



北京大学

# 硕士研究生学位论文

题目： 地面低压倒槽与京津冀 7·21  
特大暴雨发生发展关系研究

姓 名： 唐晓静

学 号： 1301215051

院 系： 物理学院大气与海洋科学系

专 业： 气象学

研究方向： 中小尺度气象学与数值天气预报

导师姓名： 孟智勇 教授

二〇一八年五月

## 版权声明

任何收存和保管本论文各种版本的单位和个人，未经本论文作者同意，不得将本论文转借他人，亦不得随意复制、抄录、拍照或以任何方式传播。否则，引起有碍作者著作权之问题，将可能承担法律责任。



## 摘要

2012年7月20日-22日,京津冀地区发生了一次特大暴雨(以下简称“7·21特大暴雨”)。暴雨伴随的龙卷和洪涝灾害造成当地巨大经济财产损失和人员伤亡。对此次高影响极端暴雨过程,气象部门业务预报的降水开始时间较实况严重滞后,降水强度严重偏弱,强降水落区也有很大偏差。本文基于观测和数值模拟,详细考察7·21特大暴雨的发生发展过程和关键物理机制,探讨数值模式对其预报失败的可能原因。

本文<sup>①</sup>首先基于我国稠密的地面、雷达观测以及GFS分析场,全面细致地展示了整个降水过程中雨带和雷达回波的多尺度复杂特征,揭示了低涡对暴雨的触发、演变以及极端降水形成的影响机制以及与河套低涡相伴的地面低压倒槽在暴雨发生发展全过程中的关键作用。

在观测分析基础上,本文考察了地面和探空资料的EnKF同化对暴雨总体时空分布和暴雨触发地面特征模拟的影响。结果表明,相对于没有同化的对照试验,以同化集合平均为初始场的模拟降水无论是时间演变还是累积雨量还是雷达回波的水平分布都更加接近观测。特别是,基于同化集合平均和最佳集合样本的模拟降水相对于对照试验的逐步改善对应着低涡及地面低压东侧倒槽模拟的逐步改善,这进一步证实了本文基于观测分析提出的低涡对应的地面低压东侧倒槽对暴雨的直接贡献。该结果预示着,数值模式对此次暴雨预报失败可能主要是由于对低涡和其对应的地面低压东侧倒槽的强度和位置有较大的预报误差。

上述同化试验展示的初始场质量对暴雨模拟的关键作用在进一步的对初始场、物理参数化方案和水平分辨率的敏感性试验中得到证实。基于不同初始场的模拟降水差异最显著,以T639资料为初始场的模拟降水的整体雨带和强降水分布明显优于以GFS资料为初始场的模拟结果,以GFS资料为初始场的试验几乎没有模拟出北京地区的强降水,但以T639资料为初始场的试验则普遍模拟出了北京地区西南-东北走向的强降雨带。低涡模拟的差异可能是导致两种初始场的降水模拟效果显著差异的主要原因。对同一种初始场而言,不同物理过程参数化方案对降水模拟的影响主要体现在强降水中心的落区分布上,对整体雨带的分布特征影响不大。在水平分辨率足够高的情况下,降水模拟对水平分辨率的敏感性明显小于对初始场的敏感性,而且进一步提高水平分辨率不一定会继续显著改善降水的模拟效果。

关键词: 7·21, 特大暴雨, 京津冀, 地面倒槽, EnKF

<sup>①</sup> 本文研究得到国家杰出青年科学基金项目(项目编号:41425018)国家自然科学基金面上项目(项目编号:41375048)的资助。



# On the Relationship of the Surface Inverted Trough and the Onset and Evolution of the Extremely Heavy Rainfall in Beijing-Tianjin-Hebei on 21 July 2012

Xiaojing Tang ( Meteorology )  
Supervised by Prof. Zhiyong Meng

## ABSTRACT

During July 20 to 22, 2012, an extremely heavy rainfall event (hereinafter referred to as “Beijing-Tianjin-Hebei 7 • 21 heavy rainfall”) occurred in Beijing-Tianjin-Hebei region. The tornado and flood associated with the heavy rainfall caused significant economic losses and casualties. The operational forecast had a large time lag in the onset of the precipitation with much weaker precipitation intensity and larger position deviation of the strong precipitation center compared to observations. This work is aimed to understand the initiation and development and also the key physical mechanisms of July 21 heavy rainfall from the perspective of observations and numerical simulations, and to find the possible reasons for the large forecast error of the operational numerical models.

This paper displays the multi-scale complex features of the rainband and radar echoes during the entire precipitation process based on the dense surface and radar observations and GFS global analyses. The analyses revealed detailed features of initiation and evolution of this rainstorm and the formation of local extreme precipitation, as well as the key effect of the surface inverted trough that was associated with the Hetao cyclonic vortex during the entire process of the heavy rainfall.

This paper then examines the impact of assimilating surface and rawinsonde observations using EnKF data assimilation system on the simulation of rainfall distribution and the surface features in the initiation period of the heavy rainfall. Results showed that both the simulated time evolution and the accumulated precipitation and distribution of the radar reflectivity of the experiment initiated by the ensemble mean after data assimilation were closer to observations compared with the control experiment with no data assimilation. Especially, the gradual improvement of the simulated precipitation of the experiments initiated with the ensemble mean and the best member after data assimilation corresponds to the gradual improvement of the simulation of the cyclonic vortex and the surface inverted

trough eastward of the surface low. The results confirmed the direct contribution of the surface low and its associated inverted trough as revealed by our observational analyses. Results of this paper indicate that operational numerical models may have failed to accurately predict this extremely heavy rainfall because of large forecasting errors in the strength and location of the cyclonic vortex and the associated inverted trough eastward of the surface low.

Finally, the importance of the high-quality initial field to the WRF model simulation of this extremely heavy rainfall was further confirmed by series of sensitivity experiments to initial field, physical parameterization schemes and horizontal resolution. The general distribution of the simulated rainband and the location of strong precipitation center in the experiments initiated with T639 analyses were obviously better than the experiments initiated with GFS data. For a given initial type, the influence of different physical parameterization schemes and were mainly in the distribution of strong precipitation center, but had little effect on the distribution feature of the overall rainband. In addition, for a high horizontal resolution, precipitation simulation was less sensitive to the horizontal resolution than to the initial field. Further increasing the horizontal resolution may not produce better simulation.

KEY WORDS: 7 • 21, Extremely heavy rainfall, Beijing-Tianjin-Hebei, Surface inverted trough, EnKF

## 目录

第一章 引言 .....	1
1.1 研究背景和动机 .....	1
1.2 国内外研究进展和局限 .....	2
1.3 本文的研究目标和内容 .....	6
1.4 文章结构 .....	6
第二章 地面低压倒槽与 7 21 特大暴雨发生发展关系的观测特征分析 .....	7
2.1 资料简介 .....	7
2.2 降水的演变特征 .....	7
2.3 高空天气系统观测特征 .....	10
2.4 地面观测特征 .....	11
2.4.1 地面低压倒槽与暴雨的发生发展关系 .....	11
2.4.2 地面低压倒槽与局地极端强降水的关系 .....	18
2.5 本章小结 .....	21
第三章 EnKF 同化对 7.21 特大暴雨数值模拟的影响及地面低压倒槽作用的试验验证 .....	23
3.1 WRF-EnKF 同化系统介绍 .....	23
3.1.1 WRF 模式介绍 .....	23
3.1.2 EnKF 同化方法介绍 .....	24
3.2 资料、模式设置和同化方案 .....	25
3.2.1 资料介绍 .....	25
3.2.2 模式设置 .....	26
3.2.3 同化方案 .....	26
3.3 同化对北京地区降水时空分布特征模拟的影响 .....	26
3.4 同化对低涡强度和位置演变特征的影响 .....	29
3.5 地面低压倒槽作用的试验验证 .....	31
3.6 本章小结 .....	32
第四章 WRF 对 7 21 特大暴雨的模拟对初始场、物理参数化方案和分辨率的敏感性 .....	33
4.1 资料介绍 .....	33
4.2 模式和试验方案介绍 .....	33
4.3 敏感性试验结果分析 .....	35

4.4 本章小结 .....	40
第五章 结论 .....	41
参考文献 .....	43
致谢 .....	47
北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明 .....	49



## 第一章 引言

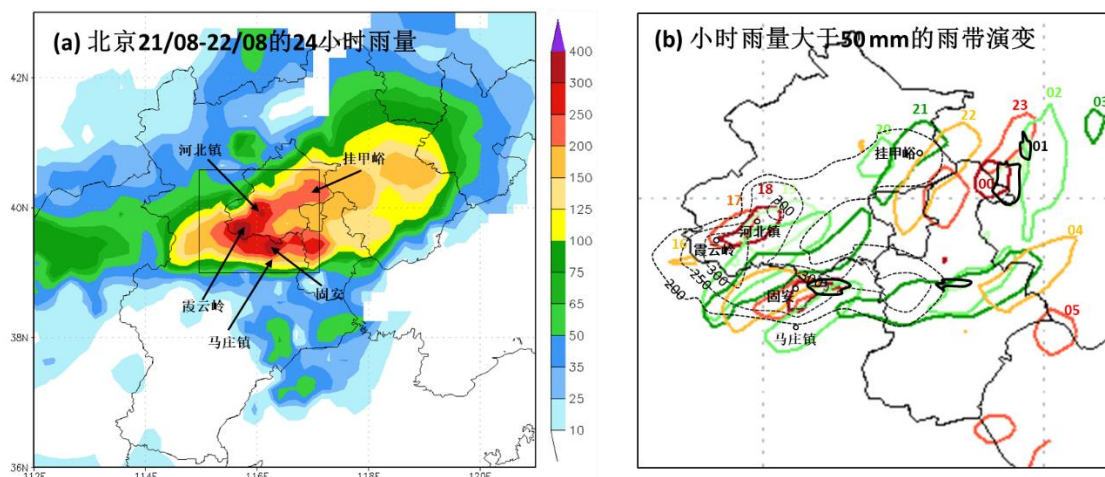
暴雨是我国夏季多见且影响严重的一种灾害性天气，它常常会导致山洪暴发、水库垮坝、房屋毁坏以及交通、通讯中断。我国每年都会有地区因暴雨灾害而遭受重大人员伤亡和经济财产损失。随着城市化进程的不断加快，暴雨致灾的影响程度在经济发达、人口密集的城市和地区显得尤为突出。例如，2012年京津冀地区7·21特大暴雨、2016年华北地区7·20特大暴雨均给当地造成巨大人员伤亡和经济财产损失。提高暴雨尤其是此类极端暴雨过程的预报水平已成为保护社会经济发展成果，维护公众生命财产安全的迫切需求。

极端暴雨的预报一直是暴雨业务预报的难点。近年来，随着全国气象观测技术和手段的不断提升以及数值模式的迅速发展，我国对大尺度、系统性降水过程（如冷锋降水）的发生发展机理研究已经比较成熟，对此类降水过程的业务预报能力也达到较高水平。然而，对于一些突发性、局地性较强的极端强降水过程（例如2012年的京津冀7·21特大暴雨），目前还很难做到准确的定时、定点、定量预报。其主要原因是造成此类极端强降水的天气系统尺度往往较小，目前业务数值预报模式受初始场质量、计算效率、参数化方案等方面的局限，无法准确解析此类中小尺度天气系统，业务部门往往对此类极端强降水过程把握不准。因而，深入认识极端强降水过程的物理机制并有效改善其数值预报技巧迫在眉睫。

### 1.1 研究背景和动机

2012年7月20-22日（本文提到的所有时间均为北京时），京津冀地区发生了一次特大暴雨过程。此次降水过程强度大，范围广，持续时间长，并表现出了明显的极端性。7月21日北京全市平均日降水量达 $190.3 \text{ mm} \cdot (24 \text{ h})^{-1}$ ，为1951年以来最大；全市有8个国家基本站的日降水量出现建站以来的历史极值，其中5个站点（房山、霞云岭、门头沟、石景山、海淀）日降水量超过历史极值，北京出现大暴雨（大于 $100 \text{ mm} \cdot (24 \text{ h})^{-1}$ ）的范围占全市总面积的86%以上，强降水中心主要位于北京西南部（图1.1a；谌芸等，2012），房山区的河北镇过程总雨量最大，达541 mm（数据来自北京市防汛办公室）。此次降水过程不但降水总量上表现出明显极端性，降水强度也很大，北京地区小时雨量普遍达到 $40 \sim 80 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ，其中，平谷挂甲峪的雨强最大，21日21时达到 $100.3 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。赵洋洋等（2012）通过主成分分析探讨了7·21特大暴雨大尺度环流形势的极端性，发现7·21特大暴雨日所属环流型的出现频率仅为10.9%。这次暴雨过程共造成北京市79人死亡（其中2人由龙卷造成），经济损失达116.4亿元。同

时，河北保定、廊坊等多个县市区也遭受了严重洪涝灾害，造成 37 人死亡，266.92 万人受灾，农作物受灾面积达 170.71 千公顷，经济损失达 122.87 亿元（张迎新等，2015）。



**图 1.1** (a) 24 h 雨量分布以及 (b) 小时雨量超过 50 mm 的雨带（标有日期的彩色雨带）的时间演变。(b) 中的黑色虚线代表 21 日 08 时到 22 日 08 时的 24 h 累积雨量（单位：mm）。

业务部门对此次暴雨过程的极端性始料未及。虽然北京市气象局提前 24 小时预报出 7 月 21 日将有一次暴雨过程，并且发布了暴雨橙色预警，但无论是降水的开始时间，降水强度（过程雨量、小时雨量）还是强降水中心的落区都较实况出现较大偏差。北京地区降水业务预报的开始时间比实况晚 6 小时，雨量比实况明显偏小（方翀等，2012）。基于 T639 模式（模式介绍见本文 4.1.1 部分），北京市气象局给出的预报结论是从 21 日下午至 22 日早上将有 100 毫米以上的降水。而实际上，降水从 21 日上午已经开始影响北京（Zhang et al., 2013）。

因而，深入认识京津冀 7 21 特大暴雨发生发展过程和其背后的物理机制，找出数值模式对此次暴雨过程预报失败的可能原因，寻找改善此次极端暴雨预报的可能方法，具有重要的科学意义和实际应用价值。

## 1.2 国内外研究进展和局限

京津冀 7 21 特大暴雨是在典型的华北暴雨天气背景下，高低空、中低纬度、多尺度系统相互作用的结果。低涡、切变线、低槽、冷锋、高低空急流是主要的天气尺度影响系统（孙建华等，2013）。21 日 08 时，北京地区位于 200 hPa 高空急流入口区的右侧（图 1.2a, Yu et al. 2016），500 hPa 冷涡中心位于贝加尔湖附近（图 1.2b），低槽向南伸展到山西南部，500 hPa 低槽东侧、700 hPa 和 850 hPa 上有低涡和切变线发展并自西向东移动（图 1.2c, d）；高空急流辐散与低层低涡、切变线及地面倒槽共同构成辐合环境，东部副热带高压对 500 hPa 高空槽的阻挡使其稳定少动，为 MCS（Mesoscale

Convective System, 中尺度对流系统)的发展提供了有利的环境条件(俞小鼎, 2012)。

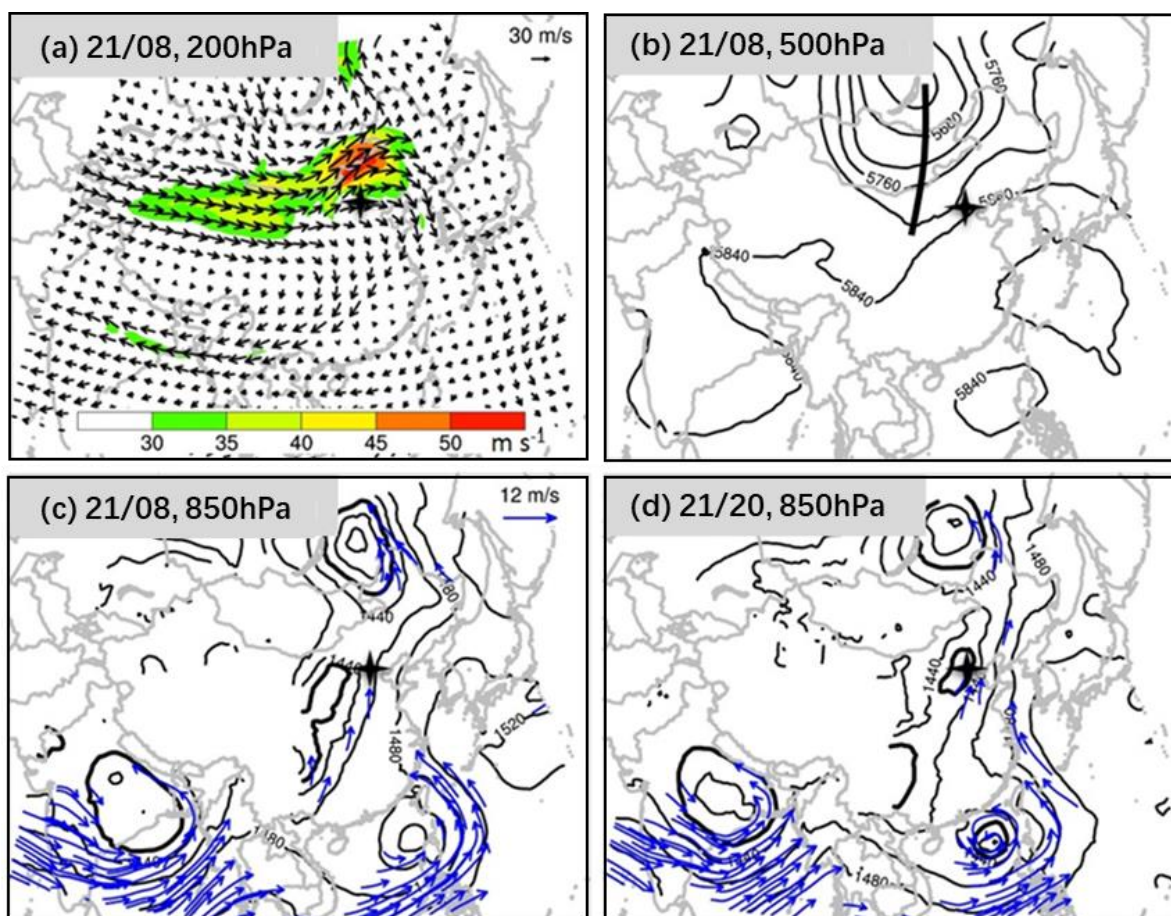


图 1.2 ECMWF 的 7 月 21 日 08 时的 (a) 200 hPa 的风矢量和风速 (阴影  $\text{m s}^{-1}$ ) 和 (b) 500 hPa 的位势高度 (黑色等值线, 间隔 40 位势米), (c, d) 分别为 7 月 21 日 08 时和 20 时的 850 hPa 的位势高度 (黑色等值线, 间隔 20 位势米), 蓝色箭头代表风速大于  $10 \text{ m s}^{-1}$  的风矢量。黑色四角星代表北京。(摘自 Yu et al. 2016)

孙永刚等(2014)指出河套低涡是 7 21 特大暴雨的直接影响系统。张迎新等(2015)利用常规观测资料、地面加密自动站、卫星等多种观测资料和 NCEP/NCAR 再分析资料、以及雷达变分同化分析系统 (VDRAS) 的高分辨率分析场资料进一步证实, 造成 7 21 特大暴雨的最关键系统是中尺度低涡。Yu et al. (2016) 通过基于 TIGGE 的集合预报和 CNOP 敏感性分析, 也得出了低涡是影响 7 21 特大暴雨的诸多天气尺度因子中最关键因子的结论, 他们通过对多家全球集合预报技巧的对比发现, 对此次降水预报技巧较高的 NCEP 全球集合预报可能就是由于其对低涡有较好的预报。周玉淑等(2014)基于数值模拟结果也发现, 切变线上低涡的加强和发展对应着暴雨的明显增强, 对流层低层的西南风或者东南风与西北风之间形成了一条长的辐合切变线, 切变线持续维持并且其上面不断有中尺度低涡生成, 生成的低涡沿着切变线发展、移动, 过程与列车效应类似。虽然前人的研究确定了低涡是 7 21 暴雨的关键影响因子, 然而大多是对

累积降水的相关性分析或者低涡有利强降水发生的天气尺度分析，低涡是如何造成暴雨的触发和发展加强的细节特征，尤其是对低涡对应的地面细节特征的研究目前还十分有限。本文的研究目标之一就是基于我国稠密的地面和雷达观测资料和 GFS 全球分析场，分析低涡造成暴雨触发和演变的详细特征。

此次极端暴雨的发生与很多因素有关。充足且持续的水汽供应是此次特大暴雨长久维持并保持高效率降水的一个重要原因。华南沿海台风“韦森特”的逼近、副高外围的东南水汽通道与西南方向的低空急流形成的西南水汽通道共同为暴雨区输送了大量水汽（孙继松等，2012；廖晓农等，2013）。资料显示，7月21日当天，北京上空大气露点温度普遍超过24 °C，大气可降水量（Precipitable water, PW）、对流层中下层比湿、850 hPa水汽通量均明显高出、偏离气候平均值，其中850 hPa水汽通量的偏离程度甚至高达 $6\sigma$ （谌芸等，2012），对流层中下层比湿比北京历史的暴雨个例平均值高出40%（廖晓农等，2013）。徐洪雄等（2014）基于剔除台风的敏感性试验发现，西南季风通过台风“韦森特”向暴雨区输送水汽，即季风环流-台风-暴雨系统三者之间水汽的“转运”效应。王宇虹等（2015）通过GRAPES\_Meso模式的水汽敏感性试验发现，7·21特大暴雨对水汽条件十分敏感，水汽条件较小的变化就能导致暴雨区累积降水量明显的改变。

地形对7·21特大暴雨也具有明显的增幅作用。地面东南风持续在太行山脉前维持并与西南风和东北风交汇，一方面山脉的阻挡作用抬升迎风坡东南气流，另一方面也使水汽在山前不断累积，从而导致太行山前的极端强降水（孙继松等，2013）。地形的起伏和海拔高度均会对降水有增幅作用（王宇虹等，2015；陈明轩等，2013；Xu et al.,2015）。北京地区特别是北京西南部局地地形的改变会通过影响对流层低层偏南风急流的流场结构而改变中尺度垂直环流的分布和强度，进而影响强降水中心的强度和分布特征（王宁等，2014）。

暴雨发生前期北京上空的干冷空气侵入对降水的增幅也有一定的贡献。赵大军等（2017）通过NCEP/NCAR再分析资料诊断分析发现了暴雨前期的干侵入特征，指出干侵入指数对暴雨落区和降水增幅具有指示意义。干侵入造成上干下湿的对流不稳定层结，随着后期暴雨的持续，对流不稳定能量减弱而对称不稳定性增强，使暴雨得以长时间维持（刘璐等，2015）。

7·21特大暴雨过程中强降水的落区主要在京津冀。特别是对北京地区的降水特征研究得比较多。已有的研究多把北京地区的降水过程分为了两个阶段。根据孙继松等（2012）的划分，第一阶段为21日10时-20时，呈现出零散、短时雨强大的对流性降水特征，在该阶段MCS表现为向西南方向的后向传播（back-building）特征和明显的“列车效应”，造成了北京地区的极端降水（俞小鼎，2012）；第二个阶段为21日20时至22日04时，这个阶段的降水过程较为平缓，呈现出锋面降水的特征（孙继松等，

2013)。暖区降水时段的雷达回波质心较低，强回波高度低于 4 km，而锋面降水时段内的回波质心较高，强回波高度达到 6–8 km。强降水时段，强回波带的长轴方向与太行山地形以及回波的移动方向平行，新的回波单体不断在旧单体后方生成，也表现出明显的“列车效应”和后向传播特征。对 21 日 05 时至 21 日 20 时的中尺度雨团的发展演变特征的分析发现，这些雨团基本属于  $\beta$  中尺度系统，镶嵌在长雨带中（张迎新等，2015）。数值模拟结果表明（陈明轩等 2013），MCS 前部和后部环境的冷暖差异为 MCS 的高度组织化和强降水的维持起到了重要作用，而 MCS 南部和西南部的热力不稳定区域则为 MCS 后部新生对流单体的产生和整个 MCS 系统的移动传播提供了有利的热力条件。然而，“列车效应”和后向传播及其造成降水极值的细节回波特征和其中尺度背景分析目前还十分有限。本文的研究目标之二就是考察极值降水的细致雷达回波特征以及造成极值降水的中尺度动力结构。此外，对于此次极端降水过程中的降水时空分布和雷达回波演变特征的已有研究多集中在强降水地区（北京）和时段（7 月 21 日），而对降水全过程（时间上和空间上）特征的研究还不多见，本文还将详细分析此次暴雨全过程的雨带和雷达回波多尺度复杂特征。

数值模式对此次极端暴雨过程的模拟普遍存在降水强度、分布以及时间演变上与观测偏差较大的问题（平均比观测滞后 4 小时左右）。周玉淑等（2014）利用 WRF 模式对 7 21 特大暴雨做了高分辨率数值模拟（水平分辨率为  $4\text{ km} \times 1.33\text{ km}$ ），并且使用中国气象局的常规地面观测和探空资料以及北京市气象局新一代多普勒雷达资料对初始场作了订正，他们对 21 日当天强降水时段逐 6 小时累积降水的分析结果表明，模拟的雨带整体走向和分布特征较观测均有明显偏差，最大降水强度较实况明显偏小，逐小时降水演变分析表明，模拟雨带的发生发展较观测有 3–4 小时的滞后，这种降水发生发展较观测有时间延迟的现象也出现在其他研究中，例如，Xu et al.（2015）模拟的降水（水平分辨率为  $30\text{ km} \times 10\text{ km} \times 3.3\text{ km}$ ）较观测有 4–6 h 的延迟。

业务数值模式对此次暴雨的预报总体上也是失败的。BJ-RUC（Rapid Update Cycle，北京快速更新循环预报系统，分辨率为 9 km）提前 48 小时预报出北京地区会有一次特大暴雨过程，然而预报的降水开始和结束时间较实况明显滞后，预报的强降水时段集中在 21 日夜间。强降水中心位置比实况偏西偏南（姜晓曼等 2014）。每 3 小时一次的循环预报也存在同样的问题，第一段暖区强对流降水过程基本上漏报（陶祖钰等，2013）。这些结果预示着，本次极端暴雨过程数值预报失败的主要原因可能是数值模式对暴雨第一阶段的对流性降水关键物理过程的描述存在偏差，模式预报出的降水实际上是由大尺度地形和锋面（冷锋）抬升造成的，而非前期的暖区对流降水过程（Zhang et al., 2013）。因而考察数值模式对暴雨第一阶段的对流性降水关键物理过程的预报准确度及其可能的改善方法具有十分重要的意义。

众所周知，集合预报对极端天气往往有更好的预报指示意义。李俊等（2015）使

用 WRF 模式利用初值、多物理方案和随机物理方案和初值混合多种扰动方案对 7·21 特大暴雨做了降水集合预报试验，显著改善了暴雨强度和落区的预报。

此外，资料同化可以通过改善初始场质量减小 MCS 数值模拟误差。集合 Kalman 滤波资料同化系统 (EnKF) 是资料同化和集合预报的有机结合。王淑莉等 (2015) 针对 7·21 特大暴雨过程，基于地面和探空观测的 EnKF 资料同化的预报集合，通过对比暖区降水模拟好坏样本的差异提出初始场低值系统的位置差异导致了对暖区降水模拟的差别。然而，该文只分析了两个集合样本的三个时刻，没有关注累计雨量的分布及雨带的多尺度结构和演变，没有分析暴雨触发阶段的地面中尺度细节特征，对同化后的集合模拟以及基于分析集合平均的确定性模拟结果也没有提及，因而难以了解集合同化后暴雨集合模拟的全貌。本文研究目标之三就是考察地面和探空观测资料的 EnKF 同化对 7·21 特大暴雨发生发展的总体和细致结构模拟的可能贡献，探究数值模式对此次极端暴雨过程预报失败的关键原因，并从实际可预报性的角度，考察 WRF 模式 7·21 特大暴雨的模拟对初始场、参数化方案和模式分辨率的敏感性。

### 1.3 本文的研究目标和内容

针对 1.2 节中关于 7·21 特大暴雨观测特征和数值模拟研究的局限性，本文将首先从观测出发，基于我国稠密的地面和雷达观测资料和 GFS 全球分析场，详细分析此次暴雨全过程的雨带和雷达回波多尺度复杂特征，考察低涡如何造成暴雨的触发、演变以及极端降水形成的详细特征，通过逐小时的地面特征分析，探究与低涡对极端暴雨发生发展影响的细节。

在观测分析的基础上，本文将进一步考察地面和探空观测资料的 EnKF 同化对 7·21 特大暴雨发生发展的总体和细致结构特征模拟的可能贡献。基于同化后的模拟结果，详细诊断分析地面特征，验证基于观测分析得出的低涡和地面低压倒槽对暴雨如何影响的结论，找出数值模式对此次暴雨预报失败的可能原因，并通过设计多组敏感性试验，考察 WRF 模式 7·21 特大暴雨的模拟对初始场、参数化方案、模式分辨率三个方面的敏感性，以期业务预报提供有价值的参考。

### 1.4 文章结构

本文第二章从观测的角度分析地面低压倒槽与 7·21 特大暴雨的发生发展关系。第三章探讨地面和探空资料的 EnKF 同化对 7·21 特大暴雨模拟的影响并从数值模拟的角度验证地面低压倒槽对暴雨的作用。第四章考察 WRF 模式对 7·21 特大暴雨的模拟对初始场、参数化方案、模式分辨率三个方面的敏感性。第五章给出全文的结论

## 第二章 地面低压倒槽与7·21特大暴雨发生发展关系的观测特征分析

### 2.1 资料简介

本章使用的观测资料包括全国常规地面站和加密自动站观测资料，NCEP/GFS再分析资料，华北雷达拼图和北京多普勒雷达资料。

### 2.2 降水的演变特征

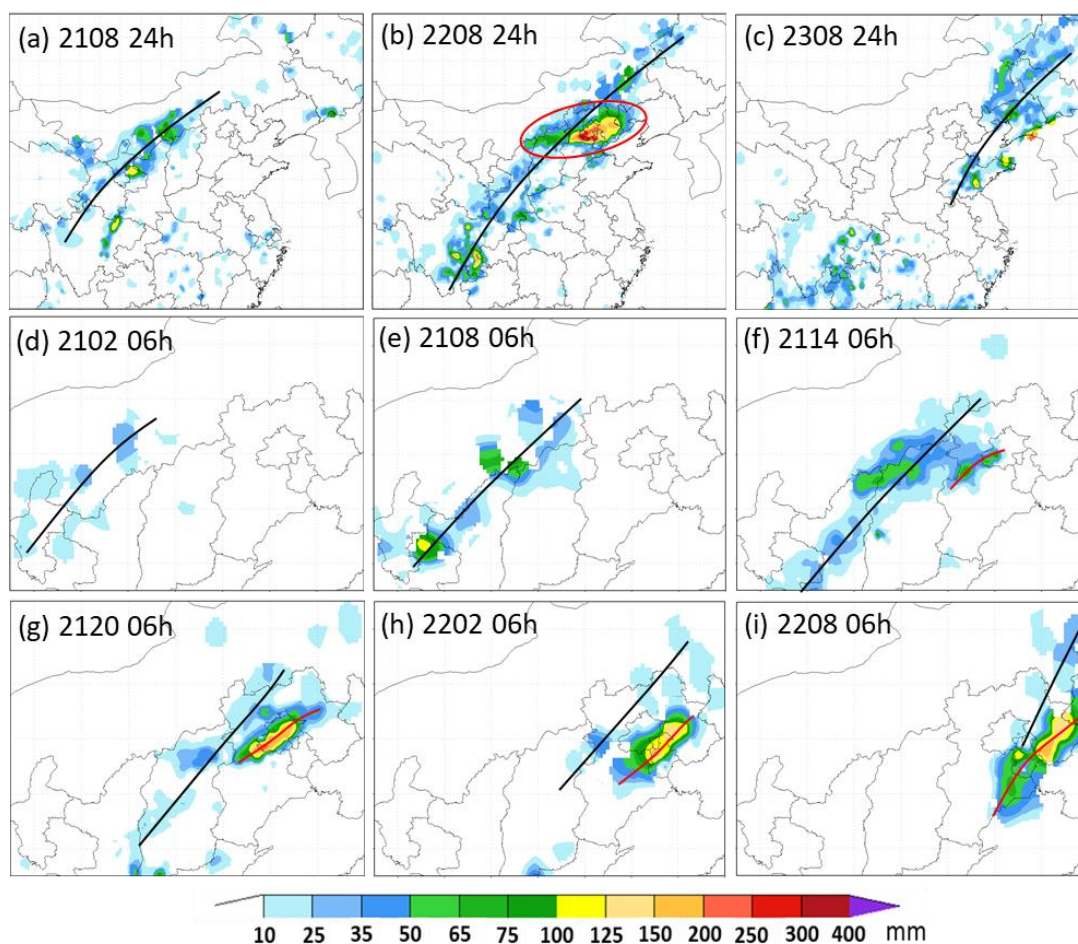
虽然7·21特大暴雨的主要降水集中在京津冀地区，但整个降水过程却具有多尺度特征，降水历时3天（从7月20日到7月23日），覆盖了我国自四川到黑龙江等多个省市（图2.1a-c）。降水首先发生在内蒙古中南部和陕西西北部，雨带呈西南东北走向（图2.1a），之后雨带东移，特大暴雨主要出现在21日08时到22日08时的河北中部、北京市和天津市（图2.1b），23日降水继续东移并减弱消亡（图2.1c）。

逐6小时的降水演变表明（图2.1d-i），这次降水过程主要由两条雨带组成，即西侧较弱的长雨带和东侧较强的短雨带（如图2.1f-i），西侧较弱的长雨带21日14时之后明显减弱，东侧短雨带则显著加强，影响京津冀地区的强降水就是来自东侧的短雨带。

小时雨量演变表明（图2.2），20日13时内蒙古中南部和陕西西北部开始出现降水。20日19时黄河几字湾西北部和四川东北部出现了10 mm以上的小时雨量，山西中部以及河北的中东部出现了5 mm以上的降水。到21日01时降水已演变为南北两条西南东北向的雨带并向东北方向移动（图2.2中的黑线）。北侧雨带向河北西边界延伸出一条弱雨带（红圈），河北西边界出现了大于10 mm的小时雨量。到21日07时，北边的雨带已东移到陕西和山西北部，南边的雨带已移到陕西的南边界。21日08时，河北中西部大于10 mm的小时雨量范围明显扩大，09时雨量达到20 mm，表现为东西向的短雨带向东北方向移动，10时到达北京南部，标志着北京地区降水的开始。这期间西侧的南北两段弱雨带已发展为一条连续的长雨带。

东侧的短雨带南侧不断有多条新的对流带生成并东北方向移动，到16时已形成一条西南东北走向的强降水带覆盖整个北京市（图2.2）。西侧的长雨带从13时开始降水中心逐渐减弱，于15时开始断裂，17时之后稳定维持为南北两段弱降水带。东侧的短

雨带在北京西部停滞近4个小时，造成了霞云岭和河北镇的强降水，之后该雨带缓慢向东移动，于22日02时移出北京市。



**图 2.1** (a) – (c) 分别为 20 日 08 时到 21 日 08 时、21 日 08 时到 22 日 08 时、22 日 08 时到 23 日 08 时的 24 h 累积雨量 (单位: mm)。(d) – (i) 为各图标时次之前 6 小时累积雨量 (单位: mm)。黑色实线代表长雨带, 红色实线代表短雨带。

自21日21时开始, 东侧短雨带南部开始呈东西走向, 在北京南部与河北省的交界地区附近持续至22日04时, 造成了固安附近强降水。西侧弱雨带的南段缓慢东移然后稳定维持在重庆西部到河南西部一线, 北段弱雨带东移与东侧短雨带逐渐接近, 于21日23时开始影响北京, 造成了孙继松等(2012)基于霞云岭降水观测所划分的北京地区第二阶段(21日20时-22日04时)的锋面降水。22日02时, 该弱雨带南部与东侧的短雨带南部合并, 其北部依然表现为独立的弱雨带, 03时该弱雨带的连续性有所加强, 之后整个降水系统东移减弱。



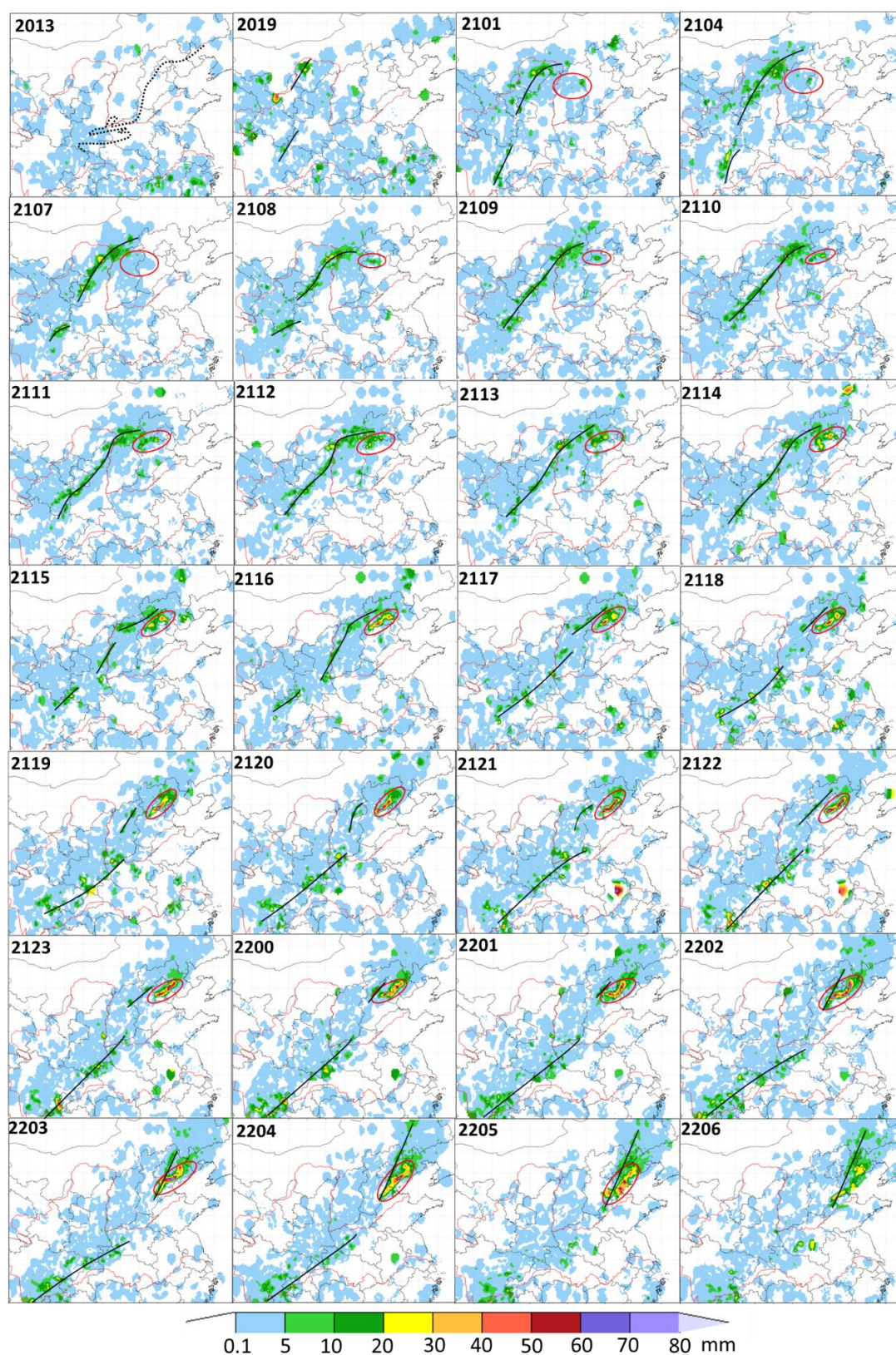


图 2.2 20 日 13 时到 22 日 06 时的小时雨量演变 (单位: mm)。实线代表长雨带, 椭圆代表短雨带。2013 时刻图中黑色虚线大致代表高原和平原分界面。

7 21暴雨过程中24小时累积降水超过300 mm的地区为北京的霞云岭、河北镇、以及河北省的固安附近（图1.1a）。河北镇过程总雨量最大，达541 mm（数据来自北京市防汛办公室）。这几处的极端降水均为东侧的短雨带停滞造成。从大于50 mm的小时强降雨带演变（图1.1b）来看，强降雨带在21日16–19时停滞在霞云岭和河北镇（图1.1b，图2.2，图2.3），形成了当地300 mm以上的极值降水。20时开始，雨带开始缓慢东移，并延伸到北京东北部，北京南边界附近的强降雨带保持近似东西走向，移动缓慢，自21日22时至22日02时一直停滞在北京南部边缘和河北固安附近（图1.1b，图2.3），造成了当地超过300 mm的极值降水，固安马庄镇出现了112 mm的整个暴雨过程中最大的小时雨量。北京东北部大于50 mm h<sup>-1</sup>的雨带呈西南东北走向，移速显著快于南部的雨带，虽然没造成300 mm以上的累积降水，但却于21时在北京的挂甲峪造成了100.3 mm的北京地区最大小时雨量（图1.1b，图2.3）。

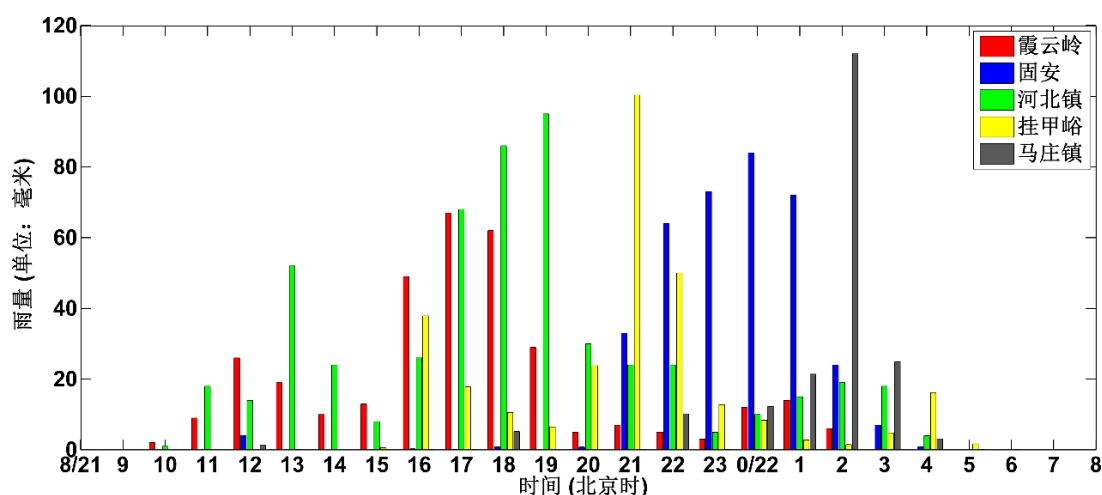


图 2.3 7 21 特大暴雨过程中京津冀地区五个测站的小时雨量演变

### 2.3 高空天气系统观测特征

本节分析与暴雨相关的高空天气系统观测特征。

NCEP/GFS 的 500 hPa 和 850 hPa 分析场显示，20 日 14 时开始，河套几字湾左侧有明显的低涡发展并向东移动（图 2.4a, e, L 所在位置），低涡长轴呈西南东北走向，自低涡中心向东北方向有暖切变线发展。17 时开始，低涡的西侧 500 hPa 上有浅槽发展并逐渐加强（图 2.4b-i）。

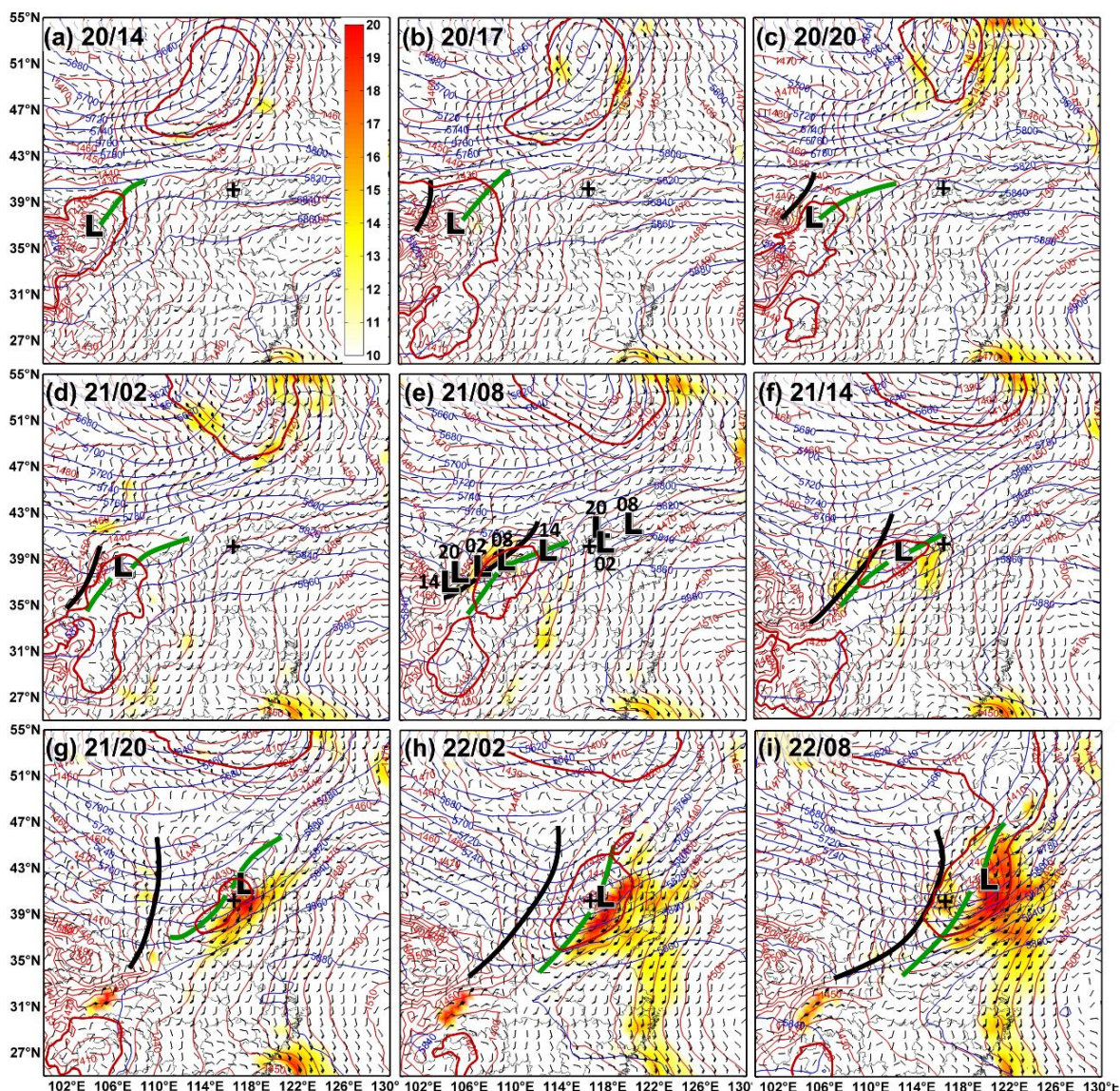


图 2.4 (a) - (i) 分别为 20 日 14 时到 22 日 08 时的 500 hPa 位势高度、850 hPa 位势高度、风场和风速 (阴影,  $\text{m s}^{-1}$ )。黑线代表 500 hPa 的低压槽, 黑色十字代表北京, L 代表 850 hPa 的低涡中心, 绿线代表低涡切变线。(e) 中给出了 20 日 14 时到 22 日 08 时的 850 hPa 低涡中心位置的演变。

## 2.4 地面观测特征

本节介绍暴雨发生发展过程中的地面观测特征。

### 2.4.1 地面低压倒槽与暴雨的发生发展关系

我们的研究发现, 京津冀极端暴雨的发生与河套气旋对应的地面低压倒槽发展东移直接相关。20 日 14 时, 对应 850 hPa 的低压带表现为南北两个低压中心 (图 2.5), 北面的低压中心位于陕西北界 ( $111^\circ\text{E}, 40^\circ\text{N}$ ), 该中心向东有倒槽 A 维持。南侧的低压中

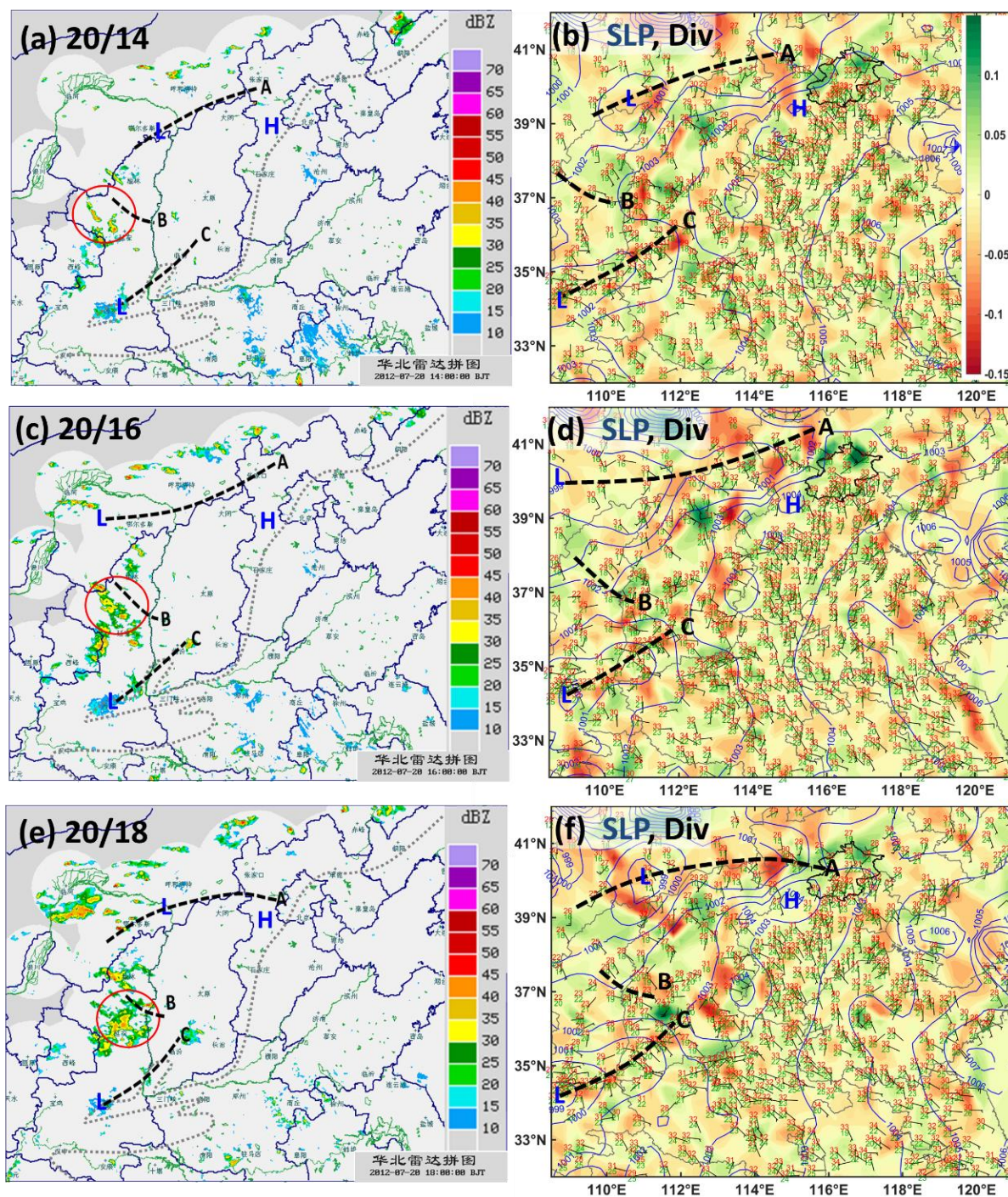


图 2.5 20 日 14 时（第一行）、20 日 16 时（第二行）和 20 日 18 时（第三行）的  $0.5^\circ$  仰角雷达基本反射率拼图（左）和地面图（右）。左列的黑虚线大致代表高原和平原分界面，红色圆圈表示关注的降水区。右列中，蓝线代表海平面气压，风杆代表地面风、红色和绿色数字分别代表地面温度和露点，阴影表示散度（单位： $1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ），黑色虚线代表地面槽线 A、B、C 的位置。

心位于陕西南部  $34^\circ \text{N}$  附近，有向东北方向伸展的倒槽 C。这两个低压中心和倒槽分别对应于 850 hPa 低涡东北和东南方向的两个低槽。在南北两个低压带之间从北侧的低压

带上向西南方向发展出了一个浅槽B。三条槽线都对应明显的辐合(阴影)。14时开始槽A和B附近有零散的降水发生(图2.5a, c, e, 红色圆圈所示)。

浅槽B的东移加强是京津冀地区降水发生的关键因子。浅槽B产生的降水初始阶段呈西北东南走向(图2.5), 随着B的缓慢东移, 到21日00时, 降水已移到山西中部(图2.6a, b), 近似呈东西走向。850 hPa的低涡此时已到达陕西北侧, 与地面的北侧低压中心位置基本重合, 降水明显加强, 多条螺旋形弱降水带环绕低压中心, 类似弱的热带气旋降水结构。到21日05时, 浅槽B向东北延伸成为一个低压倒槽, 横跨山西和河北交界中部, 同时对应的降水加强(图2.6c, d), 北侧的低压倒槽降水也在持续加强。到21日07时, 北侧的低压倒槽B的北端已接近北京南侧。在倒槽B的辐合背景下, 保定附近形成了一条西北东南向的对流线, 向东北方向传播(图2.6e, f)。

到21日10时地面上仍然维持南北两个低压中心, 河北中西部稳定维持一个中尺度高压, 河北西北部和北京南部呈现两个倒槽结构(图2.7b)。倒槽B的北端已经到达北京南部边界, 其南端为一个几乎闭合的低压区, 走向基本和太行山脉平行, 倒槽东南侧的东南风受倒槽的辐合和地形抬升作用形成多条西北东南向雨带, 这些雨带向东北方向移动合并, 导致北京的西南边界附近表现为一条较宽的西南东北向的对流雨带(图2.7a, b)。北侧的低压中心位于陕西北部, 其倒槽A在陕西、山西、河北和内蒙古的交界地带造成了大范围的弱降水, 其西南侧出现了一直延伸到陕西西南部的冷锋雨带。南侧的低压中心位于西安附近, 其向东北方向伸展的倒槽C在北侧的冷锋雨带前面形成了一条平行的弱雨带(图2.7)。

倒槽B和低压在京津冀地区的加强和停滞是降水极端性的关键原因。到21日12时(图2.8), 南侧的低压中心向北的倒槽C与北侧的倒槽B连在一起, 造成自陕西西部直至河北北部的雨带。倒槽B的北端已到达北京北部边界。阳泉的东北侧出现了闭合低压中心, 自阳泉至北京中南部有很强的辐合, 西北东南走向的对流线不断生成并向东北方向移动。北侧的低压中心对应的降水开始减弱。14时850 hPa低涡东南侧的急流明显加强, 倒槽B对应的降水开始加强, BC断裂(图2.8), 16时石家庄附近出现闭合的低压中心, 到18时850 hPa低涡东南侧的急流进一步加强(图2.9), 原来的两个低压中心消失, 地面气压场演变为西南东北向的低压带, 低压带的北部依然表现为两个低压倒槽, 西侧的倒槽A在河北的西北部造成一个弱降水带, 东侧的倒槽B的北端东移速度快于南端, 其北部逐渐发展为东西走向, 这个过程中北京特别是其西南地区出现了极端降水。到22日00时850 hPa低涡开始显著加强, 地面的低压带也相应的显著加强, 保定

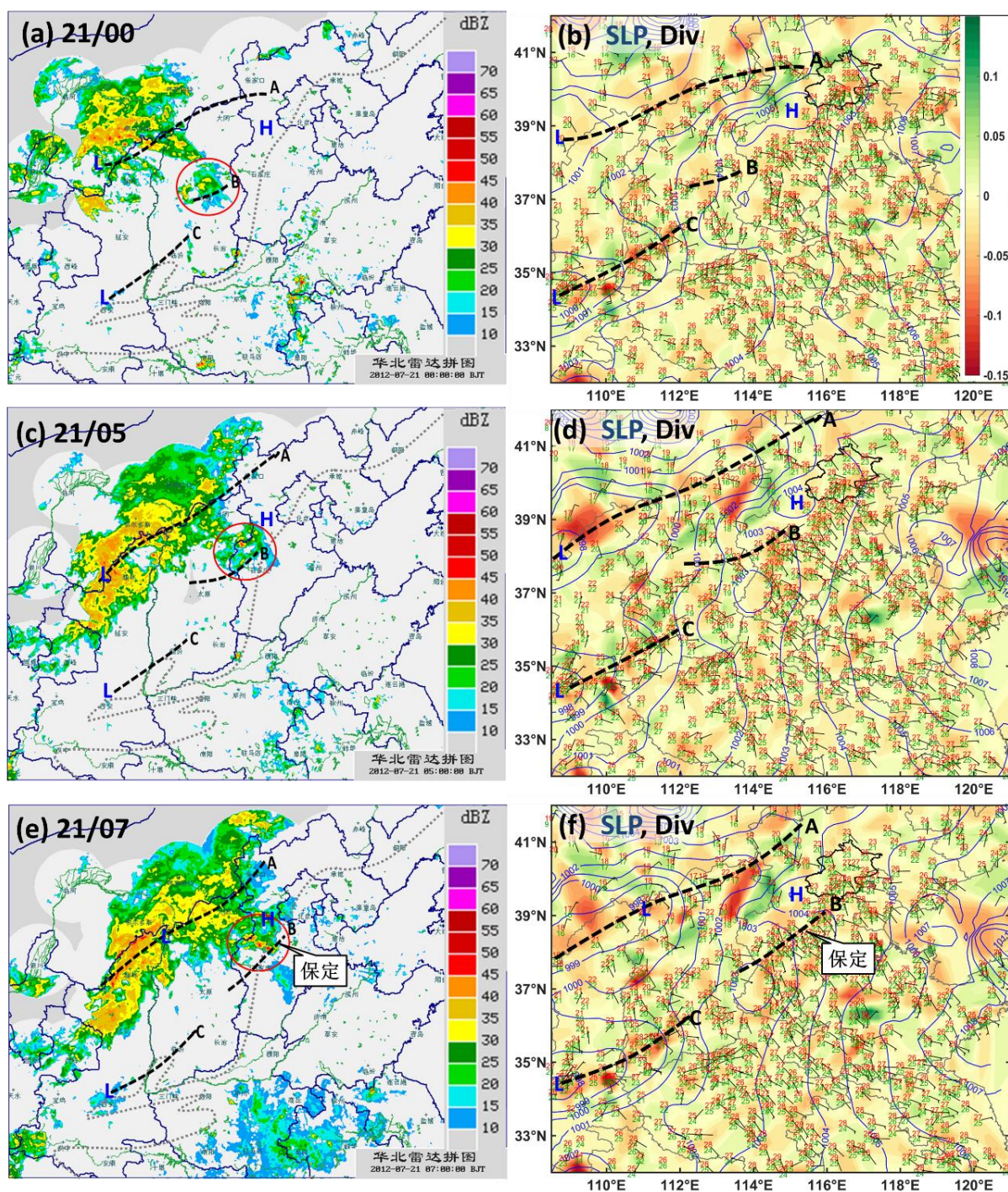


图 2.6 21 日 00 时（第一行）、21 日 05 时（第二行）和 21 日 07 时（第三行）的  $0.5^\circ$  仰角雷达基本反射率拼图（左）和地面图（右）。图中标出了保定的位置，其他内容同图 2.5。

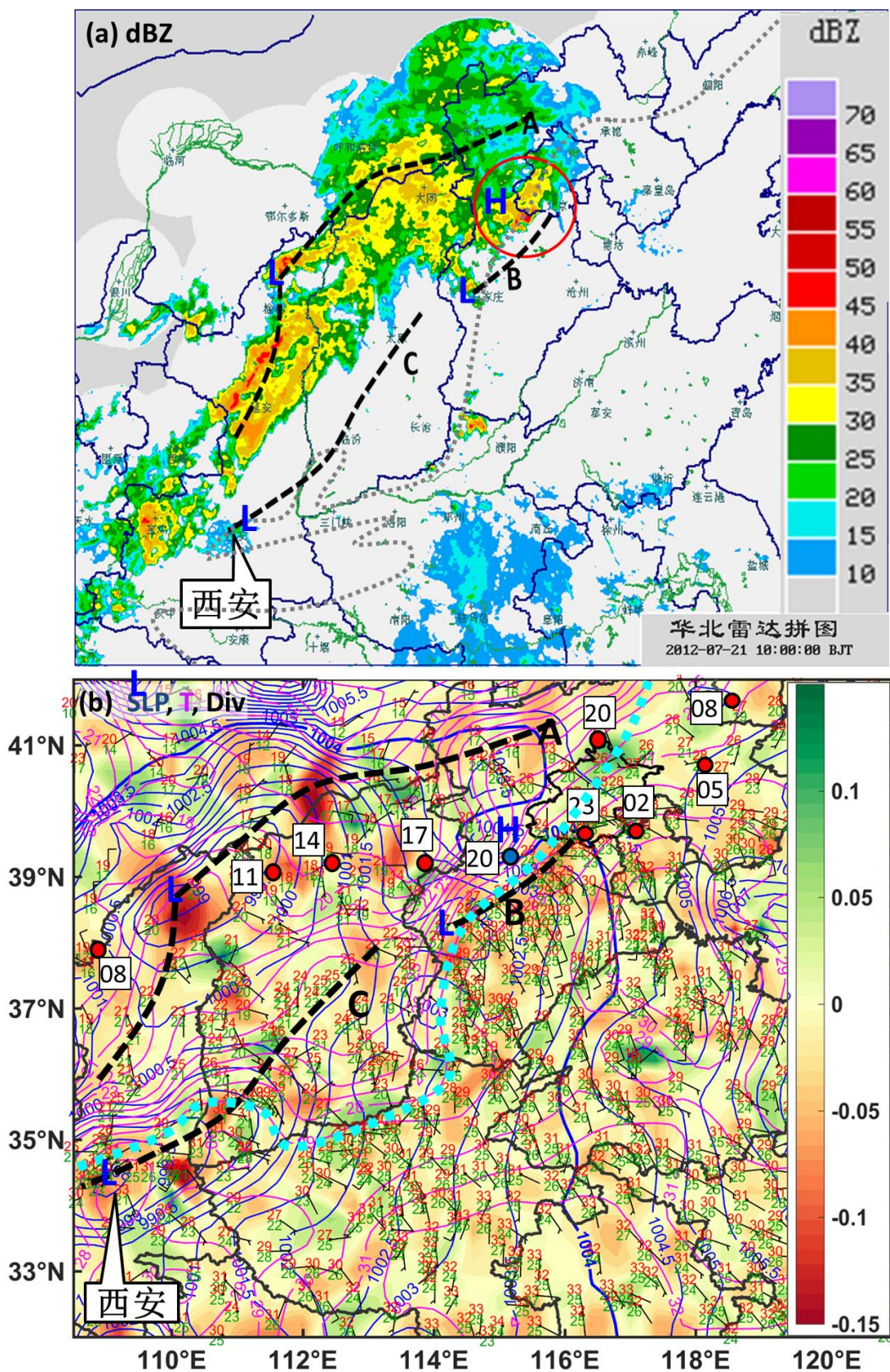


图 2.7 21 日 10 时的 0.5°仰角雷达基本反射率拼图 (a) 和地面图 (b)。(b) 中的红色圆点代表 21 日 08 到 22 日 08 时 850 hPa 低涡中心位置的演变, 浅蓝色虚线大致代表高原和平原分界面, 粉色实线代表地面温度场, 图中标注出西安的位置, 其他内容同图 2.5。

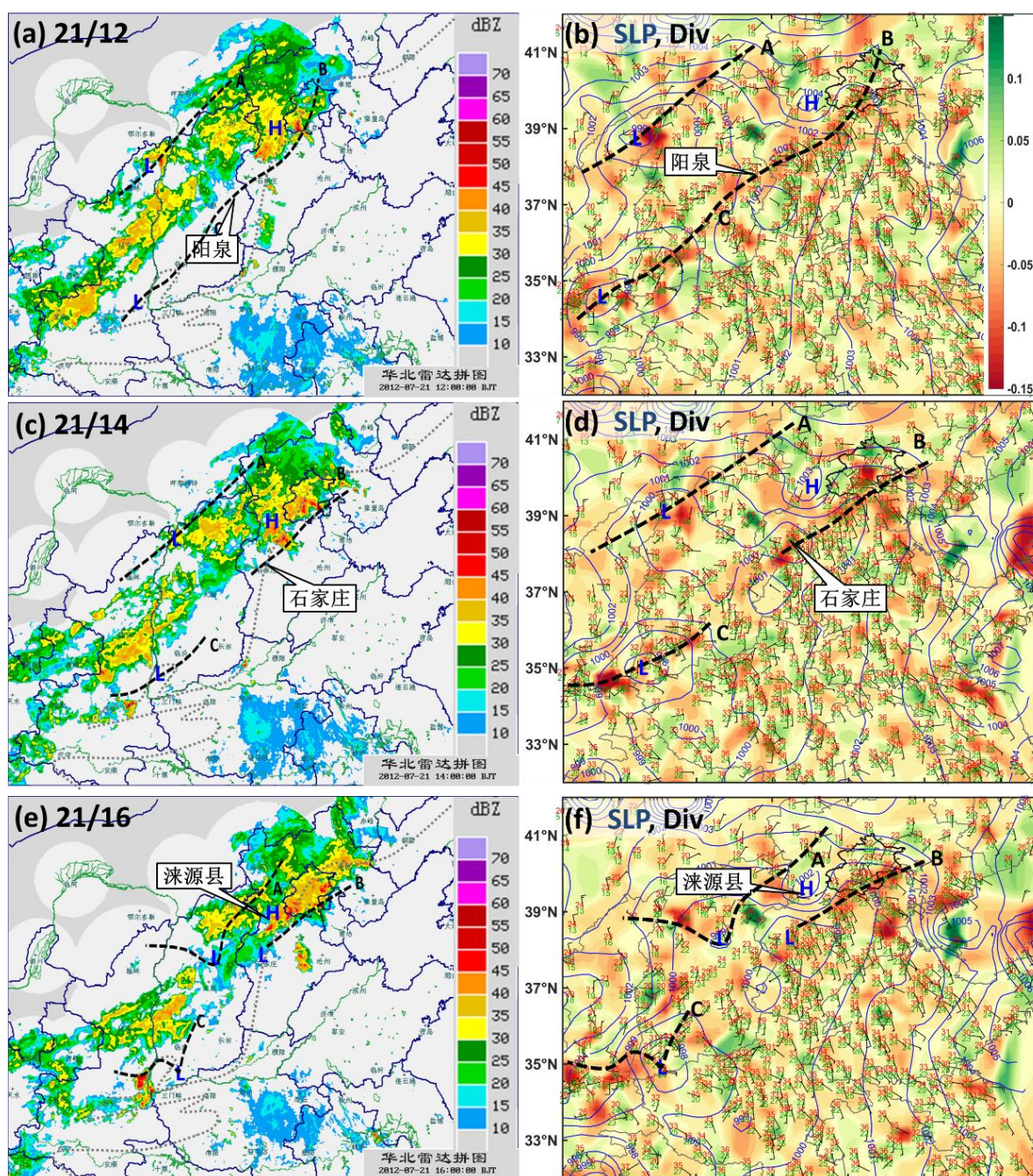


图 2.8 21 日 12 时（第一行）、21 日 14 时（第二行）、21 日 16 时（第三行）的 0.5°仰角雷达基本反射率拼图（左）和地面图（右）。图中标出了阳泉、石家庄和涞源县的位置，其他内容同图 2.5。

北侧发展为稳定的低压中心，该低压中心很接近 850 hPa 的低涡中心位置。低压中心向东伸展的倒槽已移出北京，近似呈东西走向，稳定在北京的东南侧，强辐合出现在河北固安、天津和河北东北部，造成了当地的极端降水。低压中心向西南伸展的低槽在河北中东部造成了很强的冷锋降水，低槽 C 稳定维持在山西西南部和陕西中南部，造成



较弱的层状降水带。倒槽A从21日23时到22日03时自西向东移过北京市，造成了孙继松等（2012）划分为北京降水第二个阶段的冷锋降水。22日03时以后随着低压中心向东东北方向的移动，京津冀地区的降水趋于减弱结束。

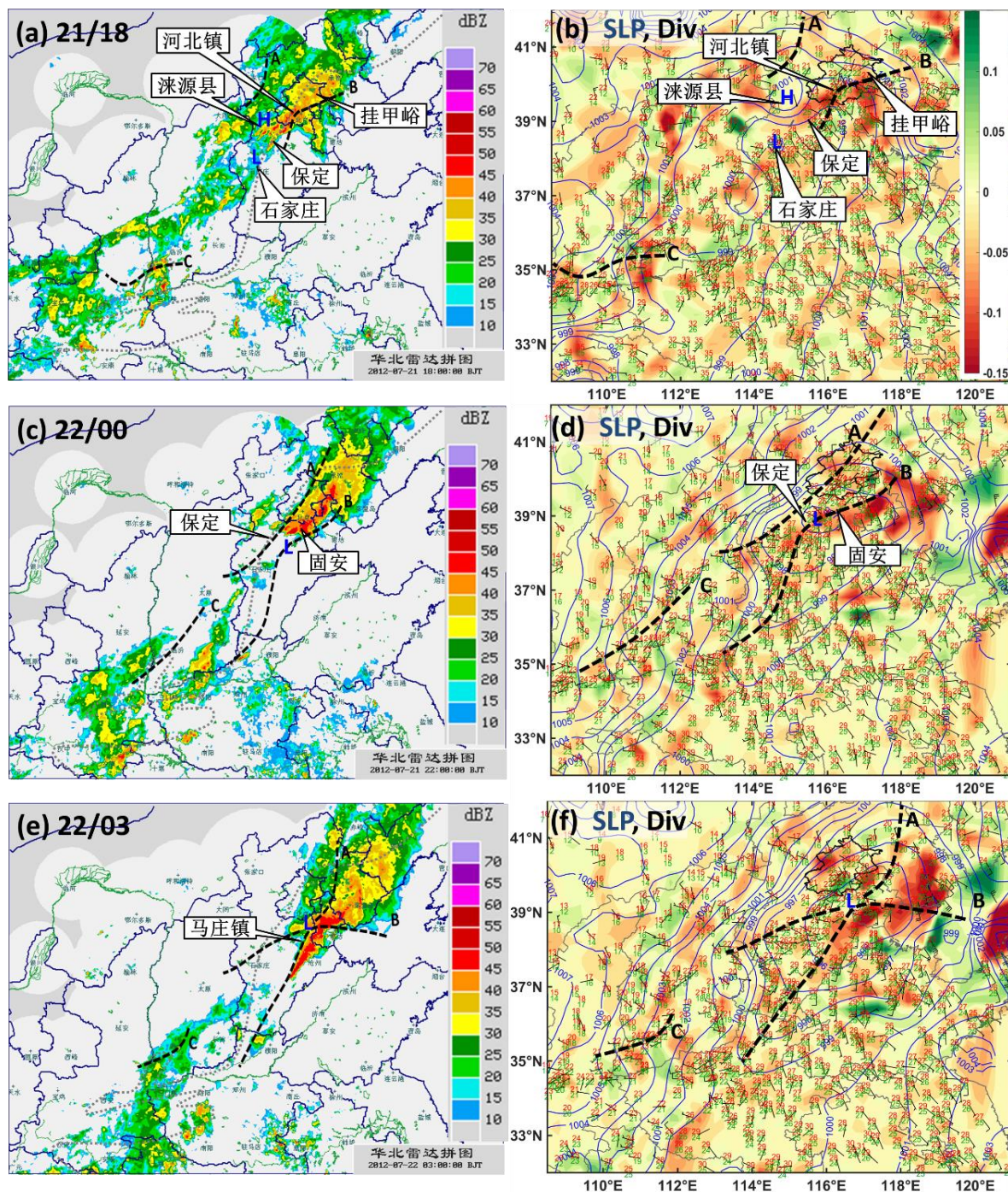


图 2.9 21 日 18 时（第一行）、22 日 20 时（第二行）和 22 日 03 时（第三行）的 0.5°仰角雷达基本反射率拼图（左）和地面图（右）。图中标出了河北镇、挂甲峪、涞源县、保定、石家庄和固安的位置，其他内容同图 2.5。

总之，7 21特大暴雨过程主要是在河套低涡东移的背景下，地面上存在南北两个低压中心，北侧的低压中心与850 hPa的低涡中心对应，自低压中心向东南发展出一个浅槽，该浅槽东移加强为地面低压倒槽，这个倒槽在发展加强的过程中造成了北京西南部的极端降水。随着低涡的东移加强，后期地面气压场演变为单一中心的低压区，其北侧的倒槽造成了河北固安的极值降水。由此可见，此次极端降水主要是与低涡相伴的低压倒槽降水。

#### 2.4.2 地面低压倒槽与局地极端强降水的关系

7 21特大暴雨过程的一个特点就是其极端性。北京的霞云岭、河北镇、以及河北省的固安附近24小时累积降水超过300 mm。北京的挂甲峪和河北固安的马庄镇分别出现了100.3 mm和112 mm的小时雨量。本小节讨论造成这些极值降水的雨带特征和物理过程。

北京霞云岭和河北镇的降水可分为三个阶段（图2.3）。第一个阶段从21日10时持续至14时，霞云岭的最大雨强出现在12时，河北镇的最大雨强出现在13时。这一阶段的降水是由伸展到北京南侧的倒槽B（图2.8a, b）导致的一条西北东南向的对流线经过这两个地区造成的（图2.10）。这一阶段的累积降水量不大。

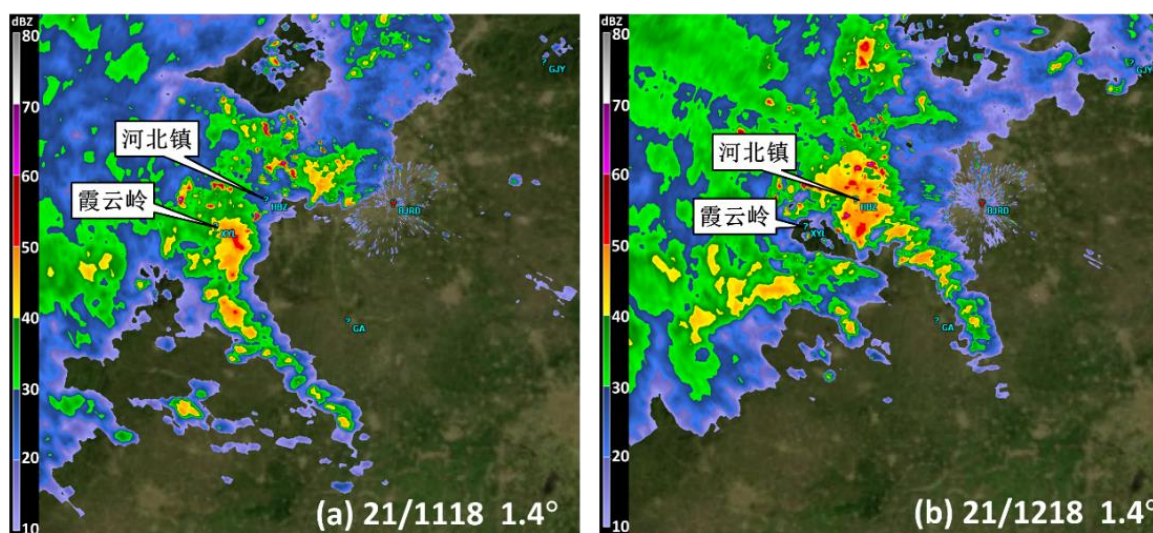


图 2.10 (a) 21 日 11 时 18 分以及 (b) 12 时 18 分 1.4°仰角的北京雷达基本反射率。

第二阶段从21日15时持续至22时，这个阶段的降水最强。霞云岭的降水发生在15到19时，最大雨强出现在17时。河北镇的降水发生在15到22时，最大雨强出现在19时（图2.3）。霞云岭和河北镇处于倒槽B的中部（图2.8e, f；图2.9a, b），河北省涞源

县附近小高压的存在使该地区处于强气压梯度区的前方，有很强的辐合。雷达回波上表现为西南东北向的back-building雨带持续维持（图2.11）。16时雨带由多条西北东南

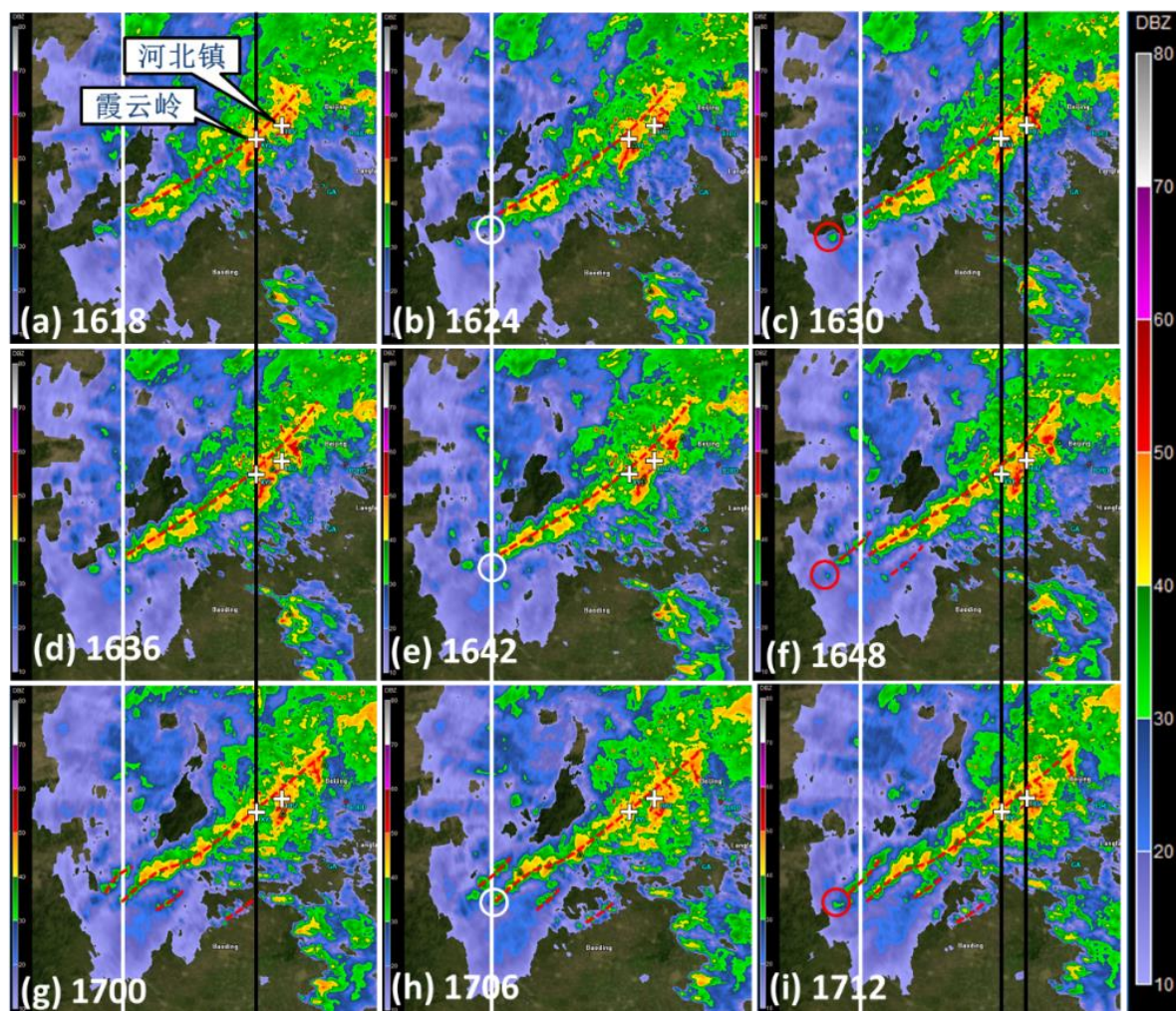
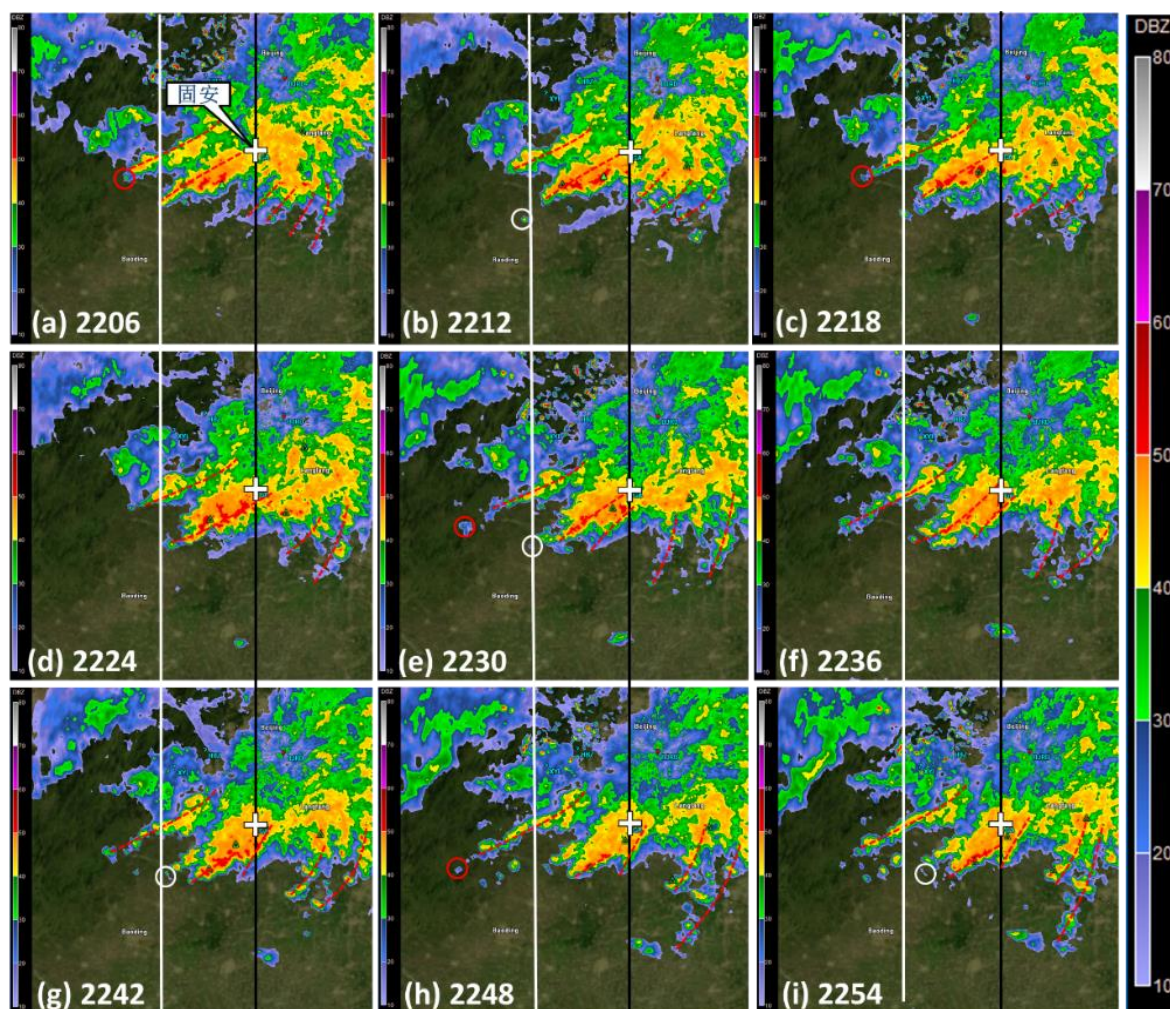


图 2.11 霞云岭和河北镇 21 日 16 时 18 分–17 时 12 分时段内 1.4°仰角的雷达基本反射率。白色圆圈和红色圆圈代表新生对流。红色虚线代表西南东北向的降水带，黑线是连接了三行里的两个站的位置，以方便比较，白线表示 1618 时的雨带的西边界，以方便分析雨带的演变。白色十字代表霞云岭和河北镇的位置。

向的对流雨带组合而成，涞源县西南部附近不断有新生对流发展补充。到了17时，涞源县的小高压有所加强，倒槽B的北部从北京的南边界开始转变为近似东西走向（图2.9），南部在北京西南地区稳定少动，北京西南地区的对流演变为多条西南东北向back-building雨带的组合发展（图2.11f-i）。强降雨带的长久维持造成了当地极端降水。第三个阶段从21日23时持续至22日04时，这一阶段的降水很弱，是地面低压西侧的弱倒槽A经过北京造成的（图2.9c-f），可能不是经典意义上的冷锋降水。

固安的降水主要发生在21日21时到22日03时，最大雨强发生在22日00时（图2.3）。

在这一时段，地面气压场已发展为单一中心的紧凑低压带，低压中心位于保定附近（图2.9）。固安处于低压中心东侧的一条近似东西向的倒槽上，该倒槽的辐合环境造成了多条西南东北走向的back-building短雨带持续维持（图2.12），雨带的列车效应造成了固安的极端降水。



**图 2.12** 固安 21 日 22 时 06 分–22 时 54 分时段内  $1.4^\circ$  仰角的雷达基本反射率。白色圆圈和红色圆圈代表新生对流。红色虚线代表降水带走向，黑线是连接了三行里的固安站的位置，以方便比较，白线表示 22 时 06 分影响固安的雨带的西边界，以方便分析雨带的演变。白色十字代表固安的位置。

北京地区最大小时雨强出现在 21 日 21 时的挂甲峪，由低压伸向东北方向的倒槽 B 的强辐合造成（图 2.9, 2.13）。这一时段倒槽 B 的北部向东移动速度较快，虽然在此地出现了北京地区的小时雨量极值，但由于降水时间较短，并未造成很大的累积雨量。本次降雨过程观测的最大小时雨量出现在河北省廊坊市的马庄镇（图 2.13c, d），为 112 mm，时间为 22 日 02 时。

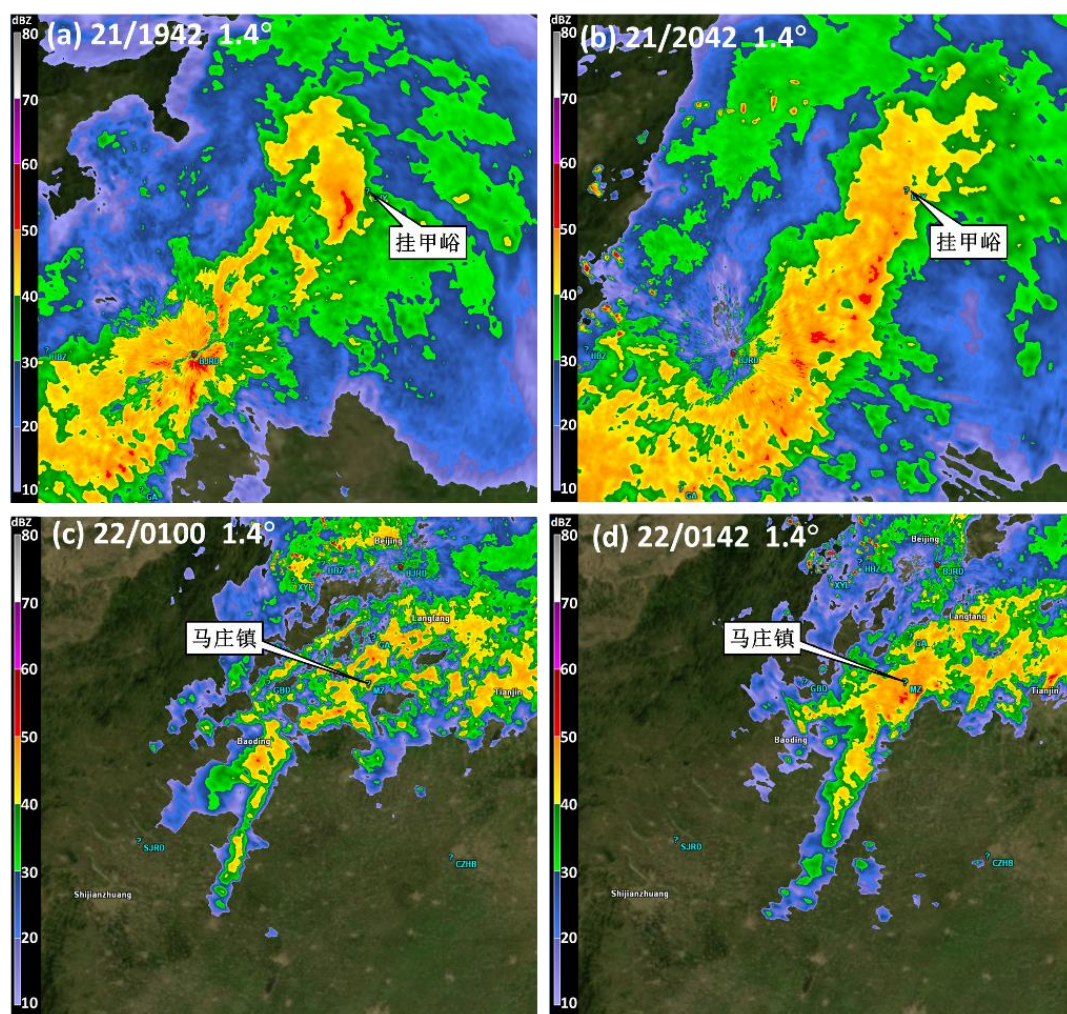


图 2.13 (a) 21 日 19 时 42 分, (b) 20 时 42 分, (c) 22 日 01 时, 和 (d) 22 日 01 时 42 分 1.4°仰角的北京雷达基本反射率。

## 2.5 本章小结

本章使用地面和雷达观测资料以及GFS全球分析场,详细分析了7·21特大暴雨发生发展的全过程,揭示了河套低涡相伴的地面低压倒槽对京津冀地区极端暴雨的关键作用。

河套低涡于2012年7月20日14时在河套几字湾西侧形成,对应低涡西南东北走向的低压带,在陕西地面表现为两个低压中心,北部的低压中心位置与低涡中心比较接近。两个地面低压中心分别向其东北方向有倒槽发展。17时在两个低压中心之间又发展出一个浅槽。该浅槽逐渐向东移动并加强,导致地面低压北部的双倒槽结构,该结构在整个降水过程地面上一直维持。

东侧的倒槽21日10时到达北京南部，由于河北西北部一个中尺度高压的持续存在，在北京西南部形成很强的辐合，初始阶段造成多条西北东南向的对流线不断向东北方向传播，造成了北京地区降水的第一个弱峰值。随着低涡的东移，该倒槽的北端比南端向东移动速度快，21日18时开始，该倒槽北端逐渐趋于东西走向，倒槽南端移动缓慢，维持在北京南部。原来的两个地面低压中心东移过程中逐渐减弱，于22日00时演变成一个紧凑的单一低压中心，位于保定到固安之间。在这种强辐合环境下，霞云岭、河北镇和固安等地形成多条西南东北向的Back-building对流线，这些强对流线维持数小时，造成了大范围的极端强降水，北京市房山区的河北镇出现了541 mm的全过程最大24小时累积雨量，河北固安的马庄镇出现了112 mm的全过程最大小时雨量。

西侧的倒槽在低涡东移的过程中由强变弱，造成了从陕西到河北北部大范围的弱降水，该低槽后期经过北京造成了一个较弱的降水峰值。北部低压向西南发展的低槽以及南部低压的东北侧倒槽和西南侧低槽降水形成很长的弱雨带一直向西南延伸到陕西南部。

前人关于7·21特大暴雨过程的特征大多定位为前期锋前暖区降水和后期锋面降水，降水预报的误差多归因为暖区暴雨的预报能力有限。本章的研究结果详细展示了整个降水过程中雨带和雷达回波的多尺度复杂特征，并通过逐小时的地面分析给出了这些雨带演变特征背后的物理过程，最终揭示出河套低涡相伴的地面低压倒槽对该极端暴雨的关键作用。

## 第三章 EnKF同化对7.21特大暴雨数值模拟的影响及地面低压倒槽作用的试验验证

在上一章观测分析基础上,本章通过 WRF-EnKF 同化系统,探究地面和探空资料的同化对模拟降水的时空分布特征、低涡及其对应的地面低压倒槽的中尺度结构和演变特征的影响,从而进一步验证上一章中基于观测分析得出的地面低压倒槽对暴雨发生发展的关键作用。

### 3.1 WRF-EnKF 同化系统介绍

本章使用的 WRF-EnKF 同化系统基于中尺度数值模式 WRF,它首先通过 WRF 三维变分同化系统扰动初始场,得到扰动集合,然后利用 EnKF 同化方法进行资料同化。下面分别介绍中尺度数值模式 WRF 和集合卡尔曼滤波同化方法 EnKF。

#### 3.1.1 WRF 模式介绍

WRF (Weather Research and Forecasting Model) 模式是由美国国家大气研究中心 (NCAR)、美国环境预测中心 (NCEP)、地球系统研究实验室 (ESRL) 等科研机构共同开发的一种非静力中尺度数值预报模式 (Skamarock 等, 2008)。分为 ARW (the Advanced Research WRF) 和 NMM (the Non-hydrostatic Mesoscale Model) 两种,即研究和业务用两种形式,分别由 NCEP 和 NCAR 管理维护,本章研究所采用的是 ARW-WRFV3.4.1 版本,第四章使用的版本是 WRFV3.5.1。

WRF 是一种完全可压缩的非静力模式,采用 Fortran 90 语言编写,其水平方向上采用 Arakawa C 跳点网格,垂直方向采用地形追随质量坐标系,并可提供高分辨精细地形和下垫面植被资料,时间积分方面采用二阶或三阶 Runge-Kutta 时间积分方案。WRF 模式目前被广泛应用于中尺度研究领域的实际和理想模拟中,提供多重、单向及双向嵌套,方便定位于不同地理位置并支持固定和移动的模拟区域,可选择兰勃托、麦卡托等多种投影方案。WRF 模式包含多种参数化方案,例如云微物理过程参数化方案、积云对流过程参数化方案、长波和短波辐射参数化方案等以及陆面过程参数方案 (包括土壤、海冰等) 和行星边界层参数化方案等。预报物理量包括水平/垂直风、温度、气压、相对湿度等。

WRF 主要由前处理模块、资料同化模块、主模式和后处理及可视化工具等几部分组成。前处理模块主要用于确定模拟区域,将地形数据 (如土壤类型等) 和气象数据

插值到模拟区域中。它可以使用全球不同中心提供的 GRIB1/2 格式数据并提供兰勃托、麦卡托、极地和经纬度投影等多种投影方式。资料同化模块是基于变分资料同化技术，它可将观测数据分析到 WPS 所产生的插值分析场或者主模式循环运行产生的模拟结果中，还可以产生扰动集合。主模式利用动力学框架和物理参数化方案对模拟区域内的大气运动进行数值积分求解。后处理和可视化工具部分是对模式模拟结果进行可视化处理以便用于后续诊断分析，它可以将物理量从模式层插值到气压层，也可以将模式直接输出的变量转换成所需要的非模式直接输出物理量。

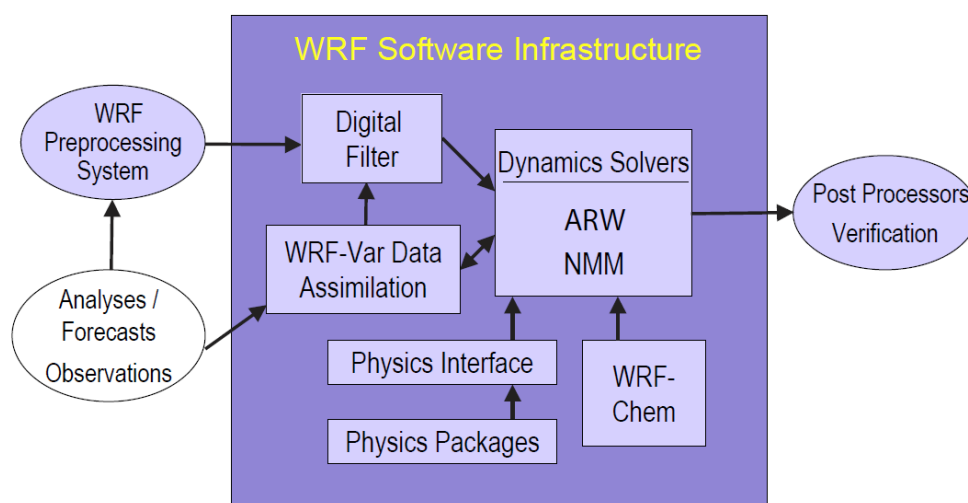


图 3.1 WRF 模式的组成部分（引自 Skamarock 等，2008）

### 3.1.2 EnKF 同化方法介绍

集合同化方法自上世纪 90 年代开始逐渐发展起来并应用到地球物理领域（Evensen, 1994），它是一系列大气或者海洋状态估计方法的统称，利用集合来代表误差的概率分布函数及其随时间的传递。EnKF（Ensemble Kalman Filter）是集合同化方法的一种，它利用短期集合预报来估计流依赖（flow-dependent）的背景误差协方差，并将观测信息在空间上和变量之间传播（Snyder and Zhang, 2003; Meng and Zhang, 2007, 2008; 岳健, 2016）。

EnKF 的主要方程如下：

$$X^a = X^b + \mathbf{K}(y - \mathbf{H}X^b) \quad (3.1)$$

$$\mathbf{K} = P^b \mathbf{H}^T (\mathbf{H}P^b \mathbf{H}^T + R)^{-1} \quad (3.2)$$

$$P^b = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N [x_i^b - \bar{x}^b][x_i^b - \bar{x}^b]^T \quad (3.3)$$



其中，式 (3.1) 中  $X^a$  代表同化后的分析场， $X^b$  代表背景场， $y$  代表观测， $H$  代表模式变量从模式空间投射到观测空间的观测算子，式 (3.2) 中  $\mathbf{K}$  代表卡尔曼增益矩阵， $P^b$  代表背景误差协方差矩阵， $\mathbf{R}$  代表观测误差协方差矩阵，式 (3.3) 中  $N$  代表集合样本数量， $x_i^b$  代表第  $i$  个成员的预报场， $\bar{x}^b$  代表集合平均。

另外，对于有限个数的集合，由于  $\mathbf{K}$  对  $P^b$  的非线性依赖会引起集合平均分析误差的低估，而使观测的权重减小，导致滤波发散，因此，本文使用了 Zhang et al. (2004) 提出的协方差松弛技术来增加集合方差，该方法在经同化更新的观测点上给定背景误差协方差一定的权重，本文的权重系数设置为 0.8。

## 3.2 资料、模式设置和同化方案

本节介绍使用的资料、模式设置和同化方案。

### 3.2.1 资料介绍

本文使用 NCEP/FNL (National Centers for Environmental Prediction, Final Operational Global Analysis data) 全球预报最后分析资料为 WRF 模式提供初始条件和边界条件，资料的时间分辨率为 6 小时，水平分辨率为  $1^\circ \times 1^\circ$ ，垂直方向包含 26 个气压层，范围从 1000 hPa ~ 10 hPa。用于同化的资料包括全球地面站和探空站资料，其站点分布如图 3.2 所示。使用的降水资料见本文 2.1 部分。

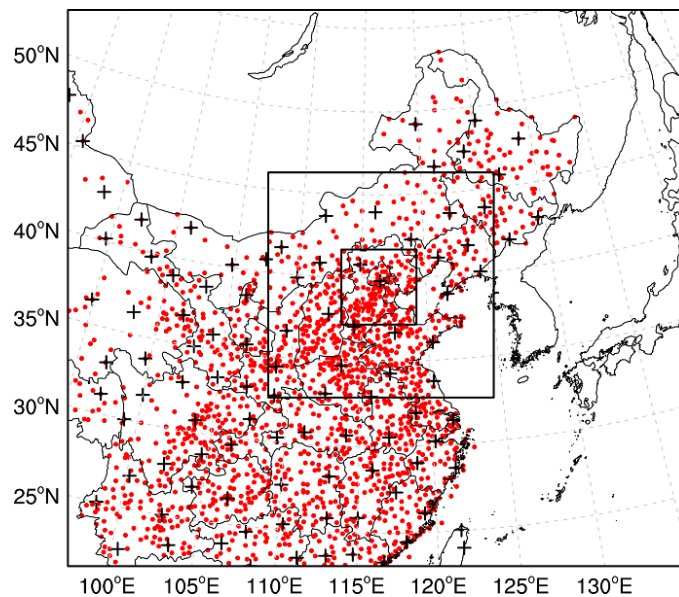


图 3.2 模拟区域和同化的地面及探空站分布。黑十字代表探空站，红点代表地面站。

### 3.2.2 模式设置

本文采用三重双向嵌套，水平分辨率为  $40.5 \text{ km} \times 13.5 \text{ km} \times 4.5 \text{ km}$ ，垂直分辨率为 35 层，积云参数化方案选用 Grell-Devenyi (Grell et al., 2002) (其中，第三重嵌套区域不使用积云参数化)，微物理方案选用 WSM6 (Hong et al., 2004)，边界层采用 YSU 方案 (Noh et al., 2003)。模拟区域设置如图 3.2 所示。

### 3.2.3 同化方案

本文使用 7 月 20 日 14 时的 NCEP/FNL 最后分析资料作为初始场，基于 3DVar 的 CV3 背景误差协方差选项 (Barker et al., 2004) 产生随机扰动形成 30 个成员的初始集合 (Zhang et al., 2006)，区域平均的水平风 ( $u, v$ ) 的标准偏差分别为  $2.14 \text{ m s}^{-1}$  和  $2.11 \text{ m s}^{-1}$ ，位温的标准偏差为  $1.02 \text{ K}$ ，气压的标准偏差为  $101.45 \text{ Pa}$ ，水汽混合比的标准偏差为  $0.51 \text{ g kg}^{-1}$ 。本文首先基于初始集合做 6 小时的集合预报，然后分别在 20 日 20 时、21 日 02 时、以及 21 日 08 时在三个嵌套区域同时同化地面和探空资料。协方差松弛的张弛系数采用 0.8。

本文使用 21 日 08 时同化了三个时刻的实测资料之后的各集合成员的分析场以及分析集合平均场 (命名为 Ensemble\_Mean) 作为初始值做 24 小时的模拟。为与同化试验对比，还做了以 20 日 14 时和 21 日 08 时的 NCEP/FNL 为初始场的不同化实测资料的确定性模拟作为对照试验，分别命名为 CNTL\_2014 和 CNTL\_2108。由于第三重嵌套的模拟结果有较大的噪音，下文的分析全部基于第二重嵌套  $13.5 \text{ km}$  的模拟结果。

## 3.3 同化对北京地区降水时空分布特征模拟的影响

从北京地区 24 小时 (21 日 08 时-22 日 08 时) 累积降水分布看，两个对照试验的累积降水均比观测偏小，降水中心位置也有很大偏差。CNTL\_2014 的整体雨带断裂为南北两部分，而观测的雨带则为一个整体；累积降水中心位于北京东北部，而观测的累积降水中心则位于北京西南。CNTL\_2108 的误差比 CNTL\_2014 的大，虽然北京西南有强降水中心，但强度弱、范围小，另外，北京地区累积降水被严重低估 (图 3.3)。从降水强度最大的北京西南部 (范围见图 3.3a 中的方框) 平均小时雨量的演变来看 (图 3.4)，CNTL\_2014 的降水峰值比实况晚 7 小时，且峰值雨量仅为观测的一半。CNTL\_2108 模拟降水的预报误差比 CNTL\_2014 的更大 (图 3.4)，北京没有出现明显的降水峰值。

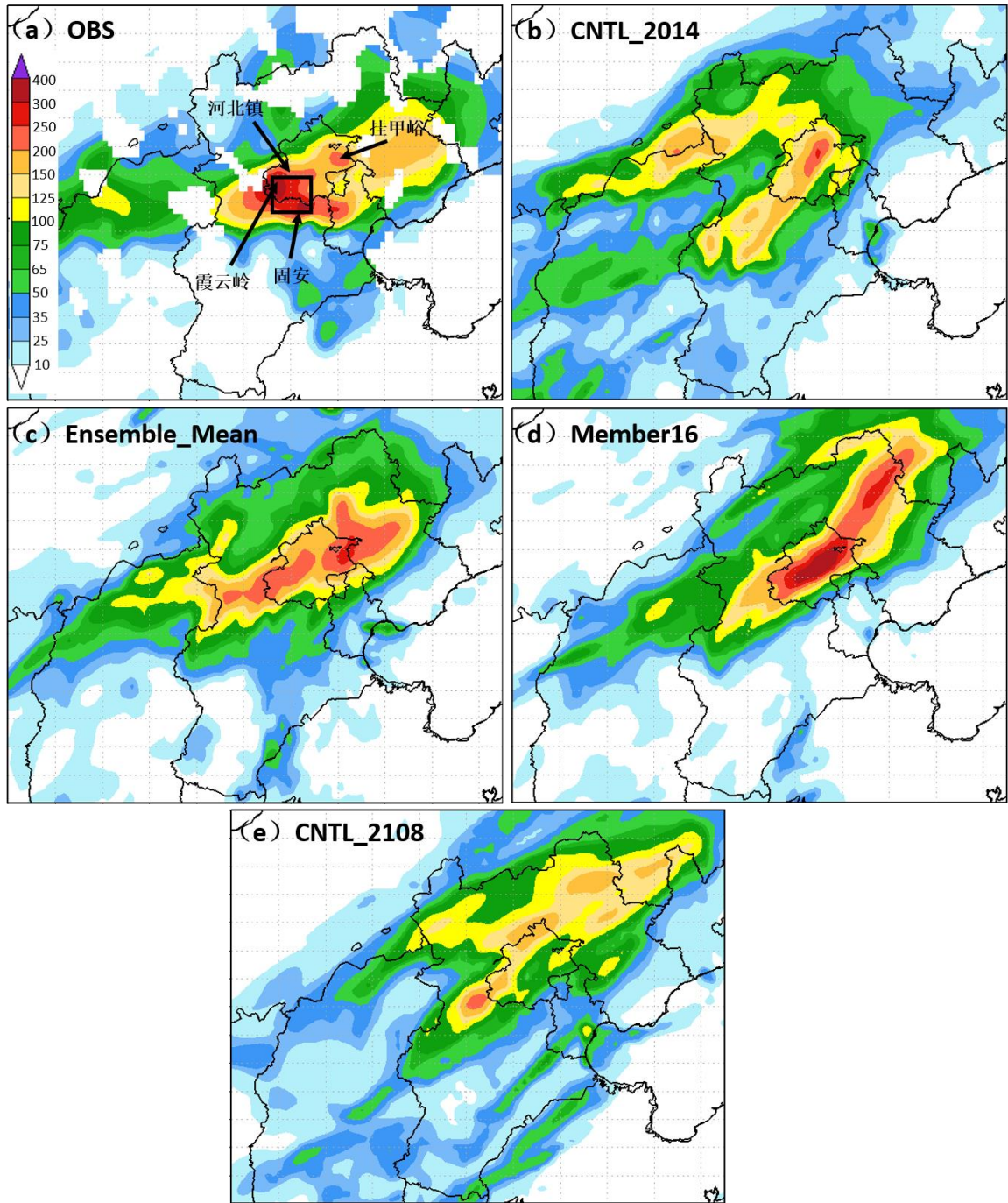


图 3.3 (a) 观测、(b) CNTL\_2014、(c) Ensemble\_Mean、(d) Member16 以及 (e) CNTL\_2108 的 24 小时 (21 日 08 时到 22 日 08 时) 累积雨量 (单位: 毫米), (a) 中黑色方框为图 7 中用于求取雨量面积平均的区域。

对地面和探空资料的同化显著改善了暴雨的模拟。以 21 日 08 时的分析集合平均为初始场的确定性模拟试验 Ensemble\_Mean 的 24 小时累积雨量在强度和分布上都更加接近观测 (图 3.3c)。霞云岭、河北镇和挂甲峪都出现了暴雨中心, 只是霞云岭的雨量偏小, 挂甲峪的雨量偏大, 北京南侧的河北固安附近的降水极值没有模拟出来 (图

3.3c)。Ensemble\_Mean 的小时平均雨量演变也更加接近观测（图 3.4），暴雨极值与观测十分接近，时间上仅落后观测 4 个小时。

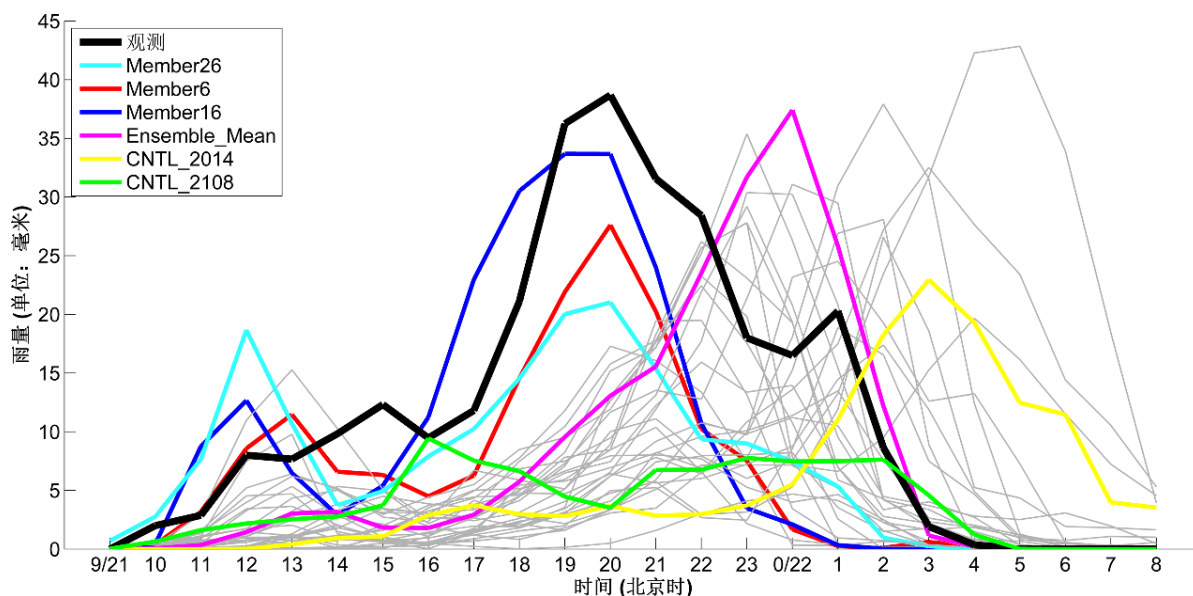


图 3.4 EnKF 同化试验 30 个成员的集合模拟（灰线、淡蓝线、红线和深蓝线）和基于集合平均的确定性模拟试验 Ensemble\_Mean（紫线）的小时雨量在北京西南地区面积平均值的演变。雨量平均的范围见图 6a 中的黑色方框。粗黑实线代表观测，黄线和绿线分别代表对照试验 CNTL\_2014 和 CNTL\_2108，深蓝线、红线和淡蓝线分别代表 Member16、6 和 26。

以 21 日 08 时的分析集合为初始场的集合模拟有些样本的降水模拟与实况十分接近，例如 Member26, Member6, Member16（图 3.4）。Member16 模拟的平均小时雨量演变在极值的大小和时间上最接近观测，降水极值与实况仅有 1 小时的偏差，其北京地区 24 小时累积降水模拟也最接近实况（图 3.3d），只是河北东北部的观测降水模拟比实况偏北偏强，固安的降水没有模拟出来。

降水开始影响北京的阶段，CNTL\_2014 的模拟雷达回波与观测相差较大，山西北部的雨区与观测比较接近，但北京南部没有出现对流（图 3.5）。同化试验雷达回波的形态则非常接近观测，Ensemble\_Mean 在北京西南部有对流发展，Member16 的雷达回波更加接近观测，21 日 12 时，北京南部的西北东南向的对流线、山西北部的倒槽降水以及河北西北边界处的弱降水带都被成功地模拟出来了。

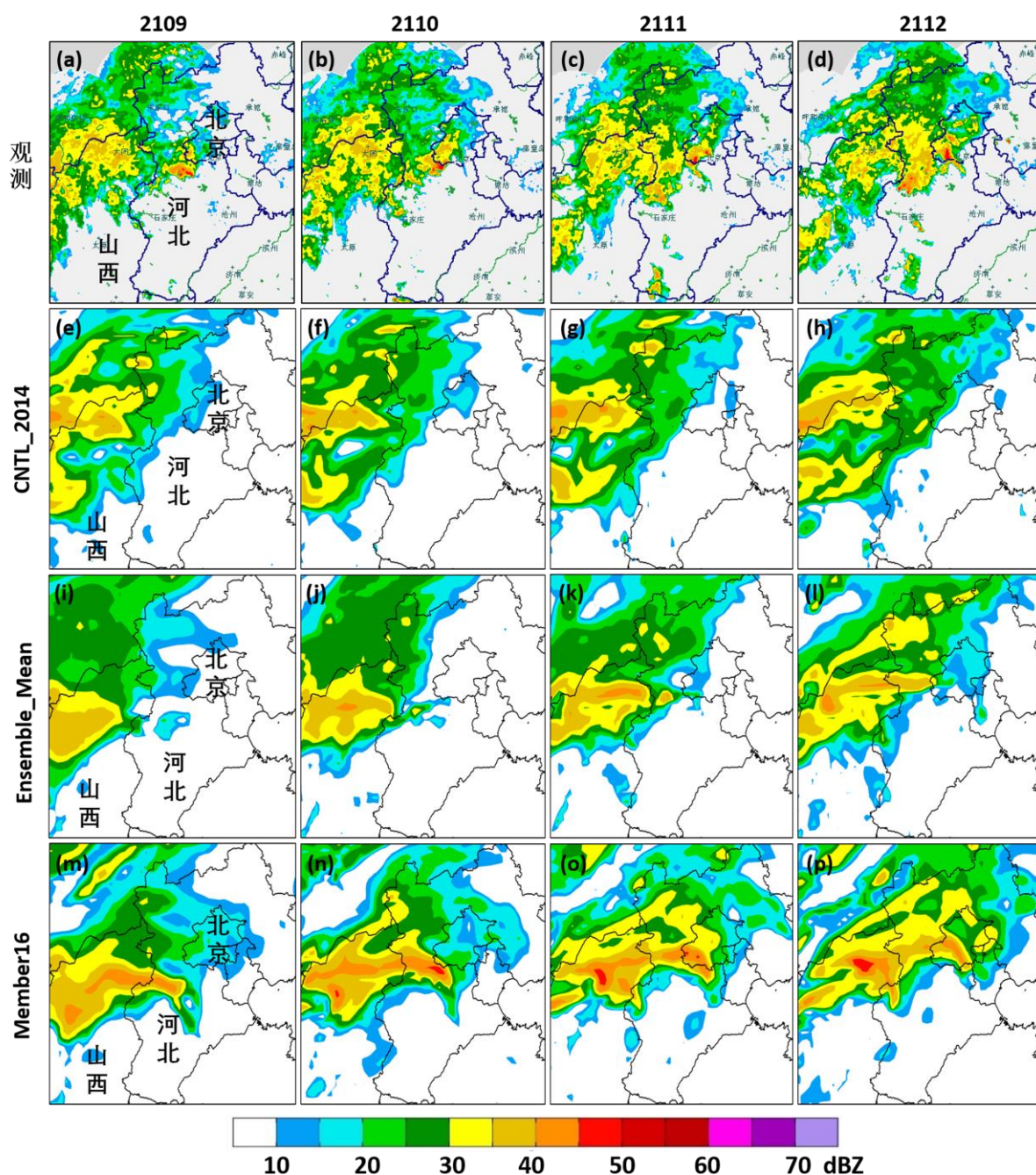


图 3.5 21 日 09 时（第一列）、21 日 10 时（第二列）、21 日 11 时（第三列）和 21 日 12 时（第四列）观测（第一行）的  $0.5^\circ$  仰角的基本反射率，与对应时刻没有资料同化的对照试验 CNTL\_2014（第二行）、EnKF 同化试验 Ensemble\_Mean（第三行）以及 Member16（第四行）的雷达组合反射率。

### 3.4 同化对低涡强度和位置演变特征的影响

为了考察同化试验对模拟降水和雷达回波的改善原因，本文对比了同化和不同化试验的风场和气压场特征。结果表明，21 日 08 时，没有同化的对照试验模拟的 700 hPa

低涡和低涡前方急流的强度相比观测明显偏弱（图 3.6a, b）。随后低涡向东的移动速度也比观测偏慢，导致低涡中心的位置较观测偏西。基于同化的分析集合平均场的模拟明显改善了低涡和急流的强度，同时也修正了低涡中心的位置和后期演变（图 3.6a, c); Member16 模拟的低涡和急流的强度则更强，低涡中心的演变也更加接近观测（图 3.6a, d）。这一结果证实了低涡是 7 21 特大暴雨的关键影响系统。

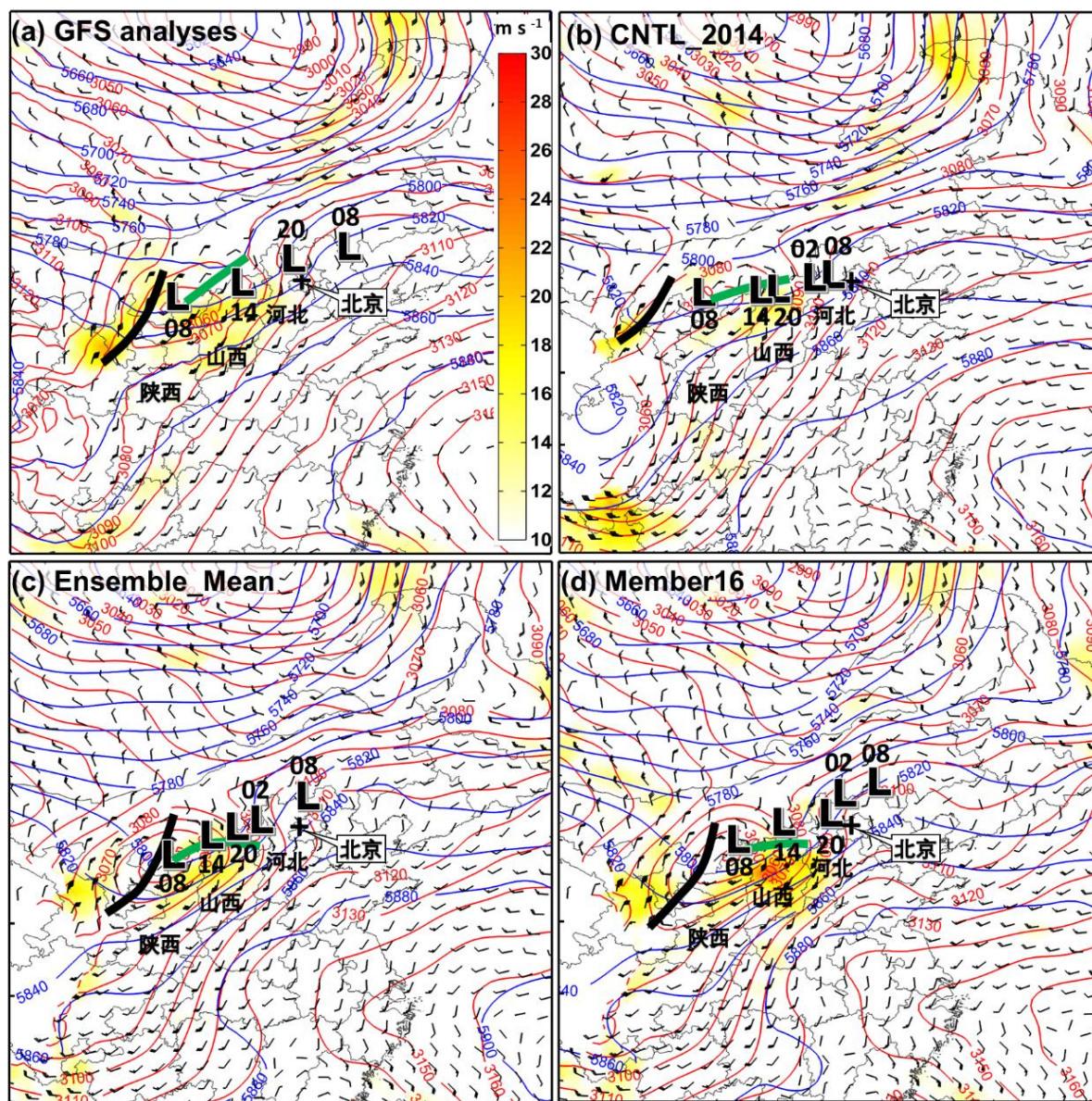


图 3.6 21 日 08 时 (a) GFS 分析场的 500 hPa 位势高度、700 hPa 位势高度、风场（风杆，全杆代表  $4 \text{ m s}^{-1}$ ，半杆代表  $2 \text{ m s}^{-1}$ ）和全风速（阴影， $\text{m s}^{-1}$ ）。黑线代表 500 hPa 的低压槽，黑色十字代表北京，L 代表 700 hPa 的低涡中心，绿线代表 700 hPa 低涡切变线。图中还给出了 21 日 08 时到 22 日 08 时的 700 hPa 低涡中心位置的演变。(b)-(d)类似(a)但是为 CNTL\_2014、EnKF 同化试验 Ensemble\_Mean 和 Member16 的模拟结果。

### 3.5 地面低压倒槽作用的试验验证

为了进一步了解低涡有利于北京极端降水发生的细节特征，本文比较了北京地区降水开始阶段三个试验（CNTL\_2014、Ensemble\_Mean、Member16）的地面散度、海平面气压和地面风场特征（图 3.7），发现资料同化使得对应 700 hPa 低涡中心的地面东

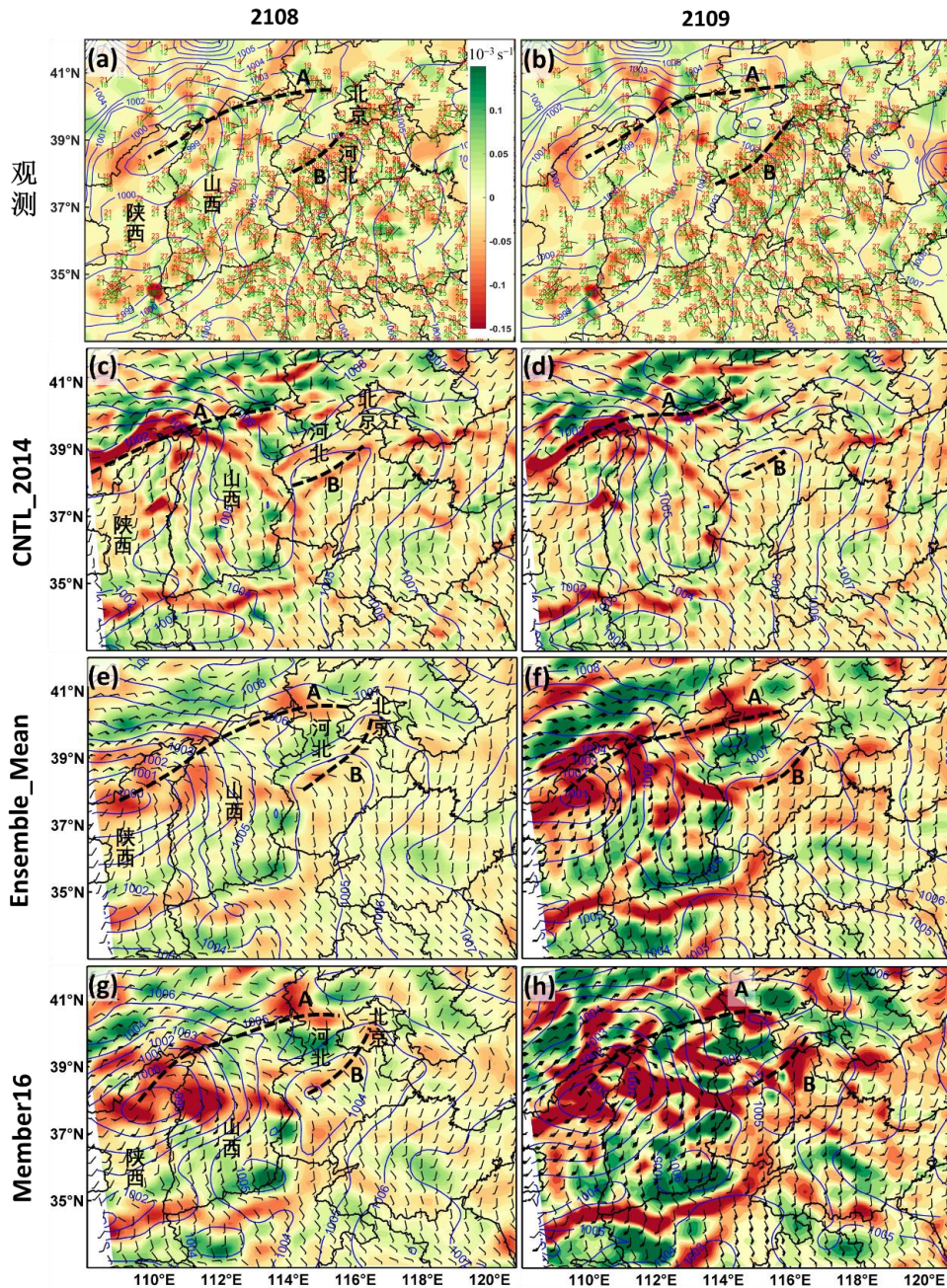


图 3.7 21 日 08 时（第一列）和 21 日 09 时（第二列），观测（第一行）与对照试验 CNTL\_2014（第二行）以及 EnKF 同化试验 Ensemble\_Mean（第三行）、Member16（第四行）的地面风场（风杆，全杆代表  $4 \text{ m s}^{-1}$ ，半杆代表  $2 \text{ m s}^{-1}$ ）、散度场（阴影，单位： $1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ）和海平面气压（蓝线，单位：百帕）。

侧倒槽 B 的位置更接近于观测，并在北京南侧产生更强的辐合，造成暴雨的发生。对照试验 (CNTL\_2014) 虽也模拟出了倒槽 B，但是位置偏东南，没有在北京西南造成持续的强辐合。基于同化的分析集合平均场的模拟 (Ensemble\_Mean) 里倒槽 B 比对照试验偏西，更接近北京地区，导致北京地区出现比较强的辐合。Member16 的倒槽 B 比 Ensemble\_Mean 的更加接近北京西部，强度也更强，导致北京西南地区的辐合更强，使得降水更加接近实况。由此可见，同化对低涡对应的地面低压东部倒槽的改善是 7·21 特大暴雨模拟改善更直接的原因。

本章的试验结果表明，对地面和探空资料的 EnKF 同化通过对低涡及其对应地面低压东部倒槽 B 的强度和位置的改善显著提高了 7·21 特大暴雨的模拟效果。

### 3.6 本章小结

本章考察了地面和探空资料的 EnKF 同化对京津冀 7·21 特大暴雨总体时空分布和暴雨触发地面特征模拟的影响。结果表明，相对于没有同化的对照试验，以同化后的分析集合平均为初始场的模拟降水无论是时间演变还是累积雨量和雷达回波的水平分布都更加接近观测。Member16 对累积降水的强度和分布、小时雨量演变在时间和极值上最接近观测，面积平均的小时雨量极值的发生时间偏差由没有同化的对照试验的 7 小时减小到 Ensemble\_Mean 的 4 小时和 Member16 的 1 小时，降水极值大小的误差也显著减小。

基于同化集合平均和最佳集合样本的模拟降水相对于对照试验对降水模拟的逐步改善对应着低涡及地面低压东侧倒槽模拟的逐步改善。该结果不仅进一步证实了前人基于观测和敏感性分析提出的低涡是京津冀 7·21 特大暴雨的关键影响系统的判断，而且还揭示出低涡对应的地面低压东侧倒槽对 7·21 极端降水的直接贡献。

本章的结果预示，业务数值模式对 7·21 特大暴雨的预报失败可能主要是由于对低涡和其对应的地面低压东侧倒槽的强度和位置有较大的预报误差。数值模式比较容易捕捉西侧尺度较大、强度较弱的低压和锋面降水，导致业务降水预报偏弱偏晚。对地面和探空资料的同化则有利于模式更好地捕捉低涡的中尺度结构特别是其对应地面东侧倒槽的发生发展，从而有利于极端降水模拟的改善。



## 第四章 WRF 对 7·21 特大暴雨的模拟对初始场、物理参数化方案和分辨率的敏感性

本章考察 WRF 模式对该极端暴雨过程的模拟结果对初始场、参数化方案和模式分辨率的敏感性，进一步验证上一章得到的初始场质量对 7·21 特大暴雨模拟的关键作用。

### 4.1 资料介绍

为探究初始场对 WRF 模式降水模拟效果的影响，本文分别使用 NCEP/GFS 和 T639 的分析场和预报场为模式提供初始条件和边界条件。

GFS 资料来源于 NCEP-GFS (Global Forecast System) 全球预报系统，GFS 耦合了四个独立的模式（一个大气模式，一个海洋模式，一个陆地/土壤模式和一个海冰模式），可提供覆盖全球范围的水平分辨率为 28 公里的产品，涵盖多种大气和陆地-土壤变量，如温度、气压、风场、降水、土壤湿度、大气臭氧浓度等。本文使用的 GFS 分析场和预报场时间分辨率为 3 小时，水平分辨率为  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ，垂直方向上包含 31 个气压层。

T639 资料来源于 T639 模式，T639 是 T<sub>L</sub>639L60 全球模式的简称，属于全球谱模式，T 代表模式可分辨的最大水平波数，波数越高对应的模式水平分辨率越高，T639 可分辨 639 个波，下标 L 表示线性 (Linear)，T639 南北方向采用线性高斯格点，共有  $1280 \times 640$  个格点，相当于水平 30 公里分辨率。非下标 L 代表模式垂直层数，T639 采用地形追随-等压面混合坐标，垂直方向包含 60 个气压层，时间分辨率为 3 小时。

另外，本文用于评估模拟效果的观测资料包括：全国常规地面站（逐小时）和加密自动站地面观测；华北区域和北京地区雷达拼图。

### 4.2 模式和试验方案介绍

本文使用 WRF 模式版本为 WRFV3.5.1，模式介绍见本文 3.3.1 部分。

模式采用两重单向嵌套，水平分辨率为  $4.5 \text{ km} \times 1.5 \text{ km}$ ；外重区域格点数为  $440 \times 440$ ，内重区域格点数为  $661 \times 661$ ；垂直气压层为 40 层。积分时间从 7 月 20 日 08 时到 7 月 22 日 08 时，共 48 小时；内外重区域使用的地形数据分辨率分别为 2 m 和 5 m，积分步长分别为 5 s 和 15 s。模拟区域设置如图 4.1 所示。

本文分别使用 NCEP/GFS 资料和 T639 资料为模式提供初始和边界条件，针对每一种

初始场，分别设计试验检验模式对微物理过程参数化和长波辐射参数化方案的敏感性，具体包括WSM6 (Hong et al., 2004)、WDM6 (Lim et al., 2010) 和Thompson (Thompson et al., 2008)三种微物理过程参数化方案和RRTM(Mlawer et al., 1997)和RRTMG(Iacono et al., 2008)两种长波辐射方案。不同种类方案 and 不同初始场两两组合，共得到12组试验结果(表4.1)，12组试验中其他模式参数设置完全相同，其中，边界层方案使用YSU方案(Noh et al., 2003)，由于模式分辨率足够高而能够解析积云对流过程，因此不使用积云对流参数化方案。每组实验的名称和对应的参数设置如表4.1所示。

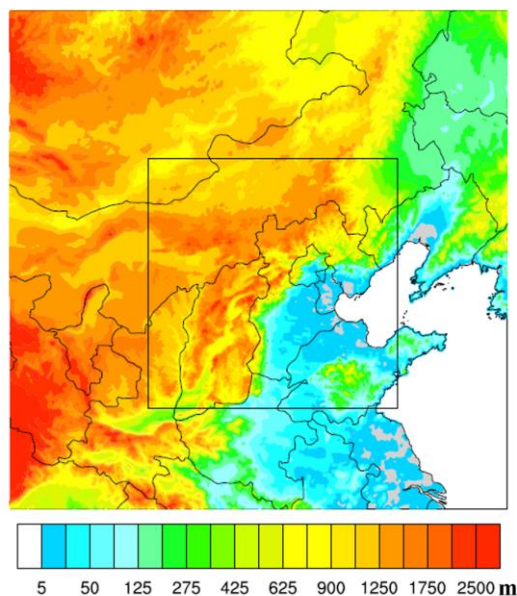


图 4.1 模拟区域设置。阴影为地形高度 (单位: m)。

表4.1 试验名称和对应的参数设置

试验名称	微物理过程参数化	长波辐射参数化	初始场
GFS_WSM6_RRTM	WSM6	RRTM	GFS
GFS_WSM6_RRTMG	WSM6	RRTMG	GFS
GFS_WDM6_RRTM	WDM6	RRTM	GFS
GFS_WDM6_RRTMG	WDM6	RRTMG	GFS
GFS_THOMP_RRTM	Thompson	RRTM	GFS
GFS_THOMP_RRTMG	Thompson	RRTMG	GFS
T639_WSM6_RRTM	WSM6	RRTM	T639
T639_WSM6_RRTMG	WSM6	RRTMG	T639
T639_WDM6_RRTM	WDM6	RRTM	T639
T639_WDM6_RRTMG	WDM6	RRTMG	T639
T639_THOMP_RRTM	Thompson	RRTM	T639

T639\_THOMP\_RRTMG

Thompson

RRTMG

T639

另外，本文通过对比外重嵌套（分辨率4.5 km）和内重嵌套（分辨率1.5 km）的模拟结果来考察模式对水平分辨率的敏感性。

### 4.3 敏感性试验结果分析

分析 21 日 08 时至 22 日 08 时的 24 小时累积降水分布发现，以 GFS 资料为初始场的 6 组试验的预报效果与观测存在明显的系统性偏差（图 4.2）。观测的京津冀地区整体雨带呈近似东-西向分布，而基于 GFS 初始场的 6 组试验的整体雨带呈近似南-北向分布；模拟的强降水中心位置较观测明显偏西偏南，尤其在降水最严重的北京地区，几乎所有的试验都漏报了，例如试验 GFS\_WDM6\_RRTM（图 4.2c）的模拟结果中，北京地区有近一半面积 24 小时累积降水量小于 60 mm，这个结果对业务预报来说显然是失败的。

以 T639 资料为初始场的 6 组试验的累积降水模拟效果明显优于以 GFS 资料为初始场的 6 组试验（图 4.2, 4.3）。整体雨带呈西南-东北走向，其中 T639\_WSM6\_RRTM, T639\_WDM6\_RRTM, T639\_Thomp\_RRTM 均模拟出了北京地区 250 mm 以上的降水，只是强降水中心的位置比观测稍微偏东北。

分别将基于两种初始场的各自 6 组试验的实验数据做平均，得到“GFS\_平均”和 T639\_平均”，可以看到两者的累积降水分布之间存在显著的差异（图 4.3g, h），这种差异在雷达回波上也明显表现出来（图 4.4）。总的来说，“T639\_平均”要明显优于“GFS\_平均”，表现为整体雨带的分布和强降水中心的落区与观测都比较接近（图 4.2g, 4.3g, h）。

分别对图 4.2g 中三个蓝色方框所代表的区域做逐小时降水面积平均，得到模式对不同“尺度”降水模拟的时间演变特征（图 4.5a, c, e）。结果表明，GFS 和 T639 初始场试验对三种不同“尺度”的区域的逐小时面积平均降水量均明显小于观测，观测中第一阶段的降水都没有模拟出来，降水开始的时间比观测普遍滞后 5 小时左右。特别需要指出的是，以 T639 为初始场的 6 组试验的过程降水量普遍比以 GFS 资料为初始场的 6 组试验更加接近观测。

对于同一种初始场，模拟结果对不同物理参数化方案的敏感性明显小于对不同初始场的敏感性。不同方案的整体雨带分布范围差异不明显，参数化方案对累积降水的影响主要表现在强降水中心的强度和落区分布上（图 4.2, 4.3）。例如，GFS\_WSM6\_RRTM 模拟的累积降水中心位于河北中部，而 GFS\_WDM6\_RRTM 模拟的累积降水中心则位于河北南部边界（图 4.2a, 4.2c），但大范围整体雨带的分布差异不大。T639\_Thomp\_RRTM 模拟累积降水量高达 310 mm 以上，并且覆盖范围较大，

而 T639\_Thomp\_RRTMG 模拟累积降水量只有 240 mm 左右, 并且强降水中心范围明显偏小 (图 4.3e, 4.3f)。

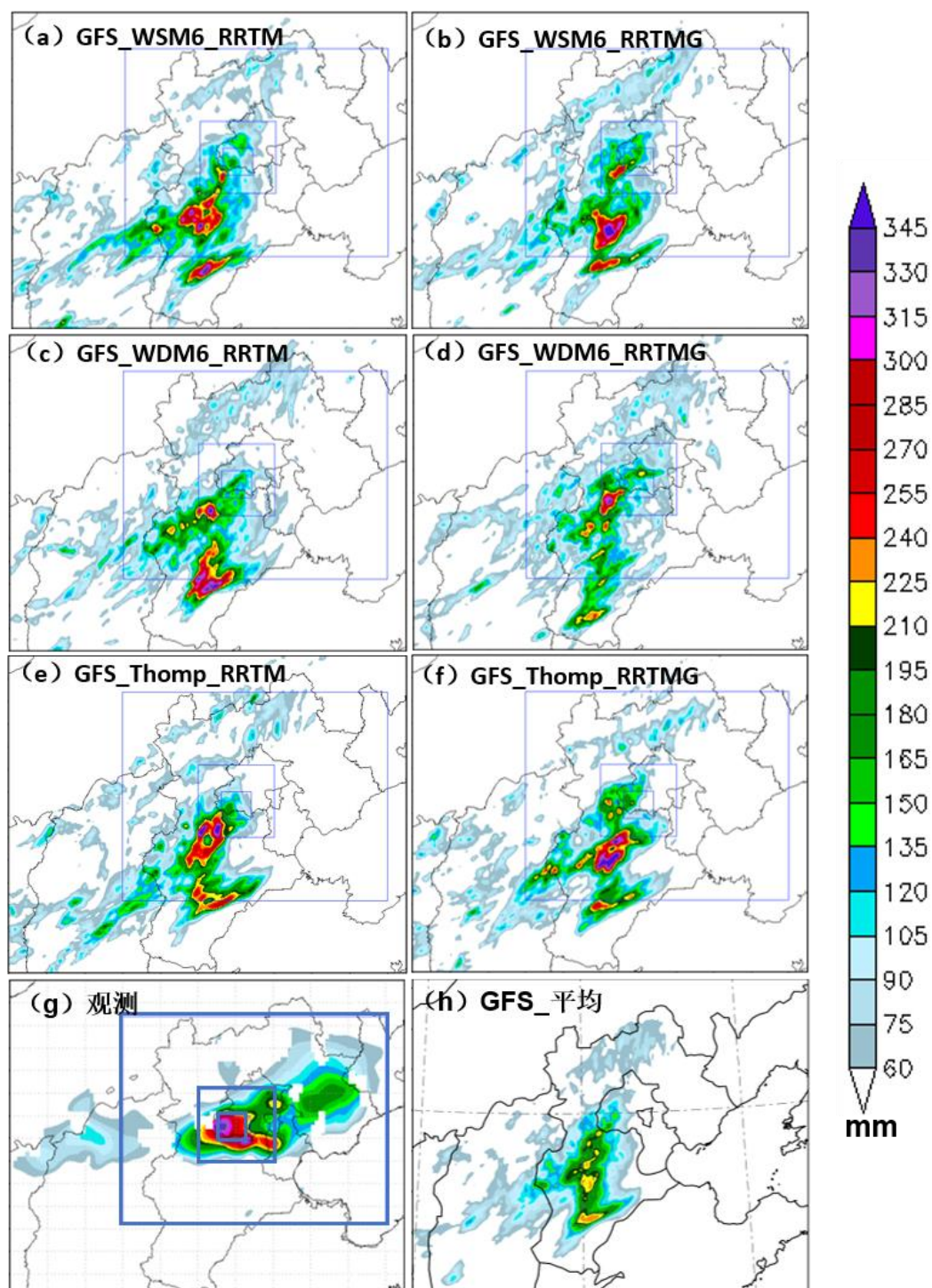


图 4.2 基于 GFS 初始场的不同试验的 24 小时累积降水 (21 日 08 时-22 日 08 时) 分布 (单位: mm)。其中, (a) - (g) 中的三个蓝色方框分别代表用于计算面积平均逐小时降水的三个区域。(h) 代表 (a) - (f) 的平均降水分布。

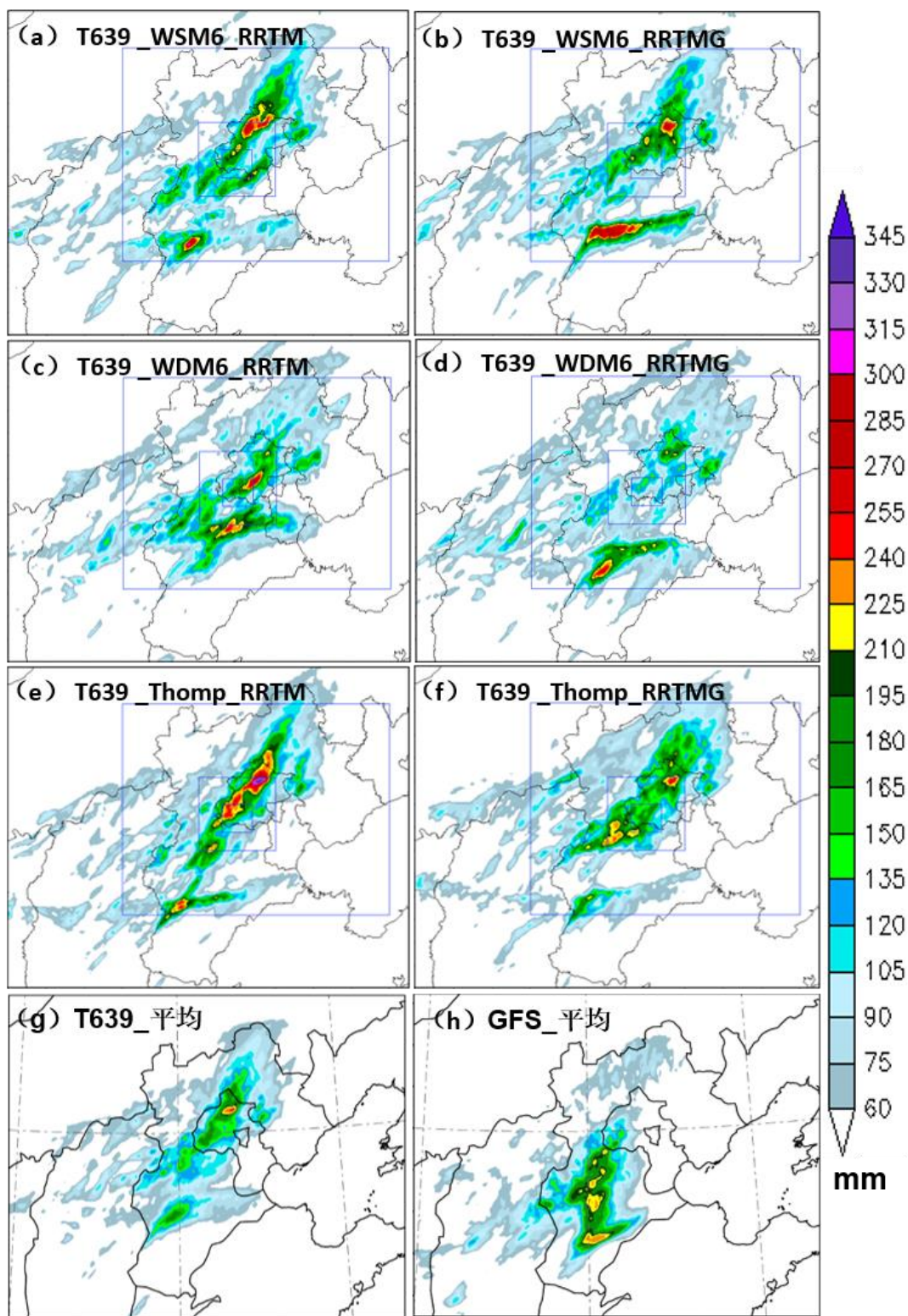


图 4.3 (a) - (f) 分别为基于 T639 初始场的不同试验的 24 小时累积降水 (21 日 08 时-22 日 08 时) 分布 (单位: mm), (g) 代表 (a) - (f) 的平均降水分布, (h) 代表图 4.2 中 (a) - (f) 的平均降水分布。

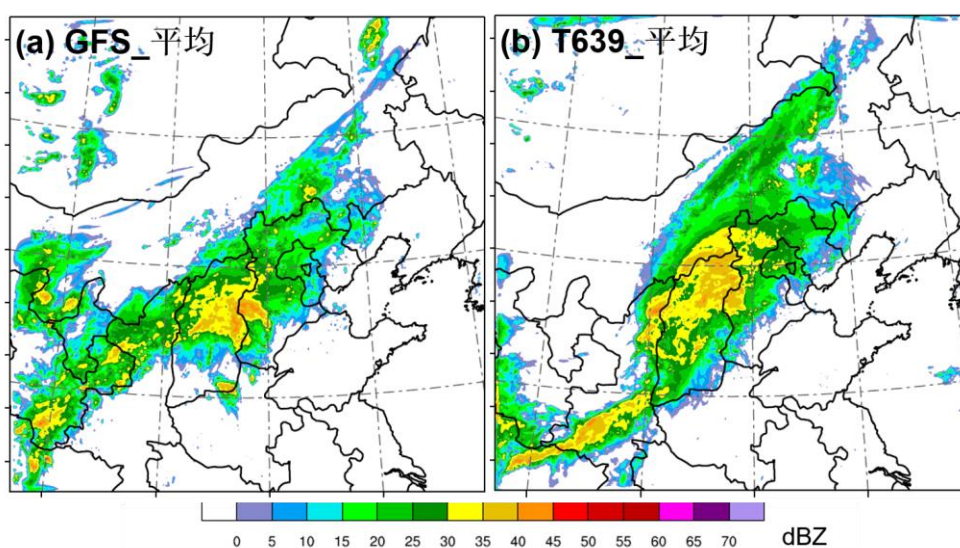


图 4.4 21 日 14 时平均最大雷达反射率 (单位: dBZ)

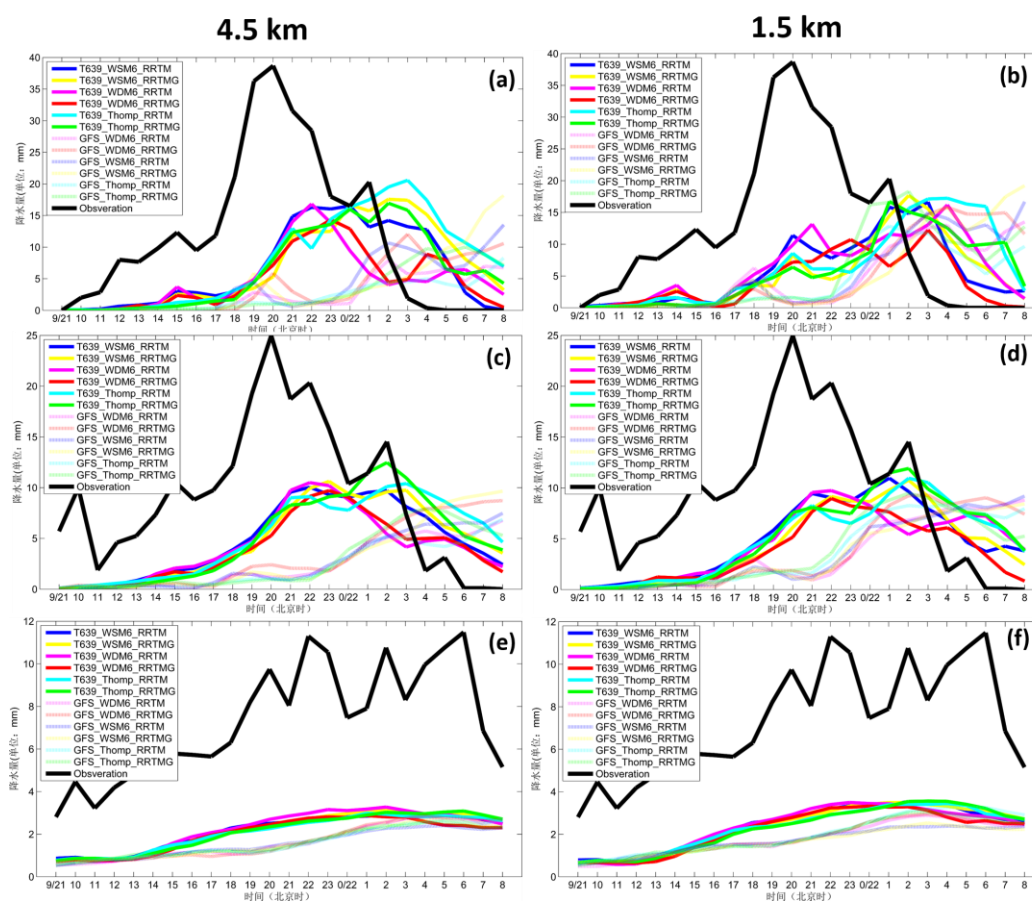


图4.5 21日08时到22日08时, 面积平均的逐小时降水演变(单位: mm)。其中, 第一列为基于4.5 km分辨率数据, 第二列为基于1.5 km分辨率数据; (a)、(b)代表图4.2g中最小方蓝色框所示区域的面积平均, (c)、(d)代表中间大小方框所示区域的面积平均, (e)、(f)代表最大大方框所示区域的面积平均。

模拟结果对分辨率的敏感性也明显小于对不同初始场的敏感性。本文分别对比 12 组试验外重嵌套（4.5 km 分辨率）和内重嵌套（1.5 km 分辨率）的面积平均逐小时降水演变（图 4.5）发现，对以 GFS 资料为初始场的 6 组试验来说，1.5 km 分辨率模拟的面积平均小时降水量比 4.5 km 分辨率的模式结果略大，更接近观测，这个现象在 22 日 00 时之后更为明显（图 4.5），并且在不同面积“尺度”上均有类似表现。而对以 T639 资料为初始场的 6 组试验来说，1.5 km 分辨率的面积平均逐小时降水演变与 4.5 km 分辨率的试验结果差异不明显，尤其是对较大“尺度”的区域（图 4.5c-f）。

上述结果表明，本次过程 WRF 的降水模拟对初始场比对物理参数化方案和高分辨率更加敏感，预示着初始场质量的关键作用。为了考察两种初始场降水模拟差异的原因，本文对比了 GFS\_WSM6\_RRTM 和 T639\_WSM6\_RRTM 的模拟结果（图 4.6）。21 日

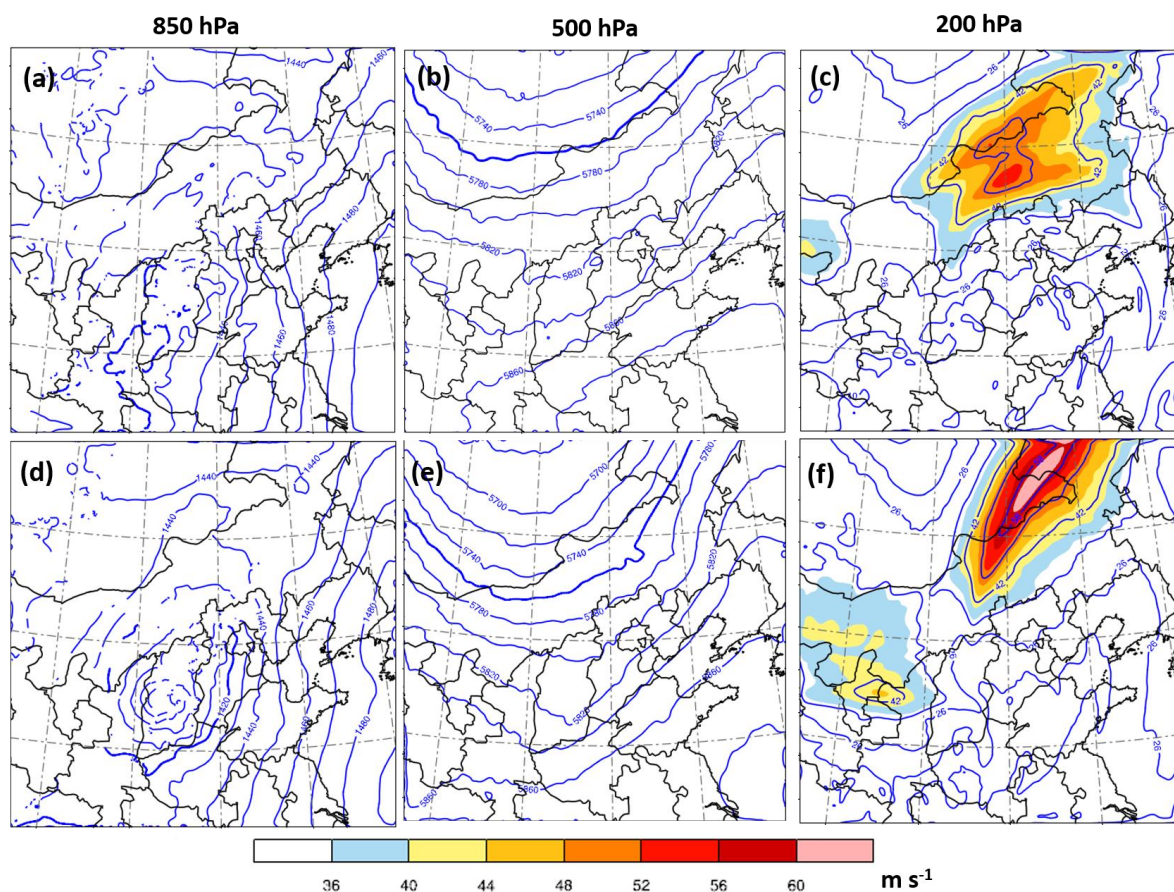


图4.6 21日20时GFS\_WSM6\_RRTM（第一行）和T639\_WSM6\_RRTM（第二行）的850 hPa、500 hPa和200 hPa位势高度（单位：gpm）和200 hPa风速（阴影，单位：m/s）。

20时，T639\_WSM6\_RRTM模拟的500 hPa高空槽的深度（以图4.6b, e中5760 gpm等值线的位置为参照）、200 hPa高空急流（图4.6c, 4.6f）的分布、850hPa低涡的特征与GFS\_WSM6\_RRTM存在显著差异，最大的差异体现在T639\_WSM6\_RRTM模拟的850 hPa低涡强度和范围明显比GFS\_WSM6\_RRTM大，且更接近观测，这进一步证实了低

涡模拟的差异可能是导致基于两种初始场的试验降水模拟效果显著差异的主要原因。

降水模拟效果对初始场的高敏感性预示着提高初始场的质量对提高此类极端降水过程预报水平的重要性。如上一章结果所示，目前地面和探空等观测资料的EnKF同化可能是一种比较可行的手段。

#### 4.4 本章小结

本章考察了 WRF 7·21 特大暴雨模拟对初始场、参数化方案（微物理过程参数化和长波辐射参数化）和高水平分辨率的敏感性。结果表明，降水模拟效果受初始场的影响最大，主要表现在累积降水的分布上，以 GFS 资料为初始场的 6 组不同参数化方案组合试验模拟的整体雨带走向与分布与观测均有很大偏差，尤其是强降水中心的位置较观测严重偏西偏南，几乎没有模拟出北京地区的强降水，整体模拟效果较差。而以 T639 资料为初始场的 6 组试验基本模拟出了北京地区的强降雨带，虽然强降水中心的落区较观测仍然有一定偏差，但总体的模拟效果明显优于以 GFS 为初始场的 6 组试验。对两种初始场，不同参数化方案对降水模拟的影响均主要体现在强降水中心的落区上，而对雨带的整体结构和分布特征影响不大。在水平分辨率足够高的情况下，降水模拟对水平分辨率的敏感性明显小于对初始场的敏感性，而且进一步提高水平分辨率不一定会继续显著改善降水的模拟效果。本文研究结果还表明，高低空系统配置尤其是低涡系统模拟的差异可能是导致两种初始场的降水模拟效果显著差异的主要原因。



## 第五章 结论

2012年7月20-22日，京津冀地区发生了一次高影响、极端强降水过程（以下简称“7·21特大暴雨”），针对气象部门对此次暴雨预报失败的问题，本文尝试从观测和数值模拟的角度，深入认识7·21特大暴雨的发生发展过程和关键物理机制，探讨数值模式对其预报失败的可能原因，希望通过典型个例研究为未来业务部门提高对此类极端降水过程的预报技巧提供参考。

本文首先基于地面、雷达观测资料以及GFS全球分析场，全面细致地展示了整个降水过程中雨带和雷达回波的多尺度复杂特征，考察了低涡如何造成暴雨的触发、演变以及局地极端降水形成的详细特征，通过逐小时的地面分析揭示了与河套低涡相伴的地面低压倒槽在暴雨发生发展全过程中的关键作用。

基于观测分析结果，本文进一步考察了地面和探空资料的EnKF同化对京津冀7·21特大暴雨总体时空分布和暴雨触发地面特征模拟的影响。结果表明，相对于没有同化的对照试验，以同化后的分析集合平均为初始场的模拟降水无论是时间演变还是累积雨量还是雷达回波的水平分布都更加接近观测，其中，Member16对累积降水的强度和分布、小时雨量演变在时间和极值上都最接近观测，面积平均的小时雨量极值的发生时间偏差由没有同化的对照试验的7小时减小到Ensemble\_Mean的4小时和Member16的1小时，降水极值大小的误差也有显著减小。同时，基于同化集合平均和最佳集合样本的模拟降水相对于对照试验的逐步改善对应着低涡及地面低压东侧倒槽模拟的逐步改善，该结果不仅证实了前人基于观测和敏感性分析提出的低涡是京津冀7·21特大暴雨的关键影响系统的判断，更重要的是揭示出低涡对应的地面低压东侧倒槽对7·21极端降水的直接贡献。本文的研究结果预示着，数值模式对7·21特大暴雨的预报失败可能主要是由于对低涡和其对应的地面低压东侧倒槽的强度和位置有较大的预报误差。数值模式比较容易捕捉西侧尺度较大、强度较弱的低压和锋面降水，导致业务降水预报偏弱偏晚。对地面和探空资料的同化则有利于模式更好地捕捉低涡的中尺度结构特别是其对应地面东侧倒槽的发生发展，从而有利于极端降水模拟的改善。

最后，本文考察了WRF模式7·21特大暴雨的模拟对初始场、参数化方案和模式分辨率的敏感性。结果表明，WRF模式7·21特大暴雨的模拟对初始场的敏感性最大。基于不同初始场的试验模拟的累积降水分布特征存在显著差异，以T639资料为初始场的试验模拟的整体雨带和强降水落区分布要明显优于以GFS资料为初始场的试验，表现为以GFS资料为初始场的试验几乎没有模拟出北京地区的强降水，但以T639资料为初始场的试验则普遍模拟出了北京地区西南-东北走向的强降雨带。低涡模拟的差异可

能是导致两种初始场的降水模拟效果显著差异的主要原因。不同参数化方案对降水模拟的影响主要体现在强降水中心的落区分布上，而对整体雨带的分布特征影响不大。在水平分辨率足够高的情况下，降水模拟对水平分辨率的敏感性明显小于对初始场的敏感性，而且进一步提高水平分辨率不一定会继续显著改善降水的模拟效果。

## 参考文献

- 宝兴华, 杨舒楠. WRF-EnKF系统对中国南方一次暴雨过程确定性预报的试验[J]. 气象, 2015, 41(5):566-576.
- 谌芸, 孙军, 徐珺,等. 北京721特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考[J]. 气象, 2012, 38(10):1255-1266.
- 陈明轩, 王迎春, 肖现,等. 北京“7.21”暴雨雨团的发生和传播机理[J]. 气象学报, 2013, 71(4):569-592.
- 方翀, 毛冬艳, 张小雯,等. 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[J]. 气象, 2012, 38(10):1278-1287.
- 姜晓曼, 袁慧玲, 薛明,等. 北京“7.21”特大暴雨高分辨率模式分析场及预报分析[J]. 气象学报, 2014(2):207-219.
- 廖晓农, 倪允琪, 何娜,等. 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[J]. 气象学报, 2013, 71(6):997-1011.
- 刘璐, 冉令坤, 周玉淑,等. 北京“7.21”暴雨的不稳定性及其触发机制分析[J]. 大气科学, 2015, 39(3):583-595.
- 孙军, 谌芸, 杨舒楠,等. 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[J]. 气象, 2012, 38(10):1267-1277.
- 孙永刚, 孟雪峰, 仲夏,等. 河套气旋发展东移对一次北京特大暴雨的触发作用[J]. 高原气象, 2014, 33(6):1665-1673.
- 孙继松, 何娜, 王国荣,等. “7.21”北京大暴雨系统的结构演变特征及成因初探[J]. 暴雨灾害, 2012, 31(3):218-225.
- 孙建华, 赵思雄, 傅慎明,等. 2012年7月21日北京特大暴雨的多尺度特征[J]. 大气科学, 2013, 37(3):705-718.
- 陶祖钰, 郑永光. “7.21”北京特大暴雨的预报问题[J]. 暴雨灾害, 2013, 32(3):193-201.
- 王宁, 张立凤, 彭军,等. 局部地形对北京“7.21”特大暴雨影响的数值研究[J]. 暴雨灾害, 2014, 33(1):10-18.
- 王淑莉, 康红文, 谷湘潜,等. 北京7.21暴雨暖区中尺度对流系统的数值模拟[J]. 气象, 2015, 41(5):544-553.
- 王宇虹, 徐国强, 贾丽红,等. 太行山对北京“7.21”特大暴雨的影响及水汽敏感性分析的数值研究[J]. 气象, 2015, 41(4):389-400.
- 徐洪雄, 徐祥德, 张胜军,等. 台风韦森特对季风水汽流的“转运”效应及其对北京“7.21”暴雨的影[J]. 大气科学, 2014, 38(3):537-550.
- 俞小鼎. 2012年7月21日北京特大暴雨成因分析[J]. 气象, 2012, 38(11):1313-1329.
- 赵洋洋, 张庆红, 杜宇,等. 北京“7.21”特大暴雨环流形势极端性客观分析[J]. 气象学报, 2013, 71(5):817-824.

- 赵大军, 姚秀萍. 北京“7·21”特大暴雨过程中的干侵入指数特征研究[J]. 暴雨灾害, 2017, 36(6):527-534.
- 张迎新, 李宗涛, 姚学祥. 京津冀“7·21”暴雨过程的中尺度分析[J]. 高原气象, 2015, 34(1):202-209.
- 周玉淑, 刘璐, 朱科锋,等. 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, 2014, 38(5):885-896.
- 岳健. 一次登录台风预报对雷达同化的资料敏感性研究[D]. 北京大学, 2016.
- 赵洋洋. 北京7 21特大暴雨环流形势极端性与水汽来源客观分析[D]. 北京大学, 2013.
- Barker, Dale M., et al. A three-dimensional variational data assimilation system for MM5: Implementation and initial results. *Monthly Weather Review*, 132.4 (2004): 897-914.
- Evensen, Geir. Sequential data assimilation with a nonlinear quasi - geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 99.C5 (1994): 10143-10162.
- Evensen, Geir. The ensemble Kalman filter: Theoretical formulation and practical implementation. *Ocean dynamics*, 53.4 (2003): 343-367.
- Hong, Song-You, et al. A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Monthly Weather Review*, 132.1 (2004): 103-120.
- Thompson, Gregory, et al. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: Implementation of a new snow parameterization. *Monthly Weather Review*, 136.12 (2008): 5095-5115.
- Grell, G., and D. Devenyi. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letter*, 29.14(2002): 38-1-38-4.
- Lim, Kyo-Sun Sunny, et al. Development of an effective double-moment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models. *Monthly weather review*, 138.5 (2010): 1587-1612.
- Mlawer, Eli J., et al. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated - k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102.D14 (1997): 16663-16682.
- Meng, Zhiyong, and Fuqing Zhang. Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part II: Imperfect model experiments. *Monthly weather review*, 135.4 (2007): 1403-1423.
- Meng, Zhiyong, and Fuqing Zhang. Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part III: Comparison with 3DVAR in a real-data case study. *Monthly Weather Review*, 136.2 (2008): 522-540.
- Meng, Zhiyong, and Fuqing Zhang. Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part IV: Comparison with 3DVAR in a month-long experiment. *Monthly Weather Review*, 136.10 (2008): 3671-3682.
- Meng, Zhiyong, and Dan Yao. Damage survey, radar, and environment analyses on the first-ever documented tornado in Beijing during the heavy rainfall event of 21 July 2012. *Weather and Forecasting*, 29.3 (2014): 702-724.
- Iacono, Michael J., et al. Radiative forcing by long - lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 113.D13 (2008):13103

- Noh, Ying, et al. Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large eddy simulation data. *Boundary-layer meteorology*, 107.2 (2003): 401-427.
- Skamarock, William C. A description of the advanced research WRF version 3. Tech. Note, (2008): 1-96.
- Xu, Hongxiong, and Wenqing Yao. A numerical study of the Beijing extreme rainfall of 21 July 2012 and the impact of topography. *Advances in Meteorology*, 2015 (2015):1-12.
- Yu, Huizhen, and Zhiyong Meng. Key synoptic-scale features influencing the high-impact heavy rainfall in Beijing, China, on 21 July 2012. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 68.1 (2016): 31045.
- Zhang, Da - Lin, et al. The Beijing extreme rainfall of 21 July 2012:“Right results” but for wrong reasons. *Geophysical Research Letters*, 40.7 (2013): 1426-1431.
- Zhang, Fuqing, et al. Cloud-resolving hurricane initialization and prediction through assimilation of Doppler radar observations with an ensemble Kalman filter. *Monthly Weather Review*, 137.7 (2009): 2105-2125.
- Zhang, Fuqing, Zhiyong Meng, et al. Tests of an ensemble Kalman filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part I: Perfect model experiments. *Monthly weather review*, 134.2 (2006): 722-736.
- Zhang, Fuqing, Chris Snyder, et al. Impacts of initial estimate and observation availability on convective-scale data assimilation with an ensemble Kalman filter. *Monthly Weather Review*, 132.5 (2004): 1238-1253.



## 致谢

在论文完成之际，回首在燕园的几年，感叹时光如白驹过隙。此刻，特别想感谢我的导师孟智勇教授，从大三暑假夏令营的初次相遇到今天，有幸已经与孟老师结下了近六年的缘分，特别感谢您这些年来对我学业和生活上的悉心指导和关怀。科研生活从来不是一帆风顺，在一次次碰到研究瓶颈的时候，孟老师始终对我保持着宽容和耐心，鼓励我面对困难，勇敢向前，并耐心细致地给予我指导和帮助。这篇论文从选题到研究内容再到最终成文，每一部分工作都饱含孟老师的辛苦付出。在科研工作之余，孟老师还喜欢组织大家郊游、打球、爬山、家庭聚餐，在欢声笑语中，倾听、关心我们的生活，也让我们紧张的科研生活得到放松。很荣幸这些年来能够在您的熏陶下逐渐成长，往后的日子我也将铭记您的教诲，努力变成更好的自己。

特别感谢陶祖钰教授给论文提出的宝贵建议，感谢张庆红教授、薛惠文教授、李成才教授、张宏升教授等大气系各位老师让我的专业知识越来越充实，老师们的博学和无私奉献让我受益匪浅。

感谢我的父母和妹妹，一直以来你们都在背后默默支持我，很多时候因为压力将坏脾气带给你们，谢谢你们对我的无限包容。爱你们。

论文的完成也得到了课题组兄弟姐妹们的帮助，特别感谢岳健师姐在 EnKF 同化部分工作中给予我的帮助。感谢张云济师兄、黄龄师姐、于慧珍师姐、姚聃师兄还有白兰强、朱磊、李明婷、张慕容、周瑞琳、李飒等兄弟姐妹们，很开心科研路上能够有你们的帮助和陪伴。

最后，谢谢我的爱人栾晓东，你是我最坚强的后盾，谢谢你一路以来对我坚定的支持和陪伴，在我最沮丧、无助、脆弱的时候，是你一直安慰我，鼓励我，支持我的决定，让我能够不畏艰难，脚踏实地，勇敢向前。在我取得进步的时候，你总是第一个为我开心庆祝，很幸运能够与你分享读研路上的苦与乐。未来的人生路上，我们继续携手前行。

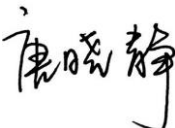




## 北京大学学位论文原创性声明和使用授权说明

### 原创性声明

本人郑重声明：所呈交的学位论文，是本人在导师的指导下，独立进行研究工作所取得的成果。除文中已经注明引用的内容外，本论文不含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的作品或成果。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。本声明的法律结果由本人承担。

论文作者签名： 日期：2018年7月3日

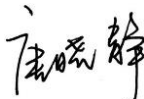

### 学位论文使用授权说明

(必须装订在提交学校图书馆的印刷本)

本人完全了解北京大学关于收集、保存、使用学位论文的规定，即：

- 按照学校要求提交学位论文的印刷本和电子版本；
- 学校有权保存学位论文的印刷本和电子版，并提供目录检索与阅览服务，在校园网上提供服务；
- 学校可以采用影印、缩印、数字化或其它复制手段保存论文；
- 因某种特殊原因需要延迟发布学位论文电子版，授权学校一年/两年/三年以后，在校园网上全文发布。

(保密论文在解密后遵守此规定)

论文作者签名： 导师签名：  
日期：2018年7月3日



