

姚晨, 张雪晨, 毛冬艳. 滁州地区不同类型特大暴雨过程的对比分析[J]. 气象, 2010, 36(11): 18-25.

滁州地区不同类型特大暴雨过程的对比分析^{*1}

姚 晨^{1,2} 张雪晨² 毛冬艳³

1 南京大学大气科学学院, 南京 210093

2 安徽省气象台, 合肥 230031

3 国家气象中心, 北京 100081

提 要: 利用常规探测资料、多普勒雷达资料和 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 的再分析资料对安徽省滁州地区 2008 年 8 月 1 日减弱台风特大暴雨(简称“0808”过程)和 2003 年 7 月 5 日梅雨期特大暴雨(简称“0307”过程)进行了诊断对比分析。结果表明: 超低空急流的增强对暴雨尤其是夜间暴雨的形成有提示作用; 两次过程中都有次级环流的存在, 作用方式有所不同, 对高低空系统都有加强作用; 其中“0808”过程中减弱台风携带的大量水汽对特大暴雨产生有重要作用, 不需要很强的水汽输送就能产生强降水; 特大暴雨强的水汽辐合中心都位于边界层内; 冷空气的侵入对特大暴雨有重要作用; 长时间降水回波的停滞是“0307”过程的主要原因。由强风暴造成的对流降水是“0808”过程在多普勒雷达产品上的主要特征。

关键词: 特大暴雨, 低空急流, 水汽, 冷空气, 多普勒雷达

Comparison of Different Types of Heavy Rainfall Events in Chuzhou Region, Anhui Province

YAO Chen^{1,2} ZHANG Xuechen² MAO Dongyan³

1 Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093

2 Anhui Meteorological Observatory, Hefei 230031

3 National Meteorological Center, Beijing 100081

Abstract: Based on the conventional observation data, Doppler radar data and NCEP ($1^\circ \times 1^\circ$) reanalysis data, the causes for weakened typhoon-generated heavy rainfall on 8 August, 2008 (called “0808” process for short) and Meiyu-period heavy rainfall on 4 July, 2003 (called “0307” process for short) in Chuzhou, Anhui Province are diagnosed and analyzed. The diagnostic results show that the enhancing of low-level jet can prompt heavy rainfall, especially heavy rainfall happening during night. In these two heavy rainfall events there exist secondary circulations, but the modes of their action are different, they both enhance high- and low-level weather systems. A great amount of water vapor from the weakened typhoon plays an important role in the “0808” process, and a strong water vapor transport is not necessary for producing heavy precipitation. Meanwhile the strong water vapor convergence center of heavy rainfall is located in the boundary layer, and cold air is important for heavy rainfall. During the “0307” process, radar precipitation echoes stay for long time. And the main feature of “0808” process in Doppler radar is that severe storms lead to convective precipitation.

Key words: heavy rainfall, low-level jet, water vapor, cold air, Doppler radar

* 2009 年公益类行业专项“中尺度对流性天气诊断分析方法研究”(GYHY200906003)、中国气象局新技术推广项目(CMATG2007M35)、中国气象局气象新技术推广预报员专项“0801”苏皖强降水与“凤凰”台风的关系”共同资助

2009 年 4 月 9 日收稿; 2010 年 7 月 13 日收修定稿

第一作者: 姚晨, 主要从事天气预报研究. Email: ycamo@163.com

引 言

2003 年 7 月 4 日,受华西低槽和低涡切变线的共同影响,江苏中南部和安徽中东部地区出现大范围的暴雨天气,大暴雨区位于苏皖中部交界(简称“0307”过程)。本次降水过程最大降水量出现在安徽省滁州市,7 月 4 日 20 时至 5 日 20 时累计雨量为 351.7 mm。

2008 年 8 月 1 日,在减弱的“凤凰”台风和冷空气的共同作用下,安徽省淮河以南普降暴雨,大暴雨区位于安徽省江淮之间东部(简称“0808”过程),本次过程最大降水量:7 月 31 日 20 时至 8 月 2 日 20 时 48 小时累计降水量全椒和滁州都超过了 500 mm,其中在 8 月 1 日 08 时至 2 日 08 时,滁州 24 小时雨量为 428.5 mm。两次特大暴雨过程降水强度都特别大,致使滁州市发生了相当严重的内涝,给人民群众的生产生活产生了很大的影响。

胡燕平等许多专家^[1-9]利用常规探测资料和 NCEP 再分析资料对不同影响系统的特大暴雨进行了天气学和动力学诊断分析。本文利用常规探测资料、多普勒雷达资料和 NCEP 再分析资料全面分析了滁州地区两次不同类型特大暴雨的环流特征、水

汽条件、不稳定条件和雷达回波特征。揭示两次特大暴雨在动力、热力、水汽等方面的异同点,从而找出有利于特大暴雨产生的环境条件和物理机制。

1 超低空急流分析

朱乾根等^[10]认为,超低空急流是暴雨区所需水汽的提供者、是暴雨区超低空对流不稳定层结的建立者和维持者、是暴雨区超低空天气尺度上升气流的建立者和对流不稳定能量释放的触发者。因此,不少暴雨过程都有边界层急流与之对应。

1.1 急流水平分布

“0307”过程:7 月 4 日 20 时的水平风场配置如图 1a,200 hPa 上安徽北部为一片风速大于 $30 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 高空急流区,安徽淮北位于高空急流的南部,风速超过 $50 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的急流轴位于 37°N 附近,滁州位于高空急流入口区右侧,同时也是低空急流的左侧。

“0808”过程:8 月 1 日 08 时水平风场配置如图 1b,暴雨区南侧、安徽沿江以南 $850 \sim 925 \text{ hPa}$ 为一致的西南风,风速在经过沿江时有所增大,南京站 925 hPa 上风速达到 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。此次过程的急流主要出现在低层,高空风速很小。

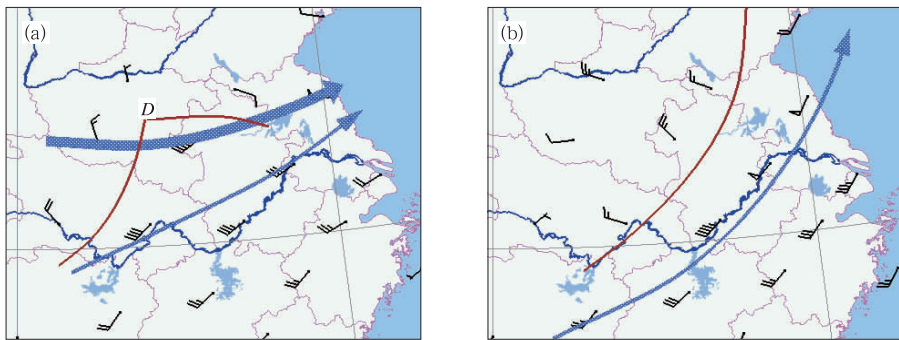


图 1 2003 年 7 月 4 日 20 时(a)和 2008 年 8 月 1 日 08 时(b)风场水平分布图

(a) 风向杆:850 hPa 风场;细箭头:850 hPa 急流;粗箭头:200 hPa 急流;细实线:850 hPa 槽线切变线; (b) 风向杆:925 hPa 风场;细箭头:925 hPa 急流;细实线:850 hPa 槽线

Fig. 1 Horizontal distributions of wind at 20:00 BT 4 July 2003 (a) and at 08:00 BT 1 August 2008 (b)

(a) wind shaft: 850 hPa wind; thin arrow: 850 hPa jet; thick arrow: 200 hPa jet; thin line: 850 hPa trough lines; (b) wind shaft: 925 hPa wind; thin arrow: 925 hPa jet; thin line: 850 hPa trough line

1.2 全风速时序图

依据两次过程全风速时序变化图(图 2)可见,两次过程共同点是:强降水发生前在 925 hPa 上都出现了大于 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的极大风速值。“0307”过程中 7 月 4 日 08 时和 5 日 02 时在 925 hPa 上的西南

风速都增大到 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,而对应于 4 日 20 时前后和 5 日 08 时前后这两个时段出现了强降水。“0808”过程中 2008 年 8 月 1 日 08 时和 20 时的超低空急流则对应 1 日 20 时至 2 日 02 时这段时间内的特大暴雨。强降水发生前 6~12 小时开始出现超低空急流,超低空急流对暴雨、特大暴雨的发生有着

提示性的前兆作用。

两次过程中超低空急流均有明显的日变化,低空风速一般从 20 时开始增大,在次日 08 时之后开始减小,风速的大值时段基本可对应降水的峰值时段;14 时的低空风速都明显小于整个过程中的平均西南风速。过去的许多研究也表明低空急流在夜间

会增大,这也是这两次过程夜间都出现了强降水的原因之一。

而不同之处在于:“0307”过程中整层均为全风速大值区。“0808”过程则明显不同:200~850 hPa 的风速一直较小,高空引导气流很弱,只有在 850 hPa 以下才有较大的风速值。

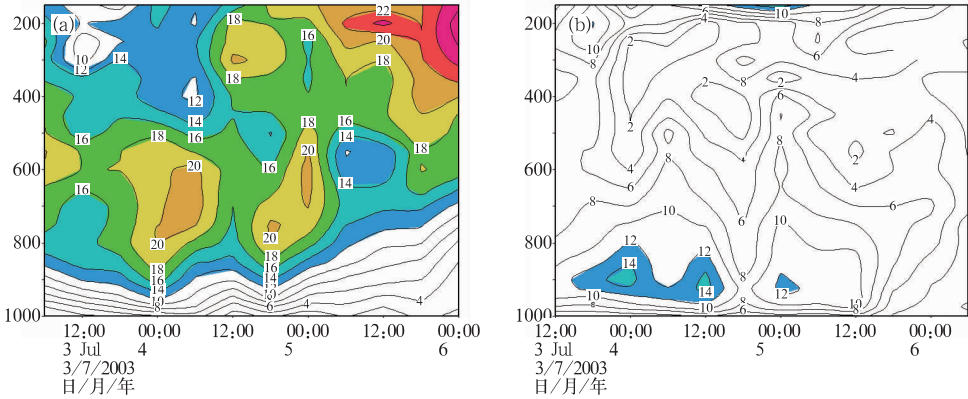


图 2 2003 年 7 月 3 日 14 时至 6 日 08 时 (a) 和 2008 年 7 月 31 日 08 时至 3 日 02 时 (b) 暴雨区 (118°E, 32°N) 全风速垂直时序图

Fig. 2 Temporal evolution of wind speed cross sections in heavy rainfall area (32°N, 118°E) (a) from 14:00 BT 3 July to 08:00 BT 6 July 2003; (b) from 08:00 BT 31 July to 02:00 BT 3 August 2008

2 纬向垂直环流分析

图 3 中可以看出:2003 年个例中,7 月 4 日 20 时,112°~122°E 有一支深厚的低空西南气流倾斜上升,使暖空气在暴雨区 (118°E) 上空中低层集中。高空急流入口区、低空急流出口区分别出现两个上升运动中心,高空急流的出口区为下沉运动中心对

应的辐散区,和低层上升运动中心对应的辐合区相配合,暴雨区位于高层辐散和低层辐合相叠加的区域。在这两者的共同作用下,随后暴雨区上空的上升运动有很强的发展。因此可看出,“0307”过程中滁州地区特大暴雨是在高低空急流的共同作用下,导致暴雨区上空垂直方向上有强的“抽气机制”,同时在纬向上高空有次级环流发展,加剧了暴雨区上空的上升运动。

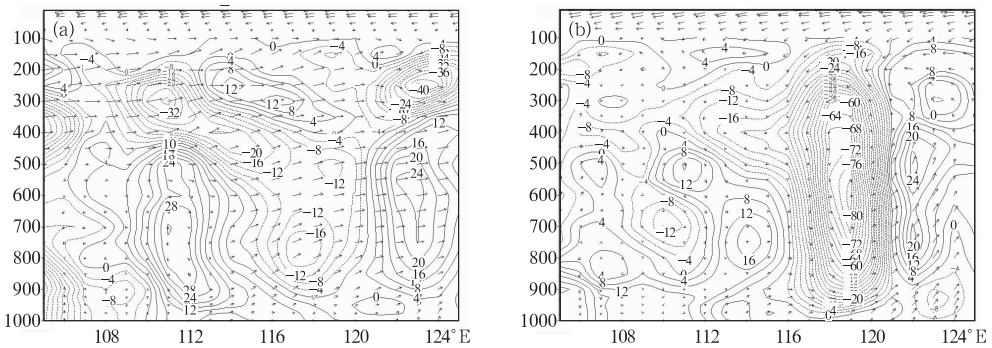


图 3 2003 年 7 月 4 日 20 时 (a) 和 2008 年 8 月 2 日 02 时 (b) 风矢量和垂直速度纬向 (32°N) 剖面图

Fig. 3 Vertical cross sections of wind vector and vertical velocity along 32°N for (a) 20:00 BT 4 July 2003 and (b) 02:00 BT 2 August 2008

“0808”过程中,8 月 2 日 02 时,118°~120°E 从低层至 500 hPa 气流呈气旋式旋转,随高度向东发展。暴雨区的东侧倾斜上升的偏南气流和西侧槽后的一支下沉气流构成了一热力垂直环流,暖空气上

升,冷空气下沉,使有效位能转化为动能,揭示了冷空气从高层向低层侵入,导致低层大气的斜压性增强,使系统获得动能,维持并加强,产生强降水。此外,垂直速度场上有一强的上升运动中心,垂直面上

构成了一次级动力环流,有利于地面低值系统的维持发展。

由此可见,两次过程垂直结构上均出现高空的次级环流,导致雨区雨势加大,但“0307”过程主要是高低空急流耦合,“0808”过程是次级环流与低压系统互相影响,两次过程高空次级环流对系统的作用方式是不同的。

3 水汽输送和收支特征分析

充足的水汽供给是暴雨产生并维持的必要条件之一。对两次过程暴雨区周围 $30^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $116^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 区域内四个边界各层的水汽收支进行计算,分析结果表明:东边界为水汽的主要输出方向,南边界为水汽的主要输入方向。400 hPa 以上主要为水汽流出层,配合高层的辐散运动,将水汽向外输送。400 hPa 以下为水汽的流入层,通过中低层的辐合将周围的水汽汇集到暴雨区上空,其中 50% 以上的水汽输入主要集中在 850 hPa 以下。

从暴雨区上空各层水汽收支廓线(图 4)看,“0307”过程中,2003 年 7 月 4 日 20 时,500 hPa 以下各层水汽通量分布均匀,整层水汽的主要来源都是西边界和南边界的输入,东边界和北边界以流出为主,水汽源是由西南急流带来的孟加拉湾和南海的水汽。与之不同,“0808”过程中,2008 年 8 月 1 日 20 时 1000 hPa 至 300 hPa 的累计水汽通量达到了 $143.9\times 10^7 \text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$,其中 900 hPa 以下的水汽通量为 $99.9\times 10^7 \text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}$,占 300 hPa 以下水汽总输入的 69%。垂直方向上最大的水汽通量出现在 900~950 hPa,位于边界层内,其中西边界和南边界为主要的输入方向,北边界也有一定水汽流入。到了中高层 600~700 hPa,水汽通量出现了另一个峰值,此时北边界的水汽输入起主要作用。从以上的分析可总结出,“0307”过程中,西南急流的水汽输送是强降水的主要水汽源,500 hPa 以下各层水汽通量分布均匀。而在“0808”过程中,热带低压自身携带的水汽则为强降水提供了所需的大量水汽,水汽的输入主要集中在低层。

水汽通量散度场分析结果表明,两次特大暴雨发生时 600 hPa 以上为辐散,之下为辐合。低层水汽辐合中心位于 950 hPa 以下,辐合中心强度很强,最强辐合强度都在 $-150\times 10^{-8} \text{ g}\cdot(\text{cm}^2\cdot\text{hPa}\cdot\text{s})^{-1}$ 以上。强降水发生时,还伴随着低层辐合强度

的明显增大,辐合中心向下发展,辐散中心向上发展等特征,水汽辐合层厚度增大,表征着对流发展趋于更加旺盛的状态。

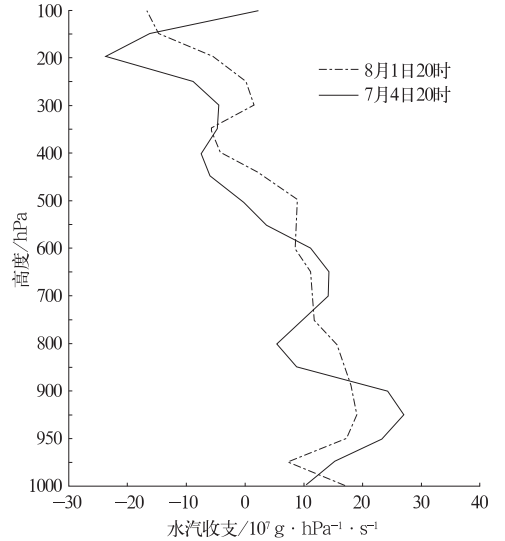


图 4 暴雨区周围 ($30^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $116^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$) 水汽收支廓线

Fig. 4 Vertical profiles of vapor flux budget around heavy rainfall area ($30^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $116^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$)

4 对流稳定度分析

4.1 假相当位温 θ_w 时空分布

从暴雨区上空假相当位温的垂直分布(图 5)看,“0307”过程暴雨发生前 4 日 20 时 600 hPa 以下 θ_w 随高度减小,为对流不稳定区。600~850 hPa 上 θ_w 随高度减小迅速,有利于对流发展的区域位于中层;从不稳定度发展的时间上看,暴雨发生时 5 日 08 时,650 hPa 以下的 θ_w 有所减小,这次过程中,冷空气主要从中层侵入。冷空气侵入后,不稳定能量有所释放,强降水随之发生。对应雨量时序图上,5 日 08 时前后,出现了连续 6 小时的短时强降水,在这段时间内的累积降水量为 177.1 mm,占日总雨量的 50%。

“0808”过程发生前,1 日 14 时在低层 850 hPa 以下 θ_w 随高度迅速递减,850 hPa 和 1000 hPa 间的 θ_w 之差达到了 17 K,说明此时暴雨区上空受减弱热带低压的影响,低层大气状态极不稳定。1 日 20 时强降水发生时,500 hPa 附近 θ_w 较前一个时次减小了 4 K,说明冷空气从高层入侵。而从雨量的时序分布看,在冷空气侵入后,降水量对应出现了一段时间的峰值,在这次过程中表现尤为明显:在 1 日 20

时—2 日 01 时这 5 个小时内,累积雨量达到了 299.2 mm,占日总雨量的 70%。

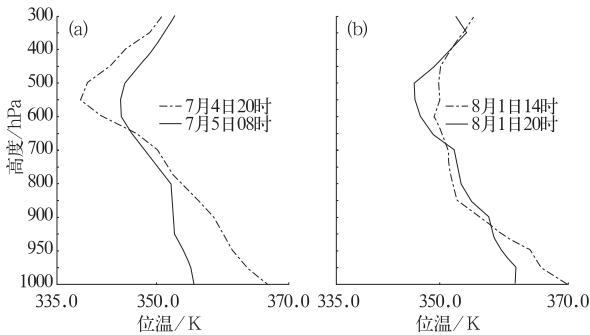


图 5 2003 年 7 月 5 日(a)和 2008 年 8 月 1 日滁州暴雨区(32°N,118°E)上空假相当位温垂直廓线
Fig. 5 Vertical profiles of θ_w over heavy rainfall area (32°N,118°E)

5 中尺度对流系统分析

5.1 对流潜势分析

判断强对流潜势的两个重要对流参数分别是对流有效位能和垂直风切变。滁州站无探空资料,周边有徐州、阜阳、南京 3 个探空站,由于探空站稀少,探空资料的时间频次低等关系,实况探空并不能精确反映出暴雨区上空大气层结的变化情况。先采用 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料计算滁州站的 CAPE 值和 0~6 km 的垂直风切变:2003 年 7 月 4 日 20 时滁州上空的 CAPE 值为 $1581 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,0~6 km 的垂直风切变为 $2.9 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,5 日 02 时分别为 $595 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $2.4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,至 5 日 08 时,CAPE 值降为 $209 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,0~6 km 的垂直风切变为 $3.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,同时抬升凝结高度在过程中也有所下降。而从实况探空来看,7 月 4 日 20 时至 7 月 5 日 08 时,离滁州最近的南京站 CAPE 值由 $1428 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ (见表 1)下降为 $492 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,抬升凝结高度也由原来的 931 hPa 降至 1000 hPa,0~6 km 的垂直风切变由 $3.4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 加强到 $5.2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。

在 2008 年的个例中,NCEP 再分析资料滁州站的 CAPE 值和 0~6 km 的垂直风切变 1 日 20 时为 $610 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $1.7 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,2 日 02 时分别为 $280 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $1.1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,2 日 08 时为 $367 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $1.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。实况探空上 2008 年 8 月 1 日 20 时,南京的 CAPE 为 $425 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,抬升凝结高度为 1004 hPa,0~6 km 的垂直风切变为 $1.8 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$,2 日 08 时强降水结束时,南京站的 CAPE 为

$696 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,抬升凝结高度为 989 hPa,0~6 km 的垂直风切变为 $1.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。整个强降水过程中一直维持着较小的 CAPE 值、弱的垂直风切变和低的抬升凝结高度。需要说明的是,虽然南京站的 CAPE 值变化不大,但徐州和阜阳站的 CAPE 值有非常明显的减小,可以看出在强降水发生后暴雨区北部的能量有所释放。

由再分析资料和实况探空的计算结果都可看出:两次过程中暴雨区周边大气中的对流有效位能在强降水发生之后有所减小,说明随着降水的发生,大气中的不稳定能量有所释放。“0307”过程发生在中等强度的对流有效位能和中等强度的垂直风切变中,一般认为,这种大气环境有利于对流风暴的维持,产生强降水。“0808”过程虽然暴雨区上空为弱对流有效位能和弱垂直风切变的环境,但由于受减弱热带低压的影响,过程中滁州上空一直维持较低的抬升凝结高度,而两次过程的 0 °C 层高度基本相同,因此“0808”过程中的暖云层厚度(即 0 °C 高度与抬升凝结高度之间的距离)大于“0307”过程,导致“0808”过程的降水效率高。

表 1 特大暴雨发生前后滁州周边各探空站的对流有效位能(CAPE)、抬升凝结高度(LCL)和垂直风切变(SHR)
Table 1 Upper air sounding data around Chuzhou area before and after the heavy rainfall (CAPE, LCL and SHR)

时间	站点	CAPE / $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	HLCL / hPa	SHR / s^{-1}
1 日 20 时	南京	425	1004	1.8×10^{-3}
	徐州	2679	969	1.8×10^{-3}
	阜阳	4003	972	2.1×10^{-3}
2 日 08 时	南京	696	989	1.0×10^{-3}
	徐州	42	970	1.7×10^{-3}
	阜阳	773	988	1.7×10^{-3}
4 日 20 时	南京	1428	931	3.4×10^{-3}
	徐州	0	955	1.5×10^{-3}
	阜阳	0	999	2.6×10^{-3}
5 日 08 时	南京	492	1000	5.2×10^{-3}
	徐州	0	970	0.5×10^{-3}
	阜阳	28	999	1.5×10^{-3}

5.2 雷达回波特征和中尺度对流系统的地面观测特征分析

从雷达回波的演变和降水的逐时分布看(图 7),在对流系统的初生阶段:8 月 1 日 19—20 时滁州上空开始有较强的中尺度对流回波发展,平均回波强度为 40~50 dBz。结合地面自动站逐时

资料看, 8 月 1 日 20 时, 蚌埠至滁州一带有南北向的中尺度辐合线存在, 辐合线左侧为偏北风, 右侧是偏东风。在对流系统发展旺盛的阶段 1 日 21—23 时, 地面辐合线上的辐合有所加强, 同时辐合线及其北部的正变压强度也有明显的增强。雷达风暴追踪信息产品显示, 在 8 月 1 日 20 时至 2 日 01 时滁州北部不断有新的对流风暴单体发展并向南移动, 这个时段中共有 4 个风暴单体经过滁州上空, 强度最强的为最后一个风暴, 最强回波发展到 58 dBz, 同时径向速度场上可分析出一对正负速度对, 强风暴结构非常明显。此风暴存在的时段亦为地面辐合线

加强的时段, 生命史很长, 在 21 时前就开始被编号, 至 23 时消亡减弱, 持续时间 2 小时, 一直稳定在滁州附近上空, 维持少动, 直接造成了这两个小时内 130 mm 的强降水。2 日 00 时中尺度辐合线有所减弱, 01 时中尺度辐合线减弱消失。而随着地面辐合线的减弱, 2 日 00 时之后, 暴雨区北部亦不再有强的风暴单体形成, 回波强度逐渐减弱, 强降水时段也相应结束。因此可认为: 8 月 1 日 20 时至 2 日 01 时雷达回波在滁州北部有组织地发展, 与地面图(图 6)上蚌埠到滁州(图中三角形位置为滁州)之间中尺度风场辐合线的维持发展相联系。

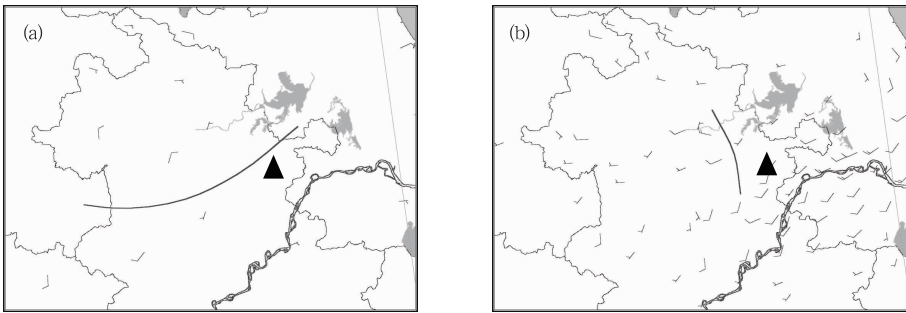


图 6 2003 年 7 月 5 日 08 时(a)和 2008 年 8 月 1 日 23 时(b)地面风场
Fig. 6 Surface wind fields at 08:00 BT 5 July 2003 (a) and at 23:00 BT 1 August 2008 (b)

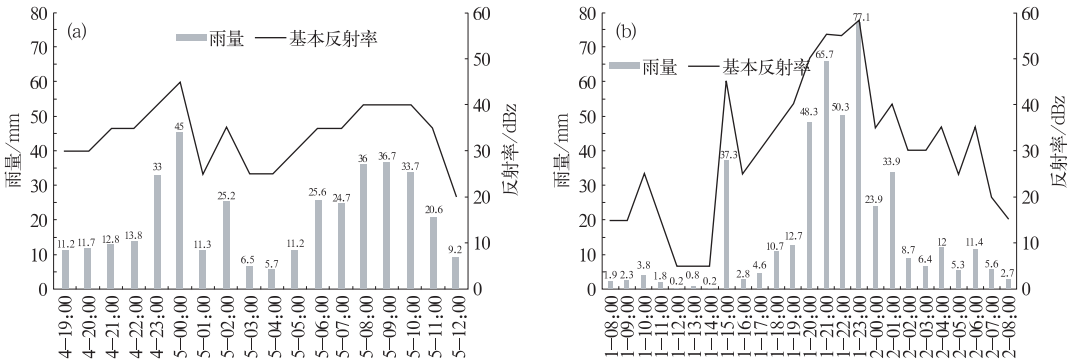


图 7 2003 年 7 月 4 日 19 时至 5 日 12 时(a)与 2008 年 8 月 1 日 08 时至 2 日 08 时(b)滁州(32°N, 118°E)逐时雨量及逐时平均基本反射率图
Fig. 7 Time series of hourly precipitation and radar reflectivity at Chuzhou for (a) from 19:00 BT 4 July to 12:00 BT 5 July 2003 (a) and (b) from 08:00 BT 1 August to 08:00 BT 2 August 2008 (b)

在 2003 年个例中, 由于无逐时的地面自动站资料, 只能利用常规地面资料分析, 资料的时间和空间密度都不能与“0808”过程相比, 因此并不能准确地分析出辐合线的生成、发展、消亡及移动情况, 但从有限的资料可看出: 7 月 4 日 20 时, 安徽江淮之间就已经有地面辐合线存在并一直维持, 5 日 08 时, 地面辐合线的强度较前几个时次有所加强, 辐合线及其北部的正变压强度也较前几个时次有非常明显的增强。从雷达回波上的演变看: 自 7 月 4 日 22 时起, 在合肥北部就有一条东西向平均回波强度在 30

~40 dBz 的混合性降水回波带维持, 滁州位于此回波带上, 回波带上最强回波强度为 45 dBz, 降水回波以 30 km · h⁻¹ 的较快速度沿 500 hPa 引导气流向偏东方向移动。5 日 02 时此回波带有所减弱。5 日 05 时左右, 在前一块已减弱的层状云降水回波的后部又开始有新回波发展, 新回波的强度维持在 45 dBz 左右, 滁州位于后发展的新回波区内, 对应实况降水也开始有所加强。此时, 高低空引导气流的方向依然为西南偏西, 在旧风暴的后部不断有新风暴生成, 对流风暴的传播方向和移动方向相反, 且移速

相当。故回波移动缓慢或少动,在滁州维持了较长时间,至 11 时前后才逐渐减弱消散。过程中较强回波停留在暴雨区上空的时间达 10 小时之久。

另外垂直剖面图上可以看出,“0808”过程中对流回波的平均高度都在 12 km 左右,最强的对流回波发展高度则超过了 14 km(滁州位于图 8 中距离

雷达站 110 km 附近),大于 30 dBz 的回波向上发展至 9 km,而直接导致强降水的大于 50 dBz 的强回波主要集中在 3 km 以下。“0307”过程中经过滁州的回波带平均高度在 8 km 左右,最强回波高度发展到 13 km。强降水时刻低层没有出现大于 50 dBz 的强回波,大于 30 dBz 的回波发展到 6 km 左右。

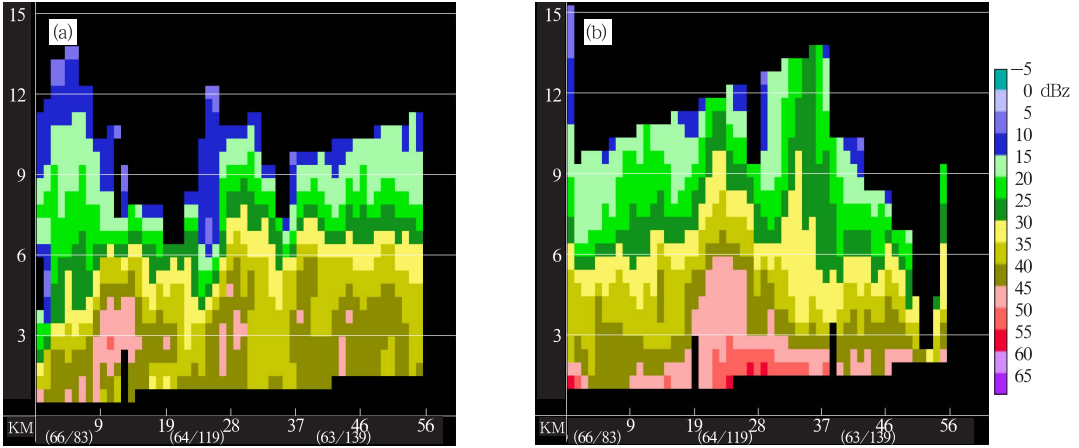


图 8 2003 年 7 月 5 日 08:28(a)和 2008 年 8 月 1 日 22:42(b)两次过程中降水最强时刻反射率因子垂直剖面图

Fig. 8 Vertical cross sections of reflectivity at strongest precipitation time for the two processes: (a) 08:28 BT 5 July 2003 and (b) 22:42 BT 1 August 2008

由以上分析可看出:两场特大暴雨的相同之处表现在地面辐合线的生消都伴随着较强降水回波的生消,对流风暴的旺盛发展均与地面中尺度辐合线的加强相联系,同时辐合线及其后部有正变压也有所加强。两次过程的不同点在于,“0307”过程中辐合线的尺度较大,东西向辐合线所在的位置即为带状雷达回波的位置,“0808”过程中的辐合线属于 β 中尺度,因此强降水也为块状对流系统连续移动造成。此外,从雷达回波图上还可看出:“0307”过程中

降水回波发展的强度和高度没有“0808”过程强,但其降水回波一直稳定少动,维持的时间较“0808”过程长 1 倍,这是造成“0307”特大暴雨的主要原因。

5.3 VWP 产品分析

“0307”过程中,1~5 km 高度为西南气流,最大的西南风风速在 3~4 km 高度的区域,达到了 $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (见图 9),且稳定维持的时间长,导致降水回波在暴雨区上空维持少动。

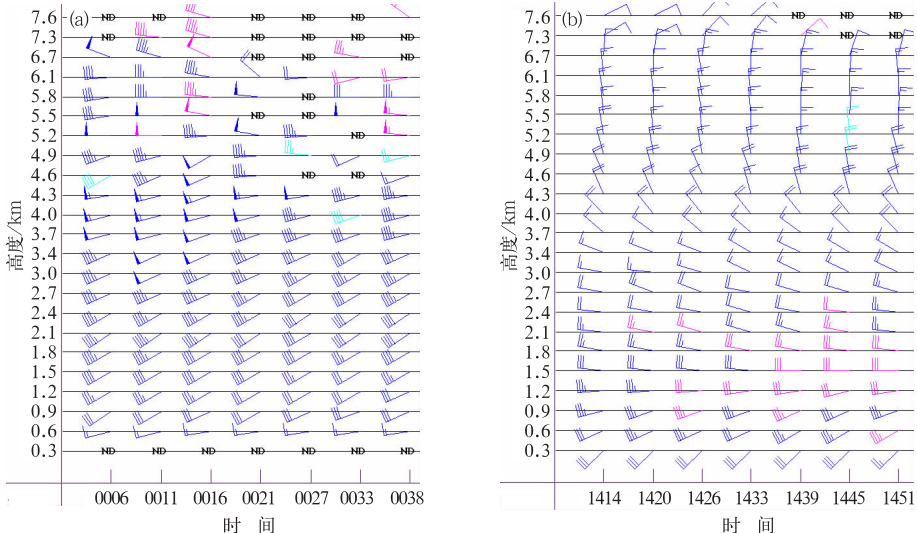


图 9 2003 年 7 月 5 日合肥雷达(a)和 2008 年 8 月 1 日南京雷达(b)风廓线

Fig. 9 Radar VWP products on 5 July 2003 at Hefei (a) and on 1 August 2008 at Nanjing (b)

“0808”过程中,从南京雷达的风廓线产品可看出:强降水发生前,仅地面到 0.3 km 的高度为西南气流,0.3 km 高度之上为偏西到西北气流,至降水最强时段西南气流逐渐向上发展到 1.2 km 处,其中在 0.6~1.2 km 高度上的西南风速最大,为 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$;1.2~1.8 km 为偏西气流,1.8~4.6 km 为西北气流。风随高度顺转,为暖平流。强降水时段最大的风切变区位于地面至 1 km 的高度处,风切变值也由强降水前的 $4 \sim 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增至为 $8 \sim 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,强降水时刻低层风切变值比“0307”过程大。由此可看出,两次过程的不同之处在于,“0307”过程中西南气流稳定深厚,高度位于 1~5 km 处,有利于风暴的持久维持。“0808”过程中西南气流高度主要位于地面到 1.2 km 处,主要表现为低层的风切变较大。

6 结 论

通过分析两次不同类型特大暴雨天气过程,可以发现两次过程既有一般特大暴雨发生时所需的强动力、热力、水汽等条件,又有各自的特点。

(1) 两次特大暴雨过程中,超低空急流的增强对暴雨尤其是夜间暴雨的形成有前兆作用;次级环流对高低空系统有加强作用,但作用的方式两次过程有所不同。

(2) 从水汽的辐合上来看,两次过程最强的水汽辐合中心都位于边界层内(950 hPa);不同的是台风自身携带的大量水汽为特大暴雨产生提供了有利条件,使得不需要很强的水汽输送就能产生强降水。

(3) 冷空气侵入在这两次过程中起了重要作用。两场特大暴雨的相同之处表现在对流的旺盛发展均与地面中尺度辐合线的加强相联系,辐合线及其后部的正变压也有所加强。

(4) 雷达资料分析表明:“0307”过程中西南气流稳定深厚,高度位于 2~5 km 处,有利于风暴的持久维持,导致特大暴雨。“0808”过程中西南气流高度主要位于地面到 1.2 km 处,主要表现为低层的风切变较大,是由一组强对流风暴对流降水造成的特大暴雨。

参考文献

- [1] 胡燕平,田秀霞,赵规划,等. 沙澧河流域两场大暴雨过程的对比分析[J]. 气象,2008,34(8):95-103.
- [2] 黄小玉,姚蓉,叶成志,等. 梅雨锋引发的“03.7”特大暴雨雷达回波分析[J]. 气象,2008,34(8):45-50.
- [3] 薛建军,康志明,张芳华. 2003年6月29日至7月2日淮河梅雨锋大暴雨过程诊断分析[J]. 气象,2004,30(1):22-27.
- [4] 陈艳秋,袁子鹏,黄阁,等. 一次中尺度急流激发的辽宁大暴雨观测分析[J]. 气象,2009,35(2):41-48.
- [5] 郑媛媛,张小玲,朱红芳,等. 2007年7月8日特大暴雨过程的中尺度特征[J]. 气象,2009,35(2):3-7.
- [6] 张家国,岳阳,牛淑贞,等. 一次长历时特大暴雨多普勒雷达中尺度分析[J]. 气象,2010,36(4):21-26.
- [7] 杨晓霞,王建国,杨学斌,等. 2007年7月18-19日山东省大暴雨天气分析[J]. 气象,2008,34(4):61-70.
- [8] 曹晓岗. “0185”特大暴雨的诊断分析[J]. 气象,2002,28(1):21-25.
- [9] 王东升,康志明,杨克明. 2003年淮河流域梅汛期首场大暴雨成因分析[J]. 气象,2004,30(1):16-21.
- [10] 朱乾根,林锦瑞,寿绍文. 天气学原理与方法[M]. 北京:气象出版社,2000.