

冬季北半球对流层极涡天气型的长期变化特征及其成因

李家庆^{1,2} 徐海明^{1,2} 邓洁淳^{1,2} 马静^{1,2}

1 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心/气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室, 南京 210044

2 南京信息工程大学大气科学学院, 南京 210044

摘要 本文首先基于 1979-2019 年 ERA5 逐日再分析数据集, 采用自组织映射 (SOM) 神经网络方法对冬季北半球对流层极涡进行客观分型, 分析了极涡天气型的时间变化特征, 揭示了冬季北半球极涡天气型长期变化的成因。结果表明: (1) 根据极涡中心位置, 极涡可分为绕极型、偶极型、偏欧亚型和偏北美型, 其中绕极型和偶极型为主导环流型。绕极型和偶极型的出现频次分别呈现显著减少和增多的趋势, 并具有明显的年际和年代际变化; (2) 绕极型的长期减少和偶极型的长期增加主要是由于北极地区快速升温导致北半球中高纬度区域间的经向温度梯度不断减小, 大气斜压性减弱, 进而引起绕极西风环流减弱, 使得北半球极涡的强度减弱, 极涡极易分裂。随后基于第六次国际耦合模式比较计划 (CMIP6) 中一个海气耦合模式 (CESM2) 的工业革命前参照试验 (piControl) 和 CO₂ 浓度每年增加 1% 的强迫试验 (1pctCO₂) 数据集, 采用上述同样的方法进一步探讨了极涡绕极型和偶极型的长期变化与全球增暖的关系, 发现无论在 piControl 还是在 1pctCO₂ 试验中绕极型和偶极型极涡仍为主导环流型, 但在 piControl 试验中绕极型和偶极型的出现频次无显著变化趋势, 而在 1pctCO₂ 试验中绕极型和偶极型则分别表现为显著减少和增多的趋势, 进一步验证了观测中这两类极涡天气型的长期变化与全球增暖密切相关。同时本文也使用了 CMIP6 中其它 11 种模式做了对比分析, 发现结果可靠。

关键词: 极涡; 天气型; 长期变化; 全球增暖影响

文章编号: 2022172A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2305.22172

Long-term Variability and Causes of Tropospheric Polar

Vortex over Northern Hemisphere in Winter

LI Jiaqing^{1,2}, XU Haiming^{1,2}, DENG Jiechun^{1,2}, MA Jing^{1,2}

收稿日期 2023-05-08; 网络预出版日期

第一作者 李家庆, 男, 1997 年出生, 硕士生, 主要从事大气环流异常动力学研究。E-mail: li_jiaq@163.com

通讯作者 徐海明, E-mail: hxu@nuist.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金 (41975106)

Funded by National natural science foundation of China (41975106)

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

2 School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract Based on the ERA5 daily reanalysis data from 1979 to 2019, the self-organizing mapping (SOM) analysis is performed to objectively classify tropospheric polar vortex over the northern hemisphere in winter, analyze the temporal variation characteristics of the polar vortex weather pattern, and reveal its causes of the long-term variation. Results are shown as follows: (1) According to the center position of the polar vortex, it can be divided into circumpolar type, dipole type, Eurasian type and North American type, in which the circumpolar and dipole types are the dominant circulation types. The circumpolar and dipole types show a significant decreasing and increasing trend respectively, with obvious interannual and interdecadal variability. (2) The long-term decrease of the circumpolar type and the long-term increase of the dipole type are mainly due to the rapid warming of the Arctic region, which leads to the continuous reduction of the meridional temperature gradient and the weakening of baroclinicity between the middle and high latitudes of the northern hemisphere. The weakening of the circumpolar westerly circulation weakens the strength of the polar vortex in the northern hemisphere, which makes it very easily to split. Then, based on the data of the pre-industrial control simulation (piControl) and the simulation forced by a $1\% \text{ yr}^{-1}$ CO_2 increase (1pctCO2) with Ocean-Atmosphere Coupled Model (CESM2) for the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6), SOM is also used to further explore the relationship between the long-term variability of circumpolar and dipole type and global warming. It is found that the circumpolar and dipole types are still the dominant circulation types in piControl and 1pctCO2. The circumpolar and dipole types have no significant variability trend in piControl, but show a significant decreasing and increasing trend respectively in 1pctCO2, which further verifies that the long-term variabilities of two polar vortex weather patterns under observation are closely related to global warming. At the same time, other eleven models for CMIP6 are used for comparative analysis, and the results are found to be reliable.

Key Words Polar vortex; Weather pattern; Long-term variability; Impact of global warming

1 引言

极涡是位于对流层中上层和平流层的持续性大尺度气旋性环流系统, 其中心活动范围通常位于两极及其附近地区, 它的活动和变化会影响中纬度的天气气候(孙兰涛等, 2006)。在北半球, 由于海陆分布的不均匀性, 极涡中心经常会偏离北极点, 从而偏向欧亚大陆或北

美大陆, 使得这些地区降温偏冷; 南半球则由于海陆分布比较均匀, 极涡几乎无偏心现象。此外, 根据极涡中心的分布特征, 一般将其分为绕极型、偶极型、偏心型和多极型四种类型 (张恒德等, 2008)。

极涡直接体现了高纬大气活动的特征, 其强度变化直接关系到北极大气、海洋、海冰和生态环境, 影响低层大气环流, 以及影响副极地甚至中纬度天气 (易明建, 2009)。因此, 众多气象学者从季节、年际和年代际等不同时间尺度上研究极涡的变化特征。在季节尺度上, 对流层极涡全年存在, 而平流层极涡仅在秋季至春季存在, 夏季极区则为反气旋控制 (Polvani et al., 2010; Waugh et al., 2017)。Gimeno et al. (2007) 定义 50hPa 最大平均纬向风速的地转流线作为极涡的边界, 并计算了极涡的强度和面积, 发现北半球极涡面积和强度有一个明显的季节性周期, 在隆冬之前上升, 然后逐渐下降, 直至极涡消失。管树轩等 (2009) 分析了北半球 10hPa 极地涡旋的季节变化, 指出北半球 10hPa 层高纬 6-8 月为反气旋控制, 9-3 月为气旋控制, 春季环流由气旋转为反气旋缓慢, 秋季环流由反气旋转为气旋迅速。张婧雯等 (2014) 分析发现 100hPa 与 500、300 和 200hPa 等层次相比, 其极涡年平均面积、强度均最大, 且随季节变化幅度也最大。

对于年际尺度上极涡的异常变化, 前人进行了大量的诊断分析和数值模拟, 指出影响极涡年际变化的因子比较多, 如平流层准两年周期振荡 (Holton and Tan, 1980, 1982; 陈文等, 2004; Wang et al., 2018)、太阳活动 (Kodera, 1995; Labitzke, 2005)、海温异常 (Sassi et al., 2004; Manzini et al., 2006; Taguchi and Hartmann, 2006) 和火山活动 (Kodera, 1995) 等。Holton and Tan (1980) 发现北半球冬季极涡在热带平流层准两年周期振荡为西风时比热带平流层准两年周期振荡为东风时更强、更深厚。Zhang et al. (2019) 重新探究了平流层准两年周期振荡对冬季北半球平流层极涡的影响, 结果与以往的研究一致, 即在平流层准两年周期振荡为东风时的极涡比平流层准两年周期振荡为西风时的弱, 并且在平流层准两年周期振荡为东风的阶段, 极涡进一步向欧亚大陆移动, 远离北美。Manzini et al. (2006) 发现厄尔尼诺-南方涛动对极涡的影响主要体现在对极涡强度和上传行星波的影响上, 结果表明相对于拉尼娜年的冬季, 厄尔尼诺年冬季的极涡要偏弱一些。邓伟涛和孙照渤 (2006) 讨论了冬季北极涛动与极涡的年际变化, 结果表明强 (弱) 北极涛动指数年, 极地 500hPa 高度场降低 (升高), 极涡强度指数偏大 (偏小), 极涡面积指数偏小 (偏大)。Lu et al. (2021) 分析了平流层极涡移动对冬季 (12-3 月) 北极涛动的影响, 发现平流层极涡向欧亚大陆的移动有利于北极涛动负位相的发生。王林等 (2021) 发现在年际变化尺度上, 当北半球冬季北极涛动处于正位相时, 北极地区的海平面气压降低, 而中纬度地区的海平面气压升高, 对应绕极西风加速, 极涡偏强。朱智慧和王延凤 (2009) 发现冬季极涡强度和北大西洋涛动指数呈反位相变化, 强 (弱) 北大西洋涛动指数年, 极地位势高度场降低 (升高), 冷空气向极地收缩 (冷空气向中纬度活动)。

国内外学者对极涡的年代际变化特征也进行了讨论。Davis and Benkovic (1992) 研究了 1947-1990 年北半球 1 月 500hPa 绕极涡的变化特征, 发现在 1966 年之后极涡显著扩张。

张恒德等（2006a, 2006b）分析了 1949-2002 年 300hPa 和 500hPa 北半球极涡年代际变化特征后指出, 年平均的极涡面积及强度均存在显著的年代际变化, 在 20 世纪 70 年代中期之前有上升趋势, 而后出现下降的趋势。张婧雯等（2014）统计了近 50 年 500、300、200 和 100hPa 等压面上冬季极涡面积和强度指数, 发现北半球极涡面积（强度）先扩张（增强）后收缩（减弱）, 极涡面积与中国平均温度和极端气温的关系密切。易明建（2009）基于北半球环状模指数对极涡年代际变化的分析显示 20 世纪末以来弱极涡出现的频率在增加, 北半球环状模指数与利用等熵位涡计算北极极涡强度的结果相一致。

近年来, 聚类分析等机器学习方法已广泛应用于研究大气环流模态的影响和变化（Lee and Feldstein, 2013; Feldstein and Lee, 2014; Horton et al., 2015; Lee et al., 2017）。Bao et al.（2017）利用自组织特征映射（Self-organizing map, SOM）方法对平流层爆发性增温的对流层前兆模态进行分类以深入了解影响平流层爆发性增温的不同物理机制。Kretschmer et al.（2018）采用层次聚类法对 60°N 以北的 10hPa 日平均纬向风速场进行聚类分析, 从而确定冬季平流层极涡的主导模态, 发现在 1979-2015 年极涡减弱是由于弱极涡的频次显著增加和强极涡的频次减少共同作用的结果。Smith and Sheridan（2019）利用 SOM 方法讨论了平流层和对流层极涡、海平面气压和由此产生的冷空气爆发之间的关系, 发现在整个冬季, 北极和北大西洋的持续性海平面气压负异常在冷空气爆发之前 1-2 周都很明显, 在严冬冷空气爆发之前, 对流层和平流层极涡持续减弱, 在初冬和冬末冷空气爆发之前, 极涡主要较强且偏离中心。Cohen et al.（2021）利用机器学习方法对 1980-2021 年期间秋季和初冬（10-12 月）的平流层极涡进行聚类分析, 发现平流层极涡拉伸模态频次的显著增加对北美大陆的降温产生了影响。

从以上的研究发现, 诸多学者不仅利用月平均资料定义极涡指数和北半球环状模指数来研究极涡的气候变化特征, 也利用日资料对平流层极涡进行聚类分析, 但北半球冬季极涡是一个从对流层中上层至平流层的深厚系统, 且平流层极涡与对流层极涡之间既存在联系又存在明显的差异。另外, 对流层环流系统相对平流层环流较为复杂多变, 其对北半球中高纬地区天气气候影响也较为直接, 因此对对流层极涡进行聚类并根据极涡中心的分布特征判别极涡的类型（如绕极型、偶极型、偏心型和多极型）以及分析其变化特征是非常有必要的。本文首先对天气尺度上北半球冬季对流层极涡进行 SOM 客观分型, 在此基础上分析各极涡天气型出现频次的时间变化特征, 尤其是其长期变化趋势, 最后揭示北半球对流层极涡天气型长期变化的成因。

2 资料与方法

2.1 资料

2.1.1 观测资料

本文使用了欧洲中期天气预报中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF）提供的第五代大气逐日再分析全球数据（ERA5; Hersbach et al., 2020）,

要素场包括位势高度场、风场和温度场,水平分辨率为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$,垂直方向从 1000hPa 到 10hPa 共 14 层,所用资料的时间段为 1979 年 12 月-2019 年 2 月,共 40 个冬季(当年 12 月到次年 2 月定义为一个冬季),数据来源于 <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/search?type=dataset>[2022-12-26]。

2.1.2 模式资料

本文还使用第六次国际耦合模式比较计划(Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, CMIP6; Eyring et al., 2016)中的工业革命前参照试验(piControl)和 CO₂ 浓度每年增加 1%的强迫试验(1pctCO₂)的逐日数据,采用的是通用地球系统模式(Community Earth System Model version 2, CESM2),要素场包括位势高度场、风场和温度场,垂直方向从 1000hPa 到 10hPa 共 8 层,所用资料的时间段为积分 80-120 年,数据来源于 <https://esgf-data.dkrz.de/search/cmip6-dkrz/>[2022-12-26]。在 piControl 试验中,所有外强迫(包括温室气体、气溶胶和土地利用等人为因素)均维持在大规模工业化开始的 1850 年水平,因此该试验不包含人为强迫造成的长期变化趋势。1pctCO₂ 与 piControl 试验相同,但只有 CO₂ 浓度以每年 1%的速率增加,是理想 CO₂ 强迫下的气候变化敏感性试验(Eyring et al., 2016; Gregory et al., 2016; 唐彦丽等, 2019; 周天军等, 2019)。

2.2 SOM 方法

SOM 聚类分析方法是一种基于竞争学习的无监督神经网络方法,能够将高维空间的输入样本在保持拓扑结构不变的情况下映射到一组二维格点(神经网络节点)中(Kohonen 1982; Vesanto et al., 2000; Kohonen, 2001)。基于该原理, SOM 能够对目标气象数据进行反复自我学习、训练,从而得到天气系统的优势模态及其天气系统的演变过程。

在对北半球对流层极涡进行 SOM 客观分型前,首先需要选择特定的极涡高度层,考虑到对流层 250hPa 极涡面积较大,可一直延伸到中高纬度地区,极涡也非常强盛。此外,CMIP6 模式试验中对流层中上层仅在 500hPa 和 250hPa 上输出了逐日数据,并且采用其它层次的位势高度场进行 SOM 分型,结果相似。因此,为了识别冬季北半球对流层极涡的类型,本文将 1979-2019 年冬季(共 3610 天)逐日 250hPa 位势高度距平场(相对于 1979-2019 年的气候态)作为样本进行 SOM 训练,从而确定最终的环流分型。

与其它动态聚类问题一样,在确定 SOM 环流型分型结果前需要事先确定分型数目(N)。当确定的分型数目 N 较多,则会使得每个分型结果之间的差异较小;而当分型数目 N 过少,则会导致不能捕捉到特定的环流型。因此,基于 Lee et al.(2017)的研究方法,我们选用(1×2)至(4×5)的分型数目进行试验。首先,计算所有北半球冬季 250hPa 逐日位势高度距平场与其最匹配的 SOM 环流型的平均空间相关系数 R ;其次,计算各个 SOM 环流型之间的平均欧氏距离 D ,其计算公式为:

$$D = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n d_i(r, s) \quad (1)$$

168

$$d(r, s) = \sqrt{\frac{2n_r n_s}{n_r + n_s}} \|\bar{x}_r - \bar{x}_s\|_2 \quad (2)$$

169

170

式中, n 为分型数目 (N) 的对偶数量, $d(r, s)$ 为第 r 型和第 s 型之间的欧氏距离, n_r 和 n_s 分别为第 r 型和第 s 型的匹配天数, $\bar{x}_r$ 和 $\bar{x}_s$ 分别为第 r 型和第 s 型的质心。

171

2.3 大气斜压性指数

172

173

174

175

大气斜压性通常是由静力稳定度和水平温度梯度共同决定的, 根据热成风平衡关系, 后者相当于水平风速的垂直切变 (Charney, 1947; Eady, 1949)。本文使用 Hoskins and Valdes (1990) 引入的最大 Eady 增长率 (maximum Eady growth rate) 作为大气斜压性强度指数, 其计算公式为:

176

$$\sigma_{BI} = 0.31gN^{-1}T^{-1} \left| \frac{\partial T}{\partial y} \right| = 0.31f \left| \frac{\partial V}{\partial z} \right| N^{-1} \quad (3)$$

177

178

179

180

181

其中, N 为浮力振荡频率, T 为气温, f 为科氏参数, V 为水平风速, z 为垂直高度。大气斜压性指数可以解释天气尺度涡动强度 (Simmons and Hoskins, 1978), 即大气斜压性指数越大, 天气尺度的波动越容易发展。在不考虑低层气流的水平切变和水汽过程的情况下, 该指数可以很好地表征大气斜压性的强弱 (Nakamura and Sampe, 2002; Nakamura and Yamane, 2010)。

182

3 观测结果

183

3.1 SOM 环流分型

184

185

186

187

188

189

190

191

192

根据 2.2 节中确定最优分型数目的方法, 将 40 年冬季共 3610 天 250hPa 位势高度距平场输入到 SOM 二维自组织训练网络当中, 通过重复 SOM 分型过程以获得 2 至 20 个节点数的分型结果, 并计算平均空间相关系数 R 和平均欧式距离 D 。由图 1 可知, 随着选取的 SOM 节点数越多, 平均空间相关系数 R 逐渐增大, 平均欧式距离 D 则逐渐减小。可以发现, 随着 SOM 节点数达到较大值时, R 和 D 的变化幅度较小, 即当节点数越多时, 各个 SOM 环流型之间的差异可以忽略。值得注意的是, 当节点数由 (1×2) 增加到 (2×2) 时, R 的变化幅度较大, 而当节点数大于 (2×2) 时, R 的增幅相对较小, D 也存在相似的变化。选取的 SOM 节点数需要满足相对较高的平均空间相关系数 R 和相对较大的平均欧氏距离 D 这两个标准, 因此本文选取 (2×2) 的节点数进行研究较为合理。

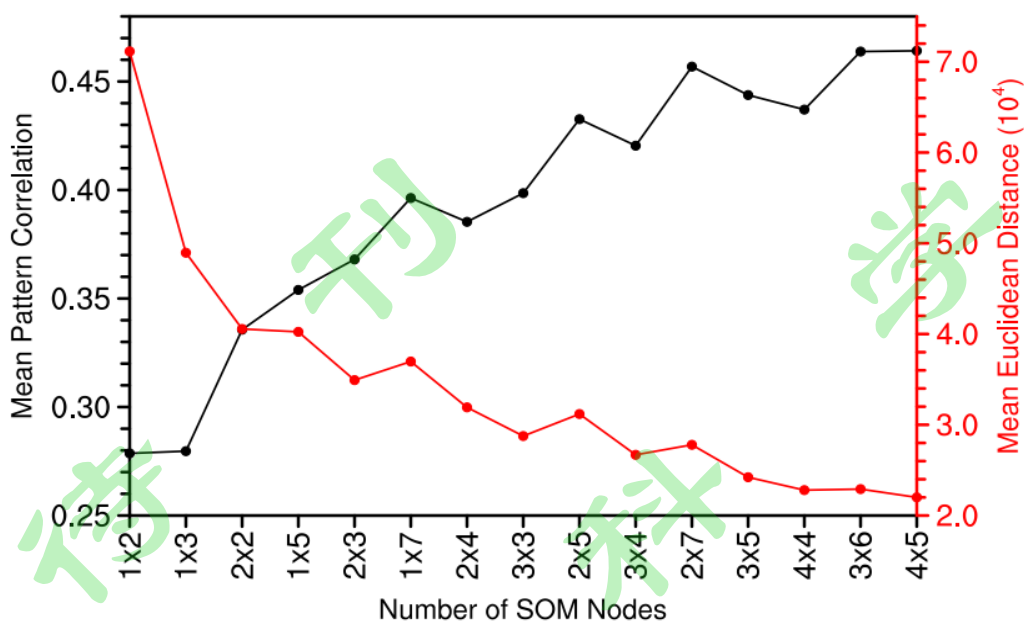


图 1 冬季 250hPa 位势高度距平场与最佳匹配 SOM 模式之间的平均空间相关系数 (R) 及每对 SOM 模式之间的平均欧氏距离 (D)。左纵坐标、右纵坐标和横坐标分别为平均空间相关系数、平均欧氏距离和分型数目

Fig. 1 The mean pattern correlations (R) between the winter geopotential height anomaly field at 250hPa and the best-matching SOM patterns and the mean Euclidean distances (D) between each pair of SOM patterns. Left vertical, right vertical and horizontal axes indicate the mean pattern correlations, the mean Euclidean distances, and the number of clusters, respectively

如图 2 所示, 1979-2019 年冬季位势高度距平场经 SOM 分型可分为 4 个环流型 (用 SOM1-4 来表示)。具体地, SOM1 的特征是在北半球极地地区有一个极涡中心, 且位于 80°N 以北的极点附近, 即为绕极型; SOM2 为偶极型, 其特征是在北半球有两个极涡中心, 中心分别位于亚洲北部和北美大陆北部, 整个北半球高纬环流呈典型双波绕极; SOM3 和 SOM4 只有一个极涡中心, 但中心分别偏向欧亚大陆和北美大陆, 为偏欧亚型和偏北美型。此外, 在 1979-2019 年冬季期间, 各个 SOM 环流型出现的天数占总天数的百分比分别为 39.1% (SOM1)、35.9% (SOM2)、12.7% (SOM3) 和 12.3% (SOM4)。由此可见, 绕极型和偶极型是主导环流型, 二者出现的天数均占总天数的 35% 以上, 而偏欧亚型和偏北美型的频数较少, 约占总天数的 12%。

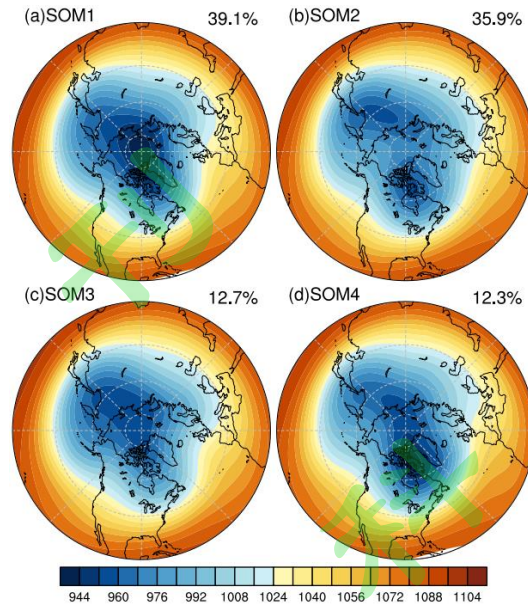


图 2 250hPa 北半球冬季位势高度场的 SOM 环流分型 (单位: dagpm)。(a) 绕极型、(b) 偶极型、(c) 偏欧亚型、(d) 偏北美型

Fig. 2 Geopotential height at 250hPa SOM patterns in winter over the Northern Hemisphere (unit: dagpm). (a) circumpolar type, (b) dipole type, (c) Eurasian type and (d) North American type

3.2 北半球极涡天气型的时间变化特征

图 3 为四类北半球冬季极涡天气型出现频次的时间演变特征。对各类极涡出现频次的时序序列去除线性趋势后, 通过谐波分析进行年际和年代际尺度分离, 将周期小于等于 10 年的变化作为年际变化分量, 而周期大于 10 年的作为年代际变化分量。由图可见, 绕极型存在明显的年际和年代际变化特征, 年际变化存在显著的 2-4 年周期; 在年代际尺度上, 绕极型出现频次在 1981-1988、2000-2008 和 2009-2016 年明显偏少, 在 1989-1999 年明显偏多, 10 年滑动 t 检验 (通过 95% 显著性检验) 的结果表明绕极型出现频次在 2000 年出现一次明显的年代际突变 (图略)。值得注意的是, 绕极型出现频次总体呈显著减少的趋势, 气候倾向率为 $-5.23\text{d}/10\text{a}$, 并通过 95% 的显著性检验 (图 3a)。偶极型出现频次存在 3-5 年显著的年际变化周期; 在年代际尺度上, 偶极型出现频次在 1980-1987 和 2009-2016 年明显偏多, 在 1988-2000 年明显偏少, 10 年滑动 t 检验 (通过 95% 显著性检验) 的结果表明偶极型出现频次也在 2000 年出现了年代际突变 (图略)。偶极型出现频次则呈现显著增多的趋势, 气候倾向率为 $5.81\text{d}/10\text{a}$, 并通过 99% 的显著性检验 (图 3b)。其中, 绕极型和偶极型出现频次为显著的负相关, 其相关系数为 -0.88 (通过 99% 显著性检验); 在年际尺度上, 它们也为显著负相关, 为 -0.85 (通过 99% 显著性检验); 在年代际尺度上, 它们的相关系数为 -0.93 (通过 90% 显著性检验)。偏欧亚型的年际变化较小, 有 2-5 年的显著年际变化周期, 年代际变化在 20 世纪 90 年代中期之前振幅较大, 之后趋于平缓。偏欧亚型出现频次无明显变化趋势 (图 3c)。偏北美型的年际变化也较小, 有 4-8 年的显著年际周期; 年代际变化较为平缓。偏北美型出现频次也无明显的线性变化趋势 (图 3d)。

综上所述，极涡绕极型出现频次总体上呈显著减少的趋势，偶极型出现频次则呈显著增多的趋势，偏欧亚型和偏北美型无明显增多或减少的趋势。各极涡天气型出现频次均具有明显的年际和年代际变化特征。与本文讨论的对流层极涡不同，前人大多是在平流层不同层次上对极涡进行聚类分析（Kretschmer et al., 2018; Cohen et al., 2021; Liang et al., 2022），结果表明平流层极涡主要以强极涡和弱极涡为主，不能较为全面的聚类出各个极涡天气型（绕极型、偶极型、偏心型和多极型），但需要指出的是平流层强极涡和弱极涡出现频次的线性趋势与本文对流层绕极型和偶极型极涡的趋势较为一致，分别表现为减少和增加的趋势。

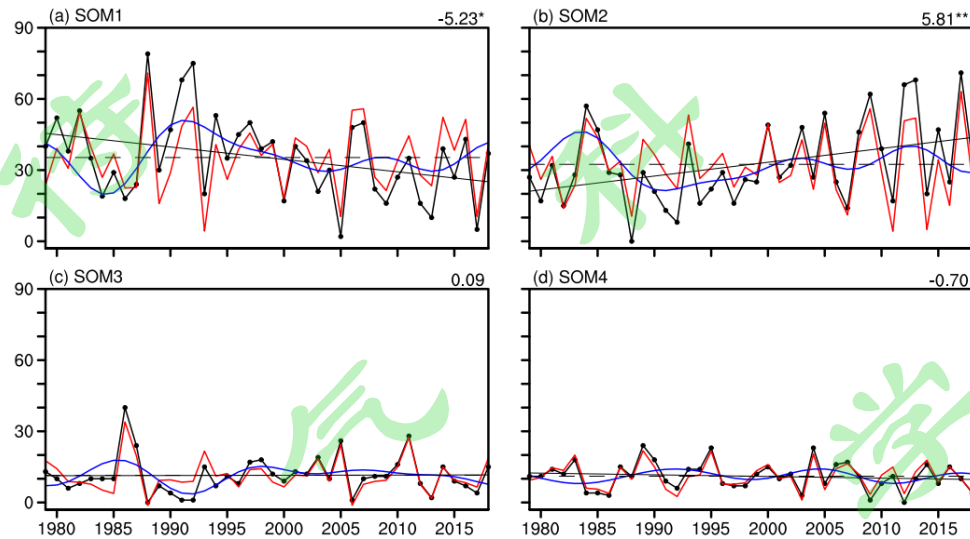


图 3 4 类 SOM 环流型出现频次的时间演变特征（黑线）。(a) 绕极型、(b) 偶极型、(c) 偏欧亚型、(d) 偏北美型。粗黑实线、红实线、蓝实线和黑虚线分别代表长期趋势、年际分量、年代际分量和平均值，右上方的数值代表了线性趋势的气候倾向率（单位：d/10a），*、**分别表示通过 95%、99% 信度水平的显著性检验

Fig. 3 Time evolution characteristics of the occurrence frequency of four SOM patterns (black line). (a) circumpolar type, (b) dipole type, (c) Eurasian type and (d) North American type. Thick black solid line, red solid line, blue solid line and black dotted line represent long-term trend, interannual component, decadal component and average value respectively. The upper right value represents the climate tendency rate of the linear trend (unit: d/10a). * and ** indicate the values significant at the 95% and 99% confidence level respectively

3.3 全球变暖的影响

由此可见，天气尺度上北半球对流层极涡可分为绕极型、偶极型、偏欧亚型和偏北美型，并以绕极型和偶极型极涡为主导。其中，绕极型出现频次表现为长期减少趋势，而偶极型出现频次表现为长期增多趋势。那么其中的可能成因是什么？

北极地区是对全球气候变化最为敏感的区域之一，随着过去几十年全球变暖，北极地区气温上升呈现明显的加速趋势，北极地区近地表气温增温幅度是低纬度地区的两倍以上，且在冬季尤为显著，达到 4 倍以上，这一现象被称为“北极放大”（Serreze et al., 2009; Screen and Simmonds, 2010）。图 4a 给出了冬季全球纬向平均的经向温度梯度场及其线性变化趋势。可以看出，在高纬度 60°N-70°N 区域平流层中层有经向温度梯度的大值中心，其最大值超

过 $0.4\text{K}/100\text{km}$ ，中纬度地区的对流层低层至高层 300hPa 有较大的经向温度梯度，而在高纬度和极地地区的对流层低层至平流层低层的温度梯度较小。经向温度梯度在中高纬度地区（ 50°N - 80°N ）的对流层低层至平流层中层存在明显减小的趋势，其中，高纬度 60°N - 70°N 区域对流层低层至高层 200hPa 和 70°N - 80°N 区域对流层 700hPa 以下呈现显著减小的趋势，经向温度梯度减小。由公式（3）可知，大气的经向温度梯度减弱对应着大气斜压性指数的减弱。图 4b 给出了冬季全球纬向平均的大气斜压性指数场及其线性变化趋势。从图中可以看到，在中高纬度地区大气斜压性指数为正值，对流层的大气斜压性指数较大，而平流层的大气斜压性指数较小，表明平流层相较于对流层稳定。大气斜压性指数在中高纬度地区（ 55°N - 80°N ）存在明显减小的趋势，其中，高纬度地区（ 60°N - 80°N ）的对流层低层至高层 300hPa 和对流层顶附近呈现显著减小的趋势。

选取经向温度梯度和大气斜压性指数呈显著负距平的区域和高度（ 60°N ， 1000 - 250hPa ）进行区域平均，为了进行年际和年代际尺度分离，去除其时间序列的线性趋势后，通过谐波分析将周期小于等于 10 年的变化作为年际变化分量，周期大于 10 年的作为年代际变化分量，最后计算其与绕极型和偶极型极涡出现频次的相关性。可以发现，在年际尺度上，绕极型与经向温度梯度和大气斜压性指数的区域平均呈显著正相关，为 0.69 和 0.80 ，而偶极型与经向温度梯度和大气斜压性指数区域平均则呈显著负相关，为 -0.58 和 -0.71 ，均通过 99% 显著性检验；在年代际尺度上，绕极型（偶极型）出现频次与经向温度梯度和大气斜压性指数的区域平均的相关系数分别为 0.77 （ -0.71 ）和 0.62 （ -0.45 ），均未通过显著性检验，这可能是由于资料长度的限制。由此可见，经向温度梯度减小和大气斜压性减弱会使得绕极型出现频次减少和偶极型出现频次增加。

图 4c 为冬季全球纬向平均的风场及其线性变化趋势。可以看到，北半球平流层存在极夜急流，其最大值超过了 30m/s ，对流层存在极锋急流。纬向西风在中高纬度地区的对流层低层至平流层中层顶部存在明显减小的趋势，其中，高纬度地区（ 60°N - 80°N ）对流层低层至平流层中层顶部纬向西风有显著减小的趋势，纬向西风减弱。图 4d 给出了冬季全球纬向平均的位势高度场及其线性变化趋势。可以看出，位势高度在整个高纬度地区的对流层和平流层存在明显增加的趋势，其中对流层低层至平流层 50hPa 的位势高度呈显著增加的趋势，极涡减弱。

综上，随着全球增暖导致的“北极放大”效应越发凸显，北极地区快速升温，导致中高纬度地区之间的经向温度梯度不断减小，大气斜压性减弱，进而引起绕极西风减弱，使得北半球极涡的强度减弱，极涡中心极易分裂，造成绕极型极涡的出现频次不断减少。

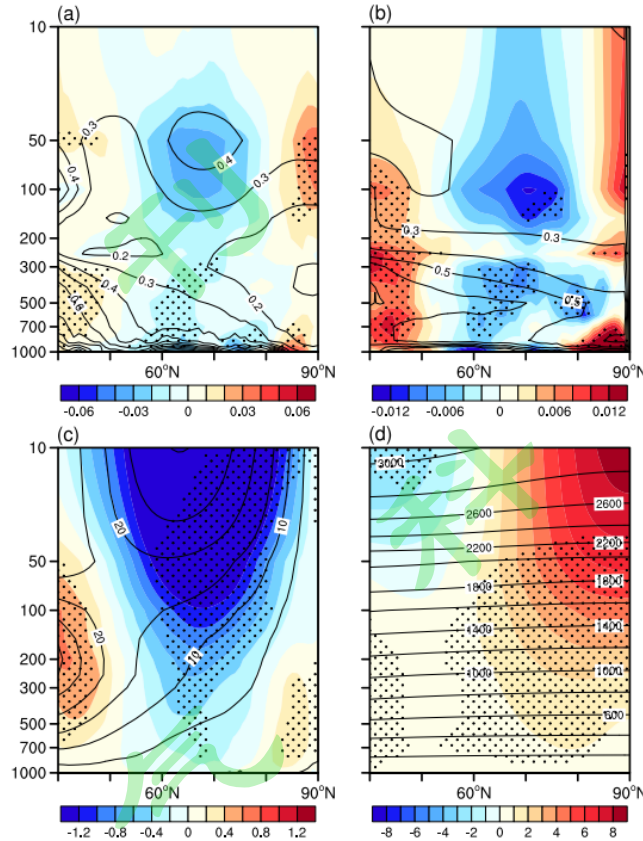


图 4 1979-2019 年冬季 (a) 经向温度梯度 ($|\partial T/\partial y|$)、(b) 大气斜压性指数、(c) 纬向风、(d) 位势高度场的全球纬向平均的气候平均场 (等值线, 单位: (a) K/100km、(b) day^{-1} 、(c) m/s、(d) dagpm) 及其线性变化趋势 (填色, 单位: (a) (K/100km)/10a、(b) $\text{day}^{-1}/10\text{a}$ 、(c) (m/s)/10a、(d) dagpm/10a), 黑点表示通过 90%信度水平的显著性检验

Fig. 4 Global zonal mean climate field (contours, unit: (a) K/100km, (b) day^{-1} , (c) m/s, (d) dagpm) and its linear trend (shading, unit: (a) (K/100km)/10a, (b) $\text{day}^{-1}/10\text{a}$, (c) (m/s)/10a, (d) dagpm/10a) of (a) meridional temperature gradient ($|\partial T/\partial y|$), (b) atmospheric baroclinicity index, (c) zonal wind, and (d) geopotential height field in winter during 1979-2019. The black dots indicate the values significant at the 90% confidence level

4 模式模拟

由前文的分析可知, 绕极型表现为长期减少的趋势, 偶极型表现为长期增加的趋势, 这是否与全球增暖有关? 本节将利用 CMIP6 中 CESM2 的 piControl 和 1pctCO2 试验进一步探讨绕极型的长期减少和偶极型的长期增多是否与全球增暖有关。

4.1 SOM 环流分型及其时间变化特征

分别对 piControl 和 1pctCO2 试验的冬季 250hPa 位势高度距平场进行 SOM 客观分型, 结果如图 5 所示。可以发现 SOM1 为绕极型, 其特征是在北半球只有一个极涡中心, 且中心位于 80°N 以北的极点附近 (图 5a、e); SOM2 的特征是极涡分裂为两个中心, 中心分别位于欧亚大陆北部和北美大陆北部, 呈典型的双波绕极, 即为偶极型 (图 5b、f); SOM3

在北半球只有一个极涡中心，但中心位于欧亚大陆北部，整个半球呈不对称的单波型，即为偏欧亚型（图 5c、g）；SOM4 为偏北美型，其特征是在北半球只有一个极涡中心，但中心位于北美大陆北部（图 5d、h）。此外，piControl 试验的各个 SOM 环流型的发生天数占总天数的百分比分别为 38.6%（SOM1）、38.8%（SOM2）、10.8%（SOM3）和 11.8%（SOM4）；而 1pctCO2 试验的各个环流型的发生频率分别为 39.2%（SOM1）、37.3%（SOM2）、11.6%（SOM3）和 11.9%（SOM4）。

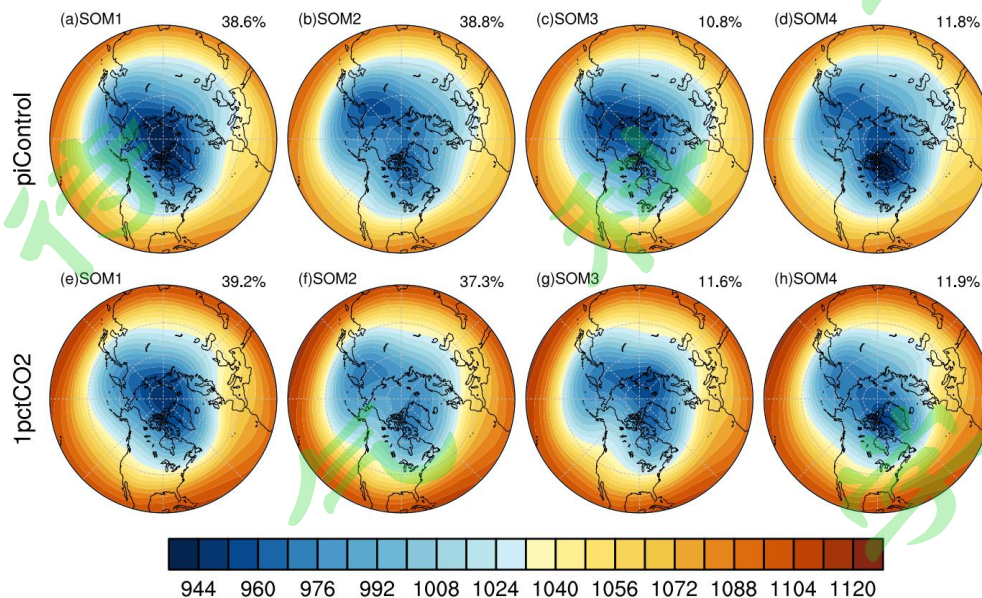


图 5 piControl 试验 (a-d) 和 1pctCO2 试验 (e-h) 中 250hPa 北半球冬季位势高度场的 SOM 环流分型（单位：dagpm）。(a、e) 绕极型、(b、f) 偶极型、(c、g) 偏欧亚型、(d、h) 偏北美型

Fig. 5 Geopotential height at 250hPa SOM patterns in winter over the Northern Hemisphere in piControl (a-d) and 1pctCO2 (e-h) (unit: dagpm). (a, e) circumpolar type, (b, f) dipole type, (c, g) Eurasian type and (d, h) North American type

图 6 给出了 piControl 和 1pctCO2 试验中各个 SOM 环流型出现频次的时间演变特征。可以看到，极涡绕极型出现频次在 piControl 试验中存在 2-5 年的年际变化周期，但无明显减少或增加的趋势；而在 1pctCO2 试验中则呈显著减少的趋势，气候倾向率为-7.17d/10a，并通过 95%的显著性检验，并存在 2-3 年显著的年际变化周期（图 6a）。极涡偶极型出现频次在 piControl 试验中有 2-5 年显著的年际变化周期，但也无明显减少或增加的趋势；而在 1pctCO2 试验中则存在显著增加的趋势，气候倾向率为 7.99d/10a，并通过 99%的显著性检验（图 6b）。其中，在 piControl 和 1pctCO2 试验中，绕极型和偶极型出现频次均为显著的负相关，其相关系数分别为-0.94 和-0.90（通过 99%显著性检验）；在年际尺度上，它们也均是明显的负相关，分别为-0.94 和-0.90（通过 99%显著性检验）；在年代际尺度上，它们的相关系数分别为-0.99 和-0.72，均通过 90%显著性检验。偏欧亚型出现频次在 piControl 试验中无明显减少和增加的趋势，其年际变化的振幅较小，存在 4-6 年显著的年际变化周期；而 1pctCO2 试验中也无显著的线性变化趋势，年际变化的振幅也较小，存在 3-5 年显著的年际

周期（图 6c）。偏北美型出现频次在 piControl 试验中无明显的线性变化趋势，其年际变化的
 振幅较小，存在 4-8 年显著的年际变化周期；而 1pctCO₂ 试验中也无显著的线性变化趋势，
 年际变化的振幅也较小，有 2-4 年显著的年际变化周期（图 6d）。

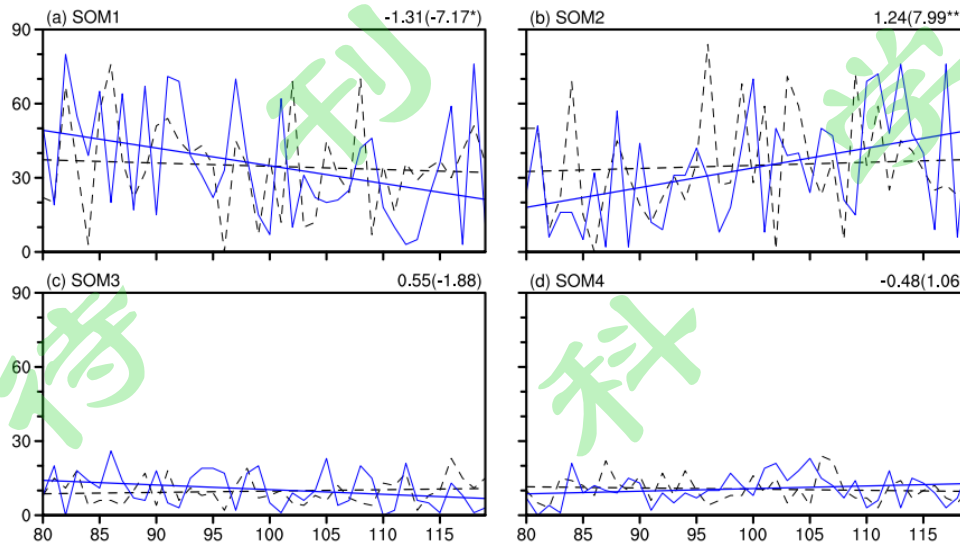


图 6 piControl 试验（黑虚线）和 1pctCO₂ 试验（蓝实线）中 4 种 SOM 环流型出现频次的时间演变特征。
 （a）绕极型、（b）偶极型、（c）偏欧亚型、（d）偏北美型。粗线为趋势线，右上方的数值分别代表了 piControl
 试验和 1pctCO₂ 试验的线性趋势的气候倾向率（单位：d/10a），*、**分别表示通过 95%、99% 信度水平的
 显著性检验

Fig. 6 Time evolution characteristics of occurrence frequency of four SOM patterns in piControl (black dotted line)
 and 1pctCO₂ (blue solid line). (a) circumpolar type, (b) dipole type, (c) Eurasian type and (d) North American type.

Thick line represents long-term trend, and the upper right values represent the climate tendency rate of the linear
 trend in piControl and 1pctCO₂, respectively (unit: d/10a). * and ** indicates the values significant at the 95% and
 99% confidence level respectively

综上，piControl 和 1pctCO₂ 试验中冬季 250hPa 位势高度距平场经过 SOM 客观分型，
 均可分为绕极型、偶极型、偏欧亚型和偏北美型。在两个试验中，极涡绕极型和偶极型均为
 主导环流型，但在 piControl 试验中，绕极型、偶极型、偏欧亚型和偏北美型的出现频次均
 无明显减少或增加的趋势，而在 1pctCO₂ 试验中，绕极型出现频次呈现显著减少的趋势，
 偶极型出现频次则表现为显著增加的趋势，偏欧亚型和偏北美型的出现频次无显著增加或减
 少的趋势。

4.2 全球增暖的影响

以上分析表明，全球增暖可能是导致冬季北半球绕极型极涡长期减少和偶极型极涡长期
 增加的主要原因。接下来，本文将进一步讨论 piControl 和 1pctCO₂ 试验中全球纬向平均的
 经向温度梯度、大气斜压性指数、纬向风和位势高度的气候平均场及线性变化趋势。

图 7a 和图 8a 分别给出了 piControl 和 1pctCO₂ 试验中冬季全球纬向平均的经向温度梯
 度的气候平均场及其线性变化趋势。由图可见，piControl 试验中经向温度梯度在高纬度平
 流层中层有大值中心，其最大值超过了 0.7K/100km，中纬度地区的对流层存在较大的经向

温度梯度，而在极地地区的对流层至平流层低层的经向温度梯度较小，经向温度梯度的气候平均场与观测场相类似，只是在强度上略有差别；中高纬度对流层和平流层的经向温度梯度没有显著的线性变化趋势。1pctCO₂ 试验中经向温度梯度的气候平均场与 piControl 试验有较为一致的相似性，而在高纬度地区（60°N-80°N）对流层中层至平流层中层存在明显减小的趋势，其中在高纬度对流层高层和中纬度平流层中层呈现显著减小的趋势，这与观测场的变化趋势相类似。

图 7b 和图 8b 分别为 piControl 和 1pctCO₂ 试验中冬季全球纬向平均的大气斜压性指数的气候平均场及其线性变化趋势。可以看出，piControl 试验中大气斜压性指数在中高纬度地区为正值，对流层和平流层中层的大气斜压性指数较大，整个气候平均场与观测场在对流层的模拟较为一致，但平流层略有差异；大气斜压性指数不存在显著的线性变化趋势。1pctCO₂ 试验中整个大气斜压性指数的气候平均场与 piControl 试验中的较为一致，而其在高纬度地区（60°N-80°N）对流层中层至平流层中层顶部存在明显减小的趋势，其中高纬度地区（70°N-80°N）对流层高层至对流层顶呈显著减小的趋势，大气斜压性减弱。

进一步计算绕极型和偶极型极涡出现频次与经向温度梯度和大气斜压性指数的区域平均（60-80°N，1000-250hPa）序列的相关性，可以发现在 piControl 试验中，绕极型（偶极型）极涡出现频次与经向温度梯度和大气斜压性指数的区域平均的时间序列在年际和年代际尺度上均不存在明显的相关。而在 1pctCO₂ 试验中，绕极型（偶极型）与经向温度梯度和大气斜压性指数的区域平均序列在年际尺度上，均为显著的正（负）相关，相关系数分别为 0.81（-0.81）和 0.77（-0.79），均通过 99%显著性检验；在年代际尺度上，绕极型（偶极型）与经向温度梯度和大气斜压性指数的区域平均的时间序列均为正（负）相关，相关系数分别为 0.70（-0.40）和 0.79（-0.46）。对比 piControl 和 1pctCO₂ 试验的结果可以发现，绕极型长期减少和偶极型长期增加的趋势与全球增暖引起的经向温度梯度减小和大气斜压性减弱是密切相关的。

图 7c 和图 8c 分别给出了 piControl 和 1pctCO₂ 试验中冬季全球纬向平均的纬向风的气候平均场及其线性变化趋势。从图中可以看到，piControl 试验中北半球对流层存在极锋急流，平流层存在极夜急流，整个纬向平均风场的形势与观测的完全一致，只是在强度上略有差异，试验中极夜急流的最大值超过了 45m/s；纬向风场在中高纬度地区（55°N-80°N）平流层中低层存在较为明显增强的趋势。1pctCO₂ 试验中整个纬向平均风场与 piControl 试验的完全一致，而纬向风在中高纬度地区的对流层低层至平流层中层顶部存在明显减小的趋势，纬向西风减弱，这与观测场中纬向风的线性变化趋势较为一致。

图 7d 和图 8d 分别为 piControl 和 1pctCO₂ 试验中冬季全球纬向平均的位势高度的气候平均场及其线性变化趋势。可以观察到，piControl 试验中位势高度的气候平均场与观测场相类似，位势高度在高纬度对流层无显著的线性变化趋势，在平流层中低层存在明显减小的趋势。1pctCO₂ 试验中位势高度的气候平均场与 piControl 试验的相类似，而位势高度在整个中高纬度地区对流层和平流层呈现一致增加的趋势，其中高纬度地区对流层中层至对流层

394 顶和中纬度地区的对流层中层至平流层中层存在显著增加的趋势，极涡的强度减弱。

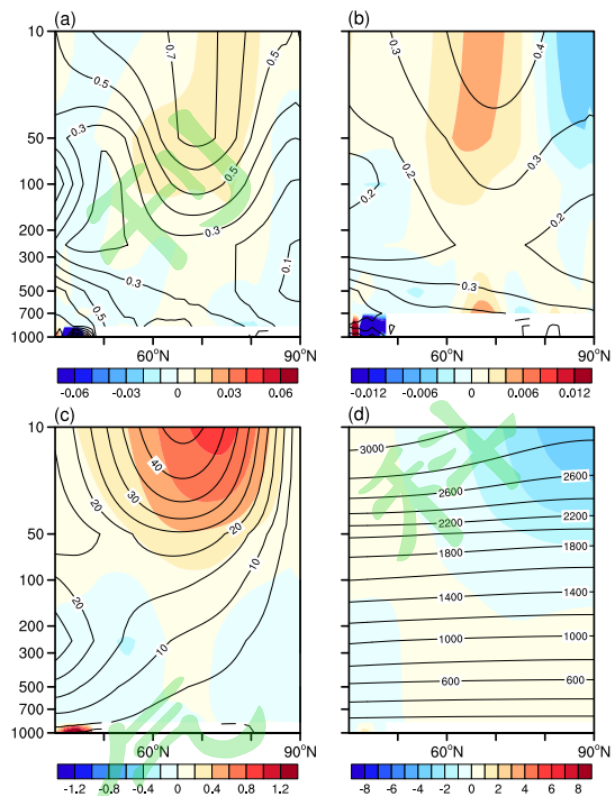


图 7 同图 4，但为 piControl 试验

Fig. 7 Same as in Figure 4, but for piControl

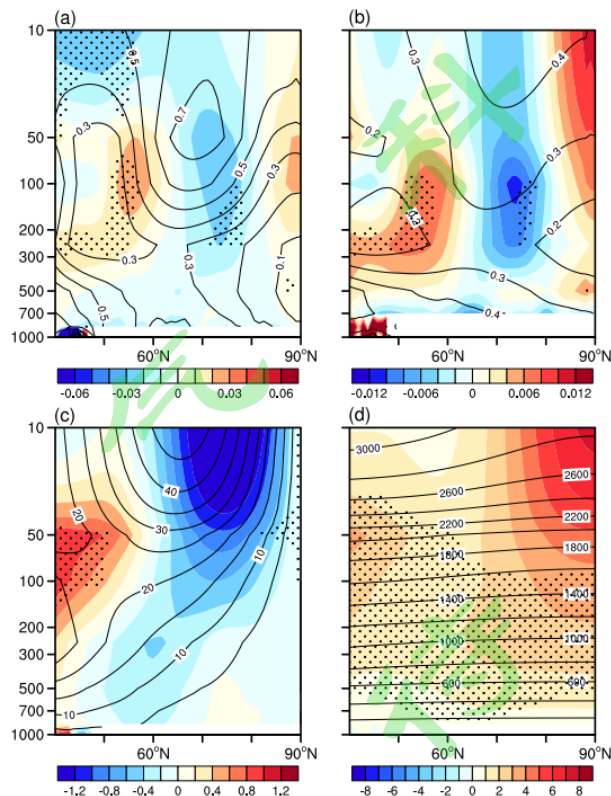


图 8 同图 4，但为 1pctCO2 试验

Fig. 8 Same as in Figure 4, but for 1pctCO2

综上所述, 在 piControl 试验中, 经向温度梯度、大气斜压性指数、纬向风和位势高度的气候平均场与观测场有较为一致的相似性, 但并不存在显著的线性变化趋势。在 1pctCO₂ 试验中, 气候平均场与 piControl 试验中的相类似; 而 1pctCO₂ 试验中显著以及明显的线性变化趋势与观测场相类似, 即北半球中高纬度区域间的温度梯度不断减小, 大气斜压性也在不断减弱, 进而引起绕极西风的减弱, 极涡的强度减弱, 使得极涡中心极易分裂, 这证实了绕极型长期减少的趋势和偶极型长期增加的趋势与全球增暖密切相关。

5 结论与讨论

本文首先基于 1979-2019 年 ERA5 逐日再分析数据集, 采用自组织映射 (SOM) 神经网络方法对冬季北半球对流层位势高度距平场进行客观分型, 分析了各类极涡天气型的时间变化特征, 并揭示冬季北半球极涡天气型长期变化的成因, 然后基于 CESM2 的 piControl 和 1pctCO₂ 试验数据集, 采用上述同样的方法进一步探讨极涡绕极型和偶极型的长期变化与全球增暖的关系, 得出以下几个主要结论:

(1) 冬季北半球对流层极涡可客观分为绕极型、偶极型、偏欧亚型和偏北美型, 其中极涡绕极型和偶极型为主导环流型。绕极型出现频次呈现显著减少的趋势, 偶极型出现频次则呈显著增加的趋势, 偏欧亚型和偏北美型则无明显增加或减少的趋势, 并具有明显的年际和年代际变化。

(2) 在全球变暖的大背景下, 北极地区快速升温导致北半球中高纬度区域间的经向温度梯度不断减小, 大气斜压性减弱, 进而引起北半球中高纬度地区的绕极西风减弱, 使得北半球极涡的强度减弱, 极涡极易分裂, 造成绕极型极涡的出现频次不断减少。

(3) 利用 CMIP6 模式中 CESM2 的 piControl 和 1pctCO₂ 试验模拟全球增暖的影响, 发现无论在 piControl 中还是在 1pctCO₂ 试验中北半球对流层极涡也均可分为绕极型、偶极型、偏欧亚型和偏北美型, 其中极涡绕极型和偶极型依旧为主导环流型。在 piControl 试验中绕极型和偶极型无显著的变化趋势, 而在 1pctCO₂ 试验中绕极型呈现显著减少的趋势, 偶极型则呈现显著增加的趋势。piControl 试验中经向温度梯度、大气斜压性、纬向风和位势高度的气候平均场与观测场有较为一致的相似性, 但并不存在显著的线性变化趋势, 而 1pctCO₂ 试验中的气候平均场与 piControl 试验的相类似, 其显著以及明显的线性变化趋势与观测场相类似, 进一步验证了观测中这两类极涡天气型的长期变化与全球增暖密切相关。

本文为了探究冬季北半球对流层极涡天气型的长期变化及其成因, 主要利用 CMIP6 中 CESM2 模式的 piControl 和 1pctCO₂ 试验模拟全球增暖的影响。为了增加单一模式结果的可靠性, 使用 CMIP6 中其他 11 个模式 (如 CanESM5、CESM2-WACCM、CESM2-WACCM-FV2、GFDL-CM4、GFDL-ESM4、INM-CM4-8、IPSL-CM6A-LR、MIROC6、MPI-ESM-1-2-HAM、MPI-ESM1-2-LR、MRI-ESM2-0) 进行对比分析, 发现除了 CESM2 模式可以较好的模拟极涡对全球变暖的响应, GFDL-CM4、IPSL-CM6A-LR、MPI-ESM-1-2-HAM 模式也展示出了相似的结果 (图 S1-S6)。此外, 统计发现各极涡天气型的出现频次具有明显的年际变化特

征, 未来将进一步研究不同极涡天气型对我国极端低温事件的影响及机制。

致谢: 感谢欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 和 CMIP6 提供的逐日格点气象数据。

参考文献 (References)

- Bao M, Tan X, Hartmann D L, et al. 2017. Classifying the tropospheric precursor patterns of sudden stratospheric warmings [J]. *Geophysical Research Letters*, 44(15): 8011-8016. doi:10.1002/2017GL074611
- Charney J G. 1947. The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 4(5): 136-162. doi:10.1175/1520-0469(1947)004<0136:TDOLWI>2.0.CO;2
- 陈文, 杨蕾, 黄荣辉, 等. 2004. 热带准两年振荡影响北半球冬季大气环流的诊断分析 [J]. *大气科学*, 28(2): 161-173. Chen Wen, Yang Lei, Huang Ronghui, et al. 2004. Diagnostic Analysis of the Impact of Tropical QBO on the General Circulation in the Northern Hemisphere Winter [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 28(2): 161-173. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2004.02.01
- Cohen J, Agel L, Barlow M, et al. 2021. Linking Arctic variability and change with extreme winter weather in the United States [J]. *Science (New York, N.Y.)*, 373(6559): 1116-1121. doi:10.1126/science.aba9167
- Davis R E, Benkovic S R. 1992. Climatological variations in the Northern Hemisphere circumpolar vortex in January [J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 46(2): 63-73. doi:10.1007/BF00866086
- 邓伟涛, 孙照渤. 2006. 冬季北极涛动与极涡的变化分析 [J]. *大气科学学报*, 29(5): 613-619. Deng Weitao, Sun Zhaobo. 2006. Variational Analysis of Arctic Oscillation and Polar Vortex in Winter [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 29(5): 613-619. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.2006.05.005
- Eady E T. 1949. Long waves and cyclone waves [J]. *Tellus*, 1(3): 33-52. doi:10.3402/tellusa.v1i3.8507
- Eyring V, Bony S, Meehl G A, et al. 2016. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization [J]. *Geoscientific Model Development*, 9(5): 1937-1958. doi:10.5194/gmd-9-1937-2016
- Feldstein S B, Lee S. 2014. Intraseasonal and Interdecadal Jet Shifts in the Northern Hemisphere: The Role of Warm Pool Tropical Convection and Sea Ice [J]. *Journal of Climate*, 27(17): 6497-6518. doi:10.1175/JCLI-D-14-00057.1
- Gimeno L, Torre L, Nieto R, et al. 2007. A new diagnostic of stratospheric polar vortices [J]. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 69(15): 1797-1812. doi:10.1016/j.jastp.2007.07.013
- Gregory J M, Bouttes N, Griffies S M, et al. 2016. The Flux-Anomaly-Forced Model Intercomparison Project (FAFMIP) contribution to CMIP6: investigation of sea-level and ocean climate change in response to CO2 forcing [J]. *Geoscientific Model Development*, 9(11): 3993-4017. doi:10.5194/gmd-9-3993-2016
- 管树轩, 王盘兴, 麻巨慧, 等. 2009. 北半球 10hPa 极地涡旋环流指数定义及分析 [J]. *高原气象*, 28(4): 777-785. Guan Shuxuan, Wang Panxing, Ma Juhui, et al. 2009. The Circulation Indices of Polar Vortex on 10 hPa in Northern Hemisphere and Preliminary Analysis [J]. *Plateau Meteorological (in Chinese)*,

28(4): 777-785. doi:10.7666/d.y1462302

Hersbach H, Bell B, Berrisford P, et al. 2020. The ERA5 global reanalysis [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 146(730): 1999-2049. doi:10.1002/qj.3803

Holton J R, Tan H C. 1980. The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50mb [J]. Journal of Atmospheric Sciences, 37(10): 2200-2208. doi:10.1175/1520-0469(1980)037<2000>2.0.CO;2

Holton J R, Tan H C. 1982. The quasi-biennial oscillation in the Northern Hemisphere lower stratosphere [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan. 60(1): 140-148. doi:10.2151/jmsj1965.60.1_140

Horton D E, Johnson N C, Singh D, et al. 2015. Contribution of changes in atmospheric circulation patterns to extreme temperature trends [J]. Nature, 522(7557): 465-469. doi:10.1038/nature14550

Hoskins B J, Valdes P J. 1990. On the existence of storm-tracks [J]. Journal of Atmospheric Sciences, 47(15): 1854-1864. doi:10.1175/1520-0469(1990)047<1854:OTEOST>2.0.CO;2

Kodera K. 1995. On the origin and nature of the interannual variability of the winter stratospheric circulation in the northern hemisphere [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 100(D7): 14077-14087. doi:10.1029/95JD01172

Kohonen T. 1982. Self-organized formation of topologically correct feature maps [J]. Biological Cybernetics, 43(1): 59-69. doi:10.1007/BF00337288

Kohonen T. 2001. Self-Organizing Maps, 3rd Edition [M]. Berlin: Springer Press. doi:10.1007/978-3-642-56927-2

Kretschmer M, Coumou D, Agel L, et al. 2018. More-Persistent Weak Stratospheric Polar Vortex States Linked to Cold Extremes [J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 99(1): 49-60. doi:10.1175/BAMS-D-16-0259.1

Labitzke K. 2005. On the solar cycle-QBO relationship: a summary [J]. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 67(1-2): 45-54. doi:10.1016/j.jastp.2004.07.016

Lee M H, Lee S, Lee H J, et al. 2017. The recent increase in the occurrence of a boreal summer teleconnection and its relationship with temperature extremes [J]. Journal of Climate, 30(18): 7493-7504. doi:10.1175/JCLI-D-16-0094.1

Lee S, Feldstein S B. 2013. Detecting ozone- and greenhouse gas-driven wind trends with observational data [J]. Science, 339(6119): 563-567. doi:10.1126/science.1225154

Liang Z Q, Rao J, Guo D, et al. 2022. Northern winter stratospheric polar vortex regimes and their possible influence on the extratropical troposphere [J]. Climate Dynamics, 60: 3167-3186. doi:10.1007/s00382-022-06494-9

Lu Y J, Tian W S, Zhang J K, et al. 2021. The Impact of the Stratospheric Polar Vortex Shift on the Arctic Oscillation [J]. Journal of Climate, 34(10): 4129-4143. doi:10.1175/JCLI-D-20-0536.1

Manzini E, Giorgetta M A, Esch M, et al. 2006. The influence of sea surface temperatures on the northern winter stratosphere: Ensemble simulations with the MAECHAM5 model [J]. Journal of Climate, 19(16): 3863-3881. doi:10.1175/JCLI3826.1

506 Nakamura H, Sampe T. 2002. Trapping of synoptic-scale disturbances into the North-Pacific subtropical jet core in
507 midwinter [J]. *Geophysical Research Letters*, 29(16): 8-1-8-4. doi:10.1029/2002GL015535

508 Nakamura M, Yamane S. 2010. Dominant anomaly patterns in the near-surface baroclinicity and accompanying
509 anomalies in the atmosphere and oceans. Part II: North Pacific basin [J]. *Climate*, 23(24): 6445-6467.
510 doi:10.1175/2010JCLI3017.1

511 Polvani L M, Sobel A H, Waugh D W. 2010. The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry [M].
512 American Geophysical Union, 43-57. doi:10.1029/2009GM000887

513 Sassi F, Kinnison D, Boville B A, et al. 2004. Effect of El Niño-Southern Oscillation on the dynamical, thermal,
514 and chemical structure of the middle atmosphere [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*,
515 109(D17108): 1-12. doi:10.1029/2003JD004434

516 Screen J A, Simmonds I. 2010. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification
517 [J]. *Nature*, 464(7293): 1334-1337. doi:10.1038/nature09051

518 Serreze M C, Barrett A P, Stroeve J C, et al. 2009. The emergence of surface-based Arctic amplification [J]. *The*
519 *Cryosphere*, 3(4): 11-19. doi:10.5194/tc-3-11-2009

520 Simmons A J, Hoskins B J. 1978. The life cycles of some nonlinear baroclinic waves [J]. *Journal of the*
521 *Atmospheric Sciences*, 35(3): 414-432. doi:10.1175/1520-0469(1978)035<0414:TLCOSN>2.0.CO;2

522 Smith E T, Sheridan S C. 2019. The influence of atmospheric circulation patterns on cold air outbreaks in the
523 eastern United States [J]. *International Journal of Climatology*, 39(4): 2080-2095. doi:10.1002/joc.5935

524 孙兰涛, 吴辉碁, 李响. 2006. 对北极极涡的认识 [J]. *极地研究*, 18(1): 52-62. Sun Lantao, Wu Huiding, Li
525 Xiang. 2006. Our Understanding of Arctic Vortex [J]. *Chinese Journal of Polar Research (in Chinese)*,
526 18(1): 52-62. doi:CNKI:SUN:JDYZ.0.2006-01-006

527 Taguchi M, Hartmann D L. 2006. Increased occurrence of stratospheric sudden warmings during El Niño as
528 simulated by WACCM [J]. *Journal of Climate*, 19(3): 324-332. doi:10.1175/JCLI3655.1

529 唐彦丽, 俞永强, 李立娟, 等. 2019. FGOALS-g 模式及其参与 CMIP6 的方案 [J]. *气候变化研究进展*, 15(5):
530 551-557. Tang Yanli, Yu Yongqiang, Li Lijuan, et al. 2019. The introduction of FGOALS-g model and the
531 experiment design in CMIP6 [J]. *Climate Change Research (in Chinese)*, 15(5): 551-557.
532 doi:10.12006/j.issn.1673-1719.2019.042

533 Vesanto J, Himberg J, Alhoniemi E, et al. 2000. SOM toolbox for Matlab 5 [R]. Finland: Helsinki University of
534 Technology. <http://www.cis.hut.fi/projects/somtoolbox/>

535 Wang J, Kim H M, Chang E K, et al. 2018. Modulation of the MJO and North Pacific storm track relationship by
536 the QBO [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(8): 3976-3992.
537 doi:10.1029/2017JD027977

538 王林, 龚海楠, 兰晓青. 2021. 北极涛动的年代际变化及其气候影响 [J]. *大气科学学报*, 44(1): 50-60. Wang
539 Lin, Gong Hainan, Lan Xiaqing, 2021. Interdecadal variation of the Arctic Oscillation and its influence on
540 climate [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 44(1): 50-60.

doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20201030001

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. doi:10.1175/bams-d-15-00212.1

易明建. 2009. 平流层极涡异常及其对对流层的影响研究 [D]. 中国科学技术大学. Yi Mingjian. 2009.
Study on the Anomaly of Stratospheric Polar Vortex and its Impact on Troposphere [D]. M. S. thesis (in
Chinese), University of Science and Technology of China.

张恒德, 高守亭, 刘毅. 2008. 极涡研究进展 [J]. 高原气象, 27(2): 452-461. Zhang Hengde, Gao Shouting,
Liu Yi. 2008. Advances of Research on Polar Vortex [J]. Plateau Meteorological (in Chinese), 27(2):
452-461. doi:CNKI:SUN:GYQX.0.2008-02-027

张恒德, 高守亭, 张友姝. 2006a. 300hPa 北极涡年际及年代际变化特征的研究 [J]. 高原气象, 25(4): 583-592.
Zhang Hengde, Gao Shouting, Zhang Youshu. 2006a. The Interannual and Interdecadal variation of Arctic
Polar Vortex at 300hPa [J]. Plateau Meteorological (in Chinese), 25(4): 583-592.
doi:CNKI:SUN:GYQX.0.2006-04-003

张恒德, 高守亭, 张友姝. 2006b. 北极涡年代际变化及其与我国春季降水的关系 [J]. 气候与环境研究,
11(5): 593-604. Zhang Hengde, Gao Shouting, Zhang Youshu. 2006b. The Interdecadal Variation of
North Polar Vortex and Its Relationships with Spring Precipitation in China [J]. Climatic and
Environmental Research (in Chinese), 11(5): 593-604. doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2006.05.004

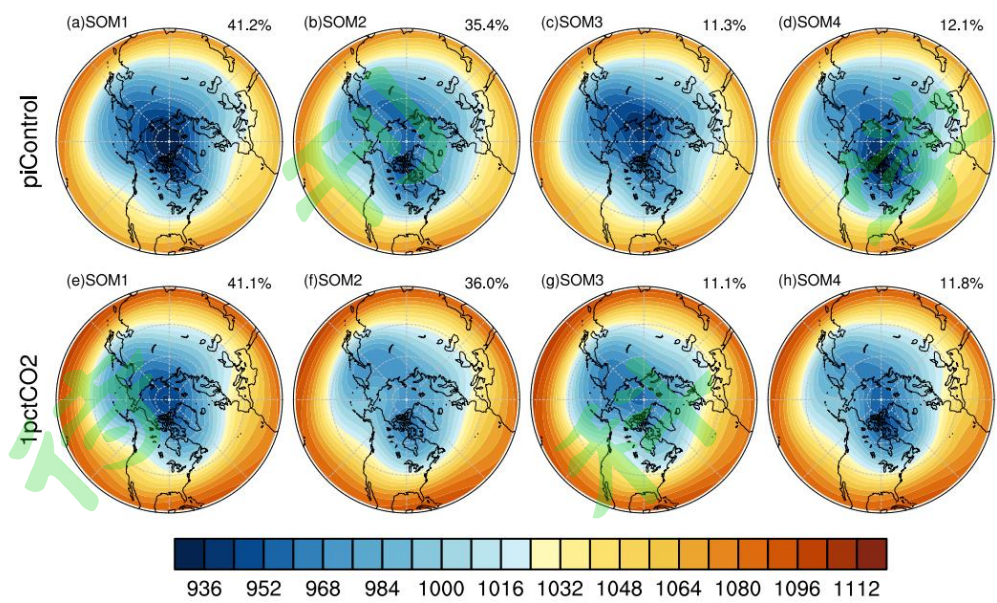
Zhang J K, Xie F, Ma Z C, et al. 2019. Seasonal evolution of the quasi-biennial oscillation impact on the Northern
Hemisphere polar vortex in winter [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 124(23):
12568-12586. doi:10.1029/2019JD030966

张靖雯, 李栋梁, 柳艳菊. 2014. 北半球极涡新特征及其对中国冬季气温的影响 [J]. 高原气象, 33(3):
721-732. Zhang Jingwen, Li Dongliang, Liu Yanju. 2014. New Features of Polar Vortex and Its Impact on
Winter Temperature of China [J]. Plateau Meteorological (in Chinese), 33(3): 721-732.
doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00044

周天军, 邹立维, 陈晓龙. 2019. 第六次国际耦合模式比较计划(CMIP6)评述 [J]. 气候变化研究进展, 15(5):
445-456. Zhou Tianjun, Zou Liwei, Chen Xiaolong. 2019. Commentary on the Coupled Model
Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) [J]. Climate Change Research (in Chinese), 15(5): 445-456.
doi:10.12006/j.issn.1673-1719.2019.193

朱智慧, 王延凤. 2009. 冬季北大西洋涛动与极涡的变化研究 [J]. 中国海洋大学学报, 39(S1): 281-286+296.
Zhu Zhihui, Wang Yanfeng. 2009. Study on the Variability of Winter Time NAO and Polar Vortex [J].
Periodical of Ocean University of China (in Chinese), 39(S1): 281-286+296.
doi:10.16441/j.cnki.hdxh.2009.s1.053

574 补充:



575
576 图 S1 GFDL-CM4 模式的 piControl 试验 (a-d) 和 1pctCO2 试验 (e-h) 中 250hPa 北半球冬季位势高度场的
577 SOM 环流分型 (单位: dagpm)。

578 **Fig. S1** Geopotential height at 250hPa SOM patterns in winter over the Northern Hemisphere in piControl (a-d)
579 and 1pctCO2 (e-h) with GFDL-CM4 (unit: dagpm).
580

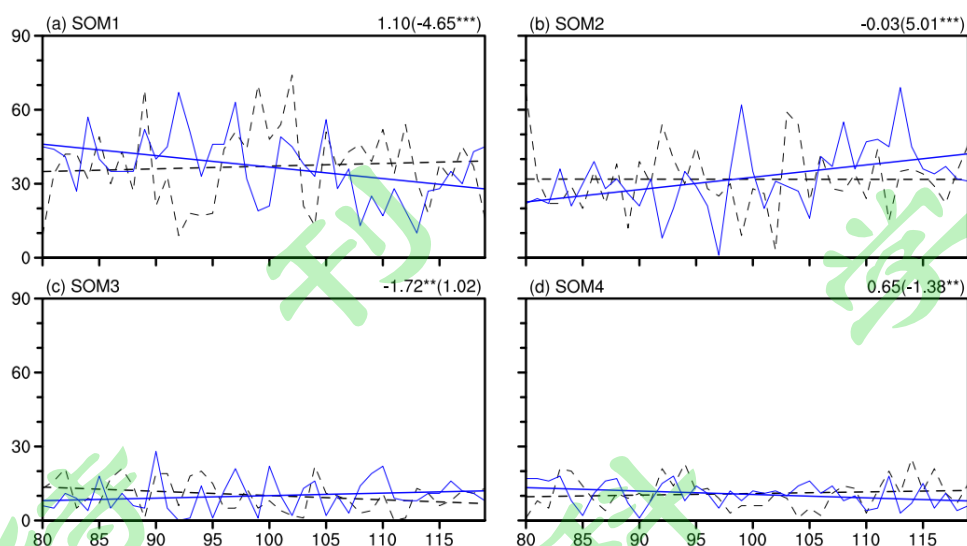


图 S2 GFDL-CM4 模式的 piControl 试验（黑虚线）和 1pctCO2 试验（蓝实线）中 4 种 SOM 环流型出现频次的时间演变特征。粗线为趋势线，右上方的数值分别代表了 piControl 试验和 1pctCO2 试验的线性趋势的气候倾向率（单位：d/10a），*、**、***分别表示通过 90%、95%、99%信度水平的显著性检验

Fig. S2 Time evolution characteristics of occurrence frequency of four SOM patterns in piControl (black dotted line) and 1pctCO2 (blue solid line) with GFDL-CM4. Thick line represents long-term trend, and the upper right value represents the climate tendency rate of the linear trend in piControl and 1pctCO2, respectively (unit: d/10a).

*, ** and *** indicates the values significant at the 90%, 95% and 99% confidence level respectively

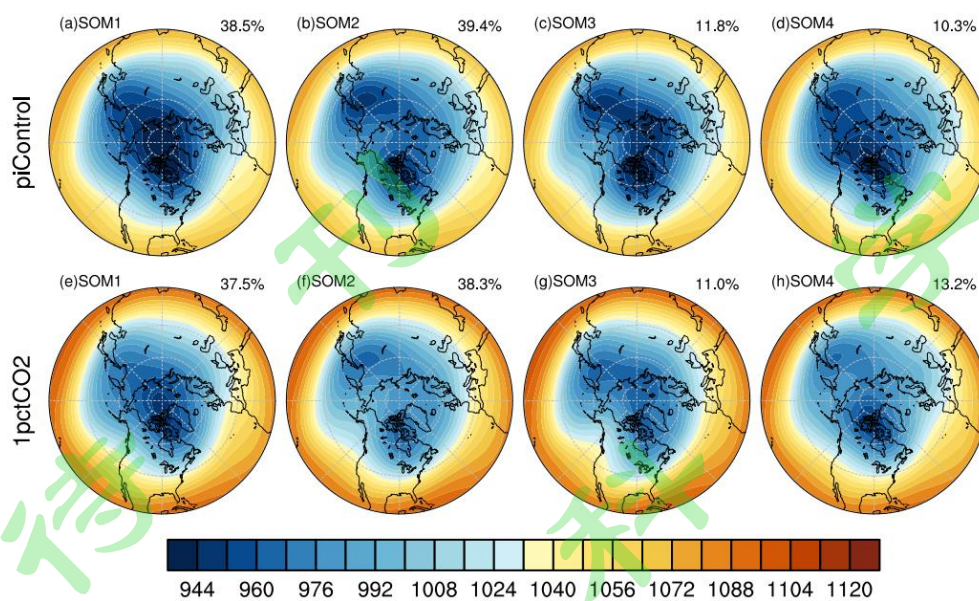


图 S3 同图 S1，但为 IPSL-CM6A-LR 模式

Fig. S3 Same as in Figure S1, but for IPSL-CM6A-LR

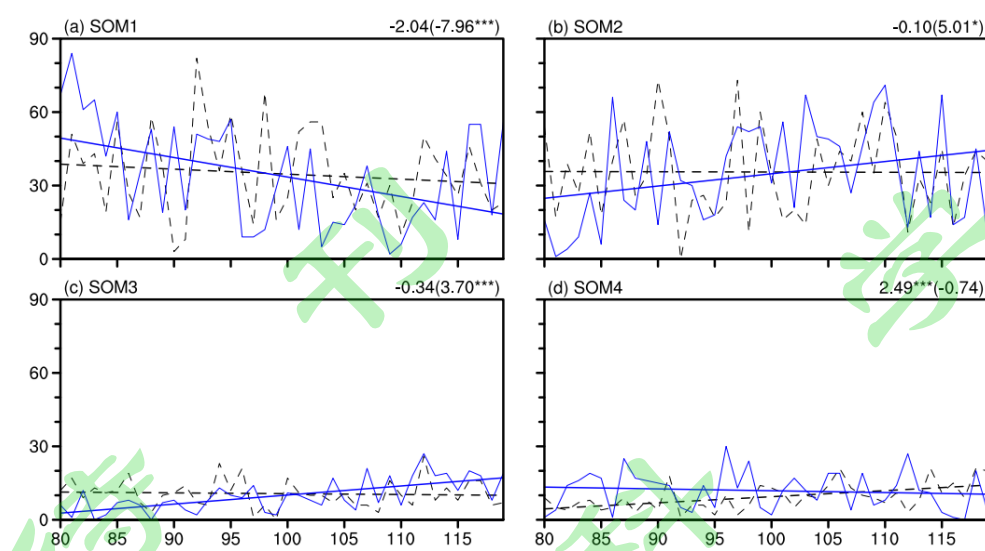


图 S4 同图 S2，但为 IPSL-CM6A-LR 模式

Fig. S4 Same as in Figure S2, but for IPSL-CM6A-LR

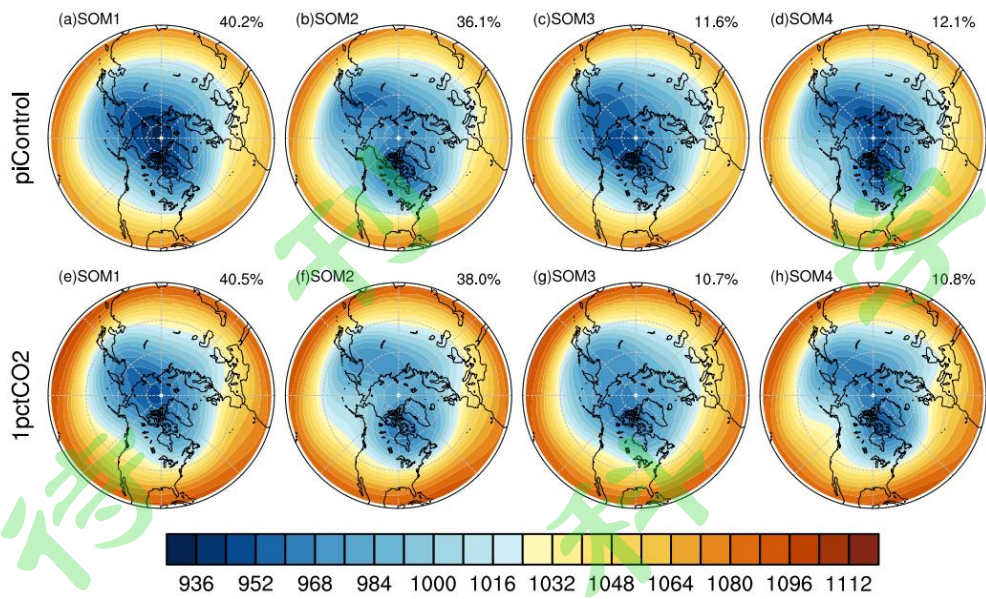


图 S5 同图 S1，但为 MPI-ESM-1-2-HAM 模式

Fig. S5 Same as in Figure S1, but for MPI-ESM-1-2-HAM

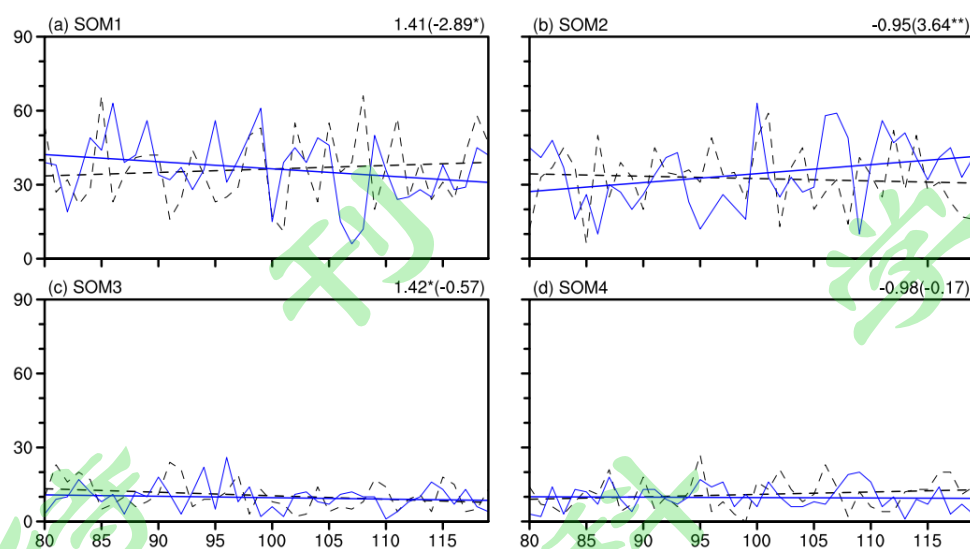


图 S6 同图 S2，但为 MPI-ESM-1-2-HAM 模式

Fig. S6 Same as in Figure S2, but for MPI-ESM-1-2-HAM