

辐射雾发展的爆发性特征*

李子华 黄建平

(南京气象学院, 南京 210044)

孙博阳

(河南省气象局, 郑州 450003)

彭虎

(四川省气象研究所, 成都 610072)

摘要 根据1996年12月27日沪宁高速公路上雾的观测资料分析, 揭示了辐射雾的双层结构和爆发性发展的特征, 分析了辐射雾发展的物理过程, 讨论了影响辐射雾生消过程的逆温结构和湍流混合问题。

关键词 辐射雾 逆温 湍流混合 爆发性 双层结构

1 引言

随着社会经济的迅速发展, 雾的危害愈来愈突出。尤其是对现代化的交通运输事业, 危害极大。沪宁高速公路建成通车不久, 就因雾而发生了连环撞车事件, 造成20余人伤亡和重大经济损失。因而研究高速公路沿线雾的生消过程, 并在此基础上建立雾的预测预警系统十分必要。

国外在过去的20多年中, 进行了多次雾的外场试验。70年代初, 英国在贝福德郡卡丁顿^[1]、美国在纽约附近的埃尔迈拉山谷^[2]对雾开展了外场综合观测; 70年代末起, 纽约州阿尔巴尼实施了一项辐射雾外场计划^[3], 历时数年; 1989年11月10~17日在意大利波河谷地进行了山谷雾试验^[4]。这些试验揭示了雾的物理化学特性, 加深了影响雾的生消的动力和热力过程的认识。

近年来, 中国雾的研究越来越多^[5~7]。1989~1990年, 中国重庆对雾进行了大规模探测试验, 发现了复杂地形下大城市雾的许多新的特点^[6]。然而对辐射雾发展过程中的一些重要特点, 如雾的多层结构及发展的爆发性等都极少为人注意。波河谷雾试验^[4]虽发现雾层在垂直方向突然发展的特征, 但那是雾层平流所致。观测研究辐射雾的这些特征对加深辐射雾发展物理过程的认识很有意义。

为研究高速公路雾的预测预警系统, 1996年冬, 沪宁线上南京汤山站进行了雾的观测。用滴谱仪对雾取样, 分析雾的微物理结构; 用ADAS飞艇对大气边界层探测, 研究雾在生消过程中边界层结构演变特征。雾滴谱取样大约每10分钟1次, 飞艇探空每小时1次。

1996年12月27~31日, 沪宁线上连续出现了5天大雾。利用27日的观测资料, 研究了辐射雾发展的物理过程, 特别是对形成时的双层结构, 辐射雾发展的爆发性特

1997-10-22收到, 1998-07-10收到修改稿

* 国家自然科学基金资助项目

征,进行了详细的分析。

2 雾区的确定

雾是近地面空气达到饱和时水汽在气溶胶粒子上凝结(或凝华)为水滴(或冰晶)而使能见距离降低到 1 000 m 以内的天气现象。由于近地层空气中气溶胶粒子的增多及其本身的辐射,雾往往形成于接近饱和的空气中。作者多次观测到,一般城市相对湿度大于 98% 时,能见距离就可能小于 1 km。雾区上界是通过 ADAS 对大气边界层的探测资料分析得出的。因为在雾顶上下,相对湿度、温度、比湿等存在着明显的跃变特征,风速差异比较大。如图 1 所示,在相对湿度的时间剖面图中,雾顶部除相对湿度大于 98% 外,其上等值线密集,梯度大(图 1b),即向上递减很快。由于雾顶的辐射冷却,其上逆温结构明显,因而在气温的时间剖面图上,雾顶之上等温线密集,向上递增(图 1a)。强逆温中心往往就在雾顶或其上几十米处(图 7)。由于雾顶处水汽发生凝结,比湿先是向雾顶之上递减,达最小值后又急剧增大,因而在比湿的时间剖面图中,雾顶之上等比湿线同样密集,其梯度达最大值(图 1c)。由于雾形成时,湍流混合不能很强,因而在风速的时间剖面图上,雾在形成阶段,风速很小,一般小于 0.5 m/s,雾顶向上发展时,其时在伸展层风速亦小于 0.5 m/s。

综合以上特征可以确定雾区。其实在每次观测的温、湿、风廓线图上,很易分析出雾顶,但要准确地确定雾顶高度,则要求探空仪在此高度上下测点密集。在这次雾过程

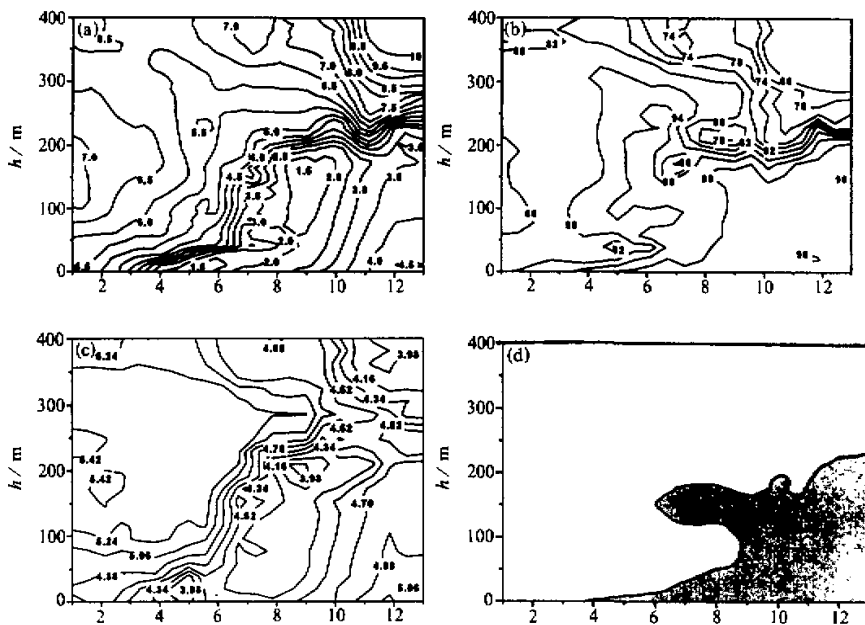


图 1 温度 (a)、相对湿度 (b)、比湿 (c) 和雾区 (d) 时间剖面图

的观测中, ADAS 测点间距在 100 m 以下为 5~15 m, 100 m 以上为 15~25 m。因此, 本文确定的雾顶高度最大误差 20 m 左右。图 1d 给出了 12 月 27 日雾区的时空演变情况。

3 辐射雾发展的物理过程

辐射雾生消过程大致可划分为 4 个阶段, 即生成阶段、发展阶段、成熟阶段和消散阶段。下面就 12 月 27 日例子, 分别分析各阶段的主要特征。

3.1 生成阶段

26 日晚, 晴空无云, 地面微风, 辐射降温强。27 日 01 时, 形成了厚为 31 m, 强度达 $2.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 的贴地逆温层和 45~117 m 之间、平均强度为 $1.8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 的低空逆温层。以后空气继续冷却, 逆温层加厚, 强度也逐渐加大。由 02 时 30 分至 04 时, 地面降温率最大, 达到 $1.8^{\circ}\text{C}/\text{h}$, 贴地逆温层顶达到 82 m, 并在 16 m 高度形成强度为 $17.8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 的最强逆温中心, 其下气层风速小于 0.5 m/s (图 2a, 图 7)。此时贴地 3 m 气层空气达到饱和, 并有雾形成。水汽凝结过程中, 地面比湿急剧下降。与此同时, 低空逆温层上升到 94~174 m 高度层, 并在 320 m 以上又出现逆温结构 (这里暂叫中空逆温层)。05 时, 地面雾层加厚到 6 m, 地面温度仍在下降, 贴地逆温层开始离开地面, 强度有所减弱。值得注意的是, 此时在低空和中空逆温层底部, 由于温度下降, 相对湿度增大到 95% 左右。06 时, 地面温度继续下降, 雾顶升高到 13 m。雾内温度先是随高度超绝热递减, 中上部为逆温, 雾顶之上逆温增强, 强中心抬至 23~43 m 之间, 中心强度加大到 $22.9^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。比湿 (q) 分布的特点是, 雾内随高度递减, 雾顶之上达最小值, 而后随高度急剧递增, 在中空逆温层底下为比湿大值区 (见图 3b)。此时一个明显的变化是, 低空逆温与中空逆温之间的气层气温继续下降, 相对湿度上升, 从而使原来低空和中空逆温底部的相对湿度为 95% 的气层上下相联,

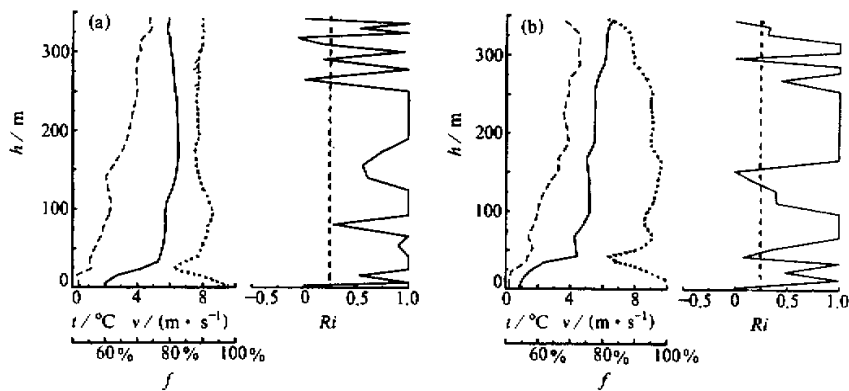


图 2 辐射雾形成阶段的温度 (T)、相对湿度 (f)、风速 (v) 和梯度理查逊数 (Ri) 廓线

(a) 04 时; (b) 06 时

实线为 T , 点线为 f , 折线为 v , 下同

并在 153~168 m 之间,相对湿度增大到 98% 以上,其上出现新的逆温层(图 2b),可以认为这里开始有雾形成(严格地说,此时应属层云,为叙述方便,暂称为空中雾)。由以上分析可以看出,辐射雾形成阶段的特点是,在地面降温率达最大,并在 20 m 以下形成最强辐射逆温中心时,贴地气层形成了雾;随着地面继续辐射降温,雾顶在贴地层缓慢上升,贴地逆温层开始离开地面;同时在低空和中空逆温层底部气温下降,出现相对湿度为 95% 的大值区,并逐渐连成一体,其中出现凝结层。这种雾的双层结构为雾层爆发性发展酝酿条件。

3.2 发展阶段

随着雾层光学厚度的增加,地面辐射失热下降,地面温度开始上升。加上雾层大量潜热的释放,自 06 时至 07 时,地面气温升高了 1.2℃。与此同时,雾顶辐射冷却开始明显起来,结果是雾层厚度迅速增长到 35 m。这时雾层底部温度随高度超绝热递减,递减率达到 $-3.2^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$,中上部递减率减小,近似等温,贴地逆温层已被抬升到雾顶之上。随着雾顶辐射冷却增强,雾顶以上气层辐射能向上传输特别明显,06 时以后的 1 个小时,大约在 160 m 以下气层气温大幅度下降,最大降温率达 2.5°C 左右(图 3a)。但相对湿度并未增大,因为在降温的同时,湿度也在减小,比湿最大减小值达

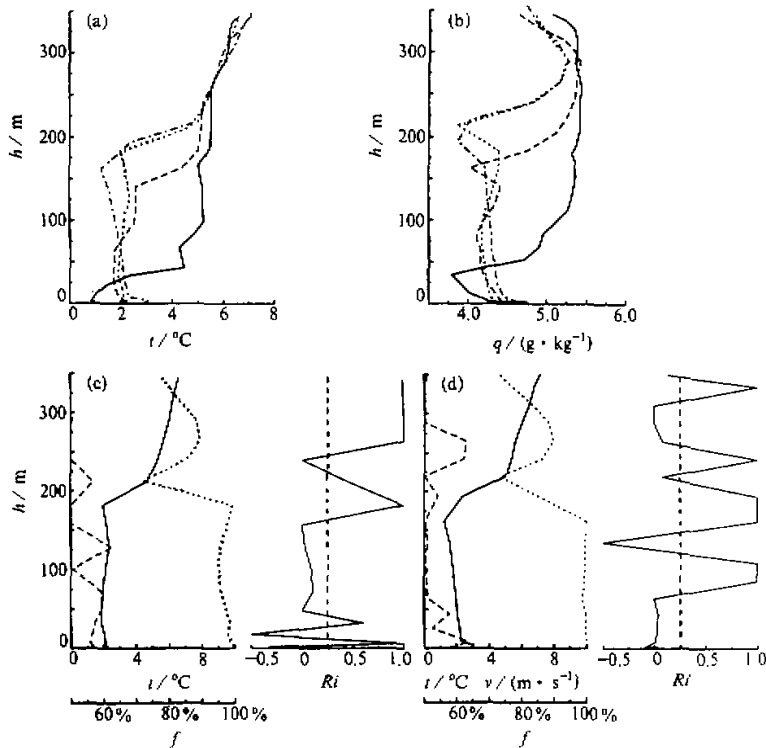


图3 发展阶段的 T (a) 和 q (b) 的连续变化及 08 时 (c) 和 09 时 (d) 的 T 、 f 和 Ri 廓线
(a) 和 (b) 中, 实线为 06 时, 折线为 07 时, 点线为 08 时, 点划线为 09 时

1.3 g/kg, 而在 50 m 以下比湿明显增大 (图 3b)。这表明上层高湿区向下输送水汽, 为雾顶向上发展提供条件。此时除中空逆温层聚集大量水汽外, 在低空逆温层也出现了一个比湿的次极大区, 这里正是空中雾区所在。07 时日出以后, 地面雾层气温继续上升, 风速明显增大 (1.2~1.9 m/s), 地面蒸发增强, 湍流混合明显增强, 到 08 时, 地面雾顶抬至 48 m。150~200 m 气层温度大幅度下降, 其上气层水汽继续下传, 使得空中雾层厚度有所增大, 低空逆温层被抬升到 182 m, 即空中雾层之上, 在逆温层下仍维持一个比湿次极大区 (图 3b)。此后, 地面雾迅速向上增长, 空中雾迅速向下发展, 09 时上下雾区相连, 雾层爆发性增厚, 雾顶高度达到 162 m (图 3d)。这时比湿次极大区已不存在, 逆温强中心也移到雾顶附近。在图 3a 中可以看到, 这段发展期间, 地面雾层继续升温, 雾顶之上气温继续下降, 结果雾层内出现了近乎湿绝热分布, 温度递减率平均为 $0.66^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ (图 3a 上 09 时廓线)。这时多层逆温已不存在, 但雾顶之上逆温层一直伸展到观测的最大高度 (480 m)。图 3b 表明, 雾层爆发性发展时, 上层高湿区湿度明显下降, 地面雾区比湿明显增大, 雾层内比湿随高度微弱递减, 近乎均匀分布。此时风速分布除雾区下部较大外, 雾层中上部均小于 0.5 m/s , 处于准静风状态。但在雾顶之上, 大约 250 m 高度层, 风速超过 2.5 m/s 。由以上分析可以看出, 发展阶段的主要特征是, 地面开始增温, 进而雾区由下而上增热, 雾顶辐射冷却却明显, 湍流混合作用明显增强, 上层高温高湿区向下输送水汽和热量, 地面露和土壤水份的蒸发补充了雾底水汽, 结果地面雾向上, 空中雾层向下迅速发展, 使雾层爆发性增厚。

3.3 成熟阶段

09 时以后, 雾体进入成熟阶段。由于地面吸收太阳辐射增温, 雾层气温随时间继续升高, 大约每小时升高 0.5°C 左右, 但雾层内温度随高度分布始终按湿绝热递减率递减, 平均为 $-0.6^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ 。雾顶之上逆温强度有起伏变化, 但始终维持着强逆温层, 而且逆温强中心始终在雾顶附近 (图 4、图 7)。这阶段, 雾顶辐射冷却仍比较强, 虽有太阳直接辐射, 但雾吸收的短波辐射仍比长波辐射失热小, 而且上层高湿区水汽继续向下输送, 所以雾顶高度仅在 162~196 m 高度层起伏变化 (图 4a)。此时雾层内风速较

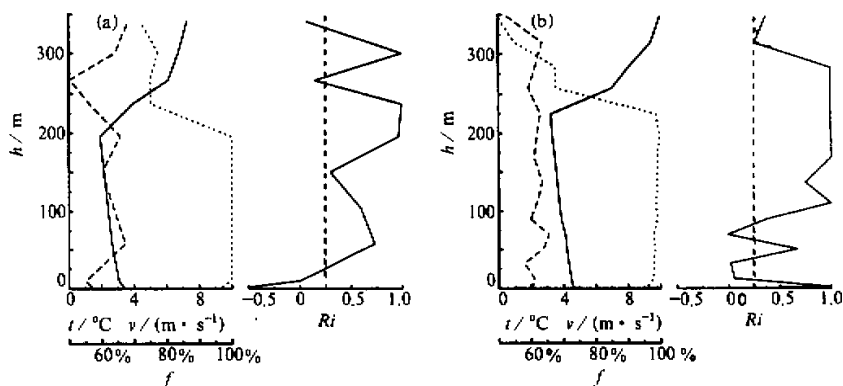


图4 成熟阶段的 T 、 f 、 V 和 Ri 廓线
(a) 10时; (b) 12时

大, 但雾层上下风速差别不大。可见成熟阶段雾的基本特征是, 雾层比较稳定, 雾内温度呈湿绝热递减率分布。

3.4 消散阶段

随着太阳辐射的增强, 11 时以后, 地面相对湿度开始缓慢减小, 能见距离逐渐加大。12 时, 地面相对湿度 96%, 能见距离 500 m 左右, 而雾顶相对湿度仍为 100%, 并抬高到 225 m (图 4b)。由于这次雾雾顶之上逆温层始终未被破坏, 因而这次雾当日未能消散, 只不过午后地面相对湿度有所减小, 能见距离 800 m 左右, 雾的主体抬升到逆温层下成为低云。据 28 日 00 时和 07 时探空, 逆温层抬升到 400~440 m 以上高空, 低云聚积在逆温层下厚约 300 m 的高度层, 此时地面相对湿度仍为 94%, 能见距离仍不超过 1 km。

在雾宏观发展过程中, 雾的微物理结构是不断变化的。按照上述雾生消过程的 4 个阶段来研究地面观测的雾滴谱, 可以发现不同发展阶段的雾滴谱有很大差异 (图 5), 能见度也因此有明显变化 (图 6)。在生成阶段 (后期), 数密度、含水量都达到了全过程的最大值, 不仅小滴多, 谱也很宽, 因而能见度很小。这是由于此时地面降温率大, 大量气溶胶粒子被凝结核化, 湍流垂直交换很弱, 雾体集聚在贴地气层。在发展 (一) 阶段 (6~7 时), 各种尺度雾滴数密度都减小, 尤其是小滴减小更为明显, 因而含水量骤降, 能见度明显增大。这是由于雾体开始增温, 湍流增强, 使地面小滴向上混合, 雾

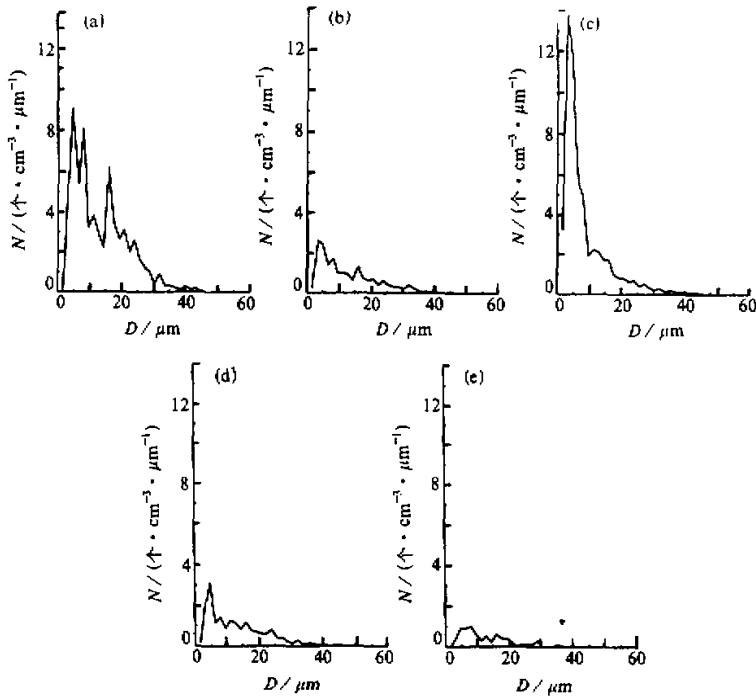


图 5 各发展阶段的平均雾滴谱

(a) 形成阶段 (后期); (b) 发展 (一) 阶段; (c) 发展 (二) 阶段; (d) 成熟阶段; (e) 消散阶段

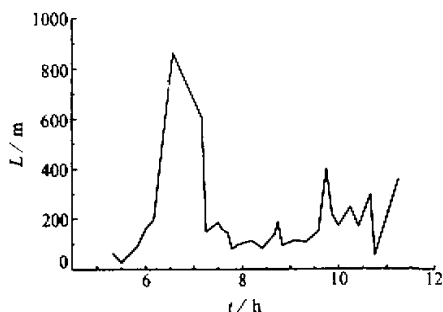


图6 地面能见度的变化

阶段核化、凝结、碰并、蒸发以及沉降等微物理过程十分活跃, 湍流垂直交换作用也比较大。在消散阶段, 由于气温升高, 地面雾以蒸发为主, 各档雾滴 (尤其是小滴) 数都明显减少, 含水量明显减小, 因而能见距离增大。

4 逆温结构和湍流混合在辐射雾发展中的作用

由于湍流混合作用随高度是分层的, 因而动量、热量、水汽的输送也是不连续的^[8], 从而出现了逆温层的多层结构。即除了贴地逆温层外, 还有低空和中空逆温 (图7)。逆温层内为比湿极大区, 聚集着大量水汽, 这为雾层增厚提供了水汽来源。每个逆温层下, 都有相对湿度极大区, 以致形成凝结层。即逆温随高度的分层结构, 导致了雾在形成和发展阶段的双层结构, 这对雾层厚度爆发性发展酝酿了条件。雾在发展后期, 一直到消散阶段, 逆温分层结构消散, 变成了雾顶之上单一的逆温层。这个逆温层直到午后也未被破坏, 甚至有所加强 (图7), 因而雾层一直未散, 成为逆温层下的低云。除雾顶辐射冷却作用外, 雾顶之上层不断增温对逆温层维持和增强起着重要作用。这由图1a可以看出, 从05时起, 300 m以上气温一直在升高, 据文献[9]分析, 这是暖平流和下沉增温所致。

辐射雾形成的主要原因是地面的辐射冷却, 这是无疑的。但由于在低层稳定大气中, 热量、动量及水汽输送的基本方式是湍流混合, 因而湍流混合在雾的发展过程中的作用不可忽视。为了研究这个问题, 我们计算了梯度里查逊数 Ri 随高度的分布。计算公式为

顶向上发展, 而地面水汽含量减小。在发展 (二) 阶段 (7~9 时), 即雾层爆发性增厚阶段, 雾滴数密度大量增加, 含水量增大, 但平均半径减小。这是由于日出后地面蒸发增强, 水汽含量增大, 从而有大量凝结核核化, 凝结成小雾滴, 同时能见距离减小到 100 m 以内, 此时由于整个雾层湍流混合增强, 有可能使上部雾滴向地面雾层混合。在成熟阶段, 地面雾滴数密度和含水量起伏变化, 雾滴谱分布序列图 (图略) 也表现出起伏变化, 说明这一

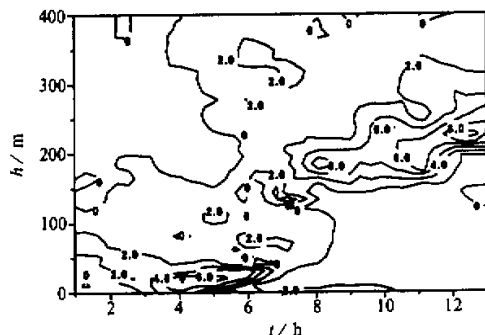


图7 温度垂直梯度时空剖面图

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

其中 g 是重力加速度, T_0 是地面绝对温度, T_2 、 T_1 和 u_2 、 u_1 分别为 z_2 、 z_1 处的温度和平均风速。计算结果见图 2~图 4。

$Ri=0.25$ 为临界里查孙数, 当 $Ri<0.25$ 时, 则表示存在着较强的湍流混合作用, 当 $Ri>0.25$, 则说明湍流混合作用很弱, 甚至根本不存在湍流运动。因而图中仅给出了 $-0.5<Ri<1.0$ 的曲线, 这正是我们所关心的区域, 而 $Ri>1.0$ 的曲线, 已超出了本图范围, 图中 $Ri \approx 1.0$ 的垂直线, 实际数均大于 1.0。如图 2 所示, 地面雾形成以后, 雾层内湍流运动逐渐产生和加强, 并随着 $Ri<0.25$ 层的增厚而增厚。06 时, 从地面到 13 m, $Ri=0.0$, 与此同时, 雾层增厚到 13 m。此时, 在 50、150 m 高度上下, 都存在着湍流混合作用, 在这些湍流混合层内温度下降, 相对湿度增大的区域, 产生了凝结现象。湍流混合层的上部为逆温层或逆温强度中心。可见, 在夜间辐射逆温层内, 湍流混合作用随高度是分层的, 这不仅导致了逆温强中心的分层结构 (图 7), 也是辐射雾形成和发展时多层结构的主要原因。

06 时以后, 在 150 m 高度的湍流混合层逐步向下延伸, 从而使空中雾层向下扩展。如图 3c 所示, 08 时已与其下的湍流混合层结合在一起, 结果导致空中雾层与地面雾层相接, 上下雾层连成一体, 雾层爆发性增厚 (图 3d)。由此可以得出, 湍流混合层的发展和增强是雾层爆发性发展的一个重要因子。

5 结论

- (1) 辐射雾发展时具有爆发性增厚的特征。
- (2) 逆温层随高度具有分层结构, 逆温层底常有水汽积累, 导致了雾在形成和发展阶段的双层结构, 这为雾爆发性发展酝酿了条件。
- (3) 雾形成后大量潜热的释放, 日出后贴地气层的增温, 是触发雾爆发性发展的热力学条件。
- (4) 湍流混合引起的热量、动量及水汽的垂直输送, 特别是上层高湿区水汽向下输送, 对辐射雾爆发性发展起着重要作用。
- (5) 雾层内温度随高度的分布特征是: 雾形成时先是超绝热递减, 中上部为逆温; 发展阶段雾底层超绝热递减, 中上部近似等温, 逆温层移到雾顶; 成熟阶段雾层内温度服从湿绝热递减率。

参 考 文 献

- 1 Roach, W. T., Brown, R., Caughey, S. J., Garland J., Garland, J. A. and Readings, C. J., 1976, The physics of radiation fog: Part I: A field study, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **102**, 313~333.
- 2 Pilie, R. J., Mack, E. J., Kocmond, W. C., Rogers, C. W. and Eadie, W. J., 1975, The life cycle of valley fog. Part I: Micrometeorological characteristics, *J. App. Meteor.*, **14**, 347~363.
- 3 Jiusto, J. E. and Lala, Grieser, J., G. G., 1983, Radiation fog field programs, recent studies, ASRC-SUNY.

Publ. No. 869.

- 4 Fuzzi, S., Facchini, M. C. et al., 1992, The Po Valley fog experiment 1989, An overview, *Tellus*, **44B**, 448~468.
- 5 黄玉生、李子华等, 1992, 西双版纳地区冬季辐射雾的初步研究, *气象学报*, **50**(1), 112~117.
- 6 Li Zihua et al., 1994, The physical structure of the winter fog in Chongqing metropolitan area and its formation process, *Acta Meteorologica Sinica*, **8**(3), 316~328.
- 7 鲍宝堂、束家鑫、朱炳权, 1995, 上海城市雾理化特性的研究, *南京气象学院学报*, **18**(1), 114~118.
- 8 赵德山、洪钟祥, 1981, 典型辐射逆温生消过程中的爆发性特征, *大气科学*, **5**(4), 407~415.
- 9 葛良玉、江燕如、梁汉明等, 1998, 1996年岁末沪宁线持续5天大雾的原因探讨, *气象科学*, **18**(2), 181~188.

Burst Characteristics during the Development of Radiation Fog

Li Zihua and Huang Jianping

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Sun Boyang

(Henan Meteorological Bureau, Zhengzhou 450003)

Peng Hu

(Sichuan Meteorological Institute, Chengdu 610072)

Abstract Based on the data of fog occurred around Shanghai-Nanjing freeway on December 27, 1996, a study is performed of two layer structures and some burst development features during the radiation fog, the physical process of the development is analyzed, and the inversion structure and the turbulent mixing affecting evolution process of radiation fog are discussed.

Key words radiation fog inversion turbulent mixing burst characteristic two layer structures