

符娇兰,陈双,沈晓琳,等,2019.两次华北冷涡降水成因及预报偏差对比分析[J].气象,45(5):606-620. Fu J L, Chen S, Shen X L, et al, 2019. Comparative study of the cause of rainfall and its forecast biases of two cold vortex rainfall events in North China [J]. Meteor Mon, 45(5): 606-620 (in Chinese).

两次华北冷涡降水成因及预报偏差对比分析^{*}

符娇兰 陈 双 沈晓琳 张夕迪 权婉晴

国家气象中心,北京 100081

提 要: 利用多种常规及非常规观测资料、美国国家环境预报中心全球模式业务系统分析资料(NCEP/FNL)以及三家全球确定性模式产品对 2017 年两次华北冷涡降水过程成因及模式预报偏差进行了对比分析。结果表明:个例 1(6 月 22 日)降水回波为层-积混合型,对流发展高度低,小时雨强小,先后经历了持续的稳定降水和弱对流降水两个阶段;个例 2(7 月 6 日)降水以积云状对流回波为主,对流发展高度高,短历时强降水特点明显。二者对应的环境场差异较大,前者冷涡处在成熟期,副热带高压位置偏南,前期暖区对流冷池降温明显,对流能量及水汽条件一般;后者冷涡为发展期,副热带高压位置偏北,中低纬相互作用明显,水汽与能量充沛。两次过程北京均出现了暴雨及以上量级降水,对应的中尺度对流系统(MCS)特征、对流触发机制以及对流不稳定能量重建过程存在明显差异。前者为层状云中发展的 γ 中尺度 MCS,边界层偏东风增强为 MCS 提供了触发机制,中低层偏东风暖湿输送以及对流层高层干冷平流有利于对流不稳定能量重建;后者为组织化的 β 中尺度 MCS,列车效应明显,偏南低空急流及其气旋式切变配合地形为 MCS 发展提供了抬升条件,对流不稳定能量建立与中低层偏南低空急流强暖湿输送有关。各家数值模式对不同类型冷涡降水的预报偏差特征一致,即对冷涡成熟期的降水,因动力条件预报过强导致空报降水;而对冷涡发展期的降水,由于槽前暖区辐合及其对流性降水预报不足导致强降水出现漏报。

关键词: 华北冷涡,降水成因,预报偏差,对比分析

中图分类号: P456, P458

文献标志码: A

DOI: 10.7519/j.issn.1000-0526.2019.05.002

Comparative Study of the Cause of Rainfall and Its Forecast Biases of Two Cold Vortex Rainfall Events in North China

FU Jiaolan CHEN Shuang SHEN Xiaolin ZHANG Xidi QUAN Wanqing

National Meteorological Centre, Beijing 100081

Abstract: By using the conventional observation, and the radiosonde, satellite, radar, wind profile, NCEP-FNL analysis data as well as the data of three deterministic global forecast systems, causes of rainfall and forecast biases of two cold vortex rainfall events in 2017 over North China are comparatively studied. The results show that the event that occurred on 22 June 2017 is characterized by persistent and steady rainfall with weak rainfall intensity and lower convective height. The rainfall echo is of convective-stratiform mixed type. However, the rainfall on 6 July is short-time severe rainfall and the height of convective echo top is very high. The background conditions are quite different between these two cases. For the 22 June event, cold vortex is at its mature stage and subtropical high is far south. Moreover, a warm sector convection occurred on the previous day, and its cold pool is quite strong, leading to the release of convective energy, thus the convective energy and water vapor are normal for the first case. Comparatively, for the second case the cold vortex is at its developing phase and subtropical high is located more northward.

^{*} 国家重点研发计划(2018YFC1507703)、中国气象局预报员专项(CMAYBY2018-089)和国家科技支撑计划(2015BAC03B02)共同资助

2018 年 3 月 28 日收稿; 2019 年 3 月 20 日收修定稿

第一作者:符娇兰,主要从事灾害性天气诊断分析和预报技术研究. Email: blueilyfly@163.com

The interaction between low and middle latitude atmospheres is remarkable, bringing a plenty of energy and water vapor. During the severe rainfall periods for both cases in Beijing, the features of mesoscale convective system (MCS), triggering mechanism and building of convective energy have significant differences. For the first case, meso- γ MCSs are the main rainfall systems which developed in the stratiform cloud. Easterly wind not only supplies the lifting condition but also brings the warm and wet flow, working together with the upper-level dry and cold air intrusion, which finally causes the re-building of energy. However, for the second case, MCSs are featured by the well-developed meso- β systems and the train-echo pattern is quite clear. The increase of energy is due to warm and wet flow transported by southerly low-level jet. The low-level jet and the cyclonic shear, accompanied by the appropriate terrain are the main triggering of the MCS. As regard to the precipitation forecast of models, biases are completely different for these two cold vortex rainfall cases. For the matured cold vortex case, because of much stronger forecasted dynamic conditions and the grid-scale rainfall, the rainfall is over-forecast. Instead, for the developing cold vortex one, model underestimates the convergence of warm shear and its convective rainfall, which results in the under-forecast rainfall.

Key words: North China cold vortex, cause of rainfall, forecast bias, comparative analysis

引 言

冷涡是东亚地区主要天气系统之一,它是大尺度环流形势在我国东部特定条件下的产物,常给华北、东北地区等地造成雷暴、冰雹、短时强降水和暴雨等灾害性天气(王东海等,2007;郁珍艳等,2011;李江波等,2011)。因此展开对冷涡背景下强降水研究有着极其重要的现实意义。

冷涡属于深厚系统,移动较慢,且涡区不断有小槽活动,在大气层结不稳定时,短波槽有可能引起强对流天气,造成华北地区低温多雨。姜学恭等(2010)按环流特征将蒙贝(蒙古、贝加尔湖)低涡类环北京暴雨过程分为两脊一槽型、阻塞型、低涡与副热带高压(以下简称副高)南北对峙型。孙力等(1995)认为冷涡类暴雨出现在冷涡发展阶段,而非暴雨类冷涡降水主要发生在其成熟期。由于冷暖空气的主导作用不同,造成水汽分布、不稳定层结和触发机制的差异,因此冷涡不同阶段产生的强对流天气不尽相同(应爽等,2014)。有半数左右的冷涡并不产生对流天气,称为干冷涡,低空急流及其水汽供应是冷涡暴雨的重要条件(张云等,2008;王黎黎和魏婷婷,2014)。梁钰等(2014)通过对郑州三次冷涡型对流天气的对比分析,指出水汽因子的差异决定了雷雨能否发生。由于冷涡高空温度较低,低层加热常常发生很强的对流不稳定(郑秀雅等,1992;郜

彦娜,2013),同时高层干冷空气入侵是冷涡对流天气发展的重要条件之一(闵晶晶等,2011)。

暴雨是在有利的大尺度环流背景下中尺度天气系统强烈发展的产物。冷涡中尺度天气多发生在冷涡发展和维持阶段,在冷涡减弱时相对较少,且一般多出现在冷涡的南半部(白人海和孙永罡,1997)。地面中尺度气旋、中尺度切变等是造成中尺度强降水的触发机制(孙力等,2000;寿亦萱和许健民,2007)。钟水新等(2013)通过个例研究指出造成冷涡强降水的系统尺度较小、突发性强,具有明显的 β - γ 中尺度对流系统(MCS)特点。冷涡在成熟期降水则主要由对流不稳定产生,以分散的中小尺度对流为主,日变化明显,强对流多出现在午后到傍晚(陈力强等,2008)。

尽管冷涡的水平尺度较大,但其诱发的中小尺度系统具有突发性和反复性,所造成的灾害天气局地性强,降水具有历时短、强度大和结构复杂等特征(钟水新等,2011;李爽等,2016),因此应着重分析中小尺度系统的特性和相关发展机制(李茜,2013)。由于目前对冷涡诱发 MCS 的机制以及对 MCS 发生、发展和演变规律缺乏足够的认识,预报员也缺乏相应的预报技术,造成冷涡产生的中尺度对流天气预报能力仍然很低(张立祥和李泽椿,2009)。2017年汛期华北地区先后出现多次冷涡降水,最为典型的是6月22—23日以及7月6—7日降水过程。尽管都发生在冷涡背景下,但二者的降水特点及预报

偏差存在明显差异,检验表明主客观预报均对6月22日暴雨空报明显,而对7月6日暴雨估计不足。为进一步提高预报员对冷涡降水的认识能力和预报水平,本文利用地面常规、自动站、探空、卫星、雷达和风廓线观测资料、NCEP/FNL分析资料(空间分辨率为 0.25° ,时间分辨率为6 h)以及ECMWF全球确定性模式、NCEP-GFS、GRAPES-GFS数据(预报时效为36 h),对这两次过程的降水和对流特征、大尺度环境场、MCS发生发展以及降水预报偏差等方面进行深入对比分析,旨在总结不同冷涡背景下降水预报着眼点,诊断模式预报偏差原因,为预报员订正模式提供参考。

1 降水分布及对流特征对比分析

2017年6月22—23日,受南落华北冷涡影响,环北京地区出现了阴雨天气,其中北京、天津北部、河北东部及山东西部等地出现大到暴雨,局地大暴雨,最大24 h降水量为142.2 mm,最强降水出现在22日(图1a)。受东移发展冷涡影响,7月6—7日华北、黄淮、东北地区出现了大范围强降水,其中6日内蒙古中东部、华北中东部、黄淮、东北地区南部等地出现大到暴雨,北京东北部、天津北部、河北东部、山东南部、河南西部等地的部分地区大暴雨,天津局地24 h累计降水量为243.5 mm(图1b)。从二者最强降水日降水分布可以看出,6月22日降水强度明显弱于7月6日,且暴雨落区较分散。但二者强降水均位于冷涡东南象限,王宗敏等(2015)研究表明冷涡负涡度、主要辐合辐散及上升运动中心分布在其南部偏东地区,有利于对流不稳定层的整层抬升和能量释放。

图2a显示6月22—23日华北地区降水普遍持续了12 h,其东部地区超过24 h,北京降水时间达36 h以上;7月6—7日华北至黄淮一带降水持续时间普遍为12~23 h(图2b)。6月22日 >50 mm以上降水主要位于北京及其周边地区,短时强降水占总降水比例最大为20%~40%,其北部未出现短时强降水(图2c),从北京22日24 h最大累计降水量所在站点逐小时降水量来看,小时雨强均 <20 mm $\cdot$ h $^{-1}$ (图略)。7月6日短时强降水所占比例普遍超过60%,局地达80%以上(图2d),天津地区最大降水站点逐小时雨强显示短时强降水(雨强为30~70 mm $\cdot$ h $^{-1}$)持续了3 h(图略)。

6月22日降水云系涡旋特征较为明显,23日01时开始北京地区出现多个弱的对流,并伴有闪电和局地短时强降水,TBB最低为 -54°C (图略)。7月6日表现出逗点云系的特点,04时前后,华北地区不断出现 β 中尺度对流云团,13时前后对流在京津地区发展最为强盛,最小TBB $<-62^{\circ}\text{C}$,上述地区出现了明显的雷电和短时强降水,最大雨强为40~60 mm $\cdot$ h $^{-1}$ (图略)。可见7月6日对流系统发展高度明显高于6月22日,且尺度较大,小时雨强较强。

两次降水过程均具有明显的阶段特征。6月22日先后经历了冷涡底部下滑高空槽云系以及冷涡东南侧西南风与东南风暖式切变云系两个阶段,第一阶段(22日11:00—19:30)冷涡主体进入内蒙古中西部,若干独立生成的 γ 中尺度对流单体合并形成 β 中尺度雨带,并逐渐发展成为 α 中尺度雨团,华北中北部以层-积混合型的持续性稳定降水过程为主(图3a);第二阶段(23日02—09时),冷涡中心位于内蒙古与河北交界处,华北东北部形成 β 中尺度雨团,包含若干线状对流单体,对流发展强度较第一阶段大,为持续性弱对流为主导的降水过程(图3b)。7月6日降水过程同样经历了两个降水阶段,第一阶段(6日02—11时)降水系统包括高空槽云系以及高空槽前暖区对流云带(图3c),此时高空槽云系主要以层云为主,而暖区内不断有对流系统发展;第二阶段,由于高空槽移动速度较快,11时前后,高空槽云系与暖区对流合并发展,在华北地区造成较强的对流性降水(图3d)。

2 大尺度环境场对比分析

6月20日欧亚中高纬度地区维持两槽一脊形势,冷涡低槽位于东北地区,贝加尔湖上游为阻塞形势,东北冷涡后部横槽引导冷空气南下,21日08时,在横槽西侧形成闭合的气旋式环流,22日08时在中蒙交界处形成新的冷涡,并逐渐向东南方向移动影响华北地区(图略)。200 hPa副热带西风急流呈西北—东南向,华北地区位于高空急流出口区左侧,高空辐散抽吸作用有利于上升运动的发展。期间副高呈带状分布,并逐渐向北推,22日副高脊线位于 22°N ,且中纬度地区低槽超前冷涡,不利于中低纬度暖湿空气向华北地区输送。图4a显示,冷涡东南象限850 hPa有暖式切变,但无明显低空急流,

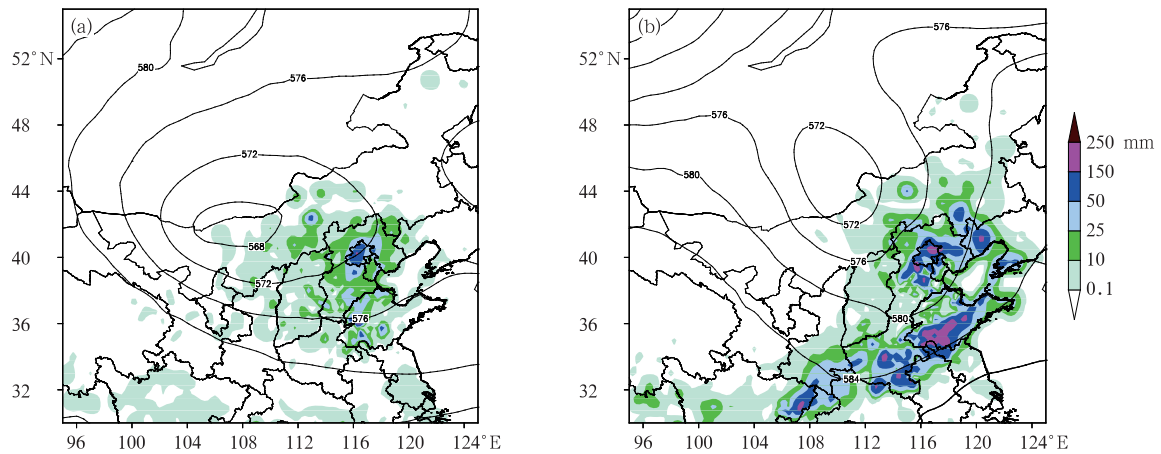


图1 2017年(a)6月23日和(b)7月7日08时24 h累计降水量(阴影)

和前一日20时500 hPa高度场(等值线,单位:dagpm)

Fig. 1 The 24 h accumulated rainfall observed at 08:00 BT (shaded area) and geopotential height at 500 hPa at 20:00 BT the day before (contour, unit: dagpm) on (a) 23 June and (b) 7 July 2017

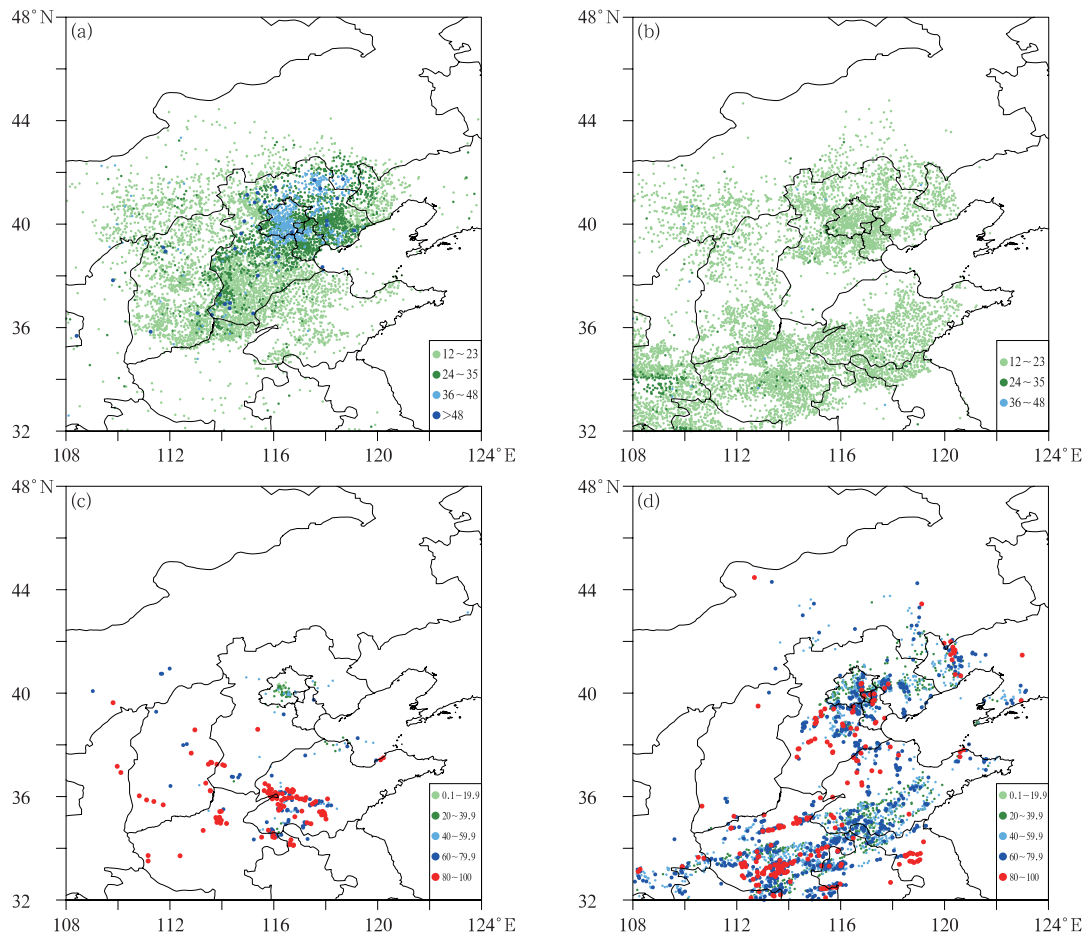


图2 2017年(a)6月22—23日和(b)7月6—7日降水持续时间(单位:h), (c)6月22日和(d)7月6日短时强降水(雨强 $>20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$)占总降水的比例(单位:%)

Fig. 2 Rainfall duration (unit: h) for (a) 22—23 June and (b) 6—7 July and the ratio (unit: %) of rainfall amount of convective rainfall (rainfall intensity $>20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$) to that in 24 h on (c) 22 June and (d) 6 July 2017

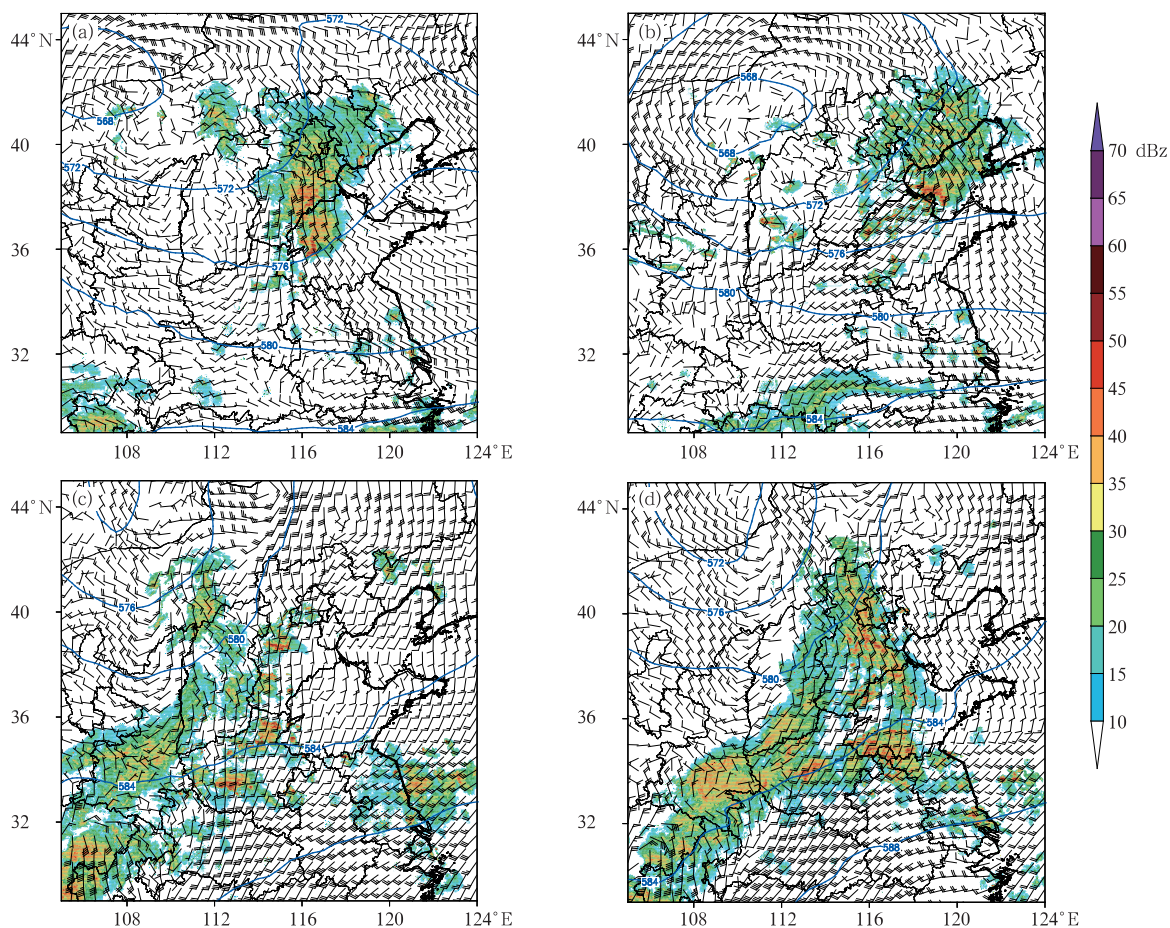


图 3 2017 年 6 月(a)22 日 11 时,(b)23 日 02 时和 7 月 6 日(c)03 时,(d)11 时
雷达组合反射率(阴影)、500 hPa 高度场(蓝色等值线,单位:dagpm)
及 850 hPa 风场

Fig. 3 Radar composite reflectivity (shaded area), geopotential height at 500 hPa (blue contour, unit: dagpm) and wind vector at 850 hPa at (a) 11:00 BT 22 June, (b) 02:00 BT 23 June, (c) 03:00 and (d) 11:00 BT 6 July 2017

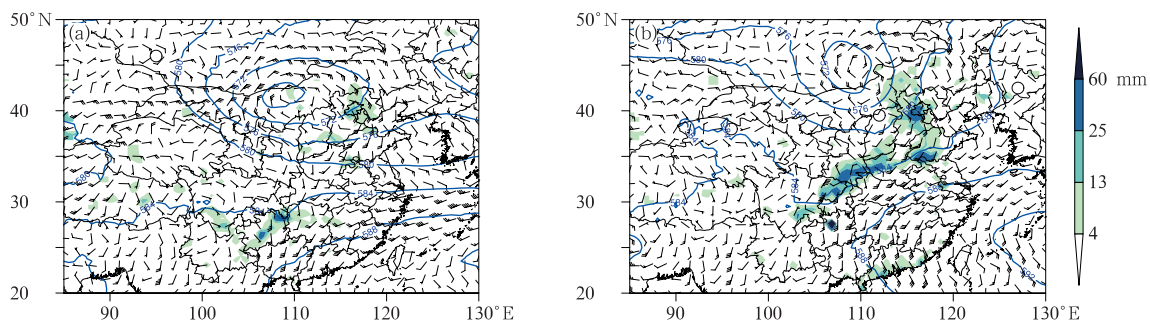


图 4 2017 年(a)6 月 22 日 20 时和(b)7 月 6 日 08 时 500 hPa 高度场(蓝色等值线,
单位:dagpm)、850 hPa 风场及 6 h 降水量(阴影)

Fig. 4 Geopotential height at 500 hPa (blue contour, unit: dagpm), wind vector at 850 hPa and 6 h rainfall amount (shaded area) at (a) 20:00 BT 22 June and (b) 08:00 BT 6 July 2017

且冷涡底部有高空槽下滑,导致22日白天华北中南部对流性降水。

7月4日欧亚中高纬度地区受一槽一脊控制,阻塞高压位于中蒙交界处,贝加尔湖以西为高空槽,随着系统东移发展,在高空槽底部形成切断低涡,受下游阻塞高压影响,冷涡低槽逐渐向东北方向移动,与低涡配合的低槽为东北—西南向,与此同时,在降水出现之前,副高略西伸北抬,6日脊线位于 28°N ,有利于暖湿空气从中低纬度向华北地区输送。从200 hPa风场可以看出,华北位于200 hPa高空槽前辐散区内。受冷涡低槽动力强迫影响,850 hPa存在明显的暖式切变线,并伴有西南低空急流的发展(图4b)。

20世纪70年代末我国学者就提出过中低纬相互作用的观点,认为华北大范围持续性暴雨过程与西风带、副热带和热带环流系统有密切的联系,是中

低纬度系统相互作用的结果(华北暴雨编写组,1992)。图5a显示,6月22日冷涡前部高湿区与副热带地区高湿区并未打通,而7月6日冷涡前部高湿区与副高外围的高湿区连接在一起(图5b),这与副高位置偏北以及高空槽位相落后冷涡有关。可见,中低纬度相互作用使得7月6日华北出现了区域性暴雨,而单纯的冷涡活动仅为6月22日带来分散性暴雨。

从两次降水过程冷涡结构特征可以看出,6月22日冷涡中心为干冷空气,冷中心与低涡环流中心基本重合(图5a),冷涡后部无明显冷平流(图略),经冷涡中心剖面显示,6月22日高度场、风场以及正涡度轴线趋于垂直,表现出准正压结构(图5c)。7月6日冷中心明显落后于高度场,冷涡后部有明显的冷平流(图略),有利于低涡低槽的发展(图5b),且冷涡环流随高度向西倾斜,表现出明显

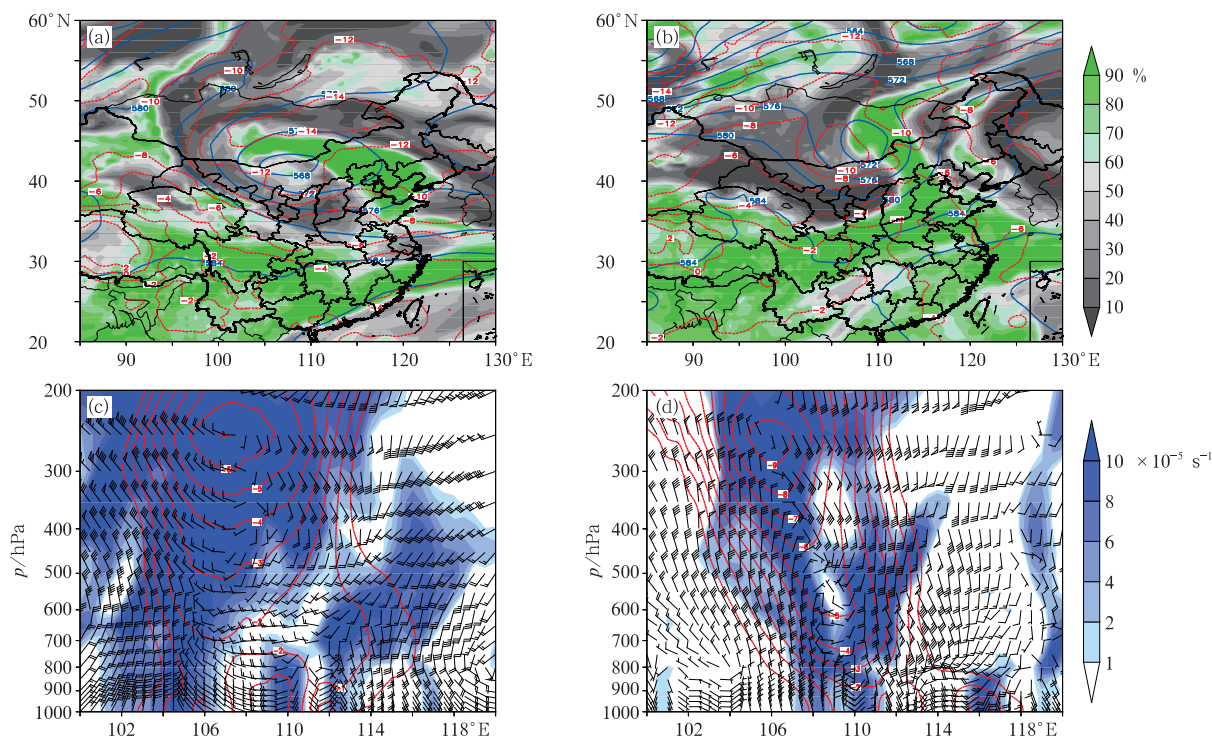


图5 2017年(a,c)6月22日14时,(b,d)7月6日08时(a,b)500 hPa高度场(蓝色等值线,单位:dagpm)、温度场(红色等值线,单位: $^{\circ}\text{C}$)及相对湿度(阴影),(c,d)相对 $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 平均的纬向高度异常(红色等值线,单位:dagpm)、相对涡度(阴影)及风场纬向高度剖面(c)沿 41.5°N 剖面,(d)沿 45°N 剖面

Fig. 5 Geopotential height (blue contour, unit: dagpm), temperature (red contour, unit: $^{\circ}\text{C}$) and relative humidity (shaded area) (a, b) and zonal height cross-section of zonal geopotential height abnormal relative to the average height over $100^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ (unit: dagpm), relative vorticity (shaded area) and wind along 41.5°N (c) and 45°N (d) at (a, c) 14:00 BT 22 June, (b, d) 08:00 BT 6 July 2017

的斜压结构(图 5d)。刘英等(2012)研究表明:成熟阶段冷涡温度中心与高度中心趋于重合,轴线近于竖直,而发展初期温度槽落后高度槽,轴线向西倾斜。可见 6 月 22 日降水出现在冷涡成熟期,而 7 月 6 日冷涡处在发展阶段。

由于没有低空西南急流输送暖湿空气,6 月 22 日对流不稳定能量不大,CAPE 值为 $200 \sim 500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,对于北京地区而言,22 日白天无明显的对流不稳定能量(图 6a),对应为稳定性降水,同时整层可降水量为 $30 \sim 50 \text{ mm}$ (图 6c)。7 月 6 日,受西南低空急流以及东南风暖湿空气输送的影响,850 hPa 上暖湿舌向北伸展到内蒙古中东部,华北地区假相当位温大于 340 K (图略),对应的 CAPE 普遍达到 $500 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以上(图 6b),华北地区整层可降水量为 $50 \sim 60 \text{ mm}$ (图 6d)。

在冷涡主体降水开始之前,6 月 21 日午后至前半夜和 7 月 6 日凌晨均出现了对流性天气过程。6 月 21 日 12 时前后在山西高原出现了分散性的 γ 中尺度 MCS,东移进入华北平原以后组织化发展形成 β 中尺度 MCS,并沿东北方向移动,受其影响华北出现了短时强降水、雷暴大风及冰雹等强对流天气(图略),强对流伴随的冷池使得华北大部出现了明

显的降温,地面 2 m 温度降幅达到 $4 \sim 10^\circ\text{C}$ (图 7a)与此同时大气不稳定能量全部释放,北京观象台探空曲线显示 CAPE 由 6 月 21 日 14 时的 $1163 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 降为 20 时的 $0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ (图略)。前期暖区对流发展导致对流不稳定能量释放使得大气趋于稳定或中性,由于没有明显的对流能量建立机制,导致 22 日白天主要以稳定性降水为主。7 月 6 日 00 时左右在华北平原出现了零散的 γ 中尺度 MCS,在保定附近组织合并形成 β 中尺度 MCS,并向偏北方向移动,强度逐渐减弱,受其影响,河北中南部出现了雷电和短时强降水天气,6 日 08 时华北中西部出现了 $2 \sim 4^\circ\text{C}$ 降温(图 7b),对对流不稳定能量影响有限。

3 北京地区强降水阶段中尺度过程对比分析

两次过程北京地区均出现了暴雨及以上量级降水,但其中尺度过程存在明显差异。6 月 22 日白天,北京以稳定的层状云降水为主。22 日 23 时开始,北京西部山区和东南部有 γ 中尺度 MCS 发展,在北移过程中强度减弱(图 8a);23 日 02 时(图 8b)、04 时左右(图 8c)先后有 γ 中尺度 MCS 新

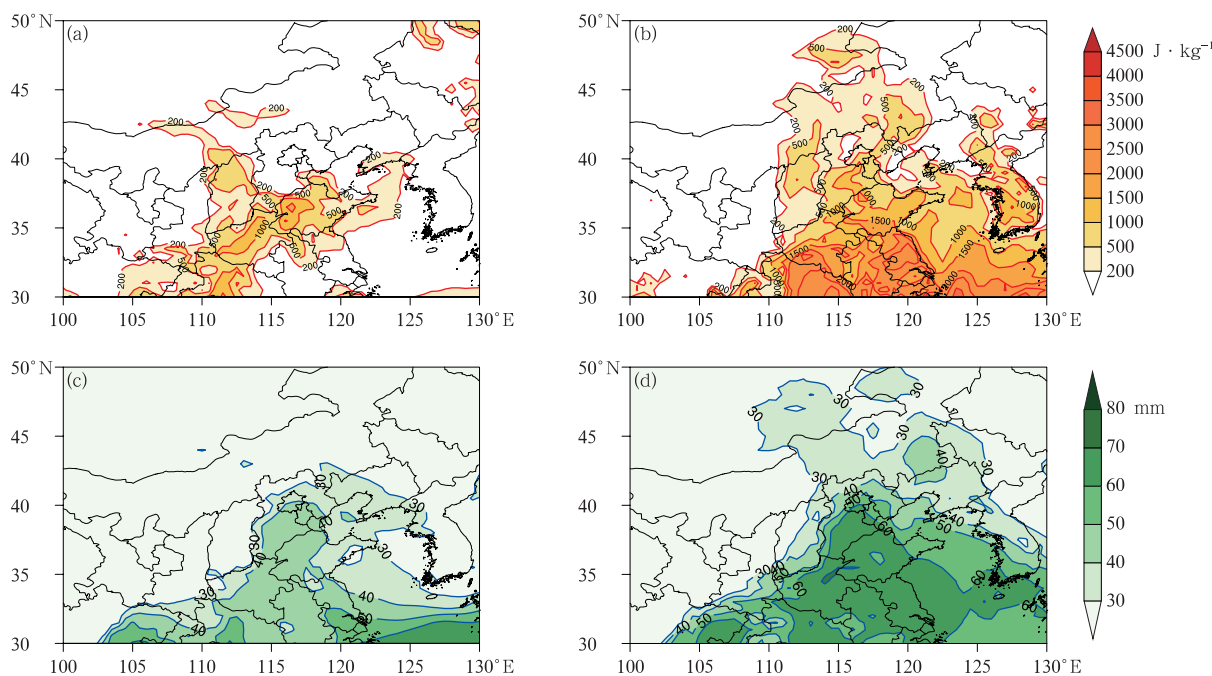


图 6 2017 年(a,c)6 月 22 日和(b,d)7 月 6 日 14 时(a,b)对流有效位能和(c,d)整层水汽含量

Fig. 6 Convective available potential energy (a, b) and perceptible water (c, d)

at 14:00 BT (a, c) 22 June and (b, d) 6 July 2017

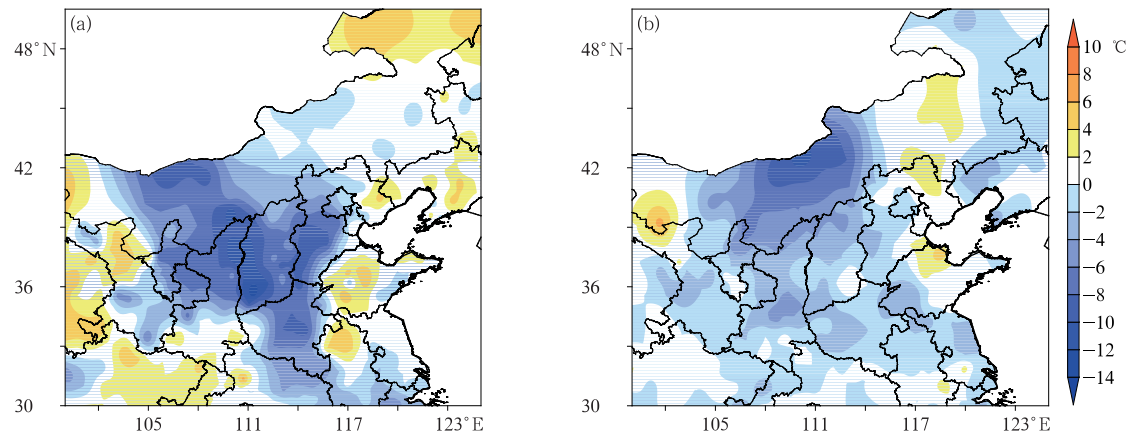


图 7 2017 年(a)6 月 21 日 20 时和(b)7 月 6 日 08 时地面 24 h 变温
Fig. 7 The 24 h temperature variation at (a) 20:00 BT 21 June, (b) 08:00 BT 6 July 2017

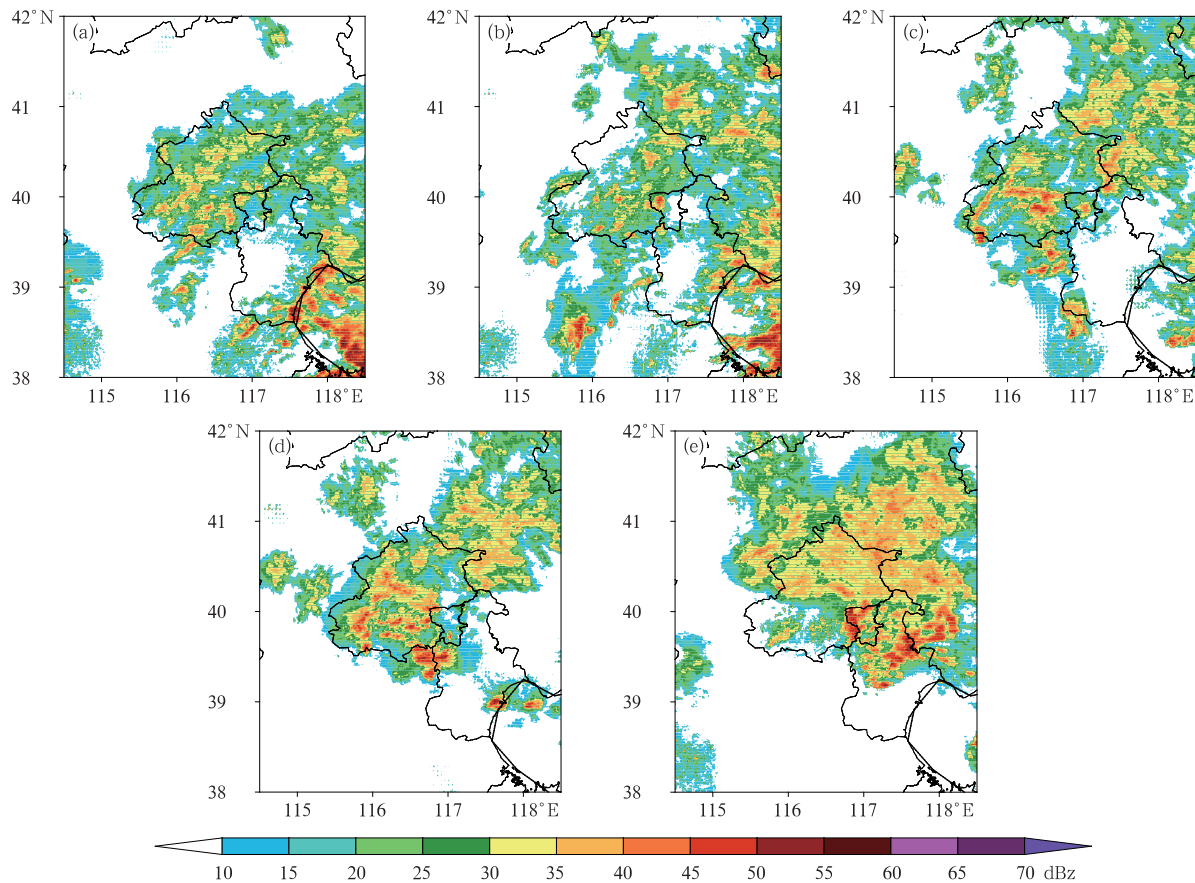


图 8 2017 年 6 月(a)22 日 23 时,(b)23 日 02 时,(c)23 日 04 时,(d)23 日 05 时
和(e)23 日 09 时雷达组合反射率

Fig. 8 Radar composite reflectivity at (a) 23:00 BT 22, (b) 02:00 BT 23,
(c) 04:00 BT 23, (d) 05:00 BT 23, and (e) 09:00 BT 23 June 2017

生,并在向北移动过程中组织化程度不断增强,于 05 时合并发展(图 8d),形成 β 中尺度 MCS,此时北京地区降水开始加强,并伴有雷电,09 时前后移出

北京,强度明显减弱(图 8e)。7 月 6 日 08 时前后北京南部已出现分散型 γ 中尺度 MCS,但并未组织化发展(图 9a)。12 时之前河北中部不断有 β 中尺度

对流系统经北京西南部进入,在北京西部山区得到发展(图 9b,9c)。11 时前后北京东北部地区也出现了分散型 γ 中尺度 MCS,在向北移动中组织化发展,形成 β 中尺度线状对流(图 9d),同时 12:30 左右,天津南部至河北中部有一 β 中尺度线状 MCS 进入北京地区,并快速向北移动,使得北京北部先后受到两个较强的线状 MCS 影响,形成了明显的列车效应(图 9d,9e),使得这一带地区降水持续时间长,累积雨量大。18 时前后,对流明显减弱,北京地区以层状云回波为主(图 9f)。可见,北京地区两次降水对应的中尺度特征截然不同,前者以层状云中发展的 γ 中尺度 MCS 为主,而后者则为组织化 β 中尺度 MCS,且表现出明显的列车效应。

北京南郊观象台风廓线显示,6 月 22 日凌晨,在出现分散性降水之前,浅薄偏东风开始逐渐增强并向上发展,随着低层偏东风的推进和增强,降水逐渐增强,雨区范围扩大,14 时开始 1500 m 以下主要为偏东风控制(图略)。23 日凌晨至早上,偏东风明

显增强,风速可达 $8 \sim 14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 10a),同时组网风廓线显示低层的辐合明显增强,对流开始发展,降水显著增强(图 10c)。张文龙等(2013)指出偏东风具有高假相当位温属性,浅薄偏东风在时间和空间上与近地面层辐合中心对应较好,动力作用明显,直接对 MCS 起到触发作用。同时边界层内偏东风与对流层中高层西南风形成较强的风切变有利于对流的组织化发展(图 11c)。7 月 6 日,北京上空为高空槽前一致偏南风控制,并伴有低空急流,急流核中心风速为 $18 \sim 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,系统相对深厚,6 日早晨至上午时段,低空急流出现明显的脉动现象(图 10b)。从延庆和南郊观象台风廓线对比可以看出(图略),6 日早晨南郊以偏南低空急流为主,而延庆附近为东南风,表明北京上空存在气旋式切变。随着时间推移,偏南低空急流逐渐转为南偏东急流,并出现明显的风速脉动,且从东南向西北风速逐渐减小,风速辐合以及太行山地形对东南风的抬升有利于对流触发,此时西南部有对流发展。随着急流核和辐合中

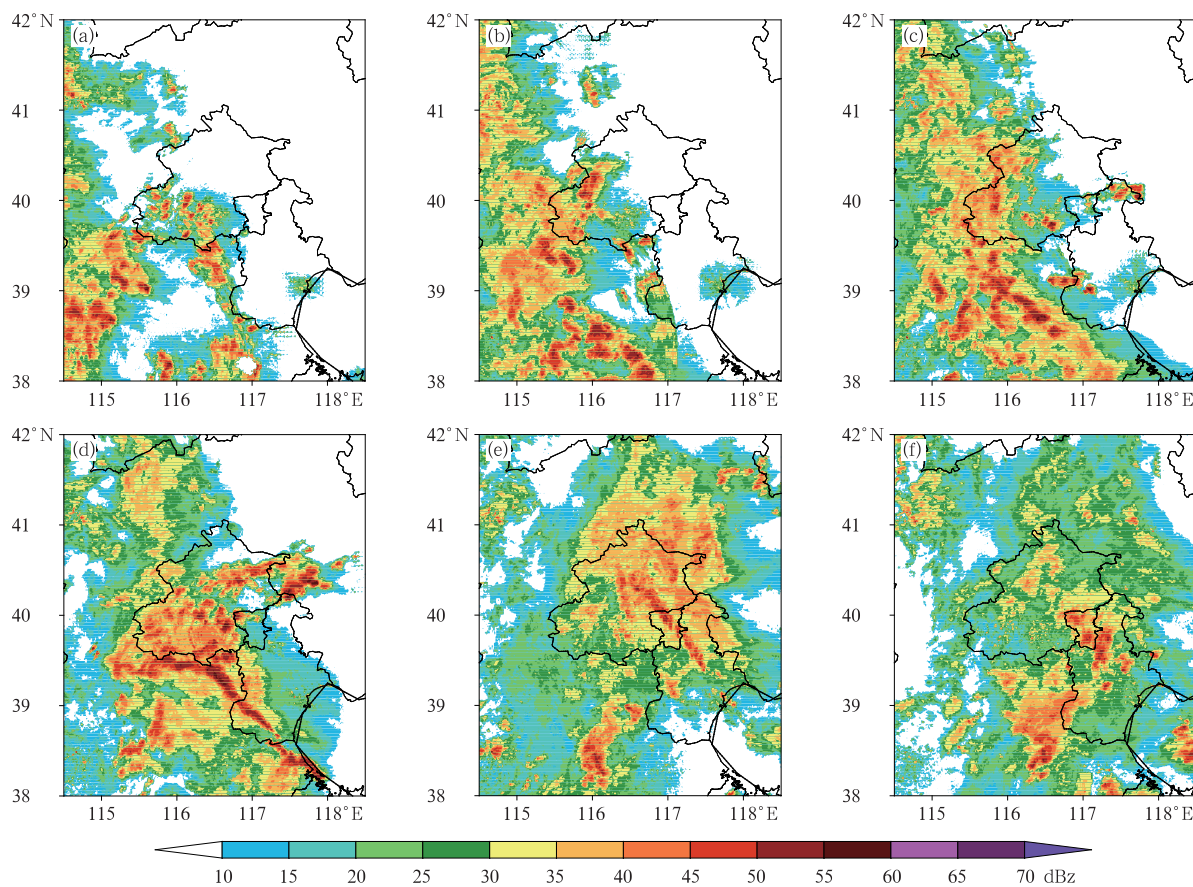


图 9 同图 8,但为 2017 年 7 月 6 日(a)08:30,(b)10 时,(c)11 时,(d)12:30,(e)16 时和(f)18 时

Fig. 9 Same as Fig. 8, but for (a) 08:30 BT, (b) 10:00 BT, (c) 11:00 BT, (d) 12:30 BT, (e) 16:00 BT, (f) 18:00 BT 6 July 2017

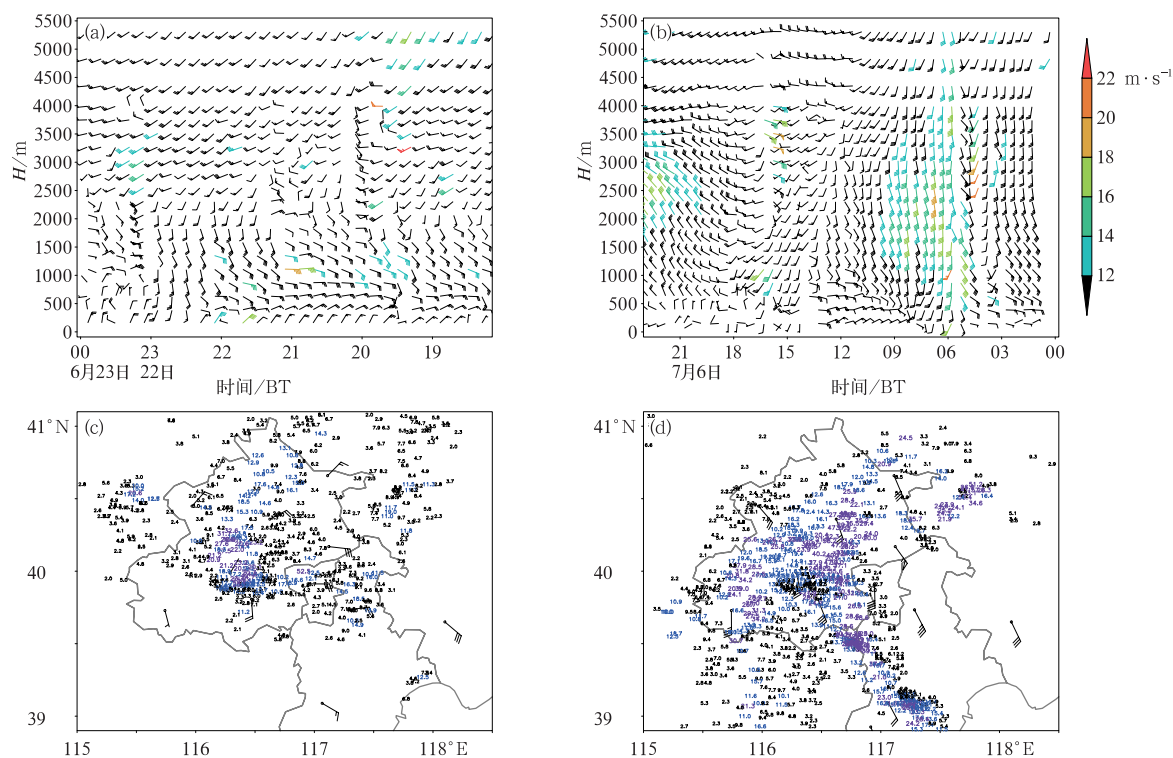


图 10 2017 年(a)6 月 23 日凌晨和(b)7 月 6 日北京观象台风廓线;(c)6 月 23 日 07 时 1 h 降水与 06:30 的 300 m 高空风,(d)7 月 6 日 14 时 1 h 降水与 13:30 的 1500 m 高空风

Fig. 10 Wind profile at Beijing Station at (a) early morning of 23 June, and (b) 6 July 2017; (c) 1 h rainfall at 07:00 BT 23 June and 300 m high-level wind at 06:30 BT July 2017, (d) 1 h rainfall at 14:00 BT 6 July and 1500 m high-level wind at 18:30 BT July 2017

心逐渐向北移动,配合燕山地形的抬升作用,北京北部也有 MCS 新生及发展。可见,急流加强、东南风与偏南风间气旋式切变以及地形为强降水提供了有利的抬升条件。组网风廓线显示强降水主要位于强南偏东气流当中(图 10d),这主要是由于在河北中部形成的 MCS 会随着中高空西南风或西偏南风向东北方向移动。

在主要强降水出现之前,两次过程北京地区均出现了对流性降水,其中 6 月 21 日夜間对流有效位能明显释放(图略)。22 日 20 时北京上空有一定的对流不稳定能量,CAPE 值大于 $100 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,表明对流能量存在重建过程。从北京上空温湿平流廓线可以看出,6 月 22 日夜間对流层中低层偏东风的暖湿平流以及对流层高层的干冷平流有利于能量重建(图 11a),22 日 20 时探空曲线显示高层存在明显的干层(图 11c)。王宗敏等(2015)指出冷涡为旋转天气系统,在其东南侧时常出现因中层干冷平流造成的不稳定迅速增长,这可能是夜间在大气低层热力条件差的情况下依然出现对流的原因。而 7 月 6 日

午后能量积聚则主要与中低层偏南低空急流强暖湿输送有关(图 11b),6 日 14 时探空显示 700 hPa 以下存在偏南风急流,但高空并不存在明显的干层(图 11d)。

4 降水预报偏差及成因对比分析

从中央气象台发布的降水预报检验来看,对 6 月 22 日华北地区大雨及以上量级降水空报明显,而对 7 月 6 日暴雨及以上量级降水存在一定程度的漏报(图略)。ECMWF 全球确定性模式(以下简称 EC)、NCEP-GFS(以下简称 NCEP)、GRAPES-GFS(以下简称 GRAPES)是预报员参考的主要模式。图 12a 显示 EC 6 月 21 日 20 时 36 h 预报华北中东部有大到暴雨,其中北京东北部有大暴雨,而实况仅在北京大部、河北东北部出现了大到暴雨,局地大暴雨。7 月 5 日 20 时 EC 36 h 预报的雨区基本接近实况,但对河北中部和东北部、天津西部、北京西部等地暴雨及以上量级预报明显估计不足(图 12b)。

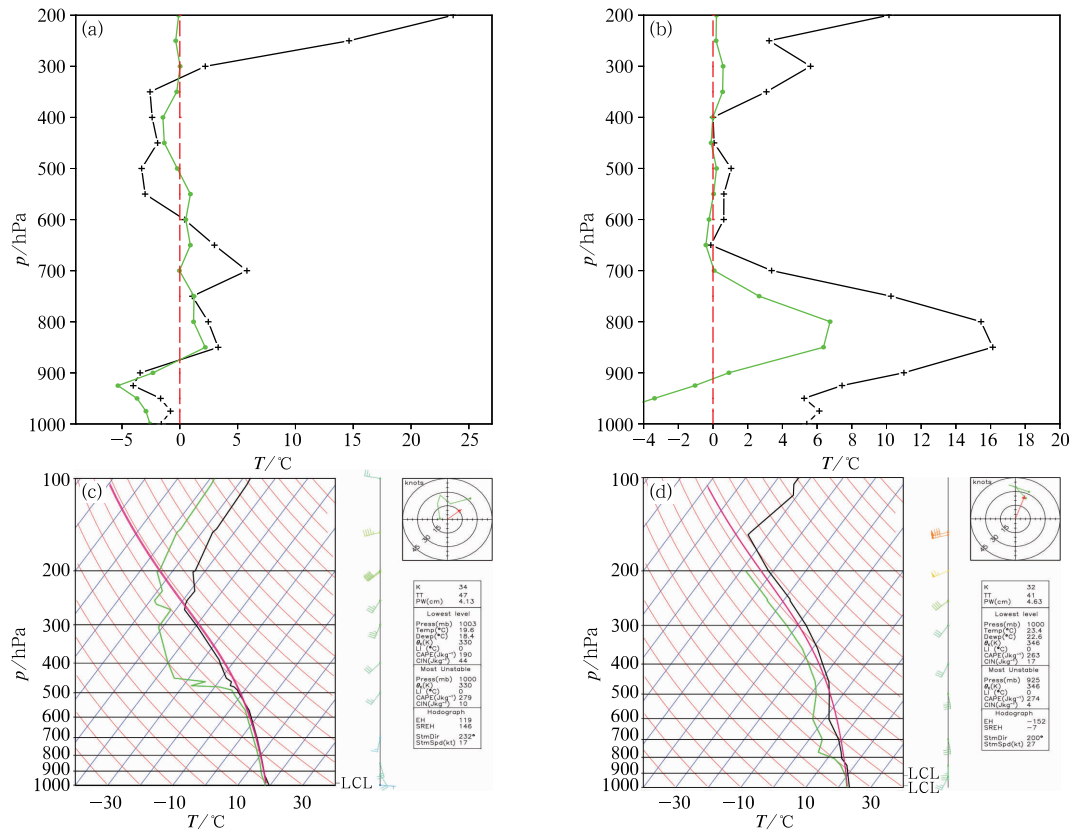


图 11 2017 年(a,c)6 月 22 日 20 时和(b,d)7 月 6 日 14 时温度(黑线)和湿度平流(绿线)(a,b)及北京南郊观象台探空曲线(c,d)

Fig. 11 Temperature (black line) and humidity advection (green line) (a, b) and $T\text{-log}p$ at Beijing Station (c, d) at 20:00 BT 22 June (a, c) and 14:00 BT 6 July (b, d) 2017, respectively

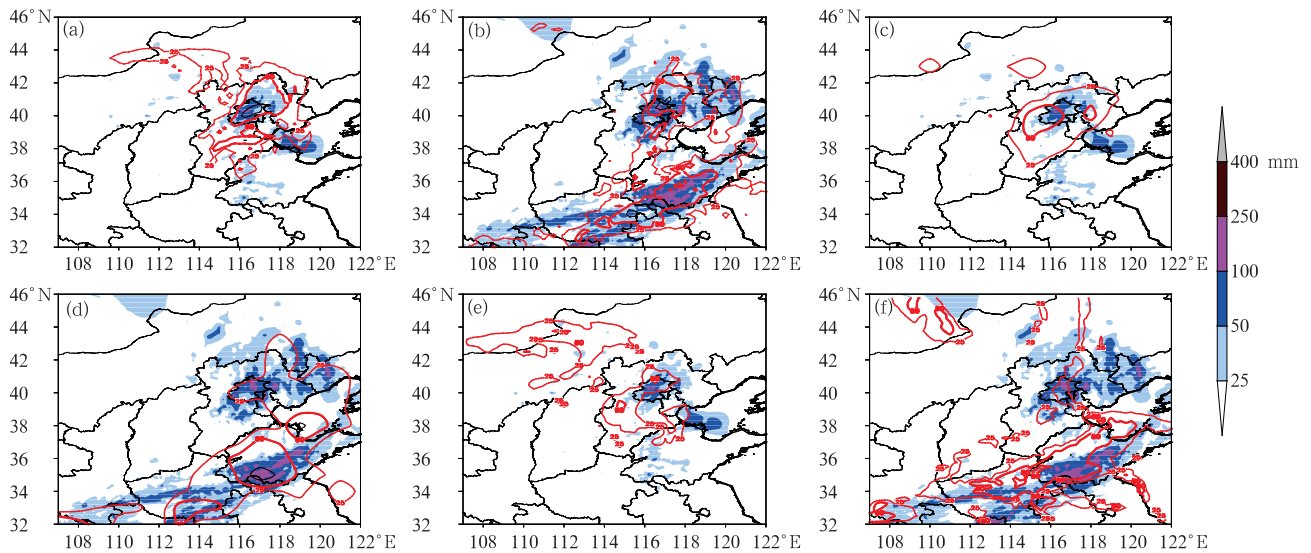


图 12 2017 年(a,c,e)6 月 23 日 08 时(起报时间 6 月 21 日 20 时),(b,d,f)7 月 7 日 08 时(起报时间 7 月 5 日 20 时)模式 36 h 时效 24 h 累计降水量天气学检验

(a,b)ECMWF,(c,d)NCEP,(e,f)GRAPES
(红色等值线:预报降水量,阴影:实况降水量)

Fig. 12 Synoptic verification of forecasted 24 h rainfall at 36 h leading time at 08:00 BT 23 June 2017 (a, c, e; forecast time: 20:00 BT 22 June); 08:00 BT 7 July 2017 (b, d, f; forecast time: 20:00 BT 5 July)
(a, b) ECMWF, (c, d) NCEP, (e, f) GRAPES
(red contour; forecasted rainfall, shaded area; observed rainfall)

NCEP 与 EC 的预报偏差基本类似,对 6 月 22 日大雨及以上量级存在空报(图 12c),对 7 月 6 日北京、天津及河北东北部暴雨及以上量级降水较 EC 漏报更明显(图 12d)。GRAPES 对 6 月 22 日预报的暴雨范围较其他两家模式偏小,但大雨落区较实况明显偏大(图 12e),对 7 月 6 日的预报偏差与 NCEP 类似,预报华北东北部主要以中到大雨为主,与实况相差较大。总体而言,对上述两次过程的降水落区及强度预报,EC 性能略好于 NCEP、GRAPES。以下以 EC 为主,分析降水预报偏差形成的可能原因。

逐 6 h 检验可以进一步了解模式降水预报偏差来源。EC 预报 22 日下午高空槽前暖式切变线内有中尺度低涡生成,并伴有低空急流加强,低涡沿东北路径进入北京地区,于 23 日凌晨在河北东北部填塞(图略)。受其影响,22 日午后至夜间北京、天津、河北东北部将出现大到暴雨天气,检验表明模式预报降水明显较同时段实况偏强,后半夜受冷涡南掉以及暖式切变线影响,北京、河北东北部等地出现了大到暴雨,局地大暴雨,而模式预报此时北京降水基本趋于结束(图略),可见 6 月 22 日降水误差主要是

由中尺度低涡降水空报和暖式切变线降水漏报共同造成的。EC 对 6 日白天高空槽前暖区对流性降水预报较实况明显偏弱,同时对夜间高空槽东移造成的降水落区偏西偏北,从而导致对北京西部、河北中部和东北部、天津境内的降水估计不足(图略)。Zhang et al (2013)对北京“7·21”降水过程模式预报性能进行了评估,指出模式预报了北京地区的强降水,但其降水主要由地形和锋面抬升引起,而实况降水主要是由地形抬升和暖区对流所造成,即“错误的理由”导致了正确的预报结论。从上述两次过程降水检验来看,模式预报的强降水主要出现在天气尺度或中尺度系统过境时,对暖区或冷涡东南象限对流性降水预报不足。

近年来,随着模式性能的提高降水预报准确率也在逐步提高,但仍存在模式降水物理过程与实际情况偏差较大的情况(Ebert and McBride, 2000)。EC 预报 22 日 17 时在河北境内有低涡生成,并向东北移动影响北京等地。从实况风场与模式检验可以看出,EC 预报的低涡为虚假系统,且东南和偏南急流较实况明显偏强(图 13a)。NCEP 模式尽管没有

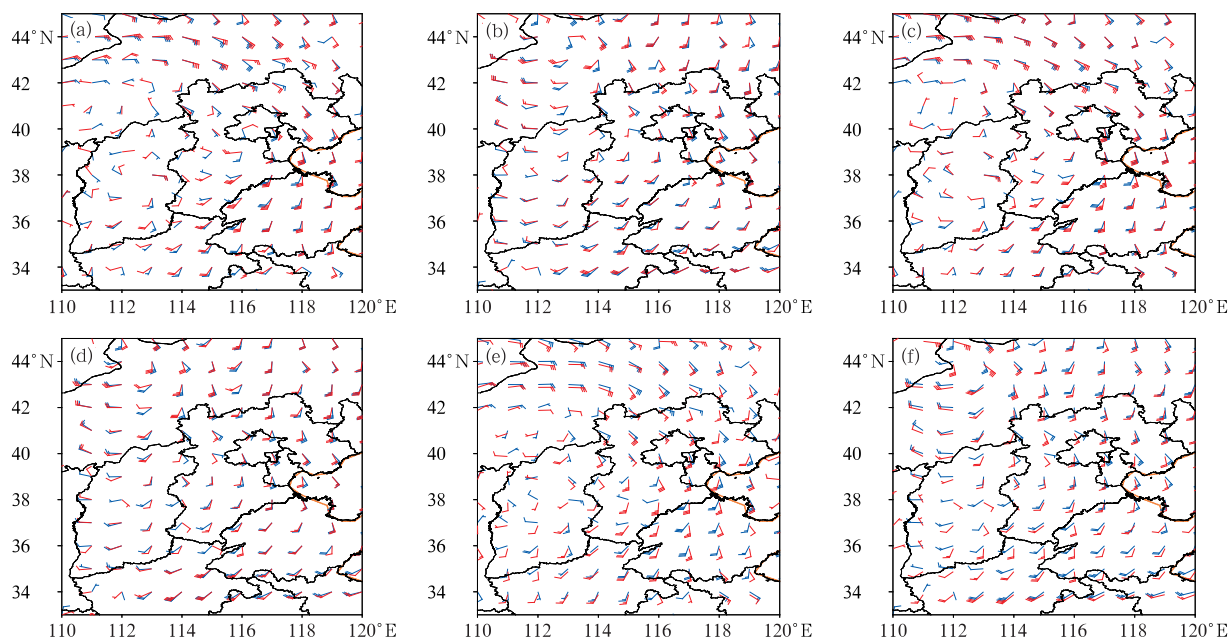


图 13 2017 年(a,c,e)6 月 22 日 20 时(起报时间 6 月 21 日 20 时)和(b,d,f)7 月 6 日 14 时

(起报时间 7 月 5 日 20 时)850 hPa 风场天气学检验

(a,b)ECMWF, (c,d)NCEP, (e,f)GRAPES

(蓝色:NCEP-FNL 风场,红色:相应模式 24 h 时效风场预报)

Fig. 13 Synoptic verification of EC forecasted 850 hPa wind vector at 20:00 BT 22 June 2017 (a, c, e; forecast time: 20:00 BT 21 June) and 14:00 BT 6 July 2017 (b, d, f; forecast time: 20:00 BT 5 July)

(a, b) ECMWF, (c, d) NCEP, (e, f) GRAPES

(blue wind bars: NCEP-FNL analysis, red wind bars: forecasted wind vector by model)

预报出虚假的中尺度低涡,但东南风和偏南风较实况偏强(图 13c),GRAPES 预报的偏南风也较实况偏大(图 13e)。中尺度低涡或者大风速带意味着模式动力偏强,同时偏南风偏大,更有利于水汽与能量的输送,从而使得模式降水偏大。EC 预报 6 日冷涡低槽前偏南风与东南风形成的暖式切变线辐合较实况偏弱,且槽前低空急流预报也偏弱,从而导致北京及其周边降水预报不足(图 13b)。NCEP 对 7 月 6 日暖式切变预报偏差与 EC 类似(图 13d),GRAPES 预报偏差更大,预报风场无明显气旋式辐合,主要以偏南风为主(图 13f),这可能是 GRAPES 预报的降水偏差最大的原因之一。

进一步从 EC 降水类型可以看出,两次过程降水预报偏差较大的区域对应的模式降水类型截然不同,模式预报 22 日北京及周边地区午后至夜间的降水主要以模式网格尺度降水为主,可见造成 6 月 22 日过报主要是模式网格尺度降水(图 14a),7 月 6 日午后至夜间北京西部、天津、河北中部地区模式对流尺度降水占总降水量 60% 以上,因此上述地区暴雨及以上量级降水出现漏报主要是由次网格对流降水明显偏弱引起的(图 14b)。

5 结论和讨论

本文对 2017 年 6 月 22 日以及 7 月 6 日华北地区两次冷涡背景下的降水过程的降水及对流特征、大尺度环境场、北京地区强降水阶段中尺度过程以

及模式预报偏差进行了对比分析,得到如下结论:

(1) 两次冷涡过程降水均分布在冷涡东南象限,但特征明显不同。6 月 22 日降水云系呈涡旋状,降水回波为层-积混合型,对流发展高度较低,雨强小,且先后经历了持续性稳定降水和弱对流降水两个阶段;7 月 6 日逗点云系特征明显,云系前部对流发展旺盛,且发展高度较高,小时雨强大,以短历时强降水为主。

(2) 两次过程的降水及对流发展差异正是由大尺度环境场的不同所决定的。6 月 22 日降水出现在冷涡成熟期,副高位置偏南,未出现明显的中低纬度相互作用,对应的对流不稳定能量及水汽条件一般;7 月 6 日降水出现在冷涡发展期,副高位置偏北,冷涡前部偏南风气流与副高外围的西南风衔接较好,导致水汽与能量非常充沛。两次降水过程前均已出现对流降水,前者对流发展伴随的冷池使得华北大部降温明显,对流能量明显释放;后者对流发展强度不强,产生的降温不明显,能量释放有限。因此,预报员在预报冷涡暴雨时,要从大的环境场,如冷涡自身结构、与中低纬度相互作用以及前期对流发展情况等多个角度分析区域性暴雨及对流性降水产生的可能性。

(3) 两次冷涡过程北京地区均出现了暴雨,但各自对应的 MCS 特征、其触发机制以及对流能量重建过程完全不同。6 月 22 日对流以层状云中发展的 γ 中尺度 MCS 为主,而 7 月 6 日则为组织化发展的 β 中尺度 MCS,且表现出明显的列车效应。边

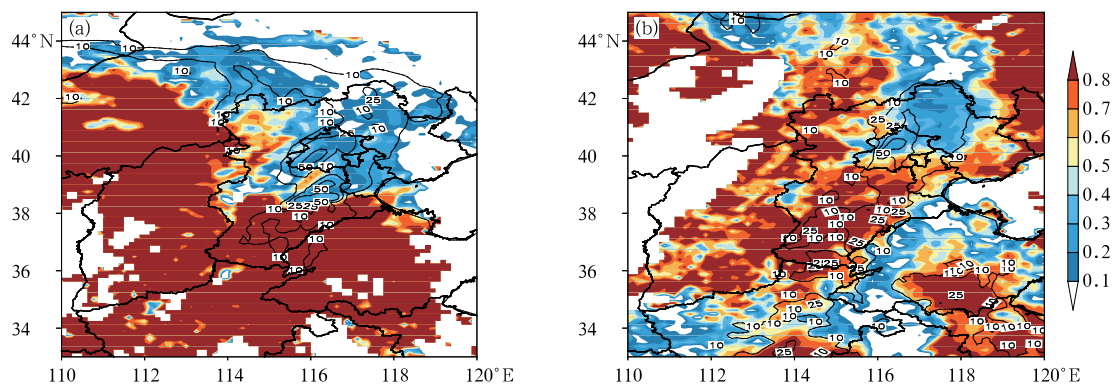


图 14 2017 年(a)6 月 22 日 20 时(起报时间 6 月 21 日 20 时)和(b)7 月 6 日 12 时(起报时间 7 月 5 日 20 时)EC 模式对流降水比率(阴影)与总降水量(等值线,单位:mm)

Fig. 14 Ratio of 6 h EC forecasted convective rainfall (shaded area) to the total one (contours, unit: mm) at (a) 20:00 BT 22 June (forecast time: 20:00 BT 21 June), and (b) 12:00 BT 6 July (forecast time: 20:00 BT 5 July)

界层偏东风及其辐合增强为23日凌晨MCS发展及加强提供了触发机制;偏南低空急流加强及其气旋式切变以及地形为6日白天MCS发展提供了触发条件。前者夜间对流能量重建是由对流层中低层偏东风暖湿输送和对流层高层干冷入侵造成的差动平流来完成的;后者午后能量集聚则主要与偏南低空急流强暖湿输送有关。可见,冷涡中高层干冷空气活动以及边界层气流对MCS发生发展至关重要。

(4) 总体而言,各家业务数值模式对不同类型冷涡降水预报偏差特点类似,但ECMWF预报的降水强度与落区误差较其他两家模式略小。冷涡成熟期,对应对流和水汽条件一般,模式预报的动力条件(虚假的中尺度低涡、低空急流较实况偏强)及模式网格尺度降水过强,导致降水出现空报;冷涡发展期,水汽能量条件较好,模式对槽前暖区辐合及对流性降水预报不足导致强降水出现漏报。因此需根据降水形成的环境条件不同选择不同的模式订正策略。然而,尽管模式有时会空报或过报动力条件和大尺度降水,但是目前仍不清楚模式会在什么情况下会出现类似的偏差。同样,虽然已知模式对暖区对流性降水预报不足,但是模式有时仍能在暖区中预报出弱对流性降水。如何甄别模式降水预报信息的真假并加以利用,目前仍是预报员需要面临的一个难点问题。近几年,集合预报已逐渐在业务中得到应用,它为预报员提供了丰富的不确定性及概率预报信息,如何利用这些产品进一步订正确定性模式的预报,也是预报员急需探索的一个问题。

冷涡降水局地性较强,精准预报其降水强度及落区难度较大。本文对不同阶段冷涡降水个例进行了对比研究,试图为预报员认识冷涡降水物理过程及模式预报偏差提供参考。然而本文仅分析了两个个例,结论是否具有普适性还需要多个个例的统计分析进行验证,尤其是对冷涡不同阶段对流发生发展及模式降水预报偏差的系统性研究将会为预报员订正模式预报提供更有价值的科学依据。

参考文献

- 白人海,孙永罡,1997. 东北冷涡中尺度天气的背景分析[J]. 黑龙江气象,1997(3):6-12. Bai R H, Sun Y G, 1997. The background analysis of mesoscale weather of the cold vortex in Northeast China[J]. Heilongjiang Meteor, 1997(3):6-12(in Chinese).
- 陈力强,张立祥,周小珊,2008. 东北冷涡不稳定能量分布特征及其与降水落区的关系[J]. 高原气象,27(2):339-348. Chen L Q,

- Zhang L X, Zhuo X S, 2008. Characteristic of instable energy distribution in cold vortex over Northeastern China and its relation to precipitation area[J]. Plateau Meteor, 27(2):339-348(in Chinese).
- 邵彦娜,2013. 华北和东蒙冷涡的天气学特征及其中尺度对流系统发生发展研究[D]. 南京:南京信息工程大学. Gao Y N, 2013. The synoptic characteristics of cold vortex over North China and East Mongolia and the development research of mesoscale convective systems[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology(in Chinese).
- 姜学恭,李彰俊,宫春宁,等,2010. 蒙贝低涡类环北京暴雨过程分型研究[J]. 大气科学学报,33(4):412-419. Jiang X G, Li Z J, Gong C N, et al, 2010. A classification-based research on rainstorm processes around Beijing caused by Mongolia-Baikol low[J]. Trans Atmos Sci, 33(4):412-419(in Chinese).
- 华北暴雨编写组,1992. 华北暴雨[M]. 北京:气象出版社,55-57. Book Writing Team of North China Heavy Rainfall, 1992. Heavy Rainfall in North China [M]. Beijing: China Meteorological Press:55-57(in Chinese).
- 李江波,王宗敏,王福侠,等,2011. 华北冷涡连续降雹的特征与预报[J]. 高原气象,30(4):1119-1131. Li J B, Wang Z M, Wang F X, et al, 2011. Characteristic and forecasting of continuous hail shooting processes caused by the North China cold vortex[J]. Plateau Meteor, 30(4):1119-1131(in Chinese).
- 李茜,2013. 华北冷涡暴雨及雷达预报追踪的应用研究[D]. 南京:南京信息工程大学. Li Q, 2013. Analysis of rainstorm and application about forecast and trace of Doppler radar during a cold cyclone on North China[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology(in Chinese).
- 李爽,丁治英,戴萍,等,2016. 东北冷涡的最新研究进展[J]. 干旱气象,34(1):13-19. Li S, Ding Z Y, Dai P, et al, 2016. Recent advances in research on Northeast China cold vortex[J]. J Arid Meteor, 34(1):13-19(in Chinese).
- 梁钰,张一平,董俊玲,等,2014. 郑州地区3次冷涡型强对流天气对比分析[J]. 气象与环境科学,37(3):1-7. Liang Y, Zhang Y P, Dong J L, et al, 2014. Contractive analysis of three severe convective weather processes under cold eddy synoptic situation in Zhengzhou[J]. Meteor Environ Sci, 37(3):1-7(in Chinese).
- 刘英,王东海,张中锋,等,2012. 东北冷涡的结构及其演变特征的个例综合分析[J]. 气象学报,70(3):354-370. Liu Y, Wang D H, Zhang Z F, et al, 2012. A comprehensive analysis of the structure of a northeast China-cold-vortex and its characteristics of evolution[J]. Acta Meteor Sin, 70(3):354-370(in Chinese).
- 闵晶晶,刘还珠,曹晓钟,等,2011. 天津“6.25”大冰雹过程的中尺度特征及成因[J]. 应用气象学报,22(5):525-536. Min J J, Liu H Z, Cao X Z, et al, 2011. The mesoscale characteristics and causes of a severe hail event in Tianjin[J]. J Appl Meteor Sci, 22(5):525-536(in Chinese).
- 孙力,王琪,唐晓玲,1995. 暴雨类冷涡与非暴雨类冷涡的合成对比分析[J]. 气象,21(3):7-10. Sun L, Wang Q, Tang X L, 1995. A composite diagnostic analysis of cold vortex of storm-rainfall and

- non-storm rainfall types[J]. Meteor Mon, 21(3): 7-10 (in Chinese).
- 孙力, 王小明, 秦元明, 等, 2000. 嫩江、松花江流域暴雨的中尺度系统和过程分析[J]. 黑龙江气象, 2000(S1): 27-36. Sun L, Wang X M, Qin Y M et al, 2000. The analysis on mesoscale systems of heavy rainfall over Songhua and Nenjiang River Basin [J]. Heilongjiang Meteor, 2000(S1): 27-36 (in Chinese).
- 寿亦萱, 许健民, 2007. “05.6”东北暴雨中尺度对流系统研究 I: 常规资料和卫星资料分析. [J]气象学报, 65(2): 160-170. Shou Y X, Xu J M, 2007. The rainstorm and mesoscale convective systems over Northeast China in June 2005. I: a synthetic analysis of MCS by conventional observations and satellite data [J]. Acta Meteor Sin, 65(2): 160-170 (in Chinese).
- 王东海, 钟水新, 刘英, 等, 2007. 东北暴雨的研究[J]. 地球科学进展, 22(6): 549-560. Wang D H, Zhong S X, Liu Y, et al, 2007. Advances in the study of rainstorm in Northeast China[J]. Adv Earth Sci, 22(6): 549-560 (in Chinese).
- 王黎黎, 巍婷婷, 2014. 近 50 年来东北冷涡暴雨过程动力条件诊断和水汽条件分析[J]. 气象灾害防御, 4: 10-13. Wang L L, Wei T T, 2014. The diagnostic analysis on the kinematic and humidity conditions of rainstorm caused by Northeast China cold vortex in recent 50 years[J]. Meteor Disaster Prevention, 4: 10-13 (in Chinese).
- 王宗敏, 李江波, 王福侠, 等, 2015. 东北冷涡暴雨的特点及其非对称结构特征[J]. 高原气象, 34(6): 1721-1731. Wang Z M, Li J B, Wang F X, et al, 2015. Asymmetric characteristics of the Northeast cold vortex and its effects on heavy rain[J]. Plateau Meteor, 34(6): 1721-1731 (in Chinese).
- 应爽, 袁大字, 李尚锋, 2014. 一次东北冷涡不同阶段强对流天气特征对比分析[J]. 气象与环境学报, 30(4): 9-18. Ying S, Yuan D Y, Li S F, 2014. Comparative analysis of severe convective weather characteristics in different stages of Northeast China cold vortex [J]. J Meteor Environ, 30(4): 9-18 (in Chinese).
- 郁珍艳, 何立富, 范广洲, 等, 2011. 华北冷涡背景下强对流天气的基本特征分析[J]. 热带气象学报, 27(1): 89-94. Yu Z Y, He L F, Fan G Z, et al, 2011. The basic features of the severe convective at the background of cold vortex over North China[J]. J Trop Meteor, 27(1): 89-94 (in Chinese).
- 张立祥, 李泽椿, 2009. 东北冷涡研究概述[J]. 气候与环境研究, 14(2): 218-228. Zhang L X, Li Z C, 2009. A summary of research on cold vortex over Northeast China[J]. Climat Environ Res, 14(2): 218-228 (in Chinese).
- 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[J]. 大气科学, 37(4): 829-840. Zhang W L, Cui X P, Wang Y C, et al, 2013. Roles of low-level easterly winds in the local torrential rains of Beijing[J]. Chin J Atmos Sci, 37(4): 829-840 (in Chinese).
- 张云, 雷恒池, 钱贞成, 2008. 一次东北冷涡衰退阶段暴雨成因分析[J]. 大气科学, 32(3): 481-498. Zhang Y, Lei H C, Qian Z C, 2008. Analyses of formation mechanisms of a rainstorm during the declining phase of a Northeast cold vortex[J]. Chin J Atmos Sci, 32(3): 481-498 (in Chinese).
- 郑秀雅, 张延治, 白人海, 1992. 东北暴雨[M]. 北京: 气象出版社: 19-43. Zheng X Y, Zhang Y Z, Bai R H, 1992. Rainstorm in Northeast China [M]. Beijing: China Meteorological Press: 19-43 (in Chinese).
- 钟水新, 王东海, 张人禾, 等, 2011. 一次东北冷涡降水过程的结构特征与影响因子分析[J]. 高原气象, 30(4): 951-960. Zhong S X, Wang D H, Zhang R H, et al, 2011. Analyses on the structure characteristic and formation mechanism of the rainstorm related to a cold vortex system over Northeast China[J]. Plateau Meteor, 30(4): 951-960 (in Chinese).
- 钟水新, 王东海, 张人禾, 等, 2013. 一次冷涡发展阶段大暴雨过程的中尺度对流系统研究[J]. 高原气象, 32(2): 435-445. Zhong S X, Wang D H, Zhang R H, et al, 2013. Study of mesoscale convective system in heavy rainstorm process at a cold vortex development stage[J]. Plateau Meteor, 32(2): 435-445 (in Chinese).
- Ebert E E, McBride J L, 2000. Verification of precipitation in weather systems; determination of systematic errors[J]. J Hydro, 239: 179-202.
- Zhang D L, Lin Y H, Zhao P, et al, 2013. The Beijing extreme rainfall of 21 July 2012: “Right results” but for wrong reasons[J]. Geophy Res Lett, 40: 1426-1431. DOI:10.1002/grl.50304.