

一次右移传播的强对流风暴研究*

范 皓¹⁾ 吴正华²⁾ 段 英³⁾

¹⁾(河北省邢台市气象局, 邢台 054000)

²⁾(北京城市气象研究所, 北京 100089)

³⁾(河北省人工影响天气办公室, 石家庄 050021)

摘 要

对1998年6月21日华北平原强对流风暴的天气动力学分析表明,这次强对流风暴是发生在华北区域出现前倾性阶梯槽形势下,对流层中、下层的差动温度平流和干暖盖的存在是对流不稳定层结形成和发展以及有效对流能量存储的重要条件;对流层中、低层的西风扰动触发对流云团生成,而对流云团在明显右移传播过程中不断发展增强,是与对流云团南侧存在明显的动压垂直加速度、高能暖湿气流的不断输入以及对流云团的合并有关。

关键词: 强对流风暴 右移传播 有效对流能量 动压垂直加速度

引 言

在北半球发生的强对流风暴,一般来讲,在对流层中、下层环境风向随高度顺时针旋转的条件下,其移动发展方向是偏于环境平均风向的右侧。而且对流风暴云体愈大愈稳定,其移动向右偏移的趋势愈明显,移速也小于环境平均风速^[1]。因此,在强对流风暴的预报中,在详细分析对流风暴的大尺度环境物理条件和中尺度天气系统演变的同时,对流风暴移动路径的临近预报,一般是取对流层中层(500~700 hPa)平均风向的右侧进行外推预报。

1998年6月21日午后,从河北省中、南部到河南省北部,自北向南出现较大范围伴随冰雹、雷雨和大风的强对流风暴。由于其对流旺盛、发展迅猛,特别是移动路径明显偏向引导气流的右侧,风暴云团自东北向西南移动,与500 hPa层的环境风向近于垂直,预报难度极大,造成严重灾害。关于本例强风暴,已有一些分析^[2~5]。江吉喜等^[2]详细分析了这次强对流风暴的静止卫星云图演变特征,并强调了西南方向低空高能舌和对流不稳定区的存在,是“整个云团呈现向西南方向移动”的主要原因;胡欣等^[3]指出这次强对流风暴云团具有中尺度对流复合体(MCC)特征;段英等^[4]强调了热力不稳定和边界层(925 hPa)偏南急流对强对流风暴发生发展的重要作用;许新路等^[5]通过卫星云图、雷达回波和地面气象资料,初步分析了本例的中尺度特征。这些分析工作各有所侧重,均未能对这次强对流风暴发生发展的物理条件和明显右移的机理进行较全面分析。而且文献

* 本文受河北省自然科学基金项目(401485)“突发性强对流暴雨和强冰雹天气形成规律的研究”资助。

2003-05-20收到,2003-11-22收到修改稿。

[2]和[4]对此例发生的大尺度环境条件有不同看法,特别是对6月21日08:00(北京时,下同)700 hPa等压面上华北区域的垂直运动计算结果完全不同。本文是在上述工作的基础上,用北京大学大气科学系的客观分析诊断程序^[6],结合卫星云图、雷达回波观测资料和逐时地面气象资料,对强对流风暴发生发展的环境条件进行研究,并重点分析强对流风暴明显右移传播的物理机制。

1 对流风暴演变过程

1.1 地面天气实况

从21日12:00起,河北省廊坊地区南部和天津西南部开始出现积云对流单体,由于对流单体的不断生成、合并,14:00在天津西部、保定地区东部和沧州地区北部都观测到浓积云发展,15:00以后,这些地区开始出现雷暴和降雹,并伴随8级以上雷雨大风向西南推进(图1),18:00前后,对流风暴移过保定、沧州一线,19:00开始影响衡水地区,20:00到达邢台东部,23:00移经邯郸,24:00左右影响河南省安阳市。这次强对流风暴持续时间长达10 h,移动路径700余公里,使近40个市、县出现雷电、冰雹、大风和暴雨等灾害性天气。其中,最大冰雹直径约5 cm(献县、广宗、巨鹿等县)、最大降水量160 mm(安阳市),雷雨大风一般为 $20 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,最大风力达 $30 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (故城、清河、任县、安阳等县、市),在石家庄、南宫局部地区还出现扬沙天气。这次强对流风暴还造成15人死亡,494人受伤,为历史罕见。

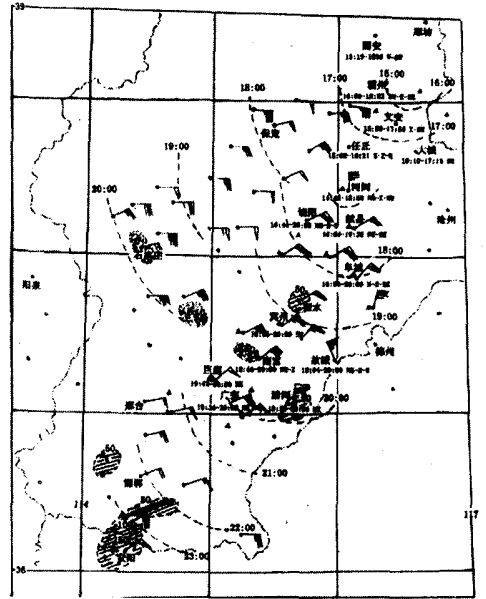


图1 强对流风暴影响时空分布图

1.2 地面气象要素的时间变化

按对流风暴移动路径自NE—SW方向选择文安、河间、衡水、巨鹿和邯郸5个气象站的逐时气压、温度、相对湿度及天气现象进行分析(图2)。可看出随着时间的推移,自东北向西南各观测站依次出现了气压、湿度聚增、气温陡降的现象,半小时内气压上升最高达到7 hPa,气温下降最大达到 18°C ,同时伴有雷雨、冰雹、大风等强对流天气,具有明显的飑线特征,而且飑线的移动具有一定的连续性。但是,在强对流风暴发生的初期,文安站的地面气压升幅并不明显,未出现大于 $17 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的大风,因此,虽有雷暴和降雹,但对应的地面中尺度雷暴高压还比较弱。

1.3 静止卫星云图演变特征

这例强对流风暴的静止卫星云图演变特征,文献[2,3,5]分别进行了分析,归纳起

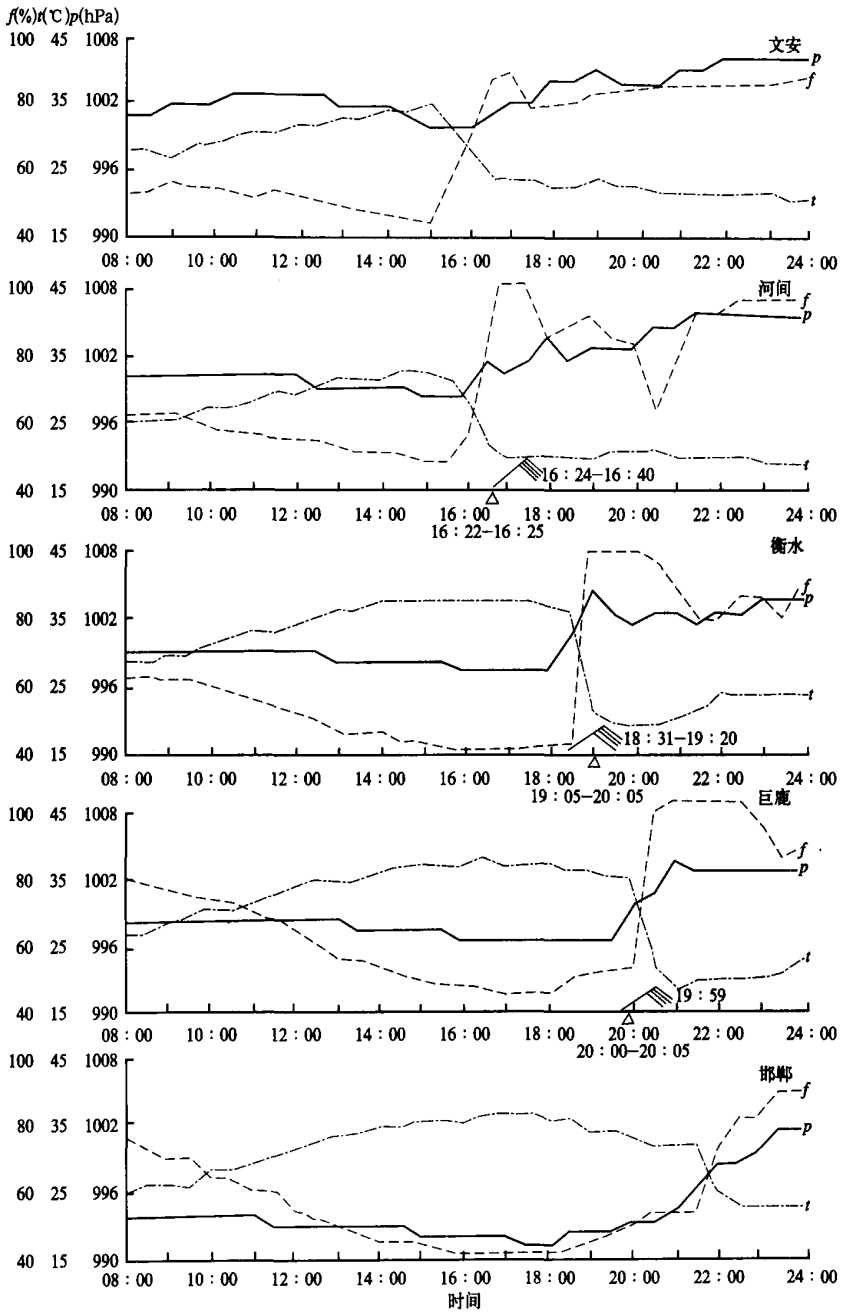


图 2 单站地面气象要素时间演变图

来,强对流风暴的卫星云图特征有:

(1) 对流云团开始出现在 13:00 以后,在其向西南移动传播过程中,先后有三次云团的合并过程,即 14:00~15:00(图 3c~d)原位于河北蔚县和白洋淀附近的对流单体相向靠近而合并,云顶温度(TTB)达 -20℃,使天津西南、廊坊南部和沧州北部出现了雷暴和

降雪天气;16:00~17:00(图 3e~f)上述对流云团在南移过程中又与保定上空的云团合并,TTB 值降低到 $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下,云团范围迅速扩大并继续向西南方移动,沿途在保定东部部分地区和衡水地区北部出现冰雹和雷雨大风(8 级以上)天气;18:00~20:00 云团后部从冷涡云系中不断有新对流云团产生与之合并,同时在邯郸和安阳北部地区也有对流云团发展(图 3g~h),在其不断“膨胀”之时,与南下的强大对流风暴云团靠近,于 20:00 前后合并,形成了类似于中尺度对流复合体(MCC)^[3],TTB 值达最低值,为 $-60\text{ }^{\circ}\text{C}\sim-70\text{ }^{\circ}\text{C}$,致使邢台大部分地区出现了大范围的雷暴、大风、冰雹和暴雨天气,甚至还有局地扬沙(图 1),酿成严重灾害。

(2) 云团从第一次合并开始之后,在南移传播过程中不断发展膨胀,云顶温度(TTB)值持续下降。但是,在对流云团的西南侧,始终是 TTB 值水平梯度最大的区域,表明对流上升运动一直是在云团西南侧维持最大,直到 24:00 以后才开始减弱消散。

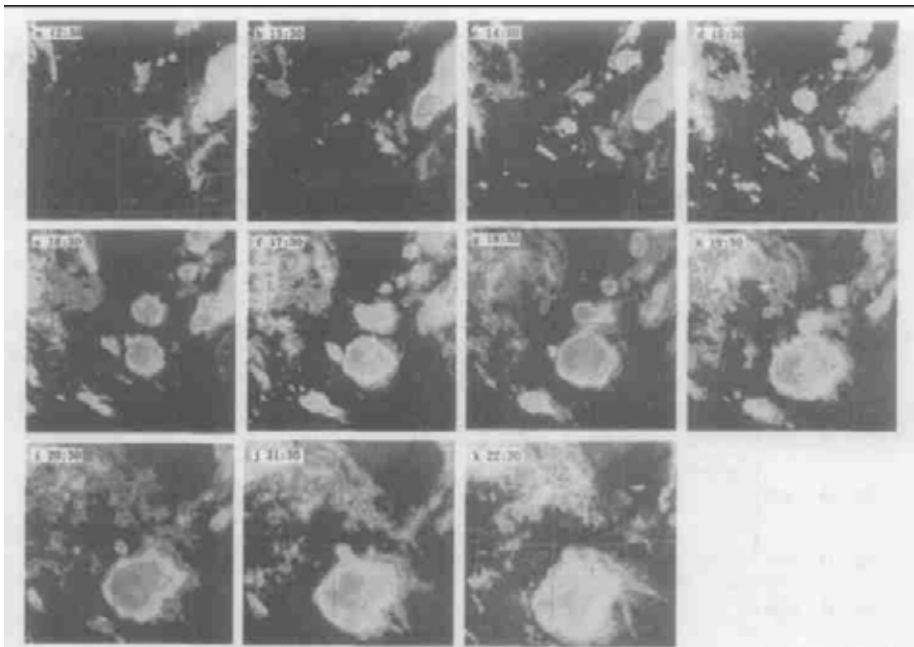


图 3 1998 年 6 月 21 日 12:00~22:00 卫星云图
(叠加的云顶 TTB 等值线,最外的为 $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$,向内依次减少,间隔为 $10\text{ }^{\circ}\text{C}$)

1.4 雷达回波分析

由于石家庄雷达资料缺测,文献[4][5]分别用中国气象科学研究院(北京)和邢台的雷达资料进行了分析。本文给出邢台(3 cm 数字化天气雷达)雷达资料分析结果。如图 4 所示,由 PPI 分析图 4(a~d)雷达回波表现为弓状回波的特征,回波强度由 40 dBz 增强到 60 dBz ,强回波中心位于整个回波的前侧弯曲最大的部位,在这里有较大的强度梯度。文献[5]将弓状回波的形成与地面中尺度结合起来进行了分析,得出以下结论:① 弓状回波的形成与地面风场有关。② 弓状回波的移向与负变压中心的存在有关。③ 弓状回波的后侧存在着 θ_{sc} 的低值区,表明有强劲的东北气流存在并伴有下沉运动。从 RHI 图可以

看出(图略),回波体积非常密实,中心强度在 40 ~ 50 dBz 范围,回波前方(即西南侧)的回波墙强度梯度很大,并伴有很大的前倾性,随着回波的不断发展,有回波“穹隆”出现,其高度位于 4 ~ 9 km,所对应的温度为 0 °C ~ - 35 °C,对冰雹的形成十分有利。因此在弓状回波经过地区,特别是回波前端强中心区域所经过地区,伴有雷电、大风、冰雹和强降水等强对流天气。21:03 后,随着云体中能量的不断释放,弓状回波逐渐演变成带状,在其移动过程中,强中心分裂并逐渐减弱,回波移向也由原来的 NE → SW 转为 NW → SE,回波经过地区所发生的天气现象也较前期减弱。

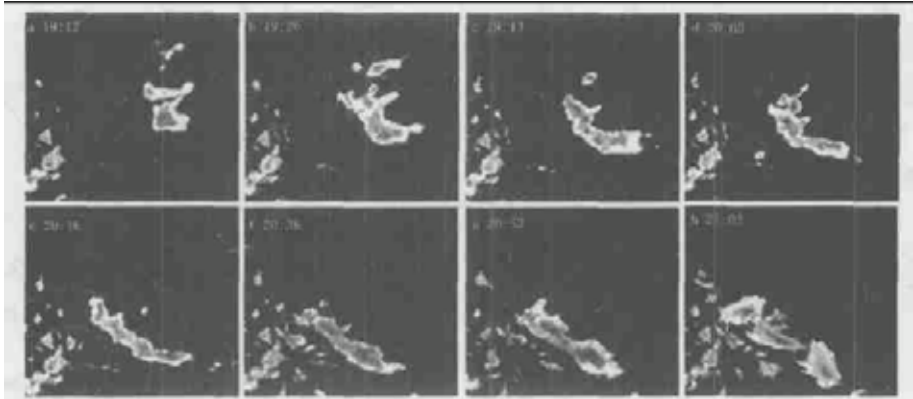


图 4 1998 年 6 月 21 日邢台雷达回波 PPI 图(每圈 40 km)
(回波等值线最外 30 dBz,向内依次增加每间隔 10 dBz)

2 对流风暴发生的环境条件

2.1 高空天气形势特征

(1) 先兆过程 6月20日08:00,在500 hPa等压面上,蒙古东部有冷涡发展,涡后有冷空气扩散南下;20日20:00,700 hPa等压面上有弱冷槽位于张家口—太原一线即先兆槽(图略),致使河北省中部(保定、石家庄、衡水)傍晚至前半夜出现雷雨大风和冰雹天气。这正是强对流风暴的先兆过程^{[1][7]}。其物理作用是使强对流风暴发生区的下风方对流层中层出现气旋性涡度和正涡度平流(图略),引导冷空气南下,而在对流层低层(850 hPa)转为低压暖脊控制,有明显暖平流;先兆槽移过之后,天空转晴,近地面层因日射加热而急剧增温,为未来强对流风暴的发生准备较充分的层结不稳定条件。

(2) 前倾的阶梯槽 6月21日08:00,造成20日河北中部地区对流天气的先兆槽向东南方向移到山东至皖北一线,而东蒙冷涡后部又有一股冷空气南下,其500 hPa槽线南端已移过北京,此高空槽(北槽)与位于山东的先兆槽(南槽)构成南北走向阶梯槽形势(图5),图5也表明,与北槽和南槽对应的正涡度平流区分别位于北京和济南附近。而且它们的槽线在对流层中、下层是随高度上升而前倾,尤其是北槽。500 hPa等压面上槽线附近等高线呈疏散形,有利低空辐合系统发展。对应的500 hPa冷温度槽正好位于华北平原上空,-12 °C等温线南伸至邢台、济南,而在850 hPa等压面,从黄土高原到华北平原为

暖温度脊控制(图略),并与图 5 中低压切变区域叠置。在此天气系统下,位于北槽和南槽之间的华北平原 500 hPa 和 850 hPa 层温度垂直差值达 30 °C 以上,正是最有利于强对流天气发生的区域。

五台山站逐时风记录表明(图略),在 2~3 km 高度上,12:00 有西风扰动过境(即图 5 中 700 hPa 北槽),启动北京以南的保定东北部地区对流云团生成和发展(见图 3a、b、c)。

21 日 20:00,500 hPa 等压面的阶梯槽已东移过 120°E,华北平原均为西北气流控制,但 850 hPa 至地面仍维持偏南气流,并有切变线和地面倒槽维持在河北省南部和河南省北部(图略)。

2.2 对流风暴发生的大尺度环境条件

(1) 强位势不稳定层结的形成 根据邢台站 6 月 21 日间隔 6 h 的探空资料和 21 日 20:00 北京、张家口、太原、邢台、济南、郑州等 6 个探空站资料,分析计算它们的对流有效能量(CAPE)、下沉对流有效能量(DCAPE)、负浮力能量参数(CIN)、相对螺旋度(RSH)和抬升指数(LI),结果如表 1 和表 2。可见邢台局地大气层结在 21 日 14:00~20:00,是处于有利对流风暴发展的不稳定状态,而且从华北区域来看,邢台又是最有利于对流风暴发展的地区。其层结不稳定和对流有效能量在午后有明显增长。其中,14:00 和 20:00 相对于 08:00 CAPE 值是成倍增长,气块抬升所需要的能量(CIN)则成倍减少,从 $T-\log p$ 图上发现,近地面气块的自由

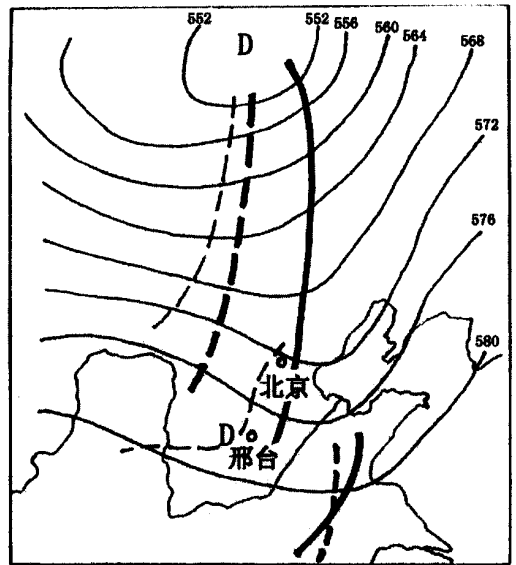


图 5 1998 年 6 月 21 日 08:00 500 hPa 位势高度图

(图中数字单位为 dagpm)

(图中粗实线为 500 hPa 槽线,粗虚线为 700 hPa 槽线,细虚线为 850 hPa 槽线和切变线)

表 1 1998 年 6 月 21~22 日邢台局地大气对流参数

| 时间 | CAPE($J \cdot kg^{-1}$) | DCAPE($J \cdot kg^{-1}$) | CIN($J \cdot kg^{-1}$) | RSH($m^2 \cdot s^{-2}$) | LI(°C) |
|------------|---------------------------|----------------------------|--------------------------|---------------------------|---------|
| 21 日 08:00 | 1261 | 1560 | - 765 | 56 | - 5.36 |
| 14:00 | 3828 | 1700 | - 75 | 80 | - 11.05 |
| 20:00 | 2342 | 1632 | - 132 | 85 | - 7.42 |
| 22 日 02:00 | 1058 | 1276 | - 490 | - 66 | - 3.77 |

表 2 1998 年 6 月 21 日 20:00 各探空站大气对流参数

| 测站 | CAPE($J \cdot kg^{-1}$) | DCAPE($J \cdot kg^{-1}$) | CIN($J \cdot kg^{-1}$) | RSH($m^2 \cdot s^{-2}$) | LI(°C) |
|-----|---------------------------|----------------------------|--------------------------|---------------------------|--------|
| 北京 | 994 | 821 | - 24 | 88 | - 3.49 |
| 张家口 | - 3439 | 850 | - 3831 | 62 | 21.76 |
| 太原 | 47 | 1814 | - 1212 | 30 | 1.49 |
| 邢台 | 2342 | 1632 | - 132 | 85 | - 7.42 |
| 济南 | 791 | 1405 | - 332 | 26 | - 3.42 |
| 郑州 | - 13064 | 1668 | - 13097 | 35 | 29.67 |

对流高度,在 08:00 为 585 hPa,到 14:00 近地面气温随高度递减率已大于干绝热递减率,近地面暖湿空气稍有扰动,即可自由抬升发展成强烈对流。

以邢台为中心的华北平原地区大气不稳定层结形成的原因,主要是:

① 对流层中、低层的差动温度平流,造成层结对流不稳定的发展。图 6 给出 6 月 21 日 08:00 500 hPa (a) 和 850 hPa (b) - $V \cdot \nabla T$ 值的分布。可见华北平原地区对流层中层(500 hPa)为大范围冷平流控制。而对流层低层(850 hPa)为明显的暖平流控制,因此, $-\partial(-V \cdot \nabla T)/\partial p < 0$,即低层增温和高层降温并存,有利于层结不稳定发展。邢台站由于 21 日 08:00 ~ 20:00 在 3000 m 以下一直维持南风 and 西南风,且风向随高度顺时针旋转,使得相对螺旋度(RSH)均为正值(见表 1),即白天在对流层低层一直维持暖温度平流,只是在对流风暴移出之后(22 日 02:00),才转为冷温度平流。

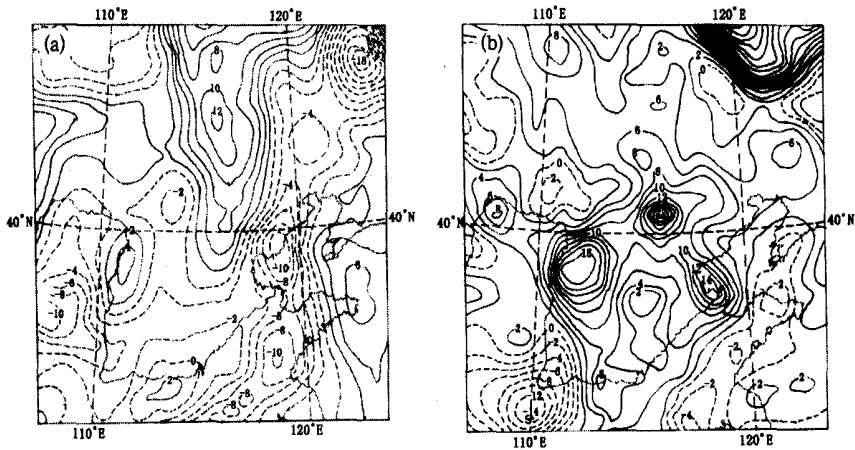


图 6 1998 年 6 月 21 日 08:00 500 hPa (a) 和 850 hPa (b) 温度平流分布图
(图中数字单位: $10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{s}^{-1}$)

② 河北平原近地面空气急剧升温。图 2 表明地面温度在强对流风暴影响之前一直保持在较高的范围,特别是河北南部地区自 13:00 以后,温度一直维持在 35°C 以上,最高达到 37°C 。

③ 对流层中层下沉增温形成的干暖盖和逆温层,有利于低层不稳定能量积聚。6 月 21 日 08:00,邢台站温度廓线表明,在 951 ~ 865 hPa 层有明显的逆温层,逆温强度达到了 $0.47^\circ\text{C}/100 \text{ m}$,且 850 hPa 层附近温度达到 23°C ,但温度与露点差值达 16°C ,即“饱和能差”^[8]值为 33.7°C ,是典型的“干暖盖”,它的形成正是与 700 hPa 等压面先兆槽(图 5 中南槽)后弱暖高压脊控制相联系^[7]。图 7a 显示,与这个弱暖脊对应的下沉运动区控制了位于河北省中、南部的华北平原,须说明的是,此计算结果与文献[4]一致,而文献[2]中表述的 21 日 08:00 华北平原是“准圆形上升运动区”,其计算结果是有疑问的,因为华北平原(指河北省中、南部和河南省北部)位于 700 hPa 槽后弱脊控制下,不可能有上升运动存在。

(2) 强对流风暴的触发条件 卫星云图(图 3)表明,这次强对流风暴,是从 12:00 ~

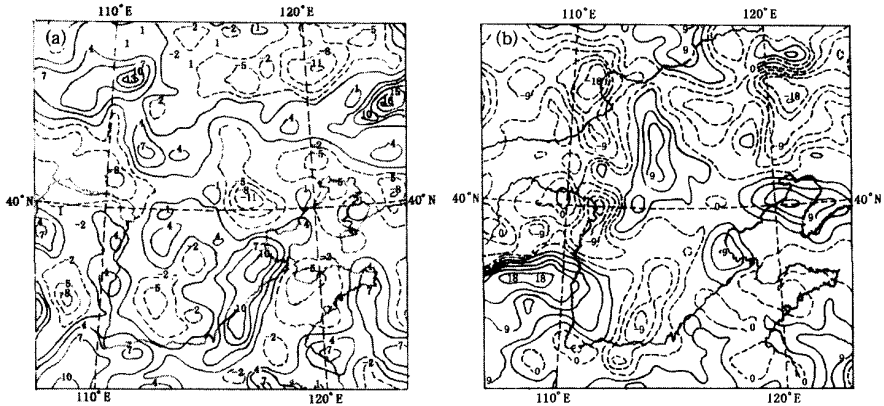


图7 1998年6月21日08:00(a)和20:00(b)700 hPa等压面垂直运动(ω)分布图
(图中数值单位为 $\times 10^{-3} \text{hPa}\cdot\text{s}^{-1}$)

13:00 在北京南部到天津西部的区域出现对流云团开始的,其直接原因是与12:00前移过五台山的西风扰动有关,也即是图5中700 hPa层北槽东移触发这次强对流风暴,河北省平原中部和南部地区在午后开始由下沉运动(图7a)逐渐转为上升运动(图7b),有利于强对流风暴在南移过程中继续发展。实际上,在对流云团生成之前,08:00在京津地区和河北省北部的对流层低层已经存在动力辐合(925 hPa)和水汽辐合(850 hPa)条件,而且在对流层中层有正涡度平流(图略)和垂直上升运动中心(图7a 下角),已经具备对流一触即发的环境条件。

3 强对流风暴明显右移传播的机制

在强对流云团形成之后,图1和图3都显示,强对流云团并不是沿对流层中层“引导气流”自西向东移动,而是明显向南偏西方向(与“引导气流”近于垂直的方向)右移传播,在南移过程中,对流云团不断增强发展,沿途造成突发性风暴天气。分析表明,强对流风暴明显右移传播的主要原因是:

① 对流风暴云团与环境气流之间的相对气流产生的流体动压力垂直差异,造成了云团南侧有明显垂直上升加速度,其促使低空暖湿空气进入云体,加强云内上升气流。C. M. Newton^[9]指出,对流云团在环境气流中移动,会受到一个与环境相对运动产生的流体动压力 $\bar{\omega} = 1/2 \times \rho \times V_R^2$,这里 V_R 为相对速度, ρ 为空气密度。图8表明,6月21日08:00,500 hPa等压面的环境气流为西风,其南风分量为零,而850 hPa等压面的环境气流为南风(V),在此上、下层的环境气流中对流云团南侧与环境气流的相对速度在上层(500 hPa,图9中“B”点)即是云团的移动速度 V_c ,而在下层(850 hPa,图9中“A”点)为 $V + V_c$ 。这样,在对流云团南侧,“A”“B”两点所受到流体动压力分别为:

$$\bar{\omega}_A = \frac{1}{2} \rho_A (V + V_c)^2 \quad \text{动压力方向指向云团里}$$

$$\overline{\omega}_B = \frac{1}{2} \rho_B V_c^2 \quad \text{动压力方向指向云团外}$$

于是动压力垂直梯度为(不考虑 ρ_a 和 ρ_b 的差异,均取为 ρ)

$$\partial \overline{\omega} / \partial p = \frac{1}{2} \rho (V^2 + 2 V V_c + 2 V_c^2) / \Delta p$$

在准静力平衡条件下,空气块的垂直加速度可近似为

$$d \omega / dt = g(\Delta T / T + \partial \overline{\omega} / \partial p)$$

这里,右边第一项是浮力引起的加速度, ΔT 为空气块与环境的温度差, T 为环境温度,而第二项则是流体动压力垂直梯度引起的垂直加速度。

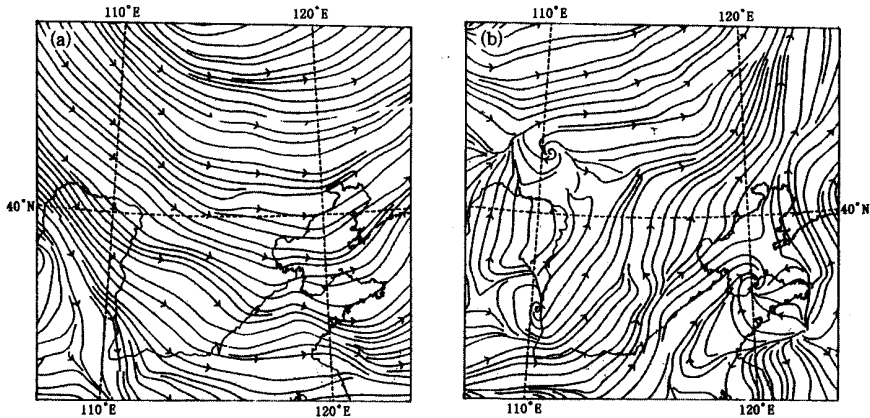


图8 1998年6月21日08:00 500 hPa(a)和850 hPa(b)流场图

在本例中,取850 hPa环境风 $V = 10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,对流云团移速 $V_c = 5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (相当于云团移速为 $18 \text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$),在500~850 hPa层的云团南侧,所计算的 $\partial \overline{\omega} / \partial p$ 为 0.46×10^{-2} ,即垂直动压梯度造成的垂直加速度为 $0.045 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$,这相当于空气块温度比环境温度高 $1.5 \text{ }^\circ\text{C}$ 所产生的浮力加速度。可见,在对流云团南移过程中,其南侧由于垂直动压梯度产生的强烈上升运动,致使低层暖湿气流源源不断进入云体,这正是强对流云团南侧亮温(TTB)水平梯度最大的重要原因,显示对流云团在不断明显偏右移动过程中得到加强和发展。

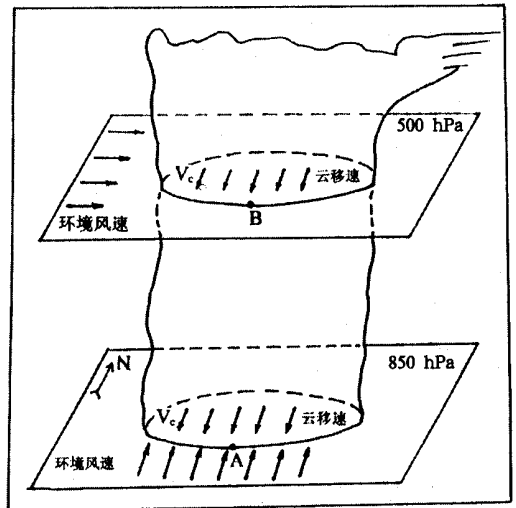


图9 云团与环境气流相互作用示意图

② 在21日08:00和20:00,北京与邢台的对流层中,低层风向都是随高度顺时针旋转,且低层(850 hPa)均为西南气流,高能

(θ_{se})舌正位于华北平原(图略),这正符合文献[1][10]解释的对流风暴偏右传播的环境条件,即对流风暴的移动总是趋向于有利于低层不稳定暖湿空气流入的方向。

③由于大气层结强烈对流不稳定(见表1),低层高能舌存在和午后700 hPa等压面由下沉运动转为上升运动(图7)等原因。致使河北省中南部地区不断有新的对流云团在午后生成,而新的对流云团与南移的强对流云团的合并(见图3),更使得强对流云团偏右移动,并不断发展、膨胀,形成“MCC”,产生更强烈的灾害天气。

4 结 论

(1) 20日08:00 500 hPa蒙古东部有冷涡发展,涡后有冷空气扩散南下造成河北中部局部的强对流天气,这正是21日强对流风暴的一次先兆过程,21日08:00 500 hPa先兆槽与影响槽构成了阶梯槽,华北平原位于两槽之间,并受北来影响槽(前倾槽)的控制,500 hPa有冷空气南下,而850 hPa先兆槽过后天气转晴,导致近地面急剧增温,促使华北平原上干冷、下温暖的稳定区的形成。当西风扰动过境时,启动对流云团在北京南部和天津西部开始生成和发展。在河北省中部和南部地区,由于850 hPa有低压辐合区的存在,午后层结不稳定的强烈发展,有利于对流风暴在南移过程中得以继续发展。

(2) 在对流云团的南侧,由于垂直动压梯度产生的强烈上升运动,使得河北南部平原低层 θ_{se} 高值区内的暖湿气流不断进入云体,同时在对流云团南侧不稳定区内不断有新的对流云团产生,对它产生吸引作用,使对流云团在不断明显右移过程中得到加强和发展。

(3) 对于本类过程的预报着眼点,首先500 hPa西北气流控制下,有先兆过程,并且有阶梯槽的存在;其次低层河北南部地区处于低压暖脊控制,同时华北平原存在大范围的不稳定区域,而且这个不稳定区域内的不稳定能量要有一个积累的过程;第三必须有一定的触发条件,如本例中的西风扰动,启动对流云团。

致谢:陈敏博士协助完成诊断计算工作。

参 考 文 献

- 1 雷雨顺,吴宝俊,吴正华.冰雹概论.北京:科学出版社,1978.90~91.
- 2 江吉喜.华北两类灾害性云团的对比研究.应用气象学报,1999,10(2):199~206.
- 3 胡欣,李云川,田庆利.东蒙冷涡形势下冰雹天气的云团演变特征.河北气象,1999,18(3):1~6.
- 4 段英,李云川,赵亚民.华北平原对流风暴的个例分析.气象,1999,25(11):25~28.
- 5 许新路等.一次强对流过程的中尺度分析.河北气象,2000,19(3):1~5.
- 6 郑永光,王洪庆,陶祖钰,等.Windows下二维气象绘图软件——客观分析诊断图形系统.气象,2002,28(3):42~45.
- 7 北方冰雹预报科研协作组.华北大范围雷暴的天气学研究.北京:气象出版社,1982.19~20.
- 8 雷雨顺,吴正华.饱和能差的意义与应用.气象,1980,6(5):9~11.
- 9 Newton C M. Severe convective storms. *Adv In Geophys*, 1967, 12: 257~308; *Tellus*, 1966, 18: 699~713.
- 10 Tudurf E, Ramis C. The environments of significant convective events in the Western Mediterranean. *Wea Forecasting*, 1997, 12: 294~306.

INVESTIGATION ON A SEVERE CONVECTIVE STORM MOVING RIGHT

Fan Hao¹⁾ Wu Zhenghua²⁾ Duan Ying³⁾

¹⁾ (*Xingtai Weather Office, Hebei Province, Xingtai 054000*)

²⁾ (*Institute of Urban Meteorology, Beijing 100089*)

³⁾ (*Hebei Weather Modification Office, Shijiazhuang 050021*)

Abstract

Synoptic and dynamic conditions of a severe convective storm occurring in the plain of North China on 21 June 1998 were investigated. It was favorable for the occurrence of the storm. In addition, a warm-dry cover and the differential temperature advection between mid- and low-troposphere are quite important to the formation and development of convective instability, and to the accumulation of convective available potential energy as well. The genesis of convective clouds was triggered by the turbulence of westerly in the mid-to low-troposphere. Moreover, the convective clouds kept on developing during their process moving rightward. Such phenomenon was relevant to the dynamic pressure vertical acceleration locating to the south of convective clouds, the import of the warm-wet air and the clouds combination.

Key words: Severe convective storm Right moving Convective available potential energy (CAPE) Dynamic pressure vertical acceleration