

江淮梅雨期极端对流微物理特征的 双偏振雷达观测研究*

杨忠林^{1,2} 赵坤¹ 徐坤² 李凯² 陈刚¹ 温龙^{1,3} 刘溯¹ 杨正玮¹
YANG Zhonglin^{1,2} ZHAO Kun¹ XU Kun² LI Kai² CHEN Gang¹ WEN Long^{1,3} LIU Su¹ YANG Zhengwei¹

1. 中尺度灾害性天气教育部重点实验室, 南京大学大气科学学院, 南京, 210093

2. 中船重工鹏力(南京)大气海洋信息系统有限公司, 南京, 211106

3. 西昌卫星发射中心, 西昌, 615000

1. *Key Laboratory for Mesoscale Severe Weather/MOE and School of Atmospheric Science, Nanjing University, Nanjing 210093, China*

2. *CSIC PRIDE (Nanjing) Atmospheric and Oceanic Information System Co. Ltd, Nanjing 211106, China*

3. *Xichang Satellite Launch Center, Xichang 615000, China*

2017-12-25 收稿, 2018-05-07 改回.

杨忠林, 赵坤, 徐坤, 李凯, 陈刚, 温龙, 刘溯, 杨正玮. 2019. 江淮梅雨期极端对流微物理特征的双偏振雷达观测研究. 气象学报, 77(1):58-72

Yang Zhonglin, Zhao Kun, Xu Kun, Li Kai, Chen Gang, Wen Long, Liu Su, Yang Zhengwei. 2019. Microphysical characteristics of extreme convective precipitation over the Yangtze-Huaihe river basin during the Meiyu season based on polarimetric radar data. *Acta Meteorologica Sinica*, 77(1):58-72

Abstract The S-band polarimetric radar data and hourly rain gauge data during the Meiyu seasons of 2013 and 2014 were used to examine the microphysical characteristics of extreme convective precipitation over the Yangtze-Huaihe river basin. Two types of extreme convective precipitation features (PFs) are identified based on the top 1% rainfall rate (top-R) and the top 1% 20 dBz echo top height (top-H). Result shows that only ~30% of the samples are overlapped between these two types of PFs, which indicates a weak linkage between them. Microphysical differences between the top-R (characterized by $R > 46.2$ mm/h in this study) and the top-H ($H > 14.5$ km) are further analyzed. For the same Z_H near the ground, Z_{DR} values in top-R are always ~0.2 dB lower than that in top-H, indicating the former contains relatively smaller size. Combination of the drop size distribution (DSD) retrieval and hydrometeor classification results shows that both types of precipitation systems possess characteristics of maritime convection. However, top-R (top-H) PFs contain smaller (larger) raindrops with higher (lower) number concentration of raindrops, resulting in more (less) intense rainfall. On the other hand, the reflectivity of top-H PFs reaches higher altitude with stronger vertical velocity, resulting in more water vapor and super-cooled liquid water being transported aloft. Ice particles can grow larger (e. g. , graupel and hail) and then melt into larger raindrops. This study shows that there is a weak correlation between the rainfall intensity and the depth of convection while the extreme rainfall is usually accompanied by moderate convection during the Meiyu season.

Key words Meiyu, Extreme convection, Microphysical characteristics, Polarimetric radar

* 资助课题: 国家重点基础研究发展计划(973)项目(2013CB430101)、国家重点研发计划项目(2017YFC1501703)、国家自然科学基金项目(41322032, 41275031)。

作者简介: 杨忠林, 主要从事雷达气象和中尺度灾害性天气研究。E-mail: yangzhonglin@724pride.com

通信作者: 赵坤, 主要从事雷达气象和中尺度灾害性天气研究。E-mail: zhaokun@nju.edu.cn

摘要 为研究梅雨期极端对流系统的微物理特征,利用2013—2014年江淮梅雨期间南京溧水S波段双偏振雷达探测资料和地面自动站小时降水资料,统计分析了两类极端对流降水系统的微物理特征及差异。这两类极端对流系统的定义基于地面降水强度和雷达回波顶高,分别为所有对流中降水强度最强的1%(R类:小时降水强度 >46.2 mm/h)和对流发展高度最高的1%(H类:20 dBz回波顶高 >14.5 km)。结果显示这两类极端对流系统仅有30%的样本重合,显示了二者之间的弱相关性。对于相同的反射率因子 Z_H ,R类极端对流系统的近地面差分反射率因子 Z_{DR} 通常较H类极端对流小约0.2 dB,表明R类极端对流具有较小的平均粒径。结合双偏振雷达反演的粒子大小和相态分布显示,虽然两类极端对流都表现出海洋性对流降水特征,但R类极端对流较H类极端对流的总体雨滴粒径更小而数浓度更高,导致R类极端对流系统的地面降水更强。与R类极端对流系统相比,H类极端对流系统的上升运动更强,将更多的水汽和过冷水输送到 0°C 层以上,有利于形成更大的冰相粒子(如霰粒子等),并通过融化形成大雨滴。以上研究表明,梅雨期降水强度和对流发展深度并没有必然的联系,极端降水主要是中等高度的对流引起。

关键词 梅雨, 极端对流, 微物理特征, 双偏振雷达

中图分类号 P412.25

1 引言

江淮梅雨是中国东部夏季最主要的降水系统,其引发的洪涝灾害常造成巨大的生命财产损失(丁一汇等,2007;王润等,1999)。由于缺乏对梅雨雨带上对流系统的微物理结构特征的准确认识,现有数值预报模式的微物理参数化方案对实际降水微物理过程的描述不准确,造成目前梅雨雨带降水的定量预报能力(特别是精细化的极端降水预报能力)仍无法满足气象业务的要求(张小玲等,2015;朱格利等,2014)。Fu等(2003)研究显示,梅雨主要是对流性降水的贡献,因此理解梅雨对流系统的微物理结构特征,尤其是理解梅雨期极端对流系统的微物理结构特征,对于改进梅雨降水的定量估计和预报有重要的意义。

随着观测手段和技术的发展,前人通过星载雷达(如热带降水测量卫星测雨雷达,TRMM-PR)和地基雷达提供的长时序高分辨率的资料对对流降水特征进行了大量的研究,并在对流降水的三维结构特征认识上取得了很大的进展(Zhang, et al, 2006; Xu, et al, 2009, 2012; Luo, et al, 2013; Yokoyama, et al, 2014; 汪会,2014; Chen, et al, 2014; Houze, et al, 2015)。对于灾害性很强的极端对流系统,前人也根据不同的定义进行了大量的研究,如Zipser等(2006)将TRMM-PR观测的降水系统40 dBz回波顶高、经订正的37 GHz和85 GHz极化温度、闪电强度等4个强对流表征因子从弱到强进行排序,取最强的0.1%(1%)降水系统作为极端对流。通过分析极端对流的地理分布和日变化特征发现,极端对流主要分布在陆地,且通常只存在一个午后峰值。Houze等(2007)基于TRMM观测的

雷达回波三维结构,将极端对流分为深对流和宽对流,其中深对流系统为40 dBz回波顶高大于10 km的极端对流,宽对流系统为大于40 dBz的连续回波面积不小于 1000 km^2 的极端对流。该定义也被广泛用于研究南亚地区的极端对流系统分布和日变化特征(Rasmussen, et al, 2011; Romatschke, et al, 2010)。吴学珂等(2013)将TRMM观测的雷达回波20 dBz顶高大于14 km的对流定义为深对流,并分析了其在亚洲季风区的区域分布和日变化特征。与Zipser等(2006)和Houze等(2007)不同的是,吴学珂等(2013)主要关注降水回波的发展高度,而非强对流核的高度。Xu等(2012)和Wang等(2016)利用TRMM资料分别对夏季风影响下中国东南部的深对流和宽对流的雷达回波结构和相应的天气环境进行了分析。以上对极端对流的定义都是通过对对流系统自身的形态或结构来划分的,也有学者利用TRMM-PR观测资料对产生短时强降水的强对流系统的结构进行了研究。Sohn等(2013)的研究表明,朝鲜半岛的短时强降水主要由回波顶较低的对流系统产生,即大量水汽输送到朝鲜半岛后,通过暖云机制产生强降水。Song等(2015)利用10年的TRMM-PR资料分析了东亚夏季这一高湿环境下两类产生强降水对流系统的差异,发现发展较深的冷性对流和回波顶较低的暖性对流存在显著的季节变化和日变化差异。其中,暖性对流系统的持续时间更长,更有可能引发洪水等极端气象灾害。最近的研究中,有学者开始关注极端深对流和极端强降水对流的联系和特征。Hamada等(2014)分析了全球极端降水的区域特征,发现在海洋上极端强降水的强度和回波顶高有很强的相关。但Hamada等(2015)进一步研究发现全球发展最深最强的对流和

产生降水最强的对流的的相关很弱,强降水对流系统的结构和环境条件都显示出这种对流系统中暖云过程的重要性。

目前,对于梅雨期江淮地区极端对流降水的研究还比较缺乏,且对于极端深对流系统和极端强降水对流系统的关系(尤其是其微物理特征的差异)认识有限。其中一个重要原因是缺乏对该地区降水微物理结构的探测手段,制约了模式对该地区强降水的定量预报能力。前人对江淮梅雨的降水微物理研究主要基于地面雨滴谱仪观测的雨滴谱特征(Chen, et al, 2013; Wen, et al, 2016),仅能揭示近地面的降水微物理特征,但缺乏对降水系统微物理垂直结构和演变特征的认识。近年来,随着双偏振雷达探测技术的成熟以及在相关野外观测试验中的应用,一些学者利用双偏振雷达对梅雨期典型对流个例的降水微物理结构和演变特征进行了分析(Shusse, et al, 2009; Oue, et al, 2010, 2011; Xu, et al, 2015; Chang, et al, 2015; Wang, et al, 2016; Wen, et al, 2017),揭示梅雨锋面前、锋面上和锋面后的对流具有不同的微物理结构。本研究利用中国科学技术部国家重点基础研究发展计划(973计划)项目“突发性强对流天气演变机理和监测预报技术研究”2013—2014年野外试验期间,南京溧水的S波段双偏振雷达收集的梅雨期降水观测资料及地面自动站的小时降水资料,统计分析江淮梅雨期两类极端对流的微物理特征及差异,为改进针对该地区的定量降水估计算法和优化模式微物理参数化方案提供一定的参考。

2 资料和方法

2.1 观测资料

主要使用了2013—2014年梅雨期间溧水S波段双偏振雷达(LSRD, 31.61°N, 119.02°E)及其150 km范围内的地面自动气象站小时降水资料,仪器分布如图1所示。多普勒天气雷达的波长为10.2 cm,有效观测半径为150 km,径向分辨率150 m,方位分辨率为1°。该雷达采用同时发射和接收的工作模式,可提供很多和降水微物理结构相关的变量,包括反射率因子(Z_H)、差分反射率因子(Z_{DR})、相关系数(ρ_{hv})、差分相移(Φ_{DP})和比差分相移(K_{DP})等。其中, Z_{DR} 与降水粒子的轴长比成正相关,一般雨滴粒径越大,形态越扁平,其 Z_{DR} 也越大; K_{DP} 与降水粒子的轴长比及浓度相关,粒子越扁平、

浓度越大时, K_{DP} 越大; ρ_{hv} 与降水粒子的形态、指向和大小一致性等相关, ρ_{hv} 越接近1,表明其一致性越高(Kumjian, 2013)。天气雷达在观测期间主要采用VCP11模式进行扫描,包含14个仰角,分别为0.5°、1.5°、2.4°、3.4°、4.3°、5.3°、6.3°、7.5°、8.7°、10.0°、12.0°、14.0°、16.7°和19.5°,完成一次体扫时间约9 min。当雷达上空出现小雨时,也进行一些90°仰角的垂直扫描,用于标定 Z_{DR} 偏差。

为获得可靠的分析结果,参考Wang等(2016)的方法对雷达资料进行多个步骤的质量控制处理。首先,利用参考平面法(Zhang, et al, 2004)和低相关系数($\rho_{hv} < 0.85$)门限(Giangrande, et al, 2008)将非气象回波去掉。然后,利用小雨区垂直扫描分析,订正 Z_{DR} 的偏差(Bringi, et al, 2001)。最后,利用5点中值平均和5点滑动平均对径向上的 Z_H 和 Z_{DR} 进行处理,减少资料中的随机扰动(Schuur, et al, 2003)。经质量控制后的基数据使用美国国家大气研究中心(NCAR)提供的REORDER软件插值到以雷达为中心的笛卡尔坐标系中,获得水平分辨率和垂直分辨率分别是1和0.5 km的等高面(CAPPI)资料。

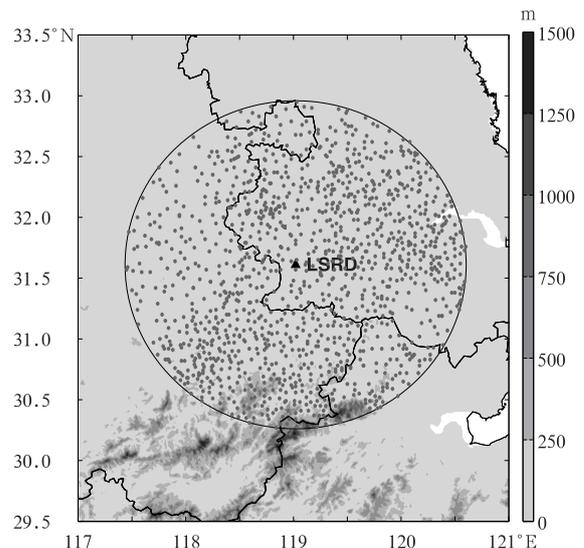


图1 溧水雷达(LSRD)及其周围地面雨量站的分布(背景填色表示地形高度,灰色圆点表示雨量站位置,黑色实心三角代表雷达站位置,灰色圆圈表示雷达150 km探测范围)

Fig. 1 Location of the Lishui radar (LSRD) and rain gauge sites around it over the Yangtze-Huaihe River Basin

(The background filled color shows terrain height, and grey dots indicate rain gauge sites. The solid black triangle indicates the location of LSRD and the grey circle shows its detection range (150 km))

2.2 降水分类与极端对流特征(PF)识别

使用 3 km 高度的雷达 CAPPI 资料,基于 Steiner 等(1995)提出的纹理分类方法,将降水分为层云和对流两类,具体步骤如下:任意 3 km 高度的格点数据如果满足式(1)或者式(2)都被定义为对流核。其中 Z_{bg} 表示背景场平均 Z_H ,是降水格点周围半径为 11 km 范围内的所有降水格点 Z_H 的平均值, ΔZ 是该格点 Z_H 与 Z_{bg} 的差。针对不同的 Z_{bg} ,以对流核为中心,半径为 r 的圆形范围内所有降水格点识别为对流性降水, r 的定义如式(3)所示,所有对流性降水以外的降水格点都识别为层云降水。

$$Z \geq 40 \text{ dBz} \quad (1)$$

$$Z < 40 \text{ dBz} \text{ 且}$$

$$\Delta Z > \begin{cases} 10 \text{ dBz} & Z_{bg} < 0 \text{ dBz} \\ 10 - Z_{bg}^2/180 \text{ dBz} & 0 \leq Z_{bg} < 42.43 \text{ dBz} \\ 0 \text{ dBz} & Z_{bg} \geq 42.43 \text{ dBz} \end{cases} \quad (2)$$

$$r = \begin{cases} 1 \text{ km} & Z_{bg} < 25 \text{ dBz} \\ 2 \text{ km} & 25 \text{ dBz} \leq Z_{bg} < 30 \text{ dBz} \\ 3 \text{ km} & 30 \text{ dBz} \leq Z_{bg} < 35 \text{ dBz} \\ 4 \text{ km} & 35 \text{ dBz} \leq Z_{bg} < 40 \text{ dBz} \\ 5 \text{ km} & Z_{bg} \geq 40 \text{ dBz} \end{cases} \quad (3)$$

Nesbitt 等(2000)提出用降水特征(PF, precipitation feature)来描述 TRMM-PR 观测到的降水系统,该方法将近地面的雷达反射率因子 $Z_H \geq 20 \text{ dBz}$ 的连续像素点定义为一个 PF。根据此定义,对天气雷达观测的对流降水进行 PF 识别(Romatschke, et al, 2010),即将一组空间连续的对流降水像素点定义为一个对流 PF,并将每个对流 PF 对应的地面站中最大小时降水、回波顶高等信息存到该对流 PF 文件中。为确保资料的可靠性,将面积小于 50 km^2 的对流 PF 剔除,表 1 为本研究用到的降水事件日期及对流 PF 数信息。

2.3 雨滴谱反演方法

采用的双偏振雷达雨滴谱反演技术基于 Zhang 等(2001)提出的约束 Γ 分布模型(简称 C-G 模型)。该模型的原型雨滴谱为 Γ 分布(Ulbrich, 1983), Γ 分布模型一般表示为

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (4)$$

式中, D 为粒径, N_0 是截断参数($\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1-\mu}$), μ 是形状因子, Λ (mm^{-1}) 是斜率参数。已有研究

表 1 本研究用到的 5 个降水事件的日期、对流 PF 数信息

Table 1 The occurrence time and number of convective precipitation features information for the 5 rainfall events in this study

降水事件	日期	对流 PF 数
1	2013 年 6 月 23—27 日	4650
2	2013 年 7 月 5—7 日	5068
3	2014 年 6 月 24—27 日	4714
4	2014 年 7 月 1—2 日	3603
5	2014 年 7 月 4—5 日	5435
合计		23470

(Ulbrich, 1983; Zhang, et al, 2001; Islam, et al, 2012)表明, Γ 模型的 3 个参数不是相互独立的,其中 μ 与 Λ 存在统计上的非线性关系,C-G 模型基于统计的 $\mu\Lambda$ 关系式,利用双偏振变量反射率因子(Z_H)和差分反射率因子(Z_{DR})与降水粒子粒径(D)的对应关系,反演得到雨滴谱参数及变量(Zhang, et al, 2001, 2003; Brandes, et al, 2003; Cao, et al, 2008)。文中使用的 $\mu\Lambda$ 关系来自 Wen 等(2016)利用位于南京江宁(位于溧水雷达西北约 35 km 处)的二维视频雨滴谱仪在 2014—2015 年夏季的观测数据拟合确定的,其关系式如下

$$\mu = -0.0302\Lambda^2 + 1.0537\Lambda - 2.4526 \quad (5)$$

利用 $\mu\Lambda$ 关系以及雷达观测到的 Z_H 和 Z_{DR} 即可计算得到 Γ 分布的 N_0 、 μ 、 Λ 三个控制参数;并通过反演的雨滴谱特征计算出降水微物理参数如质量权重的中值粒径(D_m)、归一化的粒子数浓度(N_w)等。

2.4 相态分类

所使用的双偏振雷达相态分类方法来自 Park 等(2009)提出的一种模糊逻辑算法,利用 Z_H 、 Z_{DR} 、 K_{DP} 、 ρ_{hw} 、 Φ_{DP} 以及探空等资料作为输入变量,可将雷达回波分为雨和冰雹、大雨、雨、大雨滴、霰、冰晶、湿雪、干雪、生物回波、地物等 10 种不同类型。其具体步骤是:(1)采用梯形隶属函数对特定回波采样点上所有输入变量进行模糊化,得到各个输入变量对于不同类型回波的概率取值,某一回波类型的概率值越大则该类回波类型的可能性越高。(2)对该回波采样点上各类回波类型的所有输入变量概率值进行加权累加,获得各回波类型的最终得分值,最大得分数值对应的回波类型即为识别的相态种类。需要指出的是,基于该方法识别的某一回波采样点上的回波类型,只表明该类粒子在此采样体积内出现的概

率最大,并不表明没有其他类型降水粒子存在。

3 极端对流微物理统计特征

3.1 对流 PF 雨强和高度分布

图 2a 为 2013—2014 年梅雨期间降水雷达观测到的所有对流 PF 的雨强(对流 PF 下方雨量站中最大小时降水)累积频率分布,其中约 80% 的对流 PF 降水强度小于 10 mm/h,仅有约 10% 的对流 PF 能够产生大于 20 mm/h 的短时强降水。图 2b 为所有对流 PF 的 20 dBz 回波顶高累积频率分布,其中在 6—10 km 高度范围内曲线增长最快(约 80%),表明

梅雨期以中等高度对流为主,这与前人的研究结果一致(Zhang, et al, 2006)。同时,对流 PF 的 20 dBz 回波顶高在 0℃层(约 5 km)以下的占比不到 5%,表明梅雨期绝大部分对流降水存在冰相过程。基于上述统计结果,定义和选取了两类极端对流 PF:极端降水对流 PF 和极端深对流 PF,并对其微物理结构特征进行分析。其中,极端降水对流 PF 为所有对流 PF 中雨强最强 1% 的对流 PF(R 类:雨强 > 46.2 mm/h),极端深对流 PF 是指 20 dBz 回波顶高最高 1% 的对流 PF(H 类:20 dBz 回波顶高 > 14.5 km)。

图 3a 为 R 类极端对流 PF 的 20 dBz 回波顶高

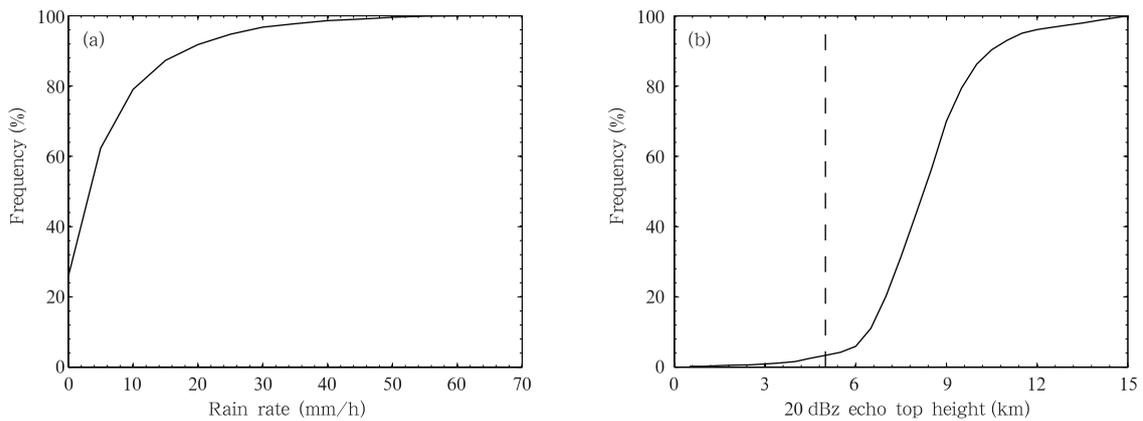


图 2 对流 PF 的雨强(a)和 20 dBz 回波顶高(b)的累积频率分布
(黑色虚线表示 0℃层高度)

Fig. 2 Cumulative distribution frequencies of rain rate (a) and 20 dBz echo top height (b) of convective PFs
(The black dashed line represents the level of 0℃)

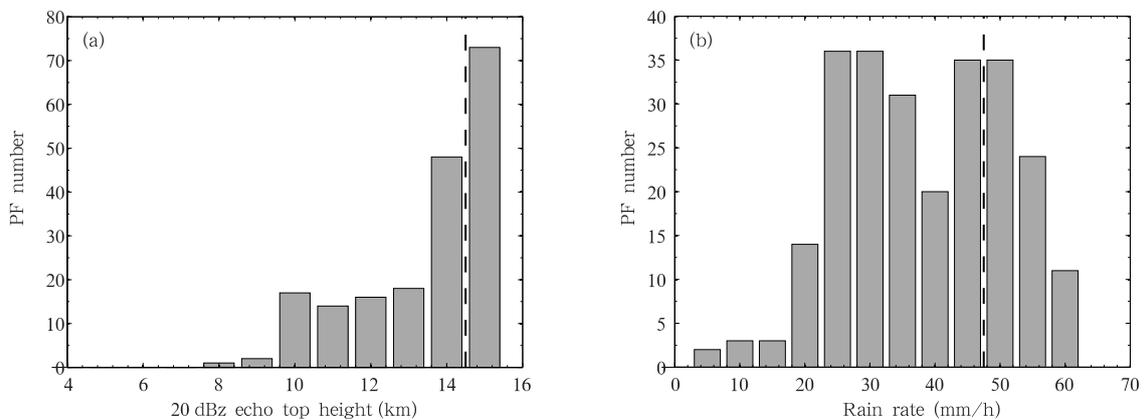


图 3 (a)R 类极端对流 PF 20 dBz 回波顶高的数量分布和(b)H 类极端对流 PF 雨强的数量分布
(黑色虚线分别是最强 1% 回波顶高和雨强的阈值)

Fig. 3 The number distribution of (a) 20 dBz echo top height of top-R convective PFs
and (b) rain rate of top-H convective PFs

(The black dash lines indicate the thresholds of top 1% 20 dBz echo top height and rain rate, respectively)

的频次分布,这类极端对流 PF 的 20 dBz 回波顶高约 90% 超过 9 km 高度,但超过 14.5 km 高度(H 类极端对流 PF 回波顶高最小阈值)的只占总体数量的 30% 左右。图 3b 是 H 类极端对流 PF 雨强的频次分布,这类极端对流 PF 90% 都能产生 20 mm/h 的短时强降水,但是雨强值能达到 46.2 mm/h(R 类极端对流 PF 降水强度最小阈值)的同样只有约 30%。两类极端对流 PF 的样本重叠比例只有约 30%,表明对流 PF 的降水强度和对流发展高度并没有必然联系,这与 Hamada 等(2015)和 Sohn 等(2013)利用 TRMM 卫星资料的研究结果类似。为减少重叠数据带来的影响,后文研究中首先将两类极端对流 PF 中重叠数据剔除,再对它们的微物理特征进行对比分析。

3.2 极端对流 PF 近地面微物理特征

Chen 等(2017)指出,不同类型降水系统的 Z_H 和 Z_{DR} 的联合分布存在着明显差异,因此 Z_H - Z_{DR} 的分布可以用来描述降水的微物理特征差异。图 4a、b 是 R 类和 H 类极端对流 PF 在 1 km 高度上的标准化 Z_H - Z_{DR} 频率分布。R(H)类极端对流 PF 的频率分布中心 Z_H 值为 39 dBz (41 dBz), Z_{DR} 值为 0.9 dB (1.1 dB),说明 H 类极端对流 PF 在近地面回波更强,雨滴粒径更大。R 类极端对流 PF 的最

大 Z_{DR} 值小于 2 dB,而 H 类极端对流 PF 的 Z_{DR} 最大值则超过了 2.5 dB,表明 H 类极端对流 PF 的雨滴谱分布更宽,存在更大的雨滴。图 4c 是 1 km 高度上两类极端对流 PF 的平均 Z_{DR} 随 Z_H 的变化曲线,两类极端对流 PF 的 Z_{DR} 都随着 Z_H 的增大而增大,表明回波强度与雨滴平均粒径大小成正相关。而对于相同的 Z_H 值,R 类极端对流 PF 的 Z_{DR} 值通常比 H 类极端对流 PF 小约 0.2 dB,这表明同等对流强度,R 类极端对流 PF 的降水雨滴平均粒径更小而浓度更高,因此造成更强降水,这和前文 R 类极端对流 PF 降水较强的观测结果一致。当 Z_H 大于 50 dBz 时,随着 Z_H 值的增大,R 类极端对流 PF 的 Z_{DR} 值增大趋势不明显,表明该类对流中 Z_H 的增加主要来自于雨滴数浓度的增长;而在 H 类极端对流 PF 中, Z_{DR} 值的增长速度更快,其与 R 类对流的 Z_{DR} 差异在 $Z_H = 55$ dBz 时超过 1 dB,表明 H 类对流的 Z_H 增加主要来自于雨滴粒径的增大。相对于美国观测的大陆性对流,江淮梅雨期这两类极端对流 PF 的 Z_{DR} 随 Z_H 的增长速率更慢,总体与日本冲绳岛附近观测的海洋性降水增长趋势接近,表明这两类极端对流 PF 具有海洋性对流特征(Cao, et al, 2008; Shusse, et al, 2009)。

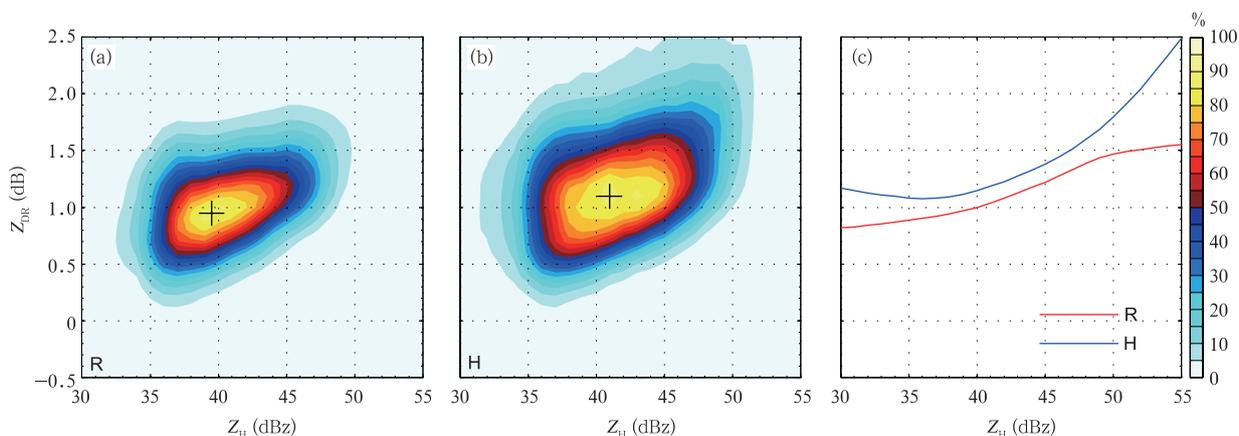


图 4 R 类(a)和 H 类(b)极端对流 PF 在 1 km 高度的 Z_H - Z_{DR} 分布(每一个分布都被它们各自的最大值所标准化,+ 表示频率最大中心)以及(c)R 和 H 类极端对流 PF 在 1 km 高度平均 Z_{DR} 随 Z_H 的变化曲线

Fig. 4 Distributions of Z_{DR} vs Z_H in the top-R (a) and top-H (b) convective PFs (the filled colors represent the normalized density of dataset from 5% to 100%), and (c) the mean values of Z_{DR} on Z_H in top-R and top-H convective PFs

3.3 极端对流 PF 的垂直结构及其微物理过程

为进一步理解导致两类极端对流 PF 的近地面

微物理特征差异的原因,对比分析了这两类极端对流 PF 的降水垂直结构及微物理过程。其中 CFAD

(contoured frequency by altitude diagram)能够清晰地显示对流的三维统计分布特征,是描述对流垂直结构的重要工具(Yuter, et al, 1995)。采用Houze等(2007)的方法,图5给出了两类极端对流PF双偏振变量(Z_H 、 Z_{DR} 、和 K_{DP})的CFAD分布。图5a显示,在 0°C 层以下,R类极端对流PF的 Z_H 频率中心值为38 dBz,模态分布(大于50%)范围是35—42 dBz;H类极端对流PF的 Z_H 频率中心值为39 dBz,模态分布范围为35—45 dBz。R(H)类极端对流PF的离散分布(小于50%)的5%等值线最大值达到了50(52) dBz。与反射率因子相比,R(H)类极端对流PF的 Z_{DR} 频率中心值为1.2(1.5) dB,模态分布范围为1.0—1.5(1.1—1.7) dB(图5b、f),并且H类极端对流PF的外侧离散分布值随高度的降低增加更明显。同时,H类极端对流PF的 K_{DP} 要比R类极端对流PF大,离散分布值随高度的降低而增加也更明显(图5d、h)。这表明H类极端对流PF雨滴平均粒径较R类极端对流PF大,且由冰相粒子融化形成的大雨滴更多,碰并增长过程更

明显。

在 0°C 层以上, Z_H 随高度升高均显著降低,但H类极端对流PF的 Z_H 随高度升高的递减率明显低于R类极端对流PF,其30 dBz的5%频率等值线的高度约达到12 km,而R类极端对流PF对应的高度只有约9 km,表明H类极端对流PF的上升运动更强,冰相过程更充分,能够支持尺度更大的冰相粒子增长。两类极端对流PF的 Z_{DR} 值都随着高度降低先减小后增大,这是由于对流高层主要以冰晶为主(Z_{DR} 较大),其在下落过程中冰晶通过聚合和凝华增长,干雪粒子数量增加以及干雪粒子与过冷水接触产生淞附过程, Z_{DR} 减小;在 -10°C 以下,由于过冷水滴的存在及冰相粒子的融化导致 Z_{DR} 增大(Barnes, et al, 2016)。两类极端对流PF的值(图5c、g)都在 0°C 层附近明显减小,因而显示出融化层混合相态的特征(Matrosov, et al, 2007)。

为进一步定量对比垂直微物理过程和降水特征的差异,图6给出两类极端对流PF的双偏振变量的平均垂直廓线。在 0°C 层以下, Z_H 的平均值随着

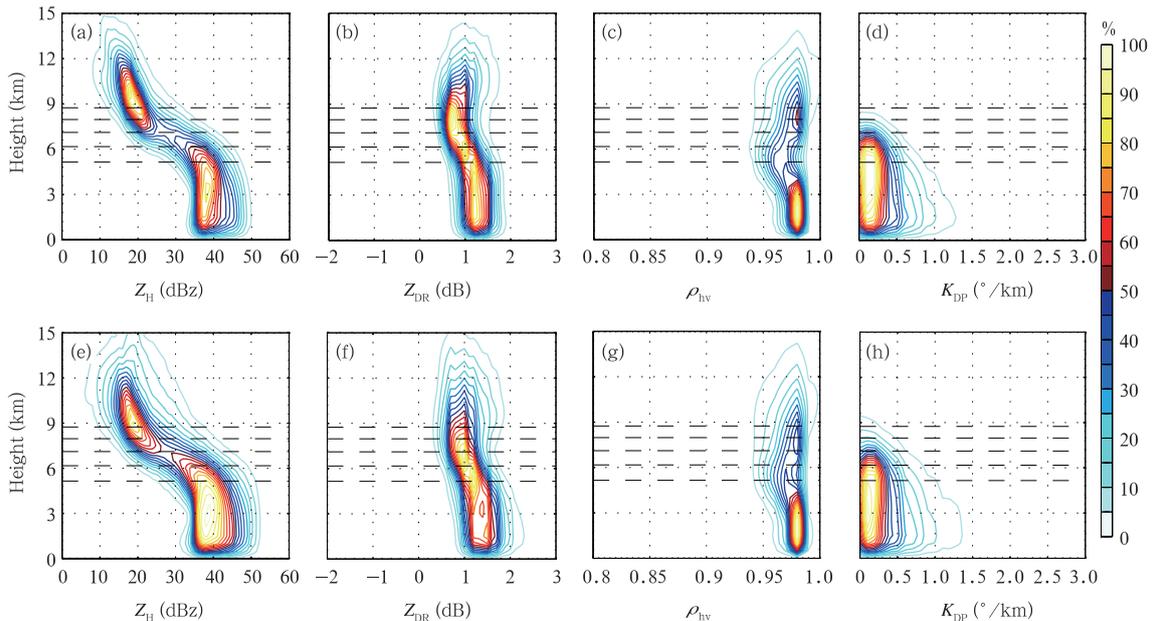


图5 R(a—d)和H(e—h)类极端对流PF的 Z_H (a、e)、 Z_{DR} (b、f)、 ρ_{hv} (c、g)和 K_{DP} (d、h)的CFAD(K_{DP} 只选取了 $Z_H > 30$ dBz的值;每张图都被它们各自的最大值所标准化,虚线从下到上分别表示 0°C 、 -5°C 、 -10°C 、 -15°C 和 -20°C 的高度)

Fig. 5 CFADs of Z_H (a, e), Z_{DR} (b, f), ρ_{hv} (c, g) and K_{DP} (d, h) in the top-R (a—d) and top-H (e—h) convective PFs

(K_{DP} only counts the samples with Z_H greater than 30 dBz. Contours represent the frequency of occurrence relative to the maximum absolute frequency in the data samples represented in the CFADs, contoured every 5%. The black dashed lines represent the levels of 0°C , -5°C , -10°C , -15°C , and -20°C from bottom to top, respectively)

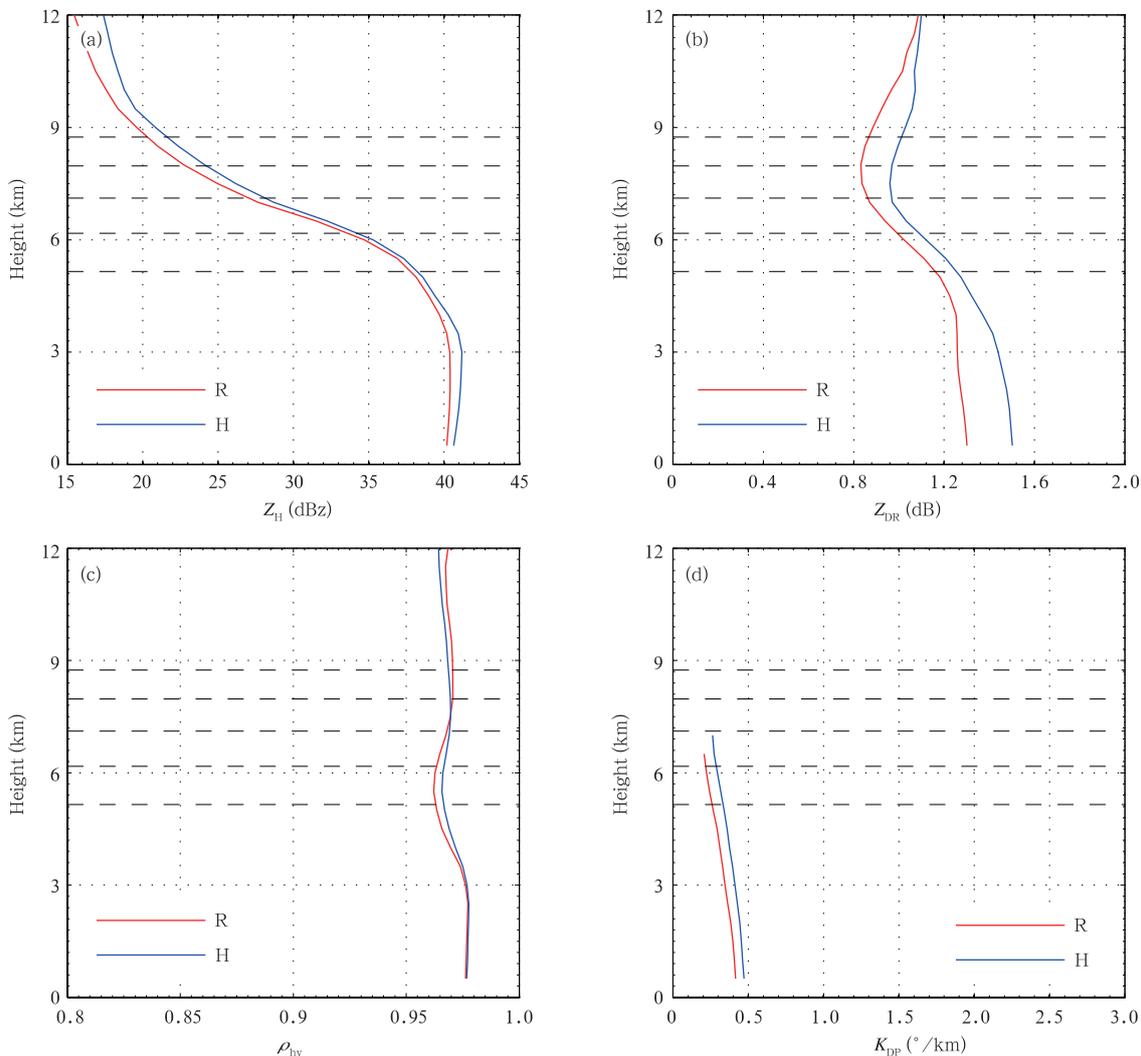


图 6 两类极端对流 PF 的 Z_H (a)、 Z_{DR} (b)、 ρ_{hv} (c) 和 K_{DP} (d) 平均值的垂直廓线
 (其中当高层样本数量少于各层样本数量最大值的 30% 时,垂直廓线未被显示, K_{DP} 只选取了 $Z_H > 30$ dBz 的值,虚线从下到上分别表示 0、-5、-10、-15 和 -20 °C 的高度)

Fig. 6 Mean vertical profiles of Z_H (a), Z_{DR} (b), ρ_{hv} (c) and K_{DP} (d) in top-R and top-H convective PFs

(The profiles are not shown when the number of samples is less than 30% of the maximum number of samples in each layer and K_{DP} only counts the samples with Z_H greater than 30 dBz.

The black dashed lines represent the levels of 0, -5, -10, -15, and -20 °C from bottom to top, respectively)

高度降低而增大,但在近地面略有减小(图 6a),而 Z_{DR} (图 6b)值随着高度降低而缓慢增大,该变化趋势主要是大雨滴碰并增长和小雨滴蒸发所导致。H 类极端对流 PF 的 Z_H 平均值在整个垂直高度上均大于 R 类极端对流 PF,且在 8 km 以上其递减率也比 R 类极端对流 PF 小,表明 H 类极端对流 PF 上升速度更强,对流发展更剧烈。在 -10 °C 层以上高

度,两类极端对流 PF 的 Z_{DR} 平均值随着高度向下递减,但 H 类极端对流 PF 的 Z_{DR} 减小较慢,这也与该类对流 PF 的上升运动更强有关,更多的水汽和过冷水被输送到高层,由冷云过程形成更多粒径较大和密度较高的冰相粒子。在 0—-10 °C 层高度,伴随着冰相粒子融化以及过冷水冻结等过程,上层霰粒子较多而下层液态水较多, Z_H 和 Z_{DR} 都随高度降

低递增。而由于 H 类极端对流 PF 的冰相过程更剧烈,其形成的冰相粒子更大,融化后形成的大雨滴在下落过程中对小雨滴和云滴的碰并效率更高,最终导致 H 类极端对流 PF 的近地面 Z_{DR} 平均值较 R 类极端对流 PF 更大(图 4c)。图 6c 是两类对流 PF 的 ρ_{hv} 平均值的垂直廓线,在低层两类对流 PF 的 ρ_{hv} 均超过 0.98,而在 0°C 层附近 ρ_{hv} 平均值都减小至 0.96 左右,表明了该区域的混合相态降低了粒子分布的均一性。两类极端对流 PF 的 K_{DP} 平均垂直廓线(图 6d)在 0°C 层以下都随着高度向下递增,表明暖云降水过程(雨滴碰并凝结的云滴、小雨滴)导致液

态含水量增加。而由于 H 类极端对流发展更深厚且大雨滴碰并效率更高,雨滴平均粒径较 R 类极端对流 PF 偏大(图 7a),导致其 K_{DP} 的平均值较 R 类极端对流 PF 略大。

3.4 极端对流 PF 的雨滴谱特征

为定量分析两类极端对流 PF 中降水的雨滴谱特征,利用建立的 C-G 模型,由双偏振雷达观测变量反演得到其雨滴谱特征。图 7a、b 是两类极端对流 PF 的 D_m 和 $\lg N_w$ 平均垂直廓线,两类极端对流 PF 的 D_m 随着高度降低均略有增大,而 $\lg N_w$ 随着高度降低而减小。这表明雨滴在下落过程中的碰并

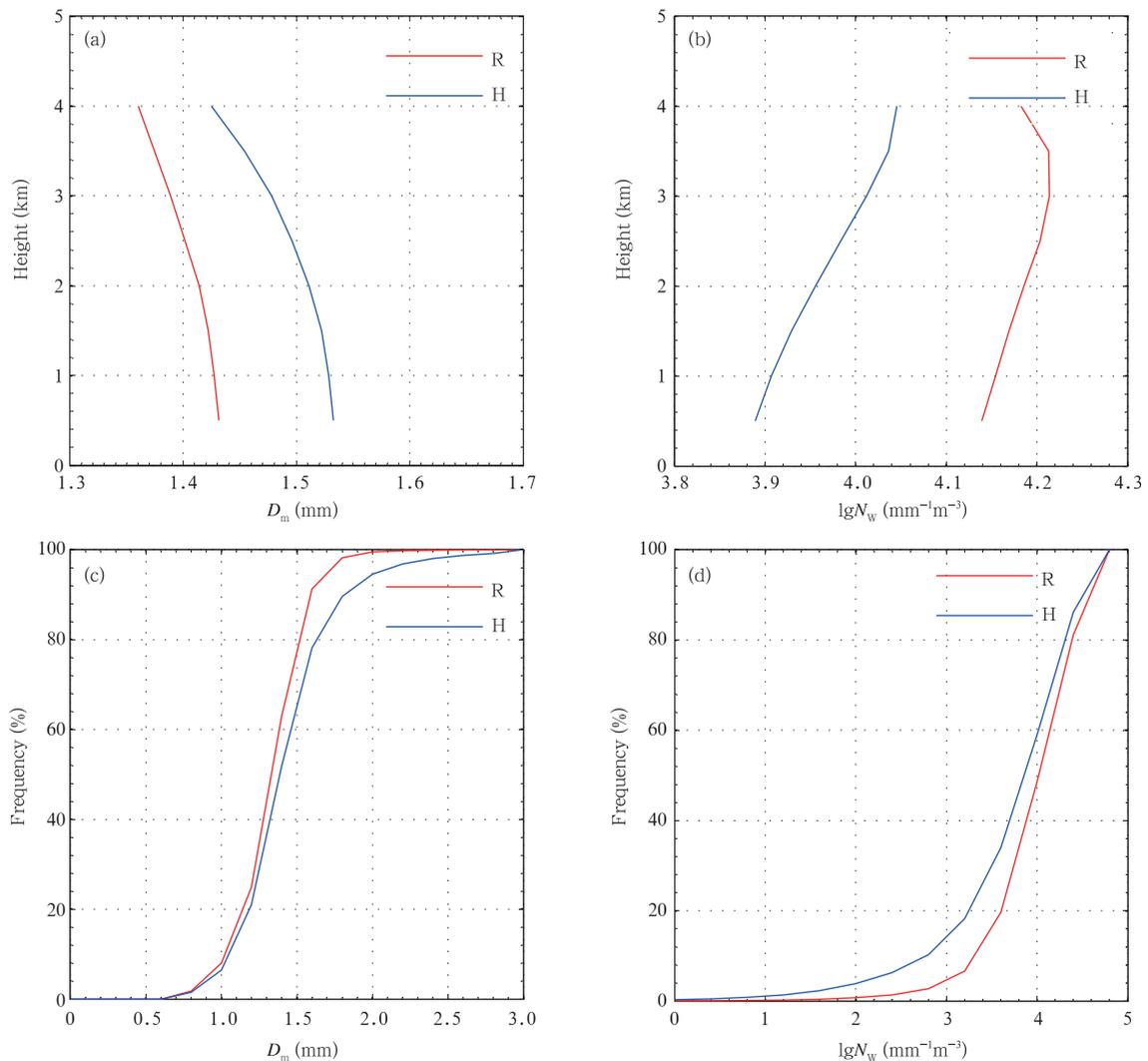


图 7 两类极端对流 PF 反演得到的(a)质量权重的中值粒径 D_m 和(b)归一化的粒子数浓度 $\lg N_w$ 的平均值随高度变化的垂直廓线;两类极端对流 PF 在 1 km 高度反演得到的(c)质量权重的中值粒径 D_m 和(d)归一化的粒子数浓度 $\lg N_w$ 的累积频率分布

Fig. 7 Mean profiles of (a) D_m and (b) $\lg N_w$ in top-R and top-H convective PFs; cumulative distribution frequencies of (c) D_m and (d) $\lg N_w$ at 1 km altitude in top-R and top-H convective PFs

增长和蒸发过程,使得大雨滴粒径增大,小雨滴浓度显著降低,最终平均粒径增大,数浓度降低(Dolan, et al, 2013; Wen, et al, 2017)。R类极端对流 PF 的 D_m 在所有高度上均比 H 类极端对流 PF 小约 0.1 mm,而 H 类极端对流 PF 的 $\lg N_w$ 平均比 R 类对流 PF 小约 0.2,说明这两类极端对流 PF 的雨滴粒径的差异主要是由 4 km 以上的微物理过程所决定的。图 7c、d 是两类极端对流 PF 在 1 km 高度反演的 D_m 和 $\lg N_w$ 累积频率分布,其 D_m 主要分布在 1—2 mm 而 $\lg N_w$ 主要分布在 3.0—4.5,反映两类极端对流 PF 的雨滴粒径都较小而浓度较高,总体更接近海洋性对流降水(Wen, et al, 2016)。但 H

类极端对流 PF 的 D_m 累积频率在 1.3 mm 后的增长速率要比 R 类极端对流 PF 慢,而前者的 $\lg N_w$ 在 4 以下的增长速率不及后者,表明 H 类极端对流 PF 雨滴粒径更大而浓度更小,这与前文的结果一致。

4 个例分析

为直观分析两类极端降水微物理特征差异,选取两个典型个例进行对比讨论。图 8 是两类极端对流 PF 个例在 1 km 高度上的雷达变量分布,其中图 8a、c(图 8b、d)为 R(H)类极端对流 PF 个例的 Z_H 和 Z_{DR} 分布。由图 8 可以看出,二者在回波强度上比较接近,对流核的 Z_H 大部分都超过 40 dBz,最大

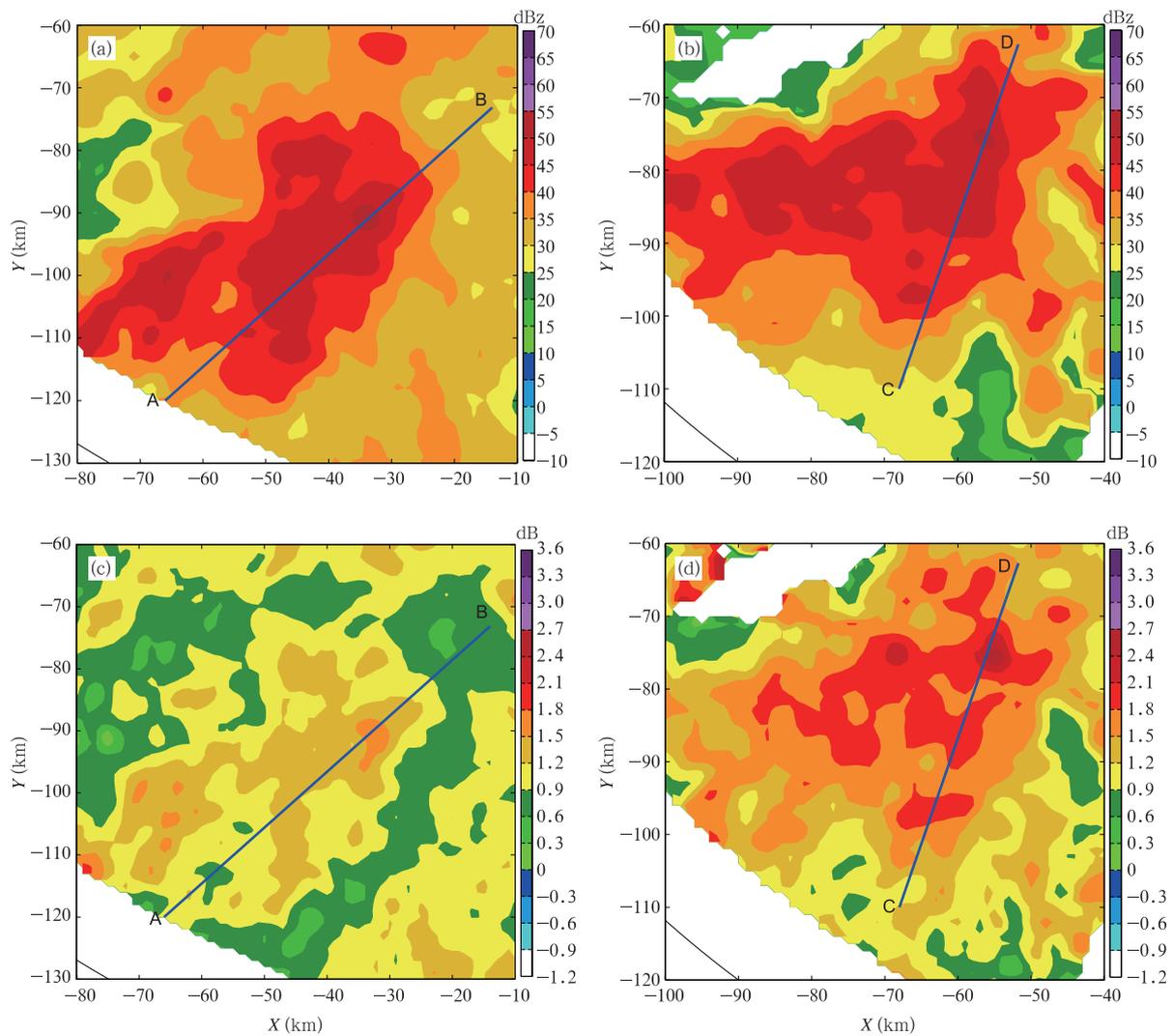


图 8 R 类(a,c)和 H 类(b,d)极端对流 PF 个例的 Z_H (a,b) 和 Z_{DR} (c,d) 在 1 km 高度的分布

(蓝色线段是图 9 中剖面的位置)

Fig. 8 Z_H (a, b) and Z_{DR} (c, d) of top-R (a, c) and top-H (b, d) convective PF cases at 1 km altitude

(Blue lines represent the locations of vertical cross sections shown in Fig. 9)

值超过 50 dBz,但其 Z_{DR} 有明显差异:R 类极端对流 PF 个例的 Z_{DR} 总体超过 0.9 dB,最大值仅约 1.5 dB;而 H 类极端对流 PF 个例的 Z_{DR} 总体超过 1.5 dB,最大值达 2.4 dB,表明两类极端对流个例虽然总体强度接近,但平均雨滴粒径大小有显著差异,R 类极端对流 PF 个例相对 H 类平均粒径更小,浓度更高。

由 C-G 模型反演的雨滴谱变量水平分布(图 9)显示,在 Z_H 大于 40 dBz 的区域,R 类极端对流 PF 个例的 $\lg N_w$ (图 9a)要比 H 类极端对流 PF(图 9b)个例大 0.4—0.8(即其雨滴浓度超过 H 类极端对流

PF 个例的 2.5 倍)。两者的 D_m 分布显示,R 类极端对流 PF 个例的大部分集中在 1.2—1.6 mm(图 9c),而 H 类极端对流 PF 个例的 D_m 总体大于 1.6 mm, D_m 最大值超过 2.4 mm(图 9d),验证了图 8 的分析结果,即 R 类极端对流粒子浓度高,平均粒径小,而 H 类极端对流粒子浓度低,但平均粒径大。

进一步从两类极端对流 PF 个例 Z_H 的垂直剖面(图 10a、b)可见,R 类极端对流 PF 个例的 Z_H 20 dBz 回波顶高低于 12 km,而 H 类的高度达到约 15 km,表明 H 类极端对流 PF 发展更为深厚。同时 H 类极端对流 PF 个例的 30 dBz 强回波发展高

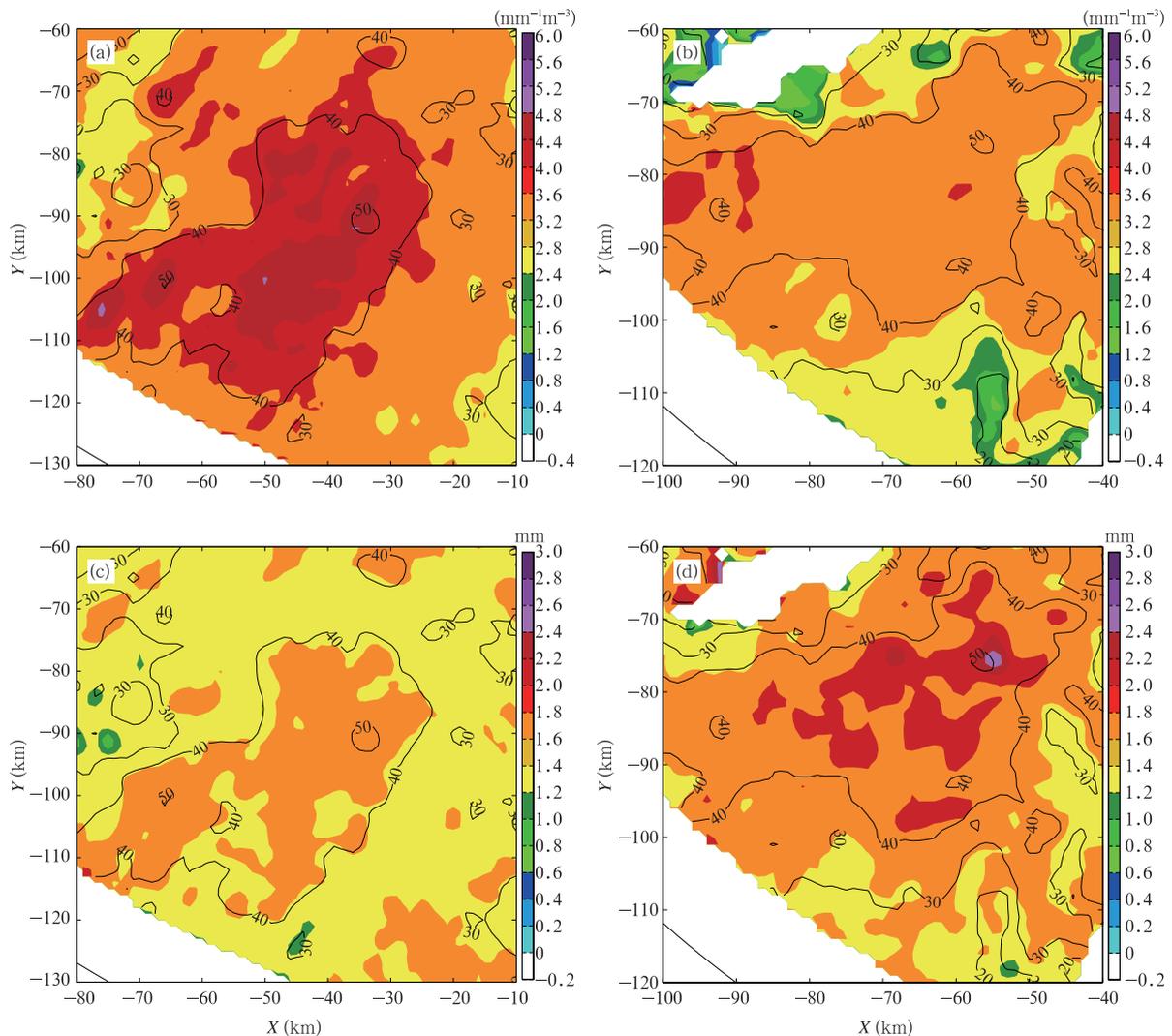


图 9 图 8 所示的 R 类(a、c)和 H 类(b、d)极端对流 PF 个例反演的归一化的粒子数浓度 $\lg N_w$ (a、b)和质量权重的中值粒径 D_m (c、d)在 1 km 高度的分布

Fig. 9 DSD parameters retrieved from Fig. 8 for the total number concentration (a, b) and the mass weighted diameter (c, d) for the top-R (a, c) and top-H (b, d) convective PF cases

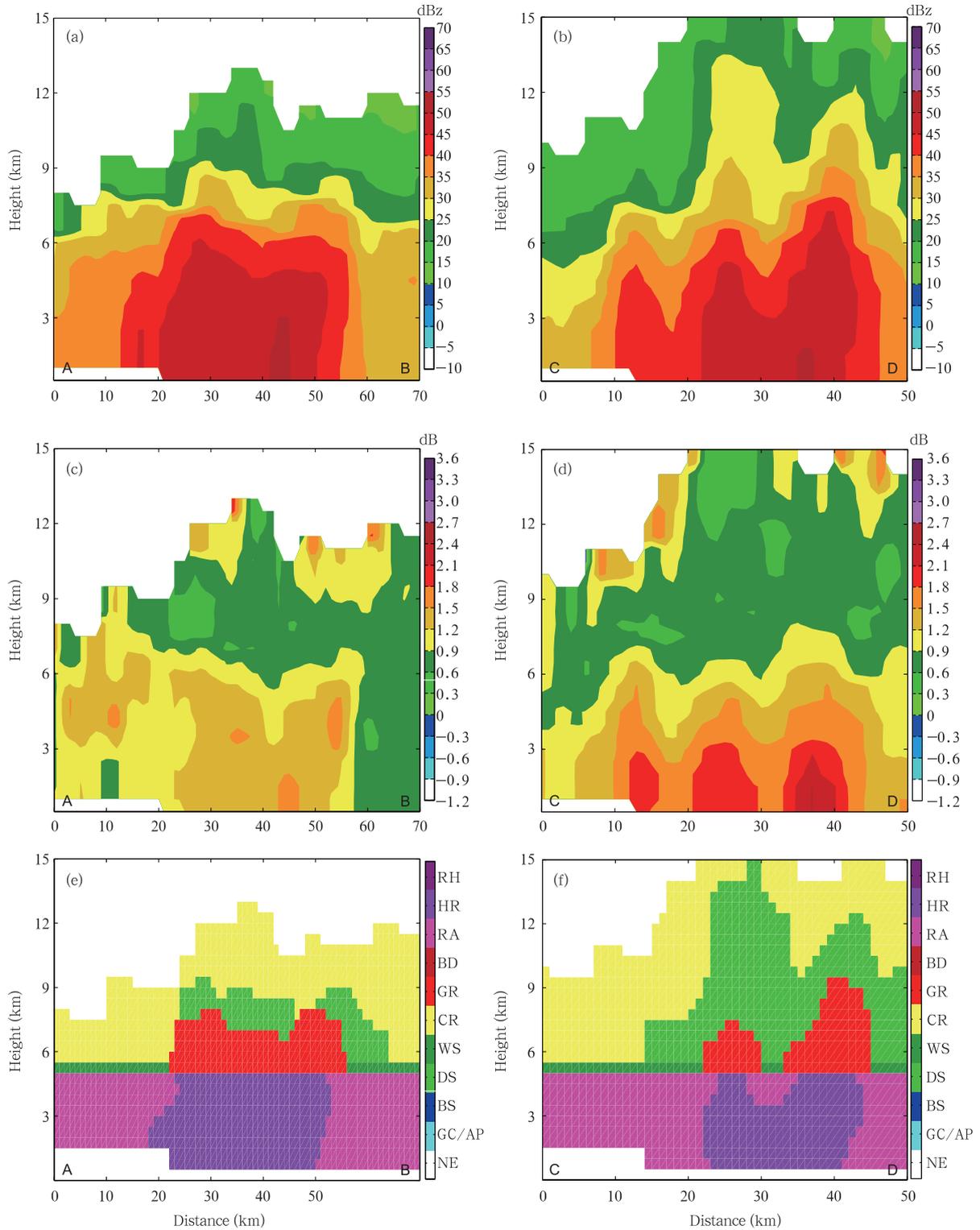


图 10 图 8 所示蓝色线段处 Z_H (a, b)、 Z_{DR} (c, d) 和相态 (e, f) 垂直剖面
 (其中 RH 表示雨和冰雹, HR 表示大雨, RA 表示雨, BD 表示大雨滴, GR 表示霰, CR 表示冰晶, WS 表示湿雪, DS 表示干雪, BS 表示生物回波, GC/AP 表示地物, NE 表示无回波)

Fig. 10 Vertical cross sections of Z_H (a, b), Z_{DR} (c, d) and hydrometeor classification results (e, f) along the blue lines in Fig. 8
 (RH, HR, RA, BD, GR, CR, WS, DS, BS, GC/AP and NE represent the mixture of rain and hail, heavy rain, light and moderate rain, big drops, graupel, ice crystals, wet snow, dry snow, biological scatterers, ground clutter, including that due to anomalous propagation, no echo, respectively)

度也高于 R 类极端对流 PF 个例,说明 H 类极端对流 PF 个例上升运动更强,低层水汽输送高度更高,有更多冰相大粒子生成。 Z_{DR} 的垂直剖面(图 10c、d)显示,两类极端对流回波顶的 Z_{DR} 都较大而 Z_H 较小,说明对流顶部主要存在冰晶粒子。结合粒子相态垂直剖面显示,随着高度降低,冰晶粒子下落并发生聚和凝华增长等微物理过程,形成干雪,干雪粒子与过冷水接触产生凇附过程等形成霰粒子(图 10e、f),也导致该区域 Z_H 增大而 Z_{DR} 减小。两类极端对流 PF 个例 Z_{DR} 的差异主要存在于 6 km 高度(接近融化层)以下,表现为 H 类极端对流 PF 个例中 Z_{DR} 随高度降低增大更大,这与更多霰粒子形成并融合成大雨滴,并在低层进行更高效的粒径碰并增长有关(图 10e、f)。

5 结论和讨论

利用 2013—2014 年江淮梅雨期间南京溧水 S 波段双偏振雷达资料及其 150 km 探测范围内地面自动站小时降水资料,结合雨滴谱特征反演和降水粒子相态分类方法,统计分析了两类极端对流降水 PF 的微物理特征,并选取两个典型个例的对比定量分析了其特征差异。主要研究结论如下:

(1) 江淮梅雨期间造成极端强降水的 R 类极端对流 PF 与发展高度最高的 H 类极端对流 PF 并不存在很强的相关,二者的重合度只有约 30%,表明降水强度与对流发展高度相关较弱,这与 Hamada 等(2014)利用 TRMM 卫星资料的研究结果类似。

(2) 相对于美国观测的大陆性对流而言,江淮梅雨期两类极端对流 PF 的 Z_{DR} 随 Z_H 的增长速率均较小,总体特征与日本冲绳岛附近观测的海洋性对流降水接近,表明这两类极端对流 PF 具有海洋性对流特征(Cao, et al, 2008; Shusse, et al, 2009)。

(3) R 类极端对流 PF 相对 H 类极端对流总体粒径更小,浓度更高(二者相差超过 2.5 倍),从而导致更强的地面降水,表明江淮梅雨降水强度主要由高雨滴数浓度决定。

(4) 极端对流个例的对比发现,H 类极端对流 PF 上升运动更强,产生了更大粒径的冰相粒子,同时上升运动向上输送更多的过冷水滴与冰相粒子凇附形成更多霰粒子,霰粒子融化形成更大雨滴,并在低层有更高的云滴和小雨滴碰并效率,最终导致近

地面雨滴更大。

参考文献

- 丁一汇,柳俊杰,孙颖等. 2007. 东亚梅雨系统的天气-气候学研究. 大气科学, 31(6): 1082-1101. Ding Y H, Liu J J, Sun Y, et al. 2007. A study of the synoptic-climatology of the meiyu system in East Asia. Chinese J Atmos Sci, 31(6): 1082-1101 (in Chinese)
- 汪会. 2014. 华南和江淮地区夏季风期间降水和对流的一些统计特征和个例研究[D]. 北京: 中国科学院大学. Wang H. 2014. Some statistical characteristics and case study of rainfall and convection over South China and Yangtze-Huai River Basin during summer monsoon period[D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences (in Chinese)
- 王润,姜彤,高俊峰等. 1999. 1998 年长江流域洪水灾害成因分析. 自然灾害学报, 8(1): 16-20. Wang R, Jiang T, Gao J F, et al. 1999. 1998 Yangtze River flood: Causes and analysis. J Nat Dis, 8(1): 16-20 (in Chinese)
- 吴学珂,郗秀书,袁铁. 2013. 亚洲季风区深对流系统的区域分布和日变化特征. 中国科学: 地球科学, 43(4): 556-569. Wu X K, Qie X S, Yuan T. 2013. Regional distribution and diurnal variation of deep convective systems over the Asian monsoon region. Sci China: Earth Sci, 56(5): 843-854
- 张小玲,林建,张涛等. 2015. 2013 年暖季试验概述. 气象, 41(5): 521-532. Zhang X L, Lin J, Zhang T, et al. 2015. Overview of the warm-season experiment in 2013. Meteor Mon, 41(5): 521-532 (in Chinese)
- 朱格利,林万涛,曹艳华. 2014. 用 WRF 模式中不同云微物理参数化方案对华南一次暴雨过程的数值模拟和性能分析. 大气科学, 38(3): 513-523. Zhu G L, Lin W T, Cao Y H. 2014. Numerical simulation of a rainstorm event over South China by using various cloud microphysics parameterization schemes in WRF model and its performance analysis. Chinese J Atmos Sci, 38(3): 513-523 (in Chinese)
- Barnes H C, Houze Jr R A. 2016. Comparison of observed and simulated spatial patterns of ice microphysical processes in tropical oceanic mesoscale convective systems. J Geophys Res Atmos, 121(14): 8269-8296
- Brandes E A, Zhang G F, Vivekanandan J. 2003. An evaluation of a drop distribution-based polarimetric radar rainfall estimator. J Appl Meteor, 42(5): 652-660
- Bringi V N, Chandrasekar V. 2001. Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications. Cambridge: Cambridge University Press, 636pp
- Cao Q, Zhang G F, Brandes E, et al. 2008. Analysis of video disdrometer and polarimetric radar data to characterize rain microphysics in Oklahoma. J Appl Meteor Climatol, 47(8): 2238-2255
- Chang W Y, Lee W C, Liou Y C. 2015. The kinematic and micro-

- physical characteristics and associated precipitation efficiency of subtropical convection during SoWMEX/TiMREX. *Mon Wea Rev*, 143(1): 317-340
- Chen B J, Yang J, Pu J P. 2013. Statistical characteristics of rain-drop size distribution in the Meiyu season observed in eastern China. *J Meteor Soc Japan*, 91(2): 215-227
- Chen G, Zhao K, Zhang G F, et al. 2017. Improving polarimetric C-band radar rainfall estimation with two-dimensional video disdrometer observations in Eastern China. *J Hydrometeorol*, 18(5): 1375-1391
- Chen X C, Zhao K, Xue M. 2014. Spatial and temporal characteristics of warm season convection over Pearl River Delta region, China, based on 3 years of operational radar data. *J Geophys Res Atmos*, 119(22): 12447-12465
- Dolan B, Rutledge S A, Lim S, et al. 2013. A robust C-band hydrometeor identification algorithm and application to a long-term polarimetric radar dataset. *J Appl Meteor Climatol*, 52(9): 2162-2186
- Fu Y F, Liu G S. 2003. Precipitation characteristics in mid-latitude East Asia as observed by TRMM PR and TMI. *J Meteor Soc Japan*, 81(6): 1353-1369
- Giangrande S E, Ryzhkov A V. 2008. Estimation of rainfall based on the results of polarimetric echo classification. *J Appl Meteor Climatol*, 47(9): 2445-2462
- Hamada A, Murayama Y, Takayabu Y N. 2014. Regional characteristics of extreme rainfall extracted from TRMM PR measurements. *J Climate*, 27(21): 8151-8169
- Hamada A, Takayabu Y N, Liu C T, et al. 2015. Weak linkage between the heaviest rainfall and tallest storms. *Nat Commun*, 6: 6213
- Houze Jr R A, Wilton D C, Smull B F. 2007. Monsoon convection in the Himalayan region as seen by the TRMM Precipitation Radar. *Quart J Roy Meteor Soc*, 133(627): 1389-1411
- Houze Jr R A, Rasmussen K L, Zuluaga M D, et al. 2015. The variable nature of convection in the tropics and subtropics: A legacy of 16 years of the Tropical Rainfall Measuring Mission satellite. *Rev Geophys*, 53(3): 994-1021
- Islam T, Rico-Ramirez M A, Thurai M, et al. 2012. Characteristics of raindrop spectra as normalized gamma distribution from a Joss-Waldvogel disdrometer. *Atmos Res*, 108: 57-73
- Kumjian, M R. 2013. Principles and applications of dual-polarization weather radar. Part I: Description of the polarimetric radar variables. *J Operat Meteor*, 1(19): 226-242
- Luo Y L, Wang H, Zhang R H, et al. 2013. Comparison of rainfall characteristics and convective properties of monsoon precipitation systems over South China and the Yangtze and Huai River Basin. *J Climate*, 26(1): 110-132
- Matrosov S Y, Clark K A, Kingsmill D E. 2007. A polarimetric radar approach to identify rain, melting-layer, and snow regions for applying corrections to vertical profiles of reflectivity. *J Appl Meteor Climatol*, 46(2): 154-166
- Nesbitt S W, Zipser E J, Cecil D J. 2000. A census of precipitation features in the tropics using TRMM: Radar, ice scattering, and lightning observations. *J Climate*, 13(23): 4087-4106
- Oue M, Uyeda H, Shusse Y. 2010. Two types of precipitation particle distribution in convective cells accompanying a Baiu frontal rainband around Okinawa Island, Japan. *J Geophys Res Atmos*, 115(D2): D02201
- Oue M, Uyeda H, Lee D I. 2011. Raindrop size distribution parameters estimated from polarimetric radar variables in convective cells around Okinawa Island during the Baiu period. *Asia-Pac J Atmos Sci*, 47(1): 33-44
- Park H S, Ryzhkov A V, Zrnić D S, et al. 2009. The hydrometeor classification algorithm for the polarimetric WSR-88D: Description and application to an MCS. *Wea Forecasting*, 24(3): 730-748
- Rasmussen K L, Houze Jr R A. 2011. Orographic convection in subtropical South America as seen by the TRMM satellite. *Mon Wea Rev*, 139(8): 2399-2420
- Romatschke U, Medina S, Houze Jr R A. 2010. Regional, seasonal, and diurnal variations of extreme convection in the South Asian region. *J Climate*, 23(2): 419-439
- Schuur T, Ryzhkov A, Heinselman P, et al. 2003. Observations and Classification of Echoes with the Polarimetric WSR-88D Radar. NOAA/NSSL Report, Norman, OK: NOAA
- Shusse Y, Nakagawa K, Takahashi N, et al. 2009. Characteristics of polarimetric radar variables in three types of rainfalls in a Baiu front event over the East China Sea. *J Meteor Soc Japan*, 87(5): 865-875
- Sohn B J, Ryu G H, Song H J, et al. 2013. Characteristic features of warm-type rain producing heavy rainfall over the Korean Peninsula inferred from TRMM measurements. *Mon Wea Rev*, 141(11): 3873-3888
- Song H J, Sohn B J. 2015. Two heavy rainfall types over the Korean Peninsula in the humid East Asian summer environment: A satellite observation study. *Mon Wea Rev*, 143(1): 363-382
- Steiner M, Houze Jr R A, Yuter S E. 1995. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J Appl Meteor*, 34(9): 1978-2007
- Ulbrich C W. 1983. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *J Climate Appl Meteor*, 22(10): 1764-1775
- Wang M J, Zhao K, Xue M, et al. 2016. Precipitation microphysics characteristics of a Typhoon Matmo (2014) rainband after landfall over eastern China based on polarimetric radar observations. *J Geophys Res Atmos*, 121(20): 12415-12433
- Wen J, Zhao K, Huang H, et al. 2017. Evolution of microphysical structure of a subtropical squall line observed by a polarimetric radar and a disdrometer during OPACC in eastern China. *J Geophys Res Atmos*, 122(15): 8033-8050

- Wen L, Zhao K, Zhang G F, et al. 2016. Statistical characteristics of raindrop size distributions observed in East China during the Asian summer monsoon season using 2-D video disdrometer and micro rain radar data. *J Geophys Res Atmos*, 121(5): 2265-2282
- Xu W X, Zipser E J, Liu C T. 2009. Rainfall characteristics and convective properties of Mei-Yu precipitation systems over South China, Taiwan, and the South China Sea. Part I: TRMM observations. *Mon Wea Rev*, 137(12): 4261-4275
- Xu W X, Zipser E J. 2012. Properties of deep convection in tropical continental, monsoon, and oceanic rainfall regimes. *Geophys Res Lett*, 39(7): L07802
- Xu, W X, Zipser E J. 2015. Convective intensity, vertical precipitation structures, and microphysics of two contrasting convective regimes during the 2008 TiMREX. *J Geophys Res Atmos*, 120(9): 4000-4016
- Yokoyama C, Takayabu Y N, Kanada S. 2014. A contrast in precipitation characteristics across the Baiu front near Japan. Part I: TRMM PR observation. *J Climate*, 27(15): 5872-5890
- Yuter S E, Houze Jr R A. 1995. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Mon Wea Rev*, 123(7): 1941-1963
- Zhang C Z, Uyeda H, Yamada H, et al. 2006. Characteristics of mesoscale convective systems over the east part of continental China during the Meiyu from 2001 to 2003. *J Meteor Soc Japan*, 84(4): 763-782
- Zhang G, Vivekanandan J, Brandes E. 2001. A method for estimating rain rate and drop size distribution from polarimetric radar measurements. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 39(4): 830-841
- Zhang G F, Vivekanandan J, Brandes E A, et al. 2003. The shape-slope relation in observed gamma raindrop size distributions: Statistical error or useful information? *J Atmos Oceanic Technol*, 20(8): 1106-1119
- Zhang J, Wang S, Clarke B. 2004. WSR-88D reflectivity quality control using horizontal and vertical reflectivity structure// Proceedings of the 11th Conference on Aviation, Range and Aerospace Meteorology. Hyannis, MA: American Meteorology Society, 5.4
- Zipser E J, Cecil D J, Liu C T, et al. 2006. Where are the most intense thunderstorms on Earth? *Bull Amer Meteor Soc*, 87(8): 1057-1072