

秋季北极海冰影响平流层极涡“动态年循环”的机理

杨滢茹^{1, 3}, 虞越越¹, 李亚飞², 吴宇峰¹

¹ 南京信息工程大学大气科学学院/气象灾害教育部重点实验室 (KLME) /气象与环境联合研究中心 (ILCEC) /气象灾害预报预警与评估省部共建协同创新中心 (CIC-FEMD), 南京 210044

² 天津市气象灾害防御技术中心, 天津 300074

³ 复旦大学大气与海洋科学系, 上海 200433

摘要: 本文利用 ERA5 再分析数据集和 NOAA 海冰密集度 (SIC) 数据, 通过集合经验模态分解 (EEMD) 方法, 精准捕捉了平流层极涡的动态年循环特征, 分析了与极涡建立和崩溃日相关的海冰关键区, 并从热力和动力双重维度, 揭示了秋季海冰影响平流层极涡演变的物理过程和机理。结果表明: 平流层极涡建立和崩溃时间均存在显著的年际变化, 其中崩溃时间的年际差异更为显著。伴随极涡的建立偏晚 (早) 或崩溃偏早 (晚), 均有盛冬极涡偏强 (弱) 的特征; 且极涡建立偏晚还与晚冬-早春平流层极区温度暖异常有关, 这可能为极涡的提前崩溃提供有利条件。10 月巴伦支海区域的 SIC 与极涡建立时间呈正相关, 可能通过其对秋季行星波的调控和短波辐射的反射作用影响极区温度, 但显著性均较低, 表明海冰在极涡建立中作用有限。而 10 月东西伯利亚海的 SIC 与极涡崩溃时间呈显著负相关, 前者影响后者主要机制为: 秋季异常偏低的東西伯利亚海海冰, 通过抑制行星一波的上传, 使得次极地平流层有 Eliassen-Palm (E-P) 通量辐散异常, 平流层绕极西风加强, 缓变的非绝热过程起主导作用, 使得极涡崩溃时间偏晚; 而秋季异常偏高的海冰, 通过增强行星一波的上传, 使得次极地平流层有 E-P 通量辐合异常, 平流层绕极西风减弱, 快变的动力作用起主导作用, 使得极涡崩溃时间偏早。

关键词: 平流层极涡; 极涡的建立和崩溃; 北极海冰; 短波辐射; 行星波

文章编号: 2024095A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2501.24095

收稿日期: 2024-09-09; 网络预出版日期:

作者简介: 杨滢茹, 女, 2001 年 3 月出生, 博士研究生, 主要从事次季节尺度可预报性研究。E-mail: 23113020033@m.fudan.edu.cn

通讯作者: 虞越越, E-mail: yuyy@nuist.edu.cn

资助项目: 国家自然科学基金项目 42375060, 江苏省自然科学基金项目 BK20211288

Funded by National Science Foundation of China (42375060), Natural Science Foundation of Jiangsu Province (Grant BK20211288)

Mechanisms of Arctic Sea Ice in Autumn Influencing the Varying Annual Cycle of the Stratospheric Polar Vortex

Yang Yanru^{1, 3}, Yu Yueyue¹, Li Yafei², Wu Yufeng¹

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

2 Tianjin Meteorological Disaster Defense Technology Centre, Tianjin 300074

3 Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, Fudan University, Shanghai 200433

Abstract : This paper, based on the ERA5 reanalysis dataset and the NOAA sea ice concentration (SIC) data, accurately extracted the varying annual cycle of the stratospheric polar vortex (SPV) using the Ensemble Empirical Mode Decomposition (EEMD) method. We further identified key sea ice regions associated with the interannual changes in the build-up and break-up date of the SPV, and investigated how autumn sea ice in the key region influences the evolution of SPV through both thermal and dynamic processes. Results show that there are significant interannual variations in both the SPV build-up and break-up dates, with the variation in break-up dates being more pronounced. Years with anomalously late (early) SPV build-up and early (late) break-up tend to have an anomalously strong (weak) SPV in mid-winter. Late SPV build-up is linked to warm temperature anomalies in the polar stratosphere during late winter to early spring, creating favorable conditions for SPV early break-up events. Further investigation shows a positive correlation between October SIC in the Barents Sea and the SPV build-up date, likely due to its influence on planetary wave modulation and reflected shortwave radiation in autumn. However, the statistical significance is relatively low, indicating a limited role of sea ice in the SPV build-up. Conversely, October SIC in the East Siberian Sea shows a significant negative correlation with the SPV break-up date. The primary mechanism behind this relationship is that anomalously low SIC in the East Siberian Sea suppresses the upward propagation of planetary waves. This leads to Eliassen-Palm (E-P) flux divergence anomalies, stronger stratospheric circumpolar westerlies. Thereby, SPV break-up is delayed, which is dominated by slow diabatic processes. In contrast, high SIC enhances planetary wave propagation, resulting in E-P flux convergence, weaker circumpolar westerlies. Therefore, SPV break up earlier, which is due to rapid dynamic processes.

Keywords: stratospheric polar vortex; varying annual cycle; Arctic sea ice; reflected short-wave radiation; planetary wave activity

1 引言

平流层极涡 (Stratospheric Polar Vortex, SPV) 是对流层-平流层耦合过程中的一个重要系统 (魏科, 2007a), 通常在秋季建立并在次年春季崩溃, 表现出显著的年循环变化特征 (胡景高等, 2015)。在平流层极涡转换过程中, 伴随的环流异常向下传播往往会显著影响对流层中的天气过程和气候变化, 因此, 平流层极涡的相关研究一直受到国内外专家学者的广泛关注 (艾悦秀和陈兴芳, 2000; Waugh et al., 2017)。

平流层极涡的建立通常伴随着极区位势高度和温度的降低以及强西风带建立; 反之, 极涡崩溃时极区位势高度增加, 极区温度升高, 环极纬向西风转为东风。极涡的建立和崩溃期间, 主要有两类重要事件发生: 平流层爆发性增温 (Stratospheric Sudden Warming, SSW) 和平流层最后增温 (Stratospheric Final Warming, SFW)。SSW 可能引发北半球冬季极涡的变形甚至崩溃 (Labitzke & Van, 2012; Shi et al., 2017; Rao et al., 2018; Baldwin et al., 2021), 通常伴随极地温度的快速上升和绕极西风气流的减弱或逆转 (Limpasuvan et al., 2004; Charlton and Polvani, 2007; Hu et al., 2014a)。SFW 则发生在春季, 此时平流层极区温度的快速升高导致极涡彻底崩溃, 极涡由冬季型转为夏季型 (Black et al., 2006; Hu et al., 2014a)。已有研究表明, 平流层极涡崩溃时间存在显著的年际变化, 从最早年到最晚年, 崩溃的时间跨度可长达两个月 (魏科等, 2007b; Hu et al., 2014b)。极涡崩溃偏早年, 其崩溃速度较快, 有研究指出对流层向上传播的行星尺度波动在其中起主导作用 (Hu et al., 2014b); 而崩溃偏晚年, 极涡则主要受非绝热加热的影响 (Black and McDaniel, 2007; 魏科等, 2008)。

极涡崩溃时间的早晚伴随着显著的天气气候变化。比如: SFW 的爆发早晚会影响春季环流的异常, 进而对夏季风产生影响 (胡景高, 2014c); 极涡崩溃的年际变化与南亚 5 月降水异常以及中亚 3 月温度异常密切相关 (沈熙等, 2017); 春季较强且崩溃较晚的平流层极涡会导致东西伯利亚海的海冰厚度异常减少 (Kelleher et al., 2020); SFW 与中纬度的极端天气也有一定关系 (Scaife et al., 2008; Kolstad et al., 2010; Domeisen and Butler, 2020; Bergner et al., 2022), 在 SFW 期间, 极涡的强度减弱, 极地冷空气向南移动, 冷空气的入侵常常引发寒潮和低温天气。此外, 极涡崩溃时间对北极平流层臭氧有着重要影响。具体的, 较晚的极涡崩溃会延长平流层冬季的持续时间, 从而加剧臭氧的损耗, 延迟臭氧的恢复, 导致北极臭氧浓度显著减少, 进而影响北半球中高纬度区域的天气气候 (Lawrence et al., 2020; Friedel et al., 2022)。

近年来, 随着全球变暖的持续, 北极海冰不断减少, 海冰—反照率正反馈以及云和水汽增加导致向下长波辐射增强, 这一过程被认为是北极放大效应的重要原因 (Feldl et al., 2020), 而北极放大效应可进一步加强大气环流的季节内和年际尺度变率 (Screen and Simmonds, 2010; Wu et al., 2013; Vihma, 2014; Cohen et al., 2014; Cohen et al., 2020)。北极海冰的异常变化能够通过影响波活动、短波辐射等一系列复杂动力热力过程影响平流层极涡的强度 (魏科等, 2008; Belchansky et al., 2004; Mitchell et al., 2012; Jaiser et al., 2013; 武炳义, 2018; 马丽云, 2021)。具体而言, 海冰通过直接影响地面对短波辐射的吸收及反射, 影响地面温

度, 进而调控行星波垂直传播 (Zuev and Savelieva, 2019) ; 初冬巴伦支海-喀拉海区域的海冰异常减少, 常引发显著的高层大气响应, 行星尺度波从对流层向平流层的垂直传播活跃, 并在平流层内破碎, 从而导致极涡减弱 (Kim et al., 2014; Nakamura et al., 2016; 武炳义, 2018; Kim and Kim, 2020) 。初秋北极海冰的减少可能影响冬季对流层和平流层极涡, 即在海冰较少的情况下, 平流层极涡减弱、温度升高会使得对流层北极涛动 (Arctic Oscillation, AO) 呈现负位相, 在这个过程中, 对流层和平流层之间的相互作用通过行星波上传增强得以维系 (Jaiser et al., 2013) 。

对于极涡的年循环特征, 前人的研究多采用多年平均的气候态数据, 并集中于对原始场的研究 (Hu et al., 2014b) , 偏于探究静态特征, 对极涡建立、崩溃时间异常年份的环流场、短波辐射、波活动相关的动态特征分析得比较少。关于海冰影响平流层极涡的研究, 前人多关注海冰异常对平流层极涡强弱的影响, 但针对海冰如何影响平流层极涡建立、崩溃时间的研究相对匮乏。因此, 本文采用集合经验模态分解 (Ensemble Empirical Mode Decomposition, EEMD) 方法, 提取极涡动态年循环信号, 首先探究环流场、行星波活动的时空变化特征, 进而揭示与平流层极涡变化密切相关的海冰信号, 分析其在调控平流层极涡年循环中的关键作用, 并从热力和动力双重维度揭示其影响机制。

2 资料和方法

2.1 资料

本文使用的数据包括:

(1) 1982-2021 年 ERA5 逐日再分析数据集, 变量包括: 位势高度、水平风场、温度场、短波辐射、净短波辐射等, 水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$, 垂直方向覆盖 1000 hPa 到 10 hPa, 共 32 层。本文使用的地面反射短波辐射等于向下的短波辐射减去地面接收的净短波辐射, 并利用该再分析数据集中的水平风场和温度场对 Eliassen-Palm (E-P) 通量 1-4 波及其 1 波、2 波和 3 波通量分别进行计算。

(2) 1982-2020 年的海冰密集度 (Sea Ice Concentration, SIC) 数据为 NOAA 提供的月平均格点资料 (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html> [2024-11-01]), 水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。

2.2 方法

2.2.1 EEMD 方法

集合经验模态分解 (EEMD) 是一种时间分析法, 其主要原理为在经验模态分解 (Empirical Mode Decomposition, EMD) 的基础上, 通过插入高斯白噪声序列, 有效抑制 EMD 方法中出现的边缘效应和尺度混合现象, 以将非平稳的时间序列转换为平稳的本征模态函数 (Intrinsic Mode Function, IMF) 分量 (Wu and Huang, 2009) 。通过该方法得出的 IMF 分量较好地保持了物理上的唯一性, 同时添加的高斯白噪声序列对最终得出的结果影响较小, 具

71 备很好的适应性（杨倩等，2021）。

72 本文对 10hPa 极区 (60 ° N-90 ° N) 平均位势高度的多年时间序列 (1982 年 1 月 1 日-2021
73 年 12 月 31 日) 进行了 EEMD 分解，提取出 12 个 IMF 分量与 1 个非线性趋势分量，IMF
74 的平均周期如表 1 所示。其中，IMF 9 分量的平均周期为 371 天，与 365 天最为接近，因此
75 本文将 IMF 9 作为表征极涡季节演变的年循环分量。

76

77 表 1 EEMD 作用于 10hPa 极区 (60 ° N-90 ° N) 平均位势高度所得各 IMF 分量的平均周期

78 Table 1 Period of each IMF component obtained by EEMD method based on polar-averaged (60°N-90°N)

79 geopotential height at 10hPa

I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I	I
MF	MF	MF2	MF3	MF4	MF5	MF6	MF7	MF8	MF9	MF10	MF11	MF12	MF12
分量	1												
平													
均周													
期		3	4	4	7	1	2	5	1	3	3	8	1
(天					4	6	3	42	71	45	33	538	
)													

80

81 2.2.2 E-P 通量的计算方法

82 本文采用 E-P 通量的垂直、经向分量及其散度，诊断分析波活动特征以及波-流相互作用。
83 p 坐标下的 E-P 通量计算公式为 (Edmon et al., 1980; Andrews et al., 1987)：

$$\begin{aligned} F_{(\varphi)} &= -r_0 \cos \varphi \bar{u}' v' \\ \{ F_{(p)} &= f r_0 \cos \varphi \frac{\bar{v}' \bar{\theta}'}{\vartheta_p} \end{aligned} \quad (5)$$
$$\nabla \cdot F = \frac{1}{r_0 \cos \varphi} \frac{\partial}{\partial \varphi} (F_{(\varphi)} \cos \varphi) + \frac{\partial}{\partial p} (F_{(p)})$$

85

86 式中， $F_{(\varphi)}$ 为水平方向的 E-P 通量， $F_{(p)}$ 为垂直方向的 E-P 通量， $\nabla \cdot F$ 为 E-P 通量的

87 散度； u 、 v 分别表示纬向风和经向风； r_0 、 φ 、 ϑ 、 f 分别表示地球的半径、纬度、位温、
88 科氏参数。向上的 E-P 通量表征波动上传播；E-P 通量散度大（小）于零，表征有波动的
89 辐散（合），纬向基本气流将加（减）速。

90

91 2.2.3 极涡建立日和崩溃日的确立

92 关于北半球极涡的建立日期，已有多种界定标准。Nash 等人 (1996) 将温度处于 450K
93 时，若极涡边缘的平均风速等于或大于 15.2 m s^{-1} ，则将其定义为平流层极涡的建立日期。对

于极涡崩溃日的界定，前人通常将 SFW 日期确定为 60 ° N、10 hPa 高度层，纬向风最后一次转为东风并维持至当年秋季的日期 (Hauchecorne et al., 2022)。值得注意的是，两个方法各自独立，针对极涡建立或崩溃分别进行定义，无法将平流层极涡的演变看作一个有机整体和连续过程进行研究。

为了提升极涡建立日和崩溃日定义过程的客观性及关联性，本文利用 EEMD 方法，精准提取了 10hPa 极区平均位势高度时间序列中周期约为 1 年的 IMF9 分量，以量化表征平流层极涡的年循环变化特征。基于这一分量，本文定义：位势高度 IMF9 分量由正变高转为负变高的日期，为平流层极涡建立日；位势高度由负变高转为正变高的日期，为平流层极涡崩溃日 (图 1)。这一界定标准相较于前人的标准，不仅更加简便易行，还显著提升了定义过程的客观性以及极涡建立和崩溃时间的内在关联性。

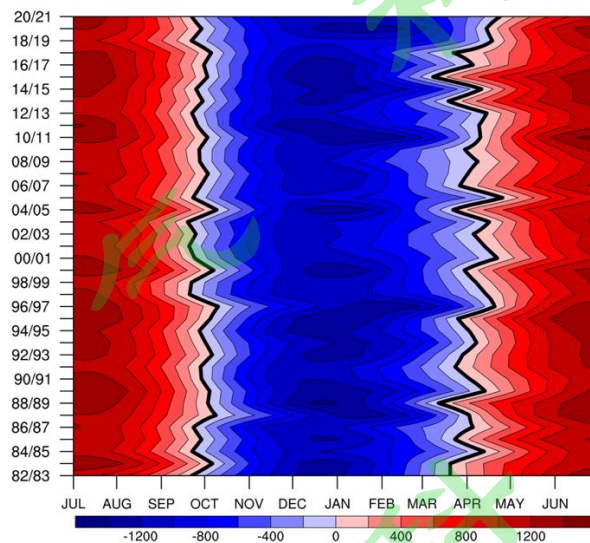


图 1 1982-2021 年逐日 10hPa 极区平均位势高度经 EEMD 分解所得 IMF9 分量:

平流层极涡年循环分量逐年演变图

(单位: gpm; 粗黑线: 零线)

Figure 1 Annual cycle of stratospheric polar vortex (SPV) represented by the IMF9 of daily polar-cap averaged geopotential height at 10hPa from January 1st, 1982 to December 31st, 2021 derived by using EEMD method (unit: gpm; thick black line represents the zero line).

3 极涡的动态年循环及其演变特征

平流层极涡建立和崩溃日年际变化如图 2 所示。由图可知，极涡建立日多集中于 9 月下旬至 10 月中旬，平均建立日期为 9 月 28 日，年际间差异显著，最大可达 21 天 (图 2a)。相比之下，极涡崩溃日期则多分布在 3 月-5 月，平均崩溃日期为 4 月 2 日 (图 2b)，其年际差异更为显著，最大跨度可达 48 天，几乎是建立日年际差异的两倍。通过对历年极涡建立日期和崩溃日期时间序列的线性趋势分析发现，建立日的趋势变率为 0.08 天/年，而崩溃日的趋势变率是 0.25 天/年，但均不显著，表明极涡的建立和崩溃时间不存在统计学上显著

的长期趋势变化。这一发现可能暗示了影响极涡建立和崩溃日期的多种因素（如：大气环流、海温异常、极冰变化等）之间的复杂相互作用达到了某种平衡，使得极涡的周期性行为在较长时间尺度上保持了相对稳定。然而，这并不意味着极涡的行为完全不受气候变化的影响，因为气候变化可能通过改变这些影响因素的强度和分布来间接影响极涡的行为特征。

为进一步分析，我们定义了极涡建立（崩溃）显著偏晚和偏早年。具体而言，本文先将极涡建立（崩溃）日按时间顺序由早到晚排序，选取极涡建立（崩溃）日超出 70 百分位（即：建立日晚于 10 月 1 日，崩溃日晚于 4 月 10 日）的年份作为极涡建立（崩溃）偏晚年，选取低于 30 百分位（即：建立日为早于 9 月 22 日，崩溃日早于 3 月 26 日）的年份作为极涡建立（崩溃）偏早年。每类样本均为 12 年，具体年份分类如表 2 所示。与 Lawrence 等人（2018）对极涡建立的季节以及 Hauchecorne 等人（2022）定义的极涡崩溃日期基本一致，并呈现出显著的年际变化。然而，本文定义的崩溃日期与 Hauchecorne 等人（2022）的结果相比仍存在细微差异。

值得注意的是，12 年中共有 5 年同时表现为极涡建立偏晚和极涡崩溃偏早的情况；同样，也有 5 年表现为极涡建立偏早和极涡崩溃偏晚，这说明极涡建立偏晚/早和极涡崩溃偏早/晚可能存在一定的联系。此外，由于各变量在极涡建立/崩溃偏早与偏晚的合成结果在模态分布上呈现出基本相反的特征，并且这一特征在海冰偏低与偏高年的合成结果也同样显现。因此，下文中仅展示合成差值场结果。

气
科
风
刊
气
候

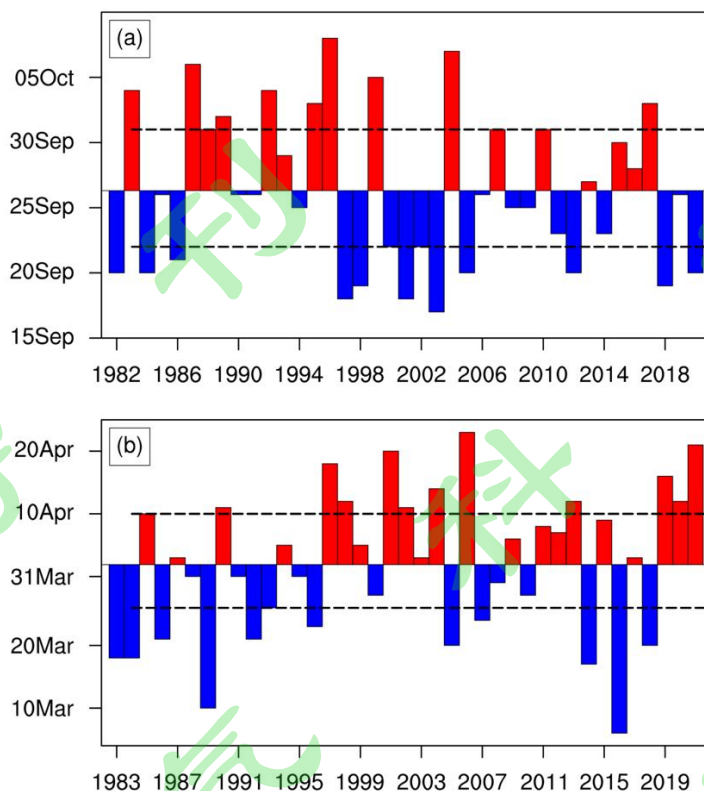


图 2 平流层极涡 (a) 建立日和 (b) 崩溃日的年际演变。图 a 中黑色虚线分别为建立日期 70 百分位数 10 月 1 日和 30 百分位数 9 月 22 日；图 b 黑色虚线分别为崩溃日期 70 百分位数和 4 月 10 日和 30 百分位数 3 月 26 日。红色柱状图表示极涡建立/崩溃时间晚于平均值的年份，蓝色柱状图表示极涡建立/崩溃时间早于平均值的年份。

Figure 2 Dates of SPV (a) build-up and (b) break-up for each year. Black dashed lines indicate (a) the 70th percentile of build-up dates (i.e., October 1) and the 30th percentile (e.g., September 22), (b) the 70th percentile of beak-up dates (i.e., April 10) and the 30th percentile (i.e., March 26). Red bars represent years when the SPV build-up or break-up dates are later than the average, and blue bars represent years when the dates are earlier than the average.

表 2 平流层极涡建立和崩溃的显著偏早、偏晚年份列表

Table 2 Years of late and early build-up and break-up of SPV.

极 涡 建 立	早 年	1	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2
		982	984	986	997	998	001	002	003	005	012	018
	晚 年	1	1	1	1	1	1	1	1	2	2	2
		983	987	988	989	992	995	996	999	004	007	010
			1	1	1	1	1	1	1	2	2	2

极	早	983	984	986	989	992	993	996	005	007	014	016	018
涡	年												
崩													
溃	晚	1	1	1	1	2	2	2	2	2	2	2	2
	年	985	990	997	998	001	002	004	006	013	019	020	021

在极涡建立的偏晚年与偏早年，环流场的异常演变特征差异如图 3a, c, e 所示。由图可知，在极涡建立显著偏晚年份相比于偏早年主要有以下显著差异：10 月-12 月，平流层极区异常偏暖（图 3a），位势高度出现正异常（图 3c），且绕极西风异常减弱（图 3e），这些特征表明，此时平流层极涡较往年偏弱。相反，在极涡建立偏早年，从晚秋到初冬期间，平流层极区温度异常偏冷，位势高度异常偏低，绕极西风增强，极涡强度自晚秋起便异常偏强。环流异常的后续演变还表明，极涡建立的早晚与冬季及早春的极涡强度变化存在紧密联系。伴随建立偏晚年的晚秋到初冬异常偏暖现象，12-2 月有显著的极区冷异常、位势高度负异常、绕极西风正异常，表明平流层极涡建立偏晚年往往在盛冬出现异常偏强的极涡系统。显著的西风正异常在 12 月底、1 月中下旬以及 3 月初可向下延伸至对流层低层，进而可能调控对流层大尺度环流变化。值得注意的是，与极涡建立有关的平流层极区温度显著异常还可延伸至 4 月初，与偏早年相比，在极涡建立偏晚年的早春，往往在平流层 50hPa 以上的层次出现异常偏暖现象，有利于极涡的提前崩溃。

极涡崩溃偏晚年和偏早年合成差值场（图 3b, d, f）显示，在崩溃偏晚年的 3 月至 4 月，平流层极区的平均温度和位势高度呈显著负异常（图 3b, 3d），绕极西风显著增强（图 3f），表明早春的极涡强度显著偏强，因而对应极涡崩溃偏晚。上述特征在崩溃偏早年则相反。在早春这个极涡崩溃的关键时段之前，12 月-1 月期间平流层极区温度在崩溃偏晚年显著偏高，伴随位势高度显著正异常和绕极西风明显减弱，表明崩溃偏晚年的极涡在盛冬往往异常偏弱。相反的，崩溃偏早年的极涡在盛冬往往异常偏强。以上结果可能与冬季发生的平流层突然增温事件有关。根据胡景高等（2015）的研究，冬季强 SSW 事件的发生与 SFW 事件的早晚存在紧密联系，当冬季发生强 SSW 事件时，通常会导致 SFW 爆发偏晚；而在没有强 SSW 的冬季，SFW 爆发往往偏早。然而，进一步向前追溯到极涡建立的关键期（10-11 月），并未发现显著的异常特征，说明极涡的崩溃早晚与其建立时间无紧密联系。

综上，平流层极涡的建立、崩溃早晚均与盛冬期间的极涡强度显著相关，即：盛冬强极涡往往对应秋季极涡建立偏晚、春季极涡崩溃偏早。极涡建立的早晚甚至可能与晚冬-早春的极区温度异常变化存在关联、进而为极涡的崩溃提供有利条件。但是极涡崩溃的早晚与晚秋环流异常变化的相关性很弱，说明极涡建立伴随的物理过程和影响因子对极涡崩溃的影响十分有限。

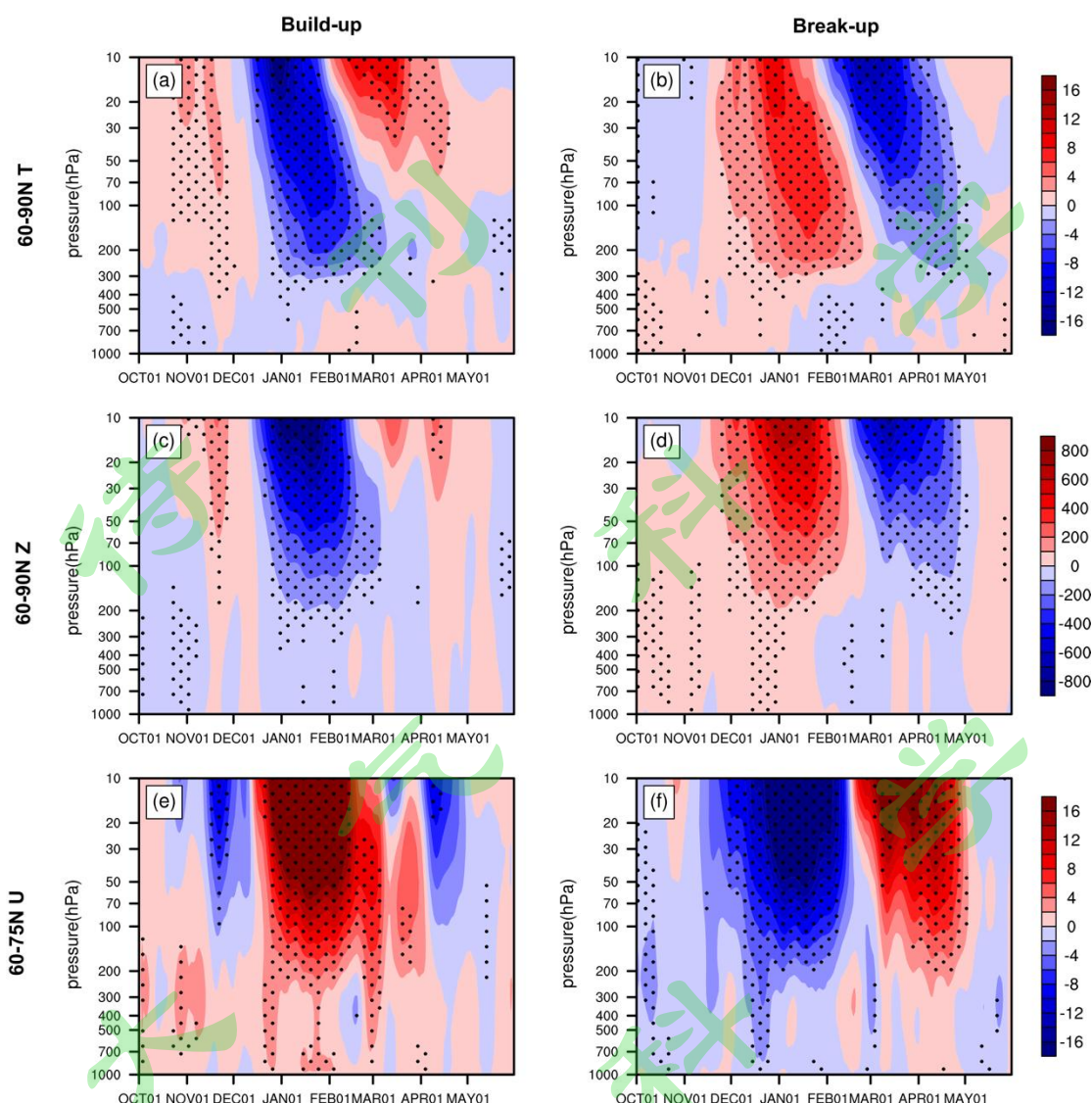


图3 极涡建立（左列）和极涡崩溃（右列）的显著偏晚年与偏早年差值的高度-时间剖面：

(a)、(b) 极区平均温度异常（单位：K）；(c)、(d) 极区平均位势高度异常（单位：gpm）；(e)、(f) 60-75°N 平均纬向风异常（单位：m/s）
(打点部分通过了 90% 的双样本 t 检验)

Figure 3 Height-time cross-sectional diagrams depicting composite mean differences between the late and early years of SPV build-up (left column) and break-up (right column) (late minus early): (a), (b) polar cap averaged temperature anomalies (unit: K); (c), (d) polar-averaged geopotential height anomalies (unit: gpm); (e), (f) zonal wind anomalies averaged over 60-75°N (unit: m/s). Dotted areas indicate composite difference above the 90% significance level based on a two-sample t-test.

4 秋季海冰与极涡建立和崩溃时间的关系

图4给出了10月海冰密集度（SIC）在极涡建立偏晚年与偏早年合成平均的差值以及崩溃偏晚年与偏早年差值。由图可知，极涡建立偏晚年较偏早年，除格陵兰海外，北极大部

分海域有 SIC 正异常, 显著的正异常位于巴伦支海(图 4a)。而极涡崩溃偏晚年较偏早年, 北
极大部分海域有 SIC 负异常, 显著区域主要位于东西伯利亚海(图 4b)。值得注意的是在极涡
建立早晚对比情形下, 极区 SIC 差值的正异常通过 90%显著性检验的区域较少, 表明相比
于极涡建立, 秋季北极 SIC 异常与极涡崩溃时间的联系更加紧密。

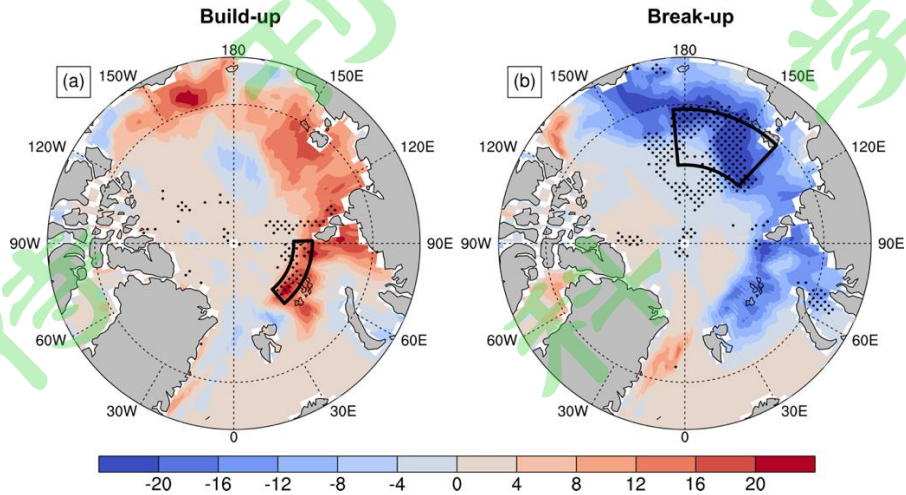


图 4 1982-2020 年 10 月海冰密集度 (SIC) 在平流层极涡 (a) 建立、(b) 崩溃偏晚年与偏早年合成平均的
差值

(偏晚年-偏早年; 黑框为极涡建立/崩溃相关的海冰关键区; 打点部分通过了 90%的双样本 t 检验, 单位: %)

Figure 4 Composite mean differences in October sea ice concentration (SIC, unit: %) between late and early years of SPV (a) build-up and (b) break-up from 1982 to 2020 (late minus early). Black boxes highlight the key sea ice regions that are closely associated with SPV build-up and break-up. Dotted areas indicate the composite differences above the 90% significance level based on a two-sample t-test.

为了进一步探究海冰变化对极涡建立、崩溃早晚的影响, 本文选取东西伯利亚海 (75.5° N- 81.5° N, 137.5° E- 174.5° W) 作为与极涡崩溃相关的海冰关键区, 选取巴伦支海 (81.5° N- 83.5° N, 40.5° E- 92.5° E) 作为与极涡建立相关的海冰关键区。将 1982-2020 年 9-11 月每年各月的海冰关键区的 SIC 区域平均值作为海冰指数, 计算极涡崩溃/建立日期与秋季 (9-11 月) 海冰指数的相关系数, 结果如表 3 所示。由表可知, 秋季各月海冰指数与极涡崩溃时间存在负相关, 表明海冰关键区域 SIC 越低, 极涡崩溃的时间越晚。相较 9 月和 11 月, 10 月的海冰指数与极涡崩溃时间的相关关系最为显著, 相关系数达到 -0.35, 且通过了 95%的显著性检验。此外, 海冰指数与极涡建立时间的正相关关系也在 10 月最为显著, 表明 10 月巴伦支海区域的 SIC 越高, 则极涡建立越晚, 然而需要注意的是, 虽通过 90%的显著性检验, 但并未通过 95%的显著性检验, 表明巴伦支海区域的 SIC 异常与极涡建立存在一定联系, 但不太紧密。据此, 下文选用 10 月海冰指数, 探究关键区海冰变化对极涡建立、崩溃早晚的影响。

表 3 1982-2020 年 9-11 月海冰关键区海冰指数与极涡崩溃/建立日期的相关关系 (*表示通过 90%的 t 检验, **表示通过 95%的 t 检验)

Table 3 Correlation coefficients between SIC averaged over key sea ice regions in each of the autumn months from September to November and the dates of polar vortex build-up and break-up during 1982-2020. An asterisk (*) indicates correlations above the 90% significance level and a double asterisk (**) indicates above the 95% significance level, based on a t-test.

	与极涡崩溃日期的相关系数	与极涡建立日期的相关系数
9 月海冰指数	-0.18	0.19
10 月海冰指数	-0.35**	0.27*
11 月海冰指数	-0.31*	0.17

5 海冰影响极涡建立、崩溃时间的可能机制

本文将与极涡建立和崩溃相关的海冰关键区 10 月份海冰指数超出 70 百分位的年份定义为海冰高值年 (共 12 年, 与极涡崩溃相关的海冰高值年分别为: 1983、1984、1985、1986、1987、1988、1989、1992、1996、1998、1999 和 2001; 与极涡建立相关的海冰高值年分别为: 1982、1986、1987、1988、1989、1991、1992、1993、1998、2002、2003 和 2006) , 低于 30 百分位的年份作为海冰低值年 (共 12 年, 与极涡崩溃相关的海冰低值年: 2003、2005、2007、2008、2010、2012、2014、2016、2017、2018、2019 和 2020; 与极涡建立相关的海冰低值年: 1984、1995、2001、2009、2011、2012、2013、2015、2016、2018、2019 和 2020) 。基于此, 探究海冰影响平流层极涡建立、崩溃时间的热力和动力机制。

5.1 热力作用

海冰通过反射短波辐射从而减少地表吸收的太阳能来冷却地球, 被称为“气候调节器”(Xiao et al., 2015; Su et al., 2019; Xiao et al., 2019) 。那么 10 月北极海冰反射的短波辐射在穿越平流层时, 是否可能再次被臭氧等气体部分吸收, 从而加热平流层大气、进而延缓极涡建立呢? 图 5a 为极涡建立偏晚年与偏早年合成平均地面反射短波辐射通量异常的差值。由图可见, 在极涡建立偏晚年的 10 月, 高纬度大部分区域表现为反射短波辐射通量的正异常, 表明地面向上反射的短波辐射较多。同期, 极区温度的垂直结构表现为“平流层正异常、对流层负异常”特征 (图 3a) , 不利于平流层极涡的建立。进一步对比海冰指数偏高年与偏低年差异发现, 反射的短波辐射通量在绝大部分区域表现为显著的正异常 (图 5b) , 并且极区温度的垂直结构也表现出显著的上暖下冷特征 (图 6) 。然而需要注意的是, 在极涡建立早晚年间地面反射短波辐射的合成分析中 (图 5a) , 通过 90%显著性检验的区域较少, 且在海冰关键区内的反射太阳辐射并未表现出显著差异。因此, 秋季海冰通过调控地面反射短波辐射在极涡建立过程中的线性作用可能较为有限。

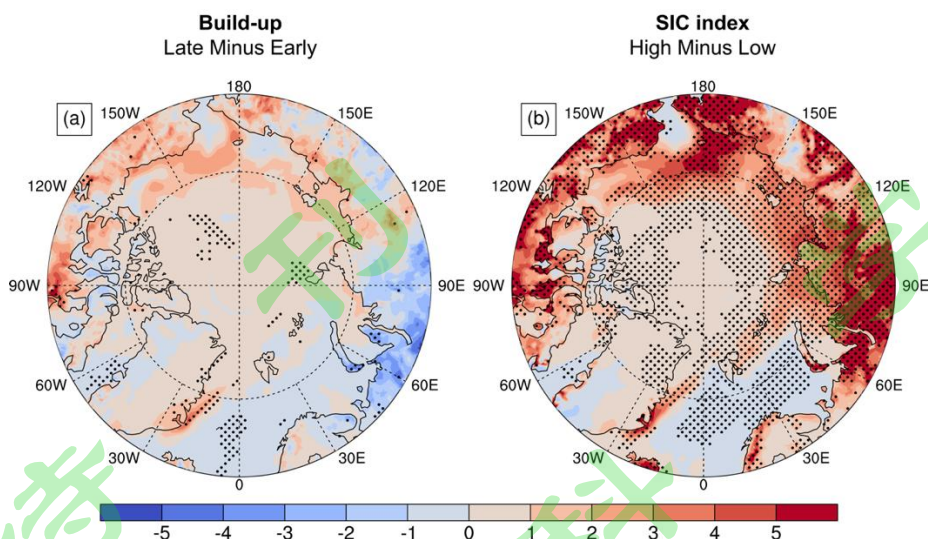


图 5 1982-2020 年 10 月地面反射短波辐射通量异常在 (a) 平流层极涡建立偏晚年与偏早年, (b) 与极涡建立相关的海冰指数偏高年与偏低年合成平均的差值图
(极涡建立偏晚年-偏早年; 与极涡建立相关的海冰指数偏高年-偏低年; 打点部分通过了 90% 的双样本 t 检验区域, 单位: W m^{-2})

Figure 5 Composite mean fields of monthly mean surface-reflected shortwave radiation flux anomalies (unit: W m^{-2}) in October from 1982 to 2020 between (a) late and early SPV build-up years (late - early), (b) high and low SIC index years associated with SPV build-up (high - low). Dotted areas indicate significance at the 90% level based on a two-sample t-test.

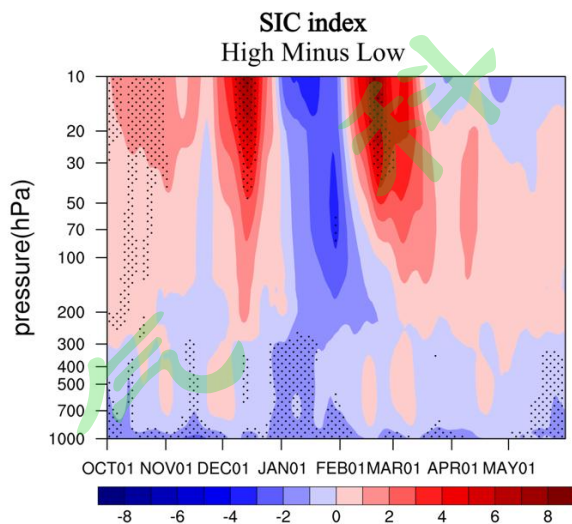


图 6 极区平均温度异常 (单位: K) 在极涡建立相关的海冰指数偏高年与偏低年间的合成差值高度-时间剖面 (打点部分通过了 90% 的双样本 t 检验)

Figure 6 Height-time cross-sectional diagram of composite mean polar cap averaged temperature anomalies (unit: K) between high and low SIC index years (high - low). Dotted areas indicate composite difference above the 90% significance level, based on a two-sample t-test.

5.2 动力过程

图 7 展示了极涡建立偏晚与偏早年, 以及与极涡建立相关的海冰指数偏低与偏高年中, E-P 通量及其 1 波、2 波、3 波的垂直分量异常的合成平均差值场。E-P 通量异常已去除年循环信号, 从而聚焦于年际变化特征。由图可知, 在极涡建立偏晚年的晚秋时段 (10 月底-11 月初), 相较于偏早年, E-P 通量垂直分量从对流层上层到平流层以正异常为主, 可见零星显著区域 (图 7a), 其中 1 波垂直分量呈显著的正异常, 在行星波向上传播中起主要贡献 (图 7c)。该结果表明, 晚秋对流层行星波活动的上传异常偏强, 对应向极地平流层的热通量偏强, 此时, 平流层极涡由动力过程引起的加热有利于此时平流层极区异常偏暖 (图 3a), 不利于极涡建立, 极涡建立偏晚。而与极涡建立相关的巴伦支海海冰指数偏高年, 相较于偏低年, 晚秋 E-P 通量垂直分量及其 2 波分量呈正异常, 但均未通过显著性检验 (图 7b、d、f、h)。以上结果表明, 除了上节提到的热力作用以外, 动力作用也是协同影响极涡建立时间的重要因子, 但关键区——巴伦支海海冰可能并不是相关行星波活动的主导因素, 这就解释了为何 10 月海冰指数与极涡建立时间的相关性较低的原因 (表 3)。

此外, 我们还发现相较于极涡建立偏早年, 建立偏晚年的 E-P 通量垂直分量在 12 月呈现显著负异常, 1 月下旬-2 月呈显著正异常 (图 7a)。这一特征解释了图 3a、c、e 中展示的极涡后续演变特征, 即: 在极涡建立偏晚时, 极涡在盛冬异常偏强, 在早春异常偏弱, 有利于提早崩溃, 在极涡建立偏早时则相反。12 月的 E-P 通量垂直分量负异常由 1 波、2 波共同贡献, 而 1 月下旬-2 月的显著正异常主要由 2 波贡献 (图 7c、e)。类似于 E-P 通量的 2 波垂直分量在建立偏晚与偏早年差值场 (图 7e), 2 波垂直分量在巴伦支海海冰偏高年与偏低年合成差值场在 12-2 月也呈现出由负异常转为正异常的显著变化特征 (图 7f), 表明巴伦支海海冰对盛冬时期 2 波活动及其波能垂直传播具有重要影响。

针对极涡崩溃偏晚与偏早年以及与极涡崩溃相关的海冰指数偏低与偏高年的波活动情况, 本文进行了类似分析, 如图 8 所示。结果表明, 在崩溃偏晚年, E-P 通量垂直分量在 2 月 1 日-3 月 15 日维持显著的负异常, 说明行星波异常偏弱, 并且其向上传播受到抑制 (图 8a); 在崩溃偏早年, 则相反, 冬春季持续的波动驱动的热通量向极地输送, 可削弱平流层极涡, 有利于其提前崩溃。由不同尺度波动分量结果可知, 1 波 (图 8c) 和 2 波 (图 8e) 的垂直波通量在平流层范围内均有显著负异常, 抑制行星波波能的上传。其中, 1 波分量的负异常在垂直方向上更加深厚, 在 2 月中旬-3 月上旬时段从对流层一直延伸至 10hPa, 2 波分量负异常主要位于 50-150hPa, 但持续时间更长。从 2 月 1 日-3 月 15 日阶段平均的 E-P 通量及其散度异常在极涡崩溃偏晚年和偏早年的差异场 (图 9a) 可以清楚看到, 当极涡崩溃偏晚时, 伴随向下的 E-P 通量异常是高纬度 (70°N 以北) 向赤道的 E-P 通量异常, 导致平流层极区有显著的 E-P 通量辐散, 有利于平流层极区偏冷、绕极西风加速, 极涡在晚冬-早春维持较强水平。这种波活动特征与 1 波分量最为一致, 其中 30hPa 以上层次的 E-P 通量散度异常主要由 1 波贡献 (图 9c), 而在 30-100hPa 层次, 2 波的贡献更为主导 (图 9e)。海冰指数偏低年与极涡崩溃偏晚年的 2-3 月 E-P 通量也表现为异常向下传播, 平流层极地区域有 E-P 通量辐散异常 (图 8b, 图 9b), 主要由 1 波贡献 (图 8d, 9d)。由以上波活动通

量及其散度的分析结果表明，10月东西伯利亚海区域海冰偏少时，可以通过抑制2-3月1波型波活动及其波能向平流层的上传，从而推迟极涡崩溃时间；而当海冰偏多时，2-3月行星波活动加强上传，极区增暖，为极涡的提前崩溃提供了有利条件。

由图8a还可知，伴随崩溃偏晚年1月末-3月的E-P通量垂直分量的负异常，有11月中旬-12月的显著正异常，它可以减弱平流层极涡，使其在盛冬月份异常偏弱；而崩溃偏早年则能观察到相反特征。这种波活动的季节内反转也很好解释了图3b, d, f中显示的极涡崩溃时间早晚与盛冬极涡的紧密联系。

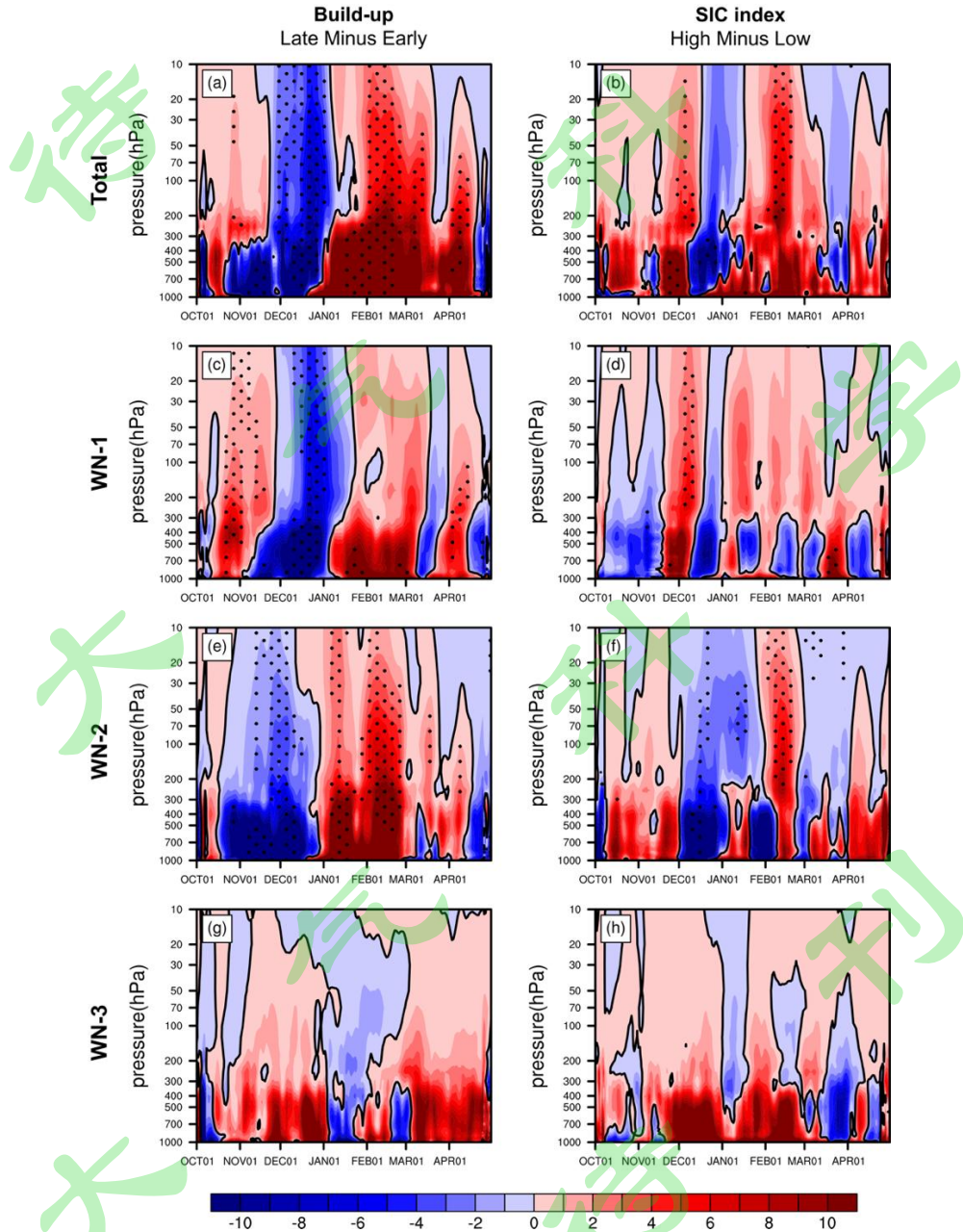


图7 50-70°N平均、15天平滑的E-P通量垂直分量异常在平流层极涡建立偏晚年与偏早年合成平均差值的(左列)、与极涡建立相关的海冰指数偏高与偏低年合成平均差值的高度-时间剖面图：

(a) - (b) E-P通量垂直分量异常，(c) - (d) 1波分量，(e) - (f) 2波分量，(g) - (h) 3波分量。
(打点部分通过了90%的双样本t检验，单位： $m^3 s^{-2}$)

Figure 7 Height-time cross-sectional diagrams of composite mean differences in the 15-day running mean anomalies of E-P flux vertical component averaged over 50-70°N between late and early SPV build-up years (left column; late - early) and between high and low SIC index years (right column; high - low): (a)-(b) wavenumber 1 - 4, (c)-(d) wavenumber 1, (e)-(f) wavenumber 2, (g)-(h) wavenumber-3 components. Dotted areas indicate composite differences above 90% significance level, based on a two-sample t-test.

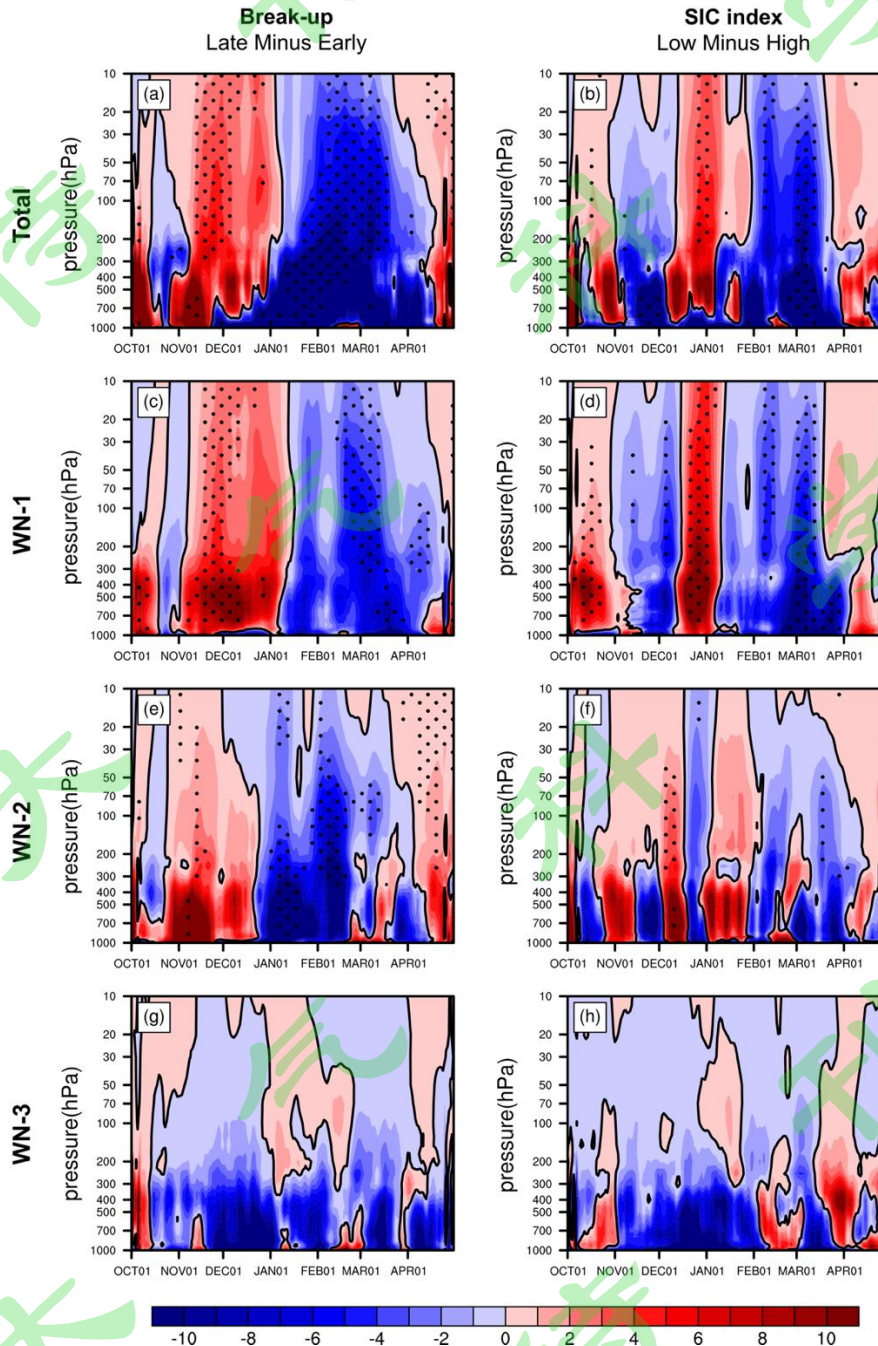


图 8 同图 7, 但为平流层极涡崩溃偏晚年与偏早年 (左列)、与极涡崩溃相关的海冰指数偏低与偏高年 (右列) 合成平均差值的高度-时间剖面图

Figure 8 As in Figure 7, but for the SPV break-up.

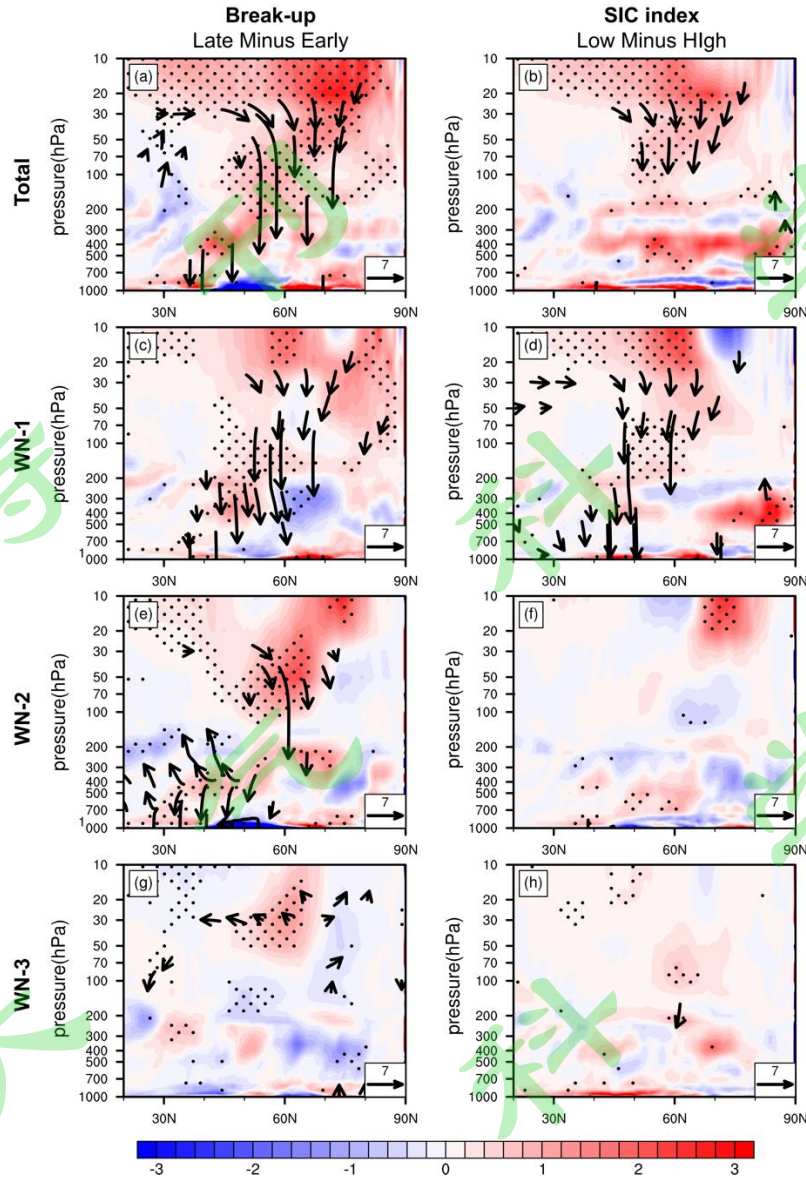


图 9 2 月 1 日-3 月 15 日时段平均的 E-P 通量水平、垂直分量（矢量箭头）及 E-P 通量散度（阴影）异常的高度-纬度剖面图：极涡崩溃偏晚年与偏早年合成平均差值（左列），与极涡崩溃相关的海冰指数偏低与偏高年合成平均差值（右列）；（a）-（b）E-P 通量垂直分量异常，（c）-（d）其 1 波分量异常，（e）-（f）2 波分量异常，（g）-（h）3 波分量异常。

（打点部分表示 E-P 通量散度通过了 90%显著性的双样本 t 检验，单位： $\text{m s}^{-1} \text{d}^{-1}$ ；箭头表示 E-P 通量垂直分量通过了 90%显著性的双样本 t 检验，参考箭头： $2\text{m}^3 \text{s}^{-2}$ ）

Figure 9 Height-latitude cross-sectional diagrams of composite mean differences in the anomalies of E-P fluxes (vectors, unit: $2\text{m}^3 \text{s}^{-2}$) and their divergence (shaded; unit: $\text{m s}^{-1} \text{d}^{-1}$) averaged from February 1 to March 15 between late and early SPV break-up years (left column; late - early) and between low and high SIC index years associated with SPV break-up (right column; low - high): (a)-(b) total waves, (c)-(d) wavenumber-1, (e)-(f) wavenumber-2, (g)-(h) wavenumber-3 components. Dotted areas indicate composite differences above 90% significance level, based on a two-sample t-test.

331

332 6 结论与讨论

333 本文综合运用多源再分析资料, 采用集合经验模态分解 (EEMD) 方法客观提取和探究
334 了平流层极涡的动态年循环特征, 揭示了平流层极涡建立和崩溃时间变化与北极海冰的统计
335 关系, 并进一步探究了关键区海冰影响平流层极涡年循环的动力、热力过程及机理, 主要结
336 论如下:

337 (1) 平流层极涡建立和崩溃日年际变化显著, 但长期趋势变化不显著。建立日年际差
338 异约为 21 天, 而极涡崩溃日可达 48 天。此外, 极涡建立、崩溃日的早晚与盛冬极涡强弱有
339 显著的关系。具体的, 极涡建立偏晚 (早), 盛冬平流层极区温度呈现显著负 (正) 异常,
340 位势高度异常低 (高), 西风急流增强 (减弱), 极涡异常增强 (减弱)。此时, 春季平流
341 层极区温度呈现显著正 (负) 异常, 位势高度异常高 (低), 西风急流减弱 (增强), 极涡
342 异常减弱 (增强), 春季极涡的崩溃偏早 (晚)。

343 (2) 平流层极涡建立日的早晚与 10 月巴伦支海的海冰指数存在一定的正相关, 其可能通
344 过调控秋季行星波和短波辐射的变化, 进而影响极区温度。具体而言, 极涡建立偏晚年以及
345 巴伦支海 SIC 偏高年, 热力过程以晚秋极区地面反射短波辐射通量正异常和极区温度的“上
346 暖下冷”垂直结构为特征, 动力过程以行星波通量上传活跃为主要特征, 不利于平流层极区
347 冷性低涡的形成。但是巴伦支海 SIC 相关的热力和动力作用相关的合成信号在极涡建立过
348 程中通过显著性检验的部分均较少, 表明秋季海冰在极涡建立过程中的作用可能是有限的,
349 需要进一步研究海冰与其他气候因子在平流层极涡建立过程中的协同作用。

350 (3) 平流层极涡崩溃日的早晚与 10 月东西伯利亚海的海冰指数存在显著的负相关, 后者
351 通过调控行星波活动, 显著影响极涡崩溃时间。10 月东西伯利亚海的海冰指数偏低时, 2-3
352 月行星 1 波的上传减弱, 导致 E-P 通量辐散异常, 绕极西风加强, 极涡崩溃时间越晚, 在此
353 过程中缓变的非绝热辐射加热起主导作用; 10 月东西伯利亚海的海冰指数偏高时, 2-3 月行
354 星 1 波的上传增强, 导致 E-P 通量辐合异常, 绕极西风减弱, 极涡崩溃时间越早, 此时快变
355 的动力过程起主导作用。

356 值得注意的是, 本文仅针对秋季海冰对平流层极涡年循环时间的影响进行了系统研究,
357 并未考查其他重要年际变率 (如: El Niño–Southern Oscillation (ENSO)、Quasi-Biennial
358 Oscillation (QBO) 等) 的可能作用。已有研究指出, QBO 通过调节行星波的传播方向会对
359 极涡强度产生重要影响。例如, 在 QBO 的西风相位, 平流层行星波的上传活动受到抑制,
360 极涡趋于增强 (Rao et al., 2021)。而 ENSO 则通过热力强迫作用影响北半球热带外环流,
361 进而调控平流层行星波活动。例如, 在 El Niño 年, 中东太平洋的异常升温会增强行星波活
362 动, 导致极涡减弱; 而在 La Niña 年, 行星波活动较弱, 极涡则趋于增强 (Domeisen et al., 2019)。
363 本文初步计算了冬季 Niño 3.4 指数和 QBO 指数的历年冬季平均值与极涡建立和崩溃日期的
364 相关系数, 结果表明, 两者与极涡建立和崩溃时间的相关性均不显著。也有研究表明, PDO
365 (Pacific Decadal Oscillation) 等年代际因子可与 ENSO 通过改变热带和北太平洋的海温异常,

共同影响极涡强度 (Rao et al., 2019) 。在 El Niño 和正 PDO 期间, 热带东太平洋的暖海温异常加剧了平流层波活动的上传传播, 从而削弱了极涡强度; 而在 La Niña 和负 PDO 期间, 冷海温异常抑制了波动传播, 极涡增强。

综上所述, 未来研究应进一步整合更长时间序列的数据并结合数值模拟方法, 以验证并拓展现有结论的适用性和普适性。此外, 还需系统探讨海冰与其他年际尺度气候因子的非线性协同作用在平流层极涡年循环时间演变中的贡献, 以及其受更长时间尺度的海温等背景信号的影响, 从而全面揭示平流层极涡动态年循环特征年际变化的成因和关键过程, 为提升平流层极涡及其相关的天气气候异常的预测能力提供科学依据。

参考文献

- Andrews D G, Leovy C B, Holton J R. 1987. Middle atmosphere dynamics[M]. Academic Press.
- Baldwin M P, Ayarzagüena B, Birner T, et al. 2021. Sudden stratospheric warmings[J]. Reviews of Geophysics, 59(1): e2020RG000708.
- Belchansky G I, Douglas D C, Platonov N G. 2004. Duration of the Arctic sea ice melt season: Regional and interannual variability, 1979–2001[J]. Journal of Climate, 17(1): 67-80.
- Bergner N, Friedel M, Domeisen D I V, et al. 2022. On the robustness of the surface response to austral stratospheric polar vortex extremes[J]. Atmospheric Chemistry & Physics Discussions.
- Black R X, McDaniel B A, Robinson W A. 2006. Stratosphere–troposphere coupling during spring onset[J]. Journal of Climate, 19(19): 4891-4901.
- Black R X, McDaniel B A. 2007. The dynamics of Northern Hemisphere stratospheric final warming events[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 64(8): 2932-2946.
- Charlton A J, Polvani L M. 2007. A new look at stratospheric sudden warmings[J]. Part I: Climatology and modelling benchmarks, 295: 449-469.
- 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.
- Cohen J, Zhang X, Francis J, et al. 2020. Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather[J]. Nature Climate Change, 10(1): 20-29.
- Domeisen D I V, Butler A H. 2020. Stratospheric drivers of extreme events at the Earth's surface[J]. Communications Earth & Environment, 1(1): 59.
- Domeisen D I V, Garfinkel C I, Butler A H. 2019. The teleconnection of El Niño Southern Oscillation to the stratosphere[J]. Reviews of Geophysics, 57(1): 5-47.
- Edmon H J Jr, Hoskins B J, McIntyre M E. 1980. Eliassen-Palm cross sections for the troposphere[J]. Journal of Atmospheric Sciences, 37(12): 2600-2616.
- Feldl N, Po-Chedley S, Singh H K A, et al. 2020. Sea ice and atmospheric circulation shape the high-latitude lapse rate feedback[J]. NPJ Climate and Atmospheric Science, 3(1): 41.

- Friedel M, Chiodo G, Stenke A, et al. 2022. Springtime Arctic ozone depletion forces northern hemisphere climate anomalies[J]. *Nature Geoscience*, 15(7): 541-547.
- Hauchecorne A, Claud C, Keckhut P, et al. 2022. Stratospheric final warmings fall into two categories with different evolution over the course of the year[J]. *Communications Earth & Environment*, 3(1): 4.
- Hu J G, Ren R C, Yu Y Y, et al. 2014b. The boreal spring stratospheric final warming and its interannual and interdecadal variability[J]. *Science China Earth Sciences*, 57: 710-718.
- Hu J, Ren R, Xu H. 2014a. Occurrence of winter stratospheric sudden warming events and the seasonal timing of spring stratospheric final warming[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 71(7): 2319-2334.
- Jaiser R, Dethloff K, Handorf D. 2013. Stratospheric response to Arctic sea ice retreat and associated planetary wave propagation changes[J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 65(1): 19375.
- Kelleher M E, Ayarzagüena B, Screen J A. 2020. Interseasonal connections between the timing of the stratospheric final warming and Arctic sea ice[J]. *Journal of Climate*, 33(8): 3079-3092.
- Kim B M, Son S W, Min S K, et al. 2014. Weakening of the stratospheric polar vortex by Arctic sea-ice loss[J]. *Nature Communications*, 5(1): 4646.
- Kim J, Kim K Y. 2020. Characteristics of stratospheric polar vortex fluctuations associated with sea ice variability in the Arctic winter[J]. *Climate Dynamics*, 54: 3599-3611.
- 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]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(649): 886-893.
- Labitzke K G, Van Loon H. 2012. The stratosphere: phenomena, history, and relevance[M]. Springer Science & Business Media.
- Lawrence Z D, Manney G L. 2018. Characterizing stratospheric polar vortex variability with computer vision techniques[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(3): 1510-1535.
- Lawrence Z D, Perlwitz J, Butler A H, et al. 2020. The remarkably strong Arctic stratospheric polar vortex of winter 2020: Links to record-breaking Arctic oscillation and ozone loss[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 125(22): e2020JD033271.
- Limpasuvan V, Thompson D W J, Hartmann D L. 2004. The life cycle of the Northern Hemisphere sudden stratospheric warmings[J]. *Journal of Climate*, 17(13): 2584-2596.
- Mitchell D M, Osprey S M, Gray L J, et al. 2012. The effect of climate change on the variability of the Northern Hemisphere stratospheric polar vortex[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 69(8): 2608-2618.
- Nakamura T, Yamazaki K, Iwamoto K, et al. 2016. The stratospheric pathway for Arctic impacts on midlatitude climate[J]. *Geophysical Research Letters*, 43(7): 3494-3501.
- Nash E R, Newman P A, Rosenfield J E, et al. 1996. An objective determination of the polar vortex using Ertel's potential vorticity[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D5): 9471-9478.
- Rao J, Garfinkel C I, White I P. 2021. Development of the extratropical response to the stratospheric quasi-biennial oscillation[J]. *Journal of Climate*, 34(17): 7239-7255.

- Rao J, Ren R, Chen H, et al. 2018. The stratospheric sudden warming event in February 2018 and its prediction by a climate system model[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(23): 13,332-13,345.
- Rao J, Ren R, Xia X, et al. 2019. Combined impact of El Niño–Southern Oscillation and Pacific Decadal Oscillation on the northern winter stratosphere[J]. *Atmosphere*, 10(4): 211.
- Scaife A A, Folland C K, Alexander L V, et al. 2008. European climate extremes and the North Atlantic Oscillation[J]. *Journal of Climate*, 21(1): 72-83.
- Screen J A, Simmonds I. 2010. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification[J]. *Nature*, 464(7293): 1334-1337.
- Shi C, Xu T, Guo D, et al. 2017. Modulating effects of planetary wave 3 on a stratospheric sudden warming event in 2005[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 74(5): 1549-1559.
- Su B, Xiao C, Chen D, et al. 2019. Cryosphere services and human well-being[J]. *Sustainability*, 11(16): 4365.
- Vihma T. 2014. Effects of Arctic sea ice decline on weather and climate: A review[J]. *Surveys in Geophysics*, 35: 1175-1214.
- Waugh D W, Sobel A H, Polvani L M. 2017. What is the polar vortex and how does it influence weather?[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 98(1): 37-44.
- Wu B, Zhang R, D'Arrigo R, et al. 2013. On the relationship between winter sea ice and summer atmospheric circulation over Eurasia[J]. *Journal of Climate*, 26(15): 5523-5536.
- Wu Z, Huang N E. 2009. Ensemble empirical mode decomposition: a noise-assisted data analysis method[J]. *Advances in Adaptive Data Analysis*, 1(1): 1-41.
- Xiao C D, Su B, Wang X M, et al. 2019. Cascading risks to the deterioration in cryospheric functions and services[J]. *Chinese Science Bulletin*, 64(19): 1975-1984.
- Xiao C D, Wang S J, Qin D H. 2015. A preliminary study of cryosphere service function and value evaluation[J]. *Advances in Climate Change Research*, 6(3-4): 181-187.
- Zuev V V, Savelieva E. 2019. Arctic polar vortex splitting in early January: The role of Arctic sea ice loss[J]. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 195: 105137.
- 艾悦秀, 陈兴芳. 2000. 北半球 50 hPa 平均环流场的气候特征及其与我国夏季降水关系的初步分析[J]. *高原气象*, 19(1): 66-74. Ai Y, Chen X. 2000. The primary analysis of climatic feature of 50 hPa mean circulation in NH and its relationship with summer rainfall in China[J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 19(1): 66-74.
- 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*, 2015(4): 389-401. Hu J G, Ren R C, Xu H M, 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.
- 胡景高. 2014c. 北半球平流层最后增温过程及其与南亚夏季风爆发的联系[D]. 南京信息工程大学. Hu J G. 2014c. The boreal spring stratospheric final warming and its relationship with the South Asian summer monsoon onset[D]. Nanjing University of Information Science and Technology.

472 马丽云. 2021. 秋季关键区海冰变化对冬季北半球地面温度的影响及个例分析[D]. 南京信息工程大学. Ma
 473 L Y. 2021. The Impact of Autumn Sea Ice Changes in Key Regions on Winter Surface Temperatures in the
 474 Northern Hemisphere and Case Analysis[D]. Nanjing University of Information Science and Technology.
 475 沈熙, 徐海明, 胡景高. 2017. 北半球平流层极涡崩溃早晚的环流特征及其对 5 月南亚降水的影响[J]. 气象
 476 科学, 37(6): 718-726. Shen X, Xu H M, Hu J G. 2017. Inter-annual variation of the Northern Hemisphere
 477 stratospheric polar vortex breakdown and its impact on the precipitation over the South Asia in May[J]. Journal
 478 of the Meteorological Sciences (in Chinese), 37(6): 718-726.
 479 魏科, 陈文, 黄荣辉. 2007b. 北半球平流层极涡崩溃过程的动力诊断分析[J]. 中国科学: 地球科学, 37(8):
 480 1110-1119. Wei K, Chen W, Huang R H. 2007b. Dynamical diagnosis of the breakup of the stratospheric
 481 polar vortex in the Northern Hemisphere[J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 50(9): 1369-1379.
 482 魏科, 陈文, 黄荣辉. 2008. 涡动在南北半球平流层极涡崩溃过程中作用的比较[J]. 大气科学, 32(2): 206-219.
 483 Wei K, Chen W, Huang R. 2008. Comparison of the roles of wave activities in the breakup of the stratospheric
 484 polar vortex between the Southern and Northern Hemispheres[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in
 485 Chinese), 32(2): 206-219.
 486 魏科. 2007a. 北半球平流层极涡年际和季内变异及其对东亚冬季风的影响[D]. 中国科学院大气物理研究所.
 487 Wei K. 2007a. Interannual and Intraseasonal Variabilities of the Stratospheric Polar Vortex in the Northern
 488 Hemisphere and Their Influence on the East Asian Winter Monsoon[D]. Institute of Atmospheric Physics,
 489 Chinese Academy of Sciences.
 490 武炳义. 2018. 北极海冰融化影响东亚冬季天气和气候的研究进展以及学术争论焦点问题[J]. 大气科学,
 491 42(4): 786-805. Wu B Y. 2018. Progresses in the impact study of Arctic sea ice loss on wintertime weather
 492 and climate variability over East Asia and key academic disputes[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences
 493 (in Chinese), 42(4): 786-805.
 494 杨倩, 秦莉, 高培, 等. 2021. 基于 EEMD-LSTM 模型的天山北坡经济带年降水量预测[J]. 干旱区研究,
 495 38(5): 1235-1243. Yang Q, Qin L, Gao P, et al. 2021. Prediction of annual precipitation in the Northern
 496 Slope Economic Belt of Tianshan Mountains based on a EEMD-LSTM model[J]. Arid Zone Research (in
 497 Chinese), 38(5): 1235-1243.