

廖晓农. 北京雷暴大风日环境特征分析 [J]. 气候与环境研究, 14 (1): 54-62. Liao Xiaonong. Analysis on environmental condition for wind gust in Beijing area [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 14 (1): 54-62.

北京雷暴大风日环境特征分析

廖晓农

北京市气象台, 北京 100089

摘要 雷暴大风是指由对流活动带来的除龙卷以外的地面灾害性强阵风。根据北京地区 21 个观测站 2000~2007 年的观测资料, 将出现在该期间的雷暴大风按强阵风出现时降水量的大小划分为干、湿两种类型, 探讨了两类雷暴大风日环境大气的热力稳定度条件、环境风垂直分布及演变等特征。结果表明, 绝大多数干型雷暴大风产生在对流有效位能较小但对流层中低层环境风垂直切变却比较大的环境中, 因此反映热力不稳定性的对流参数在干型雷暴大风的预报中具有一定的局限性, 给对流初生的预报带来了一定难度。而湿型雷暴大风则多发生在热力不稳定的条件下。两种类型雷暴大风日环境大气温湿廓线有较大差别是造成热力不稳定性不同的原因之一。因此在预报雷暴大风时, 除了环境大气的热力不稳定性外, 还应考察环境风垂直切变等因素。下沉气流的热力稳定性和对流层中下层环境风速的演变是判断对流活动能否给地面带来短时强阵风的两个重要因素。下沉对流有效位能 (DCAPE) 的分析结果表明, 多数雷暴大风日临近时刻的下沉对流有效位能大于 $600 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, 而且 86% 的干型个例和 59% 的湿型个例在地面大风出现前 DCAPE 呈现增加的趋势, 这对雷暴大风特别是干型雷暴大风的潜势预报具有一定的意义。在雷暴大风来临前, 抬升凝结高度以下的环境温度直减率明显增加, 这种演变趋势也可作为临近预报提供有用的信息。此外, 风廓线仪观测资料是对常规探空的有效补充。分析表明, 有一些雷暴大风的产生与高空水平动量下传有关。在雷暴大风出现前, 高空环境风陡增, 具有较高数值的等风速线连续下落, 在雷暴大风产生时到达地面。有效地使用风廓线仪观测资料, 将有利于提高雷暴大风的临近预报和预警水平。

关键词 雷暴大风 对流有效位能 环境风垂直分布 风廓线仪

文章编号 1006-9585 (2009) 01-0054-09 **中图分类号** P445 **文献标识码** A

Analysis on Environmental Condition for Wind Gust in Beijing Area

LIAO Xiaonong

Beijing Meteorological Observatories, Beijing 100089

Abstract Wind gust is caused by the convective cloud and is different from the tornado. Based on the rainfall, the wind gust events are divided into two kinds, i. e., the dry and the wet ones. The instability and environmental wind perpendicular distribution within the troposphere in the wind gust days are analysed respectively. The results indicate that the environmental condition is some different for these two kinds of events. In dry wind gust days, the value of convective available potential energy is very low but the vertical wind shear below 6 km is great. So, the dynamic instability due to the strong wind shear plays an important role in the convective development in these days. And the utilization of instability indexes in convection development forecast is restricted. However, the convection

收稿日期 2008-01-03 收到, 2008-03-03 收到修定稿

资助项目 北京市科技计划课题 Z0006279040191 和国家科技攻关计划课题 2005BA904B05

作者简介 廖晓农, 女, 1962 年出生, 硕士, 高级工程师, 主要从事天气预报和对流天气研究。E-mail: cristinlxn@126.com

initiation causing the wet wind gust is easier for forecast because the environment is normally instable. Mainly, the difference in soundings leads to above dissimilarity. Therefore, the wind perpendicular distribution should be taken into consideration while making the wind gust potential forecasting. Most of the wind gust events (not only dry but also wet ones) develop when the downdraft convective available potential energy is higher than $600 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ and the value increases before the strong wind approach, which is also useful. Prior to the wind gust, the environmental lapse rate of temperature below the lifting condensation level also rises obviously. Besides, the profiler data are supplementary to the sounding. In some events, the isotach in higher value goes down continuously and reaches the surface while the gust breaks out. If the profiler data could be used effectively, the nowcasting and warning for the wind gust might be improved.

Key words wind gust, (downdraft) convective available potential energy, wind perpendicular distribution, profiler

1 引言

夏季主要的致灾天气有灾害性大风、龙卷、冰雹和暴雨等。灾害性大风是指除龙卷以外,短时阵风风力达到或超过 8 级(风速为 $17.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)的大风。这种大风来源于对流云中的下沉气流,其中直接由下沉气流到达地面产生强烈辐散造成的大风称作下击暴流。此外,对流云前的阵风锋有时也能带来短时强阵风。本文将下击暴流和由阵风锋带来的灾害性大风统称为雷暴大风。雷暴大风突发性强,持续时间较短(通常只有几分钟),常造成风灾,而且预报难度较大。

由雷暴大风造成的风灾范围大小不等。有时,大风的影响范围只有几公里(由微下击暴流带来),而有时大风天气却可以给长达几百公里,宽几十公里的广大区域带来灾害,国外将其称为线状风暴。龙卷具有非常大的破坏性。龙卷按其强度分为 6 个等级,即 F0~F5 级,级越高可能造成的灾害越大。一般来说,雷暴大风的强度较龙卷弱,但是在一定条件下所产生的灾害也可以达到龙卷 F3 级(Fujita, 1976; Fujita et al., 1981)。有时,雷暴大风的风速并不大,但由于辐散气流的空间尺度很小,则可以产生很强的水平风切变。这种风切变会威胁到飞机的起降,并有可能造成空难。研究表明,很多飞机起降事故都是由下击暴流造成的(Fujita et al., 1977)。此外,突然而至的雷暴大风也威胁着水运的安全。1983 年 3 月 1 日在广东西江的东平水道,红星 312 号客轮遭遇雷暴大风。12 级的大风造成船翻人亡,死亡人数

达 148 人,经济损失 110 多万元(孔燕燕等, 2001)。进入 21 世纪以来,随着社会经济的发展同种类型自然灾害带来的损失呈增大的趋势。

鉴于雷暴大风具有较大的危害性,近年来引起了研究者的关注。多数研究是借助多普勒天气雷达对产生雷暴大风的对流风暴进行个例分析(俞小鼎等, 2006b; 慕熙昱等, 2007; 姚建群等, 2005; 刘娟等, 2007),得到了诸如在大风来临前反射率因子核心下落、径向速度场有辐合特征等结论,有效地提高了雷暴大风的预警能力。梁爱民等(2006)利用 NCEP 再分析资料分析了北京地区雷暴大风日对流有效位能(CAPE)、对流抑制能量(CIN)等演变的平均统计特征,发现在雷暴大风来临前 CAPE 具有明显的增加趋势, CIN 则是减小的。秦丽等(2006)依据北京近郊区 3 个测站的资料确定了雷暴大风日,并使用常规观测资料研究得出最有利于雷暴大风产生的探空结构为:低层暖湿,中高层有干冷空气,环境大气的不稳定度较大并且风的垂直切变也较大。秦丽的工作为认识北京地区雷暴大风产生时的环境特征奠定了基础。

北京地区的气象观测表明,雷暴大风常出现在对流天气的开始阶段。有时在大风出现和持续期间伴有较大的降水,有时则降水量很小甚至无降水。当后者出现时,对流较弱,积雨云中有时不仅没有雷电活动也没有明显的由上升气流产生的对流云塔(Roger, 1985)。在天气雷达上,这种产生雷暴大风的对流云反射率因子较小,天气预报员通常认为未来将不会有强对流天气发生。在有些个例中预报人员还发现,一些预报业务中

常用的反映热力不稳定性的参数不能用于对流初生的潜势预报,从而导致漏报率的上升。因此,从提高预报准确率的角度而言,在认识产生地面强阵风风暴的个性以及利用众例研究掌握了雷暴大风天气出现时环境条件共性的基础上,有必要对这种天气现象,特别是伴有较小降水的雷暴大风出现时的环境条件,做深入有针对性地研究,探索解决预报业务中漏报等问题的有效途径。

本文以 2000~2007 年出现的 41 个雷暴大风日作为研究对象,参照 Roger (1985) 给出的标准,按照雷暴大风产生时降水量的大小将 41 个雷暴大风日分为干、湿两类,称为干型和湿型雷暴大风日(简称为干型日和湿型日),其中干型日 14 个,湿型日 27 个。在分类的基础上,使用常规探空资料、每天 4 次的 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ NCEP 再分析资料和风廓线仪资料(6 min 一次)等,分析两种类型雷暴大风日对流有效位能(CAPE)、下沉对流有效位能(DCAPE)、环境大气的温湿廓线和环境风垂直分布及演变特征等。

2 对流有效位能

雷暴大风的出现是对流活动的结果,因此它与上升气流的热力不稳定性有一定的联系。对流有效位能(CAPE, E_c)是一个被用于反映上升气流热力不稳定性的参数,有可能转化为气块动能的能量,其表达式为

$$E_c = g \int_{Z_{LFC}}^{Z_{EL}} \left(\frac{T_{vp} - T_{ve}}{T_{ve}} \right) dz, \quad (1)$$

其中, T_v 为虚温,下标 e 和 p 分别表示与环境 and 气块有关的物理量。 Z_{LFC} 和 Z_{EL} 分别为抬升凝结高度和平衡高度。与上升气块有关的热力不稳定性总是与由湿绝热上升气块和环境间温度差产生的正浮力相关联,因此水汽对保证气块沿湿绝热线上升是必要的。

2.1 干、湿型雷暴大风日的对流有效位能

平均而言,湿型日的环境大气较干型日具有更大的热力不稳定性。干型日(表 1)临近时刻(距离雷暴大风出现时间最近有资料的时刻)的 CAPE 数值一般较小。在 14 个个例中,除第 9 和第 10 两个个例以外,12 个个例临近时刻的 CAPE 均小于 $100 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。如果使用 CAPE 来预报对流

的初生,将造成至少 12 个个例的漏报。多数湿型雷暴大风发生在热力不稳定的环境中(表 2),在 27 个个例中有 17 个雷暴大风日的 CAPE 超过 $1000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$,占总个例数的 63.0%,其中 9 个个例大于 $2000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。因此当有触发机制时,环境大气将有利于上升气流加强,从而使对流旺盛发展。在 CAPE 非常大的个例中,雷暴大风可能是深对流的结果。上述分析表明,CAPE 对于指示湿型日对流发生的意义较干型日大。

2.2 干、湿型雷暴大风日的温湿廓线

干型日雷暴大风产生的临近时刻,温湿廓线呈倒“V”字型(图 1a)。在对流层低层,850 hPa 以下温度露点差大于 17°C ,在最干层近地面,温度露点差达到 20°C ,即在 700 hPa 以下为一个较厚的干层。同时,700~500 hPa 有一个相对较湿的层,该层内温度露点差为 $4\sim 7^{\circ}\text{C}$,最湿层在 600 hPa 附近,从 500 hPa 往上大气湿度减小。干型日平均抬升凝结高度为 730 hPa。湿型日(图 1b)的温湿廓线与干型日有很大差别,呈“下

表 1 干型雷暴大风日临近时刻的对流有效位能
Table 1 Convective available potential energy at approaching time of dry wind gust days $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$

个例序号	CAPE	个例序号	CAPE
1	0	8	0
2	20.7	9	358.5
3	65.6	10	739.7
4	0	11	7.9
5	0	12	0
6	75.2	13	17.5
7	0	14	60.3

表 2 湿型雷暴大风日临近时刻的对流有效位能
Table 2 Convective available potential energy at approaching time of wet wind gust days $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$

个例序号	CAPE	个例序号	CAPE	个例序号	CAPE
1	426.2	10	2103.9	19	1416.4
2	796.6	11	920.4	20	624.9
3	2053.7	12	404.1	21	2418.6
4	1192.9	13	1387.9	22	1597.3
5	2680.8	14	1716.9	23	2421.9
6	1826.2	15	2818.4	24	1510.9
7	860.2	16	1751.2	25	2589.7
8	871.5	17	2162.0	26	215.4
9	458.7	18	2819.0	27	556.0

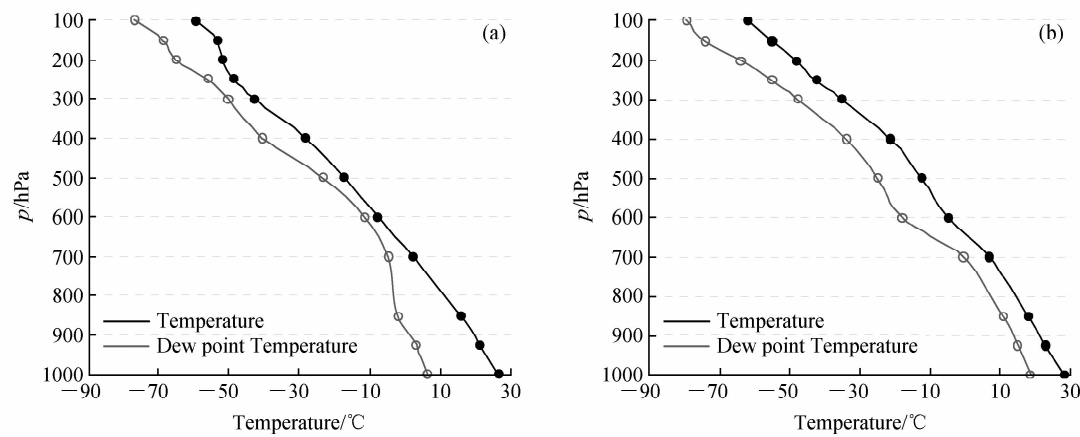


图 1 雷暴大风日临近时刻平均温湿廓线：(a) 干型日；(b) 湿型日
Fig. 1 The average sounding of wind gust days: (a) dry; (b) wet

湿上干”分布。在临近时刻，700 hPa 至地面是一个湿层，平均温度露点差为 8.1℃。700 hPa 以上的湿度较小，700~250 hPa 温度露点差为 12~13℃，200 hPa 以上大于 16℃。湿型日的平均抬升凝结高度为 870 hPa。由于 CAPE 的数值与大气湿度的垂直分布有关 [见式 (1)]，因此干、湿两种类型雷暴大风日所表现出的大气湿度垂直分布的上述差异，是造成 CAPE 不同的原因之一。

鉴于 CAPE 在预报干型雷暴大风出现的潜势时具有一定的局限性，因此在环境大气温湿廓线分布具有下干上湿的特征时，仅仅分析大气的热力不稳定性是不够的，还应该借助表征大气动力不稳定性的参数来综合判断对流发生、发展的潜势。上述分析结果还说明，从认知雷暴大风特别是干型雷暴大风产生环境条件的角度来说，对雷暴大风进行分类研究是有必要的。

3 下沉对流有效位能

对流云中的下沉气流具有一定的热力不稳定性是气块加速下沉产生地面强阵风的条件之一。本文采用 DCAPE 来讨论雷暴大风产生的潜势。DCAPE(E_D)是一个用于定量表示负浮力使气块作下沉运动所能够达到强度的物理量，表示为

$$E_D = \int_{p_i}^{p_n} R_d (T_{\rho e} - T_{\rho p}) dp, \tag{2}$$

式中， T_{ρ} 是密度温度，下标 e 和 p 分别表示与环境 and 气块有关的物理量， p_i 为起始下沉处的气压

(i 表示起始层)， p_n 为地面或中性浮力层处的气压 (n 表示中性浮力层或地面)。负浮力做功引起的下沉气流的速度为

$$-\omega_{\max} = \sqrt{2E_D}, \tag{3}$$

式 (2) 和 (3) 表明，对于正在做下沉运动的气块来说，DCAPE 越大，则到达中性浮力层或地面时的速度越大，越有利于地面强阵风的出现。

分别计算了两种类型雷暴大风日强阵风出现临近时刻和临近时刻前 6 h (简称为大风产生前) 的 DCAPE (表 3 和表 4)，结果表明 DCAPE 是一个可用于预报北京地区地面短时强阵风出现潜势的参数。在干型日，绝大多数个例在雷暴大风来临前 DCAPE 呈现增加趋势 (14 个个例中的 12 个个例)。在湿型日也有 16 个个例的 DCAPE 具有相同的变化特征，即到临近时刻环境大气条件更有利于对流性大风的产生。但 DCAPE 的变化幅度

表 3 干型雷暴大风日的下沉对流有效位能
Table 3 Downdraft convective available potential energy in dry wind gust days
J · kg⁻¹

个例 序号	DCAPE		个例 序号	DCAPE	
	大风产生前	临近时刻		大风产生前	临近时刻
1	563.0	603.3	8	1464.1	1637.6
2	1554.7	667.0	9	159.0	684.2
3	76.7	1157.3	10	867.6	1691.7
4	75.4	387.7	11	581.9	595.7
5	144.1	655.7	12	800.7	1521.0
6	512.5	1472.5	13	1202.2	1059.7
7	470.3	1405.7	14	1082.2	1185.2

表 4 湿型雷暴大风日的下沉对流有效位能
Table 4 Downdraft convective available potential energy in wet wind gust days

J · kg⁻¹

个例 序号	DCAPE		个例 序号	DCAPE		个例 序号	DCAPE	
	大风产生前	临近时刻		大风产生前	临近时刻		大风产生前	临近时刻
1	61.5	563.2	10	755.7	988.0	19	1121.8	1424.0
2	1102.8	1179.6	11	1412.3	1360.8	20	1246.2	1735.0
3	1094.7	1177.8	12	1438.0	1234.6	21	1554.5	1366.7
4	1289.7	1190.5	13	773.2	1206.9	22	1335.9	1394.9
5	892.3	1313.8	14	1098.0	1362.7	23	793.8	611.1
6	490.1	492.2	15	965.5	877.5	24	414.7	670.9
7	514.2	1168.0	16	990.1	1368.7	25	1942.1	1311.1
8	696.1	643.1	17	1034.0	406.2	26	121.1	928.9
9	735.0	621.0	18	1237.0	1049.6	27	1236.6	1510.2

在个例之间差别较大,从 10⁰~10³ J · kg⁻¹不等。其中,增幅最大的是干型个例 3。在大风产生前,DCAPE 只有 76.7 J · kg⁻¹,而到临近时刻陡增到 1 157.3 J · kg⁻¹;此外有一些个例的变化幅度很小,例如湿型个例 6,两个时刻的 DCAPE 只有 2.1 J · kg⁻¹的差别。DCAPE 的这种增加趋势对于雷暴大风特别是干型雷暴大风的出现具有一定的指示意义,可以通过对比两个时次的 DCAPE 来制作雷暴大风的预报。

此外,临近时刻 DCAPE 值在个例之间有比较大的差异。干型日有 8 个个例及湿型日有 17 个个例的 DCAPE 超过了 1 000 J · kg⁻¹,最大值为 1 735.0 J · kg⁻¹,其余个例在 350~990 J · kg⁻¹。DCAPE 在个例间的差异说明,下沉气流的热力不稳定性并不是决定地面风速的唯一因素。

4 雷暴大风日环境风垂直分布和演变特征

4.1 干型日对流层中下层风垂直切变

在干型雷暴大风日,多数个例临近时刻的 CAPE 数值很小,但是雷达观测表明,在这类雷暴大风出现时,仍然有对流活动。那么,在干型雷暴大风日对流发展的机制是什么呢?观测和数值模拟研究均表明(俞小鼎等,2006a),风暴的动力结构和风暴潜在的影响力很大程度上取决于环境大气的热力不稳定、风的垂直切变和水汽的垂直分布。也就是说,CAPE 并不是唯一影响对流风暴中上升运动的因子,当环境风的垂直切变较大时,动力效应也可以加强上升气流。因此,在

干型雷暴大风日即使 CAPE 数值很小,如果有较大的环境风垂直切变,仍然可能有对流天气发生。

0~6 km 层内风矢量差的绝对值常被用来反映对流层中下层风垂直切变的强弱。使用探空资料计算了干型雷暴大风日上述层次内的风矢量差绝对值(表 5)。结果表明,10 个个例环境风的垂直切变超过 10 m · s⁻¹,其中个例 11 产生在非常大的垂直切变下,风矢量差的绝对值达到了 27.0 m · s⁻¹。个例 8 和 12 比较特殊,使用探空资料得到的 CAPE 以及环境风切变均不大,似乎当日发生强对流很难得到比较合理的解释。但是,风廓线资料表明个例 8 上升气流的加强仍然与动力因素有关(个例 12 当日没有风廓线观测可以利用)。图 2 是根据北京市气象局架设在南郊观象台的风廓线仪资料绘制的对流层中层(5 910 m)和对流层底层(150 m)间风矢量差绝对值。图 2 表明,在对流发生前 138 min 内,对流层中层与近地面层之间的风垂直切变在小幅震荡中呈上升趋势。也就是说,当日对流的发展与环境风具有较大的垂直切变有关。因此,利用探空特别是风廓线资

表 5 干型雷暴大风个例风矢量差绝对值

Table 5 The absolute value of wind vector difference in dry wind gust days

m · s⁻¹

个例序号	风矢量差绝对值	个例序号	风矢量差绝对值
1	17.4	8	6.9
2	19.6	9	16.9
3	9.6	10	12.1
4	26.7	11	27.0
5	18.6	12	4.0
6	10.9	13	9.3
7	11.3	14	16.1

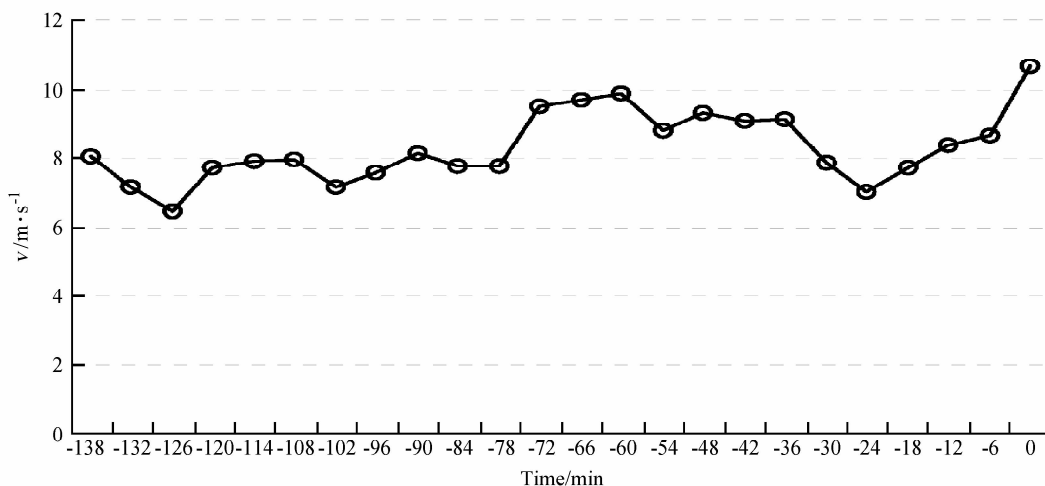


图2 干型雷暴大风个例(个例8)对流云发展前138 min内对流层中层(5910 m)和底层(150 m)风矢量差绝对值

Fig. 2 The absolute value of wind vector difference between 5910 m and 150 m in 138 min before the gust approaching for No. 8 dry wind gust event

料分析对流层中低层环境大气风的垂直分布,将有利于改善温湿廓线呈下干上湿型时的对流初生的预报水平,进而有助于提高干型雷暴大风的业务预报能力。

4.2 高空风动量下传与雷暴大风

如前所述,在一些 DCAPE 数值较小的个例中,地面仍然观测到了短时强阵风,因此必然存在除负浮力以外的其他导致地面风速加大的因素。研究表明,高空强气流的水平动量下传能够增强外流(Johns et al., 1992)。因此,考察雷暴大风出现前后环境风速演变特征不仅有助于了解北京地区地面灾害性大风的成因,同时也有助于将风廓线仪这种新型探测设备获得的高时空分辨率资料有效地运用于雷暴大风的预报中。

利用现有的风廓线仪资料分析了雷暴大风日对流层风速的演变情况。结果表明,有一些雷暴大风的产生的确与高空水平动量下传有关(如图3),同时也有相当数量的个例在雷暴大风出现时,风廓线仪没有观测到大风速区向下传的现象。其原因可能有两个:一是雷暴大风的产生与高空水平动量下传没有直接联系;二是有些雷暴大风只持续几分钟,而风廓线仪资料的时间分辨率为6 min,从而没有捕捉到地面短时大风的产生过程。

图3给出了一个雷暴大风日对流层中下层水平风速演变情况,该个例中雷暴大风恰好出现在架设有探测高度为3.54 km风廓线仪的测站(海

淀)。绘图时使用的观测资料是从-66 min到+30 min(雷暴大风出现前后分别用负值和正值表示)。风速的演变特征概括为: -48 min以前,对流层中下层风速分布相对较均匀,绝大多数层次的风速在 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下,近地面层风速小于 $5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。-42 min开始,高层风速迅速增大。3.54 km高度上, -48 min的风速只有 $7.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, -36 min已经达到 $40 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,在3.2 km高度以上形成了大风速核。此后,风速为 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的等风速线连续下落,在雷暴大风出现时到达地面。此外,大风速核形成后,其底部迅速向低层扩展,在短短的12 min内(-42~-30 min) $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 等风速线就从3.4 km下落到2 km以下,致使2~3 km层次内风速明显增加。位于2 km高度以上的大风速中心维持了约30 min后减弱,风速减小首先从高层开始。在高层风速减小的同时,从-24 min开始0.5 km高度附近的风速明显增大,形成了新的大风速核。该大风速核比出现在较高层次上的弱一些,其中心数值为 $32.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。该大风速核在-6 min(即形成后18 min左右)明显减弱,与此同时近地面层出现风速为 $25 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的大风速中心。+18 min以后近地面层的风速又恢复到地面大风产生前1 h左右的水平。

综上所述,在雷暴大风产生的过程中,风速演变图上表现为 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 等风速线连续下传,而大风速中心则呈现跳跃式下降,且越接近地面,

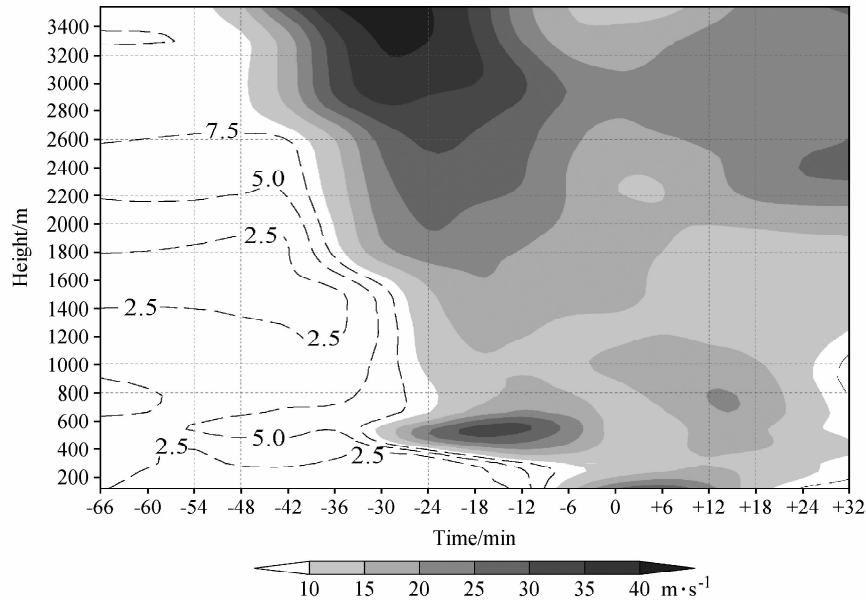


图3 雷暴大风日强阵风出现前后对流层中下层风速演变。雷暴大风出现的时间记为0，则在该时间前后的记录分别用负值和正值表示
Fig. 3 The evolvement of wind speed within the middle and low troposphere of wind gust event. The breaking out time of gust denotes 0, and the time before and after that denotes negative and positive, respectively

中心数值越小。尽管根据目前所掌握的风廓线仪观测事实，还很难在高层大风速中心的跳跃式下降与地面短时强风的出现之间建立因果关系，但是较大风速的等风速线连续下降到达近地面层，说明有些地面雷暴大风的产生与高空风动量下传有一定的联系。因此，在雷暴大风临近预报中可以将风廓线仪与天气雷达结合使用，从而提高临近预报和预警能力。

5 雷暴大风日对流层中下层环境大气温度直减率

分别计算了干、湿型雷暴大风日临近时刻及前6 h（简称为大风产生前）抬升凝结高度到地面以及500 hPa到抬升凝结高度两个层次内的平均温度直减率（表6）。两者分别反映对流云底到地面之间以及冷空气侵入高度（北京地区雷暴大风日冷空气侵入高度一般约在500 hPa）到对流云底之间环境大气温度随高度的变化情况。

干型雷暴大风日，500 hPa到抬升凝结高度间的环境大气温度直减率基本保持在一个相近的水平。在雷暴大风产生前，温度直减率为 $0.77\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ ，到临近时刻只增加了 $0.01\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 。

表6 干、湿型雷暴大风日环境大气温度直减率
Table 6 The environmental laps rate in dry and wet wind gust days
 $^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$

时间	干型日温度直减率		湿型日温度直减率	
	LCL~地面	500 hPa~LCL	LCL~地面	500 hPa~LCL
大风产生前	0.48	0.77	0.36	0.66
临近时刻	0.81	0.78	0.71	0.74

注：LCL为抬升凝结高度

但是，在抬升凝结高度以下的层内，其增幅较大。大风产生前，抬升凝结高度至地面的温度直减率为 $0.48\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ ，到临近时刻达到了 $0.84\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 。湿型雷暴大风日环境大气的温度直减率及其演变具有与干型日相似的特征。在对流云内，两种雷暴大风日的温度直减率差别不大，而且湿型日两个时次（大风产生前和临近时刻）500 hPa至抬升凝结高度的层次内环境大气温度直减率变化幅度也很小（增加了 $0.08\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ ）。在云底以下，从大风产生前到临近时刻直减率明显增加（从 $0.36\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 上升到 $0.71\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ ）。在本文讨论的41个个例中，有32个个例的强阵风发生在14~20时（北京时，下同）。因此，太阳辐射加热使得近地面层增温，是造成临近时刻对流层低层环境大气平均温度直减率增大的主要原因。

将湿对流中下沉气流的主要强迫机制表述在

垂直运动方程中 (俞小鼎等, 2006a):

$$\frac{d\bar{w}}{dt} = -\frac{1}{r} \frac{\partial \bar{p}'}{\partial z} + g \left[\frac{\theta_v'}{\theta_{v0}} - \frac{c_v}{c_p} \frac{p'}{p_0} - (r_c + r_r + r_i) \right], \quad (4)$$

(I) (II) (III) (IV)

其中, $\bar{w}$ 为平均垂直速度, p 为气压, z 是高度, θ_v 为虚位温, c_p 为比定压热容, c_v 为比定容热容, r_c 、 r_r 和 r_i 分别为云、雨水和冰水的混合比 (c 表示云, r 表示雨, i 表示冰)。(') 代表基本状态 (用下标 "0" 表示) 的偏离, 并且基本态只随高度变化。等式右边为: (I) 扰动气压的垂直梯度项、(II) 热浮力项、(III) 扰动压力的浮力项和 (IV) 水凝物的重力拖曳作用项。由式 (4) 可知:

$$\frac{d\bar{w}}{dt} \propto \theta_v'. \quad (5)$$

从浮力的角度来说, 如果下沉气流的温度较环境大气低, 将因受到负浮力而加速。风暴中气流下降过程中温度的增加率小于环境大气是使 θ_v' 小于 0 的途径之一。因此, 在两种类型雷暴大风日, 从大风产生前到临近时刻地面至抬升凝结高度之间的环境大气温度直减率呈现明显的增加趋势, 表明环境条件向着有利于雷暴大风出现的方向转化。同时, 也从浮力的角度解释了北京地区雷暴大风较多地出现在午后到傍晚的观测事实。

6 结论与讨论

通过对北京地区 41 个雷暴大风日环境条件特征的分析, 得到如下结果:

(1) 雷暴大风是对流活动的产物, 因此判断对流是否会发生是雷暴大风预报的基础。多数干型雷暴大风日的对流发生在低 CAPE 值 (较小的热力不稳定) 但为中等以上风垂直切变的环境中; 而湿型雷暴大风则多产生在热力不稳定的环境中, 有些个例临近时刻的 CAPE 超过了 $2\,000 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。因此, CAPE 等反映环境大气热力不稳定性的参数在判断造成雷暴大风的对流初生时具有一定的局限性。为了减少漏报, 除了诊断环境大气的热力稳定性外, 还应该关注环境风垂直切变等因素, 并借助风廓线仪这种高时间分辨率的观测资料来弥补常规探空的不足, 掌握环境风垂直切变的演变趋势。

(2) 在北京地区, 可以利用反映下沉气流热

力不稳定的参数 DCAPE 来预报雷暴大风。DCAPE 分析结果表明, 当 DCAPE 超过 $600 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 时, 若有对流发生就有可能伴有地面大风。此外, 当 DCAPE 呈现出增加的趋势时, 对于即将来临的雷暴大风特别是干型雷暴大风具有较好的指示意义。

(3) 对流层中下层风速的演变可以为预报雷暴大风提供有用的信息。风廓线仪观测资料表明, 一些雷暴大风的产生与高空水平动量下传有一定的联系。在本文给出的个例中, 这种联系表现为: 雷暴大风来临前高层风速首先增加, 而后 $10 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的等风速线连续下落, 在雷暴大风产生时到达地面。因此, 具有较高数值的等风速线连续下降从另一个侧面预示了雷暴大风的来临。如果将风廓线仪与天气雷达结合使用将有利于雷暴大风的临近预报和预警。

(4) 雷暴大风的产生与负浮力有关。当环境大气特别是对流层中低层的环境大气直减率较高时, 环境条件将有利于雷暴大风的出现。干、湿型雷暴大风日环境大气的温度直减率及其演变趋势具有相近的特征。500 hPa 至抬升凝结高度之间的环境大气温度直减在雷暴大风产生前至临近时刻变化较小, 其数值在 $0.66 \sim 0.78 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$; 但抬升凝结高度以下, 温度直减率在雷暴大风出现前明显增加, 对流层低层的环境条件向有利于地面强阵风产生的方向演变。太阳加热使得近地面层增温是造成上述环境大气温度直减率变化的主要原因, 因此从浮力角度来说午后更有利于雷暴大风的出现, 这可能是北京地区午后到傍晚为雷暴大风多发期的原因之一。雷暴大风特别是干型雷暴大风的预报难度之大决定了仅仅依靠常规探测资料来认识它是远远不够的, 本文在利用风廓线仪制作雷暴大风的临近预报和预警等方面作了初步探讨。但是, 所揭示的高空大风速核在雷暴大风产生前呈现跳跃式下降的观测事实与地面雷暴大风的产生是否有直接联系, 还需利用今后的观测资料做进一步的分析研究。

致 谢 感谢王建捷正研高工给予的悉心指导与帮助。

参考文献 (References)

Fujita T T. 1976. Spearhead echo and downburst near the ap-

- proach end of a John F. Kennedy Airport runway, New York City [J]. Sattellite and Mesometeorology Research Project (SMRP) Research Paper, 137. Chicago: University of Chicago. 51pp.
- Fujita T T, Byers H R. 1977. Spearhead echo and downburst in the crash of an airliner [J]. Mon. Wea. Rev., 105: 129 - 146.
- Fujita T T, Wakimoto R M. 1981. Tonadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales [J]. J. Atmos. Sci., 38: 1511 - 1534.
- Johns R H, Doswell III C A. 1992. Severe local storms forecasting [J]. Wea. Forecasting, 7 (4): 588 - 612.
- 孔燕燕, 沈建国. 2001. 强雷暴预报 [M]. 北京: 气象出版社, 8.
- Kong Yanyan, Shen Jianguo. 2001. The Severe Thunderstorm Forecasting [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 8.
- 梁爱民, 张庆红, 申红喜, 等. 2006. 北京地区雷暴大风预报研究 [J]. 气象, 32 (11): 73 - 80. Liang Aimin, Zhang Qinghong, Xiang Yang, et al. 2006. Application of NCEP data and Doppler weather radar data to thunderstorm prediction in Beijing area [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 32 (11): 73 - 80.
- 刘娟, 宋子忠, 项阳, 等. 2007. 淮北地区一次强风暴的弓形回波分析 [J]. 气象, 33 (5): 62 - 68. Liu Juan, Song Zizhong, Xiang Yang, et al. 2007. Analysis of the bow echo of a severe storm in northern part of Huaihe River [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 33 (5): 62 - 68.
- 慕熙昱, 党人庆, 陈秋萍, 等. 2007. 一次飏线过程的雷达回波分析与数值模拟 [J]. 应用气象学报, 18 (1): 42 - 49. Mu Xiyu, Dang Renqing, Chen Qiuping, et al. 2007. Radar data analysis and numerical simulation of a squall line [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 18 (1): 42 - 49.
- 秦丽, 李耀东, 高守亭. 2006. 北京地区雷暴大风的天气—气候学特征研究 [J]. 气候与环境研究, 11 (6): 754 - 762. Qin Li, Li Yaodong, Gao Shouting. 2006. The synoptic and climatic characteristic studies of thunderstorm winds in Beijing area [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 11 (6): 754 - 762.
- Wakimoto R M. 1985. Forecasting dry microburst activity over High Plains [J]. Mon. Wea. Rev., 113 (7): 1131 - 1143.
- 姚建群, 戴建华, 姚祖庆. 2005. 一次强飏线的成因及维持和加强机制分析 [J]. 应用气象学报, 16 (6): 746 - 753. Yao Jianqun, Dai Jianhua, Yao Zuqing. 2005. Case analysis of the formation and evolution of 12 July 2004 severe squall line [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 16 (6): 746 - 753.
- 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南, 等. 2006a. 多普勒天气雷达原理与业务应用 [M]. 北京: 气象出版社, 90 - 158. Yu Xiaoding, Yao Xiuping, Xiong Tingnan, et al. 2006a. The Principle of Doppler Weather Radar and Its Application in Operational Work [M] (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 90 - 95.
- 俞小鼎, 张爱民, 郑媛媛, 等. 2006b. 一次系列下击暴流事件的多普勒天气雷达分析 [J]. 应用气象学报, 17 (4): 385 - 393. Yu Xiaoding, Zhang Aimin, Zheng Yuanyuan, et al. 2006b. Doppler radar analysis on a series of downburst events [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 17 (4): 385 - 393.