

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 [J]. 大气科学, 35 (2): 235 - 246. Xiao Hui, Yin Yan. 2011. A numerical study of polluted aerosol effects on precipitation in Shanxi Province [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (2): 235 - 246.

# 污染气溶胶对山西一次降水过程影响的数值模拟

肖辉 银燕

南京信息工程大学 气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

**摘 要** 利用耦合 Morrison 双参数物理方案的 WRF (Weather Research and Forecasting) 中尺度数值模式, 对发生在 2007 年 6 月 13 日山西地区的一次强降水过程进行了模拟, 并对清洁和污染背景下气溶胶对云微物理结构和降水变化的影响进行了敏感性试验和对比分析。结果显示: 污染背景下, 降水区域没有明显变化, 中心强度变强, 网格平均降水量比清洁背景少 0.8%; 雪和霰是雨水的主要来源, 高浓度气溶胶背景下, 前期暖云降水减弱, 后期大量雪粒子与云中云滴和雨滴碰并增长, 造成降水增强。

**关键词** 中尺度数值模拟 气溶胶 WRF (Weather Research and Forecasting) 模式 微物理过程

**文章编号** 1006-9895 (2011) 02-0235-12

**中图分类号**

**文献标识码** A

## A Numerical Study of Polluted Aerosol Effects on Precipitation in Shanxi Province

XIAO Hui and YIN Yan

*Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing, 210044*

**Abstract** A rainstorm occurring in Shanxi Province on 13 Jun 2007 is simulated using the Weather Research and Forecasting (WRF) mesoscale model coupled with the Morrison's double-moment bulk microphysical scheme. Sensitivity tests are conducted and compared for different background conditions to understand the response of cloud microphysical processes and precipitation to changes in concentrations of aerosol particles. The results show that the total rainfall amount is reduced by about 0.8% in the polluted case as compared with the clean case, but a more intensive rainfall rate in the central region of the rain area and no significant change in the rainfall area are observed in the former case than in the latter. Snow crystals and graupel are the main sources for rain at the surface. In the polluted case considered here, higher concentration of aerosol particles leads to the decrease of warm rain at the early stage, and consequently more numerous snow particles can grow by coagulations with cloud droplets and rain droplets in the air for longer, intensifying precipitation at the later stage.

**Key words** mesoscale numerical simulation, aerosol, WRF (Weather Research and Forecasting) model, microphysical processes

**收稿日期** 2010-04-22, 2010-10-25 收修定稿

**资助项目** 科技部公益性行业 (气象) 科研专项经费 GYHY200706036, 国家科技支撑计划课题 2006BAC12B07, 江苏省“333 人才工程”项目, 江苏省高校优秀创新团队项目

**作者简介** 肖辉, 男, 硕士, 研究方向: 云降水物理。E-mail: xh\_8646@163.com

**通讯作者** 银燕, E-mail: yinyan@nuist.edu.cn

## 1 引言

大气气溶胶是指大气与悬浮在其中的固态和液态微粒共同组成的多相体系。气溶胶粒子可以成为云凝结核 (Cloud Condensation Nuclei, 简称 CCN) 影响云的性质, 从而影响降水。Warner and Twomey (1967) 以及 Twomey (1977) 的早期研究就曾提出, 人为排放的烟粒子通过活化成为 CCN, 造成云滴数浓度的增加, 使得云滴半径减小, 增加云的反射率和延长云的生命期, 但是气溶胶对云和降水的影响是复杂的, 也是最具争议的科学问题之一。

Rosenfeld (1999) 利用 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 卫星资料, 分析印度尼西亚森林大火后烟尘如何影响热带对流云中暖云降水过程, 结果显示在烟尘影响的云中降水受到抑制。同样, 研究结果表明, 城市污染可抑制澳大利亚地区降水 (Rosenfeld, 2000)。但也有研究指出在污染严重的美国沿海城市降水是增强的 (Shepherd and Burian, 2003)。另外, Lin et al. (2006) 也利用卫星数据, 发现生物质燃烧期间, 亚马逊流域地区降水是增多的。不同的观测结果可能与环境条件有关。

利用云模式研究对流云的研究 (Khain and Pokrovsky, 2004; Khain et al., 2005; Cui et al., 2006; Teller and Levin, 2006) 已经有很多, 大部分模拟结果显示, 气溶胶的增多抑制暖云降水, 增强冷云过程。通过二维分档云模式对对流云的模拟, Khain et al. (2005) 提出气溶胶对降水的影响依赖于周围环境 (湿度、风切变和热不稳定性) 及云的类型。地形云降水也受到抑制, 最典型的是美国西海岸, 在城市的下风区地形云降水减少 (Givati and Rosenfeld, 2004; Jirak and Cotton, 2006; Lynn et al., 2007)。Borys et al. (2003) 研究中, 增加  $1\text{g}/\text{m}^3$  的硫酸盐气溶胶, 淋附过程受到明显抑制, 使地形云降雪率减少 50%。Seifert and Beheng (2006) 利用三维模式耦合双参数方案模拟超级单体和多单体风暴, 研究表明, 一般单体和超级单体降水减少, 多单体风暴降水增强, 并且与周围的环境有关。在中尺度模式 MM5 中耦合分档云物理方案, Lynn et al. (2005) 模拟了佛罗里达夏季飚线降水, 他们的研究说明, 高浓度气溶胶会产生更高的

降水率, 总降水量也会增加。

Lynn et al. (2007) 用分档 WRF (Weather Research and Forecasting) 耦合双参数方案模拟地形云降水, 降水过程分三个阶段, 前一个阶段是暖云降水, 后两个阶段是冷云降水为主, 由霰和冰雪晶产生降水。随着气溶胶的增加, 暖云降水和霰降水减少, 冰雪晶降水增多。Zhang et al. (2007) 用的是 CR-WRF 耦合双参数方案, 得到亚洲大陆气溶胶传输到北太平洋, 使对流增强, 降水增多, 与实际观测相符。Lee et al. (2008) 利用 WRF 耦合双参数方案模拟 MCE (Mesoscale Cloud Ensemble) 降水, 高浓度气溶胶会促进云水蒸发, 从而导致地面辐合, 上升速度增强, 降水增多。Li et al. (2009) 则研究了气溶胶对锋面系统降水的影响, 结果显示, 在污染的背景下, 降水强度增强, 平均降水量增加 13%。

近几十年, 我国经济迅猛发展, 取得举世瞩目的成就, 但随之带来的污染是不可忽略的, 我国单位 GDP 污染排放是发达国家平均水平 10 倍以上, 其中, 山西、宁夏、青海和贵州是我国环境效率最低的四个省份 (杨俊等, 2010)。山西省煤矿业发达, 同时主要污染物排放量也是居全国前列, 煤炭的开发和消耗产生大量气溶胶, 夏季, 山西地区近地层硫酸盐气溶胶浓度明显高于全国其它地区, 最大可达  $20\text{g}/\text{m}^3$  (银燕等, 2009)。

总之, 到目前为止, 对于气溶胶是否会影响降水以及是增加还是减少降水的问题还存在较大分歧, 特别是气溶胶对中尺度云系微物理结构和区域性降水的影响研究还比较少。本文采用 WRF 模式, 对发生在山西省的一次强降水过程进行模拟, 并通过对不同气溶胶背景下云物理过程和降水发展的对比试验分析气溶胶对中尺度系统性降水的可能影响。

## 2 试验介绍和模拟个例

### 2.1 试验介绍

模式采用的 Morrison 双参数方案 (Morrison et al., 2005) 中考虑了 5 种水物质, 分别为云水、雨水、冰晶、雪、霰。同时考虑了 11 个微物理预报量, 即各水物质比含水量和数浓度。微物理方案中气溶胶分布采用对数正态分布, 表达式为:

$$\frac{dn}{d\ln r} = \sum_{i=1}^I \frac{N_i}{\sqrt{2\pi} \lg \sigma_i \ln 10} \exp\left[-\frac{1}{2} \frac{\ln^2(r/r_{mi})}{\ln^2 \sigma_i}\right],$$

其中,  $n$  为气溶胶总数浓度,  $I$  表示组合成气溶胶谱的模式总个数, 下标  $i$  表示不同的模式,  $N_i$  为模式  $i$  的总数浓度,  $r$  为气溶胶粒子半径,  $r_{mi}$  为模式  $i$  的几何平均半径,  $\sigma_i$  为模式  $i$  的标准偏差。总的气溶胶谱由以  $r_{mi}$  为中心的三个模式对数正态谱叠加而成的。水成物粒子的谱分布采用  $\Gamma$  分布:

$$f(D) = N_0 D^\mu e^{-\lambda D},$$

其中,  $N_0$ 、 $\lambda$ 、 $\mu$  分别是粒子谱分布的截距、斜率和谱型参数。其中  $N_0$  和  $\lambda$  表示为:

$$N_0 = \frac{N\lambda^{\mu+1}}{\Gamma(\mu+1)},$$

$$\lambda = \left[ \frac{cN\Gamma(\mu+d+1)}{q\Gamma(\mu+1)} \right]^{1/d}.$$

本文采取三模式对数正态分布, 对于这次过程由于缺少观测, 没有相关的气溶胶谱参数, 我们采用 Yin et al. (2000) 中的大陆谱参数。各模式参数见表 1。模式中假设气溶胶成分为硫酸铵, 但表 1 中的气溶胶没考虑气溶胶的成分, 并不是所有气溶胶都能活化成 CCN, 而 CCN 的成分对云滴谱几乎没有影响 (Fitzgerald, 1974; Takeda and Kuba, 1982)。因此我们只考虑气溶胶的可溶性, 不考虑其化学成分, 我们设计两个试验, 分别为 C-case 和 P-case, 表 2 给出两试验中气溶胶的可溶粒子占各模式粒子浓度的百分比。其中 C-case 的气溶胶谱参数为一般大陆谱参数, P-case 是极端污染大陆谱, 也就是, P-case 在小粒子部分的气溶胶浓度是 C-case 背景下的两倍。

表 1 气溶胶谱各模式参数 (引自 Yin et al., 2000)

Table 1 Parameters for aerosol size distribution (Yin et al., 2000)

模式	$N_i/\text{cm}^3$	$r_{mi}/\mu\text{m}$	$\lg \sigma_i$
1	40000	0.006	0.3
2	3980	0.03	0.3
3	0.3	0.3	0.396

表 2 各模式中可溶性粒子百分比 (引自 Yin et al., 2000)

Table 2 Percentages of water soluble particles in each mode (Yin et al., 2000)

试验	模式 1	模式 2	模式 3
C-case	5%	20%	0%
P-case	10%	20%	0%

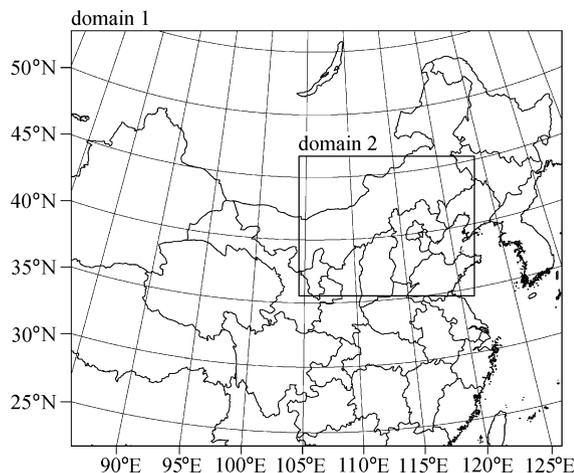


图 1 模拟区域

Fig. 1 Simulation domains

## 2.2 模拟个例

本文采用 WRF-V2.2 模式和 NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$  全球分析资料, 以 ( $40^\circ\text{N}$ ,  $110^\circ\text{E}$ ) 为中心, 对 2007 年 6 月 13 日发生在山西省的一次强降水过程进行模拟。模式采用二重双向嵌套和 Morrison 双参数方案, 网格格距分别为 30 km 和 10 km, 垂直方向为  $\sigma$  地形跟随坐标, 分 46 层, 模式顶高度为 100 hPa, 地形数据分别为美国地质勘探局 (USGS) 的全球 2 m 和 30 s 地形数据, 粗网格为细网格提供边界条件。模式区域如图 1 所示。两重区域采用同样的方案, RRTM 长波辐射方案、Dudhia 短波辐射方案、Monin-Obukhov 近地面层方案、热量扩散陆面过程方案、Kain-Fritsch 积云对流参数化方案。

2007 年 6 月 13 日 02 时 (北京时, 下同) 500 hPa 高空图 (图 2a) 上, 整个中高纬度地区大形势为两槽一脊型, 两槽分别位于欧洲东部和俄罗斯东部, 高压脊位于贝加尔湖附近。原先贯穿东北和华北的大槽分成两段, 一段穿过我国东北, 另一段在河套附近。山东半岛上有一低压, 山西省和河北省处于高空槽前, 山东低压的后部, 受西南气流和偏东气流的影响。在冷空气南下中, 在华北地区形成对流云团, 在 13 日 02 时风云卫星红外云图 (图 2b) 上可见对流云团正在山西和河北地区发展。这次较大范围的强降水天气持续 18 小时左右。

## 3 结果分析

### 3.1 地面降水分析

模式积分起止时间为 2007 年 6 月 12 日 14 时

至 13 日 20 时。实况降水数据是从 micaps (Meteorological Information Combine Analysis and Process System) 资料中提取出来,对这次过程而言,降水主要集中在 6 月 13 日 02 时至 13 日 20 时,18 小时累积降水实况如图 3c 所示,雨区呈西南—东北走向,强度属中雨到大雨,局部暴雨。降水集中在山西的北部,18 小时最大降水量达到

44 mm。图 3a、b 给出 18 小时模拟累积降水量。和实况相比,降水区域和降水强度比较一致,但雨带偏西,走向基本上变为南北,最强的降水中心偏北,从强度上看,C-case 偏弱,P-case 偏强。P-case 累积降水量最大可达 50 mm,而 C-case 只有 40 mm,实况降水在两者之间。为了更好地与实况降水比较,把模拟区域中 195 个站点的累积降水与

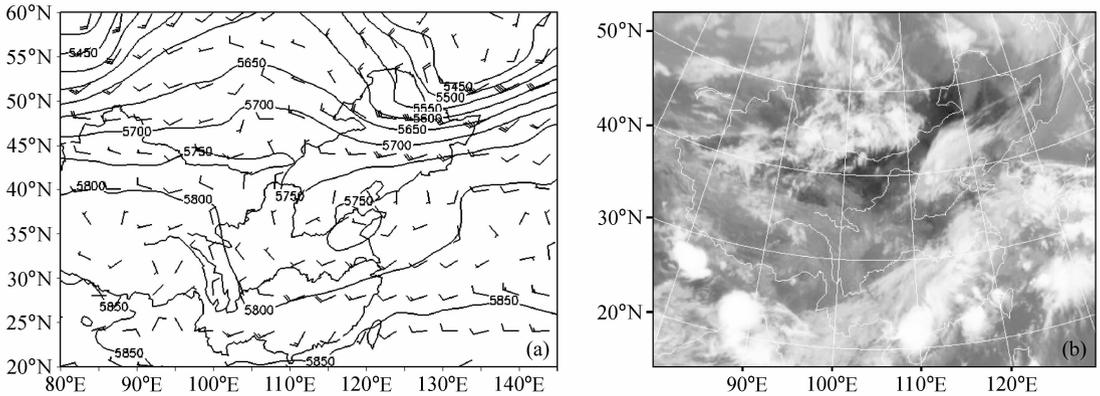


图 2 2007 年 6 月 13 日 02 时 (a) 500 hPa 位势高度场 (单位: gpm) 和风场以及 (b) FY-2 红外卫星云图  
Fig. 2 (a) Geopotential height (gpm) and wind fields at 500hPa and (b) FY-2 infrared cloud image at 0200 BJT (Beijing time) 13 Jun 2007

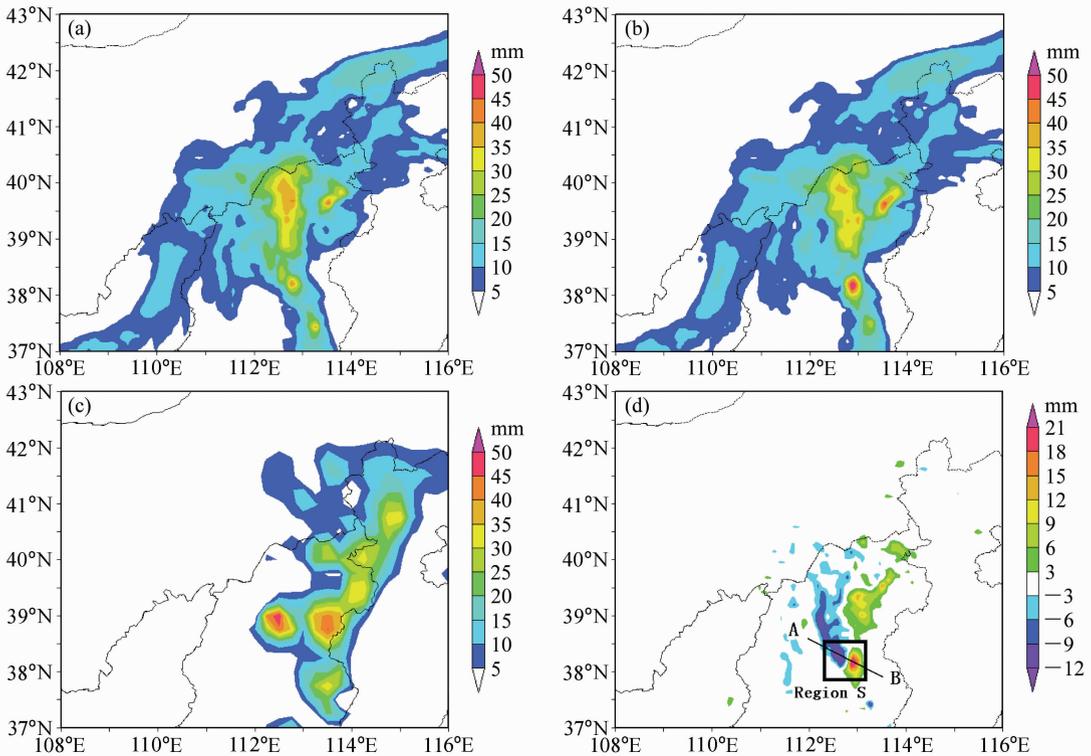


图 3 18 小时累计降水量 (单位: mm): (a) C-case; (b) P-case; (c) 实况; (d) C-case 和 P-case 的差值  
Fig. 3 Simulated 18-h accumulated rainfall amount (mm): (a) Expt C-case, (b) expt P-case; (c) the real accumulated precipitation; (d) the difference between C-case and P-case

模拟的降水比较。图4给出6个小时累积降水量的平均值, 平均值是195个站点的均值。从图4中可以看出, 模拟的降水总体上要比实况高, 但08~14时的实况累积降水比模拟的降水高0.5 mm, 即模式在前6个小时和后6个小时都高估降水, 而中间6个小时低估了降水, 总的18小时降水也高估。从195个站点的平均值可以发现, 虽然P-case背景下的最大降水可以超过50 mm, 但平均累积降水量要比C-case小, 最大相差0.13 mm。

对C-case和P-case两试验模拟的18小时累积降水量进行比较。从图3a、b可看出, 整体上, C-case降水范围与P-case没有明显差异, 两个降水中心位置也比较一致, 但P-case累积降水峰值比C-case高。P-case累计降水最大达到50 mm, 而C-case最大只达到40 mm。为进一步分析气溶胶增加对降水量变化的影响, 把C-case和P-case累积降水量作差。从图3d可以看出, 增加气溶胶后, 降水量有增加也有减少, 增加区域主要集中在山西东部, 且最大变化达到21 mm以上, 是最大累积降水的70%, 而减少区域主要集中在山西西部, 范围与增加区域相当, 但最大改变量只达到12 mm。图5是模拟区域第二套网格网格平均降水率, 降水主要集中在13日10~20时, 最大可达1.12 mm/h, P-case的降水率基本上小于C-case。整体来说, C-case模拟区域网格平均降水量为15.404 mm, P-case为15.273 mm, 增加气溶胶使地面平均降水量减少了0.8%。

从前面的结果可以看到整体降水并没有明显变化, 也体现不出气溶胶带来的变化, 但局部的降水量则变化很大(图3d)。区域S(图3d)中包含增

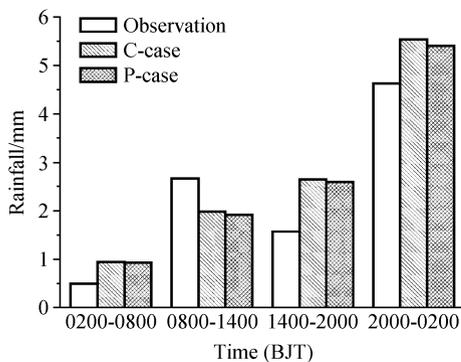


图4 195个站点6个小时累积降水量的平均值

Fig. 4 The 6-h accumulated precipitation averaged over 195 stations

加降水中心和减少降水中心, 同时也是18小时累积降水量峰值中心。因此, 选取区域S作为本文分析的重点。区域S的主要降水集中在13日10~20时(图6), 与整个模拟区域的降水变化趋势比较相似。从图6中可见, 整个降水过程有两个降水时期, 分别是11~14时和14~18时。C-case与P-case降水率在13时和16时差别最大。在降水前期, C-case的降水率比P-case大, 13时C-case达到1.64 mm/h, P-case只有1.3 mm/h。而到了后期, P-case比C-case大, 在16时两者相差1.07 mm/h。

### 3.2 微物理量场分析

要研究气溶胶对降水的影响, 单看地面降水还不清楚其中的变化, 因此对云中水成物的分析是必不可少的。从图6可知, 13时和16时是C-case和P-case降水率差异最大的时刻。在这两个时刻, 云中的水成物在气溶胶的影响下也产生变化。因此, 沿降水变化最大的正负中心作剖面(图3d), 直线AB穿过两中心和区域S。

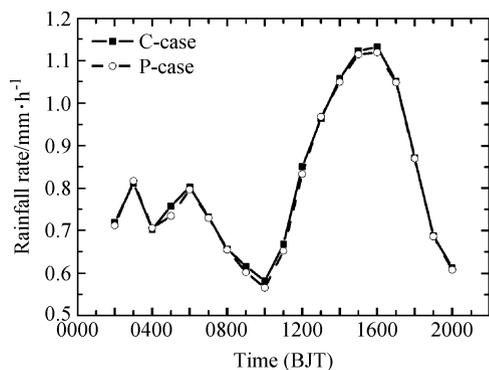


图5 模拟区域网格平均降水率

Fig. 5 Grid average of rainfall rate in the simulation domain

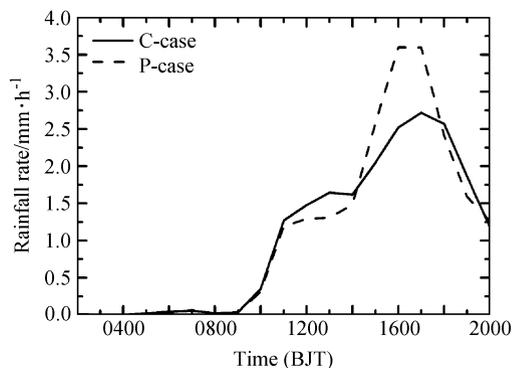


图6 区域S(见图3d)网格平均降水率

Fig. 6 Grid-averaged rainfall rate over region S shown in Fig. 3d

图 7 是 13 日 13 时沿直线 AB (见图 3d) 的云水、冰雪晶、雨水和霰的质量混合比垂直剖面, 从图中可看出, 云底在 750 hPa 左右,  $0^{\circ}\text{C}$  层位于 625 hPa, 有一大半的云水处于  $0^{\circ}\text{C}$  层以下, 云水含量中心出现在  $0^{\circ}\text{C}$  层附近, 属于混合云降水。污染情况 P-case 中云水含量最大值要比 C-case 高将近 0.05 g/kg, 对应的最大值中心数浓度分别为  $130\text{ mg}^{-1}$  和  $80\text{ mg}^{-1}$  (图略)。冰雪晶主要存在于  $-10^{\circ}\text{C}$  到  $0^{\circ}\text{C}$  之间, C-case 下的冰雪晶混合比最大值可以达到 0.24 g/kg, 而 P-case 最大不超过 0.2 g/kg。

图 7c 和图 7d 是雨水和霰的混合比垂直剖面, 从图中可知, P-case 的雨水要比 C-case 小, 最大值相差 0.13 g/kg 左右。霰主要位于  $-10^{\circ}\text{C}$  到  $0^{\circ}\text{C}$  之间, C-case 与 P-case 的霰混合比都较小, 最大也就能达到  $8 \times 10^{-3}\text{ g/kg}$ 。

冰相粒子含量都要远远小于云水和雨水, 上升速度位于  $0^{\circ}\text{C}$  层以下, 主要的云体也在  $0^{\circ}\text{C}$  层以下, 降水主要是暖云降水。在暖云降水中, 气溶胶的增加使得云水含量增加, 雨水减少, 这与前人的结果 (Givati and Rosenfeld, 2004; Lynn et al., 2007) 比较一致。

图 8 是 13 日 16 时沿直线 AB 的云水、冰雪晶、雨水和霰的质量混合比垂直剖面。与 13 时 (图 7) 相比, 云水含量稍微减少, 过冷水主要集中在  $-10^{\circ}\text{C}$  到  $0^{\circ}\text{C}$  之间, P-case 的云水混合比仍然要比 C-case 高, 对应的最大值中心数浓度分别为  $220\text{ mg}^{-1}$  和  $40\text{ mg}^{-1}$  (图略)。在 P-case 情况下, 冰雪晶的混合比急剧增加, 最大能超过 3 g/kg, 相比较之下, C-case 就下降许多, 由原来的 0.24 g/kg 下降到 0.01 g/kg。霰和雨水也是 P-case 比 C-case 大, P-case 的霰和雨水混合比分别能达到  $800 \times 10^{-3}\text{ g/kg}$  和 0.6 g/kg, C-case 情况下只有  $0.08 \times 10^{-3}\text{ g/kg}$  和 0.18 g/kg。从图 7 和图 8 可得到, 在 13 时, 霰的含量都很低, 但在降水后期的霰混合比浓度可以比前期高两个量级, 且此时 P-case 的降水比 C-case 强。雨水混合比较高时, 冰雪晶的混合比相应较高。Khain et al. (2005) 提出气溶胶增加会产生大量碰并效率较低的小云滴, 延迟雨滴的形成, 从而使得上升速度和冰相粒子浓度都会增加, 他们的研究是单个对流云, 与这里的过程还有些不同, 但结果比较类似。

### 3.3 微物理过程分析

云中水成物的相互转化是降水形成的重要物理过程。为了进一步分析降水形成的物理过程, 研究 13 时和 16 时水凝物在 C-case 和 P-case 下的垂直分布及微物理转化过程的特征和差异以及其降水形成机制是很有必要。

图 9e 是 C-case 和 P-case 沿直线 AB 的平均垂直速度廓线, C-case 在 800 hPa 以上为上升气流, 上升运动厚度较深,  $0^{\circ}\text{C}$  层在 600 hPa 和 625 hPa 之间, 最大上升速度位于暖区, 平均上升速度为 0.13 m/s。P-case 在整层大气速度的垂直廓线与 C-case 相似, 最大上升气流出现在 675 hPa, 位于  $0^{\circ}\text{C}$  层下, 速度比 C-case 小, 但最大上升气流出现的高度比 C-case 的高, 在冷区有相对较高的上升速度。

从图 7 和图 9a、b 可以看出, 除了云水外, C-case 下的雨水、冰晶和雪的质量混合比都要大于 P-case。C-case 和 P-case 的云水有一半在  $0^{\circ}\text{C}$  层以下, C-case 的云水含量峰值要比最大上升速度出现高度低 25 hPa。两者的过冷雨水比较少, 雨水含量都在 675 hPa 处达到最大值, 分别为 0.13 g/kg 和 0.1 g/kg, 到达地面的雨水只有原来的 26.1% 和 24.08%, 而雨水数浓度 (图 9c、d) 由 675 hPa 的  $2.147 \times 10^4\text{ kg}^{-1}$  和  $1.4007 \times 10^4\text{ kg}^{-1}$ , 减少到底层的  $218.4\text{ kg}^{-1}$  和  $176.6\text{ kg}^{-1}$ , 量级发生了变化。

冰晶的混合比最低, 最大值在 250 hPa, 分别为 0.035 g/kg 和 0.037 g/kg, 但数浓度在 250 hPa 达到最大, 分别为  $2.975 \times 10^5\text{ kg}^{-1}$  和  $4.72 \times 10^5\text{ kg}^{-1}$ 。尽管冰晶的数量很大, 但质量却很小, P-case 的冰晶数浓度明显高于 C-case。雪晶主要集中在 625 hPa 到 500 hPa 之间, C-case 和 P-case 的雪晶混合比在 600 hPa 处分别达到 0.081 g/kg 和 0.087 g/kg, 雪晶含量都比云水和雨水小许多。霰出现的高度要比雪晶低, 且浓度比其它水成物都要小, C-case 和 P-case 的混合比质量最大值分别为 0.0027 g/kg 和 0.0043 g/kg, 而数浓度也是比其它水成物小, P-case 是 C-case 的 6 倍, 为  $68.6\text{ kg}^{-1}$  和  $17.3\text{ kg}^{-1}$ , 也就是说, P-case 的霰粒子直径明显小于 C-case, 而这两种情况下, P-case 的上升速度要高于 C-case, 则 C-case 的霰粒子要比 P-case 更容易掉落。

图 10 给出的是 16 时各水成物沿直线 AB 的平均垂直廓线, 图 10e 是 16 时垂直速度廓线, 与 13

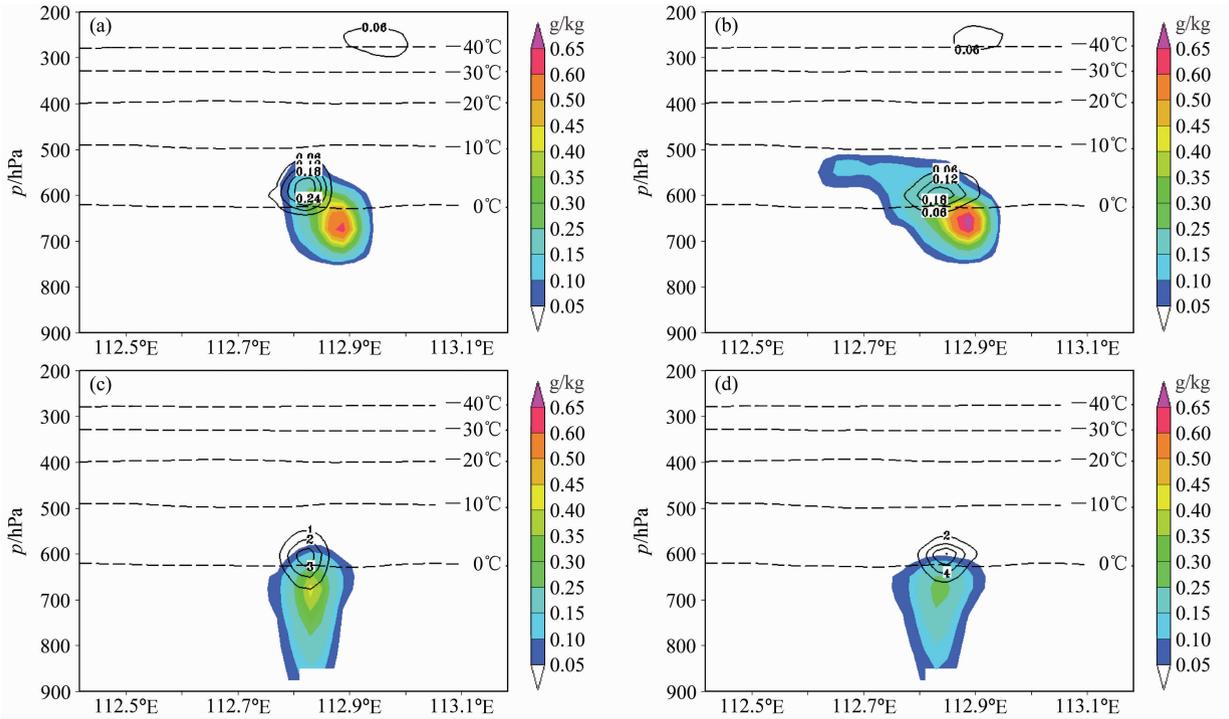


图7 2007年6月13日13时沿图3d中直线AB (a、c) C-case和 (b、d) P-case模拟的云中水凝物质量混合比垂直分布: (a、b)云水(阴影)和冰雪晶(实线,单位: g/kg); (c、d)雨水(阴影)和霰(实线,单位:  $10^{-3}$ g/kg)。虚线为等温线  
 Fig. 7 Vertical cross sections of mixing ratio of various hydrometeors along line AB (shown in Fig. 3d) in (a, c) C-case and (b, d) P-case at 1300 BJT 13 Jun 2007; (a, b) Cloud water (shaded) and ice crystals plus snow crystals (solid line, in g/kg); (b, d) rain water (shaded) and graupel (solid line, in  $10^{-3}$ g/kg). The dashed lines are isotherms

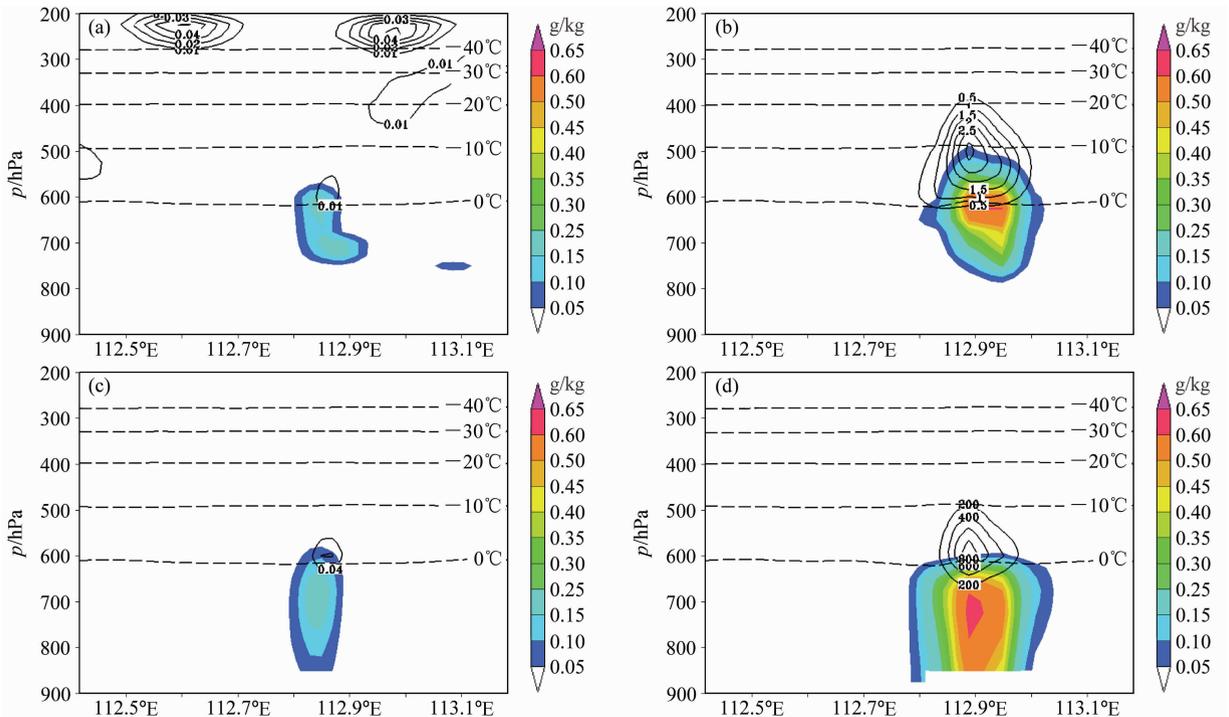


图8 同图7, 但为2007年6月13日16时  
 Fig. 8 Same as Fig. 7, but at 1600 BJT 13 Jun 2007

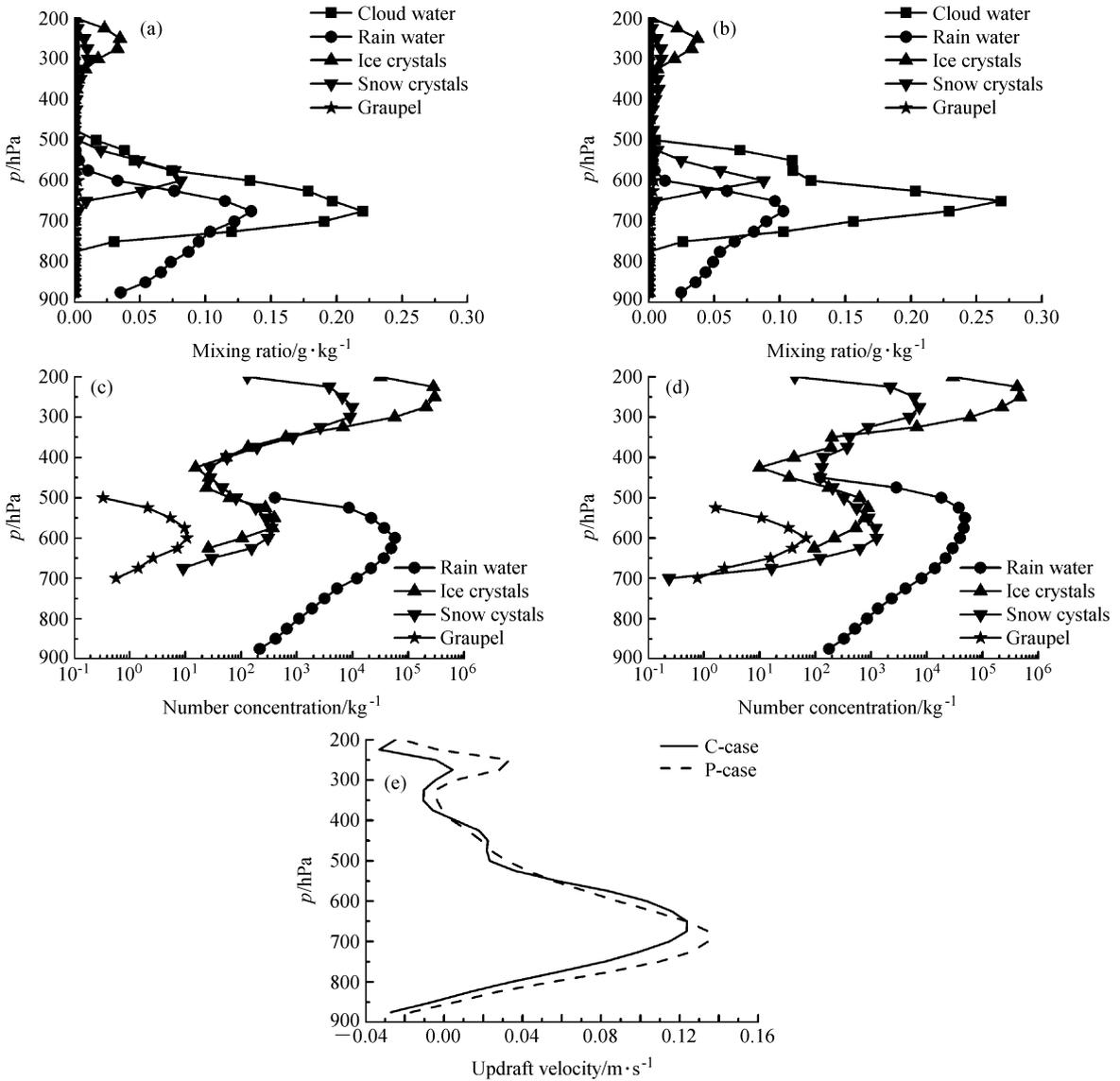


图9 2007年6月13日13时水凝物的质量混合比(a、b)、数浓度(c、d)和上升速度(e)沿直线AB(见图3d)的平均垂直廓线:(a、c) C-case; (b、d): P-case

Fig. 9 The average vertical profiles of hydrometeors (a, b) mixing ratio, (c, d) number concentration, (e) updraft velocity along line AB (shown in Fig. 3d) at 1300 BJT 13 Jun 2007: (a, c) C-case; (b, d) P-case

时相比, C-case 的最大上升速度变化不大, 在 725 hPa 处达到 0.13 m/s, 而 P-case 最大上升气流处于 0°C 层以上, 出现的高度从 13 时的 650 hPa 上升到 16 时的 575 hPa。

从图 10a 和图 10b 可知, 云水变化不大, 峰值出现的高度都变高, 污染背景下, 气溶胶较多, 能产生的云滴混合比和数浓度也越多, 16 时 P-case 的云水含量比 13 时高 0.07 g/kg 左右。雪和霰混合比最大值分别为 1.24 g/kg 和 0.39 g/kg, 数浓度分别为  $5.86 \times 10^3 \text{ kg}^{-1}$  和  $1.78 \times 10^3 \text{ kg}^{-1}$ , 都要

比 13 时高, 也比 16 时 C-case 高, 雪和霰得到增长。此时的降水主要是冷云降水, 与 13 时不同。较清洁背景下, 云水含量比 13 时的云水小, 只有 0.096 g/kg, 过冷雨水也比较少, 雨水含量也在 675 hPa 处达到最大值, 为 0.067 g/kg, 到达最低层只剩 24.6%, 而雨水数浓度(图 10c、d)在 675 hPa 只有  $7.53 \times 10^3 \text{ kg}^{-1}$ 。雪晶和霰变化最大, C-case 的雪晶和霰混合比质量都减少, 霰的含量几乎为零, 数浓度也相应减少。在降水的后期, C-case 降水减少, 各水成物比前期少, 而且参与降

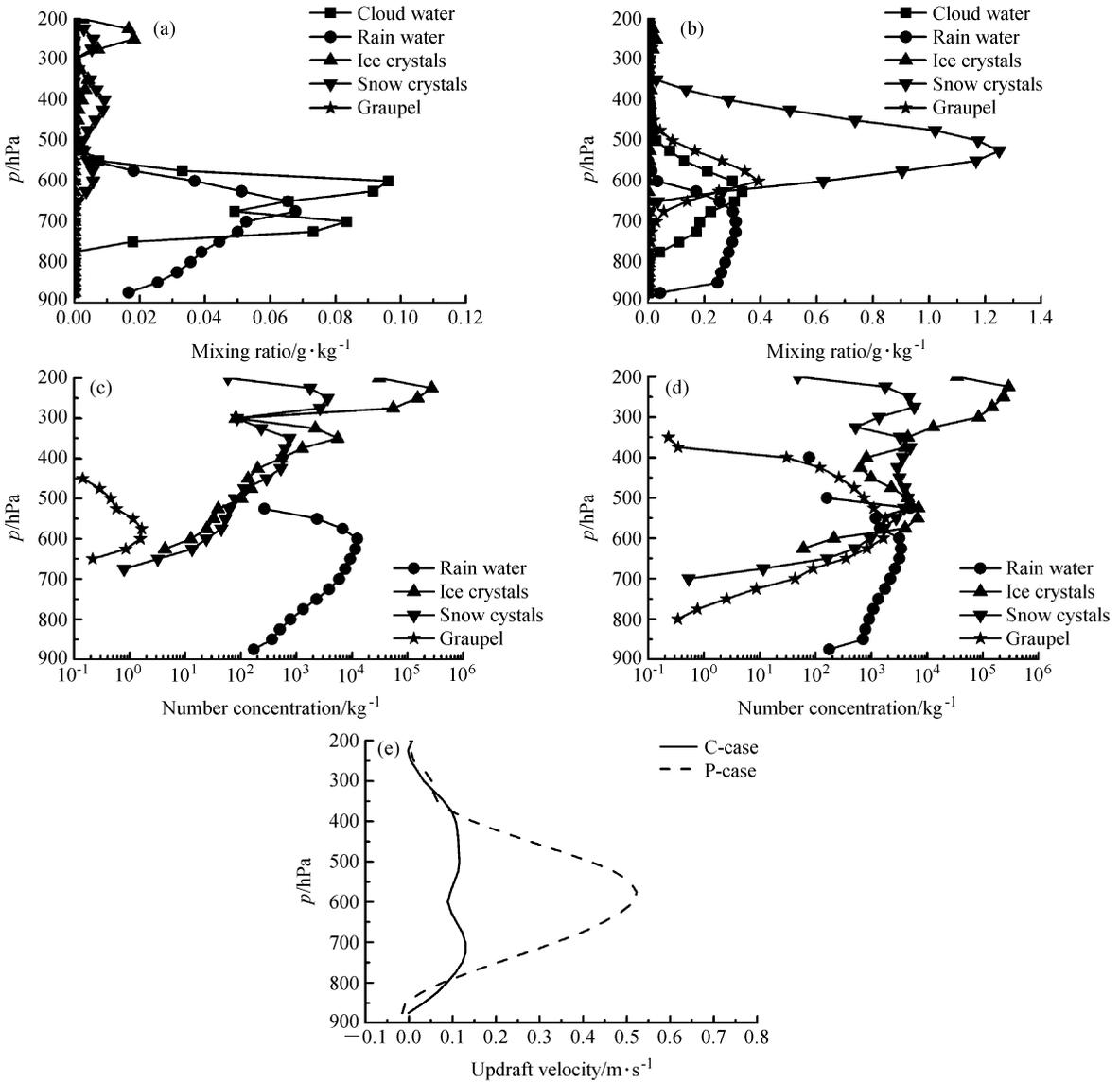


图 10 同图 9, 但为 2007 年 6 月 13 日 16 时

Fig. 10 Same as Fig. 9, but at 1600 BJT 13 Jun 2007

水的冰相粒子过少, 而 P-case 则与 C-case 不同, P-case 背景下, 大量冰相粒子参与云过程, 后期的雪和霰含量都要比前期高, 在降水的后期能产生较大的降水。

### 3.4 雨滴、霰和雪晶源汇项及其微物理过程转化率

表 3 给出了沿直线 AB 的垂直剖面上雨滴主要源汇项及其微物理过程转化率的最大值。从表 3 中可知, 13 时雨滴的增长主要是雨滴碰并云滴和雨滴收集雪, 虽然云雨自动转化项比较小, 但在初始雨滴形成中有着重要的作用。在 P-case 中, 气溶胶的增加, 导致云滴数浓度也增加, 云滴尺度变小, 通过云滴自动转化形成雨滴被减弱, 云雨自动转化

率最大值为  $0.006 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ , 比 C-case 小一个量级左右。较低的云雨转化率意味着有更多的云水滞留在空中, 即使 P-case 的雨滴较少, 但过多的云水能使得雨滴碰并云水过程增强, P-case 的雨滴碰并云滴的最大值为  $0.55 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ , C-case 为  $0.6 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。这样云雨自动转化过程的削弱会相应得到一些补偿。除了雨滴碰并云滴, 雨滴收集雪是雨滴第二源项, 雨滴在下落过程中, 在  $0^\circ\text{C}$  层附近与雪碰并, 雨滴的混合比随即增加, 雨水也增加。在 C-case 中雪晶和霰的融化对雨滴的贡献很少, 但 P-case 下这两项对雨滴有一定的贡献。

16 时 C-case 背景下雪和霰的融化转化率变为 0, 雨滴碰并云滴和雨滴收集雪转化率都减小, 降低到  $0.3 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  和  $0.035 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ , 导致后期雨水减少。P-case 正好相反, 霰的融化和雨滴收集雪的转化率都增加, 霰的融化转化率增加到  $0.9 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ , 雪成为雨水增加的第二源项, 转化率为  $1.6 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。与华南暴雨主要降水机制有些不同 (孙晶和王鹏云, 2003; 史月琴等, 2008), 霰和雪都是雨水增长的主要来源。

表 4 给出沿直线 AB 的垂直剖面上雪晶的源汇项及其微物理过程转化率最大值。从表 4 可知, 雪的源项有 6 个, 最主要的是雪碰冻雨滴碰并转化为雪、雪晶的淞附、雪晶的凝华和冰晶向雪晶的自动转化, 其中冰晶向雪晶的自动转化值很小, 但初始雪晶必须由冰晶转化形成。因此, 雪碰冻雨滴碰并转化为雪和雪晶的淞附的大小依赖于冰晶向雪晶的自动转化率。在降水的前后期, P-case 过冷水含量较 C-case 丰富, 即使在降水比较弱的前期, 雪晶的淞附增长转化率与 C-case 相差不多。在降水的

前期, C-case 的雪碰冻雨滴碰并转化为雪的转化率要比 P-case 小, 但在暖区部分, C-case 的雪碰冻雨滴碰并转化为雨滴的转化率要比 P-case 高 (表 3)。到了降水后期, P-case 中雪碰冻雨滴碰并转化为雪和雪晶的淞附成为雪增长的主要来源, 转化率远远高于 C-case, 气溶胶的增加使得云中云滴数浓度增加, 大量的云水停留在云中, 随着雪粒子的形成, 雪的淞附使得雪快速增长, 再加上雨滴和雪相互作用, 导致后期 P-case 的降水明显高于 C-case。

表 5 是沿直线 AB 的垂直剖面上霰的源汇项及其微物理过程转化率最大值。由图 9 可知, 13 时 C-case 和 P-case 的霰含量较少, 主要是暖云降水, 因此霰的源汇项的转化率都很小, 到降水后期, C-case 背景下的各霰源汇项转化率接近 0。而 P-case 情况则相反, 在 16 时, 大部分的转化率都变大, 其中, 霰碰并过冷云滴和过冷雨滴是霰增长的主要来源, 最大转化率分别为  $1.2 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$  和  $0.65 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。雪与云滴碰并的转化率要小于霰碰并过冷云滴和过冷雨滴, 但在初始霰粒子形成中起着重要作用。

表 3 2007 年 6 月 13 日雨滴的源汇项及微物理过程转化率

Table 3 Source-sink terms of raindrop and its microphysical processes conversion rate on 13 Jun 2007

雨滴的源汇项	物理意义	13 时微物理过程转化率最大值/ $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$		16 时微物理过程转化率最大值/ $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$	
		C-case	P-case	C-case	P-case
PRA	雨滴碰并云滴	0.6	0.55	0.3	1.8
PRACS	雨滴收集雪	0.45	0.4	0.035	1.6
PRC	云雨自动转化	0.027	$0.6 \times 10^{-2}$	$0.39 \times 10^{-2}$	$0.14 \times 10^{-2}$
PGMLT	霰的融化	$0.8 \times 10^{-3}$	0.014	0	0.9
PSMLT	雪晶的融化	$0.5 \times 10^{-4}$	0.011	0	0.013
PRE	雨滴的蒸发	-0.33	-0.22	-0.16	-0.35

表 4 2007 年 6 月 13 日雪晶的源项及其微物理过程转化率

Table 4 Source terms of snow crystals and its microphysical processes conversion rate on 13 Jun 2007

雪的源项	物理意义	13 时微物理过程转化率最大值/ $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$		16 时微物理过程转化率最大值/ $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$	
		C-case	P-case	C-case	P-case
PRACS	雪碰冻雨滴碰并转化为雪	0.3	0.33	0.02	1.3
PSACWS	雪晶的淞附	0.27	0.22	$1.07 \times 10^{-3}$	1.67
PRDS	雪晶的凝华	0.033	0.039	$0.35 \times 10^{-2}$	0.95
PRAI	冰晶向雪晶的自动转化	$0.9 \times 10^{-2}$	$0.26 \times 10^{-2}$	$1.20 \times 10^{-4}$	0.01
PRCI	雪晶碰并冰晶	$0.22 \times 10^{-2}$	$0.47 \times 10^{-2}$	$0.49 \times 10^{-2}$	$0.67 \times 10^{-2}$
PRACIS	冰晶与过冷雨滴碰并转化为雪	$0.9 \times 10^{-4}$	$2.2 \times 10^{-4}$	$3.42 \times 10^{-6}$	$5.03 \times 10^{-6}$

表 5 2007 年 6 月 13 日霰的源项及其微物理过程转化率

Table 5 Source terms of graupel and its microphysical processes conversion rate on 13 Jun 2007

霰的源项	物理意义	13 时微物理过程转化率 最大值/ $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$		16 时微物理过程转化率 最大值/ $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$	
		C-case	P-case	C-case	P-case
PSACWG	霰碰并过冷云滴	$0.35 \times 10^{-2}$	$0.81 \times 10^{-2}$	$1.90 \times 10^{-5}$	1.2
PRACG	霰碰并过冷雨滴	$0.11 \times 10^{-2}$	$0.14 \times 10^{-2}$	$1.4 \times 10^{-5}$	0.65
PRDG	霰的凝华增长	$0.45 \times 10^{-3}$	$1.03 \times 10^{-3}$	$2.7 \times 10^{-6}$	0.14
PSACR	过冷雨滴与雪碰并转化为霰	$1.15 \times 10^{-3}$	$5.3 \times 10^{-5}$	0	0.023
PGSACW	雪与云滴碰并转化为霰	0	0	0	0.29
PIACR	冰晶与过冷雨滴碰并转化为霰	$1.33 \times 10^{-4}$	0	0	0
PGRACS	雪与过冷雨滴碰并转化为霰	$2.2 \times 10^{-7}$	$0.5 \times 10^{-7}$	0	$2.4 \times 10^{-5}$
MNUCCR	雨滴的冻结	$1.95 \times 10^{-7}$	$3.4 \times 10^{-7}$	$1.6 \times 10^{-6}$	$2.41 \times 10^{-6}$

## 4 结论

本文采用耦合 Morrison 双参数物理方案的 WRF 中尺度数值模式模拟山西地区一次冷空气过境强降水过程, 对模拟的清洁背景和污染背景下云微物理结构进行分析, 结果表明:

(1) 污染背景下, 降水区域和降水中心与清洁背景下没有明显区别, 降水中心强度增强。气溶胶的增加, 导致云滴数浓度也增加, 云滴尺度变小, 通过云滴自动转化形成雨滴被减弱, 造成前期暖云降水偏弱, 大量云水停留在云中, 有利于冰相粒子增长, 使得后期降水增强。

(2) 除了霰之外, 雪也是雨水增长的主要来源之一, 而过冷云滴又是雪和霰增长的主要来源。在降水的后期主要是冷云降水, 污染背景下存在大量的雪粒子在云中碰并云滴和雨滴增长, 造成后期降水大于清洁背景。

## 参考文献 (References)

Borys R D, Lowenthal D H, Cohn S A, et al. 2003. Mountaintop and radar measurements of anthropogenic aerosol effects on snow growth and snowfall rate [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (10), 1538, doi: 10.1029/2002GL016855.

Cui Z, Carslaw K S, Yin Y, et al. 2006. A numerical study of aerosol effects on the dynamics and microphysics of a deep convective cloud in a continental environment [J]. *J. Geophys. Res.*, 111 (D5): D05201.

Fitzgerald J W. 1974. Effect of aerosol composition on cloud droplet size distribution: A numerical study [J]. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1358-1367.

Givati A, Rosenfeld D. 2004. Quantifying precipitation suppression

due to air pollution [J]. *J. Appl. Meteor.*, 43 (7): 1038-1056.

Jirak I L, Cotton W R. 2006. Effect of air pollution on precipitation along the front range of the Rocky Mountains [J]. *J. Appl. Meteor.*, 45 (1): 236-245.

Khain A, Pokrovsky A. 2004. Simulation of effects of atmospheric aerosols on deep turbulent convective clouds using a spectral microphysics mixed-phase cumulus cloud model. Part II: Sensitivity study [J]. *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 [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131 (611): 2639-2663.

Lee S S, Donner L J, Phillips V T J, et al. 2008. Examination of aerosol effects on precipitation in deep convective clouds during the 1997 ARM summer experiment [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134: 1201-1220.

Li G, Wang Y, Diao Y W, et al. 2009. Impacts of aerosols on the development and precipitation of a mesoscale squall line [J]. *J. Geophys. Res.*, 114, D17205, doi: 10.1029/2008JD011581.

Lin J C, Matsui T, Pielke R A, et al. 2006. Effects of biomass-burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: A satellite-based empirical study [J]. *J. Geophys. Res.*, 111, D19204, doi: 10.1029/2005JD006884.

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 [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 133 (1): 59-71.

Lynn B, Khain A, Rosenfeld D, et al. 2007. Effects of aerosols on precipitation from orographic clouds [J]. *J. Geophys. Res.*, 112, D10225, doi: 10.1029/2006JD007537.

Morrison H, Curry J A, Khvorostyanov V I. 2005. A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models. Part I: Description [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62: 1665-1677.

Rosenfeld D. 1999. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26:

- 3105–3108, doi: 10.1029/1999GL006066.
- Rosenfeld D. 2000. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution [J]. *Science*, 287 (5459): 1793–1796.
- Seifert A, Beheng K D. 2006. A two-moment cloud microphysics parameterization for mixed-phase clouds. Part 2: Maritime vs. continental deep convective storms [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 92 (1): 67–82.
- Shepherd J M, Burian S J. 2003. Detection of urban-induced rainfall anomalies in a major coastal city [J]. *Earth Interact.*, 7 (4): 1–17.
- 史月琴, 楼小凤, 邓雪娇, 等. 2008. 华南冷锋云系的中尺度和微物理特征模拟分析 [J]. *大气科学*, 32 (5): 1019–1036. Shi Yueqin, Lou Xiaofeng, Deng Xuejiao, et al. 2008. Simulations of mesoscale and microphysical characteristics of cold front clouds in South China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (5): 1019–1036.
- 孙晶, 王鹏云. 2003. 用 MM5 模式 Reisner 霰方案对华南暴雨的数值模拟 [J]. *气象*, 29 (4): 10–14. Sun Jing, Wang Pengyun. 2003. Numerical study of heavy rainfall in South China with reisner graupel scheme [J]. *Meteorological Monthly (in Chinese)*, 29 (4): 10–14.
- Takeda T, Kuba N. 1982. Numerical study of the effect of CCN on the size distribution of cloud droplets. Part I. Cloud droplets in the stage of condensation growth [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 978–993.
- Teller A, Levin Z. 2006. The effects of aerosols on precipitation and dimensions of subtropical clouds; a sensitivity study using a numerical cloud model [J]. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6 (1): 67–80.
- Twomey S. 1977. The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 34 (7): 1149–1152.
- Warner J, Twomey S. 1967. The production of cloud nuclei by cane fires and the effect on cloud droplet concentration [J]. *J. Atmos. Sci.*, 24: 704–706.
- 杨俊, 邵汉华, 胡军. 2010. 中国环境效率评价及其影响因素实证研究 [J]. *中国人口·资源与环境*, 20 (2): 49–55. Yang Jun, Shao Hanhua, Hu Jun. 2010. Empirical study evaluation and determinants of environmental efficiency of China [J]. *China Population, Resource and Environment (in Chinese)*, 20 (2): 49–55.
- Yin Y, Levin Z, Reisin T, et al. 2000. The effects of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds – A numerical study [J]. *Atmos. Res.*, 53: 91–116.
- 银燕, 崔振雷, 张华, 等. 2009. 2006 年中国地区大气气溶胶浓度分布特征的模拟研究 [J]. *大气科学学报*, 32 (5): 595–603. Yin Yan, Cui Zhenlei, Zhang Hua, et al. 2009. Numerical simulations of mass distribution of aerosols over China in 2006 [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (5): 595–603.
- Zhang R, Li G, Fan J, et al. 2007. Intensification of Pacific storm track linked to Asian pollution [J]. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 104: 5295–5299.