

低空急流发生、发展的数值试验(Ⅱ)

——动力学分析

李立* 朱乾根 雷兆崇 沈桐立

提 要

本文对一次低空急流过程的数值模拟结果作了动力学分析,着重讨论了急流区的环流结构及积云对流对其发生、发展的影响。主要结果为:低空急流区有一对横向非地转二级环流,它是低空急流发展的一个重要条件;强频散的低空急流与积云对流造成的静力不稳定场耦合,诱发出不稳定的中尺度重力惯性波,通过Wave—CISK机制引导到低空急流与二级环流的发展;低空急流发展过程中的非地转特征和二级环流都是重力惯性波发展的产物。

鉴于低空急流**对暴雨和强对流天气的重要作用,人们对它进行了大量研究,分别从非地转过程、潜热加热、暴雨反馈和高低空急流耦合的角度探讨了其成因。最近,陈秋士^[1]发现中纬度狭长带状雨区和急流可引起重力惯性波,并引导到垂直环流和低空急流的发展。

低空急流有很强的非地转性,其附近的垂直环流也有特殊结构^[2],特别是低空急流激发的具有重力惯性波特性的扰动,对中小尺度系统的发生、发展起着某种促进作用。

本文对一次低空急流过程的有限区域模式模拟结果作了进一步的动力学分析(初步的讨论见[3])。着重讨论了对流加热对低空急流发展及其附近垂直环流的影响,利用分解分析方法讨论了低空急流激发的中尺度重力惯性波通过Wave—CISK机制使低空急流发展的机制,并以此解释了强频散急流区非地转特性的维持。

一、低空急流区环流结构与中尺度动力学分析

1. 垂直于急流轴的剖面

考察垂直于急流轴的剖面CC'(剖面位置见图7a),急流轴附近的二级环流在急流发

1988年7月9日收到,1989年4月2日收到修改稿

* 我院88届硕士,现在新疆气象研究所工作

**若无特殊说明,均指850hPa上的低空急流

展初期, 在急流区及其左侧*为辐合上升支, 而其右侧为辐散下沉支。上升支向上伸展到较高层次, 左侧的下沉支在较远处, 二级环流强度较弱(图1a)。上升支中有弱的正涡度, 下沉支中有弱的负涡度。到第18小时(图1b), 上升支明显加强, 到500hPa上逐渐转为辐散气流, 位于急流轴上的间接二级环流呈闭合状, 其左侧出现直接二级环流。到急流强烈发展的第24小时(图1c), 上升支下部的辐合和上部的辐散分别达到 $-2.7 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 和 $7.2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, 垂直环流强烈发展, 此时, 急流轴左侧出现大的对流性降水。

由图可见, 急流区二级环流随急流发展而加强, 随高度略有西倾, 这种垂直结构既不同于典型斜压系统的随高度西倾, 又不同于热带系统上下基本垂直的相当正压结构; 且此处低层积聚了大量暖湿空气, 又有强的水平风切变, 这正说明了梅雨期系统的半热带性质^[4, 5]。

2. 经向剖面(剖线位置见图7a NS)

图2给出了过急流大风核区的经向剖面。在第12小时急流轴左侧距轴300km处到急流右侧中低层为西风(图2c), 急流轴附近二者值均较大, 垂直环流在急流左侧表现为弱的闭合环流, 在急流轴上的间接环流不太明显。急流轴左侧中低层较大范围内为辐合上升区(宽度约900km), 到中层以上减弱; 右侧为下沉支, 再远处又有一支上升气流在中低层出现, 但范围较小。

到第18小时, 急流中心强度达 15ms^{-1} (图3), 其轴上及左侧上升气流加强($D < -2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$), 范围扩大。西风分量有所加强, 出现于急流附近区域内, 在700hPa上达 13ms^{-1} , 经向分量也明显加强, 850hPa上出现 12ms^{-1} 的极值, 急流区为经向分量较大($> 8 \text{ms}^{-1}$), 急流左侧直接二级环流已明显形成, 位于急流轴上的间接二级环流下沉支出现于急流的右侧。

到第24小时(图4), 急流区纬向分量继续增大, 经向分量在急流左侧中低层出现两个大于 12ms^{-1} 的大值区。二级环流明显加强, 上升支中辐合上升最强处在急流左侧距轴200km。由上可知, 急流区的二级环流是中尺度的。

以上分析表明发展的低空急流区有一对横向非地转二级环流。朱乾根分析急流区水

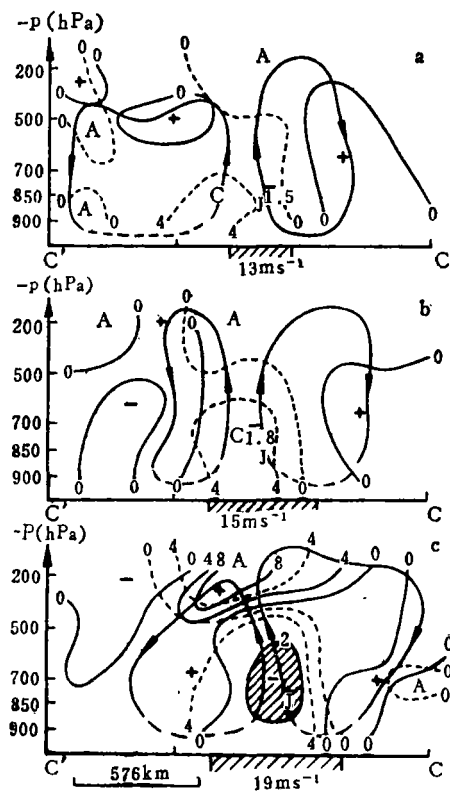


图1 垂直于急流的剖面CC'上散度(实线, +为辐散, -为辐合)、涡度(虚线, C为气旋性, A为反气旋性) 双箭头表示垂直运动方向, 影区为 $-D > -2 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, 轴下影区为低空急流区, J为急流核所在位置

a 第12小时 b 第18小时 c 第24小时

* 以急流轴为界, 下同

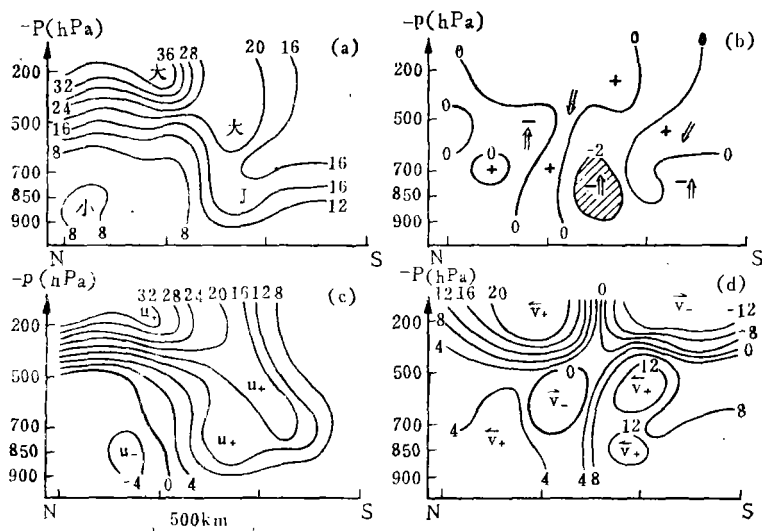
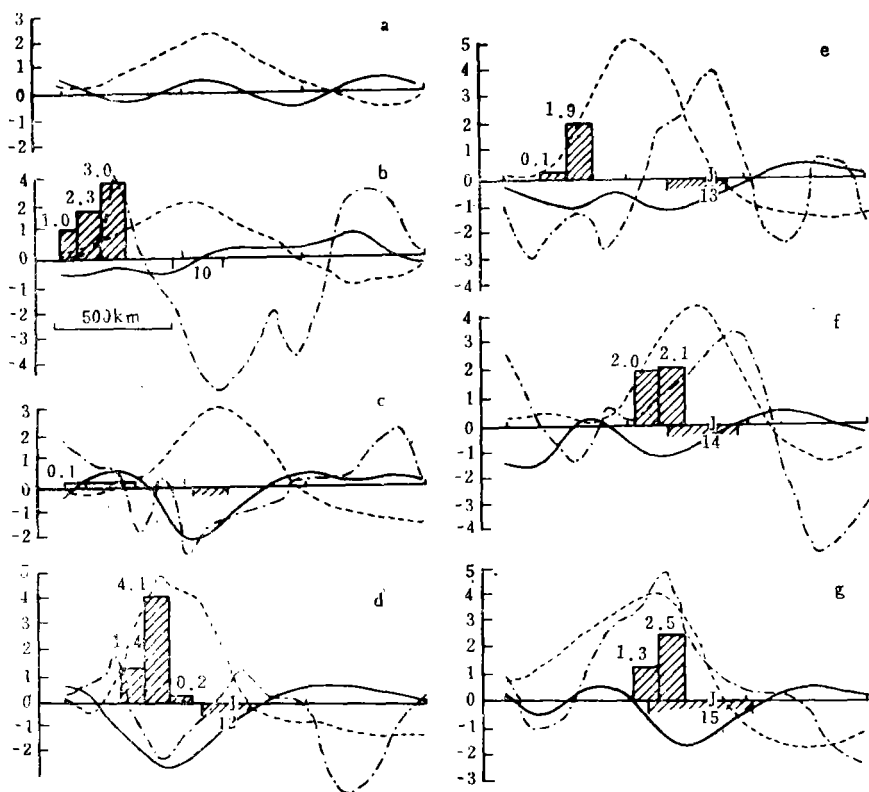


图4 第24小时经向前面 (说明同图2)

和非地转风强度以及对流降水的演变情况。在急流发生前期(前9小时, 图5a—5d), 辐合、正涡度区主要由于850hPa低槽前部的正涡度平流所造成, 此时的对流性降水与急



流关系不大(因为距急流区较远)。急流形成后,其左侧水平风切变增大,形成较强的

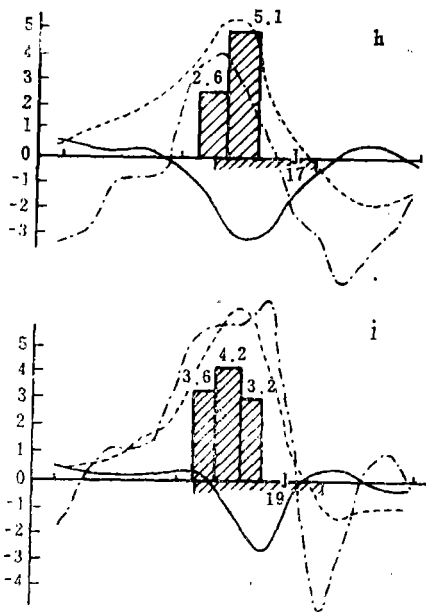


图5 850hPa剖面CC'上动力特征演变
——散度($10^{-5}s^{-1}$), ——涡度($10^{-5}s^{-1}$)
-·-非地转风(ms^{-1}), 阴影区为对流降水(mm)
J为急流核位置(J所在的阴影区为急流区,数字为其强度, ms^{-1})

辐合和正涡度,二者随急流发展而增强,到第24小时,辐合强达 $-2.8 \times 10^{-5}s^{-1}$,为初期的二倍多(第12小时为 $-1.2 \times 10^{-5}s^{-1}$),正涡度也加强到 $7.2 \times 10^{-5}s^{-1}$ (第12小时为 $5.6 \times 10^{-5}s^{-1}$),且两者范围(宽度)均增大,分别达500 km和1000 km(第12小时为400 km和800 km)。

在急流发展过程中,急流左侧气旋性区域内对流活动加强,表现为对流性降水的增大。非地转风的变化呈振荡型,表现出扰动的重力惯性波特性。急流发生前期,非地转风变化不规则,急流形成后,其轴附近及左侧出现较强的超地转风,且随急流的发展而加强(图5 d—5 h),其极大值与强的辐合和对流活动呈正相关。这一方面说明了低空急流的强频散特性,另一方面说明急流的非地转特性和积云对流及与此相关的垂直环流关系密切,潜热释放对非地转运动影响很大。在急流区右侧,非地转运动表现为次地转,这里是位于急流轴上的间接二级环流下沉支所在位置。

二、低空急流发生、发展的一种可能机制

在数值模式中使用任何积云对流参数化方案都会导致 CISK 的发生。前人多从 Ekman—CISK 角度研究梅雨系统的发展。急流发生前期,其左侧辐合较小,正涡度值较大,且有对流活动。由于模式下层距边界层顶较近,而边界层顶上升运动与该处正涡度成正比,故此时 Ekman—CISK 作用可能较大。随急流发展,低层辐合加强,但正涡度增加不大(从第12—24小时,前者增大133.3%,后者增大了41%),且在边界层顶高度以上直到中层附近有较大的辐合,这些现象用 Ekman—CISK 是不能解释的^[8,9]。陈秋士的研究指出^[10],静力不稳定水平分布不均可导致中— α 尺度系统发生、发展,此过程是通过不稳定重力惯性波实现的。不稳定重力惯性波可在低层造成较大的辐合,加强垂直环流,使对流活动加剧,并使之对急流形成正反馈引导到急流的发展,这就是 Wave—CISK 过程。下面具体讨论中— α 尺度的低空急流。

两层模式下,调整过程方程组仍用文献[3]中的控制方程组。急流区附近大气近饱和,水汽供应充分,层结满足 $\gamma < \gamma_m$,故令 $C^2 = -C_m^2 (C_m = \alpha_m RT = \frac{R^2 T}{g} (\gamma - \gamma_m))$ 。

对流凝结潜热释放, 加大了雨区静力稳定度水平不均匀分布, 故此处主要讨论 Q_c 对 C^2 的影响。文献[3]中控制方程组的第4式写为:

$$\frac{\partial \xi_T}{\partial t} = \frac{1}{p} \nabla^2 C^2 \omega_2 \quad (3.1)$$

急流左侧上升运动为天气尺度的, 对流造成的 C^2 分布为中尺度的, 故令

$$\omega_2 = \Omega \cdot \exp[i(k_1 x + \mu_1 y)] \quad (3.2)$$

$$C^2 = \Gamma_0 + G \cdot \exp[i(k_2 x + \mu_2 y)] \quad (3.3)$$

即: C^2 为常数 Γ_0 与尺度为 $L_2 = (k_2^2 + \mu_2^2)^{-1/2}$ 的中尺度静力不稳定场的叠加。由上得温度场上热成风涡度变化为

$$\frac{\partial \xi_T}{\partial t} = \frac{1}{\rho f} (\Gamma_0 L_1^{-2} \omega_2 + G L_m^{-2} \omega_m) \quad (3.4)$$

其中: $L_m = [(k_1 + k_2)^2 + (\mu_1 + \mu_2)^2]^{-1/2}$, $\omega_m = \Omega \cdot \exp\{i[(k_1 + k_2)x + (\mu_1 + \mu_2)y]\}$, G 为中尺度静力不稳定场的振幅。上式说明温度场上热成风涡度变化引起天气尺度扰动和中尺度静力不稳定场耦合的尺度为 L_m 的扰动。参考上式作波数分解, 得波长为 L_m 的波调整变化方程组

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial \hat{\xi}_m}{\partial t} = -f \hat{D}_m \\ \frac{\partial \hat{D}_m}{\partial t} = f (\hat{\xi}_m - \xi_{Tm}) \\ \frac{\partial \xi_{Tm}}{\partial t} = \frac{G}{\rho f} \nabla^2 \omega_m \\ \hat{D}_m = -2 \omega_m / \rho \end{array} \right. \quad (3.5)$$

如上考虑: $C^2 = -C_m^2$, 令 $G = -G_m$, 得扰动方程为

$$\frac{\partial^2 \omega_m}{\partial t^2} = -\frac{G_m}{2} \nabla^2 \omega_m - f^2 \omega_m \quad (3.6)$$

说明尺度为 L_m 的扰动是重力惯性波型的。

由(3.5)得

$$\frac{\partial}{\partial t} (\hat{\xi}_m - \xi_{Tm}) = \frac{2}{\rho} f \omega_m (1 - L_a^2 / L_m^2) \quad (L_a^2 = G_m / 2 f^2)$$

调整过程中, 在静力不稳定相对大的中心, 通过大尺度扰动 ω_2 与中尺度 C_m^2 场的耦合, 产生中尺度 L_m 的非热成风场, 造成尺度为 L_m 的上升运动。由于 $\omega_2 < 0$, 当 $L_m < L_a$ 时, 有 $\partial(\hat{\xi}_m - \xi_{Tm}) / \partial t > 0$, 诱发中尺度的不稳定重力惯性波, 加强急流区(特别是其左侧)的辐合上升运动, 促进对流活动, 加强二级环流, 通过间接二级环流由高压指向低压穿越等

压线经向运动的加强,引起较大动量输送,使低空急流发展,同时增大了急流的非地转性。这就是不稳定重力惯性波引导的Wave—CISK使低空急流及其附近二级环流发展的

具体过程。其相互作用过程见图6。

不稳定重力惯性波的水平尺度取决于非热成风的水平尺度,其发展可使中低层较大范围内出现辐合,而不仅限于边界层顶附近。考虑了静力稳定度水平分布不均一,在中高纬度易满足 $L_m < L_s$ 。表1为 L_m 、 L_s 的变化情况。

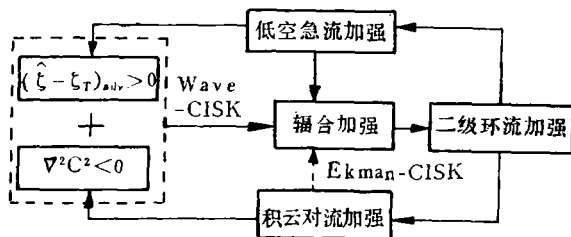


图6 低空急流及其附近二级环流发展的机制

表1 L_m 、 L_s 随时间的变化

T(小时)	3	6	9	12	15	18	21	24
L_m (km)	103.6	121.0	123.1	131.0	140.1	158.3	173.5	190.2
L_s (km)	102.2	119.4	125.4	137.6	142.6	160.8	181.0	196.2

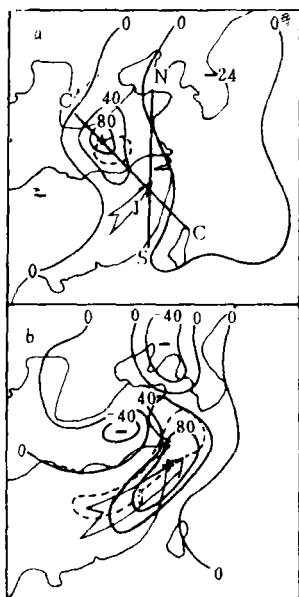


图7 非热成风涡度 ($10^{-10}s^{-1}$, 实线)、400hPa与850hPa $\theta_{s,e}$ 之差 (K, 虚线, Δ 处为 $\Delta\theta_{s,e,max}$)

a 第12小时 Δ 处 $\Delta\theta_{s,e} = -4$ K

b 第21小时 Δ 处 $\Delta\theta_{s,e} = -9$ K

我们利用 $\partial(\hat{\xi}_m - \xi_{Tm})/\partial t = -2\hat{\bar{V}} \cdot \nabla \xi_m$ 计算了非热成风涡度变化($\hat{\bar{V}}$ 取200hPa与850hPa风向量差, ξ_m 为中层涡度, 在此取500hPa涡度)。考虑大气近饱和区 $C^2 = -C_m^2 \sim -(RT_p/\theta_{s,e})(\partial\theta_{s,e}/\partial p)$ 取400hPa与850hPa $\theta_{s,e}$ 之差近似代表 C^2 分布, 其负值区为静力不稳定的区域。在急流初生时(图7a), 其左侧有一个 $80 \times 10^{-10}s^{-1}$ 的正非热成风涡度中心, 有一静力不稳定区与之叠合。到第24小时(图7b), 急流左侧正非热成风涡度中心增强到 $110 \times 10^{-10}s^{-1}$, 亦有一静力不稳定区叠加于此, 中心位于其前。由前面的分析知, 这种配置利于不稳定重力惯性波发展而引导到低空急流的发展(急流由第12小时的 $12ms^{-1}$ 增大到第15小时的 $15ms^{-1}$; 从第21小时 $17ms^{-1}$ 发展到第24小时的 $19ms^{-1}$)。在水汽供应充分时, 静力稳定度水平分布代表不稳定能量的水平分布。在不稳定重力惯性波触发下, 不稳定能量释放, 向动能转换, 造成急流发展。由于这种能量贮积有限, 故急流只能得到一定程度的发展。

三、对流加热对二级环流及低空急流非地转特性的影响

由上面的讨论可知: 对流加热对低空急流区的动力、热力特征和垂直环流发展有重要影响。图 8 给出了积云对流加热率、扰动强度(用 850 hPa 上涡度 ζ 表示)、正经圈环流强度(用上升支表示)及对流降水随时间的变化。这里用水平风场间接表示经圈环流强度。指向 x 轴反方向的正经圈环流强度用 $\zeta_{-x} = \partial v / \partial z - \partial w / \partial y$ 表示。就本例而言, 梅雨期中低层急流上总能满足 $\partial v / \partial z > 0$, 模式底层垂直运动很小, 故底层的垂直运动主要依赖于低层平均散度 $\bar{D} = \frac{1}{2}(D_{850} + D_E)$ 。若 850 hPa 上 $D_{850} < 0$, 则低层有上升运动; 若 $\partial(-\bar{D}) / \partial y < 0$, 则 $\partial w / \partial y < 0$, 即 $\zeta_{-x} > 0$, 该气块处于正经圈环流上升支中。故 $\partial \bar{D} / \partial y$ 可代表经圈环流强度, 其正值越大, 正经圈环流越强。

由图上可看出, 急流发生前期, 其左侧对流活动、扰动和垂直环流都很弱。急流发生后, 三者随急流发展而加强。在此经圈环流与重力惯性波发展是一致的, 本例中的重力惯性波周期约为 9 小时。

剖线上非地转风变化(图 5)与对流和经圈环流也呈正相关。急流左侧对流活动改变了低层温压场结构, 使得静力稳定度水平分布不均匀, 而由前述机制使二级环流加强。正是间接二级环流下部经向气流向急流区的输送才使得合成风速大于地转风。这时的高度场变化显然是由调整过程造成, 故低空急流上非地转风特征及其与气压变化和二级环流相联系的经向环流加强, 都是不稳定重力惯性波发展的产物。急流生成前期出现较大的地转偏差, 是由于低槽前正涡度平流及西南气流的质量输送造成质量辐合, 使得低层等压面下降、位势梯度增大的结果。

四、结 语

据以上分析知:

1. 从经向和垂直于急流的剖面来看, 急流区有一对中尺度的横向非地转二级环流。急流左侧为二支环流上升支汇合区, 此处积云对流最强。这一对二级环流的存在, 是低空急流发展的一个重要条件, 它将对流与非地转运动联系在一起, 共同促进急流发展。

2. 积云对流改变了低层的温压场结构, 使得静力稳定度水平分布不均, 且加强了低层辐合、高层辐散和垂直运动, 使二级环流加强。

3. 大尺度扰动与中尺度静力不稳定场耦合, 诱发出中尺度的不稳定重力惯性波, 通

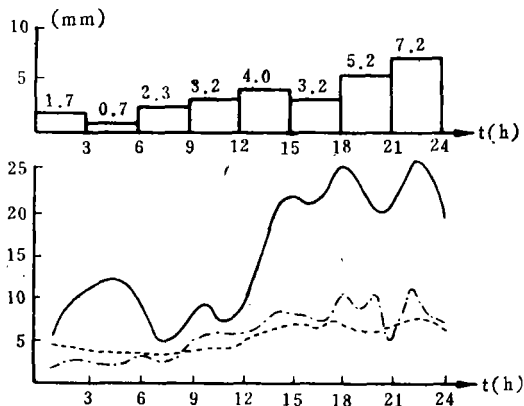


图 8 a 对流降水(单位: mm)随时间变化
b 正经圈环流强度(实线, $10^{-10} \text{s}^{-1} \text{m}^{-1}$)、
低层扰动(虚线, 10^{-8}s^{-1})、对流加热率
(点划线, K h^{-1})随时间变化

过Wave—CISK机制引导到低空急流与二级环流间正反馈,使二者相互作用得以发展。

4. 低空急流的非地转特性在急流发展的不同时段和急流区不同位置表现不同。超地转主要出现在发展的低空急流左侧,以左前部为最强。此处辐合上升、对流活动和经圈环流都很强,它们与急流的非地转性呈正相关。

以上结果是初步的,对某些现象的解释尚不完善,有待进一步研究。

参 考 文 献

- [1] 陈秋士,重力惯性波的不稳定和低空急流、暴雨的关系,天气学新进展,60—86,气象出版社,1986。
- [2] Brill, K.F. etc., Numerical simulation of a transverse indirect circulation and low-level jet in the exit region of an upper level jet, J. Atmos. Sci., Vol. 42, 1306—1369, 1985.
- [3] 李立、朱乾根、雷兆崇,低空急流发生、发展的数值试验(I)—数值模拟,南京气象学院学报, Vol. 12, 4, 345—353, 1989.
- [4] Chen, G. T. J. and Chang, C. P., The structure and vorticity budget of an early summer monsoon trough (Mei-Yu) over Southeastern China and Japan, Mon. Wea. Rev., Vol. 108, 942—961, 1981.
- [5] 郭英华, Anthes, K. A., 亚洲东南部一个梅雨系统的数值研究,气象科技, 1983, 3, 10—16.
- [6] 朱乾根,大尺度低空急流附近的水汽输送与暴雨,南京气象学院学报, 1985, 2.
- [7] Orlanski, I. and Ross, B. B., The evolution of an observed cold front, Part I, Mesoscale Dynamics, J. Atmos. Sci., Vol. 41, 1669—1703, 1984.
- [8] 李崇银,第二类条件不稳定理论及其进一步研究,气象科技, 1984, 4, 1—9.
- [9] Gray, W. M. and Shea, D. J., The hurricane inner core region, Part I: Thermal stability and dynamic characteristics, Mon. Wea. Rev., Vol. 101, 1565—1576, 1973.
- [10] 陈秋士,重力惯性波的不稳定与台风和中纬度次天气尺度系统发生、发展的关系,天气学新进展, 189—213, 气象出版社, 1986.
- [11] 马鹤年等,次天气尺度 Ω 型暴雨系统发展和消亡的诊断分析,北方天气文集(一), 1—11, 北京大学出版社, 1981.

NUMERICAL SIMULATION OF A LOW- LEVEL JET STREAM PART II: DYNAMIC ANALYSIS

Li Li Zhu Qiangen Lei Zhaochong Shen Tongli

ABSTRACT

A dynamic analysis is made of the occurrence of a low-level jet stream with emphasis placed on the circulation structure in the jet region as well as the effect of the cumulus convection on its formation and evolution. It is found that a couple of transversal ageostrophic secondary circulations in the low-level jet region plays a significant dynamic role. The static instability field coupling caused by the strong dispersive low-level jet and the cumulus convection induces unstable mesoscale gravitational inertia waves which trigger the development of the jet stream and secondary circulation through Wave-CISK mechanism. Both the ageostrophic characteristics and the secondary circulation in the evolution of the jet are the products of the development of the gravitational inertia waves.