

文章编号: 2096-1618(2024)02-0155-08

降水微物理过程的 C 波段垂直指向雷达反演研究

黄梓恒^{1,2}, 阮征², 何关兴¹, 徐建春¹, 苏德斌¹

(1. 成都信息工程大学电子工程学院, 四川 成都 610225; 2. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081)

摘要:降水微物理过程是对空中雨滴的蒸发、碰并和凝结等演化过程的最直接描述。对降水过程中微物理特征的分析,有利于提高对云体的认识,为降水估计与数值模式参数化提供技术支撑。研究依托中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室在广东龙门建立的超级观测站,基于 C 波段调频连续波雷达高时空分辨率的多普勒功率谱数据。分析了 2020 年 6 月 6-9 日(前汛期),受西南季风影响,形成的一次持续时间长、累积雨量大、降水分布不均的降水过程中的几种典型对流单体的空中微物理特征。

关键词:降水微物理;多普勒功率谱;西南季风;C 波段调频连续波雷达

中图分类号:TN95

文献标志码:A

doi:10.16836/j.cnki.jcuit.2024.02.005

0 引言

在季风降水中,降水通常来自深厚对流、积层混合云和层云,浅层对流云也有明显贡献^[1-4]。这些云受到不同的微观物理过程的影响,在垂直指向雷达探测中呈现不同的云体垂直结构。降水垂直结构的精细化观测是了解微物理过程的重要手段,可在数值模式预报和云解析模型实现更好的参数化^[5-7]并促使雷达降雨估计更加准确^[8]。雷达测量和雨滴谱之间的关系是一个值得关注的研究领域^[9]。如何表示发生在真实云和降水中涉及的微物理过程间极其复杂的相互作用也是一大挑战^[10]。

微物理过程往往发生在较小的时空尺度上,其特征受制于其水平尺度小和时间尺度短,常规的卫星产品、观测资料和再分析数据等,难以对其进行细致地分析研究。雨滴粒径分布,简称雨滴谱,指单位体积内不同大小尺寸的雨滴的数量,是降水微物理特征的最直接表征。雨滴谱的变化体现了空中雨滴碰并、破碎、蒸发等微物理过程。雨滴谱信息包含在雷达的返回信号中,受到大气湍流信号影响往往难以区分。

近年来越来越多的垂直指向雷达应用于大气运动和微物理过程研究。在这些研究方法中,大多基于两条不同的研究思路。其中一种是使用雷达直接描述微物理过程,不依靠假设的理论模型。多普勒功率谱是探测对象运动引起的单位相移功率的量度,是大气湍流谱和降水雨滴谱卷积的结果。若假设下降速度是雨

滴谱的函数,则多普勒功率谱与降水雨滴谱密切相关^[11]。因此,将两种谱分离后,可以通过大气湍流谱和降水雨滴谱分别反演垂直大气运动和空中雨滴谱。基于这一特性,风廓线雷达可以同时观测到与大气湍流和水凝物相关的谱峰,实现雨滴谱的估计^[12]。雨滴谱识别在甚高频和超高频雷达中得到广泛应用^[13-15]。基于 Williams 等^[16]的工作,Pang 等^[17]进一步推广了基于多普勒功率谱的雨滴谱识别。

另一类算法则更多地依赖于理论模型的支持,其中最典型的是基于双频比的算法。其核心思想是基于更高的频率以获取更强的非瑞利散射效应进而获取雨滴谱特征。此时,双频比的计算与雨滴数浓度无关,更加依赖于雨滴谱函数的参数化和具体假设模型的合理性^[18]。如当排除冰相过程、零度层和水凝物的衰减的影响时,Munchak 等^[19]通过双频比估计了雨滴谱。Beauchamp 等^[20]证明了基于 NASA 双频双偏振多普勒雷达对高时间分辨率强降水观测时的良好的性能。Finlon 等^[21]将云中变化与微观物理过程联系起来,如碰并凝结等增长过程,这些过程会在多频雷达测量中表现出更高的双频比。基于双频比的算法中理论模型的模糊性和偏差可以通过分析研究方式处理,即使是在精确的路径积分损失估计可用或施加一致性约束的情况下,也并不总是能够在众多解中找到精确解。考虑到研究对象包含对流的情况下对时空尺度的苛刻要求,和对反演算法实时性的要求采用前一种方法进行反演。

整体反演采用基于调频连续波技术的 C 波段垂

直指向雷达 (C-FMCW) 可以在观测整体降水云的同时提供较高的时空分辨率。使降水观测比雨滴谱仪和微雨雷达的点观测和小体积观测更具有代表性。其多普勒功率谱对降水中的湍流和降水信号都很敏感,可以更好地描述模降水过程的微观物理变化。

利用广东省龙门县华南强降水观测试验基地的高精度雷达垂直观测和地面雨滴谱仪数据对 2020 年 6 月 7-9 日前汛期的一次长时间降水过程展开分析。给出 4 类降水特征的反演结果,通过大气运动反演进而对零度层下液态区降水微物理进行反演,根据 Tes-tik 等^[22]对降水粒子的划分,将微物理反演聚焦于雨滴范围 $d>0.25\text{ mm}$ 。而在自然界中直径大于 $6\sim8\text{ mm}$ 的雨滴取决于气流的湍流水平是不稳定的,在本研究中不做反演。本文以华南前汛期的一次长时间降水过程为例,旨在探究基于多普勒功率谱的反演算法在不同对流类型下的适用性。

1 资料和方法

采用的雷达资料主要来自位于广东省龙门县的华南强降水观测试验基地 ($114^{\circ}14'23.9''\text{E}$, $23^{\circ}46'48.0''\text{N}$, 79 m) (图 1a),研究 2020 年 6 月 6-9 日在广东省龙门县的一次降水过程。仪器包括 C 波段调频连续波垂直指向雷达 (C-FMCW) (图 1b)、OTT Parsivel 一维雨滴谱仪 (图 1c)。

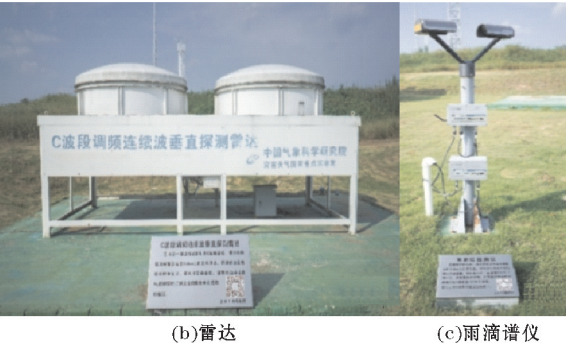
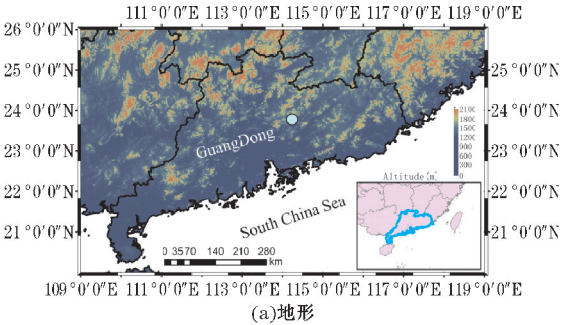


图 1 广东龙门测站地形及观测设备

表 1 C 波段调频连续波雷达技术指标		
序号	参数	指标
1	工作频率	5530±3 MHz/±3.5 MHz
2	探测方式	固定垂直指向探测
3	探测量程	0.1 ~ 24 km
4	重复周期	600 μs、700 μs
5	扫描带宽	6±3 MHz/±3.5 MHz
6	时间分辨率	6 s
7	距离库长、库数	库长(15 m、30 m);库数(512、1024)
8	探测能力	15 km 高度处探测能力低于-20 dBZ
9	天线型式	收发分置、抛物面
10	天线增益	≥35 dB
11	波束宽度	≤2.6°
12	发射功率	≥150 W
13	接收通道动态范围	≥82 dB
14	信号处理	二次 FFT
15	数据输出	功率谱密度分布、谱参数

2 反演算法

2.1 地面降水参数反演

地面降水测量采用 OTT Parsivel,用于测量雨滴的大小和下降速度。设备以激光观测为基础,通过降水粒子下降时对激光带的遮挡来计算和测量降水粒子的尺寸和速度,可实现对降水类型、降水粒子数密度、降水强度和累积降水量等实施监测,共有 32 个尺度通道和 32 个速度通道,粒子尺度 $0.2\sim25\text{ mm}$,速度为 $0.2\sim20\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,采样面积 54 cm^2 ,采样时间 60 s 。

在雨滴的测量中,一个孤立的、相对较大的雨滴以下落末速度落下时,会呈现明显的扁平化,在整体上呈椭圆形,而不是圆锥形的流线型形式即通常被描述为“泪滴”的形状,造成雨滴测量值偏大,因此需要对雨滴进行形变修正。公式如下:

$$D=\begin{cases} D_{\text{par}}, & (D_{\text{par}}\leq1.0\text{ mm}) \\ (1.075-0.075D_{\text{par}})D_{\text{par}}, & (1.00\text{ mm}<D_{\text{par}}<5.00\text{ mm}) \\ 0.7D_{\text{par}}, & (D_{\text{par}}>5.00\text{ mm}) \end{cases}$$

(1)

式中: D 为修正后的雨滴等效球形直径; D_{par} 为雨滴谱仪测得的雨滴直径。

Parsivel 观测数据为采样时间内经过采样面积的雨滴个数,因此,雨滴数浓度 N 计算如下:

$$N(D_i)=\sum_{i=1}^{32}\frac{n_{ij}}{A\cdot\Delta t\cdot V_j\cdot\Delta D_i}$$

(2)

式中: n_{ij} 为雨滴直径位于第*i*个尺度通道,下落速度位于第*j*个速度通道的雨滴数; A 为仪器采样面积,54 cm²; Δt 为采样时间间隔,60 s; D_i 和 ΔD_i 为第*i*个尺度通道的中心直径和该区间的尺度间隔; V_j 为第*j*个速度通道的中心速度。

雨强 R 、液态含水量 LWC 、雷达反射率因子可以通过以下公式计算:

$$R = \frac{\pi}{6} \sum_{i=1}^{32} N(D_i) D_i^3 V(D_i) \quad (3)$$

$$LWC = \frac{\pi}{6} \rho \sum_{i=1}^{32} N(D_i) D_i^3 \quad (4)$$

$$Z = \sum_{i=1}^{32} N(D_i) D_i^6 \quad (5)$$

式中 ρ 为水的密度, g · cm⁻³。

gamma分布被广泛地应用于描述地面及空中的雨滴谱,公式如下:

$$N(D) = N_0 D^n \exp(-\lambda D) \quad (6)$$

式中: N_0 是截距参数; μ 是形状因子; λ 是斜率参数。采用阶矩法对gamma分布参数进行拟合,拟合时引入雨滴谱阶距 M_n 其下标为第*n*个阶矩,gamma分布的参数(N_0, μ, λ)可用观测值的2、4、6阶距估算,计算公式如下:

$$M_n = \int_0^\infty D^n N(D) = N_0 \frac{D(\mu+n+1)}{A^{\mu+n+1}} \quad (7)$$

进而质量加权平均直径 D_m 可表示为

$$D_m = \frac{M_4}{M_3} \quad (8)$$

归一化的数量浓度 N_w 为

$$N_w = \frac{4^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{10^3 W}{D_m^4} \right) \quad (9)$$

2.2 空中微物理参数反演

在实际测量过程中,各种观测设备接收的信号实际是降水粒子散射和大气湍流散射信号的叠加。C-FMCW雷达观测的多普勒功率实际为降水产生的功率谱和大气运动产生的功率谱的卷积。可描述为

$$S_{\text{obs}}(t, r) = S_{\text{dsd}}(v-w, r) \times S_{\text{air}}(v, r) + S_{\text{noise}}(v, r) \quad (10)$$

式中: $S_{\text{obs}}(v, r)$ 是雷达观测得到的多普勒速度, $S_{\text{air}}(v, r)$ 是大气运动功率谱, $S_{\text{dsd}}(v-w, r)$ 是降水功率谱,变量*v*和*r*分别表示多普勒速度和距离库。*w*表示大气垂直运动速度。本文对观测到的多普勒功率谱的直流分量和噪声水平进行预处理。其中噪声电平 $S_{\text{noise}}(v, r)$ 是指多普勒功率谱中所有雷达噪声的平均功率,会随每个距离库发生变化,噪声电平的大小影响雷达返回信号功率的定标及云信号范围的确定。采用分段法,即假定雷达噪声服从中心卡方分布,且自由度为

2 N/k,将多普勒功率谱划分成*k*段,统计每个小段的功率谱的平均值,最小的平均值作为噪声电平。同时由于大气湍流和大气垂直运动的影响,多普勒功率谱左右移动,这使检索到的雨滴谱被低估或高估,有详细的误差统计分析表明在DSD反演中,湍流的垂直速度偏差为1 m/s时,雨率的误差可以高达50%^[14]。本文对观测到的多普勒速度谱的直流分量和噪声水平进行了预处理,用分段法估计噪声水平。

采用以下算法,进行大气运动反演。在降水过程中,剧烈的大气垂直运动加速粒子相态的转换过程。降水功率谱在大气垂直速度的影响下,在多普勒速度轴上左右移动,使反演雨滴谱被低估或者高估。因此,相邻两个距离库的降水功率谱之间的差异则是由大气垂直速度和雨滴谱分布在下落过程的演变两方面因素导致。基于以上原理,提取大气垂直速度。

在静稳大气条件下,降水多普勒功率谱 $S_{\text{dsd}}(v, r)$ 可用雨滴谱分布 $N_{\text{dsd}}(D)$ 和后向散射截面 $\sigma_b^\lambda(D)$ 表示为

$$S_{\text{dsd}}(v, r) = \left[\frac{\lambda^4}{\pi^5 |K_w|^2} \sigma_b^\lambda(D) \right] N_{\text{dsd}}(D) \frac{dD}{dv} \quad (11)$$

式中: λ 为雷达波长,5.42 cm; $|K_w|^2$ 为介电常数,0.93; $\frac{dD}{dv}$ 表示降水粒子的速度与直径的转换。

后向散射截面 $\sigma_b^\lambda(D)$,对于波长为5.42 cm,雨滴此时发生瑞利散射,降水粒子可视球形粒子,则雷达后向散射截面则与粒子直径成6次方成正比,可以表示为

$$\sigma_b^\lambda(D) = \frac{\pi^5 |K_w|^2}{\lambda^4} D^6 \quad (12)$$

DSD可以用三参数的gamma分布来表示:

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\lambda D) \quad (13)$$

其中, μ, λ 和 N_0 分别为gamma分布中的形状、斜率和截距参数。

Willis^[23]给出了DSD的另一种表达式,用于比较具有不同液态水含量值的雨滴谱,称为标准化gamma雨滴谱分布,表示为

$$N_{\text{dsd}}(D) = N_w \frac{6(\mu+4)}{4^4 \Gamma(\mu+4)} \left(\frac{D}{D_m} \right)^\mu \exp \left[- (4+\mu) \left(\frac{D}{D_m} \right) \right] \quad (14)$$

式中, N_w 为归一化数浓度参数, D_m 为质量加权平均直径, μ 为gamma形状因子。 Γ 表示欧拉函数。积分从0延伸到无穷大。实际上,观察到的DSDs受到 D_{min} 和 D_{max} 下降直径的限制。

降水参数可以用雨滴的大小分布来计算。雨率 R 和液态水含水量 LWC 均是液滴大小分布的三阶矩:

$$R = \frac{6\pi}{10^4} \sum_{D=D_{\text{min}}}^{D_{\text{max}}} N(D) D^3 v(D) \Delta D \quad (15)$$

$$\text{LWC} = \frac{\pi}{6} 10^{-3} \sum_{D=D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^3 \Delta D \quad (16)$$

$$D_m = \frac{\sum_{D=D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^4 \Delta D}{\sum_{D=D_{\min}}^{D_{\max}} D^3 \Delta D} \quad (17)$$

$$N_w = \frac{4^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{\text{LWC}}{D_m^4} \right) \quad (18)$$

在瑞利后向散射的理想情况下,这些参数对雨滴大小分布的敏感性是不同的。反射率更多地受到大雨滴的影响,但它们对 LWC 的贡献小于同样反射率条件下的小雨滴,且云滴也对 LWC 有显著的贡献^[24]。

此时雨滴谱也可以使用归一化 gamma 分布建模,雨滴谱分布也可以写成:

$$N(D; N_w, D_m, \mu) = N_w f(D; D_m, \mu) \quad (19)$$

式中

$$f(D; D_m, \mu) = \frac{6}{4^4} \frac{(4+\mu)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \left(\frac{D}{D_m} \right)^{\mu} \exp \left[-(4+\mu) \left(\frac{D}{D_m} \right) \right] \quad (20)$$

式(20)利用雨滴大小分布计算降水功率谱。

$$S_{\text{dsd}}(v; N_w, D_m, \mu) = N(D; N_w, D_m, \mu) D^6 \left(\frac{\Delta D}{\Delta v} \right) \quad (21)$$

式中, D^6 表示假设瑞利散射的雨滴背散射截面, ΔD 和 Δv 分别表示雨滴直径和下落速度的变化率。

此时雨滴下降速度与直径之间关系可以表达为

$$V(D) = \left[9.65 - 10.3 \exp(-0.6D) \left(\frac{\rho_0}{\rho_h} \right)^{0.4} \right] \quad (22)$$

式中, ρ_0 是地面的大气密度, ρ_h 是观测高度为 h 处大

气密度。 $\frac{\rho_0}{\rho_h}$ 与地表温度、大气温度垂直递减率及高度

相关,在低空条件下,可简化成只与高度相关的函数。

而将雨滴谱分布 $N_{\text{dsd}}(D)$ 用 gamma 模型表示:

$$N_{\text{dsd}}(D) = N_w \frac{6}{4^4} \frac{(\mu+4)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \left(\frac{D}{D_m} \right)^{\mu} \exp \left[-(4+\mu) \left(\frac{D}{D_m} \right) \right] \quad (23)$$

式中 Γ 表示 Euler gamma 函数。此时雨滴的下降速度是纯雨滴谱的一阶矩,可以表示为

$$V_{\text{dsd}}(r) = \frac{\sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^{\mu+6} \exp \left[-(\mu+4) \frac{D}{D_m} \right] v(D) \Delta D}{\sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} D^{\mu+6} \exp \left[-(\mu+4) \frac{D}{D_m} \right] \Delta D} \quad (24)$$

式(15)~(18)可以表示为

$$R = \frac{6\pi N_0 \Gamma(4+\mu)}{10^4 \Lambda^{(4+\mu)}} \left[9.65 - 10.3 \left(1 + \frac{0.6}{\Lambda} \right)^{(4+\mu)} \right] \quad (25)$$

$$\text{LWC} = \frac{\pi}{6} 10^{-3} \frac{N_0 \Gamma(4+\mu)}{\Lambda^{(4+\mu)}} \quad (26)$$

$$D_m = \frac{\Gamma(5+\mu)}{\Gamma(4+\mu) \Lambda} \quad (27)$$

$$N_w = \frac{4^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{\frac{\pi}{6} 10^{-3} N_0 \Gamma(4+\mu) \Lambda^{-(4+\mu)}}{\left(\frac{\Gamma(5+\mu)}{\Gamma(4+\mu) \Lambda} \right)^4} \right) \quad (28)$$

同时,反射率 Z 是雨滴谱的零阶矩,可以表示为

$$Z(r) = \sum_{v=v_{\min}}^{v_{\max}} S_{\text{dsd}}(v-w, r) \Delta v \quad (29)$$

代入式(29)可转化为

$$Z(r) = N_w \sum_{D=D_{\min}}^{D_{\max}} \frac{6}{256} \frac{(u+4)^{u+4}}{\Gamma(u+4)} \left(\frac{D}{D_m} \right)^u \exp \left[-(u+4) \frac{D}{D_m} \right] D^6 \Delta D \quad (30)$$

表示了纯降水粒子在瑞利散射时的反射率。

因为反射率因子 $Z(r)$ 和 D_m 使用不同的单位来测量。取式(30)两侧的对数, $Z^{\text{dB}}(r)$ 可以分解为数浓度函数 N_w^{dB} 和粒子谱形状数 $I_b^{\text{dB}}(D_m, \mu)$ 。

$$Z^{\text{dB}}(r) = 10 \lg(N_w) + 10 \lg \left[\sum_{D=D_{\min}}^{D_{\max}} f(D; D_m, \mu) D^6 \Delta D \right] \quad (31)$$

$$Z = N_w^{\text{dB}} + I_b^{\text{dB}}(D_m, \mu) \quad (32)$$

$$N_w^{\text{dB}} = 10 \lg(N_w) \quad (33)$$

$$I_b^{\text{dB}}(D_m, \mu) = 10 \lg \left[\sum_{D=D_{\min}}^{D_{\max}} \frac{6}{4^4} \frac{(\mu+4)^{\mu+4}}{\Gamma(\mu+4)} \left(\frac{D}{D_m} \right)^{\mu} D^6 \Delta D \right] \quad (34)$$

I_b^{dB} 为反射率形状因子,等价于归一化的后向散射反射率,即 $N_w = 1$ 的反射率。由于 N_w 在式(34)中被抵消,因此形状函数和雨滴下降速度仅取决于形状因子 μ 和平均质量加权直径 D_m 。

Pang 等^[17]指出两个相邻距离库的多普勒速度谱的差异是由下降过程中湍流谱和雨滴谱的变化引起的。基于上述原理,可以提取出大气的垂直速度。对两个功率谱进行归一化后,归一化功率谱之间的差是谱在多普勒速度轴上的位置,对应于垂直大气运动和雨滴速度差的和。

对每一距离库的雨滴谱逐一进行归一化处理。

$$S_{\text{dsd}}^{\text{nor}}(v, r) = S_{\text{dsd}}(v, r) / \max[S_{\text{dsd}}(v, r)] \quad (35)$$

确认雨滴速度差后, $S_{\text{dsd}}^{\text{nor}}(v, r)$ 和 $S_{\text{dsd}}^{\text{nor}}(v, r+1)$ 之间的差异取决于垂直大气运动。垂直大气运动可以通过最小化代价函数(Cost Function, CF)得到。

$$\text{CF} = \sum_{v=v_{\min}}^{v_{\max}} [S_{\text{dsd}}^{\text{nor}}(v-w, r) - S_{\text{model}}^{\text{nor}}(v, r)]^2 \quad (36)$$

当 CF 为最小时,认为完全消除垂直大气运动。垂直大气运动的绝对值是移动次数和速度分辨率的乘积。如果向右移动得到最小 CF,表示抬升气流,否则为下沉气流。

3 降水个例反演

3.1 降水过程描述

在本次降水过程中,受强盛的西南季风,孟加拉湾、南海通往本地的水汽通道得以建立,6月5日水汽通道建立,6月6-8日水汽通道加强,6月10日被截断。在西南季风的影响下,中国南方的环境条件(如低海拔高度水汽充分)与其他大陆地区普遍不同。而华南地区地形更易导致大气不稳定,有利于对流的生

成,形成一次持续时间长、累积雨量大、降水分布不均的降水过程。累计雨量达741 mm。在本场持续降水中有多种对流出现。

在整个降水过程中,挑选层云、积层混合云、对流云3类典型降水云体作为反演对象。

3.2 反演结果

为更加直观地给出反演结果,分别在每个反演对象中抽取一个径向进行反演呈现。对于大气运动选择向下为正。

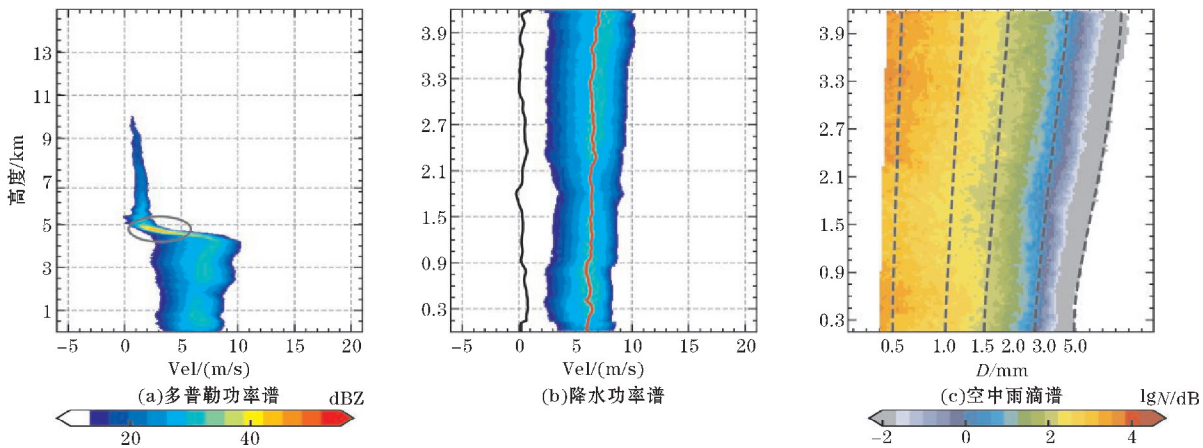


图2 层云个例反演示例

层云个例选取2020年6月8日14:00:14 LCT的多普勒功率谱。如图2(a)所示,在5 km海拔处有较明显的反射率增强处标识了亮带所在高度,在亮带高度以下反射率均较低表现明显的层云特征。图2(b)为去除垂直大气运动后的降水功率谱,用黑色和红线分

别标记平均垂直大气运动和平均粒子下降速度。整体而言,平均垂直大气运动较为稳定整体呈现较弱下沉,符合层云出现在降水系统消亡阶段整体呈现较弱下沉的认知,雨滴谱随高度分布的情况如图2(c)所示,整体较为稳定。

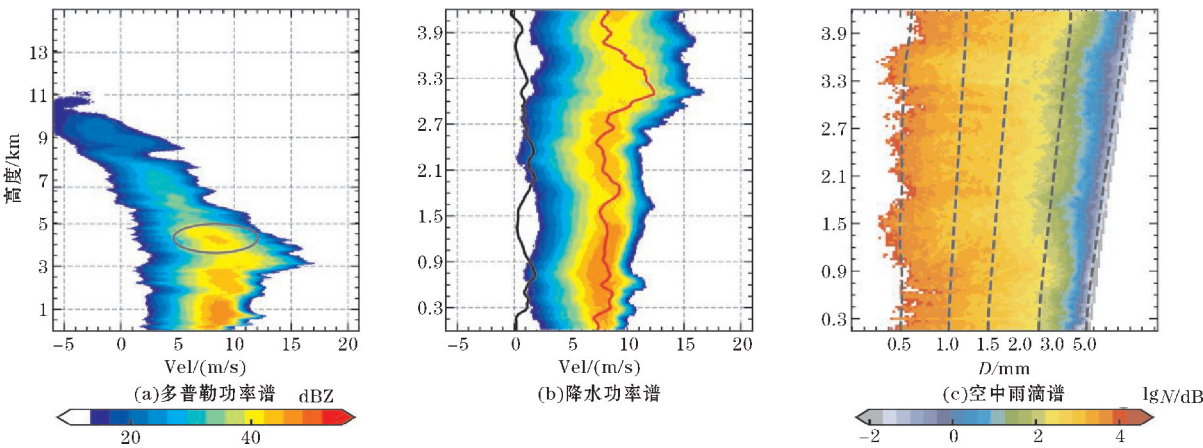


图3 积层混合云个例反演示例

积层混合云个例选取2020年6月9日07:00:21 LCT的多普勒功率谱。如图3(a)所示,在5 km海拔处有较明显的反射率增强处标识了亮带所在高度,在亮带高度以下反射率依旧较强,既有对流云又有层状云

特征。图3(b)为去除垂直大气运动后的降水功率谱,整体而言,平均垂直大气运动较为稳定整体呈现较强下沉,雨滴谱随高度分布的情况如图3(c)所示,整体较为数浓度对比层云更大。

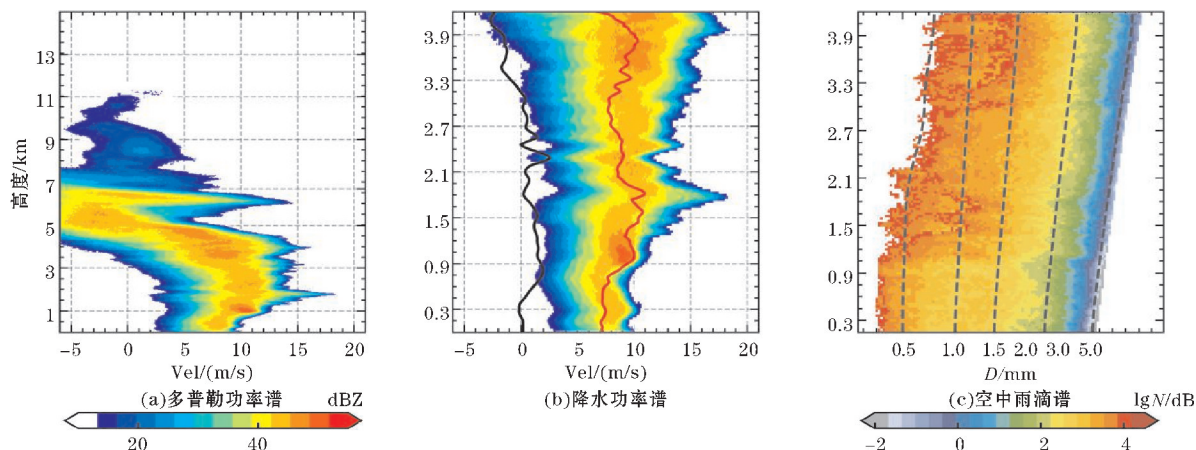


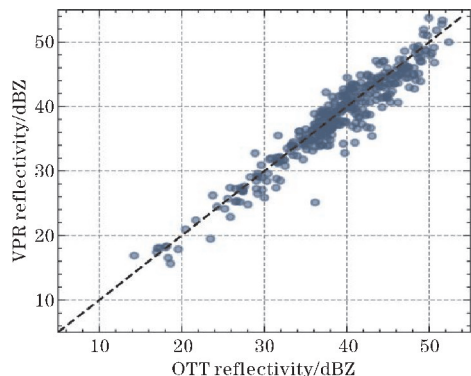
图4 对流云个例反演示例

对流个例选取2020年6月9日06:05:07 LCT的多普勒功率谱。如图4(a)所示,整体无明显亮带结构存在,对比其他个例在亮带高度下反射率无明显减弱表现明显的对流特征。图4(b)为去除垂直大气运动后的降水功率谱。整体而言,平均垂直大气运动上层呈现上升,下层呈现下沉结合系统整体的倾斜性,表现出对流中上升下沉气流交替出现的特点,符合前人的认知^[25]。雨滴谱随高度分布的情况如图4(c)所示,整体来看大雨滴数浓度较高,符合 Raut 等^[26]的结论。

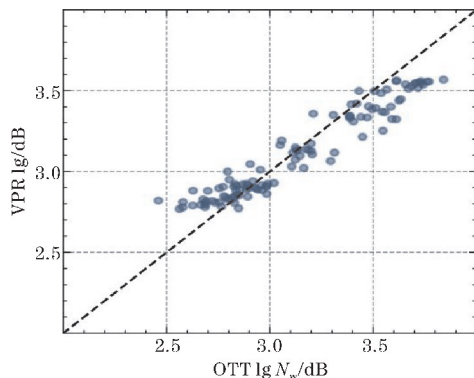
4 验证分析

本研究中的反演算法利用雷达频谱在高度上的连续性来消除垂直大气运动的影响。通过地面雨滴谱仪的数据与空中150 m高度(与地面相隔5个距离库)处数据进行对比分析,避免地面数据在反演中的代入和近地面数据存在的一定系统偏差影响验证结论。这里选取了反射率因子对比确认了雷达数据的可用性。同时由于 N_w 在式(34)中被抵消,形状函数和雨滴下降速度仅取决于形状因子 μ 和平均质量加权直径 D_m ,所以选取 N_w 对比反演结果的合理性。

图5给出了2个参数的对比结果,其中反射率因子的相关性为0.95,均方根误差为2.12, N_w 的相关性为0.92,均方根误差为0.073,整体而言符合预期结果,反演方法合理。同时可以看到的是 N_w 的反演结果在小数浓度处的低估和高数浓度处的高估,这可能来源于在反演时所选取的雨滴直径(0.25 ~ 6 mm)不当。由于在自然界中直径大于6 ~ 8 mm的雨滴是不稳定的,具体临界值取决于气流的湍流水平是不稳定的,这里较难给出一个准确的边界。



(a) 反射率因子对比



(b) 归一化数浓度对比

图5 对比验证散点图

5 结束语

基于雷达多普勒功率谱数据中包含大气湍流谱和降水雨滴谱的特点,对2020年6月华南的一次累计4天的持续性降水进行了反演分析,结果表明根据雷达资料和地面雨滴谱仪数据,对空中雨滴谱实时反演具有一定的可行性。对于雷达估测降水和模式参数化研究有一定促进作用。同时反演方法不只局限于单一雷达,整体反演是基于雨滴对于雷达信号的散射特性,有望在下一步的研究中加载至风廓线雷达进行推广。

参考文献:

- [1] Konwar M, Das S, Deshpande S, et al. Microphysics of clouds and rain over the Western Ghat[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2014, 119(10): 6140–6159.
- [2] Narayanan V. Radar observation of a monsoon rain squall at Bombay[J]. *Indian Journal of Meteorology and Geophysics*, 1967(18): 397–402.
- [3] Saikranthi K, Narayana Rao T, Radhakrishna B, et al. Morphology of the vertical structure of precipitation over India and adjoining oceans based on long-term measurements of TRMM PR[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2014, 119(13): 8433–8449.
- [4] Utsav B, Deshpande S M, Das S K, et al. Statistical characteristics of convective clouds over the Western Ghats derived from weather radar observations[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2017, 122(18): 10050–10076.
- [5] Lim K S S, Hong S Y. Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models[J]. *Monthly Weather Review*, 2010, 138(5): 1587–1612.
- [6] Zhang G, Sun J, Brandes E A. Improving parameterization of rain microphysics with disdrometer and radar observations[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2006, 63(4): 1273–1290.
- [7] Zhang G, Xue M, Cao Q, et al. Diagnosing the intercept parameter for exponential raindrop size distribution based on video disdrometer observations: Model development[J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2008, 47(11): 2983–2992.
- [8] Chen B, Hu W, Pu J. Characteristics of the raindrop size distribution for freezing precipitation observed in Southern China[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 2011, 116(D6): D06201.
- [9] Johnston P E, Williams C R, White A B. Rain Drop Size Distributions Estimated from NOAA Snow-Level Radar Data[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2022, 39(3): 353–366.
- [10] Morrison H, van Lier Walqui, M, Fridlind, et al. Confronting the challenge of modeling cloud and precipitation microphysics[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2020, 12.
- [11] Babb D M, Verlinde J, Albrecht B A. Retrieval of Cloud Microphysical Parameters from 94-GHz Radar Doppler Power Spectra[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1999, 16(5): 489–503.
- [12] May P T, Keenan T D. Evaluation of Microphysical Retrievals from Polarimetric Radar with Wind Profiler Data[J]. *Journal of Applied Meteorology*, 2005, 44(6): 827–838.
- [13] Ecklund W L, C R Williams, P E Johnston, et al. A 3GHz profiler for precipitating cloud studies. J. Atmos[J]. *Oceanic Technol.*, 1999, 16: 309–322.
- [14] Kirankumar N V P, Rao T N, Radhakrishna B, et al. Statistical Characteristics of Raindrop Size Distribution in Southwest Monsoon Season[J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2008, 47(2): 576–590.
- [15] Yeung N K H, Sherwood S C, Protat A, et al. A Doppler Radar Study of Convective Draft Lengths over Darwin[J]. *Australia, Monthly Weather Review*, 2021, 149(9): 2965–2974.
- [16] C R Williams, R M Beauchamp, V Chandrasekar. Vertical Air Motions and Raindrop Size Distributions Estimated Using Mean Doppler Velocity Difference From 3- and 35-GHz Vertically Pointing Radars[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2016, 54(10): 6048–6060.
- [17] Pang S, Ruan Z, Yang L, et al. Estimating Raindrop Size Distributions and Vertical Air Motions with Spectral Difference Using Vertically Pointing Radar[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2021, 38(10): 1697–1713.
- [18] Meneghini R, Liao L, Iguchi T. A Generalized Dual-Frequency Ratio (DFR) Approach for Rain Retrievals[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2022, 39(9): 1309–1329.
- [19] Munchak S J, Tokay A. Retrieval of Raindrop Size Distribution from Simulated Dual-Frequency Radar Measurements[J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2008, 47(1): 223–239.
- [20] Beauchamp R M, Chandrasekar V, Chen H, et al. Overview of the D3R Observations during the IFloodS Field Experiment with Emphasis on Rain-

- fall Mapping and Microphysics [J]. Journal of Hydrometeorology, 2015, 16(5): 2118–2132.
- [21] Finlon J A, McMurdie L A, Chase R J. Investigation of Microphysical Properties within Regions of Enhanced Dual-Frequency Ratio during the IMPACTS Field Campaign [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2022, 79(10): 2773–2795.
- [22] Testik F Y, Barros A P. Toward elucidating the microstructure of warm rainfall: A survey, Rev [J]. Geophys, 2007, 45.
- [23] Willis P T. Functional Fits to Some Observed Drop Size Distributions and Parameterization of Rain [J]. Journal of Atmospheric Sciences, 1984, 41(9): 1648–1661.
- [24] Vivekanandan J, Ghatge V P, Jensen J B, et al. A Technique for Estimating Liquid Droplet Diameter and Liquid Water Content in Stratocumulus Clouds Using Radar and Lidar Measurements [J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2020, 37(11): 2145–2161.
- [25] Houze R A. Jr. 100 Years of Research on Mesoscale Convective Systems [J]. Meteorological Monographs, 2018, 59.
- [26] Raut B A, Konwar M, Murugavel P, et al. Microphysical origin of raindrop size distributions during the Indian monsoon [J]. Geophysical Research Letters, 2021, 48.

Inversion Study of Aloft Microphysical Process based on C-Band Vertically Pointing Radar

HUANG Ziheng^{1,2}, RUAN Zheng², HE Guanxing¹, SU Debin¹

(1. College of Electronic Engineering, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225, China; 2. State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China)

Abstract: The precipitation microphysical process is the most intuitive description of the evolution process of evaporation, collision and condensation of raindrops in the fall path. The analysis of the microphysical characteristics in the precipitation process is meaningful to improve the understanding of the cloud and provide technical support for precipitation estimation and numerical model parameterization. This study takes the super observation station established by the Academy of Gas Sciences in Longmen, Guangdong as the experimental base, based on Doppler power spectrum data with high spatial and temporal resolution. The microphysical characteristics of several typical convective cells in the precipitation process with long duration, large cumulative rainfall and uneven precipitation distribution formed by the southwest monsoon during the period from June 6 to 9, 2020 (pre-flood season) are analyzed.

Keywords: precipitation microphysics; Doppler power spectrum; Southwest monsoon; C-Band frequency modulated continuous wave radar