

段昊,张文韬,叶桂苓,等.秦岭南北夏季对流性和层云性降水的垂直结构及微物理特征[J].陕西气象,2025(6):59-66.

文章编号:1006-4354(2025)06-0059-08

秦岭南北夏季对流性和层云性降水的垂直结构及微物理特征

段 昊¹,张文韬²,叶桂苓³,卢晨媛⁴

(1. 永寿县气象局,陕西永寿 713400;2. 兰州大学大气科学学院,兰州 730000;

3. 中山大学大气科学学院,广东珠海 510275;4. 富平县气象局,陕西富平 711700)

摘要:基于2014—2023年GPM双频测雨雷达DPR资料,分析秦岭南北对流性和层云性降水垂直结构特征。结果表明:(1)秦岭南北暴雨事件以对流性降水为主,对流云较层云更易产生强降水。(2)对流性降水中雷达反射率因子随高度降低持续增大,特别在融化层和雨顶高度之间,粒子通过碰冻过冷水和聚并过程持续增长,降水粒子半径显著增加,而层云性降水增长相对缓慢。对流(层云)性降水的雨强与粒子半径(数量)的正相关关系更显著,与对流性降水中强烈的粒子碰并增长过程有关(贡献率高达63.5%~65.8%),远高于层云降水(40.7%~48.4%),这得益于对流性降水中丰富的水汽和剧烈的垂直运动。(3)区域差异上,对流性降水中秦岭以北粒子碰并增长更强、半径更大,与其午后强对流频发特征一致,而秦岭以南多发夜间弱对流。而层云性降水中秦岭以南湿润环境更利于粒子凝结生成,粒子数量更多,碰并增长过程亦更强。

关键词:对流性降水;层云性降水;垂直结构;秦岭地区;GPM卫星

中图分类号:P412.27

文献标识码:A

秦岭位于中国中部,阻挡了北方干冷空气南下和南方暖湿空气北上,是我国南北气候的分界线。独特的地理位置和气候特征使秦岭及其周边地区降水的特征和发生机制差异巨大。秦岭以南年平均降水量达1400 mm以上,而其以北地区年均降水量不足1000 mm。从日变化上,秦岭以南受四川盆地特殊地形引起的夜间山风的影响,是我国夜雨特征最明显的地区;秦岭以北黄土高原受热力影响,午后对流频繁^[1-3]。不同的热力与动力过程会影响云中水汽与冰、水相粒子的相变特征,从而在地面表现为降水落区与强度的差异^[4-5]。对降水微物理垂直结构的研究,不仅能够为理解秦岭南北降水差异提供新的视角,还能够为数值模式中参数化方案的改进提供依据,提高其预报能力^[6]。

降水垂直结构信息可以通过如地基、机载雷达和卫星遥感等方式获取,其中地基、机载雷达对降水的观测在时空上受到的限制较多。星载雷达弥补了地基和机载雷达观测在范围和频率上的不足。由美国和日本合作的全球降水测量计划(global precipitation mission,GPM)于2014年发射了首个双频率降水雷达(dual-frequency precipitation radar,DPR)卫星,可以提供更准确的降水垂直结构信息^[7]。以往基于GPM-DPR数据的研究广泛探讨了特定天气系统的降水垂直结构特征。例如,华南汛期对流性降水(层云性降水)反射率因子快速增长区域主要发生在低层(亮带层附近)^[8]。四川特大暴雨的对流云中4~7 km高度的雨滴碰并增长过程显著,而4 km以下雨滴蒸发和破碎过程明显^[9]。长江-淮河流域不同

收稿日期:2024-08-22

作者简介:段昊(1996—),男,汉族,陕西兴平人,学士,助理工程师,主要从事天气预报工作。

通信作者:张文韬(1996—),男,汉族,山西太原人,在读博士,主要从事降水云微物理研究。

降水效率中微物理过程存在差异,降水效率高的降水中,融化层以下的雨滴增长过程以碰并为主,而在低降水效率的降水中,雨滴破裂是融化层以下的主要过程^[10]。秦岭南北降水机制不同,其对应的降水垂直结构有何差异,主要微物理过程等问题都值得讨论。这类研究不仅有利于进一步了解秦岭南北的降水差异,也为改进数值模式参数化方案提供重要的参考依据。

1 数据和研究区域

GPM-DPR 是全球第一台星载双频降水雷达,由 Ka 波段(35.5 GHz)和 Ku 波段(13.6 GHz)降水雷达组成,可提供降水的三维结构。GPM-DPR 在其开发过程中经历了多次算法更新。本文所用的 GPM-DPR 资料为 V07 版本的 level2 双频联合反演产品,更新于 2021 年 12 月。DPR 算法版本从 V06 更新到 V07 在几个方面带来了重大变化。关于产品格式,GPM-DPR 现在使用“FS”格式(full scan,全扫描格式),它均衡了 Ku 和 Ka 波段数据采集分辨率^[11]。DPR 双频反演产品的合理性已在诸多研究中得到验证,如 V07 产品相比先前版本可以更好地捕捉极端降水^[12],Cannon 等和 D'Adderio 等^[13-14]通过与地基雷达交叉验证,证明了 DPR 产品的可靠性。

GPM-DPR 产品提供了详细的降水信息,包括衰减校正的雷达反射率因子(Z_e)、云中粒子分布谱(drop size distribution,DSD)、降水类型和温度等。该数据使用双频比(DFRm)方法对降水类

型分类(详细参见:https://gpm.nasa.gov/sites/default/files/2022-06/ATBD_DPR_V07A.pdf)。降水划分为三类,即对流性降水、层云性降水、其他降水。其他降水包括对流性和层云性混合或者测量误差引起的噪声等情况^[15-16]。因此,本文仅关注对流性降水和层云性降水。

研究范围为秦岭及周边地区($29^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $105^{\circ}\text{E} \sim 115^{\circ}\text{E}$),以 34°N 为界将研究区域划分为秦岭以南和以北两个区域^[1]。秦岭及周边地区受夏季风影响显著,夏季降水强度和频率最大,因此利用 GPM-DPR V07 版本的 FS 扫描产品,统计分析该区域 2014—2023 年夏季(6—8 月)不同强度的层云性和对流性降水的微物理特征。

2 结果分析

2.1 降水样本统计结果

根据王曙东等^[17]利用雨强对短时降水的划分标准(表 1),降水可分为 5 个等级,即小雨,中雨,大雨,暴雨,大暴雨。表 1 给出了 2014—2023 年 6—8 月 GPM-DPR 探测的夏季秦岭南北不同等级降水的样本数。大雨及以上级别,秦岭南北的层云性降水样本数均远远大于对流性降水;暴雨及以上级别,对流性降水的样本数多于层云性降水,表明对流云通常更易在该区域引发强度更大的降水事件。此外,统计结果还显示,秦岭以南弱对流占比高于秦岭以北,而强对流占比低于秦岭以北,这一特征与秦岭以南的四川盆地夜间弱对流频发,而秦岭以北午后强对流频发有关^[18]。

表 1 2014—2023 年 6—8 月 GPM-DPR 探测的秦岭南北对流性和层云性降水样本统计

降水强度等级	样本数/个(占比/%)			
	秦岭以南		秦岭以北	
	对流	层云	对流	层云
小雨($0.5 \leq R < 2 \text{ mm/h}$)	42 861 (25)	128 881 (75)	23 674 (15)	133 241 (85)
中雨($2 \leq R < 4 \text{ mm/h}$)	11 961 (24)	37 498 (76)	9 161 (20)	36 075 (80)
大雨($4 \leq R < 8 \text{ mm/h}$)	8 350 (32)	17 730 (68)	7 814 (35)	14 615 (65)
暴雨($8 \leq R < 20 \text{ mm/h}$)	6 343 (51)	6 136 (49)	5 356 (58)	3 918 (42)
大暴雨($R \geq 20 \text{ mm/h}$)	4 092 (80)	1 046 (20)	2 273 (82)	488 (18)

注:R 表示雨强。

2.2 雷达反射率因子的垂直分布

降水的垂直结构可以反映降水系统的热动力和微物理过程。为了解秦岭南北的层云性和对流性降水特征,图1给出了对流性和层云性降水雷达反射率因子的归一化等高频率分布图(normalized contoured frequency by altitude diagram, NCFAD)。在对流性降水中,秦岭南北对流最高均可以发展到18 km左右,雷达反射率因子最大均可达到60 dBZ(图1a和图1b)。雷达反射率因子中心集中在1~4 km之间,一个中心为18~20 dBZ,另一个为30~40 dBZ,前者的频次比后者的高,表明两个地区的对流以浅对流为主,秦岭以南浅对流出现的频次要比秦岭以北高。融化层

高度在5 km左右,此高度以上以冰水混合相为主,以下以液态为主。秦岭南北对流性降水雨顶高度在7~8 km附近,温度在-12 ℃左右,该特征与中纬度地区对流性降水相似^[19],此高度以上以冰(雪)相为主,以下为冰水混合相为主;相比秦岭以南,秦岭以北的雨顶高度更高一些,反映了秦岭以北对流略强于秦岭以南。秦岭南北层云性降水的垂直结构(图1c和图1d)较为接近,顶高可达16 km,雷达反射率因子中心集中在18~35 dBZ,高度在3 km左右。融化层高度也在5 km左右,与降水类型关系不大。在融化层高度(0 ℃层)以下都存在融化层亮带。层云性降水冰相层的底高在8 km附近。

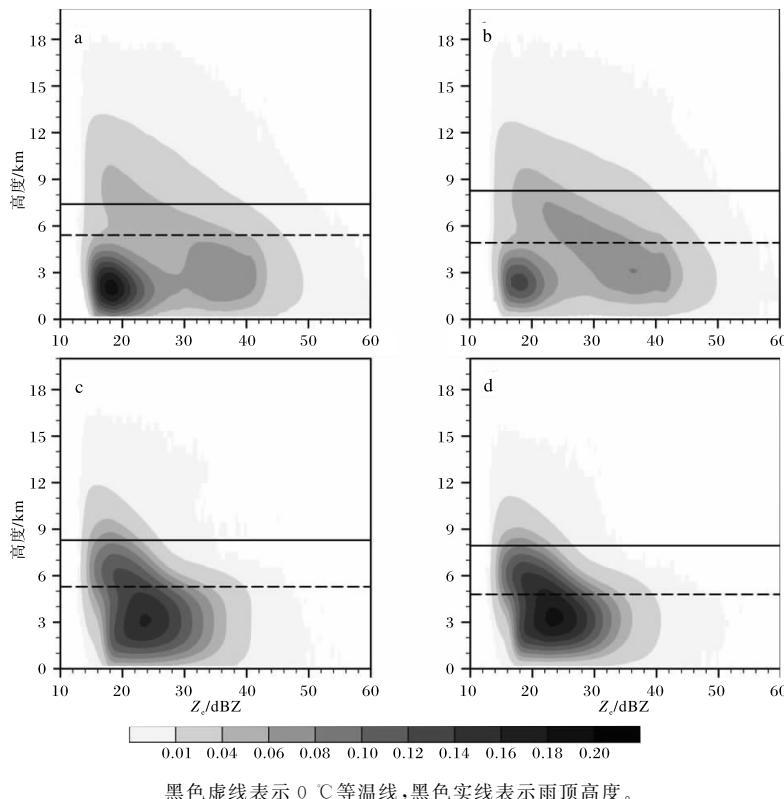


图1 秦岭以南(a,c)和以北(b,d)对流性(a,b)和层云性(c,d)
降水雷达反射率因子(Z_r)的归一化等高频率垂直分布

从秦岭南北不同强度对流性和层云性降水雷达反射率因子垂直结构(图2)可以看出,雷达反射率因子随高度降低不断增大,在融化层附近反射率因子增加明显,地面降水强度的增加与雷达反射率因子的同步增加相对应。不同量级降水反

射率因子的差别在融化层以下比在冻结层以上更大,这与低层大气含水量、温度的变化有关。对于对流性降水,从云顶到冰水混合层,冷云过程发展充分,降水粒子通过碰冻过冷水和聚并不断增长,反射率因子不断增加(图2a和2b),进入融化层

后融化成雨滴,反射率因子快速增加。小雨过程,在冻结层以下反射率因子随高度降低而减小,说明存在蒸发过程。相比较而言,秦岭以北不同等级对流性降水的反射率因子要比秦岭以南大,表明其降水粒子偏大,强度偏强。和近地面降水观测结果一致^[18]。对于层云性降水(图 2c 和 2d),

冷云过程没有充分发展,在冰水混合层的中上部(9~11 km),降水粒子基本没有增长,从 9 km 往下到融化层,降水粒子逐渐增长,反射率因子也逐渐增加,进入融化层后融化成雨滴,反射率因子也快速增加。比较不同等级的层云性降水反射率因子表明,秦岭南北层云性降水雨强相近。

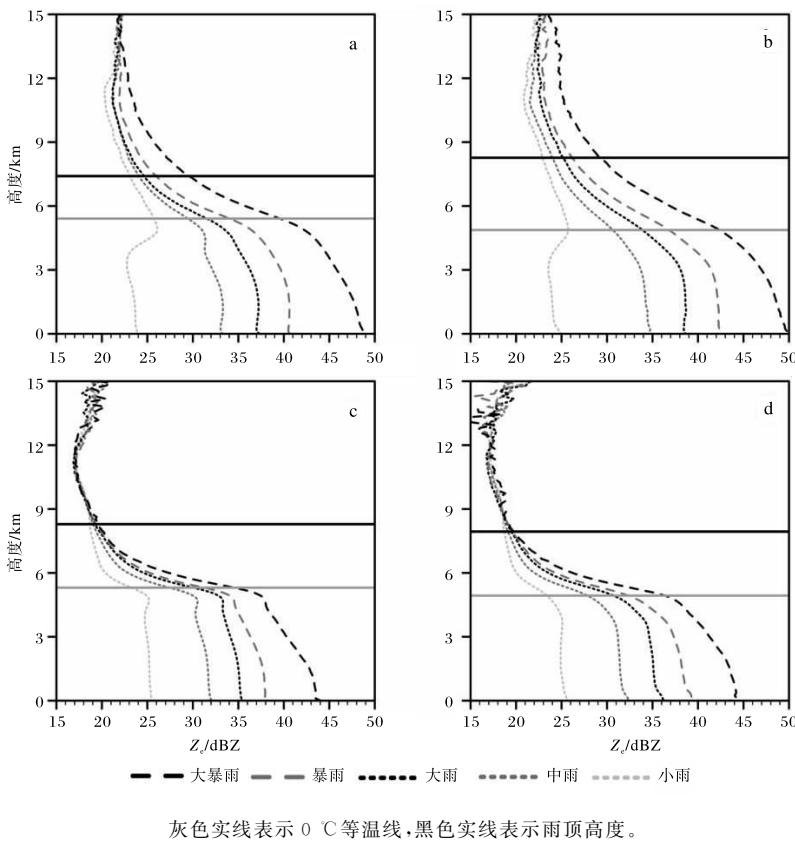


图 2 秦岭以南(a,c)和以北(b,d)不同强度对流性(a,b)和层云性(c,d)
降水雷达反射率因子廓线

2.3 粒子半径和数浓度的垂直分布

水凝物粒子谱(DSD)反映降水的微观特征,其中粒子半径(D_m)和粒子数浓度(N_w)是 DSD 的两个重要参数,对于理解降水微物理过程至关重要。图 3 给出了秦岭南北对流性和层云性降水 D_m 和 N_w 的 NCFAD。对于对流云,上升运动越强,低层水汽越容易被抬升凝结,形成大量半径较小的水凝物^[20]。两个地区对流性降水的粒子谱处于 0.7~3.1 mm 之间,但中心集中在 0.8~1.0 mm 之间(图 3a 和图 3b),表征了以弱对流为主的降水粒子分布在融化层以下的高度,这类大小的对流性降水在秦岭以南出现的频率比秦岭

以北高。秦岭以北存在一个 D_m 为 3.0 mm 频率为 10 %以上的强降水。层云性降水的粒子谱要比对流性降水的粒子谱窄很多(图 3c 和图 3d),处于 0.8~2.1 mm 之间,主要集中在 1.0~1.3 mm 之间,从融化层以上贯穿到融化层底部,此类层云性降水的出现频率秦岭以北比秦岭以南高。

两个地区对流性降水粒子数主要集中在 $30\sim40 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ 之间,呈双峰分布(图 3e 和图 3f),第一峰值在 $37 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ 附近,第二峰值在 $33 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ 附近。冻结层以上的粒子数浓度第二峰值在秦岭以北比秦岭以南伸展的高度更高、

范围更大,而冻结层以下数量相差较小,说明秦岭以北对流更强,冷云过程更活跃,粒子充分碰并增长,导致冰相粒子数浓度和半径增加,而液相水凝物粒子数量减少,半径增加。层云性降水的粒子

数浓度分布主要集中在 $32 \sim 36 \text{ mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$ 之间(图 3g 和图 3h),其谱宽较对流性降水窄。秦岭以北粒子分布谱宽比秦岭以南稍窄,但出现频次要高。

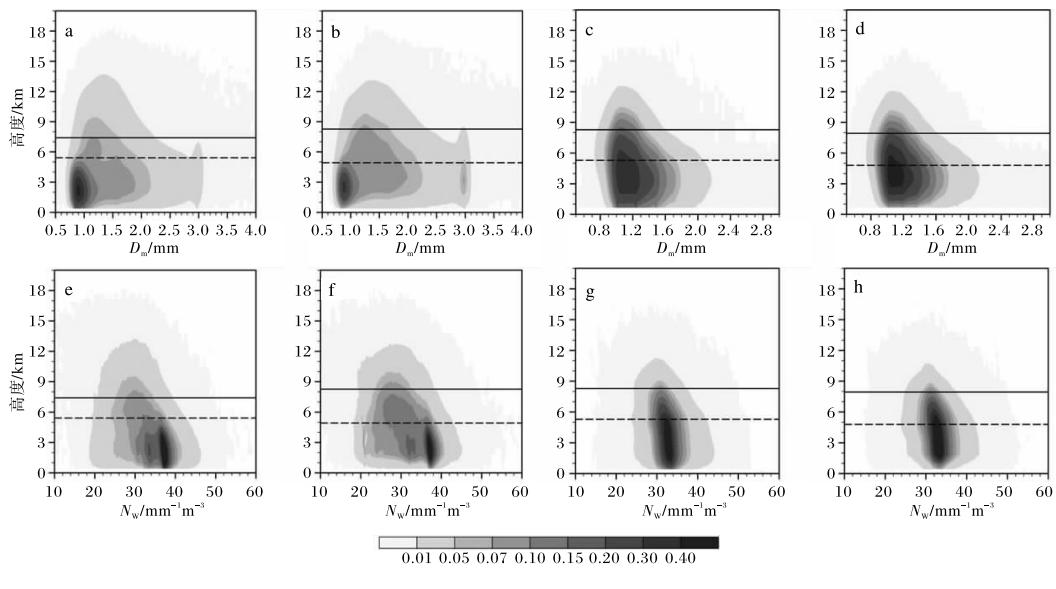


图 3 秦岭以南(a,c,e,g)和以北(b,d,f,h)对流性(a,b,e,f)和层云性(c,d,g,h)降水的粒子半径(D_m , a~d)和粒子数浓度(N_w , e~h)的 NCFAD 图

图 4 给出了秦岭南北不同强度降水的 D_m 和 N_w 廓线。除小雨外,对流性和层云性降水 D_m (图 4a~图 4d)在融化层和雨顶高度之间增加明显,意味着在冰水混合层降水粒子半径通过碰冻过冷水和聚并不断增长。对流性降水中雨强和粒子半径的正相关关系更显著(图 4a 和图 4b),即对流性降水越强,水凝物粒子半径越大。对流性小雨从高层开始降水粒子不断减小,到融化层高度附近减小得更为明显,表明对流性小雨下落过程中存在明显的蒸发现象。对流性大暴雨,降水粒子在高层比其他雨强的粒子都小,这是由于强上升气流把云中降水粒子带到高层所致。此类降水粒子通过冷云过程不断增长,到融化层高度附近融化形成大的雨滴,粒径增加也更为明显。大雨到暴雨雨强的降水粒子在秦岭南北各高度上有一定差异,秦岭以南冰水混合层以上 D_m 主要集中在 1.5 mm 左右,而秦岭以北在 1.7 mm 左右,融化层到近地面的 D_m 也整体偏大,降水强度较大。对于层云降水(图 4c 和图 4d),融化层高度上下

D_m 变化不大,粒子增长不明显,说明层云性强降水的粒子大小增长缓慢,不是通过形成更大的降水粒子,而是通过更多降水粒子的聚合而产生降水,与华南和西南层云降水特点相似^[8, 21]。

从图 4e~图 4h 可以看出,对流性和层云性降水粒子的 N_w 随高度降低而增加,此基本特征与以往研究一致^[8, 21],可能原因是随着高度降低,空气更加湿润,有利于降水粒子凝结,数浓度增加。与 D_m 不同,对流性降水粒子 N_w 与雨强不成正比(图 4e 和图 4f)。对流性小雨时,降水粒子数量较多,但是半径较小,中雨、大雨乃至暴雨的降水粒子数量比小雨的要少,表明对流性降水强度与水凝物半径的关系更紧密。对于层云性降水,雨强与 N_w 基本成正比(图 4g 和图 4h),说明层云性降水雨强与数浓度的关系更密切。秦岭以北融化层以下水凝物数量比秦岭以南偏少,与该地区层云性降水粒子增长所需时间较长、云中可凝结水量偏少有关。

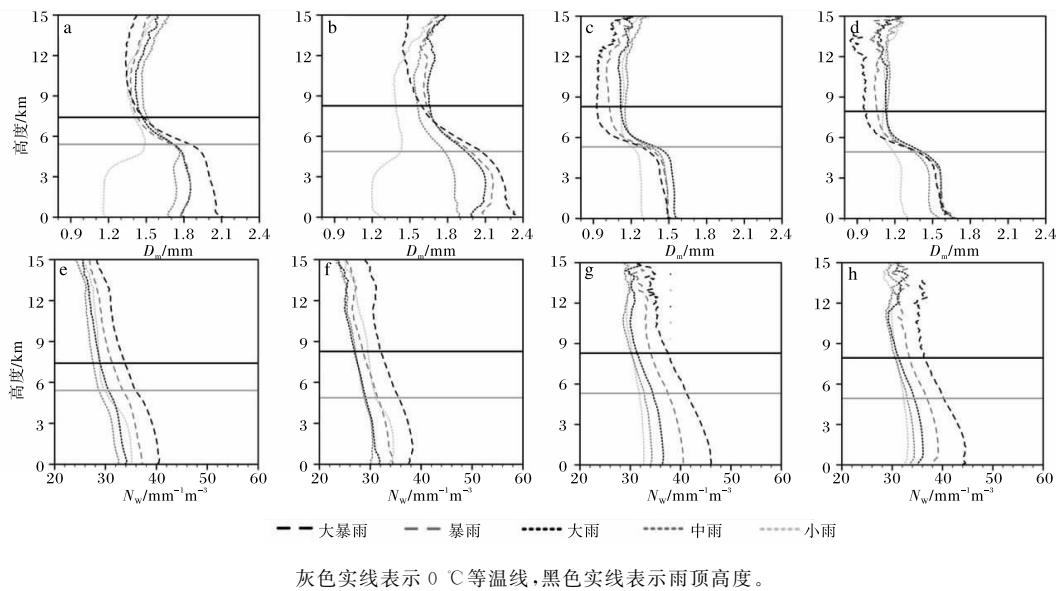


图 4 秦岭以南(a,c,e,g)和以北(b,d,f,h)不同强度对流性(a,b,e,f)和层云性(c,d,g,h)降水的粒子半径(D_m ,a~d)和粒子数浓度(N_w ,e~h)廓线
灰色实线表示 0 ℃等温线,黑色实线表示雨顶高度。

2.4 暖雨物理过程

通过分析近地面不同高度上的粒子半径随雷达反射率因子的变化,能够更好地了解暖雨碰并的物理过程^[20-22]。选择 1 km 和 3 km 的粒子半径和雷达反射率因子的差异($\Delta Z_e = Z_{e1\text{km}} - Z_{e3\text{km}}$; $\Delta D_m = D_{m1\text{km}} - D_{m3\text{km}}$)进行分析, ΔD_m 随 ΔZ_e 变化分为四个象限。当 $\Delta Z_e > 0$ 和 $\Delta D_m > 0$ (第一象限), 表示雨滴通过碰并过程增长; 当 $\Delta Z_e < 0$ 和 $\Delta D_m > 0$ 时(第二象限), 主要的微物理过程是降雨粒子的蒸发和分选; 当 $\Delta Z_e < 0$ 和 $\Delta D_m < 0$ (第三象限), 较大的雨滴会破碎成较小的雨滴; 当 $\Delta Z_e > 0$ 和 $\Delta D_m < 0$ (第四象限), 碰并和破碎过程处于平衡。图 5 给出了秦岭南对流性和层云性降水中 ΔD_m 与 ΔZ_e 的概率分布。碰并过程在对流性降水中贡献明显更大,而在层云性降水中破碎过程占主导地位。在秦岭以南(以北)地区,对流性降水中的碰并过程占比为 63.5% (65.8%),破碎过程占 21.1% (20.1%);层云性降水中的碰并和破碎比例约为 48.8% (40.7%) 和 39.1% (46.6%)。丰富的水汽和强烈的大气运动有利于水凝物的碰并,对流性降水的碰并过程强于层云降水^[23]。在层云性降水中,更湿润的秦岭以南地区降水的碰并要强于秦岭以北地区。

3 结论与讨论

利用 2014—2023 年夏季的 GPM-DPR 观测

资料,分析了秦岭地区对流性与层云性降水的雷达反射率因子、降水粒子特征的垂直分布,讨论了秦岭南北不同强度降水垂直结构的差异,并分析了暖雨降水的微物理过程,得到主要结论如下。

(1)从降水样本统计来看,秦岭南北大雨及以上级别,层云性降水的样本数远大于对流性降水;暴雨及以上级别,对流性降水的样本数多于层云性降水,对流云通常更易在该区域引发强度更大的降水事件。

(2)秦岭南北对流性降水的雷达反射率因子随高度降低不断增大,降水粒子半径在融化层和雨顶高度之间增加明显,降水粒子数浓度随高度降低持续增加,表明降水粒子半径在冰水混合层通过碰冻过冷水和聚并不断增长。相比对流性降水,层云性降水粒子增长缓慢。因此,对流性降水中雨强和粒子半径的正相关关系更显著,而层云性降水雨强和粒子数浓度正相关关系更显著,这与有丰富水汽和强烈垂直运动的对流性降水中粒子碰并增长过程(63.5~65.8%)强于层云性降水(40.7~48.4%)有关。

(3)在对流性降水中,秦岭以北的粒子碰并增长过程强于秦岭以南,对应粒子半径秦岭以北偏大,与秦岭以南的四川盆地夜间弱对流频发,而秦岭以北午后强对流频发有关。层云性降水中,更

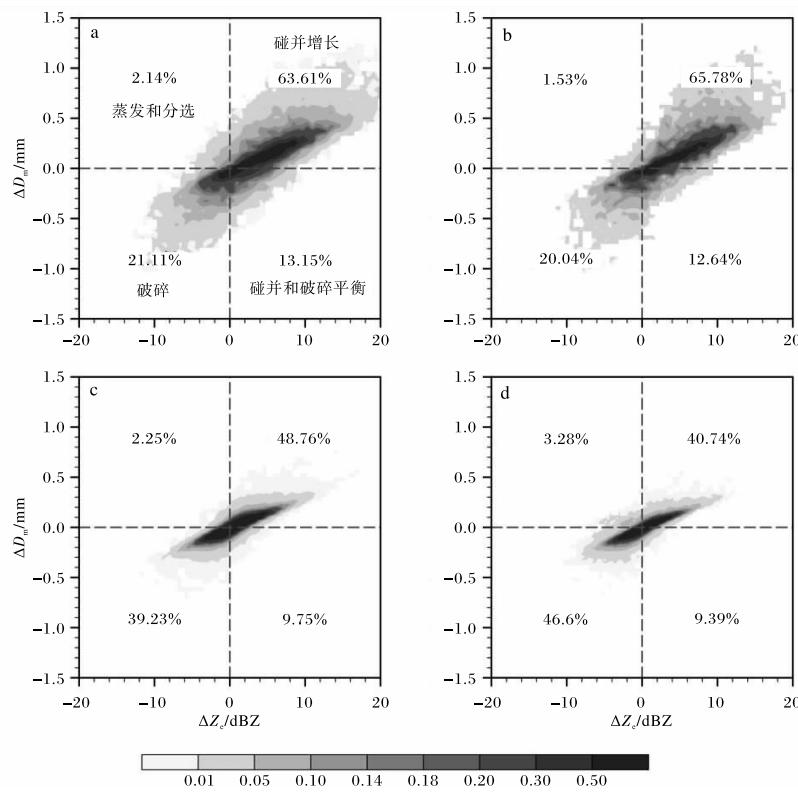


图 5 秦岭以南(a,c)和以北(b,d)对流性(a,b)和层云性(c,d)降水的近地面 ΔD_m 和 ΔZ_e 的二维概率分布

湿润的秦岭以南地区更容易凝结形成降水粒子，降水粒子数量更多，碰并增长过程也强于秦岭以北地区。

本文利用 GPM 双频降水雷达资料分析了秦岭南北不同强度的对流性和层云性降水，初步获得了不同热动力条件下降水垂直结构的总体特征。但目前只讨论了雷达反射率因子、降水粒子 DSD 等，下一步工作将尝试加入更多物理量，并选取多个典型降水个例进行深入分析，以进一步丰富对降水机制与降水垂直结构的认识。

参考文献：

- [1] 张宏芳,潘留杰,陈昊明,等. 秦岭及周边地区暖季降水日变化及其成因分析[J]. 高原气象,2020,39(5):935-946.
- [2] 张宏芳,潘留杰,卢珊,等. 1901—2012 年陕西降水、气温变化特征[J]. 中国沙漠,2015,35(6):1674-1682.
- [3] 卢萍,宇如聪,周天军. 2003 年 8 月“巴蜀夜雨”过程的模拟和分析研究[J]. 气象学报,2008,66(3):371-380.
- [4] HOBBS P V. Research on clouds and precipitation: past, present, and future, Part I[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1989, 70 (3): 282-285.
- [5] PRUPPACHER H R, KLETT J D. Microphysics of clouds and precipitation[M]. Dordrecht: Springer Netherlands, 2010: 10-73.
- [6] 王在志,闫敬华. 水成物分析及在数值模式中的应用综述[J]. 热带气象学报,2007,23(1): 85-89.
- [7] HOU A Y, KAKAR R K, NEECK S, et al. The global precipitation measurement mission[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2014, 95(5):701-722.
- [8] 杜爽,王东海,李国平,等. 基于双频星载降水雷达 GPM 数据的华南地区降水垂直结构特征分析[J]. 热带气象学报,2020,36(1):115-130.
- [9] 袁敏,李玫,闫美林,等. GPM 卫星探测四川“5·21”特大暴雨的降水结构特征分析[J]. 高原山地气象研究,2023,43(4): 35-41.
- [10] HU X, AI W, QIAO J, et al. Microphysics of sum-

- mer precipitation over Yangtze–Huai River valley region in China revealed by GPM DPR observation [J]. *Earth and Space Science*, 2022, 9 (3): e2021EA002021.
- [11] PEINÓ E, BECH J, POLL S F, et al. Validation of GPM DPR rainfall and drop size distributions using disdrometer observations in the Western Mediterranean[J]. *Remote Sensing*, 2024, 16(14): 2594.
- [12] BEHRANGI A, SONG Y, HUFFMAN G J, et al. Comparative analysis of the latest global oceanic precipitation estimates from GPM V07 and GPCP V3.2 products[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2024, 25(2): 293–309.
- [13] CANNON F, RALPH F M, WILSON A M, et al. GPM satellite radar measurements of precipitation and freezing level in atmospheric rivers: comparison with ground-based radars and reanalyses[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2017, 122(23): 12747–12764.
- [14] CANNON F, RALPH F M, WILSON A M, et al. GPM satellite radar measurements of precipitation and freezing level in atmospheric rivers: comparison with ground-based radars and reanalyses[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2017, 122(23): 12747–12764.
- [15] D'ADDERIO L P, VULPIANI G, PORCÙ F, et al. Comparison of GPM Core Observatory and ground-based radar retrieval of mass-weighted mean raindrop diameter at midlatitude[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2018, 19(10): 1583–1598.
- [16] GAO J, TANG G, HONG Y. Similarities and improvements of GPM dual-frequency precipitation radar (DPR) upon TRMM precipitation radar (PR) in global precipitation rate estimation, type classification and vertical profiling [J]. *Remote sensing*, 2017, 9(11): 1142.
- [17] 王曙东, 惠建忠, 张国平, 等. 短时临近气象服务降水量等级标准研究[C]// 第34届中国气象学会年会: 第七届气象服务发展论坛论文集. 中国气象学会, 2017: 368–369.
- [18] 唐敏丽, 肖潺, 原韦华. 秦岭南北降水小时尺度特征对比分析[J]. *暴雨灾害*, 2022, 41(1): 24–32.
- [19] 梅森 B J. 云物理学[M]. 北京: 科学出版社, 1978: 181–185.
- [20] LI D, QI Y, LI H. Vertical structures and microphysical characteristics of summer precipitation in North China detected by GPM-DPR[J]. *Science of The Total Environment*, 2024, 933: 173129.
- [21] 沈程锋, 李国平. 基于GPM资料的四川盆地及周边地区夏季地形降水垂直结构研究[J]. *高原气象*, 2022, 41(6): 1532–1543.
- [22] KUMJIAN M R, PRAT O P. The impact of raindrop collisional processes on the polarimetric radar variables[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2014, 71(8): 3052–3067.
- [23] KUMAR K S, DAS S K, DESHPANDE S M, et al. Regional variability of precipitation characteristics in tropical cyclones over the North Indian Ocean from GPM-DPR measurements[J]. *Atmospheric Research*, 2023, 283: 106568.