doi:10.11676/qxxb2020.054

SACOL站冰云粒子下降末速度的反演及其时空分布特征研究*

李旭岗　苏　婧　王　晨　胡晓宇　汪美华　葛觐铭

LI Xugang　SU Jing　WANG Chen　HU Xiaoyu　WANG Meihua　GE Jinming

兰州大学半干旱气候变化教育部重点实验室，兰州，730000

Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change，*Ministry of Education*，*Lanzhou University*，*Lanzhou* 730000，*China*

2020-01-21收稿，2020-04-30改回.

李旭岗，苏婧，王晨，胡晓宇，汪美华，葛觐铭. 2020. SACOL站冰云粒子下降末速度的反演及其时空分布特征研究. 气象学报，78(6)：1037-1049

Li Xugang，Su Jing，Wang Chen，Hu Xiaoyu，Wang Meihua，Ge Jinming. 2020. Retrival of the terminal fall velocity of ice cloud particles and its spatiotemporal distribution characteristics at the SACOL. ***Acta Meteorologica Sinica*****，78(6):1037-1049**

Abstract　Ice clouds are one of the most important components in the climate system, and the parameterization of their life cycle in climate models has always been a prominent issue. The terminal fall velocity of ice cloud particles is a key parameter affecting the life cycle of ice clouds. The Ka-band Zenith Radar (KAZR), which has been deployed at the Semi-Arid Climate and Environment Observatory of Lanzhou University (SACOL) since July 2013, has been continuously operated for six years. By using continuous observations of the Ka-band millimeter-wave cloud radar from August 2013 to July 2015, we retrieve the particle terminal fall velocity (V_t) and calculated the values of the coefficients a and b based on the relationship between the radar reflectivity factor Z and V_t. We then further divide the ice clouds into four categories using cluster analysis, and discuss the spatiotemporal distribution of the reflectivity, the terminal fall velocity, the coefficients a and b of the four different types of ice cloud. Furthermore, we also study the change of microphysical processes at different locations inside the clouds through the parameter vertical distribution feature recognition. The results show that the distribution of V_t corresponds well to Z, and the maximum frequency appears at about 7 km altitude above the ground level (AGL). In addition, they all show significant seasonal changes and the terminal fall velocity can be increased by 25% in the warm season compared to that in the cold season. The average values of radar reflectivity factor, particle terminal fall velocity and fitting coefficient a and b of the first and third types of ice clouds, which are thicker with longer duration, are significantly larger than those of the second and fourth types of clouds, which are thinner clouds with shorter duration. Seasonal changes of parameters of all types of ice clouds are relatively consistent, i.e., they all peak in June and September. In the vertical direction, Z, V_t and fitting coefficient b from the top of to the bottom of the cloud show a tendency to increase first and then decrease with the decrease of the height of the clouds, which reflects the microphysical processes at different locations in the cloud. In the top part of the cloud, the nucleation of particles and the deposition of water vapor in the clouds are dominant. With the decrease of cloud height, the deposition of water vapor and the aggregation of particles play a major role, and the cloud particles gradually increase. In the cloud layer close to the cloud bottom, the cloud particles evaporate and sublimate, and the particle size decreases. This indicates that the formation of ice clouds in arid and semi-arid areas in the middle latitudes of China is a top-down process from the top to the bottom of the cloud. While the distribution characteristics of fitting coefficient b in the vertical direction also indicate that this parameter can be used for the identification of different physical processes within the cloud.

* 资助课题：国家自然科学基金项目(41922032、41430425、41575016)。

作者简介：李旭岗，主要从事云宏微观物理特性研究。E-mail：lixg17@lzu.edu.cn

通信作者：苏婧，主要从事大气辐射、云、气溶胶气候辐射效应的研究。E-mail：jsu@lzu.edu.cn

Key words Ka-Band Zenith Radar (KAZR), Radar reflectivity, Terminal fall velocity, Cluster analysis, Microphysical processes

摘 要 冰云是影响气候变化最为重要的因子之一,其生命周期的变化在很大程度上决定了冰云的气候辐射效应。冰云粒子下降末速度是影响冰云生命周期的关键参数。为了开展对冰云粒子下降末速度的研究,利用兰州大学半干旱气候与环境监测站Ka波段毫米波云雷达2013年8月至2015年7月连续观测数据,反演了冰云粒子的下降末速度(V_t),并根据雷达反射率因子(Z)与V_t的关系计算了拟合因子a、b的值;在此基础上应用聚类分析方法,对比分析了4种不同特性冰云Z、V_t和拟合因子a、b的时、空分布特征,进而尝试通过参数垂直分布特征识别研究云中不同位置上云微物理过程的变化。结果表明:冰云粒子下降末速度的分布与雷达反射率因子有很好的对应,最大频率都出现在距离地面约7 km高度处,且具有显著的季节变化,粒子下降末速度在暖季较冷季可增大25%,峰值出现在6月和9月;云层较厚且持续时间长的第一、三类冰云,其雷达反射率因子、粒子下降末速度及拟合因子a和b的平均值都显著大于云层较薄且持续时间短的第二、四类云。垂直方向上,Z、V_t和拟合因子b从云顶到云底随着高度的降低呈现先增大后减小的趋势,体现了云粒子在云顶区域成核和水汽凝华效应,随着粒子在下落过程中碰并增长,云滴粒子逐渐增大,水汽的凝华和粒子的聚合起主要作用,最后在云底部分,云粒子蒸发、升华减小消亡的过程。由此表明中纬度干旱半干旱地区冰云是从云顶到云底自上而下的形成过程。

关键词 云雷达(KAZR),雷达反射率,下降末速度,聚类分析,微物理过程

中图法分类号 P412.25

1 引 言

冰云是指由冰晶粒子所组成的高云,主要出现在海拔8—17 km的对流层中上部(Barahona, et al, 2017),全球覆盖率20%—50%,特别在中纬度地区分布更为广泛(Liou, 1986; Wylie, et al, 1999)。冰云由于其独特的物理光学特性,对区域及全球地-气系统能量平衡有重要影响。冰云一方面通过散射和吸收太阳短波辐射对地-气系统产生冷却作用,另一方面由于其在高空位置高、温度低,能够有效地吸收和阻挡来自温度相对较高的地表和云下大气发出的长波辐射,而以较低温度向外放出长波辐射,从而对地-气系统产生加热作用(刘玉宝等, 1993; Zhao, et al, 2014)。此外,冰云对降水过程也有显著影响,在人工增雨作业中起重要作用(梁军等, 2010; 周非非等, 2010; Ping, et al, 2011)。然而,由于冰晶粒子形状、大小的多样性和复杂的时空变化,以及其与辐射、动力过程的相互作用,使得冰云在气候模式中的准确表述一直是一个难题(Meyer, et al, 2007; Baran, 2012),冰云的参数化也成为气候模式模拟最大的不确定性因素之一(张国栋, 1997; Mitchell, et al, 2008)。因此,开展冰云的观测研究对气候模式中冰云的合理表述及改进参数化方案并进一步深入了解冰云的气候效应有重要意义(Lu, et al, 2014; 陈琪等, 2018)。

在气候模式冰云的参数化中,如何正确表述冰云的生命周期一直是一个难以解决的问题。云滴粒子下降末速度和周围环境空气垂直运动速度是影响冰云生命周期的两个关键参数(Protat, et al, 2011)。云滴粒子生成后在环境大气中运动,粒子在下降过程中受重力与空气阻力作用,空气阻力大小与下降速度有关,速度越大,空气阻力越大,当空气阻力大小与云滴粒子重力达到平衡时,云滴粒子就会匀速运动,这一速度被称之为云滴粒子下降末速度。云滴粒子下降末速度能够影响云滴粒子生成、生长及消亡的过程。云滴粒子下降末速度的减小可以延长云寿命,增加卷云的覆盖范围,进而增强长波辐射的强迫效应(Sanderson, et al, 2008)。另外,云滴粒子下降末速度也会对冰水含量产生重要影响(Jakob, 2002, 2003)。环境空气的垂直速度可以改变对流层上层的大气冷却率从而影响冰晶的过饱和度以及冰核活化和冰晶的生成(Kärcher, et al, 2002)。云滴粒子下降末速度和环境空气垂直速度是影响冰云微物理性质及其动力过程的重要因素,因此,利用长期观测数据开展云滴粒子下降末速度及空气垂直速度等动力因子的反演研究,进而准确地识别冰云宏、微观物理特性和动力特性,将有助于提高对云形成、消散等物理、动力过程以及其与大气大尺度运动关系的认识,从而改进云在模式中的准确表述(Fu, et al, 2002; Li, et al, 2011; Lu, et al, 2012)。

中外学者针对不同粒子下降末速度已经开展

了一些研究工作。Lord 等(1988)的研究结果显示冰相粒子下降末速度的不同将会引起热带气旋动力过程的不同。Gilmore 等(2004)研究模拟了超级和多单体风暴中霰的下降末速度，结果表明较大的下降末速度将产生较大的地面累计降雨量；而较小的下降末速度将导致地面降水量的减少。McFarquhar 等(2006)对霰粒子下降末速度的研究结果表明，霰的下降末速度减小时降水强度也将减小，并且对地面气压和风速都有影响。陶玥等(2009)利用美国俄克拉荷马州立大学非静力中尺度数值模式 ARPS 研究了霰粒子下降末速度对云系和降水发展的影响，结果表明霰下降末速度的变化将调整底层降水分布，并且会影响霰的融化与增长从而影响热力场。张衍达等(2016)使用 WRF 模式对华南强降水个例进行模拟研究，结果表明云粒子下降末速度和粒子谱参数对降水的强度和发展都有显著影响。贾星灿等(2018)利用地基降水粒子谱仪配合云雷达和近地面显微观测数据，对比了冬季 4 类不同降水粒子的下降速度分布特征，结果表明冬季雪花、霰粒和混合态降水粒子下降速度分布的散度较雨滴更大，并指出这是由于固态粒子下落过程中更容易发生破碎、聚并和凇附等微物理过程造成的。目前许多云粒子下降末速度的研究工作均是基于个例研究，缺乏长时间序列的统计分析。对于准确识别冰云宏微观物理特性和动力特性，特别是进一步探究其与大尺度气象场和云动力过程关系的研究，需要长时间、高分辨率的观测数据(Mace, et al, 2002; Delanoë, et al, 2007; Protat, et al, 2007)。地基毫米波云雷达由于其波长较短，对冰晶粒子有较高的敏感性，不仅能够穿透多层云获得详细的云层垂直结构(Kollias, et al, 2007; 仲凌志等, 2011)；还可以对同一地区进行长时间连续观测，从而弥补飞机观测在时间连续性上的不足，因此云雷达是观测和研究冰云的有效工具(Deng, et al, 2006; 刘黎平等, 2009; 严卫等, 2012)，而其长时间序列的定点连续观测资料，则有着非常重要的研究价值。

兰州大学于 2013 年引进并安装于半干旱气候与环境监测站(Semi-Arid Climate & Environment Observatory of Lanzhou University, SACOL)的 Ka 波段毫米波云雷达(Ka-Band Zenith Radar, KAZR)，是中国第一台在半干旱区做固定观测的多普勒云雷达系统。文中利用 SACOL 站连续两年 KAZR 云雷达观测数据，反演了该地区冰云粒子下降末速度，统计分析了不同类型冰云的雷达反射率因子和粒子下降末速度的时、空分布特征；并在此基础上根据冰云粒子下降末速度与雷达反射率因子的关系，计算分析了不同类型冰云中关系因子 a 和 b 及其垂直分布特征，进而尝试通过其分布变化特征识别研究云中不同位置上云微物理过程的变化。

2 数据与方法

2.1 数据

文中采用 SACOL 站 2013 年 8 月至 2015 年 7 月 KAZR 云雷达探测数据。KAZR 云雷达是水平方向极化发射电磁波，同时在水平和垂直两个方向接收极化的双极化多普勒云雷达，工作频率为 35 GHz (波长 8.6 mm)，峰值功率 2.2 kW，天线直径 1.82 m，波束宽度 0.33°，在天顶方向观测大气水凝悬浮粒子的回波信号。KAZR 云雷达有两种运行模式，分别是“chirp”模式和“burst”模式。“chirp”模式采用脉冲压缩，对载频做线性调频，可以在有效提高脉冲功率的同时，保持较小的脉冲宽度，其在 5 km 处具有高达−68 dBz 的雷达敏感性。“chirp”模式能够穿过低层云，从而较好地探测出高层云的特性；“burst”模式的工作频率为 34.83 GHz，发射短脉冲，可以观测距地面 0.15 km 以上的云层。KAZR 云雷达时间分辨率为 4.27 s，垂直方向空间分辨率为 30 m。KAZA 云雷达 0 级矩数据包括反射率因子、多普勒速度、谱宽、线性退偏比和雷达信噪比。Ge 等(2017)利用双边滤波思想提出了云检测新方法，用以初级观测数据的杂波滤除，在此基础上，Ge 等(2018)进一步根据有关冰云的定义标准，结合云顶温度、云底温度和云层中最大雷达回波处的温度，对冰云进行了识别。在上述数据基础上，利用多普勒速度进行了冰云粒子下降末速度和大气垂直速度的反演。

2.2 云滴粒子下降末速度反演

KAZR 多普勒云雷达得到的多普勒速度(V_D)由两部分构成

$$V_D = V_a + V_t \tag{1}$$

式中，V_a为环境大气的垂直运动速度，V_t为云滴粒子的平均下降末速度。利用云雷达观测数据反演云

粒子下降末速度主要有统计拟合法和时间平均法。Orr 等(1999)提出由多普勒速度反演下降末速度的统计拟合方法:对于一个持续的非强对流云系统,对多普勒速度进行长时间平均后,环境空气的垂直运动速度为 0,即 $\overline{V_a}=0$,从而 $\overline{V_D}=\overline{V_t}$,基于此假设,把不同高度区间与反射率区间内的反射率因子(Z)与其相对应的多普勒速度(V_D)求平均得到 $\overline{Z}$ 与 $\overline{V_t}$,然后在每个高度层上,利用对应的 Z 与 V_t 拟合关系式 $V_t=aZ^b$ 进行拟合,得到参数后代入雷达反射率数据最终得到云粒子下降末速度(V_t)。Matrosov 等(2002)对上述方法进行简化提出了时间平均法:假设平整云层在没有强烈湍流情况下,通过对多普勒速度进行 20 min 的滑动平均从而得到云滴粒子的下降末速度。在此基础上 Kalesse 等(2013)将统计拟合法和时间平均法结合提出了一种新的改进方法:对于给定的云,不把云作为一个整体来考虑,而是根据一定高度和时间间隔范围内云滴粒子大小特征,按雷达反射率因子将云分为不同小块,在每个小块间隔内进行时间平均及拟合计算,更为合理有效地减小空气速度的影响,可以应用在云体内粒子和气流分布更为复杂的情况。文中两年雷达数据都是利用此改进方法进行粒子下降末速度的反演。由于 KAZR 雷达数据的垂直分辨率为 30 m,在垂直方向上选取了 90 m 的高度间隔进行反演。在每个高度间隔上,时间分辨率为 20 min,采取这一时间长度的原因是:若间隔大于 20 min,不仅统计性能没有改善,云的小尺度特征也会丢失,而如果采用太短的时间间隔,会导致对空气运动的过滤不够(Protat, et al, 2011)。然后在选取的云块内以 2 dBz 为间隔对反射率因子和相应的多普勒速度进行平均,多普勒速度的平均值即为这一高度-时间间隔内云滴粒子的平均下降末速度,进一步对 $V_t=aZ^b$ 进行拟合。由于雷达数据没有 Z 值,而给出的是 Z(dBz)的值,Z(dBz)=10 lg Z,所以将指数形式在对数坐标中写成 $10\lg V_t=A+B\cdot Z$ (dBz),其中 $a=10^{0.1A}$,$b=B$。为了尽可能去掉噪音对结果的影响,拟合得到 b 之后,用误差权重平滑样条法来对 b 进行平滑。其中权重 $W=\dfrac{1}{D(b)}$,$D(b)$ 是 b 的方差。对 b 平滑之后,进行二次拟合,即用平滑过的 b 来确定 a。拟合过程中为了得到较为准确的 a、b,文中仅对每一个高度-时间间隔内反射率因子间隔数至少为 4 个的情况进行拟合,从而得到云滴粒子下降末速度(V_t);而对于间隔数少于 4 个的情况,则认为在这个间隔内粒子的下降末速度与反射率因子相关较弱,通过将这一时段内的多普勒速度进行滑动平均来得到下降末速度(V_t),这种情况通常发生在云层分布高度较为均匀的情况下,在此条件下雷达的反射率因子变化很小。

图 1 为利用 2014 年 3 月 3 日的 KAZR 雷达探测数据,通过不同反演方法得到的粒子下降末速度。从图中可以看出,图 1a 显示的统计拟合算法与图 1c 的联合算法结果整体较为一致,但这一方法使用时假设整层云物理性质相同,并未考虑云物理性质在垂直方向的差异。利用时间平均法(图 1b)计算得到的粒子下降末速度在云顶接近 0,这与联合方法结果一致,较为接近真实情况。而该方法的应用具有一定的局限性,其只能应用在没有大范围垂直运动的环境场中,如果有较强的上升或下沉运动,则不能满足空气垂直速度平均后为 0 的假设。从图 1b 中可以看出云层较高位置出现了负值,即粒子在这一位置存在向上运动,这部分速度应采取合理方法加以剔除。图 1c 的 Kalesse 算法结合前两种方法,在结果上很好地剔除多普勒速度中负值部分,使得云顶部分速度接近于 0,同时云中的一些大值区也有所保留,更接近于真实情况。

2.3 聚类分析

在云粒子下降末速度反演的基础上,利用聚类分析方法(Jain, et al, 1999)进一步研究不同类型冰云下降末速度的差异。聚类分析方法是一种可以用来有效地说明云物理特性与宏观过程之间联系的方法(Zhang, et al, 2007),此方法的核心是利用迭代把总样本分成不同的类别,使生成的每个类别内部紧凑而各类别之间差异较大、相互独立。其完成步骤是:先确定初始的 K 个聚类中心,然后将总样本按最小距离原则分配到最邻近的类,使用每个类中的样本均值作为新的聚类中心,重复上述步骤使聚类中心不再发生变化,最后得到 K 个类。为了避免初始聚类中心对分类结果的影响,采用多次运行的方法来减小较差的初始聚类中心带来的影响(Ge, et al, 2018)。文中根据冰云事件的平均云顶高度、持续时间和云层厚度,利用聚类方法将冰云

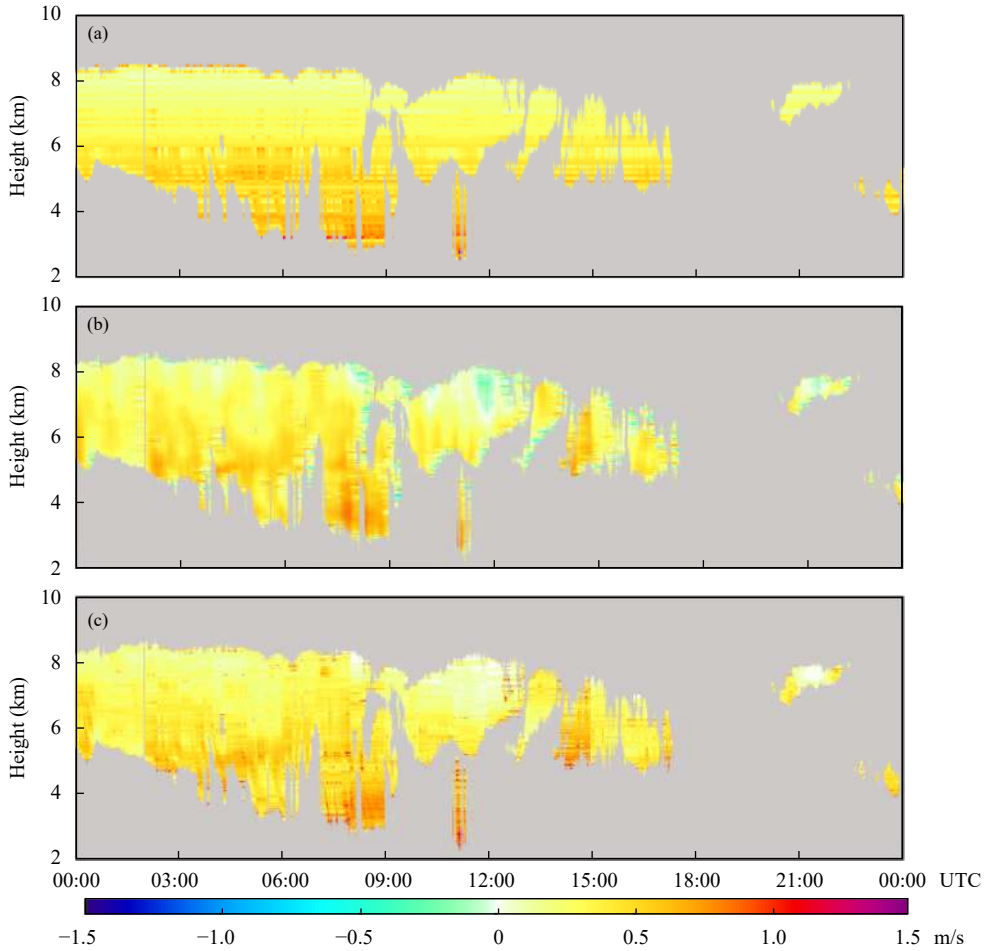


图 1　不同算法得到的粒子下降末速度（a. 统计学算法，b. 时间平均算法，c. 联合算法）

Fig. 1　Terminal fall velocity from (a) statistical algorithm, (b) time average algorithm and (c) Joint algorithm

分为 4 类。表 1 为 4 种不同冰云类型的宏观物理特性统计。从表中可以看出，二、四类云持续时间较短，厚度较薄，其中第四类与第二类云相比云顶高度较低，主要位于对流层中层。一、三类云云顶高度都在 8 km 左右，云层厚度较厚且持续时间长，第三类云平均持续时间可达 17.7 h。另外，文中为了便于不同类型云之间的比较，对云的厚度进行了归一化处理，定义 $n_h=\Delta h/h$，其中 Δh 是距离云顶的高度，h 是整个云层厚度。因此云底和云顶的 n_h 值分别为−1 和 0。

表 1　4 类冰云的物理特性统计（均值±标准差）

Table 1　Statistical characteristics of various types of ice clouds (mean ± standard deviation)

	第一类云	第二类云	第三类云	第四类云
云顶高度(km)	8.31±1.47	9.80±1.39	8.63±1.29	6.72±1.01
云层厚度(km)	2.22±1.41	0.90±0.67	2.83±1.76	0.95±0.71
持续时间(h)	7.50±3.20	1.50±1.80	17.70±3.80	1.50±1.80

3　结果分析

3.1　下降末速度的个例反演

图 2 为 2014 年 3 月 3 日云雷达探测的雷达反射率因子和多普勒速度，以及云粒子下降末速度和空气垂直速度的反演结果。从图中可以看出，该个例云层高度分布范围为 3—8 km，大部分云集中在 5 km 高度以上，云层较厚。雷达反射率因子在−60—

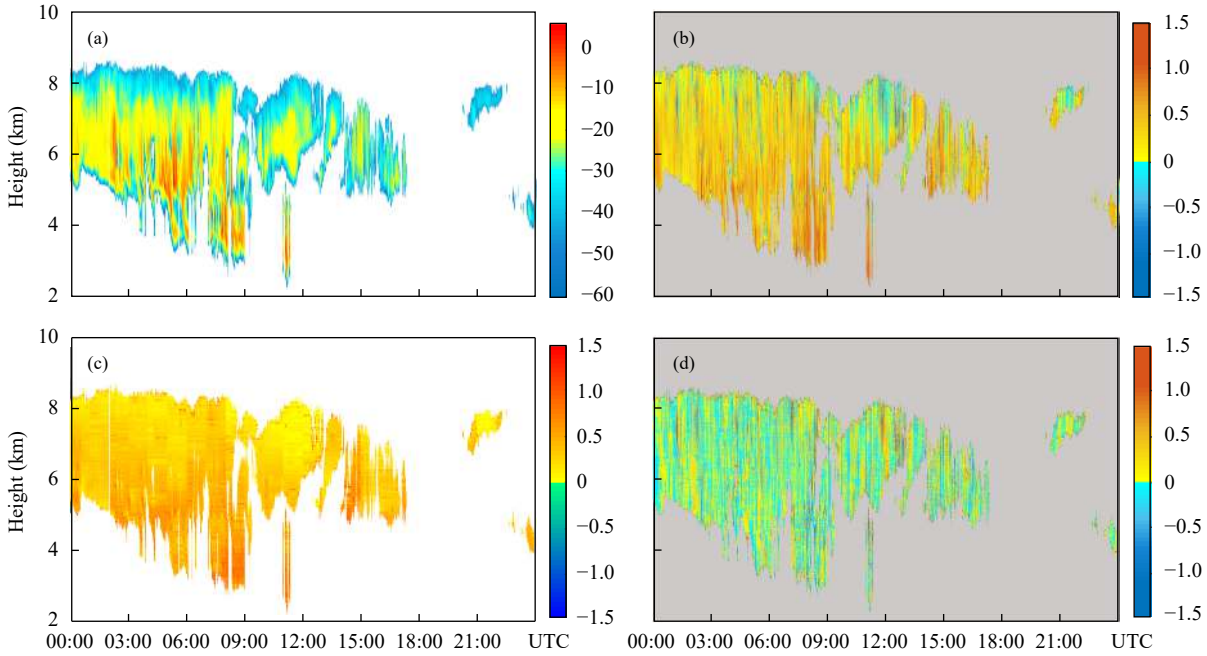


图 2 SACOL 站 2014 年 3 月 3 日冰云个例结果

(a. 雷达反射率因子, 单位: dBz; b. 多普勒速度, 单位: m/s; c. 粒子下降末速度, 单位: m/s; d. 空气垂直速度, 单位: m/s, 正值代表向下运动)

Fig. 2 Radar reflectivity (a, unit: dBz), Doppler velocity (b, unit: m/s), particle terminal fall velocity (c, unit: m/s), vertical velocity (d, unit: m/s) from a case study of ice clouds at SACOL on 3 March 2014 (Positive values indicate downward motion)

10 dBz, 云顶部分雷达反射率因子最小, 说明此处云滴粒子小, 云顶为云滴粒子开始生成区域所以粒子最小; 随着云层高度的降低, 由于云粒子在下落过程中碰并增长, 粒子不断增大所以反射率逐渐增大; 云底部分, 伴随云粒子逐渐减小消亡, 反射率因子也逐渐减小。图 2b 中显示的多普勒速度(V_D)在云顶部分接近 0, 这跟实际情况较为吻合, 并从云顶到云底逐渐增大, 为−1.5—1.5 m/s。根据 2.2 节中介绍的 Kalesse 联合算法, 反演的粒子下降末速度结果V_t 如图 2c 所示, 其变化与雷达反射率因子的强、弱有很好的对应, 随着云滴粒子生成增长, V_t的大小随着云高的降低而增大。在反演得到V_t的基础上, 可通过$V_a = V_D - V_t$ 进一步计算得到环境空气运动的垂直速度。从图 2d 可以看出, 环境空气垂直速度波动较大, 上升气流与下降气流约各占 50%, 表明该个例云层内湍流发展较为旺盛。

根据反演得到的下降末速度, 再结合 2.2 节中所描述的V_t与 Z 的拟合关系进一步得到了 a 和 b 的垂直分布(图 3)。

图 3a、b 为雷达反射率因子(Z)及云粒子下降末速度(V_t)的垂直变化。与图 2 结果一致, 伴随云粒子的生成、发展及消亡, 雷达反射率因子从云顶到云底呈现出先增大后减小的趋势; 云滴粒子下降末速度(V_t)整体从高到低缓慢增大。b 在垂直方向上随着高度而变化, 其变化趋势和反射率因子较为一致, 先增大后减小, 在云顶部分为负值, 下降到中低层时增大为正值, 在云层底部又减小为负值, 对云粒子在各高度上不同的物理过程有较好的反映。a 从云顶到云底缓慢且波动增大。

3.2 雷达反射率因子与下降末速度的时空分布

在以上个例反演的基础上, 利用 2013 年 8 月至 2015 年 7 月云雷达连续观测数据, 反演分析了 SACOL 站两年间雷达反射率因子和云粒子下降末速度的时、空统计分布特征。图 4 为雷达反射率因子与粒子下降末速度的频率分布特征。从图中可以看出雷达反射率因子的分布区间为−53.4—9.3 dBz, 最大频率集中在−30—−15 dBz 范围内, 最大频率的出现位置在距离地面约 7 km 高度处。云粒子下降末速度变化范围为 0.2—0.9 m/s; 最大频率速度集中在 0.3—0.5 m/s, 最大频率出现位置与雷达反射率因子较为一致, 同样出现在距地约 7 km 高度处。在这一位置区域, 云粒子处于发展增大过程中, 使

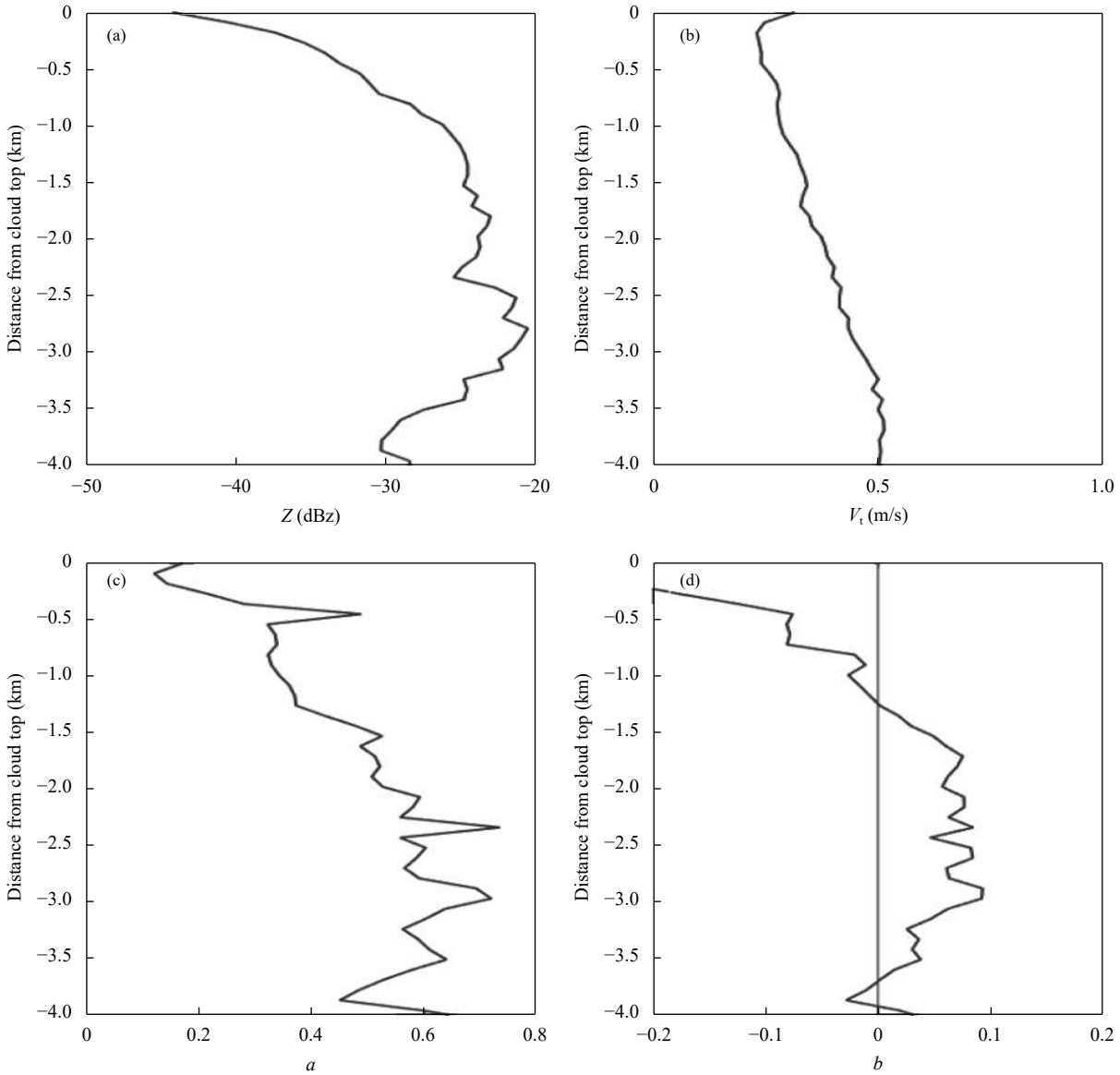


图 3 SACOL 站 2014 年 3 月 3 日冰云个例雷达反射率因子（a）、下降末速度（b）及系数 *a*（c）和 *b*（d）的垂直分布

Fig. 3 Vertical distributions of radar reflectivity (a), terminal fall velocity (b), coefficient *a* (c) and coefficient *b* (d) for the ice clouds case at SACOL on 3 March 2014

得雷达反射率因子与下降末速度均出现较大数值。图 5 给出了雷达反射率因子与下降末速度的季节分布。从图中看出雷达反射率因子与下降末速度都显示出在暖季较大，冷季较小的季节变化趋势。图 5b 中粒子下降末速度的季节变化更为显著，中位数在 6 月时达到最大，云粒子平均下降末速度在暖季（5—10 月）时为 0.44 m/s，较冷季（11 月—次年 4 月）的平均值 0.35 m/s 增大了 25%。这主要是因为暖季地面和大气温度较高，大气中水汽含量较高，上升运动较强，有利于形成较大的云滴粒子，而云粒子的增大也将使得其下降末速度相应增大。

3.3 不同类型云 *Z*、V_t 及系数 *a*、*b* 垂直分布特征

不同高度及厚度的云，其云粒子物理特性差异较大。为了分析各类型云粒子下降末速度的变化特征，进一步探讨不同类型云内物理过程的差异，利用 2.3 节中介绍的聚类分析方法，基于 2013 年 8 月—2015 年 7 月的两年云雷达观测数据，反演得到了 4 种不同类型云的雷达反射率因子、云粒子下

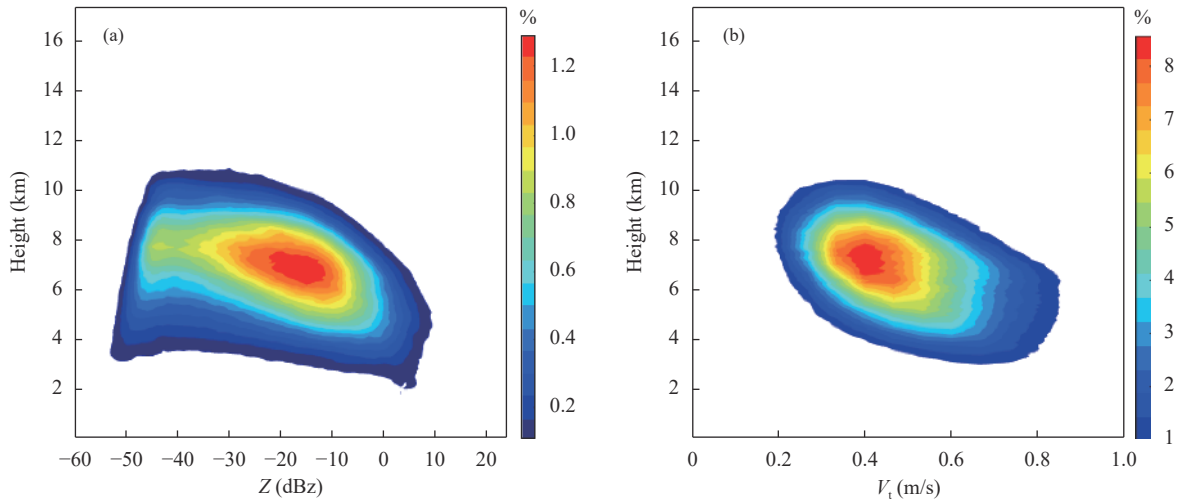


图 4 2013 年 8 月至 2015 年 7 月冰云（a）雷达反射率因子频率分布、(b) 下降末速度频率分布

Fig. 4 Ice cloud data(a) radar reflectivity frequency distribution, (b) terminal fall velocity frequency distribution for the period from August 2013 to July 2015

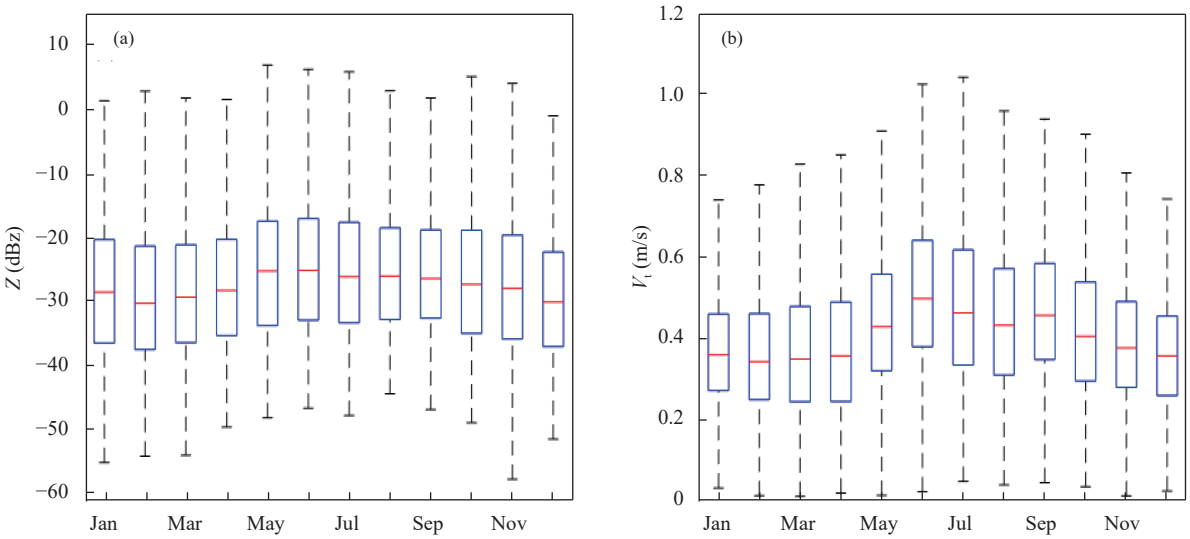


图 5 2013 年 8 月至 2015 年 7 月冰云（a）雷达反射率因子季节分布、(b) 下降末速度季节分布

Fig. 5 Ice cloud data(a) radar reflectivity seasonal distribution, (b) terminal fall velocity seasonal distribution for the period from August 2013 to July 2015

降末速度以及拟合系数 a、b。

表 2 给出了 4 类冰云的 Z、V_t和系数 a、b 的平均值与标准差统计结果。可以看出，对于云层较厚且持续时间长的第一、三类冰云，这 4 个参数的平均值都显著大于云层较薄且持续时间短的第二、四类云。由此可以看出一、三类云的云滴粒子粒径要普遍大于二、四类云滴粒子，说明相对于薄云，较厚的云可以有更好的条件使云滴粒子的粒径变得更大。图 6 为不同类型云雷达反射率因子和粒子下降末速度及拟合系数的垂直分布。从图 6 可以看出，4 种不同类型云垂直方向上从云顶到云底雷达反射率因子、云滴粒子下降末速度和拟合系数都呈现出一致的先增大后减小的变化趋势。但在云内不同高度上，又显示出明显的差异。在云层顶部这一位置，主要是粒子成核和水汽凝华区域，云滴粒子刚开始形成，粒径较小，所以 4 类云的粒子下降末速度均为最小值且不同类型云间差别较小，均为 0.3 m/s 左右；a 和 b 在这一区域的值也均为最小值，除了第

表 2　4 种不同类型云雷达反射率因子(Z)、云粒子下降末速度(V_t)和拟合系数(a、b)的均值与标准差

Table 2　Mean and standard deviations of four variables for different types of clouds

冰云类型	Z(dBz)	V_t(m/s)	a	b
第一类云	−26.8±8.57	0.42±0.24	0.68±0.67	0.04±0.13
第二类云	−31.2±5.53	0.37±0.13	0.64±0.73	0.02±0.15
第三类云	−26.3±8.95	0.41±0.26	0.69±0.71	0.05±0.14
第四类云	−32.0±7.42	0.36±0.16	0.64±0.79	0.03±0.13

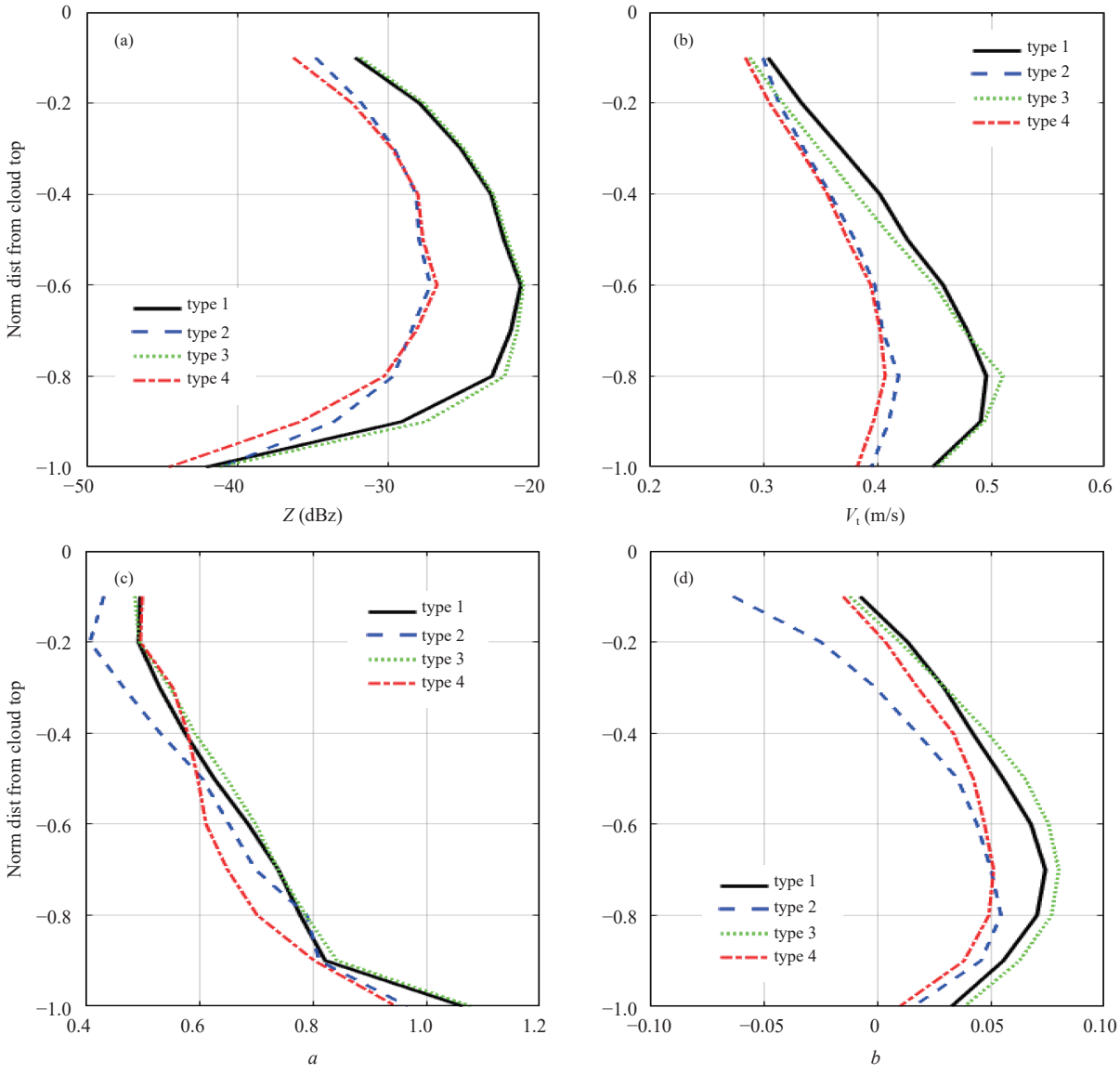


图 6　SACOL 站 4 类不同的云（a）雷达反射率因子、（b）下降末速度 、（c）系数 a、（d）系数 b 的垂直分布

Fig. 6　Vertical distributions of (a) radar reflectivity, (b) terminal fall velocity, (c) coefficient a, (d) coefficient b for four different types of clouds at SACOL

二类云，第一、三和四类云 a 和 b 值差别不大，a 值在 0.5 左右，b 值接近于 0。而第二类云 a 和 b 值在云顶明显小于其他 3 类云，这主要是第二类云云顶平均高度达到 9.8 km，显著高于其他类型云所造成的。在云层中部及中下部，由于水汽的凝华和粒子的聚合起主要作用，云滴粒子逐渐增大，雷达反射

率因子和云粒子下降末速度都显著增大,雷达反射率因子和下降末速度的值分别在 n_h=0.6和 0.8 的位置出现最大值,说明在这一位置区间上云粒子增长为最大随后下降末速度也增速为最大值。对于第一、三类云由于其云层较厚水汽充足,其 Z 和 V_t 值显著大于云层较薄的第二、四类云;在这一区域,拟合系数 b 从云顶的负值增大到正值,对于云层较厚类型的云,b 可达到 0.08。对于第三类持续时间最长且云层最厚的云,b 在 n_h=0.7 处达到最大值,而对于云层较薄但云顶高度较高的第二类云,b 达到最大值的位置更接近云底,在 n_h=0.8 处达到最大。在云层下部接近云底的位置主要是云的升华区,云滴粒子蒸发、升华过程占主导,因此在这一区域,云滴粒子粒径减小,雷达反射率因子、云粒子下降末速度和拟合系数都随之减小。通过以上分析可以看出虽然不同类型云的雷达反射率因子、粒子下降末速度有所差别,但其在垂直方向上的变化较为一致,说明中纬度干旱半干旱地区冰云的形成都是从云顶到云底自上而下发展的。b 在垂直方向上呈现出与雷达反射率因子及粒子下降末速度一致的变化,可以尝试用于云内不同物理过程的识别。

3.4 不同类型云 Z、V_t 的日变化与季节变化特征

在不同类型冰云主要变量垂直分布的研究基础上,进一步分析不同类型冰云参数的日变化及季节变化特征。

图 7 为 4 种类型冰云雷达反射率因子与云粒子下降末速度的日变化。从图 7 可以看到,对于第一、三类云,雷达反射率因子和粒子下降末速度的日变化比较平滑,没有明显峰值区域。这主要是和它们的持续时间有关,这两类云持续时间很长,随时间变化较为平缓。而对于云层较薄的第二、四类云,由于其持续时间很短(平均只有 1.5 h),所以雷达反射率因子和粒子下降末速度的日变化有较为明显的起伏,其中第二类云的 Z 和 V_t 在 09 时与 15 时出现明显峰值。4 种类型云的雷达反射率因子与下降末速度的季节变化如图 8 所示。从图中可以看出,4 类云雷达反射率因子和下降末速度的季节分布变化趋势基本一致,呈现冷季较小,暖季较大的分布,并在 6 月和 9 月出现峰值,这主要是由于较高的温度有利于云内粒子运动,而且在季节转换的月份不同天气系统出现频率的增加也有利于云的形成。低值区出现在 7—8 月,由于这一时段对流层上层的相对湿度比其他月份低,且垂直运动相对较弱,不利于云的产生(Ge, et al, 2018)。

4 结 论

利用 SACOL 站 KAZR 云雷达 2013 年 8 月至 2015 年 7 月的连续观测数据,反演了云粒子的下降末速度,统计分析了雷达反射率因子和粒子下降末

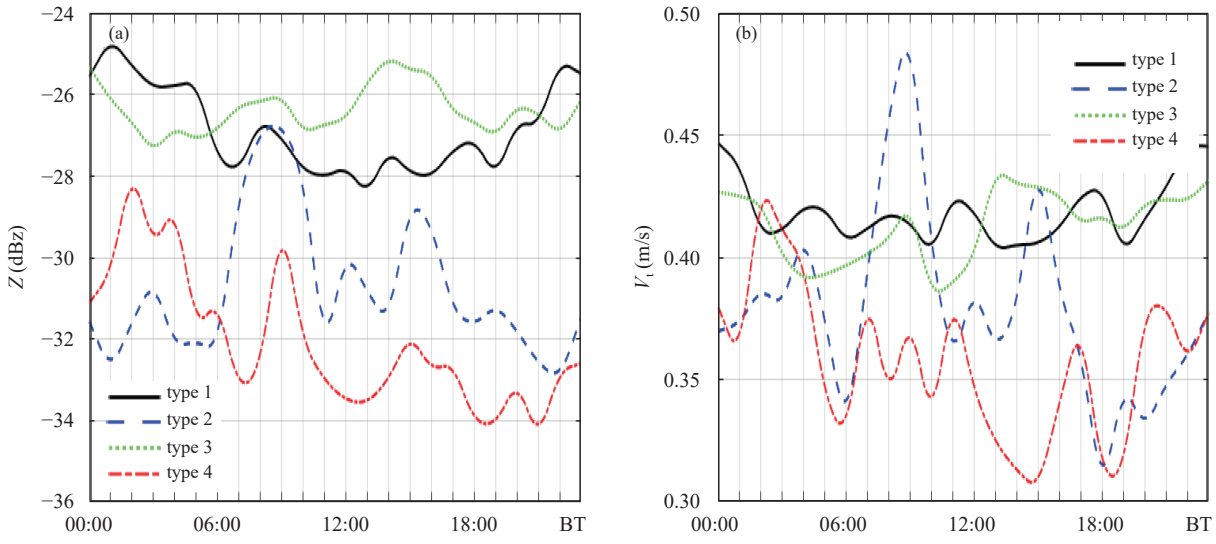


图 7 4 类冰云(a)雷达反射率因子、(b)云粒子下降末速度日变化分布

Fig. 7 Diurnal variation distributions of (a) radar reflectivity and (b) terminal fall velocity for four different types of clouds

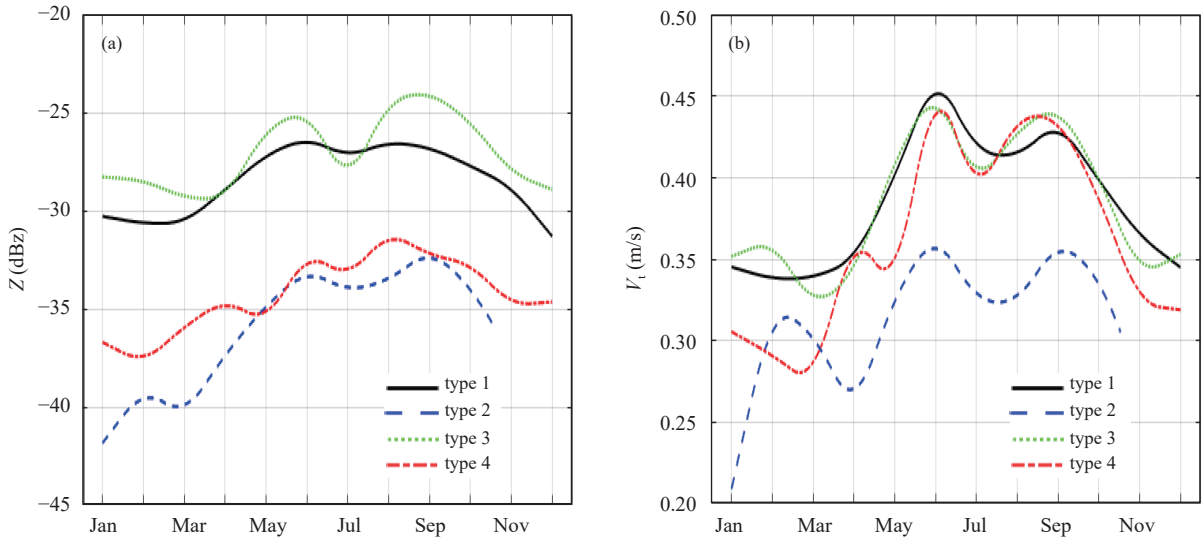


图 8　4 类冰云（a）雷达反射率因子、（b）云粒子下降末速度季节分布

Fig. 8　Seasonal distributions of (a) radar reflectivity and (b) terminal fall velocity for four different types of clouds

速度的时、空分布特征；并在此基础上运用聚类分析方法，对比分析了 4 类不同特性冰云 Z、V_t和拟合因子 a、b 的日变化、季节变化以及垂直分布特征，进而尝试通过其特征识别研究云中不同位置上的微物理过程。主要得到以下结论：

（1）SACOL 站冰云主要出现在 2—12 km 高度，雷达反射率因子的众数集中于−30—−15 dBz，下降末速度的众数集中于 0.3—0.5 m/s，两者有很好的对应关系，最大的频率都出现在距地面约 7 km 高度上。雷达反射率因子与下降末速度均表现出显著的季节变化，粒子下降末速度在暖季较冷季增大了 25%，主要是由于暖季温度较高上升运动较强，不仅有利于云的形成，而且较高的温度也会使环境大气和云滴粒子垂直速度增大。

（2）云层较厚且持续时间长的第一、三类冰云，其雷达反射率因子、粒子下降末速度及拟合系数 a 和 b 的平均值都显著大于云层较薄且持续时间短的第二、四类云。由此说明相对于薄云，较厚的云可以有更好的条件使云滴粒子的粒径变得更大。第一、三类较厚的云由于其持续时间长，所以日变化较为平缓。季节变化上，4 种类型冰云的雷达反射率因子和下降末速度的变化分布特征基本一致，都在 6 月和 9 月出现峰值，这主要是由于较高的温度有利于云内粒子运动，而且在季节转换的月份不同天气系统出现频率的增大也有利于云的形成。

（3）4 类不同特性冰云的雷达反射率因子、下降末速度和 b 在垂直方向上的变化趋势基本一致，从云顶到云底随着高度的降低都呈现出先增大后减小的变化特征。在接近云顶的上层，主要是云中粒子成核和水汽凝华的区域，粒子较小，下降速度低；云的中层及中下部，水汽的凝华和粒子的聚合起主要作用，云滴粒子和下降速度都逐渐增大，接近云底部分，云滴粒子蒸发升华，云粒子逐渐减小甚至消亡。由此可以说明，中纬度干旱半干旱地区冰云的形成过程是从云顶到云底自上而下的。b 在垂直方向上呈现出与雷达反射率因子及粒子下降末速度一致的变化，说明此参数可以尝试用于云内不同物理过程的识别。

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)

贾星灿，马新成，毕凯等. 2018. 北京冬季降水粒子谱及其下落速度的分布特征. 气象学报，76(1)：148-159. Jia X C, Ma X C, Bi K, et al. 2018. Distributions of particle size and fall velocities of winter precipitation in Beijing. Acta Meteor Sinica, 76(1): 148-159 (in Chinese)

梁军，张胜军，王树雄等. 2010. 大连地区一次区域暴雪的特征分析和数值模拟. 高原气象，29(3)：744-754. Liang J, Zhang S J, Wang S X, et al. 2010. Characteristic analysis and numerical simulation of a snowstorm in Dalian region. Plateau Meteor, 29(3): 744-754 (in Chinese)

刘黎平, 仲凌志, 江源等. 2009. 毫米波测云雷达系统及其外场试验结果初步分析. 气象科技, 37(5): 567-571. Liu L P, Zhong L Z, Jiang Y, et al. 2009. Cloud radar and its field experiments in China. Meteor Sci Technol, 37(5): 567-571 (in Chinese)

刘玉宝, 胡志晋. 1993. 卷云数值模式和对流性卷云数值模拟. 气象学报, 51(2): 148-158. Liu Y B, Hu Z J. 1993. A cirrus cloud model and the simulations of a cirrus convective cell. Acta Meteor Sinica, 51(2): 148-158 (in Chinese)

陶玥, 齐彦斌, 洪延超. 2009. 霰粒子下落速度对云系及降水发展影响的数值研究. 气象学报, 67(3): 370-381. Tao Y, Qi Y B, Hong Y C. 2009. Numerical simulations of the influence of the graupel fall terminal velocity on cloud system and precipitation development. Acta Meteor Sinica, 67(3): 370-381 (in Chinese)

严卫, 韩丁, 陆文等. 2012. 基于 COSMIC 掩星探测资料的云底高反演研究. 地球物理学报, 55(1): 1-15. Yan W, Han D, Lu W, et al. 2012. Research of cloud-base height retrieval based on COSMIC occultation sounding data. Chinese J Geophys, 55(1): 1-15 (in Chinese)

张国栋. 1997. 冰云短波辐射特性参数化. 应用气象学报, 8(3): 283-291. Zhang G D. 1997. Parameterization of shortwave radiation properties of ice cloud. Quart J Appl Meteor, 8(3): 283-291 (in Chinese)

张衍达, 王东海, 尹金方等. 2016. 粒子下落末速度和粒子谱形参数对降水模拟影响的数值研究. 大气科学, 40(4): 841-852. Zhang Y D, Wang D H, Yin J F, et al. 2016. Impacts of terminal velocity and drop size distribution shape on the numerical simulation of precipitation. Chinese J Atmos Sci, 40(4): 841-852 (in Chinese)

仲凌志, 刘黎平, 葛润生等. 2011. 毫米波测云雷达的系统定标和探测能力研究. 气象学报, 69(2): 352-362. Zhong L Z, Liu L P, Ge R S, et al. 2011. A study of the calibration of the new generation of millimeter-wave-length cloud radar (HMBQ) and its detection capability. Acta Meteor Sinica, 69(2): 352-362 (in Chinese)

周非非, 洪延超, 赵震. 2010. 一次层状云系水分收支和降水机制的数值研究. 气象学报, 68(2): 182-194. Zhou F F, Hong Y C, Zhao Z. 2010. A numerical study of the moisture budget and the mechanism for precipitation for a stratiform cloud system. Acta Meteor Sinica, 68(2): 182-194 (in Chinese)

Barahona D, Molod A, Kalesse H. 2017. Direct estimation of the global distribution of vertical velocity within cirrus clouds. Sci Rep, 7: 6840

Baran A J. 2012. From the single-scattering properties of ice crystals to climate prediction: A way forward. Atmos Res, 112: 45-69

Delanoë J, Protat A, Bouniol D, et al. 2007. The characterization of ice cloud properties from Doppler radar measurements. J Appl Meteor Climatol, 46(10): 1682-1698

Deng M, Mace G G. 2006. Cirrus microphysical properties and air motion statistics using cloud radar Doppler moments. Part I: Algorithm description. J Appl Meteor Climatol, 45(12): 1690-1709

Fu Q, Baker M, Hartmann D L. 2002. Tropical cirrus and water vapor: An effective Earth infrared iris feedback?. Atmos Chem Phys, 2(1): 31-37

Ge J M, Zhu Z E, Zheng C, et al. 2017. An improved hydrometeor detection method for millimeter-wavelength cloud radar. Atmos Chem Phys, 17(14): 9035-9047

Ge J M, Zheng C, Xie H L, et al. 2018. Midlatitude cirrus clouds at the SACOL site: Macrophysical properties and large-scale atmospheric states. J Geophys Res: Atmos, 123(4): 2256-2271

Gilmore M S, Straka J M, Rasmussen E N. 2004. Precipitation and evolution sensitivity in simulated deep convective storms: Comparisons between liquid-only and simple ice and liquid phase microphysics. Mon Wea Rev, 132(8): 1897-1916

Jain A K, Murty M N, Flynn P J. 1999. Data clustering: A review. ACM Comput Surv, 31(3): 264-323

Jakob C. 2002. Ice clouds in numerical weather prediction models//Lynch D K. Cirrus. New York: Oxford University Press, 327-345

Jakob C. 2003. An improved strategy for the evaluation of cloud parameterizations in GCMS. Bull Amer Meteor Soc, 84(10): 1387-1402

Kalesse H, Kollias P. 2013. Climatology of high cloud dynamics using profiling ARM Doppler radar observations. J Climate, 26(17): 6340-6359

Kärcher B, Lohmann U. 2002. A parameterization of cirrus cloud formation: Homogeneous freezing of supercooled aerosols. J Geophys Res: Atmos, 107(D2): AAC 4-1-AAC 4-10

Kollias P, Clothiaux E E, Miller M A, et al. 2007. Millimeter-wavelength radars: New frontier in atmospheric cloud and precipitation research. Bull Amer Meteor Soc, 88(10): 1608-1624

Li Z Q, Niu F, Fan J W, et al. 2011. Long-term impacts of aerosols on the vertical development of clouds and precipitation. Nat Geosci, 4(12): 888-894

Liou K N. 1986. Influence of cirrus clouds on weather and climate processes: A global perspective. Mon Wea Rev, 114(6): 1167-1199

Lord S J, Lord J M. 1988. Vertical velocity structures in an axisymmetric, nonhydrostatic tropical cyclone model. J Atmos Sci, 45(9): 1453-1461

Lu C S, Liu Y G, Yum S S, et al. 2012. A new approach for estimating entrainment rate in cumulus clouds. Geophys Res Lett, 39(4): L04802

Lu C S, Liu Y G, Niu S J. 2014. Entrainment-mixing parameterization in shallow cumuli and effects of secondary mixing events. Chinese Sci Bull, 59(9): 896-903

Mace G G, Heymsfield A J, Poellot M R. 2002. On retrieving the microphysical properties of cirrus clouds using the moments of the millimeter-wavelength Doppler spectrum. J Geophys Res: Atmos, 107(D24): AAC 22-1-AAC 22-26

Matrosov S Y, Korolev A V, Heymsfield A J. 2002. Profiling cloud ice mass and particle characteristic size from Doppler radar measurements. J Atmos Oceanic Technol, 19(7): 1003-1018

McFarquhar G M, Zhang H N, Heymsfield G, et al. 2006. Factors affecting the evolution of Hurricane Erin (2001) and the distributions of hydrometeors: Role of microphysical processes. J Atmos Sci, 63(1): 127-150

Meyer K, Yang P, Gao B C. 2007. Ice cloud optical depth from MODIS cirrus reflectance. IEEE Geosci Remote Sens Lett, 4(3): 471-474

Mitchell D L, Rasch P, Ivanova D, et al. 2008. Impact of small ice crystal assumptions on ice sedimentation rates in cirrus clouds and GCM simulations. Geophysl Res Lett, 35(9): L09806

Orr B W, Kropfli R A. 1999. A method for estimating particle fall velocities from vertically pointing Doppler radar. J Atmos Oceanic Technol, 16(1): 29-37

Ping F, Luo Z X, Wang H J. 2011. Effects of ice and water clouds on rainfall: A partitioning analysis based on surface rainfall budget. Atmos Sci Lett, 12(3): 300-308

Protat A, Delanoë J, Bouniol D, et al. 2007. Evaluation of ice water content retrievals from cloud radar reflectivity and temperature using a large airborne in situ microphysical database. J Appl Meteor Climatol, 46(5): 557-572

Protat A, Williams C R. 2011. The accuracy of radar estimates of ice terminal fall speed from vertically pointing Doppler radar measurements. J Appl Meteor Climatol, 50(10): 2120-2138

Sanderson B M, Piani C, Ingram W J, et al. 2008. Towards constraining climate sensitivity by linear analysis of feedback patterns in thousands of perturbed-physics GCM simulations. Climate Dyn, 30(2-3): 175-190

Wylie D P, Menzel W P. 1999. Eight years of high cloud statistics using HIRS. J Climate, 12(1): 170-184

Zhang Y Y, Klein S, Mace G G, et al. 2007. Cluster analysis of tropical clouds using CloudSat data. Geophys Res Lett, 34(12): L12813

Zhao C F, Xie S C, Chen X, et al. 2014. Quantifying uncertainties of cloud microphysical property retrievals with a perturbation method. J Geophys Res: Atmos, 119(9): 5375-5385

欢迎订阅 2021 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、2020 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， 国内外公开发行。

2021 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