

西南低空急流的能量学分析

江敦春 韦统健

(南京大学气象系)

提 要

本文分析了梅雨期内三次西南低空急流的实例, 结果表明, 散度风动能产生和积云对流效应是低中空急流的动能来源, 而影响散度风动能产生的主要物理因子是潜热加热、温度平流以及 ω 方程中散度项的作用。

一、引 言

在我国夏季风初盛期间, 长江中下游正处于冷暖气流交汇地带, 次天气尺度的江淮气旋频繁出现, 他的发生发展常有西南低空急流(即在700毫巴以下各层有三个测站以上的风速 ≥ 12 米/秒)伴随, 并有暴雨过程出现。因此搞清楚这些系统产生、发展的物理过程, 对暴雨预报有重要意义。现在对低空急流国内已有很多人研究过, 但从能量学方面的分析还不多。本文选用梅雨期内出现在长江中下游附近三次低空急流的实例(指1980年8月24日08时、6月24日08时和1979年7月9日08时出现的急流), 通过能量方程对它们的动能及其收支各项进行定量的计算分析, 试图从能量场上寻找其形成、维持和减弱的物理因子, 了解其形成、加强的物理过程。

二、天 气 形 势

为便于分析, 选取的三次低空急流都出现在这样的天气形势下, 即地面上江淮流域有一准静止锋, 锋面上有气旋生成发展, 并有带状雨区出现; 对流层低层(850、700毫巴)长江中下游为一横切变, 并有低涡沿切变线东移; 在中层500毫巴图上, 有明显的高空槽自西向东移动。图1是1980年8月24日08时一次西南低空急流的天气形势。由图可知, 随着500毫巴高空槽东移, 切变线上出现低涡; 当低涡东移发展, 有西南低空急流出现。在急流形成和最盛期, 暴雨范围较大、强度较强, 有雷暴出现(卫星云图分析也

指出暴雨区有明显的积云对流活动)。据此,可以了解到,这类低空急流的形成与天气形势和暴雨过程有密切联系。

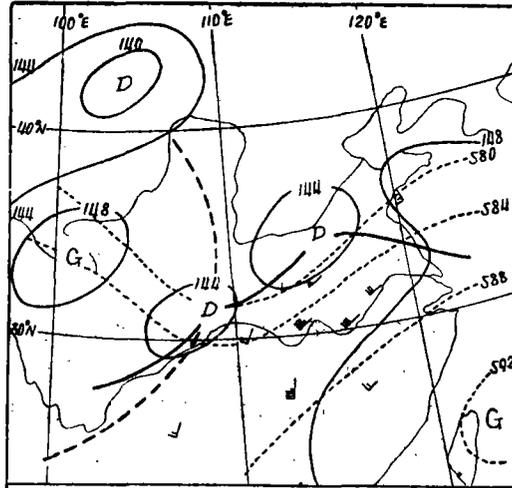


图 1 1980年8月24日08时天气形势图。
实线为850毫巴等值线,虚线为500毫巴等值线;粗实线和粗虚线分别为切变线和槽线

三、方程与计算

为便于下面分析,把动能产生项分解为

$$-\vec{V} \cdot \nabla \phi = -\vec{V}_x \cdot \nabla \phi - \vec{V}_\psi \cdot \nabla \phi \quad (1)$$

式中, $\vec{V}_x = \nabla \chi$, $\vec{V}_\psi = -\vec{K} \times \nabla \psi$, χ 和 ψ 分别为速度势和流函数,它们分别由 $\nabla^2 \chi = D$ (水平散度)和 $\nabla^2 \psi = \zeta$ (相对涡度), 並取文献[1]所用的边界条件进行计算。这样,对于面积为A的有限区域中的大气水平运动动能方程为

$$\frac{1}{Ag} \int_A \int_p \frac{\partial K}{\partial t} dAdp = -\frac{1}{Ag} \int_A \int_p \nabla \cdot K \vec{V} dAdp - \frac{1}{Ag} \int_A \int_p \frac{\partial \omega K}{\partial p} dAdp -$$

(动能的局地变化) (动能通量水平散度) (动能通量垂直散度)

$$-\frac{1}{Ag} \int_A \int_p \vec{V}_x \cdot \nabla \phi dAdp - \frac{1}{Ag} \int_A \int_p \vec{V}_\psi \cdot \nabla \phi dAdp + R \quad (2)$$

(散度风动能产生) (旋转风动能产生) (次网格尺度效应)

式中, $K = \frac{1}{2}(u^2 + v^2)$ 为单位质量空气的水平运动动能, 有关(2)式的符号和各项的物理意义详见文献[1].

方程(2)中的 ω 场, 是由下列的平衡模式 ω 方程, 应用实测资料计算得到为

$$\nabla^2(\sigma\omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = -f \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial F_y}{\partial x} - \frac{\partial F_x}{\partial y} \right) + f \frac{\partial}{\partial p} (\zeta D) + f \frac{\partial}{\partial p} (\vec{V} \cdot \nabla \eta) - 2 \frac{\partial}{\partial t} \left[\frac{\partial}{\partial p} J(u, v) \right] + \frac{R}{p} \nabla^2 (\vec{V} \cdot \nabla T) - \frac{R}{C_p p} \nabla^2 H \quad (3)$$

3) 式左端为含有 ω 的二次微商项, 右端依次为地形与摩擦项、散度项(D 为水平散度, ζ 为相对涡度)、绝对涡度(η)平流微差项、变形项、温度平流项及加热项, 这个方程中的有关符号见文献[2]. 求解 ω 方程的边界条件取(1)的方法进行. 其中加热项的计算分为稳定性加热与对流性加热两部分, 即 $H = H_L + H_C$.

稳定性加热 H_L 为

$$H_L = \begin{cases} -L\omega \frac{\partial q_s}{\partial p} & \text{当 } \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} < 0 \quad \omega < 0 \\ & T - T_d \leq 4^\circ\text{C 时} \\ 0 & \text{当 } \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} > 0 \text{ 或 } \omega > 0 \\ & \text{或 } T - T_d > 4^\circ\text{C 时} \end{cases}$$

对流性加热 H_C 为

$$H_C = \begin{cases} 0.2LgI \frac{1}{q_{SB}} \frac{\partial q_s}{\partial p} & \text{当 } \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} > 0 \quad I > 0 \\ & \omega < 0 \text{ 时} \\ 0 & \text{当 } \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} < 0 \text{ 或 } I < 0 \\ & \text{或 } \omega > 0 \text{ 时} \end{cases}$$

式中, q_{SB} 为摩擦层顶(900毫巴)的饱和比湿; $I = \frac{1}{g} \int_{900}^{300} \nabla \cdot \vec{V} q dp - \frac{\omega_B q_B}{g}$ 为单位面积气柱的水汽净辐合量. q_B 、 ω_B 为 900 毫巴上的比湿和垂直速度. 上式中的其余符号均取常用的物理意义.

(1) 75.8 暴雨研究会战领导小组, 1975年8月河南特大暴雨研究报告

图2给出了计算低空急流能量收支的水平范围。水平网格距取为200公里，垂直方向分成十层，间隔为100毫巴，应用常规的高空和地面资料，输入1000、850、700、500、400、300、200、100毫巴上的风、温度、温度露点差、高度以及测站的经度、纬度和海拔高度。采用客观分析方法，先将缺测站的要素补入，然后将要素值内插到水平格点上，在垂直方向上用拉格朗日的插值法求得900、800、600毫巴上的值。计算过程中，空间微分采用中央差分格式，时间微分则以间距为12小时的后差代替。

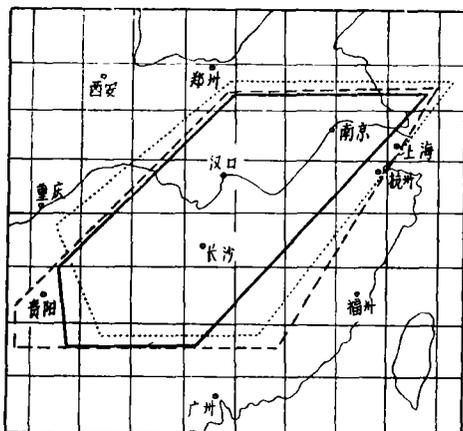


图 2 计算动能收支的水平范围。

——1980年8月24日08时，
 ---1979年7月9日08时，
1980年6月24日08时

四、动 能 收 支

表1是区域内高层(100~400毫巴)、中层(400~700毫巴)、低层(700~1000毫巴)的动能收支，它是根据(1)、(2)、(3)式得到的平均计算结果(面积平均)。由此可以看到：①动能的局地变化项，三个实例的计算结果在中低层都具有相同的特性，在低空急流出现前动能开始增加；在急流出现时，这种能量增长达到最大；之后，当急流减弱时，这项为负值。②动能通量散度项，在水平方向上，低层在急流出现前表现为辐合，在急流形成后逐渐转为辐散，高层则始终处于较强的辐散状况；在垂直方向上，低层的 $\frac{\partial \omega K}{\partial p}$ 表现为能量向上输送，这可能与大尺度上升运动有关。③动能产生项中的 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ ，在低空急流形成和加强期内，中低层都表现为较大的正值，是重要的能源项。产生项中的另一项 $-\vec{V}_y \cdot \nabla \phi$ ，在急流形成期内，中低层的 $-\vec{V}_y \cdot \nabla \phi$ 多为负值，起着减弱局地动能的作用，这是一个值得进一步研究的问题。④次网格尺度效应项，本文根据所研究的低空急流区域内的天气、暴雨的性质及卫星云图的分析，认为这种次网格尺度运动的实体主要是积云对流。由表内的计算结果看，在低空急流出现、加强期，该项整层都表现为

表 1 三个实例的各时段各层次动能收支。单位：瓦特/米²
例 1 1980年8月23日08时—24日20时

时 段	层 次	$\partial K / \partial t$	$\nabla \cdot K \bar{V}$	$\partial \omega K / \partial p$	$-\bar{V}_x \cdot \nabla \phi$	$-\bar{V}_y \cdot \nabla \phi$	R	$-\bar{V}_x \cdot \nabla \phi + R$	急 流 状 况
23日08时—23日20时	100—400	-3.6	4.7	-0.6	-1.8	-7.3	9.6		急流尚未出现
	400—700	2.0	0.4	0.2	3.5	1.2	-2.1		
	700—1000	0.7	-0.4	0.4	2.6	-1.4	-0.8	3.2	
23日20时—24日08时	100—400	-0.4	1.2	-0.8	1.6	-2.9	1.3		850毫巴已有急流並加强
	400—700	1.3	1.0	-0.2	1.6	-1.1	1.6		
	700—1000	2.6	-0.5	1.0	2.9	-1.8	1.7	8.1	
24日08时—24日20时	100—400	0.2	1.4	-0.0	-1.1	0.1	2.6		850毫巴急流强度减弱
	400—700	0.4	2.1	-0.3	0.7	0.2	1.4		
	700—1000	-1.9	1.3	0.3	1.9	-0.5	-1.7	2.3	

例 2 1979年7月8日08时—9日20时

时 段	层 次	$\partial K / \partial t$	$\nabla \cdot K \vec{V}$	$\partial \omega K / \partial p$	$\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$	$\vec{V}_y \cdot \nabla \phi$	R	$-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi + R$	急 流 状 况
8日08时—8日20时	100—400	-1.4	3.5	-0.5	1.4	-5.3	0.5		急流尚未出现
	400—700	1.8	1.0	0.2	3.0	0.5	-0.5	4.1	
	700—1000	0.5	-0.1	0.3	2.7	-0.9	-1.1		
8日20时—9日08时	100—400	-0.2	2.4	-0.1	-2.1	3.6	0.6		850毫巴上已有急流并加强
	400—700	2.3	5.8	-0.4	2.1	2.9	2.9	8.8	
	700—1000	2.3	1.4	0.5	3.4	0.4	0.4		
9日08时—9日20时	100—400	2.2	3.4	-0.0	-0.2	-3.7	8.7		850毫巴急流强度减弱
	400—700	-0.5	3.2	0.1	0.1	1.9	0.8	2.1	
	700—1000	-1.7	2.5	-0.2	0.2	-0.5	0.9		

例 3 1980年6月23日08时—24日20时

时 段	层 次	$\partial K / \partial t$	$\nabla \cdot K \vec{V}$	$\partial \omega K / \partial p$	$-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$	$-\vec{V}_y \cdot \nabla \phi$	R	$-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi + R$	急 流 状 况
23日08时—23日20时	100—400	-2.8	2.3	-1.8	0.9	-6.0	2.8		
	400—700	0.9	1.7	0.8	3.7	-2.5	2.3		已有中空急流
	700—1000	1.2	-0.9	1.0	2.9	-3.3	1.2	10.1	
23日20时—24日08时	100—400	-1.4	2.9	-0.6	-2.8	0.4	3.3		
	400—700	1.1	0.1	0.0	0.8	-1.4	2.4		850毫巴上已有急流且加强
	700—1000	1.4	-0.5	0.6	3.7	-3.7	1.6	8.5	
24日08时—24日20时	100—400	6.2	3.0	-0.3	-4.3	6.0	7.2		
	400—700	1.3	1.7	-0.3	3.7	0.6	-1.6		850毫巴上急流强度减弱
	700—1000	-1.9	0.7	0.6	3.0	-1.8	-1.3	3.8	

较大的正值，其数值在中层有的与 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 相当，有的甚至大于 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ ，表明有次网格尺度动能(积云对流)转换为网格尺度动能，这也是中低层内重要的能源项。

综上所述，在各层次动能平衡中，(2)式右端各项都起着明显的作用。如果就我们所关心的中低空(400~1000毫巴)讲，由表内的结果可以了解到，散度风动能产生 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 和次网格尺度效应(积云对流)R对低中空急流有重要的影响。这两项和 $(-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi + R)$ 常称为区域内部的动能源或汇(文献[1]把 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 认为是区域动能的外部源或汇)。可以看到，它在各时段都是正的，在急流出现、增强期其数值增大，在急流减弱期，其值减小。中低层内部的动能源不断增加，相应的中低空动能也不断增加。中低层内的 $(-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi + R)$ 的变化同低中空急流的形成、减弱的现象明显一致，这同文献[3]的结论类似。

五、散度风动能产生与低空急流

上面指出，中低空内部动能源的变化与低中空急流形成、减弱的一致性，但如果就本文研究的实例来看低层的动能平衡，可以发现：次网格尺度效应虽然明显，但R的变化同急流的关系并不是在所有的个例中都完全一致；散度风动能产生 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 的变化比 $(-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi + R)$ 更为明显地决定着低空急流的形成和减弱。图3是由各层的计算结果得到的 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 的垂直廓

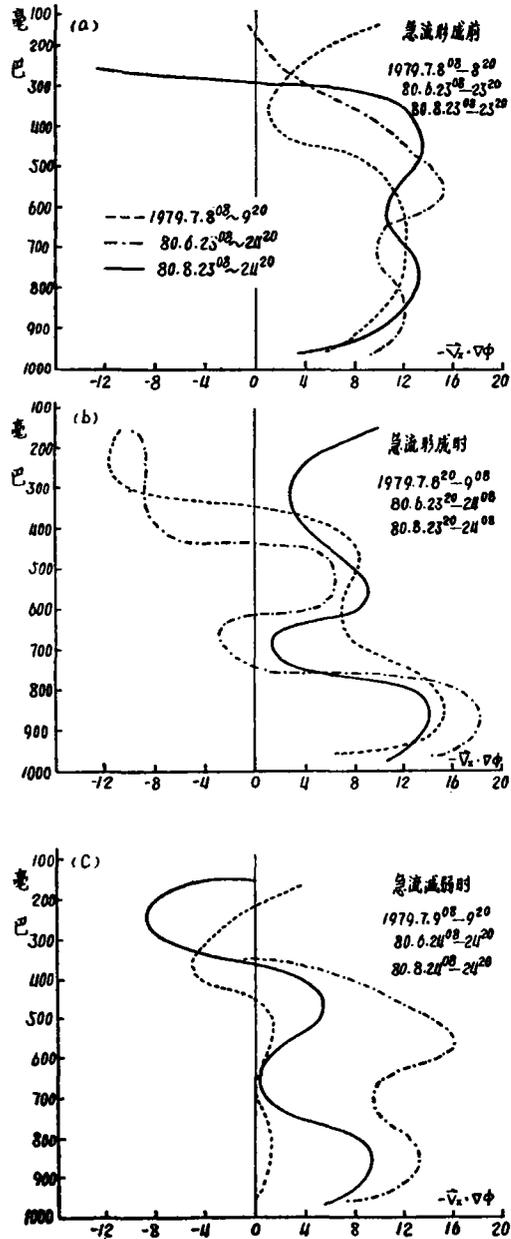


图3 a,b,c $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 廓线。单位：瓦特/米²·100毫巴(横坐标放大10倍)

线(各层的计算值从略), 可以清楚地看到, 在低空急流未出现前, 低空的 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 无明显的极大值形成; 在低空急流出现时, 急流所在高度上的 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 达到最大, 而且在这个高度上的 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 存在着上小下大的一个明显的梯度; 急流减弱期, 急流所在高度上的 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 减小, 原有的梯度也减弱。散度风动能产生 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 与低空急流的关系在水平方向上和空间垂直剖面图上也表现得十分清楚。以1980年8月24日08时的急流为例, 图4显示出在低空急流所在高度上, 不论在800毫巴还是900毫巴上都有一个与急流轴近于一致的 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 大值区域带。在空间垂直剖面图上也可以看到在急流所在位置上有 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 大值区域(图略)。这种情形在其它两个实例中也同样看到。



图 4. 1980年8月24日08时 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 。
单位: 10^{-4} 瓦特/公斤, 800 毫巴

六、散度风动能产生的物理过程

上述分析表明, 低空急流与散度风动能产生有密切联系, 因而有必要对它作进一步分析。为寻求各个物理因子对散度风动能产生的影响, 本文用(3)式计算 ω 场, 由各项强迫函数产生的 $\frac{\partial \omega_i}{\partial p}$ 代替散度, 求解 $\nabla^2 \chi_i = -\frac{\partial \omega_i}{\partial p}$, 再计算出各个因子引起的 $-\vec{V}_{x_i} \cdot \nabla \phi$, 这样, 根据 ω 方程所考虑的强迫函数项, 散度风动能产生率可以写成

$$-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi \approx -\sum_{i=1}^6 \vec{V}_{x_i} \cdot \nabla \phi \quad (4)$$

其中, $i=1, 2, 3, \dots, 6$ 分别表示(3)式右边依次的各项物理过程。根据(3)式的计算, 可以得到不同因子引起的 $-\vec{V}_{x_i} \cdot \nabla \phi$ 对中低层的 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 的贡献大小。以1980年8月24日08时急流为例, 图5显示出这些因子中对 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 贡献较大的几个因子, 与图4比较, 可

以看到, 对 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 贡献为大的的是潜热加热、温度平流以及散度项。须指出, $-\vec{V}_x \cdot \nabla$ 与 $-\sum_{i=1}^6 \vec{V}_{xi} \cdot \nabla \phi$ 在数值上有差别, 这是因为: ①强迫函数取得不够多; ②对比分析指出^[4], ω 方程计算的 ω 值比由连续方程算出的 ω 偏小引起的。但是, 图 4 与图 5 指明, 它们的分布基本一致。

上述的各个因子对 $-\vec{V}_x \cdot \nabla \phi$ 的贡献, 其物理机制是明确的。因为 $\nabla^2 \chi = -\frac{\partial \omega}{\partial p}$, 所以近似有 $-\chi \propto \left(-\frac{\partial \omega}{\partial p}\right)$, 这样, 由于大尺度上升运动引起的凝结潜热释放在对流层中层最大, 因而引起 $\frac{\partial \omega_6}{\partial p}$ 近于零, 结果 \vec{V}_x 很小, 而在垂直加热梯度大处, 有 $\frac{\partial \omega_6}{\partial p}$ 的大值, \vec{V}_x 也大, 因而潜热对低层动能产生有显著贡献, 而对中层影响较小。温度平流和加热项类似, 在暖平流最强的区域, \vec{V}_x 较小, 而在垂直方向上平流梯度大的区域, \vec{V}_x 较大。此外, 实例计算还表明, 在低层散度项 $f \frac{\partial}{\partial p} (D\zeta)$ 的作用显著, 这可能是由于系统的强烈发展和其垂直结构所决定的。

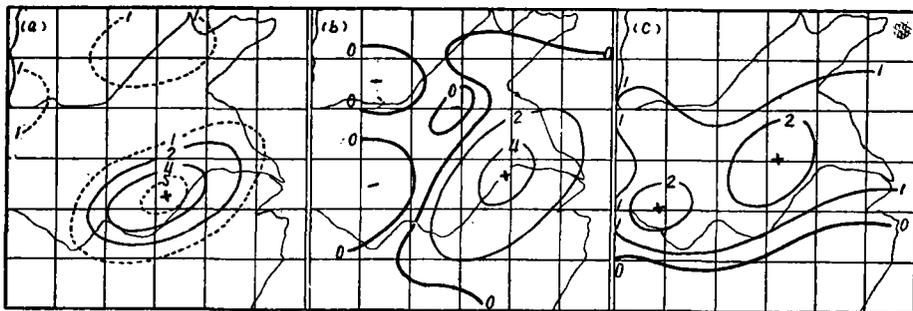


图 5a 1980年8月24日08时 $-\vec{V}_{x6} \cdot \nabla \phi$ 。单位: 10^{-4} 瓦特/公斤, 800毫巴

5b 1980年8月24日08时 $-\vec{V}_{x5} \cdot \nabla \phi$ 。单位: 10^{-4} 瓦特/公斤, 800毫巴

5c 1980年8月24日08时 $-\vec{V}_{x2} \cdot \nabla \phi$ 。单位: 10^{-4} 瓦特/公斤, 800毫巴

上述分析结果启示我们, 由于大气本身温压场条件, 使得绝热过程中各个物理因子和非绝热加热对各层大气的散度风动能产生的贡献, 在符号上有正有负, 在数值上有大有小, 据此推知, 当大气处于某种特定状态时, 使得各个物理因子相互作用导致能量在空间某一区域内集中, 而且其尺度(水平尺度和时间尺度)假定也相当大, 那么在能量集中区域有可能出现一次急流过程(可以是中空的也可以是低空急流)。就本文所研究的低空急流实例看, 似乎当大气的温压场条件使得在某一地区中层有强烈的凝结潜热释放; 中低层暖湿空气活跃, 有强烈的暖平流中心出现; 中低层系统有强烈发展, 则将有利于低空急流形成和维持。

七、小 结

通过上述的分析表明:

(一)散度风动能产生和次网格尺度向网格尺度动能转换,是低中空急流动能的来源。就低空急流而言,次网格尺度效应明显,但其动能的主要来源是散度风动能产生项。这些动能源的变化决定着低中空急流形成和衰减。

(二)影响低层散度风动能产生的主要的物理因子是凝结潜热加热、温度平流及散度项的作用。据此,可以推知低空急流形成的有利条件。

参 考 文 献

- [1] 谢安等,梅雨期间次天气尺度扰动的动能平衡,气象学报,38卷,4期,1980。
- [2] T. N. Krishnamurti, A Diagnostic Balance Model for Studies of Weather System of Low and High Latitudes, Rossby Number Less Than 1, Mon. Wea. Rev., Vol. 96, No. 4, 1968.
- [3] 盛华,中低空急流的能量平衡初步分析,南京气象学院学报,1982,2。
- [4] 谢安等,登陆台风的能量学分析,气象学报,40卷,3期,1982。

ENERGETIC ANALYSIS OF THE SOUTHWESTERLY LOW-LEVEL JET STREAM

Jiang Dunchun*, Wei Tongjian*

ABSTRACT

Three cases of the southwesterly low-level jet stream during the Meiyu season have been analyzed, showing that the kinetic energy of the jet stream is generated by the kinetic energy production of the divergence wind and the effect of the cumulus convection. The main physical factors affecting the rate of divergence wind kinetic energy production are latent heating, temperature advection and the role of the divergence term in the ω equation.

*Department of Meteorology, Nanjing University