

傅佩玲, 胡东明, 张羽, 等, 2018. 2017年5月7日广州特大暴雨微物理特征及其触发维持机制分析[J]. 气象, 44(4): 500-510.

2017年5月7日广州特大暴雨微物理特征 及其触发维持机制分析*

傅佩玲 胡东明 张羽 李怀宇 高美谭 周芯玉

广州市气象台, 广州 511430

提 要: 2017年5月7日, 广州经历了一次罕见的局地特大暴雨事件, 刷新了多个雨量历史纪录, 造成了严重的国民财产损失。本文利用双偏振雷达、二维雨滴谱仪、微波辐射计和风廓线雷达等多种新型探测资料, 分析这次短时暴雨的演变过程和降水特征, 并通过大气环境诊断和双多普勒雷达风场反演方法研究其维持机制。结果表明, 此次降水过程发生在弱天气系统强迫条件下, 大气层结表现为弱对流抑制、低抬升凝结高度、中等对流有效位能、较厚的暖云层, 低层受暖湿气流影响但无明显急流。强降水是由中尺度对流系统直接产生的。午夜至凌晨的初始对流主要由偏南暖湿气流与地形相互作用产生, 对流单体不断在后部触发并逐渐形成准静止的对流雨带; 黎明至早晨, 新生对流单体沿着成熟的强降水风暴出流与低层偏南暖湿气流的交界不断激发, 后向传播过程更为显著, 形成回波列车效应; 此后降水以组织化的对流雨带不断南移。此次暴雨过程中的对流云团为典型的低质心降水云团, 降水雨滴谱在高湿环境中表现为暖性降水的特征(小雨滴浓度非常高), 但同时存在部分大粒子, 从而导致更高的降水效率和局地强降水。不断加强的低层偏南暖湿气流对于对流系统的发展和维持具有重要作用。

关键词: 广州“5·7”特大暴雨, 高降水效率低质心云团, 暖性降水, 后向建立

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.04.003

Microphysical Characteristics, Initiation and Maintenance of Record Heavy Rainfall over Guangzhou Region on 7 May 2017

FU Peiling HU Dongming ZHANG Yu LI Huaiyu GAO Meitan ZHOU Xinyu

Guangzhou Meteorological Observatory, Guangzhou 511430

Abstract: An extremely heavy rainfall event occurred in Guangzhou City on 7 May 2017. The record-breaking heavy precipitation caused severe property damage. To investigate the reasons/mechanisms responsible for the severe rainfall, a detailed observation analysis was performed in this study, based on the dataset collected by ground-based Doppler radars, two-dimensional video disdrometer (2DVD), microwave radiometer and wind-profiling radar. The research results show that the ambient conditions prior to this event are characterized by small value of convective inhibition (CIN), low lifting condensation level (LCL), moderate convective available potential energy (CAPE), deep warm layer, and moist southerly flow. From midnight to dawn of 7 May 2017, initial convection was generated mainly by the terrain-blocked southerly flow, leading to the formation of quasi-stationary rainbands. From sunrise to early morning, new convective cells were repeatedly triggered along the precipitation-induced outflows boundary (i. e., back building process) and were continuously propagated backward (i. e., “echo training”). The observaiton of 2DVD

* 广州市产学研协同创新重大专项(201704020169)、广东省科技计划项目(2017ZC0402)和中国气象局预报员专项(CMAYBY2018-052)共同资助

2017年8月10日收稿; 2018年3月2日收修定稿

第一作者, 傅佩玲, 主要从事强对流天气研究. Email: plinging@163.com

通信作者, 胡东明, 主要从事大气探测技术及应用开发. Email: dongminghu1976@163.com

further suggests that the surface heavy precipitation was composed of a high concentration of small raindrops and a few large raindrops. This microphysical information indicates that the high-precipitation-efficiency warm rain process was the main microphysical mechanism responsible for the heavy rainfall. This argument is supported with the low-centroid cumulonimbus structures observed by Doppler radar. It suggests that the continuously intensifying southerly flow played an important role in sustaining the convective system and producing the local heavy rainfall.

Key words: the 7 May 2017 Guangzhou extreme rainfall, low centroid and high precipitation efficiency cumulonimbus, warm rain, back building

引言

2017年5月7日00—16时(北京时,下同),广州经历了一次极端降水过程,导致多个村庄严重水浸,不少房屋倒塌,造成了严重的经济损失,是华南地区历史少见的局地暖区突发特大暴雨事件。

这类短时暴雨能在短时间内(24 h以内)出现极大累积雨量,是由相对较高的降水强度和较长的降水持续时间共同配合下形成的,其降水强度与降水类型及降水粒子的微物理特征密切相关(Doswell et al, 1996),而持续时间则受系统的移动速度、尺度和组织结构共同影响。产生暴雨的典型天气背景可以分为西风带天气系统、锋面系统、中尺度高压和热带系统(Maddox et al, 1979; Chappell, 1986),而短时暴雨则更多是与中尺度对流系统(mesoscale convective system, MCS)相关,能否引发短时暴雨取决于其尺度、组织结构及运动学特征(Maddox et al, 1979; Schumacher and Johnson, 2005; 2006)。一般情况下,孤立的对流单体由于受生命史限制很难产生强累积降水(Doswell, 2001),而移动缓慢或者准静止的MCS在特定地形配合下更容易产生短时暴雨,能够同时满足高降水强度和持久性(Chappell, 1986; Doswell et al, 1996; Corfidi, 2003)。Parker and Johnson (2000)指出在不同类型的MCS中,对流层中、上部相对于MCS的平均气流模型有明显的差异。而导致局地强降水的一种重要的对流组织形式是后向建立(Schumacher and Johnson, 2005),其表现为线状或者团状结构,新的单体不断在成熟对流系统的上游被激发,导致局地形成持续强降水。而对流后向建立需要依靠包括地面锋面(Sanders, 2000)、中尺度对流涡(Schumacher and Johnson, 2008; 2009)、地形抬升(Pontrelli et al, 1999; Soderholm et al, 2014)和出流边界(Maddox et al, 1979; Xu et al, 2012)等条件。

过去研究表明,华南地区在前汛期的强降水活动往往与镶嵌在华南准静止锋带上的长生命史中尺度对流系统相关(Kuo and Chen, 1990; Li et al, 1997; Zhang et al, 2003; Xu et al, 2009; Wang et al, 2014)。而暖区暴雨由于降水强度大,突发性强,具有独特的中尺度对流特征,且降水落区离锋面距离不固定,长期以来一直是预报中的难点,过去有不少学者研究了天气尺度系统引起的暖区暴雨(薛纪善, 1999; 周秀骥等, 2003; 林良勋等, 2006; 孔期和林建, 2017),主要表现为三类:暖切变暴雨、沿海急流暴雨、锋前急流暴雨(何立富等, 2016; 陈思等, 2017)。然而5月7日特大暴雨具有局地性强、发展迅速和降水强度大的特点,暴雨发生前未受到明显的天气尺度斜压系统影响,无法完全被归类到以上几种典型的暖区暴雨类型。业务上几个主要数值预报模式(ECWMF、JMA和GRAPES)的预报几乎完全失效,最多只报出中雨量级的降水。此次暴雨过程降水特点和微物理特征如何?为何能在短时间内产生如此极端的局地降水?在中尺度分析上能否有一定的表现?这些是本文试图探讨的问题。

1 资料与方法

1.1 资料

研究采用2017年华南地区地面自动站、微波辐射计、风廓线雷达、二维雨滴谱仪(two-dimensional video disdrometer, 2DVD)和多普勒天气雷达网的基数据资料。雷达资料每6分钟完成一次体扫,包括9个仰角(0.5°、1.5°、2.4°、3.3°、4.3°、6.0°、9.9°、14.6°、19.5°)。其中,广州雷达位于23.00°N、113.36°E,肇庆雷达位于22.84°N、112.56°E,两雷达相距90.71 km,可进行双多普勒风场反演。图1显示广州(GZ)、肇庆(ZQ)多普勒雷达以及二维雨滴谱仪(22.85°N、113.25°E)、风廓线雷达(花都

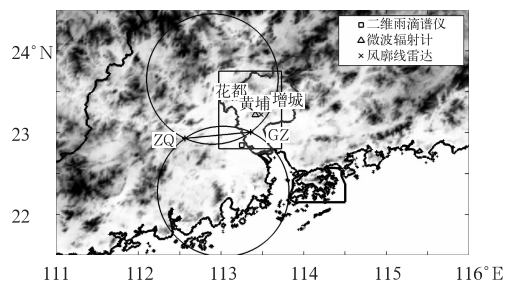


图1 观测仪器分布图

(黑色实线圆形为双多普勒雷达合成最佳区域;

两实线相交区域为基线区域,不利合成;

黑色矩形框为雷达回波分析区域)

Fig. 1 Location of observation network

(Solid circles indicate areas of "good" coverage with a between-beam angle of 30° ; rectangle box denotes the main radar analysis region; square represents the 2DVD; triangle represents the microwave radiometer; cross represents the wind-profiling radar)

23.42°N、113.23°E 和黄埔 23.21°N、113.48°E)、微波辐射计(23.21°N、113.48°E)位置分布图。

1.2 分析方法

对于风场反演所需的业务雷达基数据,首先用美国国家大气研究中心(NCAR)的 SOLOII 软件进行质量控制,包括去除噪声点、地物回波、二次回波和多普勒速度退模糊等(Oye et al, 1995),然后利用 Reorder 软件将雷达资料从极坐标插值到笛卡尔坐标系的等高面上,其中,数据插值采用距离权重法(Cressman, 1959),设置 1° 方位、 1.5° 仰角间隔和 1 km 影响半径,水平和垂直分辨率插值后设置为 1 和 0.5 km。反演采用 NCAR 发展的 CEDRIC (Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesian Space) 软件,原理参考 Ray et al (1978),参数设置详见潘玉洁等(2012)的研究。对于二维雨滴谱仪数据,采样时间为 3 s,最低可探测直径 0.166 mm,数据处理方法详见温龙等(2015)的研究。

2 降水分布和回波结构演变

在这次降水过程中,7 日 00—16 时广州市共有 128 个地面自动站(占全市站点约 40%)雨量超过 100 mm,12 个站录得 250 mm 的特大暴雨,雨量创造了多个历史极值:黄埔九龙镇 24 h 降水录得 542.7 mm,打破了广州市 1908 年有气象记录以来

的历史纪录;增城永宁街 1 h 雨量录得 184.4 mm,刷新了广州历史纪录,在广东历史纪录中排名第二;增城永宁街 3 h 雨量录得 382.6 mm,刷新了广东历史纪录。其降水过程具有低移速、长时间、高效率的特点。

2.1 降水分布

这次特大暴雨是季风尚未爆发,在远离弱冷空气(弱冷锋)、处于低压倒槽内的弱天气尺度背景下,弱动力场中的暖区发生的局部极端强降雨(伍志方等,2018;田付友等,2018)。图 2a 为 2017 年 5 月 7 日 00—16 时的累计雨量分布图。其中,两个降水中心分别位于花都区 and 增城黄埔两区交界处,降水集中在两个中心周边,是本研究的关键区,该区域大约东西向 68 km,南北向 77 km,里面包含 242 个雨量站,16 个时次小时雨量都接近或超过了 50 mm,其中降水中心附近有 17 个雨量站累计降水超过了 200 mm,累计降水极大值位于黄埔九龙二小(G3229),为 542.7 mm,是一次典型的局地暴雨过程。

2.2 雷达回波结构演变过程

图 3 为雷达回波演变图,显示对流触发和发展演变过程。根据回波特征分为:花都对流发展阶段(00—04 时)、黄埔—增城对流发展阶段(04—09 时)和对流雨带传播阶段(09—16 时)。

降水始于 7 日午夜(00 时),在花都附近对流初生(图 3a),从形态来看,在最初的两个小时(02 时之前),初始对流单体移动非常缓慢,准静止地维持在初生地,持续产生降水。在此过程中,初生对流附近不断有对流单体被激发,发展并向下游(东北方向)移动,形成层状回波区,这种不断重复的对流后向建立是早期对流发展重要的组织形式;随着时间推移(02—03 时),对流系统不断发展扩张,逐渐形成以花都为中心的团状对流(图 3b)。代表站花都花山镇的雨量图(图 2b, G1059)显示,降水开始后很快就达到非常强的降水强度,有 31 个 5 分钟雨量超过 5 mm,最大达到 13.1 mm,最大小时雨强出现在 03 时(116.3 mm)。

04 时以后,在地形区初生对流的南侧也有单体不断新生,向下游(东北方向)移动过程中与原有单体合并加强(图 3c~3d),在接下来几个小时,对流雨带主体的位置逐渐向南推移,雨带通过对流系统

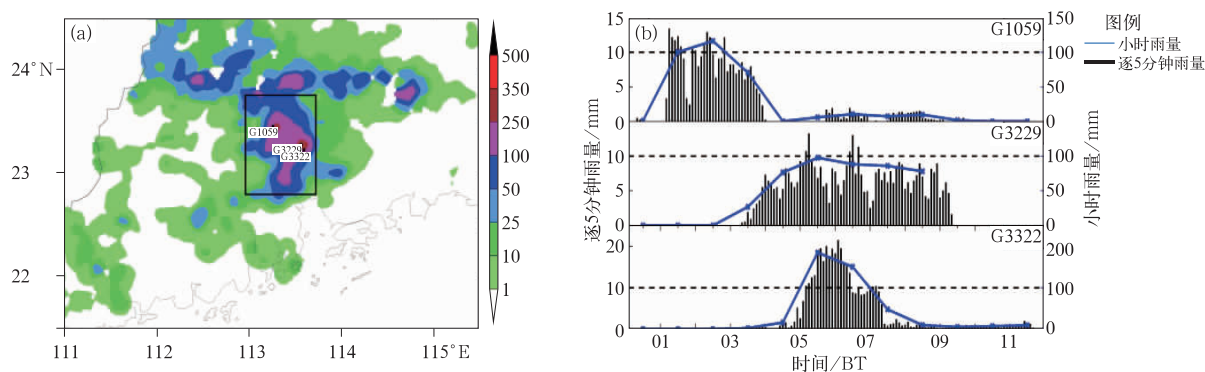


图2 (a)2017年5月7日00—16时暴雨过程累计降水量示意图(单位:mm),

(b)图2a中黑色圆点代表站:花都花山镇(G1059)、黄埔九龙二小(G3229)和增城永宁街叶岭村(G3322)逐5分钟(柱状)和小时雨量(蓝线)(G3229站09:20以后数据缺失)(黑色边框为暴雨关键区,同图1雷达回波分析区域;黑色圆点表示几个代表自动站,逐5分钟雨量和小时雨量)

Fig. 2 (a) Distribution of accumulated rainfall from 00:00 to 16:00 BT 7 May 2017 based on rain gauge observations

(unit: mm), (b) temporal variations of 5 min (column) and one hour rainfall (blue curve) (unit: mm)

at gauge stations (G1059, G3229 and G3322) during 00:00—16:00 BT 7 May 2017

(Black rectangle box denotes that the main radar analysis region, dots represents the gauge stations;

G1059, G3229, G3322; the data of G3229 after 09:20 are missing)

的上游不断激发新单体的组织方式得以增长,即后向传播过程,从而形成了对流回波列车效应(echo training; Doswell et al, 1996; Davis, 2001),通过不断有对流单体经过同一点而产生大的累积降水(图3e~3f)。这个阶段是对流发展最为迅速也最为激烈的阶段,也是第二个降水中心(黄埔—增城)形成的时期。黄埔九龙二小站共测得连续52个5分钟雨量超过5 mm(图2b, G3229),06时录得最大小时雨量97.7 mm,增城永宁街共测得连续28个5分钟雨量均超过5 mm,最大甚至达到了21.6 mm,在05:30—06:25短短1 h内,雨量累计达到216.2 mm(图2b, G3322)。

对流系统通过合并加强,发展成为具有一定组织化结构的平行层状云型(PS型)MCS系统(Parker and Johnson, 2000),对流线几乎原地不动时,类似于准静止后向建立MCS(Schumacher and Johnson, 2005; 2006),这类组织结构对局地强降水的形成非常有利。形态结构表现为南部强对流中心及北边大片的对流层云混合区(图3f)。此后对流带逐渐转成西南—东北走向(11—16时),并缓慢地向南移动,造成市中心以南地区的短时强降水,此阶段对流带呈现东移南压的态势(图3h~3i),直到傍晚才逐渐趋于减弱。

图4给出了对流发展关键区逐6分钟的最大雷达反射率Hovmöller图,对以上各阶段的对流组织

演变特征进一步归纳。首先,在00—03时期间,只有北部地形区持续有对流发生,对流触发集中在地形区西部。局地发展特征显著,无明显的南北传播特征,东西方向上,单体生成后向东传播,形成下游的层状区域,对应准静止的局地后向建立阶段,与地形的关系更为密切。随着对流进一步发展扩张,对流发展范围更广,南部的对流触发更为激烈,每个对流单体表现为南侧触发后向北传播(03—06时),正是后向传播的特征,同时回波列车效应逐步建立:单体回波不断经过同一地点,导致强降水持续发生。09时后对流雨带以南北方向的传播为主,传播速度是各个时期中速度最快的;东西方向传播特征也变得明显(图4b中09—11时),西边生成的回波不断东传。该阶段基本上是回波向南传播过后产生强降水的过程。

3 微物理结构特征

前文提及,这类极端暴雨过程的产生,与降水类型、降水粒子的微物理特征密切相关,也受系统的移动速度、尺度和组织结构共同影响。这次暴雨过程在微物理结构上是否满足极端降水特征,以及系统的触发和维持机制是否与极端降水的特点吻合,都值得去进一步研究。首先从对流云团和雨滴谱特征来进行探讨。

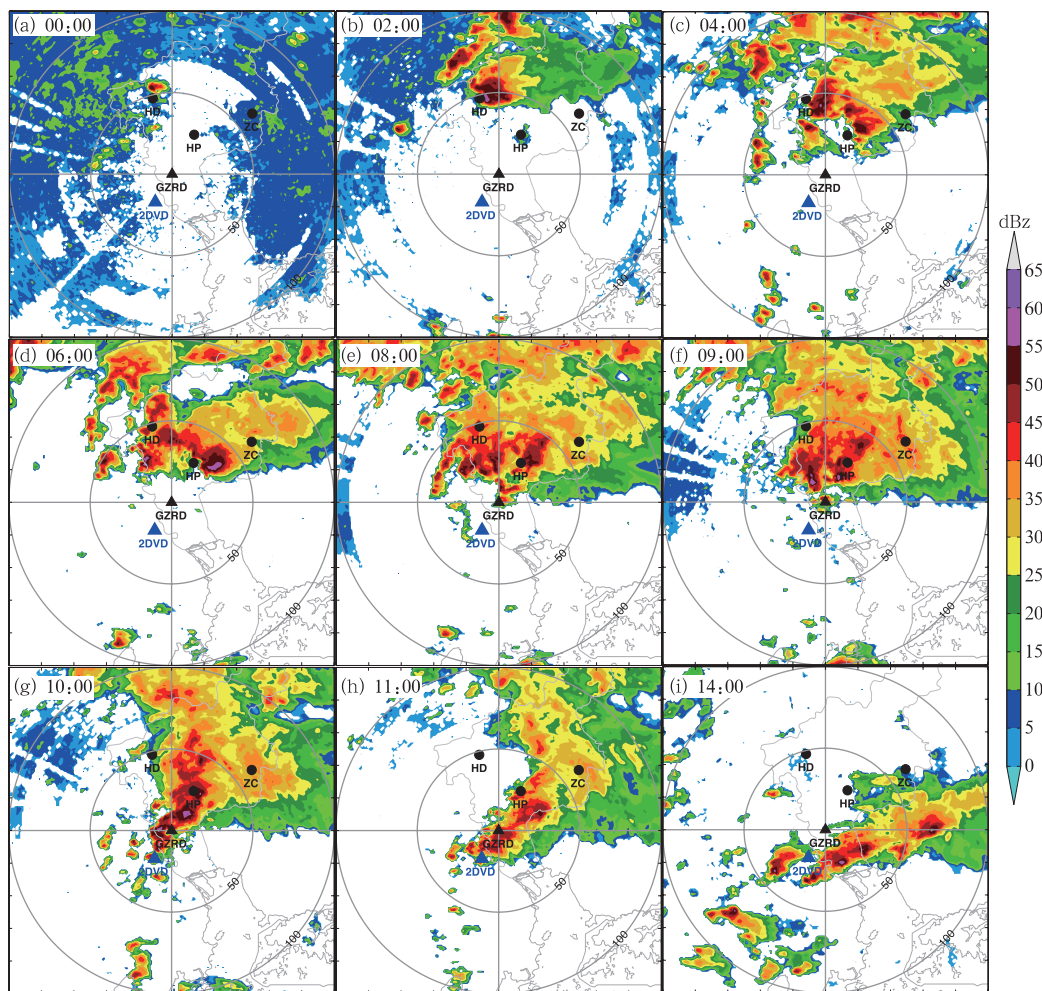


图3 基于广州雷达所得到的2017年5月7日00—14时9个时刻(a~i)的组合反射率图
[雷达站的位置(GZRD)用黑色三角表示,蓝色三角为二维雨滴谱仪,黑色圆点分别标注
花都(HD)、增城(ZC)和黄埔(HP)三个区的中心]

Fig. 3 Composite radar reflectivity derived from the S-band Guangzhou Radar
(marked with black triangle) at 9 selected times (a—i) during 00:00—14:00 BT 7 May 2017
[Circles with a radius of 50, 100 km are centered at the radar (GZRD); blue triangle represents the 2DVD;
black dots represent the centers of Huadu (HD), Zengcheng (ZC) and Huangpu (HP)]

3.1 低质心降水云团

这次降水过程,从雷达最强回波高度及其对应的回波顶高(18.3 dBz)随时间的演变(图5)来看,雷达回波顶高基本维持在10 km附近,大部分不超过12 km,参考 Xu and Zipser(2011;2012)的分类方法,回波顶高位于6~12 km的对流属于中等深对流,过程中对流云团普遍未达到深对流的垂直伸展高度。另一方面,最强回波高度显示的对流质心一直维持在较低的高度(基本在4 km以下,平均约为2 km),对流云团的质心较低,而对应环境探空的0℃层高度约为4.7 km,这意味着降水主体和强回

波中心都由0℃层高度以下的液态雨滴构成(孙继松等,2015)。雷达回波统计特征表明此次暴雨过程由暖性降水主导,为典型的低质心降水云团(Houze, 2014),这种类型降水云团以液态降水为主导,雨滴谱仪附近的几个自动站观测最大降雨强度能达到每5分钟10 mm(南沙区榄核镇,G1049),没有闪电和雷暴,降水效率很高。

3.2 微物理特征

再结合地面的滴谱分析,发现本次降水过程在微物理特征上也表现出明显的特殊性。进一步证实了这是一次典型的暖性降水过程。

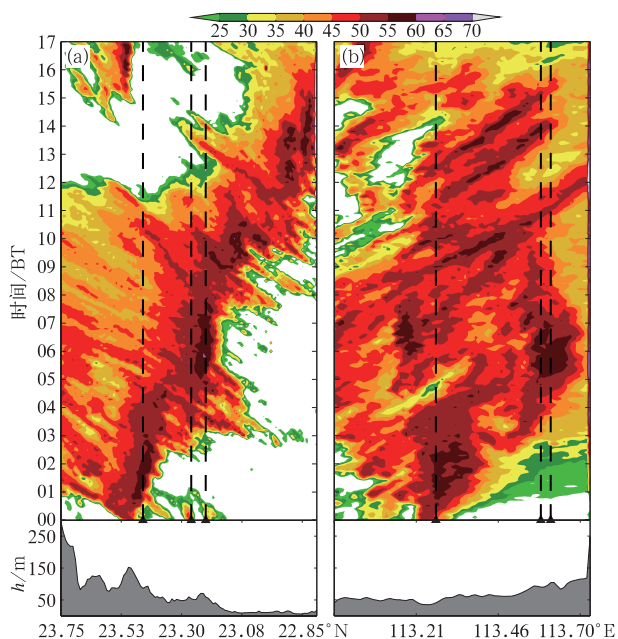


图4 雷达分析区域(图1黑色矩形框内)
(a)自北向南逐6分钟的最大反射率因子(单位:dBz)的时间-距离(Hovmöller)图和平均地形高度,
(b)同图4a,但是区域方向为自西向东

Fig. 4 Composite reflectivity Hovmöller diagram for
(a) latitudinal max and (b) longitudinal max over
the analysis domain (black rectangle in Fig. 1)
(The average topographic profile is also
shown below each panel)

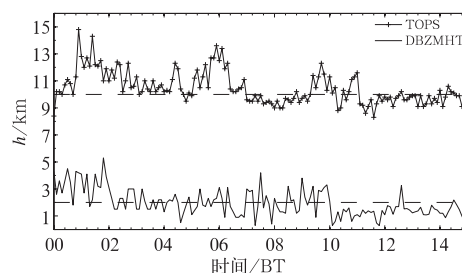


图5 2017年5月7日广州雷达探测降水过程中
(00—15时)回波顶高(TOPS)和最强回波高度
(DBZMHT)随时间的演变

Fig. 5 Temporal variation of echo top
height (TOPS) and the corresponding
max reflectivity height (DBZMHT)
during 00:00–15:00 BT 7 May 2017

图6a显示位于强降水区西南侧的顺德二维雨滴谱仪(2DVD)所探测的暴雨过程中雨滴谱随时间的变化。由图可知,2DVD观测的雨滴浓度 $[N(D)]$ 和最大雨滴粒径均很大,最强降水时段的小雨滴($<1\text{ mm}$)浓度超过 $10^5\text{ mm}^{-1}\cdot\text{m}^{-3}$,显著高于普通的对流性降水(东亚地区统计结果约为 $10^4\text{ mm}^{-1}\cdot\text{m}^{-3}$, Wen et al, 2016);同时部分雨滴直径可达4 mm以上(大雨滴),最大超过5 mm,这意味着雨滴粒径分布较广,高浓度小粒子和大粒子共存。在如此高浓度小雨滴和大雨滴的共同贡献下,局地产生了非常

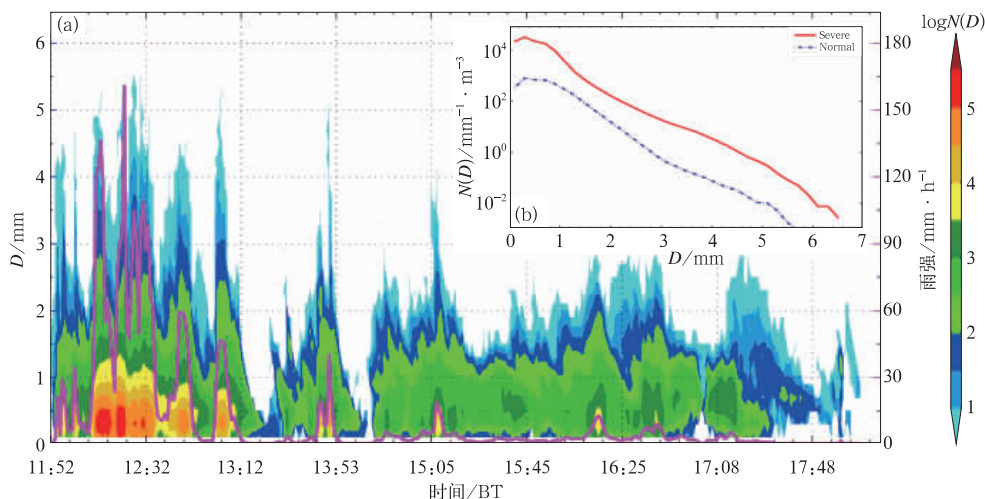


图6 (a) 2017年5月7日2DVD探测的强降水过程(11:52—17:56)的雨滴谱时间
变化(粉色实线为2DVD反演所得地面降水强度), (b) 雨滴粒径谱分布(红色实线
表示强降水时段:11:52—13:12;蓝色虚线表示非强降水时段:13:12—17:56)

Fig. 6 (a) Time series of DSD from 2DVD for 11:52–17:56 BT 7 May 2017 (The rain rate
derived from 2DVD is represented by pink lines); (b) composite raindrop spectra of 2DVD
during heavy rain period and weak precipitation [Red line and blue dashed line refer to
observation of heavy rain period (11:52–13:12 BT) and weak precipitation
period (13:12–17:56 BT), respectively]

强的短时强降水,2DVD反演的分钟降水强度最大值超过 $160 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ [即 $13.33 \text{ mm} \cdot (5 \text{ min})^{-1}$],极大瞬间降水时刻为12:23,雨滴谱仪附近的自动站观测最大雨强能达到每5分钟10 mm(南沙区榄核镇,G1049),雨滴谱仪反演雨强与实际降水强度基本吻合。

依据降水强度,将雨滴谱观测到的降水过程分为强降水时段(11:52—13:12)和非强降水时段(13:12—17:56),由两个时段的雨滴粒径谱分布(图6b)对比分析可知,强降水时段,最大粒径达到6.5 mm,各尺寸雨滴的浓度显著大于非强降水时段。由于雨滴谱仪位置偏南,没有观测到凌晨至上午最强降水阶段,只能观测到11时以后的雨滴谱资料,然而雨滴的高浓度和存在大粒子的特征依然显著,可以推断,最强降水时段的粒子浓度将比目前观测结果更高,最大雨滴粒径也更大。

综上,这次过程的降水粒子雨滴谱特征表现为雨滴总体浓度高,且存在一定大雨滴,从而能在雨滴谱仪附近产生瞬间的高雨强。低质心和典型暖云降水特征表明降水云团为热带海洋暖云型积云结构。由降水云团结构和微物理特征可推断出这次降水具有较高的降水效率,这是产生局地短时暴雨的重要条件。

4 触发及维持机制分析

短时暴雨的形成还需降水系统在特定区域维持足够长的时间,而这次过程中降水系统在低层以高效率发展起来后,维持较长生命史。以下将从强降水发生前的边界层环境以及对流自身的运动场特征来探讨降水系统的维持机制。

4.1 边界层环境特征分析

为了解强降水发生前的大气环境特征,选取了6日20时香港探空进行分析(图7a)。探空站位于降水发生前的暖湿区域内。早期探空显示,降水发生前自由对流高度(LFC)不高,为838.1 hPa(约1.62 km),对应的抬升凝结高度(LCL)也较低,约为946.1 hPa(0.54 km)。700 hPa以下近饱和的湿层减少了干空气夹卷对水汽的损耗。CAPE值为 $1166.8 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,属于中等对流不稳定(Weisman et al, 1988),同时瘦长型的对流有效位能降低冰雹的可能性。利用抬升凝结高度和融化层高度(大致为0℃层的高度,4.728 km)之间的厚度来估计暖云层厚度,约为4.1 km,属于较深厚的暖云层,保证了暖雨过程的充分发展。从探空资料总体特征来看,

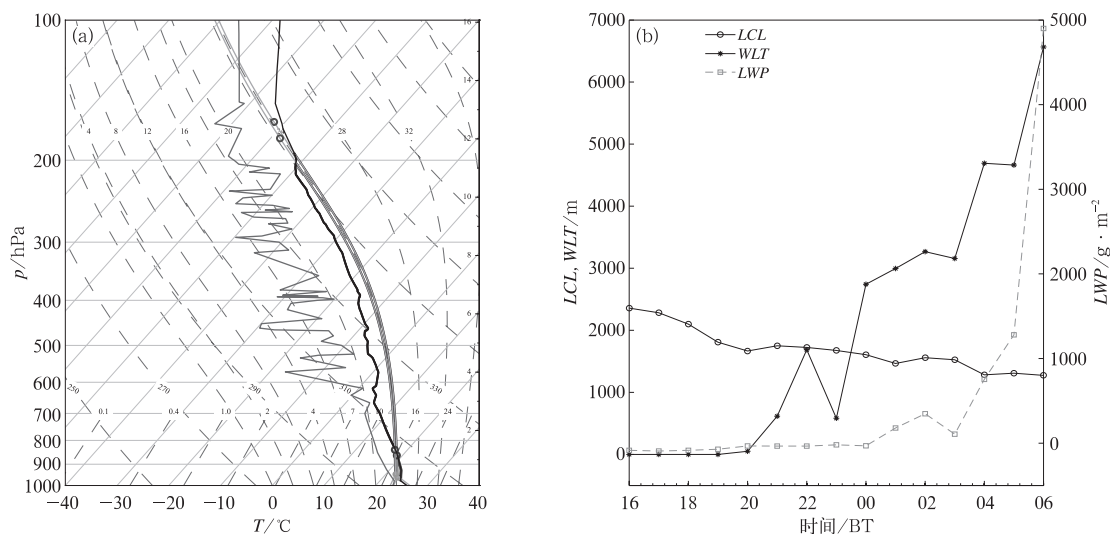


图7 2017年5月6日20时香港探空分析(a),微波辐射计反演的抬升凝结高度(LCL)、湿层厚度(WLT)和液态水路径(LWP)随时间演变图(b)

Fig. 7 (a) Sounding at 20:00 BT 6 May 2017 before the convective system: Skew-T diagram from Hongkong; (b) temporal variation of LCL, moisture depth (WLT) and LWP during 16:00 BT 6 to 06:00 BT 7 May 2017

这是典型短时暴雨的环境背景(Davis, 2001; 郑永光等, 2017)。

另外,从黄埔微波辐射计反演得到抬升凝结高度、湿层厚度和液态水路径随时间的演变,可以说明降水发生前的大气环境变化特征(图 7b)。由于资料的限制,只能测得部分时间的特征,但仪器附近降水发生前的大气环境变化特征,仍具有非常高的参考价值。

反演的抬升凝结高度显示,随着强降水发生时间的临近,抬升凝结高度也在逐渐下降减小,从前一天的超过 2 km 不断趋于有利于触发抬升凝结方向发展,最低值出现在 06 时,约为 825 hPa(1.275 km)。湿层厚度定义为相对湿度超过 85% 的垂直厚度,在一定程度上能反映整层的水汽饱和程度(韩珏靖等, 2015)。从其时间演变来看,入夜以后湿层厚度开始剧增,7 日 00 时已经达到了 2.7 km,超过了本地的雷雨大风的统计阈值(2.13 km),01 时达到 2.997 km,超过本地短时强降水的统计阈值(2.99 km),随着时间的推移,湿层厚度仍在不断地增长,在 7 日 06 时达到最大值 6.566 km,此时对应黄埔—增城对流发展最为强盛的阶段(图 2b, G3229, G3322)。反映单位面积上垂直大气柱中所含液态水总量的液态水路径(LWP)也有明显的演变特征,7 日 01 时测得 LWP 值为 $179 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$,超过本地强降水阈值 $28 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$,05 时达到 $1281 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$,06 时达到 $4899 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$,且 LWP 在降水前陡增。不断增湿,趋于不稳定的大气环境对短时暴雨的发生极为有利。

低层的增湿与环境风场的变化有密切关系。在花都区强降水发生(01:40)前,西南—偏南气流不断增厚加强,西南—偏南风的厚度升高至 1000 m 以上(图 8a)。低层风速增加,有利于暖平流和水汽输送,从而促进不稳定层结的发展,使得系统的组织化程度更高。同样,从黄埔风廓线雷达探测的垂直风场随时间的演变来看(图 8b),在 05 时左右,低层偏南风厚度为 3 km 左右,仅有 2 km 附近的偏南风达到急流的级别,而到了 08 时,偏南风伸展到 4 km 以上,急流厚度达到 4 km。随着时间推移,偏南气流也随之增厚和加强,这种环流背景能够带来更多的水汽,也更有利于低层暖湿气流的动力爬升,维持对流系统的发展。

4.2 双多普勒雷达三维风场分析

在有利的大气环境背景下,对流系统自身运动场的组织特征也有利于其长生命的维持。在对流发展早期和成熟期,后向建立都是非常重要的对流组织形式,之前研究指出对流后向建立需要触发因子,才能使得对流云团移动方向的后侧持续有新单体产生,而对流后向建立的触发因子中,地形抬升(Pontrelli et al, 1999; Soderholm et al, 2014)和出流边界(Maddox et al, 1979; Xu et al, 2012)等因子是这次暴雨过程对流发展过程中的重要原因。下面将从地形作用、对流系统自身环流场与环境风场的相互作用,对两个阶段的对流维持机制进行分析。

4.2.1 地形作用阶段

从之前分析的回波特征来看,00—04 时花都地

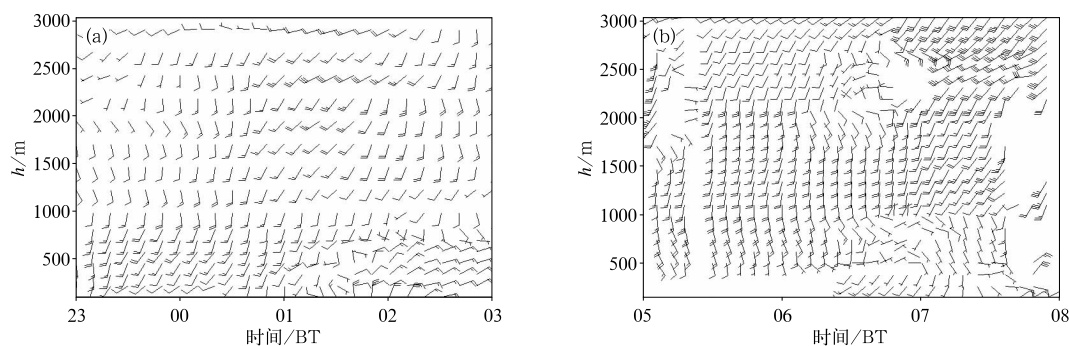


图 8 2017 年 5 月 7 日暴雨过程中(a)花都风廓线雷达探测的风场垂直廓线演变(23—03 时),
(b)黄埔风廓线雷达探测(05—08 时)的风场垂直廓线演变

Fig. 8 Time series of wind profile from wind-profiling radar (a) in Huadu during 23:00 BT 6 to 03:00 BT 7 May 2017, and (b) in Huangpu during 05:00 to 08:00 BT 7 May 2017

形区西侧不断有对流新生,该阶段对流云团尺度小(直径 $10\sim 20\text{ km}$, γ 中尺度),云团生命史短,生消更替速度快。图9显示花都降水中心附近的回波及三维反演风场特征,可以看出,低层偏南气流持续不断地向北输送暖湿气流(图9a),在地形区上游持续激发新的对流单体,由于此阶段对流移动缓慢,新生对流与旧的对流单体迅速合并增强,无法完全区分开。从对流单体沿着气流方向的剖面来看,偏南气流在地形区的阻挡下形成有效辐合,在山前抬升后形成较强的上升运动,对流也得以维持(图9b)。在对流发展初期,对流单体维持的主要机制是低层偏南气流和中尺度地形的相互作用形成有效上升气流。

4.2.2 对流传播阶段

在04—09时,地形区的对流初生发展后,向南移动的速度明显加快,此阶段对流发展成为组织结构较为完整的MCS系统,如图10中显示的南侧对流带中,中尺度对流系统主体和新生单体之间也出现了风场的不连续区(图10a),低层的风场辐合很大程度是由对流系统发展成熟后产生强降水所致,来自南方的暖湿气流抬升形成新的上升区域,从而激发新的对流单体(图10b)。对流主体通过不断在南侧新生对流单体向南推移。在对流后向传播阶段,对流发展的机制转变为对流自身运动场与暖湿气流的相互作用。

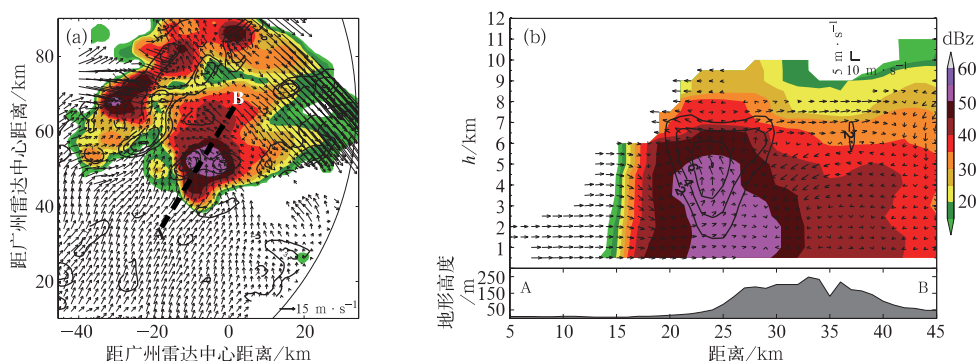


图9 2017年5月7日01:42(a)2 km上的双多普勒雷达反演风场叠加相应等高面上雷达反射率因子(单位:dBz)及(b)沿着气流方向的垂直剖面(剖面位置为图9a中的黑色虚线AB)且叠加沿剖面地形高度

Fig. 9 Reflectivity and storm-relative wind retrieved from the dual-Doppler radar at 01:42 BT 7 May 2017

(a) $Z=2\text{ km}$, (b) cross section along AB in Fig. 9a

(Cross section of topographic profile is also shown below each panel)

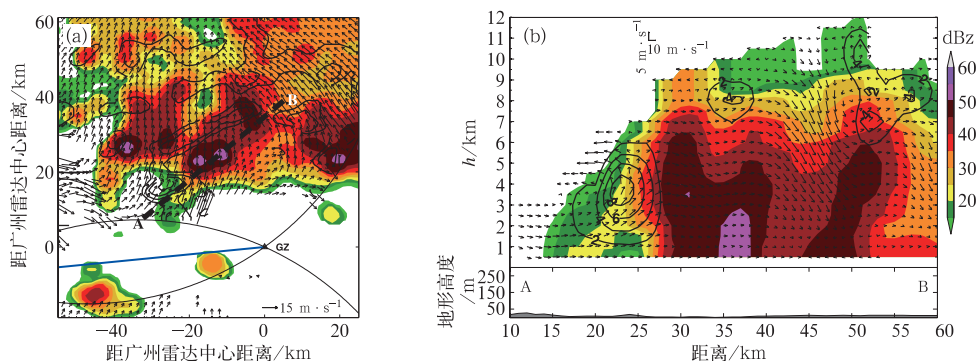


图10 同图9,但为5月7日07:06

Fig. 10 Same as Fig. 9, but for the time 07:06 BT 7 May 2017

5 结论和讨论

本文利用双偏振雷达、二维雨滴谱仪、微波辐射计和风廓线雷达等多种新型探测资料,对2017年5月7日广州地区一次极端暴雨过程以及微物理特征进行综合分析。在此基础上,通过大气环境诊断和双多普勒雷达风场反演方法探讨其触发及维持机制。分析结果表明:

(1) 本次过程是季风尚未爆发,在远离弱冷空气(弱冷锋)、处于低压倒槽内的弱天气尺度背景下,弱动力场中的暖区发生的局部极端强降雨。根据回波特征将降水分为三个阶段:午夜至凌晨为花都对流发展阶段,北部持续有对流新生,对流触发集中在地形区西侧,局地激发特征显著,回波以后向建立方式发展;黎明到早晨为黄埔—增城对流激发阶段,对流发展范围更广,组织结构更为成熟,后向传播成为对流发展的主要组织形式,回波列车效应逐步建立;自09时以后,组织化的带状MCS形成,东西向传播特征也更为显著,雨带持续南移,导致广州南部的强降雨。

(2) 基于多普勒雷达回波统计分析发现,导致短时暴雨的对流平均垂直伸展未达到 Xu and Zipser(2011;2012)定义的深对流高度,对流质心偏低,为典型的低质心降水云团,雨滴谱仪资料显示,过程中雨滴总体浓度高,且存在一定大雨滴。对流云团特征和粒子微物理特征保证了极高的降水效率,使得短时间内局地产生极强降雨。

(3) 从微波辐射计和风廓线雷达资料可诊断出暴雨发生前的背景环境非常暖湿,对流发展过程中,南风的增厚加强提供了有利的低层抬升,通过不断输送暖湿气流,保证了充足的水汽供应,使得大气层结趋向不稳定,水汽含量激增,形成较厚暖云层。结合双多普勒雷达反演的三维风场可以看出,午夜至凌晨阶段的初始对流主要由偏南气流与中尺度地形的相互作用产生;黎明至早晨,成熟的强降水风暴流出与低层偏南暖湿气流交汇,激发出新生对流单体,后向传播过程更为显著。不断加强的低层偏南暖湿气流对于低质心对流系统的发展和维持具有重要作用。

尽管本文揭示了5月7日极端暴雨事件的演变过程和降水特征,初步探讨了对流系统在不同阶段的维持机制,然而,值得注意的是,因观测资料和分

析方法的限制,我们对于该个例的了解仍然相当有限。例如:(a)文中使用的观测资料时空分辨率还不够高,无法观测到更加细微的中小尺度三维结构和演变特征,对于地形的具体作用以及雨带南移的动力机制仍不清晰;(b)由于双多普勒雷达距离(91 km)略高于理想基线距离(60~80 km),部分区域存在低层采样不足,会引起双多普勒风场反演误差。考虑到观测资料的限制,未来可采用中尺度数值模式开展对流触发、移动机理的模拟分析。

参考文献

- 陈思,高建芸,黄丽娜,等,2017. 华南前汛期持续性暴雨年代际变化特征及成因[J]. 应用气象学报,28(1):86-97.
- 韩珏靖,陈飞,张臻,等,2015. MP-3000A型地基微波辐射计的资料质量评估和探测特征分析[J]. 气象,41(2):226-233.
- 何立富,陈涛,孔期,2016. 华南暖区暴雨研究进展[J]. 应用气象学报,27(5):559-569.
- 孔期,林建,2017. 2015年5月19—20日华南地区不同性质暴雨成因和预报分析[J]. 气象,43(7):792-803.
- 林良勋,冯业荣,黄忠,等,2006. 广东省天气预报技术手册[M]. 北京:气象出版社:119.
- 潘玉洁,赵坤,潘益农,等,2012. 用双多普勒雷达分析华南一次飑线系统的中尺度结构特征[J]. 气象学报,70(4):736-751.
- 孙继松,雷蕾,于波,等,2015. 近10年北京地区极端暴雨事件的基本特征[J]. 气象学报,73(4):609-623.
- 田付友,郑永光,张小玲,等,2018. 2017年5月7日广州极端强降水对流系统结构、触发和维持机制[J]. 气象,44(4):469-484.
- 温龙,刘溯,赵坤,等,2015. 两次降水过程的微降雨雷达探测精度分析[J]. 气象,41(5):577-587.
- 伍志方,蔡景就,林良勋,等,2018. 广州2017“5.7”暖区特大暴雨的中尺度系统和可预报性[J]. 气象,44(4):485-499.
- 薛纪善,1999. 1994年华南夏季特大暴雨研究[M]. 北京:气象出版社:185.
- 郑永光,陶祖钰,俞小鼎,2017. 强对流天气预报的一些基本问题[J]. 气象,43(6):641-652.
- 周秀骥,薛纪善,陶祖钰,等,2003. 98华南暴雨科学试验研究[M]. 北京:气象出版社:370.
- Chappell C F, 1986. Quasi-stationary convective events[M]// Ray P S. Mesoscale Meteorology and Forecasting. Boston, MA: Springer: 289-310.
- Corfidi S F, 2003. Cold pools and MCS propagation: forecasting the motion of downwind-developing MCSs[J]. Wea Forecasting, 18(6):997-1017.
- Cressman G P, 1959. An operational objective analysis system[J]. Mon Wea Rev, 87(10):367-374.
- Davis R S, 2001. Flash flood forecast and detection methods[M]// Doswell III C A. Severe Convective Storms. Boston, Springer: 481-525.
- Doswell III C A, 2001. Severe convective storms-an overview[M]//

- Doswell III C A. Severe Convective Storms. Boston, Springer: 1-26.
- Doswell III C A, Brooks H E, Maddox R A, 1996. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology[J]. *Wea Forecasting*, 11(4): 560-581.
- Houze Jr R A, 2014. Cloud dynamics[M]. 2nd ed. New York: Academic Press: 187-236.
- Kuo Y H, Chen G T J, 1990. The Taiwan area mesoscale experiment (TAMEX): an overview[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 71(4): 488-503.
- Li Jun, Chen Yileng, Lee W C, 1997. Analysis of a heavy rainfall event during TAMEX[J]. *Mon Wea Rev*, 125(6): 1060-1082.
- Maddox R A, Chappell C F, Hoxit L R, 1979. Synoptic and meso- α scale aspects of flash flood events[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 60(2): 115-123.
- Oye R, Mueller C, Smith S, 1995. Software for radar translation, visualization, editing, and interpolation[C] // Proceedings of the 27th Conference on Radar Meteorology. Vail, American Meteorological Society: 359-361.
- Parker M D, Johnson R H, 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems[J]. *Mon Wea Rev*, 128(10): 3413-3436.
- Pontrelli M D, Bryan G, Fritsch J M, 1999. The Madison County, Virginia, flash flood of 27 June 1995[J]. *Wea Forecasting*, 14(3): 384-404.
- Ray P S, Wagner K K, Johnson K W, et al, 1978. Triple-Doppler observations of a convective storm[J]. *J Appl Meteo*, 17(8): 1201-1212.
- Sanders F, 2000. Frontal focusing of a flooding rainstorm[J]. *Mon Wea Rev*, 128(12): 4155-4159.
- Schumacher R S, Johnson R H, 2005. Organization and environmental properties of extreme-rain-producing mesoscale convective systems[J]. *Mon Wea Rev*, 133(4): 961-976.
- Schumacher R S, Johnson R H, 2006. Characteristics of U. S. extreme rain events during 1999-2003[J]. *Wea Forecasting*, 21(1): 69-85.
- Schumacher R S, Johnson R H, 2008. Mesoscale processes contributing to extreme rainfall in a midlatitude warm-season flash flood[J]. *Mon Wea Rev*, 136(10): 3964-3986.
- Schumacher R S, Johnson R H, 2009. Quasi-stationary, extreme-rain-producing convective systems associated with midlevel cyclonic circulations[J]. *Wea Forecasting*, 24(2): 555-574.
- Soderholm B, Ronalds B, Kirshbaum D J, 2014. The evolution of convective storms initiated by an isolated mountain ridge[J]. *Mon Wea Rev*, 142(4): 1430-1451.
- Wang Hui, Luo Yali, Jou B J D, 2014. Initiation, maintenance, and properties of convection in an extreme rainfall event during SC-MREX: observational analysis[J]. *J Geophys Res*, 119(23): 13206-13232.
- Weisman M L, Klemp J B, Rotunno R, 1988. Structure and evolution of numerically simulated squall lines[J]. *J Atmos Sci*, 45(14): 1990-2013.
- Wen Long, Zhao Kun, Zhang Guifu, 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*, 121(5): 2265-2282.
- Xu Weixin, Zipser E J, 2011. Diurnal variations of precipitation, deep convection, and lightning over and east of the eastern Tibetan Plateau[J]. *J Climate*, 24(2): 448-465.
- Xu Weixin, Zipser E J, 2012. Properties of deep convection in tropical continental, monsoon, and oceanic rainfall regimes[J]. *Geophys Res Lett*, 39(7): L07802.
- Xu Weixin, Zipser E J, Liu Chuntao, 2009. Rainfall characteristics and convective properties of mei-yu precipitation systems over South China, Taiwan, and the South China Sea. Part I: TRMM observations[J]. *Mon Wea Rev*, 137(12): 4261-4275.
- Xu Weixin, Zipser E J, Chen Yileng, et al, 2012. An orography-associated extreme rainfall event during TiMREX: initiation, storm evolution, and maintenance[J]. *Mon Wea Rev*, 140(8): 2555-2574.
- Zhang Qinghong, Lau K H, Kuo Y H, et al, 2003. A numerical study of a mesoscale convective system over the Taiwan Strait[J]. *Mon Wea Rev*, 131(6): 1150-1170.