

司福意,赵海清,李社宗. 西风槽影响下豫西北两类强对流天气流型和物理量特征分析[J]. 气象与环境科学,2018,41(3):57-63.
Si Fuyi,Zhao Haiqing,Li Shezong. Flow Pattern and Physical Characteristics Analysis of Two Categories of Severe Convective Weather Influenced by Westerly Trough in Northwest Henan[J]. Meteorological and Environmental Sciences,2018,41(3):57-63.
doi:10.16765/j.cnki.1673-7148.2018.03.008

西风槽影响下豫西北两类强对流天气流型和物理量特征分析

司福意¹, 赵海清², 李社宗²

(1. 焦作市气象局,河南 焦作 454003; 2. 郑州市气象局,郑州 450005)

摘 要: 西风槽是诱发豫西北雷雨大风和暴雨等强对流天气的一种重要的天气系统。利用常规高空、地面观测和探空资料,对2001—2015年6—9月受西风槽影响在豫西北发生的区域性强对流天气过程的分析发现,由于近地面暖湿空气势力和侵入冷空气的强弱不同,致使天气系统配置差异显著。根据不同天气系统配置,将由西风槽入侵引起的强对流天气过程分为斜压锋生类和低层暖平流强迫抬升类两种。斜压锋生类的显著特征是配合高空槽的移近,影响系统在 700 hPa 上有明显的冷槽,在近地面层有明显的锋生和锋面移近,锋面逼近使抬升运动增强是强对流天气启动的重要因素;低层暖平流强迫类的影响系统在 700 hPa 上有位势高度槽而无冷槽,槽的南段紧贴或者落后于 500 hPa 槽线,呈前倾结构,强的热力不稳定和深层垂直风切变所形成的动力不稳定是引发这类强对流天气的主要因素,地面辐合线、干线触发了强对流天气。二者在物理量场分布上也有着显著的异同:相同之处在于两类强对流天气均有较强的位势不稳定且积累了大量的不稳定能量,两类强对流过程的 0℃层均接近或超过 5 km。不同之处主要有以下几点:1)斜压锋生类中低层湿度更大,湿层更厚。2)低层暖平流强迫类 850—500 hPa 的温差均值为 27.7℃,大于斜压锋生类的温差。3)斜压锋生类 K 指数均值达 39.6℃,低层暖平流强迫类 K 指数均值为 28.7℃,二者差值高达 10.9℃,而其抬升凝结高度却明显偏低。4)斜压锋生类中低层的垂直风切变较大,而低层暖平流强迫类的对流层高层与近地面间的垂直风切变较大。

关键词: 强对流; 西风槽; 天气流型配置; 物理量特征
中图分类号: P458.1 **文献标识码:** A **文章编号:** 1673-7148(2018)03-0057-07

引 言

强对流天气是大气不稳定能量释放的产物,也一直是天气学领域研究的重点^[1-20]。豫西北坐落于黄河北岸到太行山南麓(涵盖河南省焦作、济源两个地级市),又与横亘于黄河南岸的邙山相夹由西至东呈喇叭口状逐渐开放,地形独特复杂,是强对流天气的多发区,也是河南省强对流天气的重要源地之一^[21-22]。以短历时暴雨、冰雹和大风为主要天气现象的强对流天气,是当地发生频率最高、致灾最

为严重的灾害性天气。由于地理位置的特殊性,该地区强对流天气具有突发性强、预见期短和探测难度大等特征。

强对流天气是中尺度天气系统发生、发展的直接结果,其热力不稳定、动力不稳定、水汽和启动机制决定着对流系统发展的深厚程度及其所伴随的天气现象,而天气系统的演变和环境大气的基本要素配置却制约着中尺度系统的发生、发展和消亡过程,影响着一次强对流天气过程所产生具体天气现象和强度大小。因此对天气影响系统的配置分析是做好

收稿日期:2016-11-01; 修订日期:2017-09-05
基金项目:国家重点基础研究发展规划项目(2012CB955204); 国家自然科学基金项目(41275095); 焦作市科技项目“焦作旅游气象监测预报服务平台”(2004-17)资助
作者简介:司福意(1965-),女,河南武陟人,高级工程师,硕士,从事天气预报工作. E-mail:sifuyi01@163.com

强对流天气预报预警的重要前提。

近年来随着中尺度分析技术的规范化使用,其与天气系统分型方法融合所产生的“流型识别法”在强对流分析预报中得到了广泛的使用。苏永玲^[23]、郑媛媛^[24]和张一平^[25]等先后使用“流型识别方法”建立了京津冀、安徽、河南的强对流天气概念模型,均认为西风槽是引发强对流天气的一个重要流型。目前针对低槽型特别是受西风槽东移影响所产生的强对流天气的研究较少,因此有必要加强这方面的分析研究。

1 研究个例、资料选取和方法介绍

强对流天气的统计标准确定为:≥3个或连片2个县(市)有冰雹出现的日期定义为1个区域性冰雹

个例;≥3个或连片2个县(市)出现风速≥17 m·s⁻¹或风自记中出现≥17 m·s⁻¹记录(即7级以上大风)并伴有雷暴定义为区域性雷暴大风个例;≥3个或连片2个县(市)出现满足 R_{1h}(1个小时雨量)≥20 mm且伴有雷暴的日期定义为一个短时暴雨个例。在了解掌握当地主要强对流天气大气环流流型特征的基础上,收集整理了2001—2015年主要强对流天气过程的高空、地面实况资料,完成了对豫西北强对流天气的个例普查,并对照当地气象台站月报表,按照雷雨大风、冰雹、短历时强降水的分类,确定其所伴随的强对流天气类别。其间共有8个西风槽型个例供分析研究,表1中列出了这些强对流天气个例出现的具体时间及伴随的强对流天气情况。

表 1 2001—2015年豫西北低槽型强对流个例发生情况
及其高低空系统配置

强对流天气出现时间	强对流天气类别	700 hPa 影响系统	850 hPa 影响系统
2001 年 6 月 29 日 04—05 时	暴雨	冷槽	切变线
2001 年 7 月 21 日 01—04 时	暴雨	冷槽	低涡、切变线
2004 年 7 月 9 日 21—22 时	暴雨	冷槽	低涡、切变线
2009 年 6 月 27 日 18—19 时	雷暴大风、暴雨	冷槽	切变线
2011 年 7 月 29 日 14—16 时	雷暴大风、暴雨	冷槽	低涡、切变线
2013 年 8 月 1 日 02—05 时	雷暴大风、暴雨	低压槽	切变线
2014 年 7 月 29 日 14—16 时	雷暴大风、暴雨	低压槽	切变线
2015 年 7 月 14 日 20—21 时	雷暴大风、暴雨	低压槽	低涡、切变

从表 1 可见:西风槽影响类强对流所伴随的天气主要以雷暴大风和短历时强降水(暴雨)为主,很少有区域性冰雹天气;与高空西来槽相配合的对流层中低层天气系统,在 850 hPa 上均为低涡或切变线,而在 700 hPa 上分为冷槽(位势高度槽和冷温槽相配合)和低压槽(仅有位势高度槽)两类。对两类槽空间结构分析发现:前者冷空气沉降到对流层中低空,在中低空与暖气团相遇,加大了水平方向上的温度梯度,激起了明显的锋生发展,锋区的斜压性很强,具有二类冷锋的结构特征,锋面抬升在该类启动强对流天气中起主导作用,定义为斜压锋生类(占比 5/8);后者冷空气沉降的高度不及对流层中低层,700 hPa 以下均为暖性气团,高空冷空气叠加到中层暖湿气团之上,加大了位势不稳定程度,前期地面强烈辐射增温与对流层中低层暖湿平流所积累的强大位势不稳定能量的暴发是启动强对流天气的主导因素,定义为暖平流强迫类(占比 3/8)。

从表 1 中还可以看出,暖平流强迫类强对流天气在出现暴雨的同时均伴有雷电大风,而斜压锋生

类的强对流天气以强降水为主,雷雨大风个例占比为 40%。

2 低槽类强对流的天气形势

对引发豫西北强对流天气过程的西风带低槽的追踪发现:过程发展前,亚洲中高纬度在乌拉尔山东南侧有较强冷空气堆积和向南暴发的明显趋势,在 300—500 hPa 高空天气图上有处于强烈发展中的冷温槽。强对流过程发生前的 24~48 h,500 hPa 上冷槽已到达我国新疆北部 50—60°N、90—100°E 区域,并随着其前部的西西北气流向东南方向移动,12~24 h 冷槽到达黄河河套西侧,往往在槽的北端也就是蒙古国中部切断成冷涡。当低槽进入黄河河套地区(35—42°N、105—112°E)后,豫西北即处于槽前西南气流中,很有可能引发强对流天气。

2.1 斜压锋生类

2.1.1 流型特征

斜压锋生类主要是指有较强的冷暖空气相接近引发锋生,触发强对流天气。当高空冷槽临近豫西北对流区上空时,槽后较强的冷空气促使中低层温

在该流型中, 200 hPa 图上豫西北有的处于西风带急流的入口区右后侧, 有的处于急流的左前侧, 还有的处于分流区, 往往有辐散场与之配合。强对流天气发生前 0 ~ 12 h, 500 hPa 上冷槽已接近或到达黄河河套地区 (有明显的冷堆和冷温槽与之相配), 700 hPa 上有位势高度槽与之相配, 槽的北段略靠前于 500 hPa 槽前, 其南段紧贴或者落后于 500

hPa 槽线,呈前倾结构。700 hPa 槽区附近的温度接近甚至高于周边的,没有冷温槽相伴,这表明高空西来槽所带来的冷空气尚未沉降到对流层中低层,而近地面暖气团已伸展到 3000 m 上空附近。850 hPa 上豫西北处于热低压或暖倒槽顶端(温度 $\geq 21\text{ }^{\circ}\text{C}$),有暖切变与之相配,还常常有湿舌随切变线南侧较强的西南气流伸向对流区,有显著的暖湿气流向对流区输送。地面图上豫西北处于热低压或暖倒槽中,过程发生前期最高温度往往 $\geq 35\text{ }^{\circ}\text{C}$,有的甚至接近 $40\text{ }^{\circ}\text{C}$,地面辐合线沿着太行山南麓呈东西向南北摆动。随着高空冷槽的临近,上下层温差进一步加大,热力不稳定猛增,在近地面辐合线附近激发出强对流天气。与此同时,低层显著东南气流和中高空强的西北急流叠置所产生的高低空强大的垂直风切变,也形成了强大的动力不稳定,这正是强对流天气维持和发展的重要机理。

由图 2 可见,过程前夕豫西北近地面受暖湿气团控制,并有动力辐合扰动存在。丁一汇等^[26]指出,当高空盛行西北气流时常在太行山以东地区的低层形成地形槽,随着地形槽的发展,太行山以东的偏南或西南暖湿气流加强,与北方南下的干冷空气形成明显的露点锋。雷暴最初就出现在这些露点锋附近。夏半年当豫西北处于暖气团控制时,常伴有地形辐合线沿太行山麓摆动。刘跃红等^[27]通过对 1993—2002 年焦作辖区 20 余次强对流天气过程的统计分析发现,在天气尺度条件下,地面气压场上中尺度辐合线对强对流天气落区有很好的指示性。

2.2.2 典型个例

2013 年 8 月 1 日 02—05 时豫西北出现雷雨大风天气,辖区 8 个县(市)的最大风力均达 8~9 级,有 3 县(市)1 h 雨强超过 20 mm(孟州达 65 mm/h)。在强对流天气过程发生前,7 月 31 日白天豫西北处于暖脊晴空区中(午后近地面气温已达 $35\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上,14 时超过 $37\text{ }^{\circ}\text{C}$),850 hPa 上有一支风速达到 $8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上的东南气流,不断地把暖湿气流和不稳定能量向豫西北上空输送。20 时 500 hPa 槽线已东移至河套中部,冷温槽落后于高度槽,槽后相伴的中空急流也紧随其南下。20 时紧邻对流区的郑州站 850 hPa 与 500 hPa 温差高达 $39\text{ }^{\circ}\text{C}$ (两层温差大值中心位于河套西北部,从中心向东南伸出一个温差高值带,整个豫西、豫北都处在温差超过 $28\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的强不稳定区域中),CAPE 达 $1835\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 、CIN 也缩小为 $163.4\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。此时,携带冷空气的西风槽也正在加强逼近,500、

700 hPa 两层的槽线位置已非常接近,特别是在 37°N 以南 500 hPa 槽线已接近或位于 700 hPa 槽线的前面,形成了前倾结构,但在 700 hPa 上槽区却处于暖区,没有冷温槽与之相匹配。

午夜随着冷槽的逼近,中空干冷急流入侵并叠加到暖湿空气之上,豫西北位势不稳定能量激增,受地面辐合线动力扰动触发,暴发了强对流天气,与之相伴的强高低空垂直风切变是强风暴系统发展和维持的重要因素。雷达监测显示,该风暴系统表现为显著的“弓形”回波(飚线),沿着山前地面辐合线由西南向东北传播。

3 两类强对流天气的物理量配置对比分析

按照临近原则,本文采用郑州探空站(与豫西北对流区相距不足 100 km)过程前 12 h 内的探空资料(其中仅 2009 年 6 月 27 日过程采用过程刚发生后的 20 时探空,因为此时对流系统尚未移入郑州,大气能量尚未得到有效释放,较之 08 时其更能反映对流发生时的大气层结状况)进行统计分析。

从表 1 中还可以看出,2004 年 7 月 9 日和 2015 年 7 月 14 日的两次强对流过程均发生在 21 时前后,采用临近过程发生前的 20 时探空最能反映临近对流发生时的大气不稳定层结状况。因此,采用该时次探空资料,对比分析两类强对流天气发生前的大气层结(图 3)。

图 3 为 2004 年 7 月 9 日 20 时和 2015 年 7 月 14 日 20 时郑州站的探空图。从图 3 中可以看出:两次强对流过程启动前,两者对流区上空均有很强的对流不稳定能量存在,且在中低层有明显的偏南气流输入。两者在对流层中均呈上干冷下暖湿的层结结构(低层均存在着明显的湿层,中空干冷),前者暖湿气流向上伸展层次更高、湿层更深厚,温度和露点分布曲线呈“ γ ”状分布特征,后者在近地面有明显的干暖盖、温度和露点分布曲线呈“ χ ”型分布。两者 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 层高度均较高,不利于冰雹的产生,后者的抬升凝结高度较前者明显偏高。二者均具有较强的垂直风切变,有利于强对流天气的维持和发展,前者 0—3 km 中低层风向顺时针旋转更大,垂直风切变更显著。

为了分析两类过程的物理量特征,分类统计了 2001—2015 年受低槽影响所出现的 5 次斜压锋生类和 3 次暖平流强迫类强对流天气过程中郑州站探空物理量(表 2、3)。

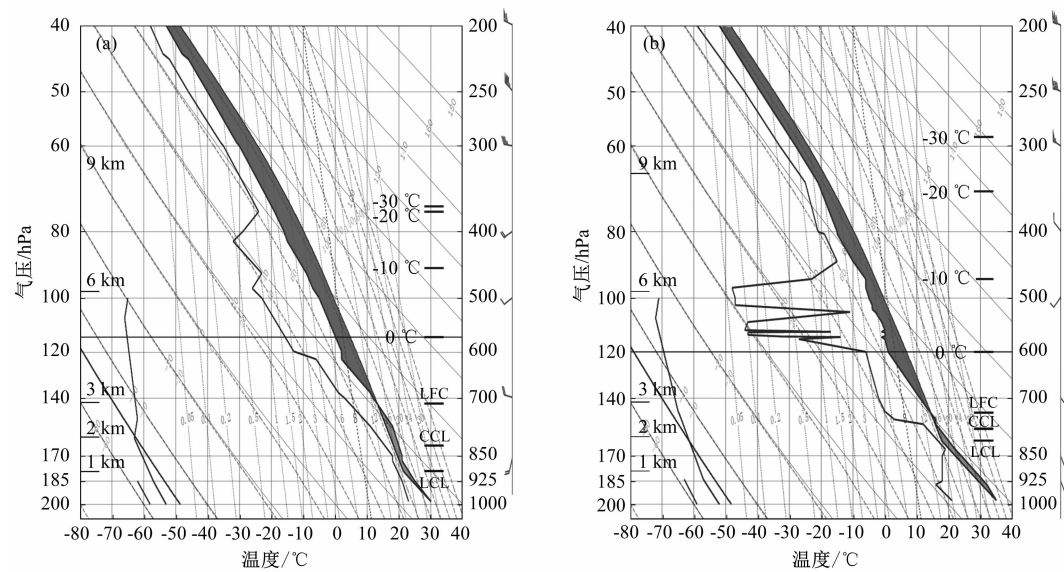


图3 2004年7月9日20时(a)和2015年7月14日20时(b)郑州站探空图

表2 斜压锋生类强对流天气过程郑州站探空物理量统计

时间	$t_{(850-500)}/^{\circ}\text{C}$	$K/^{\circ}\text{C}$	$SI/^{\circ}\text{C}$	$LFL-p/\text{hPa}$	$CAPE/(\text{J}\cdot\text{kg}^{-1})$	700和850 hPa $t-t_d$ 平均/ $^{\circ}\text{C}$	风切变 $/(m\cdot s^{-1})$	H_0/gpm
2001年6月28日20时	23.0	42.0	-2.41	972	633	1.0	6.0/7.0	5446
2001年7月20日20时	25.0	40.0	-1.89	946	781	3.5	7.0/22.0	5253
2004年7月9日20时	26.0	35.0	-3.54	894	1998	6.0	10.0/27.0	5032
2009年6月27日20时	22.0	38.0	0.40	817	511	5.0	7.0/-	5263
2011年7月29日08时	25.0	43.0	-3.47	962	2239	1.5	4.0/24.0	5129
平均	24.2	39.6	-2.18	918	1232	3.4	6.8/20.0	5225

注: $LFL-p$ 为抬升凝结高度层气压值;风切变一列中,斜线前为0—3 km风切变,斜线后为0—12 km风切变; H_0 为0℃层高度;下同

表3 低层暖平流强迫类强对流天气郑州站探空物理量统计

时间	$t_{(850-500)}/^{\circ}\text{C}$	$K/^{\circ}\text{C}$	$SI/^{\circ}\text{C}$	$LFL-p/\text{hPa}$	$CAPE/(\text{J}\cdot\text{kg}^{-1})$	700和850 hPa $t-t_d$ 平均/ $^{\circ}\text{C}$	风切变 $/(m\cdot s^{-1})$	H_0/gpm
2013年7月31日20时	29.0	34.0	-4.71	806	1635	9.0	0.0/43.0	4980
2014年7月29日08时	27.0	36.0	-2.78	934	1107	6.0	4.0/7.0	4930
2015年7月14日20时	27.0	16.0	0.98	865	1835	17.0	4.0/15.0	5253
平均	27.7	28.7	-2.17	868	1525.7	10.7	2.7/21.7	5054

对比分析表2和表3中的物理量可见:两类强对流天气均有较强的位势不稳定且积累了大量的不稳定能量;两类强对流的0℃层均接近或超过5 km(斜压类相对更高),因此均不易形成冰雹。暖平流强迫类的湿层多位于850 hPa及其以下的近地面层中,较为浅薄(有的甚至在925 hPa以下),850 hPa和700 hPa两层的温度露点差均值达10.7℃;斜压锋生类相对湿度明显增大,湿层更深厚,850 hPa和700 hPa两层的温度露点差均值仅有3.4℃。斜压锋生类K指数均值达39.6℃,低层暖平流强迫类K指数均值为28.7℃,二者差值高达10.9℃,这也与前者湿度条件更好相一致。斜压锋生类强对

流过程的抬升凝结高度层的平均气压较低层暖平流强迫类的高50 hPa,表明其抬升凝结高度明显偏低。暖平流强迫类850—500 hPa的温差均值为27.7℃,比斜压锋生类高3.5℃,这表明暖平流抬升类的热力抬升更强。斜压锋生类中低层的垂直风切变较大,这与其多伴有中低空急流出现有关,而低层暖平流强迫类的对流层高层与近地面间(0—12 km)的垂直风切变明显偏大,这更有利于强对流天气的组织加强。

4 分析与讨论

通过对2001—2015年6—9月受西风槽影响在豫

北引发区域性强对流天气的 8 个历史样本的分析发现,由于近地面暖湿空气势力较之于侵入冷空气强弱存在不同,致使天气系统配置有着明显差异。根据不同的系统配置,将西风槽类强对流天气过程分为斜压锋生类和低层暖平流强迫抬升类两种。斜压锋生类的显著特征是配合高空槽的移近,700 hPa 以下有明显的位势高度槽和温度槽同存的冷槽,近地面层有明显的锋生和锋面的移近;低层暖平流抬升类在 700 hPa 场上有位势高度槽而无冷槽,槽南段紧贴或者落后于 500 hPa 槽线,呈前倾结构。

两类强对流天气过程在物理量分布上也有着显著的异同点:两类强对流天气均有较强的位势不稳定,积累了大量的不稳定能量;两类强对流过程的 0℃层均接近或超过 5 km。斜压锋生类中低层湿度更大且湿层更深厚;低层暖平流强迫类 850—500 hPa 的温差均远大于斜压锋生类的;斜压锋生类 *K* 指数明显大于低层暖平流强迫类的,而抬升凝结高度却明显偏低。斜压锋生类中低层的垂直风切变较大,而低层暖平流强迫类的对流层高层与近地面间的垂直风切变偏大。

锋面逼近使抬升运动加强,是斜压锋生类强对流天气启动的重要因素;强的热力不稳定及深层垂直风切变所形成的动力不稳定是低层暖平流强迫类强对流天气的主要因素,地面辐合线、干线触发了强对流。

参考文献

[1] Emanuel K A. Atomospheric Convection[M]. New York:Oxford University press,1994:168-175.

[2] Fujiata T. Results of detailed synptic studies of squallines[J]. Tellus,1955,7(4):405-436.

[3] 张芹,王洪明. 一次东北冷涡背景下的飑线天气过程诊断分析[J]. 气象与环境科学,2018,41(2):43-51.

[4] Johns R H,Dosewell III C A. Sever local storms forecasting[J]. Wea Forecasting,1992,7:588-612.

[5] 寿绍文,刘光中,王善华,等. 天气学分析基本方法[M]. 北京:气象出版社,1993:1-178.

[6] 寿绍文,励申申,寿亦萱. 中尺度气象学[M]. 北京:气象出版社,2003.

[7] 丁建芳,杨敏,刘磊. 河南省冰雹短期预报方法研究[J]. 气象与环境科学,2017,40(1):47-53.

[8] 马月枝,苏爱芳,叶东,等. 2014 年 7 月 14 日新乡强对流过程成因分析[J]. 气象与环境科学,2017,40(1):54-63.

[9] 赵桂香,王思慙,邱贵强,等. 孤立云团造成的一次强对流天气分析[J]. 干旱气象,2015,33(1):98-109.

[10] 耿建军,李浚河,杜佳,等. 2013 年北京地区一次强对流降水天气成因分析[J]. 气象与环境科学,2016,39(1):52-58.

[11] 余蓉,张小玲,李国平,等. 1971-2000 年我国东部地区雷暴、冰雹、雷暴大风发生频率的变化[J]. 气象,2012,38(10):1207-1216.

[12] 陶诗言,丁一汇,周晓平. 暴雨和强对流天气的研究[J]. 大气科学,1979,3(3):227-238.

[13] 雷雨顺,吴宝俊,吴正华. 冰雹概论[M]. 北京:科学出版社,1978.

[14] 雷雨顺. 能量天气学[M]. 北京:气象出版社,1986.

[15] 买文明,何丽华,田秀霞,等. 一次高空槽与西南涡耦合影响下的华北暴雨过程分析[J]. 沙漠与绿洲气象,2013,7(4):31-37.

[16] 张小玲,湛芸,张涛,等. 对流天气预报中的环境场条件分析[J]. 气象学报,2012,70(4):642-654.

[17] 张婉莹,花家嘉,侯书勋,等. 河北唐山一次飑线过程的中尺度天气分析[J]. 干旱气象,2014,32(4):636-641.

[18] 翟国庆,俞樟孝. 强对流天气发生前期地面风场特征[J]. 大气科学,1992,16(5):522-529.

[19] 赵培娟,吴蓁,郑世林,等. 河南省强对流天气诊断分析预报系统[J]. 气象,2010,36(2):33-38.

[20] 吴蓁,俞小鼎,席世平,等. 基于配料法的“08.6.3”河南强对流天气分析和短时预报[J]. 气象,2011,37(1):48-58.

[21] 苏爱芳,银燕,吕晓娜,等. 黄淮西部地貌过渡区深对流云的时空特征及其天气意义[J]. 气象学报,2013,71(3):383-396.

[22] 苏爱芳,孙景兰,谷秀杰,等. 河南省对流性暴雨云系特征与概念模型[J]. 应用气象学报,2013,24(2):219-229.

[23] 苏永玲,何立富,巩远发,等. 京津冀地区强对流时空分布与天气学特征分析[J]. 气象,2011,37(2):177-184.

[24] 郑媛媛,姚晨,郝莹,等. 不同类型大尺度环流背景下强对流天气的短时临近预报预警研究[J]. 气象,2011,37(7):795-801.

[25] 张一平,吴蓁,苏爱芳,等. 基于流型识别和物理量要素分析河南强对流天气特征[J]. 高原气象,2013,32(5):1492-1502.

[26] 丁一汇,李鸿洲,章名立,等. 我国飑线发生条件的研究[J]. 大气科学,1982,6(1):18-27.

[27] 刘跃红,司福意. 地面辐合线与强对流天气落区[J]. 气象与环境科学,2003,26(3):16-17.

Flow Pattern and Physical Characteristics Analysis of Two Categories of Severe Convective Weather Influced by Westerly Trough in Northwest Henan

Si Fuyi¹, Zhao Haiqing², Li Shezong²

(1. Jiaozuo Meteorological Office, Jiaozuo 454003, China;
2. Zhengzhou Meteorological Office, Zhengzhou 450005, China)

Abstract: Westerly trough is an important weather system to induce severe weather like thunderstorm gale, heavy rainstorm, etc. in northwest Henan. By using conventional high and surface observation data, sounding data, the severe convective weather cases from June to September during 2001–2015, influenced by the westerly trough in northwest Henan were analyzed. The results showed that there were significant differences in the synoptic system configuration as the intensity of warm air forces near ground were different with the intensity of cold air intrusion. According to the different synoptic system configuration, the severe weather processes were divided into two types, one was baroclinic frontogenesis, the other one was low-level warm advection forced uplift. The typical characteristics of baroclinic frontogenesis were that its geopotential height was accompanied by a clear temperature trough at 700 hPa. There were obvious frontogenetic and cold front approaching near the ground, and the uplift enhancement due to front approaching was an important factor to the start-up of strong convective weather. For the latter, there was a geopotential height trough at 700 hPa, but no temperature trough, and its southern section was a forward structure, near or behind the 500 hPa trough. The dynamic instability caused by strong thermal instability and deep vertical wind shear was the main factor to induce severe convective weather, which was triggered by the convergence line and dry line. There were significant similarities and differences in the distribution of physical quantity field. They both occurred in a strong potential unstable environment, and accumulated a large amount of unstable energy, while their 0 °C layer were close to or above 5 km. The differences were as follows. 1) The humidity was bigger and wet layer was thicker in baroclinic frontogenesis. 2) The average temperature difference between 850 hPa and 500 hPa was 27.7 °C in low-level warm advection forced uplift, which was bigger than in baroclinic frontogenesis. 3) The mean *K* index in baroclinic frontogenesis and in low-level warm advection forced uplift reached 39.6 °C and 28.7 °C, the difference between the two is 10.9 °C, while its lifting condensation level was obviously lower. 4) The vertical wind shear between the middle and lower layers was stronger in baroclinic frontogenesis, while the vertical wind shear between the troposphere upper and lower layer was stronger in low-level warm advection forced uplift.

Key words: severe convection; westerly trough; synoptic flow pattern configuration; physical characteristics