青藏高原那曲地区夏季对流云结构及雨滴谱分布 日变化特征

常祎, 郭学良*

中国气象科学研究院云雾物理环境重点实验室, 北京 100081

* 联系人, E-mail: guoxl@mail.iap.ac.cn

2015-11-16 收稿, 2016-01-18 修回, 2016-01-27 接受, 2016-04-20 网络版发表

公益性行业(气象)科研重大专项(GYHY201406001)资助

摘要 青藏高原对于我国大气水循环、生态环境、灾害天气产生及气候变化等均具有重要作用和影响。为进一步揭示青藏高原气象和大气物理过程, 我国启动了第三次青藏高原科学试验-边界层与对流层观测(2014~2017年)重大研究项目, 其中云降水物理观测试验采用了包括C波段连续波雷达、Ka波段毫米波云雷达、地面雨滴谱仪、激光云高仪等目前先进的观测仪器。本文利用2014年7月1日~8月31日期间在西藏那曲的观测数据, 结合FY-2E卫星的TBB资料, 分析研究了青藏高原夏季(7~8月)对流云及其降水过程和雨滴谱分布特征。研究表明, 观测试验期间青藏高原对流活动主要集中在高原东南部和中部地区, 其降水过程存在准两周的周期性; 由于高原的加热效应, 对流云和降水过程有着显著的日变化特征, 对流活动在11:00(当地时间)由局地热对流发展, 经合并增长在17:00~18:00达到最强, 入夜后降水过程开始偏平流性并持续至6:00, 之后逐渐消散, 上午对流活动较少。高原对流云平均云顶高度为11.5 km左右(海拔高度), 最大云顶高可超过19 km; 平均云底高度6.88 km。降水过程主要表现为短时阵性降水, 持续时间基本小于1 h, 平均降水强度在1.2 mm/h左右。另外, 研究发现高原雨滴谱分布相对于同纬度和季节的平原地区较宽, 导致高原对流易产生降水。 Γ 分布相对于M-P分布更适用于对高原上的雨滴谱分布进行拟合。

关键词 第三次青藏高原科学试验, 夏季云和降水, 日变化, 雨滴谱分布

青藏高原地处我国西南部, 被称为“世界屋脊”, 平均海拔高度超过4000 m, 南北方向近1000 km, 东西宽约2500 km, 覆盖了超过200万km²的地域。在亚洲季风区, 高原的热力和动力作用产生的季风经圈环流破坏了该地区的Hadley环流, 使热带和赤道附近的水汽可以进入东亚的副热带甚至中高纬地区^[1~3]。很多研究表明^[4], 青藏高原对于来自低纬地区洋面的水汽有着“转运站”的作用, 青藏高原的“转运”效应对于我国夏季长江流域梅雨的形成有着重要的作用。此外, 青藏高原在夏季还是一个高耸入自由

大气的热源强迫, 作为一个抬升的热源, 为大气输送了大量的热量与水汽。高原特殊的动力、热力效应对于季风的爆发和维持起着重要的推动作用, 对我国气候格局的形成存在着显著的影响^[5,6]。

在夏季, 青藏高原上经常能够观测到太阳辐射值超过太阳常数的现象, 强烈的感热加热为高原上对流活动的发展提供了热力条件^[7]。高原上的边界层厚度要高于平原地区, 并且经常存在垂直方向充分发展的深厚混合层, 在有些地区还会观测到逆湿的现象, 这为对流活动的发展提供了重要的动力、热力

引用格式: 常祎, 郭学良. 青藏高原那曲地区夏季对流云结构及雨滴谱分布日变化特征. 科学通报, 2016, 61: 1706–1720

Chang Y, Guo X L. Characteristics of convective cloud and precipitation during summer time at Naqu over Tibetan Plateau (in Chinese). Chin Sci Bull, 2016, 61: 1706–1720, doi: 10.1360/N972015-01292

和水汽条件。局地的热力、动力特征配合高原特有的高原低涡、切变线以及高原上的低频振荡,在一定的大尺度环流形势下,使得高原上对流活动十分活跃,并且一些灾害性天气(如冰雹、雷暴等)的发生频率远高于同纬度的平原地区。青藏高原上独特的地理环境,再加上其对流活动频发的特征,使得青藏高原成为了研究对流活动的天然实验场,众多学者对高原上的对流活动及其降水过程进行了深入研究^[8-12]。

一些卫星观测研究表明^[13,14],在亚洲夏季风爆发后,高原上的对流活动明显增强,并且有着明显的时空分布特征。Fujinami和Yasunari^[15]利用GMS卫星数据分析了青藏高原上的对流活动,发现其在春季(3,4月)以及夏季(7,8月)各有一个极大值;Li等人^[16]通过分析ISCCP,MODIS/TERRA以及地表观测站数据发现,青藏高原地区的高、中、低云都有着明显的季节变化,而且高、中云均在春季和夏季达到最大值。高原上的卷云活动也存在明显的季节变化,在春季(3,4月)最为活跃,而在夏季(7,8月)最少。

云和降水在青藏高原上的分布在不同地区也有着很大的差别,Tao和Ding^[2]发现青藏高原南坡是全球降水量最大的区域之一,而高原的西北部则极端干旱;Fujinami和Yasunari^[15]则发现在夏季风爆发之前,对流活动主要集中在高原北部,且表现为低层大气稳定性较低的干对流和弱不稳定性湿对流,而夏季风爆发后,对流活动集中在高原南部,每天的对流活动则主要表现为较强的潮湿不稳定,从而为深厚积云对流的发展提供了条件。不仅如此,高原夏季的云和降水过程还与高原上的地形有着密切关系,Kurosaki和Kimura^[17]通过分析GMS-IR相当黑体温度(equivalent black-body temperature, TBB)数据,发现高层云的分布与高原上主要的地形相互对应,而更小尺度的高云(<100 km)与地形的关系则不是很明确;Yang等人^[18]用一个二维模式对高原地形上的对流活动进行了模拟,并提出了一个高原上山谷地形情况下对流活动的增殖机制;Bhatt和Nakamura^[19]用TRMM降水雷达数据对喜马拉雅山脉附近的降水进行了研究,发现峡谷地区的降水主要发生在午夜到凌晨时段;Fujinami等人^[20]通过分析GMS-IR的TBB数据,发现高原上云覆盖率的高值区首先出现在山脉上空,进而再移动到谷地,在主要的峡谷地区,对流活动主要发生在夜晚;白爱娟等人^[21]通过对TMPA降水资料和中国气象站观测资料的分析发现,

高原中部降水日变化最强,而其他地区则相对较小,并且降水量极大值出现要晚。

对流活动的日变化是青藏高原天气的一个显著特征。刘黎平等人^[22]利用GAME-TIBET观测期间的雷达和降水数据分析了1998年那曲地区的云降水过程的一些特征,发现青藏高原降水有明显的日变化,在当地时间下午13:00以后降水急剧增加,云顶高度与雷达回波也有类似的结果;Fujinami和Yasunari^[15]利用卫星资料的分析研究表明,夏季青藏高原上的对流活动在午后(当地时间12:00)开始急剧增强,并且在傍晚(当地时间18:00)达到极大值。Uyeda等人^[23]通过对GAME-Tibet IOP期间那曲的多普勒雷达数据的分析发现,在季风爆发后,高原上对流活动有类似的特征;Liu等人^[24]利用与Uyeda等人^[23]同样的数据,并结合降水与探空资料分析发现,在季风爆发后,对流有效位能(CAPE)与降水的日变化趋势类似,而与抬升凝结高度(LCL)趋势相反;冯锦明等人^[25]发现高原云的对流活动在当地时间下午2:00达到最强,降水日变化出现4个高峰值。

Yang等人^[18]通过对那曲风廓线仪数据分析发现,边界层内的对流从当地时间9:00开始发展,到下午15:00边界层高度达到最高并稳定下来;Fujinami等人^[20]利用GMS-IR TBB数据发现,高原上山地云覆盖率最高出现在当地时间18:00,而谷地则出现更晚,两者都有着明显的日变化;Fu等人^[26]发现高原上的降水在16:00最大,在5:00最小;白爱娟等人^[21]的研究表明,青藏高原上的降水量和降水频率都在当地时间18:00左右达到极大值,并且有着显著的日变化;Sato等人^[27]的中尺度数值模拟结果显示降水的日变化与前面的研究结果类似,而大气中的总水汽则是在当地时间15:00达到极大值,云顶的亮温在当地时间13:00~20:00也有着明显的高值区。

对青藏高原上夏季云和降水特征的统计发现,青藏高原强对流云出现的比例达到4%~21%,其中高原中部积雨云为21%,而且高原上雷暴、冰雹等灾害性天气的出现频率也远高于其他地区,进入雨季后,青藏高原绝大部分地区对流云的频率都超过90%。一些研究表明,高原上的降水大多为对流性降水。徐祥德等人^[28]的研究表明,青藏高原中部对流云呈水平尺度小、垂直厚度高的柱状单体,并且在一定条件下,可以突破“暖盖”逆温层,形成高原“爆米花”状的云;Fu等人^[26,29,30]通过TRMM卫星资料分析发现,青

藏高原降水云团多呈零散块状的水平分布,在垂直剖面上呈“馒头状”,降水存在塔状的分布特征;徐祥德等人^[28]通过对第二次青藏高原试验数据的分析与整理发现,高原中部地区中小尺度对流泡结构十分活跃,并对应着窄长的上冲热泡。

很多研究^[17,22,23,25,31,32]发现,青藏高原进入夏季雨季(亚洲夏季风爆发)以后,高原上的云顶高会明显升高,云顶高度超过16 km(海拔高度)的天数显著增加,有些观测结果显示会超过20 km,雷达强回波的高度有时也会超过14 km(海拔高度);根据实地的观测结果^[7],青藏高原地区夏季云底的平均高度大于1.5 km(相对高度),远高于同时期平原、盆地地区的几百米;傅云飞等人^[29,30]发现高原地区深厚强对流降水在垂直方向上的平均最大厚度约10 km,在这些降水过程中,冰相过程起着很重要的作用,降水粒子中固态成分占有较大的比例^[22,32];很多的观测事实^[21,22,24,25,27,32~36]与模拟结果发现,夏季虽然青藏高原对流活动频繁,降水天气较多,但降水量相对于同时期其他地区较小,月平均降水率一般在0.3 mm/h左右(有些模拟结果偏大),而降水事件中的降水强度范围多在1~20 mm/h,日降水量在15 mm以下,整个雨季(6~8月)总降水量不超过400 mm;傅云飞等人^[37]的研究表明青藏高原约70%的对流降水雨顶平均高度在8~12 km,高于同时期亚洲其他地区;潘晓和傅云飞^[38]发现青藏高原夏季以深厚弱对流降水为主,深厚的降水系统在高原上有东移的特征。

对于青藏高原上降水粒子滴谱分布的研究较少, Porcù等人^[35,36]通过对不同高度进行观测的多普勒雨雷达的数据进行分析发现,由于降水类型、强度的不同,雨滴谱的分布也不同,随着降水强度的增加,有时雨滴会由于破碎而产生双峰形状,而高原上的滴谱由于破碎临界直径减小、临界速度增大,雨滴破碎也会影响滴谱的分布,此外,他们还认为高原上的雨滴谱更符合Γ分布;李典等人^[32]通过分析TRMM卫星资料发现,高原地区可降冰粒子在各个高度密度都要高于可降液态水粒子、云水粒子和云冰粒子,并且均集中在近地面层,这也表明高原地区降水冰粒子较多,夏季多冰雹的降水特征。

可以看出,早期对青藏高原云和降水的研究主要利用卫星遥感资料开展对流活动的季节变化、日变化特征研究,并取得了一些重要结果,但卫星资料的分辨率相对偏低,无法获取云的垂直结构特征。部分

前期研究采用了雷达观测资料,但观测数据时段较短。由于青藏高原云降水的综合观测实验数据缺乏,相关的研究偏少。

第三次青藏高原科学试验在气象行业重大专项(2014~2017年)的支持下,2014年7月1日~8月31日在西藏那曲开展了综合观测试验,观测设备包括C波段连续波雷达、Ka波段毫米波云雷达、雨滴谱仪、激光云高仪等目前先进的仪器,为青藏高原云和降水的研究提供了宝贵观测数据。本文利用此次观测数据,对青藏高原云宏观结构(云底、云顶高度)、日变化、降水及雨滴谱的特征进行了分析研究,对观测期间的典型天气形势进行了分析,并着重对高原云和降水的日变化和雨滴谱分布特征进行了分析研究。

1 观测设备与资料处理

1.1 云和降水观测设备

2014年夏天,第三次青藏高原大气科学试验在西藏那曲地区进行了为期2个月的综合观测科学试验。本文中主要选取了云降水观测系统中数据质量较好的仪器来进行分析与研究,资料来源的仪器包括:Ka波段毫米波云雷达、C波段调频连续波雷达、地面雨滴谱仪以及激光云高仪。

Ka波段毫米波云雷达(HMBQ,垂直指向),工作频率为33.44 GHz(Ka波段),探测要素为回波强度、径向速度、速度谱宽、线性退极化比以及功率谱密度,探测高度范围120~15000 m,垂直分辨率为30 m,输出数据的时间分辨率为8.5 s。此外,Ka波段毫米波云雷达采用了3种典型的工作模式:边界层模式(BL,用于低空边界层云、雾等目标的探测)、卷云模式(CI,探测高空卷云)和降水模式(PR,用于弱降水探测);由于边界层和降水模式分别针对边界层和弱降水的探测,对于云的宏观特征表现效果并不理想,因此本文在分析中对Ka雷达数据的分析主要针对其卷云观测模式。

C波段调频连续波雷达(C-FMCW,垂直指向),工作频率为5530±3 MHz,探测要素为回波强度、径向速度、速度谱宽以及回波功率,探测高度范围20~15000 m,垂直分辨率30 m,输出数据时间分辨率为3 s。

地面雨滴谱仪(PS32),光波波长为650 nm,频率为50 kHz,测量径粒的范围液体为0.2~5 mm,固体为

0.2~25 mm, 粒子等级1024种(32种直径×32种速度), 数据的时间分辨率为60 s.

激光云高仪(VAISALA CL31), 波长为910 nm, 探测要素包括边界层高度、云层数以及云底高度, 最多可输出三层云的云底高度, 原始数据的垂直分辨率为5 m, 输出数据的时间分辨率为60 s.

在2014年7, 8月高原观测试验期间, 还进行了加密探空观测, 主要是在当地时间6:00和18:00(国际时间0:00和12:00)进行常规观测外, 还在12:00(国际时间6:00)进行了加密观测. 由于天气等条件限制, 12:00的加密观测天数较少(仅在7月3, 6, 7, 10, 13, 14, 18, 20和22日有加密观测), 并且有些观测数据并不完整(探测高度不够、缺测等).

除了上述高原观测数据以外, 我们还用到了风云二号卫星(FY-2E)的相当黑体温度(TBB)数据来分析高原上的天气过程以及确定观测点的云高. 该数据为FY2E上携带的可见光红外自旋扫描辐射仪(VISSR)拍摄图像反演得到的格点数据, 其范围为45°~165°E, 60°S~60°N, 时间分辨率为1 h, 空间分辨率为10 km.

1.2 观测数据处理

由于C波段连续波雷达与Ka波段毫米波云雷达观测数据量较大, 而且时间分辨率也不同(C波段连续波雷达输出数据时间分辨率为3 s, 而Ka波段毫米波云雷达时间分辨率为8.5 s), 为了在获取其统计特征的同时又尽量保留其瞬时特征, 并考虑到降水以及对流活动的生命周期, 我们在本文数据处理过程中将两部雷达的数据都平均到分钟分辨率(即每天有1440 min, 将每分钟内的观测数据进行平均得到, 平均过程中未有观测值的点将被略去), 这种处理便于两部雷达数据的比较.

由于两部雷达在以往的使用中并没有固定的云顶高反演算法, 在第二次青藏高原实验期间, 很多的研究都曾用雷达回波顶高来表征高原上对流活动的强弱, 因此在此次研究过程中, 我们将两部雷达的回波顶高粗略地作为观测地点的云顶高度. 同时, 为了方便进行对比与分析并保证结果的合理性, 我们还利用风云二号(FY-2E)卫星的相当黑体温度数据(TBB)来获取观测点的云高. 具体方法是: 利用探空数据活的观测点每日的温度廓线, 通过对TBB数据对应像素点TBB值进行插值获得其云顶高度. 为了

确保所获得高度是在有云情况下的云顶高度(而不是地面温度), 我们仅对TBB<260 K的时间点进行插值.

为了尽可能客观地表现出高原降水的特征, 在分析地面雨滴谱数据的过程中, 我们将20 min作为一次降水过程是否终止的时间节点, 即: 如果最后一次降水过程中观测到降水的最后一个时刻之后20 min没有观测到降水, 我们就认为此次降水过程已经结束, 否则认为该次降水并未结束.

2 结果分析

2.1 观测试验期间的云和降水时空分布特征

青藏高原夏季天气过程的一个显著特征是云和降水具有明显的时空分布. 图1与2分别是2014年7, 8月平均TBB数据以及高原实验观测期间由雨滴谱仪获得的日降水资料.

从图1可以看出, 青藏高原上TBB较低的区域主要分布在35°N以南, 85°E以西的东南部, 而29~32°N, 87~95°E是平均TBB最低的区域, 平均TBB的值在260 K以下, 说明该区域出现了较多高度比较高的云, 因此是高原上夏季对流活动最为活跃的区域, 这个结果与很多其他观测结果一致. 而在高原的北部和西部, 平均TBB值较高, 很多地区的平均值都要高于270 K, 而高原上同时期的地面温度都在280~290 K, 说明这些地区少云, 因此在这些地区对流活动以及降水较少. 此次高原观测试验站位于那曲气象局, 该站处在TBB低值中心的区域内(32.48°N, 92.01°E), 对于揭示对流活动特征具有较好的代表性.

在2014年夏季整个观测试验期间, 那曲雨滴谱仪测量的日平均降水为4.25 mm, 其中7月日平均降水量3.22 mm, 8月5.24 mm, 与冯锦明等人^[25]的研究结果略有差别(1998年7月5.3 mm, 8月5.0 mm). 从图2还可以看出, 高原上日最大降水量超过了27 mm(8月16日), 大部分时间日降水量都小于10 mm, 但测站的降水量远小于同期长江流域的降水量, 这与Luo和Yanai^[39]、Liu等人^[24]、冯锦明等^[25]、白爱娟等人^[21]的结果基本一致. 此外, 从图2还能发现, 高原上的云和降水过程有着准两周的周期活动特征, 尤其是在8月, 降水过程在7月26~27日、8月12~14日、8月26~28日都有明显的周期性减弱情况, Yasunari和Miwa^[40]也曾经提到过类似的周期活动特征.

Yasunari和Miwa^[40]、徐祥德等人^[6]通过分析青藏

图1 高原观测期间(2014年7月1日~8月31日)平均TBB(单位: K)分布. '+'为那曲测站位置

Figure 1 Mean TBB (unit: K) during the observed period (July 1–August 31, 2014) over the Tibetan Plateau. '+' stands for observation site (Naqu)

图2 那曲站日降水量时间序列(2014年7月2日~8月31日)

Figure 2 Time series of daily precipitation (July 2–August 31, 2014)

高原及其周边地区的水汽输送情况发现,在夏季青藏高原的南部尤其是在东南边缘地区存在持续的水汽输送带,是高原上云发生发展的必要条件.我们通过分析观测期间FY-2E的TBB资料发现,在7,8月,青藏高原上天气过程总体上日变化非常明显,零散的对流活动在12:00(LST)开始出现,随后迅速发展并且合并,在18:00左右发展成熟并且一直保持到午夜(24:00)才开始渐渐消散,到第二天早晨(6:00)才完全消散,持续时间将近20 h,并且在此过程中整个系统缓慢向东移动,有时可以移出高原,而整个上述过程在有大尺度天气过程时,可以很明显地从卫星数据上表现出来.

2.2 雷达回波的日变化特征

在此次青藏高原观测期间,用于观测那曲地区

云特征的仪器主要有两部垂直指向的云雷达(C波段连续波雷达和Ka波段毫米波云雷达)、常规天气雷达、C波段双线偏振雷达以及激光云高仪,在本文中我们主要使用了两部垂直指向的雷达和激光云高仪的数据,对那曲地区云顶高、云底高、雷达回波强度、垂直上升速度等云的宏观特征参数进行了分析研究.

图3为C波段连续波雷达和Ka波段毫米波云雷达在观测期间的平均回波日变化.由于在统计过程中只对有回波的数据进行了统计,而观测时间只有2个月,因此两部雷达在高层(>14 km)存在一些由于较强天气过程导致的零星强平均回波.整体而言,两部雷达的平均回波日变化趋势基本相同,可以根据10:00, 15:00, 18:00, 22:00和3:00分为5个阶段:强平均回波首先出现在10:00不断增强,并持续至15:00开始发生第一次减弱;15:00以后迅速增强,到18:00第二

图3 C波段连续波雷达(a)、Ka波段毫米波云雷达(b)平均回波日变化

Figure 3 Daily variation of mean echo of C-band continuous wave radar (a), Ka-band millimeter wave cloud radar (b)

次迅速减弱; 18:00以后再次增强并持续至22:00; 类似于前面三个过程, 22:00以后, 平均回波再次增强持续至3:00; 3:00以后平均回波减弱并逐渐消失, 6:00~10:00期间基本无强平均回波, 9:00左右平均回波最弱。

进一步观察可以看出, 在10:00~15:00期间的强平均回波虽然较强, 但密度相对15:00~18:00以及18:00~22:00两个阶段强回波的强度与密度都偏小, 结合TBB数据, 可以推测在高原观测期间10:00~15:00的强回波主要由分散的局地热对流引起, 而到了15:00~18:00, 分散的局地对流系统开始合并发展成为较强的中尺度对流系统。入夜以后(18:00以后), 虽然在观测期间仍有一些强的天气过程, 但强平均回波的顶高明显降低, 可见夜间对流明显减弱, 可能多为平流性降水。22:00左右, 强平均回波开始减弱, 但仍然持续至3:00, 说明降水过程开始减弱。3:00以后, 强回波逐渐消散, 直至10:00以前, 强平均回波较弱, 表明降水过程较少。对比图3(a)和(b), 虽然二者整体趋势非常相似, 但C波段连续波雷达回波强度要明显高于Ka波段毫米波云雷达。这是由于C波段连续波雷达探测能力较强, C波段连续波雷达的平均回波比Ka波段毫米波云雷达表现出了更多的细微结构, 主要体现在高层零星的强回波前者出现更多。

为了进一步研究对流活动的垂直分布和日变化特征, 本文对一天24个时次(每个时次统计了前后0.5 h)进行了雷达回波随高度出现频次(CFAD)的统计分析(图4)。可以看出, 局地的对流11:00在低层开始发展(<9 km), 主要表现为高频次(>100次)的强回波(>0 dBZ)开始出现, 随着时间推移不断升高和增强, 在15:00高度达到最大; 而15:00以后随着时间高度并没有明显变化, 但强回波的频数明显增大, 表明对流在垂直高度上虽然达到最高, 但强度还在增强并持续至凌晨以后, 在此期间, 高层出现了一个频次超过300次、中心位于-15 dBZ附近的高频回波中心, 这表明从下午15:00到凌晨以后(3:00)在那曲上空高层频繁出现云系, 这与那曲地区夜间降雨较多的特征是相吻合的; 在20:00~22:00期间, 在低层(6~9 km)15 dBZ附近出现了另外一个高频回波中心, 这个中心的出现是强降水过程的发生在雷达回波上的体现; 午夜以后随着对流减弱, 整体的回波频次逐渐减小, 直至上午9:00, 较强回波(>-15 dBZ)出现的频次达到最小, 表明上午云降水活动最少。在分析过程中还发现, 那曲地区的雷达回波频数很多时候在9 km附近频数分布有着明显的减小, 也就是说9 km高度附近云出现的概率较小。通过对比探空数据, 我们发现那曲上空在9 km附近(400~300 hPa)经常会存在逆湿现象, 正是由于逆湿层的存在使得这个高度的云相

图4 C波段连续波雷达回波的高度频次分布(CFAD)(单位: 次)

Figure 4 Contoured-frequency-by-altitude diagram (CFAD) of C-band continous wave radar (unit: times)

对较少, 进而使得对流活动受到一定的抑制, 因此高原上的对流活动常为弱对流。

2.3 云顶、云底高度分布及日变化特征

为了对比和分析观测站点的云顶高度特征, 除利用C波段连续波雷达和Ka波段毫米波云雷达的回波顶高来表征云顶高度外, 还利用FY-2E卫星的TBB数据来计算当地的云顶高度, 几种设备获得的云顶高度特点如表1。由FY-2E卫星计算得到的云顶高度最低, 平均云顶高只有9.18 km, 其分布特征与两部雷达类似, 但高度要低2~3 km; 而C波段连续波雷达和Ka波段毫米波云雷达观测结果比较接近, 二者的平均云顶高与云顶高的中位值都处在11~12 km之间, 而且其盒分布的高度基本相同, 但C波段连续波雷达观测到的最大云顶高可超过19 km, 而Ka波段毫米波云雷达只有17.53 km。

从图5可以看出, 几种数据计算的云顶高度都是在9:00以后开始上升, 15:00左右达到最高并持续至21:00以后, 午夜以后开始降低。FY-2E计算的云顶高度的日变化趋势与C波段连续波雷达回波计算的结果趋势最为接近, 但两者的高度始终相差2~3 km, 这是因为在计算中用TBB数据来代表云顶温度造成

表1 不同设备获得的观测站点云高的中位值、平均值与最大值(单位: km)

Table 1 Median, average and maximum cloud-top height derived from different instruments (unit: km)

设备	FY-2E	C-Radar	Ka-Radar
中位值	8.82	11.65	11.95
平均值	9.16	11.41	11.62
最大值	15.34	19.09	17.53

的, 两者都是在15:00~18:00之间云顶高度最大, 入夜后开始减小, 而Ka波段毫米波云雷达在18:00以后才出现云顶高度的最高值; C波段连续波雷达和Ka波段毫米波云雷达云顶高度的数值大小比较接近, 但两者的日变化趋势有着较为明显的区别, 在5:00~9:00和16:00~3:00之间Ka波段毫米波云雷达的云顶高度要高于C波段连续波雷达, 而在11:00~15:00之间则相反; FY-2E云顶高度在1:00~10:00之间要小于其他两部雷达, 其中比C波段连续波雷达和Ka波段毫米波云雷达低2 km左右。

为了讨论观测期间青藏高原那曲云底的高度情况, 还针对激光云高仪的数据进行分析。观测期间架设在那曲气象局的激光云高仪Level3数据中包含三

图 5 云顶高的日变化. (a) FY-2E卫星资料反演云高, (b) C波段连续波雷达观测云高, (c) Ka波段毫米波云雷达观测云高, (d) 3 种数据获得云高值的对比情况

Figure 5 Daily variation of cloud-top height. (a) FY-2E, (b) C-band continuous wave radar, (c) Ka-band millimeter wave cloud radar, (d) comparison of all methods

层云底高的数据,在接下来的讨论中,由低层到高层分别记为C1, C2, C3, 观测时间由2014-07-06到2014-08-31. 经过统计分析发现, C1, C2, C3的平均海拔高度分别为6.88, 7.25, 7.46 km, 即距离地面分别为2.38, 2.74, 2.96 km, 三层云在同一时间点的相差并不大,而且C2出现的频率远小于C1, 而C3则远小于C2.

由于在统计结果中C1, C2, C3高度相差并不大,为了研究云底高度的日变化及统计特征,这里只针对C1进行分析,分析结果如图6. 图6(a)是经60点滑动平均后的平均云底高度(C1)日变化情况,可以看出,高原上云底高度有着明显的日变化特征:云底高在凌晨0:00~3:00最低,天亮后(6:00)开始逐渐升高,到12:00左右达到最高,12:00以后直至24:00降至最低,但在15:00~18:00和21:00~24:00期间有两个突然升高然后降低的过程. 图6(b)是针对云底高度进行了频数统计,可以看出云底高度在6.2和7.6 km存在两个峰值,对比图6(a),两个峰值分别对应夜晚和白天的云底高度.

2.4 降水强度的日变化及雨滴谱分布特征

利用那曲气象局站雨滴谱仪观测的分钟降水量资料,计算得到观测期间平均的降水强度以及雨滴谱的日变化情况(图7). 观测试验期间虽然那曲几乎

图 6 云底高度分布情况. (a) 经过 60 点平滑后的平均云底高度的日变化, (b) 平均后云底高在每个高度出现的频数(每 0.1 km 统计一次频数)

Figure 6 Cloud-base height of three-layer clouds. (a) 60-point smoothed averaged cloud-base height; (b) frequency of averaged cloud-base height (count per 0.1 km)

天天都有降水发生,但是日降水量相对不大. 通过对地面雨滴谱资料的整理分析,在观测期间总共发生了112次降水过程(时间间隔大于20 min),主要以短

图7 观测期间平均降水强度的日变化和雨滴谱的日变化。(a) 降水强度, 细线未经处理, 粗线对细线进行了60点滑动平均, (b) 雨滴谱(单位: $\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1}$)

Figure 7 Mean daily variation of precipitation intensity and raindrop size distribution observed by disdrometer during observation period. (a) Precipitation intensity. Thin line represents for original data, bold line for 60-point smoothed data. (b) Raindrop size distribution (unit: $\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1}$)

时阵性降水为主。绝大多数的降水过程持续时间都小于1 h, 降水持续时间集中在20~60 min之间, 其中30 min左右持续时间的降水最多, 而整个观测期间只观测到了3次持续时间大于5 h的降水过程。降水强度方面, 在观测到的有降水的时刻中, 超过50%的降水强度低于0.5 mm/h, 约80%的降水时刻降水强度低于2 mm/h, 只有不到6%的降水时刻降水强度超过了5 mm/h, 远小于同时期我国中东部的平原地区。

通过对观测期间雨滴谱仪的降水强度(PI)进行平均并进行滑动平均, 得到图7(a), 一天之中只有上午时段(6:00~12:00)降水稍少, 在其他时段, 降水出现了多个峰值, 分别是: 0:00~1:00, 12:00~13:00, 17:00~18:00以及19:00~22:00共4个降水峰值, 三个较大的峰值出现在12:00~24:00之间, 而且整个夜间降水的强度要稍强于白天。刘黎平等^[22]的分析结果与本文的分析结果类似, 主要表现在降水过程主要集中在12:00以后, 并且持续到午夜以后, 同时也都有着几个降水的峰值, 只是时间上略有差异。图7(b)为对应图7(a)的雨滴谱仪的平均滴谱日变化情况, 从图上可以看出, 在降水强度较高时, 平均的滴谱宽

度也较大, 表明降水强度越大, 在降水过程中生成的大雨滴也就越多。另一个值得注意的现象是, 从7:00以后直至19:30左右, 雨滴谱在小粒子(<1 mm)范围内的数量明显要小于20:00以后直至6:00时间段, 也就是说, 大粒子在白天降水过程中对降水量的贡献要大于在夜间, 而夜间的降水强度主要由小粒子贡献, 夜间的降水虽然较多, 降水强度较强, 但主要是由于小粒子的增多导致, 从侧面表明降水的对流性在夜间有所减弱。

进一步观察可以看出, 在10:00~15:00期间的强平均强回波虽然较强, 但密度相对15:00~18:00以及18:00~22:00两个阶段强回波的强度与密度都偏小, 结合FY-2E卫星TBB数据, 可以看到在高原观测期间10:00~15:00的强回波主要由分散的局地热对流引起, 并在12:00以后开始形成第一次降水峰值, 而到了15:00~18:00, 分散的局地对流系统开始合并发展成为较强的中尺度对流系统, 在17:00形成第二次降水峰值, 由于该次降水的对流强度较大, 此次的降水峰值要大于第一次, 而且雨滴谱的谱宽也要大于第一次, 也是全天内雨滴谱谱宽最大的一次降水过程。

入夜以后(18:00以后),虽然在观测期间仍有一些强的天气过程,但强平均回波的顶高明显降低,同时雨滴谱在小粒子直径的量级开始增大,可见夜间对流明显减弱,降水强度虽然较大,但主要由较小的降水粒子提供,如19:00~22:00的降水过程中降水强度虽然大于17:00~18:00的过程,但其雨滴谱的宽度相比于前者要小,同时小粒子的浓度也要大. 22:00左右,强平均回波开始减弱,但仍然持续至3:00,说明降水过程开始减弱,但较高的降水强度仍然持续至6:00,这些降水很可能是降水云系消散时零碎云系造成的一些降水. 3:00以后,强回波逐渐消散,6:00以后,降水逐渐消失,直至10:00以前,强平均回波较弱,表明降水过程较少.

结合雷达回波以及云顶/底高度的日变化不难看出,平均雷达回波较强的时期对应降水较大的时段,而几次平均回波的突然减弱也对应着降水的减少,降水与雷达无论是平均回波还是回波统计特征都有着很好的对应关系,强的降水过程通常对应着强平均回波或高频回波中心,云底高度的突然升高则表明降水的减弱.从以上可以总结出高原对流活动的日变化特征:对流从上午10:00左右开始发展,到12:00开始形成第一次降水过程,较宽的雨滴谱表明此时的降水过程具有很轻的对流性;根据图6(a),对流降水活动虽然在15:00左右减弱,但对流活动并没有减弱,反而在高层开始出现较强的高频回波,而云顶高度在12:00~15:00期间并未达到最大高度,因此在10:00~15:00期间多为单体的局地对流活动;15:00以后,新一轮的对流活动在之前单体对流合并发展的基础上发展起来,在此期间由于降水较少,云底高度有突然升高的现象,在17:00~18:00形成第二个降水峰值,18:00过后迅速减弱,17:00~18:00的降水峰值、全天最宽的雨滴谱分布、持续的较高云顶高度以及强的雷达回波说明该时段是一天中对流最强的时段;18:00以后平均强回波高度明显降低,但回波强度并没减小,在高层-15 dBz附近一直存在一个高频的回波中心、在19:00~22:00期间小雨滴贡献较大的降水峰值以及开始降低的云顶高度都表明对流活动在入夜后开始减弱,但降水过程仍然在持续,高原上有着明显的“夜雨”现象;22:00以后,平均回波强度明显减小,云顶高度也开始明显降低,降水的减弱仍然对应着云底高度的突然升高,但降水在午夜以后

仍然出现了峰值,降水强度相对上半夜的峰值较小,但降水在凌晨0:00以后没有明显减弱并持续至6:00,可见凌晨以后的降水为平流性降水,6:00以后降水逐渐减小,到9:00降至最低,上午10:00以前对流活动较少.

为获得观测试验期间的地面雨滴谱分布特征,在处理雨滴谱数据时,首先对112个降水过程的雨滴谱进行平均,得到每个降水过程的平均滴谱数据和降水强度,对这112个平均谱再进行平均,最终得到总的平均谱和平均降水强度,最后计算得到的平均小时降水强度为1.16 mm/h,而直接通过对所有降水时刻计算得到的平均降水强度则为1.22 mm/h,两者略有差异.

图8(a)为每次降水过程的平均雨滴谱以及总的平均雨滴谱,对比Porcù等人^[36]统计的拉萨、林芝2009年10月~2010年9月的雨滴谱可以发现,青藏高原夏季的雨滴谱分布相对于高原其他季节要宽.对比陈磊等人^[41]统计的2009与2010年梅雨期间淮南和南京地区的暴雨的雨滴谱、陈聪等人^[42]统计的6月黄山地区雨滴谱、以及Chen等人^[43]统计的南京地区2009与2011年梅雨期间的平均雨滴谱可以发现,高原上7,8月的雨滴谱宽度要宽于同纬度的海拔较低尤其是平原的地区.根据Beard^[44]的经验公式,对于 $535 \leq r \leq 3500 \mu\text{m}$ 的降水粒子,其降落的末速度 $V_\infty = \frac{N_{Re}\eta}{2\rho_a r}$ (N_{Re} 为雷诺数, η 为空气的动力黏滞系数, ρ_a 为大气的密度, r 为粒子半径),高原上的空气密度相对于同纬度平原地区要小,因此相同半径的粒子在高原上降落的末速度更大.根据重力碰并理论,较大云滴的生长率 $\frac{dr}{dt} = \frac{Env}{4} \cdot V$ (V 为大水滴的末速度, v 为较小云滴的体积, n 为较小云滴的浓度, E 为捕获系数,这边省掉了较小水滴的末速度 V'),而高原上由于液滴降落的末速度 V_∞ 较大,因此其生长率也较快,最终导致高原上雨滴谱的宽度要大于同纬度平原地区,并且极易产生降水,这从另一方面解释了3:00以后并没有很强的雷达回波情况下的较强降水过程.

图8(b)包括图8(a)中的总平均雨滴谱以及由平均降水强度1.16 mm/h确定的M-P分布^[45]和通过拟合得到的 Γ 分布^[46]雨滴谱,其中M-P分布的参数 $N_0=8000 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$, $R=1.16 \text{ mm/h}$, Γ 分布的参数为 $N_0=17349.34 \text{ m}^{-3}$, $\mu=4.03$, $A=6.95 \text{ mm}^{-1}$,相对Chen等人^[43]对南京

图8 雨滴谱. (a) 112次降水的平均雨滴谱和总平均雨滴谱, (b) 平均雨滴谱、M-P分布雨滴谱以及拟合的 Γ 分布雨滴谱

Figure 8 Raindrop size distribution. (a) Mean raindrop size distribution of 112 rainfall events and totally mean raindrop size distribution. (b) Mean raindrop size distribution, M-P raindrop size distribution and Γ raindrop size distribution

梅雨期间雨滴谱拟合的3个参数均偏小,说明高原地区的雨滴谱分布有其特殊性.从结果来看,两种分布在降水粒子半径超过2 mm以后的大粒子模拟效果都不是很好,M-P分布在小于1 mm部分也与观测有着较大的差异,但 Γ 分布在此部分则对观测的雨滴谱模拟效果较好,整体而言, Γ 分布的雨滴谱型更适合用于青藏高原上雨滴谱的拟合.

3 结论与讨论

本文对第三次青藏高原科学试验2014年7~8月在西藏那曲地区观测的云和降水特征行了分析,主要的结论如下.

(1) 观测期间青藏高原夏季的对流活动主要集中在高原的东南部和中部地区,其降水过程有着准两周的周期性.云顶高平均在11.5 km左右,最大云顶高超过了19 km,云顶高度在12:00~24:00期间高于0:00~12:00.云底高度集中分布在海拔高度6~8 km,平均云底高度6.88 km,统计分布在6.2和7.6 km存在两个峰值,分别对应夜间和白天的云底高度,白天云底高度高于夜间.观测期间的降水过程主要表现为短时阵性降水,降水持续时间大多小于1 h,强度小于2 mm/h;降水主要发生在下午和夜间,而夜间的降水强度要大于下午,并且在当地时间0:00~1:00, 12:00~13:00, 17:00~18:00以及19:00~22:00共有4个降水峰值.

(2) 观测期间白天雨滴谱宽度要大于夜间,夜间的降水滴谱中小粒子浓度高于白天,而白天的降水滴谱大粒子出现较多,小粒子浓度较小.高原上的雨滴谱分布较同季节我国平原地区滴谱要宽,观测结果中出现了较大的雨滴,主要是由于高原气压低、空气密度小导致雨滴下降速度快,重力碰并增长较快导致,较快的重力碰并增长速度使得高原上的云更容易产生降水.此外,青藏高原雨滴谱更符合 Γ 分布的特征.

(3) 青藏高原那曲地区的对流云及降水的日变化特征:对流活动在当地时间11:00开始发展,12:00出现第一个降水峰值,由于主要是局地热对流导致的降水,因此在此期间降水的滴谱宽度较宽,但云顶高度较低,云底高在12:00后迅速降低;15:00以后局地的热对流开始发生合并增强并在18:00之前全天的对流活动达到最强,主要表现为云底高度在15:00以后开始升高直至17:00再次突然降低,而云顶高度则一直保持较高的高度,在18:00以后才开始明显降低,降水在17:00~18:00之间出现第二个峰值并且有着全天最宽的雨滴谱;入夜以后仍然有较强降水,并在19:00~22:00出现了第三个降水峰值,相对应云底高度在降水结束后有明显的升高,但降水的对流性减弱,平流性增强,主要表现在滴谱宽度偏小,小粒子浓度大,云顶高度降低;午夜以后降水持续至黎明(6:00以后)才逐渐消失,期间降水更偏平流性,主要表现为云顶高度进一步降低,云底高度维持较低状

态,小粒子降水浓度较高,而降水的峰值对应滴谱有着一定的拓宽,3:00以后强雷达回波消失,降水是由消散破碎的降水云系导致;天亮以后降水减小并且对流活动较少并持续至10:00,表现为云底高度开始升高,云顶高度保持较低,降水较少。

过去有关青藏高原云降水特征的研究主要利用了卫星遥感资料,直接的观测研究较少。第三次青藏高原科学试验提供了宝贵的云和降水直接观测试验数据,本文的研究结果与以前研究所得结果部分结果具有较好的一致性,如云和降水日变化与刘黎平等^[22]、Uyeda等人^[23]、Liu等人^[24]、白爱娟等人^[21]的基本结果比较一致;C波段连续波雷达和Ka波段云雷达CI观测模式计算出的云顶高度与Uyeda等人^[23]和冯锦明等人^[25]的卫星统计结果在日变化趋势和数

值上也基本一致;雨滴谱的谱型以及对高原上雨滴谱的拟合与Porcù等人^[36]的结果比较吻合;高原降水强度无论是均值还是极大值都与之前的很多研究^[21,22,24,25,32,33,39]在量级上一致。但也存在一些与早期的研究结果并不一致的方面。本文结果在当地时间15:00以后回波高度达到最大,而Uyeda等人^[23]与冯锦明等人^[25]的研究结果则显示在当地时间14:00回波高度就达到最大,这可能与研究过程中采用雷达的探测能力有关,本文所使用的C波段连续波雷达与Ka波段毫米波云雷达作为垂直指向的雷达对于云的垂直特征的探测能力要强于一般的多普勒雷达。降水峰值结果也有差异,主要表现为降水峰值在一天内出现的时间不同,这可能与不同年份降水的差异以及观测设备的误差有关^[22]。

参考文献

- 1 Ye D Z. Meteorology of the Qinghai-Xizang Plateau (in Chinese). Beijing: Science Press, 1979 [叶笃正. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979]
- 2 Tao S Y, Ding Y H. Observational evidence of the influence of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1981, 62: 23–30
- 3 Qian Z A, Wu T W, Liang X Y. Feature of mean vertical circulation over the Qinghai-Xizang Plateau and its neighborhood (in Chinese). *Chin J Atmos Sci*, 2001, 4: 444–454 [钱正安, 吴统文, 梁潇云. 青藏高原及周围地区的平均垂直环流特征. 大气科学, 2001, 4: 444–454]
- 4 Xu X D, Tao S Y, Wang J Z, et al. The relationship between water vapor transport features of Tibetan Plateau-Monsoon “Large Triangle” affecting region and drought-flood abnormality of China (in Chinese). *Acta Meteorol Sin*, 2002, 60: 257–266 [徐祥德, 陶诗言, 王继志, 等. 青藏高原—季风水汽输送“大三角扇型”影响域特征与中国区域旱涝异常的关系. 气象学报, 2002, 60: 257–266]
- 5 Gao Y, Tang M, Luo S, et al. Some aspects of recent research on the Qinghai-Xizang Plateau meteorology. *Bull Amer Meteorol Soc*, 1981, 62: 31–35
- 6 Xu X D, Zhao T L, Lu C, et al. Characteristics of the water cycle in the atmosphere over the Tibetan Plateau (in Chinese). *Acta Meteorol Sin*, 2014, 72: 1079–1095 [徐祥德, 赵天良, Lu C, 等. 青藏高原大气水分循环特征. 气象学报, 2014, 72: 1079–1095]
- 7 Xu X D, Chen L S. Advances of the study on Tibetan Plateau experiment of atmospheric sciences (in Chinese). *J Appl Meteorol Sci*, 2007, 17: 756–772 [徐祥德, 陈联寿. 青藏高原大气科学试验研究进展. 应用气象学报, 2007, 17: 756–772]
- 8 Jiang J X, Fan M Z. Convective clouds and mesoscale convective systems over the Tibetan Plateau in summer (in Chinese). *Chin J Atmos Sci*, 2002, 26: 263–270 [江吉喜, 范梅珠. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统. 大气科学, 2002, 26: 263–270]
- 9 Shiori S, Kenichi U. Formation of mesoscale convective systems over the eastern Tibetan Plateau affected by plateau-scale heating contrasts. *J Geophys Res Atmos*, 2010, 115: 751–763
- 10 Yanai M, Li C. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau. *Mon Weather Rev*, 1994, 122: 305–323
- 11 Zhu G, Chen S. A numerical case study on a mesoscale convective system over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20: 385–397
- 12 Zhu G, Chen S. Analysis and comparison of mesoscale convective systems over the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20: 311–322
- 13 Gao B, Yang P, Guo G, et al. Measurements of water vapor and high clouds over the Tibetan Plateau with the terra MODIS instrument. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 2003, 41: 895–900
- 14 Jin M. MODIS Observed seasonal and interannual variations of atmospheric conditions associated with hydrological cycle over Tibetan Plateau. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L19707
- 15 Fujinami H, Yasunari T. The Seasonal and intraseasonal variability of diurnal cloud activity over the Tibetan Plateau. *J Meteorol Soc Jpn*

Ser II, 2001, 79: 1207–1227

- 16 Li Y, Liu X, Chen B. Cloud type climatology over the Tibetan Plateau: A comparison of ISCCP and MODIS/TERRA measurements with surface observations. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: L17716
- 17 Kurosaki Y, Kimura F. Relationship between topography and daytime cloud activity around Tibetan Plateau. *J Meteorol Soc Jpn Ser II*, 2002, 80: 1339–1355
- 18 Yang K, Koike T, Fujii H, et al. The daytime evolution of the atmospheric boundary layer and convection over the Tibetan Plateau: Observations and simulations. *J Meteor Soc Jpn Ser II*, 2004, 82: 1777–1792
- 19 Bhatt B C, Nakamura K. Characteristics of monsoon rainfall around the Himalayas revealed by TRMM precipitation radar. *Mon Weather Rev*, 2005, 133: 149–165
- 20 Fujinami H, Nomura S, Yasunari T. Characteristics of diurnal variations in convection and precipitation over the southern Tibetan Plateau during summer. *Sci Online Lett Atmos Sola*, 2005, 1: 49–52
- 21 Bai A J, Liu C H, Liu X D. Diurnal variation of summer rainfall over the Tibetan Plateau and its neighboring regions revealed by TRMM multi-satellite precipitation analysis (in Chinese). *Chin J Geophys*, 2008, 51: 704–714 [白爱娟, 刘长海, 刘晓东. TRMM 多卫星降水分析资料揭示的青藏高原及其周边地区夏季降水日变化. *地球物理学报*, 2008, 51: 704–714]
- 22 Liu L P, Chu R Z, Song X M, et al. Summary and preliminary results of cloud and precipitation observation in Qinghai-Xizang Plateau in GAME-TIBET (in Chinese). *Plateau Meteorol*, 1999, 18: 441–450 [刘黎平, 楚荣忠, 宋新民, 等. GAME-TIBET 青藏高原云和降水综合观测概况及初步结果. *高原气象*, 1999, 18: 441–450]
- 23 Uyeda H, Yamada H, Horikomi J, et al. Characteristics of convective clouds observed by a doppler radar at Naqu on Tibetan Plateau during the GAME-Tibet IOP. *J Meteorol Soc Jpn*, 2001, 79(1B Special GEWEX Asian Monsoon Experiment): 463–474
- 24 Liu L, Feng J, Chu R, et al. The diurnal variation of precipitation in monsoon season in the Tibetan Plateau. *Adv Atmos Sci*, 2002, 19: 365–378
- 25 Feng J M, Liu L P, Wang Z J, et al. The statistic characteristics of radar echo and precipitation and some thermodynamic variables at Naqu in Qinghai-Xizang Plateau (in Chinese). *Plateau Meteorol*, 2002, 21: 368–374 [冯锦明, 刘黎平, 王致君, 等. 青藏高原那曲地区雨季雷达回波, 降水和部分热力参量的统计特征. *高原气象*, 2002, 21: 368–374]
- 26 Fu Y, Liu G, Wu G, et al. Tower mast of precipitation over the central Tibetan Plateau summer. *Geophys Res Lett*, 2006, 33: 157–158
- 27 Sato T, Yoshikane T, Satoh M, et al. Resolution dependency of the diurnal cycle of convective clouds over the Tibetan Plateau in a mesoscale model. *J Meteorol Soc Jpn*, 2008, 86: 118
- 28 Xu X D, Zhou M Y, Chen J Y, et al. The comprehensive dynamical, thermal, structure image for the process land surface and atmosphere interaction over the Tibetan Plateau (in Chinese). *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2001, 31: 428–440 [徐祥德, 周明煜, 陈家宜, 等. 青藏高原地-气过程动力, 热力结构综合物理图象. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31: 428–440]
- 29 Fu Y F, Li H T, Zi Y. Case study of precipitation cloud structure viewed by TRMM satellite in a valley of the Tibetan Plateau (in Chinese). *Plateau Meteorol*, 2007, 26: 98–106 [傅云飞, 李宏图, 自勇. TRMM 卫星探测青藏高原谷地的降水云结构个例分析. *高原气象*, 2007, 26: 98–106]
- 30 Fu Y F, Liu Q, Zi Y, et al. Summer precipitation and latent heating over the Tibetan Plateau based on TRMM measurements (in Chinese). *Plateau Mountain Meteorol Res*, 2008, 28: 8–18 [傅云飞, 刘奇, 自勇, 等. 基于 TRMM 卫星探测的夏季青藏高原降水和潜热分析. *高原山地气象研究*, 2008, 28: 8–18]
- 31 He Q, Li C, Ma J, et al. The properties and formation of cirrus clouds over the Tibetan Plateau based on summertime lidar measurements. *J Atmos Sci*, 2013, 70: 901–915
- 32 Li D, Bai A J, Xue Y J, et al. Comparative analysis on characteristics of summer convective precipitation over Tibetan Plateau and Sichuan Basin (in Chinese). *Meteorol Mon*, 2014, 40: 280–289 [李典, 白爱娟, 薛羽君, 等. 青藏高原和四川盆地夏季对流性降水特征的对比分析. *气象*, 2014, 40: 280–289]
- 33 Luo H, Yanai M. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part I: Precipitation and kinematic analyses. *Mon Weather Rev*, 1983, 111: 922–944
- 34 Maussion F, Scherer D, Finkelnburg R, et al. WRF simulation of a precipitation event over the Tibetan Plateau, China—An assessment using remote sensing and ground observations. *Hydrol Earth Syst Sci*, 2011, 15: 1795–1817
- 35 Porcù F, D'Adderio L P, Prodi F, et al. Effects of altitude on maximum raindrop size and fall velocity as limited by collisional breakup. *J Atmos Sci*, 2013, 70: 1129–1134
- 36 Porcù F, D'Adderio L P, Prodi F, et al. Rain drop size distribution over the Tibetan Plateau. *Atmos Res*, 2014, 150: 21–30
- 37 Fu Y F, Cao A Q, Li T Y, et al. Climatic characteristics of the storm top altitude for the convective and stratiform precipitation in summer asia based on measurements of the TRMM precipitation radar (in Chinese). *Acta Meteorol Sin*, 2012, 70: 436–451 [傅云飞, 曹爱琴, 李天奕, 等. 星载测雨雷达探测的夏季亚洲对流与层云降水雨顶高度气候特征. *气象学报*, 2012, 70: 436–451]
- 38 Pan X, Fu Y. Analysis on climatological characteristics of deep and shallow precipitation cloud in summer over Qinghai-Xizang Plateau

- (in Chinese). Plateau Meteorol, 2015, 34: 1191–1203 [潘晓, 傅云飞. 夏季青藏高原深厚及浅薄降水云气候特征分析. 高原气象, 2015, 34: 1191–1203]
- 39 Luo H, Yanai M. The large-scale circulation and heat sources over the Tibetan Plateau and surrounding areas during the early summer of 1979. Part II: Heat and moisture budgets. Mon Weather Rev, 1984, 112: 966–989
 - 40 Yasunari T, Miwa T. Convective cloud systems over the Tibetan Plateau and their impact on meso-scale disturbances in the Meiyu/Baiu Frontal Zone: A case study in 1998. J Meteorol Soc Jpn Ser II, 2006, 84: 783–803
 - 41 Chen L, Chen B J, Yang J, et al. Characteristics of raindrop size distribution of rainstorm on Meiyu Front during 2009–2010 (in Chinese). Trans Atmos Sci, 2013, 36: 481–488 [陈磊, 陈宝君, 杨军, 等. 2009–2010 年梅雨锋暴雨雨滴谱特征. 大气科学学报, 2013, 36: 481–488]
 - 42 Chen C, Yin Y, Chen B J. Raindrop size distribution at different altitudes in Mt. Huang (in Chinese). Trans Atmos Sci, 38: 388–395 [陈聪, 银燕, 陈宝君. 黄山不同高度雨滴谱的演变特征. 大气科学学报, 2015, 38: 388–395]
 - 43 Chen B, Yang J, Pu J. Statistical characteristics of raindrop size distribution in the Meiyu season observed in Eastern China. J Meteorol Soc Jpn, 2013, 91: 215–227
 - 44 Beard K V. Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft. J Atmos Sci, 1976, 33: 851–864
 - 45 Marshall J, Palmer W M. The distribution of raindrops with size. J Atmos Sci, 1948, 5: 165–166
 - 46 Willis P T. Functional fits to some observed drop size distributions and parameterization of rain. J Atmos Sci, 1984, 41: 1648–1661

Characteristics of convective cloud and precipitation during summer time at Naqu over Tibetan Plateau

CHANG Yi & GUO XueLiang

Key Laboratory for Cloud Physics, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China

The Tibetan Plateau has an important impact on regional water cycle, ecosystem, disastrous weather formation, and climate change. China has conducted the Third Tibetan Plateau Experiment-Observation of Boundary Layer and Troposphere (2014–2017) Project in order to reveal the physical process of meteorology and atmosphere over the Tibetan Plateau. The observational instruments for cloud and precipitation processes in this field experiment include the C-band continuous wave radar, Ka-band millimetre wave cloud radar, ground-based raindrop disdrometer, lidar ceilometer etc. In this paper, the characteristics of convective clouds and precipitation as well as raindrop size distribution were analysed by using observed data and FY-2E satellite TBB data from July 1 to August 31, 2014. The result shows that the convective activities mainly distributed in the central and southeast part of the Tibetan Plateau and the precipitation had a quasi-two-week cycle during the observational period. Due to the solar heating effect over the plateau, both convective clouds and precipitation processes had obvious daily variation. There were four precipitation peaks in a day, which were 0:00–1:00, 12:00–13:00, 17:00–18:00, 19:00–22:00 (LST) respectively. The convections first appeared at 11:00, and the first precipitation peak happened at around 12:00, which was mainly caused by local thermal convection with relative lower cloud-top height and wider drop spectrum. Then the convections merged and developed to their maximum at 17:00–18:00, during which cloud-base height had a sharp decrease at 17:00 and widest raindrop spectrum and the second precipitation peak happened in this period. At night the precipitation tended to be advective but remained high and lasted until 6:00 and then dissipated. During 18:00–24:00 there was a precipitation peak around 19:00–22:00 and the cloud-top height was as high as that in the afternoon and the number of smaller drops increased. After midnight, the cloud-top height as well as precipitation started to decrease and tended to be more advective, but a forth precipitation peak happened during 0:00–1:00. In the forenoon there were few convections happened. The mean cloud-top height was around 11.5 km (ASL), and its maximum value exceeded 19 km, and the mean cloud-base height was 6.88 km (ASL) during the observation period. Precipitation was mainly short-lasting and showery, and usually lasted less than 1 h, and the mean precipitation intensity was 1.2 mm/h. The result also shows that the raindrop size distribution over the Tibetan Plateau was wider than that over plain at the same latitude and season, because of which the rainfall could be more easily produced over the plateau than that over plain. Rain happened more at night than at noon. However, there were more larger-size raindrops at daytime than at night. Γ distribution was found to be more suitable for the raindrop size distribution than M-P distribution over the Tibetan Plateau.

the Third Tibetan Plateau Experiment, cloud and precipitation of summer, daily variation, rain drop size distribution

doi: 10.1360/N972015-01292