

GRAPES 对流尺度集合预报不同尺度初始扰动能量的演变特征

马雅楠¹ 陈静² 徐致真¹ 王婧卓² 刘昕³

1 中国气象科学研究院, 北京, 100081

2 中国气象局地球系统数值预报中心, 北京, 100081

3 成都信息工程大学, 成都, 610225

摘要 对流尺度数值预报对初始场的微小扰动非常敏感, 且初始扰动的演变具有模式依赖、环流依赖和尺度依赖特征, 如何构建合理的初始扰动场是国内外对流尺度集合预报领域尚未解决的难点问题 and 研究前沿。本文基于中国气象局 3 km 水平分辨率的 GRAPES (Global/Regional Assimilation and Prediction Enhanced System, GRAPES) 对流尺度模式, 利用其同化分析系统的背景误差和一个二维随机型, 构建大、中、小三个尺度的初始扰动场, 并选取中国夏季一次典型的多区域强降水天气个例, 开展对流尺度集合预报试验, 对比分析了大、中、小尺度初始扰动能量的时空演变和谱分解特征, 以期构建适用于 GRAPES 对流尺度集合预报的初始扰动场提供依据。研究表明, 在 GRAPES 3 km 对流尺度模式中: (1) 大、中、小尺度初始扰动总能量的增长过程具有明显差异: 大尺度初始扰动总能量随着模式积分呈增长趋势, 尤以对流层中高层的持续增长为甚; 而中、小尺度初始扰动总能量随着模式积分以日变化为主, 表现为下午至傍晚 (夜晚至清晨), 扰动总能量显著增加 (减小), 且扰动总能量小尺度分量的日变化占主导, 这可能是由于太阳辐射引起地表加热, 使得白天的对流活动比夜晚活跃, 且对流直接影响了扰动总能量小尺度分量的变化。此外, 大、中、小尺度初始扰动总能量增长均以扰动动能增长为主, 扰动位能在对流层低层的增长不可忽略。(2) 大、中、小尺度初始扰动总能量增长具有环流依赖特征: 对北支气流控制的中高纬天气区, 在斜压不稳定较强的低槽区, 大尺度初始扰动总能量增长突出, 而在槽后西北气流区, 大、中、小尺度初始扰动总能量均不增长; 对南北气流交汇区, 仍以大尺度初始扰动总能量增长最为明显; 对南海夏季风影响区, 大、中、小尺度初始扰动总能量发展均较弱, 扰动位能增长与区域降水大值率演变有较好的对应关系。(3) 大、中、小尺度初始扰动总能量的谱分析结果显示, 不同积分时段扰动总能量的多尺度串级特征有差异: 积分前 3 h 主要为扰动总能量的大尺度分量向小尺度分量的降尺度串级, 积分 6 h 后则为中、小尺度分量的升尺度串级。上述研究表明, 在天气系统复杂、动力不稳定时空分布不均匀的区域 (如中国区域) 发展对流尺度集合预报时, 有必要针对不同的不稳定天气区, 构建具有尺度依赖和环流依赖的初始扰动结构。

关键词: GRAPES 3 km 对流尺度模式, 集合预报, 不同尺度初始扰动, 扰动能量演变, 环流依赖

doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2202.21242

收稿日期 2022-06-29; 网络预出版日期

作者简介 马雅楠, 女, 1998 年出生, 硕士研究生, 主要从事集合预报研究。

E-mail: ma13630896034@outlook.com

通讯作者 陈静, E-mail: chenj@cma.gov.cn

资助项目 国家重点研发计划项目 (2021YFC3000902)

Funded by National Key Research and Development Program of the Ministry of Science and Technology of China (Grant 2021YFC3000902)

Evolution Characteristics of Different Scale Initial Perturbation Energy in Convection-Permitting Ensemble Prediction of GRAPES

MA Yanan¹, CHEN Jing², XU Zhizhen¹, WANG Jingzhuo², and LIU Xin³

¹ Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

² Center for Earth System Modeling and Prediction of CMA, Beijing 100081

³ Chengdu University of Information Technology, Chengdu 100081

Abstract The convective-scale numerical weather prediction (NWP) is sensitive to the initial minor perturbation and the evolution of initial perturbation (hereafter IP) is model-dependent, flow-dependent, and scale-dependent. And it has always been difficult to construct a reasonable initial perturbation for the convection-permitting ensemble prediction systems. Based on the GRAPES 3 km convective-scale model of Center for Earth System Modeling and Prediction of CMA, we use a two-dimensional random function and background error of assimilation system in GRAPES 3 km to construct the large, meso, and small scale stochastic initial perturbation field. Based on the constructed different scale initial perturbations, three convective-scale ensemble forecast experiments are conducted for a typical weather process of multi-regional heavy precipitation in summer in China. The spatial-temporal evolution and spectral decomposition characteristics of perturbation energy for three IP experiments are analyzed to understand the evolution characteristics of different scale initial perturbations in a convective scale model, to provide a reference for constructing an optimal initial perturbation in GRAPES convection-permitting ensemble prediction systems. Results show that: in the GRAPES 3 km convective-scale model, (1) There are significant differences in the evolution of difference total energy (DTE) in three IP experiments. The DTE of large-scale IP increases with model integration, especially in the middle and upper troposphere. However, the DTE evolution of meso and small-scale IP experiments shows an apparent diurnal cycle characteristic. Specifically, it exhibits a significant increase (decrease) from afternoon to evening (from night to morning) when the convection is active (passive), and the diurnal cycle is mainly caused by the diurnal cycle of the small-scale component of DTE. The diurnal cycle of DTE may be due to the surface heating caused by solar short wave radiation, which makes the convection more active during the day than at night, and the convection directly affects the small-scale component of the DTE. In addition, the DTE of three IP experiments increases mainly by the development of difference kinetic energy (DKE), and the difference potential energy (DPE) cannot be neglected in the lower troposphere. (2) The DTE evolution of large, meso, and small-scale IP experiments is flow-dependent. Specifically, in the mid-high latitudes, the DTE increases of large-scale IP is dominant in the region where the baroclinic instability is strong (e.g., trough region), and the DTE of large, meso, and small-scale IP experiments does not develop in the region with relatively weak baroclinic instability (e.g., the northwest flow behind trough). In the confluence region of the north and south airflow, the DTE increases of large-scale IP is still dominant. However, the DTE of all three IP experiments hardly develops in the region affected by the South China Sea summer monsoon, and there is a relatively consistent relationship between the DPE(difference potential energy) development and the ratio of large precipitation rate in this region. (4) The DTE spectrum shows that the multi-scale cascade

characteristics of DTE change with integration periods. The downscaling cascade of DTE from the large-scale component to the small-scale component in the first 3 hours is powerful. However, for lead times after 6 hours, the upscale DTE growth from meso and small-scale components becomes the main characteristic of the DTE spectrum. In conclusion, it is necessary to construct a scale-dependent and flow-dependent initial perturbation structure for different unstable weather regions, especially when we build the convection-permitting ensemble prediction in regions with complex weather systems and non-uniform spatial-temporal distribution dynamic instability (such as China).

Keywords GRAPES 3 km convective scale model, Ensemble prediction, Initial perturbations at different scales, Characteristics of perturbation evolution, Flow-dependent

1 引言

由于大气固有的混沌特性,模式大气对初值高度敏感,微小的初始误差会影响预报结果的可预报性 (Lorenz, 1963, 1965)。集合预报是定量估计预报不确定性的数值预报技术 (陈静等, 2002, 2020; Bauer et al., 2015; 马旭林等, 2018, 2021)。经典的集合预报主要通过一定的数学物理过程,产生一组代表同化分析误差概率密度分布的微小扰动,叠加在初值上形成一组扰动初值集合,通过模式积分得到一组预报结果,由此估计未来天气状态的概率密度分布 (Epstein, 1969; Leith, 1974; 杜钧和陈静, 2010)。水平分辨率为 2~4 km 的对流尺度集合预报 (Convection-Permitting Ensemble Prediction) 可以更好地模拟深对流系统 (Yano et al., 2018; 孔凡铀, 2018; 王璐和沈学顺, 2019), 在暴雨等强对流天气预报与数值模拟中的应用逐渐增多 (周玉淑等, 2014; Zhang et al., 2020; 黄昕等, 2021), 且预报效果明显优于中尺度集合预报 (Clark et al., 2009; Duc et al., 2013; Kain et al., 2013; Schellander-Gorgas et al., 2017), 对流尺度集合预报已成为国际数值预报研究和业务的热点, 是对流天气预报技术的发展趋势。

对流尺度集合预报首要解决的关键问题是如何构造一组初始扰动场,合理表征对流尺度模式初值误差的概率密度分布 (Johnson and Wang, 2016)。已有研究表明,在对流尺度模式中,初始误差的增长速度很快,约为天气尺度模式的 10 倍 (Hohenegger et al., 2007), 且不同尺度的初始误差演变有差异 (Zhang, 2019), 即使初始扰动振幅足够小,也会快速饱和与升尺度增长,进而影响到大尺度天气系统的可预报性 (Bei and Zhang, 2007)。因此,进一步探究对流尺度集合预报不同尺度初始扰动的演变特征,对构建对流尺度集合预报初始扰动场具有重要的科学意义。

关于对流尺度集合预报不同尺度初始扰动的演变特征,前人利用多个模式开展了大量研究。Zhang et al. (2007) 通过 MM5 (fifth-generation Pennsylvania State University–National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model) 对流尺度模式开展理想湿斜压波模拟试验,提出湿对流下小尺度初始误差升尺度三段增长机制: 1) 小尺度误差在对流不稳定下增长至饱和; 2) 饱和误差通过地转适应过程,从对流尺度不平衡转向大尺度平衡运动; 3) 大尺度平衡部分的误差在斜压不稳定下缓慢增长。Bei et al. (2007) 基于 MM5 模式对梅雨锋暴雨进行数值试验,发现初始扰动尺度和幅度越大,预报不确定性越大,但是扰动振幅足够

小的时候,不同尺度初始扰动产生的预报误差是类似的。Durran et al. (2014) 利用改进的 Lorenz 理想模型 ssLRS (smooth-saturation Lorenz-Rotunno-Snyder) 和 COAMPS (Coupled Ocean-Atmosphere Mesoscale Prediction System) 对流尺度模式开展试验,提出“大尺度初始误差快速降尺度到小尺度,随后小尺度误差增长至饱和,继而升尺度增长”的增长机制,指出了大尺度初始误差在对流尺度模式初始误差演变中的重要性。但 Durran and Weyn (2016) 利用对流尺度模式 (Durran and Klemp, 1983) 进一步研究指出,在实际天气预报中,较难辨别是大尺度初始误差还是小尺度初始误差起作用。Weyn et al. (2017) 利用对流尺度模式进行理想深对流模拟,发现初始误差会迅速 (积分前 5 h 内) 跨尺度传播到各个尺度,随后不再有扰动的升尺度串级。庄潇然等 (2017) 基于 WRF 模式对北京“7.21”暴雨进行对流尺度集合预报,发现初始扰动包含的大尺度信息更多时,扰动增长更快,但最终都会向中尺度部分发展。可见,对流尺度集合预报的初始扰动演变具有模式依赖性,且不同尺度初始扰动的演变特征还未获得共识,需要继续深入研究。

此外,研究人员还发现,对流尺度模式不同尺度初始扰动的演变特征还依赖于天气系统。Johnson et al. (2014) 发现在强天气强迫 (例如锋面、急流和温度平流) 下的美国暖季降水中,大尺度初始扰动在扰动能量的发展中起主导作用;而对于弱天气强迫降水过程,小尺度初始扰动的作用与大尺度初始扰动相当。Nielsen et al. (2016) 研究指出小尺度和大尺度初始误差的相对重要性取决于湿对流的数量和类型;湿对流越多、对流尺度和天气尺度系统之间的相互作用越强,小尺度误差增长的比重越大。Wu et al. (2020) 对中国华南暖区暴雨和锋面暴雨的不同尺度初始扰动研究表明,同一预报时段、相邻区域的不同湿对流 (锋面暴雨和南区暴雨) 过程的初始误差增长方式也有较大差异。Zhuang et al. (2021) 对美国不同天气强迫的对流个例进行了对流尺度集合预报试验,指出天气尺度强迫强时,误差的升尺度传播更强,而在局地热力不稳定起主导作用时,大尺度误差的演变受中尺度和对流尺度误差的影响较小。可以看出,对流尺度模式的初始扰动演变特征还与天气系统和环流型密切相关,具有环流依赖特征。

2019 年,中国气象局地球系统数值预报中心自主研发的中国区域的 GRAPES (Global/Regional Assimilation and Prediction System) 3 km 高分辨率数值预报系统实现业务化,建立 GRAPES 对流尺度集合预报成为国家数值预报发展的迫切需求。然而对流尺度数值预报初始误差的演变特征受模式、初始扰动尺度和环流的影响较大,对于地处东亚季风气候区的中国来说,灾害性天气过程的影响系统复杂,动力不稳定时空分布不均匀 (陈静等, 2019),而目前针对 GRAPES 3 km 对流尺度模式的初始误差演变机制认识不足,限制了中国区域对流尺度集合预报发展。本文将基于 GRAPES 3 km 对流尺度模式,选取中国夏季一次典型的多区域强降水天气过程,利用一个二维随机型与 GRAPES 3 km 对流尺度模式同化分析系统的背景误差,通过构造大、中、小三个尺度的初始扰动场进行集合预报试验,对初始扰动能量演变特征进行分析,深入认识 GRAPES 3 km 对流尺度模式的初始扰动能量增长特征,为构建 GRAPES 对流尺度集合预报初始扰动场提供科学依据。

2 不同尺度初始扰动的试验方案和分析方法

2.1 结合背景误差的随机初始扰动场构建

首先参考 Li et al. (2008) 的工作构造了二维随机初始扰动场。对均值为 0、方差为 1 的高斯分布随机数序列 $R_{l,m}$ 进行水平方向球谐函数的展开，定义具有高斯分布特征且均值为 μ 、标准差为 σ 的二维随机型 $\psi(\lambda, \phi)$ ：

$$\psi(\lambda, \phi) = \mu + \sqrt{\frac{4\pi\sigma^2}{L_{\max}(L_{\max} + 2)}} \sum_{l=L_{\min}}^{L_{\max}} \sum_{m=-l}^l R_{l,m} Y_l^m(\lambda, \phi) \quad (1)$$

式中， λ 、 ϕ 分别为经度、纬度， m 、 l 分别为纬向波数和总水平波数， $Y_l^m(\lambda, \phi)$ 是水平方向的球谐函数， $L_{\max}$ 和 $L_{\min}$ 分别为随机型的最小、最大水平截断波数。

为了更好地设定随机型的变化范围（给定上下边界值），同时使随机型在指定范围内变化更加均匀，设置 $\psi(\lambda, \phi)$ 的最大值和最小值 $\psi_{\max}$ 和 $\psi_{\min}$ 并引入拉伸函数 $S(\psi, \mu)$ ，由此获得更新的二维随机型 $\Psi(\lambda, \phi)$ ：

$$\Psi(\lambda, \phi) = \mu + S(\psi, \mu)(\psi(\lambda, \phi) - \mu) \quad (2)$$

$$S(\psi, \mu) = 2 - \frac{1 - \exp[\beta(\frac{\psi - \mu}{\psi_{\max} - \mu})^2]}{1 - \exp(\beta)} \quad (3)$$

其中， β 是常数，取值为 -1.27 (Li et al., 2008; 陈雨潇等, 2020)； $\mu = (\psi_{\min} + \psi_{\max}) / 2$ 。

实际应用中，使用不同的随机种子数产生相互独立的随机数序列，构造相互独立的二维随机函数。通过 $L_{\max}$ 和 $L_{\min}$ 设置随机型的水平尺度，通过调整 μ 、 σ 和 $\psi_{\max}$ 改变随机型的范围。本文中，随机型最大（小）值 $\psi_{\max} = 3.3$ ($\psi_{\min} = -3.3$)，均值 $\mu = 0$ ，标准差 $\sigma = 1.0$ ，有关 $L_{\max}$ 和 $L_{\min}$ 和随机种子数的设置将在下一节介绍。

集合预报初始扰动场需要代表模式初始误差的分布特征。图 1 是 GRAPES 3 km 对流尺度模式同化分析系统中纬向风 u 、经向风 v 、扰动位温 θ' 的背景误差分布。由图 1 可见， u 、 v 背景误差在模式第 20 层（海拔高度约 4 km）以下分布相对均匀，在模式第 20 层以上随纬度和高度变化明显，在低纬度对流层顶附近存在一个明显的大值中心。而扰动位温 θ' 的背景误差在 0.25~0.85 K 之间，中高纬度地区的低层为大值中心，低纬度对流层顶附近为次大值区。

结合 GRAPES 3 km 对流尺度模式的背景误差 $x_b(\phi, k)$ 及上述二维随机型 $\Psi(\lambda, \phi)$ ，定义纬向风 u 、经向风 v 、扰动位温 θ' 三个模式积分变量（薛纪善和陈德辉，2008）的初始扰动场 $per(\lambda, \phi, k)$ ：

$$per(\lambda, \phi, k) = \Psi(\lambda, \phi) \times x_b(\phi, k) \quad (4)$$

式中， k 是垂直层， $x_b(\phi, k)$ 是随纬度 ϕ 和高度 k 变化的背景误差。为了保证随机初始扰动的合理性，对 $per(\lambda, \phi, k)$ 进行滤值处理，形成随机初始扰动场：若 $per(\lambda, \phi, k) > 3x_b(\phi, k)$ ，则

$per(\lambda, \phi, k) = 3x_b(\phi, k)$; 若 $per(\lambda, \phi, k) < -3x_b(\phi, k)$, 则 $per(\lambda, \phi, k) = -3x_b(\phi, k)$ 。

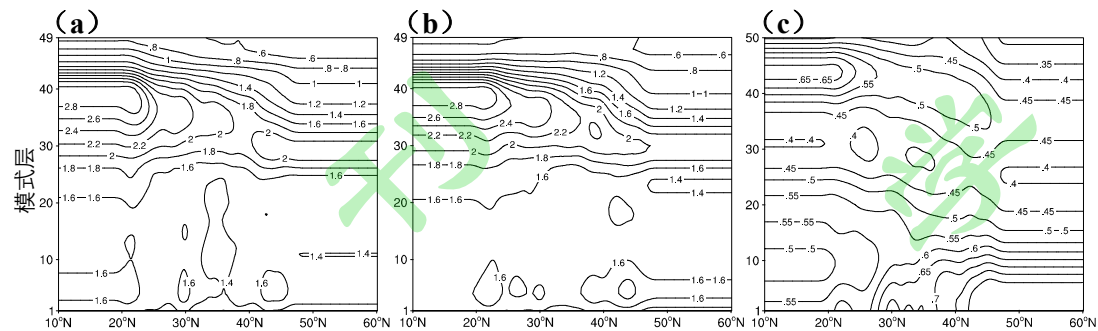


图1 (a) 纬向风 u (单位: m/s)、(b) 经向风 v (单位: m/s)、(c) 扰动位温 θ' (单位: K) 的背景误差的纬度-高度分布图。

Fig.1 The latitude-height section of background error covariance for (a) zonal wind, (b) meridional wind, (c) perturbed potential temperature.

2. 2 不同尺度初始扰动集合预报试验方案

试验模式为水平分辨率为 3 km 的 GRAPES 区域模式 v5.0 版本, 采用全可压、非静力平衡的动力框架, 垂直坐标为高度地形追随坐标, 垂直层次为 50 层 (模式顶为 10 hPa), 模式物理过程包含: WSM6 云物理方案 (Hong and Lim, 2006), 基于 Charney-Pillips 分层的新 MRF 边界层方案 (Hong and Pan, 1996), RRTM 长波辐射方案 (Mlawer et al., 1997), Dudhia 辐射方案 (Dudhia, 1989), Monin-Obukhov 近地面层方案 (Beljaars, 2010), Noah 陆面过程方案 (王莉莉等, 2013)。

不同尺度初始扰动集合预报试验方案如表 1 所示。参考 Zhang et al. (2007) 对水平尺度的定义, 波长小于 200 km 定义为小尺度 (公式 (1) 水平截断波数 L_{max} 和 L_{min} 分别取为 1000 和 200), 波长在 200 km 到 1000 km 之间定义为中尺度 (L_{max} 、 L_{min} 分别取值为 200 和 40), 波长大于 1000 km 的定义为大尺度 (L_{max} 和 L_{min} 分别为 40 和 8), 由公式 (4) 分别生成大尺度初始扰动场 (Large scale Initial Perturbations, Large_IPs)、中尺度初始扰动场 (Meso scale Initial Perturbations, Meso_IPs)、小尺度初始扰动场 (Small scale Initial Perturbations, Small_IPs) (详见表 1)。由此形成的大、中、小尺度初始扰动场具有较为合理的扰动结构。

对应大、中、小尺度初始扰动, 分别设计了三组对流尺度集合预报试验, 每组试验都有 11 个集合成员, 包括控制预报和 10 个集合预报。通过改变随机种子数 (分别取 1, 2, ... 5) 获得 5 个相互独立的二维随机型, 将随机型分别乘上各层各变量的背景误差, 得到纬向风 u 、经向风 v 、扰动位温 θ' 的 5 组扰动场, 最后将这 5 组扰动场与控制预报的 u 、 v 、 θ' 加 (减) 获得 5 对初始扰动场, 形成 10 个集合预报成员。

选取 2020 年同时处于华南前汛期和江南梅雨的 5 月 30 日-31 日 (刘芸芸等, 2021) 进行集合预报试验, 起报时次为 2020 年 5 月 30 日 00 UTC (世界时, 下同), 预报时效为 48 h, 预报范围覆盖中国区域 (10°~60.1°N, 70°~145°E)。试验的背景场和侧边界条件由 NCEP_GFS

(National Centers for Environmental Prediction, 美国国家环境预报中心; Global Forecast System, 全球预报系统) 提供, 侧边界数据每 6 h 更新一次, 控制预报初值采用三维云分析系统生成的分析场。预报检验所需的等压面真实资料采用 GRAPES 3 km 对流尺度模式同化分析场, 实况降水采用国家气象信息中心的 地面-卫星-雷达三源融合高分辨率 ($0.05^\circ \times 0.05^\circ$) 降水资料 (潘旸等, 2018)。

表 1 不同尺度随机初始扰动集合预报试验设计

Table 1 The experiments for ensemble prediction with different scale random initial perturbations

参 数	试验一 Large_IPs	试验二 Meso_IPs	试验三 Small_IPs
最大 (最小) 水平截断波数	$L_{\max}(L_{\min}) = 40(8)$	$L_{\max}(L_{\min}) = 200(40)$	$L_{\max}(L_{\min}) = 1000(200)$
起报时次	2020 年 5 月 30 日 00 UTC		
积分区域	$10^\circ \sim 60.1^\circ \text{N}$, $70^\circ \sim 145^\circ \text{E}$		
预报时效	48 h		
背景场和侧边界	NCEP_GFS		
控制预报初值生成	三维云分析系统		
扰动的预报变量	纬向风 u 、经向风 v 、扰动位温 θ'		
集合成员数	11 (1 个控制成员+10 个集合扰动成员)		

2.3 不同尺度初始扰动能量分析方法

参考前人已经开展的工作 (Zhang et al., 2003; Melhauser and Zhang, 2012; Nielsen et al., 2016; Zhuang et al., 2021), 定义扰动能量为集合成员和集合平均的能量差异, 利用扰动能量的时空变化来分析不同尺度初始扰动的演变特征。扰动能量的定义如下:

$$\begin{aligned}
 DTE_{i,j,k,t,ienn} &= DKE_{i,j,k,t,ienn} + DPE_{i,j,k,t,ienn} \\
 &= \frac{1}{2} \left[\left(u'_{i,j,k,t,ienn} \right)^2 + \left(v'_{i,j,k,t,ienn} \right)^2 \right] + \frac{1}{2} \left[\frac{C_p}{T_r} \left(T'_{i,j,k,t,ienn} \right)^2 \right]
 \end{aligned} \quad (5)$$

其中, DTE (Difference total energy)、DKE (Difference kinetic energy)、DPE (Difference potential energy) 分别为单位质量空气中的扰动总能量、扰动动能和扰动位能, 单位均为 J/kg, i 、 j 、 k 、 t 分别为纬向格点、经向格点、垂直层次和预报时次。 u' 、 v' 、 T' 分别为纬向风、经向风、温度的集合成员与集合平均的差值, 风场和温度场的单位分别为 m/s 和 K , $C_p = 1004.9 J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$, $T_r = 270 K$ 。DKE 和 DPE 分别从动力场和热力场的角度描述了集合成员和集合平均之间的能量差异 (Nielsen et al., 2016)。

为了更好地分析集合成员扰动总能量的总体变化, 定义整层平均扰动总能量 RMDTE (Root mean difference total energy) (Nielsen et al., 2016), 具体表达式如下:

$$\text{整层平均扰动总能量: } RMDTE_{i,j,t} = \sqrt{\frac{1}{num} \sum_{ienn=1}^{num} \sum_{k=1}^{levs-1} \frac{p(k+1) - p(k)}{p(levs) - p(1)} DTE_{i,j,k,t,ienn}} \quad (6)$$

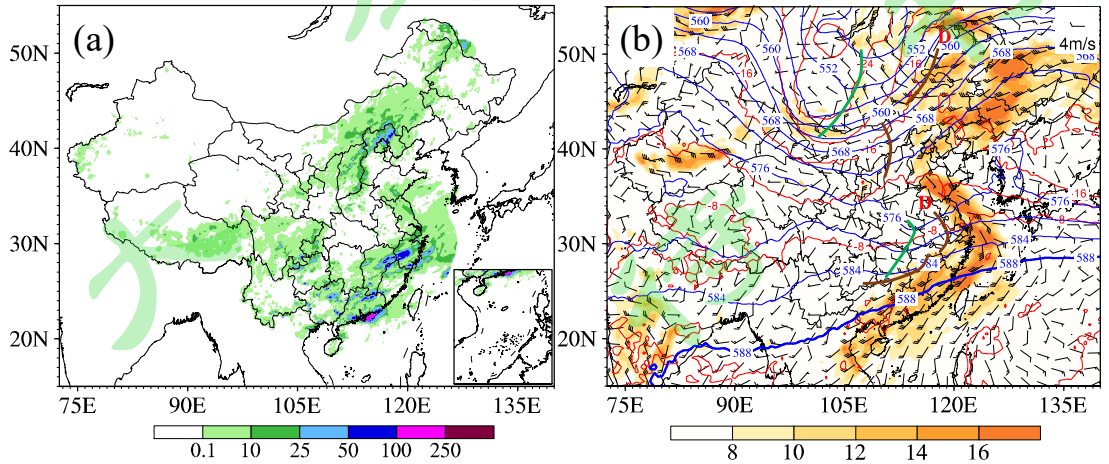
其中, num=11, 为集合成员数; levs=21, 即垂直方向上考虑 1000 hPa 到 100 hPa 之间的扰动能量; $p(k)$ 是第 k 个垂直层的气压。整层平均扰动总能量的单位是 m/s 。均方根扰动动能 RMDKE 和均方根扰动位能 RMDPE 的计算方式同式 (6)。

进一步, 为了解扰动场在不同水平空间尺度上的演变特征, 本文采用二维离散余弦变换方法 (2D-DCT, 2-Dimensional discrete cosine transform) 对扰动场进行谱分解和滤波 (Denis et al., 2002; Zhang et al., 2015), 具体步骤如下: 1) 通过 2D-DCT, 得到 20-200 km (小尺度)、200-1000 km (中尺度)、1000 km 以上 (大尺度) 水平尺度范围内的 u' 、 v' 、 T' ; 2) 通过式 (5) - 式 (6), 计算对应尺度的 (整层平均) 扰动能量。

3 试验个例简介

2020 年 5 月 30 日~31 日, 中国华北、江南、华南等地先后出现了强降水 (图 2a)。图 2 是 2020 年 5 月 30 日 00 UTC-31 日 00 UTC (a) 的 24h 累积降水 (填色, 单位: mm)、30 日 00 UTC (b) 和 12UTC (c) 的 500 hPa 环流形势及 850 hPa 风场。从图可见, 500 hPa 上, 贝加尔湖南侧有一天气尺度低槽东移, 且温度槽落后于高度槽, 是典型的斜压不稳定系统, 华北地区受 500 hPa 东移低槽及 850 hPa 东南低空急流影响, 产生暴雨。江南地区则受 30° N 附近的 500 hPa 短波槽和 850 hPa 低空急流出口区共同影响, 南下冷空气与来自南海的西南暖湿气流在江南地区交汇, 形成水汽辐合中心, 产生强降水过程。华南地区处于 500 hPa 西北太平洋高压北侧边缘的西南暖湿气流之中, 水平温度梯度小, 斜压性较弱, 850 hPa 上处于低空西南急流入口的辐散区, 配合广东沿岸边界层南风辐合 (图略), 是典型的华南前汛期暖区暴雨形势 (罗亚丽等, 2020)。

综上所述, 发生在 2020 年 5 月 30~31 日的华北地区强降水是斜压不稳定系统影响下的强强迫暴雨, 江南地区为南海夏季风与北方冷空气的共同作用下的暴雨过程, 华南地区则为典型的华南前汛期弱强迫暖区暴雨, 较好的涵盖了我国东部不同区域的强降水过程及不同动力不稳定影响系统, 对于分析不同类型暴雨对流尺度集合预报多尺度初始扰动能量的演变特征, 具有较好的代表性。



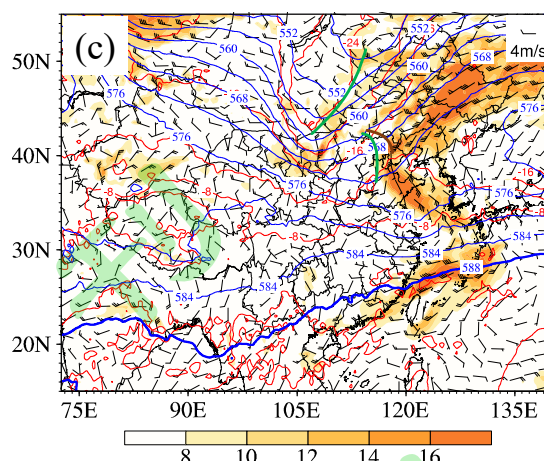


图2 2020年5月30日00 UTC-31日00 UTC的24 h累积降水实况 (a) (单位: mm)、30日00 UTC (b) 和12 UTC (c) 的实际天气形势合成分布。蓝线为500 hPa位势高度 (单位: dgpm), 红线为500 hPa等温线 (单位: $^{\circ}\text{C}$), 绿线为500 hPa槽线, 棕线为850 hPa槽, 风羽表示850 hPa风速, 850 hPa上大于等于8 m/s的风速为填色部分。

Fig.2 (a) Accumulated precipitation (unit: mm) from 00 UTC 30 May to 00 UTC 31 May. Comprehensive synoptic pattern at (b) 00 UTC and (c) 12 UTC 30 May 2020. Blue, red, green and brown lines are 500 hPa geopotential height (unit: dgpm), 500 hPa temperature (unit: $^{\circ}\text{C}$), 500 hPa trough and 850 hPa trough, respectively, wind barbs are 850 hPa wind, and the shaded represent wind speed exceeding 8 m/s at 850 hPa in Fig (b) and (c).

4 试验结果

4.1 降水预报

图3是表1中三组试验的控制预报、10个集成员及集合平均的24 h累积降水预报与观测的对比图。从图可见, 无论是大尺度、中尺度或者小尺度扰动试验, 其控制预报、集成员均较好地预报出了华北、江南和华南地区的强降水过程。如华北地区的 Large_IPs (图3a) 的集成员基本都预报出了50 mm以上、东北西南向的降雨带, 集成员5 (m05) 预报出了河北省东北部25 mm以上的降水; Meso_IPs (图3b) 试验的集成员10预报出了北京西部的25 mm以上降雨带, 且50 mm以上降雨带较控制预报明显向实况靠近; Small_IPs (图3c) 的集成员9预报出了向实况观测较接近的50 mm降水量。江南地区与华南地区的控制预报、10个集成员及集合平均的24 h累积降水预报也接近于观测, 不再赘述。江南地区与华南地区的控制预报、10个集成员及集合平均的24 h累积降水预报也接近于观测, 不再赘述。图3结果表明, 三组试验均可在一定程度上预报出华北、江南和华南地区的降水分布。

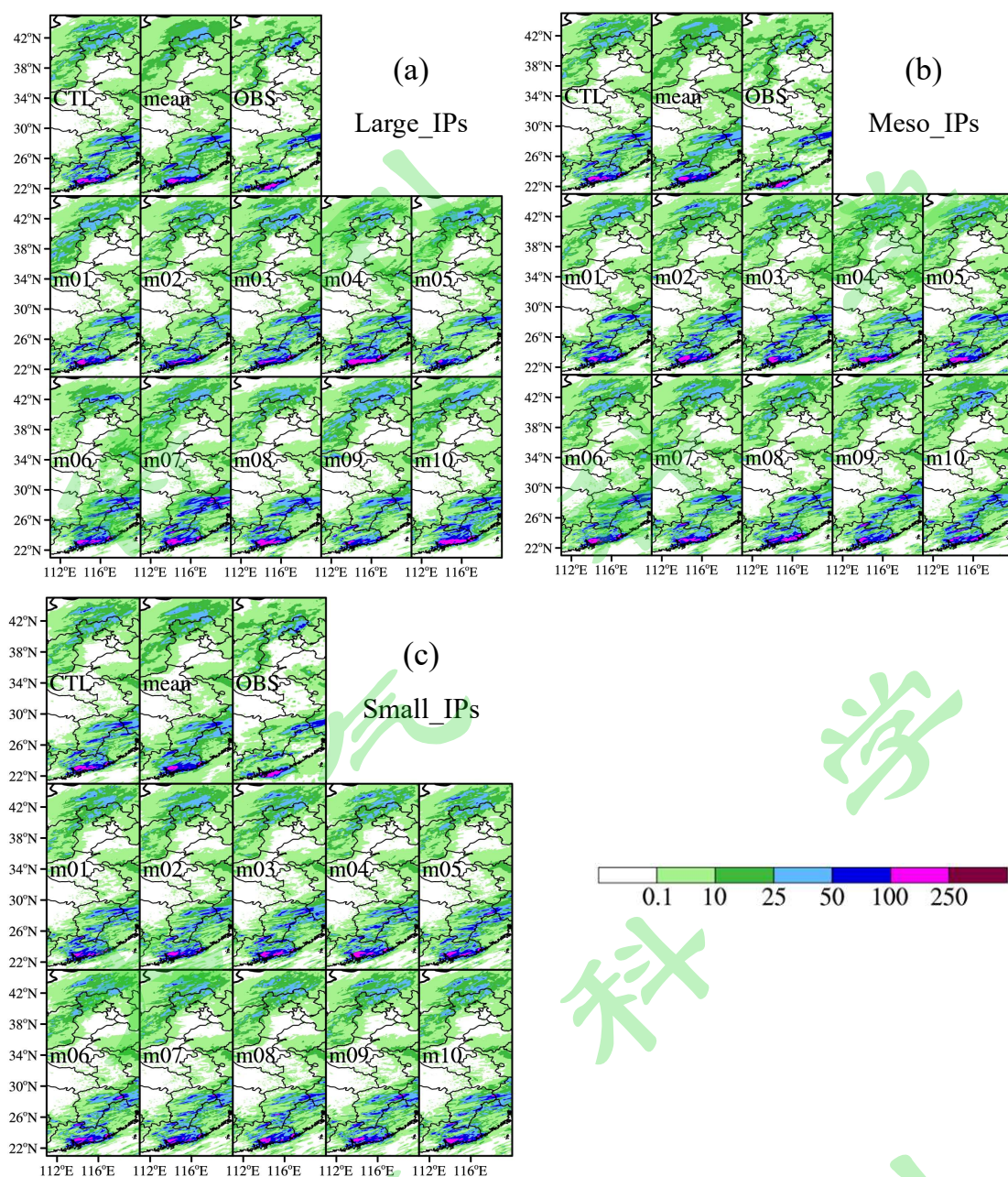


图3 2020年5月30日00 UTC起报的24 h累积降水预报结果(单位: mm, 包括控制预报 CTL、10个集合成员预报 m01-m10 和集合平均)及30日-31日的观测降水。(a) Large_IPs; (b) Meso_IPs; (c) Small_IPs。

Fig.3 24 h accumulated precipitation forecast results(unit: mm, including control forecast, 10 ensemble forecast, and ensemble mean) initialized at 00 UTC 30 May 2020 and precipitation observations from 00 UTC 30 May to 00 UTC 31 May. (a) Large_IPs; (b) Meso_IPs; (c) Small_IPs.

4.2 扰动能量演变

4.2.1 扰动能量日变化特征

图4是大、中、小尺度初始扰动的整层平均扰动总能量 RMDTE 的时间序列图。可以看出, 在 0~6 h 积分时段, 三种尺度初始扰动的 RMDTE 整体呈减小趋势, 这可能与模式的适

应调整（spin-up）有关，但不同尺度初始扰动的 RMDTE 减小时间有所差异，Large_IPs 的 RMDTE 在 0~3 h 时段减小，3~6 h 时段内增加，而 Meso_IPs 和 Small_IPs 的 RMDTE 在 3~6 h 内继续减小；在 6~48 h 积分时段内，不同尺度初始扰动的 RMDTE 随积分时间增长存在明显差异，表现为 Large_IPs 的 RMDTE 随积分时间整体增长，而 Meso_IPs 和 Small_IPs 均呈减弱趋势，究其原因，可能与北支低槽东移发展有关。6~48 h 积分时段，位于 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 的北支低槽从 105°E 东移至 130°E ，同时，下游有一低槽东移发展， 30°N 附近不断有短波槽东移入海，因此大尺度初始扰动获得发展，而中、小尺度初始扰动则减弱。

值得一提的是，大、中、小尺度初始扰动的 RMDTE 均随积分时间呈波动性变化，如在积分 12 h 和 36 h 时，RMDTE 均达到极大值，而在积分 3~6 h 和 27 h 时，RMDTE 达到极小值。为了进一步分析 RMDTE 随模式积分波动变化的原因，参照 Nielsen et al (2016) 的方法，计算了积分区域内 700 hPa 上垂直速度大于 1 m/s 的格点数比例的集合平均值（图 4 灰色实线），用以代表模式对流的活跃程度。从图可见，在积分第 9 h 和 34 h（北京时间 17:00 PM 和 18:00 PM），模式对流最旺盛，垂直速度大值比例分别达 0.8% 和 0.9%，相应地，三个尺度初始扰动的 RMDTE 在对流活跃的 6~12 h 和 27~36 h 积分时段内均处于增加阶段；在积分第 21 h 和 48 h（北京时间 5:00 AM 和 8:00 AM），模式对流活动最微弱，故三个尺度初始扰动的 RMDTE 在 12~27 h 和 36~48 h 积分时段内均减小。这些结果表明，中、小尺度初始扰动的 RMDTE 波动变化与模式对流活动密切相关，对流活跃（微弱）时，扰动总能量增加（减小），且对流活跃（微弱）时间段都是午后和傍晚（夜间和清晨），呈现日变化特征，说明 RMDTE 的发展与太阳辐射引起的地表加热和对流活动有关。

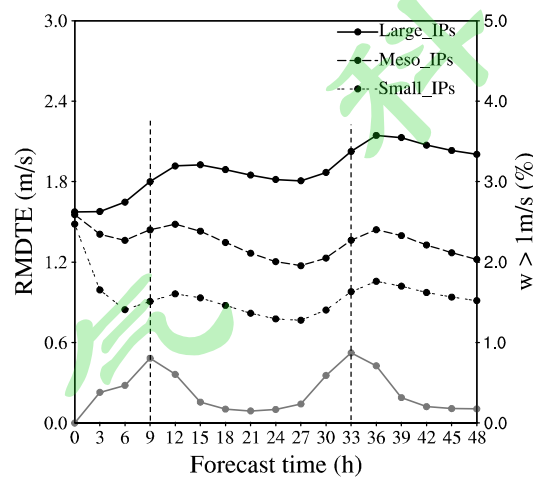


图 4 积分区域平均的整层平均扰动总能量 RMDTE（黑色曲线，对应左侧纵坐标，单位：m/s）的时间序列，黑色实线、黑色长虚线、黑色短虚线分别代表 Large_IPs、Meso_IPs、Small_IPs 的试验结果。灰色实线为 Large_IPs 在 700 hPa 上垂直速度大于 1 m/s 的格点数比例的集合平均随时间的演变（对应右侧纵坐标）。横坐标均为预报时效，0 对应起报时次 5 月 30 日 00 UTC。

Fig.4 Time series of the domain-averaged RMDTE (left vertical axis, unit: m/s) for Large_IPs (solid black line), Meso_IPs (long dashed line) and Small_IPs (short dashed line). Gray line at bottom of the graph corresponds to the percentage of ensemble average grid points that vertical velocity at 700 hPa exceeds 1 m/s (right vertical axis).

4.2.2 扰动能量垂直结构演变

图 5 是大、中、小尺度初始扰动的集合平均扰动总能量 DTE 的时间-高度剖面图。可以看出, Large_IPs (图 5a) 的 DTE 增长主要集中在对流层中高层的 500-200 hPa, 极大值位于 300 hPa 附近, 对流层低层的 DTE 随积分时间也呈现日变化特征, 在对流活跃的 12 h 和 36 h 预报时刻, DTE 极大值位于 950 hPa, 分别为 4.8 J/kg 和 6.1 J/kg; Meso_IPs (图 5b) 的 DTE 增长明显弱于 Large_IPs, 各垂直层次上均存在显著的日变化特征, 在 12 h 和 36 h 预报时刻, DTE 极大值位于对流层中高层和低层; Small_IPs (图 5c) 的 DTE 增长与 Meso_IPs 类似, 但极大值出现在 36 h 预报时刻的 975 hPa 层上, 极大值为 2.2 J/kg。

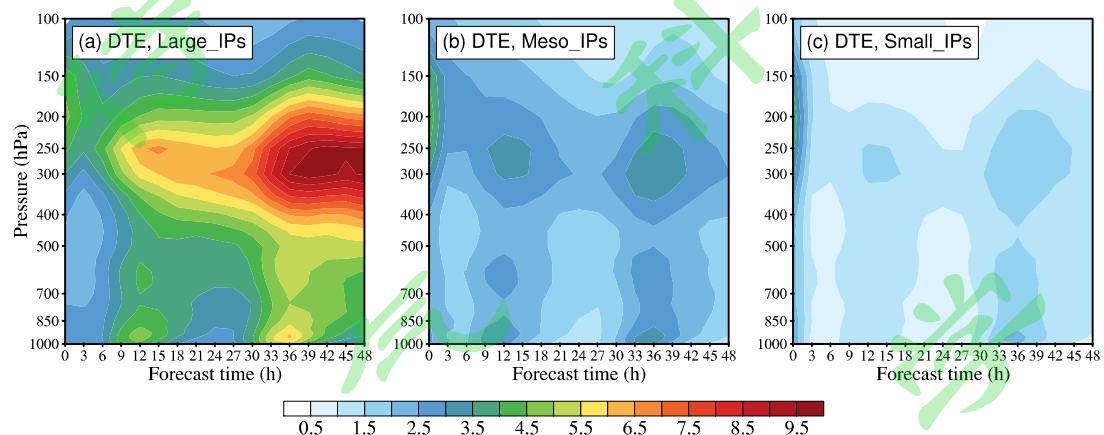


图 5 Large_IPs (a)、Meso_IPs (b)、Small_IPs (c) 集合成员平均扰动总能量 DTE (填色, 单位: J/kg) 的时间-高度剖面图。

Fig.5 The time-height section of ensemble mean difference total energy (unit: J/kg) for (a) Large_IPs, (b) Meso_IPs, (c) Small_IPs.

图 6 是三组集合预报试验在 36 h 预报时刻的扰动总能量 DTE 和扰动动能 DKE 的垂直廓线图。由图可见, DTE 和 DKE 的垂直廓线变化非常相似, 尤其是在对流层中高层 500~200 hPa 之间, DTE 和 DKE 的极大值均位于急流轴附近的 300 hPa 上, 如 300 hPa 上大尺度初始扰动的 DTE 和 DKE 分别达到了 9.5 J/kg 和 9.1 J/kg, 而扰动位能 DPE (图 6 中实线与相同颜色虚线的差值) 最大值主要出现在近地面和对流层低层, 如 975 hPa 上大尺度初始扰动的 DPE 为 1.8 J/kg, 远大于 300 hPa 的 0.4 J/kg, 这可能与低层湍流热量输送、地面长波辐射和水汽凝结等过程引起的热力场变化有关。

总体而言, 大尺度初始扰动总能量增长远远大于中、小尺度, 扰动动能对扰动总能量增长的贡献最大, 而扰动位能对对流层低层扰动总能量增长的贡献不可忽略。

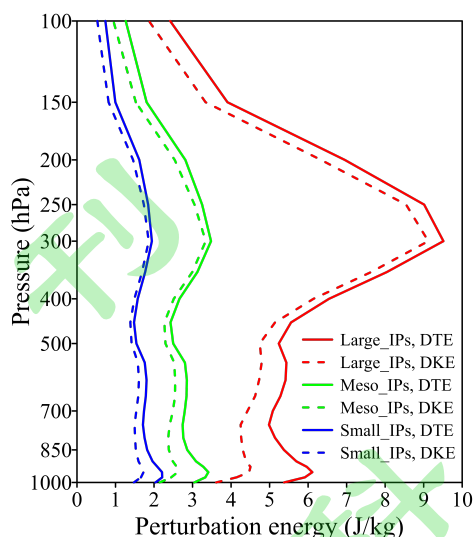


图 6 Large_IPs (红色)、Meso_IPs (绿色)、Small_IPs (蓝色) 在积分 36 h 的集合成员平均扰动总能量 DTE (实线) 和扰动动能 DKE (虚线) 的垂直廓线。

Fig.6 The vertical distributions of ensemble mean difference total energy (solid line, unit: J/kg) and difference kinetic energy (dashed line, unit: J/kg) valid at 36 h. The red, green and blue lines denote the Large_IPs, Meso_IPs, Small_IPs, respectively.

4.3 扰动能量增长与天气流型的关系

在中国区域, 对流尺度模式的初始扰动演变是否也存在环流依赖关系呢? 图 7 是三组试验的集合成员 1 在 0 h、6 h、12 h 和 36 h 预报时刻的 500 hPa 扰动总能量 DTE 的水平分布, 同时图 7 中的四个方框代表了四种不同类型的天气区, 分别是斜压不稳定较弱的西北气流区 ($82^{\circ}\sim 102^{\circ}\text{E}$, $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$), 斜压不稳定较强的北支槽区 ($102^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$, $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$), 南北气流交汇的东部短波槽区 ($102^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$, $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$) 和南海夏季风影响区 ($102^{\circ}\sim 122^{\circ}\text{E}$, $20^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$)。对于大尺度初始扰动 (图 7a、d、g、j), 经过 6 h 的模式适应调整, 初始扰动由 0 h 的随机扰动结构 (图 7a) 开始向动力学结构扰动形态演变 (图 7d), 从图 7d、g、j 可见, DTE 的增长主要发生在动力不稳定区域, 如北支槽区、 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 之间青藏高原上空的低压环流区域、南北气流交汇的东部短波槽区、南海夏季风影响下的西南暖湿气流区, 且随着预报时效增加, DTE 整体呈东移增长趋势, 与动力不稳定的天气流型演变吻合, 表明大尺度初始扰动能量增长与大气环流动力不稳定形势演变紧密相关, 具有环流依赖特征。对于中尺度初始扰动 (图 7b、e、h、k), 其扰动总能量 DTE 的水平演变与 Large_IPs 类似, DTE 的增长同样集中在北支槽区、青藏高原上空低压环流区、南北气流交汇区和南海夏季风影响区, 同样具有环流依赖特征, 但是 Meso_IPs 的 DTE 的数值小于 Large_IPs, 尤其是在斜压不稳定强的北支槽区, Meso_IPs 在 36 h 预报时刻的 DTE 值为 243 J/kg, 远小于 Large_IPs 的 357 J/kg。对于小尺度初始扰动 (图 7c、f、i、l), 其 500 hPa 扰动总能量的大小和演变与 Meso_IPs 类似, 如在南海夏季风影响区, Meso_IPs 和 Small_IPs 在 36 h 预报时刻的 DTE 分别为 65 J/kg 和 62 J/kg, 只是小尺度初始扰动的 DTE 水平范围较小, 不再赘述。

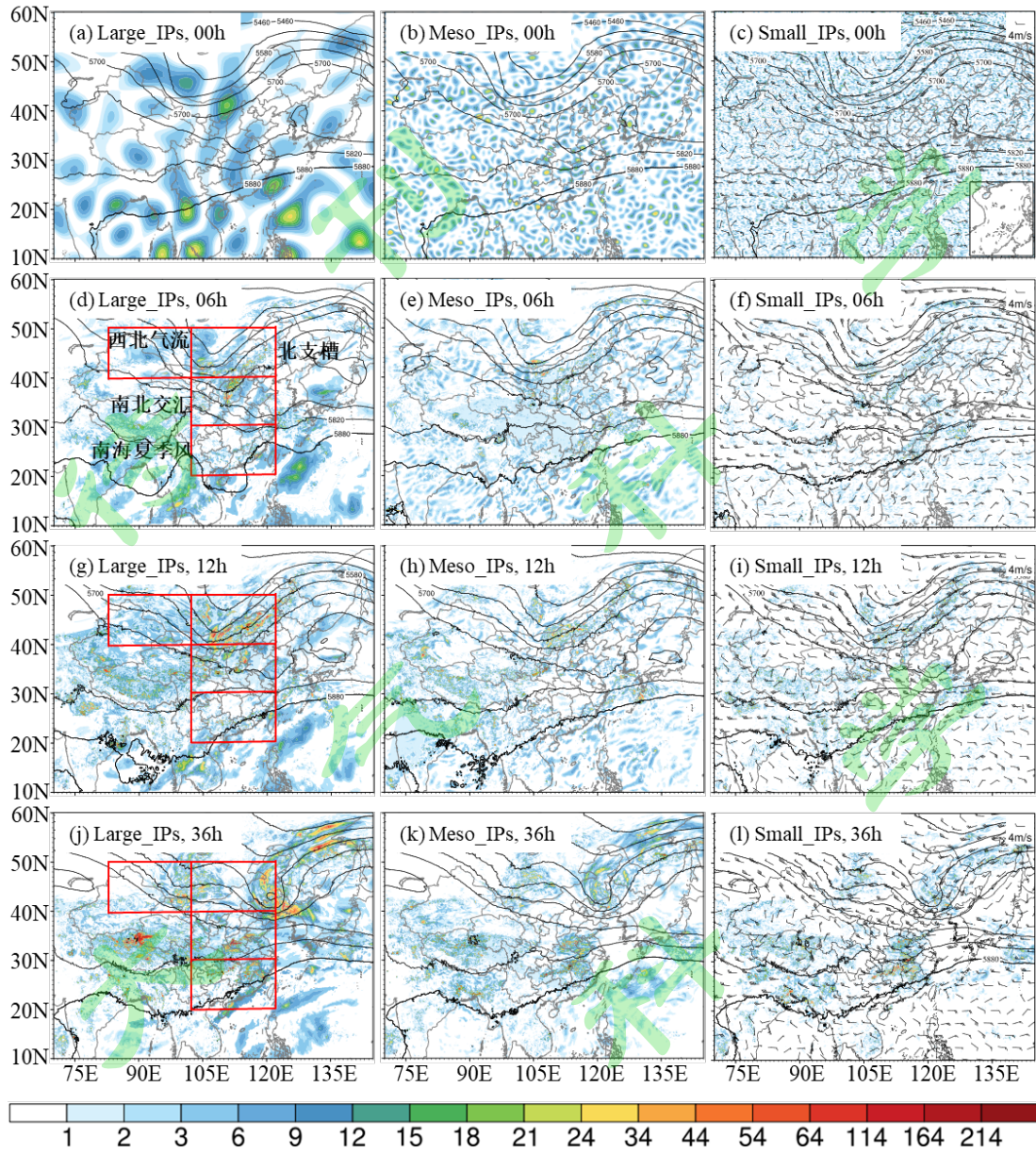


图7 500 hPa 上, Large_IPs (a、d、g、j)、Meso_IPs (b、e、h、k)、Small_IPs (c、f、i、l) 的集合成员 1 在积分 00 h (a、b、c)、06 h (d、e、f)、12 h (g、h、i) 和 36 h (j、k、l) 的扰动总能量 DTE (填色, 单位: J/kg) 和位势高度场 (等值线, 单位: gpm, 等值线间隔: 60 gpm) 的水平分布图, 风向标为 Small_IPs 的集合成员 1 在对应预报时刻的 500 hPa 水平风场 (单位: m/s)。

Fig.7 Horizontal distributions of the difference total energy at 500 hPa (shaded, unit: J/kg) and 500 hPa geopotential height (contoured every 60 gpm) for ensemble member 1 valid at 00 h (a、b、c), 06 h (d、e、f), 12 h (g、h、i) and 36 h (j、k、l) forecast lead times, the wind barb is 500 hPa wind field (unit: m/s). (a、d、g、j) Large_IPs; (b、e、h、k) Meso_IPs; (c、f、i、l) Small_IPs.

图 8 是三组试验的西北气流区、北支槽区、南北气流交汇区和南海夏季风影响区（四个区域详见图 7）的区域平均 RMDTE、RMDKE、RMDPE 的时间序列，浅灰色和深灰色实线分别为 Large_IPs 在对应区域内 700 hPa 上垂直速度大于 1 m/s 的格点数比例和降水率大于 0.5 mm/h 的格点数比例（简称区域降水大值率）。从图 8 可知，四个区域的 RMDTE、RMDKE、RMDPE 呈现不同的变化特点。

在槽后西北气流区（图 8a、e、i、m），三组试验的 RMDTE 都呈减小态势，如 Large_IPs 的 RMDTE 在初始时刻为 1.7 m/s，经过 48 h 的模式积分，减小到了 0.9 m/s，RMDKE 和 RMDPE 同样呈减小态势，但 RMDPE 对对流活跃程度（图 8n 灰实线）的响应更加敏感，在积分 12 h 和 33 h 达到极大值，与对流活跃程度极大值对应的时间相同，而 RMDKE 在积分 15 h 和 36 h 达到极大值，略滞后于 RMDPE。**在斜压不稳定较强的北支槽区**（图 8b、f、g、n），Large_IPs 的 RMDTE 随模式积分呈现与对流活跃程度相对应的日变化特征，并缓慢增长，积分 15 h 和 39 h 的 RMDTE 极大值分别为 2.56 m/s 和 2.73 m/s，而 Meso_IPs 和 Small_IPs 的 RMDTE 演变仅具有与对流活动相关的日变化特征，没有增长；可以注意到，扰动位能 RMDPE 达到极大值的时间与对流活跃程度相同，均为积分 9 h 和 33 h，与区域降水大值率的演变无对应关系，而扰动动能 RMDKE 滞后 RMDPE 3~6 h 达到极大值。**在南北气流交汇区**（图 8c、g、k、o），Large_IPs 的 RMDTE 随模式积分快速增长，从初始时刻 1.58 m/s 增长到 48 h 的 3.5 m/s，而 Meso_IPs 和 Small_IPs 的 RMDTE 在 0~27 h 内基本不变，27~48 h 呈现出与对流活跃程度相关的日变化；此外，扰动动能 RMDKE 滞后 RMDPE 3 h 达到极大值，这与北支槽区类似。**在南海夏季风影响区**（图 8d、h、l、p），三组试验的 RMDTE 随预报时效均表现为与对流活动相联系的日变化和弱增长，如 Large_IPs 在积分 9 h 和 36 h 达到极大值，分别为 1.95 m/s 和 2.26 m/s；同样也可以注意到，扰动动能 RMDKE 滞后 RMDPE 3 h 达到极大值，且区域降水大值率演变与 RMDPE 有较好的对应关系。

总的来说，大、中、小尺度初始扰动总能量增长均具有环流依赖特征，且不同尺度初始扰动总能量的演变特征有所差异。在斜压不稳定较弱的区域，大、中、小尺度初始扰动总能量都发展不起来，但是在南北气流交汇区和斜压不稳定较强的北支槽区，大尺度初始扰动总能量的增长远大于中、小尺度，而在南海夏季风影响区，大、中、小尺度初始扰动总能量均有较弱的发展。

值得注意的是，从图 8 可见，在西北气流区、北支槽区、南北气流交汇区和南海夏季风影响区这四个区域，扰动位能 RMDPE 达到极大值的时间基本与对流活跃程度相同，如北支槽区的 RMDPE 与对流活跃程度达到极大值的时间相同，均为积分 9 h 和 33 h，这与区域降水大值率演变无对应关系，且扰动动能 RMDKE 滞后 RMDPE 3~6 h 达到极大值，这可能是由于扰动位能向扰动动能转换，促使后者在随后 3~6 h 到达极大值。还可注意到，在南海夏季风影响区，区域降水大值率演变与 RMDPE 有较好的对应关系，而北支槽区的 RMDPE 则基本没有这种对应关系。

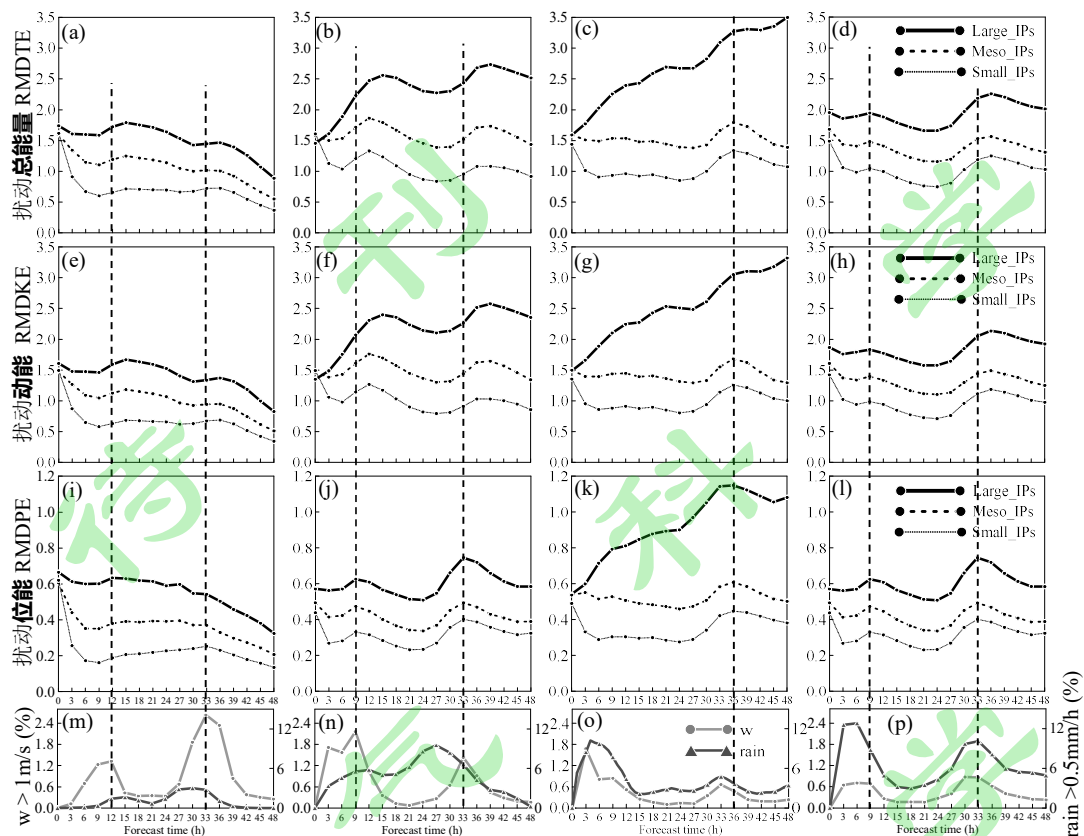


图8 西北气流区 (a、e、i、m)、北支槽区 (b、f、g、n)、南北气流交汇区 (c、g、k、o)、南海夏季风影响区 (d、h、l、p) 区域平均的 RMDTE (a~d)、RMDKE (e~h)、RMDPE (i~l) 的时间序列, 黑色实线、黑色长虚线、黑色短虚线分别代表 Large_IPs、Meso_IPs、Small_IPs 的试验结果。(m~p) 中, 浅灰色实线是 Large_IPs 在 700 hPa 上垂直速度大于 1 m/s 的格点数比例的集合平均随时间的演变 (左侧纵坐标), 深灰色实线是 Large_IPs 的降水率大于 0.5 mm/h 的格点数比例随时间的演变 (右侧纵坐标)。

Fig.8 Time series of the domain-averaged RMDTE (a~d), RMDKE (e~h), and RMDPE (i~l) for Large_IPs (solid black line), Meso_IPs (dashed line) and Small_IPs (dotted line) at different domains: (a) behind trough and dominated by northwest wind; (b) affected by north trough; (c) intersection between north and south airflow; (d) affected by South China Sea summer monsoon. Light and dark gray lines at bottom of graph (m~p) denote the percentage of ensemble average grid points that vertical velocity at 700 hPa exceeds 1 m/s (left vertical axis) and precipitation exceeds 0.5 mm/h (right vertical axis), respectively.

4.4 扰动能量的谱分析

为了直观地认识不同水平尺度范围内初始扰动的发展特征,图 9 给出了三组集合预报试验的 RMDTE 大、中、小尺度分量的时间序列。Large_IPs 试验中(图 9a),RMDTE 的大、中尺度分量在积分初期快速降尺度到小尺度,RMDTE 小尺度分量在积分 3 h 达到 0.48m/s,从积分 6 h 开始,RMDTE 小尺度分量呈现明显的日变化特征,与对流活跃程度(图 4 灰色实线)相对应,即在对流活跃(微弱)的 6-12 h 和 27-36 h (12-27 h 和 36-48 h)积分时段内 RMDTE 增长(减小);RMDTE 中尺度分量在积分 6 h 之后,始终大于小尺度和大尺度分量,且呈现一定的日变化,但是其演变位相整体落后于 RMDTE 小尺度分量(图 9a 中的红色虚线落后于绿色虚线),如 RMDTE 的小尺度分量在 12 h 达到极大值,而中尺度分量则继续增长到 18 h 才开始减小,这种随着分量尺度的增大,RMDTE 达到极值的时间滞后的现象反映了小尺度扰动分量的升尺度传播;RMDTE 大尺度分量在积分 12 h 之后持续增长,受对流活动的影响较小,其大小与 RMDTE 小尺度分量的大小相当。Meso_IPs 试验中(图 9b),RMDTE 小尺度分量的演变特征与 Large_IPs 一样,具有与对流活跃程度相联系的日变化特征;RMDTE 中尺度分量在前 30 h 内均减小,这可能是因为扰动的中尺度分量一开始过饱和,当扰动减小到 12 h 时,对流活动又刚好处于减弱阶段(图 4 灰色实线),小尺度分量也开始减小,因此尚未增加就减小;RMDTE 大尺度分量始终最小,保持稳定增长。Small_IPs 试验中(图 9c),RMDTE 的小尺度分量始终大于大、中尺度,在前 6 h 迅速减小,由 0 h 的 1.5 m/s 减小到 0.9 m/s,随后呈现与 Large_IPs 和 Meso_IPs 的 RMDTE 小尺度分量一致的日变化特征;RMDTE 的中尺度分量始终小于小尺度,在前 42 h 内增加,在 42-48 h 内减小;RMDTE 大尺度分量始终最小,在初始时刻几乎为 0,之后逐渐增长。值得注意的是,Large_IPs 的小尺度、Meso_IPs 的大尺度和 Small_IPs 的大(中)尺度 RMDTE 分量都是在前 3 h 的增长率最大,分别为 0.46 m/(s·3 h)、0.04 m/(s·3 h)、0.05 (0.09) m/(s·3 h),而从 3 h 到 6 h 的增长率明显减小,分别为 0.18 m/(s·3 h)、0.02 m/(s·3 h)、0.01 (0.03) m/(s·3 h),说明积分初期的能量串级在前 3 h 最为明显,且 Large_IPs 在 0-6 h 积分时段内的能量串级明显强于 Meso_IPs 和 Small_IPs。

图 10 为三组试验的 RMDTE 大、中、小尺度分量积分 6 h 之后的增长率 Δ RMDTE 的时间序列。可以很直观地看出,三组试验均表现为 Δ RMDTE 的演变位相随着分量尺度的增大而落后:RMDTE 的小尺度分量的增长率在积分 15 h 达到极小值,而中尺度和大尺度分量的增长率分别在积分 21 h 和 27 h 达到极小值,同样地,RMDTE 的小、中、大尺度分量增长率达到极大值的时间分别为 30 h、33 h 和 36 h,更加清晰地说明了无论初始扰动尺度多大,在积分 6 h 之后的扰动总能量发展过程中,均存在从小尺度到中尺度,再到大尺度扰动总能量分量的升尺度增长。

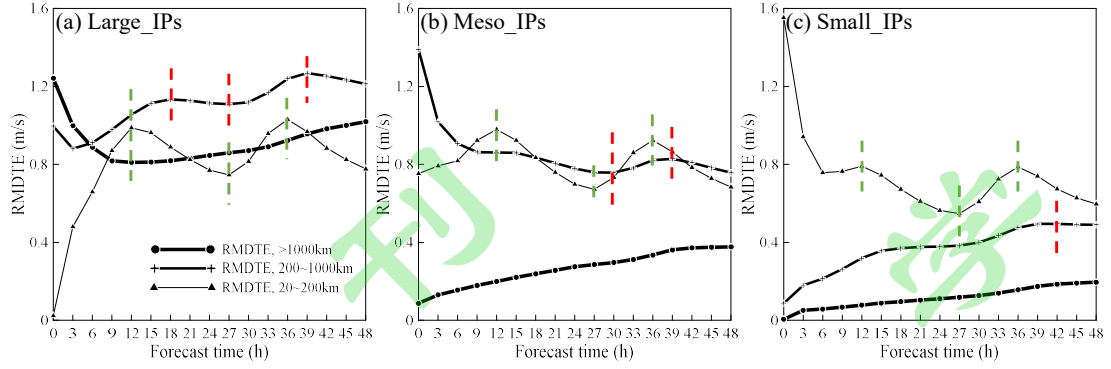


图9 Large_IPs (a)、Meso_IPs (b)、Small_IPs (c) 积分区域平均的 RMDTE 不同尺度分量 (黑色实线, 单位: m/s) 的时间序列。实心圆, 粗实线: RMDTE 大尺度分量, 波长大于 1000 km; 加号, 中等粗实线: RMDTE 中尺度分量, 波长在 200~1000 km 之间; 三角形, 细实线: RMDTE 小尺度分量, 波长小于 200 km。红色虚线和绿色虚线分别对应 RMDTE 的中尺度分量和尺度分量达到极值的时刻。

Fig.9 Time series of the domain-averaged RMDTE (unit: m/s) for (a) Large_IPs, (b) Meso_IPs and (c) Small_IPs at different characteristics scales. Large scale component of RMDTE: wavelength > 1000 km, thick solid line with circle; Mesoscale component of RMDTE: 200 km < wavelength < 1000 km, solid line with plus; Small scale component of RMDTE: thin solid line with triangle. The red and blue dashed line represent the time that meso and small scale RMDTE reaches extremum, respectively.

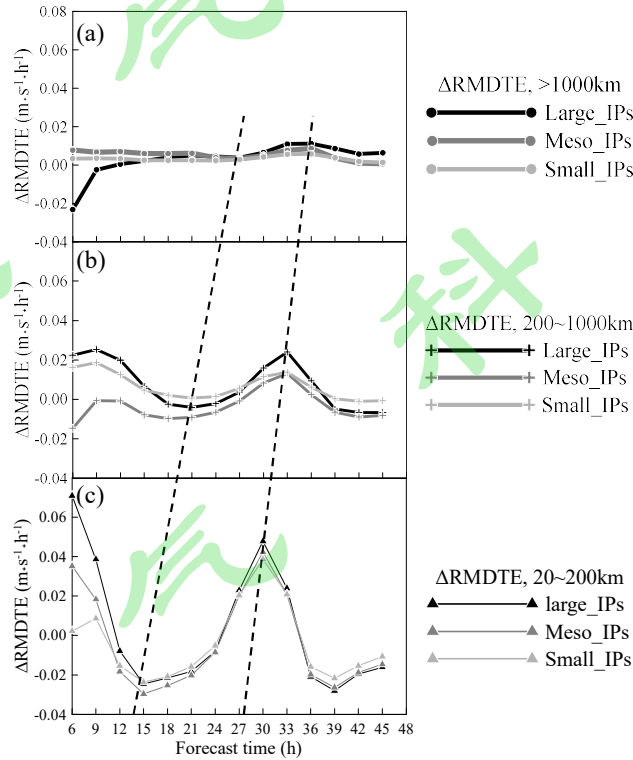


图10 积分区域平均 RMDTE 的大尺度 (a, 实心圆)、中尺度 (b, 加号) 和小尺度 (c, 三角形) 分量增长率 (单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$) 的时间序列。粗实线、中等粗实线和细实线分别代表 Large_IPs、Meso_IPs 和 Small_IPs。

Fig.10 Time series of the domain-averaged ΔRMDTE (unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{h}^{-1}$) at large scale (a, circle), mesoscale (b, plus) and small scale (c, triangle) component. The thick solid, solid and thin solid line denote the Large_IPs, Meso_IPs and Small_IPs, respectively.

综上所述,大尺度初始扰动的扰动总能量在初始 3 h 积分时段内的降尺度串级最强,而中、小尺度初始扰动的扰动总能量在前 3 h 的升尺度串级很弱;此外,三个尺度初始扰动的扰动总能量小尺度分量演变均表现为与对流活跃程度相联系的日变化特征,说明对流直接影响扰动小尺度分量;同时,积分 6 h 后均呈现从小尺度到中尺度,再到大尺度扰动总能量分量的升尺度增长。

5 总结与讨论

本文基于 GRAPES 3 km 水平分辨率的区域模式,利用其背景误差和一个二维随机型,构造了大、中、小三个尺度的初始扰动场,并选取先后发生了华南前汛期暴雨、江南暴雨和华北暴雨的一次典型天气过程,开展对流尺度集合预报试验,对比分析了大、中、小尺度初始扰动能量的日变化特征、垂直结构演变、水平演变和谱分析特征,获得如下结果和结论:

(1) GRAPES 3 km 对流尺度模式大、中、小尺度初始扰动总能量的增长过程存在明显差异。大尺度初始扰动总能量随着模式积分呈增长趋势,尤以对流层中高层的持续增长为甚;而中、小尺度初始扰动总能量的发展则以日变化为主,表现为对流活跃(微弱)的下午至傍晚(夜晚至清晨),扰动总能量显著增加(减小),且谱分析结果显示,且扰动总能量小尺度分量的日变化占主导,这可能是由于太阳辐射引起地表加热,使得白天的对流过程比夜晚活跃,且对流直接影响到扰动总能量的小尺度分量增长。此外,大、中、小尺度初始扰动总能量增长均以扰动动能为主,扰动位能在对流层低层的增长不可忽略。

(2) 大、中、小尺度初始扰动总能量的发展主要位于天气流型不稳定区域,具有环流依赖特征。在北支气流控制的中高纬天气区($40^{\circ} \sim 50^{\circ} \text{N}$),斜压不稳定较强的低槽区以大尺度初始扰动总能量增长为主,而斜压不稳定相对较弱区域(西北气流区)的大、中、小尺度初始扰动总能量均不发展;在中纬度 $30^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{N}$ 的北支和南支气流交汇区,仍以大尺度初始扰动总能量增长为主;在南支季风气流控制的中低纬天气区($20^{\circ} \sim 30^{\circ} \text{N}$),大、中、小尺度初始扰动总能量增长均较弱,扰动位能增长与区域降水大值率演变有较好的对应关系。

(3) 大、中、小尺度初始扰动总能量的谱分析结果表明,不同积分时段扰动总能量的多尺度串级特征有差异:积分前 3 h 主要为扰动总能量的大尺度分量向小尺度分量的降尺度串级;积分 6 h 后则表现为从小尺度到中尺度,再到大尺度扰动总能量分量的升尺度串级,且该升尺度串级现象与初始扰动尺度无关。

综上所述,对流尺度集合预报初始扰动能量演变与初始扰动尺度及天气流型有关,大尺度初始扰动的影响仍然很重要,不可忽略。因此在中国区域发展对流尺度集合预报时,有必要针对不同的不稳定天气区,构建具有尺度依赖和环流依赖的初始扰动结构。需要指出的是,受计算机资源限制,本文主要是采用一次典型天气个例开展研究,未来还需要选择更多天气个例进行集合预报试验,进一步认识对流尺度集合预报初始扰动的多尺度影响特征。

致谢 感谢中国气象局地球系统数值预报中心庄照荣研究员提供 GRAPES 3 km 对流尺度模式同化分析系统的背景误差, 感谢江苏省气象台庄潇然博士在滤波方面给出的指导, 感谢兰州大学大气科学学院陈雨潇在程序上给予的帮助。

参考文献 (References)

- Bauer P, Thorpe A, Brunet G. 2015. The quiet revolution of numerical weather prediction [J]. *Nature*, 525(7567): 47-55.
- Bei N, and Zhang F. 2007. Impacts of initial condition errors on mesoscale predictability of heavy precipitation along the MeiYu front of China [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 133(622): 83-99.
- Beljaars A C M. 2010. The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121(522): 255-270.
- 陈静, 陈德辉, 颜宏. 2002. 集合数值预报发展与研究进展 [J]. *应用气象学报*, 13(4): 497-506.
- Chen J, Chen D H, Yan H. 2002. A brief review on the development of ensemble prediction system [J]. *J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese)*, 13(4): 497-506.
- 陈静, 刘凑华, 陈法敬等. 2019. 一种基于可预报性的公众暴雨预报评分新方法 I: 中国暴雨可预报性综合指数 [J]. *气象学报*, 77(1): 15-27. Chen J, Liu C H, Chen F J, et al. 2019. A new verification method for heavy rainfall forecast based on predictability I: Synthetic predictability index of heavy rainfall in China [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 77(1): 15-27.
- 陈静, 李晓莉. 2020. GRAPES 全球/区域集合预报系统 10 年发展回顾及展望 [J]. *气象科技进展*, 10(2): 9-18+29. Chen J, Li X L. 2020. The Review of 10 Years Development of the GRAPES Global/Regional Ensemble Prediction [J]. *Adv. Meteor. Sci. Technol. (in Chinese)*, 10(2): 9-18+29.
- 陈雨潇, 徐致真, 陈静等. 2020. 随机参数扰动方法对中国冬季降水集合预报的影响 [J]. *大气科学*, 44(5): 984-996. CHEN Yuxiao, XU Zhizhen, CHEN Jing et al. 2020. Influence of Stochastically Perturbed Parameterization on Ensemble Forecasting of Winter Precipitation in China [J]. *Chin. J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 44(5): 984-996.
- Clark A J, Gallus Jr W A, Xue M, et al. 2009. A comparison of precipitation forecast skill between small convection-allowing and large convection-parameterizing ensembles [J]. *Wea. Forecasting.*, 24(4): 1121-1140.
- Denis B, Côté J, Laprise R. 2002. Spectral decomposition of twodimensional atmospheric fields on limited-area domains using the discrete cosine transform (DCT) [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 130(7): 1812-1829.
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the Winter Monsoon Experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46(20): 3077-3107.
- Duc L, Saito K, Seko H. 2013. Spatial-temporal fractions verification for high-resolution ensemble forecasts [J]. *Tellus A*, 65(1): 18171.
- Durran D R, Gingrich M. 2014. Atmospheric predictability: Why butterflies are not of practical importance [J]. *J. Atmos. Sci.*, 71(7): 2476-2488.
- Durran D R, Weyn J A. 2016. Thunderstorms do not get butterflies [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 97(2):

237-243.

- 杜钧, 陈静. 2010. 单一值预报向概率预报转变的基础: 谈谈集合预报及其带来的变革 [J]. 气象, 36(11): 1-11. Du J, Chen J. 2010. The Corner Stone in Facilitating the Transition from Deterministic to Probabilistic Forecasts-Ensemble Forecasting and Its Impact on Numerical Weather Prediction [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 36(11): 1-11.
- Epstein E S. 1969. Stochastic dynamic prediction [J]. Tellus, 21(6): 739-759.
- Hohenegger C, C Schär. 2007. Atmospheric predictability at synoptic versus cloud-resolving scales [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 88(11): 1783-1793.
- Hong S Y, Pan H L. 1996. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model [J]. Mon. Wea. Rev., 124(10): 2322-2339.
- Hong S Y, Lim J O J. 2006. The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6) [J]. J. Korea. Meteo., 42(2): 129-151.
- 黄昕, 周玉淑, 冉令坤等. 2021. 一次新疆伊犁河谷特大暴雨过程的环境场及不稳定条件分析 [J]. 大气科学, 45(1): 148-164. Huang Xin, Zhou Yushu, Ran Lingkun, et al. 2021. Analysis of the Environmental Field and Unstable Conditions on A Rainstorm Event in the Ili Valley of Xinjiang [J]. Chin. J. Atmos. Sci. (in Chinese), 45(1): 148-164.
- Johnson A, Wang X G, Xue M, et al. 2014. Multiscale characteristics and evolution of perturbations for warm season convection-allowing precipitation forecasts: Dependence on background flow and method of perturbation [J]. Mon. Wea. Rev., 142(3): 1053-1073.
- Johnson A, Wang X G. 2016. A Study of Multiscale Initial Condition Perturbation Methods for Convection-Permitting Ensemble Forecasts [J]. Mon. Wea. Rev., 144(7): 2579-2604.
- Kain J S, Coniglio M C, Correia J, et al. 2013. A Feasibility Study for Probabilistic Convection Initiation Forecasts Based on Explicit Numerical Guidance [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 94(8): 1213-1225.
- 孔凡铀. 2018. 雷暴尺度天气集合数值预报研究 [J]. 气象科技进展, 8(3): 53-60. Kong F Y. 2018. A Study of Storm-Scale Ensemble Forecast [J]. Adv. Meteor. Sci. Technol. (in Chinese), 8(3): 53-60.
- Leith C E. 1974. Theoretical skill of Monte Carlo forecasts [J]. Mon. Wea. Rev., 102(6): 409-418.
- Li X L, Charron M, Spacek L, et al. 2008. A regional ensemble prediction system based on moist targeted singular vectors and stochastic parameter perturbations [J]. Mon. Wea. Rev., 136(2): 443-462.
- 刘芸芸, 王永光, 龚振淞等. 2021. 2020 年汛期气候预测效果评述及先兆信号分析 [J]. 气象, 47(4): 488-498. Liu Y Y, Wang Y G, Gong Z S, et al. 2021. Precursory signals of the 2020 summer climate in China and evaluation of real-time prediction [J]. Meteor. Mon. (in Chinese), 47(4): 488-498.
- Lorenz E N. 1963. Deterministic non-periodic flow [J]. J Atmos Sci., 20:130-141.
- Lorenz E N. 1965. A study of the predictability of a 28-variable atmospheric model [J]. Tellus, 17(3): 321-333.

- 罗亚丽, 孙继松, 李英等. 2020. 中国暴雨的科学和预报: 改革开放 40 年研究成果 [J]. 气象学报, 78(3): 419-450. Luo Y L, Sun J S, Li Y, et al. 2020. Science and prediction of heavy rainfall over China: Research progress since the reform and opening-up of the People's Republic of China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 78(3): 419-450.
- 马旭林, 计燕霞, 周勃旻等. 2018. GRAPES 区域集合预报尺度混合初始扰动构造的新方案 [J]. 大气科学学报, 41(2): 248-257. Ma X L, Ji Y X, Zhou B Y, et al. 2018. A new scheme of blending initial perturbation of the GRAPES regional ensemble prediction system [J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 41(2): 248-257.
- 马旭林, 何佩仪, 周勃旻等. 2021. 集合变换卡尔曼滤波局地化对区域集合初始扰动的影响 [J]. 大气科学学报, 44(2): 314-323. Ma X L, He P Y, Zhou B Y, et al. 2021. Impact of localization of ensemble transform Kalman filter on initial perturbation of regional ensemble forecast [J]. Trans. Atmos. Sci. (in Chinese), 44(2): 314-323.
- 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.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave [J]. J. Geophys. Res., 102(D14): 16663-16682.
- 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.
- 潘旻, 谷军霞, 宇婧婧等. 2018. 中国区域高分辨率多源降水观测产品的融合方法试验 [J]. 气象学报, 76(5): 755-766. Pan Y, Gu J X, Yu J J, et al. 2018. Test of merging methods for multi-source observed precipitation products at high resolution over China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 76(5): 755-766.
- Schellander-Gorgas T, Wang Y, Meier F, et al. 2017. On the forecast skill of a convection-permitting ensemble [J]. Geosci. Model Dev., 10(1): 35-56.
- 王莉莉, 陈德辉. 2013. GRAPES Noah-LSM 陆面模式水文过程的改进及试验研究 [J]. 大气科学, 37(6): 1179-1186. Wang L L, Chen D H. 2013. Improvement and experiment of hydrological process on GRAPES Noah-LSM land surface model [J]. Chin. J. Atmos. Sci. (in Chinese), 37(6): 1179-1186.
- 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]. J. Atmos. Sci., 74(7): 2191-2210.
- 王璐, 沈学顺. 2019. 对流尺度集合预报与模式不确定性研究进展 [J]. 气象, 45(8): 1158-1168. Wang L, Shen X S. 2019. Review on the Representation of Model Uncertainty in Convection-Allowing Ensemble Prediction System [J]. Meteor. Mon., 45(8): 1158-1168 (in Chinese).
- Wu N G, Zhuang X R, Min J Z, et al. 2020. Practical and intrinsic predictability of a warm-sector torrential rainfall event in the South China monsoon region [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 125(4):

e2019JD031313.

- 薛纪善, 陈德辉. 2008. 数值预报系统 GRAPES 的科学设计与应用 [M]. 北京: 科学出版社, 32pp.
- Xue J S, Chen D H. 2008. Scientific Design and Application of Numerical Prediction System GRAPES [M]. Beijing: Science Press, 32pp.
- Yano J I, Ziemiański M Z, Cullen M, et al. 2018. SCIENTIFIC CHALLENGES OF CONVECTIVE-SCALE NUMERICAL WEATHER PREDICTION [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 99(4): 699-710.
- Zhang F, Snyder C, Rotunno R. 2003. Effects of moist convection on mesoscale predictability [J]. J. Atmos. Sci., 60(9): 1173-1185.
- 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.
- Zhang H B, Chen J, Zhi X F, et al. 2015. Study on multi-scale blending initial condition perturbations for a regional ensemble prediction system [J]. Adv. Atmos. Sci., 32(8): 1143-1155.
- Zhang X B. 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 Z, Zhou Y S, and Deng G. 2020. A modeling study on the mechanism of convective initiation of a squall line over northeastern China [J]. J Trop Meteor, 26(3): 336-347.
- 周玉淑, 刘璐, 朱科锋等. 2014. 北京“7.21”特大暴雨过程中尺度系统的模拟及演变特征分析 [J]. 大气科学, 38(5): 885-896. Zhou Yushu, Liu Lu, Zhu Kefeng, et al. 2014. Simulation and evolution characteristics of mesoscale systems occurring in Beijing on 21 July 2012 [J]. Chin. J. Atmos. Sci. (in Chinese), 38(5): 885-896.
- 庄潇然, 闵锦忠, 武天杰等. 2017. 风暴尺度集合预报中不同初始扰动的多尺度发展特征研究 [J]. 高原气象, 36(3): 811-825. Zhuang X R, Min J Z, Wu T j, et al. 2017. Development mechanism of multi-scale perturbation based on different perturbation methods in convection-allowing ensemble prediction [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 36(3): 811-825.
- Zhuang X R, Xue M, Min J Z, et al. 2021. Error Growth Dynamics within Convection-Allowing Ensemble Forecasts over Central U.S. Regions for Days of Active Convection [J]. Mon. Wea. Rev., 149(4): 959-977.