

一次东北冷涡 MCS 边界层特征数值模拟分析^{* 1}

张立祥^{1,2} 李泽椿³

ZHANG Lixiang^{1,2} LI Zechun³

1. 南京信息工程大学, 南京, 210044

2. 辽宁省气象局, 沈阳, 110001

3. 国家气象中心, 北京, 100081

1. *Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*

2. *Liaoning Provincial Meteorological Bureau, Shenyang 110001, China*

3. *National Meteorological Center, Beijing 100081, China*

2008-04-30 收稿, 2008-05-17 改回.

Zhang Lixiang, Li Zechun. 2009. The numerical simulative analysis on characteristic of boundary layer in MCS on 5 July, 2004. *Acta Meteorologica Sinica*, 67(1):75-82

Abstract Boundary layer is the major source of motivity and vapor for meso-scale convective systems(MCS). A severe storm event in the mid-west of Liaoning province on 5 July 2004 was simulated using the MM5(V3.6) coupled with the Noar LSM, to explore the boundary layer characteristics, and the triggering and maintaining mechanism of a MCS in the cold vortex process over Northeast China. The 3-D airflow structure, cold air dome, stratification structure of the boundary layer and their effects on the triggering and maintaining of the MCS were emphatically analyzed. The conclusions are as follow: there were 3 airflows converging in the area of the MCS; the first was the northeast flow from a stable air mass over the Changbai Mountains, the second was the northwest sinking flow from northwest Liaoning province and the third was a southwest flow. The shallow cold air in the bottom of the boundary layer in the northeast was favorable to the rise of the southwest flow and the generation of convection. In the initial stage, the convergence of the low layer was stronger than that of the upper layer of the boundary layer, and the rotation of the boundary layer flow was weak, so a convergence line of the boundary layer was one of important factors to trigger convection. In accompany with development of strong convection, a mesoscale vortex formed within the MCS at the upper boundary layer driven by convergence of the environmental wind field and Ekman pumping; it on one hand was the major entry for the inflow of the MCS, and on the other hand provided an important feedback to the maintain and development of convection. The cold air dome resulted from precipitation evaporation led to the formation of the stable stratification in the near surface layer, and the evolution of its temperature and moist stratifications and flow structure changed the inflow of the MCS from the boundary layer.

Key words Mesoscale convective system, Boundary layer, Temperature and moisture structure, Cold air dome

摘 要 边界层是中尺度对流系统(MCS)动力和水汽的主要来源。针对东北冷涡中 MCS 的边界层特征及边界层对 MCS 的触发和维持机理,应用 MM5 模式耦合 Noar 陆面模式对 2004 年 7 月 5 日发生在辽宁中西部的强对流过程进行了数值模拟。重点分析了 MCS 不同发展阶段边界层三维气流结构、边界层冷丘、边界层层结结构及其在 MCS 触发和维持中的影响。结果表明,本次 MCS 在边界层有 3 股明显的气流汇合于雷暴区,1 股是来源于东北部长白山稳定气团的东北气流,1 股是西北部的西北下沉气流,1 股是西南气流,浅薄的东北部底层冷空气有利于西南气流的上升,形成对流。MCS 初期边界层低层的辐合强于边界层高层辐合,边界层气流旋转作用较弱,边界层辐合线是对流触发的重要因素之一。MCS 边界层上层的中尺度辐合涡旋主要由环境场辐合,边界层摩擦抽吸形成,是对流重要的能量、水汽输送系统,它伴随着强对流的发展而出现,同时对

* 资助课题:国家自然科学基金(40375020)。

作者简介:张立祥,主要从事中尺度灾害性天气机理研究。E-mail:lixiang_zhang@126.com

流的维持、发展有重要的反馈作用,是边界层与自由大气进行交换的重要系统,是对流系统维持的入流的主要入口。MCS 边界层冷丘内部为潜在稳定层结,特别在近地面层形成了非常稳定的层结,其温湿层结及气流结构改变了边界层入流。

关键词 MCS, 边界层, 温湿结构, 冷丘

中图法分类号 P458.1

1 引言

在 MCS 发生、发展中,边界层与自由大气发生着剧烈的能量和物质交换。Doswell(1987)在研究大尺度环境场与强对流系统的关系中总结出与深对流系统联系最密切的 3 个重要因素(对流层低层有足够强的湿层;充分大的直减率;足够的抬升力,使气块能从湿层到达自由对流高度)都与边界层有直接的关系,特别是中尺度抬升必需的低层不连续界面,例如切变、辐合线、对流外流边界面、边界层非均匀加热、风与地形的相互作用等主要发生于边界层。强对流云底部的外流特征是决定其特性和生命史的重要因素(Marwitz, 1972),当低层外流相对于对流入流太强时,从下部切断了流入上升气流的暖湿空气,不利于对流的维持。Romero(2001)基于地面观测、数值模拟和遥感产品研究了一系列对流系统的生命史及相互作用,认为对流产生的冷堆和外流对对流的传播非常重要,强的中尺度上升气流是由不同对流系统的外流辐合产生的。Fiuley(2001)对强降水超级单体进行了数值模拟,研究了对流的演变及发展为弓形回波的原因,发现超级单体产生于静止锋与外流边界之间,对流单体间的相互作用触发了一系列对流事件。由此可见边界层外流在强对流系统的发展、移动及对流间相互作用中扮演着重要角色。翟国庆等(1992)根据华东地区 9 次强对流天气的地面风场分析表明,强对流天气的发生发展与锋前暖区的中尺度辐合线有密切关系。在东北暴雨的 MCS 研究方面,陈力强等(2005)利用中尺度数值模式较成功地模拟出了一次东北冷涡诱发的 MCS 结构,其在发展阶段天气尺度抬升使不稳定能量积累,低层中尺度能量锋区及中尺度气旋性环流加强使中尺度辐合加强,产生中尺度强上升气流冲破中层稳定层结,倾斜上升逐渐发展为垂直上升。寿亦萱等(2007)利用雷达卫星资料分析了一次东北暴雨中的 MCS 动力结构特征。有关中尺度对流系统结构的研究与数值模拟还有许多研究成果(郑媛媛等, 2004; 陈明等, 1996; 李晓莉等, 2005; Dayan, 2001; Zeng, 2001; Zhang, 2005)。然而关于强对流边界层三维结构及其发生、演变规律目前还不清楚。

本文应用 MM5V3.6 模式耦合 Noar 陆面模式对 2004 年 7 月 5 日发生在辽宁中西部的强对流过程进行了较成功的数值模拟。重点分析了 MCS 的边界层三维气流结构、边界层冷丘及边界层层结结构,以深化理解边界层在强对流系统发生发展中与自由大气的物质、能量交换过程及 MCS 的发生发展机制。

2 降水特点及天气尺度特征分析

2004 年 7 月 5 日午后到夜间,受低涡影响,辽宁省中西部地区出现强对流天气,强对流系统带来强的短时暴雨、冰雹及大风天气。由于对流强度大而时间集中,多个市县遭受短时大风、冰雹及道路积水或洪水等灾害,彰武县 1 h 降水量达 45.7 mm。本次过程特点为大范围的雨区原地生消,强的中小尺度系统分布及发生比较分散,辽宁对应 3 个强对流中心,移动性不强,是研究强雷暴单体的演变及雷暴群单体间的相互作用很好的一个个例。由于对流发生比较分散,且尺度较小,本次过程辽宁省常规气象观测只有 2 个站雨量超过 50 mm,但实际对流发生区一般都对应 10 mm/h 以上的降水强度。短时大风是本次过程的另一个特征,几乎所有超过 20 mm 降水的测站都出现了 6 级以上大风,很多测站的大风是伴随着强降水同时出现甚至超前几分钟,例如沈阳站 14 时 55 分出现了 12.9 m/s 的大风,而此时降水还未开始;辽阳县 14 时 17 分自动站瞬时风速达 19.2 m/s。从出现的风灾来看,风的强度更大,出现的地点更多,但一般持续时间 10 min 左右或更短。

过程影响期间,从地面到对流层中层为低涡,以上为槽区,但低涡的垂直分布有较大差异,2004 年 7 月 5 日 08 时(北京时,下同)(图 1),对流层低层低涡中心在辽东,涡的轴线向西北延伸,在辽宁中西部形成一条偏东风与偏北风形成的切变线;到 500 hPa 对应两个涡旋中心,一个在辽东,一个在辽宁西北部到内蒙古东部一带;继续向上到 300 hPa 内蒙古东部为低压槽,而东北地区为槽前西南急流控制。这样在高空 6 km 左右低涡中心的位置发生了转换,下方低涡中心在东部,而上方低值区在西北部,辽宁

地区风垂直突变由偏北风转为偏南风,这种突变对于 MCS 高空外流的有效流出有重要作用。气压场、风场的配置为强对流天气的发生提供了动力条件,3 个强对流中心分别对应对流层低层低压区 3 条切变线,即辽宁西北部到中部偏东风西北风切变(低涡西北部),锦州附近的东北风西北风切变(低涡西南部),辽东的东南风西北风切变(低涡东部),可见在次天气尺度系统中的不同部位可能对应强的中

小尺度系统,直接对应气旋式切变或辐合线。温度场的垂直分布则为强对流天气的发生提供了层结条件,对流层中层辽宁西北部为冷区,辽宁中部对应南北向锋区和冷平流,东北部为暖脊,而对流层低层整个辽宁省为暖温度脊,两侧对应冷中心,这样在辽宁大部地区形成了有利的潜在不稳定层结,为强对流天气的发生提供了环境条件。5 日夜间,随着整个系统北抬,影响辽宁的对流减弱逐渐消失。

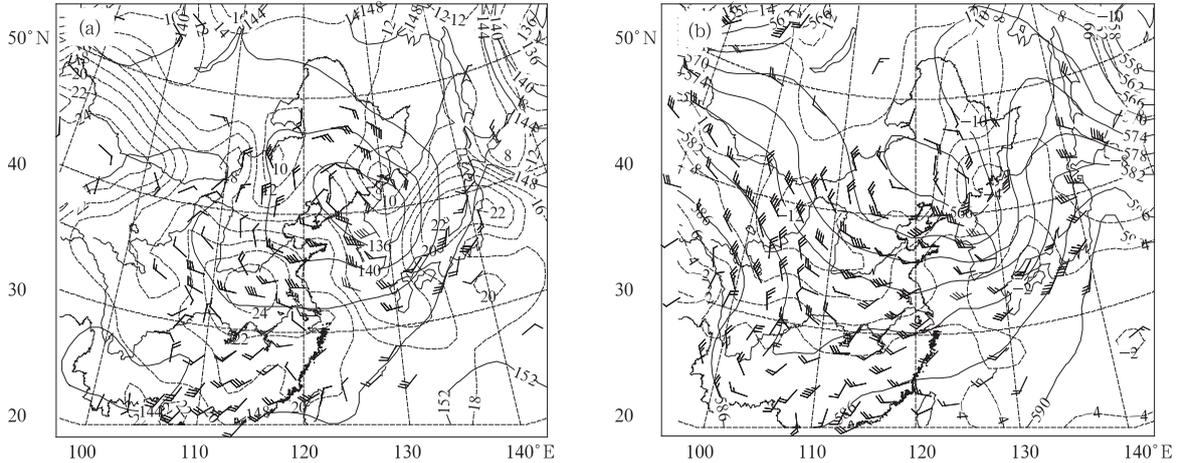


图 1 2004 年 7 月 5 日 08 时 850 hPa (a)、500 hPa (b)高度(实线,单位:dagpm)、气温(虚线,单位:℃)和风场
Fig. 1 Geopotential height (solid line, 10gpm), temperature (dash line, °C) and wind fields of (a) 850 hPa and (b) 500 hPa at 0800 BST 5 July, 2004

3 模式简介及模拟效果分析

MM5 是广泛应用于科研和业务的非静力原始方程中尺度数值模式。本文使用其 3.6 版本。模式范围由 2 层套网格组成,粗网格格距 45 km,中心点(42°N,120°E),范围 53×63;细网格格距 15 km,中心点(42°N,123°E),范围 81×91。粗细网格所用的地形分辨率分别为 10′(19 km)和 5′(9 km)。模式

垂直分 23 层。以 NCEP 再分析资料为初始场和侧边界。模式选用的物理过程:积云参数化方案为 Grell(1994)方案。云物理方案为混合相方案(Reisner, 1998);辐射方案为云辐射方案(Dudhia, 1989);行星边界层方案 MRF 方案并耦合 Noah 陆面过程,以更好描述边界层特征。

利用 MM5 模式从 2004 年 7 月 4 日 20 时(北京时间)积分 48 h,对本次过程进行了数值模拟。图 2

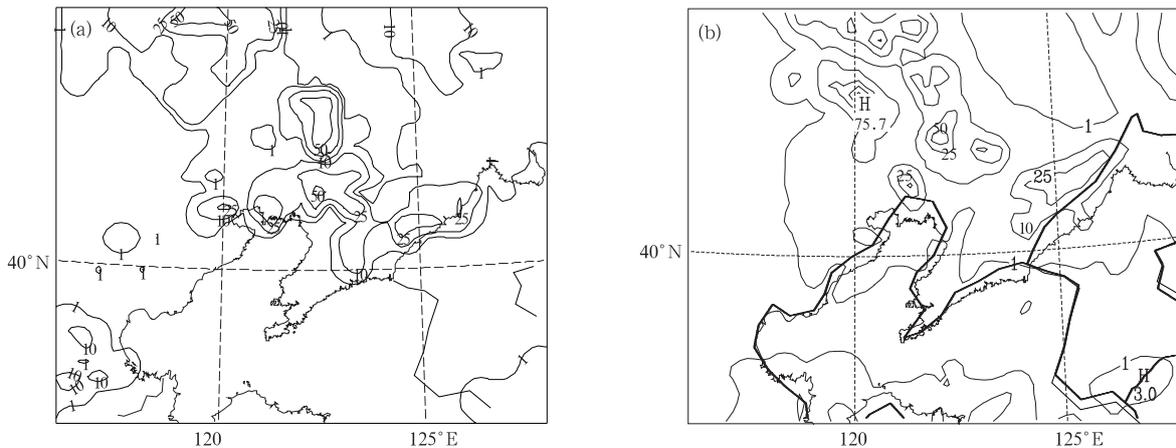


图 2 2004 年 7 月 5 日 08 时至 6 日 08 时 24 h 降水量 (a: 实况; b: 模拟, 单位: mm)
Fig. 2 24-hour accumulative rainfall (a: observation, b: simulation; unit: mm) from 08:00 BST 5 to 08:00 BST 6 July 2004

为模拟的5日08时至6日08时累积降水及对应实况。

4 MCS 边界层气流结构的演变

本次雷暴活动是由同时发生的多个 MCS 构成的(图 3),MCS 间存在相互作用,但每个 MCS 又有相对的独立性,并依赖于大尺度环境场形成对流。本文较清晰地模拟出单个 MCS 的活动。下面以影响沈阳的一个强 MCS 为例,分析其动力结构。首先分析边界层天气尺度环流。对流发生前夕,在边界层低涡后有 3 股明显的气流汇合于雷暴区(图 4),1 股是来源于东北部长白山稳定气团的东北气流,该气团在大气边界层低层为冷中心,向上逐渐变为暖中心,形成非常稳定的气团,其形成与长白山地形有很大关系,该冷的边界层东北气流对触发上升运动有重要作用;1 股是西北部的西北下沉气流,这种下沉可追溯到高空 5 km,其下沉增温变干对层结的作用不可忽视;1 股是偏南气流,该暖湿气流是对流重要的能量来源。而辐合区内是高温高湿区,对流发生前对应天气尺度辐合,形成西南暖湿气流在东北浅薄冷空气垫上的爬升,由于长白山对应的风垂直切变很大,由对流层低层的东北风迅速转为西南风急流,非常有利于西南上升气流的流出,使得中小尺度扰动在层结稳定度低的区域非常活跃,这种中小尺度扰动受下垫面状况影响也很大,另外已经发生的西北部的 MCS 边界层外流的冲击对触发上升也可能扮演一定角色。随着偏南气流转为偏西气流,对流过程结束。

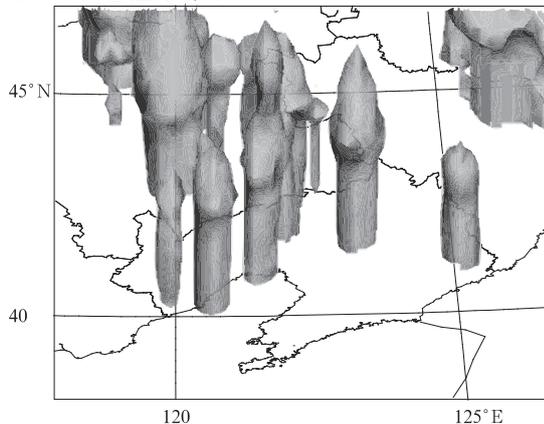


图 3 模式模拟的 2004 年 7 月 5 日 14 时 MCS 群 (阴影为雨水混合比 $>0.2 \text{ g/kg}$ 区域)

Fig. 3 Simulated MCS clusters (shadings are areas of rain water mixing ratio $>0.2 \text{ g/kg}$) at 14:00 5 July 2004

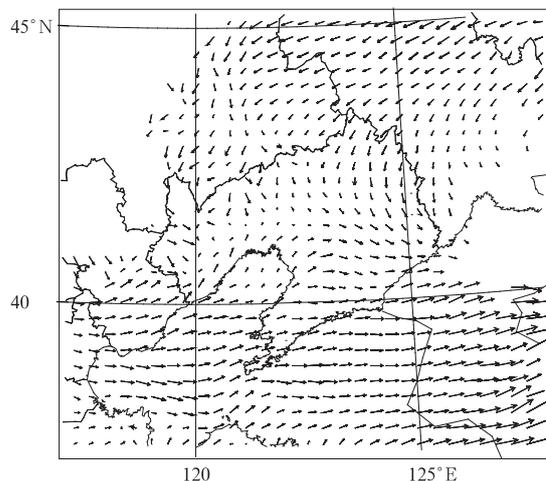


图 4 对流发生前边界层风场(925 hPa)

Fig. 4 Wind field of the boundary layer at 925 hPa before the convection occurred

根据 MCS 的不同特征及强度,将其生命史划分为 4 个阶段:初始期、发展期、成熟期、消退期。

在对流爆发初始阶段,对流单体上下均为上升气流,对流层高层,雷暴位于西南高空急流左侧辐散区,500 m 以下对应气流辐散、辐合的耦合,500—2500 m 对应辐合中心,其中 2000 m 左右雷暴南部的西南气流逐渐顺转为偏西风,辐合强度减弱,所以对流初期边界层以辐合为主,低层的辐合强于边界层高层辐合,从涡度来看对流初期边界层气流旋转作用较弱。边界层辐合线是对流触发的重要因素之一。

随着不稳定能量的释放,迅速产生垂直运动,形成强降水,气流辐散、辐合的耦合区抬升,进入发展阶段。强降水拖曳形成的下沉气流在边界层下层(离地面 400 m 高度以下)向四周铺开(图 5),形成强的辐散气流,近地面散度达 $450 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,辐散气流在其四周形成辐合圈,由于环境气流的不同分布及对流系统的移动,除移动方向后方断开外,形成一环状辐合带,而这一辐合甚至超过对流爆发前的辐合强度,辐合中心在西南气流与对流系统移动方向交界。随着高度的抬升,下沉辐散区逐渐减小,400—1000 m 对流区对应辐合中心与辐散中心的耦合,两中心的连线接近对流系统移动方向,这是由于对流系统前部的辐散气流和对流系统移动的叠加,与环境气流形成更强的辐合,而其后方正相反。由于越接近地面下沉气流越向四周流出,而上方以下

沉为主,所以边界层低层气流辐合、辐散呈现环状,而中层呈并列分布。1000—1500 m 几乎都是气旋式辐合气流,这种强的中尺度辐合由环境场辐合,边界层摩擦抽吸,更重要的是强的浮力上升运动引起的。1500—6000 m 又出现辐合辐散耦合出现的情况,但在 1500—3400 m 对流主要出现在辐合区,且辐合大于辐散,4000 m 以上辐散大于辐合。

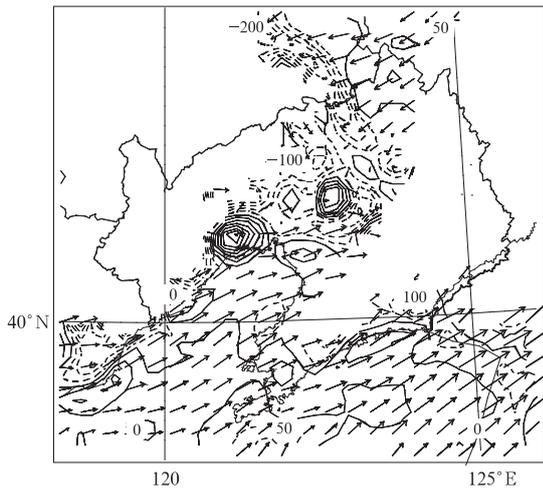


图 5 400 m 高度风和散度 (单位: $10^{-6} s^{-1}$)
Fig. 5 Winds (arrow) and divergences (dash line; $10^{-6} s^{-1}$) at 400 m level

随着对流系统的发展进入成熟期(图 6),边界层底层的辐散气流层高度逐渐升高到 600 m,其上的辐合中心与辐散中心的耦合区消失,700—1700 m 都是气旋式辐合气流,然而这种气旋式辐合气流对应的垂直运动在 1500 m 以下却均为下沉运动,这是由于补偿降水拖曳形成的下沉气流而产生的气旋式流入,由于辐合强度大,1700 m 在强的辐合区周围形成辐散区,对流发生在辐合区内,4000 m 以上的辐散区迅速发展,一直到 10 km 高度。分析涡度分布发现,对流爆发前首先在 5000 m 出现中尺度涡旋,随着上升运动的发展,1000—2200 m 出现中尺度涡旋,2200—7000 m 对应对流南部正涡度,北部负涡度的耦合式分布,这主要是由于偏西气流绕流对流云引起的。7000 m 以上高度主要为负涡度。所以边界层上层的中尺度辐合涡旋为对流系统提供了能量和水汽输送,它伴随着对流系统的发展而出现,同时对对流系统的维持、发展有重要的反馈作用。

随着边界层底层的辐散层高度的升高,其上气旋式辐合气流的减弱,对流高度迅速降低,对流迅速

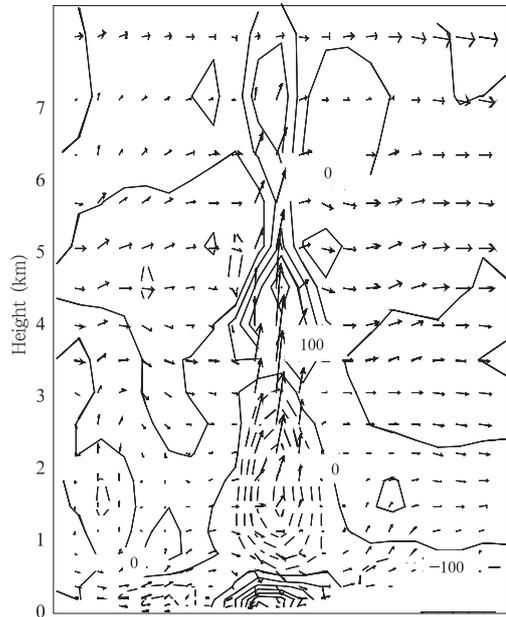


图 6 成熟期风场、散度场
(虚线辐合区,单位: $10^{-6} s^{-1}$)垂直剖面
Fig. 6 Vertical cross section of wind vectors and divergence (dash contours denote divergent areas, $10^{-6} s^{-1}$) for the matured severe storm

减弱,边界层只对应辐散下沉气流,MCS 消失。

5 边界层冷丘及入流出流

5.1 对流发生前边界层层结结构

08 时,大尺度低涡内部,辽宁中西部对流层中下层为 θ_e 低值中心(图 7),326 K 低中心在 4.0 km 附近,边界层低层为高值区,达 336 K;辽宁东北部基本相反,边界层为 θ_e 低值中心,对应东北气流,对

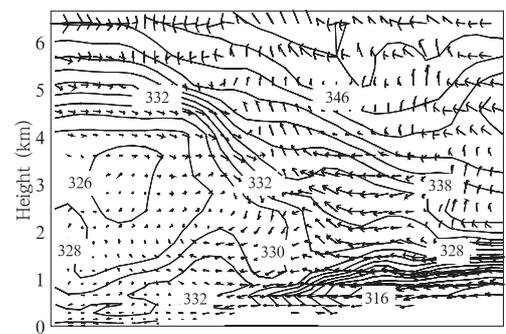


图 7 2004 年 7 月 5 日 08 时风场、 θ_e 场
(单位:K)垂直剖面
Fig. 7 Vertical cross section of wind vectors and equivalent potential temperatures (K) at 08:00 BST 5 July 2004

流层中下层为 θ_e 大值区,对应西南气流,为非常稳定的干冷空气堆,边界层浅薄东北气流与其他气流的辐合是触发辽宁中西部对流的主要动力。随着太阳辐射使地面增温,边界层气温逐渐升高,边界层高度升高,不稳定能量增大,但由于潜在不稳定层比较薄,而且大尺度抬升作用较弱,不足以触发对流。

10时,边界层高度继续抬升,边界层湍流混合加剧,未来发生对流区 1.4 km 以下形成 θ_e 均匀区,层结接近中性层结,潜在不稳定中心在边界层顶,离地面 2.2 km 附近,其下空气扰动易产生浮力上升,而中层低 θ_e 中心高度变化不大,使边界层顶到对流层中层的潜在不稳定度增加。另外可以看出东北、西南下沉气流在该区域汇合,形成边界层扰动,其下沉增温是边界层上层增温的一种机制。12时边界层中性层结高度提高到 1.5 km(图 8),13时到 1.6 km。对流爆发前夕,边界层低层天气尺度辐合加强配合对流层中层扰动使西南气流在东北冷空气垫上爬升加强,同时东北方强烈的风垂直切变,边界层低层的东北风在 1.5 km 高度转为西南风,不但利于边界层低层气流的抬升,而且有利于爬升气流流出。

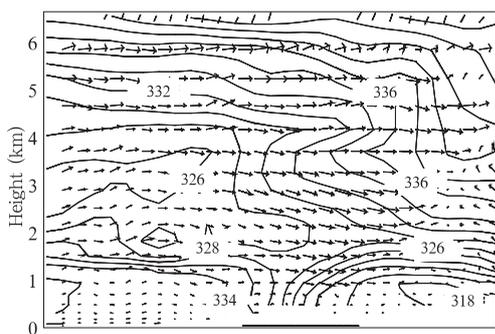


图 8 2004年7月5日12时风场、 θ_e 场
(单位:K)垂直剖面

Fig. 8 Vertical cross section of wind vectors and equivalent potential temperatures (K) at 12:00 BST 5 July 2004

5.2 冷丘及入流出流

边界层冷丘是伴随着对流降水的产生而产生的,它主要是由降水蒸发冷却形成,其对边界层层结及入流、出流产生影响进而影响对流系统的演变和发展。9时对流刚刚发生,冷丘还未生成,10时高度达 1.3 km,水平尺度达 75 km。到成熟阶段,高度变化不大,水平尺度逐渐增大,达 100 km 左右,超

过了对流系统尺度,与环境空气的水平温度梯度逐渐减小,14时随着对流的减弱,高度明显降低为 0.9 km,而水平尺度变化不大,所以更为扁平,15时对流单体消失,只在近地面残留冷空气层。可以看出冷丘顶对应对流单体上升和下沉气流的分界线(图 9),冷丘顶以上对流单体内主要为强上升气流,以下为下沉气流,冷丘内部为下沉气流在近地面向四周铺开,主要是由降水拖曳形成的。冷丘的形成改变了对流单体边界层的层结结构,冷丘内部为潜在稳定层结,特别在近地面层形成了非常稳定的层结,达 0.06 K/m,其层结及气流结构的改变进而改变了边界层入流。对流初期,边界层为一致的上升气流,天气尺度气流从东北、西北、西南方向向对流辐合上升,随着对流系统的发展,冷丘的形成,边界层低层对流下泻出流与 3 个方向的环境气流在对流系统边缘辐合上升,这种上升强度相对较弱,而边界层上部强烈的气旋性旋转(图 10),使一部分入流随降水下沉,大部分入流上升形成上升气流,由于冷丘上部水平尺度小,使入流辐合上升更为集中,强度更强,而且这种入流可能来源于除东部出流的各个方向,包括低层上升气流和对流层中层干下沉气流。边界层顶的垂直速度与边界层顶的地转涡度成正

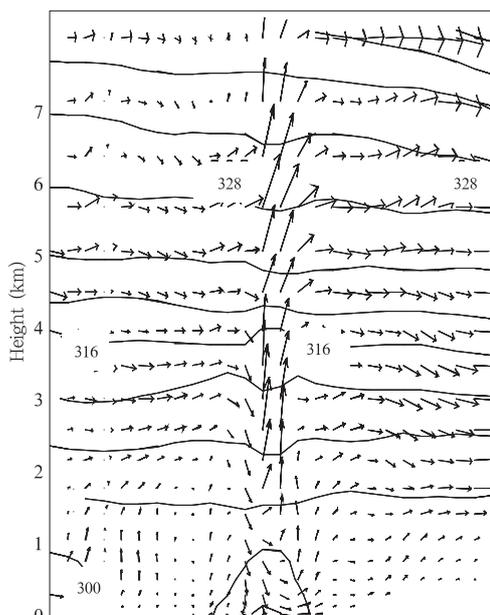


图 9 MCS 成熟期风、 θ_e (K)垂直剖面
Fig. 9 Vertical cross section of the wind vectors and potential temperatures (K) of a MCS in the mature phase

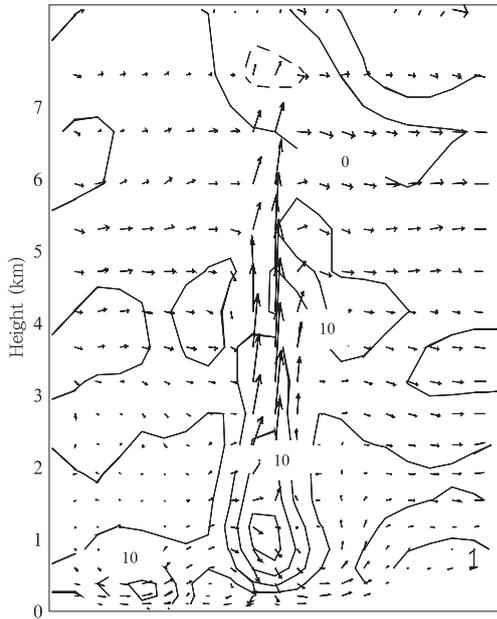


图 10 MCS 成熟期风、涡度 (10^{-5} s^{-1}) 垂直剖面
Fig. 10 Vertical cross section of the wind vectors and vorticity ($10^{-5} / \text{s}$) of a MCS in mature phase

比,所以边界层顶的正涡度环流是边界层与自由大气进行交换的重要系统,是对流系统维持入流的主要入口。对流系统的主要出流是对流层高层的西南急流,对流层低层各方向气流辐合上升后大多经此通道流出,另外在边界层由降水拖曳形成及地的外流,其强度与降水强度有很大关系,边界层辐合气流及对流系统后部对流层中层下沉干气流可能并入其中,有时形成微下击暴流。白天和夜间受边界层高度差异的影响,冷丘也有微小的差异,在对流成熟期,白天冷丘呈半圆型,而夜间呈草帽型,也就是说白天温度水平梯度更大,夜间小一些,这是由于白天近地面层垂直交换更强烈的缘故,另外白天边界层上方的正涡度环流中心更高,由夜间的 1.3 km 到 2.6 km。

边界层上层大尺度的西北干气流的下沉侵入是本次对流活动的重要特点。在对流爆发前,对流层中层就维持大范围的下沉西北干气流,其对加强、维持中层低 θ_e , 形成潜在不稳定层结有重要作用。随着对流的爆发,在对流层中层激发中尺度波动,西北干气流接近对流云时发生中尺度波动,产生较强的下沉运动,这股干下沉气流到边界层顶时,可以合并入拖曳下沉气流,也可以合并入上升气流,对对流云

产生影响。

6 结 论

(1) 本次 MCS 在边界层有 3 股明显的气流汇合于雷暴区,1 股是来源于东北部长白山稳定气团的东北气流,1 股是西北部的西北下沉气流,1 股是偏南气流。由于长白山对应的风垂直切变很大,由对流层低层的东北风迅速转为西南风急流,非常有利于西南上升气流的流出,使得中小尺度扰动在层结稳定度低的区域非常活跃。

(2) 对流初期边界层低层的辐合强于边界层高层辐合,从涡度来看对流初期边界层气流旋转作用较弱,边界层辐合线是对流触发的重要因素之一。

(3) 边界层上层的中尺度辐合涡旋主要由环境场辐合,边界层摩擦抽吸形成,为对流系统提供能量、水汽输送,它伴随着强对流的发展而出现,同时对对流系统的维持、发展有重要的反馈作用,是边界层与自由大气进行交换的重要系统,是对流系统入流的主要入口。

(4) 冷丘内部为潜在稳定层结,特别在近地面层形成了非常稳定的层结,其温湿层结及气流结构的改变使边界层入流发生变化。

References

- Chen Liqiang, Chen Shoujun, Zhou Xiaoshan, et al. 2005. A numerical study of the mcs in a cold vortex over northeastern china. *Acta Meteor Sinica*(in Chinese), 63(2):173-183
- Chen Ming, Fu Baopu, Zheng Weizhong. 1996. The role of surface friction in mountaininduced mesoscale atmospheric circulation. *Acta Meteor Sinica*(in Chinese), 54(2):216-224
- Dayan U. 2001. A severe autumn storm over the middle-east: synoptic and mesoscale convective analysis. *Theoretical Appl Clim*, 69(1-2),103-122
- Doswell C A. 1987. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea Forecast*,2(2):3-16
- Fiuley C A. 2001. Numerical simulation of tornadogenesis in a high-precipitation supercell Part I: Storm evolution and transition into a bow echo. *J Atmos Sci*,58(13): 1597-1679
- Li Xiaoli, Bi Baogui, Li Zechun. 2005. Simulation study of formation mechanism of winter urban boundary layer structure over beijing area. *Acta Meteor Sinica*(in Chinese), 63(6):889-902
- Marwitz J D. 1972. The structure and motion of severe hailstorms. Part I: Supercell storms. *J Appl Meteor*, 11(2):166-179
- Romero R. 2001. Observations and fine grid simulation of a convective

tive outbreak in northeastern Spain: Importance of diurnal forcing and convective cold pools. *Mon Wea Rev*, 129(9): 2157-2182

- Shou Yixuan, Xu Jianmin. 2007. The rainstorm and mesoscale convective systems over northeast china in june 2005 II: a synthetic analysis of MCSs dynamical structure by radar and satellite observations. *Acta Meteor Sinica(in Chinese)*, 65(2):171-182
- Zeng Z X, Yuter Sandra E, Houze Robert A, et al. 2001. Microphysics of the rapid development of heavy convection precipitation. *Mon Wea Rev*, 129(8):1882-1904
- Zhai Guoqing, Yu Zhangxiao. 1992. The surface characteristics of wind field prior to the occurrence of severe convection weather. *Chinese J Atmos Sci (in Chinese)*, 16(5): 522-529
- Zhang Qinghong, Lau Kai-Hon, Wang Hongqing, et al. 2000. Numerical simulation on mesoscale convective system along Meiyu front in Southern China. *Chinese Sci Bull*, 45:2093-2096
- Zheng Yuanyuan, Yu Xiaoding, Fang Chong. 2004. Analysis of a

strong classic supercell storm with doppler weather radar data. *Acta Meteor Sinica(in Chinese)*, 62(3):317-328

附中文参考文献

- 陈力强,陈受钧,周小珊等. 2005. 东北冷涡诱发的一次 MCS 结构特征数值模拟. *气象学报*, 63(2):173-183
- 陈明,傅抱璞,郑维忠. 1996. 山地中尺度环流中的大气边界层湍流摩擦效应. *气象学报*, 54(2):216-224
- 李晓莉,毕宝贵,李泽椿. 2005. 北京冬季城市边界层结构形成机制的初步数值研究. *气象学报*, 63(6):889-902
- 寿亦萱,许健民. 2007. “05.6”东北暴雨中尺度对流系统研究 II: MCS 动力结构特征的雷达卫星资料分析. *气象学报*, 65(2): 171-182
- 翟国庆,俞樟孝. 1992. 强对流天气发生前期地面风场特征. *大气科学*, 16(5):522-529
- 郑媛媛,俞小鼎,方□. 2004. 一次典型超级单体对流的多普勒天气雷达观测分析. *气象学报*, 62(3):317-328