

# 8211台风的结构分析

肖文俊 杨大升 谢 安

(北京大学地球物理系)

黄建平

(福建省气象科学研究所, 福州)

## 摘 要

用与文献〔1〕完全相同的资料, 差分格式和计算方法, 对8211台风就高低层环流系统、风速的垂直切变、涡度场、散度场、垂直速度场、辐射特征、温度和稳定度场、质量通量场和纬向垂直环流圈等九个方面进行了结构分析。结果发现, 对这次近海台风, 700—400hPa的中低层在台风发生发展过程中起的作用很大, 各种条件有利于中低层扰动的发展, 700hPa以下为对流性稳定, 700—400hPa气层为对流性不稳定。这种层结分布, 加上积云对流的质量通量的垂直辐散(合)在这一层最强, 使700—400hPa的中层成为和周围环境交换属性最集中的一层; 也使之成为台风发生发展的主要涡源和动力源。分析200hPa流场发现, 台风发展到强盛阶段, 这个等压面上在台风外围发展出多通道的辐散流出, 这是发生和发展初期所没有的, 所以对于8211台风, 高层台风外围的辐散流出可能不是最初导致热带气旋发展的原因, 而更可能是台风发展过程的结果, 根据对南北风分量时间剖面图, 中尺度垂直运动和积云对流质量通量随时间的变化以及纬向垂直环流圈随时间的变化等的分析, 似乎也支持这种看法。

台风发生发展的天气形势以及大范围环流演变的特征, 国内外有过不少工作, 并有总结性评述〔2〕。但过去我们对台风发展过程中的结构分析没有做很多工作。近年来热带地区记录增加, 特别是观测手段的改进, 给定量分析提供了有利条件。我们曾用1979年美国的格点风资料计算了多台风与少台风时期的物理量并作了结构分析〔3〕。所得结果, 对理解台风环流中大范围的平均场结构有一定意义。

8211台风之所以能迅速发展, 是和一定的环境场和物理过程分不开的。一般来说, 当热带扰动移入正在加强的辐合区便迅速发展成台风, 而辐合区内生成的近海台风大多满足

本文1983年12月21日收到。

以下两个条件：（1）辐合区加强前已有云团存在（也可以是从区外移入的云团），并且要达到一定的强度，使云系环流在云底卷入层所产生的正涡度达到大尺度涡度的量级；

（2）大尺度扰动的气旋性环流中心正好和云底卷入层的正涡度中心重合，或云团在引导气流的作用下移进大尺度环流中心。上述条件的满足，意味着两种不同系统的涡度场很快迭加增强，使松散云团迅速组织起来并产生很强的对流，对流以及积云的涡粘效应迅速引起涡度的垂直混合，使热带扰动发展成深厚的气旋性系统，达到台风的强度。

这种形成和发展过程在流场的涡度、散度和垂直运动以及风速的垂直切变和稳定性等方面，均有不同程度的反映。

## 一、高低层环流系统

各格点上合成风的流场图表明，900hPa台风系统均为气旋性环流的辐合中心，我们以8月9日900hPa等压面上合成风流场为例（图1），流型之间的主要差别是风速大小，以及急流（风速大于20米/秒）的位置。8月6日台风处于发生阶段，风速小于20米/秒，7日台风进入发展阶段，在台风东侧有一片大于20米/秒的偏东风区，发展到了9日强盛阶段，如图1，风速进一步加强，东部大于20米/秒的风速区扩大，最大中心大于28米/秒。这时急流轴的方向从南南西向东北，然后转为东南—西北向。强风带的分布表明风速相对于台风中心的分布的不对称性。台风高层200hPa上均存在反气旋环流系统，图2为9日200hPa合成风流场图，流型之间最明显的差异是，台风从发生到强盛的过程中，台风外围流场发生很大变化，特别是台风东北侧，以及台风中心和反气旋环流系统中心位置的偏离。台风发生阶段，其东北侧外围流场为单向东北气流，台风中心和反气旋环流系统中心重合。随着台风的发展，东北气流减弱，风向转偏北或北偏西，同时反气旋环流系统中心偏离到台风中心以东约600公里处，到台风强盛阶段（图2）台风中心以东，发展为一支很强的最大风速达28米/秒的西南风气流，向东北伸展到1000公里之外，风向偏转为西风，这时反气旋

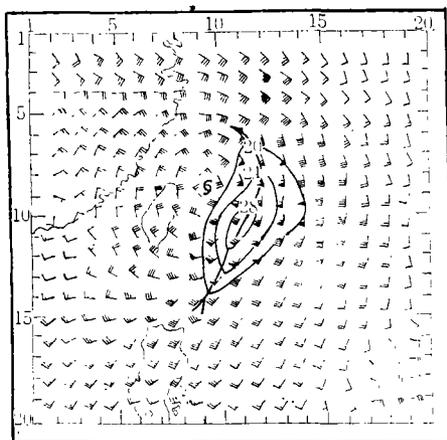


图1 1982年8月9日20时900hpa等压面各格点上合成风流场图

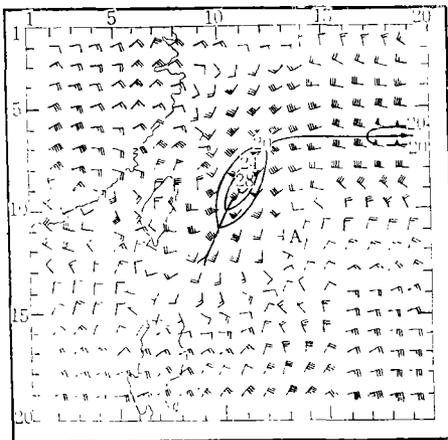


图2 1982年8月9日20时200hpa等压面各格点上合成风流场图

环流系统中心A位于台风中心东南面500公里处，而台风中心高空则出现明显的气旋性环流。Sadler等<sup>[4]</sup>提出：台风发展时高层大尺度环流形势具有多方向的流出通道。在这次个例中，从图2可以看出，到强盛阶段，主要流出通道为三支：一支在台风中心以东流出，沿着高层台风外围反气旋的西北边缘以西南风的形式通向西风带，为最强一支；一支沿着高层反气旋的东南象限以东北风形式通向东风带；另一支在台风西北象限以东北风形式向西南流出。这与他们所说的多通道是一致的。但是他们还认为台风的发展是受对流层高层环流的制约，随着高层环流的变化而变化，台风移到多外流通道之下的适当位置时，台风迅速加强。也就是说台风的加强是高层流场影响的结果。但是本例则与他们所说的完全不同。已经可以看出，至少西南向东北的外流通道是在台风发展的过程中形成和加强的。

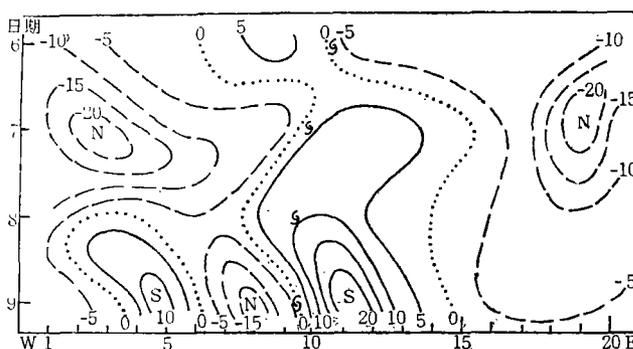


图3 200hPa等压面上，通过台风中心东西向的南北风分量随时间变化图  
(单位：米/秒)

图3表明，台风发生阶段除中心附近有较小南风分量外，两侧均为北风分量，随着台风的发展，台风两侧北风分量加强，东侧南风分量的加强更明显。到了台风强盛阶段，台风中心东侧南风分量增大到24米/秒，其西侧北风分量增大到16米/秒。由此可见，台风两侧最强风速带，即通道是随着台风的发展而加强的。

还应指出，这支偏南气流的流出通道的作用是，有效地消除台风区域上部由于中小尺度对流加强而积聚起来的质量和热量。同时也是中低纬系统互相作用的一种方式。

## 二、风速的垂直切变

小的风速垂直切变是热带风暴发展成台风的一个重要条件。 $U$ 表示纬向和经向风分量。由图4可见，系统中心对流层纬向风垂直切变最小，因为东西走向的零线通过台风中心，在零线南北两侧3个纬距的位置各有一个中心，北边为18米/秒的正中心，南边为-22米/秒的负中心。因此纬向风分量垂直风切变的南北梯度较强。台风发展阶段，形势相似，只是强度更强，北边正中心由18米/秒增强到29米/秒，南边负中心为-23米/秒。台风到了强盛阶段，正中心减弱为23米/秒，并在该中心以东约600公里处发展出一个21米/秒的正中心。南边负中心强度也减弱。故相应地南北水平梯度显著减弱。

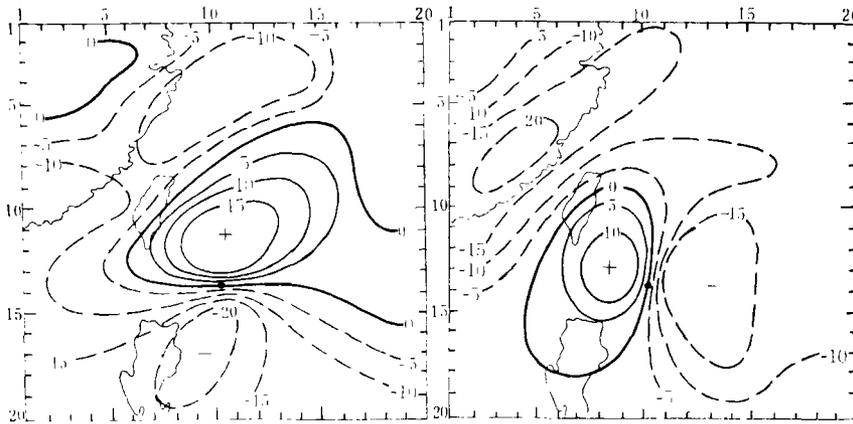


图4 8月6日纬向风垂直切变 $U_{z,00}$   
— $U_{900hPa}$ 平面图

图5 8月6日径向风垂直切变 $U_{r,00}$   
— $U_{900hPa}$ 平面图

(单位: 米/秒 圆点为地面台风中心位置)

台风形成阶段, 经向风垂直切变, 有一条南北走向的切变零线通过台风中心(图5), 其西侧有一个13米/秒的正切变中心, 东侧有一个-19米/秒负切变中心, 可见负值比正值大, 经向风垂直切变的水平梯度比较强, 但比纬向风垂直切变的水平梯度弱. 台风发展阶段, 东西两侧的正负中心向相反方向移动, 负中心移到台风外围, 而强度加强, 切变零线也逐渐离开台风中心, 正中心强度稍有减弱, 故切变的水平梯度则明显减弱. 台风强盛阶段, 台风中心位于切变负值区, 梯度进一步减弱, 并在台风北侧形成一个弱的正中心. 故台风发生发展不仅需要系统在中心的垂直风切变非常小, 而且在台风中心两侧有非常强的风速垂直切变的水平梯度. McBride等<sup>[5]</sup>用云团平均资料得出的结论, 与本文这次个例结果基本一致. 差别在于他们讨论的是不发展与发展云团的差别, 而我们讨论的是台风发展过程中不同阶段的差别. 在我们这次个例中, 风速垂直切变的强度比他们的结果强得多.

### 三、涡度场

8月6日台风中心上空700hPa高度出现相对涡度最大值(图略). 这个事实和Dayton等<sup>[6]</sup>的结论基本一致.

8211台风迅速发展前期, 西南季风随着南半球一次冷空气向北推进而增强. 来自南半球的越赤道气流, 伴随着一条清晰的强对流云带与西南季风合并, 经南海南部向东伸展与台风初期云系相接; 另外, 在台风东南侧的辐合区中产生了许多强对流云团, 这些云团沿东南信风积云线组成的螺旋云带不断输入台风云系, 为台风迅速发展提供了一部分能量和气旋性涡度. 上述的西南季风, 东南信风两支气流大大增强台风中心周围中低空流场的水平风速切变, 故台风中心的正涡度迅速增强, 使中、低层气旋性相对涡度达到最大值, 成为台风发展的涡度源. 由于中小尺度的对流输送, 中低层涡源的涡度向上向下输送, 使台风

发展成深厚的气旋性系统。

由图6可知，其极大值始终维持在700到600hPa左右高度，随着台风的加强正涡度迅速向上和向下发展，6日300hPa以上为负涡度，其中心在200hPa，7日以后300hPa以上发展为正涡度区，9日，台风的强盛阶段，正涡度一直伸展到100hPa左右的高度。以上说明这次台风的发展是从中层开始的，而发展激烈的台风乃是强而深厚的气旋性环流系统。垂直方向涡度的这种发展，则是由于对流云团中涡度加入台风环流以及台风系统中的中、小尺度运动向上的质量通量输送涡度的结果。随着台风的增强，中层涡源通过涡动或湍流的水平交换，不断向四周输送正涡度，使台风周围中层正涡度逐渐增加。

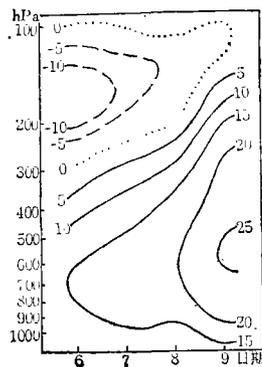


图6 台风中心各高度上相对涡度随时间变化图  
(单位:  $10^{-5}$ /秒)

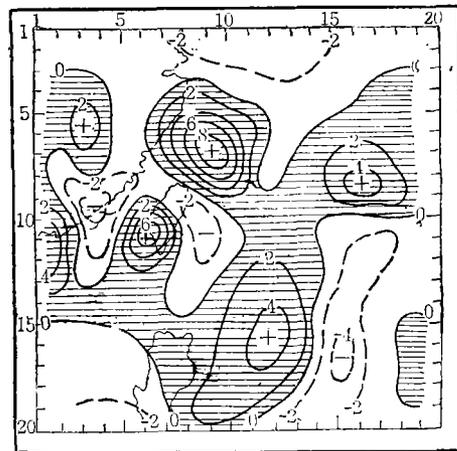


图7 8月9日200hPa等压面上的散度场  
(单位:  $10^{-5}$ /秒)

#### 四、散度场

台风发生阶段(图略)，在台风西北侧有一个辐散中心，其值为 $6 \times 10^{-5}$ /秒。随着台风的发展，辐散中心增多，并且强度略有加强。到了台风强盛阶段(图7)，除了辐散区域扩大外，在台风外围出现四个辐散中心，最强中心在台湖北侧，其值为 $9 \times 10^{-5}$ /秒。这四个辐散中心也就是在台风强盛阶段周围多方面的流出通道的反映，同时也从高空辐散场随时间的变化，说明第一节中的结论，高层辐散加强，和多中心辐散流出的形成乃是台风发展的结果。

高层流场与台风发生发展的关系曾引起普遍注意。气象工作者对此有两种不同看法<sup>[4]</sup>，一种认为高层辐散流场并不是台风生成的条件，而是台风形成后上升气流的结果；一种认为高层辐散流场叠加在低层热带扰动之上时，抽气作用使扰动发展成台风。我们支持前一种看法。我们认为并不是台风移到高层流场多通道辐散流出位置之下才发展起来的，而是台风在发展过程中在高层形成或发展多通道辐散流出，特别是如第二节中指出的以西南风的形式向东北进入大尺度西风带的最强一支更是如此。最近郑良杰等数值模拟结果<sup>[7]</sup>，认为高空反气旋流出的辐散场是台风发展的结果，与本文的事实是一致的。

### 五、垂直速度场和纬向垂直环流圈

台风发生阶段, 上升速度主要集中在台风的东侧云区, 而且比较弱, 西侧为下沉运动. 随着台风的发展, 上升运动显著增强, 从6日的 $-3 \times 10^{-3} \text{hPa/秒}$ 增加到9日的 $-32 \times 10^{-3} \text{hPa/秒}$ , 增大一个量级. 而下沉运动仅增加 $2 \times 10^{-3} \text{hPa/秒}$ , 表明下沉运动很大程度上反映大尺度运动的特征. 上升运动反映中、小尺度运动的特征. 最大值的高度从400hPa上升到200hPa, 它的升高和中层气旋性涡度向上发展是一致的. 最大上升运动中心也向台风中心靠近, 上升运动最强的地区也就是积云活动最激烈的地方, 并且范围扩大增强, 这也说明中层涡源通过积云活动引起周围流场的改变.

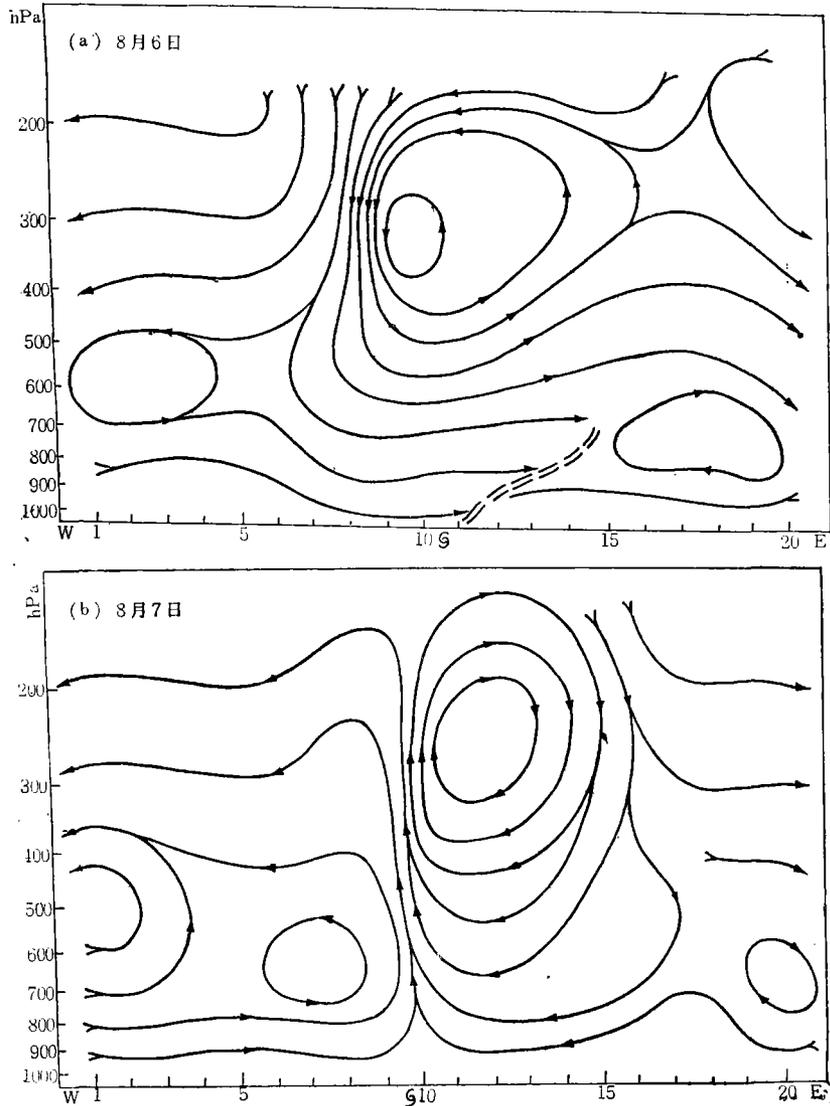


图8 通过台风中心的東西向垂直环流图

纬向垂直环流圈, 不但能看出环流系统的纬向分布, 而且能更清楚地看出垂直运动的空间结构。台风发生阶段(图8(a)), 低层辐合线随高度从西向东倾斜, 在台风区域上空300hPa上有一个闭合反环流圈(相对于沃克环流的方向而言), 中心约在350hPa, 但从上升支来说, 是比较弱而且浅薄。在台风中心西侧一个多经距的位置为下沉支, 下沉气流在300hPa左右高度上最强。在台风发展阶段(图8(b)), 垂直环流发生很大变化, 原先向东倾斜的辐合线变成垂直, 原来的闭合反环流圈为一个正环流圈所代替, 位置在台风中心上空的东侧, 中心约在250hPa左右的高度上, 窄而强的上升支正在台风中心的上空, 范围少于两个经距。这个范围以东两个经距处转为下沉。本例8211台风从发生到发展阶段相隔只有24小时, 但垂直环流圈变化如此激烈也是少见的。台风发展到强盛阶段(图略), 低层上升支变为向西倾斜, 环流圈迅速扩大。原在高层的正闭合环流圈消失, 变为扩大的正环流圈。低层的上升支在台风中心东部随高度西斜, 直到200hPa左右高度, 分成两支, 一支向西转向下沉, 而另一支向东水平扩展到1000公里以外才开始下沉。这与云图上卷云砧的方向相当一致。

## 六、温度和稳定度场

在台风的发生阶段, 台风区域, 近地面层为冷心, 位于左半部, 向上一直到900hPa以上转为暖心, 有一闭合暖中心在600hPa高度上, 是由于潜热释放增温形成的。台风发展到强盛阶段, 近地面层左半部的冷心向上有所发展, 但整个深厚的台风气柱, 直到200hPa左右的高度仍维持暖心, 暖中心抬高到450hPa高度。比较不同阶段的温度场可知, 在台风的发生阶段, 温度的空间分布较不均匀, 梯度较大, 亦即斜压性较强。发展到强盛阶段, 温度场变得比较均一, 亦即斜压性减弱。

由图9可知, 台风区域和其周围稳定度存在显著差异。在台风区内700hPa以下属于对流性稳定, 700hPa以上到400hPa为对流性不稳定, 最不稳定层在台风中心上空的500hPa高度附近, 400hPa以上又是稳定的。台风周围, 400hPa以下与台风区符号相反, 在850hPa以下的行星边界层中, 不稳定度最大。正是由于这个原因, 有些数值预报模式中判断对流性降水条件不能满足, 以致造成8211台风预报的失败。700—400hPa的对流性不稳定对8211台风首先从中层开始提供了新的根据。因为若设 $H_s$ 和 $H_A$ 分别为1000hPa和平均层的位势高度,  $h$ 为平均层与1000hPa等压面之间的厚度,  $h = H_A - H_s$ , 则

$$\frac{\partial H_s}{\partial t} = \frac{\partial H_A}{\partial t} - \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial H_A}{\partial t} - \frac{R}{9.8} \int_p^{p_0} \frac{\partial T}{\partial t} d \ln P.$$

以热流量方程 
$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{V} \cdot \nabla T + (\Gamma_s - \Gamma) \omega + \frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt},$$

代入上式得

$$\frac{\partial H_s}{\partial t} = \frac{\partial H_A}{\partial t} - \frac{R}{9.8} \int_p^{p_0} \left[ -\vec{V} \cdot \nabla T + (\Gamma_s - \Gamma) \omega + \frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt} \right] d \ln P.$$

因为台风区域温度平流较小, 方程可简化为;

$$\frac{\partial H_s}{\partial t} = \frac{\partial H_A}{\partial t} - \frac{R}{9.8} \int_P^{P_0} [(\Gamma_s - \Gamma) \omega + \frac{1}{C_p} \frac{dQ}{dt}] d \ln P.$$

由理论和经验有  $\frac{\partial H_A}{\partial t} \propto -\frac{\partial \zeta_A}{\partial t}$ . 所以上式表明: 台风系统地面气压变化主要由三个因素决定, 平均层 (据散度场的分析约在 500—400hPa) 涡度的局地变化, 稳定度和  $\omega$ , 以及非绝热加热过程. 下面着重分析稳定度结构对台风发展的影响, 将这一项表示为:

$$\left( \frac{\partial H_s}{\partial t} \right)_z \propto - \int_P^{P_0} [(\Gamma_s - \Gamma) \omega] d \ln P - \int_{1000}^{700} [(\Gamma_s - \Gamma)] d \ln P - \int_{700}^{400} [(\Gamma_s - \Gamma)] d \ln P.$$

由于在 1000 到 700hPa 的气层中, 气层是对流性稳定的, 故上面等式右边第一项积分, 因  $(\Gamma_s - \Gamma) > 0$ ,  $\omega < 0$ , 故这项使  $\left( \frac{\partial H_s}{\partial t} \right)_z < 0$ , 对台风的发展不利. 而右边第二项积分,

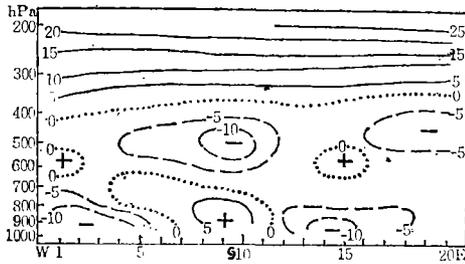


图9 8月7日通过台风中心的東西向的  $-\frac{\partial \theta_{s,e}}{\partial p}$  垂直剖面图 (单位:  $^{\circ}\text{C}/100\text{hPa}$ )

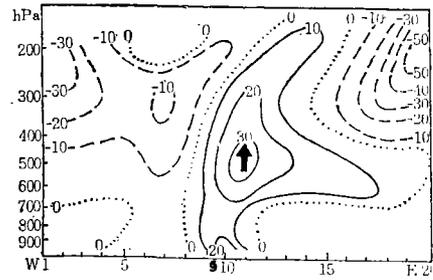


图10 8月7日通过台风中心東西向的质量通量剖面图 (单位:  $10^{-8}\text{hPa}/\text{秒}$ )

因  $(\Gamma_s - \Gamma) < 0$ ,  $\omega < 0$ , 故这一项使  $\left( \frac{\partial H_s}{\partial t} \right)_z < 0$ , 对台风发展有利. 而后一项的不稳定能量比前一项大得多, 故稳定度场总的对台风发展有利. 另外辐射和潜热释放等非绝热作用也是在中高层最为显著. 因此, 我们认为: 在 8211 台风的发生发展过程中, 中高层的层结不稳定性非绝热过程是起着很重要作用.

## 七、质量通量场和辐射特征

质量通量  $M_s$  表征由各种云型引起的总质量通量, 向上为正. 图 10 是用 Yanai 方法<sup>[8]</sup> 计算的通过台风中心东西向的质量通量剖面图. 台风发展阶段, 在台风中心右侧上空 400 hPa, 向上质量通量出现极值为  $32 \times 10^{-8}\text{hPa}/\text{秒}$ . 在高层 200hPa 还出现象云砧状的分布,

它与台风系统降水云砧的走向一致, 因此, 可以认为伴有砧状云的垂直运动对这些系统质量和水汽的垂直输送起重要作用, 随着台风的加强,  $M_s$  值增大, 其最大中心也逐渐升高。由于如此强的质量通量向上输送, 而在对流层上层被阻挡, 迫使流出层气流向水平方向扩展, 使流出层发展出一支强的外流通道, 从而进一步说明第一节的结论。

由图11表明, 在中心云云顶高度450hPa高度上, 台风中的长波降冷率比其周围约大  $0.6^{\circ}\text{C}/\text{天}$ , 云发展愈强, 这种差异就愈显著。中层750—450hPa上, 台风周围要比台风区域的降冷率大  $2^{\circ}\text{C}/\text{天}$  左右, 积云愈强, 差异也就越大。因此, 辐射降冷在中层造成较强的水平温度梯度, 对于台风中积云对流的发展非常有利。

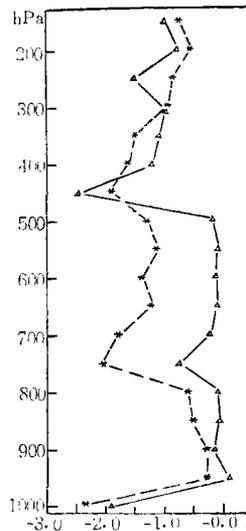


图11 长波降冷的垂直分布图

实线: 有云区的分布 虚线: 无云区的分布 单位  $^{\circ}\text{C}/\text{天}$

## 八、结 论

通过8211台风的结构分析, 可得出以下几点结论:

1. 台风发生发展阶段, 在高层200hPa上, 台风北侧外围是单一的偏东风气流场。台风强盛阶段, 发展出多支通道, 主要有两支: 一支以西南风气流向东北进入大尺度西风带, 为最强的一支, 另一支以东北风形式流出通向东风带。大量事实表明, 通向西风带的最强一支通道是随着台风发展而发展起来的, 并与高层卷云方向相吻合, 这可能是由于中、小尺度对流引起质量向上输送, 在对流层上部被阻挡, 被迫转向水平方向扩展的结果。所以对于8211台风, 高层台风外围的多通道辐散流出, 可能不是最初导致热带气旋发展的主要原因, 而更可能是台风发展过程的结果。

2. 台风发生发展阶段, 系统中心不仅需要风速的垂直切变  $U_{200} - U_{900\text{hPa}}$  非常小, 而且需要在发展系统北面和南面具有符号相反和非常强的纬向风分量垂直切变, 及其东面

和西面具有反号的很强的经向风分量垂直切变。垂直切变的纬向梯度比经向梯度大。台风发展到强盛阶段，梯度减小。

3 台风发生发展过程中，纬向垂直环流结构发生激烈的变化。主要特点为：台风发生阶段，低层上升支向东倾斜。发展阶段变为垂直。强盛阶段变为向西倾斜；在高层300hPa左右，台风发生阶段为闭合的反环流圈。发展阶段变为闭合的正环流圈。强盛阶段正环流圈向外扩展到1000公里之外。

4. 台风区700hPa以下属于对流性稳定，700—400hPa为对流性不稳定，400hPa以上又属于对流性稳定。这种层结结构对于台风系统中层扰动的发展是非常有利的。

5. 长波辐射降温可在中层产生较强的水平温度梯度，加上台风范围属于暖心，这是使云中上升运动加强的热力或动力原因。有利于台风的发展。

6. 涡度场、 $\omega$ 场、稳定度场和辐射场的综合分析表明，台风区域，700—400hPa的中层对这次台风的发展很重要，是使台风发生发展的主要涡源和动力源。

### 参 考 文 献

- [1] 肖文俊、杨大升、谢安、黄建平，8211台风的诊断分析，台风会议文集，1983。
- [2] 韦有暹、杨亚正，近十年来我国对热带环流与台风关系的研究，气象科技，1982(2)，62。
- [3] 肖文俊、谢安，热带高空两支东风急流与台风活动的关系——1979年夏季风的动力分析(一)——全国热带夏季风会议论文集，1982，285—294。
- [4] James, C.S., Mid-Season Typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric through, *Monthly Weather Review*, Vol.106, NO.8, July, 1978, 1137—1152.
- [5] John, L.M., Observational Analysis of Tropical Cyclone Formation Part II, Comparison of Non-Developing Versus Developing Systems, *J.A.S.*, 38, 6, 1132—1151.
- [6] Dayton, G.V. and Robert, G.W., Large-Scale Atmospheric Condition during the intensification of Hurricane Carmen, Temperature, Moisture and Kinematics, *M.W.R.*, 103, 1974, 3, 283—294.
- [7] 郑良杰等，热带辐合带上台风发展的数值模拟，气象学报，39(1981)，394—407。
- [8] Yanai, M., J.-H. and T.E.S., Response of deep and shallow tropical maritime cumuli to large-scale process, *J.A.S.*, 33(1976)，976—991.