张昪祺，傅云飞. 2018. GPM 卫星双频测雨雷达探测降水结构的个例特征分析 [J]. 大气科学, 42 (1): 33–51. Zhang Aoqi, Fu Yunfei. 2018. The structural characteristics of precipitation cases detected by dual-frequency radar of GPM satellite [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (1): 000–000, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1705.16220.

GPM 卫星双频测雨雷达探测降水结构的个例特征分析

张昪祺　傅云飞

中国科学技术大学地球和学院科学学院，合肥 230026

摘　要　全球测雨卫星（GPM）携带首部 Ka 和 Ku 波段测雨雷达于 2014 年 2 月发射升空，继热带测雨卫星（TRMM）的单频测雨雷达探测后，实现双频测雨雷达（DPR）探测。本文基于 DPR 不同波段及不同方式探测反演给出的四种降水产品［Ka 波段高精度探测（KaHS）、Ku 波段探测（KuPR）、Ka 匹配方式探测（KaMS）和 Ka 及 Ku 双频联合探测反演产品（DPR_MS）］，对 2014 年的四个降水个例的降水结构特征进行了分析，并就 DPR 探测波段、扫描方式及反演算法所引起的降水产品中降水结构特征差异进行了比较与讨论。结果表明，所选四个个例分别位于中国东部、西北太平洋区域、风暴轴区域以及美国本土，四者发生背景及降水特征差异显著，但表现出了较为一致的产品差异特征。KaHS 的回波顶高度最高，比 KuPR 高约 0.1 km，其对弱降水（小于 0.5 mm h^{-1}）的观测性能好，但对 10 mm h^{-1} 以上的强降水存在严重低估。KuPR 继承了 TRMM 测雨雷达（PR）对强降水的观测性能，但受频率限制对 0.5 mm h^{-1} 以下的弱降水观测能力有限。KaMS 的整体降水强度分布与 KaHS 类似，但受高回波阈值限制，KaMS 漏掉了大量弱降水样本，对强弱降水的观测性能均有限，且其平均回波顶高度比 KuPR 可低约 1 km，常将融化层误判为回波顶高度，故不适宜单独使用。DPR_MS 的降水反演算法具有独立性，对强降水和弱降水的反演能力都较强，而其回波顶高度主要继承于 KuPR 的回波顶高度。此外，DPR_MS 双频反演的粒子谱最为合理，揭示了西北太平洋区域台风个例两侧眼壁粒子谱的不均匀性。

关键词　GPM 卫星　双波段探测　降水结构　粒子谱分布

文章编号　1006-9895(2018)01-0033-19　　**中图分类号**　P414　　**文献标识码**　A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1705.16220

The Structural Characteristics of Precipitation Cases Detected by Dual-Frequency Radar of GPM Satellite

ZHANG Aoqi and FU Yunfei

School of Earth and Space Sciences, *University of Science and Technology of China*, *Hefei* 230026

Abstract　The GPM (Global Precipitation Measurement) satellite carrying the first Ka- and Ku-band precipitation radar was launched in February 2014. GPM realized the DPR (Dual-frequency Precipitation Radar) detection following TRMM's (Tropical Rainfall Measurement Mission) PR (Precipitation Radar). Based on the four precipitation products provided by DPR including KaHS (Ka-band high-sensitivity product), KuPR (Ku-band product), KaMS (Ka-band matched product), and DPR_MS (dual-frequency product), structural features of four selected precipitation cases occurred

收稿日期　2016-08-31；**网络预出版日期**　2017-05-22

作者简介　张昪祺，男，1995 年出生，博士研究生，主要从事云和降水的卫星遥感研究。E-mail: zaq@mail.ustc.edu.cn

通讯作者　傅云飞，E-mail: fyf@ustc.edu.cn

资助项目　国家自然学基金项目 41675041、41230419、91337213

Funded by　National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grants 41675041, 41230419, 91337213)

in 2014 are analyzed. The structural differences caused by detecting frequencies, scan modes, and retrieval methods are then compared and discussed. The results show that the four selected precipitation cases occurred in East China, the northwestern Pacific, the storm track area, and the United States, respectively. Although the background environment and precipitation characteristics of the four cases are significantly different, some consistent differences among these products are revealed by the study of these cases. KaHS presents the highest storm top height, which is 0.1 km higher than that from KuPR. KaHS shows great advantages in observing precipitations weaker than 0.5 mm h^{-1}. However, KaHS underestimates precipitation intensities larger than 10 mm h^{-1}. KuPR inherits the good performance of TRMM PR for intense precipitation observations, and presents the largest proportion of precipitation higher than 10 mm h^{-1}. But KuPR is not suitable for observing precipitations weaker than 0.5 mm h^{-1} due to its operating frequency. KaMS's near surface rain rate is similar to that of KaMS except that KaMS omits large number of weak precipitation (limited by the minimum echo threshold). Thus KaMS is not good at observing both intense and weak precipitation and not appropriate to be used independently. The precipitation retrieval algorithm of DPR_MS is highly self-governed and performs well in retrieving both weak and intense precipitations, while DPR_MS's storm top height strongly relies on KuPR's with the correlation coefficient close to 1. In addition, the droplet size distribution retrieved by DPR_MS is most reasonable and can well reveal the nonuniformity on the two sides of the typhoon eye wall.

Keywords GPM (Global Precipitation Measurement) satellite, Dual-frequency observation, Precipitation structure, Droplet size distribution

1 引言

降水结构特征反映了降水雨团的热力和动力结构，以及云团中水汽与冰和水粒子之间相变过程的微物理特征（Houze, 1981; Hobbs, 1989; Liu and Takeda, 1989; Zipser and Lutz, 1994; Liu and Fu, 2001; 傅云飞等，2003; Houze, 2014）。通常测雨雷达给出降水结构包括降水的水平结构（如降水面积大小、降水强度强弱、不同降水性质的分布等）和降水的垂直结构（如降水回波的垂直分布或降水率垂直廓线垂直分布等），其能较为准确地给出降水系统的三维结构信息（Barros et al., 2000; Inoue and Aonashi, 2000; Fu et al., 2003, 2006; Fisher, 2004; Chen et al., 2016）。测雨雷达分为地基测雨雷达和空基测雨雷达两类，由于地基测雨雷达常常受地理位置的限制和地形的遮挡，星载测雨雷达探测是揭示区域甚至全球降水时空分布的最有效方法（Simpson et al., 1988; Hou et al., 2014）。

20 世纪 90 年代末，热带降雨卫星（Tropical Rainfall Measurement Mission，简称 TRMM）携带了全球首部星载测雨雷达（Precipitation Radar，简称 PR）升空，实现了对热带和副热带地区降水进行有效观测（Simpson et al., 1988; Kummerow et al., 1998; Iguchi et al., 2000; Kozu et al., 2001; Fu and Liu, 2001; Liu and Fu, 2001; Schumacher and Houze, 2003）。基于 PR 的探测结果，学者们对降水结构特征开展了大量的研究（Barros et al., 2000; Inoue and Aonashi, 2000; Fu and Liu, 2001; Liu and Fu, 2001; Schumacher and Houze, 2003; Fu et al., 2003, 2006; Fisher, 2004; Fu and Liu, 2007; Liu and Fu, 2010; Li et al., 2011; Liu et al., 2013; Fu and Qin, 2014; Chen et al., 2016）。例如，Berg et al.（2002）对太平洋和西太平洋的降水结构特征进行了统计分析，指出东太平洋地区降水的雨顶更低，层云降水比例更大，冰水含量更少；而李锐等（2005）则发现在 1997/1998 年 El Niño 的后期，热带东、中太平洋对流云降水和层云降水都变得深厚。Fu et al.（2006）对青藏高原上的典型孤立对流个例进行了研究，指出其有别于平原地区的独特“馒头状”结构，且 PR 没有给出明显的亮带结构特征。然而，因 PR 测量范围仅为南北纬 40 度之间，对中高纬度区域无法探测，且只有单一的 Ku 波段进行降水探测，对弱降水的探测能力有限（Kozu et al., 2001; Hamada and Takayabu, 2016）。由于燃料耗尽，TRMM 已于 2015 年 4 月停止运行。

作为 TRMM PR 的延续，全球测雨卫星（Global Precipitation Mission，简称 GPM）携带着第二代星载测雨雷达（Dual-frequency Precipitation Radar，简称 DPR）已于 2014 年 2 月 28 日发射升空，它是全球测雨计划核心平台的主要仪器（Hou et al., 2014）。DPR 是首部星载双频测雨雷达，采用 13.6 GHz 的 Ku 波段雷达（KuPR）和 35.5 GHz 的 Ka 波段雷达（KaPR）。KuPR 的工作原理与 TRMM PR 基本一致，可以实现对中强降水的良好探测，其降水探测

的最小阈值为 0.5 mm h^{-1}。但值得一提的是，Shimozuma and Seto（2015）的个例研究发现 KuPR 探测的强降水强度大于 TRMM PR。KaPR 的探测波长较 KuPR 短，对小降水粒子的敏感性更好，可以实现弱降水的探测（最小阈值为 0.2 mm h^{-1}）但在探测强降水时，Ka 波段的回波也受到了更多的衰减，且其粒子散射作用更倾向于米散射，使得 KaPR 探测强降水的能力较差。将 KaPR 和 KuPR 的探测信息相结合，DPR 便实现了对弱降水和强降水的有效观测。Hamada and Takayabu（2016）指出 DPR 较 TRMM PR 可多探测约 21.1%的降水频次和 1.9%的降水体积。此外，利用两个波段的联合探测信息，还能有效反演降水粒子谱和固态降水（降雪），为我们深入了解降水性质及其空间结构提供了利器（Beauchamp et al., 2015; Skofronick-Jackson et al., 2015）。

GPM 运行至今已有两年，学者们对 DPR 的研究中也涉及了一些降水结构特征的研究（Chandrasekar and Le, 2015; Liu and Zipser, 2015; Shimozuma and Seto, 2015; Toyoshima et al., 2015; 唐国强等, 2015; Tang et al., 2016）。例如，Chandrasekar and Le（2015）对 DPR 的降水廓线类型和亮带信息进行了评估。Toyoshima et al.（2015）则就 DPR 各降水产品间的雨顶高度差异进行了分析。然而，关于 DPR 探测降水三维结构的细致研究仍在进行中。基于此，本文将利用 DPR 的 KaPR、KuPR 及其反演的降水产品，通过典型降水个例的分析，来认识他们各自表征的降水强度、降水回波反射率因子、降水回波顶高度、降水粒子谱等三维结构特征，并进行分析和比较，达到认知 DPR 双波段及其反演的降水产品的优劣，为 GPM DPR 降水数据的应用提供参考依据。

2 数据和方法

2.1 仪器及数据集

GPM 卫星是一颗非太阳同步卫星，其轨道倾角为 65°，轨道周期为 93 分钟，每天绕地球约有 16 条轨道。GPM 卫星上搭载了两部仪器，分别是多波段锥扫微波成像仪（GPM Microwave Image，简称 GMI）和 DPR。相比于 TRMM 卫星，GPM 卫星的覆盖范围更广，搭载的设备更为先进（Hou et al., 2014）。

DPR 由 JAXA（Japan Aerospace Exploration Agency）和 NICT（National Institute of Communication Technology）联合设计，其星下点水平分辨率为 5 km，可以探测地表至 22 km 高度的降雨和降雪三维结构。DPR 的 KuPR 扫描方式（Normal Scan，简称 NS）与 TRMM PR 接近，其扫描刈幅宽 245 km，每次扫描 49 个像素点；KuPR 的垂直分辨率为 250 m，最小回波阈值为 14.5 dB*Z*。DPR 的 KaPR 扫描刈幅宽 120 km，它以两种方式进行扫描，其中一种为匹配扫描（Matched Scan，简称 MS）方式：在 KuPR 扫描线的中间 25 个像素点上进行扫描，与 KuPR 进行同步扫描，这时 KaPR 的垂直分辨率与 KuPR 的一致，此时 KaPR 的最小回波阈值很大（16.47 dB*Z*），匹配扫描的目的是为了利用双频来进行相关参数的反演；另一种方式：在 KuPR 两条扫描线的中间部分进行扫描，这时 KaPR 通过发射双倍宽度的脉冲，进行高分辨扫描（High-sensitivity Scan,简称 HS），探测的垂直分辨率为 500 m，这时 KaPR 的最小回波阈值减小到了 10.2 dB*Z*。

基于 DPR 的三种扫描方式，目前 GPM 网站提供三种单频反演产品 KuPR、KaHS 及 KaMS 和三种双频反演产品 DPR_NS、DPR_MS 及 DPR_HS（https://pmm.nasa.gov/data-access/downloads/gpm [2017-02-24]）。DPR 的降水反演算法分为单频反演算法和双频反演算法两种。其中单频反演降水强度的算法继承了 TRMM PR 的降水反演算法（Iguchi et al., 2000），双频反演算法原理参考自 Marzoug and Amayenc（1994），具体算法流程可见 Iguchi et al.（2012）。DPR_MS 双频反演的雨强合理性已获得初步验证（Kotsuki et al., 2014; Chandrasekar and Le, 2015），但 DPR_NS 和 DPR_HS 的双频反演算法还不够成熟，因此本研究仅使用 DPR_MS 的双频反演产品。基于此，我们选用了 KuPR、KaMS、KaHS 和 DPR_MS 这四种降水产品，他们均包含了地表降水率（*R*）、降水回波顶高度（Storm Top Altitude，简称 STA）、降水回波强度（*Z*）、雨滴粒子谱（Droplet Size Distribution，简称 DSD）等多种变量。其中四种降水产品的回波强度数据均已是衰减校正后的回波强度，剔除了电磁波在传输过程中所受的衰减影响（Iguchi et al., 2010）。另外，出于样本一致性的考虑，在比较产品间差异的时候，我们只选取了 MS 扫描刈幅范围内的像素点。

在分析降水个例背景场时，本文还采用了由欧洲中尺度天气预报中心（European Centre for

Medium-Range Weather Forecasts，简称 ECMWF）提供的再分析资料，包括 500 hPa 和 850 hPa 的位势高度场数据。资料的时间分辨率为 6 小时，水平分辨率为 0.5°×0.5°。

2.2 雨滴粒子谱分布及双频雷达变量

GPM DPR 中使用的 DSD 模型是最常用的三变量 Gamma 分布模型（Ulbrich, 1983），它能很好地反映 DSD 的实际分布（Tokay and Short, 1996）。Gamma 分布的表达式为

$$N(D)=N_0 D^{\mu}\exp(-\Lambda D)\ , \qquad (1)$$

其中，D 是有效粒子半径，$N(D)$是单位体积空气和单位粒子半径间隔下的粒子数量（简称粒子谱），N_0、Λ 和 μ 分别是浓度、斜率和形状参数（即扁的还是圆的）。Λ、μ 与雨滴粒子有效半径 D_0 满足：

$$D_0=\frac{3.67+\mu}{\Lambda}\ . \qquad (2)$$

在 GPM DPR 的模型中，μ 被假设为 0（即粒子为球形），故 DSD 分布可表达为

$$N(D)=N_0\exp\left(-\frac{3.67}{D_0}D\right)\ . \qquad (3)$$

这样利用 DPR 双频雷达的探测结果，即可反演获得粒子谱，DPR 的双频粒子谱分布反演算法的具体流程已包含在降水的反演算法之中（Iguchi et al., 2010），进一步提高了双频雨强反演的精度及合理性。为便于表示，记 $\mathrm{dB}N_0$（粒子浓度参数）为

$$\mathrm{dB}N_0=10\log_{10}(N_0)\ . \qquad (4)$$

当 DSD 给定的情况下，我们就能对雷达反射率因子 Z、降水率 R、液态柱水含量、雨滴总浓度等进行换算（Wen et al., 2016）。

此外，我们还计算了双频雷达的双频反射率因子差（Dual-Frequency Difference，简称 D_{FD}）和双频比（Dual-frequency Ratio，简称 Z_{DR}）：

$$D_{\mathrm{FD}}=Z_{\mathrm{Ku}}-Z_{\mathrm{Ka}}\ , \qquad (5)$$

$$Z_{\mathrm{DR}}=10\log_{10}\left(\frac{Z_{\mathrm{Ku}}}{Z_{\mathrm{Ka}}}\right)\ , \qquad (6)$$

D_{FD} 和 Z_{DR} 反映了降水粒子的微物理特征，对降水粒子尺度大小具有较好的指示作用。分析上述两个参数与 DSD 及 R 之间的关系，可以加深理解 DSD 模型的合理性程度及反演的降水率可靠性。

2.3 降水个例参数

本文结合了降水强度和分布及降水周围的气象场，选取了四个不同类型和区域的中尺度降水个例，分别是 2014 年 7 月 3 日中国东部季风期降水个例，2014 年 10 月 7 日西太平洋区域的台风降水个例，2014 年 11 月 4 日北太平洋风暴路径区域的锋面气旋降水个例，以及 2014 年 10 月 14 日美国中南部的飑线降水个例。这四个个例分别被标记为：东亚夏季风降水（C1）、西太平洋台风降水（C2）、风暴路径气旋降水（C3）和美国中部飑线降水（C4）。这四个个例的 DPR 四种降水产品样本数量见表 1。不难看出，DPR_MS 给出的样本量最多，KuPR 样本量与 DPR_MS 相近但稍少，KaHS 的样本量约为 DPR_MS 的 24/25，这与探测总像素点的数量比例一致，而 KaMS 的样本量明显少于其他三者，这些样本量差异由他们的探测方式所决定。

表 1 DPR 四种标准降水产品给出的东亚夏季风降水个例（C1）、西太平洋台风降水个例（C2）、风暴路径气旋降水个例（C3）和美国中部飑线降水个例（C4）的轨道号和样本数量

Table 1 The channel numbers and samples in four DPR (Dual-frequency Precipitation Radar) standard products for the four selected precipitation cases representing summer monsoon precipitation in East Asia (C1), typhoon precipitation in the western Pacific Ocean (C2), frontal cyclone precipitation within storm track (C3), and squall line precipitation in the central United States (C4), respectively

时间	轨道号	KaHS 样本量	KuPR 样本量	KaMS 样本量	DPR_MS 样本量
2014 年 7 月 3 日（C1）	001955	1763	1855	1387	1864
2014 年 10 月 7 日（C2）	003454	2553	2712	2229	2726
2014 年 11 月 4 日（C3）	003888	2113	2242	2056	2242
2014 年 10 月 14 日（C4）	003556	2163	2272	2092	2279

3 结果

3.1 降水水平分布

通常测雨雷达给出降水的水平分布主要以地表降水强度、降水回波顶高度等参量来表征，他们反映了不同强弱降水的空间分布和降水云垂直厚度的空间分布（傅云飞等，2003，2008，2012；刘鹏等，2012），进而可以对降水系统发展过程进行推断。图 1 为所选四个个例地表降水强度的水平分布以及个例对应的 500 hPa 位势高度场。从图中可以看到 C1 个例发生于中国东部，副高位于其南部，而降水系统北部被低气压覆盖，表明中层大气由南向北移动，反映了其降水系统受东亚夏季风控制。C1 个例的降水强度除 KuPR 给出了多个强雨团（大

于 20 mm h^{-1}）外，其他降水产品资料给出的降水强度均小于 10 mm h^{-1}，且这些降水强度的分布非常不均，这也属于中国东部夏季降水特点。C2 个例位于西北太平洋区域，是典型的台风降水个例，台风结构清晰可见。500 hPa 上的低压中心与台风中心十分接近，其地表降水强度为四个个例中，在台风眼墙附近 KuPR 和 DPR_MS 探测到的降水率都超过 20 mm h^{-1}，而 KaHS 和 KaMS 给出的降水强度则小于 20 mm h^{-1}。C3 个例发生于北太平洋风暴轴区域，其降水强度最弱（四种降水产品给出的最大降水强度不足 10 mm h^{-1}），从 500 hPa 位势高度场上可以看出其位于温带气旋的暖锋上，属于这个区域常见的大范围稳定弱降水（Houze and Hobbs, 1982）。C4 个例位于美国中部，自东向西其 500 hPa 位势高度迅速降低，表明这次降水发生时中低层大气的气压梯度大，进而促进了对流系统的发生。从 C4 个例的降水强度分布看，存在一窄带状强降水，很可能是飑线降水，其强度超过 20 mm h^{-1}，在这个强降水窄带的后面，降水强度多小于 10 mm h^{-1}，其他三种降水产品给出的降水强度均小于 20 mm h^{-1}。

尽管四个个例的发生背景和地表降水水平分布各异，但其反映了一些一致的产品差异特征。总

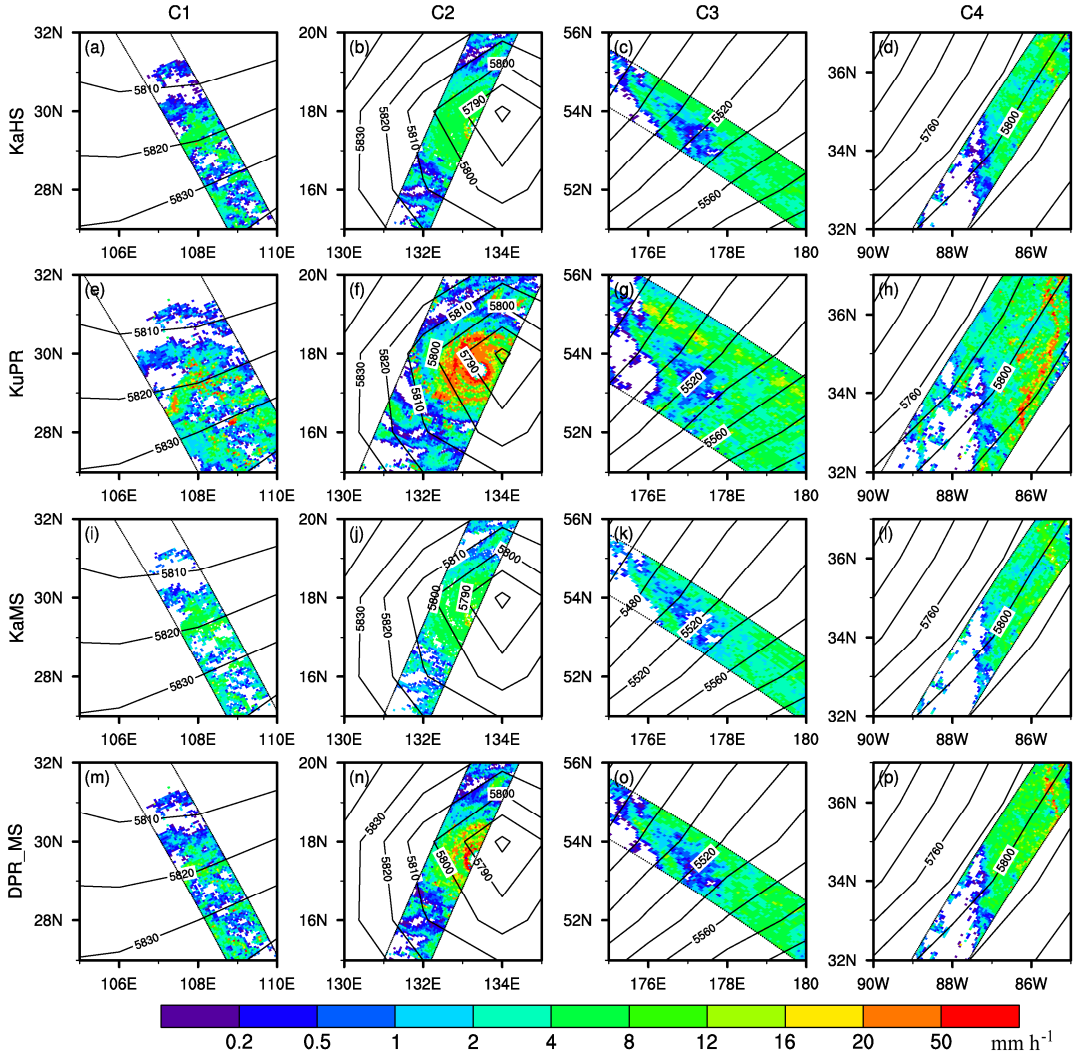

图 1　四个个例 DPR 四种降水产品中的近地表降水率分布。从左到右四列分别是东亚夏季风降水（C1）、西太平洋台风降水（C2）、风暴路径气旋暖区降水（C3）和美国中部飑线降水（C4）四个降水个例，从上到下四行分别为 KaHS、KuPR、KaMS、DPR_MS 四种降水产品，背景场为 500 hPa 位势高度（单位：gpm）

Fig. 1　Distributions of near surface rain rate for the four selected precipitation cases representing summer monsoon precipitation in East Asia (C1), typhoon precipitation in the western Pacific Ocean (C2), frontal cyclone precipitation in the warm area within storm track (C3), and squall line precipitation in the central United States (C4), respectively. KaHS: Ka-band high-sensitivity product; KuPR: Ku-band product; KaMS: Ka-band matched product; DPR_MS: dual-frequency product. The plot overlaps with 500-hPa geopotential height (units: gpm)

体上，图 1 表明 KuPR 给出的降水强度最强（Ku 波段适合探测相对强的降水），KaHS 给出的降水强度最弱（强降水对 Ka 波段的衰减大），DPR_MS 给出的降水强度介于 KuPR 和 KaHS 之间，而 KaMS 与 KaHS 给出的降水强度接近，但 KaMS 遗漏大量弱降水样本（同属一个频率，但 KaHS 敏感性高）。KuPR 和 DPR_MS 能够用于强降水结构的揭示，而 KaMS 和 KaHS 对强降水结构的探测效果弱。

为定量分析图 1 中四个个例的近地表降水强度分布，我们给出了他们的降水率概率密度分布（图 2），图 2 表明 KaHS 给出的降水强度中包含了很多弱降水，小于 0.5 mm h^{-1} 的比例达 24.5%（C1）、13.9%（C2）、7.6%（C3）和 9.9%（C4），而 KuPR 给出的降水强度中则包含了很多强降水，大于 10 mm h^{-1} 的比例分别为 10.7%（C1）、28.7%（C2）、3.6%（C3）和 13.0%（C4）。在地表降水强度 10 mm h^{-1} 附近，KaHS 和 KaMS 均给出了一个窄窄的高峰，同时当地表降水强度大于 10 mm h^{-1} 时，两种产品概率密度图中的面积非常小，这说明 KaHS 和 KaMS 降水产品在大于 10 mm h^{-1} 以上的降水方面存在低估。因 KuPR 在设计时的最小探测阈值为 0.5 mm h^{-1}，而 KaPR 的最小阈值为 0.2 mm h^{-1}，从

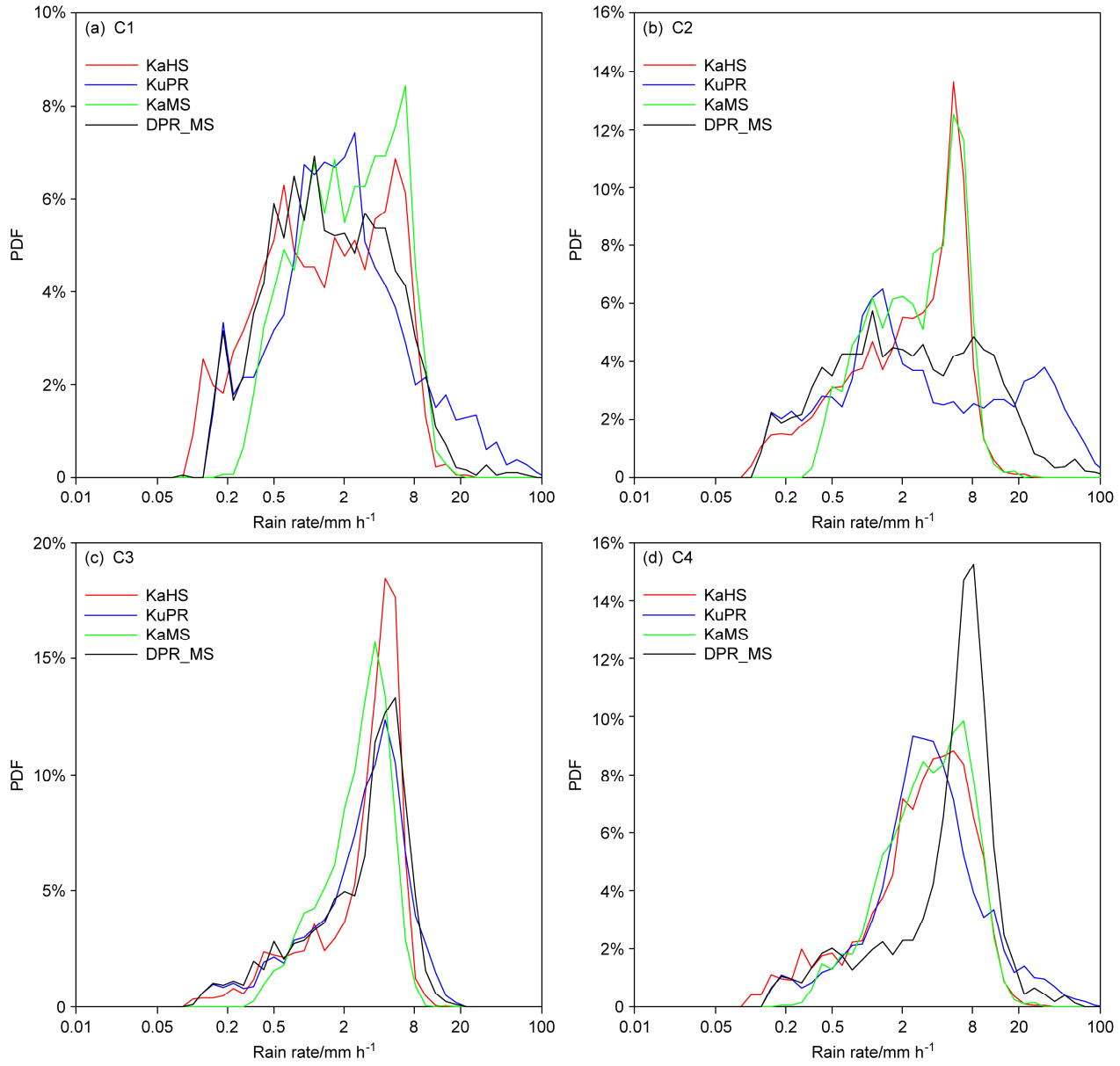

图 2 四个个例近地表降水率的概率密度分布

Fig. 2 Probability distribution functions (PDFs) of near surface rain rate for the four selected precipitation cases

而决定了这两部雷达对弱降水的探测能力的差异，图 2 表明，与 KuPR 探测的弱降水数量相比，KaHS 产品中存在更多小于 0.5 mm h^{-1} 的降水，其差异值分别为 9.3%（C1）、−1%（C2）、−0.5%（C3）、4.8%（C4）。然而，由于 MS 扫描方式的缺陷导致了 KaMS 的信噪阈值过高，为此四个个例中 KaMS 给出的弱降水比例均明显低于其他三种降水产品。DPR_MS 给出的降水率分布并非全部位于 KaMS 和 KuPR 之间，如在 C4 个例中，DPR_MS 给出 1～5 mm h^{-1} 的数量比 KuPR 低约 32%，而大于 5 mm h^{-1} 的数量却比 KuPR 多 31%，在 C1 个例中，DPR_MS 给出 5 mm h^{-1} 以下的比例比 KaMS 多 7%，而 5 mm h^{-1} 以上的比例则比 KaMS 少 7%。这反映了 DPR_MS 降水产品反演算法具有独立性。

降水回波顶高度与云中上升气流强弱及稳定度休戚相关（Houze et al., 1993; Chen et al., 2016）。在利用 TRMM PR 探测的降水回波顶高度时，该高度通常定义为 PR 廓线中出现大于信噪阈值的最高层高度（傅云飞等，2012）。但在实际探测中，由于 KaPR 的噪声较强，为了减小此影响，DPR 单频反演的降水产品中降水回波顶高度的定义为连续 6 层（KaHS 为 3 层）反射率大于信噪阈值的最高层高度。而对于双频反演产品的降水回波顶高度，则由双频反演算法来确定。

图 3 为所选个例的降水回波高度水平分布，图中叠加了 ECWMF（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts）850 hPa 位势高度场，其验证了图 1 所述的四种降水系统的气压背景，进一步表明四种降水系统发生背景场的各异性。就 KuPR 探测结果而言，台风个例的回波顶高度最高，在台风眼壁附近 KuPR 探测的降水回波顶高度可达 12 km 以上，位于中国东部的夏季风降水个例（C2）

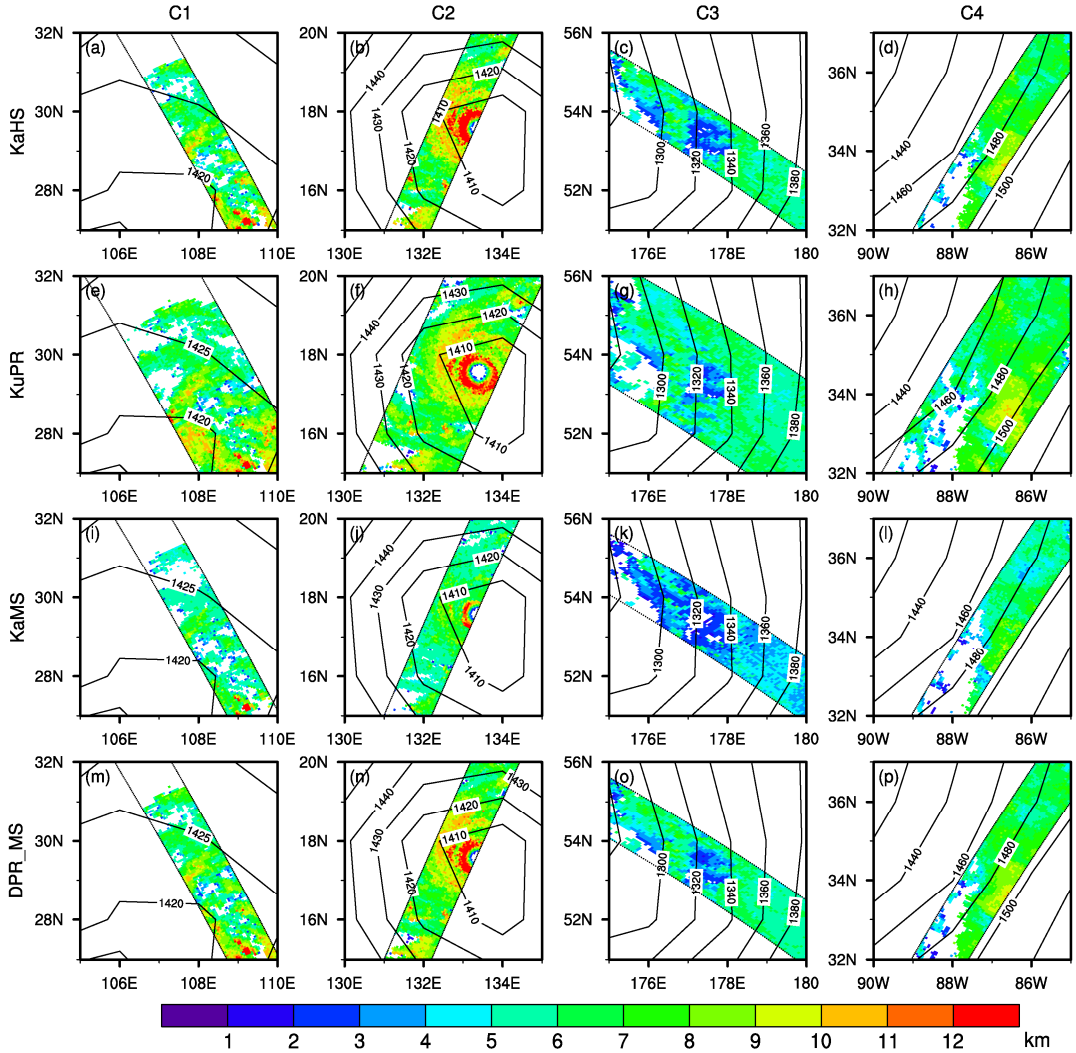

图 3　同图 1，但为四个个例 DPR 四种降水产品给出的降水回波顶高度分布，背景场为 850 hPa 位势高度（单位：gpm）

Fig. 3　As in Fig. 1, but for distributions of storm top height for the four selected precipitation cases, the plot overlaps with 850-hPa geopotential height (units: gpm)

的最高降水回波顶高度也可达 11 km 以上，美国飑线降水个例（C4）回波顶最大高度在 10 km 左右，而位于风暴路径的降水个例（C3）回波顶高度多低于 9 km。与 KuPR 的探测结果相比，KaHS 给出的降水回波顶高度更高，因为 KaHS 能很好地捕捉了相对小的雨粒子回波信号（回波阈值为 10.2 dB*Z*），而 Ku 波段的波长较长，对小的雨粒子的敏感性较弱，所以在探测降水回波顶高度上 KaHS 要优于 KuPR。DPR_MS 给出的降水回波顶高度基本与 KuPR 给出的一致，估计 DPR_MS 产品中的降水回波顶高度是由 KuPR 给出。相比之下，KaMS 给出的降水回波顶高度最低，是因为 KaPR 做匹配扫描时其最小回波阈值变大（为 16.47 dB*Z*）所造成的。

图 4 进一步给出了所选个例降水回波顶高度的谱分布，从中能看到图 3 所不能显现的信息。降水回波顶高度谱分布表明：KaHS 给出的雨顶高度最高；DPR_MS 与 KuPR 给出的降水回波顶高度一致，且两者比 KaHS 给出的降水回波顶高度稍低；KaMS 的雨顶最低，其原因前面已做阐述。值得一提的是，这四个降水个例的云中冻结层高度还有所差异，分别为 5.5 km（东亚夏季风降水个例）、6 km（台风降水个例）、3 km（风暴路径暖锋降水个例）和 4.5 km（美国中部飑线降水个例），而 KaMS 在这个高度上均出现了降水回波顶高度谱的峰值，可能是由于 KaMS 遗漏了冻结层以上的弱降水信号，其原因仍需进一步探究。

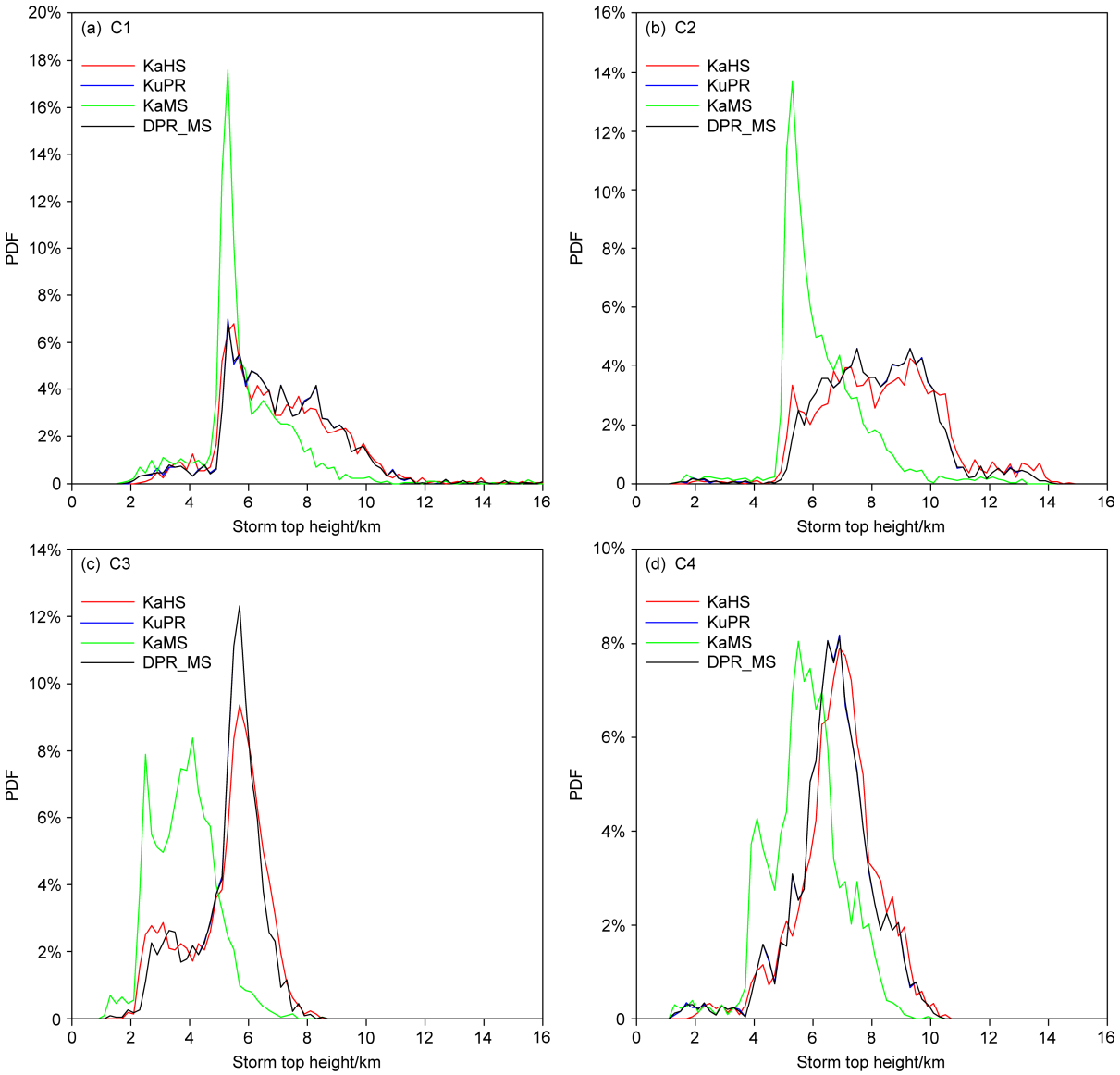

图 4　四个个例雨顶高度的概率密度分布

Fig. 4　PDFs of storm top height for the four selected precipitation cases

3.2 降水垂直结构

根据雷达探测原理（张培昌，2001），雷达测得的降水回波垂直分布反映了云中液态或固态或两者混合态粒子在垂直高度上的分布情况，显然云中上升运动越强，云滴粒子会漂浮越高，从而雷达回波图上的高处便会出现相对大的回波强度。依据这一原理，以下将对 DPR 四种降水产品给出的降水垂直结构进行分析，以明晰 KaHS、KuPR、KaMS 和 DPR_MS 给出降水垂直结构的差异。

首先我们以所选台风为例，来考察 KaHS、KuPR、KaMS 和 DPR_MS 给出经过台风眼的垂直剖面上的信息（如图 5 所示），该剖面为 NS 的第 13 个扫描位置，MS 和 HS 的第 1 个扫描位置。这种反映台风降水垂直结构的雷达回波剖面图，也有

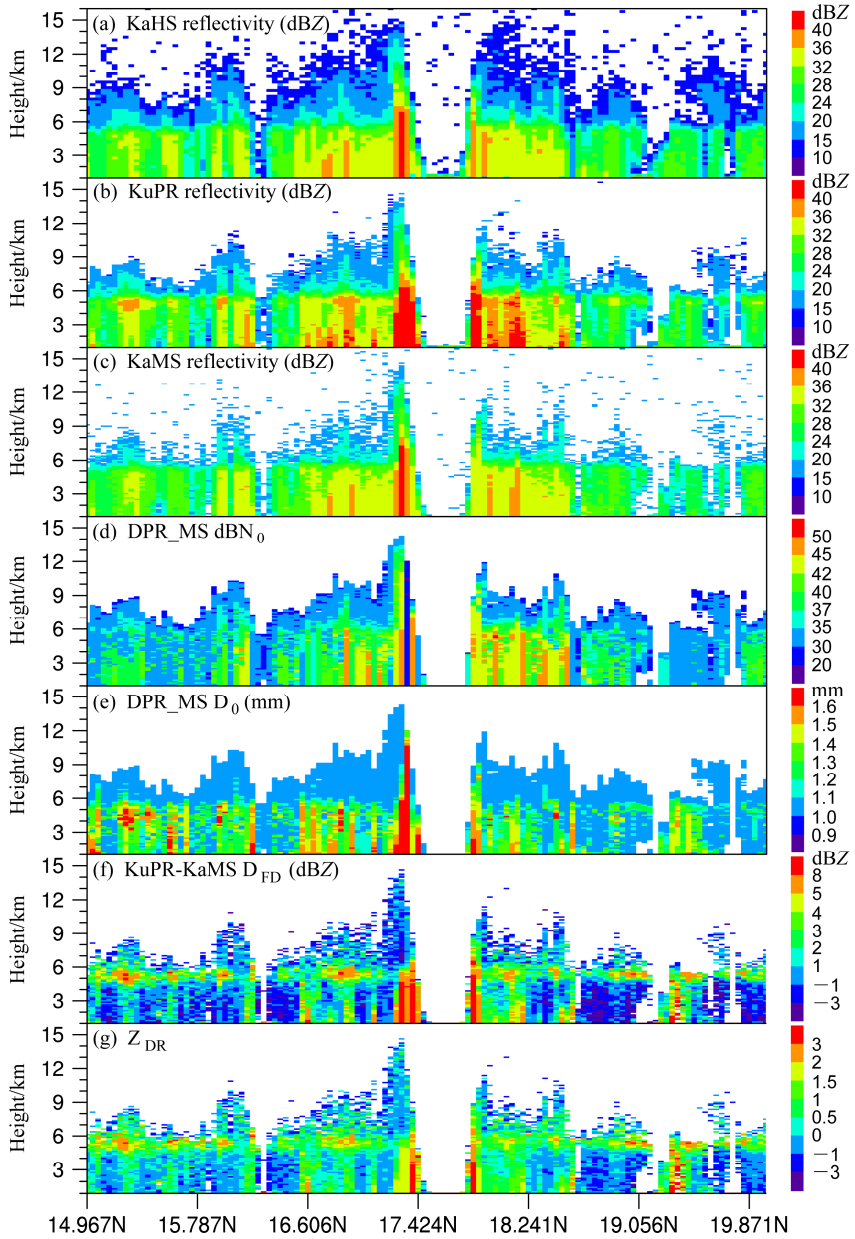

图 5 西太平洋台风降水（C2）个例中沿台风眼（NS 的第 13 个扫描位置，MS 和 HS 的第 1 个扫描位置）的垂直剖面：（a）KaHS 反射率；（b）KuPR 反射率；（c）KaMS 反射率；（d）粒子浓度（DPR_MS 的 DSD 参数）；（e）有效粒子半径（DPR_MS 的 DSD 参数）；（f）KuPR 和 KaMS 的双频差；（g）KuPR 和 KaMS 的双频比

Fig. 5 Cross sections of typhoon precipitation in the western Pacific Ocean along the 13th footprint of NS (Normal Scan) or the first footprint of MS (Matched Scan) and HS (High-sensitivity Scan) that passed through the typhoon eye: (a) KaHS reflectivity; (b) KuPR reflectivity; (c) KaMS reflectivity; (d) the droplet concentration given by DPR_MS; (e) effective droplet radius given by DPR_MS; (f) dual-frequency difference of KuPR and KaMS; (g) dual-frequency ratio of KuPR to KaMS

不少学者采用（何会中等，2006; Cairo et al., 2008; Fu et al., 2013）。图 5 中的参量有四个产品给出的雷达反射率因子、dBN_0（粒子浓度参数）、D_0（粒子有效半径）、D_{FD}（由 KaMS 与 KuPR 的回波计算得到）和 Z_{DR}。

图 5a–c 表明在台风眼内，KaHS、KaMS 与 KuPR 给出的反射率因子均小于他们各自的最小阈值，即表明在台风眼内不存在降水；在台风眼壁附近，反射率因子最大，降水回波顶高度也最高（15 km 左右），表示这里对流旺盛和强大；台风眼壁之外的降水回波反射率因子逐渐减小且分布不均，相对而言 KuPR 能给出清晰的零度层亮带，估计 Ka 波段衰减多，所以亮带不够清晰。从图 5d–e 可以看出，台风两侧眼壁的粒子谱分布存在差异，台风左眼壁雨粒子尺度大、浓度小，而右眼壁则相反。综合图 5a–e，可以得出台风左右两侧眼壁强回波的形成缘由有所不同，台风左侧眼壁的强回波是由大的雨粒子引起的，而右眼壁的强回波则归因于雨粒子的高浓度。对于台风不同部位的粒子大小和浓度分布不均性，我们以后会进一步分析。根据雷达反射率因子的物理原理，双频雷达的反射率因子差和比，反映了雨粒子的尺度信息（Beauchamp et al., 2015）。因此由图 5f–g 可见台风左眼壁 D_{FD} 和 Z_{DR} 均较右眼壁的大，同时这两个参量在零度层附近也较大，由此可见他们可以表征零度层的位置。

此外，对比 KaHS、KuPR 及 KaMS 的反射率因子（图 5a–c），不难发现 Ka 波段回波的噪声较 Ku 波段的多，因此 KaMS 设定来了高的回波阈值（16.7 dBZ），极大地影响了 KaMS 对弱信号的捕捉；幸而，因 KaHS 的信号灵敏度（10.2 dBZ）高，受噪声的影响小，因而 KaHS 对小粒子及弱降水具有很高敏感性。图 5a-c 显示了 KaHS 指示的台风降水回波顶高度明显高于 KuPR 和 KaMS，这与前面的分析结果一致。

图 6 是所选个例的 KaHS、KuPR、KaMS 给出的反射率因子的二维（高度/回波强度）概率密度分

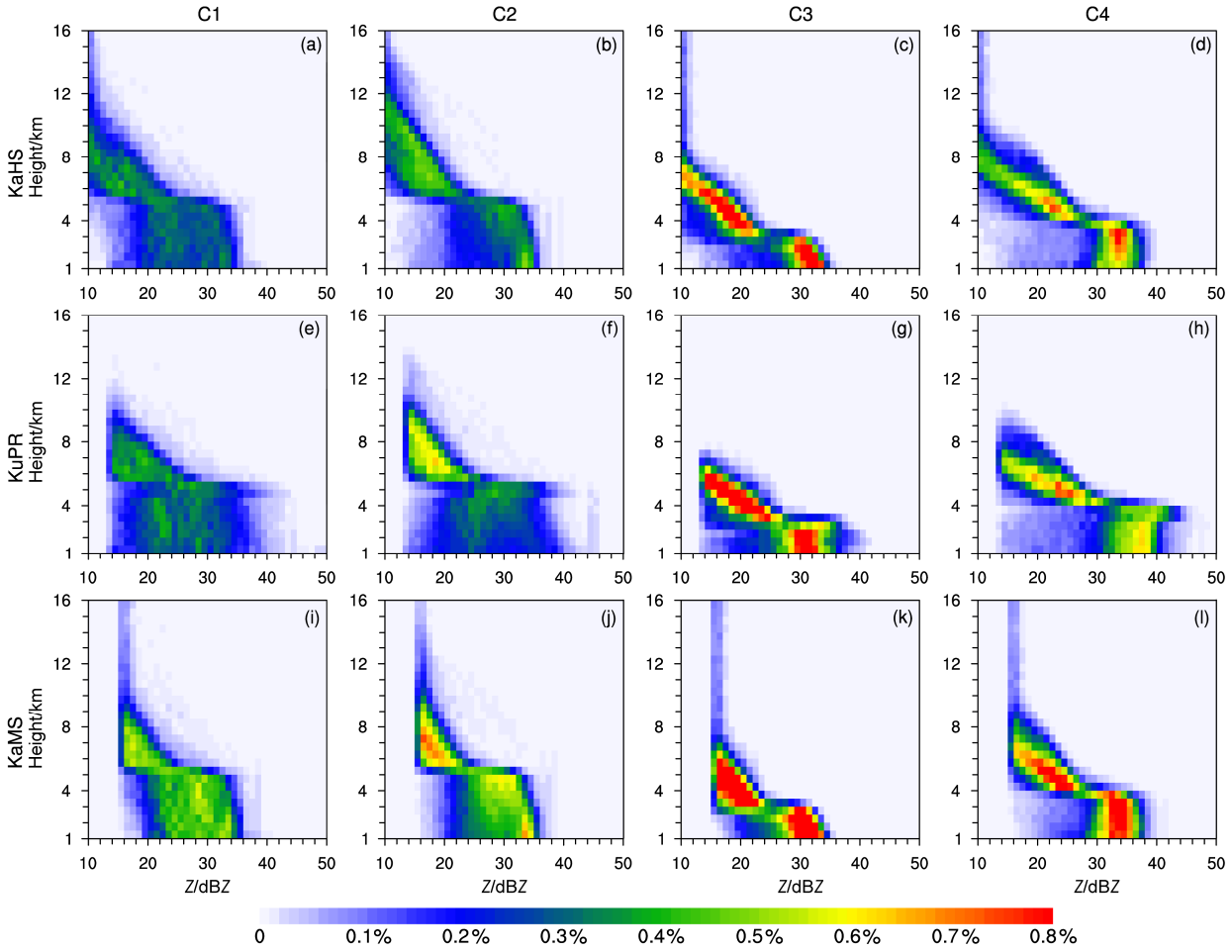

图 6 所选个例回波廓线的二维概率密度分布

Fig. 6 Distributions of two-dimensional PDF in height and echo reflectivity (Z) for the four selected precipitation cases

布，由图中可以看出，尽管有回波阈值的限制，但 Ka 波段在降水云的上部依然存在很多噪声。为避免这些噪声造成降水回波顶高度的误判，在计算降水回波顶高度时，需采取更严格的判别方式，而不仅仅是大于回波阈值的最大出现高度（Toyoshima et al., 2015）。该图的第二个特征是 KaHS、KuPR、KaMS 均给出了明显的冻结层高度，即在 5.5 km（C1、C2）、3 km（C3）和 4 km（C4）附近都存在一个回波的突增（即回波亮带），说明 Ka 波段和 Ku 波段对降水亮带的识别具有一致性。在 DPR 降水识别中，亮带信息是通过计算回波廓线的斜率极值以及对比相邻像元得到的（Iguchi et al., 2010）。该图的第三个特征是 KuPR 的反射率因子分布区间最宽，表明它对强降水的观测性能好，且降水粒子对它波束的衰减也小。KaHS 的回波最高，表明其能很好地观测雨顶的弱降水信号，这与前面分析的一致。

前面的分析已经表明降水回波强弱不仅与降水粒子大小有关，而且还受到粒子浓度的影响。图 7 和图 8 所示为 DSD 的粒子浓度参数 dBN_0 及有效

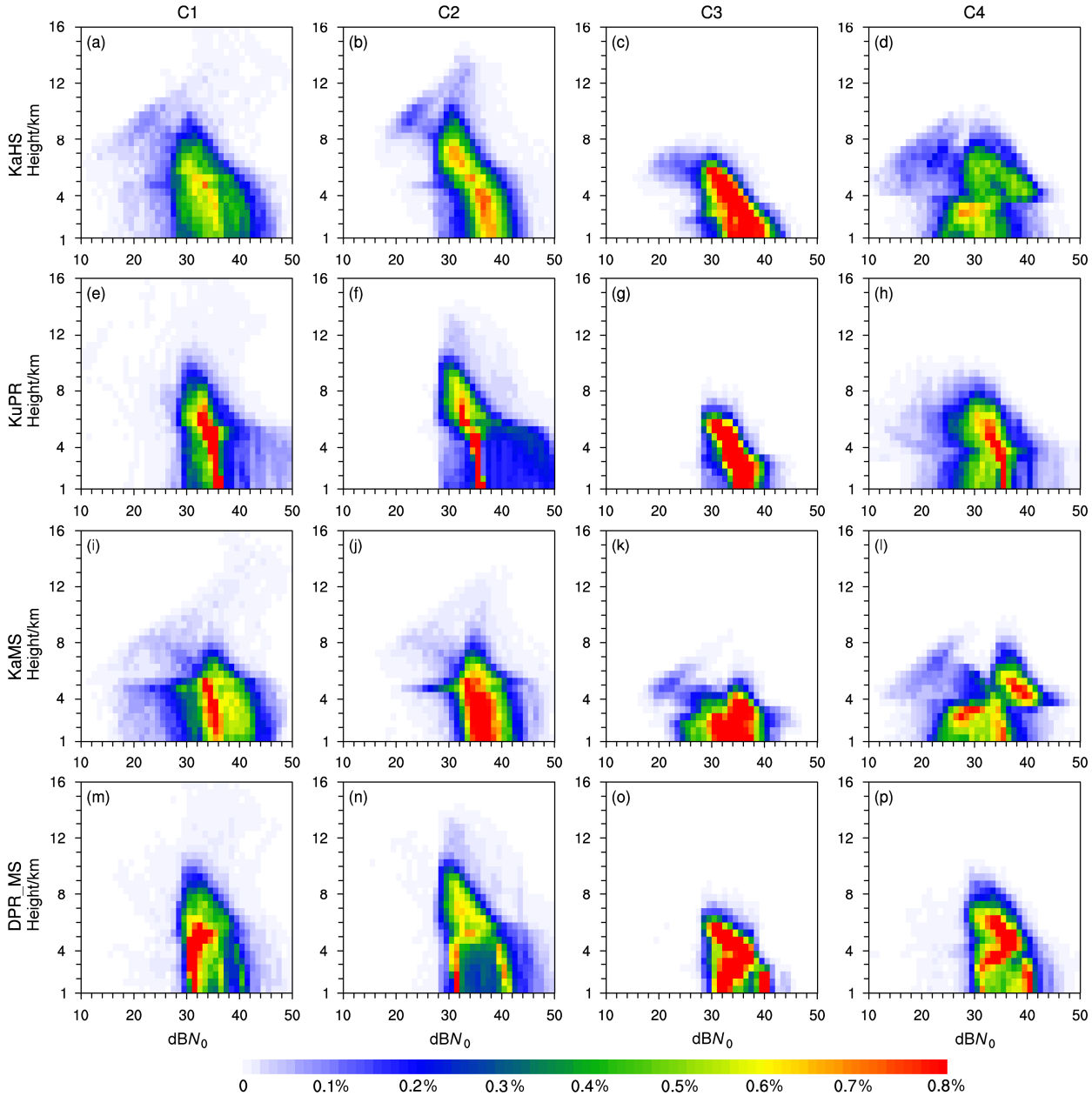

图 7　同图 6，但为所选个例粒子浓度参数 dBN_0 廓线的二维概率密度分布

Fig. 7　As in Fig. 6, but for distributions of two-dimensional PDF in height and droplet concentration (dBN_0) for the four selected precipitation cases

粒子半径 D_0 的二维概率密度分布。各产品的 d$B N_0$ 几乎都在 10 至 50 之间（图 7），而 D_0 则位于 1 至 3.5 之间（图 8），但产品间存在较大差异。由图 7 所反映的粒子浓度参数中，DPR_MS 的近地表 d$B N_0$ 都位于 30 至 50 之间，与地基实验观测结果相吻合；KaHS、KuPR、KaMS 的近地表 d$B N_0$ 中有大量位于 30 以下，与前人研究结果有差异（Bringi et al., 2003; Chen et al., 2013；Wen et al., 2016）。此外，在图 8 中，DPR_MS 的 D_0 的二维概率密度分布连续（图 8m–p），而单频产品的 D_0 的二维密度分布则存在一个外边框（图 8a–l），可能是由于单频产品中 D_0 的算法阈值（冻结层以下的 D_0 的最大值为 2.2，冻结层以上线性递减）所限制，但遗憾的是，此阈值未在 DPR 的官方说明文档中详细提及。上述现象说明了双频反演的 DSD 参数其精度最高，最符合实际。

由于降水系统不同，各个例的 DSD 参数存在较大差异。不同的降水强度和降水类型对应不同的

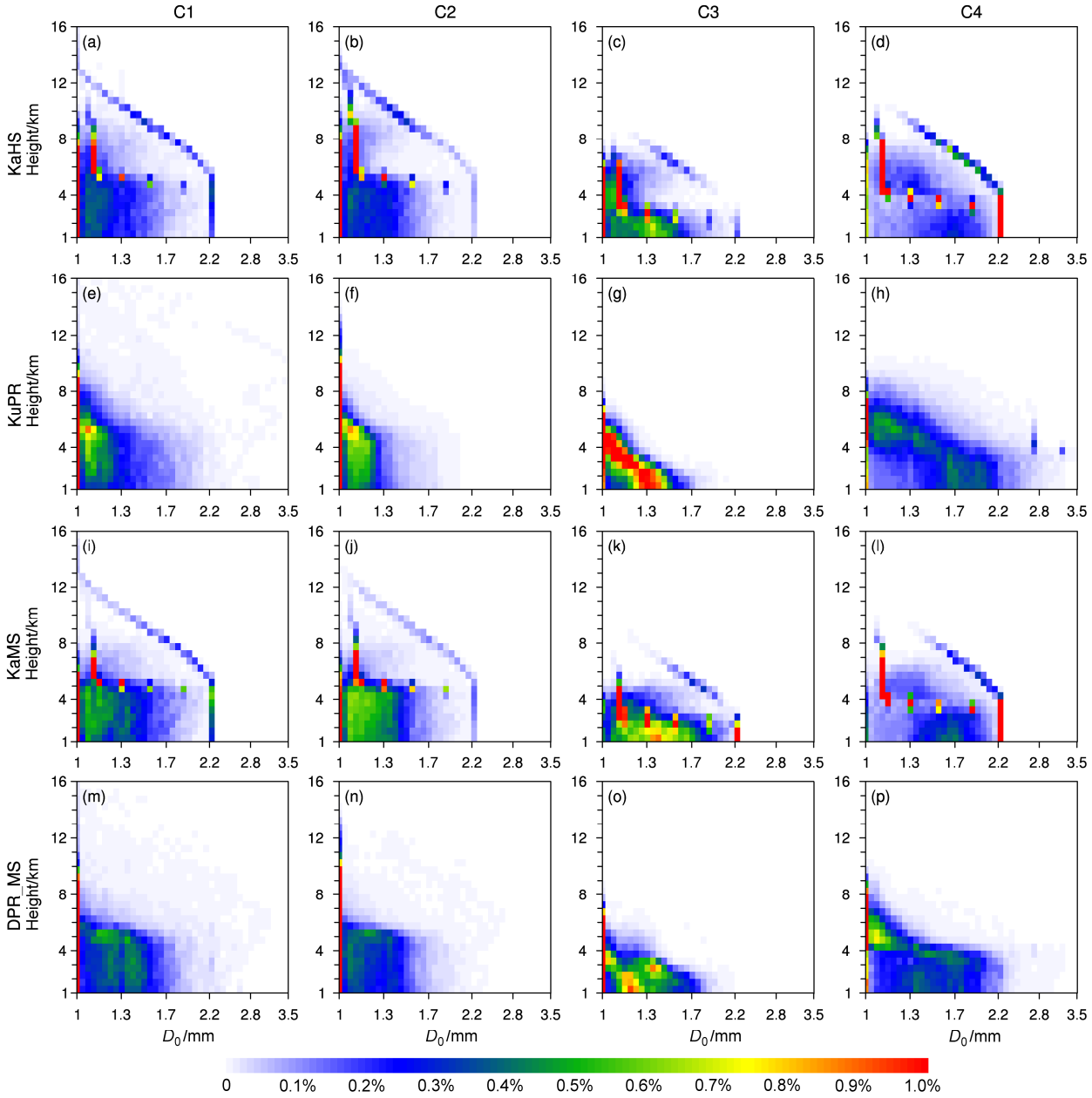

图 8 同图 6，但为所选个例有效粒子半径 D_0 廓线的二维概率密度分布

Fig. 8 As in Fig. 6, but for distributions of two-dimensional PDF in height and effective droplet radius (D_0) for the four selected precipitation cases

粒子谱。例如，C3 个例的降水有效粒子半径明显小于其他三个个例，代表风暴路径上的气旋暖区降水粒子尺度较小；C2 个例的 dBN_0 较其他三者大，代表台风降水的降水粒子浓度高。基于 GPM DPR 提供的良好平台，我们对双频反演的 DSD 廓线的统计研究也正在进一步开展。

3.3 降水产品差异

3.1 节和 3.2 节中指出，DPR 各产品所指示的降水水平分布与垂直结构间存在较大差异。为了具体分析这些差异、确定各单频反演产品与 DPR_MS 间的相关性，我们将通过参数化的方法对 DPR 各产品的地表降水率、雨顶高度等参量进行更深层次的探究。

图 9 给出了所选个例沿 NS 各扫描位置（也称为扫描足印）的平均样本量、近地表降水强度和降水回波顶高度的分布，图 9a–d 清楚地显示 DPR_MS、KuPR 和 KaHS 的样本量几乎一致，KaMS 的样本量却明显偏少，表明 KaMS 扫描方式损失了一些探测样本。因每个 NS 位置的样本数均大于 30 个，故以下均值基本有效（作为个例分析而言）。图 9e–h 为沿 NS 扫描各位置上四种降水产品的平均降水强度，可反映同一 NS 扫描位置上这些平均降水强度的差异，从中可以看到 KaHS 的近地表平均降水率明显弱于 KuPR，这在台风强降水情形下更为突显，如台风降水个例中 NS 扫描位置自 13 至 25（图 5f），KuPR 和 DPR_MS 给出的平均降水强度明显高于 KaHS 和 KaMS，降水率差值最大处可达 15 mm h^{-1}（KuPR 降水强度是 KaHS 的 3 倍多），说明 Ka 波段并不适合强降水的探测。降水回波顶高度的沿 NS 各扫描位置的分布（图 5i–l）表明：KaHS 的降水回波顶高度比 DPR_MS 和 KuPR 的平均高出约 0.1～0.2 km；而 KaMS 比 DPR_MS 的降水回波顶低约 1 km，这也反映了 KaMS 给出的降水回波顶高度不真实。

图 10 是单频反演产品（KaHS、KuPR 和 KaMS）与双频反演产品（DPR_MS）间的近地表降水强度

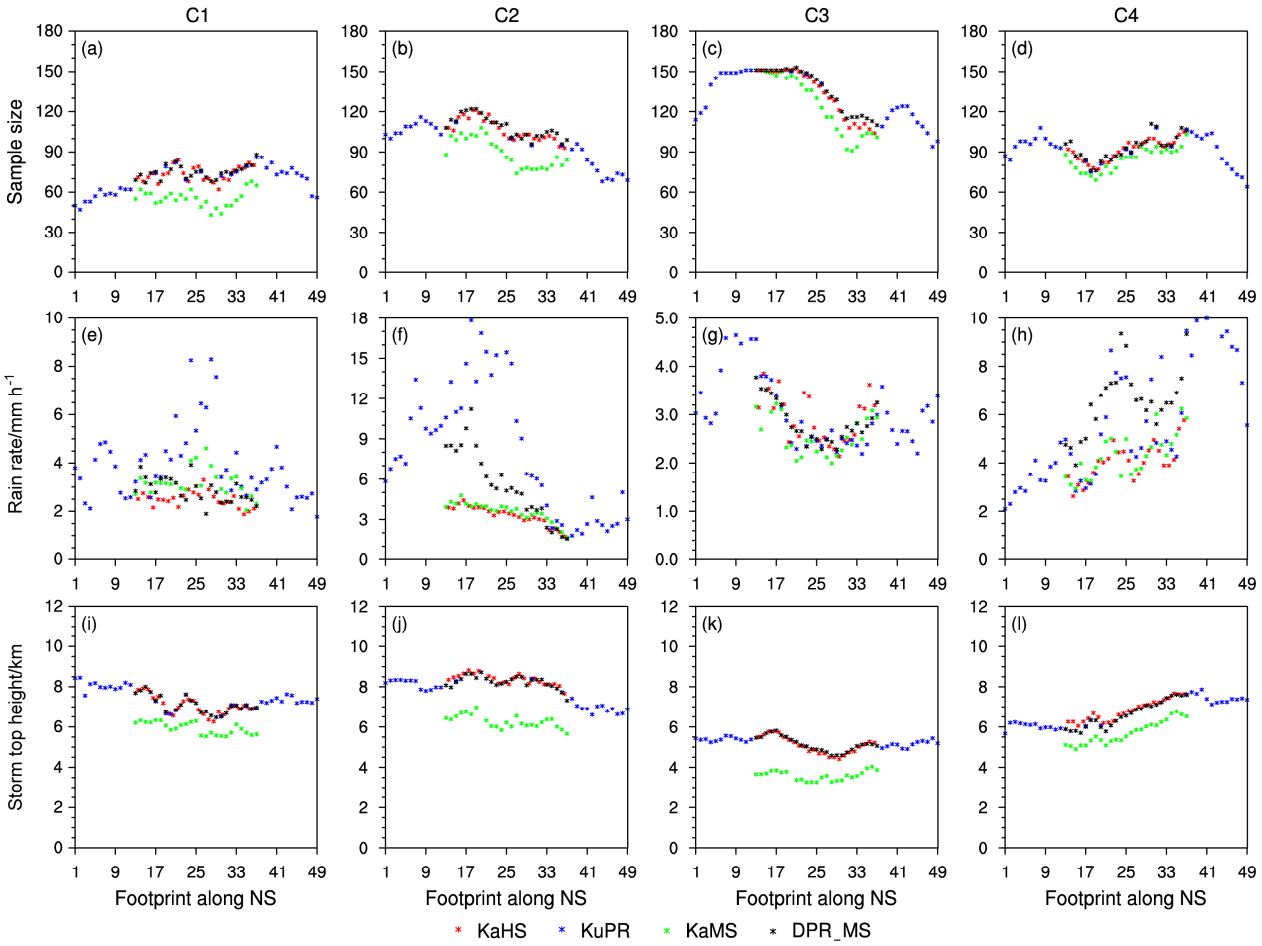

图 9 所选个例沿 NS 扫描位置的平均样本量、地表降水率和雨顶高度

Fig. 9 Average sample size, near surface rain rate, and storm top height along the footprint of NS for the four selected precipitation cases

散点分布。尽管四个个例的降水分布各有不同，但各单频反演产品与 DPR_MS 的降水强度关系几乎一致。由图 10a–d 可以看出，KaHS 与 DPR_MS 间的降水强度散点分布呈现为一个折线形。当降水强度小于约 7 mm h^{-1} 时，KaHS 与 DPR_MS 的平均降水强度近似；而当降水强度大于约 7 mm h^{-1} 时，KaHS 的降水强度则明显低于 DPR_MS。因此，含较多弱降水样本的 C1 和 C3 个例，其 KaHS 与 DPR_MS 间的降水偏差绝对值远小于 C2 和 C4 个例。从图 10e–h 可以看出，KuPR 与 DPR_MS 的降水强度间具有很好的相关性，相关系数分别达到 0.603（C1）、0.728（C2）、0.833（C3）和 0.69（C4）。当降水强度小于 7 mm h^{-1} 时，KuPR 与 DPR_MS 间的差异较小；但对于 7 mm h^{-1} 以上的降水样本而言，KuPR 的地表降水强度明显大于 DPR_MS。对比图 10a–d 和图 10i–l，KaMS 与 DPR_MS 间的降水强度关系与 KaHS 类似，但由于 KaHS 的降水样本与 DPR_MS 间存在空间位置上的差异，故而 KaMS 与 DPR_MS 间降水强度的相关性略高于 KaHS。

此外在图 10e–h 中，当 DPR_MS 近地表降水强度小于 3 mm h^{-1} 时，KuPR 与 DPR_MS 间的近地表降水强度散点分布趋近为两条不相交的线。DPR_MS 在其中一条线上的降水强度小于 KuPR，另外一条线则恰好相反。为揭示产生这一现象的原因，我们选取美国中部飑线降水个例（C4），对图 10h 两条线上降水样本的回波廓线进行了进一步分析。

如图 11 所示，在降水率小于 3 mm h^{-1} 的限制下，两种降水样本的回波廓线中均存在明显的冻结层，表明两种降水样本均包含了大量的层云降水。在回波廓线的冻结层高度以上区域，两种降水样本的 KuPR 与 KaMS 回波廓线均十分接近；但在冻结

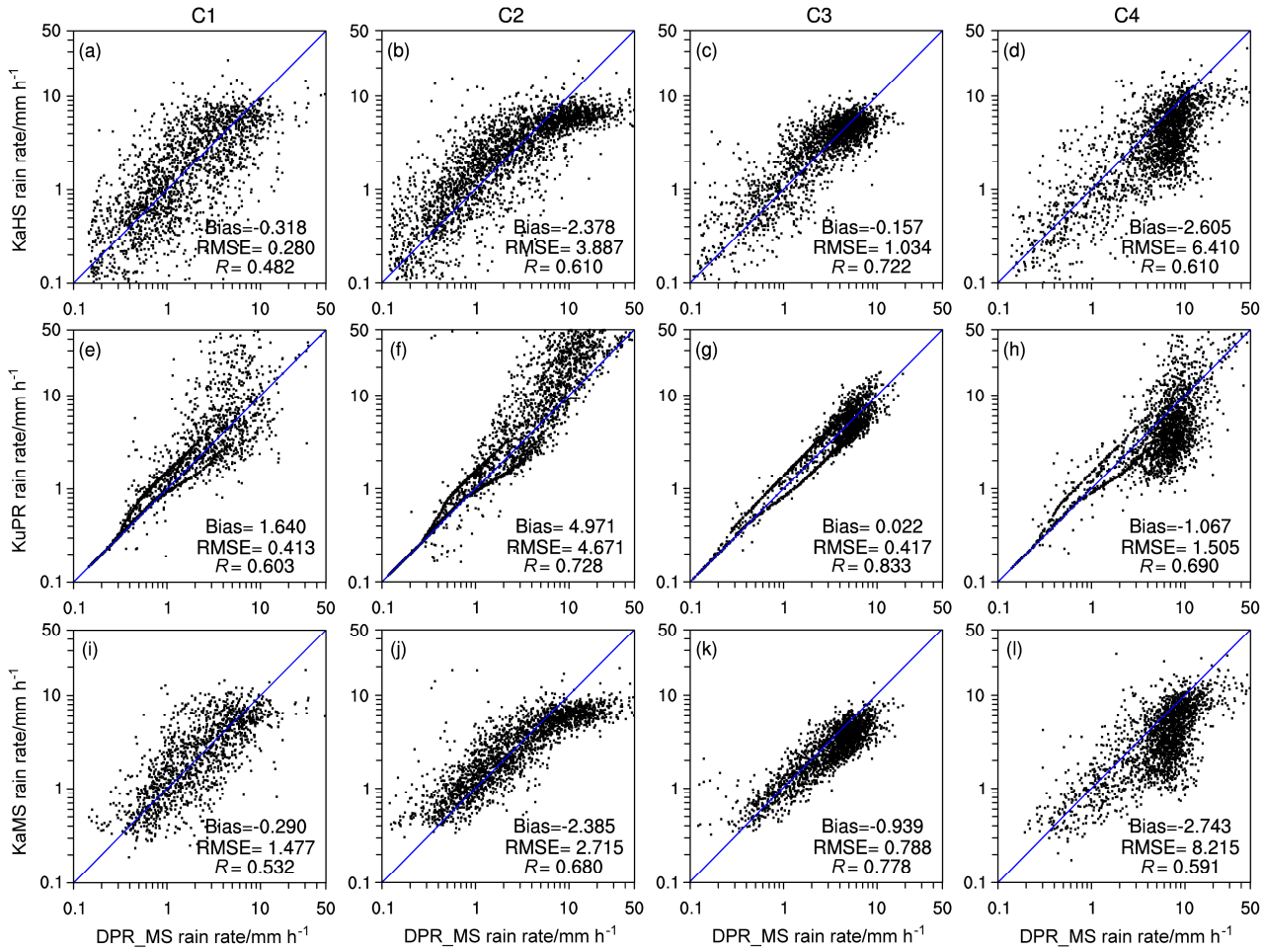

图 10 四个个例的各单频反演产品与 DPR_MS 的近地表降水强度散点分布。KaHS 的散点取最近点

Fig. 10 Scatter plots of near surface rain rate of single-frequency product versus DPR_MS for the four selected precipitation cases. KaHS samples are taken as the nearest footprints to DPR_MS

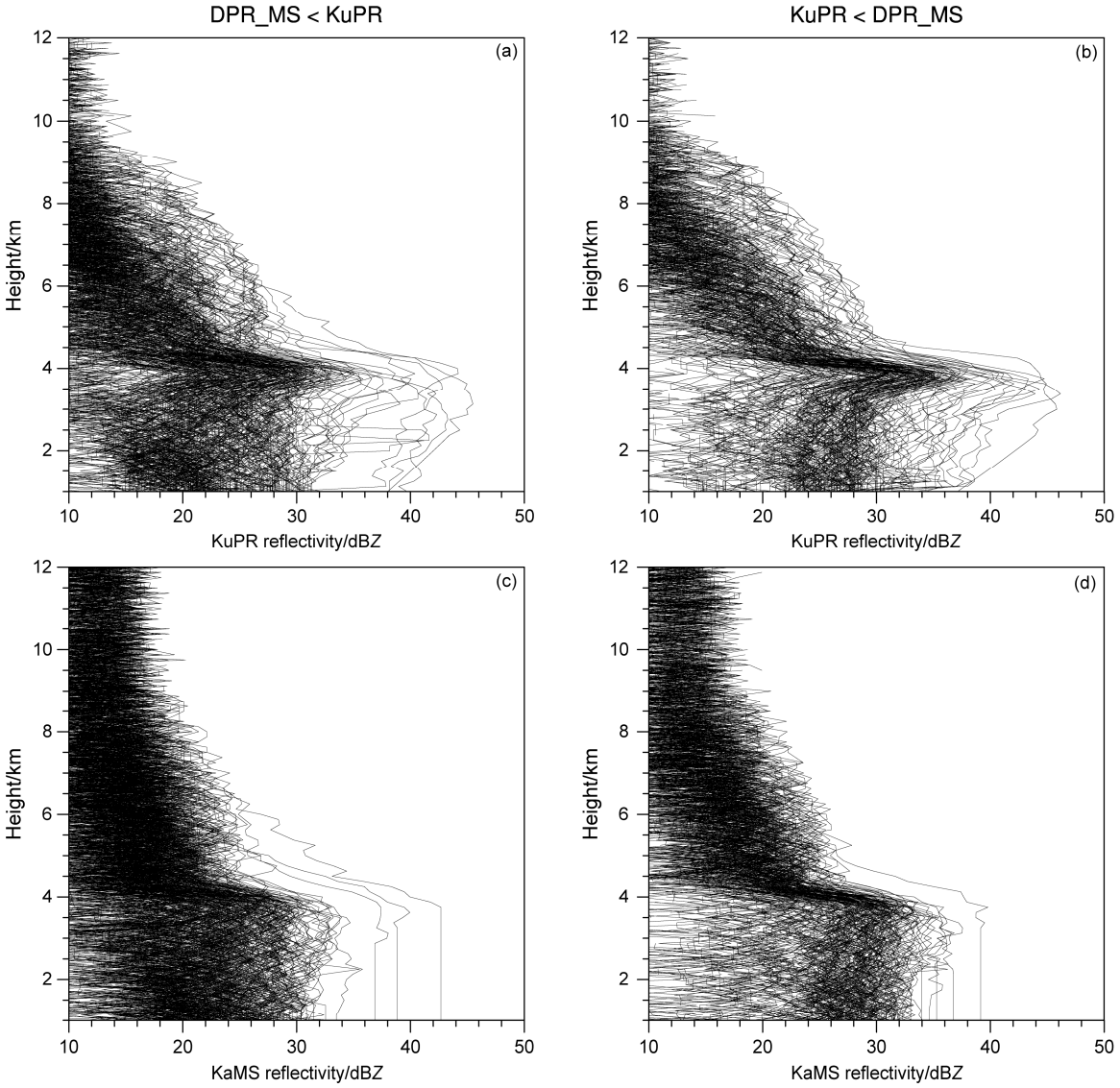

图 11　美国中部飑线降水个例中降水率 3 mm h^{-1} 以下的两种类型降水样本的回波廓线面条图

Fig. 11　Spaghetti diagrams for vertical reflectivity profiles of two types of precipitation samples along the squall line in the central United States

层高度以下区域，降水强度 KuPR＜DPR_MS 的样本其回波强度明显更强，表明 KuPR＜DPR_MS 的样本中路径积分衰减（Path Integrated Attenuation，简称 PIA）更大。在 DPR_MS 的降水反演算法中，对于 PIA 较大的样本，选取后向反演模式进行降水反演；对于 PIA 较小的样本，则选取前向反演模式进行降水反演（Iguchi et al., 2010），故 KuPR 和 DPR_MS 的地表降水强度散点图呈现出两条线。同时，PIA 较大往往代表了近地表降水强度更强，对比两种降水样本的降水强度，也反映了对于 3 mm h^{-1} 以下的降水而言，DPR_MS 反演的降水较 KuPR 更为合理。

图 12 给出各单频反演产品与 DPR_MS 间的回波顶高度的散点分布。由图 12a–d 可以看出，KaHS 的回波顶高度略高于 DPR_MS，对于 C2 和 C4 个例，此差异约为 0.11 km；对于 C1 和 C3 个例，则差异较小，这与 Toyoshima et al.（2015）的研究相符。图 12e–h 表明，KuPR 的回波顶高度与 DPR_MS 几乎一致，相关系数接近 1.0，说明 DPR_MS 的回波顶高度基本上完全依赖于 KuPR 的回波。由图 12i–l 可以看出，KaMS 回波顶高度比 DPR_MS 平均低 1～2 km，且相关系数属三种产品中最低，进一步说明了 KaMS 对降水上层的小粒子不敏感，因此不适合应用于回波顶方面的研究。

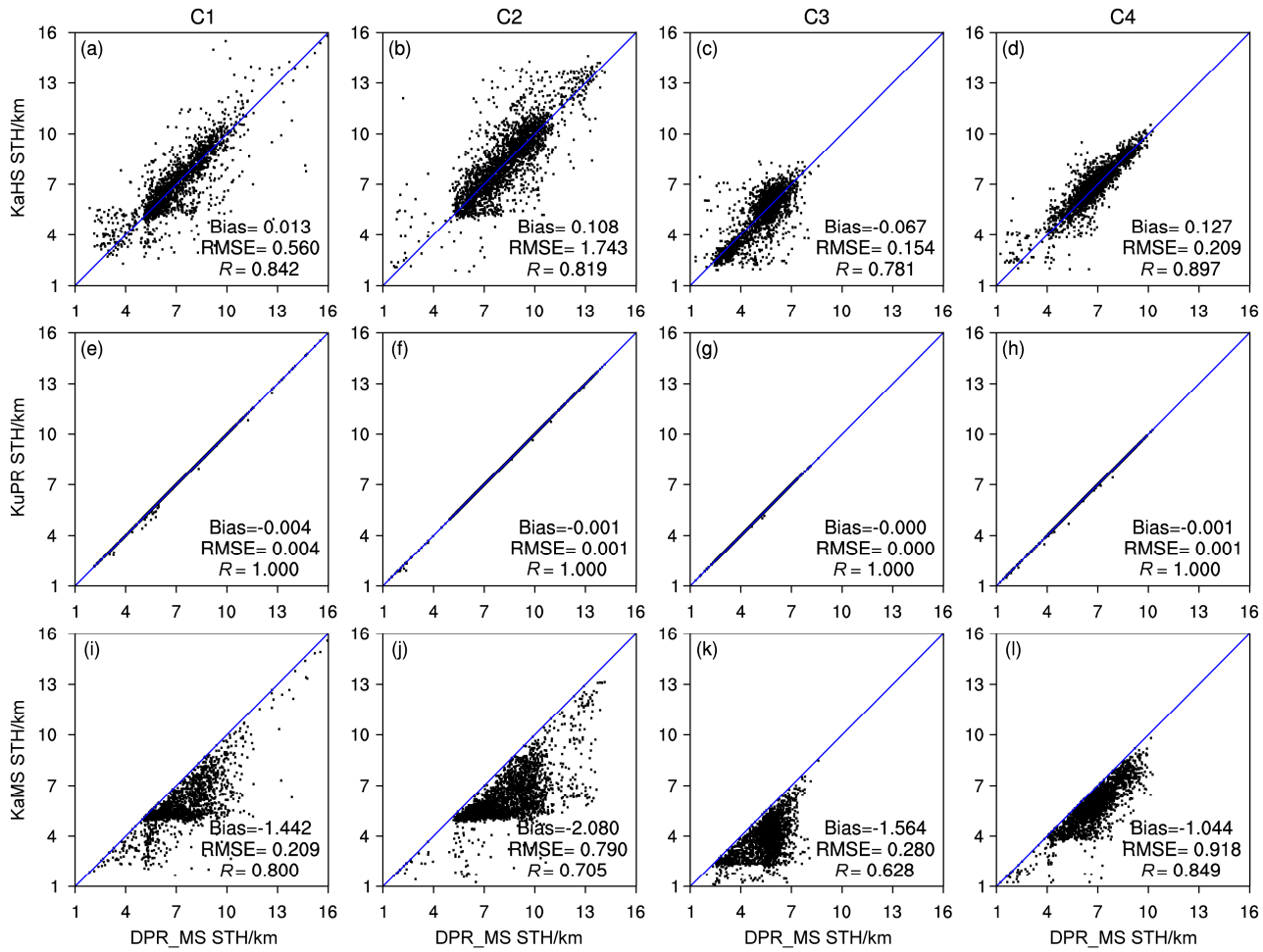

图 12 四个个例的各单频反演产品与 DPR_MS 的回波顶高度散点分布。KaHS 的散点取最近点

Fig. 12 Scatter plots of storm top height (STH) of single-frequency product versus DPR_MS for the four selected precipitation cases. KaHS samples are taken as the nearest footprints to DPR_MS

4 结论

本文基于 GPM 卫星的双频测雨雷达的探测结果，分析了 2014 年东亚夏季风降水（C1）、西太平洋台风降水（C2）、风暴路径气旋暖区降水（C3）和美国中部飑线降水（C4）四个中尺度降水系统。目的在于揭示四个中尺度降水系统的水平结构及垂直结构，以及 DPR 双波段及四种产品对降水结构的不同响应，为进一步研究利用 DPR 降水产品以及数值模式模拟研究降水系统提供基础。

论文首先分析了首先分析了四个降水系统的位势高度、地表降水强度、降水回波顶高度等水平分布特征。研究结果表明，东亚夏季风降水（C1）个例的 500 hPa 位势高度由南向北递减，位于副高北部，降水系统受夏季风控制，其地表降水强度的分布非常不均，包含了多个强降水雨团，整体的回波顶高度较高（局部可达 11 km）。台风降水（C2）个例中，台风眼是中低层大气的低压中心，地表降水强度属四个个例中最强，回波顶高度最高（可达 12 km 以上）。风暴路径气旋暖区降水（C3）从位势高度场看处于暖锋上，其个例中包含了大范围的稳定弱降水，其雨顶高度最低（多低于 9 km）。美国中部飑线降水（C4）个例中气压梯度大（500 hPa 等位势高度线密集），导致窄带状强降水（飑线降水）产生，最高回波顶高度约为 10 km。尽管四个降水个例发生背景和水平分布各异，但却反映了一致的产品差异特征：KuPR 探测的降水强度最强，但对 0.5 mm h^{-1} 以下降水探测能力有限；KaHS 的降水最小阈值为 0.2 mm h^{-1}，雨顶高度比 KuPR 高约 0.1 km，对弱降水的探测能力好，但对 10 mm h^{-1}

以上降水存在严重低估。KaMS 受限于高回波阈值，其降水产品不适宜单独使用。DPR 的降水反演算法具有独立性，降水强度并非整体位于 KaMS 与 KuPR 之间，DPR 的回波顶高度与 KuPR 几乎完全一致。

论文以 C2 个例为主，对 DPR 四种降水产品给出的降水垂直结构也进行了分析，结果表明：C2 个例的台风眼壁附近，对流发展旺盛，回波强度最强，台风左右两侧眼壁粒子大小和浓度分布大小相反。在 C2 个例冻结层附近，因 KaHS 的信号灵敏度（10.2 dBZ）高，受噪声的影响小，因而 KaHS 对小粒子及弱降水具有很高敏感性。Ka 波段和 Ku 波段对降水亮带的识别具有一致性，但 KaMS 易遗漏亮带以上的弱降水信号，从而将亮带高度误判为回波顶高度。DPR_MS 双频反演的近地表粒子谱浓度参数 dBN_0 位于 30～50 之间，与前人的实验结果最为贴近，且有效粒子半径的高度/大小的二维概率密度分布连续，说明了双频反演的 DSD 参数其精度最高，最符合实际。

论文还进一步对 KaHS、KuPR、KaMS 以及 DPR_MS 产品的样本量、近地表降水强度以及回波顶高度等进行了参数化比较。结果表明：对于每个个例而言，各产品的沿 NS 扫描足迹的样本量均超过了 30，能满足个例统计比较的需要；KaHS、KuPR 及 DPR_MS 的沿 NS 样本量几乎一致，但 KaMS 受高回波阈值（16.7 dBZ）的限制，遗漏了大量弱降水，故样本量明显小于其他三者。以 7 mm h^{-1} 为界限，Ka 波段产品（KaHS 和 KaMS）与 DPR_MS 的近地表降水强度散点分布、KuPR 与 DPR_MS 的平均降水强度分布均呈现出明显的分段性：当降水强度小于约 7 mm h^{-1}，降水强度差异较小；而当降水强度大于 7 mm h^{-1} 时，降水强度差异明显。值得一提的是，KuPR 与 DPR_MS 的降水强度散点图在降水强度小于 3 mm h^{-1} 时趋近于两条不相交的线，两条线上降水样本的 PIA 有较大区别。对两条线的样本进一步分析表明 DPR_MS 对于 3 mm h^{-1} 以下的降水反演较 KuPR 更为合理。对回波顶高度的参数比较显示，DPR_MS 的回波顶高度与 KuPR 几乎一致。KaHS 的雨顶高度则比 DPR_MS 高约 0.1 km，进一步说明了 KaHS 对弱降水信号的敏感性。上述研究分析比较了各产品的优劣性，并说明了双频反演产品 DPR_MS 的意义，为研究及利用 DPR 降水产品提供了参考依据。

参考文献（References）

Barros A P, Joshi M, Putkonen J, et al. 2000. A study of the 1999 monsoon rainfall in a mountainous region in central Nepal using TRMM products and rain gauge observations [J]. Geophys. Res. Lett., 27 (22): 3683–3686, doi:10.1029/2000GL011827.

Beauchamp R M, Chandrasekar V, Chen H N, et al. 2015. Overview of the D3R observations during the IFloodS field experiment with emphasis on rainfall mapping and microphysics [J]. Journal of Hydrometeorology, 16 (5): 2118–2132, doi:10.1175/JHM-D-15-0023.1.

Berg W, Kummerow C, Morales C A. 2002. Differences between East and West Pacific rainfall systems [J]. J. Climate, 15 (24): 3659–3672, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<3659:DBEAWP>2.0.CO;2.

Bringi V N, Chandrasekar V, Hubbert J, et al. 2003. Raindrop size distribution in different climatic regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis [J]. J. Atmos. Sci., 60 (2): 354–365, doi:10.1175/1520-0469(2003)060<0354:RSDIDC>2.0.CO;2.

Cairo F, Buontempo C, MacKenzie A R, et al. 2008. Morphology of the tropopause layer and lower stratosphere above a tropical cyclone: A case study on cyclone Davina (1999) [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 8 (13): 3411–3426, doi:10.5194/acp-8-3411-2008.

Chandrasekar V, Le M. 2015. Evaluation of profile classification module of GPM-DPR algorithm after launch [C]//2015 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). Milan: IEEE, 5174–5177, doi:10.1109/IGARSS.2015.7326999.

Chen B J, Yang J, Pu J P. 2013. Statistical characteristics of raindrop size distribution in the Meiyu season observed in eastern China [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 91 (2): 215–227, doi:10.2151/jmsj.2013-208.

Chen F J, Fu Y F, Liu P, et al. 2016. Seasonal variability of storm top altitudes in the tropics and subtropics observed by TRMM PR [J]. Atmospheric Research, 169: 113–126, doi:10.1016/j.atmosres.2015.09.017.

Fisher B L. 2004. Climatological validation of TRMM TMI and PR monthly rain products over Oklahoma [J]. J. Appl. Meteor., 43 (3): 519–535, doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0519:CVOTTA>2.0.CO;2.

Fu Y F, Liu G S. 2001. The variability of tropical precipitation profiles and its impact on microwave brightness temperatures as inferred from TRMM data [J]. J. Appl. Meteor., 40 (12): 2130–2143, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<2130:TVOTPP>2.0.CO;2.

Fu Y F, Liu G S. 2007. Possible misidentification of rain type by TRMM PR over Tibetan Plateau [J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 46 (5): 667–672, doi:10.1175/JAM2484.1.

Fu Y F, Qin F. 2014. Summer daytime precipitation in ice, mixed, and water phase as viewed by PR and VIRS in tropics and subtropics [C]//SPIE Asia–Pacific Remote Sensing. Beijing, China: SPIE, 925906, doi:10.1117/12.2069128.

Fu Y F, Lin Y H, Liu G S, et al. 2003. Seasonal characteristics of precipitation in 1998 over East Asia as derived from TRMM PR [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 20 (4): 511–529, doi:10.1007/BF02915495.

傅云飞, 宇如聪, 徐幼平, 等. 2003. TRMM 测雨雷达和微波成像仪对两

个中尺度特大暴雨降水结构的观测分析研究 [J]. 气象学报, 61 (4): 421–436. Fu Y F, Yu R C, Xu Y P, et al. 2003. Analysis on precipitation structures of two heavy rain cases by using TRMM PR and IMI [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 61 (4): 421–436, doi:10.11676/qxxb2003.041.

Fu Y F, Liu G S, Wu G X, et al. 2006. Tower mast of precipitation over the central Tibetan Plateau summer [J]. Geophys. Res. Lett., 33: L058025, doi:10.1029/2005GL024713.

傅云飞, 张爱民, 刘勇, 等. 2008. 基于星载测雨雷达探测的亚洲对流和层云降水季尺度特征分析 [J]. 气象学报, 66 (5): 730–746. Fu Y F, Zhang A M, Liu Y, et al. 2008. Characteristics of seasonal scale convective and stratiform precipitation in Asia based on measurements by TRMM precipitation radar [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 66 (5): 730–746, doi:10.11676/qxxb2008.067.

傅云飞, 刘奇, 王雨, 等. 2012. 热带测雨卫星搭载的仪器及其探测结果在降水分析中的应用 [J]. 中国工程科学, 14 (10): 43–50. Fu Y F, Liu Q, Wang Y, et al. 2012. TRMM satellite onboard instruments and the application on precipitation analysis of their measurements [J]. Engineering Sciences (in Chinese), 14 (10): 43–50.

Fu Y F, Xian T, Lu D R, et al. 2013. Ozone vertical variations during a typhoon derived from the OMI observations and reanalysis data [J]. Chinese Science Bulletin, 58 (32): 3890–3894, doi:10.1007/s11434-013-6024-7.

Hamada A, Takayabu Y N. 2016. Improvements in detection of light precipitation with the global precipitation measurement dual-frequency precipitation radar (GPM DPR) [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 33 (4): 653–667, doi:10.1175/JTECH-D-15-0097.1.

何会中, 程明虎, 周凤仙. 2006. 0302 号(鲸鱼)台风降水和水粒子空间分布的三维结构特征 [J]. 大气科学, 30 (3): 491–503. He H Z, Cheng M H, Zhou F X. 2006. 3D structure of rain and cloud hydrometeors for typhoon Kujira (0302) [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (3): 491–503, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.03.12.

Hobbs P V. 1989. Research on clouds and precipitation: Past, present, and future [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 70 (3): 282–285.

Hou A Y, Kakar R K, Neeck S, et al. 2014. The global precipitation measurement mission [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 95 (5): 701–722, doi:10.1175/BAMS-D-13-00164.1.

Houze R A Jr. 1981. Structures of atmospheric precipitation systems: A global survey [J]. Radio Sci., 16 (5): 671–689, doi:10.1029/ RS016i005p00671.

Houze R A Jr. 2014. Cloud Dynamics [M]. Cambridge: Academic Press.

Houze R A Jr, Hobbs P V. 1982. Organization and structure of precipitating cloud systems [J]. Advances in Geophysics, 24: 225–315, doi:10.1016/ S0065-2687(08)60521-X.

Houze R A Jr, Schmid W, Fovell R G, et al. 1993. Hailstorms in Switzerland: Left movers, right movers, and false hooks [J]. Mon. Wea. Rev., 121 (12): 3345–3370, doi:10.1175/1520-0493(1993)121<3345: HISLMR>2.0.CO;2.

Iguchi T, Kozu T, Meneghini R, et al. 2000. Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar [J]. J. Appl. Meteor., 39 (12): 2038–2052, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<2038:RPAFTT>2.0.CO;2.

Iguchi T, Seto S, Meneghini R, et al. 2010. GPM/DPR level-2 algorithm theoretical basis document [R]. NASA. https://pmm.nasa.gov/resources/ documents/ gpmdpr-level-2-algorithm-theoretical-basis-document-atbd [2017-02-24].

Iguchi T, Seto S, Meneghini R, et al. 2012. An overview of the precipitation retrieval algorithm for the Dualfrequency Precipitation Radar (DPR) on the Global Precipitation Measurement (GPM) mission's core satellite [C]// Earth Observing Missions and Sensors: Development, Implementation, and Characterization II, 85281C, doi:10.1117/12.977352

Inoue T, Aonashi K. 2000. A comparison of cloud and rainfall information from instantaneous visible and infrared scanner and precipitation radar observations over a frontal zone in East Asia during June 1998 [J]. J. Appl. Meteor., 39 (12): 2292–2301, doi:10.1175/1520-0450(2001)040< 2292:ACOCAR>2.0.CO;2.

Kozu T, Kawanishi T, Kuroiwa H, et al. 2001. Development of precipitation radar onboard the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite [J]. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 39 (1): 102–116, doi:10.1109/ 36.898669.

Kummerow C, Barnes W, Kozu T, et al. 1998. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 15 (3): 809–817, doi:10.1175/1520-0426(1998)015<0809: TTRMMT>2.0.CO;2.

李锐, 傅云飞, 赵萍. 2005. 利用热带测雨卫星的测雨雷达资料对 1997/1998 年 El Niño 后期热带太平洋降水结构的研究 [J]. 大气科学, 29 (2): 225–235. Li R, Fu Y F, Zhao P. 2005. Characteristics of rainfall structure over the tropical Pacific during the later period of 1997/1998 El Niño derived from TRMM PR observations [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (2): 225–235, doi:10.3878/j.issn. 1006-9895.2005.02.07.

Li R, Min Q L, Fu Y F. 2011. 1997/98 El Niño-induced changes in rainfall vertical structure in the East Pacific [J]. J. Climate, 24 (24): 6373–6391, doi:10.1175/JCLI-D-11-00002.1.

Liu C T, Zipser E J. 2015. The global distribution of largest, deepest, and most intense precipitation systems [J]. Geophys. Res. Lett., 42 (9): 3591–3595, doi:10.1002/2015GL063776.

Liu G, Takeda T. 1989. Two types of stratiform precipitating clouds associated with cyclones [J]. Tenki, 36 (3): 147–157.

Liu G S, Fu Y F. 2001. The characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 79 (1): 131–143, doi:10.2151/jmsj.79.131.

刘鹏, 王雨, 冯沙, 等. 2012. 冬、夏季热带及副热带穿透性对流气候特征分析 [J]. 大气科学, 36 (3): 579–589. Liu P, Wang Y, Feng S, et al. 2012. Climatological characteristics of overshooting convective precipitation in summer and winter over the tropical and subtropical regions [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (3): 579–589, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11109.

Liu P, Li C Y, Wang Y, et al. 2013. Climatic characteristics of convective and stratiform precipitation over the tropical and subtropical areas as derived from TRMM PR [J]. Science China: Earth Sciences, 56 (3): 375–385, doi:10.1007/s11430-012-4474-4.

Liu Q, Fu Y F. 2010. Comparison of radiative signals between precipitating and non-precipitating clouds in frontal and typhoon domains over East Asia [J]. Atmospheric Research, 96 (2–3): 436–446, doi:10.1016/j. atmosres.2010.02.003.

Marzoug M, Amayenc P. 1994. A class of single- and dual-frequency algorithms for rain-rate profiling from a spaceborne radar. Part I: Principle and tests from numerical simulations [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 11 (6): 1480–1506, doi:10.1175/1520-0426(1994)011<1480:ACOSAD>2.0.CO;2.

Schumacher C, Houze R A Jr. 2003. Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM precipitation radar [J]. J. Climate, 16 (11): 1739–1756, doi:10.1175/1520-0442(2003)016<1739:SRITTA>2.0.CO;2.

Shimozuma T, Seto S. 2015. Evaluation of KUPR algorithm in matchup cases of GPM and TRMM [C]//2015 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). Milan: IEEE, 5134–5137, doi:10.1109/IGARSS.2015.7326989.

Simpson J, Adler R F, North G R. 1988. A proposed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 69 (3): 278–295, doi:10.1175/1520-0477(1988)069<0278:APTRMM>2.0.CO;2.

Skofronick-Jackson G, Hudak D, Petersen W, et al. 2015. Global precipitation measurement cold season precipitation experiment (GCPEX) for measurement's sake, let it snow [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 96 (10): 1719–1741, doi:10.1175/BAMS-D-13-00262.1.

唐国强, 万玮, 曾子悦, 等. 2015. 全球降水测量(GPM)计划及其最新进展综述 [J]. 遥感技术与应用, 30 (4): 607–615. Tang G Q, Wan W, Zeng Z Y, et al. 2015. An overview of the Global Precipitation Measurement (GPM) mission and its latest development [J]. Remote Sensing Technology and Application (in Chinese), 30 (4): 607–615, doi:10.11873/j.issn.1004-0323.2015.4.0607.

Tang G Q, Ma Y Z, Long D, et al. 2016. Evaluation of GPM Day-1 IMERG and TMPA Version-7 legacy products over Mainland China at multiple spatiotemporal scales [J]. J. Hydrol., 533: 152–167, doi:10.1016/j.jhydrol.2015.12.008.

Tokay A, Short D A. 1996. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds [J]. J. Appl. Meteor., 35 (3): 355–371, doi:10.1175/1520-0450(1996)035<0355:EFTRSO>2.0.CO;2.

Toyoshima K, Masunaga H, Furuzawa F A. 2015. Early evaluation of Ku- and Ka-band sensitivities for the Global Precipitation Measurement (GPM) Dual-frequency Precipitation Radar (DPR) [J]. SOLA, 11: 14–17, doi:10.2151/sola.2015-004.

Ulbrich C W. 1983. Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution [J]. J. Climate Appl. Meteor., 22 (10): 1764–1775, doi:10.1175/1520-0450(1983)022<1764:NVITAF>2.0.CO;2.

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]. J. Geophys. Res.—Atmos., 121 (5): 2265–2282, doi:10.1002/2015JD024160.

张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 2001. 雷达气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 1–511. Zhang P C, Du B Y, Dai T P. 2001. Radar Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1–511.

Zipser E J, Lutz K R. 1994. The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability? [J] Mon. Wea. Rev., 122 (8): 1751–1759, doi:10.1175/1520-0493(1994)122<1751:TVPORR>2.0.CO;2.