

特殊天气条件下逆温特征的声达探测

但尚铭

(四川省气象科学研究所)

近地层风速和地面降温情况是形成辐射逆温的主要条件。笔者曾对成都西郊声达探测近地层逆温的资料作过初步分析。进一步研究发现，在特殊天气条件下，声达的探测结果与一般天气状况时有明显的差异。本文对较大风速的降雨天气逆温的生成与发展过程进行了分析。其结果可供大气边界层和大气环境工作者参考。

一、资料来源

分析所用的声达资料，系采用“HKS-1型”单点测温声达系统，在1986年7月11—22日期间探测而得。同期常规高空和地面气象资料，取自相距约400m的成都市气象局直属观测站的探测记录。地面风速取自自记仪器记录；100—300m高度上的风速，系根据雷达测风资料计算而得。

声达回波的起始高度约64m，由该声达的盲区和声达天线的安装高度确定。

二、近地层风速较大时的逆温特征

成都地区下部边界层内风速较小，具备形成辐射逆温的风速条件。7月份地面风速的多年(1951—1980年)平均值为 $1.1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，探测期夜间(20时—08时)地面风速的平均值仅 $0.85\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，距地10、100、200、300m四层风速的平均值为 $2.7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (取01、07和19时三个时次统计)，而10、100m两层平均风速只有 $1.6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

7月14日上午晴天，下午转阴，云量10/0。在逆温生成阶段，近地层的风速和垂直风速梯度 $\partial u/\partial z$ 较大。19时10、100m两个高度上的平均风速为 $2.5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，200、300m两层平均风速达 $5.9\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。午夜后，上述平均风速分别减小为 1.6 、 $3.9\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

之后风速继续减小。

7月14日13、19时和15日01、07时的风速廓线见图1。

较大风速的声达记录(见图2)，7月14日18时30分逆温已经生成。之后高度逐渐升高，20时达180m，21时前后近300m。午夜后风速减小，逆温高度也从180m左右降到约150m。然后出现逆温发展阶段的一般特征。

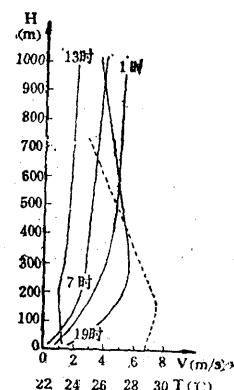


图1 7月14—15日的风速(实线)和14日19时的温度(虚线)廓线

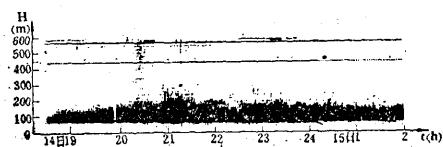


图2 7月14—15日较大风速时的声达回波

风速对逆温的生成和发展有明显的影响。同期的探测资料表明，一般天气条件下，在傍晚至午夜前后辐射逆温的生成阶段，其厚度、强度处于相对稳定的时期，逆温的顶高一般在70—110m。而当近地层风速较大时，逆温生成后顶部较高，为一般天气状况的2倍左右。逆温的顶部还呈现一些波动，不稳定。这从辐射逆温生成的物理机制和逆温层内热量的输送方式上可以理解。辐射逆温的生消发展，主要取决于地面长波辐射和湍流混合作用的大小。垂直方向的动量输送通量可以反映垂直湍流的强弱。根据混合长理论，取空间直角坐标系(x、y轴

与地面平行、z轴垂直向上), x方向动量的垂直输送通量 τ_{zx} ^[1], 可用下式表达:

$$\tau_{zx} = -\rho K_{Mz} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$$

式中, ρ 为空气密度, K_{Mz} 为动量的垂直交换系数, \bar{u} 为平均风速在x方向的分量, z 为高度。可见, 当风速梯度 $\partial \bar{u} / \partial z$ 的绝对值增大时, τ_{zx} 的绝对值增大, 由动力作用产生的垂直湍流混合作用也加强, 使下层热量向上的输送量增大, 逆温得以发展增厚。类似地, 也可以写出y方向动量的垂直输送通量 τ_{zy} , 得出相同的结论。

将声达记录与附近探空站的温度廓线(见图1)在14日19时15分作同步比较, 两者的探测结果是一致的。

三、降雨天气逆温的生成和发展

7月15日全天阴, 主要云状为Ac op, 16时32分开始降小雨, 17时30分后降雨增大, 并且一直持续到夜间。降雨大致可分成16:30—22:00和23:00—00:30两个阶段, 其间22:00—23:00有零星小雨。总降水量8.3mm。当天的地面气温, 14时为27.1°C, 20时降为20.1°C, 02时又降为19.7°C。降雨时边界层内伴有大风。19时10、100m两层和200、300m两层的平均风速分别为6.0m·s⁻¹和11.4m·s⁻¹, 01时上述风速分别减小为3.8m·s⁻¹和6.0m·s⁻¹。15—16日降雨前后的地面风速和气温见图3。

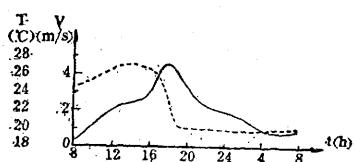


图3 7月15—16日地面风速(实线)和温度(虚线)曲线

从图4的声达记录上看, 逆温随降雨而生成。图中从上到下的连续杂波为15日降雨回波。17时前300m以下有下沉逆温。降雨增强后, 近地层出现一层高度较低(约

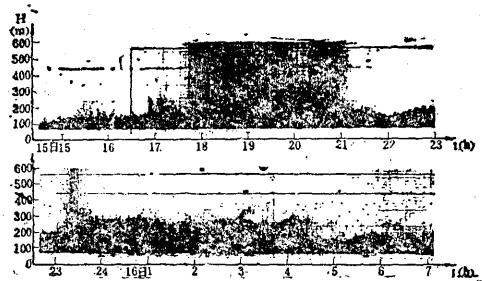


图4 7月15—16日降雨时的声达回波

100m)、强度较弱的逆温。21时30分, 降雨减小, 逆温强度增强, 高度升高。22时起, 逆温的顶部以0.018m·s⁻¹的速率升高, 到23时下一阶段降雨出现时, 升高到200m。在自23时起的约70分钟降雨过程中, 逆温继续升高。降雨全部结束时, 顶高已达300m, 并形成强度不同的多层逆温。而在200m高度附近, 有一层强度较大的上部逆温。此后, 这层上部逆温以20—60分钟的周期, 在220m高度附近上下波动, 直到04时开始减弱, 日出前消失。

多层逆温形成后, 下部有一层顶高保持在120m左右、强度较大的贴地逆温。04时上部逆温减弱时, 贴地逆温略有升高, 顶部在150m上下波动, 直到07时40分降到约130m, 进入消散阶段。

以上可见, 降雨后的夜间会出现一层强度较大的上部逆温, 其底高约150—200m。因此, 虽然降雨能降低大气污染物的浓度, 但雨后生成较强的上部逆温易形成混合层结构, 也应引起重视。这个实例, 与北京大雨后的逆温情况有些相似^[2]。

分析认为, 尽管低层大气的风速大, 不利于逆温的生成, 但由于雨水对地面强烈的降温作用, 因而形成了逆温。午夜前后降雨结束时, 风速虽已迅速减小, 可是与平常相比依然较大, 近地层风速梯度也较大, 故逆温层发展增厚, 形成了强度不同的多个层次。从7月16日01时的风速廓线(见图5)可以看到, 在200m高度上出现极值区。因此, 该高度附近的理查逊数很大, 层结相当稳定, 不利于逆温向更高的高度发展。220m

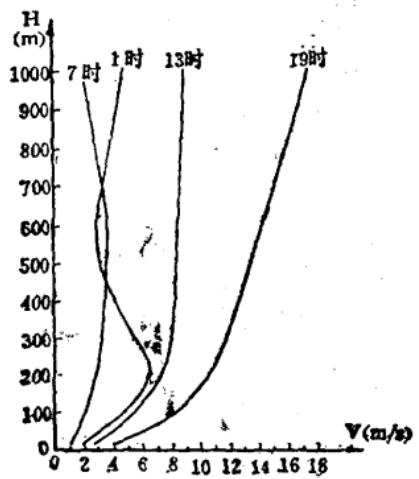


图 5 7月15—16日的风速廓线

高度上的这种波动形式，正是大气处于稳定状态的反映。

四、小结

本文根据1986年7月获得的资料，发

现成都地区特殊天气条件下的近地层逆温有如下特征：

1. 近地层(10m和100m两层)平均风速为 $2.5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右时，在逆温的生成阶段，贴地辐射逆温层的顶高约为一般天气状况时的2倍。这是因为风速和风速梯度增大后，湍流增强，使逆温发展增厚。

2. 傍晚至夜间的降雨天气，对逆温的生成和发展有明显的影响。雨水对地面强烈的降温作用可形成逆温。降雨后能出现强度不同的多层逆温，其中强度较大的上部逆温易形成混合层结构。

参考文献

- [1] 李宗恺等，空气污染气象学原理及应用，气象出版社，1985年1月。
- [2] 吕乃平等，边界层大气的混合层结构，声达和边界层大气探测，科学出版社，1982年12月。