

测雨雷达反演雨滴谱剔除垂直气流方法的研究

何思远^{1,2} 刘晓阳¹ 孙大利^{1,3}

(1 北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871; 2 中国白城兵器试验中心, 白城 137001;

3 解放军91395部队, 北京 102443)

摘要: 在测雨多普勒雷达反演雨滴谱中, 垂直气流对反演结果影响较大(下沉气流大于1m/s时, 直径误差超过40%)。用平均末速度法估计垂直气流速度, 反演雨滴谱。与地面雨滴谱对比观测表明, 消除垂直气流影响后测雨雷达反演的雨滴谱分布更加合理, 和地面雨滴谱仪的一致性更好, 平均相对偏差减小8%以上; 从通过雨滴谱计算的雨强分析, 大雨强时偏差减小得更明显, 平均达到25%。说明这种方法在测雨雷达反演雨滴谱中具有重要参考价值。

关键字: 平均末速度法, 雨滴谱反演, 垂直气流

DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2015.04.005

Research Methods of Removing Vertical Air Motions on the Retrieval of Raindrop Size Distribution (DSD) by Precipitation Doppler Radar

He Siyuan^{1,2}, Liu Xiaoyang¹, Sun Dali^{1,3}

(1 Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, School of Physics, Peking University, Beijing 100871

2 Bai Cheng Ordnance Test Center of China, Baicheng 137001 3 91395 PLA Troops, Beijing 102443)

Abstract: Vertical air motions have a big impact on the retrieval of raindrop size distribution (DSD) by Precipitation Doppler radar. The method of average final velocity is applied to calculate speed of vertical air motions and DSD. On surface DSD comparison observations, the DSD retrieved by Precipitation Doppler radar is more reasonable after the influence of vertical air motions is eliminated, better at Parsivel DSD's consistency, and the average relative error is reduced by 8%. The effect is very obvious on rain rate, the average relative error is reduced by 25% in heavy rain rate. It is shown that the method of average final velocity has a certain reference value.

Key words: the method of average final velocity, drop size distribution, vertical air motions

0 引言

雷达对降水的估测在日常的降水预报中越来越重要, 而Z-R关系是雷达估测降水的基础^[1-2], 但是Z-R关系具有很大的不确定性, 决定Z-R关系的一个关键因素就是雨滴谱分布^[2]。因而, 雨滴谱分布的研究对改善Z-R关系具有较高的参考价值^[2]。目前测量雨滴谱分布的方法和设备较多, 地面雨滴谱分布测量的方法和设备主要有: 动力学方法、斑迹法、照相法以及各种雨滴谱仪等^[2-4]。而空中测量雨滴谱分布主要依靠多普勒测雨雷达和风廓线雷达等进行反演。其共同特点是对回波功率进行快速傅里叶变换(FFT), 得到频域

中的功率谱。因为当天线为垂直指向时, 通过多普勒效应得到下落速度(v)就是降水粒子的下落速度, 而频域就是速度谱, 最后通过静止大气中的降水粒子直径(D)和速度(v_r)的经验关系得到雨滴谱分布。

但是雷达测量到的 v 是降水粒子在静止大气中的 v_r 和气流的垂直速度(w_0)的合成, 即 $v=v_r+w_0$ 。而目前测雨雷达普遍采用 v 来代替 v_r 对降水粒子的滴径进行反演, 这样做能带来多大的误差? 能否找到方法剔除 w_0 的影响实现反演雨滴谱?

针对反演空中雨滴谱分布的研究, 国内外相关研究很多。国外, Wakasugi等^[5]利用雨滴谱服从Marshall and Palmer分布估测雨滴谱; Rajopadhyaya等^[6]利用反卷积处理技术对雨滴谱进行反演等。国内, 黄伟等^[7]、王晓蕾等^[8]及何越等^[9]在反演空中雨滴谱分布剔除垂直气流速度中提出自己的方法。但是, 他们主要是针对风廓线雷达进行反演, 而在测雨雷达反演雨滴

收稿日期: 2014年6月4日; 修回日期: 2014年8月14日

第一作者: 何思远(1979—), Email: syh@pku.edu.cn

通信作者: 刘晓阳(1962—), Email: xyl@pku.edu.cn

资助信息: 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201006037), 国家自然科学基金项目(41075011)

谱时，如何剔除垂直气流速度的影响，国内外相关研究很少。

测雨雷达和风廓线雷达反演雨滴谱最大的区别在功率谱上：风廓线雷达测量的功率谱中含有湍流信息，即含有垂直气流速度的信息。测雨雷达波长比较短，测量不到对流层的湍流信息，只能测得含有降水粒子的多普勒谱线。

本文以Ku波段微雨雷达（Micro Rain Radar，

MRR）为例，采用数值模拟来计算垂直气流对雷达反演雨滴谱的影响，用平均速度法来剔除 w_0 ，并反演雨滴谱分布。

1 反演雨滴谱雷达功率谱的类型

多普勒测雨雷达有很多种类，其中MRR的应用较多，MRR是频率为24GHz的调频连续波（FM-CW）雷达，其基本参数^[10-12]见表1。MRR反演雨滴谱的基本原理可以参考文献[13]。

表1 MRR雷达基本参数

雷达波长	发射功率	雷达体制	波束方向	波束宽度	距离分辨率
1.25cm	50mW	FM-CW	竖直方向	2°	>200m
最低可用距离	距离库数	时间分辨率	速度分辨率	奈奎斯特速度范围	采样率
$3\Delta z$	31	$\geq 10s$	0.191m/s	1~12.3m/s	$\approx 30s^{-1}$

根据不同的气象目标物和假设条件，雷达得到的功率谱大致可以分为三种类型。设 $s_t(v)$ 为湍流信号功率谱， $P(v)$ 为降水粒子散射功率谱，总功率谱为 $s(v)$ 。

第一种类型：多普勒测雨雷达中，功率谱中没有 $s_t(v)$ ，只有 $P(v)$ 。假设垂直气流速度为单值 w_0 ，那么 $P(v)$ 的谱型不会改变，只是将 $P(v)$ 在速度坐标轴上进行平移，即 $P(v+w_0)$ ，如图1a所示。对于这类谱型的功率谱，只要将 w_0 计算准确，就可以反演出较准确的雨滴谱分布。

第二种类型：在多普勒测雨雷达中，功率谱中没有 $s_t(v)$ ，只有降水粒子的功率谱 $P(v)$ 。假设垂直气流速度不是单值，而是服从高斯分布的速度谱 $f(v)$ ：

$$f(v) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(v-\omega_0)^2}{2}\right) \quad (1)$$

那么最后得到的谱就是 $P(v)$ 和 $f(v)$ 的卷积，即 $P(v) * f(v)$ ，

式中*表示卷积，如图1b所示。

第三种类型：在风廓线雷达中，功率谱同时包含湍流回波功率 $s_t(v)$ 和降水回波功率 $P(v)$ 。在湍流的回波功率谱上，每个垂直气流速度 w_0 对应功率谱的值 $s_t(w_0)$ 是垂直速度为 w_0 的各个尺度湍流回波功率的叠加，湍流块的垂直速度一般作为垂直气流速度，所以湍流功率谱的谱型就是垂直气流速度谱的谱型。

最后得到的谱就是 $P(v)$ 和 $s_t(v)$ 的卷积，即 $P(v) * s_t(v)$ 。所以总功率谱 $s(v)$ 为：

$$s(v) = s_t(v) + P(v) * s_t(v) \quad (2)$$

图1c所示的就是 $s_t(v)$ ， $P(v)$ 和 $P(v) * s_t(v)$ 之间的关系。所以，根据多普勒功率谱来反演雨滴谱分布，需要考虑以上三种类型的情况，根据不同的数据源采用相应的办法，计算出准确的垂直气流和雨滴谱分布。

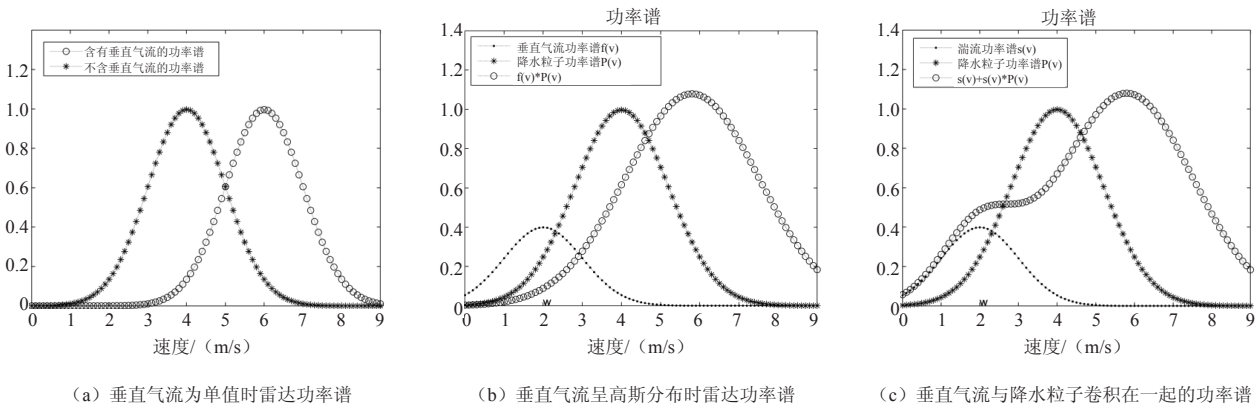


图1 三类雷达功率谱示意图

2 数值模拟垂直气流对雨滴谱反演的影响

用遥感的方式反演空中雨滴谱，需要用到Gunn等^[14-15]的理论，即水滴的直径与其在静止大气中下落

末速度之间的关系：

$$v_t = -[9.65 - 10.3 \exp(-6D)] \quad (3)$$

式中， v_t 是水滴在静止大气中的下落速度， D 是水滴

的直径。这个经验公式只适用于 w_0 为0的情况（ w_0 取向下为正），而 $w_0=0$ 的降水比较少^[13,16-17]。大多数降水都存在上升和下沉气流，降水粒子将会被加速或减速，降水粒子的下落末速度变成 $v=v_r+w_0$ ，则

$$D(v_r, h) = \frac{1}{0.6} \ln \frac{10.3}{9.65 - (v - w_0)} \quad (4)$$

根据不同垂直气流速度，反演后滴径的误差如图2所示。垂直气流速度为2, 1, -1和-2m/s时，其分别

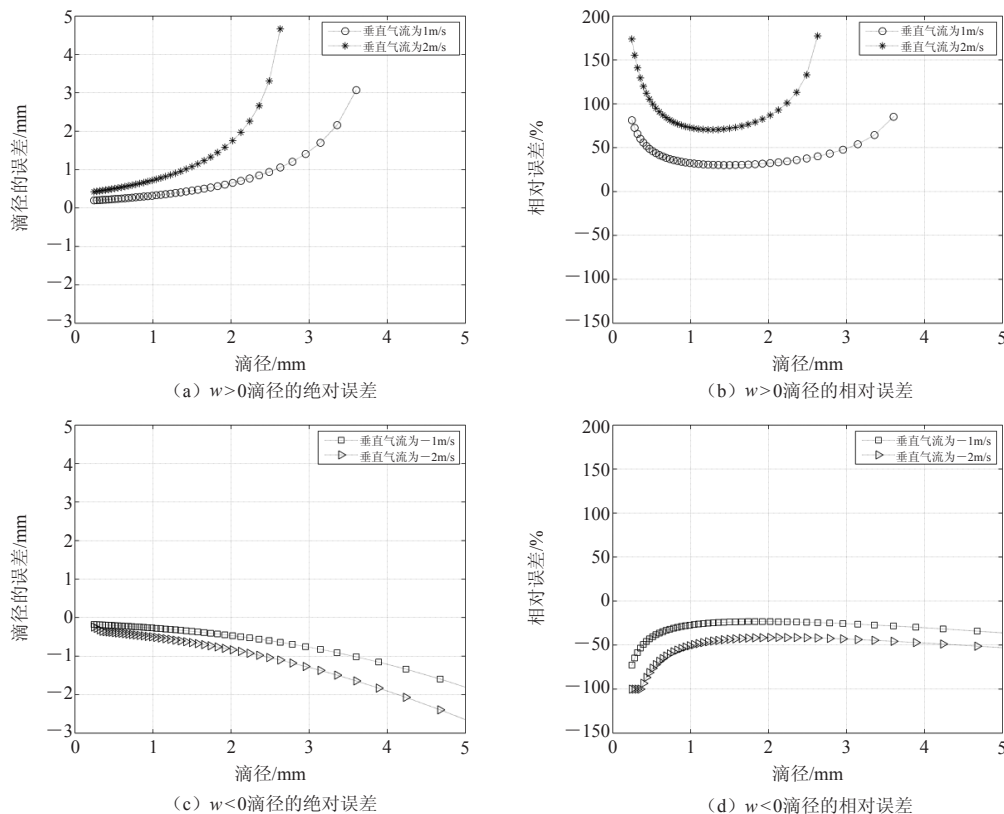


图2 反演后滴径的绝对误差和相对误差

图2相对误差纵坐标为 $\frac{D_x - D_0}{D_0}$ 。大气的垂直气流对直径为1mm左右的降水粒子的相对误差最小，对于直径小于1mm的降水粒子，随着滴径的减小，绝对误差减小，但相对误差迅速增大，说明宏观上即使较小的垂直气流对其有较大的影响。对于直径大于1mm的降水粒子， $w < 0$ 时，相对误差变化较小。 $w > 0$ 时，垂直气流的速度越大，反演出来滴径的误差也越大，当下沉气流达到1m/s时，各滴径的平均误差约为40%；达到2m/s时，各个滴径的最小误差在70%以上。可见，垂直气流对雷达反演雨滴谱分布的影响是较大的。

3 平均末速度法的应用

垂直气流对反演雨滴谱的影响较大，由于风廓线雷达功率谱包含湍流信息，所以对风廓线雷达垂直气

流对滴径反演的影响。当 $w > 0$ 时，反演后的滴径会被加大；而 $w < 0$ 时，反演后的滴径会被减小。绝对误差的纵坐标为 $(D_x - D_0)$ ， D_x 垂直气流速度为 x 时反演后的滴径， D_0 垂直气流速度为0时反演后的滴径。绝对误差随着滴径的增加而增大，并且 $w > 0$ 时误差比 $w < 0$ 时大得多，说明下沉气流对滴径反演的影响较大。例如直径在3mm的降水粒子在垂直气流达到2m/s的作用下，已经超过雷达测速的范围，将会产生速度模糊。

流的估计方法较多，而估计测雨雷达垂直气流的方法却很少，平均末速度法是根据Rogers的理论针对测雨雷达而提出的^[17-19]，消除垂直气流对雨滴谱反演的影响，从而反演雨滴谱。

3.1 计算垂直气流速度

根据雷达的回波功率谱（图3a）可以得到反射率因子（ Z ）和平均多普勒速度（ w_{all} ）， w_{all} 是该体积内粒子群在静止大气中的平均多普勒速度（ w_r ）和大气的平均垂直速度（ w_0 ）综合作用的结果^[17-18]，即 $w_{all} = w_r + w_0$ 。

根据加拿大麦吉尔大学Rogers提出的理论，可以得到 w_r - Z 的关系^[19]：

$$w_r = C\Gamma(7+a)[\Gamma(7)]^{\frac{7+a}{7}} \left(\frac{Z}{N_0}\right)^{\frac{a}{7}} \quad (5)$$

式中, $a=0.5$, $C=1420\text{cm}^{0.5}\text{s}^{-1}$, $N_0=0.08\text{cm}^{-4}$, $\Gamma(x)$ 是以 x 为参数的 Γ 函数, Z 是雷达的反射率因子, 单位: dBz。通过 Z 值来得到静止大气中的平均多普勒速度 w_r , 然后可以直接计算出 w_0 。但是根据风廓线雷达的实际测量, 垂直气流速度并不是简单的一个值, 而近似一个高斯分布的谱^[5] (图3b)。则可以设垂直气流是速度分布为:

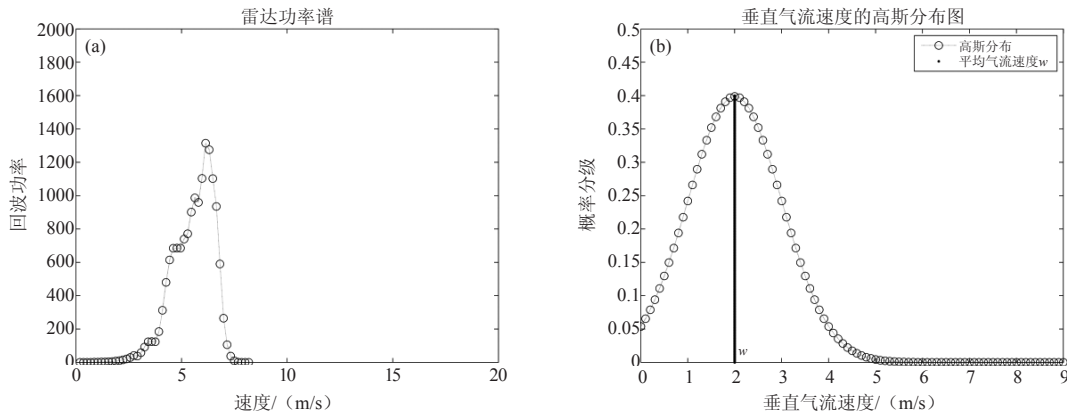


图3 MRR回波功率谱 (a) 和垂直气流高斯分布 (b)

谱 $f(v)$ 的卷积, $P(v) = P_r(v) * f(v)$, * 代表卷积符号。

可以根据定义式: $w_{\text{all}} = \frac{\int v P(v) dv}{\int P(v) dv}$, 计算 w_{all} , 其

中 $P(v)$ 是实际测量的降雨功率谱, 当垂直气流速度为单值 w_0 时, w_{all} 为静止大气中的功率谱 $P(v) = P_r(v + w_0)$ 在速度轴平移后的功率谱, 此时 $w_{\text{all}} = w_r + w_0$ 。但垂直气流速度为高斯分布, 则功率谱中提供的是 $P(v) = P_r(v) * f(v)$, 那么 w_{all} 是否就是 $w_r + w_0$ 呢? 所以对 w_{all} 进行推导计算:

$$w_{\text{all}} = \frac{\int v P_r(v) * f(v) dv}{\int P_r(v) * f(v) dv} \quad (7)$$

垂直气流对每个降水粒子都有影响, 对于滴径谱来说, 每级滴径都被加速或减速, 其加速 (或减速) 的数值呈高斯分布。定义雨滴滴径分为 $M=32$ 级 (与 *parsivel* 雨滴谱仪的分级相一致), 直径 $D_1 \sim D_M$ 对应的静止大气中的下落末速度分别为 $v_1 \sim v_M$ 。假设滴径谱只有一级滴径 D_1 时, 其对应的数密度 n_1 , 静止大气中下落末速度 v_1 。被垂直气流 $f(v)$ 加速后, 各个速度上的数密度为: $n(v) = n_1 f(v - v_1)$ 。那么根据定义计算 D_1 的平均多普勒速度 w_1 :

$$f(v) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(v - w_0)^2}{2}\right) \quad (6)$$

式中, w_0 为垂直气流的平均速度。因为垂直气流并不能改变反射率的大小, 只能影响其速度, 如果垂直气流速度是单值, 功率谱 $P(v)$ 的形状不会改变, 只是在速度 v 轴上平移。但是垂直气流是高斯分布谱, 功率谱 $P(v)$ 则是静止大气中的功率谱 $P_r(v)$ 和垂直气流速度

$$w_1 = \frac{\int v n_1 f(v - v_1) dv}{\int n_1 f(v - v_1) dv} = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} v n_1 \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(v - v_1 - w_0)^2}{2}\right) dv}{\int_{-\infty}^{+\infty} n_1 \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(v - v_1 - w_0)^2}{2}\right) dv} \quad (8)$$

设 $x = v - v_1 - w_0$, 则 $v = x + v_1 + w_0$, $dv = dx$ 。代入方程:

$$w_1 = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} (x + v_1 + w_0) n_1 \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{x^2}{2}\right) dx}{\int_{-\infty}^{+\infty} n_1 \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{x^2}{2}\right) dx} = \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} x n_1 \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{x^2}{2}\right) dx + \int_{-\infty}^{+\infty} v_1 n_1 \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{x^2}{2}\right) dx}{\int_{-\infty}^{+\infty} n_1 \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{x^2}{2}\right) dx} + \frac{\int_{-\infty}^{+\infty} w_0 n_1 \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{x^2}{2}\right) dx}{\int_{-\infty}^{+\infty} n_1 \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{x^2}{2}\right) dx} \quad (9)$$

因为, x 在 $(-\infty, +\infty)$ 的平均值为 0, 所以 $w_1 = \bar{x} + v_1 + w_0 = v_1 + w_0$

同理可得

$$w_2 = v_2 + w_0 \quad (10)$$

.....

$$w_M = v_M + w_0 \quad (11)$$

而

$$\begin{aligned}
 w_{\text{all}} &= \frac{\int_0^{v_1} P(v)dvw_1 + \int_{v_1}^{v_2} P(v)dvw_2 + \dots + \int_{v_{M-1}}^{v_M} P(v)dvw_M}{\int_0^{v_M} P(v)dv} \\
 &= \frac{(v_1 + w_0)\int_0^{v_1} P(v)dv + (v_2 + w_0)\int_{v_1}^{v_2} P(v)dv + \dots + (v_M + w_0)\int_{v_{M-1}}^{v_M} P(v)dv}{\int_0^{v_M} P(v)dv} \\
 &= \frac{v_1\int_0^{v_1} P(v)dv + v_2\int_{v_1}^{v_2} P(v)dv + \dots + v_M\int_{v_{M-1}}^{v_M} P(v)dv}{\int_0^{v_M} P(v)dv} \tag{12} \\
 &\quad + \frac{\int_0^{v_1} P(v)dv + \int_{v_1}^{v_2} P(v)dv + \dots + \int_{v_{M-1}}^{v_M} P(v)dv}{\int_0^{v_M} P(v)dv} w_0 \\
 &= w_r + w_0
 \end{aligned}$$

式中, w_r 可以根据 Z 值计算出来, w_{all} 根据雷达的功率谱计算得到, 这样就得到了 w_0 , 进而能够得到垂直气流速度的分布 $f(v)$ 。

3.2 反演雨滴谱分布

在雷达的功率谱上, v_1 对应的回波功率 $P(v_1) = P_r(v) * f(v)$, 即 $P(v_1)$ 是由 D_1, D_2, \dots, D_{32} 各个直径的降水粒子受垂直气流的影响在 v_1 上的回波功率的累加之和。所以:

$$\begin{aligned}
 P(v_1) &= C' \sum_{i=1}^{32} n_i f(v_1 - v_i) \sigma(D_i) \\
 &= C' \sum_{i=1}^{32} n_i \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(v_1 - v_i - w_0)^2}{2}\right) \sigma(D_i) \tag{13}
 \end{aligned}$$

式中, $\sigma(D_i)$ 是直径为 D_i 的降水粒子产生的后向散射截面, C' 是与雷达相关的常数。同理:

$$P(v_2) = C' \sum_{i=1}^{32} n_i f(v_2 - v_i) \sigma(D_i) \tag{14}$$

$$P(v_3) = C' \sum_{i=1}^{32} n_i f(v_3 - v_i) \sigma(D_i) \tag{15}$$

.....

$$P(v_{32}) = C' \sum_{i=1}^{32} n_i f(v_{32} - v_i) \sigma(D_i) \tag{16}$$

一共是32个方程, 32个未知数为 n_1, n_2, \dots, n_{32} 。得到了数密度 n_1, n_2, \dots, n_{32} , 而降水粒子的直径 D_1, D_2, \dots, D_{32} 为已知, 这样就得到了雨滴谱分布。

4 实测数据中的评估

本文采用数据的采集时间是2012年7月4日和25日, 采集地点是天津市滨海新区的气象预警中心。风廓线雷达(wind profile radar, WPR), Parsivel雨滴谱仪与MRR放在一起, 其中, 风廓线雷达反演出来的垂直气流作为参考值与平均末速度法反演出来的垂直气流进行对比, Parsivel雨滴谱仪测量到的雨滴谱分布和雨强作为参考值与平均末速度法反演出来的雨滴谱和雨强进行对比。

在风廓线雷达的功率谱上, 出现降水时会出现双峰——湍流峰和降水峰, 并且假设湍流峰呈高斯分布。由于对比的是垂直气流速度的平均值, 所以读取功率谱上第一个峰值的速度作为垂直气流的平均速度, 图4中

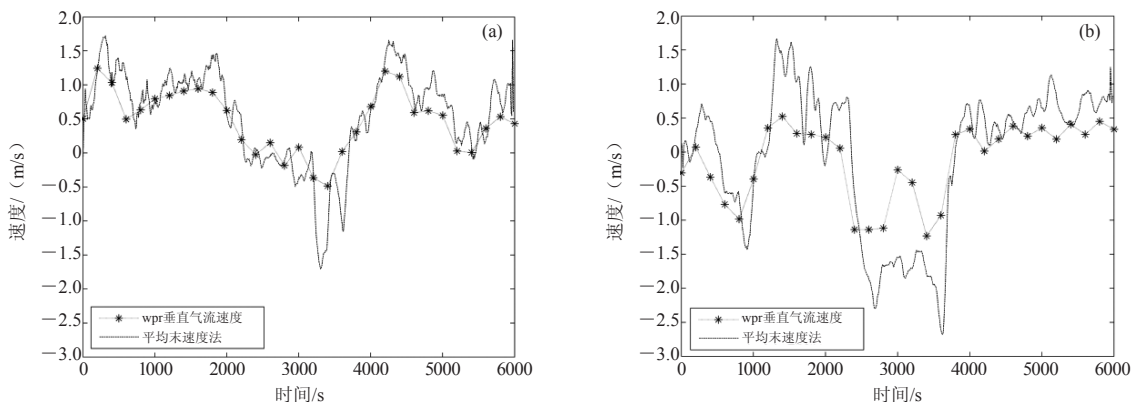


图4 2012年7月4日 (a) 和7月25日 (b) 垂直气流对比

星线就是风廓线雷达反演出来的垂直气流速度。

采用3.1中的平均末速度法计算7月4日和25日采集数据的垂直气流的平均速度，如图4a和4b所示。其中星线是WPR反演出来的垂直气流速度，其可作为参考值。细实线是用平均末速度法反演出来的垂直气流速度。图4a中垂直气流速度取向向下为正方向，范围是-1.5~1.8m/s。随时间变化明显，说明大气的上升下降运动剧烈，有较强的对流在发生，并且下沉气流占较大比例，说明有明显的降水产生，这与当时的天气实况相符。而图4b中上升气流和下沉气流转换较

快，幅度较大，说明较强的对流天气在发展，但是下沉气流比例不大，说明没有产生大量的降水，这与天气实况较为一致。

Parsivel雨滴谱仪测量的雨滴谱作为参考值，MRR和平均末速度法反演的雨滴谱分布随机抽取6个时刻进行对比，如图5所示。从7月4日和25日两次降水的雨滴谱对比能够看出MRR反演结果中出现了一些大粒子，而参考值并没有，平均末速度法反演出来的雨滴谱很大程度上减少了这些虚假的大粒子。从数密度上看，平均末速度法反演出来的雨滴谱更接近参考

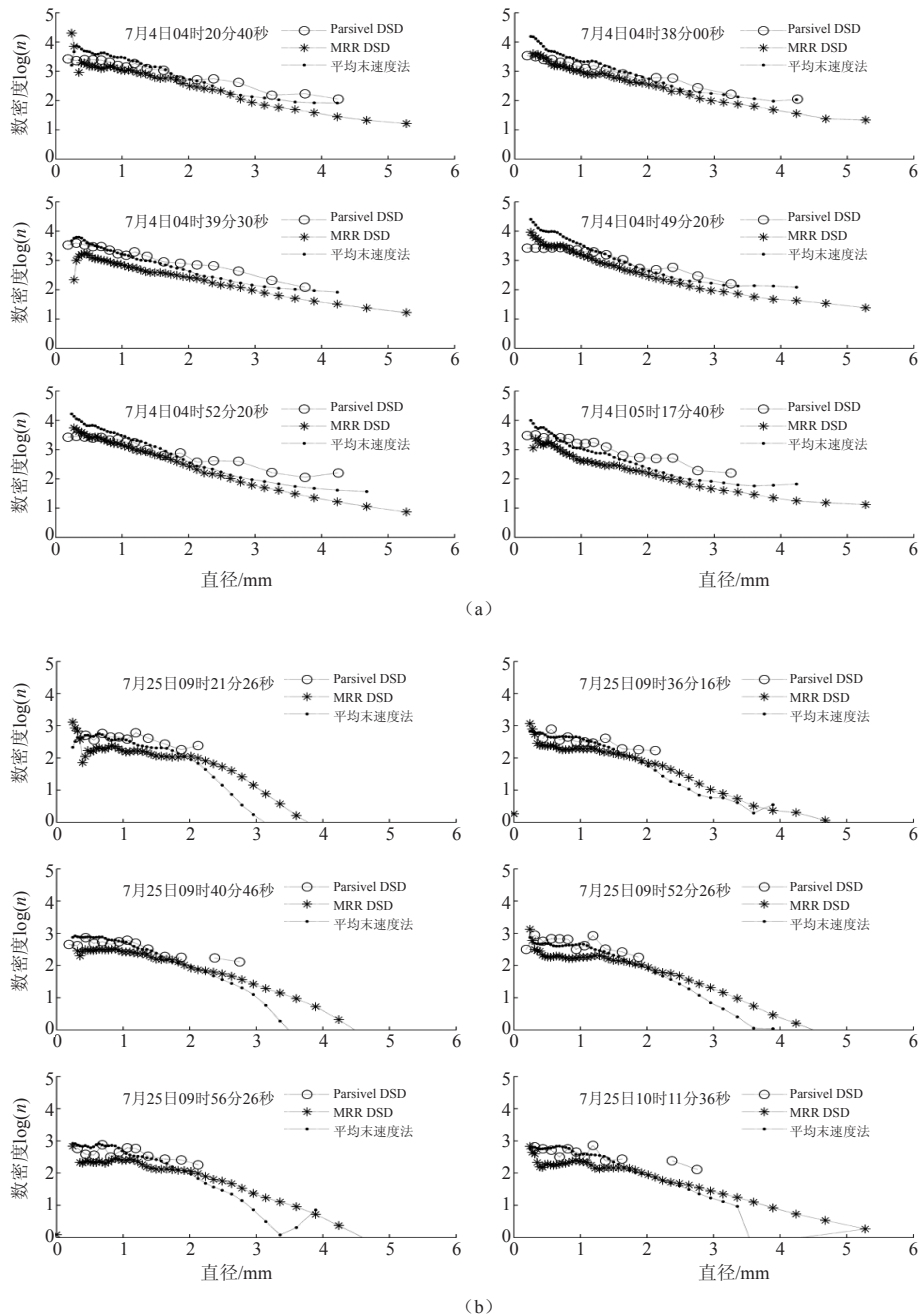


图5 2012年7月4日 (a) 和25日 (b) 不同时刻雨滴谱分布对比图

值, 平均相对偏差减小8%左右。

雨强是一个宏观的物理量, 获取相对容易, 也便于理解。本文针对MRR雷达的数据, 用平均末速度法修正垂直气流的影响, 然后计算出雨强, 与通过MRR雷达得到资料计算的雨强进行对比, Parsivel雨滴谱仪测量到的雨强作为参考值。将用平均末速度法得到雨强称为修正后的雨强, 图6a显示MRR的雨强与参考值在大雨强时相差较大, 小雨强时, 相差较小。而图6b显示修正后的雨强与参考值相差不大。但是修正前后

的MRR雨强在大范围的变化趋势上与参考值一致性较好, 在小范围的变化趋势上较差。

图6c显示的绝对偏差是反演雨强与参考值的差异, 相对偏差是绝对偏差与参考值的比值。在大雨强时, 修正后的雨强有较大的改善, 前2000s, MRR与参考值的相对偏差约为58%, 修正后的雨强与参考值的偏差约为33%, 平均相对偏差减小约25%。小雨强时修正的效果不明显。图6d中, 出现较大数值的点是参考值太小导致。

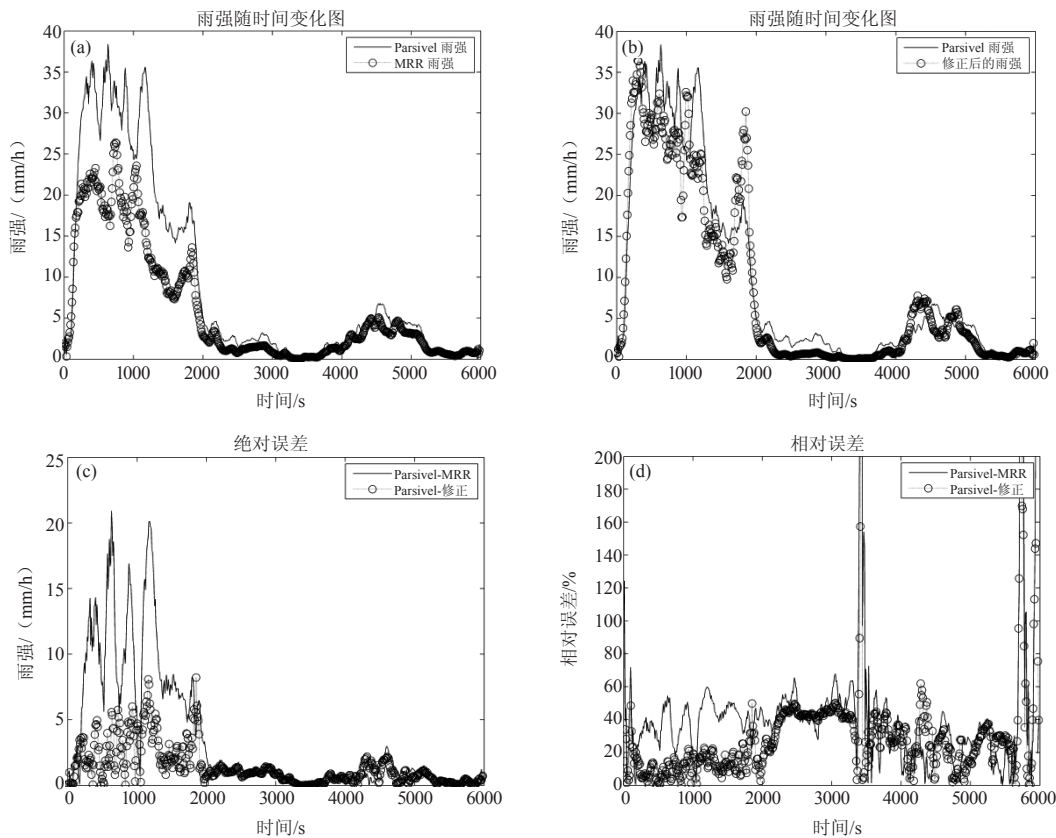


图6 2012年7月4日MRR与Parsivel雨强的对比 (a), 修正后MRR与Parsivel雨强的对比 (b), MRR修正前绝对偏差的对比 (c)和修正后相对偏差的对比 (d)

7月25日雨强的对比情况如图7所示, 修正后的MRR雨强与Parsivel雨强的一致性更好, MRR与参考值的平均相对偏差为39%, 修正后的雨强与参考值的平均相对偏差约为31%, 平均相对偏差减小约8%。

在垂直气流、雨滴谱分布和雨强的对比上, 平均末速度法与参考值仍然存在一定的偏差。这说明平均末速度法得到的雨滴谱与真实值仍然存在误差, 主要原因有四点:一是垂直气流速度的分布并不严格遵循高斯分布, 这会导致垂直气流计算上的误差;二是 w_r - Z 的关系系数是统计结果, 在具体计算降水时需要进一步定量修订;三是Parsivel测量的是地面的降水, 而

MRR测量的是100m高度的降水, 两者本身就存在一定的差异;四是取样空间的代表性不同。

5 结论

从数值模拟的结果看, 大气的垂直气流对反演结果的影响比较大, 下沉气流比上升气流影响大, 当下沉气流达到1m/s以上时, 反演雨滴直径的平均误差超过40%, 这将会直接影响到数密度, 导致反演的雨滴谱出现较大偏差。

在垂直气流的对比中能够看出, 采用平均末速度法计算出来的垂直气流速度能够较好地符合当时的天气形势, 并且在趋势和量级上与参考值的一致性较好。

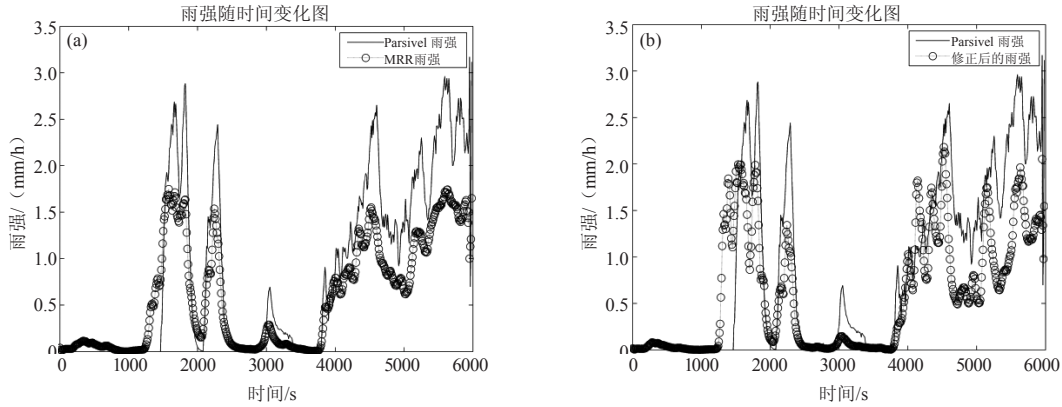


图7 2012年7月25日MRR与Parsivel雨强的对比 (a) 和修正后雨强与Parsivel雨强的对比 (b)

与参考值在雨滴谱方面进行对比, 平均末速度法反演的雨滴谱大量减少了MRR中由于垂直气流的影响而反演出的虚假大粒子, 使谱参数与参考值更接近, 平均相对偏差较MRR反演的雨滴谱减小了约8%。

雨强方面的对比, 采用平均末速度法进行反演, 计算出来的雨强与参考值在数值上的一致性更好, 绝对误差和相对误差明显减小, 尤其在7月4日大雨强条件下, 相对误差减小达到25%。

可见, 垂直气流对测雨雷达反演空中雨滴谱的结果影响很大, 在反演中必须消除其影响。同时, 平均末速度法在测雨雷达反演空中雨滴谱中, 对估计垂直气流速度和反演雨滴谱具有重要的参考价值。

参考文献

- [1] 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.
- [2] 冯雷, 陈宝君. 利用PMS的GBPP2100型雨滴谱仪观测资料确定Z-R关系. 气象科学, 2009, 29(2): 192-198.
- [3] 濮江平, 张伟, 姜爱军, 等. 利用激光降水粒子谱仪研究雨滴谱分布特性. 气象科学, 2010, 30(5): 701-707.
- [4] 郑娇恒, 陈宝君. 雨滴谱分布函数的选择: M-P和Gamma分布的对比研究. 气象科学, 2007, 27(1): 18-25.
- [5] Wakasugi K, Mizutani A, Matsuo M, et al. A direct method for deriving drop-size distribution and vertical air velocities from VHF Doppler radar spectra. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1986, 3(4): 623-629.
- [6] Rajopadhyaya D K, May P T, Vincent R A. A general approach to the retrieval of raindrop size distributions from wind profiler Doppler spectra: Modeling results. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1993, 10(5): 710-717.
- [7] 黄伟, 张沛源. 风廓线雷达估测雨滴谱参数. 气象科技, 2002, 30(6): 334-337.
- [8] 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.
- [9] 何越, 何平, 林晓萌. 基于双高斯拟合的风廓线雷达反演雨滴谱.

创新驱动发展 提高气象灾害防御能力——S1第五届气象综合探测技术研讨会, 2013.

- [10] Rajopadhyaya D K, May P T, Cifelli R C, et al. The effect of vertical air motions on rain rates and median volume diameter determined from combined UHF and VHF wind profiler measurements and comparisons with rain gauge measurements. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1998, 15(6): 1306-1319.
- [11] Kollias P, Lhermitte R, Albrecht B A. Vertical air motion and raindrop size distributions in convective systems using a 94 GHz radar. Geophysical Research Letters, 1999, 26(20): 3109-3112.
- [12] Williams C R. Simultaneous ambient air motion and raindrop size distributions retrieved from UHF vertical incident profiler observations. Radio Science, 2002, 37(2): 1024.
- [13] Peters G, Fischer B, Münster H, et al. Profiles of raindrop size distributions as retrieved by microrain radars. Journal of Applied Meteorology, 2005, 44(12): 1930-1949.
- [14] Rajopadhyaya D K, May P T, Cifelli R C, et al. The effect of vertical air motions on rain rates and median volume diameter determined from combined UHF and VHF wind profiler measurements and comparisons with rain gauge measurements. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1998, 15(6): 1306-1319.
- [15] Wakasugi K, Mizutani A, Matsuo M, et al. A direct method for deriving drop-size distribution and vertical air velocities from VHF Doppler radar spectra. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1986, 3(4): 623-629.
- [16] Sangren K L, Ray P S, Walker G B. A comparison of techniques to estimate vertical air motions and raindrop size distributions. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1984, 1(2): 152-165.
- [17] Wakasugi K, Mizutani A, Matsuo M, et al. Further discussion on deriving drop-size distribution and vertical air velocities directly from VHF Doppler radar spectra. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 1987, 4(1): 170-179.
- [18] Hauser D, Amayenc P. Exponential size distributions of raindrops and vertical air motions deduced from vertically pointing Doppler radar data using a new method. Journal of Applied Meteorology, 1983, 22: 407-418.
- [19] 张培昌. 雷达气象学 (第二版). 北京: 气象出版社, 2010.