

一次冷锋过境后的边界层结构*

周明煜 朱翠娟 李诗明

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文利用声雷达探测、80 米铁塔观测的风、温资料和探空资料,结合天气图分析,讨论锋后强天气过程的边界层结构。结果表明,冷锋后大风的形成是与高层下沉冷空气有着密切的关系,并与边界层过程也有密切的联系。

资料分析表明,大风天气过程的形成可能是下沉运动引起的边界层动量和热量输送相互作用的结果。

一、前 言

近十年来,强天气过程的大气边界层结构和边界层过程对强天气形成和发展的作用问题逐渐受到人们的重视。Goff, R. C., H. R. Hudson 等^[1,2]利用 Oklahoma 444 米铁塔观测资料,分析了锋面过境时的边界层特征和重力流等问题。Клинов, Ф. Я.^[3]曾用莫斯科 500 米铁塔及其郊区 Обнинск 300 米铁塔资料,分析了雷暴过程的低层大气温度场和风场的结构。随着声雷达的出现,近几年来已逐步开始利用声雷达探测来研究某些天气过程的边界层特征,并应用声雷达探测的形态学特征来进行局地天气分析和局地天气预报^[4,11]。

本文的目的是利用 1976 年冬在北京西郊地区的声雷达探测和 80 米气象铁塔观测资料,结合天气图和北京气象台探空资料,分析了冷锋过境后大风发生的天气学条件以及它们的边界层结构。

二、探测仪器及设备

声雷达的工作频率为 1588 赫,发射电功率为 100 瓦,脉冲宽度为 100 毫秒,脉冲重复频率为 3.95 秒,最大探测高度约 600 多米。声雷达方程可以写成^[5]

$$P_r = P_T \eta_T \eta_r \sigma \frac{c\tau}{2} A_r R^{-2} e^{-\alpha R} \quad (1)$$

其中 P_T 是发射电功率, P_r 是接收电功率, η_T 是发射的电-声转换系数, η_r 是接收的声-电转换系数, σ 是散射截面, c 是散射体积内的平均声速, τ 是发射声脉冲宽度, R 为探测高度, A_r 是天线有效面积, α 是衰减系数,它与发射频率及大气中的温度和湿度有关。对于适合上述参数的接收后向散射的单点声雷达, σ 可以写成

* 本文于 1979 年 7 月 16 日收到, 1979 年 9 月 25 日收到修改稿。

$$\sigma = 0.008 \frac{c_T^2}{T^2} \lambda^{-\frac{1}{3}} \quad (2)$$

其中 λ 是发射声波波长, T 是散射体积内的平均温度, c_T 是温度结构系数。根据局地各向同性理论, 当层结偏离中性不是很大时有

$$c_T^2 = a^2 (xz)^{4/3} \left(\frac{d\theta}{dz} \right)^2 \quad (3)$$

其中 θ 是位温, a^2 是常数。把(3)式代入(2)式后得到

$$\sigma \propto z^{4/3} \left(\frac{d\theta}{dz} \right)^2 \quad (4)$$

从公式(1)–(4)可以看出, 声雷达后向散射回波的强度决定于温度层结, 而同样的温度不均匀性所引起回波强度将随着高度的增大而减小。如果在声雷达接收系统中接入高度补偿线路, 可以使回波随高度的衰减得到补偿。在上述的观测时期内, 我们没有接入高度补偿线路, 所以在声雷达照片上较高处的回波强度较小, 但它所反映的温度层结并不一定很弱。

声雷达与 80 米气象铁塔相距约 100 米, 塔上有 6 个层次安装转杯风速仪和电阻温度仪。这 6 个层次的高度分别是 3.6 米、8.2 米、20 米、29 米、47 米和 77 米。

三、资料分析

我们利用声雷达探测和气象铁塔观测资料, 结合天气图和北京气象台探空资料分析了 1976 年 1 月 16 日的冷锋后大风天气过程。

这次冷锋后大风过程在地面图上的特点是: 地面主冷锋在 1 月 15 日 01 时左右过北

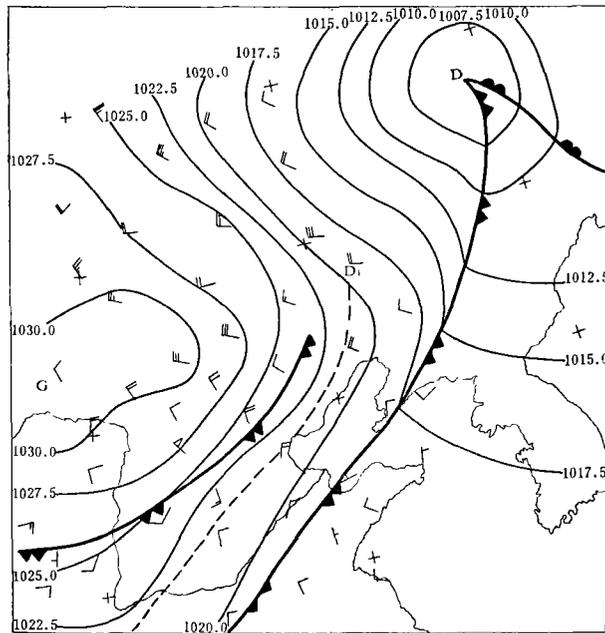


图 1 1976 年 1 月 16 日 14 时地面天气图
(图中虚线及 D_1 为 15 日 20 时地面锋线位置)

京,地面冷锋移动的速度很慢。到16日02时,冷锋移到济南附近。在主冷锋过境后的二十多个小时内,地面风速一直不很大。但是在1月16日当地面副冷锋过境时,地面风速迅速加大。图1是1976年1月16日14时的地面图,主冷锋在大连—济南一线,副冷锋在北京—太原—延安一线,副冷锋前后风向切变以及温度场的不连续十分明显,锋后是一片大风区。

1. 声雷达回波特点

在主冷锋过境以后的十几个小时内,声雷达回波一直很弱(见图2),白天没有明显的对流性回波。从15日21时起,近地面层辐射逆温的回波开始加强,逆温层顶出现明显的波动状,其周期约1小时左右,波动的振幅约几十米。从16日00时起,在声雷达回波照片上,在500—600米高度上出现一层波动状回波,波动振幅约几十米。虽然在回波照片上讯息不强,但波动还是清晰可辨。如上一节所述,在声雷达回波照片上五、

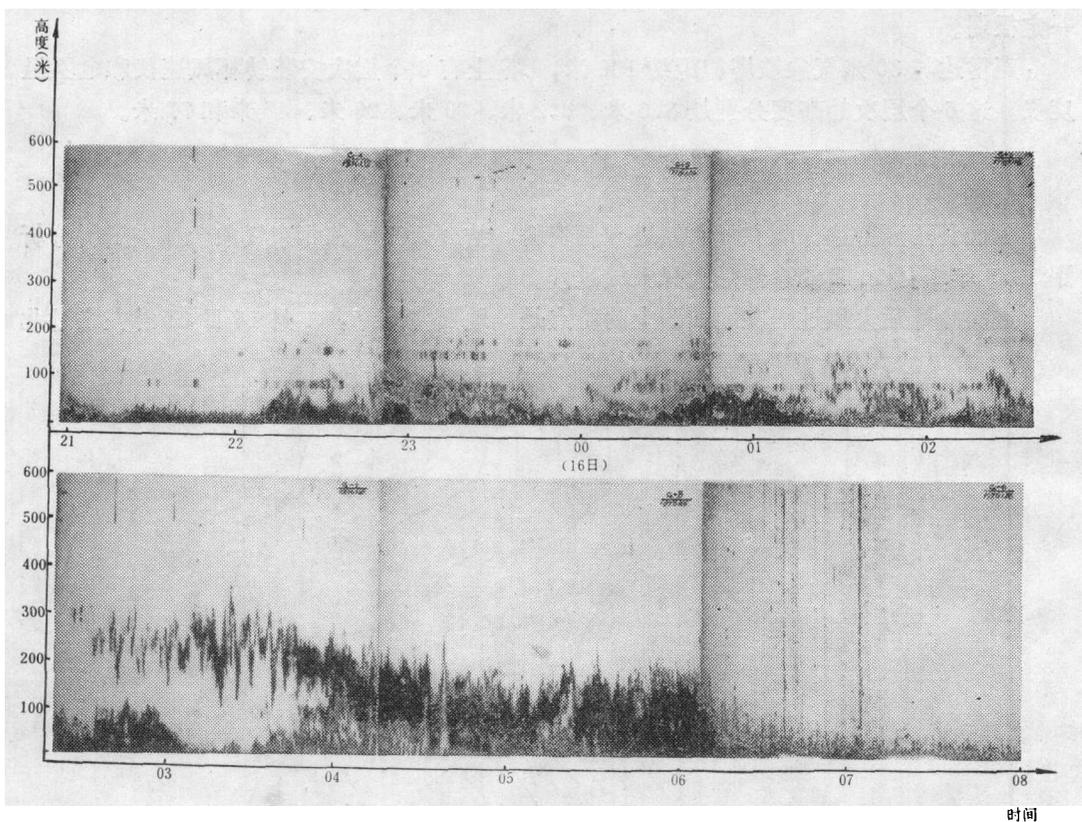


图2 1月16日声雷达回波照片

(图中在100米和200米附近的直线状回波是建筑物的反射回波,并非大气回波)

六百米高度处的弱信息所反映的温度不均匀性并不一定是很小的。之后,波状回波逐渐下降,至16日02时30分以后,波状回波十分清晰,波动振幅逐渐加大,可达200—300米。从北京气象台16日01时的探空曲线(图3)可以看到,在600米附近有一个逆温层,其高度和声雷达波状回波高度大体上一致。这说明声雷达在这层的回波是逆温层

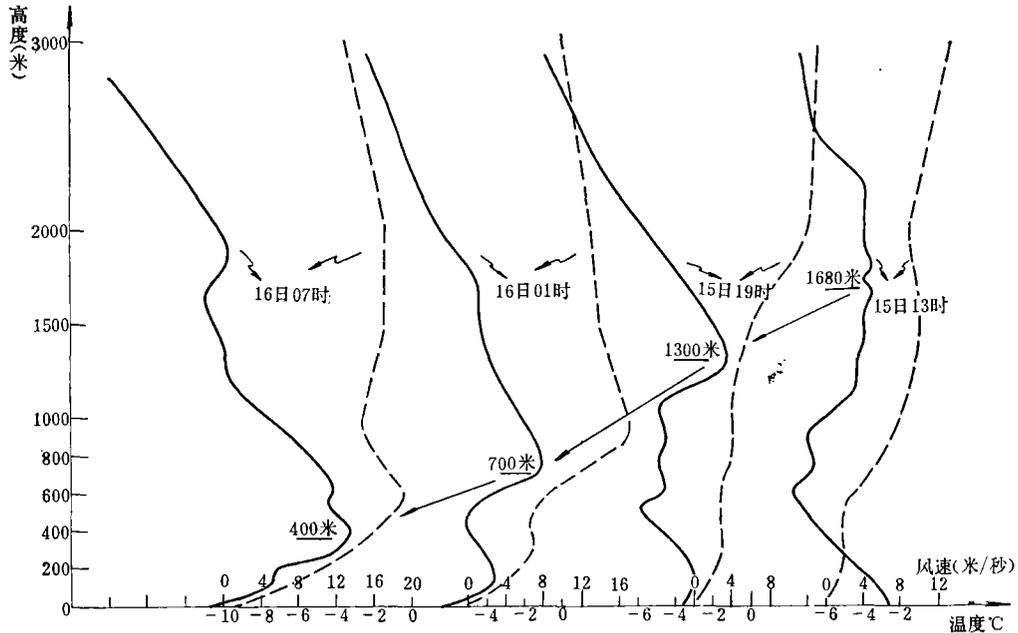


图 3 温度、风速廓线图
(——温度(°C), ---风速(米/秒))

的反映。对于重力内波的 Brunt-Väisälä 频率 N 可以表示成

$$N = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}} \quad (5)$$

式中 g 是重力加速度, $d\theta/dz$ 是位温垂直梯度。根据 1 月 16 日 01 时探空温度曲线 500—600 米高度的 $N = 4.2 \times 10^{-3}$ 赫。这表明在这个层次内发生的波的特征频率不能大于此值。

此外,探空曲线还表明,在 100 米以下有一层近地层逆温,在两层逆温层之间层结接近中性。这种温度层结垂直分布是和声雷达探测的结果相一致的。

从图 2 还可以看到,波状逆温呈阶梯式下降,16 日 01 时以后波状逆温逐渐下降,02 时 45 分至 03 时 50 分波状逆温维持在 300 米高度上。03 时 50 分以后,它又逐渐下降,04 时 45 分至 06 时它基本上维持在 150 米高度上。大约在 06 时—06 时 30 分波状回波破碎成线状回波,06 时 30 分以后声雷达回波很快削弱。

我们对声雷达照片上层逆温高度的波动进行了谱分析。图 4 表示逆温层高度波动的谱存在着明显的主峰,峰值频率为 2.8×10^{-3} 赫(相应的周期为 6 分钟)。频率向高频方向下降是很陡的,大致上符合 n^{-4} 规律。这和 Sethuraman, S.^[6], Ganghey, S. J. 和 G. J. Readings^[7] 在冷锋过境前观测到的风速波动谱的规律非常接近。

2. 下沉逆温与低空急流

把图 2 和图 3 联系起来分析,可以认为声雷达探测到的几百米高度上的逆温层是与对流层中部下沉冷空气相联系的。从图 3 可以看到,15 日 13 时的探空曲线在 1680 米

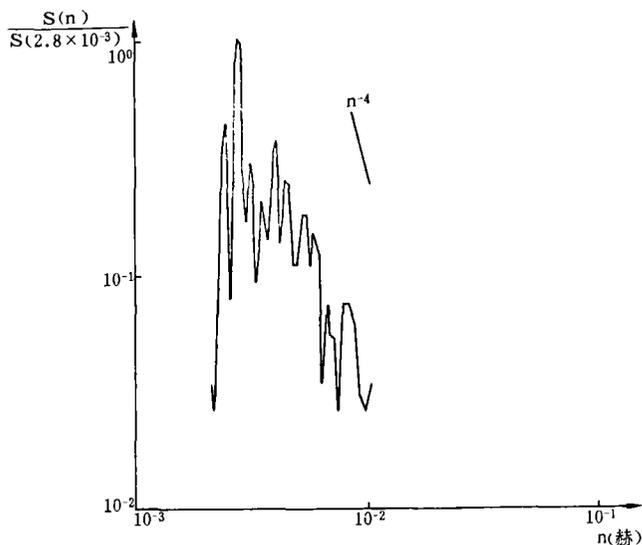


图4 逆温层波动频谱

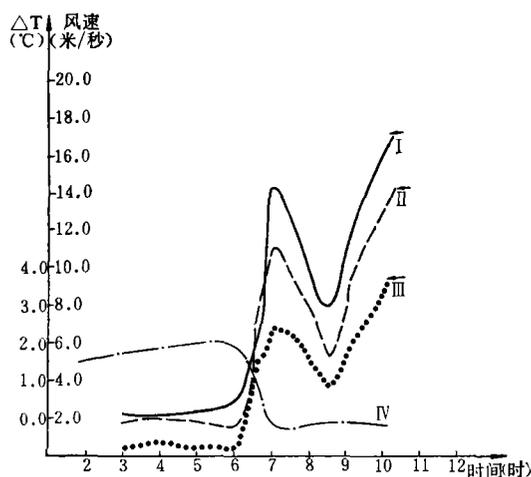


图5 1976年1月16日风速、温差时间变化图
(I为77米高度的风速, II为29米高度处风速, III
为3.6米高度风速, IV为 $\Delta T(77-29)$ 米)

附近有一个微弱的逆温层,在这逆温层上下,风速变化不大。15日19时,逆温层顶下降到1300米高度,与13时相比温度增加了 3°C ,逆温层上面的风速明显增大,逆温层下面的风速却有所减小。此时,在150米高度以下出现了近地层辐射逆温。16日01时上层逆温层顶下降到700米高度,在其上部风速增大很快,在900—1000米形成风速极大区,即所谓低空急流,风速达17米/秒。在逆温层顶下部的风速仅增大2米/秒。从上述现象可以认为,在冷锋后面,冷空气有很强的下沉运动,由于下沉增温,在对流层中下部形成逆温层。由于逆温层的存在削弱了湍流垂直交换,使得逆温层上、下之间动量交换大为减弱。由上层下传的动量大多堆积在逆温层顶的上面,从而形成低空急流。16日07时,上层逆温继续下降,逆温层顶达400米高度,并与近地面层辐射逆温逐渐接近。逆温层上面急流风速增大到19米/秒,逆温层顶下面的风速也增大到十几米/秒。

从图3可看到,逆温层顶的下降速度是不均匀的,从15日19时到16日01时下降600米,从16日01时到07时下降300米。结合上节所述的声雷达照片上的波状逆温层阶梯式下降可以认为,高空冷空气下沉是不均匀的,具有一股一股的阵性特点。

附近有一个微弱的逆温层,在这逆温层上下,风速变化不大。15日19时,逆温层顶下降到1300米高度,与13时相比温度增加了 3°C ,逆温层上面的风速明显增大,逆温层下面的风速却有所减小。此时,在150米高度以下出现了近地层辐射逆温。16日01时上层逆温层顶下降到700米高度,在其上部风速增大很快,在900—1000米形成风速极大区,即所谓低空急流,风速达17米/秒。在逆温层顶下部的风速仅增大2米/秒。从上述现象可以认为,在冷锋后面,冷空气有很强的下沉运动,由于下沉增温,在对流层中下部形成逆温层。由于逆温层的存在削弱了湍流垂直交换,使得逆温层上、下之间动量交换大为减弱。由上层下传的动量大多堆积在逆温层顶的上面,从而形成低空急流。16日07时,上层逆温继续下降,逆温层顶达400米高度,并与近地面层辐射逆温逐渐接近。逆温层上面急流风速增大到19米/秒,逆温层顶下面的风速也增大到十几米/秒。

3. 高空动量下传与地面大风

图 5 给出气象铁塔观测的 77 米、29 米、3.6 米三个高度的每小时资料，在 06 时以前，三个高度上的风速都很小。77 米与 29 米之间的温差 $\Delta T(77-29)$ 为 $+1.5-+2.0^{\circ}\text{C}$ ，说明近地面逆温很强。从 06 时到 07 时，塔上各层风速明显增大，77 米高度上风速达 14.4 米/秒，3.6 米高度上为 6.8 米/秒。 $\Delta T(77-29)$ 却由 $+2^{\circ}\text{C}$ 急剧下降为 -0.2°C 。

图 6 是不同时刻在铁塔上观测到的风速廓线。06 时以前，风速廓线基本保持不变，06 时 09 分，77 米高度上风速明显增大，50 米以下的风速变化不大。06 时 39 分的廓线和 07 时 10 分的廓线，各层风速都有明显增大，但还是上层风速增大更快。从塔上的温

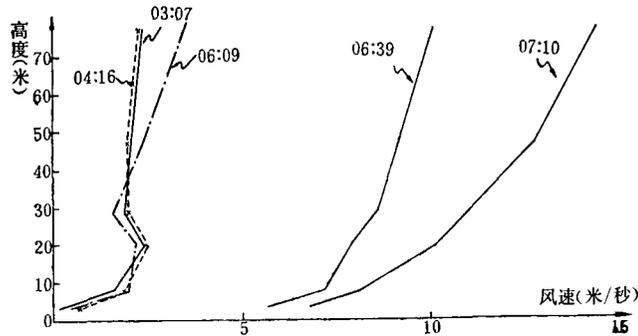


图 6 铁塔上观测的风速廓线(1976 年 1 月 16 日)

度廓线资料(图 7)可以看到，06 时 09 分的温度廓线和风速廓线相类似，上层温度显著增大，10 米以下的温度变化不大。但是，大约 20 分钟以后，06 时 39 分的廓线与前者相比各层温度突然增大，3.6 米高度上的温度猛增了 9°C 。在 20 米以下还保持微弱的逆温。07 时 10 分的廓线与此基本相同，仅各层的温度略低了一些。

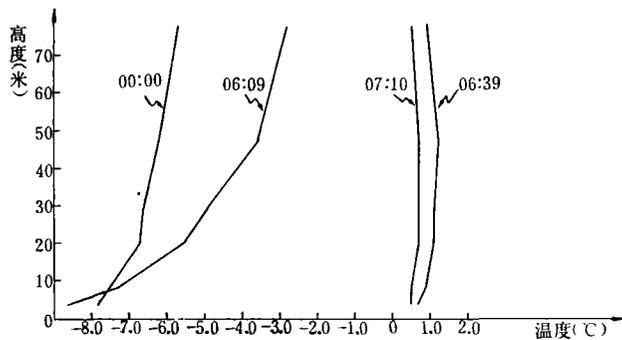


图 7 铁塔上观测的温度廓线(1976 年 1 月 16 日)

北京气象台探空点位于气象铁塔东南约 24 公里处，它的地面温度自记曲线表示，在 07 时以后地面温度出现突增现象，它比铁塔上的记录要迟后半小时多。因此，铁塔上记录所显示的结果和探空的结果是不矛盾的。

上述现象说明 06 时以后有很强的下沉运动，它引起了近地层的猛烈增温。风速廓

线显示风速增大从上层开始,而且上层风速增大比下层要快,这说明了下沉运动把动量从上层输送到下层。06时30分到07时左右,由于20米以下还存在微弱逆温,这可能是紧贴地面层风速增大较缓慢的原因。

图8是06时02分到06时15分铁塔上观测到的温度和风速时间变化曲线。06时以后,温度和风速呈波动状上升。77米高度上的风速上升较快,3.6米高度上风速虽也出现波动,但风速平均值变化不大。这一现象可能是和声雷达探测到的波动现象相联系的。从图9上的47米高度上风速自记曲线可以看到,06时02分到06时15分变化比较缓慢,06时30分以后的风速记录,在风速波动上叠加了振幅较大的高频脉动。这反映了湍流活动的加强。这和声雷达探测中看到的06时30分以后波动破坏过程相一致的。

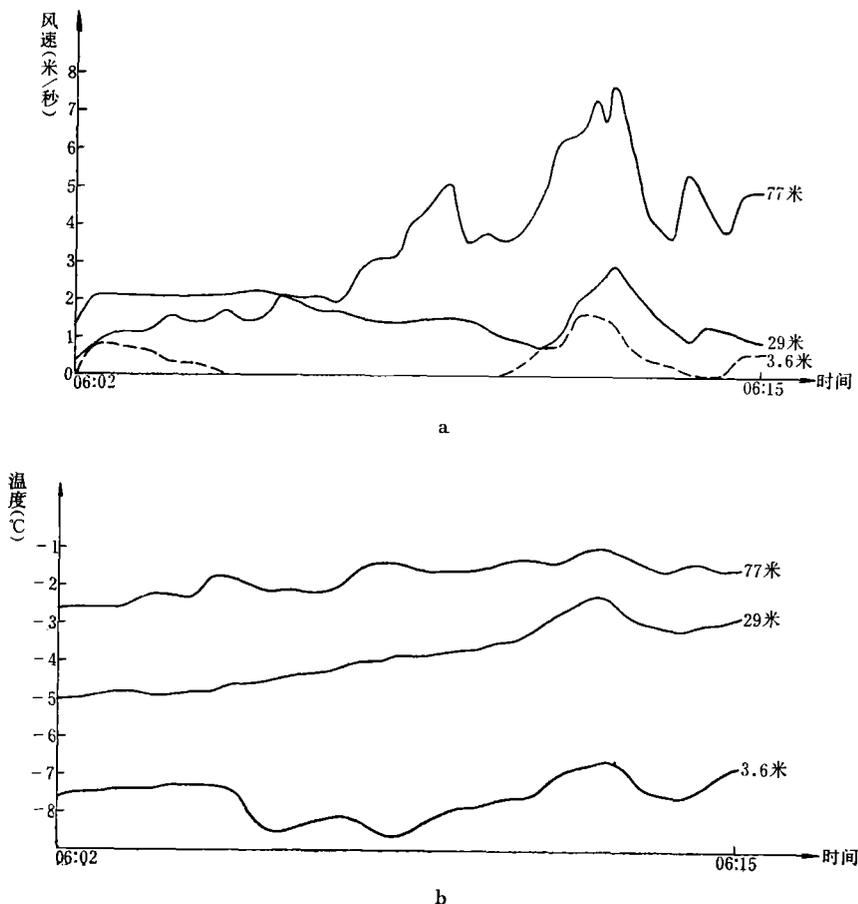


图8 铁塔上观测的风速计记录(a),温度计记录(b), (1976年1月16日)

在文献[6—8]中曾讨论了 Kelvin-Helmholtz 波引起的动量和热量的输送问题。Hooke, W. H. 等人^[8]利用塔上150米高度上风速资料计算了与破碎波相联系的垂直通量。垂直动量通量 P 可写成

$$P = \rho_0 \langle \Delta u \Delta w \rangle$$

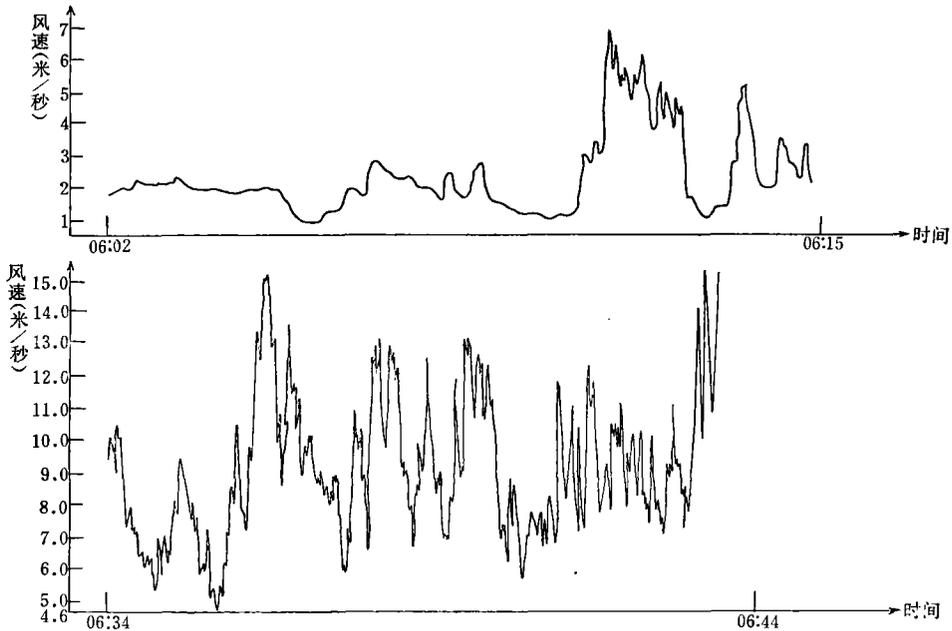


图 9 47 米高度上风速自记曲线(1976 年 1 月 16 日)

式中 Δu 和 Δw 是由波动引起的水平风速和垂直风速的偏差, ρ_0 是空气密度, 符号“ $\langle \rangle$ ”表示平均。计算结果表明 P 可达 -5 达因/厘米²。这说明波动可以引起很大的正通量向下输送。根据文献[7]资料计算的 183 米高度由波动引起的垂直动量通量值大致可达 -2 达因/厘米², 垂直热通量 $\langle \Delta w \Delta T \rangle$ 为 -0.064°C 米/秒。这表明波动引起的向下热量输送也是很大的。我们根据北京西郊塔上观测资料计算的 77 米高度由波动引起的水平热通量 $\langle \Delta u \Delta T \rangle$ 为 0.17°C 米/秒, 用文献[6]计算 23.5 米高度上的 $\langle \Delta u \Delta T \rangle$ 大致为 0.1°C 米/秒。两者在量级上是相同的。这些资料说明波动可以引起很大的动量和热量输送。

综合以上分析, 我们可以认为这次大风过程主要是由锋后对流层中部的下沉运动引起的。1 月 15 日 01 时主锋过境后, 大约在 15 日中午对流层中下部出现下沉运动, 并形成微弱的下沉逆温, 这在 15 日 13 时的温度廓线上(图 3)已有所反应。随着下沉运动的增强, 在边界层上部形成了明显的下沉逆温。正如 Gaynor, J. E.^[10] 指出的那样, 在稳定层结中是很容易出现波动的。从声雷达探测估计, 大约在 15 日午夜开始, 在边界层中部出现波动状回波, 随着逆温层的下降, 波动也不断下降。

下沉逆温的存在, 削弱了垂直湍流交换, 使得高空向下输送的动量不能到达逆温层下面, 而是堆积在逆温层上面, 这样就形成了逆温层顶上面的低空急流。低空急流的形成促成了逆温层附近较大的风速切变(见图 3 中 16 日 01 时和 07 时的风速廓线)。16 日早晨, 当上层逆温下降与近地面层辐射逆温接近时, 在 150—200 米之间出现风速切变的动力不稳定, 在这层内的 R_i 数为 0.22,

$$R_i = \frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} \left/ \left(\frac{du}{dz} \right)^2 \right.,$$

式中 $\frac{du}{dz}$ 是垂直风速梯度。它满足 Kelvin-Helmholtz 切变不稳定条件 ($R_i < 0.25$)^[9]。

从声雷达回波(图 2) 可以看到, 在 06 时以后波状回波的破碎过程。这种破碎波将引起很大的动量和热量垂直输送, 并把波动能量转化为湍流能量, 使得湍流能量大大增强^[6], 这一动力过程使得近地面层温度、风速(图 6、7) 在二十几分钟内发生了剧烈的变化。由于湍流混合作用的加强, 逆温层结很快被破坏而趋于中性层结, 地面风速明显增大。声雷达回波在 06 时 30 分以后很快消失。

由于声雷达的波状回波的出现比地面大风的出现要提前 6—7 小时, 所以声雷达观测对局地天气预报可提供有用的指示。

四、总 结

以上我们对锋后大风过程进行了综合分析。可以初步认为, 锋后大风天气的产生是与对流层中部下沉冷空气有着密切的关系。这些天气过程的形成往往与边界层物理过程有着密切的联系。

这次大风过程的形成和下传可能主要是锋后对流层中下部下沉运动在一定条件下引起的边界层动量和热量输送相互非线性作用的结果。

在本工作的进行过程中, 陶诗言教授曾给予指导, 王士铮、马慧英同志在计算频谱时曾给予帮助, 特此致谢。

参 考 文 献

- [1] Goff, R. C., H. R. Hudson, The thermal structure of the lowest half kilometer in central Oklahoma, December 9, 1966—May 31, 1967. NOAA TM ERL NSSL-58 1972.
- [2] Goff, R. C., W. D. Zittel, The NSSL/WKY-TV Tower Data Collection Program, April—July NOAA Tech. Memo., ERL-NSSL-68, 45, 1972.
- [3] Клинов, Ф. Я., Температурно-ветровое поле в нижнем слое атмосферы при грозах *Тр. Центр высочной гидромет. обс.* вып 3, 1975.
- [4] Trettel, D. W., D. Rai, Acoustic radar as a tool in local weather Prediction, 17th conference on radar meteorology, 276—281, 1976.
- [5] 大气物理研究所声雷达组, 单点声雷达与边界层大气探测, 大气科学1976年第1期。
- [6] Sethuraman, S., The observed generation and breaking of atmospheric internal gravity waves over the ocean. *Bound-Layer Meteor.*, 12, 331—349, 1977.
- [7] Canghey, S. J., C. J. Readings, An observation of waves and turbulence in the earth's boundary layer. *Bound-Layer Meteor.*, 9, 276—296, 1975.
- [8] Hooke, W. H., F. F. Hall, Jr. and E. E. Gossard, Observed generation of an atmospheric gravity wave by shear instability in the mean flow of the planetary boundary layer. *Bound-Layer Meteor.*, 5, 29—41, 1973.
- [9] Drazin, P. G., The stability of a shear layer in an unbounded heterogeneous inviscid fluid, *J. Fluid Mech.*, 4, 214—224, 1958.
- [10] Gaynor, J. E., Analysis of the disturbed boundary layer GATE using acoustic sounder data, 11th Technical conference on hurricane and tropical meteor., 242—246, 1977.
- [11] 周明煜、吕乃平、曲绍厚, 声雷达探测在天气分析和局地天气预报中的应用, 科学通报, 1980年第四期。

THE STRUCTURE OF THE BOUNDARY LAYER AFTER THE PASSAGE OF A COLD FRONT

Zhou Ming-yu Zhu Gui-juan Li Shi-ming

(Institute of Atmospheric physics, Academia Sinica)

Abstract

The structure of the boundary layer for the process of the strong weather after the passage of a cold front is discussed, using the data of the acoustic radar, the temperature and the wind speed obtained from the 80 meters meteorological tower, and the radiosonde sounding and the analyses of the weather maps. It is shown that the formation of the strong wind is closely correlated to the subsidence of the upper cold air, as well as the process of the boundary layer.

The analytical results indicate that the weather process of the strong wind is formed probably by the interaction of the momentum flux with the heat flux due to the subsidence of the cold air in the boundary layer.