

# 大气冰核浓度对对流云降水过程影响的数值模拟

王梦旖<sup>1,2</sup> 师正<sup>1\*</sup> 谭涌波<sup>1</sup> 刘俊<sup>1</sup> 于梦颖<sup>1</sup> 郑天雪<sup>1</sup>

(1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心/中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室, 南京 210044; 2 河南省信阳市气象局, 信阳 464000)

**摘要** 在已有的三维对流云模式的基础上新植入了同质冻结和异质核化方案, 结合一次山地雷暴个例, 通过敏感性试验来探讨大气冰核浓度对对流云微物理过程和降水的影响。模拟结果表明: ①冰核浓度的改变会对对流云的动力场及各水成物粒子产生明显作用。增加冰核浓度, 冰相粒子的数浓度随之增加; 同时, 凝华过程中释放大量潜热导致云中上升气流增强。由于水汽含量一定, 各水成物粒子“争夺”水汽, 使得云滴、冰晶和霰的增长均受到抑制, 难以成为较大尺寸的降水粒子。②冰核浓度的增加, “贝吉龙效应”导致云滴的尺度减小, 削弱了云-雨转化过程。雨滴、云滴混合比的减小抑制了雨滴对云滴的收集。同时, 小尺度的霰粒子削弱了霰融化为雨滴的物理过程, 最终导致地面累积降雨量降低。

**关键词** 冰核; 冰晶; 对流云; 降水

中图分类号: P435 DOI: 10.19517/j.1671-6345.20190001 文献标识码: A

## 引言

气溶胶、云和降水的相互耦合作用一直以来是大气科学领域的核心问题之一, 气溶胶对云和降水的影响, 对于气候系统、大气环境以及水循环都至关重要<sup>[1]</sup>。近年来, 大量观测和数值模式研究结果表明, 气溶胶作为云凝结核 (CCN) 对气候以及暖云降水有着不可忽视的作用<sup>[2-6]</sup>, CCN 数浓度的增加, 云滴浓度随之增多, 云滴尺寸、下落末速度变小<sup>[7-9]</sup>以及雨滴碰并增长效率降低<sup>[10-11]</sup>, 从而抑制降水。目前, 气溶胶作为云凝结核对云和降水作用的研究较多, 但气溶胶作为冰核对对流云动力、微物理及降水的研究还少见报道。

自然界的有效冰核主要来源于矿物气溶胶、黑碳气溶胶以及生物气溶胶<sup>[12-14]</sup>。冰核的浓度、可溶性、大小、形状等物理化学属性会影响云的宏微观属性、辐射效应、地气系统的能量平衡以及近地面温度<sup>[15-17]</sup>。冰核异质核化和可溶性气溶胶同质核化

均可以形成冰晶, 同质核化通常发生在温度很低 (一般低于  $-35 \sim -40\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) 且相对湿度很高的条件下, 过冷的气溶胶液滴内部会出现体积很小的具有冰晶结构的胚胎。若这种冰晶胚胎的数量达到一定程度, 整个气溶胶液滴都将发生冻结, 变为冰晶粒子<sup>[18]</sup>。而冰核的异质核化发生在  $-40 \sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$  之间。异质核化过程有多种形成机制, 如凝华、接触、浸润等<sup>[19]</sup>。一般而言, 同质核化主要贡献云砧内大量贮存的小冰晶粒子, 而异质核化过程在云中发生的高度相对低, 产生的冰晶粒子尺度大但是数浓度低, 因此不同的核化方式模拟得到的冰晶数量必定会有差异<sup>[20-21]</sup>, 进而影响云内其他水成物粒子的特征分布以及降雨量。

关于冰核对降水影响的研究, 从 20 世纪 50 年代起, 有学者通过试验观测碘化银对降雨的影响。1951 年, Mason 等<sup>[22]</sup>研究发现冰核在云、雾和降水的形成过程中扮演着重要角色。Stevens 等<sup>[23]</sup>认为在冷云中, 主要依赖冰相过程来激发强降水, 因此,

<http://www.qxkj.net.cn> 气象科技

国家自然科学基金项目 (41805002)、江苏省自然科学基金资助项目 (BK20180808)、江苏省高等学校自然科学基金项目 (18KJB170010)、南京信息工程大学人才启动基金项目 (2016r042) 资助

作者简介: 王梦旖, 女, 1993 年生, 硕士, 研究方向大气物理, Email: 1499619436@qq.com

收稿日期: 2019 年 1 月 2 日; 定稿日期: 2019 年 12 月 2 日

\* 通信作者, Email: gyshiz@126.com

冰核与强降水的发生密切相关。近年来,国内外关于冰核对云和降水的研究取得了一定的进展。韩永翔等<sup>[24]</sup>和李磊等<sup>[25]</sup>认为,沙尘气溶胶作为有效冰核,增加其浓度,冰晶数目随之增加,大量冰晶因争夺水汽不能充分长大,抑制降水。且沙尘气溶胶与地表的辐射强迫作用一正一负,增加了大气稳定性,抑制对流,导致降水减少。Rosenfeld 等<sup>[11]</sup>通过卫星观测资料也证实增加沙尘气溶胶使云滴半径减小,抑制降水。另外,一些其他的观测资料显示增加气溶胶浓度会抑制降水形成<sup>[26-29]</sup>。然而,Ekman 等<sup>[30]</sup>和另外一些学者<sup>[31-35]</sup>却得出了冰核浓度增加,促进了“贝吉龙”过程,致使冰相粒子快速转化为降水粒子,从而使降水增加的结论。

综上所述,研究者们虽然已经意识到冰核对于云和降水的重要性,并取得了一定成果,但是不同学者针对冰核浓度增加对降水作用这一问题的结论不一致,这方面的研究尚处于模糊状态。因此若想进一步探究冰核浓度影响云和降水的物理机制,有必要借助数值模式模拟工作,为以后开展人工影响降水提供理论支撑。本文基于已有的三维对流云模式<sup>[36]</sup>,加入 Sun 和 Chun<sup>[37]</sup>的同质核化方案和 DeMott 等<sup>[38]</sup>的异质核化方案,通过改变冰核的浓度进行大量敏感性试验,重点分析冰核浓度增加对云微物理和降水的影响,并给出相应的物理解释。

## 1 模式介绍

本文所采用的三维对流云模式是由谭涌波<sup>[39-41]</sup>在胡志晋等<sup>[42]</sup>的基础上发展而来,该模式的计算域为 76 km×76 km×20 km,分辨率为 500 m×500 m×500 m,具有详细的云微物理过程。把云中的水成物粒子分为 5 种,分别是云滴、雨滴、冰晶、霰和雹,且这些粒子具有双参数谱(即混合比、数浓度)。云微物理过程主要包括凝结蒸发,自动转化,碰并,核化繁生,融化冻结等,包括了 27 种主要的微物理过程,有云、冰、霰、雹、雨的凝结(凝华)和蒸发,冰、霰、雹、雨对云滴的碰并,霰、雹和雨的碰并,霰、雹和冰晶的碰并,雨碰并冰晶,冰晶相并,雨滴相并,雹的湿增长极限,冰晶的核化繁生,云雨、冰霰、霰雹的转化,雨冻结为霰,冰、霰、雹融化为雨等。

### 1.1 核化方案

原模式中采用 Fletcher<sup>[43]</sup>实验室测得的经验公式来描述冰晶核化过程,单一的经验公式既不能表

征真实大气中的冰核浓度、时空分布和类型上的变化,也不能描述具体的核化过程。因此有必要对模式中冰晶核化过程进行改进,同时这也是提高模式对对流云和电过程描述能力的必然需求。因此,本研究将采用 Sun 和 Chun<sup>[37]</sup>的同质核化方案和 DeMott 等<sup>[38]</sup>的异质核化方案代替原有的经验公式,下面对核化方案进行详细介绍。

同质核化即云滴冻结为冰晶的过程, Sun 和 Chun<sup>[37]</sup>认为云内的水滴从 -20 °C 开始冻结,到 -40 °C 为止全部冻结,其核化方案为:

$$Q_{\text{cif}} = \begin{cases} p_c Q_c / 2\Delta t & -20\text{ }^{\circ}\text{C} > T > -40\text{ }^{\circ}\text{C} \\ Q_c / 2\Delta t & T \leq -40\text{ }^{\circ}\text{C} \end{cases} \quad (1)$$

式中,  $Q_{\text{cif}}$  表示云滴的核化率,即云滴冻结生成冰晶的浓度,  $Q_c$  为云水混合比,  $p_c$  为水滴冻结的百分数,其值随温度变化而变化,  $p_c = 0.008 \times (1.274)^{T_0 - T}$ ,  $T$  为云内温度,  $T_0$  取 -20 °C, 为水滴开始冻结的温度,  $\Delta t$  为模式时间步长 4 s。

异质核化过程采用 DeMott 等<sup>[38]</sup>的冰核核化方案,此方案是基于多年的观测资料统计分析,由于观测结果表明气溶胶浓度与冰核浓度之间的关系通常为指数函数,且大于 0.5 μm 的气溶胶浓度与冰核浓度关系密切相关<sup>[44-45]</sup>。因此,冰核数浓度和气溶胶浓度之间的关系为:

$$N_{\text{IN}} = (c_f) (N_{\text{aer}0.5}) \left[ c^{a(273.16-T)+b} \right] \exp[c(273.16-T)+d] \quad (2)$$

式中,  $N_{\text{IN}}$  是大气冰核数浓度,  $N_{\text{aer}0.5}$  是尺寸大于 0.5 μm 的气溶胶粒子数浓度,与气溶胶浓度的关系为  $N_{\text{aer}0.5} = 0.0012 N_0$ ,  $c_f$  是校正因子,  $c_f = 1$ ,  $a = 0$ ,  $b = 1.25$ ,  $c = 0.46$ ,  $d = -11.6$ 。考虑布朗运动及重力沉降作用的影响,气溶胶的浓度随高度的增加呈指数关系递减,因此,模式中气溶胶的初始场设置为:

$$N_a(z) = N_0 \exp(-z/z_s) \quad (3)$$

式中,  $N_0$  为地面处的初始气溶胶浓度,  $N_a(z)$  代表不同高度处的气溶胶浓度,  $z_s$  为气溶胶的标高,取固定值 2 km。此外,对气溶胶各个网格点初始化时,假设每个高度层的气溶胶浓度均匀分布,则只需给出地面的气溶胶浓度就可以算出整个空间的气溶胶分布。

试验表明冰核核化过程不仅与温度有关,还与水汽的过饱和度有关。因此本文参照胡志晋的处理方法,冰晶的核化方程为:

$$N_{pvi} = \begin{cases} \frac{\partial N_{IN}}{\partial T_{\rho_0}} \frac{dT}{dt} \left( \frac{Q_v - Q_{si}}{Q_{sw} - Q_{si}} \right)^k & \text{当 } \frac{dT}{dt} < 0 \text{ 且 } Q_v > Q_{si} \\ 0 & \text{当 } \frac{dT}{dt} \geq 0 \text{ 且 } Q_v \leq Q_{si} \end{cases} \quad (4)$$

其中,  $\rho_0$  为空气密度,  $Q_v$  为实际水汽含量;  $Q_{si}$  为相对冰面的饱和水汽含量;  $Q_{sw}$  为相对水面的饱和水汽含量;  $k=5$ ;  $\frac{dT}{dt} = w \frac{\partial T}{\partial z}$ 。

## 1.2 试验个例及启动条件

模式选用 1999 年 7 月 31 日,发生在新墨西哥州的一次山地雷暴个例进行数值模拟。其中的湿度层结取自 NCEP 格点资料,图 1 为本次个例的环境层结曲线以及垂直风廓线。模式启动时给出了一个水平半径为 5 km,垂直半径为 1 km 的热湿泡扰动,该扰动中心位于模拟区域中心高度为 1 km 的格点上,中心最大温度是 4.5 K,相对湿度是 90%,从中心向外以余弦函数递减。模式设定的模拟时间为 90 min,时间步长为 4 s。为探讨不同浓度的冰核给云和降水带来的影响,将初始气溶胶的浓度( $N_0$ )分别设为  $100 \text{ cm}^{-3}$ ,  $500 \text{ cm}^{-3}$ ,  $1\,000 \text{ cm}^{-3}$ ,  $3\,000 \text{ cm}^{-3}$ ,  $5\,000 \text{ cm}^{-3}$ ,  $8\,000 \text{ cm}^{-3}$  进行 6 组模拟试验。

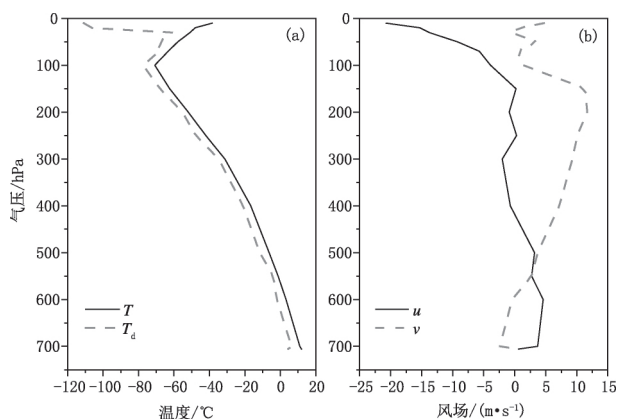


图 1 环境温湿层结曲线:(a)环境温度( $T$ )和露点温度( $T_d$ );(b)水平风场( $u$ )和垂直风场( $v$ )

## 2 模拟结果与分析

### 2.1 冰核浓度对对流云微物理特征的影响

上升气流是表征对流云在发展和成熟阶段的重要参量,而且还会影响云中各相态粒子的垂直分布情况。图 2 给出了 6 组个例的最大垂直上升气流以及最大下沉气流速率随时间的变化曲线。在对流云发生的前 15 min,由于模式初始场的环境设

置相同,6 组个例的上升气流和下沉气流基本保持一致,并且分别在 17 min 和 15 min 达到最大。其中,冰核浓度从  $100 \sim 8\,000 \text{ cm}^{-3}$  对应的最大上升风速分别为 18.55、18.61、18.63、18.83、18.85 和  $19.03 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,说明冰核越多,上升气流越强。这主要是因为冰核的存在促使水凝物粒子冻结,发生相变。等量的水发生冻结释放的潜热比凝结多 13% 左右,且冻结过程通常发生在凝结之后,即在凝结释放潜热的基础上进行了又一次的加热<sup>[46]</sup>,因此增加冰核浓度会引起对流系统的变化,强化上升气流。20 min 之后,云中各粒子下落到地面或重新蒸发,上升气流逐渐减弱。下沉气流的变化规律与上升气流类似,只是符号相反。上述结果表明冰核浓度增加会对对流云动力场结构有较大影响。肖辉等<sup>[21]</sup>和 Ekman 等<sup>[30]</sup>的研究结论中也有相似结论。

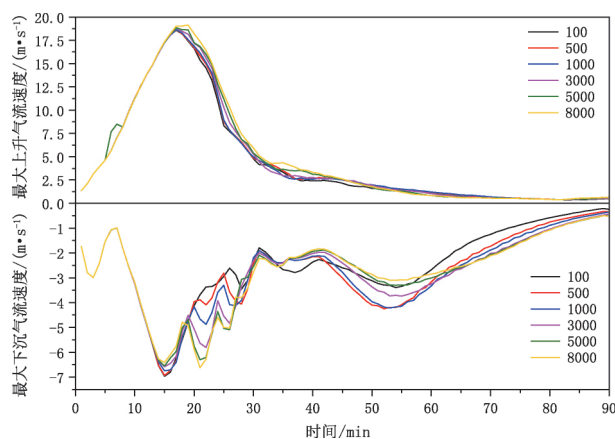


图 2 不同冰核浓度( $\text{cm}^{-3}$ )下最大垂直上升气流和下沉气流速度随时间的变化

图 3 给出了云滴数浓度和混合比随时间的变化情况。整体来看,随着冰核数浓度的增加,云滴的时空分布差异不大,均分布在  $-40^\circ\text{C}$  以下,云体中心位于 3~5 km 处,但混合比的大值区呈现减少的趋势(红色区域)。由于模式中的初始云凝结核的数浓度均为  $100 \text{ cm}^{-3}$ ,因此六组实验个例的云滴数目基本保持不变。冰核数目的增多消耗更多的水汽导致云滴不能长大,混合比减少,即在高浓度冰核的个例中存在更多的小云滴。表 1 可以更明显地看出云滴数浓度和混合比的变化规律。随着对流云的继续发展,云内其他粒子的形成,云水不断被消耗,云滴从 30 min 开始减少,但从云滴消失的时间来看,当  $N_0=100 \text{ cm}^{-3}$  时,云滴在 51 min 左右完全消失,而

当  $N_0=8\,000\text{ cm}^{-3}$  时, 云滴消失时间缩短至 45 min, 这是因为冰核浓度增加, 冰晶和霰粒子也随之增加, 云滴与冰晶、霰的碰并效率提高, 导致云滴提前消失, 影响云体生命史。

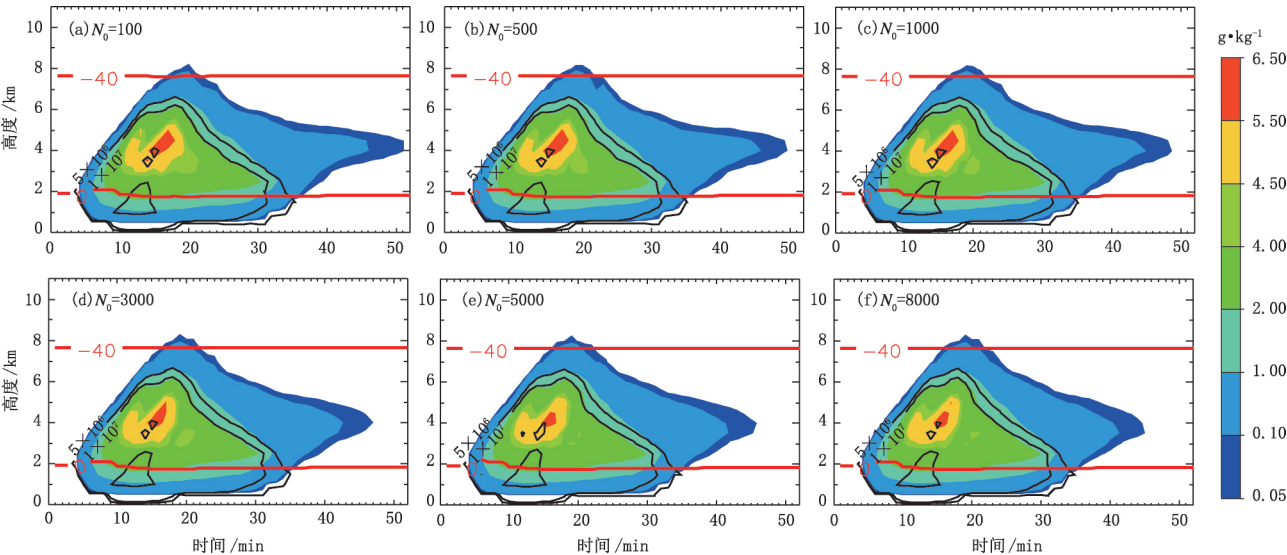


图 3 不同冰核浓度( $\text{cm}^{-3}$ )下云滴最大混合比和最大数浓度的时空分布  
(红色实线代表等温线, 单位:  $^{\circ}\text{C}$ ; 黑色实线表示云滴数浓度等值线( $5.0\times 10^6$ 、 $1.0\times 10^7$ 、 $5.0\times 10^7\text{ kg}^{-1}$ ); 彩色区域表示云滴混合比, 单位:  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ )

表 1 不同冰核浓度下各水成物粒子的最大混合比和数浓度

气溶胶初 始浓度 ( $N_0$ ) $\text{cm}^{-3}$	云滴		冰晶		霰		雨滴	
	混合比	数浓度	混合比	数浓度	混合比	数浓度	混合比	数浓度
	$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$	$\text{kg}^{-1}$	$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$	$\text{kg}^{-1}$	$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$	$\text{kg}^{-1}$	$\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$	$\text{kg}^{-1}$
100	6.18	$5.43\times 10^7$	1.29	$1.27\times 10^7$	11.4	$1.18\times 10^5$	6.52	$2.09\times 10^5$
500	6.26	$5.38\times 10^7$	1.46	$8.51\times 10^6$	11.9	$1.25\times 10^5$	6.33	$1.96\times 10^5$
1 000	6.06	$5.38\times 10^7$	1.55	$8.72\times 10^6$	12.0	$1.39\times 10^5$	5.43	$1.98\times 10^5$
3 000	6.04	$5.38\times 10^7$	1.60	$9.59\times 10^6$	13.0	$2.10\times 10^5$	4.25	$1.90\times 10^5$
5 000	5.79	$5.38\times 10^7$	1.67	$9.88\times 10^6$	13.7	$2.35\times 10^5$	3.92	$1.92\times 10^5$
8 000	5.50	$5.38\times 10^7$	1.71	$1.03\times 10^7$	13.7	$2.82\times 10^5$	3.71	$1.92\times 10^5$

6 组个例中, 冰晶的垂直分布均在 2~12 km 的范围内(图 4), 并于 18 min 左右其混合比达到最大值。当  $N_0=100\text{ cm}^{-3}$  时, 混合比大于  $1.00\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$  的冰晶分布在 8~9 km 的高度处, 整个的时空分布范围较小, 随着冰核浓度的增加, 范围不断地扩大, 到  $N_0=8\,000\text{ cm}^{-3}$  时, 混合比超过  $1.00\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$  的冰晶分布范围最广, 垂直分布为 5~10 km。这是因为当冰核浓度较小时, 大部分的冰晶是通过同质冻结形成, 同质冻结一般发生在  $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$  以上的低温区, 因此冰晶集中在海拔较高的区域; 而当冰核数目

较多时, 水汽可以借助冰核在高温区( $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$  以下)生成大量冰晶。图 4 的黑色实线代表冰晶的数浓度, 浓度为  $5\times 10^6\text{ kg}^{-1}$ 、 $1\times 10^6\text{ kg}^{-1}$  的等值线范围随冰核浓度增加而增大。冰晶的时空分布图表明了冰核数目增多, 所形成的冰晶也在增加, 从表 1 冰晶的数据可以清晰的看出, 相较于混合比, 数浓度的增幅更大, 说明在冰核浓度大的个例中, 更多存在的是较小尺寸的冰晶, 这与空气中的水汽有限有关, 冰核多, 在形成冰晶时竞争水汽, 导致冰晶的尺度略有减小。

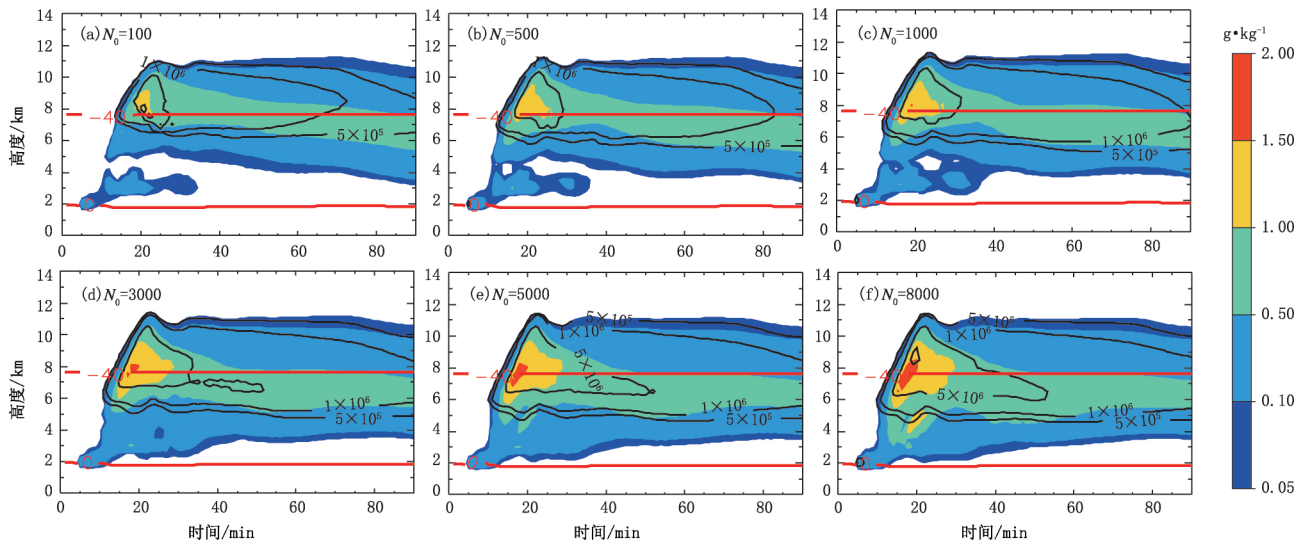


图 4 不同冰核浓度下( $\text{cm}^{-3}$ )冰晶最大混合比和最大数浓度的时空分布图

(红色实线代表等温线,单位:  $^{\circ}\text{C}$ ;黑色实线表示冰晶数浓度等值线( $5.0 \times 10^5$ ,  $1.0 \times 10^6$ ,  $5.0 \times 10^6$ ,  $1.0 \times 10^7 \text{ kg}^{-1}$ );彩色区域表示冰晶混合比,单位:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

霰作为对流云中的大尺度冰相粒子,主要由冰晶粒子转化而来,霰的增长过程主要依赖于雨和冰晶的碰并冻结、对云滴的碰并以及对雨滴的碰并过程。总体来看,霰出现的时间以及分布的垂直范围并无太大差异,但随着冰核浓度的增加,产生了更多的冰晶,因此转化生成更多的霰(图 5)。对流云在发展到 20 min 左右时,大量霰粒子在高度为 6~10 km 处形成。冰核浓度为  $100 \text{ cm}^{-3}$ 、 $500 \text{ cm}^{-3}$ 、

$1000 \text{ cm}^{-3}$  的个例,混合比的最大值均不超过  $12.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,而在  $N_0 = 3000 \text{ cm}^{-3}$ 、 $5000 \text{ cm}^{-3}$ 、 $8000 \text{ cm}^{-3}$  的个例中,混合比的最大值大于  $12.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  且范围越来越广,这说明霰的混合比逐渐增大,从表 1 可以更直观地看出此变化规律。霰粒子数浓度的增幅远大于混合比增加的程度,导致霰粒子的尺寸逐渐减小;粒子尺寸减小,降落速度减小,收集其他粒子的效率减小。

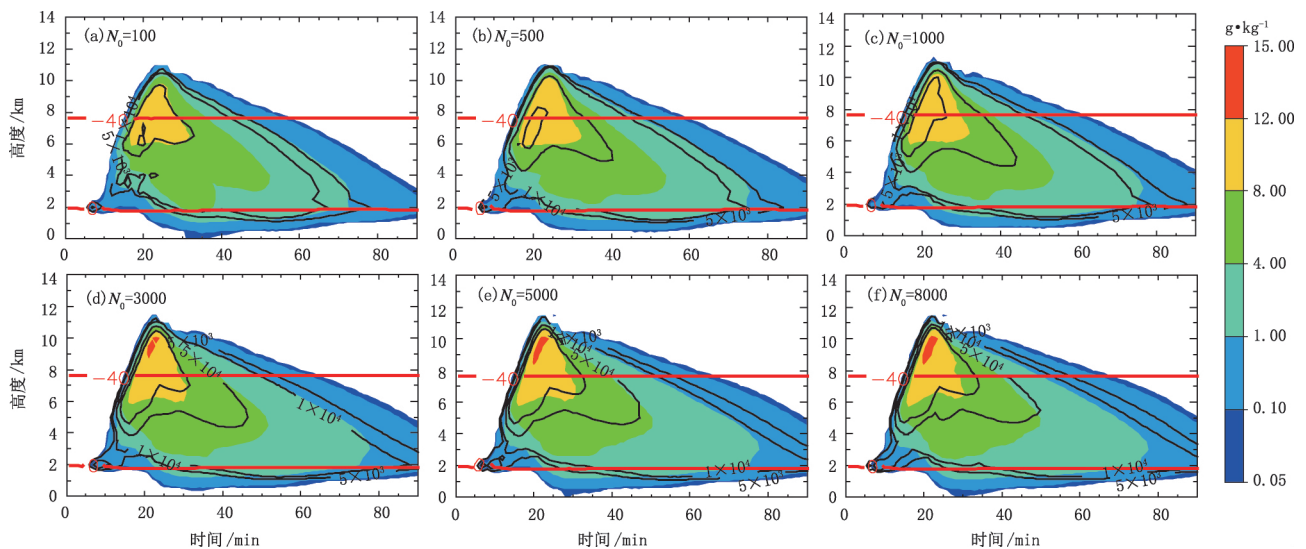


图 5 不同冰核浓度( $\text{cm}^{-3}$ )下霰的最大混合比和最大数浓度的时空分布图

(红色实线代表等温线,单位:  $^{\circ}\text{C}$ ;黑色实线表示霰数浓度等值线( $5.0 \times 10^3$ ,  $1.0 \times 10^4$ ,  $5.0 \times 10^4$ ,  $1.0 \times 10^5 \text{ kg}^{-1}$ );彩色区域表示霰混合比,单位:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ )



图6为雨滴数浓度和混合比的时空分布。从图中可以明显地看出,不同冰核浓度下,雨滴整个的时空分布状态极为相似。雨滴分布在 $-40^{\circ}\text{C}$ (7.5 km)以下,开始出现的时间为对流云发生的8 min,并在20 min左右,其混合比和数浓度达到了最大值,27 min之后,雨滴全部分布在 $0^{\circ}\text{C}$ 层(2 km)以下。但随着冰核浓度的增大,混合比大于

$3.0\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的大值区很明显在缩小,雨滴的最大混合比从 $6.52\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ( $N_0=100\text{ cm}^{-3}$ )直线下滑至 $3.71\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ( $N_0=8\ 000\text{ cm}^{-3}$ ),然而,相对于混合比,雨滴数浓度的变化并不明显,表1中,雨滴的最大数浓度基本均维持在 $2.0\times 10^5\text{ kg}^{-1}$ 左右,虽然有所减少,但减少的并不明显。因此整体来看,随着冰核浓度的增加,雨滴的尺寸也是在减小的。

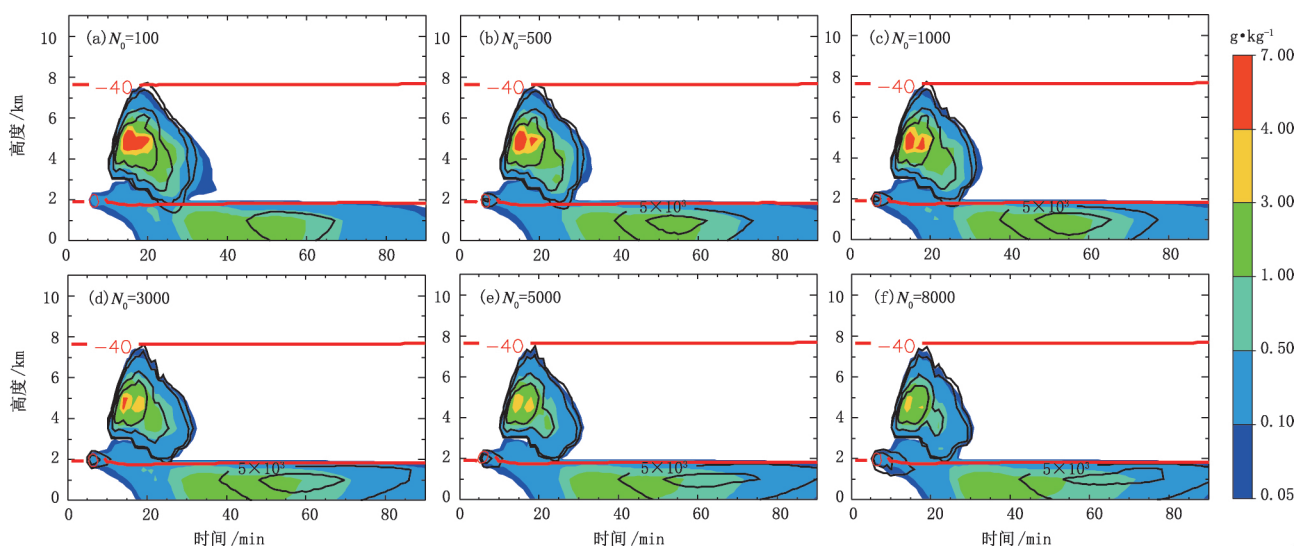


图6 不同冰核浓度( $\text{cm}^{-3}$ )下雨滴的最大混合比和最大数浓度的时空分布图

(红色实线代表等温线,单位: $^{\circ}\text{C}$ ;黑色实线表示雨滴数浓度等值线( $5.0\times 10^3, 1.0\times 10^4, 5.0\times 10^4, 1.0\times 10^5\text{ kg}^{-1}$ );

彩色区域表示雨滴混合比,单位: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ )

上述结果表明,冰核在对流云的微物理过程中起着重要的作用,改变其数浓度会对对流云内的风场以及各水成物粒子产生影响。冰核浓度的增加,活化形成的冰晶增多,但冰晶的平均尺度减小。由于冰面饱和水汽压小于水饱和水汽压,因此冰核活化形成的冰晶通过凝华增长消耗大量水汽(即“贝吉龙”过程)<sup>[46]</sup>,导致在温度相对较高的过冷区减缓或抑制云滴的增长。冰晶是霰的启动项,冰晶的含量直接影响了霰粒子的数浓度,因此,冰晶和霰的混合比以及数目基本呈同步变化。云中的水汽含量一定,冰核浓度增加,各水成物粒子在形成时“争夺”水汽,使得云滴、冰晶和霰的增长均受到抑制,难以成为较大的降水粒子,因此,雨滴的混合比和数浓度随冰核增多而减少。

## 2.2 冰核浓度对降水的影响

冷云降水过程中,冰核通过使过冷区水物质发生相态变化来影响云和降水。当温度在 $-40\sim 0^{\circ}\text{C}$ 之

间时,冰核是形成冰晶的重要“核心”,因此强降水的发生与冰核密切相关。图7为不同冰核浓度下地面累积降雨量的变化趋势图。从图中可以看出,降水从20 min开始,30~40 min之间缓慢增长,40~60 min快速增加,60~90 min又开始进入缓慢增长期,且增长速率逐渐趋于平缓。前35 min 6组个例的累积降雨量区别不大,35 min之后不同冰核浓度下的地面累积降雨量差异逐渐增大。在整个对流云过程结束时,从 $N_0=100\text{ cm}^{-3}$ 到 $N_0=8\ 000\text{ cm}^{-3}$ 的地面累积降雨量分别为90.33、80.30、74.58、67.21、65.00、64.42 mm,即随着冰核浓度的增加,降雨量减少。

模式中,形成雨滴的源项较多,包括雨滴凝结、雨滴碰并云滴、霰融化为雨滴、云滴自动转化为雨滴、冰晶融化为雨滴等。其中云滴自动转化为雨滴(CRA)、雨滴碰并云滴(CRC)、霰融化为雨滴(GRM)是雨滴形成的主要过程。图8给出了3个主要过程随时间的变化曲线图,3个过程主要发生

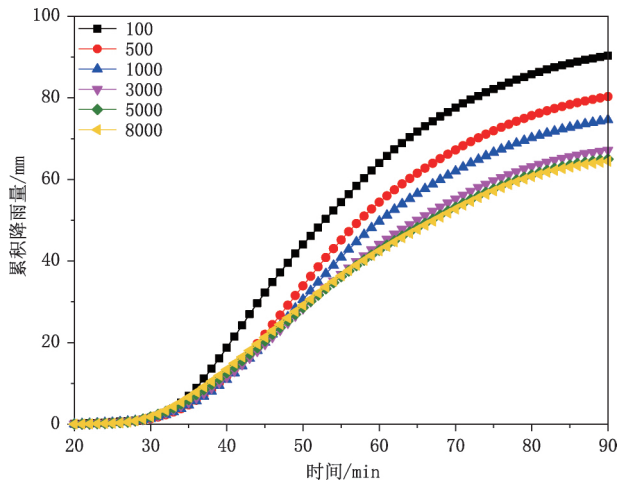


图7 不同冰核浓度( $\text{cm}^{-3}$ )地面累积降雨量随时间的变化

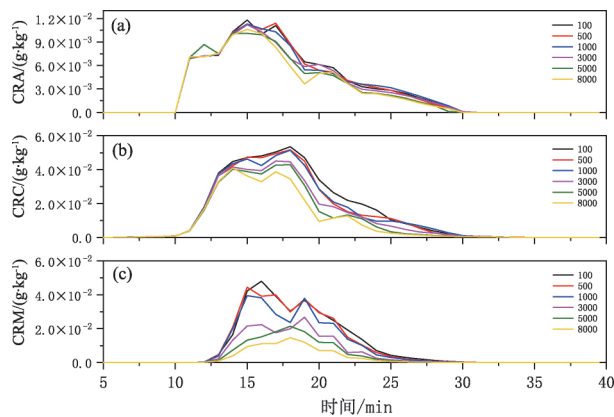


图8 不同冰核浓度( $\text{cm}^{-3}$ )下雨滴的主要源项随时间的变化

的时间是在 10~30 min, 对应图 6 可以看出也是雨滴发展最旺盛的时间段。不同冰核浓度下 CRA 随时间的变化趋势大致相同(图 8a), 但随着冰核浓度增加, 云滴自动转化为雨滴的量逐渐减少, 这是由于此过程与云滴的混合比有关, 而云滴的混合比随冰核浓度的增大呈现逐渐减小的趋势。图 8b 代表雨滴碰并云滴过程, 其与云滴、雨滴的混合比成正比, 与雨滴的尺度成反比, 由前面对图 3 和图 6 的分析可知, 增加冰核的数目, 云滴、雨滴的混合比均在减小, 因此导致雨滴碰并云滴这一过程减弱。图 8c 为不同冰核浓度下霰融化形成雨这一过程的变化曲线。随着冰核浓度的增加, 雨的混合比明显减少。这是由于此过程与霰的数浓度和尺寸有关。霰粒子尺寸越大, 下落速度快, 霰粒子更容易下落到  $0^\circ\text{C}$  层以下融化形成雨滴。从图 5 可以看出, 霰的尺寸随冰核数量增大而减小, 因此冰核越多, GRM 的值越小。

综上所述, 冰核浓度的改变会影响对流云内云滴、冰晶、霰等水成物粒子的物理属性, 冰核数目越多, 形成的冰晶越多, 云中各水成物粒子相互竞争水汽。云滴混合比的减少削弱了云滴自动转化为雨滴这一过程; 雨滴、云滴混合比的减小抑制了二者的碰并; 此外, 随着冰核浓度的增加, 霰的尺寸减小, 从而影响了霰融化为雨滴的过程。雨滴形成的物理过程均在减弱最终导致地面累积降雨量减少。

### 3 结论

本文在已有的三维对流云起、放电模式的基础上, 同时考虑了同质冻结和异质核化, 结合一次山地雷暴个例, 通过改变冰核浓度进行敏感性试验来探讨对对流云微物理过程以及降水的影响, 结论如下:

(1) 冰核浓度的改变对对流云中的动力场有着重要作用。增加冰核浓度, 异质核化形成的冰晶数目随之增加, 释放的潜热变多, 增强了上升气流, 即在冰核浓度高的个例中, 形成的上升风速率较大。此外, 冰核浓度改变会对云中各水成物粒子产生显著影响。冰核数目增多, 形成大量冰晶时消耗水汽, 由于“贝吉龙”效应, 在过冷区减缓或抑制了云滴的增长, 产生了大量小尺度的云滴。冰晶作为霰粒子形成的胚胎, 霰粒子的混合比和数浓度的变化趋势与冰晶相似。冰核浓度增大, 产生冰晶和霰的数目增多, 但云中的水汽含量有限导致粒子增长受到抑制, 难以形成较大的降水粒子, 进一步抑制了雨滴数浓度和混合比的增加。

(2) 冰核浓度的变化会对冷云降水产生显著影响。一方面, 冰核增加, 由于“贝吉龙”效应, 冰相粒子形成占用大量水汽, 导致云滴的“长大”受到限制, 使得云滴自动转化为雨滴这一过程受阻。且冰晶、霰的大量生成, 消耗云水含量使得雨滴碰并云滴的效率降低, 雨滴生长缓慢, 难以降落地面。另一方面, 雨滴含量和尺度的减小导致雨滴碰并霰的效率降低, 抑制了霰的进一步长大, 而霰融化为雨这一过程与霰的尺度成正比, 霰越小, 整体比含水量越低, 融化形成的小雨滴下落速度慢, 加上下落中存在蒸发过程, 最终导致地面累积降雨量受到抑制。

由上文分析可知, 冰核浓度的改变会影响云微物理和降水过程, 冰核的增加会使异质核化形成的冰晶数目增多, 那么异质核化过程的增强是否会对同质核化产生影响? 此外, 两种核化方式在对流云

中的相互作用关系以及对电过程、空间电荷结构的影响这些问题目前还尚未有明确的结论,且大气冰核浓度的增加是否影响闪电频次、云地闪比例和正负地闪比例,这一系列的研究工作也还很少。因此,下一步工作将针对大气冰核浓度对对流云电过程的影响展开详细研究。

## 参考文献

- [1] 李军霞, 银燕, 李培仁, 等. 气溶胶影响云和降水的机理和观测研究进展[J]. 气象科学, 2014, 34(5): 581-590.
- [2] Khain A, Pokrovsky A, Sednev I. Some effects of cloud aerosol interaction on cloud microphysics structure and precipitation formation: Numerical experiments with a spectral microphysics cloud ensemble model [J]. Atmospheric Sciences, 1999, 52(3): 195-220.
- [3] 王婷婷, 孙俊英, 沈小静, 等. 天津武清地区云凝结核变化特征[J]. 气象科技, 2012, 40(3): 466-473.
- [4] Rosenfeld D, Givati A. Evidence of orographic precipitation suppression by air pollution induced aerosols in the western US [J]. J Appl Meteor Climatol, 2006, 45: 893-911.
- [5] 陈丽, 银燕, 杨军, 等. 沙尘气溶胶对云和降水影响的模拟研究[J]. 南京气象学院报, 2007, 30(5): 590-600.
- [6] Cotton W R, Zhang H N, McFarquhar G M, et al. Should we consider polluting hurricanes to reduce their intensity [J]. Journal of Weather Modification, 2007, 39: 70-73.
- [7] 赵春生, 彭大勇, 段英. 海盐气溶胶和硫酸盐气溶胶在云微物理过程中的作用[J]. 应用气象学报, 2005, 16(4): 417-425.
- [8] 房文. 气溶胶对云和降水影响的研究[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2008.
- [9] Cheng W, Carrió G, Cotton W, et al. Influence of cloud condensation and giant cloud condensation nuclei on the development of precipitating trade wind cumuli in a large eddy simulation [J]. J Geophys Res, 2009, 114: D08201-D08213.
- [10] Warner J, Twomey S. The production of cloud nuclei by cane fires and the effect on cloud droplet concentration [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 1967, 24(6): 704-706.
- [11] Rosenfeld D. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution [J]. Science, 2000, 287 (5459): 1793-1796.
- [12] Phillips V T J, DeMott P J, Andronache C. An empirical parameterization of heterogeneous ice nucleation for multiple chemical species of aerosol [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2008, 65(9): 2757-2783.
- [13] Twohy C H, Poellot M R. Chemical characteristics of ice residual nuclei in anvil cirrus clouds: evidence for homogeneous and heterogeneous ice formation [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2005, 5(8): 2289-2297.
- [14] Bauer H, Giebl H, Hittenberger R, et al. Airborne bacteria as cloud condensation nuclei [J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(21): AAC2 /1-AAC2 /5.
- [15] Li Z, Xue H, Yang F. A modeling study of ice formation affected by aerosols [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2013, 118(19): 213-217.
- [16] Zeng X, Tao W K, Zhang M, et al. An indirect effect of ice nuclei on atmospheric radiation [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2009, 66(1): 41-61.
- [17] Xie S, Liu X, Zhao C, et al. Sensitivity of CAM5-simulated arctic clouds and radiation to ice nucleation parameterization [J]. Journal of Climate, 2013, 26(16): 5981-5999.
- [18] Chen Y, DeMott P J, Kreidenweis S M, et al. Ice formation by sulfate and sulfuric acid aerosol particles under upper-tropospheric conditions [J]. J Atmos Sci, 2000, 57 (22): 3752-3766.
- [19] Cziczo D J, Murphy D M, Hudson P K, et al. Single particle measurements of the chemical composition of cirrus ice residue during CRYSTAL-FACE [J]. J Atmos Sci, 2004, 109 (D4): D04201.
- [20] Meyers M P, DeMott P J, Cotton W R. New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model [J]. J App Meteor, 1992, 31(7): 708-721.
- [21] 肖辉, 杨慧玲, 洪延超, 等. 大气冰核谱分布对对流风暴云人工催化影响的数值模拟研究[J]. 气候与环境研究, 2012, 17 (6): 833-847.
- [22] Mason B J, Ludlam F H. The microphysics of clouds [J]. Reports on Progress in Physics, 1951, 14(1): 147.
- [23] Stevens B, Feingold G. Untangling aerosol effects on clouds and precipitation in a buffered system [J]. Nature, 2009, 461 (7264): 607-613.
- [24] 韩永翔, 陈勇航, 方小敏, 等. 沙尘气溶胶对塔里木盆地降水的可能影响[J]. 中国环境科学, 2008, 28(2): 102-106.
- [25] 李磊. 沙尘气溶胶作为冰核影响区域降水的数值研究[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2007.
- [26] Gong W, Min Q, Li R, et al. Detailed cloud resolving model simulations of the impacts of Saharan air layer dust on tropical deep convection-Part 1: Dust acts as ice nuclei [J]. Atmospheric Chemistry and Physics Discuss, 2010, 10 (5): 12907-12952.
- [27] Lebo Z J, Seinfeld J H. Theoretical basis for convective invigoration due to increased aerosol concentration [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2011, 11(11): 5407-5429.
- [28] Teller A, Levin Z. The effects of aerosols on precipitation and dimensions of subtropical clouds: A sensitivity study using a numerical cloud model [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2006, 6(1): 67-80.
- [29] 李兴宇, 洪延超. 三维冰云云数值催化模式改进与个例模拟研究[J]. 气象学报, 2005, 63(6): 874-888.
- [30] Ekman A L, Engstrom A, Wang C. The effect of aerosol composition and concentration on the development and anvil properties of a continental deep convective cloud [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2007, 133 (627B): 1439-1452.
- [31] Khain A, Rosenfeld D, Pokrovskaya A. Aerosol impact on the dynamics and microphysics of deep convective clouds [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2005, 131(611): 2635-2663.
- [32] Muehlbauer A, Lohmann U. Sensitivity studies of aerosol-cloud interactions in mixed-phase orographic precipitation [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2009, 66 (9): 2517-2538.
- [33] Avramov A, Harrington J Y. Influence of parameterized ice habit on simulated mixed phase Arctic clouds [J]. Journal of



- Geophysical Research: Atmospheres, 2010, 115 (D3): D03205.
- [34] Fan J, Leung L R, DeMott P J, et al. Aerosol impacts on California winter clouds and precipitation during CalWater 2011: Local pollution versus long-range transported dust [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 2014, 14(1): 81-101.
- [35] 赵震, 雷恒池. 层状云系催化增雨的中尺度模拟研究[J]. 气候与环境研究, 2012, 17(6): 779-788.
- [36] 谭涌波. 闪电放电与雷暴云电荷电位分布相互关系的数值模拟[D]. 合肥: 中国科技大学, 2006.
- [37] Sun A P, Chun H Y. Influence of electrification on microphysical and dynamical processes in a numerically simulated thunderstorm [J]. J Appl Meteor, 2002, 41: 1112-1127.
- [38] DeMott P J, Prenni A J, McMeeking G R, et al. Integrating laboratory and field data to quantify the immersion freezing ice nucleation activity of mineral dust particles [J]. Atmos Chem Phys, 2015, 15:393-409.
- [39] 谭涌波, 陶善昌, 祝宝友. 雷暴云内闪电双层、分支结构的数值模拟[J]. 中国科学: 地球科学, 2006, 36 (5): 486-496.
- [40] 谭涌波, 陶善昌, 祝宝友. 云闪放电对云内电荷和电位分布影响的数值模拟[J]. 地球物理学报, 2007, 50(4): 1053-1065.
- [41] 谭涌波, 师正, 王宁宁, 等. 随机性与电环境特征对地闪击地点影响的数值模拟[J]. 地球物理学报, 2012, 55(11): 3534-3541.
- [42] 胡志晋, 何观芳. 积雨云微物理过程的数值模式(一)微物理模式[J]. 气象学报, 1987, 45(4): 467-484.
- [43] Fletcher N H. Physics of Rain Clouds [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1962.
- [44] DeMott P J, Sassen K, Poellot M. et al. African dust aerosols as atmospheric ice nuclei [J]. Geophys Res Lett, 2003, 30: 1732.
- [45] DeMott P J, Prenni A J, Liu X, et al. Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate [J]. P Natl Acad Sci USA, 2010, 107:11217-11222.
- [46] 尹金方, 王东海, 许焕斌, 等. 冰核对云物理属性和降水影响的研究[J]. 地球科学进展, 2015, 30(3): 323-333.

## Numerical Simulation of Influence of Atmospheric Ice Nucleus Concentration on Convective Cloud Precipitation Processes

WANG Mengyi<sup>1,2</sup> SHI Zheng<sup>1</sup> TAN Yongbo<sup>1</sup> LIU Jun<sup>1</sup>  
YU Mengying<sup>1</sup> ZHENG Tianxue<sup>1</sup>

(1 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change (ILCEC)/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD)/Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044 ;  
2 Xinyang Meteorological Service, Henan, Xinyang 464000)

**Abstract:** Based on the existed three-dimensional convective cloud model, a homogenous freezing and heterogeneous nucleation scheme is newly implanted. Combined with a single mountain thunderstorm case, some sensitivity tests are used to investigate the impact of atmospheric ice nucleus concentration on microphysical processes and precipitation. Simulation results show: (1) The change of ice nucleus concentration will affect the dynamic field of the convective cloud and all the hydrometeors. As the concentration of ice nuclei increases, the concentration of ice crystals increases, and a large amount of latent heat is released during the condensation process, which leads to an increase in the vertical updraft. At the same time, the concentration of graupel particles in the cloud becomes larger. However, due to the limited water vapor content, each of the hydrometeors particles “races for” water vapor, the growth of cloud droplets, ice crystals and graupels is suppressed, and it is difficult to become a larger-sized precipitation particle. (2) The increase of ice nucleus concentration leads to the reduction of the scales of cloud droplets, which weakens the process of automatic conversion of cloud droplets into raindrops. The decrease in the mixing ratio of raindrops and cloud droplets inhibits the collection of droplets by raindrops. At the same time, small-scale graupel particles weaken the process of melting graupels into raindrops, which ultimately leads to a reduction in cumulative rainfall on the ground.

**Keywords:** ice nucleus; ice crystal; convective cloud; precipitation