

陈涛,林建,张芳华,等,2017.“16·7”华北极端强降水过程对流尺度集合模拟试验不确定性分析[J].气象,43(5):513-527.

“16·7”华北极端强降水过程对流尺度集合模拟试验不确定性分析^{*}

陈 涛¹ 林 建¹ 张芳华¹ 钟 青²

¹ 国家气象中心,北京 100081

² 中国科学院大气物理研究所,北京 100029

提 要: 基于 4 km 水平分辨率的 WRF-ARW 中尺度模式,对 2016 年 7 月 19 日华北地区的极端暴雨过程进行了不同降水微物理过程的对流尺度集合模拟试验。结果表明:各个成员模拟降水的强度、时空分布与观测实况较为接近,但也具有明显的不确定性。通过邻域检验的 ETS 评分、相关系数和均方根误差等指标进行评估表明,采用 Morrison 方案和 WSM6_P2 方案的集合成员表现较好,对流尺度集合模式在降水强度和准确度较全球数值模式预报有一定提升。频率检验表明集合预报在 50 mm 以下量级的预报存在过量预报的倾向,而 100 mm 以上的强降水预报相对偏弱。不同降水物理过程的集合成员在高空急流和地面气旋等关键天气尺度系统的发展过程中表现出明显的不确定性;通过降水量与整层可降水含量,低层相对湿度和垂直运动等诊断量的联合分析表明,集合成员可分为强降水集合和弱降水集合两类,其中强降水集合拥有较强的对流性回波、较明显的对流性下沉以及较强的地面冷池,强的潜热反馈也导致对流层中层出现相对较大的正位涡异常,并进一步影响天气系统发展。弱降水集合成员降水以暖云降水为主,对流性上升和地面冷池相对较弱,但较为接近本次以稳定性暖云降水为主的天气过程。检验模拟雷达回波表明双参量降水物理方案在反映层云回波亮带和层云与对流核的分离特征上更为清晰合理。利用 WSM6 物理方案参数设置的敏感性试验表明,不同参数组合设置的预报成员分别表达了强对流风暴和暖云强降水两种性质的强降雨过程,对于一次特定天气过程中的对流系统发展能够预计到更多的不确定性,展现了对流尺度集合预报的优越性。

关键词: 对流尺度,集合预报,不确定性

中图分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.05.001

Uncertainty Analysis on the July 2016 Extreme Precipitation Event in North China Using Convection-Allowing Ensemble Simulation

CHEN Tao¹ LIN Jian¹ ZHANG Fanghua¹ ZHONG Qing²

¹ National Meteorological Centre, Beijing 100081

² Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract: Convective-allowing ensemble forecasting experiments were applied for an extreme precipitation event in North China in 18–20 July 2016. Uniform initial condition and boundary condition were used for ensemble simulations with 13 members based on varied WRF-ARW microphysics at 4 km horizontal resolution. The intensity and spatio-temporal distribution of simulated precipitation were similar to precipitation observation, and significant uncertainties were proved to be among ensemble members. Accuracy of rainfall simulation was improved compared with global numerical model, and members with Morrison scheme and WSM6_P2 scheme achieved better results verified by methods of neighborhood ETS, correlation, and RMSE. Rainfall's probability density function showed that bias of excessive rainfall dominates below

^{*} 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406003)和国家自然科学基金项目(41275109)共同资助

2016 年 9 月 19 日收稿; 2017 年 3 月 10 日收修定稿

第一作者:陈涛,主要从事短期定量降水预报和中尺度天气分析。Email:chentao@cma.gov.cn

50 mm rainfall prediction, and deficient bias of precipitation dominates above 100 mm. Significant spread was found in the intensity of upper-level jet and path of surface cyclone in the ensemble simulation experiments. Correlation analysis between precipitation and diagnosed variables including precipitable water, low-level relative vorticity and vertical motion proved that ensemble members could be divided into severe precipitation and weak precipitation. The subdivision with severe precipitation features severe convective echoes, strong subsidence, intense cool pool, and significant positive potential vorticity anomaly in mid-lower level due to latent heating which takes effect on subsequent evolution of weather system. Warm cloud process plays an important role in weak precipitation with relatively weak radar echoes, weak cool pool which is much more close to the steady stratiform precipitation process in fact. Radar reflectivity simulated by several kinds of 2-moment microphysics schemes is characterized by “bright belt” echoes around 0°C level, and separation between convection and stratiform cloud is more realistic compared with simulation results of 1-moment microphysics schemes. With different settings of several key parameters in the WSM6 scheme, two types of precipitation processes were identified as severe convective storm and intense warm cloud precipitation, so uncertainties in the convective-scale physical process could be estimated for specific synoptic event which indicates the superiority of ensemble forecasting based on varied microphysics.

Key words: convective scale, ensemble forecast, uncertainty

引 言

自 20 世纪 90 年代以来集合预报技术获得了显著进展,集合预报能够获取更多的可预报性信息,在中短期天气预报中具有越来越重要的作用。全球尺度集合预报较为关注初始条件不确定性,其中基于奇异向量(SVD)、繁殖向量(BGM)和集合卡尔曼滤波(EnKF)等技术的初始扰动生成方法在中期数值天气预报(Buizza et al, 2005)中取得了明显进步,但随着数值模式分辨率的提高,对于模式误差的估计获得了更多重视,针对复杂物理过程的误差估计变得越来越重要,Stensrud et al(2000)和 Eckel and Mass(2005)强调了短期时段内与模式物理过程相关的模式误差的重要性。国外利用多物理过程的中尺度集合预报模式分析预报不确定性已经有诸多相关研究(Xue, 2008; Xue et al, 2013; Clark et al, 2011; Nielsen and Schumacher, 2016),国内陈静等(2003; 2005)发展了异物理模态方法构建的中尺度集合预报;在对河南“75·8”和北京“7·21”等极端降水个例的预报试验中,采用不同分辨率和不同物理过程的中尺度集合预报有效提高了降水预报能力(谭燕和陈德辉, 2008; 李俊等, 2015);在最近我国发展的 GRAPES-REPS 区域集合模式预报试验中,采用 ETKF 联合多物理过程(张涵斌等, 2014)和随机

物理倾向扰动方案(袁月等, 2016)的集合构造方法都显示出较好的预报潜力。然而,由于在集合成员中同时包含多种不同的降水过程、边界层过程、辐射过程等复杂物理过程的参数化方案,针对性的分析某一类物理过程对于集合预报不确定性的贡献还需要进一步研究。

随着中尺度数值模式和计算能力的改进,对流风暴和中尺度对流系统已有可能在模式中显式预报而不需要对流参数化过程,Clark et al(2009)将水平格距 1~5 km 的模式预报称为“对流允许”(convective allowing)预报。国外对于高分辨率中尺度集合预报已经有了较多研究和业务应用测试,如在美国春季野外试验 HWT(2010—2015)中,来自不同预报中心、科研单位和大学等机构提供的基于 WRF-ARW、WRF-NMM 和 APRS 等多个对流尺度集合预报共同参加暖季预报试验,在中尺度模式检验和高分辨率集合产品应用等方面已取得了令人鼓舞的结果(Clark et al, 2012)。英国气象局在水平分辨率 2.2 km, 12 个成员组成的中尺度集合预报模式 MOGREPS(Bowler et al, 2008)中采用了多种针对模式物理过程的误差分析技术,在业务预报中取得了较好的成果(Golding et al, 2016)。高分辨率的对流尺度模式降水预报主要依赖于微物理过程参数化方案,暖季对流性降水可能相当多地依赖于微物理过程参数的不确定性。早期研究表明微物理过程中

雨、霰和雹等降水粒子的滴谱分布 (particle size distribution, PSD) 对于累积降水、冷池尺度和强度等方面具有高度敏感性 (Xue, 2008; Tong and Xue, 2008), 因此在对流尺度模式中利用多参数的微物理参数化方案对天气过程进行敏感性测试具有更好的参考意义。由于暖季对流性降水的预报误差相当明显, 同时对流尺度的预报误差是非线性的增长过程, 因此对于对流尺度集合预报的模式构建和产品解释应用上仍然有相当多的问题。

受北上黄淮气旋影响, 2016 年 7 月 18—20 日, 我国北方地区出现一次极端强降水天气过程, 河南、河北和北京等地部分站点降雨量超过历史极端值并造成严重灾害。全球数值预报对于此次极端降雨过程在降雨落区和量级上的预报均有一定误差。应用不同物理过程的中尺度集合模式分析此次降雨过程中不确定性, 有助于更好地分析对流尺度集合预报在暖季背景下定量降水预报误差, 并进一步理解不同降水物理方案的预报性能。

1 数据与方法

1.1 对流尺度集合数值模式构建

参照美国 CAPS-SSEF (Xue, 2008) 对流尺度集合预报系统, 本文使用 WRF-ARW (3.6.1 版本) 中尺度数值模式作为构建对流尺度集合模拟试验的基本模式, 模式背景场来自 GFS-interim $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (<http://rda.ucar.edu/datasets/ds335.0/>) 分析场, 边界条件 6 h 更新一次, 同化资料包括国家级地面交换站、探空站和 ATOVS 辐射资料等。WRF 模式基本试验参数设置如表 1 所示, 集合成员均采用单重 4 km 网格 (图 1), 模式地形来自于 USGS 30s (~ 1 km) 地形高度插值。模式结果部分采用基于 Bessel 函数的 16 点平滑函数进行处理。

1.2 对流尺度集合预报试验构建

本文将利用两种方法确定此次极端降水过程中微物理方案对于模式误差不确定性的影响: (1) 采用多微物理过程对比, 估计各类主流微物理过程参数化方案的不确定性; (2) 利用单个微物理过程进行关键参数的敏感性分析, 对比分析对于云和降水等物理量的分布特征。

以 WRF-ARW 模式为基础构建的中尺度集合

预报试验应用了 9 个不同的微物理方案, 相关参数如表 2 所示, 共 9 个基本集合成员 (ENS00 ~ ENS08)。这些微物理方案虽然在细节上有诸多不同, 但在本质上都采用了体积水方案 (bulk microphysics), 针对非气相相态粒子的 PSD 均可使用多参量的 Gamma 分布函数描述 (Duda et al, 2014):

$$n_x(D_x) = N_{0x} D_x^{\alpha_x} e^{-\lambda_x D_x} \quad (1)$$

式中, D_x 为降水粒子直径; n_x 为降水粒子体积数浓度分布; N_{0x} 为截断参数; λ_x 为分布参数; α 为降水粒子的形状参数, 下标 x 代表降水粒子相态种类, 分别为雨 (r)、霰 (g)、云冰 (i)、雪 (s)、雹 (h)、液态云滴 (c) 共计 6 类非气相相态降水粒子。

在集合成员中, Ferrier 方案对于所有相态降水粒子给定了相同的 N_{0x} , 而其他 8 种微物理方案的集合成员对于不同相态降水粒子有更为详细的参数设定, 表 2 给出了各类参数化方案的关键参数取值。雨、霰等降水粒子的 N_{0x} 、 ρ_x 对于云雨分布、水汽收支平衡、潜热释放、对流性上升 (下沉) 运动等微物理过程均具有显著影响, 但参数取值具有显著的不确定性。Joss and Waldvogel (1968) 表明 N_{0r} 可以在 $10^6 \sim 10^8 \text{ m}^{-4}$ 变化; Gilmore et al (2004) 表明 N_{0g} 的范围可达 $10^2 \sim 10^8 \text{ m}^{-4}$; Pruppacher and Klett (1978) 表明 ρ_g 能够在 $50 \sim 890 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 变化, Tong and Xue (2008) 在 ARPS 的敏感性试验中设定 ρ_g 在 $400 \sim 913 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ 。降水由对流性降水向层云降水转变的过程中, N_{0x} 也会发生巨大的变化 (Cifelli et al, 2000)。参照 Duda et al (2014) 的试验设计, 基于 WSM6 微物理方案设计了 4 个不同 N_{0x} 、 ρ_g 组合的对比数值试验 (WSM6-PX, $X=1, 4$) 作为集合预

表 1 基于 WRF-ARW 模式的对流尺度集合预报试验基本参数

Table 1 Basic parameters used in convective scale ensemble forecast experiments based on WRF-ARW model

模式基本参数	
水平分辨率	4 km
模式网格点	512(东西) × 451(南北)
垂直层数	41
模式层高度	20 hPa
边界层方案	MYJ
积分时间	7 月 18 日 20 时至 21 日 08 时
积分步长	12 s
陆表过程	Noah Land Surface Model
辐射方案	RRTM
并行方案	MPI-DM, 512 CPUs

报成员 ENS09~ENS12,因此总共集合成员为 13 个(表 2)。

近年来多参量微物理方案获得重视并有较明显的进步。单参量微物理方案通常只对降水粒子的质量混合比进行预报,双参量微物理方案还对各类降水粒子的数浓度具有预报能力。模拟试验表明双参

量微物理方案能够产生更为合理的云雨结构分布(Morrison and Milbrandt,2011),但也带来了更高的计算代价。在集合成员中,WSM6 和 NSSL-1moment 为单参量方案;Thompson、Morrison、NSSL-2m、MY 和 WDM6 对于雨和某些相态的降水粒子采用了双参量方案。

表 2 集合预报试验微物理方案参数
Table 2 Microphysical parameters used in ensemble forecast experiments

集合成员	微物理方案	粒子种类	2 阶方案粒子	N_{0r}	N_{0g}	霰密度 / $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$
ENS00	Ferrier(new ETA)	3	—	8×10^6	—	—
ENS01	WSM6	6	—	8×10^6	4×10^6	500
ENS02	Thomson	6	r, i	—	—	400
ENS03	NSSL 1-moment 7class	7	—	8×10^5	4×10^5	400
ENS04	Milbrandt-Yau(MY)	7	r, c, s, i, g, h	—	—	400
ENS05	Morrison	6	r, s, i, g	—	—	400
ENS06	WDM6	6	r, s, i, g	—	—	500
ENS07	NSSL 1-moment	6	—	8×10^5	4×10^5	400
ENS08	NSSL 2-moment	6	r, c	—	4×10^6	500
ENS09	WSM6-P1	6	—	8×10^6	4×10^4	913
ENS10	WSM6-P2	6	—	8×10^7	4×10^6	500
ENS11	WSM6-P3	6	—	8×10^5	4×10^2	913
ENS12	WSM6-P4	6	—	8×10^5	4×10^3	913

1.3 检验和诊断方法

降水观测实况采用高密度华北区域逐小时雨量站,经过人工质量控制后,在模式区域内采信的加密自动站共计 20745 个,相邻 5 站的平均距离为 8.2 km。降水检验主要使用了 ETS (equivalent threat score)检验评分。为减小高分辨率模式代表性空间误差,Clark et al(2010)和 Johnson and Wang(2013)相继在对流尺度集合预报检验中使用了邻域(neighborhood)方法计算 ETS 评分。本文采用的邻域检验半径为 8 km(4×4 网格点),与站点空间分布基本密度相当,邻域站点采样使用区域平均算法。为区分起见,将常规双线性插值的 ETS 评分方法称为 ETS_{BI},而邻域 ETS 评分称为 ETS_{ND}。此外,还利用降水相关系数(R)、均方根误差(RMSE)、降水概率密度分布(PDF)等指标和方法对集合预报进行了分析检验。对于集合模拟降水的检验主要采用了集合平均、百分位和离散度等产品,其中模拟降水百分位产品按照经验函数进行概率拟算后再进行线性内插计算,集合离散度为变量的标准方差;另外对模拟雷达回波、位涡和云微物理特征进行了诊断分析;最后采用了集合分类对比的

诊断方法(Schumacher et al, 2013; Nielsen and Schumacher, 2016)。

2 基本天气过程形势

从 2016 年 7 月 19 日降水分布看(图 2),大暴雨以上的强降雨落区主要位于山西、河北和河南三省交界处的太行山区东麓,最强中心位于太行山东麓自动站(660478),24 h 累积降水量为 619.8 mm。闪电监测表明除去在山地迎风坡处有一定的对流性特征外,华北其余地区以层积混合型降水为主;河南东南部,湖北东部出现了较为明显的对流性降雨。

2016 年 7 月 19 日华北西部高空冷涡东移加深,低层低涡系统从河南北部沿着太行山东麓缓慢北上,地面上对应的气旋进一步加强(图 3)。随着低涡与副热带高压之间的气压梯度增强,低空西南急流增强到 $24 \sim 28 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,将来自低纬度地区的水汽和热量向华北暴雨区输送,有利于形成持续性的暴雨过程。图 3b 表明 7 月 19 日 20 时地面风场上形成了明显的气旋式环流,地面气旋北部的偏东风与太行山能够形成地形性辐合和迎风坡抬升,在

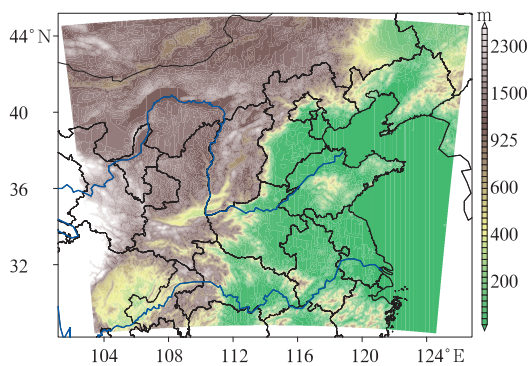


图1 WRF-ARW模式4 km地形
Fig.1 WRF-ARW model topography
at 4 km resolution

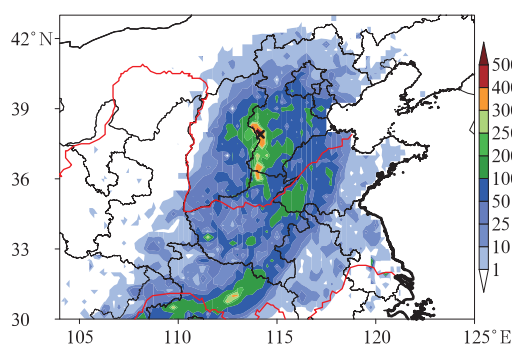


图2 2016年7月19日08时至20日08时
自动站累积降水量(阴影,单位:mm)
("x"符号为最大降雨中心619.8 mm)
Fig.2 Accumulated precipitation (shaded, unit: mm)
from 08:00 BT 19 to 08:00 BT 20 July 2016
based on AWS observation
(The position marked with "x" denotes maximum
precipitation record of 619.8 mm)

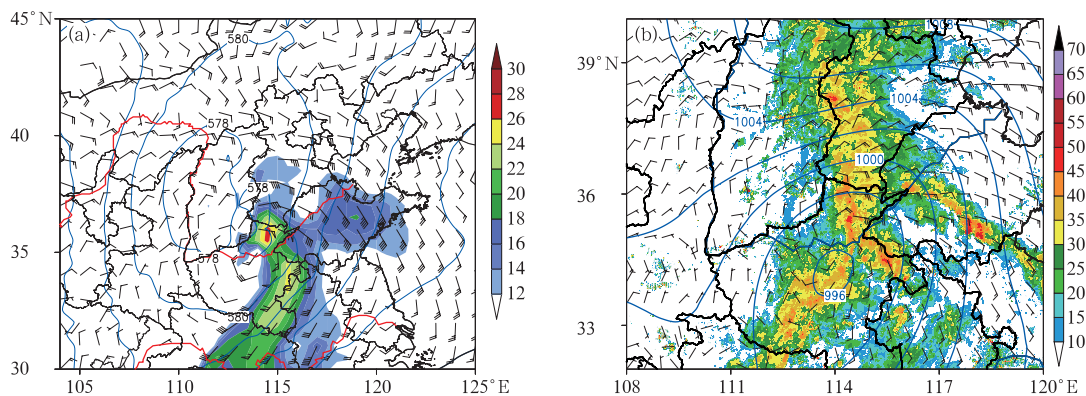


图3 2016年7月19日20:00 GFS(a)500 hPa高度场(单位: dagpm)和
850 hPa风场(阴影区风速 $>12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), (b)海平面气压(单位:hPa)、
地面风场以及组合反射率实况(阴影,单位: dBz)

Fig.3 (a) Geopotential height (unit: dagpm) at 500 hPa and wind at 850 hPa (shading for
speed beyond $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) from GFS analysis; (b) sea level pressure (unit: hPa), surface wind
and observed composite reflectivity (shaded, unit: dBz) at 20:00 BT 19 July 2016

太行山东麓有明显的混合型降水回波发展,最强的回波超过 45 dBz。

3 对流尺度集合模拟试验分析

3.1 降水模拟检验

图4a为2016年7月19日降水集合平均,50 mm以上的暴雨落区与实况相当接近,超过100 mm的大暴雨区位于山西、河北和河南北部,最强的降水中心位于河北西南部太行山东麓迎风坡上,与实况降水观测较为接近。图4a中的列表给出了所有集合成员降水中心值,其中ENS00、ENS05和ENS11都超过800 mm,最低值为ENS06的471 mm,整体上集合成员在降雨强度上与实况都较为接近。相比之下,ECMWF/IFS-C41r2(O1280~9 km)全球模式预报最大值为120~130 mm左右,远小于实况降水的最大强度。图4b表明降水中心附近集合预报的降水离散度超过200 mm,因此高分辨率数值预报在降水中心的具体位置和强度上都具有明显的不确定性,这种不确定性完全来自于各个集合成员在微物理过程上的差别。图5为各个集合成员的区域平均逐小时降雨预报以及观测实况,虽然所有集合成员在降水发展趋势上与观测基本保持一致,但各个集合成员之间在强度和强降水出现时间上具有明显区别,尤其在7月19日20时降雨高峰前后,预报不确定性达到最大。

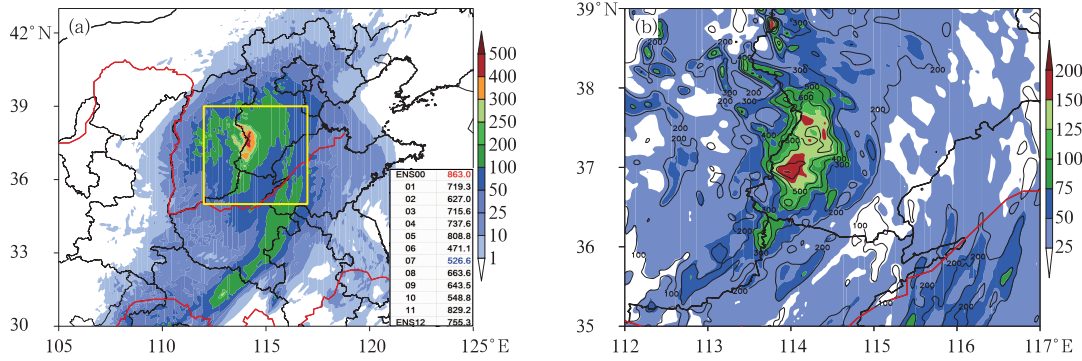


图 4 2016 年 7 月 19 日 (a) 累积降水集合平均(单位: mm), (b) 华北区降水 95% 分位数(等值线, 单位: mm) 和降水离散度(填色, 单位: mm)

Fig. 4 (a) Ensemble mean of accumulated precipitation (unit: mm), (b) 95% percentiles and spread of the precipitation (shaded, unit: mm) in North China on 19 July 2016

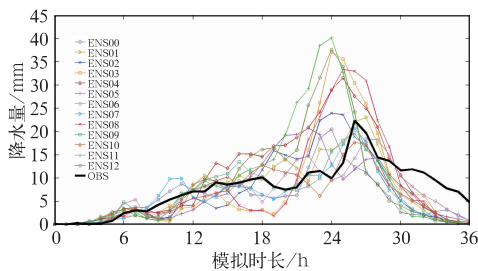


图 5 区域平均各个集合成员的逐小时预报降水量和自动站降雨量

Fig. 5 Regional hourly precipitation mean of all ensemble members and hourly precipitation from AWS

图 6 为各个集合成员对于 2016 年 7 月 19 日暴雨以上量级的 ETS_{BI} 和 ETS_{ND} 评分, 总体上各个集合成员的暴雨以上评分都较为优越, 评分最低的成员 ENS00 暴雨评分也达到 0.445。作为对比, EC-MWF/IFS-C41r2 的暴雨 ETS 评分为 0.47, 因此高分辨率的对流尺度模式还是体现出一定优势。暴雨以上量级评分前两位分别为 ENS05 (0.54) 和 ENS10 (0.52), 大暴雨和特大暴雨评分最高的

ENS03; 另外集合成员 ENS03、ENS05、ENS08、ENS10 和 ENS11 的特大暴雨评分还高于大暴雨评分, 主要由于这些集合成员的特大暴雨模拟具有相对较低的空报率。在集合成员中 ENS00 使用了较为简单 Ferrier 方案, 与其他相对复杂的降水方案相比表现出一定差距; 但值得注意的是, 降雨模拟质量也并非与微物理过程的复杂程度成正相关关系, 如集合成员 ENS04 成员采用了相对复杂的双参量微物理方案 MY, 但暴雨和大暴雨评分并不理想。从预报评分方法对比看, ETS_{BI} 和 ETS_{ND} 基本一致, 但 ETS_{ND} 比 ETS_{BI} 的评分要稍高一些, 表明采用邻域方法对于高分辨率数值模式进行产品后处理和检验更为适合。

图 7 为采用邻域方法计算的集合预报各个成员降水预报与实况的相关系数 (R_{ND}) 和均方根误差 ($RMSE_{ND}$), 其中 ENS10 具有最高的 R_{ND} 和最低的 $RMSE_{ND}$, 相对来说具有较高的预报质量。另外从双线性插值和邻域方法两种对于模式的后处理技术上看, 邻域方法具有较高的 R 和较低的 $RMSE$, 因此采用邻域方法进行模式降水产品应用和检验有助

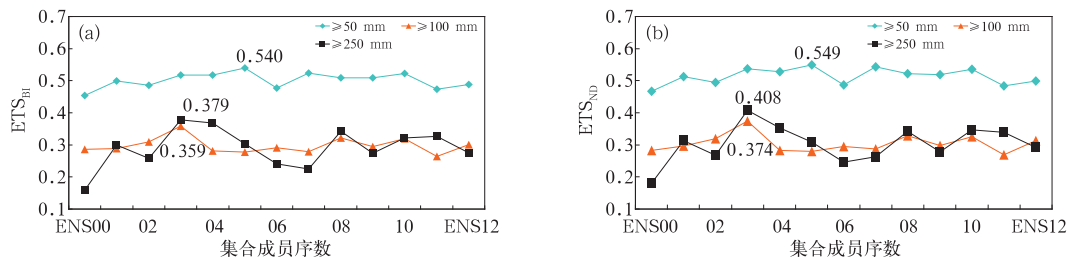


图 6 集合成员 2016 年 7 月 19 日 24 h 暴雨 ETS_{BI} (a) 和 ETS_{ND} (b) 评分

Fig. 6 ETS_{BI} (a) and ETS_{ND} (b) for heavy rain on 19 July 2016 for all ensemble members

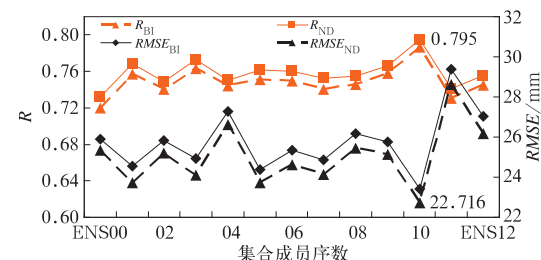


图 7 集合预报各个成员的降水相关系数(R)与均方根误差($RMSE$)

Fig. 7 Correlation coefficient and RMSE between ensemble precipitation forecast and observation

于降低高分辨率模式的代表性误差。

依据以上三种降水评分检验评分方法,简单的按照累积排名进行了对比(表 3)。结果表明集成员 ENS10-WSM6_P2 预报质量最佳;而采用同一方案,不同参数的 ENS11-WMS6_P3 预报排名最为靠后,ENS00-Ferrier 整体评分也不佳。集合预报试验表明即使采用相同的微物理过程,基本参数的不确定性也能够对降水预报产生较为明显的影响。在采用双参量方案的集成员中,ENS05-Morrison 和 ENS08-NSSL-2m 模拟结果最佳,但采用较为复杂微物理方案的 ENS04-MY 预报排名较为靠后,主要

表 3 集成员预报质量综合排名

Table 3 Summarized scores for all ensemble members

集成员-微物理过程	ETS _{ND} 排名	R _{ND} 排名	RMSE _{ND} 排名	综合累积排名
ENS00-Ferrier	13	13	9	35
ENS01-WSM6	8	3	3	14
ENS02-Thompon	10	11	8	29
ENS03-NSSL-1m6c	4	2	4	10
ENS04-MY	5	10	12	27
ENS05-Morrison	1	5	2	8
ENS06-WDM	11	6	6	23
ENS07-NSSL-1m7c	2	9	5	16
ENS08-NSSL-2m	7	8	2	17
ENS09-WSM6_P1	6	4	7	17
ENS10-WSM6_P2	3	1	1	5
ENS11-WSM6_P3	12	12	13	37
ENS12-WSM6_P4	9	7	11	27

是因为与实况相比模拟降水具有较低的 R 和较高的 $RMSE$ 。

图 8a 为 2016 年 7 月 19 日集合平均降水和观测降水的 PDF 曲线,观测降水 PDF 与预报降水 PDF 在 50 mm 以下相当接近,表明具有较高的预报质量;在 50~150 mm,观测降水的 PDF 略高于预报降水的 PDF 曲线,而在 150 mm 以上的观测降水和集合平均降水的 PDF 较为接近,表明高分辨模式在此次极端降水事件预报上具有一定的预报能力。图 8a 中折线图为各成员模拟降水量与观测降水量的频率相关系数 R_{freq} ,所有集成员的 R_{freq} 都超过了 0.97,相关最低的成员为 ENS00,最高两个为 ENS05 和 ENS10,与使用 ETS、 R 和 $RMSE$ 等检验方法得到的质量排名结果基本一致。图 8b 为观测降水与集合平均降水散点分布的逐段线性趋势分析,在 50 mm 以下,集合预报降水与观测降水相对接近,但存在过“湿”的倾向;在 50 mm 以上,集合预

报平均整体偏小,存在过“干”的倾向,并且随着降水量增大有加剧趋势。综合分析降水 PDF 信息表明,在此次强降水过程中,对流尺度集合预报集合平均降水对于暴雨以下量级存在过高估计的可能性,而在大暴雨和特大暴雨量级上的发生频次仍然具有低估的可能性。

3.2 集合模式天气形势诊断

2016 年 7 月 19 日 08 时 200 hPa 集合平均高度场表明在西北地区东部有较深的高空槽系统(图 9a),华北地区处于高空槽前,具有较好的天气尺度抬升和高空辐散动力条件,有利于出现强降水天气事件。200 hPa 高度场离散度中心出现在高空槽前高空急流入口区附近,中心值超过 90 gpm,并且随着急流轴向下游延伸。图 9b 为集合平均海平面气压及其离散度,在黄淮—华北南部地区有气旋在发展,高离散度中心出现在河北西南部降水中心

附近,中心值超过 2 hPa。图 9b 中的离散彩色点表明了 19 日海平面气压最低点逐小时分布,基本代表了各个集合成员预报的气旋中心移动路径,随着气旋中心自西南向东北方向移动,路径空间分布离散度也在明显增大,尤其是进入到河北以后,集合预报各成员之间关于地面气旋的中心位置和移动速度都出现明显差异。在相同的初始场和边界条件背景下,由于集合成员之间在微物理过程上的差异,高空

急流和地面气旋等关键天气尺度系统在时空分布和系统强度上也出现了明显的不确定性,从而进一步影响到降水分布特征。

图 10a 为 2016 年 7 月 19 日集合成员区域平均降水量(PR)与整层可降水含量 PWAT、850 hPa 相对涡度(VOR_{850})、上升和下沉运动 4 个物理诊断量之间的散点联合分布。在 PWAT-PR 的联合分布图上,ENS04 位于最左上角,表明具有最高的降水

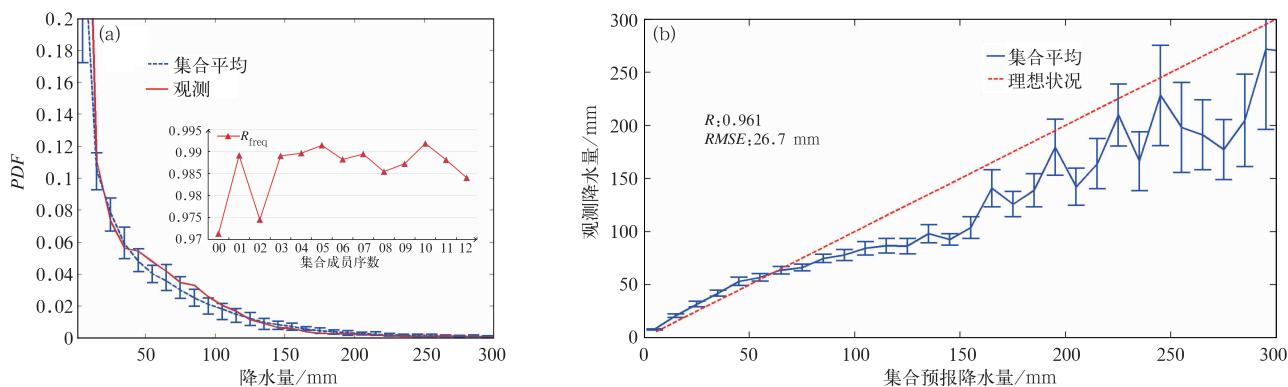


图 8 (a)集合平均降水量与观测降水量的 PDF(附图为各集合成员的

频率相关系数 R_{freq}), (b)观测降水量与集合平均降水量预报散点分布的线性趋势

Fig. 8 Precipitation PDF for all ensemble members (blue short line) and observation (red solid line) with correlation coefficients (a), and linearized tendency between ensemble averaged precipitation forecast and observation (b)

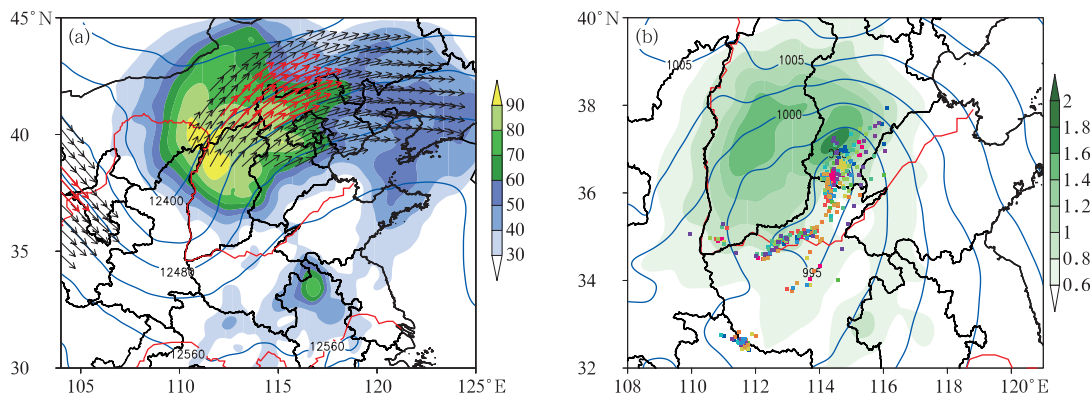


图 9 2016 年 7 月 19 日 08:00 (a) 200 hPa 集合平均高度场(单位: gpm)、集合平均风场(黑色箭头 风速 $\geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 红色箭头 风速 $\geq 40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) 和高度场离散度(填色, 单位: gpm), (b) 集合平均海平面气压(等值线, 单位: hPa) 和离散度(填色, 单位: hPa; 离散点 为所有集合成员 19 日逐小时最低气压位置)

Fig. 9 The 08:00 BT 19 July 2016 (a) ensemble mean geopotential height (unit: gpm), wind (black arrow for wind speed $\geq 30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ and red arrow for wind speed $\geq 40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) and height spread (unit: gpm) at 200 hPa, (b) sea level pressure (unit: hPa) and spread (shaded, unit: hPa) with points for the position of hourly minimum sea level pressure of all ensemble members

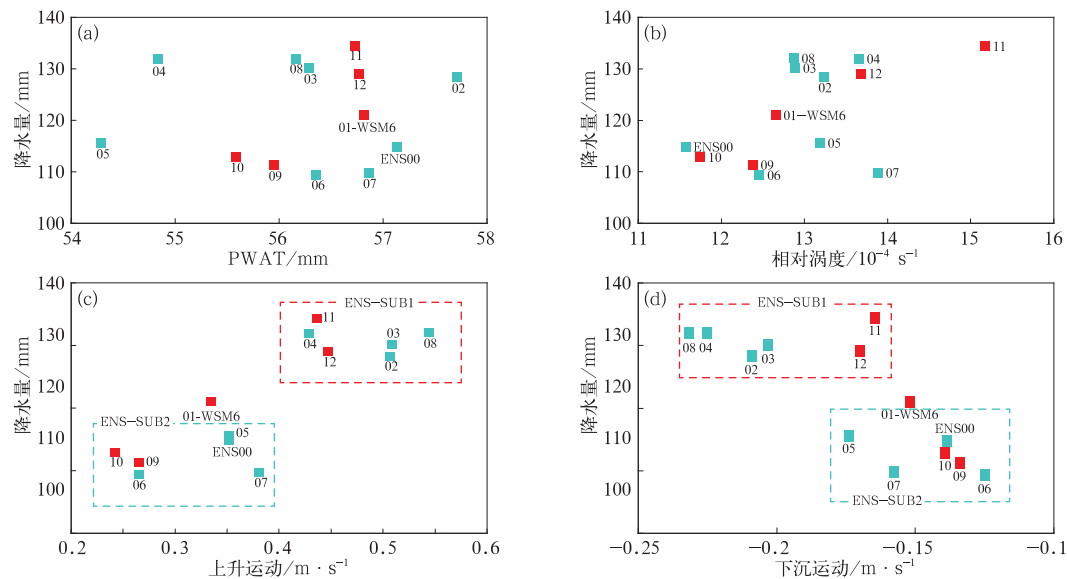


图 10 集合成员区域平均 2016 年 7 月 19 日降水量与区域平均 PWAT(a), 850 hPa 相对涡度(b), 垂直上升速度(c)和垂直下沉速度(d)的散点分布
(5 个红色方块代表采用不同微物理参数的 WSM6 降水方案集合成员)

Fig. 10 Scatter plot of regional mean precipitation associated with PWAT (a), relative vorticity at 850 hPa (b), updraft (c) and downdraft (d) on 19 July 2016
(5 red squares denote ensemble members using WSM6 scheme with different microphysical parameters)

效率;ENS07 位于最右下角,表明其降水效率最低。从 VOR_{850} -PR 的联合分布上(图 10b),ENS11 具有较强的正涡度和降水,从形势场上分析较强的低涡能够产生更强的辐合上升并导致更强的降水;而具有同一 WSM6 物理过程、采用不同参数的 ENS10 和 ENS09 位于左下角,对应着相对较弱的低涡和降水量。区域平均垂直速度与降水的联合分布表明了两种类型的集合成员,其中 ENS02、ENS03、ENS04、ENS08、ENS11、ENS12 分别位于右上象限(图 10c)和左上象限(图 10d),具有较强的上升运动、下沉运动和较大的降雨量,而 ENS00、ENS05、ENS06、ENS07、ENS09、ENS10 具有相对较弱的垂直运动和较小的降雨量。采用同样 WSM6 物理方案 and 不同参数的 4 个成员 ENS09~12 在物理量-降水的散点图上占据对角两端位置,ENS01 基本处于中间,因此在排除 ENS01 后,可以将集合成员分为强降水集合 ENS-SUB1 和弱降水集合 ENS-SUB2 两个子类进行对比(表 4)。尽管从综合排名(表 3)上看 ENS-SUB1 稍微落后于 ENS-SUB2,但这两个子集合分布代表了集合模拟中的不同特征分布,需要从形势场诊断和物理量分析上做进一步的讨论。

表 4 集合分类
Table 4 Ensemble sub-classification

ENS-SUB1 强降水集合	ENS-SUB2 弱降水集合
ENS02-Thompson	ENS00-Ferrier
ENS03-NSSL-1m6c	ENS05-Morrison
ENS04-MY	ENS06-WDM
ENS08-NSSL-2m	ENS07-NSSL-1m7c
ENS11-WSM6_P3	ENS09-WSM6_P1
ENS12-WSM6_P4	ENS10-WSM6_P2

3.3 集合成员对比

图 11 为 2016 年 7 月 19 日 20 时两个子集合 ENS-SUB1 和 ENS-SUB2 集合平均的模拟雷达回波和 850 hPa 平均风场,相对来说 ENS-SUB1 在山区附近具有更为明显的对流性降水,具有较明显的 45 dBz 以上的回波,而 ENS-SUB2 的山区对流性回波相对较弱,但 30~40 dBz 的层云回波相对更多一些。与图 3b 中雷达组合反射率拼图相比较,其中 40 dBz 以上的强回波预报相对 ENS-SUB1 较为准确,而层云回波则是 ENS-SUB1 更为准确。从 850 hPa 集合平均风场对比上看,两类子集合低涡中心位置上基本一致,但 ENS-SUB1 在河南东北部

到河北南部具有更强的偏东风急流风速,有利于在河北太行山前产生更强的辐合和降水。

在强降水集合 ENS-SUB1 的 θ_{se} 垂直剖面上(图 12),强降水集中在山前地区 $114^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$, 700 hPa 以上的中高层具有相对明显的正位温异常,1000~850 hPa 具有相对明显的负位温异常,分别对应于中高层潜热加热和近地面层降水冷却,在潜热加热作用下,115°E 附近中低层出现了对流中性层结(Davis and Emanuel, 1991; Stoelinga, 1996)。同时在 $114.5^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 附近具有相对明显的上升和下沉运动,较强降水导致的拖曳下沉效应

相对明显。在弱降水集合 ENS-SUB2 中,地形前降水强度要弱很多,降水分布相对均匀,低层没有出现明显的负位温异常,潜热加热主要出现在 700~500 hPa 中层区域,在主要降水区域 $114^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 的集合平均垂直运动以上升运动为主,但上升运动速度较 ENS-SUB1 小很多,下沉运动信息被平滑过程所过滤。图 13 为模拟雷达回波垂直剖面 and 位涡异常,ENS-SUB1 在迎风坡前有较强的对流性降水回波,相对应的较强潜热释放造成了明显正位涡异常,并能够进一步影响到低涡和低空急流等系统的发展;相对来说 ENS-SUB2 在地形附近的对流较弱,

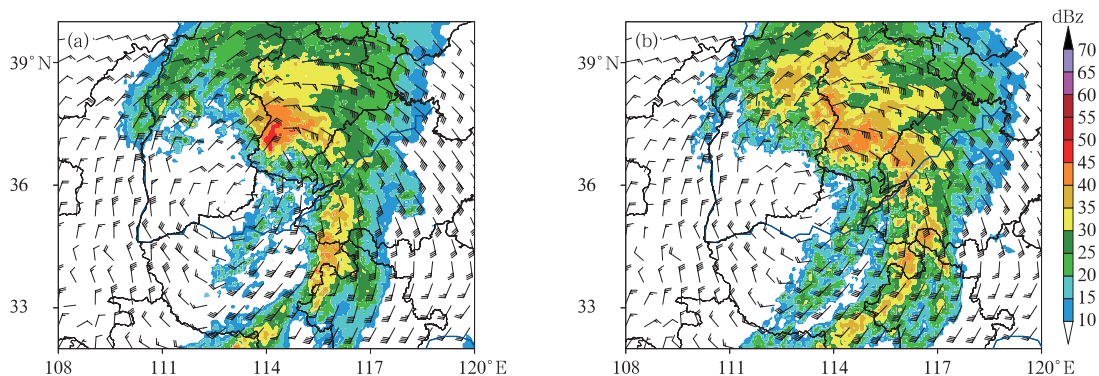


图 11 2016 年 7 月 19 日 20 时 850 hPa 集合平均风场和组合反射率(单位: dBZ)

(a) ENS-SUB1, (b) ENS-SUB2

Fig. 11 Ensemble mean wind barb at 850 hPa and composite reflectivity (unit: dBZ) at 20:00 BT 19 July 2016

(a) ENS-SUB1, (b) ENS-SUB2

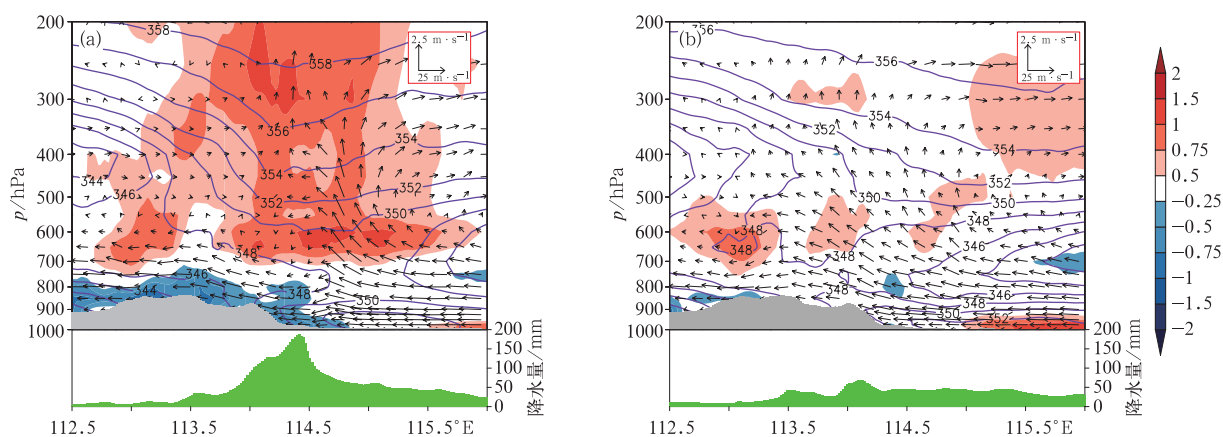


图 12 2016 年 7 月 19 日 20:00 过 37.5°N 的 θ_{se} 垂直剖面(单位: K)

(a) ENS-SUB1 集合平均, (b) ENS-SUB2 集合平均

(阴影为位温扰动, 风场为纬向风与垂直速度合成, 下方为 19 日 20:00—23:00 累积降水柱状图)

Fig. 12 Vertical section of θ_{se} (unit: K), perturbation of potential temperature and

composite wind along 37.5°N at 20:00 BT 19 July 2016

(a) ENS-SUB1, (b) ENS-SUB2

(Shaded area for potential temperature perturbation, wind field for composition of zonal wind and vertical speed, with barplot of accumulated precipitation from 20:00 BT to 23:00 BT 19)

但 115°E 附近的层云回波较为清楚,与潜热释放相关的中高层正位涡异常要弱很多。

3.4 双参量物理方案对比

图 14 为 ENS05-Morrison 和 ENS06-WDM 模拟的 2016 年 7 月 19 日 20 时雷达回波垂直剖面。ENS05-Morrison 垂直剖面上的层云回波高度更高、更为集中,在 0℃ 层附近出现较为明显的回波,与层云回波亮带的雷达观测事实较为接近,对流空间结构较为合理;从各类评分综合来看 ENS05-Morrison 属于模拟质量较为均衡的集合成员。ENS06-WDM

方案对于层云的预报面积相对较小,同时近地形处对流性回波相对较弱,亮带与 0℃ 等温线的匹配也不如 Morrison 方案,从各类降水检验评分上看模拟质量要相对较差。

3.5 WSM6 微物理参数敏感性分析

在集合成员中,编号为 ENS01、ENS09~12 的 5 个集合成员采用了基于不同参数的 WSM6 方案,区别在于雨和霰 PSD 的背景分布,因此可以作为相互对照进行参数敏感性分析。图 15 为 2016 年 7 月 19 日 20 时经过降水中心 37.5°N 的雷达回波垂直

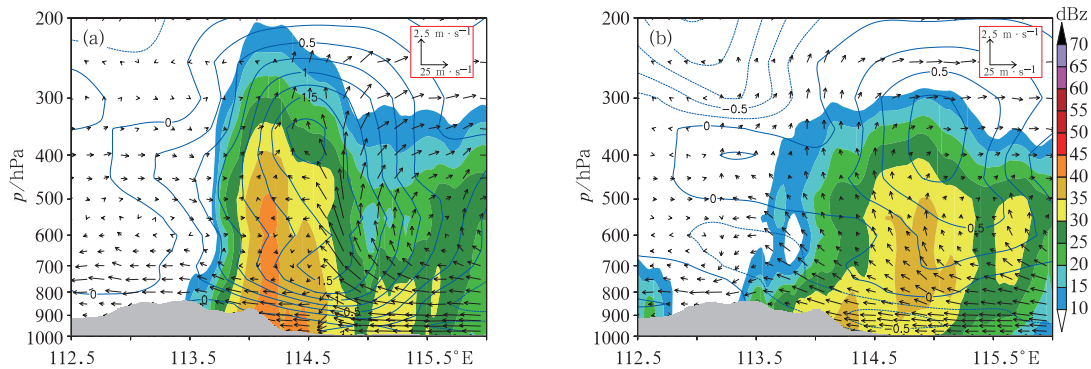


图 13 2016 年 7 月 19 日 20:00 过 37.5°N 的位涡(等值线,单位:PVU,1 PVU= $10^{-6} \text{ K} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)垂直剖面 and 雷达组合反射率(填色,单位: dBz)

(a) ENS-SUB1 集合平均, (b) ENS-SUB2 集合平均

(风场为纬向风与垂直速度合成)

Fig. 13 Vertical Section of perturbation of potential vorticity (contour, unit: PVU, 1 PVU= $10^{-6} \text{ K} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and radar reflectivity (shaded, unit: dBz) along 37.5°N at 20:00 BT 19 July 2016

(a) ENS-SUB1, (b) ENS-SUB2

(Wind field for composition of zonal wind and vertical speed)

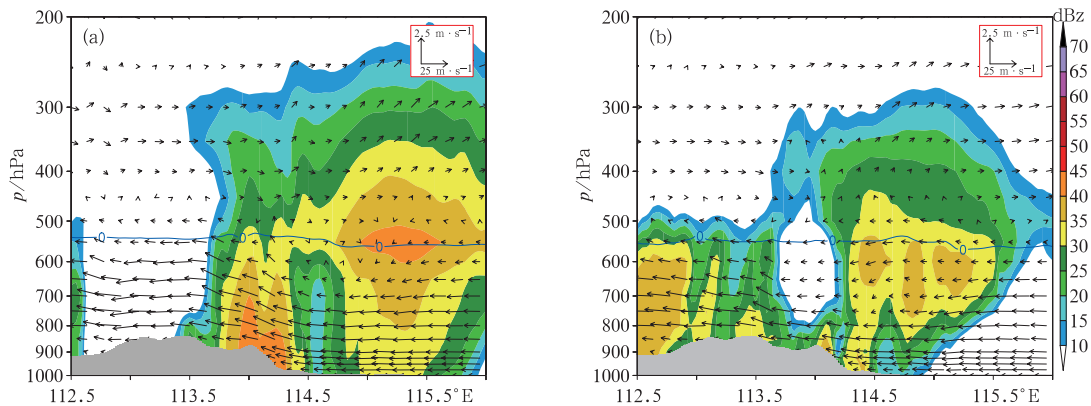


图 14 2016 年 7 月 19 日 20 时集合成员 ENS05 (a)、ENS06 (b) 过 37.5°N 的雷达回波剖面(填色,单位: dBz)、0℃ 等温线和风场

Fig. 14 Vertical section of radar reflectivity (shaded, unit: dBz), isotherm of 0℃ and wind along 37.5°N for ENS05 (a) and ENS06 (b) at 20:00 BT 19 July 2016

剖面。集合成员 ENS01-WSM6 在迎风坡处产生了强烈的对流活动, 30 dBz 高度接近 300 hPa; 在 $115^{\circ} \sim 116^{\circ}\text{E}$ 具有广阔的层云降水。ENS10 与 ENS01 相对比, 在迎风坡处几乎相同的位置上也产生了对流, 但 30 dBz 的高度基本不超过 600 hPa, 在下游地区的层云降水与对流中心在空间上相对分离, 层云结构相对更为接近实况。ENS01 和 ENS10 之间的区别在于 WSM6 降水方案中关于降水粒子截断参数和霰密度的参数设置差异, 其中 ENS01 的 N_{or} 较 ENS10 小 1 个数量级, 但最终反映在降雨上, ENS01 产生了更强的降水。值得指出的是, WSM6 与 WDM6 方案的区别仅在于对于液态降水粒子的处理上, 与图 14b 对比表明, WSM6 原方案出现了过强的山地对流和宽广的层云降水回波, 回波结构差异明显。

图 16 为 2016 年 7 月 19 日 20 时集合成员 ENS01 和 ENS10 区域平均的降水粒子混合比垂直

廓线, 两个集合成员的 q_c 基本一致, 表明由低层供应水汽成云的强迫机制基本一致, 但冰相粒子 q_g 和 q_s 的分布具有明显差异, ENS01 具有更高的冰相粒子质量混合比, 而 ENS10 的 q_g 和 q_s 含量相对较少。在对降水发展过程起重要作用的“播散”机制 (seed-feeder) 中, 冰相粒子通过贝吉隆效应 (bergeron process) 能够快速形成更大、更重的雨滴, 从而带来更多的降雨量, 这对于对流性降水过程非常重要; 同时 ENS01 采用了相对较大的霰密度参数, 较高的降水粒子末端速度进一步加剧了对流性降水过度预报的问题。相比之下, ENS10 方案中冰相粒子霰、冰、雪含量相对较低, 在反映对流性降水强度上要相对弱一些, 但由于较低的霰粒子密度和较高的雨滴截断参数 N_{or} , 有助于形成数量较多的雨滴, 降水过程由暖云内雨滴碰并增长主导, 这对于稳定性的暖云降水更为重要, 从预报结果上更为均衡和贴近本次降水过程实况。

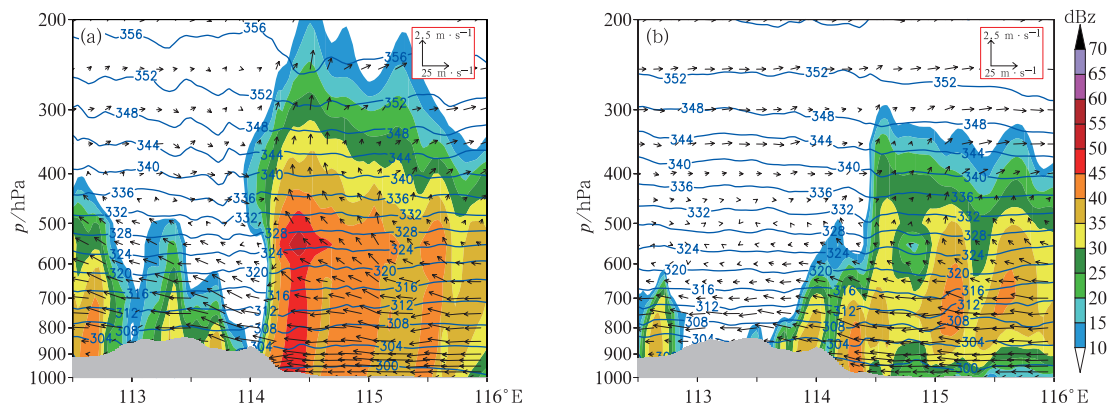


图 15 同图 14, 但为 ENS-01(a)、ENS-10(b)

(等值线为位温, 单位: K)

Fig. 15 Same as Fig. 14, but for ENS-01 (a) and ENS-10 (b)

(contour for potential temperature, unit: K)

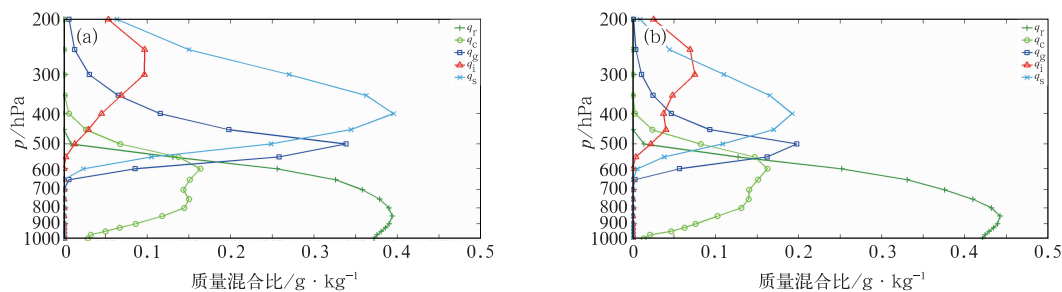


图 16 2016 年 7 月 19 日 20 时集合成员 ENS01(a) 和 ENS10 (b) 的区域平均 q_r 、 q_c 、 q_g 、 q_s 、 q_i 的(单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)垂直廓线

Fig. 16 Vertical profile of regional averaged q_r 、 q_c 、 q_g 、 q_s 、 q_i of ENS01 (a) and ENS10 (b) (unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) at 20:00 BT 19 July 2016

雨和霰的 PSD 分布对于降水过程具有非常复杂的影响,仅通过少数参数的敏感性试验分析降水物理过程还是存在很多困难;简化来说,降水粒子 PSD 和密度分布的影响可以通过降水粒子有效直径 D_x 和平均粒子影响面积 S_x 进行分析 (Duda, 2014),其分别定义为:

$$D_x = \left(\frac{6\rho_0 q_x}{\pi\rho_x} \right)^{\frac{1}{3}}$$

$$S_x = \frac{\pi n_x (2 + \alpha)(1 + \alpha) D_x^2}{\left[\frac{\Gamma(4 + \alpha)}{\Gamma(1 + \alpha)} \right]^{\frac{2}{3}}} \quad (2)$$

式中, D_x 、 S_x 综合反映了降水粒子数浓度、粒子密度和质量混合比的影响,这两个参数被认为与降水蒸发和冷池强度有密切关系 (Dawson et al, 2010);其中 n_x 为某一类降水粒子的体积数浓度, q_x 为某类降水粒子的质量混合比, ρ_x 为某类降水粒子密度, ρ_0 为干空气密度, Γ 为 Gamma 函数, α 为降水粒子形状参数。在集合成员 ENS01, ENS09~12 共计 5 种不同参数配置下 WSM6 物理过程中,图 17a 表明霰粒子数浓度 N_g 的差别可以达到几个量级以上,其中 ENS01 使用原始参数的 WSM6 物理方案导致了最高的 N_g , ENS09 和 ENS10 两个成员的 N_g 较为接近,而 ENS11、ENS12 成员的 N_g 最低。从雨滴数浓度 N_r 分布看 (图 17b), ENS09 与

ENS10 和控制预报 ENS01 较为接近, ENS11 与 ENS12 在边界层内具有最少的 N_r 。从雨和霰的有效半径 D_g 和 D_r 看 (图 17c), ENS01 是 5 个成员中的最小值,而 ENS11 具有霰的最大值。综合表现在降水粒子有效面积上, ENS11 和 ENS12 形成的雨滴粒子总面积较小,而 ENS01、ENS09 和 ENS10 形成的雨滴有效面积最大,在云雨微物理结构分布上有明显区别。

总体来说,这 5 个集合成员对于冷云过程中霰的预报,存在两种典型特征:成员 ENS01、ENS09 和 ENS10 具有较高的 N_g 和较小的 D_g , 比较容易形成稳定性的强降水过程,但对流性拖曳较弱,地面冷池较弱; ENS11、ENS12 具有最小的 N_g 和最大的 D_g , 较大的冰相粒子比较容易形成较强的对流性下沉和地面冷池,但随机性误差也在增大,比较接近于强对流风暴云结构特征。在暖云结构特征上, ENS01、ENS09、ENS10 具有较小的 D_r 和较高的 N_r , 也代表较为密集和均匀的稳定性降雨过程; ENS11、ENS12 具有较大的 D_r 和较低的 N_r , 代表了强对流性降雨过程。通过不同参数的设置,基于同一 WSM6 微物理方案的预报成员表达了对于强对流风暴和具有密集暖云降水两种性质的降雨过程,对于一次特定的天气过程能够预估到更多的不确定性,展现了基于物理过程的对流尺度集合预报的优越性。

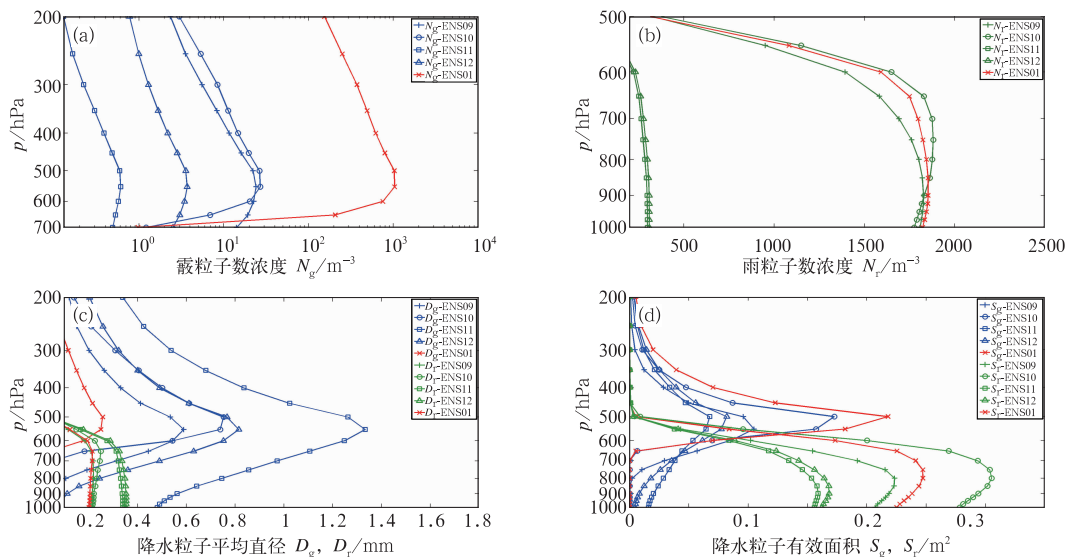


图 17 霰粒子数浓度 N_g (a, 单位: $\text{个} \cdot \text{m}^{-3}$), 雨粒子数浓度 N_r (b, 单位: $\text{个} \cdot \text{m}^{-3}$), 降水粒子平均直径 D_g 和 D_r (c, 单位: mm) 和降水粒子总有效面积 S_g 和 S_r (d, 单位: m^2) 的垂直分布廓线

Fig. 17 Vertical profiles of number concentration N_g for graupel (a, unit: m^{-3}), N_r for rain (b, unit: m^{-3}), D_g and D_r for mean diameter of graupel and rain particles (c, unit: mm), S_g and S_r for total surface area of graupel and rain particles (d, unit: m^2)

4 结 论

(1) 针对 2016 年 7 月 19 日华北地区的极端暴雨过程,进行了基于云微物理过程差异的对流尺度集合模拟试验,集合模拟由采用相同初始场和边界条件、4 km 分辨率、不同降水物理过程的 13 个集合成员构成。

(2) 利用 ETS、相关系数和 RMSE 对集合模拟降水进行了对比检验,对流尺度集合模式各个成员在降水强度和准确度上较全球尺度模式有一定提升,降水强度和时空分布上与实况较为接近,但同时也表现出明显的不确定性。通过对比采用邻域技术和常规双线性插值技术检验对比表明,邻域技术能够带来更优的 ETS 评分和更高的相关系数,较适用于高分辨率数值模式检验。频率检验表明集合模式在 50 mm 以下量级的降水存在过量模拟的倾向,而 100 mm 以上的强降水模拟相对偏弱。综合检验表明采用 Morrison 方案和 WSM6_P2 方案的集合成员取得了较好的模拟效果。

(3) 在同样的初始条件和边界条件下,基于不同降水物理过程的集合预报在高空急流和地面气旋等关键天气尺度系统的发展过程中表现出明显的不确定性。通过降水量与整层可降水含量、低层相对涡度和垂直运动等诊断量的联合分析表明,集合成员可分为强降水集合和弱降水集合两类,其中强降水集合拥有较强的对流性回波、明显的对流性下沉以及强的地面冷池,强的潜热反馈也导致中层出现明显的正位涡异常,并能进一步影响天气系统的发展和对流环境条件的调整。相对来说弱降水集合成员的降水以暖云降水为主,对流性相对较弱,地面冷池也较弱,但较为接近本次以稳定性层云降水为主的天气过程。通过对模拟回波的检验表明,双参量方案在反映层云回波亮带、层云与对流核的分离上更为合理。

(4) 对 WSM6 物理方案参数设置进行了敏感性分析。通过对雨、霰粒子 PSD 分布、降水粒子直径和降水粒子有效面积等相关物理量诊断表明,在不同参数设置下,同一个微物理过程分别表达了强对流风暴和暖云强降水两种性质的强降雨过程,对于一次特定天气过程使用集合预报能够预估到对流发展的不确定性,展现了基于物理过程的对流尺度集合预报的优越性。

在实际预报过程中不同地区的对流环境条件往往具有明显差异,在对降水物理过程深入了解的基础上,预报员能够通过局地环境条件分析判定对流系统未来发展的主要特征,从而在对流尺度集合预报中选择适当的成员子集合做进一步的预报分析,并对预报不确定性做出估计。当然,本文仅针对一个特殊天气个例进行了初步讨论,关于对流尺度集合预报的应用还有待于进行更广泛的数值模拟试验分析。

参考文献

- 陈静,薛纪善,颜宏,2003. 华南中尺度暴雨数值预报的不确定性与集合预报试验[J]. 气象学报,61(4):432-446.
- 陈静,薛纪善,颜宏,2005. 一种新型的中尺度暴雨集合预报初值扰动方法研究[J]. 大气科学,29(5):717-726.
- 李俊,杜钧,刘羽,2015. 北京“7·21”特大暴雨不同集合预报方案的对比试验[J]. 气象学报,73(1):50-71.
- 谭燕,陈德辉,2008. 河南“75·8”大暴雨的中尺度集合预报试验[J]. 气象,34(9):10-21.
- 袁月,李晓莉,陈静,等,2016. GRAPES 区域集合预报系统模式不确定性的随机扰动技术研究[J]. 气象,42(10):1161-1175.
- 张涵斌,陈静,智协飞,等,2014. GRAPES 区域集合预报系统应用研究[J]. 气象,40(9):1076-1087.
- Bowler N E, Arribas E A, Mylne K R, et al, 2008. The MOGREPS short-range ensemble prediction system[J]. Quart J Roy Meteor Soc,134(632):703-722.
- Buizza R, Houtekamer P L, Toth Z, et al, 2005. A comparison of the ECMWF, MSC, and NCEP global ensemble prediction system[J]. Mon Wea Rev,133(5):1076-1097.
- Cifelli R, Williams C R, Rajopadhyaya D K, et al, 2000. Drop-size distribution characteristics in tropical mesoscale convective systems[J]. J Appl Meteor,39(6):760-777.
- Clark A J, Gallus W A J, Weisman M L, 2010. Neighborhood-based verification of precipitation forecasts from convection-allowing NCAR WRF model simulations and the operational NAM [J]. Wea Forecasting,25(5):1495-1509.
- Clark A J, Gallus W A J, 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.
- Clark A J, Kain J S, Stensrud D J, et al, 2011. Probabilistic precipitation forecast skills as a function of ensemble size and spatial scale in a convection allowing ensemble[J]. Mon Wea Rev,139(5):1410-1418.
- Clark A J, Weiss S J, Kain J S, et al, 2012. An overview of the 2010 hazardous weather testbed experimental forecast program spring experiment[J]. Bull Amer Meteor Soc,93(1):55-74.
- Davis C A, Emanuel K A, 1991. Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis[J]. Mon Wea Rev,119(8):1929-1953.

- Dawson D T, Xue M, Milbrandt J A, et al, 2010. Comparison of evaporation and cold pool development between single-moment and multimoment bulk microphysics schemes in idealized simulations of tornadic thunderstorms[J]. *Mon Wea Rev*, 138(4): 1152-1171.
- Duda J D, Wang X, Kong F, et al, 2014. Using varied microphysics to account for uncertainty in warm-season QPF in a convection-allowing ensemble[J]. *Mon Wea Rev*, 142(6): 2198-2219.
- Eckel F A, Mass C F, 2005. Aspects of effective mesoscale short-range ensemble forecasting[J]. *Wea Forecasting*, 20(20): 328-350.
- Gilmore M S, Straka J M, Rasmussen E N, 2004. Precipitation uncertainty due to variations in precipitation particle parameters within a simple microphysics scheme[J]. *Mon Wea Rev*, 132(11): 2610-2627.
- Golding B, Roberts N, Leoncini G, et al, 2016. MOGREPS-UK convection-permitting ensemble products for surface water flood forecasting: rationale and first results[J]. *J Hydrometeorol*, 17(5): 1383-1406.
- Johnson A, Wang X, 2012. Verification and calibration of neighborhood and object-based probabilistic precipitation forecasts from a multi-model convection-allowing ensemble[J]. *Mon Wea Rev*, 140(9): 3054-3077.
- Joss J, Waldvogel A, 1968. Raindrop size distribution and sampling size errors[J]. *J Atmos Sci*, 26(3): 566-569.
- Morrison H, Milbrandt J, 2011. Comparison of two-moment bulk microphysics schemes in idealized supercell thunderstorm simulations[J]. *Mon Wea Rev*, 139(4): 1103-1130.
- 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.
- Pruppacher H R, Klett J D, 1978. *Microphysics of Clouds and Precipitation*[M]. Netherlands: Springer, 714.
- Schumacher R S, Clark A J, Xue M, et al, 2013. Factors influencing the development and maintenance of nocturnal heavy-rain-producing convective systems in a storm-scale ensemble[J]. *Mon Wea Rev*, 141(8): 2778-2801.
- Stensrud D J, Bao J, Warner T T, 2000. Using initial conditions and model physics perturbations in short-range ensemble simulations of mesoscale convective systems[J]. *Mon Wea Rev*, 128(128): 2077-2107.
- Stoelinga M T, 1996. A potential vorticity-based study of the role of diabatic heating and friction in a numerically simulated baroclinic cyclone[J]. *Mon Wea Rev*, 124(5): 849-874.
- Tong M, Xue M, 2008. Simultaneous estimation of microphysical parameters and atmospheric state with simulated radar data and ensemble square root Kalman filter. Part I: Sensitivity analysis and parameter identifiability[J]. *Mon Wea Rev*, 136(5): 1630-1648.
- Xue M, 2008. CAPS realtime storm-scale ensemble and high-resolution forecasts as part of the NOAA Hazardous Weather Testbed 2008 Spring Experiment[C]. 24th Conf Several Local Storms, Savannah, GA, Amer Meteor Soc, 12. 2.
- Xue M, Kong F, Brewster K A, et al, 2013. Prediction of convective storms at convection-resolving 1 km resolution over continental United States with radar data assimilation: An example case of 26 May 2008 and precipitation forecasts from spring 2009[J]. *Adv Meteor*, (3): 1-9.