

武汉“6·22”空难下击暴流的 三维数值模拟研究*

孙凌峰^{1,2)} 郭学良¹⁾ 孙立潭²⁾ 付丹红^{1,3)}

1) (中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

2) (解放军理工大学气象学院, 南京 211101)

3) (南京气象学院环境科学系, 南京 210044)

摘 要 使用武汉实测探空资料, 利用三维强风暴冰雹分档模式对 2000 年 6 月 22 日发生在武汉的一次引起坠机事件的下击暴流进行了模拟和分析, 并与实际观测进行了比较研究, 结果表明: 造成此次空难的下击暴流的发生发展与大的天气背景紧密相关; 模拟微下击暴流的各种主要结构和生消演变特征与实测结果吻合较好; 该下击暴流产生的直接原因是冰雹的重力拖曳作用引起, 其次是冰雹的融化和雨水蒸发的冷却作用。空中散度和涡度的分布与变化同下击暴流也存在密切的联系。

关键词: 下击暴流; 数值模拟

1 引言

下击暴流因具有强的下沉气流和强的低空风切变, 往往造成大树连根拔起、砸毁汽车致人重伤、飞机坠毁等恶性事故, 造成巨大的生命与财产损失。国内外许多研究者对其形成机理进行了模拟研究。Srivastawa^[1]使用一维不完全云模式模拟了云下由降水的蒸发冷却和降水拖曳作用引起的下击暴流, 发现甚至非常弱的降水落入深厚的干绝热气层中也会产生很强的下沉气流, 而对于稳定层结来讲, 只有很强的降水才能产生强下沉气流。Hjelmfelt 等^[2]使用一个二维云模式模拟了产生微下击暴流的风暴云, 发现霰、雹的融化和拖曳以及雨水的蒸发和拖曳在微下击暴流的产生过程中起了非常重要的作用。Proctor^[3]使用一个考虑了冰相微物理过程的轴对称模式, 通过水凝物从云顶降落模拟研究了微下击暴流的形成机制, 他发现降水的蒸发和冻结水凝固物的融化为干下击暴流的产生提供了负的浮力。

我国也有许多研究者对下击暴流的形成机理作了模拟研究。孔凡铖等^[4]使用美国丹佛探空资料, 利用二维面对称微下击暴流数值模式对干、湿两类微下击暴流在云下的生成和演变过程进行了模拟实验, 认为干型微下击暴流由冰晶降水元在干绝热气层中下落时的蒸发制冷驱动, 只产生了很微小的地面降水和降温, 而且几百米厚的弱

稳定层对干微下击暴流有明显的阻挡和削弱作用。许焕斌和魏绍远^[5]使用美国丹佛探空资料,利用一个非静力完全弹性 γ 中尺度模式进行了数值模拟研究,认为下击暴流是水凝物在云下蒸发、融化降温形成的负浮力、负载拖曳力和扰动气压梯度力的驱动下,自上而下发展,其中蒸发降温作用最大,依次是融化降温、负载拖曳,扰动气压梯度力总的的作用是阻尼。郭学良等^[6]利用三维冰雹云分档模式对发生在日本东京的微下击暴流进行了模拟研究,认为霰雹的形成在伴随强风暴的下击暴流的形成中起重要作用。刘洪恩^[7]使用非静力全弹性 γ 中尺度模式,研究了1997年7月22日发生在北京地区的下击暴流,结果表明,在背景场为高温、高湿、垂直切变小的环境条件下,下沉气流的发展并非完全由蒸发、融化降温所产生的负浮力所支配,降水拖曳力起主导作用。

以上研究者大多数使用国外探空资料,或只考虑云下过程,把云底作为上边界,并且假设在云底采用霰(雹)等微粒的比含水量分布作为起始降水元。本模拟过程利用我国武汉发生下击暴流前的探空资料,通过模拟整个风暴发生的全过程再现下击暴流产生过程,而且从宏观和微观上对其形成机理进行了分析研究。

2000年6月22日13时20分至16时20分在我国武汉发生的下击暴流,造成武汉航空公司Y7/B3479号飞机在武汉市汉阳区永丰乡四台村附近坠毁失事,机组4人、乘客38人全部遇难,在空难地点汉江两岸有400多棵树木被刮倒,许多大树被拦腰截断,树木倒向西南—南—东南,基本向一个方向倒伏,最大的树高20多米,树粗直径约30~35 cm,还有一个水泥电线杆被刮断,两个小型建筑物被风摧毁。综合分析各种气象资料,并参考物像情况,认为6月22日在空难现场曾出现微下击暴流。本文利用事故发生前武汉探空资料,使用三维冰雹云分档模式对该次微下击暴流的生消演变进行数值模拟,研究目的在于弄清此次下击暴流产生的原因以及存在的机理,为今后的机场预警、预测提供理论依据。

2 模式介绍

本文采用中国科学院大气物理研究所的三维强风暴冰雹云分档模式^[8~10],其动力学框架是一组时变、非静力平衡、可压缩的完全弹性方程组,包括冷、暖微物理过程。

运动学方程

$$\frac{du}{dt} + c_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi'}{\partial x} = D_u, \quad (1)$$

$$\frac{dv}{dt} + c_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi'}{\partial y} = D_v, \quad (2)$$

$$\frac{dw}{dt} + c_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi'}{\partial z} = g \left[\left(\frac{\theta'}{\theta} \right) + 0.608q'_v - q_c - q_i - q_r - q_s - \sum_{i=1}^{L_h} q_h(i) \right] + D_w; \quad (3)$$

气压方程

$$\frac{d\pi'}{dt} + \frac{\bar{C}^2}{c_p \bar{\rho} \bar{\theta}_v^2} \frac{\partial \bar{\rho} \bar{\theta}_v u_j}{\partial x_j} = -\frac{R_d}{C_v} \pi' \frac{\partial u_j}{\partial x_j} + \frac{C^2}{c_p \bar{\theta}_v^2} \frac{d\theta_v}{dt} + D_{\pi'}; \quad (4)$$

热力学方程

$$\frac{d\theta}{dt} = Q_{fm} + Q_{cc} + Q_{ds} + D_{\theta}; \quad (5)$$

水物质守恒方程

$$\frac{dq_x}{dt} = -D_{q_x} + W_{q_x} + I_{q_x} + \frac{\partial}{\partial x_3}(\rho_0 V_x q_x), \quad (6)$$

其中, π' 是无量纲气压扰动量; D_u 、 D_v 、 D_w 是次网格尺度项; D_{θ} 和 D_{q_x} 为雷诺平均湍流通量; $D_{\pi'}$ 为 π' 的湍流通量; Q_{fm} 、 Q_{cc} 、 Q_{ds} 分别为由微物理过程和饱和产生的融化/冻结、凝结/蒸发、凝华/升华引起的潜热加热/冷却项; q_x 代表水汽 q_v 、云水 q_c 、雨水 q_r 、云冰 q_i 、雪 q_s 及霰/霰分档的比含水量 $q_h(i)$ ($i=1, L_h$); V_x 是水物质的末速度; C 为绝热声速。

模式的计算范围, 水平方向为 $36 \text{ km} \times 36 \text{ km}$, 格距 1 km , 垂直方向为 19 km , 格距为 0.5 m 。计算的大时间步长为 5 s , 小时间步长为 0.25 s , 积分时间为 80 min 。模式的侧边界采用辐射边界条件, 上下边界条件为刚性边界条件。模式直接输入武汉 2000 年 6 月 22 日 08 时微下击暴流发生前的探空资料 (各等压面的温度、露点及风速), 插值到各标准网格层上, 并计算出位温、比湿、无量纲气压等。模式中重要的微物理过程包括: 霰/霰的升华过程、冰雹/霰融化成雨水、冰晶的升华过程、云冰、雪融化过程、雨水的蒸发等。

模式中将水成物划分为云水、雨水、云冰、雪团以及霰/冰雹五种, 再对霰/冰雹按照指数分档方法划分为 21 档。冰雹与冰雹之间的碰并系数很小, 本文没有考虑冰雹之间的碰撞问题。每一档的冰雹由于其增长率依赖于其本身档的末速度, 对其以外其他粒子的连续收集过程要比将冰雹作为一个档、冰雹粒子服从特定的谱型、增长率依赖于其质量的权重平均末速度的冰雹参数化模式更接近实际。在保证被收集粒子足够量的情况下, 在冰雹分档模式中, 较大的冰雹由于其末速度较大, 收集率较大 (具体见文献 [8, 9])。

3 结果分析

3.1 天气背景分析

2000 年 6 月 22 日下午在武汉市附近出现了一次伴有雷暴、大风和强降水的天气过程。其中东西湖测站出现 13.2 m s^{-1} 大风, 半小时雨量为 35.7 mm ; 汉口机场当日 24 小时降水量为 78.8 mm 。

此次下击暴流发生在武汉地区汉江三角地带, 其位于汉水一拐弯处, 地势较平坦, 没有显著地形影响。在 2000 年 6 月 22 日 08 时 500 hPa 高空天气图上, 华北附近有一个高空低涡, 中心位于郑州—太原之间, 向偏东方向缓慢移动; 南北向深厚的冷槽, 槽线位于恩施与汉口之间, 槽后有弱的冷平流向南扩散; 在武汉上空有较强的西南气流, 风速在 $18 \sim 24 \text{ m s}^{-1}$ 之间, 具有强的抽吸作用, 有利于底层空气的辐合上升, 未来将影响江汉平原以东地区。在 700 hPa 天气图上, 从华北到江汉平原一线有一条弱切变线, 切变线南侧有明显的西南低空急流, 风速在 $14 \sim 20 \text{ m s}^{-1}$ 之间, 武汉位于该急流偏南一侧, 即位于气旋性切变区域, 西南低空急流不断输送暖湿空气, 使武汉地区的温

度、湿度逐渐增大。在 850 hPa 天气图上, 江南附近大气接近饱和; 武汉偏南一侧的低空西南急流也非常明显, 风速在 $14\sim 18\text{ m s}^{-1}$ 之间, 风速的气旋性切变强, 此急流主体的北侧与卫星云图上我国东南部东北—西南向的云带对应。同时, 在卫星云图 (图 1) 上也可以看到有一条对流云带缓慢向东移动, 迅速发展。

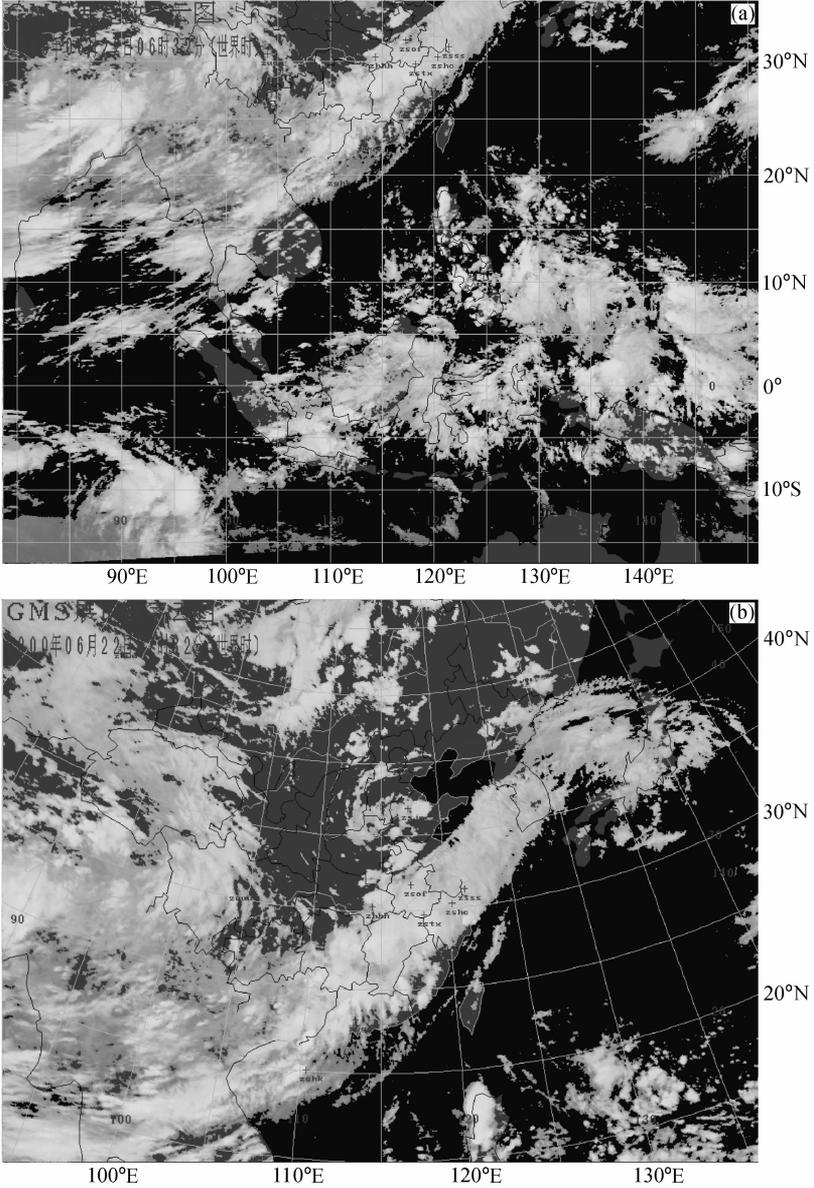


图 1 武汉 2000 年 6 月 22 日卫星云图
(a) 14 时 32 分; (b) 15 时 32 分

图 2 为武汉 6 月 22 日 08 时的探空, 很好地代表了强雷暴发生的大气层结, 从图中可以看出大气层结呈明显的不稳定状态。由于在高空冷平流与中低层暖湿气流的相互作用下, 使大气层结出现了上冷下暖, 上干下湿, 再加上午后的热力抬升作用 (武汉

汉口机场当日 13 时测得的地面温度为 31.1℃，相对湿度是 69%)，从而造成局地强对流天气。

3.2 模拟结果

3.2.1 模拟结果与观测实况比较

表 1 列出了模拟的主要特征量与观测资料比较结果。模式模拟的强雷暴的生命史、云顶高度、融化层高度、地面最大辐散风速、最大地面降温、地面降雹、地面最大降水量和降水分布等方面都与实测有很好的吻合。但模拟的地面降压与实际观测值略有偏差，造成偏差的原因可能是下击暴流发生现场与观测站相距较远（飞机出事地点距东西湖测站、蔡甸测站、汉口机场的距离分别为 4 km、10 km、13 km），而表 1 给出的是模式模拟的最大降压。

表 1 微下击暴流模拟结果与实测值的比较

	模拟结果	实测结果		模拟结果	实测结果
对流云的生命史/min	80	90	云顶高/km	14	14.5
融化层高度/km	4.7	4.6	最大上升气流/ m s^{-1}	40	
最大下沉气流/ m s^{-1}	52		地面最大辐散风速/ m s^{-1}	27	>24
最大地面降温/℃	-8.7	-7.5 (东西湖)	地面最大累积降水量/mm	80	78.8 (汉口机场)
		-3.9 (蔡甸)			36 (东西湖)
地面降雹	少量	少量	降水中心分布	不均匀	不均匀
最大地面升压/hPa	6.5	2	风暴类型	单体	单体
下击暴流类型	湿下击暴流	湿下击暴流			

3.2.2 风场特征

上升和下沉气流是强雷暴云发生发展的重要因素。图 3 给出了最大上升气流和最大下沉气流随时间的变化曲线。从图 3a 中可以看到，通过对初始条件的响应，一个强雷暴单体逐渐形成，其上升速度随时间迅速增大。在模拟的 14 min 时强雷暴云进入成熟期，最大上升速度达 40 m s^{-1} 。由于这种较大的上升速度使得底层大量的暖湿空气被迅速带往高层，而大量的水汽在上升过程中逐渐发生相变，并释放出大量的相变潜热，这非常有利于强雷暴云的进一步发展加强以及冰雹等各种水凝物的形成和发展。此后，由于降水粒子的拖曳作用，上升气流开始迅速减小，在模拟的 68 min 时上升气流速度已减至 5 m s^{-1} 。图 3b 是模拟的云中的下沉气流随时间的变化曲线，随着强雷暴云的发展加强，云内最大下沉气流在各种水凝物的作用下在 16 min 时第一次达到极值为 -52 m s^{-1} ，比最大上升速度晚出现 2 min 左右，此后强下沉气流减弱，在 24 min 和 32 min 雷暴云又得到加强，出现了两次下沉气流的极大值 -42 m s^{-1} 和 -37 m s^{-1} 。

“6·22”空难发生时地面风速为 9 级以上 ($\geq 24 \text{ m s}^{-1}$)。图 4 是模拟的地面最大

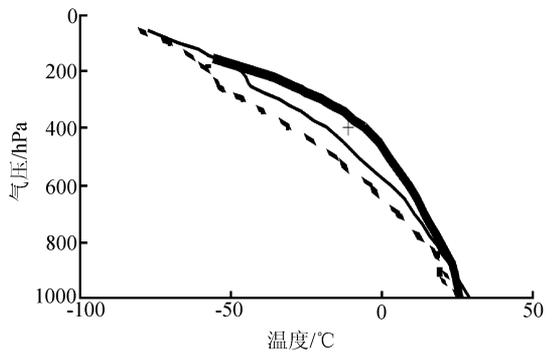


图 2 武汉 2000 年 6 月 22 日 08 时探空图
细实线：温度气压；虚线：露点温度气压；
粗实线：状态曲线

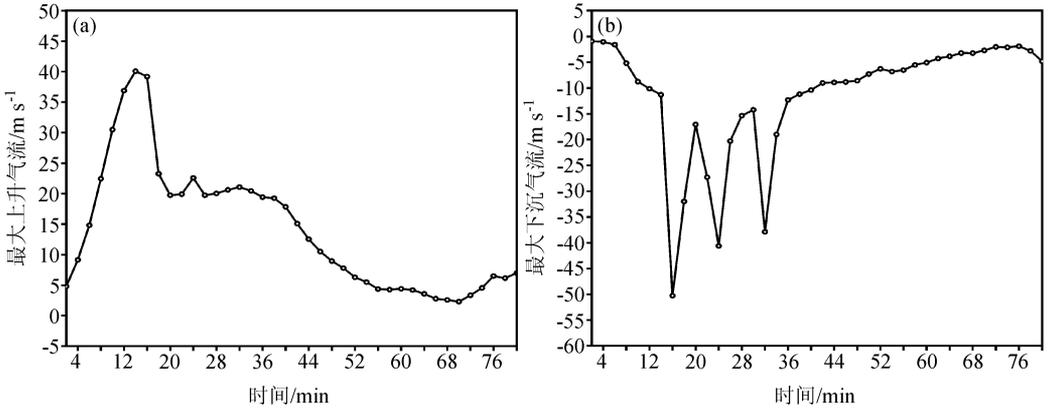


图 3 云中最大上升气流 (a) 和最大下沉气流 (b) 随时间变化曲线

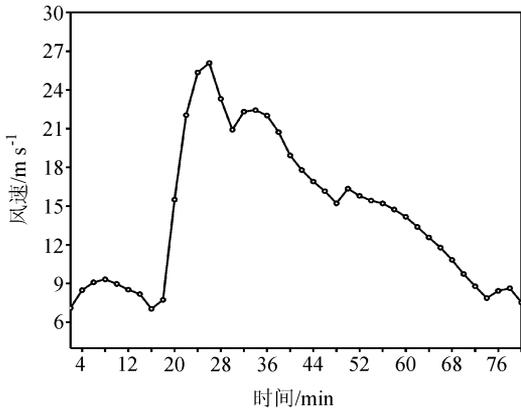


图 4 模拟的地面最大风速随时间的演变

风速随时间的变化图。

下击暴流有个重要的特征是在近地面向四周暴流的强的辐散风。图 5 是地面的风矢量分布随时间的演变图。在强雷暴云发生初期地面气流以向中心的辐合为主 (图 5a)，把大量底层的暖湿空气带入高层，随着云体的发展加强，在雷暴云内出现强的下沉气流 (图 3b) 后约 2 min 地面形成明显的强辐散中心 (图 5b)，由于空中强下沉气流不断向低层传输、各种水凝物的融化蒸发以及地面冷堆的形成，使得地面辐散风速逐渐加强，在落后最大下沉气流 8 min 的第 24 min 风速达到 30 m s^{-1}

(图 5d)。随着空中强下沉气流的逐渐减弱地面辐散风速也随之相对减小。此后，在模拟的 24 min、32 min 时空中强下沉气流又一次出现加强并达极大值 -42 m s^{-1} 、 -37 m s^{-1} ，相应的地面辐散风速出现极大和极小值，因此此雷暴发生了多次下击暴流，危害性更大。

3.2.3 模拟的云水分布及地面最大降水量分布

图 6 是“6·22”下击暴流 16 min、24 min、32 min、68 min 时的云水和风矢量场随时间演变图。2 min 时地面空气辐合抬升，到 4 min 时云体逐渐形成并随时间急速向上发展，4~14 min 低层暖湿空气在上升过程中绝热冷却，释放大量潜热，使云中温度高于环境温度，这种正反馈作用有利于云体进一步向上发展。随着上升气流逐渐被抬升到高空，水汽凝结形成各种液态和固态的水凝物，并在云顶堆积。

在 14 min 时模拟的风暴云云顶达到 12 km，最大上升速度达到 40 m s^{-1} ，此时在空中 3~14 km 高度处有冰雹等重冷水凝物被较强的上升气流托着，使它们以有效位能的形式储存在高空，而风暴云并没崩溃。随着这种过程的进一步发展，在 16 min 时云体开始崩溃 (图 6a)，重冷云顶中所储存的位能转化成下沉气流的动能，冰雹等各种水凝

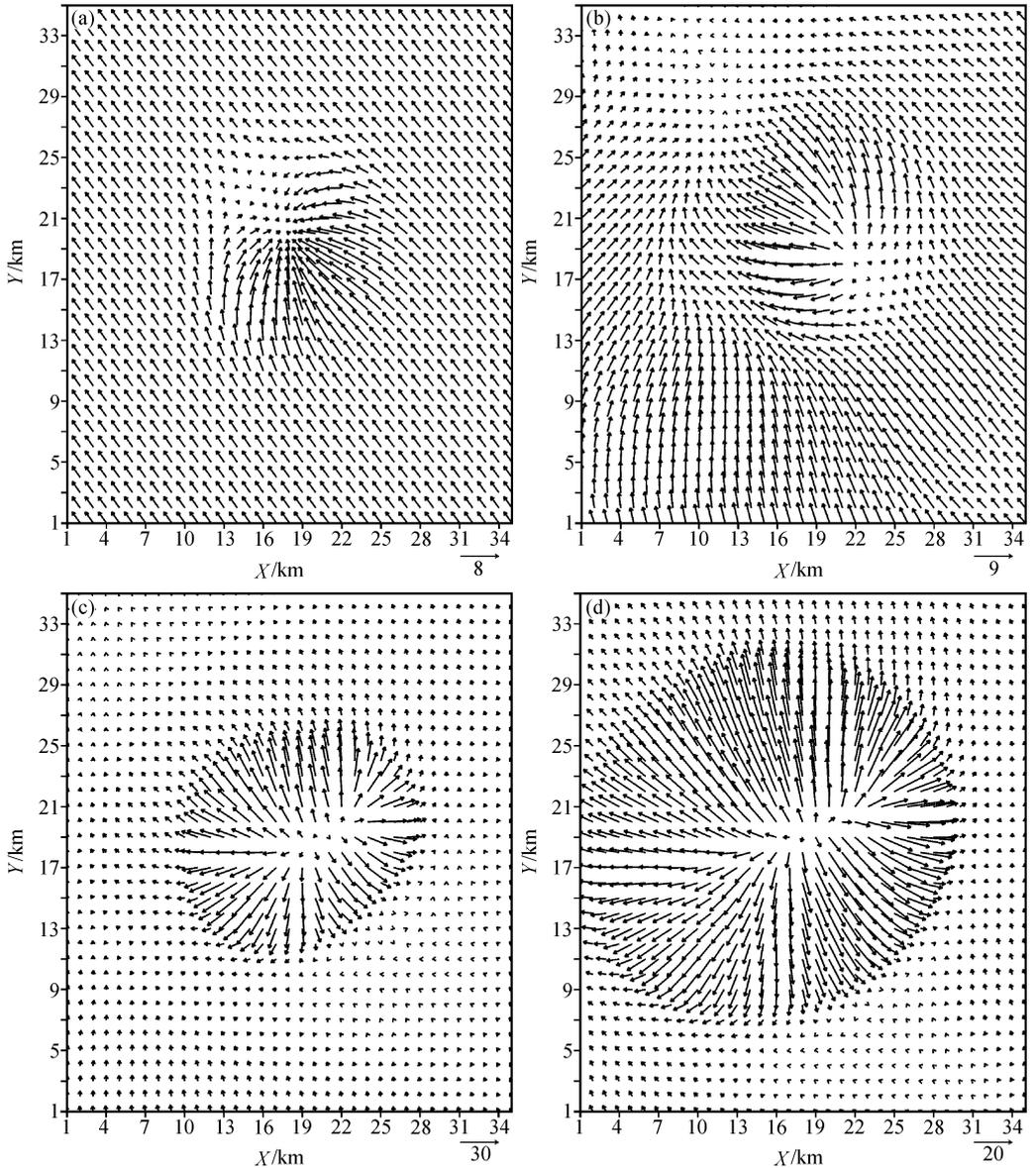


图 5 地面的风矢量分布

(a) 2 min; (b) 18 min; (c) 24 min; (d) 30 min

物在重力拖曳作用下加速下沉，产生强下沉气流，并在空中 6 km 处达到极值，而且此下沉气流与云中的上升气流形成顺时针方向的闭合环流，其中心在 2~3 km 处，低层出流厚度为 2 km (图 6a)。而这种闭合环流的上升区域夹卷低层环境的暖湿空气上升，再次使得云体得到发展加强，形成重冷云顶。在 24 min 时云顶又一次崩溃 (图 6b)，形成第二次下沉气流极大值。随后，在 24~30 min 下沉气流与上升气流形成的闭合环流又一次促使云体得到发展，形成新的重冷云顶。32 min 云顶第三次崩溃 (图 6c)，此时下沉气流再次增大到 37 m s^{-1} ，随后风暴云强度逐渐减弱直至消亡 (图 6d)。在模拟的 20 min 时冰雹伴随着强下沉气流降到地面形成冷堆。模拟的微下击暴流的出流在降

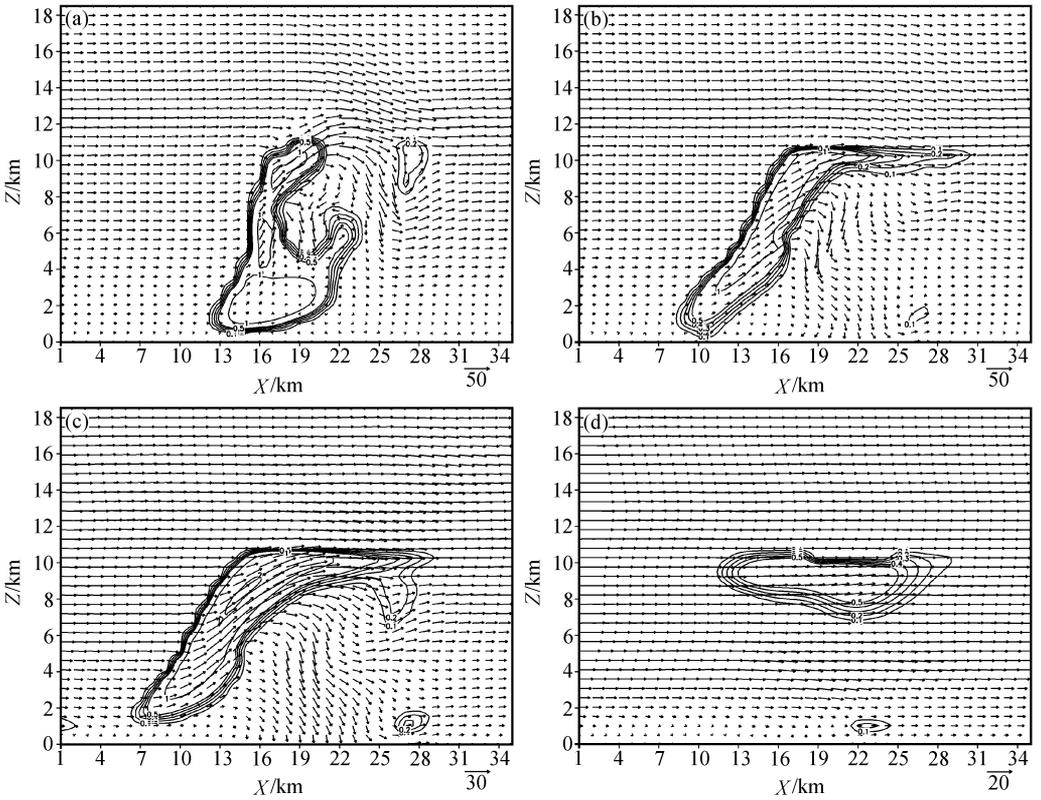


图6 模拟的云水比含水量和风矢量场随时间演变
 (a) 16 min; (b) 24 min; (c) 32 min; (d) 68 min

水到达地面后即形成冷的辐散外流，并且其强度迅速增大，同时使得地面气压梯度增强、温度降低、风速增大。当强对流云崩溃后，云体强度迅速减弱，并逐渐演变成层云(图6d)。在风暴云整个生命史中，云体倾斜，这是由于环境风的垂直切变存在所导致的。

图7是模拟的地面最大降水量。在20 min时降水开始到达地面，此后随着强雷暴云的发展加强，降水范围逐渐变大，同时降水量也逐渐增大。到第36 min时，模拟的地面最大累积降水量达最大值80 mm，这与汉口测站实测的累积降水量78.8 mm非常接近。

3.2.4 模拟的地面降温与升压

图8是模拟的地面降温和升压随时间的变化情况。这种地面气压升高和温度降低与下沉气流的发生加强有着密切关系。从图8a中可以看到，随着对流云的发展加强地面温度逐渐降低，这是由于下沉气流在下落的过程中蒸发冷却，吸收潜热使环境温度降低，这种干冷空气到达地面后使地面温度降低，在模拟的第16 min时空中最大下沉气流达最大值，较强的下沉气流使得地面温度在20 min左右时出现明显降低，到模拟的第38 min时，地面降温达极大值-8.7℃。图8b是地面升压情况，地面气压升高主要是由于下沉气流到达地层后形成冷堆，这种干冷空气的堆积使地面的气压出现升高，从图中可以看到，在模拟的14 min前地面气压升高幅度很小，这是由于强雷暴云发展

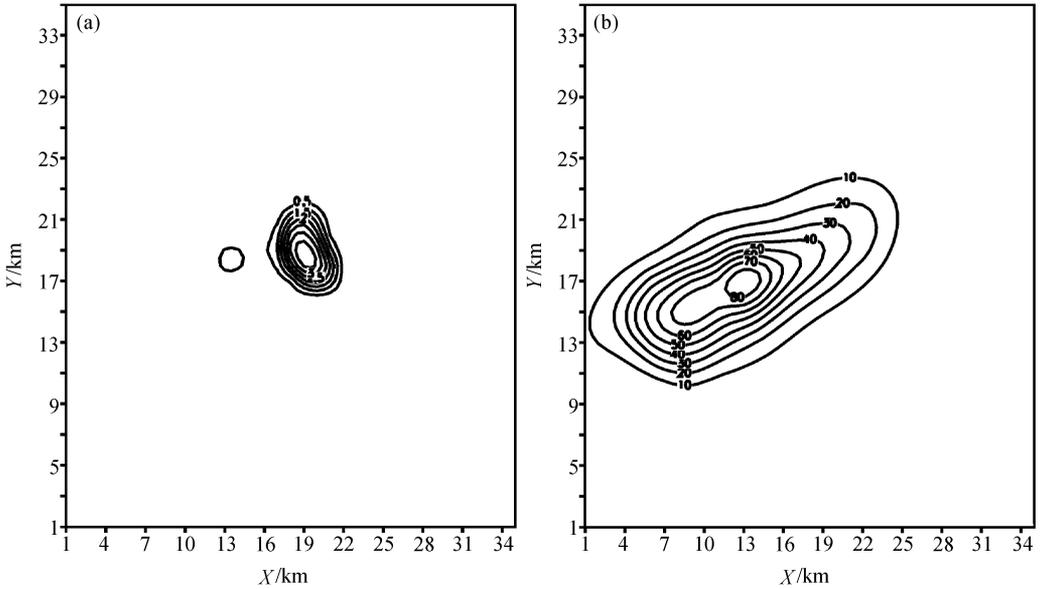


图 7 模拟的地面最大降水量 (单位: mm)

(a) 20 min; (b) 36 min

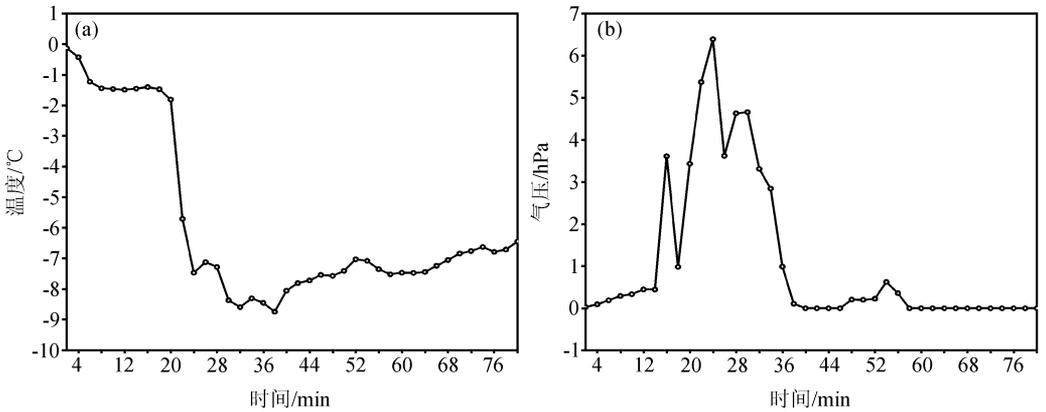


图 8 模拟的地面温度与气压扰动随时间的变化

(a) 温度扰动; (b) 气压扰动

初期下沉气流相对较弱,而随着下沉气流的迅速加强,在 24 min 时地面气压升高达 6.7 hPa。同时由于下沉气流得到了三次不同程度的加强,相对应的地面升压也出现了三个峰值,很好地说明了下沉气流对地面升压的决定性作用。

3.2.5 雷达回波特征模拟

图 9 分别是模拟的雷达回波在 12 min、16 min、18 min、20 min 的 XZ 垂直剖面 (图中阴影区表示回波强度在 65 dBZ 以上),是第一次下击暴流的产生过程。从图 9 中可以看到开始阶段低层空气急速上升,10 min 出现回波特征,随后其强度逐渐增强、范围增大、回波顶高抬升,第 14 min 时对流云发展成熟,强中心位于云体的中上部与强上升区对应,在 16 min 时云体直立成云柱状,强回波区在空中 6 km 附近,正好与强

下沉气流区位置相同, 18 min 时, 强回波区位于低层且范围减弱, 下沉气流向地面发展, 20 min 时, 强回波区到达地面, 第一次下击暴流减弱。在此之后回波强度又反复增强减弱两次与第二、三次下沉气流极值相对应。随后回波减弱消亡。

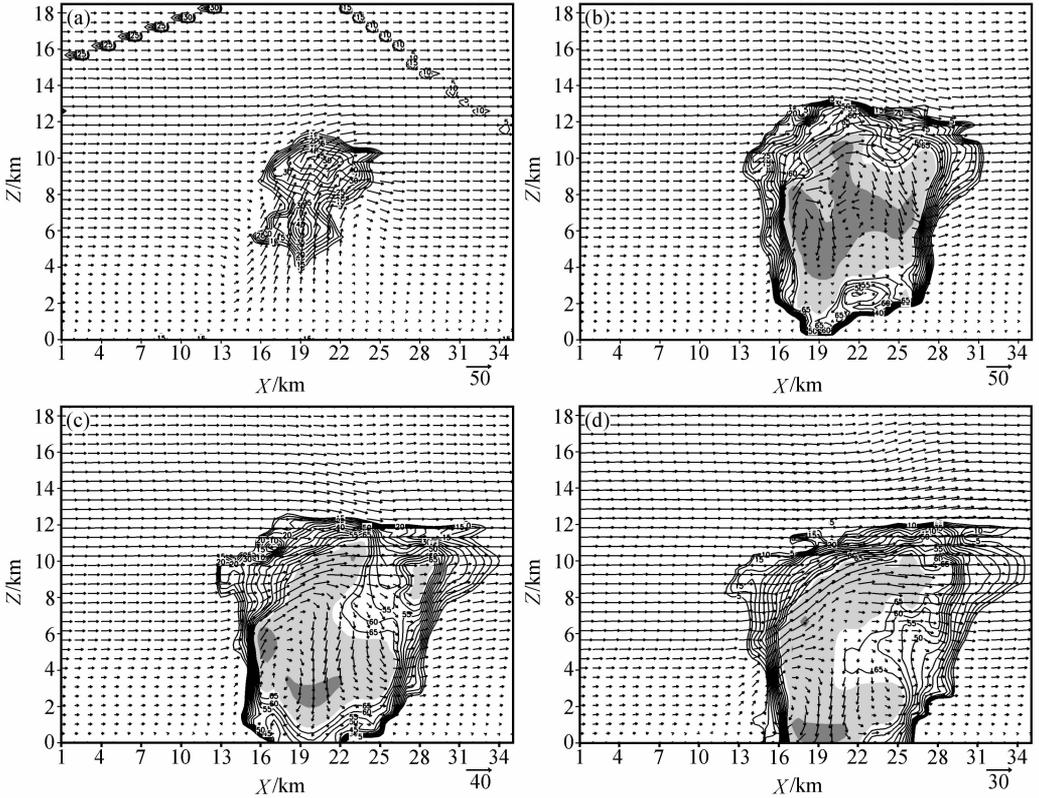


图9 模拟的雷达回波的XZ垂直剖面(阴影区表示回波强度大于65 dBZ)

(a) 12 min; (b) 16 min; (c) 18 min; (d) 20 min

4 下击暴流形成机理分析

4.1 微物理过程的作用

从云微物理学角度分析伴随强风暴过程所产生的局地大风和强下击暴流的形成机理, 可以认为首先是由于雨水和冰雹粒子的拖曳作用触发产生并由冰雹和雨水粒子的融化蒸发作用得到加强^[11]。由表2可见, 各种水凝物对下沉气流作用的大小依次为: 冰雹拖曳、雨水蒸发、冰雹融化、雨水拖曳、雪的蒸发和融化。虽然下沉气流最初是由雨水的拖曳作用驱动产生, 但强下沉气流主要由冰雹拖曳及其他粒子的相变降温造成的。

图10给出了最大下沉气流和雹比含水量随高度—时间的分布关系, 在模拟的8 min左右时, 下沉气流最初发生在0°C层附近的区域, 并在0°C层以上迅速发展加强, 而冰雹的拖曳作用最初出现在10 min左右, 比下沉气流出现的晚, 也就是说此下击暴

表 2 冰雹、雨水等水凝物的拖曳和融化、蒸发引起的等效降温及开始作用时间

	拖曳作用引起		融化蒸发引起	
	等效降温最大值/ $^{\circ}\text{C}$	产生下沉气流的时间/min	等效降温最大值/ $^{\circ}\text{C}$	产生下沉气流的时间/min
冰 雹	-20.0	14	-2.7	16
雨 水	-0.85	8	-3.5	16
雪	微量		蒸发：-0.05 融化：-0.035	14 10
其 他	微量		微量	

流并不是由冰雹首先驱动产生的。从图 10 中可以看到下沉气流有三个极值中心，分别为 -45 m s^{-1} 、 -30 m s^{-1} 、 -35 m s^{-1} 。这三个最大下沉气流极值中心分别与冰雹的密集区相对应，下沉气流的极值与冰雹密集区的极值基本吻合，这就表明在强下沉气流的形成过程中，冰雹起了非常重要的作用。在 0°C 层以下，由于气流经过 0°C 层，冰雹融化形成液态水，吸收环境空气中的热量，这种温度降低所产生的负浮力有利于下沉气流的加强，而此时冰雹的数量减小，重力拖曳作用减弱，使得下沉气流相对减小，这说明在 0°C 层以上强下沉气流的形成主要是由冰雹的拖曳作用引起，在 0°C 层以下则是冰雹融化引起。

图 11 是雨水对下沉气流形成的贡献，从图上可见，在模拟的 8 min 时（即下沉气流开始发生时刻）下沉气流等值线与雨水混合率等值线非常接近，这表明下沉气流最初是由雨水粒子的重力拖曳作用驱动产生，随后雨水混合率等值线稀疏与最大下沉气流的关系微弱，表明在下沉气流的形成发展过程中雨水粒子的拖曳作用首先启动了下沉气流的产生，但对其后强下沉气流的发展和加强并未起到非常重要的作用。通过对图 10 和图 11 的比较分析可以看出，在 0°C 层上下，冰雹对下沉气流的影响要远比雨水对下沉气流的影响大得多。

为了便于更详细地分析各水成物的拖曳作用和相变过程对下沉气流的影响和贡献，将各种量转换为每分钟等效的冷却温度值 ($^{\circ}\text{C min}^{-1}$)。图 12、13、14 分别给出了冰雹

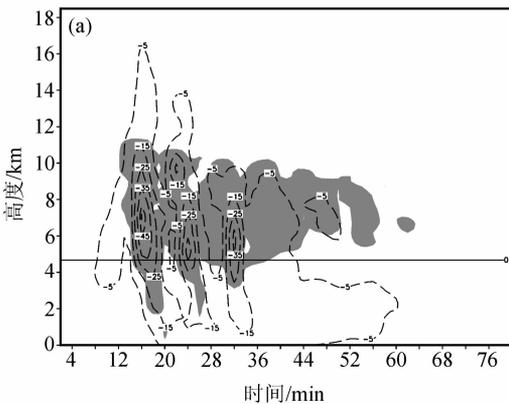


图 10 冰雹分布与最大下沉气流的关系
 阴影：雹比含水量大于 2 g kg^{-1} ；
 虚线：最大下沉速度等值线

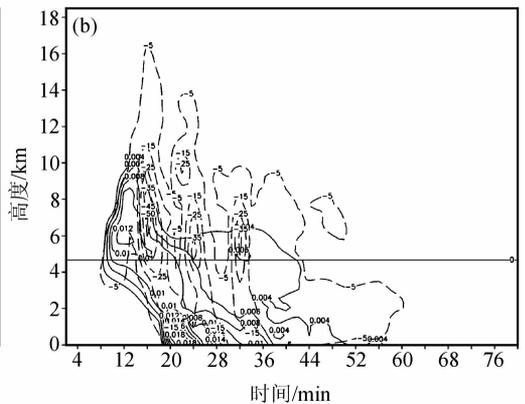


图 11 雨水分布与最大下沉气流的关系
 实线：雨水混合率等值线；
 虚线：最大下沉气流等值线

拖曳、冰雹融化、雨滴拖曳、雨水蒸发、雪的升华及雪的融化过程在时间—高度上的最大冷却率分布。

图 12 是冰雹的重力拖曳作用及其融化所造成的最大等效温度冷却率。图 12a 是冰雹的拖曳作用对下沉气流产生的影响。 0°C 层以上, 在模拟的第 14~18 min 时冰雹拖曳作用引起的等效降温出现第一个极值中心, 此时等温线密集, 强度大, 16 min 时出现最大值 -20°C , 与此相对应的最大下沉气流第一次出现最大值为 52 m s^{-1} , 随后冰雹的拖曳作用减弱, 下沉气流也随之有所减弱。到第 22~26 min 时, 冰雹拖曳作用的等效降温又增至 -14°C , 下沉气流也相应出现第二次极大值, 但由于这次的等效降温小于第一次的等效降温值, 所以最大下沉气流值仅达 -42 m s^{-1} 。在 34 min 冰雹的拖曳引起的等效降温又一次增为 -10°C , 与此同时下沉气流也增为 -37 m s^{-1} 。在 34 min 以后, 雹/霰拖曳作用逐渐减弱并不再增加。图 12b 是冰雹/霰的融化对下沉气流的影响。在 16 min 以后, 冰雹下落通过 0°C 层开始融化并吸收热量, 导致温度逐渐降低, 16~22 min、22~28 min、32~36 min 冰雹融化引起的等效降温极值中心分别为 -2.7°C 、 -2.4°C 、 -2.4°C , 比冰雹的拖曳作用晚 2 min 左右, 其后随着冰雹数量的减小, 融化引起的降温逐渐减弱直到消亡。比较图 12a 和 b 可知, 在冰雹的拖曳作用下, 气流先加速下沉, 速度增大。大约 2 min 后冰雹不断的融化, 吸收热量使温度降低进一步加强了气流的下沉速度。在下沉气流整个的发生发展过程中, 冰雹的重力拖曳作用主要发生在 0°C 层以上, 而融化作用发生在 0°C 层以下, 且拖曳先于融化引起下沉气流, 同时拖曳作用对下沉气流的影响也大于融化作用的影响。

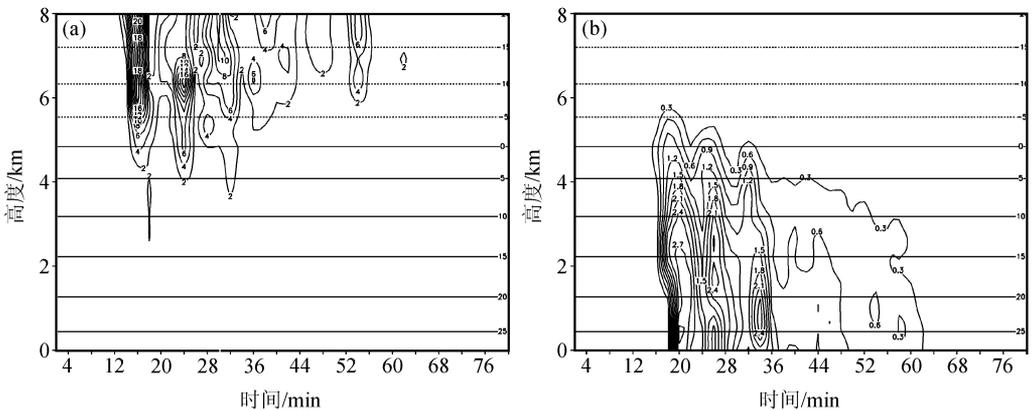


图 12 冰雹的拖曳和冰雹霰的融化对下沉气流的影响

(a) 冰雹拖曳; (b) 冰雹融化

图 13 是雨水的拖曳作用和蒸发作用造成的最大等效温度冷却率。由图 13a 可知, 在融化层上下雨水的拖曳作用对加强下沉气流都有一定作用, 在模拟的第 8 分钟时, 雨水的拖曳作用驱动下沉气流的产生, 但在 12 min 前雨水拖曳作用的等效降温值并不是很大, 最大下沉气流速度的增加比较缓慢。在 12~16 min 时, 融化层以上的等效等温线密集, 在高层引起的等效降温极大值为 -0.85°C , 而此时也出现了冰雹的拖曳作用, 下沉气流迅速增大。16 min 以后, 等温线逐渐变稀疏, 强度减弱, 雨滴对下沉气流的影响也逐渐减弱。在融化层以下, 模拟的 18~24 min、28~30 min、34~36 min 时

等效降温极大值中心分别为 -0.55°C 、 -0.4°C 、 -0.3°C ，这些极值中心的出现比冰雹融化所造成的等效降温极值中心的出现有一定的落后，这表明雨水在融化层以下的拖曳作用对下沉气流有一种维持作用，是对冰雹融化作用的一种补充。在融化层上下雨水的拖曳作用对下沉气流的形成有较大的贡献，而在融化层以上雨水的拖曳作用略比融化层以下拖曳作用强。图 13b 是雨水的蒸发对下沉气流的影响，18~24 min、24~30 min、32~36 min 时 0°C 层以下雨水蒸发引起等效降温极大值中心分别为 -3.5°C 、 -3°C 、 -3.5°C ，并且等值线密集梯度大，36 min 以后等值线稀疏强度减弱。

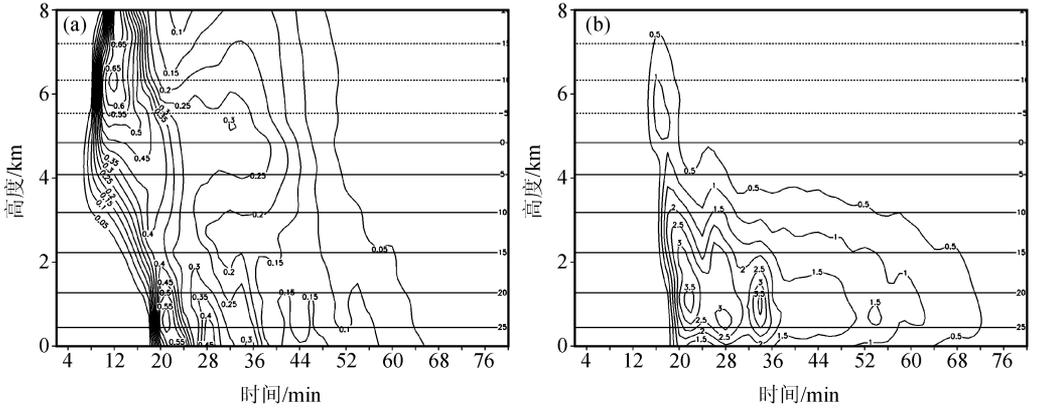


图 13 雨水的拖曳作用和蒸发作用对下沉气流的影响

(a) 雨水拖曳; (b) 雨水蒸发

雪表面液态水的蒸发、雪的融化作用也可造成云中温度降低。从 14 min 开始， 0°C 层以上 5~6 km 有 4 个极值中心，雪表面液态水的蒸发冷却引起的降温中心分别为 -0.05°C 、 -0.03°C 、 -0.05°C 、 0.015°C 。雪通过融化层立即融化，16 min、26 min、32 min 时雪在 0°C 层附近融化形成的等效极值中心为 -0.035°C 、 -0.025°C 、 -0.025°C 。

下沉气流在 8 min 时首先由雨水拖曳驱动，同时随着对流单体的发展，产生了大量的冰雹粒子，使的上升气流无法托住较大的冰雹粒子，这些较大的冰雹粒子加强和发展了下沉气流，冰雹粒子对强下沉气流的起着决定性的作用。对下沉气流的影响作用，在融化层以上以拖曳作用为主，融化层以下以蒸发、融化作用为主。雨水粒子的拖曳作用贯穿了融化层上下。其他水凝物的拖曳和各种水凝物的融化在本个例模拟中的作用相对较弱。

4.2 动力场分析

图 14 是最大正散度值和最大负散度值随时间和高度的变化。由图 14a 可见，2 min 时空中 4 km 出现辐散，有利于地面空气的辐合抬升，并且其强度随时间急剧增大，14 min 时在空中 12 km 高度形成 0.02 m s^{-2} 的强极值中心，此时辐散量和最大上升速度(图 2a) 都达到最强，在 14 min 后高空的辐散逐渐减弱，直到 24 min 后在空中 10 km 又形成 0.01 m s^{-2} 的极值中心。在图 14a 中还可以看到从 18 分钟开始地面有强的辐散区，极大值达到 0.014 m s^{-2} ，与地面强的辐散风相对应。图 14b 是负的最大散度在时空中的变化情况，在空中 8 km 处有三个辐合中心，它们分别出现在第 16 min、24 min、

32 min, 中心强度达到 -0.022 m s^{-2} 、 -0.016 m s^{-2} 、 -0.014 m s^{-2} , 正好与最大下沉气流出现的时间 (图 3b) 相对应, 该图与图 10 中的最大下沉速度随时间高度的分布情况比较相似。对图 14 和图 3 进行比较可以看出, 在对流云初生阶段, 云中高层有强的辐散区, 有利于低层气流的辐合抬升。当在高空 12 km 辐散量达到最强时, 云中上升速度达最大值, 在 2 min 后, 空中 8 km 处辐合达最大, 把周围环境中的干空气吸卷进云体使云中的饱和湿空气蒸发吸收大量潜热, 同时使云中下沉气流的温度进一步降低产生强下沉运动。每当辐合达最强时, 空中的下沉气流也相应达到最强, 从图 14b 也可以看到, 下击暴流发生时, 云的中高层出现强辐合, 这对监测下击暴流的发生提供了一个很好的指标因子。

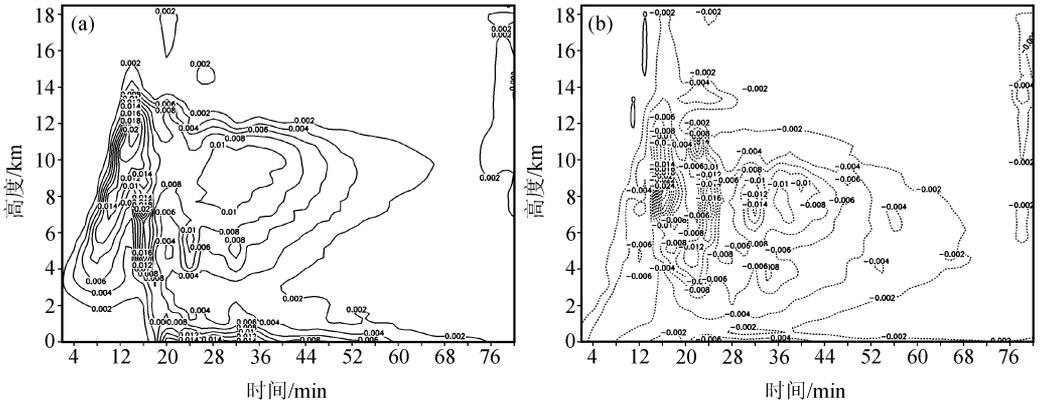


图 14 最大正散度 (a) 和最大负散度 (b) 随时间和高度的变化 (单位: m s^{-2})

图 15 是最大正涡度值和最大负涡度值随时间和高度的变化。由图 15a 可见, 第 16 min 时, 在空中 8 km 处正涡度达极大值 0.016 m s^{-2} , 有强的气旋性旋转, 有利于空气抬升, 随后正涡度减小, 直至 40~42 min 时在空中 7 km 处再次达极大值 0.01 m s^{-2} 。从图 15b 可见, 第 18 min 时, 在空中 6~7 km 处负涡度达极大值 -0.014 m s^{-2} , 有强的反气旋性旋转, 利于空气下沉, 随后负涡度减弱, 于 42 min 在空中 7 km 处第 2 次达极大值 -0.01 m s^{-2} 。对图 15a 和 b 比较可知, 在对流云发展的过程中, 正、负涡度出

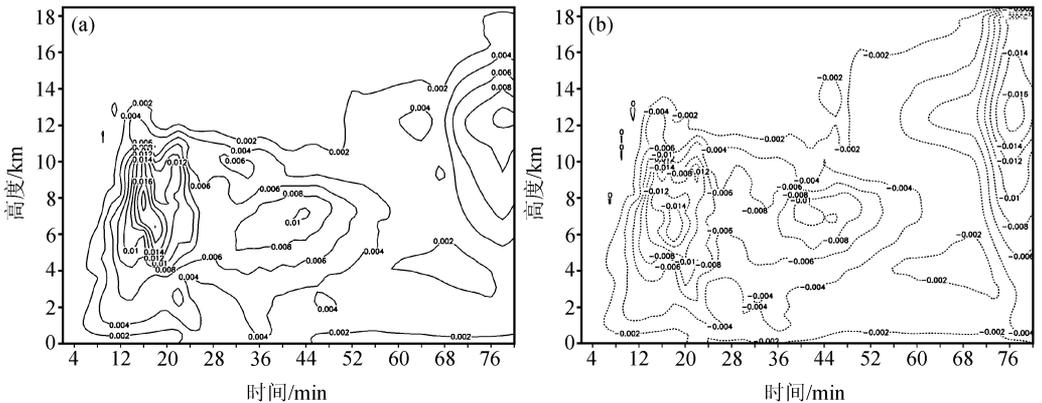


图 15 最大正涡度 (a) 和最大负涡度 (b) 随时间和高度的变化

现的高度和强度基本相一致, 负涡度极值比正涡度晚出现 1~2 min。从图 15 也可以看到, 风暴的旋转对下击暴流的形成有一定的关系, 关于这一点有待于进一步的研究。

5 结论

本研究通过对发生在我国武汉的一次典型下击暴流的产生机制进行了较为系统的分析研究, 有关结论可综述如下:

(1) 下击暴流的发生发展与大尺度天气系统密不可分。大尺度天气背景为其提供有利的环境场, 储存了大量的有效位能。

(2) 所用的三维冰雹云分档模式能很好地模拟此次下击暴流的生消演变, 模拟结果与实测值吻合较好, 进一步证实了模式的稳定性和可靠性, 可用于对其机理研究。

(3) 各种水凝物粒子的拖曳和融化作用对强下沉气流的形成起重要作用。在 0°C 层以上冰雹的重力拖曳是导致此次下击暴流发生发展的主要原因, 其次是冰雹、霰的融化和雨水的蒸发产生的负浮力, 第三是雨水的拖曳作用, 雪等其他水凝物在本模拟中的作用微弱。

(4) 强下沉气流与对流云中散度和涡度的变化有密切的联系, 它们是一个有机的统一整体。在本模拟中, 当辐散强度达到 0.02 m s^{-2} 时, 约 2 min 后强下沉气流爆发, 下击暴流发生时, 云的中高层表现为强辐合。同时强风暴的旋转也与下击暴流的产生有一定的关系。

致谢: 作者在收集 2000 年 6 月 22 日武汉下击暴流资料的过程中得到民航武汉空管中心的大力支持, 在此表示衷心的感谢。

参 考 文 献

- 1 Srivastawa, R. C., A simple model of evaporatively driven downdraft: Application to microburst downdraft, *J. Atmos. Sci.*, 1985, **42**, 1752~1773.
- 2 Hjelmfelt, M. R., R. D. Robert, and H. D. Orville, Observational and numerical study of microburst line producing storm. Joint Sessions of 23rd Conf. on Radar Meteorology and Conf. on Cloud Physics, Snowmass, Amer. Meteor. Soc., 1986, J77~J80.
- 3 Proctor, F. H., Numerical simulation of an isolated microburst. Part I: Dynamics and structure, *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**, 3137~3160.
- 4 孔凡铀、黄美元、徐华英, 微下击暴流的数值模拟, *大气科学*, 1994, **18** (1), 11~21.
- 5 许焕斌、魏绍远, 下击暴流的数值模拟研究, *气象学报*, 1995, **53** (2), 168~175.
- 6 Guo Xueliang, H. Niino, and R. Kimura, Numerical modeling on a hazardous microburst-producing hailstorm, *Towards Digital Earth, Proc. of the International Symposium on Digital Earth*, Science Press, Beijing, 1999, 1, 383~398.
- 7 刘洪恩, 微下击暴流的特征及其数值模拟, *气象学报*, 2001, **59** (2), 183~195.
- 8 郭学良、黄美元、洪延超等, 三维冰雹分档强对流云数值模式研究 I. 模式建立及冰雹的循环增长机制, *大气科学*, 2001, **25** (5), 707~720.
- 9 郭学良、黄美元、洪延超等, 三维冰雹分档强对流云数值模式研究 II. 冰雹粒子的分布特征, *大气科学*, 2001, **25** (6), 856~864.

- 10 Guo Xueliang and Meiyuan Huang, Hail formation and growth in a 3-D cloud model with hail-bin microphysics. *Atmospheric Research*, 2002, **63**, 59~99.
- 11 付丹红、郭学良、肖稳安等, 北京 2001 年 8 月 23 日一次大风和强降水天气过程的数值模拟研究, 南京气象学院学报, 2003, **26** (2), 190~200.

A Numerical Study of the Airplane Disaster-Producing Microburst on 22 June 2000 in Wuhan

Sun Lingfeng^{1,2)}, Guo Xueliang¹⁾, Sun Litan²⁾, and Fu Danhong^{1,3)}

1) (*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

2) (*Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101*)

3) (*Department of Environmental Sciences, Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

Abstract A three-dimensional cloud model was used to simulate and analyze a severe microburst which caused an aircraft accident on 22 June 2000 in Wuhan. The simulated results have been compared with those observed. The results show the occurrence and development of the downburst-producing storm are closely related to the large-scale meteorological background. The simulated results are very close to the observed characteristics of the downburst-producing storm. It is found that the downburst was primarily produced by hail loading and enhanced by melting of hail and evaporation of rain. The variation of vorticity and divergence in the storm also has close relationship with the production of the downburst.

Key words: microburst; numerical simulation