

基于飞机观测的美国落基山地区冬季混合相态层状云与夏季对流云的微物理特征

范雯露¹, 景晓琴^{1*}, 杨璟¹, 周思雨¹

¹南京信息工程大学, 气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 精细化区域地球模拟和信息中心, 中国气象局气溶胶-云-降水重点开放实验室, 南京 210044

摘 要 混合相态层状云与对流云的微物理特征有很大的差异性, 但现阶段数值模式中并没有充分考虑两者的区别, 这是导致云降水的模拟有较大不确定性的原因之一。为了加深对层状云与对流云的微物理特征差异的理解, 并为模式的验证和参数化开发提供支撑, 本文基于在中落基山地区进行的 Ice in Clouds Experiment—Layer Clouds (ICE-L) 项目和 High Plain Clouds Cumulus (HiCu) 项目的飞机观测资料, 定量对比分析了该地区大陆性混合相态冬季较浅薄的层状云与较弱及中等强度的夏季对流云的微物理特征。其中, 粒子图像和粒子谱通过 2D-Cloud 和 2D-Precipitation 探头得到, 液水含量通过热线式 King 探头测量得到, 冰水含量基于粒子谱计算得到。主要结论有: (1) 在 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的温度层范围内, 夏季对流云内的液水含量比冬季层状云高一个数量级, 冰水含量高一到两个数量级, 并且在对流云云顶附近观测到更多的过冷水。此外, 夏季对流云中液水含量在 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 上随温度降低而升高, 而冬季层状云则相反。夏季对流云中更活跃的冰晶生成和生长过程使得云内液水质量分数小于层状云。(2) 冬季层状云与夏季对流云内相态空间分布极不均匀。随着温度从 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 降低到 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$, 在冬季层状云中冰晶发生贝吉龙过程, 云中的过冷水为主的区域向混合相态和冰相转化。而夏季对流云中相态结构更为复杂, 体现了对流云中复杂的冰水相互作用。(3) 在 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的温度范围内, 夏季对流云的粒子谱宽度大于冬季层状云。随着温度的降低, 冬季层状云与夏季对流云均存在粒子谱增宽的现象。(4) 冬季层状云中, 温度低于 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时冰晶主要为无规则状, 在 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}\sim -10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 观测到了辐枝状和无规则状冰晶, 在 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上观测到了柱状和无规则状冰晶, 说明冰晶的生长主要为凝华增长和碰并增长。而夏季对流云以冻滴、霰粒子与不规则冰晶为主, 说明主要为液滴冻结、淞附增长和碰并增长为主。(5) 在夏季对流云较强的上升气流中存在较高的液水含量, 但垂直速度与云内冰水含量没有明显的相关性。

关键词 混合相态层状云 混合相态对流云 微物理特征 飞机观测

文章编号

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2107.21046

收稿日期 2021-10-12; **网络预出版日期**

作者简介 范雯露, 女, 2000 年出生, 本科, 主要研究方向为云降水物理。E-mail: fanwl2000@qq.com

通讯作者 景晓琴, 博士, 硕士研究生导师, 主要研究方向为云降水物理。E-mail:

xiaoqin.jing@nuist.edu.cn

资助项目 国家重点研发计划项目 (2019YFC0214604), 国家自然科学基金 (42075068, 42005064, 41905124), 江苏省自然科学基金 (BK20190778, BK20190777)

Microphysical Characteristics of Winter Mixed-phase Stratiform Clouds and Summer Convective Clouds in the Rocky Mountain Region using Airborne Measurements

Wenlu Fan¹, Xiaoqin Jing^{1*}, Jing Yang¹, Siyu Zhou¹

¹Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Precision Regional Earth Modeling and Information Center, Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation of China Meteorological Administration, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing, China, 210044

Abstract Microphysical characteristics in mixed-phase stratiform and convective clouds are very different, but have not been well considered in numerical models. This is one of the sources leading to uncertainties in modelling clouds and precipitation. In order to improve our understanding on the difference in microphysics between mixed-phase stratiform and convective clouds, and to provide quantitative results for model evaluation and parameterization, the microphysical characteristics of continental mixed-phase winter stratiform and summer convective clouds in the mid-Rocky Mountain region are compared using data collected during the Ice in Clouds Experiment—Layer Clouds (ICE-L) and the High Plain Cumulus (HiCu) project. The particle images and particle size distributions (PSD) were measured using 2D-Cloud and 2D-Precipitation probes, the liquid water content (LWC) was measured using the King hot-wire probes, and the ice water content (IWC) is calculated based on the particle spectrum. The main findings are: (1) Between -30°C and 0°C , the LWC in the summer convective clouds is an order of magnitude higher than that of the winter stratiform clouds, and the IWC in the summer convective cloud is 1-2 orders of magnitude higher. More supercooled liquid water was observed near the convective cloud top. The LWC in summer convective clouds increases with decreasing temperature from 0°C to -20°C , while the LWC in winter stratiform clouds varied in an opposite way. The liquid fraction in the summer convective clouds is smaller than that of the winter stratiform clouds, suggesting more rapid ice production. (2) Both the winter stratiform and summer convective clouds had large spatial variability in their phase distribution. As the temperature decreases from 0°C to -30°C , ice in the winter stratiform clouds grew through the Bergeron process, and the water-dominated zones transform to the mixed-phase and ice-dominated zones.

The phase distribution was more complicated in summer convective clouds, suggesting complicated liquid-ice interaction. (3) The ice PSD in summer convective clouds was broader than that in winter stratiform clouds between 0 °C and -30 °C. As the temperature decreases, the ice PSDs in both winter stratiform clouds and summer convective clouds broadened. (4) The observed particle images in winter stratiform clouds were irregular at temperatures lower than -20 °C, while between -20~-10 °C the ice were dendrites and irregular, and at temperatures warmer than -10 °C the ice were mainly needles, columns and irregular, indicating the ice grew through vapor diffusion and coalescence in winter stratiform clouds. In summer convective clouds, the ice mainly formed through drop freezing, riming and coalescence. (5) In stronger updrafts of summer convective clouds, higher LWC and liquid fraction were observed. The IWC had no obvious correlation with vertical velocity, indicating the efficiency of glaciation in HiCu clouds was not dependent on vertical velocity.

Keywords: Mixed-phase stratiform cloud, Mixed-phase convective cloud, Microphysics, Airborne measurements

1 引言

在自然界中, 云是大气辐射收支平衡与水汽循环的重要组成部分 (Sun Z and Shine, 1995; Mazin, 2006)。从微观来说, 云与环境、辐射的相互作用与云内的液态水和冰粒子密切相关 (Cantrell and Heymsfield, 2005)。根据云的相态结构可以将云分为混合相态云、冰云、水云。观测表明, 混合相态云发生的概率占总观测周期的 41%, 占观测到有云时间的 59%, 并且还具有持续时间长的特点 (Shupe et al., 2006)。由于液滴和冰粒子的形状、尺寸、结构存在差异, 云的宏观与微物理特性依赖于云相态结构 (Shupe et al., 2006; Sun and Shine, 2010)。有关研究表明, 气候模拟对云内的相态有较强的敏感性, 不同的冰晶参数化方案会极大地影响云相态的分布, 从而改变模式中云的辐射强迫和降水结构 (Demott et al., 2010)。因此, 混合相态云对数值天气模式和全球气候模式的重要性不言而喻。

混合相态云可以分为混合相态层云和混合相态积云, 它们的相态结构主要取决于冰相微物理过程。目前, 在数值模式中, 对混合相态云微物理特征的模拟还存在很大不确定性, 尤其是对混合相态云内冰晶生成过程的参数化过于简单, 也没有考虑层状云和对流云的云中冰晶生成机制的差别 (Yang et al., 2020), 导致对云的相态结构模拟不准。由于层状云和对流云的动力结构不同, 其冰晶生成和生长机制可能有较大区别 (Cantrell and Heymsfield, 2005; Yang et al., 2020)。例如, 在层状云中, 冰晶的生成主要为异质核化, 依赖于冰核的数浓度和理化特征 (Cantrell and Heymsfield, 2005), 而在对流云中, 冰水的相互作用更为复杂, 冰晶繁生等过程也使得云内的冰晶可能快速生成 (Korolev and Leisner, 2020)。因此, 通过对混合相态层状云和对流云进行观测和定量分析, 可以加深对它们微物理特征区别的认识, 从而为模式的验证和参数化的改进提供支撑。

目前为止, 人们已开展了许多对混合相层状云的微物理特征的研究。在国

内, 对于层状云的研究进展颇丰, 层状云系是我国北方冬季的主要降水云系。郭学良等 (1999) 曾将中国北方层状云系统分为三类, 通过数值模拟发现, 由强冷锋抬升形成的层状云中云顶存在高浓度的冰晶, 触发降水的产生, 气旋天气背景下形成的层状云中冰晶浓度相对较低, 主要通过淞附、碰并过程形成降水, 而弱锋面层状云中以过冷水为主, 降水主要通过水滴碰并过程完成。陈宝君等 (1998) 基于 M-P 分布和 Γ 分布拟合发现层状云有较窄的雨滴谱, 而积雨云和积层混合云的雨滴谱很宽, 有较多的大液滴和特小液滴。我国自上世纪八十年代使用机载设备对云物理特征进行观测, 极大的促进了对层状云降水的物理认识。李铁林等 (2010) 利用 PMS 仪器对河南春季一次层状冷云进行探测, 发现云中 $0\sim-7.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度层上小云粒子数浓度随高度增高而降低, 冰晶含量随高度增大, 云底为液水含量的高值区, 且存在以负指数型和单峰型为主的粒子谱。基于一次由低槽切变与弱冷锋影响形成的层状云系, 蔡兆鑫 (2012) 发现云中液水含量的大值区主要集中在 $2.5\sim 3.5\text{ km}$, 4 km 以上含水量很低。杨洁帆等 (2021) 研究发现低槽冷锋背景下的层状云降水云系中, $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的冰相层主要发生凝华聚并过程, 零度层淞附过程明显, 在垂直上造成分层结构。国外对于层状云亦有大量的研究, 尤其是对云中冰相粒子的特征和成因。例如, Mossop 和 Ono (1969) 指出, 根据对新南威尔士州北部云层的冰粒浓度测量发现, 云层中含有大致相同的冰粒和冰核浓度。Korolev (1994) 发现, 层状云中粒子谱普遍呈双峰分布, 与云中扰动有密切的关系, 而与云的温度、高度及冰晶没有很大关系。Korolev 等 (2003) 在五次不同地区的飞机观测实验中发现在中高纬度地区的层云中, $-10\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的温度范围内以液态水为主。Hobbs 和 Rangno (1985) 同样基于飞机观测表明在 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层状云中以过冷水为主, 在极个别云中发现了较高的冰晶数浓度 ($0.1\sim 10\text{ L}^{-1}$)。Boudala 等 (2004) 的研究表明, 在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 到 $-38\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, 层状云中的液水质量分数从 0.8 减小到 0 。部分研究发现在层状云中冰晶数浓度可能高于自然冰核数浓度 (Mossop and Ono, 1969; Cooper, 1986; Rangno and Hobbs, 2001; Yang et al., 2020)。例如, Rangno 和 Hobbs (2001) 在北极地区观测到在云顶温度高于 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的层状云中冰晶的数浓度超过 1 L^{-1} 。Yang 等 (2020) 基于飞机观测资料发现云顶温度高于 $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ 热带海洋层状云中的冰晶数浓度是冰核数浓度的 3 个量级。但是以上大部分研究是针对个例的分析, 仅对特定天气背景条件下的层状云微物理特征进行研究。

对于混合相态对流云, 在中纬度地区主要发生在夏季, 目前也有一些研究基于飞机观测资料讨论了不同地区的对流云微物理特征 (Yang et al., 2016b, 2018)。大气中的初级冰晶绝大多数是液态水依靠冰核发生异质核化形成的, 但是, Mossop (1970) 观测到, 积云中冰浓度比测量的冰核浓度大 10^4 倍。因此, 仅存在异质冻结核化是无法解释积云中的高浓度冰粒子的现象。根据不少观测发现, 在温度为 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 并含有毫米级尺度的液滴的积云中, 短时间内出现了冰晶快速增多的现象, 甚至在约 10 min 的时间内, 冰晶的浓度可增加达 10 倍。 (Mossop, 1970; Koenig, 1962)。Koenig (1962) 对该过程中产生的小冰粒的形状、冰核的浓度进行研究。结果表明, 该小冰粒的形成不涉及升华过程, 也不是通过液滴吸附冰核。因此, Koenig (1962) 提出假设, 积云中的冰晶增长是连锁反应, 过冷水破碎冻结形成冰晶, 随后冰粒子与液态过冷水发生碰撞, 导致新的次生冰晶形成。Mossop (1970) 也提出, 积云中云相结构的变化是由

初级冰晶发生二次制冰造成的，从而导致冰晶繁生，冰粒子数量倍增。随后，Mossop 和 Hallett (1974) 进行了实验，实验结果表明，积云中的冰粒子与过冷液滴发生碰撞，液态水发生冻结，当温度在 $-8\sim-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间时，容易形成次生冰晶。后来的研究发现，Hallett-Mossop 过程主要在液水含量低和垂直速度弱的区域发生 (Heymsfield and Willis, 2014)。后续实验也证明了积云中的冰晶繁生等过程使得云内冰晶快速生成 (Korolev and Leisner, 2020)。

基于已有的研究结果，人们已经意识到混合相态层状云和对流云的微物理特征有所区别，同一温度层上的对流云与层状云，对流云中冰粒子浓度更高 (Heymsfield and Willis, 2014; Yang et al., 2016b)，粒子谱也更宽 (陈宝君等, 1998)。但是，上述研究只是分别分析了不同地区的混合相态层状云或者对流云。目前为止，对同一地区混合相态层状云和对流云的定量对比分析还很少，这主要是由于在同一地区针对不同类型云的飞机观测资料较少。因此，在对上述研究结果进行讨论时，必须充分考虑地理因素的不同，这对定量理解层状云和对流云微物理特征的区别造成了一定影响。因此，本文选取在中落基山地区进行的 Ice in Clouds Experiment-Layer Clouds (ICE-L) 和 High-Plain Cumulus 2003 (HiCu03) 项目的飞机观测资料，定量对比分析该地区浅薄的冬季混合相态层状云和较弱及中等强度的夏季混合相态对流云的微物理特征，加深对混合相态的浅薄冬季层状云和较弱及中等强度的夏季对流云中微物理特征的认识，从而为验证模式和改进模式中相关的参数化方案提供依据。本文的结构如下：第 2 节描述了观测数据、仪器和分析方法；第 3 节对研究结果进行了详细分析；第 4 节进一步讨论了造成层状云和对流云微物理特征不同的可能机制，以及本文与已有研究的区别；第 5 节总结了本文的结论。

2 数据和方法

2.1 实验数据与仪器

本文所使用的观测资料来自 ICE-L 和 HiCu，飞行探测区域位于美国科罗拉多 ($39^{\circ} 91' \text{ N}, 105^{\circ} 12' \text{ W}$) 和怀俄明 ($41^{\circ} 32' \text{ N}, 105^{\circ} 67' \text{ W}$) 地区上空，飞行路线由图 1 所示。两个项目均采用随机穿云的方法，分别对中纬度大陆性较为浅薄的冬季混合相态层状云和较弱及中等强度的夏季对流云进行采样，为研究其物理特征提供了高质量的测量手段和高精度的测量结果。

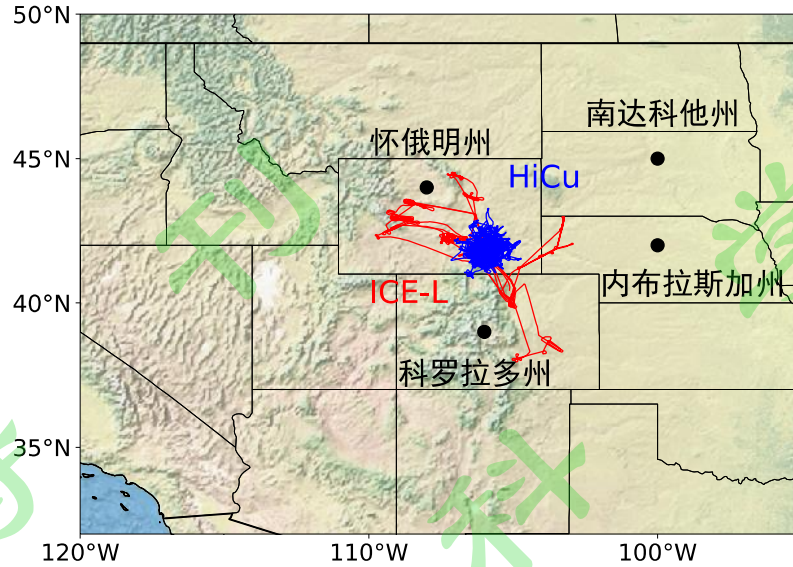


图 1 ICE-L 项目与 HiCu 项目中飞机飞行轨迹

Figure 1 Flight tracks for the ICE-L and HiCu field campaigns.

ICE-L 探测项目使用美国国家大气研究中心 (NCAR) 运营的美国国家科学基金会 (NSF) C-130 型飞机, 在中落基山地区 (图 1 红色轨迹所示) 对冬季较浅薄的层状云进行随机采样, 层状云厚在几百到两千米之间。飞机飞行时间是 2007 年冬季 11~12 月, 每次航行时间约 4 小时, 总共飞行 7 架次, 飞行时长为 123396 s, 样本数量较多, 可用于统计分析。根据表 1, ICE-L 的穿云观测高度在 1~7 km, 温度范围为-32.5~-2.5 °C。探测数据用于研究云中的热力特征、垂直速度以及微物理特征。

C-130 飞机配备了全套的云微物理探头来测量气溶胶、云滴和冰的大小分布。与本研究相关的仪器有云滴探头 CDP、前向散射粒子谱探头 FSSP-100、图像类粒子探头 Fast 2D-C、2D-P 探头、King 探头、上下视多普勒云雷达 WCR, 如表 3 所示。其中, CDP 与 FSSP 属于散射类粒子探头, 量程分别为 3~43 μm 、0.8~50 μm , 用于探测云内小粒子浓度。2D-C 和 2D-P 属于图像类粒子探头, 像素分辨率为 25 μm 和 200 μm , 并且适用于测量直径较大的粒子。结合不同探头的探测结果可以描绘出完整的粒子谱。本文考虑了所有粒子中心在采样区域内的粒子, 去除了粒子中心在采样区域外的粒子, 并相对应地减去了其采样体积 (Heymsfield and Parrish, 1978)。由于大粒子碰撞到探头上破碎后会导致小粒子浓度被高估, 本文采用基于粒子到达时间的方法来去除 2D 探头 (2D-C 与 2D-P 探头) 观测数据的大粒子破碎效应 (Field et al., 2006), 而对于 FSSP, 目前还没有很好的数据后处理方法减少改影响, 因此本文不采用 FSSP 计算云滴数浓度和液水含量。云滴液态水含量的测量采用 King 热线探头, 其测量范围在 0.1~6.0 g m^{-3} 之间 (Yang et al., 2016b)。此外, 怀俄明大学的一台 3.2 mm 上下视多普勒云雷达 (WCR) 提供了反射率测量数据 (Heymsfield et al., 2011), 本文基于阈值-20 dBz (Yang et al., 2016a), 用于判断云顶高度。本文中的三维风是通过天线罩阵风系统与惯性参考系统 (IRS) 组合测量, 并利用全球定位系统 (GPS) 消除实地项目中 IRS 的漂移误差, 最终获得精度约 $\pm 0.2 \text{ m s}^{-1}$ 的风速数据

(Yang et al., 2016a)。

表 1 ICE-L 在不同温度层和高度层的云内采样时长和云内采样路程

Table 1 Time in clouds and flight length in clouds sampled at different temperature and height ranges in ICE-L

温度范围 (℃)	高度(m)	云内采样时长(s)	云内采样路程(km)
-32.5~-27.5	7107.95~7306.09	128	19.08
-27.5~-22.5	4900.21~6700.33	943	118.77
-22.5~-17.5	4221.82~5180.07	1467	179.99
-17.5~-12.5	1794.89~5490.75	1277	148.83
-12.5~-7.5	1721.03~5051.61	471	56.17
-7.5~-2.5	2139.76~4170.20	329	42.97

表 2 HiCu 在不同温度层和高度层取样的云内采样时长和云内采样路程

Table 2 Time in clouds and flight length in clouds sampled at different temperature and height ranges in HiCu

温度 (℃)	高度(m)	云内采样时长(s)	云内采样路程(km)
-27.5~-22.5	7766.72~8531.04	497	55.16
-22.5~-17.5	7039.88~8475.77	2236	240.57
-17.5~-12.5	6117.56~7870.97	3387	349.74
-12.5~-7.5	5055.66~7200.13	5696	607.98
-7.5~-2.5	4622.10~6267.56	4765	503.89
-2.5~2.5	4130.20~5653.07	2193	227.22

表 3 飞机探测仪器

Table 3 Detection instruments on the aircraft during the research flights

仪器名称	主要探测	测量范围	方法
云粒子探头 CDP	霾、云滴	3~43 μm	前向散射
云粒子图像探头 CPI	大云滴、冰雪晶	20~1500 μm	二维成像
FSSP-100	云滴、小冰晶	0.8~50 μm	前向散射

2D-C	大液滴、冰晶、 霰	50~1500 μm	二维成像
2D-P	大液滴、雪、 雹	100~6300 μm	二维成像
King 探头	液水含量	0.1~6.0 g m^{-3}	热线式
多普勒云雷达	反射率、垂直	>-30 dBZ	W 波段
WCR	结构		

HiCu 2003 项目的探测平台为美国怀俄明大学空中国王飞机 (UWKA)，主要在怀俄明州 (图 1 蓝色轨迹) 进行，飞行时间为 2003 年 7 月 7 日至 8 月 31 日，研究该地区夏季对流云的微物理和动力学，共进行了 30 架次飞行观测。由于飞机的局限性，HiCu 实验主要针对较弱的和中等强度的对流云进行探测，云中垂直气流速度在 -15 m s^{-1} 到 18 m s^{-1} 之间 (Yang et al. 2016)，缺少对更强的对流云的探测数据。此次研究累计飞机行程约 2000 km。根据表 2 所示，HiCu 的穿云观测在 4-9 km 的高度区间、 $-22.5\sim 2.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的温度区间以内。

空中国王飞机 (UWKA) 配备的仪器与 ICE-L 的大致相同，测量小粒子、大粒子浓度的仪器均为 FSSP、2D-C，并且同样使用上下视多普勒云雷达 WCR。由于 HiCu 项目是 2003 年进行的，所采用的 2D-C 探头的二极管阵列像元数为 32 个 (ICE-L 为 64 个)，且数据格式稍有不同，但这不影响结果分析。同样，在对 HiCu 2D 探头数据的处理中，考虑了所有粒子中心在采样区域内的粒子，并采用基于粒子到达时间的方法来去除 2D 探头观测数据的大粒子破碎效应 (Field et al., 2006)。云滴液态水含量的测量采用 King 热线探头。

图 2 分别显示了在 ICE-L 和 HiCu 中采样到的云个例，包括 WCR 反射率、温度、垂直速度、液水含量、FSSP 数浓度和 2D-C 数浓度的原位测量。在 ICE-L 中，被穿透的云的厚度在 1500 m 左右，云层厚约 2000 m。云中的 WCR 反射率范围在 $-10\sim 10 \text{ dBz}$ 。云中的温度在 $-21.5\sim -20 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。垂直速度较小，但由于该地区地形复杂，在部分云中有波状气流。ICE-L 中的液水含量在 0.1 g m^{-3} 左右，云中 FSSP 数浓度在 150 cm^{-3} ，而 2D-C 数浓度在 $2\sim 5 \text{ L}^{-1}$ 范围内，冰晶粒子浓度较低。在飞机穿透该云个例的过程中，由于仪器数据的缺失导致 34s 时间内 2D-C 数浓度存在空缺。在 HiCu 个例中 (图 2g-l)，飞机穿云高度距离云顶 1000 m 以上，对云的中层进行探测。云中的 WCR 反射率范围为 $0\sim 25 \text{ dBz}$ ，温度在 $-11\sim -9 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 范围内。从垂直速度可以看出，HiCu 相较于 ICE-L 有更强的上升气流，速度在 $-2\sim 6 \text{ m s}^{-1}$ 区间内，并且观测到多个上升气流和下降气流存在于同一云中的现象。在 HiCu 中，液水含量在 $0.5\sim 1.0 \text{ g m}^{-3}$ ，远高于 ICE-L，并且云内 FSSP 数浓度在 $300\sim 400 \text{ cm}^{-3}$ ，2D-C 数浓度在 $20\sim 60 \text{ L}^{-1}$ ，粒子浓度也明显大于 ICE-L。从以上对比可以说明，该地区典型的冬季层状云和夏季对流云的微物理特征具有较大的差异。

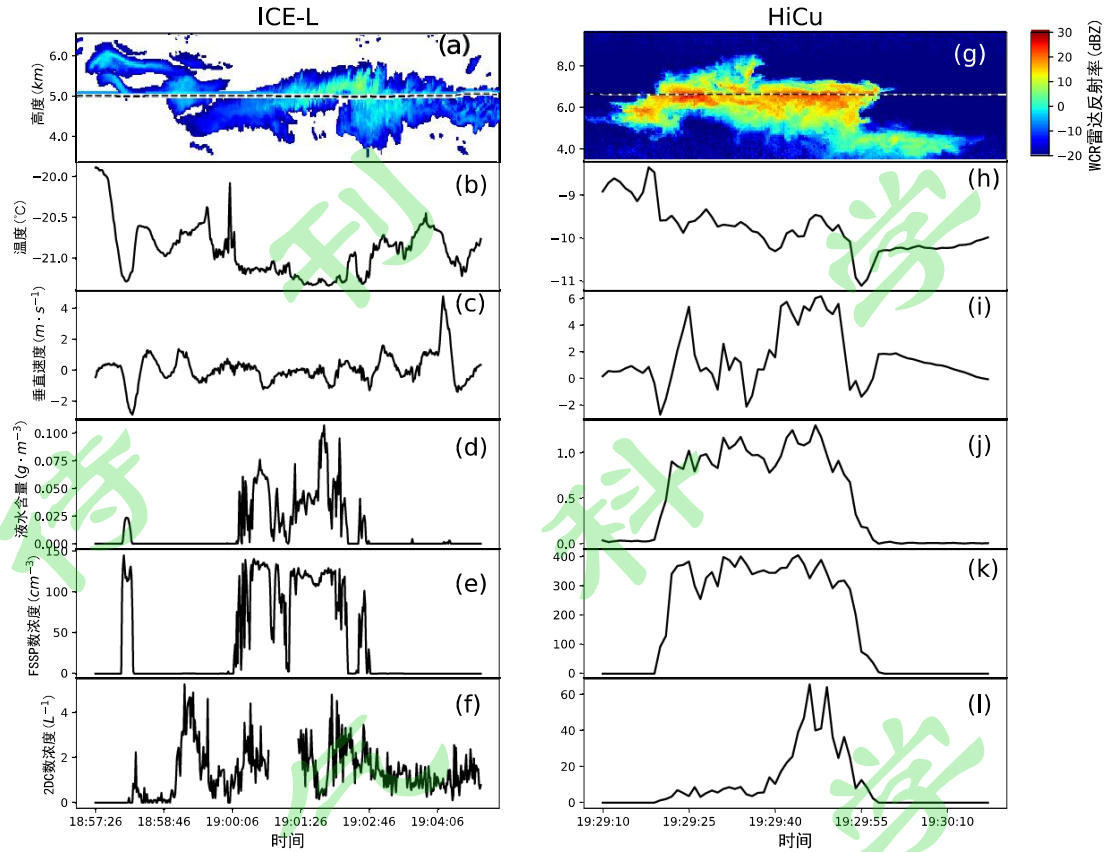


图 2 ICE-L(a-f)和 HiCu(g-l)的云个例中雷达反射率、温度、对流垂直速度、液水含量、FSSP 数浓度、2D-C 数浓度

Figure 2 Examples of radar reflectivity, temperature, vertical velocity, LWC, particle concentration measured by FSSP and 2D-C probe in ICE-L(a-f) and HiCu(g-l)

2.2 分析方法

2.2.1 液水含量的计算

本文对 HiCu 项目和 ICE-L 项目获得的云内数据进行分析。为了筛选出云内区域数据，通过对液态水含量和 FSSP 浓度设置合理阈值可以判别云区，根据 Yang (2016a) 等人的分析，云区定义为同时满足液水含量大于 0.01 g cm^{-3} 且 FSSP 浓度大于 2 cm^{-3} 的两个条件，或 2D-C 数浓度大于 1 L^{-1} 的区域。本文将满足云区温度低于 0°C ，且每个云区均能探测到至少一个大于 $100 \mu\text{m}$ 粒子的探测结果定义为混合相态云。云内采样时间和路程见表 1、表 2，在 ICE-L 实验中，累计云内飞行时长为 4615 s，累计飞机行程约 570 km。在温度区间 $-27.5\sim-12.5^\circ\text{C}$ 内，云内采样时间、采样路径占总数的 80%，云内数据量较大，因此，由该温度区间的分析结果更为可靠。HiCu 研究中，累计飞机行程约 2000 km，并且在 8 km 以下的穿透次数较多，云内采样路程较长，而 8 km 以上的云内数据仅占 2%。

对于 ICE-L 冬季层状云，其中的液态水均来自于直径小于 $50\mu\text{m}$ 的小液滴，因此使用 King 探头测量到的 LWC 即可。对于 HiCu，同样云内的液滴绝大部

分为小云滴，一方面这是由于 HiCu 探测的是大陆性积云，另一方面是由于采样的积云均为弱对流和中等强度的对流，没有强对流。因此，本文同样采用热线探头的 LWC 观测结果。热线探头对直径小于等于 $50\mu\text{m}$ 的云滴探测效果很好，对于直径大于 $50\mu\text{m}$ 的液滴探测效率逐渐降低。通过对 2D-C 图像的分析，我们仅在垂直速度相对较强的少数区域发现了很少的直径约为 $50\sim 100\mu\text{m}$ 的较大圆形粒子（可能为液滴，由于分辨率低，无法准确判断直径小于 $100\mu\text{m}$ 粒子的相态），这对统计液水含量的平均值和中位数等影响非常小。之前已有的对 HiCu 数据的研究中，在统计液水含量时也只考虑了小云滴（Wang et al., 2009）。

飞机探测数据中存在多个探头可以对液态水含量进行探测，为了衡量液态水含量测量的合理性，本文将 King 探头、FSSP 探头以及 CDP 探头所测量的云内液水含量进行对比。相较于散射式探头 CDP 和 FSSP 仪器，考虑到热线式 King 探头的精确度相对较高（Heymsfield et al., 2011），本文选择 King 探头所测量的液水含量作为对比标准。图 3 中散点的分布表明，测量结果离散程度较大，其中对流云中最为明显，不确定性达到一个数量级，这主要是由于仪器本身的不同和在飞机上安装位置不同导致的，间接体现了这仪器的随机误差与云的空间不均匀性导致的（Yang et al., 2016b）。在图 3(a)中，计算结果表明通过 CDP 探头测量的液水含量高于 King 探头 70%，并且两类探头之间的测量差异与液水含量成正相关。图 3(b)、(c)分别为 ICE-L、HiCu 中 FSSP 探头与 King 探头测量液水含量对比。相较于 King 探头，FSSP 探头高估 ICE-L 云中的液水含量 170%，高估 HiCu 云中的液水含量 260%，这均是由于大粒子探测的破碎效应导致小粒子数浓度被高估。并且，FSSP 对 ICE-L 云中液水含量的高估与液水含量无明显的相关性，对 HiCu 的高估却存在正相关。使用 ICE-L 数据得出的结论与 HiCu 存在偏差，这是可能是因为 ICE-L 数据量小，且测量为层状云，云内液水含量比 HiCu 测量的对流云低一个量级。但是不同仪器之间的对比趋势具有一致性，符合仪器特点，间接反映了用 King 探头分析液水含量的合理性。

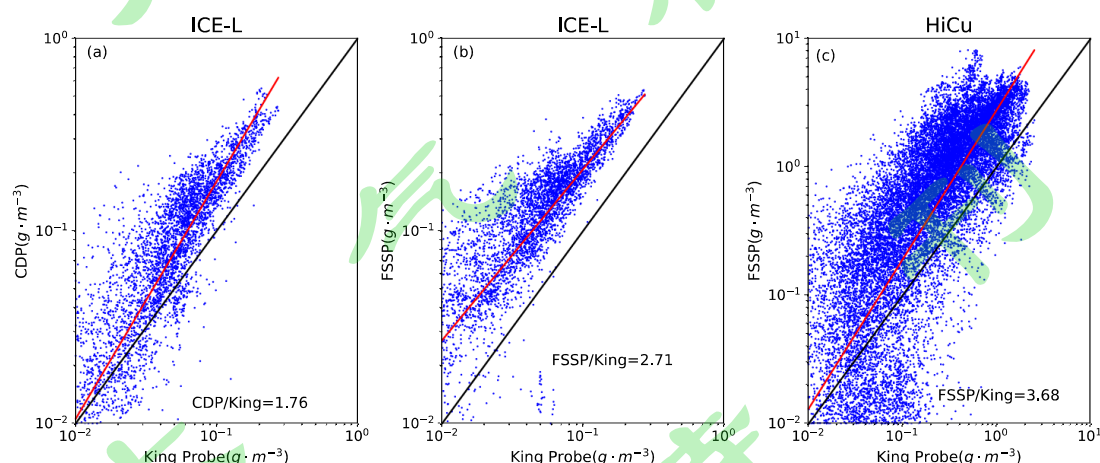


图 3 (a)CDP 探头与 King 探头测量的 ICE-L 云内液水含量对比；(b)FSSP 探头与 King 探头测量的 ICE-L 云内液水含量对比；(c)FSSP 探头与 King 探头测量的 HiCu 云内液水含量对比（图中红色直线为散点的线性拟合直线，黑色直线为 1: 1 直线）

Figure 3 (a) Comparison between LWC in ICE-L clouds measured by CDP probe and that by King probe; (b) Same as (a) but for FSSP probe and King probe; (c) Same as (b) but for HiCu. The black line is the 1:1 line.

2.2.2 冰水含量的计算

冰粒子一般为非球形，不能代入液滴的公式计算。根据 Locatelli 和 Hobbs (1974) 的研究，云内冰粒子的质量与直径存在如下关系：

$$M = aD^b \quad (1)$$

其中， M 为单个冰晶粒子质量（单位：mg）， D 为粒子直径（单位：mm）。与已有的研究相同（Heymsfield et al., 2011），本文定义粒子图像的最长轴为冰晶直径。冰水含量则可以通过公式(2)计算获得：

$$IWC = \sum_{j=1}^m n_j M_j \quad (2)$$

其中， M_j 为第 j 档的单个冰粒子质量， n_j 为第 j 档的数浓度， IWC 为总的冰水含量（单位：g m⁻³）。在计算冰水含量过程中，本文选用 2D 探头测得的数据，且需满足 2D-C 大于等于 100 μm，2D-P 大于 500 μm 的档。

云内冰晶存在不同的形态，Magono 和 Lee (1966) 的研究表明，不同形态的云内冰粒子质量和直径存在不同关系，即公式(1)中 a 、 b 的值对不同形状的冰晶有所不同，因此按照不同参数方案得到的云内冰水含量有所不同。根据 Brown 和 Francis (1995)，以及 Heymsfield 等 (2007) 的飞机观测研究，本文采用 $a = 0.037$ ， $b = 1.9$ 来计算 ICE-L 的冰水含量，该方法适用于片状、子弹状、柱状等不同形状冰晶的聚合物，这在无降水和降水较弱的层状云常见，ICE-L 亦是如此。在层状云中，大多数冰云颗粒在 200~800 μm 之间，而在对流云中，粒子最大直径可达 3000 μm，且有较多霰粒子和不规则形状的冰晶，所以 ICE-L 采用的质量-直径关系并不适用于对流云，本文采用由 Wang 等人 (2015) 通过对对流云的观测数据拟合得到的参数方案（ $a = 0.029$ ， $b = 2.1$ ）计算 HiCu 的冰水含量。为了评估不同冰水含量计算方法的可能影响，本文对通过不同参数方案计算得到的冰水含量进行了对比，如图 4 所示。图中不同符号代表了不同形状的冰晶，其分类详见（Magono and Lee, 1966）。可以看出，在 ICE-L 和 HiCu 中的冰含量有很大差异，对流云中的冰含量比层状云大 1-2 个数量级，这超过了采用不同参数方案计算的冰水含量之间的差别，因此，公式本身的误差不足以改变本文对比层状云、对流云的冰水含量的结论。

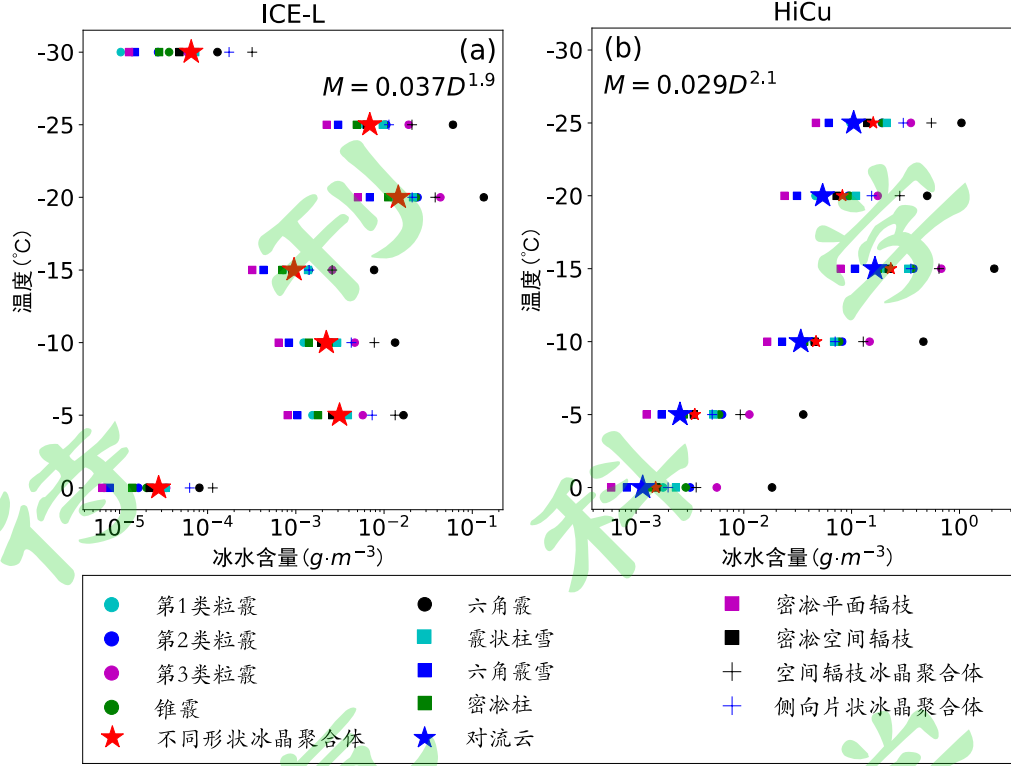


图 4 (a)ICE-L 和(b)HiCu 数据在不同参数方案下计算的冰水含量在温度层上的分布。图中的公式表示适用层状云、对流云的参数方法，红色、蓝色五角星符号分别代表适用方法下计算的冰水含量分布情况

Figure 4 Temperature dependence of the IWC calculated by different Mass-Dimension relationship in (a)ICE-L and (b)HiCu. IWC in stratiform and convective clouds are calculated by formulations in the figure 4, and are labeled by red and blue pentagrams respectively.

3 结果分析

3.1 液水、冰水含量

云内的云滴、冰粒子含量与云的热力动力过程直接相关，同时也影响着云的宏观物理特征。因此，水含量是表征云微观特征的重要因素。图 5 为在实验 ICE-L、HiCu 以及 HiCu 云顶中分别测得的液水含量 LWC、冰水含量 IWC、以及液水质量分数[i.e., $\text{LWC}/(\text{LWC}+\text{IWC})$]在随温度的分布情况，反映了层状云和对流云内的液态、固态水含量的差异以及各自随温度的变化情况。由于飞机在穿云过程可以发生在云的各个部位，且对流云通常垂直尺度较大，因此为了更好地理解云内冰晶的生成，本文选取对流云云顶部分的微物理特征进行单独分析。其中，HiCu 云顶数据为 HiCu 实验中飞机飞行高度接近云顶(<500 m)的测量数据 (Yang et al., 2016b) 根据图 5(a)可知，ICE-L 液态水主要分布在 -30°C ~ 0°C 的温度范围。在这个区间内，液水含量绝大多数位于 $0.01\sim 0.2 \text{ g m}^{-3}$ 之间，而平均值在 $0.04\sim 0.18 \text{ g m}^{-3}$ 之间。ICE-L 的平均液水含量在 -5°C 温度层达到最大，总体上呈随温度的降低而减小的趋势，下降幅度达到一个数量级。相比较而言，HiCu 对流云的液水含量与层状云之间差异显著 (图 5a)，HiCu 的

液态水主要分布在 $-25\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的温度层,云内液水含量最高可达 1 g m^{-3} ,而平均值在 $0.2\sim 0.5\text{ g m}^{-3}$ 之间。HiCu的云内液水含量平均值随温度的变化趋势也与ICE-L也存在差异。对流云内液水含量随温度的变化较小,在 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 上存在微弱地随着温度升高的趋势。相对而言,各温度层上对流云的液水含量均高于ICE-L层状云,并且在 $-25\text{ }^{\circ}\text{C}\sim -10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度层上,两类云的液水含量平均值相差一个数量级以上。这是由于对流云内的强烈上升运动提供了充足的水汽,云内饱和度高导致液滴凝结增长。同时,相对较强的上升气流使得云内较大的液滴可以悬浮在云内。此外,我们分析了在HiCu云顶附近的采样结果。由图5(a)中浅蓝色线对比可知,HiCu云顶的液水含量平均值在 $0.3\sim 0.5\text{ g m}^{-3}$ 之间,比HiCu中下部探测的液水含量值高,这是由于对流云云体中下部受到上方下落的冰粒子影响,过冷水液滴被收集,导致液水含量减小。

云内冰粒子一般分布在零度层以上。由图5(b)可得,ICE-L中冰水含量的平均值在 $2.8\times 10^{-5}\sim 0.015\text{ g m}^{-3}$ 之间,冰浓度最高出现在 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度层上,总体冰水含量随着温度降低存在一定的升高。在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ 上冰水含量相对较小,但由于该两个温度层采样少,无法得到明确的结论。结合图5(a)中层状云液水含量随高度降低的结论,说明在层状云中冰晶主要通过消耗过冷水的贝吉龙过程生长。而从图5(b)中HiCu数据的结果可以发现,冰水含量平均值在 $0.001\sim 0.16\text{ g m}^{-3}$ 之间,比ICE-L高一到两个量级。这是由于对流云内强烈的垂直运动提供了较高的液水含量以及大液滴,促使冰水相互作用与冰晶繁生过程的发生。云内的垂直气流也可以使云内的冰晶维持在云内,甚至持续上升。此外,HiCu中冰水含量随温度的降低而升高,在 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度层达到最大值,然后在 $-25\sim -15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度区间内变化较小。由图5(b)中蓝色水平线对应的冰水含量范围可知,尤其在 $-5\sim -15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度范围上,10百分位点对应冰水含量为0,而90百分位点对应的冰水含量可接近 1 g m^{-3} 。因此,有的云区没有冰晶,而有的云区冰含量很高,对流云中冰水含量的空间变化很大。

层状云与对流云的液水质量分数也存在较大的差异。ICE-L的液水质量分数在0.85以上,而HiCu的液水质量分数在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}\sim -25\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间从1减小到0.6,明显小于ICE-L,说明对流云中的冰晶粒子的生成和生长更为活跃。对比HiCu云顶和整体的观测结果,在温度高于 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的云区,HiCu云中下部的液水质量分数相对于云顶较大,体现了冰粒子的下落和冰水相互作用。而通过10%~90%范围线来看,云内的液水质量分数空间变化很大,尤其是对流云。

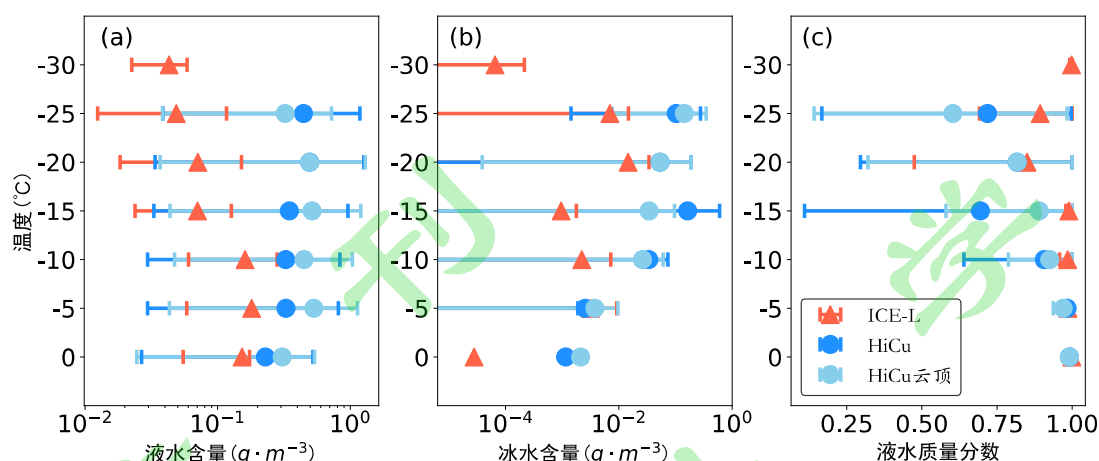


图 5 ICE-L、HiCu 以及 HiCu 中距离云顶 500m 的云内液水含量(a)、冰水含量(b)、液水质量分数(c)分别在各温度层上的分布（图中标记为平均值，误差线左右两端为 10、90 百分位点）

Figure 5 Temperature dependence of the (a)LWC, (b)IWC and (c)liquid fraction in ICE-L, HiCu and HiCu near the cloud top. The symbols and error bars represent the mean, and 10th~90th percentile values.

图 6 为三个温度层内 ICE-L、HiCu 以及 HiCu 云顶的液水质量分数的频率分布图。在混合相云中，冰晶与过冷水通常是非均匀分布的，因此，云内不同区域的液水质量分数存在差异。根据 Korolev 等人（2003）的分析，将云中液水质量分数大于 0.9 的区域定义为水区，小于 0.1 的为云内冰区，而液水质量分数位于 0.1~0.9 之间的则为混合相态区。根据图 6 (a)，总体而言，层状云的液水质量分数范围较大，且频率较广，在 -30 °C~-10 °C 温度范围内，0~1.0 的液水质量分数均有被探测到，仅在较暖的 -10 °C~0 °C 温度层上未发现冰区的存在，可见层状云内存在相态分布不均匀的现象。在各个温度层中，ICE-L 中水区的所占比例随着温度的降低而下降，从 -10 °C~0 °C 的 0.96 下降到 -30 °C~-20 °C 的 0.67，由水区转化为冰区与混合相态区。另一方面，混合相态区的比例随温度降低而上升，且各液水质量分数的区间内均有增长。而冰区相较于混合相态区，频率增长速度更快，在 -30 °C~0 °C 温度范围内从 0 增长到 10^{-2} ，说明随着温度降低，混合相态区域的过冷水转化成了冰晶。根据图 6 (b-c)，对流云的相态分布也不均匀。不同于层状云，对流云中温度为 -10 °C~0 °C 的区域，不论是位于对流云中下部（图 6b）还是顶部（图 6c），均观测到了以冰晶为主的区域（液水质量分数小于 0.4），并且对流云中下部出现的频率要高于云顶约一个量级。这可能与粒子沉降相关。此外，在各个温度区间内，对流云内水区的比例随温度下降，整体来说从 0.94 下降到 0.59，而 HiCu 云顶部分从 0.91 下降到 0.46。温度范围由 -10 °C~0 °C 下降到 -20 °C~-10 °C 时，混合相态区与冰区的比例存在明显的增大，而在 -30 °C~-20 °C 与 -20 °C~-10 °C 温度区间内相近。与层状云相比，对流云的冰区比例偏高，这与图 5 的分析是相符合的。

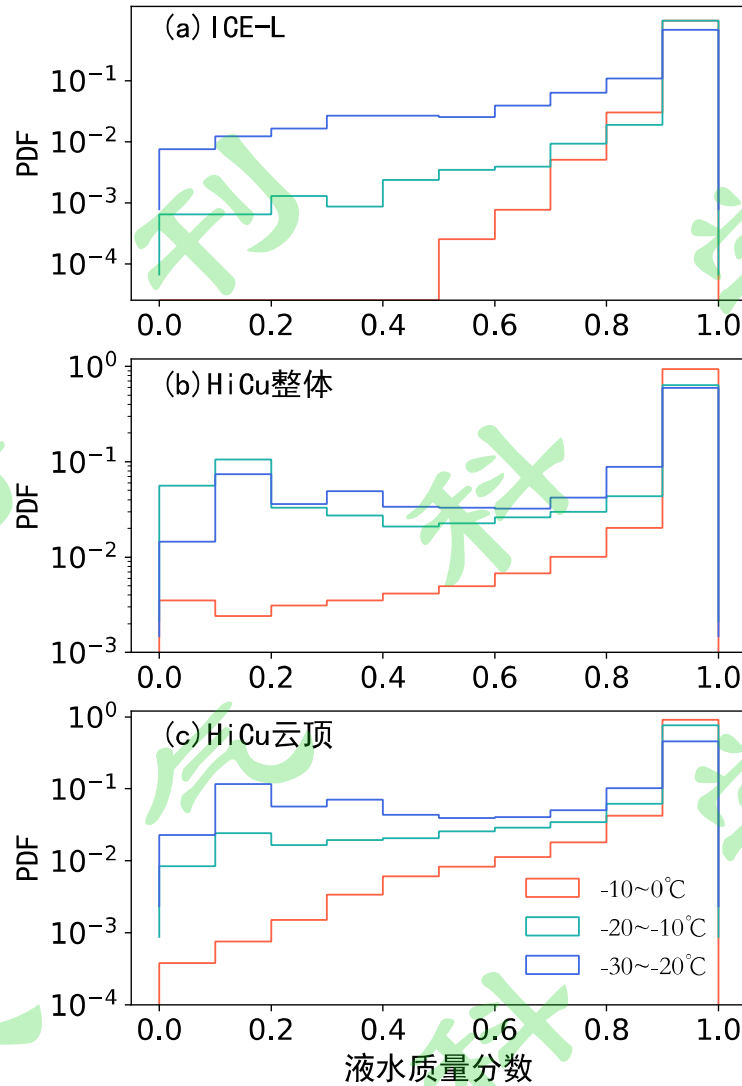


图 6 不同温度层中,ICE-L(a)、HiCu 全部(b)以及 HiCu 中距离云顶 500m(c)的云内液水质量分数的频率分布

Figure 6 Occurrence distributions of liquid fraction at different temperature ranges in ICE-L, HiCu and HiCu near the cloud top.

为了进一步解释云内不同相态区域中的冰晶增长,本文继续对水区、混合相态区、冰区的冰水含量随温度的变化进行研究。图 7 为不同温度层冰水含量相对于液水质量分数的频率分布。根据图 7(a-i),在 ICE-L 和 HiCu 中均发现,云内冰水含量最高的区域均集中在冰区,而非混合相态区,并且冰水含量与液水质量呈负相关关系。由图 7 (a-c)可知,在 ICE-L 冰区、混合相态区的比例随温度降低而升高的同时,冰区中冰水含量明显存在升高的趋势,而混合相态区与液相区的冰水含量基本不变,结合图 5(a)中 ICE-L 的液水含量随温度下降的趋势可知,在层状云中,随着温度降低,冰晶通过贝吉龙过程快速消耗云内液态水而增长,导致部分混合相态区中的过冷水逐渐消失,形成冰水含量的较高的冰区。根据图 7 (d-f),虽然 HiCu 在较暖的-10℃~0℃温度层中冰区的比例相对较低,但存在较高的冰水含量,说明了对流云中冰晶的沉降,并且冰晶掉落

过程中同时发生冰晶繁生过程，这可以解释在对流云较暖的中下层探测到的高冰水含量。由图 7 (i)发现，在 0 到-10℃ 之间 HiCu 云顶部分中也发现了冰粒子的存在，但冰水含量与出现概率远低于对流云的中下层。在图 7 (d-i)中，当温度位于-30℃~0℃ 区间内时，随着温度的降低，HiCu 混合相态区的平均冰含量存在升高的趋势，但冰区的冰含量没有随着温度降低而增加，最大冰含量出现在-20℃ 到-10℃ 之间的冰区。这种冰含量较高的冰区主要发生在云的内部而非边缘。由于对流云中的上升气流会提供较高的饱和度，并且考虑到 HiCu 的液水含量随温度变化较小（图 5），因此，对流云内的冰晶增长过程中可能通过淞附增长与冰晶繁生等过程快速消耗过冷水，而不仅是贝吉龙过程。另一方面，由于对流云的垂直速度对云内过冷水补充的速度会产生影响，因此不同区域的冰水转化效率也不尽相同。当冰晶消耗过冷水的速度大于过冷水增长的速度时，冰区的冰水含量增加，同时冰区的频率也会升高；当过冷水含量增长较快时，混合相态区的含冰量会升高。根据图 7 (d-i)可以发现，HiCu 在-20℃~-10℃ 温度区间内存在较强的冰化效率。

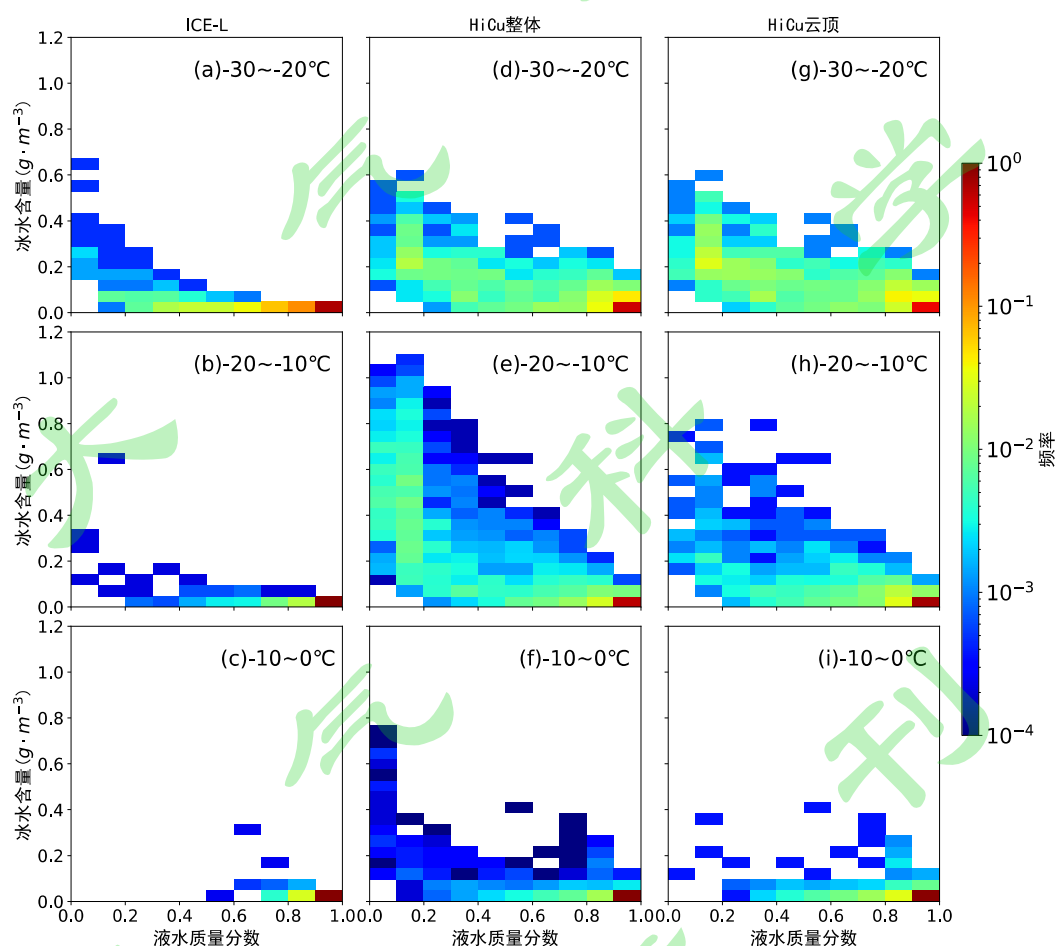


图 7 不同温度层中，ICE-L(a-c)、HiCu 整体(d-f)以及 HiCu 云顶 (g-i)内不同液水质量分数和冰水含量的出现频率。

Figure 7 The occurrence distributions of various IWC and liquid fractions at different temperature ranges observed in ICE-L, HiCu, and near the tops of HiCu clouds.

3.2 粒子谱与粒子特征

图 8 表示的是在不同温度范围下的粒子尺度分布情况, 其中, 粒子直径在 $1\ \mu\text{m}\sim 50\ \mu\text{m}$ 为 FSSP 小粒子谱分布, 大于 $50\ \mu\text{m}$ 为 2D-C 和 2D-P 共同构成的大粒子谱分布。由于仪器的限制, 2D-C 探头对直径小于 $100\ \mu\text{m}$ 的粒子浓度的测量结果存在误差 (Heymsfield, 2011), 因此本文在研究冰晶数浓度时仅考虑直径大于等于 $100\ \mu\text{m}$ 的粒子。由于飞机探头的采样频率为 $1\ \text{s}$, 因此对探测到的各档位粒子数浓度作了平均。如图 8 (a)所示, ICE-L 在 $8.81\ \mu\text{m}$ 左右达到峰值, 而 HiCu 粒子谱在 $13.5\ \mu\text{m}$ 的直径达到峰值。由于 FSSP 探头的局限性, HiCu 粒子谱曲线在 $10\sim 50\ \mu\text{m}$ 的小粒子数浓度会被高估。通过观察曲线的形态可知, ICE-L 粒子谱相对更窄, 而 HiCu 粒子谱较宽。此外, 通过计算, 对于直径大于等于 $100\ \mu\text{m}$ 的粒子, ICE-L 的平均数浓度为 $1.076\ \text{L}^{-1}$, 而 HiCu 为 $15.94\ \text{L}^{-1}$, 远远高于 ICE-L。因此, 层状云具有较多的小液滴, 而对流云内云有更多冰粒子, 这与图 5 所得结论相符。图 8 (b-d)是不同温度层的粒子谱分布。与图 8 (a)相比, 各温度层上 ICE-L 和 HiCu 粒子谱线形状与所有温度层上的平均谱线基本相似。特殊的是, 由图 8(d)可知, 在 $-10\ ^\circ\text{C}\sim 0\ ^\circ\text{C}$ 温度层上, ICE-L 的粒子谱宽远小于 HiCu, 但随着温度降低, 冰粒子生成, 粒子谱变宽。此外, 对于 ICE-L, 其冰粒子浓度在 $-10\ ^\circ\text{C}\sim 0\ ^\circ\text{C}$ 温度层上仅有 $0.002\ \text{L}^{-1}$, 随着温度的降低, ICE-L 粒子谱的尾部拉长, 冰粒子浓度明显增加, 在 $-30\ ^\circ\text{C}\sim -20\ ^\circ\text{C}$ 温度层达到 $2.130\ \text{L}^{-1}$ 。HiCu 粒子谱线也存在随温度下降而增宽的现象, 并且, 冰粒子浓度从 $-10\ ^\circ\text{C}\sim 0\ ^\circ\text{C}$ 的 $1.472\ \text{L}^{-1}$ 增长到 $-30\ ^\circ\text{C}\sim -20\ ^\circ\text{C}$ 的 $40.61\ \text{L}^{-1}$, 并且在各温度层中, 均存在 HiCu 的冰粒子浓度比 ICE-L 至少高一个数量级的现象。通过与图 8 (a)中的冰晶浓度比较, 发现层状云中冰晶的生成主要发生在 $-30\ ^\circ\text{C}\sim -20\ ^\circ\text{C}$ 之间, 而对流云在 $-20\ ^\circ\text{C}\sim -10\ ^\circ\text{C}$ 的温度层内冰晶生成最迅速。

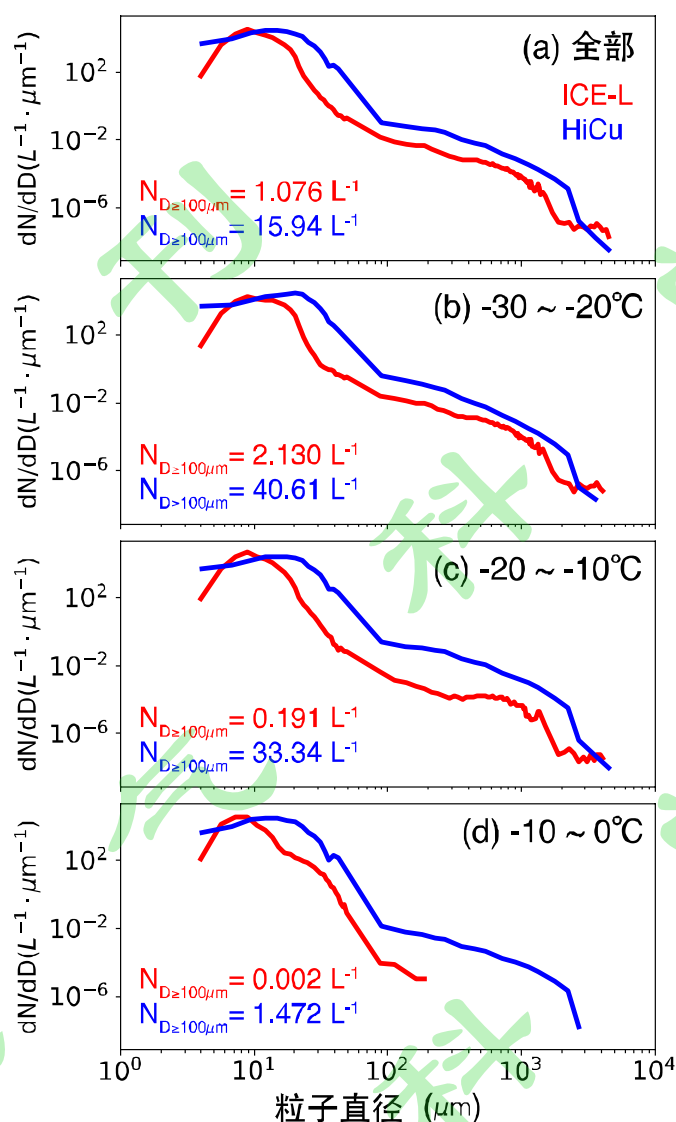


图 8 使用 FSSP 探头、2D-C 探头、2D-P 探头测量的 ICE-L 和 HiCu 实验的
(a)全部温度下的粒子谱(b-d)不同温度层的粒子谱

Figure 8 PSDs derived from FSSP, 2D-C and 2D-P measurements at full temperature ranges(a) and different temperature ranges(b-d) in ICE-L and HiCu.

由于冰晶的形态依赖于环境温度、湿度以及生长过程（杨军等，2011），因此，研究 ICE-L 与 HiCu 中的粒子形态有利于分析层状云与对流云在不同温度层中的冰晶生长过程。图 9(a-c)为 2D-C 仪器探测 ICE-L 中的粒子图像个例。在温度高于-10℃ 的温度层中，观测到冰晶主要为柱状，也存在少量不规则形态。柱状冰晶在-8℃~-5℃ 之间是通过水汽扩散生长形成（Takahashi, 1991）。图 9(b)显示-20℃~-10℃ 范围中多为辐枝状冰晶，这表明初始冰晶在层状云中通过凝华扩散增长。而在-20℃ 以下时，根据图 9 (a)，观测到大量的不规则冰晶，表明层状云中，初始冰晶除了通过凝华增长外，还发生了冰晶之间的碰撞合并，以及冰晶凇附过程。需要说明的是，在 0℃ 与-20℃ 之间也存在大量不规则形状的冰晶聚合体，形状与图 9 (a)相似，特别是在一些相对较为深厚的云中，表

明了云内冰晶粒子的生长经过了更复杂的过程。HiCu 对流云内粒子图像如图 9 (d-i)所示，各温度层主要为冻滴、霰粒子与不规则冰晶，表明对流云内通过过冷水冻结生成初始冰晶，并存在明显的淞附增长过程。在 HiCu 的 $-10^{\circ}\text{C} \sim 0^{\circ}\text{C}$ 温度层中还发现了针状、柱状冰晶，这可能是通过冰晶繁生过程生成的小冰粒通过凝华增长形成 (Heymsfield and Willis, 2014)。通常，淞附-破碎这一冰晶繁生过程在 $-8^{\circ}\text{C} \sim -3^{\circ}\text{C}$ 之间较为有效。其他冰晶繁生过程，如大粒子冻结破碎和冰粒子碰撞破碎同样对对流云内冰晶的大量生成产生促进作用。根据图 9 (g-i)，在对流云顶同样发现了大冰晶的存在，这可能是由于云内强烈的上升气流托举液滴、小冰晶，并维持在云顶一定高度上增长形成的。

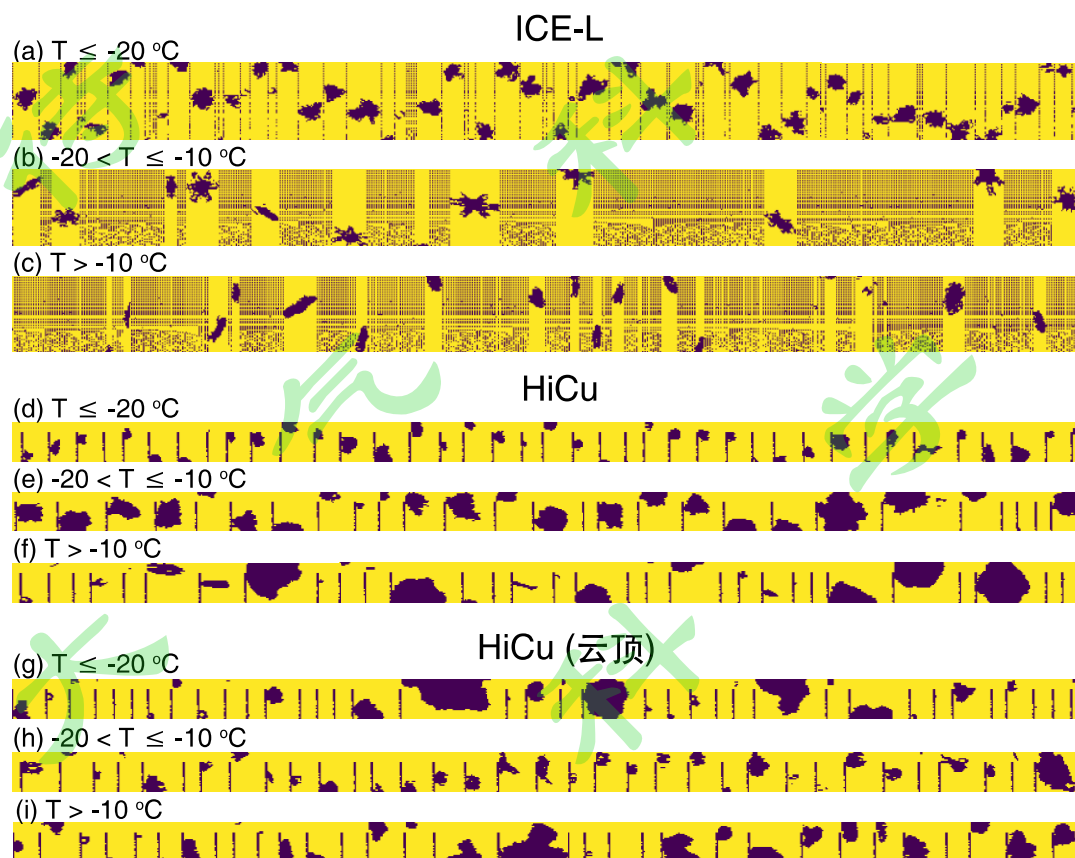


图 9 ICE-L(a-c)、HiCu(d-f)以及 HiCu 云顶(g-i)的粒子图像个例

Figure 9 Particles images in ICE-L(a-c)、HiCu(d-f) and HiCu near the cloud top(g-i).

3.3 垂直速度对对流云微物理特征的影响

对流云中的垂直上升运动是导致其与层状云微物理特征相异的重要原因，因此，研究云内上升气流的垂直速度对对流云微物理特征的影响十分重要。图 10(a-f)展示的是垂直速度对 HiCu 整体以及云顶中上升气流中冰、水含量的影响。如图 10 (a)、(d)所示，对流云内的液水含量在不同垂直速度下随温度的变化趋势是相同的。此外，同一温度层上，液水含量与垂直速度具有明显的相关性，垂直速度越大，云内的液水含量越高。较弱的上升气流 ($1 \sim 3 \text{ m s}^{-1}$) 与较强的上升气流 ($> 5 \text{ m s}^{-1}$) 中的液水含量差值在 $0.3 \sim 0.7 \text{ g m}^{-3}$ 之间。而根据图 10 (b)、(e)，在对流云中下部与云顶的不同上升气流中冰水含量均存在随温度下降而升

高的趋势，但冰水含量与垂直速度之间没有明显相关性，部分温度层还发现了上升气流弱的区域的冰水含量更大。图 10 (c)、(f)显示，在对流云中下部与云顶中，不同垂直速度下均呈现液水质量分数随温度降低而减小的趋势，液水质量分数在较强的上升气流中较大，这主要是由液水含量随着垂直速度增加而增大而控制的。

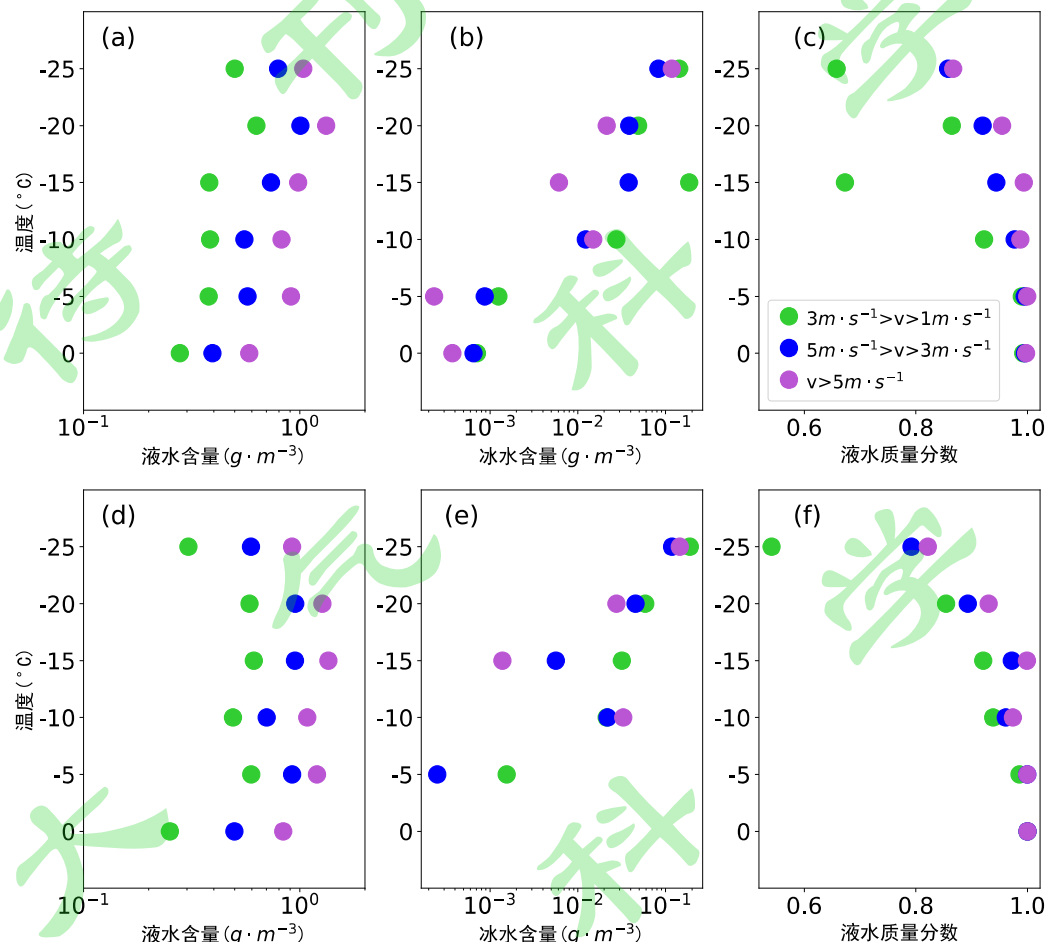


图 10 不同温度层上，HiCu(a-c)以及 HiCu 云顶(d-f)的上升气流中平均液水含量、冰水含量、液水质量分数垂直分布，绿色表示云内垂直速度在 $1\sim3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间，蓝色表示垂直速度在 $3\sim5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间，紫色表示垂直速度大于 $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$

Figure 10 The vertical profiles of LWC, IWC and liquid fraction in the updrafts of HiCu(a-c) and HiCu near the cloud top(d-f) with updraft velocities of $1\sim3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (green), $3\sim5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (blue), and stronger than $5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (purple).

图 11 显示了不同垂直速度下的 HiCu 上升气流以及 HiCu 云顶部分的上升气流中 2D 探头探测的粒子谱。探测到的粒子直径分布在 $50\sim2500\text{ }\mu\text{m}$ 范围内，因此，该谱线体现的是冰粒子谱线分布。通过观察可知，各个温度层和速度范围内的冰晶数浓度分布谱形较为相似。一方面，与云的中下部相同，对流云顶也存在大粒子，这可能是由于对流云中较强的上升气流携带大量过冷水与小冰晶较长时间地维持在云顶，使得冰晶持续增长，因而在云顶中也能观测到大冰晶的存在。另一方面，不同垂直速度的上升气流中同样均探测到冰晶的存在。

由图 11 可知, $-30^{\circ}\text{C}\sim 0^{\circ}\text{C}$ 温度范围内, 对流云在弱上升气流 ($1\sim 3\text{ m s}^{-1}$) 中冰晶浓度相对较高, 但整体上在 $-30^{\circ}\text{C}\sim -20^{\circ}\text{C}$ 与 $-10^{\circ}\text{C}\sim 0^{\circ}\text{C}$ 温度层上, 粒子谱与垂直速度没有相关性。在 $-10^{\circ}\text{C}\sim 0^{\circ}\text{C}$ 温度范围内, 根据(f), HiCu 云顶在较强的上升气流中观测到更多的大粒子, 尤其是直径在 $0.02\text{ }\mu\text{m}$ 以上的冰晶。因此, 当对流云云顶温度较高时, 较强的上升气流有助于冰粒子的生成。但是, 由于数据有限, 这一点需要今后通过更多的数据进行验证。

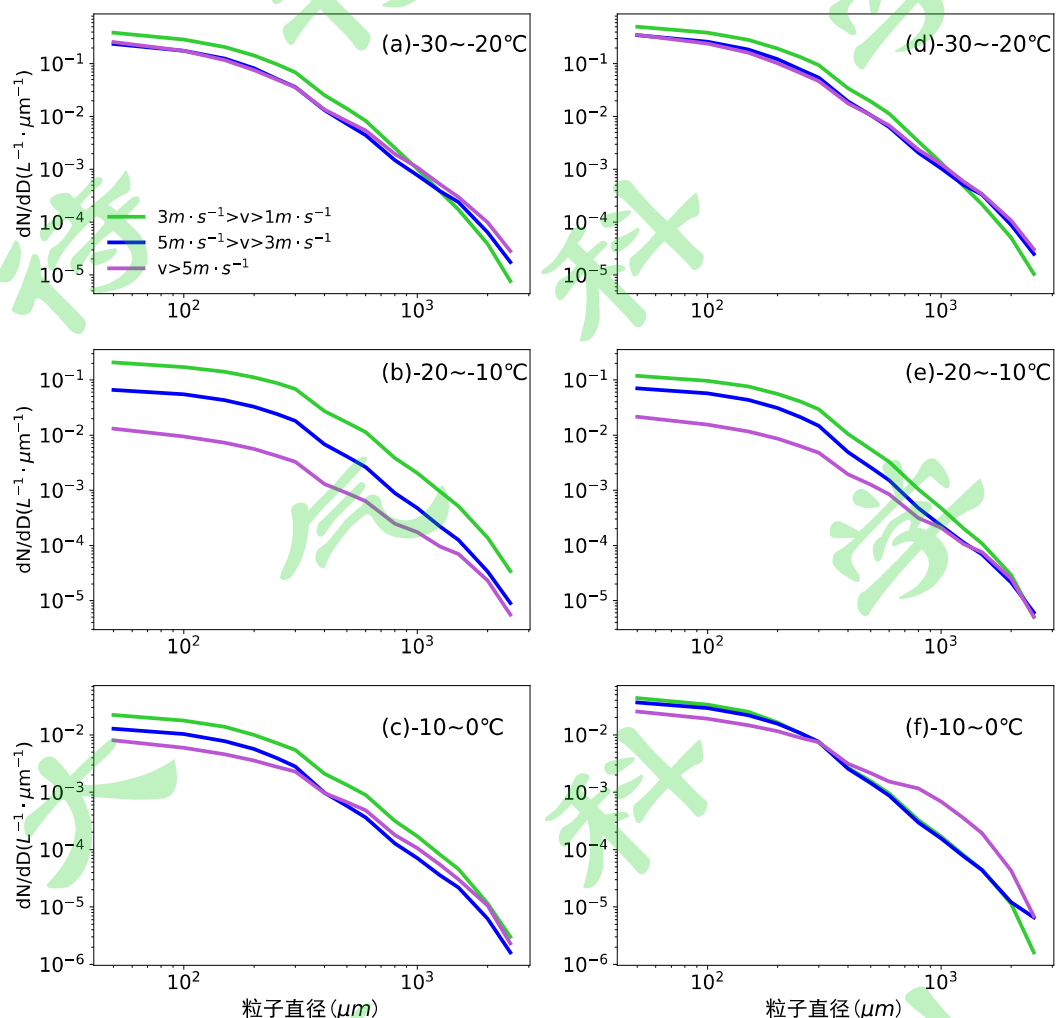


图 11 使用 2D-C 探头测量的 HiCu 上升气流(a-c)与 HiCu 距离云顶 500m 上升气流(d-f)在不同温度层上的粒子谱

Figure 11 PSDs derived from 2D-C measurements at different temperature ranges in the updrafts in HiCu and near the tops of HiCu clouds.

4 讨论

本文基于 ICE-L 与 HiCu 的飞机观测数据, 定量分析了中落基山地区混合相态的冬季较浅薄的层状云与较弱的及中等强度的夏季对流云的微物理特征, 所得结果有助于加深理解同一地区不同类型混合相态云中微物理特征的区别, 为模式的验证和参数化的改进提供支撑。冬季混合相态层状云与夏季混合相态对流云中微物理特征的区别主要是由于它们动力结构不同以及冰晶生成机制有

所区别引起的, 然而, 其他一些因素同样可能导致它们相态结构产生不同。首先, 冰核的数浓度和化学成分是影响云内相态结构的重要因素。ICE-L 实验观测的是冬季较浅薄的层状云, 该地区冬季冰核数浓度在 $10^{-3} \sim 6 \text{ L}^{-1}$ 之间 (Field et al., 2012), 与本文观测到的 ICE-L 层状云冰晶数浓度数量级相同, 说明异质核化是 ICE-L 云中冰晶生成的主要机制。HiCu 探测的是较弱的和中等强度的夏季对流云, 其冰核的来源、数浓度和化学成分与 ICE-L 所有不同。夏季, 该地区地表有较多植被, 且该地区畜牧业发达, 可以提供生物质冰核, 促进冰晶在温度较高的云区形成 (Kanji et al., 2017)。同时, 对流云与边界层有更好的耦合, 近地表的气溶胶易通过对流被带入高空, 进而影响高空云内冰晶的生成, 可能导致云内冰水含量较多。根据目前已有的研究表明, $-20^{\circ}\text{C} \sim 0^{\circ}\text{C}$ 生物质冰核的数浓度在 10 L^{-1} 以下, 少于 HiCu 中观测到的冰晶数浓度, 因此其他冰晶生成过程如冰晶繁生也很重要。由于 HiCu 实验中没有对冰核进行观测, 以上讨论需要进一步验证。其次, ICE-L 和 HiCu 实验中天气背景和水汽来源不同。冬季, 该地区盛行风为西风, 大量水汽在落基山西侧通过地形降水被消耗。因此在怀俄明和科罗拉多地区冬季较为干燥, 大尺度锋面系统和地形导致的强迫抬升是该地区层状云形成的重要原因 (Jing et al., 2017)。不同的天气背景可能导致云的宏观结构和微物理过程不同, 例如, 在水汽充沛的条件下, 由强冷锋抬升等过程形成的较为深厚的层状云中冰晶数浓度较大, 冰水含量较高, 而弱锋面层状云中冰晶较少 (陈宝君等, 1998; 郭学良等, 1999)。而在夏季, 该地区对流云主要通过地形的热力作用形成, 水汽主要来源于地表, 对流云的发展高度和强度取决于 CAPE 和静力稳定度等因素。在 HiCu 中, CAPE 为 $100\text{--}500 \text{ J kg}^{-1}$, 均为孤立生成的弱对流和中等强度的对流。云的不同发展阶段微物理特征所有不同, 在对流云发展初期, 云中冰晶相对较少, 大液滴多, 随着云的发展, 冰晶可能通过繁生等机制快速生成; 而成熟阶段, 云中会有大量冰晶, 并伴有复杂的冰水相互作用; 消散阶段, 云内主要为冰晶, 垂直气流很弱 (Yang et al., 2016; 蔡兆鑫等, 2019)。再次, 层状云和对流云与周围未饱和空气的相互作用不同。层状云由于其较为扁平的宏观结构, 其顶部与上方空气的夹卷混合对云内微物理特征起到重要作用, 一方面会导致云滴数浓度降低或直径减小, 导致云内的液水含量和冰水含量减小, 另一方面可能改变云内的热力特征, 加强云内的湍流, 导致云内的粒子谱变宽。而对流云与周围空气的混合不仅发生在云顶, 还会发生在云体的侧面, 这可能是导致对流云水平方向上相态结构不均匀的重要原因之一。

与针对其他地区的研究相比, 本文得到的结果不尽相同。如 Korolev 等 (2003) 统计了五次不同地区的飞机观测实验, 发现在不同温度区间混合相态区的比例都很低, 在 -30°C 及以下以冰晶为主, 在 -5°C 及以上以液态水为主。在 -30°C 与 -5°C 之间, 云内既有冰晶为主的区域也有液态水为主的区域, 但混合相态区域占比很小。这可能由于他们所观测云更为深厚, 在较为深厚的云中大量冰晶的下沉可以快速消耗过冷水, 这表明当云内冰晶数浓度较高时, 云冰化的时间尺度可能小于云的生命周期。Zhao (2011) 等针对阿拉斯加地区的层状云分析表明, 云内的液水质量分数在 0°C 到 -20°C 之间从 1 下降到 0.8, 这与本文 ICE-L 的结果较为相近。但是, Zhao (2011) 同时表明, 在沙尘天气, -15°C 以下云内液水质量分数会有较大程度的减小。ICE-L 观测期间, 未出现沙尘天

气。Yang 等 (2016b) 对热带海洋对流云的飞机观测表明, 云内液水含量随着上升气流增强而增大, 这与本文对 HiCu 的分析结果相似, 但是 Yang 等 (2016b) 发现热带海洋对流云中冰晶的生成效率相较于 HiCu 对流云更高, 发展期云中液水质量分数在 0°C 到 -15°C 之间从 1 下降到了 0.3, 消散期对流云中的液水质量分数在 0.2 以下。Wang 等 (2015) 通过美国南部大平原的中尺度对流系统的飞机观测资料进行分析, 发现在强中尺度对流系统的层状降水区, 以冰晶为主, 冰含量达到 1.2 g m^{-3} , 比本文 HiCu 对流云的冰含量高。国内对层状云与对流云的研究中, 蔡兆鑫等 (2019) 对山西地区的大陆性积云观测表明, 初生阶段以小云滴为主, 液水含量为 $0\sim 0.8\text{ g m}^{-3}$ 。在高度 3800m 以上, 液水含量为 $0\sim 0.4\text{ g m}^{-3}$, 比 HiCu 云中的液水含量稍小。随着云的发展, 有冰晶形成, 直径大于 $100\text{ }\mu\text{m}$ 的冰晶数浓度相对于 HiCu 的观测结果稍低; 冰晶尺度可以达到 $5000\text{ }\mu\text{m}$ 以上, 与 HiCu 观测结果相似。杨洁帆等 (2021) 对太行山东麓一次西风槽天气系统的影响下的层状云进行分析, 发现在 -5°C 温度层上液水含量低于 0.05 g m^{-3} , 低于 ICE-L 云中液水含量; 冰粒子尺度在 $100\sim 300\text{ }\mu\text{m}$ 范围内, 主要为通过凝华增长形成针状和柱状冰晶, 这与 ICE-L 相似。杨文霞等 (2005) 对河北省春季层状云个例的分析表明, 冰晶尺度随高度降低而增大, 并且在 $3400(-1.5^{\circ}\text{C})\sim 3100\text{ m}(0^{\circ}\text{C})$ 增长最快, 这 ICE-L 冰晶尺度的变化趋势相反。冰水含量在 4170 m 出现峰值, 达到 0.237 g m^{-3} , 也远高于 ICE-L 在 $0^{\circ}\text{C}\sim -5^{\circ}\text{C}$ 温度范围内的观测值。我国的降水云的微物理特征与本文研究的中落基山地区冬季较浅薄的层状云与较弱的和中等强度的夏季对流云存在明显的差异。胡朝霞等 (2007) 对我国东北地区的一次层状云降水过程进行了分析发现, 在 $0^{\circ}\text{C}\sim -15^{\circ}\text{C}$ 之间, FSSP-100 测量的平均液水含量达到 0.49 g m^{-3} , 远高于 ICE-L 云中的液水含量; 此外, 由 2D-C 测量的直径大于 $100\text{ }\mu\text{m}$ 的大粒子浓度随高度的变化较小, 而在 ICE-L 中存在明显增多的趋势。根据 2001 年一次飞机测量资料分析得出, 西北地区春季层状云中平均含水量为 0.036 g m^{-3} , 并且观测到由于地形作用导致层状云局部高含水量 (李淑日, 2006); 同年的 8 架次飞机探测结果表明, 西北地区春季层状云中云所处温度范围在 $-17^{\circ}\text{C}\sim -2^{\circ}\text{C}$ 范围内, 降水性层状云厚约 2000 m, 云中液水含量高于非降水云, 平均值为 0.05 g m^{-3} (赵增亮等, 2010), 均低于 ICE-L 的观测值。根据 1989-2008 年山东省 23 架次飞机探测资料, 张佃国和郭学良 (2011) 研究得出山东省降水云系中存在较为丰富的过冷水, 在国内仅次于河北省, 平均液水含量最大可达 0.093 g m^{-3} , 均低于 ICE-L 与 HiCu 的探测结果。积层混合云中的冰晶形态与增长过程也与 ICE-L 层状云与 HiCu 对流云有所不同, 朱士超与郭学良 (2014) 基于对北京地区飞机联合探测试验数据的研究, 发现云中的冰晶形状与云顶温度和增长方式与其所在位置相关, 层云区由凝华方式主导, 而嵌入对流区发生还会淞附和聚并过程。

总之, 不同地区、不同类型的混合相态云中的微物理特征不尽相同, 这些差异是多种因素会导致的。但从本文的研究和与已有研究的讨论来看, 中落基山地区典型的夏季对流云和冬季层状云之间微物理特征的区别是明显的, 因此在数值天气模式和气候模式中, 需要充分考虑两者的不同, 这在云微物理整体参数化方面尤其重要。

5 结论

本文基于 ICE-L 和 HiCu 实验中的飞机观测资料, 对中落基山地区较浅薄的冬季混合相态层状云与较弱的和中等强度的夏季对流云的微物理特征进行定量对比研究。两个实验均进行了多架次的随机穿云采样, 观测结果具有统计意义。其中, 液水含量使用热线探头进行测量, 冰晶粒子谱、冰水含量以及冰晶的形状采用了 2D 探头的观测资料进行分析。由于层状云与对流云内冰晶形状不同, 本文选择了不同的质量-直径关系对云内冰水含量进行计算, 分别适用于层状云和对流云。本文的主要结论如下:

- (1) 在 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的温度层范围内, 层状云内液水含量平均值在 $0.04\sim 0.18\text{ g m}^{-3}$ 之间, 且随温度的降低而减小, 而对流云液水含量平均值在 $0.2\sim 0.5\text{ g m}^{-3}$ 之间, 在 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 上随温度的降低而增大。对流云内的液水含量比层状云高一个数量级。层状云内冰水含量总体上随温度降低而升高, 冰晶通过贝吉龙过程增长。而对流云内冰水含量也随温度而升高, 在 $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度层达到最大值。对流云的冰水含量比层状云高一到两个量级。层状云的液水质量分数在 0.85 以上, 而对流云的液水质量分数远小于层状云, 并且随温度的减小而递减。
- (2) 层状云与对流云内相态空间分布极不均匀。随着温度从 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 降低到 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$, 在层状云中冰晶发生贝吉龙过程, 云中过冷水为主的区域向混合相态和冰相转化。而对流云中相态结构更为复杂。相较于层状云, 对流云在 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度层上观测到更高的冰水含量, 冰晶为主的区域出现频率也更高。在 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}\sim -10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度层上存在较强的冰化效率, 仅靠贝吉龙过程无法解释, 体现了对流云中复杂的冰水相互作用, 如冰晶沉降与冰晶繁生等过程。
- (3) 在 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的温度范围内, 层状云的粒子谱相较于对流云更窄, 具有更高浓度的小液滴, 而对流云冰粒子的浓度更高。当温度从 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 温度层下降到 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}\sim -20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时, 层状云的粒子谱明显增宽。在各个温度层中, ICE-L 层状云中冰晶的生成主要发生在 $-30\text{ }^{\circ}\text{C}\sim -20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, 而 HiCu 对流云在 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}\sim -10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的温度层内冰晶生成最迅速。
- (4) 层状云中, 温度低于 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时冰晶主要为无规则状, 在 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}\sim -10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 观测到了辐枝状和无规则状冰晶, 在 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上观测到了柱状和无规则状冰晶, 说明冰晶的生长主要为凝华增长和碰并增长。而对流云以冻滴、霰粒子与不规则冰晶为主, 说明主要为液滴冻结、淞附增长和碰并增长为主。同时在 $-10\text{ }^{\circ}\text{C}\sim 0\text{ }^{\circ}\text{C}$, 对流云中可能发生冰晶繁生, 形成小冰粒并凝华增长形成针状、柱状冰晶。在对流云云顶附近同样观测到冰晶冻滴、霰粒子与不规则形状为主, 说明液滴的冻结和淞附过程是对流云冰晶快速形成的重要方式。
- (5) 对流云微物理特征与云内上升气流的垂直速度存在一定的相关性。较强的上升气流中存在较高的液水含量和液水质量分数, 在不同垂直速度的上升气流中均存在大冰晶。而冰水含量和粒子谱与垂直速度无明显的相关性, 说明在 HiCu 对流云中, 垂直速度的增加不会使云内冰晶生成的效率明显增加。

674

675

676

参考文献 (References)

677 Boudala, F.S., Isaac, G.A., Cober, et al. 2004. Liquid fraction in stratiform
678 mixed-phase clouds from in situ observations[J]. Q.J.R. Meteorol. Soc., 130:
679 2919-2931. doi:10.1256/qj.03.153

680 Brown P R A, Francis P N. 1995. Improved Measurements of the Ice Water Content
681 in Cirrus Using a Total-Water Probe[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic
682 Technology, 12(2): 410-414.
683 doi:10.1175/1520-0426(1995)012<0410:IMOTIW>2.0.CO;2

684 蔡兆鑫. 2012. 层状云系降水结构特征及飞机人工增雨作业的综合观测分析[D].
685 南京信息工程大学硕士学位论文. Cai Zhaoxin. 2012. Characteristics of
686 stratiform cloud precipitation structure and the comprehensive observation
687 analysis of rainfall enhancement operation by aircraft[D]. Nanjing University of
688 Information Science & Technology.

689 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
690 的飞机观测研究[J]. 大气科学, 43(6): 1191~1203. Cai Z X, Cai M, Li P R, et al.
691 2019. Aircraft observation research on macro and microphysics characteristics of
692 continental cumulus cloud at different development stages[J]. Chinese Journal of
693 Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(6): 1191~1203.

694 陈宝君, 李子华, 刘吉成, 等. 1998. 三类降水云雨滴谱分布模式[J]. 气象学报,
695 56:506~512. Chen B J, Li Z H, Liu J C, et al. 1998. Model of rain drop size
696 distribution in three types of precipitation[J]. Acta Meteorologica Sinica (in
697 Chinese), 56:506~512

698 Cantrell W, Heymsfield A. 2005. Production of ice in tropospheric clouds: A
699 review[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 86(6): 795-808.
700 doi:10.1175/BAMS-86-6-795

701 Cooper W A. 1986. Ice initiation in natural clouds[J]. Meteorological Monographs,
702 21(43): 29-32. doi:10.1175/0065-9401-21.43.29

703 Demott P J, Prenni A J, Liu X, et al. 2010. Predicting global atmospheric ice nuclei
704 distributions and their impacts on climate[J]. Proceedings of the National
705 Academy of Sciences of the United States of America, 107(25): 11217-11222. doi:
706 10.1073/pnas.0910818107

707 Field P R, Heymsfield A J, Bansemer A. 2006. Shattering and particle interarrival
708 times measured by optical array probes in ice clouds[J]. Journal of Atmospheric
709 and Oceanic Technology, 23(10): 1357-1371. doi: 10.1175/JTECH1922.1

710 Field P R, Heymsfield A J, Shipway B J, et al. 2012. Ice in clouds experiment—Layer
711 clouds. Part II: Testing characteristics of heterogeneous ice formation in lee wave
712 clouds[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 69(3): 1066-1079. doi:

10.1175/JAS-D-11-026.1

郭学良,黄美元,徐华英,等. 1999. 层状云降水微物理过程的雨滴分档数值模拟[J].大气科学, 23(6): 745-752. Guo Xueliang, Huang meiyuan, Xu Huayin, et al. 1999. Rain category numerical simulations of microphysical processes of precipitation formation in stratiform clouds[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 23(6): 745-752.

胡朝霞, 雷恒池, 郭学良, 等. 2007. 降水性层状云系结构和降水过程的观测个例与模拟研究[J]. 大气科学, 31(3): 425-439. Hu Zhaoxia , Lei Hengchi, Guo Xueliang, et al. 2007. Studies of the Structure of a Stratiform Cloud and the Physical Processes of Precipitation Formation[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 31(3): 425-439. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2007.03.06

Heymsfield A J, Parrish J L. 1978. A Computational technique for increasing the effective sampling volume of the PMS1 Two-Dimensional particle size spectrometer[J]. Journal of Applied Meteorology (1962-1982), 17(10): 1566-1572. doi:10.1175/1520-0450(1978)017<1566:ACTFIT>2.0.CO;2

Heymsfield A J, Bansemer A, Twohy C H. 2007. Refinements to ice particle mass dimensional and terminal velocity relationships for ice clouds. Part I: Temperature dependence[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 64(4): 1047-1067. doi: 10.1175/JAS3890.1

Heymsfield A J, Field P R, Bailey M, et al. 2011. Ice in clouds experiment—Layer clouds. Part I: Ice growth rates derived from lenticular wave cloud Penetrations[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 68(11): 2628-2654. doi: 10.1175/JAS-D-11-025.1

Heymsfield A, Willis P. 2014. Cloud conditions favoring secondary ice particle production in tropical maritime convection[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 71(12): 4500-4526. doi: 10.1175/JAS-D-14-0093.1

Hobbs P V, Rangno A L. 1985. Ice particle concentrations in clouds[J]. Journal of Atmospheric Sciences, 42(23): 2523-2549. doi:10.1175/1520-0469(1985)042<2523:IPCIC>2.0.CO;2

Jing X, Geerts B, Wang Y, et al. 2017. Evaluating seasonal orographic precipitation in the interior western United States using gauge data, gridded precipitation estimates, and a regional climate simulation[J]. Journal of Hydrometeorology, 18(9): 2541-2558. doi: 10.1175/JHM-D-17-0056.1

Kanji Z A, Ladino L A, Wex H, et al. 2017. Overview of ice nucleating particles[J], Meteorological Monographs, 58: 1.1-1.33. doi: 10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-16-0006.1

Koenig L R. 1962. The Glaciating behavior of small cumulonimbus clouds[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 20(1): 29-47. doi: 10.1175/1520-0469(1963)020<0029:TGBOSC>2.0.CO;2

Korolev A V. 1994. A study of bimodal droplet size distributions in stratiform clouds[J]. Elsevier ,32(1-4): 143-170. doi: 10.1016/0169-8095(94)90057-4

Korolev A V, Isaac G A, Cober S G, et al. 2003. Microphysical characterization of

755 mixed - phase clouds[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society,
756 129(587): 39–65. doi: 10.1256/qj.01.204

757 Korolev A, Leisner T. 2020. Review of experimental studies of secondary ice
758 production[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 20: 11767–11797. doi:
759 10.5194/acp-20-11767-2020

760 李淑日, 2006. 西北地区云和降水微物理特征个例分析[J]. 气象, 32(8):59-63. Li
761 Shuri. 2006. Case Study of Cloud and Precipitation Micro-physics Structure over
762 Northwest China[J]. Meteor Mon, 32(8):59-63.

763 李铁林,雷恒池,刘艳华,等. 2010. 河南春季一次层状冷云的微物理结构特征分析
764 [J].气象, 36(09): 74-80. Li Tielin, Lei Hengchi, Liu Yan-hua, et al. 2010.
765 Microphysical characteristics of a precipitation process in henan province [J].
766 Meteor Mon (in Chinese) , 36 (9) : 74-80.

767 Locatelli J D, Hobbs P V. 1974. Fall speeds and masses of solid precipitation
768 particles[J]. Journal of Geophysical Research, 79(15): 2185-2197. doi:
769 10.1029/JC079i015p02185

770 Magono C, Lee C V. 1966. Meteorological classification of natural snow crystals[J].
771 Journal of the Faculty of Science, Ser. 7(2): 321-362.

772 Mazin I P. 2006. Cloud phase structure: Experimental data analysis and
773 parameterization[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 63(2): 667-681. doi:
774 10.1175/JAS3660.1

775 Mossop S C, Ono A. 1969. Measurements of ice crystal concentration in clouds [J].
776 Journal of the Atmospheric Sciences, 26(1): 130-137. doi:
777 10.1175/1520-0469(1969)026<0130:MOICCI>2.0.CO;2

778 Mossop S C. 1970. Concentrations of ice crystals in clouds[J]. Bulletin of the
779 American Meteorological Society, 51(6): 474-480. doi:
780 10.1175/1520-0477(1970)051<0474:COICIC>2.0.CO;2

781 Mossop S C, Hallett J. 1974. Ice crystal concentration in cumulus clouds: Influence
782 of the drop spectrum[J]. Science, 186(4164): 632-634. doi:
783 10.1126/science.186.4164.632

784 Rangno A L, Hobbs P V. 2001. Ice particles in stratiform clouds in the Arctic and
785 possible mechanisms for the production of high ice concentrations[J]. Journal of
786 Geophysical Research Atmospheres, 106(D14): 15065– 15075. doi:
787 10.1029/2000JD900286

788 Shupe M D, Matrosov S Y, Uttal T. 2006. Arctic mixed-phase cloud properties
789 derived from surface-based sensors at SHEBA[J]. Journal of the Atmospheric
790 Sciences, 63(2): 697-711. doi: 10.1175/JAS3659.1

791 Sun Z, Shine K P. 1995. Parameterization of ice cloud radiative properties and its
792 application to the potential climatic importance of mixed-phase clouds[J]. Journal
793 of Climate, 8(7): 1874-1888. doi:
794 10.1175/1520-0442(1995)008<1874:POICRP>2.0.CO;2

795 Sun Z, Shine K P. 2010. Studies of the radiative properties of ice and mixed - phase
796 clouds[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 120(515):

111-137. doi: 10.1002/qj.49712051508

Takahashi T, Endoh T, Wakahama G, et al. 1991. Vapor diffusional growth of free-falling snow crystals between -3 and -23 °C[J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 69, 15-30. doi: 10.2151/jmsj1965.69.1_15

Wang J, Dong X, Xi B. 2015. Investigation of ice cloud microphysical properties of DCSs using aircraft in situ measurements during MC3E over the ARM SGP site[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 120(8): 3533-3552. doi: 10.1002/2014JD022795

Wang Zhien, Wechsler Perry, Kuestner William, et al. 2009. Wyoming cloud lidar: instrument description and applications[J]. Optics express, 17(16): 13576-13587. doi: 10.1364/OE.17.013576

杨洁帆, 胡向峰, 雷恒池, 等. 2021. 太行山东麓层状云微物理特征的飞机观测研究[J]. 大气科学, 45(1): 88-106. Yang J F, Hu X F, Lei H C, et al. 2021. Airborne observations of microphysical characteristics of stratiform cloud over eastern side of taihang mountains[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 45(1): 88-106 doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2004.19202

杨军, 陈宝君, 银燕, 等. 2011. 云降水物理学[M]. 北京:气象出版社, 160-161. Yang Jun, Chen Baojun, Yin Yan, et al. 2011. Physics of Clouds and Precipitation[M]. Beijing: Meteorological Press, 160-161.

杨文霞, 牛生杰, 魏俊国, 等. 2005. 河北省层状云降水系统微物理结构的飞机观测研究[J]. 高原气象, 24(1): 84-90. Yang Wenxia, Niu Shengjie, Wei Junguo, et al. 2005. Airborne Observation for Microphysical Structure of Precipitation System of Stratiform Cloud in Hebei Province[J]. Plateau Meteorology, 24(1): 84-90.

游来光, 马培民, 胡志晋. 2002. 北方层状云人工降水试验研究[J]. 气象科技, 30(增刊): 19-56. You Laiguang, Ma Peimin, Hu Zhijin. 2002. Experiment research on artificial enhancement precipitation for stratiform cloud in North China[J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese) , 30 (S1): 19-56.

Yang J, Wang Z, Heymsfield A J, et al. 2016a. Characteristics of vertical air motion in isolated convective clouds[J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 16(15): 10159-10173. doi:10.5194/acp-16-10159-2016

Yang J, Wang Z, Heymsfield A, et al. 2016b. Liquid/Ice mass partition in tropical maritime convective clouds[J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 73(12) : 4959-4978. doi:10.1175/JAS-D-15-0145.1

Yang J, Wang Z, Heymsfield A. 2018. On the Freezing Time of Supercooled Drops in Developing Convective Clouds over Tropical Ocean[J]. Atmospheric Research, 211, 30-37. doi: 10.1016/j.atmosres.2018.04.023

Yang J, Wang Z, Heymsfield A J, et al. 2020. High ice concentration observed in tropical maritime stratiform mixed-phase clouds with top temperatures warmer than -8 °C [J]. Atmospheric Research, 233: 104719. doi: 10.1016/j.atmosres.2019.104719

赵增亮, 毛节泰, 魏强, 等. 2010. 西北地区春季云系的垂直结构特征飞机观测统

839 计分析[J]. 气象, 36(5):71-77. Zhao Zengliang, Mao Jietai, Wei Qiang, et al.
840 2010. A Study of Vertical Structure of Spring Stratiform Clouds in Northwest
841 China[J]. Meteor Mon, 36(5):71-77.
842 张佃国, 郭学良, 龚佃利, 等. 2011. 山东省1989—2008年23架次飞机云微物理
843 结构观测试验结果[J]. 气象学报, 69(1):195-207. Zhang Dianguo, Guo Xueliang,
844 Gong Dianli, et al. 2011. The observational results of the clouds microphysical
845 structure based on the data obtained by 23 sorties between 1989 and 2008 in
846 Shandong Province[J]. Acta Meteorologica Sinica, 69(1):195-207.
847 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
848 测研究[J]. 气象学报, 72(2):366-389. Zhu Shichao, Guo Xueliang. 2014. Ice
849 crystal habits, distribution and growth process in stratiform clouds with embedded
850 convection in North China: Aircraft measurements[J]. Acta Meteorologica Sinica,
851 72(2):366-389.
852 Zhao M. 2011. The Arctic Clouds from model simulations and long-term
853 observations at Barrow, Alaska [D]. Wyoming: University of Wyoming, 178 pp.