

# 湿有效能量与暴雨

丁 治 英

## 提 要

本于从湿有效能量的局地方程出发,分析和比较了1979年6月21—26日梅雨期以及8209号登陆台风中的暴雨与湿有效能量的变化,从中找出湿有效能量在暴雨期的演变规律和湿有效能量的辐合、积累、释放对暴雨的作用。文中还讨论了台风环流与低压环流中湿有效能量释放项等特征。另外对湿有效能量的积累与释放以及低空急流的形成和发展也作了初步探讨。

暴雨是大气斜压适应的一种表现形式,而湿有效能量的变化正反映大气的这种过程,它的集中、积累和释放对暴雨的产生有密切的关系。本文主要从湿有效能量的集中与释放项对暴雨的作用进行讨论。

## 一、出 发 方 程

$A_{mk}$ 表示单位截面、单位厚度的空气块对整个气柱中湿有效位能的贡献<sup>[1]</sup>。 $A_{mk}$ 又称为湿一比有效能量,其表达式为

$$\begin{aligned} A_{mk} &= \frac{C_p}{g} \left[ 1 - \left( \frac{P_r}{P} \right)^\eta \right] \cdot T_e = \frac{C_p}{g} N T_e \\ &= \frac{C_p}{g} N \theta_e \left( \frac{P}{1000} \right)^{R/C_p} \quad (10^4 \text{焦耳/百帕} \cdot \text{米}^2) \end{aligned} \quad (1)$$

上式  $N = 1 - \left( \frac{P_r}{P} \right)^\eta$  称为产生  $A_{mk}$  的效率因子,  $P_r$  为参考气压(本文的参考气压是由吴

宝俊等提出的以时间平均代替空间平均得到的),  $\eta = \frac{R}{C_p}$ ,  $T_e = T + \frac{L}{C_p} q$ ,  $\theta_e$  为位相当温度。

$A_{mk}$  的局地变化为

$$\frac{\partial A_{mk}}{\partial t} = \frac{dA_{mk}}{dt} - \nabla \cdot A_{mk} \vec{V} - \frac{\partial A_{mk} \omega}{\partial P} \quad (2)$$

(2)式量级,  $10^1 \quad 10^1 \quad 10^1 \quad 10^0$

其中, 
$$\frac{dA_{mk}}{dt} = \frac{1}{g} \left[ N \dot{Q} + \omega \alpha + \omega \alpha \frac{Lq_v (P_r)}{C_p T (P_r)} \eta - \frac{C_p T_e}{P^n} \frac{dP_r}{dt} \right] \quad (3)$$

所以

$$\begin{aligned} \frac{\partial A_{mk}}{\partial t} = & \frac{1}{g} N \dot{Q} + \frac{1}{g} \omega \alpha \left[ 1 + \frac{Lq_v (P_r)}{C_p T (P_r)} \eta \right] - \frac{C_p T_e}{g P^n} \frac{dP_r}{dt} \\ & - \nabla \cdot A_{mk} \vec{V} - \frac{\partial A_{mk} \omega}{\partial P} \end{aligned} \quad (4)$$

$\dot{Q}$ 表示去除大尺度凝结加热后的非绝热加热率。由(3)式可知,  $\frac{dA_{mk}}{dt}$ 由非绝热加

热率、垂直速度和 $P_r$ 的个别变化等因子所决定。根据文献[2]的计算,  $N \dot{Q}$ 与 $\frac{\partial A_{mk} \omega}{\partial P}$ 这

两项对 $\frac{\partial A_{mk}}{\partial t}$ 的贡献很小, 可不考虑,  $\frac{dP_r}{dt}$ 不易计算, 也未考虑。在以后的分析中只讨

论(4)式中右端二、四两项。

干有效位能的释放为

$$\omega \alpha = \vec{V} \cdot \nabla \phi - \nabla \cdot \phi \vec{V} - \frac{\partial \phi \omega}{\partial P} \quad (5)$$

若对全球积分, 则

$$\int_{\sigma} \int_{p_u}^{p_l} \omega \alpha dP d\sigma = \int_{\sigma} \int_{p_u}^{p_l} \vec{V} \cdot \nabla \phi dP d\sigma \quad (6)$$

(6)中 $\int_{\sigma} \int_{p_u}^{p_l} \omega \alpha dP d\sigma$ 等于风场穿越等压线而产生的动能。对有限区域来说, (5)中后

两项不能为零, 其量级与 $\vec{V} \cdot \nabla \phi$ 相等。说明有效位能的释放不能完全代表有效位能向动能的转换, 其转换率仅为3.4%<sup>[2]</sup>, 但此项对动能的贡献在暴雨时也不可忽视。(4)式右端第二项(简写为WA), 除考虑有限区域 $\omega \alpha$ 外, 还考虑了湿空气的作用。WA与 $\omega \alpha$ 相比仅有数值大小的差别, 一般情况下 $|WA| > |\omega \alpha|$ 。

## 二、暴雨前后Amk演变规律

本文通过两个个例, 对梅雨期暴雨和台风暴雨时Amk的演变分别作了分析。梅雨期暴雨计算Amk所取的代表时段为6月11—30日, 代表站为汉口、南京等十站; 台风暴雨所取的代表时段为7月22日—8月10日, 代表站为广州、福州等十站; 对于梅雨期暴雨用合成分析的方法把所研究的区域中Amk在暴雨前24小时、12小时、临近暴雨、暴雨盛

\*吴宝俊, 湿有效位能及其在暴雨分析和预报中的应用, 江西气象科技, 1982, 3.

期以及暴雨后12小时的情况进行分析, 得出了 $\Delta mk$ 整层平均演变曲线(图1)。这里是将每一种情况选四个个例分析与合成平均的。

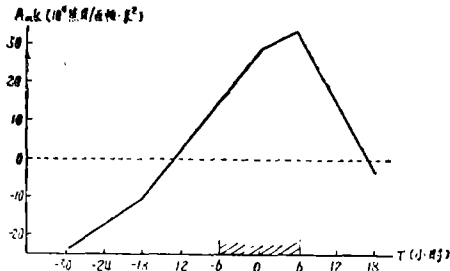


图1 1979年6月梅雨暴雨前后 $\Delta mk$ 整层平均演变曲线  
单位:  $10^4$ 焦耳/百帕·米<sup>2</sup>,  
图中斜线区为暴雨时段

从图1可见, 在暴雨前24小时至暴雨即将结束时 $\Delta mk$ 始终处于增长阶段; 临近暴雨前 $\Delta mk$ 转为正值, 且正值不大; 暴雨即将结束时达到最大, 其后不到12小时转为负值。

对于台风暴雨由于有记录的站较少, 不易用合成分析来比较, 只对一些台站在台风暴雨时的 $\Delta mk$ 演变进行了时间剖面分析(图略)。将其与对应降水量进行比较后看出,  $\Delta mk$ 在暴雨前逐步增大, 且整层平均已转为正值。暴雨即将结束时 $\Delta mk$ 达到最大值。暴雨结束后 $\Delta mk$ 减弱, 但仍为正值。

将台风暴雨与梅雨期暴雨这两个个例分析得到的 $\Delta mk$ 演变特征相比较可见, 在暴雨前和暴雨即将结束时 $\Delta mk$ 的变化是一致的。暴雨结束后则不同, 梅雨期暴雨结束后 $\Delta mk$ 很快转为负值, 台风暴雨结束后 $\Delta mk$ 只减弱, 并未转为负值, 这可能与暴雨结束后影响系统不同有关。从 $\Delta mk$ 表达式(1)可知,  $\Delta mk$ 的正负由 $N = 1 - (\frac{P_r}{P})^n$ 项决定,  $P$ 取某一固定等压面,  $P_r$ 则由 $\theta_r$ 决定, ( $P_r$ 与 $\theta_r$ 成反比),  $\theta_r \propto T_r$ ,  $T_r$ , 所以当干冷空气影响时易发生 $P_r > P$ , 使 $N < 0$ , 导致 $\Delta mk < 0$ 。受暖湿空气影响时, 易发生 $P_r < P$ , 而使 $N > 0$ ,  $\Delta mk > 0$ 。可见暴雨之后不同系统的影响决定了 $\Delta mk$ 值的大小。

### 三、 $\Delta mk$ 通量散度与暴雨的关系

我们对1979年6月下旬的梅雨期暴雨与8209号台风暴雨所造成的 $\Delta mk$

通量散度 $\nabla \cdot \Delta mk \vec{V}$ 作了计算和比较。

图2上方为汉口站梅雨期 $\Delta mk$ 通量散度的时间剖面图, 其下方为相应的降水量时间剖面图。图中可见在暴雨前的23日08时与24日20时基本上整层表现为 $\nabla \cdot \Delta mk \vec{V} < 0$ , 说明这时能量处于集中期。暴雨盛期23日20时与25日08时低层 $\nabla \cdot \Delta mk \vec{V} < 0$ , 且绝对值最大。暴雨结束后能量通量辐合减弱。前后两次暴雨发生

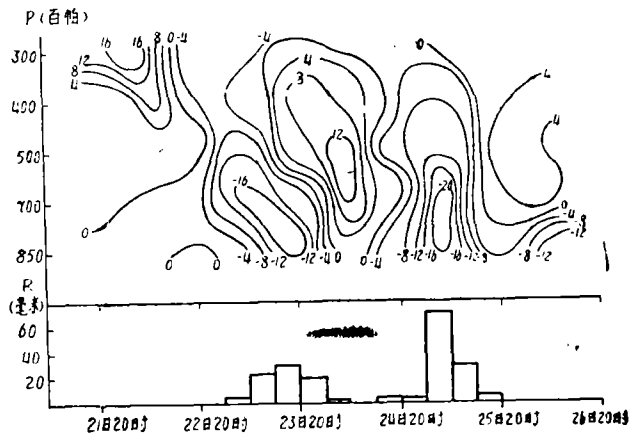


图2 汉口1979年6月21日20时—26日08时 $\nabla \cdot \Delta mk \vec{V}$ (焦耳/米<sup>2</sup>·百帕·秒),  $R$ 时间剖面图

之前,  $\nabla \cdot \text{Amk} \bar{V} < 0$  的时间与发生暴雨的时间极为接近。即能量通量辐合仅在临近暴雨时才较明显。

登陆台风暴雨所产生的 Amk 通量散度, 在暴雨前基本上也表现为整层  $\nabla \cdot \text{Amk} \bar{V} < 0$ , 暴雨之后能量通量辐合减弱。

以上事实说明  $\nabla \cdot \text{Amk} \bar{V}$  在暴雨期的表现基本一致, 都是在暴雨前能量通量辐合, 暴雨后能量通量辐合减弱。但是能量通量辐合离暴雨发生的时间太近, 不利于掌握和预报。

#### 四、台风环流中 WA、 $\nabla \cdot \text{Amk} \bar{V}$ 和 $u - u_g$ 特征

湿一比有效能量的释放项为

$$WA = \frac{1}{g} \omega \alpha \left[ 1 + \frac{Lq_s}{C_p T} \left( \frac{P_r}{P} \right)^{\gamma} \right] \quad (7)$$

Amk 本身的强弱说明大气斜压性的强弱, 而大气斜压性的强弱可在水平风场以及垂直运动上表现出来, 通过调整使大气达到正压状态。前面已讨论过有效位能释放项能

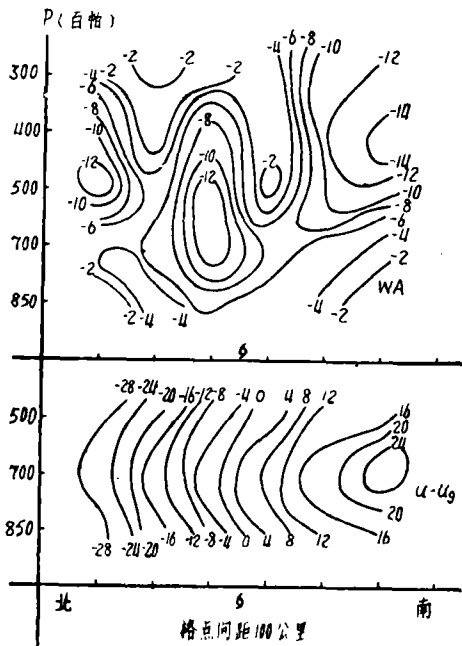


图3 1982年7月30日08时台风中心  
WA(焦耳/米<sup>2</sup>·百帕·秒)、  
 $u - u_g$ (米/秒)南北剖面图

部分反映其对动能的直接转换, 它的变化可在风场上有所表示, 所以 WA 项也能反映风压场的调整。| $u - u_g$ | 为地转偏差风, 其值越大, 表明大气斜压性越强。当其达到最强时往往产生暴雨<sup>[3]</sup>。

前面分析 WA 项与 | $u - u_g$ | 项都能反映大气的调整, 因此可以将这两项结合起来进行讨论。要注意的是 WA 项是 Amk 局地变化方程中的一项, 下面所说的 Amk 的积累与释放仅仅是此项对 Amk 的贡献。

这次台风于29日20时在广东登陆, 30日20时减弱为低压。

图中可见 |WA| 值在台风中心附近的中低层最强, 然后向两边减小, 且  $WA < 0$ , 说明台风中心在中低层能量释放最强。| $u - u_g$ | 在南北方向上从台风中心向两边增大, 北面为强的次地转风, 南面为超地转风。东西方向(图略)仅仅在东部明显增大, 且  $u - u_g < 0$ , 这时雨区主要集中在东半部。

图4为31日08时台风转为低压后的 WA 与  $u - u_g$  南北剖面图。从图中看出 |WA| 值与台风时的相反, 主要是中低层从低中心向外增大, 也有  $WA < 0$ , 而 | $u - u_g$ | 总的

增大方向在东北，且  $u - u_g < 0$ 。这时雨区范围也在东北， $|u - u_g|$  在低压中心附近最小，雨量也最小。

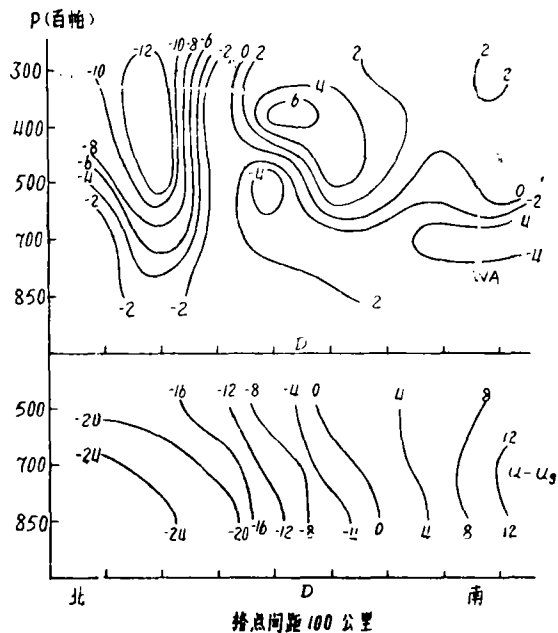


图4 1982年7月31日08时经过低压中心的  $W\Lambda$  与  $u - u_g$  南北剖面图  
(单位同图3)

综上所述，在台风中心，中低层能量释放最大，而在低压中心，则中低层能量释放较小。这与一般熟知的台风中心附近风场较强，低压中心附近风场较弱的概念是一致的。

在台风和低压中心附近，中低层  $W\Lambda < 0$ 。从  $\vec{\omega} \cdot \text{Amk} \vec{V}$  的分布看(图略)，在台风和低压中心附近，中低层都为能量集中区域。无论是超地转还是次地转，地转偏差较强的区域正好和雨区对应，可见台风与低压环流外围部分斜压性较大，因而导致风压场调整，发生暴雨。

## 五、能量释放与低空急流以及暴雨的关系

从(7)式可见， $\alpha$  与  $\left[ 1 + \left( \frac{P_r}{P} \right)^n \frac{L q_s}{C_p T} \right]$  恒大于零， $W\Lambda$  项的正负是由  $\omega$  项决定的，故可只从  $\omega$  项来定性讨论湿有效能量是处于释放阶段还是积累阶段。

为此对1979年6月23日08时汉口站与25日08时安庆站的  $\omega$  场作了计算和分析。当时两站处在不同的暴雨形势下。

图5为汉口站21日08时—26日20时的  $\omega$ 、 $|\vec{V}|$  与降水量  $R$  的时间剖面图。汉口站暴雨从23日08时开始，21日08时整层  $\omega$  均大于零，湿有效能量处于积累阶段。这时中低层

的风场也是较弱的,700与850百帕的 $|\vec{V}|$ 均小于12米/秒。22日20时高层(400、300百帕)出现能量释放,850与700百帕的风场在23日08时以后出现 $\geq 12$ 米/秒,且在暴雨中期的23日20时达到最大。24日08时已是暴雨之后,这时能量释放减弱,风场亦减弱。这也说明能量的积累对风场的作用不大,当处于释放阶段时风场就会明显增大。能量释放阶段也为风场加强阶段。

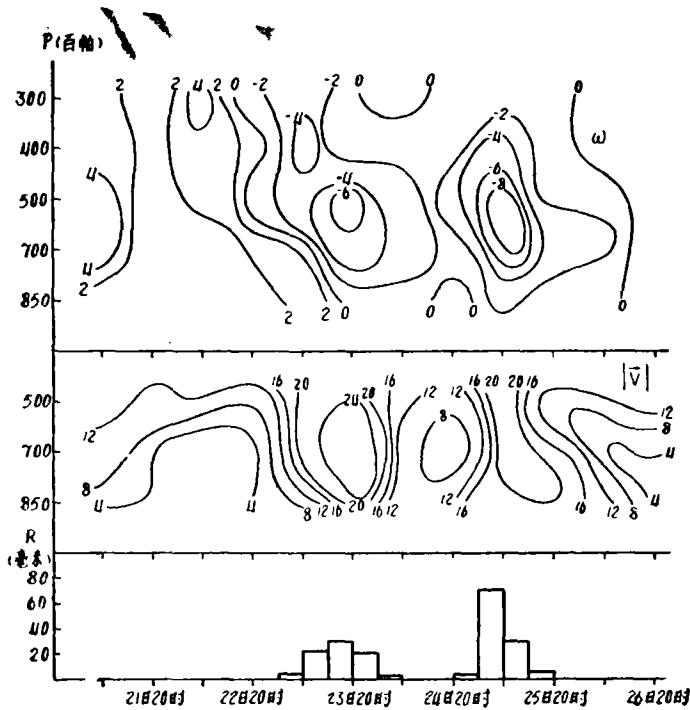


图5 汉口1979年6月21日08时—26日20时  
梅雨期 $\omega$ 、R、 $|\vec{V}|$ 时间剖面图

安庆站暴雨开始是在25日08时,在此之前24日08时能量都处于整层释放(除850百帕之外),25日08时最强,且低层风速 $> 20$ 米/秒。暴雨之后 $\omega$ 整层转为正值,风场减弱,暴雨亦结束(图略)。

仅从以上两个单站风场与W A场的变化可看出,低空急流的形成与能量释放有很大关系。暴雨前有急流,能量一般处于释放阶段;暴雨前无急流,能量可能处于积累阶段。可以说先有急流还是先有暴雨与湿有效能量是处于释放还是积累阶段有很密切的关系。

通过以上分析还可以看出,能量的变化对于低空急流未来移动方向以及雨区范围的研究等都是有帮助的。

## 六、小 结

本文在Amk局地变化方程的基础上对8209号台风与1979年6月梅雨暴雨进行了分析和计算,得出下述一些认识和看法:

1. 台风暴雨或梅雨期暴雨前期  $A_{mk}$  演变都向正值方向增长, 在暴雨即将结束时达最大值。暴雨之后, 因系统影响不同而有不同的变化。

2. 梅雨期暴雨与台风暴雨的  $A_{mk}$  通量散度场的变化是一致的, 暴雨前基本处于整层  $\nabla \cdot A_{mk} \vec{V} < 0$ 。暴雨结束后能量通量辐合减弱。

3. 从  $WA$  项来看, 湿有效能量的释放与积累对低空急流的形成、移动以及暴雨的发生关系密切。能量释放增强, 低层风场增强; 能量释放减弱, 低层风场亦减弱; 能量积累时不利于低层风场的加强。

4. 台风环流中心处  $|WA|$  项的值比台风转成低压后中心处的  $|WA|$  值要大, 雨区处于地转偏差风增大的方位。台风与低压中心附近  $|u - u_g|$  最小, 中低层能量通量辐合。

### 参 考 文 献

- [1] 吴宝俊, 湿有效位能及其在暴雨分析和预报中的应用, 气象, 1982, 11, 4—7.
- [2] Cand, L.S., Smith, P.J., The Available Potential Energy Budget of a Severe Storm-producing Extratropical Cyclone, Mon. Wea. Rev., Vol. 110, No. 6, 521—533, 1982.
- [3] 孙淑清, 低空急流的不稳定性及其对暴雨的触发作用, 大气科学, 4卷, 4期, 327—337, 1980.