

微下击暴流的数值模拟

孔凡铀* 黄美元 徐华英

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

提 要

建立了一个具有极高分辨率的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试验, 取得较理想结果。模拟湿微下击暴流线的各种主要结构和演变特征与实测结果吻合较好。干型微下击暴流由冰晶降水在干绝热气层中下落时的蒸发致冷驱动, 只产生了很小的地面降水和降温。几百米厚的弱稳定层对干微下击暴流有明显阻挡和削弱作用。

关键词: 微下击暴流; 低空风切变; 数值模拟; 飞行安全。

一、引 言

微下击暴流(或微下冲气流, microburst)是一种与对流性天气过程相伴的能够产生对飞行安全构成极大威胁的强烈低空风切变的小尺度天气现象。在80年代的10年里, 通过一系列外场计划的实施(如JAWS, NIMROD, FLOWS计划等), 取得了大量关于微下击暴流的多普勒雷达观测风场和回波资料以及其他气象资料。对微下击暴流的数值模拟始于80年代中期。Srivastava^[1]采用一维模式着重研究了微下击暴流对环境参数和微物理的敏感性。Proctor^[2,3]采用轴对称的TASS模式(Terminal Area Simulation System)较系统模拟研究了微下击暴流的细微出流结构及其动力学。他采用了小到20—40 m的极细网格间距, 且只模拟云底以下部分。由于采用的轴对称模式, 只能研究具有孤立静止和轴对称特点的一类理想微下击暴流, 无法模拟环境风切变作用以及多下击暴流相互作用等非轴对称问题。Hjelmfelt^[4]等则利用IAS二维面对称积云模式(Orville系列)模拟了产生微下击暴流的对流云的发展演变, 侧重云系统整个的发展以及下击暴流在云下的实际产生, 相应所用的网格距也较粗(200 m)。

本文在大气物理研究所的三维冰雹云模式基础上发展了一个用于模拟各种类型微下击暴流线的专用高分辨二维面对称数值模式, 并用来对干、湿两类典型微下击暴流线的云下冷下沉流及出流细微结构、温度和气压场、雷达回波特征以及演变过程进行了初步模拟。建立这个高分辨微下击暴流数值模式另一重要用途是为航空研究机构研制机载低空风切变探测和警报系统以及实时飞行模拟提供高质量的微下击暴流数据模型库。

1992年5月30日收到, 8月24日收到修改稿。

* 现在北京大学地球物理系博士后流动站。

二、微下击暴流数值模式

微下击暴流模式的基本动力学和微物理结构与大气物理研究所的三维冰雹云模式相同^[5,6]，采用完全弹性大气原始方程组，包括了较为完整的体积水参数化的暖相和冷（冰相）微物理过程。鉴于微下击暴流尺度十分小，水平尺度在 0.4—4 km 间，垂直尺度约 1 km，必须采用极细的空间网格距才能完全反映其细微结构。为了保证足够的空间分辨率而又能适应国内现有计算条件，这里选用二维面对称模式几何结构，同时将模拟域高度限制在云下部 0°C 层附近。这种结构对模拟线状微下击暴流的云下过程是适用的。

1. 模式方程组

完全弹性的二维面对称结构模式控制方程如下：

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

$$\frac{dw}{dt} = -c_p \bar{\theta}_v \frac{\partial \pi'}{\partial z} + g \left(\frac{\theta'}{\bar{\theta}} + 0.61 q_v' - q_t \right) + D_w, \quad (2)$$

$$\frac{d\pi'}{dt} = -\frac{\bar{c}^2}{c_p \bar{\rho} \bar{\theta}_v^2} \nabla \cdot (\bar{\rho} \bar{\theta}_v \bar{V}) - \frac{Rd}{c_v} \pi' \nabla \cdot \bar{V} + \frac{c^2}{c_p \bar{\theta}_v^2} \frac{d\theta_v}{dt} + D_\pi, \quad (3)$$

$$\frac{d\theta}{dt} = Q + D_\theta, \quad (4)$$

$$\frac{dq_m}{dt} = \delta_1 \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \bar{\rho} V_m q_m}{\partial z} + \delta_2 W_{q_m} + I_{q_m} + D_{q_m}. \quad (5)$$

其中，算子 $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + w \frac{\partial}{\partial z}$ ， $\nabla \cdot \bar{V} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z}$ ， θ 和 θ_v 分别是位温和虚位温， c 是声波波速， ρ 是空气密度， π 是无量纲气压， Q 表示相变潜热对位温的总贡献， W 和 I 分别代表暖相和冷（冰相）微物理过程转换率， D 是次网格尺度混合项。方程(5)是水物质连续方程。模式中将水物质分为水汽、云水、雨水、冰晶和球形降落冰粒（霰或雹）共 5 类，(5)式中相应的 m 下标分别取 v ， c ， r ， i 和 g ， V_m 对应降水质粒的质量加权平均末速， δ_1 和 δ_2 取值为

$$\delta_1 = \begin{cases} 0, & m = v, c, \\ 1, & m = r, i, g, \end{cases} \quad \delta_2 = \begin{cases} 0, & m = i, g, \\ 1, & m = v, c, r. \end{cases}$$

方程(2)中 q_t ($= q_c + q_r + q_i + q_g$) 是液态和固态水总比含水量。在上面方程组中，带“-”的量表示水平均匀背景场量，带“/”量表示网格元平均值与背景场的偏差。

模式的微物理过程转换率以及数值求解方法均参见文献[5,6]，这里着重对改进部分作一简要介绍。

2. 边界条件

在冰雹云模式中，采用对法向速度固定相速的辐射侧边界。这种边界尽管计算上较

简单, 但会引起域内总质量随时间的净改变^[7]。微下击暴流模式参考 TASS 的侧边界方案^[8], 对气压 π 和垂直速度 w 改为采用 Orlanski 侧边界条件, 并通过模式预报场的外推来确定相速。水平速度 u 的侧边界值则通过假定侧边界散度的法向梯度为零计算出, 其他预报变量的侧边界条件不变。

微下击暴流的生命史一般只有 10 min 量级。为了提高计算效率, 模式对近地层参数化方案作了简化, 对下边界动量、水分和热量垂直通量全部改用定常阻曳系数公式计算。本文中阻曳系数(陆面)一律取 0.01。

3. 初始条件

模式直接输入探空资料(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、无量纲气压以及水平风速的水平均匀背景场。初始时刻各扰动场均取零值。

为了激发形成微下击暴流, 在模拟域上边界(相当于云下部)给定某一降落性水成物质粒分布。这些水质粒以末速落入域内, 通过相变致冷(蒸发、融化等)产生的负浮力以及质量拖曳作用驱动下沉气流。

4. 模式积分有关参数

模拟域水平宽度为 8 km, 高 4 km, 水平网格距 80 m, 垂直 40 m, 共有 10^4 个网格元。根据 Proctor^[2]所作的灵敏试验, 这个网格分辨率足以模拟出微下击暴流绝大部分细微结构。由于采用了如此细网格, 时间步长相应必须大幅度减小才能保证计算稳定。模式采用 Klemp-Wilhelmson 时间分离积分, 大时步用 1.2 s, 小时步用 0.2 s。

模拟域顶取在 4 km, 相当于云底附近高度(接近 0°C 等温层)。这样既大幅度减小了计算量, 又突出了微下击暴流的主要驱动机制及细微出流结构。在建立微下击暴流数值模型数据库时也主要关心这一部位的结果。

三、模拟试验及结果分析

分别对干、湿两类微下击暴流线进行了模拟试验。本文先不考虑环境风场作用, 即所研究的微下击暴流过程是静止和对称的。根据 Fujita^[9]的定义, 将过程中地面累计降水峰值低于 0.25 mm 的称为干型微下击暴流, 大于 0.25 mm 则为湿型。这两类下击暴流在发生环境及主要驱动机制上均有差异, 模拟所用的环境探空以及初始启动条件也就不相同。

1. 湿微下击暴流线的模拟

环境温、湿分布采用 JAWS 计划(联合机场天气研究计划)期间一次发生湿微下击暴流天气时的实际探空资料(1982 年 6 月 30 日, 2300UTC, 丹佛), 图 1 是该探空的 $T\text{-}\log P$ 图, 右边标出了模拟域的垂直范围。 0°C 层位于 3.2 km 高度, 2 km 以下是一近干绝热层, 近地层空气相对湿度约 45%, 模拟域上边界处增大到 89%。

根据 Proctor 的研究^[2,3], 霰和雹是驱动湿型微下击暴流最有效的降水质粒。本文中

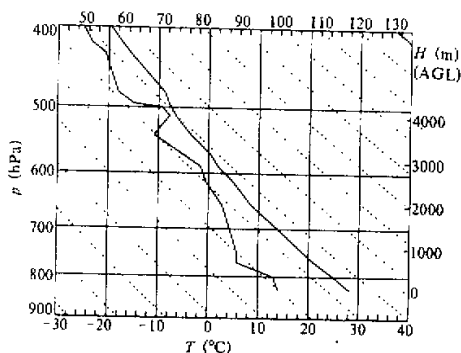


图1 丹佛 1982年 6月 30日 2300UTC探空
T-log P 图

也采用上边界的霰(雹)比含水量分布作为起始降水元, 分布函数为

$$q_g(x, z_T, t) = \frac{CF(t)}{\rho(z_T)} 10^{aZ_e}, \quad (6)$$

其中

$$F(t) = \begin{cases} t/120, & t \leq 120 \text{ s} \\ 1, & t > 120 \text{ s} \end{cases} \quad (7)$$

Z_e 是上边界以 dBZ 为单位的雷达反射率分布, 其分布函数为

$$Z_e(x) = Z_{\max} \cos \left[\frac{\pi(x - x_0)}{2r} \right], \quad (8)$$

$$|x - x_0| \leq r,$$

x_0 是模拟域中心坐标, z_T 表示模拟域顶, r 是降水元半宽度, 常数 $C = 8.455 \times 10^{-7}$, $a = 0.0571$ 。时间函数 $F(t)$ 反映了降水发动时强度逐渐增加的特性。这里取 $r = 2500 \text{ m}$, $Z_{\max} = 61 \text{ dBZ}$ (相当于 3.87 g kg^{-1} 的中心霰(雹)比含水量值)。

模拟共进行了 14 min。采用新的计算相速的 Orlanski 侧边界条件大大改善了域内总质量守恒性。模拟比较表明: 采用原冰雹云模式的固定相速侧边界条件时, 14 min 域总质量净损失达 1.8%, 引起气压场整体随时间明显减小。而采用新侧边界计算时, 域总质量变化减小到 0.19%, 气压偏差场的预报质量得到很大程度改善。

穿过上边界的降水在 2 min 内达到最大强度, 然后保持稳定直到结束。落入域内的霰雹质粒快速下降, 在 0°C 层以下融化成雨水, 融化以及雨滴蒸发致冷所产生的负浮力导致下沉气流产生并不断加强, 降水质粒的质量拖曳也对下沉气流有一定贡献。图 2 是从 5 min 开始的不同时次流场和雷达回波场结构。降水质粒在下降过程中, 由于末速差异及蒸发因素形成前缘尖凸的回波形状 (未到达地面前)。在 0°C 层附近, 霰雹融化造成明显的回波亮带特征。6 min 时降水到达地面, 下沉气流开始向两侧辐散。到达地面的降水主要是融化成的雨滴, 也有少量固态质粒。随着低层水平辐散气流的加强, 部分小雨滴被带到左右两侧主雨区之外, 形成下部向外展宽的特有回波结构。10—12 min 这种结构最为明显, 其前沿与强出流前锋对应很好。回波顶高只有几百米, 强度在 30 dBZ 以下, 实际观测中容易与地物杂波混在一起。降水区中心的回波强度超过 60 dBZ, 是一个典型高反射率型湿微下击暴流。

在降水幡前端的后面有一对左右对称的涡旋结构, 涡轴半径约 1 km, 高度随降水前端不断降低。9 min 时降到距地面 800 m 高度 (此时 60 dBZ 强回波等值线也到达地面), 其后半径渐渐展宽, 12 min 时已超过 2 km。

微下击暴流的主要危害反映在其产生的低层水平风场特征上。模拟微下击暴流在降水到达地面后 (6 min) 即形成冷辐散出流。往后其强度迅速增大, 9.5 min 最大出流速度就已达到 18.39 m s^{-1} 。此时, 最大出流速度距地面仅 60 m 高, 距雨区中心 1.5 km, 这意味着在 3 km 范围内水平风速变化达到 36.78 m s^{-1} 。对飞行构成最大威胁的正

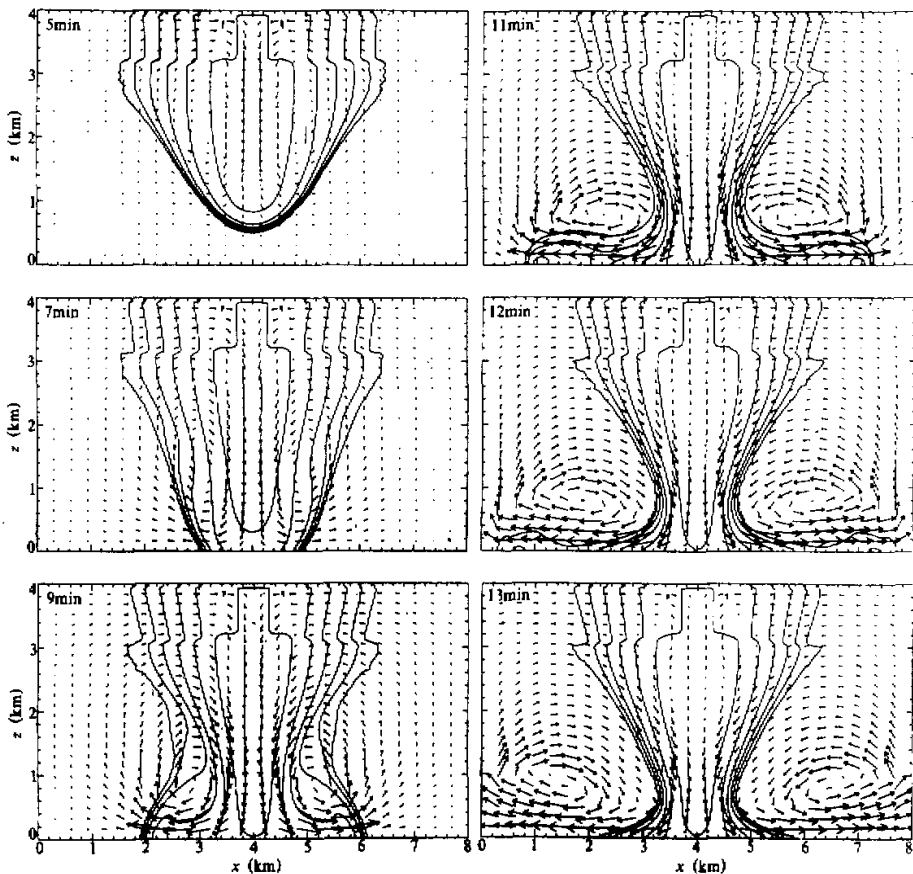


图2 湿微下击暴流各时次速度矢量场和雷达反射率分布

反射率等值线间隔 10 dBZ, 最外一条是 10 dBZ 线

是这种出现在几十米到一百多米高度很小水平尺度上的强水平风速改变。在 7.5—12 min 之间, 最大水平风速切变值 (定义为最大水平出流速度差 ΔU 与最大速度间距离之比, 在本文对称情况下也等于最大出流速度与半径之比) 超过 10^{-2} s^{-1} , 其中 9 min 时达峰值 $1.32 \times 10^{-2} \text{ s}^{-1}$ 。 10^{-2} s^{-1} 的水平风切变值被认为是商业飞行的危险限^[2]。而这一时段 (7.5 min 之后) 下沉气流速度也达到高值, 最大下沉速度超过 9 m s^{-1} , 高度低于 1 km, 更加增大了飞行的危险程度。

12.5 min 时水平出流速度达到峰值 20.7 m s^{-1} (第二峰)。图 3 绘出 12 min 时的水平和垂直速度分量场以及位温和气压与环境的偏差场。从图中可以看到, 出流中心位于涡旋轴下方 (图 2), 其他时刻也基本如此。此时, 出流中心半径已达到 1800 m 左右, 高度只有 60 m, 出流层厚度在 700—850 m 之间。位温偏差场反映出整个出流区温度比周围环境冷许多, 地面附近冷中心的位温降低接近 -9°C 。这个冷区主要是由雨水蒸发

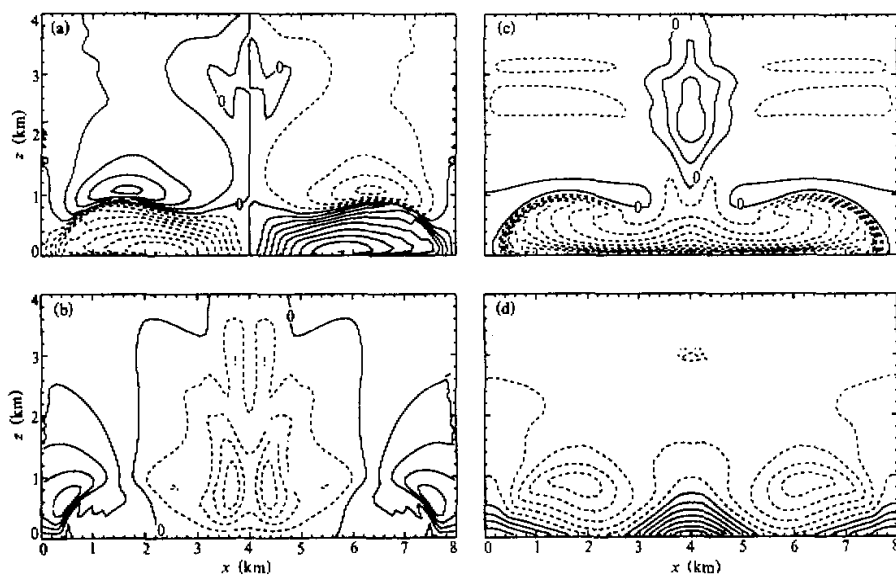


图3 12 min 时 $u(a)$, $w(b)$, $\theta'(c)$ 和 $P'(d)$ 分布

速度等值线间隔 2 m s^{-1} , θ' 间隔 1°C , P' 间隔 0.2 hPa , 虚线代表负值

和霰融化形成, 最初出现在较高位置, 8 min 后中心才降到地面附近, 并向两边展开。其前沿与出流前锋相对应, 等位温偏差线被紧贴在一起形成极大的水平温度梯度。等位温偏差线在涡旋气流作用下逐渐向上隆起并向后翻卷, 形成“出流头”(head)结构。另一方面, 由于地面的摩擦作用, 最前部的等值线在地面以上还略向前突出。在地面冷气层之上有一个相对暖区, 主要是由下沉压缩增暖所引起。

强下沉气流出现在降水区下部, 在出流阵风锋前上方相应有一辐合上升区。在下沉气流区的下部对应一地面冷高压, 而在最大出流上方与涡旋中心对应的是一闭合低压, 再向外在出流前沿区域又是一相对高压带。这一地面气压场分布与 Fujita^[9]给出的微下击暴流典型气压场(“高一低一高”)特征完全一致。

在微下击暴流的演变过程中, 低层出流中心以及出流前锋均不断向外扩展。7—14 min 出流中心平均扩展速度约 3.8 m s^{-1} , 出流前锋(此处假设 2 m s^{-1} 等值线)的推进速度约 6.5 m s^{-1} 。到 13 min 时出流中心半径达到 2 km (直径 4 km), 再往后演变成宏下击暴流(macroburst)。

模拟整个过程地面降水量最大值为 11.8 mm, 其中以液态降水为主(8.66 mm)。

Proctor^[2]也采用图 1 探空模拟了一个轴对称的孤立微下击暴流。本文模拟的尽管是微下击暴流, 但大部分特征仍与 Proctor 的结果一致。表 1 将本算例(记为 K)、Proctor 算例(记为 P)以及 1982 年 6 月 30 日 JAWS 观测网的实测部分参数列在一起作为比较。与 Proctor 的模拟结果相比, 差别较大的是本文计算出的出流层厚度偏大, 下沉气流略偏弱。此外, 轴对称微下击暴流的出流中心向外扩展较快, 11 min 之后半

表 1 湿微下击暴流模拟结果与实测值的比较

	K 模拟	P 模拟	实测结果
$U_{\max}$ (m s^{-1})	18.4*	21	17
ΔU (m s^{-1})	36.81	42	33**
$U_{\max}$ 直径(m)	3300	3200	3600
出流厚度 (m)	700—850	350—750	250—750
$W_{\max}$ (m s^{-1})	-10.6	-12	-12—-15
$W_{\max}$ 出现高度 (m)	740—1000	600—750	750—1000
ΔP (hPa)	2.0	2.6	2.1
ΔT ($^{\circ}\text{C}$)	-10.2	-11	-9
出流传播速度 (m s^{-1})	6.5	6	

* 第一峰值, ** 多普勒雷达测值

径就超过了 2 km。

2. 干微下击暴流线的模拟

干型微下击暴流有很强的地域性, 一般多发生在干区。美国丹佛就是一个干微下击暴流高发区, 在 JAWS 计划中观测到的干型微下击暴流占 83%^[9]。尽管干型微下击暴流在地面不产生或只产生很小降水, 但低层出流强度可以与湿微下击暴流相当, 甚至超过。这类下击暴流由于回波强度很弱 ($<35 \text{ dBZ}$), 常常不易于被观测到, 因而对航空安全威胁更大。对其结构和演变特征进行数值模拟研究也就具有特别的意义。

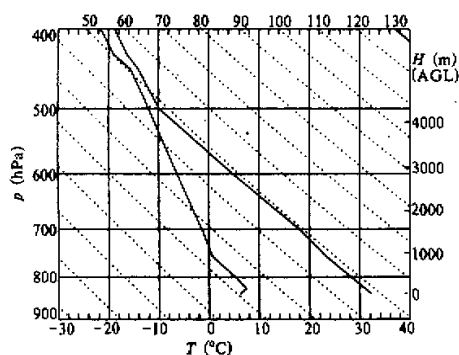


图4 丹佛1982年7月14日2000 GMT探空
T-logP图

干微下击暴流一般由高底对流云(云底在 3—4 km 以上, 一般为高积云或高底浅积雨云)降下的雪幡造成, 大气环境显著特征是在云底以下整个为一深厚近干绝热气层, 层内很干而在顶部以上接近饱和, 图 4 就是一次典型干微下击暴流发生期间的环境探空^[10], 露点廓线稍作了平滑, 这里用作模拟的环境场, 该探空 0—4 km 平均温度递减率 $9.87^{\circ}\text{C km}^{-1}$, 0°C 层位于地面以上 3.34 km, 2 km 以下气层相对湿度只有 20%—30%, 向上缓慢增大到模拟域上边界 (4 km) 的 72%。

在高底对流云中, 降水元一般以冰相质粒(雪晶)的形式落出云底形成雪幡。

降水元中质粒的升华和蒸发致冷是驱动干型微下击暴流的主要物理机制^[3,10]。由于模式中冰质粒只划分为冰晶和霰(雹)两类, 模拟通过在上边界给定一冰晶比含水量分布来进行。采用如下分布函数:

$$q_i(x, z_T, t) = \frac{Q_0}{\rho(z_T)} F(t) \exp[-(|x - x_0|/1350)^3], \quad |x - x_0| \leq r, \quad (9)$$

其中, $F(t)$ 由(7)式给出, r 取 1700 m, $Q_0 = 1.5 \text{ g kg}^{-1}$ (相应中心雷达反射率 34 dBZ)。这里的冰晶实际上包含了未结凇冰晶、稀凇冰晶以及密凇雪片三个子类^[6]。在模式域的过冷却温度范围内, 按(9)式所加的冰晶比含水量都使得平均冰晶质量超过 10^{-8} kg , 即都已属于雪片类。为此, 模式对原冰雹云模式中冰晶融化为云水的过程作了改变, 令融化冰雪晶全部转为雨水。

模拟共积分了 27 min。由于冰雪晶下落末速只有 1 m s^{-1} 左右, 从顶部落入域内后下降十分缓慢, 9 min 左右才到达 0°C 融化层。尽管在 0°C 之上冰晶升华引起一些降

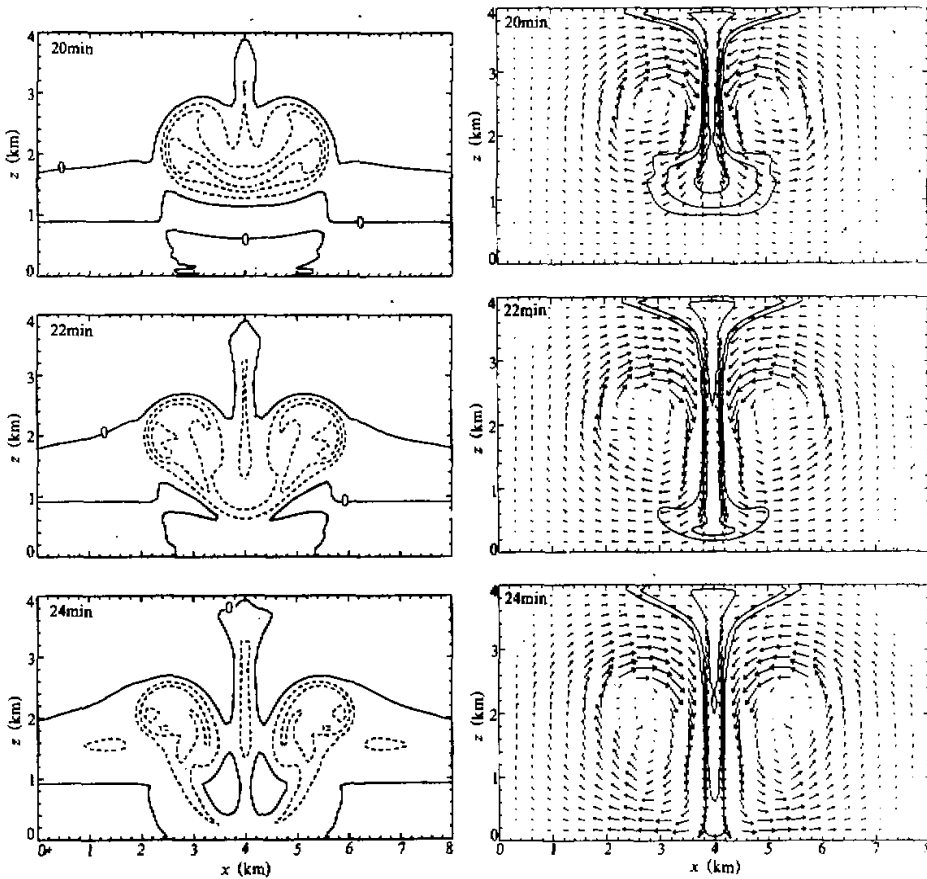


图 5 干微下击暴流模拟输出 θ' 场分布
等值线间隔 1°C , 虚线代表负值

图 6 模拟输出速度矢和雷达反射率分布
等值线间隔 10 dBZ, 最外一条是 10 dBZ 线

温, 但主要冷却出现在 0°C 以下, 由雨水蒸发形成一个冷中心, 并缓慢向下延伸。与湿模拟例的强烈降温相比, 这一例在整个模拟时段上只出现了最大 -3.5°C 左右的负位温偏差。但由于整个气层接近干绝热递减率, 仍然发展出较强下沉运动。该例位温偏差场的另一特点是负温区主体滞留在 2 km 高度附近, 如图 5 所示。从图中可以看到负位温偏差区在中空就向两侧扩展开, 底部约在 1.5 km 高度。与此对应, 一对涡旋气流中心也准稳定在 2 km 高度附近 (见图 6)。从该例所用探空图上 (图 4) 可以看到在 $700-750\text{ hPa}$ 之间有一稍稳定气层, 平均递减率 $8.17^{\circ}\text{C km}^{-1}$, 顶部正好位于 1.5 km 高度, 可以推断这个 600 m 厚的弱稳定气层对该例下沉气流起到了足够强的阻挡作用, 只是在下沉气流中轴部位负位温偏差区才得以穿透该层向下伸展, 但强度已受到大大削弱。整个过程未出现像湿下击暴流那样的近地气层强烈降温, 只是在降水到达地面之后 ($23-27\text{ min}$) 才有不超过 -0.6°C 的地面气温降低。

很小的降水 22 min 才到达地面, 地面最大回波强度只有大约 20 dBZ 。到 27 min 模拟结束时只产生了最大累计雨量 0.014 mm 的轻微降水。从图 6 可以看到回波在接触地面和之前一小段时间里像一倒置的蘑菇, 空中的雨柱“柄”非常狭窄, 直径不到 500 m 。这种特有的回波形态与曾经实测到的干微下击暴流回波非常相似^[9], 尤其是 22 min 时。

低层最强水平风切变 ($1.35 \times 10^{-2}\text{ s}^{-1}$) 在降水到达地面 3 min 后就达到, 高度 60 m 。切变超过 10^{-2} s^{-1} 时段在 $20-26\text{ min}$ 间。与湿微下击暴流的模拟结果相比, 在流场结构特征方面本例具有较大的出流厚度 ($0.9-1.4\text{ km}$) 以及较高的下沉气流中心 ($\sim 1.5\text{ km}$), 见图 7。出流中心的扩展速度也较慢, $23-27\text{ min}$ 平均 2.3 m s^{-1} , 27 min 出流中心半径 1.4 km 。这些特征可能与弱稳定气层对冷下沉气流的阻挡和衰减有联系, 需要作进一步研究。

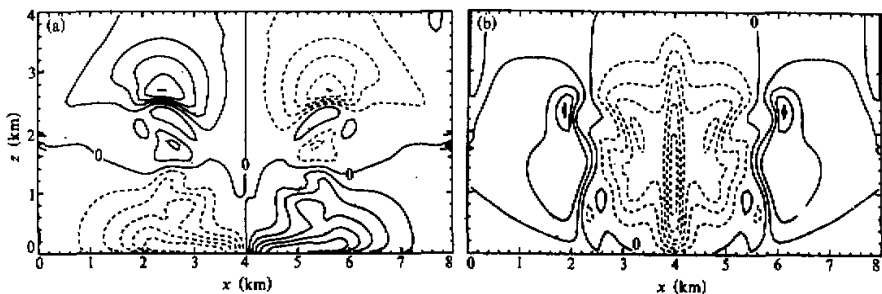


图 7 26 min 时的 u 场(a)和 w 场(b)
等值线间隔 2 m s^{-1} , 虚线代表负值

本例模拟出的干微下击暴流强度偏弱。Proctor^[3]采用小到 20 m 的更高分辨率的轴对称模式, 并以具有负指数谱分布的球状雪质粒作为云底降水质粒, 在同一探空条件下模拟出的最大水平风速差和最大下沉速度分别为 42 m s^{-1} 和 23 m s^{-1} 。而本例相应值只有 24.6 m s^{-1} 和 16.7 m s^{-1} 。两模式在微物理及几何结构 (包括降维方法、分辨率) 上

的差异都是可能原因。

四、结 语

本文应用改进过的二维面对称冰雹云模式在相当高的空间分辨率下对两类微下击暴流线在云下的生成和演变过程进行模拟试验,取得较理想结果。模拟表明:湿微下击暴流可通过霰雹类具有高下落末速的冰相质粒降水元有效产生出,降水到达地面后的 3—4 min 内就可在近地层内很小水平范围上形成强烈冷辐散出流以及强度超过 10^{-2} s^{-1} 的危险性水平风切变,持续时间只有 3—4 min。整个冷出流厚度不到 1 km,最大水平速度则出现在距地面仅几十米高度。总体来看,模拟湿微下击暴流线的各种主要结构和强度特征与实测结果吻合较好,与 Proctor 的轴对称模拟结果也很一致。

与湿微下击暴流不同,干型的微下击暴流通过从高底对流云底降下的低密度低落速的冰雪晶降水元(雪幡)形成,在地面只产生很微弱的降雨。模拟结果反映出干微下击暴流的一般特征,即微弱的地面降雨、低回波反射率、地面降温不显著。模拟还显示出这类下击暴流在形成和发展过程中降水元经过较长时间才到达地面,降水质粒主要通过蒸发冷却产生的负浮力驱动下沉运动,整个过程中空气温度的降低程度很小。干型微下击暴流还易于受到即使是很弱的稳定气层的影响,使冷下沉气流受阻并在稳定层上方水平扩展,即使能够穿透该弱稳定层,强度也会大大削弱。

本文只对无环境风场作用的对称微下击暴流线进行了初步模拟。下一步将系统研究环境风切变场中的非对称微下击暴流的结构和演变特征,以及多下击暴流相互作用等问题。

参 考 文 献

- [1] Srivastava, R. C., 1985. A simple model of evaporatively driven downburst. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1005—1023.
- [2] Proctor, F. H., 1988. Numerical simulations of an isolated microburst. Part I: Dynamics and structure. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3137—3160.
- [3] Proctor, F. H., 1989. Numerical simulations of an isolated microburst. Part II: Sensitivity experiments. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2143—2165.
- [4] Hjelmfelt, M. R., et al., 1989. Observational and numerical study of a microburst line-producing storm. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2731—2743.
- [5] 孔凡铀等, 1990, 对流云中冰相过程的三维数值模拟, I: 模式建立及冷云参数化, 大气科学, 14 卷 4 期, 441—453.
- [6] 孔凡铀, 1991, 冰雹云三维数值模拟, 大气物理研究所博士论文, 155.
- [7] Tripoli, G. J., et al., 1982, The CSU three-dimensional cloud / mesoscale model—1982. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. Rech. Atmos.*, **16**, 185—219.
- [8] Proctor, F. H., 1987, *The Terminal Area Simulation System, Volume I: Theoretical Formulation*. NASA Contractor Rep. 4046, 176.
- [9] Fujita, T. T., 1985, *The Downburst, Microburst and Macrobust*. Satellite and Mesometeorology Research Project, University of Chicago, 122.
- [10] Wakimoto, R. M., 1985, Forecasting dry microburst activity over the High Plains. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1131—1143.

Numerical Simulations of the Microburst

Kong Fanyou, Huang Meiyuan and Xu Huaying

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

Abstract

A two-dimensional, slab-symmetric microburst numerical model with very fine special resolution is developed and used to simulate the formation and evolution of the dry and wet microburst lines. Some satisfactory results are obtained. The structure and evolution features of the simulated wet microburst lines are coincident with the observations quite well. The dry microbursts, driven by the evaporative cooling of the ice crystal precipitating element falling in a dry adiabatic layer, only produce a little ground rainfall and temperature drops. A weak stable layer several hundred meters thick can significantly block and weaken the dry type microbursts.

Key words: microburst; low-level wind shear; numerical simulation; aviation safety.