

2001 年 8 月 23 日华北强风暴 动力机制的数值研究^{*}

龚佃利

(山东省气象科学研究所, 济南, 250031; 中国海洋大学海洋环境学院, 青岛, 266003)

吴增茂 傅 刚

(中国海洋大学海洋环境学院, 青岛, 266003)

摘 要

利用非静力平衡模式(MM5 V3.5)对 2001 年 8 月 23 日发生在华北地区的一次强对流风暴过程进行了数值模拟,在取得合理模拟结果的基础上,着重分析了风暴发生的热力条件、太行山地形动力作用和风暴中尺度结构特征,并依据倾斜涡度发展理论,分析了强风暴的发展机制。结果表明:本次风暴是在以西北气流为主导的环流背景下产生的,低层增温,中高层降温和整层增湿是造成层结不稳定的重要原因。上游地区对流引发的干冷下沉气流沿太行山背风面下滑形成的下坡风是触发强风暴发生的直接动力机制。湿位涡分析表明,风暴发生区具有明显的等熵面倾斜,对流层中低层 $\rho_{m1} < 0$ 区域,同时 $\rho_{m2} > 0$,满足倾斜涡度发展的条件,对强风暴的发展具有一定指示性。风暴发展早期,其垂直方向次级环流可能与新雷暴的产生和雷暴的跳跃式传播有关。太行山地形引起的边界层风场的变化,包括下坡气流和边界层中尺度辐合线对风暴的触发、组织和移动发挥着重要作用。

关键词: 强对流风暴,数值模拟,动力机制,地形作用,倾斜涡度发展。

1 引 言

华北地区西靠黄土高原、东临黄渤海、中部为华北平原,太行山、燕山山脉位于华北平原西侧和北侧,具有多样的下垫面地形条件,是中国夏季飚线、MCC 等强对流天气多发区,常有大风、冰雹等灾害出现。早期对华北强对流天气的研究主要从系统发生的环流背景、形成机制和演变特征进行天气学分析,初步给出了该地区强对流天气发生的气候学特征^[1,2]。山东位于华北南部,许多强对流天气与华北上游地区对流活动和太行山地形作用密切相关。据统计^[3],华北飚线的初生区主要集中在华北西北部的阴山、太行山北部山区;其中 30% 源于太行山脉的飚线向东南方向移动,影响河北东南部和山东地区。朱官忠等^[4]通过对典型 MCC 过程的诊断分

析,对盛夏华北南部集中出现 MCC 的原因进行了探讨,认为华北南部特殊地理条件产生的准定常暖区及相应热低压和鲁中有利地形对暖湿气流的抬升作用,是华北南部冀鲁豫交界处多有 MCC 发生的重要原因。

上述研究表明,华北特定地形在强对流天气发展中具有重要作用,许多人通过理论分析或数值模拟方法对此进行了研究。并对地形强迫产生背风波与下坡风的认识较为充分^[5-6],即在稳定层结大气,一定强度的气流越过山脊后可形成准静止背风波和下坡风,山脉越高、背风坡度越大、低层大气越稳定,则产生的下坡风越强。李鸿洲^[3]、张群^[7]等利用中国科学院大气物理研究所 LASG 建立的 η 坐标有限区域模式,对华北强飚线生成过程中燕山地形及边界层中尺度辐合线的作用进行了数值研究,认为

* 初稿时间:2003 年 10 月 14 日;修改稿时间:2004 年 8 月 10 日。

资助课题:山东省气象局重点课题“中尺度模式业务系统及高性能计算环境应用”、“山东省中尺度数值预报系统的建立及应用”和山东省自然科学基金课题(Y2003E01)。

作者简介:龚佃利,男,1969 年生,硕士,高级工程师,主要从事中尺度数值模拟分析研究。E-mail: gdlj@sohu.com

在高层西北气流控制,有较强冷空气侵入时,地形强迫引起的低层强烈锋生是华北飑线形成和发展的主要动力过程,边界层辐合线对飑线的发展具有重要作用。范广洲等^[8]利用 NCAR-RegCM2 模式就华北西部和北部山脉地形对华北夏季降水的影响进行了数值试验,结果表明,当降低地形高度时,华北夏季降水将明显减小。但上述研究要么是理想地形条件下的理论研究,要么受模式性能限制,尚不能很好地揭示实际强风暴过程中上游地区对流活动、太行山地形在下游强对流天气发展演变过程中的作用机制。

研究气旋性涡度的发展机制是分析强天气产生原因的重要内容。位涡是一个将热力和动力作用结合在一起的物理量。吴国雄等^[9]从完整的原始运动方程出发,导出了精确形式的湿位涡方程,并证明其守恒性,提出了倾斜涡度发展(SVD)理论,指出涡旋易于在等熵面陡立的地方发展。近几年,湿位涡理论较多地应用于暴雨诊断、气旋的移动发展等方面,也有应用于冰雹天气中的诊断分析^[10~12],取得了较好的结果。本文利用非静力学模式 MM5 V3.5,对 2001 年 8 月 23 日发生在华北南部的强风暴发展演变的热力、动力学机制进行了数值分析,特别是对太行山地形的作用进行了研究,并从湿位涡角度分析了强风暴的倾斜涡度发展过程。这对于认识华北强对流风暴演变的动力过程,为更好地监测、预报该地区强风暴灾害提供依据。

2 天气概述和系统演变

2001 年 8 月 22~24 日,受西北气流和冷涡影

响,华北地区连续多日出现强对流天气,其中 23~24 日,山东连续两天出现罕见的大范围降雹和强雷雨大风天气。23 日 05:00(北京时,下同)左右,强对流风暴从鲁西北侵入山东后,横扫鲁中山区和鲁东南地区,23 日中午前后从鲁东南沿海移出。本次强风暴在山东境内持续影响超过 6 h,移向基本为 NW-SE 走向,移速约 65 km/h,期间,山东境内有 20 多个市县遭受严重大风、冰雹灾害,直接经济损失 13 亿多元。

2.1 环流形势

图 1 为根据 22 日 20:00 T106 分析同化数据绘制的 500,850 hPa 环流形势。其中,500 hPa 图上,在东北和阿尔泰山以东地区为两个低涡系统,且后者配合 -16°C 的冷中心,此后,该冷涡向东南方向移动,成为造成山东连续两天强对流天气的冷空气源。分析 850 hPa 形势图可见,22 日 08:00,黄河中下游地区为高于 20°C 的暖区,华北南部低层有大范围逆温区,随着高层冷空气的侵入,导致大气层结不稳定。22 日 20:00(图 1b),原位于蒙古境内低压环流东移与东北冷涡环流相接,在内蒙古中西部形成弱横槽,引导冷空气和正涡度平流向华北南部移动。同日,华北地区地面为前期 0111 号台风减弱后形成的弱低压系统(图略),22 日 14:00,河北东南部和鲁西北地区地面气温超过 35°C 。

分析表明,中纬度高空冷涡南侧的西北气流与低层横槽相配合是本次强风暴发生前的主要环流形势,但与以往总结的山东冰雹天气形势^[13]有所不同:高空冷涡位置偏北、无横槽,低层横槽前期也不明显,形势并不利于山东降雹。因此,这种高层以西

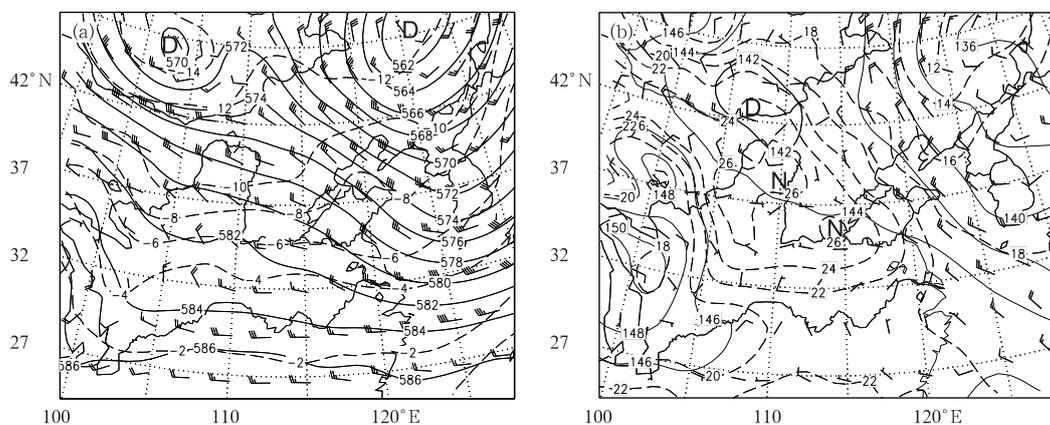


图 1 8 月 22 日 20:00 500 hPa(a)和 850 hPa(b)环流形势分析
(实线为等高线,间隔 2 dagpm;虚线为等温线,间隔 2°C)

Fig. 1 Analysis at 500 hPa(a) and 850 hPa(b) showing geopotential height (solid every 2 dagpm) and temperature(dashed every 2°C) for 20:00 LST 22 August 2001

北气流控制为主的环流形势,常常使预报员容易忽视强对流天气发生的可能性,给业务预报带来了很大困难。

2.2 红外云图演变特征

随着高空西北冷涡云系东移,受地面弱冷锋和午后热对流的共同作用,22日下午,内蒙古中西部地区开始有雷暴出现,对流云团东移加强,并于夜间造成华北北部强对流天气。由23日00:32至10:32红外云图演变(图2),可以清楚地看到本次强风暴

与上游地区对流活动的关系。

23日00:32(图2a),如前分析,位于北京、呼和浩特一带的强雷暴云团正处于强盛阶段,华北南部为中高云覆盖区。23日02:32(图2b),覆盖京津冀地区的对流云开始减弱,但在河北东南部和太行山地区有对流云发展,并局地发展成两条东北—西南向的对流云带(图2c);此后,这两块对流云合并、迅速加强为强风暴,并向东南方向移动。05:00,风暴侵入山东,其云顶亮温(TBB)低于 -40°C 云区呈椭

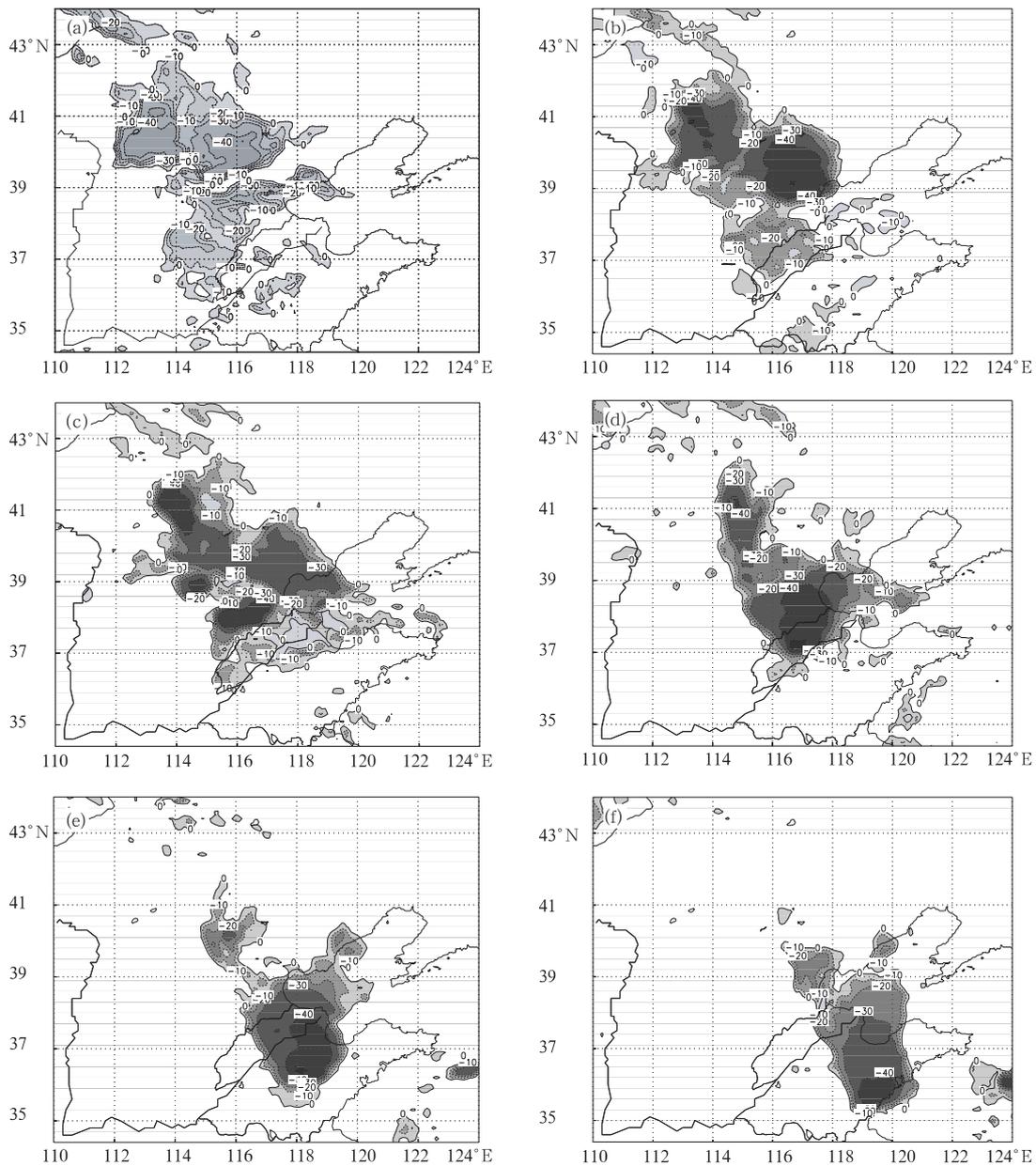


图2 8月23日强风暴红外卫星云图(TBB)演变

(a. 00:32, b. 02:32, c. 04:32, d. 06:32, e. 08:32, f. 10:32)

Fig. 2 The evolutionary process of TBB in GMS-5 infrared images from 00:32 LST to 10:32 LST 23 August 2001

圆型,长轴为南北向,强中心($TBB < -50\text{ }^{\circ}\text{C}$)位于风暴南部,大风、冰雹等强天气出现在风暴强中心附近,而风暴北部为雷阵雨天气。08:32(图 2e),对流云强中心移到鲁中山区,不仅造成博山、莱芜、沂源等地强风雹灾害,且伴有局地强降水,其中,博山站 08:00~09:00 降水量达到 48.7 mm。10:32(图 2f)后,对流风暴逐渐减弱,但地面的大风、冰雹不减,11:32 后,风暴中心自鲁东南沿海入海。纵观本次强对流风暴的演变可见,它起源于华北北部的对流活动,发展迅速,虽然风暴强中心范围较小,云顶 TBB 最低也只有 $-58\text{ }^{\circ}\text{C}$,但在其影响山东省的 6 h 内,恰处于对流云体发展的强盛时期,因而造成大范围风雹灾害。

3 数值模拟方案和结果分析

3.1 模拟方案

采用双向作用 3 层套网格,格距分别为 81, 27, 9 km,垂直 σ 坐标分 23 层。大网格范围覆盖了直接

影响风暴产生的天气尺度系统,这有利于提高对细网格区域内小尺度系统的模拟能力;内层网格定位则主要为了跟踪风暴发生、发展的全过程,并便于对太行山地形作用进行分析。采用 NCAR 的 $10', 5', 2'$ 地形及 25 类植被资料形成模式地形和下垫面数据。图 3 给出了第 3 层 9 km 嵌套区域的模式地形、分析剖线和站点分布示意图,山阴一日照剖面线与风暴移动路径基本一致,以下的剖面分析均沿此剖面线进行。

以 2001 年 8 月 22 日 08:00 为初始时刻,采用北京 T106 同化分析数据作为背景场,并用风暴期间的高空、地面资料对其进行订正,构成模式的初边值条件。采用时变侧边界、MRF (Hong-Pan, 1996 年)行星边界层参数化方案和云辐射处理方案。对于云降水物理过程,3 层区域均考虑霰和冰相过程,选用 Reisner 霰方案;另外,第 1 层网格选用 Betts-Miller 方案 (1993 年),第 2, 3 层选用 Grell 方案 (1993 年),以反映次网格尺度的对流过程。海温 SST 利用 NOAA 周平均资料。

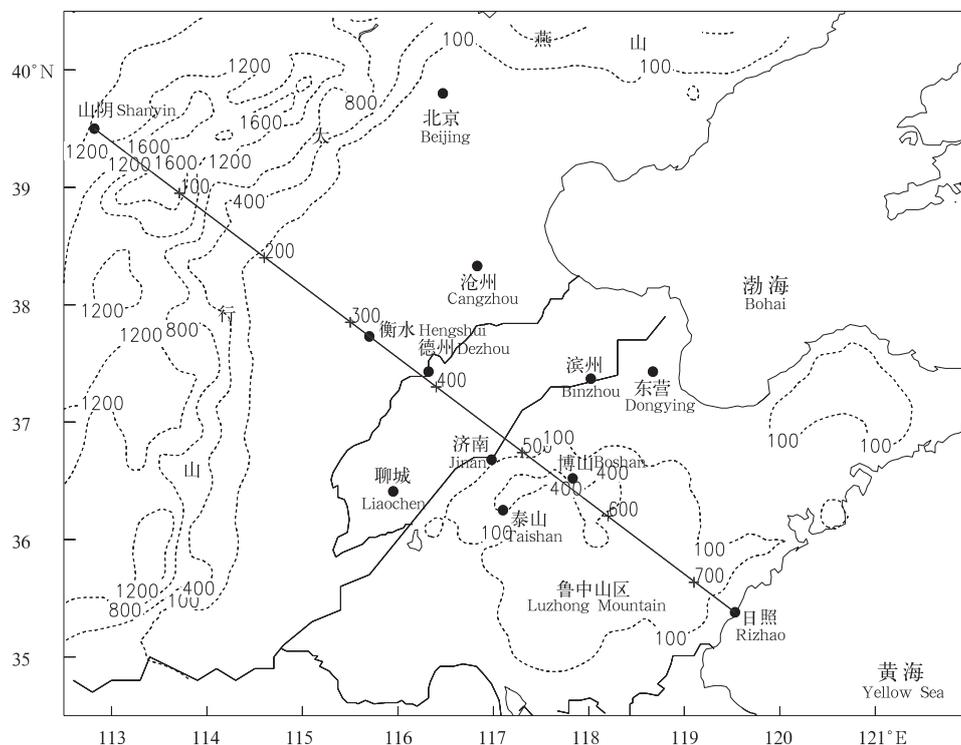


图 3 模式第 3 层网格区域地形(虚线, m)、分析剖面(直线)和站点示意

Fig. 3 The terrain (dashed, m) and observation stations in 9 km MM5 domain
(The beeline from Shanyi to Rizhao shows the cross-section along the storm track,
the distances from Shanyi are labelled at the cross-section)

3.2 模拟结果分析

3.2.1 降水

图 4 给出了强风暴影响山东期间 23 日 06:00~12:00 模拟降水和实况降水量对照。可见,两者的雨区分布和中心位置基本一致,其中模拟最大降

水 65 mm,位于博山附近,实际观测博山站降水 48.9 mm,为本次过程最大雨量站。另外,模拟的逐时降水范围、降水中心及其强度变化与实况基本一致,只是 09:00~11:00 降水中心值偏大。

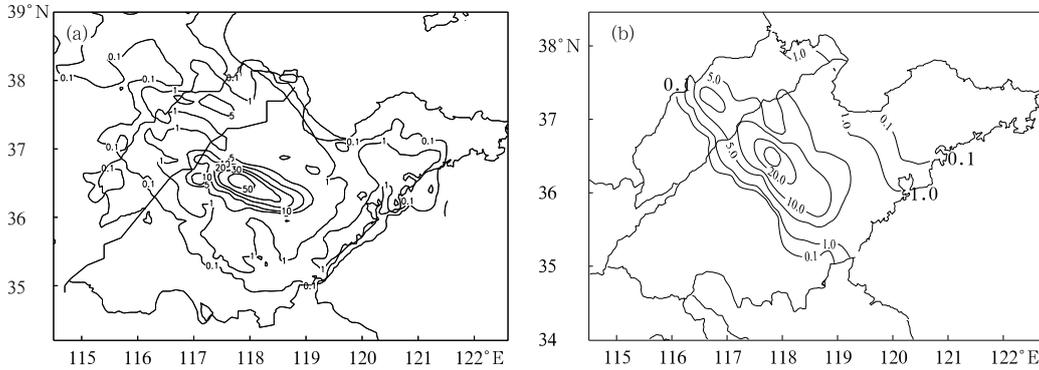


图 4 23 日 06:00~12:00 模拟(a)和实况(b)降水量(mm)

Fig. 4 Spatial distribution of model precipitation(a) and observed precipitation(b) from 06:00 LST to 12:00 LST 23 August 2001(unit:mm)

3.2.2 地面气象要素演变

图 5 为模拟的济南站 8 月 23 日 02:00~14:00 地面 2 m 温度、混合比、10 m 风速和地面气压波动演变。可见,上述各量在强风暴飊锋影响时均出现明显的突变,即地面风速骤增、地面温度和水汽混合比迅速下降,地面气压波动出现明显陡升、陡降特征,与已知的飊线影响时天气现象变化一致。

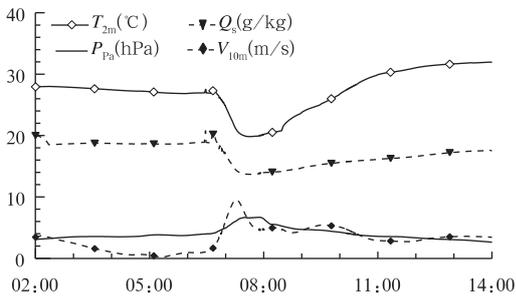


图 5 模拟的济南站 8 月 23 日 02:00~14:00 2 m 温度(T_{2m})、地面混合比(Q_s)、10 m 风速(V_{10m})和地面气压波动(P_{pa})时间演变(各量采用一致的纵坐标,单位见图注)

Fig. 5 Simulated 2 m temperature (T_{2m} , $^{\circ}C$), surface mixing ratio (Q_s , g/kg), 10 m wind speed(V_{10m} , m/s) and surface pressure perturbation(P_{pa} , hPa) at Jinan station from 02:00 LST to 14:00 LST 23 August 2001

3.2.3 云场和风场

图 6(见彩页图)给出了模拟的 8 月 23 日 06:00 雷达综合反射率(由模拟全部水成物含量和下落速度计算,并取各层最大值^[14])、10 m 风场和滨州 CINRAD/SC 观测的 06:23 雷达回波强度图。可见,模拟的云场结构、位置与实际卫星云图(图 2d)、雷达观测(图 6b)非常相似;地面雷暴大风也很清楚,与实况一致。

总之,模式较好地再现了强风暴发展演变过程,为进一步分析风暴形成的动力机制及其中尺度结构奠定了基础。

4 强风暴发展机制分析

4.1 热力条件

图 7 给出了济南站 22 日 08:00(虚线)和 23 日 02:00(实线)探空曲线及垂直风廓线。可见,22 日 08:00,济南 800 hPa 以下空气湿度较小,层结廓线呈倒 V 型,966 hPa 以下有 2 $^{\circ}C$ 逆温层;23 日 02:00,整层大气温度露点差($T-T_d$)较 08:00 明显减小。垂直风廓线显示,23 日 02:00 前,济南 850 hPa 以下基本为西南风,中高层为西北风,850~700 hPa 之间具有明显的风切变。23 日 08:00,释放探空气球后,恰遇风暴袭击,仅有低层风记录,可见低层已转偏北风,且风速明显增大。

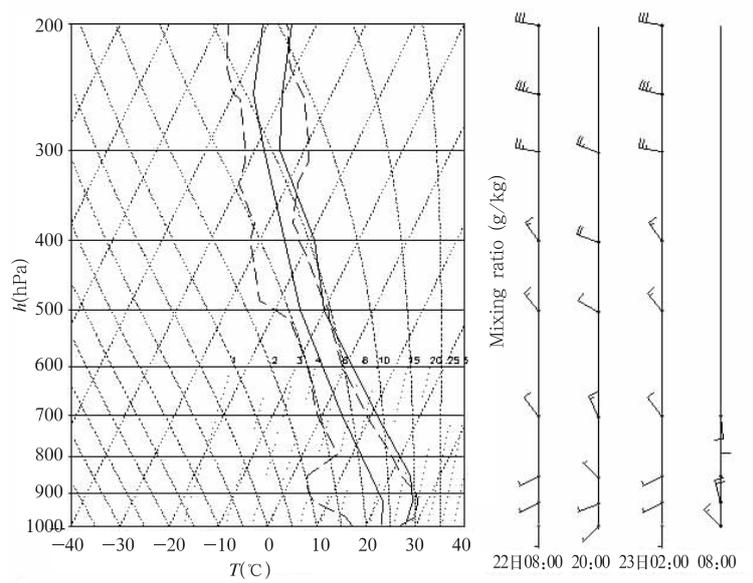


图 7 济南站 8 月 22 日 08:00 (虚线)、23 日 02:00 (实线)探空曲线和垂直风廓线

Fig. 7 Atmospheric sounding (skew T - $\log p$ format) at Jinan for 08:00 LST 22 August (dashed) and 02:00 LST 23 August (solid), the wind vector of each height layer for 08:00 LST 22, 20:00 LST 22, 02:00 LST 23 and 08:00 LST 23 August 2001 are shown

分析对流风暴发生前济南探空站大气热力参数变化(表 1)可见,22 日白天,济南附近对流有效位能(CAPE)增大,对流抑制能量(CIN)减小,自由对流高度(LFC)降低,大气层结积累了大量不稳定能量。

从 22 日 20:00 至 23 日 02:00,低层增温、高层降温和整层增湿特征明显,850 hPa 与 500 hPa 间相当位温差($\Delta\theta_e$)和沙氏指数(Si)表明,大气层结处于强对流不稳定状态,极易引发强对流天气的发生。

表 1 济南探空站大气层结热力参数变化

Table 1 The variety of thermodynamic index calculated from Jinan sounding data

时间	$\Delta\theta_e$ (K)	Si	CAPE(J/kg)	CIN(J/kg)	LFC(hPa)	温度(°C)		比湿(g/kg)	
						500 hPa	850 hPa	500 hPa	850 hPa
22 日 08:00	1.9	3.0	202.5	2208.6	620	-9	22	1.57	5.57
22 日 20:00	-5.3	0.0	2258.0	143.4	746	-8	22	1.44	8.56
23 日 02:00	-21.0	-8.4	1990.1	441.7	719	-10	24	2.39	13.43

根据模式和实况资料分析,22 日白天,850 hPa 以下干暖的偏南气流、400 hPa 以上干冷偏西气流和 500 hPa 以上干冷偏西气流和 400 hPa 以上干冷偏西气流在中层湿冷西北气流在华北南部到山东地区层叠,是造成该地区层结不稳定的主要原因。特别是 22 日白天,650~500 hPa 高度层有湿冷平流($T-T_d < 4^\circ\text{C}$, $\theta_e < 328\text{K}$)移向华北南部地区,致使未来的雷暴区中高层湿度条件好于低层,这与大多数华北强对流天气发生时,低层暖湿,中层干燥的特征不同^[4]。因此,本过程中层冷云存在的辐射效应是区别于其他强对流天气的重要特征。

4.2 太行山的地形作用

强对流不稳定层结为对流的发生准备了必要的

能量条件,但对流何时何地发生,则取决于触发对流不稳定能量释放的机制。图 8 给出了风暴发展前期 CAPE 分布和对流层低层 925 hPa 风场。可见,23 日 03:00(图 8a),山东境内大部分地区 CAPE 高于 1000 J/kg,其中鲁中山区、鲁北地区超过 2000 J/kg。太行山东侧、河北中部有一条东北—西南向大风带,风向与太行山近乎垂直,最大风力近 20 m/s,较前一时次增加近 10 m/s。根据卫星云图和山阴—日照剖面 v, w 合成风场(图 9a)演变可见,该大风带源于太行山区对流产生的干冷下沉气流, $T-T_d > 10^\circ\text{C}$,该气流沿太行山背风坡冲击下来,从低层侵入其前方的暖湿气团,是启动本次强对流风暴

发展的最重要机制。

06:00(图 8b),来自太行山的干冷气流推进到鲁西北地区,与其前方的西南暖湿气流形成中尺度辐合线,促使对流迅速发展。同时可以看到,在太行山东侧,除了来自太行山的下坡气流外,来自燕山山脉的偏北气流也沿太行山东侧南下侵入到华北平原南部和鲁西北地区。分析低层风场演变可见,这两支气流具有顺太行山山体右偏呈气旋性弯曲南下的特征:冷气流如河水,而太行山如河岸。造成这种

风场的原因,一方面受河北境内中低压系统的影响,另一方面受柯氏力作用。对历史降雹过程的统计分析表明^[13],自黄土高原、太行山脉快速移动的冷锋或飑线可造成山东大范围强对流天气,低层冷空气的移动路径也具有类似现象。本次模拟所揭示的低层中尺度风场特征,可为研究太行山、华北平原特定地形条件下,冷空气的侵入路径与华北南部冰雹天气发生规律之间的关系提供了新的启示。

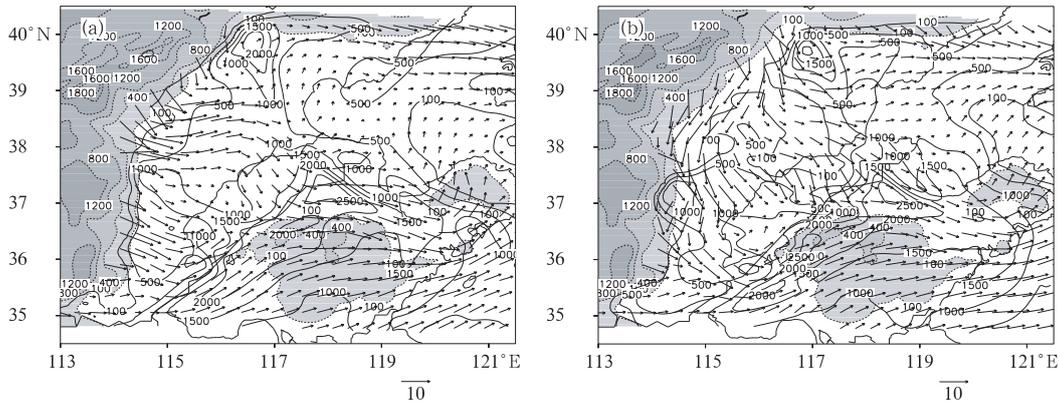


图 8 23 日 03:00(a),06:00(b)925 hPa 风场和 CAPE 分布

(实线为 CAPE,单位:J/kg;虚线、阴影区为地形,单位:m)

Fig. 8 The distribution of model wind vector at 925 hPa and CAPE(solid,unit:J/kg) for 03:00 LST(a) and 06:00 LST (b) 23 August 2001(The shaded area is terrain in 9 km MM5 domain,unit: m)

4.3 倾斜湿位涡发展机制

根据文献[9],在静力近似,并假定垂直速度的水平变化比水平速度的垂直切变小得多, p 坐标下的湿位涡(MPV)表达式为:

$$p_m = -g[f + \zeta_p] \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y}$$

可以证明,绝热无摩擦的饱和大气具有湿位涡守恒特征,即 $p_m = \text{常数}$ 。将其写成分量形式:

$$p_{m1} = -g(\zeta_p + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p}$$

$$p_{m2} = -g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x}$$

其中: ζ_p 为绝对涡度垂直分量, θ_e 为相当位温。 p_{m1} 是湿位涡的垂直分量,为湿正压项,北半球大气对流不稳定时, $p_{m1} < 0$;大气对流稳定时, $p_{m1} > 0$ 。 p_{m2} 是湿位涡在等压面上的水平分量,为湿斜压项。当等熵面与等压面近似平行时, $p_{m1} \gg p_{m2}$ 。

在湿位涡守恒的制约下, θ_e 面倾斜越大,气旋性涡度发展越剧烈,这种涡度的增长称为倾斜涡度发展(SVD),SVD发展的条件为:

$$C_d = p_{m2} / \frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0$$

因此,在湿绝热无摩擦大气中,系统涡度的发展由大气层结稳定度、斜压性和风的垂直切变等因素所决定。湿等熵面的倾斜,大气水平风垂直切变或湿斜压性增加,将导致垂直涡度的显著性发展。

图 9 给出的山阴一日照大气层结和 p_{m1} , p_{m2} 剖面较好地揭示了对流风暴倾斜涡度的发展过程。23 日 03:00,风暴发生前(图 9a),太行山区附近低层为中性或稳定层结,与图 8a 一致,山脉东坡已出现干冷下坡风, $T - T_d > 8^\circ\text{C}$,低层风切变增大;华北平原南部(250~350 km)低层为暖湿层结,等熵面具有明显的倾斜特征。图 9b 显示,对应自太行山东移的干冷气团 $p_{m1} > 0$ PVU^①,气团稳定度较大,而河

① PVU=Potential Vorticity Unit

北东南部、山东地区中低层 $p_{m1} < 0$ PVU, 且负值中心在鲁中山区 800 hPa 高度附近, 表明上述地区为强对流不稳定层结。图 9c 显示, p_{m2} 在 400 hPa 以上高度明显小于 p_{m1} , 但低层与 p_{m1} 具有相当的量级, 对应 $\frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0$ 的区域, $p_{m2} > 0$, 显示斜压不稳定较强, 满足 SVD 发展的条件。因此, 随着低层冷暖气团交界面倾斜度加大、水平风垂直切变和湿斜压性增加, 并有辐合上升运动时, 可使倾斜涡度强烈发展, 引起对流的发生。

06:00(图 9d), 从太行山冲击下来的干空气团将其前方的暖湿气流抬升起来, 形成高能舌“ Ω ”型“锢囚”, 暖气团中强上升运动可达到 400 hPa 高度

以上。图 9e 所示风暴移动前方(山东境内)的中低层 p_{m1} 仍为负值、 p_{m2} 大多为正值(图 9f), $C_d > 0$, 因此, 位于风暴移动前方的鲁中山区、鲁东南地区具有很好的湿斜压涡度发展条件, 致使强风暴在移动过程中继续加强, 造成严重大风、冰雹灾害。

风暴影响区域, 由于冷空气的侵入, 底层 p_{m1} 演变为正值区, 层结趋于稳定, p_{m2} 出现正负中心交替排列特征, 数值与 p_{m1} 接近, 甚至大于后者。 p_{m2} 的变化表明, 由于强对流风暴的强非地转、非静力平衡运动特征, 特别是湿下沉运动出现后造成的质量强迫, 使湿位涡守恒性被破坏, 导致风暴低层的位涡发生异常, 表现出与大尺度天气系统不同的位涡特征, 这与文献[9, 10]的分析一致。

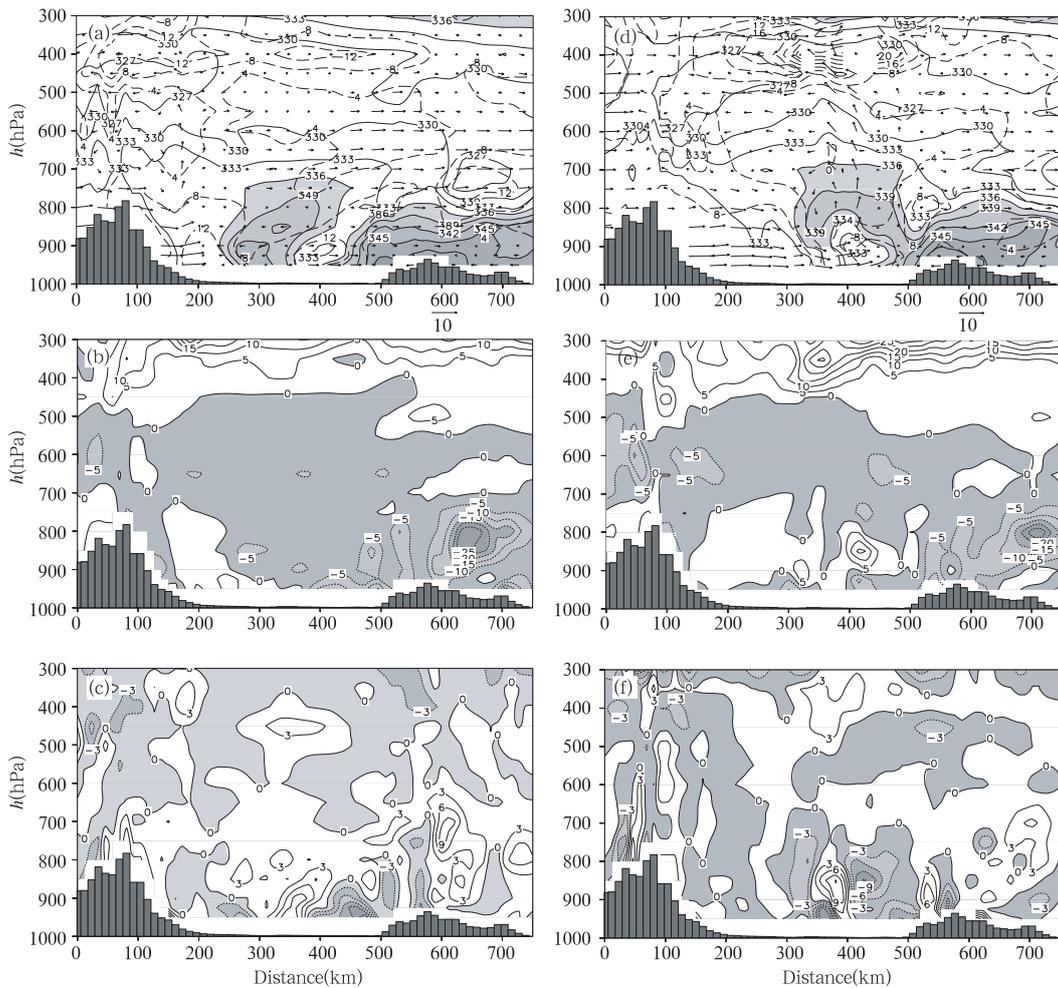


图 9 23 日 03:00(a, b, c) 和 06:00(d, e, f) 山阴—日照垂直层结和 p_{m1} 、 p_{m2} 剖面

(图 a, d 实线为 θ_e , 间隔 3 K; 虚线为 $T - T_d$, 间隔 4 °C, 风场为 v, w (放大 10 倍) 合成, 图底阴影区为太行山、鲁中山区地形; 图 b, e 为 p_{m1} , 单位为 0.1 PVU; 图 c, f 为 p_{m2} , 单位为 0.1 PVU)

Fig. 9 (a) Simulated vertical cross-section (see Fig. 3) of equivalent potential temperature (θ_e , solid lines every 3 K), vertical wind field (m/s) and $T - T_d$ (dashed lines every 4 °C) at 03:00 LST 23 August 2001, the shaded areas along x-axis showing the terrain of Taihang mountain (0–200 km) and Luzhong mountain (500–700 km), (b) the p_{m1} distribution (unit in 0.1 PVU), (c) the p_{m2} distribution (unit in 0.1 PVU), (d)–(f) same as (a)–(c) but for 06:00 LST 23 August 2001

4.4 风暴中尺度结构及其与边界层地形关系

图 10 给出了对流风暴低层与高层的垂直运动场。23 日 05:00, 925 hPa 垂直速度场显示 (图 10a), 位于冀鲁交界处的上升下沉区呈东西带状, 与雷达回波观测的多单体群的分布基本相符, 配合温湿度场分布, 充分反映出了风暴 β 中尺度的结构特征。地面强风带与上升运动区一致, 而风场中尺度辐合线位于上升区前侧, 这种结构有利于在对流风

暴前部激发新的对流单体。08:00, 强对流风暴推进到鲁中山区北侧, 对流风暴呈现出多个对流中心 (图 10b), 其中位于鲁中山区南侧的上升运动带与低层中尺度辐合线重合, 预示着该对流带将减弱。09:00 后, 925 hPa 表现出下击暴流的风场特征, 与下沉运动对应的是地面雷暴高压和强降水, 位于风暴后部的弱下沉区对应层状云区和雷阵雨。

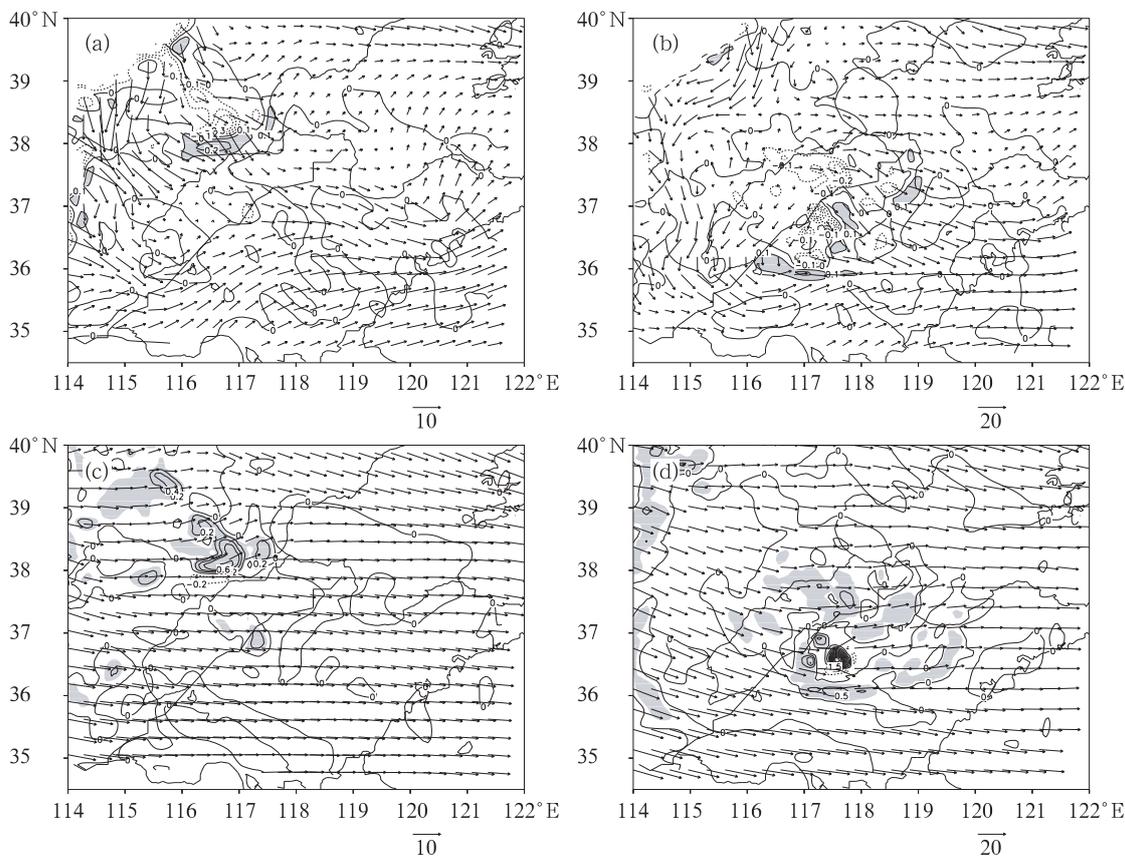


图 10 23 日对流风暴低层和高层垂直速度场演变

(a, b 为 05:00, 08:00 925 hPa; c, d 为 05:00, 08:00 400 hPa; 阴影区为 $w > 0.1$ m/s 的上升运动区)

Fig. 10 The evolution of the vertical velocity and wind field at 925 hPa (a, b) and 400 hPa (c, d) for 05:00 LST (a, c) and 08:00 LST (b, d) (the shaded areas show $w > 0.1$ m/s)

400 hPa 反映的高层上升运动强而集中, 下沉运动弱且位于上升运动区边缘 (图 10c, d)。08:00 后, 成熟阶段的对流云中高层只维持一个强对流中心, 模拟的中心最大上升速度为 4.5 m/s。高层上升、下沉区的分布结构, 反映出高层对流云的运动特点, 即强对流云的上升气流受对流层顶稳定层结的阻挡, 向四周辐散下沉所致。这与陈泽宇^[15]对一次深对流过程的数值模拟结果一致。

分析风暴垂直运动场演变可见, 对流风暴影响

华北平原南部地区时, 下垫面较为平坦, 近地层风场较好地反映出了风暴的风场结构; 而风暴移动到鲁中山区后, 受复杂地形的影响, 近地层风场变得较为复杂, 而中高层却可以很好地分析出对流核心的演变。

4.5 次级环流作用

图 11a 为模拟的 23 日 05:00 沿 116.6°E 经向 θ_e 、雷达回波和垂直环流结构剖面。可见, 对流初期, 来自对流云中后部的中层冷气流从低层侵入对流云前暖湿云团, 促使暖湿空气上升, 在对流云前部

形成一支中低层次级环流; 对流云前的上升气流倾斜上升, 在 400 hPa 以上形成前后两支上升气流; 向前的一支上升到 200 hPa 后下沉, 在 200~400 hPa

间形成另一支次级环流; 向后的上升气流与来自对流云后部中层的弱上升气流汇合, 形成对流云后部的高空出流, 与模拟的砧云回波对应。

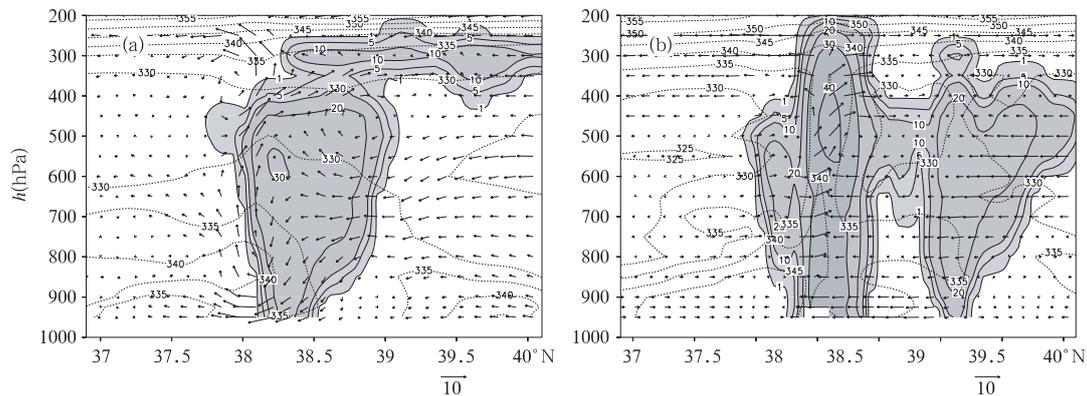


图 11 模拟 23 日 05:00(a)和 08:00(b)强风暴中心次级环流结构

(a. 沿 116.6°E 经线剖面, 风场由 v, w 合成, w 放大 10 倍; 阴影区为模拟雷达综合反射率大于 1 dBz 的云体, 虚线为等 θ_e 线, b. 沿 117.6°E 经线剖面, w 为实际模拟值, 其他同 a)

Fig. 11 (a) Simulated vertical cross-section of θ_e (dashed lines every 5 K), vertical wind field (composed of v and w , w is enlarged 10 times, unit: m/s) and radar reflectivity (shaded, >1 dBz) along 116.6°E for 05:00 LST 23 August 2001, (b) same as (a) expect along 117.6°E and for 08:00 LST 23 August 2001

分析 23 日 05:00~08:00 滨州多普勒雷达速度图可见, 风暴中心附近的多个中气旋是直接造成地面冰雹、大风的 β 中尺度系统。风暴主体回波移动前方 20~50 km 处不断有新对流单体(中气旋)被激发、并快速发展为新的强风暴中心, 引起强风暴呈现不连续传播特征。这种强雷暴的发展模式可能与该时段中低层次级环流的作用具有密切关系。

23 日 08:00 后(图 11b), 来自对流层中层的冷空气已减弱, 高低层的次级环流已不清楚, 对流云表现出低层辐合、高层辐散的特征, 表明对流风暴已达到强盛阶段。雷达观测此后的对流风暴前部无新生单体产生, 对流风暴云体外形趋于光滑、规则。强对流风暴的发展将主要依靠自身的动力、热力作用, 包括潜热释放、对流反馈等机制维持风暴的强盛, 并继续造成鲁中山区局地暴雨、冰雹和大风灾害。

5 结论和讨论

(1) 本次强风雹灾害天气是在西北气流为主导的环流形势下产生的, 在西北流型和凌晨时段发生如此强的对流风暴, 为历史罕见。与典型西北流型华北强对流天气中层干冷的层结特征不同, 本过程

对流层中层一直为湿冷西北气流控制; 低层增温, 中高层降温和整层增湿是造成层结不稳定的重要原因。上游地区对流活动引发的干冷下沉气流沿太行山背风面下滑形成的下坡风是触发强风暴发生的直接动力机制。

(2) 应用倾斜湿位涡发展理论分析风暴的发展机制表明, 风暴发生区具有明显的等熵面倾斜, 对流层中下层 $p_{m1} < 0$ 区域, 同时 $p_{m2} > 0$, 满足倾斜涡度发展的条件, 对强风暴的发展具有一定指示性。同时, 由于强对流风暴运动的非地转、非静力平衡特征, 特别质量强迫的存在, 位涡守恒性被破坏, 使风暴低层的位涡发生异常, 表现出与大尺度天气系统不同的位涡特征。

(3) 太行山地形对华北强对流风暴天气的作用表现为: 一方面地形可引起边界层风场的变化, 包括风垂直切变、下坡气流和中尺度辐合线, 从而对风暴的触发、组织和移动发挥作用, 不同的下垫面地形可使风暴低层结构发生变化。另一方面, 山脉背风波动和地形产生的不平衡气流, 有利于中尺度重力波的产生和维持, 并对下游地区强对流天气的发展产生影响。

参考文献

- [1] 蔡则怡,李鸿洲,李焕安. 华北飚线系统的结构与演变特征. 大气科学,1988,12(2):191~199
Cai Zeyi, Li Hongzhou, Li Huanan. The characteristics of structure and evolvement about squall line in north China. Chinese J Atmospheric Sci (in Chinese), 1988, 12(2): 191-199
- [2] 丁一汇,李鸿洲,章名立等. 我国飚线发生条件的研究. 大气科学,1982,6(1):18~27
Ding Yihui, Li Hongzhou, Zhang Mingli, et al. Research for the developing condition of the squall line in China. Chinese J Atmospheric Sci (in Chinese), 1982, 6(1): 18-27
- [3] 李鸿洲,蔡则怡,徐元泰. 华北强飚线生成环境与地形作用的数值试验研究. 大气科学,1999,23(6):713~721
Li Hongzhou, Cai Zeyi, Xu Yuantai. A numerical experiment of topographic effect on genesis of the squall line in north China. Chinese J Atmospheric Sci (in Chinese), 1999, 23(6): 713-721
- [4] 朱官忠,刘恭淑. 华北南部产生中尺度对流复合体的环境条件分析. 应用气象学报,1998,9(4):441~448
Zhu Guanzhong, Liu Gongshu. Analysis of the environmental conditions for forming mesoscale convective complexes in the southern part of north China. J Appl Meteor Sci (in Chinese), 1998, 9(4): 441-448
- [5] 朱民,余志豪,陆汉城. 中尺度地形背风波的作用及其应用. 气象学报,1999,57(6):705~714
Zhu Min, Yu Zhihao, Lu Hancheng. The effect of meso-scale lee wave and its application. Acta Meteor Sinica(in Chinese), 1999, 57(6): 705-714
- [6] 肖庆农,伍荣生. 地形对于气流运动影响的数值研究. 气象学报,1995,53(1):38~49
Xiao Qingnong, Wu Rongsheng. Numerical experiments of influence of topography on atmospheric motion. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 1995, 53(1): 38-49
- [7] 张群,张维桓,姜勇强. 边界层辐合线发展成飚线的数值试验. 气象科学,2001,21(3):308~315
Zhang Qun, Zhang Weihuan, Jiang Yongqiang. Numerical trial of PBL convergence developing to squall line. Scientia Meteor Sinica (in Chinese), 2001, 21(3): 308-315
- [8] 范广洲,吕世华. 地形对华北地区夏季降水影响的数值模拟研究. 高原气象,1999,18(4):659~667
Fan Guangzhou, Lu Shihua. Numerical simulation study for the effect of terrain on north China summer precipitation. Plateau Meteor (in Chinese), 1999, 18(4): 659-667
- [9] 吴国雄,蔡雅萍,唐晓箐. 湿位涡和倾斜涡度发展. 气象学报,1995,53(4):387~405
Wu Guoxiong, Cai Yaping, Tang Xiaojing. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development. Acta Meteor Sinica(in Chinese), 1995, 53(4): 387-405
- [10] 高守亭,雷霆,周玉淑. 强暴雨系统中湿位涡异常的诊断分析应用. 应用气象学报,2002,13(6):662~670
Gao Shouting, Lei Ting, Zhou Yushu. Diagnostic analysis of moist potential vorticity anomaly in torrential rain systems. J Appl Meteor Science (in Chinese), 2002, 13(6): 662-670
- [11] 崔晓鹏,吴国雄,高守亭. 西大西洋锋面气旋过程的数值模拟和等熵分析. 气象学报,2002,60(4):385~399
Cui Xiaopeng, Wu Guoxiong, Gao Shouting. Numerical simulation and isentropic analysis of frontal cyclones over the western Atlantic ocean. Acta Meteor Sinica (in Chinese), 2002, 60(4): 385-399
- [12] 李英,段旭. 湿位涡在云南冰雹天气分析中的应用. 应用气象学报,2000,11(2):242~248
Li Ying, Duan Xu. Diagnostic analysis of moist potential vorticity for hail in southern Yunnan. J Appl Meteorological Sci (in Chinese), 2000, 11(2): 242-248
- [13] 曹钢锋,张善君,朱官忠等. 山东天气分析与预报. 北京:气象出版社,1988. 180pp
Cao Gangfeng, Zhang Shanjun, Zhu Guanzhong, et al. Analysis and Forecast of Shandong Weather. Beijing: China Meteorological Press, 1988. 180pp
- [14] 楼小凤. MM5 模式的新显式云物理方案的建立和耦合及原微物理方案的对比分析:[博士学位论文]. 北京:北京大学,2002
Lou Xiaofeng. Development and implementation of a new explicit microphysical scheme and comparisons of original schemes of MM5:[Doctor Paper]. Beijing: Peking University, 2002
- [15] 陈泽宇,吕达仁,刘锦丽. 中纬度夏季一次深厚对流过程的数值模拟研究:高空热力层结和风切变影响. 大气科学,2002,26(6):744~750
Chen Zeyu, Lu Daren, Liu Jinli. A numerical study of a mid-latitude deep convection case: influence of the upper tropospheric stratification and wind shear. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 2002, 26(6): 744-750

NUMERICAL STUDY OF A SEVERE MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEM IN THE NORTH CHINA ON 23 AUGUST 2001

Gong Dianli

(*Shandong Meteorological Institute, Jinan 250031; College Physical and Environmental Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266003*)

Wu Zengmao Fu Gang

(*College Physical and Environmental Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266003*)

Abstract

By using all available observational data, such as satellite, Doppler radar images as well as routine observational data, and non-hydrostatic model MM5V3.5, a severe MCS (Mesoscale Convective System) occurred on 23 August 2001 in the North China was investigated. The evolutionary process and development mechanism of this MCS case was analyzed with emphasis on the orographic effect of Taihang Mountain on its development. The observational data show this severe storm occurred in the pattern of high-level north-west flow, the temperature increase in the lower troposphere descends in high-mid troposphere and the humidity enhanced in the whole troposphere induced the convective instability.

The simulation results indicated that the downhill flow from Taihang Mountain is the key mechanism to initiate the convection. The characteristics of moist potential vorticity (MPV) show that the moist isentropes slant is the foundation of the convection, the vertical and horizontal components, i. e. p_{m1} and p_{m2} respectively, $p_{m1} < 0$ and $p_{m2} > 0$ in the lower of troposphere are favorable condition for the development of MSC, it can serve as a powerful tools for the diagnosis and prediction of MCS. On the other hand, because the condition of MPV conservation can be destroyed possibly in the MCS process, for example the hydrostatic balance and the mass forcing induced by the precipitation et al., can lead to MPV anomaly. In the early period of the MCS, the vertical second circulation can be an important mechanism to trigger new thunderstorm and conduce the storm spreading by jump model. The Taihang Mountain can change the wind field in boundary layer; include downhill flow, vertical shear of wind and mesoscale convergence line. As a result, it plays an important role in initiating, organization and movement of the storm.

Key words: Severe thunderstorm, Numerical simulation, Dynamical mechanism, Orographic effect, Slantwise vorticity development.

龚佃利等：2001年8月23日华北强风暴动力机制的数值研究

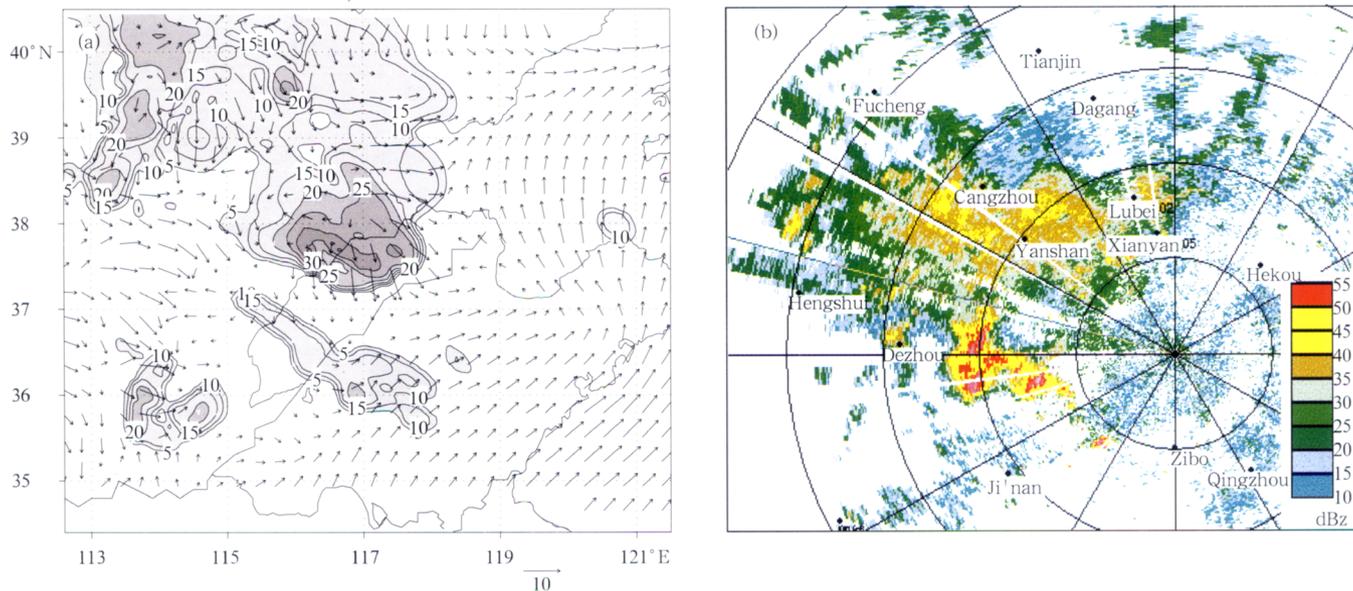


图6 8月23日06:00模拟雷达综合反射率 (a) 和06:23滨州多普勒雷达观测回波强度 (b)

(a. 阴影区为模拟雷达综合反射率大于5 dBz云区, b. 观测仰角1.5°, 探测范围250 km)

Fig.6 Simulated radar reflectivity(a. shaded,>5 dBz) and 10 m wind for 06:00 LST 23 August 2001. Base scan(b. 1.5° elevation, 250 km range) PPI display radar reflectivity (dBz) from Binzhou CINRAD/SC at 06:23 LST 23 August 2001