

张礼春, 朱彬, 耿慧, 等. 2013. 南京一次持续性浓雾天气过程的边界层特征及水汽来源分析. 气象, 39(10): 1284-1292.

# 南京一次持续性浓雾天气过程的边界层特征 及水汽来源分析<sup>\* 1</sup>

张礼春<sup>1</sup> 朱彬<sup>2</sup> 耿慧<sup>1</sup> 马国忠<sup>3</sup>

1 中国气象局气象影视中心, 北京 100081

2 南京信息工程大学 中国气象局气溶胶与云降水重点开放实验室, 南京 210044

3 黑龙江气象台, 哈尔滨 150030

**提 要:** 本文选取 2006 年 12 月 24—27 日(平流辐射雾)南京大雾的外场观测资料及 NCEP 的  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$  NC 再分析资料和 GDAS 全球  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  气象资料, 结合天气形势、气象要素、物理量场, 并利用轨迹分析方法, 对这次浓雾的边界层特征及水汽输送进行分析, 探讨这次浓雾形成和持续的主要边界层物理和天气学成因。分析表明: (1) 这次浓雾过程期间始终存在深厚的逆温层结, 甚至出现多层逆温。浓雾过程中, 在中上空不同逆温层顶温度比地面温度高出  $2 \sim 5^{\circ}\text{C}$ 。逆温层厚多在 200 m 以上, 26 日 08 时逆温层厚达 500 m。逆温层的存在, 使大气层结更加稳定, 在雾形成前期利于低层水汽聚集, 雾形成后又抑制水汽的扩散, 利于雾体的发展和维持, 是这次浓雾能持续约 64 h, 强浓雾时段(能见度  $< 50$  m)持续约 37 h 的重要因素。(2) 这次平流雾过程低层水汽通量散度呈负值, 上空持续出现水汽辐合, 最强水汽辐合出现在 25 日 02 时左右, 为  $-30 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 。低层辐合利于水汽的聚集, 雾得以形成和发展, 而雾过程后期水汽辐散则加快雾的消亡。贯穿整个雾过程的水汽辐合是这次平流辐射雾长时间维持的重要条件。(3) 这次平流辐射雾过程中水汽输送路径是自中国东部沿海抵达南京; 雾期间, 水汽又来自海上源源不断的输送, 最大时南京上空水汽通量达到  $2 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ 。水汽的供应和后期补充量, 决定了浓雾的持续时间。

**关键词:** 浓雾, 大气边界层, 水汽通量, HYSPLIT-4 轨迹模式

**中图分类号:** P458

**文献标志码:** A

**doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.10.006

## Analysis on Boundary Layer Features and Sources of Water Vapor of One Continuous Dense Fog in Nanjing

ZHANG Lichun<sup>1</sup> ZHU Bin<sup>2</sup> GENG Hui<sup>1</sup> MA Guozhong<sup>3</sup>

1 CMA Andio and Video Centre, Beijing 100081

2 Key Laboratory for Aerosol-Cloud-Precipitation, CMA, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

3 Heilongjiang Meteorological Observatory, Harbin 150030

**Abstract:** Based on the fog observation data during 24—27 December 2006 (advection-radiation fog), NCEP NC reanalysis data ( $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ) and GDAS global meteorological data ( $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ), detailed trajectory analysis of the boundary layer characteristics and water vapor transport of the fog is investigated, combined with the weather condition, meteorological elements and physical quantity field. The results show that: (1) there is thick inversion layer, even multi-layer inversion throughout the dense fog event. Temperatures of different inversion tops in the middle and high levels are  $2 \sim 5^{\circ}\text{C}$  higher than the surface temperature. The thickness of inversion layer is more than 200 m, and it gets to 500 m at 08:00 BT 26

\* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201206011)、教育部博士点基金项目(20093228110003)、江苏省“333 高层次人才培养工程”专项和江苏高校优势学科建设工程项目(PAPD) 共同资助

2012 年 6 月 6 日收稿; 2013 年 3 月 13 日收修定稿

第一作者: 张礼春, 主要研究方向为云雾物理及公共气象服务. Emai: zlc203@126.com

December, indicating the atmosphere is very stable and conducive to the convergence of water vapor before the fog forms. However, it is not favorable for the divergence of water vapor after the formation of fog, which helps the development and maintenance of the fog, causing the fog to last about 64 hours with dense fog (visibility  $< 50$  m) about 37 hours; (2) The divergence of water vapor flux in low level is negative in the advection fog event. The upper air has persistent moisture convergence and the strongest moisture convergence appears at 02:00 BT 25 December, being  $-30 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ . The accumulation of low-level water vapor makes fog form and develop while the divergence of water vapor flux speeds up its dissipation. The long-lasting advection-radiation fog is mainly caused by the continuous water vapor convergence; (3) The water vapor path is from the coastal area in eastern China to Nanjing. The water vapor is continuously supplied from sea during the fog event, with the water vapor flux maximum getting to  $2 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ . The sufficient supply and supplementary of water vapor determines the duration of the fog.

**Key words:** dense fog, atmospheric boundary layer, water vapor flux, HYSPLIT-4 track mode

## 引 言

雾是悬浮于近地面气层中水汽凝结成水滴或冰晶使水平能见度小于 1 km 的天气现象。雾的形成和边界层结构有着紧密的联系,大气边界层各要素之间相互影响,其整体状况决定了雾的形成,同时雾的形成又对大气边界层产生很大影响。国内外不少研究工作都对雾进行了大量的观测和理论研究(Taylor, 1917; Pilić et al, 1975; Roach et al, 1976; Wobrock et al, 1992; 蔡子颖等, 2012; 彭双姿等, 2012)。李子华等(1999)发现逆温层的存在使得水汽累积,促进雾的形成和发展。濮梅娟等(2008)发现辐射平流雾中源源不断的水汽输送是浓雾持续和增强的重要原因。水汽平流有两层,即地面的西南风湿平流和低空的东南风湿平流。这种水汽平流给雾体带来充足的水汽。吴彬贵等(2009)对 2006 年 2 月 13—14 日华北中南部一次持续性浓雾过程的水汽输送和逆温特征进行计算和分析,发现暖性弱高压脊和地面变性冷高压的高低空系统配置为浓雾的形成提供了有利的逆温层结和近地面弱风条件。加强北上的低空西南急流为浓雾的启动和长时间维持提供了大量的水汽,有利于逆温层顶抬升,湿层增厚,进而促进浓雾的生成和发展。王玮等(2009)对 2007 年 12 月 18—23 日中国东部大范围大雾进行诊断分析,发现这次大雾的大尺度背景是长江流域的暖湿气流向北输送与华北南下的弱冷空气相结合,使得水汽遇冷凝结形成。逆温层的高度及强度与雾的浓度关系密切,弱的冷暖平流均有利于产生雾,但是温度平流在近地面一定高度迅速逆转使得

温度层结由不稳定转为稳定更利于浓雾产生。边界层在低层辐合上升和高层辐散下沉的界面中形成逆温层,是浓雾产生的重要因素。江玉华等(2009)对北京一次平流辐射雾进行分析后发现,在更深厚的稳定层结、更大的降温梯度、更强劲和持续的低空暖湿气流辐合等条件下,且当所形成的雾层较薄时,雾易加浓。

江苏省年雾日大约 110 d,南京市每年浓雾日 30 d 左右(濮梅娟等, 2001)。南京地处长江中下游,其雾天主要集中在深秋和冬春季,尤其以 11、12 月最多。李子华等(2011)对南京冬季多场雾进行研究,发现雾消散多在中午前后,也有一些消散于日出之后。周贺玲等(2011)利用 1965—2006 年河北省 49 个代表站的气象观测资料进行分析,发现雾消的主要时间段在 05—12 时之间,可能是太阳升起后,温度在短时间内迅速升高,加速了水汽蒸发,从而雾易消散。而 2006 年 12 月 24—27 日一场罕见的连续性大雾袭击江苏省,南京大雾持续达 64 h,为南京近 57 年来持续时间最长,对交通运输等部门造成极大影响。本文综合利用这次罕见大雾的外场观测资料及 NCEP 的  $2.5^\circ \times 2.5^\circ \text{NC}$  再分析资料和 GDAS 全球  $1^\circ \times 1^\circ$  气象资料,着重从天气形势背景、气象要素以及物理量场等方面,探讨这次浓雾形成和持续的主要边界层物理和天气学成因。

## 1 资料来源与探测仪器概况

在“长江三角洲雾害监测预警及灾情评估研究”课题资助下,课题组于 2006 年 11 月 25 日至 12 月 27 日在南京信息工程大学校园内(位于长江以北,

经纬度分别为  $32.2^{\circ}\text{N}$ 、 $118.7^{\circ}\text{E}$ ，海拔高度 27 m) 进行了冬季雾外场综合观测试验。

雾的外场综合观测主要内容有：以雾生命史为主要研究对象，获取第一手的高时空分辨率的浓雾发生、发展、成熟、消散整个过程中的宏微观特征、边界层结构以及各类气象要素等综合资料。

观测仪器为芬兰 Vaisala 公司生产的 DigiCO-RA 系留气球低空探测系统，进行大气边界层温、压、湿和风的探测，观测时由飞艇携带传感器升空后将不同高度上的温、压、湿、风等资料传至地面接收系统，在计算机上保存并显示各气象要素廓线。一般而言，1~3 s 产生一组数据，包括气压、温度、相对湿度、海拔高度、风速、风向等。在风速等天气条件允许的情况下，无雾日一般 3 h 观测一次，出现雾时加密观测，间隔一般为 1~1.5 h，每次探测时间 40 min 左右，高度一般在 600~1000 m 之间，只有在风速特别大达到  $10\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  的情况时收回系留气球，探测高度降低。温度、相对湿度、气压、风速、风向传感器的分辨率分别为  $0.1^{\circ}\text{C}$ 、 $0.1\%$ 、 $0.1\text{ hPa}$ 、 $0.1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 、 $1^{\circ}$ 。

同时采用 NCEP 的  $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}\text{ NC}$  再分析资料和 GDAS 全球  $1^{\circ}\times 1^{\circ}$  气象资料。

## 2 结果分析

2006 年 12 月 24—27 日的雾为一次罕见的辐射—平流雾过程(李子华等, 2008)。这次雾首先因 24 日晚地面辐射降温作用形成, 而后在近地面不断的水汽输送及辐合条件下爆发性加强并维持产生强浓雾; 本次浓雾维持时间达 64 h, 强浓雾时段(能见度  $< 50\text{ m}$ ) 持续约 37 h; 逆温深厚, 雾层厚, 雾顶多在 450 m 以上。

### 2.1 大雾实况及雾过程的大尺度环流背景

2006 年 12 月 24—27 日我国华北南部、江淮、江南以及江汉出现了大范围的浓雾天气。每日 3 h 一次的台站地面加密观测资料显示(图 1), 这次大雾过程于 12 月 24 日凌晨首先在长江中下游沿江地区产生, 之后迅速扩展到整个华北、江南地区。12 月 25—26 日为浓雾发展最强时段, 山西南部、河南、安徽、江苏等地出现了浓雾, 大部分地区能见度在 500~100 m, 有的甚至不到十几米。12 月 25 日夜到 26 日早晨, 南京及周边地区还出现了雾雨(即雾与毛毛雨共存的天气), 能见度也降到了 100 m

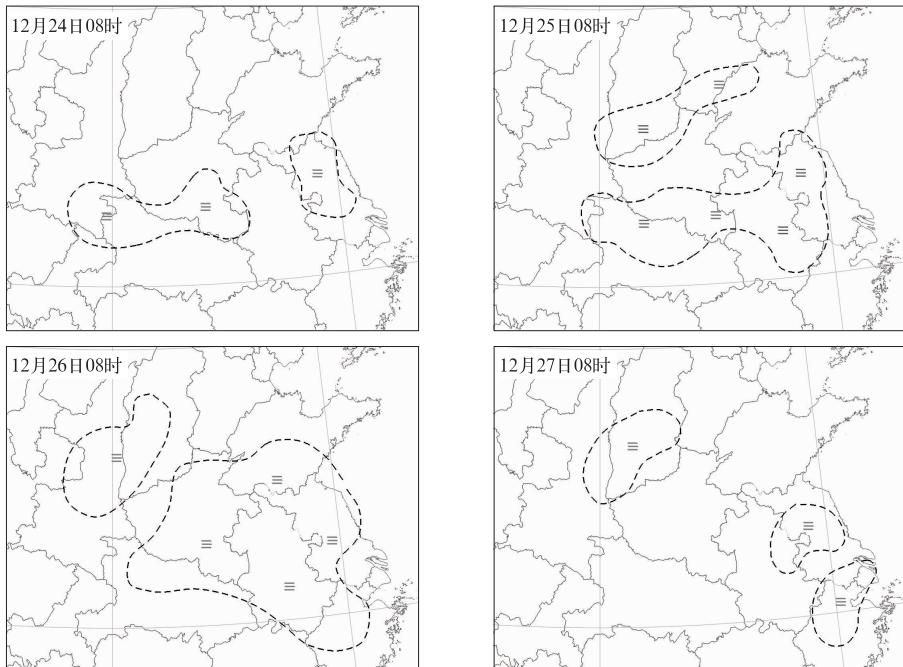


图 1 2006 年 12 月 24—27 日雾过程地面加密观测实况  
(等值线范围为能见度小于 1 km 的雾区)

Fig. 1 Surface intensive observation during the fog process in 24—27 December 2006  
(Contour range of visibility of less than 1 km in fog area)

以下。27 日上午,受来自西伯利亚一股较强冷空气东移南下和地面偏北大风的影响,大雾逐渐消散。

对流层中层 500 hPa 位势面上,中纬地区呈纬向型偏西气流,多弱槽脊活动。24 日 20 时,南支槽东移,我国中东部地区为槽前西南偏西暖湿气流影响。之后高空南支槽东移减弱,25 日 20 时,高空槽东移填塞。26 日 08 时(图 2a)江淮、江南北部地区受高空弱脊控制。在 27 日 02 时之前,江苏一直处于这种高空弱脊控制之中。27 日 08 时,东北低涡南压,江淮、江南北部处于西北气流中,冷空气快速进入东部地区,导致大雾天气的消亡。

在低层 850 hPa 上(图略),江淮、江南东部地区处于低槽后部,并有弱暖温度脊配合。低层暖平流

的存在不但有利于地面弱冷气团变性减弱,使系统内风速减小,而且也有利于低层逆温层的形成。由对流层低层 1000 hPa 位势场上可以看到,24 日 20 时,江淮、江南北部地区处在入海高压南部的东风急流控制。随入海高压东移,25 日 08 时,我国中东部大部处于均压场中,风场较弱。此时,低空急流轴东移至东海上空。26 日 08 时,东部海面低压发展,苏皖位于低压倒槽西侧,江苏东部为东北风,而安徽中西部为偏南风,在苏皖地区呈现为风场辐合形势(图 2b)。27 日 08 时,大陆高压南压,江淮及以北地区上空偏北风明显加大,雾区也随之减弱,到 27 日 14 时,北方冷空气前锋已达江南南部,影响了 64 h 的大雾逐渐消散。

雾通常发生在近地层,它的形成与地面天气形势有更为密切的关系。从图 2c 上看到,25 日 08 时我国中东部大部地区为一入海变性冷高压区,江淮、江南等地一带位于地面高压的南侧,地面风速一般在  $2\sim 4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。一方面,高压控制下的晴空区有利于地表在夜间辐射冷却,为辐射雾的形成提供必要的触发条件;同时地面变性冷高压的南侧多为偏东风,潮湿的空气有利于饱和水汽条件的形成。

综上所述,在大雾形成前及雾天气发生期间江淮、江南北部上空对流层中低层为暖性弱高压脊控制,大气层结稳定;低空处入海高压南侧,有利于将东部海面上的暖湿空气输送到江南地区上空。位于入海高压南部的低空东风急流进一步输送暖湿气流,促进了江淮、江南北部地区浓雾天气的启动和长时间维持。12 月 27 日上午,对流层中低层从上到下逐渐转为偏北气流控制,浅薄的近地逆温层迅速瓦解,层结变得不稳定,浓雾迅速消散。

## 2.2 雾过程的大气边界层结构

图 3 和图 4 为 2006 年 12 月 25—26 日雾过程中温度、相对湿度、平均风速廓线变化图以及风的时间-高度剖面图。从图中可以发现,在这次雾的发生、发展、成熟、消散整个过程中,逆温层厚度虽然有所变化,但是一直伴随雾的存在,25 日 11 时甚至出现多层逆温,这与湍流的不连续性有关(黄建平等, 1998;张礼春等, 2009)。浓雾期间,逆温层厚多在 200 m 以上,26 日 08 时逆温层厚达 500 m。逆温的稳定层结使水汽抑制在低层不易向上扩散,利于雾的形成和发展维持,也为雾形成后爆发性加强提供了很好的条件,25 日 08 时雾顶已经抬升到 600 m 左右。这次大雾过程中,在中上空不同逆温层顶(如

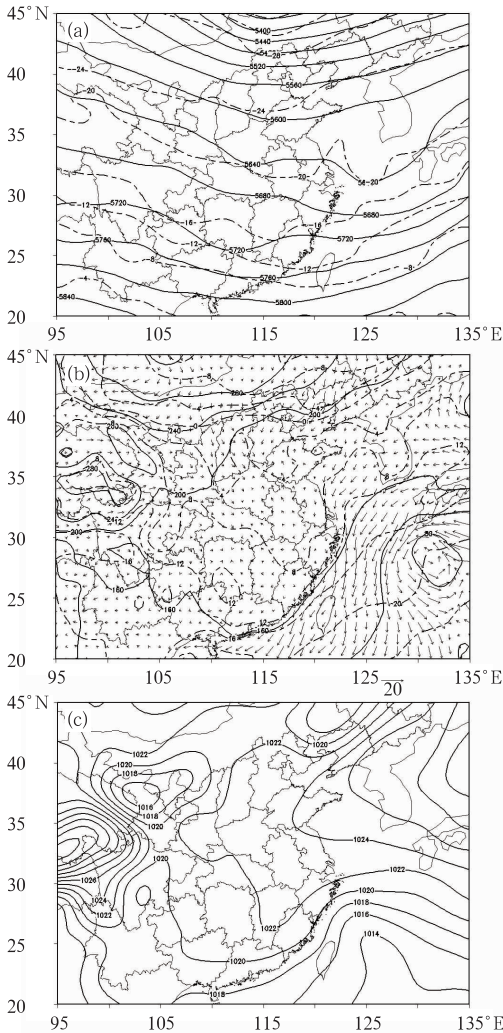


图 2 2006 年 12 月 26 日 08 时位势高度及海平面气压场

(a) 500 hPa, (b) 1000 hPa, (c) 地面

Fig. 2 The geopotential height and sea level pressure field at 08:00 BT 26 December 2006

(a) 500 hPa, (b) 1000 hPa, (c) surface



25日11时),温度虽然随着高度渐渐下降,但是仍比地面温度高出 $2\sim 5^{\circ}\text{C}$ ,这使得整个边界层维持一个深厚的逆温结构。长时间深厚逆温的存在,是这次浓雾得以维持近64 h,强浓雾时段(能见度 $< 50\text{ m}$ )持续约37 h的重要因素。25日08时,这次长时间浓雾前段时间,近地面逆温层底部比较低,只有90 m左右。随着太阳辐射的增强,近地面湍流加强,近地面逆温层受到一定破坏,逆温层底被逐渐抬升,而逆温层顶逐渐下降。入夜以后,下垫面开始向大气释放出长波辐射,近地层温度不断下降,湍流发展受到抑制,近地面逆温层底开始下降,逆温层顶

也有所抬高。另外,通过对比我们发现,这次雾发展过程中,25日08时起,雾顶高度开始不断下降,与逆温层顶高度变化有着很好的对应关系。25日22时,在暖湿平流的影响下,雾顶高度再次出现了爆发性抬升,厚度从25日22时250 m抬高到26日00时560 m。这样深厚的雾体一直维持到26日08时才略有下降。而26日22时,雾顶则再次爆发性抬升到680 m。在雾发展过程中,200 m以下雾层内平均风速一般不大于 $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,说明适当的微风有利于雾的形成和发展。

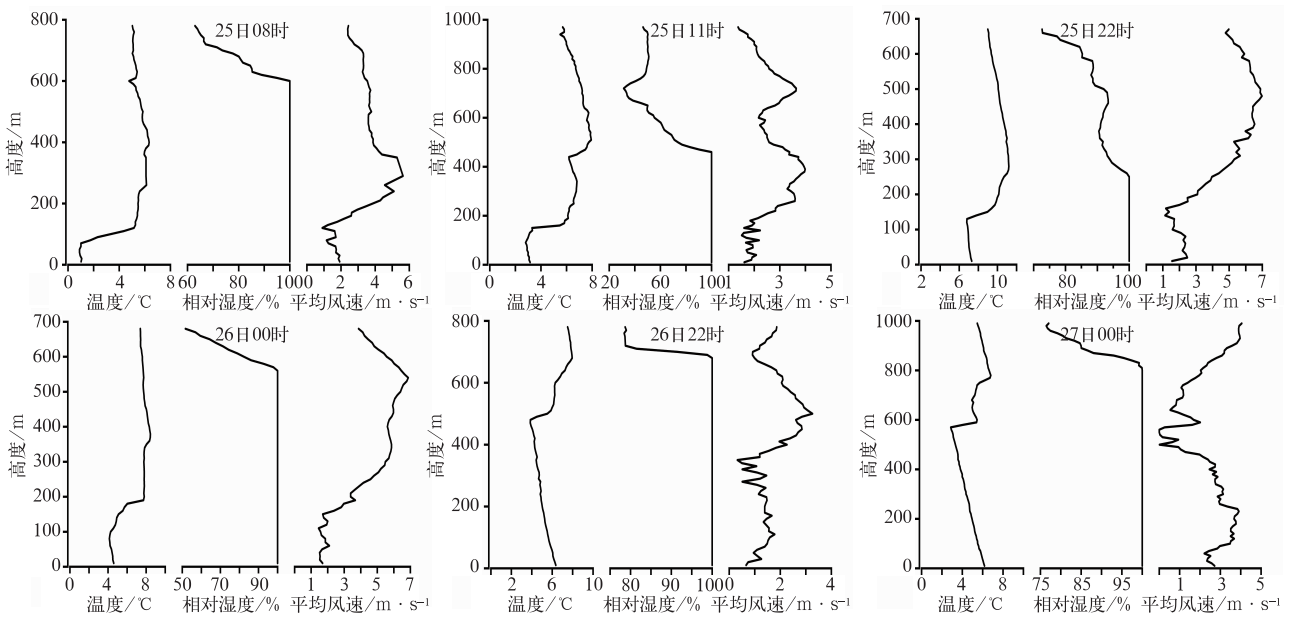


图3 2006年12月25—26日雾过程中温度、相对湿度、平均风速廓线变化图

Fig. 3 Profiles of temperature, relative humidity and mean wind speed in the fog process in 25–26 December 2006

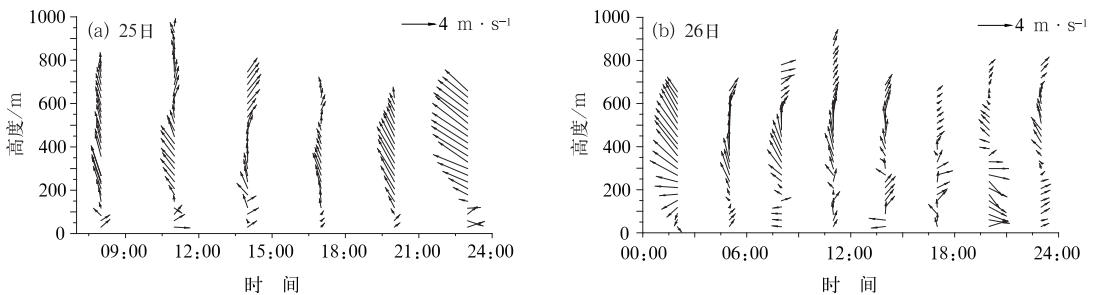


图4 2006年12月25—26日各时刻风的时间-高度剖面图

(箭头指向表示风的来向,长短表示风速大小,下同)

Fig. 4 Time-height cross section of wind velocity in 25–26 December 2006

(Arrow shows the direction of wind blowing from, the length of the arrow shows the wind speed, similarly hereinafter)

### 2.3 雾过程水汽输送特征

以下采用 NCEP  $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ 再分析资料分析雾

生消过程中比湿、水汽通量和水汽通量散度的演变情况。图5给出2006年12月25—27日雾过程925 hPa高度各时刻比湿分布。结合 Liu 等(2009)

部分研究成果进行分析,雾形成前 24 日 20 时,近地面比湿已经达到  $4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,空中水汽含量充沛,22 时左右雾形成。25 日 02 时,近地面比湿显著跃增,增大到  $4.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,雾瞬时变浓,能见度降到 15 m,含水量由小于  $0.1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$  骤增到  $0.7 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ ,雾体

爆发性增强。25 日日出以后,雾含水量呈下降趋势,25 日 13 时左右,含水量降到  $0.1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ 。25 日 14 时,比湿仍为  $4.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ,观测资料显示此时雾含水量又逐渐增大,午夜达最大值 ( $W > 0.7 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ )。26 日 02 时,比湿略有下降,为  $3 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$  左右。26 日日出后,雾含水量又呈减小趋势,26 日 13 时开始,能见距离明显增大,但仍小于 400 m。27 日 01 时左右开始,天空陆续降下毛毛雨,27 日 02 时,比湿略有增大,能见度上升,27 日 14 时浓雾过程结束。

由于雾是近地面产生,其雾顶高度一般不超过 1000 m,我们认为根据 NCEP 925 hPa 高度的  $2.5^\circ \times 2.5^\circ \text{ NC}$  再分析资料计算出来的水汽通量和水汽通量散度能够代表雾过程中水汽输送和聚散特征。

图 6 给出 2006 年 12 月 25—27 日雾过程 925 hPa 高度各时刻水汽通量分布。24 日 20 时,水汽通量大值区位于  $15^\circ \sim 20^\circ \text{ N}$ 、 $132^\circ \sim 140^\circ \text{ E}$  海面。在偏东风气流引导下,水汽通量大值区向我国东部沿海地区移动,江苏处于这支东南水汽通量大值带里。25 日 02 时,水汽继续向西北方向输送,位于南京的水汽通量达到近  $2 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ ,雾发展迅速。25 日 14 时,水汽北上过程中出现气旋式旋转,东风急流已经抵达安徽西部,沿海地带水汽通量明显增大。26 日 02 时,南京上空水汽通量有所减弱。26 日 14 时,南京上空水汽通量值减弱为  $1 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ 。26 日 20 时,贝加尔湖主冷空气南下,高空干冷空气不断侵入南方地区,南京上空水汽通量值不到  $1 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ 。此时仍从海上有水汽补充,地面处于辐合状态,27 日 01 时左右,天空出现短时毛毛雨,能见度上升。从 27 日 02 时图上能够看出水汽通量较前再次加强,达到  $2 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ 。在低层较强逆温条件下,毛毛雨滴下降过程中被部分蒸发,在近地层较冷条件下再次凝结成雾,从而出现了毛毛雨和雾共存的现象。27 日 08 时,冷空气继续南下加强,由于低层逆温仍然存在,近地面大气接近饱和,大雾持续到 27 日 14 时左右才逐渐消散。

图 7 给出 2006 年 12 月 25—27 日雾过程中 925 hPa 气层各时刻的水汽通量散度分布。24 日 20 时,江苏中南部 925 hPa 水汽通量散度都为负值区,南京达  $-20 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ ,上空持续出现水汽辐合,最强水汽辐合出现在 25 日 02 时左右,为  $-30 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 。25

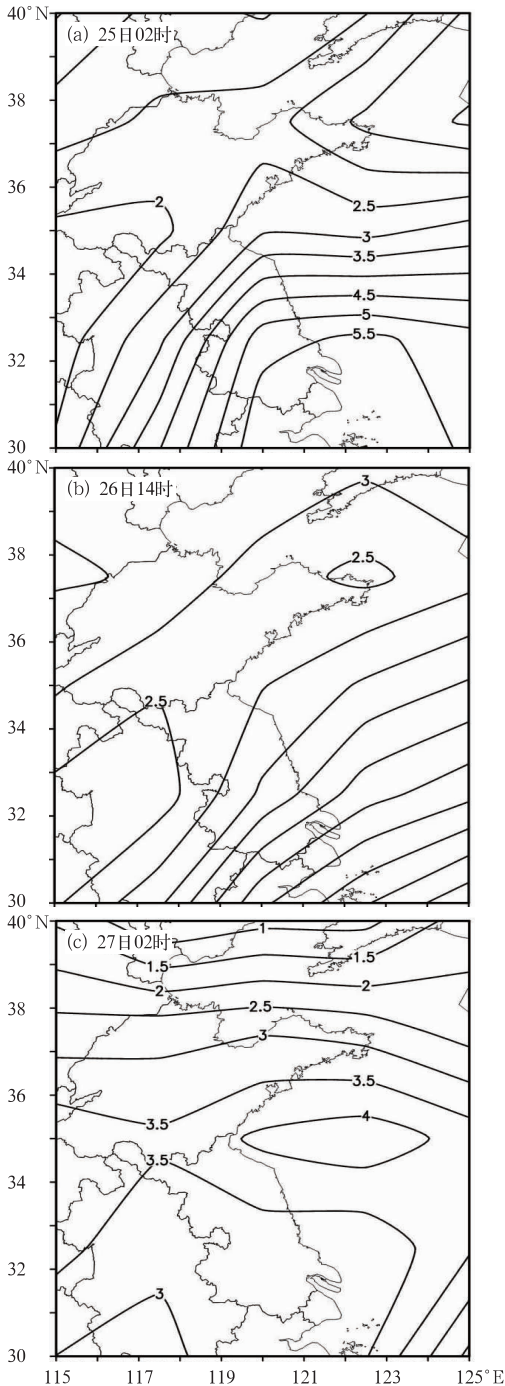


图 5 2006 年 12 月 25—27 日雾过程 925 hPa 高度各时刻比湿分布(单位:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

Fig. 5 Time series of specific humidity at 925 hPa in 25—27 December 2006 (unit:  $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ )

日 14 时前后,低层开始呈现弱的辐合,浓雾高度有所下降。26 日 14 时,水汽呈弱辐散。27 日 02 时,低层又出现水汽的辐合,毛毛雨落下。27 日 08 时,低层强烈辐散,为  $20 \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 。对比水汽辐合辐散和雾过程来看,低空水汽辐合对应着雾的形成、雾的加浓发展以及浓雾长时间的维持,低空水汽辐散则加快了雾的消亡。贯穿整个雾过程的水汽辐合是这次浓雾长时间维持的重要条件。

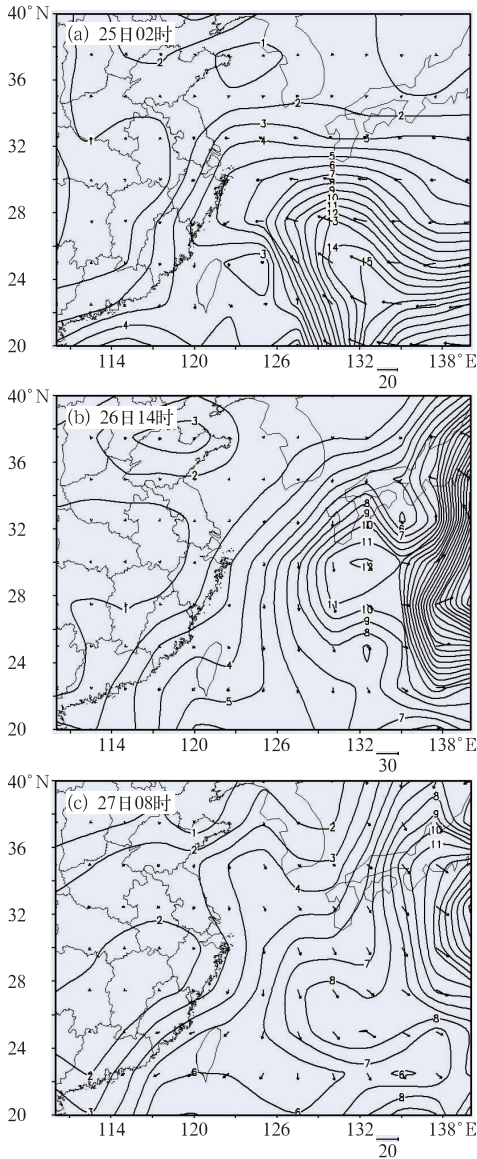


图 6 2006 年 12 月 25—27 日雾过程  
925 hPa 高度各时刻水汽通量分布  
(单位:  $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ )

Fig. 6 Time series of water vapor flux distribution  
at 925 hPa in 25—27 December 2006  
(unit:  $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ )

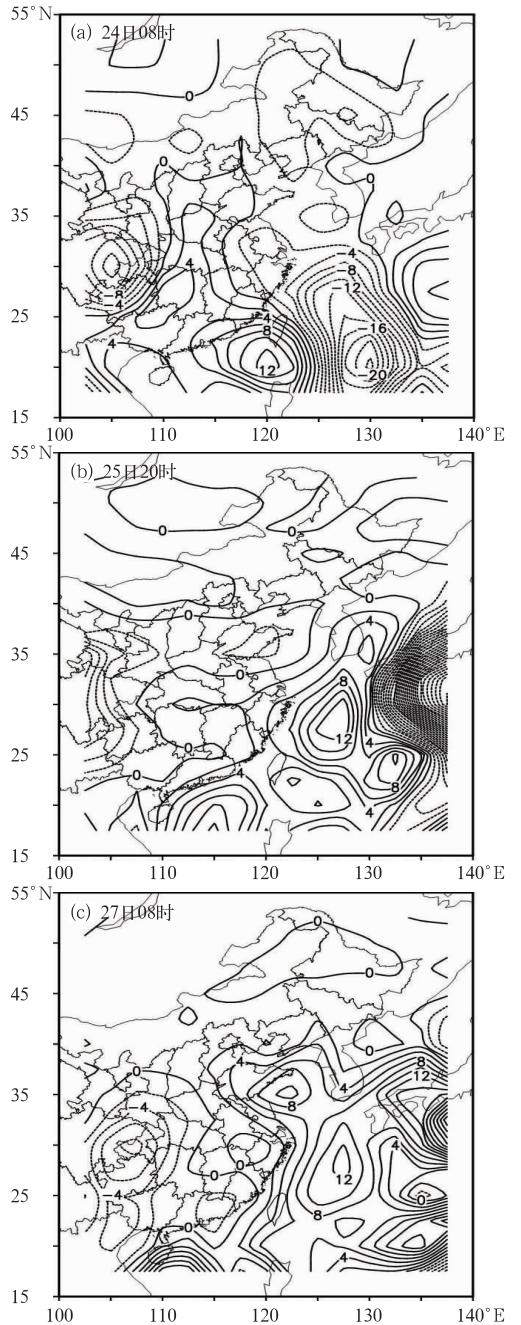


图 7 2006 年 12 月 25—27 日雾过程  
925 hPa 高度各时刻水汽通量散度分布  
(单位:  $10^{-6} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ )

Fig. 7 Time series of water vapor flux divergence  
at 925 hPa in 25—27 December 2006  
(unit:  $10^{-6} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ )

## 2.4 水汽来源分析

### 2.4.1 HYSPLIT-4 轨迹模式及模拟设置

HYSPLIT-4 轨迹模式模拟采用 NCEP GDAS 全球  $1^\circ \times 1^\circ$  气象资料作为背景初始场,该资料是应



用全球中期预报谱模式(MRF)同化多种观测资料和预报结果,水平分辨率为 191 km,垂直方向从 1000~50 hPa 分为 12 个等压面层,时间间隔为 6 h (Draxler et al,1998;马国忠等,2009)。本次研究计算为 72 h 后向轨迹,起始点南京的经纬度为 (32.2°N、118.7°E),距离地面高度设为 4 层分别为 150、600、1500、3000 m。

### 2.4.2 水汽来源分析

图 8 是 2006 年 12 月 24—27 日 925 hPa 流线图。图 9 是 HYSPLIT-4 轨迹模式模拟的此次雾过程不同时间的 72 h 后向轨迹。2006 年 12 月 24 日 08 时,南京 9250 hPa 上位于入海高压西南侧,受东南暖湿气流控制,从东海海面带来充沛水汽。850、950 和 1000 hPa 气流来自山东半岛以南,经黄海、

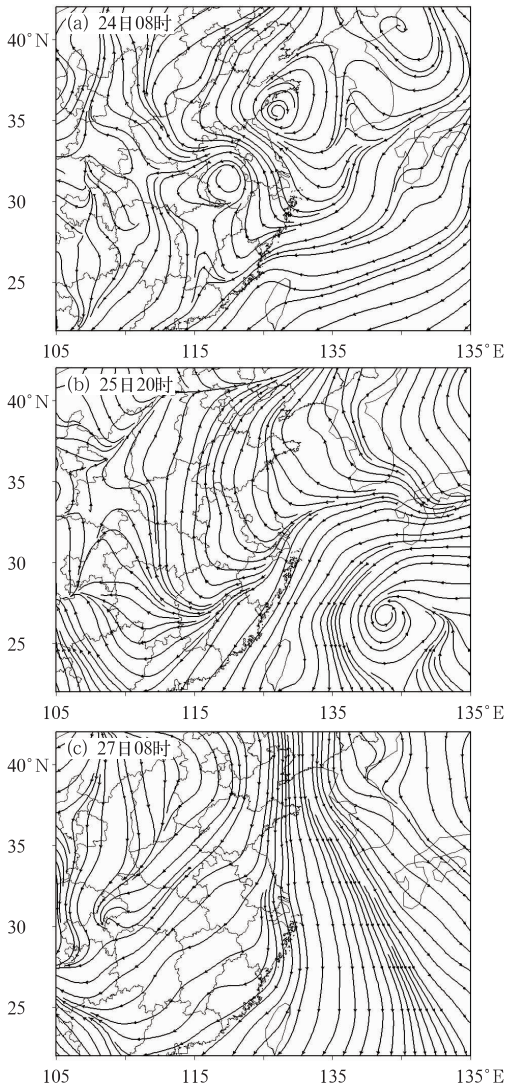


图 8 2006 年 12 月 24—27 日 925 hPa 流线图  
Fig.8 Streamlines of 925 hPa in 24—27 December 2006

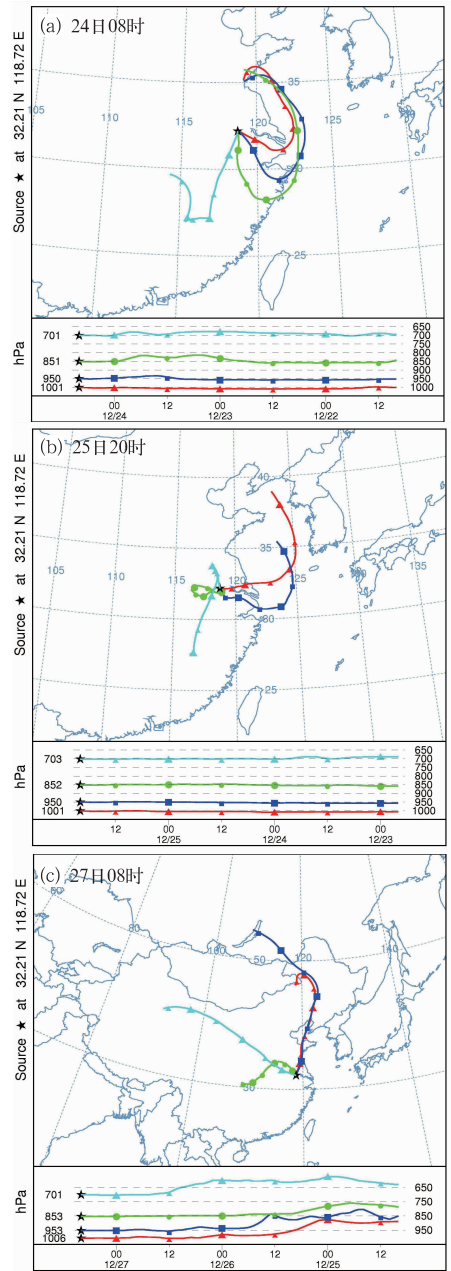


图 9 2006 年 12 月 24—27 日 72 h  
HYSPLIT-4 后向轨迹模拟图  
Fig.9 72 h HYSPLIT-4 backward trajectory  
simulation in 24—27 December 2006

东海海面,在移动过程中携带大量水汽向东南方向移动,进入上海、浙江,转而向北经安徽后输送到达南京。24 日 20 时,冷空气影响安徽、江苏西部,出现明显西南风与西北风的切变,南京 850 hPa 水汽主要来自本地水汽的辐合抬升,近地面层水汽来自黄海海面。随着平流东移,来自海上的水汽源地也发生着变化。25 日 20 时,925 hPa 形势场上,入海

高压继续东移,而在东海以东洋面上有气旋发展,南京受气旋西侧东北气流影响。南京 950 和 1000 hPa 气流自渤海、黄海向南京雾区持续输送水汽。26 日 08 时,中高层 700 hPa 为干性冷空气,950 和 1000 hPa 自海上源源不断携带来充沛水汽,使得这次雾充分发展和维持。27 日 08 时,925 hPa 上冷空气南压,南京地区受偏北气流影响。低层 950 hPa 来自贝加尔湖的强干冷空气经黑龙江省、吉林、辽宁、渤海湾、山东半岛,也为南京带来了少量水汽,但它的降温作用使得逆温层逐渐减弱,直至消失,偏北风的增厚发展引起冷平流的快速发展最终导致了雾在 14 时后全部消散。从这次雾过程各时刻的水汽通量分布及后向气流轨迹模拟看,来自中国东部沿海源源不断输送的水汽保证了这次浓雾的长时间发展维持。

### 3 结 论

在 2006 年 12 月 24—27 日南京发生的一场罕见的浓雾过程的外场观测资料基础上,结合 NCEP 的  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  NC 再分析资料和 GDAS 全球  $1^\circ \times 1^\circ$  气象资料,从天气形势背景、气象要素以及物理量场等方面,对这次浓雾的边界层特征及水汽输送进行分析。结果表明:

(1) 这次浓雾过程期间逆温层自始至终存在,甚至出现多层逆温。浓雾过程中,在中上空不同逆温层顶温度比地面温度高出  $2 \sim 5^\circ\text{C}$ ,逆温层厚多在 200 m 以上,26 日 08 时逆温层厚达 500 m,这使得整个边界层维持一个深厚的逆温结构。逆温层的持续存在,使大气层结更加稳定,在雾形成前期利于低层水汽聚集,雾形成后又抑制水汽的扩散,利于雾体的不断发展和长时间维持,是这次浓雾维持时间达 64 h,强浓雾时段(能见度  $< 50$  m)持续约 37 h 的重要因素。

(2) 雾过程中水汽辐合辐散和雾的发展有着很好的对应关系。这次雾过程中长时间低层水汽通量散度呈负值,低层辐合利于水汽的不断聚集,有利于雾在垂直方向上的不断发展加浓并维持,贯穿整个雾过程的水汽辐合是这次罕见浓雾长时间维持的重要条件。而雾后期转变为低空水汽辐散,逐渐加快了雾的消亡。

(3) 通过 HYSPLIT-4 后向轨迹模拟分析,这次浓雾形成和持续发展过程中水汽主要来自于中国

东部沿海;雾期间,海上源源不断的水汽输送进而决定了浓雾的持续时间,最大时南京上空水汽通量达到  $2 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1}$ 。

### 参考文献

- 蔡子颖,韩素芹,吴彬贵,等. 2012. 天津一次雾过程的边界层特片研究. 气象,38(9):1103-1109.
- 黄建平,朱诗武,朱彬,等. 1998. 辐射雾的大气边界层特征. 南京气象学院学报,21(2):258-265.
- 江玉华,王强,王正兴,等. 2009. 一次平流辐射雾的边界层特征及雾水离子组分研究. 气象,35(2):19-28.
- 李子华,黄建平,周毓荃,等. 1999. 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,刘端阳,杨军,等. 2011. 南京市冬季雾的物理化学特征. 气象学报,69(4):706-718.
- 李子华,杨军,石春娥,等. 2008. 地区性浓雾物理. 北京:气象出版社,39-44.
- 马国忠,银燕,张礼春,等. 2009. 哈尔滨一次可吸入颗粒物重污染事件过程分析. 南通大学学报(自然科学版),8(1):52-57.
- 彭双姿,刘从省,屈右铭,等. 2012. 一次大范围辐射雾天气过程的观测和数值模拟分析. 气象,38(6):679-687.
- 濮梅娟,沈树勤,等. 2001. 江苏省决策气象服务手册. 北京:气象出版社,91-95.
- 濮梅娟,张国正,严文莲,等. 2008. 一次罕见的平流辐射雾过程的特征. 中国科学(D辑),38:776-783.
- 王玮,黄玉芳,孔凡忠,等. 2009. 中国东部一场持续性大雾的诊断分析. 气象,35(9):84-90.
- 吴彬贵,张宏升,汪靖,等. 2009. 一次持续性浓雾天气过程的水汽输送及逆温特征分析. 高原气象,28(2):258-267.
- 张礼春,朱彬,牛生杰,等. 2009. 南京市冬季市区和郊区晴天大气边界层结构对比分析. 南京信息工程大学学报(自然科学版),1(4):329-337.
- 周贺玲,李丽平,乐章燕,等. 2011. 河北省雾的气候特征及趋势研究. 气象,37(4):462-467.
- Draxler R R, Hess G D. 1998. An overview of HYSPLIT-4 modeling system for trajectories dispersion and deposition. Aust Met Mag,47(2):295-308.
- Liu Duanyang, Pu Meijuan, Yang Jun, et al. 2009. Microphysical structure and evolution of a four-day persistent fog event in Nanjing in December 2006. Acta Meteor Sin,24:104-115.
- Pilié R J, Mack E J, Koemond W C, et al. 1975. The life cycle of valley fog, Part I: Micrometeorological characteristics. J Appl Meteor,14:347-363.
- Roach W T, Brown R, Caughey S J, et al. 1976. The physics of Radiation fog, Part I: A field study. Q J R Meteor Soc,102:313-333.
- Taylor G I. 1917. The formation of fog and mist. Q J R Meteor Soc, XL11:2416-2468.
- Wobrock W, Schell D, Maser R, et al. 1992. Meteorological characteristics of the Po Valley fog. Tellus,44B:469-488.