

# Macroscopic and Microscopic Characteristics of Embedded Convections and Rainfall-Increasing Conditions in Stratiform Clouds

—A Case Study of the Central and Southern Areas of Hebei Province

Zengmei Kang<sup>1</sup>, Yuwen Sun<sup>2\*</sup>, Xiaobo Dong<sup>2</sup>, Xue Hu<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Hebei Provincial Meteorological Bureau, Shijiazhuang Hebei

<sup>2</sup>Hebei Weather Modification Office/Key Laboratory of Meteorology and Ecology of Hebei, Shijiazhuang Hebei

<sup>3</sup>Hebei Yangyuan County Meteorological Bureau, Yanyuan Hebei

Email: qxjxiaokang@163.com, \*syw2141@sina.com

Received: Mar. 8<sup>th</sup>, 2019; accepted: Mar. 22<sup>nd</sup>, 2019; published: Mar. 29<sup>th</sup>, 2019

---

## Abstract

May 22, 2017, Hebei Province appears a low-trough and cold front precipitation process. Hebei Provincial Weather Modification office made use of airborne particle measurement system to detect stratiform clouds with embedded convections on several levels and vertically. In this paper, the macro-microscopic characteristics and rainfall-increasing conditions of embedded convections in stratiform clouds are analyzed by using the detection data combined with ground weather radar, KA-band Cloud radar and ground rainfall self-recorded data. The results show that the accumulated layer is thicker than 7 km, which consists of cold and warm clouds, 2 km thickness and 3 km thickness. The convective rain nuclei in the cloud can uplift the top height of the cloud by about 2 km. The horizontal scale of the large embedded convections is 8~15 km; the horizontal scale of the small embedded convection is about 5 km; the embedded convections duration is 45~60 minutes; the ground heavy rainfall time is about 20 minutes, short less than 10 minutes; and the embedded convections rainfall occupies the total rainfall of the weather system 10%~30%. When the rain core develops, the cloud particle concentration is the highest and the supercooled water is the most abundant. The supercooled water at the bottom of the cold cloud is up to  $0.6 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ , and that in the upper part of the cold cloud higher than 5 km is up to  $0.2 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ . During the period from the initial development of the rain core to the peak, the supercooled water is rich in the cloud. The upper layer of the cold cloud in the embedded convection is the ice crystal propagation area, and the cold cloud with strong embedded convections can observe the song-attached ice crystals and the  $-5^{\circ}\text{C}\sim-10^{\circ}\text{C}$ , the upper part of the cold cloud, is the best catalytic operation area.

## Keywords

Mixed Cumulus Clouds, Vertical Observation, Cloud Microphysical Structure, Cloud Particle Spectrum

---

\*通讯作者。

# 积层混合云中对流核的宏微观特征和增雨条件研究

——以河北中南部地区为例

康增妹<sup>1</sup>, 孙玉稳<sup>2\*</sup>, 董晓波<sup>2</sup>, 胡 雪<sup>3</sup>

<sup>1</sup>河北省气象局, 河北 石家庄

<sup>2</sup>河北省人工影响天气办公室/河北省气象与生态环境重点实验室, 河北 石家庄

<sup>3</sup>河北省阳原县气象局, 河北 阳原

Email: qxjxiaokang@163.com, \*syw2141@sina.com

收稿日期: 2019年3月8日; 录用日期: 2019年3月22日; 发布日期: 2019年3月29日

## 摘 要

2017年5月22日河北省出现一次低槽冷锋降水过程, 河北省人工影响天气办公室利用机载粒子测量系统对积层混合云进行多次水平和垂直探测。本文利用该探测资料结合地面天气雷达、Ka波段云雷达和地面雨量自记资料分析了积层混合云中对流核的宏微观特征及增雨条件。结果表明, 积层混合云云厚大于7 km, 由冷、暖云组成, 冷云厚度2 km, 暖云厚度3 km。云内对流雨核可使云顶高度抬升约2000 m。大的对流雨核的水平尺度在8~15 km, 小的对流雨核的水平尺度在5 km左右; 对流雨核持续时间在45~60分钟, 由雨核产生地面强降雨时间约20分钟, 短的不足10分钟; 对流雨核降雨量占天气系统总降雨量10~30%。雨核发展时云粒子浓度最高, 过冷水最丰富, 冷云底部过冷水最高达 $0.6 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ , 5000 m以上冷云中上部过冷水达 $0.2 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ , 云内丰富过冷水从雨核发展初始持续到雨核发展盛期。雨核中冷云中上层为冰晶增生区, 镶嵌较强对流雨核的冷云中均能观测到淞附冰晶以及霰粒子, 冷云中上部 $-5^{\circ}\text{C}$ ~ $-10^{\circ}\text{C}$ , 是最佳的催化作业区。

## 关键词

积层混合云, 垂直探测, 云微物理结构, 云粒子谱

Copyright © 2019 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

## 1. 引言

积层混合云是中国主要降水云型, 也是一种非常有效的降水系统, 在冷锋、梅雨锋、冷涡、地形云等多种天气系统中都会出现。在华北地区低槽、冷涡、冷锋、回流等天气系统中都可能引发积层混合云降水。

国内外学者曾对积层混合云开展了大量研究。观测发现, 层云中嵌入对流单体使液态水浓度比周围的层云高, 且具有一定的上升速度, 可以产生更多的冰晶(Hobbs and Rangno, 1990; Evans *et al.*, 2005) [1]

[2]; 研究发现在云中垂直速度不同的情况下(Houze *et al.*, 1981; Rutledge and Hobbs, 1983) [3] [4], 可以增加云系 20%~35%的降水量; 积层混合云降水往往分布不均匀, 嵌入式对流单体下方降水量一般明显比周围区域高, 造成“雨核”的现象(Hobbs and Locatelli, 1978) [5]。更多学者利用多种雷达资料和标准气象仪器资料分析了层云降水对浅对流泡的影响(Frederic *et al.*, 1993) [6]。后来随计算机发展, 对积层混合云进行了数值模拟: 用数值模拟研究发现镶嵌在层状云中的对流云发展更旺盛, 生命史更长, 降水效率更高(Frederic *et al.*, 1993) [6]。

国内的学者利用雷达观测资料等分析了暴雨积层混合云的基本特征及其与降水的关系(黄美元等, 1987a) [7]; 利用二维时变积云降水模式讨论了积层混合云中中层状云对对流云发展和降水的影响, 并得出积层混合云是一种非常有效的降水系统(洪延超, 1996a, 1996b; 黄美元等, 1987b) [8] [9] [10]。陶玥等用中国气象科学研究院(CAMS)中尺度云分辨模式模拟积层混合云系结构和水分收支情况估算降水效率等(陶玥, 2015) [11]; 对积层混合云微物理和降水特征的数值模拟与飞机观测对比研究, 发现模式模拟的云中液态水浓度(LWc)与飞机观测值具有较好的一致性(朱士超, 2015) [12]; 积层混合云结构特征及降水机理进行模拟研究, 模拟的降水与雷达回波与实测结果基本一致(何晖, 2015) [13]。

综上所述, 积层混合云较为稳定且降水效率高, 适合飞机作业, 是理想的增雨作业催化对象。在我国北方, 多种弱不稳定天气系统都会出现积层混合云, 积层混合云是一种常见的降水天气系统, 也是人工影响天气业务催化专业重要云系。但“对流核强度在什么范围内适合飞机作业? 对流核作业时机、部位如何选择?”等都影响作业安全和增雨效果。因此, 积层混合云中对流核的研究是人工影响天气领域的重要课题, 对提高人工增雨作业技术具有重要意义。

2017年5月22日河北省自北向南出现一次“低槽冷锋”天气系统, 河北省人工影响天气办公室在太行山东麓对云层进行了多次水平和垂直探测。本文利用探测资料研究了积层混合云中对流雨核的宏微观结构特征, 分析积层混合云对流核发生规律和作业条件。

## 2. 仪器和资料

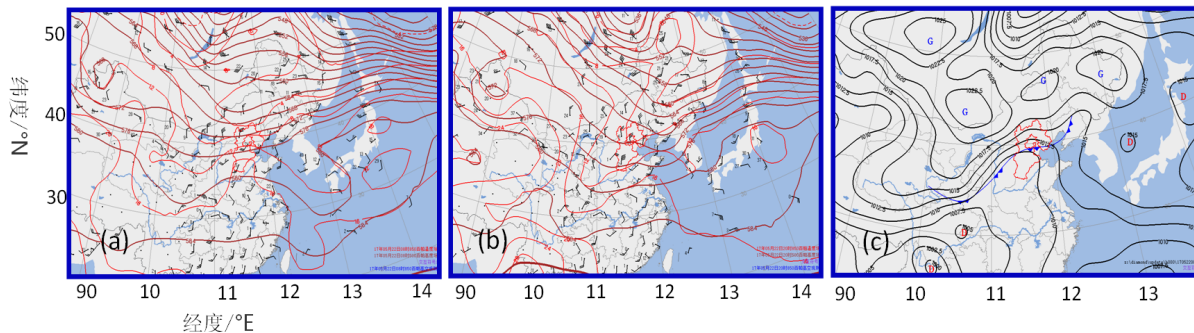
### 2.1. 探测仪器

机载探测设备有机载粒子探测系统、AIMMS-20 机载气象探测系统、Nevzorov 热线式含水量仪、湿度露点仪和 GPS 定位等。其中, 粒子探测系统包括 DMT 公司 CDP 探头, 测量粒子直径范围为 2~50  $\mu\text{m}$ ; CIP 探头, 测量粒子直径范围 25~1550  $\mu\text{m}$ ; SPEC 公司 HVPS-3 探头, 测量粒径范围为 150~19200  $\mu\text{m}$ ; 3V-CPI 探头是由 2D-S 探头和 PDS 所组成的, 可对粒子进行高分辨率的影像探测, 测量云中的水滴以及冰晶粒子的大小、形状和含量。Nevzorov 热线式含水量仪可以实测云内液态含水量和冰水含量。

另外还有天气资料、石家庄多普勒天气雷达(SA 波段)资料、Ka 波段云雷达资料、地面雨量自记仪等。

### 2.2. 天气系统

2017年5月22日08时(北京时, 下同)是一次明显的“低槽冷锋”降水天气系统, 500 hPa 高空多短波扰动, 高空槽在东移过程中发展加强, 华北处于槽前正涡度平流区; 中低层存在明显的锋区, 在 700、850 hPa 存在偏北风与西南风的风切变, 风场、温度场交角较大, 有明显的冷平流自北向南影响华北大部分地区。地面图 1 上, 气压场表现为“北高南低”, 锋面沿西北路径侵入华北。高空槽前部深厚的西南暖湿平流在冷锋锋面上抬升而形成的降水天气过程, 22日20时, 850 hPa 风速达到了  $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , 锋区进一步南压, 降水随风切变迅速南压, 移到了华北东部和南部, 入夜后, 主雨带减弱由东南向移出华北。

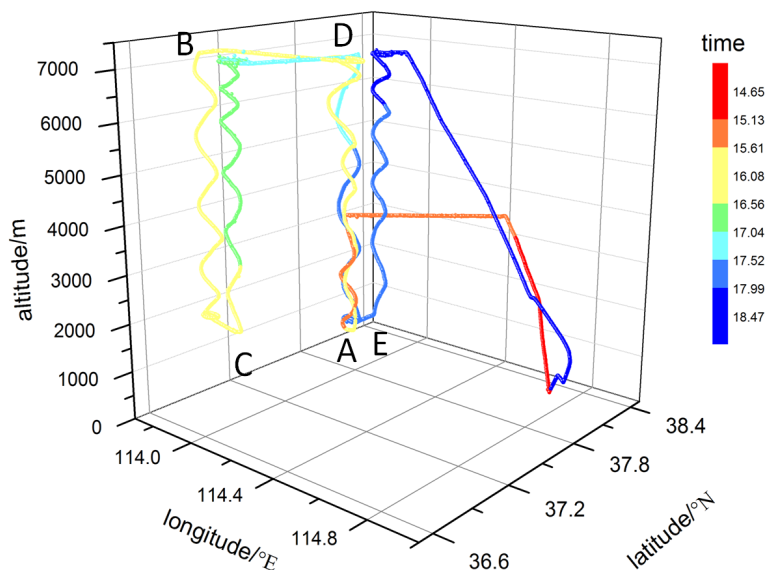


**Figure 1.** Meteorological condition on May 22, 2017 in high altitude at 08:00 (a), 20:00 (b) and ground level at 08:00 (c), the purple and red solid line represents 500 hpa height and temperature fields respectively, the black and blue solid line represent the sea level pressure field and the cold front line respectively

**图 1.** 2017 年 5 月 22 日 08:00 (a), 20:00 (b) 高空形式和 08:00 (c) 地面形势图 (紫红色实线为 500 hPa 高度场, 红色实线为 500 hPa 温度场, 黑色实线为海平面气压场, 天蓝色实线为冷锋线)

### 2.3. 云探测概述

采用国王 350 飞机, 结合雷达资料所确定的雨核位置, 开展连续垂直盘旋探测, 由云底或最低安全高度开始, 盘旋到雨核顶部或云顶, 然后再由云顶再盘旋到云底, 连续多次进行雨核垂直探测, 每次盘旋探测时间 10~15 分钟。为便于对比分析稳定性层状云和镶嵌对流云的层状云内的微物理结构特征, 飞机还专门针对稳定性层状云做从云底到云顶的垂直探测, 实施飞机探测过程如下:



**Figure 2.** The aircraft observation route on May 22, 2017

**图 2.** 2017 年 5 月 22 日飞机探测航线

飞机 15:03 从正定机场起飞, 15:11 上升至 3627 m (L1), 15:32 平飞至太行山东麓区域(F1); 15:32~15:37 由 3627 下降到 2100 m, 15:37~15:53 在邢台西部 A 区对云进行第一次垂直上升探测(A 区地面皇寺观测站布设云雷达和微雨雷达), 高度为 2100~7259 m; 15:53 开始在 7056 m 高度平飞 16 分钟于 16:09 到邯郸西部 B 区, 16:09~16:23 在 B 区对云进行了第二次垂直下降探测, 高度为 7056~2106 m; 16:23:41 开始(L2) 在 2111 m 高度平飞于 16:31 到达邯郸西部 C 区(F2), 16:31~16:48 在 C 区对云进行了第三次垂直上升探测, 高度为 2000~7304 m; 16:48 开始(L3)在 7239 m 高度平飞于 17:27 到达邢台西部 D 区(F3), 17:27~17:39



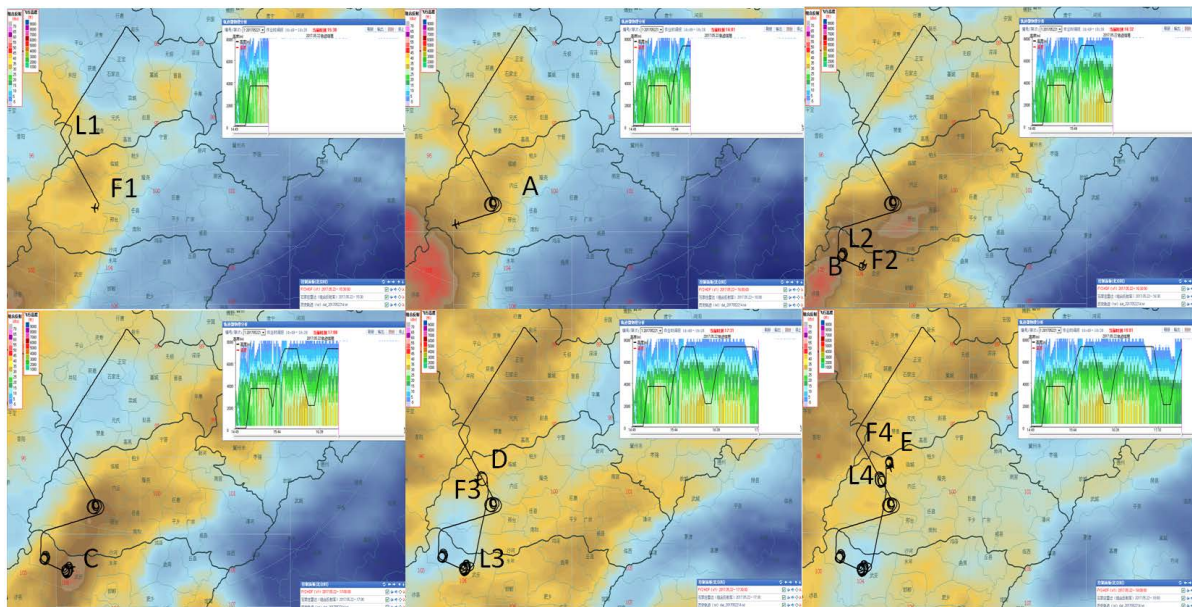
在 D 区对云进行第四次垂直下降探测(A 区附近), 高度为 7239~2059 m; 2056 m 高度(L4)平飞到邢台西部(F4)E 区, 17:49~18:04 在 E 区对云进行第五次垂直上升探测(A 区附近), 高度为 2056~7256 m; 18:04 在 7400 m 高度平飞于 18:08 开始缓慢下降, 飞机于 18:32 降落至正定机场(见图 2)。

此次飞机均在西风槽槽前观测, 由于西南气流受到太行山东麓地形因素影响, 西南气流沿锋面抬升时出现区域不均衡性, 层状云中伴有大小不一的对流雨核。本文针对 3676 m 平行和垂直上升时探测获取的机载资料进行分析。

### 3. 对流雨核宏观结构分析

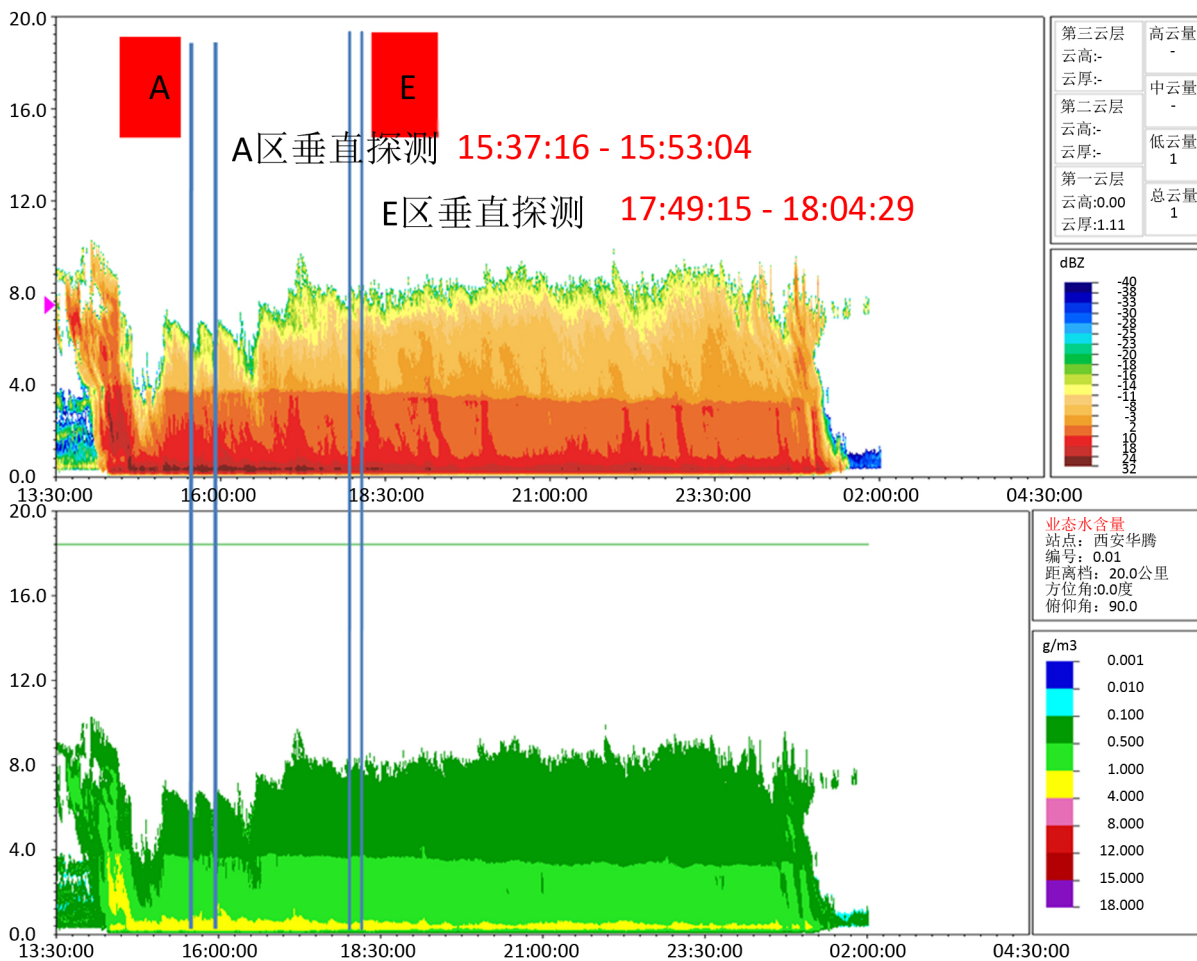
为了了解不同探测时间段 FY-2E 卫星云图和雷达垂直剖面随飞行轨迹的变化情况, 图 3 将 5 月 22 日从 15 时 30 分开始到飞机降落关键时段的卫星云图以及相应的飞行轨迹上的雷达垂直剖面进行叠加(黑色线表示飞行轨迹, 飞机机头表示飞行方向), 从卫星连续演变的红外云图看出(图 3), 15 时 30 分 FY-2E 显示云系呈东北—西南走向带状分布, 在东移过程中逐渐加强, 云带变宽, L1-F1 飞行轨迹对应的雷达垂直剖面(和图 6 对应的雷达平面图显示, 雷达回波呈大范围的积层混合云, 中间镶嵌着分布不均匀的对流雨核。16 时探测区域内出现多处云顶温度为 $-30^{\circ}\text{C}$ ~ $-40^{\circ}\text{C}$ 的高云, 16:30 云顶温度升高, 高云区减小, 至 17:00 高云区消失。结合图 1 天气形势图看, 飞机探测期间(15:03~18:32)正处于西风槽槽前冷锋过境, 结合雷达观测, 卫星红外云图中高云区为云内夹杂对流云顶, 说明该云系为积层混合云。

为了解云的结构、云高、云内液态水含量随时间变化, 在 A 区域(皇寺观测场)设置的 Ka 波段云雷达资料显示(图 4), 积层混合云由冷、暖云组成, 3900 m 附近出现一条明显分界线, 下层为暖云, 上层为冷云, 15:35~15:55 出现的云高最大达 10,000 m、且为浓密的高云, 云底到 4000 m 高度内出现液态水丰水层, 此处云雷达反演的含水量有较大误差, 仅反映含水量相对变化趋势。15 时 03 分飞机起飞至 17 时飞机窗外可见水线, 飞机间断性出现强烈颠簸, 表明云中夹杂有对流雨核。从 Ka 波段云雷达探测资料看, 皇寺局地明显的对流雨核发生在降水过程初期, 从对流雨核形成到降水结束持续时间在 45~60 分钟, 对



**Figure 3.** The FY-2E satellite cloud picture and the radar vertical profile overlap with the flight trajectory in different detection time (a: 15:30; b: 16:00; c: 16:30; d: 17:00; e: 17:30; f: 18:00)

**图 3.** 不同探测时刻 FY-2E 卫星云图和雷达垂直剖面随飞行轨迹的叠加(a: 15:30; b: 16:00; c: 16:30; d: 17:00; e: 17:30; f: 18:00)

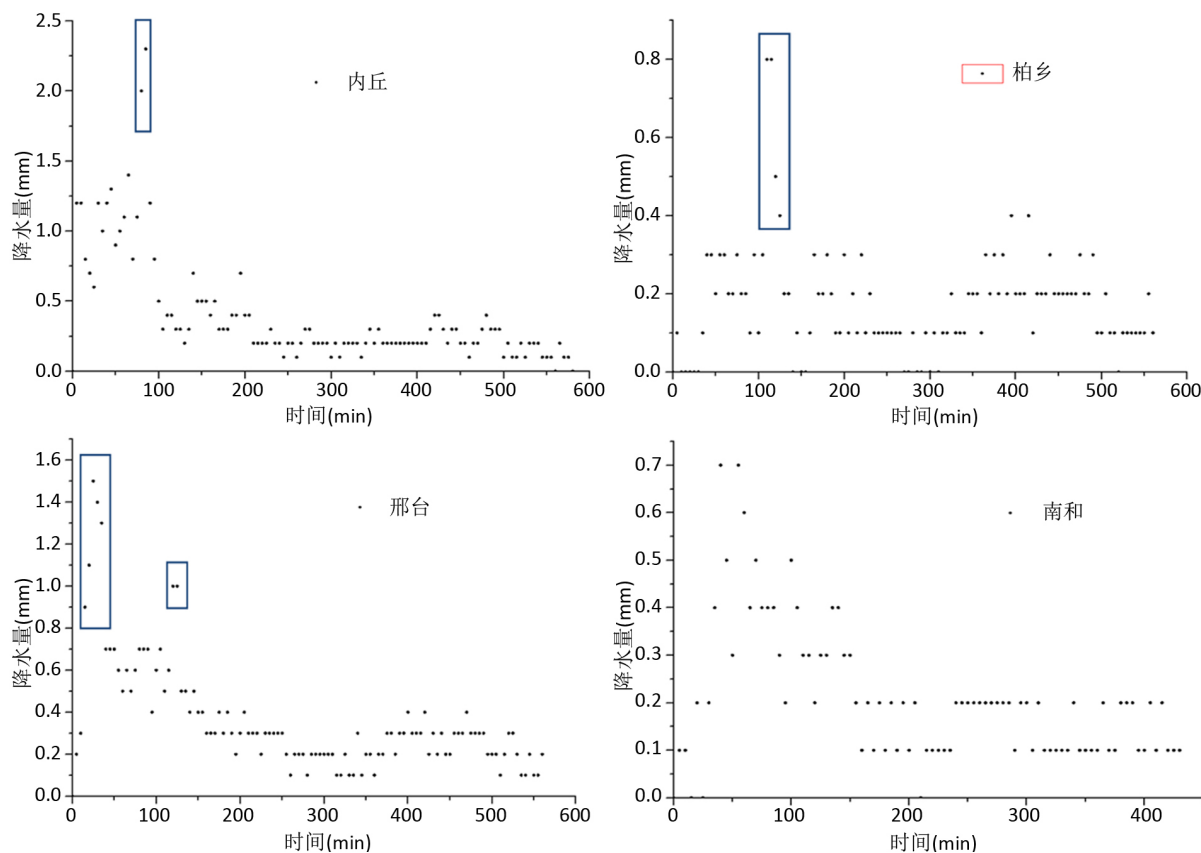


**Figure 4.** The change with time of Ka-band cloud radar echo and liquid water content  
**图 4.** Ka 波段云雷达回波与液态水含量随时间的变化

流雨核降水后，云顶高度迅速下降到 4000 m。之后，云顶高度一般为 8000 m，此时云内含水量降低，云内雨核减弱，表现为稳定的层状云。层状云内出现对流雨核时，由于上升气流加强，可使云顶高度抬升约 2000 m。地面逐时雨量显示 15 至 17 时探测区域先后均出现 20~50 mm 的中雨，17 时以后在探测区域为稳定的层状云降雨，雨量为 10~20 mm，至 21 时降水停止。河北中南部受本次天气系统影响出现大范围降水，降水带呈现西南—东北走向，雨量由北至南逐渐增强。

本文判断对流雨核降水的标准是：瞬时最大雨强达到平均雨强 1 倍以上，且雨强发生突变，明显大于前期(或后期)雨强，认为降雨受到对流雨核影响。为了解对流雨核对地面降雨的影响，分析 A 区附近内丘、邢台、柏乡、南和四个地面雨量站五分钟地面降雨量随时间的变化，图 5 显示，由于雨核的出现，地面 5 分钟降雨量出现了巨大波动。内丘、邢台、柏乡、南和四站中，内丘、柏乡分别出现一次对流雨核降水，持续时间分别约为 10 分钟和 18 分钟；邢台出现两次对流雨核降水，持续时间约 23 分钟和 10 分钟；南和由于五分钟雨量突变不明显，不易判断。统计对流雨核降水显示：对流雨核地面降雨持续时间约 20 分钟，短的不足 10 分钟；雨核降雨量占系统总降雨量 10%~30%。

从适合增雨作业的雷达回波指标看(孙玉稳等, 2015; 孙玉稳等, 2017) [14] [15], 处于飞行安全考虑, 适合催化的对流雨核最强雷达回波不高于 40 dBz, 4000 m 以上冷云中雷达回波强度小于 35 dBz, 镶嵌有雨核的中上层雷达回波强度为 25~30 dBz。图 6 显示积层混合云带呈西南至东北向分布, 云内出现多个回



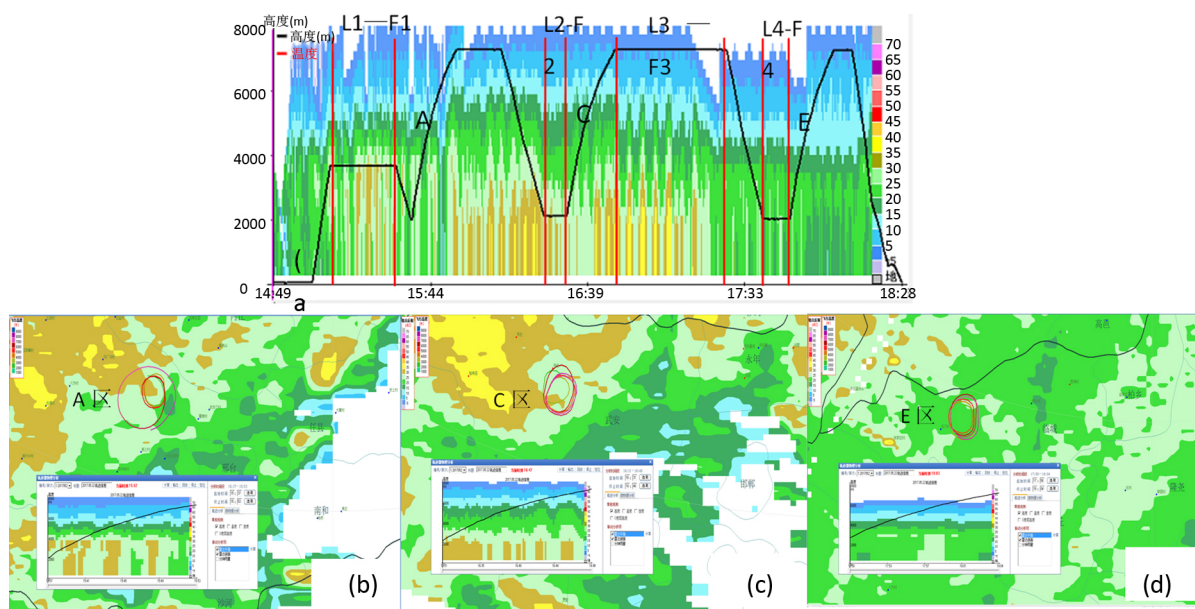
**Figure 5.** Representative site rainfall distribution during five minutes in aircraft detection area (Neiqiu, Xingtai, Baixiang, Nanhe)

**图 5.** 飞机探测区域内代表站点五分钟降雨量分布(内丘、邢台、柏乡、南和)

波强度为 40 dBz 片状雷达回波区。为研究对流雨核尺度特征及飞机增雨催化条件,沿飞行轨迹作雷达回波垂直剖面,从雷达回波垂直剖面看,由于雨核的出现,形成了一簇簇的 40 dBz 左右的雷达回波区。利用飞机在 3676 m 高度(L1-F1)、2112 m 高度(L2-F2)和 7260 m 高度(L3-F3)水平飞行穿过 40 dBz 左右的雷达回波区时的经纬度计算,大的对流雨核的水平尺度在 8~15 km,小的对流雨核的水平尺度在 5 km 左右。

图 6 中 L1-F1 飞行高度层恰好是融化层,此时没有出现 0°C 层亮带主要原因是云区距雷达观测站远,雷达扫描角度低。飞机在 3676 m 高度(L1-F1)平飞时实测含水量大于  $0.2 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$  的区域认为是雨核的水平尺度,实测对流雨核水平尺度与雷达观测到的雨核尺度结果一致。为了机载探头观测数据的可靠、稳定性,本文分析飞机盘旋爬升过程中探测到的数据和平行探测获取的数据,不同地区不同探测时段飞机对发展中的云的垂直探测时机也不同,飞机在 A 区垂直探测过程中云内夹杂有小对流云核(图 6b);飞机在 C 区垂直探测过程中云区位于大片强对流雨核,飞机恰好在强对流雨核的前部边缘探测(图 6c),从飞机盘旋上升轨迹判断,飞机在上升过程中四次穿过同一雨核,从图 6c 剖面图看,25 dBz 和 30 dBz 雷达回波顶高逐步抬升,表明雨核处于发展过程中,飞机对该对流雨核做最后三次探测时,其 35 dBz 雷达回波面积有所减小,主要是由于飞机在盘旋上升过程中穿越的距离造成的(盘旋半径为 10 km);E 垂直探测区位于稳定层状云中(图 6d)。飞机实测的暖层云和冷层云的分界线在 3900 m 左右,与 Ka 波段云雷达观测结果一致。从 15 dBz 雷达回波顶高看,镶嵌对流雨核的积层混合云 15 dBz 最大回波顶高在 6000 m,镶嵌两个对流雨核区之间 15 dBz 雷达回波顶高在 5500 m,稳定性层状云区 15 dBz 回波顶高在 4500 m。雷达回波顶高低于飞机实测云顶高度。





**Figure 6.** Vertical profile of radar echo on flight trajectory (a: 15:03~18:32) and superposition image of radar echo on vertical detection and flight trajectory (b: 15:37~15:53; c: 16:31~16:48; d: 17:49~18:04)

**图 6.** 飞行轨迹上的雷达回波垂直剖面(a: 15:03~18:32)及垂直探测期间雷达回波与飞行轨迹叠加图(b: 15:37~15:53; c: 16:31~16:48; d: 17:49~18:04)

## 4. 对流雨核微观结构特征分析

### 4.1. 水平方向云微结构特征分析

为研究云系不同发展期、不同部位云微物理结构及降水分布特征,分析融化层附近平行探测时段 CDP、CIP 云粒子探头观测到的不同尺度下的粒子浓度和平均直径、热线含水量仪观测到的液水含量和冰水含量水平分布特征,其中 CIP 观测到的浓度选取粒子直径在 100~1000  $\mu\text{m}$  的数据。图 7 给出了飞机在 3676 m (L1-F1) 平行探测过程中获取的各种宏微物理参量沿航线的分布,该高度层温度在 1 $^{\circ}\text{C}$  左右变化,为融化层。图 7a 显示, CDP 探头观测到的云粒子平均浓度为  $7 \times 10^4 \text{ L}^{-1}$ , 最大浓度为  $3 \times 10^5 \text{ L}^{-1}$ , 最高和最低云粒子浓度相差 4 个量级; 平均直径为 15  $\mu\text{m}$ , 云粒子浓度与平均直径呈反相关。图 7b 显示, Nevzorov 热线式含水量仪观测到平均含水量为  $0.275 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ , 最高和最低云水含量相差 1 个量级, 说明 3676 m 层含水量水平分布非常不均匀, 表明云不同的发展阶段影响对流雨核内云粒子浓度和含水量。图 7b 中 TWC 含水量有时明显大于 LWC 含水量主要是因为该层处于融化层, 云内存在未融化降水粒子造成的误差, 在 CPI 探头也观测到了未融化的降水粒子和大雨滴(见图 8)。CIP 探头观测到的粒子浓度在 1~8  $\text{L}^{-1}$  之间变化(图 7c), 浓度平均值为  $3.3 \text{ L}^{-1}$ ; 平均粒子直径为 300~700  $\mu\text{m}$ , 粒子直径与浓度呈负相关, 即粒子浓度大的地方, 平均直径小。在对流雨核发展较弱的区域, 粒子浓度为 6~9  $\text{L}^{-1}$ , 平均直径为 300~500  $\mu\text{m}$ ; 而在对流雨核发展较强的区域, 降水粒子浓度为 2~5  $\text{L}^{-1}$ , 平均直径为 500~700  $\mu\text{m}$ 。

在镶嵌对流雨核之间的云内观测到的(图 7 中 m1 处)TWC 含水量为  $0.2\sim 0.4 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ , 对流雨核发展盛期(图 7 中 m2 处)TWC 含水量在  $0.5 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$  以上, 对流雨核衰退消亡期(图 7 中 m3 处), 地面出现大量降水, TWC 含水量迅速降到  $0.1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$  以下, 同时云粒子浓度和平均直径明显降低, 云内存有少量大的降水粒子。说明对流雨核降水主要发生在盛期以后, 同时大量下落的降水粒子影响了雨核内部的上升气流, 阻断了云粒子向上输送, 加速了雨核的消亡。图 6d 中粒子尺度与雷达垂直剖面图出现 3~4 分钟误差主要因为雷达 6 分钟完成一次体扫, 在飞行轨迹与雷达回波进行同步耦合时出现的时间差。而剖面图中没有出现 40



dBz 的回波, 是因为天气雷达比较粗的体扫数据, 而后进行插值造成误差。

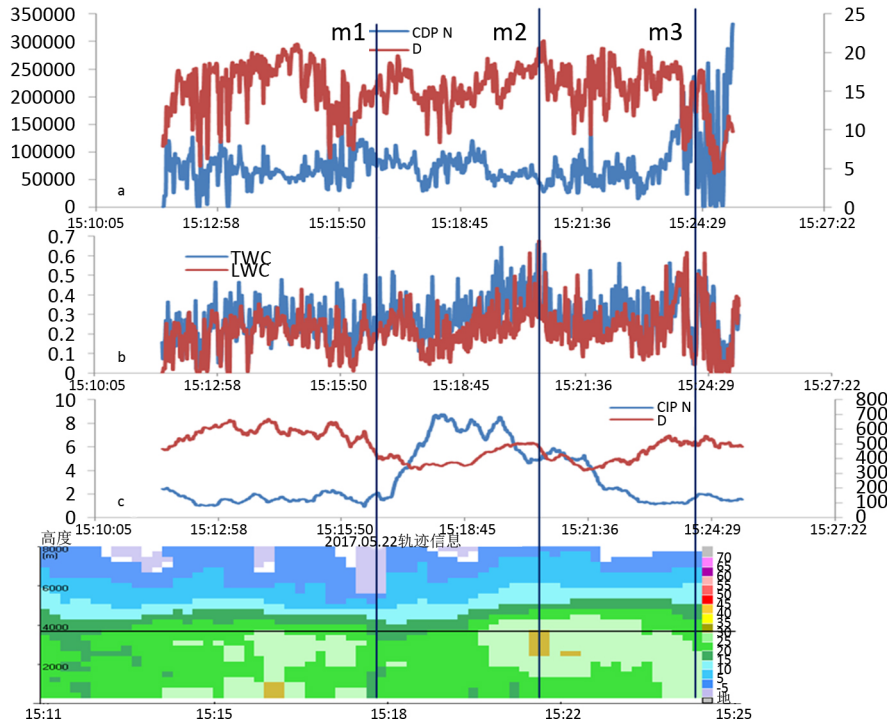


Figure 7. The variation of the micro-physical parameters in the cloud during the 3676 m plane flight phase Figure

图 7. 飞机在 3676 m 平飞阶段云内各微物理参量随时间的变化

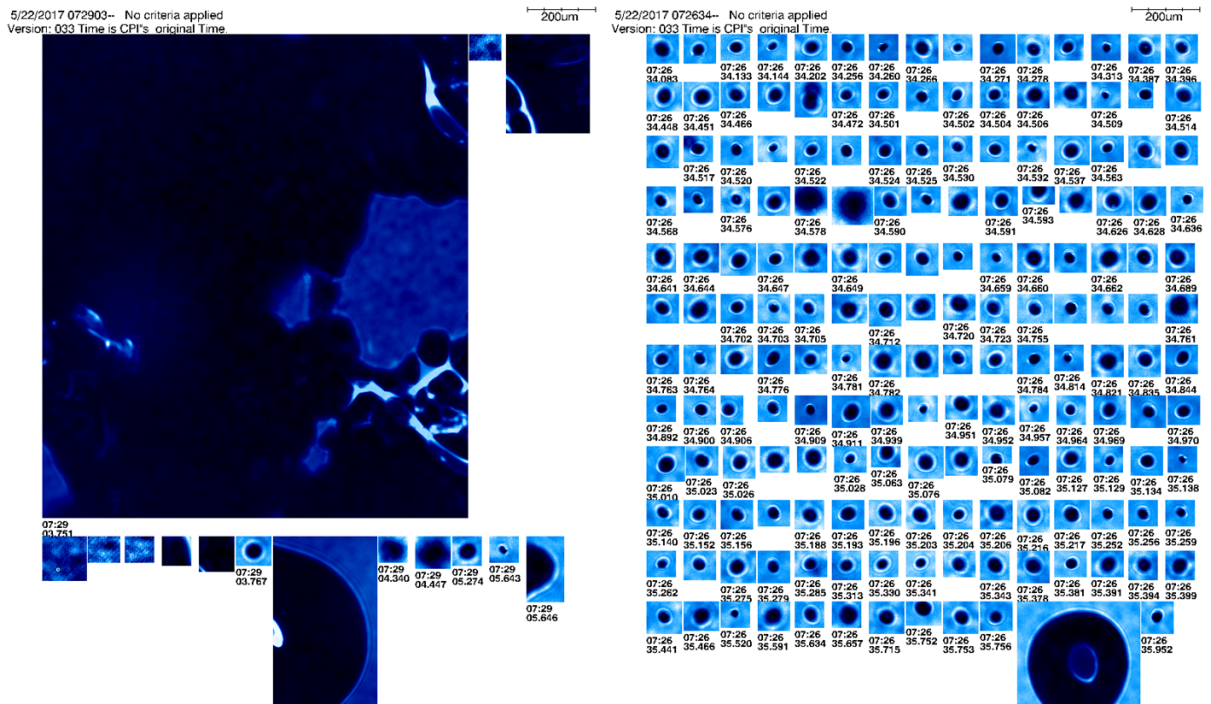


Figure 8. The particle image of CPI high resolution image probe at 3676 m height

图 8. 3676 m 高度层 CPI 高分辨率的影像探头观测到的粒子图像

## 4.2. 融化层粒子谱特征

分析融化层粒子浓度及粒子谱以更好地了解雨核中粒子变化规律,为进一步研究降水的形成机制奠定基础[16]。TWC 传感器为直径 8 mm 的圆锥形传感器,不同相态粒子可在圆锥内蒸发,得到累积含水量;LWC 传感器为直径 1.8 mm,长 16 mm 的圆柱形传感器,当雨滴碰撞到 LWC 传感器时容易发生破碎而不能完全将雨滴蒸发,从而使得 LWC 在遇到大雨滴或半融化的雨滴时观测值偏小,因此在融化层中使用了 TWC 含水量数据进行统计分析。图 9 给出了飞机在云内 3676 m 不同含水量条件下的粒子谱分布,图 9a 云粒子谱显示,云粒子呈双峰分布,峰值直径分别为  $6\ \mu\text{m}$  和  $14\ \mu\text{m}$ 。当  $\text{TWC}=0.1\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  时,云粒子浓度虽大,但多为  $3\sim 10\ \mu\text{m}$  的小云粒子, $10\sim 30\ \mu\text{m}$  大云粒子浓度低,对照图 7 分析,此时不在雨核内。 $\text{TWC}=0.3\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  时,云粒子浓度明显升高, $6\ \mu\text{m}$  峰值浓度近  $13,000\ \text{L}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ , $14\ \mu\text{m}$  峰值浓度超过  $13000\ \text{L}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ ,此时雨核处于发展期,云内上升气流最强,云粒子浓度也最大。当  $\text{TWC}=0.5\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  时, $3\sim 10\ \mu\text{m}$  小云粒子浓度明显降低, $6\ \mu\text{m}$  极值浓度降到  $1000\ \text{L}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$  左右, $14\ \mu\text{m}$  峰值浓度也降到  $7000\ \text{L}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ ,但云粒子平均直径增大, $17\sim 30\ \mu\text{m}$  大云粒子浓度明显增加;从图 9b 降水粒子谱分布特征看, $\text{TWC}=0.3\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  时没有明显第二峰, $\text{TWC}=0.5\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  时第二峰最大,峰值浓度为  $0.0082\ \text{L}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$ ,而且第二峰值直径  $580\ \mu\text{m}$ ,大于  $\text{TWC}$  为  $0.2\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  或  $0.4\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  时的第二峰直径,说明  $\text{TWC}=0.5\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  时,云内出现大量大雨滴,大于  $580\ \mu\text{m}$  雨滴发生破碎,此时,雨核处于盛期。综上所述,对流雨核发展时,云内对流加强,大量云粒子从云底向上输送,粒子浓度迅速提高,粒子谱在  $6\ \mu\text{m}$  和  $14\ \mu\text{m}$  处分别出现  $13,000\ \text{L}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$  左右的峰值, $\text{TWC}$  含水量达到  $0.3\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ,但云内降水粒子极少;随着对流雨核的发展,粒子直径增大,在  $6\ \mu\text{m}$  左右的小云粒子浓度迅速减小,大于  $14\ \mu\text{m}$  的大云粒子增加;当雨核进入盛期,云粒子主要由  $10\ \mu\text{m}$  以上的大云粒子组成,大雨滴对含水量起重要作用,含水量最大超过  $0.5\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ;消亡期,云粒子浓度迅速降低,含水量降到  $0.2\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  以下,云内存留少量降水粒子。

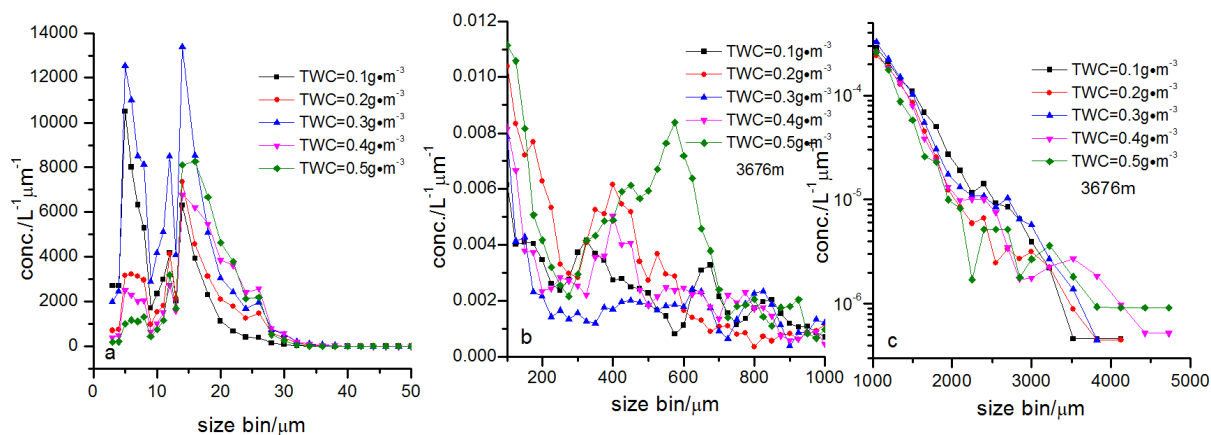


Figure 9. Spectral distribution (a: CDP, CIP, HVPS) of 3676 m height layer under different water content conditions  
图 9. 云内 3676 m 高度层不同含水量条件下的谱分布(a: CDP, CIP, HVPS)

## 4.3. 雨核内粒子有效直径的变化

为研究云内对流核发展的强度,计算五次垂直观测的云内有效粒子直径随高度的变化,把热线含水量仪实测的液水含量(LWC)大于  $0.2\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  作为对流云含水量阈值,剔除 LWC 小于  $0.2\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  对应的 CDP 探头观测到的云粒子浓度数据,同时 CDP 探头观测到的云粒子浓度必须满足大于  $20,000\ \text{L}^{-1}$  作为对流云发展阈值,当小云粒子浓度小于  $20,000\ \text{L}^{-1}$  表示对流云发展后云内出现大粒子破坏了云的状态,因此剔除云粒子浓度 CDP N 小于  $20,000\ \text{L}^{-1}$  的数据。图 10 显示, A 区、B 区、C 区 3 次探测的云内有效粒子半

径随高度升高而增长,从粒子有效直径与高度的相关系数看,A区 $R^2$ 仅为0.2286,相关性较弱;B区和C区 $R^2$ 分别为0.678和0.6913,二者相关性较强;从A区、B区、C区的雷达回波和飞机实测结果看,云内均镶嵌对流泡,均有对流云的特征,图10有效粒子直径随高度变化也能说明云内出现对流。但D区云内有效粒子直径随高度升高而下降,E区云内有效粒子直径随高度升高基本不变,不符合对流云特征,云内无对流。从斜率看,C区最大,为496.1;B区次之,为392.69;A区最小,为334.49;显然,C区对流最强,A区最弱;因为该处斜率表示粒子有效直径增加 $1\mu\text{m}$ 时垂直高度增加值,显然,云粒子在上升过程中逐步凝结增长,对流越强,上升速度越大,粒子凝结增长 $1\mu\text{m}$ 的时间内上升的高度越大,斜率越大。

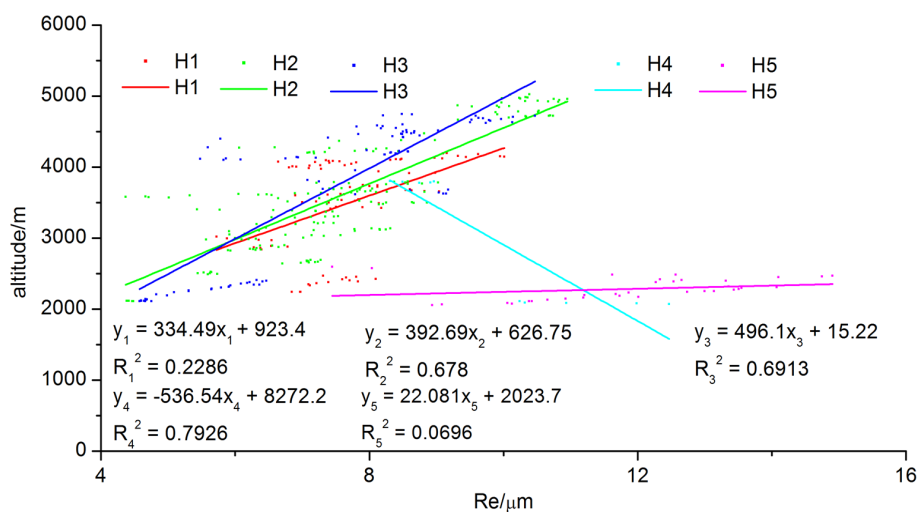


Figure 10. Five times vertical detection effective particle diameter varies with height (LWC greater than  $0.2\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ , CDP n greater than  $20000\text{ L}^{-1}$ , h1: a, H2: b, H3: c, h4: d, h5: e)

图10. 五次垂直探测有效粒子直径随高度变化(lwc大于 $0.2\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ , CDP N大于 $20000\text{ L}^{-1}$ , H1: A区, H2: B区, H3: C区, H4: D区, H5: E区)

#### 4.4. 云宏观物理参数的垂直分布特征

为分析镶嵌对流雨核的冷云内粒子微物理结构及降水分布特征,对飞机从云底到云顶盘旋上升的三个时间段资料做统计处理,从CIP探头探测的资料中选取尺度为 $100\sim 300\mu\text{m}$ 的粒子浓度作为冰晶数浓度、 $300\sim 1000\mu\text{m}$ 粒子浓度作为雪晶数浓度,从HVPS探头资料中选取 $1000\sim 10000\mu\text{m}$ 粒子浓度作为降水粒子浓度。文中当CDP探头观测到的云粒子浓度大于 $10^4\text{ L}^{-1}$ 、同时热线含水量仪观测到的液水含量 $\geq 0.01\text{ g}/\text{m}^3$ 时则判定云的出现(孙玉稳等, 2015) [14]。云内微物理参数的垂直分布特征统计结果见图11。

从图11a和图11c可以看出,A、C、D三个区域观测到的云的宏观结构变化不大,云底小于 $2000\text{ m}$ ,云顶大于 $7259\text{ m}$ , $0^\circ\text{C}$ 层高度位于 $3900\text{ m}$ 附近,云内温度在 $-16.4^\circ\text{C}\sim 10.5^\circ\text{C}$ 。云系为双层分布,夹层厚度有一定的差别, $0^\circ\text{C}$ 层以下云滴浓度较高,粒子尺度较小,暖层云粒子浓度波动是飞机盘旋上升时碰到的对流泡中的高云粒子浓度造成的。 $0^\circ\text{C}$ 层以上冷云中观测到的大尺度的粒子是过冷水、冰晶和雪晶粒子共存的分布情况。三个区域观测到的小云滴浓度随高度变化呈多峰分布,且起伏较大,LWC液态含水量与云滴浓度具有较好的正相关性。

A区积层混合云分为上下两层, $4500\text{ m}$ 以下云粒子浓度大,最大浓度为 $3\times 10^5\text{ L}^{-1}$ , $4500\text{ m}$ 以上云粒子浓度小于 $8\times 10^4\text{ L}^{-1}$ ;云粒子浓度极大值出现在 $4000\text{ m}$ (图11b<sub>1</sub>),最大液态含水量为 $0.6\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ ; $4500\text{ m}$ 以上液态含水量小于 $0.05\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ (图11a<sub>1</sub>)。CIP探头观测在 $4500\sim 5200\text{ m}$ 出现 $100\sim 300\mu\text{m}$ 粒子浓度高

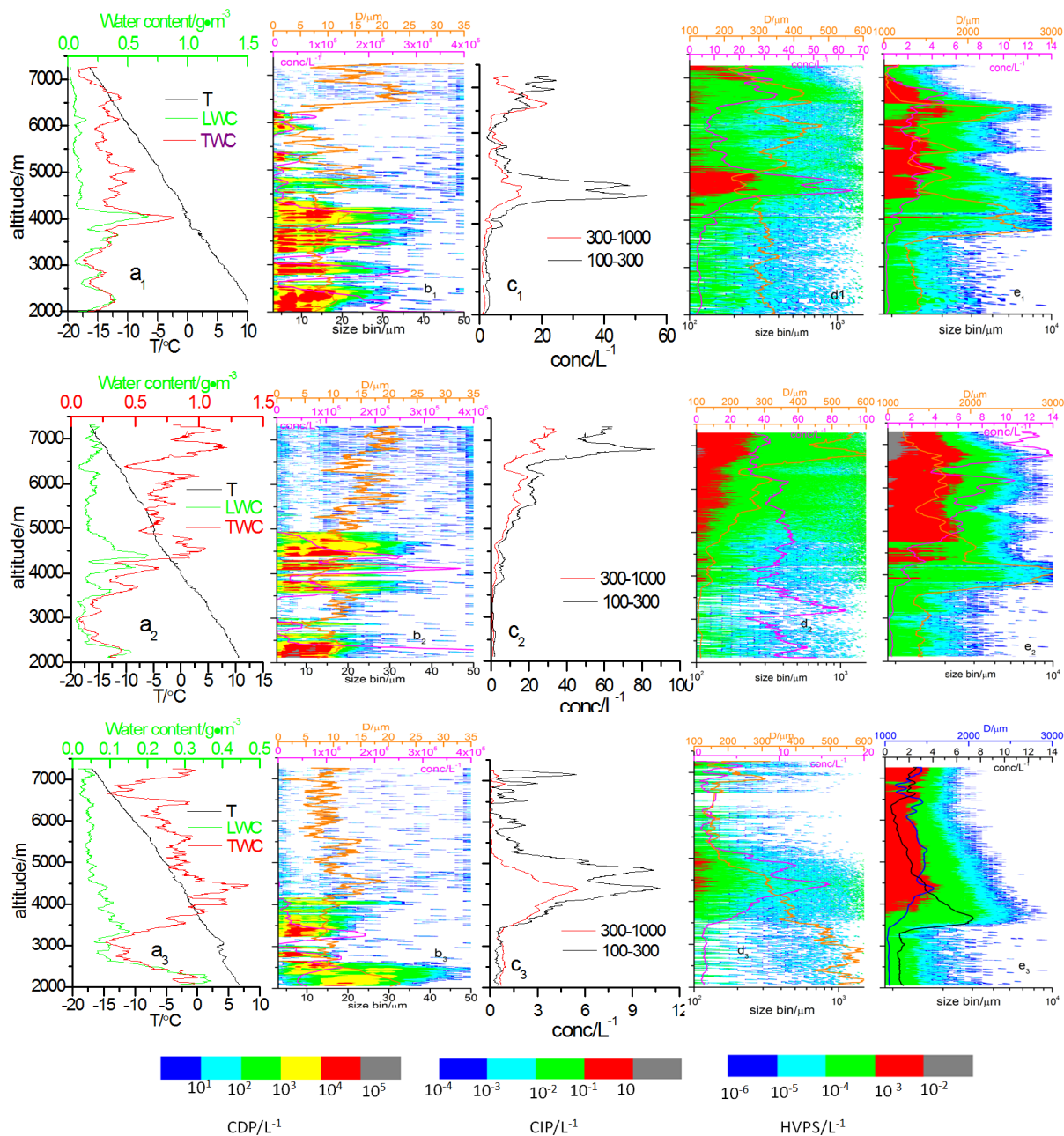
值区, 4700 m 最大浓度达  $55 \text{ L}^{-1}$  (图 11c<sub>1</sub>); 对应表 1 发现, 云内以针状和柱状冰晶粒子为主。4500~5200 m 大量繁生冰晶主要有三个原因: 一是下方水汽供应充足, 4000 m 附近云粒子浓度和含水量达最大; 二是弱对流中, 云粒子增长后在该层累积大量 30~100  $\mu\text{m}$  的冰质粒(图 12a); 三是该层温度  $-3^{\circ}\text{C}\sim-5^{\circ}\text{C}$  适合针状和柱状冰晶繁生。6800 m 以上出现六角板状冰晶(图 12c), 100~300 $\mu\text{m}$  的冰晶粒子浓度大于 300~1000  $\mu\text{m}$  的雪晶粒子浓度; 其下方 6700 m 附近, 雪晶粒子浓度大于冰晶粒子浓度。显然, 6800 m 以上漂浮的冰晶碰并后形成了雪晶(图 12b), 长大后的雪晶沉降到 6700 m 形成雪晶浓度峰。4500~5200 m 冰晶粒子浓度远高于 6800 m 以上冰晶粒子浓度, 但该层雪晶粒子极值浓度小于 6700 m 极值浓度, 主要因为云内不断有从高层降落的降水粒子碰并雪晶粒子(图 11e<sub>1</sub>)。5000 m 以下冷云中冰晶增长和结凇消耗大部分过冷水, 云内实测过冷水统计表明, 5000 m 以下冷云下层过冷水占比 81%, 5000 m 以上的冷云中上层过冷水占比不足 20%, 说明冷云下层的冰晶消耗了云中 80% 的过冷水。

C 区位于较强对流雨核发展期的积层混合云, 图 11b<sub>2</sub> 显示, 4900 m 以下云粒子浓度较大, 最大浓密为  $3.8 \times 10^5 \text{ L}^{-1}$ , 4500 m 以上云粒子浓度小于  $1 \times 10^5 \text{ L}^{-1}$ ; 图 11a<sub>2</sub> 显示, 4400 m 出现液态含水量最大值为  $0.6 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ , 5000 m 以上至 7300 m 液态水含量维持在  $0.20 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$  左右。3600 m 以上 TWC 冰水含量大于 LWC 含水量, 表明融化层以上云内粒子为冰水混合结构, 图 13a 可见 30  $\mu\text{m}$  以下粒子表现为液态水滴, 图 13b 显示, 30~100  $\mu\text{m}$  主要表现为不规则的冰质粒或霰粒子。 $0^{\circ}\text{C}$  层以上云内粒子由云滴、冰雪晶、霰粒子和冰晶聚合物组成, TWC 冰水含量大于 LWC 含水量, 5000 m 以上 TWC 冰水含量与 LWC 含水量差值接近  $1.0 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ , 表明云水主要由冰晶和冰晶聚合物组成。图 11c<sub>2</sub> 和 11d<sub>2</sub> 显示, 冷云内 100~300  $\mu\text{m}$  冰晶粒子浓度随高度上升而增大, 6800 m 冰晶粒子浓度达最大  $90 \text{ L}^{-1}$ ; 对应表 1 发现, 冷云的上中下层皆由冰晶、雪晶和冰晶聚合物等混合而成, 降水粒子谱明显变宽(11e<sub>2</sub>)。从 CPI 探头探测的冰雪晶看(图 13C), 冷云上中下层的冰雪晶上都可见结凇, 说明云内含水量充沛, 镶嵌对流泡的积层混合云中较强的上升气流将过冷水滴输送到 7000 m 附近。对云内过冷水统计表明, 5000 m 以下过冷水占比 40%, 5000 m 以上的冷云中上层过冷水占比高达 60%, 说明积层混合云中镶嵌的强雨核在发展期时由于云内强对流向冷云中上层输送的过冷云滴最多。

E 区为稳定层状云(图 10a<sub>3</sub> 和图 10b<sub>3</sub>), 其云微物理结构特征与 A 区和 C 区完全不同, 云粒子浓度基本在  $1 \times 10^5 \text{ L}^{-1}$  以下; 云内过冷水在  $0.1 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$  以下, 最大含水量出现在云底, CPI 探头观测到的图像显示云底含水量最大主要是上层降落的雨滴造成的。100~1000  $\mu\text{m}$  冰雪晶最大浓度出现 4500 m (图 10c<sub>3</sub>), 仅  $14 \text{ L}^{-1}$ , 上层冰雪晶浓度低, 仅 2~6  $\text{L}^{-1}$ 。1000  $\mu\text{m}$  以上降水粒子浓度仅 1~3  $\text{L}^{-1}$ (图 10d<sub>3</sub> 和图 10e<sub>3</sub>)。

综上所述, 对流雨核内上升气流增强可使更多的云粒子被输送到冷云中, 对流核越强, 向上输送云粒子越多, 冷云中上层过冷水越多。在强降雨核发展阶段, 5000 m 以上的过冷水占比近 60%, 为冷云上层生成大量冰晶提供了物质条件; 而雨核较弱或层云中, 5000 m 以下冷层内由于形成冰晶和结凇消耗过冷水超过 80%。冷云中过冷水一般以直径 30  $\mu\text{m}$  以下云粒子型态出现, 直径 30  $\mu\text{m}$  以上粒子多以冰质粒型态或霰粒子存在, 在较强雨核中可见 30~100  $\mu\text{m}$  左右霰粒子。雨核内云粒子、冰质粒、霰粒子等随上升气流一同上升至冷云近 7000 m 上层, 冰质粒迅速增长成冰晶粒子, 冰晶粒子相互碰并、攀附、凇附成雪晶或冰晶聚合物后下沉, 雪晶或冰晶聚合物在下降过程中兼并上升的云粒子、冰质粒、霰粒子以及下方的冰晶、雪晶等粒子迅速增长成大的降水粒子, 进而落入暖层后融化成雨滴(图 10e)。CIP 探头探测的冰雪晶看(直径在 100~1000  $\mu\text{m}$ ) (图 10c<sub>1</sub>、图 10d<sub>1</sub>), 4500 m 冰雪晶浓度最大, 达  $60 \text{ L}^{-1}$ , 但平均直径最小; 5000~6000 m, 冰雪晶浓度降到  $10 \text{ L}^{-1}$ , 但平均直径涨到 400 $\mu\text{m}$ , 该区域经历了浓度降低直径增大的变化过程。从 HVPS 探头观测资料显示(直径大于 1000  $\mu\text{m}$ ) (图 10e<sub>1</sub>), 4500 m 以上雪花粒子浓度较高 3~5  $\text{L}^{-1}$ , 雪花粒子仍在形成过程中; 4000 m 左右, 浓度降低 1~2  $\text{L}^{-1}$ , 但直径最大, 为上层降落的雪花粒子。





**Figure 11.** The cloud particle concentration, the mean diameter (a: CDP, c: CIP, d: HVPS) and the hot-line moisture meter measured at different scales in the vertical detection flight stage. (b) Variations of particle size distribution with height in different scales (e: CDP, f: CIP, g: HVPS)

**图 11.** 垂直探测飞行阶段不同尺度的云粒子浓度、平均直径(a: CDP, c: CIP, d: HVPS)及热线含水量仪实测的液水含量、冰水含量、温度(b)随高度的分布; 不同尺度的粒子谱随高度的变化(e: CDP, f: CIP, g: HVPS)

**Table 1.** The distribution of ice crystal particle shape with the height and temperature in mixed cumulus clouds of region A  
**表 1.** A 区积层混合云中冰雪晶粒子形状随高度和温度的分布特征

高度(m)	温度(°C)	A 区(CIP 探头实测二维图像)	C 区(2DS 探头实测二维图像)
7248~7259	-16.4		
7161~7185	-16		

Continued

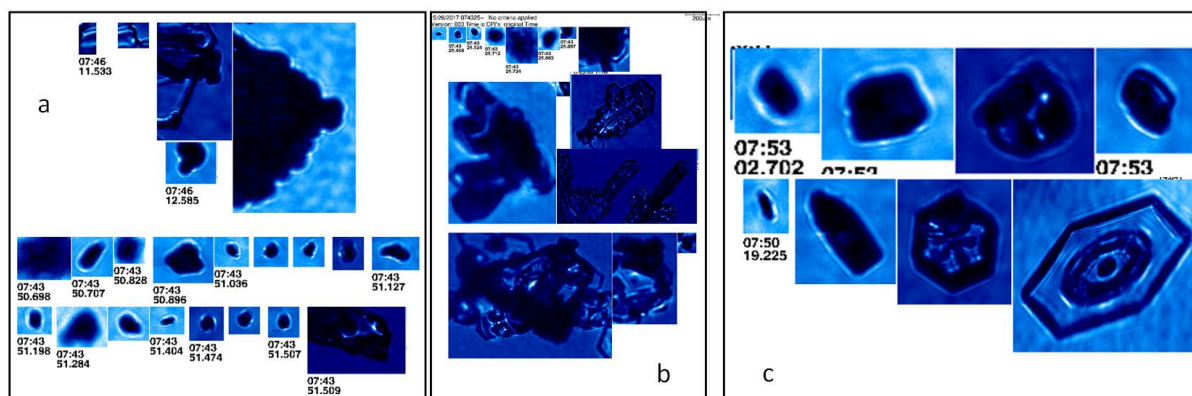
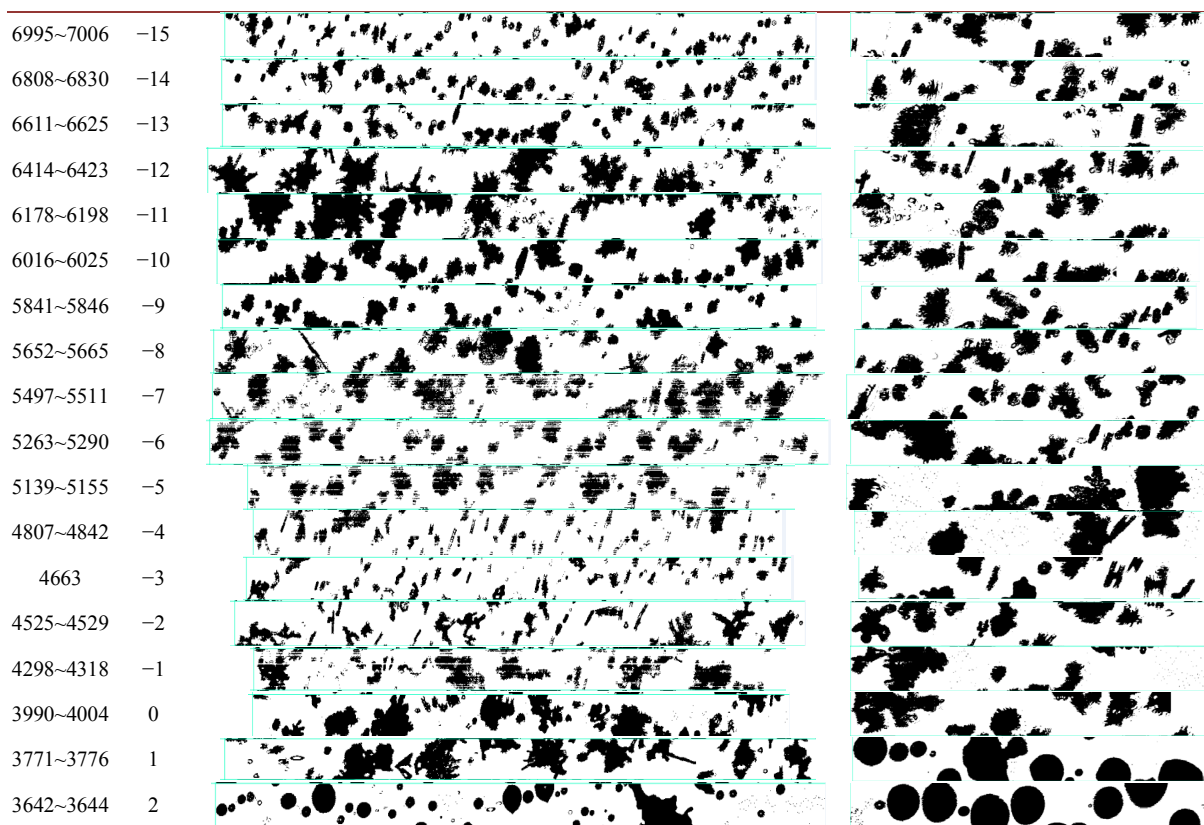


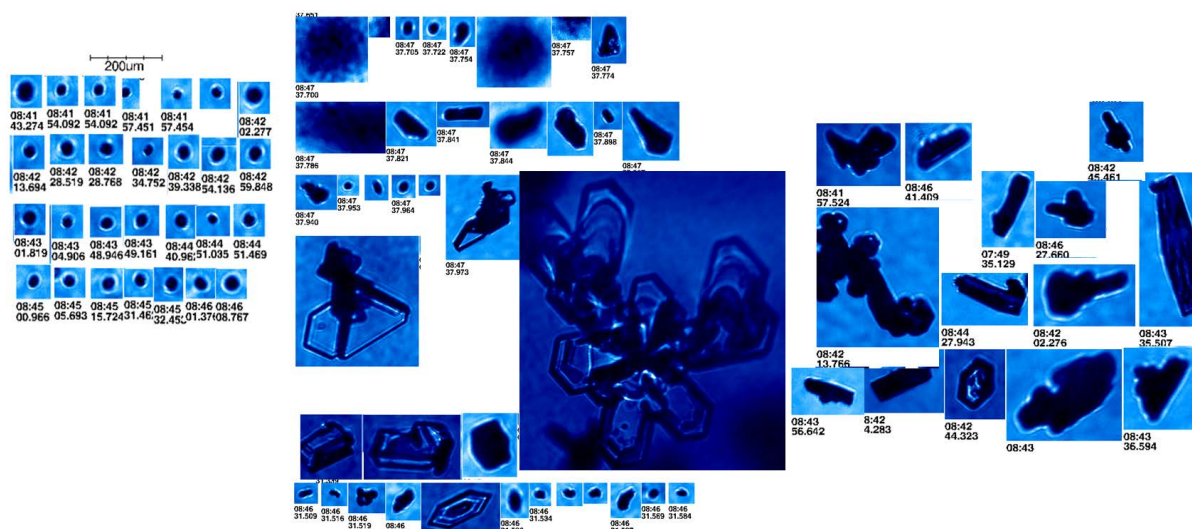
Figure 12. The particle image of CPI in the area A. (a: 0~-5°C, b: t-5°C~10°C, c: the top of cloud)

图 12. A 区 CPI 探头实测粒子图片(a: 0~-5°C左右, b: -5°C~10°C左右, c: 云顶附近)

### 5. 结论

1) 低槽冷锋天气系统形成的积层混合云由冷、暖云组成, 云厚大于 7 km, 0°C层高度位于 3577~4004 m, 暖云厚度大于 2 km, 冷云厚度大于 3 km, 云底温度为 15.4°C, 云顶温度为-17°C。云内对流雨核发生时, 可使云顶高度抬升约 2000 m。

2) 积层混合云中对流雨核强度、尺度、持续时间有较大波动。大的对流雨核的水平尺度在 8~15 km, 小的对流雨核的水平尺度在 5 km 左右; 对流雨核持续时间在 45~60 分钟, 对流雨核地面降雨持续时间约 20 分钟, 短的不足 10 分钟; 对流雨核降雨量占系统总降雨量 10%~30%。



**Figure 13.** The particle image of CPI in the area C. (a:  $-10\sim-15^{\circ}\text{C}$ , b:  $-15\sim-16^{\circ}\text{C}$ , c:  $-10\sim-15^{\circ}\text{C}$ ; the time below the image is the world time)

**图 13.** C 区 CPI 探头实测粒子图片(a:  $-10\sim-15^{\circ}\text{C}$ , b:  $-15\sim-16^{\circ}\text{C}$ , c:  $-10\sim-15^{\circ}\text{C}$ ; 图片下方时间为世界时)

3) 对流雨核发展时, 云内上升加强, 大量云粒子从云底向上输送, 粒子浓度迅速提高, 云粒子谱在  $6\ \mu\text{m}$  和  $14\ \mu\text{m}$  处分别出现  $13,000\ \text{L}^{-1}\mu\text{m}^{-1}$  左右的峰值, TWC 含水量达到  $0.3\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ , 但云内降水粒子极少; 随雨核发展, 粒子直径增大, 在  $6\ \mu\text{m}$  左右的小云粒子浓度迅速减小,  $14\ \mu\text{m}$  的大云粒子浓度峰值缓慢下降; 当雨核进入盛期, 云粒子主要由  $10\ \mu\text{m}$  以上的大云粒子组成, 粒子谱不断拓宽, 云内出现大量降水粒子, 云内含水量达到最大值, 超过  $0.5\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ; 消亡期, 云粒子浓度迅速降低, 含水量降到  $0.1\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$  以下, 云内存留少量降水粒子。

4) 雨核内云粒子平均直径随高度上升而增长, 对流越强的雨核, 平均直径增长速度越慢, 输送至冷云上层的云粒子越多。通常雨核冷云底部过冷水最高达  $0.6\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ,  $5000\ \text{m}$  以上冷云中上部过冷水达  $0.2\ \text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ , 且雨核发展时中上部过冷水占冷云全部过冷水比例最高达 60%, 云内丰富过冷水从雨核发展初始持续到雨核发展盛期。雨核的中上部  $-5^{\circ}\text{C}\sim-10^{\circ}\text{C}$ , 适宜于催化作业。

5) 层云中冷云中下层为冰晶重要繁生区, 雨核中冷云中上层为冰晶繁生区, 在冷云的上中下层都能观测到淞附冰晶。同时, 雨核中上层出现  $30\sim 100\ \mu\text{m}$  霰粒子。冷云中冰晶和雪晶的分布都是上层浓度大、下层浓度小。雨核的上中下层皆有聚合物出现, 但巨型的降水粒子多出现在  $0^{\circ}\text{C}$  附近。

## 基金项目

河北省气象局科研项目(16kyd03, 15ky20); 河北省气象与生态环境重点实验室开放研究基金项目(Z201602Z)。

## 参考文献

- [1] Hobbs, P.V. and Rangno, A.L. (1990) Rapid Development of High Ice Particle Concentrations in Small Polar Maritime Cumuliform Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **47**, 2710-2722. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1990\)047<2710:RDOHIP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1990)047<2710:RDOHIP>2.0.CO;2)
- [2] Evans, A.G., Locatelli, J.D., Stoelinga, M.T., et al. (2005) The IMPROVE-1 storm of 1-2 February 2001. Part II: Cloud Structures and the Growth Precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62**, 3456-3473. <https://doi.org/10.1175/JAS3547.1>
- [3] Houze, R.A., Rutledge, S.A., Matejka, T.J., et al. (1981) The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. III: Air Motions and Precipitation Growth in a Warm-Frontal Rain-



band. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **38**, 639-649.

[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1981\)038<0639:TMAMSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1981)038<0639:TMAMSA>2.0.CO;2)

- [4] Rutledge, S.A. and Hobbs, P. (1983) The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. VIII: A Model for the “Seeder-Feeder” Process in Warm-Frontal Rainbands. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **40**, 1185-1206. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1983\)040<1185:TMAMSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1983)040<1185:TMAMSA>2.0.CO;2)
- [5] Hobbs, P.V. and Locatelli, J.D. (1978) Rainbands, Precipitation Cores and Generating Cells in a Cyclonic Storm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **35**, 230-241. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<0230:RPCAGC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<0230:RPCAGC>2.0.CO;2)
- [6] Frederic, F., Zawadzki, I. and Cohn, S. (1993) The Influence of Stratiform Precipitation on Shallow Convective Rain: A Case Study. *Monthly Weather Review*, **121**, 3312-3325. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1993\)121<3312:TIOSPO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1993)121<3312:TIOSPO>2.0.CO;2)
- [7] 黄美元, 洪延超, 吴玉霞. 梅雨锋云系和降水的若干研究[J]. 大气科学, 1987, 11(1): 23-30.
- [8] 洪延超. 积层混合云数值模拟研究(I)——模式及其微物理过程参数化[J]. 气象学报, 1996, 54(5): 544-557.
- [9] 洪延超. 积层混合云数值模拟研究(II)——云相互作用及暴雨产生机制[J]. 气象学报, 1996, 54(6): 661-674.
- [10] 黄美元, 洪延超, 徐华英, 等. 层状云对积云发展和降水的影响——一种云与云之间影响的数值模拟[J]. 气象学报, 1987, 45(1): 72-77.
- [11] 陶玥, 李军霞, 党娟, 等. 北京一次积层混合云系结构和水分收支的数值模拟分析[J]. 大气科学, 2015, 39(3): 445-460.
- [12] 朱士超, 郭学良. 华北一次积层混合云微物理和降水特征的数值模拟与飞机观测对比研究[J]. 大气科学, 2015, 39(2): 370-384.
- [13] 何晖, 高茜, 刘香娥, 等. 积层混合云结构特征及降水机理的个例模拟研究[J]. 大气科学, 2015, 39(2): 315-328.
- [14] 孙玉稳, 李宝东, 刘伟, 等. 河北秋季层状云物理结构及适播性分析[J]. 高原气象, 2015, 34(1): 237-250.
- [15] 孙玉稳, 银燕, 孙霞, 等. 冷云催化宏微观物理响应的探测与研究[J]. 高原气象, 2017, 36(5): 1290-1303.
- [16] 李慧, 银燕, 单云鹏, 等. 黄山层状云和对流云降水不同高度的雨滴谱统计特征分析[J]. 大气科学, 2018, 42(2): 268-280.

#### 知网检索的两种方式:

1. 打开知网页面 <http://kns.cnki.net/kns/brief/result.aspx?dbPrefix=WWJD>  
下拉列表框选择: [ISSN], 输入期刊 ISSN: 2163-3967, 即可查询
2. 打开知网首页 <http://cnki.net/>  
左侧“国际文献总库”进入, 输入文章标题, 即可查询

投稿请点击: <http://www.hanspub.org/Submission.aspx>

期刊邮箱: [ag@hanspub.org](mailto:ag@hanspub.org)