

杨洁帆, 雷恒池, 胡朝霞. 2010. 一次层状云降水过程微物理机制的数值模拟研究 [J]. 大气科学, 34 (2): 275–289. Yang Jiefan, Lei Hengchi, Hu Zhaoxia. 2010. Simulation of the stratiform cloud precipitation microphysical mechanism with the numerical model [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (2): 275–289.

一次层状云降水过程微物理机制的数值模拟研究

杨洁帆^{1, 2} 雷恒池¹ 胡朝霞¹

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴试验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 层状云由于在水平上较为均匀, 可以用一维模式来模拟其云微物理过程。因此, 本文使用一个包含详细微物理过程的一维层状云分档模式结合地面 Doppler 雷达、PMS 观测资料, 对 2007 年 7 月 1 日吉林省一次锋面抬升引起的层状云降水系统进行了模拟研究。计算结果详细地刻画了水滴、霰、雪花和冰晶粒子谱分布、含水量在垂直高度上的分布与变化, 并定量分析了该例中冰晶层、混合层和暖层中凝华、凝结、碰并等微物理过程对粒子谱型的影响, 以及冰晶层、混合层和暖层对地面降水的贡献率。结果表明, 在该例中, 冰晶层对混合层的播撒以直径 $D < 300 \mu\text{m}$ 的小冰晶粒子为主。从混合层播撒 $D > 100 \mu\text{m}$ 的水滴粒子以及未完全融化的冰晶粒子对暖层中小云滴粒子的碰并收集作用较强, 同时, 一部分降水粒子在暖层内可通过随机碰并机制产生。三层云对降水的贡献分别为 3.5%、38.5% 和 58%。三层云中若缺少混合层, 地面降水仅为 0.475 mm/h, 谱宽 $920 \mu\text{m}$, 且雨滴粒子数浓度较高; 若无暖层, 降水时间滞后, 雨强增加缓慢, 地面降水达 0.807 mm/h, 雨滴粒子谱宽达 $1500 \mu\text{m}$; 无冰晶层时, 降水强度与三层俱全时的模拟结果基本一致, 降水及雨滴谱的改变非常微弱。

关键词 随机碰并模式 层状云降水 雷达反射率 PMS 观测资料

文章编号 1006–9895 (2010) 02–0275–15

中图分类号 P426

文献标识码 A

Simulation of the Stratiform Cloud Precipitation Microphysical Mechanism with the Numerical Model

YANG Jiefan^{1, 2}, LEI Hengchi¹, and HU Zhaoxia¹

1 Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storm, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

Abstract The stratiform cloud can be simulated with a one-dimensional model, due to its uniform horizontal distribution of physical characters. In this paper, a bin category model including detailed microphysical processes has been used to simulate a precipitation of the stratiform cloud on 1 June 2007 in Jilin Province, China. The simulation results depict explicitly both the spectrums of water droplet, ice crystal, graupel, and snow and the vertical distribution of the water content. The comparison between the simulation results and the data observed by Doppler radar and the Particle Measurement System (PMS) indicates that different microphysical processes contribute differently to the forming of particle spectrum within three layers, i. e. ice layer, mixed layer, and warm layer. The results show that the seeding particles from the ice layer to the mixed layer are ice crystals with diameter $D > 300 \mu\text{m}$. See-

ded from the mixed layer to the warm layer, both melting ice particles and water droplets with $D > 100 \mu\text{m}$ could collect abundant cloud droplets in the warm layer, leading to an obvious increase of rain intensity in the warm layer. Meanwhile, some rain droplets can be produced by coalescing among small cloud particles in the warm layer. The contribution rates of the three layers to rain intensity are 3.5%, 38.5% and 58% respectively. The rainfall intensity near the ground and the droplet spectrum width are considerably different when there is no mixed layer or warm layer, i. e., 0.475 mm/h and $920 \mu\text{m}$ for lack of the mixed layer, whereas 0.807 mm/h and $1500 \mu\text{m}$ without the warm layer. With the absence of ice layer, there is no big difference in both rainfall intensity and water droplet spectrum, and the simulation result is close to that with presence of all the three layers.

Key words stochastic model, stratiform precipitation, radar reflectivity, PMS observation data

1 引言

由锋面抬升和气旋等天气过程所引起的层状云系是我国北方大部分地区春秋两季的主要降水云系,也是我国北方地区人工增雨作业的主要对象。该类云系虽然结构比较稳定,云内气流均匀,但其微物理过程较复杂。云内各种水成物的粒子谱是微物理过程综合作用的产物,包含大量降水产生和发展的相关信息,因而通过对云内粒子谱的观测和模拟研究,将有利于了解降水产生的微物理机制,为人工降雨作业提供科学的理论依据。

1950年, Bergeron (1950) 提出了层状云“播种云—供应云”降水机制,即与天气尺度相伴的上层云为提供冰相粒子胚胎的播种云,而底层云为降水粒子增长的供水云,并认为这是一种高效的降水机制。20世纪80年代, Hobbs 领导开展了美国西北海岸温带气旋结构探测研究,发现在冷锋雨带和宽暖锋雨带中存在明显的“播种云—供应云”机制 (Hobbs, 1978; Hobbs et al., 1982)。游来光等 (2002) 通过长期综合观测,发现我国北方绝大部分的层状降水云系符合“播种云—供应云”结构。胡志晋等 (1983) 结合数值模拟研究,探讨了层状云降水的机理和人工增雨的可能性。洪延超和周非非 (2005) 利用一维层状云双参数模式研究了2002年一次冷锋降水性层状云的微物理结构及各源汇项在降水粒子形成过程中的作用。

20世纪60年代, 顾震潮等 (1980) 提出层状云结构的三层云概念模型, 胡朝霞等 (2007)、赵震等 (2008) 分别使用一维层状云双参数模式与中尺度模式 MM5 对我国西北与东北地区几次层状云降水过程进行了数值模拟研究, 进一步验证了三层云概念模型, 并详细刻画了冰晶层、混合层以及暖层对地面降水的贡献, 定量化研究了三层云内水成物

的源汇项和影响降雨产生的主要微物理过程。

数值模式可以详细反映云体发展和降水产生的过程, 常被用于云物理研究。但由于受计算机速度和理论研究所限, 长期以来对云模式微物理过程的研究一般采用参数化方法, 对粒子谱型加以限制, 综合考虑粒子群的整体效应。该方法虽然在程序处理上比较简单, 计算较为快捷, 但在描述粒子之间相互作用及单个粒子的运动状态方面仍会对物理图像产生歪曲 (许焕斌和段英, 1999)。随着计算能力的提高, 为了更精确地研究云内各种粒子之间的相互作用, Berry (1967)、Berry and Reinhardt (1974) 首先使用分档方式, 将连续的液滴粒子谱型离散化, 并假设粒子平均分布在一个档位间隔内, 在一个拉格朗日数值模型中研究了由随机碰并过程引起的液滴粒子谱演变过程, 并认为云滴及雨滴粒子的随机碰并过程对最终确定雨滴粒子的数浓度和谱型分布非常重要。但是, 在 Berry (1967) 的模式中对粒子随机碰并方程的处理方法不能满足计算精度的需要。并且在分档较粗时, 对比解析解发现该方法存在较严重的数值扩散现象。为解决该问题, Tel Aviv 大学 Tzivion et al. (1987)、Feingold et al. (1988) 运用矩量守恒 (moments conserving) 方法对粒子的随机碰并、凝结、蒸发等微物理过程进行求解, 并推导出冰—液相粒子共存时微物理过程的数值解法。相对于单矩量方案, 采用简单核函数时与解析解比较显示该方法不但能保证各物理量的守恒, 并且能有效避免 Berry (1967) 所用方法中的数值扩散现象, 从而满足计算精度的要求。随后, 由 Reinsin and Tzivion (1996) 将该方法推广用于处理不同种类粒子之间的随机碰并问题, 建立了微物理过程完备的二维对流云分档模式, 并模拟了云体发展的不同阶段。国内, 肖辉等 (1988) 通过建立云滴分档模式, 对积云中凝结及随机碰并过程

进行研究,探讨了盐核谱对大陆积云云滴谱演化的作用。郭学良等(1999)建立一维层状云雨滴分档模式,模拟了东北地区3种典型天气系统降水的微物理过程,与实际观测的地面雨滴谱比较显示,分档模式模拟的雨滴粒子谱型比M-P谱更加接近实况。刘晓丽等(2006)在该一维层状云雨滴分档模式的基础上加入AgI与液态CO₂催化过程,讨论了催化后云中过冷水消耗与恢复的规律。许焕斌和段英(1999)详细讨论了分档方法与参数化方法的适用性问题。赵仕雄等(2004)应用三相云粒子随机分档模式与二维云动力模式相耦合的2DSGBH模式模拟研究了黄河上游对流云降水微物理特征。

2 模式简介

Tel Aviv 大学二维分档模式主要用于研究对流云,对层状云降水研究较少。国内肖辉等(1988)、许焕斌等(1999)的分档模式主要用于研究随机云滴的碰并过程对滴谱形成的影响,后来又加入了冰相过程,但模拟研究的是对流云降水特征(赵仕雄等,2004)。郭学良等(1999)的一维层状云雨滴分档模式仅将雨滴分档,采用参数化形式讨论冰相粒子和云滴,且对冰相过程的描述较为粗略。对我国北方层状冷云而言,冰相过程对地面降水的影响非常重要,因此,本文改变了Reisin et al.(1996)二维轴对称非静力滞弹性对流云数值模式的动力过程,简化为一维时变层状云微过程分档模式,上升气流在模式运行过程中保持不变并随高度呈抛物线分布,用以模拟层状云内稳定持续的上升气流,忽略微物理过程对动力场的反馈作用,研究层状云各层中粒子谱型产生、粒子之间相互作用引起的谱型演变、粒子谱型在垂直方向上的空间分布特征以及对云型配置和降水的影响,进一步揭示层状云降水发生和发展的自然机理。模式控制方程如下

$$\frac{\partial q_v}{\partial t} + w \frac{\partial q_v}{\partial z} = k_0 \frac{\partial^2 q_v}{\partial z^2} + \frac{S_0}{\rho},$$

$$\frac{\partial N_{x,j}}{\partial t} + w \frac{\partial N_{x,j}}{\partial z} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho V_{x,j} N_{x,j}}{\partial z} + k_0 \frac{\partial^2 N_{x,j}}{\partial z^2} + \frac{\partial N_{x,j}}{\partial t},$$

$$\frac{\partial M_{x,j}}{\partial t} + w \frac{\partial M_{x,j}}{\partial z} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho V_{x,j} M_{x,j}}{\partial z} + k_0 \frac{\partial^2 M_{x,j}}{\partial z^2} + \frac{\partial M_{x,j}}{\partial t},$$

式中, q_v 为水汽比含量, $x \in [\text{水滴, 冰晶, 霰, 雪花}]$, 下标 j 表示第 j 档粒子, w 为上升气流速度,

V 为粒子下落末速度, ρ 为空气密度, S_0 为粒子源项, $N_{x,j}$ 、 $M_{x,j}$ 为档位间隔内 0 阶、1 阶矩量, 分别表示为

$$M_{x,j} = \int_{X_j}^{X_{j+1}} n_{x,j}(X, z, t) dX,$$

$$M_{x,j} = \int_{X_j}^{X_{j+1}} X n_{x,j}(X, z, t) dX.$$

X_j 、 X_{j+1} 表示第 j 档位区间上、下边界所对应的粒子质量。该模式中, 粒子之间的随机碰并、破碎及其他微物理过程均采用 Tzivion et al.(1988) 所介绍的矩量守恒 (moments conserving) 方案计算。云中粒子按相态及不同的运动学特性分为四大类, 分别为水滴、冰晶、霰和雪花。水滴直径与冰晶、雪花、霰粒子融化后的等效直径范围为 $3.125 \sim 8063 \mu\text{m}$, 与之相对应的质量范围为 $0.1598 \times 10^{-13} \sim 0.1746 \times 10^{-3} \text{ kg}$ 。每类粒子按质量分为 34 个档位间隔, 每相邻两档中, 后一档的档位质量间隔是前一档的两倍。对档位间隔内粒子谱的分布形式未做任何人为假设, 而是用 $N_{x,k}$ 和 $M_{x,k}$ 表示第 k 档位间隔内的粒子数浓度和质量的积分 ($x \in [\text{水滴, 冰晶, 雪花, 霰}]$), 并独立考虑 $N_{x,k}$ 和 $M_{x,k}$ 在随机碰并过程和各种微物理过程中的变化。该方法的具体推导过程请参考 Tzivion et al.(1987) 的详细论述。水滴粒子之间的碰并核函数取自 Low and List(1984) 的试验数据。模式中包含的微物理过程见表 1。相对于参数化方式中使用质量加权末速度来描述粒子总体运动特性, 分档方式中每一档粒子随自身相态、尺度和形状的不同而具有独立的运动学特征。图 1 为 1000 hPa 大气压下 4 种水成物粒子下落末速度和档位之间的对应关系。

模式中将 CCN (云凝结核) 粒子按直径分为 54 档, 分档方式与水成物粒子分档方式类似。初始的水滴粒子在水面过饱和环境下靠 CCN 活化产生。具体计算方法为, 当模式计算该层空气过饱和度和超过 Köhler 方程所给出的临界过饱和度时, 对应尺度区间内的 CCN 粒子即可活化为第一档位内的云滴粒子。

层状云降水, 尤其是层状冷云降水, 初始冰晶数浓度的预报是一项重要的内容, 直接影响其后的冰晶粒子、霰粒子和雪花粒子的凝华、淞附以及冰相粒子 0℃ 下融化成水滴粒子等过程, 并最终决定地面降水的模拟。在模式中, 冰晶粒子的核化过程

表 1 4 种水成物粒子的质量的源、汇项
Table 1 The source and sink terms of four kinds of hydrometers

	源项	汇项
水滴	CCN (云凝结核) 活化, 水滴凝结 $S_w > 0$, 冰晶融化 $T > 0^\circ\text{C}$, 霰融化 $T > 0^\circ\text{C}$, 雪融化 $T > 0^\circ\text{C}$	水滴粒子蒸发 ($S_w < 0$), 与冰相粒子碰并
冰晶	凝华核化, 水滴粒子冻结 $D_w < 100\ \mu\text{m}$, 接触核化 $D_w < 100\ \mu\text{m}$, 冰晶粒子凝华 $S_i < 0$, 搜集碰并过冷水 $m_i > m_w$	冰晶升华 ($S_i < 0$), 相互碰并后向雪转化, 融化 ($T > 0^\circ\text{C}$)
霰	冰晶粒子碰并水滴转化, 水滴粒子冻结 $D_w > 100\ \mu\text{m}$, 雪粒子碰并水滴, 霰粒子碰并冰晶, 凝华过程, 搜集碰并过冷水滴	霰升华 $S_i < 0$, 融化 $T > 0^\circ\text{C}$
雪	冰晶粒子相互碰并, 凝华增长, 碰并收集过冷水, 碰并冰晶	碰并水滴, 雪花升华, 融化 $T > 0^\circ\text{C}$

注: S_w 、 S_i 表示水汽相对水面、冰面的过饱和度, D_w 、 m_w 分别为液滴粒子直径和质量, m_i 为冰晶粒子质量。

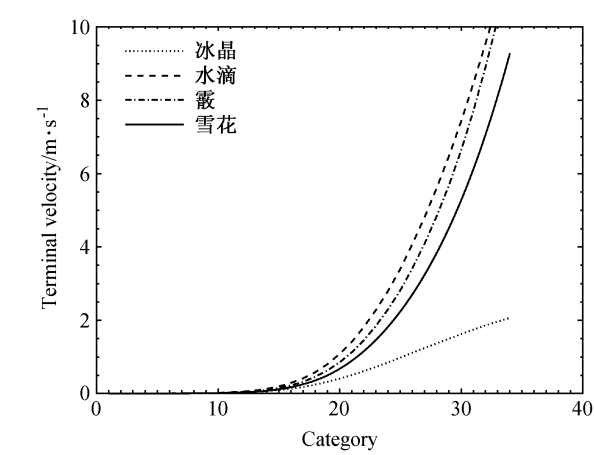


图 1 4 种水成物粒子档位与下落末速度之间的对应关系
Fig. 1 Relationship between categories and terminal velocity of four kinds of hydrometers

考虑了冰核的凝华核化与凝结冻结核化机制。当环境温度低于 -5°C 时, 冰晶核化数浓度为

$$N_{ik} = \exp(-0.639 + 0.1296S_i),$$

式中, N_{ik} 为第 k 档内冰晶核化的数浓度, S_i 为该层空气的冰面过饱和度。文中仅将冰晶粒子之间因相互攀附生成的冰晶聚合体称为雪花, 而将单个冰晶粒子因淞附和凝华长大而生成的大直径粒子仍称为冰晶, 与传统方法按粒子尺度区分冰晶与雪花有所差别。

冰相粒子融化过程的模拟较复杂, 一般将冰晶粒子融化过程考虑为一步融化, 即冰相粒子落入暖层后在一个时步内全部转化为液态粒子, 并直接叠加到暖层的雨滴粒子谱上, 这无疑会在一定程度上歪曲暖层的各种微物理过程。在该模式中, 对融化过程的处理方法类似于蒸发过程, 冰相粒子落入暖层后因温度升高而表面液化, 产生的液态水在气流作用下与冰相粒子分离, 使冰相粒子谱型改变。具

体推导请见 Reisin and Tzivion (1996), 限于篇幅, 在此不再赘述。

3 天气形势及 PMS 实测资料

3.1 天气形势

2007 年 7 月 1 日受蒙古气旋暖低压后部和 850 hPa 槽线共同影响, 吉林省中部地区出现大范围降水天气。地面雨量站观测显示, 长春站 24 小时累积降水量达 30 mm 以上。长春市西南部正方形按 10 km 格距分布的 100 个加密雨量站记录显示, 有 96 个站累积雨量在 10 mm 以下。由长春站地面 Doppler 雷达 PPI (Plan Position Indicator) 扫描图 (图 2) 可知, 本次降水过程由典型锋面抬升产生的大范围层状云系引起。雷达 RHI (Range Height Indicator) 扫描回波 (图 3) 显示, 云顶高度约为 7500~8000 m。长春市 7 月 1 日 08:00 (北京时, 下同) 探空图 (图 4) 显示, 0°C 层高度位于 3700 m 左右, 暖层内空气湿度较大, 地面温度较高, 有利于形成深厚的暖层。从地面雷达结合飞机穿云观测资料可知, 冷暖云厚度比为 1:1。雷达 RHI 扫描图上存在明显的 0°C 层回波亮带, 亮带强度约为 25~30 dBZ 左右, 说明云内存在大范围稳定的上升气流, 及明显的冰水转化区。 0°C 层下暖层内的雷达回波强度随高度降低有一定增加, 说明暖层对降水粒子增长有一定贡献。暖层内回波强度在 20~25 dBZ 之间。同时, 雷达回波图显示, 云系水平分布比较均匀, 水平尺度远大于垂直尺度, 为典型的层状云降水回波结构。

3.2 PMS 及地面雷达实测资料

利用机载云粒子测量系统 (PMS) 三个探头 FSSP-100、OAP-2D-C 和 OAP-2D-P 的测量结果,

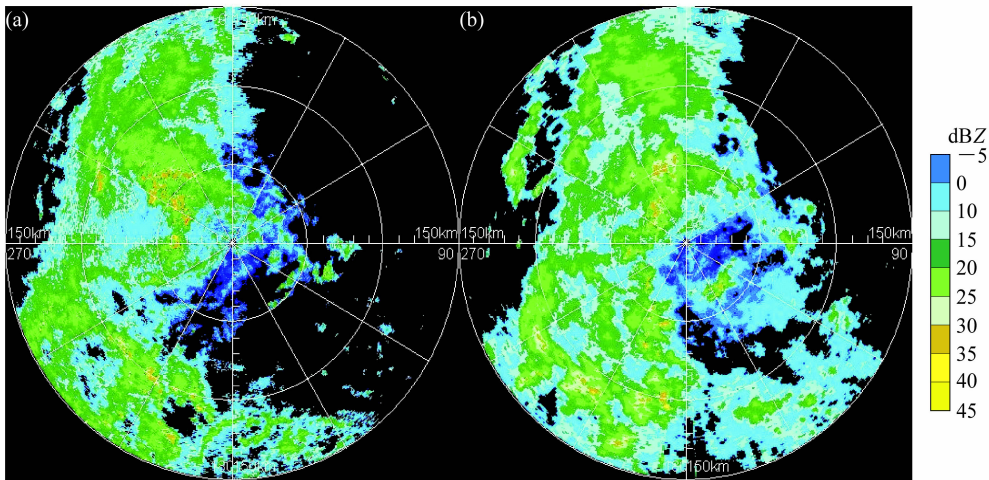


图 2 长春站 2007 年 7 月 1 日地面 Doppler 雷达 PPI (仰角 1°) 扫描回波图：(a) 14:20；(b) 15:38
Fig. 2 The Doppler radar PPI echo at the surface on 1 Jul 2007 at Changchun station (elevation 1°): (a) 1420 LST; (b) 1538 LST

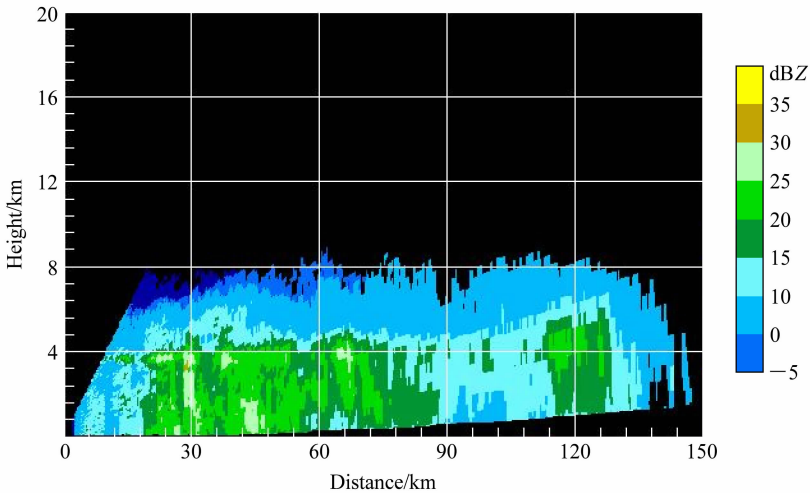


图 3 长春站 2007 年 7 月 1 日 15:26 雷达回波 RHI 扫描图
Fig. 3 The RHI Doppler radar echo at 1526 LST 1 Jul 2007 at Changchun station (radar is at the origin)

结合地面 Doppler 雷达观测资料，对吉林省 2007 年 7 月 1 日一次大范围层状云降水过程进行了研究。14:51，飞机从长春机场起飞，此时地面温度约为 19.3℃。经过 18 min 快速爬升到 3200 m 高度开始平飞，于 15:34 爬升到最大高度 3700 m，总飞行时间为 3 小时 16 分。由于受航空管制的限制，飞机最大飞行高度较低，约为 3700 m，温度约为 0.6℃左右。PMS 所取数据为 0℃层以下粒子谱分布及由粒子谱所计算所得液态含水量随高度分布。图 5 为上升段 FSSP-100 探头所测量小云滴粒子数浓度随高度分布，图中 1000 m 附近小云滴粒子数浓度明显增多，可认为 1000 m 为云底。暖云厚度

约为 3000 m，冷云厚度约为 3500~4000 m。同时，探空数据（图 4）表明，在 3600 m 以下低层空气湿度较大，不仅有利于暖层中 CCN 活化产生充沛的云水，进而通过凝结和随机碰并增长产生一定数量直径较大的水滴粒子，也有利于由混合层下落的水滴粒子在暖区的通过碰并云水增长。由图 5 可知，粒子数浓度空间垂直分布存在一定起伏，FSSP-100 粒子测量小云滴粒子数浓度最大值存在于 500 m 高度，数量级达到 $10^8 \sim 10^9 \text{ m}^{-3}$ ，表明在暖层存在相当数量直径 $D < 25 \mu\text{m}$ 的云滴粒子，且云水含量较高。1000~4000 m 的高度小云滴粒子数浓度较均匀，数量级范围为 $10^5 \sim 10^6 \text{ m}^{-3}$ 。大云滴粒子数

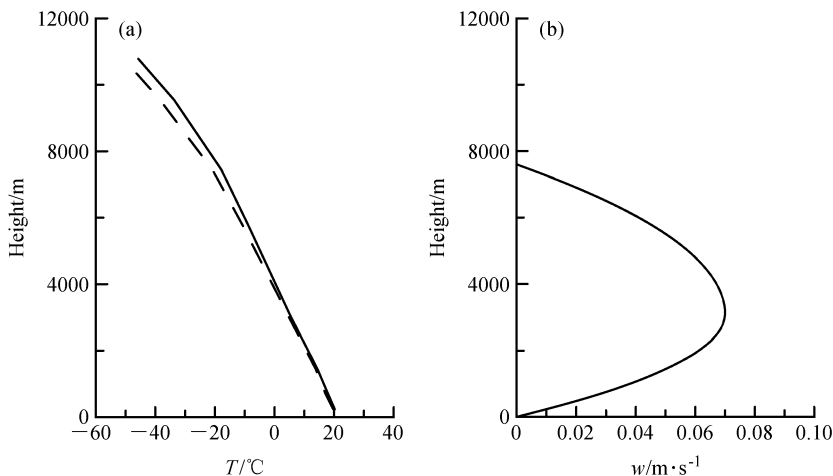


图4 2007年7月1日08时吉林省长春站温度(实线)和露点温度(虚线)探空曲线(a)与模式中上升气流速度随高度分布图(b)

Fig. 4 Temperature (solid line) and dew-point temperature (dashed line) sounding at Changchun station at 0800 LST 1 Jul 2007 and vertical distribution of updraft velocity in the model

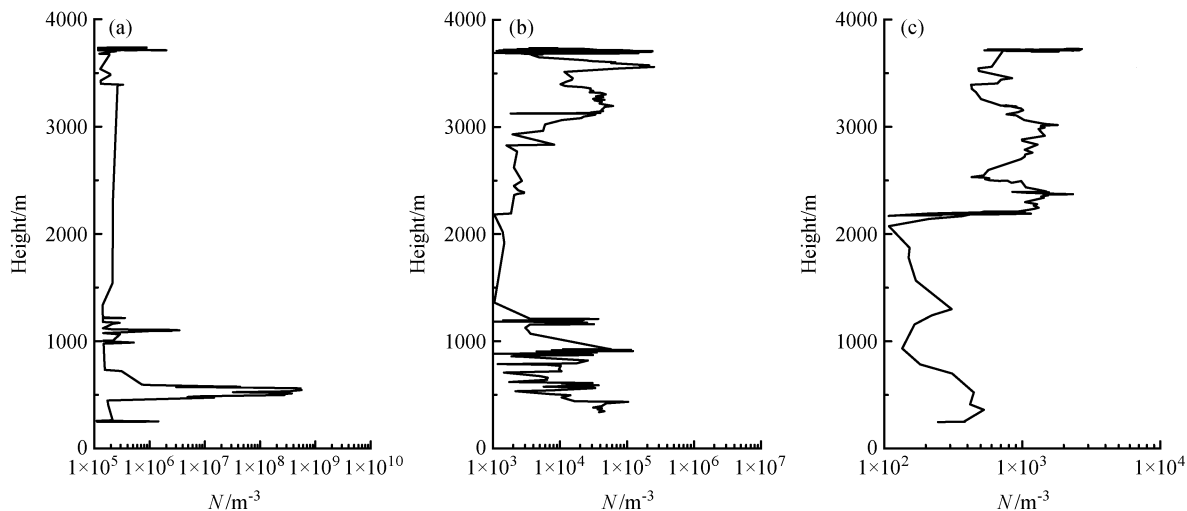


图5 PMS测量粒子数浓度(N)随高度变化图:(a) FSSP-100; (b) OAP-2DC; (c) OAP-2DP

Fig. 5 The profiles of particle number concentration (N) observed by the Particle Measurement System (PMS): (a) FSSP-100; (b) OAP-2DC; (c) OAP-2DP

浓度在 3000 m 以下急剧减少达两个数量级以上。但在 1000 m 高度, 大云滴和雨滴粒子数浓度均有所增加。PMS FSSP-100 探头测量粒子谱计算含水量峰值出现在 1000~2000 m。

4 模式模拟结果及结果分析

4.1 模式初始场

模拟采用层状云粒子分档模式, 即采用矩量守恒方法求解水滴粒子的随机碰并方程, 冰晶、雪花和霰粒子之间的碰并方式也按准随机碰并过程处理。计算过程不但能保证档位内矩量守恒, 有效抑

制了 Berry 的单矩量方案所引起的数值扩散现象。模式运行时垂直格距设为 100 m, 动力过程时步取为 5 s, 采用 2.5 s 短时步求解凝华、凝结、蒸发和融化等进行快速的微物理过程。粒子之间的随机碰并过程采用 5 s 的时步求解。模拟总时间为 360 min。初始环境场使用吉林省长春站 7 月 1 日 08 时探空资料, 上升气流强度随高度分布如图 4b 所示。最大上升气流处设在云体中部的 0℃ 层附近, 上升气流最大强度设为 7 cm/s。模式忽略微物理过程对动力场的调节作用, 上升气流在模式运行过程中始终保持不变, 以模拟层状云内稳定的上升气流。

4.2 计算结果及对比分析

雷达探测的是波束充塞空间内所有粒子后向散射的总和。根据瑞利散射求出雷达回波反射率因子 Z 值的计算公式表明，当粒子直径位于瑞利散射区时，雷达回波强度与单位体积内所有粒子直径的 6 次方之和成正比，说明雷达波束内大滴对雷达回波贡献远大于小滴的贡献。因此，雷达回波强度图在一定程度上反映了云内直径较大粒子的空间分布特征。同时，按照利用统计方法构建的 $Z-I$ 关系，也可了解降水强度的空间分布情况。通过对比雷达回波强度图与模式计算结果，有助于了解层状云内大粒子以及降水的空间分布。图 6 为模拟的雷达回波强度廓线随时间的分布形式。

矩量守恒方法对档位间隔内的粒子谱型分布形式未做任何假设，因此无法使用谱型积分直接求取档位间隔内粒子的雷达回波强度。为解决该问题，Tzivion et al. (1988) 引入一个无量纲参数，在低阶矩量与高阶矩量之间建立近似表示关系，便于使用低阶矩量 M 、 N 来近似计算高阶矩量 Z ，计算方式为

$$Z_{jk}(t) = \left(\frac{6}{\rho\pi}\right)^2 \int_{x_k}^{x_{k+1}} x^2 n(x) dx = \bar{\xi} \left(\frac{6}{\rho\pi}\right)^2 \frac{M_k^2(t)}{N_k(t)},$$

$$Z(t) = \sum_{y=w,i,g,s} \sum_{k=1}^{k_{\max}} Z_{jk}(t),$$

式中， M_k 、 N_k 分别为第 k 档位内粒子的质量浓度

和数浓度积分， $\bar{\xi}$ 为无量纲系数，具体的推导过程参见 Tzivion et al. (1988)。图 6 与图 3 的对比结果显示，模拟所得云顶高度、 0°C 层雷达回波亮带强度所处位置和雷达回波强度垂直廓线均与实际测量值非常接近。最大雷达回波强度在 0°C 层附近为 27 dBZ 左右，说明模式模拟的雷达回波强度垂直结构具有一定的参考意义。 0°C 层上冷云区雷达回波强度垂直分布与实际观测值之间存在一定的差异，20 dBZ 回波高度达到 5600 m，明显高于实测值。这说明虽然该模式采用分档技术，对像粒子形状进行了假设，推导了空间取向一致时冰相粒子雷达回波反射率的计算方法，但对于实际冷层内冰晶粒子真实形状和空间取向仍然难于精确描述，对冷层内雷达回波模拟仍然有待改进。图 7 显示模拟所得地面平均雨强为 2.5 mm/h 左右，雨强在 220 min 后基本稳定，并随时间有一定起伏，但相差不大，与地面雨量站观测雨强基本吻合。

图 8 为垂直高度上水滴、冰晶和霰的含水量与数浓度垂直分布廓线随时间变化。图 8a 显示 210 min 后水滴粒子含水量在 0°C 层达到极大值，为 0.5 g/kg 左右。此后，含水量基本稳定。图中的粒子数浓度随高度分布显示在 2000 m (10.2°C) 附近水滴粒子数浓度从 10^6 急剧减小到 10^3 ，含水量从 0.46 g/kg 减小到 0.2 g/kg，说明在暖层 3500 ~ 2000 m 高度段存在较丰富的云水，有利于由冰相粒子融化所产生的大滴粒子在暖区内充分碰并收集小云滴粒子，进而在暖区内进一步增长。而在 2000 m 高度以下主要为落出云外的 $D > 100 \mu\text{m}$ 降水粒子。图 8b 显示 0°C 层附近冰晶粒子在 210 min 时刻含水量出现极大值，达到 0.32 g/kg，冰晶含水量高

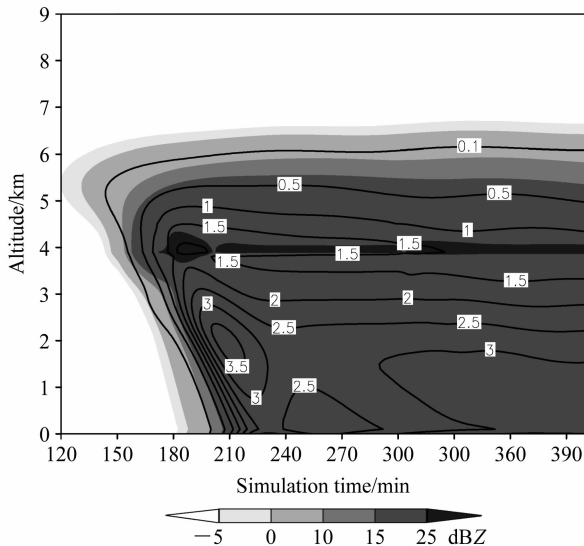


图 6 模拟雷达回波廓线（阴影）与降水强度（等值线，单位：mm/h）垂直分布随模拟时间变化图
Fig. 6 Variations of vertical distributions of radar echo reflectivity (shaded) and rainfall intensity (isolines, units: mm/h)

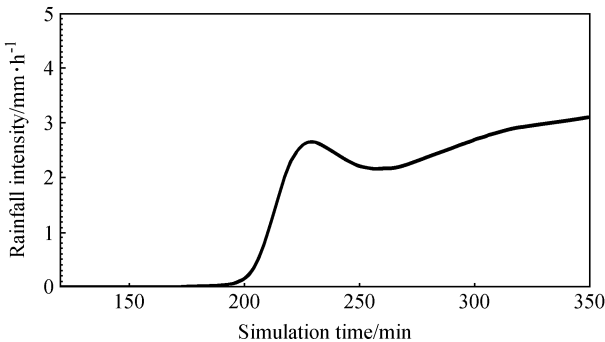


图 7 模拟地面附近雨强随时间变化图
Fig. 7 The evolution of simulated rainfall intensity near the ground with time

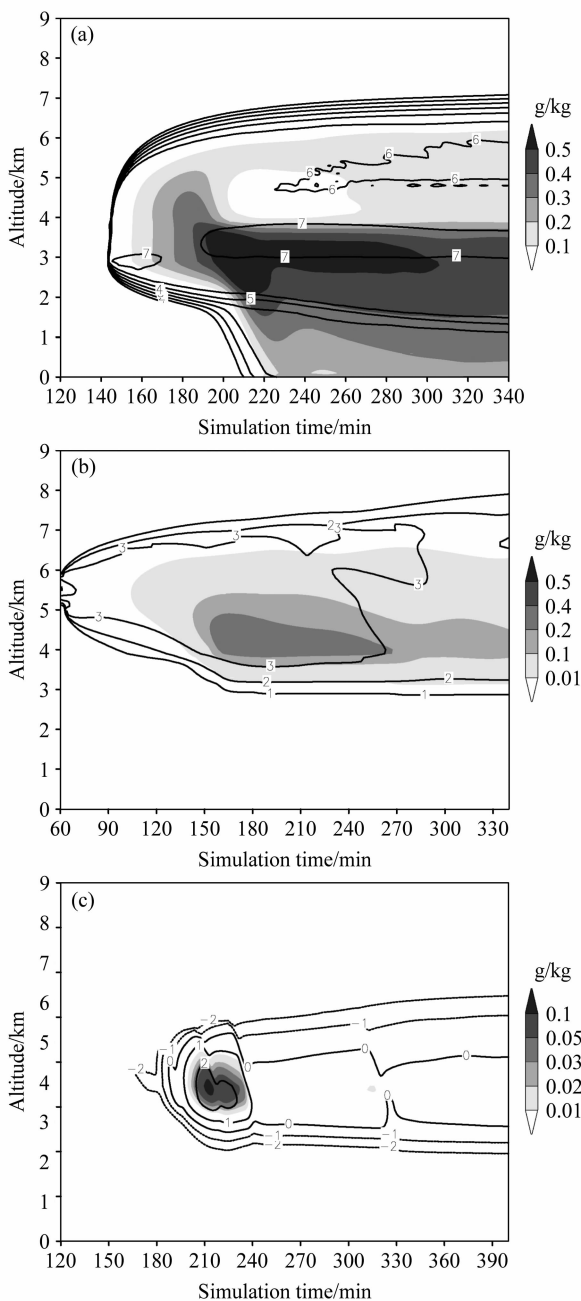


图8 粒子含水量(阴影)和数浓度对数 $\lg N$ (等值线, N 的单位: m^{-3}) 随模拟时间变化图: (a) 水滴粒子; (b) 冰晶粒子; (c) 霰粒子

Fig. 8 The evolutions of water content (shading) and $\lg N$ (isolines, units of $N: \text{m}^{-3}$): (a) Water droplet; (b) ice crystal; (c) graupel

值区与水滴粒子含水量高值区存在较好的对应关系。

图8b显示60 min时在6000 m (-10.3°C) 左右开始形成冰晶粒子,此后,随着上升气流输送、冰面过饱和度增加以及冰晶增长下落,冰晶粒子垂直分布区域不断扩大,云顶不断增高,270 min达

到8000 m (-22.1°C) 左右。210 min后,4000~6500 m区域内冰晶粒子数浓度分布较为均匀,无量级上的变化,冰晶数量级为 1 L^{-1} ,冰晶粒子的含水量极大值出现在 0°C 层附近,210 min约为 0.32 g/kg ,此后相对减小,说明冰晶平均尺度在 0°C 以上随高度降低而增加。霰粒子出现在210 min之前,且含水量和数浓度在模拟过程中始终较小,最大含水量为 0.12 g/kg ,与水滴粒子含水量最大值出现时间一致。霰粒子最大数浓度数量级为 0.1 L^{-1} 。与其他粒子相比,雪花粒子在模拟过程中浓度及含水量始终不高,这是因为冰晶粒子的数浓度较低,且碰并粘连概率不高,从而很难产生冰晶聚合物。

4.2.1 云内水成物粒子含水量及数浓度分布

20世纪60年代,顾震潮(1980)提出层状云降水三层云概念模型,认为按含水成物粒子的不同可将层状云在垂直方向上分为三个层次:冰晶层、混合层和暖层。三层云同为其下云体的播散云(seeder cloud),也同为其上云体的供应云(feeder cloud)。三层云之间的配置关系随动力过程、环境场、云体内不同区域以及云体发展阶段不同而变化,并直接决定地面降水的生消起伏。在该例中将模拟稳定后3800 m以下的云体定为暖层,该层以水滴粒子为主,并存在一定量未完全融化的冰相粒子。将3800 m~7000 m定为混合层,该层主要为冰相粒子,并含有少量过冷水滴粒子。将7000 m (-14°C) 以上无过冷水存在的区域定为冰晶层,冰晶层下边界随云体的发展并不固定。三层厚度之比约为1:2:3。

分析三层云内微物理过程,图9显示了三种主要的水成物:水滴、冰晶和霰在200 min和240 min时刻的质量产生率廓线,其中实线表示由不同种类粒子之间的碰并过程引起的质量变化率,为正值时表示某类粒子通过碰并收集其它种类粒子使自身含水量增加速率,为负值时则表示该类粒子被其它粒子碰并收集后引起的自身含水量减小速率;虚线表示由碰并过程之外的其它微物理过程所引起质量变化率,为正值时表示粒子在该层通过凝华、凝结等过程使其自身含水量增加,为负值时则表示粒子通过蒸发、升华过程减小自身含水量。图9表明,200 min时7000 m以上空气对冰面过饱和且对水面未饱和,因此该层无过冷水粒子,冰晶粒子在该

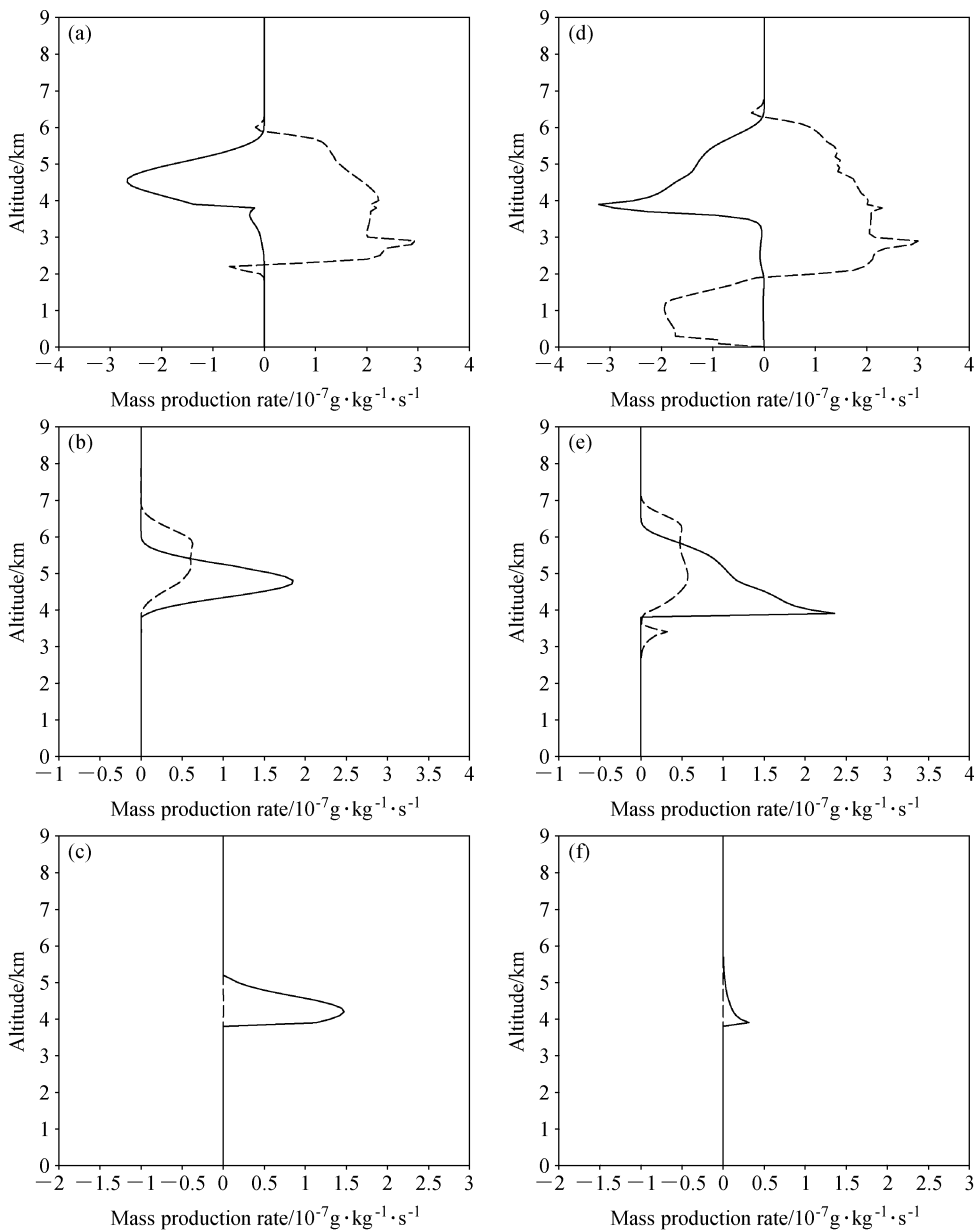


图 9 3 类粒子在 (a、b、c) 200 min 和 (d、e、f) 240 min 时的质量产生率廓线：(a、d) 水滴；(b、e) 冰晶；(c、f) 霰。实线：碰并过程；虚线：其他微物理过程

Fig. 9 Vertical distributions of mass production rate for three kinds of hydrometers at (a, b, c) 200 min and (d, e, f) 240 min; (a, d) Water droplet; (b, e) ice crystal; (c, f) graupel. Solid line; coalescence and collection; dashed line; the other microphysical processes

层内的增长主要靠凝华过程。7000 m 到 6500 m 附近为混合层上部，该层为冰液相粒子共存区。小水滴粒子随上升气流运动从混合层中部进入该处。小水滴粒子在该层内不断蒸发，蒸发速率与冰晶粒子凝华增长速率相当。冰晶粒子在该层中以凝华增长为主，凝华速率为 $2 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。同时，240 min 时刻冰晶层下边界高度略有升高。在 6800 m 左右，混合层中上部冰晶凝华速率略有增加，这主

要是因为底层输送的水汽和水滴粒子数浓度增加，使该层空气的冰面过饱和度增加，从而使冰晶粒子凝华增长速率增大。200 min 和 240 min 混合层下部冰晶粒子含水量的增长均主要依靠淞附和凝华过程，凝华过程存在于整个混合层中，而淞附过程只存在于混合层中下部，这是因为混合层中下部的过冷水滴粒子数浓度含量较高 (10^7 m^{-3})，含水量较大 (0.6 g/kg)，而由混合层上部降落到该处的冰晶

粒子直径较大,较高的碰并机率使得淞附过程得以充分发生。200 min 时冰晶粒子在混合层内凝华过程总的质量增长率为 $2.4 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 淞附过程总的质量增长率为 $1.7 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 分别占混合层内冰晶粒子质量增长率的 58.5% 和 41.5%。240 min 淞附与凝华过程分别占冰晶总质量增长率的 68.7% 和 31.3%, 说明混合层中冰晶粒子含水量的增长方式是以淞附过程为主, 混合层中丰富的过冷水滴粒子为冰晶迅速增长的主要条件。同时, 水滴粒子在该层的生长方式主要是凝结过程。霰粒子含水量增长在 5000 m 以下的混合层下部是以淞附过程为主, 淞附速率为 $1.5 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, 因为该处空气冰面过饱和度较小, 而过冷水含量丰富, 使得该处霰粒子的凝华增长过程并不明显。随模拟时间增加, 霰粒子凝华和淞附过程均有所减弱, 这主要是因为冰晶粒子与过冷水粒子碰并形成霰粒子过程在 240 min 以后有所减弱, 并且碰并过程所产生的霰粒子由于其密度相对冰晶粒子有所增加, 通风系数发生变化, 导致下落末速度迅速增加, 生成的霰粒子迅速下落到 0°C 层以下融化形成降水粒子。同时, 较弱的上升气流也不易使霰粒子在云内聚集, 这使得后期霰粒子含水量和数浓度含量均较小。

4.2.2 云内粒子谱分布形式

图 10、11 为 200 min 和 240 min 模拟得到的三层云内水滴、冰晶和霰粒子谱分布随高度变化图。粒子谱分布分别取自冰晶层下部 7000 m 高度层, 混合层内 4000、5000 和 6000 m 高度层以及暖层内 3500 和 2000 m 高度层。由图 10 可知, 200 min 时刻冰晶层粒子谱宽随高度下降递增, 冰晶层内粒子的生长方式以凝华过程为主, 冰晶粒子之间的随机碰并过程并不明显, 雪花(冰晶聚合物)粒子在该层的含量较小。图 10 中的 7000 m 高度层冰晶粒子谱型谱分布表明, 冰晶层对混合层的播撒以 $D < 300 \mu\text{m}$ 的小冰晶粒子为主。一方面, 冰晶层内所对应的冰面过饱和度较小, 冰晶仅仅通过凝华增长过程很少有直径超过 $300 \mu\text{m}$ 的大粒子产生, 另一方面, $D > 300 \mu\text{m}$ 粒子所具有的下落末速度大于上升气流速度, 因此较容易下落到混合层中, 而不易在冰晶层内聚集。

混合层中的冰晶粒子谱分布随高度下降谱宽迅速增加, 在 4000 m 高度, 冰晶粒子谱宽由 5000 m

高度处 $400 \mu\text{m}$ 增长到 $700 \mu\text{m}$ 左右, 而随着高度降低, 在 4000 m (0°C) 附近有将近 $1000 \mu\text{m}$ 的冰晶粒子出现, 说明混合层的凝华和淞附作用对冰晶粒子谱型拓宽贡献巨大。水滴粒子谱分布随高度分布显示, 水滴粒子谱宽随高度降低而增加。5000 m 高度层的水滴粒子谱函数与 6000 m 和 4000 m 处相比小粒子数浓度明显减少, 因为该层中冰晶粒子对直径较小的水滴粒子淞附过程较为剧烈, 使得直径较小的水滴粒子数目明显减少。暖层中水滴粒子谱宽增加迅速, 这是由于融化的冰晶及碰并增长过程共同作用所致。

图 11 中 240 min 时刻 7000 m 高度冰晶层内冰晶谱分布显示, 相对于 200 min 时刻, 该层中冰晶数浓度有较大增加, 随着低层水汽不断输送, 该层的冰面过饱和度不断增大, 导致更多的冰核通过凝华核化过程转化为冰晶粒子。混合层内 6000、5000 和 4000 m 高度层冰晶粒子谱峰值半径与谱宽均有较大增长。其中 4000 m 高度上水滴粒子谱宽由 200 min 时刻的 $200 \mu\text{m}$ 增长到 $300 \mu\text{m}$ 左右, 且 $D > 100 \mu\text{m}$ 的粒子数浓度明显增加, 说明混合层内水滴粒子之间通过碰并过程也能形成一定数量的降水粒子。2000 m 附近 $D < 100 \mu\text{m}$ 粒子明显减少, 且峰值直径由 3500 m 高度处的 $150 \mu\text{m}$ 增长达到 $450 \mu\text{m}$, 说明水滴粒子谱型在暖区 1500 m 距离内增长较大, 使该处有大量水滴粒子掉落到云外, 形成降雨。

为了比较水滴、冰晶和霰对暖层播散的贡献率, 使用雨强计算公式

$$R_x = \sum_{j=1}^{34} v_{xj} M_{xj} \times 3600,$$

$$R = \sum_x R_x,$$

其中, $x \in [\text{冰晶}, \text{霰}, \text{水滴}]$, v_{xj} 表示 x 类水成物的第 j 档粒子的下落末速度, M_j 表示第 j 档内的粒子总的质量, R_x 表示第 x 类水成物的雨强(单位: mm/h), R 代表总雨强, 计算了三种水成物在 200 min 时刻由混合层对暖层的播撒率。结果显示, 冰晶、水滴粒子和霰粒子占总播撒速率的百分比分别为 41%、27% 和 32%, 240 min 时为 52%、39% 和 19%。此后, 霰粒子对暖层播撒的贡献率随时间推移而降低, 冰晶和水滴粒子对暖层的播撒贡献率基本固定。混合层向暖层播撒的是 $D > 300 \mu\text{m}$ 大

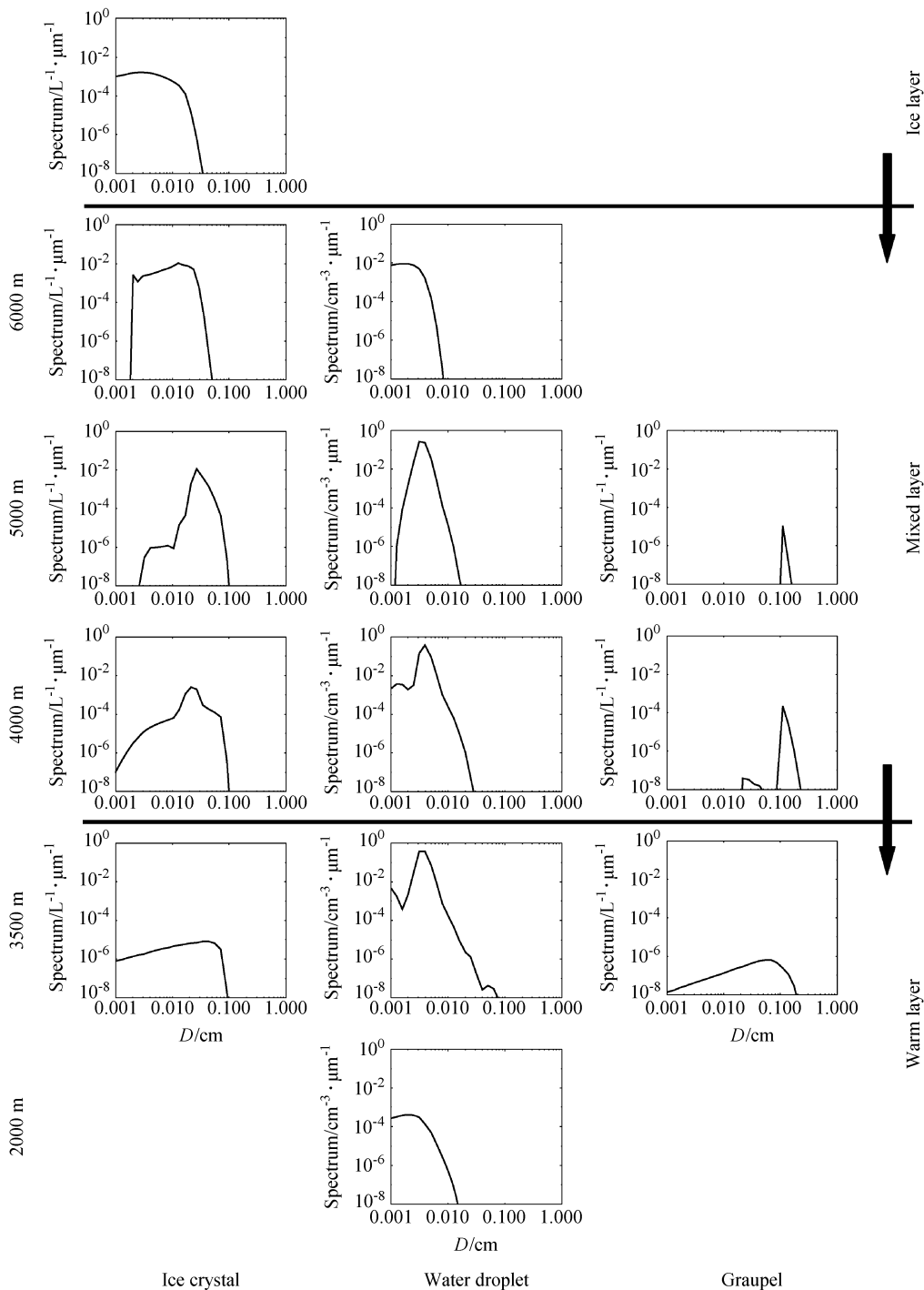


图 10 模拟时间 200 min 时刻的冰晶层、混合层和暖层内各类粒子谱分布

Fig. 10 Three kinds of hydrometers' spectrums at different heights within the three layers at 200 min

片的冰晶粒子和一定量 $D > 100 \mu\text{m}$ 的水滴。霰粒子在 200 min 前有一定作用，但此后由于自身数浓度和含水量减少，对暖层的播撒效果并不明显。240 min 时，计算冰晶层底部雨强、 0°C 层附近雨强和地面雨强可得该时刻三层云对地面雨强的贡献

率。冰晶层、混合层及暖层对地面降水的贡献率分别为 3.5%、38.5% 和 58%。

为进一步探讨三层云对地面降水的贡献，依次将混合层、冰晶层和暖层内上升气流设为 0，用以模拟三层云中某层缺失对微物理机制及地面降水的

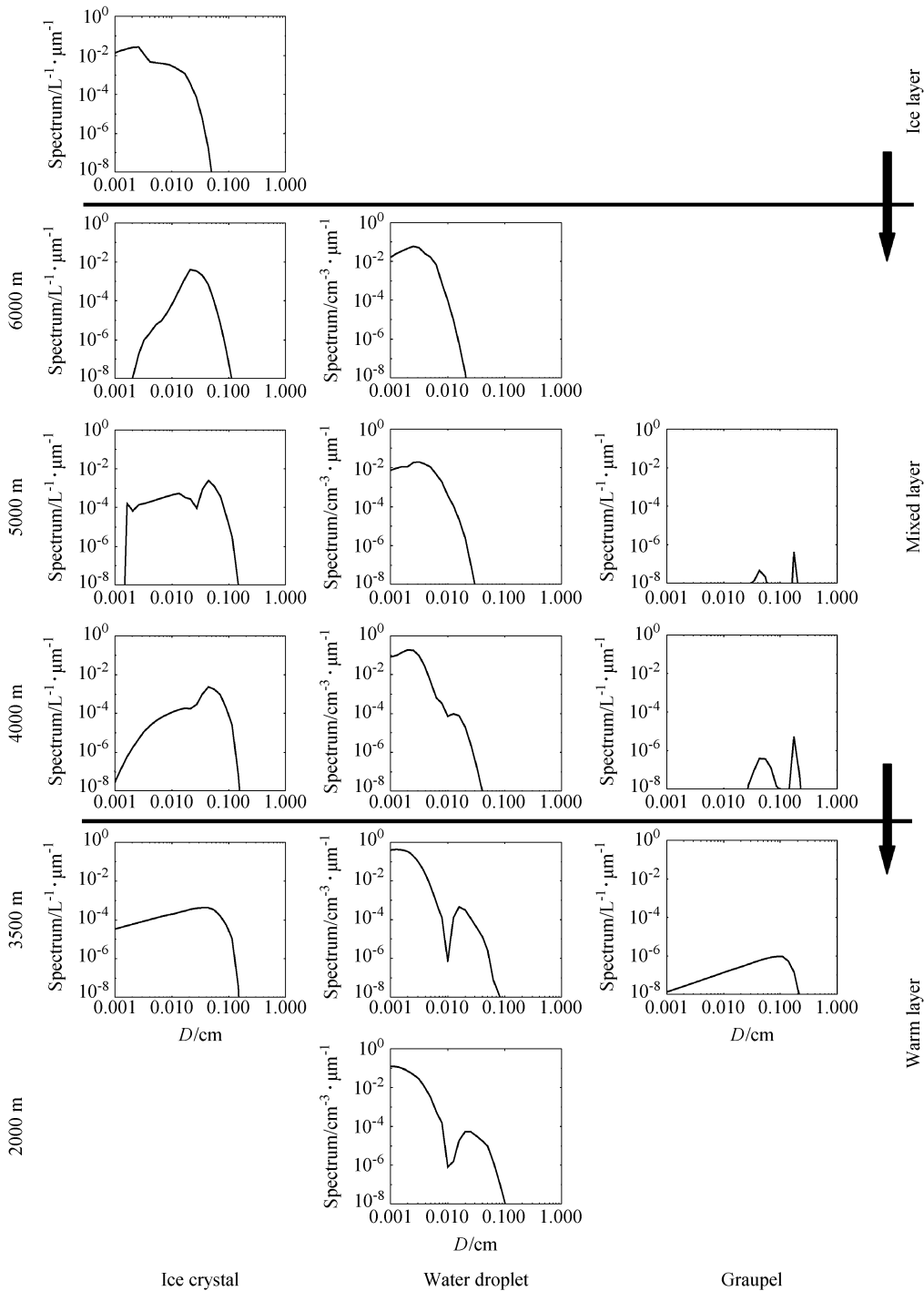


图 11 同图 10, 但为 240 min
Fig. 11 The same as Fig. 10, but at 240 min

影响。稳定整层抬升所产生的层状云内, 当云体无混合层时 (图 12b), 冰晶层所产生的冰晶很难直接播撒暖层, 原因有二: (1) 冰晶层位于云体上部上升气流微弱的区域, 水汽供应本就缓慢, 加之缺乏混合层的水汽输送, 所产生的冰晶很难通过凝华过

程成长至可下落尺度; (2) 仅靠凝华过程成长并落入混合层内的冰晶粒子尺度较小, 落速缓慢, 且滞空时间长, 在冰晶层下无进一步增长空间, 极易升华消耗殆尽, 很难产生引晶作用。冰晶层播撒速率换算为雨强 360 min 时仅为 0.08 mm/h (表 2), 缺

表 2 3 种情况模拟 360 min 时的地面雨强 I_s 、地面雨滴谱特征及雷达回波峰值

Table 2 Rainfall intensity (I_s), features of rain drop spectrum near the ground, and the maximum radar echo under three circumstances after 360-min simulation

	I_s (mm/h)	谱宽 (μm)	峰值直径 (μm)	$N(D>100\mu\text{m})$	雷达回波峰值 (dBZ)
无混合层	0.475	960	120	4462.4	11.86
无冰晶层	3.535	2100	220	3694.2	28.85
无暖层	0.807	1500	200	2861.2	28.03
三层	3.654	2200	220	4012.6	31.41

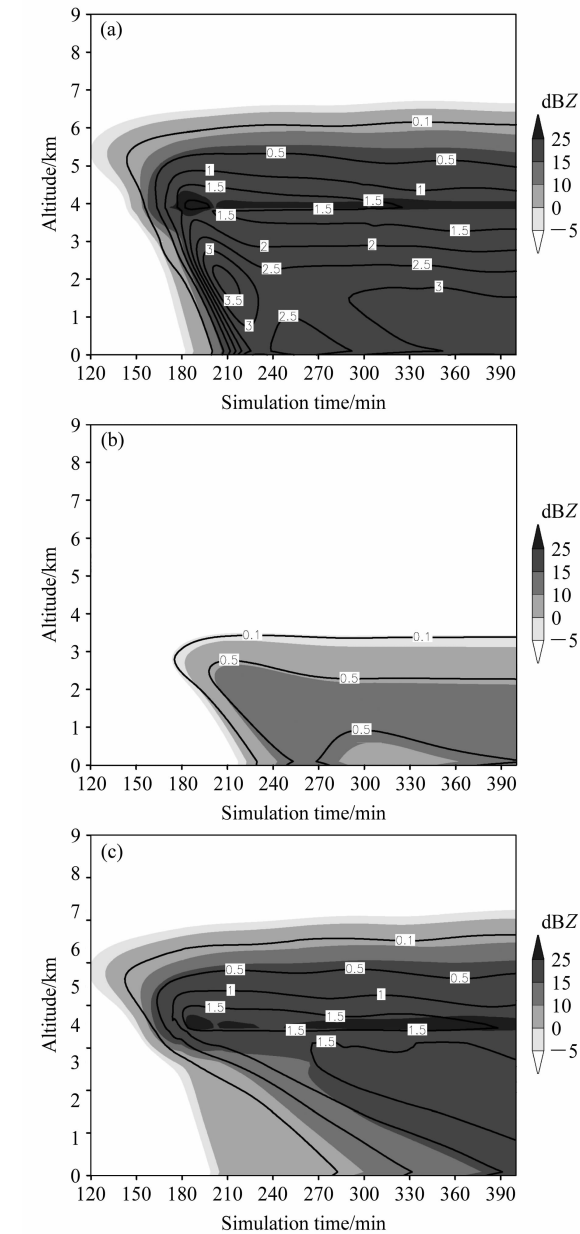


图 12 雷达回波强度 (阴影) 与降水强度 (等值线, 单位: mm/h) 垂直分布随时间变化图: (a) 无冰晶层; (b) 无混合层; (c) 无暖层
Fig. 12 Variations of vertical distributions of radar echo (shading) and rainfall intensity (isolines, units: mm/h): (a) No ice layer; (b) no mixed layer; (c) no warm layer

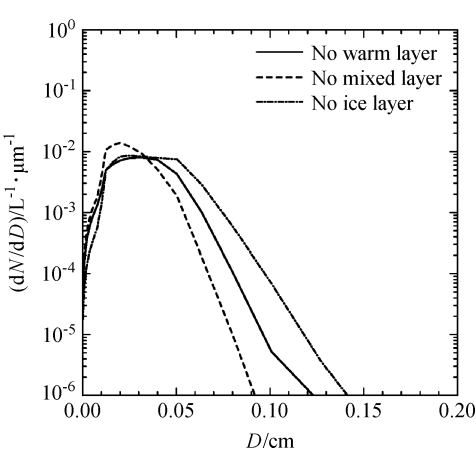


图 13 模拟 360 min 时刻地面粒子水滴粒子谱型
Fig. 13 Spectrums of water droplet after 360-min simulation

乏该层时地面降水全部为暖层所贡献,地面水滴粒子谱谱宽趋窄,仅为 960 μm 。同时,由于缺乏由混合层落入暖层后融化的大片冰晶粒子,碰并收集作用在暖层内较弱,100~200 μm 大小的水滴粒子浓度较大(图 13),地面雨强在 360 min 后达 0.475 mm/h(表 2)。当云体内缺乏暖层时,从混合层降下的冰晶粒子经融化后转化为水滴粒子并直接降落到地面,由于缺少可供碰并收集的丰富云水,0 $^{\circ}\text{C}$ 层下雨强随高度降低基本无增长。模拟结果显示,缺乏暖层时,地面降水开始时间滞后,地面雨强随时间增加缓慢,模拟 360 min 后地面雨滴粒子谱宽为 1500 μm 左右,且数浓度较低,雨强为 0.807 mm/h。无冰晶层时,对比图 6 可知,模拟结果与三层共存时相差甚微,模拟 360 min 时地面水滴粒子谱宽达 2100 μm ,200 μm 段的水滴粒子数浓度略高于无暖层时,地面雨强为 3.535 mm/h。

5 结论

使用一维云粒子群分档随机碰并模式,对吉林省长春市 2007 年 7 月 1 日一次层状云降水过程进

行模拟, 并与长春站地面 Doppler 雷达实测资料及 PMS 航测资料进行对比, 结果显示:

(1) 模式计算的雷达回波强度、水成物粒子峰值半径和数浓度与地面 Doppler 雷达实测值、PMS 航测粒子数浓度及峰值半径随高度的分布趋势比较接近, 证明了该一维分档模式对层状云降水具有一定的模拟能力。

(2) 模拟结果显示云体符合深厚层状云降水的三层云概念模型。冰晶层对混合层的播撒主要为 $D < 300 \mu\text{m}$ 的冰晶粒子, 混合层对暖层的播撒为大片的冰晶粒子、极少量的雪花和少量的霰粒子以及 $D > 100 \mu\text{m}$ 的水滴粒子。200 min 时水滴、冰晶和霰粒子对暖层播撒贡献率在分别为 41%、27% 和 32%, 240 min 时分别为 52%、39% 和 19%。

(3) 冰晶层内冰晶粒子以凝华增长为主, 混合层内冰晶粒子凝华增长和淞附过程对冰晶粒子含水量的增长及谱型的拓宽具有同等重要的作用。所不同的是, 凝华过程主要发生在混合层中部冰面过饱和度和相对湿度较高的区域 ($-4 \sim -13.4^\circ\text{C}$), 而淞附碰并过程在混合层中下部过冷水含量丰富的区域发生较为迅速。

(4) 该例中深厚的暖层有利于 0°C 层下水滴的碰并增长, 从而形成持续时间较长、雨强大于 2.5 mm/h 的降水。同时, 暖区通过随机碰并过程产生的直径较大的水滴粒子对降水也存在一定的贡献。冰晶层、混合层和暖层对降水强度的贡献分别为 6.5%、35.5% 和 58%。说明在该例中暖层对总雨强的贡献较大。

(5) 三层云的模拟结果显示, 缺乏混合层时地面降水减弱最为明显, 地面降水完全由暖层贡献, 地面雨滴谱较窄, 数浓度较高。无暖层时雨强随高度分别变化趋缓, 地面降水有一定减弱, 无冰晶层时地面降水和雨滴谱与三层俱全时相比变化均不明显。

参考文献 (References)

- Bergeron T. 1950. Über den Mechanismus der Ausgiebigen Niederschläge [J]. Ber. Deut. Wetterd., 12: 225–232.
- Berry E X. 1967. Cloud droplet growth by collection [J]. J. Atmos. Sci., 24: 688–701.
- Berry E X, Reinhardt R L. 1974. An analysis of cloud drop growth by collection. Part II: Single initial distributions [J]. J. Atmos. Sci., 31: 1825–1831.
- Feingold G, Tzivion S, Levin Z. 1988. Evolution of raindrop spectra. Part I: Solution to the stochastic collection/breakup equation using the method of moments [J]. J. Atmos. Sci., 15: 3387–3399.
- 郭学良, 黄美元, 徐华英, 等. 1999. 层状云降水微物理过程的雨滴分档数值模拟 [J]. 大气科学, 23: 745–752. Guo Xueliang, Huang Meiyuan, Xu Huaying, et al. 1999. Rain category numerical simulation of microphysical processes of precipitation formation in stratiform clouds [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 23: 745–752.
- Hobbs P V. 1978. Organization and structure of clouds and precipitation on the mesoscale and microscale in cyclonic storms [J]. Rev. Geophys., 16: 741–755.
- Hobbs P V, Persson O P G. 1982. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part V: The substructure of narrow cold-frontal rainbands [J]. J. Atmos. Sci., 39: 280–295.
- 胡志晋, 秦瑜, 王玉彬. 1983. 层状冷云数值模式 [J]. 气象学报, 41 (2): 194–202. Hu Zhijin, Qin Yu, Wang Yubin. 1983. A numerical model of the cold stratified clouds [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 41 (2): 194–202.
- 洪廷超, 周非非. 2005. “催化—供给”云降水形成机理的数值模拟研究 [J]. 大气科学, 29 (6): 885–896. Hong Yanchao, Zhou Feifei. 2005. A numerical simulation study of precipitation formation mechanism of “seeding—feeding” cloud system [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 29 (6): 885–896.
- 胡朝霞, 雷恒池, 郭学良, 等. 2007. 降水性层状云系结构和降水过程的观测个例与模拟研究 [J]. 大气科学, 31: 425–439. Hu Zhaoxia, Lei Hengchi, Guo Xueliang, et al. 2007. Studies of the structure of a stratiform cloud and the physical processes of precipitation formation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 31: 425–439.
- 顾震潮. 1980. 云雾降水物理基础 [M]. 北京: 科学出版社, 173–179. Koo Chen-Chao. 1980. Base of Cloud and Mist Precipitation Physics (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 173–179.
- 刘晓莉, 牛生杰, 陈跃. 2006. 层状云催化后过冷水分布与演变规律的数值模拟 [J]. 大气科学, 30: 561–569. Liu Xiaoli, Niu Shengjie, Chen Yue. 2006. Numerical simulation of distribution and evolution of supercooled liquid water in seeding stratiform cloud [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 30: 561–569.
- Low T B, List R. 1982. Collision, coalescence and breakup of raindrops. Part I: Experimentally established coalescence efficiencies and fragment size distribution in breakup [J]. J. Atmos. Sci., 39: 1591–1606.
- Reisin T, Levin Z, Tzivion S. 1996. Rain production in convective clouds as simulated in an axisymmetric model with detailed microphysics. Part I: Description of the model [J]. J. Atmos. Sci., 53: 497–519.
- Tzivion S, Feingold G, Levin Z. 1987. An efficient numerical solution to the stochastic collection equation [J]. J. Atmos. Sci., 44: 3139–3149.

- Tzivion S, Feingold G, Levin Z. 1988. The evolution of raindrop spectra. Part II: Collisional collection/breakup and evaporation in a rainshaft [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46: 3312–3327.
- 许焕斌, 段英. 1999. 云粒子谱演化研究中的一些问题 [J]. *气象学报*, 57: 450–460. Xu Huanbin, Duan Ying. 1999. Some questions in studying the evolution of size-distribution spectrum of hydrometers particles [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 57: 450–460.
- 肖辉, 徐华英, 黄美元. 1988. 积云中水滴谱形成的数值模拟研究 (一) —— 盐核谱和浓度的作用 [J]. *大气科学*, 12: 121–130. Xiao Hui, Xu Huaying, Huang Meiyuan. The numerical simulation on the formation of the cloud droplet spectra in cumulus. Part I: The roles of spectra and concentration of salt nuclei [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 12: 121–130.
- 游来光, 马培民, 胡志晋. 2002. 北方层状云人工降水试验研究 [J]. *气象科学*, 30: 19–56. You Laiguang, Ma Peimin, Hu Zhijin. 2002. Researches on precipitation enhancement of stratiform cloud in northern China [J]. *Scientia Meteorologica Sinica* (in Chinese), 30: 19–56.
- 赵仕雄, 许焕斌, 得力格尔. 2004. 黄河上游对流云降水微物理特征的数值模拟试验 [J]. *高原气象*, 23 (4): 495–500. Zhao Shixiong, Xu Huanbin, Deli Geer. 2004. Numerical simulation of microphysical character of convective cloud precipitation in upper reach of Yellow River [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 23 (4): 495–500.
- 赵震, 雷恒池. 2008. 西北地区一次层状云降水云物理结构和云微物理过程的数值模拟研究 [J]. *大气科学*, 32: 323–334. Zhao Zhen, Lei Hengchi. 2008. A numerical simulation of cloud physical structure and microphysical process associated with stratiform precipitation in Northwest China [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 32: 323–334.