



热带与极地气候系统的多时间尺度相互作用

段安民^{1,2,3*}, 吕柯伟^{1,2,3}, 胡俊^{1,2}, 杨小怡^{1,2,3}, 邹斯嘉^{1,3}, 李非栗^{1,2,3}, 张慕容^{1,2}, 林光星^{1,2}

1. 厦门大学海洋与地球学院, 厦门 361102

2. 厦门大学海洋气象与气候变化研究中心, 厦门 361102

3. 海洋生物地球化学全国重点实验室, 厦门 361102

* 联系人, E-mail: amduan@xmu.edu.cn

2025-10-18 收稿, 2026-01-08 修回, 2026-01-18 接受, 2026-02-09 网络版发表

国家自然科学基金(42030602)资助

摘要 热带与极地气候系统通过大气和海洋过程紧密耦合, 其相互作用对全球能量物质循环和气候变化具有重要作用. 本文基于国内外研究成果, 总结了从轨道至年际时间尺度上热带-极地气候系统相互作用的主要物理过程, 并对该领域未来研究进行了展望. 高纬度的冰盖-反照率反馈与低纬度的水文循环相互作用, 共同驱动了冰期-间冰期旋回. 作为热带-极地联系的重要纽带, 大西洋经向翻转环流(AMOC)通过向极热量输送影响北极海冰, 而其强度又受到极地淡水输入的反馈抑制, 并通过调整跨半球热量输送引发热带辐合带迁移. 大气遥相关是热带-极地相互作用的另一关键路径. 热带海温可通过对流层罗斯贝波和平流层-对流层耦合影响北极, 北极增暖与海冰融化亦能通过改变经向温度梯度和激发罗斯贝波, 对热带海温产生反馈. 同样, 热带海温也可通过激发罗斯贝波影响南极气候, 南极海冰融化与南大洋海温变化则通过一系列海气耦合过程反馈热带气候. 由于当前气候系统模式在极地海冰和AMOC模拟上存在较大偏差, 且普遍缺失冰盖融水这一关键过程, 再加之南大洋和深海环流的长期观测数据匮乏, 未来亟需通过完善气候系统模式物理过程、推动多模式比较计划和强化综合观测网络, 深化机理认识, 减小未来气候预估的不确定性.

关键词 热带-极地相互作用, 气候系统, 大西洋经向翻转环流, 遥相关, 极地海冰

热带与极地是地球气候系统的两大关键区域, 分别调控着全球热量分配和海冰-反照率反馈^[1]. 热带-极地耦合气候系统的基本态重构(如大西洋经向翻转环流(AMOC)减弱、哈德莱(Hadley)环流扩张、急流与风暴路径偏移、极地海冰持续减少)正通过加剧极端天气、海平面上升及生态系统退化等形式, 带来日益严峻的全球性风险^[2]. 观测与模拟均证实, 热带与极地气候系统跨区域联动在全球气候变化中扮演着重要的角色^[3].

古气候研究揭示了热带与极地在万年-千年尺度的相互作用. 在末次冰期, 格陵兰冰芯记录的丹斯加

德-奥施格(D-O)与海因里希(H)事件, 它与AMOC变化有直接关联^[4]. 当大量淡水注入北大西洋导致AMOC减弱或停滞时, 不仅引发了北半球的剧烈降温, 还通过“两极跷跷板”效应造成南极变暖, 从而导致热带太平洋的显著降温^[5]. 这一连锁反应在黄土、冰芯及海洋有孔虫等多种地质记录中得到一致印证, 充分证明了AMOC是连接高纬与热带气候的关键纽带^[4].

现代气候中, 热带与极地气候系统之间的相互作用主要通过大气环流和海洋环流实现. 在大气环流方面, 热带地区的大气对流活动可以通过激发罗斯贝波影响极地气候^[6]. 罗斯贝波可将热带地区的能量和动

引用格式: 段安民, 吕柯伟, 胡俊, 等. 热带与极地气候系统的多时间尺度相互作用. 科学通报

Duan A, Lyu K, Hu J, et al. Multi-timescale interactions between the tropical and polar climate systems (in Chinese). Chin Sci Bull, doi: [10.1360/CSB-2025-5666](https://doi.org/10.1360/CSB-2025-5666)

量传输到高纬度地区,影响极地地区的温度、降水和大气环流。例如,热带太平洋的厄尔尼诺-南方振荡(ENSO)事件就可以通过“大气桥”机制影响南极和北极地区的气候变化。同样,热带季风系统和热带气旋活动也可以通过大气遥相关影响极地气候。在海洋环流方面,AMOC是主导热量从低纬度向北大西洋高纬度输运的关键途径^[7],对维持北大西洋地区相对温暖的气候条件至关重要。

在当前全球变暖背景下,这种相互作用日益显著。极地,特别是北极,正经历远超全球平均水平的快速增温(即“极地放大效应”),其影响已通过大气环流波及热带季风系统^[8-10]。南极也观测到显著的区域性变暖和冰盖变薄,这些变化部分由温室气体和臭氧消耗驱动,也与热带-极地遥相关密切相关^[11]。气候系统模式的未来预估结果表明,温室气体的持续排放将导致极地海冰进一步消融。

综上所述,理解热带与极地的相互作用,对认知地球气候的过去、现在与未来至关重要。本文旨在构建一个综合物理框架,聚焦从轨道尺度到现代气候背景下,AMOC与大气遥相关在连接热带与极地气候系统中所扮演的核心角色,并探讨其在全球变暖背景下的未来演变。

1 轨道和千年尺度热带与极地相互作用

1.1 轨道尺度热带与极地相互作用

轨道尺度上,冰期-间冰期旋回是地球气候最显著的特征^[12],其根本驱动力是米兰科维奇旋回。它包括三个参数:偏心率(10万年和40万年周期),改变太阳辐射总量并调制岁差幅度;地轴倾角(4.1万年周期),影响年均太阳辐射的纬度梯度,高纬信号最强;岁差(2.3万年或1.9万年周期),改变季节性太阳辐射,低纬信号最强,驱动热带季风^[13]。

低纬古气候记录中普遍存在4.1万年的倾角信号,这表明存在从高纬向低纬传输信号的遥相关机制^[14]。例如,高纬度冰盖的增长可增强地表对太阳辐射的反射,放大全球的冷却效应。同时,低纬地区对岁差周期的响应改变了季风降水和热带湿地范围,从而改变了温室气体甲烷的排放,对全球气候形成反馈^[13]。因此,高低纬气候是通过海-气过程双向互动的,冰期旋回本身即是这种互动的结果(图1(a))^[12,13]。

在高纬,冰-反照率正反馈是放大气候变化的关键:北半球夏季太阳辐射减弱导致冰盖扩张,高反照率进一步加剧冷却^[12]。大陆冰盖的消长通过海平面和大气环流影响全球^[15]。在低纬,热带水文循环的变化则通过

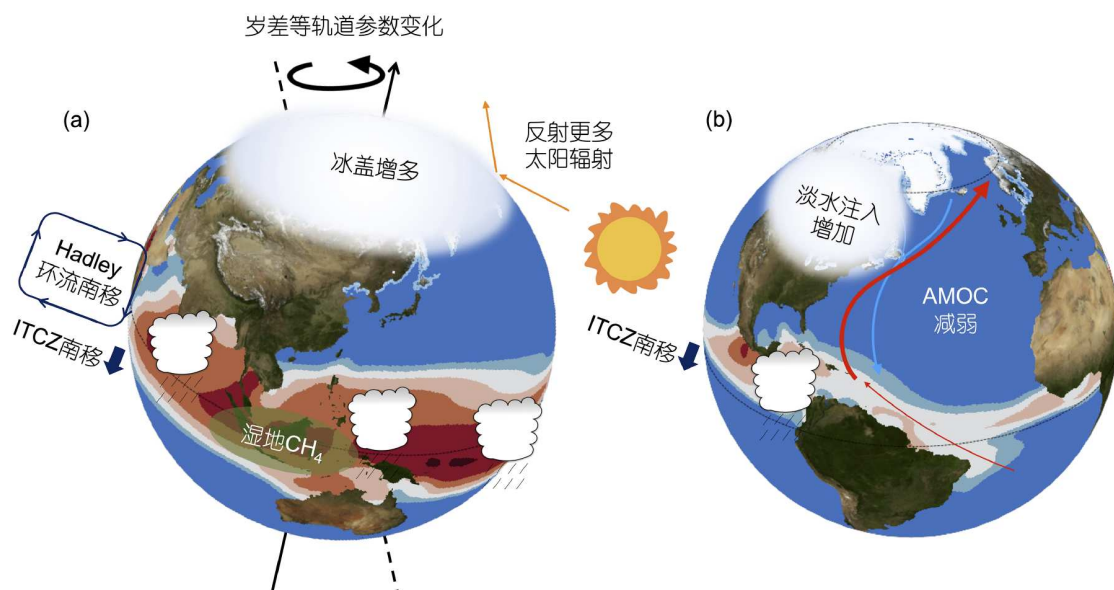


图 1 轨道(a)与千年尺度(b)下高低纬气候相互作用的关键机制示意图。(a)展示了由地球轨道参数(如岁差)变化驱动的、缓慢进行的相互作用。(b)展示了末次冰期中典型的突变事件机制

Figure 1 A schematic illustrating the key mechanisms of climate interaction between high and low latitudes on orbital (a) and millennial (b) timescales. (a) Depicts the slow interactions driven by variations in Earth's orbital parameters, such as precession. (b) Illustrates the mechanism of a typical abrupt climate event during the last glacial period

改变热带湿地面积控制甲烷这一温室气体的排放,形成全球性的生物地球化学反馈^[16]。

高低纬的耦合解释了热带地区的倾角信号:信号或由高纬冰盖经海-气过程传导,或由倾角直接改变半球间太阳辐射梯度和Hadley环流所致^[14,17]。这也为“100 ka问题”提供了可能答案,即能量微弱的偏心率周期并非直接驱动气候长周期振荡,而是作为调控者,通过调制岁差振幅,决定气候系统对岁差和倾角强迫的敏感性。只有在高偏心率时期,岁差效应才能被放大,并与冰盖内部的非线性反馈结合,触发冰消期,使100 ka周期成为耦合系统的共振频率^[12,18]。

1.2 千年尺度热带与极地相互作用

末次冰期气候因丹斯加德-奥施格和海因里希等千年尺度突变事件而极不稳定。其核心特征是快速、全球性的影响和南北半球温度的反相变化(“双极跷跷板”)^[5]。事件过程中,热带降水与格陵兰温度近乎同步变化,而南极响应则明显滞后,这揭示了快、慢两种遥相关耦合机制^[19]。

这些突变事件的核心机制是AMOC的不稳定性,通常由高纬度巨量淡水注入触发。AMOC减弱后,气候信号通过两种途径向全球传播(图1(b))。一是缓慢的海洋“热量双极跷跷板”机制,导致南极滞后数百年变暖^[5,19];二是通过快速的“大气桥”:北半球变冷改变了半球温度梯度,迫使热带辐合带(ITCZ)迅速南移,甚至收缩^[20]。

南半球和热带并非完全被动响应。例如,“双极跷跷板”驱动的南大洋西风带变化可通过增强深海碳释放来影响全球CO₂浓度^[21]。部分D-O事件的触发器甚至可能源自南半球或热带^[22]。另有观点认为,冰期气候本就处于临界不稳定状态,随机扰动即可触发突变^[23]。

综上,从轨道到千年尺度,高、低纬气候系统通过复杂的海洋和大气过程紧密相连。高纬是行星反照率和全球温盐环流的控制中心,决定了全球热量平衡格局;而低纬则是全球水文循环的引擎和大气遥相关的枢纽。

2 AMOC在热带与极地相互作用中的角色

如前所述,以AMOC为典型代表的大尺度洋流系统,在热带-极地相互作用中扮演重要角色,并在区域及全球气候系统平衡与演变中发挥关键作用^[24]。AMOC在热带-极地气候系统中的调控作用如图2所示,

AMOC的显著减弱使得向极热量输送变小,导致北大西洋海温冷异常以及副极地区域海冰扩张。冷异常通过风以及风-蒸发-海温的反馈作用传递至北太平洋和北大西洋热带地区,与此同时减弱的热量输送造成南半球的异常热量累积,最终导致南北半球之间温度梯度异常,由此导致ITCZ南移,使得北大西洋热带地区更干燥,南大西洋热带地区更湿润。南大西洋海温正异常会增强局地沃克环流,造成赤道东太平洋地区的下沉气流异常。北大西洋热带地区与太平洋热带地区的温差和对应的压力梯度,使得太平洋赤道地区的信风异常增强,进而加强了该区域的沃克环流。同时,向极热量输送所造成的高纬度淡水异常,又可通过影响深层水生成速率改变AMOC的强度。AMOC与区域气候系统之间的互馈作用,使其成为大西洋年代际至百年际周期性振荡信号中的关键过程之一^[25]。本节重点围绕AMOC这一跨洋盆深海环流系统在年际、年代际和百年尺度上与北极和与热带的相互作用的具体过程及机制,阐述大尺度海洋过程在维系和调控热带-极地相互作用中所扮演关键性角色。

2.1 AMOC与北极相互作用

AMOC多年代际振荡可通过影响向极热量输送,显著影响北极海冰(特别是夏季海冰)的覆盖面积^[27,28]。20世纪末至21世纪初观测到的北极海冰快速消融现象可能部分归因于由AMOC增强所导致的向极热输送增多^[29];与之相反,21世纪后期由于AMOC减弱,也在一定程度上抵消了人为因素所造成的全球增暖,对北极海冰的减少趋势起到了延缓作用^[30]。然而由于模式模拟的近期北极海冰趋势性变化相比观测仍有一定偏差,并且模式之间同样存在较大不同^[29],使得定量估计AMOC在海冰趋势性变化中的贡献仍有极大挑战。尽管如此,北极海冰在过去几十年间持续减少,一方面促使北冰洋在夏季吸收更多能量,另一方面导致冬季向大气释放更多热量,从而造成冬季北极表面温度快速上升的现象^[31]。

北极区域的海冰变化会对AMOC的周期性振荡产生影响。基于海气耦合模型模拟研究发现,北大西洋副极地和北欧海域的海冰-大气相互作用在增强AMOC以及大西洋多年代际变率(AMV)中起关键作用^[32]。高纬度海域海冰覆盖的减少(增多),能够通过增强(减弱)海洋向大气的潜热通量,增大(减小)海洋上层盐度和密度,从而促进(削弱)深层水生成,继而造成AMOC的增

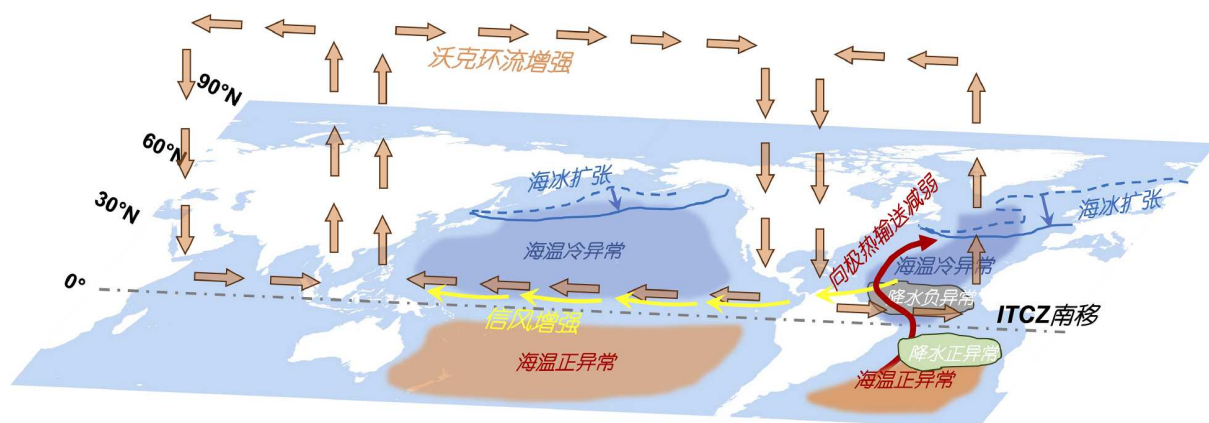


图2 AMOC关闭所产生的全球气候效应示意图. 图中展示了AMOC关闭所造成的跨海盆、跨南北半球大气环流以及海温变化. 图改自文献[26]

Figure 2 A schematic highlighting global climatic response to AMOC shutdown, emphasizing on interbasin and interhemispheric changes in the atmospheric circulation and the sea surface temperature. Adapted from Ref. [26]

强(减弱). 此外, 极地平流层涡旋年代际振荡也可造成AMOC周期性变化^[33], 即持续增强的极地平流层涡旋能够引起的北大西洋涛动(NAO)向其正位相的转变, 加大北大西洋副极地区域的海-气热通量, 从而通过影响深层水生成使得AMOC增强; AMOC的增强又通过改变经向热量输送, 使得经向温度梯度减小, 促使NAO转变为负相位, 这一变化反过来将减弱纬向风和极地平流层涡旋, 在此之后AMOC开始减弱, 从而形成年代际时间尺度上的周期性振荡. 除此以外, AMOC的百年际周期性变化可能受到北极区域淡水累积与输出的调控作用. 其中, AMOC增强导致北极融冰加剧, 从而造成北冰洋区域大量的淡水累积, 同时造成北冰洋环流系统的改变, 最终导致大量淡水输送到北大西洋副极地区域, 削弱该处的深层水生成从而减弱AMOC强度, 这一反馈过程可产生百年际时间尺度上的AMOC变率.

在百年及更长时间尺度上, 全球变暖背景下的北极增温以及海冰减少可能会造成AMOC持续减弱^[34]. 北极海冰消融使得海洋表层淡水增多, 同时扩大了开阔海域面积, 后者又使得更多热量由大气进入海洋^[35], 两者共同作用产生正的浮力异常(使海水密度减小), 扩散至北大西洋副极地海域并削弱海洋垂向层结, 进而减弱深层水生成, 最终使得AMOC强度减弱^[36].

2.2 AMOC与热带相互作用

AMOC强度变化可通过波动调整、平流输送和大气遥相关对热带过程产生影响. AMOC关闭时, 北大西

洋向南大西洋出现净热量输出, 从而导致北大西洋表层水温下降超过5℃, 相应的密度变化通过海洋中的斜压开尔文波向全球传递^[37]. 在海洋罗斯贝波的传播以及不同水团平流的作用下, 导致印度尼西亚贯穿流输运减弱, 全球温跃层也随之重新调整^[38]. 此外, AMOC变化引起的海洋经向热输送异常, 被大气环流变化通过比耶克内斯补偿机制(Bjerknes compensation)部分抵消, 从而使得总体经向能量输运保持相对稳定^[39]. 当AMOC减弱时, 海洋经向热输送的减少导致南北半球间净热失衡(即南半球热量过剩而北半球热量不足), 随之造成半球间温度梯度异常. 此时作为补偿, 大气环流通过增强北半球Hadley环流并使其南移, 进而导致ITCZ同步南移^[40,41]. 因AMOC变化而产生的ITCZ南移进一步对热带季风系统具有重要影响^[42].

AMOC的显著减弱还会增强热带南大西洋的对流活动及赤道东太平洋的下沉运动, 从而加速大西洋和太平洋的信风与沃克环流^[43], 并且可能增强热带大西洋与太平洋之间的年际时间尺度上的相互作用^[44]. AMOC变化引起的热带太平洋地区海温与降水格局的改变对ENSO的发展也可能产生重要影响. 未来温室气体强迫下AMOC减速将可能导致赤道太平洋海温年循环和ENSO振幅减小^[45]. 如果AMOC崩溃, 其引起的太平洋沃克环流的显著增强, 正反馈的比耶克内斯机制(Bjerknes feedback)得以建立, 这将迫使热带太平洋趋向于更类似拉尼娜的平均气候态^[26]. 此外, AMOC减弱引起的热带太平洋响应应具有空间依赖性, 即其可在北热带太平洋引发沃克环流增强和类似拉尼娜的状态,

在南热带太平洋造成沃克环流减弱和类似厄尔尼诺的状态^[40]。总的来说, AMOC变化与热带海-气相互作用的关联机制十分复杂, 完整的物理机制目前仍然不清楚。

热带海洋变化也会反作用于AMOC强度变化。比如, 热带印度洋的异常增暖可通过激发大气行星波列传播至北大西洋副极地地区, 迫使急流向北偏移, 从而促进深层水形成, 增强AMOC^[46]。同时, 热带印度洋变暖通过增强沃克环流和提高大气垂直稳定性, 减少了大西洋热带区域的降水, 由此导致的海洋盐度升高。该盐度异常被平流输送至北大西洋高纬度地区, 促进深层水生成, 并进一步增强AMOC。类似地, 模型和观测数据均显示, 泛热带海温梯度的变化同样能够通过遥相关作用影响AMOC强度变化^[43]。

3 北极与热带相互作用

北极作为全球气候系统的重要组成部分, 具有独特的气候特征和复杂的多圈层相互作用。在全球变暖的背景下, “北极增暖放大”现象与北极海冰减退及其引发的一系列海-冰-气反馈机制紧密联系^[9]。北极海冰也被认为是地球气候变化的“指示器”和触发气候突变的关键因子。

北极增暖和海冰减退可以通过大气遥相关影响中低纬度地区的天气气候。首先, 北极增暖放大会降低经向温度梯度, 使中纬度西风带减弱、行星波振幅增强且移速变慢, 从而导致中纬度极端天气气候事件频发^[47]。与此同时, 经向温度梯度减弱还会引发大气环流的大尺度动力调整, 使半球尺度的北极涛动(AO)模态呈负相位异常^[48]。然而, 也有部分科学家对此表示质疑, 认为北极海冰减退与增暖放大的气候效应仅限于高纬度带, 大尺度环流异常和中纬度极端事件增多可能主要由大气环流内部变率叠加全球变暖背景所致^[49]。造成这种争议的主要原因包括大气环流对北极强迫的非线性响应^[50], 北极海冰变化本身存在很强的空间差异^[51], 气候模式本身对海冰相关反馈机制的模拟能力缺陷^[3], 以及分析的时间尺度不同(如次季节、年际、长期趋势等)导致的研究结论差异^[3]。

北极增暖放大及其与中纬度天气气候的联系会受到热带海气相互作用的调制。作为热带外大气环流主模态, AO/NAO的负位相既与北极增暖密切相关, 也受到起源于热带太平洋的异常罗斯贝波列的调制^[8,52]。不同类型ENSO事件对NAO的不同影响是热带影响北极

的重要途径之一。厄尔尼诺(拉尼娜)影响下由热带太平洋向大西洋传播的瞬变波能量通量增强, 引起NAO负(正)位相的响应, 且NAO对ENSO的响应强度还会受到平流层极涡的调制^[53]。另一方面, ENSO模态与NAO的关系还受制于热带大西洋海温异常状况。当厄尔尼诺时期对应冬末热带北大西洋偏暖(即AMO处于正位相), 则会导致NAO显著减弱; 而当拉尼娜时期与热带北大西洋偏冷的状态(AMO负位相)相联系时, NAO会显著增强^[54]。除海温之外, 秋季热带大西洋上空对流也会通过遥相关机制影响冬季北极海冰变率^[55]。大气波列传播是影响北极与欧亚气候之间联系的主要动力过程, 近期欧亚冬季极寒事件频发被认为是热带太平洋偏冷和北极海冰减少的联合效应所致^[56]。在年代际尺度上, 热带太平洋海表温度SST的东西向梯度增强与“暖北极-冷大陆”型气温变化趋势存在关联^[57]。在年际尺度上, 热带太平洋ENSO事件调制热带外大气向极能量和水汽输送异常, 进而影响北极地面气温, 即在拉尼娜年(厄尔尼诺年)北极偏暖(冷)。但不同类型厄尔尼诺事件对北极气候产生的作用迥异: 热带东太平洋增暖会增强热带外行星波的垂向能量传播, 导致北极极涡减弱; 而中太平洋增暖则使热带外行星波振幅减弱, 对流层向上波能量传播受到抑制, 北极极涡增强^[52]。此外, 印度夏季风降水的非绝热加热也会诱导北极偶极子模态的异常, 进而影响北极气候^[58]。在多年代际尺度上, 热带印度洋增暖还会使AMOC加速, 导致北大西洋向极海洋热输送增强, 一定程度上加强了北极增暖放大效应^[59]。

另一方面, 北极气候特别是北极海冰变异也可通过多种路径和机制影响热带天气气候。北极海冰增多时, 热带ITCZ有明显向另一侧半球的经向位移, 这使得水汽输送改变, 热带对流和Hadley环流减弱。北极海冰减少还可以通过海洋动力过程使赤道东太平洋增暖, 同时伴随着ITCZ和Hadley环流向赤道的强化^[60]。然而, Liu等人^[61]认为中等强度北极海冰损失与强厄尔尼诺发生频率之间并不存在显著联系, 只有在海冰持续减退直到北极成为季节性无冰区的条件下, 强厄尔尼诺事件频率才会显著增加(~40%)。由于北极海冰变率及其相关反馈机制呈现显著的空间异质性, 北极不同区域对热带气候的影响也差异较大。在大西洋扇区, 冬季格陵兰-巴伦支-喀拉海(GBK)海冰异常会激发大气罗斯贝波列, 通过北太平洋副热带环流异常或ITCZ的桥梁作用而影响次年冬季ENSO的发生^[62]。值得注意的

是,海冰激发的波列起始位置对这一跨纬度大气桥作用有至关重要的影响,是决定北极海冰与ENSO事件联系强弱的主要因素.此外,GBK海冰激发波列还可传到热带西太平洋,调制这一区域背景环流,间接影响热带气旋的活动^[63].因此,GBK海冰异常可作为ENSO和热带西太平洋热带气旋活动的前兆预测因子.而西北太平洋热带气旋活动反过来也激发向极传播的大气罗斯贝波,影响北极太平洋扇区海冰的变化,二者之间存在滞后30天左右的显著正相关关系^[64].另一方面,北极太平洋扇区海冰变化通过副热带东北太平洋的海气耦合过程来影响热带太平洋海温变率,促进中部型厄尔尼诺事件的发生^[65].最新研究指出太平洋扇区冰-气反馈的热力效应激发罗斯贝波列传播,削弱温跃层反馈和纬向对流反馈等ENSO机制;而近期北极海冰大幅下降导致冰-气反馈作用减弱,使ENSO振幅得以增强^[66].除热带太平洋以外,冬季GBK海冰减少激发的大气遥相关波列还能传到北印度洋,引起北印度洋海温异常增暖^[67].

北极平流层环流的变率与热带气候系统之间具有密切的关联.除了前文所述热带太平洋ENSO事件对北极极涡的影响外,热带大气平流层准两年振荡(Quasi-Biennial Oscillation, QBO)通过Holton-Tan效应对ENSO与北极极涡间的遥相关具有重要的调制作用.当QBO处于西风相位时,平流层零风线向赤道偏移,行星波传播通道拓宽,使得厄尔尼诺激发的波动能量更易与极地环流耦合,显著加强极地Brewer-Dobson环流的

下沉支,导致极涡绝热增温并剧烈减弱;相反,零风线向北移动,改变了波动的折射特征,倾向于削弱极地平流层对厄尔尼诺强迫的响应.北极平流层信号对热带天气气候也具有深远影响,极涡减弱通过动力下传路径引发对流层北极涛动和北半球环状模的负相位,导致急流带向赤道发生偏移,进而调整Hadley环流边界与热带辐合带宽度,引发中低纬地区降水异常.此外,北极平流层极涡的减弱还能通过动力下传路径与向低纬传播罗斯贝波,诱发局地的气旋环流,影响低纬的极端降水事件^[68].平流层极涡的状态与Madden-Julian Oscillation(MJO)的关联也使得它可以作为热带降水季节预测的前兆指标.

图3总结了目前热带与北极跨纬度相互作用机制,具体包括:(1) 北极对热带的影 响: 北极海冰减少导致大气环流异常通过罗斯贝波列向低纬传播,引起热带中东太平洋和热带印度洋增暖、热带台风活动增强.(2) 热带对北极的影响: 包括大气路径和海洋路径.大气路径指热带中东太平洋海温调制大气向极能量和水汽输送,导致北极增暖放大,而热带西太平洋台风活动异常通过激发罗斯贝波列向北传播使阿留申低压加深,白令海海冰减少;海洋路径是热带印度洋增暖使AMOC加速,海洋向极热输送增强,最终引起北极增暖放大.(3) 平流层过程: 赤道东太平洋海温正异常激发强烈对流活动,激发罗斯贝波向高纬度传播,并导致北极极涡减弱,且QBO的西风相位使热带海温对平流层极涡的影响被放大;减弱的北极极涡则通过动力下传

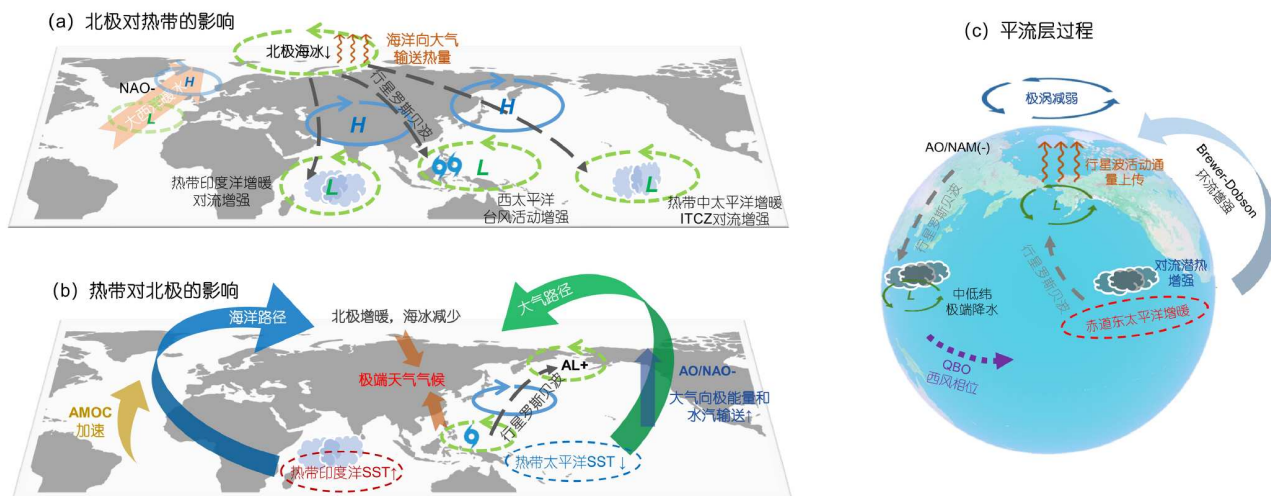


图3 北极与热带相互作用机制示意图。(a) 北极对热带的影 响; (b) 热带对北极的影响; (c) 平流层过程

Figure 3 Schematic of Arctic-tropical interaction mechanisms. (a) Arctic-to-tropics; (b) tropics-to-Arctic; (c) stratospheric processes

与罗斯贝波列, 影响低纬天气过程。

总之, 无论是热带还是北极, 大气环流对热力强迫的响应均存在强烈的非线性, 叠加北极复杂的海-冰-气反馈以及平流层-对流层耦合过程, 使得北极与热带之间跨纬度的联系仍然存在很多未解之谜, 现有研究之间存在诸多争议和不确定性。例如, 有一部分研究将北半球冬季极寒事件归因于北极海冰和平流层极涡的异常。但Ma等人^[69]的研究指出北极低海冰年份影响下欧亚大陆既有冷冬, 也会有暖冬出现。原因是平流层极涡不仅受北极海冰的影响, 也会受热带气候模态ENSO和QBO的调制, 未来对于平流层极涡和中纬度极寒事件的预测可能需要同时协调考虑三者的状态。而气候模式中ENSO事件对海冰的影响具有明显的非对称性, 总体上厄尔尼诺事件发生几个月后北极海冰有显著下降, 但拉尼娜事件与北极海冰的相关不明显, 且海冰对ENSO的响应在空间上也不一致^[70]。

4 南极与热带相互作用

4.1 热带遥相关对南极气候的影响

年际时间尺度上, 热带太平洋ENSO、热带北大西洋海表温度异常、印度洋偶极子(IOD), 以及年代际时间尺度上的太平洋年代际振荡(IPO)和AMO, 都可通过大气遥相关对南极气候系统产生重要影响^[71]。例如, 自20世纪70年代末以来, 南半球夏季阿蒙森低压的加深与人为强迫导致的南半球环状模(SAM)正趋势相关联, 而其他季节的变化则与IPO和AMO相关的热带海温低频变率密切相关。

ENSO对南极气候的影响具有一定的复杂性。例如, Dou和Zhang^[72]发现ENSO成熟期与下一年度南半球冬季海冰异常之间的联系自21世纪初以来持续下降, 这可能是由于塔斯曼海海温对ENSO的响应减弱。最近的2021~2023三重拉尼娜事件与之前类似事件相比产生的遥相关效应更强, 一个可能的原因是费雷尔环流南向移动更加显著, 进而增强了大气极向热量和水汽输送、罗斯贝波波列, 以及次表层暖水上涌^[73]。ENSO的影响还取决于同时发生的SAM: 当ENSO和SAM同相位时(拉尼娜伴随正SAM或厄尔尼诺伴随负SAM), 海冰异常呈现阿蒙森海/罗斯海与威德尔海/别林斯高晋海之间的偶极子形态; 反之, 海冰异常主要出现在印度洋和西太平洋海盆^[74]。

另外, 不同类型的ENSO事件产生的影响具有明显

差异。自20世纪90年代初以来, 占主导的中太平洋厄尔尼诺能够在南半球春季同时激发SAM和太平洋-南美模态(PSA), 二者同相位变化使得ENSO对南极气候的影响更加显著^[75]。Zhang等人^[76]对比了两种类型厄尔尼诺事件对南半球春季南极海冰密集度的影响, 发现与热带对流中心位置相对应, 中太平洋厄尔尼诺产生的罗斯贝波波列以及一系列南极大气环流和气候异常均偏西。类似的差异在南半球冬季同样存在; 然而, 在南半球夏季, 热带东太平洋SST异常能够通过调控Hadley环流和副热带急流, 激发出类似SAM的纬向对称大气环流异常, 并与温度和海冰异常高度相关, 相比之下, 中太平洋SST异常的影响较弱^[77]。就南极冰盖表面质量平衡而言, 中太平洋厄尔尼诺对西南极积雪累积的影响更加显著^[78]。除了年际时间尺度上的联系以外, 南极海冰与热带中太平洋海温异常通过大气罗斯贝波在8~16年周期上也存在紧密联系, 该联系为南极海冰的多年预测提供了重要信息^[79]。King等人^[80]基于重力卫星数据, 通过对ENSO指数在时间上的积分, 揭示了ENSO的累积效应对南极冰盖质量年代际变化的贡献。

除ENSO以外, 近期一系列研究还揭示了热带其他区域对南极气候的遥相关影响。Zhang和Duan^[81]揭示了南半球春季西南极气温异常偶极子形态与热带太平洋和印度洋温度异常模态之间的紧密联系, 提出应当将热带太平洋和印度洋作为一个整体来考虑其对南极气候的影响。Zhang等人^[82]则强调了热带西印度洋海温异常对南半球春季南极海冰的重要影响, 并指出该影响随着热带西印度洋海温变率的减弱而减弱。针对南半球秋季阿蒙森低压, Chen等人^[83]认为热带海洋性大陆对流加热起着关键作用。Hsu等人^[84]发现, MJO年代际变化通过影响印度洋和西太平洋大气深对流显著贡献东南极变冷趋势。另外, Yu等人^[85,86]分别揭示了印度洋海盆模态和大西洋尼诺对南极海冰年际变化的影响。与东部型大西洋尼诺相比, 中部型事件对西南极大气环流和海冰异常的影响更强、更广泛^[87]。纬向3波结构是南半球中高纬度大气环流的另一主要形态, 传统观点认为其存在与南半球陆-海分布有关。Goyal等人^[88]通过大气环流模式试验, 发现纬向3波结构的存在主要归因于热带纬向不对称的深对流, 通过激发向极和向东传播的波列所产生。

4.2 南极气候变化对热带气候的反馈

南极海冰范围正在发生剧烈变化, 预测未来还将

持续下降。England等人^[89]基于耦合气候模式试验,对比分析了未来北极和南极海冰融化产生的气候效应。与北极海冰类似,南极海冰融化也能够通过向赤道的热量输运和热带热量辐合,同样引发赤道东太平洋的增暖和ITCZ的向赤道增强。其中,海洋动力过程起到至关重要的作用。在CO₂高排放情景下,两极海冰减少合计共解释20%~30%的热带增暖和降水变化。Jeong等人^[90]也指出,与北冰洋增暖相比,南大洋SST增暖可能对热带气候系统尤其是降水变化产生更强的影响。需要指出的是,南北极之间的相互作用与热带的媒介作用密切相关。南极海冰减少引起的热带太平洋SST响应,能够进一步激发大气罗斯贝波列向北传播,使得冬季阿留申低压加深,通过暖平流作用导致白令海海冰减少^[91]。北极海冰减少则会同时引起热带对流层上层变暖 and 南北两极对流层低层的增暖^[92]。

近几十年来,热带太平洋和南大洋海表温度同时呈现变冷趋势。二者之间可能存在双向相互作用的正反馈:在南大洋施加的冷却信号能够传播到热带太平洋区域,随后通过罗斯贝波影响热带外大气环流进一步增强南大洋冷却信号^[93]。南大洋“起搏器”试验,即在耦合气候模式中将南大洋海表温度异常向观测调整,揭示了过去几十年内南大洋海温冷却对于热带东南太平洋冷却趋势的重要贡献^[94]。近期研究还揭示了平流层臭氧损耗对于近几十年来热带太平洋类似拉尼娜型海温变冷趋势的贡献^[95]。值得注意的是,当前气候模式模拟中南大洋SST暖偏差和云模拟偏差能够显著影响热带气候模拟。例如,降低南半球辐射通量能够同时降低热带气候模拟偏差^[96]。在气候变暖情景下,南大洋热量吸收产生的海温冷却效应可以向北延伸到热带区域,

产生类似拉尼娜型的冷海温异常^[97]。多模式试验结果发现,在耦合气候模式中减少45°~65°S范围内的辐射通量使南大洋冷却,能够增强沃克环流以及赤道东太平洋冷水上涌^[98],并且通过短波副热带云反馈机制影响热带太平洋,从而降低降水模拟偏差^[99]。

图4总结了南大洋与热带太平洋之间的相互作用机制:一方面,热带通过大气罗斯贝波遥相关影响南大洋和南极气候。另一方面,南大洋冷却信号能够通过大气涡旋和海洋埃克曼输运传播至副热带,并在气候态东南风的平流下以及云反馈、风-蒸发-海表温度(WES)反馈、近岸上升流、Bjerknes反馈等机制增强下,继续延伸至赤道太平洋,并引起东太平洋ITCZ向北移动。

5 热带与极地遥相关的未来预估

全球变暖背景下,热带与极地气候系统之间的遥相关联系正在经历深刻变化。图5基于多模式集合预估结果,阐释了这一复杂遥相关过程在未来的演变趋势及其机制。

如前所述,ENSO是热带-极地相互作用的核心驱动力之一,它通过激发大气遥相关波列,将信号传递至中高纬度乃至极区,进而改变当地的大气环流、温度、降水和海冰状况^[100]。ENSO自身特性及其遥相关效应的未来变化是预估未来热带-极地联系演变的关键。然而,ENSO本身的未来变化仍存在显著不确定性^[101],这尤其体现在其振幅变化的巨大预估差异上。该不确定性主要源于不同模式、情景和内部变率三方面的影响。不过,Cai等人^[102]指出,在第五阶段的国际耦合模式比较计划(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5)的中等和高排放情景下,东太平洋型ENSO的

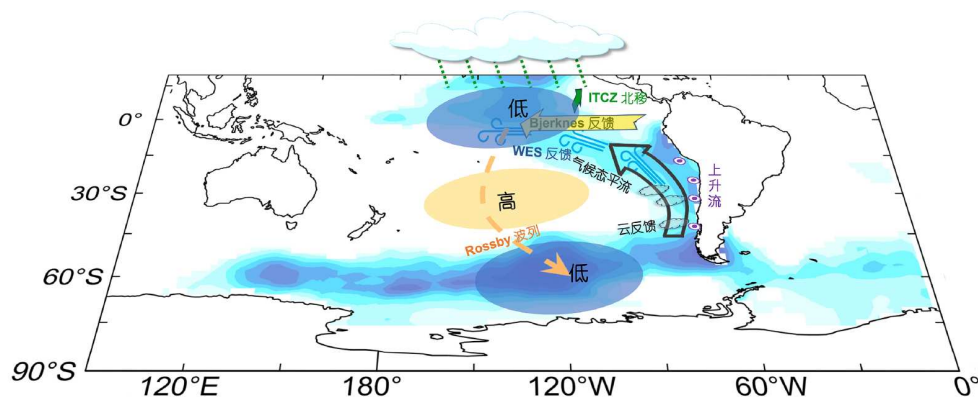


图4 热带与南大洋相互作用示意图。背景颜色代表1979~2013海表温度变冷的趋势。图改自文献^[99]

Figure 4 Schematic diagram of two-way interactions between the tropics and Southern Ocean. Color shading represents SST cooling trends over 1979–2013. Modified from Ref. ^[99]

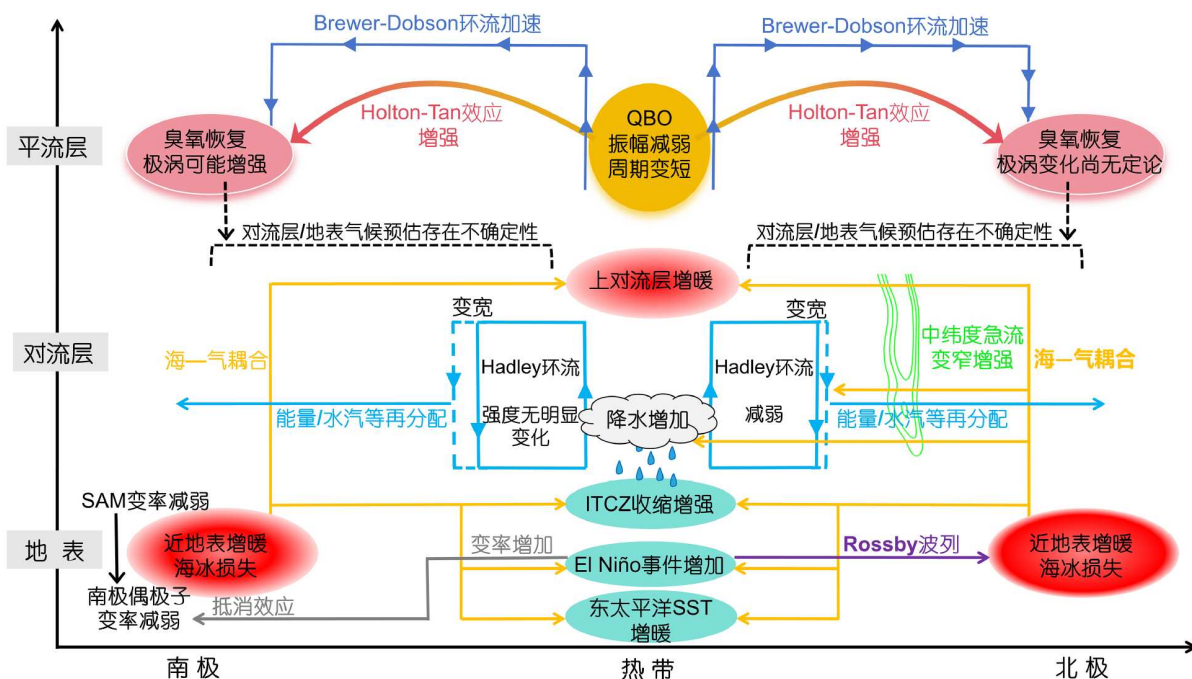


图5 热带与极地气候系统相互作用未来演变示意图

Figure 5 Schematic diagram of the future evolution of the interaction between tropical and polar climate systems

未来海温变率将显著增强,意味着强东太平洋型厄尔尼诺事件及相关极端天气的发生频率将明显增加。根据克劳修斯-克拉珀龙关系,在气候持续变暖的背景下,即使ENSO的海温异常幅度保持不变,热带低层大气湿度对其响应的强度仍会显著增强^[103]。厄尔尼诺事件期间赤道中、东太平洋的降水异常将呈现出向东移动且幅度增强的趋势。同时,增强的对流加热将通过调节大气遥相关机制,如导致太平洋-北美遥相关型发生东移并增强,进而对全球气候产生更广泛的影响。分析CMIP6中30多个模式的历史模拟和高排放情景发现,2081~2100年约50%的ENSO遥相关区域,地表温度和降水响应相对于1950~2014年可能出现明显改变^[104]。除ENSO外,作为对流层经圈环流的重要组成部分,Hadley环流通过将能量和角动量由热带输送至副热带,调节中纬度西风急流和水汽分布,进而影响极地能量平衡^[105]。相对于前工业化时期,随着全球平均地表气温升高,Hadley环流的年平均宽度将持续向极地扩展,且变宽在南半球比北半球更显著。同时,其年平均强度在北半球将显著减弱,而在南半球则因季节变化的相互抵消而未呈现系统性变化^[106]。Brewer-Dobson环流是一种由热带对流层顶进入平流层和中间层,并将臭氧等物质输送至极地的单圈经向环流。基于不同的温

室气体排放情景,结果表明热带平流层低层上升支的加速幅度约为每十年2.0%~3.2%^[107]。同时,该环流在北半球的加速趋势比南半球更强,这将有助于极地平流层臭氧的恢复,并进一步影响平流层温度与环流结构^[108]。此外,当热带QBO处于西风(东风)位相时,南北极(尤其是北极)冬季平流层极涡往往偏强(偏弱),这一现象即经典的“Holton-Tan”效应。尽管CMIP5和CMIP6中的大多数气候模式在中等和高排放情景下均预估未来QBO振幅将减弱、周期将变短,但它通过“Holton-Tan”效应对北极平流层极涡及相应地表气候的影响却将进一步增强,这说明“Holton-Tan”效应与QBO强度之间存在非线性关系,且背景环流结构的变化可能在未来气候响应中起着关键作用^[109]。

CMIP6不同排放情景下的多模式集合平均结果表明,北极未来会持续显著增温,其增温幅度超过北半球和全球平均水平的两倍^[110],且所有极端温度指数也普遍上升。21世纪北极海冰将持续减少,季节性无冰状态可能提前至21世纪中叶甚至更早出现^[111]。热带ENSO事件可能加速这一进程。厄尔尼诺期间,赤道东太平洋增暖激发Rossby波列向北传播,造成阿留申低压增强,进而促使暖湿空气向极输送加速夏季北极海冰融化^[70]。CMIP6多模式在不同排放情景下的预估表明,厄

厄尔尼诺期间向北极输送的热量和水汽显著增加, 所致海冰损失幅度明显高于拉尼娜期间的海冰增长效应^[112]. ENSO这种对北极海冰的非线性调制作用, 进一步加快了海冰的长期减少趋势. 反过来, 未来北极海冰持续消融能通过海洋-大气耦合过程, 也对热带气候系统产生显著的远程影响. 随着海冰减少并进入季节性无冰状态, Hadley环流将持续变宽^[105]. 赤道东太平洋因异常的海洋热输送辐合, 导致海表温度升高, 因而强化厄尔尼诺事件发生的频率可能增加^[61]. 赤道附近降水也进一步增强, 促使ITCZ向赤道方向收缩并加强. 这一过程还会加剧热带上空的对流活动和潜热释放, 在对流层上层产生统计显著的增温信号, 进一步放大热带对流层上层对全球变暖的局地响应.

此外, 北极与热带增暖的协同作用能够调控北半球中纬度急流的变化. 高排放情景下, 北极对流层低层的增温幅度将超过热带, 而对流层上层则以热带增温为主导^[113]. 因此, 对流层低层南北温度梯度将减小, 导致急流向赤道方向偏移并减弱风暴路径活动; 上层温度梯度则会增强, 使急流向极地方向偏移并加强风暴路径活动. 两种相反效应的“拉锯”, 将使未来北大西洋西风急流被挤压变窄且增强, 进而影响冬季极端寒冷事件的发生频率和强度. 在平流层, 目前气候模式对于北半球极涡未来将会减弱还是增强尚未达成一致, 这主要是由于不同模式对关键物理过程的表征存在显著差异, 尤其是对行星波与基本流相互作用、重力波拖曳参数化以及平流层-对流层耦合强度的描述不同^[114]. 对极涡未来变化预估的不确定性也将引起对流层和地表气候变化预估的难度增加, 例如中纬度风暴路径、极端天气事件的发生频率及区域气候响应等方面均可能受到显著影响.

南极大陆及周边区域的近地表气温在不同排放情景下也将持续上升^[115]. 高排放情景下, 到21世纪末气温较1950~2005年的气候平均水平将升高5.1℃~5.3℃, 其中南半球冬季升温最明显, 夏季升温相对平缓. 由于CMIP6模式在再现南极海冰复杂的年际变率和长期趋势方面面临较大困难, 许多模式未能准确再现观测到的海冰变化, 因而对其未来变化的预估可信度较低. 通过集合回归方法降低CMIP5和CMIP6模式的不确定性后, 研究发现高排放情景下, 21世纪末南极夏季海冰会几乎完全消失, 冬季海冰面积平均减少约40%^[116]. 南极偶极子是南极地区海冰和地表气温年际变率的主导模式. 利用能准确捕捉南极偶极子关键特征的CMIP6模

式研究发现, 无论排放情景如何, 南极偶极子的变率均显著减弱^[117]. ENSO和SAM是驱动南极偶极子年际变化的两大因素. SAM变率减弱会导致南极偶极子减弱, 而ENSO变率增强则在一定程度上抵消了这种减弱效应. 此外, 关于南极平流层极涡未来变化预估的研究相对较少. Jucker等人^[118]通过开展4倍CO₂模拟试验发现, 南极平流层极涡未来将变得更强、更稳定, 从而导致其波动和减弱事件(如较弱的平流层爆发性增温)的发生频率降低.

极地气候模拟中存在的系统性偏差、对云-水汽反馈刻画和不足, 以及海洋环流与海冰动力模拟上的差异, 是造成不同模式在未来遥相关强度和极地放大效应预估上出现显著差异的重要原因^[110]. 为了减小这种不确定性, 今后应在提升模式分辨率的同时, 充分利用卫星和地面观测资料优化物理参数化方案(尤其针对云与海冰过程), 并开展更具针对性的多模式比较试验. 只有在深入把握热带-极地相互作用机制及其在变暖背景下的响应特征后, 才能切实提升区域气候预测的准确性, 并更好应对潜在的气候临界点风险.

6 总结与展望

6.1 总结

热带与极地气候系统通过复杂的海洋与大气过程紧密耦合, 形成一个相互作用的整体, 从而在轨道、千年、百年、年代际、年际等多种时间尺度上, 共同塑造了全球气候的格局与演变. 高纬度的冰盖-反照率反馈与低纬度的水文循环-温室气体反馈在轨道尺度上相互作用, 共同驱动了冰期-间冰期旋回. 在千年至年际尺度, AMOC也在热带-极地相互作用中扮演核心调控角色. 一方面, AMOC通过向极地的热量输送直接影响北极海冰的覆盖面积和表面温度. 反过来, 北极海冰的融化和淡水输入又会削弱深层水生成, 从而抑制AMOC的强度. 另一方面, AMOC的强弱变化通过改变海洋的跨半球热量输送, 进而引发大气环流的补偿性调整, 对热带气候产生深远影响. 当AMOC减弱时, 会导致ITCZ向南移动, 不仅改变全球季风格局, 还可能通过增强太平洋沃克环流, 使热带太平洋趋向于更类似拉尼娜的平均态变化.

在现代气候系统中, 从热带到北极, ENSO等热带海温异常是关键驱动力, 主要通过激发大气罗斯贝波列在大气对流层内直接向高纬传播, 影响北极的能量

与水汽输送。另一途径是通过热带对流激发的行星波上传至平流层,通过削弱极涡进而影响北极天气。反向来看,北极增暖和海冰减少则主要通过改变经向温度梯度,引发中纬度西风急流的异常,并通过特定区域(如巴伦支-喀拉海)的海冰异常激发向下游传播的罗斯贝波,进而影响到ENSO和热带气旋活动。

南极与热带同样存在显著的相互作用。ENSO、IOD等热带气候模态通过其对流活动异常,激发出向南极传播的大气罗斯贝波遥相关,是驱动南极大气环流、海冰和表面温度年际变率的主要机制。而南极对热带的反馈是近年来研究的热点,南极海冰融化通过海洋热量输运和热带热量辐合,能够引发赤道东太平洋的增暖;南大洋的海表温度变冷趋势能够通过平流等海气耦合过程传播至热带,对热带太平洋的类拉尼娜型海温异常产生影响。

在全球变暖的背景下,热带与极地气候系统相互作用正经历着深刻的调整。未来的气候预估显示,两极,特别是北极,将持续快速增暖和海冰流失,这种变化将通过海-气耦合过程进一步反馈于热带,可能导致强厄尔尼诺事件频发,并改变全球的Hadley环流与热带降水格局。尽管这一领域科学认知在不断深化,但由于气候系统内部的非线性过程以及当前气候模式在模拟云、海冰和海洋环流等关键过程时存在的偏差,对这些相互作用的未来预估仍存在较大的不确定性。

6.2 展望

尽管对热带-极地相互作用的认知已取得显著进展,但仍面临诸多挑战与未决的科学问题。在物理机制方面,如何定量分离全球变暖背景下,AMOC等内部变率与外源强迫的相对贡献,仍是挑战性的前沿课题。特别是AMOC在北极-热带相互作用中的影响、反馈及其时间尺度依赖性问题,目前尚缺乏系统的认识。古气候领域中关于热带主动影响极地的研究较为欠缺,未

来需要借助更丰富的代用资料来揭示热带海温和海洋热含量如何通过水循环等过程影响极地。在现代气候中,现有北极与热带大气遥相关研究存在诸多不确定性。例如ENSO事件对海冰的影响具有明显的非对称性,总体上厄尔尼诺事件发生几个月后北极海冰有显著下降,但拉尼娜事件与北极海冰的相关不明显,且不同区域的北极海冰对ENSO的响应也不一致。相对于北极,南极海冰和冰川融水多尺度变化对热带气候系统的反馈机制和影响,也是一个亟待深入研究的方向。

为应对上述挑战,未来迫切需要在模式发展上取得突破。当前气候模式在极地海冰、冰-气相互作用和淡水循环等关键物理过程的系统性偏差直接影响了对AMOC的模拟,从而极大地限制了对热带-极地关联机制的理解,并为未来预估带来了很大的不确定性。同时,大量研究依赖于单一模式,不同的试验设计和分析方法(如ENSO事件的定义、气候模态的分离等)也导致研究结论之间存在差异。一个尤为关键的遗漏是,当前多数气候变化预估并未考虑格陵兰和南极冰盖融水的贡献,而这些淡水输入既可能通过向北大西洋输运而减弱AMOC,也可能通过冷却南大洋而导致ITCZ向北移动。因此,未来的模式发展必须致力于改进物理过程参数化,并需将冰盖融水等关键过程更真实地纳入其中。在此基础上,推动多模式比较项目,是系统性诊断模式偏差、厘清结论差异的有效途径。

最后,强化观测是深化认知和验证模式的基石。目前对AMOC与热带-极地相互作用的认识在很大程度上依赖数值模拟,根本原因在于关键区域的长期、高时空分辨率观测数据依然匮乏,尤其缺乏强有力的观测证据来直接验证AMOC的动态过程及其气候效应。因此,持续拓展和维护覆盖热带与极地关键区域(特别是观测薄弱的南大洋等)的综合观测网络,获取更可靠的观测证据,对于深化机理认识、改进气候模式和提升全球气候变化预测能力至关重要。

参考文献

- 1 Perovich D K, Light B, Eicken H, et al. Increasing solar heating of the Arctic Ocean and adjacent seas, 1979–2005: attribution and role in the ice-albedo feedback. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L19505
- 2 Calvin K, Dasgupta D, Krinner G, et al. Climate change 2023: synthesis report, summary for policymakers. In: Core Writing Team, Lee H, Romero J, eds. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Geneva, Switzerland, 2023. 1–34
- 3 Cohen J, Zhang X, Francis J, et al. Divergent consensus on Arctic amplification influence on midlatitude severe winter weather. *Nat Clim Chang*, 2020, 10: 20–29

- 4 Bond G, Broecker W, Johnsen S, et al. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 1993, 365: 143–147
- 5 Stocker T F, Johnsen S J. A minimum thermodynamic model for the bipolar seesaw. *Paleoceanography*, 2003, 18: 1087
- 6 Xie Y, Duan A, Zhang C, et al. Reversed link between central Pacific ENSO and Greenland–Barents sea ice. *npj Clim Atmos Sci*, 2025, 8: 28
- 7 Zou S, Lozier M S, Xu X. Latitudinal structure of the meridional overturning circulation variability on interannual to decadal time scales in the North Atlantic Ocean. *J Clim*, 2020, 33: 3845–3862
- 8 Ding Q, Wallace J M, Battisti D S, et al. Tropical forcing of the recent rapid Arctic warming in northeastern Canada and Greenland. *Nature*, 2014, 509: 209–212
- 9 Screen J A, Simmonds I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. *Nature*, 2010, 464: 1334–1337
- 10 Notz D, Stroeve J. Observed Arctic sea-ice loss directly follows anthropogenic CO₂ emission. *Science*, 2016, 354: 747–750
- 11 Shepherd A, Ivins E, Rignot E, et al. Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017. *Nature*, 2018, 558: 219–222
- 12 Abe-Ouchi A, Saito F, Kawamura K, et al. Insolation-driven 100,000-year glacial cycles and hysteresis of ice-sheet volume. *Nature*, 2013, 500: 190–193
- 13 Cheng H, Li H, Sha L, et al. Milankovitch theory and monsoon. *Innovation*, 2022, 3: 100338
- 14 Bosmans J H C, Hilgen F J, Tuenter E, et al. Obliquity forcing of low-latitude climate. *Clim Past*, 2015, 11: 1335–1346
- 15 Jones T R, Roberts W H G, Steig E J, et al. Southern Hemisphere climate variability forced by Northern Hemisphere ice-sheet topography. *Nature*, 2018, 554: 351–355
- 16 Loulergue L, Schilt A, Spahni R, et al. Orbital and millennial-scale features of atmospheric CH₄ over the past 800,000 years. *Nature*, 2008, 453: 383–386
- 17 Schneider T, Bischoff T, Haug G H. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone. *Nature*, 2014, 513: 45–53
- 18 Barker S, Lisiecki L E, Knorr G, et al. Distinct roles for precession, obliquity, and eccentricity in Pleistocene 100-kyr glacial cycles. *Science*, 2025, 387: 3491
- 19 Buizert C, Adrian B, Ahn J, et al. Precise interglacial phasing of abrupt climate change during the last ice age. *Nature*, 2015, 520: 661–665
- 20 Yang Y, Zhang L, Yi L, et al. A contracting intertropical convergence zone during the Early Heinrich Stadial 1. *Nat Commun*, 2023, 14: 4695
- 21 Anderson R F, Ali S, Bradtmiller L I, et al. Wind-driven upwelling in the southern ocean and the deglacial rise in atmospheric CO₂. *Science*, 2009, 323: 1443–1448
- 22 Turney C S M, Jones R T, Phipps S J, et al. Rapid global ocean-atmosphere response to Southern Ocean freshening during the last glacial. *Nat Commun*, 2017, 8: 520
- 23 Cimatoribus A A, Drijfhout S S, Livina V, et al. Dansgaard–Oeschger events: bifurcation points in the climate system. *Clim Past*, 2013, 9: 323–333
- 24 Buckley M W, Marshall J. Observations, inferences, and mechanisms of the Atlantic Meridional Overturning Circulation: a review. *Rev Geophys*, 2016, 54: 5–63
- 25 Robson J, Sutton R, Menary M B, et al. Contrasting internally and externally generated Atlantic Multidecadal Variability and the role for AMOC in CMIP6 historical simulations. *Phil Trans R Soc A*, 2023, 381: 20220194
- 26 Orihuela-Pinto B, England M H, Taschetto A S. Interbasin and interhemispheric impacts of a collapsed Atlantic Overturning Circulation. *Nat Clim Chang*, 2022, 12: 558–565
- 27 Mahajan S, Zhang R, Delworth T L. Impact of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) on Arctic surface air temperature and sea ice variability. *J Clim*, 2011, 24: 6573–6581
- 28 Liu W, Fedorov A. Interaction between Arctic sea ice and the Atlantic meridional overturning circulation in a warming climate. *Clim Dyn*, 2022, 58: 1811–1827
- 29 Yeager S G, Karspeck A R, Danabasoglu G. Predicted slowdown in the rate of Atlantic sea ice loss. *Geophys Res Lett*, 2015, 42: 10704–10713
- 30 Liu W, Fedorov A V, Xie S P, et al. Climate impacts of a weakened Atlantic meridional overturning circulation in a warming climate. *Sci Adv*, 2020, 6: 4876
- 31 van der Linden E C, Bintanja R, Hazeleger W, et al. Low-frequency variability of surface air temperature over the Barents Sea: causes and mechanisms. *Clim Dyn*, 2016, 47: 1247–1262
- 32 Deng J, Dai A. Sea ice–air interactions amplify multidecadal variability in the North Atlantic and Arctic region. *Nat Commun*, 2022, 13: 2100
- 33 Reichler T, Kim J, Manzini E, et al. A stratospheric connection to Atlantic climate variability. *Nat Geosci*, 2012, 5: 783–787
- 34 Sévellec F, Fedorov A V, Liu W. Arctic sea-ice decline weakens the Atlantic meridional overturning circulation. *Nat Clim Change*, 2017, 7: 604–610
- 35 Levermann A, Mignot J, Nawrath S, et al. The role of northern sea ice cover for the weakening of the thermohaline circulation under global warming. *J Clim*, 2007, 20: 4160–4171

- 36 Li H, Fedorov A, Liu W. AMOC stability and diverging response to Arctic sea ice decline in two climate models. *J Clim*, 2021, 34: 5443–5460
- 37 Cessi P, Bryan K, Zhang R. Global sleighing of thermocline waters between the Atlantic and the Indian-Pacific Ocean Basins. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L04302
- 38 Timmermann A, Krebs U, Justino F, et al. Mechanisms for millennial-scale global synchronization during the last glacial period. *Paleoceanography*, 2005, 20: 2004PA001090
- 39 Povea-Pérez Y, Guilyardi É, Fedorov A V, et al. The central role of the Atlantic meridional overturning circulation in the Bjerknes compensation. *Clim Dyn*, 2024, 62: 575–587
- 40 Zhang R, Delworth T L. Simulated tropical response to a substantial weakening of the Atlantic thermohaline circulation. *J Clim*, 2005, 18: 1853–1860
- 41 Moreno-Chamorro E, Marshall J, Delworth T L. Linking ITCZ migrations to the AMOC and North Atlantic/Pacific SST decadal variability. *J Clim*, 2020, 33: 893–905
- 42 Sandeep N, Swapna P, Krishnan R, et al. South Asian monsoon response to weakening of Atlantic meridional overturning circulation in a warming climate. *Clim Dyn*, 2020, 54: 3507–3524
- 43 Orihuela-Pinto B, Santoso A, England M H, et al. Coupled feedbacks from the Tropical Pacific to the Atlantic meridional overturning circulation. *Geophys Res Lett*, 2023, 50: e2023GL103250
- 44 Svendsen L, Kvamstø N G, Keenlyside N. Weakening AMOC connects Equatorial Atlantic and Pacific interannual variability. *Clim Dyn*, 2014, 43: 2931–2941
- 45 Liu W, Duarte Cavalcante Pinto D, Fedorov A, et al. The impacts of a weakened Atlantic meridional overturning circulation on ENSO in a warmer climate. *Geophys Res Lett*, 2023, 50: e2023GL103025
- 46 Hu S, Fedorov A V. Indian Ocean warming can strengthen the Atlantic meridional overturning circulation. *Nat Clim Chang*, 2019, 9: 747–751
- 47 Cohen J, Screen J A, Furtado J C, et al. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nat Geosci*, 2014, 7: 627–637
- 48 Yang X Y, Yuan X, Ting M. Dynamical link between the Barents–Kara Sea Ice and the Arctic Oscillation. *J Clim*, 2016, 29: 5103–5122
- 49 Blackport R, Screen J A, van der Wiel K, et al. Minimal influence of reduced Arctic sea ice on coincident cold winters in mid-latitudes. *Nat Clim Chang*, 2019, 9: 697–704
- 50 Overland J E, Dethloff K, Francis J A, et al. Nonlinear response of mid-latitude weather to the changing Arctic. *Nat Clim Change*, 2016, 6: 992–999
- 51 Screen J A. Simulated atmospheric response to regional and Pan-Arctic sea ice loss. *J Clim*, 2017, 30: 3945–3962
- 52 Hegyi B M, Deng Y. A dynamical fingerprint of tropical Pacific sea surface temperatures on the decadal-scale variability of cool-season Arctic precipitation. *J Geophys Res*, 2011, 116: D20121
- 53 Jiménez-Esteve B, Domeisen D I V. The tropospheric pathway of the ENSO–North Atlantic teleconnection. *J Clim*, 2018, 31: 4563–4584
- 54 Zhang W, Mei X, Geng X, et al. A Nonstationary ENSO–NAO relationship due to AMO modulation. *J Clim*, 2019, 32: 33–43
- 55 Hiraga U, Tachibana Y. The influence of autumn tropical Atlantic convection, independent of sea surface temperature, on winter Arctic sea ice variability through teleconnections. *J Clim*, 2025, 38: 4139–4156
- 56 Matsumura S, Kosaka Y. Arctic–Eurasian climate linkage induced by tropical ocean variability. *Nat Commun*, 2019, 10: 3441
- 57 Clark J P, Lee S. The role of the tropically excited Arctic warming mechanism on the warm Arctic cold continent surface air temperature trend pattern. *Geophys Res Lett*, 2019, 46: 8490–8499
- 58 Zhu J, Wu Z. Indian summer monsoon’s role in shaping variability in Arctic sea ice. *npj Clim Atmos Sci*, 2024, 7: 264
- 59 Xu J, Luo J, Yuan C. Tropical Indian Ocean warming contributes to Arctic warming. *Geophys Res Lett*, 2022, 49: e2022GL101339
- 60 Wang K, Deser C, Sun L, et al. Fast response of the tropics to an abrupt loss of Arctic sea ice via ocean dynamics. *Geophys Res Lett*, 2018, 45: 4264–4272
- 61 Liu J, Song M, Zhu Z, et al. Arctic sea-ice loss is projected to lead to more frequent strong El Niño events. *Nat Commun*, 2022, 13: 4952
- 62 Kennel C F, Yulaeva E. Influence of Arctic sea-ice variability on Pacific trade winds. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2020, 117: 2824–2834
- 63 Chen S, Chen W, Yu B, et al. Impact of the winter Arctic sea ice anomaly on the following summer tropical cyclone genesis frequency over the western North Pacific. *Clim Dyn*, 2023, 61: 3971–3988
- 64 Zeng L, Ha Y, Zhao C, et al. Tropical cyclone activity over western North Pacific favors Arctic sea ice increase. *Nat Commun*, 2024, 15: 9564
- 65 Kim H, Yeh S, An S, et al. Arctic sea ice loss as a potential trigger for central Pacific El Niño events. *Geophys Res Lett*, 2020, 47: e2020GL087028
- 66 Deng J, Dai A. Arctic sea ice–air interactions weaken El Niño–Southern Oscillation. *Sci Adv*, 2024, 10: eadk3990
- 67 Li X, Zhang J, Fang X, et al. Reduction in Arctic sea ice amplifies the warming of the northern Indian Ocean. *Atmos Res*, 2024, 312: 107763
- 68 Wang Q, Duan A, Dai A, et al. Arctic stratospheric polar vortex collapse amplified South China extreme rainfall in April 2024. *npj Clim Atmos Sci*, 2025, 8: 217

- 69 Ma X, Wang L, Smith D, et al. ENSO and QBO modulation of the relationship between Arctic sea ice loss and Eurasian winter climate. *Environ Res Lett*, 2022, 17: 124016
- 70 Clancy R, Bitz C, Blanchard-Wrigglesworth E. The influence of ENSO on Arctic sea ice in large ensembles and observations. *J Clim*, 2021, 34: 9585–9604
- 71 Li X, Cai W, Meehl G A, et al. Tropical teleconnection impacts on Antarctic climate changes. *Nat Rev Earth Environ*, 2021, 2: 680–698
- 72 Dou J, Zhang R. Weakened relationship between ENSO and Antarctic sea ice in recent decades. *Clim Dyn*, 2023, 60: 1313–1327
- 73 Wang S, Liu J, Cai W, et al. Strong impact of the rare three-year La Niña event on Antarctic surface climate changes in 2021–2023. *npj Clim Atmos Sci*, 2025, 8: 173
- 74 Wang J, Luo H, Yu L, et al. The impacts of combined SAM and ENSO on seasonal Antarctic sea ice changes. *J Clim*, 2023, 36: 3553–3569
- 75 Yu J Y, Paek H, Saltzman E S, et al. The early 1990s change in ENSO–PSA–SAM relationships and its impact on Southern Hemisphere climate. *J Clim*, 2015, 28: 9393–9408
- 76 Zhang C, Li T, Li S. Impacts of CP-and EP-El Niño events on the Antarctic sea ice in austral spring. *J Clim*, 2021, 1–76
- 77 Ciasco L M, Simpkins G R, England M H. Teleconnections between tropical Pacific SST anomalies and extratropical Southern Hemisphere climate. *J Clim*, 2015, 28: 56–65
- 78 Macha J M A, Mackintosh A N, McCormack F S, et al. Distinct central and eastern Pacific El Niño influence on Antarctic surface mass balance. *Geophys Res Lett*, 2024, 51: e2024GL109423
- 79 Liu Y, Sun C, Li J, et al. Decadal oscillation provides skillful multiyear predictions of Antarctic sea ice. *Nat Commun*, 2023, 14: 8286
- 80 King M A, Lyu K, Zhang X. Climate variability a key driver of recent Antarctic ice-mass change. *Nat Geosci*, 2023, 16: 1128–1135
- 81 Zhang P, Duan A. Connection between the tropical Pacific and Indian Ocean and temperature anomaly across west Antarctic. *npj Clim Atmos Sci*, 2023, 6: 49
- 82 Zhang L, Ren X, Cai W, et al. Weakened Western Indian Ocean dominance on Antarctic sea ice variability in a changing climate. *Nat Commun*, 2024, 15: 3261
- 83 Chen J, Hu X, Yang S, et al. Influence of convective heating over the maritime continent on the west Antarctic climate. *Geophys Res Lett*, 2022, 49: e2021GL097322
- 84 Hsu P C, Fu Z, Murakami H, et al. East Antarctic cooling induced by decadal changes in Madden-Julian oscillation during austral summer. *Sci Adv*, 2021, 7: eabf9903
- 85 Yu L, Zhong S, Vihma T, et al. The impact of the Indian Ocean Basin Mode on Antarctic sea ice concentration in interannual time scales. *Geophys Res Lett*, 2022, 49: e2022GL097745
- 86 Yu L, Zhong S, Vihma T, et al. The seasonal Antarctic sea ice concentration anomalies related to the Atlantic Niño index. *Environ Res-Clim*, 2023, 2: 041004
- 87 Chen B, Wang C, Zhang L, et al. Distinct impacts of the central and eastern Atlantic Niño on West Antarctic sea ice. *npj Clim Atmos Sci*, 2025, 8: 142
- 88 Goyal R, Jucker M, Sen Gupta A, et al. Zonal wave 3 pattern in the Southern Hemisphere generated by tropical convection. *Nat Geosci*, 2021, 14: 732–738
- 89 England M R, Polvani L M, Sun L, et al. Tropical climate responses to projected Arctic and Antarctic sea-ice loss. *Nat Geosci*, 2020, 13: 275–281
- 90 Jeong H, Park H S, Kang S M, et al. The greater role of Southern Ocean warming compared to Arctic Ocean warming in shifting future tropical rainfall patterns. *Nat Commun*, 2025, 16: 2790
- 91 England M R, Polvani L M, Sun L. Robust Arctic warming caused by projected Antarctic sea ice loss. *Environ Res Lett*, 2020, 15: 104005
- 92 Deser C, Tomas R A, Sun L. The role of ocean–atmosphere coupling in the zonal-mean atmospheric response to Arctic sea ice loss. *J Clim*, 2015, 28: 2168–2186
- 93 Dong Y, Armour K C, Battisti D S, et al. Two-way teleconnections between the Southern Ocean and the tropical Pacific via a dynamic feedback. *J Clim*, 2022, 35: 6267–6282
- 94 Kang S M, Yu Y, Deser C, et al. Global impacts of recent Southern Ocean cooling. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2023, 120: e2300881120
- 95 Dong Y, Polvani L M, Hwang Y T, et al. Stratospheric ozone depletion has contributed to the recent tropical La Niña-like cooling pattern. *npj Clim Atmos Sci*, 2025, 8: 150
- 96 Mechoso C R, Losada T, Koseki S, et al. Can reducing the incoming energy flux over the Southern Ocean in a CGCM improve its simulation of tropical climate? *Geophys Res Lett*, 2016, 43: 11057–11063
- 97 Hwang Y, Xie S, Deser C, et al. Connecting tropical climate change with Southern Ocean heat uptake. *Geophys Res Lett*, 2017, 44: 9449–9457
- 98 Kang S M, Xie S P, Shin Y, et al. Walker circulation response to extratropical radiative forcing. *Sci Adv*, 2020, 6: eabd3021
- 99 Kim H, Kang S M, Kay J E, et al. Subtropical clouds key to Southern Ocean teleconnections to the tropical Pacific. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2022, 119: e2200514119

- 100 McPhaden M J, Zebiak S E, Glantz M H. ENSO as an integrating concept in Earth science. *Science*, 2006, 314: 1740–1745
- 101 Stevenson S, Wittenberg A T, Fasullo J, et al. Understanding diverse model projections of future extreme El Niño. *J Clim*, 2021, 34: 449–464
- 102 Cai W, Wang G, Dewitte B, et al. Increased variability of eastern Pacific El Niño under greenhouse warming. *Nature*, 2018, 564: 201–206
- 103 Hu K, Huang G, Huang P, et al. Intensification of El Niño-induced atmospheric anomalies under greenhouse warming. *Nat Geosci*, 2021, 14: 377–382
- 104 Yan Z, Wu B, Li T, et al. Eastward shift and extension of ENSO-induced tropical precipitation anomalies under global warming. *Sci Adv*, 2020, 6: eaax4177
- 105 Lionello P, D'Agostino R, Ferreira D, et al. The Hadley circulation in a changing climate. *Ann NY Acad Sci*, 2014, 1534: 69–93
- 106 Son S W, Kim S Y, Min S K. Widening of the Hadley cell from last glacial maximum to future climate. *J Clim*, 2018, 31: 267–281
- 107 Butchart N. The Brewer-Dobson circulation. *Rev Geophys*, 2014, 52: 157–184
- 108 Bednarz E M, Maycock A C, Abraham N L, et al. Future Arctic ozone recovery: the importance of chemistry and dynamics. *Atmos Chem Phys*, 2016, 16: 12159–12176
- 109 Anstey J A, Osprey S M, Alexander J, et al. Impacts, processes and projections of the quasi-biennial oscillation. *Nat Rev Earth Environ*, 2022, 3: 588–603
- 110 Cai Z, You Q, Wu F, et al. Arctic warming revealed by multiple CMIP6 models: evaluation of historical simulations and quantification of future projection uncertainties. *J Clim*, 2021, 34: 4871–4892
- 111 Liu J, Song M, Horton R M, et al. Reducing spread in climate model projections of a September ice-free Arctic. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2013, 110: 12571–12576
- 112 Jahfer S, Ha K J, Chung E S, et al. Unveiling the role of tropical Pacific on the emergence of ice-free Arctic projections. *Environ Res Lett*, 2024, 19: 044033
- 113 Barnes E A, Screen J A. The impact of Arctic warming on the midlatitude jet-stream: can it? Has it? Will it? *WIREs Clim Change*, 2015, 6: 277–286
- 114 Vallis G K, Zurita-Gotor P, Cairns C, et al. Response of the large-scale structure of the atmosphere to global warming. *Quart J R Meteorol Soc*, 2015, 141: 1479–1501
- 115 Tewari K, Mishra S K, Salunke P, et al. Future projections of temperature and precipitation for Antarctica. *Environ Res Lett*, 2022, 17: 014029
- 116 Holmes C R, Bracegirdle T J, Holland P R. Antarctic sea ice projections constrained by historical ice cover and future global temperature change. *Geophys Res Lett*, 2022, 49: e2021GL097413
- 117 Li S, Cai W, Wu L. Weakened Antarctic dipole under global warming in CMIP6 models. *Geophys Res Lett*, 2021, 48: e2021GL094863
- 118 Jucker M, Reichler T, Waugh D W. How frequent are Antarctic sudden stratospheric warmings in present and future climate? *Geophys Res Lett*, 2021, 48: e2021GL093215

Summary for “热带与极地气候系统的多时间尺度相互作用”

Multi-timescale interactions between the tropical and polar climate systems

Anmin Duan^{1,2,3*}, Kewei Lyu^{1,2,3}, Jun Hu^{1,2}, Xiaoyi Yang^{1,2,3}, Sijia Zou^{1,3}, Feili Li^{1,2,3}, Murong Zhang^{1,2} & Guangxing Lin^{1,2}

¹ College of Ocean and Earth Sciences, Xiamen University, Xiamen 361102, China

² Center for Marine Meteorology and Climate Change, Xiamen University, Xiamen 361102, China

³ State Key Laboratory of Marine Environmental Science, Xiamen 361102, China

* Corresponding author, E-mail: amduan@xmu.edu.cn

The tropical and polar climate systems are the primary source and sink of the Earth's energy budget and are inextricably linked through complex atmospheric and oceanic processes. Their interactions play a pivotal role in regulating the global cycle of energy and matter, thereby shaping climate variability across multiple spatiotemporal scales. However, global warming is leading to a fundamental reconfiguration of this coupled system. Observed shifts—including the expansion of the Hadley cell, poleward shifts in jet streams, and persistent sea-ice loss—are exacerbating global risks, ranging from extreme weather and sea-level rise to ecosystem degradation. The Arctic is experiencing “Arctic Amplification”, with warming rates far exceeding the global average, which has begun to impact tropical monsoon systems via atmospheric circulation. Significant regional warming and ice sheet thinning in Antarctica also exhibits close dynamic links to tropical–polar teleconnections. This review synthesizes current understanding of the physical mechanisms governing tropical–polar interactions, from orbital to interannual timescales, and identifies critical challenges for future research.

On orbital to millennial timescales, paleoclimate records show that the interaction between high-latitude ice sheet–albedo feedbacks and the low-latitude hydrological cycle drives glacial–interglacial cycles. The Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) is a central connector in this system. During the Last Glacial Period, Dansgaard–Oeschger and Heinrich events highlighted the bipolar seesaw mechanism: freshwater perturbations in the North Atlantic weakened the AMOC, disrupting interhemispheric heat transport. This triggered abrupt cooling in the Northern Hemisphere and forced a southward shift of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ), inducing warming in Antarctica and demonstrating the profound influence of high-latitude oceanic processes on the tropical hydroclimate.

In the modern climate, atmospheric teleconnections and oceanic circulation remain the dominant pathways for tropical–polar climate system interactions. The influence of the tropics on the poles is primarily mediated by atmospheric dynamics. Tropical convection anomalies associated with the El Niño–Southern Oscillation excite Rossby wave trains that propagate poleward, altering polar temperature, precipitation, and circulation patterns. Furthermore, stratosphere–troposphere coupling serves as a vertical pathway, whereby tropical variability modulates the polar vortex. Conversely, polar feedbacks to the tropics are increasingly significant. Arctic Amplification and sea-ice loss weaken the meridional temperature gradient, modifying mid-latitude jet streams and triggering Rossby waves that can influence tropical sea surface temperatures. Recent studies also highlight that Antarctic meltwater and Southern Ocean cooling can propagate signals to the tropics via ocean–atmosphere coupling, potentially driving the tropical Pacific toward a La Niña-like mean state.

Despite significant progress, projections of these interactions remain subject to substantial uncertainty. We found that current state-of-the-art climate models exhibit systematic biases in simulating polar sea ice and AMOC stability. A critical limitation is the widespread omission of dynamic ice-sheet meltwater inputs in standard projection scenarios. Omitting this process could underestimate AMOC weakening and its subsequent impacts on the ITCZ and global monsoon systems. Additionally, the scarcity of long-term, high-resolution observations in the Southern Ocean and deep ocean limits our ability to validate model physics.

To reduce uncertainties in climate projections, it is imperative to improve the representation of physical processes in climate models, particularly regarding ice–ocean–atmosphere interactions and freshwater forcing. We advocate enhanced multi-model intercomparison projects specifically designed to isolate tropical–polar coupling mechanisms. Furthermore, sustaining and expanding comprehensive observation networks in key polar and deep-ocean regions is essential. Deepening the mechanistic understanding of how these two critical zones interact is fundamental to improving the predictability of the Earth's climate system under continued anthropogenic forcing.

tropical–polar interaction, climate system, Atlantic meridional overturning circulation, teleconnection, polar sea ice

doi: [10.1360/CSB-2025-5666](https://doi.org/10.1360/CSB-2025-5666)