

# 北京地区雷暴大风预报研究

梁爱民<sup>1</sup> 张庆红<sup>1</sup> 申红喜<sup>1</sup> 李秀连<sup>2</sup> 王 科<sup>2</sup>

(1. 北京大学物理学院大气科学系, 100871; 2. 民航北京气象中心)

**提 要:** 利用 NCEP  $1^\circ \times 1^\circ$  分析场资料, 对北京地区 2000—2005 年夏季和 2006 年 5—6 月出现的 30 个雷暴大风日对流有效位能 (CAPE)、对流抑制能量 (CIN)、大气可降水量 (PWAT)、垂直速度 ( $\omega$ )、相对湿度 (RH) 和抬升指数 (LI) 等物理量平均场进行了研究。结果表明, 在雷暴大风发生之前, CAPE 有一个明显增大的过程, 与之相对应, CIN 有一个减少的过程。垂直速度和相对湿度垂直-时间剖面图显示, 在雷暴大风发生前, 对流层低层一般为上升运动, 来自大气中、上层的干冷空气及其伴随的下沉气流有利于不稳定层结的增强; 雷暴大风发生当日的 20 时, 大尺度环境场为较强的上升运动控制, 上升运动可达到对流层顶高度附近, 与之配合, 大气中层 (600hPa 左右) 存在一相对湿度为 70% 的高值区, 其中 55% 的相对湿度高度可伸展到 300hPa, 大气可降水量达到最大值, 抬升指数最小; 从 22 时左右开始, 随着不稳定层结的破坏, 500hPa 以下逐渐转为下沉气流控制。通过与 2004—2005 年 5—8 月期间 46 个普通雷暴日和非雷暴日平均场对比分析还发现, 大气可降水量对雷暴大风和普通雷暴有很好的指示意义, 即普通雷暴要求大气中含有较高的可降水量, 而雷暴大风则较低。认真分析不同类型雷暴大风多普勒雷达回波特征, 尤其是多普勒速度图像是做好雷暴大风临近预报的关键。

**关键词:** 雷暴大风 对流有效位能 对流抑制能量 垂直速度 多普勒雷达

## Application of NCEP Data and Doppler Weather Radar Data to Thunderstorm Prediction in Beijing Area

Liang Aimin<sup>1</sup> Zhang Qinghong<sup>1</sup> Shen Hongxi<sup>1</sup> Li Xiulian<sup>2</sup> Wang Ke<sup>2</sup>

(1. Department of Atmospheric Science, School of Physics, Peking University, Beijing 100871;

2. Beijing Meteorological Center of CAAC)

**Abstract:** Based on the reanalysis data of NCEP, some average fields from 30 thunderstorm days in Beijing area in summer from 2000 to 2005, such as CAPE, CIN, PWAT,  $\omega$ , RH and LI, are analyzed to make out characteristics of large-scale environment fields of thunderstorm days. The results show that the CAPE has a rapid increasing process before thunderstorm occurs, on the other hand, the CIN decreases gradually. The  $\omega$  profile also shows that ascent activity occurs in the lower troposphere, while cold air and descent flow in the middle-upper troposphere are beneficial to the enhancement of instability layer. Stronger ascent velocity can touch the tropopause, higher RH area exists on the 600hPa, PWAT reaches its maximum, but LI is the minimum when thunderstorm takes place. By comparing average fields of 46 general storms with that of non-thunderstorms during May to August from 2004 to 2005, PWAT can be used to distinguish between the thunderstorm and general storm. The successful thunderstorm nowcasting could be achieved by analyzing Doppler weather radar reflectivity and radial velocity products.

**Key Words:** thunderstorm CAPE CIN vertical velocity Doppler radar

## 引言

雷暴大风是指雷暴与大风相伴出现的天气现象,是航空飞行的主要威胁,而华北地区是强对流天气频繁发生的地区之一,夏季容易产生雷暴大风、暴雨、冰雹等突发性强对流天气。

北京2008年第29届夏季奥运会期间正值主汛期,是灾害性天气(包括雷暴大风)的高发期<sup>[1]</sup>,这些灾害性天气不仅对生命财产安全造成威胁,还会影响体育比赛正常,例如,2001年8月23日20时(北京时,下同)左右北京突降暴雨,并伴有6至8级以上的大风。由于这一事件的突发性使得正在举行的世界大学生运动会的中英足球赛一度被迫中断。因此,奥运气象保障已经成为未来两年各级气象部门工作的重点工作之一,航空气象也不例外。

关于雷暴大风的预报,气象学者已经做过很多研究,其中廖晓农等<sup>[2]</sup>利用NCEP分析场资料对北京地区1999—2003年7—8月出现的24个雷暴大风日相当位温 $\theta_e$ 的平均

廓线进行了研究。结果表明,雷暴发生时在对流层低层有一个 $\theta_e$ 的极大值,在对流层中层(500~660hPa) $\theta_e$ 达到其极小值。孙继松等<sup>[3]</sup>从大量的观测事实入手,结合简要的理论分析,揭示了2004年7月10日发生在北京城区的一次相对孤立的中- $\beta$ 尺度对流暴雨系统的启动机制以及城市边界层在这次局地暴雨过程中的作用。蔡晓云等<sup>[4]</sup>、李建华等<sup>[5]</sup>总结了北京地区对流天气的闪电特征。王彦等<sup>[7]</sup>应用天津新一代天气雷达产品和255m气象铁塔资料等,分析了2004年6月22日20:00—21:40出现在天津地区的一次雷暴大风天气过程。分析证实:不仅具有弓状回波的对流系统能够产生雷暴大风,而且阵风锋也能够产生雷暴大风,只是弓状回波顶部和向前突起部分产生的大风更强烈。

## 1 资料来源及其处理

本文将雷暴大风中大风的标准规定为:雷暴发生前或发生时伴随平均风速 $\geq 10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 或瞬时风速(阵风) $\geq 17\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的大风,只要达到其中任何一项标准,即视为一

个雷暴大风过程。

本文主要用到了 4 种资料：制作对流有效位能 (CAPE)、垂直速度 ( $\omega$ ) 等物理量平均场或剖面时用到的  $1^\circ \times 1^\circ$ 、每 6 小时一次的 NCEP 分析场资料 (以下简称 NCEP 资料)，首都机场 24 小时不间断雷暴大风观测资料，北京地区西郊、沙河、良乡、通县和南苑机场逐时观测资料以及 2004 年后雷暴大风对应的多普勒天气雷达资料。通过对 2000—2005 年夏季和 2006 年 5—6 月北京地区出现的雷暴大风普查，将期间出现的 30 个雷暴大风过程作为研究对象。考虑到资料在时间和空间上应具有代表性，本文借鉴 Darkow<sup>[8]</sup>的方法，选取了与雷暴大风事件发生的地点“邻近”、与雷暴大风事件发生的时间“临近” (以下简称“邻(临)近”) 的资料，代表雷暴大风事件发生时的大气环境条件。

## 2 北京地区雷暴大风基本特征

通过对 30 个雷暴大风过程分析发现，北京地区的雷暴大风绝大多数发生在傍晚到前半夜 (17—22 时)，占 83% 左右，而又以 18—20 时时段为甚，有 18 例之多。上述发生规律和北京的地理位置具有很大关系。北京三面环山，东南为渤海，在这样的地形条件下，当无较强的天气系统影响时，易形成山谷风，即白天吹偏南风，夜晚吹偏北风，受热力和地形共同影响，北京傍晚时易形成雷暴天气。首都机场的气候统计也表明<sup>[9]</sup>，夏季 18 时前后是强对流的云出现的高峰时间。另外，从雷暴大风的风向来看，多为西北到偏北风向，这和造成北京地区雷暴大风的天气系统大多来自于西北或偏北方向相一致。

### 2.1 雷暴大风日物理量场特征

对流有效位能 (Convective Available

Potential Energy, 简称 CAPE) 是指气块在给定环境中绝热上升时的正浮力所产生的能量的垂直积分，是风暴潜在强度的一个重要指标，目前在对流天气分析中应用较为广泛。对流抑制能量 (Convective Inhibition Energy, 简称 CIN) 是反映对流发生之前与能量储存相关的参数，客观评分结果 (Marban 和 Stumpf, 1998) 表明，在各种参数中，对流抑制能量评分较高，大量研究<sup>[10,11]</sup>表明：强对流的发生，CIN 有一较为合适的值：太大，抑制对流程度大，对流不容易发生；太小，不稳定能量不易在低层积聚，不太强的对流很容易发生，从而使对流不能发展到较强的程度。抬升指数 (简称为 LI) 与沙氏指数的性质类似，当  $LI < 0$  时，大气层结不稳定，且负值越大，不稳定程度越大，反之，则表示气层是稳定的。此外，垂直速度 ( $\omega$ )、相对湿度 (RH)、大气可降水量 (简称 PWAT) 和对流层顶高度 (简称 TRP) 等也是 NCEP 分析场中直接输出的物理量，在对流风暴天气分析和预报中扮演非常重要的角色，因此本文意在分析这些物理量在雷暴大风预报中的综合应用能力，并在此基础上给出雷暴大风发生的潜势预报。

北京地区 30 个雷暴大风日 CAPE 和 CIN 等物理量平均变化趋势见表 1。为了更好地揭示这些物理量的预报意义，我们对对比分析了 2004—2005 年夏季 (5—8 月) 46 个普通雷暴日 (见表 2) 和非雷暴日 (见表 3) 上述物理量平均场特征。

分析表 1 和表 2，有以下几个明显特征：

(1) 在雷暴大风当日 08—14 时，CAPE 有一个跃增，由 08 时的  $295.0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  增加到 14 时的  $640.2 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，大于普通雷暴日 08 时的  $181.5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  到 14 时的  $484.0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，二者都远大于非雷暴日 08

时的  $53.41 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  到 14 时的  $95.76 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。与不稳定能量  $CAPE$  不断增大相配合, 雷暴大风日时, 对流抑制能量也有一个明显的减少过程, 由 08 时的  $111 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  减少到 14 时的  $31.6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。而普通雷暴日

08 时的  $CIN$  则为  $94.8 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 比雷暴大风日减小了  $16.2 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 说明在强对流天气发生前, 需要有较大的抑制对流能量, 以便于能量积聚, 同时, 有利于对流发生的  $CAPE$  需有一个明显的增加过程。

表 1 2000—2006 年北京地区雷暴大风日  $CAPE$ 、 $CIN$  等物理量平均场分布特征

要素	当日 08 时	当日 14 时	当日 20 时	次日 02 时	次日 08 时
对流有效位能( $CAPE$ )/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	295.0	640.2	639.2	260.0	217.7
对流抑制能量( $CIN$ )/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	111.0	31.6	48.5	65.3	84.2
抬升指数( $LI$ )/ $\text{K}$	-0.68	-2.06	-2.13	-0.05	0.63
大气可降水量( $PWAT$ )/ $\text{kg} \cdot \text{s}^{-2}$	27.02	27.53	30.55	27.94	25.54
对流层顶高度( $TRP$ )/ $\text{gpm}$	13245	13528	13999	14080	13200

表 2 2004—2005 年北京地区夏季普通雷暴  $CAPE$ 、 $CIN$  等物理量平均场分布特征

要素	当日 08 时	当日 14 时	当日 20 时	次日 02 时	次日 08 时
对流有效位能( $CAPE$ )/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	181.5	484.0	592.7	231.7	170.0
对流抑制能量( $CIN$ )/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	94.8	57.2	70.0	94.9	82.1
抬升指数( $LI$ )/ $\text{K}$	0.52	-1.10	-1.81	-0.20	0.80
大气可降水量( $PWAT$ )/ $\text{kg} \cdot \text{s}^{-2}$	32.56	35.66	36.81	35.73	32.88
对流层顶高度( $TRP$ )/ $\text{gpm}$	13728	14046	14087	14526	13586

表 3 2004—2005 年北京地区夏季非雷暴日  $CAPE$ 、 $CIN$  等物理量平均场分布特征

要素	当日 08 时	当日 14 时	当日 20 时	次日 02 时
对流有效位能( $CAPE$ )/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	53.41	95.76	131.80	42.06
对流抑制能量( $CIN$ )/ $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$	24.89	10.17	25.71	24.99
抬升指数( $LI$ )/ $\text{K}$	4.84	3.70	3.28	4.24
大气可降水量( $PWAT$ )/ $\text{kg} \cdot \text{s}^{-2}$	22.46	24.10	23.77	23.91
对流层顶高度( $TRP$ )/ $\text{gpm}$	13957	13986	13985	14186

(2) 在雷暴大风当日 14—20 时,  $CAPE$  变化不大, 而  $CIN$  则缓慢增加, 由 14 时的  $31.6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  增加到 20 时的  $48.5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 大气可降水量达到最大值 ( $30.55 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-2}$ ), 比非雷暴日大气可降水量高  $6.78 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-2}$ , 但比普通雷暴日小  $6.26 \text{ kg} \cdot \text{s}^{-2}$ , 说明雷暴大风与普通雷暴相比, 更需要“干”环境。抬升指数也从 14 时的  $-2.06$  减小到 20 时的  $-2.13$ 。说明此时段内, 大尺度环境能量场已经具备, 强对流天气的触发条件也最为有利, 这与绝大多数雷暴大风过程发生在此时

段内是一致的。

(3) 当日 20 时至次日 02 时, 随着雷暴大风天气的产生和不稳定能量的释放,  $CAPE$  急剧下降, 从 20 时的  $639.2 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$  下降到次日 02 时的  $260.0 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 而对流层顶高度均在次日 02 时达到最高值, 这一方面说明与对流层顶高度的日变化特点有关, 同时也可能与大尺度垂直上升运动和积云潜热释放, 从而导致其高度升高有关。

(4)  $CAPE$  在雷暴大风次日 08 时达到最低值, 为  $217.7 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ , 比当日 08 时的不稳

定能量有显著减少,减少了  $77.3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,而  $CIN$  也比当日 08 时减少了  $26.8 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。这在一定程度上说明了北京地区雷暴大风连续两天发生的可能性较小,即使发生,次日雷暴大风的强度也比前一日弱一些。30 个雷暴大风样本中,仅有两例是连续两日发生的。此阶段内有一个比较明显的变化就是对流层顶高度降低到最低值,为  $13200 \text{ gpm}$ ,比非雷暴日平均高度( $13957 \text{ gpm}$ )低  $757 \text{ gpm}$ ,这与申红喜等<sup>[12]</sup>的统计结果是一致的,即在雷暴大风天气过程结束的后期,尽管大气低层已经为下沉气流控制,但大气中上层仍维持弱的上升运动(见图 1),导致高空暖平流的增强,同时在平流层高位涡(pv)侵入等多种因素的共同影响下,导致在对流天气结束后的 12 小时内高空增温和温度递减率减小,从而为对流层顶折叠创造了条件。

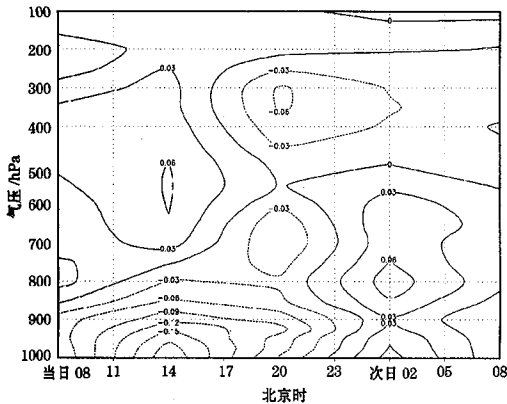


图 1 北京地区 30 个雷暴大风过程垂直速度垂直-时间剖面图  
单位:  $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ,  $\omega < 0$ , 表示上升;  $\omega \geq 0$ , 表示下降

总之,在雷暴大风发生前,CAPE 有一个明显增加,与之相伴随,CIN 有一个减少过程,而雷暴大风往往发生在 CAPE 从极大值维持或开始减少的时段内,而较为合适的 CIN 值可使对流发展到较强的程度,从而为雷暴大风等强对流天气的发生提供可能。

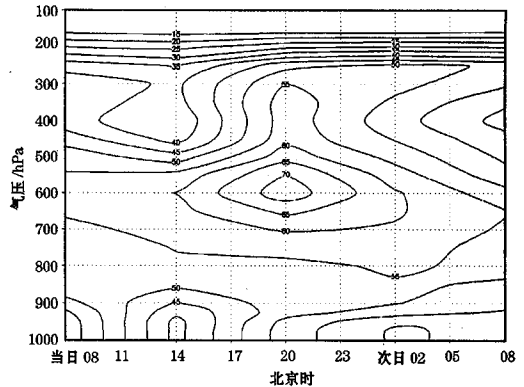


图 2 北京地区 30 个雷暴大风过程相对湿度垂直-时间剖面图  
单位: %, 等值线间隔 5

## 2.2 雷暴大风日垂直速度( $\omega$ )和相对湿度(RH)垂直-时间剖面特征

形成对流天气的 3 个基本条件是不稳定层结、抬升和水汽条件。本文采用对流有效位能、垂直速度( $\omega$ )和相对湿度(RH)分别表示上述 3 个条件,来探寻这些要素在雷暴大风中的应用。图 1 和图 2 分别为 30 个雷暴大风日垂直速度( $\omega$ )和相对湿度(RH)垂直-时间剖面图。

从图 1 可以看出,在雷暴大风当日 08 时,大尺度环境场的低层(850hPa 以下)为上升运动,中上层为下沉气流控制。到了 14 时,中层下沉气流逐渐增强,且高度逐渐降低,500~600hPa 出现了  $0.06 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$  的下沉中心,与之相配合,相对湿度垂直-时间剖面图显示该高度存在一个小于 40% 的干中心(图 2),表明高空有干冷空气的侵入,导致不稳定层结进一步加强,CAPE 增加;低层上升运动也明显增强,高度不断升高,但最强上升运动主要集中在大气边界层内。到了 20 时,随着强对流天气的发生,大气整层已经完全转为上升气流控制,在大气中层存在相对湿度 70% 的高湿中心,其中相对湿度 55% 的等值线已经伸展到 300hPa,说明此时

对流运动发展旺盛,而雷暴大风也多发生在此时段内。到了 22 时左右,多数雷暴大风天气过程已经结束,500hPa 以下已经完全转为下沉气流控制,但大气中上层仍维持弱上升运动,这可能是造成北京地区对流层顶折叠多发生在雷暴天气结束 12 小时内的原因之一<sup>[12]</sup>。

由以上分析可以看出,在雷暴大风发生前,大尺度环境场的低层一般为上升运动,中层为干冷下沉气流控制,20 时前后,是垂直运动发展最旺盛的时段,大气层中层存在一相对湿度为 70% 的大值中心,而雷暴大风天气多发生在这个时段内。22 时之后,随着不稳定层结的破坏,下沉气流逐渐降低至地面,多数雷暴大风天气过程结束。

### 3 雷暴大风的多普勒雷达产品分析

由以上分析可以看出,上述物理量相互配合,可以很好地预报雷暴大风潜势,但鉴于对流性天气系统的生命史短,范围小,要想准确、及时地监测到对流天气发生的地点、时间和强度,做好未来 2 小时内的临近预报工作,仅靠数值产品是远远不够的,必须配合使用雷达、卫星等探测手段。与常规雷达相比,多普勒雷达不仅能像常规天气雷达一样探测回波反射率,而且还能探测径向速度和速度谱宽,它们可以描述中小尺度流场特征,对于灾害性天气警戒,保障飞行安全有重要价值。

由于受雷达资料的限制,仅对 2004 年以后出现的 10 个雷暴大风过程多普勒雷达产品进行分析,主要基于反射率回波特征并结合多普勒速度图像特征,将形成北京地区雷暴大风的雷达回波大致分为 3 种类型,即阵风锋型(有时又称为窄带回波型)、强回波带 I 型(或称为飏线型)和强回波带 II 型(或称为大风核型)。

雷达资料来自于首都机场车载雷达(C

波段)和北京市气象局雷达(S 波段)。

#### 3.1 阵风锋型(有时又称为窄带回波型)

当雷暴成熟期间,由于降水的拖曳及中层干冷空气卷入等原因,在产生的下沉气流与其前方的暖湿空气入流之间会产生阵风锋,有时又称为窄带回波型<sup>[13]</sup>。在反射率图像上体现在强回波主体的周围或其移动前方,有一呈环状或带状弱回波,一般与强回波主体移动方向一致,速度图像显示一般为单一速度控制(个别呈辐合带),风速一般较大,多数速度图像出现速度模糊,此种情况下雷暴大风的风向与出流边界回波的来向一致。当出流边界对应的弱回波影响时,一般仅伴随大风天气,个别时候出现小阵雨,只有当回波主体影响时(能产生阵风锋的回波一般都较强),才产生强雷雨天气。2004 年 6 月 14 日首都机场的雷暴大风就是典型一例。当日位于首都机场以南 80km 左右的强回波(55dBz)从 16:30 开始产生阵风锋回波(图略),并从南向北快速移动,18:13 造成首都机场雷暴大风(图 3,见彩页),风向 180°,平均风速  $15\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,阵风  $21\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,10 分钟后回波主体影响机场,产生强雷雨。这种情况尽管回波较弱,但低空风切变更强,飞机如在飞行高度较低的起降阶段误入其中,将对飞行安全构成严重威胁<sup>[14]</sup>。

#### 3.2 强回波带 I 型(或称为飏线型)

这是产生雷暴大风最常见的一种类型。反射率显示回波形状为一带状或弓形(弓形或钩状回波更强),强度较强,通常在 40dBz 以上,雷暴大风一般产生在回波带的头部、尾部、弓状回波的凸起部位或缺口处。强回波带 I 型和 II 型的划分标准主要在于多普勒速度图像特征的不同,其中强回波带 I 型多普勒速度图像伴有一条明显的速度辐合带,而强回波带 II 型则没有,仅伴有大大

风核。强回波带 I 型所造成雷暴大风,其风向大多与回波的来向一致,最大径向速度一般与实际阵风风速相当或略小。图 4a(见彩页)为 2006 年 6 月 24 日 18:00 反射率回波强度,当日雷暴大风时间为 18:32,风向  $310^\circ$ ,平均风速  $14\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,阵风  $21\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。18:00 反射率回波显示,在本场偏北方向有一强回波带(用红色虚线标出),最强反射率为  $45\text{dBz}$ ,18:00 多普勒速度图像(图 4b,见彩页)显示同一区域(用黄色虚线标出)有一明显的速度辐合带。

### 3.3 强回波带 II 型(或称为大风核型)

在 3 种造成北京地区雷暴大风雷达回波类型中,强回波带 II 型预报难度较大。此时,反射率图像显示为混合性降水回波,即在大范围降水回波中夹杂有带状或块状强回波,但速度图像没有辐合带。对于具体测站而言,该类型则表现为先出现连续性降水,之后在降水过程中随着强回波带的影响,再出现雷暴大风。2006 年 6 月 12 日即为典型的混合性雷暴大风过程,当日降水开始时间为 18:20,降水开始 46 分钟后(19:06)才出现雷暴大风,风向  $310^\circ$ ,风速  $11\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,阵风  $16\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。图 5a、b(见彩页)分别为 2006 年 6 月 12 日首都机场雷暴大风前半小时(18:35)反射率和多普勒速度图像。图 5a 显示首都机场及其上游(西北)方向为大片混合性降水回波,其中  $15\text{km}$  处夹杂有东北—西南向强对流带状回波,图 5b 显示首都机场西北方向为单一的负速度控制,风速较大(出现模糊),最大径向速度约为  $16\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,有大风核,同一仰角动画显示该大风核高度不断降低,从而可外推预报出雷暴大风(当大风核接近本场时,由于仰角限制和静锥区存在,有时不再能看到该现象)。这与王令等<sup>[15]</sup>通过对北京地区 2001 年和 2002 年出现的 32 次强对流天气多普勒

天气雷达径向速度图研究发现,北京地区大风区常伴随出现强风和冰雹,大风区主要出现在雷达站的西北象限等结论是一致的。

## 4 小 结

通过以上分析,我们认识到:

(1) 在雷暴大风发生之前,CAPE 有一个明显增大的过程,表示不稳定能量的积聚和上升气流强度的加强以及对流的发展,与之相对应,CIN 有一个减少的过程。垂直速度剖面显示,在雷暴大风发生前,大尺度环境场的低层一般为上升运动,来自大气中上层的干冷空气及其伴随的下沉气流有利于不稳定层结的增强。

(2) 雷暴大风发生当日的 20 时,大尺度环境场为较强的上升运动控制,上升运动可达到对流层顶高度附近,与之配合,大气中层( $600\text{hPa}$ 左右)存在一相对湿度为 70%的高值区,其中 55%的相对湿度高度可伸展到  $300\text{hPa}$ ,大气可降水量达到最大值,抬升指数最小,雷暴大风天气多发生在 17—22 时。

(3) 从 22 时左右开始,随着不稳定层结的破坏, $500\text{hPa}$ 以下逐渐转为下沉气流控制。通过与 2004—2005 年 5—8 月期间 46 个普通雷暴日和非雷暴日平均场对比分析还发现,大气可降水量对雷暴大风和普通雷暴有很好的指示意义,即普通雷暴要求大气中含有较高的可降水量,而雷暴大风则较低,上述因子相互配合可以较好地预报雷暴大风潜势。

(4) 认真分析不同类型雷暴大风多普勒雷达回波特征,尤其是多普勒速度图像是做好雷暴大风临近预报的关键。

**致谢:** 本文得到了中国气象科学研究院吴宝俊研究员的热心指导,特表示感谢!

## 参考文献

- [1] 叶殿秀, 陈峪, 张强, 等. 北京奥运期间极端天气气候事件背景分析 [J]. 气象, 2004, 30 (8): 31-35.
- [2] 廖晓农, 王华, 石增云, 等. 北京地区雷暴大风日 $\theta_e$ 平均廓线特征 [J]. 气象, 2004, 30 (11): 35-37.
- [3] 刘小红, 洪钟祥. 北京地区一次特大强风过程边界层结构的研究 [J]. 大气科学, 1996, 20 (2): 223-224.
- [4] 孙继松, 王华, 王令, 等. 城市边界层过程在北京2004年7月10日局地暴雨过程中的作用 [J]. 大气科学, 2006, 30 (2): 221-233.
- [5] 蔡晓云, 宛霞, 郭虎. 北京地区对流云天气闪电特征及短时预报 [J]. 气象, 2003, 29 (8): 15-20.
- [6] 李建华, 郭学, 肖稳安. 北京强雷暴的地闪活动与雷达回波和降水的关系 [J]. 南京气象学院学报, 2006, 29 (2): 228-234.
- [7] 王彦, 吕江津, 王庆元, 等. 一次雷暴大风的中尺度结构特征分析 [J]. 气象, 2006, 32 (2): 75-80.
- [8] Darkow, G. L. An analysis of over sixty tornado proximity soundings [R]. Preprints, Sixth Conf. on Severe Local Storms. Chicago, IL, Amer. Meteor. Soc., 1969: 218-221.
- [9] 民航北京气象中心气候志编写组. 首都机场气候志 [M]. 2000, 231-232.
- [10] 姚秀萍. 大气对流参数, 2006年民航研修班讲义 [M]. 中国气象局培训中心, 2006: 96.
- [11] 齐琳琳, 刘玉玲, 赵思雄. 一次强雷雨过程中对流参数对潜势预测影响的分析 [J]. 大气科学, 2005, 29 (4): 543.
- [12] 申红喜, 张庆红, 梁爱民, 等. 北京地区夏季对流层顶折叠与发生雷暴和大风天气的统计和成因分析. 待发表.
- [13] 张培昌, 杜秉玉, 戴铁丕. 雷达气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 2001: 420-421, 340-341.
- [14] 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: 155.
- [15] 王令, 郑国光, 康玉霞, 等. 多普勒天气雷达径向速度图上的雹云特征 [M]. 应用气象学报, 2006, 17 (3): 281-285.



# 梁爱民等：北京地区雷暴大风预报研究

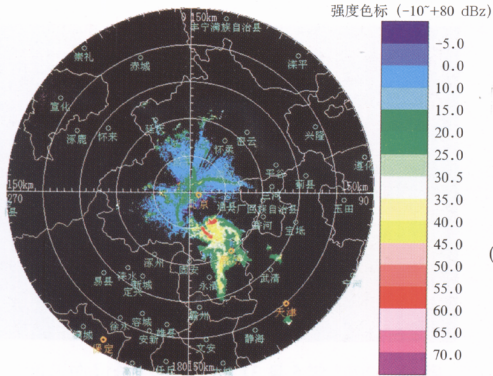


图3 2004年6月14日18时13分PPI  
(距离: 150km, 仰角: 1.5°, 北京市气象局雷达, 首都机场位于测站东北方向约30km处)

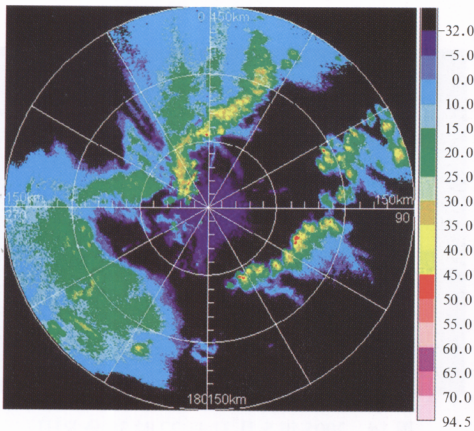


图4a 2006年6月24日18时PPI  
(距离: 150km, 仰角: 1.5°, 首都机场车载雷达)

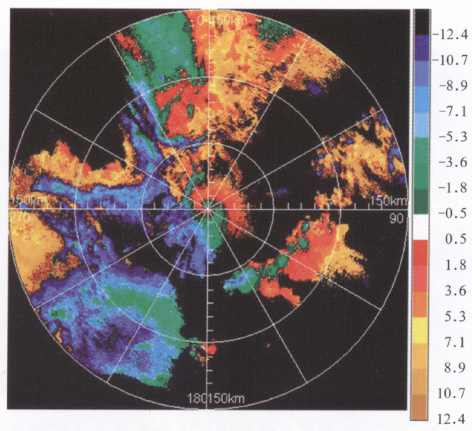


图4b 2006年6月24日18时径向速度  
(距离: 150km, 仰角: 1.5°, 首都机场车载雷达)

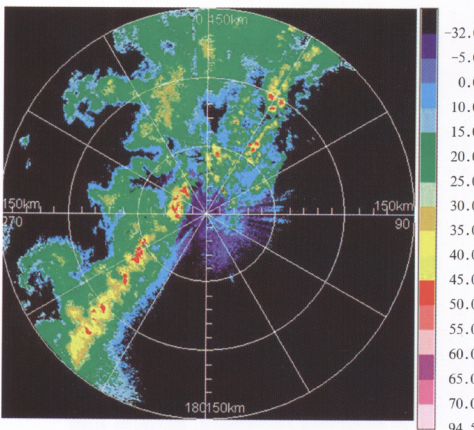


图5a 2006年6月12日18:35PPI  
(距离: 150km, 仰角: 1.5°, 首都机场车载雷达)

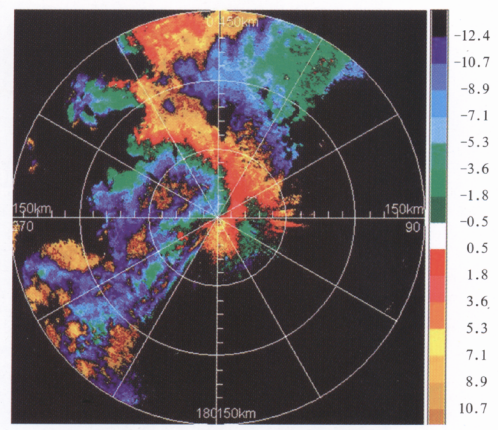


图5b 2006年6月12日18:35径向速度图  
(距离: 150km, 仰角: 1.5°, 首都机场车载雷达)