

陈涛,陈博宇,于超,等,2020. 华南前汛期锋面对流系统和暖区对流系统的多尺度特征和集合预报敏感性对比分析[J]. 气象,46(9):1129-1142. Chen T, Chen B Y, Yu C, et al, 2020. Analysis of multiscale features and ensemble forecast sensitivity for MCSs in front-zone and warm sector during pre-summer rainy season in South China. [J]. Meteor Mon, 46(9):1129-1142(in Chinese).

华南前汛期锋面对流系统和暖区对流系统的多尺度特征和集合预报敏感性对比分析*

陈 涛^{1,2,3} 陈博宇¹ 于 超¹ 张芳华¹ 谌 芸^{1,2}

1 国家气象中心,北京 100081

2 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海),珠海 519082

3 中国气象局—河海大学水文气象研究联合实验室,北京 100081

提 要: 2018 年 5 月 7 日华南地区受锋面中尺度对流系统和暖区对流系统影响,出现多条中尺度雨带。其中锋面对流系统形成降雨区范围较广,雨量分布不均;在锋前 30~200 km 暖区内,多个离散的短生命史 β 中尺度对流系统形成范围较小的中尺度雨带;而在华南沿海地区中尺度线状对流长度超过 300 km,稳定维持时间超过 12 h,形成局地 300 mm 以上的沿海强降雨带。雷达回波分析表明华南地区的锋面对流系统、暖区对流系统均以低质心型对流单体为主,其中锋面对流单体 35 dBz 回波顶高平均为 5.5 km,暖区对流系统 35 dBz 回波顶高平均为 4.7 km。利用 ERA5 再分析资料诊断降水效率表明,锋面系统降水效率平均在 10%~15%,暖区对流系统的降水效率波动明显,瞬时降水效率可超过 90%。此次降雨过程中雨滴谱分析表明,小粒子直径、高雨滴数密度的暖云降水特征突出,沿海暖区对流系统在各个降水强度量级上都具有更大的粒子直径和数浓度,因此降水效率较高。预报检验表明主流业务数值模式对于暖区对流性降水预报能力有限,欧洲中心再预报改善了暖区对流性降水离散度分布,中尺度区域数值模式能够反映锋面对流和暖区对流的基本特征,但在沿海暖区对流系统的强度、组织上仍然有偏差。比较锋面降水和暖区降水的集合预报敏感性表明,锋面降水对于锋前低压槽、低空急流等天气系统强迫具有较高预报敏感性,而沿海暖区降水对于上游入流区不稳定能量分布具有更显著的敏感性。

关键词: 中尺度对流系统,暖区暴雨,降水效率,集合预报敏感性

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.09.001

Analysis of Multiscale Features and Ensemble Forecast Sensitivity for MCSs in Front-Zone and Warm Sector During Pre-Summer Rainy Season in South China

CHEN Tao^{1,2,3} CHEN Boyu¹ YU Chao¹ ZHANG Fanghua¹ CHEN Yun^{1,2}

1 National Meteorological Centre, Beijing 100081

2 Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519082

3 CMA-HHU Joint Laboratory for Hydrometeorological Studies, Beijing 100081

Abstract: Severe rainstorms struck South China on 7 May 2018, which were related to front-driven mesoscale convective system (MCS) and quasi-stationary MCS in warm zone. South-moving frontal MCS led to wide range of un-uniform precipitation, and warm-sector MCSs with short life time induced multiple mesoscale rainbands within the range of 30—200 km south to surface front. Quasi-stationary line-type MCS along the coast of South China grew up to 300 km in length, sustained more than 12 h and induced extremely

* 国家重点研发计划(2017YFC1502103)和中国气象局核心预报专项[YBGJXM(2018)-1A]共同资助

2019 年 6 月 18 日收稿; 2020 年 4 月 1 日收修定稿

第一作者:陈涛,主要从事定量降水预报与中尺度对流系统诊断分析工作. E-mail:chentao@cma.gov.cn

severe rainfall beyond 300 mm. All types of MCS showed the low-echo-centroid structure on the vertical section of reflectivity, and the averaged 35 dBz echo-top was at the height of 5.5 km for frontal MCS cells, compared with 4.7 km for convective cells in warm sector. Analysis of raindrop size distribution revealed that MCS in coastal zone was with larger raindrop diameter and higher nuclei concentration compared with frontal MCS. Averaged large-scale precipitation efficiency of frontal convective system was at about 10%—15% according to ERA5 reanalysis, while the precipitation efficiency of MCS in warm zone could increase instantaneously more than 90%. Operational numerical models showed limited predictivity for convective precipitation in warm zone, while EC-Reforecasts showed improved performance on ensemble spread for the convective precipitation near South China coast. Mesoscale model's forecast showed basic patterns of frontal MCS and warm-sector MCS, however obvious bias existed in the organization and intensity of MCS along coastal zone. Ensemble sensitivity analysis indicated that frontal MCS showed high sensitivity to synoptic forcing related to low pressure trough and low-level jet intensity, while convection in warm sector showed high sensitivity to CAPE in upstream environment.

Key words: mesoscale convective system, torrential rain in warm sector, precipitation efficiency, ensemble sensitivity analysis

引 言

4—5 月的华南前汛期,江南南部到华南北部锋面相对活跃,伴随锋面南下,华南地区经常出现大范围强降雨和其他对流性天气。20 世纪 70 年代的华南降水野外科学试验表明(黄士松等,1986),在锋面对流系统活动的同时,距离锋面前方一定距离的暖区内,往往有相对独立的暖区对流系统发展,构成锋面降雨、锋前暖区降雨两条雨带,暖区暴雨具有明显的中尺度特征。陶诗言(1980)表明暖区暴雨的形成与海陆风、局地中尺度地形等边界层过程有密切关系。南海季风科学试验 SCRMEX(Luo et al, 2017)表明,在华南前汛期期间业务数值模式预报往往出现明显预报偏差,华南沿海强降雨具有较高的预报难度和研究价值;通过对华南地区暴雨事件中中尺度系统(MCS)发展特征的深入分析, Liu et al (2018)指出华南沿海极端暴雨与线状 MCS 的组织结构和发展过程有密切关系,近地面层、边界层的热动力特征变化对于华南沿海 MCS 的发展过程具有重要影响。

Fritsch and Forbes(2001)指出大致有两种发展机制的 MCS,一类主要依靠外在驱动,与锋面、高空槽等天气系统强迫相关,另一类依靠对流内在驱动,对流系统通过自组织过程进行升尺度发展。基于美国山地对流预报试验, Geerts et al(2017)对于这两类对流系统在发展过程中的低空急流特征、地

面边界层热动力变化以及对流反馈过程等方面的中尺度特征进行了仔细分析。在华南前汛期暴雨过程中,张晓惠和倪允琪(2009)也指出锋面对流系统与锋面强迫直接相关,而暖区对流系统与对流的自我维持过程有密切关系;孙建华和赵思雄(2002)、梁巧倩等(2012)对华南地区锋区和暖区发展的 MCS 的环境特征进行了分析对比。目前对于这两类 MCS 在中尺度特征、云微物理结构上的差异分析仍然需要进一步深入;从业务预报角度出发,借助于集合预报模式和高分辨率数值模式的进展,对于在锋区附近发展的 MCS 和在锋前暖区发展的 MCS 在可预报性方面的特征也需要进行讨论。

2018 年 5 月 7 日华南地区发生一次锋面暴雨过程,伴随着复杂的锋前暖区降水特征。本文将重点讨论此次过程中锋面对流系统和暖区对流系统发展特点,分析两类 MCS 在降水效率、降水微物理等方面的差异,通过数值预报检验和集合预报敏感性分析(ESA),讨论锋面对流和暖区对流的可预报性。

1 数据与方法

基于中国气象局国家气象中心近年来连续组织的暖季降水预报试验(林建等, 2016),对 2018 年 5 月 7 日华南地区的暴雨过程进行了重点分析。本文使用资料(表 1)采用从国家气象信息中心获取的华南地区逐 10 min 的中尺度地面自动站观测、定量降水估测(QPE)CMORPH-QPE、华南地区雷达组网

基数据以及华南地区站点雨滴谱资料。其中 CMORPH-QPE 融合了全国加密自动站、多源卫星反演降水数据,评估结果表明具有较高的准确率 (Shen et al,2010)。分析数据主要采用 ERA5 分辨率再分析数据,对欧洲中心集合预报 EC-EPS、

NMC 区域数值模式 GRAPES-Meso 和上海区域模式 SMS-WARMS 降水预报进行了检验,并利用 EC-EPS 数据进行了集合预报敏感性分析。此外,也对 11 个集合成员的 EC-Reforecast 再预报降水数据进行了预报检验。

表 1 再分析和预报数据集特征
Table 1 Characteristics of datasets

数据集名称	水平格距	起报时间/BT	时间间隔	数据集类型
ERA5	0.25°	—	1 h	EC 高分辨率再分析
EC-Reforecast(11 成员)	1.5°	5 月 6 日 08 时	6 h	EC 再预报
EC-HR	O1280 (约为 9 km)	5 月 6 日 20 时	3 h	EC 确定性模式预报
EC-EPS(51 成员)	N640(约为 13 km)	5 月 6 日 20 时	6 h	EC 集合模式预报
GRAPES-Meso	3 km	5 月 6 日 20 时	1 h	NMC 区域模式预报
SMS-WARMS	3 km	5 月 6 日 20 时	1 h	上海区域模式预报
CMORPH-QPE	0.1°	—	10 min	定量降水估测

2 降水过程与环流场分析

2.1 降水过程特征

2018 年 5 月 7 日 08 时至 8 日 08 时(北京时,下同),受南下锋面和沿海暖区对流系统共同影响,华南中南部地区出现大范围暴雨天气过程。其中移动性锋面 MCS 造成的降水范围较大、降水中心分布不均,在珠江口地区形成局地大暴雨;受暖区 MCS 影响,广东东部沿海—福建东南部沿海强降水维持时间长、强度大,形成较为集中的沿海强降水区(图 1a)。过程最大降水量出现在广东汕尾自动站(340 mm),降水峰值出现在 7 日 16—17 时;福建厦门自动站在 7 日 11—13 时连续 2 个时次小时降水量超过 100 mm(图 1b)。

2.2 天气环流背景

2018 年 5 月 6 日夜间开始,地面锋面系统从江南地区南下,7 日早间锋面位于江南南部(图 2a),ERA5 分析表明锋面伴有明显的温度梯度带,850 hPa 温度梯度可达 $8\sim10\text{ K}\cdot(100\text{ km})^{-1}$ 。锋前华南地区处于较为一致的西南气流控制下,西南风风速达 $8\sim12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,并且处于假相当位温(θ_{se})340 K 高值舌内。在海平面气压场上(图 2b),锋前有明显低槽区,大气整层可降水量(PWAT)高于 50 mm,环境条件有利于出现对流性降水。此次过

程天气形势与典型华南锋前暖区暴雨过程(黄士松等,1986)相似,强降水主要由锋面对流系统和暖区

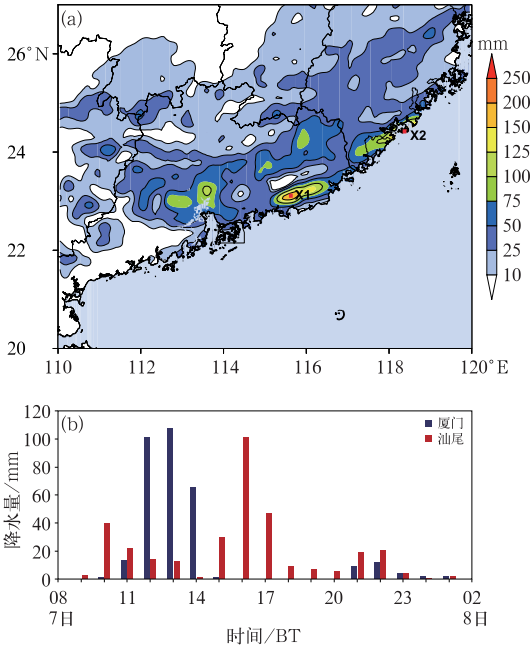


图 1 2018 年 5 月(a)7 日 08 时至 8 日 08 时累积降水量 (X1:汕尾自动站,X2:厦门自动站) 以及(b)这两个自动站 7 日 08 时至 8 日 02 时逐时降水量
Fig. 1 (a) Accumulated precipitation from 08:00 BT 7 to 08:00 BT 8 (X1: Shanwei, X2: Xiamen) and (b) hourly precipitation from 08:00 BT 7 to 02:00 BT 8 May 2018

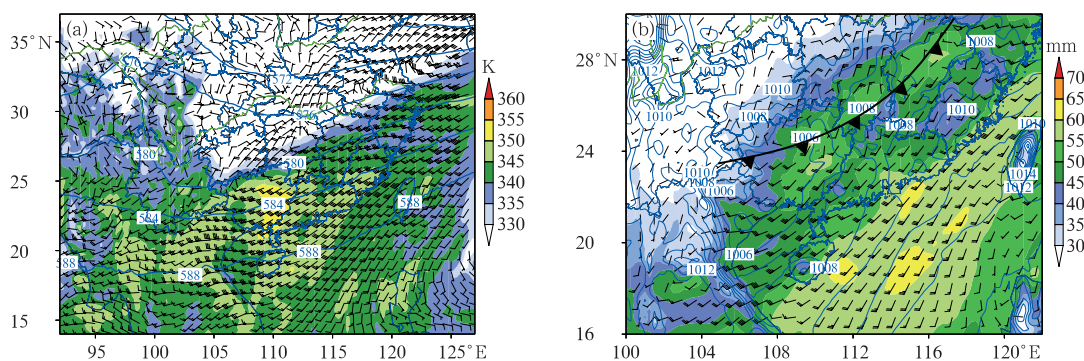


图 2 2018 年 5 月 7 日 08 时 (a) 500 hPa 高度场 (单位: dagpm)、850 hPa 风场和 θ_{se} (填色),

(b) 海平面气压场 (单位: hPa)、925 hPa 风场和大气整层可降水含量 PWAT (填色)

Fig. 2 (a) Geopotential height at 500 hPa (unit: dagpm), wind and θ_{se} (colored) at 850 hPa, and sea surface pressure (unit: hPa), wind at 925 hPa and PWAT (colored) at 08:00 BT 7 May 2018

沿海对流系统共同造成, 其中华南沿海降水时间长、强度大, 形成了较高的累积降水量。

2018 年 5 月 7 日 08 时广东中部清远探空站距离华南北部锋面约 150 km, 探空分析表明 (图 3a) 对流有效位能 (CAPE) 为 $1588 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 500 hPa 以下的温度、露点温度廓线相当接近, 中低层湿度条件较为有利于对流发展; 低层 925~850 hPa 的低空西南急流能够产生较有利的水汽输送。香港站此时位于华南沿海暖区 MCS 上游地区, 探空分析 (图 3b) 表明 CAPE 为 $1475 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 其整层高湿特征较锋前环境更为显著: (1) 抬升凝结高度至 0°C 层高度为 4.3 km, 具有深厚暖云层; (2) 风暴承载层垂直切变较小, 925~400 hPa 垂直切变仅为 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; (3) 整层相对湿度高, 水汽含量丰富, PWAT 达到 52.3 mm; 总体看, 探空环境特征较为有利于碰并增长过程主导的暖云降水过程 (Davis, 2001)。

3 锋面对流系统与锋前暖区对流系统中尺度特征分析

3.1 MCS 回波特征与中尺度地面分析

2018 年 5 月 7 日早上锋面位于华南北部地区, 7 日 08 时的组合反射率和 CMORPH-QPE 表明 (图 4a, 4b), 从江南南部到华南沿海有多条对流雨带, 大致可分为锋面雨带、锋前暖区 β 中尺度雨带和沿海暖区雨带。锋面雨带位于地面锋线附近到锋后 200 km 左右, 其对流结构紧密, 回波强度可达 50 dBz 以上, 降水强度可达 $20 \sim 30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$, 锋后有宽广的层云降水区, 降水强度一般小于 $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。广东东部到福建东南部的内陆地区受锋前暖湿气流控制, 有多个离散的 MCS 发展, 形成较为局地的锋

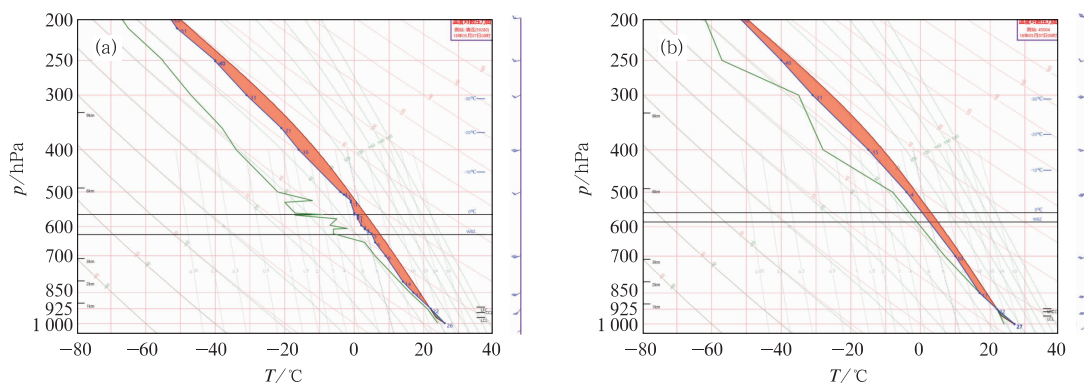


图 3 2018 年 5 月 7 日 08 时 (a) 清远站、(b) 香港站 T -log p 图

Fig. 3 T -log p diagrams for Qingyuan (a) and Hongkong (b) stations at 08:00 BT 7 May 2018

前暖区 β 中尺度雨带,空间尺度一般小于100 km。沿海暖区雨带位于广东东部汕尾—福建南部厦门之间的海岸线附近,线状对流尺度可达150~300 km,对应降水强度可到达 $20\sim 40\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 。

由于探空分析表明珠江口地区具有较明显的对流不稳定层结和西南低空急流,5月7日午后珠江口地区受锋面影响,锋面对流系统有明显增强,7日14时前后珠江口附近降水强度达 $60\sim 80\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$

(图4c,4d),最强回波超过55 dBz。7日中午前后华南东部沿海的线状对流系统也进一步加强,从组织结构特征上类属于移动缓慢的后向发展型中尺度线状对流系统(Schumacher and Johnson, 2005),广东汕尾、福建厦门多个自动站上降水强度超过 $100\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ 。7日20时锋面对流系统逼近华南沿海(图4e,4f),与沿海暖区对流系统接近合并;7日23时以后,结合后的对流回波逐渐移到海面上,陆地降

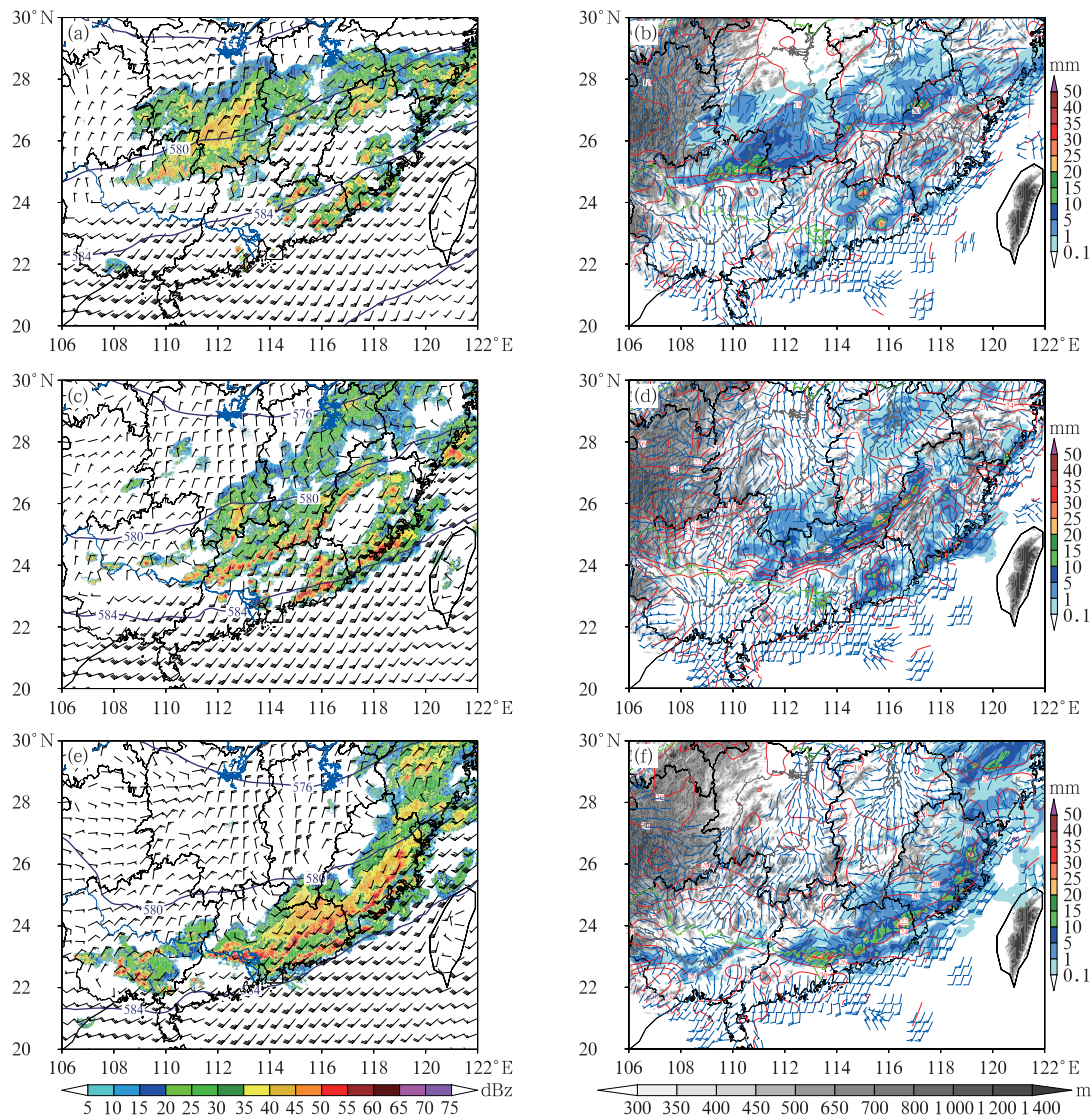


图4 2018年5月7日(a,b)08时、(c,d)14时和(e,f)20时的(a,c,e)组合反射率因子(填色)、500 hPa高度场(等值线,单位:dagpm)和925 hPa风场,以及(b,d,f)对应时刻的地面自动站风场、温度场客观分析(红线,单位:℃)和过去1 h QPE(填色)(图4b、4d、4f中阴影为地形高度)

Fig. 4 (a, c, e) Composite reflectivity factor (colored), wind at 925 hPa and geopotential height at 500 hPa (contour, unit: dagpm), and (b, d, f) QPE for past 1 h (colored), objectively analyzed surface wind and temperature (red line, unit: $^{\circ}\text{C}$) at 08:00 BT (a, b), 14:00 BT (c, d), and 20:00 BT (e, f) 7 May 2018 (Shaded is terrain height in Figs. 4b, 4d, 4f)

水过程基本结束。

3.2 锋区/暖区对流系统结构特征差异

在经过广东汕尾附近 115°E 的时间-纬度垂直剖面上(图 5), 锋面对流和暖区对流发展特征差异明显。2018 年 5 月 7 日伴随锋面逐步推进, 锋面 MCS 自北向南以 $30\sim 40\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ 的速度移动; 而在 23°N 附近的沿海暖区 MCS 保持稳定, 维持时间超过 12 h, 7 日 20 时后暖区 MCS 与锋面 MCS 产生合并, 强度有明显增强, 随后逐步南压, 陆上降水过程基本结束。此外在 7 日午后, 锋前暖区内也有若干孤立的对流系统在发生发展, 但生命史普遍较短, 也有锋前对流系统与锋面对流产生合并的特征。

2018 年 5 月 7 日 14—17 时珠江口地区附近锋面系统在移动过程中, 锋面对流具有不连续传播特征。图 6 为 5 月 7 日 15 时华南地区雷达组合反射率因子和地面自动站 10 m 风场客观分析, 地面锋面位于风场切变线 A1—A2 线附近, S1 区域主要为锋面 MCS 活动区域(以下称 S1 锋区), 锋面对流前 15~30 km 处, 存在多个离散对流单元(如 F1 等), 构成与锋面近似平行的线状对流, 在锋面移动过程中替代成为新的锋面对流。在锋前暖区内, 还存在多个离散的 β 中尺度对流系统(如 F2 等), 其生命史普遍较短, 或快速消亡或与锋面对流系统产生合并。S2 区域主要为沿海暖区 MCS 活动区域(以下称为 S2 暖区), 地面风场表现为较为一致的偏南风, 但存在较为明显的风速辐合, 与沿海暖区 MCS 发生发展有一定关系。

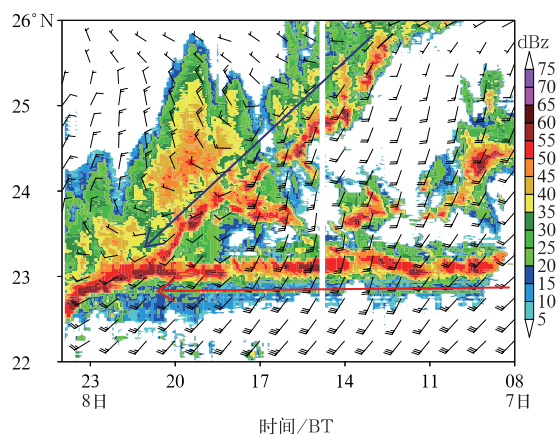


图 5 2018 年 5 月 7 日 08 时至 8 日 00 时过 115°E 组合反射率因子的时间-纬度剖面 (风向杆为 ERA5 再分析 925 hPa 水平风场)

Fig. 5 Cross section along 115°E of composite reflectivity factor and wind at 925 hPa from ERA5 reanalysis from 08:00 BT 7 to 00:00 BT 8 May 2018

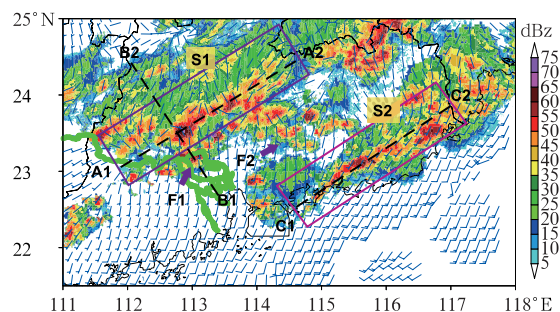


图 6 2018 年 5 月 7 日 15 时组合反射率因子(填色)

和地面自动站 10 m 风场客观分析

(区域 S1 代表锋面对流影响区域, 区域 S2 代表暖区

对流活动区域, F1、F2 箭头指向锋前暖区对流,

A1—A2、B1—B2、C1—C2 为图 7 中横截面位置)

Fig. 6 Composite reflectivity factor (colored) and objectively-analyzed 10 m wind at 15:00 BT 7 May 2018

(S1 box denotes front zone, S2 box denotes coastal

zone, F1, F2 arrows mark active MCS in warm

sector adjacent to front, and lines of A1—A2, B1—B2,

C1—C2 are baselines for vertical sections in Fig. 7)

从图 6 中经过锋面对流位置的 A1—A2 剖面分析(图 7a), 锋面对流单体 35 dBZ 高度普遍低于 6 km, 50 dBZ 以上强度的反射率因子基本都位于 4 km 以下, 对流主体基本都处于 0°C 层高度以下, 因此锋面 MCS 具有较为明显的低质心型特征 (Vitale and Ryan, 2013)。从垂直于锋面的 B1—B2 剖面看(图 7b), 锋前对流高度、强度均要略高于锋面对流系统; 从经过汕尾附近沿海暖区对流系统 C1—C2 垂直剖面看(图 7c), 对流单体 35 dBZ 回波顶部高度普遍低于 5 km, 对流结构 LEC 特征明显。统计 2018 年 5 月 7 日 08—20 时 S1 锋区、S2 暖区 35 dBZ 高度表明, 锋区对流单体 35 dBZ 回波顶高平均为 5.5 km, 而沿海暖区对流单体 35 dBZ 回波顶高平均为 4.7 km。

对 2018 年 5 月 7 日 08—20 时组合反射率因子进行统计表明(图 8), 锋面对流系统在 20~30 dBZ 区间内具有较高频率分布, 但暖区对流系统在组合反射率的频率分布上明显偏向于高于 30 dBZ 的区间。对比锋区、暖区累积液态水含量 (VIL) 的频率分布(图 9), 暖区对流在 $35\text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ 以上的 VIL 具有更高的频率分布, 表明暖区对流环境水汽条件更为充沛, 有利于出现更强的降水。雷达反射率和 VIL 的统计特征反映了锋面对流、暖区对流的云物理特征差异, 对于降水过程中的降水效率有重要影响。

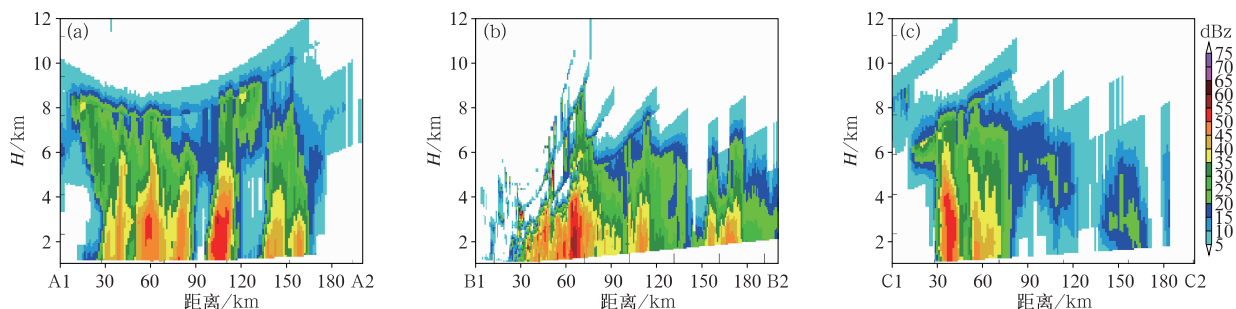


图7 经过图6中(a)A1—A2、(b)B1—B2、(c)C1—C2的反射率因子垂直剖面

Fig. 7 Reflectivity factor on the vertical section along (a) A1—A2, (b) B1—B2, (c) C1—C2 showed in Fig. 6

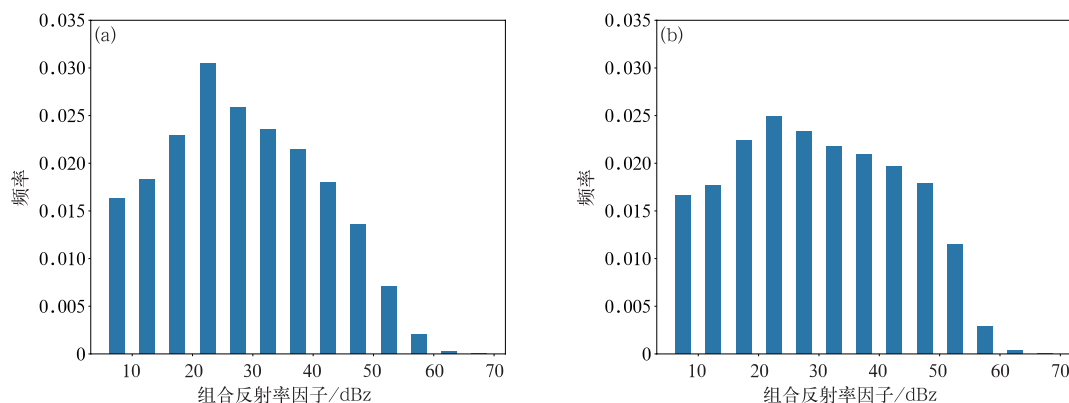


图8 2018年5月7日08—20时(a)S1锋区、(b)S2暖区区域平均组合反射率因子频率分布

Fig. 8 Frequency distribution of composite reflectivity factor in frontal zone (a) and warm sector (b) from 08:00 to 20:00 BT 7 May 2018

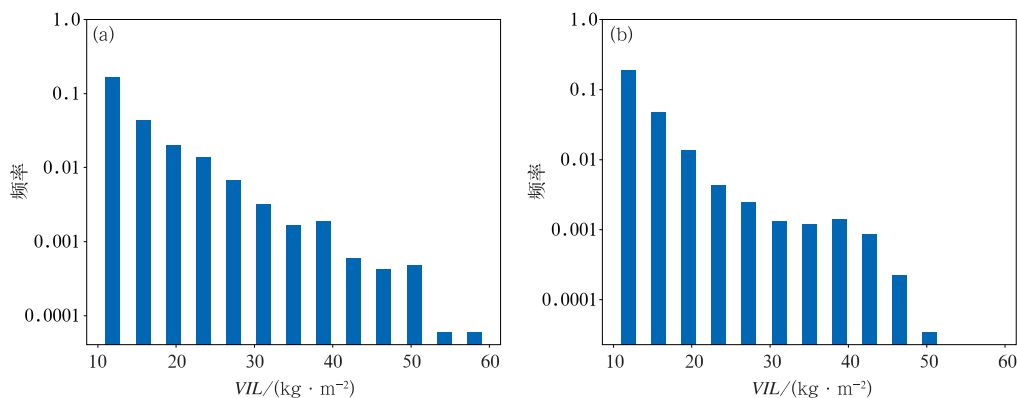


图9 2018年5月7日08—20时(a)S1锋区、(b)S2暖区区域平均累积液态水含量频率分布

Fig. 9 Frequency distribution of average accumulated liquid water content in frontal zone (a) and warm sector (b) from 08:00 to 20:00 BT 7 May 2018

3.3 锋区对流系统、暖区对流系统降水特征差异

锋面 MCS、暖区 MCS 降水特征可进一步通过降水效率计算进行对比。在略去降水蒸发的前提下,某一区域内的大尺度降水效率(LSPE)可定义为地面降水与区域内垂直积分水汽通量辐合之比

(Doswell III et al, 1996; Li et al, 2002; Sui et al, 2007):

$$LSPE = \frac{M_p}{M_w} \quad (1)$$

$$M_w = -\frac{\Delta T}{g} \int_{sfc}^p \nabla \cdot (q_p \mathbf{V}_p) dp \quad (2)$$

式中: M_w 为区域整层水汽辐合质量, q_p 、 V_p 分别为比湿和风矢量。由于绝大部分暴雨过程的入流水汽通量集中在对流层中低层, 因此取积分上限 $p = 400$ hPa; $\Delta T = 1$ h; M_p 取自对应区域平均 CMORPH-QPE。使用 ERA5 再分析资料计算 2018 年 5 月 7 日 08 时的 M_w (图 10a), 广西北部附近地区位于锋面西段, 具有较大范围的水汽通量辐合区, 水汽净辐合量可达 $30 \sim 60 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$, 对应过去 1 h 降水普遍在 $5 \sim 15 \text{ mm}$ 左右; 锋前暖区内整层积分水汽辐合质量为 $10 \sim 30 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$, 但形成的降水区域面积更为集中。7 日 14 时锋面附近 M_w 可达 $40 \sim 60 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ (图 10b), 而华南沿海地区 M_w 仅为 $5 \sim 15$

$\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$, 但对应着较为极端的局地降雨量, 其中厦门 12—13 时逐小时降水量均在 100 mm 以上, 表明由于对流活动在短时间能出现较高的暖云降水效率。

2018 年 5 月 7 日锋面 MCS 活动区域 S1 区、沿海暖区 MCS 活动区域 S2 区的区域平均降水量和 LSPE 对比, 锋面附近 LSPE 普遍在 $10\% \sim 15\%$ (图 11a), 7 日白天总体降水量、降水效率变化不大, 17 时之后由于锋面移出计算区域, 降水量显著减少。沿海暖区 MCS 降水量、LSPE 波动明显, 其 LSPE 平均为 25% (图 11b), 第一次降水峰值出现在 13 时左右, 暖区 MCS 有显著增强, LSPE 约为 92% ;

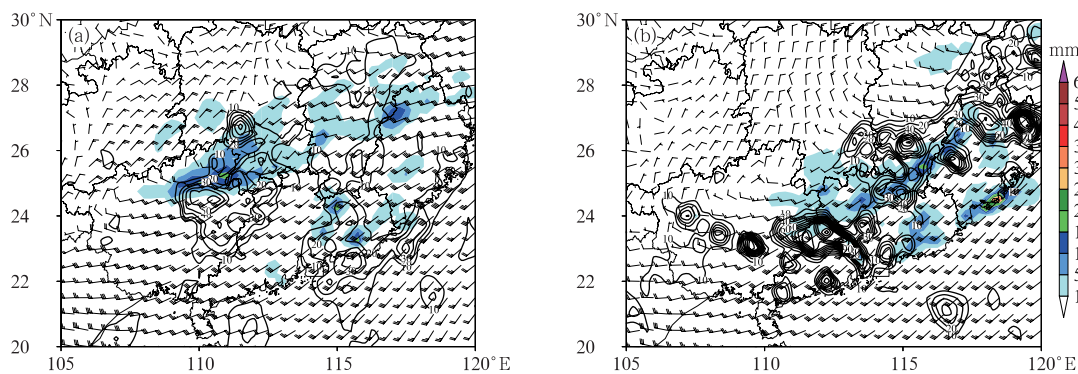


图 10 2018 年 5 月 7 日 (a)08 时、(b)14 时 1 h 的 QPE 降水(填色)、整层水汽辐合质量 M_w (等值线, 单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$)与 ERA5 850 hPa 分析风场

Fig. 10 Hourly CMORPH-QPE (colored), M_w (contour, unit: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2}$) and wind at 850 hPa at 08:00 BT (a) and 14:00 BT (b) 7 May 2018

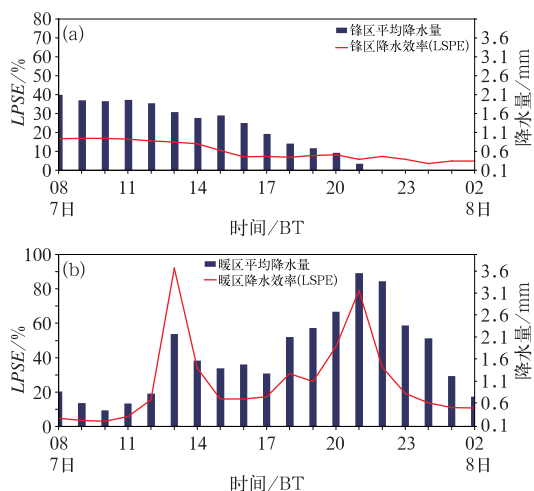


图 11 2018 年 5 月 7 日 08 时至 8 日 02 时 (a)S1 锋区、(b)S2 暖区区域平均逐时降水量与降水效率 LSPE

Fig. 11 Hourly precipitation and precipitation efficiency in frontal zone (a) and warm sector (b) from 08:00 BT 7 to 02:00 BT 8 May 2018

第二次降水峰值出现在 7 日 20—22 时, 此时锋面系统与暖区对流合并增强, 降水效率接近 80% 。Braham (1952) 计算表明伴随闪电的对流云平均降水效率为 11% , 但更多研究 (Market et al, 2003; Chang et al, 2015; Mao et al, 2018) 指出中纬度和热带对流系统中的降水效率差异巨大, LSPE 可具有超过 100% 的降水效率。此次暖区暴雨瞬时降水效率较高, 这表明不同类型对流云内的微物理降水特征需要进一步的观测分析。

需要指出的是, LSPE 的计算涉及到多方面的误差, 如较粗分辨率的分析资料可能低估低层入流对流单体的水汽输送; 对流耗散阶段 LSPE 将有显著偏大; 未计算降水蒸发将导致 LSPE 偏大; 定量降水估测的准确度影响 LSPE 准确度; 详细的 LSPE 定量误差分析需要有待进一步研究。

3.4 锋面对流和暖区对流的降水微物理特征分析

降水效率与云微物理特征有直接关系,利用地面激光雨滴谱观测导出的降雨粒子归一化数浓度(N_w)、降雨粒子质量平均直径(D_m)被广泛用于分析降水粒子特征,同时也作为数值预报中云微物理方案的重要参数(邓军英等,2014)。Furtado et al (2018)表明在华南前汛期暴雨预报中采用精细化的粒子尺度和数密度,对于提高数值模式降水预报准确率十分重要。Testud et al(2001)表明在对流降水过程中 N_w 比层云降水更大,并且随雨强增大而增大。Bringi et al(2003)利用双偏振雷达反演计算了典型大陆性对流和海洋性对流降水的 N_w 和 D_m ,表明层云降水 D_m 与 N_w 存在近似线性关系。Chen et al(2013)利用南京站雨滴谱分析表明对流性降水过程中的 N_w 、 D_m 均高于层云降水。

本次降水过程集中在2018年5月7日08时至8日02时,针对华南地区7个国家基本地面站*的雨滴谱仪,按照不同降水量级计算了 $\lg N_w \sim D_m$ 参数以及线性回归(图12),计算前进行了基本数据质量控制和统计分析(金祺等,2015)。在此次过程中,平均 $\lg N_w = 5.2 \text{ mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$,平均 $D_m = 1.2 \text{ mm}$;对比Bringi et al (2003)针对洋面地区对流性降水的参数估计($\lg N_w \sim [4, 4.5] \text{ mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$, $D_m \sim [1.5, 1.75] \text{ mm}$),以及Chen et al(2013)对于对流性降水给出的参数估计($\lg N_w = 3.8 \text{ mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}$,

$D_m = 1.71 \text{ mm}$),此次华南降雨过程中的降水粒子数浓度更高,降水粒子直径相对较小,一定程度上表明在华南前汛期暖湿环境条件下,暖云降水特征较为明显。

为对比锋面MCS、暖区MCS降雨特征差异,利用广东中部清远站、龙门站计算了锋面降水雨滴谱分布,利用广东东部沿海的普宁站和福建沿海的厦门站计算了暖区降水雨滴谱分布(图13)。对比表明暖区降水的 N_w 、 D_m 都要高于对应量级的锋面降

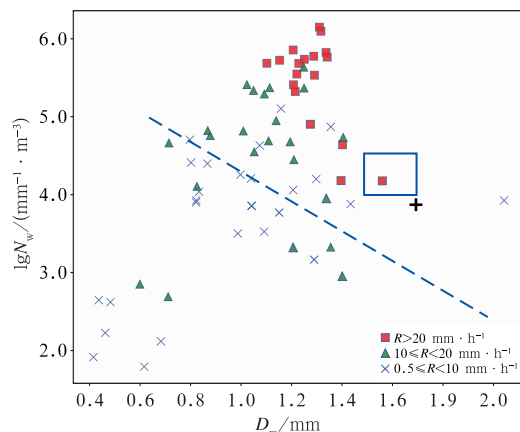


图12 2018年5月7日08时至8日02时华南地区 $\lg N_w \sim D_m$ 散点图

[虚线为线性回归直线,蓝框为Bringi et al(2003)确定的海洋性对流降水参数空间($\lg N_w, D_m$),+为Chen et al(2013)确定的对流性降水参数]

Fig. 12 Scatter plot of $D_m - \lg N_w$ for South China from 08:00 BT 7 to 02:00 BT 8 May 2018

[dashed line: linear fitting line; blue box denotes ($\lg N_w, D_m$) parameter space for tropical convection events by Bringi et al (2003), thick plus marks averaged ($\lg N_w, D_m$) for convective events in Chen et al (2013)]

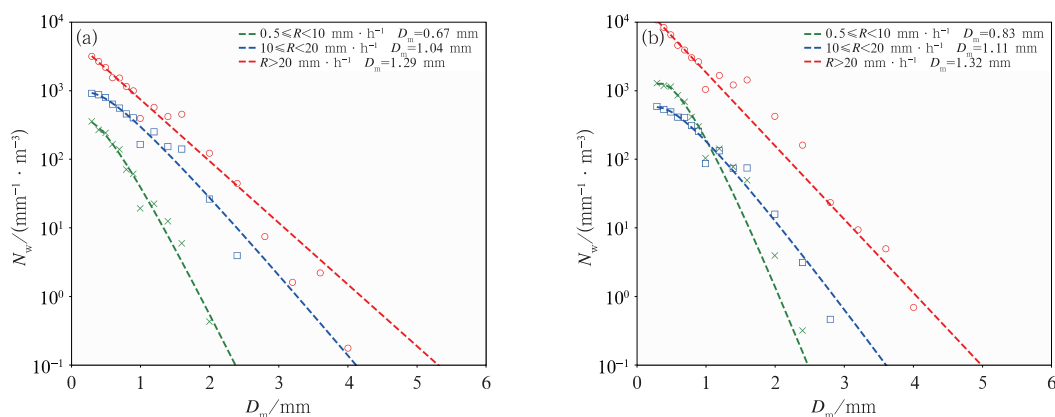


图13 2018年5月7日08时至8日02时(a)锋区MCS、(b)暖区MCS在三种降雨强度下的降雨粒子数密度 N_w 拟合曲线和 D_m

Fig. 13 Particle distribution function N_w and D_m for MCSs in frontal zone (a) and warm sector (b) at three precipitation rates from 08:00 BT 7 to 02:00 BT 8 May 2018

* 分别为清远、从化、番禺、龙门、佛冈、普宁、厦门。

水参数,一定程度上意味着在沿海地区的暖云降水效率将会更高。

4 预报检验与集合预报敏感性分析

4.1 预报检验

从 2018 年 5 月 6 日 20 时起报的 EC-EPS 降水量集合平均和离散度看(图 14a),5 月 7 日 08 时至 8 日 08 时的大部分降水与锋面系统相关,降水带较实况显著偏北;在广东东部沿海雨带预报仅为 5~10 mm,离散度高值区也分布在锋面雨带附近,在沿海暖区没有表现出明显的降水离散度,EC 确定性模式预报与 EC-EPS 集合平均类似,表明当前主流全球数值模式对于暖区预报能力较低。

EC-Reforecast 再预报数据具有 1 个控制成员和

10 个扰动成员,用于校正模式气候和计算极端天气事件指数(EFI),扩大的预报样本也能够进一步增大预报离散度,提高对天气事件实际可预报性(Lorenz, 1963;1969)的预估能力。从 EC-Reforecast 再预报 11 成员平均降水量和离散度看(图 14b),25 mm 以上锋面雨带与 EC-EPS 集合平均较为接近,但在汕尾附近的沿海地区出现了 10~15 mm 的离散度中心,对于沿海暖区对流带不确定性估计有所改善,提高了此次过程中对沿海暖区 MCS 的可预报性。当然由于 EC-Reforecast 分辨率较粗,还不足以描述更为细致的雨带结构。

目前国家气象中心预报业务使用较多的 NMC 区域数值模式 GRAPES-Meso、上海区域数值模式 SMS-WARMS 的水平格点分辨率均为 3 km,有一定能力分辨 MCS 发生发展。5 月 7 日 24 h 累积降水量预报表明(图 15),GRAPES-Meso 主降雨带预报明

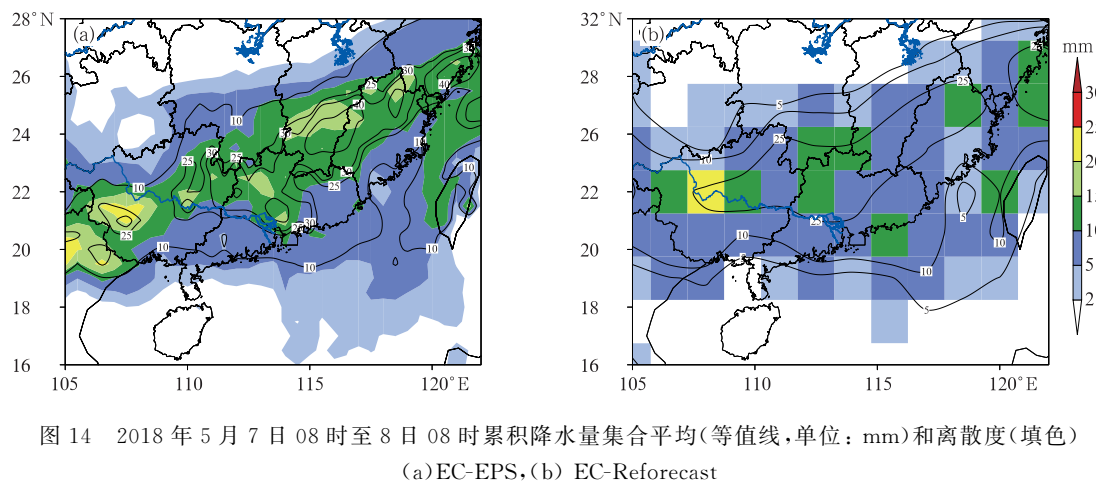


Fig. 14 Ensemble mean (contour, unit: mm) and spread (colored) of accumulated precipitation from EC-EPS (a) and EC-Reforecast (b) from 08:00 BT 7 to 08:00 BT 8 May 2018

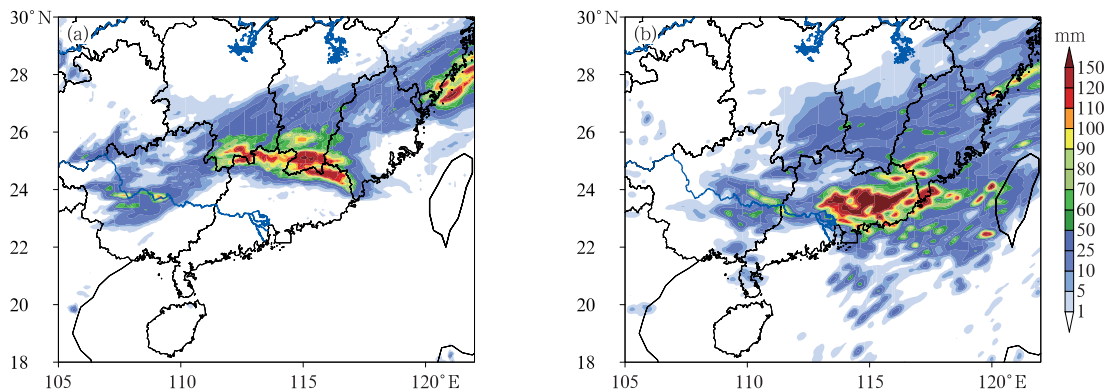


Fig. 15 Accumulated precipitation from GRAPES-Meso (a) and SMS-WARMS (b) from 08:00 BT 7 to 08:00 BT 8 May 2018

显偏北,对沿海暖区对流没有明显反映;对 SMS-WARMS 预报检验表明,降水落区整体较 GRA-EPS-Meso 预报偏南,预报质量有一定改善。从经过 115°E 的反射率因子时间-纬度剖面看(图 16),SMS-WARMS 预报能够反映锋面对流和暖区对流发展的基本特征,但对流系统强度较实况普遍偏弱,模式预报沿海暖区对流位置相对实况较为偏北、维持时间较短。暖区对流的预报偏差原因复杂,各类模式物理过程、初值条件误差等因素均有可能对暖区暴雨产生影响,不同的数值模式偏差特征也具有很大差别,需要在后继工作中进一步分析。

4.2 集合预报敏感性分析

利用集合预报敏感性分析,能够定量分析特定天气事件的可预报性特征(Torn and Hakim,2008)。预报敏感性可定义为预报目标对于不同初始条件的响应,在集合空间中预报敏感性可定义为:

$$\frac{\partial J}{\partial x_i} = \frac{\text{cov}(J, x_i)}{\text{var}(x_i)}$$

式中: J 为预报响应函数, x_i 为 t 时刻的模式变量, $\partial J/\partial x_i$ 即为预报量对初值的敏感性;等号右边在集合空间中进行计算,cov 为协方差算子,var 为方差算子。利用 EC-EPS 计算了本次过程数值预报敏感性,定义 7 日 08—20 时的 S1 区域平均锋面降水 TP_{front} 、S2 区域平均暖区降水 TP_{warm} 分别作为预报目标函数,为简化起见,计算了关于海平面气压(SLP)、CAPE 两个关键因子的集合预报敏感性,其中关于 SLP 的集合预报敏感性主要表征区域降

水与初始时刻大尺度辐合的相关性,关于 CAPE 的集合预估敏感性主要表征区域降水与初始时刻大气对流不稳定特征的相关性。

TP_{front} 对 7 日 08 时 SLP 预报敏感性表明(图 17a),高敏感区与位于锋前低压区中心附近,并且与低层急流中心位置接近,表明了上游低值系统越强、急流越强越有利于在锋面附近产生较强的辐合,有利于锋面附近降水增强。 TP_{front} 对 CAPE 的集合预报敏感性正值区(图 17b)主要位于锋面系统附近以及华东沿海地区,表明入流方向上的对流环境条件对于锋面对流系统发展有重要影响。

TP_{warm} 对 SLP 的集合预报敏感性分布与锋面降水预报敏感性类似(图 18a),高敏感区主要位于

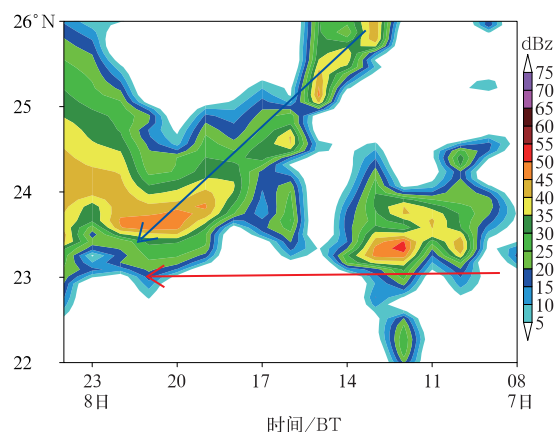


图 16 2018 年 5 月 7 日 08 时至 8 日 00 时 SMS-WARMS 模式过 115°E 组合反射率因子的时间-纬度剖面
Fig. 16 Time-latitude profile of composite reflectivity factor from SMS-WARMS forecast across 115°E from 08:00 BT 7 to 00:00 BT 8 May 2018

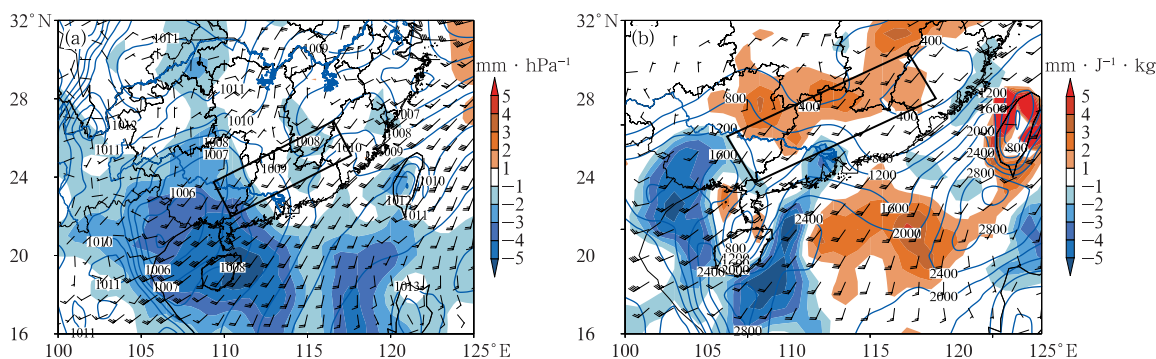


图 17 2018 年 5 月 7 日 08 时 EC-EPS 集合平均(a)海平面气压(等值线,单位: hPa)、850 hPa 风场和 TP_{front} 对 7 日 08 时海平面气压集合预报敏感性(填色),以及(b) 850 hPa 风场、CAPE(等值线,单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$)和 TP_{front} 对 CAPE 的集合预报敏感性(填色)

Fig. 17 (a) Ensemble-mean SLP (contour lines, unit: hPa), wind at 850 hPa at 08:00 BT 7 May, and ensemble sensitivity of TP_{front} to SLP (colored), and (b) ensemble-mean wind at 850 hPa, CAPE (contour lines, unit: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$) and ensemble sensitivity of TP_{front} to CAPE (colored) at 08:00 BT 7 May 2018

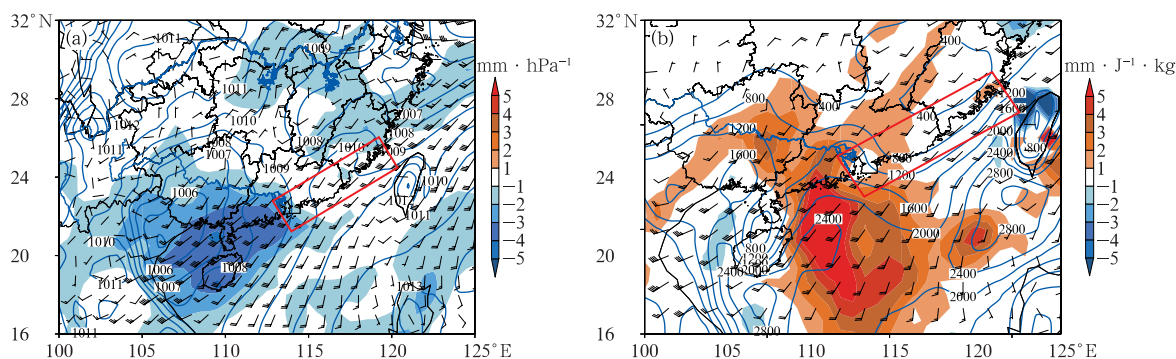


图 18 同 17, 但为 (a) TP_{warm} 对 7 日 08 时海平面气压的集合预报敏感性(填色)和 (b) 对 CAPE 的集合预报敏感性(填色)

Fig. 18 Same as Fig. 17, but for (a) ensemble sensitivity of TP_{warm} to SLP (colored), and (b) ensemble sensitivity to CAPE (colored) at 08:00 BT 7 May 2018

上游低压区前部,但在强度上要低于锋面降水预报敏感性,一定程度上表明暖区对流对于天气尺度强迫的敏感度较低;Wang et al(2014)研究表明,华南沿海风速强弱并不是沿海 MCS 发展的决定性因子,在华南高湿环境中,中尺度抬升、弱的地面边界也能够组织起暖区对流形成强降水。 TP_{warm} 对 CAPE 的集合预报敏感性表明(图 18b),高敏感区正值区主要位于上游急流区附近,表明入流方向的环境特征对于暖区 MCS 具有更为重要的影响。

5 结论与讨论

此次过程属于较为典型的华南锋面暴雨和沿海暖区暴雨过程,天气形势与 2015 年 5 月 16 日(孔期和林建,2017)、2014 年 5 月 11 日(Luo et al,2014)等华南地区锋前低槽型暖区暴雨过程类似。图 19 初

步总结了这三次类似过程下华南锋前复杂对流的概念模型。共同特征是当锋面从江南地区南下时,除锋面对流系统外,在锋前暖区也同时有稳定维持的线状 MCS 发展,两类对流系统中尺度特征、可预报性上都存在显著差别;其中暖区 MCS 的强度、位置与具有明显不确定性,锋前中尺度辐合、地形抬升、海陆差异等因素都可能与对流触发过程相关,两广交界处的云雾山、广东阳江、汕尾沿海中尺度山地等地形分布与 MCS 的发生发展关系密切,其中关于降水物理过程特征有待于更为深入的研究。

针对 2018 年 5 月 7 日华南锋面对流和沿海对流分析表明:

(1)锋面系统南移过程中形成降雨范围较广、分布不均;在广东东部到福建南部的海岸线附近的暖区线状对流系统稳定维持超过 12 h,局地累积雨量超过 300 mm,最大小时雨量超过 100 mm。

(2)雷达观测表明此次过程中华南地区的锋面对流系统、暖区对流系统均以低质心型对流单体为主要特征,其中锋面对流单体 30 dBz 高度平均为 5.5 km,而暖区对流系统高度平均为 4.7 km,暖区对流系统 35 dBz 以上强回波、30 mm 以上累积液态水含量的出现频率分布都要明显高于锋面对流系统。

(3)利用 ERA5 高分辨率再分析资料计算 LSPE 表明,锋面附近 LSPE 平均为 10%~15%,而暖区 LSPE 平均为 25%,但波动明显,瞬时可超过 90%。雨滴谱特征分析表明,此次降水过程中降雨粒子密度较高,粒子直径相对较小,暖云降水的特征更为突出;对比分析表明沿海暖区对流降水在各个量级上都具有更高的 D_m 和 N_w ,因此暖云降雨效率

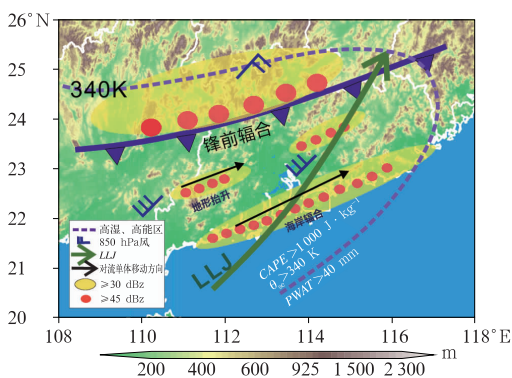


图 19 华南地区锋面对流和锋前暖区对流概念模型

Fig. 19 Synoptic conceptual model for MCSs in frontal zone and in warm sector in South China

高于锋面降水。

(4)初步预报检验表明,此次过程主流业务数值模式对于暖区对流性降水预报能有限,区域中尺度数值模式对于锋面对流、锋前暖区对流具有一定的预报能力,但在暖区对流系统的强度、组织上仍然有显著偏差;EC-Reforecast 再预报改善了暖区对流性降水离散度分布。

(5)集合预报敏感性分析表明,锋面降水对于天气尺度强迫变化较为敏感,暖区降水对上游地区初始场上的CAPE分布具有更高的相关性。

关于此次过程仍然有许多问题需要进一步的深入研究,如暖区对流系统触发机制、中尺度地形对于MCS组织结构的影响、暖区暴雨的数值可预报性等等诸多问题还有待进一步讨论。

参考文献

- 邓军英,邱响,陈勇航,等,2014. 强降雨过程中冰云粒子等效半径的垂直分布及其与降水的相关性[J]. 自然灾害学报,23(2):120-128. Deng J Y, Qiu Y, Chen Y H, et al, 2014. The vertical distribution of ice particle effective radius of clouds and its correlation with precipitation during heavy rainfalls[J]. J Nat Dis, 23(2): 120-128(in Chinese).
- 黄士松,李真光,包澄澜,等,1986. 华南前汛期暴雨[M]. 广州:广东科技出版社:58-63. Huang S S, Li Z G, Bao C L, et al, 1986. Heavy Rainfall in South China During the Pre-Rainy Season [M]. Guangzhou: Guangdong Science Press: 58-63(in Chinese).
- 金祺,袁野,刘慧娟,等,2015. 江淮之间夏季雨滴谱特征分析[J]. 气象学报,73(4):778-788. Jin Q, Yuan Y, Liu H J, et al, 2015. Analysis of microphysical characteristics of the raindrop spectrum over the area between the Yangtze River and the Huaihe River during summer[J]. Acta Meteor Sin, 73(4): 778-788(in Chinese).
- 梁巧倩,项颂翔,林良根,等,2012. 华南前汛期 MCS 的活动特征及组织发展形式[J]. 热带气象学报,28(4):541-551. Liang Q Q, Xiang S X, Lin L G, et al, 2012. MCS characteristics over South China during the annually first rainy season and their organization types[J]. J Trop Meteor, 28(4): 541-551(in Chinese).
- 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. Kong Q, Lin J, 2017. Analysis on causes and forecasts of the torrential rainfall with different features over South China during 19 to 20 May 2015 [J]. Meteor Mon, 43(7): 792-803(in Chinese).
- 林建,毕宝贵,金荣花,等,2016. 论天气预报科研业务结合可持续发展机制[J]. 气象,42(10):1263-1270. Lin J, Bi B G, Jin R H, et al, 2016. Study of sustainable development mechanisms about combination of research and operation (CRO) on weather forecasting[J]. Meteor Mon, 42(10): 1263-1270(in Chinese).
- 孙建华,赵思雄,2002. 华南“94.6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究Ⅱ:物理过程、环境场以及地形对中尺度对流系统的作用[J]. 大气科学,26(5):633-646. Sun J H, Zhao S X, 2002. A study of mesoscale convective systems and its environmental fields during the June 1994 record heavy rainfall in South China part II: effect of physical process, initial environmental fields and topography on meso- β convective system[J]. Chin J Atmos Sci, 26(5): 633-646(in Chinese).
- 陶诗言,1980. 中国之暴雨[M]. 北京:科学出版社:120-125. Tao S Y, 1980. China Heavy Rainfall[M]. Beijing: Science Press: 120-125(in Chinese).
- 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. Zhang X H, Ni Y Q, 2009. A comparative study of a frontal and a non-frontal convective systems[J]. Acta Meteor Sin, 67(1): 108-121(in Chinese).
- Braham Jr R R, 1952. The water and energy budgets of the thunderstorm and their relation to thunderstorm development[J]. J Atmos Sci, 9(4): 227-242.
- Bringi V N, Chandrasekar V, Hubbert J, et al, 2003. Raindrop size distribution in different climatic regimes from disdrometer and dual-polarized radar analysis[J]. J Atmos Sci, 60(2): 354-365.
- Chang W Y, Lee W C, Liou Y C, 2015. The kinematic and microphysical characteristics and associated precipitation efficiency of subtropical convection during SoWMEX/TiMREX[J]. Mon Wea Rev, 143(1): 317-340.
- Chen B J, Yang J, Pu J P, 2013. Statistical characteristics of raindrop size distribution in the Meiyu season observed in Eastern China [J]. J Meteor Soc Japan, 91(2): 215-227.
- Davis R S, 2001. Flash flood forecast and detection methods[M]// Doswell III C A. Severe Convective Storms. Boston: American Meteorological Society: 481-525.
- 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.
- Fritsch J M, Forbes G S, 2001. Mesoscale convective systems[M]// Doswell III C A. Severe Convective Storms. Boston: American Meteorological Society: 323-357.
- Furtado K, Field P R, Luo Y L, et al, 2018. Cloud microphysical factors affecting simulations of deep convection during the presummer rainy season in Southern China[J]. J Geophys Res Atmos, 123(18): 10477-10505.
- Geerts B, Parsons D, Ziegler C L, et al, 2017. The 2015 plains elevated convection at night field project[J]. Bull Amer Meteor Soc, 98(4): 767-786.
- Li X, Sui C H, Lau K M, 2002. Precipitation efficiency in the tropical deep convective regime: a 2-D cloud resolving modeling study [J]. J Meteor Soc Japan, 80(2): 205-212.
- Liu X, Luo Y L, Guan Z Y, et al, 2018. An extreme rainfall event in coastal South China during SCMREX-2014: formation and roles of rainband and echo trainings[J]. J Geophys Res Atmos, 123(17): 9256-9278.

- Lorenz E N, 1963. Deterministic nonperiodic flow[J]. *J Atmos Sci*, 20(2):130-141.
- Lorenz E N, 1969. Atmospheric predictability as revealed by naturally occurring analogues[J]. *J Atmos Sci*, 26(4):636-646.
- Luo Y L, Gong Y, Zhang D L, 2014. Initiation and organizational modes of an extreme-rain-producing mesoscale convective system along a Mei-yu front in East China[J]. *Mon Wea Rev*, 142(1):203-221.
- Luo, Y L, Zhang R H, Wan Q L, et al, 2017. The Southern China Monsoon Rainfall Experiment (SCMREX)[J]. *Bull Amer Meteor Soc*, 98(5):999-1013.
- Mao J H, Ping F, Li X F, et al, 2018. Differences in precipitation efficiency and their probable mechanisms between the warm sector and cold front stages of a heavy rainfall event over Beijing[J]. *Atmos Sci Lett*, 19(4):e802.
- Market P, Allen S, Scofield R, et al, 2003. Precipitation efficiency of warm-season midwestern mesoscale convective systems[J]. *Wea Forecasting*, 18(6):1273-1285.
- 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.
- Shen Y, Xiong A Y, Wang Y, et al, 2010. Performance of high-resolution satellite precipitation products over China[J]. *J Geophys Res Atmos*, 115(D2):D02114.
- Sui C H, Li X F, Yang M J, 2007. On the definition of precipitation efficiency[J]. *J Atmos Sci*, 64(12):4506-4513.
- Testud J, Oury S, Black R A, et al, 2001. The concept of “normalized” distribution to describe raindrop spectra; a tool for cloud physics and cloud remote sensing[J]. *J Appl Meteor*, 40(6):1118-1140.
- Torn R D, Hakim G J, 2008. Ensemble-based sensitivity analysis[J]. *Mon Wea Rev*, 136(2):663-677.
- Vitale J D, Ryan T, 2013. Operational recognition of high precipitation efficiency and low-echo-centroid convection[J]. *J Oper Meteor*, 1(12):128-143.
- Wang H, Luo Y L, Jou B J D, 2014. Initiation, maintenance, and properties of convection in an extreme rainfall event during SCMREX: observational analysis[J]. *J Geophys Res Atmos*, 119(23):13206-13232.