

# 一次华南暖区暴雨的实际可预报性及其预报误差增长特征\*

韦金逢<sup>1</sup>, 孙璐<sup>2,3</sup>, 时洋<sup>4</sup>, 王秋萍<sup>1</sup>, 马旭林<sup>1</sup>

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

2 陕西省气象科学研究所, 西安 710016

3 陕西省气象局秦岭和黄土高原生态环境气象重点实验室, 西安 710016

4 广东省气象台, 广州 510640

**摘要:** 受弱天气系统强迫影响, 较弱的前兆信号使得华南暖区暴雨预报面临较大挑战。为研究华南暖区暴雨的可预报性, 并进一步探讨不同尺度下暖区暴雨的误差增长特征, 选取 2021 年 5 月 30 至 31 日发生在广东地区的一次双雨带降水过程, 基于 WRF 中尺度数值预报模式开展了高分辨率集合预报试验。试验结果显示, 本次华南暖区暴雨过程的对流触发条件主要为低层强风速辐合, 华南海陆交界处的中尺度辐合线以及强西南边界层急流有利于促进对流的发展。暖区暴雨区的不同空间尺度的预报误差大小及其增长速率均有明显差异, 对初始扰动振幅的微小变化的敏感性较弱。对流触发后, 误差增长呈现出更为明显的非线性特征, 小尺度误差升尺度快速增长, 后以中尺度误差增长为主。上述研究表明, 本次华南暖区暴雨的可预报性受多种因素的限制, 湿对流过程可加速中小尺度预报误差的增长。不同尺度天气系统的预报误差增长的强非线性特征直接限制了其可预报性。

**关键词:** 数值天气预报; 可预报性; 集合预报; 华南暖区暴雨

文章编号: 2023166A

文献标识码: doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2402.23166

## Predictability Analysis and Error Growth Characteristics of a Warm-sector Heavy Rain of Southern China

WEI Jinfeng<sup>1</sup>, SUN Lu<sup>2,3</sup>, SHI Yang<sup>4</sup>, WANG Qiuping<sup>1</sup>, MA Xulin<sup>1</sup>

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

2 Meteorological Institute of Shaanxi Province, Xi'an 710016

3 Key Laboratory of Eco-Environment and Meteorology for the Qinling Mountains and Loess Plateau, Shaanxi Meteorological Service, Xi'an 710014

4 Guangdong Meteorological Observatory, Guangzhou 510640

**Abstract** Due to the influence of weak synoptic systems, the relatively weak precursor signals make significant challenges for the forecast of warm-sector heavy rain in southern China. In order to explore

\* 收稿日期 2023-12-21 网络预出版日期

**作者简介** 韦金逢, 女, 硕士研究生, 主要从事数值预报与大气可预报性研究。E-mail: weijf1998@126.com

**通讯作者** 马旭林, E-mail: xulinma@nuist.edu.cn; 王秋萍, E-mail: wangqp1997@126.com

**资助项目** 国家自然科学基金委联合基金项目 U2242213, 中国气象局数值预报 (GRAPES) 发展专项

**Funded by** Joint Funds of the National Natural Science Foundation of China (Grant U2242213), Development Special Fund for Numerical Weather Prediction (GRAPES) of China Meteorological Administration

the predictability of warm-sector heavy rain in southern China, and further investigate the error growth characteristics of warm-sector heavy rain at different scales, high-resolution ensemble forecast experiments based on the WRF mesoscale numerical prediction model are carried out for a double rainbands precipitation event that occurred in Guangdong province on 30-31 May 2021. The experimental results show that the convergence of strong low-level wind speed is the main convection initiation conditions for this warm-sector heavy rain of southern China, the mesoscale convergence line at the sea-land interface in South China and the strong southwest boundary layer jet are conducive to promoting convection. The magnitude of forecast errors and their growth rates at different spatial scales in the warm-sector heavy rain are significantly different, and this heavy rain event is less sensitive to small variations in initial perturbation amplitudes. After convection initiation, the error growth exhibits more obvious nonlinear characteristics, the small-scale errors grow rapidly in the form of “upscale error growth” until saturation, and then dominated by mesoscale error growth. The above study shows that the predictability of warm-sector heavy rain in southern China is limited by multiple factors, and the moist convective process can accelerate the growth of mesoscale forecast errors. Moreover, the strong nonlinear characteristics of forecast error growth at different scales in synoptic systems directly limit the predictability.

**Key Words** Numerical weather prediction, Predictability, Ensemble forecast, Warm-sector heavy rain of southern China

## 1 引言

华南前汛期暴雨主要分为锋面暴雨和暖区暴雨（何立富等, 2016），而暖区暴雨是指发生在地面锋面南侧暖区的暴雨，大多发生在地面锋前 200 – 300 km 的暖区（黄土松等, 1986）。由于暖区降水受单一气团控制，且局地性强、持续时间较短、大尺度系统不清晰，其天气尺度系统斜压性强迫较弱以及边界层风速辐合偏弱等原因（伍志方等, 2018），影响其可预报性的因子众多，预报难度较大，业务上难以准确预报（孙继松和陶祖钰, 2012）。

为了衡量数值模式对天气过程的预报能力，Lorenz（1982）提出了大气可预报性的概念。不同于受数值模式和初始条件限制的实际可预报性，大气内在可预报性与大气内部微小误差的非线性增长密切相关（Lorenz, 1969; Melhauser and Zhang, 2012; Sun and Zhang, 2016）。自 20 世纪 80 年代初关于华南暴雨的第一次科学试验以来，相继开展了暖区暴雨可预报性研究，指出暖区暴雨与低空急流（Du and Chen, 2018; Zhang and Meng, 2019）、冷池、地形（Wang et al., 2014）、重力波（Du and Chen, 2019）等存在很大联系。沿海地形对暖区暴雨对流触发及后续升尺度发展起着关键作用，海岸线的阻挡和摩擦作用可能会促进低层风速的辐合进而引起对流触发（Lee et al., 2019; 孙璐等, 2022）。Wu et al.（2020）对锋面暴雨与暖区暴雨的统计分析，进一步揭示了暖区强降水的形成和演变与多尺度海陆效应和局地地形效应的日变化之间的关系。与锋面暴雨不同，由于华南暖区暴雨对初始误差更敏感，其初始误差增长亦更快，使得其可预报性低于锋面暴雨（Sun et al., 2023）。

目前,单一的确定性预报模式对强降水的预报能力仍有限。由于集合离散度具有定量化揭示强对流天气事件的可预报性等优势,集合预报(Leith, 1974)逐渐成为了解决单一数值预报的不确定性问题(Thompson, 1957)的有效手段与提高强对流天气预报技巧的重要途径(马旭林等, 2008; Zhang, 2018)。近年来,基于集合预报的高影响天气可预报性与误差增长的研究取得了诸多进展。Du et al. (2020)利用集合预报证实了华南沿海边界层急流和湿舌更有利于海岸附近对流触发以及后续升尺度发展。河南“21.7”极端降水过程的对流可分辨尺度集合预报效果优于全球模式,尽管仍然存在系统性位置偏差(朱科锋等, 2022)。已有研究表明,集合预报对强降水具有一定的预报能力,但是极端性暴雨的预报能力仍有不足,存在一定的预报偏差。Zhang et al. (2007)提出预报误差三阶段增长的概念模型:小尺度误差在对流尺度最先开始增长并迅速达到饱和;随后误差升尺度增长在达到饱和后通过地转平衡转移到较大尺度;最后,较大尺度的预报误差随斜压不稳定性增长而增大,最终限制了中尺度和天气尺度的可预报性。该概念模型在许多研究中得到验证,随着对流的发展,初始不确定性即使差异很小的集合成员仍可能产生较大的预报差异(Melhauser and Zhang, 2012),强调了湿对流过程会加速中尺度误差增长,进而限制大气的实际可预报性和内在可预报性(Sun and Zhang, 2016)。但是,Zhang et al. (2016)对一次龙卷雷暴事件的可预报性研究则表明,即使初始误差减少 90%,整体预报误差也几乎没有变化,但是尺度分离后发现,中  $\gamma$  尺度的误差先快速增长达到饱和后,向中  $\beta$  尺度的误差进一步增长。这些研究表明实际可预报性和内在可预报性均具有流依赖特征。针对不同尺度预报误差的增长机制和结构特征进行深入的系统性分析,可帮助构造更符合实际天气系统发生发展规律的集合初始扰动,从而能够准确合理地呈现模式积分过程中预报误差的物理机制及其演变或增长特征,获得更高质量的集合预报(潘贤等, 2021; 王秋萍等, 2022)。

为了认识和提高华南暖区暴雨的可预报性,前人从改善预报模式初始场质量出发开展了系列研究。孙璐等(2022)利用合成初值的方式进行了集合预报模式初值对暖区暴雨预报的敏感性研究,指出模式初始场对暖区暴雨预报有较大影响,尤其是初始水汽场是准确预报对流单体发生发展以及地面强降水的基础。张凯锋等(2022)针对华南暴雨开展不同同化方案的区域集合预报试验,发现 EnKF 对暴雨以上级别的降水预报效果较好,但是仍然存在落区偏南、强度偏大,局地虚报和过报的现象(李霁杭等, 2019)。由此可见,在数值预报中模式初始场的质量对于华南暖区暴雨预报的质量具有至关重要的作用。另外,华南区域对流分辨集合预报试验系统为期 15 天的结果表明,华南前汛期暴雨的概率匹配平均预报在强降水预报中具有明显优势(Zhang, 2018),不同来源、不同尺度扰动之间的相互作用对华南前汛期暴雨预报具有直接影响,其中非线性作用对中尺度降水影响最为显著(Zhang, 2019)。

近些年来,针对暖区暴雨发生发展、关键影响系统及其预报的前兆信号等问题已开展了积极的研究。但是,目前对于天气尺度系统斜压性较弱且强降水局地性强、持续时间短的弱天气尺度强降水事件可预报性的认识依然存在较多不足,尤其是对华南暖区暴雨的可预报性及其误差增长机制的研究尚不充分。华南暖区暴雨前兆信号较弱,对流触发的影响因素复杂,数值预报模式难

以准确捕获其关键信息，导致暴雨预报依然存在诸多困难。本文在前人研究的基础上，基于高分辨集合预报，针对 2021 年 5 月 30 日-31 日的一次华南暖区暴雨事件，对影响暖区暴雨中对流触发及其发生发展关键因子的集合敏感性开展研究，以揭示不同水平空间尺度预报误差的增长规律，从而增强对华南暖区暴雨可预报性的进一步理解。

## 2 资料、方法与试验方案

### 2.1 预报模式配置与资料

试验采用单层网格、水平分辨率为 2 km 的高分辨率中尺度数值预报模式 WRF 构建集合预报的控制预报，模拟区域中心位于 (23°N, 115°E)，模式垂直层数为 45 层，模式层顶为 50 hPa，时间积分步长为 10 s，模式输出时间间隔为 1 h。物理过程及参数化方案分别为 Morrison2-mom 微物理过程、RRTM 长波辐射方案和 Dudhia 短波辐射方案，近地面层采用 Monin-Obukhov 方案、YSU 边界层方案和 Noah 陆面过程方案，模式积分时未使用积云对流参数化方案。预报模式初始场和边界条件均由 NCEP GFS 提供。控制预报启动时间为 2021 年 5 月 29 日 12 时（世界时，下同），积分 48 h。

实况降水资料为中国气象观测站的逐小时降水观测数据，在关注的华南地区 (20°N~26°N, 109°E~118°E) 内采用的站点数量为 6313。分辨率为 0.25°×0.25°的 ERA5 大气再分析资料用于天气形势分析。

### 2.2 集合预报试验方案

集合预报采用 ECMWF 全球集合预报前 30 个集合成员的温度、水汽混合比和纬向风与经向风的初始扰动，动力降尺度叠加至控制预报，形成高分辨率区域集合预报初始场。集合成员预报模式的其他试验配置与控制预报一致，开展高分辨率集合预报试验并作为控制试验 (CNTL)，以有效开展天气系统的预报不确定性估计。

为了进一步探讨本次暖区暴雨区的预报误差增长特征，将 ECMWF 前 30 个集合成员的初始扰动分别缩放 0.1 倍（记为 PER0.1）和 0.01 倍（记为 PER0.01），连同原集合扰动 (CNTL) 构成 3 组扰动振幅试验。表 1 为集合预报扰动振幅试验和控制实验的初始扰动方案。

表 1 集合预报试验初始扰动设置  
Table 1 Initial perturbation scheme for ensemble prediction experiments

集合预报试验	初始扰动
CNTL	采用 ECMWF 全球集合预报前 30 个集合成员的温度、水汽混合比和纬向风与经向风的初始扰动，动力降尺度叠加至控制预报。
PERT0.1	将 CNTL 的初始扰动缩放 0.1 倍，再叠加至控制预报。
PERT0.01	将 CNTL 的初始扰动缩放 0.01 倍，再叠加至控制预报。

### 2.3 集合预报分析方法

#### 2.3.1 集合敏感性分析方法

Torn (2008) 等提出的集合敏感性分析 (Ensemble Sensitivity Analysis) 方法, 假设集合预报模式的初始 (或某个时刻的预报) 场在某个空间点上的扰动与其随后的预报之间存在线性关系。通过建立预报量 (因变量) 和初始 (或之前某个时刻的预报) 扰动状态量 (自变量) 的线性回归方程, 则该线性回归方程的斜率即可表示集合敏感性。根据定义, 集合预报所有预报成员的任一预报量  $J$  对初始时刻 (或某个时刻的预报) 扰动状态量  $X_i$  的集合敏感度  $S$  可表示为

$$S = \frac{\partial J}{\partial X_i} = \frac{\text{cov}(J, X_i)}{\sqrt{\text{var}(X_i)}} \quad (1)$$

其中, 一维标量  $J$  为集合预报所有成员的预报量值, 二维标量  $X_i$  为模式区域范围内第  $i$  个格点上的所有成员的状态量值, 而  $\text{cov}$  表示  $J$  和  $X_i$  之间的协方差,  $\text{var}$  表示状态量的方差。据此则有  $J$  和  $X_i$  的相关系数与集合敏感性成正比, 即

$$\text{cor}(J, X_i) = \frac{\text{cov}(J, X_i)}{\sigma_J \cdot \sigma_{X_i}} = S \cdot \sigma_J \quad (2)$$

这里  $\sigma_J$  为预报量的标准差。

由于某一时刻的预报量的标准差固定, 因此集合敏感度  $S$  可以用相关系数简化表示其集合敏感性。相关系数作为无量纲数, 能够反映状态量和预报量之间线性关系的强弱, 集合敏感度  $S$  的绝对值愈大, 则表示初始时刻 (或某个时间) 状态变量的扰动能够引起预报量的较大变化, 即预报量对于状态变量较为敏感。通过比较预报量对于不同状态量的集合敏感性, 从而可以找出对预报量影响最大的状态量或天气系统及其集合敏感区。

### 2.3.2 RMDTE

暴雨区域的 RMDTE (root-mean difference total energy) 可以表征暖区暴雨对于微小初始误差的敏感性, 从而揭示暴雨预报的初始误差和预报误差的增长特征, 其中 DTE (Zhang et al., 2007) 的数学表达式为

$$DTE_{i,j,k} = \frac{1}{2} \left[ (u'_{i,j,k})^2 + (v'_{i,j,k})^2 + \frac{C_p}{T_r} (T'_{i,j,k})^2 \right] \quad (3)$$

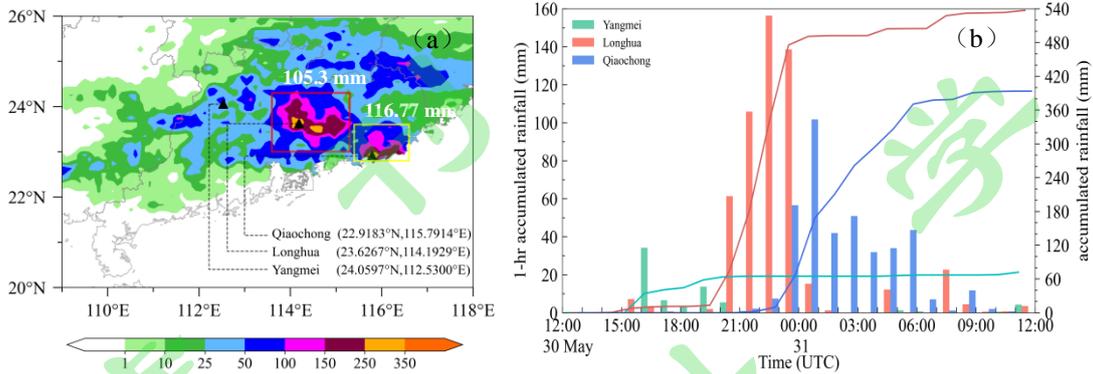
其中  $u'$  是纬向风集合扰动,  $v'$  是经向风集合扰动,  $T'$  是温度集合扰动,  $C_p = 1004.6 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ,  $T_r = 287 \text{ K}$ ,  $i, j, k$  分别代表  $x$  方向、 $y$  方向格点数和模式层数, 其中暖区暴雨区域为 (22.8°N~23.6°N, 115.4°E~116.6°E)。

## 3 降水过程与集合预报分析

### 3.1 天气形势与降水

2021 年 5 月 30 日 12 时至 31 日 12 时广东地区出现了范围广、强度大的双雨带极端强降水过程, 雨带自广东北部逐渐向东南移动。该过程 24 h 累积降水最大可达到 500 mm 以上, 其中粤中和粤南都出现了团块状分布的强降水中心, 呈现出降水量级大, 局地性强的特点 (图 1a)。沿

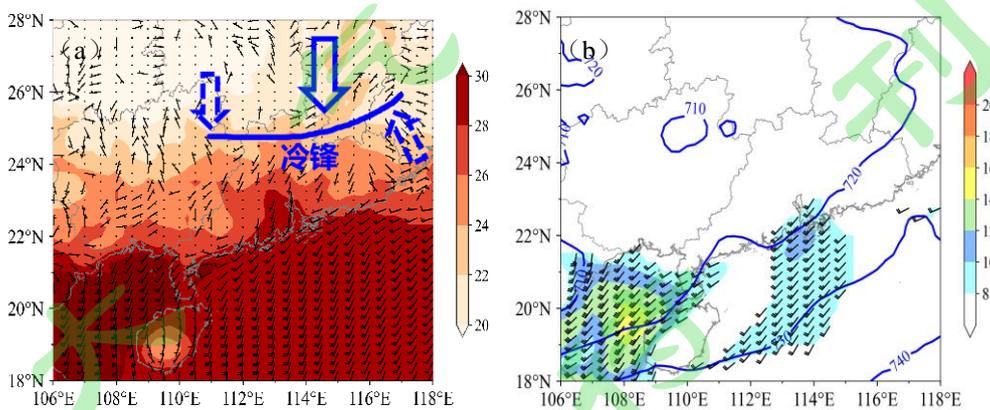
雨区移动方向选取杨梅站、龙华站和桥冲站作为代表站,其中龙华站 1 小时累积降水量达 150 mm 以上 (图 1b), 3 小时累积降水量达到 400.3 mm, 打破广东省 3 小时降雨量历史记录。

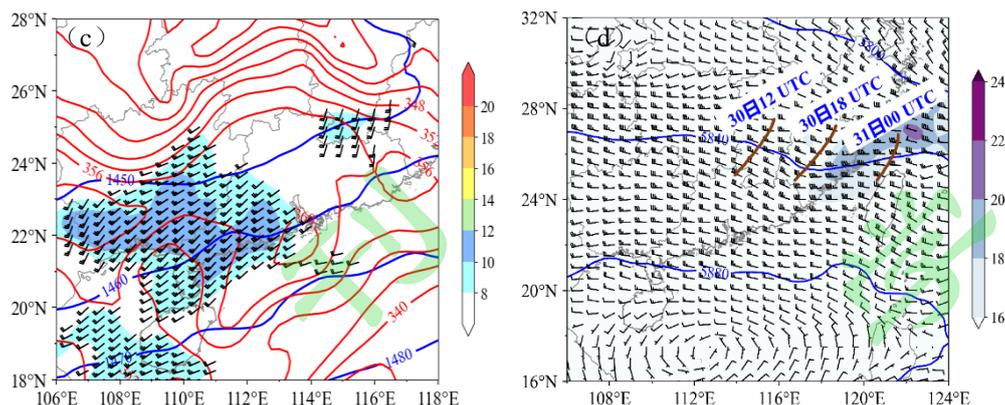


**图 1** (a) 2021 年 5 月 31 日 12 时 24 h 累计降水 (单位: mm; 实心三角形为沿雨区移动方向选择的三个代表站, 红色矩形框代表区域 1, 黄色矩形框代表区域 2, 数字表示区域平均的 24 h 累积雨量), (b) 杨梅站 (Yangmei)、龙华站 (Longhua) 和桥冲站 (Qiaochong) 的逐小时降水量 (直方图) 及逐小时累积降水 (实线) (单位: mm)

**Fig.1** Observational precipitation (unit: mm) from 1200 UTC on 30 May to 1200 UTC on 31 May, 2021. (a) 24-h accumulated precipitation (solid triangles represent three representative stations selected along the direction of the rain system movement, the red rectangle represents Region 1, the yellow rectangle represents Region 2, and the numbers indicate the average 24-h accumulated rainfall within each region.); (b) the hourly precipitation (histogram) and hourly accumulated precipitation (solid line) for Yangmei Station, Longhua Station, and Qiaochong Station (unit: mm).

5 月 30 日 18 时地面有一个天气尺度冷锋自北向南延伸至华南中部地区 (图 2a), 850 hPa 上广东东北部的假相当位温密集带对应能量锋区。区域 1 及其东北部的雨带位于锋面南侧, 南侧较强的天气尺度低空急流 (SLLJ) 向北输送水汽至冷锋附近 (图 2c)。随着锋面南压, 高空弱短波槽东移入海 (图 2d)。区域 2 的暖区强降水区则发生在远离锋面且地面温度超过 26°C 的南风区 (图 2a), 并明显受 925 hPa 边界层急流 (BLJ) 影响 (图 2b)。显然, 区域 1 和区域 2 均位于弱槽后部且受西南风控制。雨带随着锋面南段逐渐南压, 30 日 21 时至 23 时东南沿海地区引发了持续 6 h 以上的沿海强降水 (暖区暴雨)。分析表明, 本次暖区强降水过程受到华南沿海双低空急流的直接影响。





**图 2** 2021 年 5 月 30 日 18 时的 (a) 2 m 温度 (阴影, 单位:  $^{\circ}\text{C}$ )、10 m 风 (风羽, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 和锋面 (蓝色实线, 其中实箭头和虚箭头分别表示 30 日 18 时、31 日 00 时的锋面移动方向), (b) 925 hPa 位势高度 (蓝色等值线, 单位: gpm)、风 (风羽的风速  $\geq 8 \text{ m s}^{-1}$ , 阴影为风速  $\geq 10 \text{ m s}^{-1}$ ), (c) 850 hPa 位势高度 (蓝色等值线, 单位: gpm)、假相当位温 (红色等值线, 单位: K)、风 (风羽的风速  $\geq 8 \text{ m s}^{-1}$ , 阴影为风速  $\geq 10 \text{ m s}^{-1}$ ) 和 (d) 500 hPa 位势高度 (蓝色等值线, 单位: gpm)、风 (阴影为风速  $\geq 14 \text{ m s}^{-1}$ ), 棕色实线分别为 30 日 12 时、30 日 18 时和 31 日 00 时的槽线

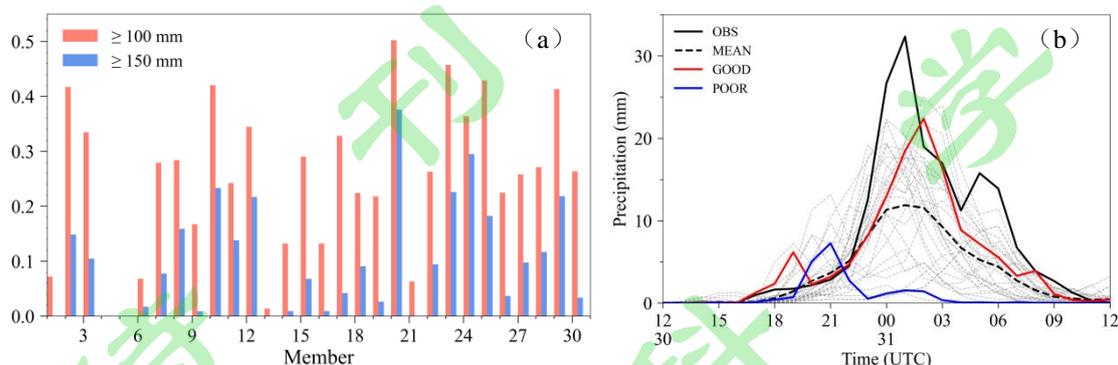
**Fig.2** (a) 2m temperature (shaded, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ), 10m wind (wind barbs, unit:  $\text{m s}^{-1}$ ), and cold front (solid arrow indicates the movement direction of the cold front at 1800 UTC on 30 May, while the dashed arrow indicates the movement direction at 00 UTC on 31 May); (b) 925 hPa geopotential height (blue contour, unit: gpm) and wind (wind barbs represent wind speeds greater than  $8 \text{ m s}^{-1}$ , shaded areas indicate wind speeds greater than  $10 \text{ m s}^{-1}$ ); (c) 850 hPa geopotential height (blue contour, unit: gpm), pseudo-equivalent potential temperature (red contour, unit: K) and wind (wind barbs represent wind speeds greater than  $8 \text{ m s}^{-1}$ , shaded areas indicate wind speeds greater than  $10 \text{ m s}^{-1}$ ); (d) 500 hPa geopotential height (blue contour, unit: gpm), wind (shaded areas indicate wind speeds greater than  $16 \text{ m s}^{-1}$ ) at 1800 UTC on 30 May, 2021. The troughs are indicated by the solid brown lines.

### 3.2 集合预报结果分析

为了进一步研究本次暖区暴雨的降水特征,开展了 30 个集成员 2 km 分辨率的高分辨率集合预报试验。对于暖区降水关键区,各个成员不同的初始扰动使得初始场不尽相同,在降水强度、降水落区等方面存在明显差异,体现出初始场误差对关键天气系统实际可预报性的限制。图 3a 是 30 个集成员的 5 月 31 日 12 时 24 h 累积降水  $\geq 100 \text{ mm}$  和  $\geq 150 \text{ mm}$  的 TS 评分。由图可见,大部分成员 100 mm 降水阈值的 TS 评分位于 0.2-0.5 之间,其中成员 20 和成员 24 在两个阈值的评分结果均最优。由于集成员 24 对暖区暴雨及其北部的锋面暴雨的降水中心和降水落区模拟均优于成员 20,故选择成员 24 为优成员 (简记为 G24); 集成员 5 对两个阈值的降水评分均为 0,明显漏报了本次过程的暖区暴雨,则选为劣成员 (简记为 P05)。

暖区暴雨落区 ( $22.8^{\circ}\text{N}\sim 23.1^{\circ}\text{N}$ ,  $115.5^{\circ}\text{E}\sim 116.6^{\circ}\text{E}$ ) 区域平均的逐小时降水量 (图 3b) 显示,本次暖区暴雨降水存在 1 个峰值,30 日 21 时-31 日 01 时降水显著增加并达到峰值,之后 3 h 降水强度逐渐减弱;在东传的对流单体的作用下,31 日 04 时-31 日 06 时,暖区降水强度进一步加强。G24 不仅能捕获对流触发,而且能比较好地模拟出强降水时段,但是降水峰值和暖区降水次增强时段分别滞后了 1 h、3 h,降水强度相比实况偏弱。而 P05 模拟的降水峰值则提前了 4 h,且其在强降水阶段的强度明显偏弱,漏报了本次暖区强降水过程。优、劣成员降水强度、降水发生时间的明显差异进一步说明,模式初始场误差对这次暖区暴雨降水预报具有较强的敏感性。除

此之外，从逐小时降水时间序列可以发现，实况降水在 31 日 00 时-31 日 03 时强度最大，不同集合成员预报的降水峰值差异显著，反映了集合成员预报降水的较大离散度，间接说明了降水预报误差与导致强降水的湿对流过程之间的对应关系。



**图 3** (a) 30 个集合成员预报的 24 h 累积降水大于等于 100 mm 和大于等于 150 mm 的 TS 评分；(b) 暖区暴雨区域平均 (22.8°N~23.1°N, 115.4°E~116.6°E) 的降水 (单位: mm) 时间序列, 黑色实线为观测, 黑色虚线为集合平均, 灰色虚线为集合成员, 其中红色和蓝色实线分别表征优成员 (G24) 和劣成员 (P05) 降水。

**Fig.3** (a) The TS score for 24 h cumulative precipitation forecasted by the 30 ensemble members; (b) Area-averaged (22.8°N~23.1°N, 115.5°E~116.6°E) hourly precipitation (unit: mm) of heavy rain in warm-sector. The solid black line represents observations, the dashed black line represents ensemble mean, and the dashed gray lines represents ensemble members, the solid red and blue lines respectively represent the good member (G24) and poor member (P05).

## 4 暖区暴雨实际可预报性

### 4.1 对流触发条件的影响

前述分析指出，暖区暴雨对流触发时间主要集中在 5 月 30 日 18 时前，基于 G24 对南部暖区暴雨强降水对流单体的成功模拟，对比预报质量较低的 P05，进一步分析南部暖区暴雨强降水的触发条件。30 日 15 时至 16 时雷达回波显示，G24 和 P05 均能较好地模拟出内陆东北-西南向的锋面雨带，其中 G24 对锋面雨带的位置和移动速度与实况更为吻合 (图 4)。从地面 10 m 风场的预报结果可知，30 日 15 时南部暖区对流尚未开始发展，沿海地区以偏南风 and 西南风为主，洋面上则以西南风为主 (图 4a)。30 日 16 时对流即将开始发展 G24 的沿海洋面上的西南风增强，沿海陆面上的偏南风逐渐转为西南风，且西南风显著减弱，其北部有较弱的东北风，进而形成较强的风速辐合和较弱的风向辐合中心，此时暖区伴随有大于 45 dBZ 的小对流单体生成触发对流，并且在 1 h 内开始出现降水 (图 4c)。相较于 P05 (图 4b、d)，北部对流带移动相对缓慢，南部暖区上受偏南风影响较大，沿海洋面和陆地上的风速同步增大，难以形成风向辐合中心。由于不具备对流系统发生发展的有利条件，导致在南部暖区生成的对流单体较弱，最终无法形成强降水。

从对流触发时刻的暖区降水强回波中心的经向垂直剖面 (图 5, 沿着图 4 中的红色实线) 可以明显看到，30 日 16 时南部存在低层风速辐合，而 G24 在 22.9°N (暖区暴雨强降水中心的纬度) 附近存在较强的上升运动 (图 5a)，将低层暖湿水汽向上输送，导致相当位温面向上抬升 (图 5c)，850 hPa - 500 hPa 相当位温等值线密集带几乎垂直伸展且相当位温随高度减小，表明大气不稳定性加剧，垂直运动相应增强并延伸至对流层中层，使得对流单体得以迅速发展，具备

了对流触发条件，产生强度 $>50$  dBZ 的雷达回波。而 P05 低层相当位温较 G24 低（图 5d），在  $22.9^{\circ}\text{N}$  附近存在较弱的风速辐散，以下沉运动为主，缺乏向高层输送暖湿水汽的通道（图 5b），不利于强降水的发生。以上分析表明，低层风速辐合促进了暖湿空气的聚积，加剧低层大气不稳定，加强垂直运动，从而为低层暖湿空气垂直输送提供了条件，从而触发对流。

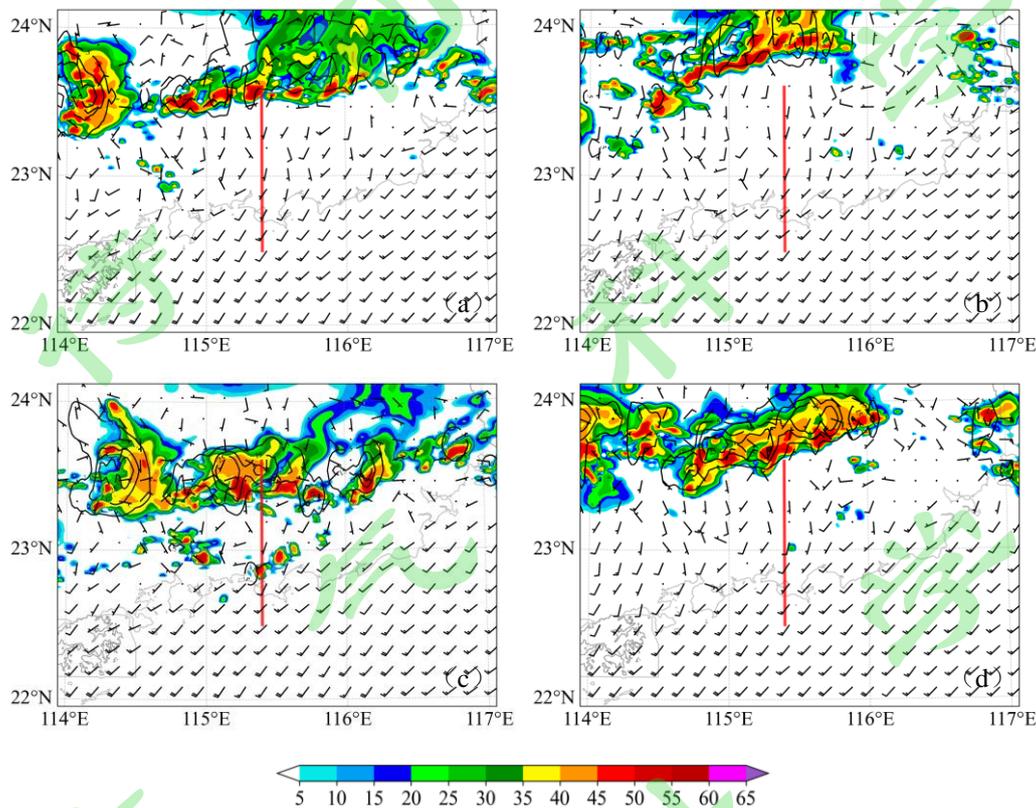
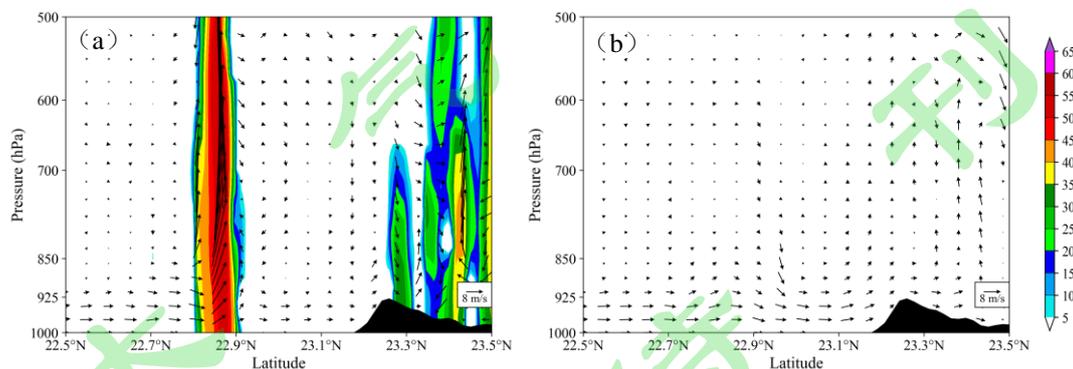


图 4 优成员 G24 (a、c) 和劣成员 P05 (b、d) 的雷达反射率 (阴影, 单位: dBZ)、10 m 风场 (风羽, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 和之后小时累积降水量 (黑色实线, 单位: mm): (a、b) 30 日 15 时; (c、d) 30 日 16 时

Fig.4 Radar reflectivity (shaded, unit: dBZ), 10 m wind (wind barbs, unit:  $\text{m s}^{-1}$ ) and hourly accumulative precipitation in the next hour (solid black line, unit: mm) of (a, c) good member G24 and (d, f) poor member P05 on May 30 at: (a-b) 1500 UTC; (c-d) 1600 UTC.



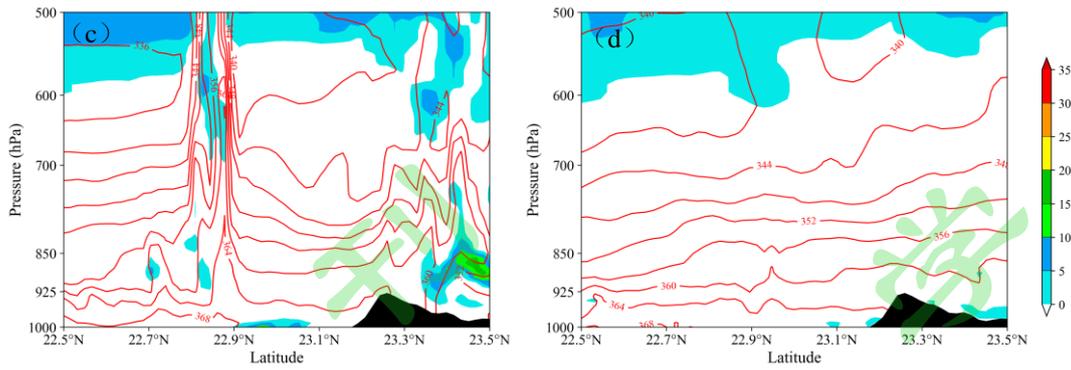


图 5 5 月 30 日 16 时优成员 G24 (a、c) 和劣成员 P05 (b、d) 的物理量沿图 4 红色实线的垂直剖面 (底部黑色阴影为地形)。 (a、b) 雷达反射率 (彩色阴影, 单位: dBZ)、风场 (箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ , 其中垂直速度放大 10 倍); (c、d) 相当位温 (红色等值线, 单位: K)、层结稳定度  $\partial\theta_e / \partial p$  (阴影, 单位:  $10^{-3} \text{ K Pa}^{-1}$ )。

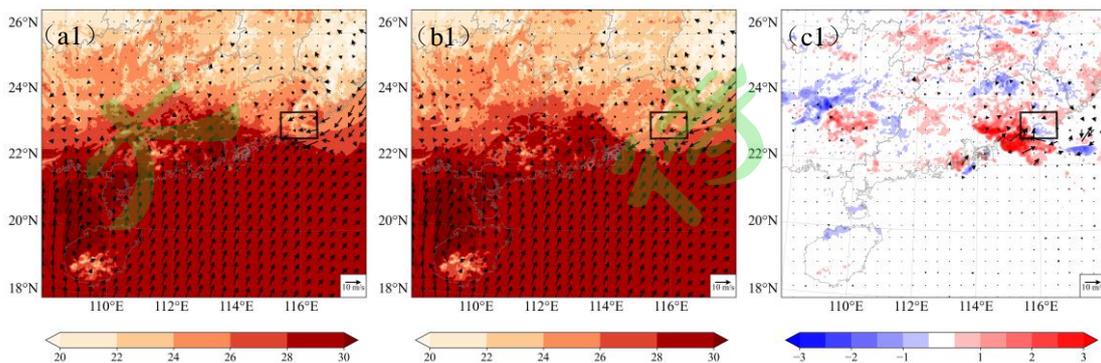
Fig.5 Vertical section of (a-b) radar reflectivity (shaded, unit: dBZ) and wind (arrows, unit:  $\text{m s}^{-1}$ , with vertical velocity amplified by a factor of 10), (c-d) equivalent potential temperature (red contour, unit: K), and stratification stability  $\partial\theta_e / \partial p$  (shaded, unit:  $10^{-3} \text{ K Pa}^{-1}$ ) of (a, c) good member G24 and (b, d) poor member P05 along the solid red line in

fig.4 on May 30 at 1600 UTC.

#### 4.2 对流单体发展分析

前文天气形势分析可知, 该次强降水过程中华南区域同时存在边界层急流 (BLJ) 和天气尺度低空急流 (SLLJ), 对流触发与沿海 10 m 风速辐合有关。在此基础上, 基于预报质量最优的成员 G24 和预报质量最差的成员 P05 进一步分析和揭示影响本次暖区强降水的主要原因。

图 6 为 5 月 31 日 00 时的优成员 G24 和劣成员 P05 的低层环境场。2 m 温度场和 10 m 风场显示, 在暖区降水区域 (黑色矩形框) 西南部 G24 相对 P05 更暖, 洋面上西南风更强, 陆地东北风偏弱, 辐合线更偏北、更靠近降水中心 (图 6a1、b1、c1)。G24 和 P05 在 925 hPa 的北部湾和南海北部上空存在两个西南风强风速中心, 最大风速超过 18  $\text{m/s}$ , 明显大于 850 hPa 的风速, 对应海上的 BLJ (图 6a2、b2、c2)。由于 G24 的 BLJ 比 P05 更强, 导致 G24 有更多的水汽往暖区强降水区输送, 进而增强不稳定能量; 而 P05 的 SLLJ 较弱, 使得水汽输送停滞在强降水区西部, 从而导致暖区强降水的漏报。850 hPa 的强西南急流则与东北-西南向冷锋紧密联系, 正位于锋面南侧, 且伴随锋面向南移动 (图 6a3、b3、c3)。显然, G24 与 P05 在对流层低层 850 hPa 的差异也主要集中在南部暖区附近。这对于暖区暴雨对流单体的自身发展具有重要作用。



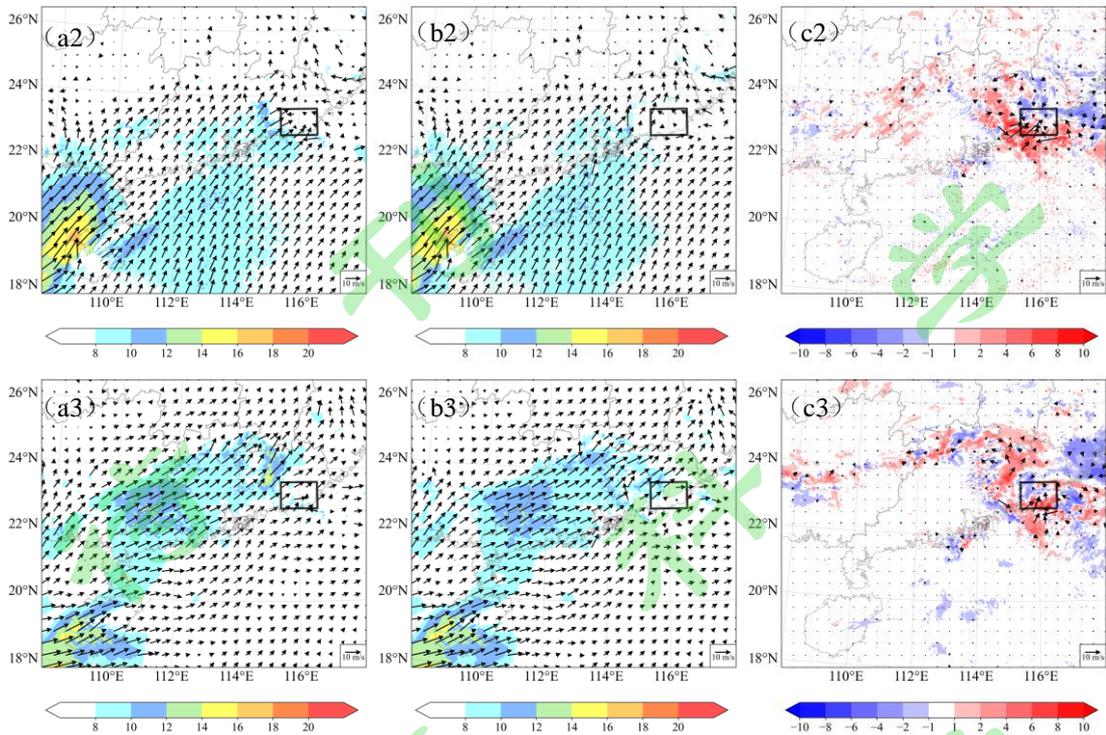


图6 优成员 G24、劣成员 P05 及二者差异 (G24-P05): (a1、b1、c1) 2 m 温度 (阴影, 单位:  $^{\circ}\text{C}$ ) 和 10 m 风场 (箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ); (a2、b2、c2) 925 hPa 风场 (箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ; 阴影: 大于  $8 \text{ m/s}$  的风速); (a3、b3、c3) 850 hPa 风场 (箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ; 阴影: 大于  $8 \text{ m/s}$  的风速)。

Fig.6 Good member G24, poor member P05, and their difference (G24 minus P05): (a1, b1, c1) 2 m temperature (shaded, unit:  $^{\circ}\text{C}$ ) and 10 m wind (arrows, unit:  $\text{m s}^{-1}$ ); (a2, b2, c2) 925 hPa wind (arrows, unit:  $\text{m s}^{-1}$ ; shaded: wind speed greater than  $8 \text{ m/s}$ ); (a3, b3, c3) 850 hPa wind (arrows, unit:  $\text{m s}^{-1}$ ; shaded: wind speed greater than  $8 \text{ m/s}$ ).

31 日 00 时, G24 的南北对流带向东南移动增强, 10 m 风场表明暖区强降水中心有明显的风向辐合中心, 强西南气流降水区输送暖湿水汽并在海陆边界风速减小, 进一步增强辐合, 强对流单体在辐合中心附近发展, 致使强降水发生 (图 7a1)。01 时对流单体随陆地东北风向南增强, 沿海洋面上的西南风也同步加强, 共同促使强暖区降水区域的地面风场辐合增强, 使得对流单体进一步发展 (图 7b1)。随后 02 时, 中尺度风向辐合线在海陆交界处形成, 强对流单体在辐合线附近发展强盛, 南北对流带合并, 暖区降水强度达到最强 (图 7c1)。相较于 G24, P05 在沿海地区以偏北风为主, 地面西南风较弱 (图 7a2、b2、c2)。对比 31 日 00 时 G24 与 P05 的 925 hPa 和 850 hPa 风场, 虽然二者都分别预报出低空急流在洋面和陆面上的强风速中心, 但是 G24 在沿海的西南 SLLJ 和 BLLJ 均强于 P05, 尤其是在暖区降水西南部, 较强的西南急流更有利于将暖湿气流输送至降水区, 促进不稳定能量的增长。

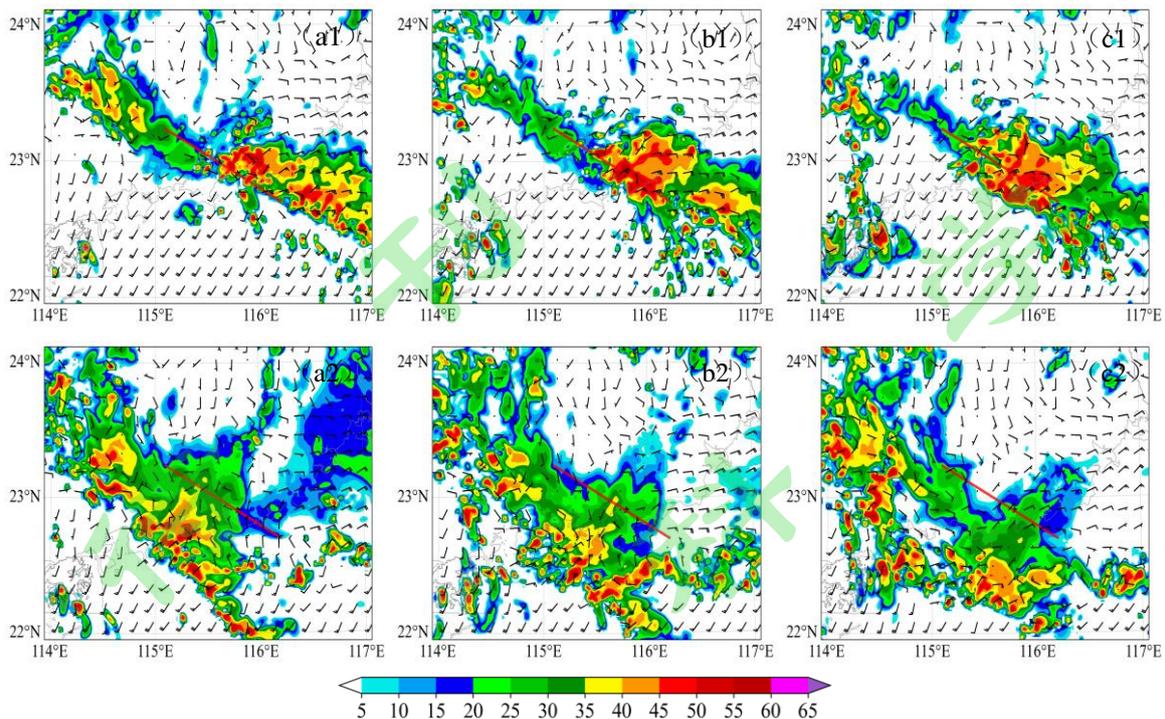
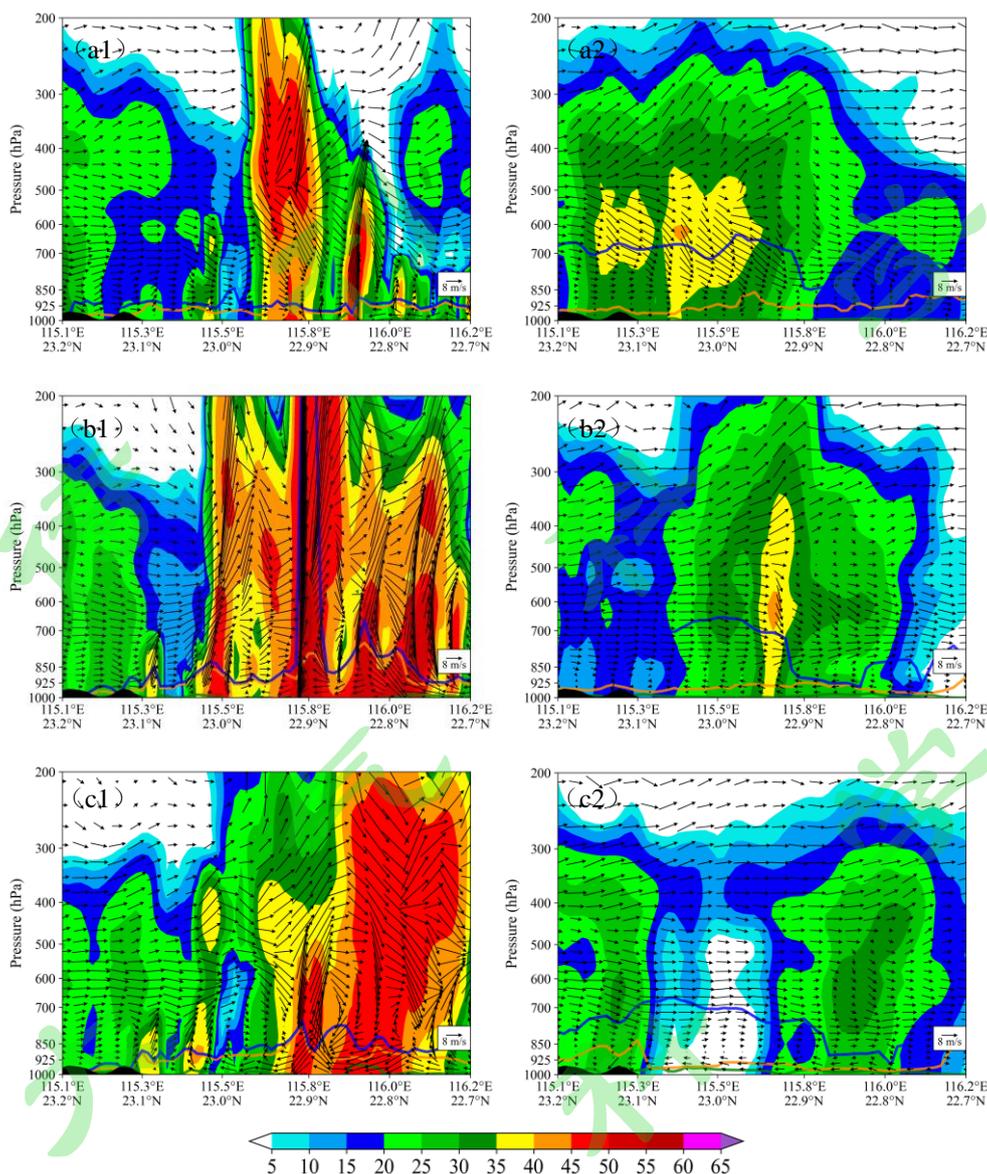


图7 优成员G24 (a1、b1、c1) 和劣成员P05 (a2、b2、c2) 的雷达反射率 (阴影, 单位: dBZ)、10 m风 (风羽, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) . (a1、b1) 31日00时; (a2、b2) 31日01时; (a3、b3) 31日02时.

Fig.7 The radar reflectivity (shaded, unit: dBZ) and 10 m wind (wind barsbs, unit:  $\text{m s}^{-1}$ ) of good member G24 (a1, b1, c1) and poor member P05 (a2, b2, c2) at (a1, b1) 0000 UTC; (a2, b2) 0100 UTC; (a3, b3) 0200 UTC on 31 May 2021.

从 G24 在南部暖区强降水中心的雷达反射率、风场、相当位温的垂直剖面 (图 8, 沿着图 7 中的红色实线) 可以明显看到, 31 日 00 时在强降水中心 ( $22.9^{\circ}\text{N}$ ,  $115.8^{\circ}\text{E}$ ) 北部的山风与南部的西南风之间存在风向辐合 (图 8a1), 且其南部有比较强的低空南风将大量的暖湿气流 ( $\theta_e > 360 \text{ K}$ ) 从洋面输送至沿海地区, 同时在强降水中心附近有较弱的垂直上升运动, 使等相当位温面向上抬升, 在 925 hPa 以下形成逆温层, 增强了暖区强降水中心的对流不稳定, 有利于促进强对流的进一步发展。在 31 日 01 时, 强降水中心附近的风速辐合增大、上升运动进一步增强, 低层水汽向高层快速输送, 抬升凝结高度和自由对流高度明显升高, 其中自由对流高度高于 200 hPa, 对流发展至强盛阶段 (图 8b1)。受西南边界层急流和地面西南风的影响, 暖湿气流持续向强降水区输送, 加强了不稳定能量的积聚, 使得低层弱对流不稳定得以维持。至 31 日 02 时, 南北对流带合并, 强回波中心附近存在风速的辐合, 上升运动进一步加强, 使得对流单体进一步增强发展 (图 8c1)。相比而言, P05 由于低层风场辐合较弱, 使得垂直上升运动较弱, 缺乏向高层输送暖湿气流的通道, 即使低层存在层结不稳定, 但是没有强劲的上升运动, 难以产生强对流 (图 8a2、b2、8c2)。



**图 8** 优成员 G24 (a1、b1、c1) 和劣成员 P05 (a2、b2、c2) 雷达反射率 (阴影, 单位: dBZ)、风场 (箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ , 其中垂直速度放大 10 倍)、抬升凝结高度 (橘黄色实线)、自由对流高度 (蓝色实线) 和边界层高度 (绿色实线) 沿图 9 红色实线的垂直剖面。31 日 (a1-a2) 00 时; (b1-b2) 01 时; (c1-c2) 02 时

**Fig.8** Vertical section of radar reflectivity (shaded, unit: dBZ), wind (arrows, unit:  $\text{m s}^{-1}$ , with vertical velocity amplified by a factor of 10), lifting condensation level (solid orange line), level of free convection (solid blue line), and boundary layer level (solid green line) of good member G24 (a1, b1, c1) and poor member P05 (a2, b2, c2) along the solid red line in fig.7 on May 31 at (a1, b1) 0000 UTC; (a2, b2) 0100 UTC; (a3, b3) 0200 UTC.

### 4.3 暖区暴雨的敏感性分析

以 5 月 31 日暖区降水关键区 ( $22.8^{\circ}\text{N}\sim 23.6^{\circ}\text{N}$ ,  $115.4^{\circ}\text{E}\sim 116.6^{\circ}\text{E}$ ) 00-12 时区域平均降水量作为预报目标函数, 以 10 m、925 hPa 和 850 hPa 风场为关键预报因子的集合预报敏感性 (图 9) 表明, 暖区降水关键区与其西南部的低层热力特征更为敏感。31 日 00 时, 暖区降水关键区与其西南部的 10 m (图 9a1)、925 hPa (图 9b1) 和 850 hPa (图 9c1) 的纬向风有显著的正敏感性, 南海北部的偏西气流的加强有利于降水关键区产生更大降水, 尤其是 925 hPa 边界层急流出口区的正敏感性最强, 说明 925 hPa 的偏西风更有利于促进与本次暖区降水的强度。负敏感区则存在

其东北部，受莲花山阻挡，且敏感性随高度有所减小，偏东与偏西风在降水关键区交汇有利于产生较强的风向辐合，进而促进垂直上升运动，而地面 10 m 纬向风的负敏感性最强，说明本次过程与地形也存在一定的相关性。

经向风敏感性在暖区降水关键区南北两侧呈现南北偶极状分布（图 9a2、b2、c2）说明，南风分量越大（尤其是近地面 10 m 风与 925 hPa 风场），可将更多的暖湿气流与不稳定能量输送至降水关键区，同时区域内 925 hPa 南风分量越小（受莲花山的阻挡）以及地面 10 m 偏北风越强，更能引发莲花山南部 925 hPa 风速与地面风向的辐合，促进气流的垂直上升运动，从而增大降水关键区的降水强度。综合对比 925 hPa 和 850 hPa 水平风场的敏感性分布，进一步说明了西南边界层急流相对低空急流具有更强的敏感性。

综上所述，低空西南气流的输送与北部锋面相关的对流带和南部暖区降水相关的对流带具有强相关性，尤其是受莲花山地形阻挡影响下的边界层急流最为敏感。劣成员 P05 的边界层急流弱于优成员 G24，暖湿气流抵达降水关键区的西部，对流组织停滞在关键区以西，是导致劣成员暖区强降水预报偏差的主要原因。

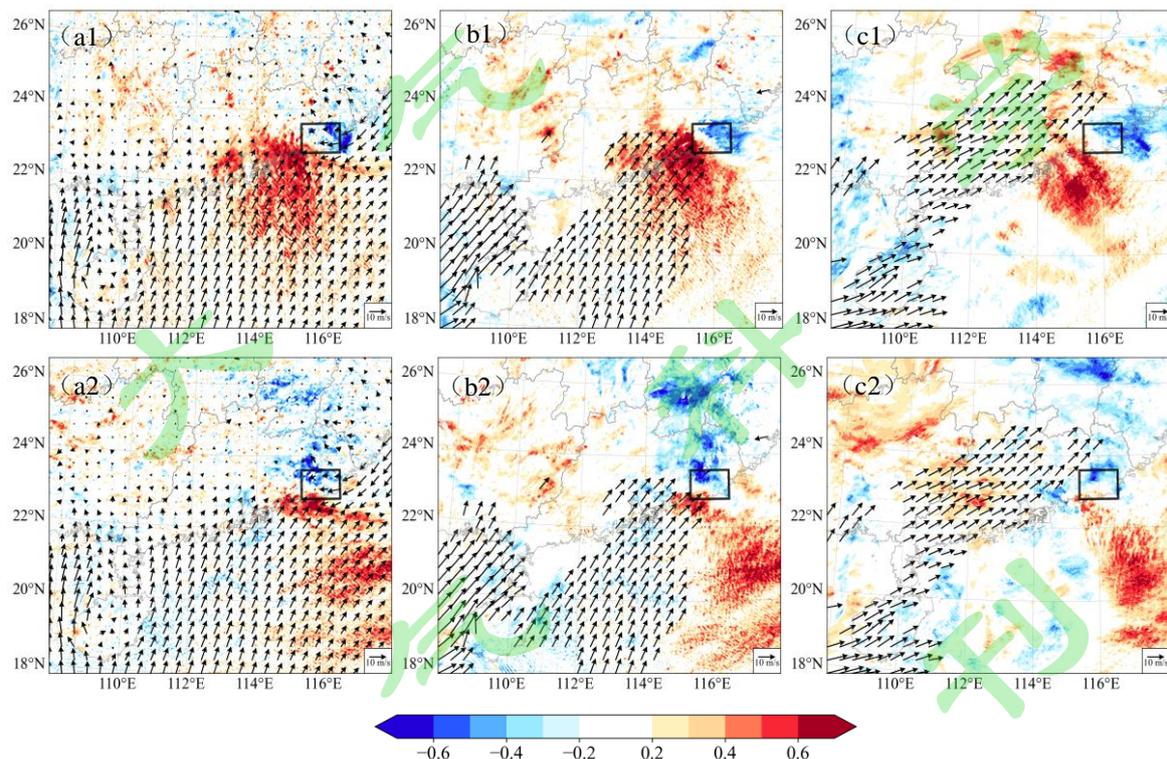
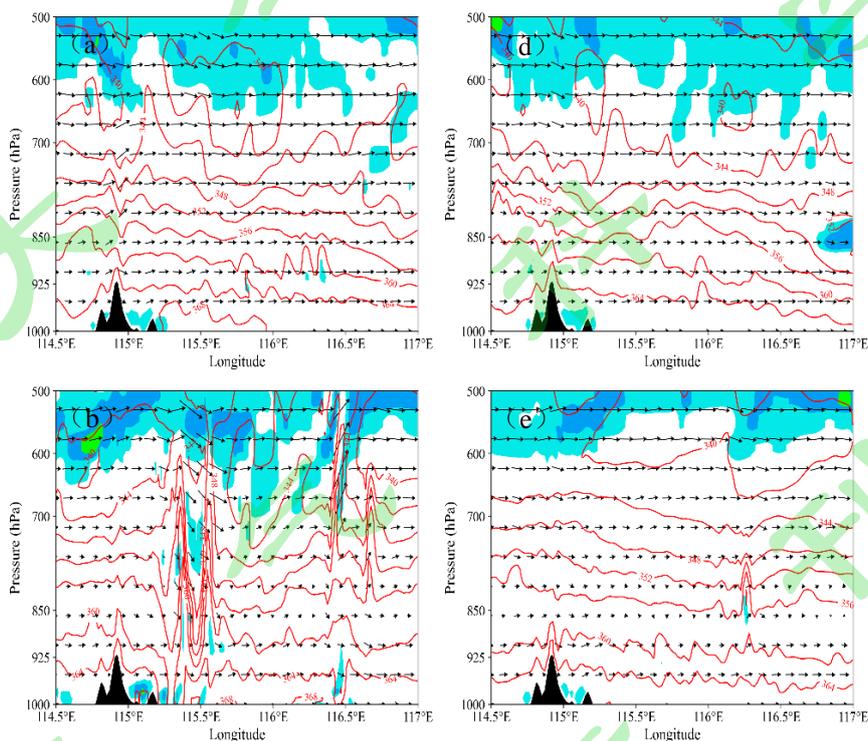


图 9 5 月 31 日 00 时 (a1、b1、c1) 纬向风、(a2、b2、c2) 经向风与 31 日 06 时 6 h 关键区区域平均累计降水的集合敏感度 (阴影) 以及 (a1-a2) 10 m、(b1-b2) 925 hPa、(c1-c2) 850 hPa 的集合平均的风场 (箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ , 925 hPa 和 850 hPa 仅显示风速大于 8 m/s 的水平风)。

Fig.9 The ensemble sensitivity of the zonal wind (a1, b1, c1), meridional wind (a2, b2, c2) to mean 6-h accumulated precipitation in the key area (shaded) at 0000 UTC on May 31, as well as the wind fields of ensemble mean (arrows, unit:  $\text{m s}^{-1}$ ; Only horizontal winds with speeds greater than 10 m/s are shown on 925 hPa and 850 hPa). (a1-a2) 10 m, (b1-b2) 925 hPa, and (c1-c2) 850 hPa.

#### 4.4 对流不稳定的影响

本次暖区强降水过程的对流不稳定性显示,暖区暴雨发生前汕尾上空存在较强的对流不稳定区。沿暖区暴雨中心(22.91°N)的纬向剖面结构,其中强降水中心桥冲站位于115.79°E(图10)。在5月30日12时,优成员G24在925 hPa以下的低层相当位温高于劣成员P05,尤其是在115.2°E~115.9°E区域内低层出现了大于368 K的高温高湿区,而700 hPa以上相当位温低于340 K,有利于形成层结不稳定,加剧垂直上升运动(图10a、d)。30日18时,G24在115.5°E附近存在相当位温等值线密集带,600 hPa以下相当位温随高度降低( $\partial\theta_e / \partial p < 0$ ),说明此时汕尾上空对流层低层为强对流不稳定状态,且对流不稳定的高度随时间降低,一旦有对流触发机制产生即可产生强对流(图10b、e)。随着对流的发展,31日00时,桥冲站925 hPa - 600 hPa相当位温等值线密集带几乎垂直伸展且相当位温随高度减小,显示大气不稳定性加剧,垂直运动相应增强并延伸至对流层中层。低层较强的层结不稳定,在强垂直上升运动 and 高温高湿大值区配合下,低层充沛水汽和抬升条件有利于形成大气不稳定层结,导致水汽凝结形成强降水,是形成31日00时至06时暖区暴雨强降水中心的原因(图10c、f)。而P05尽管925 hPa以下的低层也存在层结不稳定,但相当位温较G24低,不利于气块的垂直上升运动,导致南部暖区漏报了强降水。31日06时,G24和P05预报的强降水趋于结束,不稳定能量被释放,强降水区趋于层结稳定,低层的垂直上升运动亦减弱(图略)。



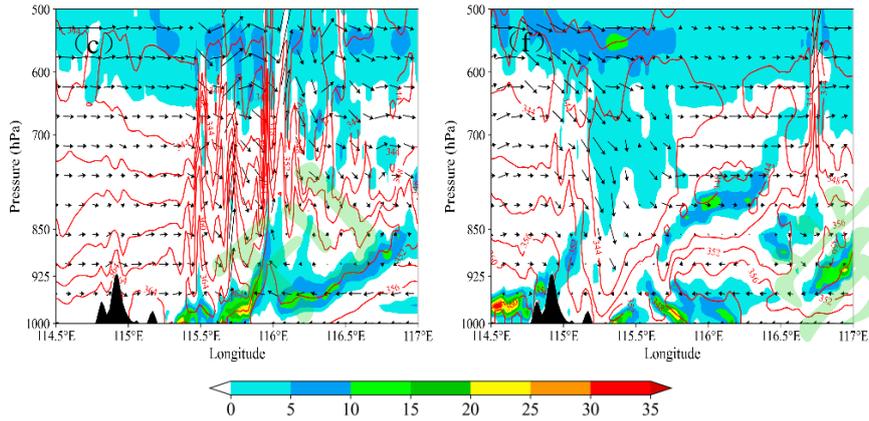


图 10 优成员 G24(a-c)和劣成员 P05(d-f)沿着 22.91°N 的相当位温 (红色等值线, 单位: K)、层结稳定度  $\partial\theta_e / \partial p$  (阴影, 单位:  $10^{-3} \text{ K Pa}^{-1}$ ) 和风场 (箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ , 其中垂直速度放大 10 倍) 的垂直剖面 (a、d) 30 日 12 时; (b、e) 30 日 18 时; (c、f) 31 日 00 时

**Fig.10** Vertical section of potential temperature (red contour, unit: K), stratification stability  $\partial\theta_e / \partial p$  (shaded, unit:  $10^{-3} \text{ K Pa}^{-1}$ ) and wind (arrows, unit:  $\text{m s}^{-1}$ , with vertical velocity amplified by a factor of 10) of good member G24 (a-c) and poor member P05 (d-f) along the 22.91°N: (a, d) 1200 UTC on 30; (b, e) 1800 UTC on 30; (c, f) 000 UTC on 31.

桥冲站 (22.91°N, 115.79°E) 的相当位温与层结稳定度随时间的演变 (图 11) 进一步表明, 暴雨发生前 3-4 小时内, G24 的边界层存在较强层结不稳定, 尤其是在强降水发生前期, 31 日 00 时大气不稳定度和垂直上升运动明显增强, 为后续强降水积蓄能量, 低层的层结不稳定性最强; 随着降水发展至最强盛阶段, 31 日 03 时层结不稳定度的高度升高、强度有所减弱, 不稳定能量逐渐被消耗 (图 11a)。而 P05 垂直上升运动最强时段和最强降水时段发生在在 30 日 21 时, 随后不稳定能量被释放, 之后边界层相当位温降低, 相对 G24 的温度和湿度较低且垂直上升运动较弱, 不利于暖区强降水的发生 (图 11b)。

通过对比优劣成员和集合敏感性分析可知, 此次暖区对流的触发条件主要是低层强风速辐合, 且华南海陆交界处的中尺度辐合线以及强西南边界层急流有利于促进对流的发展, 直接影响暖区暴雨的实际可预报性。

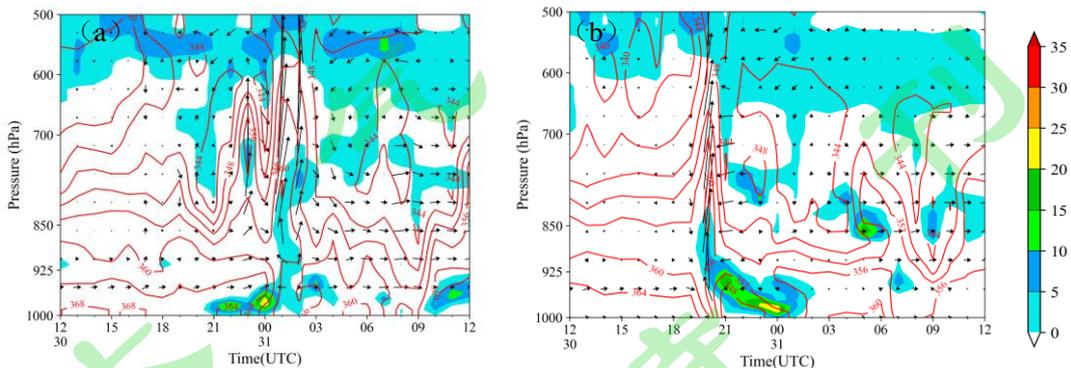


图 11 2021 年 5 月 30 日 12 时-31 日 12 时优成员 G24 (a) 和劣成员 P05 (b) 桥冲站 (22.91°N, 115.79°E) 的相当位温 (红色等值线, 单位: K)、层结稳定度  $\partial\theta_e / \partial p$  (阴影, 单位:  $10^{-3} \text{ K Pa}^{-1}$ ) 和风场 (箭头, 单位:  $\text{m s}^{-1}$ ,

其中垂直速度放大 10 倍) 的高度-时间分布。

**Fig.11** Height-time evolution from 1200 UTC 30 May to 1200 UTC 31 May 2021, over Qiaochong (22.91°N, 115.79°E) of potential temperature (red contour, unit: K), stratification stability  $\partial\theta_e / \partial p$  (shaded, unit:  $10^{-3} \text{ K Pa}^{-1}$ ) and wind

(arrows, unit:  $\text{m s}^{-1}$ , with vertical velocity amplified by a factor of 10) of (a) good member G24 and (b) poor member P05.

## 5 暖区暴雨预报误差增长

### 5.1 暖区暴雨误差演变特征

暖区暴雨发生的初始时刻,各集合成员 RMDTE 差异较小,模式预报的前 24 h,暖区暴雨的 RMDTE 波动增长,预报 12-18 时的增长速率显著增长,以至达到最大,之后略有减小(图 12a)。从集合平均的角度分析,预报 24 h 后,集合平均 RMDTE 缓慢增长,且增幅较小;预报 26 h 之后(暖区对流触发前 2 h),集合平均 RMDTE 迅速增长,增长率骤增;预报 34 h 后,南北对流带逐渐合并,集合平均 RMDTE 进一步增长、并逐渐达到峰值,该时刻与对流强盛阶段基本一致;之后 6 h 内集合平均 RMDTE 依然维持在较大范围内,对应暖区强降水持续维持;预报 42 h 后,集合平均 RMDTE 迅速减小,对流单体也逐渐减弱、东移入海。对比各集合成员之间的 RMDTE,在进入强降水期后,各个成员之间的 RMDTE 出现分歧,部分成员 RMDTE 迅速增大并达到峰值,且达到峰值的时段不尽相同,说明暖区暴雨的发展对集合成员初始场的较小差异具有较强的敏感性,体现出初始场误差对强暖区暴雨天气系统实际可预报性的限制。

暖区暴雨 RMDTE 发展变化的垂直结构(图 12b)显示,暖区暴雨的集合平均 RMDTE 大值区主要集中在 850 hPa 以下的低层,反映了对流层低层的预报误差增长较快。30 日 15 时至 18 时,随着暖区对流的触发,预报误差增大至 3  $\text{m/s}$ ,30 日 21 时至 31 日 03 时暖区对流进一步发展至强盛阶段,RMDTE 随之增大并超过了 4  $\text{m/s}$ 。随着暖区对流单体的减弱消散(暖区降水随之逐渐减弱),对应的对流层低层的预报误差也逐渐减小。对比水平 RMDTE 与优成员 G24 的雷达反射率,可以发现水平 RMDTE 的增强和减弱与对流单体的发展和消散具有良好的一致性(图略),说明水平 RMDTE 的变化与湿对流过程的发展具有紧密联系,湿对流过程的预报误差增长对整个预报误差具有主导作用。

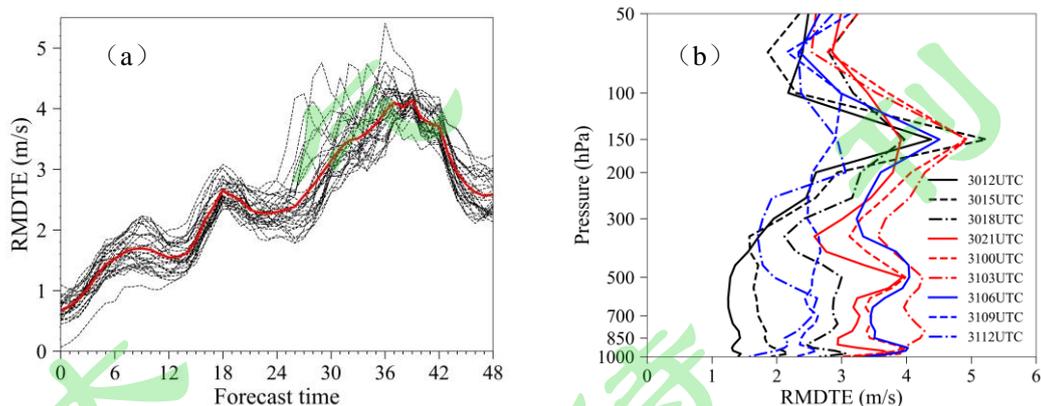


图 12 暖区暴雨 ( $22.8^{\circ}\text{N}\sim 23.6^{\circ}\text{N}, 115.4^{\circ}\text{E}\sim 116.6^{\circ}\text{E}$ ) 的 (a) 集合成员的 RMDTE (单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 时间演变序列 (黑色虚线为集合成员, 红色实线为集合平均) 与 (b) 集合平均的 RMDTE (单位:  $\text{m s}^{-1}$ ) 垂直分布的时间演变序列

Fig.12 (a) The time evolution series of the RMDTE (units:  $\text{m s}^{-1}$ ) for ensemble members in the warm-sector heavy rain ( $22.8^{\circ}\text{N}\sim 23.6^{\circ}\text{N}, 115.4^{\circ}\text{E}\sim 116.6^{\circ}\text{E}$ ). The dashed black line is the ensemble member, and the solid red line is the

ensemble mean); (b) The time evolution series of the vertical distribution of ensemble mean RMDTE (units: m s<sup>-1</sup>) for the warm-sector heavy rain(22.8°N~23.6°N,115.4°E~116.6°E).

## 5.2 扰动振幅与空间尺度对误差增长的影响

大气混沌本质所主导的内在可预报性会限制对流尺度预报的预报技巧 (Nielsen and Schumacher, 2016), 且已有研究指出湿对流过程在中尺度误差增长中起主导作用, 降水区(湿区)和无降水区(干区)的误差增长率有所不同 (Zhang et al., 2007)。为了探讨本次暖区暴雨区的预报误差增长特点, 将 24 h-48 h 预报时段的强降水区作为湿区, 降水较少的区域作为干区

(24.8°N~25.67°N, 109.4°E~110.56°E)。同时, 将 ECMWF 前 30 个集合成员的初始扰动分别缩放 0.1 倍(记为 PER0.1)和 0.01 倍(记为 PER0.01), 连同原集合扰动(控制试验, 记为 CNTL)构成 3 组扰动振幅试验, 开展集合预报初始扰动振幅在降水区(湿区)和无降水区(干区)的敏感性分析。

图 13a 为 3 组不同初始扰动振幅的集合预报在暖区暴雨区(湿区)和无降水区(干区)内的 RMDTE 变化。由图可知, 强降水中小尺度天气系统发生发展的不同阶段、湿区和干区的 RMDTE 的增长速度和增长趋势具有明显差异。暖区强降水天气系统发生发展初期(0-12 小时), 控制试验(CNTL)在湿区和干区的 RMDTE 差异不明显, 且增长缓慢; 扰动振幅缩小的 PER0.1 和 PER0.01 试验在湿区和干区的 RMDTE 却有了显著差异: 湿区量值小且增长缓慢, 而干区则明显较大且增长更为快速。随后, 强降水天气系统快速发展阶段(14-18 小时), 3 组试验湿区的 RMDTE 均开始迅速增长, 并超过干区; 而干区的 RMDTE 则在此之前 2 小时进入了快速减小阶段, 直至暖区强降水过程临近结束, 并远小于湿区。暖区强降水发生阶段(24-40 小时), 湿区内 3 组试验的 RMDTE 均快速非线性增长, 并在对流发展强盛时期达到峰值, 但干区则缓慢减小。暖区强降水减弱至结束, 湿区和干区的 RMDTE 则趋于一致。

由上述分析可知, 在整个暖区暴雨发生、发展阶段, 湿区的 RMDTE 呈现出明显的非线性增长特征, 而且不同阶段, 其增长速率具有明显差异; 而干区由于不同空间尺度天气系统发展较弱和缓慢, 其 RMDTE 则增长缓慢甚至下降。这反映了预报误差的增长与中小尺度天气系统的发展变化及距离程度具有紧密联系, 且湿对流过程对加速误差增长起着关键作用, 但本次过程对扰动振幅的微小变化的敏感性较弱。另外, 暖区暴雨预报不仅受到初始误差为主导的实际可预报性的限制, 还受到大气混沌特性所主导的内在可预报性的制约。这揭示了本次华南暖区强降水过程预报质量受到限制的初步原因。该次暖区暴雨区预报误差非线性增长的特征与 Melhauser and Zhang (2012)所指出的两种天气流型内在可预报性受到限制的结论相一致。

利用 2D-DCT 方法(郑永骏等, 2008)将水平风和温度分解为较小尺度(<36 km)、中等尺度(36 km~200 km)和较大尺度(>200 km), 进一步研究不同中小尺度的干区和湿区情况下预报误差的增长特征。由图 13b 可知, 整体而言, 较小尺度和中等尺度在前 40 h 的预报期间, 湿区和干区表征预报误差的 RMDTE 均大于较大尺度, 尤其暖区对流快速发展阶段, 湿区的中等尺度与较小尺度的差异逐渐增大。暖区强降水减弱后, 湿区三种尺度的 RMDTE 均快速下降。从前

文分析可知，湿区在本次强降水过程有三次误差增长：第一次误差增长发生在预报 0-14 小时，该阶段对应暖区暴雨天气系统发生发展的初期，以中等尺度误差快速增长为主并在 8 小时后接近饱和而增长变缓，同时中间尺度误差量值明显大于较小尺度和较大尺度；较小尺度误差最先迅速增长达到饱和后增长变缓，并与大尺度误差增长速率相似，但较小尺度误差大于较大尺度。第二次误差增长发生在预报 14-18 小时，随着暖区暴雨中小尺度天气系统的快速发展增强，不同尺度的湿区预报误差迅速增长，且较小尺度误差增长速率最大。三种尺度的预报误差达到饱和后均有所减小，其中较小尺度误差减小速率最大，但中间尺度误差依然保持相对较大。暖区强降水天气系统强盛阶段（24-40 小时）产生了第三次误差增长：湿区三种尺度的预报误差均迅速增长，尤其中等尺度的误差始终明显大于其他尺度；对流系统进一步发展至强盛阶段，较小尺度误差的增长率进一步增大并在 38 小时达到饱和，随后中等尺度误差继续增长并在 39 小时达到饱和，而较大尺度的误差增长缓慢。在此过程中，不同尺度的误差增长均呈现明显的非线性特征。随着对流的减弱，较大尺度误差缓慢减小，而小尺度误差率先迅速减小，中等尺度误差紧随其后，逐渐与较大尺度误差平衡。在三次误差增长的过程中存在明显的升尺度特征，小尺度误差最先增长且速率最大，趋于饱和后增长缓慢或迅速减小（减小的速率也最大）；整个降水过程中以中等尺度误差增长为主，湿区预报误差增长比干区更快。本次华南暖区强降水过程的这两个特征与预报误差三阶段增长的概念模型（Zhang et al, 2007）一致。

上述分析表明，暖区暴雨的预报受实际可预报性和内在可预报性控制，尤其在对流触发后，误差增长表现出明显的非线性特征，小尺度误差增长迅速并随着湿对流过程升尺度增长，中等尺度误差增长在整个降水过程中占主导；与此同时，降水区预报误差增长快于相对干区。进一步证明了湿对流过程对中尺度误差增长的加速效应。

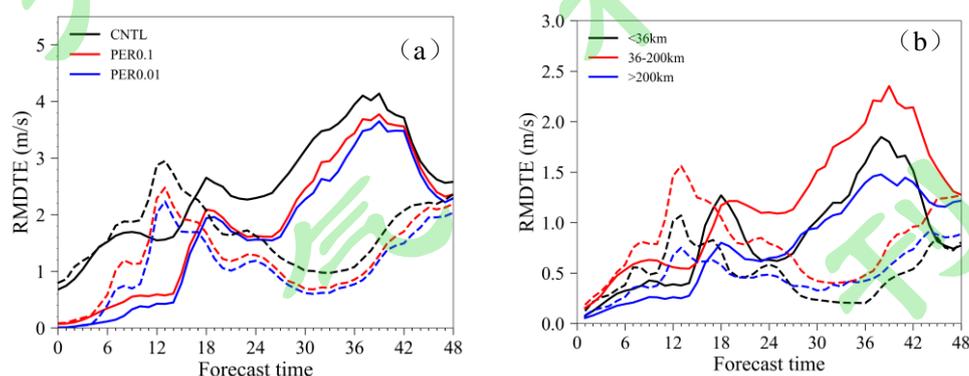


图 13 (a) 不同集合扰动振幅集合预报和 (b) 较小尺度 (<36 km)、中等尺度 (36~200 km) 和较大尺度 (>200 km) 的 RMDTE (单位:  $m s^{-1}$ )，其中实线为暖区暴雨区域，虚线表示相对干区

Fig.13 Time evolution series of the RMDTE (units:  $m s^{-1}$ ) of (a) ensemble forecast with different perturbation amplitudes and (b) different spatial scales. The solid line represents the warm-sector heavy rain, while the dashed line represents the relatively dry region.

## 6 结论和讨论

华南暖区暴雨是华南地区暖季最常见的灾害性强对流天气。以往研究多针对华南暖区暴雨的统计特征和触发机制,但对初始误差的增长特征及其可预报性研究尚不充分。本研究基于高分辨率集合预报及其优劣集合成员,探讨了2021年5月30日-31日的华南暖区暴雨事件的实际可预报性和内在可预报性,并进一步揭示了不同尺度下暖区暴雨的误差增长特征。主要结论如下:

(1) 高分辨率集合预报试验对华南暖区暴雨的发生发展体现出较大的不确定性,不同的初始扰动引起降水强度与落区等方面的明显差异,反映了初始误差对此次暖区强降水过程实际可预报性的限制。此外,较大的降水离散度与降水峰值存在一定的对应关系,间接说明了预报误差的发展与湿对流过程密切相关。

(2) 此次暖区暴雨的触发条件主要为低层的强风速辐合促使暖湿空气在暴雨区积聚,低层大气不稳定加剧,垂直上升运动加强,从而为低层暖湿空气垂直输送提供了条件。暖区对流的发展与海陆交界处的中尺度风向辐合有关,而且暖区降水区西南部较强的西南急流更有利于将暖湿气流输送至降水区,进一步促进了不稳定能量的增长。此外,此次暖区降水过程对西南低空急流的强度具有更高的集合敏感性,相对于850 hPa低空急流,强边界层急流更有助于预报准确的暖区暴雨落区。

(3) 此次暖区暴雨的预报误差增长与湿对流的发展紧密联系,尤其850 hPa以下低层相关性更为明显。对流触发后预报误差增长表现出明显的非线性特征,进一步说明湿对流过程对内在可预报性的限制作用突出。降水初期小尺度误差增长最大,随着湿对流过程的发展,误差升尺度增长逐渐转为中等尺度,整个降水过程以中等尺度误差增长为主,湿区的误差增长比干区更快,进一步证明湿对流过程会加速中尺度误差增长。

显然,影响华南暖区暴雨可预报性的因素诸多,尤其极端强降水过程更为复杂。本文通过对全球集合预报的集合成员降尺度获得初始扰动,进而开展高分辨率集合预报试验,基于集合敏感性方法的可预报性分析,必然受到集合预报质量的约束,难以完全准确表达复杂天气系统的可预报性。若未来采用更高质量的对流尺度集合预报进一步深入研究,应能更准确的表征华南暖区暴雨小尺度强对流天气系统的发生发展特征,从而也能够更准确地解析其可预报性问题。另外,本次华南暖区暴雨个例的分析研究,自然也难以完全准确揭示华南暖区暴雨的发生发展机制。

## 参考文献

- Du Y, Chen G. 2018. Heavy Rainfall Associated with Double Low-Level Jets over Southern China. Part I: Ensemble-Based Analysis [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 146(11): 3827-3844.
- Du Y, Chen G. 2019. Climatology of Low-Level Jets and Their Impact on Rainfall over Southern China during the Early-Summer Rainy Season [J]. *J. Climate*, 32(24): 8813-8833.
- Du Y, Chen G, Han B, et al. 2020. Convection Initiation and Growth at the Coast of South China. Part I: Effect of the Marine Boundary Layer Jet [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 148(9): 3847-3869.

- 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 Lifu, Chen Tao, Kong Qi. 2016. A review of studies on prefrontal torrential rain in South China [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 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, 1-7. Huang Shisong. 1986. Rainstorms of the First Rainy Season in South China (in Chinese) [M]. Guangzhou: Guangdong Science & Technology Press, 1-7.
- 李霁杭, 肖辉, 万齐林, 等. 2019. 基于2017年5月7日广州特大暴雨分析影响半径对集合卡尔曼滤波方法同化效果的影响 [J]. 热带气象学报, 35(1): 73-88. Li Jihang, Xiao Hui, Wan Qilin, et al. 2019. Analysis of the effect of influence radius on the ensemble Kalman filter assimilation based on a heavy rainfall on May 7<sup>th</sup>, 2017 in Guangzhou [J]. J. Trop. Meteorol. (in Chinese), 35(1): 73-88.
- Lee J-T, Lee D-I, Shimizu S, et al. 2019. Analysis of Determinants for an Enhanced and Long-lasting Coastal Convective System by Means of a Case Study (26 July 2011) [J]. Adv. Atmos. Sci, 36(12): 1327-1339.
- Leith C E. 1974. Theoretical Skill of Monte Carlo Forecasts [J]. Mon. Wea. Rev., 102(6): 409-418.
- Lorenz E N. 1969. The predictability of a flow which possesses many scales of motion [J]. Tellus, 21(3): 289-307.
- Lorenz E N. 1982. Atmospheric predictability experiments with a large numerical model [J]. Tellus, 34(6): 505-513.
- 马旭林, 薛纪善, 陆维松. 2008. GRAPES 全球集合预报的集合卡尔曼变换初始扰动方案初步研究 [J]. 气象学报, 66(4): 526-536. Ma Xulin, Xue Jishan, Lu Weisong. 2008. Preliminary study on ensemble transform Kalman filter based initial perturbation scheme in GRAPES global ensemble prediction [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 66(4): 526-536.
- Melhauser C, Zhang F. 2012. Practical and Intrinsic Predictability of Severe and Convective Weather at the Mesoscales [J]. J. Atmos. Sci., 69(11): 3350-3371.
- Nielsen E R, Schumacher R S. 2016. Using Convection-Allowing Ensembles to Understand the Predictability of an Extreme Rainfall Event [J]. Mon. Wea. Rev., 144(10): 3651-3676.
- 潘贤, 王秋萍, 张瑜, 等. 2021. 分析约束的集合预报初始扰动构造方案的研究 [J]. 大气科学, 45(6): 1327-1344. Pan Xian, Wang Qiuping, Zhang Yu, et al. 2021. Analysis constraints scheme of initial perturbation of ensemble prediction [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 45(6): 1327-1344.
- 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. Sun Jisong, Tao Zuyu. 2012. Some essential issues connected with severe convective weather analysis and forecast [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 38(2): 164-173.
- 孙璐, 陈思远, 潘贤, 等. 2022. 华南暖区暴雨预报的模式初始场质量敏感性分析 [J]. 气象科学, 42(3): 356-367. Sun Lu, Chen Siyuan, Pan Xian, et al. 2022. Sensitivity analysis of model initial value of a rainstorm in the warm sector of South China. [J]. Journal of the Meteorological Sciences (in Chinese), 42(3): 356-367.
- Sun L, Wang Q P, Chen S Y, et al. 2023. Forecast Error and Predictability for the Warm-sector and the Frontal Rainstorm in South China [J]. J. Trop. Meteorol., 29(1): 128-141.
- Sun Y Q, Zhang F. 2016. Intrinsic versus Practical Limits of Atmospheric Predictability and the Significance of the Butterfly Effect [J]. J. Atmos. Sci., 73(3): 1419-1438.
- Thompson P D. 1957. Uncertainty of Initial State as a Factor in the Predictability of Large Scale Atmospheric Flow Patterns [J]. Tellus, 9(3): 275-295.
- Torn R, Hakim G. 2008. Ensemble-Based Sensitivity Analysis [J]. Mon. Wea. Rev., 136(2): 663-677.
- Wang H, Luo Y, Jou B J-D. 2014. Initiation, maintenance, and properties of convection in an extreme rainfall event during SCMREX: Observational analysis [J]. J. Geophys. Res., 119(23): 206-213,232.
- 王秋萍, 潘贤, 周勃旻, 等. 2023. 区域集合预报系统的集合变换卡尔曼滤波初始扰动的余弦分析约束方案 [J]. 大气科学, 47(6): 1731-1745. Wang Qiuping, Pan Xian, Zhou Boyang, et al. 2023. Study for GRAPES-REPS of cosine analysis constraint scheme based on ETKF initial perturbations. [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 47(6): 1731-1745.

- Wu N, Ding X, Wen Z, et al. 2020. Contrasting frontal and warm-sector heavy rainfalls over South China during the early-summer rainy season [J]. *Atmos. Res.*, 235(1): 104693.
- 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. Wu Zhifang, Cai Jingjiu, Lin Liangxun, et al. 2018. Analysis of mesoscale systems and predictability of the torrential rain process in Guangzhou on 7 May 2017 [J]. *Meteor. Mon.*, (in Chinese). 44(4): 485-499.
- Zhang F, Bei N, Rotunno R, et al. 2007. Mesoscale Predictability of Moist Baroclinic Waves: Convection-Permitting Experiments and Multistage Error Growth Dynamics [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64(10): 3579-3594.
- 张凯锋, 王东海, 张宇, 等. 2022. 华南暴雨区域集合预报中不同同化方案的影响试验研究 [J]. *热带气象学报*, 38(1):145-160. Zhang Kaifeng, Wang Donghai, Zhang Yu, et al. 2022. Experimental study on influence of different assimilation schemes on ensemble forecast of torrential rain in South China [J]. *J. Trop. Meteorol.* (in Chinese), 38(1): 145-160.
- Zhang M, Meng Z. 2019. Warm-Sector Heavy Rainfall in Southern China and Its WRF Simulation Evaluation: A Low-Level-Jet Perspective [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 147(12): 4461-4480.
- Zhang X. 2018. Application of a convection-permitting ensemble prediction system to quantitative precipitation forecasts over southern China: Preliminary results during SCMREX [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 144(717): 2842-2862.
- Zhang X. 2019. Multiscale Characteristics of Different-Source Perturbations and Their Interactions for Convection-Permitting Ensemble Forecasting during SCMREX [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 147(1): 291-310.
- Zhang Y, Zhang F, Stensrud D J, et al. 2016. Intrinsic Predictability of the 20 May 2013 Tornadoic Thunderstorm Event in Oklahoma at Storm Scales [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 144(4): 1273-1298.
- 郑永骏, 金之雁, 陈德辉. 2008. 半隐式半拉格朗日动力框架的动能谱分析 [J]. *气象学报*, 66(2): 143-157. Zheng Yongjun, Jin Zhiyan, Chen Dehui. 2008. Kinetic energy spectrum analysis in a semi-implicit semi-Lagrangian dynamical framework [J]. *Acta Meteor. Sinica.* (in Chinese)., 66(2): 143-157.
- 朱科锋, 张晨悦, 薛明, 等. 2022. 对流可分辨尺度集合预报对河南“21·7”极端降水事件可预报性研究 [J]. *中国科学: 地球科学*, 52(10): 1905-1928. Zhu Kefeng, Zhang Chenyue, Xue Ming, et al.. 2022. Predictability and skill of convection-permitting ensemble forecast systems in predicting the record-breaking “21·7” extreme rainfall event in Henan Province, China[J]. *Science China Earth Sciences* (in Chinese)., 52(10): 1905-1928.