

# 沙尘气溶胶影响新疆对流云降水的数值模拟研究

孙博爱<sup>1</sup>, 银燕<sup>1, 2\*</sup>, 陈倩<sup>1</sup>, 况祥<sup>1</sup>, 陈泔真<sup>1</sup>, 邹泽庸<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 南京信息工程大学/中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室, 南京 210044

<sup>2</sup> 中国气象局云雾物理环境重点开放实验室, 北京 100081

**摘要:** 为研究沙尘气溶胶层对云和降水的影响, 本文使用耦合了分档云微物理方案 (SBM) 的 Weather Research and Forecast Forecasting model (WRF) 高分辨率天气模式 (WRF-SBM), 模拟了 2016 年 7 月 8 日发生在新疆阿克苏地区的一次强对流天气过程, 并分别讨论了处于不同高度的沙尘层对云动力、微物理和降水形成过程中的作用。结果表明: 沙尘层处于对流层中低层时, 沙尘气溶胶作为 CCN 对云微物理过程的影响比其处于中高层时更明显, 沙尘气溶胶使得 CCN 增加, 云滴数浓度增加, 云滴有效半径减小, 降水延迟; 而沙尘层处于对流层中高层时, 沙尘气溶胶作为 IN 对云微物理过程影响更明显, 沙尘气溶胶使得 IN 浓度增加, 冰晶数量增加, 雪、霰、雹的淞附增长率增加, 参与融化过程的冰相粒子增多, 降雨率增大。本文仅讨论了发生在新疆的这次对流天气过程对处于不同高度的沙尘气溶胶层的可能响应, 要全面认识沙尘气溶胶对不同类型云降水过程的影响, 需要进行更多的、有观测资料约束的模拟研究。

**关键词:** 沙尘气溶胶 分档微物理方案 对流云

**文章编号**

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2000.19000

Numerical simulation of the influence of dust aerosol on convective cloud precipitation in Xinjiang

Boai SUN<sup>1</sup>, Yan YIN<sup>1, 2\*</sup>, Qian CHEN<sup>1</sup>, Xiang KUANG<sup>1</sup>, Ganzhen Chen<sup>2</sup>, Zeyong ZOU<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Nanjing University of Information Science and Technology/Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing 210044

<sup>2</sup> Key Laboratory of Cloud Physical Environment of China Meteorological Administration, Beijing 100081

**Abstract:** In order to study the influence of dust aerosol layer on cloud and precipitation, this paper simulated a convective process in Aksu, Xinjiang, using the Weather Research and Forecasting (WRF) high-resolution Weather model coupled with a spectral bin microphysics (SBM) scheme. The effects of the aerosol layer on cloud dynamic, microphysics and precipitation processes at different heights are discussed respectively. The results show that when the dust aerosol is in the lower layer, cloud condensation nuclei (CCN) has a more obvious effect on the cloud microphysical process. As CCN increases, cloud droplet concentration increases, cloud droplet effective radius decreases, and precipitation delays. When the dust aerosol is higher, ice nuclei (IN) has a more obvious influence on the cloud

1收稿日期 2023-2-14; 网络预出版日期

作者简介 孙博爱, 女, 1998 年出生, 硕士研究生, 主要研究方向为云降水物理。E-mail: 1394385704@qq.com

\*通讯作者 银燕, 博士, 博士研究生导师, 主要研究方向为云降水物理。E-mail: yinyan@nuist.edu.cn

资助项目 西北人工影响天气工程项目 (No. ZQC-R18211), 中国气象局西北区域人影建设研究试验项目 (No. RYSY201902), 国家重大科技基础设施项目“地球系统数值模拟装置”, 国家自然科学基金 (42275078)

microphysical process. With the increase of IN concentration, the number of ice crystals increases, the growth process of snow, graupel and hail is enhanced, the number of ice particles involved in the melting process increases, and the rainrate increases. This article only discusses the possible response of dust aerosol layer on the convective weather process that occurred in Xinjiang at different heights, and it is necessary for more simulation study which constrained by observation data to learn the comprehensive understanding of the influence of dust aerosol on different types of cloud and precipitation process.

**Keywords:** dust aerosol, SBM, convective cloud

## 1. 引言

沙尘气溶胶即矿物气溶胶，是大气气溶胶的主要成分之一，几乎占了对流层气溶胶的一半（IPCC, 1994）。沙尘气溶胶可以通过吸收和散射太阳辐射直接影响地球系统的辐射平衡（Charlson et al., 1992），也可以作为云凝结核（cloud condensation nuclei, CCN）或者冰核（ice nuclei, IN）参与云和降水过程（Albrecht et al., 1989）。沙尘气溶胶作为一种非吸湿性气溶胶，可以作为有效的冰核（Atkinson et al., 2013; Broadley et al., 2012），因为沙尘气溶胶通常粒径较大，表面积大（Klein et al., 2010; Niemand et al., 2012; Broadley et al., 2012），可提供更多的核化活跃位置（Phillips et al., 2008），有利于成核。在沙尘传输过程中，沙尘表面可能被吸湿性物质包裹，因而也可能成为有效的 CCN。

沙尘作为 CCN 参与云滴核化过程，引起云滴浓度增加，促进凝结增长过程，释放更多的潜热，导致上升气流增强（Chen et al., 2019）。沙尘气溶胶作为 IN 参与冰晶异质核化过程，能够在相对较高温度环境下产生更多的冰晶（Bangert et al., 2012），促进贝吉龙过程（Chen et al., 2019），因此可能会影响混合相云发展并改变降水（Min et al., 2009; Smoydzin et al., 2012; Gibbons et al., 2018）。CCN 浓度增加，凝结过程增强，由此释放的潜热也更多，使得垂直速度增加，更强的上升气流使得液态水含量增加（Chen et al., 2019）。在 CCN 过高的情况下，云滴和冰晶的混合比不断增加，由于低层冻结潜热减少，最大上升气流体积减弱导致液态水含量减少（Li et al., 2017）。不同大气环境条件下（例如干燥或湿润大气），沙尘气溶胶可能促进或抑制冰粒子的生长，改变云粒子的有效半径，从而改变降水（Rosenfeld et al., 2001; Levin et al., 2005; Min et al., 2009）。沙尘气溶胶对云和降水的影响高度依赖于特定的云类型和气

象条件 (Huang et al., 2014)。

塔克拉玛干沙漠是东亚地区沙尘气溶胶的主要来源之一，其排放主要集中在春、夏两季，虽然夏季的起沙量略低于春季，但在夏季，沙漠向南北方向传输的沙尘量明显增加，导致塔克拉玛干沙漠以及周围大部分地区沙尘柱含量高于春季。在适当的气象条件下，沙尘气溶胶甚至可以被垂直抬升到几公里的高空 (Yuan et al., 2019; Uno et al., 2009)，并停留较长时间。通过卫星、雷达等观测，很多学者都发现了高空沙尘层的存在。Huang 等 (2008) 通过对卫星和地面观测数据分析发现，塔克拉玛干沙漠以及戈壁沙漠的沙尘气溶胶可漂浮在 7~9 km 高度以上；Zhou 等 (2018) 发现中国西北部地区如敦煌、兰州等地沙尘最高也能到达 7-9 km，但在四月份至六月份，沙尘层会有所降低；Vuolo 等 (2009) 分析研究了沙尘层位置的季节变化，发现夏季沙尘层高度的增加以及最大沙尘浓度出现位置的北移；Liu 等 (2015) 通过模式研究发现强上升气流引起沙尘向上输送到青藏高原北坡上大约 7~8 km 高度处；在研究热带气旋对沙尘浓度垂直再分布时，Sauter 等 (2017) 也发现热带对流过程对 8~12 km 处高空沙尘层存在的影响。

由于靠近塔克拉玛干沙漠又被高山环绕的特殊地形，使得夏季新疆地区的冰雹等强对流天气频发，成为当地最为严重的自然灾害之一。深对流云在气候系统的能量平衡以及水循环中起着重要的作用 (况祥等, 2018)。而刘欢等 (2019) 认为气溶胶浓度的增加会抑制浅对流降水，而增强深对流降水。因此，本文研究沙尘层对夏季新疆对流云降水过程具有很大的现实意义。

Yin 和 Chen (2007) 使用二维分档云模式，发现当沙尘层出现在云底所在高度并且位于温度高于  $-5^{\circ}\text{C}$  的 3 km 以下时，沙尘层产生的加热可以抑制云滴的形成和降水的发展，降低云的光学厚度和反照率；而当沙尘层位于  $-5^{\circ}\text{C}$  温度层以上时，沙尘气溶胶可以作为有效的冰核，促进冰粒子的形成，并可能促进云和降水的发展；陈倩等 (2013) 通过二维分档云模式研究发现不同高度气溶胶层对于混合相对流云发展的影响不同，对于液态和固态降水的影响也不同；Sagoo 等 (2017) 使用 CAM5.1 模式模拟发现沙尘浓度的增加，导致混合相云中的冰晶更小、数量更多，从而影响云的不透明度、寿命和降水量。

尽管上述一些研究关注沙尘层的存在对云和降水的影响，但多数模式考虑

的是理想气象背景下沙尘气溶胶层，没有考虑实际的地形和气象背景。除此之外对于沙尘气溶胶的研究，将 CCN 与 IN 相结合的研究相对较少。因此，本文尝试使用中尺度模式研究悬浮于不同高度的沙尘层气溶胶作为 CCN 和 IN 对云和降水的影响。由于缺乏实时高空气溶胶数浓度观测资料，本文使用 CAM5 模拟的气溶胶分布作为沙尘气溶胶垂直分布的依据。Jie 等（2020）使用全球大气模式（CAM5.1）对全球沙尘气溶胶的排放、沉降和传输进行了模拟，并验证了该模式能较好地再现沙尘气溶胶的垂直分布。

## 2. 个例介绍与试验设置

### 2.1 个例介绍

本文选取 2016 年 7 月 8 日 16:00~19:00（北京时间，下同）发生于新疆阿克苏地区的一次强对流天气过程（石茹琳等，2021）。该次过程在阿克苏地区柯坪县、温宿县、阿瓦提县先后出现了雷雨、冰雹天气。作为东亚地区沙尘气溶胶的主要来源之一，塔克拉玛干沙漠产生的沙尘气溶胶通过冷锋、西风急流和夜间低空急流等过程输送到高空，并影响东亚地区的气溶胶分布。夏季，东亚西风急流的减弱显著阻碍了塔克拉玛干沙尘的东移，使得沙尘在沙源地附近堆积。同时，夏季感热的增强使得沙尘颗粒上升到较高的高度，并维持较长时间，从而形成本次个例中较为明显的对流层中高层沙尘层。2016 年 7 月 8 日 08:00 500 hPa 位势高度场、温度场和风场如图 1 所示。西西伯利亚槽分裂成两个短波槽，处于新疆西部的一支短波槽向东移动，新疆西部地区处于槽前脊后，受西南气流控制。图 2 为 7 月 8 日 08:00 乌鲁木齐站温度-对数压力图（T-lnP 图），通过观察可以发现，对流有效位能远大于对流抑制能量，处于潜在不稳定。在此环流形势和局地不稳定能量影响下，阿克苏地区出现强对流和冰雹天气。根据当地气象站逐小时观测资料得到，平均每小时降水量为 4.1 mm，地面收集到的最大冰雹直径为 15 mm，冰雹过程持续 5-20 min。

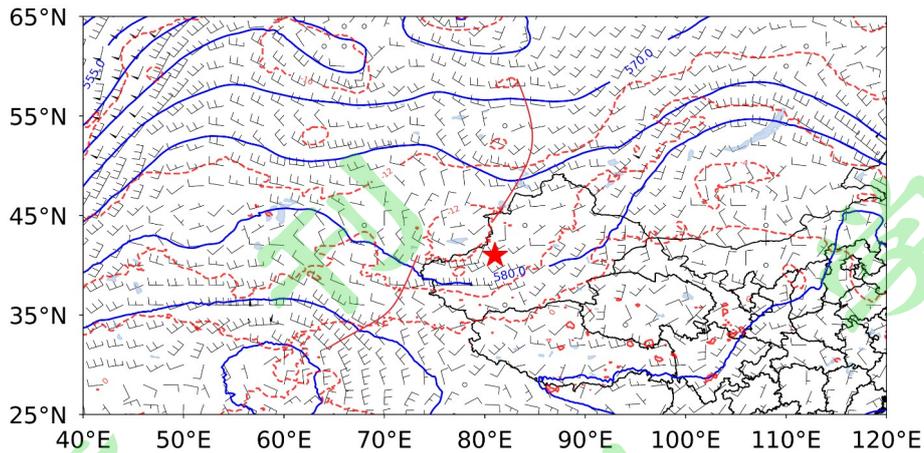


图1 2016年7月8日08:00 (BJT) 500 hPa 位势高度场(蓝色实线, 单位: dagpm)、温度场(红色虚线, 单位: °C)和风场。其中红色星星所在位置为阿克苏地区, 风场中风向杆表示风的来向, 用垂直于风向杆的长线、短线和三角组合的方式表示风速的大小, 长杆表示4 m/s, 短杆表示2 m/s, 三角表示20 m/s

Fig.1 Geopotential height (blue solid lines, units: dagpm), temperature (red lines, units: °C) and wind fields at 500 hPa at 0800 BJT (Beijing Time) on July 8, 2016. The red star is located in Aksu Prefecture, in the wind field the size of wind speed is represented by the combination way with long bar, short bar and triangle, long bar means 4 m/s, short bar means 2 m/s, triangle means 20 m/s

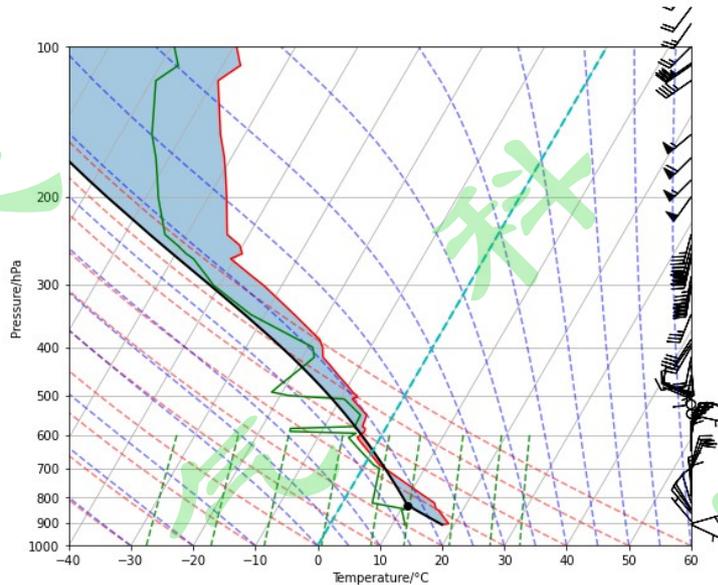


图2 2016年7月8日08:00 (BJT) 乌鲁木齐站温度-对数压力图 (T-lnP图), 其中红色折线为温度廓线, 绿色折线为比湿廓线, 蓝色阴影区表示对流有效位能, 橙色阴影区表示对流抑制能量  
Fig. 2 Temperature-logarithmic pressure diagram of Urumqi Station (T-lnP diagram) at 0800 on July 8, 2016 (BJT), where the red broken line is the temperature profile, the green broken line is the specific humidity profile, the blue shaded area represents the convective effective potential energy, and the orange shaded area represents the convective suppression energy

## 2.2 气溶胶垂直分布

通过分析 CALIPSO 星载激光雷达 2 级垂直特征数据产品

(CAL\_LID\_L2\_VFM-Standard-V4-20) 发现, 对流过程开始之前 (2016 年 7 月 8 日 14:00 左右), 6~12 km 高度处, 存在明显的沙尘气溶胶层 (图 3)。但由于 CALIPSO 并不能提供具体的气溶胶浓度数据, 同时也缺乏当时当地气溶胶数浓度的垂直观测数据, 因此本研究使用 CAM5 模式模拟获得的气溶胶垂直分布数据。CAM5 模式模拟时间为 2016 年 7 月 1 日至 7 月 10 日, 水平分辨率为  $2.5^{\circ} \times 1.9^{\circ}$ , 垂直层为 30 层, 对全球进行模拟。图 4 (a) 中蓝色实线为 CAM5 模式模拟得到的气溶胶数浓度垂直分布廓线, 气溶胶浓度峰值出现在 6~12 km 高度, 与 CALIPSO 观测的高空沙尘层相对应, 并且在这一高度层中, CAM5 模式模拟所得沙尘气溶胶质量浓度占总气溶胶浓度 75% 以上, 因此可将此个例看作存在高空沙尘层的典型个例, 将 CAM5 模拟所得高空气溶胶层作为本文研究的沙尘气溶胶层。使用对数正态分布公式对模拟所得气溶胶各模态数据进行拟合:

$$dn/d\ln r = \sum_{i=1}^r N_i \exp[-\lg^2(r/r_i)/2\lg^2\sigma_i]/(\sqrt{2\pi} \times \lg\sigma_i \times \ln 10), \quad (1)$$

其中  $N_i$  为  $i$  模态的数浓度,  $\sigma_i$  为  $i$  模态的几何标准偏差,  $r_i$  为  $i$  模态的几何平均半径,  $r$  为气溶胶粒子的半径, 得到图 4 (b) 中黑色实线所示的气溶胶粒子谱分布, 谱分布参数如表 1 所示。

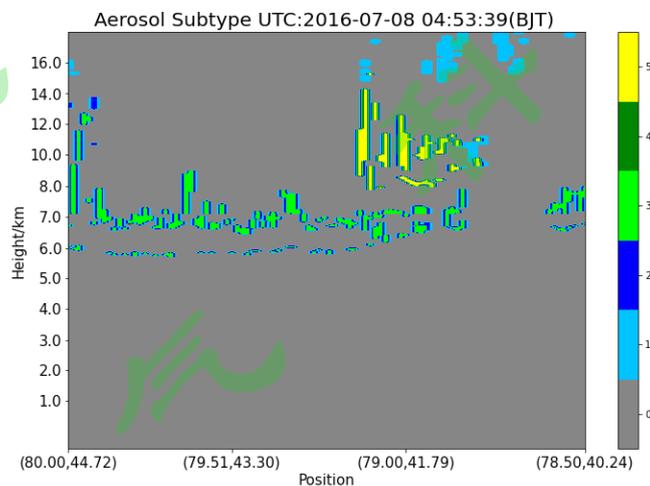


图 3 2016 年 7 月 8 日 04:53:39 (BJT) CALIPSO 气溶胶类型分布, 1 为干净海洋型气溶胶, 2 为沙尘气溶胶, 3 为污染型大陆/烟尘气溶胶, 4 为干净大陆型气溶胶, 5 为污染型沙尘气溶胶  
Fig. 3 CALIPSO aerosol type distribution at 04:53:39 on July 8, 2016 (BJT), 1 is clean ocean aerosol, 2 is dust aerosol, 3 is polluted continent/soot aerosol, 4 is clean continent aerosol, 5 is polluted dust aerosol

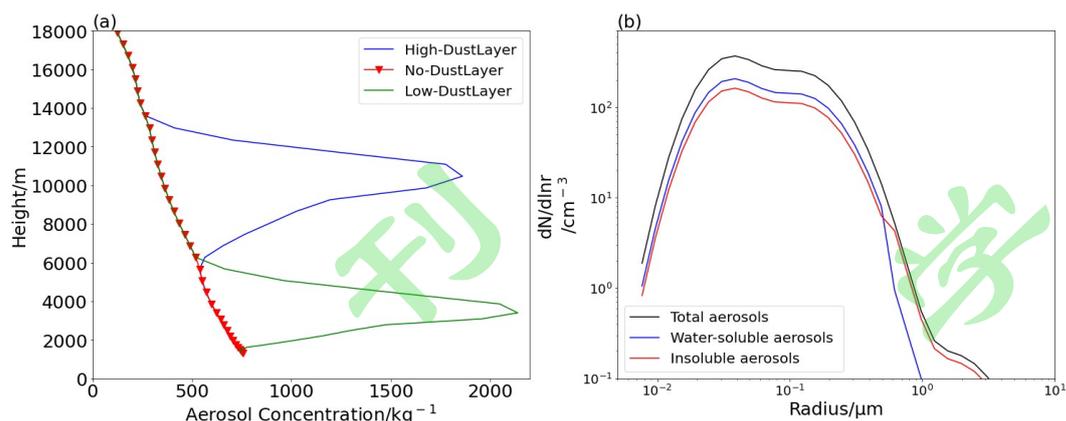


图 4 CAM5 模式模拟的气溶胶数浓度垂直分布（蓝色实线为考虑高空沙尘层情况，绿色实线为低层沙尘层情况，带三角符号的红色实线为不考虑沙尘层情况）（a）和气溶胶粒子粒径谱分布（蓝线为吸湿性气溶胶，红线为非吸湿性气溶胶，黑线为总气溶胶浓度分布）（b）

Fig.4 The aerosol number concentration vertical distribution (solid blue line is considered with high dust layer, green line for the lower dust layer, red solid line with triangular symbol is regardless of the dust layer) simulated by CAM5 model (a) and aerosol particles size distribution (blue line for hygroscopic aerosols, the red line is a hygroscopic aerosols, the black line shows the distribution of total aerosol concentration) (b)

表 1 气溶胶粒子谱分布参数

Table 1 Parameters for aerosol particle spectrum distribution

$i$	$N_i/\text{cm}^{-3}$	$R_i/\mu\text{m}$	$\log\sigma_i$
1	401.630	0.034	0.204
2	353.410	0.116	0.255
3	0.270	1.730	0.255

### 2.3 模式介绍和试验设置

本文使用带有详细云粒子谱分档微物理方案（spectral bin microphysics, SBM）方案的中尺度天气预报和研究模式（Weather Research and Forecasting model coupled with a spectral bin microphysics, WRF-SBM, Khain et al., 2004）3.6.1 版本进行数值模拟，该微物理方案分别描述液滴、三类形状的冰晶（片状、柱状和辐枝状）、雪、霰和雹共七种水成物粒子的尺度分布，每种尺度分布函数分为 33 个质量档，每一档粒子质量是前一档质量的 2 倍，即  $m_k=2 \times m_{k-1}$ 。Chen 等（2019）对 WRF-SBM 中的冰晶异质核化方案进行了改进，考虑 IN 对新生成的冰晶的影响，并讨论了 CCN 与 IN 在冰雹生长过程中的作用。

模式开始时间为 2016 年 7 月 8 日 08:00，结束时间为 2016 年 7 月 9 日

08:00，积分时间为 24h。模拟采用三重嵌套，嵌套区域如所示。水平分辨率分别为 9 km、3 km 和 1 km，分别覆盖 1359×1440 km，624×561 km，220×202 km，垂直层数为 40 层，时间步长分别为 36 s、12 s 和 4 s。模式初始场和边界场使用的是美国国家环境预报中心（NCEP FNL）0.25°×0.25°的 6h 再分析资料。长波辐射与短波辐射传输方案为 RRTMG 方案（Iacono et al.,2008），边界层参数化方案为 YSU 方案（Hong et al.,2006），第一层嵌套积云参数化方案采用 Grell - Freitas Ensemble 方案（Grell.,2014），第二、第三层嵌套关闭积云参数化方案，三层云微物理参数化方案都为 SBM 方案。模式结果每 10 min 输出一次。

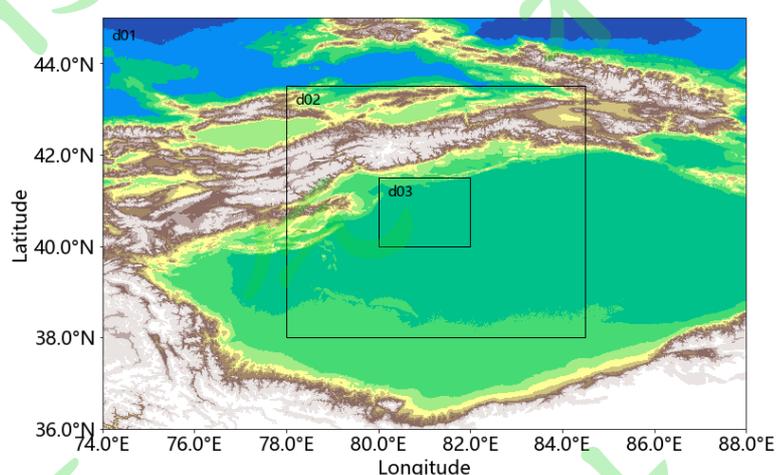


图 5 模式区域设置及地形高度的分布

Fig. 5 Setting of model domains and terrain height distribution

本研究将 CAM5 模拟得到的气溶胶垂直分布与谱分布作为初始场输入 WRF-SBM 模式进行模拟，分别考虑沙尘气溶胶只作为 CCN 或 IN，以及同时作为 CCN 和 IN 参与云和降水过程。High-DustLayer-only CCN、High-DustLayer-only IN 和 High-DustLayer-CCNIN 试验分别代表沙尘层处于对流层中高层（6 km 以上）沙尘气溶胶作为 CCN、IN 和同时作为 CCN 和 IN 的情形。此外，考虑到本研究中沙尘层（6~12 km）处于较高的高度，参考 Yin 和 Chen（2007）对处于不同高度沙尘气溶胶影响的研究，本文将沙尘层高度出现在 6 km 以下的对流层中低层也进行了模拟分析，与上述高层沙尘层情况相对应，Low-DustLayer-only CCN、Low-DustLayer-only IN 和 Low-DustLayer-CCNIN 试验分别代表沙尘层处于对流层中低层（6 km 以下）沙尘气溶胶作为 CCN、IN 和同时作为 CCN 和 IN 的情形（气溶胶垂直分布如图 3 中绿色实线所示）。此外，在保

持初始气象条件不变的基础上，考虑沙尘气溶胶层不存在的情况，进行 No-DustLayer 试验，其气溶胶垂直分布廓线如图 4 中红色实线所示。以上实验设置如表 2 所示。

表 2 实验设置

Table 2 Settings of experiments

试验名称	描述
No-DustLayer	无沙尘层
High-DustLayer-CCNIN	沙尘层位于对流层中高层（6 km 以上），层内气溶胶同时作为 CCN、IN
High-DustLayer-only IN	沙尘层位于对流层中高层（6 km 以上），层内气溶胶仅作为 IN
High-DustLayer-only CCN	沙尘层位于对流层中高层（6 km 以上），层内气溶胶仅作为 CCN
Low-DustLayer-CCNIN	沙尘层位于对流层中低层（6 km 以下），层内气溶胶同时作为 CCN、IN
Low-DustLayer-only IN	沙尘层位于对流层中低层（6 km 以下），层内气溶胶仅作为 IN
Low-DustLayer-only CCN	沙尘层位于对流层中低层（6 km 以下），层内气溶胶仅作为 CCN

## 2.4 其他资料

MERRA-2 是 CALIPSO V4.0 版本后使用的质量较高的现代大气再分析产品，它使用了气溶胶信息同化模型，以更好地模拟气象数据变化。作为一套长时间序列的再分析数据集，包括了各种气象变量，如净辐射、温度、相对湿度、风速等。同时，MERRA-2 数据覆盖全球，空间分辨率为  $0.625^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 。这种气象数据在定量遥感中的应用十分广泛。为了对比模拟结果与实际是否符合，使用 MERRA-2 的云顶温度数据。

除此之外，本文还使用了新疆阿克苏地区的雷达观测资料，用于模拟结果的验证。此次雷达资料来源于新疆阿克苏站的 C 波段雷达观测，雷达位置在  $41^{\circ}09'48''N$ ， $80^{\circ}14'06''E$ 。

## 3. 模拟结果验证

### 3.1 云顶温度

为了验证模式模拟结果，使用 MERRA2 的云顶温度数据。对比模式模拟得到的云顶温度数据，将云顶温度数据每 3K 进行分段，对每一个温度段所有数据进行统计，得到不同温度段云顶温度的频率分布，如所示。考虑实际沙尘层可能同时作为 CCN 和 IN 参与云降水过程，因此选取 High-DustLayer-CCNIN 试验与观测结果进行对比。

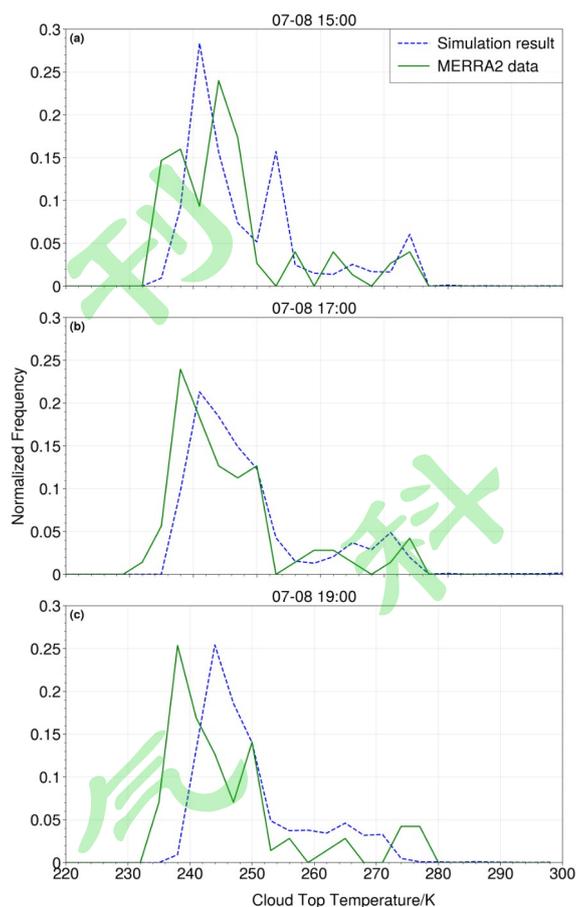


图 6 2016 年 7 月 8 日 15: 00、17: 00、19: 00 的 WRF 模式模拟(蓝色虚线)和 MERRA2 卫星观测(绿色实线)的归一化云顶温度频率分布

Fig. 6 Normalized occurrence frequency distributions of cloud top temperature (K) from WRF model simulations (blue dashed line) and MERRA2 satellite observations (green solid line) at 1500, 1700 and 1900 on 8 July 2016

选取 2016 年 7 月 8 日对流初生 (15: 00)、发展 (17: 00)、消散时期 (19:00) 的云顶温度进行对比。观察中 MERRA2 数据, 可以发现云顶温度概率分布有明显的峰值, 位于 230 K~255 K 之间, 说明存在一组发展高度较高的深对流云, 在 260 K~280 K 之间存在一组云顶温度相对较低的暖云或混合相云; 对于 WRF 模式模拟结果, 选取格点总含水量大于  $1 \times 10^{-6}$  kg/kg 的区域 (Chen et al., 2019) 作为云区, 可以发现, 模拟所得云顶温度概率分布也出现了两部分明显的冷暖云分区, 分别位于 232 K~254 K 和 254 K~280 K 范围附近。虽然模拟与观测结果存在一些偏差, 但云顶温度概率分布明显的峰值所在温度区域仍有较好的对应, 模拟结果基本反映了云体发展变化的趋势。

### 3.2 组合雷达反射率

图 7 为 14:58、16:00 和 17:54 新疆阿克苏 C 波段雷达

( $41^{\circ}09'48''N$ ,  $80^{\circ}14'06''E$ ) 给出的对流发展过程中三个不同时次的雷达组合反

射率分布图和 2016 年 7 月 8 日 15:00、16:00 和 17:50 WRF 模式模拟结果。由 High-DustLayer-CCNIN 试验模拟所得雷达反射率可知，15:00 左右开始对流云团从模拟区域西侧出现，逐渐发展壮大并向东南方向移动，并于 19:00 左右逐渐消散减弱（图略），对流主要发生在  $40.5^{\circ}\text{N}\sim 41.5^{\circ}\text{N}$ ， $79.5^{\circ}\text{E}\sim 81.0^{\circ}\text{E}$  区域内，因此本文对该区域的物理过程进行重点分析。对流持续时间约为 4 h，最大雷达回波强度约为 57 dBZ。试验模拟所得雷达回波最大值（62 dBZ）略大于雷达观测值，但对流生命周期和移动路径（从西向东南方向）与观测较为一致，且强对流区域模拟较为准确，基本再现了此次对流过程。同时比较图 7（d-f）和（g-i）看出，考虑了高空沙尘气溶胶层的雷达回波模拟结果比不考虑沙尘层的模拟结果与观测结果更接近。

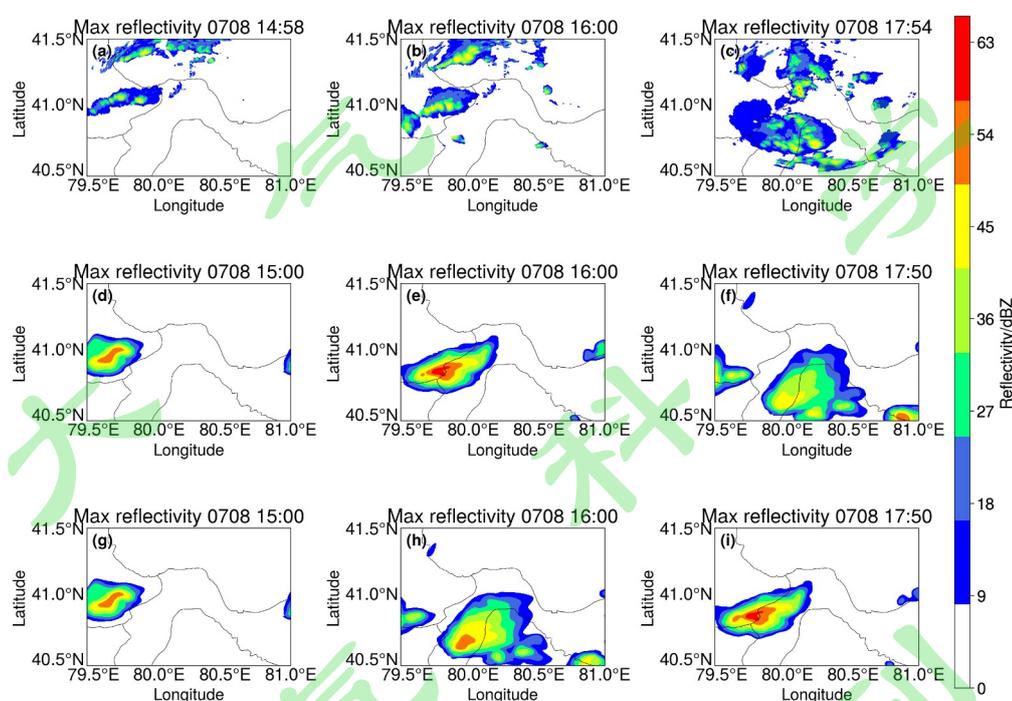


图 7 2016 年 7 月 8 日观测 14:58 (a)、16:00 (b)、17:54 (c),考虑对流层中高空沙尘层的 WRF 模式模拟 15:00 (d) 16:00 (e) 17:50 (f) 和不考虑对流层中高层沙尘层的 WRF 模式模拟 15:00 (g) 16:00 (h) 17:50 (i) 的雷达组合反射率对比

Fig. 7 Radar combined reflectivity from observations On July 8, 2016, 1458 BJT(a), 1600 BJT(b), and 1754 BJT(c),WRF model simulated with upper dust layer at 1500 BJT( d) 1600 BJT( e) 1750 BJT( f) and WRF model simulated without upper dust aerosol layer at 1500 BJT( g) 1600 BJT( h) 1750 BJT(i)

## 4. 沙尘气溶胶对云物理过程和降水的影响

### 4.1 不同高度沙尘气溶胶对对流云垂直速度和降水的影响

上升气流速度及其所在高度是衡量深对流发展的重要参数。为了研究沙尘气溶胶作为 CCN 和 IN 对云降水物理过程的影响，本文进行了七组试验（表 2），在对流发生过程中，对研究的垂直速度、质量浓度变化以及潜热释放影响进行了时间和区域平均，从而对比分析气溶胶层存在高度或存在与否对云宏观特征的影响。

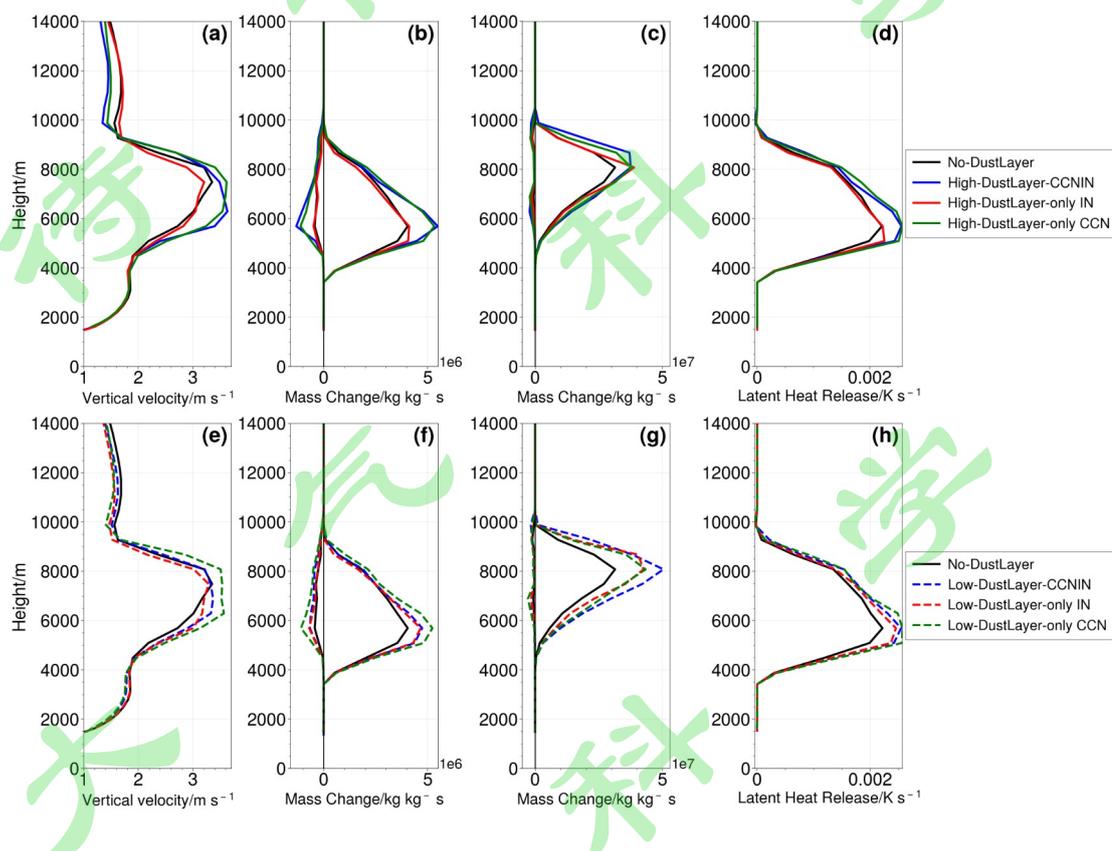


图 8 沙尘层位于对流层中高层与无沙尘层时对流核心区平均垂直速度随高度的变化 (a)、凝结和蒸发过程引起的液滴平均质量浓度变化廓线 (正值代表凝结, 负值表示蒸发) (b)、凝华和升华过程引起的液滴平均质量浓度变化廓线 (正值代表凝华, 负值表示升华) (c) 及平均净潜热释放导致的温度随高度的变化 (d); (e-h) 与 (a-d) 类似, 但为沙尘层位于对流层中低层与无沙尘层情形下的对比结果

Fig. 8 The variation of the average vertical velocity in the cloud area with height (a), the variation profile of the average mass concentration of droplets caused by condensation and evaporation (positive value represents condensation, negative values represent evaporation) (b), the change profile of droplet average mass concentration caused by the process of condensation and sublimation (positive values represent condensation and negative values represent sublimation) (c) and the change of temperature with height due to the average net latent heat release (d) in convection core area when the dust layer is located in the upper troposphere and the dust layer is free; (e-h) is similar to (a-d), but is the comparison result between the case where the dust layer is in the lower troposphere and the case where there is no dust layer

图 8 (a)、(e) 分别为不同高度沙尘层情况下, 在对流发生过程中, 对流核心区 (定义为上升气流速度大于  $1\text{m/s}$  云区) (Chen et al.,2019) 时间和区域平均的垂直速度随高度的变化。在无沙尘层存在情形下, 平均垂直速度随高度为单峰分布, 相对高值在  $6\text{--}8\text{ km}$  高度范围内, 最大值约为  $3.4\text{ m/s}$ , 出现在  $7.4\text{ km}$  左右。与无沙尘层试验结果对比, 无论沙尘层出现在对流层中高层 ( $6\text{ km}$  以上) 还是对流层中低层 ( $6\text{ km}$  以下), 垂直速度廓线都有相似的特征。当沙尘气溶胶只作为 CCN 时, 在  $6\text{--}8\text{ km}$  高度范围内的平均垂直速度值增大  $0.2\text{--}0.6\text{ m/s}$ ; 当沙尘气溶胶只作为 IN 时, 沙尘层的存在使  $6\text{ km}$  高度以下垂直速度略有增加, 而使  $7\text{ km}$  以上垂直速度值略有减小; 而当沙尘气溶胶同时作为 CCN 和 IN 时, 出现在对流层上层的沙尘层使  $6\text{--}8\text{ km}$  高度范围内的平均垂直速度值增加  $0.2\text{--}1\text{m/s}$ , 但出现在对流层中低层的沙尘层使  $6\text{--}8\text{ km}$  高度范围内的平均垂直速度值只增加  $0.4\text{ m/s}$  以内。比较出现在两个高度沙尘层对垂直速度的影响, 当沙尘气溶胶仅作为 CCN、仅作为 IN 以及同时作为 CCN 和 IN 时, 位于高层的沙尘层 (High-DustLayer-CCNIN、High-DustLayer-only IN 和 High-DustLayer-only CCN 试验) 比相应低层试验所产生的垂直速度最大值分别增大了  $0.58\%$ ,  $2.9\%$  和  $4.2\%$ 。可以判断在本次实验中, 沙尘气溶胶作为 CCN 促进上升气流, 而作为 IN 对上升气流强度影响不大, 两者共同作用下, CCN 效应占主导, 促进上升气流发展。

云微物理过程中相变引起的潜热变化对于垂直速度的改变有很大的影响。图 8 (b)、(f) 中, 沙尘气溶胶仅作为 CCN 时, 相比于无沙尘层试验 (No-DustLayer 试验), 由于沙尘使得 CCN 浓度增加, 云中液态水含量增加, 凝结和蒸发过程都有所增强。CCN 核化率主要发生在云底附近, 对流层上层核化率相对较低, 因此云滴数浓度相对较少, 云滴增长所需要的液态水的竞争相对于对流层中低层较小, 因此高层凝结过程略强于低层; 沙尘气溶胶只作为 IN 时, 在  $5\text{ km}$  以上, 更低的云内温度下, IN 的增加, 使得更多小冰晶生成, 冰晶的增长加剧了对液态水的竞争, 凝结过程也受到更强的抑制, 因此高空沙尘层对于凝结过程的抑制作用相较于低空的更强; 沙尘气溶胶同时作为 CCN 和 IN 时, 低层和高层沙尘层的存在都促进了凝结和蒸发过程。图 8 (c)、(g) 中可以得到, 相较于无沙尘气胶层的试验 (No-DustLayer 试验), 当沙尘气溶胶层处于

对流层中高层，沙尘气溶胶只作为 CCN、只作为 IN 以及同时做为 CCN 和 IN 时凝华过程分别增强了 20.4%、23.8%和 19.5%，而当沙尘层位于对流层中低层时（Low-DustLayer-CCNIN、Low-DustLayer-only IN 和 Low-DustLayer-only CCN 试验），更多液态水参与贝吉龙过程，使得凝华过程分别增强了 38.2%、35.7%和 60.5%。无论是作为 CCN 还是 IN，凝华过程都有所增强。因此，沙尘气溶胶作为 CCN 存在于对流层低层时，促进了凝结、凝华与蒸发等过程，而 IN 的增加产生了更多小冰晶，抑制了凝结过程，增强了凝华过程，两者共同作用下，CCN 对于凝华促进的影响更明显。图 8（d）、（h）为这四个过程净潜热释放导致的温度随高度的变化，对比可以发现，低层和高层沙尘层作用类似。净潜热释放随高度的变化，与平均垂直速度对应，在 4~10 km 处出现峰值。沙尘气溶胶只作为 IN 存在时，在 6 km 以下，IN 对于净潜热释放相关的微物理过程起促进作用，6 km 以上则相反，由于液态水含量的减少，凝结潜热释放减弱，抑制上升气流的发展，这一抑制作用在高空沙尘层中更强（High-DustLayer-only IN 试验）；沙尘气溶胶只作为 CCN 存在时，充足的液态水促进了凝结和凝华过程，潜热释放较强，促进上升气流发展，低层云滴核化率更高，过冷却水更多，参与凝华过程的液滴就更多；沙尘气溶胶同时作为 CCN 和 IN 时，促进凝华、凝结过程释放潜热的作用更为明显，上升气流增强，对流增强，沙尘层在不同高度的影响相似。

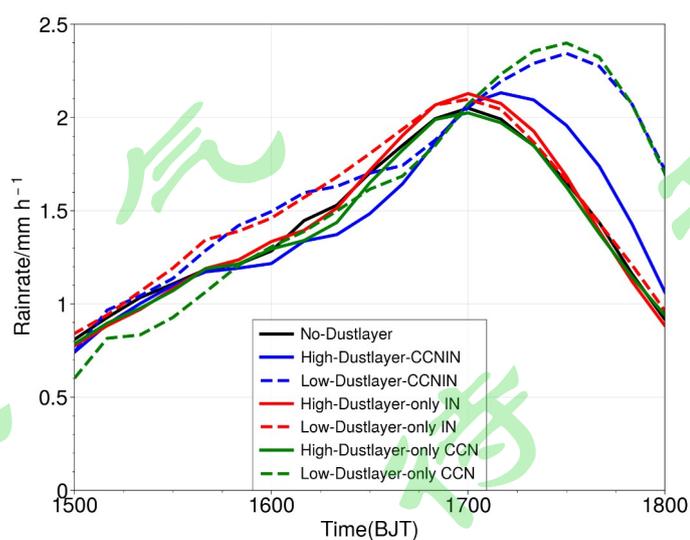


图 9 对流核心区平均降雨率随时间的变化

Fig. 9 Variation of average rainrate over time in convection core area

宏观的降雨率一定程度上也体现了对流发展的情况。图 9 显示了气溶胶对降雨率的影响，将对流区域云内降雨率大于 0.5 mm/h 的区域进行平均，降雨率的峰值出现在 17:00~18:00 之间。随时间的变化，相比于无沙尘层的情况（No-DustLayer 试验），气溶胶层只作为 CCN 时，低空沙尘层的降雨率峰值推迟了约 30 min（Low-DustLayer-only CCN 试验），并且明显增强，高空沙尘层的存在则无明显变化（High-DustLayer-only CCN 试验）；气溶胶层只作为 IN 时，降雨率峰值都略有增大，而低空沙尘层只作为 IN 时（Low-DustLayer-only IN 试验），降雨率更大；沙尘层同时作为 CCN 和 IN 时，降雨率峰值增加，并且峰值都有所推迟，但低空沙尘层推迟和增强的趋势更为明显（Low-DustLayer-CCNIN 试验）。因此可以判断，本实验中的 CCN 和 IN 都促进降水，而沙尘层位于对流层中高层时，沙尘气溶胶只作为 CCN 对降水影响较小（High-DustLayer-only CCN 试验）；沙尘气溶胶同时作为 CCN 和 IN 时，降雨率增强，降水峰值推迟，并且在低层影响更为明显（Low-DustLayer-CCNIN 试验）。

#### 4.2 不同高度沙尘气溶胶对云微物理过程的作用

为了解 CCN 和 IN 如何在云微物理过程中产生影响，从而在宏观上影响降水过程，对对流研究区域云内各微物理过程相关的参数进行对比分析，图 10 和图 11 分别为水成物粒子 d03 区域平均质量浓度和数浓度随时间的变化。在本研究所使用的 SBM 方案中，冰晶的尺度为 0.0092~30 mm，雪的尺度为 0.0092~44 mm，霰的尺度为 0.012~20 mm，雹的尺度为 0.0092~15mm。对比七个实验，根据各水成物粒子质量浓度随时间变化的趋势来分析云中微物理过程的不同。与无沙尘层的情况相比（No-DustLayer 试验），当沙尘气溶胶只作为 CCN 时，处于不同高度的沙尘气溶胶的影响不同：沙尘层处于对流层中低层条件下（Low-DustLayer-only CCN 试验），由于的 CCN 浓度增加，导致云滴数浓度明显增加（图 11b），而云滴质量浓度增加幅度较小（图 10b），因此云滴有效半径减小，使得碰并收集过程受到了抑制，因而降水过程也有明显延迟。本次模拟的冰晶核化过程中，效率最高的为浸润冻结过程，贡献率大于 80%，而同质冻结过程贡献较小。云中液态水含量的增加，使得浸润冻结明显增强，从而增加了冰晶数浓度，而过冷水的竞争限制了更多更小的冰晶向霰和雹的转化，只能生成粒径较小的雪，因此雪的生成得到了促进。当沙尘层位于对流层中高层，沙尘层中

气溶胶只作为 CCN 时 (High-DustLayer-only CCN 试验), 由于液滴核化通常发生在云底附近, 远低于 6 km, 因此 CCN 较难核化成云滴, 对于云中微物理过程的影响较小, 因此相对于低空来说, 位于高空的沙尘气溶胶作为 CCN 对于降水形成的影响较小。当沙尘气溶胶只作为 IN 时, 对于云中液相物理过程影响较小, 主要影响的是冰相过程: IN 浓度增加, 冰晶数量随之增加, 冰晶淞附过冷水形成更大粒径的冰相粒子, 随后的雪、霰、雹的生成也有所增加, 当沙尘层位于低层时, 由于更多液态水存在, 因此有利于更多冰相粒子的形成 (图 11 (e) - (h))。当沙尘气溶胶同时作为 CCN 和 IN 时, 对流发展前期 CCN 浓度增加使得云滴数浓度有明显增加, IN 的增加使得冰晶数浓度很快增加, 而充足的过冷水使得冰晶淞附过冷水这一过程增强, 从而生成更多的雹粒子。但随着对流的发展, 过冷水不断消耗, 云中液态水含量减少, 冰晶向霰的转化明显减弱 (图略)。而当气溶胶层处于低层时, 由于 CCN 浓度增加, 云中液态水含量更多, 因此, 相较于高空沙尘层来说, 通过冻结过程形成的冰晶更多, 小冰晶淞附过冷水过程得到促进, 从而生成更多的雪。

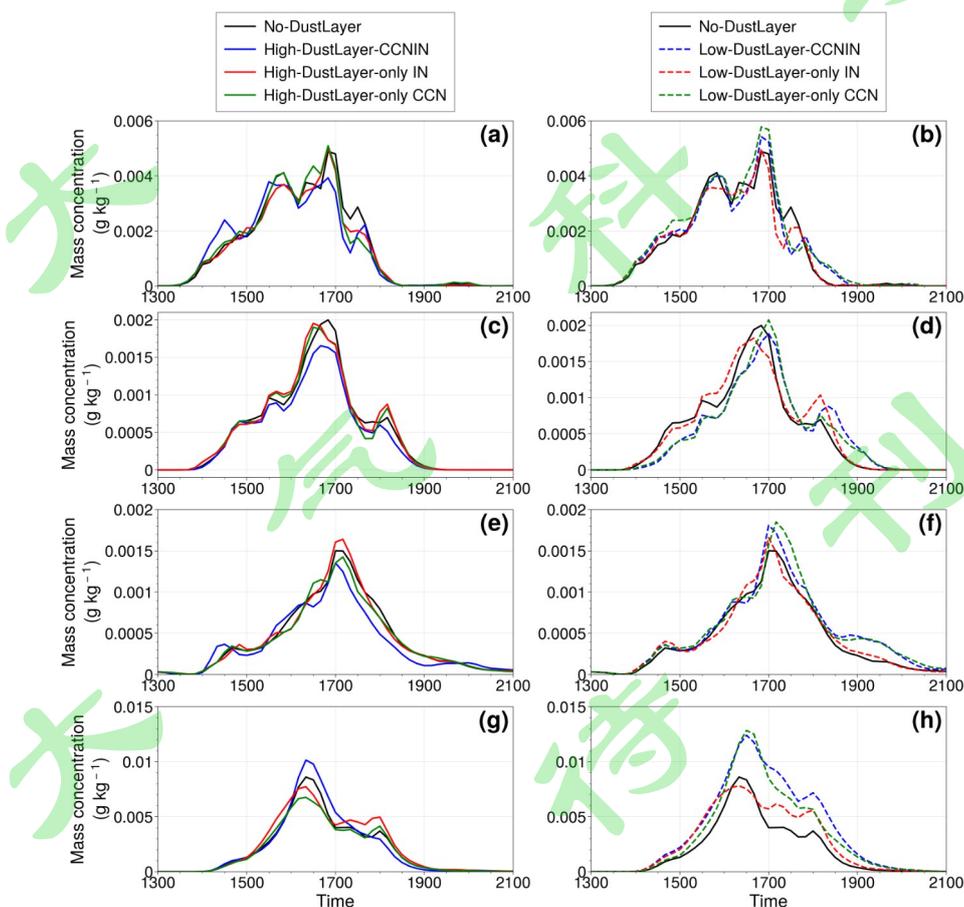


图 10 沙尘气溶胶层位于对流层中高层与无沙尘层时对流区域云内云水 (a) 雨水 (c) 冰晶 (e) 雪 (g) 质量浓度, 以及沙尘气溶胶层位于对流层中低层与无沙尘层时对流研究区域云内云水 (b) 雨水 (d) 冰晶 (f) 雪 (h) 质量浓度

Fig. 10 Average mass concentration in the convection core area of the cloud droplets (a) rain(c) ice crystals (c)and snow (g)when the dust aerosol layer is located in high altitude and no dust layer , average mass concentration in the convection core area of the cloud droplets (b) rain(d) ice crystals (f)and snow (h)when the dust aerosol layer is located in low altitude and no dust layer

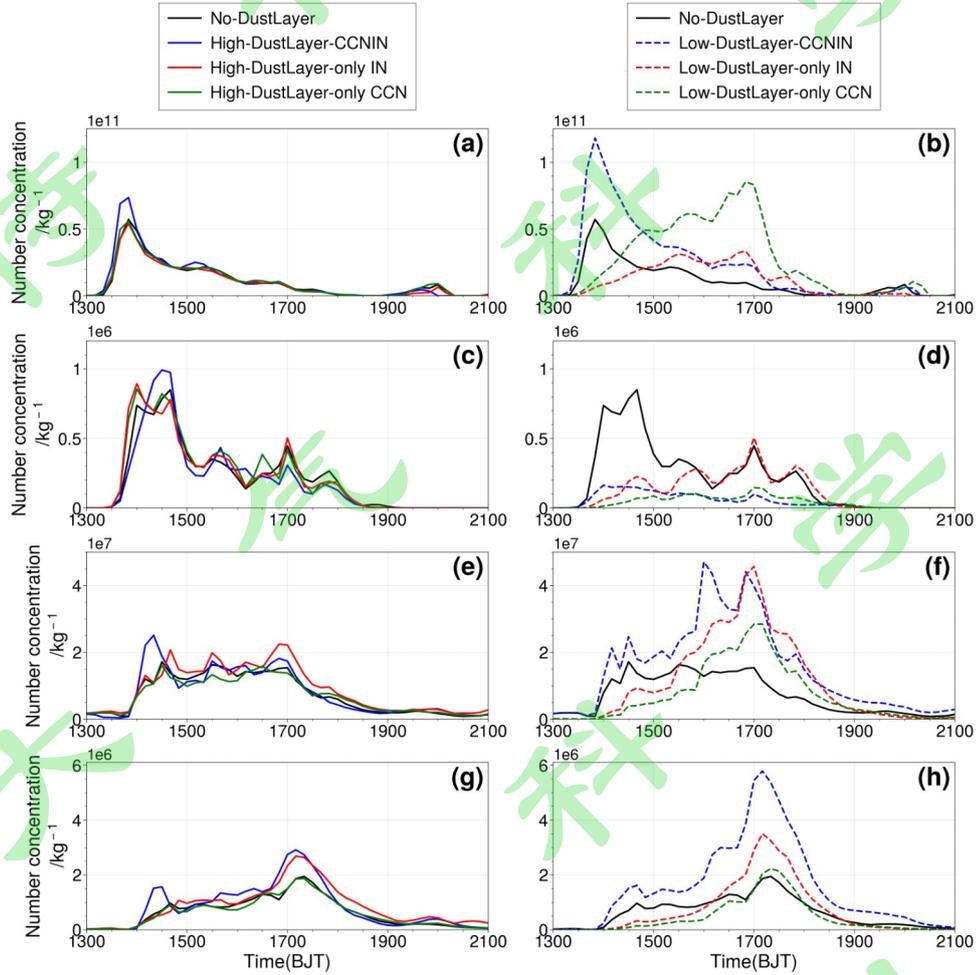


图 11 沙尘气溶胶层位于对流层中高层与无沙尘层时对流研究区域云内 (a) 云水 (c) 雨水 (e) 冰晶 (g) 雪数浓度, 以及沙尘气溶胶层位于对流层中低层与无沙尘层时对流研究区域云内 (b) 云水 (d) 雨水 (f) 冰晶 (h) 雪数浓度

Fig. 11 Average number concentration in the convection core area of the cloud droplets (a) rain(c) ice crystals (c)and snow (g)when the dust aerosol layer is located in high altitude and no dust layer , average number concentration in the convection core area of the cloud droplets (b) rain(d) ice crystals (f)and snow (h)when the dust aerosol layer is located in low altitude and no dust layer

雪、霰、雹这三类冰相粒子主要源项为冰相粒子与液滴的碰冻过程。而雨水的主要源项为冰相粒子的融化, 其中贡献最大的是雪。图 12 为沙尘层位于不同高度时对雪的影响。当沙尘气溶胶只作为 CCN 时, 且位于对流层中高层时 (High-DustLayer-only CCN 试验), 由于生成云滴的核化过程与沙尘层所在位

置相比较低，CCN作用较小，对核化过程的影响不明显，并不能增加大量液态水，而气溶胶层位于低层时（Low-DustLayer-only CCN 试验），液滴核化率更高，转化为云滴的CCN更多，云中液态水明显增加，更多的小冰晶通过过冷水冻结生成，转化成的雪也更多地参与融化过程，从而增加降水。当沙尘气溶胶只作为IN时，通过碰并等过程生成的雪有一定的增加，雪融化产生的降水也略有增加，当沙尘气溶胶层处于低空时（Low-DustLayer-only IN 试验），由于液态水含量更丰富，更有利于雪的生成，更多的雪的融化也导致降水多于高空沙尘层的情况。当沙尘气溶胶同时作为CCN和IN时，云中不仅产生了更多冰晶，而且因沙尘气溶胶导致的CCN浓度增加，促进了更多的液态水的生成，更大地促进了雪的碰并增长过程，后期雪的融化也有所增加，从而影响降水，当沙尘层处于低层时（Low-DustLayer-CCNIN 试验），参与融化过程的雪更多，降水的增多更为明显。

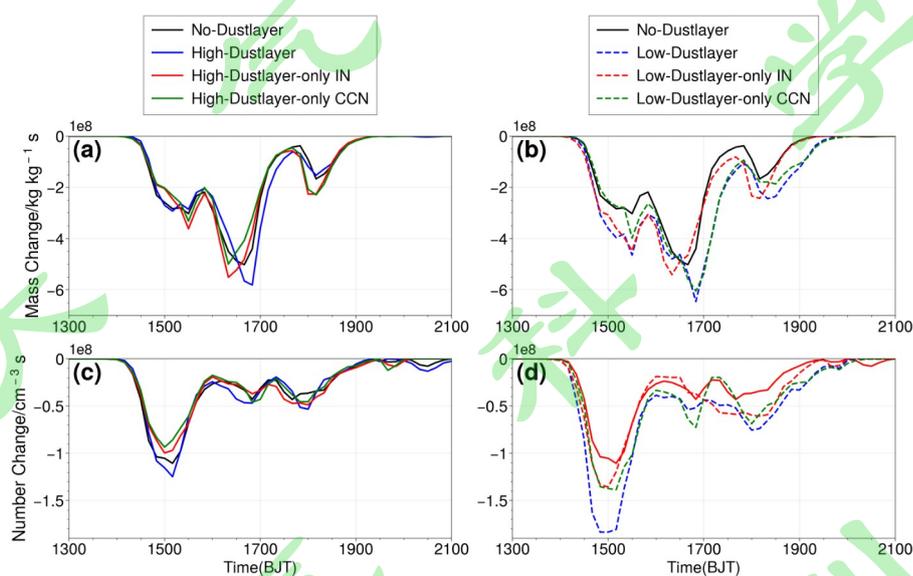


图 12 沙尘气溶胶层位于对流层中高层与无沙尘层时对流研究区域云内雪融化过程中质量浓度变化 (a) 和数浓度变化 (c)，以及沙尘气溶胶层位于对流层中低层与无沙尘层时对流研究区域云内雪融化过程中质量浓度变化 (b) 和数浓度变化 (d)

Figure 12 Average mass(a) and number(c) concentration changes in convection core area of snow within the process of melting when the dust aerosol is located in high altitude and no dust layer , average mass(b) and number(d) concentration changes in convection core area of snow within the process of melting when the dust aerosol is located in low altitude and no dust layer

## 5. 总结

本文使用 WRF-SBM 模式，通过改变沙尘气溶胶垂直分布以及沙尘气溶胶层作为 CCN、IN 的作用，来探讨新疆上空沙尘气溶胶层对对流云降水的影响。分别研究了宏观动力学上垂直速度和降水变化，以及微观上各物理过程，得到以下结论：

- (1) 当只考虑沙尘气溶胶作为云凝结核 (CCN) 且处于对流层中低层 (6 km 以下) 时，垂直速度增大，云滴数浓度增加，碰并效率降低，降水增加并推迟 30 min 左右，而处于对流层中高层 (6 km 以上) 时，沙尘气溶胶使得垂直速度增加，液滴核化率较低，对于微物理过程影响较小，降水减少；当只考虑沙尘气溶胶作为冰核 (IN) 且处于对流层中低层时，低层垂直速度增大，雨滴和冰晶数浓度增加，降水增加，而处于对流层中高层时，低层垂直速度增大，冰晶数浓度增加，降水增加；当考虑沙尘气溶胶层既作为 CCN 又作为 IN 且处于对流层中低层时，低层垂直速度增加，冰晶数浓度增加，参与淞附过程的雪增加，降水增强并推迟 30 min 左右，而处于对流层中高层时，垂直速度增加，雪的淞附增长增强，降水增加并且推迟 10 min 左右。
- (2) 沙尘层处于对流层中低层时，沙尘气溶胶作为 CCN 对云微物理过程的影响比其处于对流层中高层时更明显，沙尘气溶胶使得 CCN 增加，云滴数浓度增加，云滴有效半径减小，降水延迟；而沙尘层处于对流层中高层时，沙尘气溶胶作为 IN 对云微物理过程影响更明显，沙尘使得 IN 浓度增加，冰晶数量增加，雪、霰、雹的淞附增长率增加，参与融化过程的冰相粒子增多，降雨率增大。

沙尘气溶胶通过影响云物理过程和降水，对天气系统产生不可忽视的影响，而降水等沉降作用对于沙尘气溶胶的清除作用也相当重要。所以沙尘气溶胶的研究对于气溶胶-云降水相互作用有一定的推动作用。本文所讨论的沙尘层的作用对于干旱半干旱地区沙尘气溶胶的研究提供了一定参考。

本文所模拟的是新疆阿克苏地区一次典型沙尘气溶胶层个例，所研究的沙尘层在 6~12 km，在不同地区或不同季节有不同的沙尘分布特点，如 Zhang et

al (2021) 在台湾地区, 所研究的沙尘层则只处于低空(约 4 km 以下)。此外, 后续对沙尘气溶胶的直接效应与间接效应相结合的问题, 也需要展开更深入的讨论。

## 6. 参考文献

- Albrecht B A.1989. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness[J]. *Science (New York, N.Y.)*, 245 (4923):1227 - 1230. doi:10.1126/science.245.4923.1227
- Atkinson J D, Murray B J, Woodhouse M T, et al. 2013. The importance of feldspar for ice nucleation by mineral dust in mixed-phase clouds[J]. *Nature*, 500(7463):491-491. doi: 10.1038/nature12384
- Bangert M, Nenes A, Vogel B, et al. 2012. Saharan dust event impacts on cloud formation and radiation over Western Europe[J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 12(9):4045-4063. doi: 10.5194/acp-12-4045-2012
- Broadley S L, Murray B J, Herbert R J, et al. 2012. Immersion mode heterogeneous ice nucleation by an illite rich powder representative of atmospheric mineral dust[J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 12(1):287-307. doi: 10.5194/acp-12-287-2012
- Charlson R J, Schwartz S E, Hales J M, et al. 1992. Climate forcing by anthropogenic aerosols[J]. *Science (New York, N.Y.)*, 255(5043):423-430. doi:10.1126/science.255.5043.423
- Chen Q, Koren I, Altaratz O, et al. 2017. How do changes in warm-phase microphysics affect deep convective clouds[J]? *Atmos. Chem. Phys.*, 17(15), 9585–9598. doi:10.5194/acp-17-9585-2017
- Chen Q, Yin Y, Jiang H, et al. 2019. The Roles of Mineral Dust as Cloud Condensation[J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 124(24): 14262-14284. doi:10.1029/2019JD031403
- Chen S, Zhao C, Qian Y, et al. 2014. Regional modeling of dust mass balance and radiative forcing over East Asia using WRF-Chem[J]. *Aeolian Research*, 15:15-30. doi:10.1016/j.aeolia.2014.02.001
- Gibbons, Matthew, Min, et al. 2018. Investigating the impacts of Saharan dust on tropical deep convection using spectral bin microphysics[J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 18(16): 12161–12184. doi:10.5194/acp-18-12161-2018
- Ginoux P, Prospero J M, Gill T E, et al. 2012. Global-scale attribution of anthropogenic and natural dust sources and their emission rates based on MODIS Deep Blue aerosol products[J]. *Rev. Geophys.*, 50(RG3005). doi:10.1029/2012RG000388
- Grell G A and Freitas S R. 2014. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. *Atmos. Chem. Phys.*, 14(10): 5233-5250. doi:10.5194/acp-14-5233-2014
- Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes[J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134(9): 2318–2341. doi:10.1175/MWR3199.1
- Huang J, Fu Q, Su J, et al. 2009. Taklimakan dust aerosol radiative heating derived from CALIPSO observations using the Fu-Liou radiation model with CERES constraints[J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 9(12):4011-4021. doi:10.5194/acp-9-4011-2009
- Huang J, Minnis P, Chen B, et al. 2008. Long-range transport and vertical structure of Asian dust from CALIPSO and surface measurements during PACDEX[J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 113(D23): D23212. doi:10.1029/2008JD010620
- Huang J, Wang T, Wang W, et al. 2014. Climate effects of dust aerosols over East Asian arid and semiarid regions[J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119(19): 11398-11416. doi:10.1002/2014JD021796
- 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(D13): D13103. doi:10.1029/2008JD009944

- Jie X A, Tz B, Yb A, et al. 2020. Climate characteristics of dust aerosol and its transport in major global dust source regions - ScienceDirect[J]. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 209(105415). doi:10.1016/j.jastp.2020.105415
- Khain A, Pokrovsky A, Pinsky M, et al. 2004. Simulation of effects of atmospheric aerosols on deep turbulent convective clouds using a spectral microphysics mixed-phase cumulus cloud model. Part I: Model description and possible application[J]. *J. Atmos. Sci.*, 61(24): 2963–2982. doi:10.1175/JAS-3350.1
- Klein H, Nickovic S, Haunold W, et al. 2010. Saharan dust and ice nuclei over Central Europe[J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 10(21):10211-10221. doi:10.5194/acp-10-10211-2010
- Levin Z, Teller A, Ganor E, et al. 2005. On the interactions of mineral dust, sea-salt particles, and clouds: A measurement and modeling study from the Mediterranean Israeli Dust Experiment campaign[J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 110(D20): D20202. doi:10.1029/2005JD005810
- Li X, Zhang Q, Xue H. 2017. The Role of Initial Cloud Condensation Nuclei Concentration in Hail Using the WRF NSSL 2-moment Microphysics Scheme[J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 34(9): 1106–1120. doi:10.1007/s00376-017-6237-9
- Liu Y, Sato Y, Jia R, et al. 2015. Modeling study on the transport of summer dust and anthropogenic aerosols over the Tibetan Plateau[J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 15(21):12581-12594. doi:10.5194/acp-15-12581-2015
- Mamun A A, Chen Y, Liang J. 2021. Radiative and cloud microphysical effects of the Saharan dust simulated by the WRF-Chem model[J]. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 219(105646). doi:10.1016/j.jastp.2021.105646
- Min Q L, Li R, Lin B, et al. 2009. Evidence of mineral dust altering cloud microphysics and precipitation[J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 9(9):3223–3231. doi:10.5194/acp-9-3223-2009
- Niemand M, Mohler O, Vogel B, et al. 2012. A particle-surface-area-based parameterization of immersion freezing on desert dust particles[J]. *J. Atmos. Sci.*, 69(10):3077-3092. doi:10.1175/JAS-D-11-0249.1
- Phillips V T J, Demott P J, Andronache C. 2008. An Empirical Parameterization of Heterogeneous Ice Nucleation for Multiple Chemical Species of Aerosol[J]. *J. Atmos. Sci.*, 65(9):2757-2783. doi:10.1175/2007JAS2546.1
- Rosenfeld D, Rudich Y, and Lahav R. 2001. Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop[J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 98(11): 5975-5980. doi:10.1073/pnas.101122798
- Sagoo N, Storelvmo T. 2017. Testing the sensitivity of past climates to the indirect effects of dust[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 44(11): 5807–5817. doi:10.1002/2017GL072584
- Sauter K, L'Ecuyer T S. 2017. Observational evidence for the vertical redistribution and scavenging of Saharan dust by tropical cyclones[J]. *Geophys. Res. Lett.*, 44(12):6421–6430. doi:10.1002/2017GL074166
- Smoydzin L, Teller A, Tost H, et al. 2012. Impact of mineral dust on cloud formation in a Saharan outflow region[J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 12(23):11383-11393. doi:10.5194/acp-12-11383-2012
- Uno I, Eguchi K, Yumimoto K, et al. 2009. Asian dust transported one full circuit around the globe[J]. *Nat. Geosci.*, 2(8):557-560. doi:10.1038/NGEO583
- Vuolo M R, Chepfer H, Menut L, et al. 2009. Comparison of mineral dust layers vertical structures modeled with CHIMERE-DUST and observed with the CALIOP lidar[J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 114: D09214. doi:10.1029/2008JD011219
- Yang H, Xiao H, Guo C, et al. 2017. Comparison of aerosol effects on simulated spring and summer hailstorm clouds[J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 34(7):877-893. doi:10.1007/s00376-017-6138-y
- Yin J, Gu H, Huang J, et al. 2021. An investigation into the vertical structures of low-altitude atmosphere over the Central Taklimakan Desert in summer[J]. *Atmos. Sci. Lett.*, 22(9):e1042. doi:10.1002/asl.1042
- Yin Y, Chen L. 2007. The effects of heating by transported dust layers on cloud and precipitation: a numerical study[J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 7(13): 3497–3505. doi:10.5194/acp-7-3497-2007
- Yuan T, Chen S, Huang J, et al. 2019. Influence of Dynamic and Thermal Forcing on the Meridional Transport of Taklimakan Desert Dust in Spring and Summer[J]. *Journal of Climate*, 32(3):749-767. doi: 10.1175/JCLI-D-

18-0361.1

- Zhang Yanda, Yu Fangqun, Luo Gan, et al. 2021. Impacts of long-range transported mineral dust on summertime convective cloud and precipitation: a case study over the Taiwan region [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 21 (23):17433-17451. doi:10.5194/acp-21-17433-2021
- Zhou T, Xie H, Bi J, et al. 2018. Lidar Measurements of Dust Aerosols during Three Field Campaigns in 2010, 2011 and 2012 over Northwestern China[J]. *Atmosphere*, 9(5): 173. doi:10.3390/atmos9050173
- 陈倩,银燕,金莲姬,等.2013.气溶胶影响混合相对流云降水的数值模拟研究[J].*大气科学学报*, 36(5):513~526.
- CHEN Qian, YIN Yan, JIN Lian-ji, et al. 2013. A numerical simulation study on the effect of aerosol layers on mixed phase convective cloud and precipitation[J]. *Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36(5):513~526.
- 况祥,银燕,陈景华,等. 2018. 基于 WRF 模式和 CloudSat 卫星资料 对黄淮下游一次强对流天气过程的诊断分析和数值模拟 [J]. *气象科学*, 38(3): 331-341. Kuang Xiang, Yin Yan, Chen Jinghua, et al. 2018. Simulation analysis of strong convective weather processes in Huanghuai River based on WRF model and CloudSat satellite data [J]. *Journal of the Meteorological Sciences*, 38(3): 331-341.
- 刘欢. 2019.气溶胶对不同类型云降水系统的影响研究[D].中国气象科学研究院. Liu Huan.2019.Studies on contrasting effects of aerosol on various types of precipitation[D]. Chinese Academy of Meteorological Sciences.
- 钱云,符淙斌,王淑瑜.1999.沙尘气溶胶与气候变化[J].*地球科学进展*,1999,14(4):391~394. QIAN Yun, FU Congbin,WANG Shuyu. 1999. Mineral dust and climate change[J]. *Advance in Earth Sciences (in Chinese)*, 14(4):391~394.
- 石茹琳,银燕,陈倩,等.2021.气溶胶对新疆冰雹形成物理过程影响的数值模拟研究[J].*大气科学*,45(1):107~122
- SHI Rulin,YIN Yan,CHEN Qian,et al. 2021. Numerical Simulation of Aerosol Effects on the Physical Processes of Hail Formation in Xinjiang. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 45(1):107~122.