

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.

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^{*}

孙 军 谌 芸 杨舒楠 代 刊 陈 涛 姚 蓉 徐 珺

国家气象中心, 北京 100081

提 要: 本文是“北京 7.21 特大暴雨极端性分析及思考”的第二部分, 第一部分“观测分析及思考”对此次过程的降水特点、水汽特点、中尺度对流系统(MCS)的环境场条件和发生发展过程进行了分析, 指出这是一次极端降水过程。本文进一步从影响降水的因子: 降水效率、水汽、上升运动、持续时间等方面进一步探讨极端性降水的成因, 所用资料为业务中常用的模式分析和各种观测资料。分析表明, 本次过程为典型华北暴雨环流形势, 其中高层气流辐散区与低层低涡切变线的耦合是直接诱因; 较高的环境相对湿度和湿层较厚, 较低的抬升凝结高度和自由对流高度以及热带降水性质提高了本次过程的降水效率; 异常大的水汽含量(可降水量达 60~80 mm)及与其相关的物理量异常, 可作为判断极端降水的重要因子; 环境大气具有中下层条件性不稳定, 上层湿中性层结特性, CAPE 值中等, 同时上层干侵入增加了对流不稳定, 有利于上升运动发展; 低涡切变线及华北地形共同触发了 MCS 的在暖区生成发展; 低涡北跳、MCS 后向传播特性使暖区 MCS 东移速度慢, 形成“列车效应”, 造成降雨持续时间长。本文最后探讨了极端降水的预报思路。

关键词: 极端强降水, 雨强, 降水持续时间, 整层可降水量, MCSs, 后向传播, 列车效应, 低涡切变线

Analysis and Thinking on the Extremes of the 21 July 2012 Torrential Rain in Beijing Part II: Preliminary Causation Analysis and Thinking

SUN Jun CHEN Yun YANG Shunan DAI Kan CHEN Tao YAO Rong XU Jun
National Meteorological Centre, Beijing 10081

Abstract: This paper is the second part of “Analysis and thinking on the extremes of the 21 July 2012 torrential rain in Beijing”. The first part of “Observation Analysis and Thinking” has analyzed the precipitation features, water vapor conditions, environmental conditions, generation and development of the mesoscale convective systems (MCSs) during the process of the severe torrential rain. As the second part of the series studies, this paper mainly focused on the impact factors of the extreme rainfall, i. e., precipitation efficiency, water vapor, ascending motion and duration and so on, to explore the causes of the extreme torrential rain by using various observation and model data that are often used in operations. The results showed that this extreme severe rainfall event happened under a typical circulation pattern of North China torrential rains. The interaction of high-level wind divergence with the low-level vortex and wind shear directly triggered the extreme rain event. The comparatively high relative humidity and thick humid layer, low lifting condensation height and free convection height as well as the characteristics of tropical torrential

^{*} 国家自然科学基金面上项目(41175048)及公益性行业(气象)科研专项(GYHY201206004、GYHY201006005 和 GYH200906001)共同资助

2012 年 9 月 7 日收稿; 2012 年 9 月 28 日收修定稿

第一作者: 孙军, 主要从事中短期天气预报及暴雨、暴雪等灾害性天气预报技术方法研究. Email: sunjun@cma.gov.cn

rains improved the precipitation efficiency of this severely heavy rain process. The extreme high water vapor content (with the atmospheric precipitable water vapor getting to 60—80 mm) and the abnormality of associated physical quantity can be judged as the extreme severe precipitation event. The middle- and low-level troposphere was instable conditionally, while the upper-level had the characteristics of humid neutral stratification. With a medium CAPE value and convective instability enhanced by upper-level dry intrusion, the upward motion was intensified. MCS was generated and developed in the warm areas due to the combined actions of vortex wind shear and the terrain in the North China region. The northward jump of vortex and the backward propagation of MCS made the warm-area MCS more slowly eastward forming the “train effect” and resulting in the long-lasting precipitation. Finally, this paper discussed the methods of forecasting extremely severe rainfalls.

Key words: extreme torrential rain, rainfall intensity, duration of precipitation, whole atmospheric precipitable water, MCS, backward propagation, train effect, low vortex shear line

引 言

2012年7月21日,北京出现了一次极端降水事件,给人民生命和财产安全造成了巨大损失。降水由暖区降水和锋面降水组成,暖区降水开始时间早,强降水中心较为分散,持续时间长。锋面强降水雨强大,降水效率高,持续时间较短,北京西南部山前的强降雨中心主要由暖区降水组成^[1]。文献[1]也提出了一个科学问题:特大暴雨过程极端性降水的成因?

极端性降水对某一地区而言是个小概率事件,但因其降水量太大,发生的天气形势往往比较典型,其中的天气尺度和中尺度强迫、水汽输送和辐合、大气不稳定性等方面都比较清楚,天气形势一般都符合当地所建立的暴雨概念模型。造成华北地区极端强降水的影响系统是多种多样的,孙建华等^[2]把华北夏季特大暴雨过程的天气形势分为5型,分别为台风与低槽(低涡)远距离相互作用(32.2%)、低涡(登陆台风)与西风槽相互作用型(19.4%)、登陆台风北上受高压阻挡停滞型(3%)、低涡暴雨型(26%)和暖切变暴雨型(19.4%)。对北京而言,最多的是低涡暴雨型,这里的低涡是指东蒙高空冷性系统,不是低层涡旋,其次是台风与低槽(低涡)相互作用型,另外还有一种低槽冷锋型。北京这次过程更符合低槽冷锋型,但降水又主要是发生在暖区内,同时低空低涡切变线又是非常重要的影响系统。这些说明,北京暴雨受天气系统影响的复杂性。

暴雨天气形势识别对预报此类天气无疑是必要的,Maddox等^[3]调查了美国151个暴洪个例,根据

其发生的天气尺度和中尺度条件分成四种类型:天气尺度强迫型、静止锋面型、中高压型和西部型,至今在美国天气预报部门广泛应用。但要从天气形势上预报出是暴雨、大暴雨还是特大暴雨过程还是非常困难的,因此还必须对构成降水的主要因子进行分析。

降雨量就是一段时间内雨强的累积^[4],因此在极端降水中,雨强和降水持续时间都重要,雨强与降水效率、垂直上升运动和水汽有关,降水持续时间与影响系统的移速、中尺度对流系统的结构和演变有关。各因子本身表现及与各因子有关的气象条件是本文所关心的,这里的分析只是初步的,至于各因子本身形成及演变的机制还需以后进一步地深入分析。

本文第一部分给出了本次过程的天气形势特点,第二部分重点对构成强降雨的四个因子本身及与其相关的气象条件在此次极端降水中的表现逐一分析,第三部分对极端降水的预报思路进行了探讨,最后是结论和思考。

1 天气形势特点

这次极端性降雨过程为比较典型的华北暴雨形势(图1),特点鲜明^[1]。这里需要特别强调的是高低空系统相耦合为本次降水过程的发生、发展创造了良好的环境条件,特别是低层低涡及其切变线移至高空强辐散流场下并与其耦合是直接诱因。实际上低涡在前一天已经在西北地区形成,此时虽然在华北地区上空已经存在高空辐散流场,但由于低涡位置偏西,且处于高空急流核出口区右侧,不利对流

发生,到了 21 日(图 1),低涡东移,强度逐渐加强,高空急流核也快速东移,低涡移到高空辐散流场下,且处于急流入口区右侧,在适宜的水汽和热力条件下容易触发对流发生发展。大暴雨区就发生在低涡右前方高空强辐散气流之下。

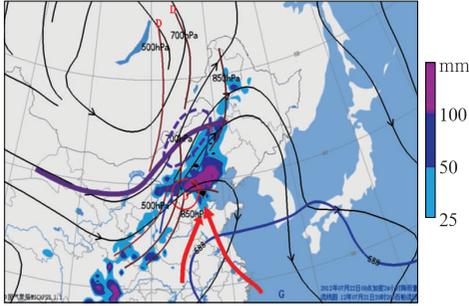


图 1 2012 年 7 月 21 日 20 时 200 hPa 流线(黑)、急流轴(紫)、急流核(紫色椭圆)、各层槽线(棕)、588 dagpm 等压线(蓝)、850 hPa 低涡和暖湿气流(红箭头)以及 24 小时累积降水量(填色, >25 mm)

Fig. 1 The 200 hPa stream line (black), jet axis (purple), jet-core (purple ellipse), troughs on 500, 700, 850 hPa (brown), 588 dagpm isoline (blue), 850 hPa low vortex and warm humid low-level jet (red), and 24 h accumulated precipitation (>25 mm is shaded) at 20 BT 21 July 2012

2 降水极端性成因分析

从定量降水预报的角度考虑,某一地点的降雨量为平均雨强乘以持续时间^[4],用公式表示如下:

$$P = \bar{R}D$$

式中 R 为雨强,与以下三个因子密切相关:

$$R \propto E \times \omega q$$

式中, E 为降水效率, ω 为垂直运动, q 为比湿,即高降水效率、高比湿和强上升运动能够产生大雨强,此即强降水预报的配料法^[5]。下面就上述四个因子逐步剖析,看看在极端降水过程中其分别所起的作用。当然有的因子可以量化,如反映水汽含量大小的比湿因子,其他因子量化相对比较困难,只能定性分析,虽然上升运动可以计算,但一般都是大尺度的量级,不代表直接造成强降雨的高一两个量级的中尺

度上升运动。

2.1 降水效率

详细的降水效率分析最好是对每一个对流单体分别计算,但对于包含较多对流单体的对流系统而言,每个对流的降水效率可能千差万别,而且不易计算,因此在预报上需要从整个对流系统来定性考虑。一般而言,环境相对湿度大、风垂直切变小或切变方向与对流系统移动方向一致时以及后续不断有对流单体生成时都有利于提高降水效率。从 21 日 14 时探空(图 2)和 12 时雷达回波垂直剖面(文献^[1]图 15a)的综合分析看,北京附近地区环境大气和降雨回波具有以下几个特点:具有较高的环境相对湿度,湿层较厚;抬升凝结高度(LCL)和自由对流高度(LFC)都较低;0℃层高度高,接近 500 hPa;雷达回波图上降水质心较低,40 dBz 以上的强回波位于 4 km、0℃层以下,因此降水将以暖云为主。这些因素都有利于提高降水效率。到了下午 17 时后,锋面强降水开始,最大回波值开始增加,达到 55 dBz 以上,大于 40 dBz 的回波顶开始升高,达到 6 km 以上,虽然此时 0℃层高度有所升高(21 日 20 时北京探空,图略),但主要强回波仍在 0℃层以下,降水仍以暖云为主,但冷云作用不容忽视。

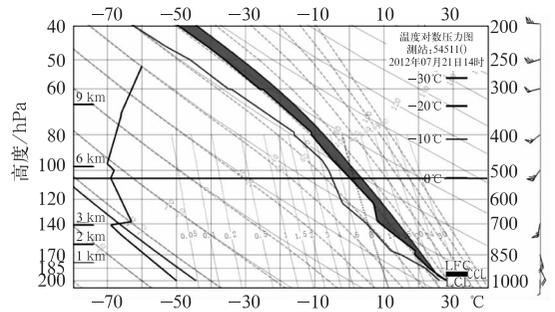


图 2 北京 2012 年 7 月 21 日 14 时探空
Fig. 2 Sounding data at Beijing site at 14 BT 21 July 2012

2.2 水汽

水汽在极端强降雨中的重要作用是毋庸置疑的,本次过程也不例外。从图 3a 中北京 54511 站的露点和气温的变化看,虽然气温升高并不明显,但露点的持续升高还是较明显的,从 15 日开始,露点持续增高,到 21 日露点达到 25℃,表明大气中水汽含

量持续增加;从地面露点的区域分布来看(图 3b), 21 日 14 时,北京局地露点已超过 25℃,北京以南的华北平原大部处于 24℃以上的高露点区中,局地已

超过 27℃,该区域并且处于偏南风气流控制之下,非常有利于水汽持续输送。

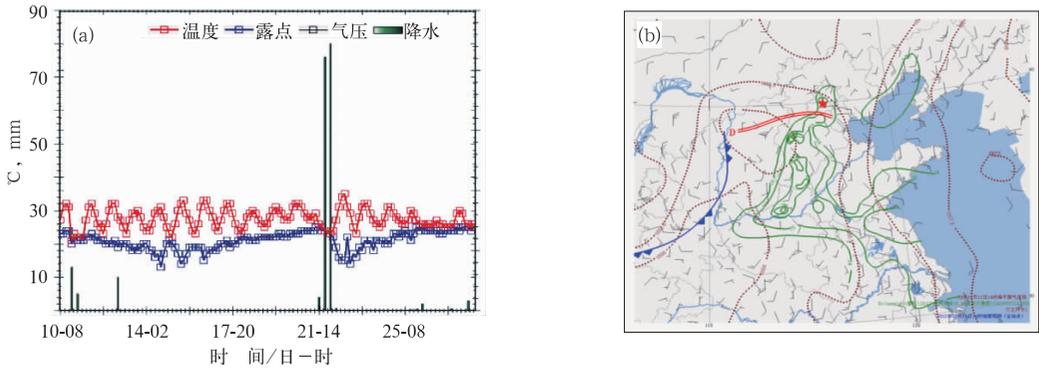


图 3 (a) 北京站 2012 年 7 月 10 日 08 时至 28 日 08 时气温、露点和降水 3 h 间隔时间变化, (b) 2012 年 7 月 21 日 14 时海平面气压场(点线)、露点(绿线)、风场、锋面辐合线(蓝色、红色)

Fig. 3 (a) Temporal evolution of temperature and dew-point temperature of Beijing from 08 BT 10 to 08 BT 28 July 2012 with 3 h time intervals, (b) Sea-level pressure (brown dot line), dew-point temperature (green line), wind field, frontal convergent line (blue and red) at 14 BT 21 July 2012

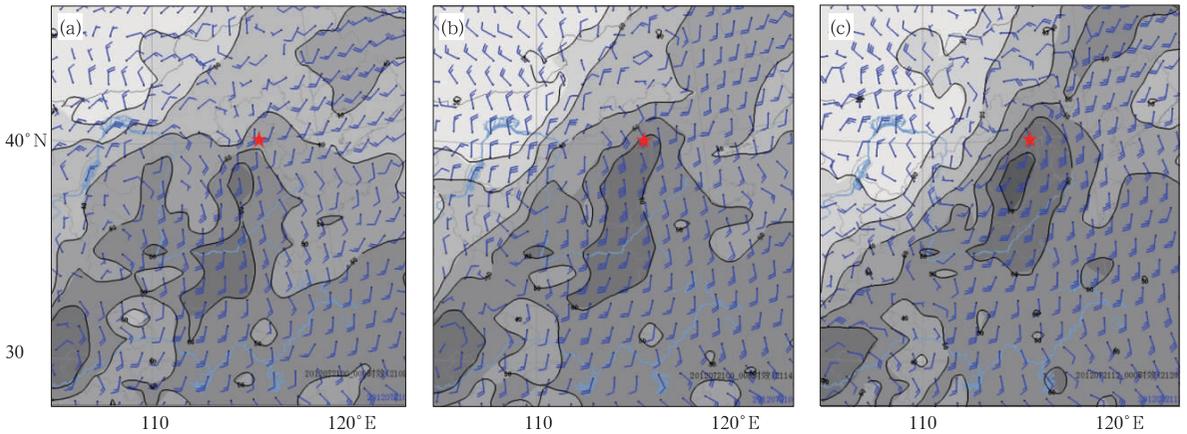


图 4 2012 年 7 月 21 日大气整层可降水量(间隔 10 mm)和 850 hPa 风场 (五星表示北京所在的位置)

(a) 08 时, (b) 14 时, (c) 20 时

Fig. 4 Whole atmospheric precipitable water (interval: 10 mm) and 850 hPa wind field at (a) 08, (b) 14, and (c) 20 BT 21 July 2012 (The pentagram shows the location of Beijing)

以上地面露点的分析反映了近地面层水汽含量已经非常高,下面再进一步分析整层大气可降水量的演变(图 4)。冷空气逼近前,华北地区可降水量高值舌持续向北伸展,东移不明显,而对流系统东移速度慢是与此相应的,同时可降水量值逐渐增加,至 21 日 20 时北京以南的河北地区已经出现大于 70 mm 的可降水量(图 4c)。20 时后(图略),随着

冷空气的逼近,可降水量高值区西部梯度加大,东移明显加快。850 hPa 风场演变表明,21 日白天华北地区西南急流逐渐加强,这样低涡及暖切变引起的辐合也加强,随着冷空气移近,21 日傍晚后低涡暖切变逐渐演变为冷式切变,快速东移出北京。以上的演变特点与对流系统的移动特点相吻合。

北京南部单点大气可降水量时间演变和 GPS

探测的京津地区大气可降水量也表明了 7 月 21 日北京地区存在异常高的整层大气可降水量(文献[1]中图 10)。在主要降水开始前,大多数站点可降水量均超过 60 mm,北京西南部局地超过 70 mm。李青春等^[6]分析的北京 2004 年 3 次强降雨过程:“7·10”、“7·28”和“8·11”大气可降水量最大分别达 58.5、68.0 和 70.6 mm,大气可降水量也比较高,尤其是第三次,但 3 次过程暴雨只是局地,因此异常高的大气可降水量只是强降水产生的必要条件。

2.3 上升运动

水汽凝结需要上升运动,而引起暴雨的上升运动一般是中尺度的,这要从大气热力、动力不稳定条件来判断,从北京 21 日 14 时的探空来看(图 2),北京在 700 hPa 以下具有条件性不稳定,其上具有湿中性层结,CAPE 值达到 $2089 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,属于中等大小的不稳定能量值。中高层干冷空气的侵入还可以使大气不稳定进一步增加,图 5 为 21 日 20 时 400 hPa 相对湿度和水汽图像,内蒙古中部到河北西北部水汽图像上具有明显的暗区,表明干下沉运动比较清楚,同时湿度场上有明显的湿度大梯度区,干湿对比明显。从河北西北部到京津地区附近还有明显

的干舌向偏东方向伸展,水汽图像上对应于干舌突起的地方产生了较强的 MCS,这表明可能存在的干侵入增加了对流不稳定,有利于 MCS 的触发以及迅速发展,并最终演变成 MCC。

除了上面提到的热力不稳定外,也存在一定的动力不稳定性。从 850 hPa 涡度以及流场的演变情况来看(图 6),有两支主要正涡度区,一支位于西北

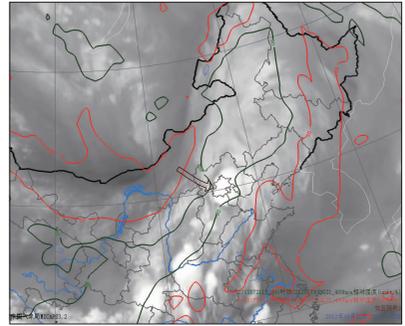


图 5 2012 年 7 月 21 日 20 时 400 hPa 相对湿度(20%和 80%等值线)和 FY-2E 水汽图像

Fig. 5 The 400 hPa relative humidity (20% and 80% isolines) and FY-2E water vapor imagery at 20 BT 21 July 2012

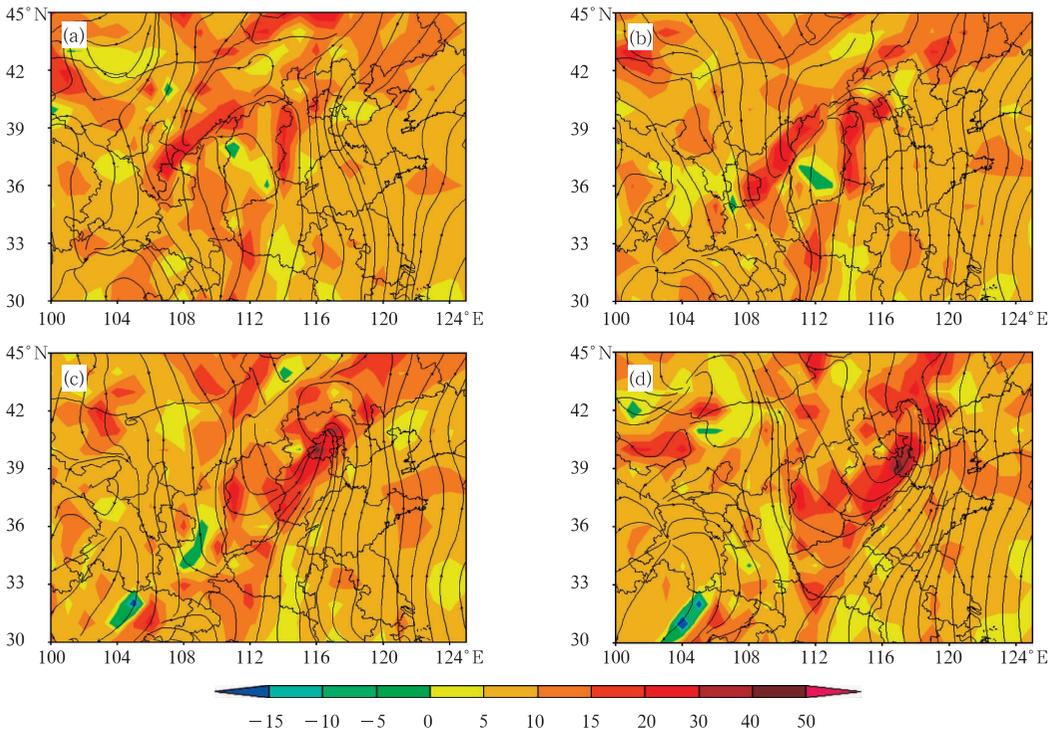


图 6 2012 年 7 月 21—22 日 850 hPa 涡度(10^{-5} s^{-1} , 填色)和流线 (a) 21 日 08 时, (b) 21 日 14 时, (c) 21 日 20 时, (d) 22 日 08 时

Fig. 6 The 850 hPa vorticity (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}) and streamline at (a) 08 BT 21, (b) 14 BT 21, (c) 20 BT 21, and (d) 08 BT 22 July 2012

地区东部,另一支位于华北太行山东麓。21 日 08 时低涡从西北东部地区逐渐向偏东方向移动,位于宁陕交界附近的正涡度区主要表现为低涡系统本身的曲率涡度,而位于太行山东麓晋冀交界附近的正涡度区主要与偏南急流左侧的切变涡度有关,而北京西部的正涡度区主要由低涡暖切变的曲率引起。21 日 14 时,低层晋冀交界的切变涡度和北京西部的曲率涡度增加明显(图 6b),而切变涡度增加能够增强动力对称不稳定性,这可能与 21 日白天在华北中北部的对流活动有密切关系。随着低涡向偏东方向移动,两支正涡度区逐渐合并,到 21 日 20 时基本合并在一起,强度也进一步加强并移出北京(图 6c 和 6d)。涡度的增强有利于增强低层的辐合从而使上升运动增强。

大气中存在的热力和动力不稳定性表明,若有某种机制(触发条件)导致低层辐合抬升,对流将迅速发展。从图 7 中尺度系统的分析看,最直接的触发系统就是低层的低涡切变线,925 hPa 上,在河北中部到北京南部具有显著的暖式切变,切变主要表现为明显的风速辐合区,并与垂直运动大值区相对应,移动缓慢的低层切变线触发了暖区的对流系统发生,而上面提到的涡度合并加强对后期 MCC 的发展有较大贡献。

另一方面,地形与风场的相互作用也对对流的触发有重要的作用。21 日 08 时,华北平原以偏南风为主,北京南部风向略偏西(图 8a),随着低涡的移近,华北平原不但风速加大,低涡东部低层的风向也向偏东转变,从偏南转为东南风,东南风对降水有显著地增幅作用^[7]。需要说明的是,这里模式分析与观测存在偏差,14 时(图 8b),模式分析华北平原

仍为偏南风,虽然此时的京津冀交界附近风向有些向偏东偏转,但与观测仍有出入,而探空观测和雷达风廓线都为东南风。这种风速加强、风向向偏东偏转表明风与太行山地形的作用会加大,山前迎风坡风速会增强,地形的强迫抬升对降水造成了明显的增幅。当然还可能地形与城市边界层过程复杂的相互作用触发或维持中尺度对流系统^[8-9]。

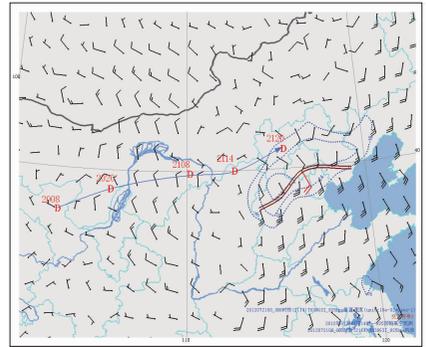


图 7 2012 年 7 月 21 日 14 时

925 hPa 风场分析

(黑色为模式分析,红色为加密观测)、
切变线(棕色双线)、垂直速度

(蓝色点线, $< -16 \times 10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)

和 20 日 08 时至 21 日 20 时低涡演变

Fig. 7 The 925 hPa wind field

(black: analysis, red: intensive

observation), shear line (brown

double line), vertical wind speed

(blue dot line, $< -16 \times 10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)

at 14 BT 21 July 2012, and temporal

evolution of low vortex from

08 BT 20 to 20 BT 21 July 2012

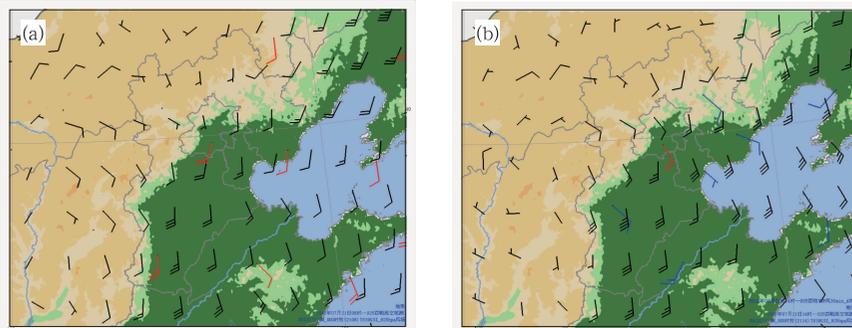


图 8 2012 年 7 月 21 日 925 hPa 风场分析(黑)、观测(红)、雷达风廓线风(蓝)和地形叠加

(a) 08 时, (b) 14 时

Fig. 8 The 925 hPa wind field (black: analysis, red: observation, blue: radar wind profile product) overlying on terrains at (a) 08 BT and (b) 14 BT 21 July 2012

2.4 持续时间

上面讨论了与雨强有关的因子,这里讨论另一个重要影响因子:降水持续时间。从北京霞云岭逐时降水量分布看(文献[1]中图 5),霞云岭降水长达 16 小时(21 日 10 时至 22 日 02 时),虽然雨强超过 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 只有两个时次,但因为降水时间长仍带来较大的累积雨量(霞云岭 337.5 mm);河北固安降水 7 小时(图略),雨强超过 $50 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 却有 4 个时次,累积雨量(364 mm)也较大。因此雨强和持续

时间是预报降水量级都要考虑的因子。

降水时间长与直接造成降水的 MCSs 系统移动有关,MCSs 及其中单体生成后的移动可用 Corfidi 向量法来判断^[10],即 MCSs 的移动矢量近似于单体的移动矢量和单体传播矢量的合成。如果单体移动方向和传播方向近似相反,那么 MCSs 的移动就会比较缓慢。从卫星云图和雷达回波动画可以看到(图 9),MCSs 具有明显的后向传播特征,导致整个 MCSs 移速相应变慢。同时还可以看到,21 日 19 时前,不断有对流单体生成于河北涞源附近地区,19 时

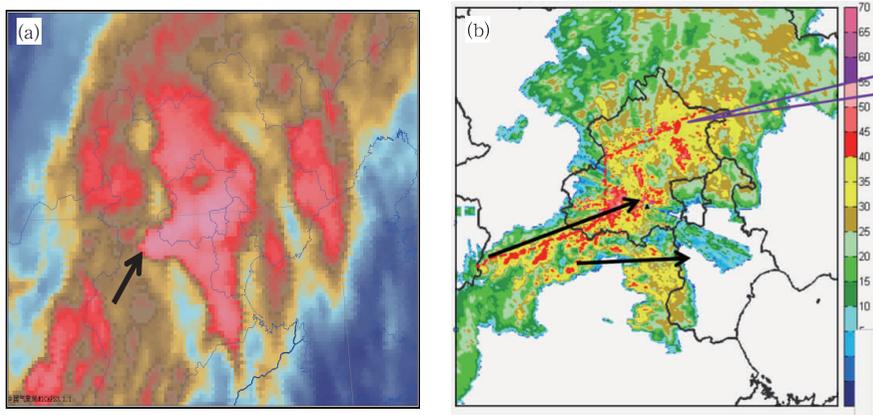


图 9 2012 年 7 月 21 日 17:30 观测

(a) FY2E 红外云图(箭头所指为后向传播位置), (b) 雷达基本反射率
(两个带箭头线段为出现“列车效应”的位置和单体移动方向,单位: dBZ)

Fig. 9 (a) FY2E infrared satellite image

(black arrow indicates the location of backward propagation),

(b) Radar basic reflectivity (black arrows represent the generating location of “train effect” and the moving direction of thunderstorm cells, unit: dBZ) at 17:30 BT 21 July 2012

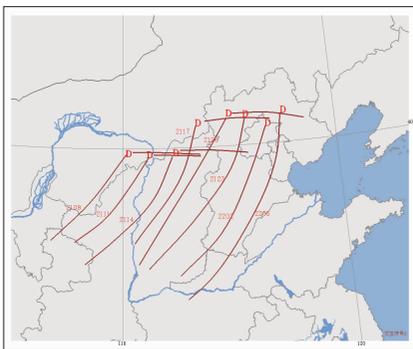


图 10 2012 年 7 月 21 日 08 时至 22 日 05 时,

850 hPa 低涡切变线 3 h 间隔时间演变

Fig. 10 Temporal evolution of 850 hPa low vortex shear line with 3 h time intervals from 08 BT 21 to 05 BT 22 July 2012

后对流单体则主要生成于河北涞水附近地区,前后两段时间、两个地区生成的对流单体一个向东北方向移动,一个向偏东方向移动,对流单体都反复经过同一地区,形成明显的“列车效应”,从而造成强而集中降水(图 9b)。

至于为何形成“列车效应”,首先跟影响系统的东移速度变慢有关。在此次过程中,低涡首先向偏东方向移动,移速相对均匀,但从 21 日 14—17 时,低涡突然转而向偏北方向移动(图 10),造成冷槽后冷空气东移速度变慢,从而使锋区前方暖区内的降水东移缓慢,降雨持续时间长。其次,天气尺度和中尺度环境条件决定了有对流单体不断生成,并最终形成“列车效应”。从 21 日 14 时低层的中尺度分析看(图 11a),MCSs 生成于低涡切变线处、湿舌顶端、

CAPE 高梯度区前端、水汽辐合区内。对流单体生成后一般沿风暴承载层平均风略偏右方向移动,从 850~300 hPa 平均风场看(图 11b),MCSs 基本向风暴承载层平均风略偏右方向移动,这表明 MCSs 经过同一地点的持续时间会较长,能够产生较大的累积降水量。柯文华等^[11]对粤东南部地区超历史纪录的强降水过程分析也表明,有利的大尺度环流形势、中尺度触发条件及特殊的地形作用促使“列车效应”形成。

然而到了 21 日 20 时,天气形势有所改变(图 12),低层风由偏南转西南,触发位置改变,对流

单体生成位置东移,风暴承载层平均风顺时针旋转,导致生成后的单体移动方向也偏于准东西向。

3 极端强降水的预报思路

极端强降水的预报思路同以往暴雨预报基本一致,这里分别从短期和短时临近预报两个角度给出极端强降水的判断。短期预报主要是在形势识别的基础上,着重对物理量参数进行异常诊断和极值分析,并参考集合模式预报的异常性,从而判断极端事件发生的可能性。在短期判断极端降水事件有可能

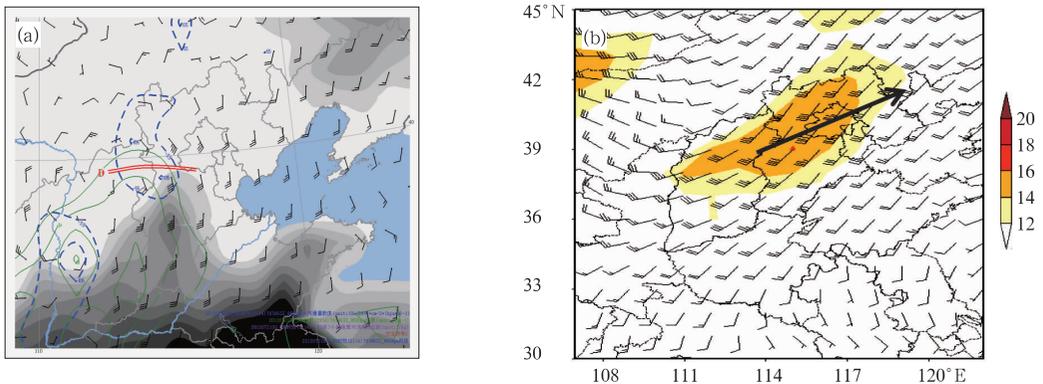


图 11 (a) 2012 年 7 月 21 日 14 时 850 hPa 风场(黑色:分析;红色:观测)、比湿(绿线, $\geq 15 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 间隔 $1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$)、水汽通量散度[蓝色虚线, $\leq -55 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot (\text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$, 间隔 $50 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot (\text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$]、CAPE(阴影, $\geq 200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 间隔 $200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$); (b) 850~300 hPa 平均风场和风速(填色, $> 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; 黑色粗箭头为 MCS 主要移动方向)

Fig. 11 (a) 850 hPa wind field (black: analysis, red: observation), specific humidity (green line, $\geq 15 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, interval: $1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$), water vapor flux divergence [blue dashed line, $\leq -55 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot (\text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$, interval: $50 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot (\text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$], and CAPE (shaded, $\geq 200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, interval: $200 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$); (b) 850-300 hPa averaged wind field and wind speed [shaded, $> 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; black thick arrow in (b) indicates the main moving direction of MCS] at 14 BT 21 July 2012

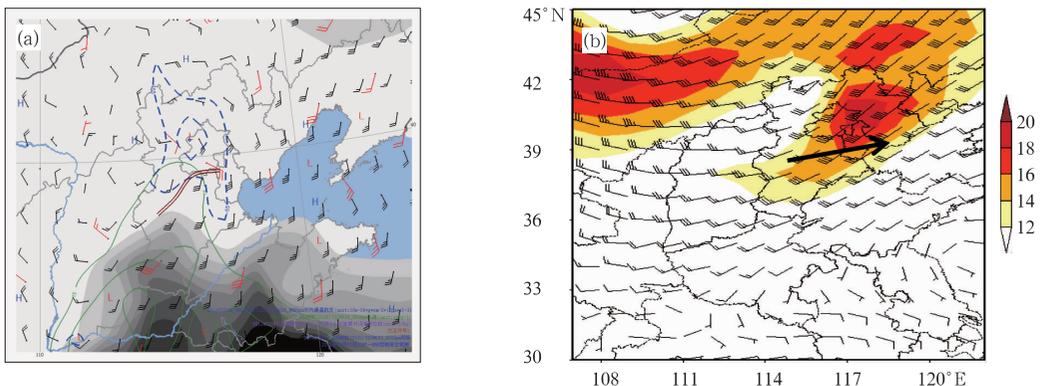


图 12 时间为 2012 年 7 月 21 日 20 时,其他同图 11

Fig. 12 Same as in Fig. 11, but for 20 BT 21 July 2012

发生时,短时临近预报进一步分析中尺度对流系统的生成时间、位置、移动和类型等,是否有后向传播和“列车效应”发生。

3.1 形势识别——建立概念模型

形势识别是预报极端强降水的首要一步。前文分析指出,此次降水过程可分为暖区降水和冷锋降水阶段,在北京地区都造成了很强的降水,因此结合此次个例和大量的华北地区极端降水历史个例,总结归纳华北极端降水的概念模型是十分必要的。预报员在看到有可能产生极端强降水的天气形势时,再通过其他手段进一步确定降水发生时间、区域、量级。

3.2 特征物理量的异常诊断

通过形势和要素偏离气候平均值的程度可以对过程的异常性进行判断,一般偏离 3σ 以上往往意味着小概率的严重事件。Grumm^[12]给出了大气可降水量、850 hPa 水汽通量、850 hPa 风和相应标准化距平分析(图 13)。可以看到 3 个物理量偏离气候的平均程度都达到了 3σ 以上,尤其是北京地区 850 hPa水汽通量甚至达到了 6σ ,显示为极其异常,与气候常态相比,此次过程水汽输送非常充沛,可见此次过程是一次极端的强降水过程。

从 54511 站 2007 年以来日降水量 ≥ 50 mm 的 7 次暴雨个例分析来看,7 次暴雨个例平均整层可降

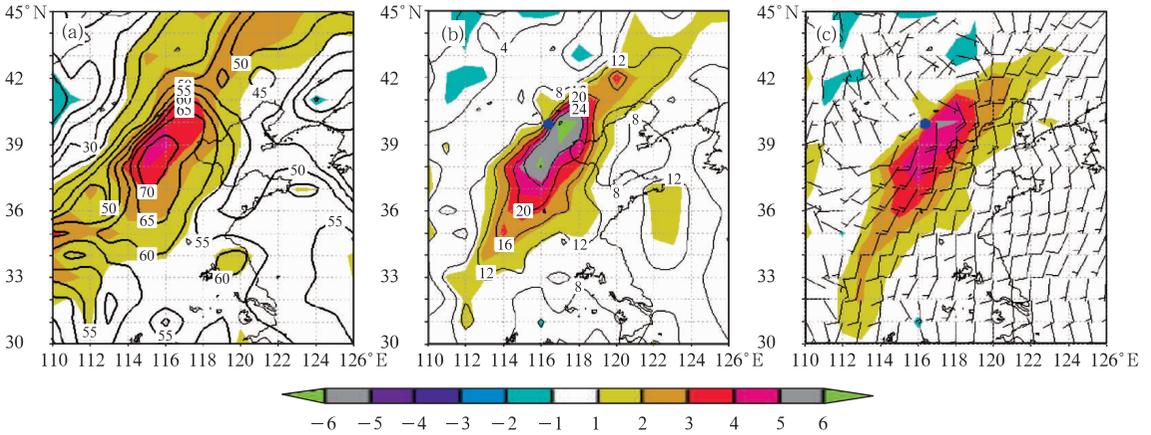


图 13 2012 年 7 月 21 日 20 时 GFS 模式(a)大气可降水量(单位: mm)、(b)850 hPa 水汽通量 [单位: $10^{-3} \text{ g} \cdot (\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$]和(c)850 hPa 风(等值线),以及其标准化距平(阴影)^[12]

Fig. 13 GFS model (a) atmospheric precipitable water (unit: mm), (b) 850 hPa moisture flux [unit: $10^{-3} \text{ g} \cdot (\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$], and (c) 850 hPa wind (isoline) and their standardized anomaly (shaded) at 20 BT 21 July 2012^[12]

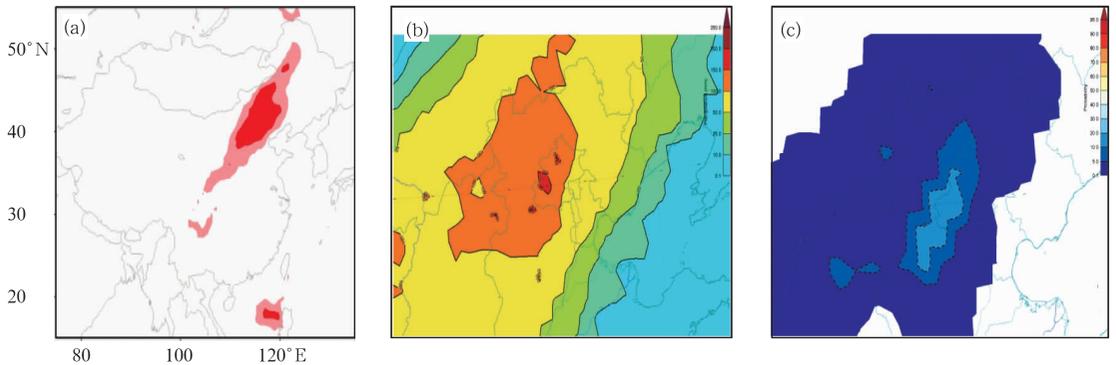


图 14 集合预报结果

(a)极端降水指数,(b)降水最大值(单位:mm),(c)暴雨概率(单位:%)

Fig. 14 Ensemble prediction of (a) EFI of 24 h accumulated precipitation,

(b) maximum precipitation (unit: mm) and (c) precipitation probability (unit: %)

水量为 55 mm,水汽通量散度为 $111 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot (\text{hPa} \cdot \text{s})^{-1}$,本次过程均明显高于平均值,再次表明了这次降水过程的极端性(文献[1]中图 11)

3.3 集合预报对极端降水的指示作用

集合数值预报模式对于这次降水的极端性有一定的体现。全球集合模式通过集合成员与模式气候比较构建极端降水指数 EFI^[13],EFI 对极端天气的预报具有一定指示意义。此次过程 EFI 显示,华北西部到内蒙古东部一带将有异常降水(粉色),其中北京西部及北部地区为极端降水(红色)(图 14a)。EC 集合预报的降水量最大值分布也可以看到北京中西部地区累积雨量将达到 100 mm 以上,而其发生的集合概率约为 30%左右(图 14)。但是集合模式对于这次降水的落区预报偏西,量级偏小的问题值得注意,集合预报对极端强降水的预报为预报员提供了参考,但在使用上还需不断积累经验。

3.4 对 MCS 的特点及“列车效应”等问题的分析

以上是短期预报极端降水的主要思路,但从临近预报角度来讲,其极端性的把握则需要与直接造成降水的中小尺度对流系统相联系。由于“列车效应”、后向传播以及系统的停滞少动将会使系统影响时间变长,从而带来较大雨量,故在短时临近预报中需要判断 MCSs 的生成、移动和类型。此次过程东侧高压阻挡和低涡北跳,使得整个 MCSs 前期东移缓慢。有利的中尺度条件使 MCSs 后向传播,从而造成明显的“列车效应”,最终导致了 MCSs 在北京地区产生了较长时间的强降水^[14]。可见 MCSs 的生成移动发展等特点的预判对于极端降水事件的预报非常重要,当然这需要短时临近预报员对天气背景有较好的把握且具备一定的短时临近预报经验才能做出较为准确的判断。在强降水的落区和量级预报中,还必须考虑中尺度天气系统与地形、城市热岛等引起的环流相互作用的问题。

4 结论和思考

(1)本次过程为典型华北暴雨环流形势,北涡南槽、东高西低。低层低涡及其切变线移至高空强辐散流场下并与其耦合是直接诱因。

(2)较高的环境相对湿度和湿层较厚,较低的抬升凝结高度和自由对流高度以及热带性质的降水有利于提高降水效率。

(3)水汽含量异常大,整层大气可降水量达 60~80 mm,可作为判断极端降水的重要因子。

(4)环境大气中下层具有条件性不稳定,上层具有湿中性层结,CAPE 值中等,上层干侵入增加了对流不稳定,有利于上升运动发展。

(5)低涡切变线及华北地形共同触发了 MCSs 的生成。

(6)MCSs 首先在暖区发生发展,低涡北跳、MCSs 后向传播特性使暖区 MCSs 东移速度慢,形成“列车效应”,降雨持续时间拉长。

本次过程模式和预报员对午后暖区降水的预报能力都较弱,一是强降水开始时间预报偏晚,而且降水量级预报偏小。暖区暴雨突发性强、发展速度快、影响系统不易分辨的特点,一直是预报中的难点。这次过程北京中西部降水主要是发生在锋前的暖区内,应该说主要影响系统——暖区切变线还是比较清楚的,但降水系统发展速度之快、强度之强还是出乎意料。模式对整个锋面系统降水都预报出来,但对暖区降水预报明显偏弱。因此对暖区暴雨发生发展机理还需不断深入研究,通过改进模式分辨率、物理过程和参数化方案,有可能改进数值预报模式对暖区降水的预报性能。另外对极端降水发生发展的物理规律也必须加以研究,尤其是对构成极端降水的各因子的演变特点及综合表现需要进一步认识。

另外,本次过程模式低层分析场与观测场有较大出入,分析风向为偏南风,而观测为东南风,显然东南风与地形的作用会加大,对降雨的增幅更加明显。因此对低层天气系统除了加强检验外,如何提高模式对边界层性质特征的细致精确地刻画及边界层资料同化等方面还需做大量工作。

致谢:感谢数值预报中心陈静提供了有关集合预报极端天气预报指数方面的资料。

参考文献

- [1] 湛芸,孙军,徐璐,等. 北京 721 特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析和思考[J]. 气象,2012,38(10):1255-1266.
- [2] 孙建华,张小玲,卫捷,等. 20 世纪 90 年代华北暴雨过程特征的分析研究[J]. 气候与环境研究,2005,10(3):492-506.
- [3] Maddox R A, Chappell C F, Hoxit L R. Synoptic and meso-

- α scale aspects of flash flood events[J]. Bull Amer Meteor Soc, 1979, 60(2): 115-123.
- [4] Doswell III C A, Brooks H E, Maddox R A. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. Wea Forecasting, 1996, 11(4): 560-581.
- [5] 俞小鼎. 基于构成要素的预报方法——配料法[J]. 气象, 2011, 37(8): 913-918.
- [6] 李青春, 张朝林, 楚艳丽, 等. GPS 遥感大气可降水量在暴雨天气过程分析中的应用[J]. 气象, 2007, 33(6): 51-58.
- [7] 吴庆梅, 杨波, 王国荣, 等. 北京地形和热岛效应对一次 β 中尺度暴雨的作用[J]. 气象, 2012, 38(2): 174-181.
- [8] 吴庆梅, 郭虎, 杨波, 等. 地形和城市热力环流对北京地区一次 β 中尺度暴雨的影响[J]. 气象, 2009, 35(12): 58-64.
- [9] 孙继松, 杨波. 地形与城市环流共同作用下的 β 中尺度暴雨[J]. 大气科学, 2008, 36(6): 1352-1364.
- [10] Corfidi S F, Merrit J H, Fritsch J M. Predicting the movement of mesoscale convective complexes[J]. Wea Forecasting, 1996, 11(1): 41-46.
- [11] 柯文华, 俞小鼎, 林伟旺, 等. 一次由“列车效应”造成的致洪暴雨分析研究[J]. 气象, 2012, 38(5): 552-560.
- [12] Grumm R H. Beijing flood of 21 July 2012-Draft[R]. NWS State College Case Examples, 2012.
- [13] Lalaurette F. Early detection of abnormal weather conditions using a probabilistic extreme forecast index[J]. Q J R Meteorol Soc, 2003, 129(594): 3037-3057.
- [14] 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.