

利用 Ka 波段云雷达研究青藏高原对流云和降水的垂直结构及微观物理特征

张涛¹, 郑佳锋^{2*}, 刘艳霞²

(1. 成都市气象局, 四川 成都 610071;

2. 成都信息工程大学 大气科学学院 高原大气与环境四川省重点实验室, 四川 成都 610225)

摘要:对第三次青藏高原大气科学试验的 Ka 波段毫米波云雷达功率谱和雨滴谱仪资料提出了数据处理和质量控制方法,并计算了常用物理量和国内运用很少的物理量(谱偏度、谱峰度、粒子平均下落末速度、大气垂直速度)。应用这些物理量对 2015 年 7 月 16 日青藏高原(那曲)一次对流云-降水的垂直结构和微观物理过程进行了研究分析。结果表明:(1)青藏高原地区的降霰对流云在 16:00-17:00 发展到最强,具有和低海拔地区冰雹云相类似的结构;(2)同一对流云中,地面降霰前后,谱偏度由“正-负-正-负”结构变为负偏度为主,谱峰度由负值转为零值附近,云内粒子更趋于球形;(3)对流云中,强上升气流(≥ 6 m/s)贯穿-17~-7 °C 的过冷水层,冰晶与过冷水撞冻和淞附增长形成较大的霰,反之,上升气流较弱(≤ 4 m/s),淞附增长较弱,霰粒子较小;(4)对流云中,冰晶和霰的融化出现在环境 0°C 层上方的 300 m 区域内。

关键词:毫米波雷达;功率谱;垂直结构;微观物理过程;霰

中图分类号:P407.2 文献标识码:A

A study on the vertical structure and microphysical characteristic of convective cloud and precipitation over Tibetan Plateau by using Ka-band cloud radar

ZHANG Tao¹, ZHENG Jia-Feng^{2*}, LIU Yan-Xia²

(1. Chengdu Meteorological Bureau, Chengdu 610071, China;

2. Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China)

Abstract: In this paper, methods of data processing and quality control were put forward according to the power spectral and raindrop spectrograph data from the Ka-band millimeter-wave cloud radar in the third Tibetan Plateau Experiment of Atmospheric Sciences Project. The usual physical quantum and the unusual quantum in domestic were also calculated, such as the spectral skewness, spectral kurtosis, average falling terminal velocity of particles and atmospheric vertical velocity. These physical quantities were used to analyze vertical structures and microphysics process of the convective cloud-precipitation over the Tibetan Plateau (Naqu) on 16 July 2015. The results are as follows: (1) The falling graupel convective clouds of the Tibetan Plateau were the strongest from 16:00 to 17:00 Beijing Time (BT) with similar structures as the hail clouds in low altitude. (2) In the same convective cloud, when it was graupel, the spectral skewness varied from “positive-negative- positive-negative” to negative; spectral kurtosis varied from negative to zero; particles in the clouds were tended to be

收稿日期:2019-03-12,修回日期:2019-09-13

Received date:2019-03-12, Revised date:2019-09-13

基金项目:国家自然科学基金(41705008,41605022),国家重点研发计划(2018YFC1505702),成都信息工程大学人才引进项目(KYTZ201728)

Foundation items: Supported by National Natural Science Foundation of China (41705008,41605022), National Key Research and Development Project of China(2018YFC1505702), and Scientific Research Foundation of Chengdu University of Information Technology (KYTZ201728)

作者简介(Biography):张涛(1988-),男,四川营山人,工程师,硕士学位,主要研究领域为天气雷达应用、灾害性天气预报. E-mail: radar_zt@163.com

*通讯作者(Corresponding author): E-mail: zjf1988@cuit.edu.cn

round. (3) When the speed of updraft was greater than or equal to 6 m/s in supercooled water layer (-17~-7°C), the graupel particles, which were formed into ice crystal accretion with supercooled water drops and rimming growth, were larger than that less than or equal to 4 m/s, in the convective clouds. (4) In the convective clouds, ice crystal and graupel melt in the up-side region 300 m above 0°C level.

Key words: millimeter-wave radar, power spectrum, vertical structure, microphysical processes, graupel

PACS:84.40.Xb

引言

平均海拔约4 000 m的青藏高原是世界上地形最复杂的高原,其大地形的热力和动力强迫作用对北半球大气环流平均状况、亚洲季风和水循环有重要影响,也是影响我国极端天气和气候事件的关键区之一^[1-4].研究表明,青藏高原的云和降水对高原水汽输送以及高原的加热作用有重要影响^[5];而对大气热力垂直廓线结构的影响,同时也会造成高原尺度上升运动的改变^[6].众多因素^[6-9],使得青藏高原上空云和降水微物理过程不同于其他地区.由于稀疏的气象站观测和相对缺乏的观测试验,对青藏高原云垂直结构和降水物理的认识还处于初期阶段.

与获取云信息的L波段探空、卫星探测及反演、云高仪测量反演等^[10]方法相比,地基雷达对云,具有更好的气象穿透能力.地基雷达能够为云的内部结构探测提供更精细的高时空分辨率资料,并因波长的不同而反映不同的云参数信息.目前云的地基雷达探测主要分为毫米波和厘米波两种.在非降水云和弱降水云的探测和研究方面,毫米波较厘米波雷达更具优势.首先,毫米波云雷达具有更好的探测灵敏度,毫米波更接近云粒子的几何尺寸,在瑞利散射假设下,能返回足够高的后向散射能量.研究表明,在云粒子尺寸相同情况下,Ka波段(波长8 mm)和W波段(波长3 mm)雷达的后向散射截面可比S波段天气雷达分别高出42 dB和60 dB^[11-12].其次,毫米波探测速度精度更高,由于其较高的频率,探测云粒子运动的多普勒效应更加明显.再次,毫米波雷达发射脉冲短、波束宽度窄,具有时空分辨力更高的特点^[13-15].另外,由于毫米波雷达采用的波长和波束宽度分别比目前厘米波天气雷达和廓线雷达更短、更窄,且通常采用垂直定向的探测方式,因此,其受到低空地物杂波的影响更小^[10];雷达返回信号主要由云-雨粒子等水凝物造成,受到晴空湍流回波Bragg散射的影响更小^[16-17],多普勒信号

受风切变拓宽的影响也更小^[18].可见,毫米波雷达可以获得更多来自于云和弱降水粒子的回波和多普勒速度信息.正因如此,厘米波雷达虽在业务中得到了广泛应用,但在云和降水内部流场的反演上,仍存在很大误差^[19].

在第三次青藏高原大气科学试验(TIPEX-III)前,研究青藏高原的云结构和微物理特征主要来源于卫星资料分析^[20-21]和数值模拟^[22-23].为深入研究青藏高原云-降水物理特征,TIPEX-III试验首次在那曲增加了地基毫米波云雷达对高原云的观测,获取了大量宝贵资料.利用这些云雷达观测资料,加深了对云的宏观特征认识^[5,9,22],如高原午后加热作用触发的对流云在17:00-18:00(北京时,下同)达到最强,入夜后开始减弱并逐渐消失,而上午对流活动则较少;云顶高度主要集中在离地6 km以上和4 km以下,5 km高度上云出现频次最低.目前国内基于毫米波云雷达资料对高原对流云的微物理特征分析尚属空白.本文利用TIPEX III试验于2015年在那曲获取的Ka波段毫米波云雷达、激光雨滴谱仪和气象探空资料以及NCEP/NCAR(1°×1°)再分析资料对7月16日发生一次对流云的垂直结构和微物理特征进行分析.为更有效地分析对流云内部的微物理过程,本文计算了谱偏度和谱峰度,它们能够反映出云内粒子相态和尺度的变化,这两个物理量在国内针对高原对流云的研究分析中尚未应用.

1 资料与方法

1.1 设备与资料

本文选用的Ka波段毫米波云雷达是中国气象科学研究院与航天科工集团共同研制的一部固态发射机、单发双收体制多普勒雷达.雷达工作频率为33.44 GHz,对应波长为8.9 mm,该波长使得雷达对云和弱降水都具有较好的探测能力^[11].雷达天线直径为2 m,增益可达53 dB.波束宽度为0.3°(5 km高度的水平展宽约26 m),脉冲宽度为0.2 μs,距

离库长为 30 m,有效探测高度为 120~15 300 m,时间分辨率为~9 s. 雷达采用垂直定向的扫描方式,能够穿透云层实时获取内部的云雨状态和多普勒信息,返回信号经过快速傅里叶变换处理后输出功率谱数据. 每个距离库对应一组功率谱,谱点数为 256 个,谱的多普勒范围为-18. 54~18. 54 m/s,谱的速度分辨率为 0. 144 8 m/s. 对功率谱数据进行处理和计算后,还能得到反射率因子、多普勒速度、谱宽、线性退极化比等物理量,为云和降水的研究提供了丰富的数据.

选用的 Parsivel-32 型光学雨滴谱仪已被广泛用于雨滴谱测量. 它发射的激光波长为 785 nm,频率为 50 kHz,激光波束探测面积为 54 cm²,测量高度为 1. 4 m,采样时间为 60 s. 当有降水粒子经过激光波束时会造成信号的衰减,由信号衰减程度确定粒子的尺度,由穿越时间记录粒子的下落速度. 粒子直径的探测范围为 0. 2~25 mm,落速范围为 0. 2~20 m/s,尺度和落速的测量均分为 32 个非等间距通道. 由 32 个通道数据可进一步计算得到反射率因子、雨强和含水量等物理量.

1.2 资料处理方法

1.2.1 雷达数据处理

雷达功率谱反映了雷达采样体积内不同多普勒速度信号的功率分布,功率谱的大小和形态与云体内部的滴谱分布、相态和大气运动等息息相关. 然而直接从功率谱判断出云的微物理特征难度较大,通常情况下,要对功率谱进一步处理和计算得到谱矩,再通过对谱矩的分析来推测云的微物理过程和特征. 功率谱数据处理的步骤和方法描述如下:

(1)平滑:对每组功率谱进行 3 点滑动平均处理,一定程度上消除雷达噪声脉动对后续计算的影响.

(2)噪声电平计算:噪声电平是分割雷达噪声和云雨信号的基础,其准确性会影响谱矩计算的精度. 郑佳锋等研究表明,对于固态毫米波雷达,Monique 等^[24]提出的分段法具有较好准确性^[18]. 因此,本文采用此方法计算噪声电平,即将功率谱平均分为 8 段,每段各 32 个谱点,计算出总功率最小段的平均功率值,将其作为噪声电平.

(3)云信号提取:根据噪声电平计算结果,提取出每组功率谱中高于噪声电平且连续的谱段. 由于云雨信号通常具有一定谱宽和信噪比,需对每个谱

段进一步判断,若谱段的信噪比超过-12 dB 且谱点数超过 3 个^[12],则判定为有效的云雨信号,并记录下信号起点、终点和谱峰的多普勒位置;反之,为雷达噪声,不做记录.

(4)谱矩计算:识别出云信号后,利用记录的起点和终点,采用局部积分法计算信号的零阶矩至四阶矩五个谱矩,依次为信号总功率、多普勒速度、谱宽、谱偏度和谱峰度. 五个谱矩直接或间接地反映了云雨目标物的大小、运动状态、粒子分布和相态等信息. 信号总功率 P_{total} (式 1) 代表了雷达采样体积内所有云雨粒子的散射能量,在定标为天线接收的功率后,代入雷达方程(式 2)可得反射率因子 Z (dBZ). 多普勒速度 \bar{V} (m/s) 和谱宽 σ_v (m/s) 的计算式如式(3-4):

$$P_{\text{total}} = \sum_{V_s}^{V_e} (P_s - P_n) \quad , \quad (1)$$

$$Z = \frac{P'_{\text{total}} \times R^2}{C}, C = \frac{P_t \times G^2 \times \theta \times \varphi \times h \times \pi^3 \times |k|^2}{1024 \times \ln 2 \times \lambda^2 \times L_e} \quad , \quad (2)$$

$$\bar{V} = \frac{\sum_{i=V_s}^{V_e} i \times (P_s - P_n)}{\sum_{i=V_s}^{V_e} (P_s - P_n)} \quad , \quad (3)$$

$$\sigma_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=V_s}^{V_e} (i - \bar{V})^2 \times (P_s - P_n)}{\sum_{i=V_s}^{V_e} (P_s - P_n)}} \quad , \quad (4)$$

式中, V_s 和 V_e 为信号起点和终点的多普勒速度 (m/s), P_s 为信号功率 (dBm), P_n 为噪声电平 (dBm), P_{total} 为功率谱中信号总功率, P'_{total} 为天线接收到的信号总功率. C 为雷达常数项, R 为距离 (km), P_t 为发射功率 (W), G 为天线增益 (dB), θ 和 φ 为水平和垂直波束宽度 (deg), h 为照射深度 (m), λ 为波长 (mm), $|k|^2$ 为复折射指数项, L_e 为馈线损耗 (dB).

该雷达能同时接收平行和交叉极化返回的电磁波信号,因此将交叉通道的反射率因子通过上述计算,进而可得到线性退极化比 LDR (dB),如式(5), LDR 大小通常与粒子相态有密切联系,大冰晶与融化时 LDR 较大,而对于小球形液态粒子或固态粒子, LDR 较小.

$$\text{LDR} = Z_{\text{HV}} - Z_{\text{HH}} \quad , \quad (5)$$

其中, Z_{HV} 为正交偏振量, Z_{HH} 为水平偏振量.

谱偏度 S_k 和谱峰度 K_t 是描述功率谱对称性和平坦程度的统计量. 对于云雨回波的功率谱, 当粒子为纯云或雨时, 偏度和峰度一般接近零值, 即满足高斯分布. 而当云发展成降水或粒子相态发生变化时, 就会出现偏度和峰度偏离零的情况, 因此谱偏度和峰度是反映云粒子滴谱变化和相态变化非常实用的物理量. 如: Kollias 等^[25] 研究表明, 谱的偏度和峰度对云内毛毛雨形成和发展十分敏感, 具有很好的指示意义. 谱偏度和谱峰度的计算如式(6-7)所示.

$$S_k = \frac{\sum_{i=V_s}^{V_e} (i - \bar{V})^3 \times (P_s - P_n)}{\sigma_v^3 \times \sum_{i=V_s}^{V_e} (P_s - P_n)}, \quad (6)$$

$$K_t = \frac{\sum_{i=V_s}^{V_e} (i - \bar{V})^4 \times (P_s - P_n)}{\sigma_v^4 \times \sum_{i=V_s}^{V_e} (P_s - P_n)} - 3. \quad (7)$$

(5) 大气垂直速度和粒子平均下落末速度反演: 雷达测量的目标物速度(多普勒速度)实际上是大气垂直速度和粒子平均下落速度的综合, 直接根据多普勒速度很难判断空中气流状态和下落粒子的尺度(平均下落末速度与下落粒子尺度成正比), 这给云降水微物理过程的分析带来困难, 因此有必要将二者分离. 本文中大气垂直速度和平均下落末速度的反演方法采用 Zheng 等^[12] 提出的小粒子示踪法, 该方法假设雷达采样体积内最小水凝物粒子的平均下落末速度相对于对流云内部的大气垂直运动速度可忽略不计, 因此可将它们作为示踪物从功率谱中推测出大气垂直运动速度^[12]. 步骤为: 首先, 在前三步数据处理基础上, 识别出主信号中高于噪声电平的第一个谱点并作为示踪点, 将对应的多普勒速度作为初始的大气垂直速度(ω). 然后, 将示踪点功率转化为回波强度值, 并判断是否小于可示踪阈值 Z_{trace} (-12.51 dBZ), 若小于阈值, 则反演结果可信; 反之, 则不反演. 最后, 对湍流、风切变和雷达波束引起的谱展宽效应进行误差修订. 如式(8-10)所示,

$$\Delta\sigma = \sigma_v - \sqrt{\sigma_v^2 - (\sigma_B^2 + \sigma_S^2 + \sigma_T^2)}, \quad (8)$$

$$V_{\text{air}} = \omega - \Delta\sigma, \quad (9)$$

$$V_T = \bar{V} - V_{\text{air}}, \quad (10)$$

式中 $\Delta\sigma$ 为谱的展宽结果, σ_B 、 σ_S 和 σ_T 分别代表雷达

波束宽度、风切变和湍流对谱展宽的影响, V_{air} 为订正后的大气垂直速度(m/s), V_T 为粒子平均下落末速度(m/s).

1.2.2 雨滴谱数据处理

为更好地利用雨滴谱仪观测资料进行分析, 对数据进行了质量控制处理, 具体如下:

(1) 轴比订正: 雨滴在下落过程中在力的作用下通常呈椭球形, 但 Parsivel-32 雨滴谱仪发射的激光只能在水平方向上进行雨滴尺度的测量, 观测到的直径一般为椭球形雨滴的长轴直径, 会造成测量值偏大的现象, 因此需要进行轴比订正. 订正方法采用 Battaglia 等^[26] 提出的修正公式, 如式(11)所示, D (mm) 是修正后的雨滴等效球形直径, D_{par} (mm) 是原始测量的雨滴直径.

$$D = \begin{cases} D_{\text{par}} & (D_{\text{par}} \leq 1 \text{ mm}) \\ (1.075 - 0.075D_{\text{par}}) D_{\text{par}} & (1 \text{ mm} < D_{\text{par}} \leq 5 \text{ mm}) \\ 0.7D_{\text{par}} & (D_{\text{par}} > 5 \text{ mm}) \end{cases}. \quad (11)$$

(2) 删除无效数据: 研究表明, 雨滴下落过程中, 当直径超过 6 mm 时, 会发生破碎, 因此删除数据中直径大于 6 mm 的数据^[27]. 考虑该雨滴谱仪实际灵敏度, 同时删除雨滴总数小于 10 的观测数据. 此外, 为降低粒子直径和平均下落末速度测量结果严重不匹配问题带来的影响, 本文利用 Atlas 提出的经典模型^[28], 删除误差超过 60% 的观测数据^[29].

(3) 单位转化和雨强计算: 在前两步基础之上, 利用式(12)计算单位体积、单位尺度间隔内的雨滴谱浓度, 其中, n_{ij} 表示直径位于第 i 个尺度区间内同时下落速度介于第 j 个速度区间的雨滴数, A (54 cm²) 为采样面积, Δt (60 s) 为采样时间, V_j (m/s) 为第 j 个速度区间的中心速度, D_i (mm) 和 ΔD_i (mm) 分别为第 i 个尺度区间的中心直径和尺度间隔, $N(D_i)$ (个/m³·mm) 表示直径介于 D_i 与 $D_i + \Delta D_i$ 的数浓度. 单位转化后, 即可通过雨滴谱计算出降水强度 R (mm/h), 如式(13).

$$N(D_i) = \sum_{j=1}^{32} \frac{n_{ij}}{A \times \Delta t \times V_j \times \Delta D_i}, \quad (12)$$

$$R = \frac{6\pi}{10^4} \sum_{i=1}^{32} \sum_{j=1}^{32} V_j \times N(D_i) \times D_i^3 \times \Delta D_i. \quad (13)$$

2 天气形势及探空资料

从天气形势图分析可知(图略), 那曲上空自

600 hPa 向上均受高压脊前的偏北气流影响,不利于天气尺度(上千公里)上升运动形成,故当日云降水过程主要由高原加热作用引起。那曲站7月16日14时探空资料(图略)表明,干球 0°C 位于离地610 m处,对流云回波顶高(离地3.7 km)对应的环境温度在 -17°C 左右,两温度层间区域内相对湿度较大,特别是离地2.7 km处有一个厚度为300 m的湿区(相对湿度 $\geq 80\%$),为霰的形成提供了有利的水汽条件。从风随高度的变化来看,干球 0°C 至4 km处以偏北风为主,垂直风切变较弱,符合高原霰过程发生边界层特征^[30]。从温度垂直分布来看,对流云顶气温 $> -20^{\circ}\text{C}$,降低了霰向冰雹增长的可能性;另一方面,近地面的干空气使湿球温度 0°C 离地面仅100 m,比干球 0°C 更低,使得霰下降到干球 0°C 以下后,会因为蒸发冷却而再次迅速冻结,降低实际的融化层高度,更加有利于霰到达地面。

3 云降水的垂直结构和微物理分析

从云雷达获得的2015年7月16日08:00–20:30反射率因子(图1(a))来看,云体以单层云为主,回波顶均在4 km以下,对流单体生命史 $< 1\text{ h}$ 。云体发展具有明显的日变化特征,上午以层积云为主;靠近中午时分,低空云体产生,和层积云合并,迅速加强为具有明显对流性质的混合云,反射率因子最大值可达35 dBZ以上;午后发展为对流云体,云体低层和高层均可出现35 dBZ以上的强回波;太阳下山后,对流性明显减弱,逐渐转为层积云为主。图1(b)为雷达观测的多普勒速度,它反映了粒子下落速度与大气垂直运动的综合结果。此次云和弱降水的多普勒速度以负值为主,即综合的运动结果向下,其值集中在 $-2\sim 0\text{ m/s}$;而正值主要出现在对流云的移动前部或顶部,说明有较强的上升气流。从速度谱宽(图1(c))可知,层积云和对流云云砧的谱宽值以 $\leq 0.4\text{ m/s}$ 为主,对流云谱宽值以 $\geq 0.6\text{ m/s}$,甚至可达 2 m/s 以上。谱宽值的大值区和多普勒速度梯度大值区相对应,表明导致谱宽增大的主要原因是大气垂直运动和粒子下落速度的不均匀分布。图1(d)中LDR值主要集中在 $-24\sim -30\text{ dB}$,一方面,同一时刻垂直方向上并无明显差异,表明粒子在下落过程中增长有限;另一方面,结合图1(e)可知,LDR值显著变化与雨强突变有较好的对应关系。

考虑到不同阶段云降水垂直结构和微物理特征有显著差异,因此结合雷达反射率因子(图1(a))和雨滴谱仪测得的分钟雨强(图1(f)),可将此次云

降水回波分为四个阶段。阶段一:08:00–10:55为层积云阶段,仅个别时段发生微量降水;阶段二:10:55–13:15为对流云I,对应层积云迅速发展为对流云,也是降雨最强的阶段;阶段三:14:30–18:00为对流云II,为成熟阶段,对流活动最强阶段,其中16:43–16:50地面观测到霰,直径最大约5 mm;阶段四:18:15–20:30为对流云向层积云转化阶段。以下对各个阶段详细分析研究。

3.1 层积云阶段

16日10:55之前,那曲上空一直有层积云存在,反射率因子主要集中在 $-15\sim -15\text{ dBZ}$,最大值为25 dBZ。结合探空资料,08时 $\geq 0\text{ dBZ}$ 回波区主要与气温为 $-15\sim -8^{\circ}\text{C}$,相对湿度为80%左右的环境大气所对应,随着时间的推移, $\geq 0\text{ dBZ}$ 回波区向上向下伸展。从2.5 km下降至1.6 km,LDR值虽有所增加,但均 $< -24\text{ dB}$ (图2(e)),表明层积云中以近似球形的微小冰晶粒子为主。自上而下,图2(a)中反射率因子从 -5 dBZ 到 10 dBZ 再到 -10 dBZ 的过程,谱偏度、谱峰度均表现为“零-正-零”的特征(图2(f-g)),且三个参数在1.8 km高度处发生了转折;大气上升运动微弱($\leq 0.6\text{ m/s}$),不利于云体内过冷水形成。故在层积云中,水汽凝华增长形成的小冰晶在下降过程中因聚并作用逐渐增长,但尺寸仍较小。经过1.8 km后由于升华作用冰晶逐渐减小,最终微小冰晶在1.2 km左右和空气浮力达到平衡。

3.2 对流云I阶段

10:55到13:20为对流云发展阶段。随着地面气温的升高,热力抬升作用加强,低层对流云不断向上发展,层积云逐渐并入对流云中或逐渐消失,因此,该阶段常常会探测到上下两层云(图3(a))。另一个显著特征是该阶段有多个强回波中心存在,表明冰晶较层积云阶段明显增大;而最强回波中心($\geq 35\text{ dBZ}$)位于云底到地面之间。图3(d)表明雨滴直径从0.4~4.8 mm,数浓度较为均匀,因此大雨滴对反射率因子贡献更大。与强回波中心相对应的粒子下落速度不断增大(图3(b)),最大值 -9 m/s ,表明雨滴下落过程中因碰并增长而不断加速。反演的大气垂直运动表明,云内主要为上升气流,特别是下层对流云中最大上升气流可达 6 m/s 以上,此时存在明显的上下运动的交汇现象,湍流活动明显。故滴谱的加宽和云内显著的上升气流引起的湍流运动是谱宽值较大的主要原因。此外,根据雨滴直径和平均下落末速度的关系,当直径在3~4.8 mm时,末

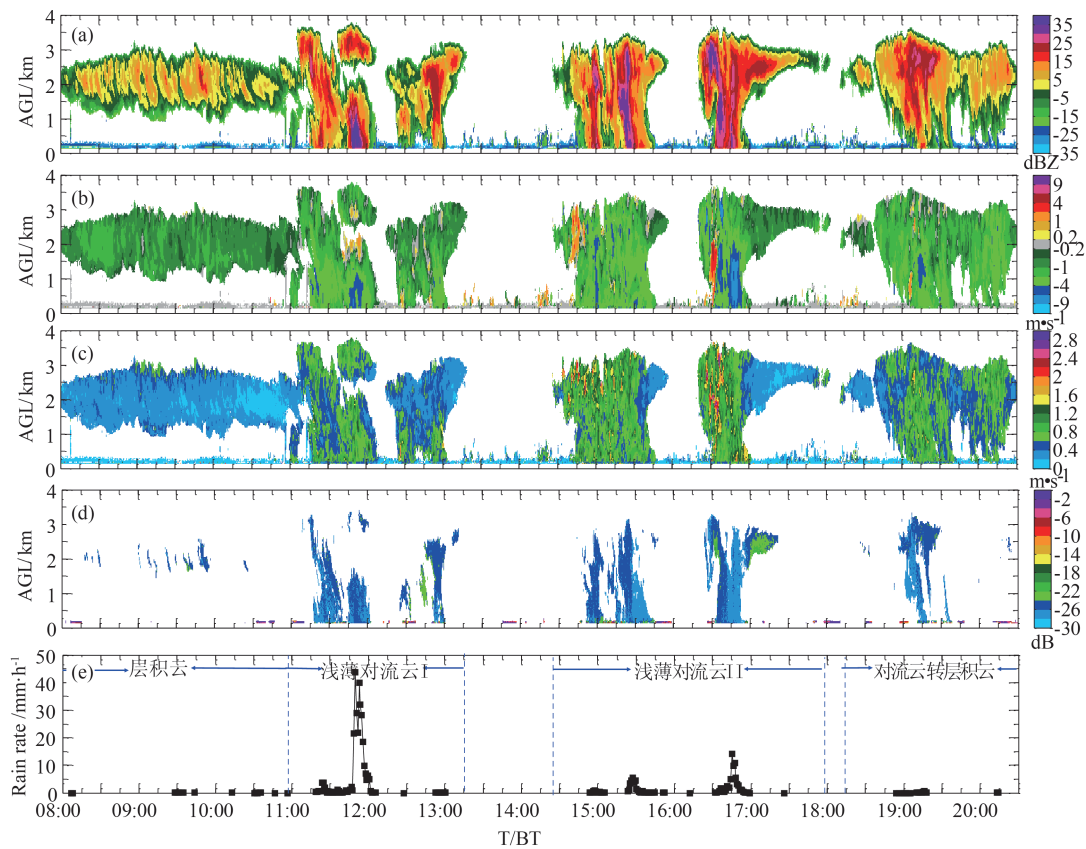


图1 2015年7月16日08:00~20:30 (a)反射率因子, (b)多普勒速度, (c)谱宽, (d)线性退极化比, (e)雨滴谱仪雨强
Fig. 1 (a) the radar reflectivity factor, (b) Doppler velocity, (c) spectral width, (d) linear depolarization ratio and (e) rain intensity of raindrop spectrometer from 08:00 to 20:30 BT on 16 July 2015

速度约为8~9 mm/s(忽略空气的垂直速度),这也印证了本文中粒子下落速度的正确性。

从图4(a-e)回波平均垂直廓线图中2.5 km以上的数据分析表明,此阶段上层层积云中的微物理特性和3.1小节中描述的相似,不同的是反射率因子有所增大。从2.3 km向下,反射率因子增大最快的高度位于2.3~1.7 km和1.0~0.7 km两个区域。云内上升气流从云底5 m/s到2.0 km减小为2 m/s,上升气流携带水汽进入0℃以下高度后,一部分凝华形成小冰晶,一部分形成过冷水;随后,通过与过冷水撞冻,使冰晶增长,逐渐形成霰粒子胚胎或霰,引起2.3~1.7 km区域内的反射率因子增加以及下落速度的增大。但由于上升气流的减小,托举作用较小,冰晶和霰的尺度增长有限,反射率因子仅增至15 dBZ。固态粒子在下降至1 km以后,由于上升气流中水汽状态的改变,释放的相变潜热使云内零度高于环境零度(0.6 km),产生融化现象,等效水滴直径有所增大,加之过冷水滴在下降过程的碰并增长,使反射率因子和下落速度快速增加,并在0.7

km左右出现回波亮带,这与唐洁等^[23]的数值模拟结果相吻合。在0.7 km以下,反射率因子增长缓慢,主要是雨滴尺度较大(>2.48 mm),进入米散射区,这一点从图3(d)中的滴谱宽度也可以得到证实。

3.3 对流云II阶段

从午后14:30到18:00主要有两个对流云经过云雷达上空,本文主要选取比较典型的第二个对流云进行分析,即发生在16:20到18:00的对流云。该对流云与低海拔地区强多单体有极其相似的回波结构特征(图5(a)):悬垂回波(图中标注为A)特征明显、云体移动前侧的强上升气流区对应为有界弱回波区(B)、上升气流的上部和后侧分别存在 ≥ 35 dBZ的强回波区(D)和回波墙(C)、云体后侧上部有类似的云砧(E)出现。表明对流内部的大气垂直运动特征是:云体移动前侧对应一支强劲的环境入流(图5(c)灰色虚线),后侧有一支下沉气流存在(图5(c)白色虚线)。较中午时分对流云,午后对流云的强粒子下降速度和上升气流均垂直贯穿对流云,且倾斜度小。在16:40以前,云中主要为冰晶的增长

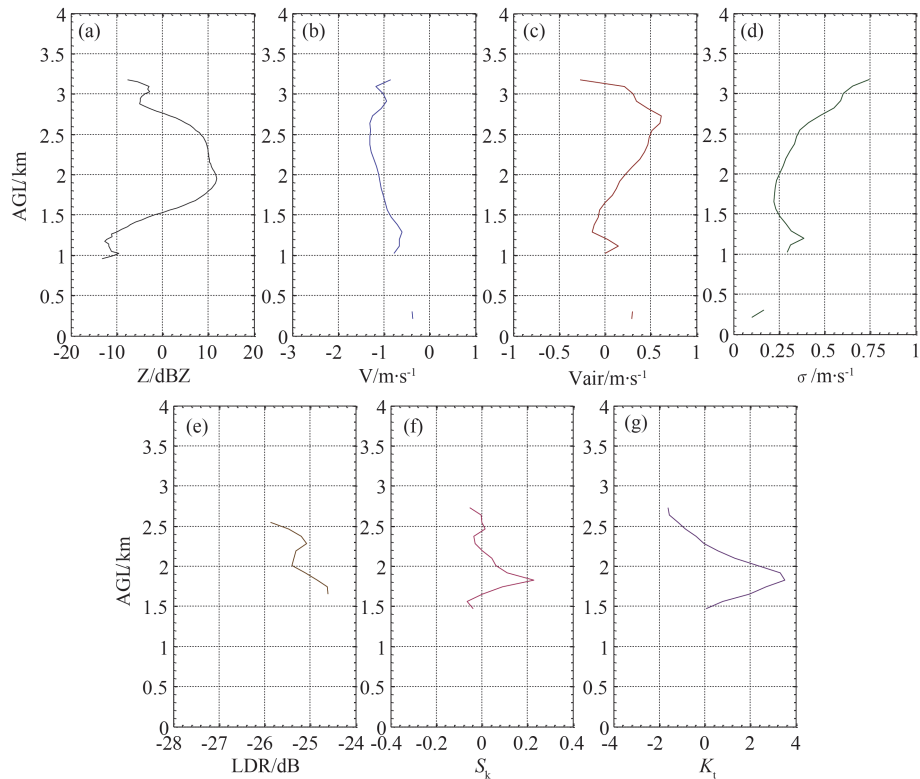


图2 7月16日09:35至09:55 (a)反射率因子,(b)平均下落末速度、大气垂直速度(c)、谱宽(d)、线性退极化比(e)、谱偏度(f)、谱峰度(g)的平均垂直廓线

Fig. 2 (a) average vertical profiles of radar reflectivity factor, (b) average particles falling terminal velocity, (c) atmospheric vertical velocity, (d) spectral width, (e) linear depolarization ratio, (f) spectral skewness and (g) spectral kurtosis from 09:35 to 09:55 BT on July 16

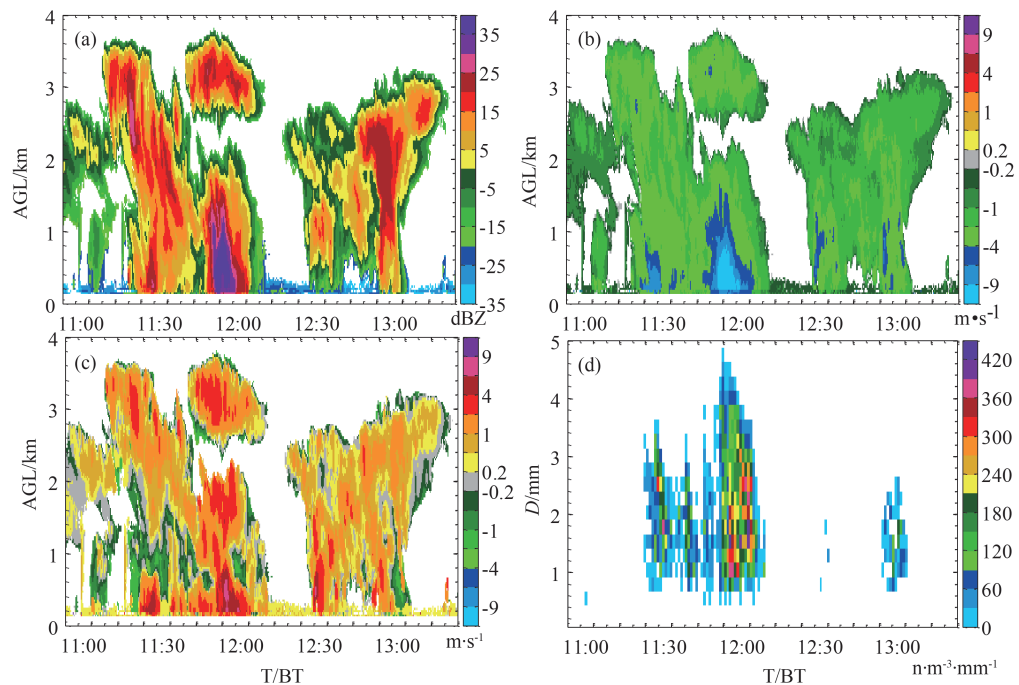


图3 7月16日10:50到13:20的雷达反射率因子(a)、平均下落末速度(b)、大气垂直速度(c)、雨滴谱仪的雨滴数浓度(d)

Fig. 3 (a) The radar reflectivity factor, (b) average particles falling terminal velocity, (c) atmospheric vertical velocity and (d) raindrop number concentration by raindrop spectrometer from 10:50 to 13:20 BT on July 16

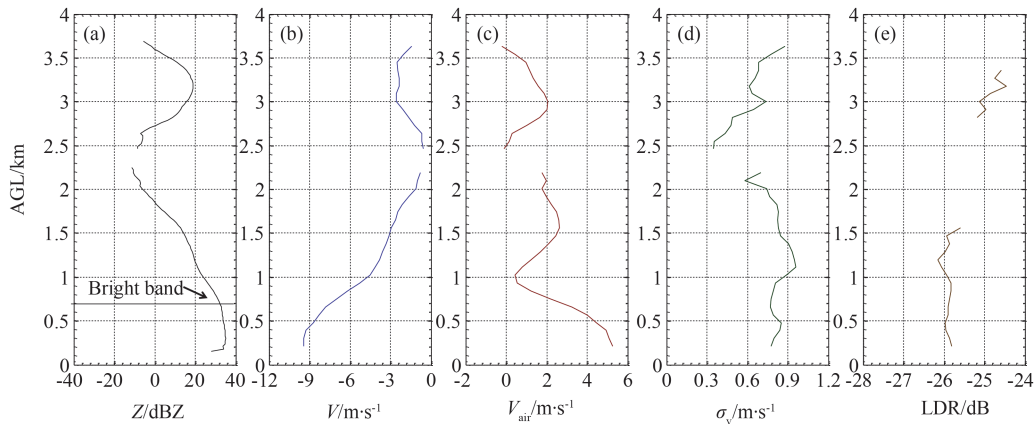


图4 7月16日11:50至11:55反射率因子(a)、平均下落速度(b)、大气垂直速度(c)、谱宽(d)、线性退极化比(e)的平均垂直廓线

Fig. 4 (a) average vertical profiles of radar reflectivity factor, (b) average particles falling terminal velocity, (c) atmospheric vertical velocity, (d) spectral width, and (e) linear depolarization ratio from 11:50 to 11:55 BT on July 16

和霰的形成,主要发生区域为图5(a)中标注的C到D区. 16:40云内上升气流明显减弱,并出现下沉气流,无法托举霰粒子,16:43地面出现降霰. 随着降霰的产生,LDR值发生了显著变化,从-25 dB为主转变为-27 dB. 与此同时,激光雨滴谱测得的数浓度也显著增加,从滴谱直径来看,霰的大小随着降霰的时间推移明显减小.

图6中16:29-16:34的回波平均廓线表征了霰的形成过程. 0.5 km以下,LDR从-21到-26 dB有显著的变化,主要由低空的浮游物杂波引起. 0.5~1.5 km云内上升气流从1.5 m/s骤增至6 m/s,谱偏度表征为“负-零-正”,峰度为增大的负值,说明强大的上升气流携带大气环境中的水汽,在该区域一部分凝结合并为大云滴,一部分凝华为初始冰晶,且粒子尺寸增长很均匀. 由于云中粒子直径以 $\leq 100 \mu\text{m}$ 为主,故反射率因子在0 dBZ左右. 1.5~3.0 km内,是冰晶增长并向霰转化的区域,首先,该区域内谱偏度表征为“正-零-负”,峰度表征为“负-零-正”,说明该区域粒子直径随高度增加而增加,2.5 km后云中粒子相态以固态为主;其次,2 km附近的较强回波区以及 $> 1.5 \text{ m/s}$ 的谱宽值(图6(d)),说明该区域含有丰富的过冷水^[31],LDR值 $\geq -24 \text{ dB}$,也说明是过冷水在强上升气流中趋于非球形. 因此,当6 m/s左右的强上升气流携带冰晶进入过冷水区,通过撞冻作用形成更大的冰晶;冰晶继续向上将到达上升气流减弱的区域,气流托举作用的减弱,冰晶将从强上升气流区的两侧向下掉进过冷水区进行循环淞附增长,最终形成霰. 在强上升气流顶部2.5~3.0 km处,有大量的冰晶和霰堆积,故反射率因子

可达35 dBZ,形成强回波区.

降霰过程(16:43-16:50)中,云顶至2.5 km反射率因子从-5 dBZ增至20 dBZ,在上升气流从0增至2.5 m/s的同时,粒子下落速度也从-1 m/s增至-4 m/s,说明随着高度的降低,冰晶粒子尺寸越大;谱偏度为0和峰度从显著负值向0转化,故冰晶在下落过程中聚并不显著,但冰晶尺寸分布较均匀. 2.5 km至1 km内谱偏度为负值的主要原因是,前几分钟内云中已经生成较多的大霰,此时过冷水在大量冰晶表面淞附增长为不同尺度的霰,使得粒子尺度分布发生了负偏离;而反射率因子略有增大和不变的LDR值,是因为云中大量的类似球形固态粒子进入米散射区域,过冷水被大量消耗;峰度接近零,表明云中固态粒子近似满足高斯分布,这正是谱宽在该区域无明显变化的原因,因此,2.5 km至1 km的区域是霰粒子富含区以及冰晶向霰转化的区域. 1 km以下谱偏度从零向负值转变,粒子相态有所变化且尺寸略有减小,故霰表面会有少量融化形成水膜,等效水滴直径有所增大,但粒子下落速度也迅速增大,两者综合因素使反射率因子仅有5 dBZ的增加. 同时,云内上升气流转为下沉气流,利于粒子下降速度的进一步增加.

3.4 对流云向层积云转化阶段

该阶段反射率因子值明显减小,最大值为28 dBZ(图1(a)),多普勒速度大多在-2 m/s内(图1(b)),表明云雨粒子尺度明显减小;空间分布上,云雨回波向上收缩,若无降水产生,回波不接地. 此时已处于傍晚时段,热力抬升作用明显减弱,最大气流上升速度减小到4 m/s左右. 19:21前,雨滴谱仪

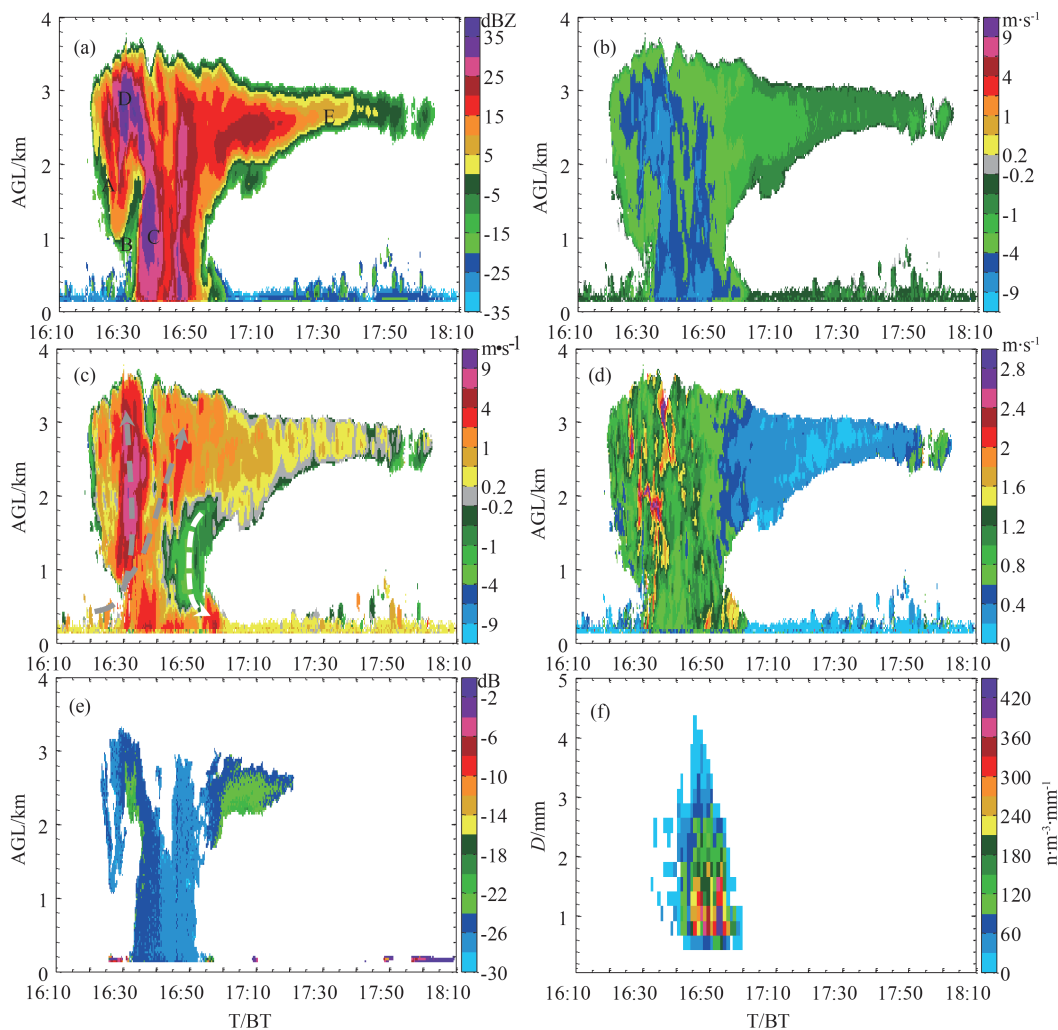


图5 7月16日16:10到18:10的(a)雷达反射率因子,(b)平均下落末速度,(c)大气垂直速度,(d)谱宽,(e)线性退极化比,(f)雨滴谱仪的雨滴数浓度

Fig. 5 (a) the radar reflectivity factor, (b) average particles falling terminal velocity, (c) atmospheric vertical velocity, (d) spectral width, (e) linear depolarization ratio, and (f) raindrop number concentration by raindrop spectrometer, from 16:10 to 18:10 BT on July 16

可观测微量降水,雨滴基本在2 mm以下(图7h);之后,由于蒸发效应和云粒子尺度的减小,地面雨滴谱并没有观测到粒子。

19:10-19:21为对流云向层积云转化时段,对应时刻的回波平均垂直廓线如图7所示。2.8 km以上,受云顶上升气流托举作用,LDR值逐渐增大,冰晶粒子相互聚并增长,使反射率因子和粒子下降速度随高度降低而迅速增大。2.8 km至1.5 km反射率因子减少11 dBZ,气流垂直上升运动减小为0.2 m/s,LDR值也随之减小,但粒子下降速度基本保持不变,说明冰晶粒子很少发生聚并,且蒸发和摩擦效应,使冰晶粒子的形状更加趋向于球形。此外,偏度接近零,峰度表征为-0.6以下,也说明云内大小粒

子分布较为均匀,增长和聚并情况少。1.5 km以下,粒子下落速度和LDR值的变化均甚小,偏度仍接近零,峰度在-0.8以下,反映尺寸较均匀的冰晶粒子融化成云滴后,聚并的几率并未增大;反射率因子的不断减小,是由蒸发作用的加强,云雨粒子尺度不断变小引起,这与图7(h)中的雨滴谱结果一致。由于云雨粒子尺寸分布较为均匀,所以1.5 km下谱宽值增大现象主要由上升气流产生的湍流运动加剧产生。

4 大气垂直速度和平均粒子下落末速度反演误差分析

针对垂直定向Ka波段毫米波雷达功率谱资料,

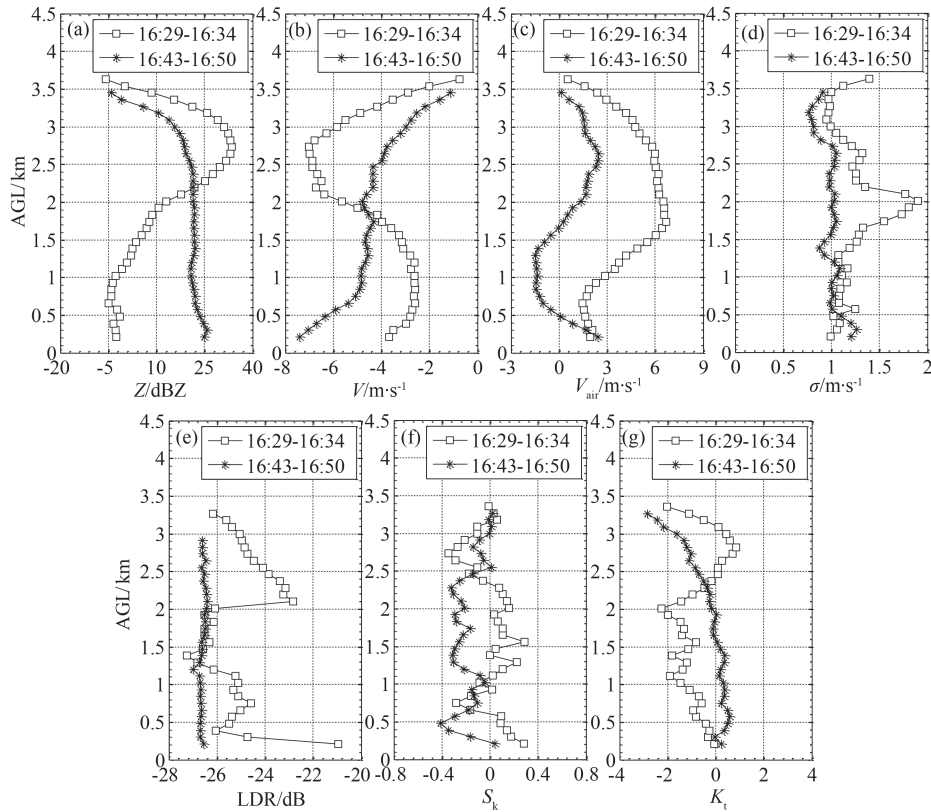


图6 霰增长过程(16:29-16:34)和降霰时(16:43-16:50)的(a)反射率因子,(b)平均下落末速度,(c)大气垂直速度,(d)谱宽,(e)线性退极化比,(f)谱偏度,(g)谱峰度的平均垂直廓线

Fig. 6 Average vertical profiles of radar (a) reflectivity factor, (b) average particles falling terminal velocity, (c) atmospheric vertical velocity, (d) spectral width, (e) linear depolarization ratio, (f) spectral skewness, and (g) spectral kurtosis, in graupel growth process (16:29-16:34 BT) and falling graupel (16:43-16:50 BT)

采用小粒子示踪法是一种目前较为可行有效的方法^[12,32],但反演结果的精度还取决于雷达具体灵敏度和云内最小粒子的尺寸.小粒子示踪法假定雷达探测体积内最小粒子的尺寸有限,该粒子的下落末速度相对于大气垂直速度可忽略不计,被作为示踪物来推算大气垂直速度,而示踪粒子本身具有的下落末速度就是反演误差.那么可视为示踪物的液态或固态粒子半径为多少,随着粒子半径的增大反演误差将如何,为探索这两个问题,首先从粒子半径与下落末速度的关系出发.研究表明^[33],单个云粒子的下落末速度与粒子横截面等效球形半径有关,可以表示为:

$$V_t = \frac{k_1 r^2}{f}, k_1 = 1.19 \times 10^6 \text{ s}^{-1}, r < 40 \mu\text{m}, \quad (14)$$

$$V_t = \frac{k_2 r}{f}, k_2 = 8 \times 10^3 \text{ s}^{-1}, 40 \mu\text{m} < r < 0.6 \text{ mm}, \quad (15)$$

其中, V_t 为粒子下落末速度, r 为粒子半径, k_1 和 k_2 为 Stokes 和非 Stokes 区域的经验系数, f 为粒子形状因

子.球形粒子, $f=1$;对于非球形冰晶, f 定义为粒子下落阻力与等效横截面球形粒子的下落阻力之比.针对柱状冰晶:

$$f = 3.3r^{0.28}, r < 100 \mu\text{m} \quad , \quad (16)$$

$$f = 2.3r^{0.12}, r \geq 100 \mu\text{m} \quad , \quad (17)$$

板状冰晶:

$$f = 3.4r^{0.25} \quad . \quad (18)$$

就雷达灵敏度而言,无法分辨功率谱中小于一个速度分辨率的运动信息;另外,对流云内的大气垂直速度通常较雷达一个功率谱速度分辨率大1~2个数量级.因此,本文认为当大气垂直速度反演误差小于一个功率谱速度分辨率时,误差可忽略.将该雷达功率谱速度分辨率0.144 8 m/s代入(14-18),计算得球形粒子、柱状冰晶和板状冰晶三种粒子的临界半径分别为34.88 μm 、13.14 μm 和16.2 μm .即当云体内这三种粒子半径小于等于临界半径时,小粒子示踪法反演的大气垂直速度和粒子平均下落末速度误差可忽略不计.

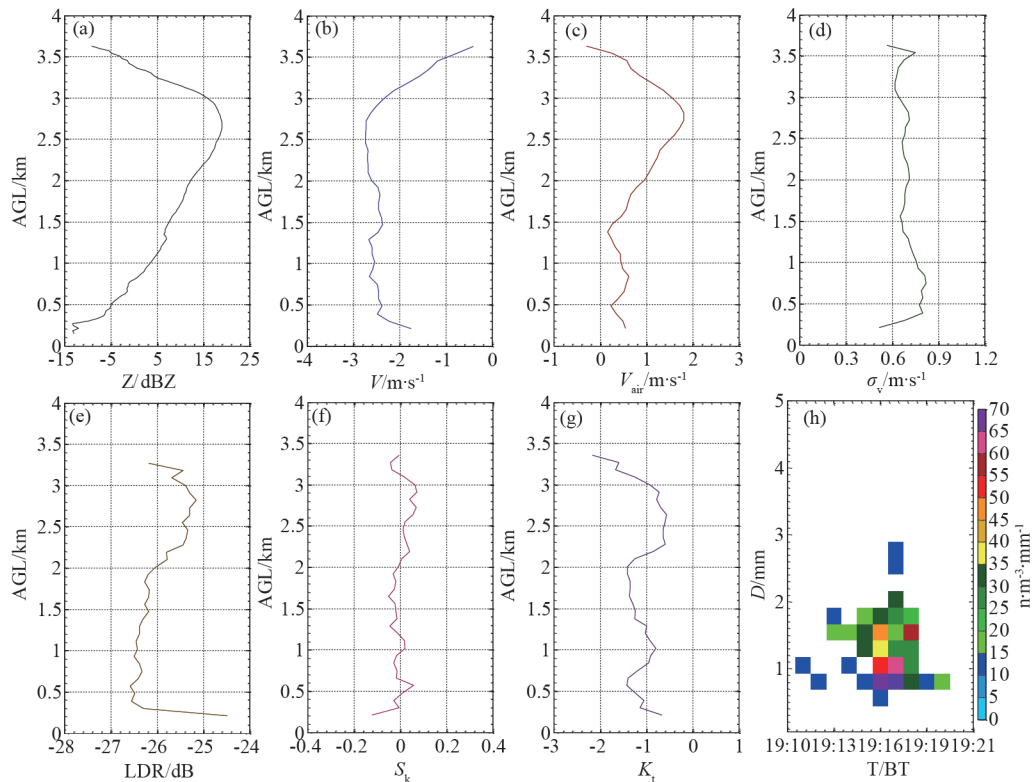


图7 19:10-19:21反射率因子(a)平均下落末速度,(b)大气垂直速度,(c)谱宽,(d)线性退极化比,(e)谱偏度,(f)谱峰度,(g)的平均垂直廓线和雨滴谱仪的雨滴数浓度(h)

Fig. 7 Average vertical profiles of radar (a) reflectivity factor, (b) average particles falling terminal velocity, (c) atmospheric vertical velocity, (d) spectral width, (e) linear depolarization ratio, (f) spectral skewness, (g) spectral kurtosis, and (h) rain-drop number concentration by raindrop spectrometer, from 19:10 to 19:21 BT

当示踪粒子从云滴增加到雨滴($r > 50 \mu\text{m}$)时,粒子的下落末速度将不能被忽略,反演的大气垂直速度和粒子下落末速度误差也随之增大.为估算反演误差,利用雨滴(或大冰晶)粒子半径与下落末速度的关系进一步计算.雨滴半径和下落末速度的关系为^[12]:

$$V_t = (9.65 - 10.3 \times \exp(-1.2 \times r)) / 0.7338, \quad (19)$$

其中,0.7338为青藏高原那曲地区的订正系数.大冰晶采用的半径和下落末速度的关系为^[34]:

$$V_t = 2.34 \times (2 \times r)^{0.3}, \quad (20)$$

根据公式(19-20),可计算固液态粒子半径在0.05 mm到0.5 mm之间的大气垂直速度和粒子下落末速度误差,如图8所示.对雨滴而言(图8(a)),粒子半径从0.05 mm增至0.5 mm时,反演误差将从0.07 m/s增至5.4 m/s,即粒子下落速度将被高估5.4 m/s,而垂直上升运动被低估5.4 m/s.但地面激光雨滴谱仪的观测表明,对流云降水中,最小粒子半径在0.15 mm以下,可判定对流云中粒子将更小,故速度反演误差 $< 1.5 \text{ m/s}$,小粒子示踪法是有效的.对较大冰晶而

言(图8(b)),当等效粒子半径为0.05 mm时,反演误差为1.17 m/s,较液态粒子明显偏大;但冰晶粒子反演误差增幅较液态粒子偏小,等效粒子半径为0.5 mm时,误差仅为2.34 m/s,是 $r=0.05 \text{ mm}$ 时反演误差的两倍.综上,在冰晶粒子群中,随着粒子半径的增大,对小粒子示踪法反演结果影响更小,误差范围更小.

5 结论

本文利用毫米波云雷达和激光雨滴谱仪等数据对青藏高原那曲地区2015年7月16日的一次对流云-降水过程的垂直结构和微物理过程进行了研究.主要结论如下:

(1)对流云生消具有明显的日变化,主要发生在11:30~19:00,并在16:00~17:00达到最强.Ka波段毫米波云雷达对该过程具有良好的探测能力,可以清晰地获取薄层积云和浅薄的对流云的垂直结构,如:发展旺盛时的降霰对流云具有和低海拔地区冰雹云类似的结构特征,但回波顶较低(< 4

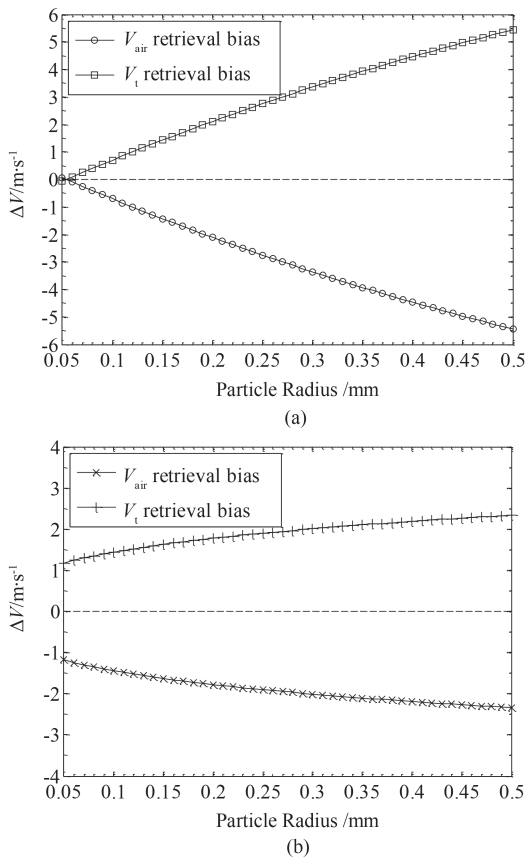


图8 大气垂直速度(V_{air})和粒子平均下落末速度(V_t)的反演误差 (a)粒子为雨滴,(b)粒子为柱状或板状冰晶
Fig. 8 Retrieval bias of atmospheric vertical velocity (V_{air}) and the average falling terminal velocity of particles (V_t) (a) the particles are raindrops, and (b) the particles are columnar or plate-like ice crystals

km); ≥ 35 dBZ的强回波中心分布较为分散;对流云强度和大气垂直上升运动成正比,谱宽值的大值区和多普勒速度梯度大值区相对应.

(2) 对流云出现前的层积云中大气垂直运动微弱,水汽直接进入云体形成大量过冷水的可能性较小,故以冰晶为主.层积云中谱偏度和谱峰度均以正值为主,且存在先增大后减小的特征,表明冰晶以凝华增长形成,并在下降过程中因聚并作用而增大.

(3) 通过功率谱反演计算得到的物理量,在对流云垂直廓线上表现为复杂的变化特征,因此对流云内为冰晶、过冷水和霰共存.对于同一对流云,在地面降霰前后,谱偏度由“正-负-正-负”结构变为负偏度为主,谱峰度由负值转为零值附近;而LDR减小2 dB左右,说明云内粒子更趋于球形.

(4) 离地1.5~3 km(大气环境温度-17~-7 °C)内有丰富的过冷水存在,在强大气上升气流(≥ 6 m/s)

的托举作用下,确保了冰晶与过冷水有足够时间通过撞冻和淞附增长形成霰,并降落地面.若上升运动较弱(≤ 4 m/s),冰晶与过冷水的淞附增长将十分有限,霰粒胚胎得不到有效增长,云内主要以较大冰晶和小霰粒子存在,当下降到环境0 °C层上方的300 m左右的区域内开始融化,最终以雨降落地面.

(5) 利用小粒子示踪法反演大气垂直速度和粒子下落末速度的精度取决于云中最小粒子半径.青藏高原对流云中,随着粒子半径的增大,液态粒子的速度反演误差较固态粒子迅速增大.一般情况下,对流云中最小粒子为液态时,反演误差 < 1.5 m/s.

References

- [1] Wu G X, Zhang Y S. Tibetan plateau forcing and the timing of the monsoon onset over South Asia and the South China Sea [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 1998, 126: 913-927.
- [2] Wu G X, Liu Y M, Wang T M, et al. The influence of the mechanical and thermal forcing of the Tibetan Plateau on the Asian climate [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2007, 8: 770-789.
- [3] Xu X D, Lu C G, Shi X H, et al. World water tower: An atmospheric perspective [J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(20): 525-530.
- [4] ZHOU Xiu-Ji, ZHAO Ping, CHEN Jun-Ming, et al. Impacts of thermodynamic processes over the Tibetan plateau on the Northern Hemisphere climate [J]. *Science China (D-Earth Sciences)* (周秀骥, 赵平, 陈军明, 等. 青藏高原热力作用对北半球气候影响的研究. *中国科学(D辑)*), 2009, 39(11): 1473-1483.
- [5] LIU Li-Ping, ZHENG Jia-Feng, RUAN Zheng, et al. The preliminary analyses of the cloud properties over the Tibetan Plateau from the field experiments in clouds precipitation with the various radars [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (刘黎平, 郑佳锋, 阮征, 等. 2014年青藏高原云和降水多种雷达综合观测试验及云特征初步分析结果. *气象学报*), 2015, 73(4): 635-647.
- [6] LIU Yi-Min, YAN Ya-Fei, LU Jian-Hua, et al. Review of current investigations of cloud, radiation and rainfall over the Tibetan Plateau with the CloudSat/ CALIPSO dataset [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)* (刘屹岷, 燕亚菲, 吕建华, 等. 基于CloudSat/CALIPSO卫星资料的青藏高原云辐射及降水的研究进展. *大气科学*), 2018, 42(4): 847-858.
- [7] XU Xiang-De, CHEN Lian-Shou. Advances of the study on Tibetan Plateau experiment of atmospheric sciences (in Chinese) [J]. *Journal of Applied Meteorological Science* (徐祥德, 陈联寿. 青藏高原大气科学试验研究进展. *应用气象学报*), 2006, 17(6): 756-772.
- [8] LIU Li-Ping, CHU Rong-Zhong, SONG Xin-Ming, et al. Summary and preliminary results of cloud and precipitation observation in Qinghai-Xizang Plateau in GAME-TIBET (in Chinese) [J]. *Plateau Meteorology*, (刘黎平, 楚荣忠, 宋新民, 等. GAME-TIBET青藏高原云和降水综合观测概况及初步结果. *高原气象*), 1999, 18(3): 441-450.

- [9] CHANG Yi, GUO Xue-Liang. Characteristics of convective cloud and precipitation during summer time at Naqu over Tibetan Plateau (in Chinese) [J]. *Chinese Science Bulletin* (常祎, 郭学良. 青藏高原那曲地区夏季对流云结构及雨滴谱分布日变化特征. *科学通报*), 2016, **61**(15): 1706-1720.
- [10] WU Ju-Xiu, WEI Ming, ZHOU Jie. Echo and capability analysis of 94 GHz cloud radars [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (吴举秀, 魏鸣, 周杰. 94 GHz 云雷达回波及测云能力分析. *气象学报*), 2014, **72**(2): 402-416.
- [11] ZHENG Jia-Feng, LIU Li-Ping, ZENG Zheng-Mao, et al. Ka-band millimeter wave cloud radar data quality control [J]. *J. Infrared Millim. Waves* (郑佳锋, 刘黎平, 曾正茂, 等. Ka波段毫米波云雷达数据质量控制方法. *红外与毫米波学报*), 2016, **35**(6): 748-757.
- [12] ZHENG Jia-Feng, LIU Li-Ping, ZHU Ke-Yun, et al. A method for retrieving vertical air velocities in convective clouds over the Tibetan Plateau from TIPEX-III Cloud Radar Doppler Spectra [J]. *Remote Sens*, 2017, **9**:964.
- [13] Kropfli R A, Kelly R D. Meteorological research applications of mm-wave radar [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 1996, **59**: 105-121.
- [14] Illingworth A J, Hogan R J, O'connor E J, et al. Cloudnet: continuous evaluation of cloud profiles in seven operational models using ground-based observations [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2007, **88**(6): 883-898.
- [15] ZHONG Lin-Zhi, LIU Li-Ping, GE Run-Sheng. Characteristics about the millimeter-wavelength radar and Its status and prospect in and abroad [J]. *Advances in Earth Science* (仲凌志, 刘黎平, 葛润生. 毫米波测云雷达的特点及其研究现状与展望. *地球科学进展*), 2009, **24**(4): 383-391.
- [16] Knight C A, Miller L J. Early radar echoes from small, warm cumulus: Bragg and hydrometeor scattering [J]. *J. Atmos. Sci.* 1998, **55**: 2974-2992.
- [17] Kollias P, Clothiaux E E, Miller M A, et al. Millimeter-wavelength radars: New Frontier in atmospheric cloud and precipitation research [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2007, **88**(10): 1608-1624.
- [18] Ka波段-多模式毫米波雷达功率谱数据处理方法及云内大气垂直速度反演研究[D]. 南京: 南京信息工程大学和中国气象科学研究院联合培养博士学位论文. 2016.
- [19] ZHOU Sheng-Hui, WEI Ming, ZHANG Pei-Chang, et al. The precipitation particles' vertical velocity retrieval with single Doppler weather radar. Part I: Retrieval method's analysis [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (周生辉, 魏鸣, 张培昌等. 单多普勒天气雷达反演降水粒子垂直速度 I 算法分析. *气象学报*), 2014, **72**(4): 760-771.
- [20] ZHANG Xiao, DUAN Kin-Qin, SHI Pei-Hong. Cloud vertical profiles from CloudSat data over the eastern Tibetan Plateau during summer [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)* (张晓, 段克勤, 石培宏. 基于CloudSat卫星资料分析青藏高原东部夏季云的垂直结构. *大气科学*), 2015, **39**(6): 1073-1080.
- [21] ZHAO Yan-Feng, WANG Dong-Hai, YIN Jin-Fang. A study on cloud microphysical characteristics over the Tibetan Plateau using CloudSat data [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)* (赵艳凤, 王东海, 尹金方. 基于CloudSat资料的青藏高原地区云微物理特征分析. *热带气象学报*), 2014, **30**(2): 239-248.
- [22] TANG Jie, GUO Xue-Liang, CHANG Yi. Cloud Microphysics and Regional Water Budget of a Summer Precipitation Process at Naqu over the Tibetan Plateau [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)* (唐洁, 郭学良, 常祎. 青藏高原那曲地区夏季一次对流云降水过程的云微物理及区域水分收支特征. *大气科学*), 2018, **42**(6): 1327-1343.
- [23] TANG Jie, GUO Xue-Liang, CHANG Yi. Numerical studies on microphysical properties of clouds and precipitation in the summer of 2014 over the Tibetan Plateau [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (唐洁, 郭学良, 常祎. 2014年夏季青藏高原云和降水微物理特征的数值模拟研究. *气象学报*), 2018, **76**(6): 1053-1068.
- [24] Monique P, Amadou S, Axel G, et al. Statistical characteristics of the noise power spectral density in UHF and VHF wind profilers [J]. *Radio Science*, 1997, **32**(3): 1229-1247.
- [25] Kollias P W, Szyrmer J, Remillard et al. Cloud radar Doppler spectra in drizzling stratiform clouds: 2. Observations and microphysical modeling of drizzle evolution [J]. *J. Geophys. Res.*, 2011, **116**:D13203.
- [26] Battaglia A, Rustemeier E, Tokay A, et al. Parsivel snow observations: A critical assessment [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2010, **27**(2): 333-344.
- [27] Zhang G, Vivekananda J, Brandes E W. The shape-slope relation in observed gamma raindrop size distributions: Statistical error or useful information [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2003, **20**(8): 1106-1119.
- [28] Atlas D, Srivastava R C, Sekhon R S. Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence [J]. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 1973, **11**(1): 1-35.
- [29] Chen B J, Hu Z Q, Liu L P, et al. Raindrop size distribution measurements at 4,500 m on the Tibetan Plateau during TIPEX-III [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2017, **122**(20): 11092-11106.
- [30] WANG Qian-Ru, FAN Guang-Zhou, LAI Xin, et al. Analysis of atmospheric boundary layer characteristics of a graupel process in Naqu region [J]. *Meteor Mon* (王倩茹, 范广洲, 赖欣, 等. 西藏那曲地区一次霰过程的大气边界层特征分析. *气象*), 2018, **44**(3): 396-407.
- [31] Shupe M D, Kollias P, Matrosov S Y, et al. Deriving mixed-phase cloud properties from Doppler radar spectra [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2004, **21**(4): 660-670.
- [32] Shupe M D, Kollias P, Matrosov M, et al. On deriving vertical air motions from cloud radar Doppler spectra [J]. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 2008, **25**: 547-557.
- [33] Zhao C F, Garrett T J. Ground-based remote sensing of precipitation in the Arctic [J]. *J. Geophys. Res.*, 2008, **113**:D14204.
- [34] Langleben M P. The terminal velocity of snowflakes [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1954, **80**: 174-181.