格陵兰以西海冰在冬季格陵兰阻塞影响极寒天气中的调制作用

陈晓丹^{1,2}, 罗德海^{2*}

1. 复旦大学大气与海洋科学系/大气科学研究院, 上海 200438;

2. 中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室, 北京 100029

* 通讯作者, E-mail: ldh@mail.iap.ac.cn

收稿日期: 2020-12-06; 收修改稿日期: 2021-04-20; 接受日期: 2021-05-07; 网络版发表日期: 2021-06-17

国家自然科学基金重大项目(批准号: 41790473)和中国博士后科学基金项目(编号: BX20200087)资助

摘要 通过分析1979~2019年ERA-Interim逐日再分析资料和大气环流模式试验, 研究了格陵兰岛以西的巴芬湾-戴维斯海峡-拉布拉多海(Baffin Bay、Davis Strait和Labrador Sea, BDL)冬季海冰变化对格陵兰阻塞的调制作用及动力机制. 结果表明, 冬季BDL地区海冰较少、气温较高, 有利于冬季格陵兰阻塞频繁发生, 此时格陵兰阻塞维持时间较长且具有西移特征, 这导致美国中东部地区极寒天气的频繁发生和加强. 与此相反, BDL地区海冰较多、气温较低时, 格陵兰阻塞西移减慢, 维持时间较短, 阻塞频率减少, 主要导致欧洲北部降温. BDL海冰融化所引起的增暖能减弱北大西洋中高纬度纬向风和经向位涡梯度, 导致格陵兰阻塞能量频散减小和非线性增加, 此时背景条件有利于格陵兰阻塞的产生和维持, 衰减变慢且向西移动加快. 当BDL海冰偏多时, 北大西洋中高纬度西风 and 位涡梯度增大, 此时格陵兰阻塞的频散性增强而非线性减弱, 抑制了格陵兰阻塞的发生和维持. 一系列理想大气环流模式试验进一步证实上面的结果.

关键词 北极海冰, 格陵兰阻塞, 位涡梯度, 极寒天气

1 引言

大气阻塞是中高纬度最重要的低频大尺度大气环流系统之一, 具有准定常、长生命的特征, 对中纬度天气有强烈的影响, 与冬季寒潮(叶笃正等, 1962; Luo等, 2019a)和夏季热浪(Li等, 2019; Wang和Luo, 2020; Zhang等, 2020)等极端灾害性天气有密切联系. 因此, 大气阻塞的动力学机制和对天气气候的影响长期以来受到国内外气象学者的广泛关注(Yeh, 1949; Luo,

2000; Zhang和Luo, 2020). 近年来, 北半球中纬度地区冬季极端寒冷事件出现了频繁增加的趋势. 世界气象组织的统计显示, 2001~2010年全球因寒潮丧生的人数是1990~2000年的189%(WMO, 2013), 因此探究大气阻塞在气候变化背景下的演变及其对大陆温度的影响, 具有十分重要的现实意义.

最近发生在2021年2月中旬的美国东南部暴雪寒潮, 造成得克萨斯州能源供应大范围中断, 百余人因此丧生. 进入21世纪以来, 欧洲和美国东部冷冬频发

中文引用格式: 陈晓丹, 罗德海. 2021. 格陵兰以西海冰在冬季格陵兰阻塞影响极寒天气中的调制作用. 中国科学: 地球科学, 51(7): 1043–1058, doi: 10.1360/SSTe-2020-0349

英文引用格式: Chen X, Luo D. 2021. Impact of Greenland blocking on midlatitude extreme cold weather: Modulation of Arctic sea ice in western Greenland. Science China Earth Sciences, 64(7): 1065–1079, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9782-2>

(Overland和Wang, 2018). 格陵兰岛是冬季大气阻塞的活跃区域之一(Diao等, 2006), 该地区发生的阻塞被称为格陵兰阻塞. 格陵兰阻塞与负位相北大西洋涛动(North Atlantic Oscillations, NAO)环流型类似(Luo等, 2007). 当格陵兰阻塞出现、NAO处于负位相时, 北美(L'Heureux等, 2010)和欧洲(Serreze和Barry, 2011)都温度偏低. 格陵兰阻塞对北美和欧洲天气尺度降温过程的作用尤为明显(Chen和Luo, 2017; Cohen等, 2018; Overland和Wang, 2018). Chen和Luo(2017)发现, 当格陵兰阻塞表现为准定常时, 它主要引起欧洲北部寒潮; 而当格陵兰阻塞向西移动时, 它主要引起北美东南部寒潮. 因此, 探究格陵兰阻塞的时空变化, 有助于理解和预测北美、欧洲两地极寒天气与冷冬的发生.

随着全球气候变暖, 北极海冰的面积和密集度都呈现下降趋势(Comiso等, 2008). 北极海冰变化具有明显的区域性. 格陵兰岛以西的巴芬湾-戴维斯海峡-拉布拉多海(Baffin Bay、Davis Strait和Labrador Sea, BDL), 是巴伦支-喀拉海(Barents-Kara Seas, BKS)以外冬季北极海冰融化最显著的区域(Fang和Wallace, 1994). 早在20世纪70年代就有学者指出, 北极海冰融化可以减弱中高纬度西风(Newson, 1973), 从而影响中纬度大气环流和极端天气(Liu等, 2012; Francis和Vavrus, 2012). 大量数值模式的结果也证实, 秋冬季北极海冰减少可对北半球中高纬度大气环流产生影响(例如, Honda等, 2009; Mori等, 2014; Luo等, 2019a). 其中, 探究北极海冰融化后大气阻塞如何响应, 是理解北极影响中纬度极端天气的关键关节. Yao等(2017)发现, 冬季BKS海冰融化时, BKS南侧的乌拉尔阻塞移动性减弱、周期增长. 后续有一系列相关研究揭示了这一现象背后的成因: BKS海冰融化改变了局地背景西风和位势涡度的经向梯度, 导致乌拉尔阻塞的能量频散减弱, 非线性增强, 移动速度变慢, 维持时间增长(Luo等, 2018a, 2019a). 准定常、长生命的乌拉尔阻塞可通过冷平流导致欧亚中纬度显著降温(Yao等, 2017; Chen等, 2018). 然而, 当冬季BDL海冰较少时, 其上空的格陵兰阻塞却呈现出快速向西移动的特征(Chen和Luo, 2017; Zhang和Luo, 2020), 这显然与BKS海冰变化与乌拉尔阻塞之间的关系不同, 此前提出的机制也因此无法解释BDL海冰对格陵兰阻塞的调制作用. Chen和Luo(2019)曾利用再分析资料探究BDL区域海冰和湾流区域海温在年际尺度上对北大西洋西岸中高纬度的

温度梯度和背景环流的协同影响, 但BDL海冰对格陵兰阻塞直接的作用机制仍有待探究. 以往研究侧重于解释BDL海冰较多和较少两种情况的差异(Chen和Luo, 2017; Zhang和Luo, 2020), 不同程度BDL海冰减少及其有关的BDL增暖会如何影响格陵兰阻塞, 目前也尚不清楚.

本文将主要利用再分析资料分析和数值模式, 详细探究不同BDL海冰和BDL增暖背景下格陵兰阻塞发生频率、移动性和维持时间的变化, 阐明变化背后的动力学机制. 在此基础上, 揭示不同BDL海冰背景下格陵兰阻塞对北美洲和欧洲温度的影响. 与此前的研究不同, 本研究使用逐日数据统计了再分析资料和模式试验中不同BDL背景下格陵兰阻塞的数量和演变特征, 并借助阻塞非线性理论模型对BDL海冰影响格陵兰阻塞进行了理论解释.

2 数据与方法

2.1 再分析资料

本文使用的再分析资料为欧洲中期数值天气预报中心(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts)发布的全球大气再分析资料集ERA-Interim(Dee等, 2011). ERA-Interim使用四维变分技术, 水平分辨率为T255(约80km), 从地面到0.1hPa共60层, 可提供较为真实的大气状况. 文中使用了1979~2019年水平分辨率 $1^\circ \times 1^\circ$ 的日平均数据, 变量包括位势高度、表面温度、水平风场、海冰密集度等. 将12月到次年2月定义为冬季. 计算距平时, 去掉了1979~2019年365天逐日的季节循环. 统计显著性检验使用双侧 t 检验.

2.2 阻塞指数

本文采用Dunn-Sigouin等(2013)改进的阻塞指数来识别格陵兰阻塞. 该阻塞指数综合考虑了位势高度正距平和位势高度经向梯度反转两个标准, 可以用于观测和模式中阻塞的分析(Dunn-Sigouin等, 2013; Barnes等, 2014). 识别格陵兰阻塞事件的过程具体分为三步:

(1) 寻找阻塞正距平, 并确保阻塞正距平南侧有位势高度经向梯度的反转. 首先, 求取 30°N 以北500hPa位势高度场距平的标准差, 当大于1.5倍标准差的位势高度场距平组成的面积大于 $2.5 \times 10^6 \text{ km}^2$ 时, 该区域被标记

为阻塞正距平. 若阻塞正距平最大值中心以南没有识别出负的位势高度经向梯度, 该阻塞正距平被剔除.

(2) 要求阻塞正距平具有持续性. 相邻两天的阻塞正距平如果有50%以上的面积重合, 则认为这它们是同一个阻塞正距平的持续; 反之, 则认为这两个正距平没有联系, 独立处理. 若一个阻塞正距平的持续时间不足5天, 则被剔除.

(3) 定义格陵兰阻塞事件. 当一个阻塞正距平中心在 $90^{\circ}\text{W}\sim 0^{\circ}$ 、 $50^{\circ}\text{N}\sim 75^{\circ}\text{N}$ 停留了5天及以上, 则定义为一次格陵兰阻塞. 计算该阻塞正距平中心停留在该范围内的天数, 以局地持续时间作为此次格陵兰阻塞事件的周期, 正距平区域平均的高度场在阻塞周期内达到最强时定义为阻塞最强日.

2.3 阻塞的非线性相速度和能量频散

Luo(2000)、Luo等(2019a, 2019b)、Zhang和Luo(2020)等系列工作建立了阻塞的非线性多尺度相互作用理论, 可以描述阻塞随时间的演变, 准确捕捉阻塞的周期长度, 弥补了其他阻塞理论的不足. 在非线性多尺度相互作用理论模型中, 假设背景西风 U 缓慢变化, 相速度可表示为

$$C_{NP} = U - \frac{PV_y}{(k^2 + m^2 + F)} - \frac{\delta_N M_0^2}{2kPV_y}, \quad (1)$$

其中 $F=(L/R_d)^2$, R_d 是罗斯贝变形半径, $L\sim 1000\text{km}$, M_0 代表阻塞高压振幅, δ_N 为非线性系数(大于0), U 为背景西风, PV_y 为背景位涡经向梯度, k 和 m 代表阻塞在纬向和经向的水平波数. 以上参数的推导与计算请见Luo等(2019b). 相速度 C_{NP} 为正(负)值, 代表阻塞向东(西)移动. 当相速度 C_{NP} 接近于0, 代表阻塞准定常. 已知 k 、 m 、 F 、 δ_N 随海冰的变化较小(Luo等, 2018a). 所以, 主要取决于背景状态的 U 和 PV_y , 以及阻塞的振幅. C_{NP} 与 U 正相关, 但与 PV_y 有复杂的非线性关系, 因为 PV_y 在公式(1)右边第二项和第三项中起到相反的作用. 在这里我们定义 $C_{NP}=C_P+C_N$, 其中 $C_P=U-\frac{PV_y}{(k^2+m^2+F)}$ 表示

阻塞的线性相速度, $C_N=-\frac{\delta_N M_0^2}{2kPV_y}$ 表示因阻塞振幅而

引起的阻塞西移速度, 它代表非线性过程对阻塞移动的影响. M_0 较大时, 阻塞非线性增强, PV_y 和 C_N 对格陵兰阻塞的移动速度更重要.

阻塞能量以群速度传播. 阻塞的群速度可表示

为 $C_g = U - \frac{PV_y(m^2+F-k^2)}{(k^2+m^2+F)^2}$. 这里我们定义群速度与相非线性相速之差来反映阻塞的能量频散速度:

$$C_{gpm} = C_g - C_{NP} = \frac{2k^2 PV_y}{(k^2+m^2+F)^2} + \frac{\delta_N M_0^2}{2kPV_y}, \quad (2)$$

C_{gpm} 较大(小)时, 阻塞能量频散强(弱), 阻塞的维持时间较短(长). 阻塞能量频散主要受背景位涡梯度 PV_y 和阻塞振幅大小的影响. 当格陵兰阻塞振幅较小且 PV_y 不太小时, 公式(2)右侧第一项起主要作用, 此时 PV_y 越小能量频散越弱; 当格陵兰阻塞振幅较大且 PV_y 不大时, 公式(2)右侧第二项的作用不容忽视, 这时阻塞振幅的增大和 PV_y 的减小有利于能量频散.

2.4 大气环流模式与试验设计

数值试验基于美国地球流体动力实验室(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL)大气环流谱模式的改进版本(Wu和Reichler, 2018), 主要由运动方程和温度方程驱动. 在该模式中用牛顿松弛方法来描述辐射平衡温度, 采用纬向不对称的平衡温度并改进了地形, 利用瑞利冷却来处理边界摩擦. 模式水平分辨率为T42, 垂直方向从地面到0.01hPa共40层. Chen等(2021)证实了该模式中冬季平均风场、定常波和涡动能与1979~2000年ERA-Interim较为接近, 对冬季大气阻塞分布的模拟也较为真实.

默认设置的试验被命名为CTRL, 对应1979~2000年气候态的情况. 本研究采用变化的理想温度扰动来模拟海冰变化. 在驱动模式的温度方程中辐射平衡温度 T_{eq} 上添加一项 T_{eq}^{BDL} 来描述BDL温度的改变. T_{eq}^{BDL} 随时间和空间变化, 数学表达式为

$$T_{eq}^{BDL} = \begin{cases} T_{\max} \times \cos^a \left[\frac{(\phi - \phi_p)}{p} \right] \times \sin^b \left(\frac{\lambda}{q} \right) \\ \times e^{c(\sigma-1)} \times \frac{1}{2} \left\{ \cos \left[\frac{(t-t_0)2\pi}{12} \right] + 1 \right\}, \\ \text{对于 } \phi_S \leq \phi \leq \phi_N, \lambda_W \leq \lambda \leq \lambda_E, 1 \leq t \leq 12 \\ 0, \text{其他}, \end{cases} \quad (3)$$

其中 $T_{\max}$ 是最大加热值, $p=\max\{(\phi_N-\phi_0)/90^\circ, (\phi_0-\phi_S)/90^\circ\}$, $q=(\lambda_E-\lambda_W)/180^\circ$, $\phi_S=65^\circ\text{N}$, $\phi_N=90^\circ\text{N}$, $\lambda_W=120^\circ\text{W}$, $\lambda_E=0^\circ$. $a=4$ 、 $b=3$ 和 $c=3$ 分别是刻画加热强度, 东西宽度、南北宽度和垂直衰减的参数. 在所有试验中保持

BDL温度扰动的结构不变(使用同样的 a 、 b 、 c), 只修改最大加热值 $T_{\max}$. 最大加热值为负则代表BDL降温, 对应BDL海冰增多; 最大加热值为正, 则代表BDL升温, 模拟BDL海冰减少. 在BDL区域加入温度扰动来模拟海冰变化的试验被统称为BDL温度扰动试验. 四个BDL加热试验分别为BDLw50、BDLw100、BDLw150和BDLw200, 四个BDL冷却试验为BDLc50、BDLc100、BDLc150和BDLc200, 这里w表示加热、c代表冷却. 其中的数字代表公式(3)中 $T_{\max}$ 的绝对值. 此前研究表明, 在北极海冰密集度或北极海表面温度强迫的大气环流试验中, 北极增暖只局限在对流层底层(例如, Ogawa等, 2018; Xu等, 2019), 考虑海-冰-气耦合作用的耦合模式(Deser等, 2015; Smith等, 2017)可以模拟出与观测类似的北极深厚增暖(Screen和Simmonds, 2010). 但是耦合模式试验的计算和储存成本过高, 不适合开展系列试验. 所以, 为了更真实的反应北极海冰融化导致的北极增暖及其对大气环流的影响, 这里我们直接设置理想温度扰动来模拟海冰融化的效果. 每个试验运行55年, 取最后50年的冬天进行分析, 以获得稳定的统计结果. 温度扰动试验与CTRL之差被定义为大气的响应.

2.5 概率密度函数

为定量刻画表面气温分布在不同BDL温度扰动情景中的差异, 我们计算了每个情景下区域平均表面气

温的概率密度函数(Probability density functions, PDF)及其平均值(μ)、标准差(σ)、偏态(skewness, 用skew表示)和峰度(kurtosis, 用kurt表示). 平均值 μ 刻画PDF的平均大小, μ 较小代表温度分布整体偏冷; 标准差 σ 刻画温度分布的离散程度, σ 较大代表极端温度的发生概率大; 偏态skew刻画PDF中平均值与中位数的关系, skew为负代表温度的平均值小于中位数, PDF呈现负偏态, 即左端长尾, 对应极端低温的发生概率大; 峰度kurt代表PDF的集中程度, kurt较小对应数据多分布在尾端, 代表极端温度的发生概率大.

3 再分析资料中不同BDL海冰背景下的格陵兰阻塞

将1979~2019年ERA-Interim再分析数据中所有格陵兰阻塞以阻塞最强日为基准进行合成. 在位势高度距平场上, 格陵兰岛及其南侧出现北高南低的偶极子, 格陵兰阻塞的下游欧洲北部有负的位势高度距平(图1a). 与此对应, 格陵兰阻塞期间北美南部和欧洲北部都出现了冷异常(图1a), 这两处区域表面气温随时间的演变如图1b所示. 可以看出, 格陵兰阻塞期间欧洲北部低温的降温幅度较大、开始较早, 而北美南部的降温幅度较小、开始较晚. 另外, 北美南部低温主要在格陵兰阻塞的衰减期, 而欧洲北部气温在阻塞最强日之前已出现较强的负距平.

图1 再分析资料中格陵兰阻塞的合成和格陵兰阻塞期间北美南部、欧洲北部表面气温距平的逐日演变

(a) 格陵兰阻塞期间(lag-10到lag10的平均)表面气温距平(填色)和500-hPa位势高度场距平(等值线间隔为20gpm, 实线为正, 虚线为负), 填色区域显著性通过95%信度检验. 橙色框为北美中东部(110°W~70°W, 30°N~45°N), 绿色框为欧洲北部(0°~50°E, 50°N~70°N). (b) 欧洲北部(实线)和北美中东部(虚线)区域平均表面气温距平的逐日演变, lag0代表格陵兰阻塞最强日

为了研究不同BDL海冰背景下格陵兰阻塞的差别, 先将冬季按照BDL区域海冰密集度进行分类. 对1979~2019年去趋势的冬季平均的BDL海冰密集度时间序列进行标准化, 将大于0.4倍标准差的定义为高海

冰年(13个), 小于-0.4倍标准差的定义为低海冰年(11个), 介于-0.4和0.4倍标准差之间的定义为中性海冰年(17个). 这三类冬季的海冰密集度在BDL区域差异明显(图2a~2c), 可以看作是格陵兰阻塞提供了三种不

图2 不同BDL海冰的冬季所对应的北极海冰距平和格陵兰阻塞特征

BDL低海冰(左列)、中性海冰(中列)、高海冰冬季(右列)的((a)~(c))冬季平均海冰密集度距平, ((d)~(f))格陵兰阻塞期间(lag-10到lag10的平均)表面气温距平(填色)和500hPa位势高度场距平(等值线间隔为20gpm, 实线为正, 虚线为负), 以及((g)~(i))格陵兰阻塞期间500hPa位势高度场距平随时间和经度的演变(50°N~75°N纬向平均, 黑色实线为80gpm等值线). (a)~(c)黑框显示了BDL区域的范围(90°W~60°W, 50°N~75°N). 填色区域显著性通过95%信度检验

同的海冰背景状态. 统计发现, 格陵兰阻塞在低海冰年的发生频率最高, 平均每个冬季1.64个; 在中性海冰年平均每个冬季0.88个; 在高海冰年最少, 平均每个冬季只有0.58个. 由此可以推测, BDL海冰减少和气温升高有利于格陵兰阻塞的发生, 而BDL海冰增多和温度降低不利于格陵兰阻塞的发生.

图2d~2f是格陵兰阻塞期间500hPa位势高度距平和表面温度距平的合成. 可以看出, BDL海冰越少, 格陵兰阻塞的高压振幅越强. 在低海冰年, 格陵兰阻塞的范围横跨了整个北美大陆北部延伸至北太平洋白令海峡, 北美南部的冷距平强于欧洲北部的冷距平(图2d); 在中性海冰年, 格陵兰阻塞的范围集中在北美南部, 欧洲北部和北美南部的冷距平强度相当(图2e); 在高海冰年, 格陵兰阻塞位置偏东, 位于北大西洋北部, 欧洲北部的冷距平明显强于北美南部的冷距平(图2f). 图2g~2i是 $50^{\circ}\text{N}\sim 75^{\circ}\text{N}$ 纬向平均后格陵兰阻塞期间500hPa位势高度场距平随时间和经度的演变. 在高海冰年, 格陵兰阻塞维持时间较短(图2i); 在中性海冰年, 格陵兰阻塞的生命周期有所延长, 具有准定常特征(图2h); 在低海冰年, 格陵兰阻塞具有明显的西移特征, 维持时间变长, 尤其是lag0以后衰减的速度变慢. Zhang和Luo(2020)解释了格陵兰阻塞发展期与衰减期不对称的现象, 他们提出在弱 PV_y 背景下发生的阻塞会

在衰减期变慢. 此外, 格陵兰阻塞的不同移动特征对北欧和北美的降温过程有着不同的影响, 西移的格陵兰阻塞主要影响北美, 准定常的格陵兰阻塞主要影响欧洲(Chen和Luo, 2017). 然而, Chen和Luo(2017)并没有研究BDL海冰背景态的不同如何调制格陵兰阻塞移动性和持续性的机制, 接下来的分析将回答这个问题.

这里我们借助了非线性多尺度相互作用阻塞理论模型中阻塞的相速度和能量频散公式(Luo等, 2019b), 来阐明BDL高、低海冰年格陵兰阻塞在维持和移动上的差别. 相对于高海冰年, 低海冰年的北大西洋急流偏南且弱(图3a、3b), 这是由于低海冰年高纬度较暖, 减弱了中纬度温度梯度进而通过热成风而减弱西风. 另一方面, 低海冰年的北极增暖降低了高纬度位势涡度, 北大西洋中纬度位势涡度经向梯度 PV_y 相应减弱(图3d、3e). PV_y 和 U 的减弱在空间分布上是相似的, 但 PV_y 的变化幅度更大(图3c、3f). 因为格陵兰阻塞振幅较小且 PV_y 不太小时, 阻塞的能量频散 C_{gpm} 与背景位涡梯度 PV_y 正相关. 所以, 在高海冰年, 较大的 PV_y 会加强格陵兰阻塞的能量频散, 不利于阻塞系统的发生和维持; 而在低海冰年, 较小的 PV_y 会减弱阻塞的能量频散和加强阻塞的非线性, 有利于阻塞的发展和维持. 此外, 由于阻塞移动速度 C_{NP} 与背景西风 U 正相关. 在高海冰年, 较大的 U 使得格陵兰阻塞的相速度增大, 西退

图3 不同BDL海冰的冬季所对应的西风距平和位涡梯度距平

BDL低海冰(左列)和高海冰(中列)冬季平均的500hPa无量纲(a)~(c)) U 和(d)~(f)) PV_y 的分布, 以及低海冰冬季减高海冰冬季的差值(右列). 黑色叉号代表差异的显著性通过95%信度检验

减弱;而在低海冰年,较小的 U 导致格陵兰阻塞相速度减小甚至小于零,呈现西退现象。

4 BDL温度扰动试验中格陵兰阻塞及有关温度异常的变化

以上再分析资料表明, BDL海冰较少对应着较多的格陵兰阻塞事件, 还对应着格陵兰阻塞的西移和北美南部的降温; BDL海冰较多对应着较少的格陵兰阻塞, 此时格陵兰阻塞移动速度较慢, 容易导致北欧地区降温。但大气阻塞与海冰存在着复杂的相互作用, 基于再分析数据的分析并不能明确得到两者之间的因果关系, 无法排除是大气阻塞的年际和年代际变化是否导致了海冰变化的年际和年代际变化。另外, BDL海冰较多对应着正位相北大西洋涛动, 此时能量频散较强, 有利于在欧洲和乌拉尔山形成阻塞, 进而导致BKS海冰融化(Luo等, 2018b)。按BDL海冰的多少进行分类合成时, BKS海冰会呈现反相位的异常(图2a~2c), 无法排除BKS海冰异常的影响。所以, 为了对BDL海冰影响格陵兰阻塞的过程和结果进行进一步验证, 本研究在BDL加入理想温度扰动来模拟BDL海冰变化, 用一系列数值试验探究了不同BDL温度情境下格陵兰阻塞及有关低温过程的响应。

如图4a~4b所示, BDL低海冰年与BDL高海冰年的温度差异主要体现在BDL表面, 随水平距离和高度递减。增暖是深厚而非浅薄的, 分布在整个对流层。这与前人针对整个北极地区的分析结论是一致的(Screen和Simmonds, 2010)。图4b中北极平流层还存在一个暖中心, 但这个平流层暖中心体现了低层环流激发电行星波导致平流层极涡减弱(Peings, 2019), 与海冰融化引起的对流层低层增暖没有直接联系, 所以在这里平流层暖中心不作为研究对象。BDL增暖试验(图4c~4d)和BDL冷却试验(图4e~4f)温度强迫的水平结构和垂直结构与图4a~b中温度差异的结构相类似。图4c展示了每一个试验中BDL温度强迫随时间的变化, 温度扰动试验的最大强迫在初冬(11月到12月), 与再分析资料中BDL低海冰年与高海冰年温度差异随时间的变化特征是一致的。

图5a展示了每组试验中在格陵兰地区冬季阻塞天数的发生频率、冬季格陵兰阻塞事件数量和持续时间的统计结果, 横坐标从左到右对应着BDL温度线性升

高。总体而言, 格陵兰阻塞发生频率(天数)和格陵兰阻塞的事件数随着BDL温度升高呈现出近似线性的增加趋势, 而格陵兰阻塞的周期没有发生明显变化。从最冷的BDLc200试验到最暖的BDLw200试验, 格陵兰阻塞的发生频率呈现较为均匀的上升趋势, 涨幅达到133%, 阻塞事件数量从每个冬天0.8个稳定增长到每个冬天1.9个, 涨幅达到137.5%。阻塞事件的持续时间随着BDL增暖虽然也有轻微增长, 但变化幅度非常小, 约为10%。由此可见, BDL海冰对格陵兰阻塞频率的调制主要体现为改变阻塞事件数, 而非阻塞的局地持续时间。以前的研究并没有发现这一结果。在观测中, 低海冰年格陵兰阻塞的局地持续时间相比于中性海冰年仅增加了14.29%, 但阻塞事件频率却是中性海冰年的两倍(图2g~2h), 这也说明阻塞事件数对BDL海冰的变化更加敏感。观测中, 低海冰年格陵兰阻塞高压异常的总持续时间明显长于中性海冰年和高海冰年, 但此时格陵兰阻塞具有显著的西移特征, 所以虽然BDL海冰减少有利于格陵兰阻塞的持续时间变长和衰减变慢, 但当BDL海冰剧烈减少时, 格陵兰阻塞的西退特征决定其在局地的维持时间不会发生显著变化。

接下来, 我们选取BDLc100、CTRL和BDLw100三个试验分别作为冷BDL、中性BDL和暖BDL三个情景的代表。从图5b~5d可以看到, 相较于CTRL试验, BDLw100中的格陵兰阻塞位势高度正距平更强, 更有利于北美南部降温; BDLc100中的格陵兰阻塞位置偏东, 更有利于欧亚大陆北侧降温, 这与再分析资料的结论基本一致。我们又进一步分析了格陵兰阻塞位势高度场正距平随时间和经度的演变(图5e~5g)。相较于CTRL, 暖BDL情境下格陵兰阻塞位置偏西, 呈现更明显的西移特征, 位势高度正距平维持的时间较长, 衰减期长于发展期(图5e); 冷BDL情境下格陵兰阻塞整体位置偏东, 维持时间较短, 发展期长于衰减期(图5g)。暖BDL情景中虽然格陵兰阻塞位势高度正距平维持时间较长, 但西移明显, 冷BDL情景中格陵兰阻塞位势高度正距平维持时间较短, 但表现为准定常, 所以两者在格陵兰地区的局地维持时间并没有明显的差异。这是因为, 暖BDL情境下北大西洋中高纬度 U 和 PV_y 较弱(图6a~6b), 格陵兰阻塞频散减弱和向西移动加强; 冷BDL情境下北大西洋中高纬度 U 和 PV_y 较强(图6a~6b), 格陵兰阻塞能量频散增强和不易移动。进一步分析显示, 线性相速度 C_p 和非线性导致的阻塞西退速度 C_N 对

图4 BDL气温距平的水平分布、垂直结构和时间演变

再分析资料中BDL低海冰冬季与BDL高海冰冬季的气温之差(a)在表面的水平分布和(b)在90°W~30°W纬向平均的垂直分布。(c)~(d)BDL加热试验和(e)~(f)BDL冷却试验中的温度强迫(c), (e)在表面的水平分布和(d), (f)在90°W~30°W纬向平均的垂直分布, 填色表示BDLw100和BDLc100试验, 实线代表各个试验中0等值线。(g)试验中加热中心温度(圆点)和再分析资料中气温差(星号)随时间的演变

阻塞相速度 C_{NP} 的贡献在中高纬度50°N~60°N是相似的(图6c~6e)。阻塞能量频散 C_{gpm} 主要由非线性项决定, 说明阻塞振幅及其对背景流的反馈作用对阻塞能量频散更为重要。

因为不同BDL海冰背景下格陵兰阻塞事件的移动和频率发生了变化, 所以可能对北美降温和欧洲降温有不同的影响。为了进一步探究这个问题, 图7~8对比

了试验中不同BDL海冰情景下格陵兰阻塞期间美国中东部和北欧的日均表面气温的PDF。格陵兰阻塞期间美国中东部表面气温在CTRL试验中温度呈略微负偏态的单峰分布。相对于CTRL试验, BDL冷却试验(图7左)中 μ 的变化很小, 说明平均温度没有明显变化; 但是 σ 和kurt普遍变大, skew从负值进一步变小, 表明冷BDL情境下格陵兰阻塞期间美国中东部表面气温度离

图 5 BDL温度扰动试验中格陵兰阻塞的变化

(a) 格陵兰地区冬季阻塞天数的发生频率(红线)、冬季格陵兰阻塞事件数量(灰色柱子)和持续时间(蓝线)在每个试验中的平均值, 阴影和盒须显示其上下四分位。((b), (e)) BDLw100、((c), (f)) CTRL、((d), (g)) BDLc100试验中((b)~(d))格陵兰阻塞lag-10到lag10平均的表面气温距平(填色)和500hPa位势高度场距平(等值线间隔为10gpm, 实线为正, 虚线为负)和((e)~(g))格陵兰阻塞期间50°N~75°N平均的500hPa位势高度场距平随时间和经度的演变, 黑线代表80gpm。Lag0为阻塞最强日。打点区域的显著性通过95%信度检验

散程度增大, 极端温度的发生概率增大。相对于CTRL试验, BDL加热试验(图7右)中 σ , kurt和skew三个刻画

温度分布结构的指标并没有一致的变化; μ 普遍减小, 且BDL越暖 μ 越小, 这表明BDL增暖后西移的格陵兰

图6 BDL温度扰动试验中背景西风、背景位涡梯度、阻塞各类相速度和能量频散的距平

BDL温度扰动试验中冬季90°W~30°W平均的500hPa无量纲(a) U 和(b) PV_y , 以及阻塞期间(lag-10到lag10)平均的(c) C_p 、(d) C_N 、(e) C_{NP} 和(f) C_{gpm} 随纬度的分布, 打点位置的显著性通过95%信度检验

阻塞可导致平均强度更强的北美南部降温. 所以, BDL的变冷和增暖都会导致格陵兰阻塞期间的美国中东部极寒天气的发生概率增大, 前者是通过改变温度分布结构, 增加极冷温度的出现概率, 后者是通过加剧寒潮的平均强度.

CTRL试验中格陵兰阻塞期间欧洲北部的表面气温分布更为对称和集中. 不同BDL情景下格陵兰阻塞

期间欧洲北部的日均温度PDF如图8所示. 相对于CTRL试验, BDL冷却试验(图8左)中温度分布的 μ 随着BDL的变冷稳步下降, 代表降温的平均幅度更强; σ 和kurt没有一致的变化; skew从略大于零变为略小于零, 准对称的分布特征没有改变. BDL加热试验(图8右)中温度分布的四个统计量都没有统一的变化. 所以, BDL增暖不能改变格陵兰阻塞期间欧洲北部的表面气温,

图 7 BDL温度扰动试验中格陵兰阻塞期间美国中东部表面气温的分布

CTRL(白色柱子和黑线)、BDL冷却试验(蓝色柱子和蓝线)和BDL加热试验(红色柱子和红线)中格陵兰阻塞期间(lag-10到lag10)美国中东部(110°W~70°W, 30°N~45°N)日平均表面气温的概率密度分布。虚线代表平均值(μ)分布。 σ 、skew和kurt分别代表分布的标准差、偏度和峰度。箭头向上(下)代表相对于CTRL试验变大(小)

BDL变冷可以通过准定常格陵兰阻塞在北欧地区造成比平均表面气温更低的降温。

为了区分BDL直接导致的背景温度变化和通过改变格陵兰阻塞间接导致的温度变化, 图9~10对比了试

图8 BDL温度扰动试验中格陵兰阻塞期间欧洲北部表面气温的分布

CTRL(白色柱子和黑线)、BDL冷却试验(蓝色柱子和蓝线)和BDL加热试验(红色柱子和红线)中格陵兰阻塞期间(lag-10到lag10)欧洲北部(0°~50°E, 50°N~70°N)日平均表面气温的概率密度分布. 虚线代表平均值(μ)分布. σ 、skew和kurt分别代表分布的标准差、偏度和峰度. 箭头向上(下)代表相对于CTRL试验变大(小)

验中不同BDL情景下去掉格陵兰阻塞后得到的逐日背景温度在美国中东部和北欧的概率密度分布. 图9显

示, 北美南部与格陵兰阻塞无关的背景温度(平均值和分布)几乎不受BDL温度变化影响. 欧洲北部与格陵兰

图 9 BDL温度扰动试验中除格陵兰阻塞以外时段美国中东部表面气温的分布

CTRL(白色柱子和黑线)、BDL冷却试验(蓝色柱子和蓝线)和BDL加热试验(红色柱子和红线)中无格陵兰阻塞时段美国中东部(110°W~70°W, 30°N~45°N)日平均表面气温的概率密度分布。无格陵兰阻塞时段定义去除格陵兰阻塞lag-10到lag10后的全部剩余时段。虚线代表平均值(μ)分布。 σ 、skew和kurt分别代表分布的标准差、偏度和峰度。箭头向上(下)代表相对于CTRL试验变大(小)了

图 10 BDL温度扰动试验中除格陵兰阻塞以外时段欧洲北部表面气温的分布

CTRL(白色柱子和黑线)、BDL冷却试验(蓝色柱子和蓝线)和BDL加热试验(红色柱子和红线)中无格陵兰阻塞时段欧洲北部(0°~50°E, 50°N~70°N)日平均表面气温的概率密度分布。无格陵兰阻塞时段定义去除格陵兰阻塞lag-10到lag10后的全部剩余时段。虚线代表平均值(μ)分布。 σ 、skew和kurt分别代表分布的标准差、偏度和峰度。箭头向上(下)代表相对于CTRL试验变大(小)了

阻塞无关的背景温度分布的平均值非常敏感于BDL温度扰动, BDL越冷, 北欧背景温度越冷(图10). 这是因为BDL的冷距平可以向下游扩散, 导致欧洲北部出现偏冷的背景态. 冷背景态与准定常格陵兰阻塞导致的北欧降温相叠加, 将对北欧冬季气温造成更大的影响, 冷冬的发生概率增加.

5 讨论与结论

再分析资料和数值试验结果表明, 格陵兰岛以西的巴芬湾-戴维斯海峡-拉不拉多海(Baffin Bay, Davis Strait和Labrador Sea, BDL)海冰通过改变北大西洋中高纬度的背景西风 and 背景位势涡度经向梯度来调制格陵兰阻塞事件的发生频率、持续性、演变和移动性, 从而对北美南部和欧洲北部的温度产生影响. BDL海冰较多、气温较低时, 北大西洋中高纬度位涡梯度加强, 格陵兰地区的能量频散加强, 导致格陵兰阻塞发生频率较低, 维持时间较短; 北大西洋中高纬度西风加速, 阻止格陵兰阻塞西退, 准定常的格陵兰阻塞造成北欧地区强烈降温; 另一方面, 格陵兰阻塞期间美国中东部温度分布的离散度增加, 极端温度的发生频率增大, 准确预测的难度增加. 当BDL海冰较少、气温较高时, 北大西洋中高纬度位涡梯度和西风变弱, 减弱了格陵兰地区阻塞的能量频散, 使格陵兰阻塞发生频率较多, 格陵兰阻塞更易向西移动且衰减变慢, 导致美国中东部寒潮天气频发.

本研究发现, BDL海冰变化对格陵兰阻塞频率的调制主要体现在改变阻塞事件的数量上, 而非阻塞的局地持续时间, 这与BKS海冰调制乌拉尔阻塞的方式不同. Luo等(2018a)和Chen等(2021)的结果表明, BKS海冰减少和温度升高, 主要造成乌拉尔阻塞的持续时间的延长. 另外, Chen等(2021)发现乌拉尔阻塞对BKS的温度变化存在非单调的响应; 本文结果显示, 格陵兰阻塞对BDL温度变化的响应更为单调, 即BDL海冰越少、气温越高, 格陵兰阻塞频率越大、能量频散越弱、西移越明显, 这些结果在本文涉及到的相当大的BDL温度变化范围内都没有出现转折迹象. 这样的对比凸显了大气阻塞对不同区域海冰变化的响应机制存在差别. 在可预见的未来, BDL海冰在全球变暖作用下会进一步减少, 鉴于本研究揭示的BDL海冰与格陵兰阻塞稳定的联系机制, 格陵兰阻塞频率增多且西移加

强, 由格陵兰阻塞导致的美国中东部冬季极寒天气的发生频率很可能呈现上升趋势, 而北欧地区与格陵兰阻塞有关的寒潮会减弱减少.

参考文献

- 叶笃正, 陶诗言, 朱抱真. 1962. 北半球冬季阻塞形势的研究. 北京: 科学出版社
- Barnes E A, Dunn-Sigouin E, Masato G, Woollings T. 2014. Exploring recent trends in Northern Hemisphere blocking. *Geophys Res Lett*, 41: 638–644
- Chen X, Luo D. 2017. Arctic sea ice decline and continental cold anomalies: Upstream and downstream effects of Greenland blocking. *Geophys Res Lett*, 44: 3411–3419
- Chen X, Luo D, Feldstein S B, Lee S. 2018. Impact of winter Ural blocking on Arctic sea ice: Short-time variability. *J Clim*, 31: 2267–2282
- Chen X, Luo D. 2019. Winter midlatitude cold anomalies linked to North Atlantic sea ice and SST anomalies: The pivotal role of the potential vorticity gradient. *J Clim*, 32: 3957–3981
- Chen X, Luo D, Wu Y, Dunn-Sigouin E, Lu J. 2021. Nonlinear response of atmospheric blocking to early winter Barents-Kara seas warming: An idealized model study. *J Clim*, 34: 2367–2383
- Cohen J, Pfeiffer K, Francis J A. 2018. Warm Arctic episodes linked with increased frequency of extreme winter weather in the United States. *Nat Commun*, 9: 869
- Comiso J C, Parkinson C L, Gersten R, Stock L. 2008. Accelerated decline in the Arctic sea ice cover. *Geophys Res Lett*, 35: L01703
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda M A, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars A C M, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer A J, Haimberger L, Healy S B, Hersbach H, Hólm E V, Isaksen I, Kållberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally A P, Monge-Sanz B M, Morcrette J J, Park B K, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thépaut J N, Vitart F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc*, 137: 553–597
- Deser C, Tomas R A, Sun L. 2015. The role of ocean-atmosphere coupling in the zonal-mean atmospheric response to Arctic sea ice loss. *J Clim*, 28: 2168–2186
- Diao Y, Li J, Luo D. 2006. A new blocking index and its application: Blocking action in the Northern Hemisphere. *J Clim*, 19: 4819–4839
- Dunn-Sigouin E, Son S W, Lin H. 2013. Evaluation of northern hemisphere blocking climatology in the global environment multi-scale model. *Mon Weather Rev*, 141: 707–727
- Fang Z, Wallace J M. 1994. Arctic sea ice variability on a timescale of

- weeks and its relation to atmospheric forcing. *J Clim*, 7: 1897–1914
- Francis J A, Vavrus S J. 2012. Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in mid-latitudes. *Geophys Res Lett*, 39: L06801
- Honda M, Inoue J, Yamane S. 2009. Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophys Res Lett*, 36: 1–6
- Li M, Yao Y, Luo D, Zhong L. 2019. The linkage of the large-scale circulation pattern to a long-lived heatwave over mideastern China in 2018. *Atmosphere*, 10: 89
- Liu J, Curry J A, Wang H, Song M, Horton R M. 2012. Impact of declining Arctic sea ice on winter snowfall. *Proc Natl Acad Sci USA*, 109: 4074–4079
- Luo D. 2000. Planetary-scale baroclinic envelope Rossby solitons in a two-layer model and their interaction with synoptic-scale eddies. *Dyn Atmos Oceans*, 32: 27–74
- Luo D, Lupo A R, Wan H. 2007. Dynamics of eddy-driven low frequency dipole modes. Part I: A simple model of North Atlantic Oscillations. *J Atmos Sci*, 64: 3–28
- Luo D, Chen X, Dai A, Simmonds I. 2018a. Changes in atmospheric blocking circulations linked with winter Arctic warming: A new perspective. *J Clim*, 31: 7661–7678
- Luo D, Chen X, Feldstein S B. 2018b. Linear and nonlinear dynamics of North Atlantic Oscillations: A new thinking of symmetry breaking. *J Atmos Sci*, 75: 1955–1977
- Luo D, Chen X, Overland J, Simmonds I, Wu Y, Zhang P. 2019a. Weakened potential vorticity barrier linked to recent winter Arctic sea ice loss and midlatitude cold extremes. *J Clim*, 32: 4235–4261
- Luo D, Zhang W, Zhong L, Dai A. 2019b. A Nonlinear theory of atmospheric blocking: A potential vorticity gradient view. *J Atmos Sci*, 76: 2399–2427
- L’Heureux M, Butler A, Jha B, Kumar A, Wang W. 2010. Unusual extremes in the negative phase of the Arctic Oscillation during 2009. *Geophys Res Lett*, 37: L10704
- Mori M, Watanabe M, Shiogama H, Inoue J, Kimoto M. 2014. Robust Arctic sea-ice influence on the frequent Eurasian cold winters in past decades. *Nat Geosci*, 7: 869–873
- Newson R L. 1973. Response of general circulation model of the atmosphere to removal of the Arctic ice-cap. *Nature*, 241: 39–40
- Ogawa F, Keenlyside N, Gao Y, Koenigk T, Yang S, Suo L, Wang T, Gastineau G, Nakamura T, Cheung H N, Omrani N E, Ukita J, Semenov V. 2018. Evaluating impacts of recent Arctic sea ice loss on the northern hemisphere winter climate change. *Geophys Res Lett*, 45: 3255–3263
- Overland J E, Wang M. 2018. Arctic-midlatitude weather linkages in North America. *Polar Sci*, 16: 1–9
- Peings Y. 2019. Ural blocking as a driver of early winter stratospheric warmings. *Geophys Res Lett*, 46: 5460–5468
- Serreze M C, Barry R G. 2011. Processes and impacts of Arctic amplification: A research synthesis. *Glob Planet Change*, 77: 85–96
- Screen J A, Simmonds I. 2010. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, 464: 1334–1337
- Smith D M, Dunstone N J, Scaife A A, Fiedler E K, Copsey D, Hardiman S C. 2017. Atmospheric response to Arctic and Antarctic sea ice: The importance of ocean-atmosphere coupling and the background state. *J Clim*, 30: 4547–4565
- WMO. 2013. Global Climate. Climate 2001–2010: A Decade of Climate Extremes-Summary Report. WMO no.1119. Geneva, Switzerland: World Meteorological Organization
- Wang H, Luo D. 2020. Summer Russian heat waves and their links to Greenland’s ice melt and sea surface temperature anomalies over the North Atlantic and the Barents-Kara Seas. *Environ Res Lett*, 15: 114048
- Wu Z, Reichler T. 2018. Towards a more Earth-like circulation in idealized models. *J Adv Model Earth Syst*, 10: 1458–1469
- Xu X, He S, Gao Y, Furevik T, Wang H, Li F, Ogawa F. 2019. Strengthened linkage between midlatitudes and Arctic in boreal winter. *Clim Dyn*, 53: 3971–3983
- Yao Y, Luo D, Dai A, Simmonds I. 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 Clim*, 30: 3549–3568
- Yeh T. 1949. On energy dispersion in the atmosphere. *J Meteor*, 6: 1–16
- Zhang R, Sun C, Zhu J, Zhang R, Li W. 2020. Increased European heat waves in recent decades in response to shrinking Arctic sea ice and Eurasian snow cover. *npj Clim Atmos Sci*, 3: 1–9
- Zhang W, Luo D. 2020. A nonlinear theory of atmospheric blocking: An application to Greenland blocking changes linked to winter Arctic sea ice loss. *J Atmos Sci*, 77: 723–751

(责任编辑: 左志燕)