

中国东部一场持续性大雾的诊断分析

王 玮 黄玉芳 孔凡忠 刘继敏

(山东省菏泽市气象局, 菏泽 274000)

提 要: 利用常规资料及 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 的 6 小时再分析资料对 2007 年 12 月 18—23 日中国东部大范围大雾进行诊断分析, 结果表明: 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。

关键词: 雾 逆温层 温度层结 温度平流

Diagnostic Analysis on a Sustained Heavy Fog Event in the Eastern China

Wang Wei Huang Yufang Kong Fanzhong Liu Jimin

(Heze Meteorological Office, Shandong Province, Heze 274000)

Abstract: Based on the conventional observation and NCEP reanalysis data, the synoptic analysis of a rare heavy fog process occurring in the eastern China was carried out. The result shows that the height and intensity of the inversion layer are related to the formation and status of the fog, weak cold and warm advectons are both advantageous to producing fog. Furthermore, the temperature advection quickly turns into reverse at some height near the surface, and thus makes temperature stratification from unstable into stable, all these are beneficial to produce the heavy fog. The inversion layer which formed in the interface of ascending and descending movement is the important fact for producing the heavy fog.

Key Words: fog inversion layer temperature stratification temperature advection

引 言

随着社会经济及交通运输业的发展, 大

雾造成的影响越来越突出。雾不仅对水陆空交通带来严重影响, 而且对工农业生产和人民身体健康也带来严重危害。因此现在大雾天气预报已经成为各级气象台站冬半年天气

预报中的一项重要内容。近年来国内外不少学者对雾的研究取得了一定的成果,其中包括雾区边界层结构的探测分析、卫星遥感监测、化学成分分析、大气环流形势与气象要素场以及物理量场等许多方面,并提供了一些对预报业务有参考价值的预报方法。吴兑等^[1]利用自动站的每分钟观测资料分析了南岭山地高速公路浓雾的能见度特征。邓雪娇等^[2]利用野外观测数据,分析了有雾和无雾时的天气型和边界层风、温、湿结构特征。曹治强等^[3]分析了华北和黄淮地区雪后大雾发生时暖湿平流与逆温层的相互作用。濮梅娟等^[4]对南京市雾的发展过程及爆发性增强的物理特征进行了研究探讨。康志明等^[5]在对华北平原持续大雾的分析中阐述了近地面层各种物理量场与逆温层的形成与维持的关系。毛冬艳等^[6]统计了华北平原雾发生时大气低层部分气象要素的特征。张新荣等^[7]对大雾发生时的天气气候背景、大气层结条件、近地面水汽条件等方面进行了分析研究。梁益同等^[8]探讨了雾在气象卫星中不同通道的光谱特征。吴洪等^[9]统计了北京市有利于辐射雾发生的气象条件。本文主要从基层台站业务需要出发,从短期天气预报的角度,针对2007年12月18—23日发生在中国东部的较大范围的一次大雾过程,从天气形势背景、气象要素以及物理量场等方面,分析大雾形成和持续的物理机制,以期深入地认识大雾形成的主要天气学成因,为台站雾的预报提供一些有用的信息。

1 资料来源及天气实况

实况资料来自国家气象中心下发的各个气象台站地面、高空观测资料,物理量场来自NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 再分析资料。

2007年12月18—23日,中国东部出现了大范围的持续性大雾天气。江淮、黄淮、华

北大部都处于大雾笼罩之下。这次过程大致可分为两个阶段,18日到19日主要在江苏、安徽、河南中南部及山东南部,19日晚到20日略有减弱,20日晚又迅速增强并扩展到山东大部、河南北部、河北南部,其间能见度基本在1000m之下,大部分地段小于500m,个别地段甚至为0m。大雾使多条高速公路关闭,飞机停飞,交通运输严重受阻,造成重大经济损失。空气质量急剧下降,人民生活受到严重影响。

2 环流形势分析

2007年12月18日500hPa图上,在泰梅尔半岛有一极涡,从极涡中心伸向威海及日本北部两个长波槽,以后5天内西部的低槽加深位置少动,东部低槽减弱向北收缩,我国中纬度地区一直受两槽之间宽广的弱高压脊控制,黄淮地区的风向多为西到西北风(图1a)。中低纬度,副高呈东西块状维持在中南半岛至台湾以东洋面,对南侵的冷空气有阻挡作用,使环流形势更加稳定。24日在高原地区有中支低槽东移,使华东地区环流经向度加大,维持多日的大雾天气结束。850hPa上,大雾期间我国中东部 $36^\circ \sim 38^\circ \text{N}$ 一带有一纬向弱锋区维持。20日之前,锋区以南处于弱的偏南流场里,20日有弱切变从黄土高原东南移入海,之后黄淮及华北一直处于弱的高压环流控制,风速稳定在 $2 \sim 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 之间。24日以后随着高空低槽东移,低层冷空气南下,锋区随之消失。

地面图上,18—23日,黄土高原到渤海地区不断有弱冷高压活动,20日前高压在黄土高原北部,长江流域有维持两天的雨区,鲁南、江苏、安徽等地处于华西倒槽前部的偏南风里,南风把雨区的水汽从低层输送到上述地区形成大雾。21—23日高压略有南压,在太行山形成高压脊,华北南部、黄淮及江淮处

于高压脊前倒槽后部偏北风里,不断有弱冷空气输送,在前期较好的湿度条件配合下,大雾加重并维持(图 1b)。24 日以后,高压逐渐东移南压,倒槽减弱入海,使上述地区完全处在高压控制下,大雾天气结束。

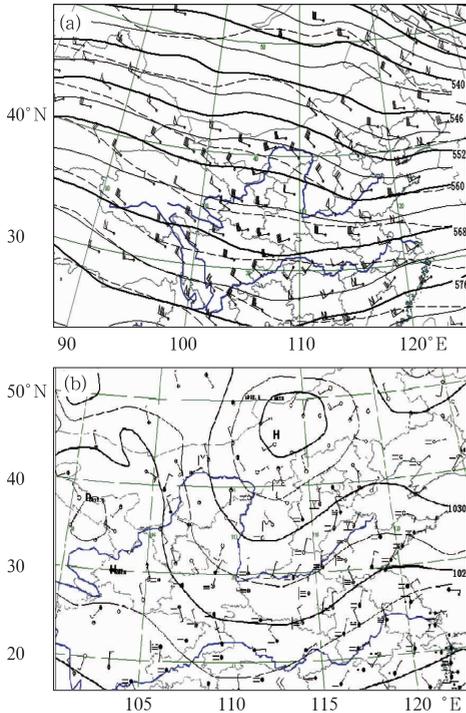


图 1 2007 年 12 月 21 日 08 时 500hPa(a)和地面形势(b)

3 天气要素分析

3.1 温度场特征

观测结果表明^[2],在没有雾的冬季清晨,边界层中逆温层出现的高度较低,大多在 1000hPa 以下,并且强度很弱,日出后地面增温,逆温层抬升脱离近地层,并逐渐减薄消失。大雾期间,逆温层结构变得复杂。下面以章丘和徐州探空站为例(表 1),分别分析浓雾和强浓雾时边界层的结构特征。12 月 21 日 08 时和 22 日 08 时,章丘的能见度分

别是 0m 和 100m,19 日 08 时,徐州的能见度是 100m,分析这三个时次温度场垂直变化,发现有一个共同的特征,即近地层 1000hPa 附近,温度有一个跳跃性增大的过程。21 日 08 时章丘探空图,975hPa 以下没有逆温,在 976 和 972hPa 之间,温度从 -3°C 突然增大到 1°C ,逆温强度为 $1^{\circ}\text{C}/\text{hPa}$ 。再往上 850hPa 和 750hPa 左右,分别还有较弱的逆温层。22 日 08 时,1000hPa 以下,无明显逆温,从 994 到 974hPa,温度从 0°C 突增到 4°C ,逆温强度为 $0.2^{\circ}\text{C}/\text{hPa}$ 。850hPa 左右,还有一个逆温层。再分析 19 日 08 时徐州的探空图,仍然可以看到,1000hPa 以下无逆温,978 到 971hPa 温度从 2°C 突增到 8°C 。逆温强度为 $1^{\circ}\text{C}/\text{hPa}$ 。到了 19 日 20 时以及 20 日 08 时,逆温层强度仍然较强,但高度却已经降低,位于 1000hPa 以下,这时能见度达到 1000m 以上。

当雾浓度较弱即能见度在 500~1000m 之间时,边界层的逆温强度有所减弱。分别以徐州 23 日 08 时和章丘 22 日 20 时为例。23 日 08 时徐州能见度为 600m,在地面至 1000hPa 无明显逆温,983 到 967hPa,温度从 4°C 增到 6°C ,逆温强度为 $0.1^{\circ}\text{C}/\text{hPa}$ 。再往上 750hPa 左右,存在一较强的逆温层。22 日 20 时,章丘能见度 400m,1000hPa 以下,温度呈直线,从 1000 到 965hPa 温度从 0°C 上升到 5°C ,逆温强度为 $0.1^{\circ}\text{C}/\text{hPa}$ 。730hPa 左右也存在逆温层。

表 1 逆温强度、能见度、逆温层高度对照表

站点	章丘			徐州			
时次	21 日 08	22 日 08	22 日 20	19 日 08	19 日 20	20 日 08	23 日 08
逆温强度($^{\circ}\text{C}/\text{hPa}$)	1	0.2	0.1	1	0.5	0.5	0.1
能见度(m)	0	100	400	100	4000	1200	600
所在高度(hPa)	976	994	1000	978	1014	1015	983

由以上分析发现,逆温层的高度和强度与雾的状况有密切关系,逆温层过低,致使饱

和空气层的厚度较小,一般生成的是浅雾、露或霜。浓雾时,从地面到 1000hPa 没有逆温或者随高度等温分布,逆温层存在于 1000 到 900hPa 之间。而且逆温强度与雾的浓度关系密切,逆温强度越强,越能够阻止湿层向上发展,地面积聚的水汽就越多,能见度越低。另外,在高层 850~700hPa 之间,还存在一个逆温层,第二个逆温层的存在,进一步增强了空气柱的稳定性。

3.2 湿度特征

下面仍以章丘和徐州探空图为例分析成雾时湿度场特征。图 2a 和图 2b 中实线分别表示两站能见度为 0m 和 100m 相对湿度随高度变化情况,虚线表示能见度分别为 400m 和 500m、点划线代表能见度分别为 800m 和 600m 时相对湿度的变化。发现在 1000hPa 附近相对湿度均在 90% 左右,但随着高度的增高变化却不尽相同。当能见度在 100m 及以下时,1000hPa 以上相对湿度迅速减小(实线),而能见度在 400~500m 时较大湿度却一直维持到 800hPa 附近(虚线)。当能见度分别为 600m 和 800m 时,相对湿度却又有有一个在 1000hPa 以上迅速减小的过程(点划线)。结合上文的温度分析就可以发现,当能见度在 100m 以下时,两站都存在 $1^{\circ}\text{C}/\text{hPa}$ 的强逆温,能见度为 400 和 500m 时,两站逆温很小甚至没有逆温,能见度在 600m 和 800m 时,虽然湿度也是迅速减小,但是两站的逆温强度较弱,均为 $0.1^{\circ}\text{C}/\text{hPa}$ 。

由以上分析进一步验证了雾的强度与逆温层的强度关系密切。较强的逆温层存在,使得干暖空气覆盖在底层湿冷空气之上,严重阻碍了水汽的向上扩展,致使水汽在近地面积聚,极易形成浓雾或强浓雾。逆温层较弱或没有逆温时一般利于形成大雾。另外也说明,雾只是近地面层的天气现象,其强度与水汽在垂直方向上的厚度无关。

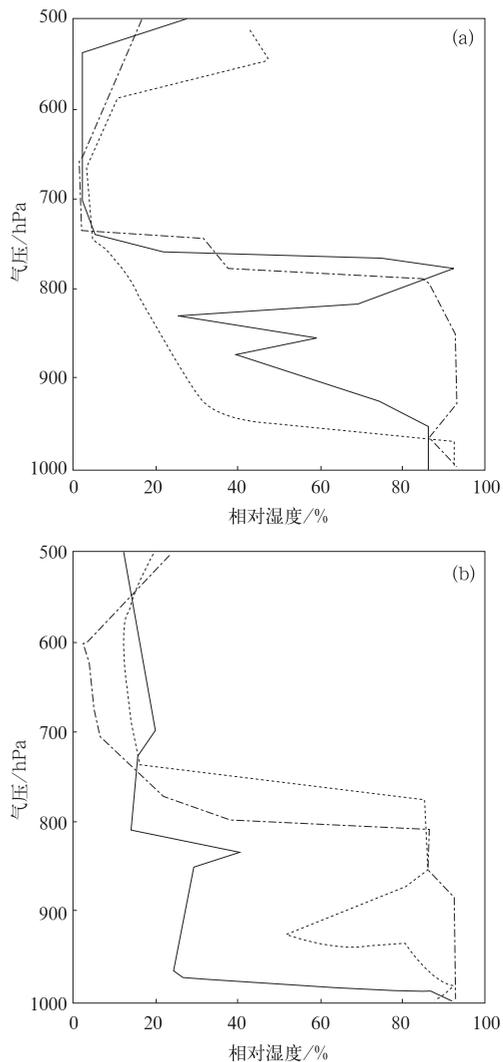


图2 相对湿度随高度变化图

(a) 章丘,实线为 21 日 08 时,虚线为 22 日 08 时,点划线为 23 日 08 时;(b) 徐州,实线为 19 日 08 时,虚线为 21 日 08 时,点划线为 23 日 08 时

3.3 风场特征

这次大雾过程中,20 日 08 时以前地面为南风,将长江流域降水产生的水汽平流到黄淮流域及华北中南部,在适当的风力及逆温条件下形成雾,20 日以后,由于蒙古冷高压的东移,华北平原处于冷高压底部,地面转为偏北风,弱冷空气侵入,使雾区向北扩展,

强度增强,一直持续到 23 日以后低槽东移产生降水。从 18 到 23 日的 10m 高度上平均风速场(图 3)看出,平均风速在 $2\sim 4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间。另外从徐州 18—23 日风场与温度场(图 4)也证明,边界层一直存在 $2\sim 4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的微风,19 日逆温层较强时,逆温层里风速也比其他几日略大,雾的浓度也较大,能见度为 100m。21—23 日,风速比 19 日略小,逆温强度也稍弱,能见度在 $400\sim 800\text{m}$ 之间。说明一定的风速更加有利于将地面湿冷空气向上扩散形成强逆温,并进而利于形成浓雾或强浓雾。许多文献[1-7]对此也已经加以讨论。

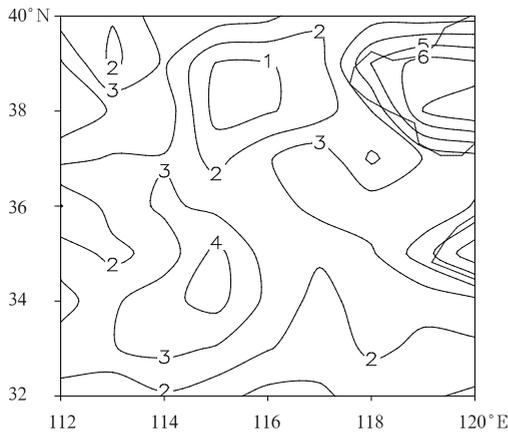


图 3 2007 年 12 月 18—23 日平均风速
(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

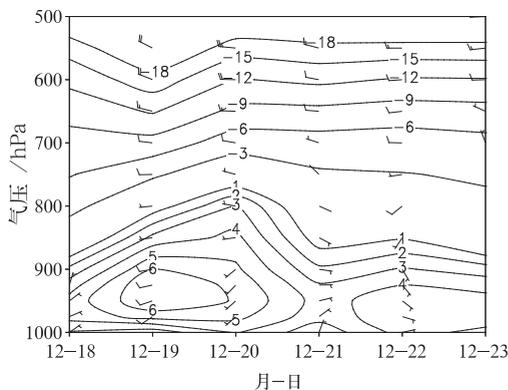


图 4 2007 年 12 月 18—23 日徐州站风场与温度场(单位: $^{\circ}\text{C}$)垂直剖面

4 物理量场特征

4.1 温度平流

以济南、菏泽、徐州为例,分析 18—22 日冷暖平流随高度的变化与雾的关系。18 日 08 时(图 5a),菏泽从 1000hPa 到 950hPa 为冷平流,且随高度增强,到 950hPa 附近达到最大值 $-4\times 10^{-5}\text{K}\cdot\text{s}^{-1}$,这样在 950hPa 以下大气中,下层冷平流较弱,上层冷平流稍强,空气呈弱的相对不稳定,950hPa 以上忽然转折为随高度减弱,即大气迅速转为相对稳定层结,这样低层冷空气的上升运动在 950hPa 附近遭遇阻挡,形成逆温层并使之加重,有利于雾的生成,当时菏泽能见度为 400m(图 5b和图 5c 中层结变化相似,分析略去)。再来看济南,从 1000hPa 开始表现为暖平流随高度增强,到 950hPa 达到 $4.5\times 10^{-5}\text{K}\cdot\text{s}^{-1}$,然后随高度迅速减弱,这样 950hPa 以下空气是相对稳定层结,950hPa 以上转为不稳定,与菏泽正相反,当时济南能见度为 12km。徐州介于二者之间,800hPa 以下均为极弱的冷平流,且几乎不随高度变化,空气层结稳定度介于菏泽与济南之间,这时徐州能见度为 3km。19 日 08 时(图 5b),1000hPa 上徐州为 $4\times 10^{-5}\text{K}\cdot\text{s}^{-1}$ 的暖平流,向上随高度减弱,表明低层空气呈相对不稳定,900hPa 以上开始随高度增强,空气转为稳定层结,徐州能见度为 100m。济南在 900hPa 以下有微弱的暖平流,随高度变化很弱,能见度为 10km。

21 日 08 时(图略),三站均为弱的冷平流,无论随高度减弱或增强,能见度均在 400m 以下。这和弱冷空气对下垫面的入侵易形成大雾相一致。从 22 日 08 时(图 5c)和 23 日 08 时的温度平流图(图略)也可以看出,在 850hPa 之下济南、徐州一直维持暖平流随高度增强或冷平流随高度减弱的稳定层结,仍然产生了能见度为 400~1200m 的大雾天气。

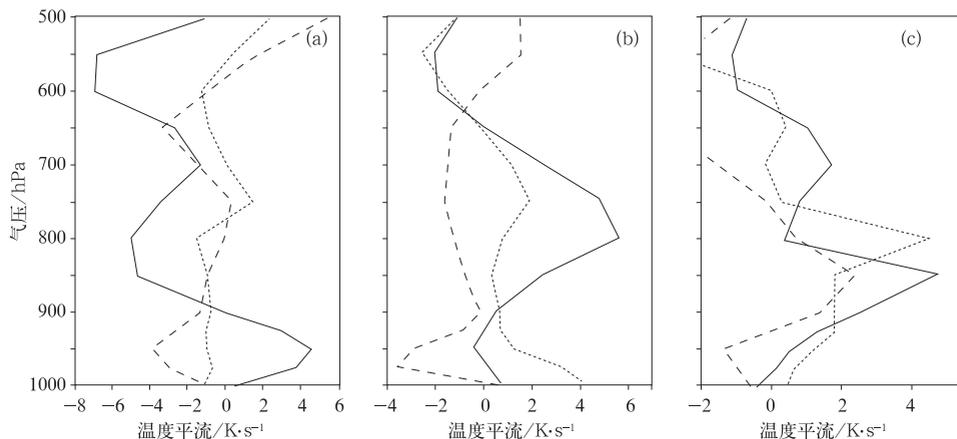


图 5 2007 年 12 月 18—22 日温度平流随高度的变化
 (a) 18 日 08 时; (b) 19 日 08 时; (c) 22 日 08 时
 实线: 济南, 虚线: 菏泽, 点线: 徐州(单位: $10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$)

以上分析中, 无论是冷平流或暖平流, 其绝对值均在 $5 \times 10^{-5} \text{K} \cdot \text{s}^{-1}$ 以内, 说明雾区的温度平流其实是比较小的, 同时所谓稳定或不稳定层结, 在雾区也都是相对较弱的, 这是雾产生的必要条件。

综合上述分析可以得知: 冷暖平流均对雾的产生有一定影响, 但当冷平流随高度增强后又减弱导致近地面层有弱的层结不稳定向层结稳定迅速转化, 极易产生浓雾或强浓雾。暖平流随高度增强或冷平流随高度减弱使得边界层一直维持弱的相对稳定层结, 配合较好的湿度条件, 也是雾的有利因素, 但由于这种层

结不利于形成强逆温, 因此多为大雾。

4.2 散度场

18 日 08 时沿 116°E 散度场(图 6a), $32^\circ \sim 36^\circ\text{N}$ 之间对流层中下层均为弱正散度区, 速度场为极弱的正速度, 即这一区域为弱的辐散下沉运动, 同时刻相对应的实况为鲁西南及安徽北部的大片雾区。分析其原因可能因为, 尽管低层空气有弱的辐散下沉, 但是由于安徽及以南正存在大片雨区, 偏南气流输送的大量水汽遇到下沉气流在地面积聚, 而且地面温度在 0°C 左右, 这样使得水汽难以

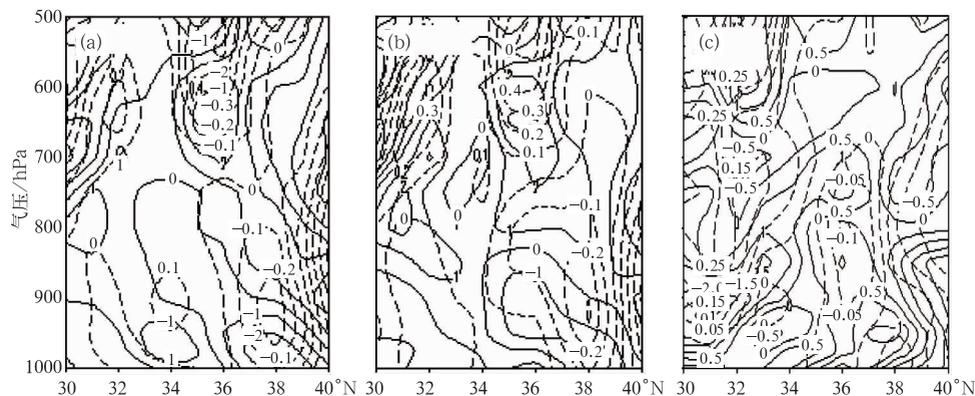


图 6 散度场(实线, 单位: 10^{-5}s^{-1})与垂直速度场(虚线, 单位: $\text{hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)
 (a) 18 日 08 时沿 116°E ; (b) 18 日 08 时沿 117°E ; (c) 21 日 08 时沿 117°E

蒸发最后凝聚成雾滴。而 18 日 08 时,沿 117°E 散度场(图 6b),32°~34°N 之间,与图 6a 相似,即弱辐散配合弱的正速度,对应地面图上有雾区存在。而在 36°N 附近,975hPa 以下为正散度区,近地面层有浅薄的辐散下沉运动,但在 950~800hPa 之间出现了负散度区,中心值 $-1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,位于 925hPa,对应的速度场为负值,说明在 950hPa 以上是辐合上升运动,低空气流输送的水汽在 950hPa 以上基本都随辐合上升而蒸发了,对形成大雾不利。这时,济南能见度为 12km。

21 日 08 时雾区最强时的散度场(图 6c),34°~40°N 之间 900hPa 以下基本为负散度区,950hPa 上在 35°N 和 40°N 附近各有一个中心,分别为 $-0.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 和 $-1.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,同时对应负速度区,表明低空有弱的辐合上升运动,900hPa 以上为弱的正散度区,反映高空有不太强的下沉运动。这样下层的辐合上升使气温降低,上层的辐散下沉使该层气温略有升高,这样在上升运动和下沉运动的交界面中形成逆温,阻止了低层水汽向上输送,使得水汽在低层积累,有利于形成强浓雾。再看图 6a,在 36°~40°N 之间,900hPa 以下,为负散度区,中心值 $-2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,位于 1000hPa 附近,垂直速度为负值,表明有辐合上升运动。其上直至 400hPa 为正散度区,有辐散下沉运动,虽然与图 6c 形势相似,但是相对应的鲁西北及河北南部为轻雾,考虑其原因可能为 36°N 以南有较强的水汽下沉,阻止了向北的水汽输送,致使当地水汽条件不好形成的。

综合以上可以看出,在边界层中,低层辐合上升,高层辐散下沉能够促进逆温层的形成,在较好的水汽条件配合下进而有利于形成浓雾或强浓雾。

5 小结与讨论

(1) 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的。

(2) 雾区逆温层强度及高度与雾的浓度关系密切。逆温层高度在 1000~900hPa 之间,强度越强,雾的浓度越大。

(3) 近地面中,形成大雾的有利层结有两种,一为低层空气层结呈弱的不稳定,其上为弱的稳定层结,可以使水汽上升时遭遇阻挡进而积聚在下层,易形成浓雾或强浓雾。二为整层都是弱的稳定层结,也可以使水汽稳定少动而成雾,多为大雾或浓雾。

(4) 从辐散及垂直速度场也可以验证以上结论,近地面中低层辐合上升高层辐散下沉,界面中形成逆温层,阻止水汽上升形成浓雾。

参考文献

- [1] 吴兑,赵博,邓雪娇,等.南岭山地高速公路雾区恶劣能见度研究[J].高原气象,2007,26(3):649-654.
- [2] 邓雪娇,吴兑,唐浩华,等.南岭山地一次锋面浓雾过程的边界层结构分析[J].高原气象,2007,26(4):881-889.
- [3] 曹志强,方翔,吴小京,等.2007年初一次雪后大雾天气过程分析[J].气象,2007,33(9):52-58.
- [4] 濮梅娟,严文莲,商兆堂,等.南京冬季雾爆发性增强的物理特征研究[J].高原气象,2008,27(5):1111-1118.
- [5] 康志明,尤红,郭文华,等.2004年冬季华北平原持续大雾天气的诊断分析[J].气象,2005,31(12):51-56.
- [6] 毛冬艳,杨贵明.华北平原雾发生的气象条件[J].气象,2006,32(1):78-83.
- [7] 张新荣,刘治国,杨建才,等.中国东部一场罕见的大雾天气成因分析[J].干旱气象,2006,24(3):47-51.
- [8] 梁益同,张家国,刘可群,等.应用FY-1D气象卫星监测雾[J].气象,2007,33(10):68-72.
- [9] 吴洪,柳崇键,邵洁,等.北京地区大雾形成的分析和预报[J].应用气象学报,2000,11(1):123-127.