王淑莉，康红文，谷湘潜，等. 2015. 北京 7·21 暴雨暖区中尺度对流系统的数值模拟. 气象，41(5)：544-553.

北京 7·21 暴雨暖区中尺度对流系统的数值模拟*

王淑莉 康红文 谷湘潜 倪允琪

中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室，北京 100081

提 要：许多业务模式对北京 2012 年 7 月 21 日特大暴雨的预报均是以锋面降水为主。在冷锋过境前，实际北京西南部强降水主要以暖区降水为主。本文利用 30 个成员的中尺度非静力数值模式(WRF)，通过 3 次集合卡尔曼滤波(EnKF)同化地面和探空资料，对这次暴雨过程进行了集合数值模拟。通过对比分析模拟降水较好与较差成员发现，好的成员能够模拟出河北中西部及北京西南地区触发出的暖区中尺度对流系统(MCS)以及相对稳定的系统配置，使得 MCS 在北京上空充分发展，从而较好地模拟了这次特大暴雨过程中的暖区降水；而较差的成员则没能模拟出暖区降水过程，降水以锋面降水过程为主，并且雨带位置偏南、出现时间滞后。集合成员间模拟结果出现的较大差异，和初始场中低值系统位置的较大差异有直接关系，因此通过 EnKF 提高模式成员初始场的准确率，从而准确模拟后期主要影响系统的移动和发展，是成功模拟暖区对流系统触发和维持的关键所在。

关键词：暴雨，中尺度对流系统，集合卡尔曼滤波，集合预报

中图分类号：P435 **文献标志码**：A **doi**：10.7519/j.issn.1000-0526.2015.05.003

Numerical Simulation of Mesoscale Convective System in the Warm Sector of Beijing "7.21" Severe Rainstorm

WANG Shuli KANG Hongwen GU Xiangqian NI Yunqi

State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract: A few operational models predicted the Beijing "7.21" (21 July 2012) severe rainstorm with the wrong reason that the severe convective rainstorm resulted mainly from cold front. In fact, a large amount of rainfall occurred over the warm area of the southwest of Beijing before the cold front. In this paper, after assimilating the surface and sounding conventional data three times by ensemble Kalman filter (EnKF) method, a non-hydrostatic mesoscale numerical model (WRF) that has a collection of 30 members was employed to simulate the process. The comparison of a better member and a worse member reveals that the better member can successfully simulate the mesoscale convective system (MCS) in the warm sector in the central and western part of Hebei Province and the southwest of Beijing and the relatively stable system configuration, thus making the MCS fully develop over Beijing. So, it does a better simulation of the warm-sector precipitation during the process of the severe rainstorm. In contrast, the worse member fails to simulate the precipitation in warm sector, and turns out to be frontal precipitation with the rain band southerly and the occurrence time lagged. The difference in these simulated results is greatly related to the corresponding simulated location of the low vortex in each ensemble member. The improvement in initial

* 国家重点基础研究发展计划(973 计划)(2012CB417200)、国家自然科学基金项目(41075605)和中国气象局气象关键技术集成与应用项目(CMAGJ2013ZX-ZH1)共同资助

2014 年 9 月 5 日收稿； 2015 年 4 月 14 日收修定稿

第一作者：王淑莉，主要从事数值预报及模拟研究. Email：shuliwang2013@126.com

通信作者：康红文，主要从事数值模式和资料同化研究. Email：hkang@cams.cma.gov.cn

field of ensemble member by EnKF, which makes the simulated movement and development of main influence systems more accurate, is therefore the key to simulate the trigger and maintenance of the convective system in warm sector successfully.

Key words: rainstorm, mesoscale convective system (MCS), ensemble Kalman filter (EnKF), ensemble forecast

引　言

2012 年 7 月 21—22 日,北京地区出现了一次降水时间长、覆盖范围广、降水量是该地区自 1951 年以来最强的降水事件。北京"7·21"强降水过程主要发生在北京时间 21 日 10 时至 22 日 04 时;全市平均日降水量达 190.3 mm,暴雨中心在房山区河北镇,降水量达 460.0 mm,累积降水量超过 300 mm 的站点主要位于北京的西南部与河北交界处。21 日 10 时降水首先出现在霞云岭附近,北京位于锋面系统东侧,降水以暖区降水为主,持续时间达7 h以上。该时段内的降水主要集中在北京西南部地区,小时雨量>20 mm 的强降水也集中于此。随后雨团增强,范围增大,并向东北方向扩展。17 时后锋面系统移入北京,此时北京地区降水以锋面降水为主,分散的降水中心形成一条东北—西南向的强降水带(谌芸等,2012;孙军等,2012;俞小鼎,2012;孙健华等,2013;孟雪峰等,2013;方翀等,2012)。

虽然国内的业务中心根据这次降水预报发布了橙色预警,但是在降水时段、落区和降水强度的预报方面还存在一定程度的误差,预报的最大降水出现在距离北京西南 100 km 的地方。国外的一些业务预报中心的全球集合模式在提前 3～4 d 的时候就预报出在我国北部将有一次降水概率超过 50%、累积降水量达 50～100 mm 的天气过程,但是比观测到的降水起始时间晚了 12 h(Grumm, 2012)。Zhang 等(2013)研究认为,这些模式预报出的降水主要是地形抬升和冷锋过境造成的;而观测发现降水大部分是由当地地形触发对流单体并形成准静止线性中尺度对流系统(MCS)传播进入北京造成这次极端降水过程,此过程大部分发生在冷锋前的暖区,距离冷锋到来还有一段时间。

华北暴雨主要出现在山脉的迎风面和山区,燕山南麓、太行山东麓和南部等都是出现暴雨最多的地区(朱乾根等,2007)。与南方地区相比,我国北方地区 MCS 的发生频率要少得多,华北地区 MCS 多发生在夏季的移动性冷锋前暖区中(何立富等,2007)。北京"7·21"强降水过程,包含了两次 MCS 过程,一次是在 21 日 10 时之后开始在河北北部沿着东西向分布的 MCS,在 21 日 14 时左右成熟然后渐渐消失;另一次发生于 21 日午后,在 21 日 14 时后逐渐成形,沿着北京的地形呈现东北—西南走向分布,之后随着锋面的移近迅速增强,并随着锋面过境北京而离去。北京地区的降水主要是由后一次发展起来的线性 MCS 导致(也被称为"列车效应")(孙军等,2012)。因此北京"7·21"强降水过程能否成功预报,在很大程度上取决于对产生强降水的线性 MCS 的预报能否成功。

张文龙等(2013)对北京地区两次暴雨天气过程的对流层低层偏东风进行了对比分析,研究发现若浅薄的偏东风与中高空辐散场有较好的配合,则其动力作用能够对触发对流风暴起到直接作用;若在对流层低层的潮湿层中存在深厚的偏东风,则有利于对流的发展和维持。廖晓农等(2013)和王婧羽等(2014)通过分析北京"7·21"强降水过程天气尺度动力过程,发现由于水汽的远距离输送并在暴雨区上空强烈辐合,使得北京地区水汽异常充沛。全美兰等(2013)从高空急流的角度对"7·21"暴雨的动力作用进行了分析,发现"7·21"暴雨的发生和西来的高空急流东移至北京上空有关,高空急流及其散度场和与高空急流相伴随的次级环流对"7·21"暴雨的发生起重要的动力作用。陈明轩等(2013)利用雷达资料、四维变分同化技术和三维数值云模式,探讨了地形及低层动力场对 MCS 的触发和维持作用。

因此,要想成功模拟北京"7·21"强降水过程,不仅要能模拟出影响这次暴雨过程的水汽条件、高低空急流的影响和配合,更关键要看模式是否能够模拟出 MCS 在暖区的触发及其维持机制。本文依据 30 个成员的集合预报,利用集合卡尔曼滤波同化技术,着眼于这次暴雨的两次 MCS 过程,并在其发展与成熟期的 21 日 14—20 时选择 3 个时次进行研究。通过对比分析模拟降水过程较好与较差成员在这一时段内对大尺度环境场的模拟情况及对两次

MCS 过程的模拟，来探讨为什么有些成员能够成功模拟出两次 MCS 的及时触发从而产生暖区降水和锋面降水过程，而有些成员和一些业务中心预报结果类似，没能成功模拟出暖区 MCS，而仅仅把这次降水过程归结为冷锋过境造成。最后给出利用集合卡尔曼滤波同化技术对较好、较差成员的初值改进情况，说明不同模式初始场对后期模拟 MCS 过程的影响。

1 模式和资料同化

1.1 中尺度模式和资料

此次模拟使用完全可压缩的中尺度非静立模式 WRF3.4，进行 30 个成员的集合预报。模式使用兰伯托投影，模拟区域的中心位置定于 39.39°N、116.28°E，模式三层嵌套，外层区域和两个内层区域的网格距分别是 40.5、13.5 和 4.5 km，区域格点数（东西×南北）分别为 100×90、109×109、109×109，垂直坐标采用静力气压下的地形追随坐标，垂直向 35 个分层。模式使用 Grell-Devenyi 积云参数化方案，微物理过程采用 WSM6（WRF single-moment six-class）微物理过程方案，行星边界层过程使用 Yonsei University 方案。模式使用 NCEP/FNL（National Centers for Environmental Prediction，Final Operational Global Analysis data）全球预报系统最终分析资料为模式提供初始和边界条件，从北京时 20 日 14 时启动，使用集合卡尔曼滤波资料同化方法，分别在北京时 20 日 20 时、21 日 02 时、21 日 08 时，对地面和探空常规观测资料进行 3 次同化，将 21 日 08 时同化后各集合成员的场值作为本次预报初始场。降水对比资料为中国自动站与 CMORPH 降水产品融合的逐小时降水资料。

1.2 集合卡尔曼同化技术

在此次研究中使用的集合卡尔曼滤波同化技术，移植自美国宾州州立大学发展的系统（Zhang et al，2006；Meng et al，2007；Weng et al，2012）。依照标准卡尔曼滤波：

$$x^a = x^f + \boldsymbol{K}(y - Hx^f) \tag{1}$$

式中，x^f 代表预先估计或者初猜值；x^a 是后部估计或者分析值；y 是观测矢量；H 是观测算子，它将模式格点上的分析变量通过空间插值和物理变换，转化到观测空间变成与观测相当的量，方便与观测量比较；$\boldsymbol{K}$ 即是卡尔曼增益矩阵，定义如下：

$$\boldsymbol{K} = P^f\boldsymbol{H}^{\mathrm{T}}(HP^f\boldsymbol{H}^{\mathrm{T}} + R)^{-1} \tag{2}$$

式中，P^f 和 R 分别代表背景场和观测场的误差协方差，$\boldsymbol{H}^{\mathrm{T}}$ 表示观测算子的转算矩阵。在 EnKF 中，气流依赖的 P^f 根据一个短期集合预报来确定；而 R 从与之不相关的观测误差中取得。

另外，本文采用了由 Zhang 等（2003）提出的协方差松弛法。其中，修改过的分析偏差 $(x^a_{\mathrm{new}})'$ 是通过松弛因子或者叫权重系数 $(x^f)'$ 和 $(x^a)'$ 计算得出：

$$(x^a_{\mathrm{new}})' = (1-\alpha)(x^a)' + \alpha(x^f)' \tag{3}$$

式中，相对于平均的偏差值由角分符号表示，而 α 在本次模拟中取值为 0.5。修改后的分析偏差被用作集合预报中下一个同化时次的初始条件。由于分析偏差 $(x^a)'$ 比预报偏差 $(x^f)'$ 小，说明观测资料经过同化后大大减小了偏差的不确定性；而式（3）的使用将会使不确定性膨胀，可以作为另一种对协方差扩张的方法。上式均是处理集合成员扩散度趋势的方法，能够降低集合平均的真实误差。由五阶相关函数支持的协方差定位方法也使用到所有三维物理空间中，如果格点间的距离超过 30 倍的格距，则协方差取为零。

2 大尺度环境场预报

此次特大暴雨过程具有典型的华北暴雨形势，环流经向度大，北涡南槽、东高西低。强降雨区位于高空急流入口区右后侧；西太平洋副热带高压（以下简称副高）西伸北进控制黄淮南部、江淮地区，阻挡西部的低值系统，使其东移缓慢；高空槽位于贝加尔湖到河套一带，因而槽前的强西南气流可以向北京地区输送大量水汽；850 hPa 低涡从西北地区移出并逐渐加强，进而对北京地区的这次强降水过程造成影响（谌芸等，2012）。

在此次集合预报的模拟结果中，从降水过程的及时性、降水落区和强度等方面对本次集合预报各成员进行对比，从中选出一个预报较好成员（mem23）和一个预报较差成员（mem14），通过对比分析两者之间的各方面差异，说明模式初始场的模拟准确率对后期强降水过程预报的影响。

实况配置（图 1a 和 1d）表明，21 日 08 时 850 hPa 上的低值中心位于山西中北部地区；槽线从低值中

心经陕西、山西交接地区延伸到青海东部;副高位置也偏西北。到 20 时,850 hPa 上低值中心移动到河北中部;槽线也发生东移;588 线的副高范围向东部扩展。mem23(图 1b 和 1e)08 时的模拟结果,850 hPa 的低值中心位于山西北部,槽线经陕西、山西交界延伸至青海东部,588 线位置偏西北;20 时,低值中心东移到河北中部,对应槽线也向东移动,副高范围也出现向东扩展,可见该成员对这一时段的高低空系统配置和移动情况的模拟和实况接近。mem14(图 1c 和 1f)模拟结果 08 和 20 时的 850 hPa 低值中心及槽线位置都较实况偏西,588 线的副高范围较实况偏南偏东。对西来的低值系统位置模拟的区别是模拟较好成员 mem23 与模拟较差成员 mem14 的一个主要差异。

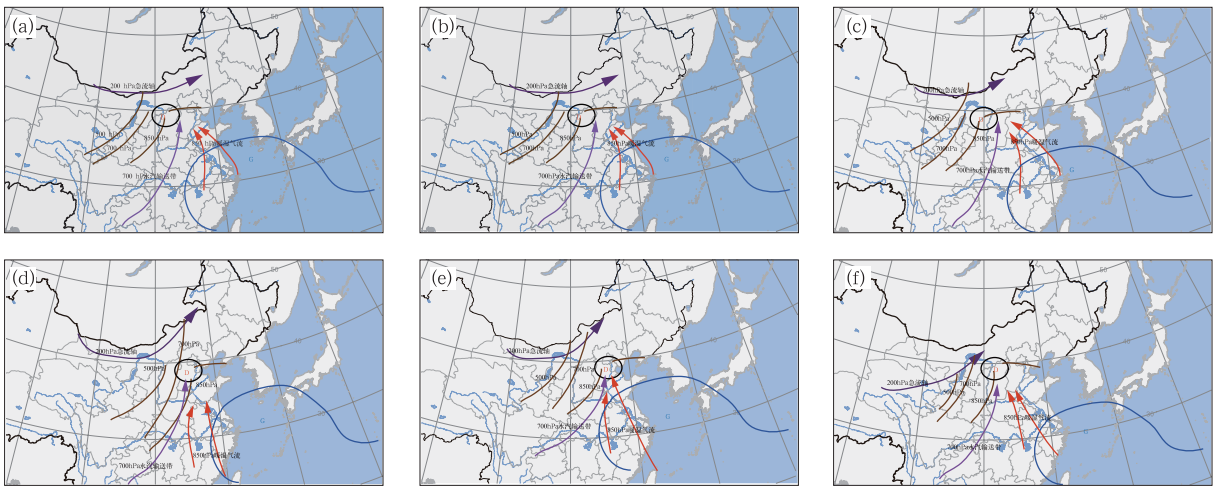


图 1　2012 年 7 月 21 日 08 时(a, b, c)、20 时(d, e, f)实况(a, d)、mem23 模拟(b, e)和 mem14 模拟结果(c, f)
(深紫色为 200 hPa 急流轴,棕色为各层槽线,蓝色为 588 线,圆圈为 850 hPa 低涡,
红色箭头为 850 hPa 暖湿气流,淡紫色为 700 hPa 水汽输送带)

Fig. 1　The observation (a, d), member 23 (b, e), member 14 (c, f) 200 hPa jet axis (dark purple), troughs at 500, 700, 850 hPa (brown), 588 dagpm isoline (blue), 850 hPa vortex, warm humid low-level jet (red) and 700 hPa water vapor transportion belt (light purple) at 08:00 BT (a, b, c), 20:00 BT (d, e, f) 21 July 2012

3　MCS 系统模拟和降水对比

下面针对 21 日 14 时左右开始给北京地区带来强烈降水的 MCS 系统的触发及演变过程进行详细分析。在实况雷达图(图 2)中,14 时 45 dBz 以上的强回波区存在于河北中西部、北京中部的山前地区(图 2a),该处存在多个对流单体,这是造成暖区降水过程的主要影响系统;17 时冷锋移近北京西北部,山前回波区加强并沿与山脉平行的东北—西南方向移动(图 2b);20 时北京东南部存在一个 45 dBz 以上强度的回波带(图 2c)并逐渐东移。

在 mem23 模拟结果中,14 时河北中西部和北京局部的山前地区有 40 dBz 以上的强回波区(图 3a),说明该成员在暖区降水时段内模拟出多个对流系统活动;在随后的 17—20 时,该集合成员在北京及其附近的山前地区也模拟出沿山脉走向的线性 MCS 系统的强回波区(图 3b 和 3c),表明在 21 日的暖区降水和锋面降水时段内,该成员模拟出与实况较为一致的对流活动。而在 mem14 的模拟结果显示,14 时河北中西部与北京地区没有强回波存在(图 3d),40 dBz 以上的强回波直到 17 时才出现且位置较实况偏向西南,表明该集合成员没有模拟出暖区降水过程中的对流活动,而且在锋面降水时段内,模拟出的对流活动位置也比实况偏向西南(图 3e 和 3f)。

对比模拟结果较好成员 mem23 与较差成员 mem14 可知:在暖区降水时段,mem23 模拟出了与实况较为相似的强对流活动,而 mem14 中没有类似的对流活动发生;在锋面降水时段,mem23 在山前的北京及周边地区有多个对流活动发生,并呈现出线性 MCS 的形态,而 mem14 虽然模拟出对流活动,

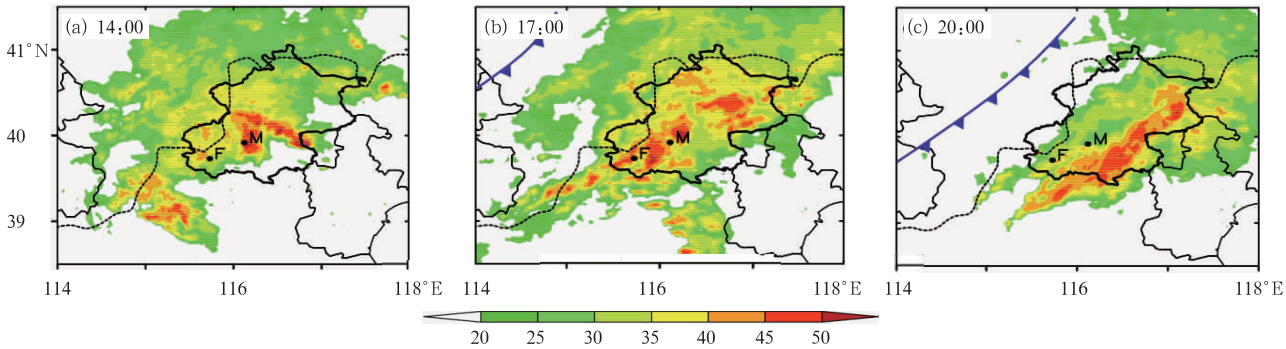


图 2 2012 年 7 月 21 日实况雷达最大反射率(单位：dBz)
(a) 14 时，(b) 17 时，(c) 20 时

Fig. 2 The observed radar reflectivity (shaded, unit: dBz)
at (a) 14:00 BT, (b) 17:00 BT, (c) 20:00 BT 21 July 2012

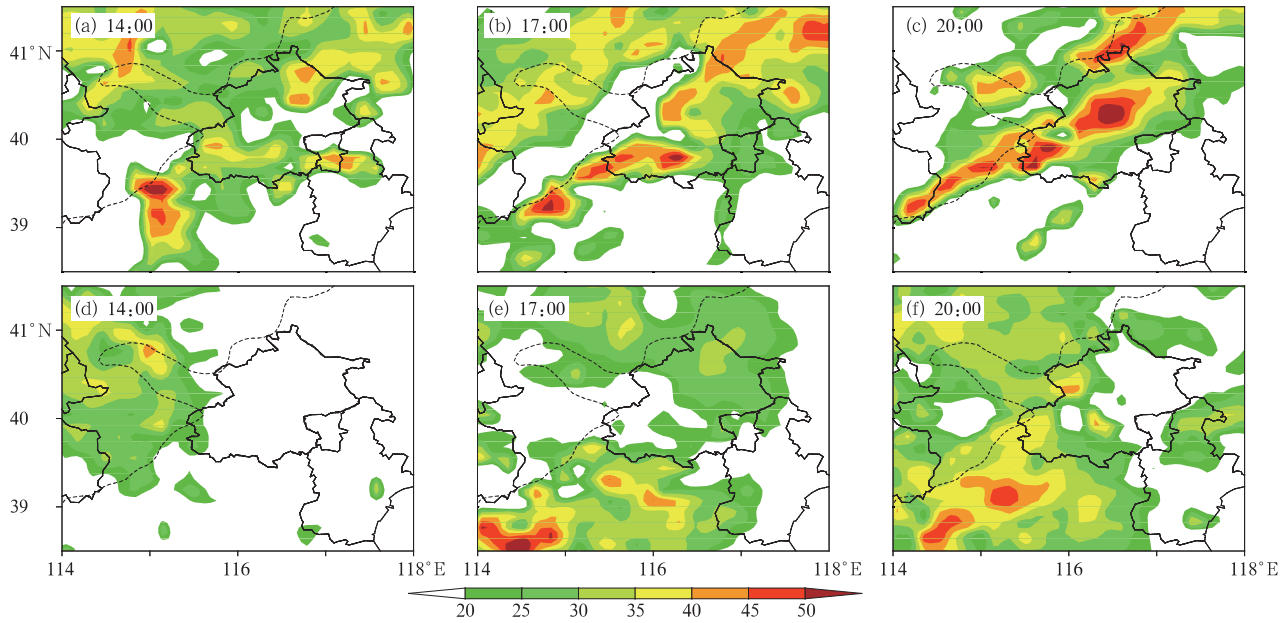


图 3 2012 年 7 月 21 日成员 mem23(a，b，c)和 mem14(d，e，f)模式反演雷达最大反射率(单位：dBz)
(a，d) 14 时，(b，e) 17 时，(c，f) 20 时

Fig. 3 The composite radar reflectivity (shaded, unit: dBz) of model inversion from
member 23 (a, b, c) and member 14 (d, e, f)
(a, d) 14:00 BT, (b, e) 17:00 BT, (c, f) 20:00 BT 21 July 2012

但位置偏向实况的西南方向。

从高低空配置以及触发条件等方面，进一步探讨 mem23 成功模拟的原因。

21 日 14 时，mem23 模拟结果表明：中高层 200 hPa上河北中西部与北京地区存在多个强辐散中心；低层 850 hPa 上，北京及其西南方的大范围地区处于低空急流区，该急流区沿山脉呈西南—东北走向；陕西与山西北部存在西北转西南的低层风向切变(图 4a)。17 时，200 hPa 上强辐散中心沿山脉走向不断向东北延伸；850 hPa 低空急流区也向东北扩展；低层风向切变线的位置向东南移动(图 4b)。20 时，北京及其周边地区的高空辐散场及低层急流依然强劲；低层风向切变线位置较 17 时少动(图 4c)。

河北中西部及北京西南部在 14 时的高空强辐散场、低层山前急流使得风速辐合产生暖式切变区、太行山地形对于气流的抬升作用、高低层耦合及地形影响共同触发了该成员的暖区对流系统在河北中

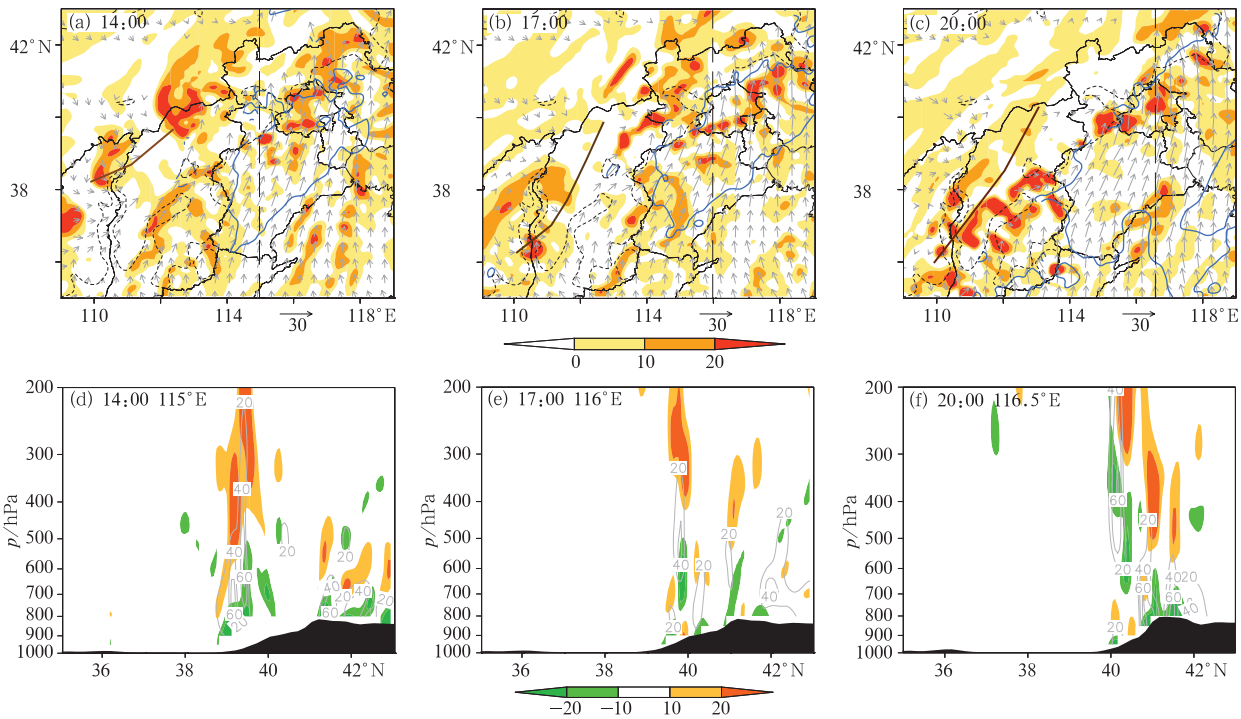


图 4　2012 年 7 月 21 日成员 mem23 在 200 hPa 辐散场(阴影)(单位：10^{-5} s^{-1})、850 hPa 风矢量场及低空急流区(>14 m·s^{-1}，蓝色等值线)、850 hPa 切变线(棕色线)、1000 m 地形线(短虚线)(a，b，c)以及对应时刻沿最强雷达回波位置(115°E、116°E、116.5°E)的经向垂直剖面图(d，e，f)
(a，d) 14 时，(b，e) 17 时，(c，f) 20 时
(灰色等值线为垂直涡度，单位：10^{-5} s^{-1}；阴影为水平散度，单位：10^{-5} s^{-1})

Fig. 4　The divergence (shaded area, unit: 10^{-5} s^{-1}) at 200 hPa, wind field (vector, unit: m·s^{-1}), low-level jet with wind speed >14 m·s^{-1} (blue line) and shear lines at 850 hPa (brown line), terrain height of 1000 m associated with Mountain Taihang (short dashed line) and northsouth vertical cross sections along the corresponding strongest radar reflectivity (115°E, 116°E, 116.5°E) of vertical vorticity (grey line, unit: 10^{-5} s^{-1}) and divergence (shaded area, unit: 10^{-5} s^{-1}) of member 23

西部及北京西南部发生发展。14 时沿 115°E 垂直剖面显示(图 4d)，在 39°～40°N 迎风坡区域，低层有强辐合区，高层有强辐散区，垂直涡度最大值达 60×10^{-5} s^{-1} 以上，说明此时河北中西部及北京西南部暖区对流发展旺盛。

17 时沿 116°E 和 20 时沿 116.5°E 的垂直剖面图显示(图 4e 和 4f)，低层强辐合区、高层强辐散区以及垂直涡度达 60×10^{-5} s^{-1} 以上的区域随时间逐渐向东北方向扩展，说明该成员模拟的对流系统沿地形逐渐形成了东北—西南向的线性 MCS 对流系统，对应锋面降水过程。

有利的高低空配置为对流的发生发展提供触发机制，此外充足的水汽输送也是强降水过程的必备条件。21 日 14 时，mem23 在河北中西部及北京西南部模拟出强对流活动(图 3a)，并且低层在山西北部至河北中西部有水汽输送大值区，形成一条较强的水汽输送带(图 5a)。此时配合高空强辐散场、低层山前急流风速辐合产生的暖式切变以及地形的抬升作用触发的对流(图 4a)，从而成功模拟出暖区降水的发生。21 日 17—20 时，系统东移缓慢，强水汽输送带逐渐移动到河北东北部地区，并形成一条线性区域，在此过程中水汽条件(图 5b 和 5c)和高低层动力条件持续较好(图 4b 和 4c)，从而形成北京及周边地区的锋面降水过程。而 mem14 模拟的水汽输送强度偏弱，并且水汽输送大值区主要位于山西和河北西部且位置偏西南(图 5d～5f)；从其雷达反射率来看 14 时并无对流系统活动(图 3d)，17—20 时对流活动较实况偏西南(图 3e 和 3f)，因而该成员没能模拟出暖区降水，对于锋面降水过程模拟也有较大偏差。

在暖区降水的主要时段内，观测降水主要发生在河北中西部与北京西南部(图 6a)，累积降水达 75 mm 以上；锋面降水过程中，观测降水主要发生在北京西南到北京东北部地区(图6b)，累积降水达

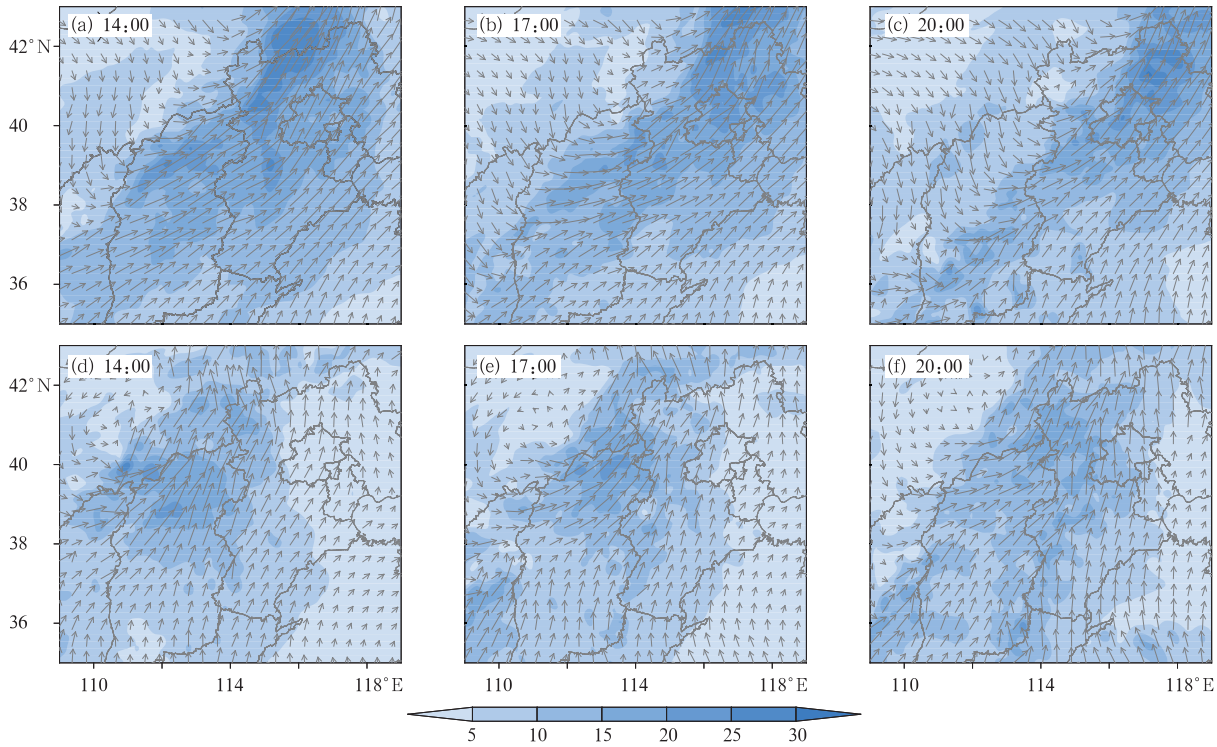


图 5 成员 mem23(a, b, c)和 mem14(d, e, f)模拟的 2012 年 7 月 21 日 700 hPa 各时次风矢量场(单位：$m \cdot s^{-1}$)和水汽通量(阴影)(单位：$10^{-3}\ g \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$)

(a, d) 14 时, (b, e) 17 时, (c, f) 20 时

Fig. 5 The horizontal wind field (vector, unit: $m \cdot s^{-1}$) and moisture flux (shaded area, unit: $10^{-3}\ g \cdot cm^{-1} \cdot hPa^{-1} \cdot s^{-1}$) at 700 hPa at (a, d) 14:00, (b, e) 17:00 BT, (c, f) 20:00 BT 21 July of member 23 (a, b, c) and member 14 (d, e, f)

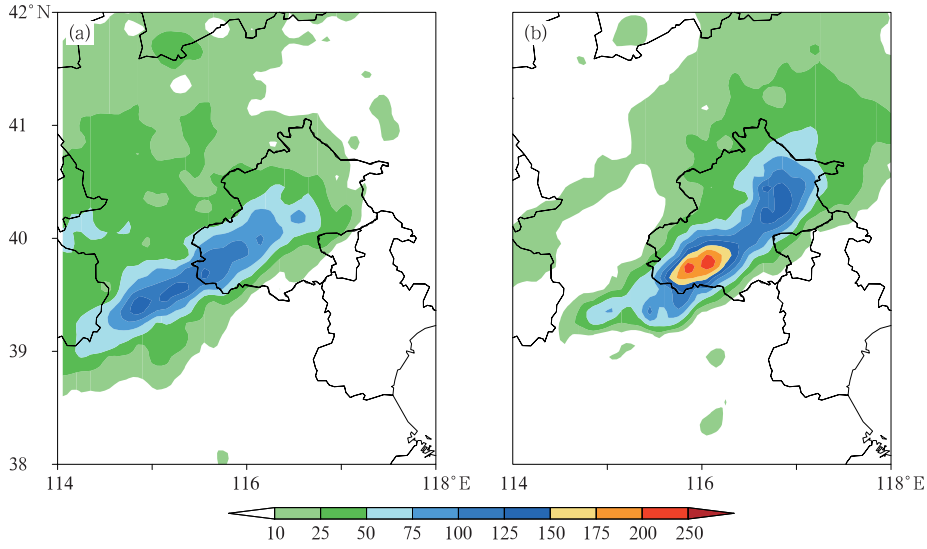


图 6 2012 年 7 月 21 日观测暖区降水(a)与锋面降水(b)(单位：mm)

(a)10—16 时, (b)17—20 时

Fig. 6 The observed (a) warm-sector precipitation, (b) frontal precipitation on 21 July 2012 (unit: mm)

(a) 10:00—16:00 BT, (b) 17:00—20:00 BT

150 mm 以上。两次 MCS 系统分别对应暖区降水和锋面降水,雨带沿与山脉平行的东北—西南走向分布,给北京及周边地区带来强烈的降水过程。对比模拟较好成员 mem23 与较差成员 mem14 在暖区降水时段和锋面降水时段内的降水结果(图 7)可知:暖区降水时段内,mem23 在河北中西部及北京西南地区有累积达 50 mm 以上的强降水发生,虽然雨强偏弱,但是在降水落区与降水及时性方面该成员有较好表现;锋面降水时段内,mem23 模拟出一条从北京西南延伸到北京北部、强度在 100 mm 以上的强雨带,与观测降水位置接近;成员 mem14 没有模拟出暖区降水,对于锋面降水模拟无论在降水位置还是降水强度方面都表现不佳。

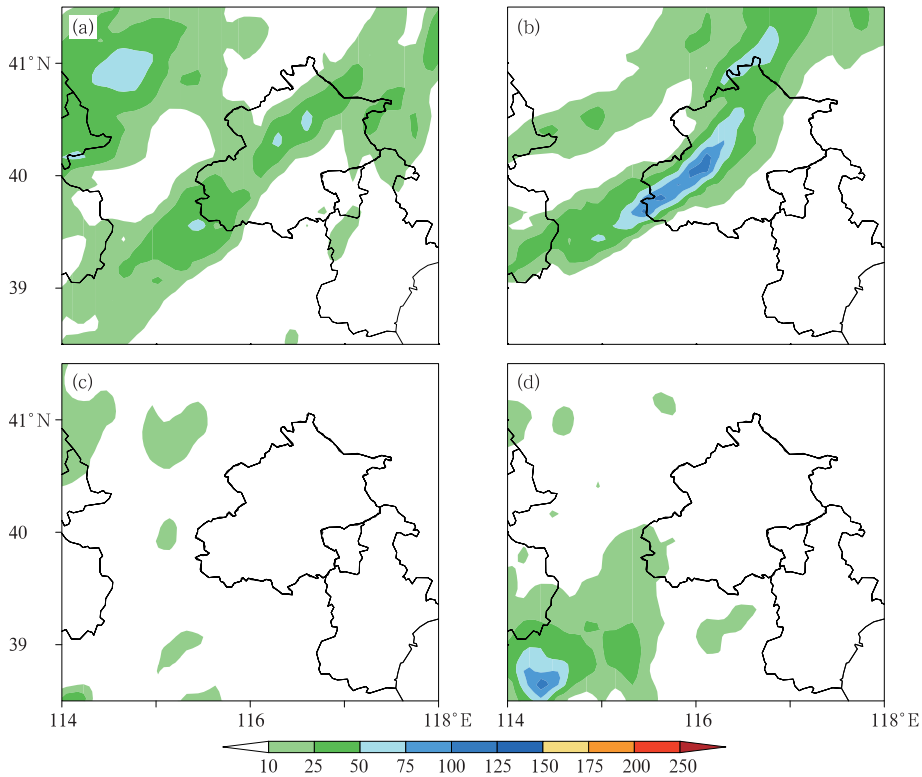


图 7　2012 年 7 月 21 日成员 mem23(a, b)和 mem14(c, d)的暖区降水(a,c)与锋面降水(b,d)(单位: mm)
(a, c)10—16 时, (b, d)17—20 时

Fig. 7　The warm-sector precipitation (a, c) and frontal precipitation (b, d) of member 23 (a, b) and member 14 (c, d) (unit: mm)
(a, c) 10:00—16:00 BT, (b, d) 17:00—20:00 BT

综合上述高低空系统配置、水汽输送、雷达回波以及降水结果的对比分析发现,成员 mem23 由于模拟出了高空强辐散场、低层山前急流风速辐合产生暖式切变,配合地形的抬升作用从而触发强对流并使其发展,同时低层有较强的水汽输送带,因此成功模拟出北京 7 月 21 日的暖区降水过程。

4　模式预报成员初始场

根据第二节的介绍,在北京时 20 日 20 时、21 日 02 和 08 时,利用集合卡尔曼滤波同化技术同化了地面和探空常规观测资料,产生 21 日 08 时的集合预报初始场。经过 21 日 02 时的集合卡尔曼滤波同化,原本分散在甘肃东部、宁夏和陕西北部的集合各成员 700 hPa 槽线(图 8a),都向观测的低槽位置处有一定程度的聚拢(图 8b)。其中,此次集合预报结果较好成员 mem23 同化前低槽中心位于内蒙古的中部,槽线延伸到甘肃东南部地区;同化后,低槽中心位置向南移动,和观测到的低槽中心更为接近,槽线延伸长度也有所变短,向观测情况靠拢。此次集合预报结果较差成员 mem14 同化前低槽中心位于宁夏西北部的内蒙古地区,经同化后低槽中心向

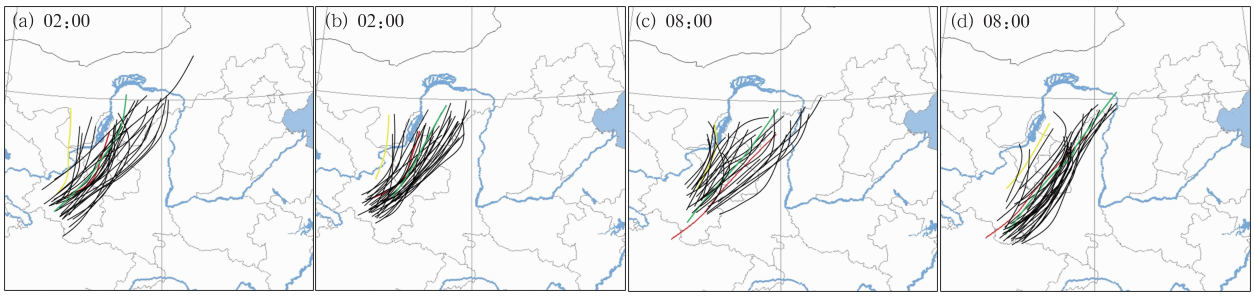


图 8 2012 年 7 月 21 日 02 时(a, b)和 08 时(c, d)集合 30 个成员同化前后 700 hPa 低槽位置
(红色线为观测资料位置,黄色和绿色线分别为集合较差、较好成员位置)
(a, c) 同化前, (b, d) 同化后

Fig. 8 Trough lines at 700 hPa of 30 members at 02:00 BT (a, b) and 08:00 BT (c, d) 21 July 2012
(observations, member 14 and member 23 are donated by red, yellow, and green lines, respectively)
(a, c) before assimilation, (b, d) after assimilation

东南向有一定程度的移动,使得该成员的偏差有所减小。

21 日 08 时,观测槽线从陕西西北延伸到甘肃东南部。6 h 模式的积分使 30 个成员模拟的槽线位置有所发散,因此在 21 日 08 时再次进行集合卡尔曼滤波同化,使得分布在甘肃东部、宁夏、陕西北部,甚至山西西北部的 30 个集合成员的 700 hPa 槽线位置(图 8c)聚拢在甘肃东部和陕西西部这一狭长地区(图 8d),从陕西西北部向甘肃东南部延伸,呈东北—西南走势,和实际观测资料中的低槽位置十分接近。这次同化较 02 时对于各成员的调整效果更为显著,这与 08 时较 02 时观测资料更充足有关。

在此次模拟试验中,一些集合成员之所以成功模拟出北京"7·21"特大暴雨中的暖区降水过程,这和开始预报前,通过集合卡尔曼滤波同化方法降低各成员的初始场偏差密切相关。

对比 mem23 和 mem14 的预报初始场(21 日 08 时)在对流层低层 700 hPa 风场、水汽通量等的分布情况,来探讨初始场中何种差异会导致集合成员对后期暖区降水及锋面降水模拟出现较大差别。

mem23 中的 700 hPa 气旋性环流中心位于山西省以北的内蒙地区(42°N、112°E)附近(图 9a),其偏北转西南的风切变线较观测切变线位置轻微偏西北,说明该成员模拟出的低值中心及切变线位置与实况十分接近;其西南气流受山地影响向东北方向输送水汽,在山西北部和河北西北部地区有水汽通

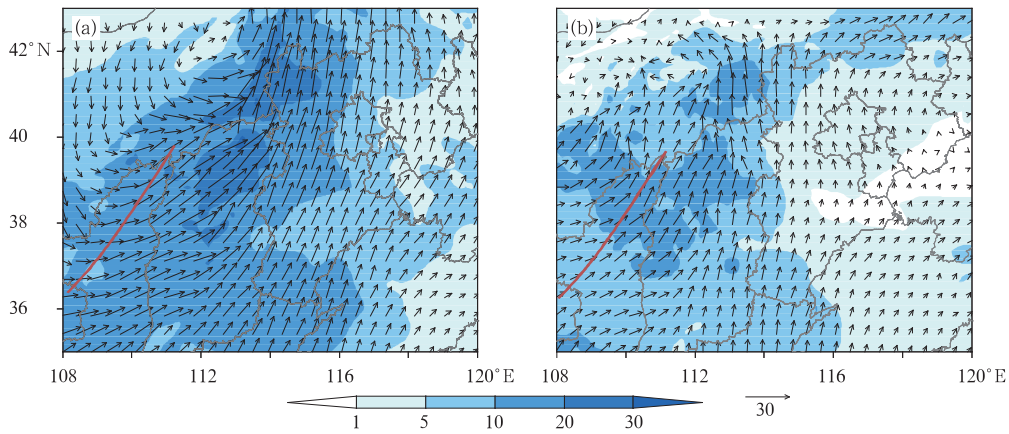


图 9 2012 年 7 月 21 日 08 时成员 mem23(a)和 mem14(b)预报初始场 700 hPa 风矢量场(单位: m·s^{-1})、水汽通量(阴影,单位: 10^{-3} g·cm^{-1}·hPa^{-1}·s^{-1})以及实况的 700 hPa 切变线(棕色线)

Fig. 9 The horizontal wind field (vector, unit: m·s^{-1}), and moisture flux (shaded area, unit: 10^{-3} g·cm^{-1}·hPa^{-1}·s^{-1}) at 700 hPa at the model initial time of member 23 (a) and member 14 (b), and the observed 700 hPa shear line at the same time (brown line) at 08:00 BT 21 July 2012

量大值区,强度达到 20×10^{-3} g·cm^{-1}·hPa^{-1}·s^{-1}以上。mem14 模拟的低值中心位置和实况偏差较大,即使经过同化处理,位置仍位于陕西西部以北地区(没有进入图 9b 中区域),西南气流带来的水汽通量处于 20×10^{-3} g·cm^{-1}·hPa^{-1}·s^{-1}以下,河北地区也没有出现水汽通量大值区。

综上所述,mem23 在预报初始场中对于低值系统位置的模拟和实况分布十分接近,从而能够及时模拟出在河北中西部及北京西南地区的高低空系统配置,结合有利的地形影响和水汽条件,因此能够较好地模拟出给北京及附近地区造成暖区降水和锋面降水的两次暴雨过程;而 mem14 在预报初始场中对于低值系统的模拟位置和实况偏差较大,因此没有较好模拟出北京地区在 21 日的两次主要降水过程。可以说,利用集合卡尔曼滤波同化技术对集合各成员预报初始场进行改进,对于集合预报准确率的提高至关重要。

5　结论与讨论

利用 3 次集合卡尔曼滤波(EnKF)同化地面和探空资料改善集合成员初始场,对北京地区 2012 年 7 月 21 日特大暴雨过程进行了模拟,通过对比集合成员中模拟结果较好与较差成员对整个暴雨过程的环流形势、高低层系统分布、雷达反射率以及降水结果的分析,探讨了某些集合成员能够较好地模拟暖区降水过程的原因:(1)在暖区降水时段内,较好成员模拟出在河北中西部及北京西南部的高空存在强辐散场,低层山前急流使得风速辐合产生暖式切变区,加上太行山地形对于气流的抬升作用,高低层耦合及地形影响共同触发了暖区对流系统在河北中西部及北京西南部的发生;(2)较好成员在低层有位于山西北部至河北中西部的水汽输送大值区,形成一条较强的水汽输送带,为对流系统强烈发展提供充足的水汽条件;(3)较好成员在初始场中对于低值系统位置的模拟结果与实况十分接近,而较差成员的低值系统位置和实况偏差较大,初始场的这种差异即是后期对整个暴雨过程模拟产生较大差异的主要原因。

因此利用集合卡尔曼滤波同化技术,对集合成员初始场进行改善并准确模拟出主要影响系统的位置是模式成功模拟北京“7·21”暴雨暖区降水过程的关键所在。

致谢: 感谢宾州州立大学的张福清教授和翁永辉研究员提供最新的集合卡尔曼滤波同化系统,并在移植过程中给予的帮助。

参考文献

陈明轩,王迎春,肖现,等. 2013. 北京“7.21”暴雨雨团的发生和传播机理. 气象学报,71(4):569-592.

谌芸,孙军,徐珺,等. 2012. 北京 7·21 特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考. 气象,38(10):1255-1266.

方翀,毛冬艳,张小雯,等. 2012. 2012 年 7 月 21 日北京地区特大暴雨中尺度对流条件和特征初步分析. 气象,38(10):1278-1287.

何立富,陈涛,周庆亮,等. 2007. 北京 7.10 暴雨-中尺度对流系统分析. 应用气象学报,18(5):655-664.

廖晓农,倪允琪,何娜,等. 2013. 导致“7.21”特大暴雨过程中水汽异常充沛的天气尺度动力过程分析研究. 气象学报,71(6):997-1011.

孟雪峰,孙永刚,萨日娜,等. 2013. 河套气旋发展东移与北京 721 暴雨的关系. 气象,39(12):1542-1549.

全美兰,刘海文,朱玉祥,等. 2013. 高空急流在北京“7.21”暴雨中的动力作用. 气象学报,71(6):1012-1019.

孙建华,赵思雄,傅慎明,等. 2013. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨的多尺度特征. 大气科学,27(3):705-718.

孙军,谌芸,杨舒楠,等. 2012. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(二)极端性降水成因初探及思考. 气象,38(10):1267-1277.

王婧羽,崔春光,王晓芳,等. 2014. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨过程的水汽输送特征. 气象,40(2):133-145.

俞小鼎. 2012. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨成因分析. 气象,38(11):1313-1329.

张文龙,崔晓鹏,王迎春,等. 2013. 对流层低层偏东风对北京局地暴雨的作用. 大气科学,37(4):829-840.

朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 2007. 天气学原理和方法. 北京:气象出版社,362-364.

Grumm R H. 2012. Beijing flood of 21 July 2012. http://nws.met.psu.edu/Severe/2012/21Jul2012.pdf.

Meng Z, Zhang F. 2007. Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part II: Imperfect model experiments. Mon Wea Rev, 135(4):1403-1423.

Weng Y, Zhang F. 2012. Assimilating airborne Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter for convection-permitting hurricane initialization and prediction: Katrina(2005). Mon Wea Rev,140(3):841-859.

Zhang S, Anderson J L. 2003. Impact of spatially and temporally varying estimates of error covariance on assimilation in a simple atmospheric model. Tellus A, 55(2):126-147.

Zhang D L, Lin Y, Zhao P, et al. 2013. The Beijing extreme rainfall of 21 July 2012:“Right results” but for wrong reasons. Geophys Res Lett, 40(7):1426-1431.

Zhang F, Meng Z, Aksoy A. 2006. Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part I: Perfect model experiments. Mon Wea Rev, 134(2):722-736.