

元鹏, 郭学良, 卢广献, 等. 2019. 华北太行山东麓一次稳定性积层混合云飞机观测研究: 对流云/对流泡和融化层结构特征 [J]. 大气科学, 43(6): 1365–1384. QI Peng, GUO Xueliang, LU Guangxian, et al. 2019. Aircraft Measurements of a Stable Stratiform Cloud with Embedded Convection in Eastern Taihang Mountain of North China: Characteristics of Embedded Convection and Melting Layer Structure [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(6): 1365–1384. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1901.18220

华北太行山东麓一次稳定性积层混合云飞机观测研究: 对流云/对流泡和融化层结构特征

元鹏^{1,2} 郭学良^{1,2} 卢广献^{1,2} 段英³ 李宝东³ 吴志会³ 董晓波³
胡向峰³ 杨永胜⁴ 范浩⁴ 王建恒⁵

1 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081
2 中国气象局云雾物理环境重点实验室, 北京 100081
3 河北省人工影响天气办公室, 石家庄 050021
4 邢台市气象局, 河北邢台 054000
5 衡水市气象局, 河北衡水 053000

摘要 对云中微物理过程的研究是研究云降水形成过程和人工影响降水的重要基础, 目前对积层混合云的对流区/对流泡中的微物理结构了解甚少。本文利用河北省“十三五”气象重点工程——云水资源开发利用工程的示范项目(2017~2019年)“太行山东麓人工增雨防雹作业技术试验”飞机和地面雷达观测数据, 重点分析研究了2017年5月22日一次典型稳定性积层混合云对流泡和融化层的结构特征。研究表明, 此次积层混合云高层存在高浓度大冰粒子, 冰粒子下落过程中的增长在不同区域存在明显差异, 在含有高过冷水含量的对流泡中, 冰粒子增长主要是聚并和凝附增长, 而在过冷水含量较低的云区以聚并增长为主。由于聚并增长形成的大冰粒子密度低, 下落速度小, 穿过0°C层时间更长, 出现大量半融化的冰粒子, 使融化现象更为明显。镶嵌在层状云中的对流泡一般处于0°C~-10°C(高度4~6 km)层之间, 垂直和水平尺度约2 km, 最大上升气流速度可达5 m s⁻¹。对流泡内平均液态水含量是周围云区的2倍左右, 小云粒子平均浓度比周围云区高一个量级, 大粒子(直径800 μm以上)的浓度也更高。在具有较高过冷水含量的对流泡中降水形成符合“播撒—供给”机制, 但在过冷水含量较低的区域并不符合这一机制。

关键词 积层混合云 飞机观测 对流泡 融化层

文章编号 1006-9895(2019)06-1365-20

中图分类号 P426

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1901.18220

Aircraft Measurements of a Stable Stratiform Cloud with Embedded Convection in Eastern Taihang Mountain of North China: Characteristics of Embedded Convection and Melting Layer Structure

QI Peng^{1,2}, GUO Xueliang^{1,2}, LU Guangxian^{1,2}, DUAN Ying³, LI Baodong³, WU Zhihui³,
DONG Xiaobo³, HU Xiangfeng³, YANG Yongsheng⁴, FAN Hao⁴, and WANG Jianheng⁵

1 State Key Laboratory of Severe Weather (LaSW), Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

收稿日期 2018-08-30; 网络出版日期 2019-01-24

作者简介 元鹏, 男, 1994年出生, 硕士研究生, 主要从事云物理研究。E-mail: cooookie@foxmail.com

通讯作者 郭学良, E-mail: guoxl@mail.iap.ac.cn

资助项目 河北省“十三五”气象重点工程——云水资源开发利用工程的示范项目“太行山东麓人工增雨防雹作业技术试验”hbrywcsy-2017-01, 国家自然科学基金项目41605111, 中国气象科学研究院基本科研业务费专项2016Z004

Funded by The 13th Five-Year Project for Demonstration Experiment of Cloud Water Resources Exploitation, Precipitation Enhancement and Hail Suppression in Eastern Taihang Mountain, Hebei Province (Grant hbrywcsy-2017-01), National Natural Science Foundation of China (Grant 41605111), Basics Research Fund of the Chinese Academy of Meteorological Sciences (Grant 2016Z004)

2 Key Laboratory for Cloud Physics and Weather Modification of China Meteorological Administration, Beijing 100081

3 Hebei Weather Modification Office, Shijiazhuang 050021

4 Xingtai Bureau of Meteorology, Xingtai, Hebei 054000

5 Hengshui Bureau of Meteorology, Hengshui, Hebei 053000

Abstract Cloud microphysical process is one of the key processes in the formation of clouds and precipitation. However, little is known about the structure of convective region/convective bubble embedded in stratiform clouds. The characteristics of embedded convection and melting layer structure of a stable stratiform cloud with embedded convection on 22 May 2017 are investigated using aircraft and ground-based radar measurements. High concentration of large-size ice particles was found to exist in the upper part of the cloud, and the growth process of these ice particles varied in different areas when falling to lower levels. In the embedded convective bubble, ice particles grew mainly by aggregation and riming processes due to the existence of large content of supercooled liquid water; in clouds lacking supercooled liquid water, their growth was dependent on the aggregation process. As a result, the large-size ice particles formed by aggregation were of lower density and smaller falling velocity, and it took longer time for them to fall through the 0°C layer. Thereby, more obvious melting phenomena were observed in these clouds than in the embedded convective clouds. The convections embedded in the stratiform cloud were generally located between 0°C– –10°C (4–6 km altitude), with vertical and horizontal scales of about 2 km, and maximum updraft velocity of 5 m s⁻¹. In the embedded convective cells, the average liquid water content was about twice that in the surrounding clouds, the average concentration of small cloud particles was one order of magnitude higher than that in the surrounding clouds, and the concentration of large particles (diameter greater than 800 μm) was higher, too. Precipitation in embedded convections with high supercooled liquid water content took place through the “seeder-feeder” mechanism, which was not applied to precipitation in clouds with low supercooled liquid water content.

Keywords Stratiform cloud with embedded convection, Aircraft measurement, Embedded convections, Melting layer

1 引言

积层混合云是华北重要的降水系统，也是飞机人工增雨的主要对象。积层混合云一般由锋面系统产生，由层状云和镶嵌在层状云中的对流单体组成，生命期较长，常常带来大范围的持续性或间歇性降水。Marshall (1953) 首次发现雷达回波的垂直剖面中有自上而下的带状强回波存在，并认为该带状强回波和嵌入在层状云中的对流单体有关。

机载粒子测量设备的应用促进了对层状云和积层混合云微物理结构与降水形成机制的了解，大量的飞机观测研究 (Hobbs and Locatelli, 1978; Herzegh and Hobbs, 1980; Hobbs et al., 1980) 发现层状云降水形成有明显的播撒—供给 (Seeder-Feeder) 机制。由于积层混合云中的对流单体中液态水含量比周围的层云高，并且具有一定的上升气流速度，可以产生更多的冰晶粒子 (Hobbs and Rangno, 1990)，可增加云系 20%~35% 的降水量 (Herzegh and Hobbs, 1980; Houze et al., 1981; Rutledge and Hobbs, 1983)，并且积层混合云降水往往分布不均匀，嵌入对流单体下方降水量一般明

显比周围区域高，造成了“雨核”的现象 (Hobbs and Locatelli, 1978)。

我国对积层混合云和层状云开展了大量科学研究。尽管早期飞机观测手段比较简单，但获得了很多有关云微物理特征的重要研究结果，如孙可富和游来光 (1965) 使用铝箔采样器对东北地区层状云进行采样发现，云顶越高、云层越厚，云中冰晶浓度越大。1979~1982 年期间，我国曾先后在安徽省屯溪和芜湖两地开展了梅雨云系的雷达观测研究 (黄美元和洪延超, 1984)。观测结果显示，梅雨锋云系内的层状云回波结构存在明显的不均匀性，并导致降水不均匀。平面位置显示器 (PPI) 回波中存在水平尺度 2~4 km 的点块状对流单体回波；在分布不均匀的零度层亮带下方存在明显的下挂回波结构。初步研究表明，这种下挂回波的产生与其上部的冰相粒子特征有关 (洪延超等, 1984)。而且发现暴雨的中尺度系统常具有积层混合型回波结构 (洪延超等, 1987)，通过数值模拟研究，进一步从理论上研究了积层混合云相互影响机理及其对降水的影响 (黄美元等, 1987; 洪延超, 1996)。

随着机载仪器的发展，有关云微物理研究开始

注重云粒子形成问题。游来光等（1989）对新疆冬季降雪层状云研究发现，在 2 km 以下冰粒子浓度和平均直径更大，且因为缺少液态水，冰粒子由凝华和聚合作用产生、增长。

近年来，我国对层状云及积层混合云也开展了大量飞机观测研究（Guo et al., 2015）。张佃国等（2007）对比北京地区层积云与层状云飞机观测资料发现，两种云垂直与水平结构都不均匀，层积云各高度大粒子（400 μm 以上）谱均为单峰分布，层状云则呈现双峰或多峰分布。范焯等（2010）对积层混合云系研究发现，小粒子在对流区内浓度大尺度小，对流区外相反，大粒子则分布较均匀。Hou et al.（2010）对吉林省夏季层状云的研究表明，冰粒子主要在 4.0~5.5 km 高度内靠凝华与聚合增长。Zhu et al.（2015）分析华北地区积层混合云结构发现冰晶形态与云顶温度、云的类型有关，层状云内有更多的板状冰晶，对流区内辐枝状冰晶较多，且对流区有较高的液态水含量，淞附增长与聚合增长共同作用使粒子谱的拓宽速率高于层状云。

太行山位于山西省与华北平原之间，呈东北—西南走向，长约 400 公里，宽约 100 公里，海拔大部分在 1200 米以上。在华北太行山东麓，降水系统受地形和大（中）天气系统影响较大。研究太行山东麓不同天气系统下降水系统的云微物理结构及降水机制对提高华北地区天气预报和人工影响天气水平具有重要意义。本文针对 2017 年 5 月 22 日太行山东麓地区的一次典型积层混合云系的飞机观测数据进行分析研究，目的在于进一步揭示该地区积层混合云系的微物理结构、降水形成机制。本文重点分析了积层混合云的对流泡和融化层结构特征，这在以前的飞机观测研究中较少涉及。

2 观测实验及数据处理

太行山东麓人工增雨防雹作业技术试验是河北省“十三五”气象重点工程——云水资源开发利用工程的示范项目（2017~2019 年），从 2017 年 5 月正式开始外场科学实验，实验设备包括多种波长的地基雷达观测系统、雨滴谱仪、微波辐射计以及装载云物理观测设备的 King-air 350ER 和 Y12 等飞机观测系统。图 1a 红框表示观测区域，位于太行山东麓平原地区。

本文采用河北省人工影响天气办公室 King-air 350ER 飞机（编号 3523）的观测数据，机载探测仪器数据主要来自 DMT 公司生产的云粒子探头（Cloud Droplet Probe, CDP）、云粒子图像探头（Cloud Imaging Probe, CIP）、热线含水量仪（Hotwire LWC），SPEC 公司生产的云粒子成像仪（Cloud Particles Imager, CPI）和 Aventech 公司生产的飞机综合气象要素测量系统（Aircraft-Integrated Meteorological Measurement System, AIMMS-20）等，仪器参数见表 1。可以看到 CPI 拍摄的粒子图像分辨率较 CIP 更高，能更清晰地展示粒子尤其是小粒子的形态。CIP 的图像可以展示出大粒子的形状，所以文中对两种仪器的图像都进行了使用，互相补充。

石家庄 SA 雷达（38°21'7"N, 114°42'43"E）波长 10 cm，每 6 min 完成一次体扫。Ka 云雷达与探空站位于邢台（37°10'51"N, 114°21'32"E），Ka 云雷达波长 0.8 cm，垂直空间分辨率 30 m，时间分辨率 1 min。等压面形势分析使用欧洲中期数值预报中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF）ERA-interim 再分析资料。相当黑体亮温（Black Body Temperature,

表 1 机载探测仪器参数

Table 1 Airborne instrumentations and their operational parameters

仪器名称	测量内容	测量范围	分辨率
CDP	云粒子浓度	30 通道, 2~50 μm	各通道分辨率不同
CIP	云与降水粒子浓度及图像	62 通道, 25~1550 μm	25 μm
Hotwire LWC	液态水含量	0~3 g m^{-3}	
CPI	云与降水粒子图像	10~2000 μm	2.3 μm
AIMMS-20	经纬度		
	海拔	0~13.7 km, 精度 18.3 m	10 m
	温度	-50~50°C, 精度 0.3°C	
	垂直气流速度	0~50 m s^{-1} , 精度 0.75 m s^{-1}	0.01°C

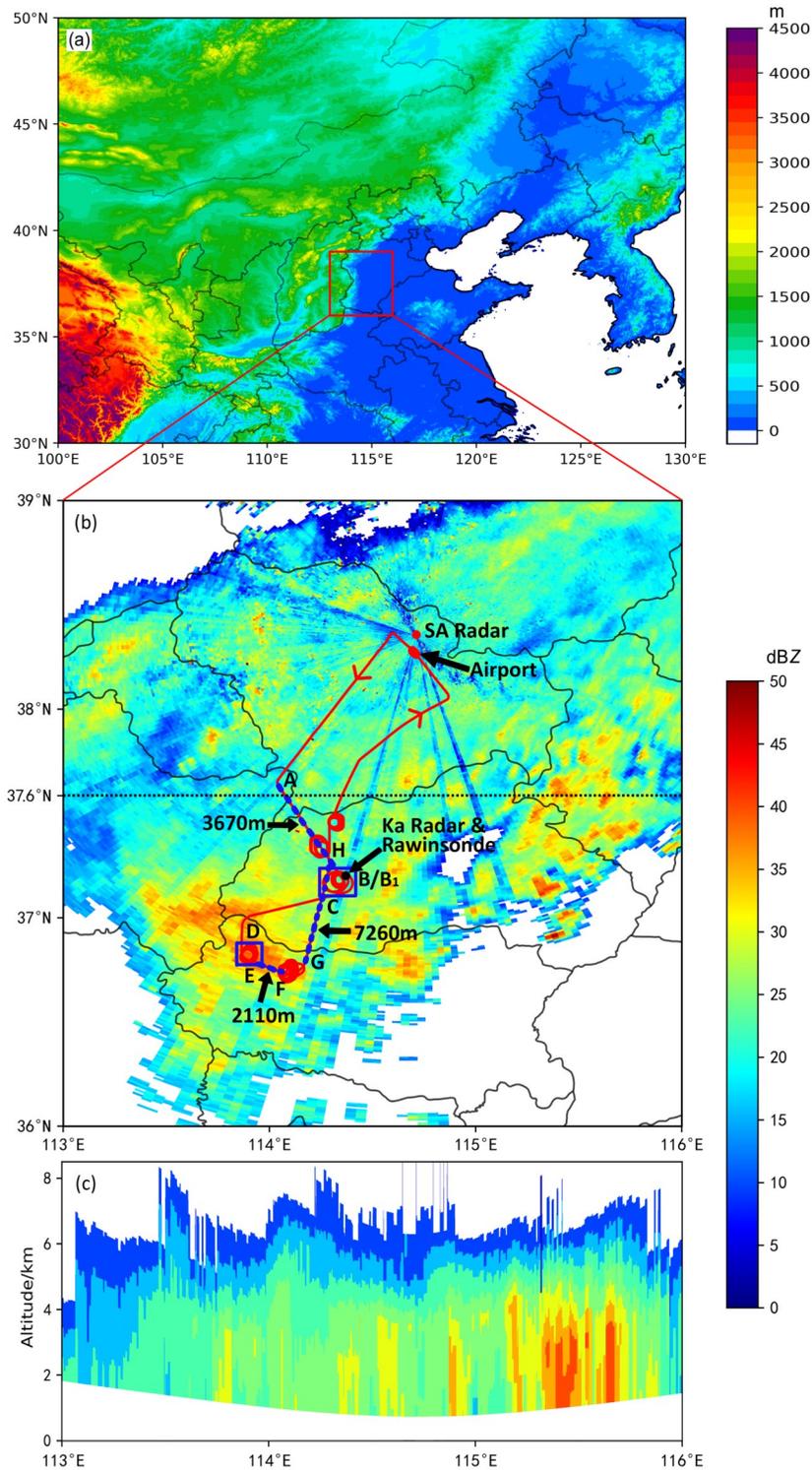


图1 (a) 华北太行山东麓地形与观测区域 (红框); (b) 2017年5月22日17:00 (北京时, 下同) 石家庄SA雷达0.5度仰角平面位置显示器 (PPI) 反射率分布, 以及SA雷达、机场、Ka雷达和探空站位置, 红色实线为飞机轨迹, 蓝色虚线的水平观测 (AB段、EF段、GH段) 和蓝框内的垂直观测 (B₁C区、DE区) 将在文中分析; (c) 2017年5月22日17:00石家庄SA雷达沿37.6°N回波剖面

Fig. 1 (a) Terrain height of the eastern Taihang Mountain in North China. The red box shows the observation area; (b) radar PPI reflectivity at 1700 BT (Beijing Time) 22 May 2017 measured by the S-band SA radar deployed at Shijiazhuang station at an elevation of 0.5°, as well as the locations of SA radar, airport, Ka radar and rawinsonde. The red solid line shows the path of the aircraft flight. Horizontal observations marked by blue dashed lines (AB, EF, GH) and vertical observations in blue boxes (B₁C, DE) will be analyzed in the present study; (c) cross section of SA radar reflectivity along 37.6°N at 1700 BT on 22 May 2017

TBB) 数据使用风云2号E星 (FY2E) 可见光与红外自旋扫描辐射计 (VISSR) IR1 通道 TBB 产品, 空间分辨率 10 km, 时间分辨率 1 h。

图 1b 给出了 2017 年 5 月 22 日 17:00 (北京时, 下同) 观测实验区内石家庄 SA 雷达 0.5 度仰角 PPI 反射率分布, King-air 飞机轨迹以红色实线表示, SA 雷达、Ka 雷达、探空站、机场位置均标注在图中。可以看到雷达回波中有明显的强回波区, 最大回波达到 45 dBZ, 图 1c 雷达回波剖面可以看到云中镶嵌有对流云, 云系具有积层混合云结构特征。图 2 显示了飞机飞行高度随时间的变化情况。飞机从 15:02 起飞, 分别在 3670 m、2100 m、7200 m 左

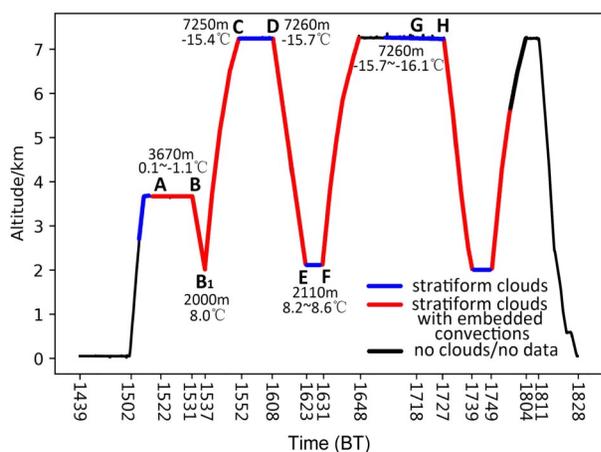


图 2 飞行轨迹的高度—时间变化

Fig. 2 Variation of the flight path with height and time

右连续进行了 6 次水平飞行探测, 5 次爬升和下降的垂直探测过程, 其中 16:23~16:29 和 16:48~17:18 期间飞机在原地盘旋飞行, 18:28 飞机降落。

本文选取 3670 m (AB 段, 0°C 层附近)、2110 m (EF 段)、7260 m (GH 段) 三次水平飞行和 B₁C 区、DE 区两次垂直探测过程进行分析。在 BC 区, 飞机先由 3670 m 盘旋下降至 2000 m, 再盘旋上升至 7250 m, 文中只选取 B₁C 爬升过程分析。

3 积层混合云产生的天气背景

图 3 为 2017 年 5 月 22 日 08:00 500 hPa 等压面形势图。可以看到, 此时观测区域处于高空槽的前部, 槽后有较强冷空气入侵, 槽前为强暖空气流入。结合 08:00 850 hPa 等压面形势 (图 4) 可见, 观测区域左边和上部为冷暖空气辐合区, 来自西南的暖湿气流与来自北部的干冷空气辐合, 造成暖空气较大范围抬升形成层状降水云系。从图 5 显示的邢台探空曲线可以看到, 大气处于弱不稳定状态, 对流有效位能仅为 74 J kg⁻¹, 会产生局地弱不稳定性, 产生弱对流泡。因此, 整个云系是弱不稳定性较大范围冷暖空气交汇抬升造成的, 属于比较典型的北方积层混合云系统。这一点可以从 5 月 22 日 FY2E 卫星 TBB 分布得到证实 (图 6), 可以看到明显的大范围东北—西南向分布的层状云带。在飞机探测期间, 云带向东移动, 观测区域上空由云带边

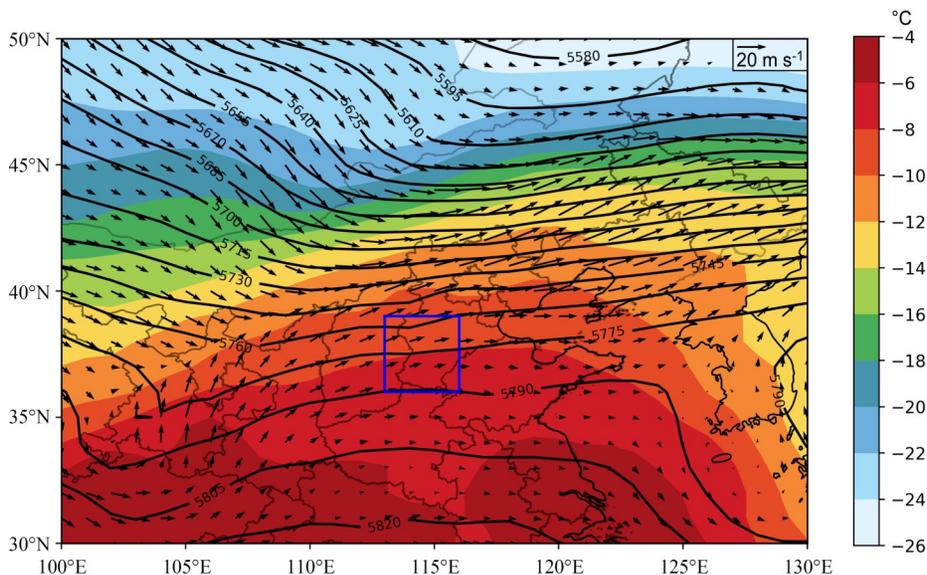


图 3 2017 年 5 月 22 日 08:00 500 hPa 位势高度 (单位: gpm)、温度场和风场分布。蓝框为观测区域

Fig. 3 Geopotential height (units: gpm), temperature, and wind field at 500 hPa at 0800 BT 22 May 2017. The blue box shows the observation area

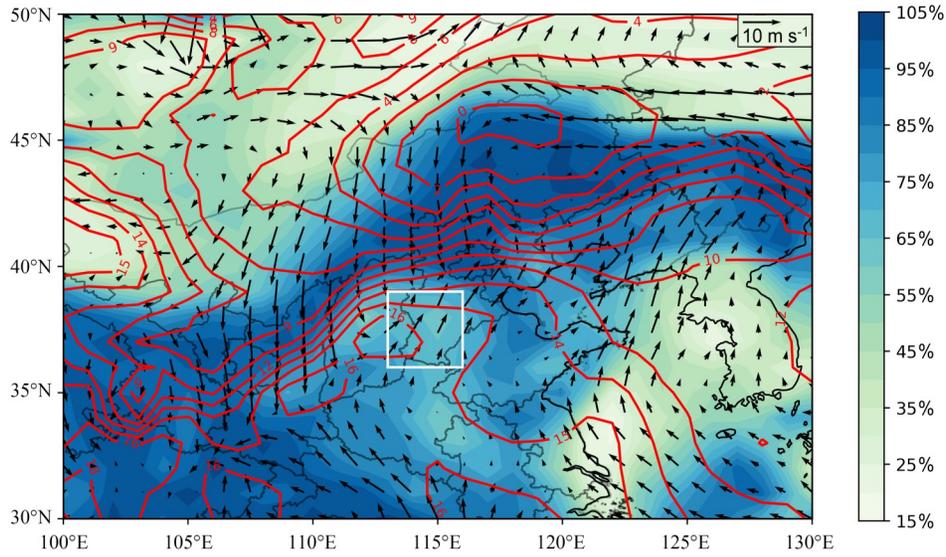


图4 2017年5月22日08:00 850 hPa 温度场、相对湿度场和风场分布，白框为观测区域

Fig. 4 Temperature isolines (units: °C), relative humidity, and wind field at 850 hPa at 0800 BT 22 May 2017. The white box shows the observation area

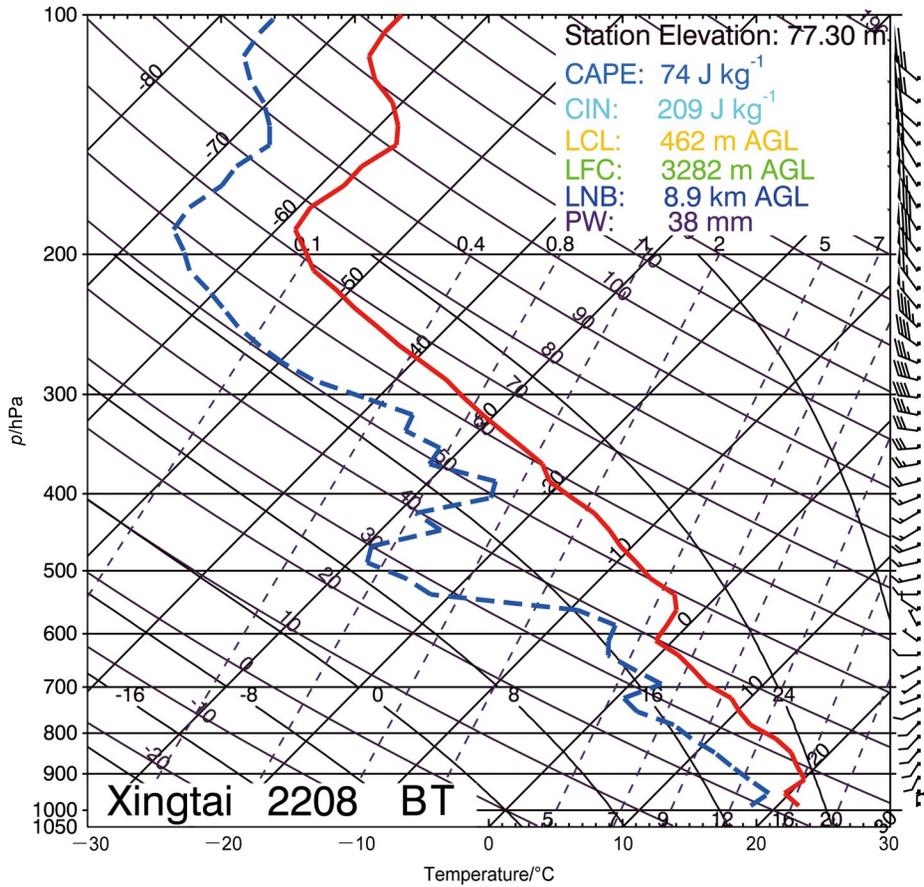


图5 2017年5月22日08:00 邢台探空曲线。红线为温度廓线，蓝线为露点温度廓线

Fig. 5 Sounding profile at Xingtai weather station at 0800 BT 22 May 2017. The red line shows the temperature profile, the blue line shows the dewpoint profile

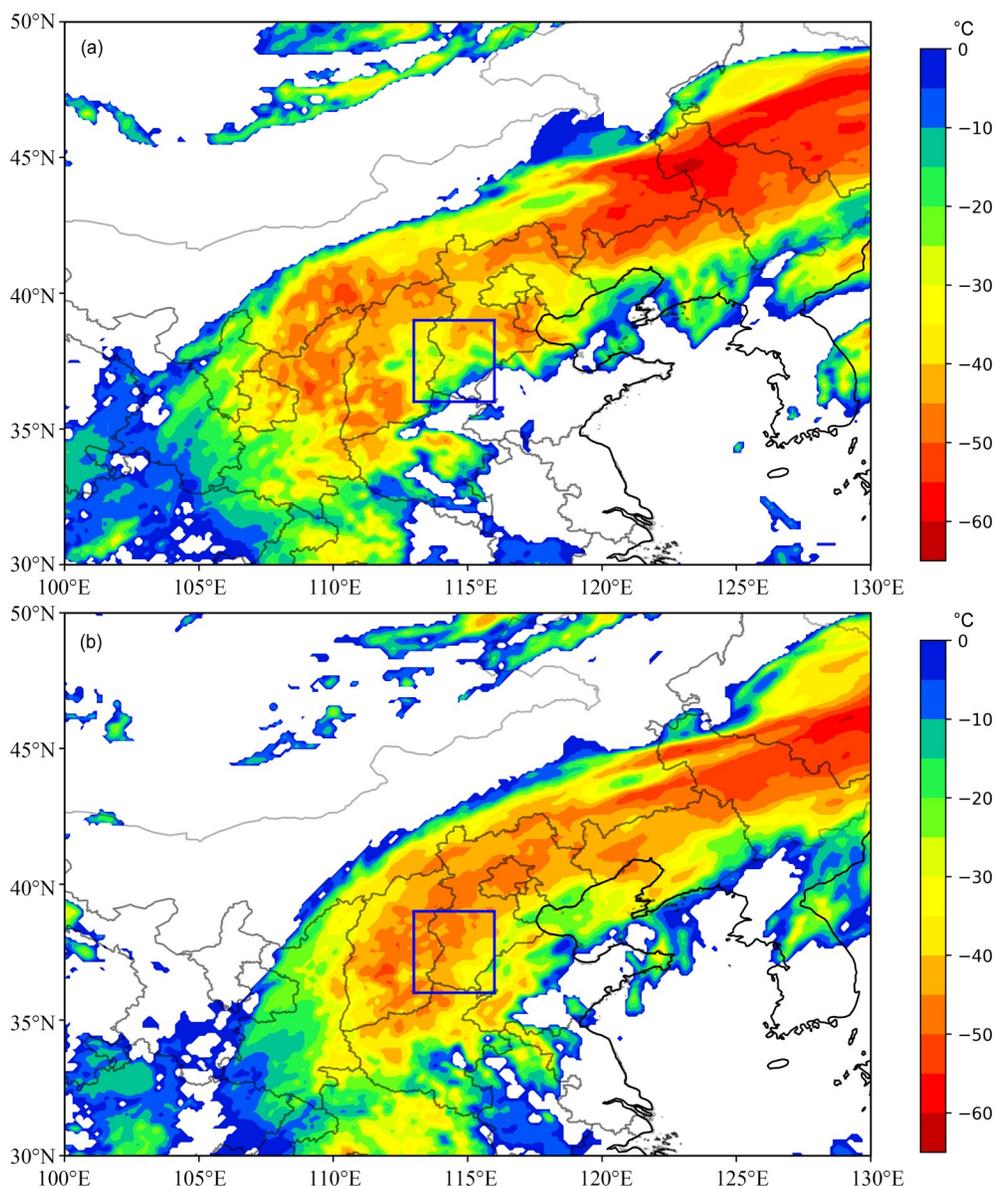


图6 2017年5月22日飞机探测期间FY2E卫星黑体亮温(TBB)分布:(a) 14:30;(b) 18:30。蓝框为观测区域
Fig. 6 Black body temperature (TBB) measured by FY2E satellite at (a) 1430 BT and (b) 1830 BT during the observational period 22 May 2017. Blue boxes show the observation area

缘进入云带中部, 云顶TBB减小, 云变厚。

4 积层混合云不同高度水平分布特征

图7给出了飞机在7260 m高度平飞(GH段)时, 雷达回波垂直剖面分布及典型云粒子图像。因为SA雷达探测高层云的效果较差, 所以使用距离较近的Ka云雷达回波。回波顶高度在8 km左右, 飞机大致在云顶飞行, 飞行时间17:18~17:27, 温度范围 $-15.7^{\circ}\text{C}\sim-16.1^{\circ}\text{C}$ 。由CPI拍摄的图像可以

看到, 该层主要以冰粒子的聚合体和六角板状冰晶为主, 还有少量的针柱状、辐枝状冰晶及不规则形状的小冰粒子存在, 由于部分冰粒子聚合体密度较高, 说明具有弱淞附增长过程。云雷达可以看到比较明显的零度层亮带分布, 说明该区域在此期间冰粒子下落融化过程显著。

从对应的云粒子测量数据可以看到(图8), 在积层混合云高层, 液态水含量(Liquid Water Content, LWC)基本在 0.05 g m^{-3} 以下, 冰晶通过过冷云滴核化、水汽凝华产生, 而冰晶的增长以弱

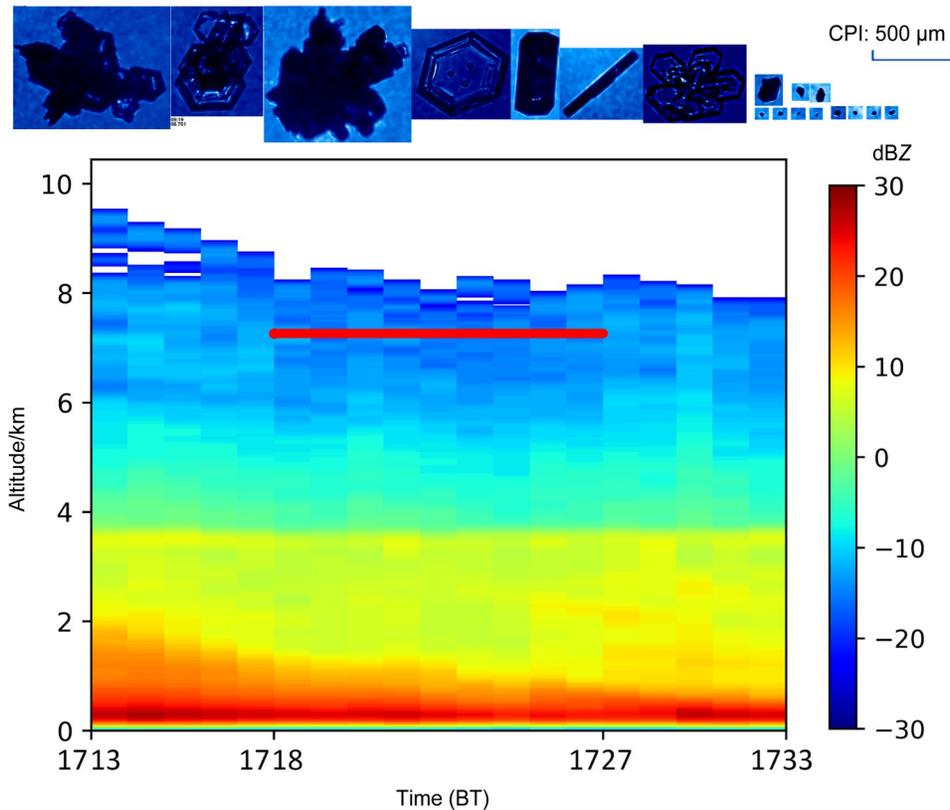


图7 飞机在7260 m高度(图1、2中GH段)水平飞行探测轨迹(红线)与Ka云雷达反射率,以及CPI(Cloud Particles Imager)探头探测的典型粒子图像(出现频率自左向右降低),观测时间:2017年5月22日17:18~17:27,温度范围: $-15.7^{\circ}\text{C}\sim-16.1^{\circ}\text{C}$

Fig. 7 Ka cloud radar reflectivity and horizontal observational flight path (red line) at the height of 7260 m (GH shown in Fig. 1 and 2), and typical particle images collected by CPI (frequency of appearance decreases from left to right). The observation covered the period from 1718 BT to 1727 BT on 22 May 2017, and temperature ranged between $-15.7^{\circ}\text{C}\sim-16.1^{\circ}\text{C}$

松附过程和聚合过程为主。

云粒子探头(CDP)测量的粒子浓度 $10^1\sim 10^2\text{L}^{-1}$,为冰粒子与过冷云滴的混合,云粒子图像探头(CIP)测量的粒子浓度 $10^0\sim 10^1\text{L}^{-1}$,直径 $75\ \mu\text{m}$ 以上粒子浓度 $10^{-1}\sim 10^0\text{L}^{-1}$,各大小粒子浓度水平变化都较小,说明云上层水平分布比较均匀。CDP粒子谱不连续,说明探头一些通道内没有观测到的粒子,小粒子较少。CIP粒子谱表明, $300\ \mu\text{m}$ 以下的冰粒子浓度较高,随后随直径变大粒子浓度减小较快,说明冰粒子间发生了聚并增长过程。

图9为3670 m高度平飞(AB段)时对应的雷达回波垂直剖面分布、上升气流位置及典型云粒子图像。雷达回波为石家庄SA雷达体扫数据插值得到,雷达回波显示,回波水平分布不均匀性比较明显,存在明显的泡状对流区。飞机基本沿 0°C 层上下水平飞行,飞行时间15:22~15:31。 0°C 层之下的回波特征与梅雨锋层状云的垂直结构(洪延超

等,1984;黄美元和洪延超,1984)很相似,应该是对应高层对流泡中冰相粒子融化后造成的。从粒子图像也可以看到存在未融化及正在融化的冰粒子,说明高层较大尺度冰粒子下落到融化层后,融化形成雨滴的过程。雷达显示的零度层亮带并不明显,主要是因为图9由比较粗的雷达体扫描数据插值得到,需要进一步通过其他波段地基雷达垂直观测验证。

由对流泡内粒子图像(图9左上、右上)可以看到,存在大量小云滴($10\ \mu\text{m}$ 量级,少部分发生冻结)、毫米尺度的雨滴和霰粒子。在对流泡之间的云区(图9上中)存在正在融化的冰粒子聚集体,也有已完全融化形成的雨滴和云滴粒子。说明在 0°C 层附近,在对流泡内,较大的上升气流输送了大量来自低层的水汽,增强了水汽凝结过程,同时,强上升气流也携带低层云滴向上输送,使对流泡内LWC更高;而在对流泡之间,冰粒子下落融化过程更明显,这是由于过冷水少,形成的大冰粒

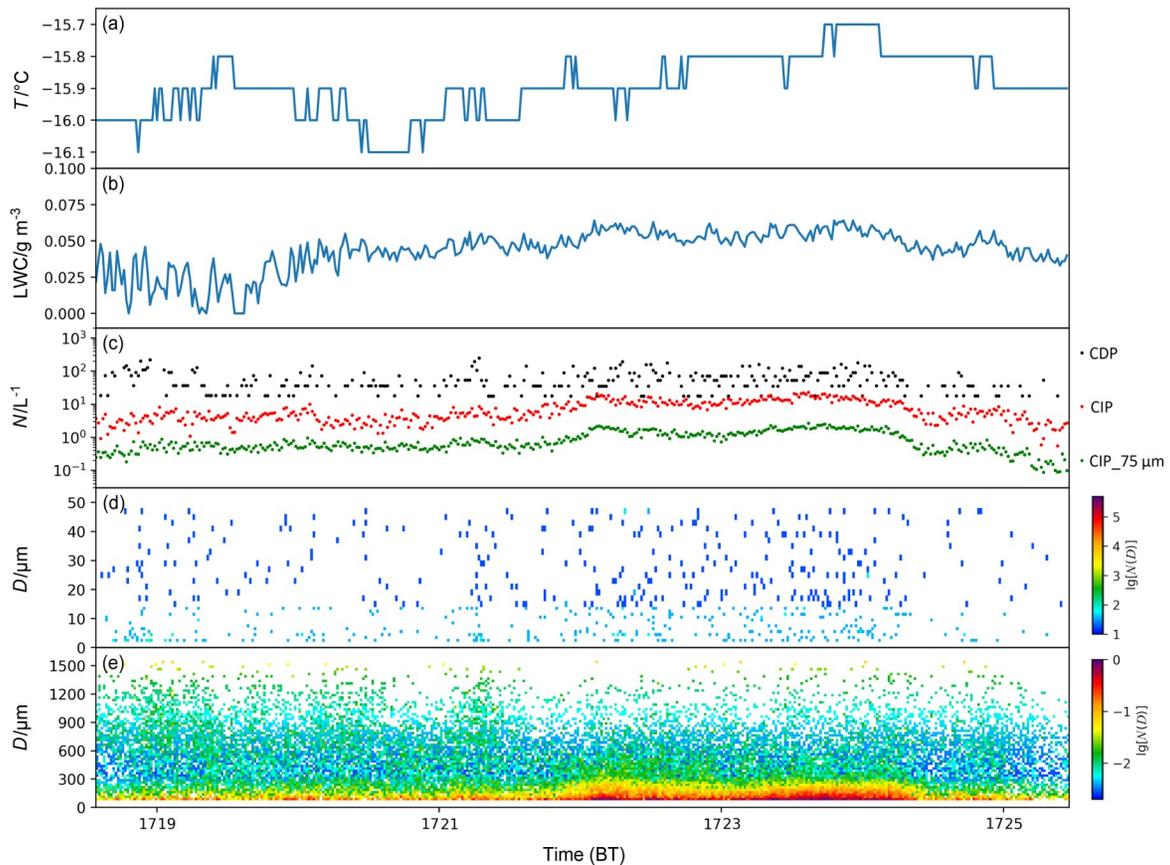


图8 飞机在7260 m高度水平飞行(图1、2中GH段)时观测的数据:(a) 温度;(b) 液态水含量(LWC);(c) 粒子数浓度 N [黑色: 云粒子探头(CDP)观测的粒子浓度,红色: 云粒子图像探头(CIP)观测的粒子浓度,绿色: CIP观测的直径75 μm 以上粒子浓度];(d) CDP观测的粒子谱;(e) CIP观测的粒子谱(去除前两个通道,即直径(D)为75 \sim 1550 μm 的粒子谱)。观测时间: 2017年5月22日17:18~17:27, 温度范围: $-15.7^{\circ}\text{C}\sim-16.1^{\circ}\text{C}$

Fig. 8 Data collected by the aircraft while flying horizontally at the height of 7260 m (GH shown in Fig. 1 and 2): (a) Temperature; (b) liquid water content (LWC); (c) particle number concentration N (black: measured by cloud droplet probe, CDP; red: measured by cloud imaging probe, CIP; green: measured by CIP and larger than 75 μm); (d) CDP instantaneous spectrum; (e) CIP instantaneous spectrum (the first two bins removed, i.e. spectrum of particles diameter (D) from 75 μm to 1550 μm). The observation covered the period from 1718 BT to 1727 BT on 22 May 2017, temperature ranged between $-15.7^{\circ}\text{C}\sim-16.1^{\circ}\text{C}$

子下落末速度小, 融化过程慢, 导致出现半融化的冰粒子。

图10为对应的3670 m层观测的各物理量的水平变化。其中, 垂直气流速度的测量受飞机飞行姿态的影响, 当飞行姿态参数(如航向倾角、侧倾角、偏航角等)保持不变, 尤其是在水平飞行时, 测量结果更准确(Muhlbauer et al., 2014; Beswick et al., 2008)。在平飞过程中共有55秒观测到弱上升气流, 最大上升气流速度为 1.5 m s^{-1} , 上升气流的水平空间尺度不超过2 km, 说明云中水平分布不均匀, 飞机轨迹上的雷达反射率(图10b)在15~30 dBZ间变化, 存在对流泡, 对流泡内部温度较周围云区高。由图10c, d, e可以看出, 在对流

泡内LWC更高, 最大达到 0.6 g m^{-3} , 且小云粒子浓度更高, CDP粒子浓度可达 10^6 L^{-1} 。经计算, 对流泡内平均LWC为 0.26 g m^{-3} , CDP平均浓度 $1.78\times 10^5\text{ L}^{-1}$; 对流泡外的云区平均LWC为 0.11 g m^{-3} , CDP平均浓度 $5.11\times 10^4\text{ L}^{-1}$, 对流泡内部的LWC是外部的2倍多, 小粒子浓度高一个量级。这个结果与前期飞机观测结果一致(Stith et al., 2002; 范焯等, 2010; 朱士超和郭学良, 2014)。

CDP粒子谱(图10f)大都呈现双峰结构, 谱宽不超过30 μm , CDP平均谱(图11a)显示谱峰分别位于4 μm 和15 μm 附近, 峰值产生与云滴不同形成和增长方式有关。在对流泡外, LWC高的区域云粒子浓度较高, 也有一些区域云粒子浓度

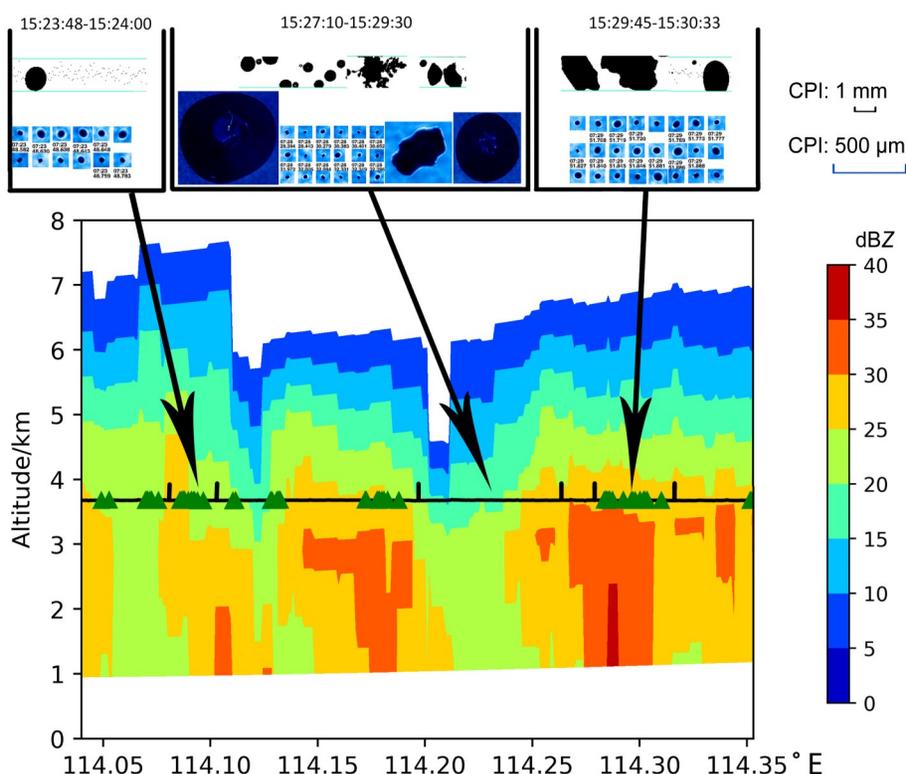


图9 飞机在3670 m高度(图1、2中AB段)水平飞行轨迹与SA雷达反射率垂直剖面,以及选取三段轨迹上CIP(白色背景)与CPI(蓝色背景)探头拍摄的典型粒子图像,绿色三角为观测到上升气流的位置,观测时间:2017年5月22日15:22~15:31,温度范围:0.1°C~-1.1°C

Fig. 9 Cross section of SA radar reflectivity along the horizontal flight path AB (shown in Fig. 1 and 2) at the height of 3670 m and typical particle images chosen from three areas collected by CIP (white background) and CPI (blue background). The green triangles are the locations where updrafts were observed. The observation was conducted from 1522 BT to 1531 BT on 22 May 2017, and temperature ranged between 0.1°C~-1.1°C

低,且谱不连续。由粒子平均谱(图11a)可以看到,对流泡内外粒子谱型相似,在30 μm 以下对流泡内粒子浓度更高,30~50 μm 谱基本重合,浓度差距不大。

由图10g可以看到CIP粒子谱与上升气流关系不明显,在平飞后半段温度较低的区域,75 μm 以上粒子浓度(图10e)有所增加。对流泡内外CIP平均谱(图11b)均呈单峰结构,谱峰在25 μm ;在1300 μm 以上浓度都有所上升,主要是云雨滴在0°C层附近碰并增长,以及冰粒子到达0°C层前聚合增长导致的。对流泡内粒子浓度在25~200 μm 更高,200~800 μm 偏低或内外相差不大,800~1200 μm 再次高于对流泡外浓度。在1200 μm 之上,因为大粒子浓度小,且对流泡内的数据较少,导致谱线不连续。经计算,对流泡内1200~1550 μm 粒子浓度的平均值为 $1.32 \times 10^{-2} \text{L}^{-1}$,对流泡外为 $1.06 \times 10^{-2} \text{L}^{-1}$,即对流泡内直径800 μm 以上粒子的浓度更高。

图12为2110 m高度(EF段)平飞时沿飞行轨迹的雷达回波垂直剖面分布及典型云粒子图像,飞行时间16:28~16:31,温度范围8.2°C~8.6°C。可以看出飞机在层状云中飞行,飞机轨迹上的雷达反射率(图13b)在29~35 dBZ之间变化不大,回波无明显的零度层亮带结构,粒子图像显示存在大量的云滴和雨滴,以及未完全融化的冰粒子。

图13可以看到,在融化层以下的低层,云雨滴分布也存在显著的不均匀性,平飞过程的前半段LWC较低,不超过 0.2g m^{-3} ,后半段较高,可达 0.4g m^{-3} 。CDP测量的云滴浓度变化范围很大,为 $10^1 \sim 10^6 \text{L}^{-1}$ 。由CDP测量的云滴谱可以看到,云滴直径基本在15 μm 以下,呈单峰结构,谱宽不超过20 μm ,谱峰在10 μm 以下,以小云滴为主。CIP粒子浓度 $10^{-1} \sim 10^1 \text{L}^{-1}$,75 μm 以上云粒子浓度在 1L^{-1} 附近。CIP粒子谱无明显差别,直径300 μm 以下时浓度随粒子变大而减小,在直径900 μm 以上浓度随粒子变大而增大,是云雨滴碰并增长导

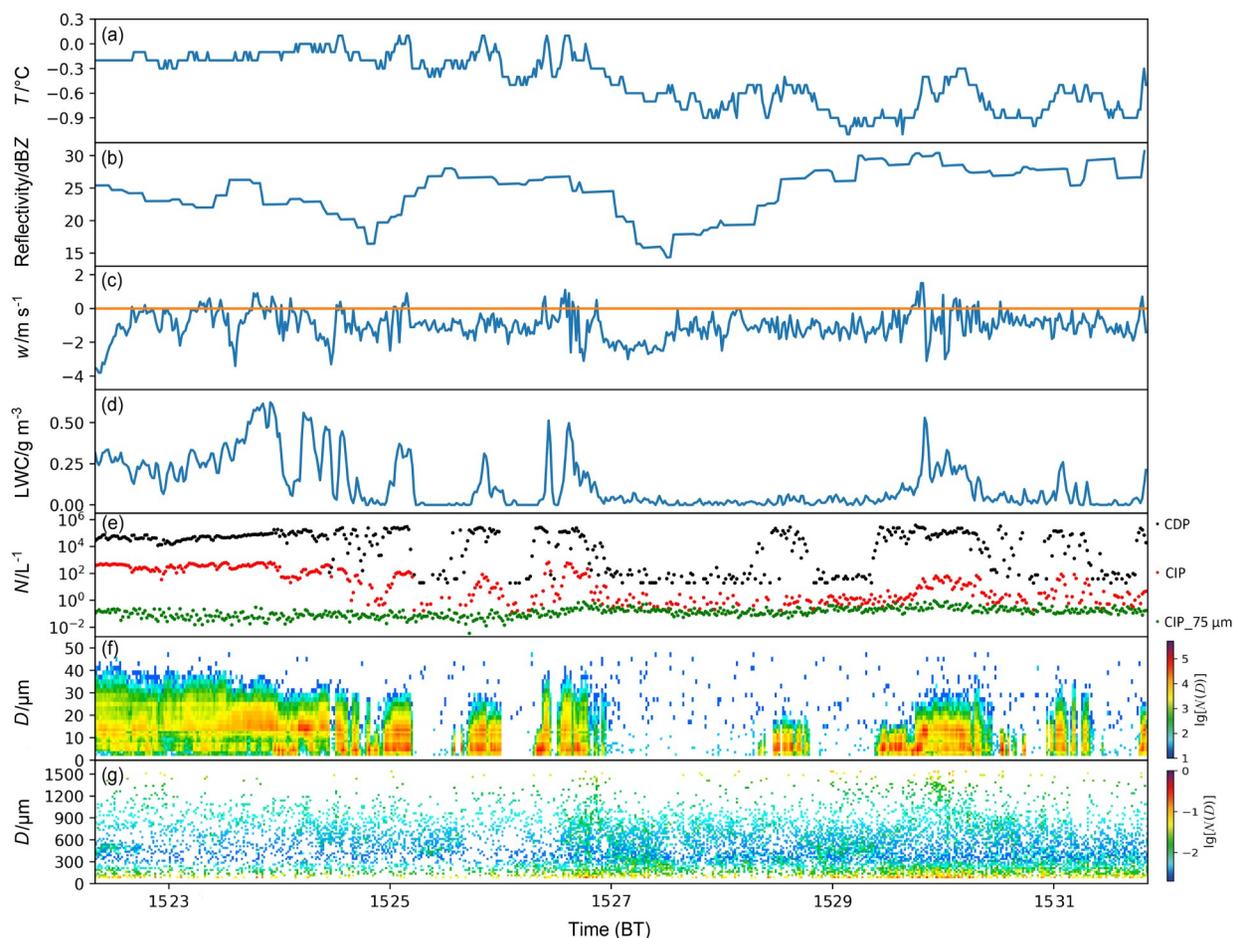


图10 飞机在3670 m高度水平飞行(图1、2中AB段)时观测的数据:(a)温度;(b)飞机轨迹上的雷达反射率;(c)垂直气流速度(黄线为0值);(d)液态水含量;(e)粒子数浓度 N (黑色: CDP观测的粒子浓度, 红色: CIP观测的粒子浓度, 绿色: CIP观测的直径75 μm 以上粒子浓度);(f) CDP观测的粒子谱;(g) CIP观测的粒子谱(去除前两个通道, 即直径为75~1550 μm 的粒子谱)。观测时间: 2017年5月22日15:22~15:31

Fig. 10 Data collected during the horizontal flight of the aircraft at the height of 3670 m (AB shown in Fig. 1 and 2): (a) Temperature; (b) radar reflectivity along the flight path; (c) vertical air velocity (yellow line represents the value of 0); (d) LWC; (e) particles number concentration (black: measured by CDP; red: measured by CIP; green: measured by CIP and larger than 75 μm); (f) CDP instantaneous spectrum; (g) CIP instantaneous spectrum (the first two bins removed, i.e. spectrum of particles diameter from 75 μm to 1550 μm). The observation was conducted from 1522 BT to 1531 BT on 22 May 2017

致的。

由以上分析可知, 积层混合云的高层水平分布较为均匀, 但在其中层(0 $^{\circ}\text{C}$ ~-10 $^{\circ}\text{C}$)由于嵌入对流泡的存在, 使其水平分布具有明显的不均匀性, 嵌入对流泡的水平尺度约为2 km。由于对流泡的存在, 对应在融化层下方出现强回波。在云高层小粒子浓度较低, 为 10^1 ~ 10^2 L^{-1} 量级, LWC也很低, 冰晶通过过冷水滴冻结的均质和异质核化以及水汽凝华产生, 并通过聚合和弱淞附过程增长。在0 $^{\circ}\text{C}$ 层的对流泡内, 小粒子浓度很高, 可达到 10^6 L^{-1} 量级, 平均浓度比对流泡外云区高一个量

级; LWC也较高, 在高LWC区存在大量云滴, 平均LWC是对流泡外的2倍。

5 积层混合云垂直微物理结构与降水产生机制

为研究积层混合云垂直结构特征和降水产生机制, 这里选取两次强弱不同的垂直探测过程进行比较分析, 其中 B_1C 区LWC少, 云顶较低, 而 DE 区的LWC较多, 云顶较高(图1和图2)。

图14为飞机在 B_1C 区爬升垂直探测飞行轨迹与雷达回波分布。飞行时间15:37~15:52, 飞行高

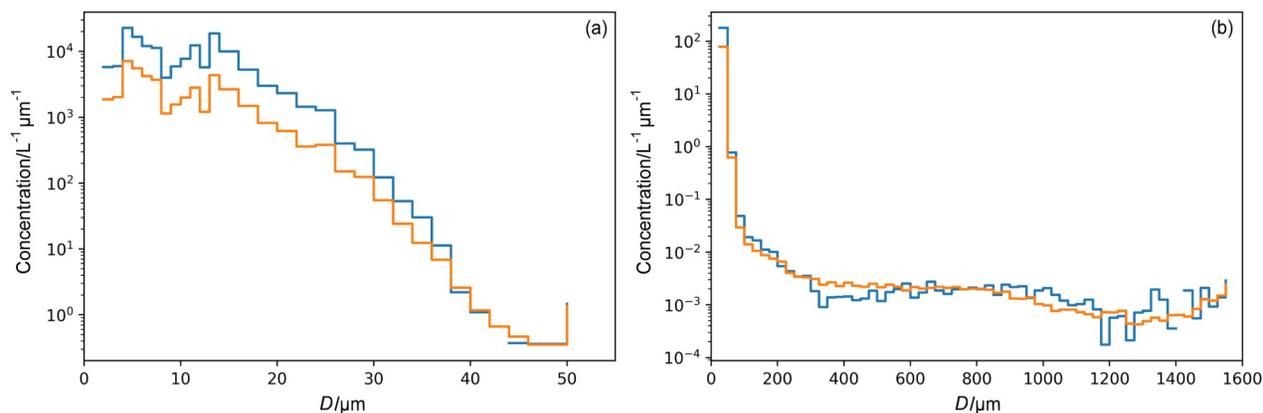


图 11 飞机在 3670 m 高度水平飞行 (图 1、2 中 AB 段) 时对流泡内 (蓝线)、外 (黄线) 云区 (a) CDP、(b) CIP 观测的粒子平均谱. 观测时间: 2017 年 5 月 22 日 15:22~15:31

Fig. 11 Average spectra of particles inside (blue lines) and outside (yellow lines) the embedded convective cells derived from (a) CDP and (b) CIP observed during the horizontal flight of the aircraft at the height of 3670 m (AB shown in Fig. 1 and 2). The observation was conducted from 1522 BT to 1531 BT on 22 May 2017

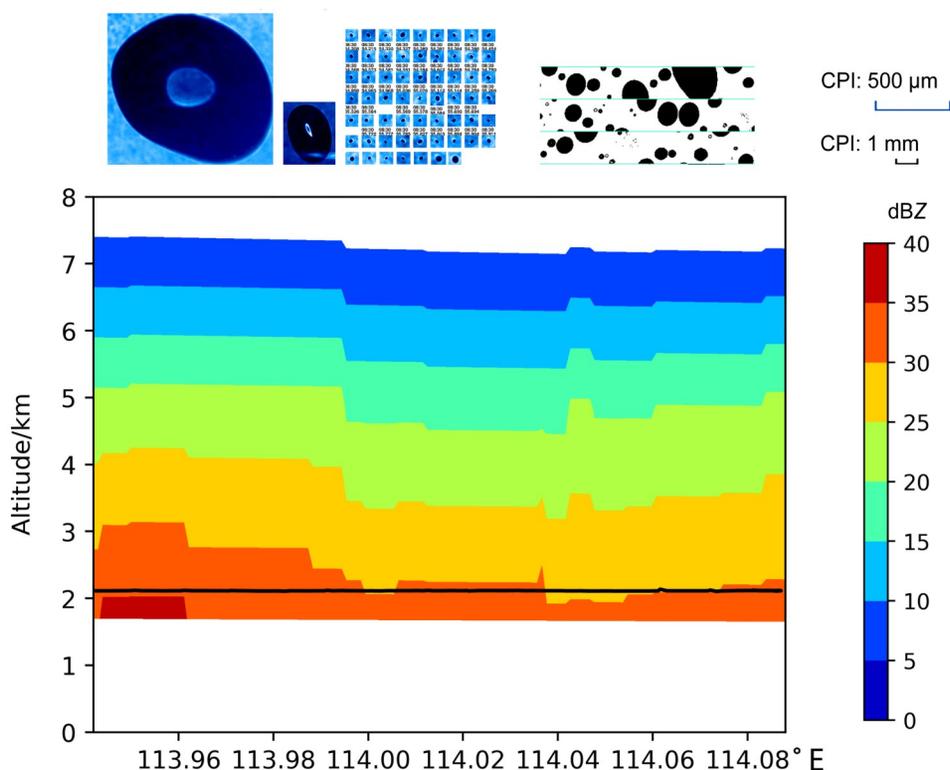


图 12 飞机在 2110 m 高度 (图 1、2 中 EF 段) 水平飞行轨迹黑线与 SA 雷达反射率垂直剖面, 以及 CIP 与 CPI 探头拍摄的典型粒子图像, 观测时间: 2017 年 5 月 22 日 16:28~16:31, 温度范围: 8.2°C~8.6°C. 蓝线为 CPI 图像 500μm 长度, 黑线为 CIP 图像 1mm 长度

Fig. 12 Cross section of SA radar reflectivity along the horizontal flight path at the height of 2110 m (EF shown in Fig. 1 and 2) with the flight path (black line) and typical particle images collected by CPI and CIP. The observation period was from 1628 BT to 1631 BT on 22 May 2017, and temperature ranged between 8.2°C~8.6°C. The blue line is the length of 500 μm in CPI's images, the black line is the length of 1 mm in CIP's images.

度区间 2000~7250 m (温度 8.0°C~-15.4°C), 0°C 层位置在 3760 m。飞机采用盘旋上升的方式开展垂直探测飞行, 先后经过了云的暖层、0°C 层、

中层和高层, 一直达到云顶。雷达回波在 0°C 层以下也存在与图 9 类似的结构。从对应的测量数据可以看到 (图 15), 粒子浓度、上升气流、LWC 的峰

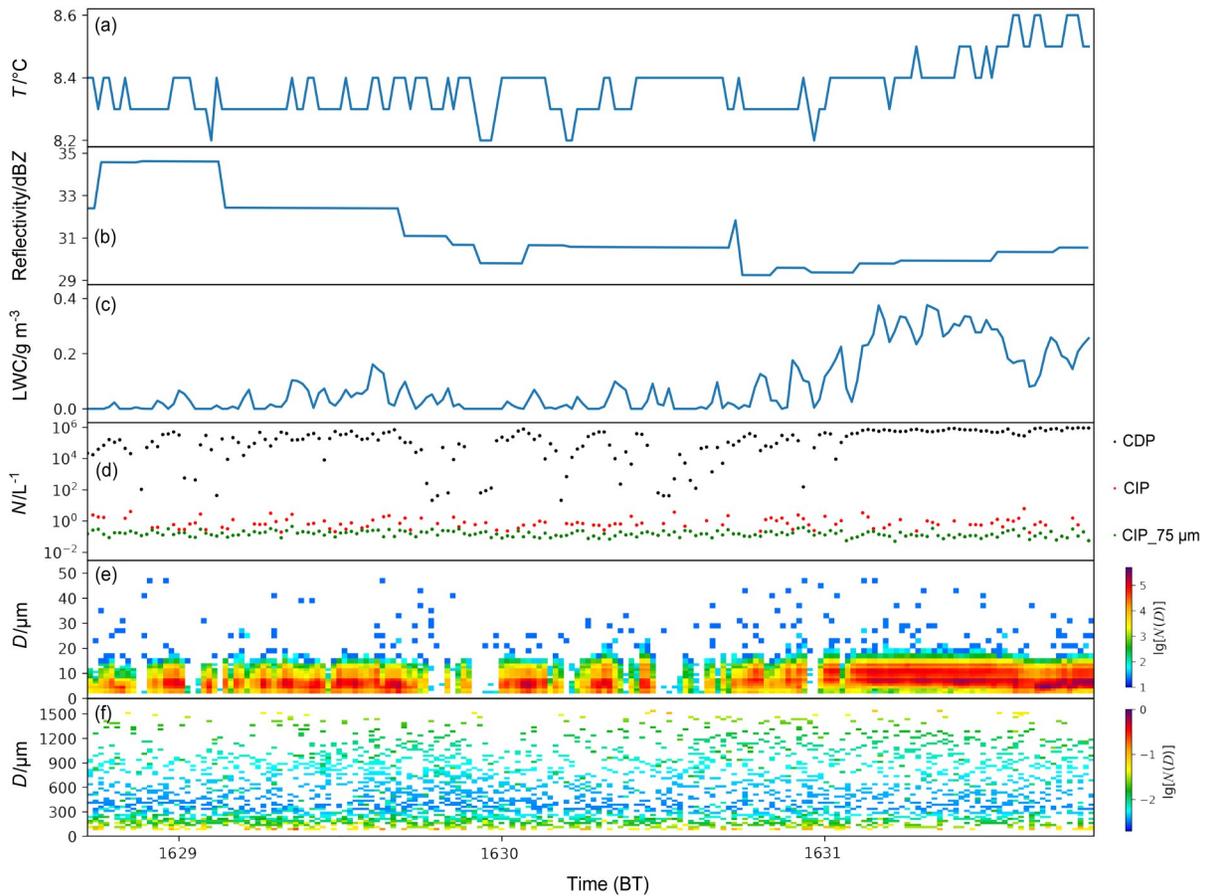


图 13 飞机在 2110 m 高度水平飞行 (图 1、2 中 EF 段) 时观测的数据: (a) 温度; (b) 飞机轨迹上的雷达反射率; (c) 液态水含量; (d) 粒子数浓度 N (黑色: CDP 观测的粒子浓度, 红色: CIP 观测的粒子浓度, 绿色: CIP 观测的直径 75 μm 以上粒子浓度); (e) CDP 观测的粒子谱; (f) CIP 观测的粒子谱 (去除前两个通道, 即直径为 75~1550 μm 的粒子谱)。观测时间: 2017 年 5 月 22 日 16:28~16:31, 温度范围: 8.2°C~8.6°C

Fig. 13 Data collected along the horizontal flight path (EF shown in Fig. 1 and 2) at the height of 2110 m: (a) Temperature; (b) radar reflectivities at the flight path; (c) LWC; (d) particles number concentration (black: measured by CDP; red: measured by CIP; green: measured by CIP and larger than 75 μm); (e) CDP instantaneous spectrum; (f) CIP instantaneous spectrum (the first two bins removed, i.e. spectrum of particles diameter from 75 μm to 1550 μm). The observation period was from 1628 BT to 1631 BT on 22 May 2017, and temperature was between 8.2°C–8.6°C

值出现间隔变化, 结合图 14 可以看到, 这是飞机盘旋上升时出入对流泡造成的。图 15b 显示上升气流共有 5 个主要的峰值, 被分别标注在图 14 左侧, 最高到达 5.7 km 高度, 在 4 km 高度附近上升气流速度最大, 可达 5 m s^{-1} 。液态水主要分布在 4.3 km (-2.6°C) 以下, 在 4.2 km 左右含量最高, 达到 1 g m^{-3} 。与 0°C 层平飞类似, 垂直方向上高液态水含量也大都与对流泡的位置相对应。

垂直探测过程中上升、下沉气流区各高度典型粒子的图像标注在图 14 左、右侧。整体上看, 7 km 高度以上 (-14°C 以下) 的粒子以单个冰晶、雪晶为主; 大尺度的聚合状冰粒子分布在 3.7 km (0°C 层附近) 至 6.7 km 高度 (-12°C) 范围内; 在

0°C 层以下主要为云滴、雨滴和正在融化的冰粒子。图 15d 表明, 大粒子 (直径 1000~1550 μm , 下同) 浓度在低于 7 km 时开始增加, 由 10^{-2} L^{-1} 增加至 $10^{-1} \sim 10^0 \text{ L}^{-1}$, 然后随高度降低大致保持不变, 在 0°C 层减小至 10^{-2} L^{-1} , 并开始 $10^{-2} \sim 10^{-1} \text{ L}^{-1}$ 间变化。从 CIP 粒子谱 (图 15f) 也可以看到在 7 km 以上的高层, 大部分粒子直径在 500 μm 以下, 粒子谱宽不超过 1000 μm ; 6.7 km 至 3.7 km 谱宽达到 1550 μm (CIP 探测范围上限), 且直径 1 mm 以上粒子浓度随直径变大而增大; 在 0°C 层及其以下, 谱明显变窄, 说明大粒子浓度降低, 这是冰粒子融化后体积变小, 而且融化后粒子下落速度增大使浓度降低共同导致的。

下沉气流区的粒子图像（图 14 右）可以看到，由于缺少过冷水，整体上冰粒子形状呈现简单的原始冰雪晶体和聚合物。辐枝状和板状冰晶主要分布在 6.7 km 及以上（-12°C 以下）的区域，针状与柱状冰晶主要分布在 4.5 km 至 6.7 km（-3.1°C ~ -12°C）范围内，这与 Bailey and Hallett（2009）的实验室结果基本符合。在 5 km（-4.7°C）附近的板状冰晶和 3.8 km（-1.0°C）附近的针柱状冰晶应当是由高处产生掉落至此。聚合状的冰粒子在 3.7 km 至 6.7 km 都有分布。0°C 层以下以云雨滴为

主，且存在少量未融化的冻结云滴和正在融化的冰粒子。

从上升气流区内的粒子图像（图 14 左）可以看到，在 4.3 km 及以下（-2.6°C 层以下）都存在大量的云滴，从 CDP 粒子谱（图 15e）也可以看到上升气流区粒子浓度高，谱大都呈双峰结构，谱宽大多在 30 μm 以下。在 4.7 km（-3.6°C）仍可以看到过冷云滴，但数量很少，液态水含量也很低。聚合状冰粒子分布在 4.1 km 至 5.7 km。在 4.1 km 附近 LWC 最高，冰粒子出现了弱淞附增长过程。在 4.7

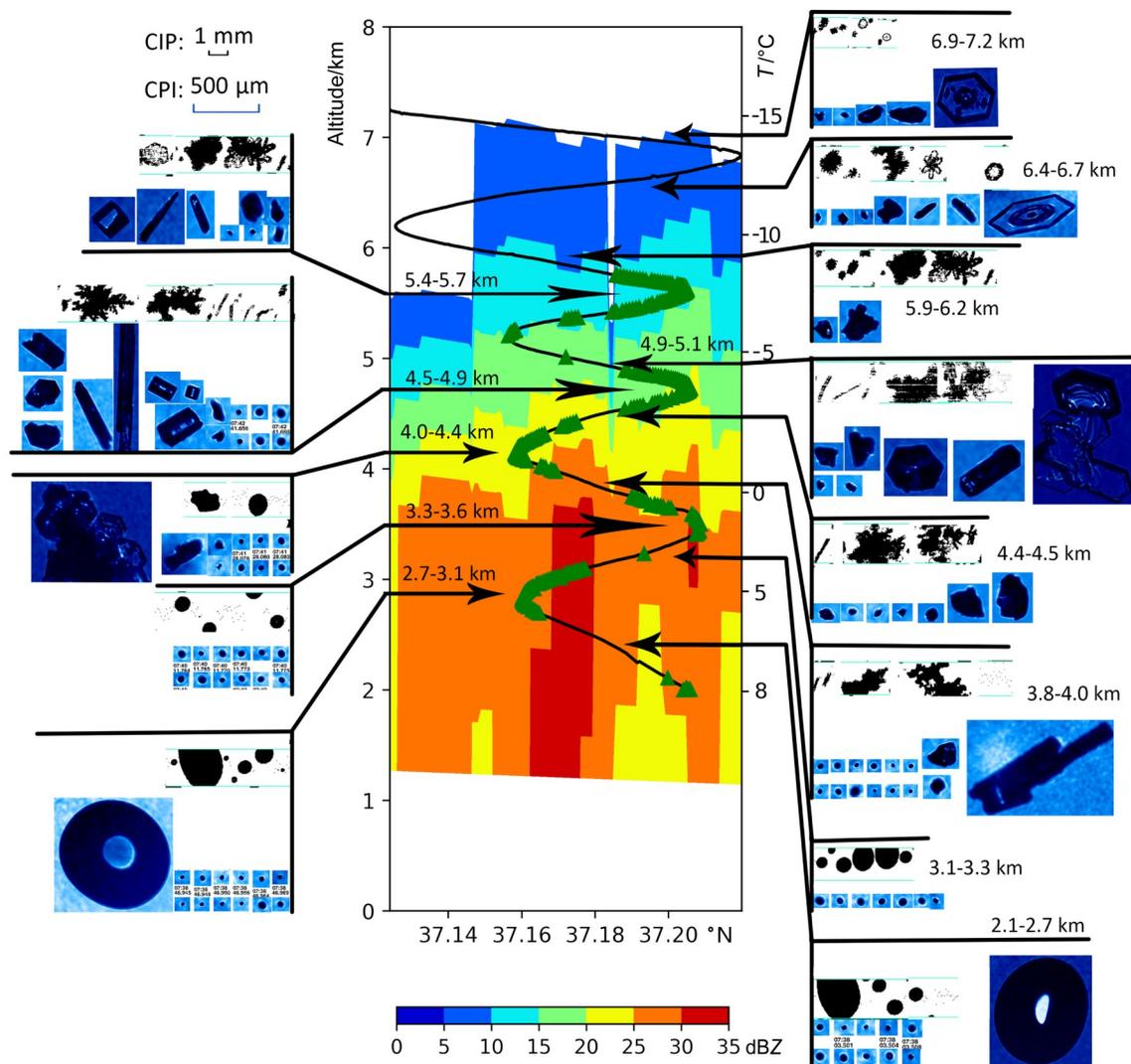


图 14 飞机在 B₁C 区（图 1、2 中所示）垂直探测（2017 年 5 月 22 日 15:37~15:52）飞行轨迹（黑线）、SA 雷达反射率垂直剖面分布，以及 CIP 与 CPI 探头采集到的典型粒子图像，绿色三角为观测到上升气流的位置，左侧为上升气流区各高度粒子图像，右侧为下沉气流区各高度粒子图像。蓝线为 CIP 图像 500μm 长度，黑线为 CIP 图像 1mm 长度

Fig. 14 Cross section of SA radar reflectivity along the vertical flight path (black line) of the aircraft in B₁C area (shown in Fig. 1 and 2) (during 1537BT-1552 BT on 22 May 2017) and typical particle images collected by CPI and CIP. The green triangles are the locations where the updrafts were observed. The particle images collected in the updraft and downdraft areas are shown on the left and right, respectively. The blue line is the length of 500 μm in CPI's images, the black line is the length of 1 mm in CIP's images.

km 和 5.7 km (-7.6°C) 附近都存在针状、柱状的冰晶，符合其形成的温度区间，由局地生成；5.7 km 处的板状冰晶应该是由高处掉落。CIP 粒子谱 (图 15f) 显示在 4.6~5.0 km ($-3.4^{\circ}\text{C}\sim-5.0^{\circ}\text{C}$) 范围内 200 μm 以下，冰粒子浓度明显升高，大致与 4.7 km 附近的上升气流对应，从粒子图像中可以看到产生了大量尺度较大的板状冰晶和柱状冰晶，这应该与对流泡下部贝基隆增长加强有关，是过冷水转化为冰晶的过程。

因此，从 B_1C 区的垂直探测结果看，由于云中过冷水含量低，冰晶的形成和增长主要以凝华和聚并过程为主。上升气流区中的小云粒子浓度较下沉气流区高，而且随高度下降有增加趋势。大冰粒子浓度随高度下降并没有明显变化，一直到接近零度层附近时才有明显变化。冰粒子谱的垂直分布显示，高层存在较高浓度的大冰粒子，在下落过程中进一步凝华和聚并增长，淞附增长弱，因此与一般层状云的播撒—供给降水形成机制并不相同。

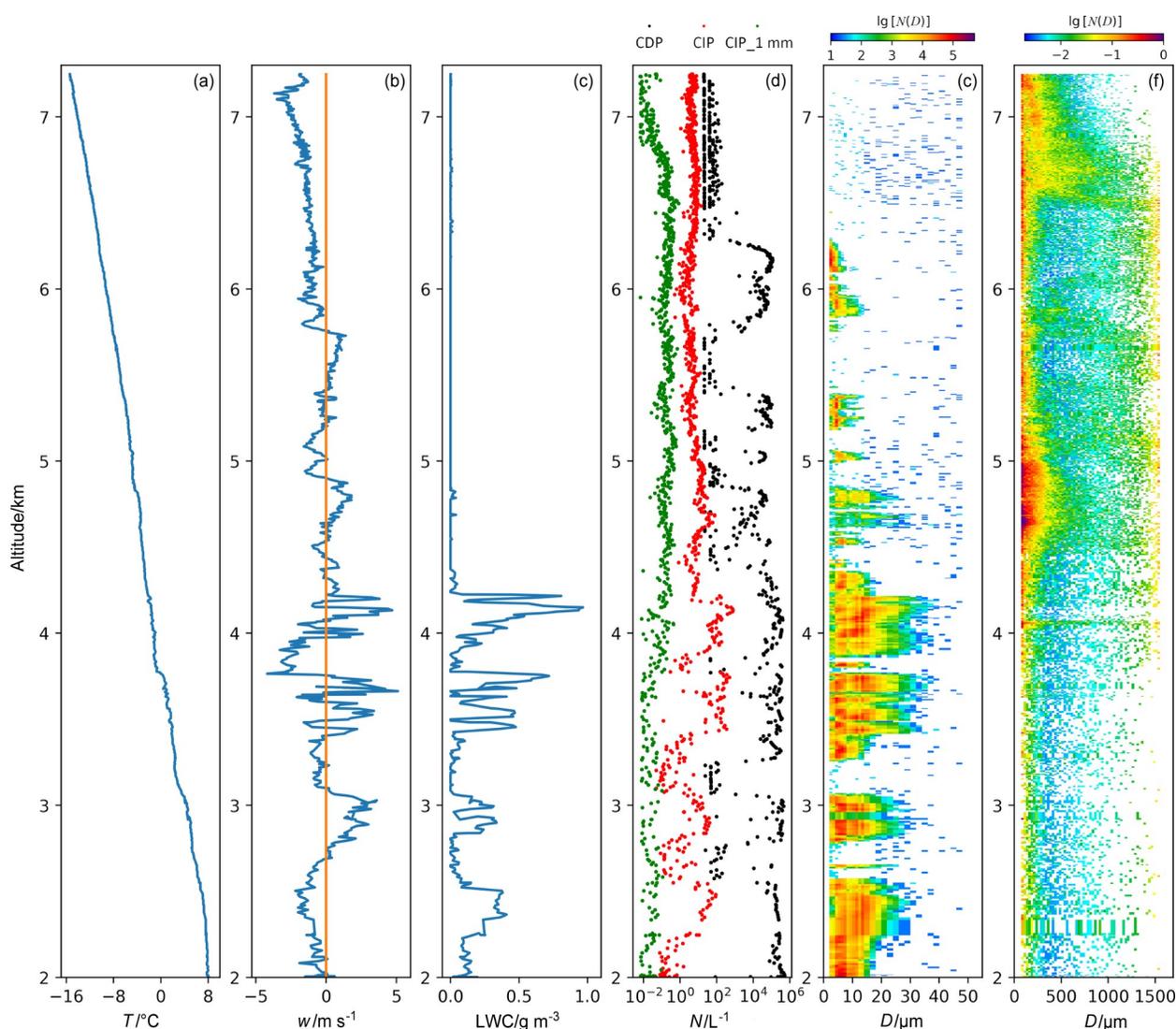


图 15 飞机在 B_1C 区 (图 1、2 所示) 爬升垂直飞行时的观测 (2017 年 5 月 22 日 15:37~15:52) 数据: (a) 温度; (b) 垂直气流速度 (黄线为 0 值); (c) 液态水含量; (d) 粒子浓度 (黑色: CDP 观测的粒子浓度, 红色: CIP 观测的粒子浓度, 绿色: CIP 观测的直径 1mm 以上粒子浓度); (e) CDP 观测的粒子谱; (f) CIP 观测的粒子谱 (去除前两个通道, 即直径为 75~1550 μm 的粒子谱)

Fig. 15 Data collected along the vertical flight path of the aircraft in B_1C area (shown in Fig. 1 and 2) (during 1537 BT-1552 BT on 22 May 2017): (a) Temperature; (b) vertical air velocity (yellow line represents the zero value); (c) LWC; (d) particles number concentration (the black one was measured by CDP, the red one was measured by CIP, and the green one was measured by CIP and larger than 1 mm); (e) CDP instantaneous spectrum; (f) CIP instantaneous spectrum (the first two bins removed, i.e. spectrum of particles diameter from 75 μm to 1550 μm)

图 16 为飞机在 DE 区盘旋下降垂直探测的飞行轨迹与雷达回波分布。飞行时间 16:08~16:23, 飞行高度区间 2120~7260 m, 飞行探测的环境温度范围为 8.2°C~-15.7°C, 0°C 层位置在 3600 m。由图 17 可以看到, 上升气流到达 6.6 km 高度, 但 5 km 之上速度都很小, 不超过 1 m s⁻¹, 在 3~4 km 内速度最大达到 4 m s⁻¹。在 5 km 以下, LWC 在 0~0.8 g m⁻³ 之间, 上升气流都对应着高 LWC。高 LWC 区对应小粒子浓度更高, 可达 10⁵~10⁶ L⁻¹; 在 5.2 km 以上 LWC 在 0.1~0.2 g m⁻³ 之间, 随高度增加逐渐降低。CDP 粒子谱 (图 17e) 表明高 LWC 区内粒子大都呈双峰结构, 谱宽不超过 30 μm。由 CIP 粒子谱 (图 17f) 可以看到, 在垂直方向上, LWC 高低对大于 1 mm 的大冰粒子浓度影响不大。

因为 DE 区的探测基本在对流泡中进行, 所以在相邻高度, 图 16 两侧粒子图像差异不大。在 0°C

层 (3.6 km) 之下, 粒子为云滴、雨滴和正在融化的冰粒子; 0°C 层以上以冰粒子为主, 包括聚合与凇附过程共同作用产生的大尺度冰粒子, 以及凝华产生的冰雪晶, 也有少量的过冷云滴存在 (最高出现在 5.5 km, -7°C)。与 B₁C 区相比, DE 区 0°C 层之上凇附过程十分明显, 过冷云滴也出现在更高的高度。与 B₁C 区类似, 冰粒子下落至 0°C 层后融化, 体积变小, 下落速度变大, 使 CIP 粒子谱变窄, 大粒子浓度由 10⁰ L⁻¹ 减小至 10⁻²~10⁻¹ L⁻¹。针柱状冰晶分布在 4.5~6.5 km (-3.6°C~-12°C) 范围内, 板状与辐枝状冰晶分布在 6.5 km 以上 (-12°C 以下)。

由此可见, DE 区高层与 B₁C 区一样, 都在高层存在较高浓度的大冰粒子, 但在大冰粒子降落过程中, 除存在明显聚并增长过程外, 由于 DE 区存在高过冷水含量, 使凇附增长很明显, 特别在高度

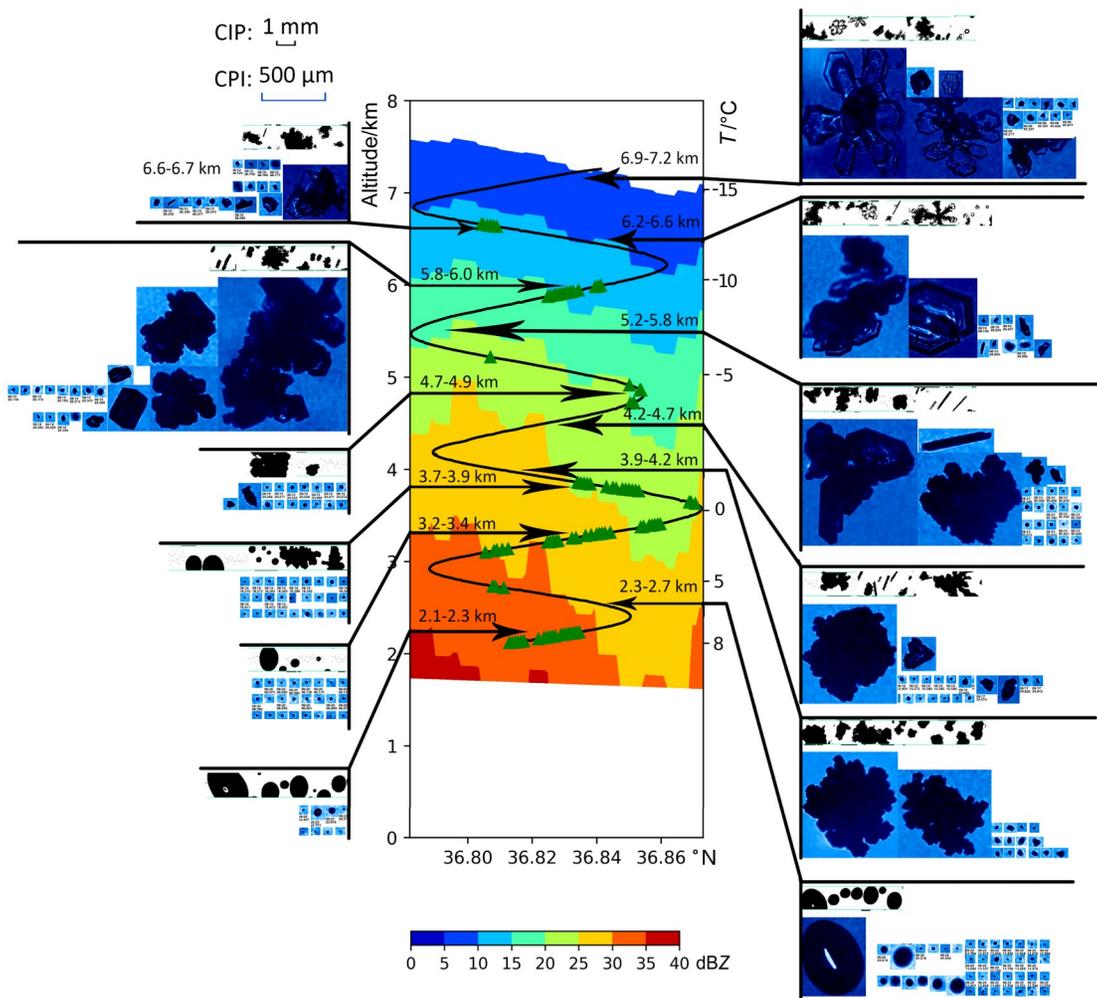


图 16 同图 14, 但为飞机在 DE 区 (图 1、2 中所示) 垂直探测 (2017 年 5 月 22 日 16:08~16:23) 的过程

Fig. 16 Same as Fig. 14, but along the vertical path in DE area (shown in Fig. 1 and 2) (during 1608 BT-1623 BT on 22 May 2017)

5 km 到融化层 3.6 km 之间区域，较大冰粒子浓度和小云粒子浓度随高度下降均存在明显增加现象，但大于 1 mm 的冰粒子浓度并没有明显变化。因此，与 B₁C 区相比，DE 区降水形成存在明显的播撒—供给过程，高层较大冰粒子下降过程中，在高过冷水含量区通过淞附增长，然后通过融化层形成降水。由于通过淞附增长的冰粒子密度大，下落速度快，在 B₁C 区显示的半融化冰粒子现象，在 DE 区不是很明显。

为进一步了解不同温度层的特征，对比不同区域云的垂直结构，表 2 给出了两次垂直探测过程中各温度层云物理量平均值。可以看到，0°C 层以上，DE 区的过冷 LWC 较 B₁C 区分布范围更广，含

量更高，通过淞附增长使 DE 区的小云粒子浓度更多地转化为较大尺度云粒子，从而使 DE 区大冰粒子（CIP）的尺度和浓度均高于 B₁C 区，而其小粒子浓度较小。在 0°C~5°C 层，DE 区上部形成的大冰粒子密度大，下落速度快，使其大粒子浓度较小，随后在 5°C~8°C 层通过暖雨碰并过程进一步增长，形成更高浓度的雨滴粒子，使地面降水更大。这个过程也可以从图 18 显示的各温度层粒子平均谱演变过程明显看出。

在每个温度层内，B₁C、DE 的 CIP 粒子谱谱型相似，均呈单峰结构，谱峰在 25 μm，谱末端（1000 μm 以上）粒子浓度增加。在 -15°C~5°C 层内，DE 的 600 μm 以上粒子浓度均高于 B₁C，而

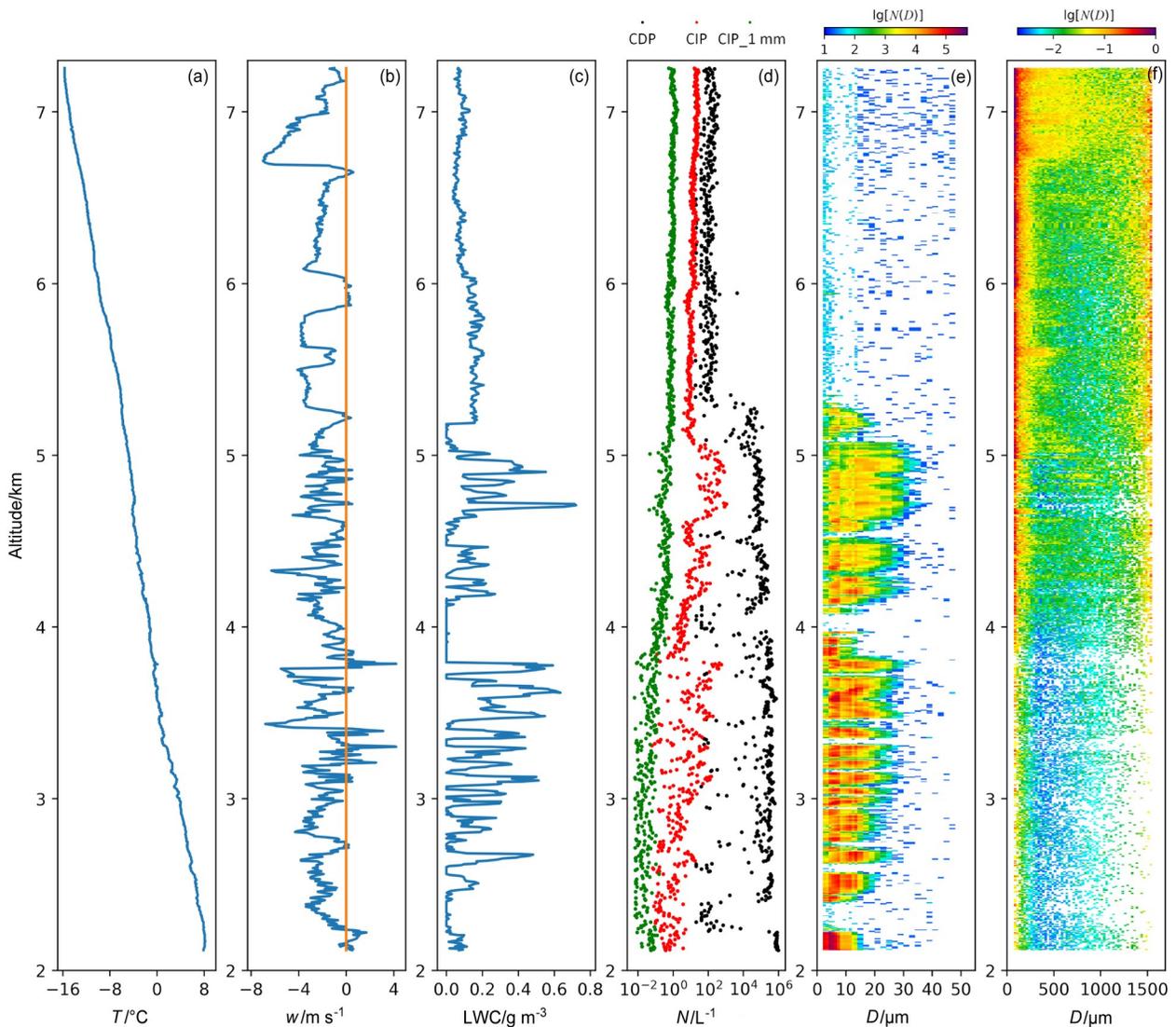


图 17 同图 15，但为飞机在 DE 区（图 1、2 所示）垂直探测（2017 年 5 月 22 日 16:08~16:23）的过程

Fig. 17 Same as Fig 15, but along the vertical path in DE area (shown in Fig. 1 and 2) (from 1608 BT-1623 BT on 22 May 2017)

表2 两次垂直探测过程各温度层云物理量平均值

Table 2 Averages of measurements in each temperature layer in two vertical observations

T/°C	LWC_B ₁ C/g m ⁻³	LWC_DE/g m ⁻³	N _{CDP_B₁C} /L ⁻¹	N _{CDP_DE} /L ⁻¹	N _{CIP_B₁C} /L ⁻¹	N _{CIP_DE} /L ⁻¹	D _{CIP_B₁C} /μm	D _{CIP_DE} /μm
-15~-10	0.000	0.075	5.385×10 ³	1.199×10 ²	5.263	16.375	133.544	167.011
-10~-5	0.000	0.134	2.252×10 ⁴	6.486×10 ³	3.986	11.276	181.387	197.752
-5~0	0.101	0.140	6.407×10 ⁴	1.081×10 ⁵	52.623	92.068	88.167	107.733
0~5	0.153	0.170	1.344×10 ⁵	2.206×10 ⁵	64.403	18.612	109.678	97.374
5~8	0.137	0.068	1.386×10 ⁵	2.951×10 ⁵	11.403	1.681	161.216	258.850

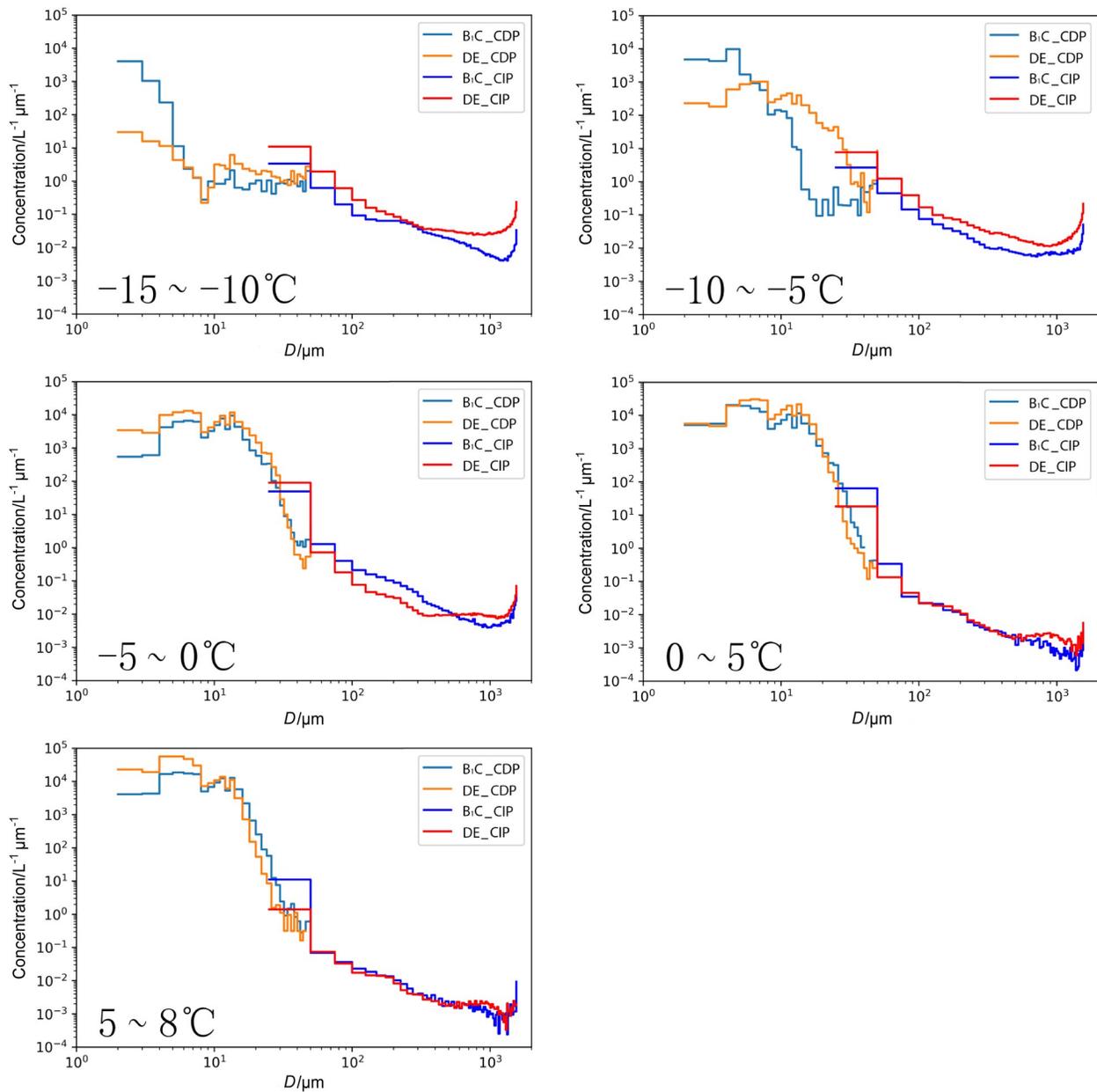


图18 两次垂直探测过程各温度层粒子平均谱分布

Fig. 18 Average spectra of particles in each temperature layer during two vertical observations

B₁C 的 CDP 粒子谱在小粒子端浓度大于 DE。在 -5°C~8°C 层内, 二者 CDP 谱均呈双峰结构, 谱型相似, 谱峰分别位于 10 μm 以下和 10~20 μm 间, 在 10 μm 以下 DE 浓度更高。在 0°C~8°C 层 CIP 谱小粒子端 B₁C 浓度更高, 100~600 μm 二者 CIP 谱基本重合, 600 μm 以上差距也不明显。

6 结论与讨论

本文对 2017 年 5 月 22 日华北太行山东麓人工增雨防雹作业技术试验取得的飞机观测数据进行了较深入分析, 得到以下结论:

(1) 积层混合云中的对流泡发生在 0°C~ -10°C (高度 4~6 km) 层, 垂直和水平尺度在 2 km 左右, 最大上升气流速度可达 5 m s⁻¹。对流泡内含有更高的小粒子浓度与液态水含量。小粒子直径大都在 30 μm 以下, 以小云滴为主。在 0°C 层, 对流泡内小粒子平均浓度 10⁵ L⁻¹, 比周围云区高一个量级, 平均 LWC 是周围云区两倍, 大粒子 (直径 800 μm 以上) 浓度也更高。在对流泡外粒子下落融化过程更加明显。

(2) 此次华北太行山东麓的积层混合云高层存在高浓度尺度较大的冰粒子。雷达回波显示在 0°C 层下的回波结构与我国南方观测的梅雨锋层状云的垂直结构很相似, 这是高层冰相粒子融化后造成的。云雷达回波中有较明显的零度层亮带。粒子图像与浓度也清晰地展示了冰粒子形成、下落增长及最后的融化过程。在云顶, 粒子以单个冰晶、雪晶为主, 凝华是主要过程; 聚合与淞附过程产生的大尺度冰粒子分布在云顶与 0°C 层之间, -15°C~-5°C 层内粒子平均直径增加明显; 在 0°C 层附近粒子融化, 直径变小, 下落速度变快, 导致大粒子浓度减小 1~2 个量级; 0°C 层以下液态水丰富, 主要为云滴、雨滴和正在融化的冰粒子, 粒子通过碰并过程增长, 平均直径增加。

(3) 积层混合云不同位置的云中, 粒子增长机制也存在差异。在过冷水含量较小的 B₁C 区, 4.3 km (-2.6°C) 以上过冷水含量很低, 冰粒子的形成和增长主要依靠凝华和聚并过程, 这与新疆、吉林层状云中的冰粒子增长方式相同 (游来光等, 1989; Hou et al., 2010)。由于形成的冰粒子密度小, 下落速度慢, 使融化现象很明显, 出现大量半融化的冰粒子, 降水形成过程并不符合播撒—供给

层状云降水形成机制。在过冷水含量较高的 DE 区, 冰粒子淞附过程明显。在 -15°C~0°C 层, DE 的 CIP 平均浓度和平均直径均高于 B₁C, CIP 谱 800 μm 以上粒子浓度也更高。说明过冷水对冰粒子增长起重要作用, 淞附与聚合过程共同作用可使冰粒子的尺度、浓度更大。降水形成过程符合播撒—供给机制。

本文一些结果与前期在北京和河北北部观测的华北积层混合云飞机观测结果并不完全一致, 主要差别表现在, 一是此次积层混合云高层出现高浓度较大尺度冰粒子浓度, 其产生原因不清楚, 可能与太行山地形的影响有关。二是在此次积层混合云中不同部位的降水形成机制有明显差异, 在过冷水较多的区域, 降水符合播撒—供给机制, 而在过冷水较少的区域, 降水形成过程并不符合播撒—供给形成机制, 而是主要依靠大冰粒子的聚并下降过程。

参考文献 (References)

- Bailey M P, Hallett J. 2009. A comprehensive habit diagram for atmospheric ice crystals: Confirmation from the laboratory, AIRS II, and other field studies [J]. *J. Atmos. Sci.*, 66: 2888-2899. doi: 10.1175/2009JAS2883.1
- Beswick K M, Gallagher M W, Webb A R, et al. 2008. Application of the aventech AIMMS20AQ airborne probe for turbulence measurements during the convective storm initiation project [J]. *Atmos. Chem. Phys.*, 8: 5449-5463. doi:10.5194/acp-8-5449-2008
- 范焯, 郭学良, 张佃国, 等. 2010. 北京及周边地区 2004 年 8、9 月层积云结构及谱分析飞机探测研究 [J]. *大气科学*, 34: 1187-1200.
- Fan Ye, Guo Xueliang, Zhang Dianguo, et al. 2010. Airborne particle measuring system measurement on structure and size distribution of stratocumulus during August to September in 2004 over Beijing and its surrounding areas [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 34: 1187-1200. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2010.06.12
- Guo X L, Fu D H, Li X Y, et al. 2015. Advances in cloud physics and weather modification in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 32: 230-249. doi:10.1007/s00376-014-0006-9
- Herzogh P H, Hobbs P V. 1980. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. II: Warm-frontal clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37: 597-611. doi:10.1175/1520-0469(1980)037<0597:TMAMSA>2.0.CO;2
- Hobbs P V, Locatelli J D. 1978. Rainbands, precipitation cores and generating cells in a cyclonic storm [J]. *J. Atmos. Sci.*, 35: 230-241. doi:10.1175/1520-0469(1978)035<0230:RPCAGC>2.0.CO;2
- Hobbs P V, Rangno A L. 1990. Rapid development of high ice particle concentrations in small polar maritime cumuliform clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 47: 2710-2722. doi: 10.1175/1520-0469(1990)047<2710:RDOHIP>2.0.CO;2

- Hobbs P V, Matejka T J, Herzegh P H, et al. 1980. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. I: A case study of a cold front [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37: 568-596. doi: 10.1175/1520-0469(1980)037<0568:TMAMSA>2.0.CO;2
- 洪延超. 1996. 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*, 54: 661-674. Hong Yanchao. 1996. The numerical simulation study of convective-stratiform mixed cloud, Part (II) ——Interaction of clouds and formative mechanism of the heavy rain [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 54: 661-674.
- 洪延超, 黄美元, 王首平. 1984. 梅雨云系中亮带不均匀性的理论探讨 [J]. *大气科学*, 8: 197-204. Hong Yanchao, Huang Meiyuan, Wang Shouping. 1984. A theoretical study on inhomogeneity of bright band in Mei-Yü frontal cloud system [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese)*, 8: 197-204. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1984.02.10
- 洪延超, 黄美元, 吴玉霞. 1987. 梅雨锋云系中尺度系统回波结构及其与暴雨的关系 [J]. *气象学报*, 45: 56-64. Hong Yanchao, Huang Meiyuan, Wu Yuxia. 1987. Echo structure of mesoscale systems in the Mei-Yu frontal cloud system and their relations with the heavy rainfall [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 45: 56-64. doi: 10.11676/qxxb1987.007.
- Hou T J, Lei H C, Hu Z X. 2010. A comparative study of the microstructure and precipitation mechanisms for two stratiform clouds in China [J]. *Atmos. Res.*, 96: 447-460. doi: 10.1016/j.atmosres.2010.02.004
- Houze R A Jr, 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 rainband [J]. *J. Atmos. Sci.*, 38: 639-649. doi: 10.1175/1520-0469(1981)038<0639:TMAMSA>2.0.CO;2
- 黄美元, 洪延超. 1984. 在梅雨锋云系内层状云回波结构及其降水的不均匀性 [J]. *气象学报*, 42: 81-87. Huang Meiyuan, Hong Yanchao. 1984. The inhomogeneous features of the precipitation and the echo structure of stratiform cloud in Mei-Yü frontal cloud system [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 42: 81-87. doi: 10.11676/qxxb1984.008.
- 黄美元, 洪延超, 徐华英, 等. 1987. 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*, 45: 72-77. Huang Meiyuan, Hong Yanchao, Xu Huaying, et al. 1987. The effects of the existence of stratiform cloud on the development of cumulus cloud and its precipitation [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 45: 72-77. doi:10.11676/qxxb1987.009.
- Marshall J S. 1953. Precipitation trajectories and patterns [J]. *J. Meteor.*, 10: 25-29. doi:10.1175/1520-0469(1953)010<0025:PTAP>2.0.CO;2
- Muhlbauer A, Kalesse H, Kollias P. 2014. Vertical velocities and turbulence in midlatitude anvil cirrus: A comparison between in situ aircraft measurements and ground-based Doppler cloud radar retrievals [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 41: 7814-7821. doi: 10.1002/2014GL062279
- Rutledge S A, 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 [J]. *J. Atmos. Sci.*, 40: 1185-1206. doi:10.1175/1520-0469(1983)040<1185:TMAMSA>2.0.CO;2
- Stith J L, Dye J E, Bansemer A, et al. 2002. Microphysical observations of tropical clouds [J]. *J. Appl. Meteor.*, 41: 97-117. doi: 10.1175/1520-0450(2002)041<0097:MOOTC>2.0.CO;2
- 孙可富, 游来光. 1965. 1963年4~6月吉林地区降水性层状冷云中的冰晶与雪晶 [J]. *气象学报*, 37(3): 265-272. Sun K F, You L G. 1965. Ice and snow crystals observations in cold layer cloud in Jilin Province during April-June 1963. 37(3): 265-272. doi:10.11676/qxxb1965.030
- 游来光, 王守荣, 王鼎丰, 等. 1989. 新疆冬季降雪微结构及其增长过程的初步研究 [J]. *气象学报*, 47: 73-81. You Laiguang, Wang Shourong, Wang Dingfeng, et al. 1989. The microphysical structure of snow cloud and the growth process of snow in winter in Xinjiang [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 47: 73-81. doi: 10.11676/qxxb1989.009
- 张佃国, 郭学良, 付丹红, 等. 2007. 2003年8~9月北京及周边地区云系微物理飞机探测研究 [J]. *大气科学*, 31: 597-610. Zhang Dianguo, Guo Xueliang, Fu Danhong, et al. 2007. Aircraft observation on cloud microphysics in Beijing and its surrounding regions during August-September 2003 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31: 597-610. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.04.05
- 朱士超, 郭学良. 2014. 华北积层混合云中冰晶形状、分布与增长过程的飞机探测研究 [J]. *气象学报*, 72: 366-389. Zhu Shichao, Guo Xueliang. 2014. Ice crystal habits, distribution and growth process in stratiform clouds with embedded convection in North China: Aircraft measurements [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 72: 366-389. doi:10.11676/qxxb2014.013
- Zhu S C, Guo X L, Lu G X, et al. 2015. Ice crystal habits and growth processes in stratiform clouds with embedded convection examined through aircraft observation in northern China [J]. *J. Atmos. Sci.*, 72: 2011-2032. doi:10.1175/JAS-D-14-0194.1