

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.

2012年7月21日北京特大暴雨成因分析^{*}

俞小鼎

中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081

提 要: 2012年7月21日10时至22日02时,北京经历了自1963年8月8—9日极端降水事件以来最强的一次降水过程,导致人民生命和财产重大损失。文章对此次极端降水过程进行了详细分析和探讨,主要结论是:(1)高空低槽伴随地面冷锋东移,在华北遇到副热带高压和山西地形阻挡移动缓慢;另外2012年第8号台风韦森特登陆前,台风低压和副热带高压之间形成强气压梯度,导致通向华北地区的东南风/南风低空急流建立并加强,为华北地区输送了充分的水汽,为北京特大暴雨的发生提供了极为关键的条件。(2)导致北京极端暴雨的中尺度对流系统MCS起源于河套地区低层涡旋的发展。河套地区在7月20日20时左右类似热带气旋形态的 α 中尺度涡旋的形成有可能与涡旋自组织机制有关,而上述MCS系统是20日20时河套地区类似热带气旋形态的 α 中尺度涡旋的主要降水部分,该MCS系统从形成到消散历经44小时,其超长的生命史的主要原因包括:(a)其始终具有的明显的正垂直螺旋度(由正的垂直涡度和垂直上升气流组合而成)阻止了其动能向较小尺度串级输送;(b)低层暖湿平流、对流云团云顶辐射降温、下游地区正的对流有效位能这些使对流维持和加强的因素强过由对流垂直混合和非绝热加热等导致的对流消散的因素,或二者处于大致动态平衡的状态;(c)该MCS位于地面冷锋之前的暖区和地面的低压槽内,也始终位于500 hPa低槽前的正涡度平流区,那里盛行天气尺度上升气流。(3)21日北京及周边环境非常有利于大暴雨发生,包括500 hPa明显的正涡度平流、1000~2000 J·kg⁻¹的CAPE值、深厚的湿层、强的低空急流、高的地面露点温度和异常大的可降水量。(4)21日08—20时,MCS主轴的走向与太行山和风暴承载层平均风(西南偏南风)大致平行,加上东部副热带高压的阻挡,使得MCS系统移动缓慢。中午之后加强的东南或偏南低空急流在向MCS区域输送大量水汽的同时,低空急流在太行山东坡强迫抬升,使得不断有新的单体在MCS强降水区的西南侧生成,在随后向东北偏北方向的移动过程中加强、维持和最终衰减,向西南方向的后向传播和速度更快向东北向的平流结合导致对流单体反复经过同一区域,形成列车效应,整个MCS系统在西风槽推动下缓慢东移的同时,不断有强回波移入北京地区,导致极端的降水。(5)21日12时以后逐渐增加的深层垂直风切变导致很多小型超级单体形成,其内部的旋转与环境垂直风切变的相互作用导致更强的上升气流、更大的雨强和更长的对流单体生命史,对极端降水事件的形成也起到一定作用。

关键词: 极端降水, 低槽冷锋, 台风远距离影响, MCS, 河套低涡, 地形影响, 列车效应

Investigation of Beijing Extreme Flooding Event on 21 July 2012

YU Xiaoding

CMA Training Centre, Beijing 100081

Abstract: On 21 July 2012 Beijing experienced the most severe rainfall event since August 1963. The extreme rainfall induced flooding killed over 100 people and the property damage is over 11.64 billion RMB yuan (about 2 billion U. S. dollars). Based on the routine upper-level and surface observation, the satellite and radar data, a detailed analysis and investigation have been done on this event. The major results are as following: (1) The upper-level trough accompanied by surface cold front moving toward east blocked by the subtropical high provides favorable synoptic scale conditions for torrential rain event in Beijing area. (2) The presence of a tropical cyclone over the South China Sea near the coastline led to the establishment and enhancement of southeastward and southward low-level jet toward Beijing area, providing plenty of

* 国家自然科学基金(41175043)和中国气象局强对流天气研究专家团队项目共同资助

2012年9月30日收稿; 2012年10月17日收修定稿

作者:俞小鼎,主要从事强对流天气分析、雷达探测和临近预报方面的教学和研究. Email: xdyu1962@126.com

water vapor to Beijing area. (3) The development of Hetao vertex on 20 July led to the formation of a me-so- α scale MCS over that area, and its high value of vertical helicity made it well organized and longlived. This MCS moved with the upper-level trough eastward, and was over Huabei region (including Beijing area) on the second day (21 July), producing extreme rainfall over Beijing area. (4) The south-east low-level jet constantly triggered new convective cells on the east slope of the Taihang Mountain Range, then moved to northeast direction into Beijing area, leading to the torrential rainfall and severe flooding there.

Key words: 2012 Beijing extreme flood, upper-level trough and surface cold front, distant influence of tropical cyclone, Hetao vertex, MCS, train effect

引 言

2012 年 7 月 21 日 10 时至 22 日 02 时(北京时,下同),北京经历了自 1963 年 8 月 8—9 日极端降水事件以来最强的一次降水过程。7 月 21 日 08 时至 22 日 08 时 24 小时全市 20 个国家级气象观测站平均雨量 190 mm,全市范围远远超过大暴雨标准。其中房山全区以及门头沟和石景山区的部分地区在上述 24 小时期间雨量超过 250 mm(还有河北靠近北京南部的涿州、固安、高碑店、廊坊,天津的武清),达到特大暴雨标准(图 1)。北京市 20 个国家级观测站中上述 24 小时雨量最大的为房山区霞云岭站,达到 338 mm(整个过程观测到最大 24 小时雨量的国家级观测站为河北固安,24 小时雨量 364 mm)。房山区河北镇的水文站观测到全市最大 24 小时雨量 460 mm(1963 年 8 月 8—9 日北京 24 小时最大雨量出现在来广营水文站,为 464 mm)^[1],平谷区

挂甲峪区域自动站观测到此次过程最大 1 小时雨量 100.3 mm。除北京外,河北省和天津市部分地区也经历了大暴雨和特大暴雨。此次特大暴雨过程导致北京、河北共计 112 人死亡,大部分为溺水。

在学术方面大家关注的焦点是:尽管从大尺度天气形势分析是一次典型的强降水天气流型配置,即所谓华北地区暴雨的高空槽伴冷锋型^[2],不过仅仅大尺度的有利流型配置并不意味着会出现如此极端的降水。几个主要数值预报模式(T639、ECMWF 和 JMA)都有不错的表现,其 36 小时预报都预报了 7 月 21 日 08 时至 22 日 08 时北京、天津和河北部分地区出现暴雨和/或大暴雨以上降水,但导致如此极端强降水事件背后的机理是什么并不清楚。是什么原因导致了北京“7.21”几十年一遇的极端降水事件?这是本文试图回答的问题。

陶诗言等^[2]指出,我国的暴雨尤其是极端强降水事件主要是由台风、锋面和从青藏高原及其周边地区东移过来的气旋性涡旋引起的,其中黄河中下游和海河流域的暴雨主要出现在 7—8 月,引起暴雨的主要天气系统主要是从四川移出来的 α 中尺度涡旋(西南涡)和从青海附近移出来 α 中尺度涡旋(西北涡)所导致的。有时也可以由登陆台风与中高纬的西风带系统和副热带高压的相互作用所导致,或由台风远距离作用所加强^[3]。陶诗言等^[2]进一步指出,如果华北地区有静止锋停滞,同时从西南方向或西方有 α 中尺度涡旋东移,往往导致极端降水事件发生。“7.21”北京、河北极端降水事件恰恰是在有利的天气尺度环流背景下(高空槽伴冷锋型),由一个与西北地区的 α 中尺度涡旋(河套低涡)相联系的高降水效率的中尺度对流系统 MCS 东移并在太行山附近停滞所导致的,同时位于南海距离广东沿岸不远的台风的远距离影响也起到了关键作用。



图 1 2012 年 7 月 21 日 08 时至 22 日 08 时北京及周边地区国家级气象观测站所测 24 小时累积雨量(地图背景上叠加了地形,黑色粗虚线为 200 mm·24h⁻¹雨量等值线)

Fig. 1 The 24 h rainfall from 08:00 BT 21 July to 08:00 BT 22 July 2012 based on national surface meteorological observational network (The dash line is the isohyet of 200 mm·24h⁻¹)

1 导致北京特大暴雨的 MCS 系统的起源和演变

如前所述,北京特大暴雨是在典型的高空槽伴冷锋形势下,起源于河套地区的与一个 α 中尺度涡旋相联系的中尺度对流系统 MCS 的东移并且在太行山附近停滞所导致的。首先分析 MCS 的起源,再讨论其演变过程。

1.1 与 α 中尺度涡旋相伴的 MCS 的起源

图 2 为 7 月 20 日 20 时风云-2E 高分辨率红外云图叠加 700 hPa 观测和温度等值线,最明显的特征是一个存在于整个河套地区的具有类似台风的螺旋雨带特征的尺度在 700~800 km 的 α 中尺度涡旋,其大致的涡旋中心位于 700 hPa 地面冷锋的南侧的暖湿区域内,如图中黄色小圆圈所标示。这样一个类似热带气旋结构的涡旋是如何形成的? 图 3 给出了 7 月 20 日 08 时 700 hPa 观测和等高线。蒙古存在一个深厚冷涡,700 hPa 等压面上位于河套西北 200 km 左右存在一个与冷涡对应的西南南—东北北走向的西风槽,500 hPa 与上述深厚冷涡对应的西风槽(图略)比 700 hPa 槽略微偏西,基本为南北走向。副热带高压的 588 dagpm 等值线向西扩展到安徽和江西,其脊线大约位于 28°N,在 500 hPa 从青藏高原东部直到河套南部为西南气流,到河套黄河以北转为西风。在 700 hPa 上来自孟加拉湾的西南气流一直延伸至河套中部,再往北风向发生明显转向。从 700 hPa 流场上在西北地区大致可以识别出几个不同大小的中尺度涡旋(见图 3 上黄色圆圈所示),其中一个 α 中尺度涡旋位于河套内宁夏和甘肃庆阳范围,其余三个为 β 中尺度涡旋,分别位于黄河河套附近、河西走廊西端、青海西宁附近和甘肃南部。这些 700 hPa 上呈现的西北地区涡旋在气压场上几乎没有任何显示,主要体现在流场上,这一点似乎与经典的通过 700 hPa 上 304 dagpm 闭合等高线确定的西北涡(或西南涡)有一定区别^[2]。这些 β 中尺度和 α 中尺度涡旋或者通过两支不同方向气流相遇后的气旋性切变所导致,或者由于过山气流在位涡守恒的约束下所导致,或者由于地形阻挡导致的绕流所形成,还有一些其他的形成机制,这里不一一叙述。而一些 γ 中尺度涡旋既可以有上述两支不同方向气流相遇后的气旋性切变所导致,遇到

雷暴上升气流拉伸后会进一步加强,或者在强垂直风切变环境下,由水平涡度被强对流风暴内的强上升或下沉气流扭曲而形成,导致超级单体风暴。

上述热带气旋状涡旋形成可能与涡旋自组织机制密切相关。根据涡旋的自组织理论,这些尺度不同的涡旋之间通过非线性相互作用,可以最终导致高度组织化的更大尺度涡旋的形成^[4]。周秀骥等^[4]用理想的正压涡度方程对这一过程进行了理论分析。这与热带洋面上热带气旋生成的涡旋自组织现象非常类似^[5],只是下垫面情况很不均匀,但下垫面暖湿这一点是与洋面上类似的,况且位于冷锋前暖区,温度梯度很弱。迄今关于涡旋自组织的分析和研究都是使用理想模型,对于像此次具体实际过程,很难给出形成机理详细分析。图 4 给出了 20 日 12—18 时每隔两个小时的红外云图,大致可以看到这个类似热带气旋结构的 700~800 km 尺度涡旋的形成过程。位于河套内的宁夏和甘肃庆阳的 α 中尺度涡旋在向北缓慢移动中尺度有所增长,12 时在 EOS MODIS 高分辨率可见光云图上(图略),呈现出清晰的尺度为 200~250 km 的涡旋结构(红外云图上不是很明显)。西宁附近的 β 中尺度涡旋及其伴随的对流系统在 500 hPa 西南气流引导下向着河套地区的贺兰山的西南侧移动,河西走廊西端的 β 中尺度涡旋随着高空西风向东移动,在移动过程中逐渐消散。而在内蒙古西部在 11 时左右出现一个孤立的 γ 中尺度对流云团(图略),12 时已经发展得很强盛(图 4 左上),从相应的风云-2E 高分辨率可见光云图上可见明显的上冲云顶和低层出流边界,凭经验判断很可能是一个超级单体风暴(没有相应的多普勒天气雷达资料进行确认),因此可能具有一个 γ 中尺度中气旋,该孤立强对流雨团在东移过程中逐渐扩大尺度,14 时以后渐渐减弱,但没有消散。16 时以后在黄河后套(巴彦淖尔附近)附近的 β 中尺度涡旋上发展出对流,并逐渐加强,尺度逐渐增大,18 时位于黄河后套的南部。此时,类似热带气旋结构的大涡旋雏形已经形成,到 20 时发展得最具有组织性,结构最完整。贺兰山地形对这个类似热带气旋结构的大涡旋的形成可能起了一定作用:贺兰山前东南气流遇到贺兰山产生的绕流会在贺兰山西面形成尾涡,而贺兰山西面西风气流经过贺兰山由于位涡守恒会导致贺兰山东面涡度增大。周秀骥等^[4]指出,中尺度地形可能在涡旋自组织中起到关键作用。由于详细资料的缺少和地形下垫面的复

杂,很难对这一高度疑似涡旋自组织过程做更深入的分析。

事实上,西北高原地区毕竟不是下垫面平滑、温暖的和向上水汽输送充分的海洋。高原地区下垫面地形复杂,这样类似热带气旋带有螺旋雨带的 700~800 km 尺度的涡旋并没有维持长久,从 7 月 20 日 18 时形成,保持其形态直到 22 时,持续了 4 小时。从图 5 看到,7 月 20 日 20 时,作为这个 700~800 km 尺度涡旋的降水最强的部分,位于河套北部横跨黄河的 MCS 本身在低层也具有旋转特征,至少具有明显的气旋式涡度。而 MCS 中存在较强上升气流,因此整个 MCS 系统具有较大的垂直螺旋度。具有较强垂直螺旋度的系统会抑制具有最大扰动动能尺度的部分向更小尺度的能量串级输送,使得该系统具有更高的组织性和更长的生命史,以至于可以自我维持和发展^[6]。恰恰是该具有较大垂直螺旋度的尺度为 300 km 左右的 α 中尺度 MCS,合并其他对流雨团,在随后的时间里在有利的环境条件下东移和发展壮大,最终导致北京、天津和河北局部地区的特大暴雨。

从 7 月 20 日 08—20 时,700 hPa 上的涡旋发展为 MCS 系统,始终是在有利的天气尺度环境背景下。MCS 的发展始终位于高空槽东南方的西南暖湿气流里,位于地面冷锋南面的暖区内(图 5)。与 08 时相比,20 时中心位于贝加尔湖附近的深厚冷涡略微东移(图略),相应的 500 hPa 槽(图略)也略微东移,其正涡度平流区域位于上述横跨河套北部黄河的尺度为 300~400 km 的发展旺盛的 α 中尺度 MCS 系统的东北偏北方向,而 700 hPa 上该 MCS 的南部有明显的暖湿平流(图 2)。同时,在 20 日 20 时地图上,存在一条从四川一直伸向东北方向直到内蒙古东北部与蒙古交界处的低压倒槽,MCS 就位于低压倒槽的中段,低压中心位于四川西北部青藏高原边缘。

1.2 7 月 20 日夜间和 21 日凌晨 α 中尺度 MCS 的演化

如前所述,从 20 日 08—20 时,西北地区 700 hPa 上的几个大小不等的中尺度涡旋很可能通过非线性的涡旋自组织过程最终在河套地区形成一个具有螺旋雨带形态的类似热带气旋的尺度为 700~800 km 的 α 中尺度涡旋,但由于陆面上尤其是西北高原地区下垫面的极端复杂,这种类似热带气旋的

结构仅仅维持了 4 小时。20 日 22 时以后,一些螺旋雨带消失,一些螺旋雨带与构成上述类热带气旋涡旋最大的一块对流雨团,即图 5 中横跨河套地区北部黄河、尺度为 300 km 左右的 α 中尺度 MCS 合并。该中尺度对流系统 MCS 具有明显的垂直螺旋度,因此倾向于高度组织化和自我维持和发展,即虽然其中有单体不断消亡,但其自我维持机制又不断产生新的单体,并且保持其高度组织化,如果环境条件有利,系统可以长时间维持和发展。

20 日 20 时,银川、平凉、延安、太原、张家口和锡林浩特的探空显示上述探空站点的对流有效位能 CAPE 分别为 1300、500、550、770、1600 和 600 $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$,0~6 km 垂直风切变分别为 14、8、14、8、15 和 28 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。也就是说,20 日 20 时上述 MCS 周边的对流有效位能 CAPE 在弱到中等,深层垂直风切变也基本是弱到中等,但个别距离 MCS 稍远一些的站点如位于其东北方向约 500 km 的探空站点锡林浩特 0~6 km 垂直风切变达到 28 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的高值。另外,上述站点的地面露点都在 20℃ 左右,水汽条件比较好。

图 6 给出了 21 日凌晨 02 时的红外云图、地面观测和等压线。相对于 20 日 20 时,MCS 向东北和向东扩展,尺度明显增大,其尺度在西南—东北方向大约 500 km,而在东南—西北方向约 300 km,整个系统低层具有明显的气旋性切变和氣旋性渦度,因此具有明显的垂直螺旋度(考虑到 MCS 中的明显上升气流),在上述 α 中尺度 MCS 的东南侧和西南侧,还有数个具有氣旋性渦度的 β 中尺度 MCS 在发展。整个 α 中尺度 MCS 始终位于一条自四川盆地直伸向东北方向直到内蒙古东北部与蒙古交界处的西南—东北走向的低压倒槽内,并位于其西北侧蒙古冷锋前的暖区内。根据 NCEP 再分析资料,21 日 02 时 850 和 700 hPa 西南气流相对于 20 日 20 时明显加强,说明这期间低空暖湿平流加强,有利于条件性不稳定大气层结的维持和加强。另外,根据 20 日 20 时的高空天气图(略),20 时河套 MCS 的东北方向高空具有明显的正渦度平流,有利于该地区大尺度上升运动的发展。同时低层风场(850 hPa)显示 20 时 MCS 的东北方向和其东部地区位于低层东南风和西北风或东北风之间的辐合切变区,为新的对流单体的生成提供了抬升触发机制。

图 7 为 21 日 08 时的红外云图、700 hPa 等压面观测和等高线。上述 α 中尺度 MCS 在 21 日 02 时

以后继续向东和东北方向移动并发展,始终位于高空槽前冷锋东南的暖区内,MCS 的西北边缘与冷锋前沿重合,其主体位于冷锋前暖区的西南—东北向的低压倒槽内(图略)。整个 MCS 呈现扭曲的“S”形,其 700 hPa 风场显示明显的 α 中尺度涡旋结构,涡旋中心如图中小黄圈所示,该中心位于河套东北部的陕北、内蒙古和山西交界处的陕西府谷和山

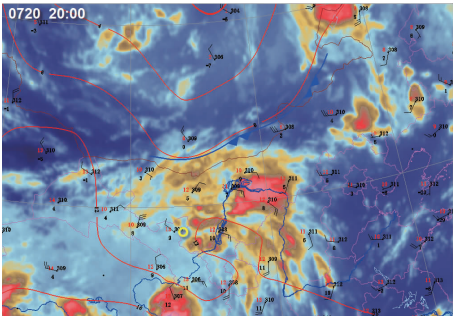


图 2 2012 年 7 月 20 日 20 时风云-2E 高分辨率红外云图,叠加 700 hPa 等压面风矢量、温度、露点观测以及等温线
(深蓝色齿状粗线代表地面冷锋,黄色空心小圆圈代表 α 中尺度涡旋环流的中心)
Fig. 2 FY-2E IR image and 700 hPa observations and isothermal contours at 20:00 BT 20 July 2012

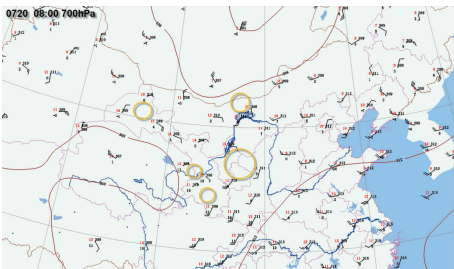


图 3 2012 年 7 月 20 日 08 时 700 hPa 观测和高度场等值线
(黄色圆圈为从风场上主观判断的中尺度涡旋)
Fig. 3 The 700 hPa weather map and identified mesoscale vortex at 08:00 BT 20 July 2012

西河曲附近。此时 MCS 的纵向尺度(西南南—东北北)约为 800 km,横向尺度大致在 400~500 km 左右,其主体呈西南南—东北北走向,自陕西中部和山西南部向东北偏北方向扩展到河北西北部张家口市和内蒙古的通辽市、锡林郭勒盟和兴安盟,向西扩展到宁夏的贺兰山东麓,向东扩展到太行山东麓的河北保定市和石家庄市。该 MCS 呈现出的 α 中尺度涡旋结构表明其具有相对高的组织性和较大的垂直螺旋度,因此具有较强的自我维持和发展的能力,在有利的大尺度背景条件下,会自我维持、更新和发

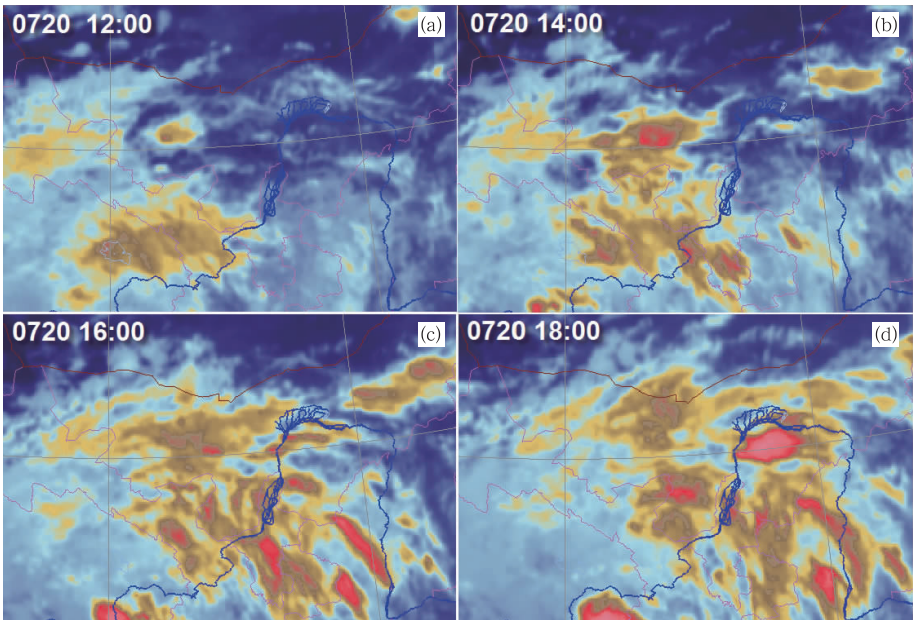


图 4 2012 年 7 月 20 日 12—18 时风云-2E 红外云图显示的河套地区中尺度涡旋对流系统的形成

Fig. 4 The formation of the mesoscale rotating MCS shown by FY-2E IR images at 12:00, 14:00, 16:00 and 18:00 BT 20 July 2012

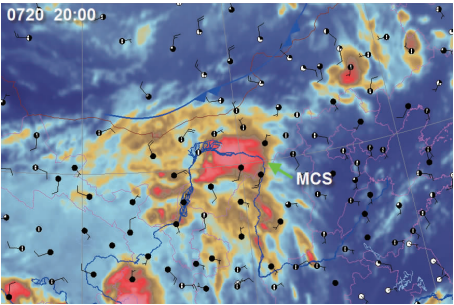


图 5 2012 年 7 月 20 日 20 时红外云图
和地面观测的风场
(锯齿状粗蓝线为地面冷锋)

Fig. 5 FY-2E IR image and
observed surface wind
at 20:00 BT 20 July 2012

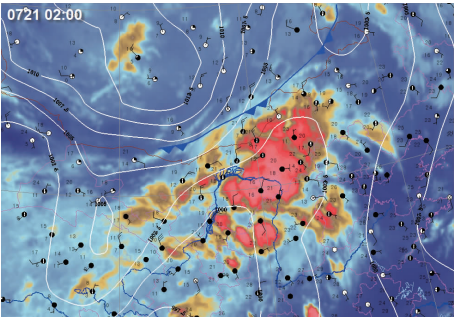


图 6 2012 年 7 月 21 日 02 时红外云图、地面
观测和海平面气压等压线(白色实线)
(锯齿状粗蓝线为地面冷锋)

Fig. 6 FY-2E IR image, surface
observations and sea-level pressure
contours at 02:00 BT 21 July 2012

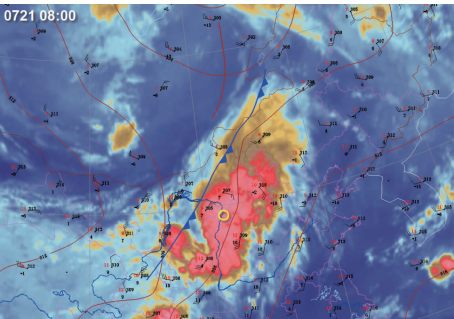


图 7 2012 年 7 月 21 日 08 时红外云图、
700 hPa 观测和等高线
(锯齿状粗蓝线为地面冷锋,棕色实线
为 700 hPa 槽线,黄色小圆圈为与
MCS 相联系的 700 hPa 涡旋的中心)

Fig. 7 FY-2E IR image and 700 hPa
weather map at 08 BT 21 July 2012

展。在未来的十几个小时内,该具有明显旋转特征和高垂直螺旋度的 α 中尺度强大 MCS 缓慢向东移动和发展,导致了北京及其周边的河北和天津部分地区的特大暴雨。

2 7 月 21 日北京及其周边环境

图 8 给出了 7 月 21 日 08 时 500 hPa 天气图,叠加了同时的红外云图。北方深厚冷涡中心位于贝加尔湖附近,相应高空槽从贝加尔湖一直向南延伸到河套中部的银川附近,另一条槽线位于四川北部。从图中可见,黄色方块代表的北京区域位于上述 MCS 的东部边缘,而该 MCS 始终位于地面冷锋前的暖区。北京上空正涡度平流明显,而 700 hPa 图上显示北京地区存在明显暖湿平流,200 hPa 高空北京上空为非常明显的发散流场,具有明显的辐散(需要指出并非所有发散流场都对应辐散),因此非常有利于天气尺度上升运动的发展。21 日 08 时, T639 给出的垂直速度诊断场表明北京上空为上升气流区,其中 700 hPa 最大上升气流区从河套南部的陕西宝鸡一带向东北方向经过宁夏、内蒙古中部再到河北北部与内蒙古赤峰交界处。上升气流核心位于呼和浩特市附近,数值为 $-72 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,大致相当于 $0.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$;北京西北部上空 700 hPa 上升气流为 $-12 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,相当于 $0.15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$;北京 500 hPa 垂直速度分布与 700 hPa 垂直速度分布完全一致,其位于呼和浩特市附近的极值为 $-114 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,相当于 $1.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,而北京西北部上空 500 hPa 上升气流为 $-18 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,相等等于 $0.25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。由此可

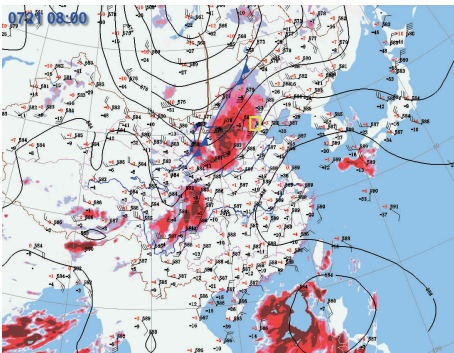


图 8 2012 年 7 月 21 日 08 时 500 hPa 天气图,
叠加同时的红外云图
(棕色实线为槽线,黄色方框标出北京区域)

Fig. 8 The 500 hPa weather map with IR image
at 08:00 BT 21 July, 2012

见 MCS 上空环境背景的上升气流是很强的,主要归结于明显的高空正涡度平流和 700 hPa 温度平流的强迫,而且背景上升气流极值附近的探空站点(如延安、鄂尔多斯、呼和浩特和平凉等)的探空曲线显示,由于 MCS 中深厚湿对流的充分垂直搅拌作用,其温度廓线接近于湿中性层结,因此在涡度平流和温度平流强迫下产生很强的背景环境上升气流^[7],而 MCS 边缘还没有发生深厚湿对流的北京西北部对流层中低层(700~500 hPa)背景上升气流就只有 0.1~0.2 m·s⁻¹量级,尽管也是不小的值,但比起 MCS 活跃区的背景上升气流还是小得多,而 21 日 08 时北京中心地区上空的 700~500 hPa 高度背景上升气流不到 0.1 m·s⁻¹,只有几个 cm·s⁻¹量级。21 日全天,随着 MCS 系统的向东扩展,最大背景上升气流区也随着向东扩展。500 hPa 高空槽东南侧是西伸的副热带高压,它的存在阻挡了西风槽的东移,是槽前 MCS 移动缓慢的原因之一,而 MCS 移动缓慢是导致北京、河北和天津特大暴雨的主要原因之一。

2.1 7 月 21 日北京周边的与强降水有关的主要环境参数

表 1 中列出了根据北京、太原和邢台三个探空站 7 月 21 日 08 时探空计算得到的对流有效位能 CAPE、0~6 km 风矢量差(深层垂直风切变)、可降水量、地面露点、抬升凝结高度和 0℃层高度。08 时北京、太原和邢台的对流有效位能分别为 950、720 和 1300 J·kg⁻¹,北京 14 时有加密探空,根据该探空计算,14 时北京上空的 CAPE 从 08 时的 950 增加为 14 时的 2100 J·kg⁻¹,而根据 14 时太原和邢台的地面露点和温度对 08 时探空计算的 CAPE 进行订正,得到 14 时太原和邢台的 CAPE 订正后的值分别为 1570 和 2880 J·kg⁻¹。在绝热无摩擦和忽略压力扰动的假定下,可以证明上述根据理想情况下的气块法得到 CAPE 值与对流单体

内单凭浮力作用可以达到的最大上升气流速度值的关系为 $V_{\max} = (2CAPE)^{0.5}$ 。根据上述公式,按照北京 14 时 CAPE 值(2100 J·kg⁻¹),可以得到对流单体内最大上升气流速度约为 65 m·s⁻¹。根据 Markowski 等^[8],由于忽略了气压扰动项和未考虑上升气块与周围空气的混合,交换热量和物质,上述公式大大夸大了对流单体内可能达到的最大上升速度,实际的最大上升气流最有利情况下也不会超过上述理想值的三分之二,一般不会超过其理想值的二分之一。因此,导致北京特大暴雨的 MCS 中强对流单体内的最大上升气流应该不超过 30 m·s⁻¹,其值位于 20~30 m·s⁻¹区间的可能性较大。21 日 08 时,北京、太原和邢台 0~6 km 风矢量差分别为 14、16 和 14 m·s⁻¹,属于中等强度的深层垂直风切变。到了午后 14 时,北京 0~6 km 风矢量差迅速增加为 26 m·s⁻¹(图 9),深层垂直风切变成为很强。同样,根据石家庄 SA 天气雷达速度方位显示风廓线 VWP 产品(图略),在 14 时以后,石家庄雷达上空 0~6 km 风矢量差也达到 20 m·s⁻¹,成为强垂直风切变。考虑到北京、河北和天津的最强降水主要出现在 21 日 14 时以后,因此北京(包括河北和天津部分地区)的特大暴雨出现在对流有效位能在 2000 J·kg⁻¹左右,0~6 km 深层垂直风切变超过 20 m·s⁻¹的环境下。中国的大多数极端强降水一般出现在深层垂直风切变较弱的环境下^[9],而此次“7.21”北京极端暴雨的一个特点是环境深层垂直风切变较强。强的垂直风切变容易导致 γ 中尺度涡旋(中气旋)和超级单体的形成^[10-11], γ 中尺度对流会呈现更高度的组织性。事实上,在 21 日下午影响北京的 MCS 雨团中,的确形成了 20 多个具有 γ 尺度涡旋的超级单体,其中一个在通州区产生强降水的同时,产生了一个 F1 级龙卷,导致 2 人死亡,多人受伤。

从探空曲线形态看,北京 08 时探空地面至 850 hPa 温度露点线很近,700~600 hPa 有一个明

表 1 2012 年 7 月 21 日北京及其周边主要环境参数							
Table 1 Main environmental parameters in Beijing and surrounding areas							
		CAPE/J·kg ⁻¹	0~6 km 风矢量差/m·s ⁻¹	可降水/mm	地面露点/℃	LCL/km	0℃层/km
北京	08 时	950	14	47.8	24	0.6	5.0
	14 时	2100	26	57.6	25		
太原	08 时	720	16	53.7	21	0.2	5.3
	14 时	1570			22		
邢台	08 时	1300	14	64.5	25	0.8	5.3
	14 时	2880			26		

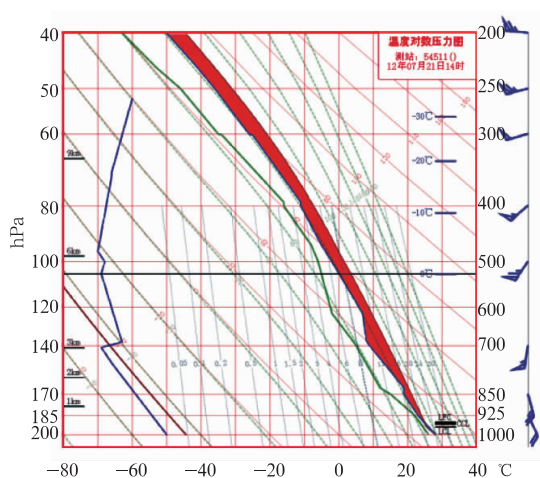


图 9 2012 年 7 月 21 日 14 时北京探空曲线

Fig. 9 Sounding from Beijing at
14:00 BT 21 July 2012

显干层,600 hPa 以上温度露点线又挨得很近,空气几乎饱和。而太原和邢台探空从地面到高空温度和露点曲线挨得很近,整层相对湿度较大,有利于高的降水效率。而北京午后 14 时探空(图 9)显示除了地面至 850 hPa 温度和露点线很接近,因而相对湿度较大外,再往上温度和露点线离开有相当距离,温度露点差多在 5°C 以上,不是很有利于产生高的降水效率。三个探空站点 0°C 层高度都在 5.0 km 以上,而抬升凝结高度都不超过 0.7 km,这样暖云层很厚,有利于提高降水效率^[12]。北京 14 时探空垂直风切变很强,这一点是不利于高降水效率的。因此总体上说来从环境条件不能明确判定北京地区对流降水是否具有较高降水效率。不过,由于导致降水的 MCS 尺度很大,一旦在 MCS 覆盖下,整层空气都会趋于饱和,即便垂直风切变较大,导致很明显的长云砧的多数也仍然会在 MCS 覆盖范围内,因此降水效率应该很高,这与孤立的局地对流的情况完全不一样。降水强度正比于产生降水的对流云中的水汽通量和降水效率的乘积,从以上推断,整个 MCS 系统的降水效率应该很高,如果产生降水的对流云中水汽通量很大,则可以产生很大的雨强。从表 1 中看到,代表局地水汽条件的可降水和地面露点在北京、太原和邢台都具有很高的值,可降水量 PW 都明显超过 40 mm,露点普遍在 24°C 以上,况且北京的可降水量 PW 从 08 时的 48 mm 迅速增加到 14 时的 58 mm,说明局地水汽量 08 时就已经不小,而上午还有明显的向着北京的水汽输送并在北京有明显水汽通量辐合,导致可降水量明显增加,远

远超过 7 月下旬的气候平均值。而北京 14 时加密探空计算得到的 $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右的 $CAPE$,将会导致较大的对流单体内的上升气流,再加上高的降水效率,具有产生很强的降雨率的潜势。

Davis^[12]总结了有利于较强对流降水率的几个条件,包括:(1)具有深厚湿层因而具有很高的可降水量;(2)中等强度的 $CAPE$ 值 ($1500 \sim 2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$);(3)狭长的 $CAPE$ 区域,意味着较低的暖云底和高平衡高度;(4)相对弱的垂直风切变。除了最后一条,其他几条此次北京极端降水过程的环境条件都符合(图 9)。

2.2 强烈低空急流与台风远距离影响

对比图 10a 和 10b,可以看出,在 7 月 21 日 08 时,水汽输送还是以来自孟加拉湾的西南水汽输送通道为主。而到了 21 日 14 时,来自太平洋南海和东海的水汽输送通道占了支配地位。两条水汽通道在河北和北京地区汇合,一方面为降水提供了丰富的水汽,另一方面低层暖湿气流的输送也为维持一定的对流有效位能,从而为维持 MCS 的对流提供了保证。

MCS 东南面这支东南风和南风低空急流的建立与台风的远距离影响密切相关。从图 8 和图 10 都可以看到,2012 年第 8 号台风韦森特位于广东东南 $100 \sim 200 \text{ km}$ 的南海海面上,此时为强热带风暴,热带气旋低压和副热带高压之间形成的强气压梯度,有利于通向华北地区的东南风/南风低空急流的建立。不像来自孟加拉湾的西南低空急流要跨过云贵高原,这支来自东海和南海的低空急流只经过平原地区就到达华北地区,急流所在高度较低,水汽含量更大,水汽输送效率大大提高。关于热带气旋对我国北方暴雨的远距离影响,丛春华等^[13]做了系统的分析和总结。

北京 SA 多普勒天气雷达的速度方位显示风廓线表明,21 日 08 时,北京地区 2 km 以下为 $8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右的南风;11 时 30 分以后,低层风速明显增大,在地面以上 1.5 km 高度附近出现 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的东南风,标志着以东南风/南风低空急流在北京附近的建立。14 时前后,低空急流由东南风转为南风,1.5 ~ 2.0 km 之间多次出现 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 强低空急流,在 1.0 km 高度,风速也达到 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的南风(图 11),而且低空急流表现出明显的脉动特征,随时间有高频的变化。北京 SA 雷达反演风场显示的低空

急流一直持续到 21 日 20 时,从 14 时到 20 时,1.5~2.0 km 高度一直存在 16~20 m·s⁻¹ 的南风,靠近地面的最底层(0.3~0.6 km)往往为东风和东南风,然后随着高度增加迅速转为南风,从 4.0 km 高度开始又转为西南风急流,风向随高度顺时针旋转,垂直风切变很强。20 时以后北京上空低空急流明显减弱,最底层(0.3 km)开始出现西北气流,高空西南急流虽然也有所减弱,但仍然保持 16 m·s⁻¹

以上风速,垂直风切变依然明显。石家庄 SA 雷达 VWP 产品显示(图略):21 日 08 时,石家庄地区 0.6~1.0 km 之间为 12 m·s⁻¹ 偏南风,靠近地面 300 m 处为 8 m·s⁻¹ 东南风;09 时 30 分左右,1.2 km 处开始出现 16 m·s⁻¹ 较强偏南风低空急流,10 时 30 分左右在 2.0 km 处开始出现 20 m·s⁻¹ 的偏南风急流(比北京地区出现强低空急流超前 2 小时左右),13 时之后,20 m·s⁻¹ 的急流出现在 0.6~

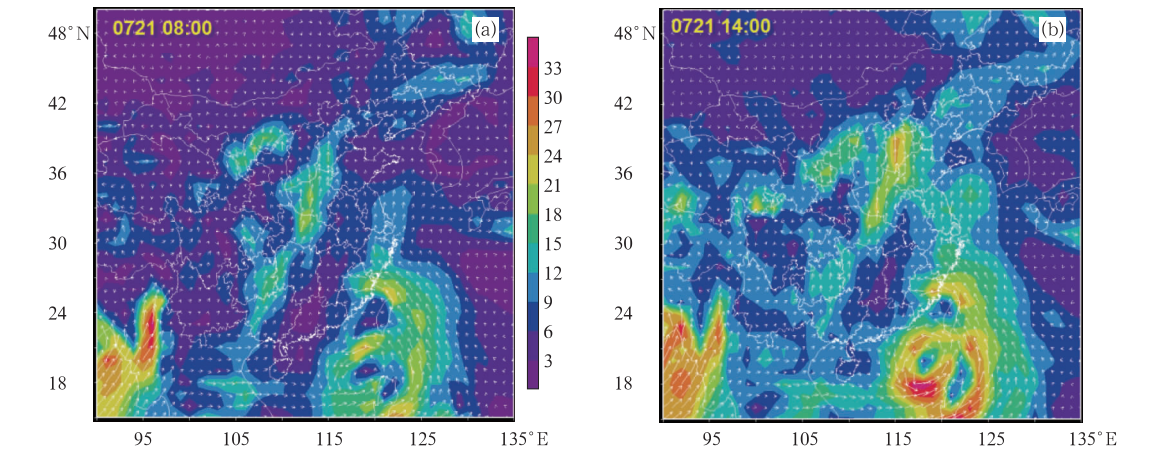


图 10 根据 NCEP 分析资料得到的 2012 年 7 月 21 日 08 时(a)和 14 时(b)850 hPa 水汽通量
Fig. 10 The 850 hPa moisture flux at 08:00 BT and 14:00 BT
12 July 2012, respectively, based on NCEP analysis

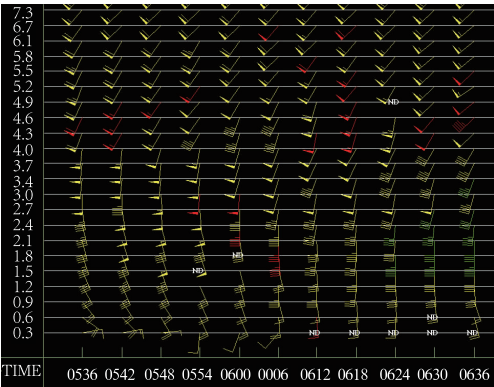


图 11 北京 SA 多普勒天气雷达速度方位
显示风廓线
(时间截取了从 7 月 21 日 13:36 持续到 14:36
的 1 小时时段,每个 6 分钟间隔生成一条
垂直风廓线。纵坐标为雷达以上高度(km),
横坐标为时间(世界时),风羽的一满杠
表示 4 m·s⁻¹,半杠为 2 m·s⁻¹,
一个三角旗代表 20 m·s⁻¹)

Fig. 11 VWP products from Beijing Doppler
weather radar, the time period from 05:36
to 06:36 UTC 21 July 2012

1.5 km 高度,从 0.6~0.9 km 处的偏南风转为 1.5 km 处的西南偏南风,其强度存在明显脉动,弱的时候在 16 m·s⁻¹,强的时候可达 24 m·s⁻¹,17 时以后上述急流强度有所减弱,但仍维持在 14~16 m·s⁻¹ 之间。考虑到从太行山东麓的石家庄到北京一带地面露点很高,普遍在 24~25℃ 之间,水汽含量大,可降水量在 55 mm 以上,远远超过这一时期的气候平均值,同时在 1.5 km 以下高度存在 20 m·s⁻¹ 的强偏南风低空急流,因此对于水汽的输送是非常有效的,为此次特大暴雨过程提供了充分的水汽供应。

另外需要着重强调的一点是北京西部和北部为燕山山脉,强烈的暖湿低空急流遇到燕山山脉阻挡,低层会出现回流,也有部分急流会翻越燕山。低层回流导致燕山东南边的北京地区出现明显的气流辐合,翻越燕山的气流会受到山脉地形的拖曳作用产生减速,也会导致低空急流在北京上空形成辐合,因此造成北京地区低层存在明显的水汽通量辐合,对局地大暴雨的产生提供了很充足的水汽源。

2.3 MCS 系统移动缓慢

图 12 给出了 7 月 21 日 08—20 时每隔 4 小时的红外云图,显示在此 12 小时内导致北京大部分地区强降水的 MCS 系统移动缓慢。其紧西面的 500 hPa 高空槽 12 小时在 10°N 线上移动了 1.5 个纬距,大约 120 km 左右,平均每小时只向西移动 10 km。位于 MCS 西北的地面冷锋上述 12 小时内向东南方向移动了 500 km 左右,从内蒙古与蒙古边境的二连浩特一带移动到北京的西北边境,移速在每小时 40 km 左右。MCS 始终位于地面冷锋前,地面冷锋于 22 日凌晨移过北京后,强降水趋于停止。从图中可见,在上述 12 小时内,MCS 系统在大部分

时间里呈西南南—东北北走向的带状分布,从陕西中部山西南部一直扩展到河北东北部,纵向尺度超过 800 km,横向尺度为 400 km 左右。在该 MCS 的西南边,有距离很近的位于陕西中部和西南部的另外数个 MCS。所关注的华北 MCS 和其西面的高空槽移动缓慢的原因之一是东南面副热带高压的阻挡;移动缓慢的另一个原因是 MCS 风暴承载层的平均风为西南偏南风,与 MCS 主轴走向和其下垫面吕梁山与太行山的走向一致,地形阻挡作用和地形对新生对流的触发作用导致 MCS 的后向传播效应致使该 MCS 西移缓慢,有利于北京地区极端降水的产生。

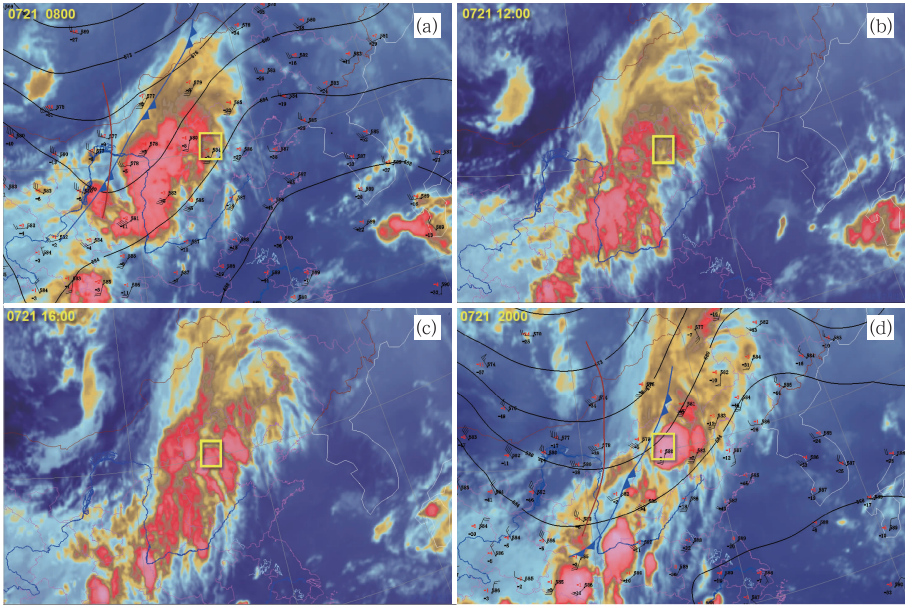


图 12 2012 年 7 月 21 日 08、12、16 和 20 时红外云图
(其中 08 和 20 时红外云图上叠加了 500 hPa 等压面观测、等高线
以及地面锋面(蓝色锯齿线),黄色方框为北京市大致范围)

Fig. 12 IR images at 08:00, 12:00, 16:00 and 20:00 BT 21 July 2012, with
superimposition of 500 hPa weather maps and surface fronts
on the 08:00 and 20:00 BT IR images

北京的大暴雨是由上述 α 中尺度 MCS 中的 β 中尺度对流雨团相继经过北京所导致的。大约 21 日 10 时左右,第一个 β 中尺度对流雨团引入北京;13 时左右,第二 β 中尺度对流雨团进入北京;14 时 30 分前后,第三个 β 中尺度对流雨团进入北京;16 时 30 分前后最强的一个 β 中尺度对流雨团进入北京,使得从 17—21 时北京一直持续强降水,该 4 小时时段的降水对于北京的极端降水事件的贡献在

50%以上。在 18 时以后,位于山西河北太行山一线的降水明显减弱,而北京及其以南河北部分地区降水依然强劲。在上述有利的大尺度环流和地形的条件下,相继数个 β 中尺度对流雨团的经过导致了北京的极端降水事件。同时,降水呈现出明显的间歇性,上述几个雨团经过之间的间隙有弱降水的间歇期,其中 16 时 30 分左右进入北京的 β 中尺度对流雨团在北京造成从 17—21 时持续 4 小时的强降水,

对北京极端降水事件的贡献最大。

2.4 MCS 系统的维持

导致北京极端降水的 α 中尺度 MCS 从 2012 年 7 月 20 日下午 18 时前后在河套地区形成,到 22 日 14 时左右在渤海西部上空消散,共持续了 44 小时。是什么原因使得该 MCS 系统持续如此长的时间?

首先,从 20 日 18 时到 22 日 02 时,MCS 低层地面附近一直存在明显的涡旋结构,而从 20 日 20 时到 21 日 08 时,该涡旋结构一直垂直扩展到 700 hPa。在 21 日 08 时以后虽然 MCS 在高空图上不再有明显涡旋结构,但一直到 22 日 08 时都具有气旋式涡度,从地面一直扩展到 700 hPa 以上高度,与上升气流结合形成较强的正的垂直螺旋度。正如 Lilly 的理论分析所表明的^[7]:具有较强垂直螺旋度的对流系统会抑制具有最大扰动动能尺度的部分向更小尺度的能量串级输送,使得该系统具有更高的组织性和更长的生命史,以至于可以自我维持和发展。另外,MCS 位于 500 hPa 高空槽前的正涡度平流区和地面冷锋前的暖区,同时 200hPa 高空呈现为发散型流场的强辐散区,也就是说 MCS 位于天气尺度上升气流区的有利环境下。

从构成 MCS 的对流单体角度分析,对流的发展使低层暖湿空气上升,高空干冷空气下降,从而使大气回到静力稳定状态。对于移动型的对流,其维持要求其下游大气处于条件不稳定并具有充足的低空水汽使得对流可以在下游继续。而原地维持的对流要求本地低层不断有暖湿气流补充和/或高空有明显冷平流。上述 MCS 在 20 日 18 时前后在河套地区形成后,沿着高空风向东北偏东方向移动,该方向上的几个探空站在 20 日 20 时都显示具有较温和的对流有效位能 CAPE 和较低的对流抑制 CIN,有利于 MCS 系统向下游发展。从 20 日夜间的红外云图看,该 MCS 系统在夜间有所加强,而 20 日 20 时探空显示夜间 MCS 发展地区高空(500 hPa)不存在明显冷平流,而 NCEP 分析资料显示 21 日 02 时

比 20 日 20 时 850 hPa 低空急流有明显增加,因此低空水汽平流输送加强导致低层露点增加,而地面温度没有明显下降,这可能导致 CAPE 增加,从而使 MCS 加强。20 日 20 时探空显示北京地区 500 hPa 上空存在明显冷平流,这可以在一定程度上抵消北京夜间地面温度下降导致的北京地区对流有效位能 CAPE 在夜间的急剧下降,因而在 21 日 08 时北京上空对流有效位能 CAPE 达到将近 1000 J · kg⁻¹。不过此时,北京上空 500 hPa 高度已经不存在冷平流,而是弱的暖平流,直到 21 日 20 时都是如此。只是由于 21 日上午北京地区低层温度和露点缓慢增加,特别是 11 时 30 分以后强烈的偏南暖湿低空急流的发展才使 21 日 14 时北京加密探空呈现出超过 2000 J · kg⁻¹的较高 CAPE 值。

表 2 给出了 7 月 20 日 20 时到 21 日 20 时北京探空的主要热力参数,包括代表对流层中低层温度递减率(静力稳定度)的 850 与 500 hPa 温差,代表低层温湿条件的地面和 850 hPa 的温度和露点,代表气柱水汽总量的可降水量(PW),以及由静力稳定度和水汽条件确定的对流有效位能 CAPE。从表中看出,20 日 20 时和 21 日 08 时北京探空的 850 和 500 hPa 温差同为 23℃,对应的温度直减率约为 5.5℃ · km⁻¹,略高于对应温湿廓线附近的湿绝热递减率 5℃ · km⁻¹,所以 CAPE 都是呈狭长形分布。20 日 20 时和 21 日 08 时地面露点都是 24℃,但由于前者地面温度明显高于后者,所以 CAPE 也是前者明显高于后者。20 日 20 时和 21 日 08 时的 CAPE 分别为 2500 J · kg⁻¹和 950 J · kg⁻¹。21 日 14 时 850 与 500 hPa 的温差仅为 21℃,相应的温湿廓线对应的湿绝热线在 850 和 500 hPa 之间的温差也是 21℃,也就是说 850 和 500 hPa 之间平均的条件稳定度为 0。不过仔细考察一下北京 14 时探空(图 9),可以看到在 880~680 hPa 之间的温度直减率明显高于相应的湿绝热递减率。此外,地面至 850 hPa 的温度递减率也明显高于相应的湿绝热递减率,同时地面露点高达 26℃,导致 14 时探空对应的 CAPE 高达 2000

表 2 2012 年 7 月 20 日 20 时至 21 日 20 时北京探空主要热力参数

Table 2 Main thermodynamic parameters during 20:00 BT 20 to 20:00 BT 21 July 2012 from Beijing sounding					
	(850~500 hPa)温度/℃	地面温度,露点/℃	850 hPa 温度,露点/℃	可降水量 PW/mm	CAPE/J · kg ⁻¹
20 日 20 时	23	31,24	20,10	42	2500
21 日 08 时	23	28,24	18,17	48	950
21 日 14 时	21	28,26	19,15	58	2100
21 日 20 时	19	24,24	19,13	56	0

$\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，其形状也是狭长形，属于以强降水为主，通常不伴随强冰雹和雷暴大风的强对流类型^[14]，为午后北京的长达数小时的持续强降水提供了部分能量和非常有利的环境。此外，从 20 日 20 时到 21 日 14 时，北京探空给出的可降水量也是持续增加的，从 20 日 20 时的 42 mm，增加到 21 日 08 时的 48 mm，再进一步增加到 21 日 14 时的 58 mm。21 日 08—14 时可降水量 PW 的迅速增加与位于南海的台风引起的东南和南风低空急流的发展与加强，以及北京地区地形作用导致的水汽通量辐合中心位于北京地区密切相关。

一个有趣的现象是 21 日 20 时北京探空(图 13)显示其上空对流有效位能 $CAPE$ 为 0，而 19—20 时期间探空站附近降水很大。850~500 hPa 温度差为 19°C ，温度直减率略微小于其湿湿廓线对应的湿绝热直减率，不过温度廓线与湿绝热等值线贴得很紧(图 13)，也就是说尽管条件静力稳定度是正的，但其值非常小，因而对于从上游移动过来的对流单体抑制不大。位于北京上风向的太原和邢台的对流有效位能分别为 1300 和 $2900 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，而 19—20 时北京探空站上空的对流雨团是从西南方向移过来的。尽管存在对流雨团顶部的辐射降温，19 时之前的北京探空站所在区域经历对流强降水的垂直搅拌作用和潜热加热还是耗尽了该区域内的对流有效位能，而 19—20 时该区域内接近湿中性条件的非常小的条件静力稳定度值使得随后从上游地区移来的对流雨团在该地区上空遭受的衰减不大，只是该区域内已经不再会有新的对流单体生成。事实上，20 时以后，该区域上空的对流雨团移向东边，在北

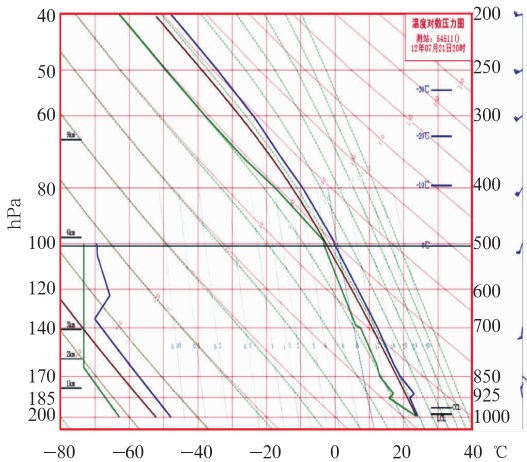


图 13 2012 年 7 月 21 日 20 时北京探空

Fig. 13 Beijing sounding at 20:00 BT 21 July 2012

京东部和北京以南和东南的河北固安和天津廊坊等地继续产生强降水，位于北京以东 200 km 外的河北乐亭探空显示该处 20 时的 $CAPE$ 值为 $960 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，为东移的对流系统提供能量和有利的维持条件。

3 强降水回波结构分析

3.1 列车效应

图 14 给出了降水最强的北京西南地区两个国家级观测站点 7 月 21 日 08 时到 22 日 08 时逐小时雨量。可以明显看出降水的间歇性，主要集中在三个时间段：(1)21 日 10—14 时；(2)21 日 15—20 时；(3)21 日 22 时至 22 日 02 时。其中第二个时段降水最强，在第二个时段中的 18—20 时北京房山区东部、北京城区和大兴区的降水尤其剧烈(图略)。而北京东部郊县(区)和靠近北京南部的河北和东南部的天津部分地区的降水时间分布与北京西南部不同，21 日 20 时至 22 日 04 时降水最强。

图 15 给出了北京 SA 雷达 1.5° 仰角反射率因子从 21 日 10 时开始每隔 1 小时间隔的回波图。这一时段影响北京的对流降水系统主要来自两个方向：一是对流雨团沿着太行山东麓的河北涞源、易县和涞水进入北京向东北移动影响北京西南的房山、门头沟和西北部的昌平和延庆；二是 10:20 前后在河北徐水、安新、任丘一线沿着地面东北风和东南风之间的辐合线有对流触发并发展(图略)，该西北—东南向的线状对流在高空西南偏南气流引导下进入北京，先是影响北京南部大兴、然后是北京城区、通县、顺义、怀柔、平谷和密云。该线状对流西端与沿太行山东麓进入北京西南的对流雨团合并加强，经过北京城区以后，该线状对流演变为分立的几个强对流雨团。而沿太行山东麓进入北京的对流雨团受到太行山地地形明显影响，在低层东南风和南风作用下不断有新的对流单体沿着太行山东坡触发，生成的单体由于来自东南和南风低空急流的充分水汽供应和低层暖湿气流进入而加强和维持。图 14 显示 21 日 13—14 时门头沟观测站出现 1 小时累积雨量超过 50 mm 的高值，从雷达回波(图略)分析发现在 13—14 时期间先后有两个强度在 $45 \sim 50 \text{ dBz}$ 的 β 中尺度对流雨团经过该站点。

21 日 18—20 时是北京房山区东部和北京城区

和大兴区降水最猛的两个小时。图 16 给出了 18 时至 19:30 每隔 30 分钟的北京 SA 雷达 1.5°仰角反射率因子图。大片 45~55 dBz 强回波不断从房山、北京城区和大兴区移过,形成列车效应^[15-16],导致上述地区的极端降水。而列车效应形成的主要原因有:(1)低层东南和偏南暖湿急流遇到太行山东坡导

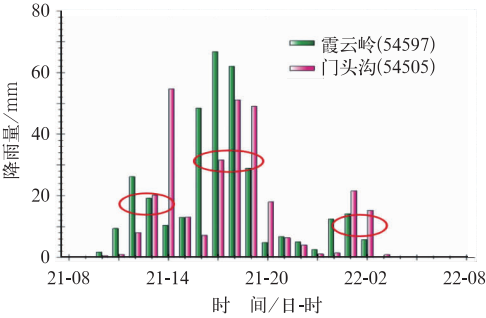


图 14 2012 年 7 月 21 日 08 时至 22 日 08 时北京西南部房山区霞云岭和门头沟区门头沟国家气象观测站所测逐小时雨量(孙军提供)

Fig. 14 Hourly rainfalls at Xiayunling (green) and Mentougou (red) from 08:00 BT 21 July to 08:00 BT 22 July 2012 (unit: mm)

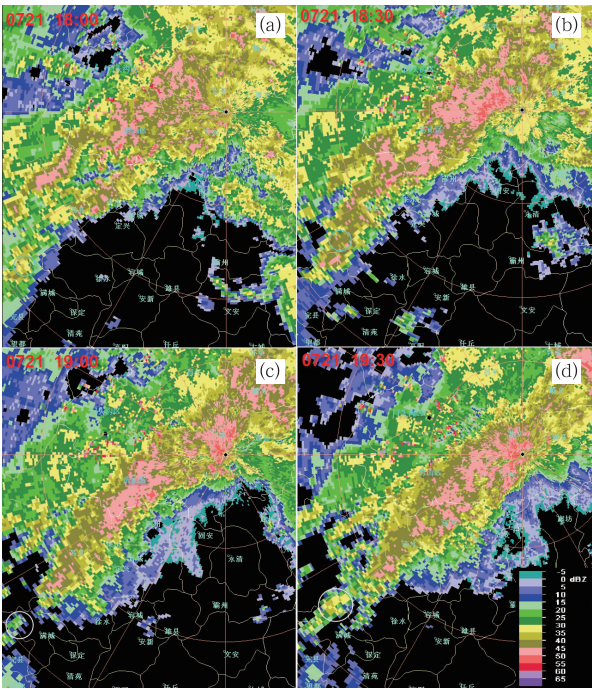


图 16 2012 年 7 月 21 日 18—19 时 30 分间隔 30 min 的北京 SA 雷达 1.5°仰角反射率因子

Fig. 16 Beijing radar 1.5°elevation images at 18:00, 18:30,19:00,and 19:30 BT 21 July 2012

致地形抬升,形成较强上升气流触发对流,如图 16 中 18 时图西南部的浅蓝色圆圈所标为由于地形触发新生的对流;(2)对流生成后沿着风暴承载层平均风—西南偏南风向着东北偏北方向移动,移动过程中有所加强(图 16 中 18:30 图浅蓝色圆圈);(3)不断地有对流单体像刚才那样不断生成(图 16 中 19 时图西南部白色圆圈所示),生成后在向下风向移动过程中加强(图 16 中 19:30 图西南部白色圆圈所示),不断替代前面衰减的对流单体,形成明显的后向传播^[16-18]。在 18—20 时的 2 小时内,一方面整个 α 中尺度的 MCS 对流雨带在高空槽推动下缓慢东移,同时其西南端由于地形抬升触发不断有新的 γ 中尺度单体形成,然后沿着风暴承载层平均风西南偏南风向东北偏北方向移动加强,形成列车效应,导致这一时段北京房山、北京城区和大兴区的强降水。

21 日 21 时以后,由于冷锋加速从西北向东南推进,原来向东北偏北方向移动的回波转为向东北方向移动,移动矢量的偏东分量明显加大。新生的对流一部分在 22 日 00 时以前仍由低层偏南急流在太行山东坡抬升所触发,另一部分新的对流则由平原地区的低层辐合线所触发;对流内降水导致的下沉气流在地面附近向四周辐散,与周边暖湿气流之

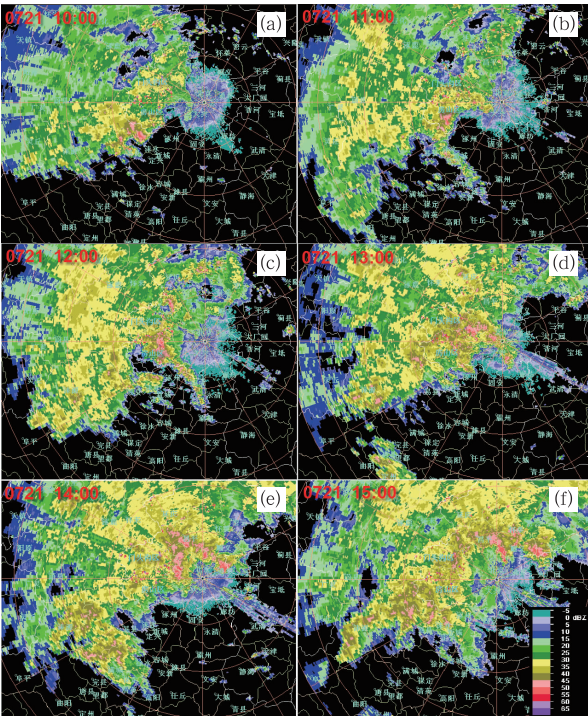


图 15 2012 年 7 月 21 日 10—15 时北京 SA 雷达每隔 1 小时 1.5°仰角反射率因子图

Fig. 5 Beijing radar images at 1.5° elevation 1 h interval from 10:00 to 15:00 BT 21 July 2012

间形成辐合线(出流边界或阵风锋)。22 日 00 时以后主要由上述低层边界层辐合线所触发,触发后新的单体不断东移,东移过程中强度先加大,然后逐渐衰减,完成其生命循环,大量单体构成 MCS 系统,形成列车效应,造成了北京以南和东南的河北涿州、固安、新城、永清、廊坊和天津武清等地的特大暴雨。在 22 日 04 时,MCS 系统消散,但零散的降水一直维持到 22 日 08 时前后系统完全入海消散。

3.2 强垂直风切变与超级单体

如前所述,此次北京极端降水事件发生在温度直减率不大,低层水汽非常丰富,对流有效位能 CAPE 区域呈狭长形,可降水量异常偏高的环境背景下。对历史个例统计分析^[13]表明这样的环境背景条件有利于强降水的发生,并且同时伴随强冰雹和灾害性雷暴大风的可能性不大。同时,与极端强降水事件在多数情况下环境深层垂直风切变较弱的情况不同,此次北京极端强降水事件发生在强的深层垂直风切变环境下,0~6 km 风矢量差超过 20 m·s⁻¹。同时风向从 850 hPa 以下的东南风,转为 850~700 hPa 之间的南风,在 700 hPa 以上又逐渐转为西南风,具有明显的顺时针旋转,因此非常有利于超级单体风暴的产生^[15]。图 17 为 21 日 14:12 北京 SA 雷达 2.4°仰角的反射率因子,图中显示存在两个超级单体 A8 和 W5(黄色圆圈为中气旋探测算法识别出的中气旋),其中 A8 位于北京城区,而

W5 位于北京通州区与河北三河市的交界处附近的三河市一侧。在北京 SA 雷达 230 km 半径范围内,从 21 日 12:24 识别出第一个超级单体,到 22 日 02:48 识别出最后一个超级单体,先后共有 21 个超级单体被识别。包含在 MCS 内的这些超级单体绝大多数尺度较小,属于 γ 中尺度,而具有中气旋使得这些 γ 中尺度对流单体比其他单体具有更高的组织性和更长的生命史。超级单体中垂直涡度与环境垂直风切变相互作用可以导致一个向上的扰动气压梯度力,导致上升气流加速^[19],这一机制对超级单体内上升气流的贡献可以达到甚至超过对流有效位能

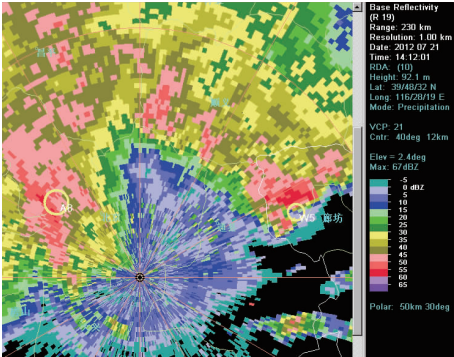


图 17 2012 年 7 月 21 日 14:12 北京 SA 雷达 2.4°仰角反射率因子图 (黄色圆圈为中气旋探测算法识别的中气旋)

Fig. 17 Beijing radar 2.4°elevation reflectivity images at 14:12 BT 21 July 2012

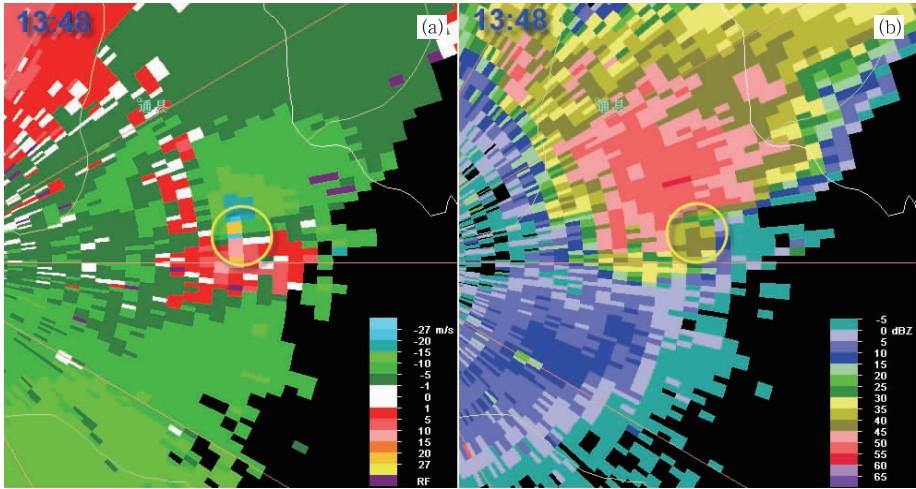


图 18 2012 年 7 月 21 日 13:48 北京 SA 雷达 2.4°仰角径向速度(a)和反射率因子(b) (黄色圆圈表示中气旋)

Fig. 18 Beijing radar 2.4°elevation radial velocity (a) and reflectivity (b) images at 13:48 BT 21 July 2012

CAPE 对上升气流的贡献。由于超级单体内上升气流相对较强,雨强也会相应大,最强的反射率因子值通常也出现在超级单体内。世界上目前已知的最强雨强也是由美国的一个超级单体风暴产生的,根据其 10 min 最大雨量得到其最大雨强为 $820 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ (Doswell, 2011, 私人通信)。因此,上述众多的超级单体的形成和发展显然增加了其中的上升气流强度、回波强度和雨强,增加了局地强降水的可能性,因而为此次北京 7.21 极端降水事件做出了一定贡献。

图 17 中超级单体 W5 是在通州区于 21 日 13:36 前后形成的,形成后中气旋迅速加强,于 13:50 左右在通州区张家湾产生一个 F1 级龙卷,房屋墙壁倒塌导致 2 人死亡 3 人受伤的悲剧。图 18 给出了 7 月 21 日 13:48 北京 SA 雷达 2.4° 仰角的径向速度和反射率因子图。其中黄色圆圈标出中气旋,其旋转速度为 $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,属于强中气旋。相应的反射率因子图上也可以分辨出与中气旋对应的钩状(挂件)回波和低层暖湿气流入流缺口等特征,属于经典小型超级单体,持续时间 2 小时 12 分,是当天北京地区出现的 20 多个小型超级单体中生命史最长的。SA 雷达风暴单体识别与跟踪算法 SCIT 给出的结果表明,这个龙卷超级单体最强盛时垂直累积液态水含量达到 $48 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$, 30 dBz 为阈值的回波顶高度为 15.1 km,最大反射率因子超过 63 dBz,所在高度为 6.3 km,移动方向东北偏北,移动速度 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在 21 日 13 时以后,北京雷达的速度方位风廓线显示 0~1 km 的垂直风切变在 $12 \sim 14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间,属于相对比较大的低层垂直风切变,再考虑到边界层相对湿度较大,抬升凝结高度低,因此是一个有利于龙卷产生的环境^[16]。由于该产生龙卷的超级单体最大回波强度达到 63 dBz,表明其内部有冰雹产生(纯粹的降水回波最强不会超过 60 dBz),只是由于较高的 0°C 层高度(超过 5.1 km),这些小冰雹在降落过程中可能都融化了,因此没有地面降雹的报告。另外,该超级单体也为通州区和河北三河市的强降水做出了贡献,雷达估测的 1 小时雨量表明该超级单体在通州区部分地区产生了 25 mm 以上雨量,在河北三河市东部以及三河市与北京顺义区交界线附近相当大的区域内产生了 35 mm 以上雨量,个别地点达到 45 mm 以上。

3 结论与讨论

本文对 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨的成因进行了分析研究,主要结论如下。

(1)高空低槽伴随地面冷锋东移,在华北遇到东南侧副热带高压和山西地形阻挡移动缓慢,另外南海地区登陆前的 2012 年第 8 号台风韦森特导致台风低压和副热带高压之间形成的强气压梯度,通向华北地区的东南风/南风低空急流的建立加强,为华北地区输送了充分的水汽,为北京特大暴雨的发生提供了极为有利的条件。

(2)导致北京极端暴雨的中尺度对流系统 MCS 起源于河套地区低层涡旋的发展,而河套地区在 7 月 20 日 20 时左右类似热带气旋形态的 α 中尺度涡旋的形成极有可能与涡旋自组织机制有关。该 MCS 系统从形成到消散历经 44 小时,其超长的生命史的主要原因包括:(i)其始终具有的明显垂直螺旋度(由正的垂直涡度和垂直上升气流组合而成)阻止了其动能向较小尺度串级输送;(ii)低层暖湿平流、对流云团云顶辐射降温、下游地区正的 CAPE 这些使对流维持和加强的因素强过与对流垂直混合和非绝热加热等使对流消散的因素,或两者处于大致动态平衡的状态;(iii)该 MCS 位于地面冷锋之间的暖区和地面的低压槽内,也始终位于 500 hPa 低槽前的正涡度平流区,那里是天气尺度上升气流的区域。

(3)21 日 08—20 时, MCS 主轴的走向与太行山和风暴承载层平均风(西南偏南风)大致平行,加上东部副热带高压的阻挡,导致 MCS 系统移动缓慢;中午之后加强的东南或偏南低空急流在向 MCS 区域输送大量水汽的同时,低空急流在太行山东坡强迫抬升,使得不断有新的单体在 MCS 强降水区的西南侧生成,在随后向东北偏北方向的移动过程中加强、维持和最终衰减,向西南方向的后向传播和速度更快向东北方向的平流结合导致对流单体反复经过同一区域,形成列车效应,在整个 MCS 系统缓慢东移的同时,不断有强回波移入北京地区,导致极端的强降水。

(4)21 日 12 时以后逐渐增加的深层垂直风切变导致很多小型超级单体形成,其内部的旋转与环

境垂直风切变的相互作用导致更强的上升气流、更强的雨强和更长的对流单体生命史,对极端降水事件的形成起到进一步促进作用。

事实上,由于上述有利于极端降水事件产生的各个因素在 2012 年 7 月 21 日在北京与周边地区组合在了一起,才最终导致了此次北京地区几十年一遇的极端降水事件。

对于此次极端降水事件,T639 和 ECMWF 等主要模式都做出了暴雨以上量级的预报,但所报强降水出现的时间比实况滞后 8 小时左右。此次过程与天气尺度低槽冷锋紧密相连,而数值预报模式对于天气尺度低槽冷锋的预报效果历来较好,这是此次几个主要模式都做了暴雨以上预报的主要原因。不过,此次特大暴雨主要是由位于冷锋前暖区的 MCS 所导致,而模式在基本正确给出低层水汽输送情况下,将降水沿着冷锋分布。这是由于现有业务模式尚不能分辨深厚湿对流过程,对湿对流都采用参数化方法处理,因此很难报好暖区对流(张大林,2012,私人通信)。即便能够勉强分辨对流过程的如 3 km 分辨率的非静力平衡有限区域模式如 WRF 或 GRAPES 中尺度模式,由于在对流触发机制上所遇到的困难,对于暖区对流的预报也同样不理想。因此上述主要模式所报的降水在时间上比实况有滞后,量级上也偏小。因此预报员对目前主要业务数值预报模式的这一问题应该充分了解,以便于数值预报产品的正确和有效应用。

与上两次北方地区的极端降水事件“63.8”和“75.8”是由几次过程构成不同,此次“7.21”北京特大暴雨是在一天之内开始并结束的,只由一次过程所构成。其中热带气旋远距离影响导致的低层强烈的东南风和南风低空急流对水汽的输送和源于河套涡旋的具有较大垂直螺旋度的 α 中尺度长生命史 MCS 的形成是导致此次特大暴雨的两个十分关键的因素。热带气旋的远距离影响很多情况下是华北和陕甘暴雨的关键因素之一,迄今对其机理和过程发展细节只有初步的研究^[13],需要进一步深入的分析。河套低涡导致的 MCS 在有高空槽东移时常常在下游的华北和中原地区产生强降水。对于河套低涡形成机理和影响因素也需要进一步深入的探讨,似乎贺兰山地地形在河套低涡及其导致的 MCS 形成方面起到了一定甚至是十分关键的作用。

如前所述,Davis^[12]总结了有利于较强对流降水率的几个条件,包括:(1)具有深厚湿层因而具有

很高的可降水量 PW ;(2)中等强度的 $CAPE$ 值 ($1500 \sim 2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$);(3)狭长的 $CAPE$ 区域,意味着较低的暖云底和高平衡高度;(4)相对弱的垂直风切变。此次极端降水过程对应的探空符合前面 3 个条件,但不符合第 4 条。北京和石家庄雷达的速度方位显示风廓线和北京 21 日 14 时加密探空都表明 21 日午后北京和周边地区的深层垂直风切变不是弱而是很强。强的垂直风切变下强的高空风将冰晶粒子带到云砧处容易造成冰晶蒸发从而可能降低降水效率,不过由于此次 MCS 尺度很大,大量对流单体挤在一起,改变了单体云砧周边环境,使得很多单体云砧周边相对湿度很高,这也在相当程度上抵消了垂直风切变对降水效率的降低作用。另一方面,强的深层垂直风切变明显增加了超级单体产生的可能性。此次“7.21”强降水过程中在北京及周边地区先后出现了 21 个小型超级单体风暴,相应的最大反射率因子都超过了 55 dBz,最强的到达 63 dBz,每个小型超级单体都可能导致局地的雨强极值。如前所述,超级单体中的中气旋与环境垂直风切变的相互作用导致向上的扰动气压梯度力,使得超级单体风暴中最大上升气流速度可以远远超过由 $CAPE$ 所限的值,因此超级单体中具有更强的上升气流,导致更大的反射率因子极值和雨强极值。虽然中国大多数暴雨以上强降水过程出现在垂直风切变相对弱的环境下^[9],但的确有部分强降水甚至是极端强降水事件出现在强的深层垂直风切变环境下^[14]。除了“7.21”北京极端降水个例,2010 年 5 月 7 日 00—06 时的广州大暴雨也是发生在深层垂直风切变很强的环境下 ($0 \sim 6 \text{ km}$ 风矢量差为 $24 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),广州国家气象观测站五山站测到 6 小时雨量 213 mm,其中仅 7 日 01—04 时三小时雨量就达到 199.5 mm。在该过程中,先后有 7~8 个小型超级单体产生,对应的最大反射率因子在 60~65 dBz 之间。

在北京“7.21”极端降水过程中,通州区张家湾出现了一次导致 2 人死亡的 F1 级龙卷,这在北京的历史气象记录中是从未出现过的。从环境条件来看,在 21 日下午 13 时前后,非常有利于龙卷的产生:强的深层垂直风切变、中等偏上的 $0 \sim 1 \text{ km}$ 低层垂直风切变以及低的抬升凝结高度。产生龙卷的中气旋在 13:36 生成后至 13:48 的 12 分钟期间发展迅速,在 13:48 中气旋旋转速度达到 $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,直径在 $4 \sim 5 \text{ km}$ 之间,属于强中气旋,并且向下延

伸到非常接近地面的高度(中气旋距雷达只有 22 km, 0.5° 仰角对应的中气旋距地面距离只有 300 m), 因此需要立即发布龙卷警报。当预报员集中精力关注正在发生的一种高影响天气过程中, 必须想到和时刻警惕另外一种或几种高影响天气发生的可能性或许正在增加。此次北京“7.21”北京通县龙卷就是一个生动的例子。在苏北、安徽和河南, 最近 10 年多次出现过强降水和龙卷相伴发生的例子^[20-24], 而在北京这样的事件以前从未发生过, 因此预报员事先根本就不会想到龙卷可能发生。但是如果仔细分析天气条件的演变(新一代天气雷达的速度方位显示风廓线 VWP 产品在这方面起到了非常关键的作用), 所有有利于龙卷的背景条件几乎都满足, 而且中气旋位置低、强度大、直径小, 此时发布龙卷警报应该没有任何犹豫。尽管实际龙卷在 13:50 就发生了, 并且是一个短路径的弱龙卷, 因此即便发布警报也是一次无效警报。但发布警报之前, 谁也不能保证它不会是一个 F2 级以上的长路径龙卷。事实上, 1969 年 8 月 29 日下午, 就在上述发生龙卷的通州区再往南和往东不到 100 km, 一个 F4 级龙卷先后袭击了河北霸县和天津, 导致 150 多人死亡, 256 人重伤, 霸县 1100 余间民房被夷为平地, 天津有 1270 间房屋完全倒塌, 6 个工厂成为一片废墟^[25]。

最后一点需要指出的是, 根据大量历史个例统计得出^[14]: 如果水汽条件非常充分(地面露点很高, 可降水 PW 异常偏大), 中层没有明显干层, 对流层中下层平均温度直减率接近但略高于湿绝热直减率, 即便 $CAPE$ 值不小, 深层垂直风切变强, 通常也只有强降水而没有大冰雹。这与预报员的经验也是相符合的。按道理讲, 这种情况下应该可以产生很强的对流单体内上升气流, 似乎是有利于大冰雹产生的, 其不产生大冰雹的原因应该与积云对流内部的微物理过程密切相关, 值得探讨。

参考文献

- [1] 李裕宏. 北京“63.8”特大暴雨洪水回顾与启示[J]. 北京水务, 2008(4): 57-59.
- [2] 陶诗言等. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 1980: 225, 116-117, 3-4, 85-86.
- [3] 谢义炳、张镔、蒋尚城. 初论西风带和热带辐合带环流系统的相互作用[J], 大气科学, 1(2): 132-137.
- [4] 周秀骥、罗哲贤、高守亭. 涡旋自组织的两类可能机制[J]. 中国科学(D 辑), 2006, 36(2): 201-208.
- [5] 罗哲贤. 2005: 多尺度系统中台风自组织的研究[J]. 气象学报, 2005, 63(5): 672-682.
- [6] Lilly D K. The structure, energetics and propagation of rotating convective storms. Part II: Helicity and storm stabilization[J]. J Atmos Sci, 43: 126-139.
- [7] Holton J R. An Introduction to Dynamic Meteorology (4 Edition) [M], Elsevier Academic Press: 135-176.
- [8] Markowski and Richardson. Mesoscale Meteorology in Mid-latitudes [M] 32-35, Wiley-Blackwell, Publication, Chichester, West Sussex, UK, 407.
- [9] 丁一汇. 暴雨和中尺度气象学问题[J]. 气象学报, 1994, 52(3): 274-284.
- [10] Davies-Jones R. Streamwise vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms[J]. J Atmos Sci, 1984, 41: 2991-3006.
- [11] 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南, 等. 多普勒天气雷达原理与业务应用[M]. 北京: 气象出版社, 2006: 314.
- [12] Davis R S. Flash flood forecast and detection methods, severe convective storms[J]. Meteorol monog, 2001, 50, 481-525.
- [13] 丛春华, 陈联寿, 雷小涂, 等. 热带气旋远距离暴雨的研究[J]. 气象学报, 2012, 70(4): 717-727.
- [14] 樊李苗, 俞小鼎. 中国短时强降水的环境参数特征[J]. 高原气象(待发表).
- [15] Doswell C A, III, H E Brooks, R A Maddox. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology [J]. Weather Forecasting, 1996, 11: 560-581.
- [16] 俞小鼎, 周小刚, 王秀明. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J]. 气象学报, 2012, 70(3): 311-337.
- [17] Corfidi S F. Cold pools and MCS propagation-forecasting the motion of downwind-developing MCSs[J]. Weather Forecasting, 2003, 18, 997-1017.
- [18] Jessup S M, and S J Colucci. Organization of flash-flood-producing precipitation in the Northeast United States[J]. Weather Forecasting, 2012: 345-361.
- [19] Klemp J B. Dynamics of tornadic thunderstorms[J]. Ann Rev Fluid Mech, 1987, 19, 369-402.
- [20] 俞小鼎, 郑媛媛, 张爱民, 等. 一次强烈龙卷过程的多普勒天气雷达研究[J]. 高原气象, 2006, 25, 914-924.
- [21] 俞小鼎, 郑媛媛, 廖玉芳, 等. 一次伴随强烈龙卷的强降水超级单体风暴研究[J]. 大气科学, 2008, 32(3): 508-522.
- [22] 张一平, 俞小鼎, 吴蓁, 等. 区域暴雨过程中两次龙卷风事件分析[J]. 气象学报(待发表).
- [23] 吴芳芳, 俞小鼎, 张志刚, 等. 苏北地区超级单体风暴环境条件与雷达回波特征[J]. 气象学报(待发表).
- [24] 吴芳芳, 俞小鼎, 张志刚, 等. 对流风暴内中气旋特征与强烈天气[J]. 气象, 2012, 38(11): 1330-1338.
- [25] 丁一汇. 中国气象灾害大典, 综合卷[M]. 北京: 气象出版社, 2008: 332-333, 948.