

“催化-供给”云降水形成机理的数值模拟研究

洪延超¹ 周非非^{1,2}

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029

2 中国科学院研究生院, 北京 100039

摘 要 利用含有详细微物理过程的一维层状云模式模拟, 研究了 2002 年 4 月 5 日冷锋降水性层状云云系中“催化-供给”云的微物理结构、降水粒子形成的环节和微物理过程, 并从降水形成的环节和云的结构分析人工增雨的条件。结果说明, “催化-供给”云具有显著的分层结构: 云内高层是冰晶, 下层是雪, 接下来是霰和过冷云水组成的冰水混合层, 最下方是云中暖区的液水层。作为催化云层的冰水层对降水的贡献约 25.5%, 冰水混合层为 31.3%, 液水层为 43.1%, 亦即供给云对降水的贡献约 74.4%。具有“催化-供给”云结构的层状云降水形成的主要环节是: 冰晶通过凝华增长转化成雪, 雪撞冻过冷云水、收集冰晶和凝华增长转化形成霰, 霰靠撞冻过程、收集雪过程长大, 从而形成可以降落到云的暖区融化形成雨水的粒子, 它对降水的贡献较大。凝华和撞冻增长过程是冰粒子增长的主要物理过程, 也是雨水产生的重要过程。“催化-供给”云体系是重要的人工增雨条件, 云中水汽对雨水形成的贡献与过冷云水几乎相当, 与过冷云水一样, 水汽也是人工增雨的重要条件。

关键词 “催化-供给”云 云粒子形成 降水机制 人工增雨条件

文章编号 1006-9895(2005)06-0885-12

中图分类号 P426.5

文献标识码 A

A Numerical Simulation Study of Precipitation Formation Mechanism of “Seeding – Feeding” Cloud System

HONG Yan-Chao¹, and ZHOU Fei-Fei^{1, 2}

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

2 *Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039*

Abstract The frontal precipitation cloud system is an important seeding object for artificial precipitation and “seeding – feeding” cloud is the typical structure of precipitating cloud in it. Therefore, it is attended in studies of theory and technique of artificial precipitation. Although action mechanism of the “seeding – feeding” in the cloud system has been advanced for a long time, detail of the microphysical processes has still not been understood entirely. The microphysical structure and microphysical processes of precipitation formation in “seeding – feeding” cloud of cold frontal precipitation stratus cloud system occurring on 5 April 2002 in Henan Province are studied by a 1-D stratus cloud numerical model with detail microphysical processes, and artificial precipitation conditions are analyzed based on links in rainfall formation and the cloud structure. The results indicate that there is remarkable stratified structure in the “seeding – feeding” cloud. The ice crystal layer is located in the upper level, and below it there is the snow layer and mixed ice – water layer consisting of graupel and supercooled water, the liquid water layer is in the warm region of the cloud. It can be shown from the rain water content increase in falling down that raindrops are growing by collection of cloud water in the warm region. The ice – water cloud, as a seeding cloud, make a contribu-

tion of 25.5% to rainfall, the mixed ice-water layer 31.3% and the liquid water layer 43.1%, i. e., contribution of the feeding cloud to rainfall is about 74.4%. Besides, 70% of rainfall is from graupel, i. e., the cold-cloud processes play an important role in rainfall and growth of ice particles in the mixed ice-water layer is very important for precipitation formation. Main link of precipitation formation in the stratus cloud with “seeding-feeding” cloud structure are as follows: ice crystals is converted into snow by sublimation, and snow is converted into graupel by sublimation, collection of supercooled water and ice crystal. The graupels are grown into big particles, which can melt into rain water as falling to the warm zone, by collecting supercooled water and snow. This process plays an important role in precipitation formation. The sublimation and collecting supercooled water are main growing processes for ice particles and important processes to producing rain water. The rainfall on ground is formed by three ways: first, the rainwater is produced by warm rain processes and increased by collecting cloud water, which has a contribution of 30%-40% for total rainwater; second, the rainwater is from melting of ice particles falling to the warm region and the most of rainwater is formed by ice particle melting. The rainwater amount from the melting is about 50%-60% of total rainwater amount; third, the melted ice particles grow continuously by collecting cloud water in the warm region. This process converts the cloud water into rainwater and has a contribution of about 10% for total rainwater amount. In stratus cloud with “seeding-feeding” mechanism, if water content of cloud water is very low in the feeding cloud, there is no high rainfall intensity; similarly, if there is a lack of the seeding action of ice particles from top part of the cloud, the feeding cloud situated in mid-low level also does not produce large rainfall amount. The “seeding-feeding” cloud system is an important structure for artificial precipitation. Same as supercooled cloud water, water vapor is also an important condition for artificial precipitation because it and cold water almost have the same contribution to rainwater. Besides, cloud water content in the supercooled region of the feeding cloud is also an important condition for artificial precipitation, but it can be seen from a study of precipitation mechanism that increment of melting ice particles by collecting cloud water is about 10% of total rainwater amount. Therefore, cloud water content and thickness of warm region in the feeding cloud is regarded as factors for artificial precipitation.

Key words “seeding-feeding” cloud, cloud particle formation, precipitation mechanism, artificial precipitation condition

1 引言

锋面降水云系是我国人工增雨重要的作业影响对象,“催化-供给”云是锋面云系中降水云的典型结构,因此受到人工增雨理论和技术研究的关注。虽然早就提出降水系统中的“催化-供给”作用机制,但对其具体的微物理过程并不完全了解。从 20 世纪 80 年代初期开始,我国北方层状云降水课题研究组的游来光等^[1]对北方地区大范围降水性层状云作综合探测,获得了大量资料。分析结果表明,我国北方层状云的降水微物理过程基本符合“催化-供给”云相互作用导致降水的总体概念。还建立了北方几种主要降水系统的云场剖面与降水物理过程概念模型,模型突出了“催化-供给”云的结构特征:吉林省春季降水性层状云大都呈多层次结构,上层多为高层云,下层为积云性层积云。华北锢囚锋的供水云为锋下回流层积云或锋上高层云下

部,催化云为锋上中高空云带。陕西关中地区在西路冷锋影响下降降水云是锋上高层云,其下是丰水云;若是锢囚系统的东路冷锋,锋下层积云是丰水云区,催化云是锋上冷云。此外还研究了“催化-供给”云的降水机制。游来光等^[2]对新疆冬季降雪云的观测分析表明,冷锋锋上云区完全由冰晶组成,有降雪云发展,初生冰晶在 $-25^{\circ}\text{C}\sim-30^{\circ}\text{C}$ 环境生成;锋区有一干层,存在上层下掉的质粒;锋上降雪在锋下进一步增长,距地不到 1500 m 的低云对降水的贡献超过 70%,而锋上云系的贡献不到 30%。刘玉宝等^[3]用给定动力场的二维云模式研究了层状云中的发生泡和高空云的自然播撒作用及降水发展过程。发生泡能加强水汽凝结,提供较多云水,还能产生大量冰晶,加强其周围的层状云降水;高空引晶也大大加强了层状云的降水。胡志晋和严采繁^[4]根据 Hobbs 等^[5,6]的中纬度气旋云系的资料,利用一维时变层状冷云模式模拟研究了暖

区雨带和宽冷锋雨带 I 微物理过程、“催化-供给”云降水机制和高空发生泡的播撒作用。结果表明,云系上部发生泡对降水的作用是显著的,通过其催化能导致层状暖云的雨强增大几倍。

由青海省的一次透雨过程降水云层的微物理探测结果分析得出^[7],降水云系在降水形成发展阶段有分层现象,发展阶段的高层云中碰并、聚合是冰晶增大的主要过程。对河南省一次降水性层状云系的飞机微物理探测和天气、卫星、雷达等资料分析表明^[8],冷锋降水云云体有明显分层结构,上层为分布不均、处于不同发展阶段的锋上透光高积云云系,下层为较薄的锋下层积云云系,两层云之间夹有干层。

通过对大范围层状云降水云系云水资源的分布特征研究,我国已建立若干人工增雨作业云系的云场物理概念模型^[9],”催化-供给”云相互作用是主要降水机制,”催化-供给”云是最为典型的降水性层状云的特征。

早在 1973~1983 年,Hobbs 等^[5, 6, 10, 11]利用机载粒子探测系统、多普勒雷达、加密系列探空和高分辨率地面站网,对温带气旋进行的系统探测也揭示出暖锋雨带的降水主要由“催化-供给”云机制形成。自然催化带播撒冰晶在较厚的供水带中以凝华增长为主,占地面总降水量的 75%;播撒云带提供的占 25%。“催化-供给”云机制对暖锋雨带降水的产生起很重要的作用。对于暖区雨带,”催化-供给”云机制对降水增长也起重要的作用;宽冷锋雨带中的高空浅薄的对流泡是播撒云,其内冰晶通过凝华增长,落入供水云后由聚合和凝华进一步增长,供水云对降水的贡献很大,达 80%。

“催化-供给”云这种云水资源分布体系实际上代表一种典型的云降水形成的物理机制,这种机制的研究对于层状云人工增雨理论和技术研究都具有重要的科学意义。鉴于目前对“催化-供给”云的观测分析研究较多,对其结构和降水形成的主要机制也有了一定了解,但还缺乏对“催化-供给”云中详细的微物理过程的研究和深入了解,本文利用含有详细微物理过程和双变参数谱的一维层状冷云数值模式,模拟 2002 年 4 月 5 日在河南省产生降水过程的低槽冷锋云系(简称 0405 云系)中的“催化-供给”云,研究其降水形成过程和机制,了解降水形成的各个环节,进一步分析人工增雨的条件。

2 “催化-供给”云垂直结构的数值模拟

0405 云系属低槽冷锋型降水系统,在 500 hPa、700 hPa 和 850 hPa 天气图上都有槽线与地面冷锋配合,槽线和冷锋走向一致,为东北-西南向。但高空槽落后于地面冷锋,700 hPa 图上槽线落后于 850 hPa 图上的槽线、500 hPa 图上的槽线又落后于 700 hPa 图上的槽线。地面冷锋与 2004 年 4 月 5 日 05 时(北京时间,下同)通过河南省郑州站。0405 云系的雷达 PPI 回波不均匀(图 1),含有一个个强度为 25~30 dBZ 的强回波区;在 RHI 回波图上(图 2)可以看到云体的回波顶高约 8.0 km。层状云中有雷达亮带,亮带的高度约 3 km,亮带结构不均匀,含有强回波核,强度在 30~40 dBZ;亮带上方回波强度 0~20 dBZ,分布不均匀,云顶部有突起,突起与亮带中的强回波核相对应。层状云的这种不均匀回波结构与我国南方的梅雨锋云系中层状云极为相似^[12]。研究表明,是亮带上方云的微物理结构的不均匀性造成了亮带的不均匀性^[13]。根据雷达亮带形成的原理,在亮带上方有较强雷达回波的层状云中,冰相过程对云系的降水形成是有一定贡献的。此外,根据郑州站的宏观观测(表 1),4 日 20 时,云有两层:低云(第一层云)的顶高约 7 km,对应的温度为-16.7℃,底高约 1.5 km,温度为 11.5℃;高云(第二层云)的顶高约 13.3 km,对应的温度为-49.2℃,底高约 7.4 km,温度为-18.4℃,两层云之间有薄的无云区。而 5 日 8 时到 20 时,为整层云,云底高度只有 100 多米,顶高达 9~12 km。由云的宏观特征和雷达回波特征可以认为,0405 冷锋降水云系具有“催化-供给”云的结构特征。

在云系移动过程中,郑州站释放了 3 小时一次的加密探空,利用 05 时、08 时的探空资料模拟了层状云的降水。所用的是一维时变层状云模式,是二维积层混合云模式^[14]的简化版本,即忽略了二维模式中的动力学方程、热力学方程和水物质守恒方程中与水平速度有关的项。模式中考虑了详细的微物理过程,将水质分成水汽(v)、云水(c)、雨水(r)、冰晶(i)、雪(s)和霰(g),括号中的字母代表该类粒子符号。模式采用双变参数粒子谱,可以预报各种粒子的含水量,也能预报粒子的浓度。除冰晶的源项中增加了云水的均质核化过程外,其余微

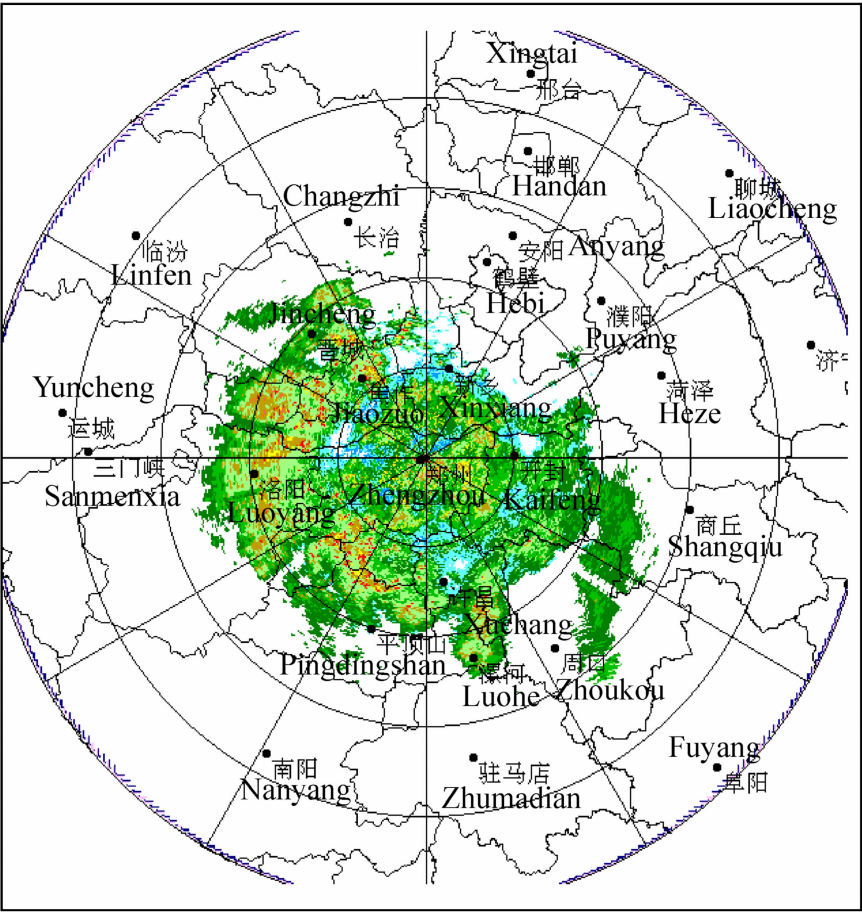


图 1 2002 年 4 月 5 日 07: 03 冷锋云系郑州站 PPI 雷达回波(仰角 1°)
Fig. 1 The PPI radar echo from cold frontal cloud system at 0730 BT (Beijing Time) 5 Apr 2002 at Zhengzhou station (elevation is 1°)

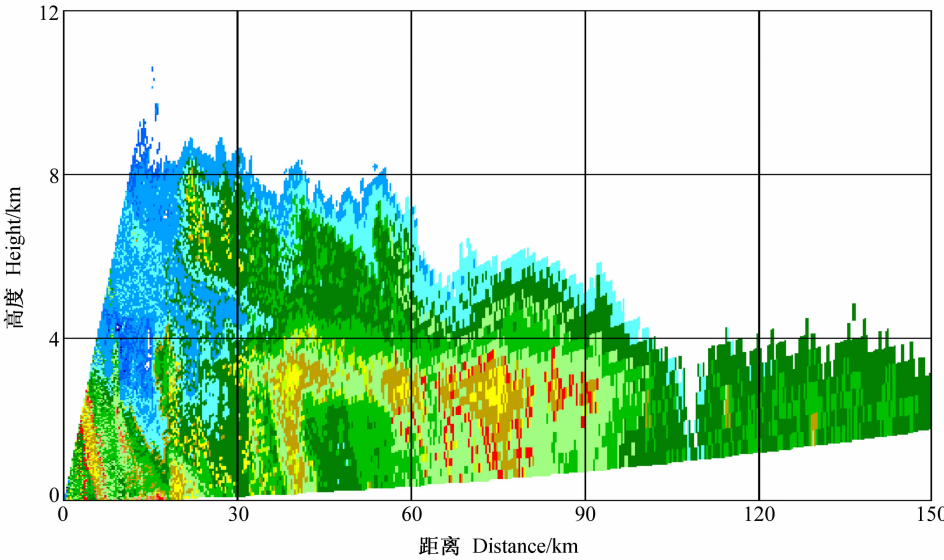


图 2 2002 年 4 月 5 日 07: 06 冷锋云系郑州站 RHI 雷达回波 (方位 214°)
Fig. 2 The RHI radar echo from cold frontal cloud system at 0706 BT 5 Apr 2002 at Zhengzhou station (azimuth is 214°)

表 1 2004 年 5 月 4~5 日郑州站云顶、云底高度和温度
Table 1 The heights of cloud top and cloud base and temperature on 4 - 5 Apr 2002 at zhengzhou station

时间 Time	第一层云 First layer cloud	高度 Height/m	温度 Temperature/(°)	第二层云 Second layer cloud	高度 Height/m	温度 Temperature/(°)
4 日 20 时 2000 BT 4 Apr	云顶 Cloud top	7016	-16.7	云顶 Cloud top	13313	-49.2
	云底 Cloud base	1533	11.5	云底 Cloud base	7378	-18.4
5 日 08 时 0800 BT 5 Apr	云顶 Cloud top	12077	-14.6			
	云底 Cloud base	111	13.6			
5 日 20 时 2000 BT 5 Apr	云顶 Cloud top	9843	-44.9			
	云底 Cloud base	111	12.8			

物理过程与文献[14]完全相同。计算时取上升气流 w 为常数，随高度呈抛物线分布：

$$w = w_0 \sin^2 \left(\frac{\pi}{2} \frac{k - m}{h} \right),$$

式中， w_0 是最大上升气流值， k 是模式格点序数，从上向下增加， $k \geq 21$ ， $h = 30$ ， $m = 10$ ， $(h + m)$ 是最大上升气流所在格点数。模式时间步长 $\Delta t = 5 \text{ s}$ ，空间步长 $\Delta z = 200 \text{ m}$ 。对上升气流的数值实验表明，取 $w_0 = 0.1 \text{ m/s}$ ，位于 3.2 km 高度时模拟结果与实测的接近。

用上述 2 个时次探空资料和给定的垂直气流模拟的层状云发展达到稳定时降水强度与对应时次的实测降水强度基本一致，在 $0.5 \sim 2.5 \text{ mm/h}$ (图 3)。图 4 是 040505 模拟云 (即利用 2002 年 4 月 5

日 05 时探空资料模拟的云) 在 60 min、120 min 和 240 min 时雷达反射因子的垂直分布。云发展到稳定时，0 dBZ 雷达回波顶高约 8.0 km ，10 dBZ 回波顶高约 7.5 km ， 0°C 层下方存在雷达亮带，亮带高度约 3.0 km ，；亮带回波强度达到 40 dBZ，及地降水回波强度约 20 dBZ。从图 2 看，实测 0 dBZ 雷达回波顶高约 8.0 km (雷达 60 km 以远处由于距离衰减，顶高没有达到 8 km)，10 dBZ 回波顶高也约 7 km ，亮带的高度约 3 km ，回波强度达到 40 dBZ，及地降水回波强度约 20 dBZ。模拟云的顶高、雷达回波强度、亮带的高度和降水强度与观测的基本一致。下面主要利用模式的输出结果研究催化-供给云的微观结构、降水形成的主要过程和环节。

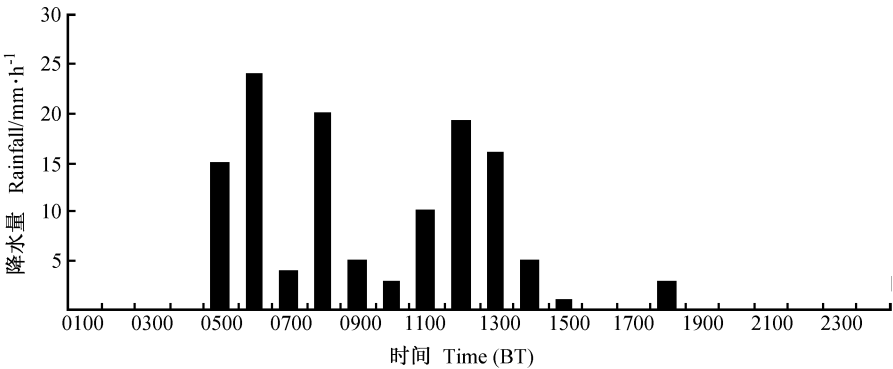


图 3 2002 年 4 月 5 日郑州站小时降水量的时间变化
Fig. 3 Change of hourly rainfall with time at Zhengzhou station on 5 Apr 2002

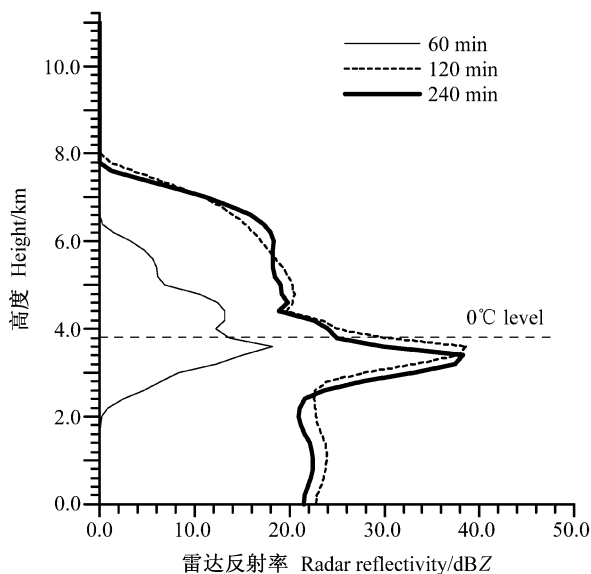


图4 用4月5日05时探空资料模拟的层状云60 min、120 min和240 min时雷达反射率的高度分布

Fig. 4 Distribution of radar reflectivity with height for the cloud (simulated with sounding data at 0500 BT 5 Apr) at 60 min, 120 min and 240 min

3 锋面云系中“催化-供给”云微物理结构特征

本文用符号 q 和下标结合代表各种粒子含水量(如 q_c 代表云水含水量)。各种微物理过程的符号如下: PM 代表冰晶繁生, CL 代表碰并, CN 代表转化, VD 是凝结(华)、蒸发(升华), ML 代表冰粒子的融化, NU 代表核化, HNU 代表均质核化。与这些过程符号结合的第一个小写字母是被该过程消耗的水质类型,第二个是生成的水质类型。所有代表粒子类型和微物理过程的符号前加 T 表示总量,加 R 表示产生率,如 T_s 是雪的总质量,而 R_{CLcg} 是霰碰并(撞冻)云水产生霰质量的速率,等等。

从图5云水含水量(q_c)的高度分布看,120 min时,云水有两层:低层云水含水量极大值位于1.6 km,高层云在约3.6 km,2.0 km高度几乎没有云水。冰晶含水量(q_i)的极大值在约8.0 km高度,雪(q_s)在4.8 km,霰(q_g)在3.6 km,雨水(q_r)主要在零度层以下云区形成。由此可见,冰晶和雪都在零度层以上云区,在零度层下面的暖区,不存在融化的冰晶和雪,只有霰降落到3.0 km高度。看来霰的融化对雨水应有贡献。其次,霰的含水量极值区与高层云水区域一致,这意味着霰的形成与

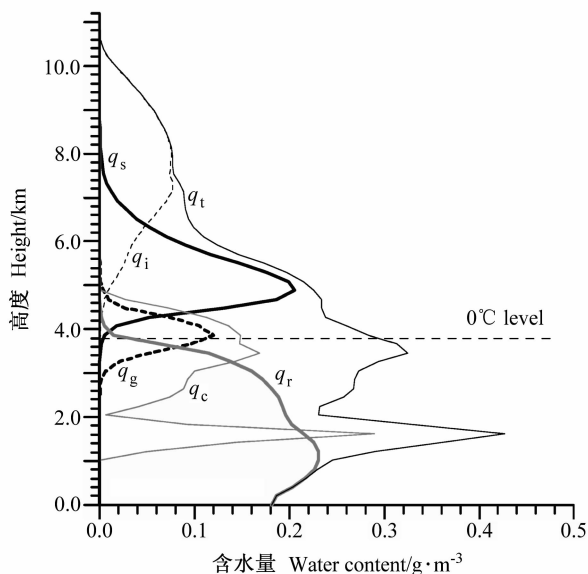


图5 4月5日05时模拟的层状云中120 min时各种粒子含水量随高度分布。符号 q 代表含水量,下标: c 为云水, i 为冰晶, s 为雪, g 为霰, r 为雨水

Fig. 5 Distribution of water content with height for the cloud (simulated with sounding data at 0500 BT 5 Apr) at 120 min. Symbol q stands for water content and subscripts particle types: c cloud water, i ice crystal, s snow and g graupel and r rain water

过冷云水有关,可能是冰晶或雪撞冻过冷云水增长转化形成了霰,而霰又靠撞冻云水增长。可见层状云中不同粒子存在区域的高度是不同的,通过云中动力场的调整,分层结构非常明显。冰晶位于最高层,雪在低一些的高度上,接下来是霰,最低是雨水,即高层完全由冰相粒子组成,零度层附近区域是冰水混合层,其下是液水层。这是典型的“催化-供给”云结构。此外,雨水随着高度降低含水量增大,说明雨水下降过程中碰并暖区云水在增长。

4 “催化-供给”云降水形成机制

图6和图7给出各种粒子及与其有关的微物理过程产生率的高度分布,即各种微物理过程产生的粒子质量和粒子数量的速率,它不像粒子含水量那样,含水量的分布是动力过程与粒子的下降末速度平衡的结果,而产生率的分布则说明该过程发生的高度及发生源地。表2是云发展到300 min时各种粒子及其源项过程产生量的累计量。

从图6看,各种粒子产生率与其含水量一样,极大值高度是不同的,冰晶产生于4.8 km以上高

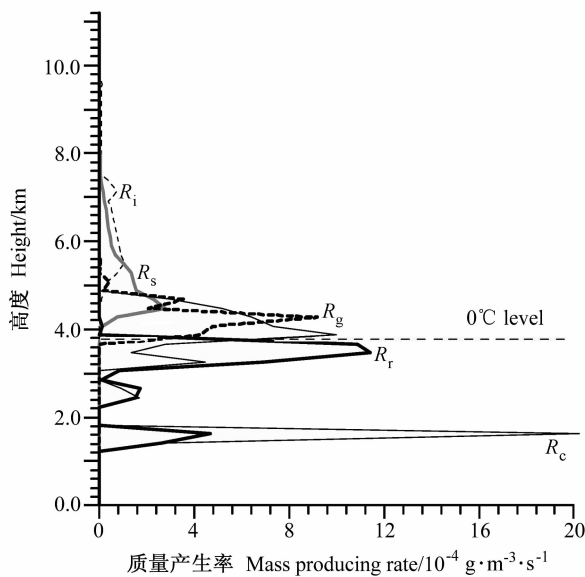


图6 4月5日05时模拟云120 min各种粒子质量产生率 R_x (x 代表离子类型, $x=\{i,c,r,s,g\}$)随高度的分布

Fig. 6 Distribution of mass producing rate R_x (x stands for types of the particles, $x=\{i,c,r,s,g\}$) of various particles with height for the cloud (simulated with sounding data at 0500 BT 5 Apr) at 120 min

度,产生冰晶的垂直范围较大,超过2.0 km;雪主要出现在4.4 km高度,产生率的极大值高度在云水产生区之内;霰则主要在4.2 km高度产生,也在云水产生区之内;云水的产生主要在两个高度附近:3.8 km和1.6 km,这两个高度是水汽凝结率最高的地方。雨水的产生主要发生在零度等温层之下,也有两个极大值,一个出现在紧靠零度层之下的3.4 km高度,另一个在1.6 km,与云水产生率的下层极大值高度完全一致,这说明这里的雨水是由凝结碰并过程产生的;而高层雨水的产生可能与冰相粒子的融化有关,因为其产生率的极大值出现高度与高层云水不同,而且极大值比云水还大。下面分析粒子的形成过程。

从图7a看,冰晶主要在5.6 km高度附近区域产生,这里冰晶主要是通过繁生过程(PMci)产生(PMci产生的冰晶数量要比核化过程大3个数量级,PMci发生的垂直范围较小,仅有1.0 km,而核化过程超过3 km)。8.0 km高度附近的冰晶是核化过程形成的。冰晶产生后几乎完全通过凝华增长,冰晶产生率与凝华过程产生率的高度分布曲线几乎完全重合,冰晶产生量 T_i 几乎与凝华产生量

T_{VDvi} 相等(表2)。

雪由冰晶转化过程(CNis)产生后靠3个过程增长,即收集冰晶(CLis)、撞冻云水(CLcs)和凝华(VDvs)增长。从图7b看,通过CLis过程使冰晶转化成雪的产生率的极大值高度最高,VDvs过程次之,CLcs最低,它的质量产生率极大值在过冷云水区。这表明各个雪增长过程的发生高度是不同的。从其极大值看,雪的撞冻云水增长率高于凝华增长率,而且发生在较窄的垂直范围内,云水产生的极大值就产生在此范围内(图6)。但从总量看,雪的凝华增长和收集冰晶增长量都大于撞冻增长量。CLis和VDvs过程产生的总量占雪总量 T_s 的77%。受各个增长过程的影响,雪的产生率极大值出现在约4.4 km的高度上。

霰是由雪撞冻过冷云水增长后转化(CNsg)形成的(图7c),由于雪撞冻增长发生在较窄垂直范围里,向霰的转化过程也出现在较小区域,这两个区域的高度也基本一致。霰形成后主要通过撞冻云水(CLcg)和收集雪(CLsg)过程增长,这三个过程产生的总量占 T_g 的94%。凝华(VDvg)和碰并冰晶(CLig)的作用较小。

产生雨水主要有三个物理过程(图7d):雨水收集云水(CLcr)、降落到暖区冰粒子的融化(MLxr)和融化的冰相粒子收集暖区云水转化成雨水(CLcxr)。从图7看,霰的融化(MLgr)对雨水贡献较大,在零度层高度以下的3.2 km达到极大值,过程总量 T_{MLgr} 为5.68 kg/m²,占雨水产生总量的57%;到约2.8 km以下,雨水形成后主要靠CLcr增长,其产生率极大值在约1.6 km高度;融化的冰相粒子收集暖区云水继续增长对雨水的贡献也不可忽略,过程总量 T_{CLcxr} 为1.31 kg/m²。值得注意的是,霰的融化率很高,达96.4%。冰相粒子对雨水贡献较大,融化和融化冰粒子在暖区收集云水对雨水的贡献率达70.3%。

以上分析的是利用郑州05时探空资料模拟的层状云(这里称为A云)中“催化-供给”云的降水形成机理,表2给出A云各种水质及其源项总量。表3给出08时模拟云(这里称为B云)各种水质及其源项总量。比较A、B云降水形成过程可以更深刻地理解降水形成的机理。从表3看,B云的雨水量为11.2 kg/m²,比A云(表2)大些,实测小时降水量也是这样。雨水量大的原因与霰的融化量大有

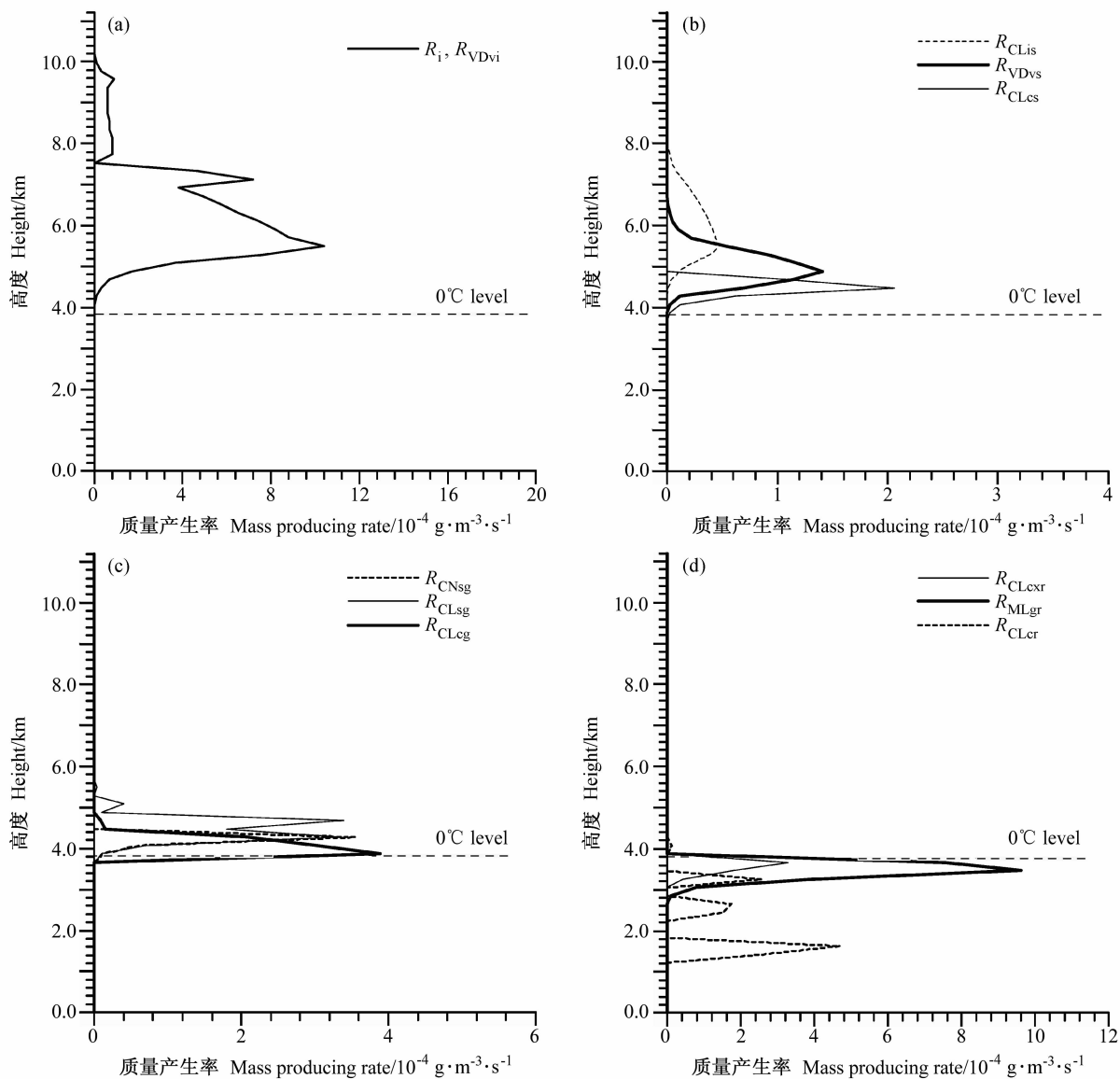


图7 模拟的040505层状云中120 min时各种粒子及与其有关的微物理过程质量产生率随高度分布: (a)冰晶产生率 R_i 和冰晶凝华产生率 R_{VDvi} ; (b)雪凝华增长率 R_{VDvs} 、收集冰晶和撞冻增长率 R_{CLis} , R_{CLcs} ; (c)雪向霰转化率 R_{CNsg} , 霰收集雪和撞冻增长率 R_{CLsg} , R_{CLcg} ; (d)融化冰粒子收集云水增长率 R_{CLcxr} , 霰融化率 R_{MLgr} 和雨水碰并云水增长率 R_{CLcr}

Fig. 7 Distribution of mass producing rate with height for various particles and related microphysical processes for the cloud (simulated with sounding data at 0500 BT 5 Apr) at 120 min: (a) producing rate R_i of ice crystal and sublimation rate R_{VDvi} ; (b) sublimation rate R_{VDvs} of snow and growth rate R_{CLis} by collecting ice crystal, and growth rate R_{CLcs} by accretion; (c) conversion rate R_{CNsg} from snow to graupel, collection rate R_{CLsg} of snow by graupel and growth rate R_{CLcg} of accretion by graupel; (d) collecting rate R_{CLcxr} of cloud water by melting ice particles, melting rate R_{MLgr} of graupel and collection rate R_{CLcr} of cloud by rain water

关。B云中形成的霰量比A云大,霰来自于雪的转化,雪又来源于冰晶的转化,霰量的大小与冰晶和雪的多少有关,但B云的冰晶、雪的总量(分别为 3.88 kg/m^2 、 3.99 kg/m^2)却比A云(分别为 4.05 、 4.21 kg/m^2)小。这里值得注意的是,B云产生的冰晶和雪的总量小,但产生的霰总量大,融化形成

雨水量也大。B云中雪转化产生的霰量虽然比A云小, T_{CNsg} 分别为 1.43 kg/m^2 和 1.52 kg/m^2 ,但霰产生后的增长量大,为 4.75 kg/m^2 ,而A云为 4.37 kg/m^2 。B云霰的增长量大的主要原因是霰撞冻过冷云水的增长量 T_{CLcg} 大,为 2.37 kg/m^2 ,比A云的 1.63 kg/m^2 大得多。这说明B云中过

表 2 05 时次模拟云(A 云)300 min 时各种水质及其源项总量
Table 2 Total mass of various water substances and total mass produced by their contribution processes for the cloud simulated with sounding data at 0500 BT 5 Apr (cloud A) at 300 min

粒子类型		总量					
Particle types		Total/kg·m ⁻²					
冰晶	T_i	T_{VDi}	T_{PMci}	T_{CLci}	T_{HNUci}		
Ice crystal	4. 05	4. 03	0. 00	0. 02	0. 00		
雪	T_s	T_{CNis}	T_{CLcs}	T_{CLis}	T_{VDs}	T_{CLi}	
Snow	4. 21	0. 20	0. 76	1. 65	1. 59	0. 00	
霰	T_g	T_{CNsg}	T_{CLcg}	T_{CLig}	T_{CLsg}	T_{CLrg}	T_{VDvg}
Graupel	5. 89	1. 52	1. 63	0. 02	2. 33	0. 22	0. 17
雨	T_r	T_{CNer}	T_{CLer}	T_{MLsr}	T_{MLgr}	T_{CLexr}	
Raindrop	9. 94	0. 00	2. 93	0. 02	5. 68	1. 31	

表 3 08 时次模拟云(B 云)300 min 时各种水质及其源项总量
Table 3 Total mass of various water substances and total mass producing by their contribution processes for the cloud simulated with sounding data at 0800 BT 5 Apr (cloud B) at 300 min

粒子类型		总量					
Particle types		Total/kg·m ⁻²					
冰晶	T_i	T_{VDi}	T_{PMci}	T_{CLci}	T_{HNUci}		
Ice crystal	3. 88	3. 87	0. 00	0. 01	0. 00		
雪	T_s	T_{CNis}	T_{CLcs}	T_{CLis}	T_{VDs}	T_{CLi}	
Snow	3. 99	0. 17	0. 76	1. 58	1. 48	0. 00	
霰	T_g	T_{CNsg}	T_{CLcg}	T_{CLig}	T_{CLsg}	T_{CLrg}	T_{VDvg}
Graupel	6. 18	1. 43	2. 37	0. 01	2. 14	0. 06	0. 17
雨	T_r	T_{CNer}	T_{CLer}	T_{MLsr}	T_{MLgr}	T_{CLexr}	
Raindrop	11. 02	0. 01	4. 07	0. 01	6. 11	0. 83	

冷云水相对而言是丰富的。两云中霰的融化率在 96% 以上，因此云中霰的产生量大有利于降水的形成。

5 “催化-供给”云不同云层对降水的贡献

模拟的 040505 层状云发展是稳定的，云水含量层的顶高约 4.8 km，云底高度约 1.0 km，0℃层高度约 3.8 km。将模拟云体按微物理结构在垂直方向上分成三个层次：云水层顶部以上为冰水层、其下到 0℃层为冰水混合层、0℃层到云底为液水层。从模拟云降水量(图 8)随高度的分布可看出，在云底以上高度降水量随着高度降低而增大，但增大速率不同，在冰水混合层和液水层增大较快；达到云底高度后雨强和降水量开始减小。这表明云体

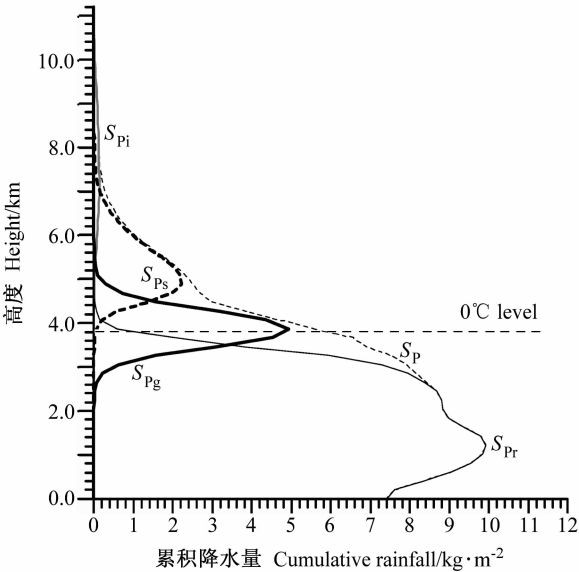


图 8 2002 年 4 月 5 日 05 时郑州站模拟云体 300 min 降水量的高度分布。

Fig. 8 Distribution of rainfall with height for the cloud simulated with sounding data at 0500 BT 5 Apr 2002 at 300 min at Zhengzhou station.

不同层次对降水量的贡献不同。据不同粒子形成过程、雨强和降水量的高度分布分析，从冰水层降落到冰水混合层的粒子主要是雪，降雪强度 P_s 为 0.67 mm/h，降雪量约 2.51 kg/m²。由前文分析可知，雪通过撞冻过冷云水增长和向霰转化以及被霰收集，有 90% 的雪转化成霰。这一层没有发生雨水收集云水增长过程，过冷水的消耗主要是雪和霰撞冻增长引起的，因此，从冰水混合层降落进入液水层的主要是霰，降霰的强度 P_g 为 1.29 mm/h，降霰量约 5.59 kg/m²，也就说降到冰水混合层的冰粒子通过凝华和撞冻增长使降水量增加了 3.08 kg/m²，即增加了 122.7%；在供给云的暖区，霰粒子不会增长，它融化形成雨水，同时收集云水转化成雨水。在暖区形成的 9.94 kg/m² 累积雨水量中，由霰粒子融化和收集云水形成的雨水量为 6.99 kg/m²。从云底降落的全部是雨水，雨强 P_r 为 2.26 mm/h，由于雨水降出云底后的蒸发，到达地面时的雨强减小到 1.72 mm/h。

图 9 给出三个高度上和地面降水量、降水强度。据模式输出数据计算，作为催化云的冰水层对降水的贡献约 25.5%，冰水混合层为 31.3%、液水层为 43.1%，亦即供给云对降水的贡献约 74.4%。

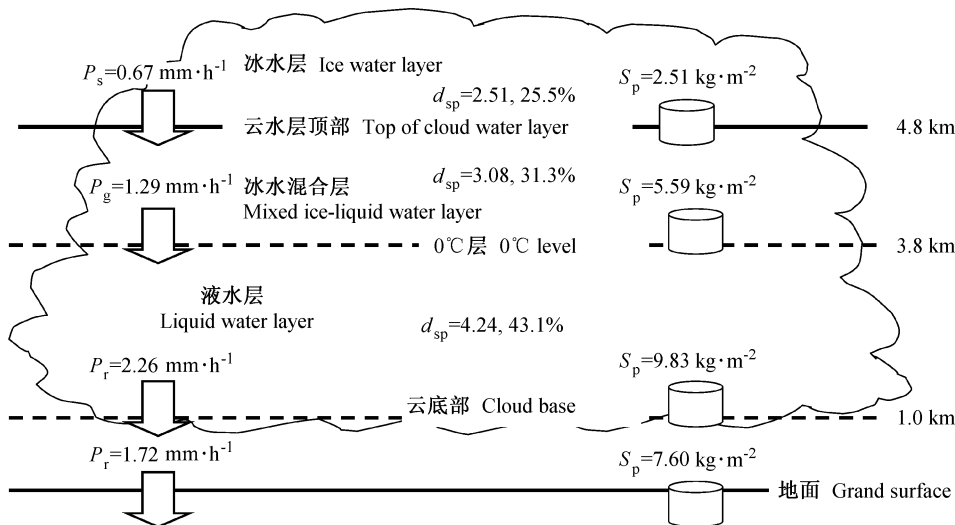


图 9 2002 年 4 月 5 日 05 时郑州站模拟云体 300 min 各层对降水的贡献率。 P : 降水强度; S_p : 降水量; d_{sp} : 降水量增量

Fig. 9 Contribution rate of various cloud layers to rainfall for the cloud simulated with sounding data at 0500 BT 5 Apr 2002 at 300 min at Zhengzhou station. P : precipitation intensity; S_p : rainfall; d_{sp} : rainfall increment

此外, 降水的 70% 是霰的贡献, 即冷云过程对降水起主要作用, 冰粒子在冰水混合层的增长对降水的形成是十分重要的。

6 “催化-供给”云降水形成的环节

为了分析的方便, 利用表 2、表 3 中的数据计算了一些物理量(表 4)。从上节分析的粒子形成过程可以认为, 地面降水的形成有三个途径: 一是雨水由暖云过程产生并通过碰并云水增长, 它对雨水总量的贡献率 F_{dr1} 在 30%~40%(表 4); 二是由降落到暖区的冰相粒子的融化形成, 而且大部分的雨水是由冰粒子的融化形成的, 对雨水总量的贡献率 F_{dr2} 在 50%~60%; 三是融化冰相粒子在云的暖区收集云水继续长大, 贡献率 F_{dr3} 在 10% 左右。

以 300 min A 云的数据(表 2)为例, 冰粒子融化和收集云水产生的雨水占 70%, 而在融化形成的雨水中, 霰的融化贡献最大, 占融化总量的 99%, 可见霰的形成环节对降水的影响最大。

冰晶和雪虽然没有降到云的暖区直接形成降水, 但对降水的形成起到非常重要的作用。可以说, 与冰相过程有关的降水起源于冰晶和雪。冰晶通过向雪的转化和被雪收集转化成降水粒子的比率 F_{is} 在 45% 以上, 就是说由近一半的冰晶转化成降水粒子; 雪主要通过收集冰晶和凝华增长, 增长量占雪总量的 75% 以上(表 4 F_{ds1}), 这两个物理过程

对增大雪的尺度是有重要作用的, 而只有尺度较大的雪才有可能通过撞冻增长转化成霰; 雪撞冻云水增长量虽然只占不到 20% (F_{ds2}), 但就是这些经过撞冻增长的雪才能有条件转化成可以降到云中暖区融化成雨水的霰。在霰的总量中, 雪通过自动转化和被霰收集转化成霰的量占霰总量的百分比 F_{dg2} 约 60%, 霰撞冻增长量 (F_{dg1}) 占 30% 左右。雪的转化量占雪的百分比 F_{sg} 约 90%, 即约 90% 的雪转化成霰。可见雪的凝华、碰并和撞冻增长对霰的形成、对降水的形成都有重要作用。

综上所述, 层状云系中“催化-供给”云降水形成的主要环节可以概括为: 降水的形成既有暖云过

表 4 A 云和 B 云微物理过程产生量的百分比 (%)

Table 4 Percentage of mass produced by microphysical processes for cloud A and cloud B

	F_{ds1}	F_{ds2}	F_{dg1}	F_{dg2}	F_{dr1}
A 云 Cloud A	77.0	18.1	27.6	65.4	29.5
B 云 Cloud B	76.6	19.0	38.3	57.8	37.0
	F_{dr2}	F_{dr3}	F_{is}	F_{sg}	F_{MLgr}
A 云 Cloud A	57.1	13.2	45.7	91.6	96.4
B 云 Cloud B	55.4	7.5	45.1	89.2	98.9

注 Note: $F_{ds1} = (T_{VDvs} + T_{CLis})/T_s$; $F_{ds2} = T_{CLcs}/T_s$; $F_{dg1} = T_{CLcg}/T_g$; $F_{dg2} = (T_{CNsg} + T_{CLsg})/T_g$; $F_{dr1} = T_{CLcr}/T_r$; $F_{dr2} = T_{MLgr}/T_r$; $F_{dr3} = T_{CLcgr}/T_r$; $F_{is} = (T_{CNis} + T_{CLis})/T_i$; $F_{sg} = (T_{CNsg} + T_{CLsg})/T_s$; $F_{MLgr} = T_{MLg}/T_g$.

程也有冷云过程参与。由于云顶高度较低,碰并过程主要发生在云的暖区;冰晶通过凝华增长转化成雪,雪主要通过凝华、收集冰晶增长和撞冻过冷云水增长转化形成霰,霰靠撞冻过程、收集雪过程长大,从而形成可以降落到云的暖区融化形成雨水并通过与暖区云水的碰并过程继续增长。如果没有冰相粒子对过冷云水的撞冻过程,就没有霰。冷云和暖云过程的相互配合对降水的形成非常有利。

7 人工增雨条件分析

现在主要从降水形成机制和云结构分析人工增雨条件。层状云中“催化-供给”云降水形成的过程和主要环节分析表明,冷云物理过程在降水形成中起着十分重要的作用,在冰相粒子发动降水时,冰粒子的凝华增长是重要的过程,冰晶和雪都主要靠凝华过程长大,只有冰晶长大了才能向雪转化,只有雪长大了才能加快对过冷云水的收集从而向霰转化,最终形成能够降到云中暖区融化形成雨水的粒子。从降水形成的环节可以看出,云中水汽量的多少、过冷水含量高低是自然降水形成的重要条件,也是人工增雨的重要条件。

到底是冰粒子的凝华增长(消耗水汽)还是撞冻增长(消耗过冷云水)对雨水形成作用大,即是云中水汽还是过冷云水对雨水形成的作用大?可以根据 A、B 云的有关数据(表 2、表 3 和表 4)来计算和分析。若忽略 CLig 和 VDvg 两个物理过程(它们的量值都很小),对于 A 云,凝华过程最终产生的雨水量为

$$(T_{VDvi} F_{is} + T_{VDvs}) F_{sg} F_{Mlgr} = 3.03 \text{ kg/m}^2,$$

而冰粒子撞冻过程产生的雨水量为

$$(T_{CLcs} F_{sg} + T_{CLcg}) F_{Mlgr} = 2.24 \text{ kg/m}^2.$$

对 A 云来说,在霰融化形成的 5.68 kg/m^2 雨水中,约有 3.03 kg/m^2 是由水汽转化而来的,贡献率为 53%; 2.24 kg/m^2 是由过冷云水转化形成的,贡献率为 39%。对于 B 云,水汽转化贡献率为 46%,过冷云水转化贡献率为 49%。这说明,在冰相物理过程过降水贡献较大的层状云中,水汽和过冷云水对形成降水粒子的贡献相差不大。因此,对层状云进行引晶催化时,不但过冷云水是个作业条件参数,水汽也是一个重要的参数。只考虑将过冷云水和冰晶浓度作为催化指标是不全面的。

此外,模拟云有两层云,云中的暖区有云水含

水量的极大值区,同时在零度层高度附近还有另一极大值区,云水区的顶层在 $4.5 \sim 4.8 \text{ km}$,过冷云水层的厚度约 1.0 km ,两层云之间有的时次含水量为零,为无云区,有的时次即使有云含水量也很低。冰晶是发动降水形成的重要粒子;云中的过冷水为冰相粒子的撞冻增长提供了条件,冰相粒子在下降到暖区通过碰并过程又收集云水转化成雨水。因此,在存在“催化-供给”降水形成的机制的层状云中,如果供给云含水量很低,不可能形成大的降水;反之,如果没有高层冰粒子的催化作用,只靠中低层的云也不可能形成大的降水。这种“催化-供给”云体系应该是人工增雨的条件之一。此外,供给云过冷区的云水含量固然是重要增雨条件,但降水机制研究表明,融化冰粒子在供给云暖区收集云水增长量也有 10% 的贡献,因此供给云暖区云水含量、云的厚度也可以作为增雨条件来考虑。

8 结论和讨论

本文利用含有详细微物理过程的一维层状云模式和郑州加密探空资料模拟了 2002 年 4 月 5 日冷锋降水云系中的“催化-供给”云的微物理结构,其典型特征是分层结构:高层是冰晶,随着高度降低,依次是雪、霰和过冷云水组成冰水混合层,接下来是云中暖区的液水层;云水常常分为高低两层,中间有的几乎是无云区,有的是低含水量区。作为催化云的冰水层对降水的贡献约 25.5%,冰水混合层为 31.3%、液水层为 43.1%。供给云对降水的贡献约 74.4%。降水的 70% 是霰的贡献,冷云过程对降水起主要作用,冰粒子主要在冰水混合层增长,这对降水的形成十分重要。

通过对云中各种粒子形成过程的研究,分析了降水形成机理、降水粒子形成的环节。冰晶通过凝华增长,雪由冰晶转化形成,通过撞冻过冷云水、收集冰晶和凝华增长;霰靠雪转化形成,通过撞冻过程、收集雪过程长大成为可以降落到云的暖区融化形成雨水。层状云的降水形成有凝结碰并过程、冰粒子的融化过程,霰的融化是雨水形成的主要过程,凝华和撞冻是冰粒子增长的主要物理过程,也是雨水产生的重要过程。

从降水形成的环节和云的结构分析表明,云中水汽对雨水形成的贡献量与过冷云水差不多。“催化-供给”云体系是增雨催化的有利结构条件;水

汽和过冷水都是人工增雨的重要条件, 只将过冷水和冰晶浓度作为作业指标是不全面的。

本文只是对一例冷锋云系进行模拟研究, 模拟的雷达回波和降水强度与实测的较一致, 但由于模式没有考虑水平输送, 输入模式的垂直气流的分布型式和大小是定常的, 所得的结果还需要微物理探测资料作进一步验证。

致谢 对河南省气象局和中国气象科学研究院人工影响天气中心提供郑州加密探空等资料表示诚挚的谢意。

参考文献 (References)

- [1] 游来光, 马培民, 胡志晋. 北方层状云人工降水试验研究. 气象科技, 2002, **30**(增刊): 19~56
You Laiguang, Ma Peimin, Hu Zhijin. A study on experiment of artificial precipitation in North China. *Meteorological Science and Technology* (in Chinese), 2002, **30**(Suppl.): 19~56
- [2] 游来光, 王守荣, 王鼎丰, 等. 新疆冬季降雪微结构及其增长过程的初步研究. 气象学报, 1989, **47**(1): 73~81
You Laiguang, Wang Shourong, Wang Dingfeng, et al. The microphysical structure of snow cloud and the growth process of snow in winter in Xinjiang. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1989, **47**(1), 73~81
- [3] 刘玉宝, 胡志晋, 游来光. 新疆准噶尔盆地冬季系统性降水研究, II 理论探讨. 气象科学研究院院刊, 1988, 159~168
Liu Yubao, Hu Zhijin, You Laiguang. A study of the frontal snowfall in zhungeer basin of Xinjiang in winter, Part II: Theoretical discussion. *Journal of Academy of Meteorological Science* (in Chinese), 1988, 159~168
- [4] 胡志晋, 严采繁. 层状云微物理过程的数值模拟(二)中纬度气旋云系的微物理过程. 气象科学研究院院刊, 1987, 133~142
Hu Zhijin, Yan Caifan. Numerical simulation of microphysical processes of stratiform clouds (II)—microphysical processes in middle-latitude cyclone cloud systems. *Journal of Academy of Meteorological Science* (in Chinese), 1987, 133~142
- [5] Hobbs P V, Matejka T J, Herzegh P H, et al. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I: A case study of a cold front. *J. Atmos. Sci.*, 1980, **37**: 568~596
- [6] Herzegh P H, Hobbs P V. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. II: Warm-frontal clouds. *J. Atmos. Sci.*, 1980, **37**: 597~611
- [7] 苏正军, 刘卫国, 王广河, 等. 青海一次春季透雨降水过程的云物理结构分析. 应用气象学报, 2003, **14**(增刊): 28~35
Su Zhengjun, Liu Weiguo, Wang Guanghe, et al. Microphysical characteristics of a precipitation processes in Qinghai Province. *Journal of Applied Meteorological Science* (in Chinese), 2003, **14**(Suppl.): 28~35
- [8] 李淑日, 王广河, 刘卫国. 降水性层状云微物理结构个例分析. 气象, 2001, **27**(11): 17~21
Li Shuri, Wang Guanghe, Liu Weiguo. A case study of micro-structure of precipitable stratiform clouds. *Meteorological Monthly*, 2001, **27**(11): 17~21
- [9] You Laiguang. Progress in the study of cloud physics and weather modification in field experiment. *Ann. Rep. Advances in Research of AMS*, 1986 - 1990, Beijing: China Meteorological Press, 1991. 89~100
- [10] Hobbs P V. Organization and structure of clouds and precipitation on the mesoscale and microscale in cloud storms. *Rev. Geophys. Spcae Phys.*, 1978, **16**: 741~755
- [11] Hobbs P V, Ola P, Persson G. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. V: The substructure of narrow cold-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 1982, **39**: 280~295
- [12] 黄美元, 洪延超. 在梅雨锋云系内层状云回波结构及其降水的不均匀性. 气象学报, 1984, **42**(1): 80~87
Huang Meiyuan, Hong Yanchao. The inhomogeneous feature of the precipitation and the echo structure of stratiform cloud in Mei-Yu frontal cloud system. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1984, **42**(1): 80~87
- [13] 洪延超, 黄美元, 王首平. 梅雨锋云系中亮带不均匀性的理论探讨. 大气科学, 1984, **8**(2): 197~204
Hong Yanchao, Huang Meiyuan, Wang Shouping. A theoretical study on inhomogeneous of bright band in Mei-Yu frontal cloud system. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)*, (in Chinese), 1984, **8**(2): 197~204
- [14] Hong Yanchao. A Numerical model of mixed convective-stratiform cloud. *Acta Meteorologica Sinica*, 1997, **11**(4): 489~502