气溶胶辐射效应对河北山区一次对流云和降水的影响机理与阈值研究'

周萍¹,范天一¹,赵传峰²,杨新¹,王儒沫 ¹北京师范大学地理科学学部全球变化与地球系统科学学院,北京 100875 ²北京大学物理学院大气与海洋科学系,北京 100871

摘要本文利用新一代中尺度天气研究和预报模式 WRFv4.3 对 2017 年 5 月 22 日河北西南部一次对 流降水进行模拟。本研究采用卫星观测的气溶胶消光系数垂直廓线,分析了气溶胶辐射效应对云和 降水影响。通过模拟试验,本研究量化了气溶胶辐射效应对本次降水率影响的气溶胶含量阈值,探 讨了伴随辐射加热产生的微物理过程的潜热加热和平流加热等联动机制,并分析了辐射效应对温湿 变量和热动力条件的影响。研究结果发现: (1)气溶胶光学厚度(AOD)从 0.1 增大至 1.5,气溶 胶辐射效应对降水峰值的影响先增大再减小,在 AOD 为 1.0 时增大效果最显著,对累计降水的影响 先减小再增大,在 AOD 为 1.0 时的抑制作用最弱; (2)气溶胶辐射效应导致的辐射加热率的改变 伴随着潜热加热率和总平流加热率的显著变化,总加热率的变化主要由后二者决定; (3)气溶胶辐 射效应增强了对流成熟阶段的垂直上升运动,有利于更强对流和降水发生。

关键词 气溶胶辐射效应 对流云和降水 WRF 模式 文章编号

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2305.22206

A study on the mechanism and threshold of the aerosol radiative effect on

convective cloud and precipitation in the mountain area of Hebei Province

ZHOU Ping¹, FAN Tianyi¹, ZHAO Chuanfeng², YANG Xin¹, WANG Rumo¹

 收稿日期
 2022-10-25
 网络预出版日期

 作者简介
 周萍,女,1998年1月,硕士研究生,研究方向:云-气溶胶相互作用。Email:

 pingzhou2023@163.com
 通讯作者
 范天一, Email: fantianyi@bnu.edu.cn

 资助项目
 国家自然科学基金 42230601, 4203606, 41830966

Founded by the National Natural Science Foundation of China (Grant 42230601, 4203606, 41830966)

¹ Faculty of Geographical Science, College of Global Change and Earth Science, Beijing Normal University, Beijing, 100875

² School of Physics, Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, Peking University, Beijing, 100871 Abstract In this paper, a convective precipitation in the southwest of Hebei Province on May 22, 2017 is simulated using the Weather Research and Forecasting (Version4.3). By applying the satellite observed vertical profile of aerosol extinction coefficient in the model, this study quantifies the threshold values of aerosol optical depth (AOD) on affecting the precipitation rates by the aerosol radiative effect (ARE). The linkage of latent heating of microphysical processes and total advective heating to the radiative heating is discussed. The influences of ARE on temperature, moisture, relative humidity, and the thermodynamical conditions are analyzed. The results show that: (1) when AOD increases from 0.1 to 1.5, the influence of ARE on the peak precipitation rates increases and then decreases and the influence is the largest when AOD equals to 1.0. In contrast, the effect of ARE on the cumulative precipitation rates decreases and then increases, and the inhibition effect is the weakest when AOD equals to 1.0; (2) The change of radiative heating caused by ARE is accompanied by significant changes of latent heating rate of microphysical processes and total advective heating rate. The change of total heating rate is mainly determined by the latter two; (3) ARE enhances the vertical updraft in the mature stage of the convection, which is conducive to stronger convection and precipitation.

Key words: aerosol radiative effect, convective cloud and precipitation, WRF

1 引言

气溶胶对云和降水的影响是气候研究的难点(Stevens and Feingold, 2009; Tao et al., 2012; Han et al., 2022; Fan et al., 2018)。气溶胶除了通过微物理机制作为云凝结核或冰核影响云和降水外,还能够通过辐射效应吸收和散射太阳辐射,改变地表热通量、大气辐射加热和大气稳定度,从而影响对流性云和降水(Hansen et al., 1997; Feingold et al., 2005; Parajuli et al., 2022)。

前人不同程度地探究了云和降水是如何由于吸收性气溶胶引起的辐射加热率以及潜热等变化而变化的。研究 表明吸收性气溶胶吸收太阳辐射,使到达地面的太阳辐射量减少、地表热通量减少和大气辐射加热增强,可抑制 对流和云的生成,减少云量(Ackerman et al., 2000; Feingold et al., 2005)。其中,沙尘气溶胶的增加可导致短波 加热速率和长波冷却速率的增加,改变大气辐射通量(Carlson和 Benjamin, 1980)。Chen等(2017)分析了包括 辐射过程、边界层过程、积云过程、非绝热加热以及总平流过程在内的五个过程对温度变化的贡献,他们发现随 着辐射加热过程发生变化后五个过程中的总平流过程发生了较为明显的变化。然而,在另一些研究中潜热起着非 常重要的作用。由于沙尘引起的温度升高造成的额外潜热释放可能会促进云的发展,延长冰云的寿命并增加冷云 降水(Li and Min, 2010; Li et al., 2017; Paukert et al., 2017; Gibbons et al., 2018)。Huang等人(2019)发现由于 沙尘辐射效应导致的风暴加剧会增加冰层以上输送的沙尘量,增加非均质冻结,从而促进一定高度层潜热释放的 增加,最终导致对流增强。Xiao等人(2022)也认为在污染条件下,较高的潜热释放会有利于对流云降水系统的 发展。另外,吸收性气溶胶增强深对流会使低层辐合增强,促进辐合区域的云覆盖(Ackerman et al., 2000; Koren et al., 2004; Fan et al., 2008; Koch and Del Ginio, 2010; Ten Hoeve et al., 2012)。大量研究证明了气溶胶辐射效 应对云和降水的影响(Koren et al., 2004; Fan et al., 2008; Wong et al., 2005; Ma et al., 2012; Shi et al., 2014; Wang et al., 2018),但辐射加热率和潜热等这些因子之间的内在动态联系尚未清楚。

范学花等人(2013)表示气溶胶各辐射光学特性对气溶胶辐射效应研究都有着重要意义,但是目前气溶胶气 候效应中最为重要的光学特性是气溶胶光学厚度(Aerosol Optical Depth, AOD)。研究表明 AOD 与累积降雨之间 有着良好相关性,AOD 在降水中起着重要作用(Kumar,2018)。不同 AOD 浓度下,气溶胶辐射效应对云和降水 的贡献不同(Rosenfeld et al., 2008; Fan et al., 2018)。不同 AOD 浓度下,气溶胶辐射效应对云和降水 的贡献不同(Rosenfeld et al., 2008; Fan et al., 2015)。Lee 等(2016)研究也证明了上述结论, 他们利用新一代中尺度天气研究和预报模式 WRF(Weather Research and Forecasting)对珠江三角洲降水进行模拟 研究,发现气溶胶辐射效应对降水有抑制作用并且在降水前期占主导作用,在降水中后期影响减弱,与气溶胶微 物理效应的博弈造成降水峰值延迟出现。Ten Hoeve 等人(2012)认为受辐射效应影响,AOD 较高时云光学厚度 随 AOD 的增加而减少,云层变薄变暗。还有研究发现当 AOD<=0.5 时,气溶胶的增加会明显增加降水频率,但在 某些地区,当 AOD>0.5 时,过量气溶胶会抑制降水频率(Sun et al., 2022)。我国华北是中国污染最严重的地区之 一,其中京津冀区域作为重工业集群,已成为中国最大的大气污染物排放源地(Li et al., 2019)。Xiao 等人(2022) 对华北平原秋冬季对流降水与气溶胶污染的关系进行了研究,发现研究区域对流降水率与 AOD 之间呈正相关,这 与污染条件下液滴数量增加,液滴尺寸减小,使得水蒸气凝结增强以及云中液滴的流动性提高有关。Choudhury 等 人(2020)对喜马拉雅地区高降雨量事件(日降雨量>95%)的观测降雨量和 AOD 等共有数据集进行综合分析发 现,气溶胶直接辐射效应对特殊地形下降水事件有着关键作用。

前人研究证实了气溶胶辐射效应对云、对流和降水的重要性,但研究结果并不一致,由此可以看出影响机理的复杂性。大量研究探究了气溶胶辐射效应分别对辐射通量、加热率、潜热等的影响,然而,在地形影响下吸收

性气溶胶如何通过影响辐射加热率和潜热等一系列因素影响云和降水的联动机制尚不清楚。同时,气溶胶含量对 降水影响阈值问题的讨论仍存在争议。为此,本文采用天气研究和预报模式 WRF,对 2017 年 5 月 22 日河北山区 的一次对流性降水过程进行模拟,依据 CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation) 卫星 (Vaughan et al., 2004)观测的气溶胶消光系数垂直廓线替换模式默认消光系数曲线,分析了气溶胶辐射效应 对云和降水影响,探讨了影响机制以及气溶胶含量对降水影响的阈值问题。





2.1 个例天气概况

2017年5月22日河北发生大面积降水。此次降水属于积层云混合云系中发生的对流性降水,主要集中在太行山脉东部和华北平原中西部地区,呈东北-西南带状分布,北京时间17时左右达到降水峰值,降水中心位于邯郸市涉县和武安西部。

降水过程主要受高空低槽影响,低槽后部冷空气与槽前西南暖湿气流交汇为降水的生成提供了充足的水汽和 动力条件。同时,700hPa 上西南暖湿气流向大雨区输送大量水汽(图 1b)。在水汽充足情况下,低层辐合高层辐 散,为大雨的产生提供了非常有利的气象条件。同时涉县西部为偏东气流,在地形抬升作用下,形成强烈的垂直 上升气流,进一步促进该地降水。

CALIPSO 卫星观测显示,降雨发生前(5月21日)气溶胶类型以污染沙尘、沙尘和污染的大陆型为主(图 1c)。5月22日前一周低层(500m)HYSPLIT模型(Hybrid Single Article Lagrangian Integrated Trajectory model, Stein et al., 2015)气团后向轨迹聚类结果(图 1d)显示,66%达到研究区域的气团来自西北和北方沙源地(轨迹 2、 3、5),34%来自东南和东部人为源(轨迹 1、4),说明降雨发生前积聚在模拟区域的气溶胶类型明显受到吸收 性沙尘气溶胶的影响。在个例发生前近地层气溶胶消光系数值较高,并随高度逐渐减小,在海拔2km 左右高度处 存在峰值(图 2b)。根据 CloudSat 卫星 2B-CWC-RO产品(Radar-Only Cloud Water Content Product, Austin et al., 2009)提供的2017年5月21日冰水含量和液态水含量数据显示(图略),云底在2km及以上,与气溶胶分布情 况对应,大部分气溶胶分布在云底。

2.2 数据资料



本文降水观测数据采用中国地面与 CMORPH (Climate Precipitation Center Morphing) 融合逐小时降水产品 (China Hourly Merged Precipitation Analysis combining observations,简称 CMPA-Hourly)。该产品基于经过质量

控制的全国自动观测站小时降水量和美国气候预测中心研发的 CMORPH 卫星反演降水资料,采用概率密度匹配误 差订正法和最优插值两步融合方法生成,时间分辨率为1小时,空间分辨率为0.1°×0.1°。通过对中国不同地区、 不同降水量级、不同累积时间及不同站点密度等多角度的综合评估表明,该产品总体误差水平在10%以内,优于 国际可接受误差标准(沈艳等,2013; Shen et al., 2014)。

本研究控制试验中的气溶胶光学厚度(AOD)设置值参考了 Himawari-8 卫星 Level-2 AOD 产品(Yoshida et al., 2018) 2017 年 5 月的月平均值,空间分布率为 0.05°×0.05°以及 MODIS(Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)卫星三级大气日全球数据产品(MODIS/Aqua Level-3 Atmosphere Daily Global Product)(Platnick et al., 2015) 2017 年 5 月 20 日的 AOD 数据,空间分辨率为 1°×1°。模式中 AOD 垂直廓线数据采用 CALIPSO 卫星 532nm 通道的 Level-2 消光系数数据产品。

2.3 数值试验设置

本研究采用新一代中尺度天气研究和预报模式 WRFv4.3(Skamarock et al., 2021)对个例进行模拟。模式模拟 的起始时间设为 2017 年 5 月 21 日 00 时,总积分时长为 72h,充分考虑模式预热时间,模拟结果分析选用 22 日 00 时以后的数据。使用 NCEP/NCAR FNL(National Center for Environmental Protection/National Center for Atmospheric Research Final)再分析数据(National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/NOAA/US Department of Commerce, 2000)作为模式的初始场和边界气象条件,数据水平分辨率为 1°×1°,时间分辨率为 6 小时。模式模拟采用两层嵌套(图 1),格距分别为 12km 和 4km,外层嵌套积分时间步长为 72s,内层嵌套积 分步长为 24s,垂直方向上分 26 层,模拟中心为(38°N,114.5°E)。两层嵌套均打开积云对流参数化方案。研究 区域聚焦于研究区域位于内层嵌套中(36.5°N-39°N, 114.5°E-116°E)。

模拟选取的物理参数化方案如表 1。其中,微物理方案中参考实际情况将云滴数浓度设置为固定值 350cm⁻³ (Wang et al., 2019; Fan et al., 2020),即不考虑气溶胶微物理效应的影响。

表1 本研究采用的 WRF 模式物理参数化方案

Table 1 Physical parameterization scheme of WRF model adopted in this study

物理参数化方案	方案选用	引用文献
 积云参数化方案	Grell-Freitas (GF)	Grell and Freitas (2014)
微物理方案	Morrison 2-mom	Morrison et al. (2009)
辐射方案	RRTMG	Iacono et al. (2008)
近地面方案	Eta similarity	Zilitinkevich (1970)



图 1 (a) 模式两层嵌套 (D1, D2) 范围,其中填色图为地形高度,单位:m; (b) 第二层嵌套 (D2) 内的地形与 5月 20日 8-20 时-700hPa 平均水平风场图 (单位:m/s); (c) CALIPSO 卫星 VFM (LIDAR L2 Vertical Feature Mask) 产品展示的 2017 年 05月 21 日气溶胶类型; (d) 2017 年 05月 16日-22日 7天内以 (38°N, 114°E) 为中心 500m 高度处 HYSPLIT 模型模拟的气团后向轨迹聚类结果

Fig. 1 (a) Model domains (D1, D2). Shadings represent terrain height (unit: m);(b) terrain height in D2 (shaded, unit: m) and the simulated 700hPa wind field (vectors, unit: m/s); (c) Aerosol types from the CALIPSO satellite VFM (LIDAR L2 Vertical Feature Mask) product display on 21May 2017; (d) HYSPLIT model clustering results of air masses at a height

of 500m centered on (38°N, 114°E) within 7 days from May 16 to 22, 2017

根据 MODIS 卫星 2017 年 5 月 20 日 AOD 的日值以及 Himawari-8 卫星 Level-2 产品在 2017 年 5 月 AOD 的月 平均值,将模拟区域内的 AOD 设置为固定值 0.5。参考该区域相近季节的文献数据(Zhang et al., 2020)将 SSA (Single Scattering Albedo)设置为 0.90, 气溶胶吸收性中等。

为了使模拟的气溶胶垂直分布符合真实情况,本文对模式辐射方案中的 AOD 垂直分布进行了修改,利用 CALIPSO 卫星 2017 年 5 月模拟区域的气溶胶平均消光系数垂直观测数据曲线代替 WRF 模式辐射方案默认的垂直 廓线(图 2)。



图 2 (a)模式辐射方案默认的消光系数垂直廓线, (b) CALIPSO 卫星 2017 年 5 月气溶胶平均消光系数垂 直观测数据曲线(黑色曲线,单位:/km)和对观测数据进行归一化后得到的气溶胶消光系数垂直廓线(红色曲线, 单位:/km)

Fig. 2 (a) Default extinction coefficient vertical profile of mode radiation scheme, (b) The vertical observation data curve of aerosol mean extinction coefficient of CALIPSO satellite in May 2017 (black curve, unit: /km) and the vertical profile of aerosol extinction coefficient obtained after normalization of observation data (red curve, unit: /km)

为了研究气溶胶辐射效应对降水的影响,分别模拟了关闭和打开气溶胶辐射效应的试验。为分析气溶胶含量 对降水影响的程度,在打开试验中除设置 AOD 值为 0.5 的控制试验外,还另设置 AOD 值在 0.1 到 1.5 之间变化的 三组敏感性试验(表 2)。





表2 敏感性试验设置

Table 2 Sensitivity experiment setup		
试验名称	参数设置	试验目的
AER_OFF	关闭气溶胶	与打开气溶胶做对比试验
AOD_0. 1	AOD=0.1	研究不同 AOD 对云和降水
AOD_0. 5 [#]	AOD=0.5	的影响;
AOD_1. 0	AOD=1.0	AOD_* - AER_OFF = 气溶
AOD_1.5	AOD=1.5	胶的辐射效应

[#]AOD_0.5 试验为控制试验

3 结果分析

3.1 模拟结果检验



图 3 为 5 月 22 日 14 时 CMPA-Hourly 观测降水和模式模拟的降水量水平分布。控制试验(AOD_0.5)(图 3d) 模拟的降水分布与 CMPA-Hourly 观测(图 3a)基本一致,但降水中心偏西南方向,层状降水分布范围较观测更广。 AER_OFF、AOD_0.1、AOD_0.5、AOD_1.0 和 AOD_1.5 试验的降水分布与观测均大致符合(图 3b-f)。观测数据 表明山区(图 3a 中红框范围)的降水率大于平原地区,在模式结果中也得以体现。

图 4 为研究区域(36.5°N-39°N, 112°E-116°E)和山区(36.5°N-38°N, 112°E-114°E)观测和模拟的区域平均 小时降水日变化。研究区域的降水模拟日变化与观测有着较好的对应关系,降水峰值大小与出现时间与观测符合 (图 4a)。山区的降水模拟在 14 时降水达到峰值,较观测的 17 时提前了 3 小时,降水率下降时段也较观测提前 (图 4b)。观测与模拟的降水率峰值存在时间位相差,观测的降水率峰值略大于模拟值,这是由于模拟的强降水 位置与观测存在偏差的缘故(见图 3)。但从整体上看,WRF 模式对此次降水过程的模拟捕捉到了降水发生的大 值区,观测与模拟的降水率趋势比较一致,基本符合观测的降水时间变化。



图 35月22日14时(a)观测降水和(b)-(f)关闭气溶胶、AOD(Aerosol Optical Depth)为0.1、0.5、1.0 和 1.5 试验的模拟降水率分布。红框表示研究的山区范围(36.5°N-38°N, 112°E-114°E)

Fig.3 Distribution of precipitation rate at 14:00 on May 22. (a) Observed precipitation, (b)-(f) Simulated precipitation when (b) turn off aerosol and (c)-(f) AOD(Aerosol Optical Depth) is set to 0.1,0.5,1.0 and 1.5 respectively. The red box represents the study area (36.5 ° N-38 ° N, 112 ° E-114 ° E)

3.2 气溶胶辐射效应对降水和云的影响

根据图 4b 显示的山区降水时间趋势,我们把山区对流云降水系统发展分为发展阶段(12 时前)、成熟阶段(12 时-20 时)和消亡阶段(20 时后)。在对流发展阶段,AOD_0.5 试验组(气溶胶辐射效应打开,红线)的降水低于 AER_OFF(辐射效应关闭,黑线)。在对流成熟阶段,AOD_0.5 降水率明显高于 AER_OFF 试验;在对流消亡阶段,AOD_0.5 试验的降水率略微高于 AER_OFF 试验。可见气溶胶辐射效应在对流发展阶段抑制降水,对流成熟阶段促进降水,辐射效应对降水的影响是明显可见的。对 AOD_0.5 和 AER_OFF 降水率差异进行显著性检验,结果表明这两组降水率在对流降水成熟中段(13-16 点)通过了 90%显著性检验。但在全研究时段内未通过 90%显著性检验,这可能是由于本文仅研究了一次降水事件样本点较少所导致的。

分析图 4b 中敏感性试验结果发现,在对流发展阶段 10 时前 AER_OFF 小时降水量较不同 AOD 值下的降水量 小,10 时后 AER_OFF 小时降水量超过不同 AOD 试验组的小时降水量;在对流成熟阶段,降水峰值前后 AER_OFF 小时降水量低于不同 AOD 试验组的。对流发展阶段前期随着 AOD 值增大,小时降水量先减少,在 AOD 大于 1.0 后增大。在对流成熟阶段,随着 AOD 增大小时降水先增大,当 AOD 大于 1.0 后小时降水减小。我



们发现在 AOD 等于 1.0 时会出现气溶胶辐射效应对降水率影响的拐点。

图 4 (a) 5 月 22 日研究区域 (36.5°N-39°N, 112°E-116°E) 小时降水时间序列 (黑线:关闭气溶胶;蓝线: AOD 为 1.0; 红线: AOD 为 0.5; 绿线: AOD 为 1.0; 紫线: AOD 为 1.5; 灰色虚线表示观测值)。(b)22 日山 区 (36.5°N-38°N, 112°E-114°E) 小时降水时间序列。纵向虚线表示本文划分的对流发展阶段、对流成熟阶 段和对流消亡阶段的分界线

Fig. 4 (a) Hourly precipitation time series of the whole study area (36.5°N-38° N, 112°E-116°E) on the May 22, 2017 (black line: turn off aerosol; blue line: AOD is 1.0; red line: AOD is 0.5; green line: AOD is 1.0; purple line: AOD is 1.5; gray dotted line indicates observation value); (b) Time series of hourly precipitation in mountainous area (36.5°N-38°N, 112°E-114°E) on May 22, 2017. The vertical dashed line represents the boundary between the convective development stage, convective maturity stage, and convective extinction stage divided in this article

陈卫东等(2015)指出适度的气溶胶浓度可以促进京津冀区域对流云降水,但气溶胶浓度过高则会抑制降水。 肖之盛等(2022)进一步指出,京津冀地区对流云降水的强度在 AOD 为 1.3 时出现拐点,当 AOD 大于 1.3 时,气 溶胶辐射效应对降水抑制的结果导致对流云降水强度降低。图 5 为 22 日 9 时至 24 时 AOD 分别为 0.1、0.5、1.0 和 1.5 时累计降水量和降水峰值与 AER_OFF 的累计降水量之差和降水峰值之差。累计降水差值在所有 AOD 设置值 的试验中皆小于零,说明气溶胶辐射效应抑制累计降水量。随着 AOD 的增大,气溶胶辐射效应抑制降水量的强度 先减弱后增强,AOD 为 1.0 时抑制效果最弱,AOD 为 1.5 时气溶胶辐射效应抑制降水量效果最强。对比而言,降 水峰值的差值皆大于零,说明气溶胶辐射效应增大了降水峰值,随着 AOD 的增加,峰值差值先增大后减少,气溶 胶辐射效应促进降水峰值增大的效果先增大后减小,在 AOD 为 1.0 时气溶胶辐射效应增强降水峰值最显著。与前 人研究结果相似,在 AOD 大于 1.0 时气溶胶辐射效应抑制对流云降水,另外,我们发现累计降水和降水峰值均会 在 AOD 为 1.0 时出现拐点。



图 5 AOD 分别为 0.1、0.5、1.0 和 1.5 时的累计降水和降水峰值与 AER_OFF 的累计降水和降水峰值的差值 (单位: mm)

Fig. 5 The difference between the peak precipitation rates and cumulative precipitation rates in the simulations with AOD of 0.1, 0.5, 1.0,1.5 and the simulation with AER OFF (unit: mm)

我们用云中液态水和冰水混合比之和代表山区云的分布状态(图 6)。根据图 6c 所示,在对流发展阶段,10 时前气溶胶辐射效应促进了 AOD_0.5 试验组整个大气层云的形成,10 时后 2-6km 云水和云冰减少。在对流成熟阶段,12-14 时气溶胶的加入抑制了 3-6km 高度云的形成,但促进了 6km 以上冰云的形成,14-16 时促进了整层云的

形成,16-20时抑制了2km以上大部分大气层的云。在对流消亡阶段,气溶胶辐射效应增加了大部分垂直大气的云水和云冰。但 AER_OFF 和 AOD_0.5 试验的差异没有通过90%的差异显著性检验。为便于下文分析,本文根据云水和云冰混合比将垂直方向大气划分为云下(3km以下)、云中(3-6km)以及云上(6km以上)三个部分。



图 6 (a) AER_OFF 试验组的山区云水和云冰混合比(等值线为 0℃ 等温线)、(b) AOD_0.5 试验组的云水和云冰混合比(等值线为 0℃ 等温线)以及(c) AOD_0.5 和 AER_OFF 对应混合比之差(单位: g/kg)的区域平均垂直分布的时间序列。纵向虚线表示本文划分的对流发展阶段、对流成熟阶段和对流消亡阶段的分界线,横向虚线表示本文划分的云下、云中和云上

Fig. 6 (a) Time series of regional average vertical distribution of cloud water and cloud ice mixing ratio of AER_OFF (Contour is 0°C isotherm), (b)cloud water and cloud ice mixing ratios in the AOD_0.5 simulation (Contour is 0°C isotherm), and (c) the difference of the mixing ratios between AOD_0.5 and AER_OFF simulations (unit: g/kg). The vertical dashed line represents the boundary between the convective development stage, convective maturity stage, and convective extinction stage divided in this article, and the horizontal dashed line represents the cloud below, in, and above the cloud divided in this article

3.3 气溶胶辐射效应对加热率的影响

气溶胶吸收、反射以及折射太阳辐射,改变了大气的辐射通量,从而改变大气加热率和温度层结(沈志宝和魏丽,2000;吴涧和符淙斌,2005)。温度层结的改变会影响到云(包括积云)、边界层垂直混合、非绝热加热、平流等过程,进一步地改变加热率和温度(Chen et al., 2017; Wang et al., 2014)。我们在本节中探讨山区气溶胶辐射效应引起的上述过程加热率的变化。

气溶胶辐射加热作用受到云的影响,为了区别晴空和有云情况,图 7 分别显示了晴空和有云格点区域 AOD_0.5 与 AER_OFF 试验的长短波辐射加热率之差。晴空条件下,气溶胶对长波辐射的加热率影响很小(图 7a)。由于沙尘为主的吸收性气溶胶主要分布在 3km 以下,明显增加了白天低层大气的短波辐射加热率,日落后, 由于太阳辐射消失,气溶胶对短波辐射的影响也随之消失。气溶胶长短波对辐射加热率的影响由短波加热率主导, 总体效果为加热低层大气(图 7c)。晴空下,短波辐射和长短波总辐射的差异大部分能通过 90%的差异显著性检 验。

有云条件下,气溶胶长短波辐射均受到云的影响。与晴空条件对比发现,长短波辐射加热率皆有改变。长波 辐射加热率的变化是由于气溶胶对云的改变导致云对长波辐射的吸收和反射发生变化,其变化主要集中在云中(3-6km)和云上(6km以上,图7d)。在气溶胶辐射作用下,对流发展阶段,5km处出现了一处明显的长波辐射降温。 参考图 6c 可知,该时该处出现了云水云冰混合比的正异常,该处位于 0°C 以上 1km处,以冰云或混合相态云为主。 冰晶对长波辐射有着吸收作用,因此此处长波辐射的大气降温意味着气溶胶辐射效应导致冰云增加,吸收大气中 的长波辐射。同时,吸收的热量后,冰云向云上云下两个方向释放长波辐射,加热大气导致 3-4km和 5-6km处升 温。5km处的降温和 5-6km处的升温有利于该处大气层稳定,不利于云顶抬升。对流成熟阶段,长波辐射加热率在 近地层出现减小,云顶以上 5-7km增加,8-10km减小,不稳定度增加有利于对流云顶的抬升。有云情况下,短波 辐射加热率相比晴空条件的变化主要在 3km以上(图7c),而晴空条件下3km以上基本没有受到气溶胶辐射效应 的影响,体现了气溶胶和云在辐射传输过程中的相互作用。对流发展和成熟阶段,有云条件下加热率在云下加热 作用没有晴空时强。云中上部 5km出现了短波加热率增加,这可能是由于云滴和冰晶的存在造成太阳辐射的多次 散射,使得气溶胶吸收短波辐射增加导致的。而云上 5-7km短波辐射率减小,可能由于云的垂直发展逐渐阻挡了 下行短波辐射造成的。这一阻挡作用在成熟阶段前期更加明显。这样的温度层结有利于对流云顶的向上发展。有 云时,短波辐射差异在云下大部分时间通过了90%显著性检验。

就长短波总辐射加热率而言,气溶胶辐射效应(图 7f)在对流发展阶段加热云下和云中大气,冷却云顶处的 大气,促进对流发展;在对流成熟阶段,近地层的冷却作用与云下和云中的加热作用不利于对流继续发展,对应 着图 6c 中云水和云冰的减少。在本试验中对流成熟阶段前期对流云的减少印证了前人提出的云上气溶胶短波辐射 有可能造成对流云减少(Fan et al., 2008; Ten Hoeve et al., 2012)。但云中上部 5-7km 出现的长波加热和短波冷却作 用相互抵消,表现为略微的加热作用,有利于对流云顶的向上发展和降水的维持。成熟阶段中后期,随着云量的 增加云下的气溶胶辐射效应不明显,在云下 3km 左右有略微加热作用。然而,长短波总辐射差异通过 90%显著性 检验的很少。

总之,吸收性沙尘气溶胶无论晴空还是有云情况,由于短波辐射作用都表现为加热 3km 以下云下低层大气。 有云情况下,受对流云的发展以及云上吸收性气溶胶和云相互作用的影响,气溶胶辐射效应对长短波总辐射加热 率的影响表现为对流发展阶段促进对流云,造成对流云的增加;成熟阶段前期抑制云下和云中对流,造成对流云 的减少,促进云上对流,有利于云顶向上发展;成熟阶段后期由于云的阻挡辐射加热不明显。该效应与气溶胶 "激发效应"(Rosenfeld et al., 2008)在对流发展和成熟阶段前期表现是不一致的。"激发效应"中,依据气溶胶 作为云凝结核和冰核的微物理作用解释了前期抑制降水与后期促进对流。本研究结果则显示气溶胶由于辐射效应 改变温度层结,前期促进对流和后期抑制对流。但两种效应在对流成熟阶段促进云顶的向上发展是一致的。



图 7 AOD_0.5 和 AER_OFF 山区晴空条件下(a) 长波辐射过程、(b) 短波辐射过程、(c) 总辐射过程的加 热率之差,有云情况下(d) 长波辐射过程、(e) 短波辐射过程、(f) 总辐射过程的加热率之差。单位: K/day。 虚线表示云水云冰混合比,单位: g/kg。图中黑点表示差异通过 90%显著性检验。纵向虚线表示本文划分的对流 发展阶段、对流成熟阶段和对流消亡阶段的分界线,横向虚线表示本文划分的云下、云中和云上

Fig. 7 The difference of heating rates of (a) long wave radiation, (b) short wave radiation, (c) total radiation under clear sky conditions, and (d) long wave radiation, (e) short wave radiation, (f) total radiation in the cloudy conditions in the AOD_0.5 and AER_OFF simulations over the mountain areas. Unit: K/day. The dotted lines indicate the mixing ratios of cloud water and cloud ice. Unit: g/kg. Black dots indicate passing the 90% significance test. The vertical dashed line represents the boundary between the convective development stage, convective maturity stage, and convective extinction stage divided in this article, and the horizontal dashed line represents the cloud below, in, and above the cloud divided in this article

气溶胶辐射加热率对温度的改变是快速响应过程,温度的改变将引起一系列大气过程,从而进一步改变温度

层结。图 8 分别展示了气溶胶对辐射过程、边界层垂直混合过程、积云过程、微物理过程的潜热加热过程、总平流过程和这五种过程之和的加热率的影响(AOD_0.5 - ARE_OFF)。其中,总平流过程包含水平和垂直平流,积 云过程和微物理过程的潜热加热过程之和反应了凝结等相变过程的潜热释放与吸收。气溶胶造成的辐射(包含气 溶胶和云的贡献,图 8a,同图 7f)、垂直混合(图 8b)加热率变化相对较小。积云过程独立计算的加热率(图 8c) 很小几乎可忽略,其相变过程对加热率的影响包含在非绝热加热率中。相比之下,气溶胶对微物理过程的潜热加 热过程(图 8d)和总平流过程的加热率(图 8e)的影响相对较大,且二者变化基本呈负相关。

在对流发展阶段,气溶胶对边界层垂直混合作用的影响发生在云下(3km 以下),1km 以下加热,1km 以上 冷却,与辐射加热率的量级相当(图 8b),可以理解为辐射加热促进对流与混合,使得 1km 以下地表感热向上通 量增加造成加热,1km 以上与上层冷空气交换造成冷却。总平流和微物理过程的潜热加热率在量级上远大于其它 项。气溶胶使得云下总平流加热率减少,微物理过程的潜热加热率增加;4-5km 大气层总平流过程加热率先增加后 降低。

在成熟阶段前期,云中的大气总平流加热率增大,微物理过程的潜热加热率减少,这可能是由于气溶胶的加入导致温度升高,云水云冰含量降低(见图 6c),大气潜热减少。在成熟阶段中期(13 时-17 时),总平流过程 云中加热率减少,云中温度降低有利于冰晶的生成,潜热释放对应非绝热加热率的增加,与该时间段云水云冰增 加对应(见图 6c)。成熟阶段后期(17 时-20 时),云中(3-6km)总平流过程加热率先增大后减小,云上(6km 以上)加热率先减小后增大,呈波动型发展。流消亡阶段,总平流过程云上的加热率变化大于云下,气溶胶有稳 定大气作用。与之对应,微物理过程的潜热加热率的变化呈相反趋势,与云水或云冰的变化带来的潜热释放或吸 收有关。

五种过程受气溶胶影响的综合响应如图 8f 所示,各加热过程之间非线性叠加,相互影响,导致总大气加热率 呈现比较复杂的变化。总体来看,气溶胶导致加热率的变化主要由微物理过程的潜热加热过程和总平流过程决定。 气溶胶辐射效应引起的辐射加热率只占总加热率中较小的部分。然而,温度对辐射效应的快速响应,会进一步引 起水平和垂直平流、微物理过程的潜热和对流混合加热率变化的连锁反应。







图 8 AOD_0.5 和 AER_OFF 的五种过程分别贡献的加热率之差。五个过程分别为(a)辐射过程、(b)边界 层垂直混合过程、(c)积云过程、(d)微物理过程的潜热加热过程、(e)总平流过程和(f)五种过程之和,单位: K/day。纵向虚线表示本文划分的对流发展阶段、对流成熟阶段和对流消亡阶段的分界线,横向虚线表示本文划分的云下、云中和云上

Fig. 8 The difference of heating rates contributed by the five processes of AOD_0.5 and AER_OFF. The five processes are (a) radiative heating, (b) vertical mixing of the boundary layer, (c) cumulus process, (d) latent heating process of microphysical processes, and (e) total advection. (f) the sum of the five processes. Unit: K/day. The vertical dashed line represents the boundary between the convective development stage, convective maturity stage, and convective extinction stage divided in this article, and the horizontal dashed line represents the cloud below, in, and above the cloud divided in this article

3.4 气溶胶辐射效应对温度、水汽和相对湿度的影响

大气加热率的改变,直接影响了大气温度的分布,也影响了水汽输送与分布。温度和水汽决定了相对湿度, 是云和降水形成的决定因素。

图 9 是 AOD_0.5 试验中 11 时至 21 时每三小时的温度 T、相对湿度 RH 和水汽含量 Q 垂直廓线(图 9a-c)以及气溶胶辐射效应(AOD_0.5 - ARE_OFF)造成的温度、相对湿度和水汽含量变化的垂直廓线(图 8d-f)。图中

四个时间点分别处于对流发展阶段、对流成熟阶段 I 期、对流成熟 II 期以及消亡阶段。AOD_0.5 试验中,温度在 4km 以下随时间较明显减小,云内(4-6km)温度略微减小但变化不明显,云顶上(6km 以上)温度随时间略微增 加(图 9a)。水汽含量在云下随时间减少,在云中水汽混合比随时间先增后减,云顶上(6km 以上)水汽随时间 有微弱增加(图 9b)。相对湿度在云下随时间逐渐增加,在云中对流成熟阶段快速增大并趋于饱和,对流消亡阶 段明显降低(图 9c)。由此可见,相对湿度在云下的变化是由温度决定的,云中的变化是由水汽控制的。

气溶胶辐射效应对温度、水汽和相对湿度的影响表现如图 9d-f 所示。对流发展阶段,气溶胶使云下(2km 以下)大气的温度显著降低(图 9d)。对比图 8e 中气溶胶引起的加热率变化可知,近地面的降温主要是由总平流项导致的。田文寿等人(1997)指出,沙尘明显削弱了到达地面的短波辐射,使地面湍流通量减少,该效应导致的降温比沙尘气溶胶加热大得多,因此地面附近一般为降温。气溶胶辐射加热和总平流加热使温度在云中升高,在云上降低。成熟阶段和消亡阶段整层的大气温度总体略微增加,成熟阶段前期云中温度略微降低。气溶胶增大了对流发展阶段云下和云顶以上大气的水汽含量,略微减少了云中水汽(图 9f)。成熟阶段前期,气溶胶促进了整层的水汽增加,在后期使大气水汽含量在云中增加,云下减少。随着对流的消亡,气溶胶使得云中和云下水汽含量明显减少。

相对湿度的变化与水汽的变化趋势相似(图 9e、f)。在对流发展阶段,气溶胶增大了云下的相对湿度,云中的相对湿度有所减少。随着对流的成熟和消亡,气溶胶的存在会逐渐降低 3km 以下相对湿度,同时略微增加 4km 以上相对湿度,有利于液态云的维持和冰云的发展。因此,气溶胶辐射效应主要是通过改变水汽影响相对湿度, 气溶胶辐射效应可能会延迟对流的发生但有利于对流垂直方向的发展。







图 9 AOD_0.5 试验中山区 11-23 时的每三小时(a) 温度 T(单位: ℃)、(b)水汽混合比 Q(单位: g/kg) 和(c)相对湿度 RH(单位: %)的区域平均垂直廓线; AOD_0.5 和 AER_OFF 试验(d)温度差、(e)水汽含量 差值和(f)相对湿度差和的区域平均垂直廓线; (g)三变量差异的 t 显著性检验垂直廓线

Fig. 9 The regional average vertical profiles of (a) temperature, (b) relative humidity and (c) water vapor mixing ratio in every 3 hours from 11:00 to 23:00 in the AOD_0.5 simulation over the mountain area; the regional average vertical profiles of the differences of (d) temperature, (e) relative humidity and (f) water vapor mixing ratio between the AOD_0.5 and the AER_OFF simulations; (g) the significance t- test profile of the difference

3.5 气溶胶辐射效应对对流热动力条件的影响

我们进一步分析了气溶胶辐射效应对不同阶段云和降水相关的上升气流速度和对流有效位能等热动力条件的 影响。在对流发展阶段,上升气流速度的概率密度分布 AOD_0.5 和 AER_OFF 两组试验的差距并不明显(图 10a),表明气溶胶辐射效应对降水前期上升气流速度影响不大。气溶胶辐射效应可以有效的增大对流成熟阶段和 消亡阶段上升气流速度(图 10b-c),有利于对流垂直向上发展,延长降水时间。



Fig.10 Probability density distribution (PDF) of the updraft velocities in the (a) developing stage, (b) mature stage and (c) dissipating stage of convection

对流的发生需要足够的不稳定大气层结,对流有效位能(Convective Available Potential Energy, CAPE)是可以 转化为大气垂直运动的不稳定能量,CAPE 值越大,对流和降水潜在强度越大。对流抑制有效位能(Convective inhibition, CIN)表示需要克服的对流抑制能,CIN 值越大表示对流较难发生。CAPE 和 CIN 值与降水有一定的相 关性(Doswell, 1987; Holley et al., 2014)。图 11 显示,气溶胶辐射效应对对流发展阶段的 CAPE 值影响最大, AOD_0.5 与 AER_OFF 试验的 CAPE 值区域平均之差在对流发展阶段总和为 1976.32J/kg,占 7 时-23 时总差异的 89.8%。在 11 时-13 时 CAPE 值受气溶胶的影响快速降低。这可能由于在对流成熟阶段,云内下沉气流增大,降水 大量产生,对流有效位能被释放,气溶胶的影响变得不明显。气溶胶辐射效应对整个阶段 CIN 的影响很小。



Fig. 11 Differences of the regional averaged convective available potential energy (CAPE) and the convective inhibition energy (CIN) between the AOD_0.5 and the AER_OFF simulations (unit: J/kg)

图 12 为从 9 时至 18 时不同 AOD 试验与 AER_OFF 试验的小时 CAPE 值之差和 CIN 值之差(△CAPE 和△CIN,单位: J/kg)。对流发展阶段(9 时至 11 时)的△CAPE 值明显大于对流成熟阶段(12 时-18 时)的值,气溶胶辐射效应主要增大对流发展阶段的大气不稳定性。在对流发展前期,△CAPE 值随着 AOD 的增加而增加,说明气溶胶辐射效应有利于对流不稳定发展。AOD 从 0.1 到 1.0,△CIN 略微有所增加,并在 AOD 为 1.5 时有降低趋势,这与图 5 累计降水量差值先增大后减小且在 AOD 为 1.5 时达到最小值的趋势对应。在对流发展阶段(9 时-10 时)△CAPE 值和△CIN 值在 AOD_1.0 试验中最大,说明气溶胶辐射效应存在着气溶胶含量的拐点。当 AOD 增加 至 1.0 时,大气不稳定度增大最多,有利于对流发展,对应 CIN 值虽然最大,对流发生需要克服的能量最多,但 有利于能量的累积,造成更强的降水。这可能导致了累积降水和降水峰值在 AOD 为 1.0 的拐点(见图 5)。随着 AOD 的进一步增加,不稳定能量的增量会有所减少。



图 12 (a) AOD 分别为 0.1、0.5、1.0 和 1.5 时从 9 时至 18 时的小时 CAPE 值与 AER_OFF 的 CAPE 值之差 (单位: J/kg); (b) 从 9 时至 18 时的小时 CIN 值与 AER_OFF 的 CIN 值之差 (单位: J/kg)

Fig. 12 (a) The difference of the hourly CAPE and (b) the difference of the hourly CIN from 9:00 to 18:00 between the AOD_0.1, 0.5, 1.0 and 1.5 simulations and the AER_OFF simulation (unit: J/kg).

4 结论与讨论

本文采用新一代中尺度天气研究和预报模式 WRFv4.3 对 2017 年 5 月 22 日河北西南部一次对流降水进行模拟, 探讨了气溶胶辐射效应影响对流性云和降水的过程与机理,通过敏感性试验探究了不同气溶胶浓度下对流性降水 对气溶胶辐射效应的响应。数值模拟结果表明:

(1) 气溶胶辐射效应对降水的影响在 AOD 为 1.0 时出现拐点。随 AOD 增大,气溶胶辐射效应对降水峰值的影响先增大再减小,在 AOD 为 1.0 时增大效果最显著;对累计降水的影响先减小再增大,在 AOD 为 1.0 时的抑制

作用最弱。

(2) 气溶胶辐射效应改变了云的时空分布。气溶胶辐射效应促进了对流发展阶段云的生成,延缓了对流成熟 阶段云的发展但有利于云向上垂直发展,通过辐射过程加热云下大气,并通过加热云上大气减少云水和云冰含量。

(3) 气溶胶辐射效应改变了一系列热动力过程的加热率。气溶胶辐射效应导致的辐射加热率的改变伴随着微物理过程的潜热加热率和总平流加热率的显著变化,总加热率的变化主要由后二者决定。

(4)气溶胶辐射效应改变了温湿变量和热动力条件。相对湿度受气溶胶辐射效应的影响更依赖于其对水汽含量的改变,气溶胶辐射效应的引入显著增强了对流成熟阶段的垂直上升运动,有利于更强对流和降水的发生。

参考文献(References)

陈卫东, 付丹红, 苗世光, 等. 2015. 北京及周边城市气溶胶污染对城市降水的影响[J]. 科学通报, 60(22): 2124-2135. Chen Weidong, Fu Danhong, Miao Shiguang. 2015. Impacts of aerosols from Beijing and the surrounding areas on urban precipitation[J], Chinese Science Bulletin, 60(22):2124-2135, doi:10.1360/n972015-00217

- 范学花,陈洪滨,夏祥鳌. 2013. 中国大气气溶胶辐射特性参数的观测与研究进展[J]. 大气科学, 37 (2): 477 498. Fan Xuehua, Chen Hongbin, Xia Xiang'ao. 2013. Progress in observation studies of atmospheric aerosol radiative properties in China[J]. Chinese J. Atmospheric Sci. (in Chinese), 37 (2): 477–498, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12316.
- 田文寿,陈长和,黄建国,等. 1997. 兰州冬季气溶胶的短波加热效应及其对混合层发展的影响[J]. 应用气象学报, (03): 37-46. Tian Wenshou, Chen Changhe, Huang Jianguo, et al.. 1997. The solar heating effect of the winter aerosol in Lanzhou and its influence on evolution of the mixed layer[J]. J. Appl. Meteorol. Climatol., (03):37-46, doi:10.1007/s00376-997-0061-6.
- 沈艳, 潘旸, 宇婧婧, 等. 2013. 中国区域小时降水量融合产品的质量评估[J]. 大气科学学报, 37-46. Shen Yan, Pan Yang, Yu Jingjing, et al. 2013. Quality assessment of hourly merged precipitation product over China[J]. Transactions of Atmospheric Sciences, 37-46, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2013.01.005.
- 沈志宝,魏丽. 2000. 我国西北大气沙尘气溶胶的辐射效应[J]. 大气科学, 24(4): 541-548. Shen Zhibao, Wei Li. 2000. Radiative effects of atmospheric dust aerosol in Northwest China[J]. Chinese J. Atmos. Sci., 24(4): 541-548, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.04.10
- 吴涧, 符淙斌. 2005. 近五年来东亚春季黑炭气溶胶分布输送和辐射效应的模拟研究[J]. 大气科学, 29(01), 111-119. Wu Jian, Fu Congbin. 2005. Simulation research of distribution transportation and radiative effects of black carbon aerosol in recent five spring seasons over East Asia Region[J]. Chinese J. Atmos. Sci., 29(1):111-119, doi:10.3878/j.issn.1006-

9895.2005.01.13

- 肖之盛,缪育聪,朱少斌等. 2022. 华北地区秋冬季气溶胶污染与不同类型降水的关系[J]. 气象学报, 80(6): 986-998, Xiao Zhisheng, Miao Yucong, Zhu Shaobin, et al.. 2022. The relationship between aerosol pollution and different precipitation types in autumn and winter in North China[J]. Acta Meteorologica Sinica, 80(6):986-998, doi:10.11676/qxxb2022.066
- ACKERMAN A S, TOON O B, STEVENS D E, et al. 2000. Reduction of tropical cloudiness by soot[J]. Science, 288: 1042-1047, doi:10.1126/science.288.5468.1042
- AUSTIN R T, HEYMSFIELD A J, STEPHENS G L. 2009. Retrieval of ice cloud microphysical parameters using the CloudSat millimeter-wave radar and temperature[J]. J. Geophys. Res.-Atmos, 114, doi:10.1029/2008JD010049.
- CARLSON T N, BENJAMIN S G. 1980. Radiative heating rates for Saharan dust[J]. J. Atmos. Sci., 37: 193-213, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<0193:RHRFSD>2.0.CO;2
- CHARLSON R J, LANGNER J, RODHE H, et al. 1991. Perturbation of the Northern-Hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols[J]. Tellus, Ser. B: Chem. Phys. Meteorol., 43: 152-163, doi:10.3402/tellusb.v43i4.15404
- CHARLSON R J, SCHWARTZ S, HALES J M, et al. 1992. Climate forcing by anthropogenic aerosols[J]. Science, 255: 423-430 E, doi:10.1126/science.255.5043.423
- CHEN D, LIU Z, DAVIS C, et al. 2017. Dust radiative effects on atmospheric thermodynamics and tropical cyclogenesis over the Atlantic Ocean using WRF-Chem coupled with an AOD data assimilation system[J]. Atmos. Chem. Phys., 17: 7917-7939, doi:10.5194/acp-2016-744
- CHEN F, MITCHELL K, SCHAAKE J, et al. 1996. Modeling of land surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations[J]. J. Geophys. Res., 101: 7251, doi:10.1029/95JD02165
- CHOUDHURY G, TYAGI B, VISSA N K, et al. 2020. Aerosol-enhanced high precipitation events near the Himalayan foothills[J]. Atmos. Chem. Phys., 20: 15389-15399, doi:10.5194/ACP-20-15389-2020
- DOSWELL C A. 1987. The Distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example[J]. Weather Forecast., 2: 3-16, doi:10.1175/1520-0434(1987)002<0003:TDBLSA>2.0.CO;2
- FAN J W, ROSENFELD D, YANG Y, et al. 2015. Substantial contribution of anthropogenic air pollution to catastrophic floods in Southwest China[J]. Geophys. Res. Lett., 42: 6066-6075, doi:10.1002/2015GL064479

FAN J W, ZHANG R Y, TAO W K, et al. 2008. Effects of aerosol optical properties on deep convective clouds and radiative

forcing[J]. J. Geophys. Res.-Atmos., 113, doi:10.1029/2007JD009257

- FAN T Y, Liu X, Ma P.-L., et al. 2018. Emission or atmospheric processes? An attempt to attribute the source of large bias of aerosols in eastern China simulated by global climate models[J]. Atmos. Chem. Phys., 18: 1395-1417, doi:10.5194/acp-18-1395-2018
- FAN X, LIU J, ZHANG F, et al. 2020. Contrasting size-resolved hygroscopicity of fine particles derived by HTDMA and HR-ToF-AMS measurements between summer and winter in Beijing: the impacts of aerosol aging and local emissions[J]. Atmos. Chem. Phys., 20: 915-929, doi:10.5194/acp-20-915-2020
- FEINGOLD G, JIANG H L, HARRINGTON J Y. 2005. On smoke suppression of clouds in Amazonia[J]. Geophys. Res. Lett., 32, doi:10.1029/2004GL021369
- GIBBONS M, MIN Q L, FAN J W. 2018. Investigating the impacts of Saharan dust on tropical deep convection using spectral bin microphysics[J]. Atmos. Chem. Phys., 18: 12161-12184, doi:10.5194/acp-18-12161-2018
- GRELL G A, FREITAS S R. 2014. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling[J]. Atmos. Chem. Phys., 14: 5233-5250, doi:10.5194/acp-14-5233-2014
- HANSEN J, SATO M, RUEDY R. 1997. Radiative forcing and climate response[J].J. Geophys. Res.-Atmos., 102: 6831-6864, doi:10.1029/96JD03436
- HAN X L, ZHAO B, LIN Y, et al. 2022. Type-dependent impact of aerosols on precipitation associated with deep convective cloud over East Asia[J]. J. Geophys. Res.-Atmos., 127, doi:10.1029/2021JD036127
- HOLLEY D M, DORLING S R, STEELE C J, et al. 2014. A climatology of convective available potential energy in Great Britain[J]. Int. J. Climatol., 34: 3811-3824, doi:10.1002/joc.3976
- HUANG C C, CHEN S H, LIN Y C, et al. 2019. Impacts of dust-radiation versus dust-cloud interactions on the development of a modeled mesoscale convective system over North Africa[J]. Mon. Weather Rev., 147: 3301-3326, doi:10.1175/MWR-D-18-0459.1
- IACONO M J, DELAMERE J S, MLAWER E J, et al. 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models [J]. J. Geophys. Res.-Atmos., 113, doi:10.1029/2008JD009944
- JANJIC Z I. 1994. The Step-mountain Eta coordinate model-further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes[J].Mon. Weather Rev., 122:927-945 , doi:10.1175/15200493(1994)122<0927:TSMECM>2.0.CO;2

- KHAIN A, ROSENFELD D, POKROVSKY A. 2005. Aerosol impact on the dynamics and microphysics of deep convective clouds[J]. Q. J. R. Meteorol. Soc., 131: 2639-2663, doi:10.1256/qj.04.62
- KHAIN A P. 2009. Notes on state-of-the-art investigations of aerosol effects on precipitation: a critical review[J]. Environ. Res. Lett., 4: 015004, doi:10.1088/1748-9326/4/1/015004
- KIM D, WANG C, EKMAN A M L, et al. 2008. Distribution and direct radiative forcing of carbonaceous and sulfate aerosols in an interactive size-resolving aerosol-climate model[J]. J. Geophys. Res.-Atmos., 113, doi:10.1029/2007JD009756
- KOCH D, DELGENIO A D. 2010. Black carbon semi-direct effects on cloud cover: review and synthesis[J]. Atmos. Chem. Phys., 10: 7685-7696, doi:10.5194/acp-10-7685-2010
- KOREN I, KAUFMAN Y J, REMER L A, et al. 2004. Measurement of the effect of Amazon smoke on inhibition of cloud formation[J]. Science, 303: 1342-1345, doi:10.1126/science.1089424
- KUMAR P R. 2018. Lightning, rainfall, AOD, and convection variabilities in the monsoon zone of India[J]. Int. J. Remote Sens., 39: 727-740, doi:10.1080/01431161.2017.1392636
- LEE S S, GUO J P, LI Z Q. 2016. Delaying precipitation by air pollution over the Pearl River Delta: 2. Model simulations[J]. J. Geophys. Res.-Atmos., 121: 11739-11760, doi:10.1002/2015JD024362
- LI H J, QI Y J, LI C, et al. 2019. Routes and clustering features of PM2.5 spillover within the Jing-Jin-Ji region at multiple timescales identified using complex network-based methods[J]. J. Clean. Prod., 209:1195-1205, doi:10.1016/j.jclepro.2018.10.284
- LI R, DONG X, GUO J C, et al. 2017. The implications of dust ice nuclei effect on cloud top temperature in a complex mesoscale convective system[J]. Sci. Rep., 7, doi:10.1038/s41598-017-12681-0
- LI R, MIN Q L 2010. Impacts of mineral dust on the vertical structure of precipitation[J]. J. Geophys. Res.-Atmos., 115, doi:10.1029/2009JD011925
- LI Z, ROSENFELD D, FAN J. 2017. Aerosols and their impact on radiation, clouds, precipitation, and severe weather events
 [M].Oxford Research Encyclopedia of Environmental Science, doi:10.1093/acrefore/9780199389414.013.126.
- MA P L, ZHANG K, SHI J J, et al. 2012. Direct radiative effect of mineral dust on the development of african easterly waves in late summer, 2003-07[J]. J. Appl. Meteorol. Clim., 51: 2090-2104, doi:10.1175/JAMC-D-11-0215.1
- MORRISON H, THOMPSON G, TATARSKII V. 2009. Impact of cloud microphysics on the development of trailing stratiform precipitation in a simulated squall Line: Comparison of one-and two-moment schemes[J]. Mon. Weather Rev., 137: 991-1007,

doi:10.1175/2008MWR2556.1

- National Centers for Environmental Prediction, National Weather Service, NOAA, U.S. Department of Commerce 2000. NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999[DB]. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory; Boulder, CO., doi:10.5065/D6M043C6
- PARAJULI S P, STENCHIKOV G L, UKHOV A, et al. 2022. Effect of dust on rainfall over the Red Sea coast based on WRF-Chem model simulations[J]. Atmos. Chem. Phys., 22: 8659-8682, doi:10.5194/acp-22-8659-2022
- PAUKERT M, HOOSE C, SIMMEL M 2017. Redistribution of ice nuclei between cloud and rain droplets: Parameterization and application to deep convective clouds[J]. J. Adv. Model., 9: 514-535, doi:10.1002/2016MS000841
- Platnick, S., et al., 2015. MODIS Atmosphere L3 Daily Product. NASA MODIS Adaptive Processing System, Goddard Space Flight Center[DB], USA, doi:10.5067/MODIS/MOD08_D3.006
- ROSENFELD, D., LOHMANN, U., RAGA, G. B., et al. 2008. Flood or drought: How do aerosols affect precipitation? [J]. Science [J], 321: 1309-1313.
- SHEN Y, ZHAO P, PAN Y, et al. 2014. A high spatiotemporal gauge-satellite merged precipitation analysis over China[J]. J. Geophys. Res.-Atmos., 119: 3063-3075, doi:10.1002/2013JD020686
- SHI J J, MATSUI T, TAO W K, et al. 2014. Implementation of an aerosol-cloud-microphysics-radiation coupling into the NASA unified WRF: Simulation results for the 6-7 August 2006 AMMA special observing period[J]. Q. J. R. Meteorol. Soc., 140: 2158-2175, doi:10.1002/qj.2286
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2021. A description of the advanced research WRF model version 4.3 (No. NCAR/TN-556+STR)[R]. doi:10.5065/1dfh-6p97
- STEIN A F, DRAXLER R R, ROLPH G D, et al. 2015. Noaa's hysplit atmospheric transport and dispersion modeling system[J].B. Am. Meteorol. Soc., 96: 2059-2077, doi:10.1175/BAMS-D-14-00110.1
- STEVENS B, FEINGOLD G. 2009. Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system[J]. Nature, 461: 607-613, doi:10.1038/nature08281
- SUN N, FU Y F, ZHONG L, et al. 2022. Aerosol effects on the vertical structure of precipitation in East China[J]. npj Clim. Atmos. Sci., 5, doi:10.1038/s41612-022-00284-0
- TAO W K, CHEN J P, LI Z Q, et al. 2012. Impact of aerosols on convective clouds and precipitation[J]. Rev. Geophys., 50,

doi:10.1029/2011RG000369

- TEN HOEVE J E, JACOBSON M Z, REMER L A. 2012. Comparing results from a physical model with satellite and in situ observations to determine whether biomass burning aerosols over the Amazon brighten or burn off clouds[J]. J. Geophys. Res.-Atmos., 117, doi:10.1029/2011JD016856
- VAUGHAN M, YOUNG S, WINKER D, et al. 2004. Fully automated analysis of space-based lidar data: an overview of the CALIPSO retrieval algorithms and data products[J]. SPIE Remote Sens., 5575: 16-30, doi:10.1117/12.572024
- WANG, J. D., WANG, S. X., JIANG, J. K., et al. 2014. Impact of aerosol-meteorology interactions on fine particle pollution during China's severe haze episode in January 2013[J]. Environ. Res. Lett., 9, doi:10.1088/1748-9326/9/9/094002
- WANG Y, NIU S, LU C, et al. 2019. An observational study on cloud spectral width in north china[J]. Atmosphere, 10, doi:10.3390/atmos10030109
- WANG Y, VOGEL J M., LIN Y, et al. 2018. Aerosol microphysical and radiative effects on continental cloud ensembles[J]. Adv. Atmos. Sci., 35: 234-247, doi:10.1007/s00376-017-7091-5
- WONG S, DESSLER A E 2005. Suppression of deep convection over the tropical North Atlantic by the Saharan Air Layer[J]. Geophys. Res. Lett., 32, doi:10.1029/2004GL022295
- XIAO Z S, ZHU S B, MIAO Y C, et al. 2022. On the relationship between convective precipitation and aerosol pollution in North China Plain during autumn and winter[J]. Atmos. Res., 271, doi:10.1016/j.atmosres.2022.106120
- YOSHIDA M, KIKUCHI M, NAGAO T M, et al. 2018. Common retrieval of aerosol properties for imaging satellite sensors[J]. J. Meteorol. Soc. Japan. Ser. II, 96B: 193-209, doi:10.2151/jmsj.2018-039
- ZHANG J Q, ZHU J, XIA X A. 2020. Properties of summer radiation and aerosols at Xinzhou, a suburban site on the North China Plain[J]. Atmos. Oceanic Sci. Lett., 13: 493-499, doi:10.1080/16742834.2020.1820302
- ZILITINKEVICH S. 1970. Non-local turbulent transport: pollution dispersion aspects of coherent structure of connective flows[J]. WIT Trans. Ecol. Environ., 9: 53-60, doi:10.2495/AIR950071



