

# 阵风锋的雷达探测和研究\*

葛润生

(气象科学研究院中尺度气象研究室)

## 提 要

本文应用北京地区和美国Oklahoma地区天气雷达观测资料比较了两类阵风锋。快速运动的阵风锋常与猛烈发展的强风暴相伴随,它的出现,风暴将持续猛烈地发展。运动缓慢近于静止的阵风锋则常出现在风暴的减弱阶段,它的出现加速了风暴的消亡。阵风锋的形成与风暴中的下沉气流有关,两类不同的阵风锋反映了下沉气流与环境的不同作用。文中还对阵风锋形成雷达回波的原因进行了探索,认为阵风锋锋区的湍流对电磁波的散射是形成雷达回波的可能机制。应用多普勒天气雷达和高塔的探测资料,对阵风锋回波的强度进行了理论估算,估算值与雷达实测值比较一致。

## 一、前 言

与强风暴活动相伴随的局地灾害性天气现象中,除了龙卷风以外,还有阵风锋(gust front)和下击暴流(downburst)等都会带来局地的风灾。据1979年1—11月间美国全国出现的局地灾害性天气现象的统计结果<sup>[1]</sup>可以看到,阵风锋等造成局地风灾的频数比龙卷风略多一些。按FPP标准<sup>[2]</sup>衡量,阵风锋等造成的风害程度也是相当严重的,统计平均结果仅比龙卷风略低一些。我国对阵风锋等造成的局地灾害也有报导<sup>[3]</sup>。在日常的气象业务工作中,把这类天气现象通称为雷雨大风,在某些地区出现的频数还相当高,常造成局地的风灾,甚至建筑物被毁、江轮倾翻等严重的灾害。目前由于探测手段和资料收集等的局限,对阵风锋的研究还较少。

阵风锋是一种风的现象,当其混杂在降水区中时,降水回波有时会呈现出某种特征的结构<sup>[4]</sup>,但并不典型,这时是较难准确地判断。而只有使用多普勒天气雷达,才能较准确地判断出存在于降水区中的阵风锋。阵风锋离开降水区后,失去了降水质点作为示踪物,雷达较难探测到。但当雷达的探测能力足够强时,尽管阵风锋中不含降水质点,有时雷达还是可以观测到阵风锋的回波。它呈细长的带状结构,称为窄带回波(thin echo)。雷达对窄带回波的探测、研究,可以获取有关阵风锋的信息。

\* 本文于1985年11月5日收到,1986年2月5日收到修改稿。

本文综合比较了北京地区和美国 Oklahoma地区雷达所观测到的窄带回波, 研究了两类阵风锋现象; 并应用了美国国家强风暴实验室(N S S L)的多普勒天气雷达和其他的探测资料, 探索了阵风锋形成的原因, 及其对风暴的反馈作用。

## 二、窄带回波

在雷达用于探测天气的早期, 就曾观测到在有些风暴回波的前进方向上, 出现一条细长的带状回波, 宽度仅 2—3 公里, 长度可达数十公里不等, 它包围着风暴回波。当时不清楚这种回波生成的机理, 认为是一种“鬼波”, 称它为窄带回波<sup>[5]</sup>。图 1 是北京地区 5 厘米天气雷达观测到的一次窄带回波。通过对窄带回波的细致观测, 发现它并不是由于降水质点对电磁波散射所造成的回波, 窄带回波移过气象站时, 并不出现降水, 而是表现为地面风向突变、风速迅速增大, 并出现很明显的涨落现象, 同时温度、湿度也出现相应的变化。图 2 是窄带回波经过气象站时地面气象要素变化的实例。窄带回波的高度很低, 只有 1—2 公里, 是一种低层大气中出现的天气现象, 气象仪器塔的梯度观测资料也证实了这一点。图 3 是座落在美国 Oklahoma 州 Norman 北的 N S S L 450 米高的气象仪器塔, 在窄带回波过境时取得的温、湿、风的垂直剖面结构图, 窄带回波出现在低层大气中暖湿空气和干冷空气的界面上。窄带

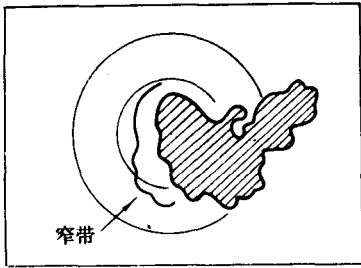


图 1 1971年8月8日14时39分北京地区天气雷达探测到的窄带回波  
距离圈每圈为20公里

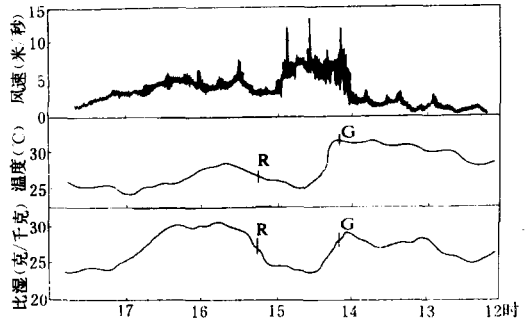


图 2 北京1971年8月8日窄带回波过站前后温度、比湿、风的变化  
14时10分阵风锋(G)过站, 15时15分出现降水(R)

回波实际上反映了阵风锋, 多普勒天气雷达测出的窄带回波附近的风场垂直剖面结构<sup>[6]</sup>与图 3 相类似。

1967—1971年的夏季, 北京地区的雷达曾观测到18次窄带回波过程, 大部分出现在风暴回波的消散阶段, 窄带回波的强度范围为 1—17 dBZ, 带的长度为 30—150 公里不等, 宽度为 2—3 公里, 个别的窄带较宽一些, 回波的顶高一般在 1 公里左右, 很少超过 2 公里。1981、1982年的 4—5 月间, Oklahoma 地区共探测到 11 次窄带回波过程, 回波强度范围为 2—14 dBZ, 窄带长度通常都在 70—80 公里左右, 最长的可达 170 公里, 宽度常为 4—5 公里, 回波平均顶高为 1.3 公里, 最高的达 3.0 公里。从雷达荧光屏上出现的窄带回波, 可以判断为阵风锋, 但并不是所有伴随着风暴的阵风锋都能为雷达察觉到, 这要视阵风锋的强弱、距离雷

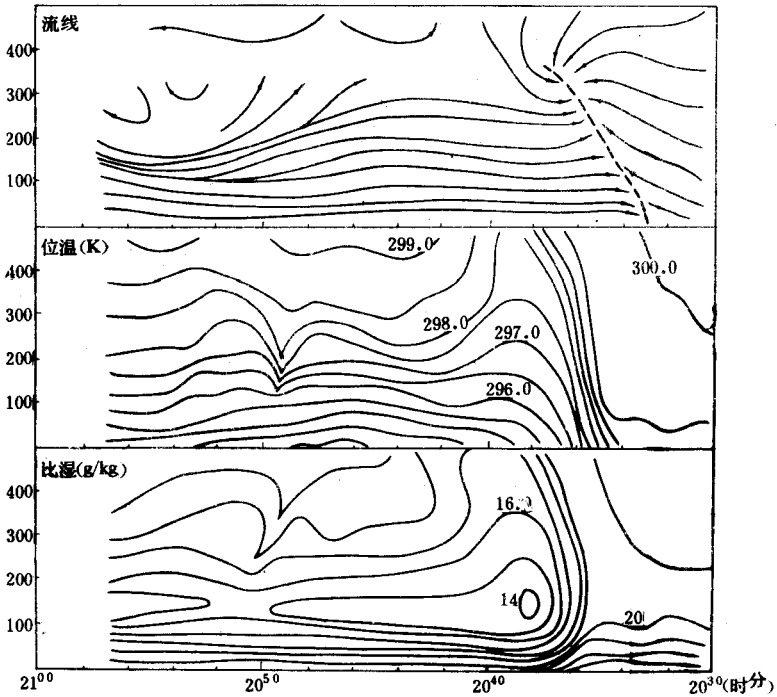


图 3 1982年5月15日20时30—59分美国Oklahoma州Norman北NSSL气象仪器塔得到的窄带回波过境时温度、比湿、风剖面结构

达的远近，以及雷达本身的探测能力而定。

当阵风锋出现在风暴降水中时，常规天气雷达难以从降水区中识别出来，而使用多普勒天气雷达，则可从获得的平均径向速度和速度谱宽的分布图象中来识别阵风锋。从图4中可以看出，阵风锋从风暴强回波区附近呈弧状伸向西南方，在西南部位阵风锋已移出降水区，表现为窄带回波。混杂在降水区中的部分，从回波强度分布图象中是难以进行判断的，但在平均径向速度分布场中，阵风锋处在速度梯度大且速度符号出现转换的区域，即在零值线附近。阵风锋上风速的涨落十分明显，速度谱宽大，较容易识别。对NSSL—NRO多普勒天气雷达获取的5次阵风锋过程12次取样资料的分析，发现运用速度谱宽大于6米/秒作为判别阵风锋的指标是有意义的。当谱宽大于6米/秒的区域呈现出有规律的带状结构时，可以认为其所对应的为阵风锋。

从北京地区和Oklahoma地区雷达探测到的窄带回波资料进行分析，窄带回波大致可以分为两类，其所对应的阵风锋也有两种不同的情况。一类窄带回波呈运动状态，伴随着风暴回波迅速移动；另一类窄带回波移动非常缓慢，所伴随的风暴大部分已处于发展的后期，当窄带回波出现后，风暴很快减弱、消散。

运动状态的窄带回波，在Oklahoma地区常能探测到，在北京地区较少见。此类窄带回波出现在风暴回波运动的前方，带的顶端（北端）距离风暴回波很近，甚至进入风暴回波的强中心区附近，整个带呈弧形伸向西南，南端距离风暴回波较远，可达40—50公里，甚至更

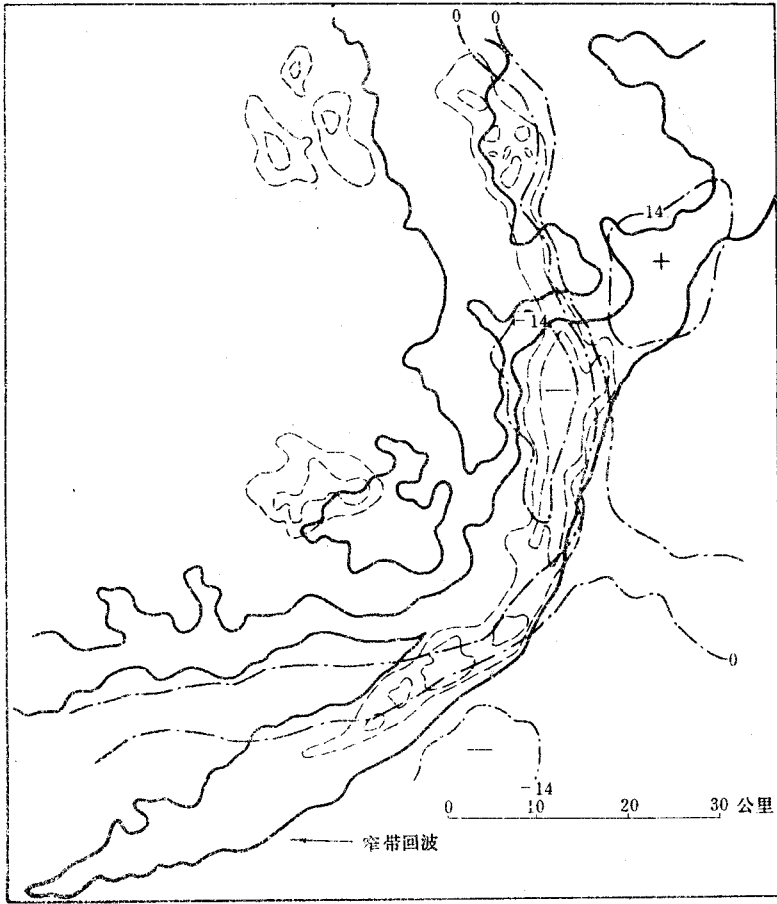


图 4 1980年5月17日20时52分NSSL-NRO多普勒天气雷达探测到的阵风锋回波素描图  
实线为回波强度，点划线为平均径向速度，虚线为速度谱宽

远一些，带的长度常达70—80公里，带的宽度约4—5公里。窄带随着风暴迅速向东移动，移速常达每小时40—50公里，带的移向略偏于风暴移向的右方。1980年5月17日夜，美国Oklahoma州中部出现的一次强对流天气中窄带回波的演变，就是一次典型的事例。这次强对流过程除了局部地区出现小的冰雹外，主要是出现较大范围的风害。NSSL的常规天气雷达进行了连续探测和录取资料，发现前后有3次强风暴的活动，每次都出现了窄带回波，地面上出现的风害与这些窄带回波（阵风锋）的活动是有关的。图5是这次过程中一次窄带回波演变的素描图。图6是这次过程中同时探测到的两条窄带回波图象。从图5中可以看出，随着窄带回波的出现和发展，所伴随的风暴回波不仅没有减弱，而且呈准稳定的发展。窄带所伴随的风暴生命周期较长，从21时18分至次日00时33分共持续了3个多小时，且一直保持猛烈发展状态，它具有明显的超级单体风暴的结构特征。

另一类窄带回波，在北京地区观测到的次数较多，Oklahoma地区也曾观测到。这类窄带回波的出现，往往预示了所伴随风暴的迅速减弱、消散，与前一类窄带回波的情况正相反。

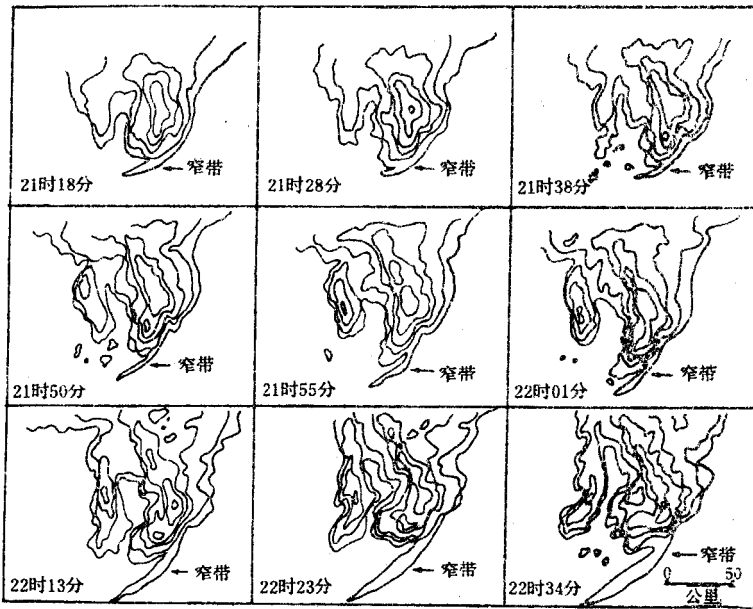


图 5 1980年5月17日21时18分至22时34分NSSL-WSR57  
雷达探测到的窄带回波演变图

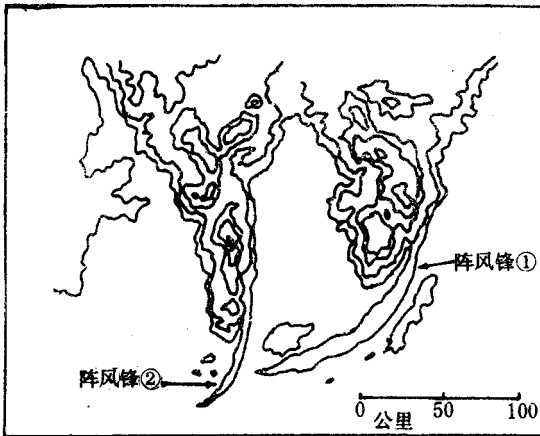


图 6 1980年5月18日00时33分NSSL-  
WSR57雷达探测到的两条窄带回波

图 7是北京地区探测到这类窄带回波的一次典型事例。这次过程中一条回波带上，4个风暴单体的移动前方出现一条细长的窄带回波，在不到一个小时内，4个风暴单体相继减弱和消散<sup>[7]</sup>。此外，也曾探测到这类窄带回波形成初期的演变情况，窄带出现时距离风暴回波比较近，尔后均匀地向外扩散，当窄带移到距离风暴回波20—30公里处，相对地静止下来，风暴随之迅速消散，有时在风暴回波消散后，窄带回波还能维持一段时间。这类窄带回波所伴随的风暴，尺度比较小，生命期也不长，移动速度缓慢。

上述两类窄带回波过境时，地面气象要素的变化相似，但它们的形态和演变过程有所不同，与其相伴随的风暴回波的演变则有

较大的差异。

### 三、阵风锋形成回波的原因

根据窄带回波过境时的地面气象要素变化, 可以认为窄带回波是阵风锋在雷达荧光屏上的一种表现。那么, 阵风锋如何形成对电磁波的散射, 造成回波呢? 曾有人提出窄带回波是阵风锋前抬升的一些昆虫对电磁波散射所造成的, 也有人认为是阵风锋中携带的一些小水滴所致。但这些说法和地面观测资料不符。阵风锋中的湍流活动对电磁波的散射, 是另一种对窄带回波形成的解释。但是阵风锋中的湍流散射是否强到能被雷达探测到呢? 对此问题, 运用湍流散射理论, 由实测的资料对其回波强度进行了估算(资料取自NSSL-NRO多普勒天气雷达和NSSL 450米高气象仪器塔测得的要素剖面结构), 其结论是阵风锋中的湍流散射, 可以造成足够强的电磁波散射而为雷达所探测到, 理论的估算值与雷达实测值相近。

Tatarskii<sup>[8]</sup>的湍流散射理论, 从理论上阐述了湍流散射的可能性, 并给出了估算反射率的公式

$$\eta = 0.38 \lambda^{-\frac{1}{3}} C_n^2 \quad (1)$$

式中 $\lambda$ 是电磁波的波长,  $C_n$ 是折射指数的结构函数。Doviak和Zrnice<sup>[9]</sup>给出低层大气中 $C_n$ 的估算公式

$$C_n^2 = \frac{\alpha^2 e^{\frac{2}{3}} T_l R_f}{(1-R_f)g} \left| \frac{K_\phi}{K_\theta} \right| \frac{\left( \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right)^2}{\frac{\partial \theta}{\partial z}} \times 10^{-12} \quad (2)$$

$e$ 是涡旋耗散率,  $\varphi$ 是位势折射指数,  $\theta$ 是位温,  $K_\phi$ 是位势折射指数的湍流扩散系数,  $K_\theta$ 是位温的湍流扩散系数,  $T_l$ 是平均温度,  $\alpha$ 是常系数、位势折射指数空间相关系数中的常系数,  $R_f$ 是理查逊数, 定义为

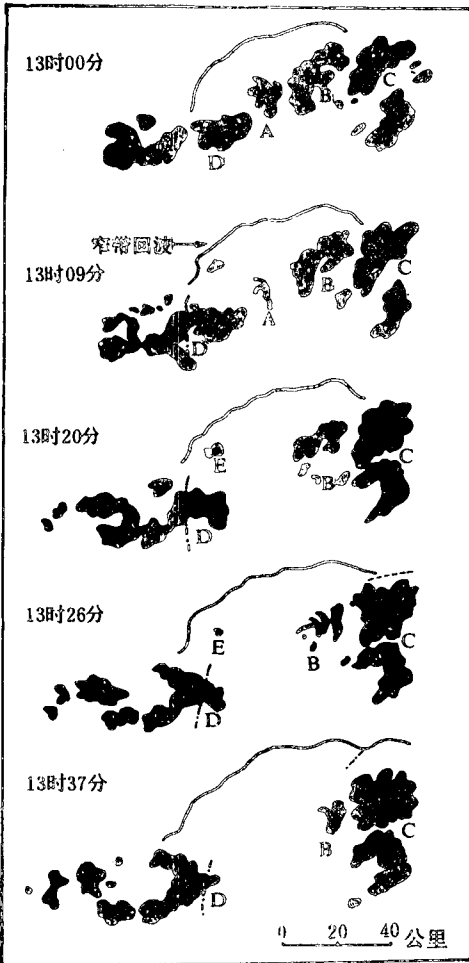


图7 1973年7月9日13时00分至13时37分北京探测到的窄带回波与其伴随的风暴回波演变图

$$R_f = \frac{g \frac{\partial \theta}{\partial z}}{T_l \left| \frac{\partial \mathbf{V}_h}{\partial z} \right|^2} \cdot \frac{K_H}{K_m} \quad (3)$$

$K_H$ 是热能的湍流扩散系数,  $K_m$ 是动能的湍流扩散系数,  $g$ 是重力加速度,  $\mathbf{V}_h$ 是水平风速。

另一方面, 从多普勒天气雷达的探测理论出发, 可以导出, 雷达测出的多普勒速度谱宽与涡旋耗散率之间的关系可表示为<sup>[10]</sup>

$$\varepsilon = \begin{cases} \frac{\sigma_v^3}{\sigma_r (1.35 A)^{3/2}} \cdot \left( \frac{11}{15} + \frac{4}{15} \frac{r^2 \sigma_\theta^2}{\sigma_r^2} \right)^{-\frac{2}{3}} & \sigma_r > r \cdot \sigma_\theta \\ \frac{0.73 \sigma_v^3}{r \cdot \sigma_\theta \cdot A^{3/2}} & \sigma_r < r \cdot \sigma_\theta \end{cases} \quad (4)$$

$\sigma_v$ 是多普勒天气雷达测出的速度谱宽,  $r$ 是回波距雷达的距离,  $\sigma_r$ 是和雷达发射参数有关的量,  $\sigma_r^2 = (0.35 \tau c/2)^2$ ,  $\tau$ 是雷达发射脉冲的宽度,  $c$ 是电磁波传播速度,  $\sigma_\theta$ 是和雷达天线波束宽度有关的量,  $\sigma_\theta^2 = \theta_1^2/16 \ln 2$ ,  $\theta_1$ 是天线波瓣以 $-3$  dB定义的波束宽度,  $A$ 是常数。

由(1)、(2)和(4)式, 可以将测量到的低层大气中温、湿、压、风的垂直剖面分布, 和由多普勒天气雷达测量到的速度谱宽, 来估算其回波信号的反射率。

1980年5月11日晚, 出现在Oklahoma州中部的一次阵风锋过程, 通过了NSSL的气象仪器塔, 取得了它的垂直剖面结构。与此同时, NSSL-NRO多普勒天气雷达在此期间进行了连续的探测和收集资料, Doviak等<sup>[11]</sup>对这次过程已作了详细的分析、研究。应用这次过程所取得的资料, 进一步考查了湍流散射在阵风锋回波形成中的作用。NSSL的气象仪器塔距NSSL-NRO雷达39.6公里, 雷达的发射脉冲宽度为 $1 \mu s$ , 天线的波束宽度为 $0.8^\circ$ 。在塔的位置上,  $r \cdot \sigma_\theta > \sigma_r$ , 这样, 由(1)、(2)和(4)式可得出

$$\eta = \frac{0.29 \lambda^{-\frac{1}{3}} \alpha^2 T_l R_f}{(1 - R_f) A \cdot g \cdot (r \cdot \sigma_\theta)^{\frac{2}{3}}} \left| \frac{K_\phi}{K_H} \right| \left( \frac{\frac{\partial \varphi}{\partial z}}{\frac{\partial \theta}{\partial z}} \right)^2 \sigma_v^2 \times 10^{-12} \quad (5)$$

天气雷达的回波强度测量中, 常用反射率因子 $Z$ (dBZ)来表征回波信号的强度, (5)式可进一步换算为

$$10^{\frac{Z}{10}} = \frac{0.33 \lambda^{\frac{11}{3}} \alpha^2 T_l R_f}{(1 - R_f) A \cdot g \cdot \pi^5 (r \cdot \sigma_\theta)^{\frac{2}{3}}} \left| \frac{K_\phi}{K_H} \right| \left( \frac{\frac{\partial \varphi}{\partial z}}{\frac{\partial \theta}{\partial z}} \right)^2 \sigma_v^2 \times 10^{-12} \quad (6)$$

由气象仪器塔取得的阵风锋过境时450米以下大气的温、湿、压、风数据, 经过处理得出(6)式中所需的量, 并假设 $\left| \frac{K_\phi}{K_H} \right| \approx 1$ , 进行估算。雷达的分辨体积在塔的位置上高度约为500米, 与塔的高度相当, 由雷达实测的速度谱宽 $\sigma_v$ 代入(6)式, 便可估算出阵风锋经过塔时回波强度的变化, 在图8中用虚线给出。同时, 多普勒天气雷达也测得了阵风锋经过

塔时的回波强度分布,在图 8 中用实线给出。阵风锋过塔时,回波强度的变化由  $-1-9\text{dBZ}$ , 估算值和实测值比较一致。这一结果表明,用湍流散射理论来解释窄带回波的形成是合理的,至少可以说明阵风锋中的湍流活动能散射回足够强的电磁波信号,在雷达荧光屏上形成回波。

#### 四、阵风锋的研究

阵风锋的成因是一个还需深入研究、探讨的问题,雷达对窄带回波的探测、分析,将增进对阵风锋的认识。我们<sup>[12]</sup>通过对北京地区1971年8月27日窄带回波演变过程的细致探测、分析,提出静止型的窄带回波是风暴发展后期,强烈下沉气流在近地层向前铺开,与环境暖湿空气相互作用的产物。下沉冷空气来自中空进入风暴的干空气,风暴内水滴的蒸发使其变冷、下沉。下沉冷空气向前铺开,将环境的暖湿空气推离到距风暴较远的地方,使其无法进入风暴,提供风暴赖以维持所需的能量,致使风暴迅速地消亡。图 9 是根据雷达探测资料给出的模式图。静止型窄带回波所伴随的风暴所以能迅速减弱消散的一个重要环节来自于风暴的本身,移动缓慢近于静止。在这种情况下,下沉冷空气能较均匀的向前铺开,截断环境暖湿气流向风暴的供应。依据静止型窄带回波的出现,往往可以预测风暴的迅速消亡。

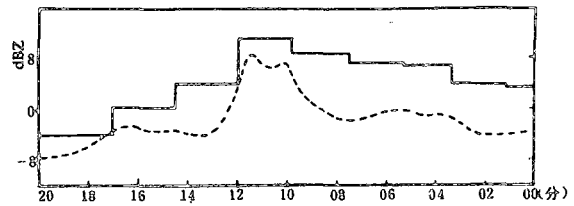


图 8 阵风锋回波强度的估算值和实测值比较 (1980年5月11日23时)  
虚线是估算值,实线是雷达实测值

运动型窄带回波伴随着快速移动着的强风暴,它的形成也是来自风暴中强的下沉气流与环境的作用。强的下沉气流主要由于风暴中强降水的拖带作用,在其到达近地面向前铺开过程中,由于风暴本身的迅速移动,使得在风暴移动的方向上,窄带回波距离风暴回波很近,甚至在强降水区附近;而在与风暴移动方向近于垂直的方向上,则由于下沉气流的辐散作用,窄带回波可以距离风暴回波较远,形成如图 5 所示的形状。运动型窄带回波的这样排列形式,使得它不仅不像静止型窄带回波那样阻止了暖湿气流进入风暴,使风暴消亡,反而像一把巨大的铲煤机和输送带,不断地将阵风锋前低空的暖湿空气抬升,并沿着阵风锋输送到风暴中去,使得风暴能持续猛烈地发展。阵风锋的这一作用,显然在强风暴(特别是一些超级单体风暴)的持续猛烈发展中起了相当重要的作用。Lemon等人<sup>[13]</sup>给出的强风暴气流模式图(图 10)中,画出了阵风锋与风暴之间的关系。实际上当使用探测能力较强的雷达探测风暴时,阵风锋以窄带回波的形式呈现在雷达荧光屏上。最近 Weisman 和 Klemp<sup>[14]</sup>对超级单体风暴的数值模拟中,从得到的低空流场结构中清晰地给出了阵风锋,且阵风锋在风暴的维持和发展中起了重要作用。这与雷达的探测、分析是比较一致的。

关于阵风锋最初来自于下沉气流, Wakimoto<sup>[15]</sup>运用多普勒天气雷达探测资料进行了证实。但单纯运用气流辐散作用,则很难解释阵风锋远离风暴70—80公里后还能保持足够的强度。在实际探测中,曾观测到窄带回波可远离风暴百余公里,阵风锋的传播可能存在着另



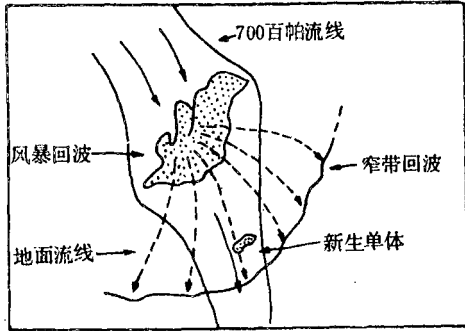
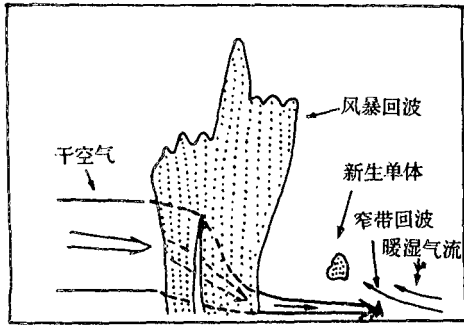


图 9 雷暴云消散时气流模式图  
 上图垂直剖面结构，下图为平面结构

一种机制。Doviak等<sup>[11]</sup>对一次阵风锋过程的分析，从阵风锋的流场结构、热力学结构以及环境的层结条件出发，指出阵风锋具有某些孤立波的性质。随后，陈书言<sup>[16]</sup>对这次过程从 Benjamin 方程出发进行了数值模拟计算，得出与上述相似的结论。通过对一次典型阵风锋事例的分析，可以认为在阵风锋的生成过程中，风暴中的下沉气流是重要的触发机制。在阵风锋形成后，它的运动不能完全用下沉气流的辐散加以解释，在环境低层大气的层结条件合适时，它是以孤立波的形式向前传播。只有这样，阵风锋才能传播到距离风暴相当远的地方，而能量也得以保持。反之，在环境低层大气层结条件不适宜时，即使下沉气流产生了阵风锋，也不一定能维持和传播。

### 五、结 束 语

阵风锋是一类常造成局地风灾的灾害性天气现象，它的出现和强风暴的活动有关，反过来，阵风锋形成后对风暴的维持和变化有着重要的反馈作用，值得深入研究。目前对阵风锋的认识还相当粗浅，主要是根据天气雷达和一些常规的探测资料，在多普勒天气雷达及其他的遥测、遥感设备使用后，必能加深对它的认识。

感谢美国国家强风暴实验室 (NSSL) 提供了多普勒天气雷达和气象仪器塔的探测资料。

### 参 考 文 献

[1] T. T. Fujita, Tornadoes and downburst in the context of generalized planetary scales, J. A. S., Vol. 38, No. 8, 1981.

[2] 王慕维, 龙卷与龙卷的探测, 气象, 第 6 期, 1979 年。

[3] 廉毅等, 吉林省白城地区一次强飑线“下曳风暴”的初步分析, 强对流天气文集, 气象出版社, 1982 年。

[4] T. T. Fujita, Manual of downburst identification for project NIMROD, PB-286048, 1978.

[5] L. J. Battan, Radar observation of the atmosphere, Univ. of Chicago Press, 1973.

[6] D. S. Zrnic, R. J. Doviak and R. S. Ge (葛润生), Characteristics of gust front and downburst from single Doppler radar data, Proceeding of 21st Radar Meteor. Conf., 1983.

[7] 葛润生, 北京地区奇异回波的观测分析, 1973 年雷达气象会议文集, 1973 年。

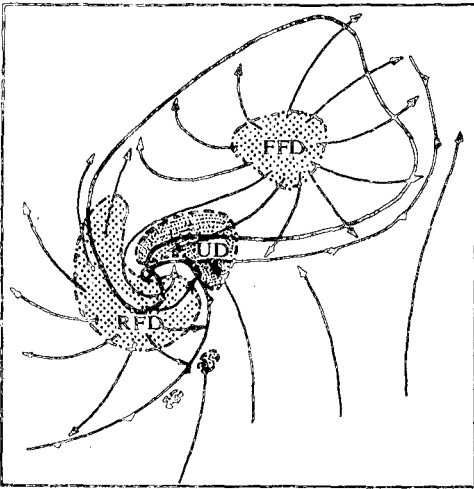


图 10 超级单体风暴的低空气流模式图

UD为上升气流区, RFD为后侧下沉气流区, FFD  
为前侧下沉气流区

- [8] V. T. Tatarskii, The effects of the turbulent atmosphere on wave propagation, 1971.  
(第一版中文译本, 湍流大气中波传播理论, 科学出版社, 1978年)。
- [9] R. J. Doviak and D. S. Zrnic, Doppler radar and weather observation, Academic Press, 1984.
- [10] F. Labitt, Coordinated radar and aircraft observation of turbulence, Proj. Rep. ATC 108, MIT, 1981.
- [11] R. J. Doviak and R. S. Ge (葛润生), An atmospheric solitary gust observed with a Doppler radar, a tall tower and a surface network, J. A. S. Vol. 41, No. 17. 1984.
- [12] 葛润生, 雷暴云消散的一种可能机制, 雷达气象文集, 1977
- [13] L. R. Lemon and C. A. Doswell III, Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis, Mon. Wea. Rev., 107, 1184-1197, 1979.
- [14] M. L. Weisman and J. B. Klemp, Characteristics of isolated convection, AMS Short Course on Mesoscale Meteorology, Vol. 2, 1984.
- [15] R. M. Wakimoto, The life cycle of thunderstorm gust front as viewed with Doppler radar

and rawinsonde data, Mon. Wea. Rev., 110, 1060-1082, 1982.

- [16] Shuyan Chen (陈书言), A theoretical analysis and comparison of the theory and observation of wind and pressure fields in an atmospheric solitary wave, Univ. of Okla. M. S. Thesis, 1985.

## GUST FRONT OBSERVATION AND STUDY BY RADAR

Ge Runsheng

(Agency for Meso-synoptic Weather Research, A. M. S.)

### Abstract

In this paper, two types of gust fronts are compared by using the weather radar data obtained in Beijing, China and Oklahoma, U. S. A.. The first type is the fast moving gust fronts, which is often accompanied by violently developing storms, the onset of it gives an indication for the continuous development of severe storms. The other is the gust front moved slowly (static gust fronts) which is often occurred at the weakening stage of the relevant storm, the occurrence of it speeds up the end of the storm. The formation of the gust fronts is related to the downdraft in the storm, and the two types of gust fronts are the results of different interactions between downdraft and environment.

Also, the cause of formation of the radar echo from the gust fronts has been studied too. It is believed that the radar echo is the result of activity of air turbulence occurred in the boundary between the draft and environment flow. The theoretical estimation of the echo intensity of gust fronts based on the Doppler weather radar data and tower data, is satisfactorily consistent with the observation data.