

高茜, 何晖, 马新成, 等. 2012. 一次大雾形成过程的数值模拟分析 [J]. 气候与环境研究, 17 (6): 821–832, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.06.19. Gao Qian, He Hui, Ma Xincheng, et al. 2012. Numerical study of a dense fog event from 30 Nov to 1 Dec 2009 [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 17 (6): 821–832.

一次大雾形成过程的数值模拟分析

高茜^{1,2} 何晖^{1,2} 马新成^{1,2} 黄梦宇¹ 石爱丽³

1 北京市人工影响天气办公室, 北京 100089

2 北京市人工影响天气办公室云降水物理研究与云水资源开发北京市重点实验室, 北京 100089

3 中国气象科学研究院, 北京 100081

摘要 利用非静力中尺度模式 MM5V3 对 2009 年 11 月 30 日到 12 月 1 日天津武清地区的一次大雾天气过程进行了数值模拟研究, 这次大雾过程主要分布在天津、河北、山东地区, 天津市武清县位于大雾的边缘位置。此次雾过程可以分为 3 个阶段。11 月 30 日的 17:00 (北京时间, 下同) 至 12 月 1 日 00:00 是雾的形成阶段, 12 月 1 日 00:00 出现雾, 00:00 至 09:00 是雾的发展阶段, 09:00 之后是雾的消散阶段。模拟研究表明长波辐射降温使得温度下降并导致逆温层出现, 同时由于暖湿气流输送, 观测点处具有充足的水汽供应, 促使了大雾的形成; 在雾形成之后, 逆温层的维持、持续的长波辐射降温有利于雾的不断发展; 而后期辐散下沉运动明显, 水汽不断向外辐散, 使得雾逐渐消散。湍流对雾的影响是向上和向四周传输水汽, 使得雾范围扩大, 但如果太强, 又会使得雾很快消散。

关键词 大雾 数值模拟 形成机制分析

文章编号 1006-9585 (2012) 06-0821-12

中图分类号 P426

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2012.06.19

Numerical Study of a Dense Fog Event from 30 Nov to 1 Dec 2009

GAO Qian^{1,2}, HE Hui^{1,2}, MA Xincheng^{1,2}, HUANG Mengyu¹, and SHI Aili³

1 Beijing Weather Modification Office, Beijing 100089

2 Beijing Key Laboratory of Cloud, Precipitation, and Atmospheric Water Resources of Beijing Weather Modification office, Beijing 100089

3 Chinese Academy of Meteorology Science, Beijing 100081

Abstract The NCAR/PSU MM5v3 model is used to simulate a fog event in the Wuqing area from 30 Nov to 1 Dec 2009. This severe fog was distributed mainly in Tianjin, Hebei, and Shandong; Wuqing was at the edge of the fog area. This fog event can be seen as having three phases: After the formation phase from 1700 LST 30 Nov to 0000 LST 1 Dec, fog began to form at 0000 LST 1 Dec. The development phase lasted from 0000 LST to 0900 LST; after 0900 LST the fog began to disperse. With a cooldown caused by long-wave radiation cooling, an inversion appeared; in addition, sufficient water vapor was transferred by a warm wet flow. Weak convergent upward motion occurred in the surface layer. Under these conditions, fog formed. The maintenance of the inversion and sustained long-wave radiation cooling is conducive to continuous fog development. In the third phase, fog began to dissipate as a result of vapor divergence. Turbulence transfers water vapor, but if the turbulence is too strong, fog will dissipate quickly.

Keywords Dense fog, Numerical simulation, Formation analysis

收稿日期 2012-08-19 收到, 2012-09-28 收到修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 41205100, 公益性行业(气象)科研专项 GYHY200806001-4, 中国气象科学研究院基本科研业务项目 2011Y005

作者简介 高茜, 女, 1984 年出生, 硕士研究生, 工程师, 主要从事云和降水物理学与人工影响天气研究。E-mail: gaoqianbjwm@163.com

1 引言

雾是近地面空气层中悬浮着大量微小水滴（或冰晶），使水平能见度降到 1 km 以下的天气现象。大雾天气能见度差，对海、陆、空 3 种交通方式都有很大影响。同时，由于浓雾发生时有逆温层存在，会阻挡边界层污染物的扩散，并通过液相化学反应过程生成新的有害物质，加重近地层污染，对人的健康有很大危害。对雾的形成机理进行研究对社会生产、生活都有很大的意义。国外很多学者 Fisher and Caplan (1963)、Brown and Roach (1976)、Duynkerke (1999) 等都对雾的形成过程进行数值模拟，国内学者钱敏伟和雷孝恩 (1990)、樊琦等 (2003)、石红艳等 (2005)、李元平等 (2007)、何晖等 (2009)、胡朝霞等 (2011) 等都利用数值模式对我国出现的雾过程进行分析。2009 年 11 月 30 日到 12 月 1 日，北京、天津、河北、山东等地区出现了一次大雾过程，北京市人工影响天气办公室在天津武清 (39.38°N, 117.03°E) 对这次过程进行了观测，本文利用 MM5V3 模式结合 35 通道微波辐射计的观测资料对此次大雾过程进行了数值模拟研究，分析此次大雾过程的形成机制。

2 模拟方案

本文使用三维非静力平衡中尺度模式 MM5V3，采用双向反馈的四重嵌套模式；四重网格水平格距分别为 27、9、3、1 km；格点数分别为 50×70 、 91×91 、 91×91 、 91×91 ，模拟中心点设在 (39.38°N, 117.03°E)，为了更好的模拟出此次雾过程，在边界层低层垂直方向增加了 12 层，垂直层数由 23 层变为 35 层。本文采用 Grell 对流参数化方案，Blackadar 高分辨率边界层方案，Mix phase 显式方案，以及 RRTM 辐射方案。模式积分的初始场采用 NCEP 6 h 一次的 1° (纬度) $\times 1^\circ$ (经度) 再分析资料；模拟时间从 2009 年 11 月 29 日 06:00 (北京时间，下同) 到 2009 年 12 月 1 日 14:00，模式在 1800 min 时重新启动，重启动后每 60 min 输出一次模拟结果。

3 天气形势分析

图 1 为 2009 年 11 月 30 日 20:00 500 hPa 和 850

hPa 位势高度场和地面填图。从图 1 可以看出，500 hPa 气流相对平直，槽脊的径向度不大，有小的波动东移。850 hPa 位于脊前的偏西北气流之中，整层大气透明度都比较好，这是大雾形成的一个关键条件。地面处于弱的均压场之中。总的来说，高层径向度小，气流偏平，整层大气透明度好；低层相对稳定，处于弱均压场之中，这种高低层配置有利于低层稳定形成逆温层，产生辐射雾，逆温层越深厚，雾的程度越重。

图 2 为此次大雾过程中北京市人工影响天气办公室在天津武清地区观测的能见度演变。可以看出，12 月 1 日 00:00 之后能见度降为 500 m，大雾形成，在 00:00–01:00 大雾出现了爆发性发展，能见度由 500 m 迅速下降到 50 m 以内，突变为强浓雾，01:00–09:00 是强浓雾的维持阶段，能见度基本维持在 50 m 以下，09:00 开始强浓雾开始震荡转变为大雾，10:00 后是大雾消散阶段，能见度慢慢回升，天气转好。此次大雾可以分为 3 个阶段，00:00 之前是雾的形成阶段，01:00–09:00 是雾的维持阶段，09:00 之后是雾的消散阶段。

4 实测和模拟的结果对比分析

4.1 实测和模拟的位势高度场和温度场

图 3 是实测和模拟的 2009 年 12 月 1 日 08:00 500 hPa、700 hPa、850 hPa 温度场、高度场，可以看出模拟结果与实测较一致，能较好的反映天气形势的变化。

4.2 实测和模拟的雾区对比

图 4 是极轨卫星监测雾区和模拟的雾区，从图 4 可以看出，12 月 1 日上午武清地区有大雾，这次过程雾主要分布在天津、河北、山东地区，武清位于大雾的边缘位置。模式所得结果与实测结果较为一致，可以很好的模拟出雾区的分布。

4.3 实测和模拟的观测点温度、相对湿度、液态水含量对比

图 5 是由 35 通道微波辐射计观测和模式模拟的温度时间—高度剖面图，通过图 5 可以看出模拟结果与实测相比略高，但高温中心的分布位置与实测对应很好，11 月 30 日 13:00 到 17:00 之间温度最高，之后慢慢降低，到凌晨靠近地面附近温度降到 0 °C 以下。

图 6 是由 35 通道微波辐射计观测和模式模拟

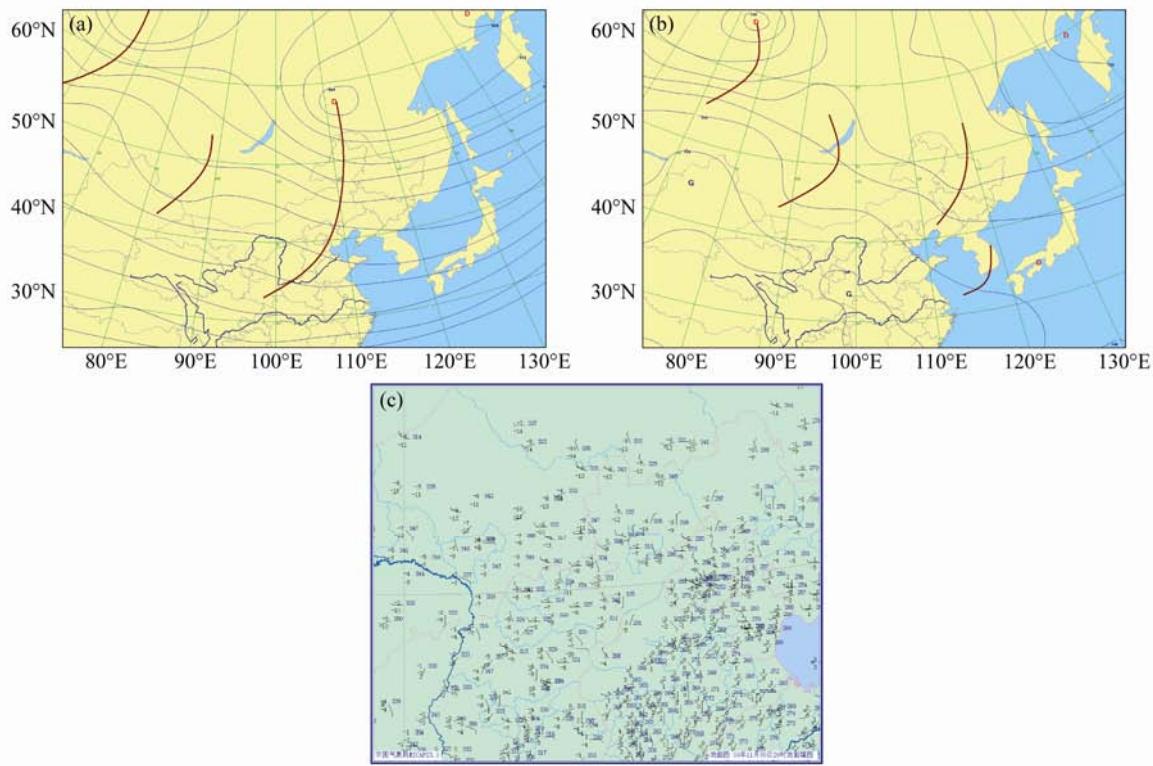


图 1 2009 年 11 月 30 日 20:00 (a) 500 hPa 位势高度场、(b) 850 hPa 位势高度场和(c)地面填图
Fig. 1 The geopotential height at (a) 500 hPa and (b) 850 hPa, (c) surface plot at 2000 LST 30 Nov 2009

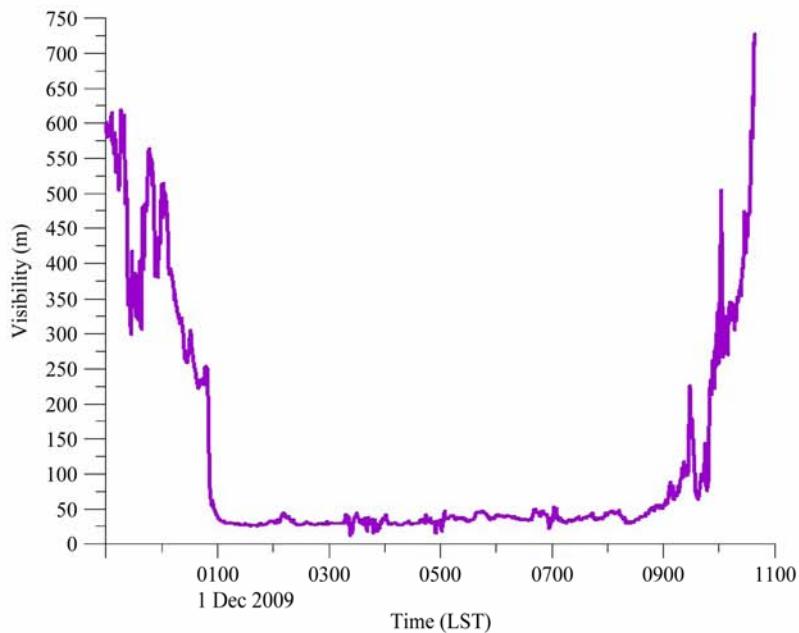


图 2 观测点处的能见度演变
Fig. 2 The visibility variation at the observation point

的相对湿度的时间—高度剖面图, 从微波辐射计的观测结果(图 6a)可知, 从 11 月 30 日 12:00 到 16:00 之间相对湿度有一个低谷区, 之后逐渐增加, 到 11 月 30 日 23:00 开始相对湿度稳定大于 100%,

一直维持到 12 月 1 日。模拟结果与实测结果相比, 相对湿度大于 80% 的区域都在较低高度, 但模拟所得趋势与实测一致。

图 7 是由 35 通道微波辐射计观测和模式模拟

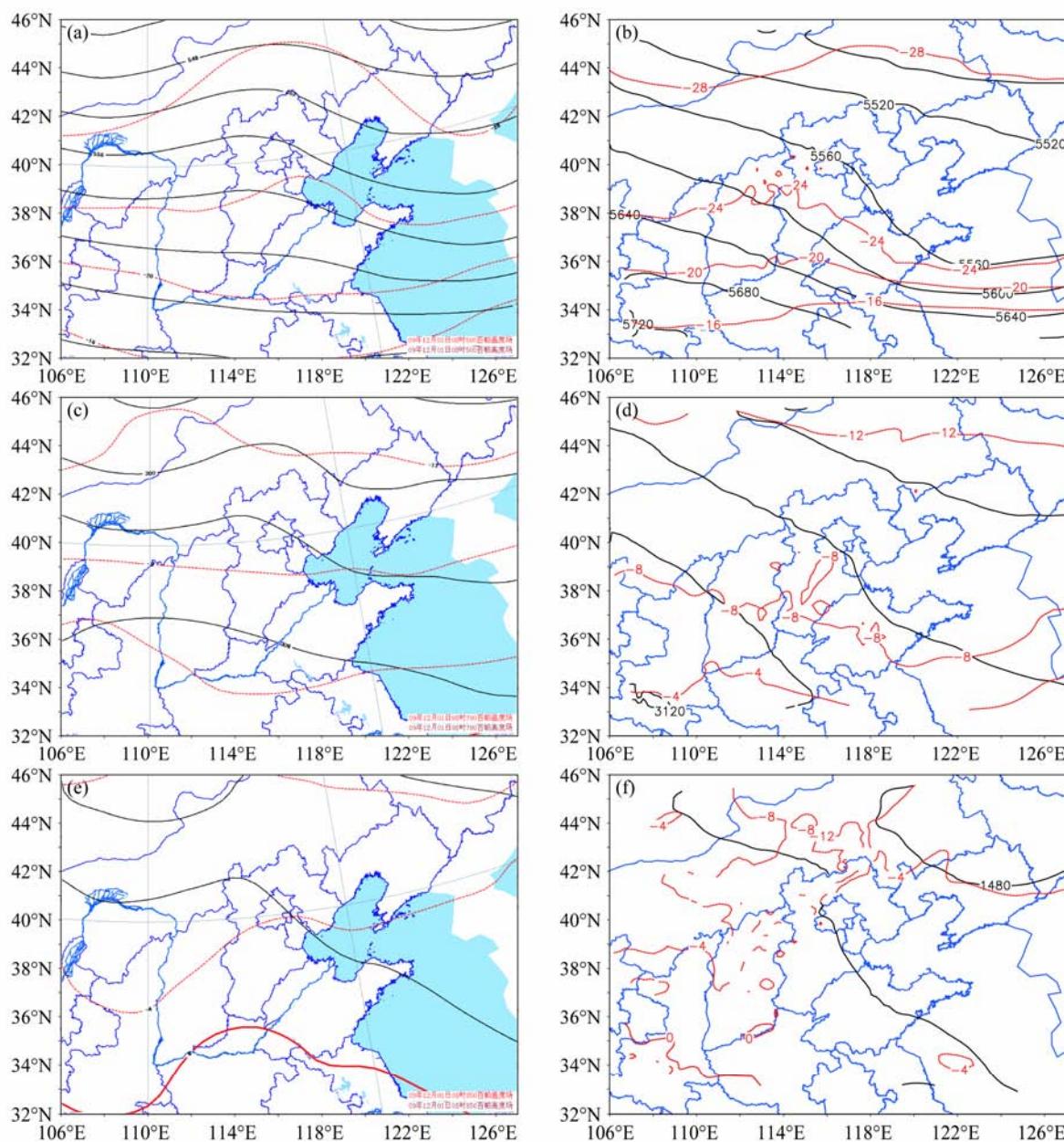


图 3 (a, c, e) 实测和(b, d, f) 模拟的2009年12月1日温度场(红虚线)和高度场(黑实线);(a, b) 500 hPa; (c, d) 700 hPa; (e, f) 850 hPa

的液态水含量的时间—高度剖面图,与相对湿度对应,模拟所得的液态水出现时间、高值区分布都与实测较为一致,但分布高度较实测明显偏低。

5 结果分析

5.1 温度、露点廓线随时间变化

图 8 显示了观测点处温度—露点廓线的变化过程,11月30日17:00,低层出现逆温,地面温度降至5℃以下,之后露点温度和温度逐渐降低,但温

度的降速高于露点温度,12月1日00:00二者重合,这与地面雾区的出现时间吻合,同时对应观测到的能见度迅速减小开始的时刻,从以上分析可以看出,11月30日17:00至12月1日00:00是雾的形成阶段。12月1日01:00逆温层明显升高,02:00温度与露点重合的高度达到最高,此时是地面雾最强的时刻,一直可以维持到06:00,从00:00开始吻合到06:00这段时间,凝结潜热的释放使气团上行,但是却处在逆温层中,上行不易。地面和近地面层的进一步降温使得饱和状态的层结越来越厚,雾越来越大,

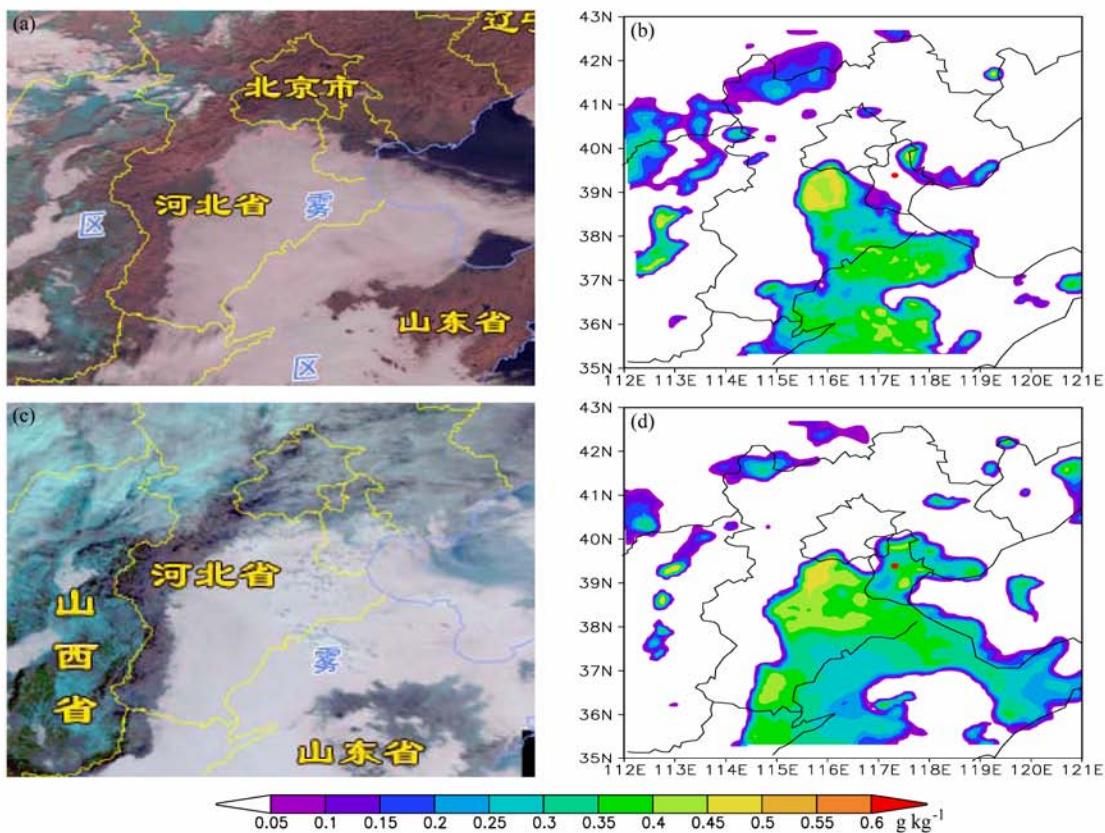


图4 2009年(a、b)11月30日、(c、d)12月1日10:00 (a、c)极轨卫星监测雾区和(b、d)(500 hPa以上的水成物质量加权垂直积分)模拟的雾区(红点为观测地点)

Fig. 4 The (a, c) satellite observed and (b, d) simulated fog region (accumulated water content above 500 hPa) at (a, b) 1000 LST 30 Nov 2009 and (c, d) 1000 LST 1 Dec 2009 (red spot indicates observation point)

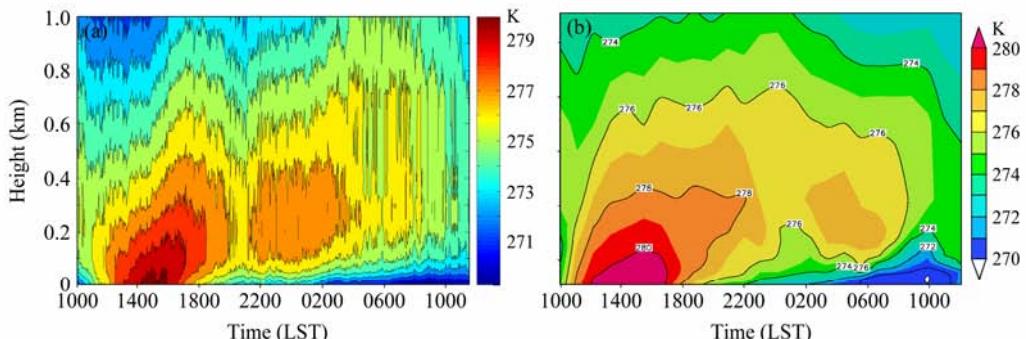


图5 11月30日10:00至12月1日04:00观测点的温度(单位: K)时间—高度图: (a) 35通道微波辐射计观测;

Fig. 5 The time-height cross sections of temperature (K) at observation point: (a) Observed by 35-channel microwave radiometer; (b) simulated

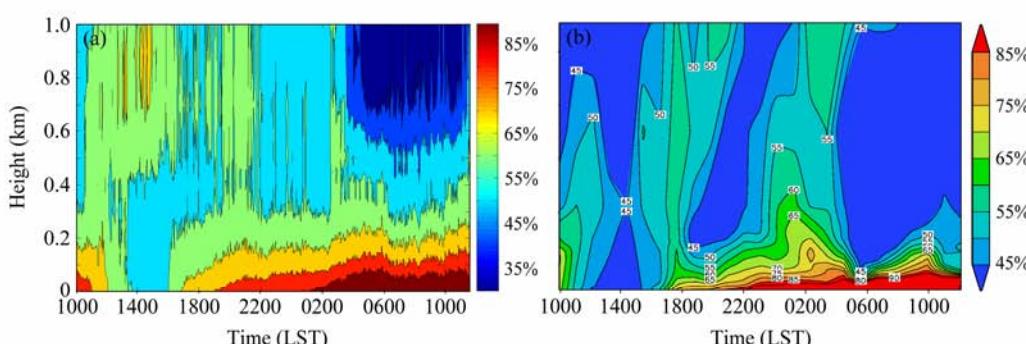


图6 同图5, 但为相对湿度

Fig. 6 Same as Fig. 5, but for relative humidity

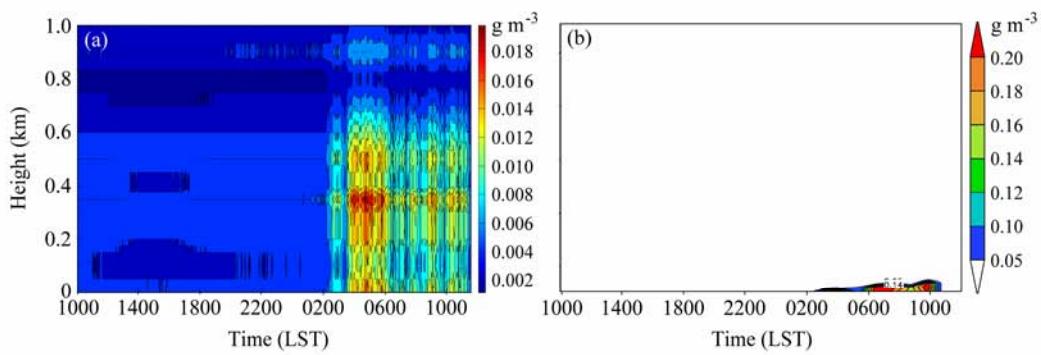


图 7 同图 5, 但为液态水含量

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for liquid water content

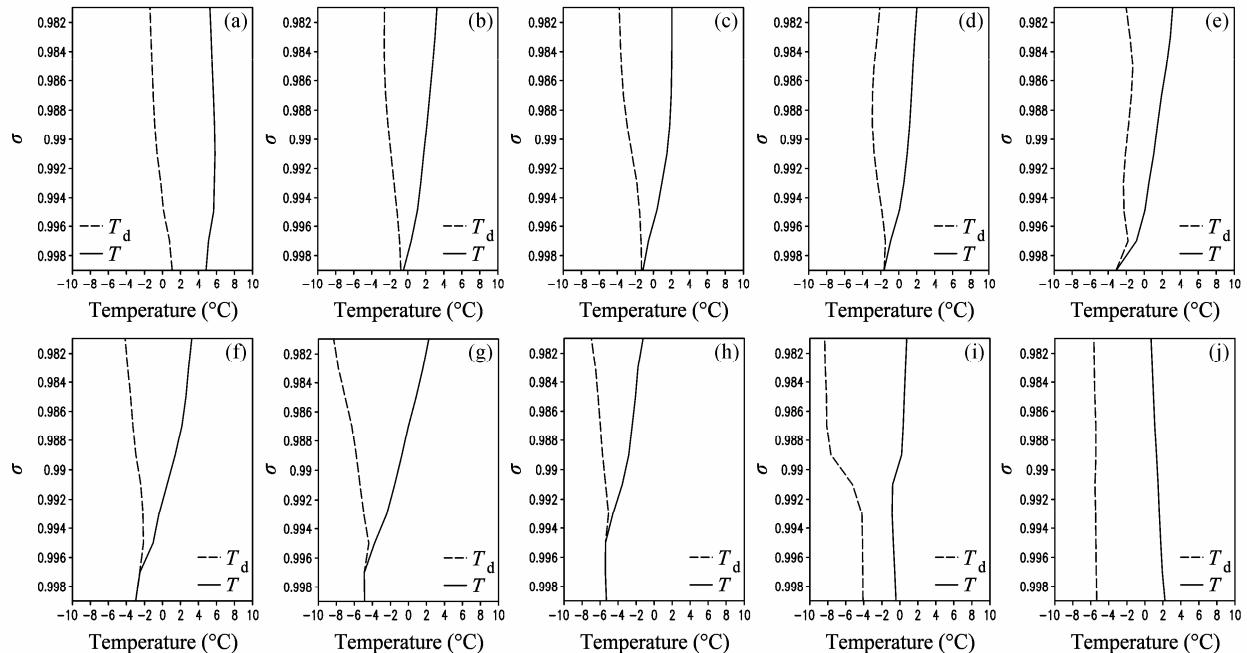


图 8 模拟的观测点温度—露点廓线图(虚线: 露点, 实线: 温度): (a) 17:00; (b) 22:00; (c) 24:00; (d) 01:00; (e) 02:00; (f) 03:00; (g) 06:00; (h) 08:00; (i) 10:00; (j) 12:00

Fig. 8 The temperature (solid line) and dew point (dashed line) profile at observation point: (a) 1700 LST; (b) 2200 LST; (c) 2400 LST; (d) 0100 LST; (e) 0200 LST; (f) 0300 LST; (g) 0600 LST; (h) 0800 LST; (i) 1000 LST; (j) 1200 LST

雾顶向上发展。之后两条曲线慢慢分离, 但雾一直维持着。10:00 之后逆温层消失, 雾逐渐减弱消散。

5.2 垂直结构

图 9 是模拟的沿 39.38°N 雾水含量垂直剖面分布图, 从图中可以看出, 雾出现在 12 月 1 日 00:00, 与之前露点温度分布图一致之后慢慢增强, 雾顶不断抬升, 02:00 低层雾浓度最高, 雾水比质量最大值为 0.6 g kg^{-1} , 之后雾慢慢抬升发展, 09:00 雾顶发展到最高, 之后雾慢慢减弱消散。

5.3 水汽条件

图 10 是模拟的不同时刻的近地面层水汽通量散度图, 从图中可以看出, 11 月 30 日 18:00 至 23:00

雾区水汽通量散度基本为负值, 水汽向雾区辐合, 这是雾的形成阶段, 04:00 之后水汽通量散度正负值分散分布, 辐合、辐散各有为主的时刻, 到 09:00 水汽通量散度基本为正值, 水汽向外辐散, 与图 9 雾水垂直剖面图分析结果一致。说明在雾的生成和发展阶段, 雾区水汽辐合, 而到了消散阶段, 雾区水汽辐散。

图 11 是利用 NCEP 再分析资料分析的 11 月 30 日 20:00 和 12 月 1 日 08:00 近地面层水汽通量散度图, 这两个时刻分别对应着雾的生成和消散阶段。由于 NCEP 资料的分辨率为 1° (经度) $\times 1^\circ$ (纬度), 明显低于该项区域模拟采用的分辨率。所以实况的

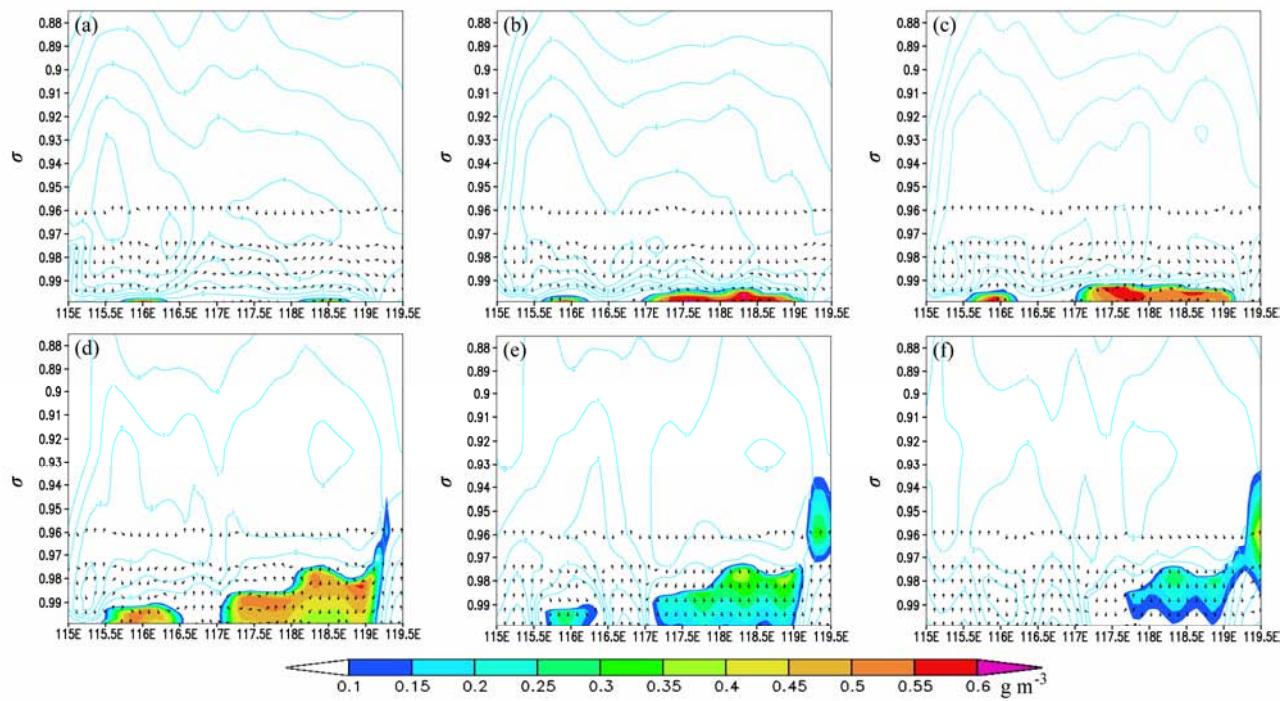


图9 沿 39.38°N 雾水含量垂直剖面分布图 [阴影: 雾水含量; 蓝色等值线: 温度; 矢量箭头: 径向风和垂直风 ($\times 1000$) 合成流场]: (a) 00:00; (b) 02:00; (c) 04:00; (d) 09:00; (e) 12:00; (f) 14:00

Fig. 9 The vertical distribution of liquid water (shaded), temperature (blue contour), and stream field of meridional wind and vertical wind ($\times 1000$) (vector) along 39.38°N: (a) 0000 LST; (b) 0200 LST; (c) 0400 LST; (d) 0900 LST; (e) 1200 LST; (f) 1400 LST

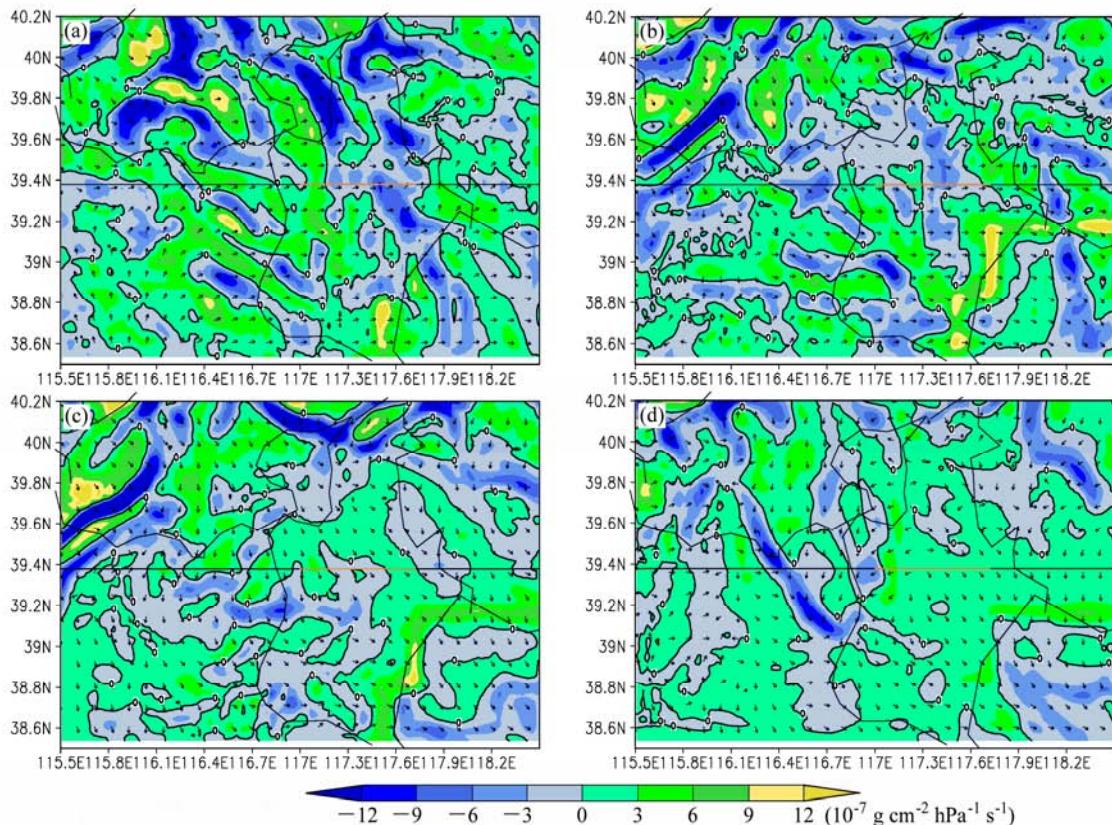


图10 近地面层水汽通量散度 (填色) 和风场 (箭头), 红线为雾区: (a) 18:00; (b) 23:00; (c) 04:00; (d) 10:00

Fig. 10 The moisture flux divergence (shaded) and wind field (vector) on the surface layer (red line indicates fog region): (a) 1800 LST; (b) 2300 LST; (c) 0400 LST; (d) 1000 LST

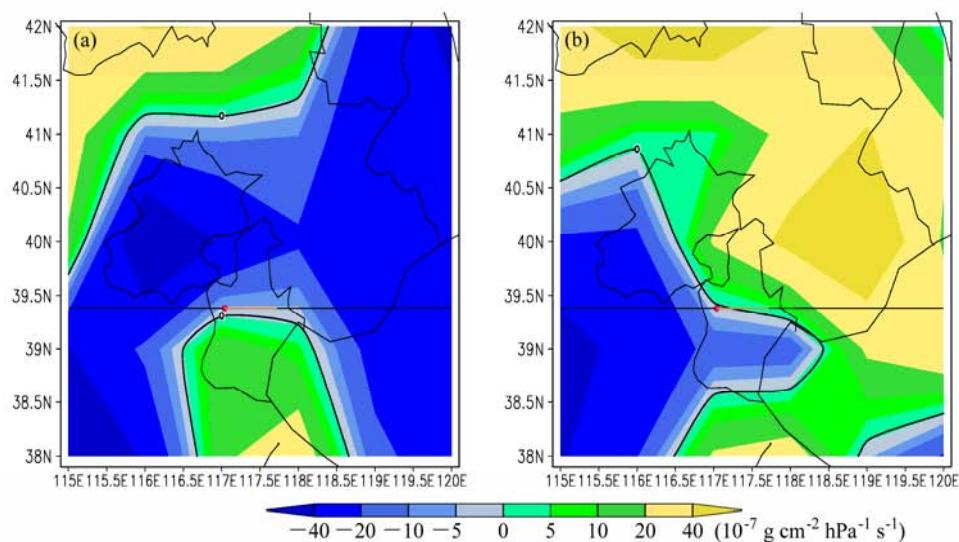


图 11 NCEP 再分析资料近地面层水汽通量散度(红线为雾区): (a) 11月30日20:00; (b) 12月1日08:00

Fig. 11 NCEP reanalyzed moisture flux divergence in surface layer (red line indicates fog region): (a) 2000 LST 30 Nov; (b) 0800 LST 1 Dec

水汽通量散度图的曲线较模拟的更为平滑。但模拟的水汽通量散度图的分布与实况基本一致,比如在雾的形成和发展阶段,在范围为 40°N , $116.0^{\circ}\text{E} \sim 116.5^{\circ}\text{E}$ 的区域,模拟和实况均出现一明显的负水汽通量散度区,而观测点南侧区域的水汽通量散度均为正值等。在雾的消散阶段,在雾区右侧观测和模拟均出现了大范围的正水汽通量散度区。从图 11 可以看出,在雾的生成阶段(11月30日20:00),雾区水汽通量散度为负,水汽辐合。在雾的消散阶段(12月1日08:00),雾区水汽通量散度为正,水汽辐散。

5.4 动力条件

图 12 是模拟的观测点处的散度、涡度和垂直速度的时间—高度剖面图,可以看出,在雾的形成时期 11 月 30 日 17:00 至 12 月 1 日 00:00, 950 hPa (垂直层 $\delta = 0.92$) 以下存在负的散度中心和正的涡度中心,说明低空有辐合上升运动,而在 09:00 之后,雾开始消散,对应图中低层正的散度中心和负的涡度中心。从垂直速度的分布来看,雾初生时低层虽然同时存在上升气流和下沉气流,但上升气流要强于下沉气流,雾形成后以弱的上升运动为主,到了消散阶段,明显为下沉运动。

5.5 冷却作用

图 13 是 11 月 30 日 23:00 沿 39.38°N 温度平流垂直剖面分布图,可以看出,近地面层冷平流导致了温度降低,温度的降低引起了近地面空气相对湿度的增大,同时由于近地面层水汽充足,最终导致了

雾的形成。图 14 是长波辐射降温率沿 39.38°N 径向剖面分布图,在 02:00,长波辐射降温率有明显增强,这个时刻对应低层雾浓度最高的时间,之后降温区域不断扩大向上延伸,相应的雾顶也不断升高,06:00 达到最强,之后慢慢减弱。

6 湍流敏感性试验

为研究湍流对雾的影响,进行一组数值试验,在雾的生成阶段分别将湍流减小为原来的一半和增强一倍,图 15 为雾水沿 39.38°N 剖面的垂直分布。可以看出,在初生阶段将湍流减少为原来的一半,低层雾的浓度会增加,但水平范围会减小,而增强一倍,会使得雾在初生时发展快,能迅速发展到一定高度,但由于湍流扩散作用的增强,低层雾水的含量降低,雾区和雾的浓度减弱,加速雾的消散。

7 结论

(1) 利用非静力中尺度模式 MM5V3 对 2009 年 11 月 30 日到 12 月 1 日天津武清地区的一次大雾天气过程进行了数值模拟研究,这次大雾过程主要分布在天津、河北、山东地区,武清位于大雾的边缘位置。11 月 30 日 21:00 开始相对湿度可达 100%,到 12 月 1 日 00:00 出现雾,一直维持到 12 月 1 日上午消散。

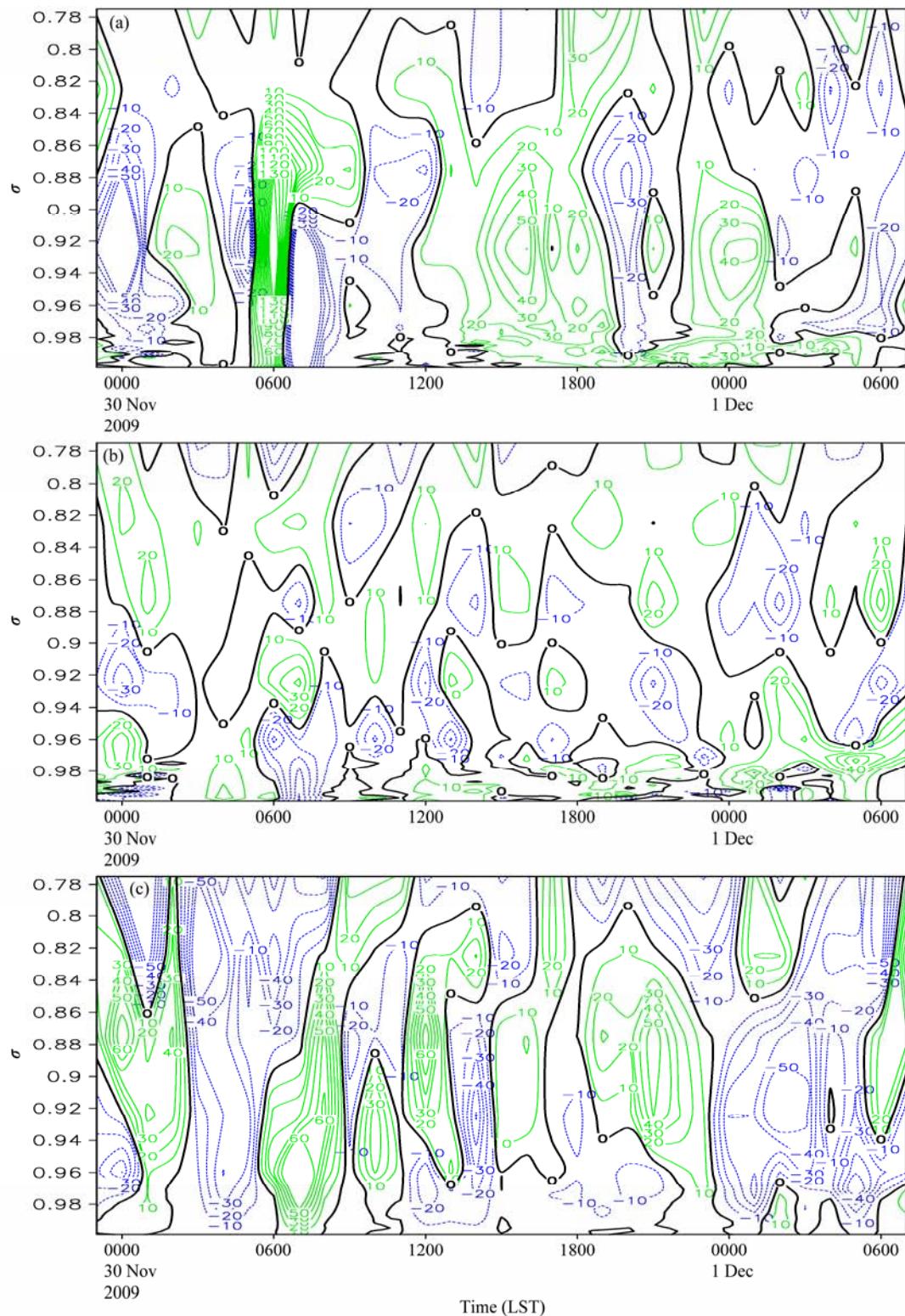


图 12 观测点处的 (a) 散度 (单位: 10^{-5} s^{-1})、(b) 涡度 (单位: 10^{-5} s^{-1})、(c) 垂直速度 (单位: cm s^{-1}) 时间—高度剖面 (绿实线: 正值; 蓝虚线: 负值; 黑实线: 零值)

Fig. 12 The time-height distribution at observation point of (a) divergence (10^{-5} s^{-1}), (b) vorticity (10^{-5} s^{-1}), and (c) vertical velocity (cm s^{-1}) (green line: positive value; blue dotted line: negative value; black line: zero line)

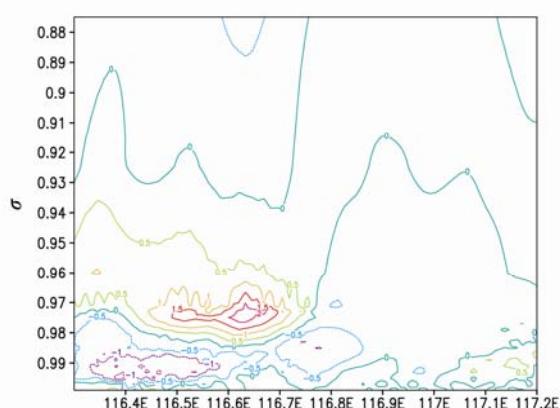


图 13 11月30日23:00沿39.38°N温度平流垂直剖面分布图(单位: K s^{-1})

Fig. 13 The vertical distribution of temperature advection (K s^{-1}) along 39.38°N at 2300 LST 30 Nov

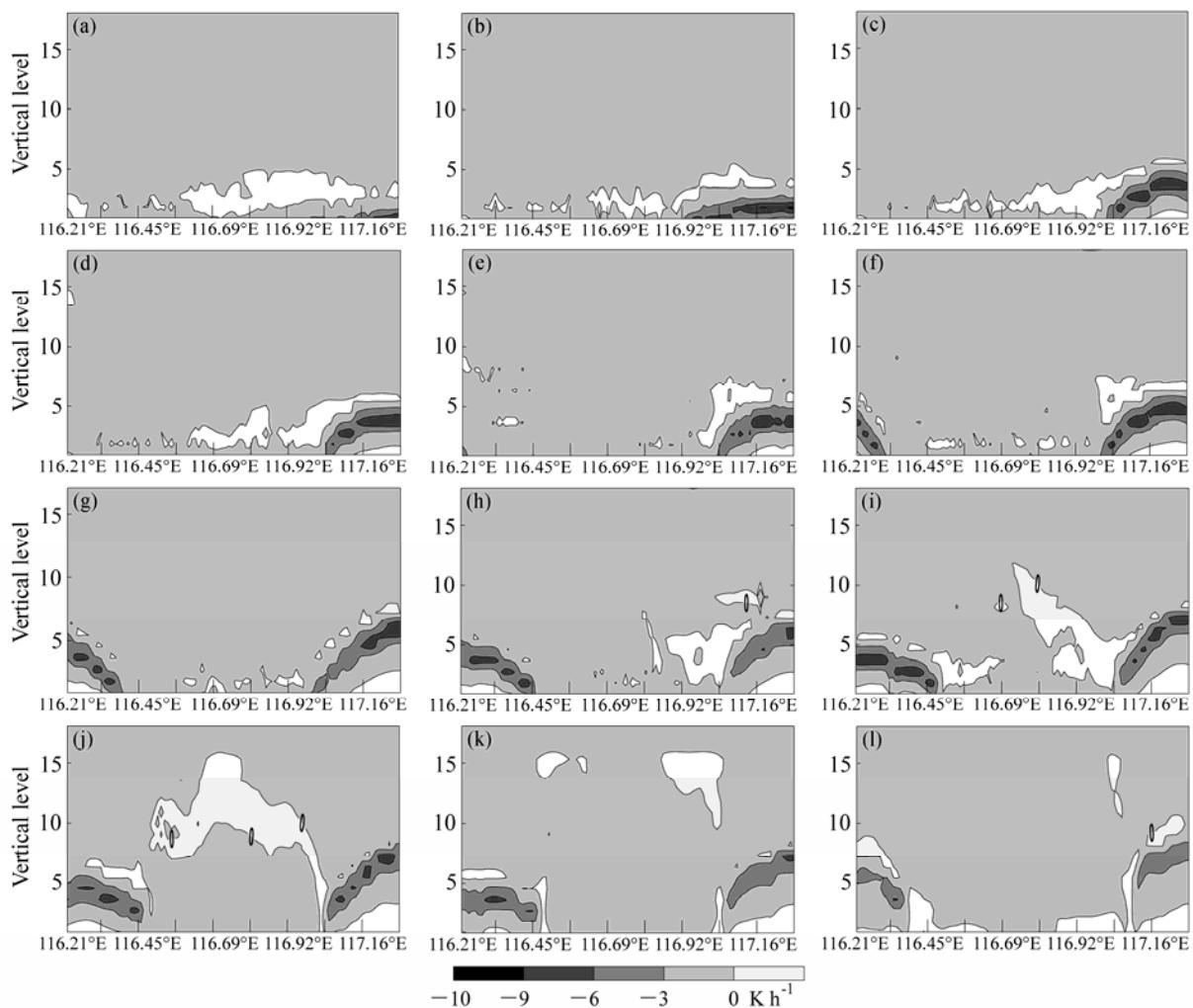


图 14 长波辐射降温率沿39.38°N垂直剖面: (a) 01:00; (b) 02:00; (c) 03:00; (d) 04:00; (e) 05:00; (f) 06:00; (g) 07:00; (h) 08:00; (i) 09:00; (j) 10:00; (k) 11:00; (l) 12:00

Fig. 14 The vertical distribution of the rate of temperature drop caused by longwave radiation along 39.38°N: (a) 0100 LST; (b) 0200 LST; (c) 0300 LST; (d) 0400 LST; (e) 0500 LST; (f) 0600 LST; (g) 0700 LST; (h) 0800 LST; (i) 0900 LST; (j) 1000 LST; (k) 1100 LST; (l) 1200 LST

(2) 模拟结果与 Micaps 资料形势场、极轨卫星监测图像、35 通道微波辐射计观测资料的对比。模拟位势高度场和温度场、雾区、温度、相对湿度、雾的生消时间都与实测结果一致。

(3) 此次雾过程可以分为 3 个阶段。11 月 30 日 17:00 至 12 月 1 日 00:00 是雾的形成阶段, 在这个时期低层出现逆温, 近地面层冷平流导致了温度降低并逐渐接近露点温度, 温度的降低引起了近地面空气相对湿度的增大, 同时由于近地面层水汽充足, 水汽向雾区输送, 最终导致了雾的形成。12 月 1 日 00:00 出现雾, 从 00:00 至 09:00 是雾的发展阶段, 雾的浓度在 02:00 达到最高值, 之后雾逐渐发展, 雾顶不断抬升, 浓雾一直维持到 09:00。09:00 之后逆温层消失, 低层为正散度负涡度, 垂直速度以下

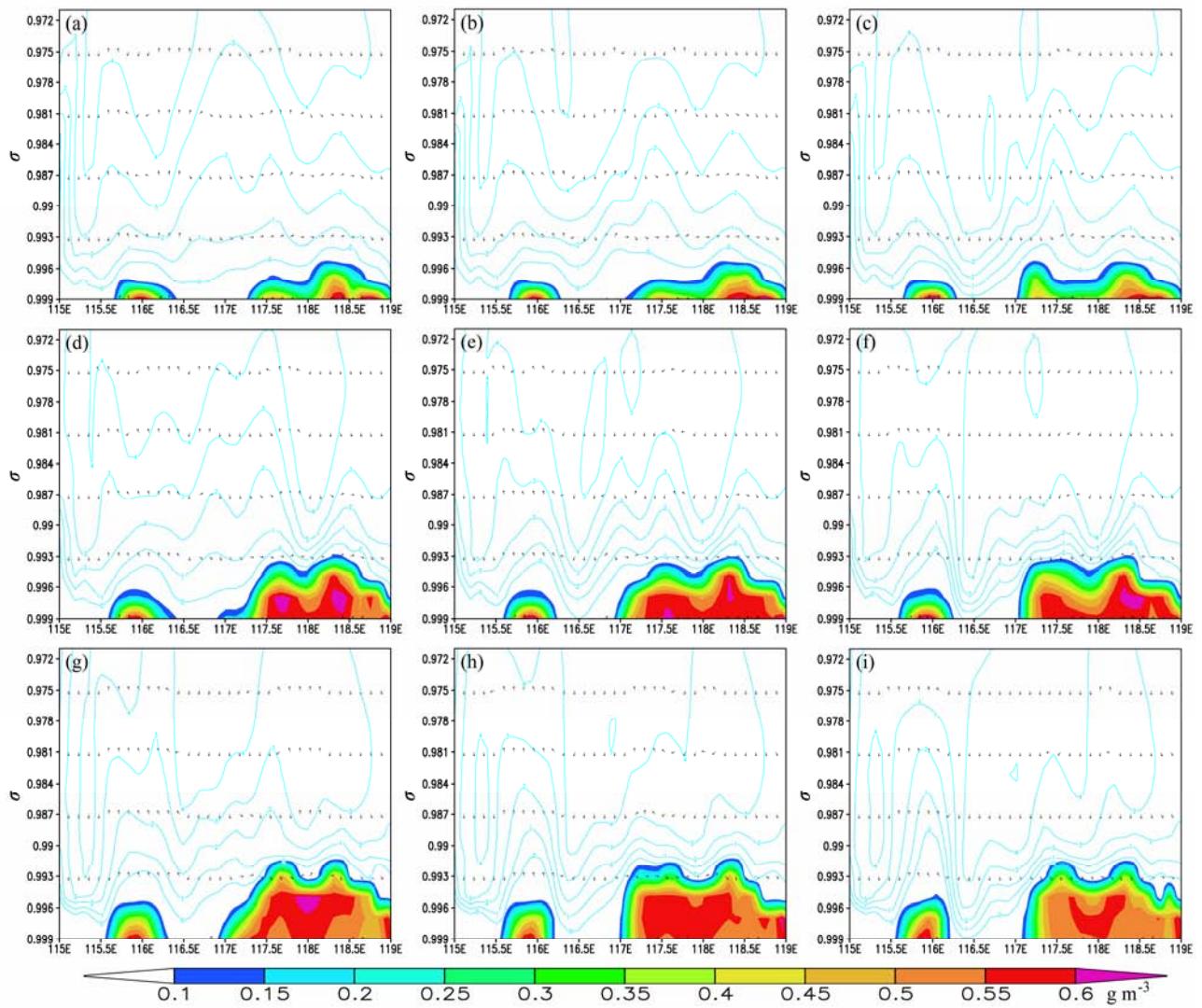


图 15 12月1日 (a、d、g) 湍流减小一倍、(b、e、h) 湍流不变和 (c、f、i) 湍流增强一倍时雾水含量 (填色)、温度 (蓝色等值线) 和流场 (矢量箭头) 沿 39.38°N 垂直剖面: (a, b, c) 01:00; (d, e, f) 02:00; (g, h, i) 03:00

Fig. 15 The vertical distribution of liquid water content (shaded), temperature (blue isoline), and flow field (arrow) along 39.38°N with (a, d, g) half turbulence, (b, e, h) regional turbulence, and (c, f, i) double turbulence: (a, b, c) 0100 LST; (d, e, f) 0200 LST; (g, h, i) 0300 LST

沉为主, 水汽通量散度也基本转为正值, 水汽向外辐散, 雾逐渐减弱消散。

(4) 长波辐射降温使得温度下降、逆温层出现, 配合暖湿气流输送充足的水汽和近地层辐合上升运动是雾的形成条件; 在雾形成之后, 逆温层的维持、持续的长波辐射降温有利于雾的不断发展; 而后期辐散下沉运动明显, 水汽不断向外辐散, 使得雾逐渐消散。

(5) 在初生阶段将湍流减少为原来的一半, 低层雾的浓度会增加, 但水平范围会减小, 而增强一倍, 会使得雾在初生时发展快, 能迅速发展到一定高度, 但由于湍流扩散作用的增强, 低层雾水的含量降低。湍流对雾的影响是向上和向四周传输水

汽, 使得雾范围扩大, 但如果太强, 会加速雾的快消散。

参考文献(References)

- Brown R, Roach W T. 1976. The physics of radiation fog: II—A numerical study [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 102: 335–354.
- Duynkerke P G. 1999. Turbulence, radiation and fog in Dutch stable boundary layers [J]. Bound.-Layer Meteor., 90: 447–477.
- 樊琦, 吴兑, 范绍佳, 等. 2003. 广州地区冬季一次大雾的三维数值模拟研究 [J]. 中山大学学报 (自然科学版), 42 (1): 83–86. Fan Qi, Wu Dui, Fan Shaojia, et al. 2003. Numerical simulation of a heavy fog in Guangzhou [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Sunyatseni (in Chinese), 42 (1): 83–86.

- Fisher E L, Caplan P. 1963. An experiment in numerical prediction of fog and stratus [J]. *Journal of Atmospheric Science*, 20: 425–437.
- 何晖, 金华, 刘建忠, 等. 2009. 北京地区一次辐射雾的数值模拟 [J]. 气候与环境研究, 14: 390–398. He Hui, Jin Hua, Liu Jianzhong, et al. 2009. Simulation and analysis of a radiation fog event in Beijing Area [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 14: 390–398.
- 胡朝霞, 雷恒池, 董剑希, 等. 2011. 一次区域暖雾的特征分析及数值模拟 [J]. 气候与环境研究, 16: 71–84. Hu Zhaoxia, Lei Hengchi, Dong Jianxi, et al. 2011. Characteristic analysis and numerical simulation of a regional warm fog event [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 16: 71–84.
- 李元平, 梁爱民, 张中锋, 等. 2007. 北京地区一次冬季平流雾过程数值模拟分析 [J]. 云南大学学报(自然科学版), 29 (2): 167–172. Li Yuanping, Liang Aimin, Zhang Zhongfeng, et al. 2007. Simulation and analysis of a winter advection fog in Beijing Area [J]. *Journal of Yunnan University (Natural Sciences Edition)* (in Chinese), 29 (2): 167–172.
- 钱敏伟, 雷孝恩. 1990. 长江上空辐射雾的数值研究 [J]. 大气科学, 14 (4): 483–489. Qian Minwei, Lei Xiaoen. 1990. Simulation and analysis of a radiation fog event in Yangze River [J]. *Scientia Atmospherica Sinica* (in Chinese), 14 (4): 483–489.
- 石红艳, 王洪芳, 齐琳琳, 等. 2005. 长江中下游地区一次辐射雾的数值模拟[J]. 解放军理工大学学报(自然科学版), 6 (4): 308–317. Shi Hongyan, Wang Hongfang, Qi Linlin, et al. 2005. Numerical simulation of radiation fog event in Yangtze River [J]. *Journal of PLA university of Science and Technology (Natural Science)* (in Chinese), 6 (4): 308–317.