

用轴对称的平衡模式对热带气旋发展过程中 积云动量垂直混合作用的模拟^{*}

陈 华

(中国气象局国家卫星气象中心, 北京 100081)

摘 要 引入一个轴对称的平衡数值模式, 在该模式中考虑积云动量垂直混合等物理过程, 然后以此模式对热带气旋形成和发展的过程进行了模拟。所作研究表明, 引入积云动量垂直混合作用之后热带气旋发展更为迅速, 并且成熟气旋的强度更强; 在气旋生成的初期, 积云动量混合的作用并不大, 只有在气旋发展到了一定阶段, 积云对流十分旺盛时, 才会产生较大的作用; 在空间分布上, 积云动量垂直混合主要发生在对流层的中低层, 而高层则相对较弱, 对热带气旋的影响很小。另外, 发展成熟的热带气旋其辐散层较厚, 质量辐合主要集中在边界层; 热带气旋的内部结构和环流特征造成了各个高度层次上熵的不同分布形态。

关键词: 热带气旋; 积云动量; 势半径

1 引言

关于热带气旋形成和发展的物理动力机制, 在众多理论中较为完善的是 Charney 等人^[1]的第二类条件性不稳定, 即 CISK 机制。在所有这些理论中, 埃克曼 (Ekman) 抽吸效应是一个基本因子。根据一些观测事实和数学计算, Schneider 和 Lindzen^[2]认为, 积云对流垂直输送作用同埃克曼抽吸一样, 可以产生第二类条件性不稳定。李崇银^[3]详细讨论了积云动量垂直混合形成次级环流的机制: 积云对流造成水平动量的垂直输送可在高层形成一个气旋性摩擦矩, 而在低层形成一反气旋摩擦矩, 从而在低层有气流的辐合, 在高层有气流的辐散, 其结果便产生了一个叠加在热带低气压环流之上的垂直二级环流。

李崇银^[3]在数值模式中完全不考虑埃克曼抽吸而只引入积云对流垂直输送。结果表明, 在这种情况下, 热带气旋同样能生成和发展, 并且所得的“模式台风”在结构上比考虑埃克曼抽吸的结果更接近实际。因而, 他据此认为积云动量垂直混合在热带气旋发展过程中有可能比埃克曼抽吸更重要, 而埃克曼抽吸对地面气压的降低有重要作用。

本文采用一个轴对称平衡模式对积云动量垂直混合在热带气旋形成中的作用进行了研究。在模式中边界层抽吸和积云动量混合的作用都被考虑进去, 并且考虑了其随时间的变化。所采用的数值模式以 Emanuel 建立的飓风模式为基础, 而 Emanuel^[4,5]在建立模式的过程中也参考了 Ooyama^[6,7]的一些概念。另外在该模式中引入了角动量坐标和一新的积云对流参数化方案。此两项方案的引入使模式大为简化并且提高了模式的性

能。

2 模式简述

采用一个轴对称的平衡数值飓风模式, 它以 Emanuel^[4,5]所建立的模式为基础。该模式包含了一些新的方案, 例如角动量坐标系以及一新的积云对流参数化方案。

2.1 模式基本结构

本模式是轴对称的, 并且采用角动量坐标系, 其水平坐标为势半径 R ,

$$\frac{f}{2} R^2 = rv + \frac{f}{2} r^2, \quad (1)$$

r 是离开风暴中心的距离, v 是切向速度, f 是地转参数, 上式右侧是绝对角动量, 因而 R 与绝对角动量的平方根成正比。这样, 新坐标系统的三个坐标为 τ 、 R 、 P , 分别为时间、势半径、气压, 变换之前的旧坐标系统的三个坐标为 t 、 r 、 p , 分别为时间、物理半径、气压。

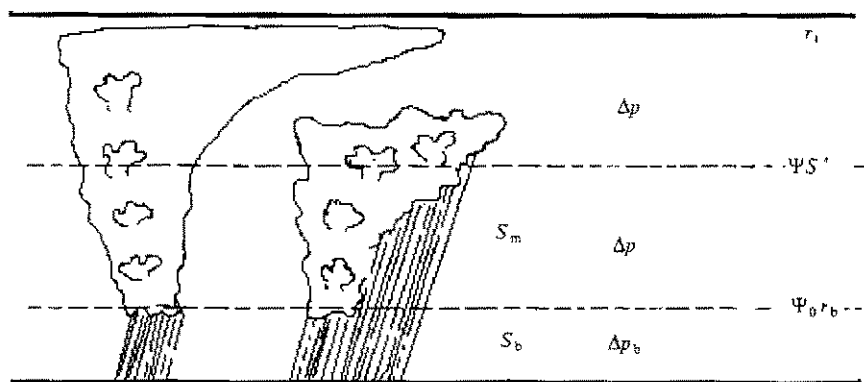


图1 模式的垂直结构

图1描述了模式的垂直结构, 图中各变量分别定义: Ψ 为模式中层的流函数; ψ_0 为模式边界层的流函数; S^* 为模式的温度变量, 饱和湿熵; S_b 、 S_m 分别为云下层、对流层低层的熵; r_b 、 r_l 为 R 平面的物理半径, 它们分别与云下层顶和对流层顶相交。饱和湿熵是大气在常温常压下达达到饱和时所具有的湿熵。

2.2 积云对流参数化

本模式引入一新的积云对流参数化方案, 此方案由 Emanuel^[4,5]提出。由于热带绝大多数对流起源于云下层, 而云下层空气与海洋表面的热力学不平衡在足够大的情况下, 表面通量将使云下层的熵与表面熵达到平衡。这样, 在热带大气模式中可引用一闭合系统, 在此闭合系统中, 假定表面熵通量与对流下曳气流输入到云下层的低熵空气达到一种平衡, 以此为基础, 可以发展出一新的对流参数化方案。

2.3 模式的基本方程

由倾斜对流中性和静力平衡、梯度风平衡假定, 可得热成风平衡约束,

$$\frac{1}{r_b^2} = \frac{1}{r_t^2} - \frac{2}{f^2 R^3} (T_s - T_t) \frac{dS^*}{dR}, \quad (2)$$

其中 T_s 和 T_t 分别是海平面和对流层顶的绝对温度。

在柱坐标中, 质量连续方程写为

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (ru) + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0, \quad (3)$$

u 是径向速度, ω 为垂直速度, 在上式中引入流函数 Ψ , 即

$$ru = \frac{\partial \psi}{\partial p}, \quad (4)$$

$$r\omega = \frac{\partial \psi}{\partial r}. \quad (5)$$

根据径向速度的定义, 在势半径坐标里, 有

$$\frac{\partial r^2}{\partial \tau} + \frac{dR}{dt} \frac{\partial r^2}{\partial R} = \frac{\partial \psi}{\partial P}, \quad (6)$$

上式写到模式顶层, 且以有限差分来近似表达微商, 则是

$$\frac{\partial r_i^2}{\partial \tau} = \frac{2\psi}{\Delta P}, \quad (7)$$

ΔP 是模式主要层次的气压差, 变量 Ψ 是中层的流函数。

在底层, 考虑动量的径向扩散, 则有

$$\frac{\partial r_b^2}{\partial \tau} = -2 \frac{\psi - \psi_0}{\Delta P} - \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial R} \left[r_b^3 v \frac{\partial}{\partial r_b} \left(\frac{R^2}{r_b^2} \right) \right], \quad (8)$$

ψ_0 是边界层顶的流函数, v 是 Eddy 粘度, 与局地形变有关。

3 积云动量垂直混合的引入

类似于文献[3]的讨论, 积云动量垂直混合可以写为

$$F = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (B \bar{v}) = g \frac{\partial}{\partial P} (B \bar{v}), \quad (9)$$

也就是把它作为一项摩擦来考虑, 称为积云摩擦。 g 为重力加速度, B 是积云对流垂直输送的质量通量, 它是向上的通量与向下通量的和; $\bar{v}$ 是积云内的水平风速。 F 的切向分量为

$$F_\theta = g \frac{\partial}{\partial P} (B v), \quad (10)$$

v 是切向速度。

已知本模式建立在角动量坐标之上, 无摩擦时 R 守恒, 因而 R 坐标中唯一的径向平流是由于摩擦耗散引起的。这样, 由势半径的定义就有

$$fR \frac{dR}{dt} = \frac{dN}{dt} = r(D_v + F_\theta), \quad (11)$$

其中 r 为物理半径。

也就是说 R 的变化是由实际的摩擦阻力和积云动量垂直混合造成的积云摩擦所促成的。 D_v 是动量扩散形成的摩擦阻力, N 是绝对角动量。

将 (11) 式带入 (6) 式中, 就有

$$\frac{\partial r^2}{\partial \tau} + \frac{r}{fR} (D_v + F_\theta) \frac{\partial r^2}{\partial R} = \frac{\partial \psi}{\partial P}. \quad (12)$$

这样, 在边界层顶, (12) 式写为

$$\frac{\partial r_b^2}{\partial \tau} = -2 \frac{\psi - \psi_0}{\Delta P} - \frac{1}{R} \frac{\partial}{\partial R} \left[r_b^3 v \frac{\partial}{\partial r_b} \left(\frac{R^2}{r_b^2} \right) \right] + g \frac{r_b}{fR} \frac{\partial r_b^2}{\partial R} \frac{B_b V_b}{\Delta P_b}, \quad (13)$$

在此已假定下垫面的积云对流为零。 v_b 是边界层顶的切向速度, ΔP_b 是边界层厚度。 B_b 是边界层顶积云垂直输送的总的质量通量, 它等于向上的通量与向下的通量之和, 即有

$$B_b = B_{ub} + B_{db}. \quad (14)$$

在模式顶层, (12) 式写为

$$\frac{\partial r_t^2}{\partial \tau} = \frac{2\psi}{\Delta P} - g \frac{r_t}{fR} \frac{\partial r_t^2}{\partial R} \left(\frac{B_i v_i}{\Delta P} \right), \quad (15)$$

其中 B_i 是模式中层积云输送的质量通量, ΔP 是模式主要层次的厚度。上式中, 已假定流函数 ψ 与积云垂直质量通量在模式顶层为零。

4 计算结果分析

4.1 试验方案

本文主要研究积云动量垂直混合对热带气旋生成以及发展的作用, 因此采取以下两类试验方案: 首先不考虑动量混合所进行的模拟计算, 称之为控制试验; 然后在模式中引入积云动量垂直混合的物理过程进行试验, 试验结果以控制试验为参照, 进行比较, 引入方法已经在本文第三部分详细述及。图 2 至图 5 是模式积分过程中各主要物理量随时间的变化情况, 图 6、图 7 是积分结束时刻各物理量的径向分布, 在以上各图中虚线是考虑动量混合以后的结果, 实线则为控制试验的结果; 图 8、图 9 是考虑积云动量垂直混合的试验中积分到最后时刻各个层次上的径向质量通量以及熵变量的径向分布。

模式从一弱的初始涡旋开始积分, 其最大风速为 15 m s^{-1} , 最大风速半径为 60 km, 风速向外和向中心递减; 海水温度取为常数 28°C ; 海平面初始环境气压取为 1 013 hPa。积分过程的时间步长是 30 s, 共积分 12 d。

4.2 控制试验

图 2 是热带气旋边界层顶最大风速随时间的变化。最大风速在一定程度上反映了热

带气旋的强度。从图中可以看出, 在模式积分的第 1 天里, 风速有所减小, 这说明在没有形成正反馈机制之前, 初始涡旋不但没有发展, 反而在表面摩擦等作用下略有减弱。第 1 天以后, 正反馈机制形成并开始产生作用, 涡旋开始发展, 到第 5 天, 达到极大值, 然后略有减小, 并处于相对稳定的状态。图 3 是与边界层顶最大风速相对应的半径 (以后简称为最大风速半径) 随时间的变化, 对于发展成熟的台风来说, 这个半径的位置大约与眼壁相一致, 因而此半径也能说明热带气旋眼区的大小。而在热带气旋的发展过程中, 眼区越小气旋越强, 越大则气旋越弱。从图中可以看出, 最大风速半径的变化与边界层顶最大风速变化的位相比较为一致, 不过它的减小对应着最大风速的增强。在第 1 天里半径是增大的, 然后迅速减小, 到第 5.5 天左右达到最小, 这个变化趋势说明眼区在不断缩小, 能量在不断聚集, 气旋得到迅速发展。而在这之后, 半径略有增大, 随之达到一平衡状态。

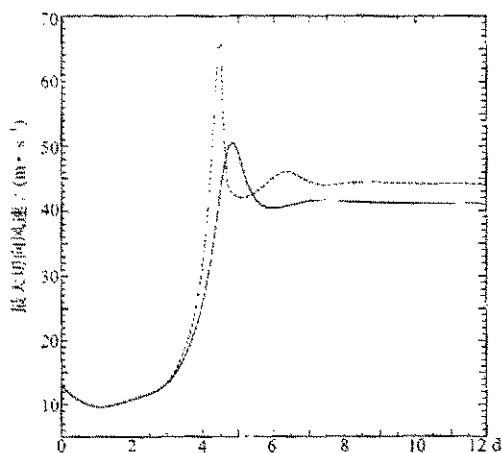


图 2 热带气旋边界层顶最大切向风速
随时间的变化情况
实线为控制试验; 虚线为敏感性试验

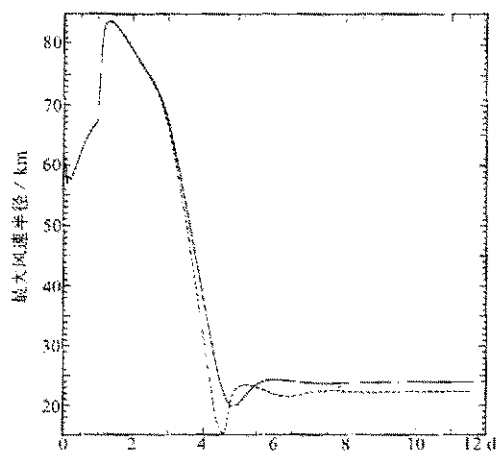


图 3 热带气旋边界层顶最大切向风速所对应
的半径随时间的变化情况
实线为控制试验; 虚线为敏感性试验

图 4 显示了模式顶层最小风速随时间的变化, 此风速是一负值, 这说明对流层顶有一反气旋维持, 存在辐散气流。在积分过程中, 此风速一直减小, 也就是其绝对值在增大, 这也就是说反气旋在不断加强, 辐散气流也在随之加强。图 5 是海平面中心气压随时间的变化情况。积分到第 5.5 天气压降低到最小, 这与最大风速以及最大风速半径变化的位相是相同的。图 6 是积分结束时边界层顶切向风速的径向分布, 横坐标是势半径 R 。由图可见, 其分布情况与典型的台风结构是相符的。在 $R=24$ km 处, 也就是眼壁附近, 风速达到极大值, 而向两侧递减, 台风内侧风速递减得更为迅速, 在 $R=0$ 处, 风速减为零, 也就是说眼区为无风区或弱风区; 在外围, 减弱得略为缓慢, 但到 $R=190$ km 之处, 风速也变得较小。这说明此时初始涡旋已发展成为一成熟的台风。

图 7 是成熟的台风的海表面气压的径向分布情况。在中心 $R=0$ 处, 气压达到极小值, 向外则增大, 至 $R=170$ km 处, 基本上与环境气压相差无几。

以上都是对控制试验结果的分析。可以认为, 模式较好地模拟了热带气旋生成和发

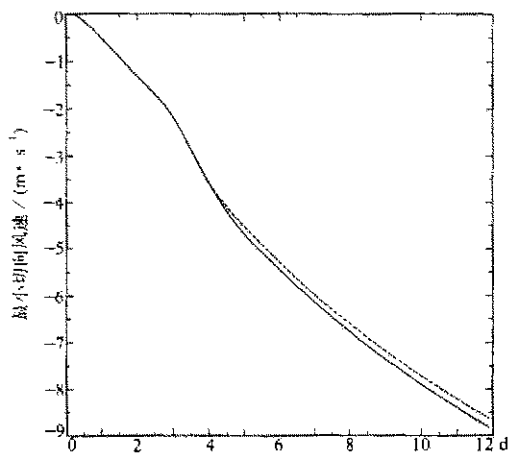


图 4 热带气旋模式顶层最小切向风速
随时间的变化情况
实线为控制试验；虚线为敏感性试验

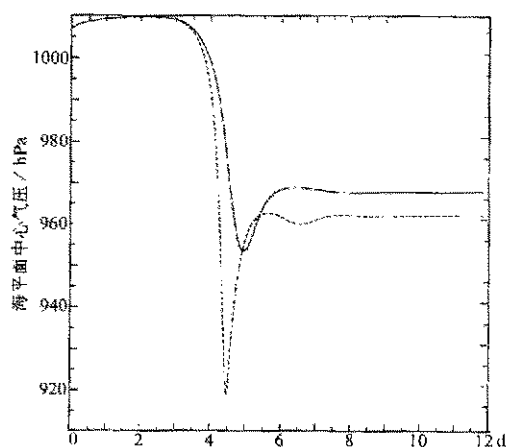


图 5 热带气旋海平面中心气压随时间的
变化情况
实线为控制试验；虚线为敏感性试验

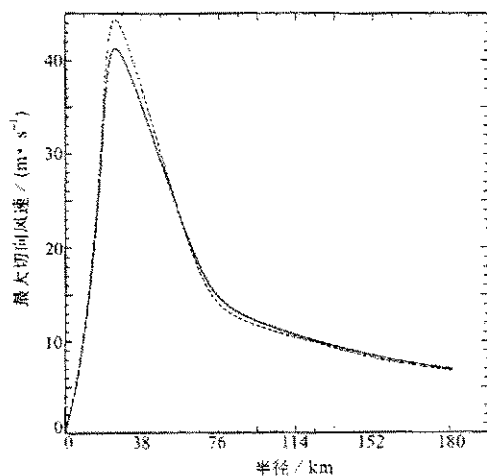


图 6 模式积分结束时，热带气旋边界层顶
切向风速的径向分布
实线为控制试验；虚线为敏感性试验

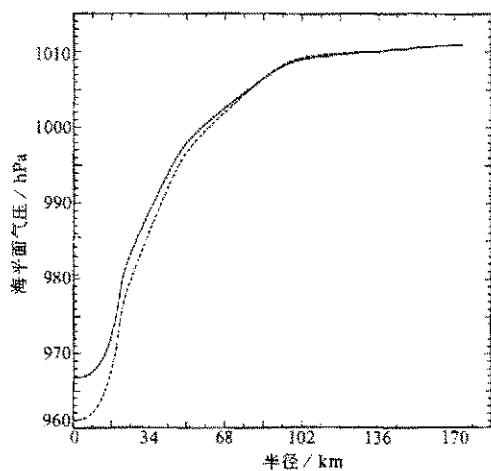


图 7 模式积分结束时海平面中心气压
的径向分布
实线为控制试验；虚线为敏感性试验

展的过程以及结构。下面，将把考虑积云动量垂直混合的试验结果与控制试验做比较。

4.3 考虑积云动量垂直混合的试验

在本文模式的边界层顶，模式顶层同时引入积云动量混合作用。从模拟结果来看，顶层引入动量混合对模式几乎没有什么影响。这说明在模式顶层积云动量垂直混合极其微弱，它对模式气旋的发展所起的作用非常小。这也证实了 Holland^[8] 的结论，即积云动量混合在地面最大，向上逐渐减小，到逆温层底接近于零。从动力学上分析，根据 (9) 式，动量混合的强弱与积云对流垂直输送的质量通量、水平动量及其二者在垂直方向的切变相关；而对于热带气旋来说，其上层的对流很弱，由此其向上以及向下的积云

质量输送都较小, 另外, 热带气旋的水平风速由低层向高层递减, 到了高层, 空气的动量也很小。这样, 热带气旋上层的积云动量混合就相应地相当小。

图 2 中的虚线是考虑了积云动量垂直混合以后模式气旋中边界层顶最大风速随时间的变化, 实线是控制试验。从图中可以看出, 其早期的变化与控制试验相比是相同的, 两条线基本重合。但是到了 $t=3.5$ d 之后, 就出现较大的差异, 其发展更为迅速, 第 4.5 天即达到极大值, 比控制试验早了大约半天, 而且所达到的极大值也大得多。在这之后的变化则与控制试验相似, 在略有减小之后达到一稳定状态, 只是达到稳定状态的值更大。这表明动量混合对热带气旋的形成和发展有重要的作用。图 3、图 5 分别是边界层顶最大风速相对应的最大风速半径、海平面中心气压, 其发展变化情况与图 2 也大致相似。从图 4 中可见, 模式顶层的最小风速在积分过程中是一直不断减小的, 这表明热带气旋上层的反气旋在发展过程中在一直加强, 反气旋的加强使得上层的辐散气流更强, 这就对加强气旋内部的垂直环流有利, 也就能进一步促使整个热带气旋的加强。高层反气旋的加强与热带气旋的发展是相辅相成的, 热带气旋的发展促使了上层反气旋的生成与加强, 而反气旋的加强又有利于热带气旋的进一步发展。

从数值模拟结果及以上分析可以认为, 在热带气旋生成的初期, 积云动量垂直混合的作用并不大, 甚至几乎没有作用; 只有在气旋发展到一定阶段, 动量混合才会对热带气旋的发展起到强烈的作用, 也就是说, 积云对流越旺盛, 动量混合越强, 它对气旋发展的作用也就越大。前已述及, 动量混合的强弱与积云对流垂直输送的质量通量、水平动量及其二者在垂直方向的切变相关。在气旋发展的初期, 对流很弱, 则相应垂直方向的质量输送就小, 并且在整个热带气旋系统内, 水平风速及其垂直切变都很小, 因此, 积云动量垂直混合也就很小, 它所起的作用也就很小; 而气旋发展到了一定阶段, 积云对流旺盛, 无论垂直方向的质量输送还是水平风速及其切变都大为增强, 此时的积云动量垂直混合也就相应地增强, 随之它对热带气旋的发展开始产生强烈的作用, 而热带气旋的强烈发展又造成动量混合的进一步增强, 在此基础上形成了一个类似于埃克曼抽吸所造成的 CISK 机制的正反馈机制。因此由数值模拟的结果以及从上述动力学上的分析可以认为, 在热带气旋的初期阶段是埃克曼抽吸所形成的 CISK 正反馈机制促使了它的发展, 而在这之后, 则是积云动量垂直混合所形成的正反馈机制与埃克曼抽吸所形成的 CISK 正反馈机制共同促使了热带气旋的发展。

下面几幅图是模式积分结束时, 各物理量的径向分布。图 6 是边界层顶最大切向风速, 控制试验的风速较之敏感性试验的风速为小, 在 $R=24$ km 处, 即大约眼壁附近, 差别最大, 而向两侧差距缩小。本文在前面已经论及积云对流越旺盛, 积云动量垂直混合就越强, 它对热带气旋发展所起的作用就越大。在整个热带气旋的水平结构上眼壁处的积云对流最为旺盛, 因而这里的积云动量垂直混合作用也就最强, 因此在模式中有无动量混合项所得到的计算结果差别就最明显。图 7 是海平面中心气压随时间的变化情况, 由图可见, 考虑积云动量垂直混合之后的气压要低于控制试验, 在热带气旋的中心, 两者相差最大, 这种差距越向外围越小, 至 $R=85$ km 处, 则重合, 差距缩小为零。图 8 是径向质量通量的水平分布情况, 实线是从表面积分到中层的质量通量, 虚线则是从表面积分到边界层顶的径向质量通量。二者分布形态较为一致, 都是在 $R=24$ km 附近达到一极大值, 而向两侧递减, 且向内降低更为迅速, 向外侧降低得较

为缓慢。由于摩擦辐合的作用，从气旋的外围向内有大范围的径向质量通量辐合，到达眼壁附近，向上抬升，在眼区径向运动则较弱。从图中可知积分到中层通量只是略大于积分到边界层顶的通量，说明边界层中的质量辐合占了很大一部分，边界层以上的质量辐合很小，这是成熟的热带气旋的一个特征，其辐散层较厚，而质量辐合主要集中在边界层。

图 9 是各熵变量的水平分布图。从图中可以看出，边界层熵和边界层顶的饱和湿熵的分布较为一致，都在气旋中心及其附近达到最大，而向外减小，这是因为热带气旋的中心温度高、气压低。低对流层熵的分布略有不同，在中心较小，而在眼壁附近达到最大，再向外迅速递减，变得更小，这是由于边界层以上在中心区存在很强的下沉气流，从对流层上层带入干而冷的低熵空气，致使中心区附近的熵很小的缘故；同样，眼壁处，强烈的对流将低层湿而暖的高熵空气输入高层，致使眼壁处的熵达到最大。

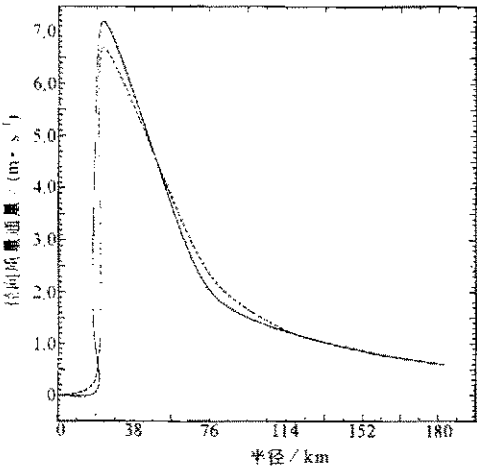


图 8 模式积分结束时，热带气旋径向质量通量的水平分布情况
实线是从下垫面积分到对流层中层的通量；
虚线是积分到边界层顶的通量

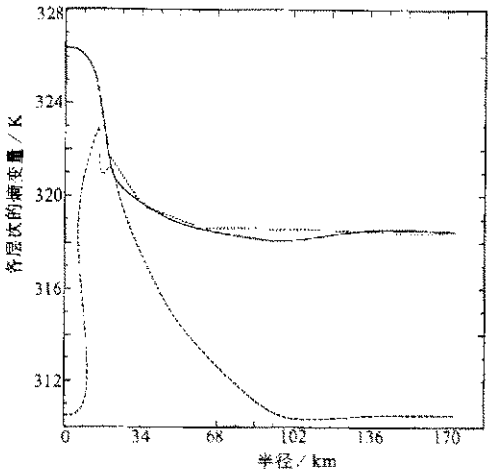


图 9 模式积分结束时热带气旋各熵变量的水平分布
实线是边界层熵；虚线是低对流层熵；
点线是边界层顶的饱和湿熵

5 结论

本文引入一轴对称数值模式，在模式中采用了势半径坐标和一新的积云对流方案。利用此模式对热带气旋的发生发展和积云动量垂直混合的作用进行了研究。

本文所进行的模拟工作表明，考虑积云动量垂直混合之后，热带气旋发展更为迅速，其强度也更强，这说明积云动量垂直混合作用是热带气旋内部一项极为重要的物理过程。由于模式顶层积云对流较弱，风速也较小，这样积云动量垂直混合在顶层很弱，主要集中在中低层，因而在模式顶层引入积云动量垂直混合对模式的影响极小。

在气旋初期发展阶段，积云动量垂直混合的作用很弱，主要是埃克曼抽吸所形成的 CISK 正反馈机制促使了热带气旋的发展；而在气旋发展到一定阶段，动量混合才会对热带气旋的发展起到强烈的作用，它所形成的正反馈机制与埃克曼抽吸所形成的 CISK

正反馈机制共同促使了热带气旋的发展。也就是说, 积云对流越旺盛, 动量混合越强, 它对气旋发展的作用也就越大。

另外, 发展成熟的热带气旋其辐散层较厚, 质量辐合主要集中在边界层。由于在边界层中热带气旋的中心温度高、气压低, 使得边界层熵和边界层顶的饱和湿熵在中心附近达到最大, 而向外减小; 在边界层以上的中心区下沉气流从对流层上层带入干冷的低熵空气, 致使中心区附近的低对流层熵很小, 而在眼壁处, 强烈的对流将低层湿而暖的高熵空气输入到高层, 致使眼壁处的低对流层熵达到最大。

参 考 文 献

- 1 Charney, J. G. and A. Eliassen, On the growth of the hurricane depression, *J. Atmos. Sci.*, 1964, **21**, 68~75.
- 2 Schneider, E. K. and R. S. Lindzen, A discussion of the parameterization of momentum exchange by cumulus convection, *J. Geophys. Res.*, 1976, **81**, 315~3160.
- 3 李崇银, 台风的数值模拟研究—积云动量输送作用, *气象学报*, 1984, **42**, 466~474.
- 4 Emanuel, K. A., The finite-amplitude nature of tropical cyclogenesis, *J. Atmos. Sci.*, 1989, **46**, 3431~3456.
- 5 Emanuel, K. A., The behavior of a simple hurricane model using a convective scheme based on subcloud layer entropy equilibrium, *J. Atmos. Sci.*, 1995, **52**, 3960~3968.
- 6 Ooyama, K., Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones, *J. Atmos. Sci.*, 1969, **26**, 3~40.
- 7 Ooyama, K., A dynamical model for the study of tropical cyclone development, *Geofis. Int.*, 1984, **4**, 187~198.
- 8 Holland, J. Z. and E. M. Rasmusson, Measurements of the atmospheric mass, energy, and momentum budgets over a 500-kilometer square of tropical ocean, *Mon. Wea. Rev.*, 1973, **101**, 44~55.

A Study of Cumulus Momentum Vertical Mix in Tropical Cyclogenesis Using an Axisymmetrically Balanced Model

Chen Hua

(National Satellite Meteorology Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081)

Abstract We introduce a axisymmetrically balanced model in which cumulus momentum vertical mix is brought into use, and study tropical cyclogenesis by this model. The results show that tropical cyclone develops more rapidly and the mature cyclone is much stronger after cumulus momentum vertical mix is in use. The effects of cumulus momentum mix are evident only when cyclone develops to some extent and cumulus convection is strong. In vertical dimension, cumulus momentum vertical mix is weak in upper layers, so introducing cumulus momentum vertical mix in upper layers has few effects on the development of tropical cyclone.

Key words: tropical cyclone; cumulus momentum; potential radius