

邵志男,王海,郑小童,等.亚洲夏季风对偶极子型人为气溶胶排放变化的响应特征与机理[J].海洋气象学报,2023,43(3):32-44.

SHAO Zhinan, WANG Hai, ZHENG Xiaotong, et al. Response of Asian summer monsoon to the dipole pattern of anthropogenic aerosol forcing and its mechanism[J]. Journal of Marine Meteorology, 2023, 43(3): 32-44. DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2023.03.004. (in Chinese)

亚洲夏季风对偶极子型人为气溶胶排放变化的响应特征与机理

邵志男^{1,2},王海^{1,2},郑小童^{1,2},韩子文^{1,2},张晏铭^{1,2}

(1.中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室,山东 青岛 266100;2.中国海洋大学海洋与大气学院,山东 青岛 266100)

摘要: 利用第六次国际耦合模式比较计划(Coupled Model Intercomparison Project Phase 6, CMIP6)中的两组子试验,结合线性斜压模式模拟的结果,研究了近年来亚洲内部出现的东亚减少、南亚增加的偶极子型人为气溶胶排放变化调控亚洲夏季风响应的特征及物理机制。对东亚夏季风而言,在考虑海洋-大气耦合作用下的气候系统总响应中,东亚夏季风环流和降水显著地加强;在不考虑海洋调控作用的大气直接响应过程中,东亚人为气溶胶排放减少导致的陆地升温使得海陆温差增大,进而通过引起东亚陆地上的气旋式环流异常加强东亚夏季风环流和降水。对南亚夏季风而言,其在偶极子型人为气溶胶强迫下呈现出更为复杂的变化特征。在大气直接响应过程中,人为气溶胶强迫引起的海陆热力差异变化导致南亚夏季风环流减弱、降水减少。在考虑海洋-大气耦合过程的总响应中,南亚夏季风环流表现出微弱增强,同时印度次大陆的南亚夏季风降水也出现增多的异常变化。这表明,局地海洋-大气动力耦合过程在区域气候对人为气溶胶强迫的响应中扮演着非常重要的角色。此外,通过线性斜压模式发现,东亚和南亚局地的人为气溶胶强迫导致的大气加热场异常不仅能影响局地的夏季风环流,还可以通过引起大范围的表面气压异常进而调控整个亚洲夏季风环流的变化。

关键词: 亚洲夏季风;人为气溶胶强迫;大气直接响应;海洋-大气相互作用;大气环流

中图分类号: P467;X513 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2023)03-0032-13

DOI: 10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2023.03.004

Response of Asian summer monsoon to the dipole pattern of anthropogenic aerosol forcing and its mechanism

SHAO Zhinan^{1,2}, WANG Hai^{1,2}, ZHENG Xiaotong^{1,2}, HAN Ziwen^{1,2}, ZHANG Yanming^{1,2}

(1. Key Laboratory of Physical Oceanography of Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China)

Abstract: This study uses two sets of experiments from the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6), as well as the idealized results from the Linear Baroclinic Model experiments, to investigate the responses of Asian summer monsoon to the dipole pattern of anthropogenic aerosol forcing in Asia and their physical mechanisms. Since the 21st century, the anthropogenic aerosol emission over South Asia

收稿日期:2023-02-28;修回日期:2023-04-17

基金项目:国家重点研发计划项目(2018YFA0605704);国家自然科学基金国际(地区)合作与交流项目(42011540386);国家自然科学基金面上项目(41975089)

第一作者简介:邵志男,男,硕士研究生,主要从事气溶胶对气候影响方面的研究,shaozhinan@stu.ouc.edu.cn.

通信作者简介:王海,男,博士,副教授,主要从事海洋-大气相互作用与气候变化等研究,wanghai@ouc.edu.cn.

has kept its increasement, while it increases in the first decade and then rapidly decreases over East Asia, and this feature will continue in the future. In the coupled climate system considering both the direct atmospheric responses and the sea surface temperature mediated atmospheric responses, the East Asian summer monsoon (EASM) is strengthened by the intensified and westward shifted western Pacific subtropical high, and the precipitation is intensified as well. In the direct atmospheric responses without considering the coupled ocean-atmosphere interaction processes, the declined East Asian anthropogenic aerosol emissions increase the land-sea thermal contrast by inducing an anomalous land warming due to their radiative effect, which also strengthens the EASM and precipitation by generating the cyclonic surface pressure anomaly in the East Asian land regions. For the South Asian summer monsoon (SASM), it shows more complicated responses due to the dipole pattern of anthropogenic aerosol forcing, with weakened SASM and reduced precipitation in the direct atmospheric responses but a gently intensified SASM in the coupled responses with increased precipitation anomalies in the Indian sub-continent. This suggests the important role of the coupled ocean-atmosphere interaction processes in shaping the regional climate responses to anthropogenic aerosol forcing. In addition, by using the Linear Baroclinic Model experiments, it demonstrates that the atmospheric heating anomaly resulted from the anthropogenic aerosol emissions in East Asia and South Asia may not only lead to localized summer monsoon responses, but also can regulate the larger-scale summer monsoon circulation changes by causing the surface pressure anomalies remotely.

Keywords: Asian summer monsoon; anthropogenic aerosol forcing; direct atmospheric response; ocean-atmosphere interaction; atmospheric circulation

引言

自18世纪60年代第一次工业革命以来,化石燃料的燃烧向大气中排放了大量的温室气体和气溶胶,人类活动对地球气候变化产生了重要的影响。联合国政府间气候变化委员会第六次评估报告指出:自工业革命以来(1750—2019年),温室气体排放导致地球气候系统辐射强迫的变化约为 $3.32 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ($3.03 \sim 3.61 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$);人为气溶胶排放导致地球气候系统辐射强迫的变化约为 $-1.1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ($-1.7 \sim -0.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$),人为气溶胶的冷效应抵消了约三分之一的温室气体暖效应^[1]。总的来说,虽然工业革命以来人类活动导致的辐射强迫为正值,更多地体现了温室气体的暖效应,但这并不意味着人为气溶胶的气候效应不重要。联合国政府间气候变化委员会第六次评估报告同时指出,人为气溶胶强迫主导了人为要素驱动太阳辐射强迫变化的不确定性^[1]。因此,研究人为气溶胶强迫调控气候变化的特征及其动力学机制是气候变化归因研究领域的重要科学问题,对理解气候变化的机理、更好地预估未来气候变化具有重要的理论和现实意义。

亚洲夏季风是亚洲气候系统的重要组成部分,与东亚、南亚和东南亚总计约40亿人口的生活休戚

相关。亚洲夏季风系统包含东亚夏季风和南亚夏季风,它们之间既相互独立,又相互作用^[2-4]。东亚和南亚夏季风分别给中国南方(北方)和印度带来全年40%~50%(60%~70%)和约80%的降水量^[5-6]。气候变化背景下亚洲夏季风的异常响应,很容易给这些区域带来洪涝或干旱灾害,显著地影响这些区域的农业以及经济发展^[7]。通过对台站数据研究表明,1979年以来东亚夏季风环流呈现出减弱的变化趋势,导致长江流域中下游降水量增加,而华北地区降水减少,表现出所谓的“南涝北旱”降水异常模态^[8]。对于南亚地区而言,前人研究也发现,自20世纪50年代以来,观测的印度北部夏季降水呈现出减少的长期变化趋势,这也意味着与之相关的南亚夏季风呈现出减弱的变化趋势^[9]。前人研究表明,有多种因素影响亚洲夏季风和降水异常变化^[10],既可以归因于气候系统的自然变率,例如厄尔尼诺-南方涛动、太平洋年代际涛动/振荡等^[11-12];又可以归因于地球气候系统外辐射强迫变化,例如温室气体强迫^[13-14]、人为气溶胶强迫^[15]等。

与温室气体在大气中混合均匀、留存时间长的特征不同,人类活动排放的气溶胶主要聚集在排放源地附近,其在大气中的留存时间很短。因此,人为气溶胶导致的辐射强迫具有显著的空间不均匀性,其对区

域气候变化的调控作用相较于温室气体更为重要^[16]。前人从长期变化的角度,对人为气溶胶强迫下亚洲夏季风的异常响应特征和机理有着深入的研究^[15]。对于东亚地区而言,陆地上人类活动排放的气溶胶会通过散射和反射作用使得陆地温度降低,进而减小海陆温差,引起东亚东部和南部地区以及毗邻的西北太平洋出现显著的偏北风和东北风异常,最终导致东亚夏季风环流减弱,降水减少^[17-18]。也有研究表明,亚洲局地的人为气溶胶排放可以通过冷却地表进而增加大气稳定性,抑制大气对流活动,并减少对流凝结潜热的释放,使得亚洲上空对流层出现冷却,并最终导致东亚夏季风减弱^[19-20]。同样地,人为气溶胶强迫对南亚夏季风的异常变化也有重要的调控作用^[20]。Ramanathan 等^[21]指出,由于气溶胶粒子的吸收和散射作用削弱到达地表的太阳辐射,使得南亚地表和北印度洋冷却,南亚陆地和热带印度洋的海陆温差减小,进而导致南亚夏季风环流减弱,降水减少。此外,气溶胶粒子还可以通过改变大气热力结构来影响南亚夏季风的异常变化。Lau 等^[22]指出,聚集在印度北部以及青藏高原的吸收性气溶胶(如:黑碳气溶胶)通过对短波辐射的吸收作用,使得大气对流层中上层的温度梯度发生改变,从而增强了南亚夏季风降水。更进一步的研究指出:人为气溶胶强迫下,印度洋海面温度出现“西北印度洋相对冷-东南印度洋相对暖”的空间不均匀分布型,通过局地的“皮叶克尼斯”正反馈机制,则会导致赤道印度洋上空的异常西风以及大气对流层经向温度梯度的减弱,进而使得南亚夏季风环流减弱,降水减少^[23-24]。

前人的研究揭示局地人为气溶胶排放变化调控亚洲夏季风长期变化趋势的特征与物理过程。但对于亚洲而言,近年来其人为气溶胶排放的空间分布呈现出快速变化的特征^[25-26]。自2013年中国颁布实施《大气污染防治行动计划》以来,东亚的人为气溶胶排放迅速减少而南亚的人为气溶胶排放则保持增长,这也导致亚洲内部出现新的偶极子型人为气溶胶排放变化。这样独特的亚洲内部偶极子型人为气溶胶排放变化的特征是未来亚洲气溶胶排放的长期趋势,对区域气候变化格局有重要影响。但是对于这一分布特征引发的亚洲夏季风异常响应,还没有工作进行深入研究。本文借助第六次国际耦合模式比较计划(Coupled Model Intercomparison Project

Phase 6, CMIP6)中人为气溶胶单独强迫历史模拟、控制海面温度的人为气溶胶单独强迫大气响应模拟等试验,结合线性斜压模式(Linear Baroclinic Model, LBM)的结果,探究偶极子型人为气溶胶强迫下东亚和南亚夏季风环流和降水的异常响应特征,并从大气直接响应和海洋-大气耦合响应的不同角度解析其内在的物理过程,以期更进一步地增加对人为气溶胶强迫下亚洲夏季风异常的特征和机理的理解。

1 资料与方法

1.1 观测资料

使用美国宇航局的基于云和地球辐射能量系统(Clouds and the Earth's Radiant Energy System, CERES)观测数据集中550 nm气溶胶光学厚度的数据(2001—2020年的水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 的逐月资料)^[27-28]来分析观测的气溶胶排放变化并与气候模式资料比较。

1.2 气候模式资料

使用CMIP6模式集中人为气溶胶单独强迫历史模拟试验(hist-aer)以评估人为气溶胶强迫导致的气候系统总响应,模拟时间为1850—2020年。该试验在保持其他模式设置不变的前提下,将温室气体、臭氧等其他外辐射强迫变化固定在工业革命前的水平保持不变,仅使用基于观测的、随时间变化的人为气溶胶排放单独强迫历史气候变化。此外,还使用CMIP6模式集中工业革命前海面温度情景下的气溶胶单独强迫历史模拟试验(piClim-histaer)以评估人为气溶胶强迫导致的大气直接响应过程,模拟时间同样为1850—2020年。该试验与人为气溶胶单独强迫历史模拟试验最大的区别在于是否将海面温度和海冰固定在工业革命前的气候态保持不变。为了减小不同模式间参数差异带来的影响,选取6个同时运行以上两组试验的气候模式数据(表1),并通过集合平均和多模式平均的方式消除气候系统内部变率的影响和模式间差异的影响,以更好地体现人为气溶胶强迫变化引起的区域气候异常响应。为了便于比较,所有模式输出都插值到 $144(\text{经度}) \times 73(\text{纬度})$ 个网格点(水平分辨率为 2.5°),垂向网格点为从1 000 hPa到100 hPa的12个垂直层。

1.3 研究方法

1.3.1 统计与诊断方法

为研究偶极子型人为气溶胶排放变化引起的亚洲夏季风异常响应,以经面积加权后的东亚(100°~125°E,20°~40°N)和南亚(70°~100°E,10°~30°N)区域平均的550 nm气溶胶光学厚度在2000—2020年的变化为依据,选取2009—2014年和2015—2020年两个时间段对与亚洲夏季风异常变化相关的辐射强迫、对流层低层(850 hPa)风场、表面温度、表面气压和降水等要素进行分析。在以上两个时间段内,南亚区域平均的人为气溶胶排放呈持续增长的变化趋势;而东亚的人为气溶胶排放在2009—2014年出现最大值,在2015—2020年呈现出快速减少的变化趋势。因此利用2015—2020年平均态与2009—2014年平均态的差值可以清晰地凸显出东亚减少、南亚增加的偶极子型人为气溶胶排放变化特征,从而分析其导致的亚洲夏季风异常响应特征和机理。选取3个月(6—8月)的平均代表亚洲夏季风时期进行分析,并利用Student's *t*-test在95%的显著性水平上检验上述两个时间段内夏季平均的差值是否存在显著变化。

表1 研究使用的CMIP6气候模式

Table 1 The CMIP6 simulations used in this study

模式名称	模式内集合数	
	550 nm 气溶胶光学厚度	其他变量
CanESM5	3	3
GISS-E2-1-G	—	1
HadGEM3-GC31-LL	3	3
IPSL-CM6A-LR	1	1
MIROC6	—	3
NorESM2-LM	3	3

注:数据来自 <https://esgf-node.llnl.gov/projects/cmip6/>。

在诊断偶极子型人为气溶胶排放变化引起的辐射强迫异常时,为了全面地考虑人为气溶胶粒子对短波辐射的散射、反射和吸收作用及其通过与云的相互作用对长波辐射过程的影响,分别计算大气对流层顶的净辐射强迫(F_1 ,公式(1))和到达地面的短波辐射。

$$\Delta F_1 = \Delta(D_{is} - U_{ul} - U_{is}), \quad (1)$$

式中: D_{is} 、 U_{ul} 、 U_{is} 分别代表大气对流层顶进入地球的短波辐射、射出地球的长波辐射和射出地球的短波辐射。

1.3.2 线性斜压模式(LBM)试验

为了验证东亚和南亚人为气溶胶强迫通过不考

虑海洋-大气耦合作用的大气直接响应过程调控亚洲夏季风异常变化的机理,利用LBM^[29]设计了在东亚和南亚上空分别放置热强迫的理想化试验。LBM的建立是为了研究大气中的线性动力学,该模型简化了动力学框架,使结果更易于解释。特别是对于本研究来说,非耦合的纯大气模式对应了气溶胶的直接效应,有助于验证本文结论。该模式的水平分辨率为T21(约5.6°水平分辨率),垂直方向使用 σ 坐标,共20层。为了能够直观地研究东亚和南亚夏季风环流对热强迫的响应,使用“干”模式(不考虑降水过程),并将热强迫分别设置在东亚(100°~120°E,20°~40°N)和南亚(70°~100°E,20°~30°N)。热源的中心加热强度约为8 K/d,水平位置位于加热区域的中心,垂直位置位于 σ 等于0.5的高度。由于是线性大气模式,因此不同的加热强度仅改变大气环流的响应强度,而不会影响其空间分布型。本研究共积分30 d,并取最后10 d平均结果作为稳定的大气响应进行分析。

2 偶极子型气溶胶强迫下的亚洲夏季风异常响应

2.1 人为气溶胶排放的时空变化

由卫星观测结果可以看到,2015—2020年(东亚人为气溶胶排放减少期、南亚人为气溶胶排放升高期)夏季(6—8月)均值与2009—2014年(东亚人为气溶胶排放高值期、南亚人为气溶胶排放升高期)夏季均值的差展现出了明显的亚洲偶极子型人为气溶胶排放变化的空间分布特征(图1a)。更进一步地,分析了CMIP6人为气溶胶单独强迫历史模拟中的550 nm气溶胶光学厚度变化并与观测资料相比较。在CMIP6人为气溶胶单独强迫历史中,同样表现出东亚减少、南亚增加的偶极子型人为气溶胶排放变化空间分布特征(图1b)。在区域平均的人为气溶胶排放时间序列(图1c)中,同时可以看到,观测的东亚气溶胶排放峰值出现在2011年,CMIP6气候模式中的峰值出现在2014年,均呈现出先增加后减少的变化趋势。而南亚区域平均的人为气溶胶排放在21世纪则一直保持单调增长的趋势。

由于观测中的亚洲夏季风变化会受到气候系统内部变率、温室气体强迫、人为气溶胶强迫等多种因素的协同影响,因此很难直接从观测资料中提取出人为气溶胶强迫引起的亚洲夏季风异常变化的信

号。虽然 CMIP6 人为气溶胶单独强迫历史模拟中人为气溶胶排放的变化与观测之间存在一定差异,但其也可以很好地抓住偶极子型人为气溶胶排放变

化的空间特征,因此可以借助该组气候模式试验的结果来分析偶极子型气溶胶强迫下亚洲夏季风异常变化的特征与机理。

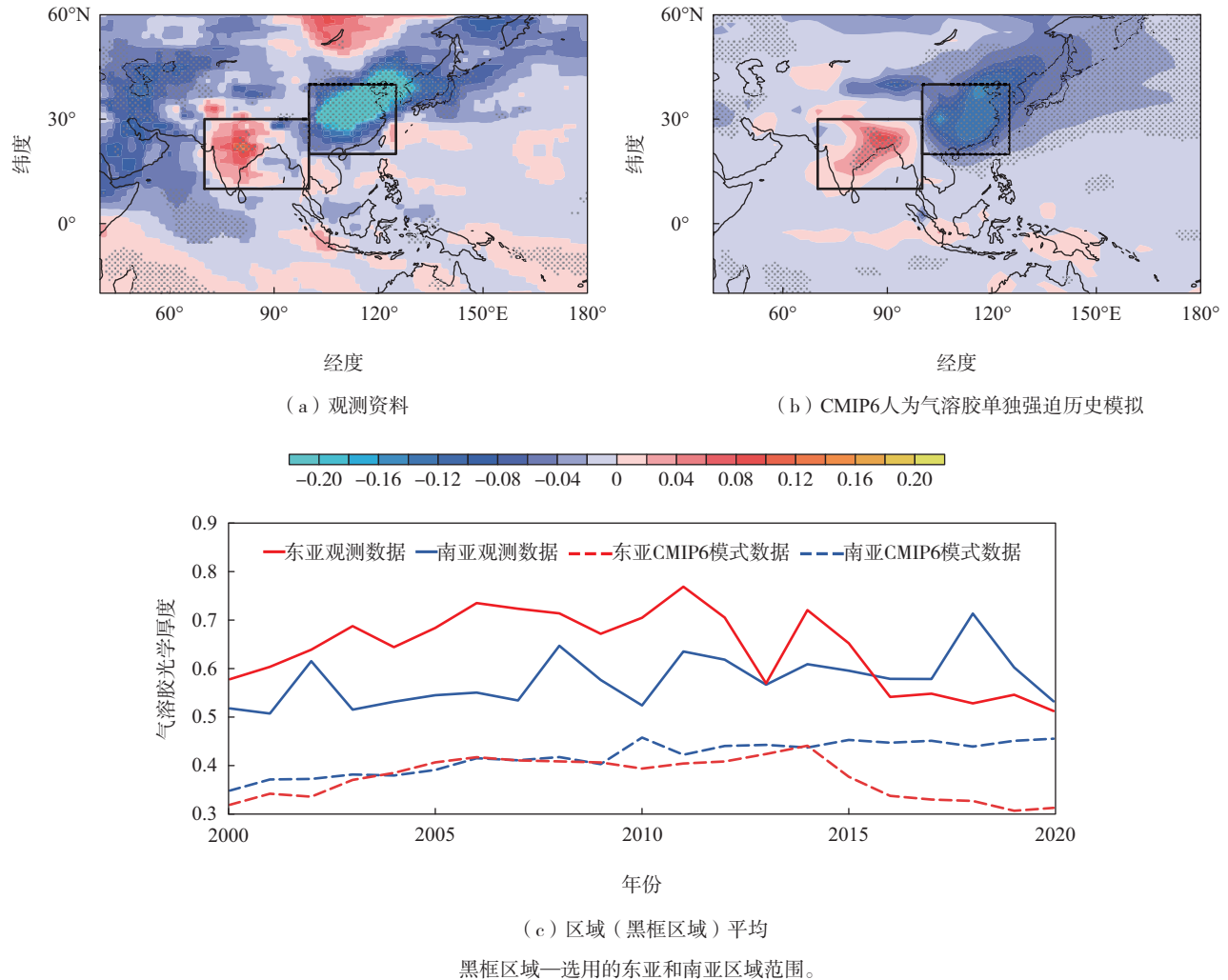


图1 观测及模拟的 550 nm 气溶胶光学厚度(色阶)空间分布和时间序列

Fig.1 Spatial distribution and time series of aerosol optical depth (color scale) at 550 nm from observations and CMIP6 historical anthropogenic aerosol single forcing simulations

2.2 不同物理过程主导的亚洲夏季风异常响应

2.2.1 辐射强迫和温度变化

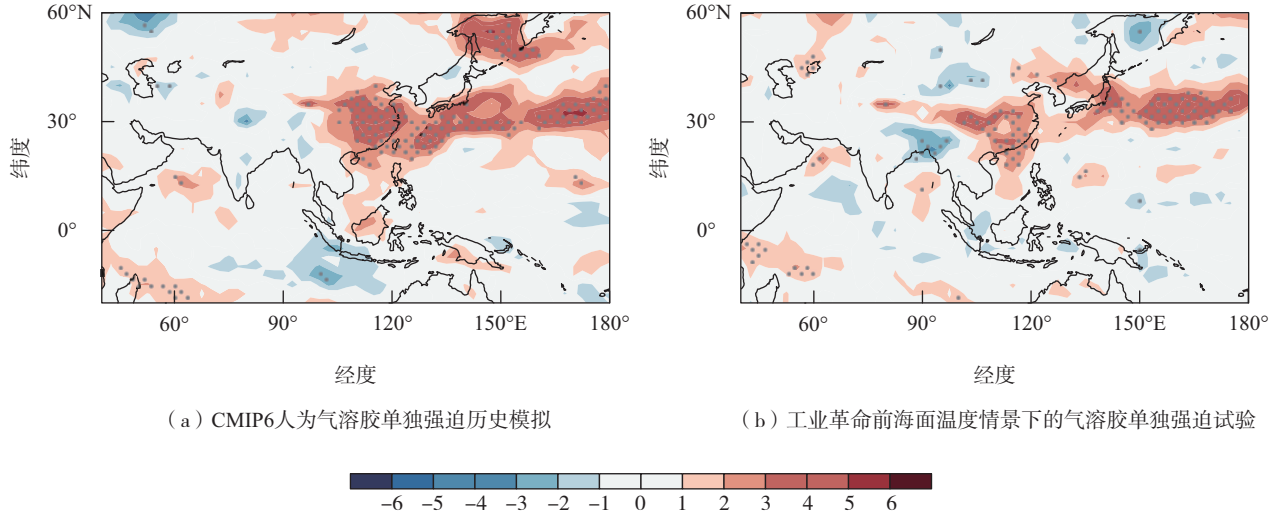
人为气溶胶粒子被排放到大气中之后,可以通过反射、散射、吸收等过程显著地影响局地辐射强迫变化,进而通过改变大气的热力结构而调控大气环流的异常响应。在偶极子型人为气溶胶排放变化的情景下,大气对流层顶的净辐射强迫和到达地面的短波辐射均出现了相应的异常响应(图2)。在CMIP6人为气溶胶单独强迫历史模拟所代表的包含海洋-大气耦合过程的气候系统总响应中可以看到,由于东亚地区的人为气溶胶排放显著减少(图

1b),进入对流层顶的净辐射强迫(图2a)和到达地面的短波辐射(图2c)均出现显著增加。相较而言,同时期南亚地区的人为气溶胶排放虽然呈增加趋势(图1b),但其对流层顶净的辐射强迫变化却很小(图2a),仅在到达地表的短波辐射变化中表现出一定的负信号(图2c),体现了气溶胶排放增加的效应。这可能与黑碳气溶胶和硫化物气溶胶在南亚地区对辐射强迫起到的作用不同有关。与硫化物气溶胶类似的是,黑碳气溶胶同样能够显著减少到达地面的太阳辐射,进而冷却地表;但与硫化物气溶胶不同的是,由于黑碳气溶胶属于吸收性气溶胶,其会加

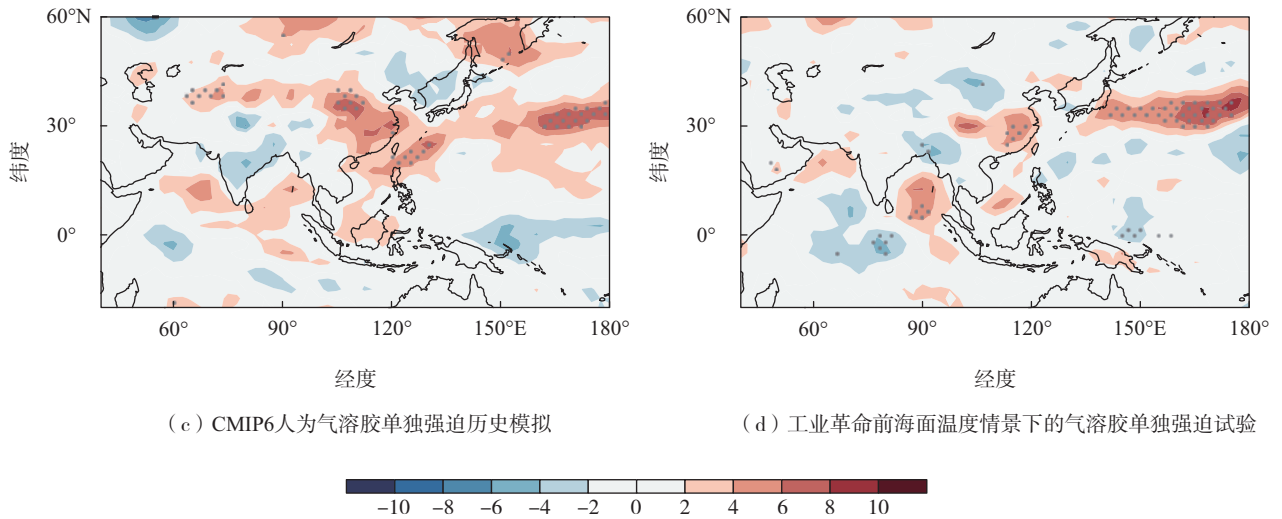
热对流低层,从而与属于反射性气溶胶的硫化物气溶胶的冷却效应相抵消,所以造成的结果可能就如图 2a、c 所示,进入对流层的净辐射强迫在南亚表现

不明显,而到达地面的短波辐射显著减少^[21-22]。具体不同类型的气溶胶对辐射强迫调控的相对贡献有待未来进行更为细致的研究。

大气对流层顶净辐射强迫变化



到达地面的短波辐射变化



色阶—2015—2020 年夏季平均与 2009—2014 年夏季平均的辐射差值,单位: $W \cdot m^{-2}$, 正值代表进入大气和到达地面的辐射增加;打点区域—超过 95% 的统计置信度。

图 2 不同情景下大气对流层顶净辐射强迫和到达地面的短波辐射变化

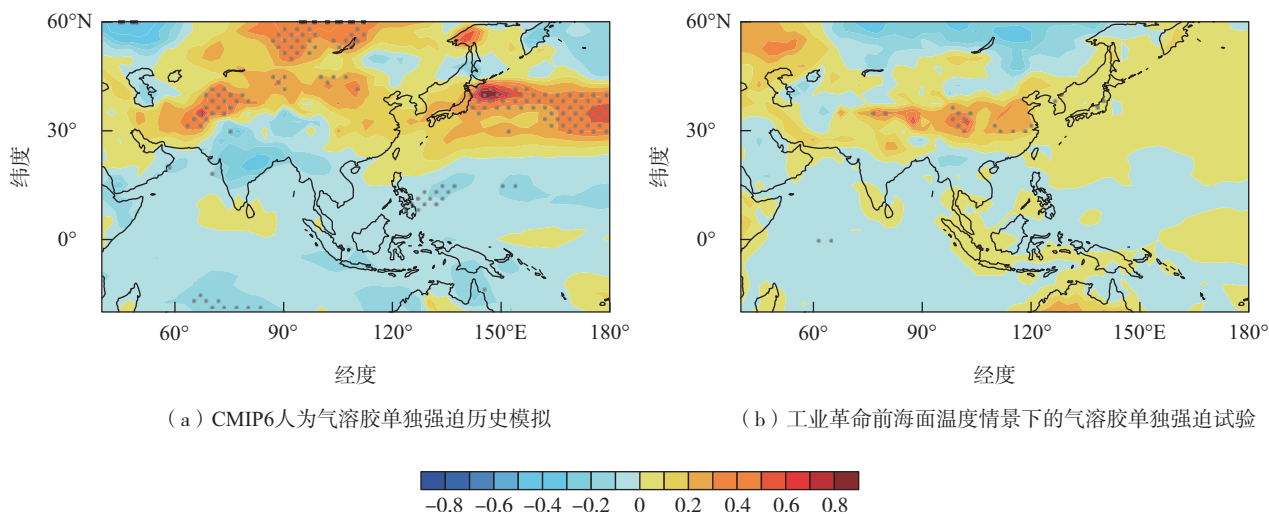
Fig.2 Changes of net radiative forcing at top of the atmosphere and surface shortwave radiation in different simulations

与考虑海洋-大气耦合过程的气候系统总响应相比,在不考虑海洋变化贡献的大气直接响应中,可以看到,东亚地区的对流层顶净辐射和到达地面的短波辐射均为显著的正信号,但是其强度要明显弱于包含海洋-大气耦合过程的总响应(图 2b、d)。而在南亚地区,当不考虑海洋-大气耦合过程的贡献时,局地人为气溶胶排放的增加则导致更为明显

的对流层辐射强迫(图 2b)和到达地面的短波辐射减少(图 2d)。两组试验结果明显的差异性说明,通过海洋-大气耦合相互作用后,人为气溶胶排放导致的辐射强迫变化与大气直接响应中的结果不同,这可能是由辐射强迫-海面温度-云三者之间的反馈过程导致的。在北太平洋中纬度区域,气溶胶强辐射强迫下北太平洋海面温度与云之间存在一个反

馈过程:在东亚人为气溶胶排放增长导致的异常辐射强迫情况下,北半球夏季黑潮延伸体区域会出现一个海面温度异常冷却带,在其南侧存在一个云量增长的大值中心。这主要是由于副热带环流减弱、黑潮延伸体南移,而更多的暖湿空气遇到黑潮延伸体后则会在其南侧被抬升形成云,这些云又会导致到达海面的短波辐射减少,进而导致此处海面温度进一步降低。这里显示的东亚人为气溶胶减排情境下的北太平洋辐射强迫异常变化,与上述原理类似,只是符号相反^[30]。因此,在探究人为气溶胶排放导致的气候系统辐射强迫变化时,不仅应考虑大气的直接响应过程,更应该从海洋-大气耦合相互作用的角度全面理解人为气溶胶排放的辐射强迫效应^[31]。

人为气溶胶排放的变化显著地影响到达地面的短波辐射,会影响表面温度的变化。在海洋-大气耦合的总响应中可以看到,表面温度异常变化的空间分布型(图3a)与到达地面的短波辐射空间分布型(图2c)高度相似,表现为东亚及西北太平洋由于气溶胶排放的减少而升温,南亚地区的中南半岛和孟加拉湾北部地区由于气溶胶排放的增加而出现降温的异常变化。在不考虑海洋-大气耦合过程的大气直接响应中(图3b),东亚气溶胶排放减少的效应被局限在陆地区域,南亚地区的降温信号显著减弱。除东亚陆地区域外,两组试验结果差异明显,特别是在南亚和西北太平洋地区,再次印证了前人研究中指出的海洋-大气耦合过程在南亚夏季风对人为气溶胶强迫响应中所扮演的重要角色^[23,31]。



(a) CMIP6人为气溶胶单独强迫历史模拟

(b) 工业革命前海面温度情景下的气溶胶单独强迫试验

色阶—2015—2020年夏季平均与2009—2014年夏季平均的表面温度差值,单位:K;打点区域—超过95%的统计置信度。

图3 不同情景下表面温度的变化

Fig.3 Changes of surface temperature in different simulations

2.2.2 大气环流变化

通过分析表面气压和对流层中下层(850 hPa)风场的变化,探究亚洲夏季风环流对偶极子型人为气溶胶强迫的响应特征。在考虑海洋-大气耦合过程的总响应中(图4a),东亚夏季风表现出加强的态势。其中,低压中心位于 110°E 、 40°N 附近,这与由人为气溶胶减排导致的大气升温中心相匹配。与气压场所对应,在850 hPa风场的异常响应中也可看到,中国北方异常气旋式环流(中心约位于 110°E 、 40°N)显著地加强了气候态的东亚夏季风环流。此外,东亚人为气溶胶的排放变化通过引起局地大气

对流层的热力异常,会在大气中激发出一个自东亚向北太平洋中高纬度地区传播的大气遥相关波列,并显著地导致阿留申低压的异常响应^[32]。由图4a也可以看到这样自东亚陆地到北太平洋中纬度“低压-高压-低压”的异常表面气压配置。在考虑海洋-大气耦合过程的响应中,大气风场的变化对上层海洋环流具有重要的驱动作用^[30],位于北太平洋中高纬地区的气旋式环流异常有助于加强黑潮延伸体,使得该区域海面温度异常升高(图3a)。这样异常的海面温度暖信号,在“风-蒸发-海面温度”机制^[33]的作用下,又会使得其南侧的海面温度升高,

进而通过局地海洋-大气相互作用过程使得西北太平洋副热带高压加强^[34],最终带来有利于东亚夏季风的加强的异常环流形势。而在南亚,南亚夏季风没有表现出特别明显的变化,这可能与人为气溶胶强迫下海洋-大气耦合过程和大气直接响应过程对南亚夏季风的调控作用相抵消有关^[30]。

值得注意的是,在没有海洋变化调整的大气直接响应中,东亚和西北太平洋地区的表面气压和850 hPa风场异常与考虑海洋-大气耦合过程的总响应存在显著的不同。但对于东亚夏季风而言,其仍然表现出增强的变化趋势(图4b)。这主要是因为

当海面温度不变时,东亚人为气溶胶排放的减少显著地增大了东亚陆地和西北太平洋的海陆温差,进而使得东亚陆地出现异常的低压环流而西北太平洋区域出现显著的异常高压环流,受此影响,东亚夏季风表现为加强的变化特征。在南亚,同样由于海陆热力差异的缘故,北印度洋和印度次大陆表现为异常的高压而赤道印度洋表现为异常的低压环流,使得南亚夏季风出现减弱的变化特征。下文将利用线性斜压大气模式进一步探究东亚和南亚人为气溶胶排放通过大气直接响应过程调控两地夏季风异常的物理过程。

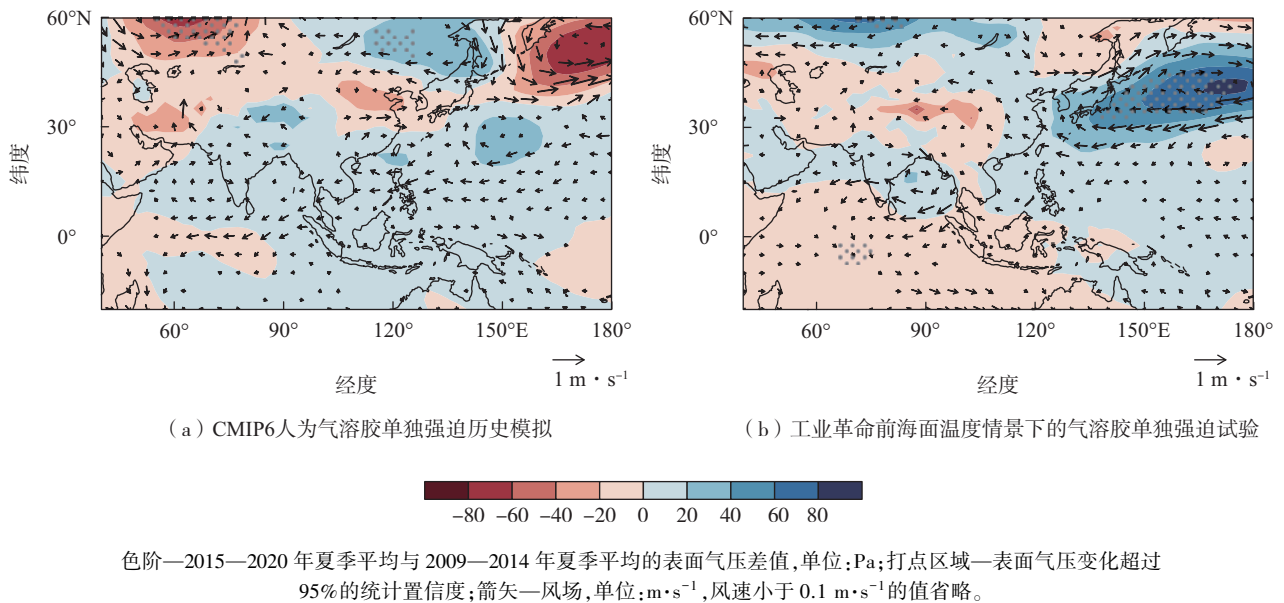


图4 不同情景下表面气压和850 hPa风场的变化
Fig.4 Changes of surface pressure and 850-hPa wind in different simulations

对比包含海洋-大气耦合过程的总响应和不考虑海洋变化调整的大气直接响应的结果来看,在偶极子型人为气溶胶强迫下,两种不同的物理过程均会使得东亚夏季风环流加强。对南亚夏季风而言,在总响应中其变化仅表现出非常微弱的加强特征,而在大气直接响应中则表现为减弱的变化特征,说明造成南亚夏季风会在由海洋变化调整的大气响应中得到增强。这是因为在有无海洋-大气耦合作用下,气溶胶的强迫作用是有差异甚至相互抵消导致的。其具体的物理机制不仅可能与局地的海洋-大气耦合反馈过程有关^[35],还可能与东亚人为气溶胶强迫减少,导致局地大气吸收的短波辐射增加,进而增大南北半球间能量差异,最终使得哈得来环流和

南亚夏季风异常加强^[31]。

偶极子型人为气溶胶强迫下复杂的亚洲夏季风环流形势也必将导致复杂的降水异常。在海洋-大气耦合的总响应中,中国南海附近出现的异常高压中心和反气旋式环流抑制南海至中国南方降水,使得该区域降水呈减少的变化趋势(图5a)。而在北方的沿海地区,由于陆地异常低压和西北太平洋异常高压的存在,南向异常气流在此辐合抬升加剧气候态的东亚夏季风,使得降水增加。对南亚夏季风降水而言,海洋-大气耦合过程主导的微弱南亚夏季风环流增强使得印度次大陆北部降水增加而南侧减少,赤道印度洋在异常东风的作用下也出现降水异常增加的响应,这可能与大尺度的海洋-大气动

力耦合过程主导的大气环流异常有关。

在不考虑海洋变化调整的大气直接响应中,陆地气溶胶排放导致的热力异常变化诱发低压异常(中心位置约为 90°E 、 35°N)偏西,与此同时位于西北太平洋的异常反气旋式环流无论是强度还是范围都更大、更偏西,因此中国北方东部沿海地区在异常高压的作用下出现了降水异常减少(图5b)。而在陆地低压和西北太平洋异常高压导致的南向异常气流作用下,菲律宾东北至中国东南沿海直到中国北方的中部地区均出现降水异常增加的情况。对南亚夏季风降水而言,在不考虑海洋-大气耦合过程的直接大气响应中,与南亚夏季风环流减弱相一致的是,在北印度洋及印度次大陆出现明显的降水减少,而在热带印度洋则出现降水异常增加的变化特征。

东亚和南亚夏季风环流及降水异常在人为气溶胶强迫下考虑海洋-大气耦合过程的总响应过程和大气直接响应过程中的不同变化再次提示人为气溶胶强迫调控区域气候变化的复杂动力学机理。前人曾有研究,利用线性分解的方式解析海洋-大气耦合过程和大气直接响应过程对人为气溶胶强迫下亚洲夏季风异常响应的相对贡献^[28]。但是,由于海洋-大气耦合系统的复杂性,也有研究指出,这样线性分解的方式仅适用于纬向平均的大气响应^[36-37],而在如非洲萨赫勒地区的区域气候对外强迫响应的研究中并不适用^[38]。因此,如何更好地解析复杂的海洋-大气耦合过程在亚洲夏季风对人为气溶胶强迫响应中所扮演的角色有待未来进行更为深入和精确的探究。

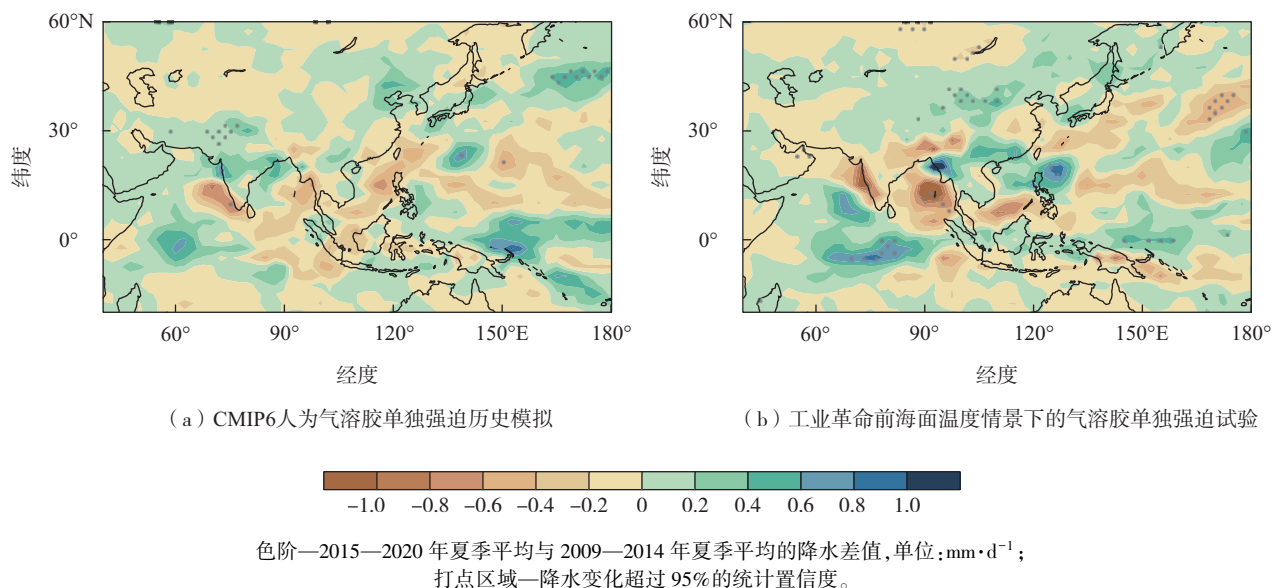


图5 不同情景下降水的变化

Fig.5 Changes of precipitation in different simulations

2.3 线性斜压模式(LBM)试验结果

基于CMIP6不同模式试验的分析结果,对偶极子型气溶胶强迫下东亚和南亚夏季风不同的响应特征及其内在的物理过程进行了解析。对东亚夏季风而言,不管是从辐射强迫和温度的变化,还是从大气环流和降水的变化来看,偶极子型气溶胶强迫下东亚夏季风均呈现加强的变化趋势。对南亚夏季风而言,其在海洋-大气耦合的总响应和不考虑海洋变化调整的大气直接响应中表现出的特征存在显著的差异。除了前文提到的海洋-大气耦合过程在其中

可能起到的重要作用之外,最近有研究也指出,在不同的人为气溶胶强迫变化特征作用下的大气直接响应过程中,东亚和南亚夏季风环流也会存在一定的相互作用,进而导致偶极子型人为气溶胶强迫复杂的亚洲夏季风响应过程^[39]。因此,为了能够更精确地区分东亚和南亚两地不同的人为气溶胶排放变化通过大气直接响应过程调控亚洲夏季风异常的物理过程,借助LBM设计两组不同的试验以区分东亚和南亚人为气溶胶排放变化对局地和非局地大气环流异常的调控作用。

分别在东亚(100°~120°E, 20°~40°N)和南亚(70°~100°E, 20°~30°N)放置相同强度的大气热源和冷源强迫以模拟东亚人为气溶胶排放减少和南亚人为气溶胶排放增加所导致的辐射强迫变化(图6色阶区域),进而探究二者对大气环流异常不同的调控作用。在仅有东亚热源强迫的情况下,亚洲大陆10°N以北的区域出现整体的、大范围的低压异

常响应(图6a等值线),并出现从北印度洋和印度次大陆到中南半岛以及南海的西风异常响应和沿着中国东南沿海到西北太平洋的西南风异常响应(图6a风场)。由此可以发现,东亚人为气溶胶的减排不仅能通过大气直接响应过程导致东亚局地的夏季风环流加强,还可以通过引起更大尺度的大气环流异常进而使得南亚夏季风加强。

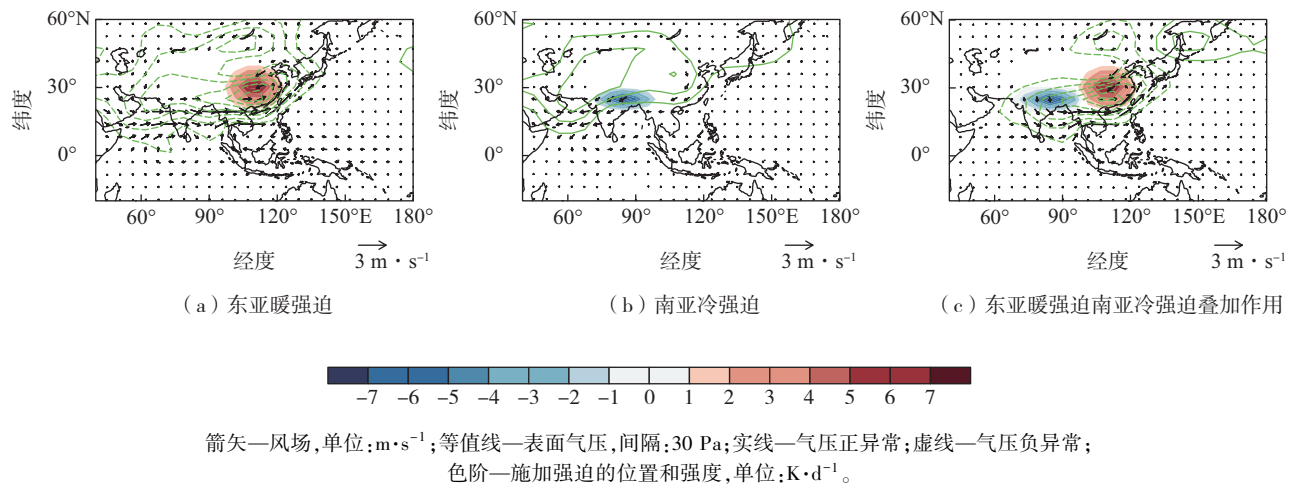


图6 线性斜压模式模拟中夏季850 hPa风场和表面气压的响应
Fig.6 Responses of summer 850-hPa wind and surface pressure in the LBM experiments

对于南亚人为气溶胶排放增多导致的冷源强迫情况,与东亚不同的是,异常高压的中心并不是像东亚那样恰好出现在异常热源的中心,而是出现在冷源北侧的陆地区域(图6b等值线),这可能是由青藏高原的动力抬升作用导致的^[22]。在异常高压的南侧,对流层中低层的风场异常呈现出气旋式环流的形态,显著地削弱了南亚夏季风(图6b矢量)。与此同时,南亚冷源强迫对大气环流异常的影响也不仅仅局限在南亚地区,大范围陆地高压异常的环流形式同样可以在一定程度上导致东亚夏季风环流减弱。

通过试验对比发现,对于东亚和南亚夏季风而言,其在人为气溶胶强迫下的大气直接响应结果不仅受局地人为气溶胶排放的影响,还会显著地受到非局地人为气溶胶强迫的调控作用。这使得在东亚人为气溶胶排放减少、南亚人为气溶胶排放增加的偶极子型气溶胶强迫下亚洲夏季风的响应物理过程更为复杂。进一步通过线性叠加的方式,评估了同等强度的东亚热源和南亚冷源通过大气直接线性响

应过程对亚洲夏季风环流异常的调控作用,结果显示东亚夏季风显著加强并且南亚夏季风同样出现微弱的加强(图6c),说明在同等强度的强迫下,东亚大气异常加热场引起的亚洲夏季风环流异常要显著地强于南亚大气异常加热场引起的亚洲夏季风环流异常。

LBM试验的结果,通过去除大气非线性动力过程,证实了东亚和南亚夏季风环流对偶极子型人为气溶胶强迫的稳定线性响应。值得注意的是,无论是观测结果,还是CMIP6气候模式的结果,东亚人为气溶胶排放减少的速度显著大于南亚人为气溶胶排放增加的速度,由此导致的辐射强迫异常的强度和范围在两地也是不同的(图2c)。因此,如何更为精确地模拟偶极子型气溶胶排放导致的辐射强迫异常变化需要借助更为全面的观测资料进一步分析验证。此外,LBM试验的结果(图6c)与CMIP6模式模拟的大气直接响应结果(图4b)之间的差异也包含了非线性大气动力过程的影响。这些问题都需要在未来的研究中进一步探索评估。

3 结论与讨论

利用最新一代 CMIP6 模式集中不同的人为气溶胶强迫模拟试验,分析了东亚和南亚夏季风通过不同物理过程对近十几年出现的亚洲内部独特的偶极子型人为气溶胶强迫变化的响应。研究发现,无论是在考虑海洋-大气耦合相互作用的区域气候总响应中,还是在考虑海洋-大气耦合过程的大气直接响应中,在东亚减少、南亚增加的偶极子型人为气溶胶排放变化导致的异常大气辐射强迫调控下,东亚区域地表均出现异常升温的现象,并且从海平面气压、850 hPa 风场异常和降水等大气环流异常场中均可以看到与大气地表热力异常相对应的东亚夏季风环流加强、降水异常增多的现象。对南亚夏季风而言,其对偶极子型人为气溶胶强迫的响应却更为复杂,在海洋-大气耦合的总响应和考虑海洋变化调整的大气直接响应中表现出的特征存在显著差异。在不考虑海洋-大气耦合过程的大气直接响应中,偶极子型气溶胶强迫下南亚夏季风呈现出环流减弱、降水减少的变化趋势;但在考虑海洋-大气耦合过程的总响应中,南亚夏季风的异常变化表现出更为复杂的空间形态。这意味着,偶极子型气溶胶强迫下,大尺度的海洋-大气动力耦合过程的改变可能对南亚夏季风异常的变化起着更为重要的调控作用。此外,虽然硫化物气溶胶和黑碳气溶胶都能够显著减少到达地面的太阳辐射,减少海陆热对比进而减弱南亚夏季风,但考虑到二者对辐射强迫存在不同效应,特别是黑碳气溶胶在改变大气稳定性的效应上,也有可能说明南亚夏季风的复杂的空间形态是二者作用相互抵消的结果^[21-22,40]。

在此基础之上,利用 LBM 试验进一步探究了东亚、南亚大气异常加热场对整个亚洲夏季风环流异常变化的调控作用及其二者的相对贡献。同时发现,东亚、南亚两地的大气异常加热场除了能引起局地的夏季风环流异常响应外,还可以通过引起更大范围大气环流异常进而引发整个亚洲夏季风环流的异常响应。在理想实验中,东亚人为气溶胶强迫引起的大气加热场异常对整个亚洲夏季风环流异常的调控作用要显著地强于南亚人为气溶胶强迫引起的大气加热场异常。

本文解析了在偶极子型人为气溶胶强迫下东亚和南亚夏季风不同的响应特征,通过研究发现,对于东亚夏季风而言,其通过大气直接响应过程和海洋-大气耦合过程对偶极子型人为气溶胶强迫响应的物理过程较为清晰。但值得注意的是,偶极子型气溶胶强迫下,南亚夏季风异常响应的物理机制有待进一步清晰明确,特别是大气直接响应过程^[41]和海洋-大气耦合过程对南亚夏季风异常的相对调控作用^[31-32],有待未来的研究进一步揭示。此外,最近也有研究表明,CMIP6 气候模式在模拟人为气溶胶的气候效应时对人为气溶胶的估计存在一定的误差^[42],因此如何更佳地利用观测资料约束改进气候模式对人为气溶胶气候效应的模拟,以更好地评估人为气溶胶强迫的变化对观测的区域气候异常的相对贡献也是未来的重要研究方向。

参考文献:

- [1] FORSTER P, STORELVMO T, ARMOUR K, et al. The earth's energy budget, climate feedbacks, and climate sensitivity [R]. IPCC in climate change 2021: the physical science basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom/New York, USA: Cambridge University Press, 2021.
- [2] HA K J, SEO Y W, LEE J Y, et al. Linkages between the South and East Asian summer monsoons: a review and revisit[J]. *Climate Dyn*, 2018, 51(11/12): 4207-4227.
- [3] 李根, 顾伟宗. 青藏高原热源异常对华北地区环流与降水的影响[J]. *山东气象*, 2013, 33(2): 1-4.
- [4] 顾伟宗, 陈丽娟, 伯忠凯. 印度洋海面温度对黄淮地区夏季降水影响的年代际变化研究[J]. *海洋气象学报*, 2020, 40(4): 89-96.
- [5] LEI Y H, HOSKINS B, SLINGO J. Natural variability of summer rainfall over China in HadCM3[J]. *Climate Dyn*, 2014, 42(1/2): 417-432.
- [6] WEBSTER P J, MAGAÑA V O, PALMER T N, et al. Monsoons: processes, predictability, and the prospects for prediction[J]. *J Geophys Res: Oceans*, 1998, 103(C7): 14451-14510.
- [7] MA S M, ZHOU T J, STONE D A, et al. Detectable anthropogenic shift toward heavy precipitation over eastern China[J]. *J Climate*, 2017, 30(4): 1381-1396.

- [8] GONG D Y, HO C H. Shift in the summer rainfall over the Yangtze River valley in the late 1970s[J]. *Geophys Res Lett*,2002,29(10):78-1-78-4.
- [9] BOLLASINA M A, MING Y, RAMASWAMY V. Anthropogenic aerosols and the weakening of the South Asian summer monsoon[J]. *Science*,2011,334(6055):502-505.
- [10] 赵威,张恒德,胡艺.东亚季风过渡带降水变化特征及物理机制研究进展[J].*海洋气象学报*,2022,42(4):1-10.
- [11] ZHANG W J, JIN F F, STUECKER M F, et al. Unraveling El Niño's impact on the East Asian monsoon and Yangtze River summer flooding[J]. *Geophys Res Lett*,2016,43(21):11375-11382.
- [12] FENG J, WANG L, CHEN W. How does the East Asian summer monsoon behave in the decaying phase of El Niño during different PDO phases? [J]. *J Climate*,2014,27(7):2682-2698.
- [13] MAY W. The sensitivity of the Indian summer monsoon to a global warming of 2 °C with respect to pre-industrial times[J]. *Climate Dyn*,2011,37(9/10):1843-1868.
- [14] LAU W K M, WU H T, KIM K M. A canonical response of precipitation characteristics to global warming from CMIP5 models [J]. *Geophys Res Lett*,2013,40(12):3163-3169.
- [15] LI Z Q, LAU W K M, RAMANATHAN V, et al. Aerosol and monsoon climate interaction over Asia [J]. *Rev Geophys*,2016,54(4):866-929.
- [16] UNDRORF S, BOLLASINA M A, HEGERL G C. Impacts of the 1900–74 increase in anthropogenic aerosol emissions from North America and Europe on Eurasian summer climate [J]. *J Climate*,2018,31(20):8381-8399.
- [17] SONG F F, ZHOU T J, QIAN Y. Responses of East Asian summer monsoon to natural and anthropogenic forcings in the 17 latest CMIP5 models[J]. *Geophys Res Lett*,2014,41(2):596-603.
- [18] WANG Q Y, WANG Z L, ZHANG H. Impact of anthropogenic aerosols from global, East Asian, and non-East Asian sources on East Asian summer monsoon system [J]. *Atmos Res*,2017(183):224-236.
- [19] DONG B W, SUTTON R T, HIGHWOOD E J, et al. Preferred response of the East Asian summer monsoon to local and non-local anthropogenic sulphur dioxide emissions[J]. *Climate Dyn*,2016,46(5):1733-1751.
- [20] WESTERVELT D M, CONLEY A J, FIORE A M, et al. Connecting regional aerosol emissions reductions to local and remote precipitation responses [J]. *Atmos Chem Phys*,2018,18(16):12461-12475.
- [21] RAMANATHAN V, CHUNG C, KIM D, et al. Atmospheric brown clouds: impacts on South Asian climate and hydrological cycle[J]. *Proc Natl Acad Sci USA*,2005,102(15):5326-5333.
- [22] LAU K M, KIM K M. Observational relationships between aerosol and Asian monsoon rainfall, and circulation [J]. *Geophys Res Lett*,2006,33(21):L21810.
- [23] GANGULY D, RASCH P J, WANG H L, et al. Climate response of the South Asian monsoon system to anthropogenic aerosols[J]. *J Geophys Res:Atmos*,2012,117(D13):D13209.
- [24] XIE S P, LU B, XIANG B Q. Similar spatial patterns of climate responses to aerosol and greenhouse gas changes [J]. *Nature Geosci*,2013,6(10):828-832.
- [25] ZHENG B, TONG D, LI M, et al. Trends in China's anthropogenic emissions since 2010 as the consequence of clean air actions[J]. *Atmos Chem Phys*,2018,18(19):14095-14111.
- [26] SAMSET B H, LUND M T, BOLLASINA M, et al. Emerging Asian aerosol patterns [J]. *Nat Geosci*,2019,12(8):582-584.
- [27] COLLINS W D, RASCH P J, EATON B E, et al. Simulating aerosols using a chemical transport model with assimilation of satellite aerosol retrievals: methodology for INDOEX [J]. *J Geophys Res: Atmos*,2001,106(D7):7313-7336.
- [28] DOELLING D R, LOEB N G, KEYES D F, et al. Geostationary enhanced temporal interpolation for CERES flux products [J]. *J Atmos Oceanic Technol*,2013,30(6):1072-1090.
- [29] WATANABE M, JIN F F. A moist linear baroclinic model: coupled dynamical-convective response to El Niño [J]. *J Climate*,2003,16(8):1121-1139.
- [30] WANG L Y, LIU Q Y. Different responses of sea surface temperature in the North Pacific to greenhouse gas and aerosol forcing[J]. *J Ocean Univ China*,2015,14(6):951-956.
- [31] WANG H, XIE S P, KOSAKA Y, et al. Dynamics of

- Asian summer monsoon response to anthropogenic aerosol forcing[J]. *J Climate*, 2019, 32(3): 843-858.
- [32] SMITH D M, BOOTH B B B, DUNSTONE N J, et al. Role of volcanic and anthropogenic aerosols in the recent global surface warming slowdown[J]. *Nat Clim Chang*, 2016, 6(10): 936-940.
- [33] XIE S P. Westward propagation of latitudinal asymmetry in a coupled ocean-atmosphere model[J]. *J Atmos Sci*, 1996, 53(22): 3236-3250.
- [34] CHEN J P, CHEN I J, TSAI I C. Dynamic feedback of aerosol effects on the East Asian summer monsoon[J]. *J Climate*, 2016, 29(17): 6137-6149.
- [35] LI X Q, TING M F, YOU Y J, et al. South Asian summer monsoon response to aerosol-forced sea surface temperatures[J]. *Geophys Res Lett*, 2020, 47(1): e2019GL085329.
- [36] SONG F F, LEUNG L R, LU J, et al. Seasonally dependent responses of subtropical highs and tropical rainfall to anthropogenic warming[J]. *Nature Clim Change*, 2018, 8(9): 787-792.
- [37] SONG F F, LEUNG L R, LU J, et al. Future changes in seasonality of the North Pacific and North Atlantic subtropical highs[J]. *Geophys Res Lett*, 2018, 45(21): 11959-11968.
- [38] BIASUTTI M. Forced Sahel rainfall trends in the CMIP5 archive[J]. *J Geophys Res: Atmos*, 2013, 118(4): 1613-1623.
- [39] LIU C, YANG Y, WANG H, et al. Influence of spatial dipole pattern in Asian aerosol changes on East Asian summer monsoon[J]. *J Climate*, 2023, 36(6): 1575-1585.
- [40] WESTERVELT D M, YOU Y J, LI X Q, et al. Relative importance of greenhouse gases, sulfate, organic carbon, and black carbon aerosol for South Asian monsoon rainfall changes[J]. *Geophys Res Lett*, 2020, 47(13): e2020GL088363.
- [41] WANG Z L, LIN L, YANG M L, et al. Disentangling fast and slow responses of the East Asian summer monsoon to reflecting and absorbing aerosol forcings[J]. *Atmos Chem Phys*, 2017, 17(18): 11075-11088.
- [42] WANG Z L, LIN L, XU Y Y, et al. Incorrect Asian aerosols affecting the attribution and projection of regional climate change in CMIP6 models[J]. *npj Clim Atmos Sci*, 2021, 4(2): 1-8.