

# 江淮锋面和华南暖区两次暴雨过程 可预报性对比

陈茂钦<sup>1</sup> 徐海明<sup>1,2</sup>

## 摘要

以2008年6月9—10日江淮地区的锋面暴雨和2008年6月6—7日华南地区的暖区暴雨为例,采用模式试验的方法,研究了这2个不同地域不同类型的暴雨的模式可预报性的差异.控制试验的结果表明,2个地区的暴雨都可以用WRF模式得到较好的模拟再现.通过在控制试验的初始场上对温度场和风场添加高斯随机扰动误差构造敏感性集成员,结果表明初始场的微小误差在24 h内使得华南暴雨与江淮暴雨的模拟结果都发生较大改变,但华南暴雨的误差增长快于江淮暴雨,导致华南暴雨模拟结果发生更大的改变.通过对集合离散度的分析表明,华南暴雨与江淮暴雨的离散度都随积分时间延长而不断增大,但华南暴雨的集合离散度增长更快,华南暴雨的集合离散度在模式各层上都远大于江淮暴雨.从误差增长和集合预报的角度讲,华南暴雨的模式可预报性比江淮暴雨的模式可预报性差.

## 关键词

可预报性;暴雨;地域差别

中图分类号 P435

文献标志码 A

收稿日期 2010-09-25

资助项目 江苏省“六大人才高峰”培养对象资助项目(07-A-012)

作者简介

陈茂钦,男,硕士生,研究方向为中尺度暴雨与数值模拟.chenmaoqin@hotmail.com

徐海明(通信作者),男,博士,教授,主要从事区域气候与海陆气相互作用、季风动力学的研究.hxu@nuist.edu.cn

## 0 引言

大气是一个混沌非线性系统,微小的初始误差在大气中的增长过程十分复杂,有时很小的初始误差通过“蝴蝶效应”会演变成很大的误差,有时误差增长过程则不那么显著,大气可预报性的概念因此被提出<sup>[1-2]</sup>.广义来说,大气的可预报性有内在的可预报性和实际可预报性2个不同的含义.由于大气的混沌特性,有可能使得十分微小的初始误差通过非线性增长导致系统出现重大的偏差,导致预报失败,这是大气内在的可预报性含义<sup>[3]</sup>;实际的可预报性是指由于模式的不完善,初始条件的误差以及计算误差,现有的模式预报水平达不到理论上的可预报极限,其实质是指在现有的模式水平和初值条件下,对大气的预报能力<sup>[4]</sup>.目前在大气可预报性研究中使用最多的主要有2种方法:一种是利用非线性动力系统理论的方法<sup>[5-7]</sup>;另一种是利用数值模式进行数值试验的方法<sup>[8-11]</sup>.由于数值模式已经成为天气预报的主要工具,因此利用数值模式研究可预报性具有现实意义.暴雨是大气内部过程剧烈调整的过程,其可预报性得到高度重视<sup>[12]</sup>.初始误差在暴雨过程中的增长直接影响到暴雨的预报结果.Simmons等<sup>[13]</sup>的研究证实初始误差对模式预报结果有重要影响,且尺度越小误差增长越快.丁瑞强等<sup>[14]</sup>在研究初始误差和参数误差对Lorenz系统的可预报性影响时发现,初始误差和参数误差都对系统的可预报期限有影响,当初始误差远大于参数误差时,可以不用考虑参数误差对模式可预报性的影响.Zhang等<sup>[15]</sup>研究指出小尺度和小振幅的初始误差在模式中快速增长并且升尺度影响到中尺度预报.Liao等<sup>[16]</sup>进一步研究了梅雨锋过程中初始误差在模式中的增长过程,得出模式中微小误差的增长分3个阶段:第1阶段,误差的振幅和尺度同时增长,但误差的增长主要表现在振幅的增长上,误差增长的主要原因是对流不稳定,在这个阶段,误差增长主要局限在中低层;第2阶段,误差增长升尺度阶段,误差增长的水平尺度增长的主要影响因素为对流加剧,同时,误差的振幅因为对流活动减弱而减小;第3阶段,误差的水平尺度增长被限制在梅雨锋范围内,近于稳定,同时,误差的振幅因为新对流的发展而增大.Zhang等<sup>[17]</sup>的研究结果认为湿对流活动是误差增长的主要来源.Zhai等<sup>[18]</sup>的研究指出实际的模式初始条件的不确定性比由边界条件的不确定性引起的模拟降水误差更显著.

1 南京信息工程大学 大气科学学院,南京,210044

2 南京信息工程大学 气象灾害省部共建教育部重点实验室,南京,210044

我国多暴雨,且暴雨具有不同的地域特征.江淮和华南地区都是暴雨多发地区,江淮地区多发生梅雨锋暴雨,而华南地区有一类特有的暖区暴雨,发生在锋前暖区中,雨量较大.赵玉春等<sup>[19]</sup>的研究指出梅雨锋暴雨和锋前暖区暴雨不仅在中尺度雨团活动、系统动力结构、大气不稳定机制和大气加热结构等方面存在明显的差异,而且在水汽输送、中尺度环境以及与暴雨有关的垂直环流之间也存在着不同之处.暖区暴雨由于其模拟难度大,暴雨发生前天气尺度扰动的信号弱,业务预报中经常出现漏报和空报.目前对于这2个地区不同类型的暴雨,对其误差增长和可预报性是否存在差异的研究还不多见,而研究这2个地区不同类型暴雨的可预报性差异,对于加深我国暴雨可预报性的认识,提高暴雨预报预测水平都有重要意义.本文利用WRF(Weather Research and Forecasting)中尺度天气研究和预报模式,采用数值试验的方法,通过选取江淮和华南地区的暴雨个例各1个,研究它们之间的可预报性差异.

## 1 资料、数值模式介绍与试验设计

本文用到的资料包括美国国家气候环境预测中心NCEP(National Centers of Environmental Research)的再分析资料(分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$ ),一天4个时次,分别为02、08、14、20时(北京时间,下同);中国气象局台站观测降水资料,一天4个时次,分别为02、08、14、20时;TRMM卫星观测的3B42RT<sup>[20]</sup>降水资料,

分辨率为 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ .TRMM卫星是为研究热带降水而专门研制的,在实际应用中发现其对中低纬陆地降水亦具有较好的观测能力,3B42RT降水资料是TRMM卫星与其他卫星的观测联合反演的降水产品.WRF模式在国内外的大气数值研究领域得到普遍应用,大多数结果都表明该模式具有较高的预报能力.本文数值模拟采用WRFV3.1.1质量坐标版本,模式网格设计为双向两重嵌套.图1a为江淮暴雨模拟区域网格设置和模式地形,江淮暴雨的模拟中心位于( $118^\circ\text{E}, 29^\circ\text{N}$ ).格点数分别为 $93 \times 82 \times 28$ 、 $121 \times 109 \times 28$ ,对应格距为45、15 km.两重网格均使用WSM3微物理过程参数化方案,KF(Kain-Fritsch)积云对流参数化方案.模式从2008年6月9日02时开始积分,共积分24 h,两重网格的积分步长为270、90 s.图1b为华南暴雨模拟区域网格设置和模式地形,华南暴雨的模拟中心位于( $113^\circ\text{E}, 21^\circ\text{N}$ ).格点数分别为 $110 \times 80 \times 28$ 、 $142 \times 136 \times 28$ ,对应格距为45、15 km.两重网格均使用Lin等微物理过程参数化方案,BMJ(Betts-Miller-Janjic)积云对流参数化方案.模式从2008年6月6日02时开始积分,共积分24 h,两重网格的积分步长为120、30 s.模式初始场和边界场均采用NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料.

暴雨模拟过程中,初始场上微小的误差会随着模拟时间的延长逐渐增长和升尺度,进而影响到1到2天的预报<sup>[15]</sup>.在同样大小的初始误差情况下,

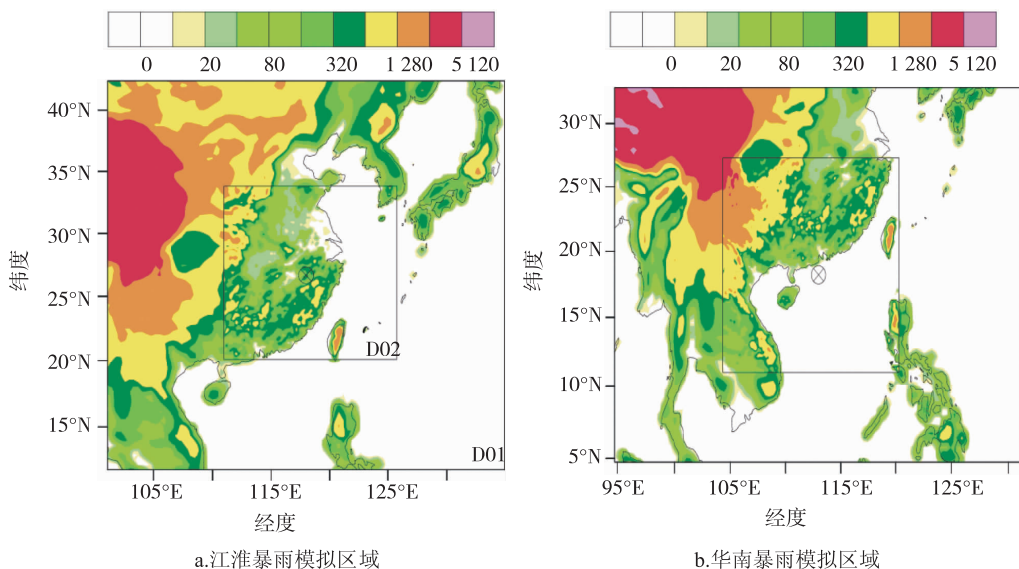


图1 模式模拟区域(阴影为模式地形;单位:m)

Fig. 1 Spatial domains for model experiments and model terrain (shaded; units: m)

如果模式的初始误差增长较快,那么相对的可预报性就较差. 本文首先设计了江淮暴雨的控制试验(CNTL-JH)和华南暴雨的控制试验(CNTL-HN). 在控制试验模拟效果较好的情况下,分别对江淮暴雨控制试验的初始场和华南暴雨控制试验的初始场添加随机的初始误差,构造敏感性试验成员,以考察误差在2个个例暴雨中的增长演变过程. 增加到初始场上的误差是随机的高斯误差<sup>[21]</sup>,满足均值为0,振幅为1的标准正态分布. 初始误差添加在江淮暴雨和华南暴雨的温度( $T$ )和风场( $U, V$ )上,观测误差分别取为1 K, 2 m/s, 2 m/s. 按照这个方案,对江淮暴雨试验,初始场的 $T, U, V$ 分别增加和减去高斯误差,得到6个敏感性试验成员,分别命名为JHat, JHau, JHav, JHmt, JHmu, JHmv. 对华南暴雨试验,初始场的 $T, U, V$ 分别增加和减去高斯误差,得到6个敏感性试验成员,分别命名为HNat, HNau, HNav,

HNmt, HNmu, HNmv. 误差只添加在初始场的第1重区域上,第2重区域上的误差通过在模拟过程中的反馈作用得到,边界场上不添加误差. 本文分析环境场均采用NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料.

## 2 江淮暴雨和华南暴雨的天气形势简介

2008年6月中上旬,我国南方地区中低空不断受到低槽和切变线影响,冷暖空气交汇频繁,地面华南准静止锋维持,出现了一段持续时间较长的强降雨天气. 本文选取这一时期发生在2个不同地区的暴雨个例各1个(图2). 华南暴雨的个例选取在2008年6月6—7日,降水中心位于广东阳江地区(24 h总雨量为205.8 mm);江淮暴雨选取的个例在2008年6月9—10日,降水中心在安徽黄山地区(24 h总雨量为163.9 mm). 这次江淮暴雨主要发生在长江中下游的切变线的南侧,中心位于湖北的气旋

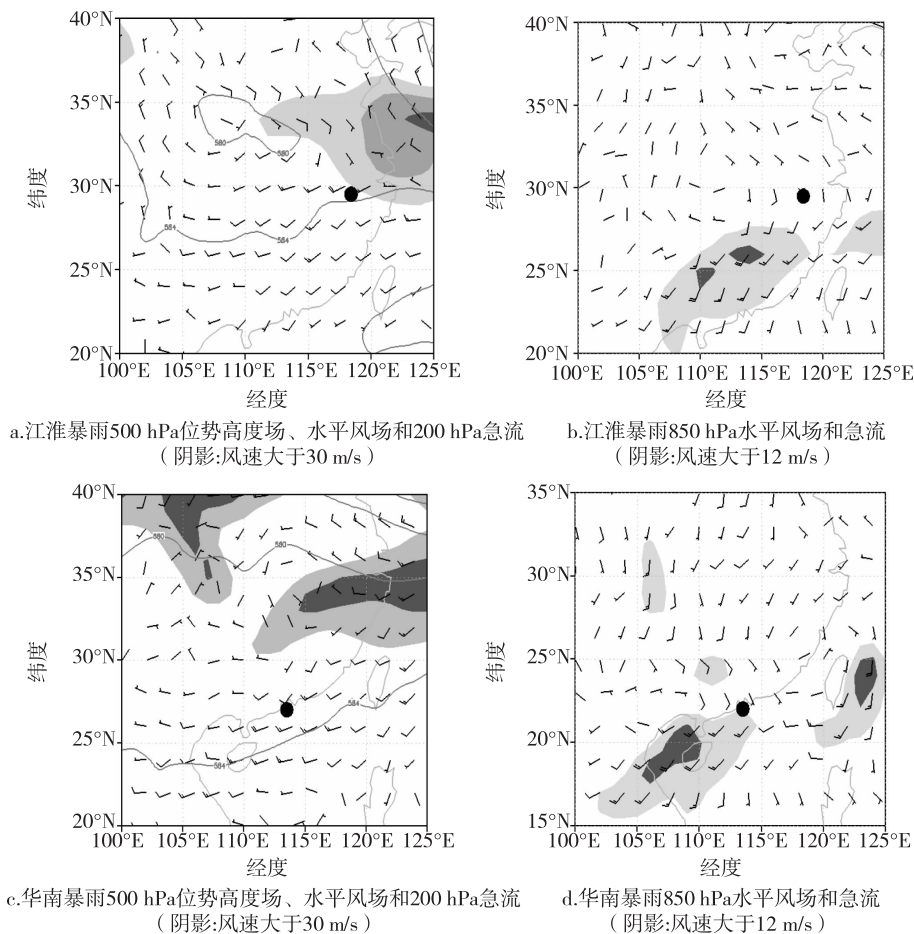


图2 6月9日02时江淮暴雨和6月6日02时华南暴雨的环流形势 (位势高度场单位:gpm;全风向杆代表13 m/s;实心圆点为暴雨中心)

Fig. 2 The circulation of rainstorm in Yangtze-Huaihe River Basin at 02 CST, June 9 and South China at 02 CST, June 6 (potential height field:gpm;full barb = 13 m/s;solid dots stands for rainstorm center)

的前部和200 hPa高空急流的右后方(图2a,图2b).华南暴雨主要发生在广东沿海一带的低空切变线南侧一致的西南气流里,其暴雨区西侧也有气旋存在,但这个气旋是个浅薄系统,到500 hPa上已经是较为平直西风气流了,暴雨区发生在低空急流的左前方(图2c,图2d).从这2场暴雨发生的环境场来看,主要的影响系统都是低空切变线,高低空急流.

锋前暖区暴雨,它一般发生在地面锋面系统前200~300 km的位置,有时发生在西南风和东南风的汇合气流中,甚至无明显切变的西南气流里<sup>[22]</sup>,而江淮梅雨锋暴雨则主要发生在梅雨锋上.图3为过暴雨中心的假相当位温与雨量配置,本文选取的华南暖区暴雨(图3b),6 h雨量达到100 mm.从图中可以看出假相当位温密集带位于24°N,这也就是锋面所在地区,而主要的降雨区位于22°N,距锋面大约200 km,暴雨发生在一致的西南暖湿气流里,只在近地面层有弱北风侵入,具有典型的暖区暴雨特征.相对而言江淮地区的雨量较小(图3a),6 h雨量只有60 mm,锋面位于30°N,锋面随高度向北倾斜,暖空气沿锋面爬升,近地面层为冷空气控制,主要的雨区发生在锋面上,属于很明显的锋面降水过程.

### 3 控制试验模拟结果及与实况对比

#### 3.1 江淮暴雨控制试验模拟结果及与实况对比

图4a为9日02时—10日02时24 h模拟第2

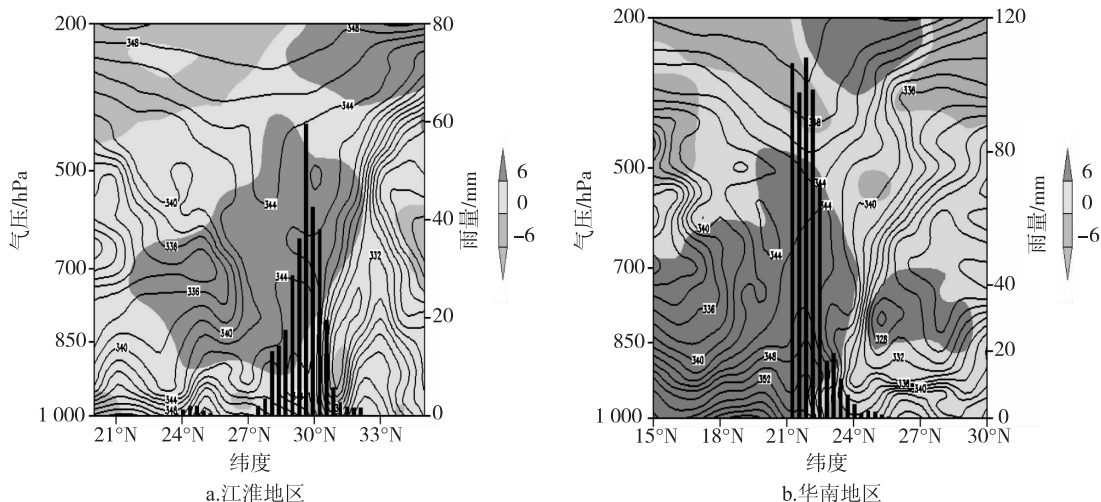


图3 江淮地区6月9日08时沿118°E剖面的假相当位温线(等值线;K)与6月9日08—14时的雨量(mm)配置和华南地区6月6日08时沿112°E剖面的假相当位温线与6月6日08—14时的雨量配置(阴影为经向风分量;单位:m/s)

Fig. 3 Vertical cross-section diagram(118°E) of potential pseudo-equivalent temperature(isoline, unit:K) of 08 CST June 9 and precipitation(mm) from 08 CST June 9 to 14 CST June 9 in Yangtze-Huaihe River Basin, vertical cross-section diagram(112°E) of potential pseudo-equivalent temperature of 08 CST June 6 and precipitation(unit:mm) from 08 CST June 6 to 14 CST June 6(V-wind with shaded;units:m/s)

重网格模拟的累积降水量,降水量50 mm以上的暴雨区分布在安徽、江西、湖南和浙江,降水带呈东西走向.与降水实况图4b相比,模拟暴雨落区的位置与实况比较吻合.模拟的暴雨中心与实况主要降水中心均在安徽黄山地区,次要的降水中心位于江西北部,模拟的雨量偏大,但从总体而言模拟的24 h暴雨区的位置、范围和量级与实况基本一致.图5为暴雨主要区域模拟与实况(TRMM资料)逐3 h降水演变曲线.6月9日05—11时,模拟的降水变化与实况降水变化不尽一致,但是从6月9日11时到模拟结束,模拟的降水与实况的降水变化一致,都呈逐3 h下降趋势,模拟的降水比实况降水偏大,但基本能够模拟出降水的变化趋势,表明模式正确反映了本次强降水过程.

#### 3.2 华南暴雨控制试验模拟结果及与实况对比

图6a为6日02时—7日02时24 h模拟第2重网格模拟的累积降水量,模拟的雨带呈东西走向,主要暴雨中心有2个,1个位于广东阳江地区,一个位于广东台山地区.与降水的实况图6b相比,雨带位置及暴雨中心都比较吻合,模拟的总雨量比TRMM卫星资料反演的降水少30 mm,在海上模拟出一个弱的虚假雨带.图7为暴雨主要区域的模拟与实况(TRMM资料)逐3 h降水演变曲线.从6月6日05—11时,雨量增大,6月6日11时到模拟结束,雨量逐3 h减少.模拟的雨量变化趋势与实况的雨

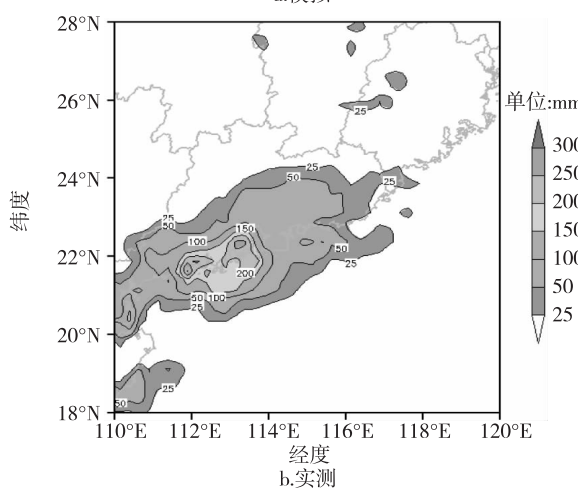
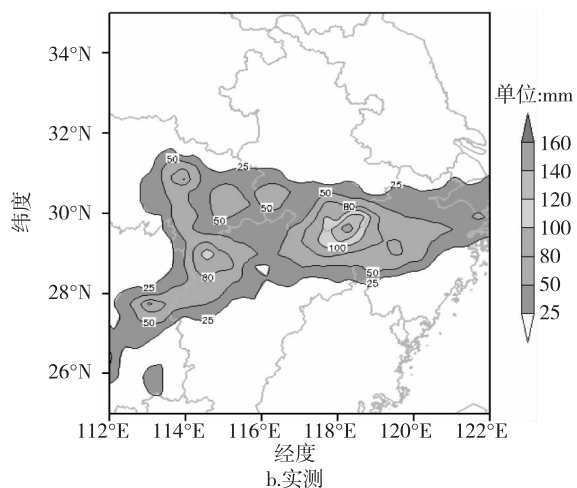
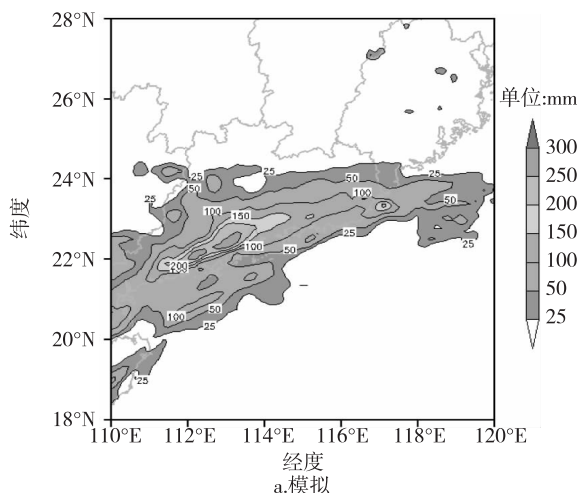
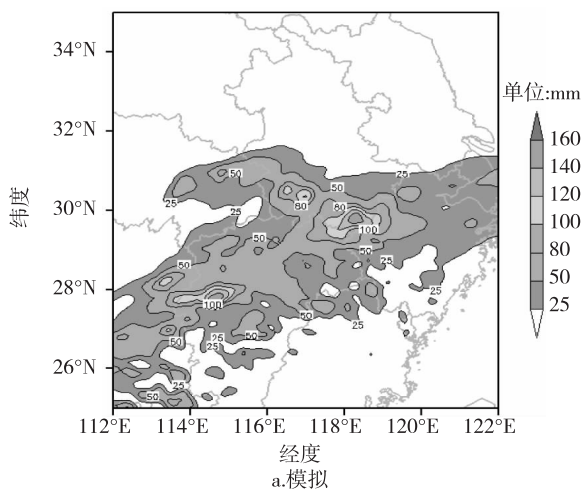


图4 6月9日02时—6月10日02时江淮暴雨24 h降水量  
Fig. 4 24 hour precipitation from 02 CST June 9 to 02 CST June 10 in Yangtze-Huaihe River Basin

图6 6月6日02时—6月7日02时华南暴雨24 h降水量  
Fig. 6 24 hour precipitation from 02 CST June 6 to 02 CST June 7 in South China

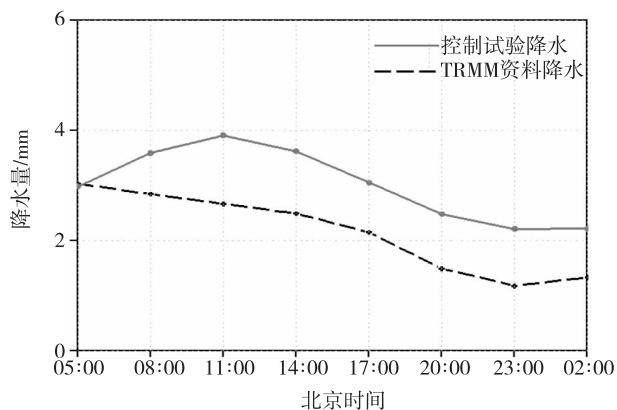


图5 6月9日江淮暴雨主要区域(112~124°E,25~33°N)面降水量随时间变化  
Fig. 5 The changes of 3 hour precipitation averaged over domain (112—124°E,25—33°N) in Yangtze-Huaihe River Basin

量变化趋势较为一致,模拟的降水量比 TRMM 降水量大,这与江淮暴雨模拟的平均雨量偏大是一致的.因此,这有可能是模式本身就会使得模拟降水有偏大的趋势,但模式模拟的降水与 TRMM 资料降水呈现出一致的变化趋势,说明模式完全模拟出了2次降水过程的变化特点.

#### 4 可预报性分析

##### 4.1 理论基础及主要计算方法说明

在控制试验的初始场上添加符合高斯分布的微小误差,其误差将在模拟过程中不断增长,影响到最终的模拟结果.本文对江淮暴雨与华南暴雨都设计了6个敏感性成员,把每个敏感性成员与控制试验的差异认为是由添加的高斯扰动误差引起的.在同样的初始误差情况下,如果敏感性成员与控制试验的差异大,那么误差在暴雨过程中增长较快,其模式

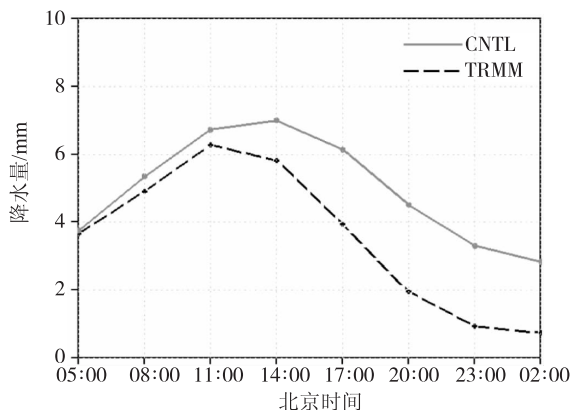


图7 华南暴雨主要区域(107~117°E,18~25°N)面降水量随时间变化

Fig. 7 The changes of 3 hour precipitation averaged over domain (107—117°E,18—25°N) in South China

可预报性就较差. 为了对敏感性成员的差别作定量描述, 分别计算敏感性成员的总能量偏差<sup>[15]</sup>为

$$I_{DTE} = 1/2 \sum (U'_{ijk}{}^2 + V'_{ijk}{}^2 + KT'_{ijk}{}^2), \quad (1)$$

其中  $U'$  是控制试验与敏感性试验的纬向风的差值,  $V'$  是经向风的差值,  $T'$  是温度的差值,  $i, j, k$  分别为模式  $x$  方向、 $y$  方向、垂直方向的格点数,  $K = C_p/T_r$ ,  $C_p$  为比定压热容, 一般取  $1004.6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2} \text{ K}^{-1}$ ,  $T_r$  为参考温度, 一般取  $287 \text{ K}$ . 参照集合预报的方法, 把加了扰动误差的敏感性成员认为是集合预报的成员, 计算其集合离散度<sup>[23]</sup>. 离散度是表征集合成员之间不一致的量. 一般来说, 离散度大, 可预报性就差, 其计算公式为

$$d_r(k, t) = \left[ \frac{1}{M \times N} \sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^m (\varphi_r(i, j, k, t) - \varphi'(i, j, k, t))^2 \right]^{1/2}, \quad (2)$$

其中  $i, j, k$  分别为模式  $x$  方向、 $y$  方向、垂直方向的格点数,  $t$  为模拟时间,  $\varphi'(i, j, k, t)$  为敏感性成员的平均值,  $N$  为纬向方向上的格点数,  $M$  为经向方向上的格点数.

#### 4.2 初始场的微小误差对总雨量模拟的影响对比

添加在初始场上的微小误差在模拟的过程中将不断增长, 对暴雨的模拟结果产生较大影响. 图 8a 为江淮暴雨控制试验 (CNTL-JH) 与敏感性成员 (JHmt) 模拟总雨量的差值图. JHmt 与控制试验的差值大值区主要在暴雨中心的西南侧, 靠近南部山区差值较小, 范围也不大. 图 8b 为华南暴雨控制试验 (CNTL-HN) 与敏感性成员 (HNmt) 模拟总雨量的差

值图. HNmt 与控制试验的差值大值区在暴雨中心区, 差值较大, 范围也广, 该区域也是暴雨对流旺盛的区域. 这与 Liao 等<sup>[16]</sup>的研究结果认为误差主要在暴雨中心区产生一致. 从图 8a 与图 8b 对比来看, 华南暴雨产生差值的范围更广, 差值也更大. 对其他敏感性试验成员与控制试验的差值结果分析得到相似的结论, 都是华南暴雨产生差值的范围更广且差值也更大(图略). 这表明江淮暴雨的初始扰动误差增长在暴雨模拟过程中增长十分缓慢, 而华南暴雨的初始误差在暴雨模拟过程中增长迅速, 导致其模拟结果发生了更大的改变, 同时江淮暴雨的误差增长主要在其西南侧产生, 而华南暴雨的误差主要在暴雨中心对流旺盛区域产生.

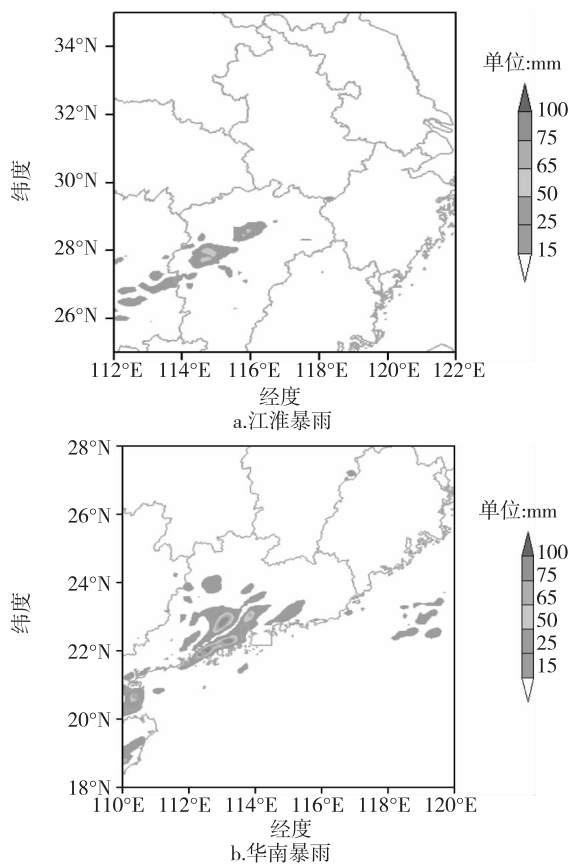


图8 控制试验与敏感性试验 24 h 总雨量差值

Fig. 8 The 24 hour precipitation differences between control experiment and tem-sensitivity experiment

#### 4.3 集合成员总能量偏差和集合离散度的对比

为了定量描述敏感性成员与各自控制试验之间的差别, 同时为便于对 2 场暴雨作比较, 计算了江淮暴雨主要区域与华南暴雨主要区域的总能量偏差, 所指主要区域为以模拟中心经纬度为中心的一个  $81$

格点  $\times$  61 格点大小的区域. 下文计算集合离散度也是指主要区域的集合离散度. 图 9 为江淮暴雨 6 个敏感性成员与华南暴雨 6 个敏感性成员的总能量偏差随模拟时间的演变图. 积分的前 8 h, 各个敏感性试验成员的 DTE 都缓慢地增长, 8 h 以后 DTE 的增长开始加速, 并且在 12 h 以后江淮暴雨与华南暴雨的 DTE 增长出现显著的分离现象, 华南暴雨的 DTE 增长比江淮暴雨快速. 2 例暴雨的误差增长都表现为对温度扰动误差比较敏感. Zhang 等<sup>[24]</sup> 的研究认为在误差增长升尺度以后, 误差增长与大尺度背景场的不稳定性有关. 本文选取的 2 个个例中, 在误差增长的后期阶段, 华南暴雨的误差增长远快于江淮暴雨的误差增长, 因此, 华南暴雨的大尺度稳定性比江淮暴雨差. Liao 等<sup>[16]</sup> 指出随着观测误差取值不一样, DTE 的增长规律呈现出比较一致的变化, 且误差增长对小尺度初始误差的振幅不敏感, 误差增长主要取决于大气内在的不稳定性. 在本例中, 华南暴雨的误差增长在积分 10 h 以后就超越江淮暴雨, 说明华南暴雨比江淮暴雨更不稳定, 其可预报性较江淮暴雨要差.

图 10a 为江淮暴雨 6 个敏感性成员与华南暴雨 6 个敏感性成员的区域离散度随模拟时间的演变图. 积分的前 8 h, 各个敏感性成员的离散度都缓慢增长, 8 h 以后离散度增长加速, 12 h 以后江淮暴雨

与华南暴雨的离散度增长出现显著的分离, 江淮暴雨的离散度增长缓慢, 华南暴雨的离散度增长快速. 这与总能量偏差的增长规律有类似之处, 这进一步说明了由于华南暴雨的误差增长快于江淮暴雨的误差增长, 所以导致离散度的增长也快于江淮暴雨. 图 10b 为积分到第 17 小时江淮暴雨与华南暴雨的离散度随模式层次的变化图. 江淮暴雨 6 个敏感性成员的离散度在各个层次上都比华南暴雨小. 各个敏感性成员的离散度随模式层次增高都呈增大趋势, 在 20 层左右离散度达到最大, 随后迅速减小. 一般而言, 离散度大, 可预报性就小<sup>[23]</sup>. 因此, 华南暴雨的可预报性较江淮暴雨的可预报性差.

### 5 结论与讨论

本文通过对选取的一个江淮暴雨个例与一个华南暴雨的个例进行数值模拟, 在模拟较为成功的基础上分别对 2 例暴雨的初始场添加符合高斯分布的随机扰动误差, 观察扰动误差的增长演变情况. 结果如下.

1) WRF 模式可以较为成功地模拟再现江淮地区的锋面暴雨和华南地区的暖区暴雨. 分别在江淮暴雨与华南暴雨控制试验的初始场上添加随机的初始扰动误差后, 误差在 2 个个例暴雨的模拟中都得到增长而对暴雨模拟结果产生较大影响, 其中, 2 场

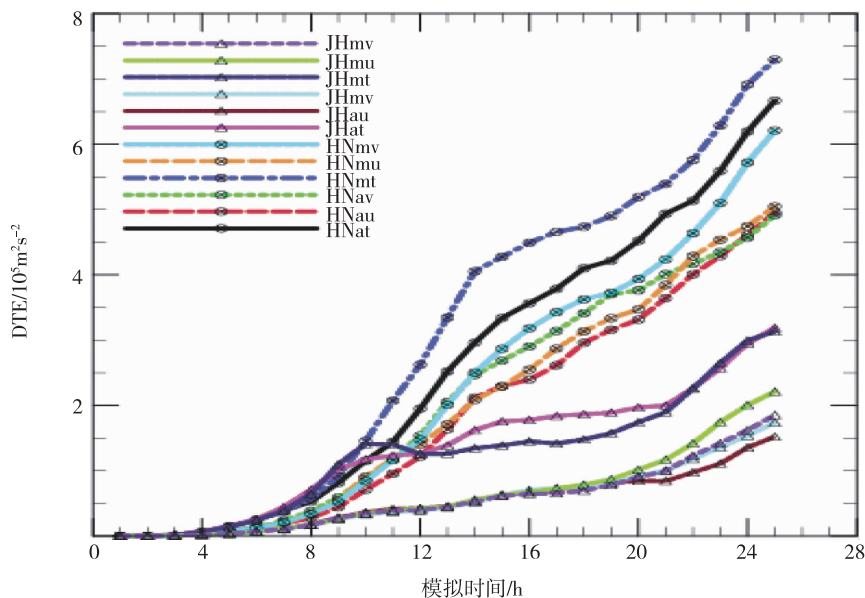


图 9 控制试验与敏感性试验在暴雨主要区域(81 格点  $\times$  61 格点)的总能量偏差(DTE;  $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ )随模拟时间的演变 (带三角标记为江淮暴雨曲线, 带圆圈标记为华南暴雨曲线)

Fig. 9 The changes of DTE( $10^5 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ) differences between control experiment and sensitivity experiment in the main rainstorm domain (81 grid  $\times$  61 grid) of Yangtze-Huaihe River Basin (curve with triangle), and South China (curve with ring)

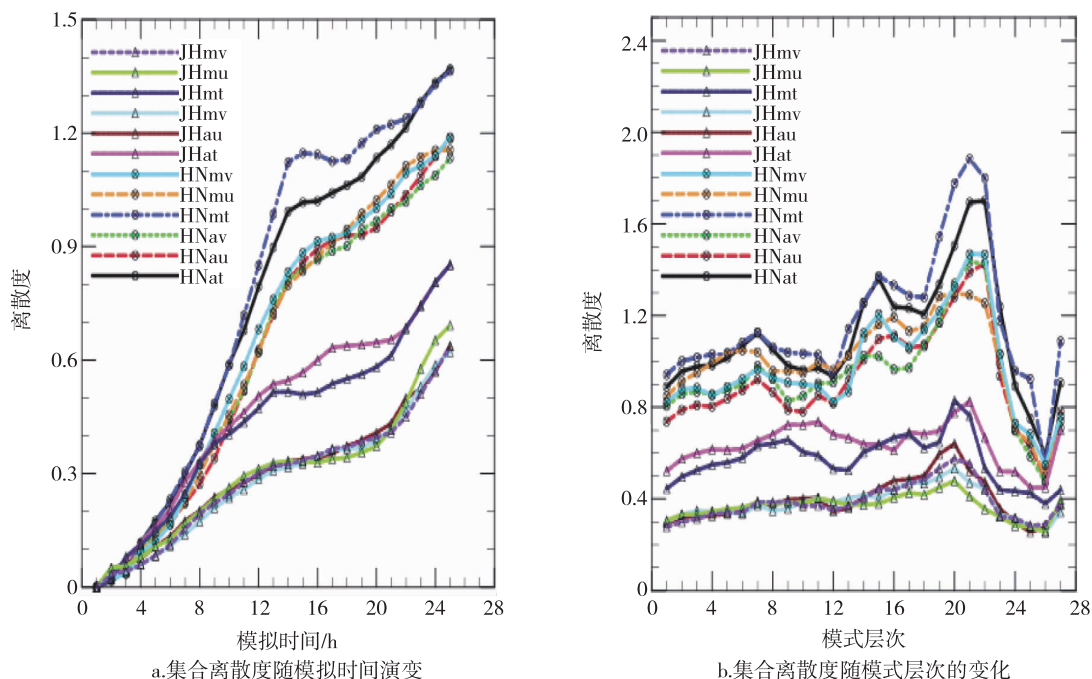


图10 敏感性试验成员在暴雨主要区域(81格点 $\times$ 61格点)的集合离散度随模拟时间演变及集合离散度随模式层次的变化(积分到第17小时)(带三角标记为江淮暴雨曲线,带圆圈标记为华南暴雨曲线)

Fig. 10 The changes of dispersion for members of sensitivity experiment with time and with model level after 17 h integral in the main rainstorm domain(81 $\times$ 61) of Yangtze-Huaihe River Basin(curve with triangle) and South China (curve with ring)

暴雨都表现出对温度场的初始扰动误差最敏感。

2) 对温度场初始扰动误差的模拟结果表明:对温度场添加初始扰动误差以后,江淮暴雨的模拟结果改变主要产生在暴雨中心区域的西南侧;华南暴雨的模拟误差在暴雨中心区域产生,这也是对流旺盛区域。

3) 初始扰动误差在2场暴雨中的增长呈现出不同的规律.积分前8h,2场暴雨的总能量偏差都增长缓慢,8h以后总能量偏差开始快速增长,12h以后2场暴雨的总能量增长偏差出现明显分离,华南暴雨的总能量偏差增长大于江淮暴雨且一直保持到暴雨模拟结束。

4) 参照集合预报的方法,把敏感性成员作为集合预报成员计算其集合离散度发现,华南暴雨的集合离散度从积分12h以后超过江淮暴雨,积分到第17小时时,华南暴雨的离散度在模式的各个层次上都比江淮暴雨大.以上结果表明,微小的随机初始扰动误差在华南暴雨模拟过程中增长更快,对模拟结果有更大影响,从这个意义上来说,其模式的可预报性较江淮暴雨差。

尽管选取的江淮暴雨过程的例子雨量比华南暴雨的雨量小,但是在江淮流域2个雨量相当的例子

上做同样的敏感性试验发现,其误差增长大小与雨量大小没有必然联系.因此可以说明尽管误差从对流集中区域开始增长,但是误差增长速度并不完全与对流强度成正比.另一方面从选例的代表性来说,江淮地区的锋面暴雨雨量普遍比华南地区的暖区暴雨雨量少,因此本文的选例具有代表性,所得结论也有一定的代表性。

暴雨的可预报性具有模式依赖性.在数值模式发展的初期,由于模式的过分简化导致的预报误差是影响可预报性的主要原因,但随着数值模式的发展,现在的数值模式已经非常复杂.有研究表明,在全球数值天气预报模式中热带外地区的天气预报误差并非主要归咎于模式缺陷<sup>[25]</sup>.本文使用的WRF模式是较为先进的中尺度模式,因此其模式误差将更小.本文中2个个例的预报误差增长主要取决于添加到初始场上的微小误差,微小误差在2个暴雨过程中不同的增长速度,可能与这2个个例中大气环流形势的差异以及大尺度气流的不稳定性有关. Carbone等<sup>[26]</sup>研究认为如果对流是有组织的或者是较大尺度的运动强迫造成的,那么对流降水仍然是可预报的,并且比单个雷暴造成的降水的可预报性要大得多.江淮暴雨发生在锋面上,与锋面关系密



切,其对流有可能是由锋面强迫出来,所以其可预报性可能较好. 华南暴雨发生在锋前暖区中,与锋面的距离较远,主要的降水产生在锋前强盛的西南气流中,其机制还不清楚,不确定性较多. 同时,由于在亚热带对积云参数化方案的设计比较困难,而积云对流在亚热带地区又远比在中纬度地区的影响大,因而亚热带的数值模拟难度也更大,其模式可预报性可能也较差,这可能是华南暴雨可预报性较江淮暴雨差的原因之一. 当然本文结论只是在2个个例的模拟研究的基础上得到的,是否符合一般性的规律,还需要得到更多更有力的证据,因此,对华南暴雨与江淮暴雨这2类不同地域不同类型的暴雨可预报性问题还需要进一步的深入研究.

## 参考文献

### References

- [ 1 ] Thompson P D. Uncertainty of initial state as a factor in the predictability of large scale atmospheric flow patterns [J]. *Tellus*, 1957, 9(3) : 275-295
- [ 2 ] Lorenz E N. The predictability of hydrodynamic flow [J]. *Trans N Y Acad Sci; Ser II*, 1963, 25(4) : 409-432
- [ 3 ] Lorenz E N. The predictability of a flow which possesses many scales of motion [J]. *Tellus*, 1969, 21 ( 3 ) : 289-307
- [ 4 ] Lorenz E N. Predictability: A problem partly solved [C] // *Proc Seminar on Predictability: I. Reading, United Kingdom, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*, 1996; 1-19
- [ 5 ] Fraedrich K. Estimating the dimensions of weather and climate attractors [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1986, 43(5) : 419-432
- [ 6 ] Fraedrich K. Estimating weather and climate predictability on attractors [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1987, 44(4) : 722-728
- [ 7 ] Keppenne C L, Nicolis C. Global properties and local structure of the weather attractor over western Europe [J]. *Journal of Atmospheric Sciences*, 1989, 46 ( 15 ) : 2356-2370
- [ 8 ] Mintz Y. Very long-term global integration of the primitive equations of atmospheric motion [C] // *WMO-IUGG Symposium on Research and Development Aspects of Long-Range Forecasting*. WMO, Technology Note, 1964, 66 : 141-155
- [ 9 ] 陈明行, 纪立人. 数值天气预报中的误差增长及大气可预报性 [J]. *气象学报*, 1989, 47(2) : 147-155  
CHEN Mingxing, JI Liren. Error growth in numerical prediction and atmospheric predictability [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 1989, 47(2) : 147-155
- [ 10 ] Simmons A J, Mureau R, Petroliaigis T. Error growth and estimates of predictability from the ECMWF forecasting system [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1995, 121 ( 527 ) : 1739-1771
- [ 11 ] 王会军, 陈丽娟, 李维京, 等. 中国区域月平均温度和降水的模式可预报性分析 [J]. *气象学报*, 2007, 65 ( 5 ) : 725-732  
WANG Huijun, CHEN Lijuan, LI Weijing, et al. Predictability of DERF on monthly mean temperature and precipitation over China [J]. *Acta Meteor Sinica*, 2007, 65 ( 5 ) : 725-732
- [ 12 ] 周秀骥. 大气随机动力学与可预报性 [J]. *气象学报*, 2005, 63(5) : 806-811  
ZHOU Xiuji. Atmospheric stochastic dynamics and predictability [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2005, 63(5) : 806-811
- [ 13 ] Simmons A J, Hollingsworth A. Some aspects of the improvement in skill of numerical weather prediction [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2002, 128(580) : 647-677
- [ 14 ] 丁瑞强, 李建平. 初始误差和参数误差对混沌系统可预报性影响的比较 [J]. *地球物理学报*, 2008, 51(4) : 1007-1012  
DING Ruiqiang, LI Jianping. Comparison of the influences of initial error and model parameter error on the predictability of numerical forecast [J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2008, 51(4) : 1007-1012
- [ 15 ] Zhang F Q, Odins A M, Nielsen-Gammon J W. Mesoscale predictability of an extreme warm-season precipitation event [J]. *Weather and Forecasting*, 2006, 21 ( 2 ) : 149-166
- [ 16 ] Liao J Y, Tan Z M. Mesoscale predictability of Mei-yu heavy rainfall [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2009, 26(3) : 438-450
- [ 17 ] Zhang F Q, Snyder C, Rotunno R. Mesoscale predictability of the 'surprise' 24—25 January 2000 snowstorm [J]. *Monthly Weather Review*, 2002, 130(6) : 1617-1632
- [ 18 ] Zhai D H, Lin Y H. The mesoscale predictability of a heavy precipitation event [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2009, 23(4) : 403-412
- [ 19 ] 赵玉春, 李泽椿, 肖子牛. 华南锋面与暖区暴雨两个例对比分析 [J]. *气象科技*, 2008, 36(1) : 47-54  
ZHAO Yuchun, LI Zechun, XIAO Ziniu. Comparison analysis of South China front and warm-area heavy rain systems in June 2006 [J]. *Meteorological Science and Technology*, 2008, 36(1) : 47-54
- [ 20 ] Kummerow C, Simpson J, Thiele O, et al. The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit [J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2000, 39(12) : 1965-1982
- [ 21 ] Tan Z M, Zhang F Q, Rotunno R, et al. Mesoscale predictability of moist baroclinic waves: Experiments with parameterized convection [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2004, 61(14) : 1794-1804
- [ 22 ] 黄士松. 华南前汛期暴雨 [M]. 广州: 广东科技出版社, 1986  
HUANG Shisong. Rainstorms during pre-flood season in South China [M]. Guangzhou: Guangdong Science and

Technology Press, 1986

- [23] Whitaker J S, Lough A F. The relationship between ensemble spread and ensemble mean skill [J]. Monthly Weather Review, 1998, 126(12): 3292-3302
- [24] Zhang F Q, Bei N F, Rotunno R, et al. Mesoscale predictability of moist baroclinic waves: Convection-permitting experiments and multistage error growth dynamics [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2007, 64(10): 3579-3594
- [25] Reynolds C A, Webster P J, Kalnay E. Random error growth in NMC's global forecasts [J]. Monthly Weather Review, 1994, 122(6): 1281-1305
- [26] Carbone R E, Tuttle J D, Ahijevych D A, et al. Inferences of predictability associated with warm season precipitation episodes [J]. Journal of the Atmospheric Sciences, 2002, 59(13): 2033-2056

## Comparison of the model predictability between a front rainstorm in Yangtze-Huaihe river basin and a warm-area rainstorm in South China

CHEN Maoqin<sup>1</sup> XU Haiming<sup>1,2</sup>

1 School of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science &amp; Technology, Nanjing 210044

2 Key Laboratory of Meteorological Disasters of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science &amp; Technology, Nanjing 210044

**Abstract** The difference of the model predictability between front rainstorm in the Yangtze-Huaihe River Basin and warm-area rainstorm in South China is investigated through numerical model sensitivity experiments. The control experiments indicate that the rainstorms in the Yangtze-Huaihe River Basin and South China can be reproduced by WRF model. The experiments were designed in which perturbations consist of random errors with Gaussian noise were added to the initial conditions, including temperature and wind fields. The result shows that small errors in initial conditions make the simulation results change a lot after 24 h both for front rainstorm in the Yangtze-Huaihe River Basin and warm-area rainstorm in South China, but the forecasting error grows faster in south china than in the Yangtze-Huaihe River Basin, which lead to the bigger change in simulation results. Furthermore, we found that the dispersion grows with time, and the magnitude of dispersion in south China grows faster than that in the Yangtze-Huaihe River Basin. In addition, the model predictability of warm-area rainstorm in South China is less than that in the front rainstorm in the Yangtze-Huaihe River Basin.

**Key words** predictability; rainstorm; regional difference