

暴雨过程中低空急流形成的诊断分析

黄士松

(南京大学气象系)

一、前言

分析预报经验指出,较大范围暴雨的发生同在1—4公里间低空出现强风区有密切联系,一般认为在850 mb面上出现16 m/s或以上的强风区可作为预报大到暴雨的一个很好指标,这种低空强风区即称为低空急流,在我国大多数为西南风急流,也有少数为东南风急流^[1-4]。低空急流不但能把低层水汽、热量集中往下游输送,使下游地区造成或增大位势不稳定,且能在其前方范围内造成强大辐合上升运动,特别是倘在急流左侧有强大切变正涡度,则更有利于产生强上升运动,这些都是发生暴雨的重要条件。因此,对于暴雨的预报,很好重视低空急流的形成变动问题是必要的。

有关低空急流的形成问题,人们曾从不同角度进行了探讨,提出了很多解释^[1,4-7],有的认为主要是高低空动量交换下输的结果,有的认为主要是非地转运动所造成,有的指出凝结潜热释放加热作用很重要,有的从定常运动气压场不变条件下求得的湿空气总能量守恒情况出发,认为是湿空气在湿不稳定大气中因上升运动得到加速所引起等等。值得注意的是:有些讨论还失之笼统,例如潜热释放加热作用和急流形成之间尚无一个明确的关系式直接表示;有些讨论相互不一致,例如强调非地转运动作用的论点同定常运动气压场不变条件下所作的讨论有矛盾。此外,这些研究结果中,可以容易地应用于我国目前一般台站日常业务工作的亦不多。本文试根据低空急流结构的某些特点,从理论上分析讨论低空急流形成变动的物理因子,提出一个较简明的解释,并可作为诊断和预报的依据,供实际工作参考应用。

二、低空急流的某些结构特点

有关低空急流的结构曾有过不少分析研究,这里我们就1973年4月29日至5月1日一次与江淮气旋结合的暴雨过程为例,着重指出与急流形成问题有关的某些重要结构特征。在这次过程中,随着对流圈高层的低槽移至青藏高原东面,低层的低涡出现显著增强^[8],在4月29日08时(北京时)850 mb图上在低涡的东南侧局地开始出现16 m/s的西南风,在29日20时,16 m/s的强风区扩大东移出现在湘、黔、赣三省交界地带,到30日

08 时,则在常德、长沙、衡阳、桂林一线范围内出现达 20 m/s 或更大的西南风。长江中游与淮河上游地区的大、暴雨即最先发生在 29 日 20 时至 30 日 02 时之间。30 日 20 时急流区向前大为伸展,5 月 1 日 08 时继续向前伸展。同时急流整个明显地向东南方向挪移。见图 1 与图 2。

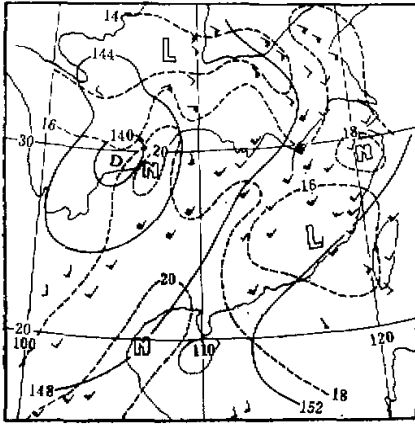


图 1(a) 1973 年 4 月 29 日 08 时 850 mb 图
实线为等高线(位势什米),虚线为等温线(°C)

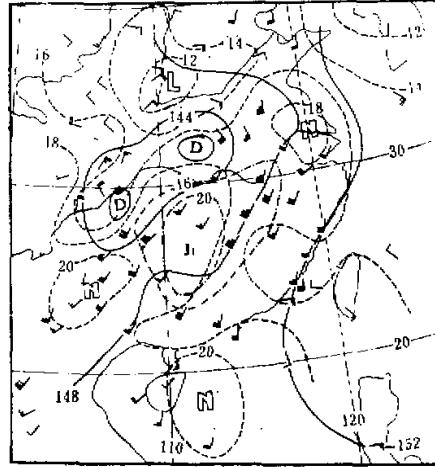


图 1(b) 1973 年 4 月 30 日 08 时 850 mb 图
点划线为等风速线, J, 为低空急流

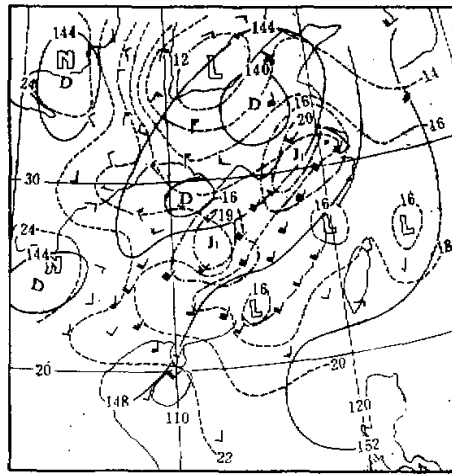
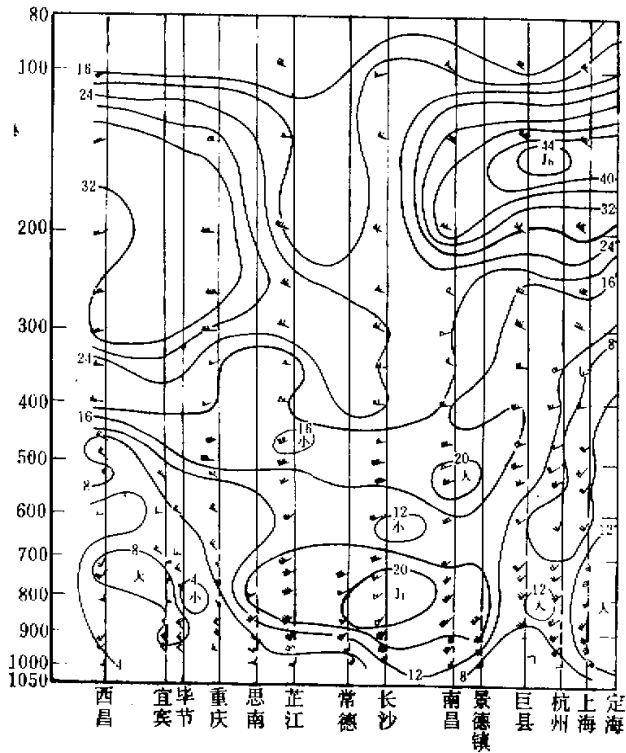


图 1(c) 1973 年 4 月 30 日 20 时 850 mb 图

值得注意的是,如图 1 所示,急流区恒与温度场中的暖舌相结合,即在急流区尚未形成之前亦已开始出现暖舌,见图 1(a);在暖舌两侧则相应存在冷舌。又由图 2 可见,该低空急流最大风速约位于 800 mb 高度处,其上风速随高度增高而减小;约自 600 mb 向上,风速又随高度增高而增大。将 850 mb 图与 200 mb 图(图略)比较可见,850 mb 面低空



急流区位于 200 mb 面高空急流轴右侧的下面。而如图 3 所示,在低空急流区前部分范围内存在水平辐合上升运动,后部分范围内及左右两侧,特别在右侧存在水平辐散下沉运动。又比较图 3 与图 1 可见,上升区主要与暖舌结合,下沉区主要与冷舌结合。下面会讨论到,这些特征对低空急流的形成维持将是很重要的。

另外,急流区左右两侧有强的切变涡度,如图 4 所示,左侧为正,右侧为负。以前的研究^[9]曾指出,在一强大江淮气旋发展过程中,其内有很多中尺度低压系统活动,现根据每小时的地图将 4 月 30 日 12 时至 5 月 1 日 02 时之间各中尺度低压中心每隔一小时的位置点绘在同一张图上,并配置以对应的 4 月 30 日 20 时 850 mb 急流区(图 5),则清楚可见,这些中尺度小低压系统均活动于急流的左侧,特别在急流中心区的左前侧。这与急流左侧具有强正变涡的条件不可分。然而前文^[8]又指出,这些中尺度低压的产生可引起暴雨团,同时亦可以是暴雨发生后随而出现中尺度低压系统的生成,计算结果示出降水凝结潜热的释放对于涡度生成起很大作用。由此可以认为,中尺度低压系统的活动与急流的形成当是相互起作用的,因而,讨论急流的形成过程,不能忽视潜热加热的反馈作用。急流可以引起大、暴雨,大、暴雨亦可反馈影响急流的形成变动。

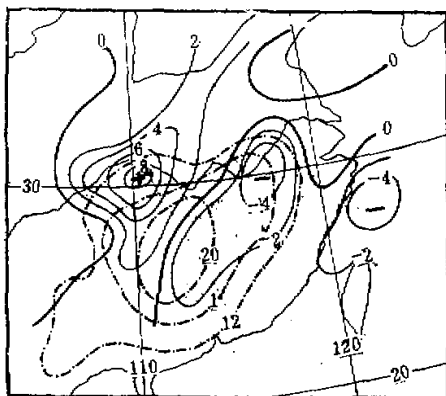


图 4(a) 1973 年 4 月 30 日 08 时 850 mb 面上等风速线与 29 日 08 时至 30 日 08 时等变涡线(实线, $10^{-5} \text{ s}^{-2}/24 \text{ 小时}$)

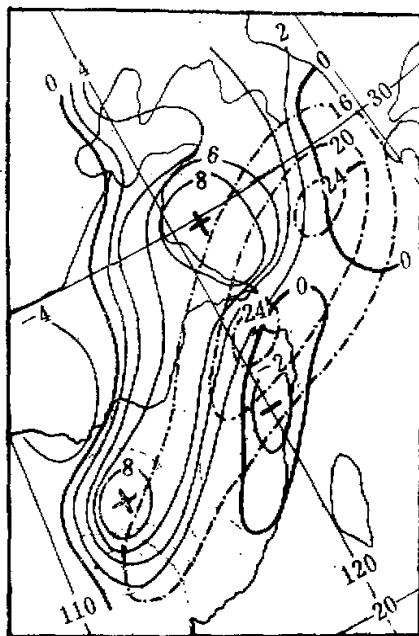


图 4(b) 1973 年 5 月 1 日 08 时 850 mb 面上等风速线及过去 24 小时等变涡线

基于以上讨论,我们可以从两个方面来分析研究低空急流的形成变动问题,一是直接从分析风速本身的变化原因着手,另一是间接从分析涡度场的变化原因着手,但都要考虑凝结潜热释放的加热作用。

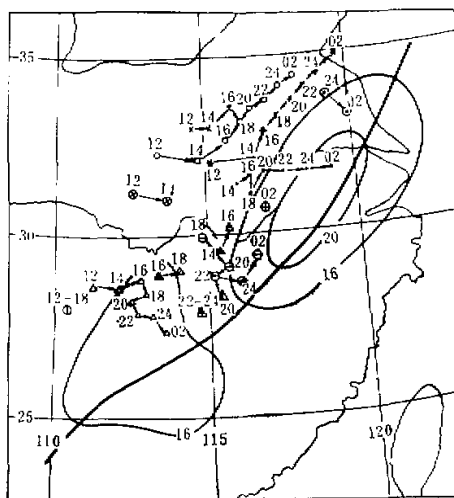


图5 1973年4月30日20时850 mb面上等风速线。粗线为低空急流轴,各种符号为4月30日12时至5月1日02时地面图中尺度低压中心位置,符号旁数字为时间(北京时)

三、低空风速变化与急流形成

低空急流的出现当然同大形势条件是分不开的,例如,一般说来,天气尺度急流恒出现在大规模不同方向气流的汇合区,本例流线图(图6)即清楚地示出这一情况。因此,预测急流的形成问题,首先必须注意是否有气流的汇合。但气流的汇合现象不能明晰地表示出产生强风急流的物理机制,下面我们将分析讨论引起风速变化的机制问题。取运动方程

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \omega \frac{\partial u}{\partial p} - fv = -\frac{\partial \phi}{\partial x} + F_x \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \omega \frac{\partial v}{\partial p} + fu = -\frac{\partial \phi}{\partial y} + F_y \quad (2)$$

式中 F_x 、 F_y 为湍流摩擦力。令 $V^2 = u^2 + v^2$, 由上两式可得:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{V^2}{2} \right) + u \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{V^2}{2} \right) + v \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{V^2}{2} \right) + \omega \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{V^2}{2} \right) \\ = - \left(u \frac{\partial \phi}{\partial x} + v \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + (uF_x + vF_y) \end{aligned}$$

再沿流线方向取 s 轴,对上式作变换,可得

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\frac{\partial \phi}{\partial s} - V \frac{\partial V}{\partial s} - \omega \frac{\partial V}{\partial p} + F_s \quad (3)$$

其中

$$V \frac{\partial p}{\partial s} = u \frac{\partial \phi}{\partial x} + v \frac{\partial \phi}{\partial y}, \quad V \frac{\partial V}{\partial s} = u \frac{\partial V}{\partial x} + v \frac{\partial V}{\partial y}, \quad VF_s = uF_x + vF_y,$$

由热力学第一定律有

$$\frac{\partial T}{\partial t} + V \frac{\partial T}{\partial s} - \left(\frac{\alpha}{C_p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) \omega = \frac{H}{C_p} \quad (4)$$

式中 H 为对单位质量空气的加热率, 倘取 C 为等温线沿流线方向的移速, 则可写

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -C \frac{\partial T}{\partial s},$$

而因

$$\frac{\alpha}{C_p} - \frac{\partial T}{\partial p} = -\frac{T}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p},$$

θ 为位置温度, 则由(4)式可得

$$\omega = \frac{(\rho_0/p)^x}{\frac{\partial \theta}{\partial p}} \left[\frac{H}{C_p} - (V - C) \frac{\partial T}{\partial s} \right] \quad (5)$$

式中 $x = \frac{R}{C_p}$. 因 $V = \sqrt{u^2 + v^2}$, 则有

$$\frac{\partial V}{\partial p} = \frac{1}{V} \left(u \frac{\partial u}{\partial p} + v \frac{\partial v}{\partial p} \right)$$

仅在这里, 为了简单起见, 作为近似, 设可用一般地转风及热成风关系代换, 得

$$\frac{\partial V}{\partial p} \approx -\frac{R}{Vf\rho} \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial \phi}{\partial x} \frac{\partial T}{\partial x} \right)$$

现再取一 ν 轴与等温线垂直而指向高温侧, 则上式可写为

$$\frac{\partial V}{\partial p} = -\frac{R}{Vf\rho} \frac{\partial \phi}{\partial \nu} \frac{\partial T}{\partial \nu} \quad (6)$$

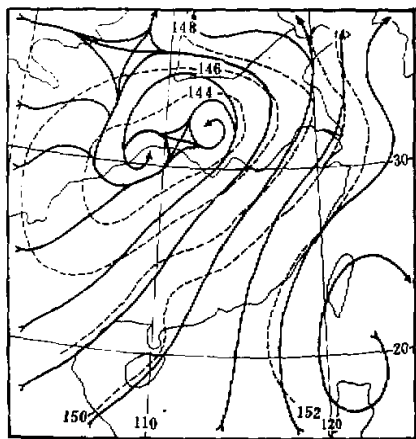


图 6(a) 1973 年 4 月 30 日 08 时 850 mb 面上等高线(虚线)与流线(实线)

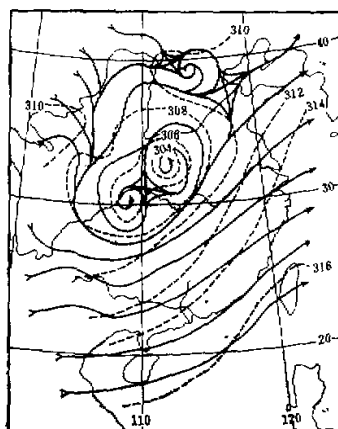


图 6(b) 1973 年 4 月 30 日 08 时 700 mb 面上等高线(虚线)与流线(实线)

又因

$$F_z = \frac{1}{V} (\alpha F_x + \nu F_y),$$

而在 x 坐标系中有

$$F_x = \frac{1}{P} \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial x} \right), \quad F_y = \frac{1}{P} \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial v}{\partial x} \right)$$

式中 μ 为湍流交换系数, 则经过换算, 并应用(6)式, 可求得 F_z 在 P 坐标系中的表示式为

$$F_z = -\frac{g^2}{TV^2} \frac{\partial \phi}{\partial v} \frac{\partial T}{\partial v} \left[\frac{\partial \mu}{\partial p} + \mu \frac{1-\kappa}{p} - \frac{\mu}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] + \frac{\mu g^2 p}{RTV} \left[u \frac{\partial^2 u}{\partial p^2} + v \frac{\partial^2 v}{\partial p^2} \right] \quad (7)$$

把(5)、(6)、(7)式代入(3)式, 乃得

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} = & -\frac{\partial \phi}{\partial s} - v \frac{\partial V}{\partial s} - \frac{(p_0/p)^*}{\frac{\partial \theta}{\partial p}} \frac{R}{f p} \frac{1}{V} \frac{\partial \phi}{\partial v} \frac{\partial T}{\partial v} \left[\frac{H}{C_p} - (V-C) \frac{\partial T}{\partial s} \right] \\ & - \frac{g^2}{T f^2 V} \frac{\partial \phi}{\partial v} \frac{\partial T}{\partial v} \left[\frac{\partial \mu}{\partial p} + \mu \frac{1-\kappa}{p} - \frac{\mu}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \\ & + \frac{\mu g^2 p}{RTV} \left[u \frac{\partial^2 u}{\partial p^2} + v \frac{\partial^2 v}{\partial p^2} \right] \end{aligned} \quad (8)$$

此式左端是风速的局地变化, 右端表示引起风速局地变化的各种物理因子。极为清楚, 如果某一固定地区在某层高度上风速随时间不断增大, 而其周围及上、下层的风速增大不多甚或随时间减小, 那么经过一段时间之后, 在该地区该层高度的风速将变得远较其周围及上、下层的风速为大, 从而表现出急流的特征。(8)式既可用为诊断, 亦可用为预报, 我们乃利用该式来分析讨论低空急流的形成与变动问题。显然, 由(8)式可以得出如下一些结论:

1. 式中右端第一项为气流穿越等高线(非地转运动)、由于气压场作功而引起的风速局地变化。当某地区有气流穿越等高线流向低压侧时, 则该地风速将增大, 反之, 流向高压侧时, 风速将减小。是则在急流形成地带, 必须存在持续的且较其周围及上下层都强的气压场作功, 即在气压场与流场上必须表现出气流流向低压侧、并且流线与等高线有最大交角; 而在该地带的周围及其上、下层流线与等高线交角均较小, 甚或从低压侧流向高压侧。就1973年4月30日情况为例, 由图6可见, 情况正是这样, 在低涡的东南方, 从湘西到长江中下游地带, 在850 mb上流线明显穿越等高线流向低压侧(图6a), 而在其上空700 mb上却出现气流穿越等高线流向高压侧(图6b), 在近地层因地面摩擦作用风速微弱, 结果, 该地带正是850 mb上30日08时及20时出现低空西南急流的所在(见图1b、c)。事实上, 这个地带低空加速, 其上减速的过程在29日08时的图上就已表现得很清楚, 持续作用的结果, 850 mb低空西南急流最先在29日20时即完整形成(图略)。当然, 这个过程与气压系统的发展变化分不开的, 例如, 众所周知, 当气流左侧有降压或右侧有升压, 或两者同时出现, 或左侧降压较右侧降压强, 或右侧升压较左侧升压强, 均可产生变压风使气流穿越等高线流向低压侧; 反之, 气流流向高压侧。事实上, 这个过程也与西南气

流的暖平流及凝结潜热释放的增温使暖舌形成维持分不开,与暖舌区空气上升,冷舌区空气下沉的位能转换为动能的机制分不开的。结合图 1、3 与 6 可知,850 mb 的西南或南南西气流穿越等压线流向低压侧的暖舌区上升,而 700 mb 的西南气流穿越等压线流向高压侧的冷舌区下沉,正好构成了一个正的环流圈。是则,对于急流的形成来说,(8)式右端第一项所表示的应当是一个完整的物理机制。但在预报应用上,只需在透明纸上分析 850 mb, 700 mb 流线图,分别叠置在加密绘制的等高线图上,确定那些地区存在流线明显穿越等高线的现象;分析比较上、下层特点,结合温度场情况,就可容易地估计出将来是否有低空急流形成或维持。

2. (8)式右端第二项是动量水平输送项,倘上游出现了较大风速,可使下游风速增大。这一项对低空急流的形成不起什么作用,只是使出现后的强风区逐渐向前方伸展,故对急流的移变有一定的作用。但是在本文第一节中指出,强风区前部范围内有上升运动,后部及左右侧特别是右侧范围内有下沉运动,是则当高空存在较大动量集中时,动量将在下沉区从高空下输后可通过(8)式右端第二项及第一项再输送到低空增速区,因此,这一项对低空急流的维持、增强也起一定的作用。因此看来,在预报应用上,倘上游出现强风区时,就要注意下游地区风速增大的可能性,而当低空强风区的上空有高空急流建立时,则更应注意低空急流形成的可能性。

3. 第三项表示非绝热加热作用和温度场影响。式中的 H 此地主要为凝结潜热加热。前面已指出,在低空急流出现时甚或出现之前,在 850 mb 图上即已有明显的暖舌与西南气流结合,一般说,因 $\frac{\partial \theta}{\partial p} < 0$, $V - C > 0$, 则 (8) 式示出: 云与降水潜热释放的加热作用 ($H > 0$) 与暖平流作用 ($\frac{\partial T}{\partial s} < 0$) 将使暖舌左侧地区 (该处 $\frac{\partial \phi}{\partial v} > 0$) 的风速增大,而使暖舌右侧地区 (该处 $\frac{\partial \phi}{\partial v} < 0$) 的风速减小。 $\frac{\partial \phi}{\partial v}$ 、 $\frac{\partial T}{\partial s}$ 、 H 、 V 等的绝对值愈大,作用愈显,只要低层的这些量较上层的大,则加热与暖平流作用将有利于低空急流在沿气流的暖舌的左侧形成发展。反之,倘没有云雨发生,或云底较高,凝结主要发生在 850 mb 以上的高空,低空反因降水蒸发而冷却,且在暖舌的右侧倘有冷平流,则有利于低空急流在暖舌的右侧形成发展。因此,分析气流中冷、暖舌特点,分析相与结合的冷暖平流及云与降水特点,对低空急流的形成变动的估计甚为重要。

4. 最后两项代表湍流作用。在第四大项中,因一般情况 $\frac{\partial \theta}{\partial p} < 0$, 而 $\frac{\partial \mu}{\partial p} > 0$, 则结合温度场与高度场特征,湍流作用将使暖舌左侧 ($\frac{\partial \phi}{\partial v} > 0$) 的风减弱,而使暖舌右侧 ($\frac{\partial \phi}{\partial v} < 0$) 风增强。第五大项说明湍流作用又与风速的铅直分布特征有关,例如在西南气流中 $u > 0$, $v > 0$, 当风速铅直分布廓线具有正曲率特征时 ($\frac{\partial^2 u}{\partial p^2} > 0$, $\frac{\partial^2 v}{\partial p^2} > 0$), 将使风速增强;倘若廓线具有负曲率特征时,使风速减弱。因此,湍流动量输送在开始时有促使急流形成的作用,在急流出现后立即又有促使急流消弱的作用。事实上,这两项作用一般较小,对急流形成不起什么重要作用。

实际计算结果示出, 例见图 7, (8) 式右端第一、二、三项的量级是相同的, 均为 10^{-4}ms^{-2} , 但第一项一般较大, 说明气压场做功项的作用是较为重要的。而由图 7 的 (d) 与 (e) 比较可见, 第三大项中加热作用*一般要比温度平流与温度变化作用大得多, 因此在第三大项中主要只要考虑加热因子即可。应当特别指出的是, 虽然图 7 所表示的仅是 4 月 30 日 08 时的瞬时值, 但同图 1 及图 3(b) 比较, 清楚可见, 从 4 月 29 日 08 时到 5 月 1 日 08 时在图 1、3 上所示的急流生成区、维持区及变动特点均与图 7 (a)、(b)、(d)、中

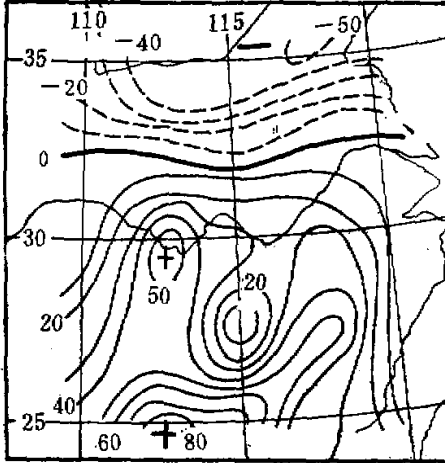


图 7(a) 1973 年 4 月 30 日 08 时 $-\partial\phi/\partial x$ 项值分布(单位 10^{-4}ms^{-2})。

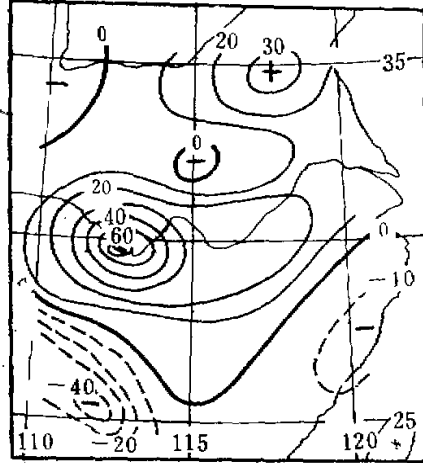


图 7(b) $-V(\partial V/\partial x)$ 值分布图(单位 10^{-4}ms^{-2})

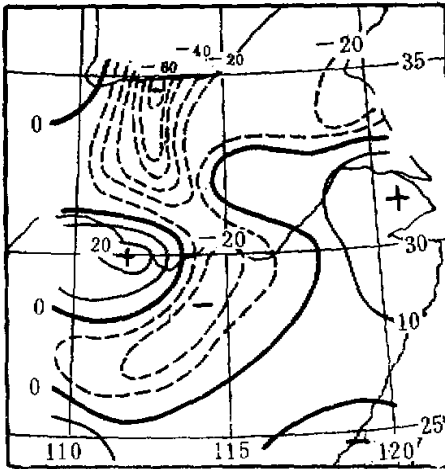


图 7(c) 加热作用与温度场影响项分布, 即图(d)与(e)之和(单位 10^{-4}ms^{-2})

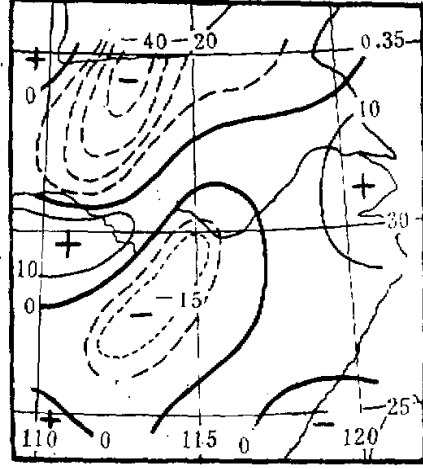


图 7(d) 加热作用项分布图(单位 10^{-4}ms^{-2})

* 计算所用的 H 值取自文献[8]。文献[8]图 10 中等值线标值少了一个小数点, 如“2”应为“0.2”, “-2”应为“-0.2”等等。

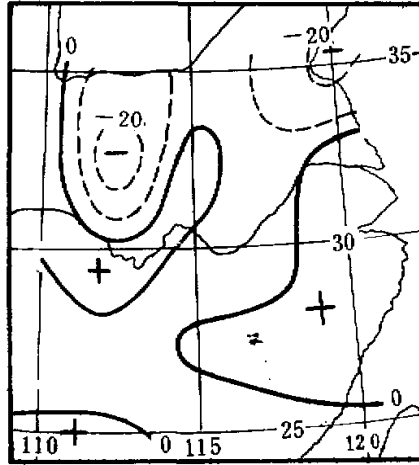


图 7(c) 有关 $(V - C) \frac{\partial T}{\partial s}$ 作用项值分布 (单位 10^{-3}ms^{-2})

的正值区一致。这说明图 7 所示的各项作用, 具有相当的持续性。由此可知, 利用(8)式, 按照前面分项讨论的原则分析 850 mb 与 700 mb 上的流线、等高线、等温线及云雨分布的特征, 是可以诊断并预报出低空急流的形成、维持及变动的。

四、急流形成的涡度场变化分析

在本文第一节中曾指出, 在急流的形成过程中, 由于急流轴区左右两缘的风速切变增大, 结果, 在急流形成的带区将出现成对的较强的正、负变涡区。因此我们可以分析涡度变化是否具有较强的正、负变涡区成对出现的条件, 并且比较上、下层, 看下层是否较上层具有很好的条件, 来估计急流形成的可能性。

关于涡度变化, 曾提出一个可以根据流场、温度场、加热场的特征进行分析的原理方法, 为了便于实际应用, 可将相对涡度变化 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)$ 分解为三个部分^[9]:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_A + \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_T + \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_H \quad (9)$$

式中右端三项分别为涡度平流、温度场结构特征与加热场结构特征所引起的涡度变化分量, 可写为

$$\left. \begin{aligned} \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_A &= -\mathbf{V} \cdot \nabla \eta \\ \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_T &= \frac{M}{p} \left(\frac{R}{f} \nabla^2 T - K \eta \right) \left[(V - C) \frac{\partial T}{\partial s} \right] \\ &\quad + M \eta \frac{\partial}{\partial p} \left[(V - C) \frac{\partial T}{\partial s} \right] + \frac{M R}{f p} \frac{\partial T}{\partial \nu} \frac{\partial}{\partial \nu} \left[(V - C) \frac{\partial T}{\partial s} \right] \\ \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_H &= -\frac{M}{p} \left(\frac{R}{f} \nabla^2 T - K \eta \right) \frac{H}{C_p} - \frac{M}{C_p} \eta \frac{\partial H}{\partial p} - \frac{M}{C_p} \frac{R}{f p} \frac{\partial T}{\partial \nu} \frac{\partial H}{\partial \nu} \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

式中 $M = \frac{(p_0/p)^{\kappa}}{\frac{\partial \theta}{\partial p}}$, $\eta = f + \zeta$, 一般 $M > 0$.

对于 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_A$ 的估计, 同于一般原则. 对于 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_T$ 与 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial t}\right)_H$ 的估计, 因在强风区特殊情况, 一般 $V \gg C$, $C \frac{\partial T}{\partial s}$ (即 $\frac{\partial T}{\partial t}$) 项可以略去不计, 根据初步经验, 应用时可着重考虑冷暖平流性质及云与降水区特征. 一般情况是: 在暖区 (包括暖中心与暖舌) 范围内, 倘有暖平流, 并有云与降水, 存在凝结潜热加热, 且降水在冷侧较大, 则有利于气旋性发展, 当暖平流随高度增大, 加热亦随高度增强, 则发展更显著; 反之, 暖区范围内有冷平流, 并有蒸发冷却, 则有利于反气旋性发展. 而在冷区 (包括冷中心、冷舌) 范围内, 倘有暖平流, 并有云与降水, 且降水在暖侧较大, 则有利于反气旋性发展, 当暖平流随高度增高而减少, 潜热释放加热亦随高度减弱, 则发展更显著; 反之, 倘冷区中有冷平流, 有冷却作用, 则有利于气旋性发展.

就 4 月 30 日 08 时的温度场与加热场 (以过去 24 小时的降水分布表示) 特征而言, 如图 8 所示, 从西南地区伸向华东的暖舌区均为降水区, 降水在暖舌左侧的边缘最大, 而且有明显的暖平流, 是则在暖舌的左侧有强气旋性发展. 在暖舌的右侧有明显的冷平流, 特别从淮河下游以南到浙江、江西、福建一带地区最明显, 降水量向暖舌的右缘减小, 另外又在福建至广东、广西一带的冷舌中伴有暖平流, 是则沿海各省均表明有利于反气旋性发展. 结果, 4 月 30 日 08 时至 20 时出现的低空急流变动发展完全符合 08 时温度场、加热

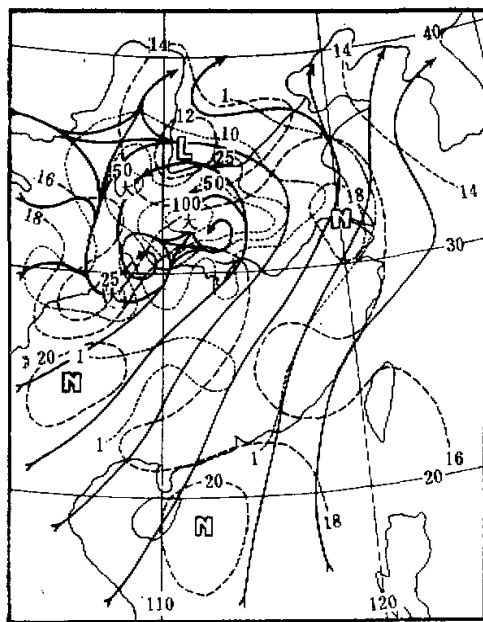


图8 1973年4月30日08时850 mb面上流线(实线)、等温线(虚线)、29日08时至30日08时雨量等值线 单位: 毫米/24小时

场结构特征所给出的条件。

五、小 结

根据以上分析讨论,我们知道,暴雨过程中低空急流的形成变动是一个复杂的与整个流场、气压场、涡度场变化相结合的过程,在这个过程中,非地转运动、气压场做功、位能动能转换、动量上下层传输和水平输送以及水汽凝结潜热释放加热或降水蒸发冷却,温度场结构与冷暖平流等因子都起重要作用。本文试根据低空急流结构特征从理论上对这些因子进行综合研究,阐明这些因子怎样直接地或间接地与急流的形成变动联系起来,并指出各种因子所起的作用有大小不同,其中有的易于察识,有的不易看出。根据本文第三、四节的讨论,在实际应用上,估计将来是否有低空急流形成,一般可以着重考虑二方面条件,第一,分析比较上下层(例如 850、700 mb)流线与等高线的交割情况及其与温度场暖舌、冷舌配置情况,以确定低空某带区是否具有明显的气压场做功、位能动能转换的条件;其次,分析比较上下层流场、温度场与云雨区的配合情况,以确定低空是否具有出现成对的强大变涡区的条件。这些分析只需要应用普通天气图及卫星云图资料就可完成,因此,本文研究结果对于我国目前台站业务工作亦是有实际意义的。

参 考 文 献

- [1] 陶诗言等,长江中上游暴雨短期预报的研究,《中国夏季副热带天气系统若干问题的研究》,科学出版社,1967。
- [2] 广东省热带海洋气象研究所,华南前汛期低空急流过程的初步分析,热带天气会议论文集,1976。
- [3] 758暴雨研究组,1975年8月河南特大暴雨研究报告,1977。
- [4] 王继志,1973年7月2日北京特大暴雨分析,气象科技资料,1974年第1期。
- [5] 朱乾根,低空急流与暴雨,气象科技资料,1975年第8期。
- [6] Matsumoto, S., unbalanced low-level jet and solenoidal circulation associated with heavy rainfalls. *Jour. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 50, No. 3, 1972.
- [7] 谢义炳,湿斜压大气的天气动力学,1978年1月。
- [8] 黄士松、林元炳、韦流健,江淮气旋发生发展和暴雨过程及有关预报问题的研究,大气科学,1976年第1期。
- [9] 黄士松、汤明敏,副热带高压系统的变动与流场、温度场、加热场特征及其预报应用。南京大学学报(自然科学版)1978年第1期。

A DIAGNOSTIC ANALYSIS OF THE FORMATION AND VARIATION OF THE LOW-LEVEL JET DURING HEAVY-RAIN PROCESSES

Huang Shi-song

(*Department of Meteorology, Nanjing University*)

Abstract

In this paper the formation and variation of the low-level jet during heavy-rain processes are studied by analysing the factors causing local change of wind speed and by investigating the conditions for the occurrence of a pair of large positive and negative centers of vorticity tendency according to the characteristics of pressure, temperature and velocity fields and the diabatic heating. The mechanism is clearly shown. And how to apply the theoretical results to routine practice is described and demonstrated.