



河南“21·7”极端暴雨预报的不确定性和误差增长机制

张云济¹, 于慧珍², 张慕容³, 杨雅雯^{4,5}, 孟智勇^{5*}

1. Department of Meteorology and Atmospheric Science, Pennsylvania State University, University Park, Pennsylvania 16802, USA;

2. 青岛市气象局, 青岛 266003;

3. 厦门大学海洋与地球学院, 近海海洋环境科学国家重点实验室, 厦门 361102;

4. 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029;

5. 北京大学物理学院大气与海洋科学系, 北京 100871

* 通讯作者, E-mail: zymeng@pku.edu.cn

收稿日期: 2022-02-21; 收修改稿日期: 2022-08-12; 接受日期: 2022-08-23; 网络版发表日期: 2022-09-19

国家自然科学基金项目(批准号: 42030604、41875051)、美国国家科学基金项目(编号: AGS-1712290)和中国博士后科学基金项目(编号: 2021M702725)、厦门大学MEL杰出博士后项目、华东区域气象科技协同创新基金(编号: QYHZ201801)和青岛市气象局项目(编号: 2021qdxz01)资助

摘要 2021年7月19~20日中国河南省郑州市出现了一次极端暴雨过程, 小时雨量超过200mm, 24h累积雨量超过600mm, 造成了巨大的人员伤亡和财产损失. 本文重点研究此次降雨预报的不确定性和不同时空尺度误差增长的影响因子. 研究表明, 24h累积雨量和极端小时雨量(7月20日08时, 世界时, 下同)取决于中层低压、高空辐散及低空急流的强度. 基于美国NCEP全球集合预报系统(GEFS)扰动和次网格尺度扰动的集合预报显示, 累积雨量的预报不确定性对微小误差的大小和空间结构并不敏感, 这表明本次极端暴雨事件具有有限的本性可预报性. 研究发现, $k^{-5/3}$ 能谱范围升尺度而非升幅值误差增长占主导, 小尺度误差增长最快, 小尺度误差增大到与大尺度误差相当时, 大尺度的误差才开始增长. 增长最快的尺度从小尺度向大尺度转移, 而且大尺度的误差增长率远小于小尺度. 湿对流活动可以增大各尺度特别是小尺度的误差增长率. 此外, 具有不同结构的初始扰动的不同变量在从 $k^{-5/3}$ 到 k^{-3} 能谱过渡的大尺度区域具有不同的误差增长特征. 与GEFS扰动和次网格尺度扰动相比, 条件非线性最优扰动(CNOP)更倾向于升幅度增长, 这可能是CNOP本身最大增长扰动的定义、大尺度模拟使用对流参数化方案无法在中尺度重建 $k^{-5/3}$ 能谱、以及 $k^{-5/3}$ 和 k^{-3} 能谱不同的误差增长特征决定的.

关键词 极端降水, 可预报性, 集合预报, 河南

中文引用格式: 张云济, 于慧珍, 张慕容, 杨雅雯, 孟智勇. 2022. 河南“21·7”极端暴雨预报的不确定性和误差增长机制. 中国科学: 地球科学, 52(10): 1929–1947, doi: [10.1360/N072022-0044](https://doi.org/10.1360/N072022-0044)

英文引用格式: Zhang Y, Yu H, Zhang M, Yang Y, Meng Z. 2022. Uncertainties and error growth in forecasting the record-breaking rainfall in Zhengzhou, Henan on 19–20 July 2021. Science China Earth Sciences, 65(10): 1903–1920, <https://doi.org/10.1007/s11430-022-9991-4>

1 引言

2021年7月17~22日河南省遭受大范围暴雨袭击, 其中最强暴雨于7月19~20日发生在河南省郑州市及其周边地区. 20日00时至21日00时(世界时, 下同), 该地区24h累积雨量超过600mm, 几个站点突破了其各自日累积雨量的历史极值(冉令坤等, 2021; 史文茹等, 2021). 20日08~09时, 郑州市的最大小时雨量达到201.9mm, 突破了中国大陆地区小时雨量的历史极值(史文茹等, 2021; 孙跃等, 2021; Zhuang和Xing, 2022), 当天还发生了次生灾害, 特别是爆发了导致380人死亡的内涝.

河南省由于其地理位置和地形特征容易发生各种类型的暴雨天气(例如, 梁钰等, 2020). 研究发现, 2021年7月19~20日发生的极端暴雨事件受多尺度天气系统共同影响, 其中包括与高空槽和中层涡旋有关的抬升、与副热带高压西伸有关的水汽输送、台风“烟花”向东南移动、台风“查帕卡”向南移动以及与低空急流和地形相关的低空辐合(冉令坤等, 2021; 孙跃等, 2021). 此次降雨过程中的许多动力和热力学参数, 特别是低涡和大气可降水量, 都与该地区主要暴雨事件的气候统计存在显著差异(张霞等, 2021).

尽管此次暴雨具有极端性, 河南省郑州市气象局依旧在暴雨发生数天前做了相关预报, 并且向河南省广大地区发布了数次预警. 但是, 业务预报降雨最强的中心地区距离实际最强降水地区约几百公里. 全球和区域数值天气预报(NWP)的累积最大雨量的位置和强度都存在很大差异(史文茹等, 2021). 本文旨在通过研究预报的不确定性和相关误差增长机制, 了解此次极端暴雨事件中预报雨量和观测雨量之间差异的来源.

数值天气预报的准确度通常被称为“大气的可预报性”, 最早由Lorenz(1963)提出. Lorenz(1996)将大气的可预报性分为基于现有认知和技术的预报能力的实际可预报性问题(Lorenz, 1982)和基于近乎完美的认知和技术的最大可预报限度的本性可预报性问题(Lorenz, 1969). 数值模式对关键环境因子描述的不确定性是控制实际可预报性的一个重要因素. 暴雨事件的关键环境因子通常通过集合敏感性分析(ESA; Hakim和Torn, 2008)或条件非线性最优扰动法(CNOP; Mu和Duan, 2003)确定. 集合敏感性分析通过集合统计对标

量预测指标和大气状态变量进行线性度量, 而条件非线性最优扰动是基于伴随的考察了非线性过程的一类初始扰动. 分析极端降雨事件中的关键环境因子, 可以提高对降雨预报不确定性的认识(例如, Hawblitzel等, 2007; Lynch和Schumacher, 2014; Yu和Meng, 2016; Zhang和Meng, 2018). Zhang和Meng(2018)通过集合敏感性分析研究了2014年初春发生在中国广东的一场持续性强降雨, 揭示了准确预测低空急流的位置对提高降雨集合预报技巧的重要性. Yu和Meng(2016)结合集合敏感性分析和条件非线性最优扰动两种方法, 证明了中层西风槽以及与之相关的低层低涡在2012年7月21日中国北京发生的强降雨事件中发挥的重要作用. Yu和Meng(2022)发现, 考虑湿物理过程的CNOP可同时识别出中国华北地区发生的四次典型强降雨事件低层和高层的敏感区. 与高层天气系统相对应的高层敏感区与强斜压性有关, 而与低层天气系统相对应的低层敏感区同湿物理特性有关. 尽管很多人(例如, 冉令坤等, 2021; 孙跃等, 2021)已对此次河南极端暴雨事件可能的影响天气系统进行了研究, 但关键环境因子及其对预报不确定性的影响仍属未知.

实际可预报性主要受限于数值天气预报模式和初始条件的不确定性, 而本性可预报性主要受限于天气的动力和热力过程中固有的误差增长机制(例如, Melhauser和Zhang, 2012; Sun和Zhang, 2016). Zhang等(2007)提出了一种概念模型, 解释了微小且难以观测到的预报误差如何限制中尺度可预报性: 幅值和水平尺度很小的误差在湿对流过程的作用下会升尺度增长并迅速传播, 当误差增长在较小尺度达到饱和后会通过地转调整逐渐转移到较大尺度, 并最终限制中尺度和天气尺度的可预报性. 此概念模型已经被多人(例如, Selz和Craig, 2015; Sun和Zhang, 2016, 2020; Zhang等, 2016; Sun等, 2017; Judt, 2018; Selz, 2019; Zhang等, 2019)研究证实.

但是也有一些研究表明, 大尺度误差与小尺度误差相比同等甚至更为重要(Durran和Gingrich, 2014; Durran和Weyn, 2016; Nielsen和Schumacher, 2016; Zhang, 2021), 并且误差在所有模式可分辨尺度上均同时升幅值增长, 而非升尺度传播(Weyn和Durran, 2017; Judt, 2018, 2020). 应当注意的是, 这些争议本质上并无不同: 如果误差主要呈升尺度增长, 则小尺度误差更为重要, 因为相对于大尺度误差, 小尺度误差的升

尺度增长占主导地位(Zhang等, 2007); 而如果误差主要呈升幅度增长, 则大尺度误差更为重要, 因为大尺度误差由于具有较大基态能量而幅值增长更大(Durran和Weyn, 2016). 认识到不同空间尺度上误差的相对重要性, 有助于深入理解误差增长机制. 因此, 以前许多研究均通过考虑不同幅值和空间尺度初始条件不确定性的高分辨率对流解析集合预报, 对误差增长机制进行研究(例如, Melhauser和Zhang, 2012; Nielsen和Schumacher, 2016; Zhang等, 2016; Weyn和Durran, 2019). 然而, 先前的研究或者考察的是预报误差增长对各向同性的初始不确定性的不同幅值和水平尺度的敏感性, 或者没有研究流依赖的初始不确定性情形下的敏感性. 而对于真实的极端暴雨事件, 在高分辨率对流解析集合预报中, 预报误差增长对于流依赖且微小的初始不确定性的不同幅值和水平尺度的敏感性仍属未知.

除了尺度和幅值外, 初始扰动的结构也会对预测的不确定性和误差增长特征造成影响. 不同结构的初始扰动主要通过增长模繁殖法、奇异向量、基于气候背景误差协方差的随机抽样(如WRFDA包中的CV3)和CNOP方法产生. Mu等(2007)发现, CNOP型误差往往具有季节依赖性演变特征, 并且会对预报结果产生相当大的负面作用. 在初始条件中叠加CNOP, 会导致春季预报障碍现象, 而叠加量级相同但与CNOP结构不同的扰动时, 则不会出现这种现象. 在具体的极端暴雨事件中, 预报误差增长对不同结构的初始不确定性的敏感性尚未可知.

因此, 为了探讨此次极端暴雨预报在不同空间和时间尺度上的不确定性和误差增长机制, 本研究基于全球和区域对流解析的数值预报进行了一系列分析. 这其中包括基于观测系统研究和可预报性试验(THORPEX)全球交互式大集合预报系统(TIGGE; Bougeault等, 2010)的集合敏感性分析, 基于宾夕法尼亚州立大学和美国国家大气研究中心(PSU-NCAR)共同开发的第五代中尺度模式(MM5; Grell等, 1995)的低分辨率模拟的CNOP方法, 以及基于新一代中尺度数值预报模式(WRF)考虑不同幅值和空间尺度初始扰动的高分辨率对流解析集合模拟.

2 数据和方法

2.1 24h累积雨量观测

小时雨量数据由中国气象局提供, 站点平均间距约为5~10km, 文中利用Cressman插值法将小时雨量数据插值至分辨率为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 的网格(Cressman, 1959). 图1a显示了2021年7月19日12时至7月20日12时的24h累积雨量. 累积降水集中在河南省北部, 最大雨量为505.54mm, 大部分地区的雨量超过40mm, 图1a内框线所示区域平均雨量为74.49mm.

2.2 TIGGE集合和集合敏感性分析

本文利用TIGGE集合对图1a中的关注区域从7月19日12时至7月20日12时期间24h累积雨量预报进行了

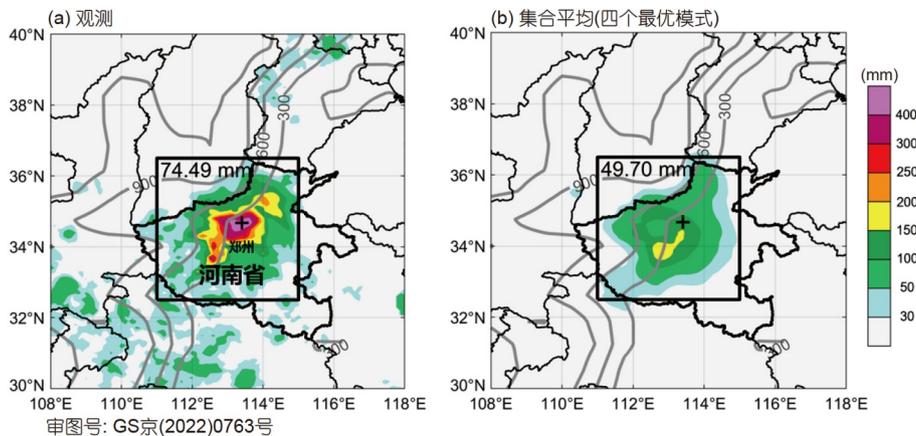


图1 观测与集合预报平均的降水分布

(a) 2021年7月19日12时(世界时, 下同)至20日12时观测24h累积雨量(填色; 单位: mm)与地形高度(灰色等值线; 单位: m). (b)与(a)相似, 但为基于四个最优模式(BoM、NCMRWF、UKMO和KMA, 详见正文)的集合预报平均, 起始预报时刻为7月19日00时. 黑色方框表示关注区域, 区域平均的24h累积雨量值在方框左上角给出; 郑州市的位置标注为黑色十字, 河南省省界由加粗黑线表示

定量评估, 起始预报时刻为7月19日00时. 本文评估的12个TIGGE全球模式如表1所示. 文中将TIGGE数据插值至 $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ 的网格, 以便与观测值进行比较.

本文选用了四种预报较好的全球模式(详见第3节), 通过ESA确定极端暴雨的关键天气因子. 我们计算了整个关注区域($32.5^{\circ} \sim 36.5^{\circ} \text{N}$, $111^{\circ} \sim 115^{\circ} \text{E}$, 图1a中内框线所示)从7月19日12时至7月20日12时的区域平均24h累积雨量, 记为预报指标(P). 通过皮尔逊相关系数(R)衡量预报指标与不同预报时刻、不同气压层上相关变量(X)之间的相关性, 并按照以下公式进行计算(Hakim和Tom, 2008):

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})(P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}}, \quad (1)$$

上式中, 上划线为集合平均, n 为集合样本数量(结合4种选定的模式, 样本数为73).

2.3 区域对流解析集合预报系统的配置和试验设计

我们使用基于WRF动力模式框架(ARW/WRF; Skamarock等, 2021)进行的高分辨率对流解析集合模拟, 研究此次降雨预报中的本性可预报性和误差增长机制. 预报采用4.2版本ARW/WRF模式的单向反馈三层嵌套网格, 水平分辨率分别为27、9和3km, 格点数分别为 210×130 、 340×280 和 301×301 . 模式垂直层为51层, 模式层顶为50hPa. 测试后选择的物理参数化方案包括Thompson和Eidhammer(2014)微物理参数化方案、改进的Tiedke积云参数化方案(Zhang和Wang, 2017; 仅在27km区域内应用)、修正的MM5表层方案(Jiménez等, 2012)、地表热扩散陆面过程方案、YSU行星边界层方案(Hong等, 2006)、RRTMG长波和短波辐射方案(Iacono等, 2008).

为了研究初始不确定性幅值和尺度对此次降雨事件本性可预报性的影响, 本文设计了四组集合预报试验, 每组试验含有从7月19日06时预报至7月20日12时的40个集合成员. 其中, 两组试验包含大尺度的初始不确定性. 我们首先从 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 全球集合预报系统(GEFS)起始于7月19日06时的20个集合成员以及自7月19日00时预报6h的20个集合成员中减去其各自集合平均值, 以产生包括温度、水汽混合比和水平风的两

表1 本研究中使用的TIGGE模式说明^{a)}

	模式	原始分辨率(km)	集合成员数
1	BoM	30~45	17
2	CMA	50	30
3	DWD	40	40
4	ECCC	39	21
5	ECMWF	16/32(积分10天后)	51
6	IMD	12	21
7	JMA	139	51
8	KMA	33	26
9	Météo France	7.5-37	35
10	NCEP	25	31
11	NCMRWF	13	12
12	UKMO	21	18

a) 有关TIGGE模式的更多细节请访问<https://confluence.ecmwf.int/display/TIGGE/Models>. 斜体所示的模式为文中ESA所使用

个分量初始扰动. 然后, 这40个扰动按0.1的比例系数进行缩放叠加入7月19日06时的GFS分析场中, 生成初始不确定性量级小于当前全球模式分析场不确定性的40个初始场(ICs), 以考察微小且难以观测到的初始不确定性所造成的误差增长机制(即本性可预报性). 这40个初始场生成的集合预报称为LARGE集合. 我们进一步使用0.1的比例系数对LARGE集合的初始扰动进行缩放(即取其原始值的0.01), 并把这组初始场生成的集合预报称为LARGE0.1集合.

另外两组集合预报包含了小尺度的初始不确定性. 为此, 我们首先利用覆盖完全相同区域但水平格距为其原始值1/3(即, 三个区域分别为9、3和1km)的模式区域配置, 使用2021年7月19日06时的GFS分析场作为初始条件进行了一次短期确定性预报. 然后, 采用与Zhang等(2016)产生初始扰动相似的方法, 在高分辨率9-3-1km的模拟中, 从相邻 3×3 网格点随机、不重复地选择高分辨率预报值替换原模式区域中每个网格点上的温度、水汽混合比和两个水平风分量. 由于原模式区域中每个格点对应着9-3-1km区域中的8个格点(除位于同一位置的格点外), 每个9-3-1km模拟输出可生成8个不同的扰动. 我们使用从2021年7月19日06:55时至07:00时(当小尺度结构充分显现, 而并未出现显著降水时)9-3-1km模拟中每隔72s一个的5个模式输出生

成40个初始场(每个模式输出生成8个初始场)。这些初始场具有原模式分辨率无法解析的、流依赖的不确定性,用于对SMALL集合预报进行初始化。与LARGE0.1集合预报类似,SMALL集合预报的初始扰动乘以0.1后产生的集合预报被称为SMALL0.1集合。为了与LARGE和LARGE0.1保持一致,尽管SMALL和SMALL0.1中的扰动来自于接近07:00时刻的模拟输出,这些扰动仍被加入起始于7月19日06:00时的GFS分析场中。

2.4 CNOP描述及试验设计

CNOP是在特定初始约束条件下使目标函数具有最大非线性发展的初始扰动(Mu和Duan, 2003)。目标函数定义为 $J(\delta x_0) = M(x_0 + \delta x_0) - M(x_0)$,当且仅当 $J(\delta x_0^*) = \max_{\delta x_0 \leq \beta} J(\delta x_0)$ 时的初始扰动 δx_0^* 才为CNOP。 M 为非线性算子, x_0 是 x 在初始时刻的状态向量, $M(x_0)$ 是 x 在 t 预报时刻的值, β 用于约束初始扰动值。

目标函数和初始扰动的约束范数为总湿能量(TME)范数(Ehrendorfer等, 1999),计算公式如下:

$$\text{TME} = \frac{1}{2} \left(u^2 + v^2 + \frac{C_p}{T_r} T^2 + \frac{L^2}{C_p T_r} q^2 + R_a T_r \left(\frac{P_s}{P_r} \right)^2 \right), \quad (2)$$

上式中, $C_p(1005.7 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1})$ 为定压比热, $T_r(270 \text{ K})$ 为参考温度, $R_a(287.04 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1})$ 为干空气通用气体常数, $L(2.5104 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1})$ 为单位质量凝结潜热, $P_r(1000 \text{ hPa})$ 为参考压力, u 、 v 、 T 、 q 和 P_s 分别为两个水平风分量、温度、水汽混合比和地面气压。敏感区是指整个模式模拟区域中垂直积分TME最大的1%所在区域,该区域内的天气系统为强降雨的关键天气系统(Yu和Meng, 2016, 2022)。

本研究基于MM5模式(Grell等, 1995)及其切线性伴随模式(Zou等, 1997),利用非单调谱投影梯度算法(SPG2; Birgin等, 2001)计算得到CNOP。模式水平格点数为 90×65 ,分辨率为 60 km ,垂直层为21层,模式层顶为 50 hPa 。以空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ 逐6h的NCEP/FNL资料为初始和边界条件。我们采用了大尺度降雨方案,Anthes-Kuo积云参数化方案和bulk行星边界层方案。为了揭示7月20日08时发生极端小时降雨的敏感区域,我们将起始和结束时间定在2021年7月19日06时和7月20日08时。验证区域覆盖了强降雨地区(如图2a中绿框

所示)。

为研究不同结构初始扰动演变特征及其对降雨预报的影响,CNOP的起始时刻与对流解析集合预报试验相同。我们将CNOP和LARGE集合中的三个随机成员的扰动分别叠加在7月19日06时的GFS分析场上作为初始场。基于WRF模式,采用与LARGE集合中相同的物理参数化方案,但采用与基于MM5模式计算CNOP时相同的模式区域和水平分辨率,计算扰动发展。我们将高分辨率LARGE集合(参见第2.3节)最外层区域中的三个随机成员的扰动插值入CNOP的模式网格中,并将CNOP扰动量级按比例缩小,使其在关注区域的TME均值与LARGE扰动的量级相同(参见图2a中的黑色内框)。

3 与降雨预报不确定性相关的关键环境因子

3.1 TIGGE集合中的雨量预报评估

由于全球模式的水平分辨率相对较低(见表1),TIGGE集合预报整体低估了雨量(图3a)。然而,在12个TIGGE模式中,BoM、NCMRWF、UKMO和KMA仍预报出相对较高的区域平均24h累积雨量(图3a),因此被用于进一步的集合敏感性分析。4个最优模式组成的集合平均雨量,虽然 186.88 mm 的最大值远小于观测值且位置偏南,但大体重现了 50 mm 的降雨分布情况(图1b)。就预报技巧而言,KMA在 100 和 150 mm 阈值的ETS评分(Wilks, 1995)最高,而NCMRWF在 250 和 300 mm 等较高阈值时仍有一定的预报技巧(图3b~3e)。

根据各成员(网络版附图S1, <http://earthn.scichina.com>)的ETS预报评分以及与降水观测的主观比较,我们选出了四个集中降雨预报技巧较好和较差的典型成员。最终,成员01、17、49和71被选为预报效果较好的成员,成员35、42、72和40被选为预报效果较差的成员(网络版附图S2)。下面将重点比较两类集合成员的差别,从而对ESA相关型得到更多的物理认知。

3.2 基于ESA的结果

对流层中层的天气系统与此次极端暴雨密切相关。7月19日06时至7月20日12时,在中国中部,特别是河南北部地区, 500 hPa 位势高度与区域平均24h累积雨

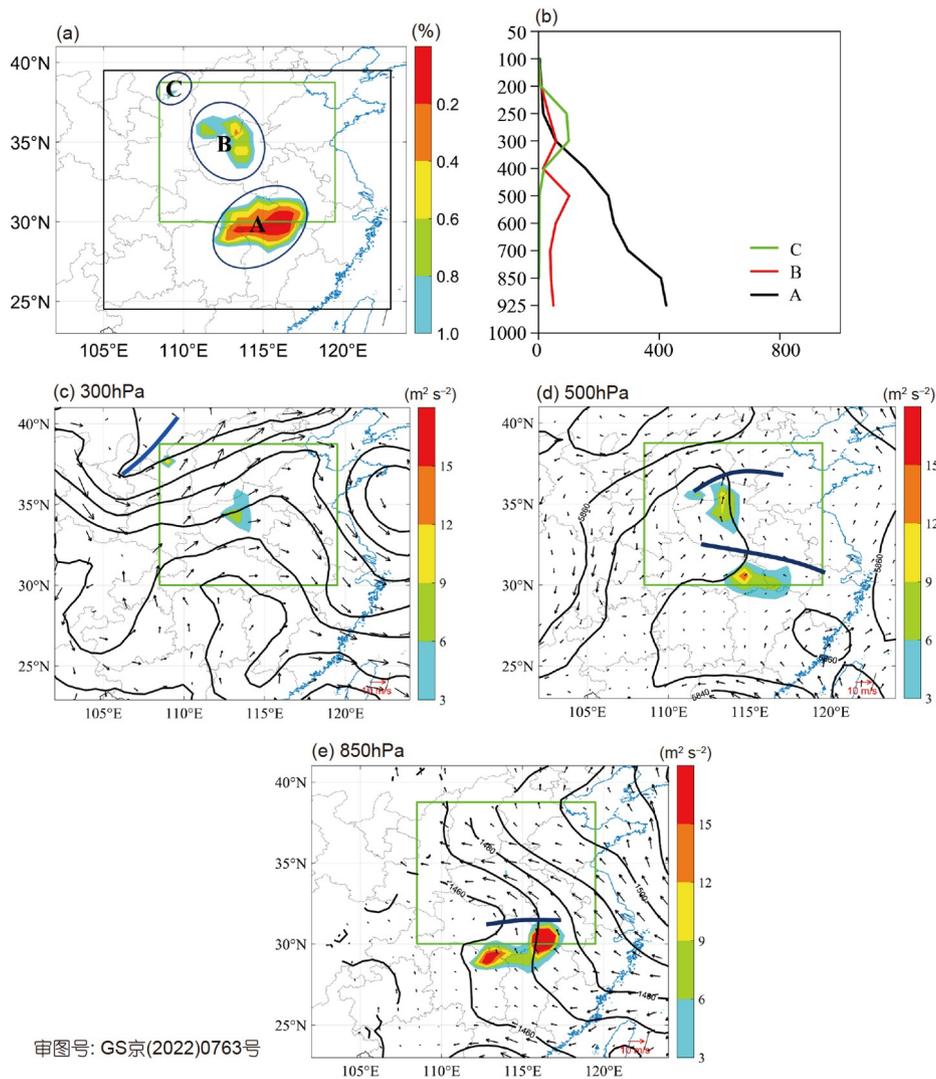


图 2 CNOP的水平垂直分布

CNOP寻找的敏感区(阴影)(a)以及hTME(单位: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)在敏感区A(黑色)、B(红色)和C(绿色)中的垂直分布(b). 300hPa(c)、500hPa(d)和850hPa(e)的风场(箭头; 单位: m s^{-1})、位势高度场(等值线; 单位: gpm)和CNOP的TME(阴影; 单位: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$). (c)中蓝色线代表槽线, (d)和(e)中蓝色线代表低涡切变线. (a)、(c)、(d)、(e)中绿色方框为验证区域, (a)中黑色方框为尺度分析的区域

量间存在显著负相关, 其中最强的负相关系数约为 -0.8 , 出现在7月19日18时(图4a、4d). 与预报较差的成员相比, 预报较好的成员始终具有较强的中层低涡(图4e、4f). 这一结果表明, 中层低涡能显著促进降水的大量累积. 因此, 我们选择7月19日18时, 对24h累积雨量的关键环境强迫进行研究. 在图4a中, 副热带高压及其西南边缘附近的脊区呈现正相关, 但95%及以上的置信区域较小. 结合典型成员之间500hPa合成位势高度场的对比(图4b、4c), 结果一致表明, 副热带高压越强、其西南侧的脊越深, 越有可能通过阻碍低涡快

速东移而促使更多的降雨累积.

高空急流在此次极端暴雨过程中也起着至关重要的作用. 200hPa位势高度与区域平均24h累积雨量间的相关系数分布(图5a)显示, 河南北部地区呈现约0.4的显著正相关性, 下游则呈 -0.3 左右的负相关性. 这一结果表明, 200hPa的槽脊较深, 即, 波动性越强的高空环流, 越有利于降水累积. 脊越深, 关注区域以北的高空西北急流就越强(图5b), 这可能会使高空辐散增强, 从而有利于强降雨过程的出现.

850hPa位势高度与区域平均24h累积雨量间的相

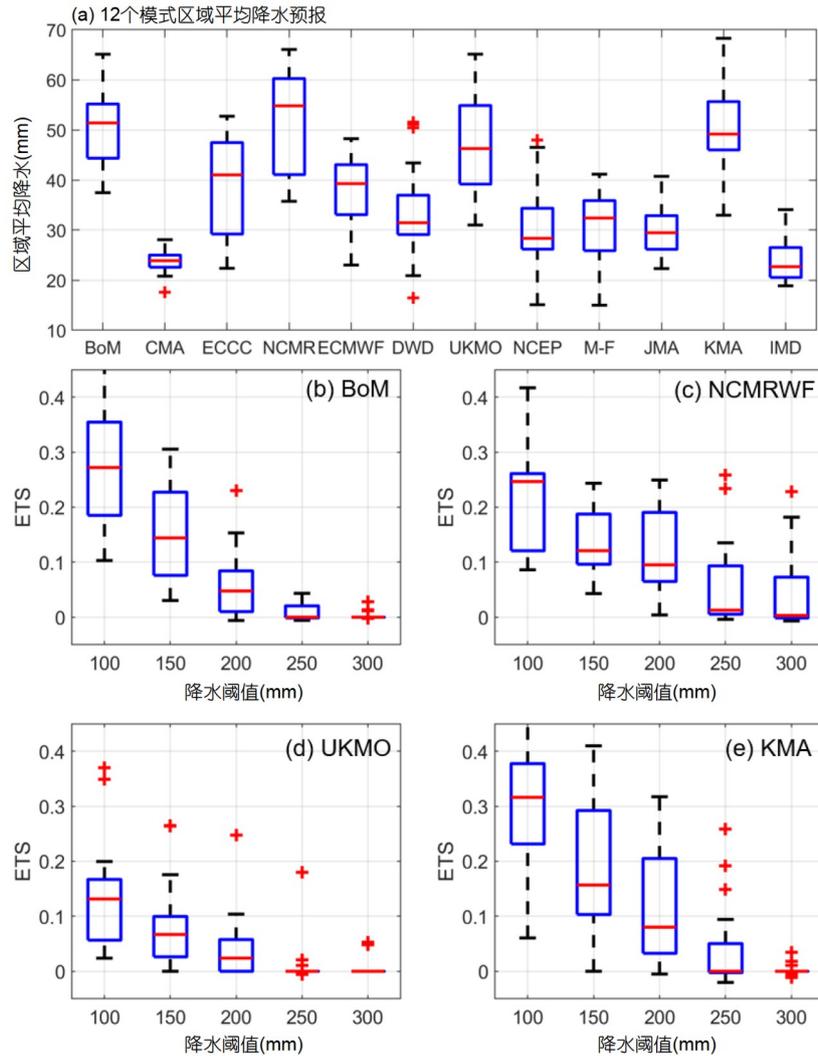


图3 多模式集合定量降水预报的评估

(a) 12个TIGGE模式集合成员预报的区域平均24h累积雨量箱型图。(b)~(e)分别为BoM、NCMRWF、UKMO和KMA的集合成员在关注区域内100~300mm降水阈值下的ETS评分箱型图。其中,蓝色方框的下界和上界分别表示25%分位数(q_1)和75%分位数(q_3);若数值大于 $q_3+1.5(q_3-q_1)$ 或小于 $q_1-1.5(q_3-q_1)$,则被判定为异常值;黑色箱须上(下)界表示除异常值外的最大(小)值

关系数分布(图5c、5e)总体与500hPa的相关系数分布类似(图4a、4d),再一次表明整个关注区域的位势高度越低(低压槽越深)且东部副热带高压越强越有利于降水累积。在850hPa水平风速相关系数图(图5d、5f)中,关注区域南部和东部以及台风烟花的整个北缘都呈约0.6的正相关性。这一结果表明,关注区域上游偏南和偏东南的低空急流,可能会因副热带高压向西南延伸的暖脊而加强(冉令坤等, 2021),并通过输送来自南方的充沛水汽,在此次极端暴雨过程中起到至关重要的作用。

两个热带气旋的位置与此次强降水存在一定的关联。7月19日18时预报较好和较差的两类成员850hPa相对垂直涡度合成场之差如图6a所示。与预报较差的成员相比,预报较好成员在整个关注区域内的涡度更强,这与图5c所示更深低涡相对应。另外,涡度差在两个热带气旋的区域呈现偶极子分布(图6a),随后在7月20日00时偶极子变强($\sim 6 \times 10^{-5} s^{-1}$)(图6b),表明热带气旋的位置与关注区域的降水有关联。预报较好成员的合成场中台风“查帕卡”的位置更偏东南而台风“烟花”的位置略微偏南,图6b中所示的7月20日00时尤其明显。这

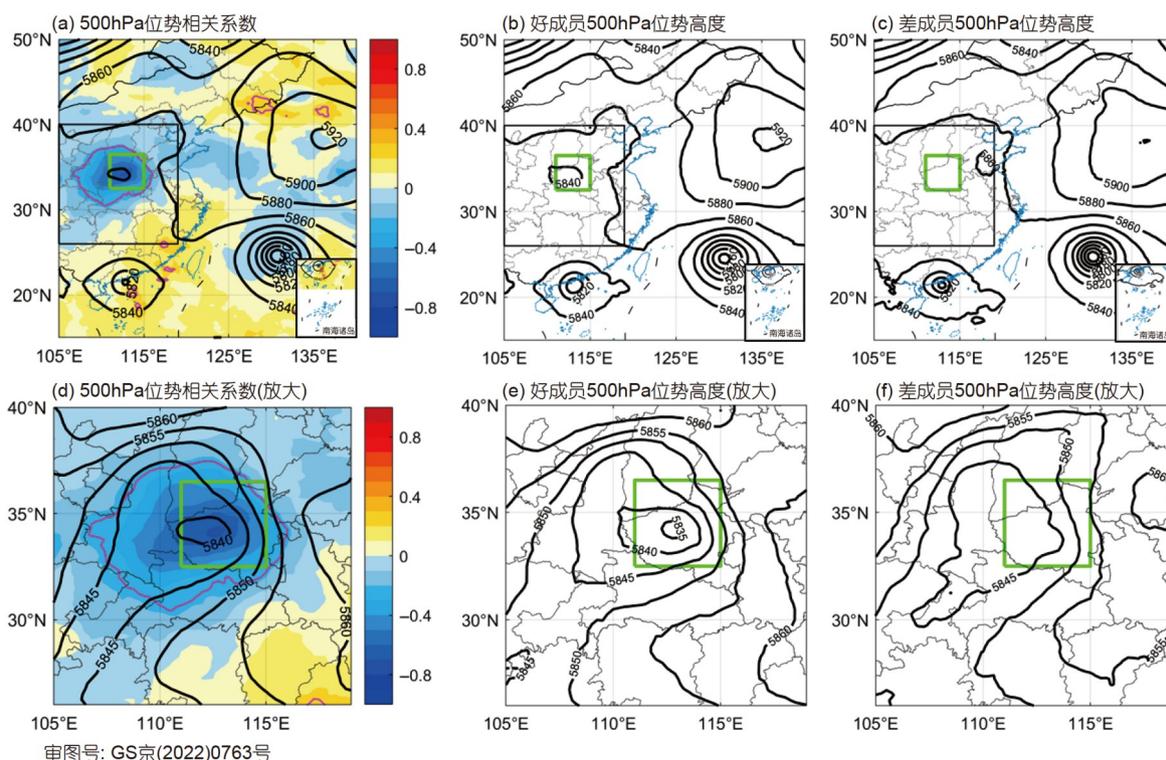


图 4 500hPa位势高度与累积雨量的相关性分析

(a)2021年7月19日18时500hPa位势高度与区域平均的24h累积雨量间的相关系数(填色; 洋红色实线表示95%显著相关), 以及对应时刻的集合平均500hPa位势高度(黑色实线, 单位: gpm); 绿色方框与图1中黑色方框所示范围相同; 灰色方框表示(d)~(f)所示范围. (b)降水预报较好的集合成员在2021年7月19日18时合成的500hPa位势高度(黑色实线, 单位: gpm). (c)与(b)相似, 但为预报较差集合成员的合成场. (d)~(f)与(a)~(c)相似, 但为(a)~(c)中灰色方框区域放大的结果

些热带气旋位置的变化可能与副热带高压西伸密切相关. 副热带高压西伸可能会使台风“烟花”北部的位势高度梯度增强(如图5d所示), 导致低空偏东风增强, 有利于更多水汽输送到关注区域.

3.3 基于CNOP的结果

通过ESA确定的24h累积雨量的关键环境强迫与通过CNOP确定的7月20日08时的小时极端雨量的关键环境强迫基本一致. CNOP确定了三个敏感区域(图2a). 敏感区B位于验证区域的中部, 其CNOP水平积分TME(以下简称hTME)的垂直分布峰值位于对流层中(约500hPa)上层(约300hPa, 图2b). 此敏感区与500hPa的低涡及其相关切变线(图2d)和300hPa的高压脊(图2c)相对应. 敏感区A位于验证区域南部, hTME的垂直分布峰值位于对流层低层(约850hPa)和(约500hPa, 图2b). 该敏感区对应于850hPa(图2e)和500hPa(图2d)与低涡相关的切变线以南的东南气流. 通过

CNOP确定的敏感区A和B中的天气系统与通过ESA确定的天气系统一致. CNOP还确定了大致位于300hPa(图2b)验证区域(图2a)西北部的敏感区C, 该区域与高压脊附近的西风槽相对应(图2c).

4 误差增长特征及其对不同尺度、幅值和结构的敏感性

四组对流解析集合预报的累积雨量分布、结构、数值, 以及所有集合成员的不确定性均非常相似, 且累积雨量越大的区域不确定性就越大(图7). 一方面, 整个集合预报降雨区域所具有的相似性表明降雨发生的大致位置是可预报的. 然而, 在初始扰动极小的预报中, 24h累积雨量的不确定性很大, 并且这些预报不确定性对初始扰动的空间尺度或幅值并不敏感, 表明在此次暴雨事件中, 极端降雨的可预报性在确定性预报系统中本质上是受限的, 并且可预报性很低.

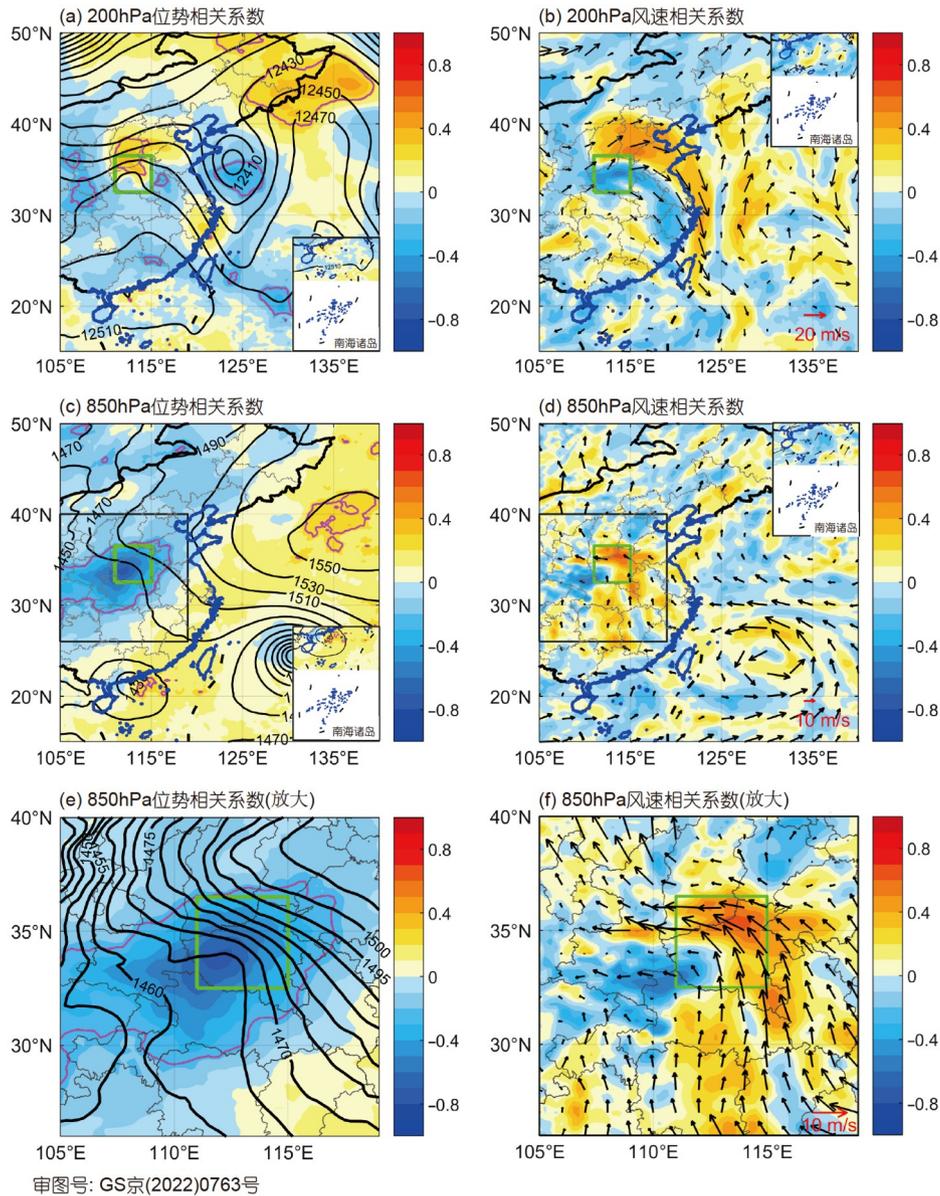


图5 高、低层环流与累积雨量的相关性分析

(a)2021年7月19日18时200hPa位势高度与区域平均24h累积雨量之间的相关系数(填色; 洋红色实线表示95%显著相关), 以及对应时刻的集合平均200hPa位势高度(黑色实线, 单位: gpm). (b)2021年7月19日18时200hPa水平风速与区域平均24h累积雨量之间的相关系数(填色; 洋红色实线表示95%显著相关), 以及对应时刻的集合平均200hPa水平风矢量(黑色箭头; 参考矢量见右下). (c)和(d)与(a)和(b)相同, 但为850hPa等压面的结果; 其中灰色方框代表(e)和(f)所示范围. (e)和(f)与(c)和(d)相似, 但为局部放大后的结果

4.1 不同尺度和幅值下能谱变化和误差增长的总体特征

虽然所有集合预报在7月20日12时预报结束时, 其24h累积雨量预报以及各变量的能谱体现出的不确定性均非常相似(图中未显示), 但在最初几个小时, 集合离散度的增长表现出与初始扰动的空间尺度和幅值相

关的不同特征. 图8给出了纬向风分量(温度和水汽混合比的能谱整体相似, 因此不再分析)的集合离散度能谱(以下简称“误差能量”).

就LARGE和LARGE0.1而言, 因为数值模式最小可解析特征大约是其水平网格间距的4~6倍(例如, Skamarock, 2004), 且用于生成初始扰动的GEFS分析

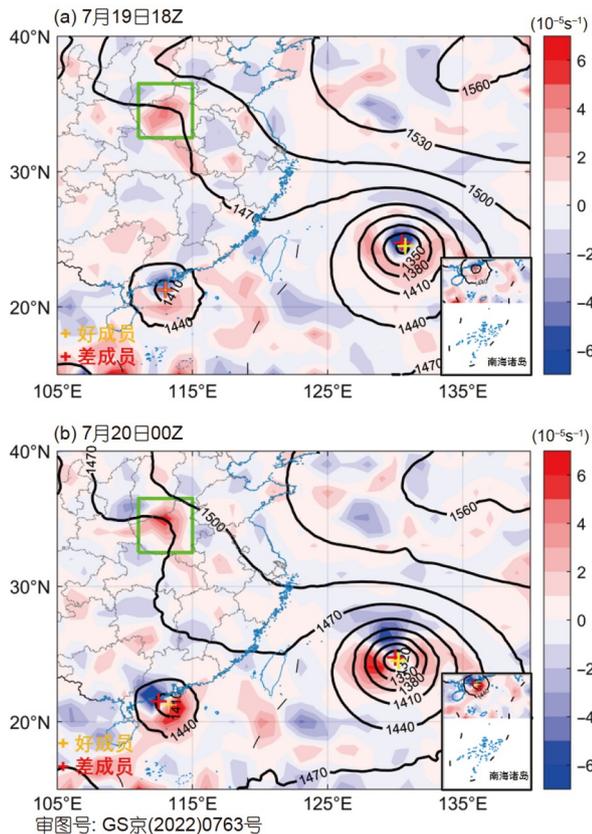


图6 预报较好与较差成员的低层相对垂直涡度之差

(a)2021年7月19日18时预报较好与较差成员850hPa相对垂直涡度合成场之差(好-差)(填色; 单位: 10^{-5}s^{-1}), 对应时刻的好成员合成850hPa集合平均位势高度由黑色实线表示(单位: gpm)、预报较好与较差的成员中热带气旋的位置(基于850hPa位势高度极小值判断)分别由黄色十字和红色十字标出。(b)与(a)相似, 但为7月20日00时的结果。绿色方框表示关注区域, 与图1中黑色方框所示范围相同

场的水平网格间距为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$, 因此初始误差中大部分能量集中在相对较大的尺度上, 并且波长小于约200km时(图8a、8b), 能量会快速减小。随着模拟的进行, 在较短的波长上缺失的误差能量会很快被补充。然而, 波长大于200km的误差能量峰值在预报的前3到4h内不会增大(图8a、8b)。当相对较小尺度上的误差增长至与较大尺度误差相当的幅值时, 较大尺度上的误差能量才开始增长, 并且LARGE0.1集合的误差能量由于初始值较小, 会比LARGE集合略早开始增大(图8b)。我们通过相邻两小时的误差能谱增长率来研究不同尺度上误差逐小时的增长程度发现, 就LARGE和LARGE0.1集合而言, 早期误差在较小尺度中增长更快, 并且稍后会转移到较大尺度。而且, 随着误差增长

峰值从较小尺度向较大尺度转移, 增幅的峰值也会随之向较大尺度移动而逐渐降低, 也就是说, 误差在较大尺度上增长较慢(图8e、8f)。LARGE和LARGE0.1集合的误差增长行为表明, 即使在初始场仅加入了大尺度不确定性, 最明显的误差增长也首先在较小尺度上出现, 然后逐渐过渡到较大尺度(升尺度增长), 并且较小尺度上的误差增长要比较大尺度的误差增长快, 这与Zhang等(2007)提出的三阶段误差增长模型是一致的。

另一方面, 由于次网格尺度初始扰动是不平衡的, SMALL和SMALL0.1集合从0到1h的能谱变化体现了明显的模式调整。与LARGE和LARGE0.1集合的误差能谱在波长小于约200km时急剧减小不同, 0h和1h的SMALL和SMALL0.1集合的误差能谱在整个波长范围内几乎相当(图8c、8d); 然而, 由于较大尺度的基态能量要比较小尺度的大, 因此SMALL和SMALL0.1集合呈现出的整体“平坦”的误差能谱表明, 误差主要集中在较小尺度而非较大尺度上, 这与误差主要集中在大尺度上的LARGE和LARGE0.1集合相反。相较于LARGE和LARGE0.1集合的误差能量增长特征(图8a、8b), SMALL和SMALL0.1集合的误差似乎在所有尺度上均同时增长(图8c、8d), 这与LARGE0.1集合4h后的误差增长特征相同(图8b, 青色实线)。然而, 如果考虑误差增长率, 就会发现误差增长率峰值从早期的较小尺度大幅值向后期的较大尺度小幅值转移(图8g、8h), 这与我们在LARGE和LARGE0.1集合中观察到的结果类似(图8e、8f)。对于初始误差更小的SMALL0.1集合来说, 亦是如此(图8h)。

总之, 尽管在某些情况下误差在所有尺度上均增长, 但就初始扰动而言, 不论尺度大小、幅值如何, 误差增长最快的波长均出现了升尺度增长的现象。这一现象在滤掉了LARGE和SMALL集合初始扰动中尺度在200km以下的分量的两个敏感性试验中依旧出现, 而另一个仅保留SMALL集合初始扰动中尺度在200km以下的分量的敏感性试验表明小尺度误差可以在没有大尺度误差的情况下增长(参见网络版附图S3)。

4.2 不同尺度和幅值下湿过程对能谱和误差增长特征的影响

由于湿对流过程在中尺度误差增长中起主导作

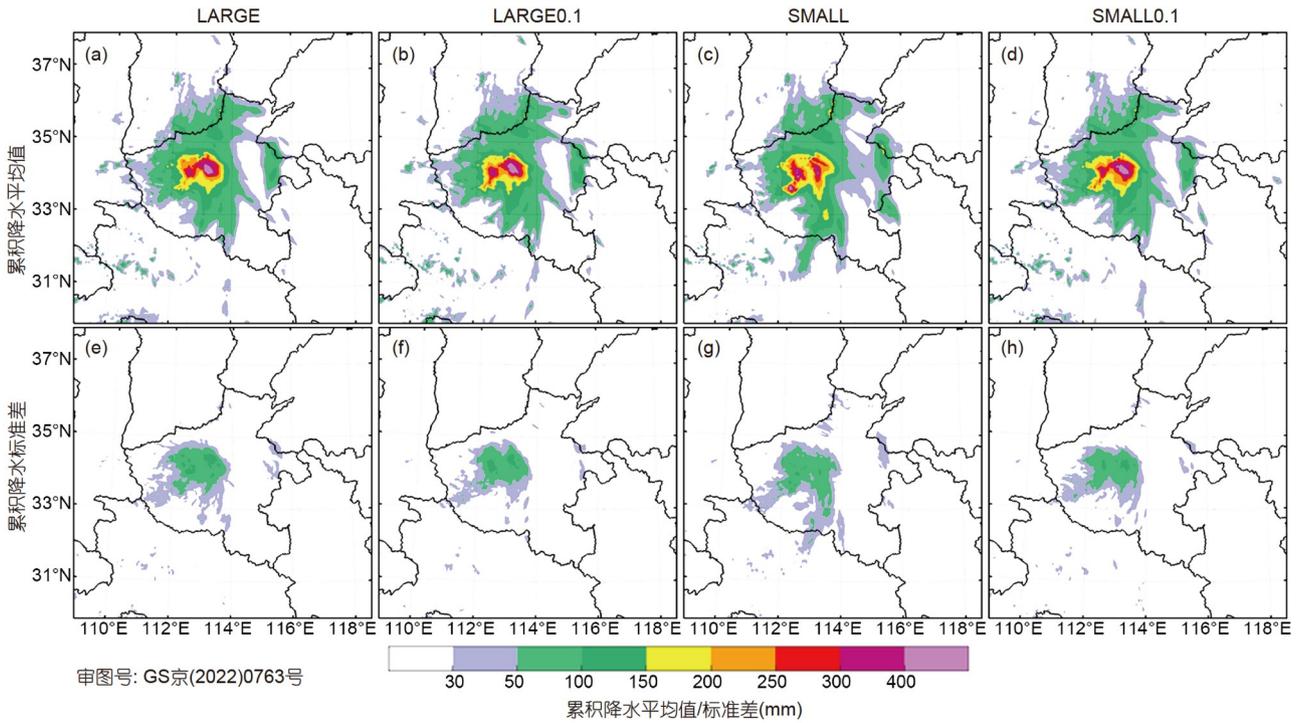


图7 LARGE(第一列)、LARGE0.1(第二列)、SMALL(第三列)和SMALL0.1(第四列)四组集合预报从2021年7月19日12时至20日12时的24h累积雨量的概率匹配集合平均(第一排)和集合标准差(第二排)

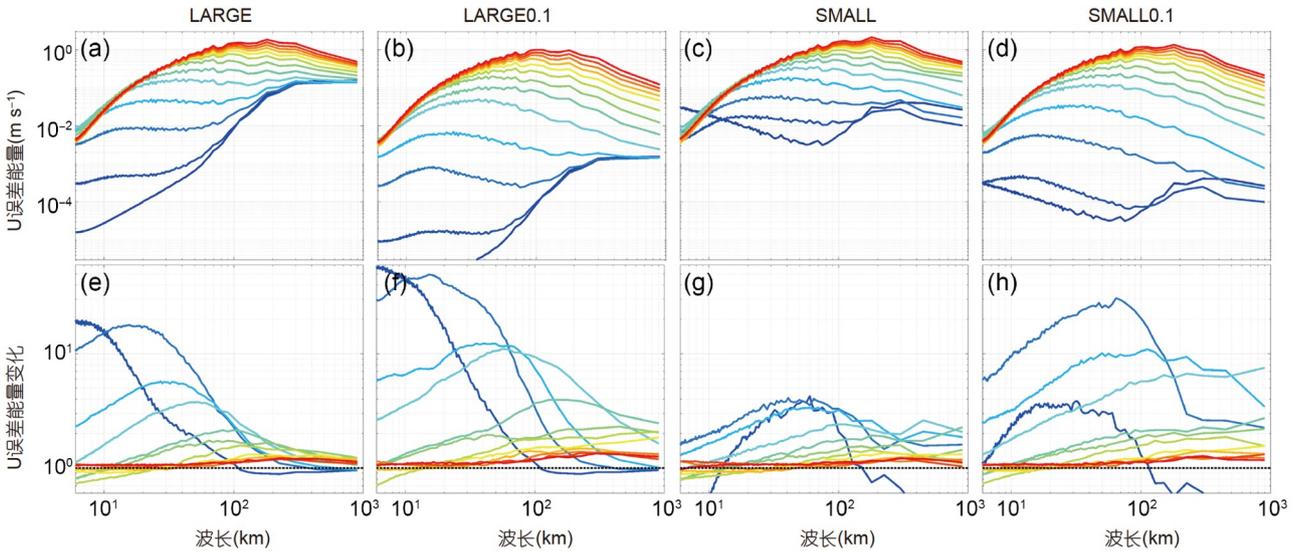


图8 LARGE(第一列)、LARGE0.1(第二列)、SMALL(第三列)和SMALL0.1(第四列)四组集合预报从2021年7月19日06时至18时逐小时的纬向风(U)扰动分量的集合平均能谱(第一排)和能谱增长(第二排)
蓝色实线为较早的时间(较短的预报时长), 红色实线为较晚的时间(较长的预报时长)

用, 有降水和无降水区域的误差增长率有所不同 (Zhang等, 2007). 图9a为有降水(图9a中的“湿区”)和无

降水(图9a中的“干区”)区域中的均方差动能(RMDKE; 例如, Zhang等, 2002), 其中降水区域使用 $10^{-6} \text{ mm h}^{-1}$

的集合平均降水率确定. 温度和水汽特征基本上与RMDKE相同. RMDKE定义为

$$RMDKE = \sqrt{\frac{\sum_i \frac{1}{2}(u_i'^2 + v_i'^2)}{n}}, \quad (3)$$

式中, u' 和 v' 为两个水平风分量的集成员和集合平均之间的差值, i 为40个集成员中湿区或干区所有的格点, n 为所有 i 格点的数量. 从图9a可以明显看出, 所有集合在前6~8h内湿区的误差增长比干区快得多, 这证明了湿对流过程对加速中尺度误差增长起着关键作用. 而且, 虽然4组集合包含不同尺度、不同幅值的初始扰动, 各自的RMDKE曲线无论是在湿区还是干区都基本相互平行. 这表明, 至少对于此次降雨事件研究的4组集合预报而言, 前6~8h的误差增长机制可能与非常小的初始扰动的尺度和幅值无关.

我们进一步使用30和200km作为分界将水平风分解为3个不同的尺度, 然后将分解后的风分量按照湿区和干区分类, 并研究各尺度下RMDKE在有降水和无降水情况下的增长情况(图9b). 与我们在误差能谱时间演变中观察到的情况类似(图8), 较小尺度下湿区和干区中误差增长率的差异大于较大尺度: 较小尺度(<30km)下, 湿区在0~6h的误差增长率是干区的3.76倍; 而湿区和干区的误差增长率比值在中等尺度(30~200km)为2.77; 在较大尺度下(>200km), 两个区域的增长率几乎相同. 前几个小时的误差增长在最大尺

度处于“停滞”状态的特征(图8)在图9b中也很明显, 即, 与其他两个尺度不同, 较大尺度的RMDKE在预报开始时几乎没有增长. 由于误差增长速度最快的尺度在大约2h后超过了30km(图8e~8h), 因此在预报时长6h时, 较小尺度的RMDKE小于中等尺度的RMDKE(图9b).

简而言之, 集合预报表明此次降雨事件的可预报性本质上是有限的. 减小初始误差的幅值并不会改善预报效果. 无论初始扰动的空间尺度和幅值如何, 误差能谱在6到8h后都不会出现差异. 该时间尺度与其他多项研究都一致(例如, Durran和Gingrich, 2014, Durran和Weyn, 2016). 误差增长有着显著的升尺度特征, 小尺度误差以更快的速度增长; 并且, 由于湿对流过程在中尺度误差增长中起着主导作用, 误差在有降水区域要比无降水区域增长更快. 这两个特征均与Zhang等(2007)提出的三阶段误差增长概念模型一致. 此外本文研究首次表明, 大尺度的误差增长依赖于小尺度误差, 在小尺度误差增长至与大尺度误差幅值相当之前, 大尺度误差不会增长, 而小尺度的误差增长与大尺度误差并无关系. 这说明, 在这几个集合预报中, 此次降雨事件的误差增长机制主要是升尺度增长, 而不是升幅值增长.

4.3 不同结构的误差增长特征

在7月19日06时至7月20日12时的整段积分时间

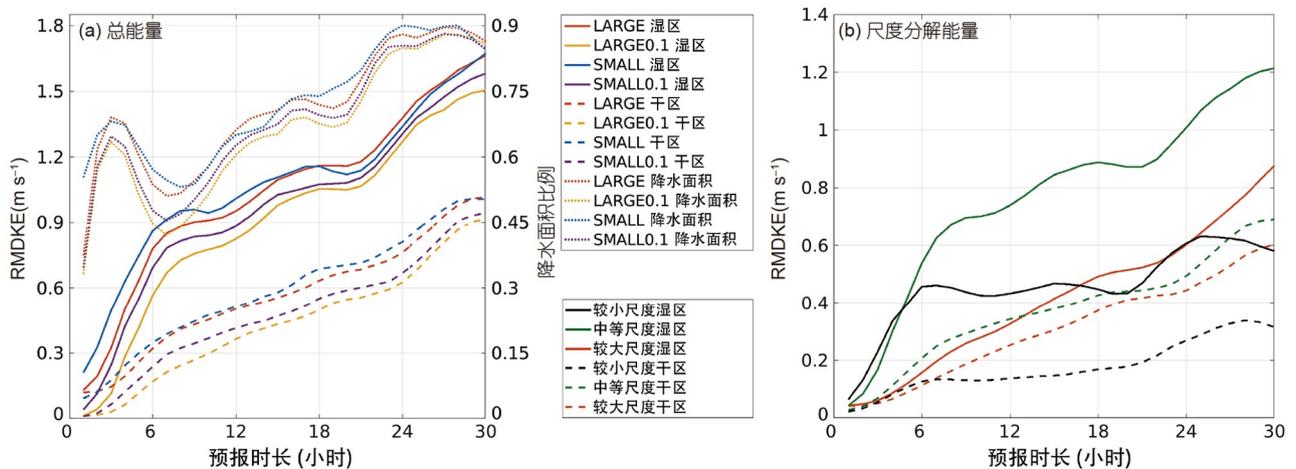


图9 (a)模式预报场和(b)将模式预报场分解为较小尺度(<30km)、中等尺度(30~200km)和较大尺度(>200km)后有降水区域(湿区, 实线)和无降水区域(干区, 虚线)的RMDKE

(a)中的点线是模式区域被降水覆盖的范围; (b)中的数值是对四组集合预报分别进行尺度分解和降水区域分解后进行平均的数值

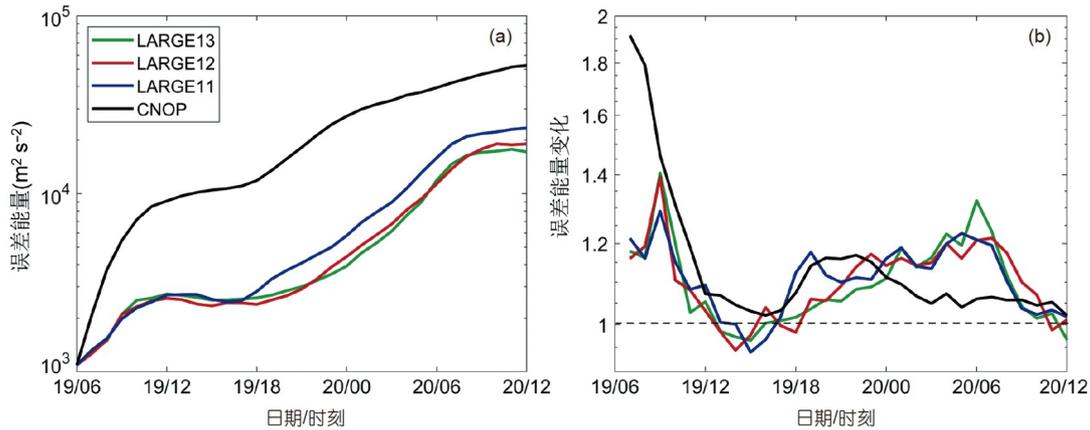


图 10 考察区域(图2a中黑色方框)内TME(单位: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)(a)和TME增长(b)分别为CNOP(黑色线)和LARGE(红色、蓝色和绿色线)的结果

内, CNOP的误差增长比LARGE的误差增长快得多(图10a)(在本节中, LARGE是指使用第4.1和4.2节中LARGE集合的扰动进行的与CNOP作比较的模拟, 而非LARGE集合本身). 在前几个小时, CNOP要比LARGE增长更快, 之后CNOP与LARGE的增长率类似(图10b).

在模拟的前几个小时内, CNOP同LARGE中3个成员的垂直分布相似(图11c), 而彼此之间的水平分布却大不相同. 通过CNOP确定的敏感区对应的是关键天气系统, 而通过LARGE确定的区域并非如此(图11a, b; 图2c~2e). CNOP的垂直积分TME的大值区与最初几个小时(图11d)及其后(图11g)的小时降水模拟分布基本对应. 在整个积分时间内, 不同垂直层的扰动发展大值区对应于与降水相关的关键天气系统, 即, 低层水汽辐合区、中层低涡区和高层辐散区(图12a、12c、12e、12g、12i、12k). 然而, LARGE前几个小时(约10h)的垂直积分TME大值区与模拟的小时降雨不能很好地对应(图11e), 并且不同垂直层的扰动发展大值区与关键天气系统的联系不如CNOP密切(图12b、12f、12j). 前几个小时过后, LARGE发展特征与CNOP类似(图11h), 并且与上述关键天气系统呈现更好的对应关系(图12d、12h、12l).

前几个小时, 在CNOP和LARGE中, 小尺度的误差增长速度快于大尺度的误差增长速度(图13). 然而, 具有不同结构的初始扰动对于不同变量在大尺度区域误差增长特征不同. CNOP和LARGE预报中温度的误差增长特征与前一小节所述类似, 即当小尺度误差在前

几个小时增长时, 大尺度误差处于停滞状态(“升尺度”; 图13e~13h). 对于水汽误差而言, 尽管小尺度误差在开始时的增长略快于大尺度误差, CNOP和LARGE预报中的不同尺度的水汽误差增长显得更均一(“升幅值”; 图13i、13j). 另一方面, 风的误差增长(纬向风和经向风的特征类似)在两类预报中也表现不同: CNOP型初始扰动更倾向于升幅值增长(图13a), 而LARGE初始扰动更倾向于升尺度增长(图13b). 这一结果表明, 与温度和水汽的误差增长情况相比, 风的误差增长对初始扰动的结构更敏感.

上述部分模拟中升幅值特征更明显主要与初始扰动的结构和预报的波长范围有关. 一方面, CNOP中的风和水汽升幅值特征更明显, 可能在一定程度上是由于与降雨密切相关的大尺度流型的误差本身增长较快. 另一方面, 大气动能随波长的能谱分布已经从CNOP和LARGE预报最小尺度下的 $k^{-5/3}$ 幂律转为这些预报最大尺度下的 k^{-3} 幂律(例如, Skamarock, 2004), 并且Rotunno和Snyder(2008)以及Durrant和Gingrich(2014)的研究表明, 误差在 $k^{-5/3}$ 幂律时更倾向于升尺度增长, 而在 k^{-3} 幂律时更倾向于升幅值增长. 此外, Skamarock(2004)的研究表明, 通过参数化对流进行预报(如CNOP和LARGE预报)不仅无法建立 $k^{-5/3}$ 能谱, 而且与显式对流预报相比, 还会阻碍误差在小尺度下的增长, 这可能会使预报的升幅值特征增强. 因此, 在三个变量中可观察到升尺度和升幅值误差增长的混杂表现. 由于对流参数化方案会直接影响水汽, 而很大程度上是通过改变对流活动对温度和风产生

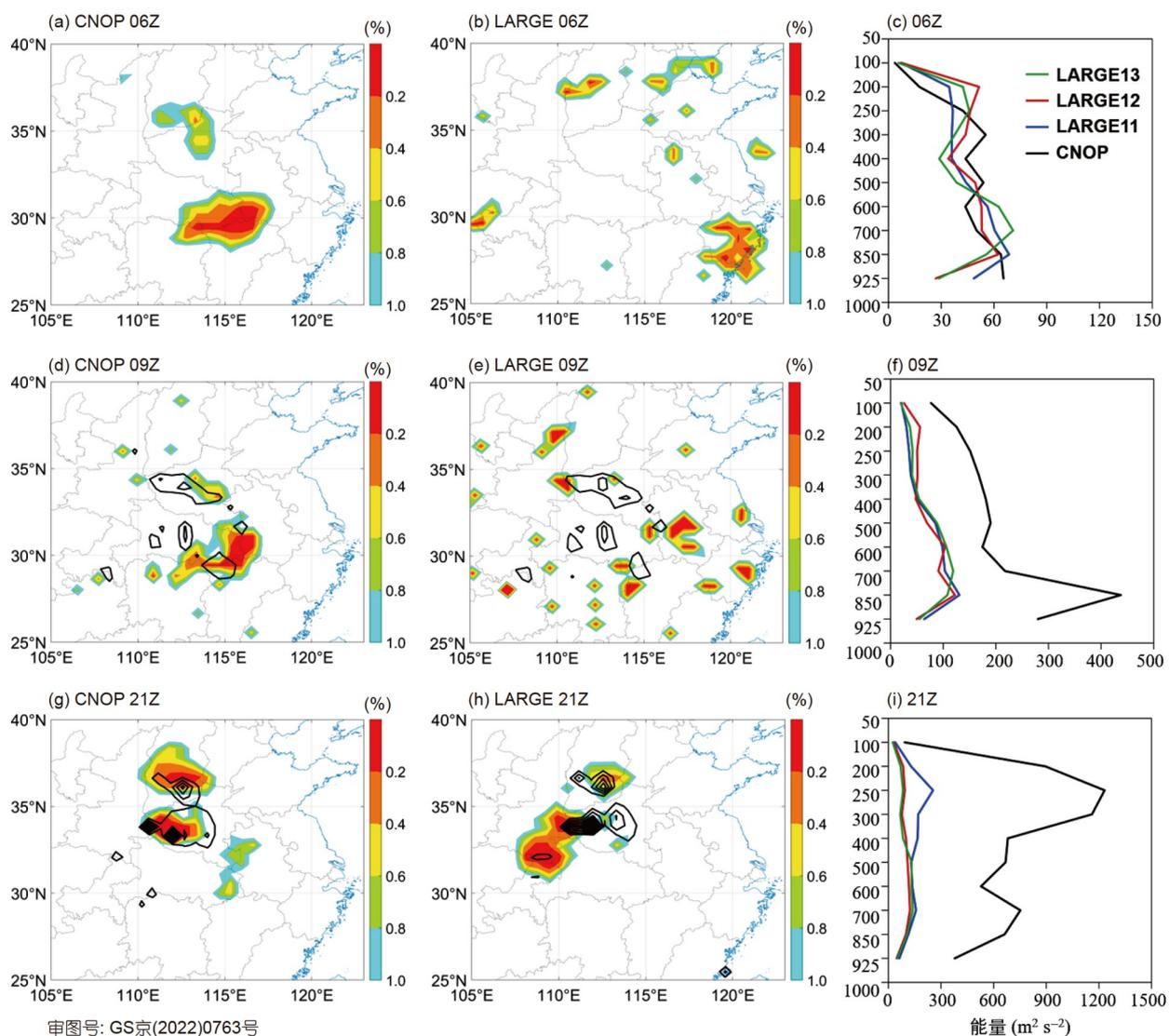


图 11 CNOP和LARGE的发展特征

CNOP和LARGE在2021年7月19日06时(第一排)、09时(第二排)和21时(第三排)的发展分布. CNOP(第一列)和LARGE_11(第二列)垂直积分的TME的水平分布(阴影, 能量最高的1%的格点), 以及CNOP和LARGE的hTME(单位: $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)的垂直分布(第三列). (d)、(e)、(g)、(h)中还显示了模拟的1-h雨量在相应时间的分布(等值线, 2mm间隔)

间接影响, 因此水汽误差表现出了最明显的升幅值特征.

简而言之, CNOP在整个积分时段误差增长更大, 并且在最初几小时其增长率快于LARGE. 此外, 在这些低分辨率预报中, 误差更易出现升幅值增长特征, 尤其是对于CNOP的预报. 大尺度下的误差增长可能与以下几点相关: CNOP本身最大增长扰动的定义、大尺度模拟使用对流参数化方案无法在中尺度重建 $k^{-5/3}$ 能谱, 以及 $k^{-5/3}$ 和 k^{-3} 能谱不同的误差增长特征.

5 结论

2021年7月17~22日, 中国河南省发生极端暴雨, 本研究对影响此次降雨预报中的不同尺度、幅值和结构的初始不确定性及误差增长特征的主要因素进行了探讨. 最强降雨出现在2021年7月19~20日, 在此期间, 河南省省会郑州市市区及周边地区的破纪录小时雨量达201.9mm, 24h累积雨量超过600mm. 尽管在此次极端降雨事件数天前气象部门就已发出了预警, 但对于此

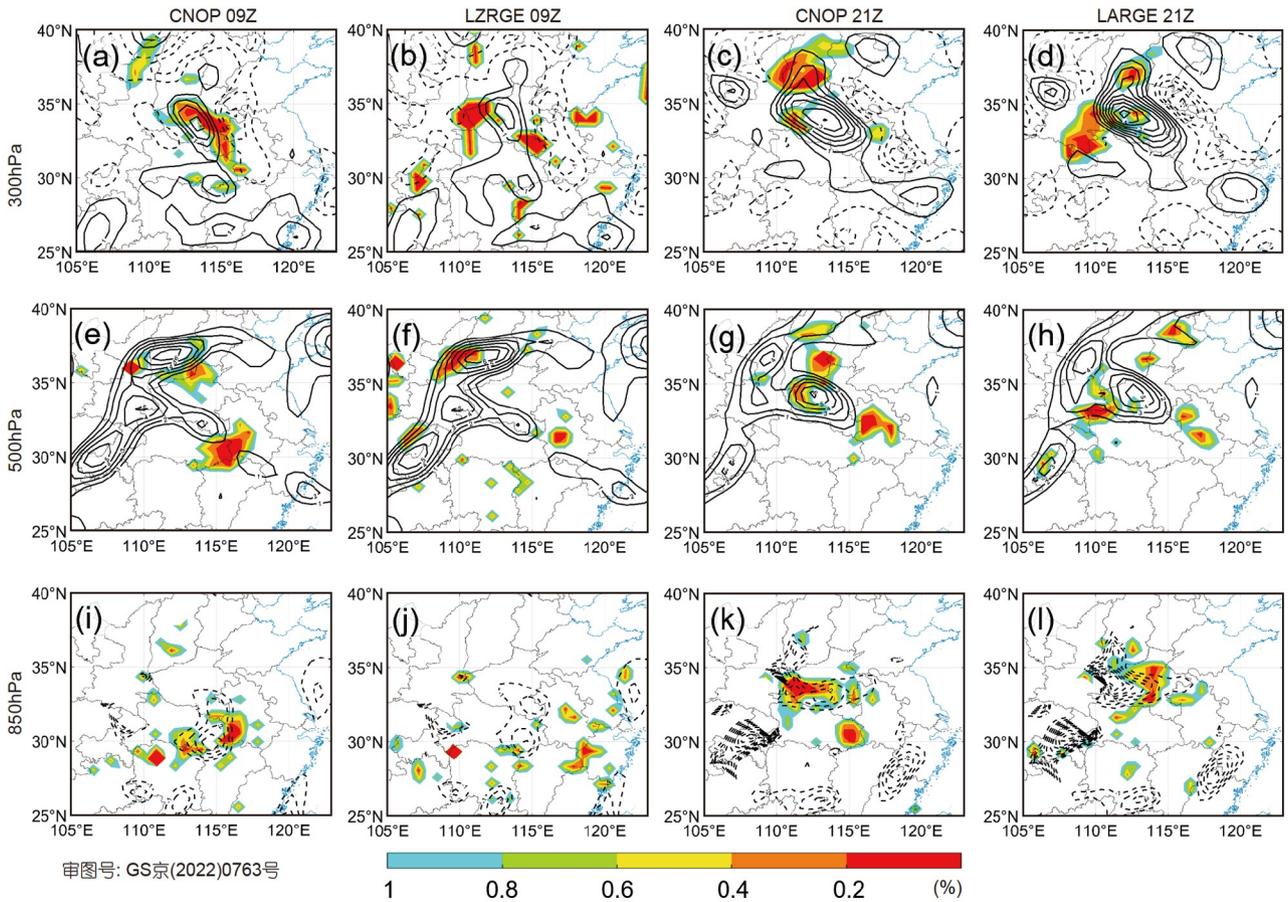


图 12 CNOP(第一、三列)和LARGE_11(第二、四列)在2021年7月19日09时(第一、二列)和21时(第三、四列)的发展

300hPa(第一排)、500hPa(第二排)和850hPa(第三排)的TME(阴影, 能量最高的1%的格点)、CNOP(第一列和第三列)和LARGE_11(第二列和第四列)在300hPa水平风的散度(等值线, 单位: $10^{-5} s^{-1}$)(第一排)、500hPa垂直相对涡度(等值线, 单位: $10^{-5} s^{-1}$)(第二排)和850hPa水汽通量散度(等值线, 单位: $10^{-4} kg (kg s)^{-1}$)(第三排). 实线代表300hPa辐散区和500hPa正涡度区, 虚线代表300hPa辐合区和850hPa辐合区

次降雨中最高累积雨量的位置和强度, 业务预报仍然存在很大的不确定性. 本研究使用基于全球集合模式TIGGE的集合敏感性分析法(ESA)、基于低分辨率区域模式的条件非线性最优扰动法(CNOP), 以及高分辨率对流解析区域模式的集合预报对该次极端暴雨预报的不确定性进行分析.

通过使用TIGGE集合中对本次强降雨的雨量 and 位置做出最准确预报的4个模式, ESA揭示了能够影响此次降雨预报不确定性的几个关键天气尺度系统. 相关性最大的是位于河南省正上方的中低层低压系统; 而与高空急流相关的高空槽脊则通过产生强辐散使垂直抬升加强, 从而更有利于强降雨的出现. 此外, 两个热带气旋的位置及其相关的低空急流对此次降雨也发挥着重要作用. 伴随副热带高压脊向西南延伸, 当台风

“查帕卡”位置偏东南或台风“烟花”位置偏南时, 低空急流会增强, 关注区域的总雨量也会增大. CNOP分析结果显示, 与24h累积雨量类似, 7月20日08时的小时极端雨量也与高空脊、中层低涡和与低涡相关的低空槽紧密联系.

初始扰动为流依赖、幅值微小且难以观测的高分辨率对流解析集合预报表明, 降雨区域的可预报性很大, 但此次降雨的可预报性就24h累积雨量最大值而言, 本性可预报性是有限的. 无论初始扰动的空间尺度较大(来自全球模式)还是较小(来自次网格尺度的不确定性), 将初始扰动减少一个量级都不会减小预报不确定性.

6至8h后, 预报误差的能谱演变对初始扰动的幅值、空间尺度和结构不敏感. 对流主导的极端降雨事

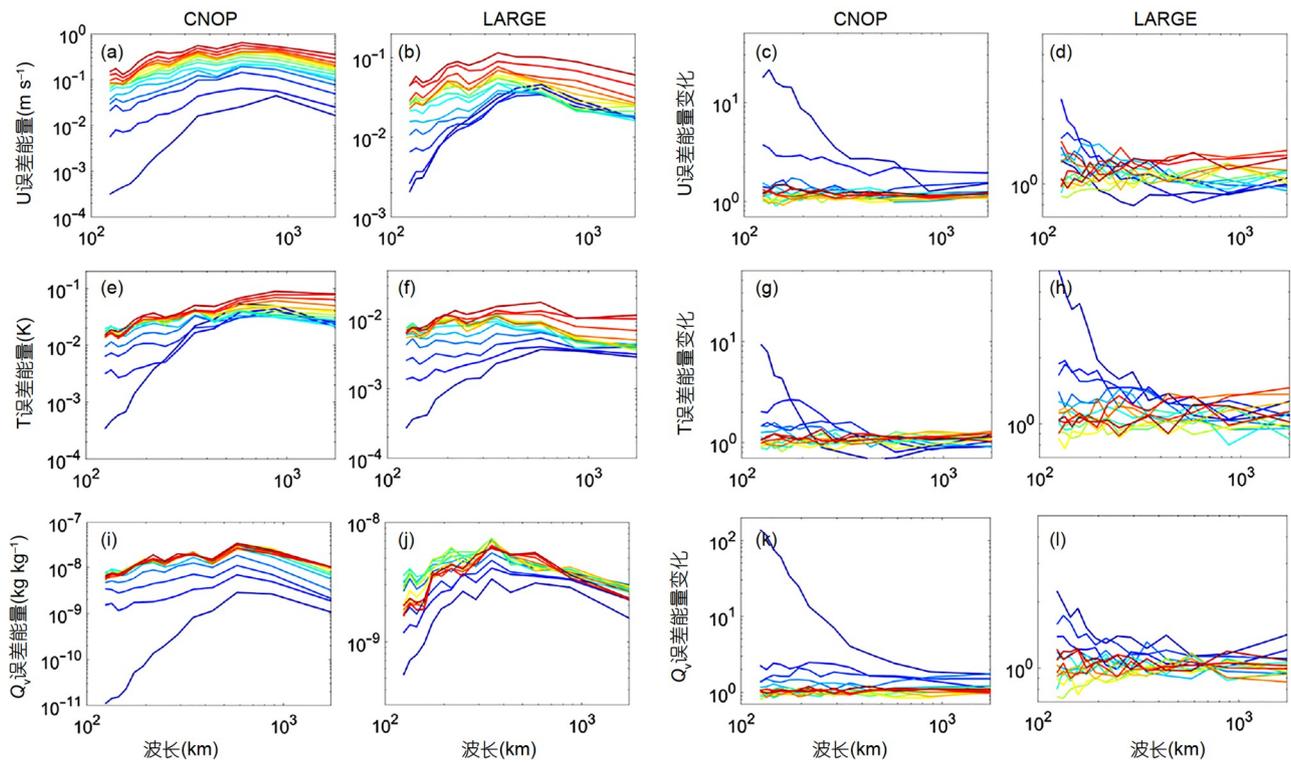


图 13 2021年7月19日06~21时逐小时的CNOP(第一、三列)和LARGE 11(第二、四列)中 U 扰动分量(第一排)、 T 扰动分量(第二排)和 Q_v 扰动分量(第三排)的能谱(第一、二列)和能谱增长(第三、四列)
蓝色实线为较早的时间(较短的预报时长), 红色实线为较晚的时间(较长的预报时长)

件具有有限的本性可预报性这一点已被大量研究所证实, 并且预报误差对初始扰动中的幅值和空间尺度并不敏感的结果也与从前对不同天气系统下其他极端降雨事件得出的研究结果一致, 其中包括梅雨锋降雨(Bei和Zhang, 2007)、暖区降雨(Wu等, 2020)、锋面和锋前降雨(Weyn和Durrán, 2019)以及有组织的对流系统降雨(Nielsen和Schumacher, 2016; Weyn和Durrán, 2019)。然而, 我们通过分析GEFS和次网格尺度不确定性产生的流依赖型初始扰动的误差增长特征发现, 在较大尺度误差比较小尺度误差大很多的情况下, 较大尺度误差在较小尺度误差增长到足够幅值前不会增长, 证实了较小尺度误差比较大尺度误差增长速度快。据我们所知, 这是首个揭示此现象的研究。

此外, 相对于不同空间尺度和时间的误差增长率结果也同样表明, 无论初始不确定性的尺度较大或较小, 增长最快的尺度都明显从较小尺度向增长率较慢的较大尺度转移。这一结果表明, 尽管升幅值增长和升尺度增长共存, 但至少对于本文中所研究的极端暴

雨事件的集合预报而言, 误差增长的主导机制为升尺度增长。分析结果还表明, 有降水区域的误差增长较快, 因而湿对流过程在控制此次降雨事件误差增长中发挥着重要作用。这种流依赖型误差在较大尺度的停滞增长特征是否适用于其他降雨事件, 以及这一特征对不同天气强迫强度的敏感性仍属未知, 这些问题值得我们进一步研究。

在 $k^{-5/3}$ 到 k^{-3} 能谱过渡的情况下, 我们就误差增长对不同初始扰动结构的敏感性进行了研究。结果表明, 在整个积分时间内, CNOP的误差增长更大, 并且在最初几小时其增长率比GEFS和次网格尺度扰动快得多。具有不同结构的初始扰动的不同变量在较大尺度区域具有不同的误差增长特征。在整个积分时间内, CNOP型初始扰动的误差增长与降雨相关的关键天气系统呈现高度对应关系。就风和水汽混合比而言, 无论在较大尺度还是较小尺度区域, 最初几个小时误差均倾向于升幅值增长。然而, 温度的误差增长特征对初始扰动结构并不敏感。较大尺度下的误差增

长可能与以下几点相关: CNOP本身最大增长扰动的定义、大尺度模拟使用对流参数化方案无法在中尺度重建 $k^{-5/3}$ 能谱, 以及 $k^{-5/3}$ 和 k^{-3} 能谱不同的误差增长特征。

综上所述, 本研究发现, 对于2021年7月19~20日在中国河南省发生的极端暴雨事件, 其预报不确定性与不同空间尺度上的多个因子有关。在实际预报中, 由于对大气的认识不足、模式的缺陷以及数据同化技术的不完善, 不同模式的初始场对于高空槽脊、河南省上空的中低层低压系统以及与副热带高压暖脊和与东南方两个台风相关的低空急流的代表性不同, 导致对总累积雨量的预测存在差异。然而, 即使我们有近乎完美的模式, 对大气条件具有近乎完美的描述, 微小且无法观测到的误差在湿对流过程的协助下将升尺度增长, 并且也会略微升幅值增长, 这从本质上阻碍了对累积降雨位置和强度的准确预测。尽管本文一些结论的普适性需要在不同情况下进一步研究, 但这些结论也凸显了进一步发展数据同化先进技术的重要性。这些技术可以更好地利用现有但未充分利用的观测数据, 同时利用优于确定性预报的考虑初始条件不确定性的集合预报, 提高极端天气事件的实际可预报性, 并为未来数值天气预报提供更有用的预测指导。

致谢 WRF集合预报通过美国国家科学基金会(NSF)的极限科学与工程发现环境(XSEDE)项目支持, 在得克萨斯州高级计算机中心(TACC)的Stampede2超级计算机完成。CNOP模拟通过中国天津国家超级计算机中心天河超级计算机完成。

参考文献

梁钰, 乔春贵, 董俊玲. 2020. 近34年河南首场暴雨时空分布特征及环流背景分析. *气象与环境科学*, 43: 26–32

冉令坤, 李舒文, 周玉淑, 杨帅, 马淑萍, 周括, 申冬冬, 焦宝峰, 李娜. 2021. 2021年河南“7.20”极端暴雨动、热力和水汽特征观测分析. *大气科学*, 45: 1366–1383

史文茹, 李昕, 曾明剑, 张冰, 王宏斌, 朱科锋, 诸葛小勇. 2021. “7·20”郑州特大暴雨的多模式对比及高分辨率区域模式预报分析. *大气科学学报*, 44: 688–702

孙跃, 肖辉, 杨慧玲, 丁建芳, 付丹红, 郭学良, 冯亮. 2021. 基于遥感数据光流场的2021年郑州“7·20”特大暴雨动力条件和水凝物输送特征分析. *大气科学*, 45: 1384–1399

张霞, 杨慧, 王新敏, 申琳, 王迪, 栗晗. 2021. “21·7”河南极端强降水特征及环流异常性分析. *大气科学学报*, 44: 672–687

Bei N, Zhang F. 2007. Impacts of initial condition errors on mesoscale predictability of heavy precipitation along the Mei-yu front of China. *Q J R Meteorol Soc*, 133: 83–99

Birgin E G, Martínez J M, Raydan M. 2001. Algorithm 813: SPG—Software for convex-constrained optimization. *ACM Trans Math Softw*, 27: 340–349

Bougeault P, Toth Z, Bishop C, Brown B, Burridge D, Chen D H, Ebert B, Fuentes M, Hamill T M, Mylne K, Nicolau J, Paccagnella T, Park Y Y, Parsons D, Raoult B, Schuster D, Dias P S, Swinbank R, Takeuchi Y, Tennant W, Wilson L, Worley S. 2010. The THORPEX interactive grand global ensemble. *Bull Amer Meteorol Soc*, 91: 1059–1072

Cressman G P. 1959. An operational objective analysis system. *Mon Weather Rev*, 87: 367–374

Durrán D R, Gingrich M. 2014. Atmospheric predictability: Why butterflies are not of practical importance. *J Atmos Sci*, 71: 2476–2488

Durrán D R, Weyn J A. 2016. Thunderstorms do not get butterflies. *Bull Am Meteorol Soc*, 97: 237–243

Ehrendorfer M, Errico R M, Raeder K D. 1999. Singular-vector perturbation growth in a primitive equation model with moist physics. *J Atmos Sci*, 56: 1627–1648

Grell G A, Dudhia J, Stauffer D R. 1995. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Tech Note NCAR/TN-398+STR. 121

Hakim G J, Torn R D. 2008. Ensemble synoptic analysis. In: Bosart L F, Bluestein H B, eds. *Synoptic-Dynamic Meteorology and Weather Analysis and Forecasting: A Tribute to Fred Sanders*. Boston: American Meteorological Society

Hawblitzel D P, Zhang F, Meng Z, Davis C A. 2007. Probabilistic evaluation of the dynamics and predictability of the mesoscale convective vortex of 10–13 June 2003. *Mon Weather Rev*, 135: 1544–1563

Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon Weather Rev*, 134: 2318–2341

Iacono M J, Delamere J S, Mlawer E J, Shephard M W, Clough S A, Collins W D. 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *J Geophys Res*, 113: D13103

Jiménez P A, Dudhia J, González-Rouco J F, Navarro J, Montávez J P, García-Bustamante E. 2012. A revised scheme for the WRF surface layer formulation. *Mon Weather Rev*, 140: 898–918

Judt F. 2018. Insights into atmospheric predictability through global

- convection-permitting model simulations. *J Atmos Sci*, 75: 1477–1497
- Judt F. 2020. Atmospheric predictability of the tropics, middle latitudes, and polar regions explored through global storm-resolving simulations. *J Atmos Sci*, 77: 257–276
- Lorenz E N. 1963. Deterministic nonperiodic flow. *J Atmos Sci*, 20: 130–141
- Lorenz E N. 1969. The predictability of a flow which possesses many scales of motion. *Tellus*, 21: 289–307
- Lorenz E N. 1982. Atmospheric predictability experiments with a large numerical model. *Tellus*, 34: 505–513
- Lorenz E N. 1996. Predictability—A problem partly solved. In: Proceedings of Seminar on Predictability. Reading, United Kingdom, ECMWF. 1–18
- Lynch S L, Schumacher R S. 2014. Ensemble-based analysis of the May 2010 extreme rainfall in Tennessee and Kentucky. *Mon Weather Rev*, 142: 222–239
- Melhauser C, Zhang F. 2012. Practical and intrinsic predictability of severe and convective weather at the mesoscales. *J Atmos Sci*, 69: 3350–3371
- Mu M, Duan W. 2003. A new approach to studying ENSO predictability: Conditional nonlinear optimal perturbation. *Chin Sci Bull*, 48: 1045–1047
- Mu M, Xu H, Duan W. 2007. A kind of initial errors related to “spring predictability barrier” for El Niño events in Zebiak-Cane model. *Geophys Res Lett*, 34: L03709
- Nielsen E R, Schumacher R S. 2016. Using convection-allowing ensembles to understand the predictability of an extreme rainfall event. *Mon Weather Rev*, 144: 3651–3676
- Rotunno R, Snyder C. 2008. A generalization of Lorenz’s model for the predictability of flows with many scales of motion. *J Atmos Sci*, 65: 1063–1076
- Selz T. 2019. Estimating the intrinsic limit of predictability using a stochastic convection scheme. *J Atmos Sci*, 76: 757–765
- Selz T, Craig G C. 2015. Upscale error growth in a high-resolution simulation of a summertime weather event over Europe. *Mon Weather Rev*, 143: 813–827
- Skamarock W C. 2004. Evaluating mesoscale NWP models using kinetic energy spectra. *Mon Weather Rev*, 132: 3019–3032
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, Gill D O, Liu Z, Berner J, Wang W, Powers J G, Duda M G, Barker D, Huang X Y. 2021. A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4.3. NCAR Technical Note NCAR/TN-556+STR
- Sun Y Q, Zhang F. 2016. Intrinsic versus practical limits of atmospheric predictability and the significance of the butterfly effect. *J Atmos Sci*, 73: 1419–1438
- Sun Y Q, Zhang F. 2020. A new theoretical framework for understanding multiscale atmospheric predictability. *J Atmos Sci*, 77: 2297–2309
- Sun Y Q, Rotunno R, Zhang F. 2017. Contribution of moist convection and internal gravity waves to building the atmospheric $-5/3$ kinetic energy spectra. *J Atmos Sci*, 74: 185–201
- Thompson G, Eidhammer T. 2014. A study of aerosol impacts on clouds and precipitation development in a large winter cyclone. *J Atmos Sci*, 71: 3636–3658
- Weyn J A, Durran D R. 2017. The dependence of the predictability of mesoscale convective systems on the horizontal scale and amplitude of initial errors in idealized simulations. *J Atmos Sci*, 74: 2191–2210
- Weyn J A, Durran D R. 2019. The scale dependence of initial-condition sensitivities in simulations of convective systems over the southeastern United States. *Q J R Meteorol Soc*, 145: 57–74
- Wilks D S. 1995. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: An Introduction. San Diego, CA: Academic Press. 467
- Wu N, Zhuang X, Min J, Meng Z. 2020. Practical and intrinsic predictability of a warm-sector torrential rainfall event in the south China monsoon region. *J Geophys Res-Atmos*, 125: e31313
- Yu H, Meng Z. 2016. Key synoptic-scale features influencing the high-impact heavy rainfall in Beijing, China, on 21 July 2012. *Tellus A-Dynamic Meteorol Oceanography*, 68: 31045
- Yu H, Meng Z. 2022. The impact of moist physics on the sensitive area identification for heavy rainfall associated weather systems. *Adv Atmos Sci*, 39: 684–696
- Zhang C, Wang Y. 2017. Projected future changes of tropical cyclone activity over the western North and South Pacific in a 20-km-mesh regional climate model. *J Clim*, 30: 5923–5941
- Zhang F, Bei N, Rotunno R, Snyder C, Epifanio C C. 2007. Mesoscale predictability of moist baroclinic waves: Convection-permitting experiments and multistage error growth dynamics. *J Atmos Sci*, 64: 3579–3594
- Zhang F, Snyder C, Rotunno R. 2002. Mesoscale predictability of the “surprise” snowstorm of 24–25 January 2000. *Mon Weather Rev*, 130: 1617–1632
- Zhang F, Sun Y Q, Magnusson L, Buizza R, Lin S J, Chen J H, Emanuel K. 2019. What is the predictability limit of midlatitude weather? *J Atmos Sci*, 76: 1077–1091
- Zhang M, Meng Z. 2018. Impact of synoptic-scale factors on rainfall forecast in different stages of a persistent heavy rainfall event in south China. *J Geophys Res-Atmos*, 123: 3574–3593
- Zhang X. 2021. Impacts of different perturbation methods on multiscale interactions between multisource perturbations for convection-permitting ensemble forecasting during SCMREX. *Q J R Meteorol*

[Soc](#), 147: 3899–3921

Zhang Y, Zhang F, Stensrud D J, Meng Z. 2016. Intrinsic predictability of the 20 May 2013 tornadic thunderstorm event in Oklahoma at storm scales. [Mon Weather Rev](#), 144: 1273–1298

Zhuang Y, Xing A. 2022. History must not repeat itself-urban

geological safety assessment is essential. [Nat Hazards](#), 111: 2141–2145

Zou X L, Vandenberghe F, Pondeva M, Kuo Y H. 1997. Introduction to adjoint techniques and the MM5 adjoint modeling system. NCAR Tech. Note NCAR/TN2435+STR. 110

(责任编辑: 陈桂兴)