

孙豪,刘黎平,郑佳锋. 不同波段垂直指向雷达功率谱密度对比. 应用气象学报,2017,28(4):447-457.

DOI: 10.11898/1001-7313.20170406

不同波段垂直指向雷达功率谱密度对比

孙豪¹⁾²⁾* 刘黎平²⁾ 郑佳锋¹⁾

¹⁾(南京信息工程大学大气物理学院,南京 210044)

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

衰减对回波的影响是雷达探测中的一项重要课题,常用订正方法还有很大提升空间。由于垂直指向雷达观测的功率谱数据包含了非常丰富的微物理及动力信息,该文尝试在功率谱层面对衰减影响机理进行深入讨论,以期改进衰减订正方法。对 2014—2016 年广东阳江和广东龙门获取的 Ka 波段毫米波雷达、C 波段调频连续波雷达、Ku 波段微雨雷达功率谱数据进行对比表明:3 部雷达功率谱谱型基本一致,具有一定可靠性。米散射效应反映在功率谱上即经过某一速度后回波强度谱密度的陡降,当降水下落末速度达临界速度时,会对衰减量的计算造成影响。雷达波长越短,受衰减影响越大,衰减对功率谱的影响表现为谱的整体下移,最终导致回波强度小于真值。对于对流云降水,单纯使用经验订正公式获得的结果可能与真实值相差很大,此时需要考虑降水粒子谱分布,在功率谱层面上对订正进一步改善。

关键词: Ka 波段毫米波雷达; C 波段调频连续波雷达; Ku 波段微雨雷达; 功率谱密度; 衰减影响

引 言

在天气气候研究中,云和降水是重要因素。雷达可以通过反演一系列云微物理参数探测云体信息,这对研究云降水演变机理、数值模式预报以及人工影响天气等具有重要作用^[1-10]。

雷达返回的回波信号经过频域变换处理后可转化为功率谱密度数据,功率谱密度是回波功率随多普勒速度变化的一个函数,是雷达的初级数据,回波强度、径向速度、谱宽 3 个基本量均由功率谱数据经计算获得,其质量影响了雷达基本量的质量。功率谱数据与雷达探测体积内粒子群的微物理和动力属性密切相关,包含了很多 3 个基本量中未包含的信息,因此,功率谱密度数据研究对云和降水的微物理和动力属性探讨有重要意义,国内外学者对其也进行了一些研究^[11-16]。Gossard 等^[17-18]在假设滴谱为 Gamma 谱的条件下,利用波长为 8.6 mm 的毫米波

雷达功率谱反演了云滴谱分布等微物理参量。Rogers 等^[19]利用风廓线雷达反演雨滴谱分布,并与飞机观测数据进行对比,两者对应很好。Kollias 等^[20-22]使用毫米波雷达功率谱数据中的偏度和峰度描述小雨中粒子的产生过程和相态变化。王晓蕾等^[23]将风廓线雷达探测到的功率谱拆分为大气信号和降水信号,并利用降水信号反演雨滴谱。刘黎平等^[24]利用 Ka 波段毫米波雷达功率谱密度数据反演雨滴谱分布,并与雨滴谱仪和微雨雷达进行对比,其反演结果较一致。之前使用的毫米波雷达为行波管雷达,在连续观测能力上存在一定不足,中国气象科学研究院与中国航天科工集团二院第 23 研究所于 2012 年联合研制了一部 Ka 波段固态毫米波雷达,该雷达采用目前较为先进的器件与技术,使用固态发射机,可以进行长时间观测。郑佳锋^[25]利用该 Ka 波段固态毫米波雷达与其他雷达在测云方面进行对比,结果表明:该云雷达在云底、云中和云顶探测的功率谱与 C 波段连续波雷达十分一致,数据

2016-12-13 收到,2017-05-31 收到再改稿。

资助项目:国家自然科学基金项目(41675023)

* email: sunh327@163.com

较为可靠。在当前对雷达遥感的研究中,衰减订正是一项重要工作。目前国内对雷达衰减订正的方法多使用经验公式,但经验公式对不同类型降水的订正效果也有差异,很多情况下订正后的结果仍与真实值相差很大^[26-30]。而功率谱密度数据中包含大量的微物理和动力信息,尤其是粒子谱分布信息,通过它可以尝试从功率谱的层面上对衰减影响机理进行进一步的解释和讨论。为了对华南暴雨进行观测,中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室自 2014 年开始在广东省阳江、龙门、佛山等地进行了多设备联合观测试验。本文利用联合观测试验中 Ka 波段毫米波雷达(简称 CR)、C 波段调频连续波雷达(简称 CWR)、Ku 波段微雨雷达(简称 MRR)数据资料,由于这 3 部不同波段的雷达所受的衰减影响不同,且均可以输出功率谱密度数据,故可以将

三者功率谱密度数据进行对比,尝试在功率谱层面对衰减影响机理进行讨论,探索改进衰减订正方法新的方向。

1 观测与数据

1.1 观测时间和观测地点

观测数据分为两部分,分别是 2014 年 6 月 5—10 日广东阳江气象观测场($21^{\circ}84'N, 111^{\circ}98'E$, 海拔为 90 m)的数据和 2016 年 4 月 15 日—6 月 15 日广东惠州龙门气象观测场($23^{\circ}47'N, 114^{\circ}15'E$, 海拔为 86 m)的数据,地理位置如图 1 所示。广东 4—6 月正处于华南前汛期,层状云降水和对流云降水过程较多,代表性好。

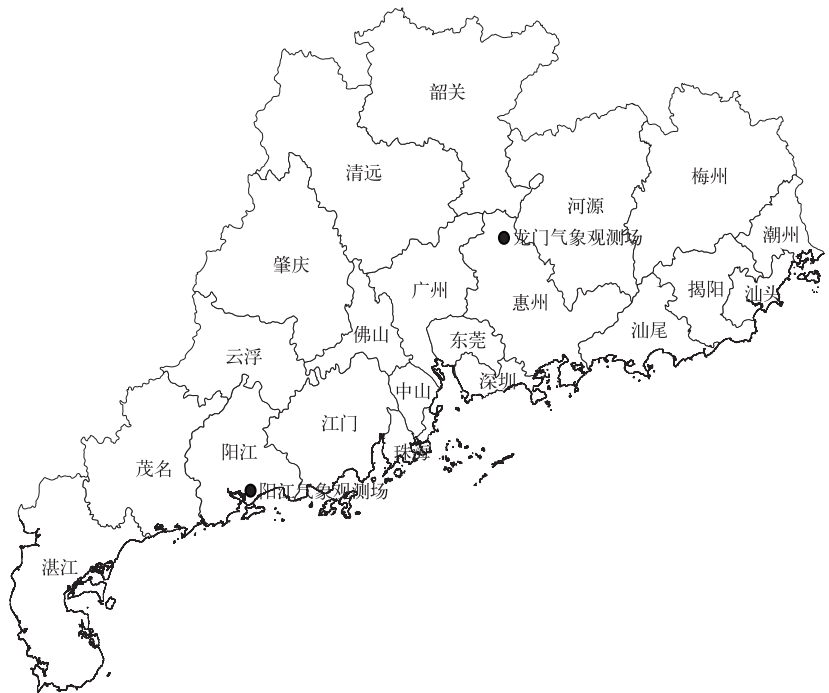


图 1 广东阳江气象观测场和广东惠州龙门气象观测场位置

Fig. 1 The location of Yangjiang and Longmen detection fields in Guangdong

1.2 观测设备和观测数据

本研究所使用的 3 部雷达技术指标如表 1 所示。其中, Ka 波段固态发射机毫米波雷达采用脉冲多普勒、全相参、固态、脉冲压缩的探测体制,垂直向上探测方式获取上空云和降水的回波强度、径向速度、速度谱宽、退极化比数据,同时也可以自选保存某一段时间段的原始功率谱数据。C 波段调频连续波

垂直观测雷达采用调频连续波全相参体制降水观测系统,可以探测到雷达上方的功率谱密度数据以及回波强度、速度、谱宽、回波功率数据。Ku 波段微雨雷达采用 Ku 波段固态发射机体制及垂直向上探测方式,可用于探测上空功率谱密度、回波强度、雨强、液态含水量以及雨滴谱分布。本研究采用 3 部雷达的功率谱密度数据。

表1 Ka波段毫米波雷达、C波段调频连续波雷达、Ku波段微雨雷达技术指标
Table 1 Specifications of Ka-band millimeter-wave radar, C-band frequency-modulated continuous-wave radar and Ku-band micro rain radar

指标	Ka波段毫米波雷达	C波段连续波雷达	Ku波段微雨雷达
雷达体制	脉冲多普勒、单发双收、线性极化、全固态	连续波体制	脉冲多普勒、固态发射机体制
工作频率	33.44 GHz±10 MHz	5530±3 MHz	24.23 GHz
探测方式	垂直探测	垂直探测	垂直探测
探测要素	功率谱密度、回波强度、径向速度、速度谱宽、退偏振比	功率谱密度、回波强度、径向速度、速度谱宽、回波功率	功率谱密度、回波强度、雨强、液态含水量、雨滴谱
探测范围/km	0.03~15.3	0.03~15	0.1~3.1
FFT谱点数	256	512	64
时间分辨率	8.8~8.9 s完成3个模式扫描,每个模式约3 s	3 s,6 s	60 s
高度分辨率/m	30	30	100
波束宽度/(°)	0.3	2.6	2.0

2 功率谱数据处理方法

2.1 谱数据初步处理

对谱数据进行功率谱的时间平均和退模糊处理。时间平均是为了减少空气中小尺度运动的影响,一般选取1~6 min的时间平均,为了尽可能除去空气中小尺度运动的同时又不使功率谱失去特征,本文选择3 min时间平均。在雷达探测过程中,遇到大降水粒子时大于最大不模糊速度的部分信号会发生速度模糊,处理功率谱数据退速度模糊的方法比较简单,只需将左端速度模糊部分的谱平移至右端并重新确定好平移后的速度刻度即可。

2.2 回波强度谱密度的处理

由于不同雷达回波功率及噪声电平在数值上的规格都不同,不能直接进行对比。但不同雷达的回波强度值与设备规格无关,可以作为对比的参量,回波强度的计算方法如下:将功率谱上所有速度所对应谱点的回波功率做积分,得到回波功率之和,将回波功率之和带入雷达气象方程(1)、(2)^[31],即可得出回波强度:

$$Z = \frac{P_r}{C} R^2, \quad (1)$$

$$C = \frac{\pi^3 P_t G^2 \theta \psi h}{1024 (\ln 2) \lambda^2} |k|^2. \quad (2)$$

其中, Z 为回波强度(单位:dBZ), P_r 为雷达接收功率(单位:kW), R 为探测距离(单位:km), C 为雷达常数, P_t 为雷达发射功率(单位:dBm), G 为天线增益(单位:dB), θ 和 ψ 为水平和垂直波束宽度(单位:°), h 为脉冲冲长度(单位:m), λ 为波长(单位:

mm), $|k|^2 = \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|$ 为折射指数(m 为复折射指数)。在这里用类似的方法,将功率谱上每个速度所对应谱点的回波功率谱带入式(1)、式(2),这样每个谱点都可以计算出一个值,这个值即为该谱点对回波强度的贡献,所有谱点对回波强度贡献的集合,就是回波强度谱密度(单位:dBZ/(m·s⁻¹))。其中,所有谱点回波强度谱密度对速度积分的结果,即为回波强度(单位:dBZ)。将功率谱转化为回波强度功率谱后,就可以进行不同雷达之间的对比。

2.3 空气垂直速度的确定

对于空气垂直速度的计算,通常使用的是 Rogers^[32]提出的 ω_0 - Z 关系法,其原理如下:雷达探测到的平均多普勒速度 \bar{v} 是雷达探测范围内粒子群在静止大气中的多普勒速度 ω_0 与空气垂直速度 ω 之和(其中速度向下为正):

$$\omega = \bar{v} - \omega_0. \quad (3)$$

在假设滴谱分布以及下落末速度 V 与粒子半径 r 关系的条件下,静止大气中的多普勒速度 ω_0 与回波强度 Z 呈指数关系,即

$$\omega_0 = A \cdot Z^B. \quad (4)$$

但对于不同种类的云,系数 A, B 截然不同,需先确定 A, B 的值。彭亮等^[33]提出了基于小粒子示踪法的 ω_0 - Z 关系法:选择受湍流影响小的小粒子示踪法得到该方法计算的空气垂直速度,并利用空气上升速度和平均多普勒速度计算出静止大气下的多普勒速度,构建出 ω_0 - Z 关系,计算 A, B 的值,最后根据实际的平均多普勒速度计算出空气垂直速度 ω 。由于试验中使用的毫米波雷达灵敏度可以达到小粒子示踪的要求,故本文使用基于小粒子示踪法

的 w_0 - Z 关系法。

2.4 将回波强度谱密度随粒子下落速度的变化转变为随粒子半径的变化

在计算出空气上升速度后,再次对回波强度谱密度进行处理,使之去除空气垂直速度,数据转变为静止大气下的回波强度谱密度。根据 Gunn 等^[34]通过试验获得的静止大气下粒子半径 r 与其下落末速度的经验公式:

$$V = 9.65 - 10.3e^{-1.2r} \quad (5)$$

将回波强度谱密度随粒子下落速度的变化转变为随粒子半径的变化。

3 结果对比

3.1 谱分布对比

3.1.1 谱分布的个例对比

由于不同雷达的规格及定标情况不同,不能直接进行功率谱的对比,故本文使用对比回波强度谱密度方法。回波强度谱密度是每个径向速度所对应的谱点对回波强度的贡献,它对速度的积分就是回波强度,可以通过回波强度谱密度值的大小判断雷达回波的强弱情况。计算方法如下:将原始功率谱进行时间平均和退速度模糊处理,将功率谱上每个谱点的回波功率带入雷达气象方程后得到回波强度谱密度,再通过基于小粒子示踪法的 w_0 - Z 关系法计算空气上升速度并除去,得到3部雷达在静止大气下的回波强度谱密度。此时,由于空气上升速度已经除去,故可以使用式(5),将静止大气回波强度谱密度随速度的变化转换为随粒子半径的变化。

为了方便对比不同波段雷达的回波强度谱密度,以CWR在该高度上峰值速度的回波强度谱密度为标准,将CR和MRR的回波强度谱密度进行订正,即根据它们峰值速度上回波强度谱密度与CWR的差值进行谱的上下平移,使它们在峰值速度上的回波强度谱密度与CWR相同。

选择降水强度依次从弱至强的4个个例,分析它们在同一高度上不同波长雷达的功率谱,4个个例分别为2016年5月16日龙门低层积云过程、2014年6月9日阳江层状云降水过程、2014年6月9日阳江对流云降水过程以及2016年5月15日龙门对流云降水过程,将个例中3部雷达功率谱密度

进行对比。所选择功率谱的高度均为2.0 km,所取的个例在2.0 km高度上的3 min平均谱型基本一致,具有很好代表性,结果如图2所示(时间为北京时,下同)。

由图2可知,3部雷达功率谱密度的谱型基本一致,尤其在峰值速度以及首个气象信号的探测速度上对应很好,可靠性较高。只是MRR与其他两者的谱型在细节上存在差异,这是因为MRR每个谱的谱点数太少(CR为256个,CWR为512个,MRR为64个),分辨率较低所造成。无论是小粒子降水还是大粒子降水,3部雷达探测到的首个气象信号所对应的速度差别并不大。但在4个过程的对比中也可以看到,波长相对较短的CR和MRR的谱型在超过某一速度后发生陡降,使三者探测到的最后一个气象信号所对应的速度出现差别,以致三者的气象信号谱宽度由小到大依次为CR,MRR,CWR。降水强度越大,差距越明显。这是由于雷达回波可能受到米散射影响,波长越短,其受影响程度越大。在此基础上,将4个过程中3部雷达的部分参数进行对比,分别为回波强度、谱峰值速度、气象信号谱宽度以及米散射临界速度和临界半径,对比结果如表2所示。

由表2和图2可知,米散射影响在功率谱密度上的表现形式是经过某一径向速度后回波强度谱密度的陡降,使谱的末端收缩,造成信号谱宽度的减小,最终会使衰减量的计算造成影响,这个径向速度即为米散射临界速度。从个例也可以看到,Ka波段的米散射临界速度约为 $7.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,Ku波段的米散射临界速度约为 $8.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,通过式(5)可知,此时它们对应的米散射临界半径分别为1.18 mm和1.61 mm,为了证明计算的确实是米散射半径,需要进一步进行验证。

3.1.2 米散射效应的验证

当前对米散射效应研究中,通常使用 $\frac{\pi D}{\lambda} = 0.13$ 计算米散射临界半径,但Rogers^[35]指出,实际散射变化分别经过瑞利/米散射等值区、米散射增强区、米散射减弱区这3个过程,其中米散射增强区的探测数据也在可信范围之内,实际上的米散射临界半径为米散射增强区和米散射减弱区的边界。以此计算不同波长雷达的米散射临界半径,对以上个例所做结论进行验证。由于米散射公式自身的复杂

性,对其的计算十分繁琐,Mätzler^[36]根据米散射的特性编写了一套绘制米散射图形的 MATLAB 程序,本文通过使用 Mätzler 的程序绘制水滴对 Ka,

Ku 以及 C 波段电磁波的米散射后向散射截面与粒子半径的关系,并与瑞利散射对比如图 3 所示。

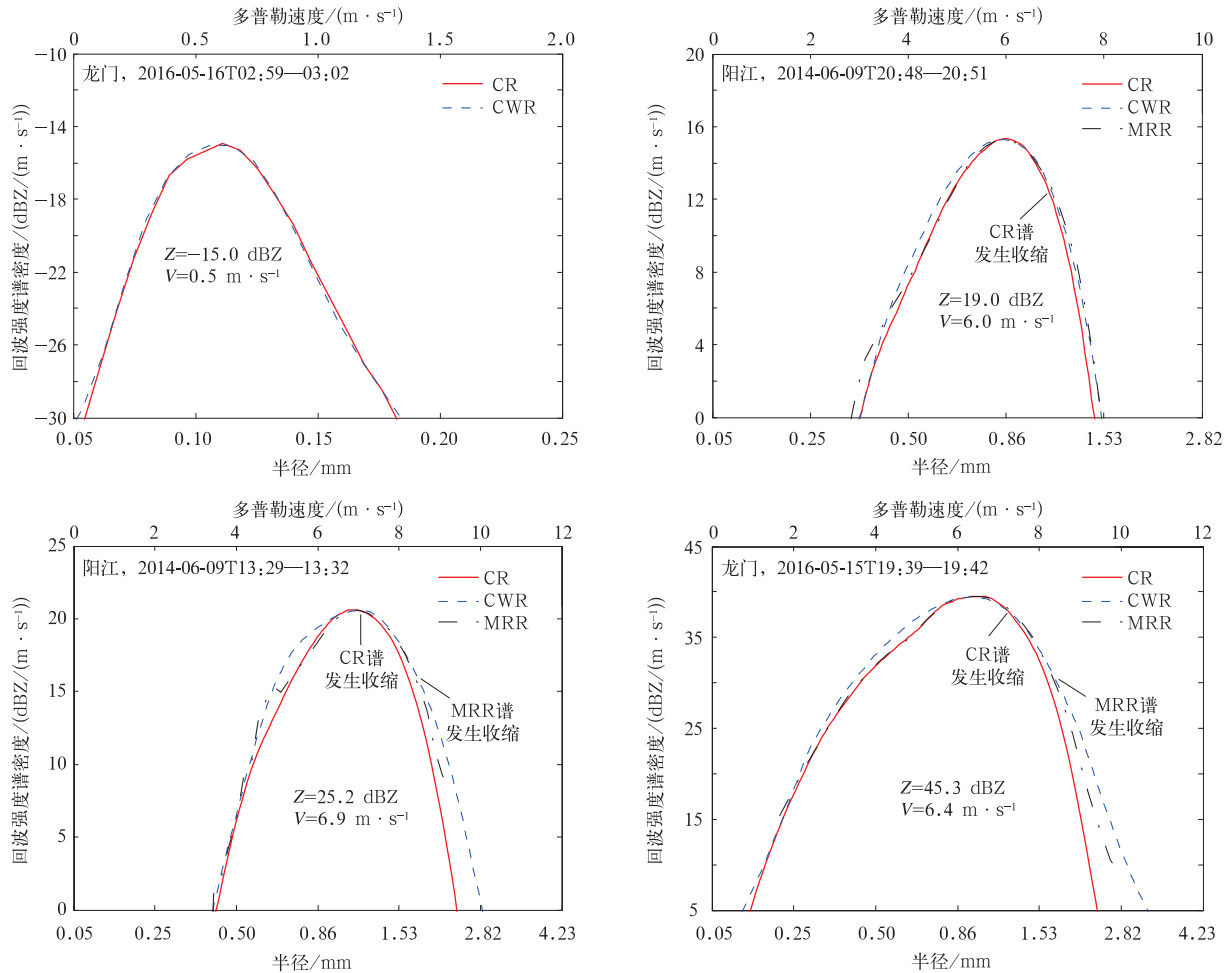


图 2 3 部雷达在 2.0 km 高度处进行 3 min 时间平均且订正后的静止大气下回波强度谱密度对比

Fig. 2 Comparisons of 3 min averaged and corrected echo intensity spectrum data of three radars in static atmosphere at 2.0 km height

表 2 2.0 km 高度处 3 部雷达谱参数对比

Table 2 Power spectrum parameters of three radars at 2.0 km height

个例	过程类型	设备	回波强度/ dBZ	功率谱峰值 速度/(m·s ⁻¹)	信号谱宽度/ (m·s ⁻¹)	米散射临界 速度/(m·s ⁻¹)	临界半径/mm
2016-05-16 龙门	低层积云	CR	-14.7	0.6	1.2		
		CWR	-15.2	0.6	1.3		
2014-06-09 阳江	层状云降水	CR	18.7	6.0	4.7	7.0	1.13
		CWR	19.0	6.0	4.9		
2014-06-09 阳江	对流云降水	CR	24.5	7.0	5.9	7.1	1.16
		MRR	24.8	7.1	6.4	8.1	1.58
		CWR	25.2	7.0	6.4		
2016-05-15 龙门	对流云降水	CR	42.7	6.6	8.4	7.2	1.20
		MRR	42.9	6.6	8.3	8.2	1.63
		CWR	43.1	6.5	9.8		

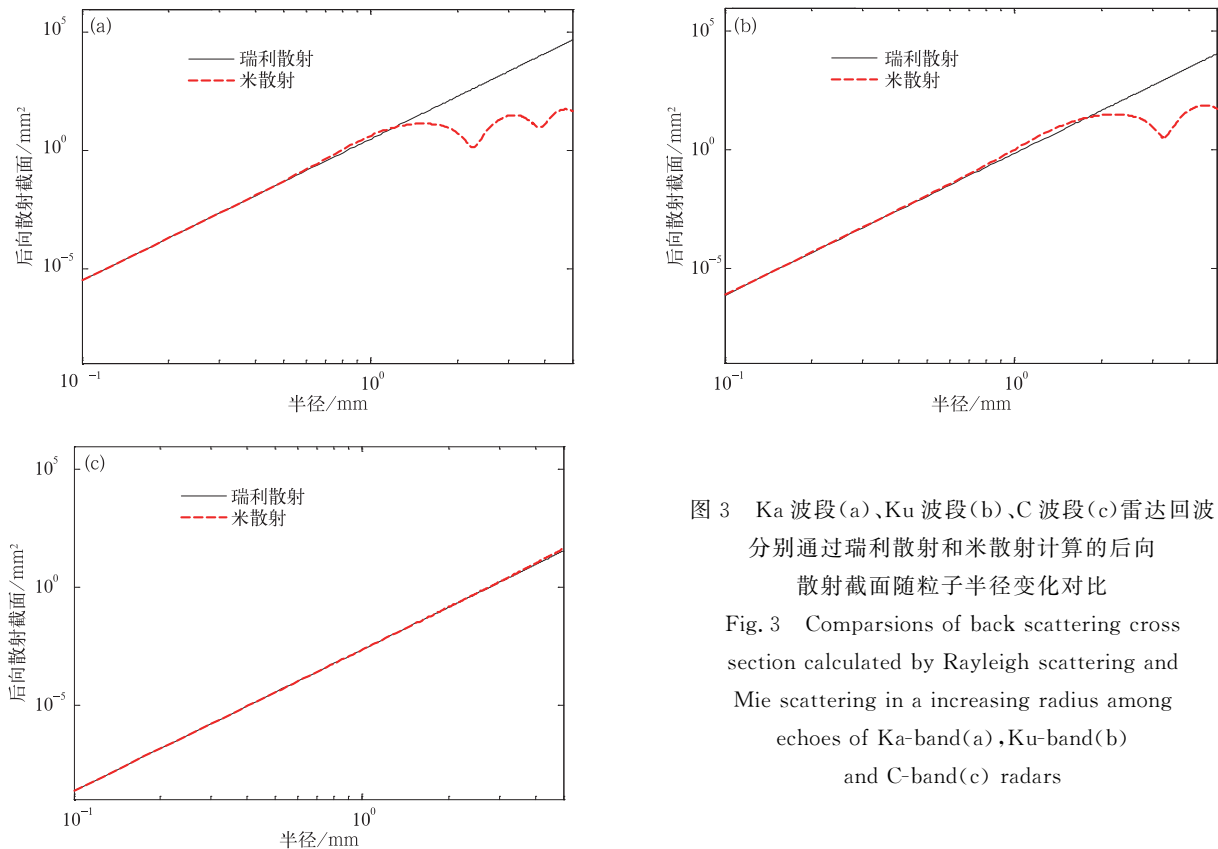


图 3 Ka 波段(a)、Ku 波段(b)、C 波段(c)雷达回波
分别通过瑞利散射和米散射计算的后向
散射截面随粒子半径变化对比
Fig. 3 Comparisons of back scattering cross
section calculated by Rayleigh scattering and
Mie scattering in a increasing radius among
echoes of Ka-band(a), Ku-band(b)
and C-band(c) radars

由图 3 可知,对于 Ka 波段和 Ku 波段雷达,当粒子半径到达一定值,米散射的后向散射截面会陡降,其值也逐渐小于瑞利散射所计算的后向散射截面,这个半径即米散射临界半径。其中,Ka 波段的米散射临界半径约为 1.2 mm,Ku 波段的米散射临界半径约为 1.7 mm,这与 3.1.1 中的结果相符,证明了在遇到大粒径降水时,功率谱的陡降即为米散射效应所造成,最终会对衰减量计算造成影响。

3.2 衰减对谱分布影响对比

3.2.1 使用谱分布研究衰减订正的优势

当雷达发射的电磁波投射到气态、液态或固态的云或降水粒子上时,一部分能量被粒子吸收,变成热能或者其他形式的能量,这是电磁波能量被衰减的原因之一;另一部分能量将被粒子散射,使原来入射方向的电磁波能量削弱,这也是传播中的电磁波能量被削弱的另一个原因。衰减影响就是吸收和散射两种作用的总和^[31]。

雷达回波的衰减订正,就是由雷达回波强度的测量值计算到实际值的估计^[37]:

$$Z(R) = Z_0(R) \cdot \exp(-2 \int_0^R k(R) dR)。 \quad (6)$$

式(6)中, Z 为雷达测量回波强度(单位:dBZ), Z_0 为实际回波强度(单位:dBZ), k 为衰减系数, R 为探测距离(单位:km),常用的衰减订正方法一般有 HB 订正法、逐库订正法、迭代法等。

由于回波强度是由功率谱上所有谱点的回波功率之和带入雷达气象方程后得出,但当前常用的订正公式仅对回波强度进行订正,并不能体现出粒子谱分布对回波强度的影响。如回波强度 40 dBZ 的降水过程,它可能是强层状云降水过程,也可能是弱对流云降水过程,虽然根据 $k-Z$ 关系计算出的衰减系数相同,但它们在谱分布上完全不同,所以在一些过程中使用经验订正公式常会发生订正过小或者订正过度的情况。可以看出,使用经验订正公式有一定局限性,为了进一步对衰减影响进行探究,可以通过雷达获取的功率谱密度数据,观察衰减使回波强度减小在功率谱上如何反映,从而尝试找出衰减订正方法新的方向。

3.2.2 降水过程衰减影响

在一个高度谱分布对比分析的基础上,对整层谱的回波强度谱密度进行分析。为了凸显衰减作用

对不同波段雷达回波强度谱密度影响的差异,使用如下方法:首先选择一段高度区间,由于 CWR 在理论上是三者受衰减影响最小的,故以 CWR 为标准,计算出 CR 和 MRR 在这个高度区间中最低层的回波强度谱密度与 CWR 的差值,并对 CR 和 MRR 在这段高度区间中所有库中进行订正,此时在这段高度区间的最低层,3 部雷达的回波功率谱密度基本相同。这样就可以通过三者回波强度谱密度随高度变化幅度反映出衰减的影响情况,回波强度谱密度值随高度减小的幅度越大,说明其受衰减越强。

选择 3.1 节的 3 次降水过程,均取 1.5~4.0 km 高度区间,这些高度区间均位于零度层以下,保证回波探测到的是液态雨滴,取 3 min 平均,3 部雷达回

波强度谱密度随高度变化的对比结果如图 4 所示。

由图 4 可知,在探测层状云降水时,最大回波强度谱密度约为 20 dBZ/(m · s⁻¹),最大谱宽约为 4.5 m · s⁻¹,在 2.5 km 高度处 CR 和 MRR 的回波强度谱密度最大值略微小于 CWR,说明已开始发生衰减,但从整段高度区间上看衰减影响不大。在探测对流云降水时,最大回波强度谱密度已大于 30 dBZ/(m · s⁻¹),在强对流云过程中可达 45 dBZ/(m · s⁻¹)以上,最大谱宽也大于 7.4 m · s⁻¹。此时通过回波强度谱密度随高度的变化对比可知,CR 和 MRR 的回波强度谱密度最大值随高度的升高发生比层状云降水更强的衰减。

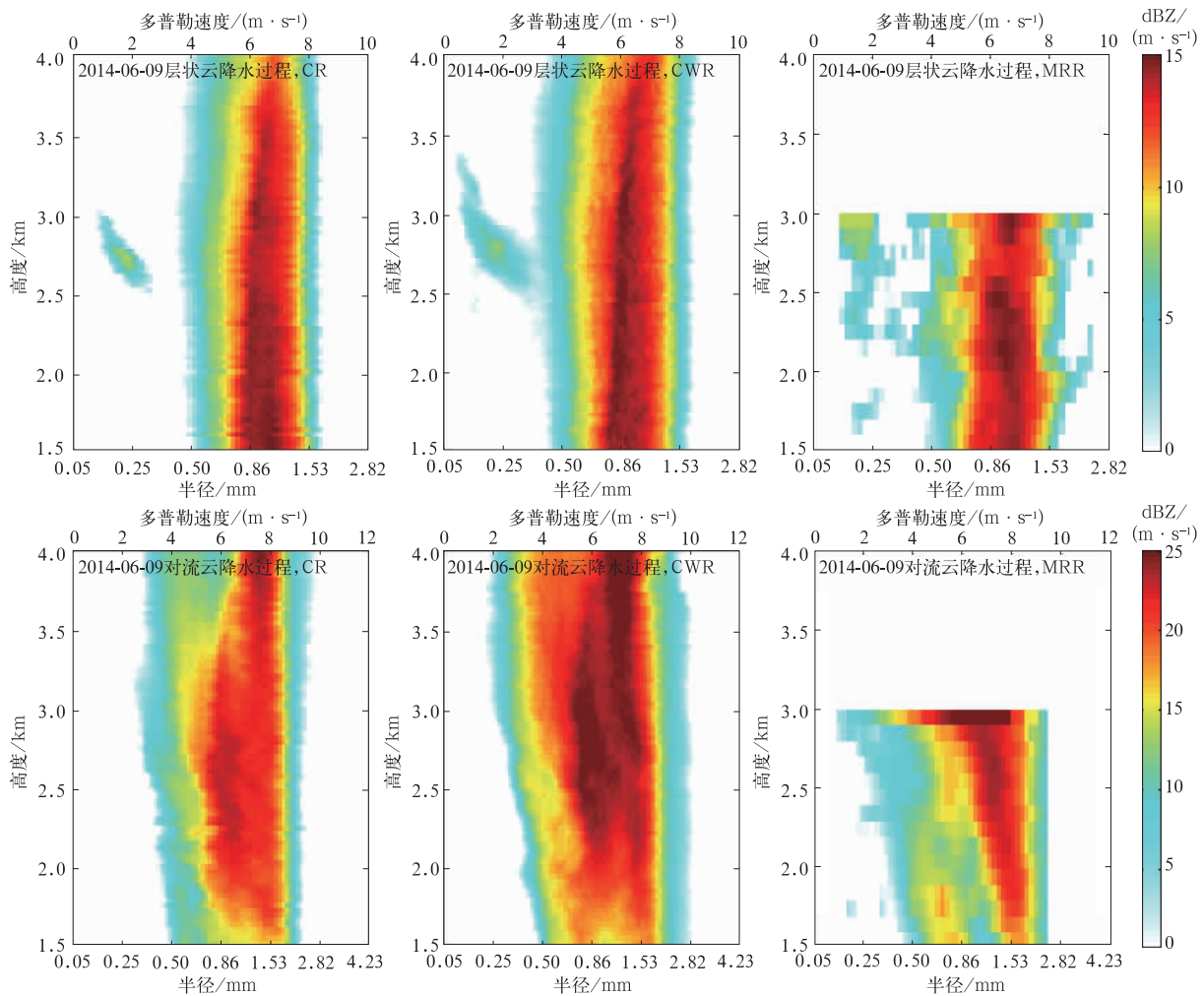
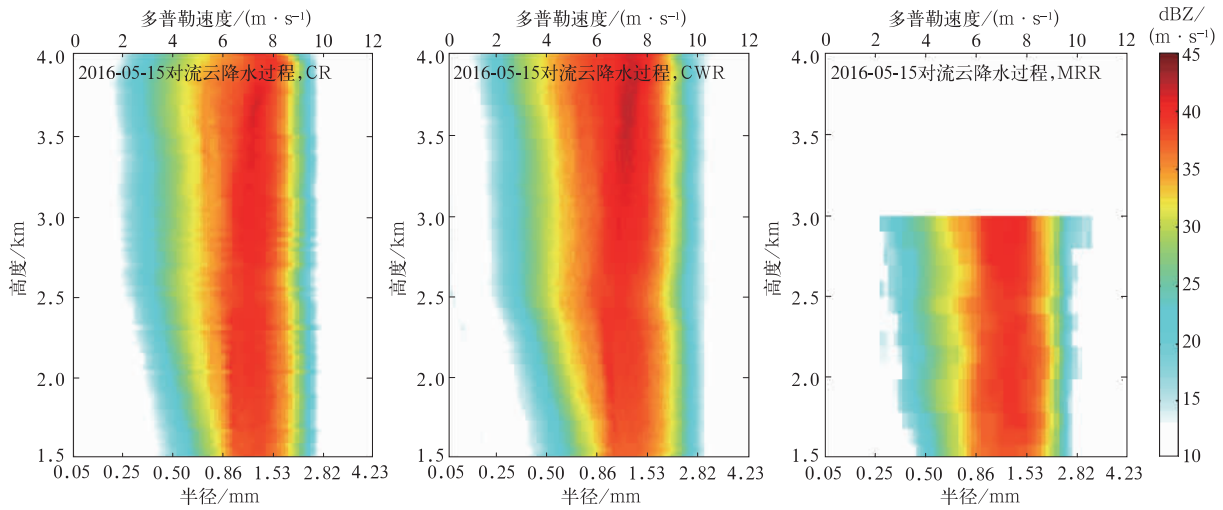


图 4 3 部雷达不同降水过程中 3 min 平均且订正后回波强度谱密度随高度变化

Fig. 4 Comparisons of 3 min averaged and corrected echo intensity spectrum density of three radars in different precipitation processes



续图 4

3.2.3 衰减系数估测

在雷达估测降水及衰减订正方面,国内学者已开展较多工作^[38-42]。为了观察强降水过程中常用衰减订正方法的效果,选择 2016 年 5 月 15 日龙门对流云降水过程中 2.0~4.0 km 高度数据,观察每隔 0.5 km 高度 CR 和 CWR 的回波强度,对 CR 进行订正并检验订正效果。首先将最低高度即 2.0 km 处的 CWR 实测回波强度对 CR 进行处理,使两者在对比最低层的回波强度相同,目的是为了排除

2.0 km 高度以下衰减对 CR 的影响。由于这个过程回波强度约为 40 dBZ,对于 C 波段的 CWR 几乎没有衰减影响,它所测得回波强度可以作为真实值,故可以使用正演的方法对 CR 进行订正,即使用真实的回波强度值通过 $k-Z$ 关系计算出 CR 在每个高度上的衰减系数,之后通过衰减系数对 CR 的实测回波强度进行订正对比,并计算出每隔 0.5 km 高度回波强度的差值,结果如表 3、表 4 所示。

表 3 2016 年 5 月 15 日对流云降水过程中 2.0 km,2.5 km,3.0 km,3.5 km,4.0 km 高度处 CR 测得回波强度、CR 逐库订正后回波强度、CWR 测得回波强度对比

Table 3 Echo intensity detected by CR, CWR and corrected from CR at the height of 2.0 km,2.5 km, 3.0 km,3.5 km,4.0 km in the convective cloud precipitation process on 15 May 2016

高度/km	CR 测得回波强度/dBZ	CR 订正后回波强度/dBZ	CWR 测得回波强度/dBZ
2.0	41.6	43.1	43.1
2.5	41.9	43.5	43.6
3.0	42.4	44.0	44.7
3.5	42.9	44.5	45.5
4.0	42.5	44.1	45.7

表 4 2016 年 5 月 15 日对流云降水过程中 2.0~4.0 km 高度每隔 0.5 km 的 CWR 回波强度差以及使用正演方法订正后的 CR 回波强度差

Table 4 Comparisons of echo intensity differences detected by CWR and echo intensity differences of CR corrected by direction deduce method at height of 2.0-4.0 km in the convective cloud precipitation process on 15 May 2016

高度	CR 订正后回波强度差/dBZ	CWR 测得回波强度差/dBZ
2.0 km 与 2.5 km 的差值	0.4	0.5
2.5 km 与 3.0 km 的差值	0.5	1.1
3.0 km 与 3.5 km 的差值	0.5	0.8
3.5 km 与 4.0 km 的差值	-0.4	0.2

由表 3、表 4 可知,CR 测得的回波强度明显比 CWR 偏低 1.5~3 dBZ,这是由于衰减影响造成的,波长越短,越容易受到衰减影响。在使用经验公式订正之后,CR 的回波强度估计值偏低,每隔 0.5 km 的回波强度差也偏低,与真实值仍存在一定的差距。可见,通常使用的订正公式在有些个例中的订正效果并不是很好。为了进一步分析衰减现象,将 2.0~4.0 km 高度中每隔 0.5 km 的 5 个高度上两部雷达的回波强度谱密度进行观察,如图 5 所示。

由图 5 可知,随着高度升高,衰减影响增大。经过衰减影响后,CR 功率谱上几乎所有谱点的回波强度谱密度的数值比对应速度位置上 CWR 值偏小。也就是说,衰减影响在功率谱上的反映即所有谱点回波强度谱密度值的减小,造成谱的下移,最终使回波强度小于真值。另外,也可以看到,CR 的功率谱的下移幅度在粒子下落大速度区明显比小速度区偏大,此时粒子谱分布已经发生变化,这可能是传统经验公式订正失准的原因之一。

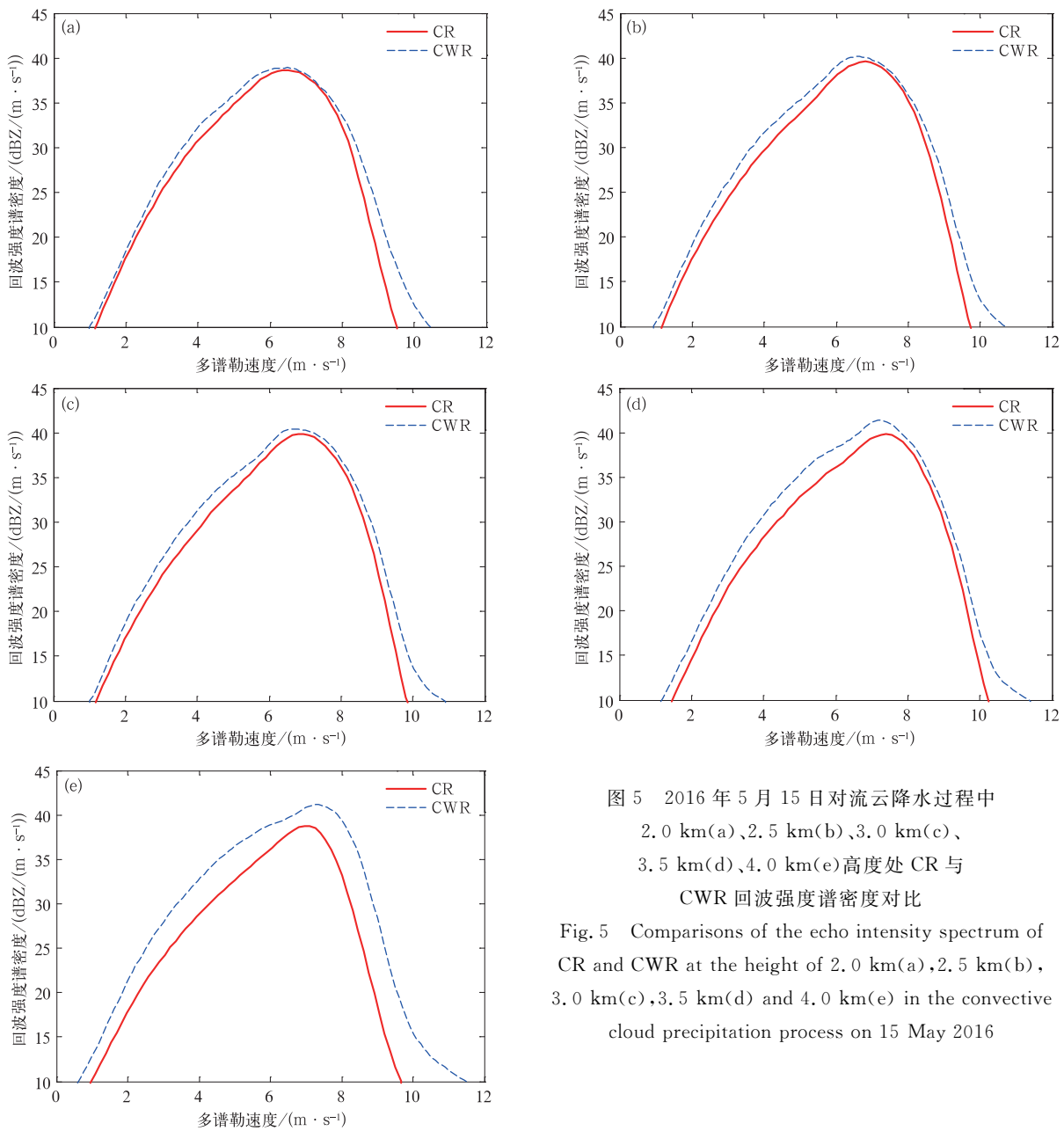


图 5 2016 年 5 月 15 日对流云降水过程中 2.0 km(a)、2.5 km(b)、3.0 km(c)、3.5 km(d)、4.0 km(e)高度处 CR 与 CWR 回波强度谱密度对比

Fig. 5 Comparisons of the echo intensity spectrum of CR and CWR at the height of 2.0 km(a), 2.5 km(b), 3.0 km(c), 3.5 km(d) and 4.0 km(e) in the convective cloud precipitation process on 15 May 2016

综上所述,在探测一些对流云降水时,单纯使用经验订正公式已经不能满足当前对订正精度的要

求,此时需要考虑降水粒子谱的分布。如在粒子下落大速度区,粒子谱分布发生了变化,造成订正失

准。另外,可能有其他因素对功率谱层造成影响,但经验公式无法反映。所以,对于衰减订正的优化和改进,可以考虑在功率谱密度层面上进行更深入的研究和探索。

4 小 结

本文利用2014年5—6月广东阳江和2016年4—5月广东龙门个例,讨论了Ka波段毫米波雷达、C波段调频连续波雷达、Ku波段微雨雷达功率谱密度数据的对比情况,通过对比它们在不同特征云个例中衰减对功率谱密度的影响,得到如下结论:

1) 3部雷达功率谱密度谱型基本一致,尤其在峰值速度以及首个气象信号的探测速度上对应很好,三者功率谱数据具有一定可靠性。

2) 当探测大粒径降水时,雷达回波会受米散射的影响,波长越短,受米散射影响越大。米散射影响反映在功率谱上即经过某一径向速度后回波强度谱密度的陡降,使谱末端收缩,造成信号谱宽度减小,最终对衰减量计算造成影响。

3) 雷达波长越短,受衰减影响越大,衰减对雷达回波的影响表现为谱的整体下移,最终导致回波强度小于真实值。

在探测对流云降水时,单纯使用经验订正公式获得的结果可能与真实值相差很大,此时需要考虑降水粒子谱的分布,可以考虑在功率谱层面对订正进一步改进。同时衰减如何对功率谱产生影响仍然是一个需要继续探索的工作。

参 考 文 献

- [1] 程周杰,刘宪勋,朱亚平.双偏振雷达对一次水凝物相态演变过程的分析.应用气象学报,2009,20(5):594-601.
- [2] 许小永,郑国光.多普勒雷达反演技术及雷达资料在数值模式中的应用.气象,2005,31(3):7-11.
- [3] 盛春岩,薛德强,雷霆,等.雷达资料同化与提高模式水平分辨率对短时预报影响的数值对比试验.气象学报,2006,64(3):293-307.
- [4] 施丽娟,许小峰,李柏,等.雷达资料在登陆台风“桑美”数值模拟中的应用.应用气象学报,2009,20(3):257-266.
- [5] 徐广阔,孙建华,雷霆,等.多普勒天气雷达资料同化对暴雨模拟的影响.应用气象学报,2009,20(1):36-46.
- [6] 刘黎平,宗蓉,齐彦斌,等.云雷达反演层状云微物理参数及其与飞机观测数据的对比.中国工程科学,2012,14(9):64-71.
- [7] 张新忠,陈军明,赵平.多普勒天气雷达资料同化对江淮暴雨模拟的影响.应用气象学报,2015,26(5):555-566.
- [8] 王改利,刘黎平,阮征.多普勒雷达资料在暴雨临近预报中的应用.应用气象学报,2007,18(3):388-395.
- [9] 陈进强,杨连英.多普勒天气雷达在人工影响天气中的应用.气象科技,2002,30(2):127-128.
- [10] 王致君,楚荣忠.偏振雷达在人工影响天气工作中的应用潜力.高原气象,2002,21(6):591-598.
- [11] Shupe M D, Kollias P, Poellot M, et al. Deriving mixed-phase cloud properties from Doppler radar spectra. *Atmos Oceanic Technol*, 2004, 65:1304-1322.
- [12] Shupe M D, Kollias P, Matrosov S Y, et al. On deriving vertical air motions from cloud radar Doppler spectra. *Atmos Oceanic Technol*, 2008, 25:547-557.
- [13] 何平,李柏,吴蕾,等.确定风廓线雷达功率谱噪声功率方法.应用气象学报,2013,24(3):297-303.
- [14] 宗蓉.毫米波雷达对云宏微观特性的探测和研究.南京:南京信息工程大学,2013.
- [15] 陈浩君.风廓线雷达功率谱数据的研究和应用.南京:南京信息工程大学,2015.
- [16] 周旭辉.风廓线雷达功率谱密度数据处理算法研究.南京:南京信息工程大学,2011.
- [17] Gossard E E. Measurement of cloud droplet size spectra by Doppler radar. *Atmos Oceanic Technol*, 1994, 11(3):712-726.
- [18] Gossard E E, Snider J B, Clothiaux E E, et al. The potential of 8-mm radars for remotely sensing cloud drop size distributions. *Atmos Oceanic Technol*, 1997, 14(1):712-726.
- [19] Rogers R R, Baumgardner D, Ethier S A, et al. Comparison of raindrop size distributions measured by radar wind profiler and by airplane. *Appl Meteor*, 1993, 32(4):694-699.
- [20] Kollias P, Albrecht B A, Marks Jr F D. Why Mie? Accurate observations of vertical air velocities and raindrops using a cloud radar. *Bull Amer Meteor Soc*, 2002, 83(10):1471-1483.
- [21] Kollias P, Remillard J, Luke E, et al. Cloud radar Doppler spectra in drizzling stratiform clouds; 1. Forward modeling and remote sensing applications. *J Geophys Res*, 2011, 116(D13):1016-1022.
- [22] Kollias P, Szyrmer W, Remillard J, et al. Cloud radar Doppler spectra in drizzling stratiform clouds; 2. Observations and microphysical modeling of drizzle evolution. *J Geophys Res*, 2011, 116(D13):1016-1022.
- [23] 王晓蕾,阮征,葛润生,等.风廓线雷达探测降水云中雨滴谱的试验研究.高原气象,2010,29(2):498-505.
- [24] 刘黎平,谢蕾,崔哲虎.毫米波云雷达功率谱密度数据的检验和在弱降水滴谱反演中的应用研究.大气科学,2014,38(2):223-236.
- [25] 郑佳锋. Ka波段-多模式毫米波雷达功率谱数据处理方法及云内空气垂直速度反演研究.南京:南京信息工程大学,2016.
- [26] 赵小艳.天气雷达回波衰减订正算法的研究及其应用.南京:南京信息工程大学,2002.
- [27] 吴仁彪,韩雁飞,李海,等.气象雷达衰减订正方法的研究现状与展望.中国民航大学学报,2012,30(3):22-27;31.
- [28] 赵恒轩,陈钟荣,周枫.天气雷达反射率因子的实时衰减订正.高原气象,2003,22(4):365-370.
- [29] 黄兴友,樊雅文,李峰,等.地基35 GHz测云雷达回波强度的衰减订正研究.红外与毫米波学报,2013,32(4):325-330.
- [30] 王振会,纪雷,黄兴友,等.机载W波段测云雷达回波强度衰减订正仿真研究.高原气象,2011,30(2):437-444.
- [31] 张培昌,杜秉玉,戴铁丕.雷达气象学.北京:气象出版社,2000.

- [32] Rogers R R. An Extension of the Z-R Relation for Doppler Radars. The 11th Weather Radar Conference AMS, 1964:14-18.
- [33] 彭亮,陈洪滨,李柏. 3 mm 多普勒云雷达测量反演云内空气垂直速度的研究. *大气科学*, 2012, 36(1):1-10.
- [34] Gunn R, Kinzer G D. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J Meteor*, 1949, 6(4):243-248.
- [35] Rogers L. Attenuation and scattering of millimeter wavelength radiation by clouds and precipitation. *Atmos Oceanic Technol*, 1989, 7:464-479.
- [36] Mätzler C. MATLAB Functions for Mie Scattering and Absorption. Research Report No. 2002-08, Institute of Applied Physics, University of Bern, 2002:2-10.
- [37] 张培昌,王振会. 天气雷达回波衰减订正算法的研究(1):理论分析. *高原气象*, 2001, 20(1):1-5.
- [38] 东高红,刘黎平. 雷达与雨量计联合估测降水的相关性分析. *应用气象学报*, 2012, 23(1):30-39.
- [39] 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.
- [40] 曹俊武,刘黎平,陈晓辉,等. 3836C 波段双线偏振多普勒雷达及其在一次降水过程中的应用研究. *应用气象学报*, 2006, 17(2):192-200.
- [41] 商建,郭杨,吴琼,等. 我国 Ka 频段降水测量雷达机载校飞试验结果. *应用气象学报*, 2011, 22(5):590-596.
- [42] 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.

Comparisons of Doppler Spectral Density Data by Different Bands Pointing Vertically Radars

Sun Hao¹⁾²⁾ Liu Liping²⁾ Zheng Jiafeng¹⁾

¹⁾ (*Institute of Atmospheric Physics, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044*)

²⁾ (*State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

Abstract

The attenuation of the radar echo has always been a difficult problem in radar detections. Results corrected by the common methods have some differences with the real detecting value. Due to the richness of the micro physical and dynamic information by the power spectrum data of vertical detecting radars, the mechanism of attenuation could be investigated in the power spectrum layer. And then, a direction of the improvement of attenuation correction could be found by power spectrum data.

Comparative research is carried out using the power spectrum data by Ka-band millimeter-wave radar, C-band frequency-modulated continuous-wave radar and Ku-band micro rain radar at Yangjiang of Guangdong during May—June in 2014 and Longmen of Guangdong during April—May in 2016. The power spectrum shapes by three radars are almost consistent, especially for the peak velocity and the first atmospheric signal, indicating data of three radars are reliable. In the detection of big particle size precipitation, the radar echo is affected by Mie scattering effects, especially shorter wavelength echoes. The reflect of Mie scattering effects on the power spectrum is a rapid decline of echo intensity during a speed point, which shrink the tail end of the spectrum, reduce signal spectrum width and affect the intensity value. The performance of power spectrum is the overall down of spectrum, and it leads to underestimation. In convective cloud precipitation detections, results calculated by the normal empirical formula may have difference with real value. Spectrum distribution could be taken into account in such condition, and the correction methods should be improved by the power spectrum density layer.

Finally, the study of the attenuation correction, especially the study in the strong precipitation process, the power spectrum data could be used. But the question how the attenuation effect the power spectrum, the study just offers a direction. It still needs to explore in the quantitative research.

Key words: Ka-band millimeter-wave radar; C-band frequency-modulated continuous-wave radar; Ku-band micro rain radar; power spectrum density data; effects of attenuation