

伍志方,蔡景就,林良勋,等,2018.2017年广州“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.

## 2017年广州“5·7”暖区特大暴雨的中尺度系统和可预报性<sup>\*</sup>

伍志方<sup>1,2</sup> 蔡景就<sup>1</sup> 林良勋<sup>1</sup> 胡 胜<sup>1</sup> 张华龙<sup>1</sup> 韦凯华<sup>1</sup>

<sup>1</sup> 广东省气象台,广州 510641

<sup>2</sup> 中国气象局广州热带海洋气象研究所/广东省区域数值天气预报重点实验室,广州 510641

**提 要:** 2017年5月7日广州发生了特大暴雨,各家确定性业务预报模式均漏报了此次过程。本文利用常规观测资料和广州天气雷达资料对此次暖区特大暴雨过程的天气尺度背景、中尺度系统演变和可预报性进行了详细分析,同时通过分析 ECMWF 集合预报中成功预报出广州周边地区出现局地强降水与预报了弱降水的成员间的差异,探讨影响本次大暴雨发生的关键触发因子。结果表明:2017年“5·7”大暴雨的环境条件和动力强迫较弱,在弱风场环境下,冷高压后部东南风或偏南风回流,经过城市热岛区域,转为偏暖气流,与山坡下滑冷气流在山前一带形成的水平风场辐合,结合山前强水平温度梯度,共同触发了初生对流单体。其后,雷暴流出和边界层暖湿气流形成的辐合线又触发新生单体,并使已减弱的降水单体重新加强产生第二阶段强降水。前两个阶段的局地特大暴雨分别是由稳定少动的块状强回波单体发展到嵌有中涡旋的强单体和较长生命史的弱 HP 型超级单体造成的,第三阶段的大暴雨是由向南传播合并新生单体并随短波槽东移的带状回波造成;三个阶段成熟回波垂直结构上均呈低质心暖云降水的特点。由 ECMWF 集合预报成功预报出局地强降水与弱降水成员之间的差异可见,加强的温度梯度及地面风场辐合可能是本次局地强降水的重要触发因子。短期时效内数值模式难以做出暖区尤其是弱风场环境下暴雨以上降水预报,目前的监测和短时临近预警是主要手段。

**关键词:** 暖区,特大暴雨,地面辐合,HP 型超级单体,可预报性

**中图分类号:** P456,P458

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.04.002

## Analysis of Mesoscale Systems and Predictability of the Torrential Rain Process in Guangzhou on 7 May 2017

WU Zhifang<sup>1,2</sup> CAI Jingjiu<sup>1</sup> LIN Liangxun<sup>1</sup> HU Sheng<sup>1</sup> ZHANG Hualong<sup>1</sup> WEI Kaihua<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Guangdong Meteorological Observatory, Guangzhou 510641

<sup>2</sup> Institute of Tropical and Marine Meteorology/Guangdong Provincial Key Laboratory of Regional Numerical Weather Prediction, CMA, Guangzhou 510641

**Abstract:** Based on the conventional observation data and the Guangzhou Doppler weather radar data, this article analyzed the synoptic background, mesoscale systems and predictability of the torrential rain process which occurred in Guangzhou on 7 May 2017. By contrasting the members of ECMWF ensemble forecast which successfully forecasted the local heavy precipitation on 7 May 2017 with the failed member, key triggering factor affected this process was investigated. The results show that the ambient condition and dynamic forcing were weaker on 7 May 2017. In the context of weak wind field, a convergence line formed between the warm flow from the sea and the cold downslope wind in the front of mountain,

<sup>\*</sup> 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201506006)、气象预报业务关键技术的发展专项[YBGJXM(2017)02-05]、国家科技支撑计划(2015BAK11B01)、广东省科技计划项目(2015A020217008)、中国气象局强对流预报技术专家创新团队和广东省短临监测预警技术创新团队共同资助

2017年8月6日收稿; 2018年3月6日收修定稿

第一作者:伍志方,主要从事强对流短临预报、雷达应用和短期天气预报。Email:zhifang\_wu@tom.com

combined with the intense temperature gradient, initially triggering the generation of convective storms. Subsequently, the outflow of the preexisting thunderstorms impacted the warm, moist flow at boundary layer, inducing new convergence lines continually. Therefore the weakened storm-cells enhanced again and aroused the second stage of heavy rainfall. The first stages of the local torrential rain on 7 May 2017 was induced by short-lived severe local storm with a meso-vortex evolved from the steady and strong block-shaped echo. The second stage of this torrential rain was caused by long-lived heavy precipitation (HP-type) supercell storm. However, the band echo merging from a mass of new-born convective cells and moving eastward with the short-wave trough was responsible for the third stage of this torrential rain. The radar echo had the low-quality core vertical structure and warm cloud precipitation character during all the three stages. It has turned out that more enhanced temperature gradient and surface wind convergence might be the important triggering factors for local severe precipitation. This finding is based on the member comparison of ECMWF ensemble forecast that successfully forecasted the local heavy and weak precipitation on 7 May 2017. Now, it is still difficult for numerical models to forecast the extremely heavy rains in short lead-time forecast under the condition of warm sector and, especially, the weak wind field. The main method for this is to enhance rainstorm disaster monitoring and early warning.

**Key words:** warm sector, torrential rain, convergence line, HP-type supercell storm, predictability

## 引 言

华南暖区暴雨多指南岭附近至南海北部没有锋面存在、华南不受冷空气或变性冷高脊控制时产生的暴雨(黄士松,1986)。根据影响系统,广东的暖区暴雨可分为三类:由变性高压脊后部气流辐合或暖切变引起“回流暴雨”,由强西南季风爆发或强西南急流引起的暴雨,由高空槽前和副热带急流共同作用引起的暴雨(林良勋等,2006)。何立富等(2016)进一步总结提炼了 3 类华南暖区暴雨类型:边界层辐合线型、偏南风风速辐合型和强西南急流型的天气系统配置及触发因子。华南暖区暴雨一直是我国大气科学研究的热点之一,开展了多次外场试验或专题研究(薛纪善,1999;周秀骥等,2003)。对我国华南地区暖区暴雨进行的个例和统计分析,认为暖区暴雨多发生于 850 hPa 低空急流的后部,低层南风辐合是产生暖区暴雨的重要机制之一,地面较强的温湿对比区的热力作用对于  $\beta$  中尺度系统的触发可能有重要的影响(夏茹娣等,2006;张晓惠和倪允琪,2009;张晓美等,2009;丁治英等,2011;徐珺等,2014)。大量研究表明,极端暴雨过程中伴有明显的中尺度特征(杜青文等,1999;湛芸等,2012;孙军等,2012;俞小鼎,2012;王晓芳等,2014;孙继松等,2015;孔凡超等,2016)。华南暖区暴雨由于其独特

的中尺度对流特征,一直是大气科学研究和预报业务中的难点问题。赵玉春等(2008)、韦统健(1994)研究表明,暖区暴雨与锋面暴雨不仅在中尺度雨团活动、系统动力结构、大气不稳定机制和大气加热结构等方面存在明显差异,且在水汽输送、中尺度环境及与暴雨有关的垂直环流之间也存在不同点,这些差异可能是造成暖区暴雨难以模拟和预报的主要原因。近年来,集合数值预报越来越多地应用于天气预报(刘琳等,2013;王淑莉等,2015;董全等,2016;2017)。陈茂钦和徐海明(2011)发现华南暴雨的误差和离散度增长快于江淮暴雨,导致华南暴雨模拟结果发生更大的改变;从误差增长和集合预报的角度讲,华南暴雨的模式可预报性比江淮暴雨的模式可预报性差。但数值预报的不确定性也引起了广泛关注(王东海等,2011;赵琳娜等,2015;袁月等,2016;陈涛等,2017)。

2017 年 5 月 7 日广州发生了特大暴雨,各家确定性业务预报模式均漏报了此次大暴雨过程。本文利用常规观测资料和广州天气雷达资料对这次暖区特大暴雨过程的天气尺度背景、中尺度系统演变和可预报性进行了详细分析,讨论了漏报原因,通过分析 ECMWF 集合预报成功预报出广州周边地区出现局地强降水与预报了弱降水的成员间的差异,探讨了影响本次大暴雨发生的关键触发因子。

## 1 特大暴雨过程概况

2017年5月7日00时至傍晚(北京时,下同),广州突发极端降水过程,造成广州花都、增城、黄埔区出现严重城市内涝,房屋倒塌450间,受灾人口2万余人,经济损失1.77亿,引起了社会的广泛关注。这次极端降水过程特点:(1)大暴雨范围小,局地性强:暴雨到大暴雨主要发生在广州(图1a),从7日00—17时,广州市共有240个测站降水量超过50 mm(占全市57%站点),其中128个测站降水量超过100 mm的大暴雨(占全市30%站点),平均降水量为57 mm。(2)短时降水强度和日降水量刷新历史极值:花都、增城、黄埔区出现了100 mm以上的1 h降水,其中增城永宁街05—06时出现了184.4 mm的峰值(图1b),小时降水量为广东省历史排名第二,增城永宁街3 h降水量382.6 mm,打破广东省3 h降水量历史极值。黄埔区九龙镇24 h降水量为542.7 mm,打破了广州市日降水量历史极值。(3)高强度降水持续时间长:黄埔九龙镇 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 的降水强度持续了9 h,  $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 持续了5 h(田付友等,2018;傅佩玲等,2018)。

## 2 天气背景及环境条件

### 2.1 环流形势分析

2017年5月6日20时,500 hPa中低纬地区以纬向环流为主,广东上空处于西南到偏西风流场控

制中,副热带高压控制广东的南部沿海地区,广东中北部受弱波动东移影响(图2a)。850 hPa重庆、贵州一带存在冷中心,华南上空处于其东南侧的等温线密集区,但风场较弱,仅在广东中西部存在弱的风向辐合,对应的温度平流不显著(图2b)。925 hPa温度场在重庆、贵州、广西一带分布与850 hPa基本相似,但在广东及其东部沿海出现明显变化,转为东脊西槽的配置,冷脊从东海延伸到南海北部,广东陆地大部为弱暖槽控制,冷脊后部的偏东风与较为暖湿的偏南风形成弱辐合,配合着一定强度的假相当位温锋区,对降水的发生具备了一定的有利条件(图2c)。

海平面气压分布与925 hPa温度场相匹配,925 hPa冷中心对应高压中心,广东东部沿海冷脊对应高压脊,同时粤东沿海地区存在着弱的正变压,表明有非常浅薄的冷空气南下渗透影响该区域(图2d)。对比7日02时和6日20时的海平面气压分布可知,冷高压脊的1015 hPa等值线在夜间有所西移,控制广东的范围扩大。局地大暴雨发生在地面冷高脊后部、地面倒槽中的气流辐合区里,具有类似“回流暴雨”特征。叶朗明和苗峻峰(2014)曾针对2013年5月8日华南南部一次典型回流暴雨过程进行分析,指出该过程发生在出海变性高压脊后部低槽中,较强的超低空东南急流遇到喇叭口地形作用形成地面辐合线,促使了MCS的形成和后向传播。然而,在本次过程中,冷高压后部回流非常弱,与一般意义上的回流暴雨存在强低层辐合气流(张晓美等,2009;高安宁等,2009)明显不同,却引发了更极端的降水过程,这是极其独特的。

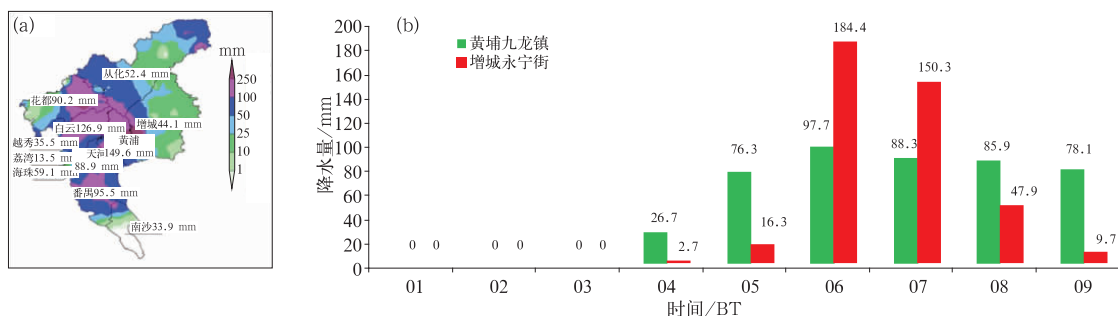


图1 (a)2017年5月7日00—17时广州市累计降水量分布,(b)7日00—09时黄埔九龙镇、增城新塘永宁街(叶岭村)自动站逐时降水量  
Fig. 1 (a) Distribution of accumulated rainfall in Guangzhou during 00:00—17:00 BT 7 May, (b) time series of hourly rainfall during 00:00—09:00 BT 7 May 2017 at two automatic weather stations: Jiulong Town (green bars), Yongning Street (red bars)

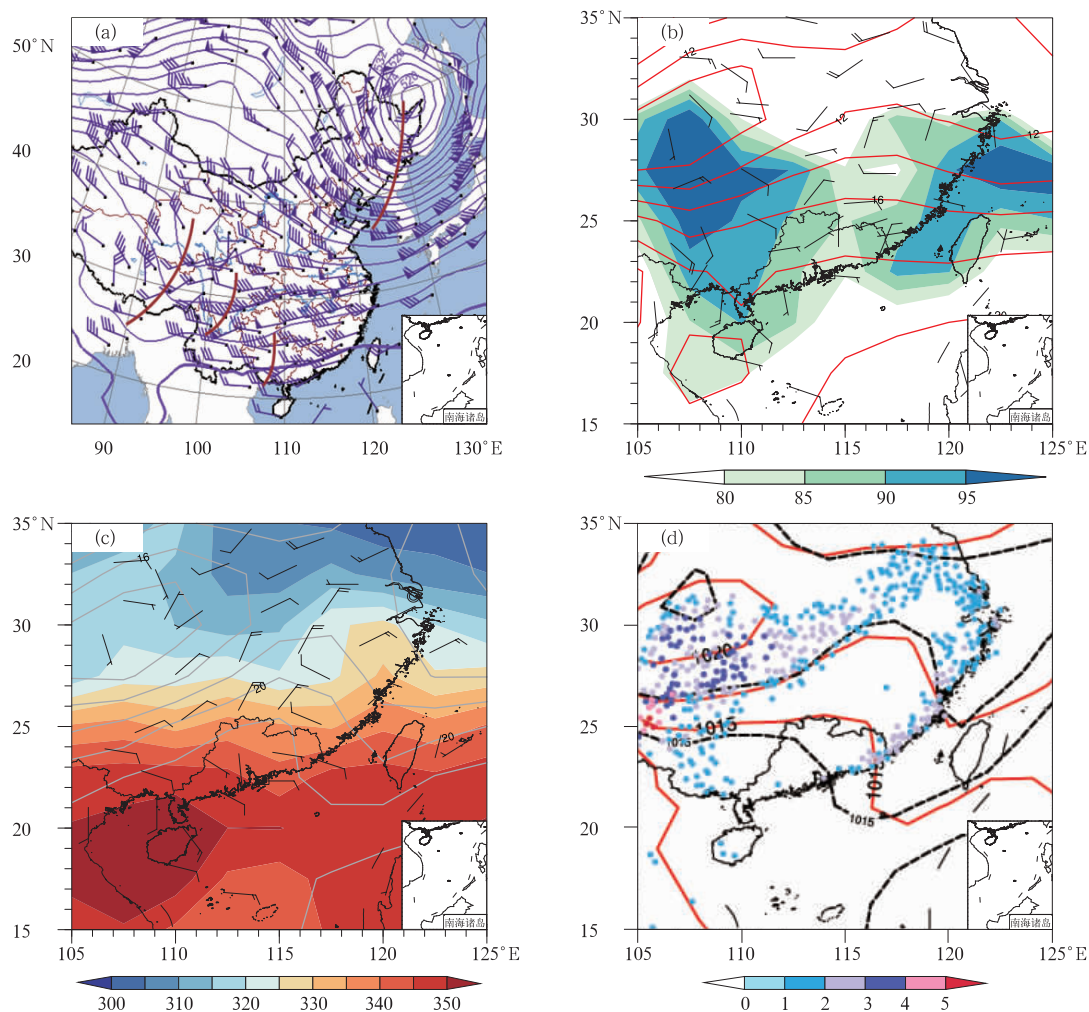


图 2 基于 MICAPS 资料得到的 2017 年 5 月 6 日 20 时天气尺度背景  
(a) 500 hPa 位势高度场(等值线, 单位: dagpm)和风场, (b) 850 hPa 温度(红色实线, 单位:  $^{\circ}\text{C}$ )、相对湿度(填色, 单位:  $\%$ )和风场, (c) 925 hPa 温度(灰色实线, 单位:  $^{\circ}\text{C}$ )、假相当位温  $\theta_{se}$  (填色, 单位: K)和风场, (d) 海平面气压(红色实线为 6 日 20 时, 黑色虚线为 7 日 02 时, 单位: hPa; 散点为 20 时海平面气压的 24 h 变压)

Fig. 2 Synoptic charts at 20:00 BT 6 May 2017 (a) geopotential height (isoline, unit: dagpm), superimposed with horizontal wind barbs at 500 hPa; (b) temperature (red solid line, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ), relative humidity (shaded area, unit:  $\%$ ), superimposed with horizontal wind barbs at 850 hPa; (c) temperature (grey solid line, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ), equivalent potential temperature  $\theta_{se}$  (shaded area, unit: K), superimposed with horizontal wind barbs at 925 hPa; (d) sea level pressure (unit: hPa. Red solid lines denote SLP at 20:00 BT 6 May, black dashed lines represent SLP at 02:00 BT 7 May, dots denote variation of 24 h SLP at 20:00 BT 6 May 2017)

## 2.2 环境条件

### 2.2.1 不稳定条件

为分析广州花都、增城附近的层结结构和环境条件, 选择距离两地不远的清远和河源探空站, 同时与 2010 年广州“5·7”锋面型强飑线导致的短时大

暴雨(伍志方等, 2011)相关物理量进行比较。7 日两站降水开始时间分别约为 02 和 03 时, 因此 7 日 02 时清远和河源的  $T\text{-}\log p$  图(图 3c 和 3d)展现的是临近降水起始状态。由图 3 可见, 降水发生前 6~7 h(2017 年 5 月 6 日 20 时), 两站的  $T\text{-}\log p$  图(图 3a 和 3b)均呈“X”型结构, 即边界层低层



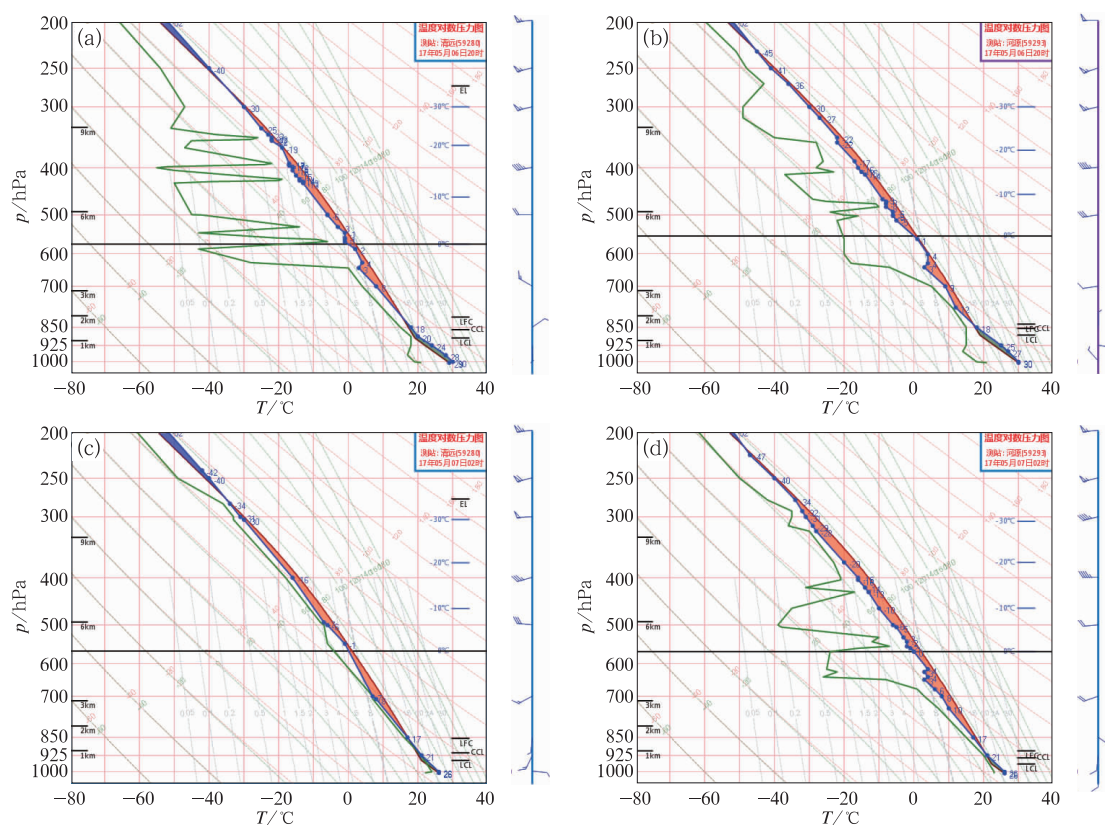


图3 2017年5月6日20时(a, b)和7日02时(c, d)清远(a, c)和河源(b, d)探空站  $T$ - $\log p$  图

Fig. 3 Vertical profiles plotted on skew  $T$ - $\log p$  diagram of temperature (red line), dew point temperature (green line), and ascending curve of air parcel (blue line) at Qingyuan Sounding Station (a, c) and Heyuan Sounding Station (b, d) at 20:00 BT 6 (a, b) and 02:00 BT 7 (c, d) May 2017

(900 hPa)为暖干气团,呈干绝热特征,中低层(850~650 hPa)为湿层,中高层(650~400 hPa)为干冷气团。这种结构一般以出现雷暴或雷暴大风为主,不利于短时强降水发生。

由探空计算的物理量可见(表1),从6日20时至7日02时,各项物理量出现了不同程度的变化。清远和河源的抬升凝结高度(LCL)分别由6日20时的893和881 hPa下降到7日02时的948和963 hPa,对流抑制能量(CIN)也分别由81和71  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 下降到33和21  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,已接近或低于2010年“5·7”大暴雨对应的LCL和CIN,表明水汽凝结和触发抬升的条件向有利于降水的方向改善,无需太强的动力强迫抬升条件(孙继松和陶祖钰,2012;孙继松,2014a)。与7日02时相比,清远的平衡高度(EL)由6日20时的271 hPa上升到7日02时的227 hPa,0℃层高度由4723 m上升到4987 m,即平

衡高度和0℃高度都明显上升,表明2017年5月7日02时清远附近云体的理论伸展高度和暖云区降水的厚度增大。清远和河源的对流有效位能(CAPE)分别由6日20时的504和612  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 明显增大到7日02时的941和974  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,而清远的K指数由35℃增大到39℃,主要缘于700 hPa温度露点差的减小,850与500 hPa的温度递减率为23℃,变化不大;综合以上,2017年5月7日02时广州附近基本上具备了产生强对流的不稳定条件,但仍比2010年“5·7”大暴雨差一些,说明两者的对流性质存在较大差异。

### 2.2.2 水汽条件

短时强降水需要充沛的水汽条件,据统计,大气可降水量(PW)达到60 mm,接近我国短时强降水发生的充分条件( $\geq 20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ),70 mm则是大气中非常极端的水汽条件(Tian et al, 2015; 郑永光

等,2017)。由表 1 可见,2017 年 5 月 6 日 20 时清远大气可降水量为 42 mm,临近降水开始时间(7 日 02 时),中低层偏南暖湿气流使低层湿度明显加大,大气可降水量显著增大到 59 mm。河源的大气可降水量由 6 日 20 时的 41 mm 增大到 7 日 02 时的 46 mm,增加幅度不大。利用距广州花都约 60 km 的佛冈 GPS-Met 探测数据反演得到的大气可降水量在 6 日夜间至 7 日早晨迅速增大,最大时约为 59 mm(图略),与清远探空计算而得的大气可降水量基本一致;由此可见,6 日夜间至 7 日 02 时前后,

广州及其附近大气可降水量增大到 59 mm 左右,接近 2010 年“5·7”大暴雨的大气可降水量(61 mm),有利于强降水的产生(郑永光等,2017)。

由图 3 可见,7 日 02 时清远 700 hPa 以下偏北风转为偏南风, $T\text{-}\log p$  图(图 3c)露点曲线与层结曲线非常接近,整层增湿,转为有利于降水的层结结构;同一时间,河源  $T\text{-}\log p$  图(图 3d),虽然中层仍为干冷层,但 700 hPa 以下和 400 hPa 以上已转为湿层,正朝着有利于降水的层结结构发展。

表 1 2017 年 5 月 6 日 20 时、7 日 02 时清远和河源,以及 2010 年 5 月 6 日 20 时清远探空计算的物理量和垂直切变值

Table 1 Physical and vertical shear values at 20:00 BT 6 and 02:00 BT 7 May 2017 calculated by sounding from Qingyuan and Heyuan Stations, and 20:00 BT 6 May 2010 calculated by sounding from Qingyuan Station

日期/BT	地点	LCL /hPa	0℃层 高度/m	EL /hPa	K /℃	CAPE /J·kg <sup>-1</sup>	CIN /J·kg <sup>-1</sup>	PW /mm	垂直切变		
									0~925 hPa /10 <sup>-3</sup> s <sup>-1</sup>	0~700 hPa /10 <sup>-3</sup> s <sup>-1</sup>	0~500 hPa /10 <sup>-3</sup> s <sup>-1</sup>
2017 年 5 月 6 日 20 时	清远	893	4723	271	35	504	81	42	2.44	0.37	0.26
	河源	881	4796	276	35	612	71	41	1.00	1.56	2.20
2017 年 5 月 7 日 02 时	清远	948	4987	227	39	941	33	59	7.04	2.51	2.10
	河源	963	4723	214	33	974	21	46	2.89	2.30	1.49
2010 年 5 月 6 日 20 时	清远	951	5037	192	41	1156	46	61	8.56	6.25	4.38

2.2.3 垂直风切变

2017 年 5 月 6 日 20 时清远、河源附近各层垂直风切变均比较弱,尤其是清远,除近地层(0~925 hPa)的垂直风切变为  $2.44 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ,除接近大多数多单体风暴垂直风切变值以外(陆汉城和杨国祥,2004),中低层(0~700 hPa)和中高层(0~500 hPa)仅有  $0.37 \times 10^{-3}$  和  $0.26 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ,低于一般强对流,更比 2010 年“5·7”大暴雨小得多;7 日 02 时清远各层垂直风切变显著增大,近地层垂直风切变为  $7.04 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ,接近 2010 年“5·7”大暴雨的  $8.56 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ,但其他两层的垂直风切变仅有 2010 年“5·7”三分之一至二分之一。6 日 20 时河源附近各层垂直风切变也比较小,近地层比清远小,中高层则比清远的大。7 日 02 时,河源附近随着低层偏南风增大,近地层垂直风切变增大了近 1.9 倍,但仍然很小;中低层垂直风切变略增加,中高层垂直风切变反而减小。而 2010 年“5·7”大暴雨各层垂直风切变都很强,尤其是中高层垂直风切变强于大多数强对流,达到了强切变风暴的垂直切变值。两者相比,2017 年“5·7”大暴雨清远中层和河源的各层垂直风切变比 2010 年“5·7”大暴雨小得多,因此 2017 年“5·7”大暴雨总体而言不利于高度组织化

强烈风暴的形成,不易出现雷暴大风、冰雹等强对流天气;但清远近地层垂直风切变明显增强,对低质心对流风暴的产生有利。实际上,2017 年“5·7”大暴雨形成了低质心 HP 型超级单体风暴,强回波最强时,仅超过 0℃层 1 km 左右;而 2010 年“5·7”大暴雨则有利于形成高度组织化的强飑线。

综上所述,从层结结构来看,2017 年 5 月 6 日 20 时属于“X”型或上干下湿型,有利于雷雨大风的产生,7 日 02 时,整层或大部分层结增湿,转为有利于降水的层结;中高层垂直风切变弱,不利于高度组织化的强烈风暴的形成和雷雨大风的产生;但近地层垂直风切变增大,转为有利于低质心强风暴的形成和短时强降水的产生。从 6 日 20 时到强降水即将发生前的 7 日 02 时,对流有效位能、抬升凝结高度、对流抑制和大气可降水量都向着有利于短时强降水发生的方向变化。

3 中尺度系统及其触发机制

3.1 雷达回波演变特征分析

2017 年“5·7”大暴雨的雷达回波演变可分为

三个阶段:

第一阶段,花都强降水,5月6日23:54至7日03:00,由稳定少动的块状强回波单体发展到短暂的、嵌有中涡旋的强单体造成(图4)。

5月6日23:54在距广州雷达约350°、52 km处,1.52 km高度上出现了一小块35 dBz的回波,12 min后迅速增强到50 dBz,并略向北偏东方向发展,30 min后50 dBz面积明显增大。7日00:30回波结构略松散,但很快南北两侧各自发展出55 dBz的强中心,南侧强回波A中心位于352°、51 km处,开始原地发展,并向东扩,01:00时50 dBz回波面积扩大1倍以上;而其北侧强回波则减弱消失,但清远与花都交界处不断有新生单体生成,迅速增大到50 dBz后并入强回波A中;01:42强回波A在原地不断吸入北侧小单体后,50 dBz面积又扩大了1倍以上,聚合成一个中心强度55 dBz的块状回波单体,同时其西南侧又有新生单体生成并入,并开始缓慢向南偏东方向移动;02:12—02:18,在回波移动的南侧前沿形成一串55 dBz的强中心,强回波A的强度达到最大。

嵌有中涡旋强单体的形成:5月7日02:24时(图4),在1.5°仰角上强回波A前进方向的右后侧出现了较深的“V”型缺口,0.5°仰角上“V”型缺口也

清晰可见;在1.5°径向速度图上,“V”型缺口附近出现了中涡旋,正、负中心相距较远、旋转速度很弱( $9.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )、非常浅薄(仅1.5°仰角可见),该涡旋的垂直涡度量级为 $10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ,未达到中气旋的量级,将此涡旋称之为中涡旋;负速度中心位于强回波单体的中后段,55 dBz强回波的后沿(非最强中心),被强降水所包围。至此,形成了嵌有中涡旋的强单体且中涡旋被强降水所包围,维持时间很短,仅持续了2个体扫。

5月7日02:30强回波A开始分裂成南北两块;北侧很快减弱,南侧主体继续向南偏东方向缓慢移动,50 dBz面积略缩小(02:12)后又有所增大,50 dBz面积虽变化不大,但结构开始变得松散一些。同时,强回波A东南方向约30 km处出现了一小块新生单体,并迅速增强至50 dBz,将逐渐形成第二阶段的强降水。

第二阶段(增城强降水)5月7日02:30—07:24,主要是由较长生命史(72 min)的、弱HP型超级单体造成的更强降水(图5)。

5月7日02:30起(图略),在强单体A东南方向不断出现新生单体;02:48—03:00一串新生单体与缓慢向东南方向扩展的强单体A相连,同时强单体A西侧也有新生单体生成并入,使得50 dBz面

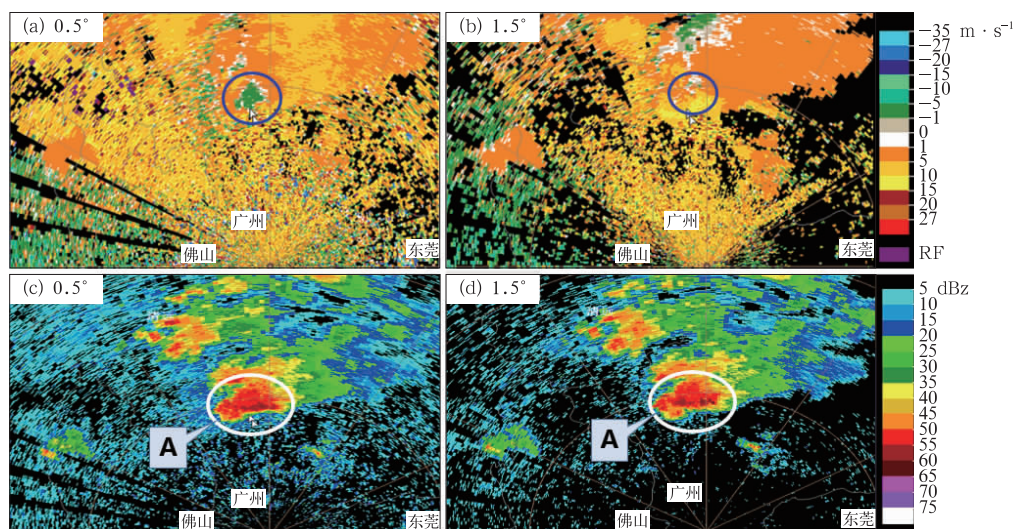


图4 2017年5月7日02:24广州0.5°(a, c)和1.5°(b, d)的径向速度(a, b)和雷达反射率(c, d)

(圆圈所指为强单体,箭头所指为“V”型缺口及其对应的中涡旋)

Fig. 4 Radical velocity (a, b) and reflectivity (c, d) of Guangzhou Radar at 0.5° (a, c) and 1.5° (b, d) at 02:24 BT 7 May 2017

(Circle represents the supercell of heavy precipitation, arrow indicates “V” shape gap and the corresponding mesoscale cyclone)



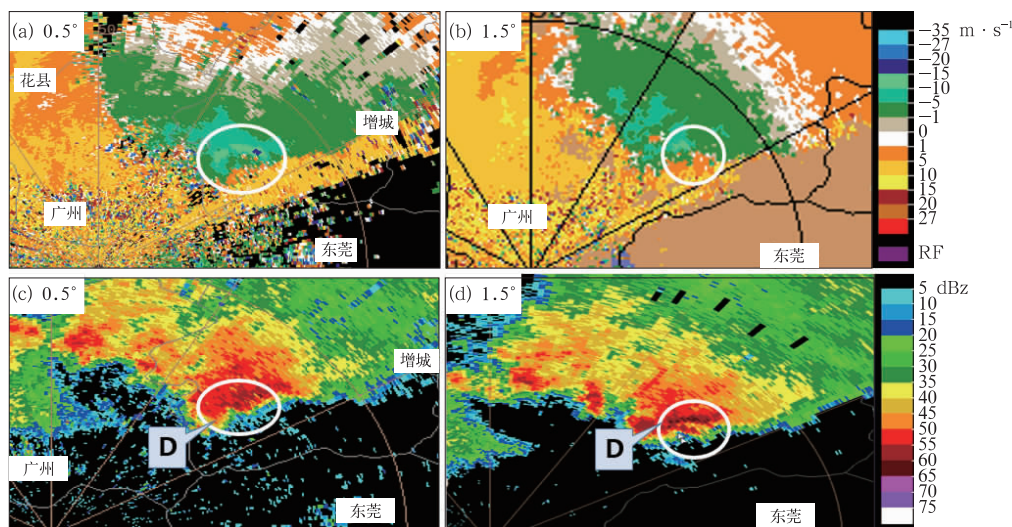


图 5 同图 4, 但为 2017 年 5 月 7 日 05:42

Fig. 5 Same as Fig. 4, but at 05:42 BT 7 May 2017

积有所扩大;03:06—03:18,强单体 A 东侧回波断裂,A 开始逐渐减弱,结构逐渐松散,50 dBz 面积逐渐减小,强度逐渐减弱;而断裂后的回波原地减弱;但 03:18—03:48 在断裂减弱的回波东侧又不断新生单体并迅速增强,03:48 合并形成块状回波 B;A 和 B 之间、B 的东侧仍不断新生小单体,A 的西南侧也有一新生单体迅速增强并以比 A 相对较快速度东移,A 也缓慢减弱东移,至 04:30,合并成回波强度为 35~40 dBz,其呈现出长度略比宽度大一些的块状回波 C;此后 A 单体继续减弱,而块状回波 C 的东南前沿则逐渐开始近乎于原地增强,50 dBz 面积增大,回波强度增大到 55 dBz,50 dBz 强回波结构越来越密实。

较长生命史的弱 HP 型超级单体的形成和演变:5 月 7 日 05:18—05:24 块状回波 C 东南前沿出现了“V”形缺口强单体 D,回波强度增强到 65 dBz。05:24—05:30 呈深“V”形,05:36 虽略有填充,但 55 dBz 面积明显扩大,05:42—05:48 进一步发展为双“V”形缺口,0.5°仰角也清晰可见,同时 0.5°径向速度(图 5a)上可见在辐合带北侧出现了两个相距很近的涡旋,自东向西两个涡旋的旋转速度分别为 10 和 8  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,垂直涡度分别为  $4.2 \times 10^{-2}$  和  $4.1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ,前者的垂直涡度达到了中气旋的量级,可将其认为弱中气旋,即形成了镶嵌有双“V”形缺口、弱中气旋和中涡旋的 HP 型超级单体。05:54 转为单“V”形缺口,并一直维持到 06:30(约 72 min);与造成花都强降水相似,中气旋被强降水包围,对应的

降水为小时降水量最大的时段。从 06:18 起,HP 型超级单体 D 与北侧回波分离,55 dBz 回波开始分裂,面积开始逐渐缩小,强度也开始逐渐减弱,结构变得越来越松散。

5 月 7 日 06:48,55 dBz 面积减弱到最小,缺口完全被填塞;但 06:54—07:00 略增强,07:06 又开始减弱,直至 07:24 回波已完全松散,50 dBz 面积大大缩小,强降水结束。

第三阶段:广州城区较大范围短时强降水是由向南传播合并新生单体并随短波槽东移的带状回波造成的(图 6)。

5 月 7 日 07:48(图 6a)开始,在番禺雷达站附近新生若干个小单体,在雷达站与造成增城强降水但已开始逐渐减弱的强回波单体 D 之间也不断新生小单体,类似于强回波 D 向南传播发展;这些小对流单体在 500 hPa 短波槽前有利的抬升条件下迅速增强到 50 dBz,并逐渐与强回波单体 D 合并增强,10:12(图 6b)形成一条西南—北北东向的带状回波,带上的回波也达到最强;此后随着短波槽的东移,带状回波南端缓慢经过广州城区。因此,不断向南传播的小对流单体发展合并成带状回波,并在随短波槽东移的过程中,带状回波南端的强回波造成了广州城区大范围短时强降水;11:00 后带状回波逐渐减弱。

### 3.2 回波垂直结构

图 7 是增城降水最强期间,沿相同方位和距离



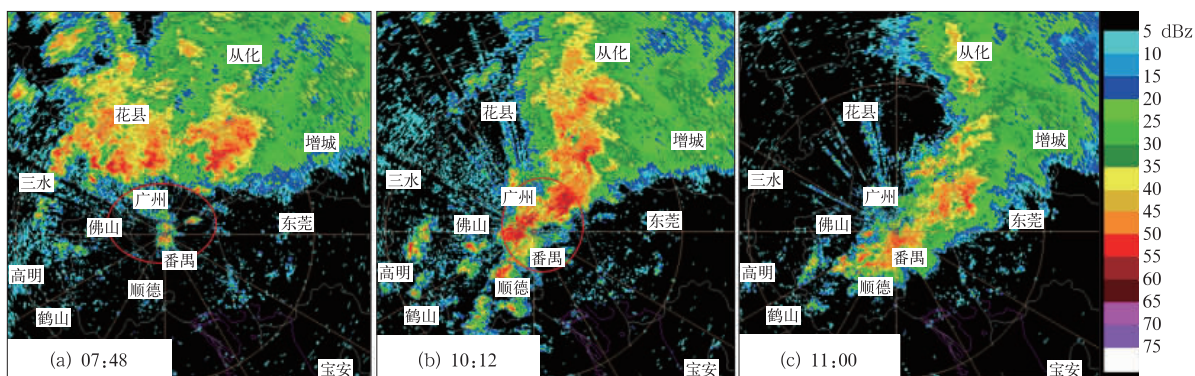


图6 2017年5月7日07:48(a),10:12(b)和11:00(c)造成广州城区强降水的广州雷达反射率

Fig. 6 Reflectivities of Guangzhou Radar causing heavy rain in Guangzhou City at 07:48 BT (a), 10:12 BT (b) and 11:00 BT (c) 7 May 2017

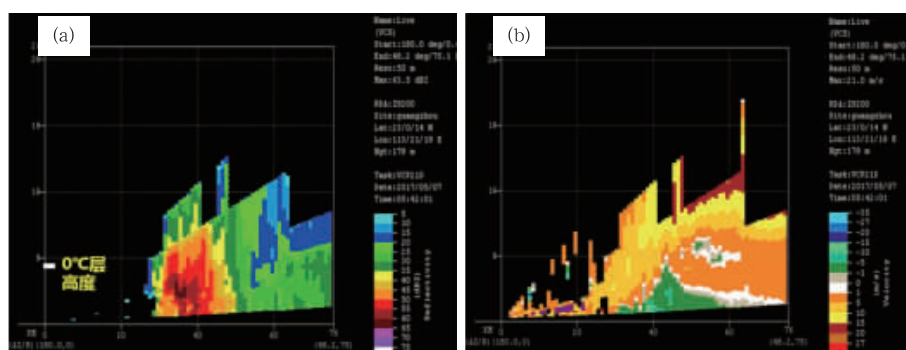


图7 2017年5月7日05:42广州雷达反射率(a,单位:dBz)和径向速度(b,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )剖面

Fig. 7 Cross-section of reflectivity (a, unit: dBz) and radial velocity (b, unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) from Guangzhou Radar at 05:42 BT 5 May 2017

做剖面的反射率和径向速度图。从图7a可见,回波整体发展不高,在0和50 dBz高度分别为12.5和6.8 km,5月6日20时0°C层高度为4.7 km,7日05:42 50 dBz强回波高度仅高出0°C层高度2.1 km,大部分强回波位于0°C层之下,呈暖区降水的结构特性。整体回波呈倾斜结构,35 dBz对流区域近地层宽大,略向上收缩,但仍可见50 dBz强回波向移动方向倾斜,移动前方具有梯度不是很大的“穹窿”,“穹窿”前方仍清晰可见弱回波区缺口,3.5 km高度上下的55~60 dBz强回波位于“穹窿”区上方;“穹窿”内大部分回波强度已达45~50 dBz,说明此时强降水已开始堵塞“穹窿”回波区,但仍维持一定强度的上升气流,使得HP型超级单体能维持较长时间,也使小水滴粒子碰并增长成较大水滴粒子,并聚集在中低层,使得较大降水强度的降水维持较长时间,造成罕见小时降水量大值。

由径向速度剖面图(7b)可见,径向辐合较深厚,从近地层向上伸展到4.5 km左右高度;径向辐

合强度向上减小,最大径向辐合位于近地层,最大入流速度中心( $13 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ )与55 dBz强回波位置基本重叠;“穹窿”回波区下方近地层存在浅薄(不到1 km厚度)的径向辐合,但最大入流速度仍达到 $7.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,说明尽管因降水拖曳已出现下沉气流,但“穹窿”区附近辐合上升气流仍然较强,辐合线穿过弱回波缺口的“穹窿”回波区和60~65 dBz强回波中心下方,说明较强辐合上升气流与“穹窿”回波区和强回波区所对应,说明HP型超级单体鼎盛期时,仍有较强上升气流携带大量小雨滴粒子穿过“穹窿”回波区,在其上方维持碰并增长,从而维持超级单体的较长生命史。

### 3.3 初生对流触发机制分析

本次特大暴雨对流初生位置(5月7日00时)位于广州花都区北部的小尺度地形迎风坡附近(图8a),00—01时累积降水量超过20 mm,个别站达到50 mm(图8b)。地形环流与城市热岛效应对

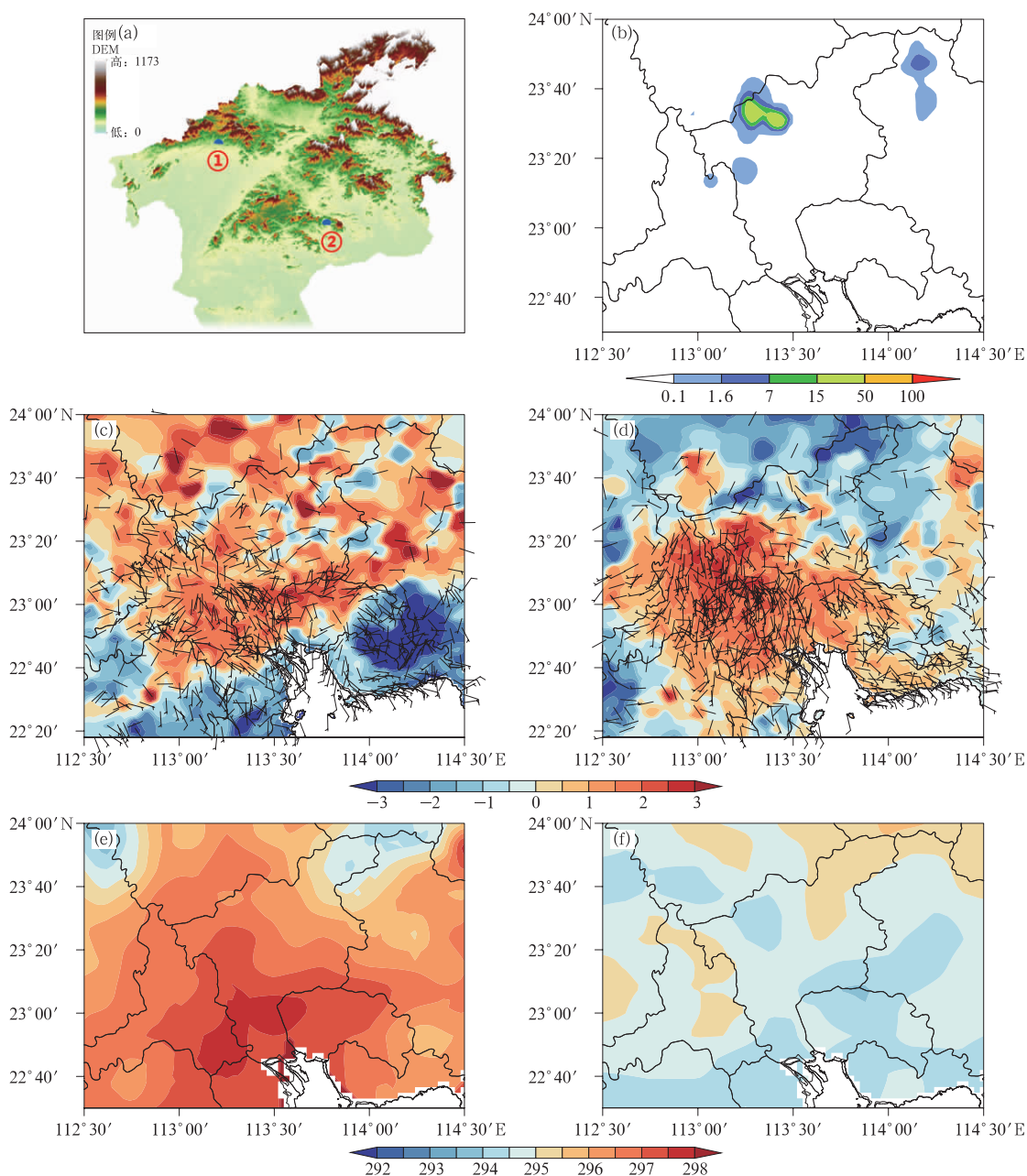


图 8 (a)广州中北部地区的地形图(单位:m,蓝色三角1、2分别代表2017年5月7日00时对流初生位置和05—06时极端小时强降水发生位置), (b)2017年5月7日00—01时的1 h 累积降水量(填色,单位:mm), (c)6日18时和(d)23时珠三角地区气温距平分布(填色,单位:℃)和地面自动站10 m 风场; (e, f)CHAF-3 km 模式6日20时地面2 m 温度和925 hPa 温度分析场(填色,单位:K)

Fig. 8 (a) Topography of parts of Guangzhou (unit: m, Blue triangles 1 and 2 represent locations of the initial convective storms at 00:00 BT and the extreme precipitation during 05:00—06:00 BT 7 May 2017, respectively); (b) 1 h accumulated rainfall from 00:00 to 01:00 BT 7 May 2017 (shaded area, unit: mm); (c) temperature anomalies (shaded area, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ), superimposed with surface wind barbs at automatic weather stations over Pearl River Delta at 18:00 BT (a) and 23:00 BT (b) 6 May; (e, f) temperature above surface 2 m and at 925 hPa at 20:00 BT 6 May 2016 analyzed by CHAF-3 km model, respectively (shaded area, unit: K)

本次大暴雨的触发具有重要影响。城市热岛可在其下风向激发出上升环流,在合适的热力条件下将会有湿对流风暴发生发展(Baik et al, 2001)。本文依据孙继松和杨波(2008)提出的计算城市热岛效应的方法,首先利用靠近广州地区的清远探空站临近时刻(6日20时)资料计算得到边界层气温垂直递减率,将分布在不同高度上的自动站订正到50 m高度的同一水平面上,并插值成为格点资料,然后计算得到每个格点与区域平均气温之间的差值。从图8c和8d可知,6日18时对流初生位置附近南北温度梯度还非常弱,随着夜间山区一带在晴空少云情况下出现强辐射降温,而城市地区由于热岛效应夜间降温幅度较小,对流初生位置南北侧温差显著,形成强的水平温度梯度[约为 $2\text{ K} \cdot (10\text{ km})^{-1}$ ]。根据孙继松和杨波(2008)提出的理论,当城市热岛形成的水平温度梯度为 $1\text{ K} \cdot (10\text{ km})^{-1}$ 量级时,形成强对流切变环境的响应时间大体上只需要十几分钟到1 h左右。为此,本次过程中城市热岛与山地之间强的水平温度梯度将激发垂直风切变的增强,为对流发生提供有利环境。进一步地,孙继松(2014b)提出了地形与城市热岛效应造成的局地对流性暴雨的物理概念模型:由于山体阻滞了城市热岛的水平扩散效应,在山前地区形成了最强的水平温度梯度,水平温度梯度不仅造成山坡下滑,冷气流与城市暖气流出流之间形成了山前水平辐合气流,形成抬升运动,而且强的水平温度梯度将强迫风的垂直切变增强,导致边界层顶的气流加强,辐合抬升运动及垂直风切变的加强促使暴雨的发生发展。从图8d中可以看到,6日23时小尺度地形的山前存在下滑冷气流。与孙继松(2014b)提出物理模型不同的是,触发本次对流的,山前水平辐合区的南侧暖气流由沿海地区偏南气流及东南气流的汇合北上而来(图8c和8d),与前文提及的冷高压脊后部回流形势相对应,并不是单纯来源于城市暖空气。

陈炯等(2007)利用中尺度模式WRF耦合城市边界层参数化方案UBP研究了人为热源对大气低层增温的影响,指出热岛效应对城市区域上空200 m以下高度的增温十分明显,且增温轴心随高度向下风向倾斜。本文利用CHAF-3 km模式、2017年5月6日20时2 m温度和925 hPa温度同化分析场讨论热岛效应对大气低层的增暖(图8e和8f)。比较图8e和8d,2 m温度分析场也反映了珠三角城市群热岛的空间分布,仅中心位置略偏移,说

明同化分析场具有一定的使用价值。对比分析2 m温度(图8e)和925 hPa温度分析场(图8f,注:无法获得更低层次资料),在925 hPa高度城市热岛效应已不见,表明热岛增暖仅限于边界层内,与前人研究结果(陈炯等,2007)相一致。对流初生的触发机制总结如下:来自海上的冷高压后部东南风或偏南风回流,经过城市热岛区域,转为偏暖气流,与山坡下滑冷气流在山前一带形成水平风场辐合,配合着山前强水平温度梯度,共同触发了初始对流。

## 4 可预报性分析

### 4.1 主观和确定性业务模式的可预报性分析

主、客观预报中24 h降水量级明显偏小,漏报了此次大暴雨过程。在确定性业务模式中,5月6日20时起报的24 h累积降水预报(6日20时至7日20时)最大的ECMWF模式也仅在清远南部预报了大雨,其余3家模式仅预报广州周边地区有小雨或中雨级别降水,远低于降水实况(图略)。从广州地区5个国家站24 h累积降水观测值与各家业务模式预报值对比(图9a)可见,各家模式仅预报了小雨或中雨级别降水,尤其是在花都(140.4 mm)、萝岗(164.1 mm)、番禺(106.4 mm)等出现了大暴雨的站点,差异非常明显,这表明确定性业务预报模式对本次大暴雨过程是缺乏预报能力的。

值得指出的是,在短时临近预报时效内,广东省气象局自主研发的逐时循环同化预报系统(CHAF-3 km)对本次大暴雨过程中花都地区的局地对流初生表现出了一定程度上的预报能力(图9b~9e)。5月7日00时(图9c模式预报的第四小时),花都地区出现了局地对流(回波中心强度超过40 dBz),与实况位置较为接近,但强度稍偏弱。7日01时(图9d),回波强度略有加强,范围扩大,并略有往北移,与实况演变趋势相一致。但到了7日02时(图9e),模式预报的回波强度出现了明显减弱,后期逐渐趋于消亡,而实况中对流继续发展且回波缓慢往东南方扩展,形成了对流后传现象。由此可知,CHAF-3 km模式虽然能预报出局地对流系统的初生,但是对系统后续发展的预报出现了严重的偏差。另外一方面,CHAF-3 km系统与实况相比,空报率较高,预报员在使用时很难筛选出有用的参考信息。



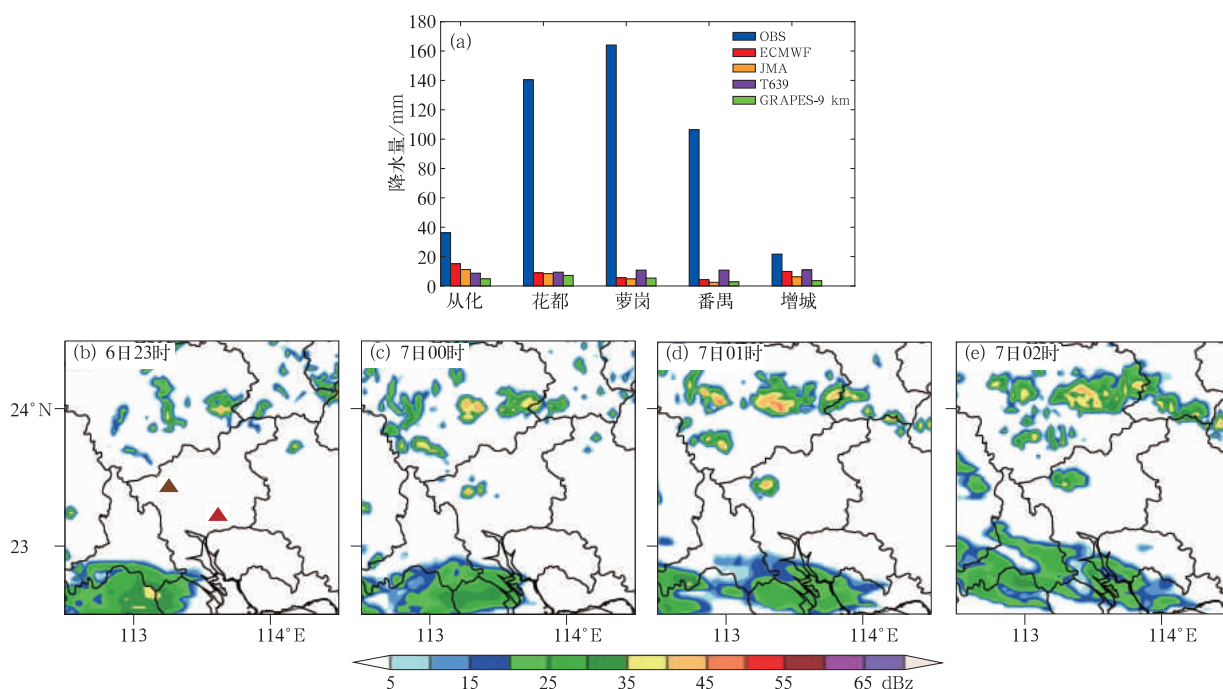


图9 2017年5月6日20时至7日20时各家确定性业务预报模式对广州国家站的预报值和降水观测值(a);  
(b~e)CHAF-3 km模式6日20时起报的未来3~6 h的雷达回波

(图9b中棕色和红色三角分别表示花都和增城位置)

Fid. 9 (a) Accumulative precipitation during 20:00 BT 6–20:00 BT 7 May predicted by different numerical models and observation from four national basic stations of Guangzhou; (b–e) radar echoes forecasted in the 3–6 h by CHAF-3 km model with initial time at 20:00 BT 6 May 2017, respectively  
(Brown and red triangles represent locations of Huadu and Zengcheng in Fig. 9b)

## 4.2 集合预报成员的预报差异分析

从72 h预报时效起,ECMWF集合预报有少数成员预报了广州周边地区于5月7日出现局地暴雨或大暴雨降水,与实况较为接近,且随着时效的临近,预报局地暴雨以上成员数量有所增加(图10),其中12~36 h预报时效(6日00时起报)有3个成员(第6、10、25成员),0~24 h预报时效(2017年5月6日20时起报)有5个成员(第4、9、11、21、36成员)。ECMWF集合预报在临近时效上的预报变化,提供了一定的参考信息,但是预报暴雨成员仍太少,预报员难以判断其是否为有用信息。

进一步地,通过分析ECMWF集合预报成功预报出广州周边地区出现局地强降水与预报了弱降水的成员间的差异,主要反映对本次大暴雨发生起重要作用的触发因子。图11a和11b分别给出了2017年5月6日20时起报的ECMWF集合预报第9和20成员对7日02—08时降水预报(分别代表强、弱降水成员),可知强降水成员在广州与惠州交

界地区的6 h降水极值可达50 mm以上,与实况存在一定程度的相似性,而弱降水成员预报的降水量普遍在10 mm以下,两者差异明显。将第9和20成员预报的7日02时(降水发生前)地面2 m温度和10 m风场进行相减,得到扰动温度和风场(图11c)。第9成员的局地强降水发生于扰动温度梯度大值区,预示着温度梯度的加强可能对强对流的触发有重要影响,这与前文分析中强调城市热岛与地形相互作用形成的温度梯度是触发本次大暴雨的重要因子相一致。此外,扰动温度梯度区还出现了气旋性辐合异常,近地面辐合造成的抬升运动将直接触发强降水。进一步分析ECMWF集合预报强降水成员925 hPa温度和风的差值场(图11d),在两成员降水差异明显所在的区域925 hPa环流异常不明显(850 hPa结果也类似),因此地面温度和风场的差异才是导致不同成员间预报此次局地强降水成功与否的主要因子。综上所述,加强的水平温度梯度及地面风场辐合可能是本次局地强降水的重要触发因子,与前文的实况分析相一致。



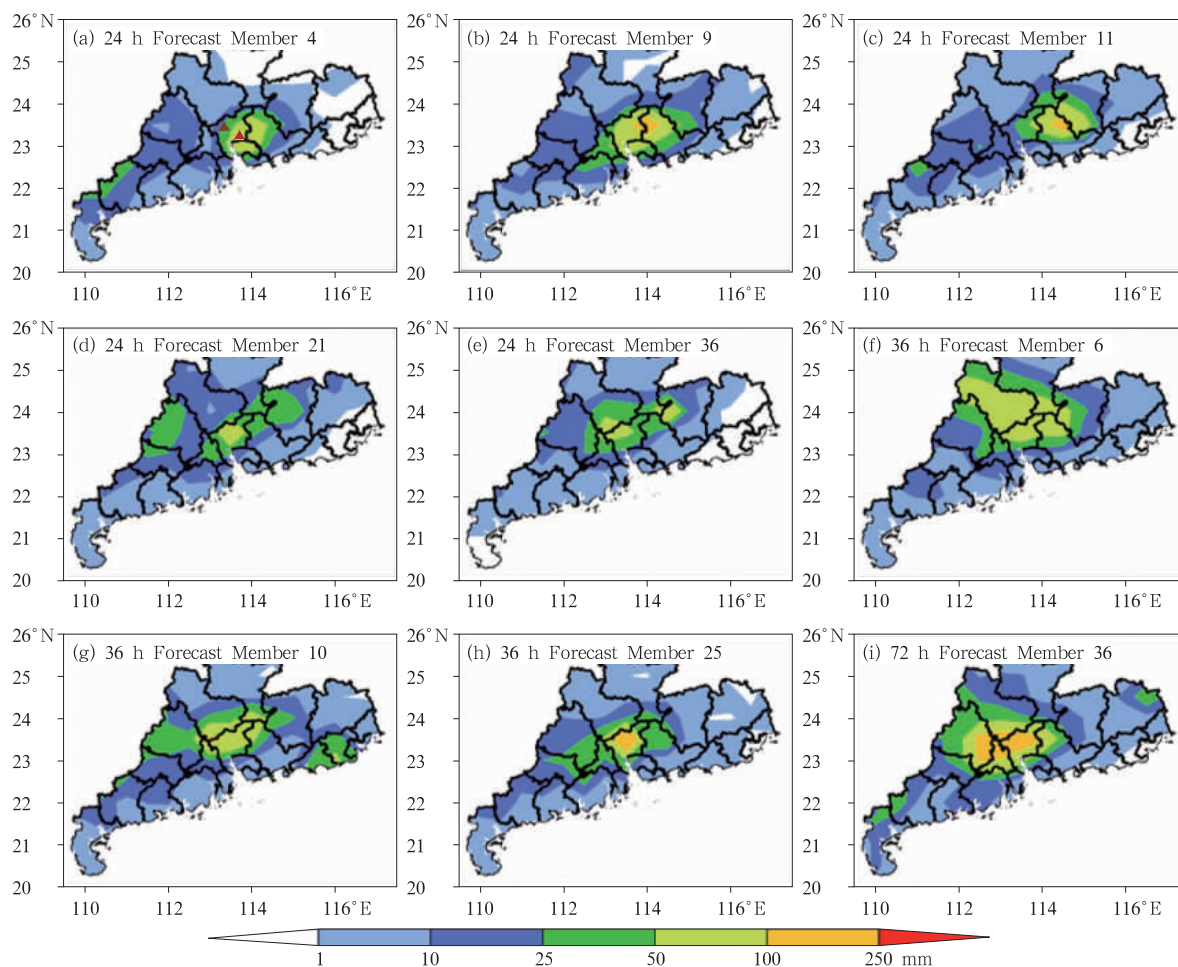


图10 不同时次ECMWF集合预报对广州周边地区2017年5月6日20时至7日20时累积降水预报较优成员分布:(a~e)6日20时起报的集合成员(第4、9、11、21、36, 预报时效0~24 h);(f~h)6日08时起报的集合成员(第6、10、25, 预报时效12~36 h); (i)4日20时起报的第36集合成员(预报时效48~72 h)  
(图10a中棕色和红色三角分别表示花都和增城位置)

Fig. 10 Accumulated precipitation based on preferable members of ECMWF ensemble prediction at different initial time during 20:00 BT 6–20:00 BT 7 May 2017; (a–e) ensemble members: No. 4, 9, 11, 21, 36 from initial time at 20:00 BT 6 May, with lead time 0–24 h; (f–h) ensemble members: No. 6, 10, 25 from initial time at 08:00 BT 6 May, with lead time 12–36 h; (e) No. 36 ensemble from initial time at 20:00 BT 4 May with lead time 48–72 h  
(Brown and red triangles represent locations of Huadu and Zengcheng in Fig. 10a)

## 5 结论与讨论

通过对广州2017年“5·7”暖区特大暴雨中尺度系统及其环境条件和触发机制的对比分析,得到了一些有意义的结果:

(1) 2017年“5·7”大暴雨是华南历史少见的局地暖区突发特大暴雨,环境条件和动力强迫较弱,天气尺度的动力、热力和水汽条件等极端性不显著。

(2) 2017年“5·7”大暴雨在弱环境风场背景下,来自海上的冷高压后部东南风或偏南风回流,经过城市热岛区域,转为偏暖气流,与山坡下滑冷气流在山前一带形成的水平风场辐合,配合着山前强水平温度梯度,共同触发了初生对流单体。其后,雷暴出流和持续不断、边界层暖湿气流形成的辐合线又触发生成单体并使已减弱的降水单体重新加强产生第二阶段强降水。

(3) 2017年“5·7”大暴雨前两个阶段的局地

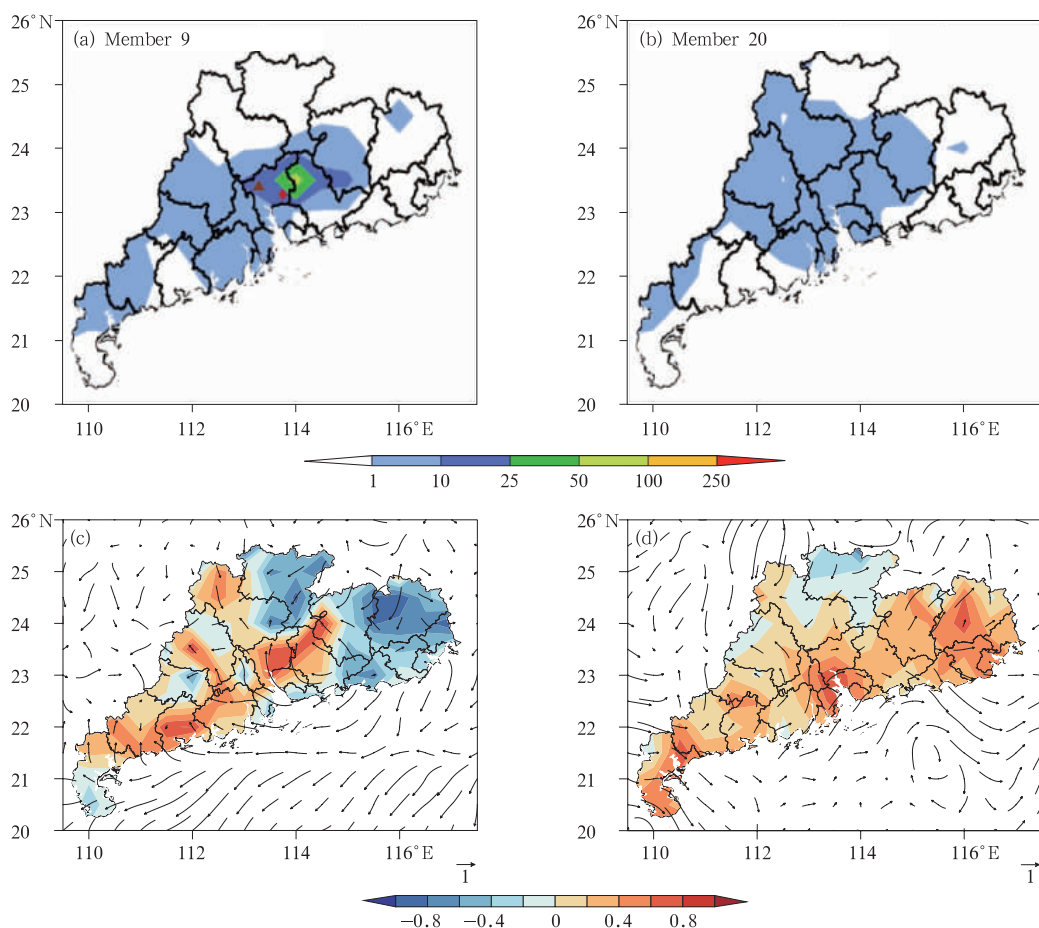


图 11 2017 年 5 月 6 日 20 时起报的 ECMWF 集合预报的 7 日 02—08 时  
强降水和弱降水的成员对比

(a) 预报强降水成员 9 (填色: 降水量, 单位: mm), (b) 预报弱降水成员 20 (填色: 降水量, 单位: mm), (c) 7 日 02 时成员 9 与成员 20 的地面 2 m 温度 (填色, 单位: °C) 及 10 m 风场 (单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) 和 (d) 925 hPa 温度及风场差值分布  
(图 11a 中棕色和红色三角分别表示花都和增城位置)

Fig. 11 Comparative analysis of temperature and surface wind between members predicting heavy and weak precipitation (shaded area, unit: mm) from ECMWF ensemble forecast during 02:00—08:00 BT 7 May based on initial time at 20:00 BT 6 May 2017  
(a, b) accumulated precipitation during 6 h from No. 9 and No. 20 members predicting heavy and weak precipitations; (c, d) difference distribution of above surface 2 m and 925 hPa temperature and wind at 02:00 BT 7 May 2017 respectively predicted by No. 9 and No. 20 ensemble members

(Brown and red triangles represent locations of Huadu and Zengcheng in Fig. 11a)

特大暴雨分别由稳定少动的块状强回波单体发展到短暂嵌有中涡旋的强单体和较长生命史的弱 HP 型超级单体造成的, 第三阶段的大暴雨由向南传播合并新生单体并随短波槽东移的带状回波造成的; 三个阶段回波垂直结构上均呈低质心暖云降水的特征。

(4) 数值模式报出了天气尺度弱背景场和边界

层弱的风场辐合, 但边界层的风速预报明显偏弱, 影响预报员对对流动力触发的判断。根据 ECMWF 集合预报成功预报出广州周边地区出现局地强降水与弱降水的成员间的差异, 加强的温度梯度以及地面风场辐合可能是本次局地强降水的重要触发因子。

目前, 短期时效内数值模式难以做出暖区暴雨

预报,尤其是弱风场环境下暴雨以上降水预报。对于此类大暴雨或特大暴雨,监测和短时临近预警成为主要手段。近地层辐合线附近新生单体或移动至辐合线附近的中尺度系统,当其快速增长或稳定少动时,易产生明显短时强降水;短时强降水或暴雨的概念模式多以天气尺度为主,需建立风暴尺度概念模型及两者间的联系。短期时效内,集合预报成员可提供一些有用参考信息,如何挖掘和使用这些信息,如何看待少数成员超乎寻常的强降水预报信息,有待今后在业务实践中进一步摸索。

## 参考文献

- 陈炯,郑永光,邓莲堂,2007.城市建筑物对城市边界层三维结构影响的数值模拟[J].北京大学学报(自然科学版),43(3):343-350.
- 陈茂钦,徐海明,2011.江淮锋面和华南暖区两次暴雨过程可预报性对比[J].南京信息工程大学学报:自然科学版,3(2):118-127.
- 陈涛,林建,张芳华,等,2017.“16·7”华北极端强降水过程对流尺度集合模拟试验不确定性分析[J].气象,43(5):513-527.
- 湛芸,孙军,徐珺,等,2012.北京721特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考[J].气象,38(10):1255-1266.
- 丁治英,刘彩虹,沈新勇,2011.2005—2008年5、6月华南暖区暴雨与高、低空急流和南亚高压关系的统计分析[J].热带气象学报,27(3):307-316.
- 董全,代刊,陶亦为,等,2017.基于ECMWF集合预报的极端天气预报产品应用和检验[J].气象,43(9):1095-1109.
- 董全,金荣花,代刊,等,2016. ECMWF集合预报和确定性预报对淮河流域暴雨预报的对比分析[J].气象,42(9):1146-1153.
- 杜青文,任荣彩,康锡言,1999.“96.8”河北特大暴雨地面中尺度系统分析[J].气象,25(7):25-28.
- 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.
- 高安宁,李生艳,陈见,等,2009.弱环境风场条件下华西南部大范围暴雨特征分析[J].热带气象学报,22(增刊):9-17.
- 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.
- 黄士松,1986.华南前汛期暴雨[M].广州:广东科技出版社:94-95.
- 孔凡超,赵庆海,李江波,2016.2013年7月冀中特大暴雨的中尺度系统特征和环境条件分析[J].气象,42(5):578-588.
- 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:120-122.
- 刘琳,陈静,程龙,等,2013.基于集合预报的中国极端强降水预报方法研究[J].气象学报,71(5):853-866.
- 陆汉城,杨国祥,2004.中尺度天气原理和预报:第二版[M].北京:气象出版社:53-54.
- 孙继松,2014a.从天气动力学角度看云物理过程在降水预报中的作用[J].气象,40(1):1-6.
- 孙继松,2014b.城市精细天气预报的理论与技术研究进展[J].气象科技进展,4(1):15-21.
- 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.
- 孙继松,陶祖钰,2012.强对流天气分析与预报中的若干基本问题[J].气象,38(2):164-173.
- 孙继松,杨波,2008.地形与城市环流共同作用下的 $\beta$ 中尺度暴雨[J].大气科学,32(6):1352-1364.
- 孙军,湛芸,杨舒楠,等,2012.北京721特大暴雨极端性分析及思考(二)极端性降水成因初探及思考[J].气象,38(10):1267-1277.
- 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.
- 王东海,杜钧,柳崇健,2011.正确认识和对待天气气候预报的不确定性[J].气象,37(4):385-391.
- 王淑莉,康红文,谷湘潜,等,2015.北京7·21暴雨暖区中尺度对流系统的数值模拟[J].气象,41(5):544-553.
- 王晓芳,赖安伟,王志斌,2014.一个长生命周期准静止中尺度对流系统的观测特征及其持续的环境条件[J].大气科学,38(3):421-437.
- 韦统健,1994.华南前汛期暖区暴雨流场结构的特征[J].热带气象学报,10(1):37-46.
- 伍志方,曾沁,吴乃庚,等,2011.广州“5.7”高空槽后和“5.14”槽前大暴雨过程对比分析[J].气象,37(7):838-846.
- 夏茹娣,赵思雄,孙建华,2006.一类华南锋前暖区暴雨 $\beta$ 中尺度系统环境特征的分析研究[J].大气科学,30(5):988-1008.
- 徐珺,杨舒楠,孙军,等,2014.北方一次暖区大暴雨强降水成因探讨[J].气象,40(12):1455-1463.
- 薛纪善,1999.1994年华南夏季特大暴雨研究[M].北京:气象出版社:106-124.
- 叶朗明,苗峻峰,2014.华南一次典型回流暖区暴雨过程的中尺度分析[J].暴雨灾害,33(4):342-350.
- 俞小鼎,2012.2012年7月21日北京特大暴雨成因分析[J].气象,38(11):1313-1329.
- 袁月,李晓莉,陈静,等,2016. GRAPES区域集合预报系统模式不确定性的随机扰动技术研究[J].气象,42(10):1161-1175.
- 张晓惠,倪允琪,2009.华南前汛期锋面对流系统与暖区对流系统的个例分析与对比研究[J].气象学报,67(1):108-121.
- 张晓美,蒙伟光,张艳霞,等,2009.华南暖区暴雨中尺度对流系统的分析[J].热带气象学报,25(5):551-560.
- 赵琳娜,刘琳,刘莹,等,2015.观测降水概率不确定性对集合预报概率Brier技巧评分结果的分析[J].气象,41(6):685-694.
- 赵玉春,李泽椿,肖子牛,2008.华南锋面与暖区暴雨个例对比分析[J].气象科技,36(1):47-54.
- 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.
- Baik J J, Kim Y H, Chun H Y, 2001. Dry and moist convection forced by an urban heat island[J]. J Appl Meteor, 40(8):1462-1475.
- Tian Fuyou, Zheng Yongguang, Zhang Tao, et al, 2015. Statistical characteristics of environmental parameters for warm season short-duration heavy rainfall over central and eastern China[J]. J Meteor Res, 29(3):370-384.