

一次深厚浓雾过程的边界层特征和生消物理机制^{* 1}

杨 军 王 蕾 刘端阳 李子华
YANG Jun WANG Lei LIU Duanyang LI Zihua

南京信息工程大学大气物理与大气环境重点实验室, 南京, 210044

Key Laboratory for Atmospheric Physics & Environment of NUIST, Nanjing 210044, China

2009-01-26 收稿, 2009-04-15 改回.

Yang Jun, Wang Lei, Liu Duanyang, Li Zihua. 2010. The boundary layer structure and the evolution mechanisms of a deep dense fog event. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(6):998-1006

Abstract The field experiments were conducted during a deep dense fog event that occurred in Nanjing on 13–14 December 2007. This fog event persisted for 14 hours, including a 4-hour super dense fog stage. The related boundary layer structure and physical mechanisms for the fog event were analyzed based on the field observations from tethered sonde system, the eddy covariance system, the fog droplet spectrometer, and the automatic weather station, etc. Formed through radiative cooling, the surface fog layer was followed by a cloud layer caused by low-level cold advection. The thickness of the surface fog layer increased and the cloud layer descended to lower altitudes in the development stage. With the influence of weak cold advection just above ground, the surface fog layer entered its burst evolution with some microphysical parameters such as number concentration, liquid water content, mean and maximum diameter increased significantly in 15 min. The rising surface fog combined with descending low-level clouds to form the deep dense fog with the visibility less than 15 m and the thickness of the combined fog layer reached 600 m. Both the vertical momentum and downward long-wave radiation fluxes increased significantly at the beginning of the burst stage, and the net radiation fluxes approached zero at the same time. A strong surface inversion layer persisted throughout the successive stages of fog evolution because of the continuous weak cold advection in the ground layer and the radiative cooling of the lower fog layer restrained by the upper fog layer.

Key words Dense fog, Atmospheric boundary layer, Burst evolution, Double-layer structure, Nanjing

摘 要 2007年12月13—14日, 南京出现一次厚度达600 m、持续近14 h的浓雾过程, 其中强浓雾阶段维持4 h。通过系留气球边界层探测系统、涡动协方差测量系统、雾滴尺度分布和自动气象站等外场试验资料分析了此次深厚浓雾过程的边界层结构特征和生消物理机制。结果表明, 此次雾过程首先由地面辐射冷却形成贴地雾层, 而后因低空平流冷却形成低云。在发展阶段, 伴随低云不断下伸, 贴地雾层不断抬升。在贴地雾层受到地面弱冷空气平流降温影响下, 雾中微物理过程迅速发展, 雾滴数密度、含水量、平均直径、最大直径等微物理参数在15 min内跃增, 雾体爆发性升高, 最终导致地面雾和低云上下贯通形成深厚雾层, 地面能见度骤降至15 m以下。雾体爆发性增强时, 地面垂直动量通量和向下长波辐射通量密度增大, 净辐射趋于零。整个雾过程中, 由于贴地层持续弱冷平流降温和上层雾阻碍了下层雾的辐射降温, 二者的共同作用使贴地强逆温结构始终维持。

关键词 浓雾, 大气边界层, 爆发性发展, 双层结构, 南京

中图法分类号 P426.4

* 资助课题: 江苏省自然科学基金重点招标项目(BK2007727)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY200906012, GYHY200706026)、国家科技支撑计划课题(2006BAC12B07)、国家自然科学基金项目(40775010)。

作者简介: 杨军, 主要从事大气物理学与大气环境研究。E-mail: jyang@nuist.edu.cn

1 引言

随着社会经济的发展,雾的危害越来越突出。雾天由于能见度低,常威胁海、陆、空交通安全,给国民经济带来了巨大的损失。而且浓雾发生时均伴有逆温层存在,阻挡了边界层污染物的扩散,同时可通过液相化学反应过程生成新的有害物质,从而加重近地层空气污染,对人的身体健康及植物生长危害很大。因此,雾作为一种灾害性天气现象受到了越来越广泛的关注。

20世纪初,Taylor(1917)首次进行辐射雾研究,Roach等(1976)、Choularton等(1981)、Meyer等(1986)率先用地面观测资料分析了辐射雾生消物理规律,并用数值模式模拟了雾的生成和发展过程。Fuzzi等(1992)研究了雾生消前后,不同相态的化学成分随时间的变化以及微气象、微物理条件的变化。最近Gultepe等(2007)对海雾及冬季暖雾进行了详细的研究,揭示了雾的详尽物理过程,发展了雾模式的参数化方案,并进行了敏感性试验。这些研究使我们对雾生消的动力热力过程有了更深入的了解。

国内对于雾的研究也越来越多,重庆(李子华等,1993a)、云南(濮梅娟等,2001)、北京(Zhang, et al, 2005)、南京(李子华等,1999a;刘端阳等,2009)、南岭山地(吴兑等,2007)、沪宁高速公路(李子华等,1999b)等地都进行了雾的观测研究和数值模拟,发现了城市雾的许多新特点。雾的形成往往与局地条件有关,各地地形和生态环境不同,雾的结构和生消过程会有相当大的差异。在雾边界层的研究方面,李子华等(1993b)、黄建平等(1998)、宋润田等(2001)、邓雪娇等(2007)都对雾过程不同发展阶段的温、湿、风结构进行了分析,揭示了雾生消过程中边界层结构的一些重要特征。但是对雾的双层结构及爆发性发展等特征研究很少,对于雾发生过程中的地-气交换及动量特征的研究也不多。揭示雾发展过程中的这些重要特征,对于雾的预报及人工消雾都具有重要意义和应用价值。

发展成熟的雾厚度可达到200—300 m(李子华,2001)。2007年12月13—14日,南京出现一次浓雾过程,雾层厚度达600 m,这是过去观测的同类型雾过程中从未发现的。2006年12月24—27日的南京雾过程中,厚度虽一度达到900 m,但那是在暖湿平流作用下形成的(Pu, et al, 2008),而这次

深厚雾层的发展却与冷平流有关。本文利用外场观测资料,对这次深厚双层浓雾发生的边界层特征及物理机制进行了较为详细的分析,其中包括爆发性发展特征、不同高度冷平流的作用和地面辐射通量的变化特征等。

2 观测简况

2007年11月18日至12月28日在南京信息工程大学进行了雾的综合外场观测试验。边界层探测采用DigiCORA系留气球探测系统,测量了1000 m以下大气边界层温度、气压、湿度、风向、风速垂直分布,无雾时每3 h观测1次,雾过程期间加密为每1 h 1次;利用MFAS AN型平面相控阵声雷达系统,测量30—1000 m大气边界层三维风向、风速。雾滴尺度谱分布观测使用FM-100型雾滴谱仪,测量的雾滴尺度范围为2—50 μm ,采样频率为1 Hz。另外还使用开路涡动协方差测量系统测量显热通量、潜热通量和二氧化碳通量、动量通量、辐射通量和摩擦风速(张宏升等,2004;Webb, et al, 1980)等。同时利用ZQZ-DN2型能见度仪(测量下限15 m)、自动气象站测量水平能见度及地面温、压、湿、风等常规气象参数(表1),以上仪器均在使用前检定。

3 浓雾发展物理过程

受到高空槽和冷空气影响,2007年12月多出现小雨天气。其中12日白天由北方冷空气南下与南方暖气团交汇产生降水,雨区包括江苏、安徽、湖北、湖南及河南等地,12日16时(北京时,下同)南京降水结束,雨后地面相对湿度较大,为雾的形成提供了必要条件。12日20时以后地面为冷高压控制,天气晴好,静风。13日15时30分以后随着地面气温下降,地面相对湿度开始增大,入夜后在原降雨区(河南东部和西南部、湖北中部、安徽大部分地区、江苏西部、江西北部 and 浙江中北部)形成了大范围浓雾,经估算浓雾影响面积约为 $11.9 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。南京于13日21时55分开始出现雾,14日凌晨发展为能见度小于500 m的浓雾,持续到10时以后逐渐消散。

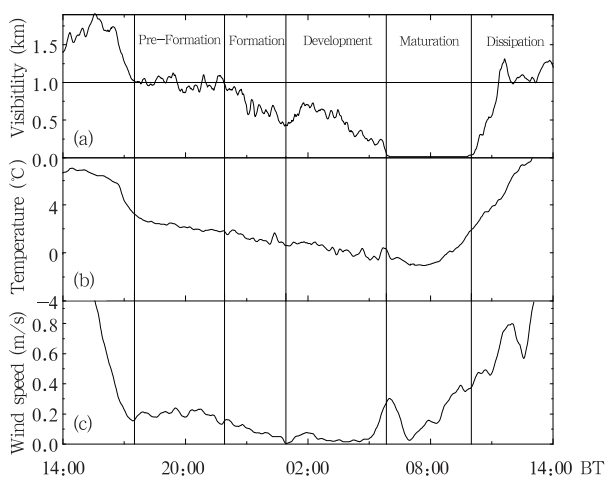
3.1 地面雾生消过程

图1为13—14日雾过程中地面能见度、气温和风速(距地2 m处)随时间的变化。根据能见度的变化将此次雾过程划分为5个发展阶段。(1)酝酿阶段(13日17时30分—21时55分):日落(17时

表1 观测仪器

Table 1 The instrumentation

仪器	生产厂商	测量参数	精度	时间分辨率
DigiCORA 系留 气球探测系统	Vaisala, 芬兰	边界层气温、气压、相对湿度、 水平风速、风向	温度: 0.15—0.2 °C; 气压: 0.4—0.5 hPa; 湿度: 2%—3%; 风速: 0.1 m/s; 风向: 1°	雾中: 1 h 非雾中: 3 h
自动气象站	ICT, 澳大利亚	地面气温、相对湿度、 风速、风向	温度: 0.1 °C; 气压: < ± 1 hPa; 相对湿 度: ± 2%; 风速: ± 2%; 风向: ± 0.5°	1 min
MFAS AN 型平 面相控阵声雷达	Scintec, 德国	30—1000 m 三维风速、风向	水平风速: 0.1—0.3 m/s; 垂直风速: 0.03—0.1 m/s; 风向: 1°; 垂直分辨率: 10 m	15 min
ZQZ-DN2 型散 射式能见度仪	江苏无线电科学 研究所有限公司, 中国	能见度	± 10% (≤ 1000 m)	1 min
FM-100 型 雾滴谱仪	DMT, 美国	雾滴尺度谱分布	粒径范围: 2—50 μm, 20 个通道	1 s
开路涡动协方 差测量系统	Campbell, 美国	垂直动量通量(CSAT3 三维 超声风速仪)、辐射通量 (CNR1 净辐射传感器)	垂直风速: < ± 2 cm/s; 辐射通量: < ± 10%	10 Hz

图1 2007年12月13—14日距地2 m处能见度(a)、
气温(b)和风速(c)随时间的变化Fig. 1 Temporal evolution of the observed visibility (a),
surface temperature (b) and wind speed (c) at 2 m
above the ground on 13 and 14 December 2007

01分)后,随着地面辐射降温作用增强,地面气温降温率达到 $1.8\text{ }^{\circ}\text{C/h}$ 。同时,地面风速也减弱到 1 m/s 以下,能见度由 1692 m 迅速下降至 1000 m 附近。该阶段能见度维持在 1000 m 附近约 4.5 h ,其中略有起伏。(2)形成阶段(13日21时55分—14日01时):随着地面辐射降温过程的继续,雾开始生成,能见度降到 1000 m 以下,并逐渐发展成为浓雾(能见度小于 500 m)。此阶段风速较小($<1.0\text{ m/s}$)并不断减小。雾形成之后雾体本身向下长波辐射作用增大,抑制了地面降温。地面平均降温率减小为 $0.3\text{ }^{\circ}\text{C/h}$ 。由于凝结释放潜热,地面温度一度小幅上

升(00时20分),能见度出现短时期的好转。(3)发展阶段(14日01时—05时50分):该阶段开始时气温少变,能见度维持在 $500\text{—}600\text{ m}$ 。随后与降温同步,能见度迅速下降。05时50分由浓雾发展为强浓雾(能见度小于 50 m),此时风速出现短时增大。(4)成熟阶段(14日05时50分—10时):该阶段开始时,水平能见度迅速降到 15 m 以下,地面风速短时减小为静风。06时55分日出以后,地面温度开始回升,但由于地面蒸发增强,能见度小于 15 m 的时段持续达 4 h ,其间地面风速不断增大。(5)消散阶段(14日10时—11时30分):随着太阳辐射的进一步增强,气温、风速明显增大,能见度很快升至 1000 m 以上,地面雾体消散。这次雾过程,地面雾持续了近 14 h ,其中强浓雾持续了 4 h 。

3.2 大气边界层温、湿结构

图2分别给出了此次雾过程酝酿阶段和形成阶段的温度、虚位温、相对湿度廓线。13日20时15分(酝酿阶段,图2a), 28 m 以下有一贴地强逆温层,贴地 4 m 气层相对湿度达到 96% ,雾在贴地层酝酿形成。 $420\text{—}460\text{ m}$ 同时存在一低空逆温结构,虚位温明显随高度升高,相对湿度较低。 $750\text{—}760\text{ m}$ 还有一个薄逆温层,逆温层下相对湿度超过 90% 。

13日22时40分(形成阶段,图2b),近地面气温较酝酿阶段进一步降低,有利于低层空气达到饱和。此时逆温强度有所减弱,但逆温层厚度增加到 190 m ,从虚位温垂直廓线来看,该层稳定度较酝酿阶段明显增强,但上层稳定度变化滞后。其中近地面层(47 m 以下)温度垂直递减率较大,为 $5.1\text{ }^{\circ}\text{C/}$

(100 m), 47—190 m 平均逆温强度为 1.3 °C/(100 m)。28 m 以下相对湿度达 100%, 雾已形成。此时 600—630 m 高度存在一近似等温的稳定薄层, 此高度以上虚位温表现为随高度增加, 对应空中

稳定层, 该层起到了阻止下层水汽与其上干冷空气交换的作用, 有利于该层以下维持高湿状态, 空中低云开始形成。同时可以看到, 在贴地和空中两个稳定层之间, 稳定度近似呈中性。

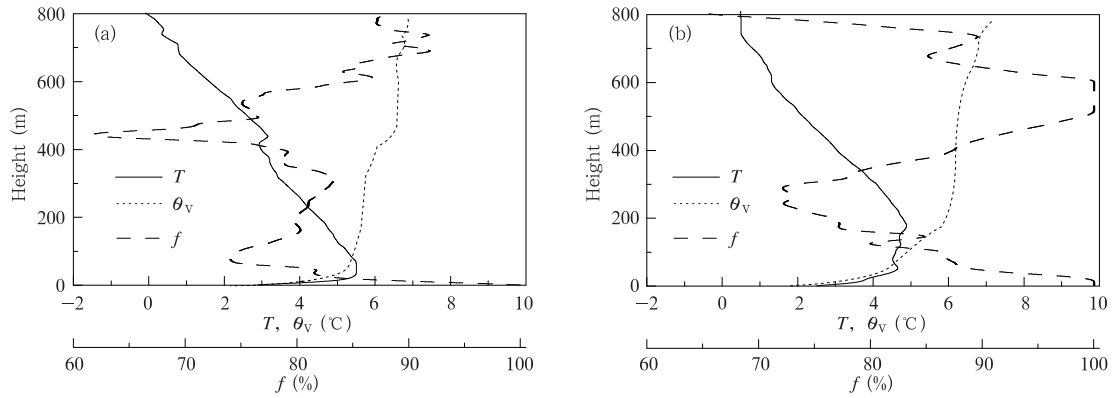


图 2 酝酿阶段(a, 13 日 20 时 15 分)和形成阶段(b, 13 日 22 时 40 分)气温(T)、虚位温(θ_v)、相对湿度(f)的垂直分布

Fig. 2 Vertical profiles of the observed air temperature (T), the virtual potential temperature (θ_v) and the relative humidity (f) in the pre-formation (a, 20:15 BT 13 December 2007) and formation (b, 20:40 BT 13 December 2007) phases

从发展阶段的温度、虚位温和相对湿度廓线(图 3)可以看出, 上下稳定层之间的中性层向上扩展到 750 m 以上(图 3a), 对应低空逆温层上升至 760—780 m, 低云顶上升至该逆温层下, 低云底约 440 m。此时贴地逆温顶比形成阶段略有下降, 为 150 m。而雾层则由发展阶段的贴地薄层向上发展到 100 m。可见, 在发展阶段初期贴地逆温层厚度减小, 地面雾层向上增厚, 空中饱和层同时向上和向下扩展, 低云厚度显著增加。在发展阶段后期(14 日 04 时 30 分, 图 3b), 贴地逆温强度继续维持, 逆温顶

高升至 190 m, 相应贴地雾层厚度增加到 140 m。同时低空逆温层和中性层顶较发展前期下降, 位于 640—860 m, 相应低云顶高为 670 m, 其上大气十分稳定。从相对湿度廓线的变化可见, 从 01 时 30 分至 04 时 30 分低云底明显下降, 3 h 下降约 200 m, 04 时 40 分地面雾顶与低云底仅间隔 120 m, 并继续接近。鉴于随后低云与地面雾相接的事实, 本文将此时的低云看作低空雾层, 则整个过程可看作为双层雾的形成、合并与分离的演变过程。

图 4 为此次雾过程成熟阶段的温度、虚位温和

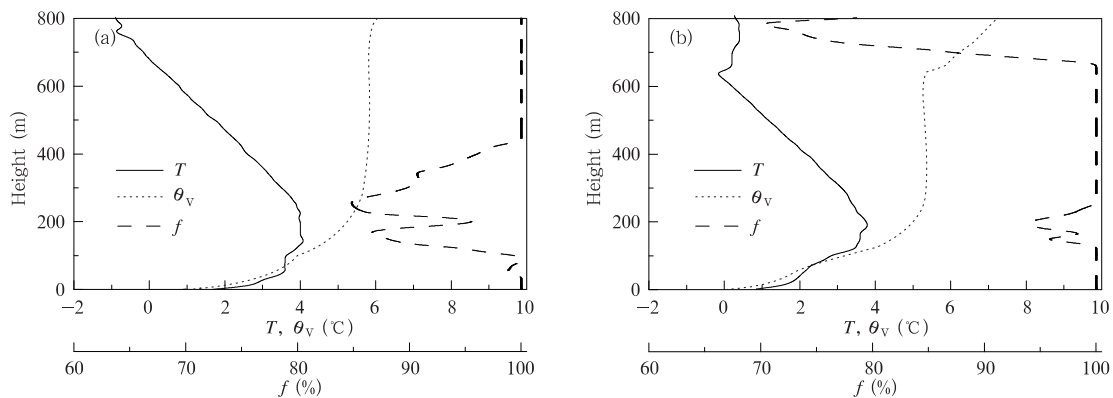


图 3 发展阶段(a, 14 日 01 时 30 分, b, 14 日 04 时 30 分)温度(T)、虚位温(θ_v)、相对湿度(f)的垂直分布
Fig. 3 The same as Fig. 2 but for the developing phase (a. 01:30 BT and b. 04:30 BT 14 December 2007)

相对湿度廓线。从 06 时廓线(图 4a)来看,上下两层雾体已贯通,雾层爆发性增厚,雾顶高度为 590 m。贴地层和 560 m 高度逆温强度均比发展阶段大,雾顶以上维持强稳定层结状态,这种温湿结构在整个成熟阶段一直维持,其间中性层厚度不断减小。日出(06 时 55 分)后,虽然地面吸收太阳辐射增温,但其作用小于地面长波辐射冷却和蒸发降温的共同作用,07 时 30 分地面气温较 06 时低(图 4b),此时近地层逆温强度为雾体稳定形成后观测到

的最大值,达 5.0 °C/100 m,自酝酿阶段一直存在的中性层结消失,800 m 至地面整层大气稳定度达到最大。08 时以后,地面气温开始缓慢上升,09 时地面和 10 m 高度处气温比 07 时 30 分分别升高 1.1 °C 和 1.0 °C。雾顶高度 07 时 30 分较 06 时下降了 50 m 并一直维持到 09 时。自 07 时 30 分开始,观测到 250 m 高度附近出现小于 98% 的相对湿度低值层,并显示出逐渐减小的趋势,预示着雾层在垂直方向上的分离。

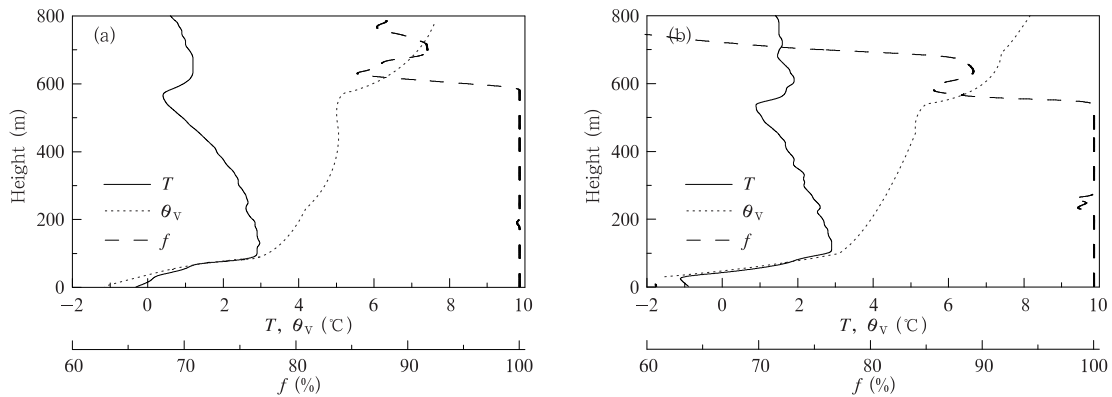


图 4 成熟阶段(a. 14 日 06 时, b. 14 日 07 时 30 分)温度(T)、虚位温(θ_v)、相对湿度(f)的垂直分布
Fig. 4 Same as Fig. 2 but for the mature phase (a. 06:00 BT and b. 07:30 BT 14 December 2007)

10 时后,地面能见度、温度、风速同步增大(图 1),雾体进入消散阶段,图 5 为 10 时 30 分观测到的温度、虚位温和相对湿度廓线。可以看出,随着地面加热、边界层湍流作用逐步增强,成熟阶段规则的温度垂直分布被破坏,表现出温度随高度的不均匀分布。近地层逆温结构虽还继续维持,但强度、厚度均

较成熟阶段减小,探测范围内的大气稳定程度减小。该过程中 100—300 m 高度的雾层首先消散,再次表现为双层结构,不同于典型辐射雾消散自地面开始的规律,地面雾层厚度也仅剩 60 m,至 11 时 20 分地面能见度增大到 1000 m 以上,本次雾过程结束。

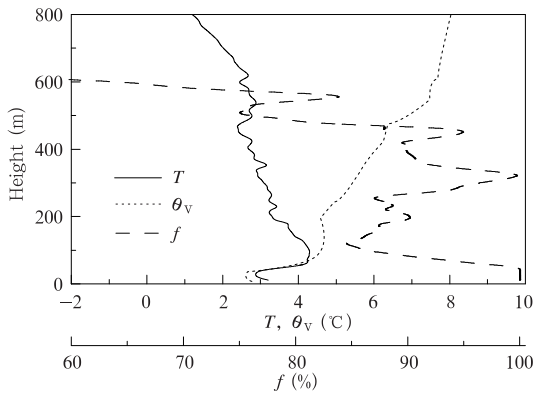


图 5 消散阶段(14 日 10 时 30 分)温度(T)、虚位温(θ_v)、相对湿度(f)的垂直分布
Fig. 5 Same as Fig. 2 but for the dissipation phase (10:30 BT 14 December 2007)

4 雾发展过程中的罕见特征

4.1 雾层深厚

图 6 给出了此次雾发展过程中近地层相对湿度的时间-高度剖面,阴影部分表示雾区。日落后贴地层先是形成浅薄的强逆温层,经过约 2 h 的酝酿,22 时雾在贴地逆温层内形成;随后低空有冷平流侵入(图 7a),形成双层雾结构。随着贴地逆温层顶上升,地面雾顶在 14 日 01 时后抬升,同时空中低云向上、向下扩展,厚度增加。大约 06 时,地面雾与低云相接,整个雾层厚度达 600 m;日出以后,250—300 m 高度相对湿度在个别时段略有下降,同时上层雾顶下降至 550 m。此时地面强浓雾继续维持,

再次出现雾体分层现象。09 时以后,近地层雾顶快速下降,11 时后整个雾体消散。可见 06 时上下雾层贯通以后,整个雾层特别深厚,这在过去对辐射雾的观测中是从未发现的,即使是双层结构的辐射雾(李子华等,1999b),其雾顶也没有达到这样的高度。

深厚雾层的形成与低空逆温的产生及逆温层下的低云形成有关,而低空逆温层和低云是由低空冷平流造成的。由温度、水汽混合比时间-高度剖面(图 7)和风速风向时间-高度剖面(图 8)可以看出,13 日 22 时起,在 500—800 m 高度层,出现来自西北方向的冷空气平流,气温不断下降,02 时前 700—800 m 高度达到本次雾过程观测到的该高度最低温

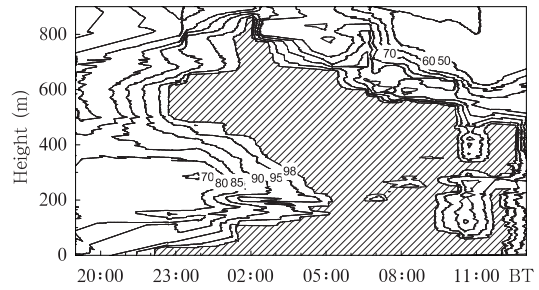


图 6 雾发展过程中相对湿度(%)
时间-高度剖面
(相对湿度大于 98% 的阴影部分表示雾区)

Fig. 6 Time-height cross-section of the observed relative humidity (f , unit: %) during the fog event (the shaded area with $f \geq 98\%$ indicates the fog layer)

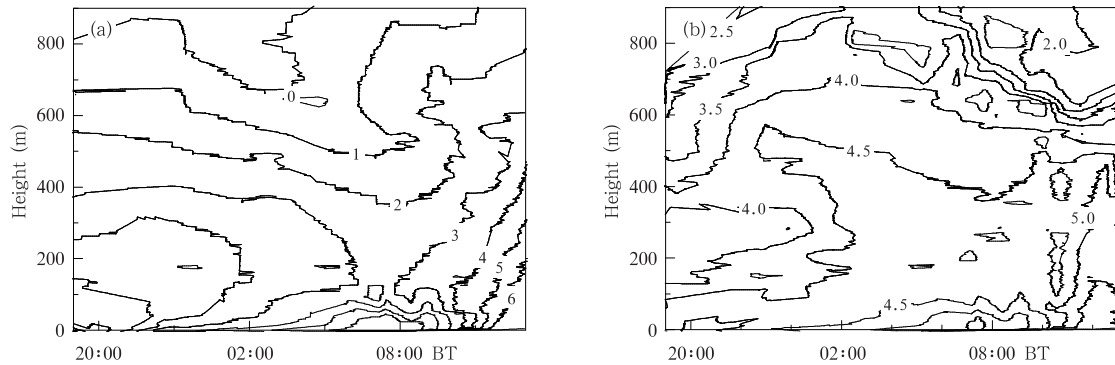


图 7 雾发展过程中温度(a,单位:℃)和水汽混合比(b,单位:g/kg)时间-高度剖面

Fig. 7 Same as Fig. 6 but for the air temperature (a, unit: °C) and the mixing ratio of water vapor (b, unit: g/kg)

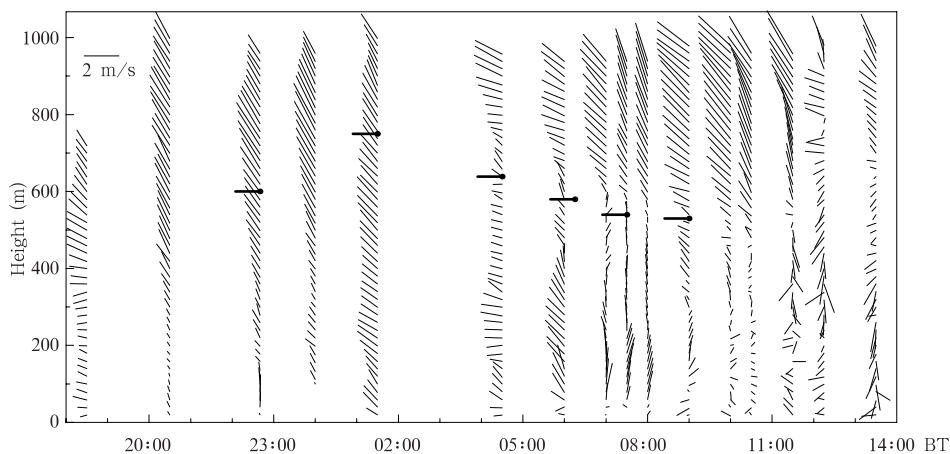


图 8 雾发展过程中风矢量时间-高度剖面(粗短线表示低空逆温层底)

Fig. 8 Wind vector as a function of height vs. time during the fog event (thick short line stands for the bottom of low level inversion)

度(图 7a)和最低虚位温(图 3a),导致其上低空逆温层的形成。图 8 中同时标出了低空逆温层底(与低云顶对应),可见低空逆温层在 04 时 30 分增强后,逆温层所在高度风速较小,其上西北风逐渐增大。

低空逆温层下为什么有低云形成?这与湿度分布有关。这次雾的前一天降雨,雾前地面水分大量蒸发,低空湿度比较大,特别是在 100—400 m 的高度层(图 7b),明显存在水汽混合比大值区。而这一高度层同时存在上升气流(图 9),将水汽垂直输送到低空逆温层下,与冷空气混合形成低云。随着冷空气层不断下降,低空逆温层与低云不断下降,06 时前与不断上升的地面雾顶相接,整体雾层厚达 600 m。上述分析表明,地面雾虽由辐射冷却而产生,但低云是由冷平流造成的,因此 06 时以后的深厚雾层应属平流辐射雾。可见,这是一次先由辐射冷却和冷平流作用分别在地面和低空成雾,其后分别发展,进而上下贯通产生的特殊深厚雾层。

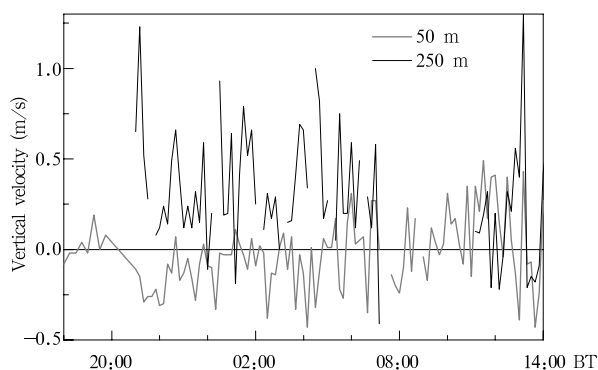


图 9 雾发展过程中 50 和 250 m 高度的垂直速度

Fig. 9 Temporal evolution of the observed horizontal wind speed at 50 and 250 m during the fog event

4.2 爆发性发展

除低云下伸的因素之外,上下贯通形成深厚雾层的另一个重要的原因是地面辐射雾的爆发性发展。爆发性发展包括两部分,先是地面雾爆发性增强,而后雾体爆发性垂直上升。由雾滴谱分布计算得到的雾滴数密度、含水量、平均直径、最大直径等微物理参量和 2 m 风向随时间的变化(图 10)可以看出,地面雾从 14 日 05 时 45 分开始爆发性增强。爆发前,雾滴数密度平均为 $45.0 \text{ 个}/\text{cm}^3$,含水量平均为 $0.001 \text{ g}/\text{m}^3$,平均直径和最大直径分别为 $3.4 \mu\text{m}$ 和 $9.0 \mu\text{m}$;爆发后 15 min,雾滴数密度平均为

$485.9 \text{ 个}/\text{cm}^3$,含水量平均为 $0.192 \text{ g}/\text{m}^3$,平均直径、最大直径则为 $6.1, 30.5 \mu\text{m}$ 。在 15 min 左右的时间里,数密度增加了 9.8 倍,雾滴尺度增大了 1 倍,含水量增加了 191 倍。雾中能见度也由 200—300 m 降至 15 m 以下,浓雾突变为强浓雾。

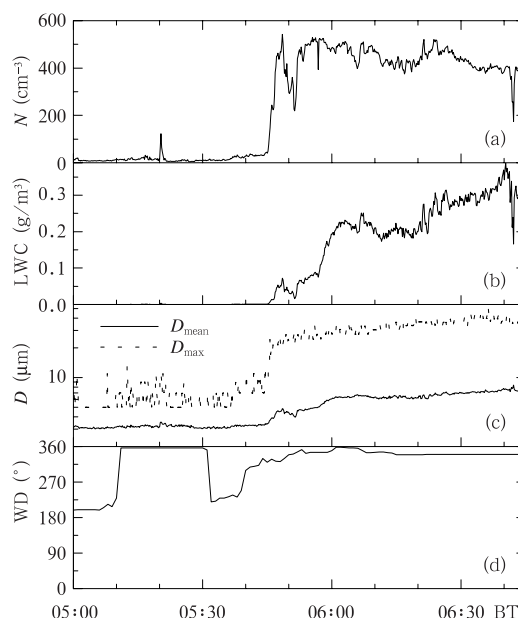


图 10 12 月 14 日 05 时—06 时 45 分雾微物理参数 (a. 雾滴数密度 N , b. 含水量 LWC , c. 平均直径 D_{mean} 和最大直径 D_{max}) 和 2 m 高度处风向 WD (d) 随时间的变化

Fig. 10 Temporal evolution of the microphysical parameters of fog (a. the number concentration, b. the liquid water content and c. the mean and maximum diameter) and the wind direction at the height of 2 m (d) from 05:00 to 06:45 BT 14 December

地面雾微物理参数的突变,本质上就是雾滴爆发性增多、增大,从而雾体含水量明显增大,说明这一阶段核化、凝结增长和碰并增长等微物理过程特别活跃,造成数密度剧增,雾滴谱向大滴端变化,使含水量及雾滴尺度急剧增长。微物理过程的迅猛发展,又会导致宏观过程的爆发性发展(黄玉生等, 2000)。这是由于雾滴凝结要释放大量潜热及空中雾层向下的长波辐射增强,地面温度将会升高,因而雾层稳定度减小,有利于雾体垂直向上发展。由图 1 温度变化曲线看到,地面雾爆发性增强时(14 日 05 时 45 分),地面温度约升高了 $1 \text{ }^\circ\text{C}$,与此同时,在 50 m 高度气层出现了明显的上升运动(图 9)。从

而使地面雾顶上升,与上面低云相接,形成深厚的雾层。在雾体垂直向上发展时,动量通量(图 11)明显增大($0.002 \text{ g}/(\text{m} \cdot \text{s}^2)$ 增大到 $0.051 \text{ g}/(\text{m} \cdot \text{s}^2)$)同时地面风速增大(图 1)。这种种现象都揭示了一个事实:地面雾微物理过程的迅速发展,导致了雾体爆发性垂直升高。同时在雾体爆发性发展时向下长波辐射通量密度增大(从 $287.8 \text{ W}/\text{m}^2$ 增大到 $306.6 \text{ W}/\text{m}^2$),向上长波辐射通量密度减小(图 12),06 时向下与向上长波辐射通量密度趋于相等,净辐射趋于零。

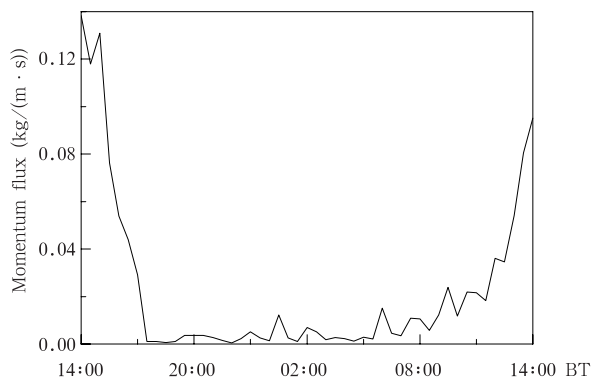


图 11 12 月 13—14 日地面垂直动量通量随时间的变化

Fig. 11 Temporal evolution of the vertical momentum flux at the 2 m during the fog event

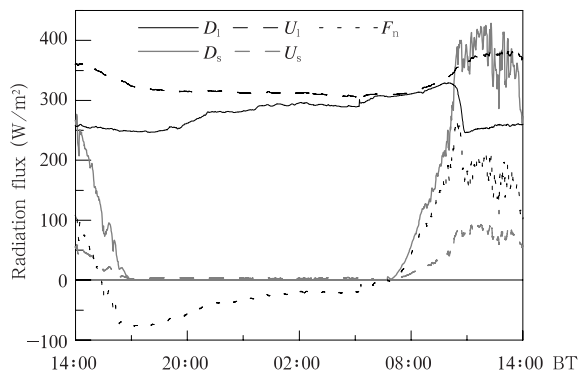


图 12 12 月 13—14 日地面辐射通量密度随时间的变化

(F_n : 地表净辐射, D_s : 向下短波辐射, U_s : 向上短波辐射, D_l : 向下长波辐射, U_l : 向上长波辐射)

Fig. 12 Temporal evolution of the radiative flux at the 2 m during the fog event

(D_l stands for downward shortwave radiation, U_l for upward shortwave radiation, F_n for net flux, D_s for downward longwave radiation and U_s for upward longwave radiation)

对于地面雾爆发性增强及雾微物理过程迅猛发展的原因在文献(濮梅娟等,2008)中已有描述。就

本例而言,雾从 13 日 21 时 55 分形成以后,已经持续了 8 h 的缓慢发展。爆发前 1 个小时,即从 04 时 45 分开始,气温开始下降(图 1),对照图 3b 和图 4a 也可以看出,地面温度约下降了 $1.3 \text{ }^\circ\text{C}$ 。温度的明显下降可使环境相对湿度增大,从而促使核化凝结过程活跃起来。地面风向(图 10d)在 05 时 10 分后转为北风、西北风,并且在此时段地面向上的长波辐射并无明显变化(图 12),说明西北方向吹来的冷空气是地面温度下降的直接原因。由此看来,这次由辐射冷却而形成的雾,在发展过程中不仅受到低空冷平流的影响,还受到地面冷空气平流的影响,从而导致雾层爆发性发展。

4.3 贴地逆温层始终维持

地面雾层存在期间,贴地强逆温层始终不消,这是此次雾过程的又一个重要特征。以往通过对沪宁高速公路汤山站(李子华等,1999b),西双版纳(Li, et al, 1999)和重庆(李子华等,1993a)辐射雾的观测,得出雾层内温度随高度的分布特征是:雾形成时,地面为逆温层;发展阶段逆温层移到雾顶;成熟阶段雾层内温度服从湿绝热分布。而这次地面雾温度分布始终维持贴地强逆温结构。即使上下雾层相接以后,还维持着强度约为 $4 \text{ }^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ 的强逆温层。日出以后,虽然贴地层气温有所上升,但也未能改变雾体下层的强逆温结构。直到雾消散时,逆温层才慢慢消失。出现这种情况的主要原因是,首先上层较厚雾层(低云)的存在,抑制了地面雾顶辐射降温;其次是日出之前地面净辐射始终保持负值(图 12),日出以后净辐射虽然增强,但是地面有冷平流的作用,地面温度并没有升高,因而地面雾顶之上,始终未能形成逆温层。而上层雾则具有过去观测得到的温度分布规律:雾顶之上为逆温层,雾内温度服从湿绝热分布。

5 结 论

通过对 2007 年 12 月 13—14 日南京深厚浓雾过程的分析,可以得到以下结论:

(1) 本次双层雾过程首先从地面和低空同时发展,下层是由地面辐射冷却作用形成的贴地辐射雾,上层是由低空冷平流作用形成的低云。贴地雾层不断抬升,同时伴随低云不断下伸,导致二者相接,从而形成厚度达 600 m 的特别深厚强浓雾。

(2) 地面辐射雾受到地面弱冷空气平流降温影

响时爆发性增强,能见度骤降至 15 m 以下,微物理过程迅速发展,导致雾体爆发性升高。

(3) 在雾体爆发性增强时,地面向上的长波辐射减小,向下的长波辐射及动量通量都出现明显增大。

(4) 与通常成熟雾层内温度层结服从湿绝热递减率不同的是,本次雾过程由于地面弱冷平流降温 and 上层雾阻碍下层雾顶辐射降温的共同作用,使贴地强逆温结构始终维持。

参考文献

- 邓雪娇, 吴兑, 唐浩华等. 2007. 南岭山地一次锋面浓雾过程的边界层结构分析. 高原气象, 26(4): 881-889
- 黄建平, 朱诗武, 朱彬. 1998. 辐射雾的大气边界层特征. 南京气象学院学报, 21(2): 258-265
- 黄玉生, 黄玉仁, 李子华等. 2000. 西双版纳冬季雾的微物理结构及演变过程. 气象学报, 58(6): 715-725
- 李子华, 张利民, 楼小凤. 1993a. 重庆市区冬季雾的宏微观结构及其物理成因. 南京气象学院学报, 16(1): 48-54
- 李子华, 涂晓萍. 1993b. 重庆市区冬季边界层气象要素的时空分布及与成雾的关系. 南京气象学院学报, 16(3): 329-333
- 李子华, 黄建平, 周毓荃等. 1999a. 1996 年南京连续 5 天浓雾的物理结构特征. 气象学报, 57(5): 622-631
- 李子华, 黄建平, 孙博阳等. 1999b. 辐射雾发展的爆发性特征. 大气科学, 23(5): 623-631
- 李子华. 2001. 中国近 40 年来雾的研究. 气象学报, 59(5): 616-624
- 刘端阳, 濮梅娟, 杨军等. 2009. 2006 年 12 月南京连续 4 天浓雾的微物理结构及演变特征. 气象学报, 67(1): 147-157
- 濮梅娟, 李良福, 李子华等. 2001. 西双版纳地区雾的物理过程研究. 气象科学, 21(4): 425-432
- 濮梅娟, 严文莲, 商兆堂等. 2008. 南京冬季雾爆发性增强的物理特征研究. 高原气象, 27(5): 1111-1118
- 宋润田, 金永利. 2001. 一次平流雾边界层风场和温度场特征及其逆温控制因子的分析. 热带气象学报, 17(4): 443-451
- 吴兑, 邓雪娇, 毛节奏等. 2007. 南岭大瑶山高速公路浓雾的宏微观结构与能见度研究. 气象学报, 65(3): 406-415
- 张宏升, 李富余, 陈家宜. 2004. 不同下垫面湍流统计特征研究. 高原气象, 23(5): 598-604
- Choullarton T W, Fullarton G, Latham J, et al. 1981. A field study of radiation fog in Meppen, West Germany. Quart J Roy Meteor Soc, 107(452): 381-394
- Fuzzi S, Facchini M C, Lind J A, et al. 1992. The Po Valley fog experiment 1989: An overview. Tellus, 44(B5): 448-468
- Gultepe I, Milbrandt J A. 2007. Microphysical observations and mesoscale model simulation of a warm fog case during FRAM project. Pure Appl Geophys, 164(6): 1161-1178
- Li Z H, Huang J P, Huang Y S, et al. 1999. Study on the physical process of winter valley fog in Xishuangbanna region. Acta Meteor Sinica, 13(4): 494-508
- Meyer M B, Lala G G. 1986. FOG-82: A cooperative field study of radiation fog. Bull Amer Meteor Soc, 65(7): 825-832
- Pu M J, Zhang G Z, Yan W L, et al. 2008. Features of a rare advection-radiation fog event. Sci China, 51(D7): 1044-1052
- Roath W T. 1976. On the effect of radiative exchange on the growth by condensation of a cloud or fog droplet. Quart J Roy Meteor Soc, 102(432): 361-372
- Taylor G I. 1917. The formation of fog and mist. Quart J Roy Meteor Soc, 43(183): 241-268
- Webb E K, Pearman G I, Leuning R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer. Quart J Meteor Soc, 106(447): 85-106
- Zhang G Z, Bian L G, WANG J Z, et al. 2005. The boundary layer characteristics in the heavy fog formation process over Beijing and its adjacent areas. Sci China D, 48(suppl. 2): 88-101