

改进的 Holroyd 云粒子形状识别方法及其应用*

黄敏松^{1,2,3,4} 雷恒池¹
HUANG Minsong^{1,2,3,4} LEI Hengchi¹

1. 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室, 北京, 100029
 2. 气象灾害教育部重点实验室, 气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京信息工程大学, 南京, 210044
 3. 南京信息工程大学江苏省气象探测与信息处理重点实验室, 南京, 210044
 4. 南京信息工程大学大气环境与装备技术协同创新中心, 南京, 210044
1. *Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*
2. *Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education & Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*
3. *Jiangsu Key Laboratory of Meteorological Observation and Information Processing, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*
4. *Collaborative Innovation Center of Atmospheric Environment and Equipment Technology, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China*
- 2019-09-10 收稿, 2019-12-03 改回.

黄敏松, 雷恒池. 2020. 改进的 Holroyd 云粒子形状识别方法及其应用. 气象学报, 78(2): 289-300

Huang Minsong, Lei Hengchi. 2020. An improved Holroyd cloud particle habit identification method and its application. *Acta Meteorologica Sinica*, 78(2):289-300

Abstract The habit of cloud and precipitation particles is an important aspect of cloud microphysical process. And accurate information of particle shape is the premise for the calculation of many cloud microphysical parameters. At present, the airborne cloud particle imaging probe (CIP) based on the photodiode array is one of the most widely used instruments for cloud and precipitation particle shape measurement both domestically and abroad. However, the application of the information of particle shapes measured by this probe requires additional automatic particle habit identification method. In the research history of automatic recognition algorithm for cloud particle shapes, Holroyd proposed a very representative method in 1987. However, the proposed method has a serious defect in the particle habit classification, i.e., it uses the same set of threshold values to classify particle habits without considering the integrity of the particle shapes, which limits its identification accuracy. To overcome the shortcoming of the Holroyd method, an improved Holroyd cloud particle habit identification method is proposed in the present study, which uses different sets of threshold values to identify the particle shape according to whether it is a complete particle or a partial particle. Using the probe's image data from a field campaign, the accuracies of these two methods are verified. It is found that the improved algorithm can greatly improve the accuracy of the particle habit classification and its average accuracy rate can reach 80%. The improved method is then applied to airborne observation data of stratiform clouds in Taiyuan area to analyze cloud particle habit occurrence frequency, cloud particle growth mechanism, vertical distributions of ice particle number concentration and ice water content during different precipitation phases. The properties of ice crystals acquired in the stratiform clouds suggest the cloud habit classification method proposed in the present study is helpful for cloud microphysics analysis.

* 资助课题: 国家自然科学基金项目(41575131、41775166、41705142)、气象灾害教育部重点实验室(南京信息工程大学)开放课题(KLME201907)、南京信息工程大学江苏省气象探测与信息处理重点实验室与江苏省气象传感网技术工程中心开放课题(KDXS1803)。

作者简介: 黄敏松, 主要从事云降水物理与人工影响天气、大气探测等方面研究。E-mail: mission@mail.iap.ac.cn

Key words Cloud particle habit, Habit identification, Precipitable stratiform cloud, Cloud and precipitation microphysics

摘要 云降水粒子形状是影响云微物理过程的重要因素, 准确的云粒子形状信息是诸多云微物理参量计算的前提。为获取机载云粒子成像仪(CIP)所测云粒子的形状信息, 文中提出了一种改进的 Holroyd 云粒子形状识别方法, 即先对云粒子形状进行预分类, 然后针对预分类后的完整粒子和可识别的部分状粒子, 分别选出合适的参数及其阈值再进行具体的分类, 最终可将云粒子分为微小状、线形状、聚合状、霰、球形、板状、不规则和枝状。利用实测数据对原始的 Holroyd 方法和改进的 Holroyd 方法进行识别效果对比验证。结果表明改进的 Holroyd 方法在云粒子形状识别的准确度方面比原 Holroyd 方法有较大的提高。将所提方法应用于太原地区一次降水性层状云的云微物理飞机观测资料以分析不同的降水阶段云中冰晶粒子的形状分布、增长机制、冰晶粒子数浓度以及冰水含量的垂直分布特征, 所获取的云中冰晶粒子属性表明新提出方法有助于云微物理分析。

关键词 云粒子形状, 形状识别, 降水性层状云, 云降水微物理

中图法分类号 P435

1 引言

云覆盖着地球表面 50% 以上的面积, 在地-气系统的能量平衡与全球的水循环过程中起着重要的作用(邱金桓等, 2003; 李书磊等, 2016), 但目前在全球气候变化研究中最不确定的就是云过程。作为云微物理过程的重要方面, 云中粒子形状可影响到其自身的散射属性、生长率和下落末速度。目前, 非球形粒子的散射特性仍然是大气辐射计算的难题之一(廖国男, 2004), 而云粒子形状的确定是其散射特性准确计算的必要前提(陈琪等, 2018)。通过凝华和淞附过程, 云粒子形状会影响到其自身生长率, 进而影响到其下落末速度。而云粒子自身生长率和下落末速度的改变又会影响到云中降水过程以及云的生命期, 从而对全球的水循环和地-气系统的能量平衡造成影响。

目前对云粒子形状测量方式主要是飞机测量, 一般是飞机携带云降水粒子成像仪直接入云进行测量。在飞机所搭载的云降水粒子测量仪器中, 基于光电二极管阵列的云降水粒子成像仪是目前使用较为广泛的机载云微物理测量仪器之一。这种仪器不仅可以测得云降水粒子大小, 还能记录粒子影像, 所记录的粒子影像可用于对粒子形状进行识别。遗憾的是仪器仅仅是记录下粒子影像, 具体的粒子形状识别工作还需要依靠人工进行, 每一次航测的粒子图像基本是以万为单位计, 这对于人工识别来说非常困难。幸运的是现代计算机技术和图像处理技术的发展, 令计算机代替人工成为可能。因此, 研发出一个基于计算机的粒子形状自动识别算法便成了粒子形状识别的核心工作。

粒子形状自动识别算法研究方面, Holroyd

III(1987)曾提出一套粒子图像几何特征参数, 并基于该套参数提出了一个能对二维云(2D-C)探头所测冰晶粒子图像进行逐个识别分类的方法, 该方法可将云粒子分成微小状、线形状、聚合状、霰、球形、板状、不规则和枝状共 8 类。美国国家大气研究中心和伊利诺伊大学均利用该方法开发出了 2D-C 探头的数据处理软件(Jackson, et al, 2014)。Duroure 等(1994)提出了“粒子群”概念, 利用粒子的几何特征对粒子群中相应形状的粒子数进行概率上的统计, 相比于单个粒子判别方法, 该方法可有效提高计算的速度和相应参数的准确度。基于 Duroure 等(1994)所提的“粒子群”概念, Korolev 等(2000)利用所获取的粒子特征, 采用简单的无量纲比值关系, 通过反问题求解方式, 将 2D-C 探头所测粒子分成球形、不规则形、针形和枝状。中国对云降水粒子形状的计算机识别研究工作起步较晚, 目前主要集中于对雷达探测的云中粒子类型识别(冯亮等, 2018; Wen, et al, 2016), 对飞机观测的相关研究较少。目前见诸报道的仅有王磊等(2014)利用 Holroyd III(1987)的方法对灰度探头所测粒子形状识别进行了研究。可以看出, 机载光阵探头所测云降水粒子形状识别方法方面, 可以针对单个粒子的形状识别, 也可以针对粒子群的形状分布概率进行识别。但是针对粒子群的粒子形状识别只能计算出某形状粒子出现的概率, 无法对单个粒子形状进行识别, 这影响后续的基于粒子形状进行的云水含量等云微物理参量的计算, 限制了该方法在云降水微物理过程研究中的应用。Holroyd III(1987)所提的方法虽然能对单个粒子形状进行识别, 但碍于以往对仪器测量过程中伪粒子, 尤其是破碎伪粒子出现情况认识的不足, 其所提方法的

准确性很有限。虽然王磊等(2014)已经意识到了伪粒子的出现对云降水粒子形状识别的影响,但遗憾的是并没有在粒子形状识别过程中对破碎的伪粒子予以剔除。破碎的伪粒子数在云粒子成像仪一次测量过程中可占所测粒子数的 30%—40% (Korolev, et al, 2013)。因此,没有对伪粒子尤其是破碎伪粒子进行识别剔除基础上的粒子形状识别方法准确率必定较差。此外,仪器测量过程中还有相当数量的粒子仅是其某一部分为仪器所记录,即部分状粒子,现有研究表明对部分状粒子处理方法的不同会给仪器所测云微物理参量带来很大的差异(黄敏松等, 2018)。同样,粒子形状识别方法中对部分状粒子进行识别采用和完整粒子识别一样的参数阈值必将带来粒子形状的误识别,这也会极大地限制 Holroyd III (1987)算法识别的准确率。另外,上述算法研究中的 2D-C 探头和灰度探头即为基于光电二极管阵列的云降水粒子成像仪,其分辨精度均为 25 μm 。目前中国探测飞机上搭载的分辨精度为 25 μm 的成像测量仪器一般是 2D-C 探头的升级版,即美国粒子测量技术公司(DMT)制造的云粒子成像仪(CIP),该仪器的电子响应速度更快。一般来说,针对不同的探头和不同地域环境测量的云粒子需选取不同的粒子形状识别阈值(Holroyd III, 1987),因此,需要针对 CIP 仪器研究出一个能够对其所测的云降水粒子图像进行形状自动识别的方法,以辅助中国的云降水物理和人工

影响天气研究。

2 云粒子形状类别

云中粒子形状复杂多样,在云粒子形状的分类上不同研究人员有不同的分类方法。1951 年国际冰雪委员会根据形态提出了固态降水物质的国际分类,将冰雪晶分为片状、辐枝状、柱状、针状、空间辐枝状、帽柱状及不规则晶 7 种类型,与霰、冰粒和冰雹一同构成 10 种固态降水粒子类型(Wallace, et al, 2006)。Nakaya(1954)将冰晶粒子分成 41 种, Magono 等(1966)则将雪晶粒子分成 80 种。Holroyd III (1987)和王磊等(2014)则将粒子形状分为 8 类,而 Korolev 等(2000)则将粒子形状分为 4 类。由于 CIP 的像素精度比较低(25 μm),像素灰度等级有限(仅有两个灰度等级),因此难以将 CIP 所获得的粒子图像分成 40—80 种,粒子形状类别数目的确定必须考虑仪器的实际性能以及分类的实际用途。综合考虑,这里借鉴 Holroyd III (1987)的分类,将云粒子形状分为 8 种,即微小状、线形状、聚合状、霰、球形、板状、不规则和枝状,具体如图 1。

3 云粒子形状识别方法

3.1 云粒子形状识别的 Holroyd 特征参量

所提的云粒子形状识别方法主要是对 Holroyd III (1987)方法的一种改进,所运用的粒子形状识别

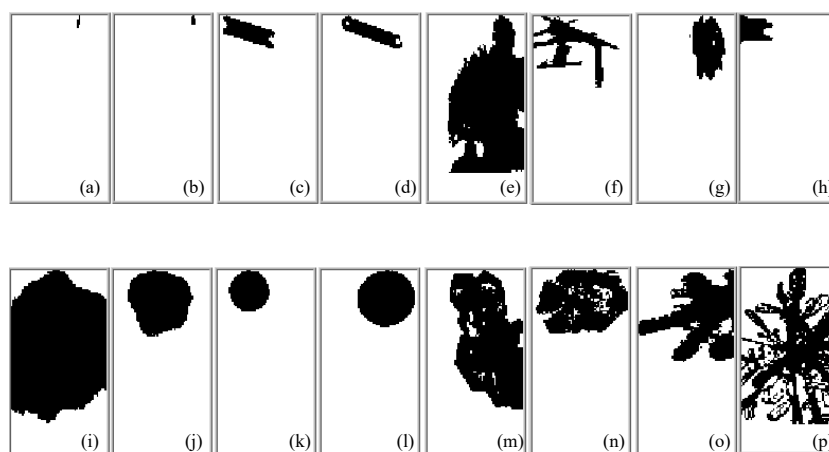


图 1 八类粒子形状图像采样个例

(a, b. 微小状, c, d. 线形状, e, f. 聚合状, g, h. 不规则状, i, j. 霰, k, l. 球形, m, n. 板状, o, p. 枝状)

Fig. 1 Examples of eight kinds of particle habits

(a, b. tiny; c, d. linear; e, f. aggregate; g, h. irregular; i, j. graupel; k, l. sphere; m, n. hexagonal; o, p. dendrite)

特征参量也基本参照 Holroyd III (1987) 的特征参量, 这里统称为 Holroyd 特征参量, 所用的 Holroyd 特征参量如图 2 所示。图中 N_x 为粒子图像在光阵方向上的粒子像素点数, N_y 为粒子图像在飞行方向上的粒子像素点数, d 为像素点在以 x 方向为横坐标和以 y 方向为纵坐标的最小二乘法拟合后得到的方向上粒子跨越长度(像素点数); w 为在 d 垂直方向上的粒子宽度(像素点数); r 为 x 和 y 方向上图像像素点的相关系数; A 为粒子的方向角度。此外, 还有几个关键参数图中并未给出, 具体包括粒子图像的面积(a)、粒子图像的周长(P)、特定几何参数($F, F=Pd/a$)、 N_{total} 为图像所有挡光像素点个数、 N_{edge} 为 y 方向图像边缘上的挡光像素点个数。此外, 还有用于识别霰粒子的参数(S), 该参数为粒子图像中连续排满光阵整条线的像素数与 N_{total} 的比值。

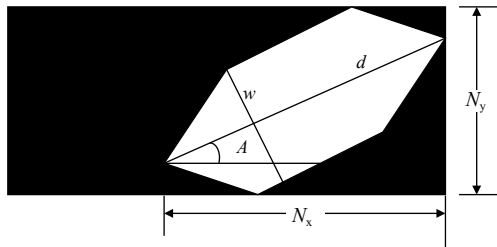


图 2 Holroyd 特征参量

Fig. 2 Parameters of particle habit features in the Holroyd method

3.2 改进的云降水粒子形状识别方法

3.2.1 云粒子形状的预分类

云粒子形状的预分类主要是考虑到仪器测量过程中由于仪器自身的原因或由于外界环境原因以及粒子自身的原因, 导致测量的粒子图像数据中

出现了很多伪粒子和不容易识别的自然粒子。因此, 在对粒子形状正确识别分类之前, 必须先对粒子进行预分类, 以提高粒子形状识别的准确率。这里先将粒子预分为“微小状粒子”“伪粒子”“难以识别的部分粒子”“可识别的部分粒子”和“完整粒子”, 如图 3 所示。这 5 个类型的粒子定义如下:

(1) 微小状粒子: 微小状的粒子图像定义为记录下来的单个粒子图像像素数少于一定值, 该定值为可被准确识别的粒子图像所必须具有的像素数值, Holroyd III (1987) 将该值设定为 25; 王磊等 (2014) 则将该值设定为 18; Korolev 等 (2000) 通过对 OAP-2D-C 的球形粒子图像分析认为一个球形粒子能够被准确识别其所具有的像素总数至少要 23—25 个像素点; 在这里将该值设定为 23。

(2) 伪粒子: 伪粒子即为仪器测量过程中由于仪器自身原因或者外界环境原因以及粒子自身原因还有粒子与仪器共同作用的原因所导致的非自然粒子, 包括破碎粒子、条纹状粒子、线状粒子和空白粒子等 (黄敏松等, 2017), 其中破碎粒子的识别采用到达时间间隔阈值结合孤立粒子数阈值的方法; 条纹状粒子和线状粒子主要采用轴比阈值进行识别等; 关于伪粒子的识别请参照黄敏松等 (2017), 这里不再赘述。

(3) 部分状粒子: 部分状粒子的定义采用黄敏松等 (2018) 所给出的定义, 即粒子图像像素中含有超过 2 个边缘光阵单元数。根据其在仪器采样空间中所保留的粒子形状识别难易程度, 这里又将部分状粒子细分为难以识别的部分状粒子和可识别的部分状粒子。难以识别的部分状粒子是指粒子仅有少部分形状被仪器记录下来, 由于该种粒子其自

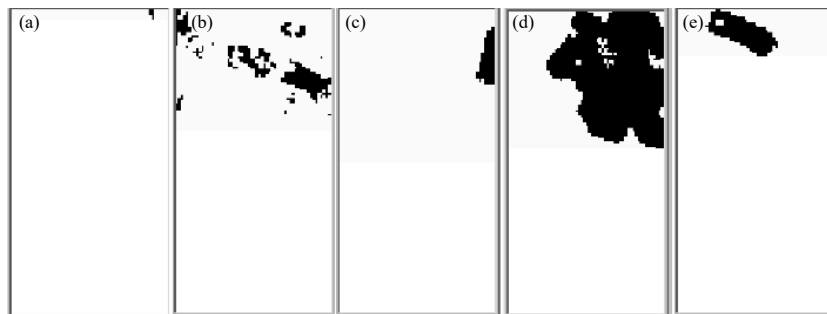


图 3 粒子形状预分类的 5 种图例

(a. 微小状, b. 伪粒子, c. 不可识别的部分状粒子, d. 可识别的部分状粒子, e. 完整状粒子)

Fig. 3 Examples of five kinds of particle habits from pre-classification

(a. tiny, b. artificial particle, c. unidentifiable partial particle, d. identifiable partial particle, e. complete particle)

身大部分位于仪器的采样区外,因此难以从粒子图像上进行准确识别;可识别的部分状粒子是指虽然粒子仅有一部分被记录下来,但肉眼看,依然可以猜测出粒子原本的形状;具体借鉴 Holroyd III (1987) 方法,对粒子的图像进行 x 维方向上重置,再进行抛物线拟合,当拟合后的抛物线顶点位于光阵的范围内,则认为该部分状粒子中心被仪器所记录,可参与粒子形状识别,为可识别的部分状粒子,否则,就是难以识别的部分状粒子。

(4)完整粒子:完整粒子具有如下特征: $N_{total} \geq 23$ 且 $N_{edge} < 2$ 。

3.2.2 云降水粒子形状的判定

在前面云粒子形状预分类的基础上,利用 Holroyd 特征参量,对可识别的部分状粒子和完整粒子进行最终的形状判定,具体的识别步骤如表 1 所示。表中的识别步骤是指对一个粒子的形状进行判定的顺序步骤,当一个粒子形状被程序确定下来后,其将被赋予相应的形状并立即退出判别,其下一个粒子将进入程序继续按照流程进行判别。

3.3 方法的效果验证

为了验证所提算法的性能,利用山西省人工降雨防雹办公室的探测飞机分别于 2008 年 7 月 5 日和 2010 年 4 月 20 日在太原地区两次降水性层状

云中测的部分航段数据对本算法与原始的 Holroyd 方法进行识别效果的对比,所选的两个航测数据段分别以霰粒子和线形状粒子为主(图 4),粒子总数分别为 2003 和 2256 个,剔除掉伪粒子后,可识别的自然云粒子数分别为 776 和 1717 个。将算法识别的结果与人工识别的结果进行对比,识别准确的粒子数如表 2。从表 2 可以看到,新提的

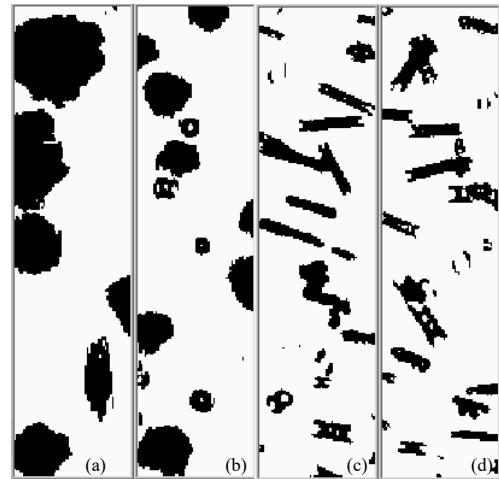


图 4 用于算法效果验证的部分粒子图像 (a, b, 2008 年 7 月 5 日, c, d, 2010 年 4 月 20 日)

Fig. 4 Some particle images from 5 July 2008 (a, b) and 20 April 2010 (c, d)

表 1 粒子形状判别流程

Table 1 Flowchart for habits identification

步骤	部分状粒子	完整状粒子	粒子类型
1	$a < 23$	$a < 23$	微小状
2	$r^2 \geq 0.32$ 或者 $[d < 54 \text{ 且 } N_x/N_y > 1]$	$r^2 \geq 0.43$ 或者 $[d < 64 \text{ 且 } N_x/N_y \geq 1.6]$	线形状
3	$d > 75$	$d > 65$	聚合状
4	$S \geq 0.35$		霰
5	$d \geq 10 \begin{cases} F \leq 9.8 \\ F > 12 \\ \text{其他} \end{cases}$	$d \geq 11 \begin{cases} F \leq 7.77 \\ F \geq 8.6 \\ \text{其他} \end{cases}$	霰 聚合状 板状
6	$F < 7.1$	$F < 5.16$	球状
7	$F < 8.6 \begin{cases} d > 9.59 \\ \text{其他} \end{cases}$	$F < 6.27 \begin{cases} d > 12 \\ \text{其他} \end{cases}$	霰 板状
8	$F < 10.67$ 或者 $N_y < 32$ 其他	$F < 8.38$ 或者 $N_y \leq 21$ 其他	不规则状 枝状

表 2 两种方法的粒子形状识别准确率对比

Table 2 Comparison of average accuracies of the two methods for cloud particle habit classification

	粒子数	Holroyd	改进的方法
2008年7月5日 09:40:11—09:47:16 BT	776	426	636
2010年4月20日 15:56:00—15:56:05 BT	1717	742	1372

算法识别结果优于原始 Holroyd 算法。平均准确率达到了 80%。

4 应用

对于机载光阵探头而言,云降水粒子形状的分类技术是利用其所测图像资料分析云微物理结构的关键技术。利用该分类技术可以获取较为可靠的粒子分类、含水量等云微物理特征参量。因此,利用文中所提方法对山西一次降水性层状云的微物理结构进行研究。

4.1 天气过程简介

2010年4月19—20日,受高空低压槽切变与地面弱冷锋的共同影响,山西省出现了一次大范围的层状云降水过程,全省均有不同程度的降水,大部分地区降小雨,部分地区中雨,局部大雨,较强的降水出现在山西省中部和南部(李军霞等,2014)。从4月20日山西太原(37.7°N,112.6°E)多普勒天气雷达回波(图5)来看,10时47分回波比较弱,太原雷达站附近有一些分散性的弓形回波,而在太原

西南方向有一块比较大的回波,强度达到25 dBz。此时太原附近降小雨,2 h 累计降水量不到 0.5 mm。而 15 时 52 分的回波较强,整个云系已经布满了雷达扫描空间,部分区域的雷达回波强度已经达到 35 dBz。从 15 时 51 分的雷达回波强度垂直剖面(RHI)(图 5c)看,有比较明显的回波亮带,亮带回波强度 30 dBz,亮带高度为 1.6—2.4 km,回波顶高为 6—8 km,云内嵌有弱的对流,为典型的层状云降水回波。

4.2 飞机航测与仪器

2010年4月20日装备云粒子探测设备以及高精度温、湿度仪的运-12 增雨飞机在山西省人工增雨试验区上空进行了两次探测飞行。第1次飞行时间为2010年4月20日10时11分—12时,飞机从太原武宿机场起飞,首先在3600 m 高度云中平飞,采用折线飞行从交城到汾阳以东 20 km,然后穿云爬升至约 5900 m 探测,11时22分在云顶平飞,随后从云中盘旋下降。第2次飞行时间为15时25分—18时30分。飞机首先在3600 m 高度平飞,17时

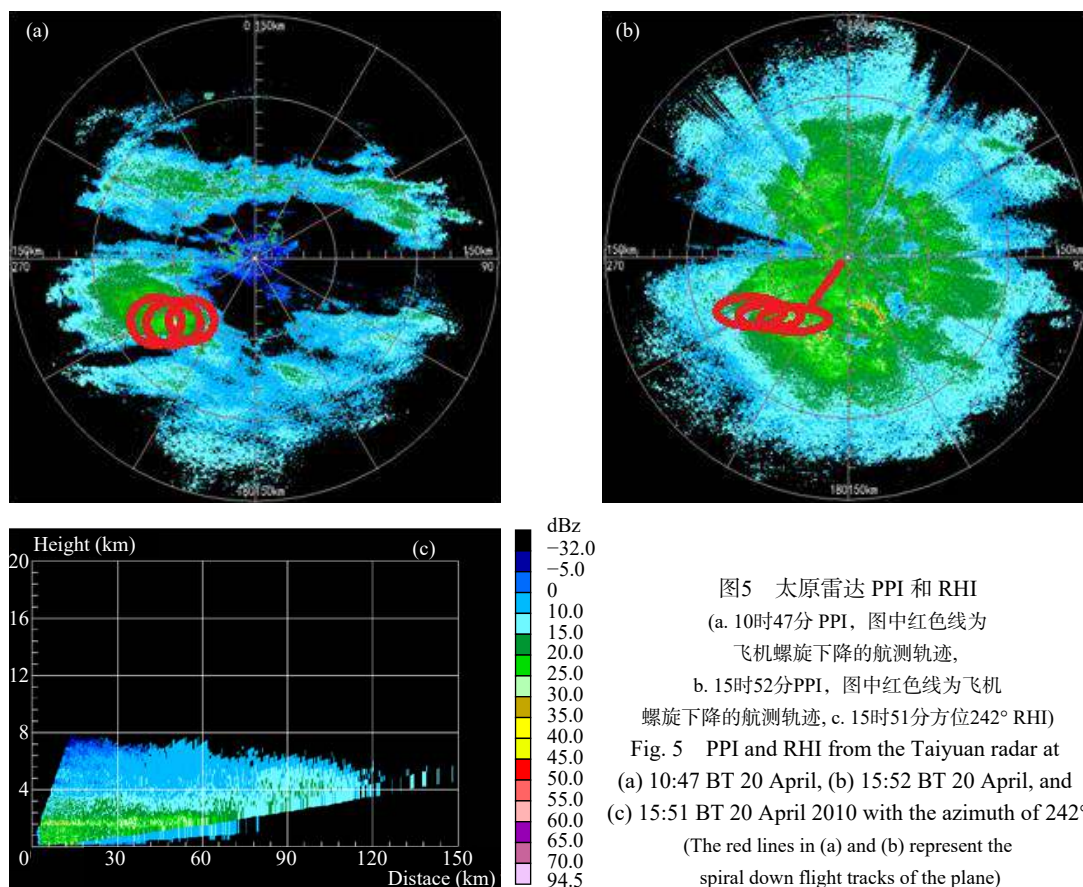


图5 太原雷达 PPI 和 RHI
(a) 10时47分 PPI, 图中红色线为飞机螺旋下降的航测轨迹,
b. 15时52分 PPI, 图中红色线为飞机螺旋下降的航测轨迹, c. 15时51分方位242° RHI)
Fig. 5 PPI and RHI from the Taiyuan radar at (a) 10:47 BT 20 April, (b) 15:52 BT 20 April, and (c) 15:51 BT 20 April 2010 with the azimuth of 242° (The red lines in (a) and (b) represent the spiral down flight tracks of the plane)

19 分起在汾阳附近以 600 m 为间隔盘旋上升至 6200 m, 然后下降返回。在这两次飞行探测末尾阶段均有从云层上部下降探测飞行。因此, 利用这两个下降探测过程获取的云粒子图像资料对比分析降水早期和降水中期云体垂直结构特征的变化。图 6 为运-12 飞机在这两次航测过程中所获取的云中 0℃ 层以上温度随高度的变化情况, 可以看到降水早期, 云顶高度在 5800 m 左右, 5800 m 高度处温度为 -11℃, 0℃ 层高度在 3000 m 以上; 降水中期, 云顶高度在 6200 m 以上, 6200 m 高度处的温度为 -11.7℃, 0℃ 层高度在 2800 m 左右。

4.3 云粒子形状的垂直分布特征

云粒子形状与云中温度和过饱和度体戚相关。从云粒子形状分布信息中可获取相应温度区间内降水发生发展、粒子生长机制以及水汽是否饱和等云微物理信息。由实验室和外场观测研究 (Fukuta, et al, 1999; Evans, et al, 2005; Woods, et al, 2005; Bailey, et al, 2009; 朱士超等, 2014) 可知, 0—-4℃ 是板状冰晶形成的合适温度区间, -4—-8℃ 是针柱状冰晶形成的合适温度区间; 而 -8—-22℃ 则是辐枝状和板状的合适生长温度区间。因此, 根据云粒子形状的适合生长温度区间以及本次过程的实际飞行探测情况, 这里以 4℃ 为一温度区间间隔, 研究云粒子形状在本次降水性层状云发展过程中各温度区间的分布情况。由于探测飞机运-12 的升限限制, 这两次探测过程所探测的最大高度分别是 5800 m 和 6200 m, 最低温度是 -12℃。因此, 这里分成 3 个温度区间 (0—-4℃、-4—-8℃ 和

-8—-12℃) 来讨论云中各形状粒子的垂直分布情况。由于第 2 次下降探测过程中在 0—-4℃ 航测时仪器的空速测量出现了问题导致粒子图像出现了严重的欠采样, 使得粒子图像无法识别, 只能以飞机从 3600 m 高度层上升探测过程中 0—-4℃ 的粒子图像数据作为替代。利用新提出粒子形状分类方法对这两个航测资料进行处理后获取的相应温度区间内的各形状粒子的分布情况如图 7 所示, 图中 Hexa 表示板状粒子, Tiny 表示微小状粒子, Grau 表示霰, Sphe 表示球形状粒子, Line 表示线形状粒子, Aggr 表示聚合状粒子, Irre 表示不规则状粒子, Dend 表示枝状粒子。图 8 和 9 为飞机两次下降探测过程中 CIP 在相应温度区间内测量得到的具体粒子形状。

从图 7 中可以看出, 第 1 次航测时, 即降水发生早期云中粒子以霰、线形状和不规则状为主, 由于线形状粒子主要是由针状和柱状这两类原生粒子组成, 而原生粒子的增长主要是以水汽扩散的凝华增长为主, 而霰主要是冰晶淞附过程而来, 从雷达回波 (图 5) 中也可以看出该时期云中对流不强, 从云中过冷水含量的垂直分布 (图 10) 来看, 云中过冷水含量均大于 0.1 g/m³, 峰值区位于 4900 m 左右的高度层, 达到 0.72 g/m³。因此, 可以推测降水早期云降水粒子的发展主要靠水汽扩散和淞附机制而来, 降水较弱。就具体温度区间而言, -8—-12℃ 适宜板状粒子生长, 但此区间内板状粒子出现的比例并不高; 就具体图像 (图 8a) 来看, 粒子图像中有不少板状小粒子, 也可以看到经板状粒

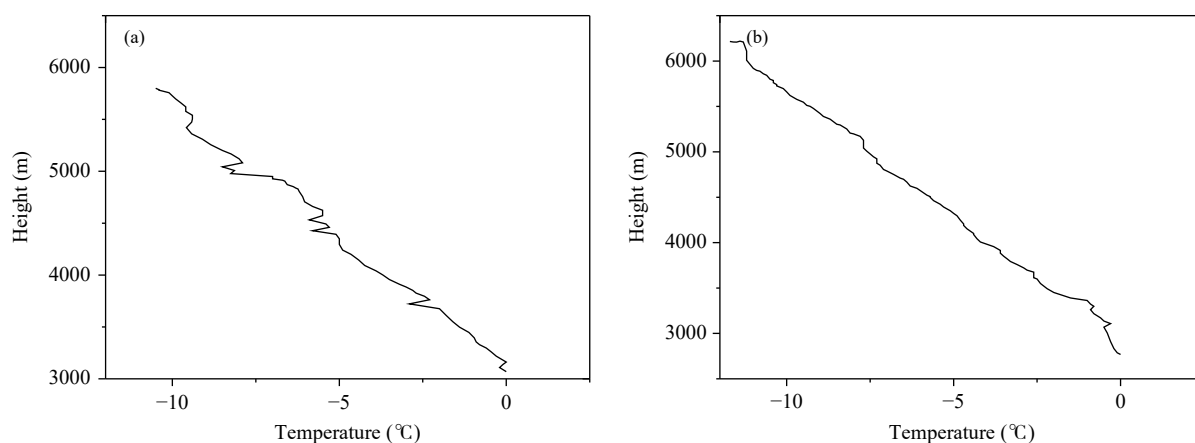


图 6 云中 0℃ 层以上温度随高度的变化 (a. 降水早期, b. 降水中期)

Fig. 6 Variation of temperature with height above 0℃ level within clouds during precipitation (a. early stage, b. middle stage)

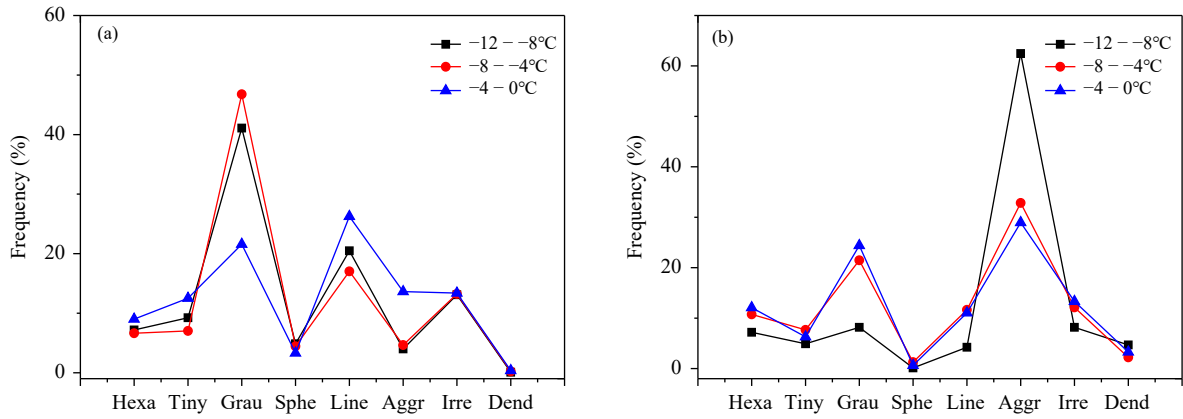


图 7 不同降水阶段云中 3 个温度区间各粒子形状分布频率百分数 (a. 降水早期, b. 降水中期)

Fig. 7 Occurrence frequencies of the ice particle habits within three temperature ranges during different precipitation periods (a. early stage, b. middle stage)

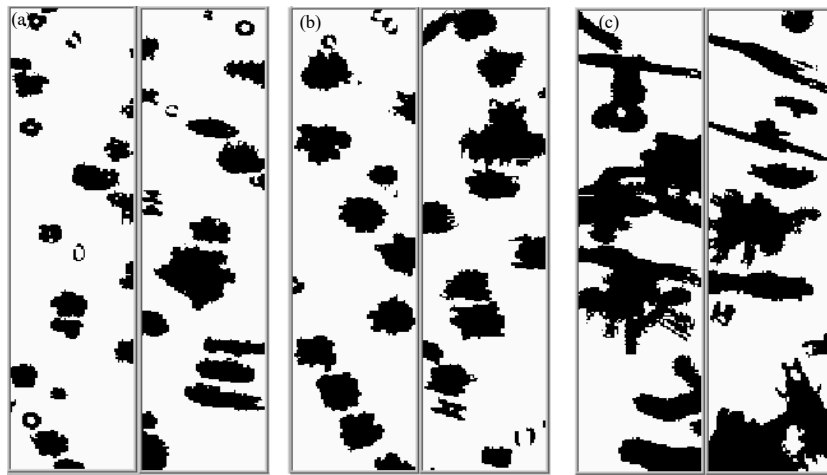


图 8 第 1 次下降探测 3 个温度区间的典型粒子图像 (a. -12—-8°C, b. -8—-4°C, c. -4—0°C)

Fig. 8 Ice particles images in different temperature zones (a. -12—-8°C, b. -8—-4°C, c. -4—0°C)

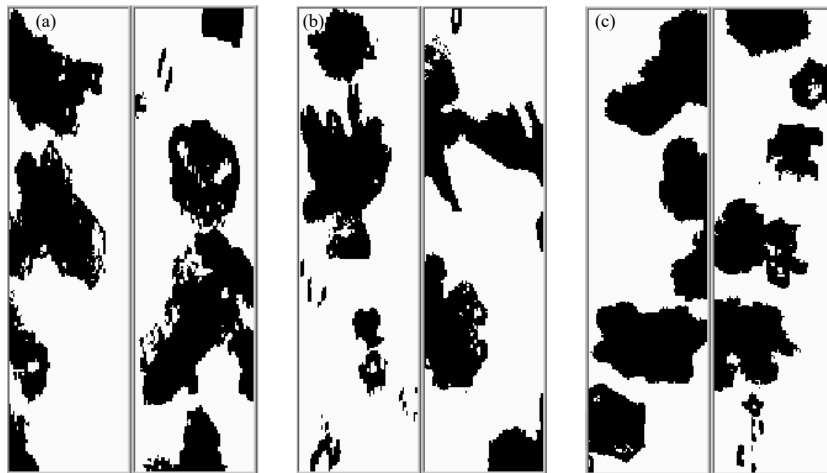


图 9 第 2 次下降探测 3 个温度区间的典型粒子图像 (a. -12—-8°C, b. -8—-4°C, c. -4—0°C)

Fig. 9 Ice particles images in different temperature zones (a. -12—-8°C, b. -8—-4°C, c. -4—0°C)

子淞附而成的霰粒子,还可以看到线形状粒子和不规则粒子。因此,板状粒子出现的比例并不高的可能原因是板状粒子经淞附转化为霰粒子,也有可能是测量过程中板状粒子与光阵的相对位置关系导致粒子图像以线形状形式出现,这也可能导致了该区间内线形状粒子出现比例较高,但线形状粒子出现较高比例的原因也有可能是上层柱状粒子跌落的结果。 $-4 \sim -8^{\circ}\text{C}$ 适宜针柱状粒子生长,此温度区间内线形状粒子出现的比例应该较高,但出现比例最高的却是霰粒子,从图 8b 的采样粒子图像看确实是大量的霰粒子存在,而云中过冷水含量的峰值区也在此温度区间,可以肯定地判断出淞附在此温度区间的粒子生长中起到了决定性的作用。 $0 \sim -4^{\circ}\text{C}$,除了上述 3 种主要粒子形状外,聚合状和板状粒子出现的比例均比上层高,图 8c 的粒子图像也显示出聚合状粒子出现的比例升高。聚合状粒子大量出现表明此时云中低层有弱对流存在,而 $0 \sim -4^{\circ}\text{C}$ 适宜板状粒子的生长,在此温度区间内的板状粒子出现比例较高,说明了水汽扩散的凝华增长机制也对该温度区间内的粒子增长起到了很大作用,因此,该温度区间的粒子生长是淞附、聚并和凝华 3 种机制共同作用的结果。

图 9 是第 2 次航测,即降水中期云中粒子形状在各温度区间的分布。就图上具体温度区间而言, $-8 \sim -12^{\circ}\text{C}$ 适宜板状粒子生长,该层粒子除了聚合状粒子外,板状粒子出现比例和霰粒子以及不规则状粒子相当,说明该层粒子的增长除了碰并聚合外,淞附和水汽扩散的凝华增长也起到了较大作用,这一点可以从图 9a 中板状冰晶聚合物和霰的出现得到验证。 $-4 \sim -8^{\circ}\text{C}$ 是针柱状粒子,即线形状粒子适宜生长的温度区间,可以看到线形状粒子出现的比例要比上层温度区间内的高,但该区间内聚合状粒子和霰是主要的两种粒子;图 9b 中所显示的板状冰晶聚合物以及板状和线状冰晶聚合物表明上层冰晶粒子的掉落对该层冰晶粒子生长起到了一定的促进作用; $0 \sim -4^{\circ}\text{C}$ 适宜板状粒子的生长,可以看到该温度区间的板状粒子出现比例要高于其他两个温度层,从图 9c 中可以看到明显的板状冰晶图像,但聚合状粒子和霰依然是主要的两种粒子。因此,在降水发展阶段整个 0°C 层以上云中粒子以聚合状和霰为主,由于聚合状粒子主要是由于

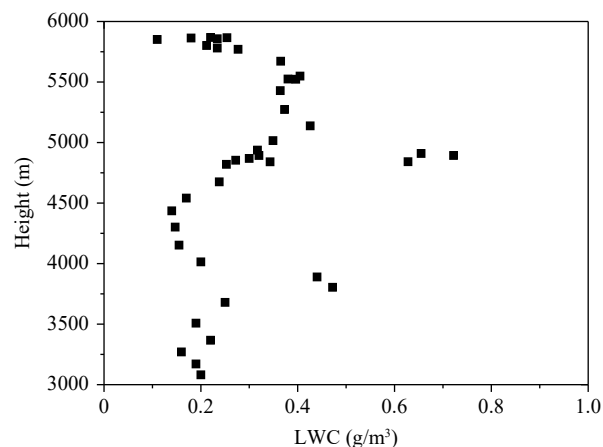


图 10 降水早期云中 0°C 高度层以上过冷水含量的垂直分布

Fig. 10 Vertical distribution of supercooled water above 0°C level in the early stage of precipitation

云中粒子相互碰并聚合而来,而霰主要是冰晶淞附过程而来。云粒子生长形状不仅与云中温度和过饱和度有关,它还受到云内复杂的动力环境影响。从雷达回波看云内嵌有弱的对流,云中对流的发展导致粒子间相互碰并的几率增强,聚合状粒子增多。因此,降水中期,虽然水汽扩散凝华增长对粒子的生长起到了一定的作用,但起主要作用的是碰并聚合和淞附两个过程。

4.4 云中冰晶粒子数浓度和云冰水含量的垂直分布特征

通过粒子形状预分类过程,对仪器测量结果中的伪粒子进行了剔除处理,因此可以获取较为准确的云中冰晶粒子数浓度;而云中冰晶粒子形状信息的获得则为获取更为准确的云冰水含量提供了可能。因此,利用 Holroyd III (1987) 所提供的粒子质量与形状的关系(表 3),可以计算出准确的云中冰水含量。对此次降水过程两个阶段的下降探测过程的粒子图像数据处理计算后所获取的 0°C 层高度以上云中冰晶粒子数浓度和云冰水含量的垂直分布特征如图 11 和 12,计算中采样体积的计算采用改进的 HP79 方法,具体请参考文献(黄敏松等, 2018)。

从图 11 可看出,降水早期, 0°C 层高度以上云中冰晶粒子数浓度绝大多数都在 10 L^{-1} 以下,平均值为 6.89 L^{-1} ,其中最大值为 13.2 L^{-1} ,位于云体的中上层,最小值为 1.3 L^{-1} ,位于云体的下层。而冰

表 3 粒子形状对应的冰水质量关系
(Holroyd III, 1987)

Table 3 Mass-shape relationships of various particles (Holroyd III, 1987)

粒子类型	粒子质量
微小状	$1.06 \times 10^{-11} \times d^2$
球状	$1.3603 \times 10^{-12} \times d^{2.6175}$
霰	$1.959 \times 10^{-13} \times d^{2.883}$
线形状	$4.71 \times 10^{-13} \times d \times w^2$
板状	$6.4295 \times 10^{-13} \times d^{2.579}$
枝状	$6.601 \times 10^{-13} \times d^{2.4035}$
聚合状	$4.901 \times 10^{-12} \times d^{2.0809}$
不规则状	$8.7143 \times 10^{-13} \times d^{2.4416}$

*注: d, w 见图 2, d, w 单位为 μm , 质量单位: g 。

水含量基本都在 0.1 g/m^3 以下, 最大值为 0.091 g/m^3 , 最小值为 0.011 g/m^3 , 平均值 0.045 g/m^3 , 峰值区位于云层的 中下部。而在降水中期(图 12) 0°C 层高度以上云中冰晶粒子数浓度绝大多数都在 10 L^{-1} 以上, 最大值为 33.9 L^{-1} , 最小值为 8.7 L^{-1} , 平均值 18.76 L^{-1} 。而冰水含量基本都在 0.1 g/m^3 以上, 最大值为 0.504 g/m^3 , 最小值为 0.085 g/m^3 , 平均值 0.23 g/m^3 , 峰值区位于层云的下层。就具体数量而言, 无论是冰晶粒子数浓度还是冰水含量, 降水中期均比降水早期有很大的增长。

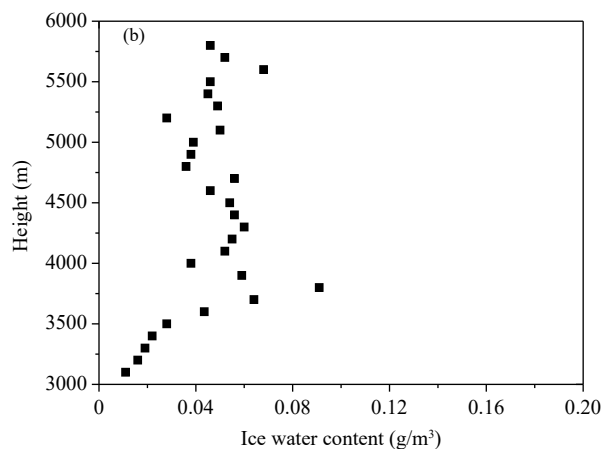
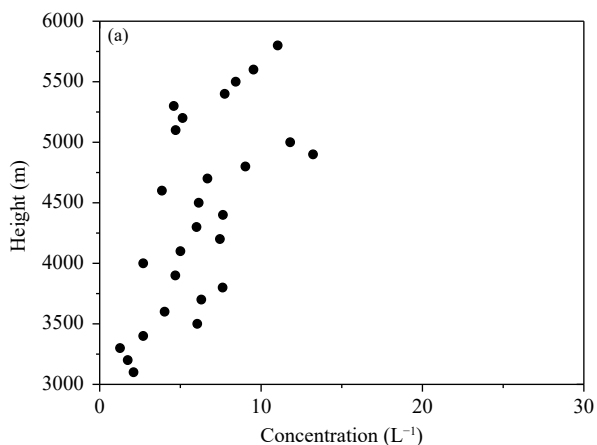


图 11 降水早期 0°C 层高度以上云中 (a) 冰晶粒子数浓度和 (b) 冰水含量的垂直分布特征

Fig. 11 Vertical distributions of (a) ice crystal number concentration and (b) ice water content above 0°C level in the early stage of precipitation

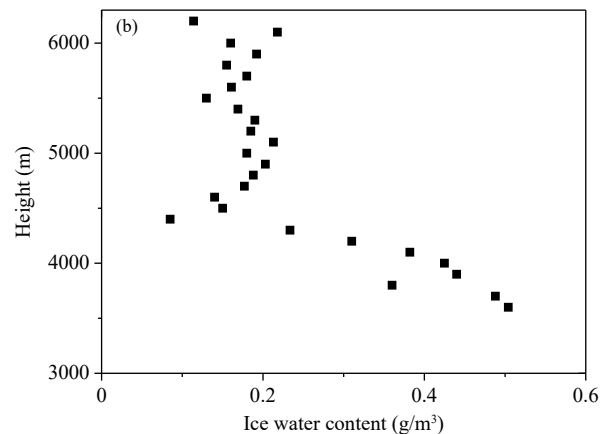
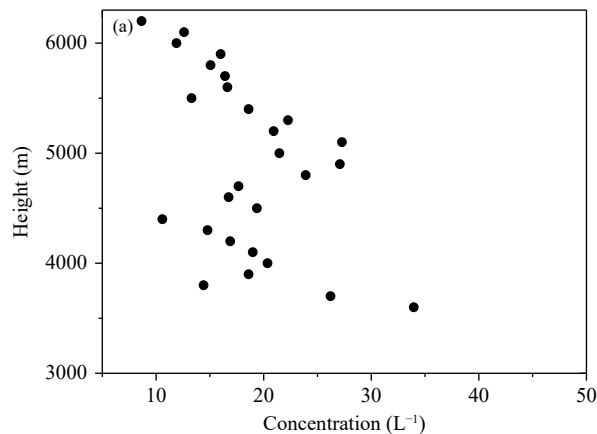


图 12 降水中期 0°C 层高度以上云中 (a) 冰晶粒子数浓度和 (b) 冰水含量的垂直分布特征

Fig. 12 Vertical distributions of (a) ice crystal number concentration and (b) ice water content above 0°C level in the middle stage of precipitation

5 总结与讨论

(1)文中新提出的云粒子形状识别方法是对Holroyd III (1987)方法的一种改进,针对Holroyd方法在云粒子形状识别过程中存在的问题,通过增加云粒子形状预分类步骤,将粒子形状识别分为完整状粒子形状识别和部分状粒子形状识别两个独立的步骤,并提出相应的识别阈值;利用实测数据,对所提方法与Holroyd方法识别有效性做了对比,结果表明改进的方法明显提升了粒子形状识别的平均准确率,对于CIP所测云粒子形状的识别平均准确率可达80%。虽然平均准确率有了较大的改善,但是本方法依然遵循原始方法的识别原理和识别过程,因此不可避免地带有原始方法的自然缺陷,即针对不同的探头和不同地域环境测量的云粒子还是需选取不同的粒子形状识别阈值。由于所用数据皆来自运-12飞机在山西、河北和北京等华北区域探测的资料,因此,文中所提阈值均只对CIP仪器在华北地区航测的粒子数据有效,对于其他地区和其他光阵探头的航测数据可参照该方法进行相应阈值的改进。

(2)将所提方法应用于山西一次降水性层状云的飞机探测资料的粒子图像分析,结果发现在不同降水阶段,云中冰晶粒子形状的分布、冰晶粒子的增长机制、冰晶粒子数浓度和冰水含量的垂直分布特征是不同的。降水早期云中粒子形状以霰、线形状和不规则状为主,粒子增长主要以淞附和凝华增长为主;但到了降水中期,云中粒子形状以聚合状和霰为主,粒子增长机制则以碰并聚合和淞附为主。冰晶粒子数浓度和冰水含量的垂直分布特征在不同降水阶段也有很大的不同,就平均数而言,降水中期冰晶粒子数浓度是降水早期的3倍,而冰水含量则能达到5倍。

致谢: 山西省人工降雨防雷办公室为本研究提供了云降水飞机观测资料与地面雷达观测资料。

参考文献

陈琪, 张华. 2018. 不同形状冰晶权重假定对冰云光学和辐射特性的影响. *气象学报*, 76(2): 279-288. Chen Q, Zhang H. 2018. Effects of ice crystal habit weight on ice cloud optical properties and radiation. *Acta Meteor Sinica*, 76(2): 279-288 (in Chinese)

冯亮, 肖辉, 孙跃. 2018. X波段双偏振雷达水凝物粒子相态识别应用研究. *气候与环境研究*, 23(3): 366-386. Feng L, Xiao H, Sun Y. 2018. A

study on hydrometeor classification and application based on X-band dual-polarization radar measurements. *Climatic Environ Res*, 23(3): 366-386 (in Chinese)

黄敏松, 雷恒池, 金玲. 2017. 机载云降水粒子成像仪所测数据中伪粒子的识别. *大气科学*, 41(5): 1113-1124. Huang M S, Lei H C, Jin L. 2017. Pseudo Particle Identification in the image data from the Airborne Cloud and Precipitation Particle Image Probe. *Chinese J Atmos Sci*, 41(5): 1113-1124 (in Chinese)

黄敏松, 雷恒池. 2018. 部分状粒子处理方法及其对云微物理参数测量的影响. *物理学报*, 67(24): 249202. Huang M S, Lei H C. 2018. Processing method for the partial particles and its influence on the cloud microphysical parameters measured by the airborne cloud and precipitation image probe. *Acta Phys Sinica*, 67(24): 249202 (in Chinese)

李军霞, 李培仁, 陶玥等. 2014. 山西春季层状云系数值模拟及与飞机探测对比. *应用气象学报*, 25(1): 22-32. Li J X, Li P R, Tao Y, et al. 2014. Numerical simulation and flight observation of stratiform precipitation clouds in spring of Shanxi province. *J Appl Meteor Sci*, 25(1): 22-32 (in Chinese)

李书磊, 刘磊, 高太长等. 2016. 太赫兹波被动遥感卷云微物理参数的敏感性试验分析. *物理学报*, 65(13): 134102. Li S L, Liu L, Gao T C, et al. 2016. Sensitivity analysis of terahertz wave passive remote sensing of cirrus microphysical parameters. *Acta Phys Sinica*, 65(13): 134102 (in Chinese)

廖国男, 郭彩丽, 周诗健, 译. 2004. 大气辐射导论, 2版. 北京: 气象出版社. Liou K N, Guo C L, Zhou S J, trans. 2004. An Introduction to Atmospheric Radiation. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press (in Chinese)

邱金桓, 吕达仁, 陈洪滨等. 2003. 现代大气物理学研究进展. *大气科学*, 27(4): 628-652. Qiu J H, Lv D R, Chen H B, et al. 2003. Modern research progresses in atmospheric physics. *Chinese J Atmos Sci*, 27(4): 628-652 (in Chinese)

王磊, 李成才, 赵增亮等. 2014. 二维粒子形状分类技术在云微物理特征分析中的应用. *大气科学*, 38(2): 201-212. Wang L, Li C C, Zhao Z L, et al. 2014. Application of 2D habit classification in cloud microphysics analysis. *Chinese J Atmos Sci*, 38(2): 201-212 (in Chinese)

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. *气象学报*, 72(2): 366-389. Zhu S C, Guo X L. 2014. Ice crystal habits, distribution and growth process in stratiform clouds with embedded convection in North China: Aircraft measurements. *Acta Meteor Sinica*, 72(2): 366-389 (in Chinese)

Bailey M P, Hallett J. 2009. A comprehensive habit diagram for atmospheric ice crystals: Confirmation from the laboratory, AIRS II, and other field studies. *J Atmos Sci*, 66(9): 2888-2899

Duroure C, Larsen H R, Isaka H, et al. 1994. 2D image population analysis. *Atmos Res*, 34(1-4): 195-205

Evans A G, Locatelli J D, Staelinga M T, et al. 2005. The IMPROVE-1 storm

- of 1-2 February 2001. Part II: Cloud structures and the growth of precipitation. *J Atmos Sci*, 62(10): 3456-3473
- Fukuta N, Takahashi T. 1999. The growth of atmospheric ice crystals: A summary of findings in vertical supercooled cloud tunnel studies. *J Atmos Sci*, 56(12): 1963-1979
- Holroyd III E W. 1987. Some techniques and uses of 2D-C habit classification software for snow particles. *J Atmos Oceanic Technol*, 4(3): 498-511
- Jackson R C, McFarquhar G M, Stith J, et al. 2014. An assessment of the impact of antishattering tips and artifact removal techniques on cloud ice size distributions measured by the 2D cloud probe. *J Atmos Oceanic Technol*, 31(12): 2567-2590
- Korolev A, Sussman B. 2000. A technique for habit classification of cloud particles. *J Atmos Oceanic Technol*, 17(8): 1048-1057
- Korolev A V, Emery E F, Strapp J W, et al. 2013. Quantification of the effects of shattering on airborne ice particle measurements. *J Atmos Oceanic Technol*, 30(11): 2527-2553
- Magono C, Lee C W. 1966. Meteorological classification of natural snow crystals. *J Fac Sci Hokkaido Univ Ser*, 2(4): 321-335
- Nakaya U. 1954. *Snow Crystals, Natural and Artificial*. Cambridge: Harvard University Press
- Wallace J M, Hobbs P V. 2006. *Atmospheric Science: An Introductory Survey*. 2nd ed. Cambridge: Elsevier
- Wen G, Oue M, Protat A, et al. 2016. Ice particle type identification for shallow Arctic mixed-phase clouds using X-band polarimetric radar. *Atmos Res*, 182: 114-131
- Woods C P, Stoelinga M T, Locatelli J D, et al. 2005. Microphysical processes and synergistic interaction between frontal and orographic forcing of precipitation during the 13 December 2001 IMPROVE-2 event over the Oregon Cascades. *J Atmos Sci*, 62(10): 3493-3519

欢迎订阅 2020 年度《气象学报》

《气象学报》中文版创刊于 1925 年，是由中国气象局主管，中国气象学会主办的全国性大气科学学术期刊，主要刊载有关大气科学及其交叉科学研究的具有创新性的论文；国内外大气科学发展动态的综合评述；新观点、新理论、新技术、新方法的介绍；研究工作简报及重要学术活动报道；优秀大气科学专著的评介以及有关本刊论文的学术讨论等。

《气象学报》中文版 2003 年和 2005 年连续两次荣获中华人民共和国新闻出版总署颁发的第二届、第三届“国家期刊奖百种重点学术期刊”奖；2013 年获“中国出版政府奖期刊奖提名奖”；2013、2015、2017 年入选国家新闻出版广电总局“百强报刊”；2007—2011 年和 2015—2017 年获得中国科学技术协会精品科技期刊工程项目的资助，2008、2011、2014、2017 年被评为“中国精品科技期刊”；2003—2007、2009、2016 年被中国科学技术信息研究所评为“百种中国杰出学术期刊”；2012、2013、2014、2015 年获评“中国最具国际影响力学术期刊”；2016、2017、2018、2019 年获评“中国国际影响力优秀学术期刊”。

《气象学报》为大气科学研究提供了学术交流平台，一直致力于推动中国大气科学基础研究和理论研究的发展，服务于中国气象现代化建设事业。作者和读者对象主要为从事气象、海洋、地理、环境、地球物理、天文、空间及生态等学科的科研人员、高校师生。

《气象学报》中文版为双月刊，国内外发行。

2020 年全年共 6 期，定价 240 元/年。

邮发代号：2-368（国内） BM329（国际）

通讯地址：北京市中关村南大街 46 号 中国气象学会《气象学报》编辑部

邮政编码：100081

联系电话：010-68406942，68408571（传真）

邮 箱：cmsqxxb@263.net, qxxb@cms1924.org

期刊主页：http://www.cmsjournal.net/qxxb_cn

开户银行：北京建行白石桥支行

户 名：中国气象学会

帐 号：11001028600059261046