

一次雷暴密度流的风场结构的研究

赵德山 洪钟祥 马惠英

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文利用新建 325 米气象塔分析了北京地区一次雷暴密度流的风场、温度场和地面诸气象要素的特征, 计算了 320 米以下风速垂直切变、水平风速加速度、垂直风速、流函数、热通量和动量通量等物理量, 着重对雷暴密度流风场结构进行了研究。得到当雷暴密度流过境时地面气压、风向、风速和温度依次均发生剧烈变化的情况。同时还证实, 在雷暴密度流中存在着强烈的阵风浪涌和垂直运动, 而且密度流的头部是诸气象要素变化最剧烈的区域, 尤其是头的后部存在着最大的风速垂直切变和最强的下沉气流; 头的前部存在着最大的水平风速加速度和最强的上升气流。这些对于飞机起飞降落是十分危险的。

一、引 言

雷暴密度流是雷暴中稠密冷空气在边界层内沿地面向外高速流动的气团。它和相类似的尘暴锋、冷(暖)锋、海风锋等相比, 具有尺度小、时间短、强度大等特点, 对飞行等造成很大危害, 也很难预报。因而, 近年来对于雷暴密度流风场结构的观测和研究工作已经引起许多气象学家注意。例如, Charba (1972)^[1] 研究过雷暴阵风锋的边界层结构, Goff (1975)^[2] 使用高塔上测得的资料分析了 20 个雷暴密度流的微结构特征, Mitchell (1975)^[3] 提出了雷暴阵风锋的二维数值模式, Simpson (1969, 1972)^[4] 在流体实验室里研制了典型重力流结构模型, Hall (1976)^[5], Harrold (1977)^[6] 等研究了雷暴密度流中风速垂直切变。

许多文献和飞机失事的实测资料表明, 雷暴密度流中极其强烈的阵风锋、上升和下沉气流, 特别是强烈的低空风速垂直切变, 是构成飞机起飞和降落时极大危险的主要因素。而且, 雷暴密度流风场结构的研究对于雷暴的研究和预报是很有意义的。为此, 我们对北京中国科学院大气物理研究所新建 325 米气象塔, 于 1979 年 9 月 7 日观测到的一次雷暴密度流较完整的连续资料, 进行了较详细地分析和研究。所用资料系 15 秒钟记录一次, 观测仪器和精度等可参考有关专论^[7]。

二、天气形势

本次雷暴密度流源于 1979 年 9 月 7 日傍晚冷锋过境时的雷暴过程。从本站地面要

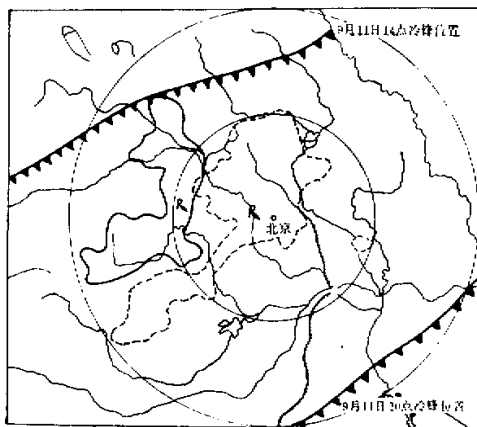


图1 1979年9月7日雷达回波和地面冷锋的位置

素自记记录看到,冷锋过境后所形成的地面大风是在雷暴密度流过本站后一小时即20点35分到达本站的。

在雷达回波图和地面天气图上(见图1)可以看到,14点冷锋位于丰宁—大同一线,到20点冷锋移过北京位于绥中—阳城一线。伴随着冷锋过境,一片不大的雷暴活动区刚好经过北京。从昌平气象站、沙河机场、海淀气象站、西郊机场和本站地面气象要素的观测以及北京气象台测雨雷达的观测资料,可以确定本次雷暴经过本站天顶时是自WNW向ESE方向运动的,运动速度约9米/秒。

三、地面气象要素特征

根据本站地面诸气象要素自记记录,如图2所示。可以清楚地看到,当雷暴密度流来临和过境时,本站地面气压、风向、风速和温度依次发生剧烈变化。首先发生急剧变化的是地面气压,从18点26分开始到18点43分达到极大值,即7分钟内地面气压上升了大约2毫巴。而地面风向是在18点28分由WSW风急转为WNW风,到18点44分转为NW风。所以地面风向急剧变化比地面气压开始急剧上升大约晚2分钟。地面风速急剧加大是从18点34分开始的,并在18点39分达到极大值,即在5分钟内地面风速加大了约5米/秒。最后是地面温度发生急剧下降,从18点44分到18点54分在大约10分钟内下降了5°C。

可见,当雷暴密度流过境时地面诸气象要素的急剧变化,和一般大尺度锋面过境有明显差别,其特征主要表现为时间短暂且有一定次序。这一特征正是人们用来监测雷暴密度流的重要依据。

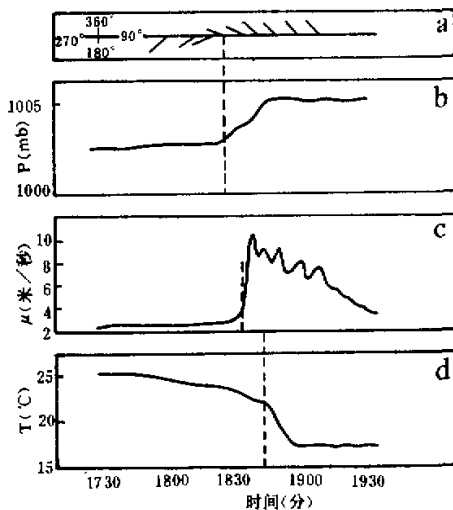


图2 地面风向、气压、风速和温度随时间的变化。

a. 15米高度上的风向。b. 1米高度上的气压。
c. 15米高度上的水平风速。d. 1米高度上的温度

四、雷暴密度流的风场、温度场和风速垂直切变

1. 风场的时间—高度特征 风场是雷暴密度流最重要的部分。我们利用 325 米铁塔的观测资料,分析了 320 米以下风向、风速的时间—高度特征,计算了水平风速加速度、垂直速度、流函数和动量通量。结果分别由图 3、4、5 表示。

a. 风向 在 320 米以下风向随时间变化的突出特点是,等值线随高度向前倾斜(图略),尤其是在 280 米高度表现得特别明显。例如,在 18 点 10 分 280 米以下为 WSW 风,而在 280 米以上为 WNW 风。这种风向切变表明,雷暴密度流来临时由于地面摩擦作用使得高层先于贴地层,形成通常所称的“鼻子”,即向前凸出的悬挂着的冷空气。

b. 水平风速 图 3 中的虚线表示的是水平风速随时间和高度的变化。很明显,雷暴密度流前部出现的最密集的等值线,表明这里是水平风速最大突变区,也就是单体雷暴密度流中的第一次(也是最强

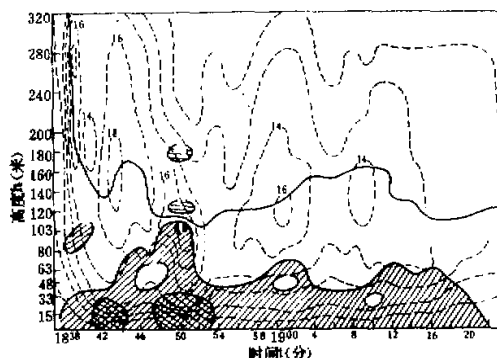


图 3 水平风速、风速垂直切变区随时间和高度的变化

虚线是风速场,斜影区表示 $\frac{\partial V}{\partial Z} > 0.1 \text{ s}^{-1}$, 平影区

表示 $\frac{\partial V}{\partial Z} < -0.1 \text{ s}^{-1}$, 网格区表示 $\frac{\partial V}{\partial Z} > 0.2 \text{ s}^{-1}$

的一次)阵风浪涌。为清楚起见,我们计算了水平风速加速度(图略),结果证实在 320 米以下,最大水平风速加速度发生在 18 点 38 分到 18 点 39 分,高度位于 180—300 米之间。水平风速在 1 分钟内增大了约 7 米/秒,相当于 0.12 米/秒^2 的水平加速度。然而,在同一高度,从 18 点 39 分到 18 点 40 分,水平风速却又急剧地减小了 3 米/秒,相当于 0.05 米/秒^2 的负加速度。可见这种水平风速的变化是十分剧烈的。此外,在 18 点 41 分到 42 分(高度位于 160—240 米),18 点 50 分到 52 分(高度位于 80 米—100 米)和 18 点 57 分到 59 分(高度位于 100—120 米)还出现了几次水平风速加速度达到 $\pm 0.05 \text{ 米/秒}^2$ 的强烈的变化区。证明雷暴密度流中存在着周期约为几分钟的强烈的阵风浪涌现象。

事实上这一特征在图 3 中也表现得很清楚。可以看到,在 320 米以下水平风速随时间出现了多个最大风速中心。例如,第一个最大风速中心出现在 18 点 39 分,高度位于 240—280 米之间;第二个最大风速中心出现在 18 点 43 分,高度位于 140—160 米;第三个最大风速中心出现在 18 点 50 分,高度位于 80—103 米;第四、五个最大风速中心出现在 19 点 01 分和 19 点 09 分,高度均位于 120—140 米之间。很明显,在雷暴密度流的头部最大风速中心高度随时间不断降低,在头的后部(18 点 50 分)达到最低点,而且中心风速强度几乎是不变的。但是,在进入雷暴密度流的尾流以后,最大风速中心回升到 120—140 米高度,而且中心风速强度随时间逐渐减弱,各中心出现的时间间隔也比头部

长。这是 320 米以下雷暴密度流水平风速场结构的一个很重要的特征。

c. 垂直运动和流线轨迹 垂直运动无疑是雷暴密度流风场结构的另一个重要方面。然而本次雷暴缺少垂直风速记录。为此我们计算了垂直风速和流函数。

假设流场在 X-Z 二维空间无个别变化, 计算垂直风速时就可以使用 Galican 时空转换公式 $\frac{\partial}{\partial t} = -c \frac{\partial}{\partial x}$, 式中 c 是阵风锋的传播速度, Goff (1976)^[2] 在分析了 20 个雷暴密度流后得到

$$c = 0.67 u_{\max}$$

$u_{\max}$ 是最大阵风速度。二维空间不可压缩流体的连续性方程可以写成

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0,$$

考虑到 w 的下边值为零, 所以有

$$w = \frac{1}{c} \int_0^h \frac{\partial u}{\partial t} dz \approx \frac{1}{c \Delta t} (\Delta h_1 \Delta u_{11} + \Delta h_2 \Delta u_{22} + \cdots + \Delta h_n \Delta u_{n,n})$$

式中 Δt 为 1 分钟, Δh_n 为 n 层和 $(n-1)$ 层的高度差, $\Delta u_{n,n}$ 为 n 层 t 时和 $(t + \Delta t)$ 时水平风速 (u 分量) 之差。

由连续性方程, 在 $x-z$ 平面内可有一个流函数 ϕ , 它的计算可采用 Clare^[3] (1961) 的下列公式求得, 即

$$\phi = - \int_0^h u dz \approx -(u_1 \Delta h_1 + u_2 \Delta h_2 + \cdots + u_n \Delta h_n)$$

式中 u_n 为 n 层的水平风速 u 分量, Δh_n 为 n 层和 $(n-1)$ 层的高度差。

垂直速度 w 和流函数 ϕ 的计算结果分别表示在图 4 和图 5 中。由图 4 可以看到, 雷暴密度流中垂直运动在 320 米以下是交替地分布着。在 18 点 39 分、18 点 42 分、18 点 48 分、18 点 58 分和 19 点 06 分为上升气流中心轴线。在它们之间则是下沉气流的中心轴线。最强的上升运动区发生在密度流头的前部即 18 点 39 分, 此时在 320 米高度处最

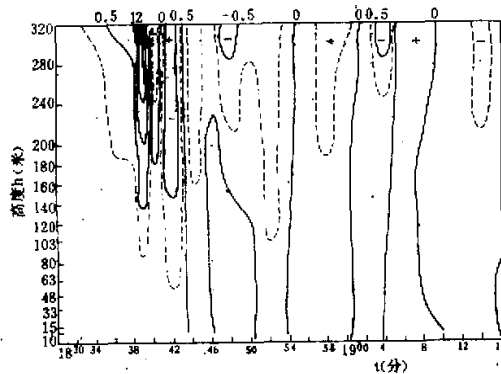


图 4 垂直风速随高度和时间的变化
(等值线间隔为 0.5 米/秒)

大上升气流可达 2 米/秒。而且，一分钟后该强烈的上升运动却急剧地变为下沉运动，最大强度也可达到 0.44 米/秒。由此可见，头的前部不仅是雷暴密度流最强的上升气流区，而且也是垂直运动随时间变化的突变区。

最强的下沉气流区发生在头的后部即 18 点 46 分到 18 点 52 分，此时在 320 米高度最大的下沉气流可达 0.72 米/秒，即使在 120 米的低空，下沉气流也可达到 0.30 米/秒。

上述雷暴密度流中垂直运动的特征，在流函数的时间—高度图 5 上也可得到印证。它们是完全一致的。但流线给人的认识更加直观一些。

但是，应该指出上面所使用的计算方法，由于种种假定，精度是有问题的。不过它能帮助人们定性地揭示流场的一些主要特征，其数量级基本上也是正确的。我们希望以后有直接测量的数据再加以检验。

d. 动量输送 水平动量在垂直方向上的通量的计算有如下表达式

$$\tau = \rho K \frac{\partial V}{\partial Z},$$

式中 V 是水平平均风速， ρ 是空气密度， K 是湍流交换系数。 K 的计算采用 Blakadar (1976)^[9] 的公式

$$K = l^2 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial Z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial Z} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \times \left(1 - \frac{R_i}{R_{ic}} \right),$$

$$l = \frac{K_0(Z + Z_0)}{1 + \frac{K_0(Z + Z_0)}{\lambda}},$$

$$\lambda = 0.00027 u_* f^{-1},$$

式中 l 是混合长， R_i 是梯度里查孙数， R_{ic} 是临界里查孙数， K_0 是卡曼常数， Z_0 是地面粗糙度， u_* 是地转风速， f 是柯氏参数。

计算结果如图 6 所示。最明显的特征是，在雷暴密度流中，从头部到尾部有一条状（正、负）动量通量突变区，高度约在 100—160 米之间。上面是向上输送的，下面是向下输送的。突变区在头的后部即 18 点

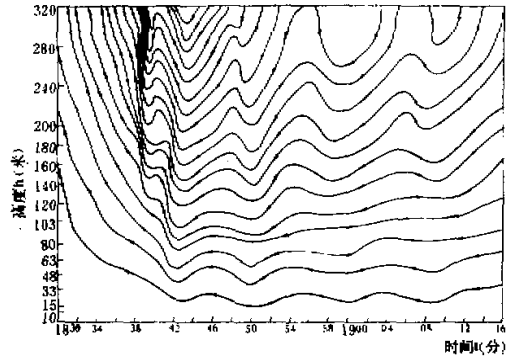


图 5 流函数随高度和时间的分布

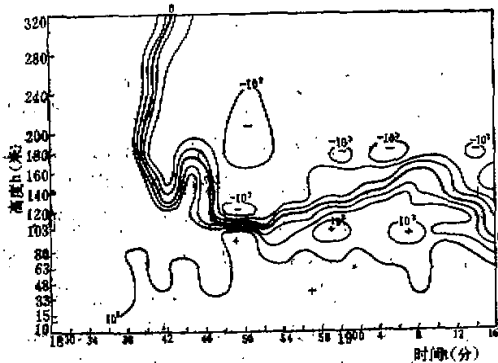


图 6 动量通量随时间和高度的变化
(等值线间隔为 10 克/米·秒²)

47 分到 52 分高度最低,强度也最大。显然,这样的动量输送的特征是不利于雷暴密度流中最大风速中心的维持,这表明雷暴密度流中最大风速中心的出现不是由于湍流动量的向下输送造成的,而可能主要是由于一股一股有规律的强下沉气流造成的。

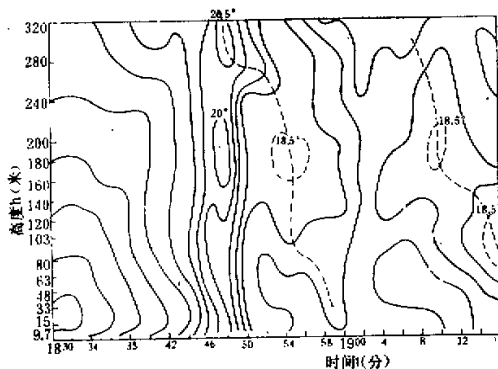


图7 温度随时间和高度的变化
(等值线 0.5°C)

2. 温度场的时间—高度特征

雷暴密度流中温度场分析结果表示在图7中,有四个明显的特征值得注意。第一个是,在18点45分到18点52分,头部是温度下降最快的区域,在320米以下各高度温度下降的速率大体上相同,从时间上来说高层温度下降比低层早,尤其是在头的前部形成了明显的悬挂着的冷空气,即通常所称的雷暴密度流的“鼻”。

第二个特征是,在头的后部和尾部出现了逆温,从逆温中心轴线(图7中虚线所示)可以看到,雷暴密度流中的逆温是属于下沉性逆温,而且是一股一股的,其强度可以达到地面。这一结论可以从逆温的分布和图4中所揭示的下沉运动分布的一致性得到证实。因为,强烈的下沉运动一方面可以将位能转化成热能而使空气增温,另一方面又可以将密度流外部的较暖空气夹卷进来,形成图7所表示的雷暴密度流中这样的温度场结构。

3. 风速垂直切变 图3曾指出,雷暴密度流风场结构的一个重要特征是,在80—160米随时间出现多个最大风速中心。由于最大风速出现的高度如此之低,可想而知在100米以下的低空水平风速垂直梯度是非常大的。因而,低空风速垂直强切变成为雷暴密度流风场结构一个非常突出的特征。

由于雷暴密度流低空强风切变给飞机起飞和降落造成严重危害,近年来有些气象学家对此进行了专门研究。Snyder 的研究曾指出,在贴地的100米高度内风速垂直切变大于 0.1 s^{-1} 时对于大型飞机就很危险;Hall 等人(1976)^[5] 在研究雷暴外流中也使用了这个标准;最近国际民航组织第五次航空会议规定了低空风切变的等级标准更加详细。

我们选用 0.10 s^{-1} 和 0.20 s^{-1} 两个标准作为危险和严重危险风速垂直切变的标,计算了雷暴密度流中风速垂直切变,结果表示在图3中。由图3可以看到,在100—160米高度是正、负风速垂直切变的分界区,分界区最低的高度是在头的后部,即18点47分到18点53分。图3中的斜影部分是表示正、负风速垂直切变大于 0.10 s^{-1} 的区域。显然,正的强切变区在雷暴密度流过境时始终存在于100米以下的贴地层,其厚度和强度都随时间呈起伏波动状变化的。例如,在头的前部厚度最薄,大约在40米以下,时间尺度可达5分钟到6分钟;在头的后部大于 0.10 s^{-1} 的风速垂直切变区可以达到100米高度,是雷暴密度流中强切变区最厚的区域,但时间尺度最短;然后,在整个尾流区大于 0.10 s^{-1} 的风速垂直切变厚度波动于50米上下,强度相对来说也减弱了。雷暴密度流中风速垂直切变

最强的区域(即大于 0.10 s^{-1})发生在头的前部和头的后部大约 30 米以下的低层,尤其是在头的后部,风速垂直切变不但强度最强而且持续时间也最长。此外,还应该指出的是,正是在头的后部负的风速垂直切变强度也是最强的,大约可达到 -0.11 s^{-1} 。因而,在头的后部 100—120 米高度形成了一个正、负风速垂直切变的强突变区。这些对于飞机起飞和降落都是十分危险的因素。

五、结 论

通过以上各节的分析,我们对于雷暴密度流风场结构有了较深入的认识,其主要特征可归纳如下。

1. 当雷暴密度流过境时,地面气压、风向、风速和温度诸气象要素依次发生短时间的剧烈变化,这是地面监测雷暴密度流来临的重要依据。

2. 本次雷暴密度流的时间尺度大约为 45 分钟,从 18 点 38 分到 18 点 53 分密度流头部先到达,18 点 54 分到 19 点 23 分密度流的尾流区过铁塔。根据风场和温度场的分析证实,雷暴密度流中具有非常强烈的阵风浪涌和垂直运动。最大水平风速中心出现在大约 80—160 米的低层,因而这一高度成为正、负风速垂直切变、动量通量等重要物理量的分界区。

3. 雷暴密度流的头部是诸气象要素变化最剧烈的区域。尤其是头的后部,是风速垂直切变最厚、强度最强的区域,而且这里还存在着正、负风速垂直切变最大的突变和最强烈的下沉气流。其次是头的前部,是上升气流最强和水平风速加速度最大的区域,同时还存在着正、负水平加速度最大的突变和较强的风速垂直切变。

所有这些都说明雷暴密度流的头部是飞机起飞和降落的危险区域,而其中又以头的后半部危害最大。

致谢: 本文承蒙周晓平同志审阅并提出宝贵意见,特此感谢。

参 考 文 献

- [1] Charba, J., Gravity current model applied to analysis of squall-line gust front, *Mon. Wea. Rev.*, (62) 140—156, 1972.
- [2] Goff, R. C., Thunderstorm-outflow kinematics and dynamics. Noaa Tech. Memo. ERL NSSL-75, 1975.
- [3] Mitchell, K. E., A numerical investigation of severe thunderstorm gust fronts, NASA CR-2635, 1975.
- [4] Simpson, J. E., Effects of the lower boundary on the head of a gravity current. *J. Fluid. Mech.*, (53) part 4, 759—768, 1972.
- [5] Hall, F. F., Neff, W. D. and Frazier, T. V., Wind shear observation in thunderstorm density currents, *Nature*, (264), 408—411, 1976.
- [6] Harold, W., Frank and Wm, R. Moninger, Observation of atmospheric density currents with severe wind shear. *Tenth. Conf. on Severe local storms*, 160—167, 1977.
- [7] 李兴生、郑达洲、张卫华、吴家麟、朱晋钊等, 325米气象塔的自动遥测系统(尚未发表)。
- [8] Clare, R. H., Mesostucture of dry cold fronts over featureless terrain, *J. Meteor.*, 18, 715—735, 1961.
- [9] Blackadar, A. K., Modeling the nocturnal boundary Layer. *Preprints of third symposium on*

atmospheric turbulence, diffusion and air quality, Raleigh, North Carolina, American meteor. Soc., Boston, MA, 46—49, 1976.

A STUDY ON THE STRUCTURE OF WIND FIELD OF THUNDERSTORM DENSITY CURRENT

Zhao De-shan Hong Zhong-xiang Ma Hui-ying

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Abstract

In this paper, the structures of wind and temperature fields and characteristics of meteorological parameters in surface layer are analysed utilizing a 325 m meteorological tower in Beijing. The vertical shear of wind velocity, acceleration of horizontal wind velocity, vertical wind velocity, stream function, and fluxes of heat and momentum etc. are computed. The emphasis has been put on the study of the structure of wind field of thunderstorm density current. It is shown that the pressure, wind direction, wind velocity and temperature in surface layer show significant variation when the thunderstorm density current passing. In addition, it is confirmed that the severe gust surges and the strong vertical motions existed in the thunderstorm density current. Moreover, the region where meteorological parameters show greatest variation is at the head of the density current. The largest vertical shear of wind velocity and strongest downdraft are at the rear of the head and the largest horizontal wind velocity acceleration and strongest updraft are at the front of the head. All these are very detrimental for taking off and landing of aeroplane.