

辐射雾的大气边界层特征

黄建平¹⁾ 朱诗武²⁾ 朱彬³⁾

(1) 南京气象学院大气物理学系, 南京 210044; 2) 江苏省气象科学研究所, 南京 210008;

3) 南京气象学院应用气象学系, 南京 210044)

摘要 利用 ADAS 对一次连续5天辐射雾进行探测, 获得了辐射雾生消过程中的温度、湿度、风场等要素的垂直分布。通过对这些资料的详尽分析, 讨论了辐射雾在不同发展阶段的边界层特征。结果表明: 逆温层对雾的形成和维持起着重要的作用, 而雾又对大气边界层中的温、湿、风结构产生重要影响。

关键词 辐射雾, 逆温层, 大气边界层

分类号 P426.4

近年来, 雾对国民经济的危害愈见突出, 人们越来越多地利用各种方法, 特别是通过数值模拟来研究辐射雾。但由于对雾中各物理过程缺乏更深刻的认识, 模拟时缺乏比较完善的物理基础。因而模拟结果并不十分理想。本文通过对雾的探测资料的详细分析, 旨在揭示雾的一些边界层特征及其物理发展过程。

1996年12月27~31日, 由于受稳定高压系统的控制, 加上9626号热带风暴的缓慢北上, 阻碍了大陆高压东撤, 沪、宁及其周边地区, 连续5天都出现了浓雾天气。我们分别在汤山、南京气象学院设置了观测点, 对其宏、微观结构进行了探测。利用大气数据采集系统(ADAS)探测了雾中的温、湿、风等要素的垂直分布。本文着重讨论了27日雾的发生发展过程, 通过分析雾的不同发展阶段各要素的时空分布及其演变特征, 得到了辐射雾大气边界层的一些重要特征。

1 发展过程

26日晚, 晴空、静风。强烈的地表长波辐射冷却, 使地面温度迅速降低, 并在近地层形成逆温层。逆温层的形成限制了湍流的发展, 较弱的湍流运动, 利于辐射降温。27日04时左右, 辐射冷却降温使近地层湿空气达到饱和, 雾开始形成, 能见度降至200 m左右。06时以前, 地面雾发展缓慢, 雾顶高仅13 m。06时~07时, 由于水汽凝结时释放潜热的加热作用, 湍流有了一定的发展, 同时雾顶存在较强的辐射冷却, 雾开始发展, 07时雾顶跃至60 m, 能见度降至100 m以内, 这是雾的第一个发展阶段, 即为日出前的发展阶段。07时左右日出, 地面吸收太阳辐射增温, 湍流运动开始加强, 加上雾顶存在强烈的辐射冷却, 雾层迅速向上发展, 08时, 雾顶增至182 m左右, 能见度减至30~50 m, 这是雾的第二个发展阶段(即为日出后的发展)。09~11时, 为

雾的成熟阶段。这期间,雾的发展相对稳定,雾顶在170~200 m之间起伏,雾体变化不大,而且水平能见度始终小于100 m,雾浓时能见度甚至小于10 m。11时以后,地面能见度转好,雾体开始脱离地面并抬升演变为层云,此为雾的消亡阶段。

2 大气边界层特征

2.1 温度场结构

2.1.1 地面温度

地表的长波辐射冷却是雾形成的主要原因^[0,2],而其大小又决定了地面温度的高低。从图1可以看出,雾形成前,地表辐射冷却最快,02:30~04时,地面降温率最大,达到 $1.8\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$ 。04时雾开始形成,水汽凝结释放潜热,起初,潜热的加热率小于辐射冷却率,地面温度继续下降,但下降速率已减慢(如04~06时的降温率为 $1.0\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{h}^{-1}$),而后,潜热的加热作用逐渐大于辐射冷却作用,地面温度开始回升,07时地面温度升至 $2.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。日出以后,地表吸收太阳辐射,雾进一步发展,地面温度继续回升。可见,辐射冷却利于雾的形成,而雾的形成又阻碍了地面温度的降低,这一方面是因为水汽凝结释放潜热,另一方面是由于雾体的长波辐射作用。

2.1.2 温度廓线

雾的形成会对大气边界层温度场的垂直结构产生影响,图2给出了雾的整个生消阶段温度层结曲线随时间的演变情况。图中 t_1, t_4, \dots, t_{12} 分别表示曲线,对应时间是01时,04时, ... 12时等,以下类同,从图2可以清楚地看出:(1)雾形成前,近地层存在辐射逆温层,如 t_1 曲线所示;(2)04时,当辐射降温率达到最大时,水汽达到饱和后辐射雾便开始形成。雾形成后,地面温度仍在下降,逆温层继续加强(见 t_4 曲线,以下类似),直至06时,近地层逆温强度达到最强。同时,雾内因凝结潜热的加热作用,湍流开始发展,雾内层结开始变得不稳定,因此,贴地逆温层开始减弱并消失,而雾顶因长波辐射冷却降温,使得逆温层底部移至雾顶;(3)04~06时,雾体发展缓慢(雾顶高仅在13 m范围内变化),但逆温层的发展却很快。06时雾顶处的逆温强度达到最盛($11.0\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$),表明此时雾顶辐射冷却最强,促使雾体发展较快,07时雾顶升至60 m左右。因此,可以说,日出前雾的发展(第一发展阶段)主要是由于雾顶强烈的辐射冷却所致,而湍流的作用相对较小。另外注意,06和07时在几个高度都存在逆温层,而且每一个逆温层顶处都有一高湿区;(4)根据07时相对湿度的廓线图(图略)发现一个很有趣的现象,即雾层存在双层结构,底层60 m厚度为主雾区,120~140 m高度之间出现一薄雾区(相对湿度大于97%),主、薄雾区之间有一不强的逆温层($1.5\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$),相对湿度仅为92%左右。日出后,地面吸收太阳辐射增温,底层雾区中下部变得不稳定,湍流加强,促使下面的雾迅速向上发展,突破其上不强的逆温层与上层薄雾区相连,而上层薄雾区顶部辐射冷却较强($7.8\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$),促使整个雾层向上发展,使得08时的雾顶高度迅速增至182 m。因此,雾体的第二次迅速发展是由于湍流和雾顶的辐射冷却共同作用的结果,其中湍流的作用是主要的,这

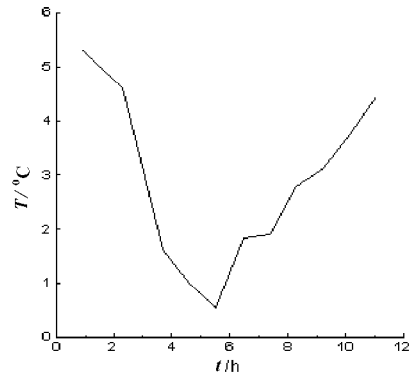


图1 地面温度随时间的连续变化

Fig. 1 Temporal variation of the surface temperature

与雾的第一发展过程不大一样。

根据图2再重点分析一下雾内温度层结的演变。雾形成后,因凝结潜热的加热作用,雾底的逆温层开始消失,雾内开始变得不稳定,如05时近地面6 m 范围内层结变得不稳定,温度递减率 $\gamma_s = 1.75 / 100 \text{ m}$ (由于高度很低,图中反映不出来),这时湍流得到发展,促使雾体向上发展(第一次发展)。日出后,地表吸收太阳辐射增温,同时雾滴蒸发消耗热量,但总的效果是近地面的温度递减率略有减小,不稳定层厚度增加,如08时不稳定层结达35 m,温度递减率 $\gamma_s = 1.09 / 100 \text{ m}$,往上温度递减率逐渐减小至 $0.5 \sim 0.6 / 100 \text{ m}$ 。成熟阶段,雾内的温度分布比较有规律,即底部为绝对不稳定,中上部呈湿绝热递减 ($\gamma = 0.6 / 100 \text{ m}$),为中性层结,雾顶逐渐趋于稳定。消散阶段,雾体已抬高演变为层云,随着湍流向上发展,湍流上下热交换充分,云底下整个气层的温度递减率趋于湿绝热递减率 ($\gamma = 0.6 / 100 \text{ m}$),近似中性层结。

总之,逆温层的存在是雾形成的重要条件之一,它的增强促使了雾的发展,反过来,雾的形成和发展又改变了逆温层结构。

2.1.3 温度的时空变化

根据温度随时间和高度的连续变化(见图3)可知:雾出现前,近地层存在逆温层,等温线密集,而上层(200 m 以上)的等温线比较稀疏,表明温度分布比较均匀。发展阶段,整个雾区为一冷温中心,最强的冷温区出现在雾的发展阶段并随着雾的发展而抬升。最强的辐射冷却中心并不出现在地面,原因是因为日出前来自土壤热量的补偿作用,以及日出后地表吸收太阳辐射的加热作用。由图可见雾顶辐射冷却最强,因此雾顶附近温度梯度最大(即等温线最密集)。

2.2 湿度场结构

雾作为近地面处的水汽凝结现象,必然为一水汽饱和区,即为相对湿度高值区,如图4a 所示。此外,相对湿度的高值区与低温区相吻合。辐射雾出现之前,整个近地面层水汽很充沛,而且分布也比较均匀。雾形成以后,除雾区为一高湿区以外,雾顶以上,存在很大的相对湿度

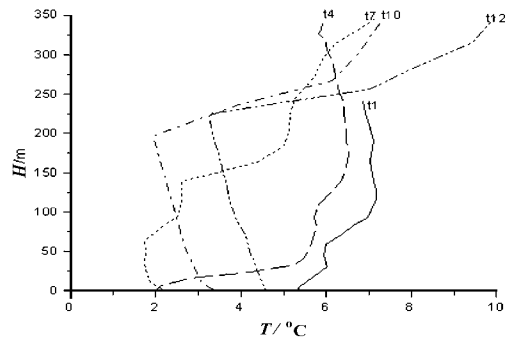


图2 辐射雾存在时温度层结曲线随时间的演变

Fig. 2 Temporal evolution of temperature profiles when radiation fog exists

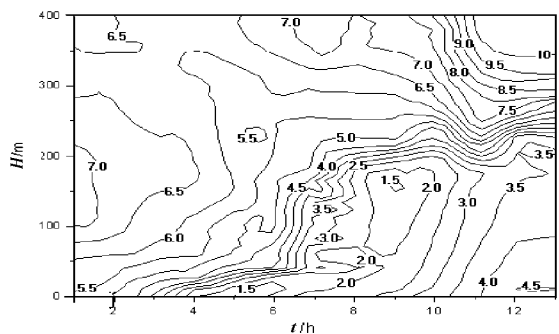


图3 温度时-空剖面图,单位()

Fig. 3 Spatial and temporal cross-section diagram of temperature. $H(\text{m})$ is shown on the vertical axis and $t(\text{h})$ on the horizontal

递减区。造成这一现象的主要原因是因为雾顶辐射冷却最强导致凝结消耗的水汽也最多。同样, 雾区由于水汽发生凝结, 因此也是水汽含量的低值区, 即为比湿相对低值区, 如图4b(比湿时-空剖面) 所示。比湿值在雾中具有分散的低值中心, 表明雾区的凝结过程具有一定的起伏性。

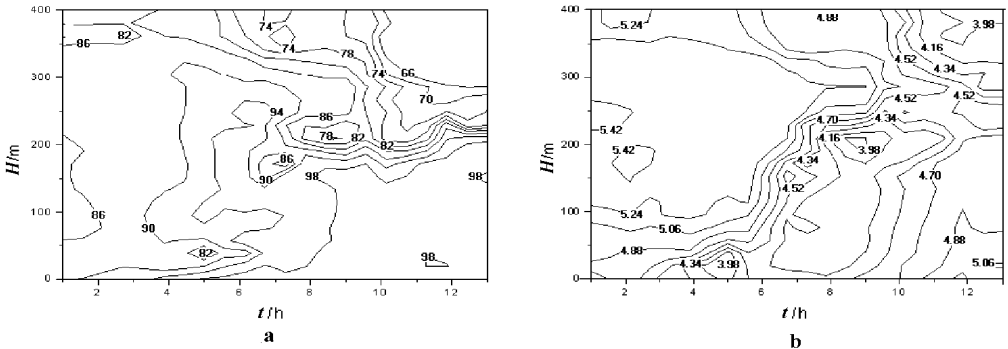


图4 相对湿度(a)和比湿(b)的时空剖面图, 单位: a. %, b. $g \cdot kg^{-1}$

Fig. 4 Spatial and temporal cross-section diagram of relative humidity(a) and specific humidity(b)

H (m) is shown on the vertical axis and t (h) on the horizontal

2.3 风场特征

2.3.1 地面风

辐射雾形成的有利条件之一, 是地面处于微风或静风^[2]。这点过去人们^[1]早已注意到, 但雾出现后风的大小及其垂直分布情况如何, 研究并不多。图5给出了地面风(这里指离地2 m处)的变化情况。雾出现前及其发展初期(01~06时), 湍流很弱, 风速较小($< 1.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$), 利于辐射冷却降温; 雾的发展阶段(06~09时), 湍流得到发展, 风速逐渐增大到 $2.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; 成熟阶段(09~11时), 风速又逐渐减小至 $0.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; 消散阶段(11时以后), 风速再次增大。可见, 地面风速, 并不总为微风, 而是随着雾的发展有一定的起伏, 特别是在雾的发展阶段, 风速可以较大。

2.3.2 风廓线

图6给出了风速(v)、温度(t)、里查逊数 Ri 等廓线随时间的演变情况。雾出现前, 近地面存在较强的逆温层, 湍流受到抑制, 湍流交换微弱, 上下风速差异较大, 风速随高度的分布形式如图6a所示。逆温层顶处, 动量向下输送受到阻止而在此处累积, 结果出现低空急流区(即风速极大区), 如01时(图6a)风廓线的风速极大值(风速大

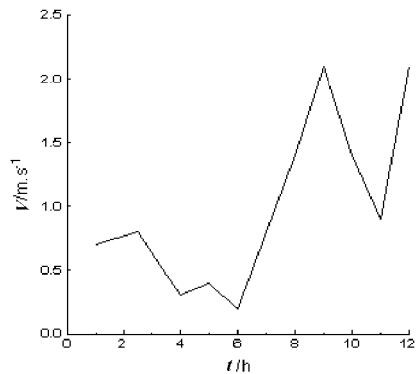


图5 地面风速随时间连续变化

Fig. 5 Temporal variation of surface wind speed

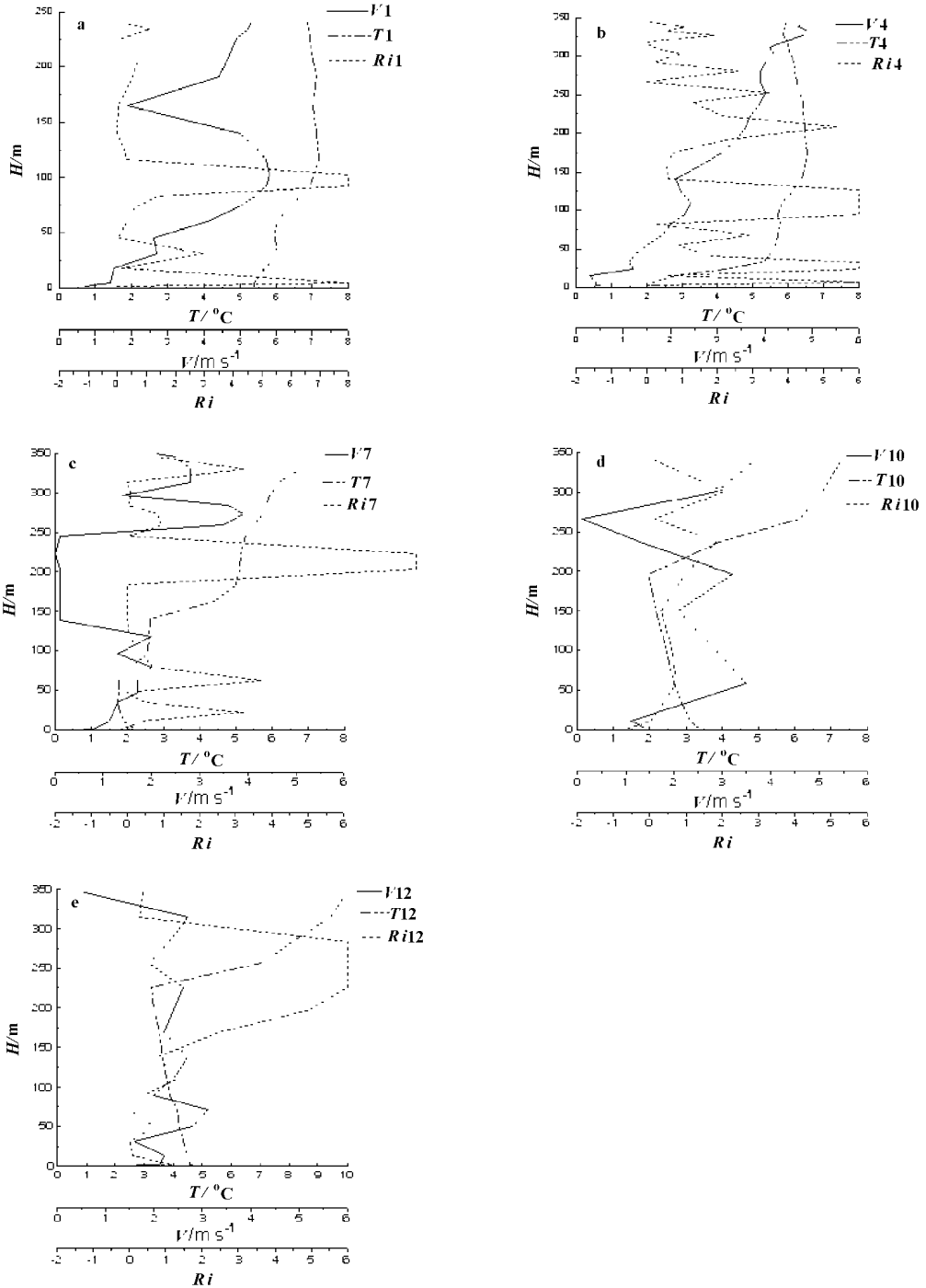


图6 风速(V), 温度(T)及里查逊数(Ri)廓线变化图。

Fig. 6 Variation of profiles of wind speed(V), temperature(T) and Richardson number(Ri)

约为 $5.8 m \cdot s^{-1}$) 出现在第二层逆温层顶, 急流区处风速的垂直切变为零, 湍流很弱, 因此 Ri 数的值很大。

随着第二层逆温层顶处的风速不断加大,其上、下方的风速切变也迅速增大,使得该层梯度里查逊数 Ri 迅速减小,当减小到临界值0.25以下时,该层内的湍流运动急剧产生和加强,湍流混合作用突然增大,随之引起动量和热量爆发性地向下输送,使得第二层逆温层顶处低空急流消失。但其下部还存在一层逆温层,由于它的阻挡作用,动量无法到达地面,地面仍处于微风条件。伴随着这一动力过程的是低层风速、温度在几十分钟内发生剧烈变化,同时逆温层厚度急剧加厚,风速和风速切变迅速减小,结果使得切变不稳定条件消失,重新恢复到该层逆温发展时的情况。而贴地逆温层在地表辐射冷却的作用下继续加强,04时,辐射雾在近地层形成后,贴地逆温层逐渐离开地面抬至雾顶,超低空急流消失,雾顶以上层结很稳定,风速廓线满足线性规律,如图6b所示。

06~07时为雾的第一发展阶段(日出前),湍流开始发展,雾层风速逐渐增大,其值在 $1 \sim 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间变化。雾顶以上为逆温层,层结很稳定,湍流非常弱,为静风区,风速仅为 $0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。而逆温层顶(270 m)处,存在一风速极大区($3.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),见图6c。

日出后的发展阶段以及成熟阶段,风速分布形式如图6d所示。即雾中存在 $2 \sim 3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 风速,比第一发展阶段的风速大些,雾顶以上为静风区,再往上(即逆温顶)存在一风速极大区。由于逆温层存在分层结构,因此,风速的极大区在垂直方向上也存在起伏(或波动),在每一逆温层顶附近都有一风速极大区。

11时以后,雾开始消散,湍流发展旺盛,上下层风速差异不大,近地面300 m以内的风速在 $0.6 \sim 3.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间变化,如图6e所示。

总之,风速廓线的变化决定于逆温层的演变,反过来它又对温度场结构产生影响,即两者相互作用。

2.3.3 风速的时空变化

图7是风速的时空剖面图,雾出现前近地层的风速梯度比较大,即近地层风速很小,往上风速迅速增大。雾的发展初期,05时330 m高度附近有一低空急流区(风速极大值达 $5.6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$),而后风速急剧减小,急流消失。06~08时的风速等值线为垂直走向且很密集,表明风速减小利于雾的发展。对照图3与图7可以发现,在发展阶段(二),冷温区与静风区完全对应,进一步说明湍流弱利于辐射冷却降温,利于雾体发展。而成熟阶段,上下层风速分布比较混乱,湍流发展旺盛,各层风速差异不大,均在 $1.0 \sim 2.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右。进入消散阶段以后,湍流更加旺盛,风速也增大。

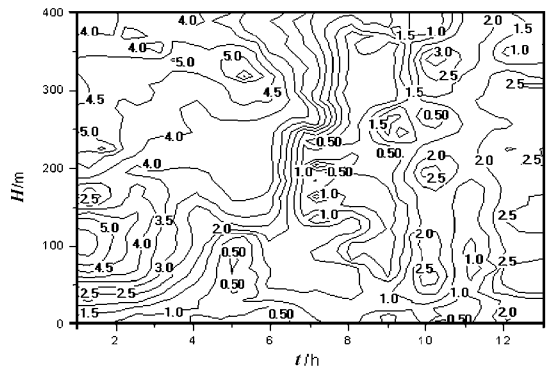


图7 风速的时空剖面图 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$

Fig. 7 Spatial and temporal cross-section diagram of wind speed
 $H(\text{m})$ is shown on the vertical axis and $t(\text{h})$ on the horizontal

3 湍流特征

以上较为详细地分析了辐射雾出现前后的大气边界层的特征。可见,一方面,大气边界层状况决定了雾的形成;另一方面,雾的形成又对大气边界层产生了很大的影响,两者相互作用。此外,边界层中各要素之间也会相互影响,其中大气湍流运动起着重要的作用。

湍流结构与大气稳定度密切相关^[6],为了分析湍流结构,参照文献[4],我们计算了稳定度参数——梯度里查逊(Richardson)数 Ri 的大小

$$Ri = \frac{g}{T_0} \frac{\partial \theta}{\partial z} / \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 = \frac{g}{T_0} \frac{(z_2 - z_1)(T_2 - T_1)}{(u_2 - u_1)^2}$$

其中 g 为重力加速度, θ 表示位温, T_0 是地面绝对温度, T_2, T_1 和 u_2, u_1 分别为高度 z_2, z_1 处的温度和平均风速。计算结果见图6中 Ri 曲线。

图6给出了雾的整个生消过程当中里查逊数 Ri 的垂直分布,从图可以看出:(1)在雾出现前(01时的廓线图),近地层存在逆温层。逆温层内部 $Ri > 0.25$ (临界里查逊数),湍流很弱,辐射冷却作用大于湍流作用,利于辐射降温,从而促使辐射雾的形成。逆温层顶部 Ri 值很大,表明此处湍流很弱,阻止了动量和热量的往下输送,结果动能在此处积累,导致了风速的增大,从而出现了风速的极大区(超低空急流)。同时,风速的增大使得该处的风速切变加大, Ri 值急剧减小到0.25以下,湍流发展促使逆温层向上发展。(2)由于湍流随高度的不连续变化(即 Ri 在不同高度上有不同的值),导致了逆温层的分层结构。在每一个逆温层的底部和顶部,都有一个 Ri 的极大值。当雾形成以后,逆温层抬至雾顶,因此,雾顶处的风速较大,湍流作用较弱,辐射冷却起着主导作用,促使雾顶向上发展。(3)雾形成以后,雾层内 Ri 值小于0.25,层结变得不稳定,湍流运动比较旺盛。

4 小结

通过以上分析,可以得出沪宁地区典型辐射雾的大气边界层特征:

(1) 逆温层在雾的整个生消过程中自始至终都存在。雾出现前,逆温层接地,随着雾的形成,逆温层抬至雾顶,其强度随着雾的发展而加强。此外,在雾发展成熟之前,逆温层随高度存在分层结构,这与大气层中湍流的不连续变化密切相关。雾中大气为不稳定,雾顶附近为最强的辐射冷却中心,最大的温度梯度出现在雾顶附近。

(2) 雾区为相对湿度的高值区,同时又是比湿的低值区,最大湿度梯度出现在雾顶附近。

(3) 雾出现前,地面为静风或弱风,雾出现后,特别是发展阶段,雾区乱流较强,风速较大。成熟阶段,整个雾层风速 $2 \sim 3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,雾顶以上为逆温区,风速很小,逆温层顶有一极大风速区。低空急流出现在雾形成之前和雾发展初期,雾发展后便消失,可见风速减弱利于雾的形成和发展。

(4) 辐射雾中温度场和风场相互作用,其中温度场决定了风场的垂直结构。

参 考 文 献

- 1 Turton J D, Brown R. A comparison of a numerical model of radiation fog with detailed observations. Q J R Meteor soc, 1987, 113(475): 37 ~ 55
- 2 Peter G, Duyenkerke. Radiation fog: A comparison of model simulation with detailed observations. Mon Wea Rev, 1991, 119(2): 324 ~ 341
- 3 赵 鸣, 苗曼倩, 王彦昌. 边界层气象学教程. 北京: 气象出版社, 1991
- 4 赵德山, 洪钟祥. 典型辐射逆温层生消过程中的爆发性特征. 大气科学, 1981, 5(4): 407 ~ 415

CHARACTERISTICS OF THE ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER DURING RADIATION FOG

Huang Jianping

(Department of Atmospheric Physics, NIM, Nanjing 210044)

Zhu Shiwu

(Meteorological Institute of Jiangsu Province, Nanjing 210008)

Zhu Bin

(Department of Applied Meteorology, NIM, Nanjing 210044)

Abstract A radiation fog which occurred for five successive days was observed with an Atmospheric Data Acquisition system. Vertical profiles of temperature, moisture and wind fields were obtained during formation and dissipation of the radiation fog. Based on these data, boundary layer features at different stages of the fog development are discussed in the article. Results suggest that temperature inversion plays an important role in the formation and growth of fog, while fog has also important effects on temperature, moisture and wind structures in the atmospheric boundary layer.

Keywords radiation fog, temperature inversion, atmospheric boundary layer