

“0703”东北暴雪成因的数值模拟研究

秦华锋 金荣花

(国家气象中心, 北京 100081)

提 要: 利用常规观测资料以及中尺度数值模式 MM5V3.7 的模拟结果, 对 2007 年 3 月 3—5 日东北地区罕见暴雪过程成因进行了分析。结果表明: 高低空垂直切变明显和高层辐散与低层辐合相配置导致的强上升运动, 以及中低层深厚的正涡度产生和维持是强暴雪形成的动力机制; 干冷空气侵入是产生暴雪的触发因素; 北上低涡东侧的偏南气流携带来自东海和南海两个源地的充沛水汽直抵东北地区, 是产生东北暴雪的重要原因之一。

关键词: 暴雪 大尺度环流形势 数值模拟

Numerical Simulation Study of the Cause of Snowstorm Process in Northeast of China on March 3-5 of 2007

Qin Huafeng Jin Ronghua

(National Meteorological Center, State Key Laboratory of Severe Weather, Beijing 100081)

Abstract: Based on the routine observational data and the result of the Meso-scale Model (MM5V3.7) simulation, the cause of snowstorm process in northeast of china in Mar. 3-5, 2007 was analyzed. The results indicate that vertical shear of upper and lower air and strong ascending caused by upper air divergence and lower air convergence, as well as the generation and maintenance of mid-lower air positive vorticity are the dynamical mechanism, and the cold and dry air invasion is the trigger factor. Profuse water vapor from East Sea and South Sea with northward airflow from south at east of cyclone is the important reason of snowstorm.

Key Words: snowstorm macro-scale circular situation numeric simulation

引 言

2007 年 3 月 3—5 日, 受一次极端温带

气旋天气影响, 辽、吉、黑、鲁等地出现 1951 年有气象记录以来历史同期最强的暴风雪(雨)(以下简称“0703”东北暴雪)天气, 使城市交通和高速公路的运输大部中断, 部分地

资助项目: 中国气象局气象新技术推广预报员专项(CMATG2008Yol), 灾害天气国家重点实验室开放课题资助

收稿日期: 2007 年 6 月 25 日; 修定稿日期: 2008 年 2 月 1 日

区的供暖、供水受到影响,严重影响了人们的生产和生活。这次历史罕见的暴风雪(雨)天气过程不仅受大尺度环流的影响,而且存在着中小尺度甚至云尺度环流系统的相互作用,要取得时间和空间分辨率都较高,动力上又连续的观测资料是十分困难的,因此,气象学者经常用理论和数值模式对暴雪过程进行研究。

从20世纪70年代开始,很多气象工作者对暴雪的天气气候特征进行了系统的分析和总结,至今仍为实际预报业务工作所应用。1990年代以来,不少气象学者运用中尺度数值模式对暴雪过程进行模拟分析,探讨其成因和机理,对暴雪形成机制有了更深层次的研究和更深入的认识。张小玲、程麟生^[1-2]利用“96.1”暴雪期模拟资料对暴雪带中尺度系统的涡度和散度变率进行了运动学和动力学诊断分析,得出运动场和热力场的相互配置与耦合关系极有利于暴雪切变线发展及暴雪形成与维持。刘建军、程麟生^[3]对“97.12”高原暴雪过程的中尺度热量和水汽收支进行诊断,指出非对流性凝结降水对这次暴雪起决定因素。宗志平、刘文明^[4]利用GRAPS全球数值模式模拟结果分析,得出高层正散度和负涡度的辐散与低层负散度和正涡度的辐合相配置有利于造成较强的上升运动,产生十分有利的强降水条件。刘宁微^[5]利用模拟数据分析了2003年3月辽宁的暴雪过程,指出低空辐合和高空辐散,导致上升运动的加强以及低层正涡度的产生和维持而产生的垂直方向上水汽凝结是该暴雪过程的形成机制。王东勇等^[6]利用天气雷达资料和中尺度数值模式分析了2004年末的黄淮暴雪,指出本次暴雪近地面925hPa附近有很强的超低空急流,高低空垂直切变明显,有很强的斜压性。可见,强暴雪天气过程的形成原因是比较复杂的,有必要进一步对暴雪个例进行分析、总结。

动力机制、热力因素、水汽输送条件三者与降水过程的发生具有密不可分的关系,三者互相影响,制约着其发生、发展。本文在前人工作的基础上,利用实况观测和中尺度数值模式模拟结果,综合分析这次东北暴雪的发生、发展动力机制,干冷空气侵入对暴雪过程影响以及暴雪过程中持续不断水汽输送这三者来揭示这次东北地区的暴风雪(雨)天气过程的产生原因。

1 资料及模式

本文使用的地面降水数据来自国家气象中心逐日08时(北京时,下同)的24小时降水量加密观测。数值模拟所用模式为NCAR/PSU联合研制的MM5V3.7中尺度非静力平衡数值模式,其初始场为3日08时至6日08时6小时一次、分辨率为 $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 的全球再分析NCEP数据。

2 降水实况和大尺度环流形势特征

2.1 降水实况

2007年3月3—5日,我国东北地区发生一次大范围的强降水天气过程,其中辽宁中北部、吉林、黑龙江大部份地区降了大到暴雪,局部地区大暴雪,辽宁南部降了大到暴雨(图1),此次降水过程平均降水量均超过当地3月上旬的历史极值。3月3日起,华北大部、辽宁西部开始出现雨及雨夹雪天气,4日,辽宁中北部、吉林东部、黑龙江东南部出现历史同期罕见的暴雪,4日08时至5日08时,辽宁东部有7个站点出现了50mm以上的降水,分别为鞍山59mm、本溪55mm、岫岩54mm、庄河59mm、宽甸54mm、桓仁52mm、丹东94mm。5日,降雪(雨)量逐渐减少,6日,暴雪(雨)过程基本结束。

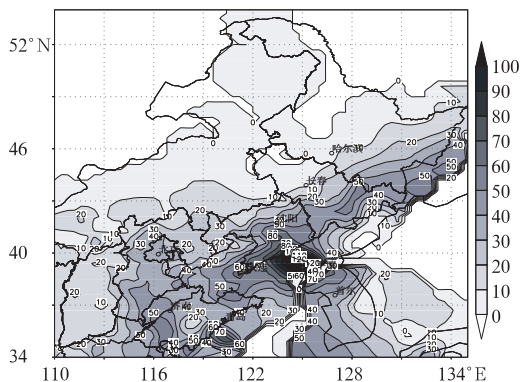


图 1 2007 年 3 月 3 日 08 时至 6 日 08 时 72 小时过程累计降水量分布图(单位:mm)

2.2 大尺度环流形势特征

从 500hPa 大尺度环流形势的演变来看(图略),3 月 1 日 08 时,500hPa 亚洲中高纬度地区为两脊一槽型,乌拉尔山地区和鄂霍次克海地区分别为长波脊控制,亚洲北部为宽广的低值区,极涡中心位于 70°N 、 100°E 附近,中心位势高度为 5040gpm,并有一个 -48°C 的强冷中心相配合,其伴随的低槽位于西西伯利亚地区,同时,在我国 $30^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 中纬度锋区上不断有短波分裂东移。在随后的两天里,乌拉尔山长波脊东移,脊前偏北气流引导极地冷空气南下,高空冷涡及其伴随的长波槽东移发展,于 4 日 08 时抵达内蒙古东部,正是这个冷涡及其伴随的低槽东移活动为东北暴雪提供了冷空气源。同时,青藏高原东移的高原槽与南支槽合并东移,不仅引导的暖湿气流北上,而且槽前的正涡度输送为东北地区的降雪提供了动力条件。

850hPa 图上,3 日 08 时,西南地区东部有一较强的低涡,其暖式切变线向东北方向伸展,西南涡沿切变线迅速向东北方向移动,4 日 08 时低涡的中心位置移到山东半岛北部、渤海上空,24 小时中心位势高度降低 60gpm 以上,因此,西南低涡迅速向东北移动和加强,是造成这次东北地区暴雪(雨)的主要影响系统。

3 中尺度数值模拟结果分析

为了更细致地分析“0703”东北暴雪的成因及其发生、发展机制,常规资料不足以对其中小尺度结构进行细致刻画,模式模拟数据具有高时空分辨率的特点,可以用来对这次罕见的东北暴风雪(雨)天气过程进行较为详细的分析。下面利用中尺度数值模式模拟结果,对形成这次暴雪的动力机制、热力条件、水汽分布等进行分析。

本文采用 NCAR/PSU 联合研制的 MM5V3.7 中尺度模式,中心经纬度取 $(39^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\text{E})$,网格数为 151×190 ,单重,无嵌套,水平格距为 30km,垂直层数为 23 层,模式顶气压为 100hPa,主要的模式方案有:非静力平衡动力方案、大气辐射及显式水汽方案、Grell 积云对流参数化方案、MRF 边界层高分辨参数化方案、侧边界条件选松弛/流入-流出方案。初始条件和侧边界资料用 6 小时间隔的 NCEP 再分析数据,模拟时间为 72 小时,从 2007 年 3 月 3 日 08 时至 6 日 08 时,模拟结果每 3 小时输出一次。

3.1 模拟降水结果及形势场

这次降雪过程主要出现在 3 月 4 日,从模拟 3 月 4 日逐 6 小时降水量图上(图略),降水从辽宁南部开始,逐渐向东北扩展,强降水中心主要位于辽宁东南部,与 6 小时实况降水量图(图略)相比较,在东北地区该降水演变趋势、量级与实况基本一致,模拟在华北地区有虚假降水产生。从模拟 3 月 3 日 08 时至 6 日 08 时 72 小时总降水量图上(图 2a),在辽宁东南部有一个降水超过 100mm 的中心,其与实况(图 1)72 小时降水总量是相符的,模拟在华北东部降水比实况偏大,但模拟降水范围、雨强和形态在整个东北地区与降水实况基本上还是一致的。

图2b为3月4日08时模拟850hPa高度场,低涡中心位于山东半岛上空,中心强度为1360gpm,这与实况(图略)是一致的,在其西北侧,有一个冷高压,对于这个冷高压强度和范围模拟情况(图中未给出全貌)与实测符合得较好,其余等值线所处位置与实际观测基本上也是很接近。比较其它时刻的高度场上(图略),基本上和实测也相符合,总之,形势场模拟结果也较好。

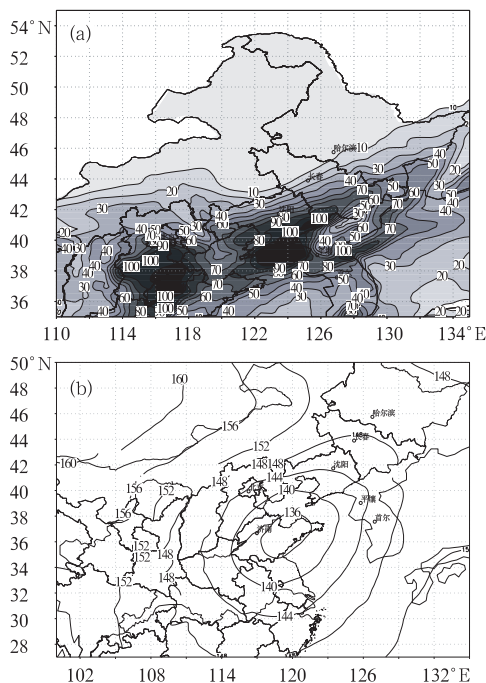


图2 模拟2007年3月3日08时至6日08时72小时总降水量(a,单位:mm)和4日08时850hPa高度场(b,单位:10gpm)

3.2 模拟中尺度低涡流场及地面气压场演变

在模拟850hPa流场上(图略),4日08时,在地面低压中心东北侧,辽宁、吉林中东部、黑龙江南部上空有一明显的南侧暖湿气流和北方冷空气形成的辐合带。随着气旋的东移入海,地面低压稍有加强,850hPa的冷暖气流辐合带转为近南北向。5日08时,地面低压气旋东移到日本海上,东北地区850hPa流场转为偏北气流控制,降雪过程逐

渐趋于结束。

3.3 强暴雪的动力机制分析

散度和涡度是研究大气动力过程中两个很重要的物理量,散度表征大气在运动过程中的辐合和辐散,涡度描述大气的空气微团旋转运动的强弱程度,在中- α 尺度下,水平散度和水平涡度同量级,两者同等重要;合适的高、低空气流配置,有利于降水天气的发生、发展及持续;强烈的垂直上升运动,为暴雪的产生提供原动力。下面分别对这次暴雪过程中的水平散度及涡度场结构,高、低空风场和垂直运动进行分析。

3.3.1 散度及涡度场结构

4日08时,850hPa上有两个辐合中心,一个位于(39°N 、 122.5°E)附近的辽宁南部海面上,其强度有 $-15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (考虑到这一点,在下面制作图3时,其经度取 122.5°E),另一个位于辽宁中部的暴雪区上空,强度相对较弱,有 $-5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,降雪期间,东北地区南部低层散度都为负值,具有较强的辐合气流,5日08时,随着地面气旋的东移,东北地区低层散度逐渐转为正值,辐合气流减弱消失。

从沿 122.5°E 散度场的经向垂直剖面图上(图3a,b)看出,4日08时,在暴雪区上空有较宽广的辐合区,且辐合层达到500hPa高度,同时,由于低层有北方冷空气入侵,这个辐合区具有明显的倾斜的特征。随着北方冷空气侵入势力的加强,这个辐合区受到挤压、抬升,4日20时,其辐合中心位于700hPa层上,强度有 $-15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,但其倾斜性更加明显。

从3月4—5日的各层涡度场上(图略),4日08时,850hPa层暴雪区上空有一正涡度带,其中心强度有 $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,降雪期间,东北地区南部上空低层始终维持在一正涡度区内,5日08时后,正涡度带东移,东北地区上空低层正涡度逐渐减弱。

在沿 122.5°E 涡度场的经向垂直剖面图上(图 3c,d),4 日 08 时,正涡度带向北伸展到 45°N 上空,其垂直高度达 500hPa 层。同

散度场一样,20 时,由于北方冷空气的入侵,这条涡度带有所南压,增强,其中心强度为 $20 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。

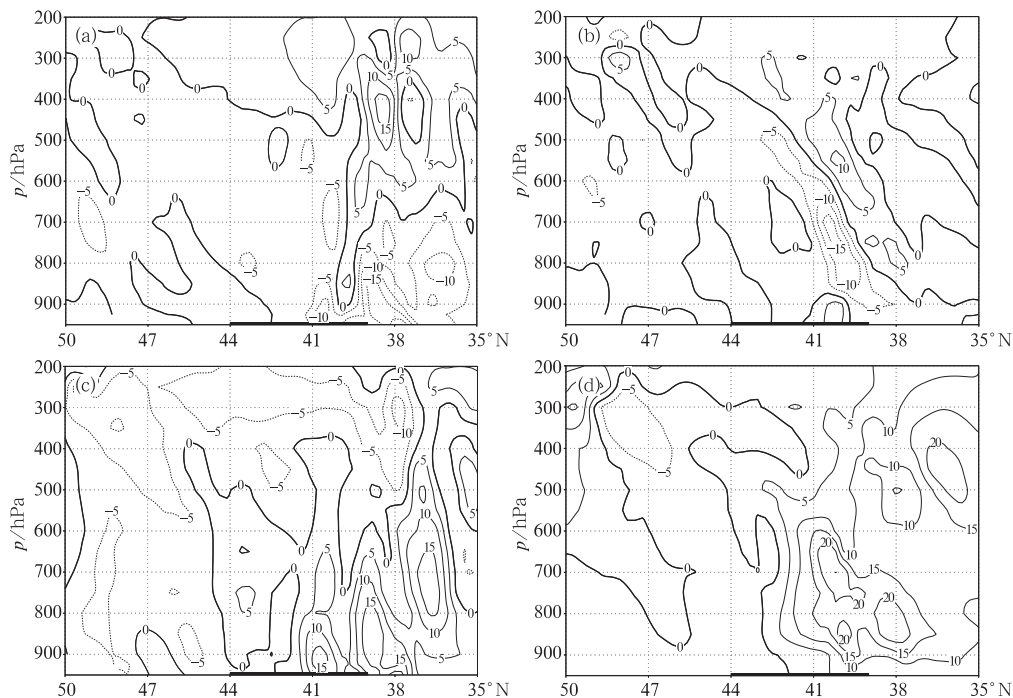


图3 2007年3月4日08时、20时沿 122.5°E 的散度(a,b)、涡度场(c,d) 经向垂直剖面(单位: 10^{-5} s^{-1})粗黑实线为4日降雪区

3.3.2 高、低空风场和垂直上升运动

从模拟 850hPa 全风速和风矢图上,可明显看到有两股气流向气旋中心辐合,一股是南侧的暖湿气流,另一股是北侧的干冷空气。图 4(a、b、c、d)为 4 日 08、20 时的 850hPa、200hPa 全风速和风矢图。08 时,850hPa 层上在气旋的东侧和西北侧各有一个急流区,急流中心最大风速皆有 $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,东侧急流对应为南部暖湿空气的流入,西北侧的为北方干冷空气的流入。随着系统的发展,这两股急流风速稍有加大,20 时,最大风速有 $35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

在 200hPa 层上, 49°N 附近(图 4c,d),有一西风急流区,其最大风速有 $55 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,高空急流核右后部的辐散气流为低层辐合提供了质量出口,其位置随着气旋向东移动。这种高低空急流、辐合、辐散区的配置,使得

垂直上升运动发展强烈,有利于地面气旋的持续发展和维持。

分析沿 122.5°E 垂直速度经向剖面图(图 4e,f),发现这次降水过程具有很强的垂直上升运动,这为东北暴雪的发展和长时间维持提供了原动力。4 日 08 时,在 36.5°N 、 38.5°N 、 40°N 各有一个强上升运动中心,偏南的一个中心最大速度有 $0.35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,中间的有 $0.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,这两个的中心位置都在 600hPa 层上,纬度偏北的垂直速度为 $0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,中心位置较纬度偏南的高,在 450hPa 层上。犹如图 3 散度、涡度垂直剖面结构一样,由于低层有北方冷空气的入侵,上升速度具有明显的越向北其中心位置越高的特点。4 日 20 时,随着低层冷空气的侵入,垂直上升运动的倾斜性更加明显。

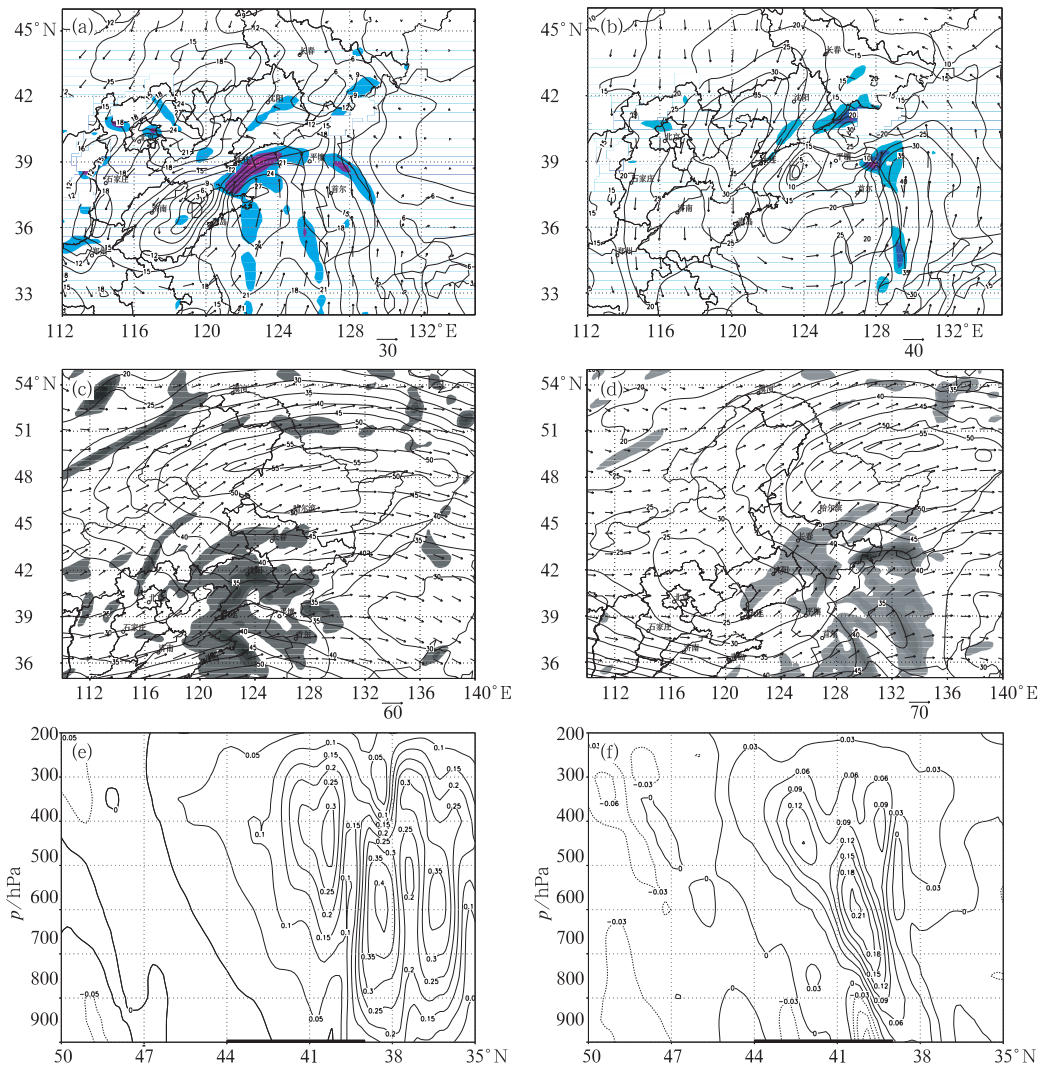


图 4 2007 年 3 月 4 日 08、20 时 850hPa(a,b,阴影区为辐合)、200hPa(c,d,阴影区为辐散)全风速(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)与风矢图及沿 122.5°E 垂直速度经向剖面图(e,f,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)粗黑实线为 4 日 08 时降雪区

3.4 温度场特征分析

这次强暴雪(雨)天气过程是由于北方强冷空气与山东半岛上空气旋东侧暖湿气流在东北地区相遇而形成的,北方南下的强冷空气是形成此次暴雪(雨)天气的一个重要条件。

3.4.1 暴雪期间的温度场结构特征

在 850hPa 温度场上(图略),4 日 08 时,可以看到在暴雪区上空具有很强的温度梯度。在内蒙古东北部,有一个冷中心,中心温

度在 -25°C 以下;在黄海上空,有一个暖中心,中心温度在 10°C 以上; -4°C 线主要位于辽宁中部、山东西北部一线上。初期由于西南暖湿气流较强,这种温度场的配置比较稳定,在东北地区形成了持续时间较长的降雪天气。20 时,冷空气势力加强,有冷舌侵入,降雪过程逐渐趋于结束。

为了分析垂直方向上温度场的演变情况,作过 850hPa 冷暖中心两点(52°N 、 112°E)和(32°N 、 124°E)连线的温度垂直剖

面(图 5a, b)。4 日 08 时(图 5a), 冷空气自北向南冷舌逐渐降低, $42 \sim 45^{\circ}\text{N}$ 其冷舌在 800hPa 附近, 逆温层在 800~700hPa; 在 $40 \sim 42^{\circ}\text{N}$, 冷舌下降到 850hPa 附近, 逆温层也降到了 850~750hPa 层之间。

4 日 20 时(图 5b), 逆温层的范围及高度都达最大。5 日 08 时(图略), 由于冷空气的东移, 在此剖面上逆温层逐渐减弱。此次东北暴雪期间温度场的分布反映了典型的锋面特征, 大气的斜压性明显。

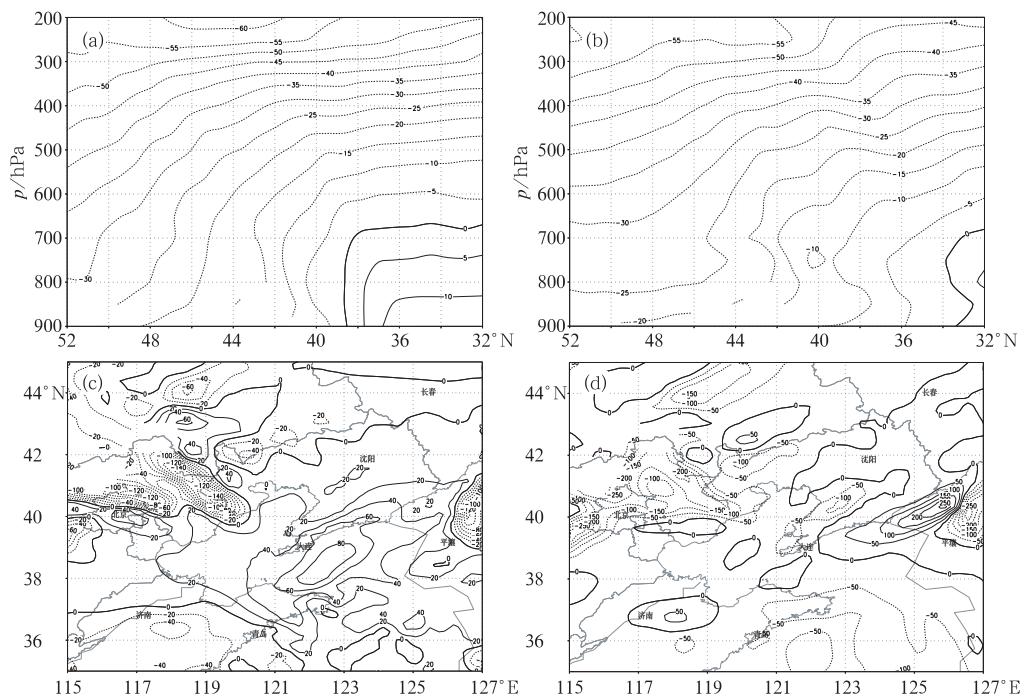


图 5 2007 年 3 月 4 日 08, 20 时温度垂直剖面(a, b)(单位: $^{\circ}\text{C}$) 及 850hPa 温度平流(c, d)(单位: $10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)

3.4.2 强温度平流场演变

从温度平流演变图上, 可以明显的看到从暖湿气流较强转变到冷平流较强的过程。图 5(c, d)为 4 日 08, 20 时的 850hPa 温度平流场, 4 日 08 时, 在暴雪区南侧有很强的暖平流, 最强的暖平流中心位于辽宁南部沿海, 中心强度为 $80 \times 10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$, 在整个暴雪区, 基本上处于正的温度平流, 说明这时西南暖湿气流比较强, 降水还处于发展阶段。20 时, 850hPa 开始有冷平流入侵, 从图上可看到辽宁西南部有一中心强度为 $-100 \times 10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ 冷平流区。随后, 降雪区冷平流范围逐渐加大, 5 日 08 时(图略), 东北大部地区基本上处于冷平流区, 降雪过程逐渐趋于结束。

3.5 形成强降雪的水汽条件分析

从上面的分析中, 可看到气旋东南侧的西南风急流从海面上带来充沛的水汽, 为这次东北地区形成强暴雪提供了重要水汽条件。下面对此次暴雪期间的水汽场结构演变和水汽通量及其散度场结构进行分析。

3.5.1 水汽场结构演变

从模拟水汽比湿分布图上(图略), 4 日 08 时, 在 850hPa 层上可看到, 从南到北, 海面上有一条高比湿带, 这条比湿带的北端一直延伸到我国东北地区, 然后水汽含量急剧降低, 最大降雪区与湿舌前部等值线最密集区即梯度大值区(亦即湿度锋区)相对应, 这条高比湿带在我国近海海面上维持了大约一

天的时间。在这一天里,伴随着西南风急流,大量的水汽被输送到东北地区。4日20时,随着冷空气的加强,这条高比湿带亦向偏东方向移动,其北部边界亦逐渐移出我国东北地区。

3.5.2 水汽通量及通量散度场结构

水汽通量表征水汽输送强度和方向,水汽通量散度则表征水汽的辐合和辐散强弱。通过分析模拟 850hPa 和 700hPa 的水汽通量、水汽通量散度及流场可知,这次东北暴雪的主要水汽来源是由于低涡气旋东侧的偏南气流所携带,向北输送至东北地区。4日08

时(图 6a),在 850hPa 层上,有两条水汽通量的高值带,代表了东北暴雪初期水汽的两个来源地,一个是我国东海洋面,根据前时刻的风场和水汽通量图分析(图略),另一个是我国南海洋面,水汽通量高值带中心位于(36°N、123°E)附近的洋面上,强度为 $24 \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$,其北部直达辽宁南部沿海,暴雪区位于水汽通量密集区的北侧,由于低涡缓慢向偏东方向移动水汽通量带亦向东移。4日20时(图 6b),与08时相比水汽通量带东移了 5~6 个经度,其高值区位于 128°E 附近。

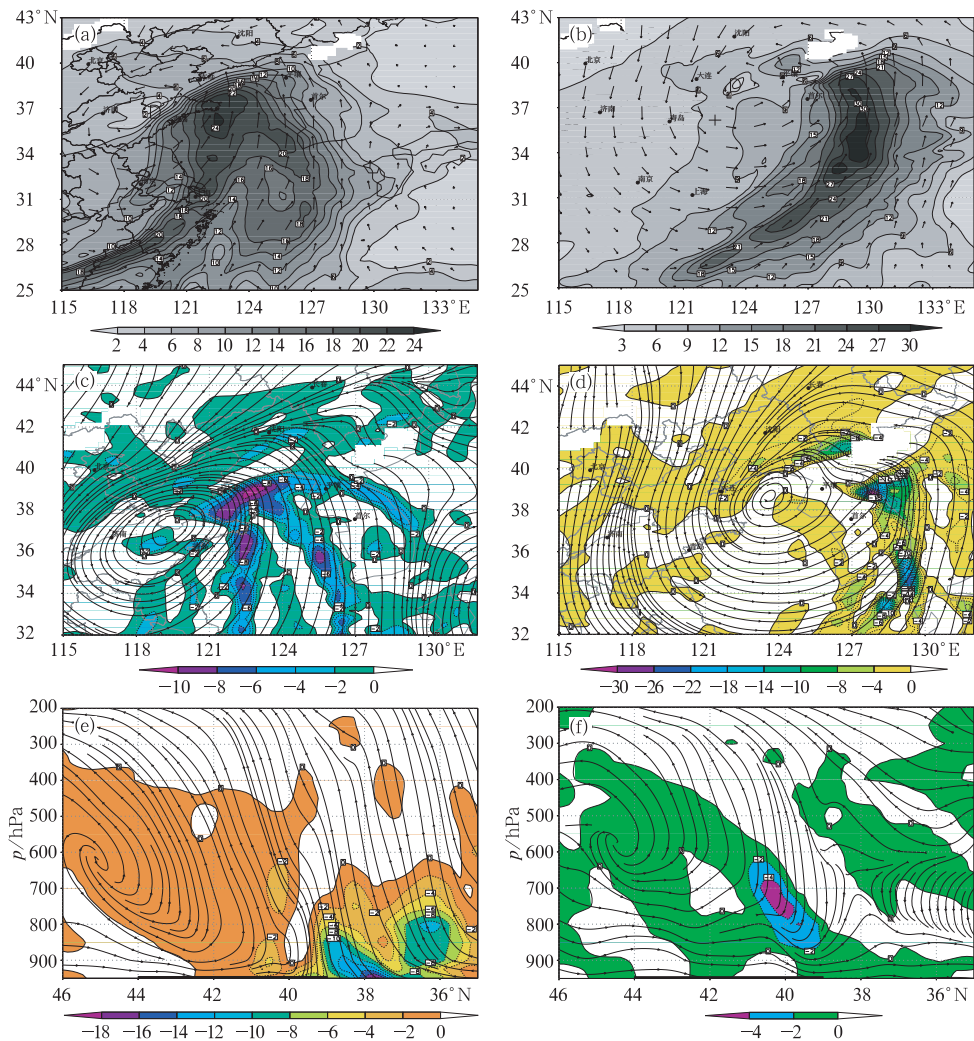


图6 2007年3月4日08,20时850hPa水汽通量(a,b)(单位: $\text{g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1}$)、水汽通量散度(c,d)及其沿122.5°E经向垂直剖面(e,f)(单位: $10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$)粗黑实线为4日08时降雪区

图 6(c、d、e、f) 为 4 日 08、20 时 850hPa 水汽通量散度及其经向垂直剖面。08 时, 850hPa 辽东半岛南部有一个较强的水汽辐合中心, 中心值有 $-8 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$, 辽宁北部亦处于 $-2 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$ 的辐合区中, 与南北气流的辐合相对应。4 日 20 时, 由于受地形阻挡, 有两个水汽通量的辐合中心, 一个位于长白山脉的北部, 另一个位于长白山脉南部的朝鲜半岛上空。从水汽通量散度沿 122.5°E 经向垂直剖面图上(图 6e、f), 08 时, 在降雪区南侧有很强水汽辐合, 辐合层一直伸展到 650hPa 附近; 最大辐合位于 38°N 附近 850hPa 层下, 强度为 $-10 \times 10^{-5} \text{ g} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1}$; 水汽通量的辐合主要位于 700hPa 层以下, 在降雪区(粗黑实线)上空, 有较宽广的水汽辐合区, 辐合区高达 500hPa 层上。由于气层的斜压性, 水汽通量散度垂直方向上具有倾斜结构。20 时, 由于气旋的东移和冷空气的南下, 降雪区上空水汽辐合区缩小, 辐合强度减弱, 其南侧低层没有强的水汽辐合中心, 降雪逐减趋于结束。

4 小 结

通过对这次东北地区大范围暴雪天气过程的大尺度环流形势及中尺度数值模式模拟结果的诊断分析, 得到如下结果:

(1) 西南低涡东移北上抵达东北地区, 其具有较强的散度和涡度场, 北方强冷空气沿着锋面从低层侵入低涡, 使得低涡南侧暖湿气流沿着锋面强烈抬升, 从而在东北地区

形成强降雪天气。

(2) 500hPa 上亚洲北部极涡及其伴随的长波槽发展东移和南下, 为这次东北暴雪提供了促使水汽相变的冷空气源, 高原槽和南支槽合并东移有利于引导西南涡北上, 不仅为暴雪产生提供源源不断的暖湿空气, 也形成了良好的动力环境场。

(3) 高低空垂直切变明显以及高层辐散与低层辐合相配置导致的强上升运动, 以及中低层深厚的正涡度产生和维持是东北暴雪形成的动力机制。由于干冷空气的侵入, 降雪期间有很明显的逆温层, 反映了典型的锋面特征, 大气斜压性明显。

(4) 北上低涡东侧的偏南气流携带来自东海和南海两个源地的充沛水汽直抵东北地区, 是产生东北暴雪的重要原因之一。最大降雪区与湿度锋区相对应, 表明干冷空气侵入是产生暴雪的触发机制。

参考文献

- [1] 张小玲, 程麟生. “96. 1” 暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断. I 涡度和涡度变率诊断[J]. 高原气象, 2000, 19(3): 285-294.
- [2] 张小玲, 程麟生. “96. 1” 暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断. II 散度和散度变率诊断[J]. 高原气象, 2000, 19(4): 459-466.
- [3] 刘建军, 程麟生. “97. 12” 高原暴雪过程中尺度热量和水汽收支诊断[J]. 气象, 2002, 28(6): 16-12.
- [4] 宗志平, 刘文明. 2003 年华北初雪的数值模拟和诊断分析[J]. 气象, 2004, 30(11): 2-8.
- [5] 刘宁微. “2003. 3” 辽宁暴雪及其中尺度系统发展和演变[J]. 南京气象学院学报, 2006, 29(1): 129-135.
- [6] 王东勇, 刘勇, 周昆. 2004 年末黄淮暴雪的特点分析数值模拟[J]. 气象, 2004, 32(1): 30-35.