

胡宁,符娇兰,汪会,2020. 华南前汛期强降水个例模式降水预报误差成因初探[J]. 气象,46(8):1026-1038. Hu N, Fu J L, Wang H, 2020. Analysis of the source of model precipitation prediction bias for a heavy rainfall event in the pre-flood season in South China[J]. Meteor Mon, 46(8):1026-1038(in Chinese).

## 华南前汛期强降水个例模式降水预报误差成因初探\*

胡 宁<sup>1,2,3</sup> 符娇兰<sup>1,3</sup> 汪 会<sup>2,4</sup>

1 国家气象中心,北京 100081

2 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室,北京 100081

3 中国气象局-河海大学水文气象研究联合实验室,北京 100081

4 中国气象局云雾物理环境重点实验室,北京 100081

**提 要:** 2015 年 5 月 19—20 日,华南出现一次暴雨过程。检验表明欧洲中期天气预报中心全球确定性预报模式(以下简称 EC 模式)预报的 20 日强降水落区在广东境内较实况明显偏北,高估了天气尺度系统附近的降水强度,漏报了其南侧暖区内中尺度对流系统(mesoscale convective system, MCS)造成的降水,华东中尺度模式预报明显优于 EC 模式。利用高分辨率中尺度天气研究预报模式(以下简称 WRF 模式)对该暴雨过程进行了模拟,对比 EC 模式降水物理过程,初步探索了 EC 模式降水预报误差的成因,结果表明:20 日位于广东暖区内的对流组织发展成 MCS,并造成明显的低层冷池出流和中高层潜热加热,二者共同作用使得中低层气旋式环流在广东中东部发展,配合其南侧的强西南风水汽输送,在气旋式切变附近不断触发新的对流并南移使得广东中南部暖区内出现强降水,WRF 模式能较好地模拟出该过程,而 EC 模式未能预报出暖区对流及其反馈,从而导致其漏报了广东中南部的强降水;EC 模式预报的降水与天气尺度环流之间的正反馈进一步加大了降水的预报偏差。EC 模式预报的 20 日白天的强降水主要位于华南北部切变线附近,且以层状云降水为主,降水产生的潜热使得对流层低层切变线附近减压更明显,预报的切变线辐合较分析场明显偏强,使得其预报的切变线附近降水较实况偏强。

**关键词:** 降水预报误差,暖区暴雨,中尺度对流系统(MCS),模式降水反馈

**中图分类号:** P456

**文献标志码:** A

**DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2020.08.003

## Analysis of the Source of Model Precipitation Prediction Bias for a Heavy Rainfall Event in the Pre-Flood Season in South China

HU Ning<sup>1,2,3</sup> FU Jiaolan<sup>1,3</sup> WANG Hui<sup>2,4</sup>

1 National Meteorological Centre, Beijing 100081

2 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

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

4 Key Laboratory for Cloud Physics, CMA, Beijing 100081

**Abstract:** For the heavy rainfall event in South China in 19—20 May 2015, ECMWF-IFS model (EC model) overestimated its rainfall intensity near the large-scale shear line, but underestimated the heavy rainfall induced by the mesoscale convective systems (MCSs) in warm sector, resulting in a northward displacement bias of the forecasted rainfall compared with the observation in Guangdong Province on 20 May

\* 国家重点研发计划(2018YFC1507703)、国家自然科学基金项目(41975001)、国家重点研发计划(2017YFC1502501)、中国气象局预报员专项(CMAYBY2018-089)、国家科技支撑计划(2015BAC03B02)及灾害天气国家重点实验室开放课题(LASW2014-B05 和 2018LASW-B02)共同资助

2019 年 7 月 16 日收稿; 2020 年 5 月 27 日收修定稿

第一作者:胡宁,主要从事天气预报工作. E-mail: huning425@126.com

通讯作者:符娇兰,主要从事灾害性天气诊断和预报技术研究. E-mail: bluelilyfly@163.com

2015. In this paper, a high resolution numerical simulation of WRF model is performed to explore the source of forecasting error of EC model. The results indicate that the well-organized MCSs in the warm sector induced a significant cold pool outflow, which converged with the strong warm and moist southwest flow. New MCSs were triggered along the convergence line continually and produced heavy rainfall in the warm sector. The WRF model successfully depicts the whole process, while EC model failed to present the above mechanism and caused the underestimated rainfall in the warm sector. The feedback of convective rainfall to synoptic scale flow in South China can be described by WRF model, which can simulate the well-organized MCSs. Most of the rainfall in EC model is the stratiform rainfall caused by the shear line, which may further strengthen the circulation in the middle and low level and increase the precipitation along the shear line in turn. The underestimate of convective rainfall in warm sector and a strong stratiform rainfall feedback work together to cause a northward displacement bias of the forecasted rainfall in EC model.

**Key words:** model precipitation forecast bias, warm-sector rainstorm, mesoscale convective system (MCS), rainfall feedback in model

## 引 言

4—6 月是华南前汛期,主要由适量冷空气南下和低纬度暖湿气流共同作用形成(林良勋,2006)。冷空气南下到华南后势力已经较弱,与暖湿气流对峙形成静止锋,并维持在华南北部。强降水常常位于静止锋南侧的暖区,而非出现在锋区或锋后,这种锋前暖区暴雨是华南暖区暴雨的一种类型(Meng et al, 2019; Sun et al, 2019; 何立富等, 2016; 苏冉等, 2019)。

长期预报实践和一些研究结果表明,对于锋前暖区暴雨,大尺度模式常常倾向于把强降水落区预报在锋区或锋后,同时低估暖区的降水。符娇兰和代刊(2016)、符娇兰等(2014)利用面向对象的空间检验技术系统检验了欧洲中期天气预报中心全球确定性预报模式(以下简称 EC 模式)对西南地区强降水的预报性能,发现对于西南地区东部至江淮切变型的强降水,模式预报的强降水落区偏差以偏西偏北为主,对于切变线东南侧的暖区内强降水预报较差。孔期和林建(2017)讨论了 2015 年 5 月 19—20 日华南不同性质暴雨成因和预报情况,指出全球模式在广东中北部出现暴雨空报现象,而对广东南部的暖区暴雨则漏报较多,预报的雨带较实况明显偏北,初步猜测大尺度模式降水偏差可能与大尺度模式未能预报出对流组织化发展并南移的过程有关。这一发现,提示我们关注锋前暖区有组织的中尺度对流系统(mesoscale convective system, MCS)引起的降水以及全球模式对其预报性能。

在华南前汛期,暖湿气流发展强盛,锋前暖区内

对流能量条件通常较好,配合春末夏初华南地区较好的动力抬升和风切变条件,有利于对流组织形成 MCS,造成暴雨。MCS 的触发机制多样,演变过程复杂,在暖区常伴有后向传播,以及冷池与环境风的相互作用(王珏等,2019;吴涛等,2017;Wang et al, 2014;Wu and Luo,2016)。陈敏等(2005)利用中尺度模式 MM5 较成功地模拟了华南暴雨试验(HUAMEX)中的一次典型暴雨过程,详细对比了锋面 MCS 和锋前暖区 MCS 的热动力特征,指出暖区 MCS 斜压性不显著,但具有更为复杂的中尺度结构。Meng et al(2012)利用对流分辨的高分辨率中尺度模式模拟了华南一次飑线过程,讨论了冷池、后侧入流和弓形回波等 MCS 的中尺度结构的演变。可见,对于暖区内 MCS 产生的暴雨,中尺度模式尤其是高分辨率的中尺度模式可以较好反映 MCS 的生消演变,对暴雨具有一定的模拟或预报能力(文秋实和王东海,2017;刘静等,2019;徐国强和赵晨阳,2019)。因此,利用高分辨率中尺度模式的模拟结果对比大尺度模式预报来探讨大尺度模式的偏差成因。

模式降水通过潜热反馈影响其动热力结构,并进一步影响最终的降水预报,但不同性质降水产生的反馈效应是不同的。赵玉春等(2008)对比了华南暴雨发生期间梅雨锋和锋前暖区暴雨的差异,在锋前暖区暴雨内,视热源廓线在大气中高层有加热中心存在。Houze(1982)指出当 MCS 发展至成熟阶段后,其天气尺度加热效应在中高层以凝结潜热加热为主,在中低层则有降水粒子蒸发抵消,故其加热净效应在中高层有最大值。Stensrud (1996)指出暖季北美大陆频繁发生的中尺度对流会对大尺度环

境场造成影响。Yang et al(2017)利用高分辨率中尺度模式研究北美大陆暖季 MCS 的结构和生命史特征,指出在北美大平原上,发生于高空槽前的长生命期 MCS 可以通过非绝热加热效应诱发环流扰动,进而增强高空槽。Houze(2018)进一步指出,是否能描述并表达出 MCS 天气尺度加热的动力和热力作用,是评价模式对 MCS 预报性能的一个关键指标。

综上所述,对于华南前汛期强降水及其暖区暴雨,利用各种观测资料和中尺度模式的机理研究较多,但关于其强降水大尺度模式预报偏差的成因和机理的工作为数尚不多。本研究针对 EC 模式对 2015 年 5 月 20 日广东中南部暴雨过程的预报偏差,通过与高分辨率中尺度模式 WRF 模式模拟结果的对比分析,结合地面常规和区域自动站观测、雷达、风廓线等实况观测以及 NCEP-FNL 分析资料

( $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ ),探索全球模式对华南前汛期暴雨的预报误差成因,为模式强降水订正提供理论依据。

## 1 降水实况及天气背景分析

2015 年 5 月 19 日 20 时至 20 日 20 时,华南、贵州中南部等地出现暴雨到大暴雨天气。本次过程是多尺度系统相互作用的结果,既有系统性的大尺度强降水,又有发生在暖区低空急流辐合前沿的暴雨,强降水出现在 20 日凌晨至白天广东中南部地区,且伴随着明显的暖区降水特征,模式预报偏差较大(孔期和林建,2017)。故本研究主要关注 5 月 20 日凌晨至白天广东中南部出现的暖区暴雨。

此次降水过程发生在有利的天气尺度天气背景下。如图 1d 所示,华南位于 200 hPa 南亚高压北侧分流区,高空强辐散气流的抽吸作用有利于大尺度

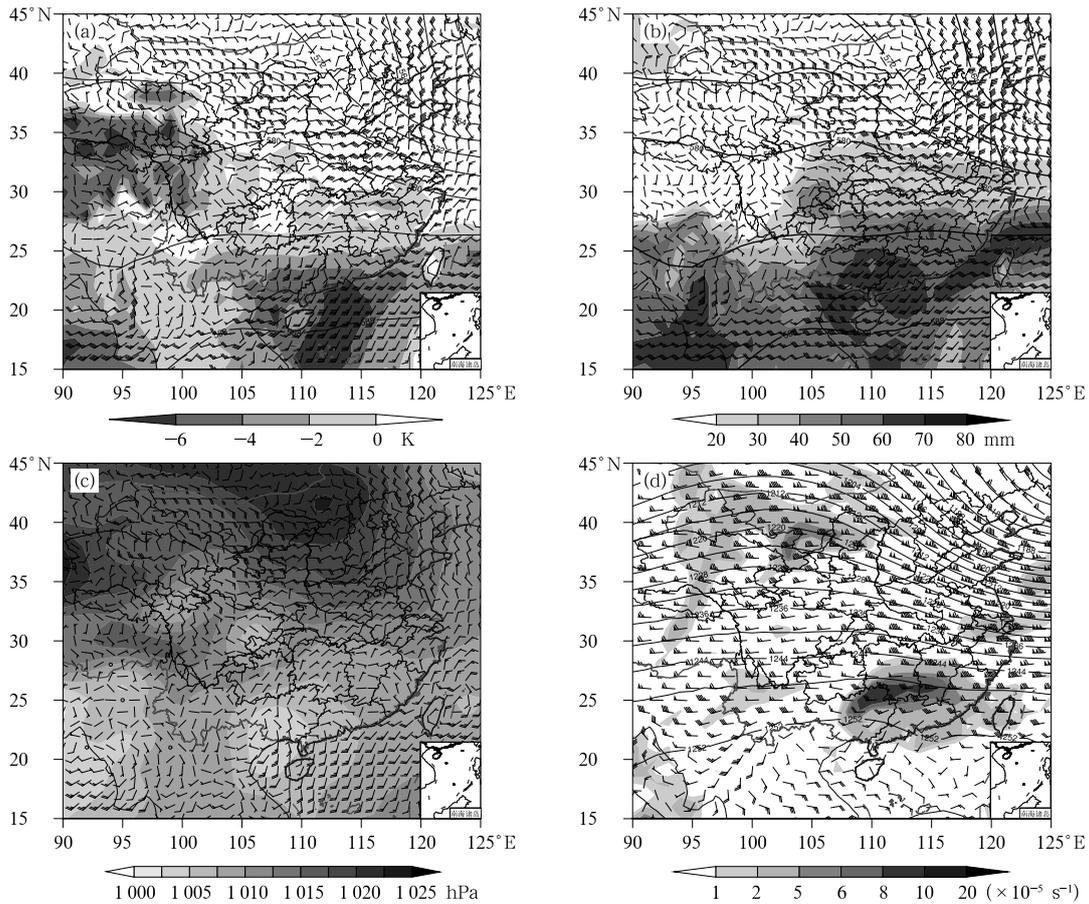


图 1 2015 年 5 月 20 日 08 时(a)500 hPa 位势高度场(等值线,单位:dagpm)和 925 hPa 风场以及最优抬升指数(阴影),(b)850 hPa 风场以及整层可降水量(阴影),(c)10 m 风场以及海平面气压(阴影),(d)200 hPa 位势高度场(等值线,单位:dagpm)、风场以及散度(阴影)

Fig. 1 (a) 500 hPa geopotential height (contour, unit: dagpm), 925 hPa wind vector, and optimal lift index (shaded), (b) 850 hPa wind and whole-layer precipitable water (shaded), (c) sea level pressure (shaded) and 10 m wind, (d) 200 hPa geopotential height (contour, unit: dagpm), wind and divergence (shaded) at 08:00 BT 20 May 2015

上升运动的建立以及大范围强对流和强降水过程的发生发展。500 hPa 孟加拉湾附近有明显的印缅槽,相应槽前的华南上空,低层偏南气流较强,850 hPa 西南风达到  $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,925 hPa 偏南风达到  $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,持续的偏南暖湿气流输送使华南地区受高温高湿的环境控制。5月20日08时,广东南部最优抬升指数在 $-4 \text{ K}$ 左右,整层可降水量达到60 mm以上(图1a,1b),为暖区内强对流的发生发展提供了有利的环境条件。同时,中高纬度西风带高空槽东移入海,其后部冷空气从东路南下与暖湿气流在南岭附近交汇,促成了850 hPa低涡及低空急流的发展。由地面图(图1c)亦可见,冷空气前沿仅扩散到华南北部和东部沿海,华南大部还处在低压控制的暖区内。

## 2 降水和影响系统的实况与预报效果对比

由图2可见,从5月20日02时起,广东北部山区有对流发展,且对流位于850 hPa低空急流前端的辐合区内(图4a),对流发展旺盛,45 dBz以上强回波区范围大且致密,降水强度大,形成了典型的

MCS。02—08时,广东北部出现了明显的24 h负变温区(图3b),这一明显负变温区仅与强回波区相对应,其北侧的江南南部和南侧的广东南部均不明显,另外,由图3的地面风场还可以看出,江南南部及其以南风场较为散乱,并没有一致的偏北风,这说明在此次过程中没有明显的北方冷空气南下,此负变温区是MCS在暖区形成冷池后造成的。随着降水的发展,02—08时,冷池逐渐增强,并向暖区扩展,在冷池的南侧形成阵风锋,触发线状对流继续南移,20日下午该线状对流自北向南扫过广东中南部(图2c,2d)。此外,02时开始,在广东东南部沿海低空急流内也出现了明显的对流,17时前后北侧MCS与该对流合并东移入海。

由图4可见,5月20日白天,低空切变线始终维持在广东北部,08—14时,切变线附近有低涡系统发展,并自广西北部缓慢东移,广东中南部受西南低空急流控制。14时,与低涡系统相伴随的层积云回波尚在广东西北部时,前述低空急流暖区内形成的MCS已经扫过广东大部,此时低空急流也随之减弱南压。相应的,实况中,20日白天逐6 h降水中25 mm以上的暴雨落区主要位于广东中南部暖区内,广东北部低涡切变附近的层状云降水较弱。

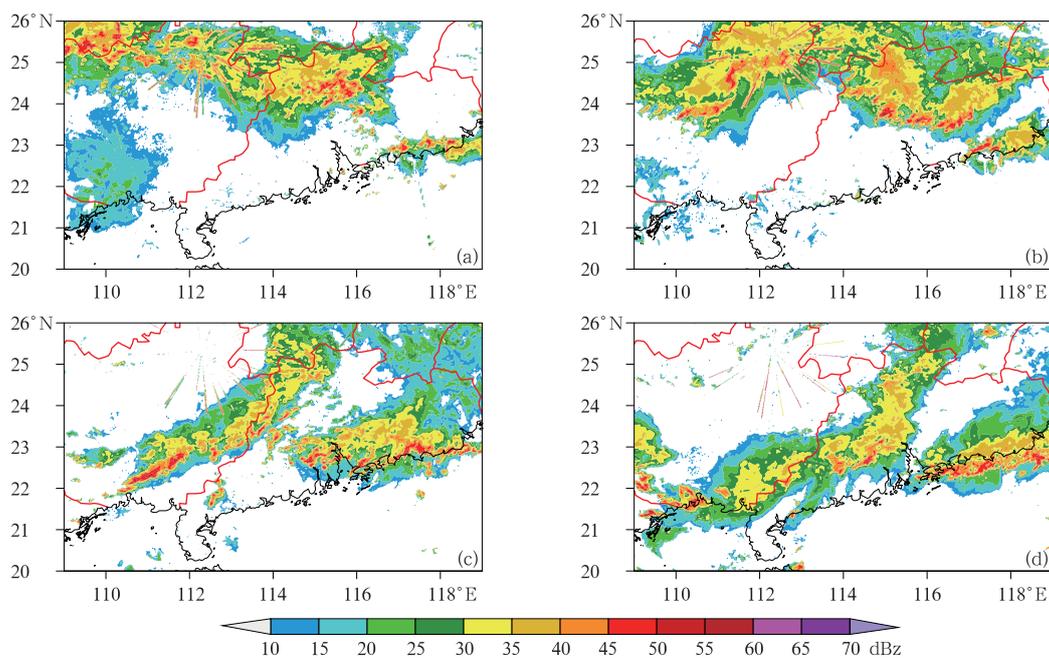


图2 2015年5月20日(a)02时、(b)08时、(c)14时和(d)17时的实况雷达组合反射率

Fig. 2 Observed composite reflectivity of radar at 02:00 BT (a), 08:00 BT (b), 14:00 BT (c) and 17:00 BT (d) 20 May 2015

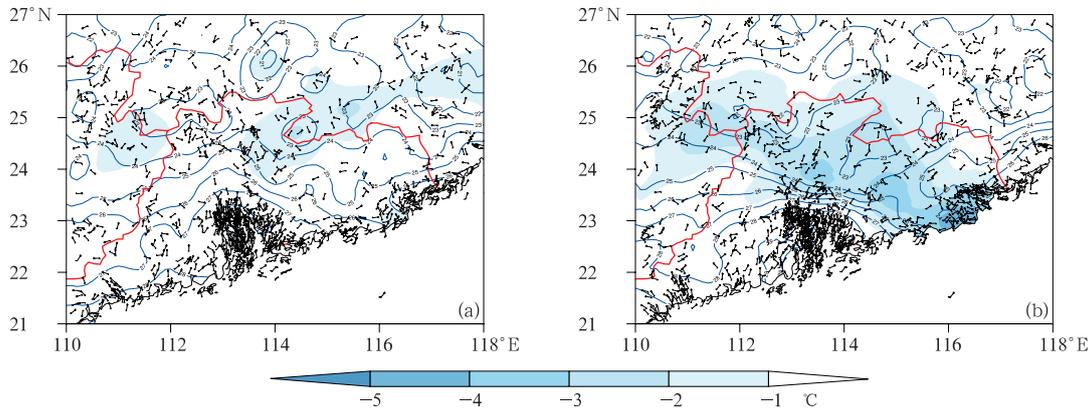


图 3 2015 年 5 月 20 日(a)02 时和(b)08 时地面自动站 10 m 风场、  
2 m 温度(等值线,单位:°C)和 24 h 变温(填色)

Fig. 3 Surface chart of 10 m wind, 2 m temperature (contour, unit: °C), and 24 h temperature change (colored) by automatic weather stations at 02:00 BT (a) and 08:00 BT (b) 20 May 2015

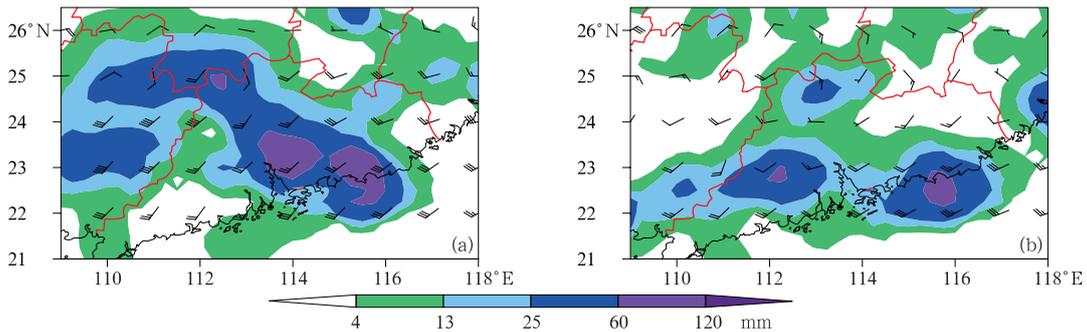


图 4 2015 年 5 月 20 日(a)14 时和(b)20 时 6 h 累计降水(填色)及 FNL 850 hPa 风场  
(风场时间较降水观测时间提早 6 h)

Fig. 4 The 6 h accumulated precipitation (colored) with 850 hPa wind (6 h earlier than the rainfall recorded time) at 14:00 BT (a) and 20:00 BT (b) 20 May 2015

由 EC 模式预报的风场(图 5)可见,EC 模式对 5 月 20 日白天维持在广东北部的切变线及低空急流预报较为准确。对比图 5b 和图 4b 可见,EC 模式预报的午后低空急流明显强于再分析场,位置也偏北,导致华南北部切变线附近的辐合较分析场偏强。可见,EC 模式对于天气尺度切变线位置以及 20 日午后之前的低空急流预报较好,但随着暖区对流的发展,模式对切变线辐合以及低空急流预报偏差逐渐增大。从降水预报来看,EC 模式预报的强降水落区主要位于切变线附近的华南北部,预报的落区相对于实况强降水落区显著偏北,空报了广东北部山区的暴雨,而对广东中南部的暖区暴雨则完全漏报。

由图 6 可见,华东中尺度模式对 5 月 20 日白天,尤其是午后切变线南侧暖区内线状对流性降水

南移反映较好,虽然预报的降水落区较实况略偏北且预报对流南移的时间较实况偏晚,但整体而言,相对于 EC 模式改进很大,能给预报员提供有益的指导。

为何大尺度模式预报的强降水落区主要位于天气尺度系统附近,使得雨带整体偏北,同时漏报了广东中南部的暖区降水,而中尺度模式能够较好地反映暖区线状对流组织化发展以后快速南移的过程? EC 模式(2015 年 5 月 12 日更新为 CY41R1)的水平分辨率约为 16 km,采用改进的 Tiedtke 对流参数化方案。华东中尺度模式分辨率为 9 km,采用显式对流方案。初步猜测,模式分辨率及是否对强对流过程显式描述造成了上述差异。因没有华东中尺度模式历史预报数据,考虑到该模式框架为高分辨率中尺度天气研究预报模式(以下简称 WRF 模式),

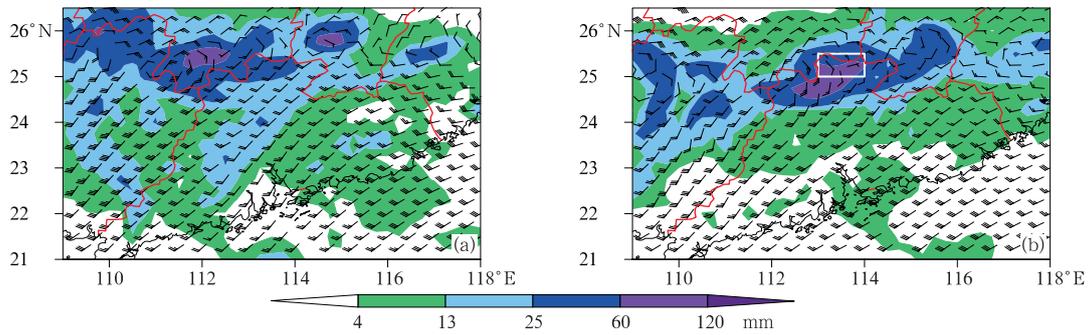


图 5 同图 4, 但为 EC 模式预报结果(起报时间为 2015 年 5 月 19 日 20 时)  
 Fig. 5 Same as Fig. 4, but for EC forecasted model (initial at 20:00 BT 19 May 2015)

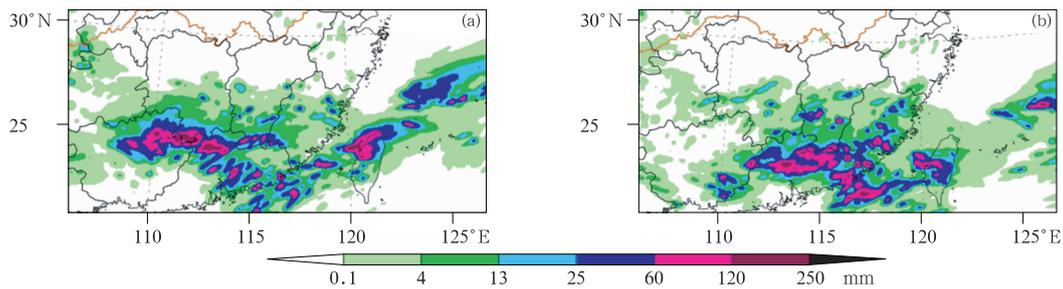


图 6 华东中尺度模式预报的 2015 年 5 月 20 日(a)08 时和(b)20 时的 6 h 累计降水量  
 Fig. 6 The 6 h accumulated precipitation simulated by Shanghai Regional Model at 08:00 BT (a), 20:00 BT (b) 20 May 2015

且采用显式分辨对流方案,我们尝试利用 3 km 分辨率的 WRF 模式开展高分辨率数值模拟试验,对比中尺度模式和 EC 模式输出的环流、热力、动力参量来讨论这一现象的成因。数值试验采用三重嵌套网格(图 7),分辨率依次为 27、9 和 3 km,其中 D01 和 D02 均采用 Kain-Fritsch 积云对流参数化方案,

D03 关闭了对流参数化,显式描述对流,云微物理方案采用 Morrison 双参数化方案,长波辐射采用 RRTM 方案,短波辐射采用 Dudhia 方案,边界层采用 YSU 方案。起报时间为 2015 年 5 月 19 日 20 时,初边值条件采用 FNL 再分析资料生成。

### 3 EC 模式降水偏差成因分析

由图 8 可见,相对 EC 大尺度模式,WRF 中尺度模式能较好地模拟出位于广东暖区内部的对流性降水。对比图 2 和图 9,WRF 模式模拟的组合反射率较好地反映出位于广东北部山区的线状对流在 5 月 20 日白天向广东中南部的移动,只是对流南移的启动时间较实况偏晚,主要表现在 08 时实况线状对流已经南移,而 WRF 模式模拟的对流云带尚在广东北部,到 17 时,实况中的对流云带已移动至广东南部沿海,而模拟的对流云带尚在珠江口附近。虽然有上述偏差,但是不影响利用 WRF 模式研究大尺度模式预报降水落区偏北的原因。

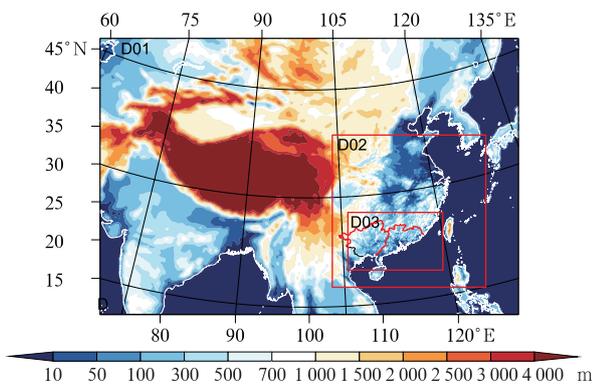


图 7 数值试验中采用的三重嵌套网格范围  
 (填色为地形高度)  
 Fig. 7 Nested model domains with terrain elevation (colored)

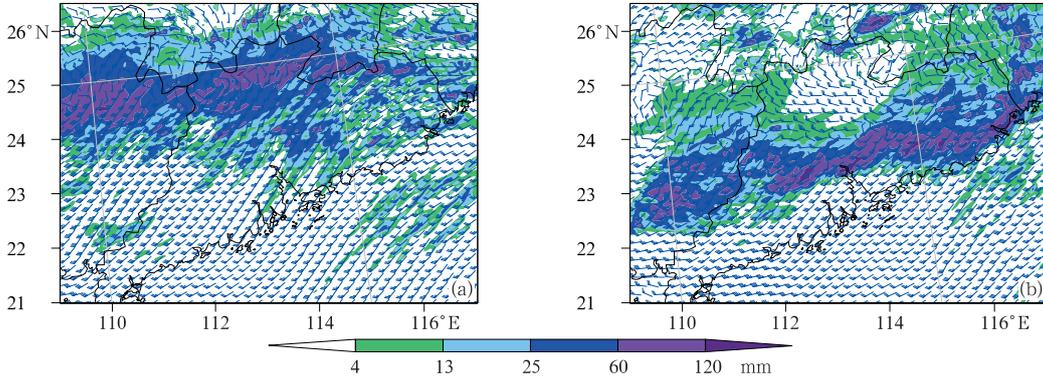


图 8 同图 4, 但为 WRF 模式模拟结果(起报时间为 2019 年 5 月 19 日 20 时)  
Fig. 8 Same as Fig. 4, but for WRF model (initialized at 20:00 BT 19 May 2019)

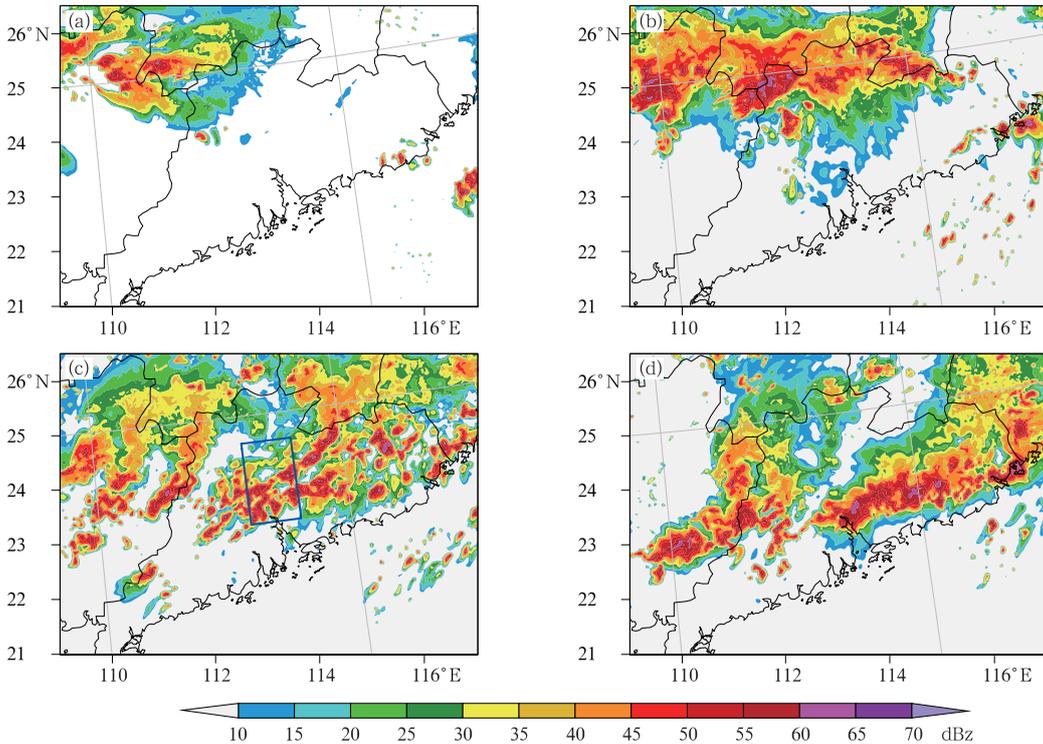


图 9 同图 2, 但为 WRF 模式模拟的组合反射率  
Fig. 9 Same as Fig. 2, but for WRF model simulated results

### 3.1 暖区对流性降水模式预报偏差及其成因

如前所述, 强降水形成的冷池在此次暖区暴雨过程中作用显著。5 月 20 日 10 时, 广东中南部出现一条明显的中尺度辐合线, 辐合线附近有等温线密集带, 辐合线北侧为偏北风干冷气流, 温度、露点温度均较低, 相对辐合线南侧有更加明显的 24 h 负变温, 这与强对流形成的冷池相对应, 冷池内部温度在 23℃ 左右, 辐合线南侧为暖湿气流, 温度、露点温度均较高, 与高能高湿区相对应, 温度高达 30℃ (图 10a)。图 10b 是冷池前沿后侧的从化站上空 09—10 时的逐 5 min 风廓线图, 可见在 09:30 以

前, 大气边界层内以东北风为主, 1500 m 高度以上大气以西南暖湿气流为主, 随着有组织的 MCS 移过从化站, 其上空出现与 MCS 后侧入流相关的西北风。在冷池前方较强的风速辐合以及热力条件对比下, 辐合线上不断有新的对流形成, 且随着冷池南压, 辐合线也不断南压, 对流带随之南移。模式是否能够反映出冷池的南移以及对流在冷池前沿的触发, 是预报暖区强降水落区南移的关键。

从模式预报或模拟的 925 hPa 风场和 CAPE (图 11) 可见, 5 月 20 日白天, EC 模式预报的西南风始终控制广东地区, 并未预报出偏北风冷池出流, 由于模式在广东中南部地区预报的降水较弱, 加之西

南风输送的影响,CAPE 大值区始终在广东中南部维持。WRF 模式则反映出对流在南移过程中形成了长达数百千米的冷池,并伴有系统性的偏北风冷

池出流,低层偏北风出流与偏南暖湿气流汇合触发新的对流,消耗了广东中南部的 CAPE,使得 CAPE 大值区向南退缩。

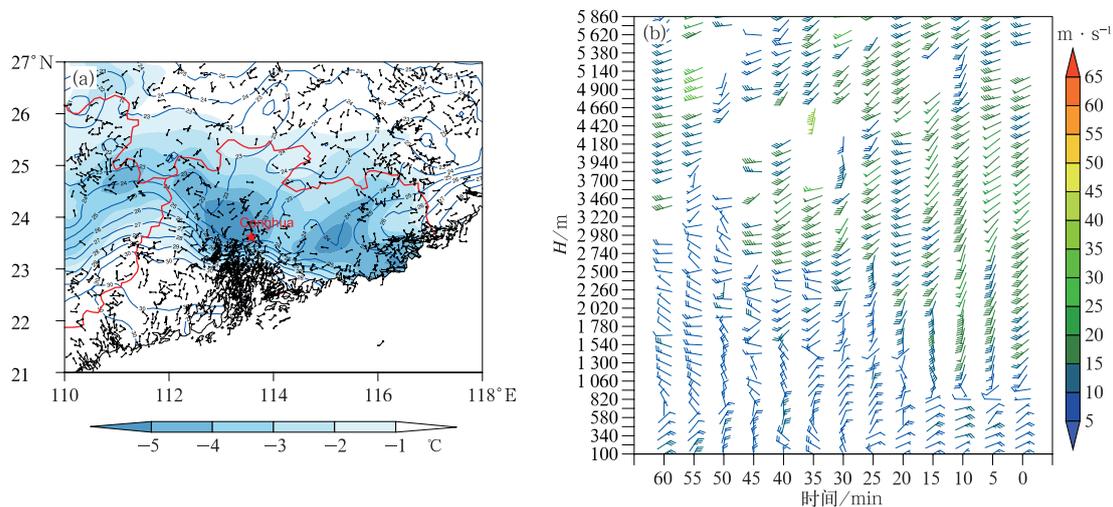


图 10 2015 年 5 月 20 日(a)10 时地面自动站 10 m 风场、2 m 温度(等值线,单位: °C)和 24 h 变温(填色),(b)09—10 时从化站(图 10a 中星号)风廓线

Fig. 10 (a) Surface chart of 10 m wind, 2 m temperature (contour, unit: °C), and 24 h temperature change (colored) by automatic weather stations at 10:00 BT; (b) wind profile at Conghua Station (star in Fig. 10a) during 09:00–10:00 BT 20 May 2015

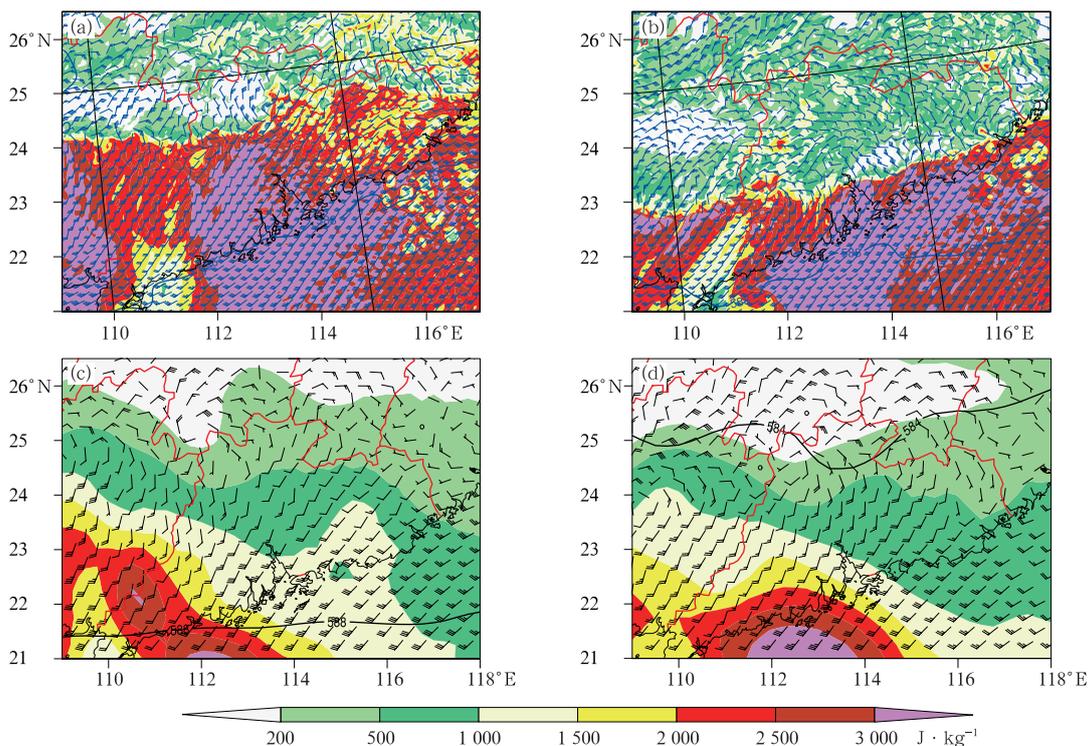


图 11 (a,b)WRF 模式模拟和(c,d)EC 模式预报的 2015 年 5 月 20 日(a,c)11 时和 (b,d)17 时的 925 hPa 风场、CAPE(填色)、500 hPa 高度场(等值线,单位: dagpm)

Fig. 11 500 hPa geopotential height (unit: dagpm), 925 hPa wind and CAPE (colored) simulated by WRF (a, b), forecasted by EC (c, d) at 11:00 BT (a, c) and 17:00 BT (b, d) 20 May 2015

由图 12a 和 12b 可见, WRF 模式模拟出了与线状对流系统走向一致的带状温度负异常区, 这与观测中的冷池一致(图 10), 偏北风出现在 2 m 温度负异常南侧, 对应实况中的冷池出流, 冷池前方出现了排列成线状的垂直速度大值区, 大值区内垂直速度超过  $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , 远超过了天气尺度上升运动的量级, 表明在冷池北风出流与暖区西南风形成的强辐合区内产生了中尺度特征量级的上升运动。5 月 20 日 11—17 时, 该上升运动在原有线状对流前侧继续触发对流, 从而使得对流不断向南移动, 这与图 10 中所示实况中冷池的发展和移动是一致的, 只是出现时间较实况略晚。由图 12c 和 12d 可见, EC 模式预报的温度负异常区域始终维持在华南北部, 主要为北方冷空气以及模式降水蒸发导致的降温, 没有出现类似实况和中尺度模式模拟的冷池南移, 其预报的地面风场在广东始终维持偏南风。

此次降水过程持续时间长, 覆盖范围大, 过程中

的大范围对流潜热会对大气环流造成影响(蒙伟光等, 2014)。选取 20 日白天对流活跃的时间段 14—15 时以及对流活跃的广东中南部 ( $23^{\circ} \sim 24.5^{\circ} \text{N}$ 、 $113^{\circ} \sim 114^{\circ} \text{E}$ , 见图 9c 蓝色框), 利用 WRF 模式输出的温度场和风场, 计算了视热源廓线。

视热源计算公式如下:

$$\frac{Q_1}{c_p} = \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \bar{T} + \bar{\omega} \left( \frac{\partial \bar{T}}{\partial p} - \frac{\bar{\alpha}}{c_p} \right)$$

式中:  $Q_1$  为视热源(单位:  $\text{K} \cdot \text{s}^{-1}$ ),  $\mathbf{v}$  为水平风矢量(单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ),  $T$  为温度(单位:  $\text{K}$ ),  $\omega$  为  $p$  坐标下的垂直速度(单位:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ),  $\alpha$  为空气比容(单位:  $\text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ),  $c_p$  为定压比热容(单位:  $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ),  $p$  为压强(单位:  $\text{Pa}$ ),  $t$  为时间(单位:  $\text{s}$ )。

由图 13a 可见, 在对流活跃区域, 从大气低层到中层加热率为递增的趋势, 最大的加热层位于对流层中高层, 这与 Houze(1982)的发现较为一致。

Hoskins et al(1985)给出了位涡演变与加热率

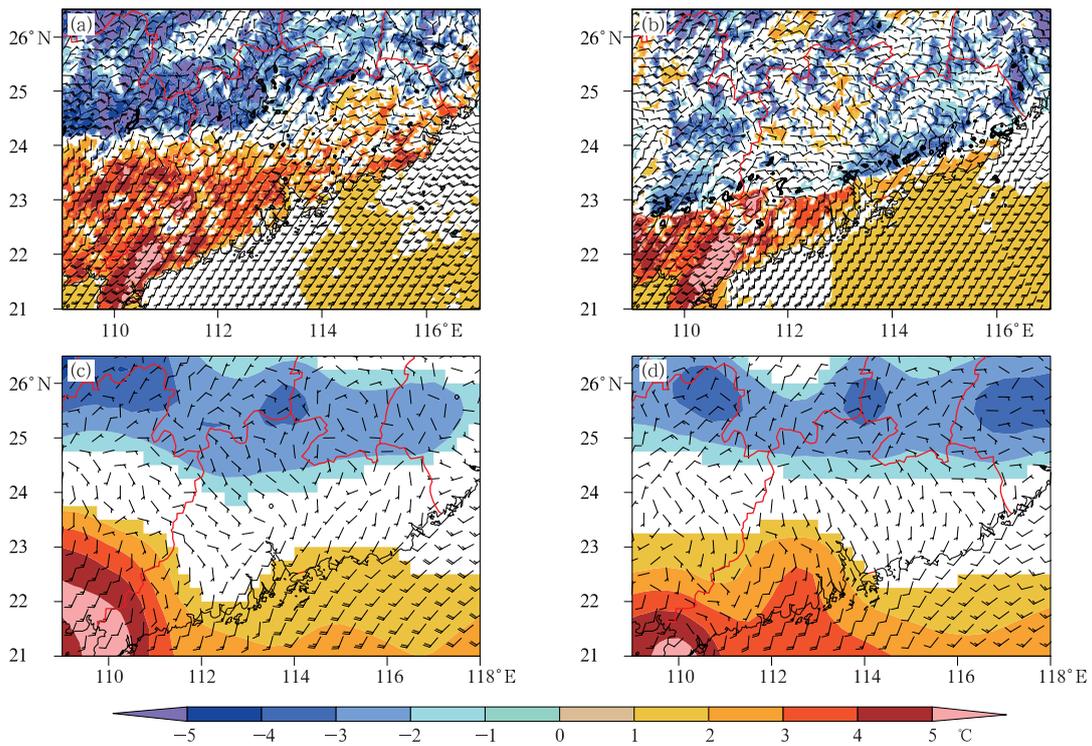


图 12 2015 年 5 月 20 日(a,b)3 km 分辨率 WRF 模式模拟的相对 D03 区域平均的温度距平(填色)、10 m 风场及大于  $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的 300 hPa 以下气柱内最大垂直速度(黑色等值线,单位:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )以及(c,d)EC 模式预报的温度距平(填色)和 10 m 风场(a,c)11 时,(b,d)17 时

Fig. 12 The 2 m temperature anomaly to D03 regional average temperature (colored), 10 m wind, and maximum vertical velocity in the 1000—300 hPa column (Only contours greater than  $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  are displayed, unit:  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) simulated by WRF with 3 km resolution at 11:00 BT (a) and 17:00 BT (b), and EC forecasted temperature anomaly and 10 m wind at 11:00 BT (c), and 17:00 BT (d) 20 May 2015

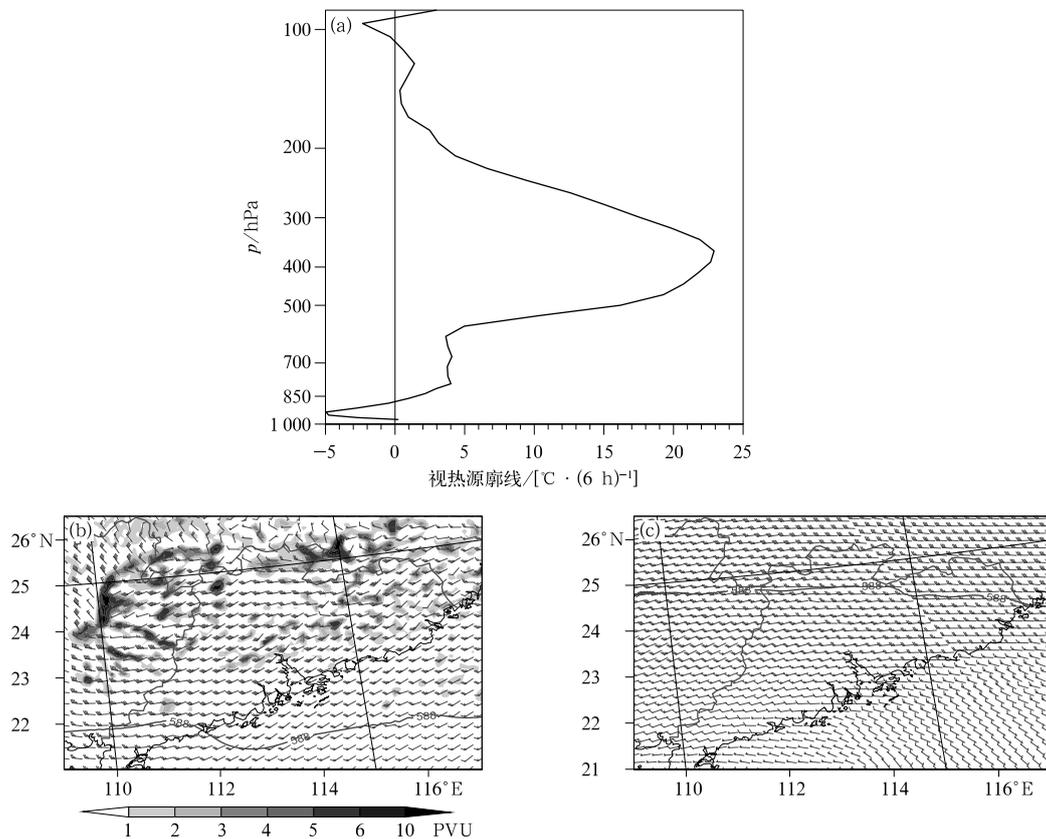


图 13 WRF 模拟的 2015 年 5 月 20 日 (a)14—15 时广东中南部(图 9c 蓝色框)区域平均视热源廓线, (b)15 时 500 hPa 位涡(阴影, 1 PVU=10<sup>-6</sup> m<sup>2</sup> · K · s<sup>-1</sup> · kg<sup>-1</sup>, 下同)、风场以及高度场(等值线, 单位:dagpm), (c)关闭潜热后 WRF 模式模拟的 15 时 500 hPa 高度场(等值线, 单位:dagpm)和风场  
 Fig. 13 (a) Vertical profile of apparent heat source calculated by WRF averaged over the blue rectangular region in Fig. 9c (23°–24.5°N, 113°–114°E) during 14:00–15:00 BT 20, (b) geopotential height (contour, unit: dagpm), wind and potential vorticity (shaded in PVU, 1 PVU=10<sup>-6</sup> m<sup>2</sup> · K · s<sup>-1</sup> · kg<sup>-1</sup>, the same below) at 500 hPa from WRF control simulation, and (c) WRF model simulated geopotential height (contour, unit: dagpm) and wind at 500 hPa, with latent heating option disabled during runtime at 15:00 BT 20 May 2015

的近似关系:

$$\frac{dq}{dt} \approx -g\eta \frac{\partial \left( \frac{d\theta}{dt} \right)}{\partial p}$$

式中:  $q$  为位涡(单位: m<sup>2</sup> · K · s<sup>-1</sup> · kg<sup>-1</sup>),  $g$  为重力加速度(单位: m · s<sup>-2</sup>),  $\eta$  为绝对涡度(单位: s<sup>-1</sup>),  $d\theta/dt$  为加热率(单位: K · s<sup>-1</sup>)。根据 Hoskins et al(1985) 给出的位涡方程, 当加热率随高度递增时, 有正的位涡异常产生。由图 13b 可见, 5 月 20 日 15 时, 在 500 hPa 高度上, 广东中南部出现了与正位涡异常相对应的气旋式切变, 此气旋性切变较为深厚, 在 850 和 925 hPa 也有体现(图略)。由图 8b 亦可见, WRF 模式在 14 时的 850 hPa 高度上, 模拟出了广东中南部气旋式切变的发展, 由 14

时加密探空观测(图略)也可以看出有气旋式环流的存在。然而 EC 模式以及 FNL 再分析资料只存在一致的偏南风。

这种气旋式切变的尺度达到数百千米, 而非小尺度的中气旋, 且与潜热加热随高度的递增相应。对流潜热诱发的气旋式切变在华南北部地区南侧强迫出偏北风, 截断了低空水汽向华南北部的输送, 同时也减弱了华南北部的天气尺度抬升, 使得降水雨带南移, 华南北部降水减弱; 同时, 气旋式切变强迫出的偏北风还有利于 MCS 后部的干冷空气下沉形成冷池和强对流的维持, 这一效应又常被称为“动力学飞轮”(dynamical flywheel)效应(Feng et al, 2018)。

为了更进一步确定中尺度对流引起的潜热释放对大气环流的影响,在对照试验中将模式中的潜热加热选项关闭,由图 13c 可见,如果没有了潜热加热,WRF 模式模拟的 5 月 20 日 15 时广东中南部的 500 hPa 风场基本为偏西风,没有出现气旋式切变,且 500 hPa 高度场明显较关闭前偏高。

总而言之,EC 模式对广东境内暖区对流及其冷池的形成与演变、暖区线状对流南移以及暖区降水潜热释放对天气尺度环流的反馈作用基本没有预报能力,从而漏报广东中南部的暖区强降水。相对于大尺度模式,对流云分辨的中尺度模式能够较好地描述对流活动的发生和发展,进而刻画出大范围对流造成的冷池与南部高能高湿的暖区西南风形成较强辐合,触发新对流并使得线状对流不断南移的

过程,同时能够反映出对流潜热释放对天气尺度环流的反馈作用,因此对暖区雨带有较好的把握。

### 3.2 模式格点尺度降水反馈对模式预报偏差的影响

EC 模式没有刻画出 5 月 20 日凌晨开始广东境内对流云带的南移及其在广东中南部大范围的潜热释放,相应在广东中南部没有预报出气旋式环流的发展,而是维持稳定的西南风低空急流(图 5b),低空急流与冷空气在华南北部辐合形成稳定的天气尺度降水,造成了华南北部强降水的空报。切变线附近强降水的空报与 EC 模式格点尺度降水反馈过程有关。

从 EC 模式强降水区的潜热加热廓线(图 14a)可以看出,其加热最大高度为对流层中低层,已有研

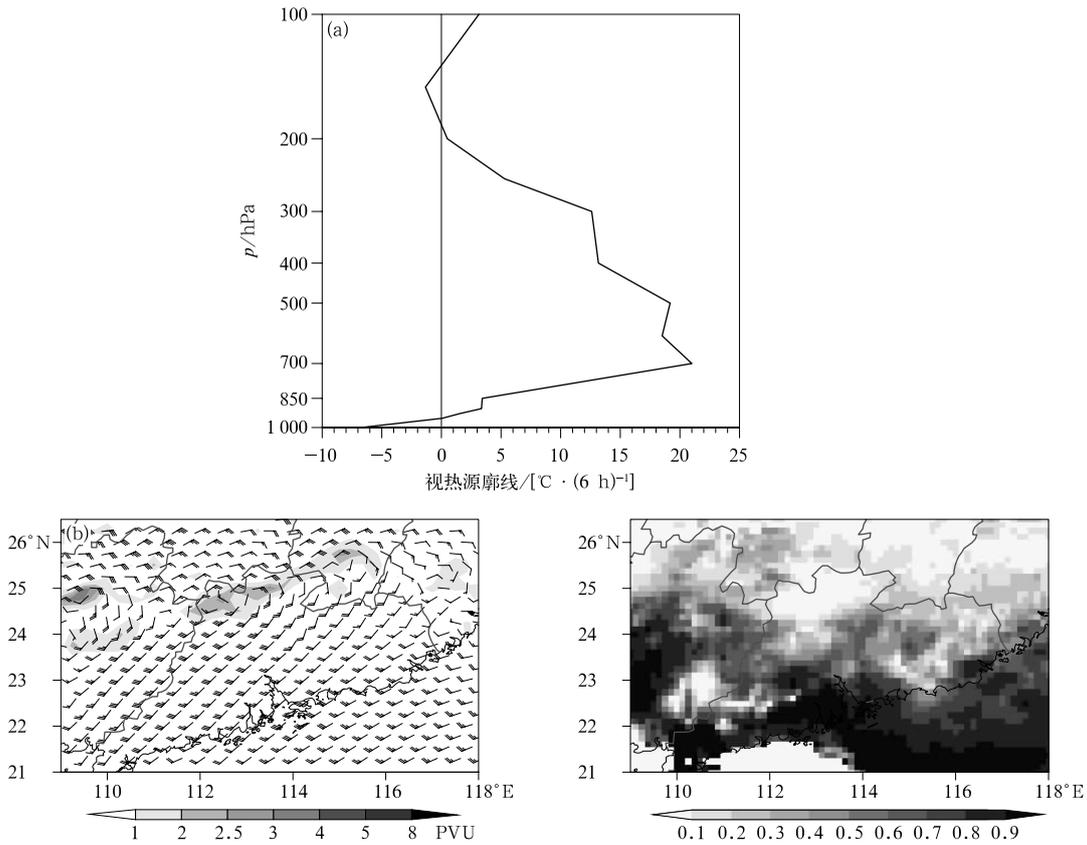


Fig. 14 EC 模式预报场计算的 2015 年 5 月 20 日 (a) 14—17 时广东北部 (25°~25.5°N、113°~114°E, 图 5b 白色框) 区域平均视热源廓线, (b) 17 时 850 hPa 风场和位涡(阴影), 以及 (c) 20 时 6 h 累计降水的对流性降水比率  
Fig. 14 (a) Vertical profile of apparent heat source calculated by EC model averaged over the white rectangular region in Fig. 5b (25°—25.5°N, 113°—114°E) during 14:00—17:00 BT, (b) wind and potential vorticity (shaded in PVU) at 17:00 BT, and (c) ratio of convective precipitation to synoptic-scale precipitation for 6 h accumulated rain diagnosed from EC at 20:00 BT 20 May 2015

究表明,降水过程前期模式中的潜热释放可以显著的影响位涡演变,进而影响模式预报的大气环流和降水分布(Brennan and Lackmann, 2005)。对比大尺度模式和中尺度模式预报的位涡演变发现,EC 模式位涡正异常主要位于华南北部切变线附近,与强降水区分布一致(图 14b)。EC 模式对流降水比率显示(图 14c),低涡切变线附近强降水主要为格点尺度的层状云降水,对流尺度降水比率非常小,而图 11c 和 11d 显示低涡切变线附近 CAPE 可达  $200 \sim 500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,应该有一定比例的对流性降水,可见 EC 模式对流参数化在此次过程中表现不够活跃(The COMET Program, 2009),潜热主要是由微物理参数化过程产生的层状云降水释放的。The COMET program(2009)指出当天气尺度抬升和水汽条件均具备的情况下,如模式对流参数方案不够活跃,微物理参数化过程将会产生过多的格点尺度层状云降水,由于层状云降水产生的潜热释放主要位于对流层中低层,使得对流层低层减压更明显,从而进一步加强了天气尺度切变线和层状云降水,最终导致预报偏差进一步加大。

如前所述,EC 模式预报的 20 日午后切变线附近的辐合强度较分析场明显偏强,这与 EC 模式过度预报层状云降水反馈过程有关:模式未能在暖区触发足够的对流尺度降水,导致其在切变线和锋区附近预报的层云降水较实况显著偏强,降水释放的潜热导致对流层低层气旋式切变出现虚假的增强,进而导致辐合增强,降水进一步增强。而中尺度模式由于能较准确地预报 MCS 及其降水,其降水反馈与实况更为接近,从而使得模拟的降水以及环流特征与实况基本吻合。

## 4 结论与讨论

2015 年 5 月 19 日夜间至 20 日白天,华南地区出现暴雨到大暴雨天气。此次降水出现在有利的天气尺度背景下,强降水主要由低涡切变线、暖区线状对流及局地对流所造成的。检验表明:EC 模式对 20 日广东强降水预报明显偏北。本研究详细对比 EC 模式和华中中尺度模式对 20 日广东强降水的预报情况,利用高分辨率数值模式 WRF 和多源观测资料进行了模拟试验,探索 EC 模式降水落区位置偏差的主要原因,结论如下。

(1) 实况分析表明,20 日广东中南部低空急流

辐合前沿内出现了明显的暖区对流。暖区线状 MCS 发展以后造成了明显的冷池流出,流出与其前部西南低空急流形成的强辐合不断触发新的对流,使得 MCS 不断向广东中南部移动,造成了广东中南部强降水。EC 模式并未在低空急流辐合区内预报出强降水,其预报的强降水主要位于江南南部至华南北部的天气尺度切变线附近,从而导致其预报的 20 日广东境内的雨带较实况明显偏北。而华中中尺度模式和 3 km 分辨率的 WRF 则能够较好地预报或模拟暖区对流性降水,因此对广东中南部的强降水预报相对 EC 模式有较大改进。

(2) WRF 模式较好地模拟了暖区线状 MCS 组织化发展造成的冷池流出和向南移动的过程以及降水潜热对天气尺度环流的反馈作用,从而较好地把握了广东中南部的降水以及低层风场结构。EC 模式(CY41R1)未能反映出暖区 MCS 的热力和动力效应,从而漏报了广东中南部暖区内的降水。

(3) EC 模式微物理参数化方案产生的强层状云降水的潜热反馈使得强降水区气旋式环流进一步发展,导致强辐合区始终位于江南南部与华南北部一带,从而空报了此处的强降水,导致预报的雨带偏北。

本文通过对比全球确定性模式、中尺度模式对 2015 年 5 月 20 日华南前汛期强降水的预报性能,初步探讨了 EC 模式预报雨带偏北的原因,为预报员认识模式降水物理过程,提高模式订正能力提供了科学依据。但本文仅针对一个个例进行了分析,未来还需要利用多个典型个例对暖区对流触发、组织化发展以及对流发展对环境场的反馈进行更深入的探索。

## 参考文献

- 陈敏,郑永光,王洪庆,等,2005. 一次强降水过程的中尺度对流系统模拟研究[J]. 气象学报, 63(3): 313-324. Chen M, Zheng Y G, Wang H Q, et al, 2005. Numerical simulation study on MCS of a heavy rainfall process in South China[J]. Acta Meteor Sin, 63(3): 313-324(in Chinese).
- 符娇兰,代刊,2016. 基于 CRA 空间检验技术的西南地区东部强降水 EC 模式预报误差分析[J]. 气象, 42(12): 1456-1464. Fu J L, Dai K, 2016. The ECMWF model precipitation systematic error in the east of Southwest China based on the contiguous rain area method for spatial forecast verification[J]. Meteor Mon, 42(12): 1456-1464(in Chinese).
- 符娇兰,宗志平,代刊,等,2014. 一种定量降水预报误差检验技术及其应用[J]. 气象, 40(7): 796-805. Fu J L, Zong Z P, Dai K, et al,

- 2014 Application of a verification method on bias analysis of quantitative precipitation forecasts[J]. Meteor Mon, 40(7):796-805(in Chinese).
- 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. He L F, Chen T, Kong Q, 2016. A review of studies on prefrontal torrential rain in South China[J]. J Appl Meteor Sci, 27(5):559-569(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).
- 林良勋,2006. 广东省天气预报技术手册[M]. 北京:气象出版社. Lin L X, 2006. Technical Guidance on Weather Forecasting in Guangdong Province[M]. Beijing: China Meteorological Press(in Chinese).
- 刘静,才奎志,谭政华,2019. 高分辨率模式雷达回波预报能力分析[J]. 气象, 45(12):1710-1717. Liu J, Cai K Z, Tan Z H, 2019. Analysis of radar echo forecasting capability of different high-resolution models[J]. Meteor Mon, 45(12):1710-1717(in Chinese).
- 蒙伟光,张艳霞,袁金南,等. 2014. 华南沿海2011年7月15—18日持续暴雨过程中的季风槽与中尺度对流系统相互作用[J]. 气象学报, 72(3):508-525. Meng W G, Zhang Y X, Yuan J N, et al, 2014. Monsoon trough and MCSs interactions during the persistent torrential rainfall event of 15—18 July 2011 along the South China Coast[J]. Acta Meteor Sin, 72(3):508-525(in Chinese).
- 苏冉,廖菲,齐彦斌,2019. 华南暖区暴雨过程集合动力因子的诊断分析[J]. 气象, 45(11):1517-1526. Su R, Liao F, Qi Y B, 2019. Diagnostic analysis of ensemble dynamic factors during the warm-sector torrential rain in South China[J]. Meteor Mon, 45(11):1517-1526(in Chinese).
- 王珏,张家国,吴涛,等,2019. 湖北省极端短时强降水 MCS 类型及特征分析[J]. 气象, 45(7):931-944. Wang J, Zhang J G, Wu T, et al, 2019. MCS classification and characteristic analyses of extreme short-time severe rainfall in Hubei Province[J]. Meteor Mon, 45(7):931-944(in Chinese).
- 文秋实,王东海,2017. 基于 GSI 的华南地区对流尺度快速循环同化预报试验[J]. 气象, 43(6):653-664. Wen Q S, Wang D H, 2017. Test of GSI-based rapid update cycle numerical prediction in Southern China[J]. Meteor Mon, 43(6):653-664(in Chinese).
- 吴涛,张家国,牛奔,2017. 一次强降水过程涡旋状 MCS 结构特征及成因初步分析[J]. 气象, 43(5):540-551. Wu T, Zhang J G, Niu B, 2017. Preliminary analysis of structure characteristics and causes for heavy-rain-producing vortex-shaped MCS[J]. Meteor Mon, 43(5):540-551(in Chinese).
- 徐国强,赵晨阳,2019. 2017年5月7日广州特大暴雨模拟中的背景场影响分析[J]. 气象, 45(12):1642-1650. Xu G Q, Zhao C Y, 2019. Impact of background field in the numerical simulation of extremely severe rainstorm in Guangzhou on 7 May 2017[J]. Meteor Mon, 45(12):1642-1650(in Chinese).
- 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. Zhao Y C, Li Z C, Xiao Z N, 2008. Comparison analysis of South China front and warm-area heavy rain systems in June 2006[J]. Meteor Sci Technol, 36(1):47-54(in Chinese).
- Brennan M J, Lackmann G M, 2005. The influence of incipient latent heat release on the precipitation distribution of the 24—25 January 2000 U. S. east coast cyclone[J]. Mon Wea Rev, 133(7):1913-1937.
- Feng Z, Leung L R, Houze Jr R A, et al, 2018. Structure and evolution of mesoscale convective systems: sensitivity to cloud microphysics in convection-permitting simulations over the United States[J]. J Adv Model Earth Syst, 10(7):1470-1494.
- Houze Jr R A, 1982. Cloud clusters and large-scale vertical motions in the tropics[J]. J Meteor Soc Japan, 60(1):396-410.
- Houze Jr R A, 2018. 100 years of research on mesoscale convective systems[J]. Meteor Monogr, 59. DOI: 10.1175/AMSMON-D-18-0001.1. 17. 1-17. 54.
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W, 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 111(470):877-946.
- Meng Z Y, Zhang F Q, Luo D H, et al, 2019. Review of Chinese atmospheric science research over the past 70 years: synoptic meteorology[J]. Sci China Earth Sci, 62(12):1946-1991.
- Meng Z Y, Zhang F Q, Markowski P, et al, 2012. A modeling study on the development of a bowing structure and associated rear inflow within a squall line over South China[J]. J Atmos Sci, 69(4):1182-1207.
- Stensrud D J, 1996. Effects of persistent, midlatitude mesoscale regions of convection on the large-scale environment during the warm season[J]. J Atmos Sci, 53(23):3503-3527.
- Sun J H, Zhang Y C, Liu R X, et al, 2019. A review of research on warm-sector heavy rainfall in China[J]. Adv Atmos Sci, 36(12):1299-1307.
- The COMET Program, 2009. How Models Produce Precipitation and Clouds-Version 2 [Z/OL]. [https://www.meted.ucar.edu/nwp/model\\_precipandclouds/print.htm](https://www.meted.ucar.edu/nwp/model_precipandclouds/print.htm). 1-105.
- Wang H, Luo Y L, 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 Atmos, 119(23):13206-13232.
- Wu M W, Luo Y L, 2016. Mesoscale observational analysis of lifting mechanism of a warm-sector convective system producing the maximal daily precipitation in China mainland during pre-summer rainy season of 2015[J]. J Meteor Res, 30(5):719-736.
- Yang Q, Houze Jr R A, Leung L R, et al, 2017. Environments of long-lived mesoscale convective systems over the central United States in convection permitting climate simulations[J]. J Geophys Res Atmos, 122(24):13288-13307.