

2004 年冬季华北平原持续大雾天气的诊断分析

康志明^{1,2} 尤红³ 郭文华² 杨克明²

(1. 兰州大学大气科学学院, 730000; 2. 国家气象中心; 3. 云南玉溪市气象台)

提 要

利用 GTS1 型数字式探空仪探测的资料、NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 的 6 小时资料和常规观测资料,对 2004 年冬季华北平原历史上少见的持续大雾天气进行了天气动力学诊断分析。结果表明:华北平原近地面气层 900hPa 以下的负涡度平流、冷温度平流和弱辐合上升运动引起该层气温下降,900~500hPa 的正涡度平流、暖温度平流和辐散下沉运动造成该层气温升高,在上升和下沉运动区的界面层中形成逆温层,逆温层的高度和强度影响雾的形成和状况。夜间辐射热力强迫作用和 950hPa 以下的微风是大雾形成的动力因子。大雾边界层中存在的水汽饱和层是在特定的环流形势下华北平原低空盛行东和东南向岸气流,将北部海面的水汽向西向北平流到冷近地面气层中的结果。

关键词: 大雾天气 诊断分析 逆温层 平流

引 言

雾是近地面气层中水汽凝结成水滴或冰晶使水平能见度 $< 1000\text{m}$ 的灾害性天气现象,常给海、陆、空交通运输、供电系统以及人们健康造成严重的影响和经济损失。

每年秋冬季节是我国大雾频发时期。2004 年 11 月 29 日 02 时至 12 月 4 日 11 时,华北平原持续出现大雾,河北南部和山东西南部初始雾区快速向 NE 和 SW 方向发展,大雾区不断扩大并浓度加强,一天之中凌晨到上午达最强,中午至下午稍减弱,晚上又开始增强。其中北京、天津、河北南部和东部、山东中北部、河南中北部、辽宁南部相继产生了连日大雾,能见度通常在 100~300m,部分地区 30~50m,局地不足 10m。12 月 4 日 11 时之后,华北平原等地持续 6 天的雾区消失。这次大雾分布范围广、浓度大、持续时间长,

在历史上较为少见。大雾天气使京石、京太等很多高速公路被迫关闭,不少机场的飞机停飞,旅客滞留,造成重大的经济损失。

国内对雾的研究曾有不少的工作,但多侧重于雾的天气气候特征^[1~3]、活动规律^[4,5]和天气学预报方法^[6~8],对大雾形成的动力学物理过程的研究则很少。本文利用 GTS1 型数字式探空仪探测的资料、NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 的 6 小时资料和常规观测资料计算动力学、热力学和水汽等物理量场,分析诊断大雾形成和持续的物理机制,力求能深入地认识大雾的主要成因。

1 大雾天气的环流形势特征

这次华北平原大雾与对流层高空和地面环流形势演变特征密切相关。11 月下旬,在 500hPa 上欧亚中高纬度为稳定的两槽一脊经向环流形势,两个长波槽分别位于东欧和

东西伯利亚,乌拉尔山至贝加尔湖是长波脊(图略);在中低纬度上,西太平洋副高呈带状分布在南海到台湾以东洋面,副高西部在孟加拉湾有一较深厚的南支槽,槽前至副高西北侧到 44°N 以南我国中东部盛行一支干暖的偏西气流,对从东西伯利亚大槽南侵的冷空气有阻挡和使它向东移的作用,致使环流形势稳定。在700和850hPa上,我国中东部被大陆高压占据,而在地面图上东亚地区受蒙古冷高压所控制。

大雾形成时,500hPa上我国东部为槽前较强的西南气流控制,中低层至地面是一支东南或偏东气流,华北平原以南是东北风,并一直维持到12月3日,华北平原持续出现大雾。到4日,东部海区建立一个深槽,我国东部受槽后强西北气流控制,维持6天的大雾消散。

2 大雾气象要素的特征分析

2.1 温度场特征

观测结果表明,在没有雾的夜间到早晨稳定边界层中逆温层自下向上发展,逆温层顶高度增加平缓,往后有时高度降低,降温缓慢;日出后地面增温,逆温层抬升脱离近地层,减薄后逐渐消失。而在这次大雾夜间到上午边界层结构变得复杂,与没有雾的边界层温度特征有明显的差异。以12月2日08时北京大雾(能见度 $\leq 400\text{m}$)和11月30日08时济南大雾(能见度为600m)为例加以分析。从图1a可看出,北京地面至980hPa附近是雾层,厚度约300m,雾层内没有逆温,雾层以上至900hPa附近(900hPa)有较明显的逆温层,逆温强度为 $0.8^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,900~870hPa温度廓线基本呈中性分布,再往上明显递减。30日08时济南雾层在1000hPa附近以下(图1c),雾层厚约150m,向上到960hPa(400m)附近有较强的逆温层,强度达 $5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$,960hPa以上温度廓线无中性分布而呈递减状态。经对比可知,济南逆温层高度比北京低,且逆温强度大,阻止了湿层向上发展,饱和空气层的厚度小,因此垂直和水

平能见度相对要好,济南能见度(600m)明显好于北京(400m及以下)。由此可见逆温层所在的高度和强度与雾的生成及状况有密切关系,逆温层太高,以下空气层厚度大,难以整层达到饱和状态,既使达到饱和,常会出现阴雨天气。逆温层过低,饱和空气层的厚度小,空间能见度较好,生成的是露、霜或浅雾。北京利于雾产生的逆温层高度通常在950~870hPa之间^[6]。

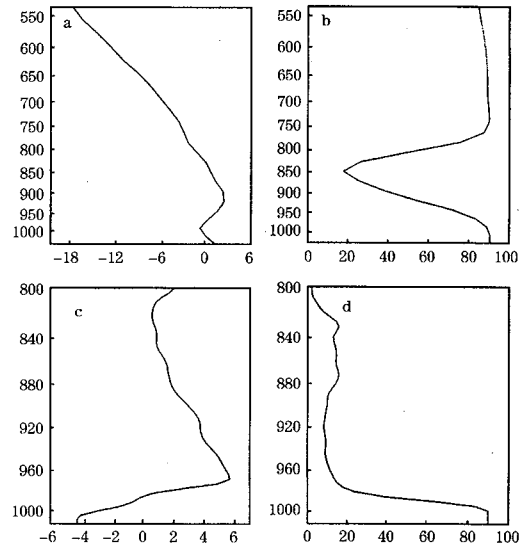


图1 2004年12月2日08时北京温度廓线(a,单位: $^{\circ}\text{C}$)、相对湿度廓线(b)和11月30日08时济南温度廓线(c,单位: $^{\circ}\text{C}$)、相对湿度廓线(d)

2.2 湿度场特征

由图1b可见,在北京上空约300m以下,相对湿度均在90%以上,地面观测是96%,与雾层相对应。从地面到925hPa(600m附近)上 $T-T_d$ 为 $1.3\sim 1.7^{\circ}\text{C}$ 为水汽饱和层,925hPa以上到850hPa层相对湿度迅速减小,再往上相对湿度又快速递增,然后一直维持在90%左右,与对流层中高层一支西南气流相伴出现,说明该气流很潮湿,既满足了近地面气层凝结成雾所需要的水汽,又满足了当天中午北京降雨必要的水汽条件。如图1d显示,济南上空也大约在300m以下相对湿度为90%以上,但雾层厚度仅

150m左右,再向上相对湿度垂直递减率急剧减小,并徘徊在10%~15%,说明边界层以上的空气很干燥,故此济南的雾层比北京薄。

2.3 风场特征

图2是华北平原雾区(35~40°N,114~118°E)平均风场时间垂直剖面,图中在大雾产生和持续期间,华北平原雾区的边界层流行偏东风或东南风,风速1~4m·s⁻¹,950hPa向上风速随高度逐渐增大,风向与近地层基本相同。这样,微风能使辐散冷却作用扩散到适当高度,也能使水汽垂直输送到一定高度,有利形成一定厚度的雾。若风力过大,乱流混合层厚,导致近地层降温缓慢,水汽大量上传不利于雾的形成。值得一提的是华北平原中低空原盛行的西北风或东北风从11月30日到12月3日低空转成东或东南向岸风,风速均在1~4m·s⁻¹,高空转为西南风。表明北部海面的暖湿气流被平流到华北平原上空,致使辐散雾变为平流雾,雾区向东北方向扩展,11月30日和12月1日范围达最大,浓度最强。3日以后,随着一股较强的冷空气入侵,华北平原整层被西北气流控制,边界层风速达6~10m·s⁻¹,大雾难以继续维持而逐渐消散。

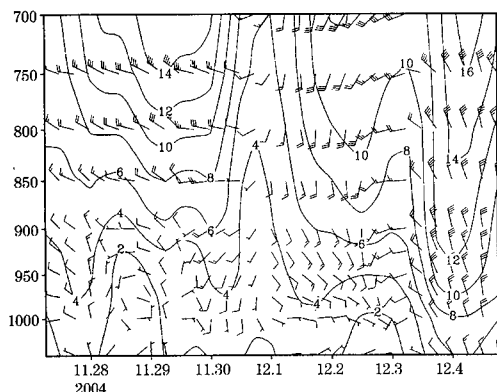


图2 2004年11月28日至12月4日华北平原雾区(35~40°N,114~118°E)平均风场时间垂直剖面(单位:m·s⁻¹)

3 大雾天气的诊断分析

3.1 温度场分析

3.1.1 弱冷空气入侵

热流量方程可表示为:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla T - (\gamma_d - \gamma)w +$$

$$\frac{\gamma_d}{\rho g} \left(\frac{\partial p}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla p \right) + \frac{1}{c_p} \frac{dQ}{dt}$$

式中,对于近地层 w 很小,可近似为0,变压和气压平流引起温度局地变化也很小。因此,某地温度的变化主要取决于温度平流和非绝热因子的作用。温度平流则主要考虑平流的冷暖性质和强度,非绝热因子主要考虑辐射、水汽凝结、蒸发和地面感热对气温的影响。

在这次大雾出现及之前27~29日,从东西伯利亚低槽中连续有两股弱冷空气扩散南下影响华北平原,使之天空晴朗,垂直能见度好,地面有效辐射强,地面风力为1~4m·s⁻¹,乱流小,使得近地层与上层热量、水汽交换少,能使辐射冷却作用扩散到适当的高度,有利于近地层的空气达到饱和状态。同时冷空气促使地面气温日较差增大,近地面气层降温显著。到29日凌晨(图略),华北平原地面气温日较差达8~12°C,冀南和豫北一些地区超过12°C,这也是夜间强烈的辐射热力强迫作用的结果,有利于水汽凝结而生成雾及其逆温层的形成。故29日华北平原南部出现的是辐射雾。

3.1.2 逆温层的形成

图3是华北平原雾区(35~40°N,114~118°E)平均散度时间垂直剖面,由图3可见,在雾产生和持续期间,900hPa以下层存在着弱的负散度区,11月29日和12月2日在1000hPa和950hPa上各有一个中心,中心值为 $-1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 和 $-0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,表明低空有弱辐合上升运动;900hPa以上层为弱正散度区,分散的几个中心位于中层,反映高空有不太强的下沉运动。到3日,负散度区上界抬升到600hPa附近,中心在850hPa上,数值为 $0.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,垂直上升运动有所增强;4日整层转成正散度区,雾区散逸。从沿大雾区(38°N,116°E)涡度时间垂直剖

面图中(图略)也可见到,雾出现的11月29日至12月2日,900hPa以下层为弱正涡度区或短时极弱负涡度区,其以上层是负涡度区。对应应在11月29日至12月1日,近地层为弱的负涡度平流,12月2~3日转为极弱的正涡度平流;但950~900hPa仍为负涡度平流,900hPa以上层大雾期间均为正涡度平流。3日整层变为正涡度,4日则相反,出现明显下沉运动区,与散度场分布较吻合。11月30日02时穿过大雾区经纬向(38°N、116°E)垂直速度垂直剖面(图4)显示,在115.5~118°E上空约880hPa以下层为上升运动区,弱中心位于950hPa上,值为 $-0.03 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$,以上层和118°E以东上空是下沉区;在37~40°N附近上空900hPa以下层也为上升运动区,极值为 $-0.05 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 的中心在925hPa上,900~500hPa层间主要是下沉运动区,位于600hPa上的中心值为 $0.15 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。从华北平原雾区(35~40°N、114~118°E)平均温度平流时间垂直剖面(图5)可看出,大雾期间近地面气层与上升运动区相配合是冷平流,以上层对应下沉运动区是较明显的暖平流,冷暖平流的作用对逆温层建立、维持和雾的形成至关重要。

通过以上分析发现,大雾形成和持续时,近地面层900hPa(900m)以下有较弱的上升运动,会引起该层气温下降,对流层中低层

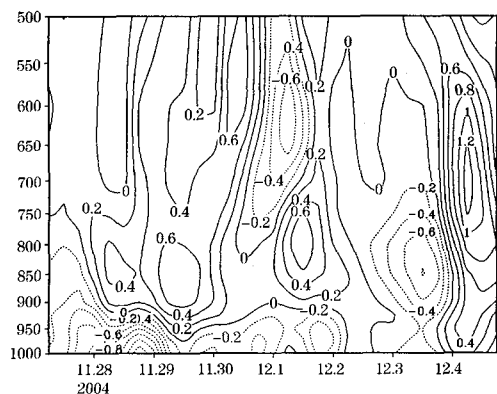


图3 2004年11月28日至12月4日华北平原雾区(35~40°N、114~118°N)平均散度时间垂直剖面(单位: 10^{-5} s^{-1})

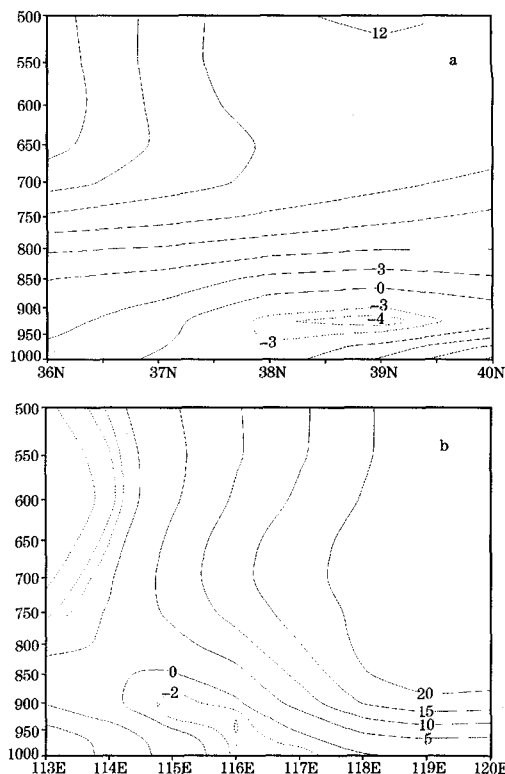


图4 2004年11月30日02时沿116°E经向(a)和沿38°N纬向(b)垂直速度垂直剖面(单位: $10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)

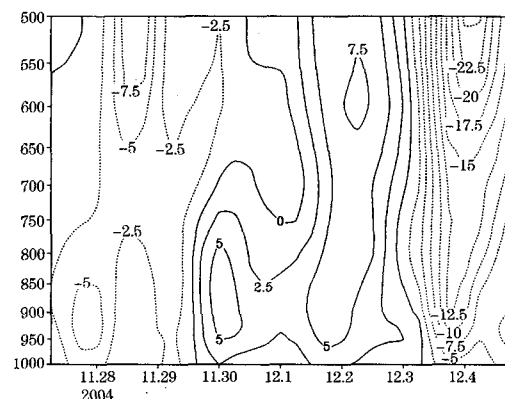


图5 2004年11月28日至12月4日华北平原雾区(35~40°N、114~118°N)平均温度平流时间垂直剖面(单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)

900~500hPa之间存在下沉运动,空气辐散下沉会使该层的气温升高,当这种低层空气上升冷却和高层空气下沉增温过程持续到一定程度后,低空在上升运动和下沉运动区的

界面层中会形成逆温层。阻止了低层水汽向高层输送,有利于低层水汽的积累和湿度增大。低层的辐合上升运动也有利于低层水汽含量增大,使湿层达到一定的厚度,垂直能见度变差,雾的浓度变大。

3.2 湿度场分析

雾是近地面空气层中一种水汽凝结现象,低空充沛的水汽则是致雾的重要因子。本次大雾之前 11 月 24~26 日华北平原出现了一场中到大雪(雨)、局地暴雪天气过程,致使土壤墒情好,其蒸发的水汽不断补充到近地层中。27 日风力减弱,水汽向周围的扩散减少,大量水汽聚集在近地面层。从 35~40°N、114~118°E 区域平均相对湿度(图 6a)可看出,低层相对湿度在雾生成到维持时从 50% 增至 80% 以上,雾形成初期平均相对湿度虽在 50% 左右,但雾区中 1000hPa 以下单站观测结果为 90%,说明蒸发作用使得近地层湿度大,夜间温度又较低,促使空气饱和比湿大幅下降产生辐射雾。950hPa 以下层的

比湿也从 $2.0\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 逐渐增至 $5.0\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ (图 6b),均揭示北部海区的暖湿气流平流进入华北上空后,水汽含量有一增大过程。由 950hPa 层水汽通量计算结果(图略)显而易见,从鲁西南、豫东到冀南、冀东有一 SW—NE 走向的水汽通量大值区,水汽沿华北地面冷高压底部偏东气流向西输送,再沿高压后部偏南气流向北进入华北平原上空。与大雾区相对应,最大中心位于豫东北,值为 $2.2\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$;北京北部到冀东北是小值区,中心值为 $0.5\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}$,这些地区基本上无雾或轻雾,或在某时段致雾条件好,局部出现大雾。从水汽通量散度(图略)可知,华北平原大部为水汽辐合区,中心在豫东北,值为 $-5\times 10^{-8}\text{g}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{hPa}^{-1}$ 和与浓雾区相一致。表明大雾持续主要是由于来自北部海面暖湿气流向较冷的华北平原稳定平流(形成平流雾)所致。

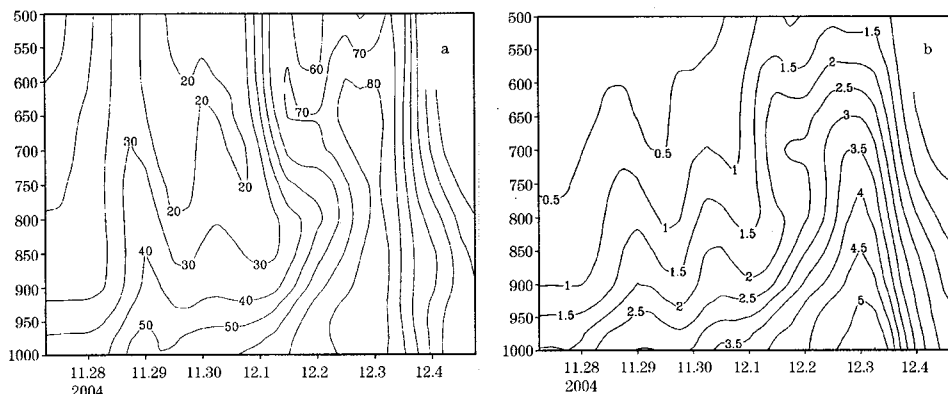


图6 2004年11月28日至12月4日华北平原雾区(35~40°N、114~118°N)平均相对湿度(a)和比湿(b,单位: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$)时间垂直剖面

4 小结和讨论

(1)本次华北平原持续6天的大雾天气是发生在欧亚中高纬度为两槽一脊的稳定经向环流形势下,高空西风槽、中低空大陆高压、地面蒙古冷压是主要影响天气系统。中低空东南和偏东气流是大雾所需水汽的输送者,当干冷的西北气流控制雾区,大雾即消散。

(2)雾是近地面气层一种水汽凝结现象,雾层内无逆温,雾层以上有明显的逆温层,其高度和强度影响雾的形成和状况,大雾边界层中存在着水汽饱和层,向上湿度快速递减。

(3)弱冷空气入侵后,晴朗的夜间强辐射热力强迫作用有利于水汽凝结,950hPa以下 $1\sim 4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的微风能使辐射冷却作用扩散和水汽输送到适当的高度,利于形成一定厚

度的雾。

(4)华北平原近地面气层 900hPa 以下的负涡度平流、冷温度平流和弱辐合上升运动引起该层气温下降;900~500hPa 有正涡度平流、较明显暖温度平流和辐散下沉运动造成该层气温升高,从而在低空上升运动和下沉运动区的界面层中会形成逆温层,阻止了低层水汽向高层输送,有利于低层湿度增大和水汽的积累而凝结形成雾。

参考文献

1 李子华. 中国近 40 年来的雾的研究. 气象学报, 2001, 59(5):616~623.

- 2 宋润田. 北京地区冷雾的天气气候特征. 气象科技, 1999, (3):40~48
- 3 周学鸣, 蔡诗树. 厦门城市能见度和雾的特征与城市环境演变. 气象, 2004, 30(1):41~44.
- 4 赵德山, 洪钟祥. 典型辐射逆温生消过程的爆发性特征. 大气科学, 1981, 5(4):407~415.
- 5 王丽荣, 连志鸾. 河北省中南部一次大雾天气过程分析. 气象, 2005, 31(4):65~68.
- 6 弓学忠, 方玉玲. 北京城近郊秋雾的分析及预报. 北京气象, 1998, (2):11~15.
- 7 吴洪, 柳崇键等. 北京地区大雾形成的分析和预报. 应用气象学报, 2000, 11(1):123~127.
- 8 陈晓红, 方翀. 安徽省县级大雾预报业务系统. 气象, 2005, 31(4):61~64.

Diagnostic Analysis of the Long-Drawn Fog over Huabei Plain in 2004

Kang Zhiming^{1,2} You Hong³ Guo Wenhua² Yang Keming²

(1. College of Atmosphere Science, Lanzhou University, 730000;

2. National Meteorological Center; 3. Observatory of Yuxi)

Abstract

Based on the data of GTSI digital radiosonde, NCEP reanalysis data and conventional observation, synoptic analysis of the uncommon long-drawn fog over Huabei plain in the winter of 2004 is made. The result shows that the temperature of layer close to the surface was lowered by negative vorticity advection, cold advection and weak convergence ascending movement below 900hPa, and the temperature of the layer between 900hPa and 500hPa was raised by the positive vorticity advection, warm advection and divergence descending movement, thus the inversion layer is formed in the interface of ascending and descending movement. The height and intensity of the inversion layer could affect on the formation and status of the fog. Radiation cooling during the night and gentle breeze below 950hPa layer are dynamic factors for the formation of fog. Under some synoptic situations, the easterly and southeasterly shoreward wind over Huaibei plain transports the water vapor from northern sea surface to cold land surface layer, and results in the saturation in fog boundary layer.

Key Words: fog diagnostic analysis inversion layer advection