

凝结潜热加热对台风降水分布的影响

沈如金 张宝严

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文计算7504号台风大尺度稳定性降水和积云对流降水所产生的凝结潜热加热作用,讨论它们对登陆台风降水强度和分布的影响。发现凝结潜热加热对台风的结构和降水起很重要的作用,是影响台风降水的最重要的物理过程,由此引起的垂直运动基本上决定了整个垂直运动场的分布,与实际降水分布配合甚好。其中,大尺度稳定性降水决定了台风降水的范围与分布,但在台风暴雨区,降水强度不够,这些地区,由于存在明显的辐合上升运动,对流活动活跃,对流性降水加热显著,对该区降水起了补充和加强作用。

一、引 言

台风降水受许多因素影响,台风的强度、结构及所处的环境流场等通过各种物理过程影响台风降水。在过去一般降水分析中,往往认为涡度平流和温度平流这两种物理过程是很重要的,认为尽管它们之间有相抵消部分,但把它们综合起来考虑还是基本能反映流场及降水特点的。然而对于象台风那样的强降水系统,非绝热加热作用对台风降水的影响是很重要的,其中凝结潜热加热起很大的作用。我们在另一文^[1]中已简单作了讨论。如果没有考虑非绝热加热作用,就会出现一些难以解释的问题,如暴雨区垂直运动可能是下沉的,或者上升运动值偏小,不足解释暴雨区的形成。而考虑了凝结潜热加热作用,就得到一定合理的解释。本文计算7504号台风在两种不同环境流场情况下凝结潜热的释放(包括大尺度稳定性降水和积云对流性降水的加热作用),讨论它们对登陆台风的结构和降水的影响。

8月13日08时和8月15日08时分别代表这两种环境流场情况(简称7504-1个例和7504-2个例)。7504-1个例流场特点是台风位于带状副热带高压南侧,与中纬度西风带分离(图略),台风降水比较对称,呈圆形分布,台风低压西南侧降水最大(图1)。7504-2个例台风减弱为弱低压,西风带槽与台风环流衔接,冷空气南到达台风西侧,在台风东侧还有明显偏南气流向北输送暖湿空气(图略)。在这种形势下,雨区南北向带状分布,台风低压附近降水并不大,而台风北方安徽省西部成为主要暴雨区,在台风南方还有输入云带降水(图2)。

1980年3月31日收到,1981年1月8日收到修改稿。

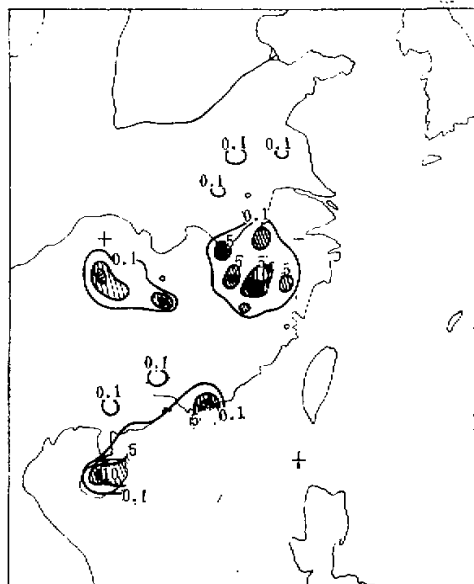


图1 1975年8月13日07—09时2小时雨量图
(单位:毫米)

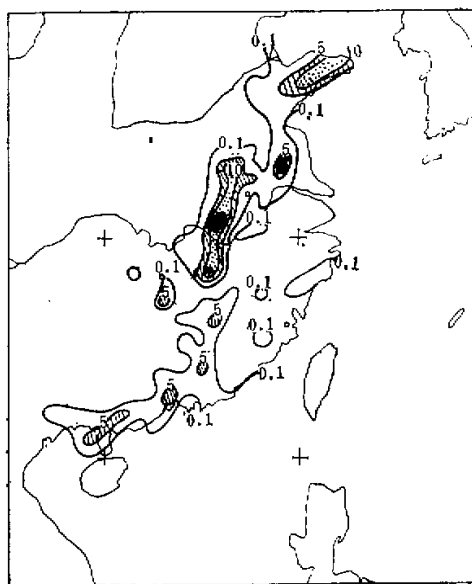


图2 1975年8月15日07—09时2小时雨量图
(单位同图1)

下面我们讨论在这两种环境流场下凝结潜热大小及它们的垂直分布;大尺度稳定性降水及积云对流性降水的加热作用;以及它们对降水的影响等问题。

二、计算方法

1. 凝结潜热加热率的计算

$$Q = Q_s + Q_c$$

Q_s 为大尺度稳定性降水所引起的加热率; Q_c 为积云对流性降水所引起的加热率。

本方案中, Q_s 采用饱和法计算。

$$Q_s = \begin{cases} -L\omega \frac{\partial q_s}{\partial p} & \text{当 } q \geq 0.8q_s \text{ 和 } \omega < 0 \\ 0 & \text{当 } q < 0.8q_s \text{ 或 } \omega \geq 0 \end{cases} \quad (1)$$

q_s 为饱和比湿, q 为比湿, L 为凝结潜热, ω 为垂直运动, 由连续方程作订正^[2]求得。

Q_c 的计算采用郭晓岚提出的积云对流参数化方案^[3]。在条件不稳定大气内(取 $(\theta_{se})_{\text{top}} - (\theta_{se})_{\text{bot}} < 0$), 在上升运动区, 有

$$Q_c = \begin{cases} \frac{I}{M} C_p (T_s - T) & \text{当 } I > 0 \text{ 和 } T < T_s \\ 0 & \text{当 } I \leq 0 \text{ 或 } T \geq T_s \end{cases} \quad (2)$$

$$I = \frac{1}{g} \int_{p_b}^{p_t} \nabla \cdot (qV) dp - \frac{\omega_b q_b}{g}$$

$$M = -\frac{C_p}{Lg} \int_{p_b}^{p_t} (T_i - T) dp - \frac{1}{g} \int_{p_b}^{p_t} (q_i - q) dp$$

p_b, p_t 分别为云底和云顶高度的气压, 并设 $p_b = 925$ 毫巴; ω_b, q_b 为云底的垂直速度和比湿, 并设 $\omega_b = (\omega_0 + \omega_{850})/2$; T_i, q_i 为云内温度和比湿, 由克拉珀龙方程求得云内温度和相应的比湿。为减小因垂直差分引起高层 T_i 偏大的情况, 使 T_i 接近湿绝热分布, 我们对 400 毫巴, 250 毫巴云内温度作了订正。

2. 关于降水量的计算

$$P = P_s + P_c$$

P_s 为大尺度稳定性降水率; P_c 为积云对流性降水率。

$$P_s = -\frac{1}{gL} \int_{p_b}^{p_t} L\omega \frac{\partial q_i}{\partial p} dp = \frac{1}{L} \int_{p_b}^{p_t} \omega \frac{\partial q_i}{\partial p} dp \quad \text{当 } Q_s > 0 \quad (3)$$

$$P_c = -\frac{C_p}{gL} \int_{p_b}^{p_t} \frac{I}{M} (T_i - T) dp \quad \text{当 } Q_c > 0 \quad (4)$$

为便于降水计算结果与实况比较, Δt 取 2 小时, 即得计算的降水量。

3. ω 方程

采用文献[1]的计算公式:

$$\begin{aligned} \nabla^2(\sigma\omega) + f^2 \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = & f \frac{\partial}{\partial p} [\underbrace{\mathbf{V} \cdot \nabla(\zeta + f)}_{(G_1)}] + \underbrace{\frac{R}{p} \nabla^2(\mathbf{V} \cdot \nabla T)}_{(G_2)} \\ & + fg \underbrace{\frac{\partial^2}{\partial p^2} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right)}_{(G_3)} - \underbrace{\frac{R}{C_p p} \nabla^2 Q}_{(G_4)} \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \sigma &= \frac{R}{p} \left(\frac{RT}{C_p p} - \frac{\partial T}{\partial p} \right) \\ G_4 &= -\frac{R}{C_p p} \nabla^2 Q = -\underbrace{\frac{R}{C_p p} \nabla^2 Q_s}_{(G_{41})} - \underbrace{\frac{R}{C_p p} \nabla^2 Q_c}_{(G_{42})} \end{aligned} \quad (6)$$

G_1, G_2 和 G_3 分别为绝对涡度平流垂直分布、温度平流水平分布不均匀和动量通量交换作用项; G_4 为非绝热加热作用项, 这里只包括大尺度稳定性降水的加热作用 G_{41} 和积云对流性降水的加热作用 G_{42} , 辐射和蒸发等予以省略。

(5) 式用迭代法求解。由 $(G_1 + G_2 + G_3)$ 求出没有放入凝结潜热时 ($Q = 0$) 的垂直运动 ω_{123} , 我们称它为动力性垂直运动; 由 G_{41} 和 G_{42} 分别求得大尺度稳定性降水加热和积云对流性降水加热所引起的垂直运动 ω_{41} 和 ω_{42} ; 由 $G_4 = G_{41} + G_{42}$ 则求得由于凝结潜热 Q 引起的垂直运动 ω_4 , 我们称它为热力性垂直运动。地形和地表面摩擦作用在

下垫面边界条件中考虑,同文[1].

计算范围、网格、层次和输入资料均与文[1]同,这里不再赘述.

三、计算结果与分析

1. 凝结潜热释放及其与环境流场的关系

由(1)和(2)式求得大尺度稳定性降水和积云对流性降水所引起的单位质量空气的加热率 Q_s 和 Q_c . 根据实际雨区作该范围内格点计算值的平均,称为台风降水区平均值. 根据雨区内降水量大小,确定台风暴雨区,作该区范围内计算值平均,称为台风暴雨区平均值. 这里先看一下 Q_s 和 Q_c 的垂直分布情况. 在台风降水区, Q_s 在对流层中低层 700—400 毫巴为大,向上减弱(图 3). 到高层, Q_c 只局限于暴雨区附近(图略). 这是因为上升运动一般在对流层中层较大,水汽又集中于对流层下部造成的. Q_c 在对流层低层较小,到 550 毫巴和 400 毫巴才显著. 400 毫巴以下,一般 $Q_s > Q_c$, 到高层 Q_c 略大于 Q_s . 台风暴雨区 Q_s 和 Q_c 垂直分布情况相似,但量值上,对流层下部仍 $Q_s > Q_c$, 则对流层中部(550—400 毫巴),两者相当,更高层 250 毫巴 $Q_c > Q_s$ (图略). 这说明大尺度稳定性降水加热主要集中于对流层中下部,而积云对流性降水加热在对流层中上部为大,尤其在台风暴雨区.

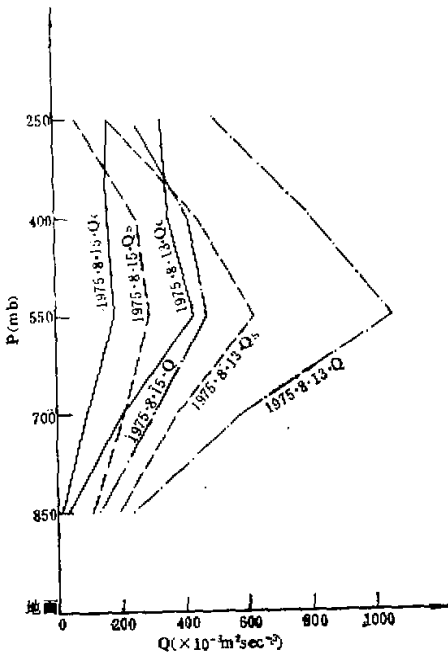


图 3 台风降水区凝结潜热加热率垂直分布图(单位: $10^{-2} \text{m}^2 \text{sec}^{-2}$)

大尺度稳定性降水加热作用与环境流场有很大关系. 没有明显西风带系统影响时, Q_s 集中在台风环流附近, 台风暴雨区更明显(图略). 当有西风带槽影响时, Q_s 呈带状分布, 与实际降水分布相接近, 加热中心与暴雨中心吻合(图 4). 台风南侧水汽通道引起的加热也得到反映. 这是可以理解的, 因为由(1)式计算 Q_s , 其有关的参数都是由大尺度流场的特征所决定的.

积云对流性降水加热作用有些不同, 在本文采用的云-环境温度差参数化模式中, Q_c 与气柱内水汽辐合总量和云-环境温度差有关(2式), 所以在水汽辐合量大、条件不稳定大气中对流活动活跃, 加热作用就大, 引起的云与环境温度差也大, Q_c 集中于暴雨区. 即使在有西风带槽影响时, Q_c 也是离散分布的, 出现在暴雨区及附近, 一般降水区对流加热作用不明显(图 5).

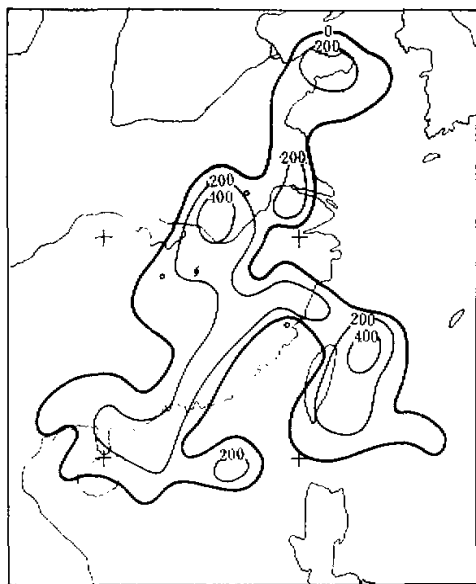


图4 1975年8月15日08时700毫巴 Q_2 图
(单位同图3)

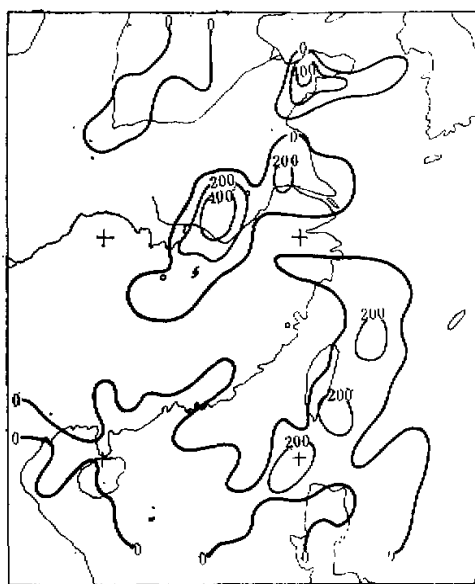


图5 1975年8月15日08时550毫巴 Q_2 图
(单位同图3)

2. 凝结潜热加热对登陆台风结构和降水的影响

首先,这些加热作用有利暴雨区上空暖中心的维持,并且加热作用的强弱与台风上空温度场的垂直结构有很大关系。7504号台风登陆以后,低层出现冷中心,高层仍维持暖性,但7504-1个例冷层比较浅薄,只到850毫巴左右高度,700毫巴已处于半冷半暖状态,其上为暖中心。而7504-2个例一直到700毫巴都处在冷槽内,550毫巴也只是一个暖脊相对应(图略),这与当时凝结潜热加热作用关系密切。从图3中可以看到,无论 Q_1 或者 Q_2 ,7504-1个例都比7504-2个例大得多,且7504-1个例700毫巴 Q_1 和 Q_2 值就比7504-2个例550毫巴相应值大,所以7504-1个例暖层较深厚,暖中心出现高度也比7504-2个例低一些。

其次,对台风环流附近垂直运动分布有很大影响。在文[1]中,我们已经提到,由于台风低层冷性结构,在台风中心西南侧动力性垂直运动是下沉的,不能说明该区暴雨的形成。但该区由凝结潜热加热引起的热力性垂直运动是上升的,并且超过动力下沉运动,所以该区总的垂直运动是上升的,与实际雨区配合较好(图略)。一般来说,到对流层中部,热力性垂直运动可以超过动力性垂直运动5—8倍,所以凝结潜热加热所引起的垂直运动决定了垂直运动场的分布。

在有西风带槽和冷空气影响时,热力性垂直运动仍然是主要的。文[1]中提到虽然7504-2个例动力性垂直运动分布与环境流场和雨带有较好的配合,但安徽省西部暴雨区却没有很大动力上升运动相对应。而由凝结潜热加热作用引起的垂直运动不但与降水区

配合很好,而且暴雨中心也与热力上升运动中心相对应(图略)。可见凝结潜热加热作用是登陆台风降水中的一个主要物理过程,在计算时必须考虑它的作用。

第三,台风登陆后变性减弱,有时暴雨区和暖中心不一定出现在台风低压中心的上空,而在距台风低压中心相当远的地方,这与凝结潜热加热有关。如 7504-2 个例安徽省西部暴雨区上空 Q_2 和 Q_3 最明显(图 4,5),400 毫巴以上高空恰好是暖中心所在(图略)。这时,由水平温度平流分布不均匀引起的垂直运动,在暖中心下游安徽北部加强了上升运动,有利该区降水;而暖中心上游,安徽省暴雨区与台风低压雨区之间产生下沉运动,其值超过处在槽前由涡度平流项所产生的上升运动,对该区降水产生抑制作用,造成该区雨量相对较小(图 2)。

3. 大尺度稳定性降水和积云对流性降水的加热作用

凝结潜热加热对台风结构和降水有很大影响,那末其中大尺度稳定性降水加热作用和积云对流性降水加热作用又各如何呢?

前已指出,大尺度稳定性降水加热与环境流场有密切联系,由(5)式求得的大尺度稳定性降水加热所引起的垂直运动与环境流场和雨区配合也很好(图略)。7504-1 个例 550 毫巴 ω_{41} 分布几乎与实际雨区完全一致,台风西南侧暴雨中心相应有 ω_{41} 上升运动中心。7504-2 个例亦与实际雨带分布接近,几个降水中心都有相应的上升运动中心对应。但 Q_2 在对流层中下部最显著,由它引起的垂直运动也在对流层中下部为大。图 6 是 7504-2 个例台风降水区各种物理过程产生的垂直运动的垂直分布图,可见对流层中下部 ω_{41} 与由连续方程作订正求得的垂直运动(ω)较一致。到对流层高层, ω_{41} 值小于由连续方程得到的值。

Q_2 集中在有强烈对流活动的暴雨区,尤其在对流层中上部,所以由它引起的垂直运动也主要在台风暴雨区和在对流层中上层为大,而在一般降水区或降水区外部和对流层低层,它的作用不大(图 7)。 ω_{41} 上升运动中心恰好是暴雨区所在。但它并不完全反映雨区的范围和一般分布特点。它的作用可能是加强暴雨区的垂直运动和降水。它在台风降水区的平均值也在对流层中上部大一些(图 6)。考虑了由积云对流性降水加热作用所引起的垂直运动以后,总的 ω 廓线与由连续方程作订正求得的 ω 廓线趋势比较一致了。

这在降水量计算中得到进一步证实。 P_1 分布与环境流场和实际雨区配合较好。7504-1 个例雨区呈圆形分布,降水中心位于台风低压的西侧,约有 15—16 毫米/2 小时的降水(图略);7504-2 个例雨区带状分布,位于 500 毫巴槽前、850 毫巴槽线附近。地面锋面与 850 毫巴槽线及台风倒槽相交处为降水中心所在。台风低压中心附近为小雨。另外,台风南侧水汽通道的降雨带,山东半岛锋面降水都有反映(图 8a)。但两个个例暴雨区的降水量都小于实际降水量。

P_2 虽与实际雨区有较好的配合,但更偏于暴雨区。7504-1 个例 P_2 在台风西南侧暴雨区为大,中心有 15 毫米/2 小时的降水(图略);7504-2 个例 P_2 集中于几个暴雨区,一般降水区在 P_2 上反映不明显(图 8b)。考虑了积云对流性降水后,总的降水量与实际雨区分布和雨量大小更为一致了,降水区平均约有 16 毫米/2 小时的降水。但暴雨点降水量(40 毫米/2 小时)没有反映出来。这说明大尺度稳定性降水加热作用由大尺度流场特点所决

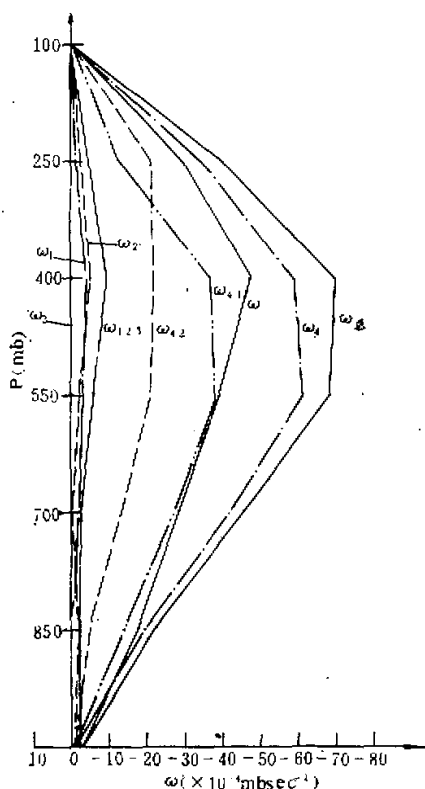


图 6 1975 年 8 月 15 日 08 时台风降水区各种物理过程产生的 ω 垂直分布图(单位: $10^{-4} \text{mb} \cdot \text{sec}^{-1}$)

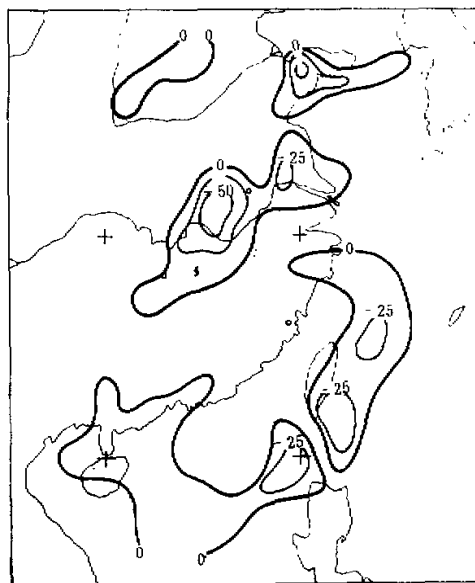


图 7 1975 年 8 月 15 日 08 时 550 毫巴 ω_{42} 图 (单位同图 6)

定,反过来,由它求得的垂直运动 ω_{41} 和降水量 P ,反映并基本决定了流场的特征和降水分布;而对流性降水加热作用与对流活动有关,在对流发展旺盛的暴雨区,有最大的上升运动,对降水作用最显著,它对雨区的垂直运动和降水起了加强和补充作用,尤其在暴雨区和对流层上部。

另外还有一个有意义的现象,在没有明显外界系统影响时, P_s 与 P_c 分布相似,在降水区内平均 $P_s:P_c \approx 10:6.0$,但在暴雨区 $P_s:P_c \approx 10:7.9$,积云对流性降水作用增加了;当有西风带槽影响时,降水区内平均 $P_s:P_c \approx 10:5.1$,而在暴雨区, $P_s:P_c \approx 10:7.4$ 。这时,台风降水区内大尺度稳定性降水比重略有增加,但对流性降水在暴雨区内作用仍很大,与无明显的西风带槽影响相差不大。这表明登陆台风中,就平均降水而言,大尺度稳定性降水是主要的,积云对流性降水起了加强暴雨区降水作用。这里我们推想在作热带大气环流数值试验时,虽然那时积云对流作用更大一些,但单纯考虑积云对流参数化是不够的,还必须同时考虑大尺度稳定性降水加热作用。而就暴雨区言之,不论有无西风带槽影响,也无论暴雨区在台风中心附近或周围,积云对流性降水只比大尺度稳定性降水小一些,并

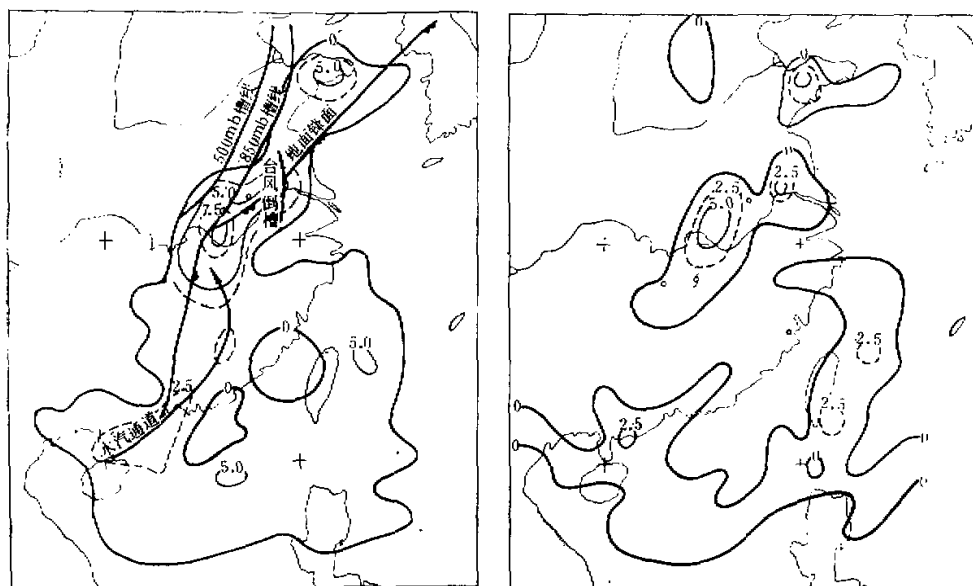


图 8a 1975 年 8 月 15 日 07—09 时计算的 2 小时 P_e 雨量图 (单位同图 1)

图 8b 1975 年 8 月 15 日 07—09 时计算的 2 小时 P_e 雨量图 (单位同图 1)

不因为暴雨出现在较高纬度又有冷空气影响, 对流性降水就不重要了, 当然各个个例情况可能有所不同。

四、结论和讨论

台风是一个处在特定环境流场影响与制约之下的强对流系统, 凝结潜热释放对它和暴雨区上空暖性结构的维持有很大影响。由凝结潜热加热作用引起的垂直运动基本上决定了整个垂直运动分布, 与实际降水分布配合甚好。其中, 由大尺度流场、温度场和湿度场决定的稳定性降水加热作用及其引起的垂直运动对降水起了主要作用。在台风刚登陆或稍后时间内, 又无明显的西风带槽和冷空气影响时, 这种非绝热加热作用主要位于台风环流附近; 当台风停滞在陆上, 又有明显的西风带槽和冷空气影响时, 这时加热主要位于 500 毫巴槽前、850 毫巴附近。由 Q_e 引起的垂直运动和降水与总的垂直运动, 尤其在是对流层中下部, 与实际降水分布基本吻合。但在暴雨区和对流层上部, ω_{11} 与总的垂直运动有一定差异, 降水强度也不够, 说明这些地区垂直运动和降水并不完全由 Q_e 所决定。在这些地区, 由于存在明显的水汽辐合和条件不稳定, 出现强烈对流活动, 对流性降水加热是很显著的, 由 Q_e 引起的垂直运动和降水是很大的, 补充和加强了暴雨区的垂直运动和降水强度, 在考虑凝结潜热加热作用后, 降水分布和强度与实况基本一致。

分析还表明, 不论有无明显的西风带槽影响, 就降水区平均而言, 大尺度稳定性降水都是主要的, 并不因为台风刚登陆是一个强对流系统可以忽视大尺度稳定性降水作用。

而在暴雨区, 积云对流性降水与大尺度稳定性降水相差不多, 并不因为台风已经减弱, 暴雨出现在台风北部受到冷空气影响, 对流性降水可以不考虑了。这些在预报中是需要注意的。

本文我们采用(5)式作诊断分析, 其中考虑了凝结潜热加热作用, 对登陆台风暴雨形成作了一定合理的解释。但在本分析中却没有考虑蒸发作用, 而象台风那样强烈降水系统, 蒸发冷却是大的, 从图 6 也看到, 总的垂直运动大于由连续方程订正法得到的值, 这点就无法说明, 这是本分析的一个缺陷。

同时, 分析表明积云对流性降水加热作用对暴雨区作用相当大, 对深入内陆、纬度较高, 又受冷空气西风槽影响的系统也是如此。这里采用郭晓岚云-环境温度差模式, 其中有很多假定, 这些假定原是讨论热带气旋发展而言的, 是否适合于中高纬度系统, 及此时积云对流参数化方案如何设计是需要进一步探讨的。

本文承蒙陈隆勋同志指导, 特此感谢。

参 考 文 献

- [1] 沈如金、张宝严, 登陆台风结构及其所处环境流场对台风降水的影响(待发表)。
- [2] O'Brien, J. J., Alternative solution to the classical vertical velocity problem, *J. Appl. Meteor.*, 9, 197—203, 1970.
- [3] Kuo, H. L., On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection, *J. Atmos. Sci.*, 22, 40—63, 1965.

THE EFFECT OF CONDENSATION HEATING ON THE DISTRIBUTION OF THE PRECIPITATION OF TYPHOON

Shen Ru-jin Zhang Bao-yan

(Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica)

Abstract

In this paper, the condensation latent heat released by both largescale stable precipitation and cumulus convection in the typhoon 7504 is calculated. It is found that the condensation heating has significant effect on the structure and distribution of the precipitation of typhoon and is the most important one of the physical processes which influence the precipitation. The latent heat released by large-scale stable precipitation may well determine the region and the distribution of rainfall, but underestimates the intensity of rainfall in the areas of heavy rainstorm, while the latent heat released by cumulus convection plays an important role in increasing the rainfall.