

石荣光, 刘奇俊. 2015. 利用 GRAPES 模式研究气溶胶对云和降水过程的影响. 气象, 41(3): 272-285.

# 利用 GRAPES 模式研究气溶胶 对云和降水过程的影响<sup>\*</sup>

石荣光<sup>1</sup> 刘奇俊<sup>2</sup> 马占山<sup>2</sup>

<sup>1</sup> 中国气象科学研究院, 北京 100081

<sup>2</sup> 国家气象中心, 北京 100081

**提 要:** 在 GRAPES 中尺度模式的双参数微物理方案中加入了气溶胶活化参数化过程, 实现了对云滴数浓度的预报。选取不同季节两个降水过程进行模拟, 并分别开展了不同气溶胶背景下的两个试验进行对比分析, 研究气溶胶对云和降水可能的影响。结果表明: 气溶胶浓度增加后, 因为活化产生了更多尺度较小的云滴, 抑制了云雨的自动转化, 使大气中滞留了更多的云水, 暖云降水减小; 另一方面, 云水的增加会使冰相粒子, 尤其是雪和霰通过碰并云水等过程而增大, 最后融化成雨增加冷云降水, 同时冰相粒子增加会释放更多的潜热, 促进上升气流的发展, 进一步增加冷云降水。气溶胶对降水的影响存在空间不一致性, 暖云较厚的地方暖雨过程受到的抑制明显, 使地面降水减小, 冷云厚度相对较厚时, 冷云降水的增加会大于暖云降水的抑制, 使地面降水增加。同时由于在云降水发展的不同阶段冷暖云的变化, 气溶胶对降水的影响也存在着时间不一致性。

**关键词:** GRAPES 模式, 微物理方案, 气溶胶活化

**中图分类号:** P456

**文献标志码:** A

**doi:** 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2015. 03. 002

## Numerical Simulation of Aerosol Effects on Cloud and Precipitation Using GRAPES Model

SHI Rongguang<sup>1</sup> LIU Qijun<sup>2</sup> MA Zhanshan<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

<sup>2</sup> National Meteorological Centre, Beijing 100081

**Abstract:** A parameterization approach of cloud droplet activation is introduced into the original two-moment microphysical schemes coupled with GRAPES model. Two precipitation processes are simulated and two experiments with different aerosol concentrations are conducted for both of them. The results show that when aerosol concentration increases, the biggest change of microphysical characteristics is the apparent increase of cloud water content. This is because of the suppressed conversion from cloud droplets to rain drops when more aerosols nucleate into more but smaller cloud droplets, which results in less efficient warm rain processes. On the other hand, with more cloud water left in the air, ice phase particles, especially snow and graupel, can grow through collecting more cloud water and increased snow can also be collected by graupel. Melted snow and graupel eventually produce more rain. Meanwhile, more latent heat will be released with the increase of ice particles, which can invigorate cloud updrafts and further promote rain development. In the simulation region, aerosol effect on precipitation is spatially non-uniform. In the region where warm clouds are thick, suppressed warm rain process is the main factor affecting precipitation

\* 国家自然科学基金项目(41105067)资助

2014 年 3 月 31 日收稿; 2014 年 9 月 24 日收修定稿

第一作者: 石荣光, 主要从事数值模式云微物理方案研究. Email: srglucky@sina.com

通信作者: 刘奇俊, 主要从事数值模式中云降水物理过程和参数化研究. Email: liuqj@cma.gov.cn

and surface rainfall is reduced. In spite of this where warm cloud is thin and cold cloud is relatively thicker, cold rain process enhancement is dominant and surface rainfall is increased. Aerosol effects on precipitation is also temporally non-uniform because the distributions of warm cloud and cold cloud change during the development of clouds and precipitation.

**Key words:** GRAPES model, microphysical scheme, aerosol activation

## 引 言

悬浮于大气中的气溶胶粒子不仅是空气污染的主要来源,还可以通过直接散射或吸收太阳辐射影响气候(气溶胶直接效应),以及通过改变云的特性,间接影响到云的辐射效应而对气候产生影响(气溶胶间接效应)。气溶胶,特别是其对云的影响,是全球气候系统和水循环的重要组成部分(Ramanathan et al, 2001),但由于气溶胶、云相互作用的复杂性,对气溶胶间接效应的了解还不是很清楚,存在很大的不确定性。

气溶胶主要通过活化成为云凝结核(CCN)参与云微物理过程,影响云和降水。在液水含量一定的情况下,气溶胶增加会增加云滴数浓度,减小云滴尺度,从而提高云的反照率,称为气溶胶第一类间接效应(Twomey, 1977);由于云滴尺度的减小会抑制云雨的自动转化,从而抑制降水,延长云的生命期,称为气溶胶第二类间接效应(Albrecht, 1989)。对不同地区、不同性质的云,气溶胶间接效应可能有很大的不同,尤其是对降水的影响。

一些利用大气环流模式(Ghan et al, 2001; Lohmann et al, 2005; Rotstayn et al, 2002; Takemura et al, 2005)模拟气溶胶对大尺度层状云影响的研究结果与气溶胶第二类间接效应一致,即气溶胶增加会抑制降水,但即使是对暖性层状云来说,气溶胶对液水路径和降水的影响还是存在着很大的不确定性,与动力和微物理过程的复杂相互作用密切相关(Ackerman et al, 2004; Guo et al, 2008),对于混合相的云,尤其是比较深厚的对流云来说,气溶胶间接效应会更加复杂和充满不确定性。

利用 TRMM 卫星观测资料发现,在受到森林大火产生的烟尘气溶胶影响的热带对流云中(Rosenfeld, 1999)和受到城市和工业空气污染、云顶温度在大约  $-10^{\circ}\text{C}$  的云中(Rosenfeld, 2000),暖雨过程甚至可以被完全抑制。Rosenfeld 等(1999)观测发现,在泰国和印度尼西亚的污染区域,由于云

滴小且云滴谱窄,烟尘性云几乎不会产生降水。陈思宇等(2012)通过分析近 50 年来中国中东部地区的秋季降水资料,发现这个季节降水趋势有明显减小,而气溶胶浓度的增加可以作为降水减少的一个主要原因。相反,通过统计分析表明,在靠近海岸的大西洋海域,空气污染可以增强降水(Cervený et al, 1998)。Lin 等(2006)通过分析亚马逊流域多平台卫星数据发现,生物质燃烧产生的大量气溶胶与降水的增加有密切关联。Li 等(2011)利用美国南部大平原地区长达 10 年的连续观测数据和全球卫星数据发现,气溶胶浓度的增加可以显著影响云和降水的形成发展,在相对干燥的环境下污染可以抑制降水,相反,在湿润的环境下降水可能会增加,即气溶胶的增加既可能加剧干旱,也可能导致更多洪涝灾害的发生。

除了观测资料,数值模拟也是研究气溶胶间接效应的有效方式,而且多数模拟结果都表明气溶胶对降水过程有很大的影响。Khain 等(2004)利用分档微物理模式模拟发现不管是大陆环境还是海洋环境下,气溶胶浓度的增加都会引起单体云中降水的减少。康凤琴等(2009)通过模拟发现中国北方沙尘气溶胶的增加可以导致降水减少。van den Heever 等(2006)利用 RAMS 模式研究佛罗里达半岛上的对流云也发现 CCN 浓度的增加会减弱地面降水。相反,Wang(2005)通过设置范围从  $50\sim 6000\text{ cm}^3$  的 30 种初始 CCN 浓度来研究热带深对流云的变化,发现随着 CCN 浓度的增加,对流变得更强,降水增多,云量覆盖范围也变大。Lynn 等(2005)将分档微物理方案应用到 MM5 模式中,模拟得到大陆性气溶胶浓度相对于海洋性气溶胶浓度会使最大雨强更大。Fan 等(2007)模拟研究表明,降水随着气溶胶浓度的增大先增加,当气溶胶浓度达到一定程度时(超过  $50000\text{ cm}^3$ ),随气溶胶增多降水减少,主要是因为气溶胶浓度过大时水汽的消耗和碰并效率的降低抑制了对流。Li 等(2008)和 Lim 等(2010)也都用多组不同气溶胶浓度的试验对云和降水的变化进行了模拟研究。

正如 Khain 等(2005)的模拟结果所说明的,气溶胶可能增加降水也可能抑制降水,依赖于环境因素,如大气热力不稳定性,相对湿度,风切变等,所以气溶胶对降水的影响随地点、环境、云的类型等可能会有很大的不同。国内对于气溶胶对云降水影响的数值模拟也很多(肖辉等,2011;岳治国等,2011;董昊等,2012;林磊等,2011;石爱丽等,2013),一般使用的是国外的模式,如 WRF 模式,本文采用我国自主研发的 GRAPES 中尺度模式,并在双参数微物理方案中加入气溶胶活化过程,对华北一次夏季降水过程和长江中下游一次冬季降水过程进行模拟,研究气溶胶增加对云和降水过程的可能影响。

## 1 模式描述和试验设计

### 1.1 模式描述和方案改进

GRAPES(global/regional assimilation and prediction system)模式是我国自主研发的新一代全球/

区域多尺度通用模式,主要物理过程包括:显式云微物理方案、积云对流参数化方案、辐射传输、边界层过程、陆面过程及次网格尺度地形重力波拖曳等(薛纪善等,2008)。本文采用 GRAPES 区域模式,使用双参数混合相体积云微物理方案(刘奇俊等,2003;陈小敏等,2007),并在其基础上做了一定修改。

原双参数微物理方案除了预报水汽( $Q_v$ )、云水( $Q_c$ )、雨水( $Q_r$ )、冰晶( $Q_i$ )、雪( $Q_s$ )和霰( $Q_g$ )的混合比外,还预报雨水( $N_r$ )、冰晶( $N_i$ )、雪( $N_s$ )和霰( $N_g$ )的数浓度以及冰晶谱拓宽函数( $F_i$ )和雪谱拓宽函数( $F_s$ )。而对于云滴数浓度来说,原方案是设为常数的,为了研究气溶胶对云和降水的影响,本文在原方案中加入了气溶胶活化方案,以预报云滴数浓度( $N_c$ ),并加入云滴数浓度相关源汇项,修改受云滴数浓度变化影响的相关微物理参数化公式。修改后的主要微物理过程源汇项如图 1 所示,包括凝结和蒸发、凝华和升华、自动转化、各种粒子间的碰并、融化和冻结、冰晶核化和繁生及新加入的气溶胶粒子活化等。

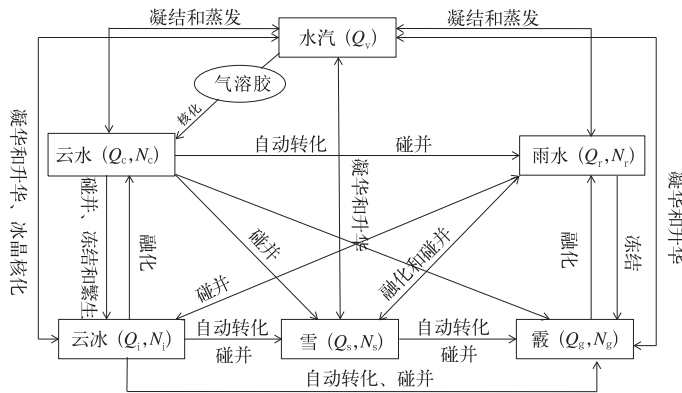


图 1 双参数云微物理方案主要过程示意图

Fig. 1 Flowchart of the microphysics processes in the two-moment scheme

对于加入的活化过程,首先给出背景气溶胶浓度,并且不考虑气溶胶浓度随空间或时间的变化,假设气溶胶满足三模态对数正态分布:

$$\frac{dn}{d\ln a} = \sum_{i=1}^3 \frac{N_i}{\sqrt{2\pi} \ln \sigma_i} \exp \left[ -\frac{1}{2} \frac{\ln^2(a/a_{mi})}{\ln^2 \sigma_i} \right] \quad (1)$$

式中, $N_i$ 、 $a_{mi}$ 和 $\sigma_i$ 分别为第*i*种模态的气溶胶总数浓度、几何平均半径和几何标准差, $a$ 为干气溶胶粒子半径。利用 Kohler 方程,每种模态的几何平均半径  $a_{mi}$  对应的临界过饱和度为:

$$S_{mi} = \frac{2}{\sqrt{B}} \left( \frac{A}{3a_{mi}} \right)^{1.5} \quad (2)$$

式中, $A$ 为表征曲率效应的参数, $B$ 为表征吸湿性的参数,根据模式积分过程中得到的实际过饱和度 $S$ ,活化的气溶胶数浓度(Abdul-Razzak et al,2000)为:

$$N' = \sum_{i=1}^3 N_i \frac{1}{2} \left[ 1 - \operatorname{erf} \left( \frac{2 \ln(S_{mi}/S)}{3\sqrt{2} \ln \sigma_i} \right) \right] \quad (3)$$

实际的气溶胶活化率为:

$$\left( \frac{\partial N_c}{\partial t} \right)_{ACT} = \max \left( \frac{N' - N_c}{\Delta t}, 0 \right) \quad (4)$$

式中, $N_c$ 为格点上一时刻已经存在的云滴数, $\Delta t$ 为模式积分时间步长。

在各种微物理过程中,云雨自动转化是比较重

要的一项,也是气溶胶增加后受到直接影响的一项,本文所用的参数化公式为:

$$A_{cr} = \frac{1.67 \times 10^{-5} (10^3 \rho Q_c)^2}{5 + \frac{3.6 \times 10^{-5} N_c}{Q_c \rho d_c}} \quad (5)$$

式中,云滴数浓度  $N_c$  的单位为  $\text{cm}^{-3}$ ,  $d_c$  为云滴谱的相对离散度,即云滴谱的标准差与云滴平均半径的比值,小的离散度表示相对较窄的云滴尺度分布,大的离散度表示了小云滴和大云滴的充分混合状态,这里  $d_c$  的计算是用云滴数浓度  $N_c$  和两个极值参数得到:

$$d_c = 0.146 - 5.964 \times 10^{-2} \ln \frac{N_c}{2000} \quad (6)$$

云滴数浓度越大,  $d_c$  越小,说明云滴谱越窄,越不利于云滴向雨滴的自动转化。

除了云雨自动转化过程之外,其他微物理过程也会不同程度地受到云滴数浓度变化的影响,这里不再具体列出。

### 1.2 试验设计

夏季降水个例为 2008 年 9 月 21 日受高空槽东移影响,华北京津冀地区出现的一次小到中雨、局地大雨的天气过程,模式所用初始和边界资料为 NCEP FNL 分析资料,模拟采用双层单向嵌套,粗网格分辨率为 16 km,积分时间步长为 30 s,模拟时间为 2008 年 9 月 21 日 00 时(世界时,下同)到 22 日 00 时;细网格分辨率为 5 km,积分时间步长为 10 s,模拟时间为 9 月 21 日 02 时到 22 日 00 时,模拟区域如图 2 所示,并从细网格区域中选取内部一个研究区域进行分析。两重区域采用的其他主要物理

过程为 RRTM 长波辐射方案, Dudhia 短波辐射方案, Monin-Obukhov 近地面层方案, MRF 边界层方案, Noah 陆面过程方案, Betts-Miller-Janjic 积云对流参数化方案。

冬季降水个例为 2012 年 2 月 5 日长江中下游出现的一次中到大雨的降水过程,模拟初始时间为 2 月 5 日 12 时,积分 24 h,并且只用上述粗网格设置进行模拟,其他参数设置相同,模拟区域图略。

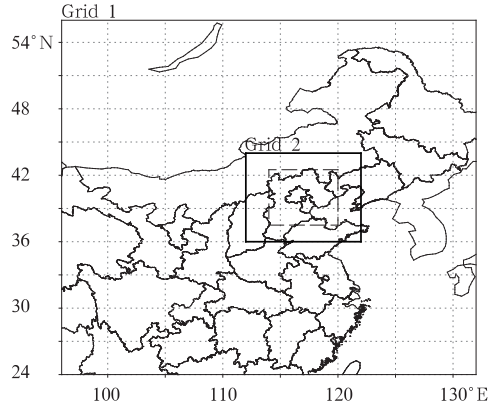


图 2 夏季降水过程模拟区域和研究(虚线)区域

Fig. 2 Simulation domains and research (dashed line) region of summer rain processes

模式中假设气溶胶化学成分为硫酸铵,其中可溶成分所占比例为 0.7,为了研究气溶胶变化对云和降水的影响,文中对两个个例都设计了清洁环境下(C-case)和污染环境下(P-case)的两个试验,参考 Whitby(2007)气溶胶参数本文两个试验中气溶胶各个模态的参数取值如表 1 所示。

表 1 气溶胶谱分布函数参数

Table 1 Parameters for aerosol particles size distribution

| 试验     | Mode $i$ | $N_i/\text{cm}^{-3}$ | $a_{mi}/\mu\text{m}$ | $\sigma_i$ |
|--------|----------|----------------------|----------------------|------------|
| C-case | 1        | 1000                 | 0.008                | 1.6        |
|        | 2        | 800                  | 0.034                | 2.1        |
|        | 3        | 0.72                 | 0.46                 | 2.2        |
| P-case | 1        | 5000                 | 0.008                | 1.6        |
|        | 2        | 3500                 | 0.034                | 2.1        |
|        | 3        | 0.72                 | 0.46                 | 2.2        |

## 2 夏季个例结果分析

### 2.1 降水量

图 3c 为累计实况降水量分布,因为细网格区域

模拟时间为 22 h,所以是 22 h 的累计结果,雨带基本呈东西向分布,大于 15 mm 的降水主要是落在北京及其周边地区,其中大于 30 mm 的大值区位于北京市中东部。图 3a 和 3b 分别是清洁气溶胶和污染气溶胶情况下模拟的 22 h 累计降水情况,其中对流参数化降水比例很少,可以忽略不计,整体来看,模

拟的降水范围和强度与实况比较一致,但降水中心位置偏东,移到京津交界处,中心强度也有所减小,模拟最大降水量都在 32 mm 左右,但大于 15 mm 区域明显增大,另外在研究区域的北侧模拟的降水偏多。

对比 C-case 和 P-case,模拟的降水范围没有明显变化,从强度来看,最大降水中心和周围几个小的降水中心变化相对明显,为了更清晰地比较气溶胶对累计降水影响的空间分布情况,将 P-case 和 C-case 做差值,如图 3d 所示,暖色调代表降水增加,冷色调代表降水减少,整个区域冷暖色调交替分布,降水既有增加,也有减少,其中最大降水中心降水减小明显,最大减少量达 3.5 mm,研究区域东边一个小的降水中心附近强度有明显增加,增加量最大达 5.4 mm,所以气溶胶对降水的影响存在着空间不一致性,整体来看,降水增加的区域相比降水减小的区域范围更大,更明显,图中 A、B 区域分别为选取的降水减小区域和降水增大区域,后文将重点讨论其降水变化的原因。通过计算,C-case 中的 22 h 网格平均降水量为 10.677 mm,P-case 为 10.871 mm,虽然 P-case 相对 C-case 在研究区域内的降水既有增加又有减少,整体来看,此个例模拟区域平均累计降水量增加了 1.8%。

为了分析整个降水时段内降水随时间的变化及气溶胶在各个时刻对降水的影响,对研究区域内的小时降水率做区域平均,分别得到 C-case、P-case 及观测的区域平均小时降水率随时间的演变,如图 4 所示,其中每个时刻的数据代表的是过去 1 h 的降水量。观测降水的峰值出现在 12 时,为  $1.05 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ,20 时有一个小的峰值,模拟降水相对实况来说,出现的时间较晚,05 时之前都没有出现明显的降水,峰值出现的时间也晚,16 时才出现,但大的降水率持续的时间长,从 12—17 时的降水率都在  $0.9 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  以上,12 时之前模拟降水普遍小于实况,12 时之后都高于实况,总的来看,模拟的降水的演变情况与观测结果还是比较一致的。对比 C-case 和 P-case,可以看出在 17 时之前气溶胶基本上是使降水增加,尤其是 12—17 时降水率较大时增加最为明显,14 时增加最大,在 19 时之后,降水随气溶胶的增加有所减小。可见,气溶胶对降水的影响也存在着时间不一致性,与云和降水的发展进程有关。

## 2.2 云滴的核化结果

气溶胶主要是通过核化为云滴,参与云的微物理过程,影响云中各微物理量的分布,从而最终对地面降水量产生影响,本文在原方案中加入了云滴核化过程,首先对核化的结果进行分析,以验证所加方案是否合理。

从清洁环境试验 C-case 中选取了经纬度为 ( $40^\circ\text{N}$ 、 $116.2^\circ\text{E}$ ) 的一点,画出了其在 14 时垂直速度、过饱和度和云滴数浓度的垂直廓线分布,如图 5 所示,对比三张图中 3 个物理量的分布可以看到它们有比较好的对应关系,上升速度较大时,一般过饱和度也大,相应地会核化产生更多的云滴,600 hPa 高度上过饱和度最大,对应高度上的云滴数浓度也是最大的,约  $167 \text{ cm}^{-3}$ 。由于所给气溶胶浓度的不同,两个试验中核化产生的云滴数是不同的,进而导致各种水成物的变化,后边将对气溶胶浓度改变后水成物的变化进行分析。另外研究区域内的上升速度一般是每秒几十厘米的量级,较大的地方会超过  $50 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ ,雪和霰含量较大的地方一般对应着较强的上升速度。

## 2.3 水凝物柱含量分布

云中的液相水凝物包括云水 ( $Q_c$ ) 和雨水 ( $Q_r$ ),冰相水凝物包括冰晶 ( $Q_i$ )、雪 ( $Q_s$ ) 和霰 ( $Q_g$ ),对各种水凝物进行垂直积分可以得到其柱含量,表示单位面积气柱内水凝物的总质量,其中液相水凝物的柱含量也称作液水路径 (LWP),冰相水凝物的柱含量称作冰水路径 (IWP)。考虑模式 spin-up 的影响,进行时间平均时剔除前 6 h,即从 08 时开始,图 6 分别是清洁和污染气溶胶情况下 16 h 平均的液水路径、冰水路径。

对比图 6a 和 6b 可以看到随着气溶胶的增加,研究区域中大多数地方液水路径都有比较明显的增大,大值区的变化尤其明显,区域平均值从  $0.556 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$  增加到  $0.610 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ ,对比图 6c 和 6d 冰水路径的变化相对来说要小一些,总的来看也是有增大,区域平均值从  $0.657 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$  增加到  $0.670 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 。整体来看,P-case 与 C-case 相比 LWP 的增加要大于 IWP 的增加,所以气溶胶对液相水凝物的影响更为明显,主要是因为气溶胶的增

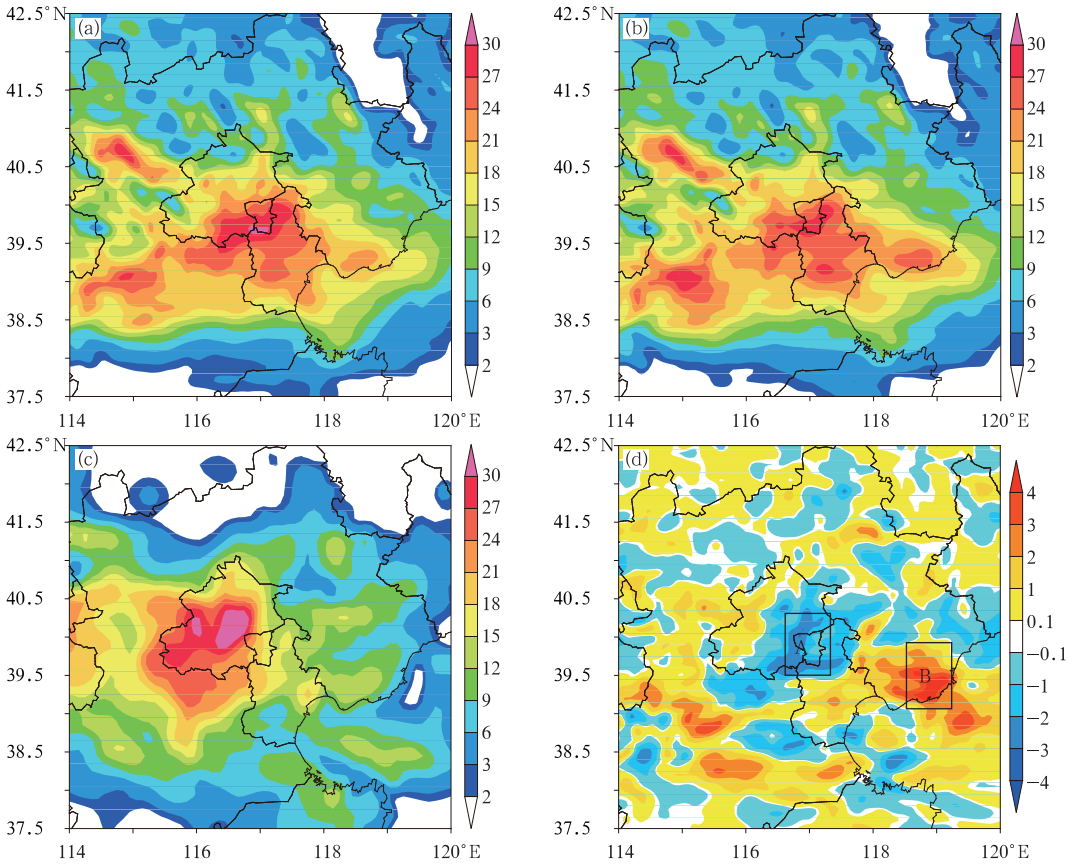


图 3 模拟和观测的 22 h 累计降水量(单位:mm)

(a)C-case,(b)P-case,(c)实况,(d)P-case 与 C-case 的差值

Fig. 3 Simulated and observed 22 h accumulated precipitation (unit:mm)

(a) C-case, (b) P-case, (c) observation, (d) difference between P-case and C-case

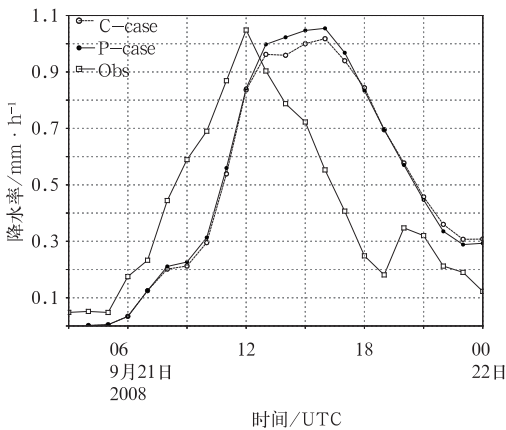


图 4 观测和模拟区域平均小时降水率随时间的变化

Fig. 4 Time series of the observed and simulated precipitation intensity averaged in the research region

量增加,LWP 的增加主要得益于云水含量的显著增加,云水的变化又间接影响了 IWP,后文还将具体分析。另外,对比 LWP 与 IWP,除了在中心部分液水路径明显大于冰水路径外,其他地方 IWP 一般要大于 LWP,可见在整个研究区域中冷云过程更加明显一些。

### 2.4 水凝物垂直分布

仅由垂直积分含水量还无法知道水凝物的垂直分布情况及气溶胶对不同高度水凝物的影响,对整个研究区域内的各种水凝物粒子做 16 h 平均,得到 C-case 下粒子比含水量和数浓度的垂直廓线及 P-case 与 C-case 差值的垂直廓线,如图 7 所示。

图 7a 为 C-case 下水凝物比含水量的垂直廓线,可以明显看到雪和霰含量较大,这也是图 6 中冰水路径 IWP 较大的原因,进一步说明了研究区域整体上冷云过程更显著。图中大气中的雨水一方面来

加直接影响的是暖云过程,更多的气溶胶活化后增加了云滴数浓度,同时也使云滴半径减小,会明显削弱云雨自动转化过程,从而使大气中滞留的云水含

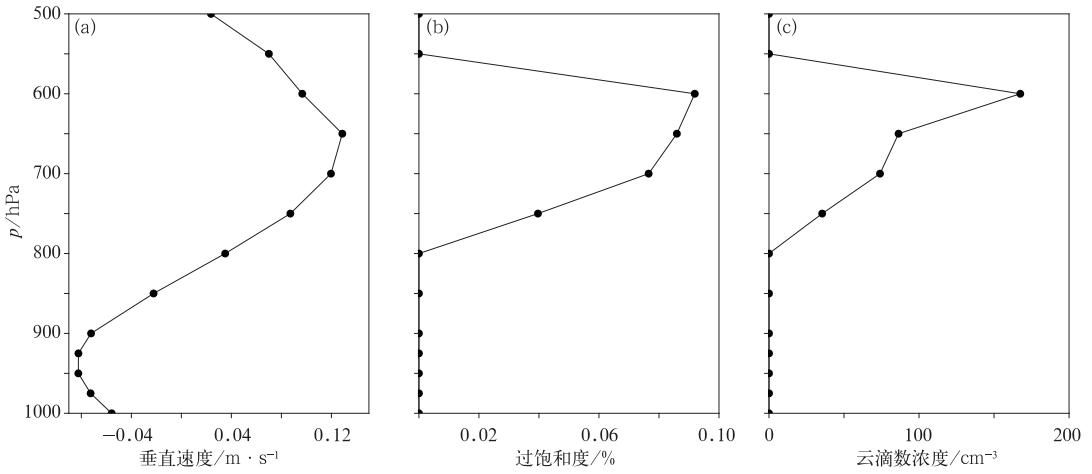


图 5 C-case 中 40°N、116.2°E 处 14 时垂直速度(a)、过饱和度(b)和云滴数浓度(c)的垂直分布

Fig. 5 Vertical profiles of vertical velocity (a), supersaturation (b) and cloud droplet number concentration (c) at 40°N, 116.2°E at 14:00 UTC of C-case

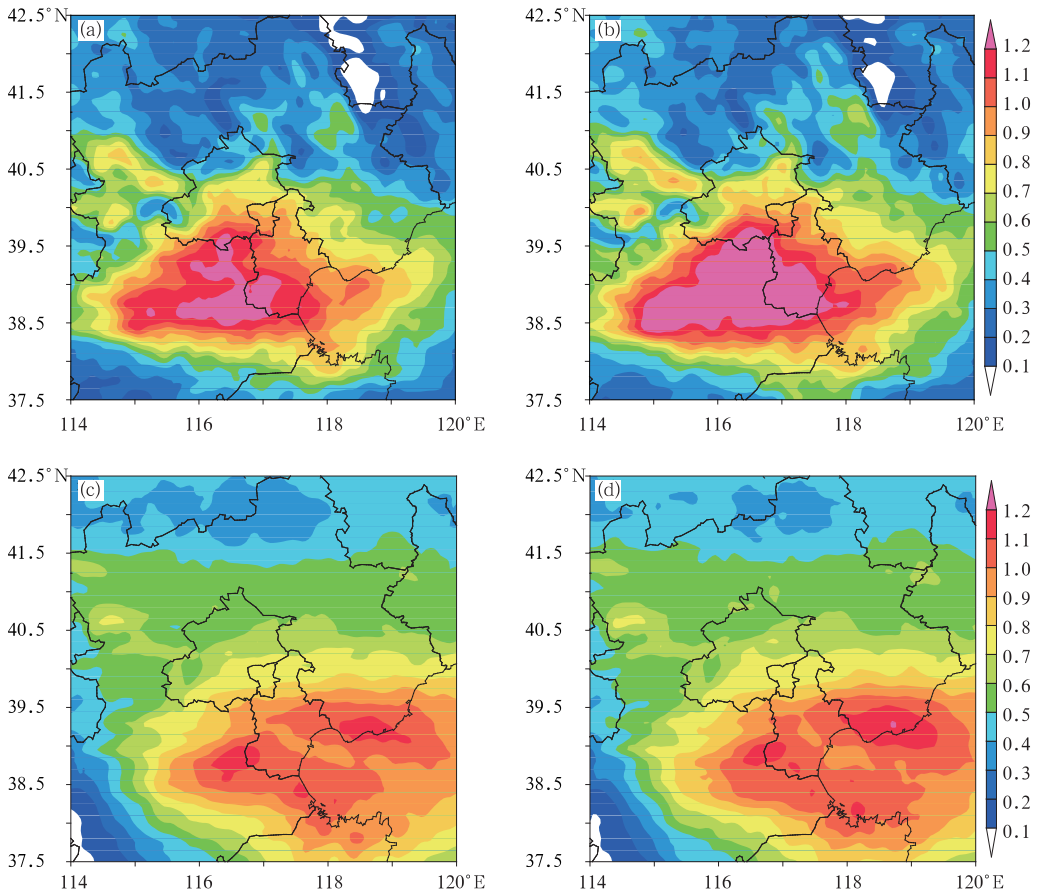


图 6 16 h 平均垂直积分含水量(单位:  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ )

(a, b) 液水路径和 (c, d) 冰水路径; (a, c) C-case, (b, d) P-case

Fig. 6 16 h averaged vertically integrated water content (unit:  $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$ )  
(a, b) liquid water path and (c, d) ice water path; (a, c) C-case, (b, d) P-case

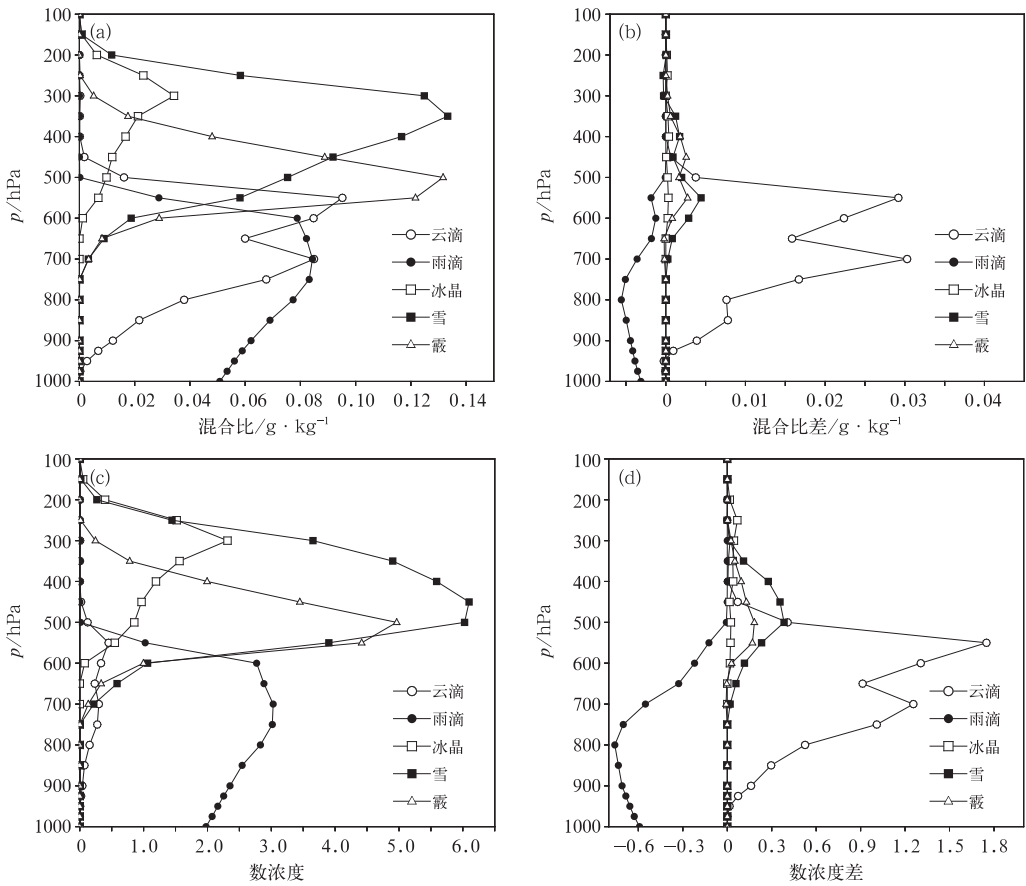


图 7 各水凝物的混合比(a,b)和数浓度(c,d)在研究区域内 16 h 平均的垂直分布 (a,c)C-case,(b,d)P-case 与 C-case 的差值

Fig. 7 Vertical profiles of hydrometeors mixing ratio (a,b) and number concentration (c,d) averaged over the research region during the 16 h simulation period (a,c) C-case, (b,d) P-case - C-case

自冰相的融化,另一方面来自暖雨过程,其中冰相的融化贡献要大一些,但暖雨过程仍然是雨水的重要来源之一。图 7b 为 P-case 与 C-case 差值比含水量的垂直廓线,可以看到随气溶胶的增加最明显的变化是云水含量的增加,云水主要分布在 500~900 hPa 之间,在这一高度范围内几乎每层云水含量都有增大。雨水主要集中在 1000 hPa 到 500 hPa 之间,与云水相反,各层都有所减小,减小量相对云水变化量来说要小得多。冰晶含量几乎不变,雪和霰的比含水量呈增大趋势,且都在 550 hPa 有相对大的增加量,而在这一高度云水正好也存在一个极值,由此可以看出冰相粒子雪和霰之所以有增加,主要是因为云水增多,冰相粒子通过碰并云水等过程,含水量增大。

双参数方案不仅预报水凝物的比含水量,还预报其数浓度,图 7c 和 7d 为数浓度的垂直分布,其中云滴、雨滴、冰晶、雪、霰的单位分别为  $10^2 \text{ cm}^{-3}$ 、 $10^0$

$\text{L}^{-1}$ 、 $10^1 \text{ L}^{-1}$ 、 $10^0 \text{ L}^{-1}$ 、 $10^0 \text{ L}^{-1}$ ,可以看出,数浓度的垂直分布与混合比的垂直分布还是比较一致的。云滴数浓度的增加仍然是最为明显的,这也是气溶胶增加所产生的直接结果,即更多的气溶胶核化产生了更多尺度较小的云滴。大气中云滴的数浓度小到几十个每立方厘米,大到几百或上千,在本文的试验中 C-case 下云滴浓度范围从几十到几百每立方厘米,P-case 下更多,大的达到上千每立方厘米,由于做了区域和时间平均,有些不存在云滴的地方也参与了平均,使图中得到的数值偏小。云滴尺度的减小抑制了云雨自动转化过程,保留了更多的云水,所以云水比含水量也相应明显增多,云雨自动转化过程被抑制另一方面使生成的雨滴的数浓度有明显减少。对比雨滴数浓度和比含水量减少的百分比可以看到数浓度减少比例更大,主要是因为虽然云雨自动转化的抑制导致雨滴数浓度减小,另一方面云水含量的增加使得雨滴可以碰并更多的云水增大,部



分抵消了云雨自动转化减弱导致的雨水混合比的减小。雪和霰粒子的数浓度与其比含水量一样,随气溶胶增多也有增加。

从以上各种水凝物的分析中可以看到,气溶胶增加后云水的变化是关键,可以间接导致冰相粒子的变化,而云水的变化主要是由于云雨自动转化的抑制,从图8中可以清楚地看出这点。图8为C-case和P-case中云雨自动转化率在研究区域内16 h平均的垂直分布,与图7a对比可以发现一般云水越大的高度,云雨自动转化率也越大,比较C-case和P-case两条曲线,气溶胶增加后,各个高度的云雨自动转化率都是减小的,而且减少量可以达到一半以上。

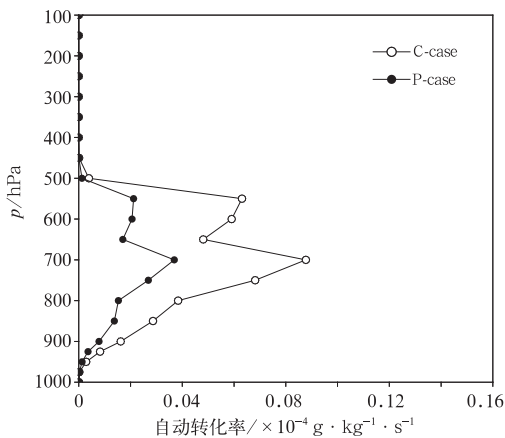
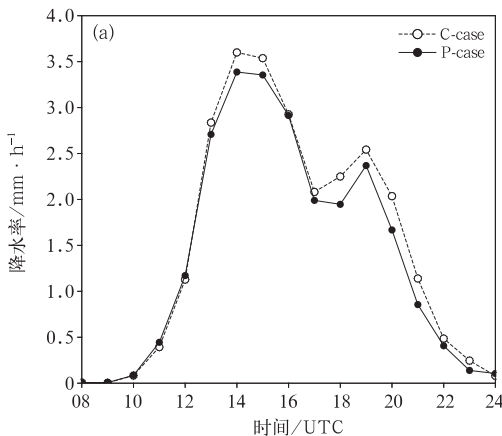


图8 C-case和P-case中研究区域16 h平均云雨自动转化率的垂直分布

Fig. 8 Vertical profiles of autoconversion rate averaged over the research region during the 16 h simulation period of C-case and P-case



## 2.5 区域A、B水凝物时空变化

因为在整个研究区域内降水既有增大又有减少,为了更清楚地分析降水分别增加和减少的原因,分别选取一个降水减少区域A和一个降水增加区域B(图3d)进行分析。图9a和9b分别是A区域和B区域的区域平均小时降水率随时间的变化,区域A的降水集中在10时到00时,最大雨强达 $3.5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 左右,区域B偏东,出现的时间晚一些,集中在13时到00时,雨强相对A区域要小。从图中可以看到A区域中P-case相对C-case除了在降水开始后前两个小时稍有增加外,其他时间都是减少的,而B区域正好相反,降水几乎都是增加的。接下来分别对两个区域在C-case和P-case下的水凝物时空演变特征作对比分析。

图10为A区域云水、冰雪晶、雨水、霰平均质量混合比的时空变化图,从图10a和10b可以看出, $0^\circ\text{C}$ 层在575 hPa左右,云水一般都处在 $0^\circ\text{C}$ 层以下, $0^\circ\text{C}$ 层以上很小的高度范围内存在少量过冷云水,16时以后云水向下扩展,云底变低,暖云变厚,对比C-case和P-case,可以看到气溶胶增加后云水含量在不同高度都有明显增加。冰雪晶主要分布在 $0^\circ\text{C}$ 层以上,最高达到200 hPa左右,后期较少,C-case和P-case下冰雪晶含量整体变化不大。

图10c和10d为C-case和P-case中雨水和霰的混合比随时间和高度的变化情况,可以看到,在16时之前雨水混合比较大,之后较小,两个峰值分别在14时左右和18时左右,雨水含量随时间的变化与图9a中小时降水率的变化是一致的。12时以后P-case相对C-case雨水含量有明显的减小,大气

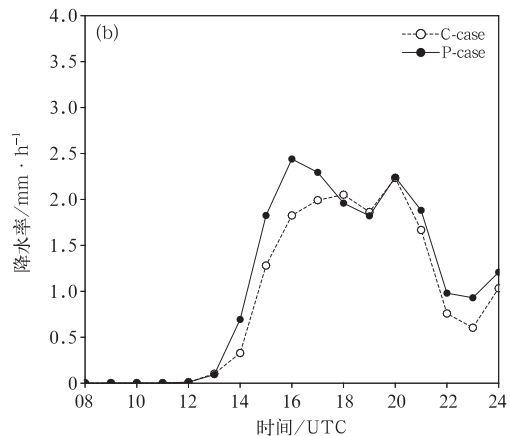


图9 A区域(a)和B区域(b)平均小时降水率随时间的变化

Fig. 9 Time series of mean precipitation intensity in (a) region A and (b) region B

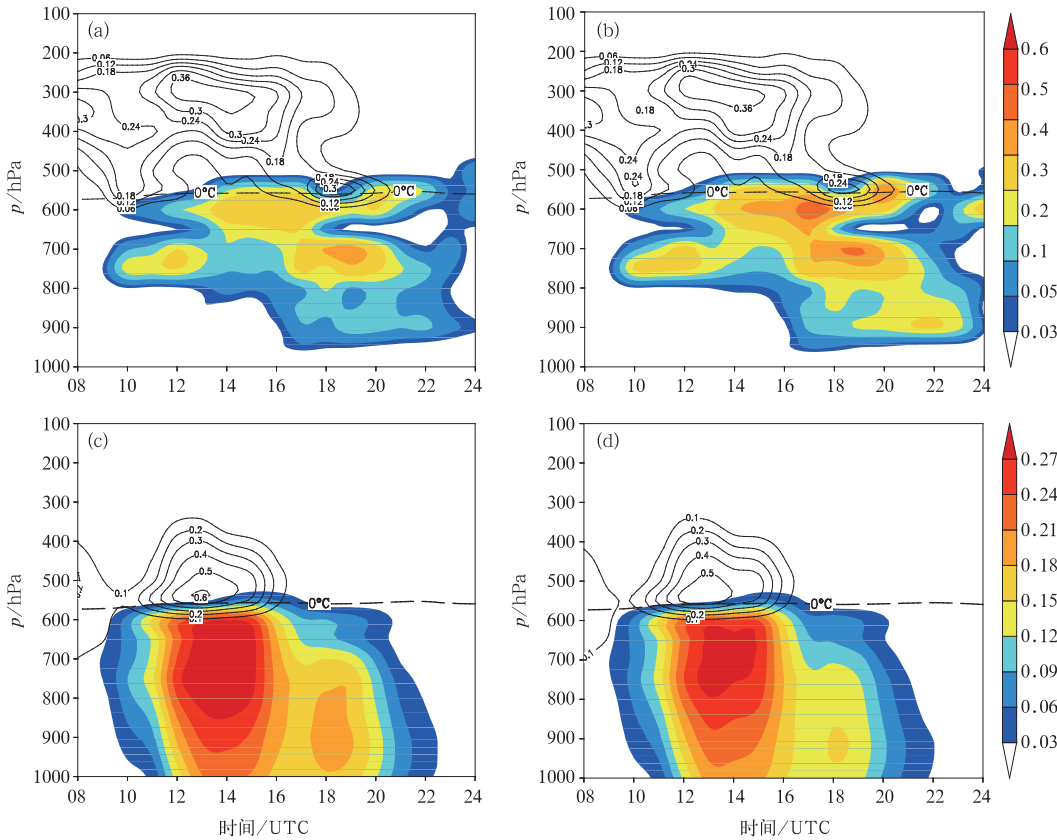


图 10 A 区域平均水成物混合比的时空演变 (a,b)云水(填色图)和冰雪晶(实线), (c,d)雨水(填色图)和霰(实线)  
(a,c) C-case, (b,d) P-case(虚线为 0°C 线,单位:  $g \cdot kg^{-1}$ )

Fig. 10 Temporal evolutions of mean vertical profiles of hydrometeor mixing ratios (unit:  $g \cdot kg^{-1}$ ) in region A  
(a,b) cloud water (shaded) and ice crystals (solid line), (c,d) rain water (shaded) and graupel (solid line)  
(a,c) C-case, (b,d) P-case(The dashed line is 0°C isotherm)

中雨水混合比的减少必然使到达地面的雨水混合比也相应减少,使地面降水减少。霰的含量主要集中在 16 时之前,分布在 0°C 层附近到 350 hPa 左右。对比 C-case 和 P-case,霰的含量整体变化不大,只是在 10 时左右和 13 时左右,在 0°C 层附近 P-case 下霰含量稍有减少。

综合以上对 A 区域水成物时空变化的分析,可以看出,16 时以前 A 区域混合相降水过程比较明显,冰相粒子,尤其是霰,对降水有很大的贡献,16 时以后高空冰相粒子变得较少,暖云变厚,暖云降水占总降水比例增加,地面降水强度变小。而不管是前期较强的混合相降水还是后期的暖云降水比例增加,污染情况下一般都是云水含量变大,雨水含量变小,冰相粒子变化不大,可见对 A 区域来说气溶胶主要影响的是暖云部分,气溶胶的增加产生了更多尺度较小的云滴,抑制了云雨自动转化过程,使雨水混合比减小,地面降水减少。

图 11 为 B 区域云水、冰雪晶、雨水、霰平均质量混合比的时空变化图,从图 11a 和 11b 可以看到,在各个时刻云水的厚度相对 A 区域都要小,云底较高,而且过冷云水少,这些都说明 B 区域暖雨过程相对来说要弱得多。与 A 区域一样,P-case 相对 C-case 云水含量也明显增加。气溶胶增多时,冰雪晶含量有增加趋势,且 0°C 层附近增加较明显,冰雪晶含量之所以在 0°C 层附近有比较明显的增加是因为这里云水相对较多,气溶胶增加后云水增加,冰雪晶通过碰并云水等过程含量增大。

图 11c 和 11d 为 B 区域雨水和霰在清洁和污染气溶胶情况下的时空变化情况,雨水的混合比同样存在两个峰值,21 时之前大气中雨水含量较大,对应的地面降水也较多。P-case 相对 C-case 雨水含量增加,尤其是前期增加明显。霰的含量随着气溶胶的增加一般是增大的,尤其是 0°C 层附近,增加最为明显,C-case 中霰的含量很少超过  $0.5 g \cdot kg^{-1}$ ,

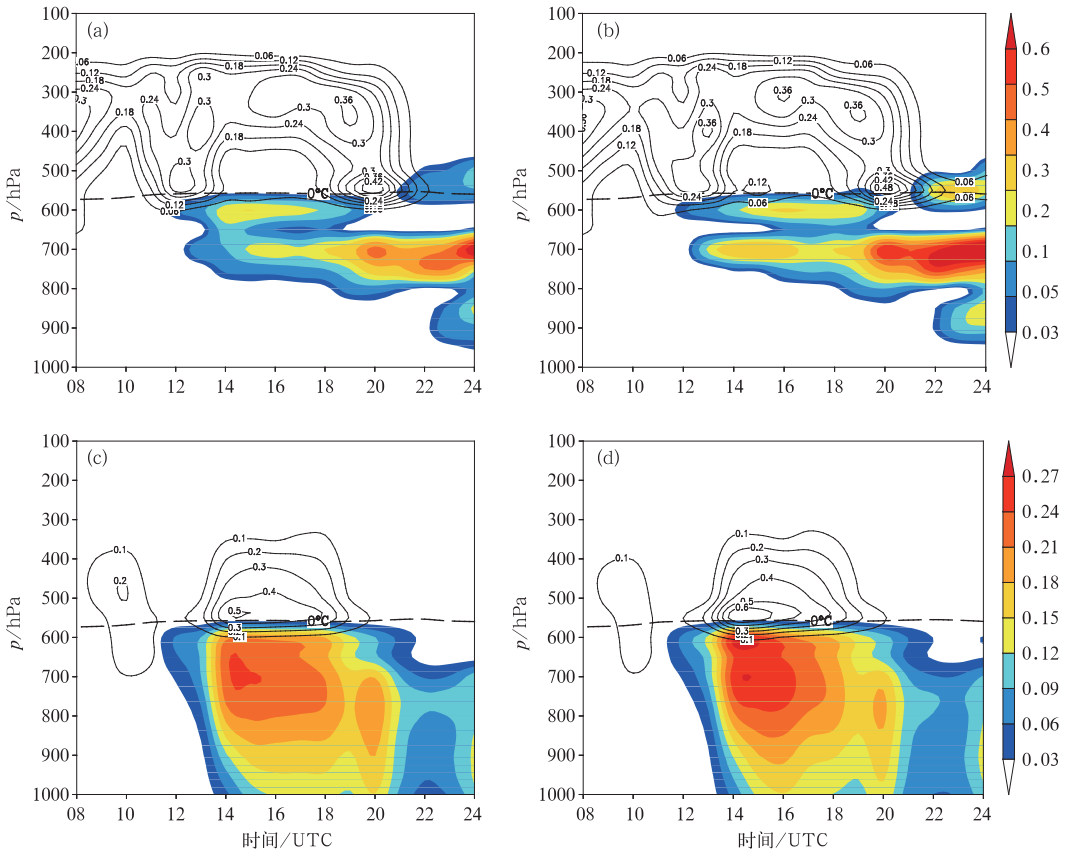


图 11 同图 10, 但为 B 区域

Fig. 11 Same as Fig. 10, but for region B

而 P-case 中从 14 时到接近 17 时在相对较大的高度范围内霰的含量都超过  $0.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 霰含量的大值与大气中雨水含量的大值是对应的, 同 A 区域一样, 说明霰的融化对雨水的贡献很大。另外值得指出的是, 最后 3 h 霰的含量变得很少了, 而冰雪晶含量相对更大, 降水的增加是由于更多的冰雪晶融化所致。

综合以上对 B 区域的分析, 暖云较浅薄, 主要是冷云降水, 随着气溶胶的增加, 虽然云雨自动转化过程必然受到抑制, 会减弱降水, 但冰相粒子, 尤其是霰, 却有明显增大, 通过融化, 最终使地面降水增强。

通过区域 A、B 相关微物理过程转化率的平均值在气溶胶增加前后的对比(图表略)可进一步验证以上水凝物的变化原因。不管是 A 区域还是 B 区域, P-case 相对 C-case, 云雨自动转化率都减少 1 个量级左右, 这是更多气溶胶活化产生更多小云滴带来的直接结果。冰相粒子对云滴的碰并率整体上是呈增加趋势, 由于霰不仅碰并云水, 也会碰并冰雪晶, 造成 B 区域霰的融化率显著增加, 雪的融化率

也有一定增加, 对于 A 区域来说, 暖云较厚, 气溶胶活化消耗了更多的水汽, 使冰相粒子的凝华率有一定减少, 一定程度上抵消了碰并云水带来的增长, 造成冰相粒子最终没有明显增加, 甚至有所减少, 对降水的减少有一定的贡献。

因为整个研究区域降水既有增大, 又有减少, 说明大气中水凝物的分布存在很大的不均匀性, 尤其是暖云部分, 受到局地的影响大, 有的地方较厚, 有的地方就比较浅薄, 降水减小主要是由于暖云部分较厚, 暖雨过程受到抑制更明显, 降水增大的地方多为暖云较浅薄, 冷云降水较强。通过图 10 和图 11 还可以看到, 不管是 A 区域还是 B 区域, 到降水的后期混合相降水一般都退化为暖云降水为主, 这也是图 4 所示的整个研究区域平均降水率在 P-case 下后期降水减少的原因。

### 3 冬季个例结果分析

为了验证以及对比夏季个例得出的结论, 对冬季个例做简单分析。冬季个例所选研究区域为

28.5°~33°N、117°~122°E,对比 C-case 和 P-case 两个试验降水结果(图略),降水同样既有增加,也有减少,与夏季个例不同的是最大降水中心降水量有所增加,区域平均 24 h 累计降水量分别为 18.520 和 18.910 mm,也是有所增加。作为冬季个例,0°C 层低,暖云过程相对弱,冷云过程相对夏季个例更明显。

图 12 为研究区域内各种水凝物粒子平均比含

水量垂直分布,0°C 层在 700 hPa 左右,其上存在一过冷水大值区,促进了冰雪晶通过碰并云水向霰的转化,使霰的含量比雪晶要大得多。对比 C-case 和 P-case,云水显著增加,冰晶、雪晶以及霰的含量都呈增加趋势,需要指出的是,0°C 层以下雨水含量没有因为云雨自动转化的抑制而减小,主要因为霰含量增加量大,通过融化产生了更多的雨水。

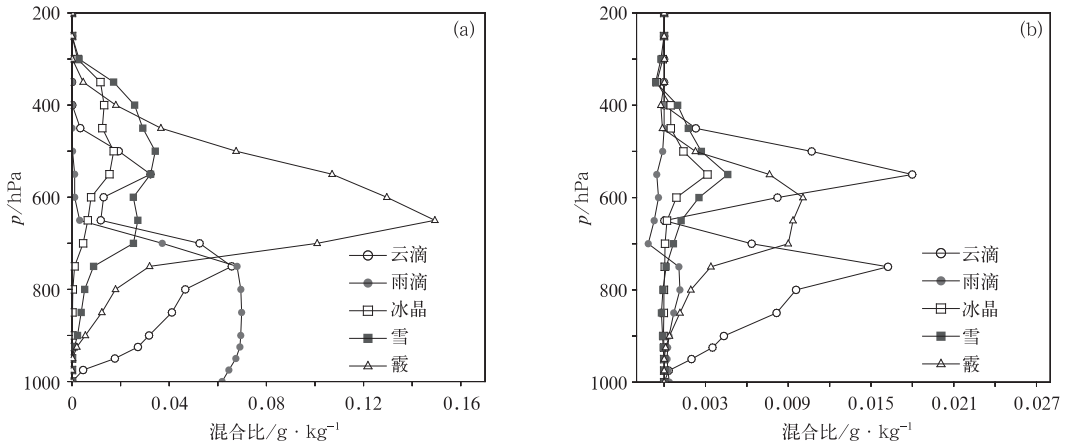


图 12 冬季个例 C-case(a)和 P-case(b)下水凝物平均混合比垂直廓线  
Fig. 12 Vertical profiles of hydrometeors mixing ratio of winter rain  
(a) C-case, (b) P-case

由于云的动力过程和微物理过程相互联系,气溶胶增加后微物理过程的变化可能对动力过程有一定的反馈作用。图 13 为研究区域平均垂直上升速度随时间和高度的变化,垂直速度较大时一般对应着较大的水凝物含量,也对应着地面较大的降水。P-case 相对 C-case 来看,在 6 日上升速度较大的地

方上升气流有比较明显的增加,通过与研究区域平均水凝物含量随时间和高度的变化(图略)进行对比可以看到,上升气流的增加区正好对应冰相粒子的大值区,所以上升气流的增强是由于冰相粒子含量增大所释放的更多潜热而导致的。为了进一步说明潜热释放对上升气流的促进作用,选取上升速度较

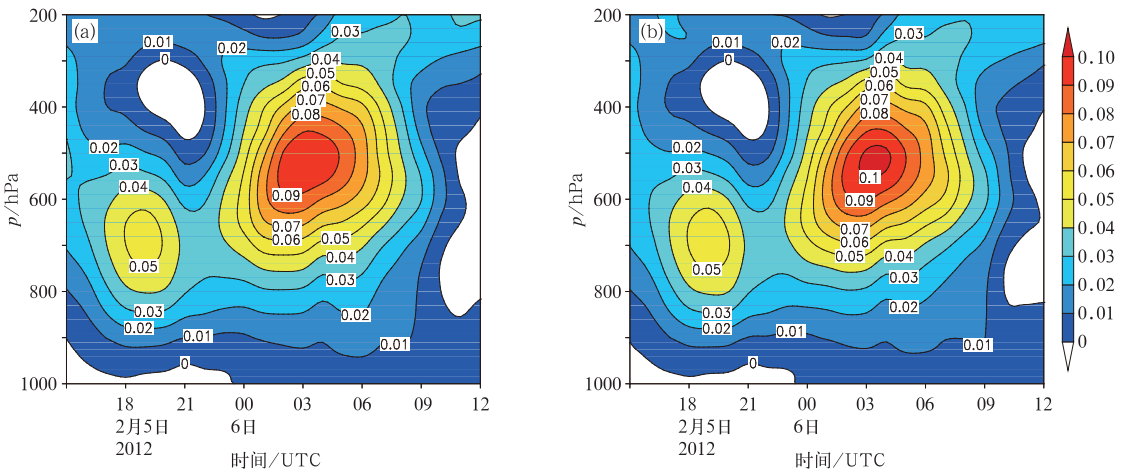


图 13 冬季个例 C-case(a)和 P-case(b)下平均垂直上升速度(单位:  $m \cdot s^{-1}$ )的时空演变  
Fig. 13 Temporal evolutions of area mean vertical profiles of updraft vertical velocity (unit:  $m \cdot s^{-1}$ ) of winter rain; (a) C-case, (b) P-case

强的 6 日 04 时,对两个试验中研究区域内平均潜热释放加热率和平均垂直速度做差值,得到两个物理量的差值垂直廓线,如图 14 所示,可以看到上升气流增加明显的地方一般对应着潜热释放的增加,两者有比较好的对应关系。从夏季个例中冷云过程较强的 B 区域中同样可以看到垂直上升气流的增加,所以冷云过程较强时,一方面由于微物理方面冰相粒子的增加导致降水增加,另一方面冰相粒子含量增加带来的上升气流的增强可以进一步促进云的发展和降水的增加,所以冷云过程较强时,不管是微物理方面还是动力方面都促进降水的增加。

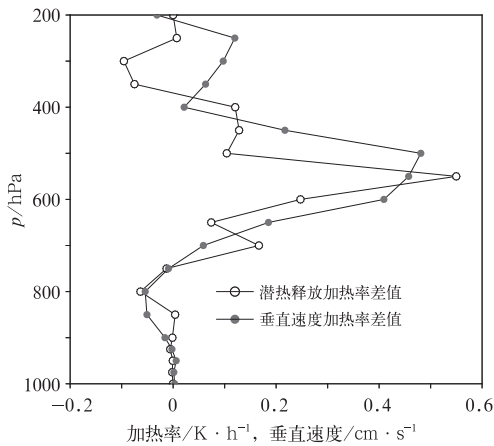


图 14 2012 年 2 月 6 日 04 时平均潜热释放加热率和平均垂直速度在 P-case 和 C-case 下差值的垂直分布

Fig. 14 Differences of vertical profiles of latent heating rate and mean vertical velocity between P-case and C-case at 04:00 UTC 6 February 2012

## 4 结论和讨论

本文使用的是 GRAPES 中尺度模式,并在双参数微物理方案中加入了云滴活化过程,对两个降水过程,包括一个夏季个例和一个冬季个例进行了模拟,对比分析气溶胶对云和降水过程的影响,结果表明:

(1) 从微物理特征来看,气溶胶增加后,因为活化产生了大量较小的云滴,使云雨自动转化过程受到了明显的抑制,这样就在大气中滞留了更多的云水,使云水含量明显增加,暖雨过程受到抑制;另一方面,云水含量的增加使冰相粒子可以通过碰并云水等过程增长,尤其是雪和霰,最后融化成雨,增强冷云降水。

(2) 从动力特征来看,气溶胶增加后由于更多冰相粒子的生成释放了更多的潜热,促进了上升气流的发展,从而进一步增强冷云过程,这在冷云过程本身较强的地方表现比较明显。

(3) 从降水来看,气溶胶的影响存在空间不一致性,主要因为在降水范围的不同区域冷暖云的配置存在不均匀性,暖云较厚的地方主要表现为暖雨过程受到抑制,使地面降水减小,冷云相对较厚时虽然暖雨过程同样受到抑制,但冰相粒子的增加,加上潜热释放造成的上升气流的发展,使冷云降水有更显著的增加,从而使地面降水增大;由于云和降水在不同发展阶段冷暖云的配置也是发生变化的,所以气溶胶对降水的影响也存在时间不一致性。

本文针对两个个例进行模拟,分别设计了清洁和污染环境下的两个试验进行对比分析,研究气溶胶对云和降水的影响,从微物理和动力、暖云和冷云等不同的角度分析了气溶胶对云降水的复杂影响,同多数气溶胶效应的数值模拟一样,说明了气溶胶对云和降水的影响依赖于具体的云的特征和环境特征。在其他降水过程中,或是在不同浓度的气溶胶浓度环境背景下,云和降水的变化有哪些相同或不同的规律,需要开展更多的试验进行研究分析。

## 参考文献

- 陈思宇,黄建平,付强,等. 2012. 气溶胶对我国中东部地区秋季降水的影响. 热带气象学报, 28(3): 339-347.
- 陈小敏,刘奇俊,章建成. 2007. 祁连山云系云微物理结构和人工增雨催化个例模拟研究. 气象, 33(7): 33-43.
- 董昊,徐海明,罗亚丽. 2012. 云凝结核浓度对 WRF 模式模拟降水的影响:不同云微物理参数化方案的对比研究. 大气科学, 36(1): 145-169.
- 康凤琴,银燕,张逸轩. 2009. 中国北方沙尘气溶胶对云和降水影响的数值模拟研究. 气象, 35(6): 36-45.
- 林磊,姚展予. 2011. 华北地区一次积层混合云降水的数值模拟研究. 气象, 37(12): 1473-1480.
- 刘奇俊,胡志晋,周秀骥. 2003. HLAFS 显式云降水方案及其对暴雨和云的模拟(I)云降水显式方案. 应用气象学报, 14(增刊): 60-67.
- 石爱丽,郑国光,孙晶,等. 2013. 河南省一次秋季层状云降水增雨潜力的观测和数值模拟分析. 气象, 39(1): 67-73.
- 肖辉,银燕. 2011. 污染气溶胶对山西一次降水过程影响的数值模拟. 大气科学, 35(2): 235-246.
- 薛纪善,陈德辉. 2008. 数值预报系统 GRAPES 的科学设计与应用. 北京:科学出版社, 137.
- 岳治国,刘晓东,梁谷. 2011. 气溶胶对北京地区不同类型云降水影响的数值模拟. 高原气象, 30(5): 1356-1367.

- Abdul-Razzak H, Ghan S J. 2000. A parameterization of aerosol activation: 2. Multiple aerosol types. *J Geophys Res*, 105(D5): 6837-6844.
- Ackerman A S, Kirkpatrick M P, Stevens D E, et al. 2004. The impact of humidity above stratiform clouds on indirect aerosol climate forcing. *Nature*, 432(7020): 1014-1017.
- Albrecht B A. 1989. Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. *Science*, 245(4923): 1227-1230.
- Cerverny R S, Balling R C. 1998. Weekly cycles of air pollutants, precipitation and tropical cyclones in the coastal NW Atlantic region. *Nature*, 394(6693): 561-563.
- Fan Jiwen, Zhang Renyi, Li Guohui, et al. 2007. Effects of aerosols and relative humidity on cumulus clouds. *J Geophys Res: Atmos* (1984-2012), 112(D14).
- Ghan S J, Easter R C, Chapman E G, et al. 2001. A physically based estimate of radiative forcing by anthropogenic sulfate aerosol. *J Geophys Res: Atmos* (1984-2012), 106(D6): 5279-5293.
- Guo H, Liu Y, Penner J E. 2008. Does the threshold representation associated with the autoconversion process matter. *Atmos Chem Phys*, 8(5): 1225-1230.
- 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 applications. *J Atmos Sci*, 61(24): 2963-2982.
- Khain A, Rosenfeld D, Pokrovsky A. 2005. Aerosol impact on the dynamics and microphysics of deep convective clouds. *Quart J R Meteor Soc*, 131(611): 2639-2663.
- Li G, Wang Y, Zhang R. 2008. Implementation of a two-moment bulk microphysics scheme to the WRF model to investigate aerosol-cloud interaction. *J Geophys Res*, 113(D15): D15211.
- Li Zhanqing, Niu Feng, Fan Jiwen, et al. 2011. Long-term impacts of aerosols on the vertical development of clouds and precipitation. *Nature Geosci*, 4(12): 888-894.
- Lim K S S, Hong S Y. 2010. Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models. *Mon Wea Rev*, 138(5): 1587-1612.
- Lin J C, Matsui T, Pielke S R, et al. 2006. Effects of biomass-burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: A satellite-based empirical study. *J Geophys Res*, 111(D19): D19204.
- Lohmann U, Feichter J. 2005. Global indirect aerosol effects: a review. *Atmos Chem and Phys*, 5(3): 715-737.
- Lynn B H, Khain A P, Dudhia J, et al. 2005. Spectral (bin) microphysics coupled with a mesoscale model (MM5). Part II: Simulation of a CaPE rain event with a squall line. *Mon Wea Rev*, 133(1): 59-71.
- Ramanathan V, Crutzen P J, Kiehl J T, et al. 2001. Aerosols, climate, and the hydrological cycle. *Science*, 294(5549): 2119-2124.
- Rosenfeld D. 1999. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. *Geophys Res Lett*, 26(20): 3105-3108.
- Rosenfeld D. 2000. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution. *Science*, 287(5459): 1793-1796.
- Rosenfeld D, Woodley W. 1999. Satellite-inferred impact of aerosols on the microstructure of Thai convective clouds. in *Processings, Seven WMO Scientific Conference on Weather Modification, Chiang Mai, Thailand*.
- Rotstayn L D, Lohmann U. 2002. Tropical rainfall trends and the indirect aerosol effect. *J Climate*, 15(15): 2103-2116.
- Takemura T, Nozawa T, Emori S, et al. 2005. Simulation of climate response to aerosol direct and indirect effects with aerosol transport-radiation model. *J Geophys Res: Atmos* (1984-2012), 110(D2).
- Twomey S. 1977. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J Atmos Sci*, 34(7): 1149-1152.
- van den Heever S C, Carrio G G, Cotton W R, et al. 2006. Impacts of nucleating aerosol on Florida storms. Part I: Mesoscale simulations. *J Atmos Sci*, 63(7): 1752-1775.
- Wang C. 2005. A modeling study of the response of tropical deep convection to the increase of cloud condensation nuclei concentration: 1. Dynamics and microphysics. *J Geophys Res*, 110(D21): D21211.
- Whitby K T. 2007. The physical characteristics of sulfur aerosols. *Atmos Environ*, 41: 25-49.