

太行山东麓层状云微物理特征的飞机观测研究

杨洁帆¹, 胡向峰^{*2,3}, 雷恒池¹, 段英², 吕峰^{2,3}, 赵利伟^{2,3}

1.中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴实验室, 北京 100029;

2.河北省人工影响天气办公室, 河北石家庄 050021;

3.河北省气象与生态环境重点实验室, 河北石家庄 050021

摘要: 本文利用“太行山东麓人工增雨防雹作业技术试验”的飞机和地面雷达观测数据, 重点研究分析了2018年5月21日一次典型西风槽天气系统影响下的层状云微物理特征。结果表明, -5°C 层的过冷水含量低于 $0.05\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, 冰粒子数浓度量级 $10^1\text{--}10^2\text{ L}^{-1}$ 。冰粒子数浓度高值区主要以针状和柱状冰晶为主。这可能低层是Hallett-Mossop机制和其他冰晶增生机制共同作用下所产生的冰晶碎片在冰面过饱和条件下凝华增长所形成的。冰粒子数浓度低值区的冰晶形状基本以片状或枝状为主。 -5°C 层的冰雪晶增长主要以凝华和聚并增长为主, 淞附过程很弱。零度层附近云水含量峰值区的液态水占比达到70%以上。云水含量峰值区的粒子主要以直径 $10\text{--}50\mu\text{m}$ 的云滴为主, 伴随着少量聚合状冰晶。零度层其他区域的过冷水含量维持在 $0.05\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ 左右, 冰晶形态主要以聚合状、淞附状及霰粒子为主。液水层则主要以球形液滴及半融化状态的冰粒子为主。垂直探测表明: 零度层以上的冰雪晶数浓度呈现随高度递增的趋势。在发展稳定的层状云内, 混合层的过冷水含量很低, 冰粒子主要通过凝华和聚并过程增长, 云体冰晶化程度较高。而在发展较为旺盛的层状云区里过冷水含量也较高, 大量液滴的存在也表明混合层冰-液相之间的转化不充分。不同温度层的粒子谱显示, 冷水含量高值区的冰粒子平均浓度比过冷水低值区高, 但平均直径比过冷水低值区小。

关键词: 太行山东麓、层状云、云微物理、降水机制

文章编号: 中图分类号: X412.24 文献标志码: A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2004.19202

收稿日期 2019-08-15 **网络预出版日期**

第一作者 杨洁帆, 男, 1981年出生, 博士, 副研究员, 主要从事云降水物理研究。E-mail: yjf@mail.iap.ac.cn

责任作者 胡向峰, E-mail: huxf2009@163.com

资助项目 国家重点研发计划项目 2018YFC1507902, 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” hbywscy-2017, 国家自然科学基金 2018YFC1507902, 国家重点研发计划项目 2018YFC1507002,

Funded by National Key R&D Program of China (Grant No. 2018YFC1507902), 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 hbywscy-2017), National Natural Science Foundation of China (Grant No. 41875172), National Key R&D Program of China (Grant No. 2018YFC1507002)

Airborne observations of the microphysical characteristics of stratiform cloud over the eastern side Taihang Mountain

Jiefan Yang¹, Xiangfeng Hu^{*2,3}, Hengchi Lei¹, Yin Duan^{2,3}, Feng Lv^{2,3}, Liwei Zhao^{2,3}

1 Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100081, China

2 Hebei Provincial Weather Modification Office, Shijiazhuang 050021

3 Ecological Environment of Hebei Province, Shijiazhuang 050021

Abstract: Based on the observation data obtained from "Rainfall Enhancement and Hail Suppression project at the eastern side of Taihang Mountains", the microphysical characteristics of stratiform cloud induced by the upper level westerly trough on 21 May, 2018 was analyzed. The result shows that the supercooled liquid water content at the -5°C layer is less than $0.05\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, and the concentrations of supercooled cloud droplet is 10L^{-1} - 10^2 L^{-1} . The needle-like and columnar ice crystals are often observed in the regions with high number concentration of ice crystal, which may be related to the ice crystal fragments which may be produced by Hallett-Mossop mechanism and other mechanism together were formed by deposition under super saturation respect to ice condition. Ice crystal habits are predominant by plane and dendrites in the regions with low ice crystal number concentrations. The ice and snow crystal mainly grow through the deposition and coalescence process, and weak rimming process. The liquid water content is accounted more than 70% in the regions with the peak value of cloud water content near 0°C layer. The particles are mainly cloud droplets with diameter between 10 to $50\text{ }\mu\text{m}$, accompanying with a few aggregates. The supercooled water content is about $0.05\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ in other regions near the 0°C layer, and ice crystal habits are predominantly aggregates, rimed snow and graupel. Most of the particle are spherical droplet and melting ice crystal in the liquid water layer. The vertical detection show that the ice and snow crystal number concentration increased with height above 0°C layer. The supercooled liquid water content of the mixed layer is much lower in the stable stratiform cloud. Most of particle are mainly grew through the deposition and coalescence, and the degree of ice crystallization is much higher. The existence of liquid droplets indicates that the

transformation between liquid phase and ice phase is not sufficient in the strongly developed stratiform cloud regions where supercooled liquid water is relatively abundant. The particle size distributions at different temperature levels indicate that the average number concentration of ice particle in the regions with abundant supercooled liquid water content is higher than that with alow supercooled liquid water content. However, the average diameters of ice particle in low supercooled liquid water content region is larger.

Keywords: the eastern side of Taihang Mountain, stratiform cloud, cloud microphysics, precipitation mechanism

1. 引言

从上世纪 70 年代开始,国内外对层状云进行了大量的外场观测和数值模拟研究,主要包括苏联对冬季层状云的探测和人工影响试验、美国对温带气旋云系和地形云的探测和数值模拟、加拿大对混合相云的研究、美国 IMPROVE 研究计划及我国北方层状云人工降水试验研究,针对层状云及积层混合云的降水机制和云降水微物理特征的研究取得了一系列的成果。Houze et al. (1979) 利用飞机探测研究气旋锋面云系中尺度雨带的云粒子的大小,相态及谱分布等垂直变化特征。Hobbs and Peter (1980) 指出冷锋引起的层状云降水由锋前冷区雨带、暖区雨带、窄冷锋雨带、宽冷锋雨带、波状雨带和锋后雨带 6 种雨带降水组成。在此基础上,研究了温带气旋中冷锋云系和暖锋云系不同部位的雨核特征。Parsons(1983)分析了 6 种雨带在降水过程中各自的形成、发展及雨带之间相互作用的特点。Heymsfield et al. (2002) 对全球多地的降水性层状云垂直结构进行了分析与总结,发现粒子谱由云顶到云底发生拓宽,最大粒子的尺度由几毫米增长至几厘米,且 1mm 以下的粒子浓度降低,这是由聚并增长过程导致的,粒子谱基本符合 γ 分布和指数分布。Stith et al. (2002) 对热带不同地区的数次飞机探测结果总结分析发现,强上升气流(大于 $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)区内含有更多的小云滴和小冰粒子;在层状云区内过冷水含量低,聚合作用是主要的粒子增长机制。Jourdan et al. (2010) 对挪威混合相态雨层云的飞机观测表明, $-1\sim-12^{\circ}\text{C}$ 存在有过冷水且冰晶形状复杂繁多,过冷雨滴最大直径可达 $500\mu\text{m}$,针柱状冰晶分布在 $-3\sim-6^{\circ}\text{C}$,枝状与板状冰晶分布在 -8°C 层以上。Patade et al. (2016) 对混合相态云的观测研究发现在 $-3\sim-8^{\circ}\text{C}$ 层冰粒子和云滴浓度都更高。Taylor et al. (2016) 对英国西南部半岛的积云进行了地基与飞机观测,层状云在积云下风向产生,云滴雨滴的冻结是云中产生大冰粒子的主要过程,新生成的积云中小雨滴的浓度增长迅速,冰晶繁生与暖云过程决定了降水的时机与位置。McFarquhar and Black (2004) 研究发现热带气旋的对流区以尺度较大的冰晶聚合体为主,层云区以板状冰晶、柱状冰晶及霰粒子为主。Stark et al. (2013) 研究发现温带气旋系统中,云带前沿以针柱状冰晶为主,云带中后部以辐枝状冰晶为主,嵌入式对流区可以观测到子弹状、辐枝状和片状冰晶。Carey et al. (2008) 发现 $-12\sim-26^{\circ}\text{C}$ 温度范围的云中,云顶位置有板状冰晶出现,云中较低位置有辐枝状和聚合状冰晶出现。Hogan et al. (2002) 利用飞机和偏振雷达对暖锋混合相态云系的微物理特性进行研究发现,嵌入式对流区存在大量的小尺度冰晶,包括有效半径为 $24\mu\text{m}$ 的过冷水粒子以及淞附的冰晶粒子。Evans et al. (2005) 对一次太平洋海岸锢囚气旋的云结构和降水过程研究发现,融化层以上水汽凝华是雨带的主要增长过程,冰粒子淞附增长作用较

小，明显的冰粒子聚合过程发生在刚超过融化层高度的区域。融化层中粒子的增长靠与云滴的撞冻增长和凝结过程；融化层以下雨滴的碰并增长不明显。

近几十年来，国内对层状云及积层混合云也开展了大量的观测研究（Guo et.al., 2015; 汪学林等, 1987）。孙可富和游来光（1965）利用铝箔采样技术对吉林地区 15 次降水性层状云不同温度层的冰晶、雪晶浓度及频数分布特征研究发现，冰晶平均浓度 26.2 L^{-1} ，雪晶 0.18 L^{-1} 。冰雪晶浓度集中在小于平均值两倍的范围内。刘健等（2005）认为吉林 5-7 月降水性层状云对应的三种云型的过冷水含量、云滴数密度存在差异，但距零度层高度的分布基本一致。侯团结等（2011）对吉林一次层状云的宏微观物理结构和降水机制进行了分析，认为云系符合顾震潮三层概念模型。混合层包括冰雪晶的凝华增长、结凇、聚并及过冷水的直接撞冻。赵仕雄等（2002）通过对青海降水高层云微物理结构研究发现，降水高层云系垂直微结构配置分为四个发展分层。李照荣等（2003）指出逆温强弱对云滴的微物理结构特征分布和降水形成具有显著影响。庞朝云等（2016）对甘肃一次降水性层状云的微物理结构特征研究发现，小云粒子对含水量的贡献较大。低层云滴浓度和含水量大于上层，而平均直径小于上层。Zhu et al（2015）对环北京地区积层混合云的冰晶形状和增长过程研究发现，嵌入式对流区以密凇附的辐枝状冰晶为主，层云区以六角板状冰晶为主。张佃国等（2007）对北京层积云和层状云的微物理特征研究发现，Sc 和 St 云的平均谱存在明显差异。张磊等（2013）通过对华北一次降水性层状云不同高度层的微物理过程研究发现，该次降水符合“播种-供给”机制。洪延超（2012）对层状云结构及降水机制进行了讨论，指出从微观结构可将降水性层状云分为三层，每一层对应着不同的物理过程。“供给—催化”云是降水性层状云的典型结构。

近几十年来，国内外针对层状云微物理特征及降水机制进行了大量的飞机观测研究。但是，由于早期机载探头的外形结构存在设计缺陷，二维灰度图像像素低以及数据质控水平有限，先前研究使用的观测资料及其反映的云微物理特征及物理过程值得深入探讨。近些年来机载探测系统硬件及数据质控算法都进行了优化升级。基于改进的机载云微物理探测系统和地面雷达对云系有代表性的部位及层次进行细致的观测，对于了解层状云微物理特征及降水机制具有十分重要的意义。

本文利用太行山东麓人工增雨防雹作业技术试验的飞机和地面雷达观测数据，详细分析了 2018 年 5 月 21 日一次低槽冷锋天气系统影响下太行山东麓地区降水性层状云不同部位的云降水微物理特征和降水机制。研究太行山东麓不同天气系统下降水性层状云系的云微物理结构及降水机制对提高华北地区人工影响天气水平均具有重要意义。

141 2 观测试验及仪器简介

142 2017 年 5 月河北省气象“十三五”重点工程—云水资源开发利用工程的重点子项目“太
143 行山东麓人工增雨防雹作业技术试验示范项目”正式启动。针对目前制约人工影响天气发展
144 的关键科学问题，河北省人工影响天气办公室联合中国气象科学研究院、中国科学院大气物
145 理研究所、南京大学大气科学学院等单位，开展了为期三年（2017-2019）的人工增雨防雹
146 试验，选取太行山东麓作为试验区。太行山东麓西邻太行山，东接华北平原，覆盖石家庄、
147 邢台、邯郸、衡水、沧州 5 个市，面积约 5 万平方公里。太行山东麓属于东亚暖温带大陆性
148 季风气候。另外，受太行山复杂地形地貌的影响，该区域还具有山地气候的特点。受西风槽
149 等主要降水系统以及地形影响，每年 5-9 月份太行山东麓地区经常出现大范围的降水性层状
150 云系，因此，该地也是我国华北地区人工影响天气作业的重点区域。

151

152

153

图 1 观测区域和设备分布图
Fig.1 Schematic of the observational region and facilities

154 本次试验位于图 1 所示的红色矩形框内。项目组利用高性能人工增雨飞机 King-air 350
155 搭载的机载云微物理探测系统并结合地基观测网对一次西风槽降水云系的微物理特征进行
156 了观测研究。云微物理探测系统由多个探头组成（性能参数详见表 1），粒径测量范围基本
157 覆盖了从气溶胶，云滴，雪花到雨滴的各个尺度段，可提供云降水物理研究所需的各种参数。
158 地基观测网由布设在石家庄（38°21'7"N，114°42'43"E）、邯郸（N36°27'47"，114°39'54"E）
159 的两部 S 波段多普勒天气雷达以及邢台国家探空站（37°4'44"N，114°30'40"E）组成。

160

161

162

表 1 机载云微物理探测系统及主要参数
Table 1 Cloud microphysics detection system and

探头名称	设备厂家	测量范围	分辨率	用途
被动腔气溶胶分光仪 PCASP-100X（Passive Cavity Aerosol Spectrometer Probe）	DMT	30 通道，0.1-3μm	0.1μm	用于大气气溶胶粒子谱的监测。
快速云滴谱探头 FCDP（Fast Cloud Droplet Probe）	SPEC	21 通道，2-50μm	3μm	云粒子谱
云滴谱探头 CDP（Cloud Droplet Probe）	DMT	30 通道，2-50μm		云粒子谱
二维冰晶粒子探头 CIP（Cloud Imaging Probe）	DMT	62 通道，25-1550μm	25μm	用于取得高清晰云冰雪晶粒子谱及粒子二维图像。
二维降水粒子探头 PIP（Precipitation Imaging Probe）	DMT	62 通道，100-6200μm	100μm	用于取得降水粒子谱及图像。
云粒子成像探头 CPI（Cloud Particle Imager）	SPEC	10-2000μm	2.3μm	用于取得云滴、冰雪晶、雨滴图像
二维立体成像光列阵探头 2DS（2D-SOptical）	SPEC	10-1280μm	100μm	用于取得云滴、冰雪晶、雨滴图像
高体积降雨分光仪 HVPS（High Volume Precipitation Spectrometer）	SPEC	150-19200μm	150μm	用于取得清晰的降水粒子谱及其粒子二维图像。
液态水含量仪 LWC	DMT	0-3g/m³		云水含量
总含水量传感器 TWC	Nevzorov	0.005-3g/m³		液水含量、冰雪晶含水量
综合气象测量系统 AIMMS-20	Aventech	温度：-50-50℃	温度 0.3℃	用于测量大气温压湿风和飞机运

本次观测主要使用了 TWC、CDP、CIP、CPI 探头及 AIMMS-20。试验开始前对相关探测设备进行了标校。采用标准粒子对云滴谱探头 CDP 进行定期标定, 防止激光器老化导致测量精度下降。采用机械臂经过锐化处理的 CIP 探头, 能有效防止冰雪晶与探测臂撞击导致冰雪晶碎片飞溅的现象, 有效降低测量误差 (Korolev et al., 2013)。由于 CIP 探头景深问题, 直径小于 100 μm 的粒子可信度较低 (Korolev et al., 2007), 数据处理过程中舍弃了 100 μm 以下的数据。

3 天气背景

受高空北涡南槽以及切变线的影响, 2018 年 5 月 21 日河北省中南部出现了一次降水天气过程。从 21 日 20 时 500hPa 高度场、温度场和风场分布 (图 2a) 可看出, 观测区位于高空槽前部, 槽区内温度场落后于高度场, 槽后有较强冷空气输送。850hPa 形势场 (图 2b) 表明, 观测区上空受一强切变线控制, 同时温度场配合风场, 观测区上空有冷空气输送。观测区地面位于高压后部, 并逐渐转为鞍型场低压控制, 低层有偏东风暖湿气流, 提供了良好的水汽输送条件。河北省中南部地区位于急流出口区右侧辐散区, 配合 700、850hPa 切变线, 在观测区形成了高层辐散低层辐合的动力条件。同时伴随局地冷暖空气交汇, 底层暖湿空气被大范围抬升形成层状降水云系。

图 2 2018 年 5 月 21 日 1200UTC 欧洲中心再分析资料位势高度, 温度($^{\circ}\text{C}$), 风场及叠加风云 2F VISSR 反演云顶亮温 (CTT, 单位 K) 数据 (a) 500hPa; (b) 850hPa

Fig 2 Geopotential height, temperature, wind field were reanalysed by European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ERA-interim and CTT retrieved by FY2F satellite on 21 May 2018 (a) 500hPa; (b) 850hPa

20 点邢台 (图 3) 探空表明, 850hPa 以下偏东风, 700hPa 以上西风为主。中南部地区整层相对湿度较大, 对流有效位能约 43J/kg。大气层结处于弱不稳定状态, 形成了弱的局地对流不稳定, 在天气尺度的强迫抬升作用下有利于层状云内形成较弱的对流区。

图 3 5 月 21 日邢台 20 时探空曲线 (蓝色实线代表湿绝热线, 黑色实线代表等饱和比湿线, 红色虚线代表干绝热线)
Fig 3 Sounding at Xingtai station at 2000 LST on 21 May 2018
(blue solid line for moist adiabat line; black solid line means constant mixing ratio; red dash line represents dry adiabat)

4. 观测方案

河北省人工影响天气办公室的人工增雨飞机 King-air 350 (B-3523) 1937LST 从正定机

场起飞。2015LST 飞机到达试验区后,采用盘旋上升的方式先后在 AB 区(2023-2041LST, 2100-5600 m)、CD 区(2114-2134LST, 1800-5600 m)进行垂直探测。2152LST 飞机开始南北向水平分层探测(5600m/5100m/4800m/4300m/3600m/3000m/2400m/2100 m)。2320LST 飞机返航,2337LST 落地(图 4、5)。飞行探测期间,雷达采用 VCP21 模式进行连续体扫。从图 4 石家庄雷达回波强度(0.5°仰角)发现,河北中南部大部分地区的回波强度约 20-30 dBZ,局地存在回波强度约 35 dBZ 的发展旺盛区,整体上是比较稳定的降水性层状云系。

图 4 飞行轨迹(红色实线,AB 和 CD 代表垂直探测区域),石家庄 SA 雷达 0.5 度仰角反射率分布以及 SA 雷达、机场位置
Fig 4 Flight path(red line, AB and CD respectively represent vertical observation area), radar reflectivity factor measured by Shijiazhuang S-band radar with an elevation of 0.5°, black dots represent locations of SA radar and the airport

图 5 飞行高度随时间变化趋势
(AB、CD 代表垂直探测,DE、FG、HI 分别代表在不同高度层的水平探测)
Fig 5 Flight height variations vs time
(AB and CD represent vertical observations, DE、FG and HI respectively represent horizontal observations at different heights)

5.层状云水平和垂直微物理结构

5.1 层状云微物理特性的水平分布特征

本节重点研究分析了 DE 段(-5℃ 层, 5600 m)、FG 段(0℃ 层, 4300 m)、HI 段(5℃ 层, 3000 m)(图 5)等特性层的冰/液相含水量、粒子数浓度及粒子谱。从图 6 给出的沿飞行轨迹(DE 段)的雷达回波垂直剖面可以看出,云顶波动起伏不明显,回波顶高约 6-7.5 km。雷达回波水平分布很不均匀,4 km 以下存在明显的发展较为旺盛的区域。零度层以下具有明显的下挂强回波带,与梅雨锋层状云的垂直结构较为相似(洪延超等,1984;黄美元和洪延超,1984)。这可能是由于高层冰相粒子融化所造成的。

图 6 飞行轨迹 5600m(DE 段)对应的 S 波段雷达反射率剖面
(观测时间:2133-2201, LST; 温度: -5.1~-4.9℃)
Fig 6 Cross-section of S band radar reflectivity overlapped by flight path (red line) while horizontal observation was performed at 5600m level (DE stage) (Observation from 2133 to 2201, LST; temperature: -5.1~-4.9℃.)

图 7 给出了 DE 段(5600 m)云微物理量的水平分布特征。飞机在 DE 段持续观测时间约 28 min(2133-2201, LST)。利用飞机观测资料和 6 个体扫周期的雷达数据对-5℃层的云微物理特征进行了研究分析。

图 7 飞机 5600m(DE 段)微物理量的水平分布特征

a. 总水含量 (Nevzorov) 及温度; b. 液态水含量 (Hotwire、Nevzorov); c. CDP 和 CIP($D>100\text{ }\mu\text{m}$)粒子数浓度; d. 雷达反射率;
e. CDP 粒子谱; f. CIP 粒子谱($>100\mu\text{m}$)

Fig 7 The microphysics characteristic record by aircraft while horizontal observation at the height of 5600m (DE stage)

a. Nevzorov total water content and temperature ; b. liquid water content; c. Number concentration of CDP and CIP; d. radar reflectivity;
e. Size distribution of CDP; f. Size distribution of CIP($D>100\mu\text{m}$)

从雷达反射率 (图 7d) 可看出, 该高度层的反射率变化范围为 10.1-25.9 dBZ, 波动幅度较大。结合雷达反射率垂直剖面 (图 6) 可知, 飞机穿越了层云中上部的冰相层。从含水量水平分布 (图 7a、b) 可看出, 5600m 高度层的总水含量分布不均匀, 过冷水含量非常低。Nevzorov 测量的总水含量 TWC 均值约 $0.12\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, 部分区域跃增至 $0.4\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, 最大达到 $0.6\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ 。通过对两个独立工作的热线含水量仪探测的云中过冷水含量进行对比发现, Nevzorov 测量的过冷水含量 LWC 在大部分区域均低于 $0.05\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, 峰值超过 $0.1\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, LWC 峰值与 TWC 峰值不完全对应。Hotwire 测量给出的过冷水分布特征与 Nevzorov 类似, 但是测量值与 Nevzorov 相比较小。云滴数浓度 (图 7c) 在云顶部位 (2135-2137, 2139-2145, 2149-2151, 2157-2201, LST) 出现多次跃增, 数浓度从 10^2 L^{-1} 突然增大至 10^4 L^{-1} 左右, 同时伴随着云滴谱 (图 7e) 显著拓宽, 出现直径大于 $20\text{ }\mu\text{m}$ 的大云滴。这可能主要是由于低层不同尺度的云滴受较强上升气流向上输送的影响, 同时低层偏东暖湿气流抬升使得水汽凝结作用增强所致。

冰雪晶数浓度 ($D>100\mu\text{m}$) 均值约 10 L^{-1} , 部分区域的冰雪晶数浓度接近 10^2 L^{-1} 。CIP 冰粒子数浓度在 2133、2144、2149、2158、2201LST 出现峰值, 峰值最大达到 10^3 L^{-1} 左右。从 CIP 粒子谱 (图 7f) 可看出, 5600 m 高度主要以直径 $300\text{ }\mu\text{m}$ 以下的冰粒子为主, 这表明云顶部的冰粒子尺度主要集中在 $100\text{-}300\text{ }\mu\text{m}$ 。结合图 8 给出的飞行轨迹上的 CPI 粒子图像可以看出, 高浓度冰晶区 (2134-2146, LST) 的冰晶粒子形状主要以针柱状 ($100<D<400\text{ }\mu\text{m}$) 为主, 伴随着少量尺度范围在 $20\text{-}40\text{ }\mu\text{m}$ 的球形液滴。冰晶数浓度峰值的出现很可能是由于零度层以上垂直上升运动较强的区域内, 冰晶在淞附过程中通过 Hallett-Mossop 繁生机制所生成的大量冰屑, 在冰面过饱和条件下通过凝华增长成针柱状冰晶所导致。这与之前的观测研究结果基本一致 (Hogan, et al., 2002; Crosier, et.al., 2014; Yang et.al., 2017)。值得注意的是, 2150LST 之后测量的冰雪晶粒子数浓度在 $10\text{-}20\text{ L}^{-1}$, 粒子形态基本为片状或枝状。CIP 测量的粒子谱宽明显大于 2150LST 之前的区域, 同时 CPI 冰雪晶高清图片未发现有明显的淞附过程, 表明在该区域内低层的液滴供应很可能并不充分, 凝华过程是冰雪晶生长的主要机制。

图 8 5600m (DE 段) 平飞阶段观测到的 CPI 粒子图像

Fig 8 The CPI pictures while horizontal observation was performed at 5600m level (DE stage)

图 9 飞行轨迹 4300m (FG 段) 对应的 S 波段雷达反射率剖面 (观测时间: 2229-2236, LST; 温度: -0.5~05℃)
Fig 9 Cross-section of S band radar reflectivity with flight path (red line) while horizontal observation at the height of 4300m (FG stage)
(Observation from 2229 to 2236, LST; temperature: -0.5~05℃.)

从 FG 段对应的雷达回波垂直剖面 (图 9) 看出, 回波水平分布不均匀, 零度层以下存在明显的强回波区。这可能是由于对应高层大片冰相粒子融化后造成的。从 CPI 粒子图像 (图 11) 可看到, 存在未融化及正在融化的冰粒子, 表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。

图 10 飞机 4300m (FG 段) 微物理量的水平分布特征
a. Nevzorov 总水含量及温度; b. 液态水含量 (Hotwire、Nevzorov); c. CDP 和 CIP(>100μm) 粒子数浓度; d. 雷达反射率; e. CDP 粒子谱; f. CIP 粒子谱(>100μm)

Fig 10 The microphysics characteristic record by aircraft while horizontal observation at the height of 4300m (FG stage)
a. Nevzorov total water content and temperature ; b. liquid water content; c. Number concentration of CDP and CIP; d. radar reflectivity;
e. Size distribution of CDP; f. Size distribution of CIP(D>100μm)

从零度层附近的冰/液相含水量水平分布特征 (图 10a、b) 可以看出, 2229-2234LST LWC 出现了三个峰值, 对应时刻的云滴及冰粒子数浓度 (图 10c) 均出现了明显的跃增, 云滴谱 (图 10e) 也显著拓宽。零度层以上部分区域的 (2232-2233、2234, LST) 云滴数浓度峰值超过 10^4 L^{-1} (图 10c), 对应区域的云滴直径 (图 10e) 集中在 $15\text{-}30 \mu\text{m}$, 最大接近 $50 \mu\text{m}$ 。这表明小云粒子对丰水区的贡献较大。从图 10 (b) 可以看出, Hotwire 和 Nevzorov 含水量仪观测到的液水含量最大值分别为 0.58 和 $0.48 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, 远高于 5600 m 的观测值。通过对比总水含量 TWC 与液水含量 LWC 发现, 液态水跃增区域 (2230、2232-2233、2234, LST) 的冰水含量较低, 液水含量在总水含量的占比达到 70% 以上。其余大部分时段的冰水含量占据主导地位, 液态含水量维持在 $0.05 \text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$ 左右。CIP 冰粒子谱 (图 10f) 显示, 2230-2231、2232-2233LST 出现了高浓度的小尺度冰晶, 这可能是由于云内的部分大云滴冻结所形成的。

CPI 粒子图像 (图 11) 表明, 2230-2236LST 主要以冰晶聚合体为主, 伴有少量板状、柱状冰晶, 可见到淞附状冰晶、霰粒子以及直径小于 $50 \mu\text{m}$ 的近似球形的液滴粒子。层云发展旺盛区域, 冰晶通过聚合过程迅速长成粒径比较大的雪花或聚合状冰晶, 大部分聚合状冰晶的粒子尺度达到了毫米级。2231-2232LST 观测到了稀淞附的板状冰晶以及球形液滴, 这表明该时段过冷水含量比较丰富。云内的冰粒子以淞附和聚并增长为主。液态水含量 2231-2232LST 没有出现峰值, 这表明云中液态水可能被消耗。层云区的冰粒子以聚合增长为主。根据登机人员记载的飞行记录, 2232LST 飞机在云中受到轻度到中度颠簸。该区域云

中部位置存在较强的上升气流。

2232LST 飞机进入层云发展旺盛区的顶部，反射率波动幅度变大，峰值超过 30 dBZ。零度层的雷达反射率比-5℃层整体偏高。从图 10 可发现，雷达反射率峰值与冰/液相含水量峰值以及粒子谱宽存在较强的相关性。零度层附近的雷达反射率分布特征除与粒子形状、尺度有关外，还与冰晶开始融化导致冰晶表面介电常数增大有关。

图 11 4300m (FG 段) 平飞阶段观测到的 CPI 粒子图像

Fig 11 The CPI pictures while horizontal observation was performed at 4300m level (FG stage)

图 12 飞行轨迹 3000m (HI 段) 对应的 S 波段雷达反射率剖面

(观测时间: 2247-2256, LST; 温度: 5.4~5.6℃.)

Fig 12 Cross-section of S band radar reflectivity with flight path (red line) while horizontal observation at the height of 3000m (HI stage)
(Observation from 2247 to 2256, LST; temperature: 5.4~5.6℃.)

从 HI 段雷达回波垂直剖面可以看出，2247-2256LST 飞机在层云中下部区域飞行。飞行轨迹上的雷达反射率 10.7-21.3 dBZ，平均值 14.2 dBZ。

图 13 飞机 3000m (HI 段) 微物理量的水平分布特征

a. Nevzorov 总水含量及温度; b. 液态水含量 (Hotwire、Nevzorov); c. CDP 和 CIP(>100μm)粒子数浓度; d. 雷达反射率; e. CDP 粒子谱; f. CIP 粒子谱(>100μm)

Fig 13 The microphysics characteristic record by aircraft while horizontal observation at the height of 3000m (HI stage)

a. Nevzorov total water content and temperature; b. liquid water content; c. Number concentration of CDP and CIP; d. radar reflectivity; e. Size distribution of CDP; f. Size distribution of CIP(D>100μm)

2249-2250LST 含水量出现跃增，液态水占总水含量的比例高达 87.5%以上。CPI 粒子图像 (图 14) 显示，3000 m 存在直径 200-500 μm 处于半融化状态的冰晶。这可能是导致雷达反射率出现峰值的重要原因。云滴谱 (图 13e) 显示，云滴直径主要集中在 10-30 μm。225030-225230LST 云滴谱不连续，LWC 低于 0.03 g·m⁻³。2253-2256LST 粒子谱宽显著拓宽，出现直径大于 40 μm 的大云滴。这可能是由于云滴下落过程中碰并增长所致。2252-2256LST 冰粒子数浓度增大，数浓度量级 10⁻¹-10² L⁻¹。CIP 冰粒子谱 (图 13f) 显示，粒子直径主要集中在 100-180 μm。结合 CPI 图像，3000 m 主要以云滴和处于半融化状态的球形液滴为主。由此推断由于处于融化状态的冰晶进入 CIP 探头量程，导致冰晶数浓度增大。5℃ 层 Hotwire 液态水含量 0-0.17 g·m⁻³，平均值为 0.03 g·m⁻³。Nevzorov 液态水含量 0-0.14 g·m⁻³，平均值为 0.038 g·m⁻³。两种含水量仪观测的含水量变化趋势基本一致。暖区液态水含量比融化层低，与-5℃层接近。

图 14 3000m (HI 段) 平飞阶段观测到的 CPI 粒子图像

Fig 14 The CPI pictures while horizontal observation was performed at 3000m level (HI stage)

5.2 层状云垂直微物理结构

为了解层状云微物理量的垂直分布特征, 本节重点对两次垂直探测过程进行了研究分析。飞机在AB区采用盘旋上升的方式进行垂直探测 (2023-2041LST), 先后经过了液水层、冰水混合层及冰相层。高度2100-5600 m, 温度6.7~-6.3 °C, 零度层高度约4400 m。从飞机穿云探测期间对应的雷达回波反射率 (2030-2036LST, 方位角209°) 可看出存在明显的零度层亮带。这表明AB区的云中气流比较稳定, 为发展稳定的层状云。

图 15 飞机在 AB 阶段垂直探测飞行轨迹与雷达回波分布 (2030-2036, LST) 以及对应的 CPI 粒子图像

Fig 15 Cross-section of radar reflectivity (2030-2036, LST) overlapped by flight path (black line) during spiral ascent in AB area and typical particle images collected by CPI

从含水量垂直廓线 (图16b) 可以看出, 冰/液相含水量在4000-4300 m出现极值, 总水含量和液水含量分别达到 $0.66 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 、 $0.27 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。从图15融化层对应的冰粒子图像可以看出, 零度层以下存在半融化状态的冰粒子。高层降落的冰晶经过融化层开始融化导致总水含量出现极值。3500-3700 m液水含量峰值约 $0.1\text{-}0.2 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。2300-3000 m (逆温层底部) 液水含量存在峰值, 低于 $0.1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。温度廓线 (图16a) 表明, AB区上空2780-3080 m存在逆温层。这可能是低层不稳定能量形成的弱对流未能有效的冲破逆温层所导致。零度层以上存在峰值约为 $0.1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 的过冷水, 但CDP的云滴积分含水量表明该区域的过冷水含量普遍低于 $0.01 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。从云滴谱 (图16e) 可以看出, 云滴粒子直径集中在 $25 \mu\text{m}$ 以下。CPI图像显示, 零度层以上绝大部分的小粒子图像均为边缘不规则的形状。因此推断AB区零度层以上云体冰晶化程度较高。另外, 根据云滴数浓度和云滴谱 (图16c、d), 结合登记人员记载的宏观记录, 可知层状云在垂直方向上存在分层结构。

从图16(c)冰雪晶数浓度垂直廓线可以看出, 零度层以上冰雪晶粒子数浓度 ($D>100\mu\text{m}$) 随高度增加。零度层附近的冰粒子数浓度约 10 L^{-1} , 云顶部位达到 $50\text{-}60 \text{ L}^{-1}$ 。CIP冰雪晶粒子谱 (图16e) 也显示, 冰雪晶主要集中在云体上部。冰粒子直径主要集中在 $200 \mu\text{m}$ 以下, 最大超过 $1500 \mu\text{m}$ 。从图15对应的冰粒子图像可以看出, 尺度较大的冰雪类型以针状、柱状以及片状为主, 伴随着大量不规则状的粒子出现。同时, 由于过冷水含量很低, 零度层以上很少出现凇附现象。从CPI粒子高清图像上推断冰雪晶基本以凝华和攀附增长为主, 凇附过程仅仅发生在零度层附近液态含水量较高的区域。CPI图像显示零度层附近存在一些凇附有少量过冷水的针状、柱状粒子以及数量很少的霰粒子。零度层以下的冰粒子谱显著变窄。这是

由于冰雪晶开始融化，粒子体积减小，但下落速度增大使得大粒子浓度急剧降低所导致。

图 16 飞机在 AB 区盘旋上升探测 (2023-2041, LST)

a. 环境温度; b. 液态水含量; c. 云滴及冰雪晶数浓度; d. 云滴谱; e. 冰雪晶粒子谱

Fig 16 Data from airborne instruments during the spiral ascent in AB area (2023-2041, LST):

(a) Temperature; (b) LWC; (c) particles number concentration (blue points were from CDP, red ones were from CIP); (d) size distribution of cloud droplets measured by CDP; (e) size distributions of large particles measured by CIP (first three bins were removed)

2114-2134LST 飞机沿 CD 段采用盘旋爬升的方式进行垂直探测，高度 1800-5600 m，温度 8.0~-5.4℃。图 17 给出了飞机在 CD 探测期间对应的 SA 雷达反射率 (2114-2124LST，方位角 197°) 以及不同高度层的典型 CPI 粒子图像。与 AB 区相比，两区的云顶高度、零度层高度接近。CD 区低层云的雷达回波明显高于 AB 段，并且 2400-3200 m 之间存在一个雷达反射率约 35 dBZ 的区域。

图 17 飞机在 CD 阶段垂直探测飞行轨迹与雷达回波分布 (2118-2124, LST) 以及对应位置的 CPI 粒子高清图像

Fig 17 Cross-section of radar reflectivity overlapped by flight path in CD area (from 21:18-21:24, LST) and typical particle images collected by CPI

从图 16 给出的飞行轨迹和回波剖面叠加图可以看出，飞机穿越了弱对流泡的边缘。对流泡边缘的弱上升气流将低层不同尺度的云滴携卷至高空，导致 CD 区 5℃ 层以上的云滴数浓度明显高于 AB 区。CDP 和 CIP 粒子谱垂直分布 (图 18d、e) 显示，零度层以上的过冷云滴尺度主要集中在 4.5-15 μm ，冰粒子集中在 100 μm 以下。零度层以上的过冷水含量平均值约 0.08 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ，总水含量平均值约 0.26 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ，过冷水占总水含量的比例仅 31%。这表明 CD 区零度层以上主要以小尺度的冰粒子为主，伴随着少量的过冷云滴。从图 17 对应的 CPI 图像可以看出，零度层以上的粒子主要以针柱状及聚合状为主。这表明 CD 区过冷层的冰粒子主要通过凝华和聚并过程增长。

零度层附近的液态水含量达到 0.29 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ，总水含量 0.5 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ，液态水占总水含量的比例约 58%。云滴数浓度廓线 (图 16 c) 显示，零度层附近云滴数浓度存在峰值，约 $1.23\times 10^4 \text{ L}^{-1}$ 。CPI 图像表明，零度层附近的粒子形态主要以聚合状和过冷云滴为主，冰雪晶粒子表面凇附过有冷云滴。这表明零度层附近冰雪晶增长机制主要以稀凇附和聚并为主。3-4℃ 的液态水含量存在极值，液态水含量约 0.04 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ，总水含量约 0.08 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 。该高度层的云滴数浓度量级为 10^4 L^{-1} 。6℃ (2500 m) 附近液态水瞬时峰值达到 0.13 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ ，总水含量约 0.29 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ 。从 CIP 粒子谱可以看出，CD 区 2500 m 高度粒子谱拓宽。CPI 图像表明该高度层主要以球形

液滴和处于半融化状态的冰粒子为主。因此，2500 m 附近的含水量峰值可能是由于从高空降落的未完全融化的冰雪晶所致。

CD 区的总水含量比 AB 区低，但 AB 和 CD 区的液水含量比较接近。对比 AB、CD 的 CIP 粒子谱（图 16f、图 18f）发现，CD 区融化层以上的冰粒子谱比 AB 区窄，对应高度上的过冷水含量远低于 $0.1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。从 CPI 图像可以看出以单个柱状、聚合状冰晶，这表明 CD 区零度层以上冰雪晶增长机制主要以凝华和聚并为主。

图 18 飞机在 CD 区盘旋上升探测（2113-2133, LST）

a. 环境温度；b. 液态水含量；c. 云滴及冰雪晶数浓度；d. 云滴谱；e. 冰雪晶粒子谱

Fig18 Data from airborne instruments during spiral ascent in CD area (2113-2133, LST):

(a) Temperature; (b) LWC; (c) particles number concentration (blue points were from CDP, red ones were from CIP); (d) size distribution of cloud droplets measured by CDP; (e) size distributions of large particles measured by CIP (first three bins were removed)

通过AB、CD对比发现，冰晶形态与其在云中所处的位置有很大关系。冰相层（-5℃层）的冰雪晶主要通过凝华和聚并过程增长。随着高度降低，混合层存在过冷水峰值。由于混合层存在较为充沛的过冷水，冰晶的淞附增长也相应增强，观测到了大量稀淞附的冰雪晶以及少量的霰粒子。这与随着高度降低云中过冷水增多，冰晶的淞附增长也相应增强的研究结论基本一致（朱士超和郭学良，2014）。混合层冰雪晶增长机制主要以淞附增长为主。

5.3 不同温度范围的粒子平均谱

为进一步了解不同温度层的特征，对不同区域云的特征云微物理量进行了对比。表 2 给出了两次垂直探测阶段不同温度层云微物理量的平均值。

表 2 两次垂直探测过程中各温度层云物理量平均值

Table 2 Average microphysical properties at different temperature layers in two vertical observations

T(℃)	Nevzorov LWC_AB ($\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$)	Nevzorov LWC_CD ($\text{g} \cdot \text{m}^{-3}$)	$N_{\text{CDP_AB}}$ (L^{-1})	$N_{\text{CDP_CD}}$ (L^{-1})	$N_{\text{CIP_AB}}(\text{L}^{-1})$ ($D>100\mu\text{m}$)	$N_{\text{CIP_CD}}(\text{L}^{-1})$ ($D>100\mu\text{m}$)	$D_{\text{CIP_AB}}(\mu\text{m})$ ($D>100\mu\text{m}$)	$D_{\text{CIP_CD}}(\mu\text{m})$ ($D>100\mu\text{m}$)
-5~0	0.01	0.03	637.2	4123.5	19.5	12.6	646.8	741.0
0~5	0.05	0.04	7734.0	2704.5	4.1	4.2	519.5	435.8

从表 2 可以看出，CD 区-5~0℃的冰雪晶浓度比 AB 区低。孙可富和游来光（1965）观测表明，吉林省降水性层状冷云中冰晶（100-300 μm ）和雪晶（平均直径 1000 μm ）的平均浓度分别为 26.2 L^{-1} 和 0.18 L^{-1} ，与本次观测到的冰雪晶浓度基本相当。CD 区-5~0℃的云滴数浓度和过冷水含量比 AB 区高，冰雪晶粒子平均直径比 AB 区大。结合 CPI 图像，CD 区冰相层存在直径大于 300 μm 的片状冰晶，云滴平均浓度量级达到 10^3 L^{-1} 。CD 区的板状冰

晶碰冻过冷云滴产生了大量小尺度的次生冰晶。0-5℃层 AB 区的云滴浓度比 CD 区高，云暖层较厚，暖层碰并增长作用比 CD 区显著，使得 AB 区的粒子尺度比 CD 区大。

图 19 AB 和 CD 区不同温度层的粒子平均谱 (a).0-5℃; (b).-5~0℃

Fig 19 Average spectra of particles at different temperature layers within AB and CD region (a). 0-5℃; (b). -5~0℃

从图 19 (a) 给出的粒子平均谱可看出，AB、CD 区的 CDP 云滴谱在 0~5℃之间均呈双峰分布，峰值位于 7.5、13.5μm 处。云滴主要集中在 4.5-30μm。AB、CD 区的云滴谱及冰粒子谱的谱型相似。这表明 AB、CD 两区 0℃层以下的云微物理特征比较接近。从-5-0℃的粒子平均谱（图 19b）可看出，AB 和 CD 的云滴谱型相差较大。CD 区-5-0℃的云滴谱呈双峰分布，分别在 6.5、13.5μm 处出现峰值。CD 区的云滴数浓度比 AB 高一个量级，并且在 10-20 μm 的尺度区出现一个明显的峰值，这表明 CD 区零度层以上含有一定量的过冷水，冰相过程还未能充分消耗云内的过冷水。不同温度层内，AB、CD 的 CIP 冰粒子谱型均呈单峰分布。但值得注意的是，由于 AB 区云体已经基本冰晶化，冰相过程发展的较为充分，过冷水基本上被消耗殆尽，因此，过冷层内 AB 区尺度大于 100μm 的粒子数浓度要明显高于 CD 区。融化层内（图 19a，0-5℃）粒子谱形的差别要远小于冷层。

6. 结果及讨论

此次降水过程主要受低槽冷锋系统影响。雨区中存在多个强降水中心，降水分布不均匀。试验区内石家庄、邢台地面平均降水量约 4.5-4.7 mm，邢台中东部地区大于 10 mm。通过搭载云微物理探测系统的飞机观测平台采用水平分层及垂直盘旋上升的探测方式，结合天气雷达、卫星、地面自动站等资料，重点研究分析了太行山东麓地区层状云的微物理特征、云微物理过程及降水机制。主要结论如下：

1、飞机水平探测表明：太行山东麓地区的层状云水平结构是不均匀的。层状云云顶附近（-5℃层）的过冷水含量很低，基本维持在 0.05 g·m⁻³ 以下。云滴及冰雪晶数浓度存在跃迁现象。冰雪晶数浓度的高值区（量级 10² L⁻¹）往往对应着大量针状和柱状冰晶，这可能是 Hallett-Mossop 机制和其他冰晶繁生机制共同作用下产生的大量冰晶碎屑在冰面过饱和条件下通过凝华增长所形成的。冰雪晶数浓度较低的区域，主要以片状、枝状为主，伴有极少量的冰晶聚合体。5600 m 几乎没有观测到淞附状的冰粒子，表明-5℃层的淞附过程很弱。

2、低槽冷锋层状云降水云系在垂直方向上具有分层结构。冰相层以凝华以及聚并增长为主。过冷水含量和总水含量极值出现在零度层附近。零度层充沛的过冷水使得冰雪晶淞附增长过程比较明显，形成密度较大的粒子，并诱发冰雪晶的繁生。

3、两次层状云区的垂直探测表明，由于两个区域的云顶温度接近，因此 AB 区和 CD 区内冰雪晶粒子的形态基本一致。AB 区零度层以上过冷水的含量非常低，大部分小粒子（ $D<50\mu\text{m}$ ）呈现不规则状，因此可以判断其冰晶化程度较高。冰相粒子在该区域的增长主要依靠凝华和聚并过程。冰粒子进入暖层（ $>0^{\circ}\text{C}$ ）后继续融化的同时，碰并收集暖区的云水转化为雨滴粒子。CD 区过冷水含量略高于 AB 区，CPI 高清粒子图像显示该区域内部分小粒子呈球形，但同时也存在形状不规则的小尺度冰晶（ $D<50\mu\text{m}$ ），这表明该区域内的冰-液相之间的转化可能并不充分。总的来看，因过冷水含量较低，AB 和 CD 区内大尺度冰相粒子（冰雪晶）的形成均主要依靠凝华和聚合过程，Bergeron 过程和淞附过程在两个区域内均较弱，仅在零度层附近发现有少量的稀淞附粒子，但 CD 区内粒子的淞附程度略高于 AB 区。两个区域内零度层下液态降水粒子主要由零度层上方的冰雪晶粒子融化形成。

参考文献 (References)

- Houze R A, Hobbs P V, Herzegh P H, et al. 1979. Size distributions of precipitation particles in frontal clouds[J]. J. Atmos Sci, 36:156-162.
- Hobbs, Peter V. 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(3):568-596.
- Parsons D B. 1983. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones, Pt. 7, formation, development, interaction and dissipation of rainbands[J]. J. Atmos. Sci., 40(3):559-579.
- Heymsfield A J, Bansemer A, Field P R, et al. 2002. Observations and Parameterizations of Particles Size Distributions in Deep Tropical Cirrus and Stratiform Precipitating Clouds: Results from In Situ Observations in TRMM Field Campaigns. J. Atmos. Sci., 59: 3457-3491.
- Stith J L, Dye J E, Bansemer A, et al. 2002. Microphysical Observations of Tropical Clouds. J. Appl. Meteor., 41(2): 97-117.
- Jourdan O, Mioche G, Garrett T J, et al. 2010. Coupling of the Microphysical and Optical Properties of an Arctic Nimbostratus Cloud during the ASTAR 2004 Experiment: Implications for Light-Scattering Modeling. J. Geophys. Res., 115(D23). doi:10.1029/2010jd014016.
- Patade S, Shete S, Malap N, et al. 2016. Observational and Simulated Cloud Microphysical Features of Rain Formation in the Mixed Phase Clouds Observed during CAIPEEX. Atmos. Res., 169: 32-45.
- Taylor J W, Choularton T W, Blyth A M, et al. 2016. Observations of Cloud Microphysics and Ice Formation during COPE. Atmos. Chem. Phys., 16, 799-826.
- McFarquhar, G. M., Black, R. A. 2004. Observations of particle size and phase in tropical cyclones: Implications for mesoscale modeling of microphysical processes[J]. J. Atmos. Sci., 61(4): 422-439. doi:10.1175/1520-0469(2004)061<0422;oopsap>2.0.co;2
- Stark, D., Colle, B. A., Yuter, S. E. 2013. Observed Microphysical Evolution for Two East Coast Winter Storms and the Associated Snow Bands[J]. Mon. Wea. Rev., 141(6):2037-2057. doi:10.1175/mwr-d-12-00276.1

495 Carey, L. D., J. G. Niu, Yang, P., et al. 2008. The vertical profile of liquid and ice water content in
 496 midlatitude mixed-phase altocumulus clouds[J]. *J Appl Meteor Climatol*, 47(9):2487-2495.
 497 doi:10.1175/2008jamc1885.1
 498 Hogan, R. j., Field, P. R., Illigworth, A. J., et al. 2002. Properties of embedded convection in warm-
 499 frontal mixed-phase cloud from aircraft and polarimetric radar[J]. *Q.J.R. Meteorol Soc.*,
 500 128(580): 451-476. doi:10.1256/003590002321042054.
 501 Evans A G, Locatelli J D, Stoelinga M T, et al. 2005. The IMPROVE-1 storm of 1-2 February
 502 2001. Part II: Cloud structures and the growth of precipitation[J]. *J Atmos Sci*, 62(10):
 503 3456-3473.
 504 Guo X, Fu D, Li X, et al. 2015. Advances in cloud physics and weather modification in China [J].
 505 *Adv. Atmos. Sci.*, 32(2): 230–249, doi: 10.1007/s00376-014-0006-9.
 506 Wang Xuelin, Jin Dezhen. 1987. *Collected Works of Cloud and Precipitation Physics* (in
 507 Chinese)[M]. Beijing: Science Press, 1:16, 28:38.
 508 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*,
 509 35(3): 265-272. Sun Kefu, You Laiguang. 1965. The ice and snow crystals in cold stratiform
 510 cloud in Jilin region from April to June, 1963 [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 35(3): 265-272.
 511 doi: 10.11676/qxxb1965.030
 512 刘健, 李茂仑, 蒋彤, 等. 2005. 吉林省春季降水性层状云基本结构及降水潜力的初步研究
 513 [J]. *气象科学*, 25(6):609-616. Liu Jian, Li Maolun, Jiang Tong, et al. 2005. The preliminary
 514 study of the basic structure of precipitation stratus and precipitation potential in spring in Jilin
 515 province[J]. *Journal of the Meteorological Sciences*, 25(6):609-616.
 516 Hou Tuanjie, Hu Zhaoxia, Lei Hengchi. 2011. A study of the structure and microphysical processes
 517 of a precipitating stratiform cloud in Jilin [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 69 (3):
 518 508–520.
 519 赵仕雄, 陈文辉, 杭洪宗. 2002. 青海东北部春季系统性降水高层云系微物理结构分析[J].
 520 *高原气象*, 21(3):281-287. Zhao Shixiong, Chen Wenhui, Hang Hongzong. 2002. Analysis on
 521 precipitation Altostratus microphysical structure in spring over North-East Qinghai[J]. *Plateau*
 522 *Meteorology*, 21(3):281-287.
 523 李照荣, 李荣庆, 李宝梓. 2003. 兰州地区秋季层状云垂直微物理特征分析[J]. *高原气象*,
 524 22(6):583-589. Li Zhaorong, Li Rongqing, Li Baozi. 2003. Analyses on vertical microphysical

525 Characteristics of autumn stratiform cloud in Lanzhou region[J]. Plateau Meteorology,
 526 22(6):583-589.
 527 庞朝云, 张丰伟, 张建辉, 等. 2016. 甘肃夏季不同天气系统层状云的微物理结构特征[J]. 兰
 528 州大学学报:自然科学版, 52(2):227-234. Pang Zhaoyun, Zhang Fengwei, Zhang Jianhui, et al.
 529 2016. The microphysical structure of stratiform cloud in different weather system in Gansu in
 530 summer[J]. Journal of Lanzhou University: Natural Sciences, 52(2):227-234.
 531 Zhu, S., X. Guo, G. Lu, et al. 2015. Ice crystal habits and growth processes in stratiform clouds
 532 with embedded convection examined through aircraft observations in Northern China[J]. J.
 533 Atmos. Sci., 72, 2011-2032. doi: 10.1175/JAS-D-14-0194.1.
 534 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
 535 [J]. 大气科学, 31(4):596-610. Zhang Dianguo, Guo Xueliang, Fu Danhong, et al. 2007.
 536 Aircraft observation on cloud microphysics in Beijing and its surrounding regions during
 537 August-September 2003[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 31(4):596-609.
 538 张磊, 何晖, 黄梦宇, 等. 2013. 一次降水性层状云微物理过程分析[J]. 气象科技, 41(4):742-
 539 747. Zhang Lei, He Hui, Huang Mengyu, et al. 2013. Analysis of microphysical process
 540 es in a stratus cloud precipitation event [J]. Meteorological Science and Technology, 41
 541 (4):742-747.
 542 洪延超. 2012. 层状云结构和降水机制研究及人工增雨问题讨论[J]. 气候与环境研究, 17(6):9
 543 37-950. Hong Yanchao. 2012. Research Progress of Stratiform Cloud Structure and Precipitation
 544 Mechanism and Discussion on Artificial Precipitation Problems [J]. Climatic and
 545 Environmental Research, 17(6):937-950. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.06.31
 546 Korolev, A., Emery, E., Creelman, K. 2013. Modification and tests of particle probe tips to
 547 mitigate effects of ice shattering[J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 30(4), 690-708. doi:10.1175/jtech-
 548 d-12-00142.1
 549 Korolev, A. 2007. Reconstruction of the Sizes of Spherical Particles from Their Shadow Images.
 550 Part I: Theoretical Considerations[J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 24(3), 376-38. doi:10.1175/
 551 jtech1980.1
 552 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,
 553 42(1): 81-87. Huang Meiyuan, Hong Yanchao. 1984. The Inhomogeneous feature of the
 554 precipitation and the echo structure of stratiform cloud in Mei-Yu frontal cloud system [J]. Acta

Meteorological Sinica, 42(1):80-87.

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(2):

197-204. Hong Yanchao, Huang Meiyuan, Wang Shouping. 1984. A theoretical study on inhomogeneity of bright band in Mei-Yu frontal cloud system [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 8(2):197-204. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1984.02.10

Crosier, J., Choulaton, T. W., Westbrook, C. D., Blyth, A. M., Bower, K. N., Connolly, P. J., Nicol, J. C. (2013). Microphysical properties of cold frontal rainbands. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 140(681), 1257–1268. doi:10.1002/qj.2206

Yang, J., Lei, H., Hou, T. J., et al. 2017. Observational evidence of high ice concentration in shallow convective cloud embedded in stratiform cloud over North China[J]. Adv. Atmos. Sci., 34(4), 509-520. doi:10.1007/s00376-016-6079-x.

Heymsfield, A. J., Schmitt, C., & Bansemer, A. (2013). Ice Cloud Particle Size Distributions and Pressure-Dependent Terminal Velocities from In Situ Observations at Temperatures from 0° to -86°C. Journal of the Atmospheric Sciences, 70(12), 4123–4154. doi:10.1175/jas-d-12-0124.1

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(2):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, 72(2):366-389. doi:10.11676/qxxb2014.013

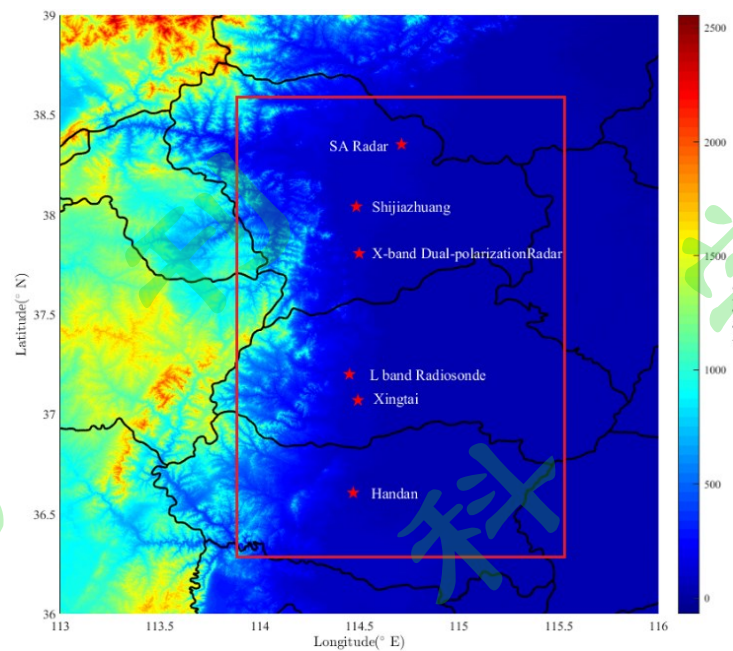


图1 观测区域和设备分布图

Fig.1 Schematic of the observational region and facilities

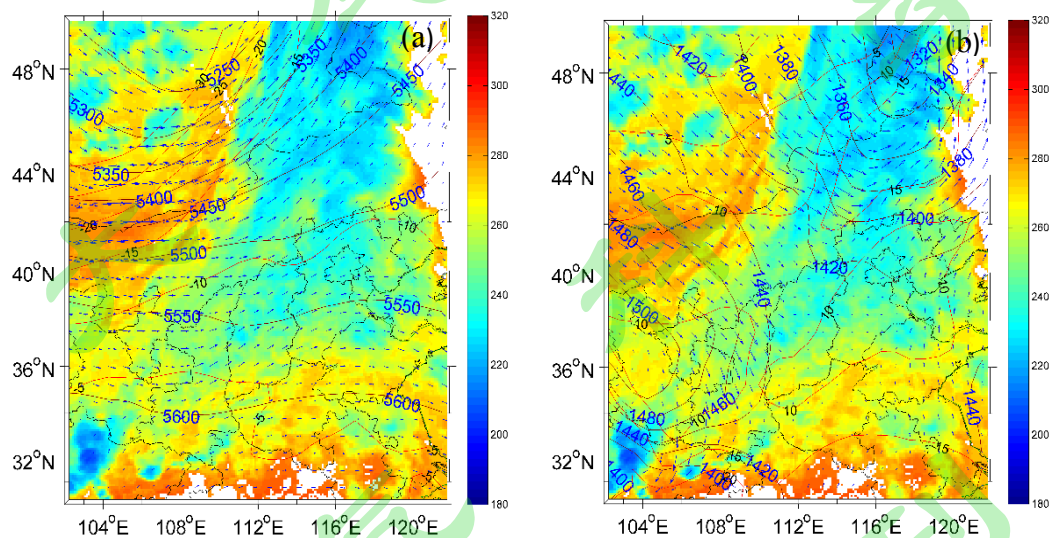


图2 2018年5月21日1200UTC欧洲中心再分析资料位势高度, 温度($^{\circ}\text{C}$), 风场及叠加风云2F VISSR反演云顶亮温 (CTT, 单位 K) 数据 (a) 500hPa; (b) 850hPa

Fig 2 Geopotential height, temperature, wind field were reanalysed by European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ERA-interim and CTT retrieved by FY2F satellite on 21 May 2018 (a) 500hPa; (b) 850hPa

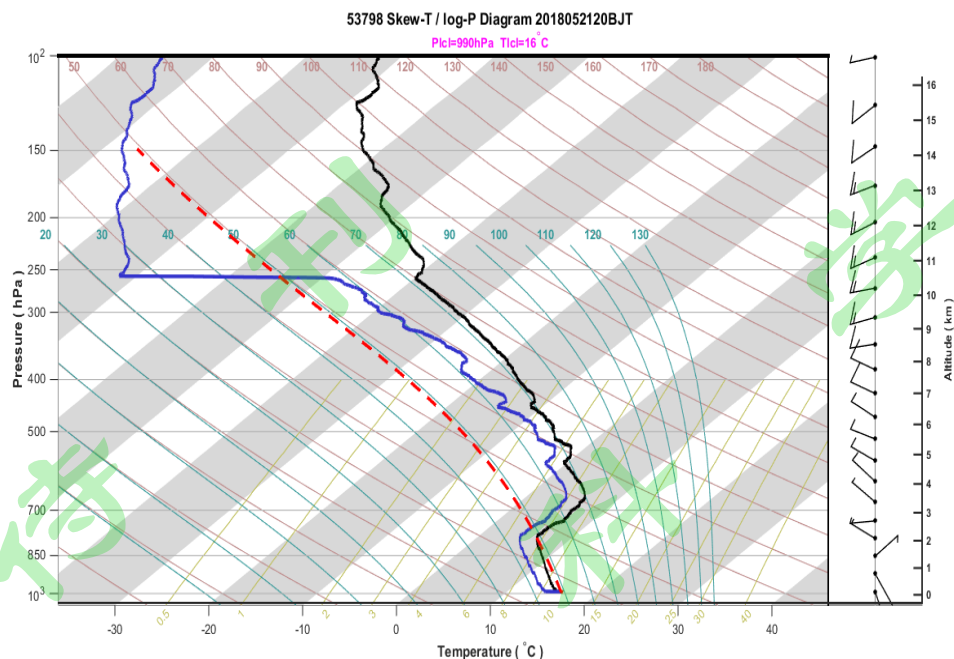


图3 5月21日邢台20时探空曲线（蓝色实线代表湿绝热线，黑色实线代表等饱和比湿线，红色虚线代表干绝热线）
Fig 3 Sounding at Xingtai station at 2000 LST on 21 May 2018
(blue solid line for moist adiabate line; black solid line means constant mixing ratio; red dash line represents dry adiabate)

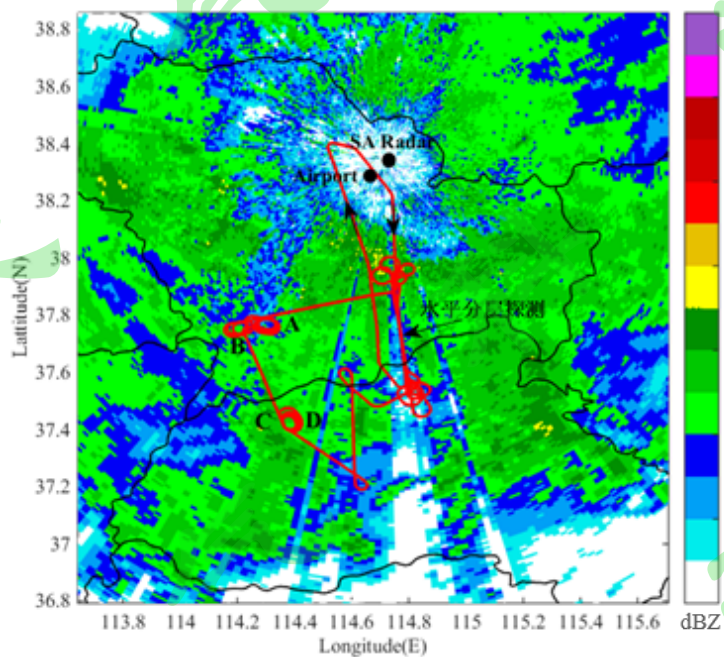


图4 飞行轨迹（红色实线，AB和CD代表垂直探测区域），石家庄SA雷达0.5度仰角反射率分布以及SA雷达、机场位置
Fig 4 Flight path (red line, AB and CD respectively represent vertical observation area), radar reflectivity factor measured by
Shijiazhuang S-band radar with an elevation of 0.5°, black dots represent locations of SA radar and the airport

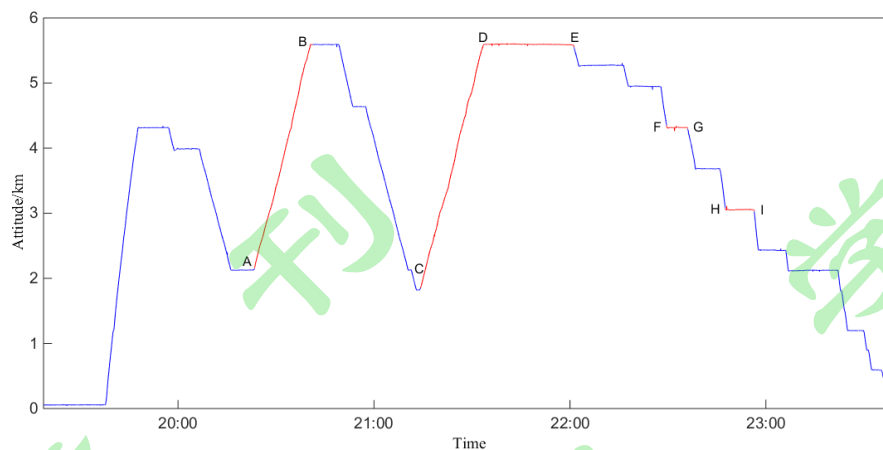


图 5 飞行高度随时间变化趋势

(AB、CD 代表垂直探测，DE、FG、HI 分别代表在不同高度层的水平探测)

Fig 5 Flight height variations vs time

(AB and CD represent vertical observations, DE、FG and HI respectively represent horizontal observations at different heights)

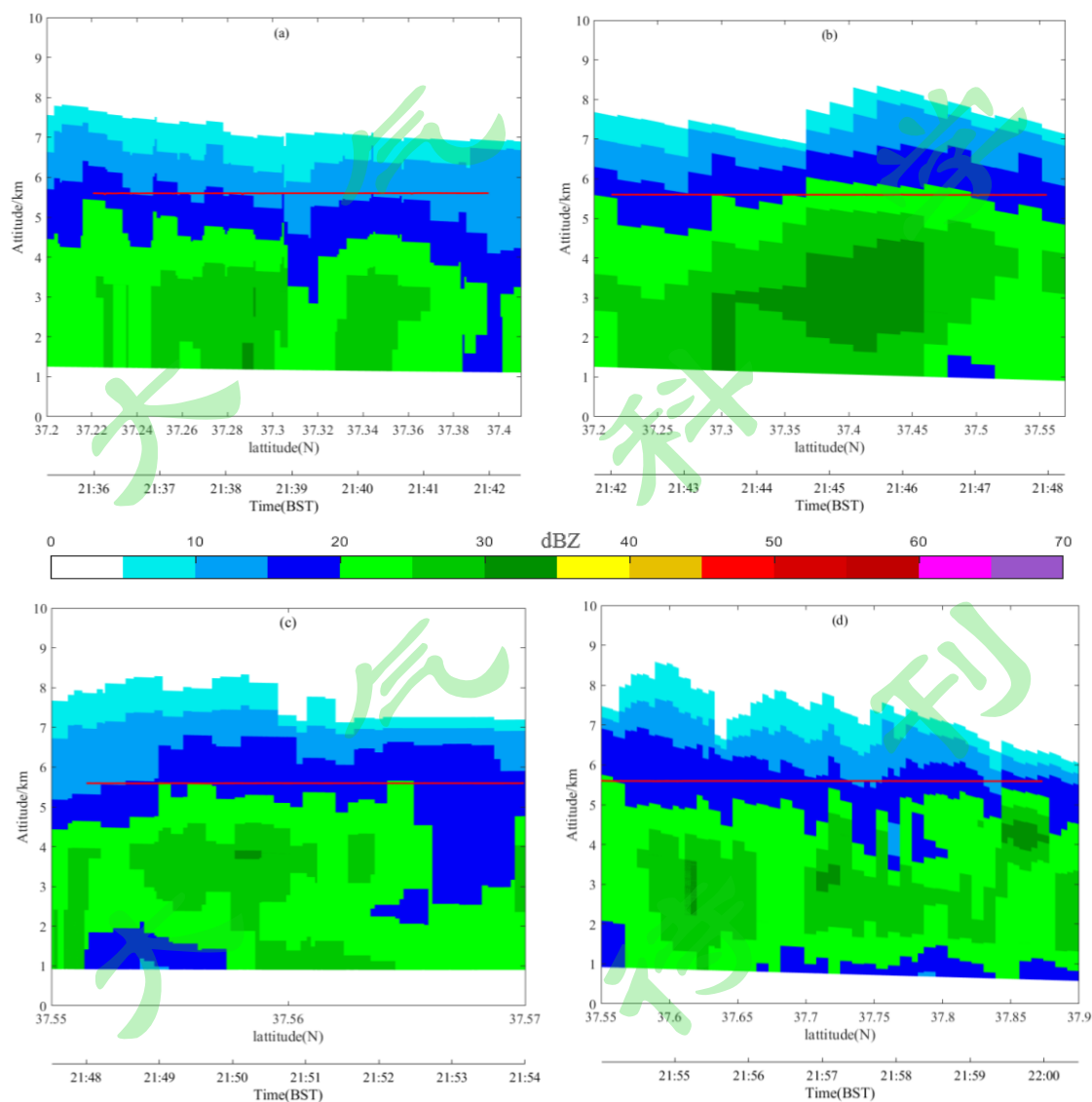


图 6 飞行轨迹 5600m (DE 段) 对应的 S 波段雷达反射率剖面

(观测时间: 2133-2201, LST; 温度: -5.1~4.9℃)

Fig 6 Cross-section of S band radar reflectivity overlapped by flight path (red line) while horizontal observation was performed at 5600m level (DE stage) (Observation from 2133 to 2201, LST; temperature: -5.1~4.9℃.)

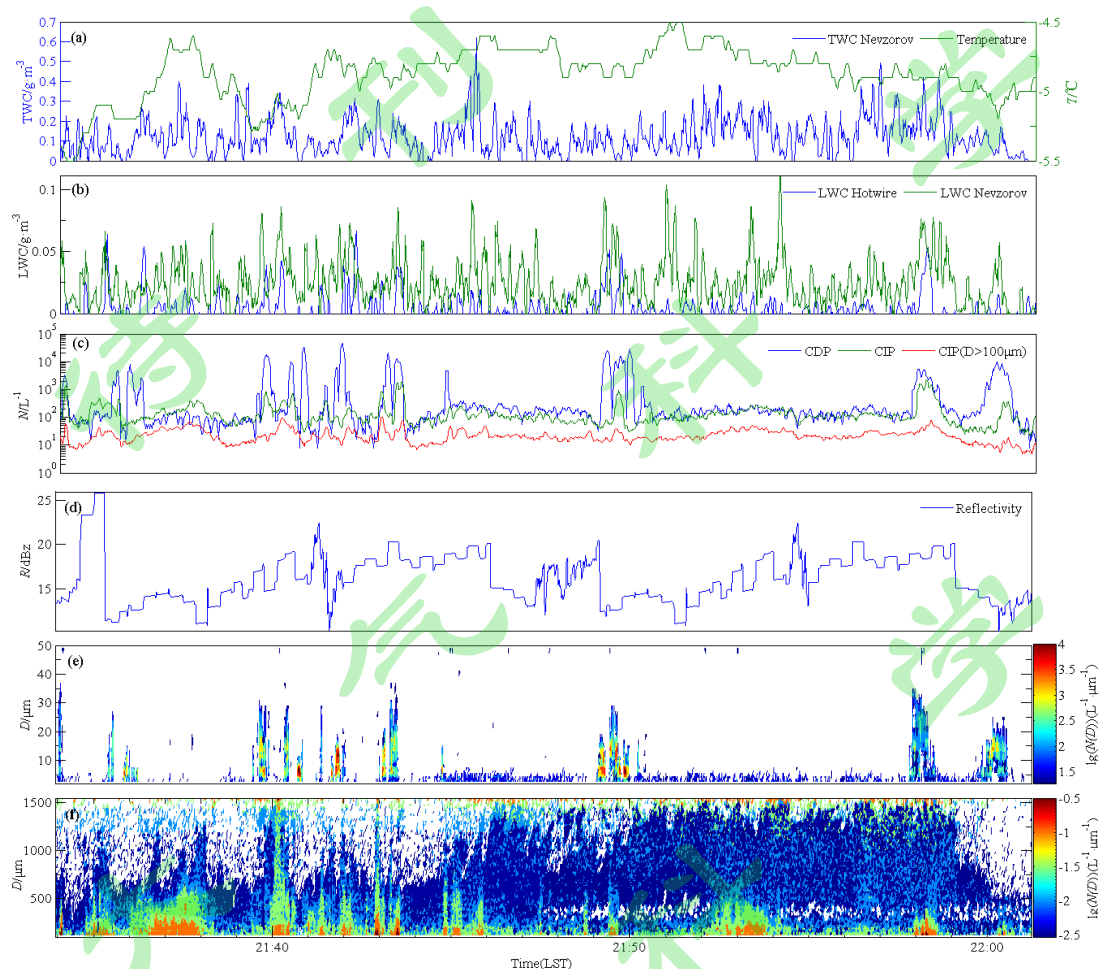
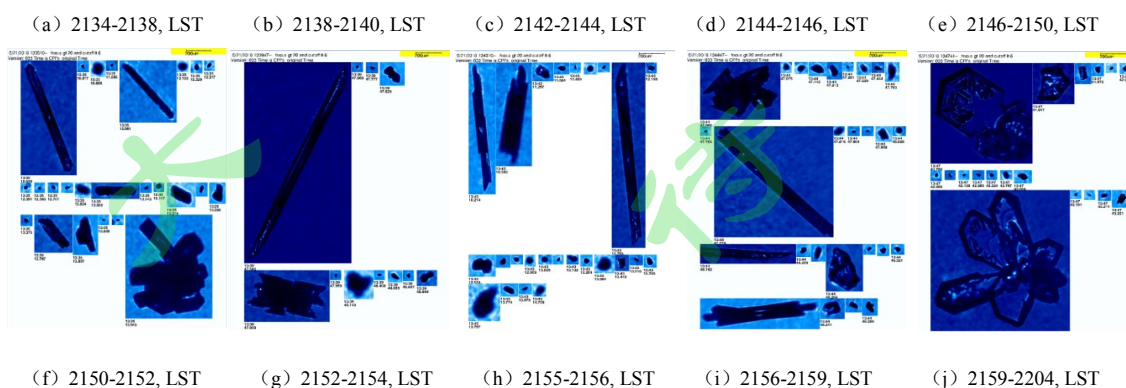


图 7 飞机 5600m (DE 段) 微物理量的水平分布特征

- a. 总水含量 (Nevzorov) 及温度; b. 液态水含量 (Hotwire、Nevzorov); c. CDP 和 CIP(D>100 μm) 粒子数浓度; d. 雷达反射率;
e. CDP 粒子谱; f. CIP 粒子谱(>100μm)
- Fig 7 The microphysics characteristic record by aircraft while horizontal observation at the height of 5600m (DE stage)
- a. Nevzorov total water content and temperature ; b. liquid water content; c. Number concentration of CDP and CIP; d. radar reflectivity;
e. Size distribution of CDP; f. Size distribution of CIP(D>100μm)



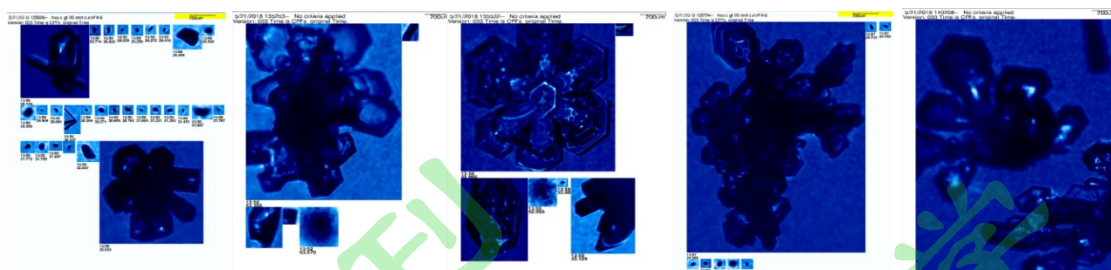


图 8 5600m (DE 段) 平飞阶段观测到的 CPI 粒子图像

Fig 8 The CPI pictures while horizontal observation was performed at 5600m level (DE stage)

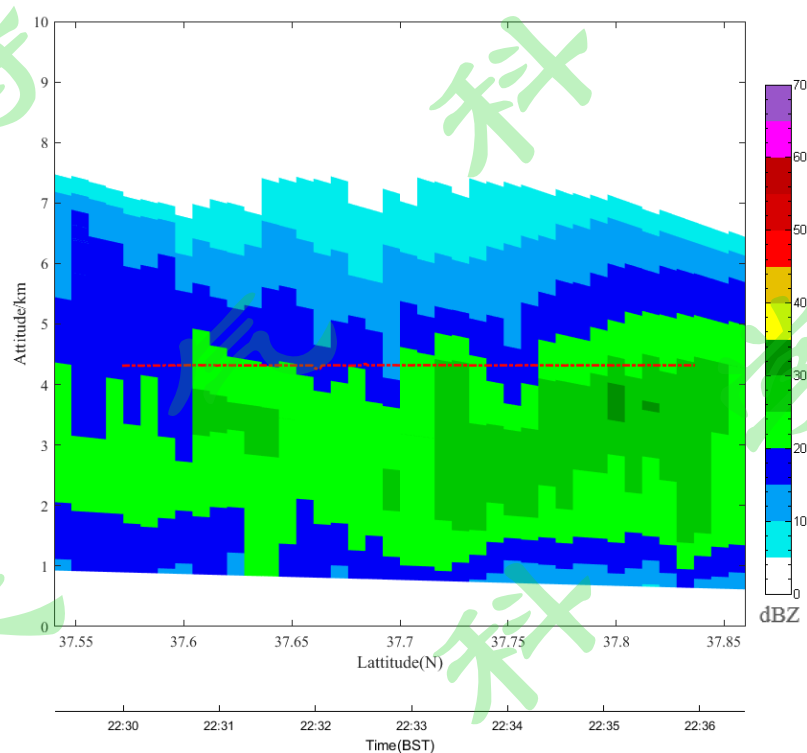


图 9 飞行轨迹 4300m (FG 段) 对应的 S 波段雷达反射率剖面 (观测时间: 2229-2236, LST; 温度: $-0.5\sim-05^{\circ}\text{C}$)

Fig 9 Cross-section of S band radar reflectivity with flight path (red line) while horizontal observation at the height of 4300m (FG stage)
(Observation from 2229 to 2236, LST; temperature: $-0.5\sim-05^{\circ}\text{C}$)

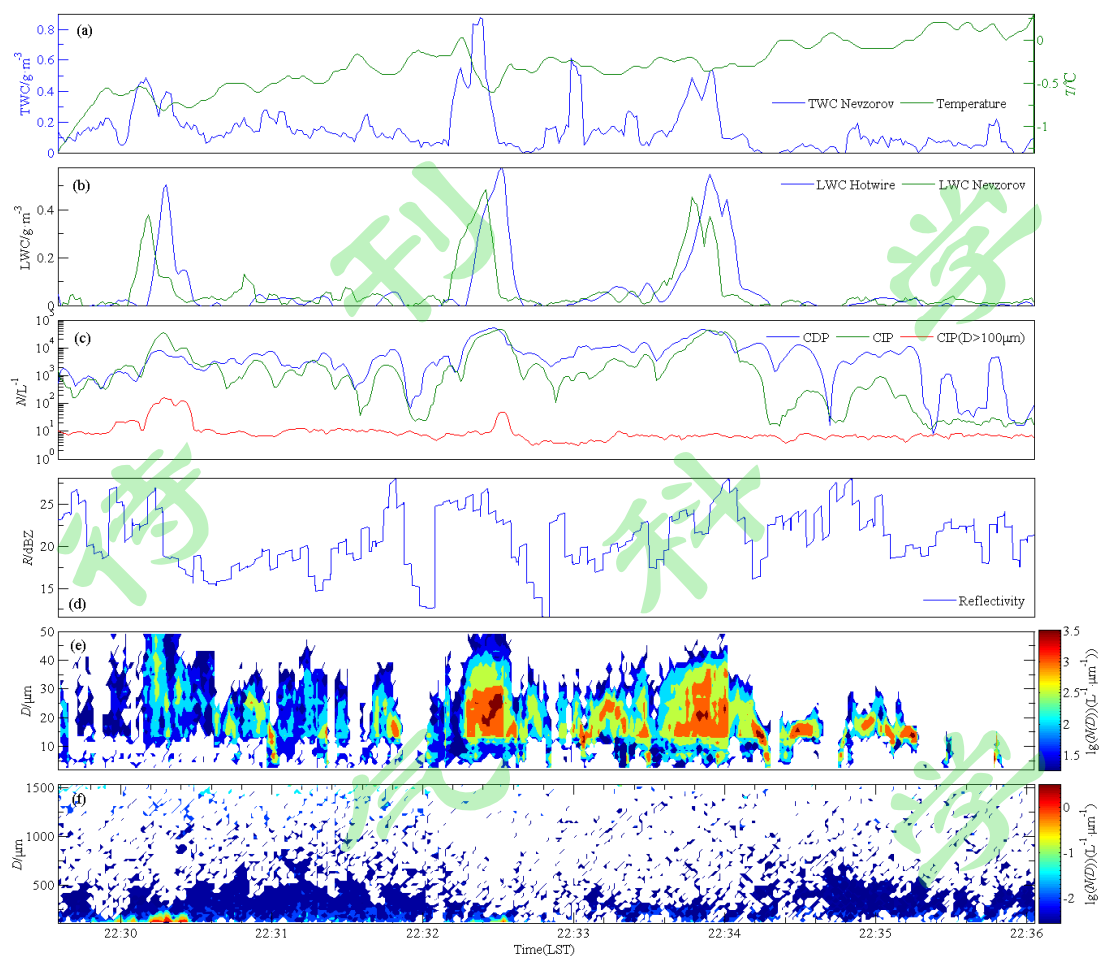


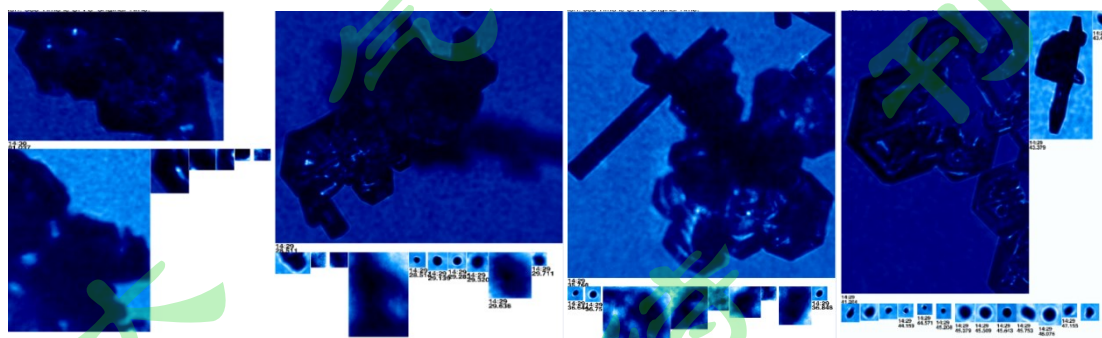
图 10 飞机 4300m (FG 段) 微物理量的水平分布特征

a. Nevzorov 总水含量及温度; b. 液态水含量 (Hotwire、Nevzorov); c. CDP 和 CIP($>100\mu\text{m}$) 粒子数浓度; d. 雷达反射率; e. CDP 粒子谱; f. CIP 粒子谱($>100\mu\text{m}$)

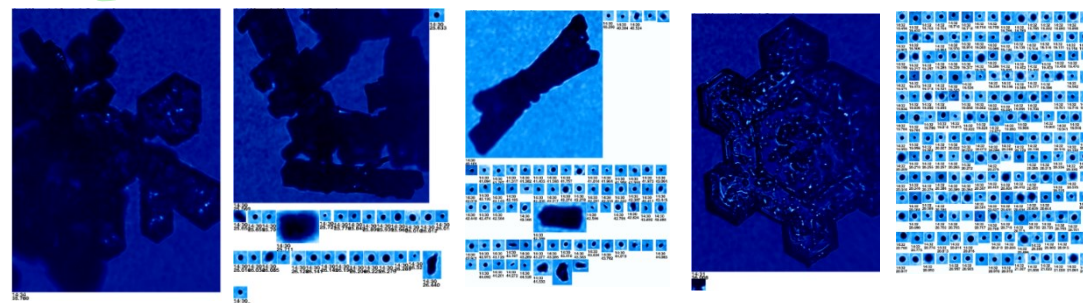
Fig 10 The microphysics characteristic record by aircraft while horizontal observation at the height of 4300m (FG stage)

a. Nevzorov total water content and temperature ; b. liquid water content; c. Number concentration of CDP and CIP; d. radar reflectivity; e. Size distribution of CDP; f. Size distribution of CIP($D>100\mu\text{m}$)

(a). 2229-2230, LST



(b). 2231-2232, LST



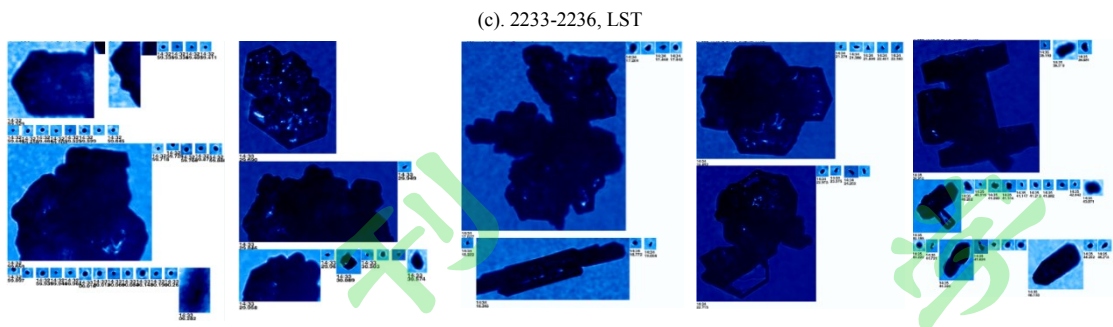


图 11 4300m (FG 段) 平飞阶段观测到的 CPI 粒子图像

Fig 11 The CPI pictures while horizontal observation was performed at 4300m level (FG stage)

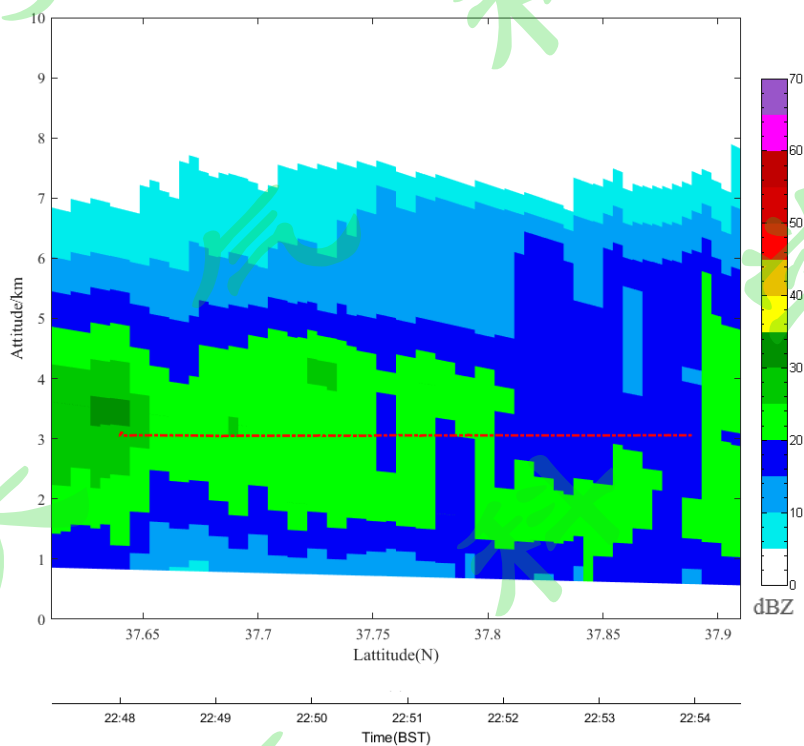


图 12 飞行轨迹 3000m (HI 段) 对应的 S 波段雷达反射率剖面

(观测时间: 2247-2256, LST; 温度: 5.4~5.6℃.)

Fig 12 Cross-section of S band radar reflectivity with flight path (red line) while horizontal observation at the height of 3000m (HI stage)

(Observation from 2247 to 2256, LST; temperature: 5.4~5.6℃.)

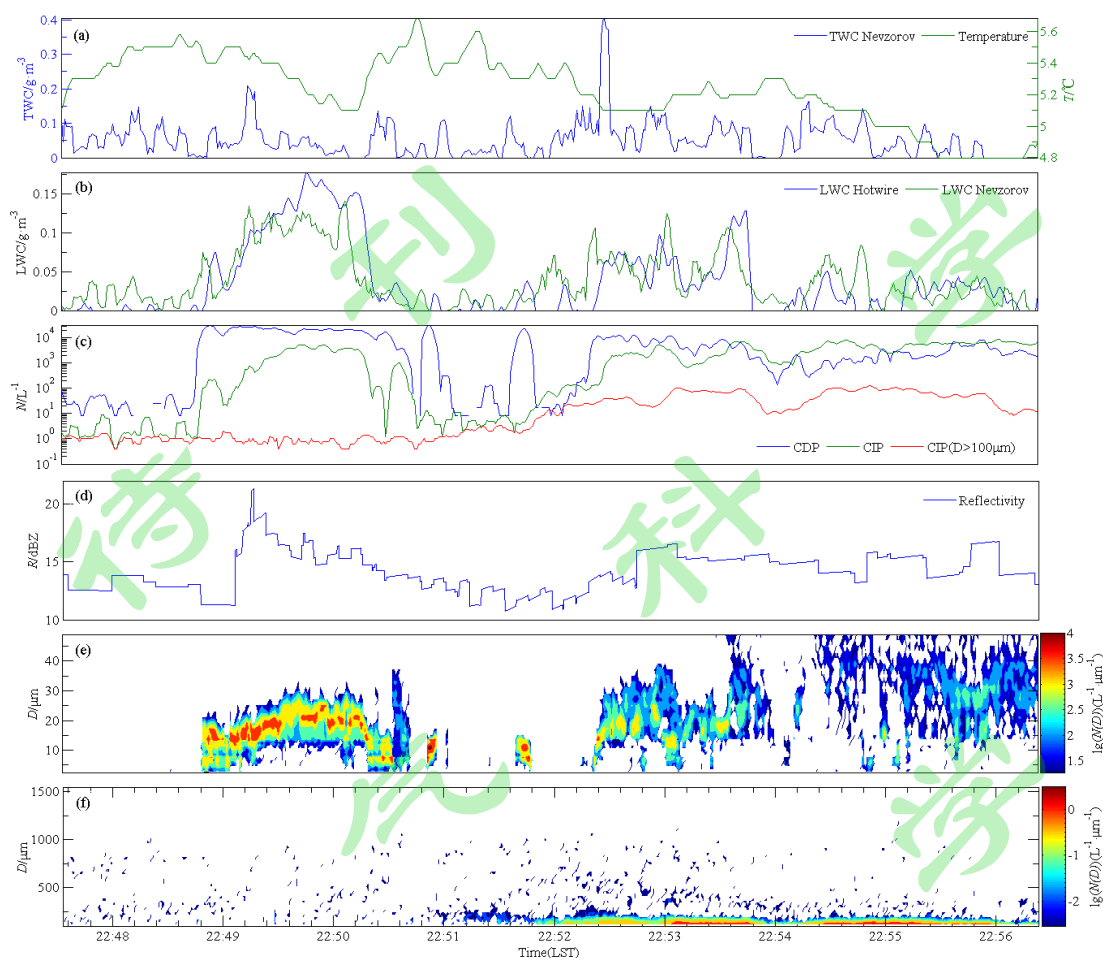


图 13 飞机 3000m (HI 段) 微物理量的水平分布特征

a. Nevzorov 总水含量及温度; b. 液态水含量 (Hotwire、Nevzorov); c. CDP 和 CIP(>100μm) 粒子数浓度; d. 雷达反射率; e. CDP 粒子谱; f. CIP 粒子谱(>100μm)

Fig 13 The microphysics characteristic record by aircraft while horizontal observation at the height of 3000m (HI stage)

a. Nevzorov total water content and temperature; b. liquid water content; c. Number concentration of CDP and CIP; d. radar reflectivity; e. Size distribution of CDP; f. Size distribution of CIP(D>100μm)

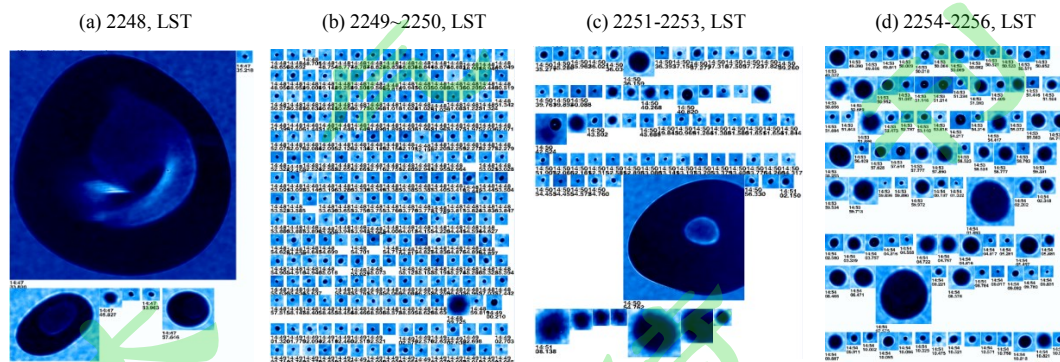


图 14 3000m (HI 段) 平飞阶段观测到的 CPI 粒子图像

Fig 14 The CPI pictures while horizontal observation was performed at 3000m level (HI stage)

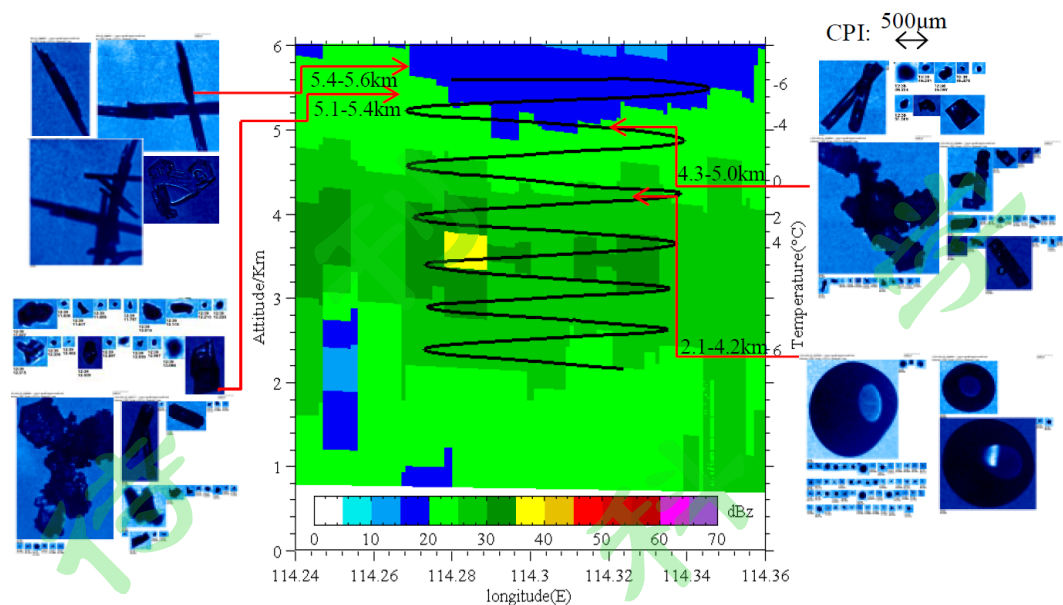


图 15 飞机在 AB 阶段垂直探测飞行轨迹与雷达回波分布 (2030-2036, LST) 以及对应的 CPI 粒子图像
Fig 15 Cross-section of radar reflectivity (2030-2036, LST) overlapped by flight path (black line) during spiral ascent in AB area and typical particle images collected by CPI

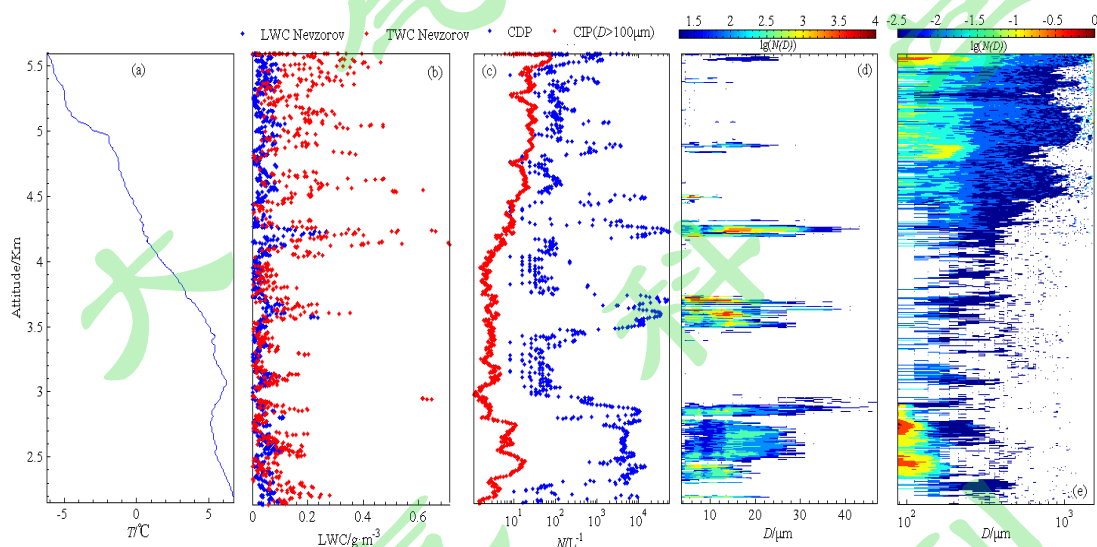


图 16 飞机在 AB 区盘旋上升探测 (2023-2041, LST)

a. 环境温度; b. 液态水含量; c. 云滴及冰雪晶数浓度; d. 云滴谱; e. 冰雪晶粒子谱

Fig 16 Data from airborne instruments during the spiral ascent in AB area (2023-2041, LST)

(a) Temperature; (b) LWC; (c) particles number concentration (blue points were from CDP, red ones were from CIP); (d) size distribution of cloud droplets measured by CDP; (e) size distributions of large particles measured by CIP (first three bins were removed)

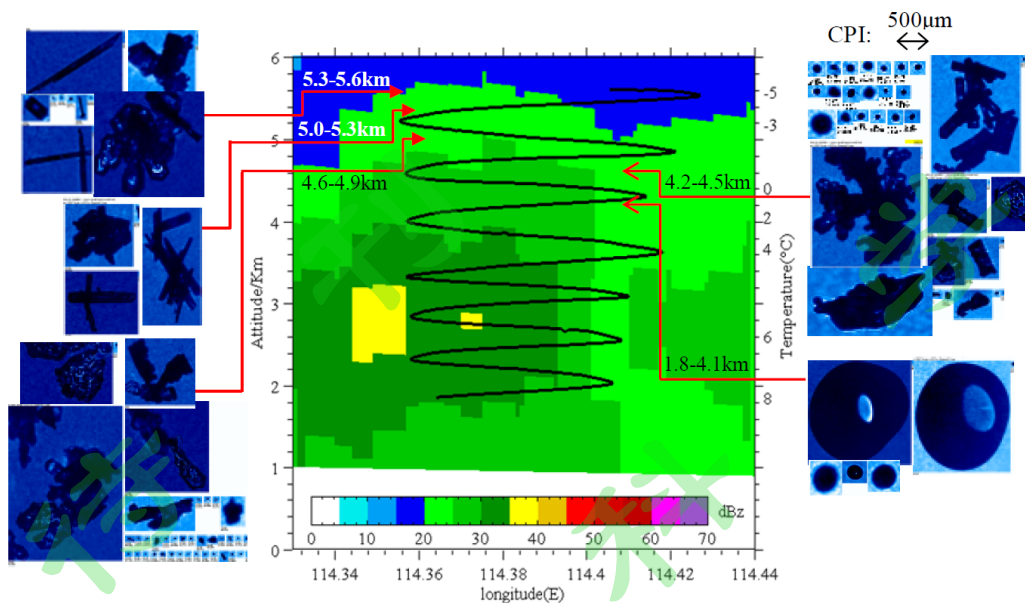


图17 飞机在CD阶段垂直探测飞行轨迹与雷达回波分布（2118-2124, LST）以及对应位置的CPI粒子高清图像
Fig 17 Cross-section of radar reflectivity overlapped by flight path in CD area (from 21:18~21:24, LST) and typical particle images collected by CPI

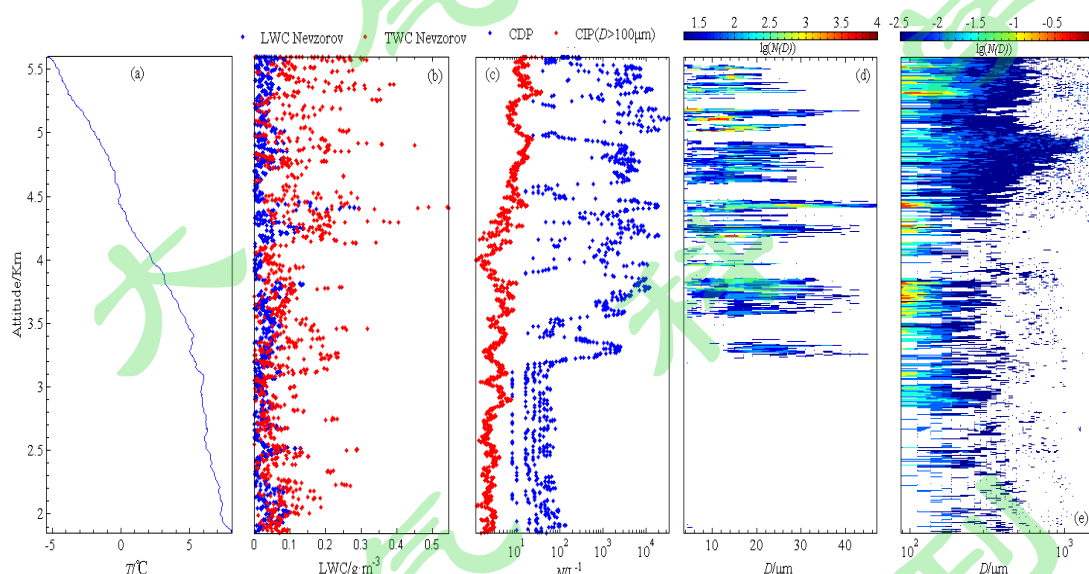


图 18 飞机在 CD 区盘旋上升探测（2113-2133, LST）

a. 环境温度; b. 液态水含量; c. 云滴及冰雪晶数浓度; d. 云滴谱; e. 冰雪晶粒子谱

Fig18 Data from airborne instruments during spiral ascent in CD area (2113-2133, LST):

(a) Temperature; (b) LWC; (c) particles number concentration (blue points were from CDP, red ones were from CIP); (d) size distribution of cloud droplets measured by CDP; (e) size distributions of large particles measured by CIP (first three bins were removed)

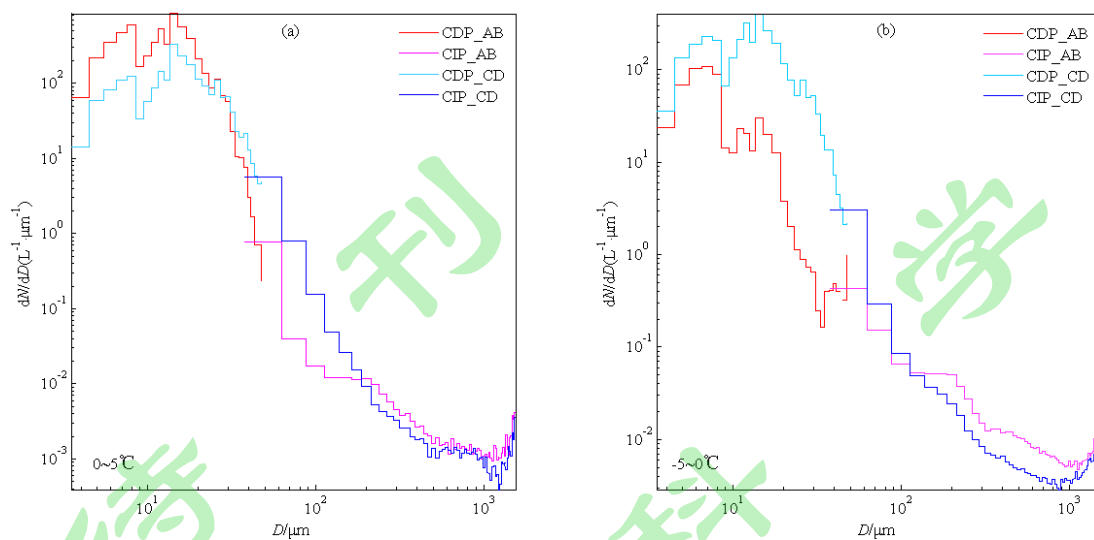


图 19 AB 和 CD 区不同温度层的粒子平均谱 (a).0-5°C；(b).-5~0°C

Fig 19 Average spectra of particles at different temperature layers within AB and CD region (a). 0-5°C ; (b). -5~0°C