

蔡兆鑫, 蔡淼, 李培仁, 等. 2019. 大陆性积云不同发展阶段宏观和微观物理特性的飞机观测研究 [J]. 大气科学, 43(6): 1191-1203. CAI Zhaoxin, CAI Miao, LI Peiren, et al. 2019. Aircraft Observation Research on Macro and Microphysics Characteristics of Continental Cumulus Cloud at Different Development Stages [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(6): 1191-1203. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1903.19113

大陆性积云不同发展阶段宏观和微观物理特性的 飞机观测研究

蔡兆鑫^{1,2,3} 蔡淼² 李培仁¹ 李军霞¹ 孙鸿娉¹ 顾宇² 高欣⁴

1 山西省人工降雨防雹办公室, 太原 030002

2 中国气象局云雾物理环境重点开放实验室, 北京 100081

3 北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院, 北京 100875

4 山西省气象服务中心, 太原 030002

摘 要 2014年7月3日, 山西省人工降雨防雹办公室在该省忻州地区开展了国内首次大陆性积云飞机穿云探测。本文利用机载云物理探测资料, 分析研究了不同发展阶段的积云宏、微观物理特性, 主要结论有: (1) 初生发展阶段的积云水平尺度约为 $8.2\text{ km}\times 5.5\text{ km}$ (经向 \times 纬向, 下同), 云厚约 2 km ; 云中以小云粒子为主, 云滴凝结增长; 水平方向上, 云液水含量 (LWC) 和粒子浓度 (N_c) 的最大值均位于云体中心位置; 垂直方向上, 云水分布相对均匀, 但随着高度增加, 云粒子浓度变小, 粒子尺度增大; 粒子谱符合伽马分布, 峰值量级为 $10^2\text{ cm}^{-3}\mu\text{m}^{-1}$, 谱宽在 $100\mu\text{m}$ 以下。(2) 成熟阶段的积云水平尺度约为 $4.6\text{ km}\times 10\text{ km}$, 云厚约 4 km ; 云内可以观测到积冰和雨线; 小云粒子浓度随高度增加起伏变化, 3600 m 、 4100 m 和 4900 m 高度处存在峰值; 大云粒子浓度随高度先增加后减小, 最大值出现云底以上 1.6 km 高度, 云底以上 1.3 km 高度附近有降水粒子形成; 粒子谱呈多峰分布, 暖区符合伽马分布, 冷区为伽马分布和M-P分布相结合, 且随着高度的增加拓宽, 4400 m 高度以下的谱宽小于 $200\mu\text{m}$ 。(3) 消散阶段积云尺度约为 $11\text{ km}\times 5.6\text{ km}$, 云厚约 2 km , 云下有降水粒子存在。

关键词 大陆性积云 粒子谱 云水含量 飞机探测

文章编号 1006-9895(2019)06-1191-13

中图分类号 P401

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1903.19113

Aircraft Observation Research on Macro and Microphysics Characteristics of Continental Cumulus Cloud at Different Development Stages

CAI Zhaoxin^{1,2,3}, CAI Miao², LI Peiren¹, LI Junxia¹, SUN Hongping¹, GU Yu², and GAO Xin⁴

1 *Weather Modification Office of Shanxi Province, Taiyuan 030002*

2 *Key Laboratory for Cloud Physics of China Meteorological Administration, Beijing 100081*

3 *College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, Beijing 100875*

4 *Shanxi Meteorological Service Center, Taiyuan 030002*

收稿日期 2019-01-19; 网络预出版日期 2019-05-13

作者简介 蔡兆鑫, 男, 1987年出生, 博士研究生, 研究方向为云降水物理与人工影响天气。E-mail: caizhaoxin1234@163.com

通讯作者 李培仁, E-mail: lpr640221@163.com

资助项目 山西省气象局重点项目 SXKZDRY20185106, 中国气象局云雾物理环境重点开放实验室开放课题 2018Z01601, 国家自然科学基金项目 41805111

Funded by Key Project of Shanxi Meteorological Administration (Grant SXKZDRY20185106), Open Project of Key Laboratory for Cloud Physics of China Meteorological Administration (Grant 2018Z01601), National Natural Science Foundation of China (Grant 41805111)

Abstract Weather Modification Office of Shanxi Province organized an in-situ observation through continental cumulus clouds for the first time on 3 July 2014 in China. Based on the airborne cloud physical data, macro and microphysical properties of continental cumulus cloud at different development stages were analyzed. The main results: (1) For growing cumulus, the horizontal scale is about $8.2 \text{ km} \times 5.5 \text{ km}$ (meridional direction \times zonal direction, the same hereinafter) and cloud depth is 2 km. The cloud is dominated by small particles, which gradually grow through the condensation process. The maximum cloud water content (LWC) and particle number concentration (N_c) appear at the horizontal direction of cloud center. In the vertical direction, N_c decreases and particle effective diameter (ED) increases with height, while LWC distribution is uniform. The particle spectrum is consistent with gamma distribution, and the peak magnitude is $10^2 \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$, where the spectral width is less than $100 \mu\text{m}$. (2) For mature cumulus, the horizontal scale is about $4.6 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ and cloud depth is 4 km. The ice and rain lines can be seen in the cloud. N_c varies with height, with three peaks occurring at heights of 3600 m, 4100 m, and 4900 m. The concentration of large cloud particles initially increases first and eventually decreases with height. The maximum value appears at a height of 1.6 km above the bottom of the cloud. Precipitation particles can be formed near the height of 1.3 km above the cloud base. The particle spectrum is multimodal. The spectrum can be described as a gamma distribution in the warm cloud region. In the cold cloud region, the spectrum is mostly a combination of gamma distribution and M-P distribution. The particle spectrum broadens with increasing height, and the spectral width is less than $200 \mu\text{m}$ below 4400 m. (3) For dissipating cumulus, the horizontal scale is about $5.6 \text{ km} \times 11 \text{ km}$ and cloud depth is 2 km. Precipitation particles are present under the cloud.

Keywords Continental cumulus, Particle spectrum, Cloud water content, Aircraft observation

1 引言

积云在陆地上空的云中约占30%，能够将低层的动量、热量、水汽和污染物等垂直传输到自由大气。积云的出现也是对流边界层内部结构中湍流改变的主要成因 (Stull and Eloranta, 1984)，其生成和发展对于气候、环境和辐射特性有重要影响。因此，研究积云不同发展阶段的宏、微观物理结构，包括积云尺度、积云内部含水量、粒子谱等特性，对认识积云降水特征具有重要的科学意义 (Warner, 1969a, 1969b, 1970)。

针对积云的飞机观测，国际上开展了很多大型实验。如20世纪40年代美国“雷暴”探测计划 (The Thunderstorm Project) (Byers and Braham, 1949)、合作对流性降水 CCOPE (Cooperative Convective Precipitation Experiment) 实验 (Dye et al., 1983)、小积云微物理研究 SCMS (Small Cumulus Microphysics Study) 实验 (Lasher-Trapp, 2001, 2008)、海洋性浅对流降水 RICO (Rain In shallow Cumulus over the Ocean) 实验 (Rauber et al., 2007)、多米尼加 DOMEX (Dominica Experiment) 实验 (Smith, 2009, 2012) 等，这些综合观测试验为研究积云的宏、微观特性提供了大量宝贵的资料。“雷暴”计划针对孤立、分散单

块积云观测，认为单个气团雷暴的生命期约为1~2 h，一般分为形成、成熟和消散三个阶段，成为 Byers-Braham 雷暴单体模式 (盛裴轩等, 2003)。Blyth et al. (1997) 利用 CCOPE 试验中1981年7月27日的飞机观测资料，分析了积云内部六层高度的粒子浓度、粒子谱、含水量的分布特征，并且发现，在云的中上部，当粒子浓度较低时云滴更容易长大。Hudson and Yum (2001) 利用 SCMS 试验中16架次飞机观测资料，分析了凝结核 (CN) 和云凝结核 (CCN) 的垂直分布，发现由于风向的不同，观测地点各高度上气溶胶浓度随风向的变化而变化，当风从海洋方向吹来时，气溶胶浓度小，从陆地方向吹来时，气溶胶浓度高，导致海洋性积云和大陆性积云不同速率的暖雨形成过程，在大陆性积云中，云粒子尺度较小，浓度很高，而在海洋性积云中，不光有大量的云粒子和较高的含水量，还有大量的毛毛雨滴。科学家们利用 RICO 外场观测实验获取的卫星、雷达和飞机等资料，发现在海洋性浅积云的下部，在云底到云底以上500 m的高度范围内，云滴粒子的直径较小，没有雨胚形成，而浅积云厚度发展到1 km以上就可以产生雨滴，说明在1 km高度左右可以产生雨胚 (Snodgrass et al., 2009; Baker et al., 2010; Rauber et al., 2013; Boutle et al., 2014; Nuijens et al., 2014;

Lamer et al., 2015)。Smith et al. (2009, 2012) 利用 DOMEX 资料, 分析由于信风引起的 Dominica 地区气溶胶含量、云的物理特性以及降水等信息。Vogelmann et al. (2012) 利用实验中飞机与遥感的观测资料, 详细分析了层云、层积云、积云不同类型云中气溶胶粒子谱与活化率、CCN、液态水含量 (LWC) 等特征。

此外, 还有一些其他针对积云方面的观测研究, 如 Rosenfeld and Lensky (1998)、Rosenfeld (1999, 2000) 将不同高度的积云云顶的飞机探测结果与极轨卫星的反演结果进行对比, 并利用云顶温度 (T) 和有效半径 (R_e) 分析云垂直结构及降水形成过程, 提出了 T - R_e 分析方法; 通过对积云的飞行探测, 研究了气溶胶对降水的影响, 分析不同过饱和度下 CCN 的凝结, 发现 CCN 决定了云底的云滴浓度, 进而影响云粒子尺度的垂直发展和降雨高度。Yang and Wang (2016) 利用飞机观测资料, 计算了热带海洋性积云中 LWC 和冰水含量 (IWC), 并讨论 LWC 与上升速度和积云生命史之间的关系。Tian et al. (2016) 结合飞机和雷达资料, 对深对流系统 (DCSs) 中的冰云微物理参数进行了观测和反演, 发现 DCSs 中 IWC 和质量中值直径 (D_m) 分别为 $0.47 \pm 0.29 \text{ g m}^{-3}$ 和 $2.02 \pm 1.3 \text{ mm}$ 。Padmakumari et al. (2017) 利用印度的两次飞机观测资料, 对比分析了海洋性积云和大陆性积云中不同 LWC、云滴和粒子图像等微观参量特征。

积云内部上升气流较强, 飞机难以进入其内部进行观测。从过去的研究结果可以发现, 目前针对积云的飞机观测, 主要以海洋性浅积云为主, 针对大陆性积云观测相对较少, 而针对中国北方高污染背景下大陆性积云的飞机观测更是空白。2014 年 7 月 3 日, 山西省人工降雨防雹办公在该省忻州地区开展了国内首次大陆性积云的穿飞探测, 本文利用机载云物理探测资料分析研究了不同阶段的积云尺度、积云内部的含水量、粒子浓度以及粒子谱等信息, 补充了对华北地区积云降水宏、微观物理结构特征的认识, 其结果可为数值模式中的云参数化方案提供依据。

2 仪器、数据和飞行方案

2.1 飞机探测资料

本文所使用的资料为机载探测资料, 探测飞机

为运-12, 该飞机飞行速度约为 $60 \sim 70 \text{ m s}^{-1}$, 爬升和下降速度约为 $2 \sim 5 \text{ m s}^{-1}$ 。飞机搭载了美国 DMT (Droplet Measurement Technology) 云物理探测系统 (见表 1), 采样探头主要包括: (1) 云粒子探头 CDP (Cloud Droplet Probe), 测量范围为 $2 \sim 50 \mu\text{m}$, 共分为 30 档, 前 12 档分辨率为 $1 \mu\text{m}$, 后面 18 档分辨率为 $2 \mu\text{m}$, 可以用来测量霾、云滴等粒子。(2) 云粒子图像探头 CIP (Cloud Imaging Probe), 测量范围为 $25 \sim 1550 \mu\text{m}$, 共分为 62 档, 分辨率为 $25 \mu\text{m}$, 主要用于探测冰晶和大云滴。(3) 降水粒子图像探头 PIP (Precipitation Imaging Probe), 测量范围为 $100 \sim 6200 \mu\text{m}$, 共分为 62 档, 分辨率为 $100 \mu\text{m}$, 主要用于探测降水粒子。(4) 飞机综合气象要素测量系统 AIMMS-20 (Aircraft-Integrated Meteorological Measurement System), 主要用于测量温度、湿度、相对湿度、空气的静态气压和动态气压、风速、风向、轨迹等。此外, 飞机前挡风玻璃内侧安装录像设备两部, 可对整个探测过程进行录像; 飞机指挥人员携带高清照相机一部, 可及时拍摄探测积云照片, 取得积云的宏观特征资料。在探测之前, 所有仪器均经过地面标定, 为了减少仪器自身探测的系统误差, 参考 McFarquhar and Cober (2004)、McFarquhar et al. (2007) 的处理方法, CIP 和 PIP 的数据均剔除了第一档观测值, 根据过去研究, 典型云滴直径小于 $50 \mu\text{m}$, 典型雨滴直径大于 $200 \mu\text{m}$ (盛裴轩等, 2003), 本文中将 CDP 测得的粒子称为小云粒子, CIP 测得的粒子称为大云粒子, PIP 测得的粒子称为降雨粒子。

本文所选主要参数包括: CDP 探测粒子谱计算的 LWC (单位: g m^{-3}), CDP 探测粒子谱计算的有效粒子直径 ED (droplet effective diameter, 单位: μm), CDP 探测粒子浓度 CDP-N (单位: cm^{-3})。CIP 探测粒子浓度 CIP-N (单位: L^{-1}), PIP 探测粒子浓度 PIP-N (单位: L^{-1})。根据前人研究, 判断飞机入云有不同的方法, 如 (a) $\text{CDP-N} > 10 \text{ cm}^{-3}$ (Rangno and Hobbs, 2005), (b) $\text{LWC} > 0.01 \text{ g m}^{-3}$ (Gultepe et al., 1996), (c) $\text{CDP-N} > 0.1 \text{ cm}^{-3}$ 且 $\text{LWC} > 0.0005 \text{ g m}^{-3}$ (Gultepe and Isaac, 2004), (d) $\text{CDP-N} > 10 \text{ cm}^{-3}$ 且 $\text{LWC} > 0.001 \text{ g m}^{-3}$ (Zhang et al., 2011)。本文参考 Zhang et al. (2011) 的方法, 当 $\text{CDP-N} > 10 \text{ cm}^{-3}$ 且 $\text{LWC} > 0.001 \text{ g m}^{-3}$ 时, 认为飞机入云。

2.2 飞行探测概况

2014年7月3日13~15时(北京时,下同),山西省人工降雨防雹办公室在忻州地区组织开展了积云穿飞探测实验。针对该时段该地区三块不同发展阶段的积云做了不同高度的穿云探测,完整的飞行轨迹和高度见图1。

飞机从太原武宿机场起飞后一直爬升并向北部飞行,13:25到达忻州境内,高度3611 m,发现一个扁平积云(记为Cu1),13:35:20飞至积云云下进行盘旋平飞探测,探测高度3299 m,对应温度为7.42°C,飞机窗上有明显雨线,云底为乌黑色,该积云水平尺度约为11 km×5.6 km(经向×纬向,下同),云厚约为2 km,13:46飞机离开该积云。

飞机离开Cu1后,向西南方向飞行,观测到一组由对流单体组成的云街(记为Cu2)。13:56:46飞机由该云街中部位置开始穿云,飞行高度4048 m,对应温度2.17°C,积云云体雪白;13:57:27出云,

飞机出云后左转平飞并从侧面再次穿入该积云;14:00:20出云,飞机出云后,持续左转,14:01:25~14:01:40在积云云砧底部飞行,云体乌色,无雨线,云砧底部不平整。随后飞机开始爬升,14:02:19完全进入积云内部,云体呈白色,高度4236 m,温度0.49°C。此后飞机在云中盘旋爬升,14:07:42再次出云,出云高度4943 m,温度-3.2°C。该云街水平尺度约为8.2 km×5.5 km,云厚约2 km。

飞机出云后先向东,而后转向北飞行,14:13:22进入一个云塔中部(记为Cu3),入云高度5000 m,温度为-4.2°C,机窗上迅速有积冰出现,同时有较为明显的雨线。14:14:13出云,14:14:54再次入云,随后开始在云中盘旋下降探测,其中14:19:06~14:20:06,飞机基本在云边界飞行,对应高度为4092~3742 m。14:23:23飞机降至3200 m高度,温度为7.08°C,继续平飞,14:26:22彻底出云,随后返航。该积云水平尺度约为4.6 km×10 km,高

表1 DMT系统各探头参数列表

Table 1 DMT (Droplet Measurement Technology) parameters list of detecting probes

探头名称	分档	测量范围/ μm	每通道间隔/ μm	主要探测粒子类型
CDP	30	2~50	1~12为1;13~30为2	霾、云滴、冰晶
CIP	62	25~1550	25	冰雪晶、大云滴
PIP	62	100~6200	100	云和降水粒子
AIMMS-20				温度、风、湿度、压强、经度、纬度

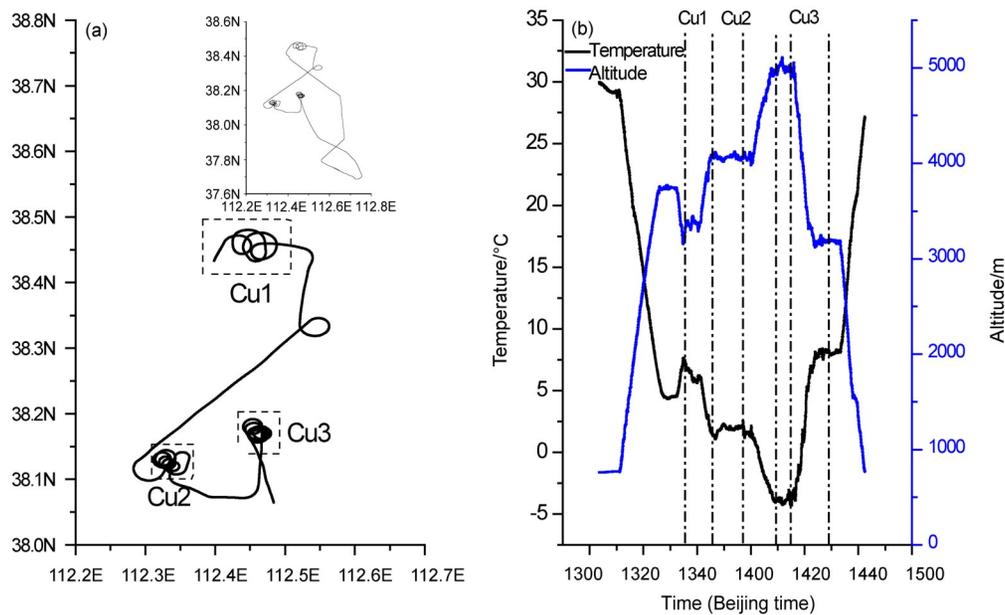


图1 2014年7月3日飞机积云穿飞探测的(a)飞行轨迹、(b)飞行高度(蓝线,单位:m)及对应温度(黑线,单位:°C)

Fig. 1 (a) Flight track, (b) flight altitude (blue line, units: m) and corresponding temperature (black line, units: °C) from flight through cumulus clouds on 3 July 2014

度约4 km，探测期间飞机颠簸较严重。

结合此次探测过程宏观资料可以发现，不同积云云底高度相差不大，约为3200 m，0°C层高度为4400 m。根据地面观测站（39.73°N，112.48°E，806 m）观测结果可知，14时地面温度为28°C，露点温度为15°C，可以算出抬升凝结高度约为距地1599 m，即海拔2400 m，低于观测的积云云底高度。

Rosenfeld et al. (2008) 研究给出了清洁和重污染环境下积云生命史的三个阶段的概念模型，包括初生发展、成熟和消散。重污染环境下，初生发展阶段的积云中存在大量云滴，云滴在暖区中难以长大；成熟阶段的积云进一步发展，低层仍以云滴为主，零度层高度以上，云滴发生冻结，多种相态粒子共存，冻结释放潜热会促进积云进一步发展；消散阶段的积云顶部拓宽，底部产生降水，可见，本次穿云探测的Cu1、Cu2和Cu3分别处于积云的消散、初生发展和成熟三个不同阶段。本文将利用机载云物理探测资料细致分析积云不同生命阶段的宏、微观特性。

3 积云观测结果与分析

3.1 初生发展阶段积云团云微物理特性

3.1.1 云微物理量的时间演变

图2展示了初生发展阶段积云（Cu2）的飞机探测概况，飞机主要在积云的中上部盘旋探测，探测高度为4046~4992 m，对应的温度区间为2.2~-3.19°C。结合图2a、b可以看出，Cu2为多个积云团组成的云街，飞机由第二个积云团的中间位置开

始穿云（图2b），记为阶段1，出云后盘旋对Cu2进行了约10次的垂直穿飞探测（图2a）。该照片拍摄时，飞机面朝西南方向，Cu2为东北—西南走势，阶段2对应位置为云砧底部，阶段3、4、5、7、9对应位置为中间两个小的对流单体，阶段6、8、10对应位置为左侧云砧（图2b）。

探测时段内云微物理参量随时间的变化如图3所示。飞机在10个垂直探测阶段中，阶段2对应位置在云边界，存在一定程度的夹卷，含水量较低，其余阶段LWC含量均较大，基本超过 0.1 g m^{-3} ，最大值出现在4550 m高度，为 0.758 g m^{-3} ，同一高度上，积云体中部一般为LWC的大值区。CDP-N起伏变化较大，出入云变化非常明显，最大值为 1903.13 cm^{-3} ，出现在4052 m高度，粒子浓度与LWC的大值区不完全对应，主要与粒子尺度有关，阶段6至阶段10，浓度峰值较为接近，说明粒子浓度大值区主要集中在云体中部，云的上部粒子浓度分布较为均匀。CIP探头探测的粒子数目较少，偶尔能探测到一些粒子，CIP-N最大值为 3.52 L^{-1} 。PIP探头几乎没有探测到粒子，PIP-N最大值为 0.304 L^{-1} 。机窗上无雨线，云中全部为小云粒子，无降水粒子生成。

3.1.2 云微物理量的垂直分布特征

图4为Cu2微物理量随高度的变化。机载探测资料取百米平均，如4000 m高度的数据为3950~4050 m范围内的观测结果的平均值。分析可见，随着高度增加，Cu2中的LWC变化较小，数值在 0.01 g m^{-3} 到 0.354 g m^{-3} 范围内，基本维持在 0.2 g m^{-3} 左右。LWC的最小值出现在4200 m高度附近，

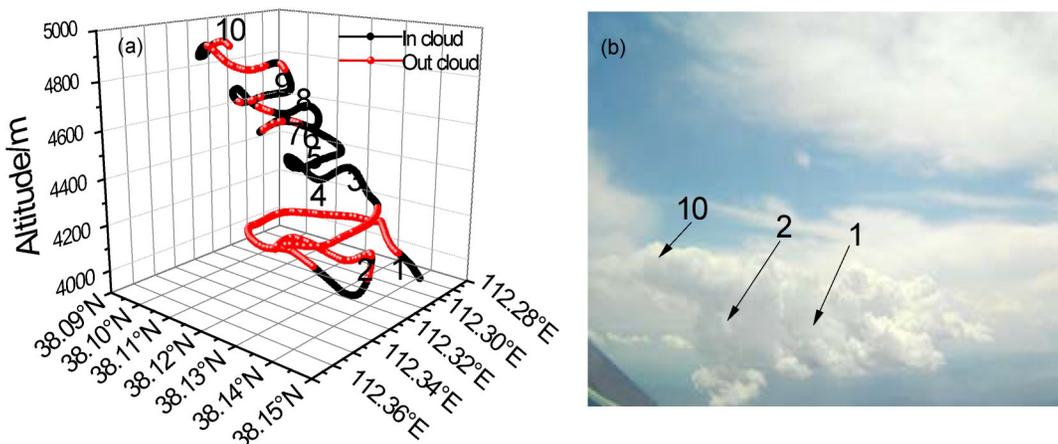


图2 2014年7月3日Cu2飞机探测概况：(a) 飞行轨迹；(b) 云图照片
Fig. 2 In-situ observation of Cu2 (the second cumulus cloud in the observation) on 3 July 2014: (a) Flight track; (b) image

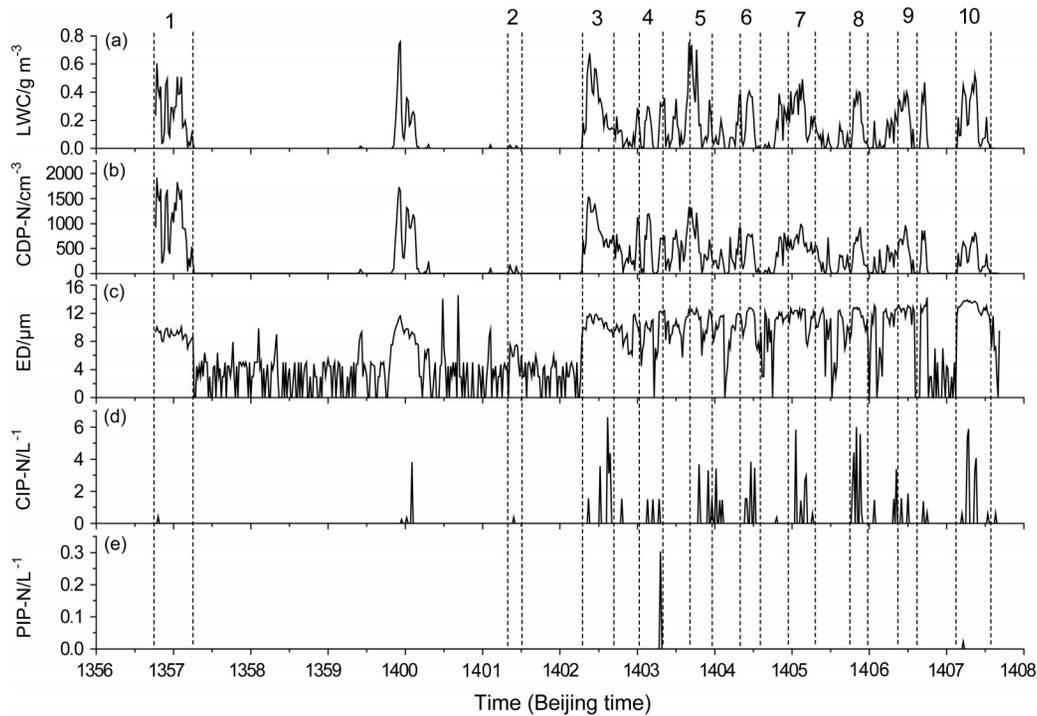


图3 2014年7月3日Cu2中飞机探测的 (a) LWC、(b) CDP-N、(c) ED、(d) CIP-N、(e) PIP-N随时间的变化

Fig. 3 Time series of (a) LWC (cloud water content), (b) CDP-N (particle number concentration detected by cloud droplet probe), (c) ED (particle effective diameter), (d) CIP-N (particle number concentration detected by cloud imaging probe), (e) PIP-N (particle number concentration detected by precipitation imaging probe) in Cu2 from in-situ observation on 3 July 2014

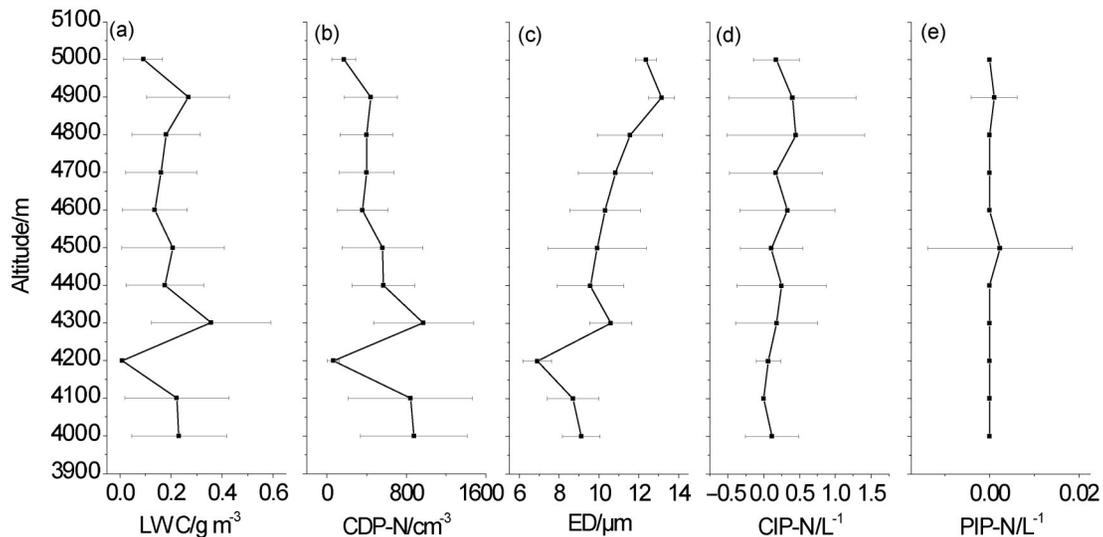


图4 2014年7月3日Cu2中 (a) LWC、(b) CDP-N、(c) ED、(d) CIP-N、(e) PIP-N的垂直分布特征

Fig. 4 Vertical distributions of (a) LWC, (b) CDP-N, (c) ED, (d) CIP-N, (e) PIP-N in Cu2 on 3 July 2014

对应的探测位置在阶段2，属于云边界，有夹卷存在；最大值出现在4300 m高度（图4a）。4400 m高度以上，LWC随着高度缓慢增加，CDP-N随高度增加缓慢减小（图4b），量级为 10^2 cm^{-3} ，ED则缓

慢增加（图4c），说明云中粒子以凝结增长为主，ED最大值小于 $14 \mu\text{m}$ 。根据Rosenfeld and Lensky（1998）研究结果，此时云中尚未启动碰并机制。5000 m高度上，LWC、CDP-N和ED均锐减，这是

由于 5000 m 高度为云顶，存在夹卷，大量云滴蒸发，所以云滴数浓度和尺度均减小，从而导致 LWC 的迅速降低。CIP-N 总体较小（图 4d），数值在 $10^{-1} L^{-1}$ 量级，随高度先增加后减小。垂直范围内 PIP-N 几乎为零（图 4e），说明云中基本上无降水粒子生成。

3.1.3 不同高度的粒子谱分布特征及拟合曲线

图 5 为 4100 m、4400 m、4700 m、5000 m 高度上的 Cu2 中全谱分布。Cu2 中不同高度的粒子谱均呈单峰分布，峰值在 $5 \mu m$ 左右，粒子峰值浓度约为 $10^2 cm^{-3} \mu m^{-1}$ ；粒子谱宽较窄，多数在 $100 \mu m$ 以下，没有超过 $200 \mu m$ 的粒子出现，说明云中无降水粒子生成。随着高度的增加，粒子谱逐渐拓宽，由 $27 \mu m$ 增大到 $175 \mu m$ ，说明积云的中上部已经有大云滴或冰晶粒子出现，并有可能向降水粒子发展。4100 m、4400 m、4700 m、5000 m 的粒子峰值浓度分别为 $111.49 cm^{-3} \mu m^{-1}$ 、 $104.63 cm^{-3} \mu m^{-1}$ 、 $69.06 cm^{-3} \mu m^{-1}$ 和 $24.87 cm^{-3} \mu m^{-1}$ ，说明云中粒子浓度随高度增加逐渐降低。4400 m ($0^\circ C$) 高度层以上，云粒子尺度大多在 $20 \mu m$ 以下， $50 \sim 100 \mu m$ 有少量不连续的粒子出现，说明云中冷区以过冷水为主，并开始冰晶化。

Gamma 分布公式为

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-AD), \quad (1)$$

其中， $N(D)$ 为粒子数浓度， N_0 为截距， μ 为形状因子， A 为斜率， D 为粒子直径。为了进一步描述粒子谱的关系，利用 Gamma 分布公式对不同高度的云粒子谱进行拟合，拟合参数可为云的参数化以及云雷达反演，模式等提供经验关系。由 Cu2 不同高度的拟合曲线（图 5 中实线）和不同高度粒子谱的拟合结果（表 2），可以看出， N_0 集中在 $5 \sim 7$ 之间， μ 随着高度增加而减小，集中在 $2 \sim 5$ 之间，随着高度增加，粒子谱拓宽，相关系数 R^2 逐渐降低，但均超过 0.9，说明在非降水性积云中，Gamma 分布能够很好地拟合粒子谱分布。

表 2 2014 年 7 月 3 日 Cu2 中不同高度粒子数浓度谱拟合结果
Table 2 Fitting results of the particle concentration spectrum at different heights in Cu2 on 3 July 2014

高度/m	粒子数浓度谱拟合结果			
	截距 N_0	形状因子 μ	斜率 A	相关系数 R^2
4100	6.60665	4.44423	0.86796	0.99576
4400	6.87416	5.03567	1.08793	0.96889
4700	5.60062	4.7053	1.02656	0.94713
5000	7.13292	2.20719	0.49701	0.92354

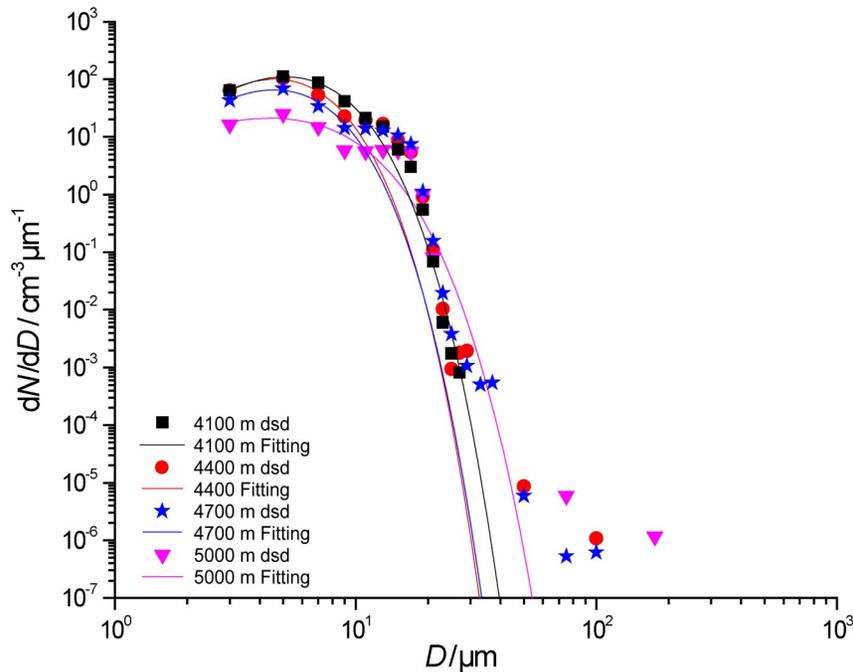


图 5 2014 年 7 月 3 日 Cu2 中不同高度（4100 m、4400 m、4700 m、5000 m）粒子数浓度谱（散点）及其拟合曲线（实线）

Fig. 5 Droplet size distributions (dsd, scatters) and fitting results (lines) at different heights (4100 m, 4400 m, 4700 m, 5000 m) in Cu2 on 3 July 2014. N, D represent number concentration and diameter, respectively

3.2 成熟阶段积云团云微物理特性

3.2.1 飞行阶段云参量变化

图6为成熟阶段积云(Cu3)的飞机探测结果随时间的变化。Cu3探测时间为14:13:17~14:26:27, 主要在积云的中下部盘旋探测, 探测高度为3127~5112 m, 对应的温度区间为8.4~-4.25°C。结合图6a、b可以看出, Cu3为发展旺盛的云塔, 飞机由云团的中间位置开始穿云(图6b), 飞机入云时面朝正北方向, 出云后向左盘旋入云, 随后盘

旋下降直云端。飞机入云后, 机窗迅速出现积冰, 并伴有雨线, 说明云中含有丰沛的过冷水。飞行过程中沿东西方向对Cu3截取约11个水平穿飞阶段(图6a)。

根据机载观测得到的Cu3云微物理量时间序列(图7), 整个探测过程中LWC最大值为1.748 g m⁻³, 出现在阶段7, 此外阶段1、阶段8、阶段9也有LWC大于1 g m⁻³的峰值出现。其中, 阶段1的粒子浓度低于另外三个阶段, 但粒子尺度较大,

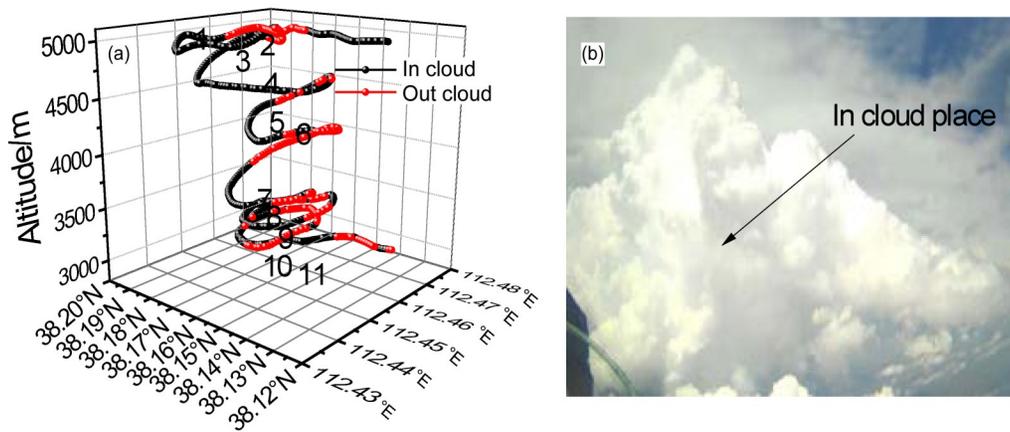


图6 2014年7月3日Cu3飞机探测概况:(a)飞行轨迹;(b)云图照片
Fig. 6 In-situ observation of Cu3 (the third cumulus cloud in the observation) on 3 July 2014: (a) Flight track; (b) image

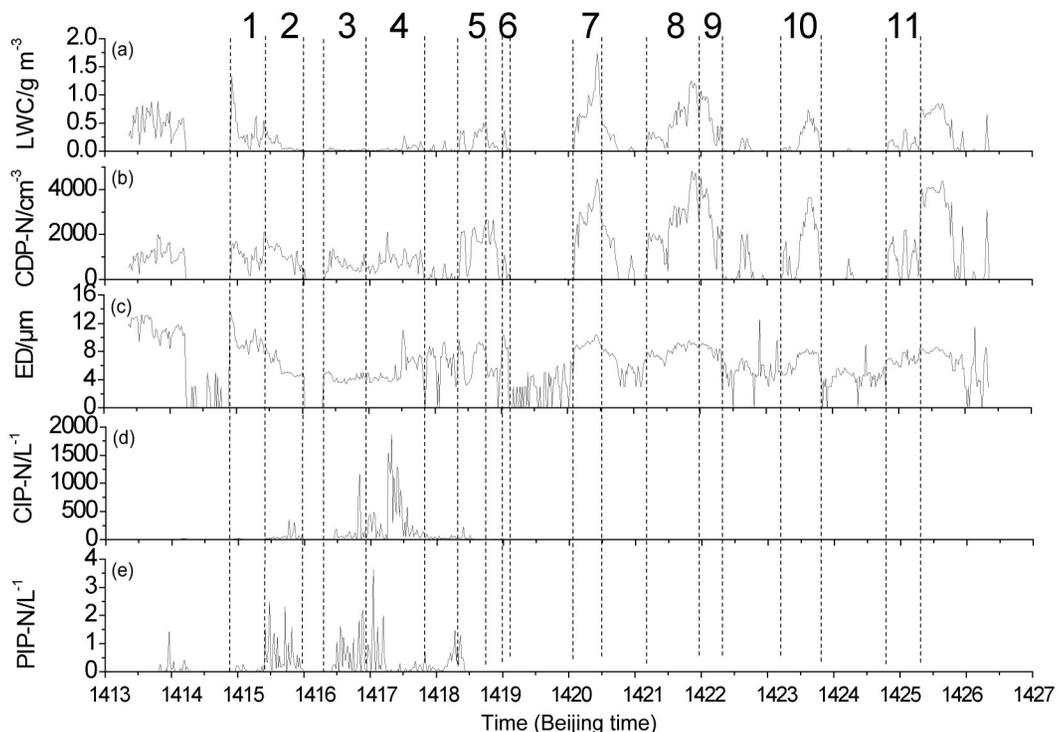


图7 2014年7月3日Cu3中飞机探测的(a)LWC、(b)CDP-N、(c)ED、(d)CIP-N、(e)PIP-N随时间的变化
Fig. 7 Time series of (a) LWC, (b) CDP-N, (c) ED, (d) CIP-N, (e) PIP-N in Cu3 from in-situ observation on 3 July 2014

故 LWC 较高。CDP-N 起伏变化明显, 平均值为 745.56 cm^{-3} , 最大值为 4803.6 cm^{-3} , 对应高度为 3300 m , 靠近云底。阶段 2~4 中, LWC 含量较低, CDP-N 为 10^3 cm^{-3} , 粒子尺度很小, ED 约 $5 \mu\text{m}$ 左右; CIP 和 PIP 探头探测到的粒子数相对较多, CIP-N 最大值为 1864.99 L^{-1} , 平均值为 25.78 L^{-1} , PIP-N 最大值为 3.637 L^{-1} , 平均值为 0.069 L^{-1} , 说明该阶段云中为过冷云滴、过冷水滴及其他降水粒子共存。阶段 2 中的 PIP-N 较大, 阶段 4 中 CIP-N 较大, 阶段 5 以后 CIP 和 PIP 探测粒子数为 0。

3.2.2 云微物理量的垂直分布特征

图 8 为 Cu3 的云微物理量随高度每百米平均的垂直分布。Cu3 中 LWC 起伏较大, 为多峰分布, 整体趋势随高度为先增大再减小然后再增大, 数值在 $0.004 \sim 1.029 \text{ g m}^{-3}$ 之间 (图 8a), 3600 m 、 4300 m 和 5000 m 高度为三个峰值, 最大值为 1.039 g m^{-3} , 出现在 3600 m 高度, 该部位位于积云的中下部。 $4300 \sim 4900 \text{ m}$ 高度上, Cu3 中的 LWC 明显小于 Cu2, 可能是由于 Cu3 中已经产生了冰粒子的缘故。CDP-N 随高度的变化趋势与 LWC 基本一致 (图 8b), 3600 m 、 4100 m 和 4900 m 有三个峰值区, 3600 m 高度附近 CDP-N 数值最大, 达 3414.14 cm^{-3} 。 3600 m 以下, ED 总体小于 $10 \mu\text{m}$, 且随高度抬升缓慢增长, 根据 Rosenfeld and Lensky (1998) 的概念模型, 云下部以凝结增长过程为主 (图 8c), $3600 \sim 4400 \text{ m}$ 高度范围内, ED 起伏变化, $4400 \sim 4800 \text{ m}$ 高度, ED 迅速减小, 4800 m 高

度以上又明显增大。 0°C 层高度 (4400 m) 以上, CIP-N 随高度先增加后减小 (图 8d), 峰值出现在 4600 m 高度, 最大值为 3566.45 L^{-1} , 对应温度约为 -2°C 。 $4400 \sim 4600 \text{ m}$, 随着大云粒子浓度 CIP-N 的增加, 小云粒子的浓度 CDP-N 相应增加, 粒子尺度减小, 云内可能发生了贝吉隆过程 (温度低于 0°C 且过冷却水滴、冰晶、水汽共存的云区, 由于冰面的饱和水汽压低, 而水面的饱和水汽压高, 当云中的水汽压处于冰面和水面饱和值之间时, 水汽在冰晶上凝华而使冰晶长大, 而水滴会不断蒸发变小或消失的冰水转化过程。), 使得云滴不断蒸发, 而冰晶长大。同时由于冰晶生成释放了大量潜热, 促进积云进一步发展, 更多云滴凝结。整个高度范围内, 降水粒子浓度 PIP-N 随高度增加而减小 (图 8e), 最大值为 2.2 L^{-1} , 4300 m 高度以下无降水粒子, 说明云系还处于发展阶段, 有较强的上升气流, 降水粒子没有下落至积云下部。Cu3 的云底约 3000 m , 说明云底以上 1.3 km 左右可以产生雨滴, 这与王永庆 (2015) 研究结果相同。

3.2.3 不同高度的粒子谱分布特征及拟合曲线

图 9 为 $3200 \sim 5000 \text{ m}$ (间隔 300 m) 高度上 Cu3 的粒子全谱分布。分析可见, 4100 m 高度以下, 粒子呈单峰分布, 4400 m 高度以上 (含 4400 m), 粒子呈多峰分布, 粒子峰值在 $3 \sim 7 \mu\text{m}$ 之间, 峰值浓度约为 $400 \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ 。Cu3 由低到高 [$3200 \sim 5000 \text{ m}$ (间隔 300 m)] 粒子谱宽分别为 $75 \mu\text{m}$ 、 $75 \mu\text{m}$ 、 $13 \mu\text{m}$ 、 $200 \mu\text{m}$ 、 $1900 \mu\text{m}$ 、 $3500 \mu\text{m}$ 和

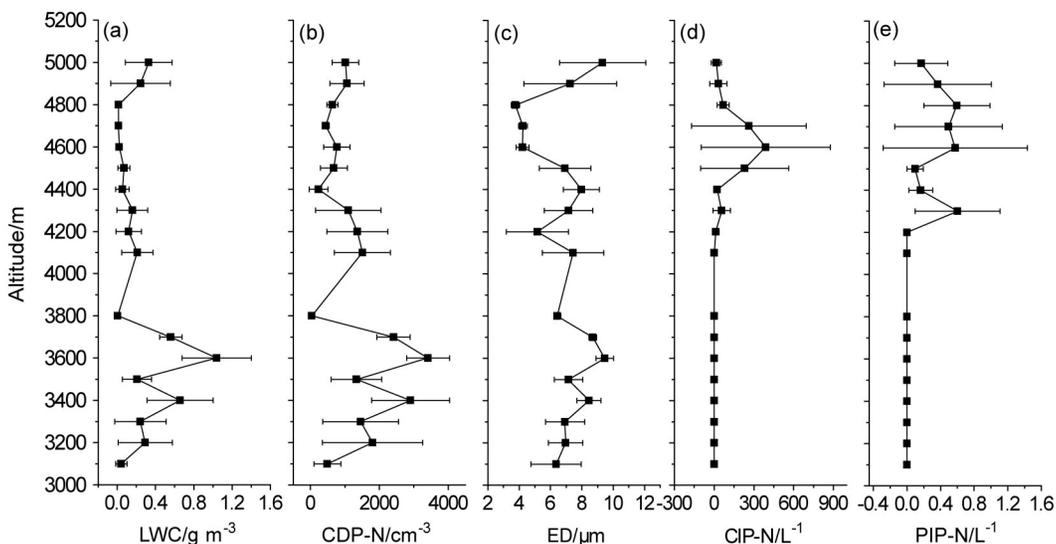


图 8 2014 年 7 月 3 日 Cu3 中 (a) LWC、(b) CDP-N、(c) ED、(d) CIP-N、(e) PIP-N 的垂直分布特征
Fig. 8 Vertical distributions of (a) LWC, (b) CDP-N, (c) ED, (d) CIP-N, (e) PIP-N in Cu3 on 3 July 2014

5800 μm , 4400 m 高度以下谱宽较窄, 粒子尺度小于 200 μm , 说明云中低层全部为液态云滴, 从 4400 m 高度以上粒子谱拓宽, 有超过 200 μm 的粒子出现, 说明该高度以上有降水粒子生成, 且随高度抬升, 粒子谱迅速拓宽。3200~5100 m (间隔 300 m) 各高度上的粒子浓度峰值分别为 397.26 $\text{cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ 、251.06 $\text{cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ 、9.06 $\text{cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ 、320.71 $\text{cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ 、37.29 $\text{cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ 、155.61 $\text{cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ 和 138.99 $\text{cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ 。整体来说, 4400 m 以下的粒子浓度高于 4400 m 以上的粒子浓度。

拟合公式为

$$N(D) = \begin{cases} N_0 D^\mu \exp(-AD), & D \leq 50 \mu\text{m}, \\ N_0 \exp(-AD), & D > 50 \mu\text{m}, \end{cases} \quad (2)$$

为了进一步描述粒子谱的关系, 分别利用 Gamma 分布公式 ($D \leq 50 \mu\text{m}$) 和 M-P 分布公式 ($D > 50 \mu\text{m}$), 针对不同高度、不同大小的粒子谱进行拟合, 结果列于表 3。可以看出, 4400 m 高度以下, 云中以云粒子为主, N_0 变化幅度较大, μ 集中 6~9 之间, 与 Cu2 相差不大, 说明两者间的拟合曲线形状较为相近, 相关系数均超过 0.9; 4400 m 高度以上, 仅用 Gamma 分布拟合, 相关性较差, 大端粒子无法被拟合, 分段拟合后, 相关性均超过了

0.95, 说明降水性积云中, 小滴端用 Gamma 分布, 大滴端则需用 M-P 分布进行拟合。

3.3 消散阶段积云团底部云微物理特性

图 10 为飞机探测的消散阶段的积云 (Cu1) 云微物理量随时间的演变。飞机主要在云下盘旋探测, 对应高度为 3300 m, 整个过程没有入云。云下 LWC 含量很低, 最大值为 0.007 g m^{-3} ; CDP-N 起伏变化不大, 最大值仅为 1.04 cm^{-3} , 说明积云下面小滴数浓度很低; ED 变化明显, 多数小滴的 ED 在 5 μm 附近, 但也有多个大于 20 μm 的粒子, 甚

表 3 2014 年 7 月 3 日 Cu3 中不同高度粒子数浓度谱拟合结果

Table 3 Fitting results of the particle concentration spectrum at different heights in Cu3 on 3 July 2014

高度/ m	Gamma 分布			M-P 分布		
	截距 N_0	形状因 子 μ	斜率 A	截距 N_0	斜率 A	相关系 数 R^2
3200	1.6121	8.5895	1.6623			0.9972
3500	2.4911	7.1687	1.3727			0.9831
3800	0.024	9.4282	1.8399			0.9827
4100	13.866	6.9397	1.6079			0.9955
4400	0.4924	6.1628	1.1104	2.875×10^{-4}	0.0088	0.987
4700	12.013	11.8	3.4674	0.0338	0.0385	0.9954
5000	20.179	3.1938	0.6604	1.5785×10^{-4}	0.0117	0.9772

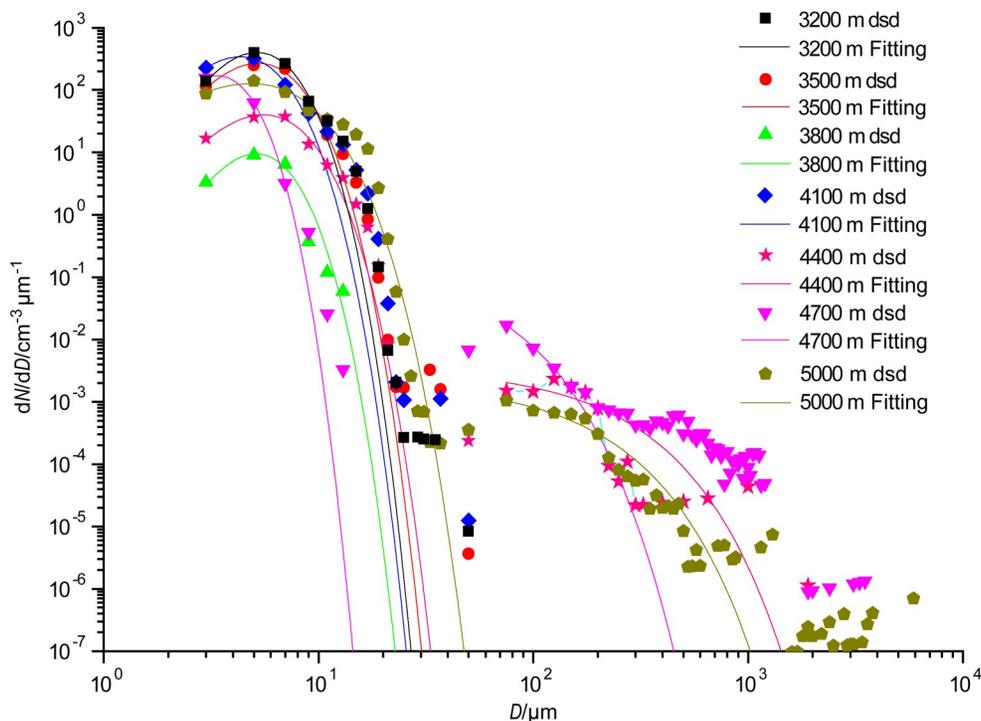


图 9 2014 年 7 月 3 日 Cu3 中不同高度 [3200~5000 m (间隔 300 m)] 上粒子数浓度谱 (散点) 及其拟合曲线 (实线)

Fig. 9 Droplet size distributions (dsd, scatters) and fitting results (lines) at different heights (3200–5000 m, 300-m interval) in Cu3 on 3 July 2014

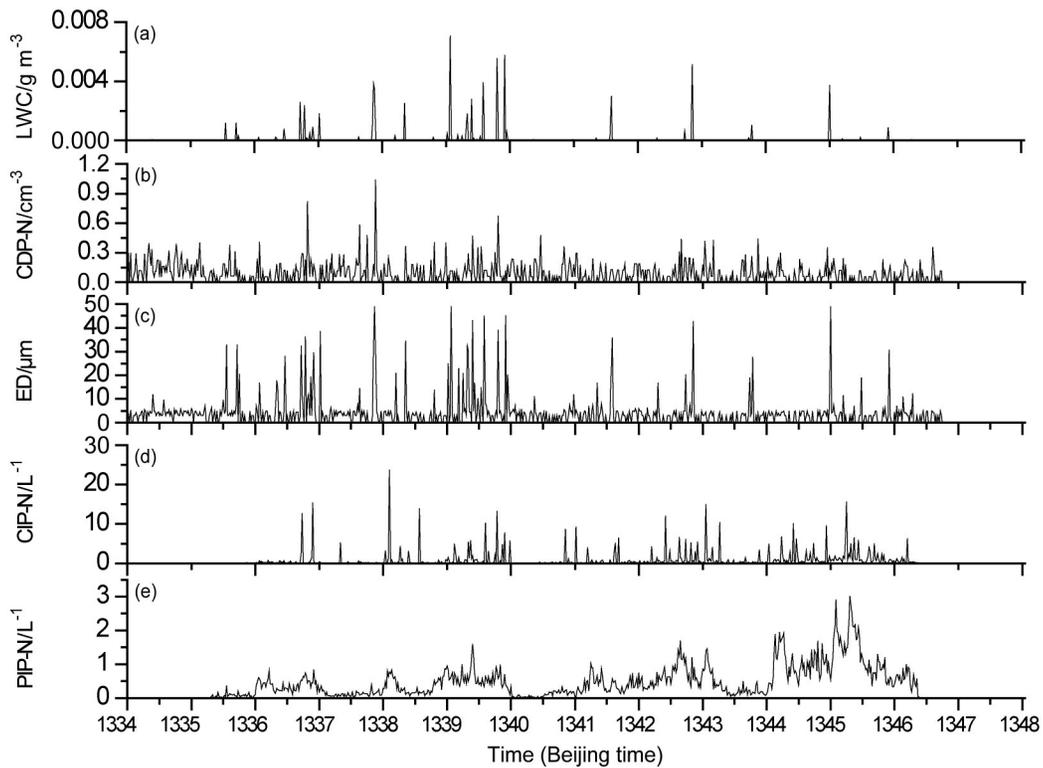


图10 2014年7月3日Cu1下面飞机探的 (a) LWC、(b) CDP-N、(c) ED、(d) CIP-N、(e) PIP-N随时间的变化
Fig. 10 Time series of (a) LWC, (b) CDP-N, (c) ED, (d) CIP-N, (e) PIP-N under Cu1 (the first cumulus cloud in the observation) from in-situ observation on 3 July 2014

至有 $50 \mu\text{m}$ 的粒子存在。探测时段内，CIP 和 PIP 探头基本上都能探测到大云粒子和降水粒子，13:38:06时 CIP-N 最大，数值为 5.82 L^{-1} ，对应时刻的 PIP-N 为 0.585 L^{-1} ；13:45:18时 PIP-N 的最大，数值为 3.02 L^{-1} ，说明云中有降水粒子生成并降落至云底，对应机窗上可以看到雨线。

4 结论与讨论

本文利用2014年7月3日在山西省忻州地区的国内首次大陆性积云的穿云探测机载云物理资料，细致分析了我国北方大陆性积云初生发展、成熟和消散三个不同阶段的云宏微特征和粒子谱特性。主要结论如下：

(1) 大陆性积云的宏观特征：初生发展阶段的积云为一个云街，水平尺度约 $8.2 \text{ km} \times 5.5 \text{ km}$ ，云厚约 2 km ，云中无降水粒子生成；成熟阶段的积云为一个云塔，水平尺度约 $4.6 \text{ km} \times 10 \text{ km}$ ，云厚约 4 km ，云底以上 1.3 km 处有冰晶和降水粒子形成；消散阶段的积云呈扁平状，水平尺度约 $11 \text{ km} \times 5.6 \text{ km}$ ，云厚约 2 km ，云下有降水。

(2) 大陆性积云的微物理特征：初生发展阶段的积云中以小云粒子为主，水平方向上，云中含水量和云滴浓度的大值区在积云中心，积云边界相对较低，冷区主要为过冷云滴；成熟阶段积云暖区为小云滴，冷区过冷云滴、过冷雨滴和冰晶共存。

(3) 大陆性积云的云降水物理过程：初生发展阶段的积云以凝结增长为主，随高度抬升，积云内部含水量分布相对均匀，粒子浓度缓慢减小，尺度缓慢增加，云顶附近有夹卷存在，粒子浓度尺度均减小。随高度增加， 3600 m 、 4100 m 和 4900 m 三个高度为云粒子浓度的峰值，大云粒子随高度先增加后减小，最大值出现在 4600 m 高度。

(4) 大陆性积云的粒子谱特征：初生发展阶段的积云粒子谱符合 Gamma 分布，峰值在 $5 \mu\text{m}$ 附近，浓度约为 $10^2 \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ ，谱宽较窄，粒子尺度普遍在 $200 \mu\text{m}$ 以下，云粒子主要集中在的云体的中下部，云体中上部粒子逐渐长大。成熟阶段的积云粒子谱峰值在 $3 \sim 7 \mu\text{m}$ 之间，峰值浓度约为 $400 \text{ cm}^{-3} \mu\text{m}^{-1}$ ； 4400 m 高度以下谱宽较窄，均为小于 $200 \mu\text{m}$ 的云滴， 4400 m 高度以上粒子谱拓宽，有超过 $200 \mu\text{m}$ 的粒子出现；Gamma 分布较好地拟合

了直径小于 50 μm 的云滴谱, 而大于 50 μm 的粒子谱更符合 M-P 分布。

国际上已经开展的积云飞机观测中, 观测对象多为初生阶段积云, 云滴浓度普遍低于 1000 cm^{-3} , 本次机载云物理探测资料为国内首次针对大陆性积云的飞机探测, 特别是针对成熟阶段的积云穿云探测, 云中云滴浓度时常超过 1000 cm^{-3} , 最大值可达 4803.6 cm^{-3} 。本文初步研究得到了我国北方大陆性积云的宏、微观特性及粒子浓度谱特征, 与国际上已经开展的观测结果相比, 云中含水量值接近时, 云滴尺度更小, 数浓度更大, 这与我国黄土高原特有的高污染背景密切相关。未来将进一步结合卫星和雷达观测资料, 深入研究积云的云降水过程, 相关研究成果可为积云参数化模式提供参考。

参考文献 (References)

- Baker B, Mo Q X, Lawson R P, et al. 2010. Drop size distributions and the lack of small drops in RICO rain shafts [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 48(3): 616–623. doi:10.1175/2008jamc1934.1
- Blyth A M, Benestad R E, Krehbiel P R. 1997. Observations of supercooled raindrops in New Mexico summertime cumuli [J]. *J. Atmos. Sci.*, 54(4): 569–575. doi:10.1175/1520-0469(1997)054<0569:OOSRIN>2.0.CO;2
- Boutle I A, Abel S J, Hill P G, et al. 2014. Spatial variability of liquid cloud and rain: Observations and microphysical effects [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 140(679): 583–594. doi:10.1002/qj.2140
- Byers H R, Braham R R. 1949. The thunderstorm: Report of the thunderstorm project [R]. Washington, U.S. Gove. Rep. 287pp.
- Dye J E, Martner B E, Miller L J. 1983. Dynamical–microphysical evolution of a convective storm in a weakly-sheared environment. Part I: Microphysical observations and interpretation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 40(9): 2083–2096. doi: 10.1175/1520-0469(1983)040<2083:DMEOAC>2.0.CO;2
- Gulptepe I, Isaac G A, Leaitch W R, et al. 1996. Parameterization of marine stratus microphysics based on in situ observations: Implications for GCMs [J]. *J. Climate*, 9, 345–357. doi: 10.1175/1520-0442(1996)0092.0.CO
- Gulptepe I, Isaac G A, 2004. Aircraft observations of cloud droplet number concentration: Implications for climate studies [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 130, 2377–2390. doi:10.1256/qj.03.120
- Hudson J G, Yum S S. 2001. Maritime–continental drizzle contrasts in small cumuli [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58(8): 915–926. doi:10.1175/1520-0469(2001)058<0915:MCDCIS>2.0.CO;2
- Lamer K, Kollias P, Nuijens L. 2015. Observations of the variability of shallow trade wind cumulus cloudiness and mass flux [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120(12): 6161–6178. doi: 10.1002/2014JD022950
- Lasher-Trapp S, Anderson-Bereznicki S, Shackelford A, et al. 2008. An investigation of the influence of droplet number concentration and giant aerosol particles upon supercooled large drop formation in wintertime stratiform clouds [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 47(10): 2659–2678. doi:10.1175/2008JAMC1807.1
- Lasher-Trapp S G, Knight C A, Straka J M. 2001. Early radar echoes from ultragiant aerosol in a cumulus congestus: Modeling and observations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 58: 3545–3562. doi:10.1175/1520-0469(2001)058<3545:EREFUA>2.0.CO;2
- McFarquhar G M, Cober S G. 2004. Single-scattering properties of mixed-phase Arctic clouds at solar wavelengths: Impacts on radiative transfer [J]. *J. Climate*, 17(19): 3799–3813. doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<3799:SPOMAC>2.0.CO;2
- McFarquhar G M, Zhang G, Poellot M R, et al. 2007. Ice properties of single-layer stratocumulus during the mixed-phase Arctic cloud experiment. I: Observations [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 112(D24): D24201. doi:10.1029/2007JD008633
- Nuijens L, Serikov I, Hirsch L, et al. 2014. The distribution and variability of low-level cloud in the North Atlantic trades [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 140(684): 2364–2374. doi:10.1002/qj.2307
- Padmakumari B, Maheskumar R S, Anand V, et al. 2017. Microphysical characteristics of convective clouds over ocean and land from aircraft observations [J]. *Atmospheric Research*, 195: 62–71. doi:10.1016/j.atmosres.2017.05.011
- Rangno A L, Hobbs P V, 2005. Microstructures and precipitation development in cumulus and small cumulonimbus clouds over the warm pool of the tropical Pacific Ocean [J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 131, 639–673. doi:10.1256/qj.04.13
- Rauber R M, Stevens B, Ochs III H T, et al. 2007. Rain in shallow cumulus over the ocean: The RICO campaign [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88(12): 1912–1928. doi:10.1175/BAMS-88-12-1912
- Rauber R M, Zhao G Y, Di Girolamo L, et al. 2013. Aerosol size distribution, particle concentration, and optical property variability near Caribbean trade cumulus clouds: Isolating effects of vertical transport and cloud processing from humidification using aircraft measurements [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 70(10): 3063–3083. doi:10.1175/JAS-D-12-0105.1
- Rosenfeld D. 1999. TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26(20): 3105–3108. doi:10.1029/1999GL006066
- Rosenfeld D. 2000. Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution [J]. *Science*, 287(5459): 1793–1796. doi: 10.1126/science.287.5459.1793
- Rosenfeld D, Lensky I M. 1998. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79(11): 2457–2476. doi:10.1175/1520-0477(1998)079<2457:SBIPF>2.0.CO;2
- Rosenfeld D, Lohmann U, Raga G B, et al. 2008. Flood or drought: How do aerosols affect precipitation? [J]. *Science*, 321(5894): 1309–1313. doi:10.1126/science.1160606
- 盛裴轩, 毛节泰, 李建国, 等. 2003. 大气物理学 [M]. 北京: 北京大学出版社, 522pp. Sheng P X, Mao J T, Li J G, et al. 2003.

- Atmospheric Physics (in Chinese) [M]. Beijing: Peking University Press, 522pp.
- Smith R B, Schafer P, Kirshbaum D J, et al. 2009. Orographic precipitation in the tropics: Experiments in Dominica [J]. *J. Atmos. Sci.*, 66(6): 1698–1716. doi:10.1175/2008JAS2920.1
- Smith R B, Minder J R, Nugent A D, et al. 2012. Orographic precipitation in the tropics: The Dominica experiment [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93(10): 1567–1579. doi:10.1175/BAMS-D-11-00194.1
- Snodgrass E R, Di Girolamo L, Rauber R M. 2009. Precipitation characteristics of trade wind clouds during RICO derived from radar, satellite, and aircraft measurements [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 48(3): 464–483. doi:10.1175/2008JAMC1946.1
- Stull R B, Eloranta E W. 1984. Boundary layer experiment—1983 [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65(5): 450–456. doi:10.1175/1520-0477(1984)065<0450:BLE>2.0.CO;2
- Tian J J, Dong X Q, Xi B K, et al. 2016. Retrievals of ice cloud microphysical properties of deep convective systems using radar measurements [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121(18): 10820–10839. doi:10.1002/2015JD024686
- Vogelmann A M, McFarquhar G M, Ogren J A, et al. 2012. RACORO extended-term aircraft observations of boundary layer clouds [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93(6): 861–878. doi:10.1175/BAMS-D-11-00189.1
- 王永庆. 2015. 海洋性浅对流云雨滴形成的微物理和动力机制的数值模拟研究 [D]. 中国科学院大学博士学位论文. Wang Y Q. 2015. Numerical investigation for microphysical and dynamical mechanisms of the rain drop formation in the shallow maritime cumuli [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), University of Chinese Academy of Sciences.
- Warner J. 1969a. The microstructure of cumulus cloud. Part I: General features of the droplet spectrum [J]. *J. Atmos. Sci.*, 26(5): 1049–1059. doi:10.1175/1520-0469(1969)026<1049:TMOCCP>2.0.CO;2
- Warner J. 1969b. The microstructure of cumulus cloud. Part II: The effect on droplet size distribution of the cloud nucleus spectrum and updraft velocity [J]. *J. Atmos. Sci.*, 26(6): 1272–1282. doi:10.1175/1520-0469(1969)026<1272:TMOCCP>2.0.CO;2
- Warner J. 1970. The microstructure of cumulus cloud. Part III: The nature of the updraft [J]. *J. Atmos. Sci.*, 27(4): 682–688. doi:10.1175/1520-0469(1970)027<0682:TMOCCP>2.0.CO;2
- Yang J, Wang Z E. 2016. Liquid–ice mass partition in tropical maritime convective clouds [J]. *J. Atmos. Sci.*, 73(12): 4959–4978. doi:10.1175/JAS-D-15-0145.1
- Zhang Q, Quan J N, Tie X X, et al. 2011. Impact of aerosol particles on cloud formation: Aircraft measurements in China [J]. *Atmospheric Environment*, 45(3): 665–672. doi:10.1016/j.atmosenv.2010.10.025