李冉，王改利，张永华，等，2024. 藏东南墨脱地区降水特征分析[J]. 气象，50(3)：303-317. Li R，Wang G L，Zhang Y H，et al，2024. Study on precipitation characteristics in Mêdog，southeastern Tibetan Plateau[J]. Meteor Mon，50(3)：303-317(in Chinese).

藏东南墨脱地区降水特征分析*

李 冉[1,2] 王改利[2,3] 张永华[4] 郭在华[5]

1 南京信息工程大学大气物理学院，南京 210044
2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室，北京 100081
3 墨脱国家气候观象台，墨脱 860700
4 广东省气象服务中心，广州 510080
5 成都信息工程大学，成都 610225

提 要：墨脱位于藏东南雅鲁藏布大峡谷水汽通道入口处，是青藏高原年降水量最多的地区。本研究使用墨脱云降水综合观测试验以来三年(2019—2021年)的自动雨量计数据，分析了墨脱降水的月变化和日变化特征。然后基于同址的降水天气现象仪和X波段双偏振相控阵雷达观测数据，探究墨脱两次强降水过程的发展演变特征。结果表明：从统计结果来看，墨脱降水天数超过全年的70%，以降水率＜5 mm·h^{-1}的弱降雨为主，日降水量＜10 mm的小雨的发生率最高，但10 mm≤日降水量＜25 mm的中雨产生的降水量最大。墨脱降水存在明显的月变化和日变化特征，受印度洋季风影响，降水主要发生在6—9月。受山谷风影响，降水主要发生在夜间。对于降水过程而言，由高原涡和南支槽影响下的系统性暴雨，范围大、持续时间长，降水主要由直径小于2 mm的雨滴产生，雷达反射率因子普遍不超过35 dBz。而由地形强迫引起的局地短时强对流降水过程，雨滴谱分布更宽，雨滴浓度更高，直径大于2 mm的雨滴对降水量的贡献最大，雷达反射率因子超过45 dBz，风暴的后向传播形成“列车效应”。

关键词：藏东南，降水现象仪，X波段双偏振相控阵雷达，降水特征，演变特征

中图分类号：P426，P412 **文献标志码**：A **DOI**：10.7519/j.issn.1000-0526.2023.111801

Study on Precipitation Characteristics in Mêdog, Southeastern Tibetan Plateau

LI Ran[1,2] WANG Gaili[2,3] ZHANG Yonghua[4] GUO Zaihua[5]

1 School of Atmospheric Physics, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044
2 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Science, Beijing 100081
3 Mêdog National Climate Observatory, Mêdog 860700
4 Guangdong Provincial Meteorological Service Center, Guangzhou 510080
5 Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

Abstract: Mêdog located at the entrance of the water vapor channel of the Yarlung Zangbo Grand Canyon, has the largest rainfall totals over the Tibetan Plateau. In this article, the monthly and diurnal variation characteristics of precipitation in Mêdog are analyzed with the automatic rain gauge data collected from 2019 to 2021. Based on the observations from precipitation phenomenometer and X-band dual polarization phased array radar, the evolution characteristics of two heavy precipitation events that occurred in Mêdog are

* 第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0105)、中国气象科学研究院科技发展基金项目(2023KJ041)、中国气象科学研究院基本科研业务费重点项目(2023Z009)和广东省气象局科学技术研究项目(GRMC2022Z05、GRMC2021XQ03)共同资助
2023年2月19日收稿； 2023年10月17日收修定稿

作者简介：李冉，主要从事大气探测与雷达气象研究. E-mail：liran201@mails.ucas.ac.cn
通讯作者：王改利，主要从事大气探测与雷达气象研究. E-mail：wanggl@cma.gov.cn

explored. The results show that precipitation frequently occurs in Mêdog with rainy days exceeding 70% of the whole year and light rain less than 5 mm·h^{-1} as dominant rainfall type. The occurrence frequency of light rain with daily rainfall less than 10 mm is the highest, while moderate rain with daily rainfall between 10 mm and 25 mm is the largest contributor to rainfall amount. The Mêdog precipitation features obvious monthly and daily variations. The highest occurrence frequency of rainfall is in the monsoon season from June to September, which is attributed to the warm and humid airflow from the Indian Ocean. Furthermore, rainfall frequently occurs at night due to the mountain-valley wind, which is related to the valley terrain of Mêdog. In terms of the evolution of heavy rainfall events, the systematic heavy rainfall events under the effect of Tibetan Plateau vortex and South Branch Trough are characterized by expansive area and long duration. The rainfall event is dominated by small raindrop less than 2 mm, and the radar reflectivity factor is generally smaller than 35 dBz. However, local short-duration convective precipitation event forced by topographic has a wider raindrop size distribution width and higher raindrop concentration. Raindrops larger than 2 mm in diameter contribute maximum rainfall amount with radar reflectivity factor of convective core exceeding 45 dBz. The backward propagation of the storm generates a "train effect" during the heavy rainfall event of this heavy rainfall event.

Key words: southeastern Tibetan Plateau, precipitation phenomenometer, X-band dual polarization phased array radar, precipitation characteristic, evolution characteristic

引 言

青藏高原位于中国西部,平均海拔约为4000 m,是北半球夏季最大的热源,其动力和热力作用对高原及周围地区的大气环流,特别是亚洲热带季风环流乃至全世界的气候和生态系统都具有极其重要的影响和意义(赵萌初等,2021;朱怡杰等,2019;Gao et al,2013;徐祥德和陈联寿,2006;周秀骥等,2009;Zhou et al,2009;王同美等,2008;徐祥德等,2014;刘炜等,2014;除多等,2018)。青藏高原孕育了黄河、长江、恒河等七条亚洲重要河流,因此也被称为"亚洲水塔"(刘黎平等,2015)。青藏高原的降水有着明显的干湿差异特征,降水主要集中在藏东南的雅鲁藏布江下游(龚成麒等,2022)。西风-季风协同作用区涵盖了青藏高原及周边地区,气候变暖导致西风-季风异常及其亚洲水塔失衡,青藏高原西北和北部干旱地区等少雨区降水量增加,藏东南和川西区等多雨区降水量减少(龚成麒等,2022)。雅鲁藏布大峡谷是青藏高原最主要的水汽通道,位于青藏高原的东南部,全长为496.3 km,最深可达6009 m(张文霞等,2016)。受印度夏季风的影响,暖湿水汽通过雅鲁藏布大峡谷向北输送到青藏高原,其水汽输送强度(近2000 g·cm^{-1}·s^{-1})与夏季由长江南岸向北岸水汽输送强度相当(高登义,2008)。雅鲁藏布大峡谷在青藏高原的气候变化中起着重要作用,是青藏高原气候系统中的一个典型单元(张静怡等,2022)。近40年来,雅鲁藏布流域下游地区降水量呈年际减少的趋势(周思儒和信忠保,2022)。

墨脱位于雅鲁藏布大峡谷水汽通道的入口区,平均海拔为1200 m,印度洋的湿润气流沿着该峡谷长驱直入,使墨脱地区成为青藏高原雨量最充沛的地区(旺杰等,2021)。由于雅鲁藏布大峡谷地区雨季降水多,导致滑坡、泥石流等地质灾害频发,交通不便,观测困难,特别是位于雅鲁藏布大峡谷南翼的墨脱地区。为了探究西风-季风协同作用下藏东南地区雅鲁藏布流域水资源变化成因及其相关机制,在第二次青藏高原综合科学考察研究项目和重点研发计划的支持下,中国气象科学研究院于2018年12月开始在雅鲁藏布大峡谷水汽通道入口处的墨脱国家气候观象台建立了云降水综合观测试验基地,架设了多种先进观测设备,主要包括:降水现象仪、X波段双偏振相控阵雷达、K波段微雨雷达以及Ka波段毫米波云雷达等,以获取雅鲁藏布大峡谷山谷内云的三维结构及其降水特征(王改利等,2021)。以这些观测资料为基础,已经开展了墨脱地区云降水宏微观物理特征的一些研究(Zhou et al,2021;Wang et al,2021;2022;张静怡等,2022)。本研究

利用建立云降水综合观测试验基地以来(2019—2021 年)的自动雨量计数据进行统计,分析了降水的月变化和日变化特征。在此基础上,选取了两次强降水过程,使用降水现象仪和 X 波段双偏振相控阵雷达数据,分析了强降水过程中宏微观物理参数的演变,加强对雅鲁藏布大峡谷水汽通道入口处降水特征及强降水过程的认识,对雷达定量估测降水以及改善模式参数化在青藏高原的应用有着重要的意义(赵城城等,2021)。图 1 为墨脱国家气候观象台的地理位置及布设的降水现象仪和 X 波段双偏振相控阵雷达。

1　数据和方法

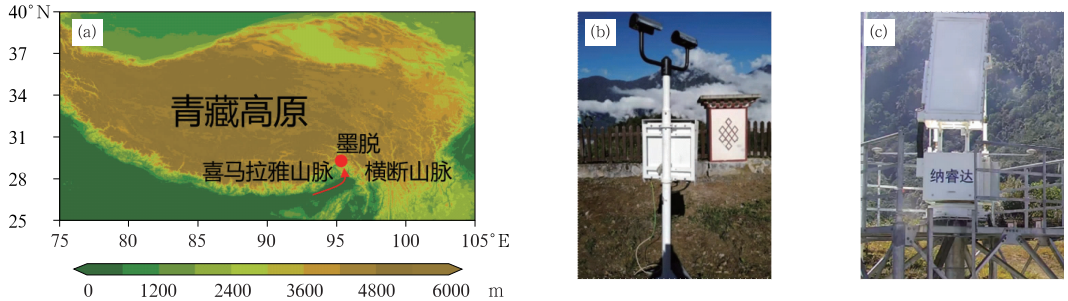
本研究主要采用了 2019—2021 年的雨量计观测数据进行墨脱降水特征统计分析,利用降水现象仪数据和 X 波段双偏振相控阵雷达数据进行墨脱强降水过程演变分析。此外,还使用 ERA5 再分析资料进行降水过程的大尺度背景分析。ERA5 再分析数据是 ECMWF 第五代再分析数据,是由 C3S 气候数据库(CDS,https://cds.climate.copernicus.eu)记录的过去 70 年的全球气候和天气,空间分辨率为 0.25°×0.25°。

研究所用雨量观测数据来自架设在墨脱国家气候观象台的翻斗式自动雨量计和 DSG5 型降水现象仪。华云升达(北京)气象科技有限责任公司生产的 DSG5 型降水现象仪和 OTT 公司生产的 Parsivel 雨滴谱仪类似,主要通过粒子对激光的遮挡来计算粒子的大小和速度。采样面积为 54 cm^2(18 cm×3 cm),测量的粒子直径范围为 0.062～24.5 mm,粒子下落速度范围为 0.05～20.8 $m \cdot s^{-1}$,粒子直径范围和下落速度范围非均匀地分成了 32 个等级,数据的采样时间间隔为 1 min。降水现象仪观测可能会受到边缘降落、强风、飞溅效应等导致的雨滴分类错误的影响,因此对观测数据进行了严格的质量控制。首先,由于粒径的第 1、2 档的信噪比低,因此将其剔除(Huo et al,2019)。其次,筛选并剔除单个粒径档位粒子个数小于 2 的数据,并将 1 min 的雨滴总数小于 10 或降水率小于 0.1 $mm \cdot h^{-1}$ 的数据视为仪器噪声,予以剔除(Sreekanth et al,2017;Wen et al,2017)。同时,剔除直径大于 6 mm 或者下落末速度大于或小于 Atlas 经验速度-直径关系(Atlas et al,1973) 60%的雨滴数据,考虑到墨脱国家气候观象台 1305 m 的地形高度,速度-直径关系需乘以空气密度修正因子 1.05(Atlas et al,1973)。

根据降水现象仪数据测量得到第 i 个直径 D_i(单位:mm)和第 j 个速度 V_j(单位:$m \cdot s^{-1}$)的雨滴数量 $n_{i,j}$(单位:个 $\cdot m^{-3}$),则单位体积内直径为 D_i 的雨滴数浓度 $N(D_i)$(单位:$m^{-3} \cdot mm^{-1}$)由式(1)计算得到(张哲等,2022;Li et al,2022;Wang et al,2021):

$$N(D_i) = \sum_{j=1}^{32} \frac{n_{i,j}}{V_j S t \Delta D_i} \tag{1}$$

式中:S 为降水现象仪的采样面积,为 54 cm^2;t 为采样时间,为 60 s;ΔD_i 为粒径间隔(单位:mm)。



注:红色箭头表示雅鲁藏布大峡谷的水汽通道。

图 1　(a)墨脱(红色实心点)和雅鲁藏布大峡谷的位置及青藏高原的地形,(b)DSG5 型降水现象仪,(c)X 波段双偏振相控阵雷达

Fig. 1　(a) Locations of Mêdog (red solid dot) and Yarlung Zangbo Grand Canyon (YGC), and topography of the Tibetan Plateau, (b) DSG5 precipitation phenomenometer, (c) X-band dual polarization phased array radar

降水率 RR(单位:mm·h^{-1})和雷达反射率因子 Z(单位:$mm^6 \cdot m^{-3}$)可由式(2)、式(3)得出:

$$RR = 6\pi \times 10^{-4} \sum_{i=3}^{32} \sum_{j=1}^{32} D_i^3 \frac{n_{i,j}}{St} \tag{2}$$

$$Z = \sum_{i=3}^{32} D_i^6 N(D_i) \Delta D_i \tag{3}$$

图2给出了2020年10月9日19:00—23:00(当地时,LT,为世界时+6,下同)墨脱一次降水过程的自动站雨量计观测和降水现象仪计算得到的分钟雨量的时间序列。总体来说,两种仪器的观测结果有很好的一致性,两者之间的相关系数(CC)达到了0.924。但是,降水现象仪数据计算得到的雨量比雨量计观测得到的值偏低了11.5%,这可能是降水现象仪对中小粒子存在低估导致的(Tokay et al,2013;Wang et al,2021)。

墨脱的X波段双偏振相控阵雷达布设在墨脱国家气候观象台,采用双发双收的偏振体制,方位间隔为1.8°(1.5°)12层(26层)的RHI,形成周期为92 s(300 s)的体扫数据,可获取42 km范围内的回波强度 Z_H、差分反射率 Z_{DR}、差分传播相移率 K_{DP} 等数据,其距离分辨率为30 m,阵面预仰角为15°。由于墨脱地区为高山峡谷地形,对X波段相控阵雷达低层仰角观测数据造成较严重的遮挡,因此采用组合反射率CR分析强降水过程雷达回波的演变。其计算方法为:采用网格分辨率为0.001°×0.001°,将雷达体扫的球坐标每一层仰角雷达反射率数据插值到指定格点上,取每一格点的最大值,即为CR。

2 墨脱地区降水统计特征

基于2019—2021年自动雨量计小时降水数据,墨脱地区的年降水量分别为1904.1、2473.6和2087.0 mm。图3给出了墨脱地区这三年降水量和垂直累积水汽通量的月变化情况,图中可以看出,降水存在明显的月变化,且三年的月变化趋势基本一致。在6—9月是降水的高峰期,并且降水量在7月达到峰值(均值为412.1 mm),但2021年6月和8月的降水量要略高于7月。11月至次年2月则为降水的低值(图3a)。同时,水汽通量的月变化与降水量的月变化呈现出一致的趋势(图3b),相关系数达0.91。因此,墨脱地区的降水量与水汽通量密切相关。受印度季风影响,在季风期(6—9月)孟加拉湾的暖湿水汽被源源不断输送到墨脱,有利于降水的发生,季风期降水占年降水的60%以上。

图4给出了2019—2021年小时降水发生率、小时总降水量和降水率的日变化。可以看出,降水发生率存在明显的日变化,在夜间和凌晨(00:00—07:00)降水发生率最高,在午后(12:00—15:00)降水发生率最低。降水量和降水率的日变化趋势与之类似,第一个峰值出现在02:00,14:00最弱,第二个峰值出现在20:00,且略低于第一个峰值。降水的这种日变化特征可能与墨脱所处的河谷地形形成的山谷风有关(Chen et al,2012)。与墨脱周边站点通麦(河谷地形,海拔为2088 m)和然乌(高海拔山坡地形,海拔为3915 m)相比,墨脱和通麦的降水发生率更高,降水量、降水率更大。通麦与墨脱降水呈现出与墨脱类似的日变化,在夜间和凌晨的降水量和降水率大,午后最小,而然乌的降水率峰值出现在中午和下午。

根据统计,墨脱2019—2021年平均每年的降水

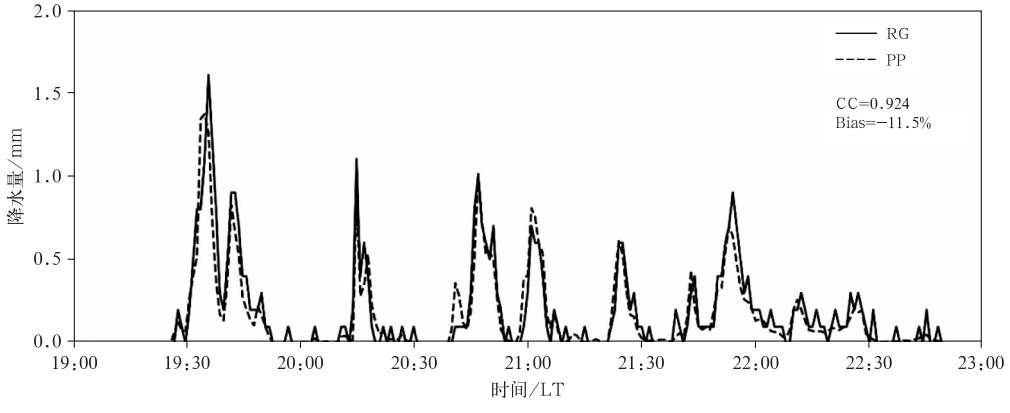


图2 2020年10月9日自动站雨量计(RG)和降水现象仪(PP)计算得到的分钟雨量的时间序列

Fig. 2 Time series of rainfall calculated by the automatic rain gauge (RG) and precipitation phenomenometer (PP) on 9 October 2020

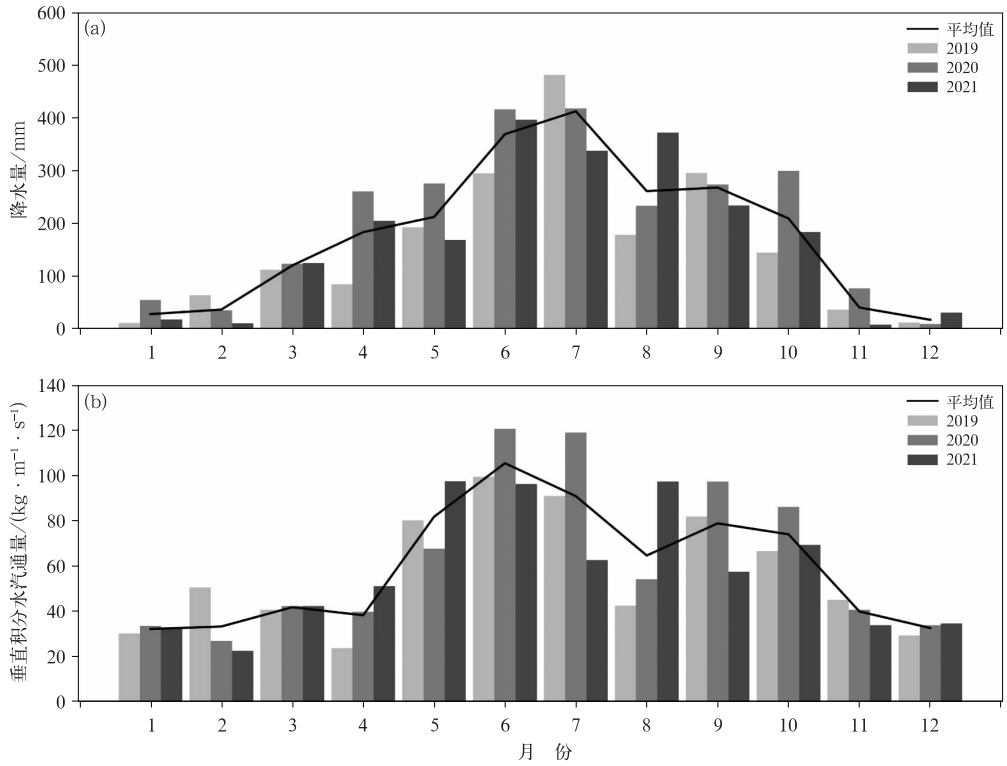


图 3　2019—2021 年(a)降水量(柱状),(b)垂直积分水汽通量(柱状)和平均值(黑色实线)的月变化

Fig. 3　Monthly variation of (a) rainfall (bar), (b) vertical integrated water vapor flux (bar) and average (black line) from 2019 to 2021

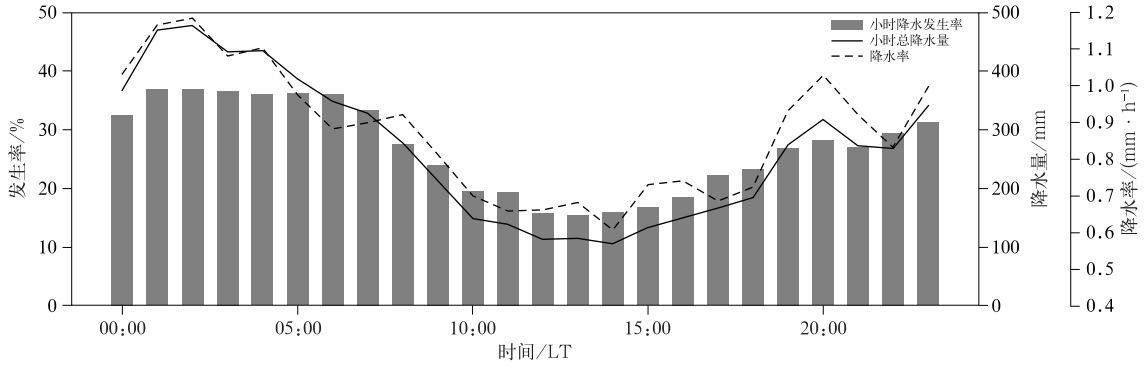


图 4　2019—2021 年小时降水发生率、小时总降水量和降水率的日变化

Fig. 4　Daily variation of hourly rainfall incidence, hourly total rainfall and rain rate from 2019 to 2021

日数为 258 d,也就是说全年超 70%的天数有降水。为了了解不同的日降水强度在每个月的发生情况,将日降水量按照小雨(0.1 mm≤日降水量<10 mm)、中雨(10 mm≤日降水量<25 mm)、大雨(25 mm≤日降水量<50 mm)和暴雨(日降水量≥50 mm)分为四个等级,统计各降水等级的发生情况。图 5 为 2019—2021 年不同日降水量等级的发生天数和产生的降水量。可以看出,各月出现小雨的天数最多,暴雨最少(图 5a)。3 月(共 71 d)出现小雨发生天数最多,6 月(8 月)出现中雨(大雨)天数最多。暴雨在 7 月的发生频率相对于其他月份最高,达到 5.9%。但是从降水量上来看,中雨产生的降水量最大(共 2562.7 mm),大雨次之(1781.3 mm),暴雨最小(412.6 mm)(图 5b)。同时,在 7 月产生大雨和暴雨的天数占比虽然较小(17.6%),但产生的降水量占到了整个 7 月降水量的一半以上(52.8%),易造

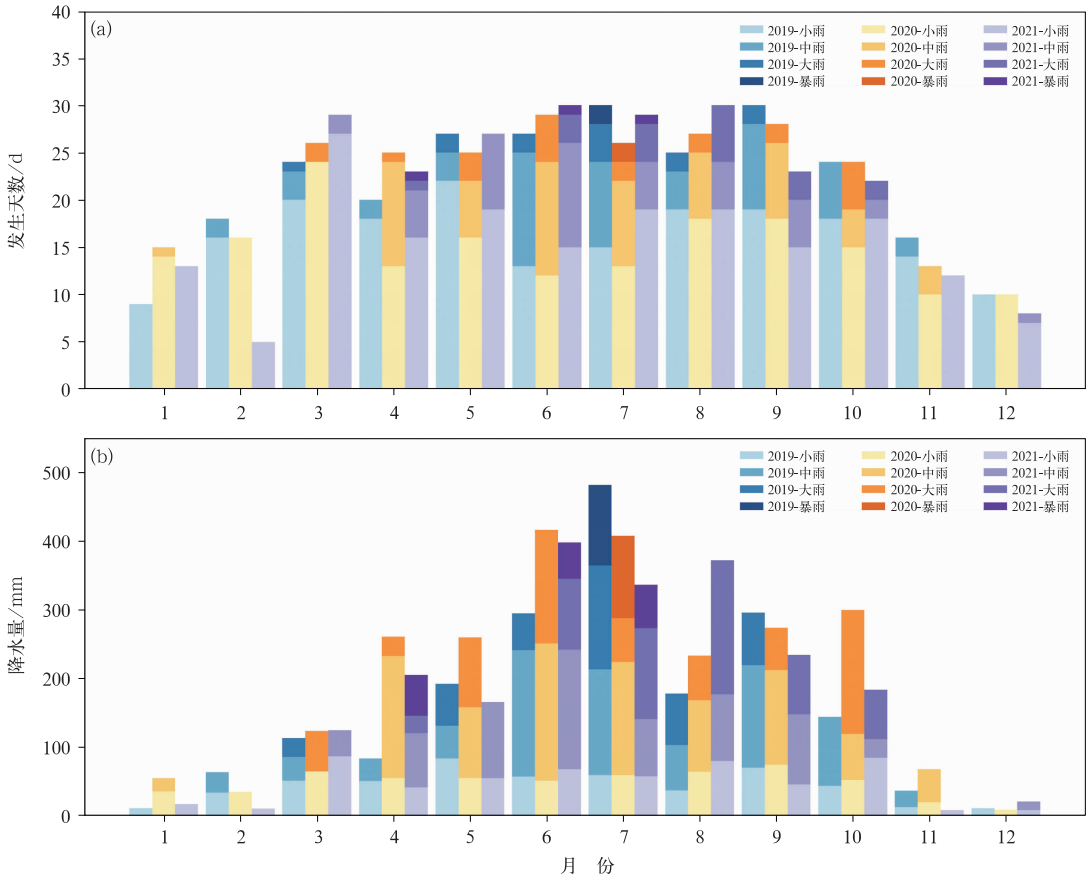


图 5 2019—2021 年不同日降水量等级的(a)发生天数和(b)产生降水量的月变化

Fig. 5 Monthly variation of (a) occurrence days and (b) rainfall at different daily rainfall levels from 2019 to 2021

成滑坡、泥石流等地质灾害。

根据降水率,将墨脱降水分为 4 个强度等级:0.1 mm·h^{-1}≤RR<2 mm·h^{-1},2 mm·h^{-1}≤RR<5 mm·h^{-1},5 mm·h^{-1}≤RR<10 mm·h^{-1}和 RR≥10 mm·h^{-1}。不同降水率等级的发生次数及累计降水量的月变化和日变化情况由图 6 和图 7 给出,可以看出,不同降水率的发生次数和产生的降水量具有明显的月变化,峰值出现在 6—7 月,谷值出现在 11—2 月。在各月,墨脱均以小于 5 mm·h^{-1}的降水为主,其中 0.1 mm·h^{-1}≤RR<2 mm·h^{-1}(RR≥10 mm·h^{-1})的降水在各月发生次数最高(低)(图 6a)。RR≥10 mm·h^{-1}的强降水过程发生在 5—10 月,相较于其他月份,6 月和 7 月强降水的发生次数和产生的降水量最高。

从图 7 可以看出,不同的降水率呈现了相似的日变化,在 10:00—16:00 各降水率的发生次数和产生的降水量达到谷底,在 01:00—03:00 达到峰值。同样地,各时刻的降水也以小于 5 mm·h^{-1}为主,发生次数占比 98.1%,对降水量的贡献率达 84.9%。大于 10 mm·h^{-1}的强降水则主要发生在夜间和凌晨(00:00—08:00),尤其是在午夜(00:00—02:00)。大于 10 mm·h^{-1}的强降水的发生次数虽然较少,但由于其强度大,在墨脱地区易引发滑坡、泥石流等地质灾害。强降水是造成墨脱滑坡、泥石流等地质灾害频发的主要因素。

3 强降水过程分析

从 2019—2021 年墨脱的降水统计特征可以看出,墨脱地区降水丰沛,平均年降水量超过 2000 mm,特别是夏季风期间降水量超过年降水量的 60%。墨脱地区夏季滑坡、泥石流等地质灾害频发,造成重大的经济损失,强降水是引发滑坡、泥石流的一个重要因素。因此,本研究选取了墨脱两个强降水过程进行分析,来提高对墨脱地区强降水过程发展演变的认识。其中一个强降水过程是发生在 2020 年 7 月

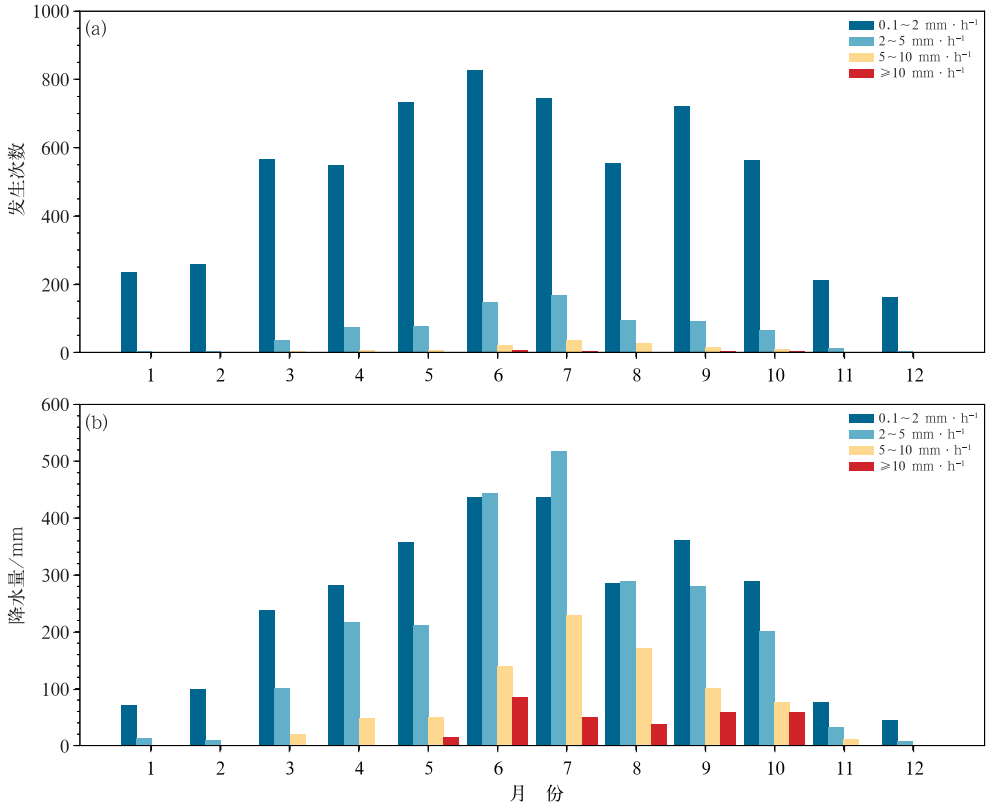


图 6　2019—2021 年不同降水率的(a)发生次数和(b)累计降水量的月变化

Fig. 6　Monthly variation of (a) occurrence times and (b) accumulated rainfall in different rain rates from 2019 to 2021

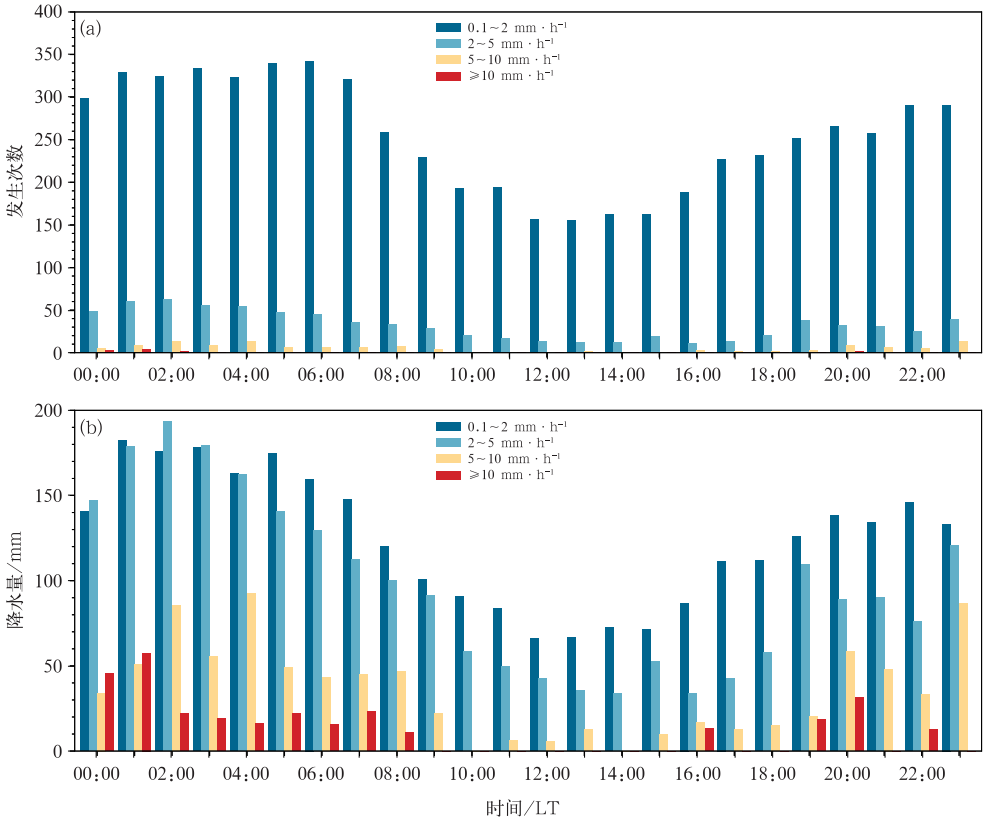


图 7　2019—2021 年不同降水率的(a)发生次数和(b)累计降水量的日变化

Fig. 7　Daily variation of (a) occurrence times and (b) accumulated rainfall in different rain rates from 2019 to 2021

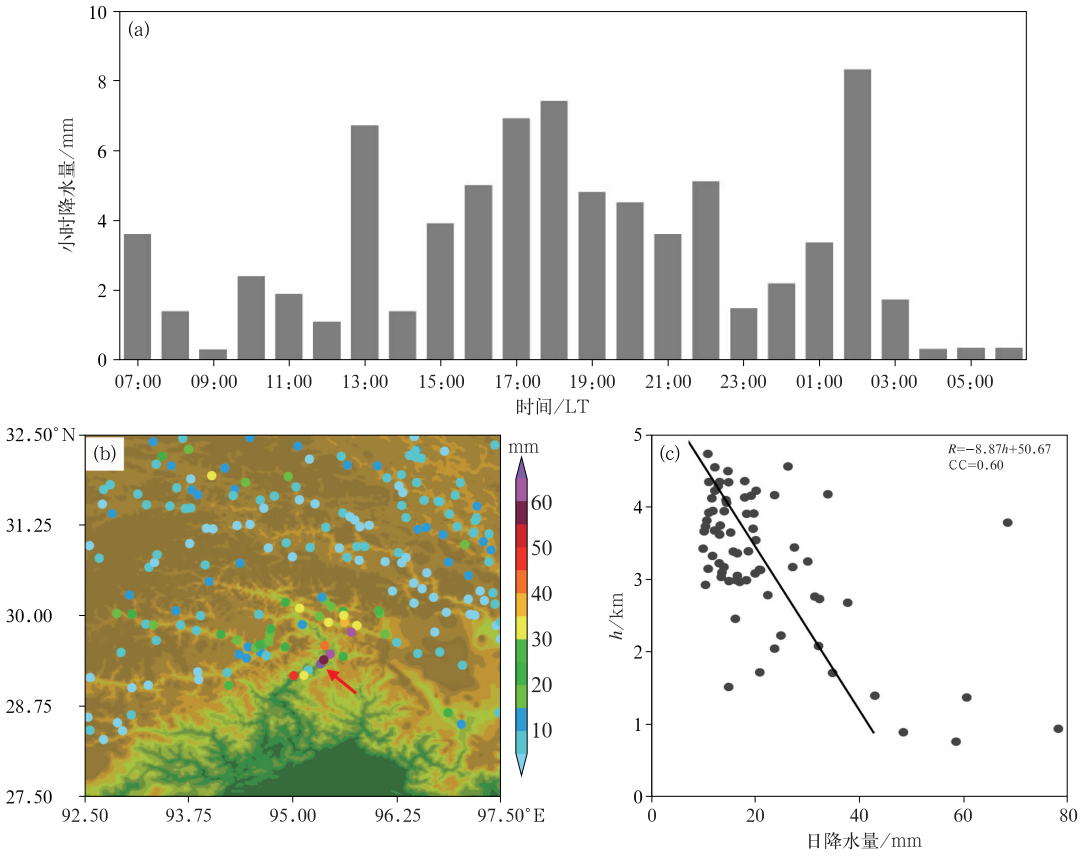
19 日 24 h 累计降水量超过 70 mm 的大范围长时间暴雨过程，另一个是发生在 2020 年 10 月 9 日的小时降水量超过 10 mm 的局地强降水过程。

3.1 2020 年 7 月 19 日暴雨过程

3.1.1 降水过程介绍

图 8 给出了 2020 年 7 月 19 日降水过程的空间分布及墨脱雨量计的逐小时降水量。根据自动站雨量计数据，2020 年 7 月 19 日 06:00—22:00 累计降水量为 60 mm，但是由于自动站雨量计在 22:00 后数据缺测，19 日 22:00 至次日 06:00 的降水量使用订正后的降水现象仪计算的降水量替补。替补后 24 h 累计降水量为 78.1 mm，为 2019—2021 年日降水量之最。此次降水的特点为持续时间长，累计降水量大。从小时降水量的时间序列来看（图 8a），最大小时降水量为 8.3 mm，发生在午夜（02:00）。从附近站点日降水量来看（图 8b），此次降水过程范围较广，高海拔站点的日降水量大多小于 25 mm，而位于河谷地带墨脱附近的站点日降水量大多大于 40 mm。从降水量和海拔的散点图（图 8c）来看，随着海拔的增加，降水量呈减少的趋势，拟合的相关系数达到了 0.60，说明降水量与海拔成负相关关系，这是由于该地区随着海拔的增加，水汽逐渐减少（孙赫等，2020）。

为了了解此次降水过程的大尺度背景，基于 ERA5 再分析资料，给出了 2020 年 7 月 19 日 14:00—18:00 的 500 hPa 风场（图 9）。从图中可以看到，墨脱受南支槽和高原涡共同影响，同时受西南风的控制，来自孟加拉湾的暖湿水汽被输送进来，有利于降水的发生。墨脱 14:00 受弱的切变影响，16:00 切变加深，17:00 高原低涡形成并在 18:00 发展加强，因而造成傍晚时刻降水峰值的出现。在夜间，由于边界层风场的日变化，气流加速，造成沿河谷爬坡的气流抬升加强，形成夜间降水的峰值。



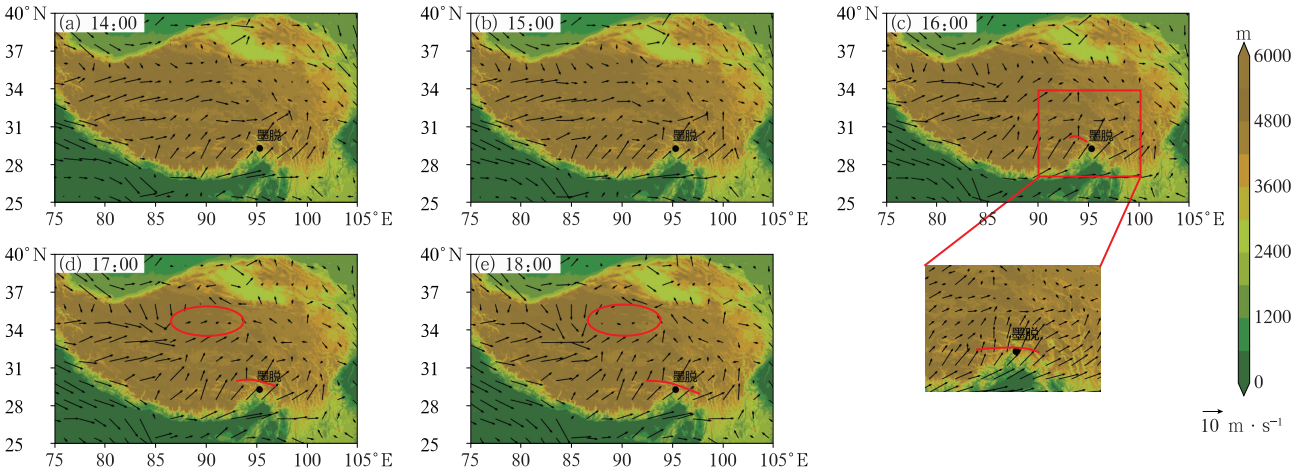
注：图 b 箭头所指为墨脱。

图 8 2020 年 7 月 19 日 06:00 至 20 日 06:00(a)墨脱小时降水量，(b)附近站点日降水量及其(c)与海拔的关系

Fig. 8 (a) Hourly precipitation in Mêdog, (b) daily precipitation at nearby stations from 06:00 LT 19 to 06:00 LT 20 July 2020; (c) its relationship with altitude

3.1.2　雷达观测

图 10 给出了此次降水过程的雷达回波演变情况，由于地形遮挡，观测到的回波主要分布在东北—西南方向，为大范围的层状云降水镶嵌了少量的对流云。在 19 日 15:00(图 10a)，回波范围相对较小，回波强度也比较弱，大多在 30 dBz 以下，最高不超过 35 dBz，此时降水相对较弱。到 17:00(图 10b)，回波范围和回波强度均明显增大，强回波超过 40 dBz。19 日 21:00(图 10c)，回波面积减小，强度减弱，回波强度不超过 35 dBz。在 20 日 01:00 之后



注：黑色实心点、红色圆圈和红色弧线分别代表墨脱、高原涡和切变线的位置，填色代表海拔。

图 9　2020 年 7 月 19 日 14:00—18:00 500 hPa 风场(风矢)

Fig. 9　The 500 hPa wind field (vector) from 14:00 LT to 18:00 LT 19 July 2020

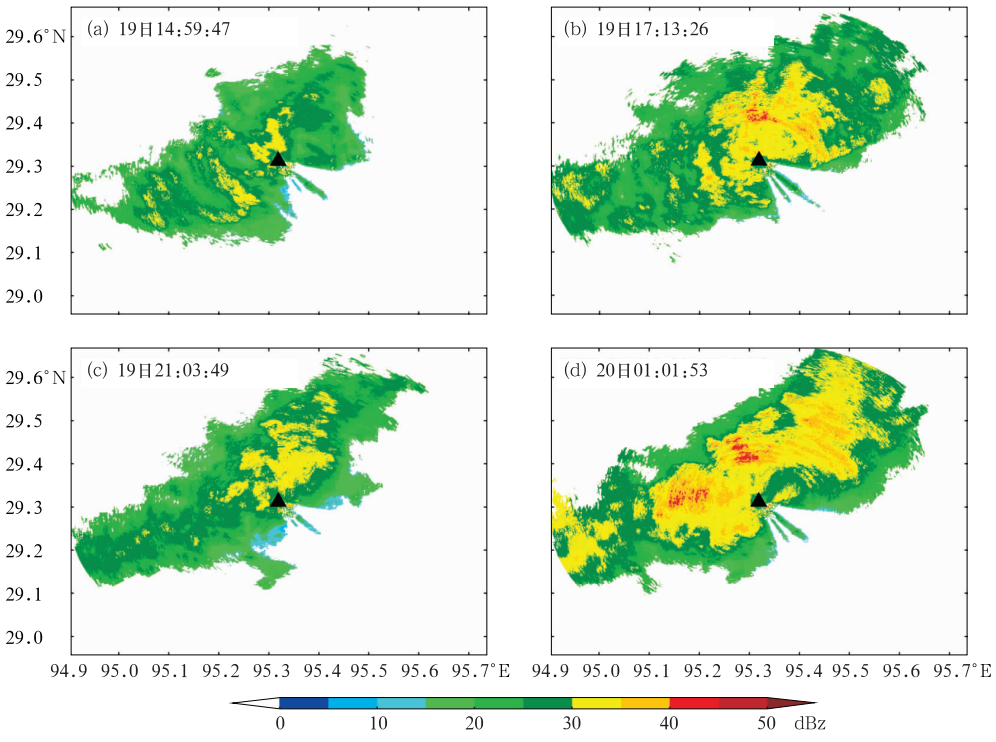


图 10　2020 年 7 月 19 日 14:59:47 至 20 日 01:01:53 双偏振相控阵雷达组合反射率因子演变

Fig. 10　Evolution of composite reflectivity factor for X-band dual polarization phased array radar from 14:59:47 LT 19 to 01:01:53 LT 20 July 2020

(图10d),强回波范围增大,回波强度超过40 dBz,降水增强,02:00的小时降水量超过8 mm(图8a),为当日最大小时降水量。从雷达回波的演变可以看出,虽然此次强降水过程墨脱的日降水量接近80 mm(图8b),但降水特点是长时间的弱回波降水。

3.1.3 降水微物理过程分析

为了探究此次暴雨的微物理特征,使用降水现象仪数据计算得到降水率、雨滴谱分布、不同直径的粒子数及其产生的降水率的时间序列(图11)。雨滴按大小被分为三档:小粒子为$D<1$ mm,中粒子为1 mm$\leqslant D<$2 mm,大粒子为$D\geqslant$2 mm。此次过程中,降水率不超过16 mm·h^{-1},降水由小于2 mm的粒子主导,特别是1~2 mm的中粒子对降水的贡献最大(图11a,11b,11d)。选取19日15:00、17:00、21:00和20日01:00四个降水率较大的时刻(降水率分别为10.7、12.0、11.2、15.6 mm·h^{-1}),并结合图10雷达组合反射率因子进行分析。在15:00和21:00,几乎没有大于2 mm粒子的出现,小于1 mm的粒子数约为1~2 mm粒子数的1.5倍,但1~2 mm粒子产生的降水量是小于1 mm粒子的2倍多(图11c,11d),少的中等粒子产生了更多的降水,这是由于降水率与粒子直径的3次方成正比。同时在雷达图中也可以反映出,由于小粒子多,几乎没有大粒子,雷达反射率因子也相应较小(图10a,10c),这是因为雷达的反射率因子与雨滴直径的6次方成正比。在19日17:00和20日01:00,超过2 mm的大粒子数增多,虽然小粒子数是大粒子数的15倍左右,但小粒子产生的降水率和大粒子产生的降水率相当。由于雷达反射率因子与粒子直径的6次方成正比,因此观测到的雷达回波也较17:00和21:00要强(图10c,10d)。虽然15:00和17:00的降水率相差不大,但雨滴谱分布不同,大雨滴的数量在17:00更多。此外,还可以看出,大雨滴的峰值滞后于小雨滴和中雨滴,说明此次过程小雨滴和中雨滴的碰并造成了大雨滴数量的增加。

3.2 2020年10月9日局地短时对流降水过程

3.2.1 降水过程介绍

2020年10月9日19:00—23:00发生了一次局地短时强降水过程。在此次过程中,20:00和22:00墨脱的小时降水量均超过了10 mm,过程累计降水量达39.6 mm(图12a)。此次降水过程呈现出降水时间短、降水率大的特点。从500 hPa天气背景来看(图12b),墨脱此次降水是受西风槽影响、地形强迫的局地风暴造成。19日18:00,500 hPa以上空气偏干,500 hPa以下空气偏湿(图12c),上干下湿的层结不稳定是触发对流的有利条件,强对流使温度不断下降(图12a),产生冷池,下沉气流在西南侧与西南风对冲辐合,气块抬升,形成新的对流单体。因此风暴不断后向传播形成冷池,促使单体不断新生,造成了墨脱此次强降水。

3.2.2 雷达观测

从雷达组合反射率因子图上可以看出(图13),此次降水为一次局地性的强对流降水过程。19:28(图13a),墨脱观测站点上空附近出现大片超过30 dBz的强回波,对流核心超过45 dBz,19:00—20:00降水率超过10 mm·h^{-1},但由于雷达的观测盲区,在墨脱观测站点上空没有看到连续的强回波。回波向东北方向移动,在20:13强度略有减弱(图13c),之后在站点西南方向不断有新的对流单体生成、发展,向东北方向移动,并与较早生成的单体合并,强回波面积不断增大,在21:37回波达到最强(图13d~13h),形成一条长约15 km的西南—东北走向的强降水雨带,向东北方向移动。雨带的走向和移动方向一致,“列车效应”是此次γ中尺度风暴造成强降水的一个原因。

3.2.3 降水微物理过程分析

图14给出了降水现象仪计算得到的分钟降水率、雨滴谱分布、不同直径的粒子数及其产生的降水率的时间序列。在此次过程中,平均降水率为12.4 mm·h^{-1},瞬时降水率最大可达90 mm·h^{-1}以上(图14a)。与2020年7月19日强降水过程相比,此次强对流降水粒子浓度更大,雨滴谱更宽,最大粒子直径达到5 mm(图14b),大粒子数明显增多(图14c),且降水主要由大粒子贡献(图14d)。选取19:35、20:15、21:00及21:50四个降水率较大的时刻进行分析(降水率分别为92.8、62.1、54.7、47.2 mm·h^{-1})。在19:35,小粒子和中粒子数浓度很高,约是大粒子浓度的4倍,但大粒子产生的降水远大于中粒子和小粒子产生的降水(大中小粒子对降水的贡献分别为59.1%、37.0%、3.9%)。

20:15 和 21:00,小粒子和中粒子数目最多,但降水量的产生主要由大粒子贡献(大粒子贡献分别为 90.2%和 77.6%)。在 21:50,中粒子的浓度最高,大粒子的浓度最小,中粒子和大粒子产生的降水量持平(图 14c,14d)。总的来说,直径大于 2 mm 的雨滴产生了更多的降水量,占降水量的 51.5%,主导

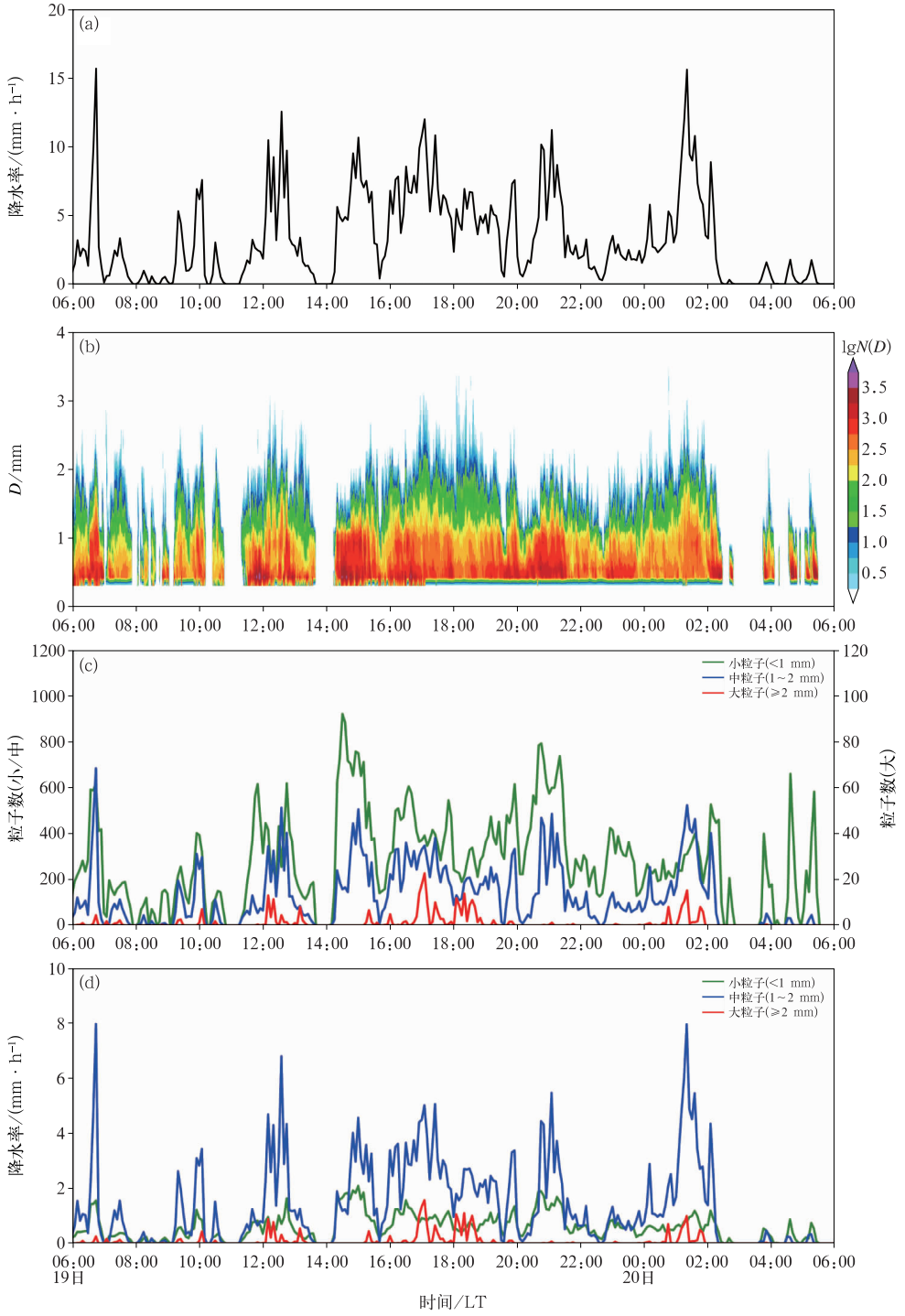
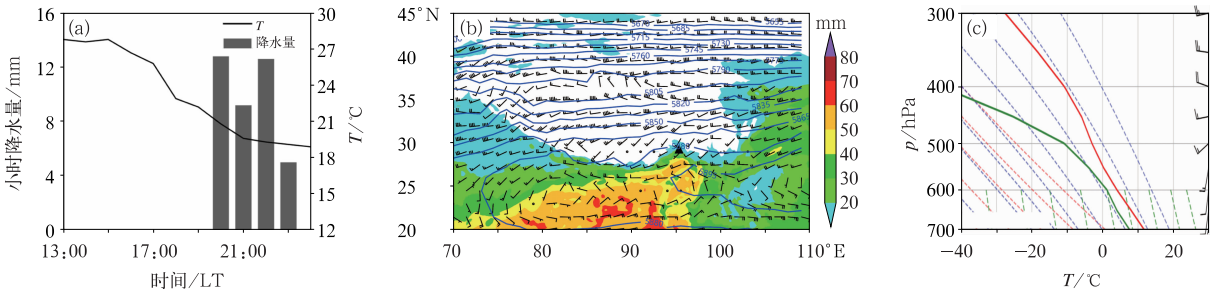


图 11　2020 年 7 月 19 日 06:00 至 20 日 06:00(a)降水过程降水率,(b)雨滴谱分布,(c)不同直径的粒子数,(d)产生降水率的时间序列

Fig. 11　Time series of (a) rain rate, (b) raindrop size distribution (DSD), (c) number of different drop sizes, (d) rain rate by different drop sizes during the precipitation process from 06:00 LT 19 to 06:00 LT 20 July 2020

了此次降水。同时可以看到，在此次过程中，中雨滴和小雨滴的峰值出现在大雨滴的峰值之后，这可能是由于大雨滴的分裂造成了中小雨滴的增加。



注：图 b 黑色三角代表墨脱的位置。

图 12 2020 年 10 月 9 日(a)14:00—23:00 墨脱小时降水量、温度，(b)18:00 500 hPa 位势高度(蓝色实线，单位：gpm)、风场(风羽)和可降水量(填色)，(c)18:00 温度廓线(红色实线)和露点温度廓线(绿色实线)

Fig. 12 (a) Hourly rainfall and temperature in Mêdog from 14:00 LT to 23:00 LT; (b) 500 hPa geopotential height (bule line, unit: gpm), wind field (barb) and precipitable water (colored) at 18:00 LT; (c) profiles of temperature (red solid line) and dew point temperature (green solid line) at 18:00 LT 9 October 2020

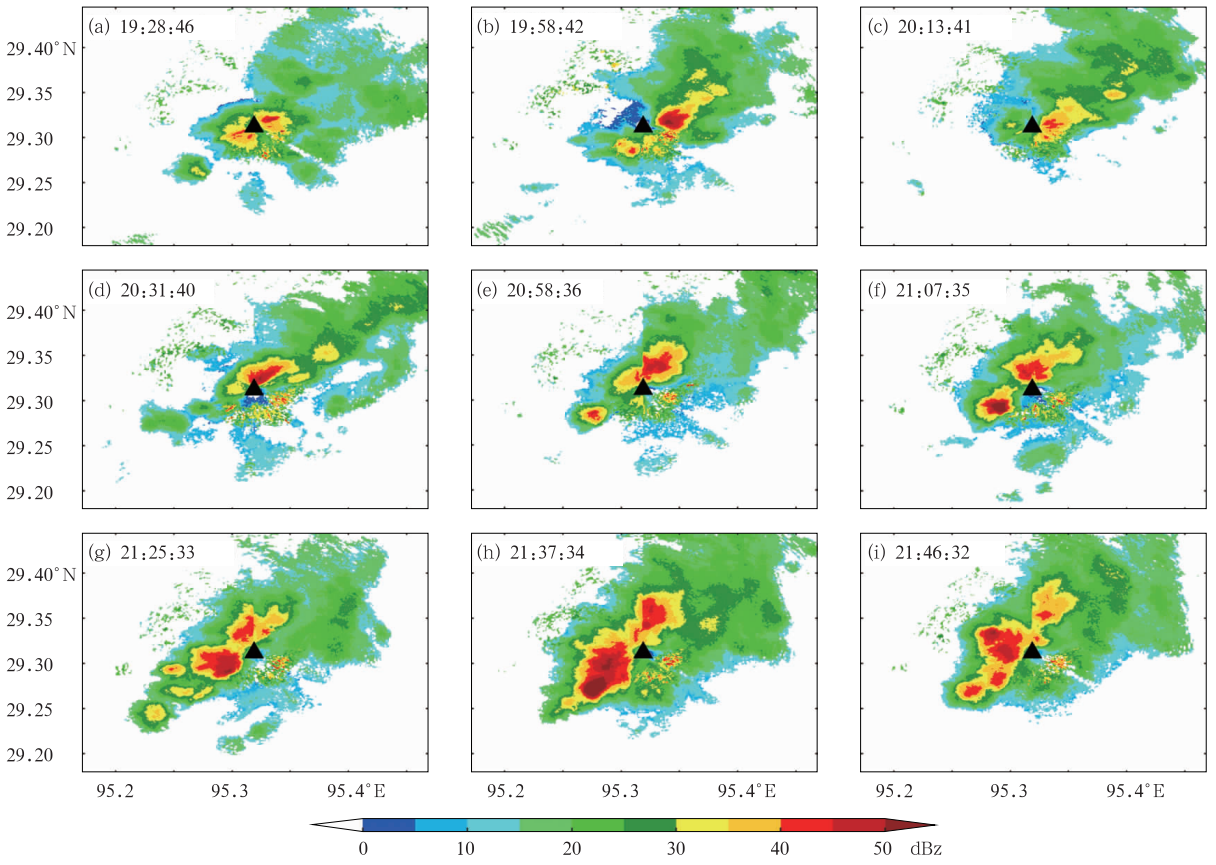


图 13 2020 年 10 月 9 日 19:28:46—21:46:32 双偏振相控阵雷达组合反射率因子演变

Fig. 13 Evolution of composite reflectivity factor for X-band dual polarization phased array radar from 19:28:46 LT to 21:46:32 LT 9 October 2020

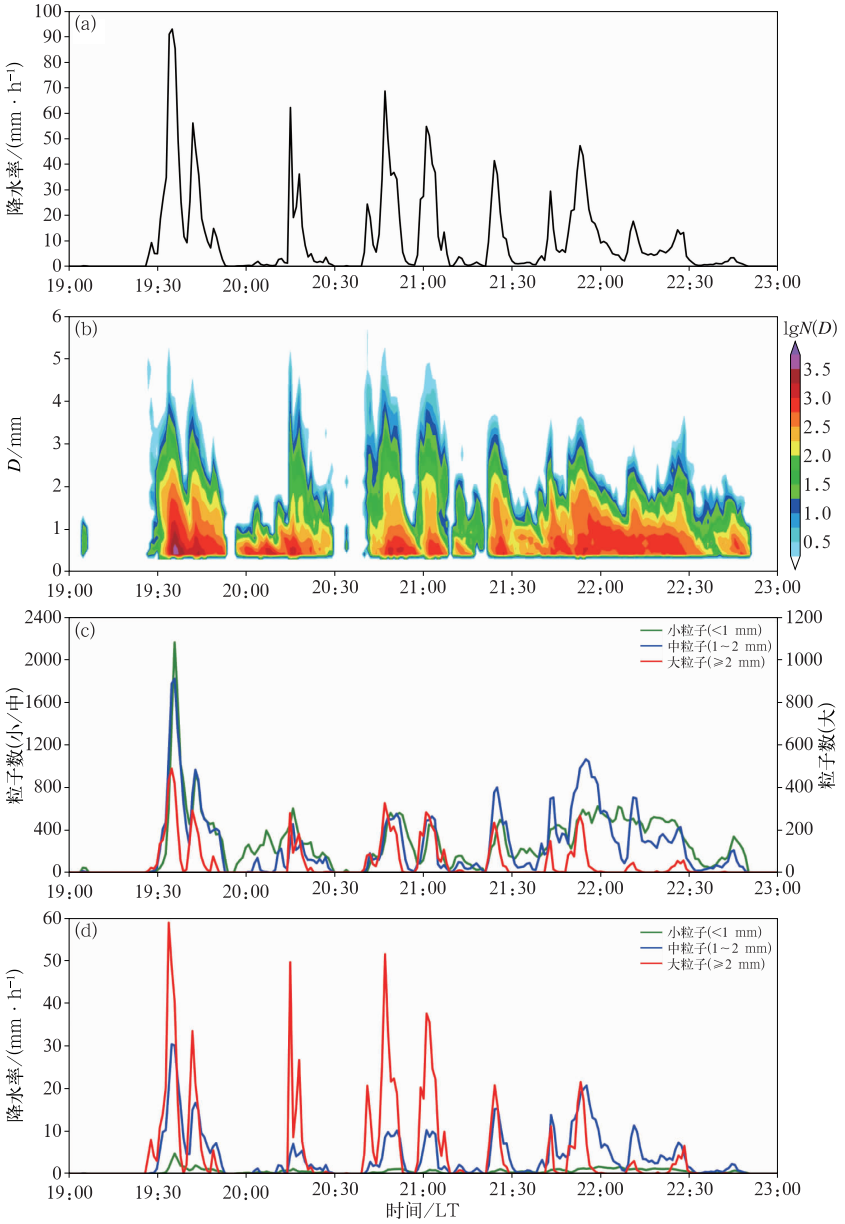


图 14　2020 年 10 月 9 日 19:00—23:00(a)降水过程降水率,(b)雨滴谱分布,(c)不同直径的粒子数,(d)产生降水率的时间序列

Fig. 14　Time series of (a) rain rate, (b) raindrop size distribution (DSD), (c) number of different drop sizes, (d) rain rate by different drop sizes during the precipitation process from 19:00 LT to 23:00 LT 9 October 2020

4　结　论

墨脱地处藏东南雅鲁藏布大峡谷水汽通道入口处,年平均降水量超过 2000 mm,是青藏高原的“雨窝”。本文基于墨脱的自动雨量计的观测数据,对墨脱地区 2019—2021 年的降水量和降水强度进行了月变化和日变化的统计分析,并使用降水现象仪和 X 波段双偏振相控阵雷达数据分别对一次大范围长时间的暴雨过程和一次局地短时强对流过程的发展演变过程进行分析,从而提高对墨脱地区降水特征的认识。得到的主要结论如下:

(1)墨脱降水天数超过全年的 70%,降水存在明显的月变化,受印度季风影响,6—9 月降水最多,11 月至次年 2 月降水最少。墨脱降水以日降水量小于 10 mm 的小雨为主,占降水天数的 71.9%,但

中雨(10 mm≤日降水量<25 mm)产生的总降水量最大,日降水量大于50 mm的暴雨主要发生在7月。从降水率来看,以降水率<5 mm·h^{-1}的弱降水为主,占降水频次的97.8%。降水率≥10 mm·h^{-1}的强降水过程则主要发生在5—10月,并以10月居多。

(2)受河谷地形影响,墨脱降水存在明显的日变化,降水在夜间发生率最高,午后发生率最低。降水量和降水率也有相同的日变化特征,强降水主要发生在前半夜。

(3)在高原涡和南支槽影响下的系统性降水,降水时间长,以大范围的层状云降水为主。雨滴直径不超过3 mm,降水主要由直径小于2 mm的雨滴产生,降水强度和雷达反射率因子较弱,小雨滴和中雨滴在下落过程中的碰并作用明显,大雨滴的峰值落后于小雨滴和中雨滴的峰值。在地形强迫的局地短时强对流降水过程中,风暴后向传播形成的"列车效应"是造成墨脱此次强降水的主要原因。雨滴谱分布更宽,最大粒子直径达到5 mm,雨滴浓度更高,降水主要由大于2 mm的大雨滴产生,对应的雷达反射率因子也更强。大雨滴的分裂过程显著,中雨滴和小雨滴的峰值出现在大雨滴的峰值之后。

由于墨脱建站时间较短,数据资料有限,且没有无线电探空仪和云高仪等设备,本文仅使用X波段双偏振相控阵雷达和降水现象仪对强降水个例进行简单的分析,不够深入。接下来的研究中将考虑结合多种观测设备,如云雷达、微雨雷达等,以及使用双偏振雷达的多种偏振参量,从多角度开展对墨脱不同降水微物理过程及垂直结构的分析。

参考文献

除多,洛桑曲珍,林志强,等,2018.近30年青藏高原雪深时空变化特征分析[J].气象,44(2):233-243. Chu D,Luosang Q Z,Lin Z Q,et al,2018. Spatio-temporal variation of snow depth on Tibetan Plateau over the last 30 years[J]. Meteor Mon,44(2):233-243(in Chinese).

高登义,2008.雅鲁藏布江水汽通道考察研究[J].自然杂志,30(5):301-303. Gao D Y,2008. Expeditionary studies on the moisture passage of the Yarlung Zangbo River[J]. Chin J Nat,30(5):301-303(in Chinese).

龚成麒,董晓华,魏冲,等,2022.1978—2018年青藏高原降水区划及各区降水量时空演变特征[J].水资源与水工程学报,33(5):96-108. Gong C Q,Dong X H,Wei C,et al,2022. Precipitation division of the Qinghai-Tibet Plateau from 1978 to 2018 and spatio-temporal evolution characteristics of each zone[J]. J Water Resour Water Eng,33(5):96-108(in Chinese).

刘黎平,郑佳锋,阮征,等,2015.2014年青藏高原云和降水多种雷达综合观测试验及云特征初步分析结果[J].气象学报,73(4):635-647. Liu L P,Zheng J F,Ruan Z,et al,2015. The preliminary analyses of the cloud properties over the Tibetan Plateau from the field experiments in clouds precipitation with the vavious radars[J]. Acta Meteor Sin,73(4):635-647(in Chinese).

刘炜,周顺武,智海,2014.1998年夏季青藏高原东南部降水30～60 d低频振荡特征[J].气象,40(5):530-540. Liu W,Zhou S W,Zhi H,2014. Characteristics of precipitation 30－60 d oscillation over the southeast of Tibetan Plateau in summer 1998[J]. Meteor Mon,40(5):530-540(in Chinese).

孙赫,苏凤阁,黄敬恒,等,2020.第三极西风和季风主导流域源区降水呈现不同梯度特征[J].科学通报,65(1):91-104. Sun H,Su F G,Huang J H,et al,2020. Contrasting precipitation gradient characteristics between westerlies and monsoon dominated upstream river basins in the Third Pole[J]. Chin Sci Bull,65(1):91-104(in Chinese).

王改利,周任然,扎西索郎,等,2021.青藏高原墨脱地区云降水综合观测及初步统计特征分析[J].气象学报,79(5):841-852. Wang G L,Zhou R R,Zhaxi S L,et al,2021. Comprehensive observations and preliminary statistical analysis of clouds and precipitation characteristics in Motuo of Tibet Plateau[J]. Acta Meteor Sin,79(5):841-852(in Chinese).

旺杰,德庆央宗,旦增,等,2021.2012—2018西藏"雨窝"降水特征及其成因分析[J].气象科技,49(2):211-217. Wang J,De Q Y Z,Dan Z,et al,2021. Characteristic and causal analysis of concentrated and frequently occurring intense rainfall in Tibet in 2012－2018[J]. Meteor Sci Technol,49(2):211-217(in Chinese).

王同美,吴国雄,万日金,2008.青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风区环流的影响[J].高原气象,27(1):1-9. Wang T M,Wu G X,Wan R J,2008. Influence of the mechanical and thermal forcing of Tibetan Plateau on the circulation of the Asian summer monsoon area[J]. Plateau Meteor,27(1):1-9(in Chinese).

徐祥德,陈联寿,2006.青藏高原大气科学试验研究进展[J].应用气象学报,17(6):756-772. Xu X D,Chen L S,2006. Advances of the study on Tibetan Plateau experiment of atmospheric sciences[J]. J Appl Meteor Sci,17(6):756-772(in Chinese).

徐祥德,王寅钧,赵天良,等,2014.高原东南缘大气近地层湍能特征与边界层动力、热力结构相关特征[J].气象,40(10):1165-1173. Xu X D,Wang Y J,Zhao T L,et al,2014. Relationship between turbulent energy in the near surface layer and atmospheric boundary layer thermodynamic structure over the southeastern side of Tibetan Plateau[J]. Meteor Mon,40(10):1165-1173(in Chinese).

张静怡,王改利,郑佳锋,等,2022.青藏高原东南部墨脱地区弱降水微物理特征的Ka波段云雷达观测研究[J].大气科学,46(5):1239-1252. Zhang J Y,Wang G L,Zheng J F,et al,2022. Study of the microphysical characteristics of weak precipitation in Mêdog,southeastern Tibetan Plateau using Ka-band cloud radar

[J]. Chin J Atmos Sci,46(5):1239-1252(in Chinese).

张文霞,张丽霞,周天军,2016. 雅鲁藏布江流域夏季降水的年际变化及其原因[J]. 大气科学,40(5):965-980. Zhang W X,Zhang L X,Zhou T J,2016. Interannual variability and the underlying mechanism of summer precipitation over the Yarlung Zangbo River Basin[J]. Chin J Atmos Sci,40(5):965-980(in Chinese).

张哲,戚友存,李东欢,等,2022. 2021 年郑州"7-20"极端暴雨雨滴谱特征及其对雷达定量降水估测的影响[J]. 大气科学,46(4):1002-1016. Zhang Z,Qi Y C,Li D H,et al,2022. Raindrop size distribution characteristics of the extreme rainstorm event in Zhengzhou 20 July,2021 and its impacts on radar quantitative precipitation estimation[J]. Chin J Atmos Sci,46(4):1002-1016(in Chinese).

赵城城,张乐坚,梁海河,等,2021. 北京山区和平原地区夏季雨滴谱特征分析[J]. 气象,47(7):830-842. Zhao C C,Zhang L J,Liang H H,et al,2021. Microphypical characteristics of the raindrop size distribution between mountain and plain areas over Beijing in summer[J]. Meteor Mon,47(7):830-842(in Chinese).

赵萌初,李清泉,沈新勇,等,2021. 1984—2017 年 ISCCP-FH 辐射资料在青藏高原地区的适用性评估[J]. 气象,47(1):11-23. Zhao M C,Li Q Q,Shen X Y,et al,2021. Applicability assessment of ISCCP-FH radiation product over the Tibetan Plateau during 1984－2017[J]. Meteor Mon,47(1):11-23(in Chinese).

周思儒,信忠保,2022. 基于多源数据的近 40 年青藏高原降水量时空变化研究[J]. 长江科学院院报:1-11. Zhou S R,Xin Z B,2022. Study on temporal and spatial variation of precipitation in Qinghai-Tibet Plateau in recent 40 years based on multi-source data[J]. J Yangtze River Sci Res Inst:1-11(in Chinese).

周秀骥,赵平,陈军明,等,2009. 青藏高原热力作用对北半球气候影响的研究[J]. 中国科学(D 辑:地球科学),39(11):1473-1486. Zhou X J,Zhao P,Chen J M,et al,2009. Impacts of thermodynamic processes over the Tibetan Plateau on the Northern Hemispheric climate[J]. Sci China Ser D:Earth Sci,39(11):1473-1486(in Chinese).

朱怡杰,邱玉珺,陆春松,2019. 青藏高原那曲夏季云中水成物分布特征的毫米波雷达观测[J]. 气象,45(7):945-957. Zhu Y J,Qiu Y J,Lu C S,2019. Millimeter wave radar observation of hydrometeor distribution characteristics of cloud in summer in Nagqu,Qinghai-Tibet Plateau[J]. Meteor Mon,45(7):945-957(in Chinese).

Atlas D,Srivastava R C,Sekhon R S,1973. Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence[J]. Rev Geophys,11(1):1-35.

Chen H M,Yuan W H,Li J,et al,2012. A possible cause for different diurnal variations of warm season rainfall as shown in station observations and TRMM 3B42 data over the southeastern Tibetan Plateau[J]. Adv Atmos Sci,29(1):193-200.

Gao Y H,Zhou X,Wang Q,et al,2013. Vegetation net primary productivity and its response to climate change during 2001－2008 in the Tibetan Plateau[J]. Sci Total Environ,444:356-362.

Huo Z Y,Ruan Z,Wei M,et al,2019. Statistical characteristics of raindrop size distribution in South China summer based on the vertical structure derived from VPR-CFMCW[J]. Atmos Res,222:47-61.

Li R,Wang G L,Zhou R R,et al,2022. Seasonal variation in microphysical characteristics of precipitation at the entrance of water vapor channel in Yarlung Zangbo Grand Canyon[J]. Remote Sen,14(13):3149.

Sreekanth T S,Varikoden H,Sukumar N,et al,2017. Microphysical characteristics of rainfall during different seasons over a coastal tropical station using disdrometer[J]. Hydrol Process,31(14):2556-2565.

Tokay A,Petersen W A,Gatlin P,et al,2013. Comparison of raindrop size distribution measurements by collocated disdrometers[J]. J Atmos Oceanic Technol,30(8):1672-1690.

Wang G L,Li R,Sun J S,et al,2022. Comparative analysis of the characteristics of rainy season raindrop size distributions in two typical regions of the Tibetan Plateau[J]. Adv Atmos Sci,39(7):1062-1078.

Wang G L,Zhou R R,Zhaxi S L,et al,2021. Raindrop size distribution measurements on the Southeast Tibetan Plateau during the STEP Project[J]. Atmos Res,249:105311.

Wen L,Zhao K,Zhang G F,et al,2017. Impacts of instrument limitations on estimated raindrop size distribution,radar parameters,and model microphysics during Mei-Yu season in East China[J]. J Atmos Oceanic Technol,34(5):1021-1037.

Zhou R R,Wang G L,Zhaxi S,2021. Cloud vertical structure measurements from a ground-based cloud radar over the southeastern Tibetan Plateau[J]. Atmos Res,258:105629.

Zhou X J,Zhao P,Chen J M,et al,2009. Impacts of thermodynamic processes over the Tibetan Plateau on the Northern Hemispheric climate[J]. Sci China Ser D:Earth Sci,52(11):1679-1693.

(本文责编:俞卫平)