

硫酸盐和黑碳气溶胶影响南海夏季风爆发的数值模拟研究

¹吴昊宸¹ 朱彬¹ 房宸蔚¹ 周顺武¹ 曾刚¹ 章炎麟² 廖宏³

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, 江苏 南京 210044;

² 南京信息工程大学应用气象学院, 江苏 南京 210044;

³ 南京信息工程大学环境科学与工程/江苏省大气环境监测与污染控制高技术重点实验室/江苏省大气环境与装备技术协同创新中心江苏 南京 210044)

摘 要 硫酸盐气溶胶(SO_4^{2-})和黑碳气溶胶(BC)可以通过散射或吸收太阳辐射改变地气系统能量收支,进而引起局地热力和云过程变化乃至大气环流的调整而影响气候系统。南海夏季风作为东亚夏季风的子系统之一,与东亚大气环流和降水有着重要的相互影响。前人对 SO_4^{2-} 和BC对东亚副热带季风已有详细研究,但对 SO_4^{2-} 和BC影响南海夏季风的机制研究较少。本研究利用CESM(The Community Earth System Model)模式CAM5.1模块模拟研究了 SO_4^{2-} 和BC对南海-华南经向海陆热力差异、中南半岛对流、西太平洋副热带高压(西太副高)断裂以及南海夏季风爆发的影响,重点探讨了气溶胶影响SCSSM爆发的动力和热力机制。模拟实验结果表明, SO_4^{2-} 和BC均有利于中南半岛对流层整层大气稳定性增强,引发了中南半岛上空的下沉气流异常,动力上抑制了中南半岛对流,分别使得春末夏初时副高带断裂时间推迟了2候和1候。同时,热力上 SO_4^{2-} (BC)又推迟(提前)了春季经向海陆温差逆转时间。综合而言, SO_4^{2-} 一致的动力和热力效应使得SCSSM爆发推迟了1候。而BC对SCSSM爆发基本无影响,可能是由于BC相反的动力和热力效应。

关键词 硫酸盐气溶胶 黑碳气溶胶 南海夏季风 中南半岛对流 季风爆发

文章编号 1006-9895.2211.22064 **中图分类号** P401 **文献标识码** A

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2211.22064

Numerical simulation of the effects by sulfate and black carbon aerosols on the onset of the South China Sea summer monsoon

WU Haochen¹, ZHU Bin¹, FANG Chenwei¹, ZHOU Shunwu¹, ZENG Gang¹, ZHANG Yanlin²,

LIAO Hong³

¹ Key Laboratory of Meteorological Disaster (KLME), Ministry of Education & Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters(CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing, China 210044;

² School of Applied Meteorology, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044;

³ School of Environmental Science and Engineering Tech Key Laboratory of Jiangsu Province atmospheric environmental monitoring and pollution control/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disaster, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract Sulfate (SO_4^{2-}) and black carbon (BC) can modify the energy budget of the earth-atmosphere system by scattering or absorbing solar radiation, thereby causing changes in local thermal and cloud processes, and even adjusting the atmospheric circulation and climate system. As one of the subsystems of the East Asia summer monsoon, the South China Sea summer monsoon (SCSSM) has an important interaction with the East Asian atmospheric circulation and precipitation, but the influence of SO_4^{2-} and BC on the SCSSM and its mechanism are still poorly

收稿日期: 2023年2月27日; **网络预出版日期**

作者简介: 吴昊宸, 男, 1997年出生, 硕士研究生, 主要从事大气成分的气候效应研究。E-mail: 634616538@qq.com

通讯作者: 朱彬 E-mail: binzhu@nuist.edu.cn

资助项目: 国家自然科学基金项目(42021004、42192512)

understood. This study uses the CESM (The Community Earth System Model) CAM5.1 module to study the effects of SO_4^{2-} and BC on the meridional sea-land thermal difference between South China Sea and South China, the convection in the Indo-China Peninsula, the breakup of the western Pacific subtropical high, and the onset of the South China Sea summer monsoon. The dynamic and thermodynamic mechanisms of aerosols affecting on SCSSM onset are emphasized. The simulation results show that both SO_4^{2-} and BC are conducive to the enhancement of the stability of the entire troposphere in the Indo-China Peninsula, triggering the anomalous subsidence airflow over the Indo-China Peninsula, dynamically inhibiting the convection in the Indo-China Peninsula, and causing the delays of subtropical high belt breakup by 2 (SO_4^{2-}) and 1 (BC) pentad respectively, from late spring to early summer. At the same time, thermally, the reversal time of spring meridional sea-land temperature difference was delayed / advanced by SO_4^{2-} /BC respectively. Integratedly, the consistent dynamic and thermal effects of SO_4^{2-} delay the onset of SCSSM by 1 pentad. While, BC exerts insignificant effect on the onset of SCSSM, which may be due to the opposite dynamic and thermal effects of BC.

Keywords Sulfate, black carbon, South China Sea summer monsoon, Indochina convection, Monsoon onset

1 引言

季风是热带和副热带地区地面风 and 对应降水的季节反转，是大陆尺度的陆地与邻近海洋之间的热力差异引起的 (Chou, 2003)。人们的生产和生活与季风雨季的到来息息相关，季风爆发时间的变化极大地影响着农业和社会经济的发展 (邵颢等, 2014)。亚洲地区的季风可以分为东亚季风区和南亚季风区。东亚地区独特的海陆位置导致亚洲大陆和西北太平洋之间存在明显的经向和纬向海陆热力差异，使得东亚地区成为世界上最显著的季风区之一 (Zhu et al., 1986)。

在过去的几十年中，全球经济迅速发展，黑碳、二氧化硫等气溶胶和气溶胶前体物排放量不断增加 (Novakov et al., 2003; Ito and Penner, 2005)，气溶胶在气候变化中的作用愈发重要。不同类型的气溶胶对太阳短波辐射的效应不同，散射性气溶胶 (如 SO_4^{2-} 、硝酸盐) 导致太阳辐射能量在大气中重新分配，反照率增加，产生负的辐射强迫；而吸收性气溶胶 (如 BC) 吸收太阳辐射，产生正的辐射强迫，因此二者对气候环境的作用也不同。Menon et al. (2002) 提出，中国和印度人为排放的黑碳气溶胶加热上层大气、但使近地面气温冷却，从而影响大气稳定度，对 20 世纪末中国夏季降水“南涝北旱”产生了重要贡献。Guo et al. (2013) 认为东亚地区提出硫酸盐直接效应引起地表降温、海陆热力差异的减弱，导致东亚夏季风环流减弱，削弱了太平洋和大西洋的水汽输送。同时

气溶胶又能通过局地热力、动力效应改变云量或云辐射引起大气环流调整和地球的辐射平衡。Lou et al. (2019) 应用全耦合的气溶胶-气候模式发现，BC 的热力效应可以通过改变海洋、海冰和云的反馈以及减弱海陆热力对比，从而减弱东亚冬季风。Zhuang et al. (2018) 发现 BC 的增温效应有利于东亚夏季风环流的发展。沙尘气溶胶的辐射冷却作用引起了从下游沙尘区到东海的气旋-反气旋-气旋流动模式，减弱了东亚夏季风 (Sun et al., 2012)。而夏季气溶胶总效应引起的冷却效应使得中国西南、华北至东北地区形成了一个反气旋异常。这些反气旋异常的存在可以增强 (减弱) 东亚上空的西北风 (西南风)，在一定程度上削弱东亚夏季风 (Wang et al., 2015)。Ayantika et al. (2021) 发现对于南亚地区，人为气溶胶吸收了大气边界层上方的短波辐射，降低了地表辐射并稳定了对流层低层，导致季风减缓，印度洋蒸发减少，南亚和东南亚水汽辐合减少。Chung et al. (2006) 发现吸收性气溶胶减少了地表太阳辐射造成的地表冷却以及随之而来的印度洋北部和南部之间的经向热对比从而削弱了季风环流，导致印度季风降水量减少。Ramanathan et al. (2005) 和 Cherian et al. (2013) 发现气溶胶通过“直接”和“间接”效应增加大气稳定，减少对流活动，造成南亚降水减少。

东亚季风系统可以分为两个独立的子系统：南海季风 (SCSM) 和东亚副热带季风 (EASM) (Zhu et al., 1986)。EASM 的产生依赖于纬向海陆热力对比的季节性转变 (何金海等, 2020)。研究表明，

中国东部分布的较高 SO_4^{2-} (BC) 会显著推迟 (提前) EASM 的爆发 (Wang et al., 2016)。SCSM 则更依赖于经向海陆热力差异的季节性转变 (Qi et al., 2008)。尽管南海及周边地区 SO_4^{2-} 和 BC 浓度明显低于中国东部, 但由于气溶胶的气候效应不仅是局地的, 全球的 SO_4^{2-} 和 BC 对南海季风爆发的影响仍然值得研究。Lin et al. (2020) 研究表明全球温室气体浓度和气溶胶排放的变化引起了 20 世纪后期南海夏季风 (SCSSM) 的减弱和南海降水的减少。本文主要针对人为 BC 和 SO_4^{2-} 对 SCSSM 爆发时间的影响开展研究。通过研究 SO_4^{2-} 和 BC 对南海-华南经向海陆温差逆转以及中南半岛对流、西北太平洋副高 (西太副高) 断裂的影响, 探讨 BC 和 SO_4^{2-} 影响 SCSSM 爆发的机制, 对进一步认识和了解东亚夏季风的发展和我国夏季雨带的移动有重要意义。

2 数据与方法

2.1 模式与试验

本文的研究以 CAM5.1 (The Community Atmosphere Model, version 5.1) 为主要研究工具。该模式是通用地球系统模式 CESM (The Community Earth System Model) 的大气模块 (Neale et al., 2012)。大气模式中所用气溶胶模块为三模态 MAM3 (Liu and Ghan, 2010; Ghan and Liu, 2012) (Modal Aerosol Module 3)。辐射参数化方案为快速辐射传输方案 RRTMG 机制 (Iacono et al., 2008) (Rapid Radiative Transfer Method for GCMs)。云微物理机制和云宏观物理机制分别采用 Morrison and Gettelman (2008), 及 Park et al. (2014) 的方案。CAM5.1 模式中气溶胶转换为云液水数浓度采用 Abdul-Razzak and Ghan (2000) 参数化公式; 气溶胶第一间接效应根据 Martin et al. (1994) 经验公式给出云滴谱的相对谱宽再计算云滴有效半径; 气溶胶第二间接效应的微物理参数化是通过云水自动转化和碰并方案实现 (Khairoutdinov and Kogan, 2000)。本文没有考虑气溶胶影响海温的变化, 固定海温、海冰为气候平均态, 仅考虑由于气溶胶引起的大气中的快响应影响。模式采取有限差分动力框架, 水平分辨率为 $0.9 \times 1.25^\circ$, 垂直方向为 30 层, σ -p 混合坐标, 模拟时间步长为 30min, 模拟了 31 年, 前 6 年为模式稳定时间, 选择后 25 年进行分析。

本文进行了 3 组试验 (见表 1): 1 组控制实

表 1 SO_4^{2-} 和 BC 气候效应的数值试验设计

Table 1 Design of numerical experiments for climate effects of SO_4^{2-} and BC

试验名称	试验设计描述
CTRL	包含所有气溶胶的排放源, 气候强迫因子保持在现在水平
BC ₁₈₅₀	单独设置 1850 年 BC 的排放源, 其他和控制实验保持一致
SF ₁₈₅₀	单独设置 1850 年 SO_2 的排放源, 其他和控制实验保持一致

验 (CTRL) 试验, 包含所有气溶胶的效应, 其他气候辐射强迫因子如温室气体等保持在现代气候态状态, 其中 BC 和 SO_2 的排放源选用 2000 年 PKU (PeKIng University) 排放源 (Wang et al., 2014), 其余排放源均为联合国政府间气候变化专门委员会 (IPCC) 第五次评估报告 (AR5) 排放源 (Lamarque et al., 2010)。2 组敏感性实验分别为将 BC 排放源替换为工业革命早期 (1850 年, BC₁₈₅₀), 其余气溶胶和气体排放源保持不变; 将 SO_2 排放源 (SO_4^{2-} 前体物) 替换为工业革命早期 (1850 年, SF₁₈₅₀), 其余气溶胶和气体排放源保持不变。通过 CTRL 试验和 SF₁₈₅₀ 试验的差值 (CTRL-SF₁₈₅₀) 来表征 SO_4^{2-} 气候效应; 通过 CTRL 试验和 BC₁₈₅₀ 试验的差值 (CTRL-BC₁₈₅₀) 来表征 BC 气候效应。模式输出结果包含月平均结果和候平均结果 (5 天为 1 候, 不考虑闰年情况)。

2.2 数据

采用 NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996) 月均再分析资料 (1991 年 1 月~2020 年 12 月) 验证模式气象场模拟结果, 所选要素场: 纬向风, 经向风, 温度场, 海平面气压场, 位势高度场等, 水平分辨率 $2.5 \times 2.5^\circ$, 垂直 17 层;

使用 2000 年 1 月~12 月, 同化卫星资料的 MERRA2 (Ronald et al., 2017) 再分析资料验证模式模拟的化学成分。所选要素场: BC 柱浓度, BC 地面浓度, SO_4^{2-} 柱浓度, SO_4^{2-} 地面浓度, 时间分辨率: 4hr, 空间分辨率: $0.5 \times 0.625^\circ$ 。文中所用检验为 t 检验, 显著性水平设为 90%。

2.3 模式验证

春末夏初, 亚洲季风区开始由冬季风向夏季风转变, 大气环流开始发生季节性调整。能否较好的还原出南海地区环流的季节性变化是验证模式的关键。将 CTRL 试验 4 和 5 月的大气环流场

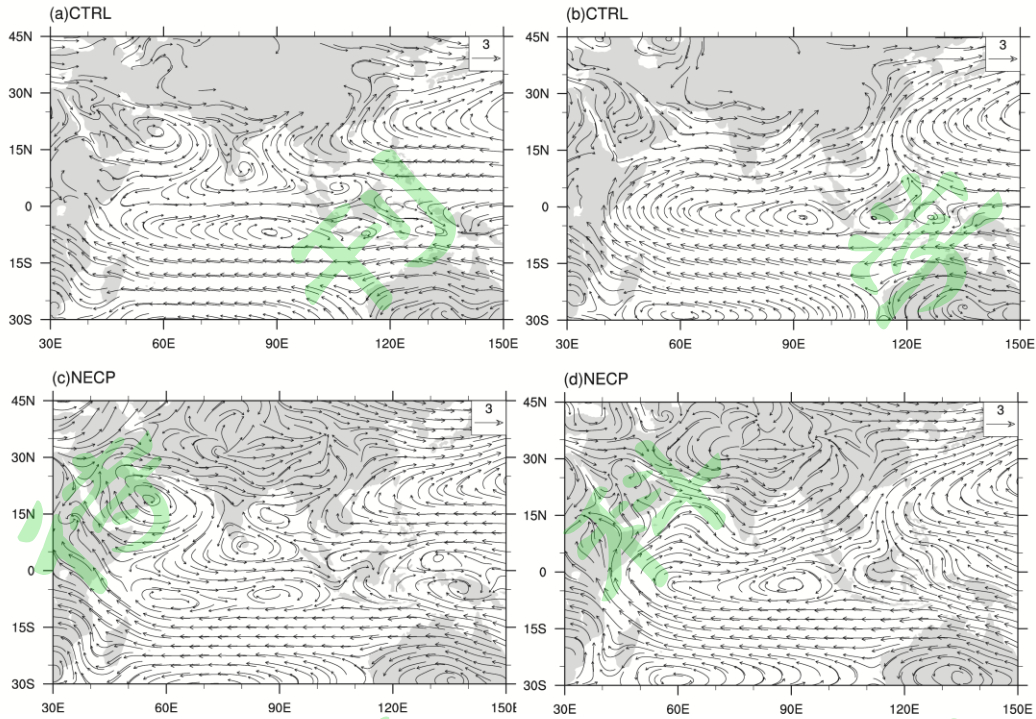


图1 CTRL 试验(a~b)和NCEP/NCAR 再分析资料(c~d)中4和5月850 hPa 环流场
Figure 1 Circulation field at 850 hPa from April to May in CTRL experiments (a~b) and reanalysis data (c~d)

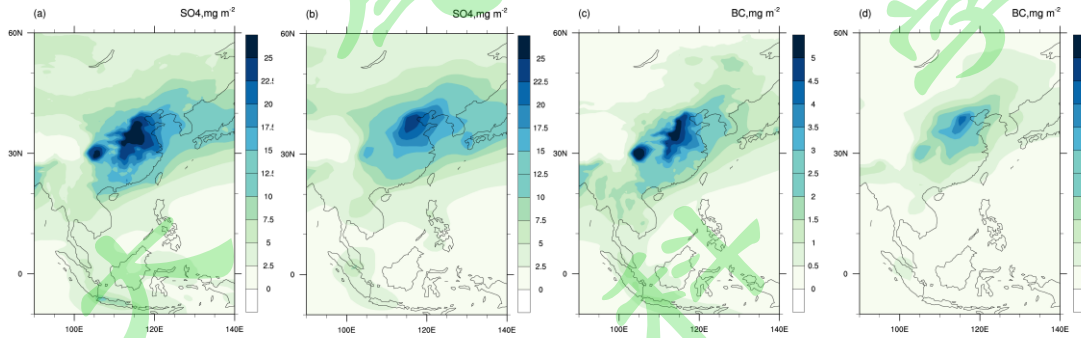


图2 (a)、(c)为MERRA2 资料 SO_4^{2-} 和 BC 的柱浓度, (b)、(d)为CTRL 试验 SO_4^{2-} 和 BC 的柱浓度
Figure 2 (a), (c) are the column concentrations of SO_4^{2-} and BC based on the MERRA2 data, (b), (d) are the column concentrations of SO_4^{2-} and BC based on the CTRL simulation

与 NCEP/NCAR 再分析资料 1991~2020 年 30 年 4 和 5 月的大气平均环流场进行比较(图1)可以发现: 4 月份西太副高的西脊向西延伸控制了南海和中南半岛区域, 南海地区主要受副高南侧的东南风影响, 索马里越赤道气流尚未出现, 阿拉伯海西侧存在较强的反气旋, 印度洋统一的赤道西风也未建立。5 月份, 西太副高东撤至南海东侧, 南海地区开始由偏西风控制, 索马里越赤道气流向北越过赤道后转为西风, 孟加拉湾低槽形成, 阿拉伯海西侧反气旋消失, 印度洋统一的赤道西风建立, 标志着南海夏季风已经形成(何金海等, 2000)。我们可以发现与再分析资料相比, 模式能较好地还原出南海季风爆发前后大气环流场的变化。此外我们还将位势高度场、海平面气压场、温度场进行比较, 发现模式能较好的模拟出东亚地区的气象场。同时以

前的研究已经将气溶胶特性(浓度、AOD 等)和气象场(风、温度、降水、湿度等)与各类再分析数据集进行了比较, 并验证了 CESM 在此类配置下的性能(Pan et al.,2017;Tosca et al.,2013;Zhang et al.,2015;邓洁淳,2014), 我们的结果也符合得较好。

图 2 为 MERRA2 再分析资料与模式模拟的 BC 和 SO_4^{2-} 浓度分布对比, 可见 CESM 模拟的东亚地区 BC 和 SO_4^{2-} 的柱浓度分布与 MERRA2 较为一致; 最大中心有两个, 分别位于我国华北地区和四川盆地地区。 SO_4^{2-} 柱浓度中心强度为 19.40 mg m^{-2} , 在 5 月可达到 29.2 mg m^{-2} 。BC 柱浓度中心强度为 5.3 mg m^{-2} , 在 5 月可达到 6.4 mg m^{-2} 。较 MERRA2 资料而言, 模拟的 SO_4^{2-} 和 BC 的柱浓度均低估了 25%左右, 但较以往的研究结果已有较大改善。这是由于 PKU-FUEL 完善了燃料数据

库, 填补了发展中国家的数据空白, 提高了中国、印度等大国 BC 排放空间分布的分辨率, 同时利用了亚洲和中国更可靠和丰富的 SO_2 排放数据, 能更好的表征全球特别是亚洲地区的 SO_2 排放。Fang et al. (2020) 应用 CAM5.1 模式对比了三种黑碳排放清单, 即 PKU (Wang et al., 2014)、MIX 1.1 (Li et al., 2017) 和 REAS 1.11 (Ohara et al., 2007) 的黑碳浓度模拟结果, 表明 PKU 清单明显能更好地表征亚洲地区观测的 BC 浓度及其分布。此外, SO_2 和硫酸盐的模拟结果也有一定改善。虽然相比于中国中东部, SO_4^{2-} 和 BC 在南海和中南半岛浓度较低, 但由于本文是考虑全球 SO_4^{2-} 和 BC 对南海季风的影响, 东亚地区气溶胶对南海季风的影响亦有潜在的重要影响。

3 结果与讨论

3.1 SO_4^{2-} 和 BC 对南海夏季风的影响

本文参照 Wang et al. (2004) 定义的南海夏季风爆发指标, 选取南海地区 $5\sim 15^\circ\text{N}$, $110\sim 120^\circ\text{E}$ 850hPa 高度平均纬向风 (U_{scs}) 作为南海夏季风爆发的标准, 即当 U_{scs} 由负(东风)转正(西风)视为南海夏季风爆发。该局部指数不仅能反映南海西南风的突然建立, 也能反映南海中北部雨季的开始 (高辉, 2001; Wang, 2004)。

从图 3 可以看出, 在 CTRL 试验中的南海夏季风爆发时间为 28 候, 与前人研究的南海夏季风爆发平均时间一致 (Wang et al., 2004; 邓洁淳等,

2014)。SF₁₈₅₀ 试验爆发时间为 27 候, BC₁₈₅₀ 试验南海夏季风的爆发时间和 CTRL 试验基本一致。与 CTRL 试验相比, SO_4^{2-} 使得南海夏季风爆发推迟了约 1 候, 而 BC 对南海夏季风爆发时间影响不大。CTRL、SF₁₈₅₀ 和 BC₁₈₅₀ 模拟 25 年的南海夏季风爆发集合平均时间分别为 27.7、27.1 和 27.8 候, 也可知 SO_4^{2-} 使得南海夏季风爆发推迟较明显, BC 对南海夏季风爆发基本无影响。

3.2 SO_4^{2-} 和 BC 影响南海夏季风爆发的热力机制

如前所述, 纬向海陆热力差异是东亚副热带季风的主要驱动力, 经向海陆热力差异是南海季风的主要驱动力。对于东亚副热带地区, Wang 等 (2016) 提出 SO_4^{2-} 和 BC 分别通过冷却和加热作用, 延迟和提前了海陆温差第一次逆转的时间, 通过影响海陆温度差异, 推迟和提前了东亚副热带季风的爆发, 那么它们是否会通过影响经向海陆热力差异从而影响南海夏季风爆发呢?

图 4 选取 $100\sim 120^\circ\text{E}$ 的南北温差 ($0\sim 10^\circ\text{N}$ 减去 $20\sim 30^\circ\text{N}$) 表征南海区域和华南陆地之间经向海陆热力差异季节变化。如图所示, 在 CTRL 试验中海陆热力差异的逆转时间发生在 27 候; 在 SF₁₈₅₀ 敏感性试验中, 海陆热力差异的逆转时间发生在约 26 候; BC₁₈₅₀ 试验中发生在约 28 候。因此与 CTRL 试验相比, SO_4^{2-} 使得春季南海-华南海陆热力差异逆转时间推迟了 1 候, 存在推迟南海夏季风爆发的效应。而 BC 使得春季海陆热力差异逆转时间提前了 1 候, 存在提前南海夏季风爆发的效应。与 Wang 等 (2016) 得出的 SO_4^{2-} 和 BC 推迟

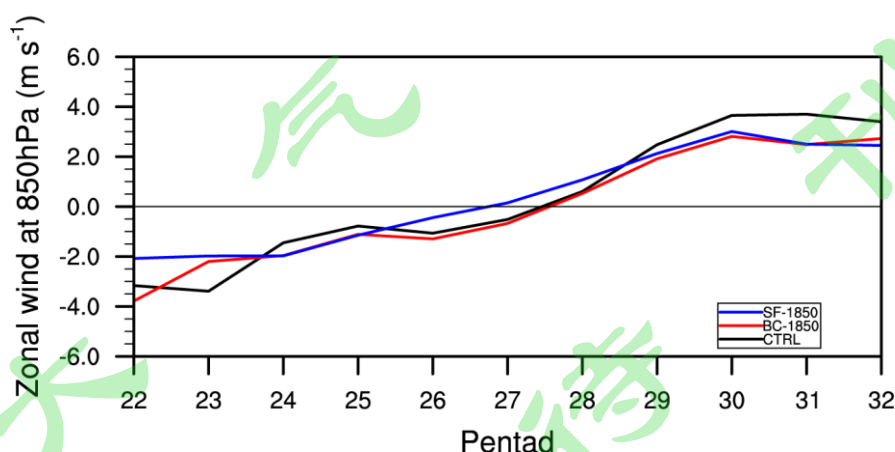


图 3 模式 CTRL 试验、SF₁₈₅₀ 和 BC₁₈₅₀ 试验的南海地区 ($5\sim 15^\circ\text{N}$, $110\sim 120^\circ\text{E}$) 850hPa 纬向风速 (m s^{-1}) 随时间 (候) 的变化, 图中黑线为控制试验结果, 蓝线和红线分别为 SF₁₈₅₀ 和 BC₁₈₅₀ 试验结果

Fig. 3 Variation of 850 hPa zonal wind speed (m s^{-1}) with time (latitude) in the South China Sea ($5\sim 15^\circ\text{N}$, $110\sim 120^\circ\text{E}$) in the model CTRL test, SF₁₈₅₀ and BC₁₈₅₀ test, the black line in the figure is the control test result, The blue and red lines are the test results of SF₁₈₅₀ and BC₁₈₅₀, respectively

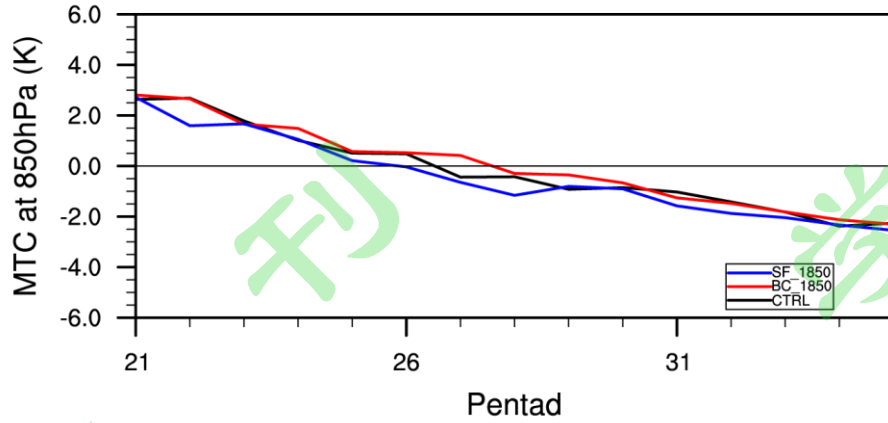


图4 模式 CTRL 试验、SF₁₈₅₀ 和 BC₁₈₅₀ 试验 100~120°E, 经向海陆热力差异(MTC)(0~10°N 减去 20~30°N)逐候演变曲线, 图中黑线为控制试验结果, 蓝线和红线分别为 SF₁₈₅₀ 和 BC₁₈₅₀ 试验结果

Fig. 4 CTRL test, SF₁₈₅₀ and BC₁₈₅₀ test 100~120°E, the meridional land-sea thermal contrast(MTC) (0~10°N minus 20~30°N) evolution curve by pentad, the black line in the figure is the control test result, the blue line and The red lines are the test results of SF₁₈₅₀ and BC₁₈₅₀ respectively

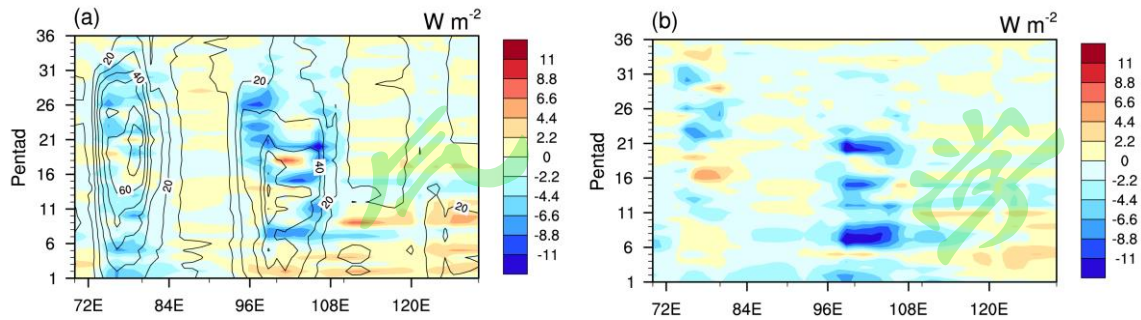


图5 (a)10~20°N 纬度带平均的地表感热通量随时间-纬度方向的变化(等值线,单位: W m^{-2})和 SO_4^{2-} 引起的地表感热通量异常(CTRL- SF₁₈₅₀)随时间-纬度方向的变化(填色图,单位: W m^{-2})、(b) BC 引起的地表感热通量异常(CTRL- BC₁₈₅₀)随时间-纬度方向的变化(单位: W m^{-2})

Fig. 5 (a) Variation of the average surface sensible heat flux with time-latitude direction in the 10~20°N latitude zone (contours, unit: W m^{-2}) and the anomalous surface sensible heat flux caused by SO_4^{2-} (CTRL- SF₁₈₅₀) changes with time-latitude direction (colored map, unit: W m^{-2}), (b) BC-induced surface sensible heat flux anomaly (CTRL-BC₁₈₅₀) changes with time-latitude direction (unit: W m^{-2})

和提前东亚副热带春季纬向海陆温差逆转的结果一致。

除了经向海陆温度差异的逆转, 温敏等(2004)发现, 西太副高带断裂时间和南海夏季风爆发时间存在同频振荡的关系, 即西太副高断裂早(晚), 南海夏季风爆发则早(晚)。何金海等(2002)发现副高东撤和季风爆发与中南半岛对流加热存在正反馈作用。因此, 有必要考察 SO_4^{2-} 和 BC 是如何通过热力作用影响副高带断裂和中南半岛上空对流稳定性的。

由图 5 可以看出, 由于中南半岛(96~108°E)和印度半岛(72~84°E)的存在, 二地地表感热通量均强于海面, 印度半岛的地表感热加热强于中南半岛。春季后, 中南半岛的感热加热会导致原先控制中南半岛和南海的西太副高的西脊在中南半岛出现断裂并东撤(徐海明, 2002)。而 BC 和 SO_4^{2-} 气溶胶分别从第 6 候和 16 候开始到季风爆发前在中南半

岛引发了较强的地表感热通量的减小, 一定程度上削弱了中南半岛感热加热对副高断裂并东撤的正作用。在 6~21 候 BC 的地表感热冷却强于 SO_4^{2-} , 而在季风爆发前的 5 月份(25~31 候), SO_4^{2-} 的地表感热冷却强于 BC。Yang et al.(2020)也指出, 在 COVID-19 期间全球气溶胶排放减少, 北半球大陆出现异常的地表变暖, 即气溶胶对北半球地表起到降温作用。由图 6a 可以看出, SO_4^{2-} 导致了冬季中南半岛上空在约 500hPa 以下降温, 在春季和初夏降温效应下移到 700hPa 以下, 这些主要是由于平流降温 and 湍流扩散加热率的减少引起的(图 6b)。另外, 与晴空大气相比, 云的存在不同程度地减少了向外太空出射的长波辐射能量, 使得长波辐射在云底产生加热效应, 从图 6c 中可以看出, SO_4^{2-} 使得 200hPa 附近的云量增加了 5%~7%, 引发了大气长波辐射在对流层高层的加热效应, 导致了中南半岛对流层高层几乎全年的增温效应。所以整体而言, 在季风爆发前, SO_4^{2-} 对于中南半岛地表以及对流层中低层存

在明显的冷却效应，而对对流层高层存在明显的加热效应，有利于中南半岛上空对流层整层大气的稳定，从而抑制了中南半岛对流强度。

由图 7a 可以看出，BC 在季风爆发前对中南半岛对流层低层温度基本无影响，这是由于虽然 BC

在对流层低层存在较强的大气短波加热，但该层的湍流扩散冷却（图 7b）和平流冷却（图 7c）使得 BC 整体上对对流层低层温度无明显影响。而在对流层中高层（400 hPa 以上），由于平流增温（图 7c）的影响，BC 在对流层中高层产生加热效应。整体而

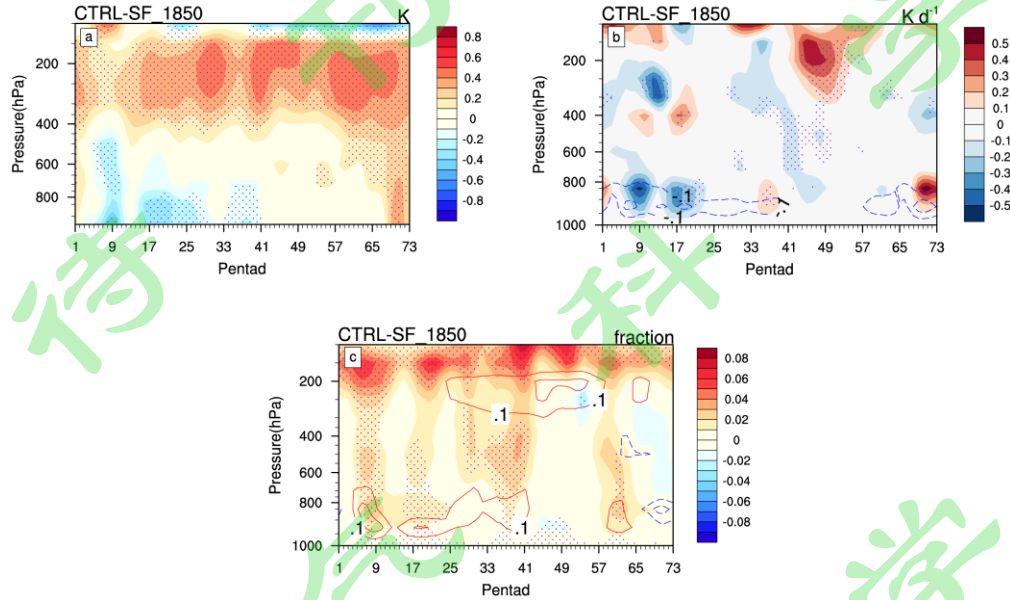


图 6 (a) 中南半岛地区 ($10\sim 20^\circ\text{N}$, $100\sim 110^\circ\text{E}$) SO_4^{2-} 引起的温度随时间-高度变化; (b) SO_4^{2-} 引起的中南半岛平流加热率变化 (填色图, 单位: K/d) 和湍流扩散加热率变化 (等值线, 单位: K d^{-1})、(c) SO_4^{2-} 引起的中南半岛云量变化 (填色图, 单位: 10 分制比例) 和大气长波加热率变化 (等值线, 单位: K d^{-1}) (等值线间隔均为 0.1)

Figure 6 (a) Time-altitude variation of SO_4^{2-} induced temperature in Indo-China Peninsula ($10\sim 20^\circ\text{N}$, $100\sim 110^\circ\text{E}$), (b) Change of the advective heating rate of the Indo-China Peninsula (shading, unit: K d^{-1}) and turbulent diffusion heating rate (contour line, unit: K d^{-1}) caused by SO_4^{2-} , (c) Change of cloud cover in Indo-China Peninsula (shading, unit: 10-point scale) and atmospheric long-wave heating rate caused by SO_4^{2-} (contour line, unit: K/d) (contour interval is 0.1)

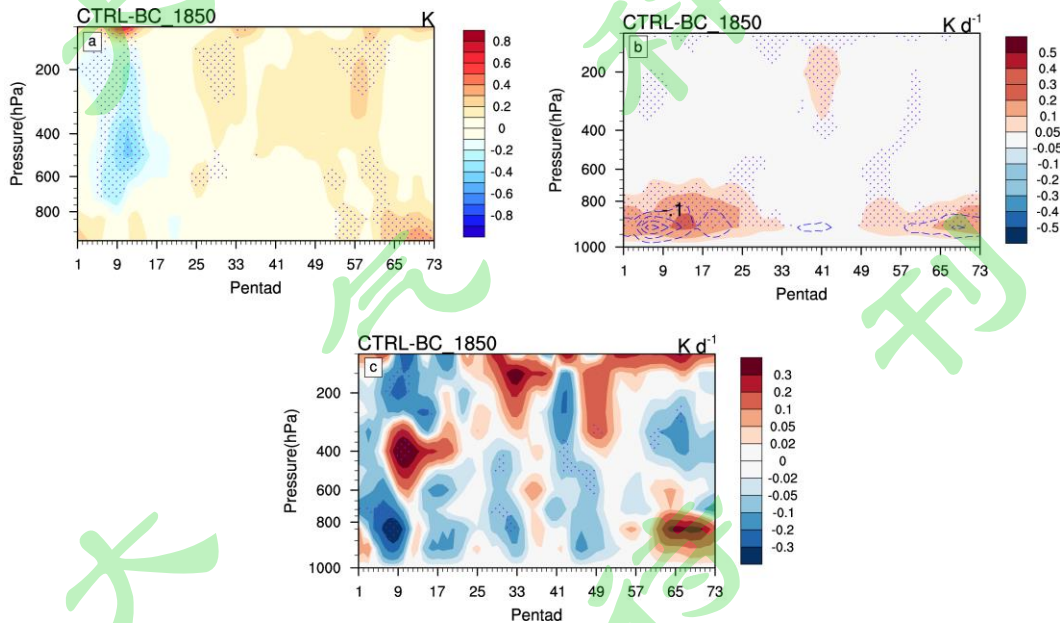


图 7 (a) 中南半岛地区 ($10\sim 20^\circ\text{N}$, $100\sim 110^\circ\text{E}$) BC 引起的温度随时间-高度变化、(b) BC 引起的大气短波加热率变化 (填色图, 单位: K d^{-1}) 和湍流扩散加热率变化 (等值线, 单位: K d^{-1}) (等值线间隔均为 0.1)、(c) BC 引起的平流加热率变化 (单位: K d^{-1})

Fig. 7 (a) Time-altitude variation of BC induced temperature in Indo-China Peninsula ($10\sim 20^\circ\text{N}$, $100\sim 110^\circ\text{E}$), (b) Change of variation of atmospheric short-wave heating rate (shading, unit: K d^{-1}) and turbulent diffusion heating rate caused by BC (contour line, unit: K d^{-1}) (contour interval is 0.1), (c) Change of the advective heating rate of the Indo-China Peninsula (unit: K d^{-1}) caused by BC.

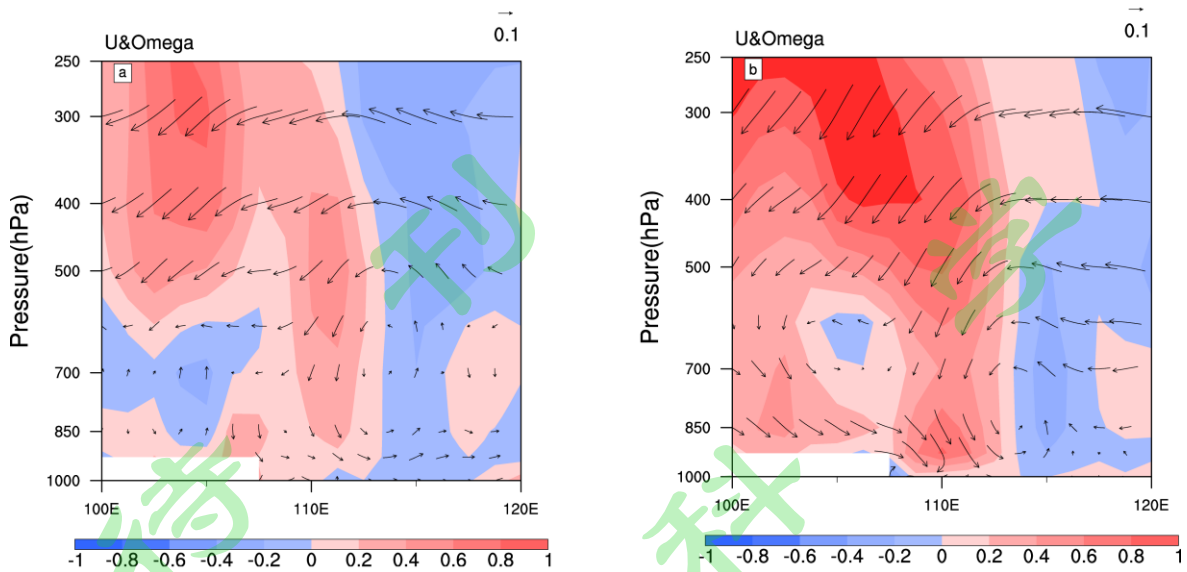


图 8 25~27 候 SO_4^{2-} (a) 和 BC (b) 引起的垂直速度异常 (填色图, 单位: Pa s^{-1}) 和纬向风-垂直速度 ($u-w$) 矢量图 (图中 w 乘以 100)

Fig. 8 Vertical velocity anomalies (shading, unit: Pa s^{-1}) and zonal wind-vertical velocity ($u-w$) vector diagrams caused by SO_4^{2-} (a) and BC (b) in 25~27 pentads (w is multiplied by 100)

言, 在季风爆发前, BC 对于中南半岛对流层中低层温度无明显影响, 而在对流层中高层存在明显的加热, 有利于中南半岛上空对流层整层大气的稳定, 抑制了中南半岛对流强度。

3.3 SO_4^{2-} 和 BC 影响南海夏季风爆发的动力机制

从季风爆发前 (25~27 候) SO_4^{2-} 引起的纬向风和垂直速度异常 (图 8a) 可以看出, 除了在对流层中低层 (700hPa 附近) SO_4^{2-} 引发了中南半岛的弱上升气流异常, 整体 SO_4^{2-} 使得中南半岛中高层产生了明显的下沉气流异常, 对中南半岛的对流起到动力抑制作用。我们也可以看出 SO_4^{2-} 使得中南半岛和南海地区整层出现偏东风气流异常, 特别是在低层的东风异常抑制了南海地区纬向风的逆转, 由此可见 SO_4^{2-} 对于南海夏季风爆发存在推迟 (抑制) 的作用。而 BC 使得中南半岛整层出现明显的下沉气流异常 (图 8b), 也对中南半岛对流起到抑制作用。从 BC 引起的风场异常我们可以看出 BC 引起了中南半岛和南海地区对流层高层出现异常的偏东气流, 而在对流层低层 (850hPa) 的南海西部引起了偏西风气流异常, 在南海东部引起了较弱的偏东风气流异常, 动力上对南海季风风向逆转的影响难以评估。

西太副高带的断裂与中南半岛对流强度息息相关 (温敏等, 2004), SO_4^{2-} 和 BC 通过地表感热冷却作用削弱了中南半岛地形的加热作用, 且通过热力 (整层大气稳定性增强) 和动力 (中高层下沉气流异常) 抑制了中南半岛对流的强度。从图 9 中可以看出, SF_{1850} 和 BC_{1850} 试验的副高带分别于 26 和 27 候在中南半岛断裂。而 CTRL 试验断裂于 28 候,

即 SO_4^{2-} (BC) 使西太副高断裂推迟了 2 候 (1 候)。因此, SO_4^{2-} 推迟副高断裂影响南海夏季风的动力作用与 3.2 节推迟经向海陆温差影响季风的热力作用一致 (均起到推迟季风爆发的作用); 而 BC 通过推迟副高断裂影响季风的效应 (推迟季风爆发的作用) 与 3.2 节提前经向海陆温差影响南海夏季风的热力作用 (提前季风爆发的作用) 相反, 这可能是导致 BC 对南海季风爆发基本无影响的原因。

4 结论

本研究应用 CESM 模式 CAM5.1 模块通过敏感性实验探究了硫酸盐 (SO_4^{2-}) 和黑碳 (BC) 气溶胶对南海夏季风爆发的影响以及二者影响南海夏季风爆发的机制。

结果表明, SO_4^{2-} 通过地表感热冷却以及平流降温作用使得中南半岛地表以及对流层中低层降温, 通过大气长波辐射加热使得对流层高层增温, 有利于增加中南半岛上空整层大气的稳定性; 同时 SO_4^{2-} 在中南半岛形成了异常的下沉气流, 抑制了中南半岛对流强度, 使得副高带断裂从 26 候推迟至 28 候 (推迟南海夏季风爆发)。 SO_4^{2-} 又使得南海-华南的经向海陆温差逆转推迟了 1 候 (推迟南海夏季风爆发)。动力和热力作用都起到推迟南海夏季风爆发的效应。由于动力和热力效应的作用区域不同以及非线性的反馈关系, 综合而言, SO_4^{2-} 使得南海夏季风爆发推迟了 1 候。图 10a 给出了 SO_4^{2-} 影响南海夏季风爆发的概念模型。BC 对中南半岛对流层中低层温度基本无影响 (大气短波加热与湍流扩散冷却抵消), 而通过平流增温使得中南半岛高层增温, 有

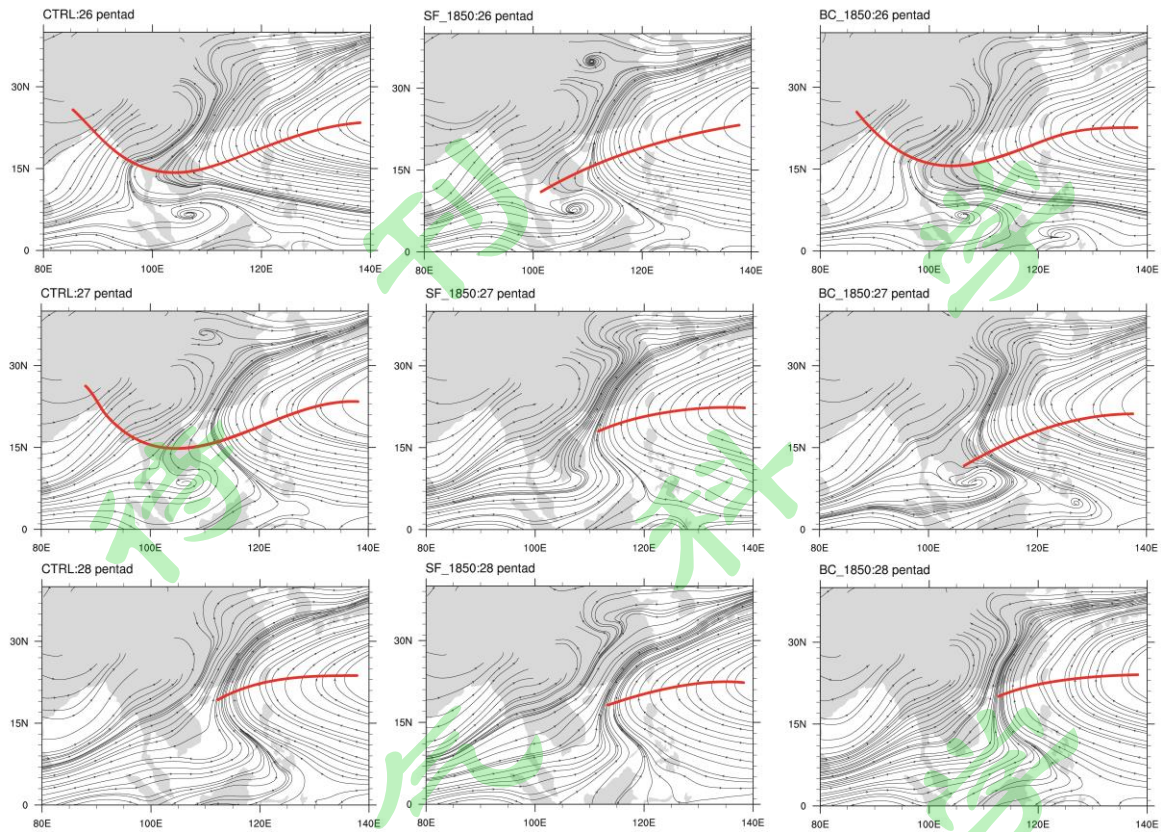


图9 26~28 候 CTRL、SF₁₈₅₀ 和 BC₁₈₅₀ 试验 850hPa 环流场（红线为副高脊线）

Fig. 9 Circulation field at 850 hPa of CTRL, SF₁₈₅₀ and BC₁₈₅₀ simulations for 26~28 pentads (the red line is the ridge line of the subtropical high)

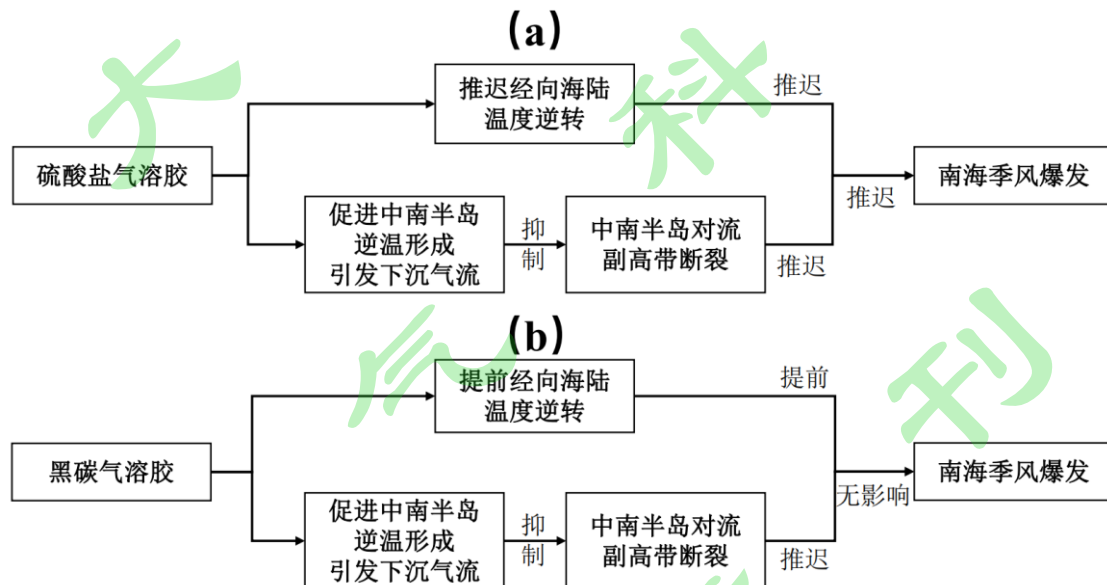


图10 SO_4^{2-} (a) 和 BC (b) 影响南海季风爆发的概念模型图

Figure.10 Conceptual model diagram of SO_4^{2-} and BC affecting the onset of the South China Sea monsoon

利于增加中南半岛整层大气的稳定性，在中南半岛形成了异常的下沉气流，抑制了中南半岛对流强度，使得副高带断裂从 27 候推迟到 28 候（推迟南海夏季风爆发）。BC 又使得南海-华南地区的经向海陆温差逆转提前了 1 候（提前南海夏季风爆发）。动

力和热力影响南海夏季风爆发的效应相反，这可能是导致 BC 对南海夏季风爆发基本无影响的原因。图 10b 给出了 BC 影响南海夏季风爆发的概念模型的概念模型。

参考文献 (References)

- Abdul-Razzak, H, Ghan, S J 2000. A parameterization of aerosol activation: 2. multiple aerosol types[J]. *Journal of Geophysical Research* 105, 6837-6844. dx.doi.org/10.1029/1999jd901161.
- Ayantika D C, Krishnan R, Singh M, et al. 2021. Understanding the combined effects of global warming and anthropogenic aerosol forcing on the South Asian monsoon[J]. *Climate Dynamics*, 56(5-6), 1643-1662. doi:10.1007/s00382-020-05551-5
- Bollasina, Massimo A, Ming Y et al. 2013. Earlier onset of the Indian monsoon in the late twentieth century: The role of anthropogenic aerosols[J]. *Geophysical Research Letters*, 40(14), 3715-3720. doi:10.1002/grl.50719
- Cherian R, Venkataraman, C, Quaas J, et al. 2013. GCM simulations of anthropogenic aerosol-induced changes in aerosol extinction, atmospheric heating and precipitation over India[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(7), 2938 - 2955. doi:10.1002/jgrd.50298
- Chou C. 2003. Land-sea heating contrast in an idealized Asian summer monsoon[J]. *Climate Dynamics*, 21(1), 11-25. doi:10.1007/s00382-003-0315-7
- Chung, C E, Ramanathan V. 2006. Weakening of North Indian SST gradients and the monsoon rainfall in India and the Sahel [J]. *Journal of Climate*, 19(10), 2036-2045.
- 邓洁淳,徐海明,马红云,等.2014.中国东部地区人为气溶胶影响东亚夏季风爆发和推进过程的数值模拟[J].*热带气象学报*,30(05):952-962.
- Deng J, Xu H, Ma H, et al. 2014. Numerical simulation of the onset and propulsion of the East Asian summer monsoon affected by anthropogenic aerosols in eastern China.[J].*Journal of Tropical Meteorology*(in Chinese),30(05):952-962.
- Dong B, Wilcox Laura J, Highwood Eleanor J, et al. 2019. Impacts of recent decadal changes in Asian aerosols on the East Asian summer monsoon: roles of aerosol - radiation and aerosol - cloud interactions. *Climate Dynamics*(5-6). doi:10.1007/s00382-019-04698-0.
- Fang C, Zhu B, Pan C, et al. 2020. Regional and Sectoral Sources for Black Carbon over South China in Spring and Their Sensitivity to East Asian Summer Monsoon Onset. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. doi:10.1029/2020jd033219
- 高辉,何金海,谭言科,等.2001.40a南海夏季风建立日期的确定[J].*南京气象学院学报*, (03):379-383.
- Gao H, He J, Tan Y, et al. 2001. Determination of the establishment date of the 40a South China Sea summer monsoon[J].*Journal of Nanjing Institute of Meteorology*(in Chinese), (03):379-383.
- Ghan S. J, X Liu, R C Easter, et al. 2012. Toward a Minimal Representation of Aerosols in Climate Models: Comparative Decomposition of Aerosol Direct, Semidirect, and Indirect Radiative Forcing[J]. *J. Clim.* 25, 6461-6476
- Guo L, Highwood E J, Shaffrey L C, et al. 2013. The effect of regional changes in anthropogenic aerosols on rainfall of the East Asian Summer Monsoon[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics* (295). doi:10.5194/acp-13-1521-2013.
- 何金海,温敏,施晓晖,等.2002.南海夏季风建立期间副高带断裂和东撤及其可能机制[J].*南京大学学报(自然科学版)*, (03):318-330.
- He J, Wen M, Shi X, et al. 2002. Splitting and Eastward Withdrawal of the Subtropical High Belt during the Onset of the South China Sea Summer Monsoon and Their Possible Mechanism[J].*Journal Of Nanjing University (Natural Sciences)*(in Chinese), (03):318-330.
- 何金海,徐海明,王黎娟,等. 2020.南京信息工程大学季风研究若干重要进展回顾——明德格物一甲子,科教融合六十载. *大气科学学报* (05), 768-784. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20200903001.
- He J, Xu H, Wang L, et al. 2020. Review of monsoon research progress in NUIST: a celebration of the 60th anniversary of NUIST[J].*Trans Atmos Sci*, 43(5): 768-784. doi: 10.13878/j.cnki.dqkxxb.20200903001. (in Chinese) .
- 何金海,徐海明,周兵,等.2000.关于南海夏季风建立的大尺度特征及其机制的讨论[J].*气候与环境研究*, (04):333-344.
- He J, Xu H, Zhou B, et al. 2000. Discussion on the large-scale characteristics of the establishment of the South China Sea summer monsoon and its mechanism.[J].*Climate and Environmental Research*, (04):333-344.
- Iacono M, J Delamere, E Mlawer, et al. 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the aerosol radiative transfer models[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113(D13).
- Ito A, and J E Penner 2005. Historical emissions of carbonaceous aerosols from biomass and fossil fuel burning for the period 1870-2000[J].*Global Biogeochemical Cycles*, 19(2).doi:10.1029/2004GB002374.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77(3): 437-472.
- Khairoutdinov M F, and Y Kogan. 2000. A new cloud physics parameterization in a large-eddy simulation model of marine stratocumulus[J]. *Mon. Weather Rev.*, 128, 229-243.
- Lamarque J-F, Bond T C, Eyring V, et al. 2010. Historical (1850-2000) gridded anthropogenic and biomass burning emissions of reactive gases and aerosols: methodology and application [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics* (203). doi:10.5194/acp-10-7017-2010.
- Lau K M, Kim M K, Kim K M. 2006. Aerosol induced anomalies in the Asian summer monsoon: The role of the Tibetan Plateau[J]. *Clim. Dyn.* 26(7-8): 855-864. doi:10.1007/s00382-006-0114-z.
- Liu X, Ghan S. 2010. A modal aerosol model implementation in the community atmosphere model, version 5 (CAM5)[J]. *J. Atmos. Sci.*
- Lin Z, Dong B, Wen Z, 2020. The effects of anthropogenic greenhouse gases and aerosols on the inter-decadal change of the South China Sea summer monsoon in the late twentieth century [J]. *Climate Dynamics*, 54(7-8), 3339-3354. doi:10.1007/s00382-020-05175-9
- Lou S, Yang Y, Wang H, et al. 2019. Black carbon amplifies haze over the North China Plain by weakening the East Asian Winter Monsoon[J]. *Geophysical Research Letters*, doi:10.1029/2018GL080941.
- Martin G M, D W Johnson, and A Spice. 1994. The measurement and parameterization of effective radius of droplets in warm stratocumulus clouds[J]. *J. Atmos. Sci.*, 51, 1823-1842.
- Menon S, Hansen J, Nazarenko L et al. 2002. Climate Effects of Black Carbon Aerosols in China and India[J]. *Science*, 297, 2250-2253. doi:10.1126/science.1075159
- Menzel M E, Waugh D, and Grise K 2019. Disconnect between Hadley cell and subtropical jet variability and response to increased CO₂[J]. *Geophysical Research Letters*, 46, 7045-7053. https://doi.org/10.1029/2019GL083345
- Morrison H, and Gettelman A. 2008. A new two-moment bulk stratiform cloud microphysics scheme in the Community Atmosphere Model, version 3 (CAM3). Part I: Description and numerical tests[J]. *Journal of Climate*, 21(15), 3642-3659.
- Neale R B, Chen C C, Gettelman A, et al. 2012. Description of the NCAR community atmosphere model (CAM 5.0)[J]. *NCA R Tech. Note NCAR/TN-486+ STR*, 1(1): 1-12.
- Novakov T, Ramanathan V, Hansen J E, et al. 2003. Large historical changes of fossil-fuel black carbon aerosols[J]. *Geophysical Research Letters*, 30(6).doi:10.1029/2002GL016345.
- Pan C, Zhu B, Gao Ji, et al. 2017. Source apportionment of atmospheric water over East Asia-a source tracer study in CAM5.1 [J]. *Geoscientific Model Development*, 10(2), 673-688. doi:10.5194/gmd-10-673-2017
- Park S, Bretherton C S, Rasch P J. 2014. Integrating cloud processes in the Community Atmosphere Model, version 5[J]. *Journal of Climate*, 27(18): 6821-6856.
- Qi L, He J, Zhang Z, et al. 2008. Seasonal cycle of the zonal land-sea thermal contrast and East Asian subtropical monsoon circulation[J]. *Chinese Science Bulletin*, 53(1), 131-136. doi:10.1007/s11434-007-0518-0
- Ramanathan V, Chung C, Kim D, et al. 2005. Atmospheric brown clouds: Impacts on South Asian climate and hydrological cycle[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 102(15), 5326-5333.
- Ronald G, et al. 2017. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, Version 2 (MERRA-2)[J]. *Journal of climate*, 2017, 30(14): 5419-5454. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1
- 邵颢,黄平,黄荣辉.2014.南海夏季风爆发的研究进展[J].*地球科学进展*, 29(10):1126-1137.
- Shao X, Huang P, Huang R. 2014. A review of the South China Sea summer monsoon onset [J]. *Advances in Earth and Planetary Sciences*, 113(D13).

- nces in Earth Science(in Chinese),29(10):1126-1137,doi:10.1186/7/j.issn.1001-8166.2014.10.1126.
- Sun H, Pan Z, Liu X, 2012. Numerical simulation of spatial-temporal distribution of dust aerosol and its direct radiative effects on East Asian climate[J]. Journal of Geophysical Research, 117(D13), D13206-.doi:10.1029/2011jd017219
- Tosca M G, Randerson J T, Zender C S. 2013. Global impact of smoke aerosols from landscape fires on climate and the Hadley circulation[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 13(10), 5227-5241. doi:10.5194/acp-13-5227-2013
- Wang B, Zhang Y, and Lu M M. 2004. Definition of South China Sea monsoon onset and commencement of the East Asia summer monsoon[J]. Journal of Climate, 17(4), 699-710.
- Wang D, Zhu B, Jiang Z, et al. 2016. The impact of the direct effects of sulfate and black carbon aerosols on the subseasonal march of the East Asian subtropical summer monsoon[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres(6). doi:10.1002/2015JD024574.
- Wang R, Tao S, Shen H, et al. 2014. Trend in global black carbon emissions from 1960 to 2007[J]. Environmental science & technology(12), doi:10.1021/es5021422.
- Wang T J, Zhuang B L, Li S, et al. 2015. The interactions between anthropogenic aerosols and the East Asian summer monsoon using RegCCMS[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 120(11), 5602-5621. doi:10.1002/2014JD022877
- 温敏,何金海,肖子牛.2004.中南半岛对流对南海夏季风建立过程的影响[J].大气科学,(06):864-875.Wen M, He J, Xiao Z, 2004. Influence of Indo-China Peninsula Convection on the Establishment Process of the South China Sea Summer Monsoon[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese),(06):864-875.
- 吴尚森,梁建茵.2001.南海夏季风强度指数及其变化特征. 热带气象学报(04),337-344.Wu S, Liang J. 2001.The South China Sea Summer Monsoon Intensity Index and Its Variation Characteristics[J].Journal of Tropical Meteorology(in Chinese)(04),337-344.
- 徐海明,何金海,温敏,等.2002.中南半岛影响南海夏季风建立和维持的数值研究[J].大气科学,(03):330-342.Xu H, He J, Wen M, et al. 2002. Numerical study on the influence of the Indochina Peninsula on the establishment and maintenance of the South China Sea summer monsoon[J].Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese),(03):330-342.
- Yang Y, Ren L, Li H, et al. 2020. Fast Climate Responses to Aerosol Emission Reductions During the COVID - 19 Pandemic[J]. Geophysical Research Letters(19). doi:10.1029/2020GL089788.
- Zhang R., Wang H, Hegg D A, et al. 2015. Quantifying sources of black carbon in western North America using observationally based analysis and an emission tagging technique in the Community Atmosphere Model[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 15(22), 12805 - 12822. doi:10.5194/acp-15-12805-2015
- Zhu Q, He J, and Wang P, 1986. A study of circulation differences between East-Asian and Indian summer monsoons with their interaction[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 3(4), 466-477. doi: 10.1007/BF02657936
- Zhuang B, Li S, Wang T, et al. 2018. Interaction between the Black Carbon Aerosol Warming Effect and East Asian Monsoon Using RegCM4[J]. Journal of Climate, 31(22), 9367-9388. doi:10.1175/jcli-d-17-0767.1