西安一次大雾天气过程的分析和数值模拟

孙启原

（民航西北空管局气象处　西安　710082）

摘要

本文利用新一代中尺度数值预报模式（WRF）和NCEP再分析资料，对2004年12月16-17日西安地区一次大雾过程进行了天气分析和数值模拟，对雾的生消进行了动力和热力诊断分析。结果表明：此次大雾发生的主要原因是较高的相对湿度、底层的下沉运动以及地面的辐射降温，近地层下沉运动的维持，有利于近地面层水汽的聚集和湿层的维持，是大雾形成和维持的重要条件之一；近地层的高湿条件是大雾维持和发展的重要因素。

关键词：WRF；液态水含量（LWC）；辐射雾；数值模拟

1．引言

大雾使能见度变坏，给公路交通、航空和港运带来极大不便，由此而发生的交通事件每年都有发生，并造成巨大的经济损失。因此，大雾一直受到气象工作者和社会各界的广泛关注。最早对雾的形成过程进行数值模拟的是Fisher[1]等，随后Zdunkowski[2]、Bokov[3]等对辐射雾模式的设计和研究做了很大的改进；国内有关雾的数值模拟研究也做了许多工作，早期的数值模式采用一维或者二维模式来进行模拟的，比如钱敏伟[4]、张利民[5]、周斌斌[6]等都是采用这种方法进行大雾模拟研究的。但是雾的预报难度较大，而且雾的客观定量预报还未实现业务化。针对这些问题，本文采用新一代研究与预报模式WRF2.1（Weather Research Forecast Model），就2004年12月16-17日西安地区一次大雾天气过程，利用NCEP1°*1°的格点再分析资料对这次过程进行了数值模拟和诊断分析研究，探讨这次大雾的生消和演变的机制，为实现雾的客观定量预报提供参考依据。

2、天气及天气形势分析

2.1 概况

2004年12月西安地区出现了一次大雾天气，16日西安地区的中东部普遍出现弱降水，大部分地区出现轻雾，17日凌晨大雾从北部、西部出现，到17日08时，大雾基本覆盖整个关中平原，能见度在500m以下，西安市的能见度也仅有800m，咸阳机场（图1）的能见度最低仅有50m。直到17日20时，陕西省还有6县市被大雾笼罩，给公路交通和民航带来了巨大的影响。

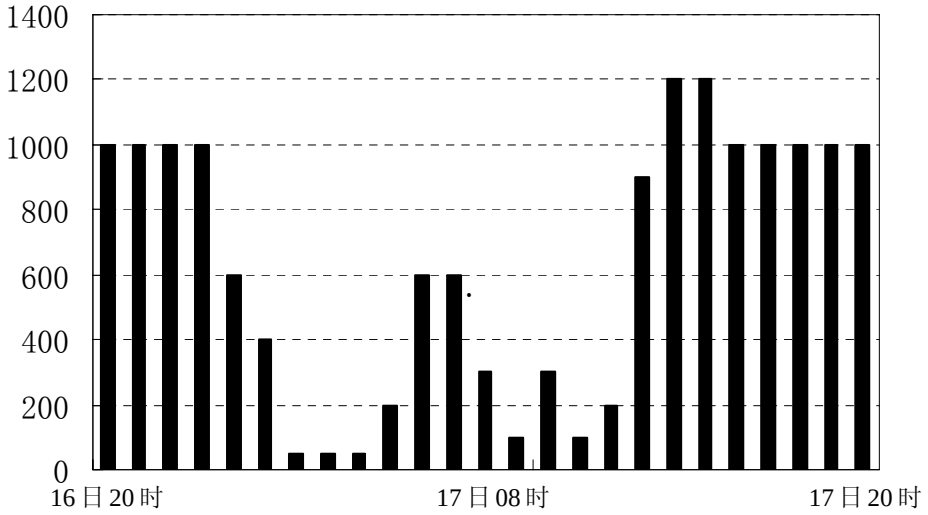


图 1 咸阳机场能见度随时间的演变图

（纵坐标表示能见度，单位：米）

2.2 天气形势分析

2004 年 12 月 16 日 08 时，500hpa 图（图 2a）上 45°N 以南我国大部分地区处于两脊一槽的形势中，其中槽位于 105°E 附近；脊线为我国东部地区的弱脊和新疆西部 80°E 附近的弱脊。同时，从图 2b 中可以更明显的看出在河套地区存在低槽，受此低槽的影响，关中及其以南地区出现了一次弱的降水。到 16 日 20 时，此低槽减弱，同时，青藏高原到新疆地区又有弱脊（下面简称新疆脊）发展，西安地区受到脊前偏西气流影响。到 17 日 08 时，新疆脊东移到 85°E，新疆到河套地区基本维持西北偏西气流。到 17 日 20 时，新疆高脊进一步发展加强，东亚大槽位于 115°E 附近，我国西北地区都处于新疆高脊前方，陕西大部受脊前西北气流的影响，冷空气不断向南扩散，大雾逐渐消散。从 16 日 20 时地面图上（图 3a），在贝加尔湖西部存在冷高压中心，关中地区处于均压场中；到 17 日 02（图 3b）时，弱冷空气前沿北路到达河套西部，08 时（3c），弱冷空气进入河套；到 20 时（图 3d），有一股较强的冷空气进入河套地区，地面的均压场被破坏，风速加强，大雾天气的地面形势被破坏，进而这次大雾天气过程结束。

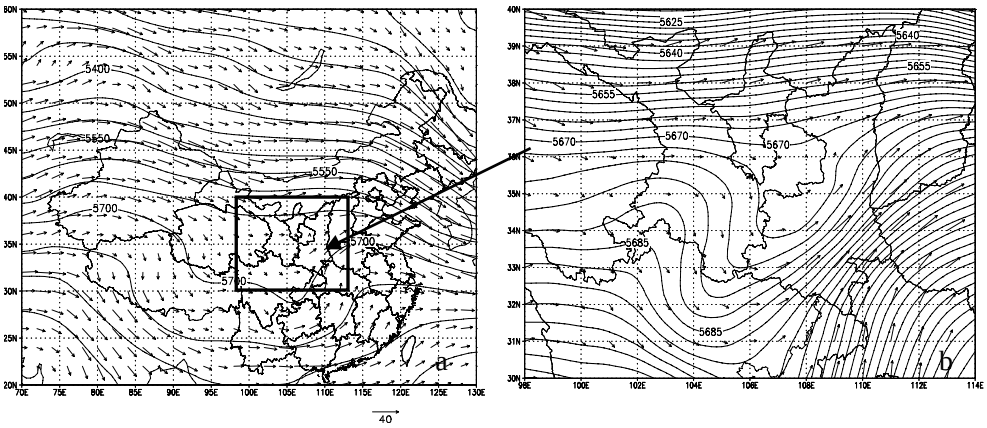
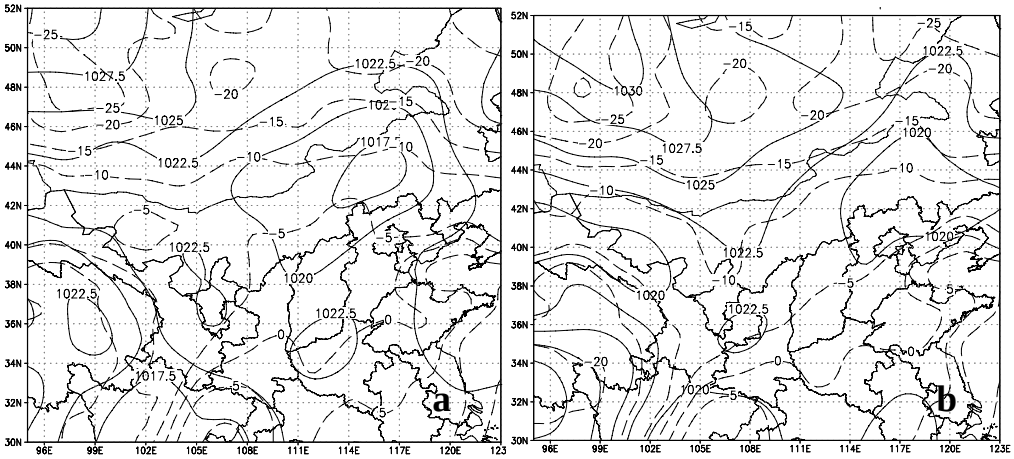


图 2 2004 年 12 月 16 日 08 时（北京时，下同）的 500hpa 形势图

（b 图为 a 图中黑色方框的放大图）



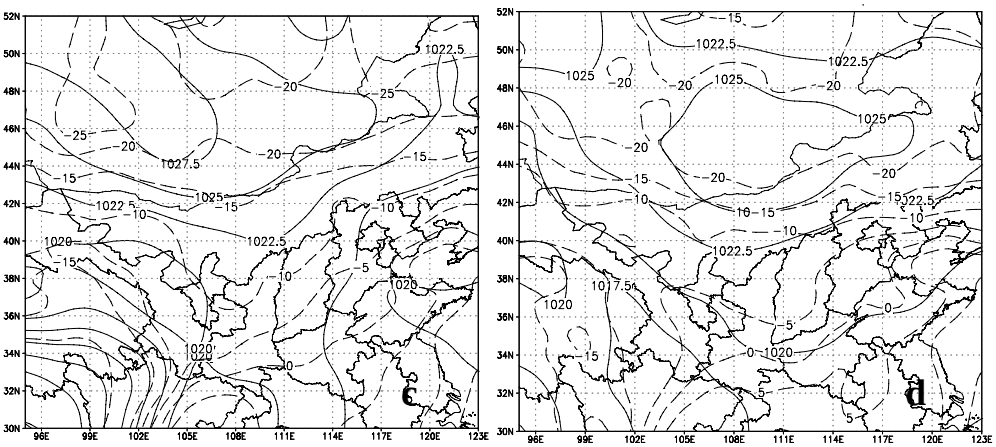


图 3　2004 年 12 月 16 日 20 时（a），17 日 02 时（b）、08 时（c）和 20 时（d）

地面形势图

（实线为等高线，虚线为等温线）

3．模式基本简介和资料处理

本文使用WRF模式对此次大雾过程进行高分辨率模拟。模拟采用三重嵌套网格技术（图4a），粗网格的中心点位于（34.4°N，108.8°E）。水平网格距分别采用18km、6km和2km，对应的水平格点数分别为：100×90、82×67和58×52。垂直方向上采用σ坐标，模式层顶取50hpa，考虑到雾过程多发生在边界层中，因此，垂直方向取不等距分为34层，主要是加密了边界层，其中描述边界层的约有10层。模式物理过程方案为：lin显示云微物理方案、GRELL积云对流参数化方案和YSU高分辨边界层方案。模式采用6小时一次的1°*1°的NCEP再分析资料，起始时间为2004年12月16日20时，积分24小时，模式输出间隔30分钟。文中主要给出Domain3的模拟结果和诊断结果。

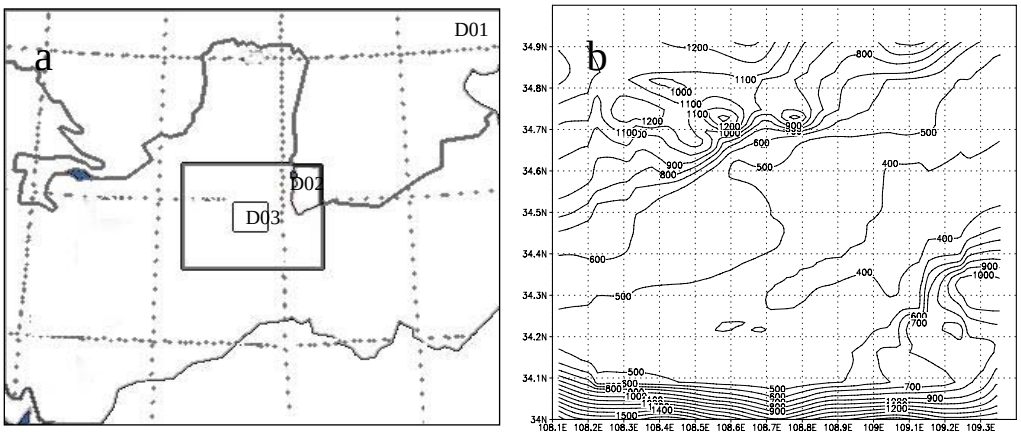


图 4 模拟区域（a）和 Domian3（b）的地形分布图

4．模拟结果分析

4.1 模拟结果和实况的对比分析

从 12 月 17 日凌晨起，关中平原北部和西部出现大雾，到 08 时，大雾基本覆盖整个关中平原，能见度大多在 500m 以下，西安站地面实测风风速≦4m/s，同时在出现大雾时 $t-t_d$ ≦1℃。到 20 时，大雾基本消散，但还是有 6 县市被雾笼罩。

气象观测对大雾的定义为：悬浮在贴近地面的大气中的大量细微水滴（或冰晶）的可见集合体，能见度小于 1000m。一般认为：雾在-15～0℃时的液态水含量（LWC）范围为 0.05～0.2g/kg，所以我们采用液态水含量来描述模拟结果中的雾的生消过程。考虑到关中平原的特殊地形环境（图 4b：Domain3 的地形图）。图 5 和图 6 分别给出了 WRF 模拟此次大雾的 975hpa

和 950hpa 上液态水含量分布图。17 日 02 时，雾开始在关中平原的西部和北部生成，对应于 975hpa 图（图 5a）上，关中平原西部和北部的 LWC 大于 0.05g/kg，同样在 950hpa（海拔大约 440m 左右）上（图 6a）这两个区域有对应的中心，之后雾发展较快，从图 5b、图 6b 中可以看出：大雾笼罩了整个陕西中部的西安市、咸阳、三原到武功一带，雾区的雾浓度和范围达到最大，在咸阳和武功附近出现了液态水含量的高值中心，分别为 0.55g/kg 和 0.65g/kg，西安 950hpa 上的液态水含量为 0.2g/kg。日出后，随着辐射的增强，雾滴蒸发，到 12 时，大雾开始消散，雾的范围开始减小，雾的液态水含量开始减小，到 14 时（图 6c），咸阳的大雾已经消散，到 20 时（图 6d），除了武功附近和西安东部大雾还维持，其他地区大雾基本已经消散。

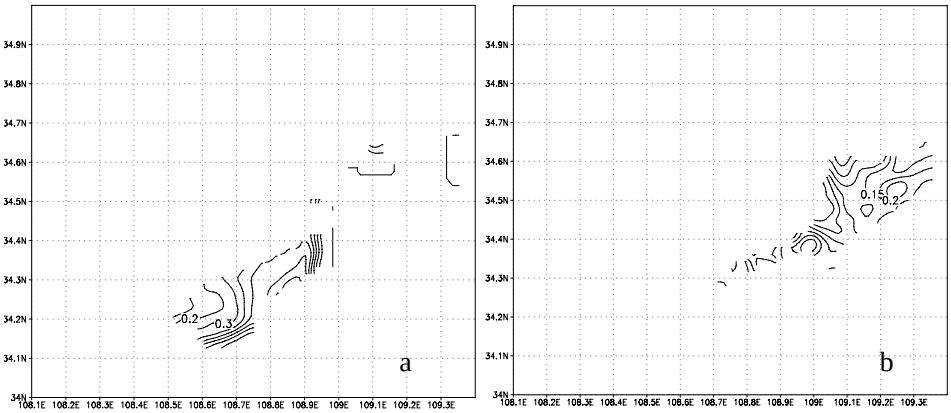
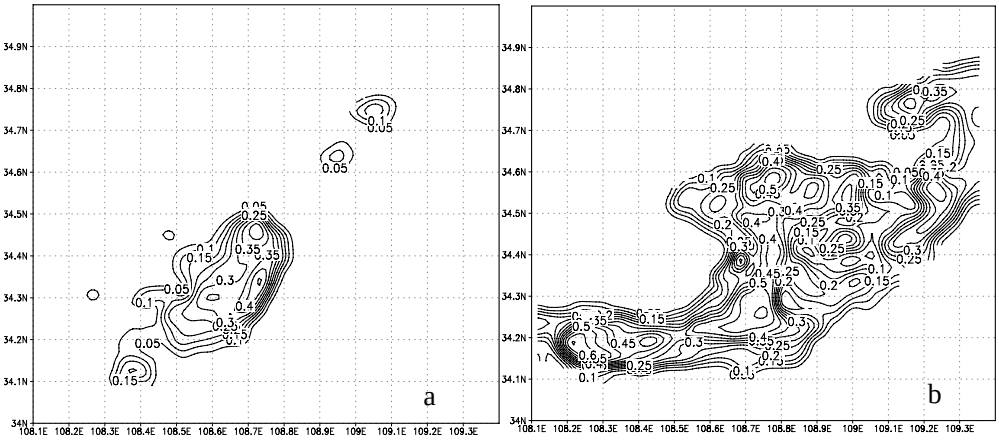


图 5 2004 年 12 月 17 日 02 时(a)、08 时(b)
975hpa 雾中的液态水含量（g/kg）



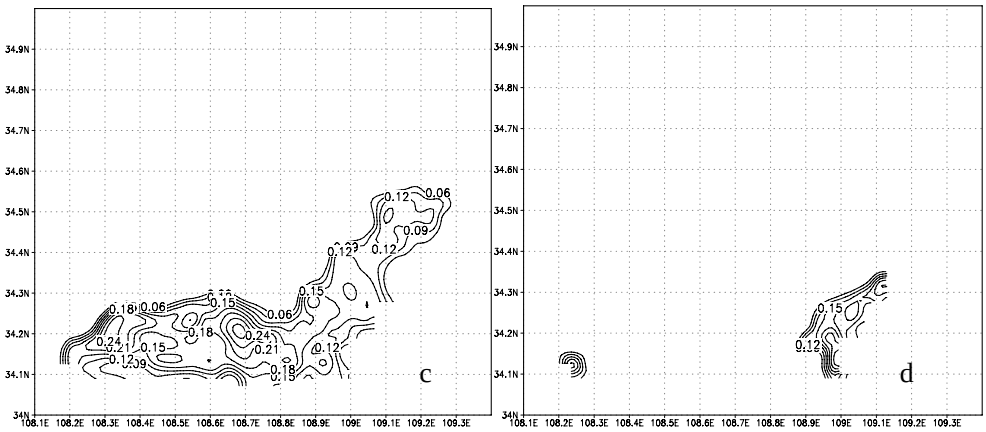


图 6 2004 年 12 月 17 日 02 时(a)、08 时(b)、14 时(c)和 20 时（d）

950hpa（海拔 440m 左右）雾中的液态水含量（g/kg）

图 7 给出了模拟中心点沿时间剖面图，由图中阴影可见，0.05g/kg 的上界在 850hpa 以下，模拟的雾出现在 17 日 02 时，中间有一段时间，大约 2 小时左右，雾减弱，到 05 时，雾再次发展起来，到 07 时左右，液态水达到最大，并且高度伸展到 850 左右，近地面液态水含量达到 0.16g/kg。模拟雾的发生和成熟期的时间与实况比较吻合。

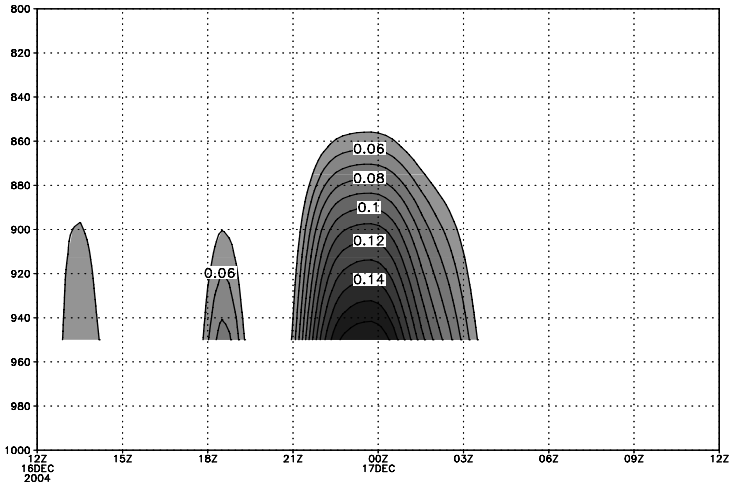


图 7 模拟中心点液态水含量随时间的演变图

（阴影部分为液态水含量大于 0.05g/kg 的区域）

从模拟结果和实况的对比来看，此次模拟较成功的重现了大雾的发生、发展和生消的过程。说明 WRF 对大雾天气过程具有一定的模拟能力。

4.2 大雾形成、发展及消散过程的特征分析

雾出现之前，整个近地面层水汽很充沛，当相对湿度值增大到一定值，即空气达到饱和时，雾便开始形成。分析雾形成前后相对湿度的时空分布情况表明，从 16 日 20 时到 17 日 20 时的模拟中心点（海拔 444m 左右，大约 950hpa 左右）的相对湿度时间演变图来看（图 8），底层相对湿度都维持在 80％以上，并且可以看到随着时间的变化，到 17 日凌晨 2 点左右，由于水汽的沉降作用，相对湿度的大值区主要集中 900hpa 以下，大雾开始生成；到 13 时左右，受到太阳辐射和地面增温的影响，空气的相对湿度减小，大雾开始消散；近地面层从底层到 900hpa，相对湿度从 95％迅速递减到 50％，表明相对湿度的垂直梯度很大，造成这种现象的主要原因是由于雾顶的辐射冷却，导致水汽凝结，从而造成了空气的相对湿度迅速减小。

此外，还可以看到在大雾生成前，在中高空还存在相对湿度的大值中心，这可能与前一天的降水有关，到 17 日 08 时，中心消散，其原因可能是辐射冷却使水汽沉降而造成的。

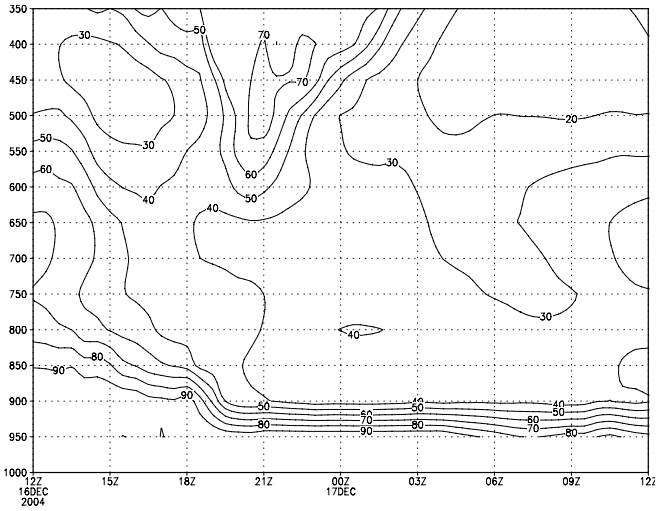


图 8 模拟中心点的相对湿度时间演变图（单位：%）

图 9 给出了模拟中心点地面的温度和温度露点差的演变图。由图可见，在雾形成前期，由于冷却作用，地面温度不断降低，在 17 日 02 时之前，温度有小幅的振荡，这可能与存在水汽凝结释放潜热有关。02 时之后，随着雾的生成，水汽凝结开始释放潜热，但其作用小于长波辐射的冷却作用，地面温度继续下降；到 08 时，随着太阳辐射对地面的升温作用和雾体向下的辐射作用，降温速度减慢；一直到 09 时，温度开始回升，且升温率明显加大。可见，地面长波辐射的冷却作用有利于雾的形成，云对地面的逆辐射作用对雾的形成有阻碍作用，同时，雾的形成又阻碍了地面温度的降低。从温度露点差的时间曲线可以看出，在大雾期间，地面的温度露点差维持在 0℃附近，并且整个过程中温度露点差基本都小于 2.5℃。可见，近地面充足的水汽条件是雾形成的必要条件。此外，在此次模拟的过程中，模拟的逆温层不明显，与实况观测中也是比较接近的，实况显示西安地区 4 个探空站高空实测温度表明，只有西安站在大雾期间出现了弱的逆温，其他 3 个测站并没有出现。其原因可能是地面有冷空气的入侵，使得逆温层结不明显。

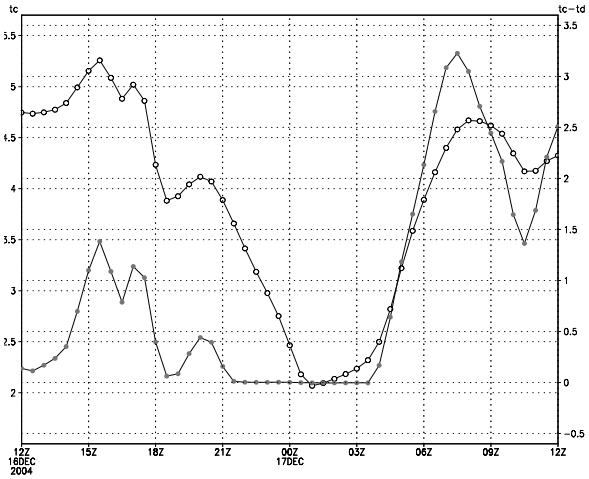


图 9 温度和温度露点差时间演变图（空心线为温度，对应左边的纵坐标；实心为温度露点差，对应右边的纵坐标。单位：℃）

图 10 为模拟的区域 D03 中心点的地面风速随时间的演变图，从图 10a 可以看到，从 20 时到 17 日 04 时，地面风速稍有增加，到 04 时以后风速不断减小，08 时后风速有所增大，

之后风速呈振荡减弱。但在模拟大雾期间，地面风速小于 1.5m/s。在雾的形成初期（20 时～08 时），地面风速≦4m/s，表明近地面湍流较小，有利于地面辐射冷却降温和水汽聚集；在雾的发展阶段（08 时～11 时），风速由 0.4m/s 增大到 1.1m/s 左右，有利于雾体中热量和水汽的交换；之后雾的维持和消散阶段，风速振荡减小。图 10b 可以看到，在整个雾的过程中，近地面层处于微风场中。可见，这种风场形势有利于雾的发展和维持。

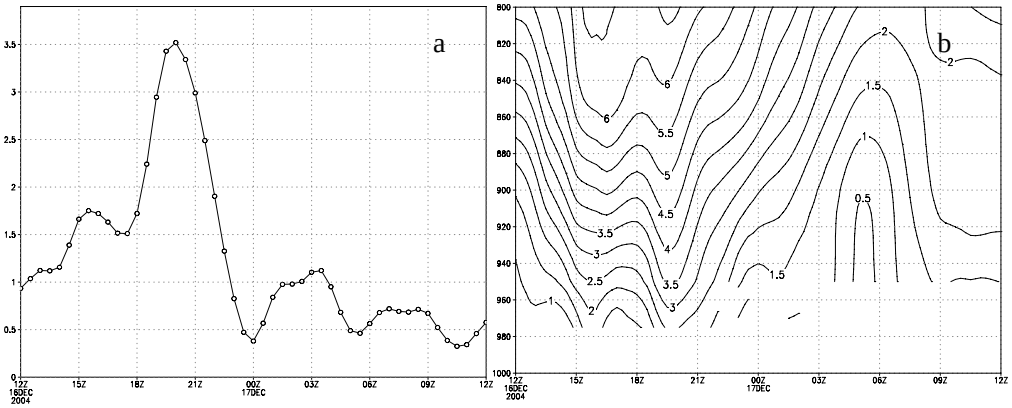


图 10 地面风随时间的演变图

（a，模拟区域中心地面风速；b：模拟区域中心风速随时间的垂直分布）

此外，从散度和涡度图看，在大雾期间，低层为弱的辐合，中层辐散。

4.3 垂直速度分析

大气垂直运动对天气系统的发展有着重要的影响，垂直运动造成的水汽、热量等物理量的垂直输送对天气系统的发展有着重要的影响，雾主要是发生在边界层中，因此研究大气低层中的垂直运动对雾的影响是很有必要的。本文着重分析模拟中心点 700hpa 以下的垂直速度随高度的变化情况（图 11），16 日 23 时，在 780hpa 上出现最大下沉速度中心，最大值为 0.035（单位：hpa/s，下同），随着时间的变化，到 17 日 04 时，最大速度中心下降至 840hpa，强度减小到 0.005；同时，可以看到，从 17 日 00 时开始，低层存在弱上升运动，并且强度有所增加，由-0.015 增大至-0.02，从 04 时到 06 时，从地面到中空均为上升运动，到 08 时以后，近地面层再次转为下沉运动，最大下沉速度出现在 13 时；此后，下沉速度开始减弱，16 时左右，速度中心抬升离开地面。由此可见：在大雾发生阶段，近地面层为弱的上升运动，低层 850hpa 附近为下沉运动，有利于地表水汽向上的输送和空气中湿度的增强；此后，在 17 日 08 时后，近地面层为下沉运动，中层为弱上升运动，说明低层的下沉运动的维持，有利于近地面层水汽的聚集和大雾的维持，这是大雾形成和维持的重要条件。但是，下沉运动的加强及雾滴的重力作用导致了雾体中水汽含量减少，这与空气中相对湿度和液态水含量的变化是一致的。到 13 时后，下沉减弱，说明中午后，随着地面温度的升高，当近地面层空气中液态水的凝结小于其蒸发时，雾开始消散。

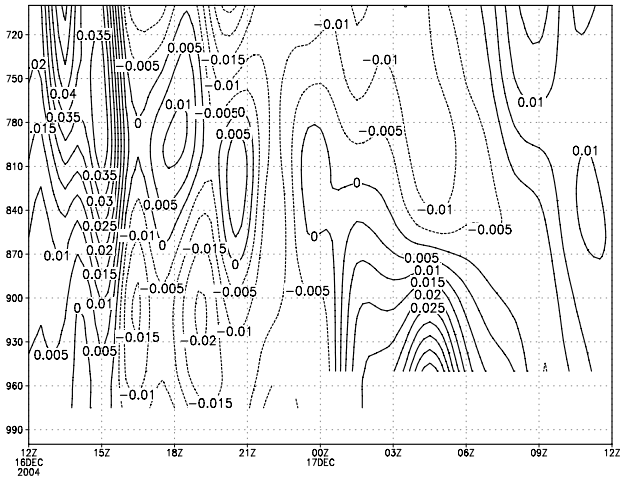


图 11 垂直速度时间演变图（单位：hpa/s）

5．小结

通过以上模拟和分析可以看出： WRF 能够模拟出 2004 年 12 月 16～17 日发生在西安的大雾天气过程，模拟的雾生成和消散时间、范围以及强度都与实况相接近，说明 WRF 具有模拟大雾天气过程的能力；高空弱偏西气流与地面弱冷空气的配合，是此次大雾形成的有利的环境；低空湿度较大，为雾的形成和维持提供了良好的水汽条件；长波辐射冷却对此次大雾起着决定性作用，是主要的降温因子，而太阳短波辐射使得地面温度升高，是导致大雾消散的主要原因之一；大雾发生初期，近地面层的弱辐合上升和中层的辐散下沉运动有利于近地面层水汽的聚集和维持；大雾发展和成熟期，低层的下沉运动对大雾的维持有着重要的作用，说明低层的下沉运动是大雾形成和维持的重要条件之一。

参考文献

[1] Fisher EL and P Caplan. An experiment in the numerical prediction of fog and stratus. J.Atmos.Sci.,1963, 20:425~437

[2] Zdunkowski W G and Nielsen B C. A preliminary predication analysis of radiation fog. Pure Appl.Geophys,1969,75: 278~299

[3] Bovok M V ,et al. Numerical model of radiation fog and stratus formation taking into account interactions among dynamical radiative and microphysics progress. Conference on cloud physics,041/MA,1982.300~302

[4] 钱敏伟.长江上空辐射雾的数值模拟.大气科学，1990，14(4)：483~489

[5] 张利民.重庆雾的二维非定常数值模拟.大气科学，1993，17(6)：750~755

[6] 周斌斌.辐射雾的数值模拟[J].大气科学，1991，15：99~109

[7] COTTON W R,ANTHES R A.风暴和云动力学[M].北京：气象出版社，1993：331~342

[8] 芜湖机场辐射雾生消过程的数值研究，解放军理工大学学报，2000，1（4）：85~88

[9] 华东地区一次大雾的模拟诊断分析，航空气象，2007，1：44~47