

感热加热和垂直风切变对温带 CISK 扰动的影响

李 崇 银

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

第二类条件不稳定(CISK)是热带气旋发展的重要机制, Rasmussen(1979)在研究所谓极地低压时首先指出了温带 CISK 扰动的存在和性质,但对于温带扰动的发展,除了积云对流凝结的反馈外,下垫面的感热和对流层低层风的垂直切变有相当重要的作用.因此,感热加热和垂直风切变对温带 CISK 扰动的影响是一个有意义的研究课题.

将下垫面感热加热和对流层低层风的垂直切变分别引入温带 CISK 模式,其结果表明:下垫面感热加热可以明显地加速温带 CISK 扰动的发展,这可能是一些温带小气旋迅速发展(例如美国的炸弹气旋等)的原因之一;对流层低层的垂直风切变既可以加强也可以削弱温带 CISK 扰动,其影响依赖于垂直风切变的类型;下垫面感热加热和垂直风切变的共同作用则反映了复杂而有意义的性质.一般情况下,对流层低层垂直风切变对 CISK 扰动的发展有抑制作用.

关键词: 第二类条件不稳定;感热加热;垂直风切变.

一、引 言

第二类条件不稳定(CISK)理论考虑了积云对流和大尺度环流间相互促进的正反馈过程,较好地解释了台风和其他大尺度热带涡旋的形成,因此是热带大气运动的重要动力学概念.

起初, CISK 是指有组织的湿对流同气旋尺度的涡旋间的相互促进和加强,从而导致台风低压的发展^[1-2].并且在上述正反馈过程中,边界层摩擦所造成的潮湿空气的大量辐合流入和上升(Ekman 抽吸)起着重要的作用,从而也被称为 Ekman-CISK.其后,一些研究认为, CISK 的产生不一定都要 Ekman 抽吸,热带大气中的惯性重力波等也可以造成潮湿空气的局地辐合,促使对流发展,并产生 CISK,即所谓的 Wave-CISK^[3-4].同时,考虑到积云的动量混合作用,及其引起的次级环流,也可以造成湿对流和低压扰动间的正反馈过程,产生 CMM-CISK^[5-6].Wave-CISK 和 CMM-CISK 的提出,可以说是第二类条件不稳定理论新发展的一个方面.

用第二类条件不稳定理论说明热带和副热带地区其他强对流天气系统的发生发展,是 CISK 理论新发展的又一方面。例如,用 CISK-正压-斜压不稳定解释季风低压的形成^[7];考虑积云对流所造成的湍流垂直混合,引起第二类条件不稳定,来说明中国夏季江淮气旋生成的机制^[8]。

温带对流层大气经常是处于条件稳定状态,但是,在某些情况下,例如冷空气侵入较暖的地(海)面,气团也可以成为条件不稳定的,并且可以出现同热带相类似的 CISK 扰动的发展。Rasmussen 通过天气分析和理论探讨认为,北大西洋地区出现的极地低压(polar low)就是一种温带 CISK 扰动^[9]。

在温带地区的一定条件下可以出现 CISK 扰动的发展,就其对流凝结加热以及对流活动同扰动的相互正反馈而言,可认为同热带地区相类似。然而,下垫面感热对 CISK 扰动的影响应该予以考虑(在热带地区,感热作用相对可以忽略)。同时,在经典的 CISK 理论中,都假定了对流层低层风无垂直切变。这种近似假定在热带地区,特别是有扰动存在的情况下,还是大体可以的。然而对于温带地区,对流层低层风的垂直切变却是相当显著的,在 CISK 模式中需要考虑其影响。本文针对温带情况,引入下垫面感热和对流层低层风切变,讨论第二类条件不稳定的一些特征。

二、理论模式

在平面(x)对称的p坐标情况下,扰动方程可以写成^[10]:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = fv, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial y} = -fu, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -\frac{RT}{p}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{S}{R} p \omega + \frac{\dot{Q}}{C_p}, \quad (4)$$

$$\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0. \quad (5)$$

其中 u, v 和 ω 分别是 x, y 和 p 方向的速度分量, Φ 和 T 分别是位势和温度, R 是气体常数, $\dot{Q}$ 是非绝热加热率, $S \equiv -\frac{R}{p} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial p} - \frac{R \bar{T}}{p C_p} \right)$ 是静力稳定度参数, C_p 是空气定压比

热。由方程(1)–(5)可以看到,本文采用了 CISK 理论中常用的平衡近似。

从方程(1)–(5)中消去变量 v, T 和 Φ , 再引入正态模解

$$\left. \begin{aligned} u &= U(p) e^{\sigma t + i l y}, \\ \omega &= W(p) e^{\sigma t + i l y}, \\ \dot{Q} &= \bar{Q}(p) e^{\sigma t + i l y}. \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

即可得到如下两个方程

$$\sigma U = -\frac{f}{il} \frac{dW}{dp}, \quad (7)$$

$$\frac{\sigma}{il} \frac{dU}{dp} = \frac{S}{f} W + H, \quad (8)$$

这里 $H = R\bar{Q}/fpC_p$ 是同加热有关的参数.

取简单两层模式, 模式大气底在 900hPa, 并假定其为 Ekman 层顶. 模式大气顶的垂直速度假定为零, 即 $W_0 = 0$, 我们可得到

$$\sigma U_1 = -\frac{f}{il} \frac{W_2}{\Delta}, \quad (9)$$

$$\sigma U_3 = -\frac{f}{il} \frac{W_4 - W_2}{\Delta}, \quad (10)$$

$$\frac{\sigma}{il} \frac{U_3 - U_1}{\Delta} = \frac{S_2}{f} W_2 + H_2, \quad (11)$$

式中 $\Delta = 450\text{hPa}$ 为分层气压间隔, H_2 是对流凝结加热参数. 一般可以认为对流凝结加热与下边界层上的垂直速度成正比, 即可以取

$$H_2 = -\eta W_{4E}, \quad (12)$$

这里 W_{4E} 是 Ekman 层顶的垂直速度. 根据 Ekman 抽吸原理, 在本文的模式情况下, 则有

$$W_{4E} = ilKU_4, \quad (13)$$

其中 $K = \bar{\rho}_4 g \sqrt{v/2f} \sin 2\alpha$ 是摩擦系数, v 是涡旋粘性系数, α 是地面风与等压线的交角.

在温带地区, 对流层低层的垂直切变也是比较明显的. 为了简单起见, 假定扰动随高度线性变化, 即有

$$U_4 = aU_3, \quad (14)$$

其中 a 为某一常数. 这样, (13) 式可变成

$$W_{4E} = ilKaU_3, \quad (15)$$

在只有 Ekman 抽吸的情况下 ($W_4 = W_{4E}$), 方程 (9) — (11) 只包含 U_1 、 U_3 和 W_2 三个未知数, 为闭合方程组, 可以求解.

但是, 当有下垫面感热加热时, 下边界的垂直速度就不能仅用 (15) 式表示, 还需考虑感热对垂直速度的影响. 为此, 在下边界上写出类似 (11) 式的热力学方程, 即

$$\frac{\sigma}{il} \frac{2(U_4 - U_3)}{\Delta} = \frac{S_4}{f} W_{4s} + J_4, \quad (16)$$

这里 W_{4s} 为考虑感热后引起的下边界的垂直速度; J_4 是感热加热参数. 由 (16) 式不难得到

$$W_{4s} = \frac{bf}{S_4} \left[\frac{2\sigma(a-1)}{il\Delta} U_3 - J_4 \right] \quad (17)$$

由于 W_{4s} 是感热作用产生的, 没有感热加热也就没有 W_{4s} , 于是方程 (16) 也就不必考虑. 因此在 (17) 式右端我们加进了一个开关因子, 当 $b=0$ 时为不考虑感热影响的经典 CISK 情况, 当 $b=1$ 时则表示模式底有感热加热.

这样,下边界的垂直速度可表示成

$$W_4 = W_{4E} + W_{4s} = ialkU_3 + \frac{bf}{S_4} \left[\frac{2\sigma(a-1)}{il\Delta} U_3 - J_4 \right]. \quad (18)$$

现在尚需讨论 J_4 的表达式.一般,感热加热可以近似地表示成^[11]:

$$Q_s = \rho_s C_p C_D \bar{V}_s \Delta T, \quad (19)$$

这里 ΔT 是地表与空气间的温度差; $\bar{V}_s$ 是地面风速; C_D 是拖曳系数.在假定 ΔT 为常数的情况下(短时间内这种假定是近似合理的), (19)式可以写成

$$Q_s = \xi_0 u_4, \quad (20)$$

从而可以得到感热加热参数 J_4 的表达式

$$J_4 = il\xi_0 U_4 = ial\xi_0 U_3, \quad (21)$$

其中 ξ_0 是一个比例常数.

由 (9)、(11)、(12) 和 (15) 式可以得到

$$\left(\frac{l^2 \Delta^2 S_2}{f^2} + 1 \right) \sigma U_1 = \sigma U_3 - al^2 \Delta \eta K U_3, \quad (22)$$

而从 (9)、(10) 和 (18) 式还可以得到

$$\sigma U_1 = -\sigma U_3 - \frac{f}{\Delta} a K U_3 + \frac{2(a-1)bf^2}{\Delta^2 l^2 S_4} \sigma U_3 + \frac{ba\xi_0 f^2}{\Delta S_4} U_3. \quad (23)$$

这样,由 (22) 和 (23) 式即可求得扰动发展的增长率

$$\sigma = \frac{aKl^2 f^2 \Delta \left(\eta - \frac{S_2}{f} - \frac{f}{\Delta^2 l^2} \right) + abl^2 \xi_0 f^3 \frac{\Delta}{S_4} \left(\frac{S_2}{f} + \frac{f}{\Delta^2 l^2} \right)}{(S_2 l^2 \Delta^2 + 2f^2) - (S_2 l^2 \Delta^2 + f^2) \frac{2(a-1)bf^2}{\Delta^2 l^2 S_4}}. \quad (24)$$

很显然,上式既有 CISK 过程,又包含着下垫面感热加热以及对流层低层风的垂直切变的影响.如果取 $a=1, b=0$, 那么 (24) 式将类似于 Ooyama 曾得到的经典结果.

三、模式大气结果分析

这一节我们将根据扰动不稳定发展的增长率表示式 (24) 来讨论下垫面感热加热和对流层低层风垂直切变的影响.为了更清楚地说明问题,用中纬度大气的一般参数作了简单的计算.

首先,从 (24) 式可以清楚看到,在考虑感热加热的情况下 ($b=1$), 扰动不稳定发展的增长率将明显增大,而且感热加热越强(即感热加热参数 ξ_0 越大), 不稳定发展的增长率的增大愈厉害.

如果不计感热加热的作用,亦可以看到,对流层低层风的垂直变化,或者说扰动在对流层低层的垂直结构,对扰动不稳定增长率有明显影响.在对流凝结加热和静力稳定度参

数固定不变的情况下, 如果对流层低层与 Ekman 层顶的风向相同 ($a > 0$), 扰动处于不稳定发展, 而且 Ekman 层顶之风速大于其上层风速时 ($a > 1$), 增长率 σ 将更大, 扰动更易发展; 而 Ekman 层顶之风速小于其上层风速时 ($a < 1$), 增长率 σ 比较小, 不利扰动的发展. 如果对流层低层与 Ekman 层顶的风向相反 ($a < 0$), 那么扰动处于削弱情况 ($\sigma < 0$). 由于本文取了平面对称坐标, 这里所谓对流层低层与 Ekman 层顶的风向相反, 实际上是指有相反的环流. 因此本文的分析表明, 即使 Ekman 层顶有气旋性扰动存在, 但如果其上 700hPa 附近为反气旋环流所控制, 气旋扰动也不可能通过线性 CISK 而得以发展.

当气旋性扰动仅在 Ekman 层顶附近存在, 而 700hPa 附近为反气旋环流时, 其流场分布正好在扰动区域造成一个动力性垂直逆环流, 扰动中心附近是下沉气流, 而扰动外围是上升运动, 从而抑制 CISK 的发生. 当 Ekman 层顶和 700hPa 附近均为气旋性扰动时, 若下层扰动比上层扰动强, 则造成一个动力性垂直正环流, 加强 CISK, 扰动更易发展; 若下层扰动比上层扰动弱, 将造成一个不很强的动力性垂直逆环流, 削弱 CISK, 不利扰动发展.

对于中纬度对流层大气来讲, 可以取 $f = 1.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, $S_2 = 6.0 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-2}$, $S_4 = 3.5 \times 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-2}$. 对于不同的对流凝结加热率和感热加热量, 我们可以大致估计得到参数 η 和 ξ_0 的数值, 从而可以由 (24) 式计算出各种情况下增长率 σ 随扰动尺度的变化.

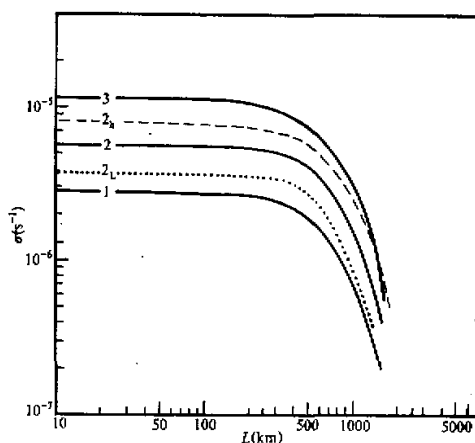


图 1 不考虑感热时不稳定增长率 (σ) 与扰动尺度 (L) 的关系

曲线 1, 2 和 3 分别表示 $a = 0.5, 1.0$ 和 2.0 的情况; 曲线 2_0 ,

2 和 2_L 分别表示 $a = 1.0$, 而有不同对流凝结加热率的情况.

不考虑下垫面感热作用 ($b = 0$), 当有约 $4.0^\circ\text{C} / \text{d}$ 的对流凝结加热, a 值分别取 $0.5, 1.0$ 和 2.0 时, 扰动不稳定增长率分别如图 1 中曲线 1、曲线 2 和曲线 3 所示. 很显然, 对流层低层扰动流场的垂直结构对增长率有重要影响. 图 1 中曲线 2_L 和 2_0 表示对流凝结加热率分别为 $3.0^\circ\text{C} / \text{d}$ 和 $5.0^\circ\text{C} / \text{d}$ 时, 相对 $a = 1.0$ 的计算结果. 同过去有关 CISK 的研究一样, 对流凝结加热越强, 不稳定增长率就越大, 扰动发展也就越快. 从图 1 还可以看到, 当 $a > 1$, 即 Ekman 层顶的气旋性环流较模式第 3 层 (700hPa 附近) 为强时, 与增强对流

凝结加热率有同样的效果.这一结果是有意义的却又是极其自然的,因为对流凝结加热率一般被认为 Ekman 层顶的气旋性环流成正比.

为了表示不同感热加热值的影响,首先假定 $a=1$, 其不稳定增长率随扰动尺度的变化如图 2 所示.图中曲线 1, 2 和 3 表示下垫面感热加热分别为 $0.33^{\circ}\text{C}/\text{d}$, $0.5^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 和 $0.75^{\circ}\text{C}/\text{d}$ 的情况.可以看到,感热对不稳定增长率的影响是明显的,感热越强,不稳定增长率也越大.比较图 1 和图 2 还可以发现,感热对不稳定增长率的影响程度几乎与对流凝结加热的影响相当.即感热的增加和对流凝结加热的增加对不稳定增长率的影响大致相近.

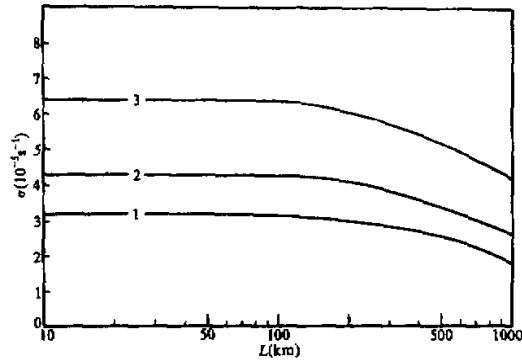


图 2 下垫面感热对扰动不稳增长率的影响

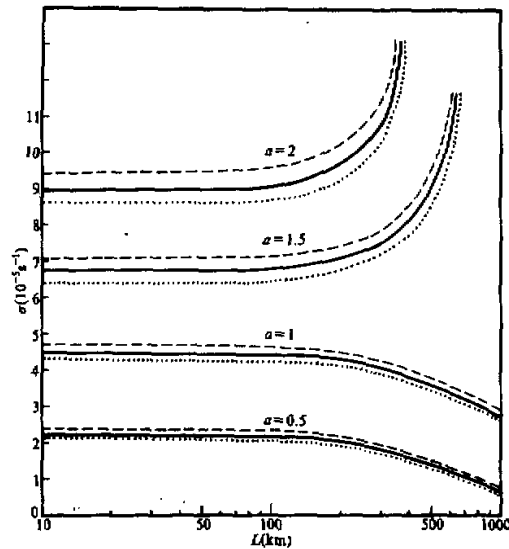


图 3 有下垫面感热加热时 ($b=1$), 对流层低层的垂直风切变 (不同 a 值) 和不同对流凝结加热对增长率-扰动尺度曲线的影响

当有感热加热存在的条件下 (假定其加热率为 $0.5^{\circ}\text{C}/\text{d}$), 有不同对流凝结加热 (不

同 η 值) 和不同 a 值时, 不稳定增长率随扰动尺度的变化如图 3 所示. 图中实线、虚线和点线分别表示对流凝结加热率为 $4^\circ\text{C}/\text{d}$, $5^\circ\text{C}/\text{d}$ 和 $3^\circ\text{C}/\text{d}$ 的结果. 图中上面的三条曲线是 $a=2$ 的情况; 中间的六条曲线分别是 $a=1.5$ 和 $a=1$ 的情况; 下面的三条曲线是 $a=0.5$ 的情况. 很显然, 由于下垫面感热和对流层低层风垂直切变的共同作用, 不稳定增长率与扰动尺度的关系变得比较复杂. 图 3 中 $a=2$ 的曲线同图 1 中曲线 3 相比较可以发现, 同样是摩擦层顶的风场比 700hPa 附近的风场强一倍, 有下垫面感热存在时其扰动增长率随扰动尺度的变化完全不同于无感热加热情况. 两种因素共同作用下, $a < 1$ 和 $a > 1$ 对应着两种不同类型的增长率-扰动尺度曲线. 对于 $a > 1$ 的情况 (例如 $a=2$), 不稳定增长率随扰动尺度是增加的, 且在 $L > 100\text{km}$ 后急速增大, 在 400km 附近达无限值; 其后增长率变为负值 (图中未标出), 扰动是阻尼的.

四、讨 论

上面的分析表明, 下垫面感热作用对 CISK 扰动的发展有明显的影 响, 考虑感热加热和不考虑感热作用其扰动增长率可相差近 10 倍. 同时, 在温带地区, 出现 CISK 扰动又往往是在下垫面感热非常强的时期和地域. 因此, 研究温带 CISK 扰动的发展, 不可忽视下垫面感热所起的重要作用.

在关于台风发生发展的数值模拟研究中, 我们已经指出过, 对流凝结加热的垂直分布也 对扰动的不稳定发展有明显的影 响, 而且最大加热层位于对流层低层时, 扰动增长率相对为最大^[12]; 最近, Bratseth^[13] 在研究极地气团中的 CISK 理论时也得到上述类似的结果; 再考虑到本文研究指出的下垫面感热加热对温带 CISK 扰动发展的重要作用, 我们可以认为, 无论是热带低压还是温带 CISK 扰动的发展, 对流层低层的非绝热加热过程都是极其重要的, 应给予足够重视.

在温带对流层大气中, 风场的垂直切变比较大, 这种风场特征对温带 CISK 扰动的发展也必定有影 响. 特别是在对流层低层, 当 Ekman 层顶的气旋性环流相对上层较强时, 更有利于扰动的发展. 这一理论结果既有热力的作用也有动力的作用, 直接与边界层的摩擦辐合抬升有关. 由 (9) — (11) 式不难发现, 在本文所取的平衡假定情况下, 必须有 Ekman 抽吸存在才会出现第二类条件不稳定. 因此, 同 Ekman 抽吸相联系的 CISK 扰动都具有在对流层低层当边界层顶的环流强于其上层时扰动易发展的特性, 只是由于在温带地区大气的斜压性比较明显, 风场的垂直切变较大, 其影响也就更显得突出.

在温带地区, 对流凝结加热相对热带地区要弱得多, 但有些扰动可以急速发展而不同于一般温带气旋, 例如 Rasmussen 分析的极地低压、美国东海岸的所谓炸弹气旋 (bomb cyclone) 以及东亚地区迅速加深的出海扰动, 它们不仅都有 CISK 机制, 可能下垫面感热影响和低层对流层中 Ekman 层顶的环流比其上层环流强的垂直风结构也起着重要的作用.

下垫面感热加热会加速温带 CISK 扰动的发展, 而对流层低层风场垂直结构的影响既可以使温带 CISK 扰动的发展加速也可以使其削弱. 上述两种影响因素的共同作用却将引起复杂的情况, 对应于 $a < 1$ 和 $a > 1$ 各有其不同的增长率-扰动尺度曲线, 而只有当 $a < 1$ 时 (即 Ekman 层顶的扰动不强于 700hPa 附近的扰动), 扰动的发展才具有 CISK 的特征. 也就是说, 图 3 中 $a=2$ 和 $a=1.5$ 的曲线族都不反映 CISK 的特征. 这种情况的产生

同对流凝结加热假定公式(12)的取法没有关系,因为取 $H_2 = -\eta(W_4 + cW_2)$ 时仍有类似结果.这同文献[10]讨论过的情形不同.

在有感热加热时,对于 $a > 1$ 的情况,扰动会出现如图 3 中上部 6 条曲线所示的非 CISK 型发展,从增长率公式(24)看是由于分母可出现零和负值所引起.但为什么在无感热($b=0$)时, $a > 1$ 的对流层低层风切变可以使扰动产生 CISK 型发展(图 1),而有感热($b=1$)时, $a > 1$ 的对流层低层风切变却引起非 CISK 型发展呢?对此尚难给出恰当的物理解释,有待进一步研究.在有感热时, $a < 1$ 的对流层低层风垂直切变,仍然对扰动的 CISK 型发展起抑制作用,这同热带大气中的 CISK 机制(台风低压发展的对流层通风条件)相一致.

五、结 论

下垫面感热加热对温带 CISK 扰动的发展有极为明显的影响,可加速扰动的发展.对流凝结加热和下垫面感热通过 CISK 的共同作用,可能是温带地区一些气旋急速发展的重要机理.

对流层低层垂直风切变的影响既可以使温带 CISK 扰动的发展加速也可使其减弱,其影响依赖于垂直结构.当 Ekman 层顶的气旋性环流相对 700hPa 气旋性环流强时,更有利于温带 CISK 扰动的发展.

当感热加热和垂直风切变同时存在时,垂直结构的影响变得比较复杂,同单纯的对流层低层垂直风切变的影响完全不同.在有感热加热存在时,只有 Ekman 层顶环流不强于 700hPa 附近环流($a < 1$)时,扰动发展才保持 CISK 的特性,而风场垂直切变对扰动发展起抑制作用,类似台风低压发展中的对流层通风条件.

一般来讲,温带 CISK 扰动发展地区都有明显感热加热,难于出现只有对流层低层风切变而无感热的情况.因此,对流层低层垂直风切变一般不利于温带 CISK 扰动的发展.

参 考 文 献

- [1] Charney, J.G., and A. Eliassen, 1964, On the growth of the hurricane depression, *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68—75.
- [2] Ooyama, K., 1964, A dynamical model for the study of tropical cyclone development, *Geofis. Intern. (Mexico)*, **4**, 187—198.
- [3] Lindzen, 1974, Wave-CISK in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 156—179.
- [4] Davies, H.C., 1979, Phase-lagged Wave-CISK, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **105**, 325—353.
- [5] Mak, M., 1980, On the growth of the hurricane depression induced by cumulus momentum mixing, 13th Technical Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology, Miami.
- [6] 李崇银, 1985, 台风发生发展的一个理论研究, 科学探索, 第5卷, 第2期, 17—26.
- [7] Shukla, J., 1978, CISK-barotropic-baroclinic instability and the growth of monsoon depression, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 495—508.
- [8] 李崇银, 1982, 论江淮气旋生成的一种机制, 大气科学, 第6卷, 258—263.
- [9] Rasmussen, E., 1979, The polar low as an extratropical CISK disturbance, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **105**, 531—549.
- [10] Mak, M., 1981, An inquiry on the nature of CISK. Part I, *Tellus*, **33**, 531—537.
- [11] Haltiner, G.J., 1971, *Numerical Weather Prediction*, John Wiley & Sons, Inc..
- [12] 李崇银, 1984, 台风低压发展的数值模拟研究——凝结加热廓线的影响, 热带气象, 创刊号, 24—31.
- [13] Bratseth, A.M., 1985, A note on CISK in polar air masses, *Tellus*, **37A**, 403—406.