

江淮地区急流切变线暴雨的 物理机制及诊断分析

朱乾根 周 军

提 要

本文分析了江淮切变线与低空急流伴生,而地面冷空气活动不明显情况下发生的暴雨过程;讨论了这类降水过程形成的物理机制。通过诊断分析比较了各气象要素或物理量场与降水区的配置关系,最后提出了这类降水过程落区的预报方案。

梅雨雨带通常位于低空700百帕江淮切变线及地面静止锋之间,如果切变线上有西南涡东移,在长江中下游地区往往有锋面气旋生成并伴有暴雨,雨带位置及暴雨落区可以用700百帕切变线及地面锋面位置加以确定。当梅雨锋很弱甚至地面分析不出静止锋时,雨带及暴雨区常位于低空西南风急流的左侧及700百帕切变线的右侧。在前一种形势下降水主要由锋面抬升所形成和维持,在后一种形势下降水显然与低空急流的作用有关。经常可以发现在大尺度低空急流的左侧并非到处都有降水。有人认为暴雨主要发生在低空急流风速中心的左前侧,事实也不尽然。统计发现,在低空急流风速中心的左侧,左后侧甚至急流的下方都可能产生暴雨,只是频数较少。因此有必要进一步弄清低空急流产生降水的物理机制,并找出更好的物理量以诊断雨带及暴雨落区的确切位置。

1978年6月9日—12日长江流域江南地区发生了一次暴雨天气过程,这次过程就是在江淮切变线并伴有低空急流的形势下产生的。我们试图通过这次过程对上述问题作一探讨,以期弄清降水的实质并寻找暴雨落区的判据。

一、气象要素及物理量分布特征

6月8日500百帕有一大槽从高原移出,当它移下高原时南部减弱消失,槽底向北收缩,槽线仅伸至30°N附近。700百帕上该槽南段逐渐顺转为东西向的江淮切变线。地面

图上弱冷空气南下并趋于锋消，与之伴随的降水也渐趋减弱消失。10日从西部地区又有一股弱冷空气南下，新的雨区从切变线西端向东发展，同时在切变线南侧副高西北边缘产生一支偏西风低空急流。整个过程中降水区位于700百帕切变线与低空急流之间。

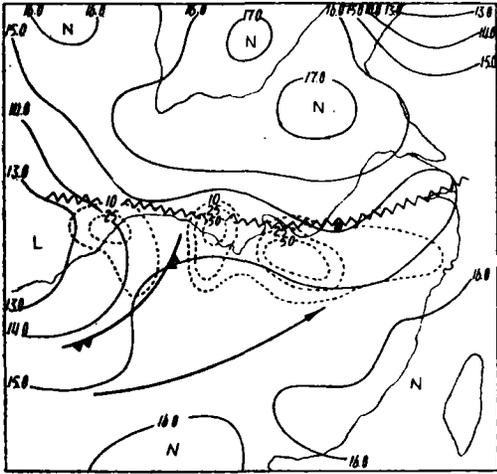


图1 1978年6月11日08时综合图。实线为850和700百帕两等压面的平均温度等值线；锯齿线为700百帕切变线；虚线为700百帕急流轴；虚线为11日08时—12日08时等雨量线(单位：毫米)

11日08时700百帕切变线位于沿江一带(图1)，东段为冷式型，西段为暖式型，逐渐趋于静止并向下减弱，850百帕上东段已消失。700百帕上最大风速轴位于邵武至桂林一线。地面冷空气很弱，仅在汉口至襄阳一带有一弱冷锋。11日08时至12日08时的雨带及暴雨区位于江南，图中可见暴雨中心离低空急流较远，特别在西段，低空急流左侧有相当大的地区没有降水。

为了解这种形势下对流层低层的锋区特征，我们计算了700与850百帕的平均温度场(\bar{T})，图1中的实线即为11日08时的等 \bar{T} 线。由图可见，华西有一冷中心，这是一块从西北移来的冷空气，其前方地面上有弱冷锋与之配合。整个江南雨带位于由西向东伸展的一狭窄冷舌中，大雨落区约在14—15℃之间。冷舌轴线与雨量轴

线基本重合，即在雨量轴线上 $\frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \approx 0$ 。

冷舌两侧各有高温中心，南侧温度梯度很弱，北侧较强。很显然此冷舌的南侧无锋区，地面也无锋面，冷舌区与雨区一致说明冷舌本身可能就是降水的产物。这种冷舌与降水的配置关系在整个降水过程中一直存在。

实践证明总能量锋区或 θ_{se} 密集带与雨带及暴雨区有较好的配置关系。为此计算了700与850百帕的平均假相当位温场($\bar{\theta}_{se}$)。结果发现在整个降水过程中，雨带始终在 $\bar{\theta}_{se}$ 高值轴线北侧的 $\bar{\theta}_{se}$ 密集带上。

图2是11日08时的 $\bar{\theta}_{se}$ 场。图中显示从贵阳至杭州南侧有一条 $\bar{\theta}_{se}$ 的高值轴线。该轴北侧为一条 $\bar{\theta}_{se}$ 密集带，三个大一暴雨中心皆

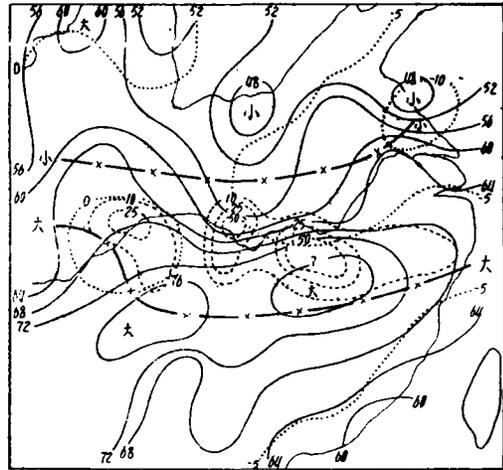


图2 11日08时700与850百帕的平均假相当位温($\bar{\theta}_{se}$)场和700百帕与地面间 θ_{se} 之差。实线为等 $\bar{\theta}_{se}$ 线(单位：℃)；虚线为 θ_{se} 之差(单位：℃)；叉划线为 $\Delta\theta_{se}$ 极值轴

位于密集带上。 $\bar{\theta}_{se}$ 低值区位于华北。与图1比较可见, $\bar{\theta}_{se}$ 高值轴线位于低空急流的左侧与雨带更为接近。 $\bar{\theta}_{se}$ 与 \bar{T} 的分布大不相同, 雨带北侧的 $\bar{\theta}_{se}$ 低值区正好与 \bar{T} 高值区重合(西北角除外), 实际上这里是一个高温干燥区, 是下沉运动所形成的。雨带南侧的 $\bar{\theta}_{se}$ 高值带, 主要由高湿所造成, 是水汽平流及水汽向上输送的结果。华南沿海又是一个高 \bar{T} 而低 $\bar{\theta}_{se}$ (比雨带北侧略高) 的地区, 实际上这是副高下沉运动形成的高温且较干的地区。

由 $\theta_{se} = \theta \exp \left[\frac{Lq}{C_p T} \right]$, 在 p 坐标中可得

$$\frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} = \frac{\theta_{se}}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial y} + \frac{L}{C_p} \frac{\partial q}{\partial y} \right) \approx \frac{\partial T}{\partial y} + 2.5 \frac{\partial q}{\partial y}$$

因为在雨带上 $\frac{\partial T}{\partial y} \approx 0$, 故 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial y} = 2.5 \frac{\partial q}{\partial y}$, 此式说明雨带上的 $\bar{\theta}_{se}$ 密集带实质上

是由水汽梯度造成的。密集带北侧为干热空气, 南侧为暖湿空气, 中间为冷湿空气。在这种情况下, 如果利用 $\bar{\theta}_{se}$ 密集带确定锋面时, 则锋面的含义将不是冷暖气团的界面而是干湿空气的界面, 也许可以称之为露点锋。但它与一般所谓的中尺度露点锋不同, 中尺度露点锋主要产生局地强对流天气, 而这里的露点锋是大尺度的南方暖湿的季风气团与北方变性的干热大陆气团所构成, 并形成大范围持久的雨带。

θ_{se} 随高度的变化决定了大气柱对流不稳定的性质, 它与对流性降水有密切的关系。我们计算了各时次的700百帕与地面间 θ_{se} 之差, 结果发现在整个降水过程中, 我国东部大部地区 $\Delta\theta_{se}$ 皆为负值, 即具有对流不稳定性。雨带及暴雨区始终位于 $\Delta\theta_{se}$ 极小值轴线之南和极大值轴线之北的中间地区。11日08时的 $\Delta\theta_{se}$ 极小值轴线位于长江北岸(图2), 从西向东 $\Delta\theta_{se}$ 值由 -3°C 减至 -12°C , 即东部对流不稳定强于西部。由于这里 $\bar{\theta}_{se}$ 极小, 但地面上仍较潮湿, θ_{se} 仍较大, 故 $\Delta\theta_{se}$ 亦具有极小值。又由于在下沉运动区, 不稳定能量不仅不能释放, 而且不断积累, 所以这里成为最强的对流不稳定区。 $\Delta\theta_{se}$ 的极大值轴线在雨带之南, 其上的数值在 $1-4^\circ\text{C}$ 之间, 该轴与 $\bar{\theta}_{se}$ 极大轴近于重合。雨带及暴雨区位于 $\Delta\theta_{se}$ 的极大、极小两轴线之间的过渡带中。 $\Delta\theta_{se}$ 极大值轴线与雨带的关系比低空急流轴和 $\bar{\theta}_{se}$ 高值轴线与雨带关系更为密切, 它与雨带南缘非常吻合。

众所周知, 风速垂直切变对中尺度扰动的发展关系密切。一般说来, 垂直切变愈强愈有利于后者的发展。我们计算了700百帕与地面、700与850百帕、850百帕与地面间的 $\left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2$ 。分析比较后发现, 以850百帕与地面间的 $\left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2$ 和雨带位置关系最密切, 整个过程中雨带及暴雨区位于 $\left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2$ 极大值与极小值轴线之间的密集带上。700百帕与地

面间的 $(\frac{\partial v}{\partial z})^2$ 和雨带位置的关系与上述相似,但两轴线间宽度较大,对雨带位置的确定不够具体。700—850百帕间的 $(\frac{\partial v}{\partial z})^2$ 和雨带位置无明确关系。

11日08时700百帕与地面间 $(\frac{\partial v}{\partial z})^2$ 的极大与极小值轴线分别在长江两岸,且极大值

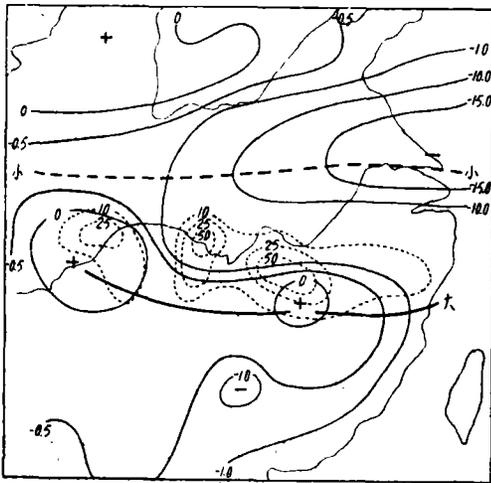


图3 11日08时Ri数分布。细实线为Ri等值线;粗实线为极大值轴;粗虚线为极小值轴

间雨带及暴雨区位于Ri数极大值与极小值轴线之间。图3为11日08时的Ri数分布,与 $\Delta\theta_{se}$ 及 $(\frac{\partial v}{\partial z})^2$ 比较可见,Ri数的分布特征与 $\Delta\theta_{se}$ 的分布特征很相似,两者的极值轴线基本重合。与 $(\frac{\partial v}{\partial z})^2$ 的极值轴线也较一致,只是西端略有出入。一般认为, $Ri < (1/4)$ 时极易产生中尺度扰动,有利暴雨的生成,而实际上广大地区皆为 $Ri < 0$,但并不都有暴雨发生。暴雨仅仅发生在Ri数极大值轴线之北,这进一步说明中尺度扰动的发展还必须有大尺度的有利背景。

与低空急流相联系的另一重要物理量是压能($E_p = gz + v^2/2$)密集带。文献*指出它与暴雨落区的关系比低空急流轴线优

轴线与700百帕低空急流轴一致,可知它是低空急流造成的。极小值轴在700百帕切变线之北的东风气流中(图略)。雨带及暴雨区并不在低层风速垂直切变最大处,而是位于过渡带中。这可能说明低层动力性扰动必须在大范围上升运动的背景下才能起作用。 $(\frac{\partial v}{\partial z})^2$ 极大值轴线上为下沉运动,虽有强的低层动力性扰动生成,也不能得到发展。

把 $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z}$ (指700百帕与地面间 θ_{se} 的变化率)与 $(\frac{\partial v}{\partial z})^2$ 相结合求得里查逊数 $Ri = \frac{g}{\theta_{se}} \frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} / (\frac{\partial v}{\partial z})^2$ 。计算表明,整个降水期

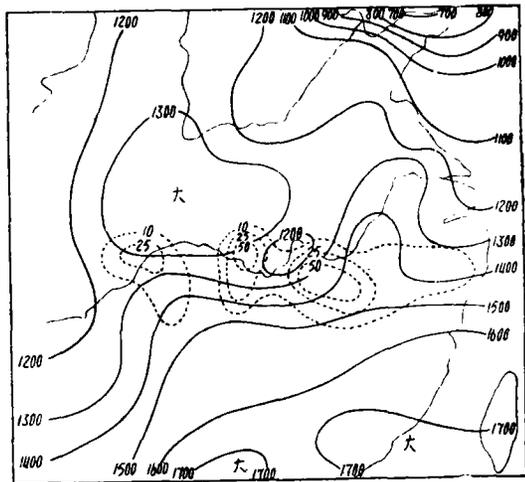


图4 11日08时压能场与雨区。实线为压能等值线(单位:米²/秒²)

*朱乾根、包澄渊,压能场用于暴雨分析,气象科学,1980,1—2,65—75

越。本过程中这种关系前期较好，后期稍差，但仍优于低空急流。11日08时700百帕压能密集带位于江南(图4)，图中 E_p 已减去 $3\text{米}^2/\text{秒}^2$ ，东面两个降水中心位于东西向压能密集带上，西面一个中心位于南北向压能密集带出口区，这与我们过去揭示的规律是一致的。

二、降水形成和维持的物理机制

上面揭示的各气象要素及物理量场与雨带及暴雨区的配置关系在整个降水过程中始终存在，表明其间必有内在的联系。弄清这些联系，可以说明此类降水形成和维持的物理实质。

11日08时以后的降水带是在低空急流与700百帕切变线的形势下产生的，此形势下大尺度上升运动场的形成和维持可用如下机制来说明。与文献[1]相似*，取x方向的涡度方程

$$\frac{d\xi}{dt} + \xi \left(\frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial w}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial v}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} (2\Omega \cos\varphi) + f \frac{\partial}{\partial z} (u - u_g)$$

式中 $\xi = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}$ ，是x方向的涡度。对于大尺度系统，对上式取零级近似，便简化为

$$\frac{d\xi}{dt} = f \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial u_g}{\partial z} \right) \quad (1)$$

上式表明，当实测纬向风速垂直切变与热成风不平衡时，将产生经向剖面内的垂直环流。把上式右端写成差分形式

$$\frac{f}{\Delta z} (\Delta u - \Delta u_g)$$

Δz 、 Δu 、 Δu_g 分别取为700百帕与地面的高度差、纬向实测风之差和纬向地转风之差。

图5a是11日08时 Δu 的分布。由图可见，切变线以南为正值，低空急流附近达极大值，切变线及其以北地区为负值。雨带南侧及雨带中平均温度梯度很小或为零，即 $\Delta u_g \approx 0$ (图略，参见图1中 \bar{T} 的分布)；雨带北侧平均温度梯度指向南，即 $\Delta u_g < 0$ ，但数值不大。因此在雨带南侧有 $\Delta u - \Delta u_g > 0$ ，北侧有 $\Delta u - \Delta u_g < 0$ 。图5b是大雨区南北两侧 $\Delta u - \Delta u_g$ 的平均分布状况，平均

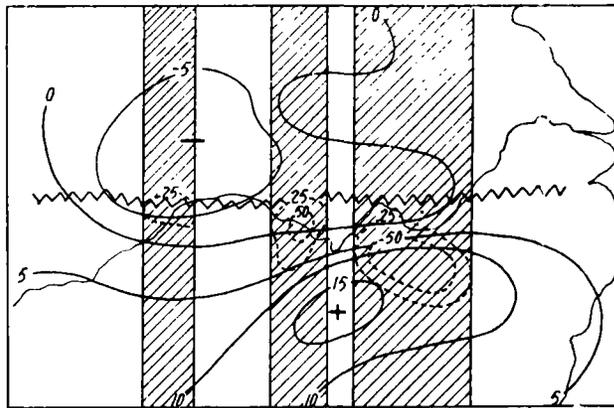


图5a 6月11日08时 Δu 分布图(单位：米/秒)

*Matsumoto在文献[1]中取的是y方向的涡度方程

的区域参见图5a中的三条南北向带状阴影区。由图可见，切变线南侧 $\Delta u - \Delta u_g$ 均大于

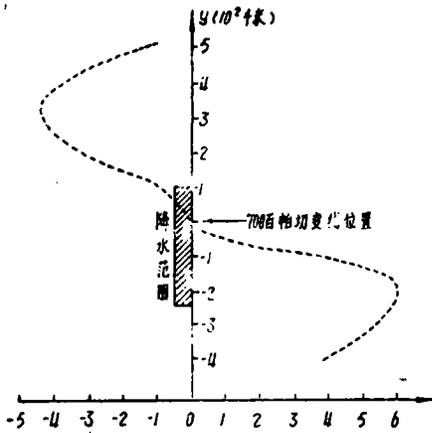


图5b 大雨区南北两侧 $\Delta u - \Delta u_g$ 分布图(单位: 米/秒)

零，在南侧 200 千米处达极大；切变线北侧均小于零，在北侧 350 千米处为极小。由(1)式可以推知， $\Delta u - \Delta u_g$ 的这种分布形式必将产生如图 6 所示的经向垂直环流。切变线南侧有正环流发展，北侧有负环流发展，于是在切变线附近有上升运动发展。这种上升运动将触发不稳定能量的释放，可能产生大雨或暴雨。

由于我们所研究的是急流切变线产生的垂直运动，经向速度相对纬向速度很小，故可取 $v \approx 0$ ，并可略去 ξ 在 x 方向的变化及 ξ 的垂直输送，则(1)式可简化为

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial w}{\partial t} \right) = f \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial u_g}{\partial z} \right) \quad (2)$$

将上式从 $-L$ 处 (雨带南侧 $\Delta u - \Delta u_g$ 的极大值处) 开始积分得

$$\frac{\partial w}{\partial t} \Big|_y = \frac{\partial w}{\partial t} \Big|_{-L} + \int_{-L}^y f \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial u_g}{\partial z} \right) dy$$

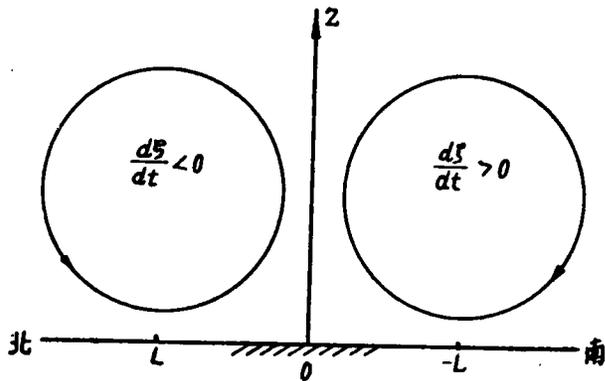


图6 雨带附近经向垂直环流示意图

设 $-L$ 处无垂直运动发展，亦即 $\frac{\partial w}{\partial t} \Big|_{-L} = 0$ ，则有

$$\frac{\partial w}{\partial t} \Big|_y = \int_{-L}^y f \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial u_g}{\partial z} \right) dy \quad (3)$$

由于 $\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial u_g}{\partial z}$ 在雨带南侧为正值，故 $\frac{\partial w}{\partial t} \Big|_y > 0$ ，且愈向北愈增大，切变线以北转为负

值，故至切变线附近 $\frac{\partial w}{\partial t} \Big|_y$ 达极大。这里正是暴雨中心所在处，由此向北， $\frac{\partial w}{\partial t} \Big|_y$ 又逐

渐减小，最后转为零。

以上讨论可知，在上述 $\partial u/\partial z$ 及 \bar{T} 场的分布型式下，如果切变线南侧没有上升运动则会产生上升运动；如果已有上升运动，则上升运动会维持或发展(若无其他抑制因子)。如果原来有下沉运动，则下沉运动会减弱。

对流性降水还必须有位势不稳定能量的累积和释放过程，这种过程在强风暴系统或移动性的暴雨中是比较清楚的，但在雨带稳定的持续性暴雨中就很不明显，至今尚未能给出一幅清晰的物理图象。由于在本次过程中低空急流和江淮切变线主要表现在700百帕层，边界层偏南气流可以横越700百帕低空急流下方直抵切变线的下方，它将雨带南侧 $\bar{\theta}_{se}$ 高值带的暖湿空气向雨区输送，不仅保证雨区的水汽供应，也可使雨区内已释放的不稳定能量重新建立，这样就提供了持续性暴雨所需要的大尺度热力不稳定条件。上述环流的形成，对于低层偏南气流的维持或加强也是必要的。一般认为，低空急流本身的水汽输送及沿气流方向的风速辐合是暴雨形成的重要原因，实际上低空急流轴下方的横向气流及其辐合，才是产生暴雨的重要原因。它不仅提供水汽条件和辐合条件，而且还不断建立热力不稳定条件，这在我们以前的工作中^[2,3]已经提出，这里又得到了证实。

Ri数在零值附近或为负值，是中尺度扰动及对流发展的条件。Ri数与 $\partial \theta_{se}/\partial z$ 和 $(\partial v/\partial z)^2$ 两物理量有关，而对流不稳定 $(\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} < 0)$ 的建立与维持又与雨区中经向垂直环流的形成有关，因而与低空急流有关， $(\partial v/\partial z)^2$ 与低空急流更有直接的关系。当上述Ri数的分布特征形成以后，在经向垂直环流的背景下便可产生中尺度的暴雨系统，暴雨系统又有自身的中尺度垂直环流。可以推知，中尺度垂直环流在经圈方向与大尺度垂直环流是一致的，因而经向垂直环流会加强。在纬圈方向也必然有垂直环流存在，它的下沉支位于暴雨的中断处，对于中尺度不稳定能量区的重建，具有重要的贡献。

还需指出，在上述经向垂直环流形成后，低层的辐合将使低空气旋性涡度加强，使切变线向下延伸。反之，其高层的辐散将使700百帕切变线减弱，相应的低空急流也削弱。实际上由于降水区凝结潜热的反馈作用，将使无辐散层抬高，700百帕上不会有辐散气流出现。但就此经向垂直环流而言，它对于700百帕切变线及低空急流的维持是不利的。从能量的角度看，这个环流在冷区上升，暖区下沉，是要消耗动能的。如果没有潜热的反馈作用或其他有利因子，则切变线与低空急流将不能维持。

上面讨论的急流切变线降水的物理过程可示意于图7中。

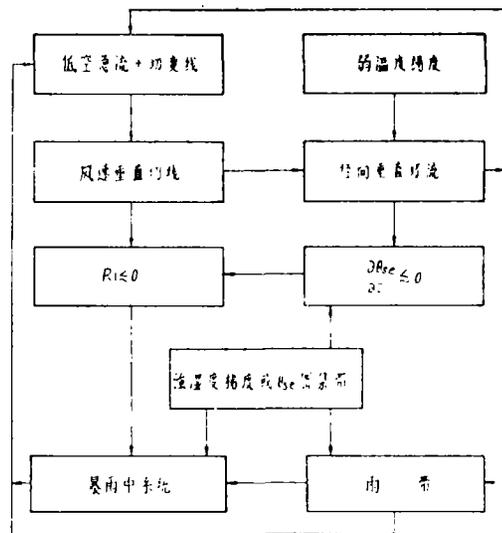


图7 急流切变线降水的物理过程

三、雨带及暴雨落区预报

一般来说,诊断某天气现象是否出现时所用的判据可分两种,一种是真正形成该天气现象的物理因子;另一种是与该天气现象一起出现的派生现象。虽然后者与天气现象的配置关系也很好,甚至对天气现象也会产生反馈作用,但在选择诊断判据时应该选择前一种,因为后一种对天气没有预报意义。当形势变动较大时,其缺陷就会更加突出。与其用这种判据作预报,还不如简单的外推更加合适。某一气象要素或物理量是否是产生天气现象的真正预报因子,要视天气过程的类型而定。例如上面所述的急流切变线降水过程中的 \bar{T} 冷舌等几因子,它们与雨带的配置关系虽然很好,但这是在雨带稳定时的情况。可以想见,如果雨带位置变动时,它们就会失效,所以尽可能不选用它们作为落区预报的判据。

从根本上说诊断分析方法只能判断同一时刻天气现象的出现及其分布地区,很难预报其未来的发生发展。因为形势不断变化,诊断结果也会不断改变。因此在选择诊断判据时还必须注意选择诊断后延性较长的物理因子,才会有较好的结果。哪些物理因子的诊断后延性较长?我们认为凡是与天气过程的发展关系密切而又带有时间倾向的因子,

诊断后延性就较长。例如在本过程中的 $\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial u_a}{\partial z}$, Ri等,因为这些因子与垂直速度或

中尺度扰动的发展相联系,而不是与它们本身相伴随。另一些因子如散度场,仅与垂直运动本身有关,同时性较好而后延性较差,为此宁可选用前者而不用后者作诊断预报的判据。

此外,从计算的方便性和因子的后延性出发,压能场具有良好的预报功能。从压能近似的 ω 方程可以看出,压能梯度越大的地区,激发出的垂直速度也越大,即压能密集带上可以产生强的上升运动,从而产生雨带和暴雨区。而当形势发生急剧变化时,压能密集带常先于雨带和暴雨区而变动,随后雨带重新接近压能密集带,可见压能场对雨带和暴雨区具有良好的预报效果。

在经过上述筛选以后,我们选取700百帕切变线位置, Ri数极大值轴线位置,压能密集带及 $\bar{\theta}_{se}$ 极大值轴线和数据等作为雨区及有暴雨的诊断判据。如图8所示,11—12日08时大于10毫米的雨区,其中有一个大暴雨中心,都位于11日08时的Ri数极大值轴线与700百帕切变线之间,位于压

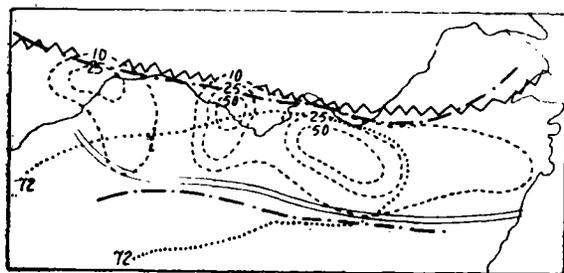


图8 大雨落区预报图。锯齿线为700百帕切变线位置;双实线为Ri数极大值轴线;粗点划线为压能密集带南北界;点线为大于72°C的范围

能密集带及其出口区上,雨带南侧的 $\bar{\theta}_{se}$ 达72—76°C。

四、小 结

以上通过一个实例讨论了在无冷空气或冷空气较弱情况下, 急流切变线雨带与暴雨形成的物理机制及其落区预报方法。可以概括为如下几点:

1. 低空急流与江淮切变线本身的动力结构是这种形势下降水的根本原因, 而降水带中经向垂直环流的形成与维持, 主要决定于纬向风速垂直切变与热成风不平衡的分布状况。

2. 经向垂直环流形成后所产生的散度场, 对切变线和低空急流起削弱作用, 对其本身也是一种制动。但环流造成的中高层凝结潜热释放, 对急流切变线起加强作用, 因而对其本身也是一种维持和发展因素。两种作用的消长, 决定了急流与切变线的加强或削弱。

3. 落区预报的判据主要应选择哪些真正导致该天气现象并且诊断后延性较长的物理因子。在急流切变线降水过程中, 选取700百帕切变线位置、Ri数极大值轴位置、 $\bar{\theta}_{se}$ 高值轴和数据以及压能密集带作为雨带及暴雨落区的判据较好。本文所提判据对暴雨中心位置的确定尚不充分, 拟在另文中进一步讨论。

参 考 文 献

- [1] Matsumoto, S., Unbalanced Low-level Jet and Solenoidal Circulation Associated with Heavy Rainfalls, J. Met. Soc. Japan, Vol.50, No.3, 194—203, 1972.
- [2] 朱乾根、周一军, 暴雨的水汽源地, 华南前汛期暴雨文集, 133—142, 气象出版社, 1981.
- [3] 朱乾根、朱谦阳, 大、中尺度低空急流与暴雨, 南京气象学院学报, 1982, 2, 168—177.

PHYSICAL MECHANISM AND DIAGNOSIS OF RAINSTORMS ASSOCIATED WITH THE JET STREAM AND SHEARLINE OVER THE CHANGJIANG-HUAIHE VALLEY

Zhu Qiangen Zhou Jun

ABSTRACT

Analysis is made of rainstorms which are associated with the low-level jet stream and shearline over the Changjiang (Yangtze)-Huaihe Valley but are not accompanied by noticeable cold air activities near the surface. Physical mechanism of formation is discussed. Collocation of rainstorm area with fields of various meteorological elements and physical quantities is investigated. A scheme for forecasting the location of the rainstorm area is presented.