

中国大陆和印度黑碳气溶胶对东亚冬季气候的影响研究

Climate Effects of Black Carbon aerosol from Mainland China and India in East Asia in Winter

蒯惠娟, 李沐阳, 庄炳亮*, 陈慧敏, 魏雯, 高伊曼, 王体健, 李树, 陈璞珑

摘要

黑碳 (BC) 气溶胶对区域和全球气候变化具有重要影响。为了进一步认识亚洲地区黑碳的区域气候效应, 本文使用新一代的区域气候-化学模式 RegCM4, 研究了来自印度和中国大陆的黑碳排放对东亚冬季气候的影响。结果表明: 来自中国大陆和印度的黑碳排放可导致东亚地区黑碳的区域平均柱含量、大气顶和地表有效辐射强迫分别变化了 $+1.78 \text{ mg/m}^2$ 、 $+1.98 \text{ W/m}^2$ 和 -2.17 W/m^2 。中国大陆和印度黑碳对东亚气候的影响机制相同。印度黑碳对东亚冬季气候的影响主要通过调整大气动力过程来实现, 由此造成的散射气溶胶浓度增加可导致该区域 850 hPa 附近和地表气温降低, 而中国大陆的黑碳还可直接影响东亚气候, 其加热效应可导致该区域大部分地区 850 hPa 附近的气层变暖。由于中国大陆黑碳在东亚地区占主导, 其在影响东亚区域气候变化方面发挥着更重要的作用。总体而言, 两地总的黑碳会造成 850 hPa 高度附近云量减少和气温升高; 地表日照时数减少, 气温、感热通量和地表蒸发量下降; 边界层高度降低和散射气溶胶的柱含量上升。研究结果还进一步反映了东亚冬季气候对不同排放黑碳的响应表现出了一定的非线性。

关键词 黑碳气溶胶 中国大陆 印度 RegCM4 气候效应

文章编号 2021163B

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2201.21163

Abstract Black carbon (BC) aerosols have significant impacts on regional and global climate change. To figure out the direct effect of aerosols in Asian regions, the latest generation of regional climate and chemistry model RegCM4 is used to investigate the direct impact of BC emissions from India and mainland China on East Asian climate in winter. The results show that the total BC column burden, and top of atmospheric and surface effective radiative forcing in East Asia are 1.78 mg/m^2 ,

收稿日期 2022-02-24; 网络预出版日期

作者简介 蒯惠娟, 女, 1996 年出生, 硕士研究生, 主要从事黑碳气溶胶气候效应方面研究。Email: linhuijuan@smail.nju.edu.cn

* 责任作者 庄炳亮, 副教授, E-mail: blzhuang@nju.edu.cn

基金项目 国家重点研究发展计划(2019YFA0606803); 国家自然科学基金(42075099, 41675143, 42077192, 41621005); 中央高校基本科研业务费专项资金资助(0207-14380169)

+1.98 W/m² and -2.17 W/m², respectively. The mechanisms of Chinese Mainland and Indian BC effects on regional climate changes are different from each other. The Indian BC will affect the East Asian winter climate by adjusting the dynamic process of the atmosphere, which will cause a cooling effect at lower layers with increasing scattering aerosol loadings. In contrast, the BC from mainland China can also directly affect the East Asian climate. Its absorption to solar radiation can cause a warming effect at 850 hPa in most areas of East Asia. Additionally, BC from mainland China may play a much more important role in East Asian winter climate changes than Indian BC because of its larger loadings in this region. In general, the Chinese mainland and Indian BCs will cause a decrease in cloud cover and an increase in air temperature near 850 hPa, as well as induce decreases in sunshine duration, air temperature, sensible heat flux, and evaporation at the surface. As a result, the boundary layer height is decreased, and scattering aerosol loadings are increased. The results further suggest that the direct response of the East Asian winter climate to different BC emissions is nonlinear.

Keywords Black carbon aerosol, China, India, RegCM4, Climate effects

一、引言

黑碳气溶胶是悬浮在大气中的黑色碳质颗粒物,它是由含碳物质的不完全燃烧生成并排放到大气中的无定形碳颗粒物 (Menon et al., 2002)。新生黑碳极少数溶于水,但由于表面的多孔隙等特殊结构,能够很好的吸附大气中的污染气体,并在其表面发生光氧化、光化学和非均相反应,生成可溶于水的盐。因此,新生黑碳在大气中停留一段时间后,具有亲水性,能够参与云的微物理过程。在光吸收特性上,黑碳具有从紫外到红外的宽广吸收波段,特别在短波波段,消光系数可达到 10 m²/g, 单次散射反照率 (SSA) 一般小于 0.3, 说明黑碳对太阳短波辐射有很强的吸收能力。基于黑碳上述的物理特性,导致其可通过多种途径影响区域或者全球气候变化,包括黑碳的直接效应 (Forster et al. 2007)、第一和第二间接效应 (Twomey, 1974, Penner et al., 2001)、半直接效应 (Chuang et al. ,2002) 和冰雪反照率效应 (Ramanathan and Carmichael, 2008)。此外,由于黑碳粒径尺度小,影响太阳辐射后可造成大气能见度的降低,并引起灰霾污染(Chameides and Bergin, 2002)。

此前的研究已表明,尽管与散射性气溶胶相比,黑碳的浓度要小一个数量级,但是黑碳能够强烈吸收太阳辐射,在气候变化中有着与散射气溶胶同样重要的作用(Bond et al., 2013;Stocker et al., 2014; Zhuang et al., 2014; Li et al., 2016)。在大气层顶,黑碳可以通过吸

收太阳短波辐射产生正的直接辐射强迫,加上黑碳在全球分布不均匀性,不同区域产生的直接辐射强迫的差距较大。多模式估算的全球平均黑碳直接辐射强迫为 $+0.71 \text{ W/m}^2$ (Bond et al., 2013)。对北半球冬季和夏季而言,在对流层顶,黑碳气溶胶的全球辐射强迫的平均值分别为 0.085 W/m^2 和 0.155 W/m^2 ,在地面则分别为 -0.37 W/m^2 和 -0.63 W/m^2 (张华等, 2008)。在晴空条件下,中国东部城市地区的黑碳直接辐射强迫约为 $+4.5 \text{ W/m}^2$,其中冬季白天大气顶辐射强迫约为 $+7.2 \text{ W/m}^2$ (Zhuang et al., 2014)。中国平均直接辐射强迫大约为 $+1.22 \text{ W/m}^2$,其中冬季最强,在四川盆地可高达 $8-11 \text{ W/m}^2$ (Li et al., 2016)。黑碳引起的辐射强迫会影响大气的热力结构和水循环,进而改变区域甚至全球的气候(Bollasina et al., 2008;Zhuang et al., 2013)。一般来说,由于生物质和用于取暖的化石燃料的燃烧,秋冬季是一年中黑碳含量最高的季节,特别是在冬季,黑碳会加重中国特大城市的颗粒物污染,造成极为恶劣的天气(Ding et al., 2016)。前人对冬季黑碳的影响研究主要集中在黑碳对空气污染事件的作用上,包括分析黑碳的来源和空间分布、演化特征,以及对污染个例的模拟等。黑碳与边界层的相互作用的研究表明了黑碳可通过改变大气稳定度,加剧大城市的雾霾污染水平(Ding et al., 2016; Li et al., 2017; Lou et al., 2019)。在黑碳与东亚冬季风的相互影响方面,发现了黑碳气溶胶不利于冬季风环流的发展,并在不同的季风强弱年表现出一定的差异(Mao et al., 2017;Zhuang et al. 2018; Lou et al., 2019)。

亚洲是黑碳气溶胶的主要排放区域,来自亚洲的黑碳甚至可以对欧洲和北极造成显著的影响(Liu et al., 2015)。在中国地区的观测表明,地表黑碳浓度年平均值在城市站点约为 $11.2 \mu\text{g/m}^3$,在农村站点约为 $3.6 \mu\text{g/m}^3$ (Zhang et al., 2008)。模拟的中国近地层黑碳浓度具有明显的季节变化,在华北平原和四川盆地,冬季超过 $9 \mu\text{g/m}^3$,在夏季约为 $1-5 \mu\text{g/m}^3$ (Li et al., 2016)。印度全国黑碳排放量在亚洲国家中排名第二,黑碳浓度在其中也存在显著的空间和时间变化,在印度北部全年黑碳浓度都比较高,尤其在冬季,北部工业城市观测的黑碳浓度日均值介于 $6-20 \mu\text{g/m}^3$ 之间,在清晨甚至超过 $50 \mu\text{g/m}^3$ (Tripathi et al., 2005)。位于印度北部的印度恒河平原,污染极为严重,这里的黑碳对于该地区的气候产生了重大影响(Gautam et al., 2011; Lal et al., 2013)。关于中国大陆和印度地区黑碳对东亚气候的影响的认识还存在一定的不足,两地黑碳排放也具有不同的时空变化,引起的辐射强迫和相关的气候效应也可能不同,因此有必要针对两个地区的黑碳气溶胶,研究它们对东亚气候的不同影响。本文将使用新一代的区域气候-化学模式 RegCM4,首先量化中国大陆和印度排放黑碳气溶胶引起的冬季东亚地区黑碳气溶胶浓度、辐射强迫等的大小及差异;在此基础上,进一步揭示来自这两个地区的黑碳气溶胶影响东亚大气环境和气候变化的主要机理,并定量评估它们的不同

影响。

二、研究方法介绍

区域气候模式 (RegCM) 是由意大利国际理论物理中心 (The Abdul Salam International Center for Theoretical Physics, ICTP) 开发, 已被广泛用于东亚地区的气候变化研究之中, 包括用它进行东亚地区气候变化、极端气候事件、及气溶胶效应等方面的模拟(Qian and Giorgi,1999;Gu et al. 2012)。比如, Zhuang et al. (2018)利用 RegCM4 模拟黑碳气溶胶的增暖效应和东亚季风的相互作用, Zhuang et al. (2019)用它来研究夏季亚洲地区居民、工业、电力和交通运输排放的黑碳气溶胶的直接气候效应, 以及 Chen et al. (2020)用它来模拟夏季中国大陆和印度黑碳气溶胶对东亚气候的影响。

RegCM4 是一个流体静力学、可压缩、sigma-p 垂直坐标, 采取 Arakawa-b 网格、风和热力学变量水平交错的气候模式。其采用时间分割显式积分方案, 首先将 2 种最快的重力模式从模式解中分离出来, 然后用较小的时间步长进行积分。RegCM 的动力学核心本质上等同于 NCAR/宾夕法尼亚州立大学中尺度模式 MM5 的流体静力学版本(Grell et al., 1994)。相比之前的版本, RegCM4 包含了新的地表、行星边界层和海气通量方案, 以及混合对流和环形热带结构, 并对原有的辐射传输和边界层方案进行了修改(Giorgi et al., 2012)。在 RegCM3 中, 气溶胶辐射强迫是基于气溶胶模块产生的三维场, 只包含短波光谱的散射和吸收(Giorgi et al., 2002), 在 RegCM4 中, 增加了红外光谱的贡献。

气溶胶的直接辐射效应由其特定的消光系数、单次散射反照率和不对称因子决定。RegCM4 中关于气溶胶直接效应的计算是基于 CCM3 辐射传输方案(Kiehl et al., 1996), 其中太阳光谱被分为 19 个光谱区间, 并且使用 delta-Eddington 近似来计算太阳辐射通量。对于给定的类型和质量的气溶胶, 可以在其中计算与波长相关的气溶胶光学厚度 $\tau_i(\lambda)$, 如含碳气溶胶的光学厚度可以根据以下公式进行计算(Kasten, 1969):

$$\tau_i(\lambda) = M_i \beta_{\lambda i} (1 - RH)^{-\kappa_i},$$

其中 i 是四种气溶胶 (亲水性黑碳和有机碳; 疏水性黑碳和有机碳) 的下标。对于疏水性含碳气溶胶, $\kappa_i=0$ 。对于亲水性黑碳和有机碳, κ_i 分别为 0.25 和 0.2。 M_i 是气溶胶 i 的质量, λ 是波长, $\beta_{\lambda i}$ 是气溶胶 i 在波长为 λ 时质量消光系数 (m^2/g), RH 是相对湿度。

对应硫酸盐气溶胶, 其光学厚度由以下公式进行计算(Kiehl and Briegleb,1993; Kiehl et al.,2000):

$$\tau_i(\lambda) = M_i \beta_{\lambda i,0} e^{(\beta_{\lambda i,1} + \beta_{\lambda i,2}/(RH + \beta_{\lambda i,3}) + \beta_{\lambda i,4}/(RH + \beta_{\lambda i,5}))},$$

为了估算气溶胶的间接效应，采用经验的参数化方案来计算云滴数浓度 (N_c)、有效半径 (r_{eff}) 和从云水到雨水的自动转换率(P)。

云滴数浓度由以下公式计算(Gultepe and Isaac, 1999):

$$N_c = \begin{cases} 162 \times \log_{10}(Na) - 273 (\text{海洋}), \\ 298 \times \log_{10}(Na) - 595 (\text{陆地}), \end{cases}$$

其中 Na 是亲水性气溶胶的数浓度，由下式表示：

$$Na = \sum_i S_i N_i,$$

其中 N_i 中的 i 可分别代表黑碳、有机碳、硫酸盐、海盐和硝酸盐气溶胶， S_i 分别指气溶胶 i 的可溶部分。对于硫酸盐、海盐和硝酸盐气溶胶： $S=1$ ；对于化石燃料和生物质燃烧造成的黑碳气溶胶， S 分别为 0.6 和 0.8；对于有机碳气溶胶： $S=0.8$ 。

云滴有效半径 r_{eff} 可以根据下列公式进行计算(Martin et al., 1994):

$$r_{eff} = (3L / (4\pi\rho_w k N_c))^{1/3},$$

其中 L 是云中液态水含量， ρ_w 是水的密度，对于大陆和海洋云， k 分别设置为 0.67 和 0.8。

对于给定的 N_c 和 r_{eff} ，云水的自动转换率可以表示为(Chaing and Cotton, 1987; Liou and Ou, 1989; Boucher and Lohmann, 1995):

$$P = C_{I,aut} q_l^2 \rho / \rho_w (q_l \rho / \rho_w N_c)^{1/3} H(r_{eff} - r_{ec}),$$

其中 $C_{I,aut}$ 是为常数； ρ 是空气的密度； q_l 为云内液态水混合比 (kg/kg)； $H(x)$ 是海维赛函数； r_{ec} 是自动转换开始的临界云滴半径。

本文研究所模拟的主要区域如图 1 所示，模拟区域的中心点为 29.5°N，106.0°E，模式的分辨率为 60 km×60 km，垂直范围从地表到 50 hPa，共有 18 层。模拟采用的排放清单为清华大学 (<http://www.meicmodel.org> [2019-10-01]) 发布的亚洲地区 2010 年人为污染物的排放清单(Li et al., 2017)。2010 年全年中国黑碳排放量占亚洲地区的 50%，印度黑碳排放量占 29%。模拟过程中的初始和边界条件数据来自美国国家环境预报中心 (NCEP) 的再分析资料 (NNRP2; <http://clima-dods.ictp.it/data/regcm4/NNRP2/> [2019-10-01])，海温资料来自美国国家海洋大气局(NOAA)最优插值海表温度数据集中的周平均海温数据 (OISST; (<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html> [2019-10-01]))。所有试验均使用同一套随时间变化的海温场资料，以排除海温对黑碳气候效应的影响。气溶胶的初始和边界条件来自全球化学传输模式的臭氧及相关化学示踪剂模式(MOZART)的气候态化学数据(Horowitz et al., 2003)。数值积分时间是从 1995 年 11 月至 2007 年 2 月，积分过程中固定使用 2010 年的排放清单，设定第一年的积分为预积分时间，本文仅分析冬季 (12、1、2 月) 的模拟结

果。

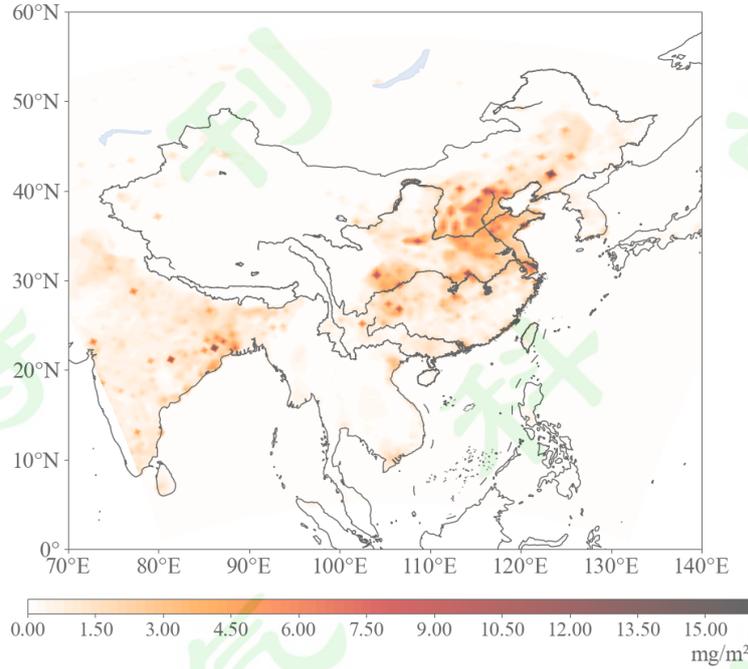


图 1 冬季平均的黑碳气溶胶排放空间分布图（单位： $\text{mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{day})$ ）

Fig. 1 Spatial distributions of winter mean black carbon aerosol emissions (units: $\text{mg}/(\text{m}^2 \cdot \text{day})$)

为分别分析来自中国大陆和印度地区的黑碳气溶胶对东亚冬季气候所造成的不同影响，并探究两地总黑碳对东亚冬季气候的综合影响，共开展了四次数值试验，具体如表 1 所示。

表 1 研究中的数值试验设置

Table 1 The numerical experiment setup

| 序号 | 试验类型 | 气候效应 |
|----|-------|---------------------------------|
| 1 | 控制试验 | 考虑了整个模拟区域内黑碳的直接效应和散射气溶胶的直接和间接效应 |
| 2 | 敏感性试验 | 同试验 1，但将中国大陆黑碳气溶胶的排放设置为零 |
| 3 | 敏感性试验 | 同试验 1，但将印度黑碳气溶胶的排放设置为零 |
| 4 | 敏感性试验 | 同试验 1，但同时将中国大陆和印度黑碳气溶胶的排放设置为零 |

本文还采用了双侧的独立样本 t 检验来对敏感性试验和控制试验的结果差异进行显著性检验，使用的数据为冬季季节平均数据，采取的计算公式如下所示：

$$t = (\bar{X}_1 - \bar{X}_2) / \sqrt{(s_1^2 + s_2^2) / n}$$

其中 n 为样本数目, X_1, X_2 为样本平均数, S_1^2, S_2^2 为样本方差, 自由度为 $2n - 2$ 。

三、研究结果与讨论

3.1 黑碳气溶胶的浓度

图 2 显示了中国大陆地区(a), 印度地区(b)以及中国大陆和印度地区(c)排放黑碳气溶胶的柱含量空间分布。对于中国大陆排放的黑碳, 其柱含量的最大值位于四川盆地, 超过了 8.0 mg/m^2 , 其次位于京津冀地区以及中国中部地区, 柱含量大多介于 $3.2\text{-}6.4 \text{ mg/m}^2$ 之间。印度黑碳主要分布在接近喜马拉雅山脉南侧的地区, 大值区位于恒河平原地区, 该地区柱含量可达 5.6 mg/m^2 。黑碳的空间分布与排放清单基本一致(图 1)。在输送过程的影响下(图 2b), 印度排放的黑碳气溶胶也可以在一定程度上影响东亚地区黑碳气溶胶柱含量的大小。

为了分别研究不同区域内黑碳气溶胶的浓度大小, 分别计算了中国华北地区 ($108^\circ\text{--}120^\circ\text{E}, 30^\circ\text{--}45^\circ\text{N}$)、华南地区 ($110^\circ\text{--}120^\circ\text{E}, 20^\circ\text{--}30^\circ\text{N}$)、西南地区 ($100^\circ\text{--}110^\circ\text{E}, 25^\circ\text{--}35^\circ\text{N}$)及整个东亚地区 ($100^\circ\text{--}130^\circ\text{E}, 20^\circ\text{--}50^\circ\text{N}$) 的黑碳平均柱含量(表 2)。结果表明在中国大陆地区排放的黑碳对西南地区的浓度贡献最大, 平均值达到了 3.29 mg/m^2 , 大约是东亚地区平均值的 2 倍。其次是中国华北地区, 平均值达到了 2.93 mg/m^2 。即使是三个区域中最小的中国华南地区, 柱浓度的平均值也达到了 2.02 mg/m^2 。三个地区的黑碳柱含量均高于东亚地区的平均值 1.60 mg/m^2 。相比较而言, 印度地区排放的黑碳对中国大陆地区黑碳浓度的影响相对较小, 在上述划定的三个区域中, 印度黑碳对我国西南地区的影响较大, 其平均柱含量为 0.32 mg/m^2 。

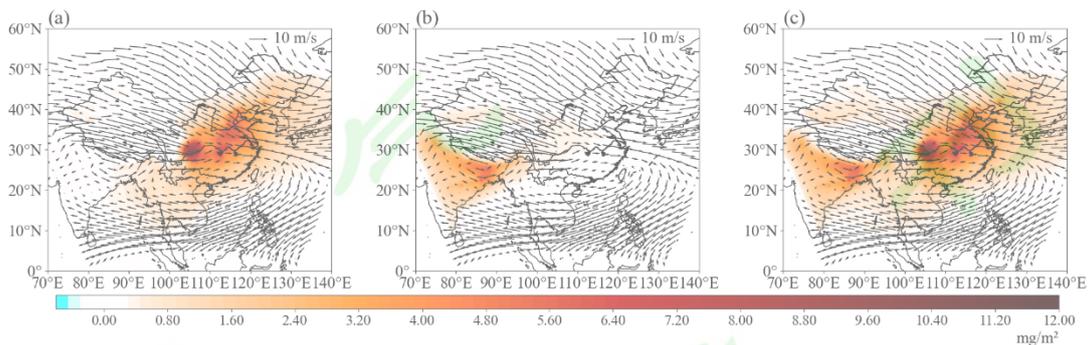


图 2 冬季平均 (a) 中国大陆黑碳排放, (b) 印度黑碳排放和 (c) 中国大陆和印度总的黑碳排放产生的黑碳柱含量(单位: mg/m^2) 分布和控制试验的 780 hPa 附近流场(黑色箭头, m/s)

Fig. 2 Winter mean of Black carbon column burden (units: mg/m^2) distribution from (a) black carbon emissions from China, (b) black carbon emissions from India, and (c) black carbon emissions

from China and India, as well as the wind fields(black arrow;units:m/s) near 780 hPa from control experiments.

3.2 黑碳气溶胶的加热率和有效辐射强迫

黑碳对太阳短波辐射具有很强的吸收作用，从而可加热低层大气，造成近地面短波加热率的升高(Jacobson, 2002)。在图 3 中也可以明显看出黑碳的浓度对短波加热率有着极为显著的影响，特别是在黑碳浓度的大值区域，短波加热率有明显的增加。在图 3a 中，中国大陆地区排放的黑碳造成了中国南部以及中南半岛大部分地区的短波加热率增加，特别是在中国四川盆地地区，短波加热率增大了 0.36 K/day 以上。在图 3b 中，印度地区黑碳的排放同样显著升高了当地的短波加热率，特别是在恒河平原地区，短波加热率增大了 0.40 K/day 以上。印度地区排放的黑碳对中国地区和东亚地区的短波加热率的影响较之中国排放的黑碳要小 1 个量级以上，其对东亚地区大气短波加热率的影响主要分布在中上层大气中。如表 2 所示，在中国大陆黑碳的影响下，短波加热率变化最为明显的区域是中国西南地区，区域平均值可达 0.15 K/day，大约是东亚地区短波加热率变化的 3 倍。其次是华南地区，变化的平均值为 0.08 K/day，变化相对较小的区域是华北地区，平均值为 0.06 K/day，较为接近其在东亚地区的平均值 0.05 K/day。相比较而言，印度地区的黑碳对我国大部分地区短波加热率的影响普遍较小，最大约为 0.01K/day。

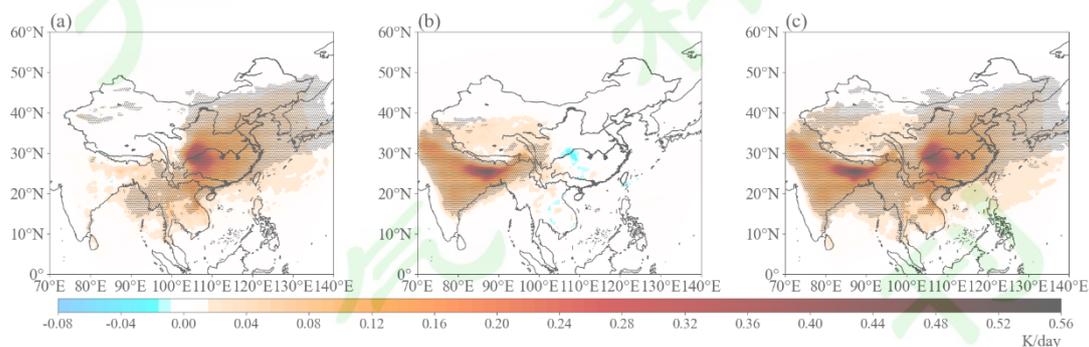


图 3 850hPa 附近冬季平均短波加热率（单位：K/day）变化（a）中国大陆黑碳，（b）印度黑碳和（c）中国大陆和印度的黑碳。黑点部分表示通过 90%的 t 检验的显著区域。

Fig. 3 Changes in winter mean shortwave radiation heating rate (SWHR; units: K/day) near 850hPa (a)black carbon from China, (b) black carbon from India and (c) black carbon from China and India.The black dots indicate the 90% confidence levels from the Student's t test.

黑碳气溶胶通过吸收太阳辐射改变了地气系统的辐射能量平衡，从而可引起大气顶和地

表净辐射通量的变化。本文将讨论其对有效辐射强迫的影响，即在保持全球平均近地面气温不变或者部分地表状况不变的情况下（海温与海冰密度不变），允许大气温度、水汽、云等对大气顶净辐射通量的变化进行调整(IPCC,2013)。从图 4 可以看出，黑碳引起了大气顶正的有效辐射强迫和地表面负的有效辐射强迫，总黑碳造成的冬季有效辐射强迫在中国西南地区 and 印度恒河平原地区最为显著。在图 4a、d 中，中国大陆地区排放的黑碳引起的大气顶正的有效辐射强迫和地表负的有效辐射强迫在中国西南地区最强，该地部分地区的地表强迫可以达到 -7.5 W/m^2 。其次是中国中、东部大部分地区，地表强迫可达到 -5 W/m^2 ，大气顶的强迫可以达到 $+3.0 \text{ W/m}^2$ 。此外，中国大陆地区排放的黑碳同样会引起中南半岛、朝鲜半岛和日本及其附近海域相当强的正的大气顶有效辐射强迫和负的地表有效辐射强迫。在图 4b 中可以看出，虽然印度黑碳对中国地区黑碳浓度的影响较小，但通过输送过程到达中国地区的黑碳（图 2b）同样能够在大气顶产生一定的正的有效辐射强迫，在部分地区最大可超过 $+1 \text{ W/m}^2$ 。较之大气顶，印度黑碳引起的东亚地区地表有效辐射强迫以负的为主，但其影响相对较小。相比之下，印度黑碳在东亚地区产生的辐射强迫较之本地黑碳产生的辐射强迫弱很多。

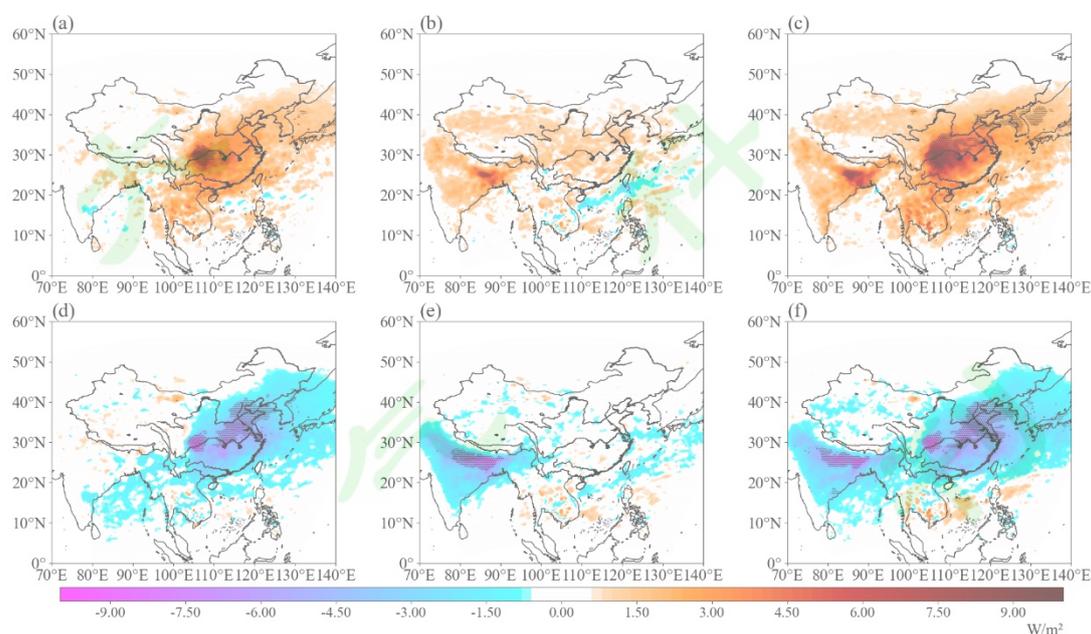


图 4 黑碳气溶胶引起的冬季平均大气顶 (a-c) 和地表 (d-f) 的有效辐射强迫 (单位: W/m^2)，(a, d) 中国大陆黑碳，(b, e) 印度黑碳，(c, f) 中国大陆和印度的黑碳。黑点部分表示通过 90% 的 t 检验的显著区域

Fig. 4 The Effective Radiative Forcing (units: W/m^2) of winter mean at the top of the atmosphere(TOA) (a-c) and at the surface(SRF) (d-f) caused by black carbon aerosols, (a,d) black

carbon from China, (b, e) black carbon from India, and (c, f) black carbon from China and India. The black dots indicate the 90% confidence levels from the Student's t test.

在表 2 的区域平均值统计中,发现受中国大陆和印度黑碳的共同影响,大气顶有效辐射强迫最强的区域是我国西南地区,区域平均值为 $+4.19 \text{ W/m}^2$,其中中国大陆黑碳的影响为 $+2.86 \text{ W/m}^2$,占其中的 68%以上,印度黑碳的影响为 $+0.92 \text{ W/m}^2$ 。其次是华南地区,区域平均值为 $+2.68 \text{ W/m}^2$,其中中国大陆黑碳的影响为 $+2.52 \text{ W/m}^2$,印度黑碳的影响为 $+0.43 \text{ W/m}^2$ 。大气顶有效辐射强迫相对较弱的区域是我国的华北地区,区域平均值为 $+2.61 \text{ W/m}^2$,其中中国大陆黑碳的影响为 $+1.83 \text{ W/m}^2$,占其中的 70%,印度黑碳的影响为 $+0.69 \text{ W/m}^2$ 。地表有效辐射强迫最明显的区域是华北地区,区域平均值为 -3.34 W/m^2 ,其中中国大陆黑碳的影响为 -3.08 W/m^2 ,占比 92%,印度黑碳的影响为 -0.10 W/m^2 。其次是华南地区,区域平均值为 -3.27 W/m^2 ,其中中国大陆黑碳的影响为 -2.61 W/m^2 ,占比 80%,印度黑碳的影响为 -0.21 W/m^2 。相对较小的区域是我国西南地区,区域平均值为 -3.26 W/m^2 ,其中中国大陆地区黑碳的影响为 -2.93 W/m^2 ,占其中的 90.0%,印度黑碳的影响为 -0.31 W/m^2 。整体来看,无论在大气顶还是在地表,对东亚地区冬季有效辐射强迫的贡献,中国大陆地区的黑碳远大于印度的黑碳。

前人已对东亚地区的黑碳辐射强迫做了很多的研究。在晴空条件下,不同研究的年平均直接辐射强迫变化较大,介于 $+0.32$ 和 $+1.46 \text{ W/m}^2$ 之间,主要差异来自排放清单的不确定性(Wu et al., 2008; Zhuang et al., 2013; Li et al., 2016)。在晴空条件下,中国东部城市地区的吸收性气溶胶直接辐射强迫约为 $+4.5 \text{ W/m}^2$,其中冬季白天的辐射强迫约为 $+7.2 \text{ W/m}^2$ (Zhuang et al., 2014)。中国地区平均的黑碳直接辐射强迫约为 $+1.22 \text{ W/m}^2$,其中冬季的四川盆地其辐射强迫值超过了 8 W/m^2 (Li et al., 2016)。冬季我国华南、华北和东亚地区大气顶的直接辐射强迫分别为 $+2.45$ 、 $+1.52$ 、 $+1.36 \text{ W/m}^2$,地表的分别为 -1.00 、 -1.36 、 -0.88 W/m^2 (Zhuang et al., 2018)。黑碳气溶胶使得北方和南方区域平均到达地表的太阳短波辐射分别减少了 6.5 W/m^2 和 5.8 W/m^2 (廖礼等, 2015)。总体而言,本研究的有效辐射强迫在量级上与之前的研究结果大体相符。

表 2 华北($108^\circ\text{--}120^\circ\text{E}$, $30^\circ\text{--}45^\circ\text{N}$)、华南($110^\circ\text{--}120^\circ\text{E}$, $20^\circ\text{--}30^\circ\text{N}$)、西南($100^\circ\text{--}110^\circ\text{E}$, $25^\circ\text{--}35^\circ\text{N}$)、东亚地区($100^\circ\text{--}130^\circ\text{E}$, $20^\circ\text{--}50^\circ\text{N}$)黑碳气溶胶柱含量(单位: mg/m^2)、短波加热率(单位: K/day)、大气顶有效辐射强迫(单位: W/m^2)、地表有效辐射强迫(单位: W/m^2)冬季区域平均变化值。表中每格数据分别为中国黑碳、印度黑碳、中国和印度的黑碳造成的相对

应地区的相应物理量的平均变化值，并使用“/”隔开。

Table 2 Regional winter mean changes of the black carbon column burden(units: mg/m²), near-surface shortwave heating rates(SWHR) (units: K/day), Effective Radiative Forcing (units: W/m²) at the top of the atmosphere(TOA) and at the surface(SRF) in northern China (108 °-120 ° E, 30 °-45 ° N), southeastern China (110 °-120 ° E, 20 °- 30 ° N), southwestern China(100 °-110 ° E, 25 °-35 ° N), East Asia (100 °-130 ° E, 20° - 50°N) . Each column of data is the mean change of the corresponding physical quantity in the corresponding region caused by black carbon from China, black carbon from India, black carbon from China and India respectively, separated by "/".

| | 华北地区 | 华南地区 | 西南地区 | 东亚地区 |
|----------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| 黑碳气溶胶柱含量 (mg/m ²) | 2.93/0.18/3.15 | 2.02/0.15/2.24 | 3.29/0.32/3.70 | 1.60/0.15/1.78 |
| 850hPa 附近短波加 热率(K/day) | 0.06/0.04(×10 ⁻²)/0.06 | 0.08/0.17(×10 ⁻²)/0.09 | 0.15/0.56(×10 ⁻²)/0.17 | 0.05/0.15(×10 ⁻²)/0.06 |
| 大气顶有效辐射强迫 (W/m ²) | 1.83/0.69/2.61 | 2.52/0.43/2.68 | 2.86/0.92/4.19 | 1.47/0.40/1.98 |
| 地表有效辐射强迫 (W/m ²) | -3.08/-0.10/- 3.34 | -2.61/-0.21/- 3.27 | -2.93/-0.31/- 3.26 | -1.88/-0.23/- 2.17 |

3.3 黑碳气溶胶引起的区域气候效应

1) 850 hPa 云与气温的响应

图 5 显示了不同地区黑碳气溶胶引起的冬季东亚地区 850 hPa 附近气层云量的变化。由图可见，无论是哪个地区排放的黑碳气溶胶，都可引起东亚绝大部分地区 850 hPa 附近的云量减少。在图 5a 中，中国大陆地区排放的黑碳引起的东亚大部分地区 850 hPa 附近云量的减少量约在 0.5%左右，然而在四川盆地地区，云量的减少量可达 1.5%以上。此外，中国大陆排放的黑碳也可引起长江三角洲地区 850 hPa 附近云量增加，部分地区增加量可达 1.0%。对比图 5a 中云量变化的空间分布和图 3a 中的短波加热率变化的空间分布图可见，云量的变化和短波加热率的变化在空间分布上具有较好的对应关系，表明中国大陆排放的黑碳气溶胶引起的东亚大部分地区云的减少可能很大程度上受黑碳气溶胶半直接效应的影响。此外，由黑碳气溶胶引起的大气动力过程的改变，导致长江流域以北至华北平原地区水汽含量下降

(图 6a)，也不利于云的形成，而在我国西南地区水汽增加，利于云的形成，从而可部分抵消该地区黑碳气溶胶半直接效应对云量减少的影响。而在长江三角洲，气流辐合（图 6a）利于该地区水汽的积累，对云量的影响可能超过了黑碳半直接效应的影响，从而使得该地区云量有所增加。图 5b 中显示，印度地区排放的黑碳引起我国华中、华南、华北部分地区 850 hPa 附近云量的减少，减少量在 0.5%左右。同时引起中国云南、海南岛部分地区等 850 hPa 附近云量的增加，最大增量可达到了 1.5%以上。由图 3 可知，印度排放的黑碳气溶胶对东亚地区的短波加热率贡献相对较小，其半直接效应并没有中国大陆排放的黑碳显著，因此该地区的云量变化更可能源于印度黑碳通过大气动力过程的调整导致东亚地区的水汽含量变化所致（如图 6b），东亚地区云量的变化与水汽含量的变化在空间上具有很好的对应关系。

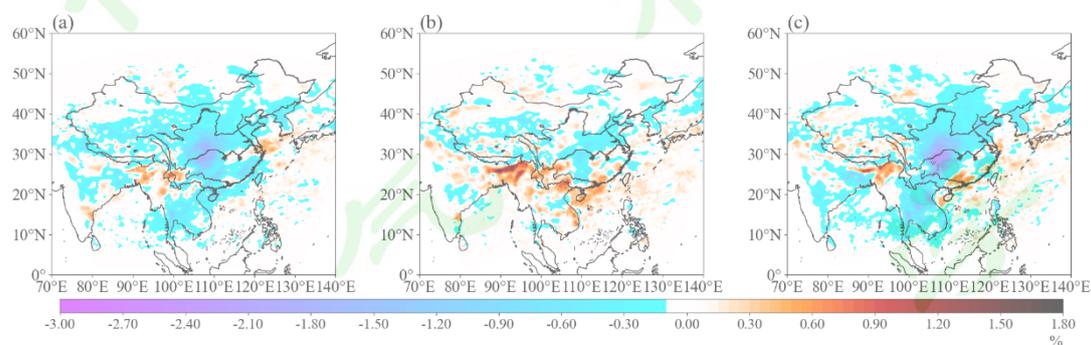


图 5 850 hPa 附近冬季平均云量的变化（单位：%），（a）中国大陆黑碳，（b）印度黑碳，（c）中国大陆和印度的黑碳。黑点部分表示通过 90%的 t 检验的显著区域

Fig. 5 Changes of winter mean cloud fraction (units: %) near 850 hPa, (a) black carbon from China, (b) black carbon from India, (c) black carbon from China and India. The black dots indicate the 90% confidence levels from the Student's t test.

从表 3 的统计结果可见，中国大陆排放的黑碳气溶胶可造成我国华北、华南、西南、东亚地区 850 hPa 附近云量减少，其中变化量最大的是西南地区，区域平均云量减少了 0.79%，其次是华南地区，减少量为 0.31%，较小的是华北地区，减少量为 0.24%，这三个地区的减少量均大于东亚地区平均减少量 0.20%。印度黑碳会引起我国华北、西南、东亚地区 850 hPa 附近云量的减少和华南地区 850 hPa 附近云量的增加。在中国和印度黑碳的共同作用下，四个区域的云量均以减少为主。

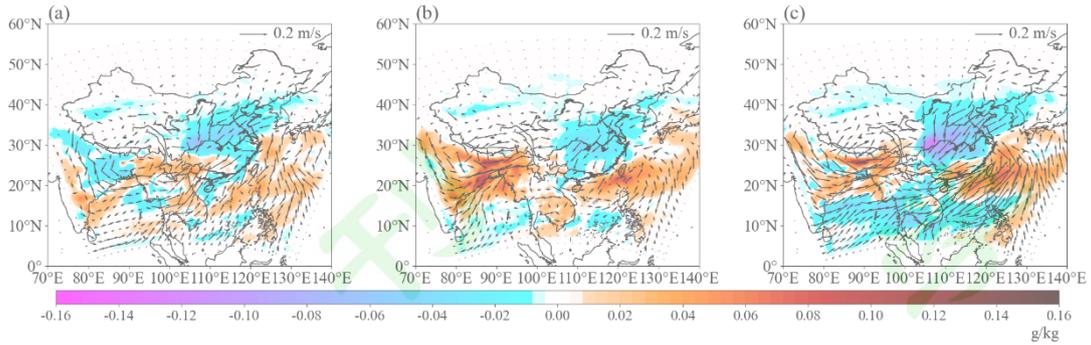


图 6 850 hPa 附近冬季平均比湿的变化 (单位: g/kg) 和风场的变化 (黑色箭头, m/s), (a) 中国大陆黑碳, (b) 印度黑碳, (c) 中国大陆和印度的黑碳。黑点部分表示通过 90% 的 t 检验的显著区域

Fig. 6 Changes of winter mean specific humidity (units: g/kg) and wind field (black arrow; units: m/s) near 850 hPa, (a) black carbon from China, (b) black carbon from India, (c) black carbon from China and India. The black dots indicate the 90% confidence levels from the Student's t test.

黑碳气溶胶对低层大气气温的影响可见图 7。图 7a 中中国大陆排放的黑碳主要引起东亚绝大部分地区 850 hPa 附近气温的升高, 升高区域包括我国华南以及中国南部海域和中南半岛和孟加拉湾等地, 升高的温度在 0.06 K 左右。其还引起了四川盆地等地区 850 hPa 附近气温的降低 (约 0.03 K 左右)。850hPa 附近气温的变化一方面与黑碳引起的短波加热率增大有关 (图 3), 短波加热率的增加利于该气层大气温度上升。然而黑碳气溶胶引起的近地表较强的冷却效应 (图 4)、云量和气溶胶反馈引起的地表温度变化等也可在一定程度上向上影响近地层大气气温的响应。综合各种因素的影响, 从冬季 850 hPa 附近温度场的变化可见, 中国大陆排放的黑碳在大气中的加热对冬季东亚多数地区, 特别是长江流域以南地区低层大气的增温可能起到了更重要的作用, 而长江流域以北地区黑碳气溶胶在大气中的加热效应被冷却效应抵消。印度排放的黑碳气溶胶同样能够引起冬季东亚地区不同程度的温度响应, 主要表现为 850 hPa 附近温度降低。到达东亚地区的印度黑碳主要分布在低层大气以上, 因此在 850 hPa 附近的气层中印度黑碳的在东亚的加热作用很弱。但印度本地的黑碳可通过显著的局地增温效应改变区域范围内大气的动力过程 (图 6b), 并在长江流域和黄河流域之间以及华南大部分地区形成辐合区, 从而利于该地区大气污染物的累积。由此造成了硫酸盐气溶胶等散射性气溶胶浓度的增加 (见下文), 增加的这部分气溶胶在其直接和间接效应的共同作用下, 可引近地面至低层大气较为显著的冷却效应。对比图 7b 和气溶胶浓度变化图 (见下文) 发现, 温度变化的空间分布与散射气溶胶浓度变化的空间分布具有比较好的对应关系,

由此可以推测印度地区黑碳引起的冬季东亚地区低层大气温度的变化与该地区气溶胶的反馈有关。图 7b 中印度黑碳引起中国四川盆地及以东的广大区域 850 hPa 附近气温降低了约 0.05 K 左右。在中国大陆和印度黑碳的共同作用下（图 7c），中国四川盆地和华北平原、长江中下游平原 850 hPa 附近气温降低约 0.05K，四川盆地和中国中部部分地区降温可达 0.1 K 左右。从区域平均上看（表 3），受中国大陆黑碳的影响，850 hPa 附近气温升高最多的区域是华南地区，升温可达到 0.07 K。其次是西南地区，升温可达 0.05 K。相对较小的区域是华北地区，升温 0.01 K，东亚地区平均升温约为 0.03 K。而受到印度黑碳的影响，四个区域的 850 hPa 附近气温都有着不同程度的降低，降低较多的是我国华北、华南地区，降温 0.03 K。其次是西南地区，降温 0.02 K。东亚地区平均降温约为 0.01 K。在中国大陆和印度黑碳气溶胶的共同作用下，我国华北地区气温降低，华南、西南和东亚地区气温升高，变化幅度最大的是华南地区，气温升高达到 0.04 K。

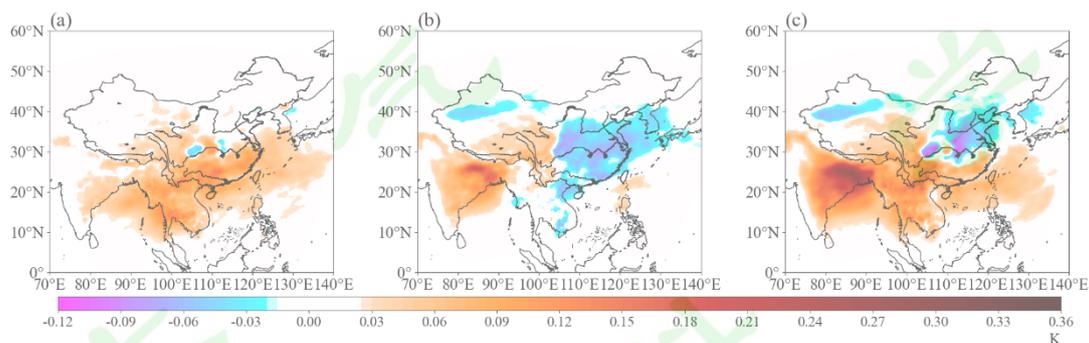


图 7 850 hPa 附近冬季平均气温的变化（单位：K），（a）中国大陆黑碳，（b）印度黑碳，（c）中国大陆和印度的黑碳。黑点部分表示通过 90%的 t 检验的显著区域

Fig. 7 Changes of winter mean temperature (units: K) near 850 hPa, (a) Black carbon from China, (b) Black carbon from India, and (c) Black carbon from China and India. The black dots indicate the 90% confidence levels from the Student's t test.

2) 边界层内气象要素的响应

黑碳气溶胶通过影响短波辐射，引起大气顶和地表辐射通量的变化，从而影响到 850 hPa 云和气温，并进一步影响到边界层及地面的气象要素。

图 8 为受黑碳气溶胶影响的地表日照时数变化。由图可见，东亚地区冬季的日照时数变化与图 4（d-f）中地表短波辐射通量的变化具有很好的对应关系，进一步表明了黑碳气溶胶对地表辐射可造成重要影响。在图 8a 中，中国大陆黑碳引起中国东部、南部大部分地区日照时数出现不同程度的减少，大部分地区的日照时数减少了 0.1 h/day 以上。日照时数减少

最多的是四川盆地，超过了 0.6 h/day 以上，即每月日照时数会减少了约 18 h。在图 8b 中，印度黑碳引起了印度大部分地区日照时数的减少，减少量约为 0.1 h/day，在恒河平原部分地区减少量可以达到 0.4 h/day，在东亚地区的减少量最小。从区域平均统计结果上看（表 3），中国大陆黑碳会引起西南地区的日照时数减少 0.25 h/day，华北地区减少 0.23 h/day。印度黑碳也会造成这些地区的日照时数减少，但相比中国大陆黑碳的影响较小，最大减少量发生在我国西南地区，约 0.03 h/day，占中国和印度黑碳总贡献的 11%。

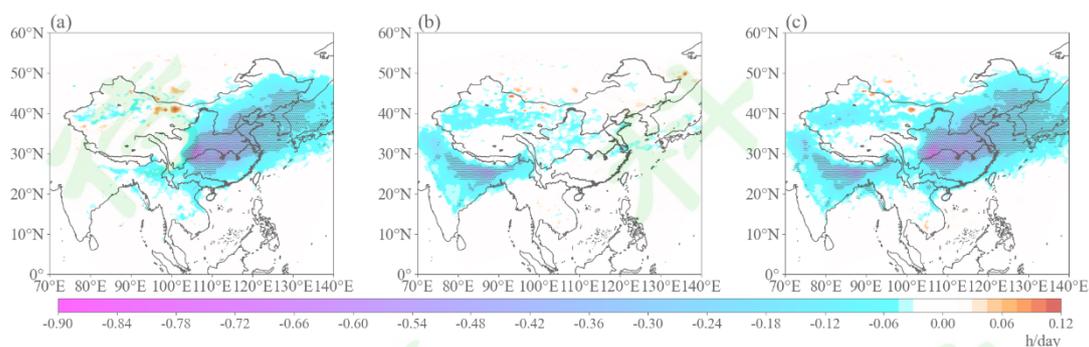


图 8. 冬季平均日照时数的变化（单位：h/day），（a）中国大陆黑碳，（b）印度黑碳，（c）中国大陆和印度的黑碳。黑点部分表示通过 90%的 t 检验的显著区域

Fig. 8 Changes of winter mean sunshine duration (units: h/day), (a) Black carbon from China, (b) Black carbon from India, (c) Black carbon from China and India. The black dots indicate the 90% confidence levels from the Student's t test.

由黑碳气溶胶引起的地表有效辐射强迫和日照时数的降低，会进一步造成地表的气温下降（图 9）。对比分析发现，黑碳引起的东亚地区冬季地表最高气温和最低气温的变化与地表平均气温的变化类似（图略），因此本节仅讨论地表平均气温的响应。图 9a 中，中国大陆黑碳主要引起我国西南、华东、华南、华北等地冬季地表气温降低，其中在四川盆地部分地区尤为显著，地表气温降低了 0.65 K 以上。图 9b 中，印度黑碳也可造成中国大部地区和印度西北部冬季地表气温的下降，下降值约 0.08 K 左右。虽然云量的减少（图 5）对地表降温有一定的抑制作用，但从模拟结果的对比分析可见，黑碳气溶胶引起的东亚冬季地表气温响应主要还是受地表辐射通量变化的影响。从区域平均上看（表 3），地表气温受中国大陆和印度总黑碳影响最大的区域是我国的西南地区，平均地表气温下降了 0.25 K，其中中国黑碳的影响为 0.20 K，印度黑碳的影响为 0.06 K。其次是华北地区，受两地黑碳影响，平均地表气温下降了 0.19 K，其中中国黑碳的影响为 0.13 K，印度黑碳的影响为 0.04 K。华南地区温度下降相对较小，总下降值为 0.12 K，其中中国黑碳的影响为 0.06 K，印度黑碳的影响为

0.04 K。值得注意的是，气温的变化与黑碳的含量分布并不一致（图 2，7，9），甚至具有很大的差异，一定程度上体现了区域气候对黑碳的响应的复杂性及非线性(Zhuang et al., 2019)。

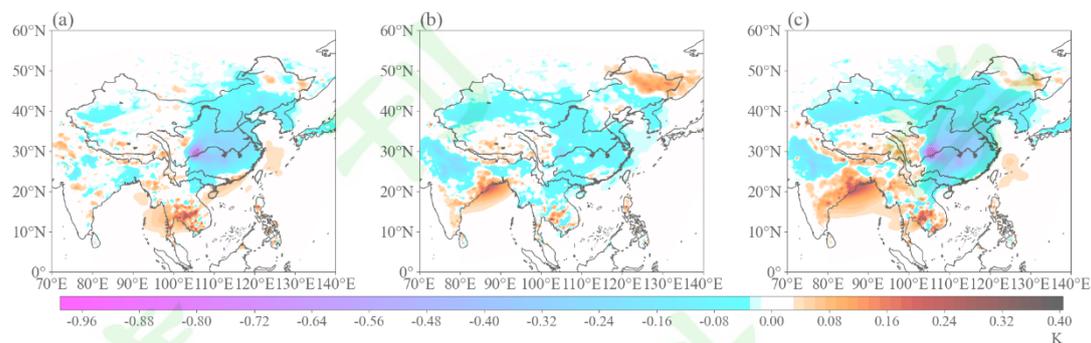


图 9. 冬季平均地表气温的变化（单位：K），（a）中国大陆黑碳，（b）印度黑碳，（c）中国大陆和印度的黑碳。黑点部分表示通过 90%的 t 检验的显著区域

Fig. 9 Changes of winter mean surface temperature (units: K), (a) Black carbon from China, (b) Black carbon from India, and (c) Black carbon from China and India. The black dots indicate the 90% confidence levels from the Student's t test.

地表能量平衡发生变化将进一步引起感热通量发生变化。图 10 给出了黑碳气溶胶引起的地表感热通量变化的空间分布。由图可见，东亚大部分地区冬季的感热通量有所下降。在图 10a 中，由于受到中国大陆地区黑碳气溶胶的影响，中国中部、东部大部分地区的感热通量显著下降了 2.5 W/m^2 左右。在图 10b 中，印度黑碳主要引起印度北部区域的感热通量降低，减少值大约为 2.5 W/m^2 左右。类似的，印度黑碳对中国大陆地区冬季感热通量的影响相对于中国大陆本地的黑碳而言较小。从区域平均上看（表 3），受中国大陆和印度排放黑碳的共同影响，感热通量变化最大的区域出现在我国西南地区，下降了 2.81 W/m^2 ，其中中国大陆黑碳导致的下降量为 2.63 W/m^2 ，印度黑碳的影响为 0.30 W/m^2 。其次是华北地区，感热通量下降了 1.87 W/m^2 ，其中在中国大陆黑碳的影响为 1.74 W/m^2 ，印度黑碳的影响为 0.07 W/m^2 。影响相对较小的是华南地区，受两地黑碳气溶胶影响，感热通量下降了 1.66 W/m^2 。

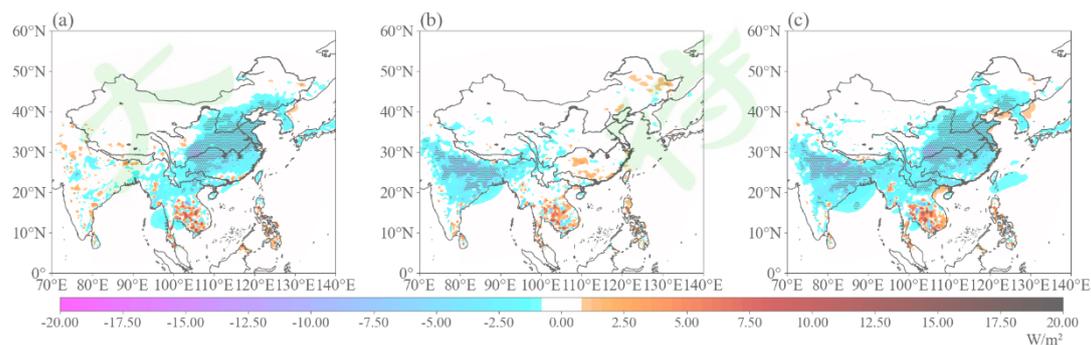


图 10 冬季平均感热通量的变化 (单位: W/m^2), (a) 中国大陆黑碳, (b) 印度黑碳, (c) 中国大陆和印度的黑碳。黑点部分表示通过 90%的 t 检验的显著区域

Fig. 10 Changes of winter mean sensible heat flux(units: W/m^2), (a) Black carbon from China, (b) Black carbon from India, and (c) Black carbon from China and India. The black dots indicate the 90% confidence levels from the Student's t test.

黑碳气溶胶的直接效应引起的地表蒸发量变化可见图 11。黑碳气溶胶引起的冬季地表气温的下降, 可导致中国黄淮海平原和四川盆地区域内的地表蒸发量减少。图 11a 中, 中国大陆黑碳引起黄淮海平原、四川盆地、华南部分地区等冬季的地表蒸发量降低了大约 0.1 mm/day, 造成印度和中南半岛部分地区冬季的地表蒸发量升高了约 0.4 mm/day 以上。图 11b 中, 印度黑碳对中国冬季的地表蒸发量影响较小, 减少量约在 0.1 mm/day 以下。从表 3 的区域平均统计结果上看, 东亚地区冬季地表蒸发量受中国大陆和印度总黑碳影响最大的地区是我国华南地区, 下降了 0.05 mm/day, 其中中国黑碳的影响为 0.05 mm/day, 印度黑碳的影响较低。我国华北、西南、东亚地区冬季地表蒸发量的响应都在 0.02 mm/day 左右。

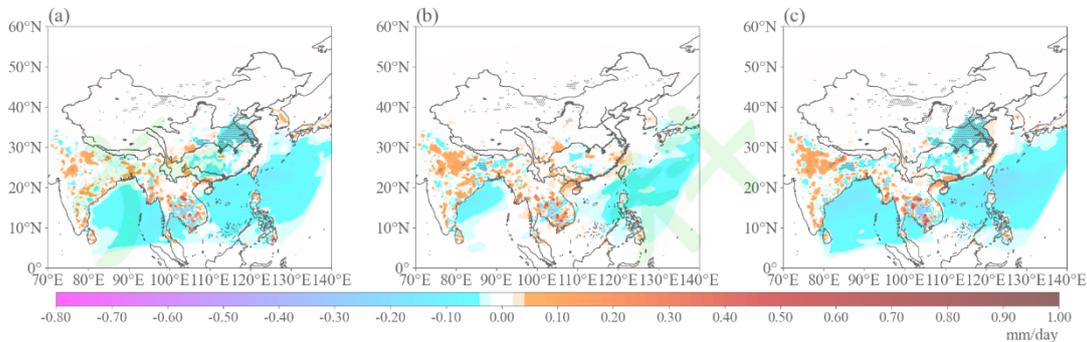


图 11 冬季平均地表蒸发量的变化 (单位: mm/day), (a) 中国大陆黑碳, (b) 印度黑碳, (c) 中国大陆和印度的黑碳。黑点部分表示通过 90%的 t 检验的显著区域

Fig. 11 Changes of winter mean surface evaporation (units: mm/day), (a) Black carbon from China, (b) Black carbon from India, and (c) Black carbon from China and India. The black dots indicate the 90% confidence levels from the Student's t test.

冬季, 东亚地区低层大气的气象要素受到黑碳气溶胶的影响, 均有不同程度的响应, 由此还可引起大气边界层高度发生变化, 如图 12 所示。受黑碳气溶胶直接效应的影响, 冬季东亚大多数地区的边界层高度均有所下降, 这一发现与前人提出的黑碳“穹顶效应”(Ding et al., 2016)对边界层高度的影响结果一致。图 12a 中, 中国大陆黑碳会引起中国东部、中部

大部地区和附近海域边界层高度的下降，下降值为 10 m 左右。在四川盆地部分地区边界层高度下降值可达到 32 m 以上。在图 12b 中，印度黑碳也会引起中国西部部分地区边界层高度有较为明显的下降，下降值在 10 m 左右。表 3 的统计结果显示：受中国大陆和印度黑碳气溶胶共同影响最大的区域是我国的西南地区，冬季边界层高度下降了 13.28 m，中国大陆黑碳的影响为 11.75 m，印度黑碳的影响为 3.34 m。其次是华北地区，边界层高度下降了 10.23 m，中国大陆黑碳的影响为 8.72 m，印度黑碳的影响为 0.92 m。受影响较小的区域是华南地区，平均的边界层高度下降了 8.85 m。可以看出中国大陆和印度总黑碳气溶胶对边界层高度的影响并不是中国大陆和印度黑碳影响结果的简单线性叠加。

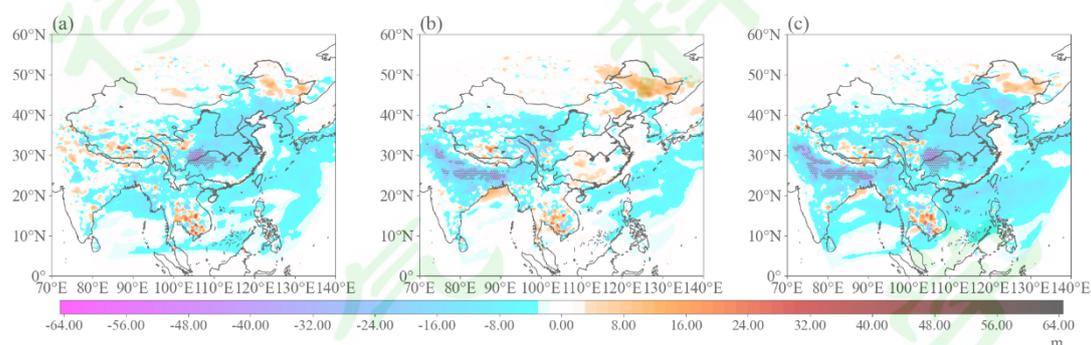


图 12 冬季平均边界层高度的变化（单位：m），(a) 中国大陆黑碳，(b) 印度黑碳，(c) 中国大陆和印度的黑碳。黑点部分表示通过 90% 的 t 检验的显著区域

Fig. 12 Changes of winter mean boundary layer height (units: m), (a) Black carbon from China, (b) Black carbon from India, and (c) Black carbon from China and India. The black dots indicate the 90% confidence levels from the Student's t test.

3) 对区域大气环境的影响

黑碳气溶胶引起的区域气候响应还可进一步影响大气污染物的浓度大小和空间分布。图 13 显示了冬季黑碳气溶胶的直接效应引起的一次有机碳气溶胶柱含量变化。在图 13a 中，中国黑碳可以引起长江流域以北广大地区一次有机碳的减少，引起四川盆地和长江流域以南大部分地区一次有机碳的增加。在四川盆地西部部分地区一次有机碳减少了 0.3 mg/m^2 以上，而在四川盆地中部部分地区一次有机碳增加了 0.3 mg/m^2 以上。在图 13b 中，印度黑碳主要引起印度北部、我国长江流域以北至黄河流域地区和我国华南部分地区的一次有机碳增加。在恒河平原部分地区，增加量可达 0.4 mg/m^2 以上。在我国长江中下游地区可增加 0.1 mg/m^2 以上。东亚地区冬季一次有机碳的变化主要受中国大陆排放的黑碳影响。从区域平均统计上看（表 3），受中国大陆和印度地区黑碳影响，华北和西南地区的一次有机碳柱含量分别减

少了 0.11 mg/m^2 和 0.06 mg/m^2 ，而华南地区一次有机碳的柱含量增加了 0.07 mg/m^2 。总体而言，东亚地区冬季一次有机碳的柱含量减少了 0.03 mg/m^2 。

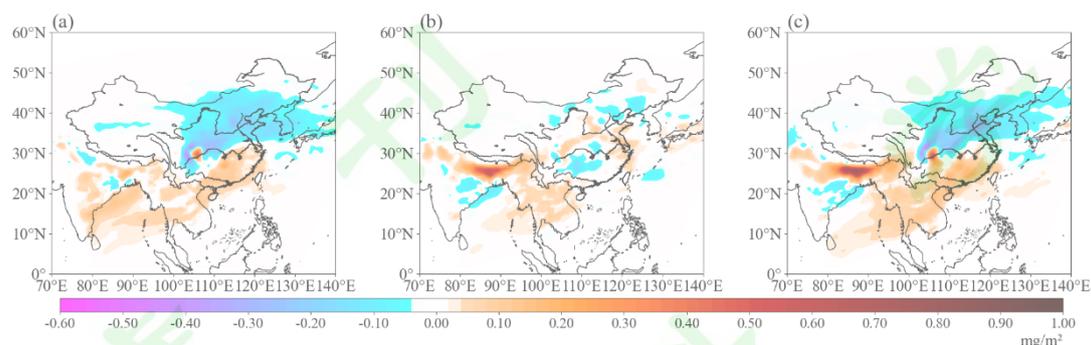


图 13 冬季平均一次有机碳的变化 (单位: mg/m^2)，(a) 中国大陆黑碳，(b) 印度黑碳，(c) 中国大陆和印度的黑碳。黑点部分表示通过 90% 的 t 检验的显著区域

Fig. 13 Changes of winter mean primary organic carbon (POC) column burden (units: mg/m^2), (a) Black carbon from China, (b) Black carbon from India, and (c) Black carbon from China and India. The black dots indicate the 90% confidence levels from the Student's t test.

图 14 是黑碳气溶胶引起的冬季硫酸盐气溶胶的变化。由图可见，受黑气溶胶直接效应的影响，冬季硫酸盐气溶胶的浓度变化在空间分布上与有机碳的变化类似，但量级上显著高于一次有机碳。图 14a 中，中国大陆黑碳同样引起长江以北广大地区硫酸盐气溶胶的减少，及四川盆地和长江以南部分地区硫酸盐气溶胶的增加。特别是在四川盆地西部部分地区硫酸盐气溶胶减少了 0.75 mg/m^2 以上，四川盆地中部部分地区硫酸盐气溶胶增加了 1.25 mg/m^2 以上。在图 14b 中，印度黑碳主要引起我国长江流域以北至黄河流域地区和我国华南大部分地区冬季的硫酸盐气溶胶浓度增加，硫酸盐浓度变化的空间分布与一次有机碳的类似，但浓度增加的区域较之一次有机碳分布更广。区域平均上 (如表 3 所示)，受中国大陆和印度地区黑碳的共同影响，冬季硫酸盐气溶胶变化最大的区域是我国华南地区，柱含量增加了 0.39 mg/m^2 ；我国西南地区硫酸盐气溶胶柱含量的局地变化很强，但区域平均值较小，约为 0.02 mg/m^2 ；而我国华北地区硫酸盐气溶胶的柱含量减少了 0.20 mg/m^2 。总体而言，冬季东亚地区硫酸盐气溶胶柱含量在黑碳的影响下增加了 0.04 mg/m^2 。

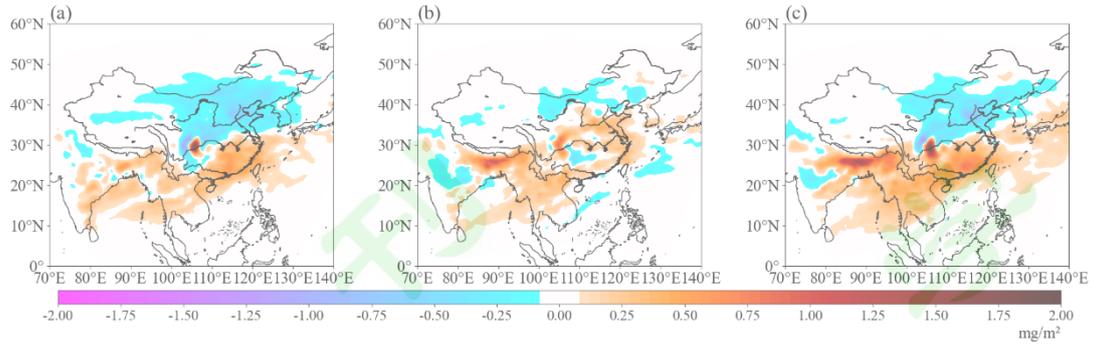


图 14 冬季平均硫酸盐气溶胶的变化 (单位: mg/m^2), (a) 中国大陆黑碳, (b) 印度黑碳, (c) 中国大陆和印度的黑碳, 黑点部分表示通过 90% 的 t 检验的显著区域

Fig. 14 Changes of winter mean sulfate aerosol column burden (units: mg/m^2), (a) Black carbon from China, (b) Black carbon from India, and (c) Black carbon from China and India. The black dots indicate the 90% confidence levels from the Student's t test.

黑碳气溶胶的直接效应在不同程度上引起了冬季东亚地区大气污染物的变化, 其主要原因是源于黑碳气溶胶改变了该地区大气的热力和动力结构、边界层高度等, 从而影响到大气污染物的输送、扩散、清除等过程。上述的分析结果表明, 黑碳气溶胶导致的更稳定的大气层结 (图 7: 大气温度上升, 图 9: 地表温度降低)、更低的边界层高度 (图 12) 等均有利于气溶胶的进一步积累。同时, 低层大气流场的变化 (图 6) 可进一步对污染物的浓度进行再分配。对比图 6、13 和 14 可以发现, 冬季东亚地区气溶胶对黑碳气溶胶的响应在空间分布上与低层大气流场响应的空间分布更为一致。如中国大陆的黑碳引起长江流域以北地区的北风加强, 以南地区的南风加强, 导致污染物由北向南传输并在华南地区进一步堆积。印度黑碳引起长江流域与黄河流域之间、以及华南部分地区气流辐合, 造成污染物在这些地区进行积累。因此, 可以推测东亚地区气溶胶浓度的变化主要受黑碳气溶胶引起的流场变化所致。这一结果与前人研究的结论一致 (Liu et al., 2011)。

表 3 华北($108^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{E}$, $30^{\circ}\text{--}45^{\circ}\text{N}$)、华南($110^{\circ}\text{--}120^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\text{--}30^{\circ}\text{N}$)、西南($100^{\circ}\text{--}110^{\circ}\text{E}$, $25^{\circ}\text{--}35^{\circ}\text{N}$)、东亚地区 ($100^{\circ}\text{--}130^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\text{--}50^{\circ}\text{N}$) 850 hPa 附近云量 (单位: %)、850 hPa 附近气温 (单位: K)、日照时数 (单位: h/day)、地表气温 (单位: K)、感热通量 (单位: W/m^2)、地表蒸发量 (单位: mm/day)、边界层高度 (单位: m)、一次有机碳柱含量 (单位: mg/m^2)、硫酸盐气溶胶柱含量 (单位: mg/m^2) 冬季区域平均变化值。表中每格数据分别为中国黑碳、印度黑碳、中国和印度的黑碳造成的相对应地区的相应物理量的平均变化值, 并使用 “/” 隔开。

Table 3 Regional winter mean changes of the cloud fraction near 850 hPa (units:%), temperature(units: K) near 850 hPa, sunshine duration (units: h/day), surface temperature (units: K), sensible heat flux(units: W/m²), surface evaporation (mm/day), boundary layer height (units: m), primary organic carbon (POC) column burden (units: mg/m²), sulfate aerosol column burden (units: mg/m²) in northern China (108 °-120 ° E, 30 °-45 ° N), southeastern China (110 °-120 ° E, 20 °-30 ° N), southwestern China(100 °-110 ° E, 25 °-35 ° N), East Asia (100 °-130 ° E, 20° - 50°N). Each column of data is the mean change of the corresponding physical quantity in the corresponding region caused by black carbon from China, black carbon from India, black carbon from China and India respectively, separated by "/".

| | 华北地区 | 华南地区 | 西南地区 | 东亚地区 |
|--------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|---------------------------------------|
| 850 hPa 附近云量 (%) | -0.24/-0.12/-0.34 | -0.31/0.09/-0.02 | -0.79/-0.14/-1.00 | -0.20/-0.01/-0.21 |
| 850 hPa 附近气温 (K) | 0.01/-0.03/-0.03 | 0.07/-0.03/0.04 | 0.05/-0.02/0.03 | 0.03/-0.01/0.01 |
| 日照时数 (h/day) | -0.23/-0.01/-0.25 | -0.12/-0.01/-0.14 | -0.25/-0.03/-0.28 | -0.12/-0.01/-0.14 |
| 地表气温 (K) | -0.13/-0.04/-0.19 | -0.06/-0.04/-0.12 | -0.20/-0.06/-0.25 | -0.06/-0.02/-0.09 |
| 感热通量 (W/m ²) | -1.74/-0.07/-1.87 | -1.51/0.12/-1.66 | -2.63/-0.30/-2.81 | -1.07/-0.08/-1.16 |
| 地表蒸发量 (mm/day) | -0.02/-0.26(×10 ⁻²)/-0.02 | -0.05/-0.60(×10 ⁻²)/-0.05 | -0.01/-0.28(×10 ⁻²)/-0.02 | -0.02/-0.69(×10 ⁻²)/-0.03 |
| 边界层高度 (m) | -8.72/-0.92/-10.23 | -6.53/-1.45/-8.85 | -11.75/-3.34/-13.28 | -5.51/-1.48/-7.07 |
| 一次有机碳柱含量 (mg/m ²) | -0.11/-0.01/-0.11 | 0.06/-0.01/0.07 | -0.10/-0.01/-0.06 | -0.04/-0.01/-0.03 |
| 硫酸盐气溶胶柱含量 (mg/m ²) | -0.27/0.06/-0.20 | 0.34/0.05/0.39 | -0.16/0.09/0.02 | -0.03/0.03/0.03 |

此前，已有很多关于东亚地区黑碳气溶胶气候效应的研究工作(Menon et al.,2002; Li et

al., 2007; Zhang et al., 2009; Wang et al., 2010; Jiang et al., 2017), 他们的研究表明无论是全年尺度还是季节尺度, 黑碳都能够吸收太阳短波辐射, 使得低层大气气温上升, 并引起局地的地表气温下降, 同时还能够影响云的形成和降水的发展。本研究同样发现了黑碳的这一系列影响。但本文在以往研究的基础上, 进一步分析了不同排放地区黑碳对东亚冬季气候和边界层气象的影响, 一方面发现黑碳可造成地表辐射减弱、日照时数缩减、感热通量、地表蒸发量和边界层高度下降。另一方面还发现黑碳造成的大气水平方向上的输送和扩散条件改变最终影响了污染物浓度的大小和空间分布。此外, 本研究还进一步揭示了印度黑碳和中国黑碳影响东亚冬季气候的不同物理机制。研究结果对于深入理解亚洲地区黑碳气溶胶的环境和气候效应具有一定的参考价值。

四、结论

本文使用新一代的区域气候-化学模式 RegCM4, 研究了来自中国大陆和印度的黑碳气溶胶对东亚冬季气候的影响。具体量化了中国大陆和印度黑碳对东亚地区黑碳气溶胶浓度、辐射强迫等的影响, 全面分析并定量评估了两个地区黑碳气溶胶引起的冬季东亚气候、大气环境等响应, 最终揭示了两个地区的黑碳影响东亚气候的不同物理机制。

总体而言, 中国大陆和印度地区共同排放的黑碳气溶胶可导致东亚地区具有相对较高的黑碳柱含量, 特别是在我国的西南部、中部和东部地区。中国大陆黑碳对东亚地区黑碳气溶胶的浓度贡献占 90%以上, 印度地区的黑碳气溶胶主要通过输送过程影响东亚地区黑碳气溶胶浓度的大小。由于黑碳气溶胶对太阳短波辐射的强烈吸收, 含有黑碳气溶胶的气层短波加热率增加, 并进一步引起正的大气顶有效辐射强迫和负地表有效辐射强迫。冬季东亚地区区域平均的黑碳气溶胶柱含量、大气顶和地表有效辐射强迫分别为 1.78 mg/m^2 、 $+1.98 \text{ W/m}^2$ 和 -2.17 W/m^2 。

中国大陆和印度排放的黑碳气溶胶均可使得冬季东亚地区低层云量减少, 地表气温降低, 日照时数、感热通量、地表蒸发量减少, 边界层高度降低等, 同时使得低层大气水平风场发生改变。中国黑碳气溶胶导致冬季长江流域以北地区低层大气北风正异常、长江流域以南地区低层大气南风正异常, 由此引起污染物由北向南输送并在华南地区堆积; 而印度黑碳气溶胶则导致东亚大陆中低纬度地区低层大气北风异常, 并伴有局地的辐合, 由此导致冬季东亚部分地区气溶胶浓度增加。在中国大陆和印度黑碳的共同影响下, 冬季东亚地区 850 hPa 附近的云量减少 0.21%、日照时数减少 0.14 h/day、地表气温下降了 0.09K、感热通量下降了 1.16 W/m^2 、地表蒸发量下降了 0.03mm/day、边界层高度降低了 7.07 m、硫酸盐气溶胶柱含

量上升了 $0.04\text{mg}/\text{m}^2$ 。

中国大陆和印度排放的黑碳气溶胶对东亚冬季气候的影响机制有所不同,如中国大陆的黑碳气溶胶可能通过其半直接效应和较强的地表辐射强迫,导致了 850 hPa 附近云量的减少、气温上升、地表气温下降;印度黑碳气溶胶通过对大气动力过程的调整在一定程度上减少了东亚大陆地区的水汽含量,并导致散射气溶胶在该地区的积累,从而使得 850 hPa 附近的云量减少、地表至低层大气的气温均有所下降。尽管中国大陆黑碳和印度黑碳都会导致不同但显著的区域气候变化,但由于中国大陆黑碳气溶胶在东亚地区的影响更大,两个地区总黑碳气溶胶的气候效应与中国大陆黑碳气溶胶的更加接近。同时,东亚冬季气候对黑碳气溶胶直接效应的响应还表现出一定非线性。

参考文献 (References)

Bollasina M, Nigam S, Lau K M. 2008. Absorbing aerosols and summer monsoon evolution over South Asia: An observational portrayal[J]. *Journal of Climate*, 21(13): 3221-3239. doi:10.1175/2007jcli2094.1

Bond T C, Doherty S J, Fahey D W, et al. 2013. Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 118(11): 5380-5552. doi:10.1002/jgrd.50171

Boucher O, Lohmann U. 1995. The sulfate-CCN-cloud albedo effect: a sensitivity study with two general circulation models[J]. *Tellus. Series B, Chemical and physical meteorology*, 47(3): 281-300. doi:10.1034/j.1600-0889.47.issue3.1.x.

Chameides W L, Bergin M. 2002. Climate change - Soot takes center stage[J]. *Science*, 297(5590): 2214-2215. doi:10.1126/science.1076866

Chaing C, Cotton W R. 1987. The physics of the marine stratocumulus-capped mixed layer[J]. *Journal of the atmospheric sciences*, 44(20): 2951-2977. doi:10.1175/1520-0469(1987)044<2951:TPOTMS>2.0.CO;2.

Chen H M, Zhuang B L, Liu J N, et al. 2020. Regional Climate Responses in East Asia to the Black Carbon Aerosol Direct Effects from India and China in Summer[J]. *Journal of Climate*, 33(22): 9783-9800. doi:10.1175/jcli-d-19-0706.1

Chuang C C, Penner J E, Prospero J M, et al. 2002. Cloud susceptibility and the first aerosol

indirect forcing: Sensitivity to black carbon and aerosol concentrations[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107(D21).doi:10.1029/2000jd000215

Ding A J, Huang X, Nie W, et al. 2016. Enhanced haze pollution by black carbon in megacities in China[J]. *Geophysical Research Letters*, 43(6): 2873-2879.doi:10.1002/2016gl067745

Forster P, Ramaswamy V, Artaxo P, et al. 2007. *The Physical Science Basis*[M]. *Climate Change 2007: Changes in Atmospheric Constituents in Radiative Forcing*, S. Solomon et al., Eds., Cambridge University Press, 129–234.

Gautam R, Hsu N C, Tsay S C, et al. 2011. Accumulation of aerosols over the Indo-Gangetic plains and southern slopes of the Himalayas: distribution, properties and radiative effects during the 2009 pre-monsoon season[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 11(24): 12841-12863.doi:10.5194/acp-11-12841-2011

Giorgi F, Bi X Q, Qian Y. 2002. Direct radiative forcing and regional climatic effects of anthropogenic aerosols over East Asia: A regional coupled climate-chemistry/aerosol model study[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107(D20).doi:10.1029/2001jd001066

Giorgi F, Coppola E, Solmon F, et al. 2012. RegCM4: model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains[J]. *Climate Research*, 52(1): 7-29.doi:10.3354/cr01018

Grell G A, Dudhia J, Stauffer D R. 1994. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5)[J]. *NCAR Scientific Tech Note*. NCAR/TN-398+STR. 138pp. 10.5065/D60Z716B

Gu H H, Wang G L, Yu Z B, et al. 2012. Assessing future climate changes and extreme indicators in east and south Asia using the RegCM4 regional climate model[J]. *Climatic Change*, 114(2): 301-317.doi:10.1007/s10584-012-0411-y

Gultepe I, Isaac G. 1999. Scale effects on averaging of cloud droplet and aerosol number concentrations: Observations and models[J]. *Journal of Climate*, 12(5): 1268-1279. doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1268:SEOAOC>2.0.CO;2.

Kasten F.1969. Visibility in the prephase of condensation[J], *Tellus*, 21, 631–635.

Kiehl J T, Briegleb B P. 1993. The Relative Roles of Sulfate Aerosols and Greenhouse Gases in Climate Forcing[J]. *Science*, 260(5106): 311-314.doi: 10.1126/science.260.5106.311

Kiehl J T, Hack J J, Bonan G B, et al. 1996. Description of the NCAR community climate model (CCM3). *Technical Note*[R]. National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO (United

States). *Climate and Global Dynamics Div*

Kiehl J, Schneider T, Rasch P, et al. 2000. Radiative forcing due to sulfate aerosols from simulations with the National Center for Atmospheric Research Community Climate Model, Version 3[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 105(D1): 1441-1457. doi:10.1029/1999JD900495

Horowitz L W, Walters S, Mauzerall D L, et al. 2003. A global simulation of tropospheric ozone and related tracers: Description and evaluation of MOZART, version 2[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 108(D24).doi:10.1029/2002jd002853

IPCC. 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*[M]. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, UK and New York, USA: Cambridge University Press, 1535pp

Jacobson M Z. 2002. Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 107(D19).doi:10.1029/2001jd001376

Jiang Y Q, Yang X Q, Liu X H, et al. 2017. Anthropogenic aerosol effects on East Asian winter monsoon: The role of black carbon-induced Tibetan Plateau warming[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 122(11): 5883-5902.doi:10.1002/2016jd026237

Lal D M, Patil S D, Singh H N, et al. 2013. Influence of aerosol on clouds over the Indo-Gangetic Plain, India[J]. *Climate Dynamics*, 41(3-4): 601-612.doi:10.1007/s00382-013-1775-z

Li K, Liao H, Mao Y H, et al. 2016. Source sector and region contributions to concentration and direct radiative forcing of black carbon in China[J]. *Atmospheric Environment*, 124: 351-366.doi:10.1016/j.atmosenv.2015.06.014

Li L J, Wang B, Zhou T J. 2007. Contributions of natural and anthropogenic forcings to the summer cooling over eastern China: An AGCM study[J]. *Geophysical Research Letters*, 34(18).doi:10.1029/2007gl030541

Li M, Zhang Q, Kurokawa J, et al. 2017. MIX: a mosaic Asian anthropogenic emission inventory under the international collaboration framework of the MICS-Asia and HTAP[J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 17(2): 935-963.doi:10.5194/acp-17-935-2017

廖礼, 漏嗣佳, 符瑜, 常文渊, 廖宏. 中国东部气溶胶在天气尺度上的辐射强迫和对地面气温的影响[J]. *大气科学*, 2015, 39(1): 68-82.Liao Li, Lou Sijia, Fu Yu, Chang Wenyan, Liao

Hong. Radiative Forcing of Aerosols and Its Impact on Surface Air Temperature on Synoptic Scale in Eastern China[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2015, 39(1): 68-82. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1402.13302

Liou K N, Ou S C. 1989. The role of cloud microphysical processes in climate: An assessment from a one - dimensional perspective[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 94(D6): 8599-8607. doi:10.1029/JD094iD06p08599

Li Z Q, Lau W K M, Ramanathan V, et al. 2016. Aerosol and monsoon climate interactions over Asia[J]. Reviews of Geophysics, 54(4): 866-929.doi:10.1002/2015rg000500

Li Z Q, Guo J P, Ding A J, et al. 2017. Aerosol and boundary-layer interactions and impact on air quality[J].National Science Review,4(06):810-833. DOI:10.1093/nsr/nwx117

Liu D, Quennehen B, Darbyshire E, et al. 2015. The importance of Asia as a source of black carbon to the European Arctic during springtime 2013[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 15(20): 11537-11555.doi:10.5194/acp-15-11537-2015

Liu X D, Yan L B, Yand P, Yin Z Y, and North G R 2011, Influence of Indian summer monsoon on aerosol loading in East Asia [J], J. Appl. Meteorol. Climatol., 50, 523–533, doi:10.1175/2010JAMC2414.1

Lou S J, Yang Y, Wang H L, et al. 2019. Black Carbon Amplifies Haze Over the North China Plain by Weakening the East Asian Winter Monsoon[J]. Geophysical Research Letters, 46(1): 452-460.doi:10.1029/2018gl080941

Mao Y H, Liao H, Chen H S. 2017. Impacts of East Asian summer and winter monsoons on interannual variations of mass concentrations and direct radiative forcing of black carbon over eastern China[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 17(7): 4799-4816.doi:10.5194/acp-17-4799-2017

Martin G, Johnson D, Spice A. 1994. The measurement and parameterization of effective radius of droplets in warm stratocumulus clouds[J]. Journal of Atmospheric Sciences, 51(13): 1823-1842. doi:10.1175/1520-0469(1994)051<1823:TMAPOE>2.0.CO;2

Menon S, Hansen J, Nazarenko L, et al. 2002. Climate effects of black carbon aerosols in China and India[J]. Science, 297(5590): 2250-2253.doi:10.1126/science.1075159

Penner, J. E., Andreae, M. O., Annegarn, H.,et al. 2001. Aerosols, their Direct and Indirect Effects. [M] //Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the

Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (pp. 289-348).
Cambridge, UK, and New York, NY, USA: Cambridge University Press

Qian Y, Giorgi F. 1999. Interactive coupling of regional climate and sulfate aerosol models over eastern Asia[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 104(D6): 6477-6499.doi:10.1029/98jd02347

Ramanathan V, Carmichael G. 2008. Global and regional climate changes due to black carbon[J]. *Nature Geoscience*, 1(4): 221-227.doi:10.1038/ngeo156

Stocker, T. F., Qin, D., Plattner, G. K., et al. 2014. Summary for Policymakers. [M] // *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (pp. 3-29). Cambridge, UK, and New York, NY, USA: Cambridge University Press

Tripathi S N, Dey S, Tare V, et al. 2005. Aerosol black carbon radiative forcing at an industrial city in northern India[J]. *Geophysical Research Letters*, 32(8).doi:10.1029/2005gl022515

Twomey S. 1974. POLLUTION AND PLANETARY ALBEDO[J]. *Atmospheric Environment*, 8(12): 1251-1256.doi:10.1016/0004-6981(74)90004-3

Wang T J, Li S, Shen Y, et al. 2010. Investigations on direct and indirect effect of nitrate on temperature and precipitation in China using a regional climate chemistry modeling system[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 115.doi:10.1029/2009jd013264

Wu J, Fu C, Xu Y, et al. 2008. Simulation of direct effects of black carbon aerosol on temperature and hydrological cycle in Asia by a Regional Climate Model[J]. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 100(1-4): 179-193.doi:10.1007/s00703-008-0302-y

张华, 马井会, 郑有飞. 黑碳气溶胶辐射强迫全球分布的模拟研究[J]. *大气科学*, 2008, 32(5): 1147-1158. Zhang Hua, Ma Jinghui, Zheng Youfei. The Study of Global Radiative Forcing due to Black Carbon Aerosol[J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2008, 32(5): 1147-1158. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2008.05.13

Zhang H, Wang Z L, Guo P W, et al. 2009. A Modeling Study of the Effects of Direct Radiative Forcing Due to Carbonaceous Aerosol on the Climate in East Asia[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 26(1): 57-66.doi:10.1007/s00376-009-0057-5

Zhang X Y, Wang Y Q, Zhang X C, et al. 2008. Carbonaceous aerosol composition over various regions of China during 2006[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*,

113(D14).doi:10.1029/2007jd009525

Zhuang B L, Liu Q, Wang T J, et al. 2013. Investigation on semi-direct and indirect climate effects of fossil fuel black carbon aerosol over China[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 114(3-4): 651-672.doi:10.1007/s00704-013-0862-8

Zhuang B L, Wang T J, Li S, et al. 2014. Optical properties and radiative forcing of urban aerosols in Nanjing, China[J]. *Atmospheric Environment*, 83: 43-52.doi:10.1016/j.atmosenv.2013.10.052

Zhuang B L, Li S, Wang T J, 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

Zhuang B L, Chen H M, Li S, et al. 2019. The direct effects of black carbon aerosols from different source sectors in East Asia in summer[J]. *Climate Dynamics*, 53(9-10): 5293-5310.doi:10.1007/s00382-019-04863-5