

# 8114号台风结构的基本特性 及其变化规律的分析\*

赵永平

(中国科学院海洋研究所)

台风是影响我国沿海地区的主要灾害性天气之一。对台风发生、发展及移行规律的研究是海洋气象研究工作的重要内容。本文拟分析8114号台风的天气学特性,计算和讨论台风进入东海后的热力学和动力学结构,以期进一步了解台风的基本特性及其变化规律。

## 一、8114号台风天气形势及地面气象要素的变化特征

8114号台风是1981年夏末、秋初在我国近海转向的一次强台风,从发生到变性为温带气旋共历时8天,中心最低气压950mb,近中心最大风速达45m/s,是建国以来在我国近海(30°N附近)转向的最强的一次台风。台风期间,我国东部沿海普遍出现了强烈的天气现象。

### 1. 移动路径及强度演变

8114号台风是1981年8月27日在马利亚纳群岛的偏西方向上(18°N, 137.5°E),由热带辐合带上的扰动云团发展而生成的。其生成时中心气压为992mb,近中心最大风速为20m/s。台风生成后,即以平均25km/h左右的速度向西北方向移动。在移动过程中,台风中心气压不断降低,近中心最大风速和大风范围也逐渐增大(见图1)。9月1日台风移到了长江口外30°N附近的海面上,移速明显减慢,约8km/h。当日08时,台风中心气压为950mb,近中心最大风速为45m/s。与此同时,台风路径由西北转向北,当日14时又转向东北,然后开始减弱,经黄海南部、穿过朝鲜海峡,进入日本海后演变为温带气旋。

### 2. 高空流场的演变及云图特性

这次台风活动初期,西风带经向环流发展较大。8月27日08时,70°E附近500mb上空为一高压脊,贝加尔湖一带为一经向发展较大的低槽,我国东北大部地区处于该槽的前部。29日08时,70°E的高压脊发展成一强大的阻塞高压,并有一切断低压90°E附近生成。在此期间贝加尔湖低槽以约10经度/天的速度东移。9月1日08时,低槽移到了鄂霍茨克海和日本海一带,我国中部和东北大部分地区基本为一弱高压脊控制(图略)。当日20时,台风倒槽与西风带槽已汇合成一深厚的低槽,整个亚洲东北部沿海皆在该槽

\* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第928号。本文承于彦玲、杨连素两位同志在工作中热忱帮忙,谨致谢意。

收稿日期:1982年12月18日。

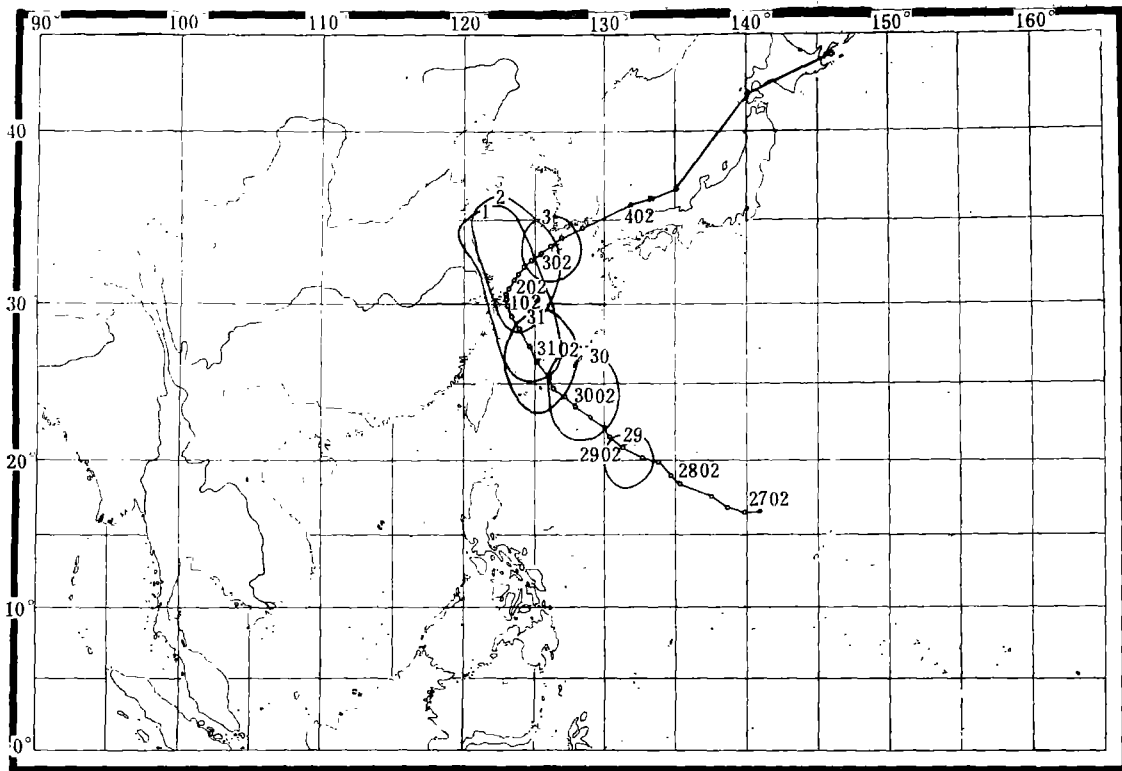


图1 8114 号台风路径图

的范围内。这次台风中、后期,由于我国中部及北部西风环流较为平直,冷空气活动偏北。另外,海上副高在台风活动初期稍有西伸;在台风转向前后较为稳定,主体位于海上,脊线大致在 30°N 附近;在台风转向后,副高明显地南退东撤。

有关台风生消过程各阶段的云图演变已有不少描述,我们这里只着重分析台风转向前后(8月31日至9月2日)的云图特性。图2a为8月31日08时云图,由图可以看到,台风云系呈明显的逗点状,西南侧出现清楚的卷云区,说明有强劲的西南风,这利于台风折向北-东北方向。图2b为9月1日08时云图,此时台风云系已靠近西风带锋面云系,台风移速明显减慢。这一特征表明,台风未来将受西风带引导气流的影响,有可能转向。图2c为9月2日08时云图,台风云系已与西风带锋面云系相连,并逐渐变为东北-西南

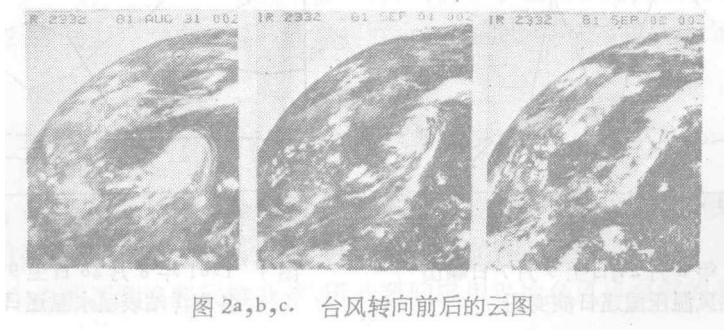


图 2a,b,c. 台风转向前后的云图

向。台风云系为明显的螺旋状,呈“6”字型,这将有利于台风向东北方向移动。

此外,根据高空台风云系卷云的面积变化可以估算卷云辐散的量级,从而推断台风高层流场的辐散情况。散度表达式为:

$$D = \frac{1}{A} \frac{\Delta A}{t_1 - t_0}$$

式中  $A$  为卷云面积;  $\Delta A$  为  $t_1 - t_0$  时间内的卷云面积增加量。表 1 是利用上式计算的 8 月 29 日到 9 月 2 日 08 时至 14 时,每隔 3 小时的云图卷云量的散度。

表 1 高空卷云量散度

日期	时间	08-11 时	11-14 时
	$D \times 10^{-2} s^{-1}$		
8月29日		1.94	0.08
8月30日		0.53	0.0
8月31日		1.92	1.90
9月1日		-1.24	-0.14
9月2日		-2.42	-0.19

由表 1 可以看到,8 月 29 日至 31 日台风云系卷云面积不断增大,散度为正值,即高空水平辐散加强,此时台风正不断发展,云系色调逐渐增白。9 月 1 日和 2 日,台风云系卷云面积减小,散度为负值,表明高空辐散明显减弱。这期间,台风云系色调变灰,有干舌侵入,台风强度在减弱。这一结果表明,台风转向前,高空辐散强,将促进台风内部对流发展,台风眼区也愈加明显;台风转向后,高空辐散明显减弱,其强度也就随之减弱。

### 3. 沿海气象、水文要素变化特征

受强台风影响,我国东部沿海一带的气象、水文要素都发生了强度不等的变化。分析实况可以看出,这次台风造成了黄、东海沿海气压的普遍下降,其中东海沿海气压较黄海

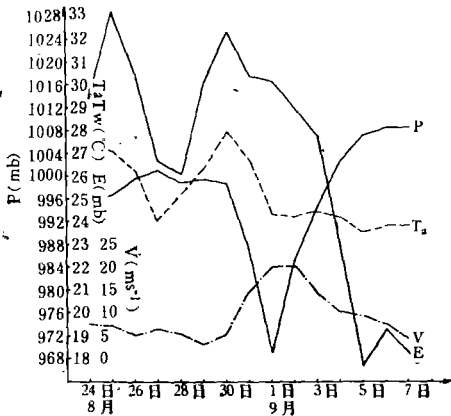


图 3 1981 年 8 月 24 日至 9 月 7 日崂山站风温压湿逐日演变图

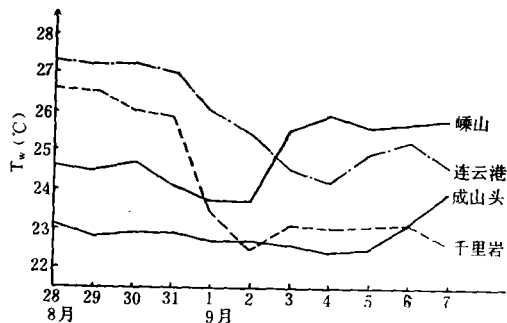


图 4 1981 年 8 月 28 日至 9 月 7 日沿海各海洋站表层水温逐日演变图

一带下降更为剧烈。另外在气压降至最低值之前,水汽压和温度都有程度不同的回升。这里,我们选取了嵎山站 8 月 24 日至 9 月 7 日的温压湿变化(见图 3);图中采用的是诸要素的日平均值。8 月 25 日,该站平均气温为 27.1℃,平均水汽压为 33.2mb。次日,平均气温和平均水汽压开始下降,29 日开始回升。在这期间气压变化一直较平缓。30 日,台风临近,气压明显下降,气温和水汽分别上升至 27.9℃ 和 32.3mb。9 月 1 日,台风移到了长江口附近的海面上,嵎山站气压降至最低值,约 968.5mb,日平均风速增加到 20m/s,同时的气温和水汽压也都明显下降,但其变化趋势较气压变化平缓。9 月 1 日后,随着台风转向东北,嵎山站气压迅速回升。

此外,我们还分析了这次台风过程中,嵎山、连云港、麦岛、千里岩、成山角等海洋站的表层水温资料(见图 4)。由图可以看出,台风过后各海洋站的表层水温都有不同程度的下降。离岸较远的站,如嵎山、千里岩,其水温下降明显。

## 二、8114 号台风进入东海后的热力学和动力学特性

台风进入中纬度后,由于环境流场及下垫面海洋状况(如海水温度和深度等)的改变,其热力学和动力学特性必将与其在低纬形成及发展阶段时的情况有较大的差异。本节拟计算台风各象限内的散度、垂直速度、感热和潜热收支的垂直分布以及海-气界面上的热量交换值,以揭示各特征量的时空分布特性,并就中纬度海洋对台风衰减的影响进行初步讨论。

### 1. 计算公式及资料处理

根据 Frank<sup>[5]</sup>,我们用下列方程组来计算台风场内各特征量的量值。

$$\nabla \cdot \bar{v} + \frac{\partial \bar{\omega}}{\partial p} = 0, \quad (1)$$

$$Q_1 = c_p \left( \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{v} \bar{T} + \frac{\partial \bar{T} \bar{\omega}}{\partial p} \right) = Q_R + L(c - e) - c_p \frac{\partial \overline{T' \omega'}}{\partial p}, \quad (2)$$

$$Q_2 = -L \left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{v} \bar{q} + \frac{\partial \bar{q} \bar{\omega}}{\partial p} \right) = L(c - e) + L \frac{\partial \overline{q' \omega'}}{\partial p}. \quad (3)$$

式中  $Q_R$  为云体造成的辐射加热率;  $L$  为凝结潜热;  $c$  为水汽凝结率;  $e$  为水汽蒸发率; 带“'”者为该特征量的扰动量; 其余符号与一般气象学意义相同。由连续方程(1),假定 1000mb 处  $\omega \approx 0$ 。应用大尺度风场观测资料,参考于宝琛等<sup>[1]</sup>计算垂直速度和散度的校正方法,用三点法计算了台风各象限一定区域内的散度和垂直速度平均值的垂直分布。(2)和(3)式分别为热力学方程和水汽平衡方程,它们表示显热和潜热的变化。(2)和(3)式都可以根据常规气象观测资料进行计算。联立(2)式和(3)式,并从海面到大气顶积分得:

$$\frac{1}{g} \int_{P_t}^P (Q_1 - Q_2 - Q_R) dp = -\frac{c_p}{g} (\overline{\omega' T'}) P - \frac{L}{g} (\overline{q' \omega'}) P \quad (4)$$

上式中若取  $P_t = 100\text{mb}$ ,  $P = 1000\text{mb}$ , 即得到通过海-气界面的感热和潜热交换值。若以任意高度( $P$ )积分至大气上界  $P_t$ , 则又可获得通过该高度的热通量。

由于台风中心的探测资料很难获得,因此我们采用平均台风风温湿的垂直分布模式,

根据本次台风周围各测站实际风温湿探空资料进行插值和订正,由此可得比较合理的台风眼壁处的近似资料。

我们的计算选取了台风进入东海至转向前后共六个时次,即 31 日 08 时, 20 时; 1 日 08 时, 20 时; 2 日 08 时, 20 时。周围选取平壤、上海、石垣、冲绳、名濑、福冈等六个测站,计算这些站在各个时次与台风中心所分别构成的共计 32 个三角形内的散度、垂直速度、热通量及其垂直分布(见图 5)。在垂直方向上,我们选取 1000、850、700、500、400、300、250、200、150 和 100mb 共十层。计算中除个别站离台风中心较远外,其余各站基本上都在台风环流场的控制下。因此,虽然某些三角形面积较大,但计算结果仍不失其代表性。

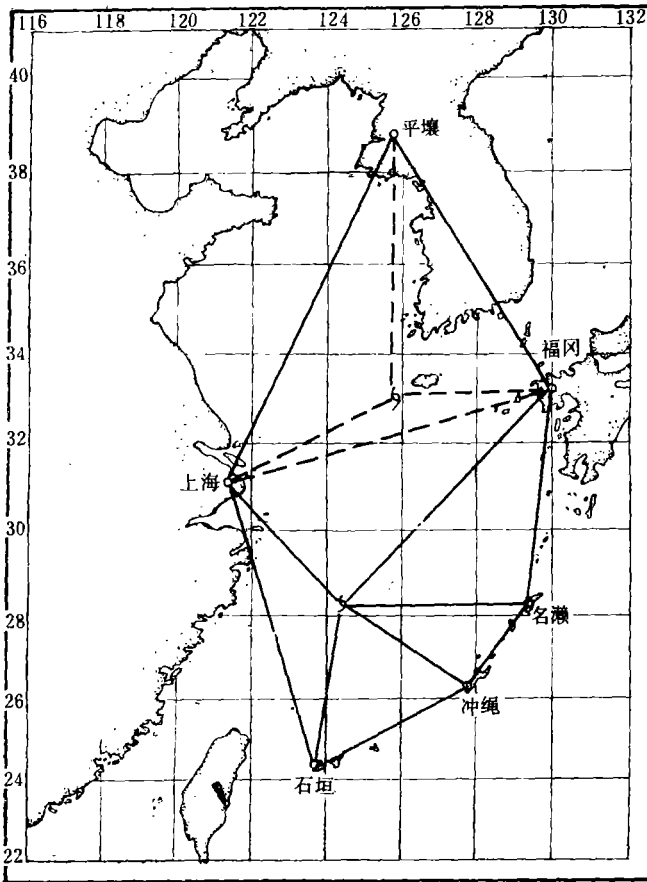


图 5 计算站位图

用大尺度物理量来倒算海-气热交换和大气中热通量的方法,可以克服在台风期间由于缺少实测资料而不能计算台风场内各特征量的困难。这一计算方法在 1974—1975 年 AMTEX 试验期间已用于计算海-气之间的热量交换,其结果与用块体法的结果基本一致。其后 Frank、于宝琛等也分别用这一方法计算了台风场各层的热通量。本文的计算结果与他们计算的相比,量级相当。Frank 计算的热通量最大值约  $40\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{h}$ ,于宝琛计算的约  $137\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{h}$ ,本文为  $140\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{h}$ 。

## 2. 计算结果分析

## (1) 台风进入东海后海-气热交换场特征

图 6 为由(4)式计算的台风周围各三角区内的海-气热交换值(即通过 1000mb 的热通量)。我们先算出各时次每个三角形的重心相对于台风中心的方位和半径,然后将每个三角形内的平均值点绘在相应三角形的重心处。考虑到台风场内各气象要素沿径向规则分布,三角形内的平均值可以近似表示重心点附近的实际热交换值。由图可以看到,在台风中心附近,除个别点处,海-气热量交换值均为负值,即大气低层有向海面的热量输送,平均值约  $50\text{cal}/\text{cm}^2\cdot\text{h}$ 。在台风外围约  $3 \pm 0.5$  个纬距的范围内,似存在一个不连续的环形带状的海洋向大气输送热量的正值区,其平均值低于台风中心区的大气失热值。9月1日,台风途经嵎山站,该站水-气温差表明,台风期间水温低于气温,经查算海面的饱和水汽压也低于空气中的实际水汽压,只是在台风过境后,由于来自陆地干空气的入侵和水温回升,才出现了正的水汽压力差。显然,在这样的条件下,大气会向海洋传送热量,这与上述计算的海-气热量交换的方向是完全一致的。

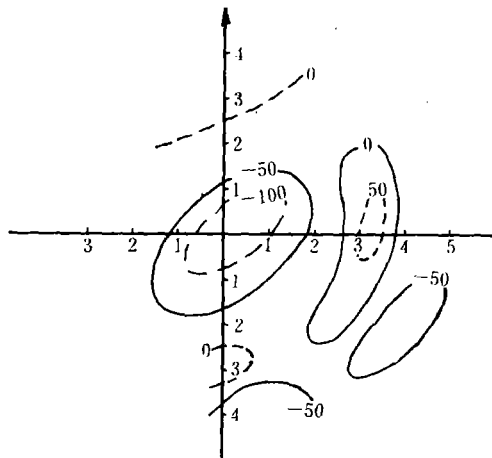


图 6 8114 号台风场内海-气热量  
(感热和潜热之和) 交换值的分布

Riehl<sup>[9]</sup> 在讨论海温与飓风的相互影响时指出: 在台风形成阶段, 海洋给大气提供大量的感热和水汽, 对台风的形成和发展起了重要的作用。但当台风形成后, 强烈的感热和水汽蒸发耗热可以使 30m 深的海水降温  $1^{\circ}\text{C}$ 。同时, 由台风引起的海洋动力上翻作用, 极易破坏 15—30m 深的温跃层结构, 使水温有较大的下降。Leippen<sup>[7]</sup> 也指出了这一问题, 他认为台风中心冷水上翻, 中心暖水向四周流出并在 300km 附近下沉。8—9 月, 东海温跃层约 20m, 强烈的台风进入后该跃层即被破坏, 其中心区水温下降, 虽然近海面空气在内流过程中绝热冷却, 气温和湿度也会随之下降, 但其值仍高于水温和海面上的饱和水汽压。这一原因, 有可能造成台风中心区大气低层向海洋的热输送。至于台风外围不连续的正热量交换区的存在, 似与螺旋云带的分布及该区附近的海水下沉有关。但由于缺乏资料, 暂不作进一步分析。

Miller<sup>[7]</sup> 在计算一次飓风填塞的个例中, 用块体法计算了飓风北上登陆前海-气热交

换值,其结果认为台风中心区有正的热交换。这可能是因为他所研究的台风位置偏南,同时对台风场内的水温作了比较简单的假定造成的。其后,山东海洋学院气象专业<sup>[3]</sup>也计算得到了台风在中纬附近有正的海-气热交换场,原因也可能是由于采用三天水温合成法求得平均水温与实际台风场内的水温分布有较大的差异所致。

## (2) 台风场各象限内的动力学特征

台风实际是大型流场上的一个扰动。因此,在台风不同象限内,各气象要素的分布是不对称的。统计本文的计算结果表明,除少数计算值外,基本上可分为两种类型:第一种类型存在于台风右半部及左前象限,其低层为辐合,高层为辐散,平均值分别约为  $-4 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$  和  $14 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ , 无辐散高度平均在 500mb。这种高层辐散大于低层辐合的垂直分布,有利于台风的发展和维持。在这一类型中,上升运动最大值出现在 500mb, 平均最大上升速度约为  $28 \times 10^{-3} \text{mb} \cdot \text{s}^{-1}$ 。图 7a 为 9 月 1 日 08 时在台风右前象限,距中心较近的三角区内的计算值,其分布型与平均状况相同,但在数值上数倍于平均值;第二种类型存在于台风的左后象限,其动力学特征与台风的其它区域完全相反,它在低层辐散,高层辐合,无辐散层也在 500mb 左右,整个气柱内均有下沉运动,其量级基本上与上升运动相当。图 7b 为 9 月 1 日 08 时在台风左后象限的计算结果。沈如金等<sup>[3]</sup>在计算登陆台风的潜热对降水的影响时指出:由于低层出现冷性结构,台风的西南象限内存在动力下沉运动。这与本文的计算结果是一致的。这说明,这一现象不仅登陆台风存在,即使在海上也存在。

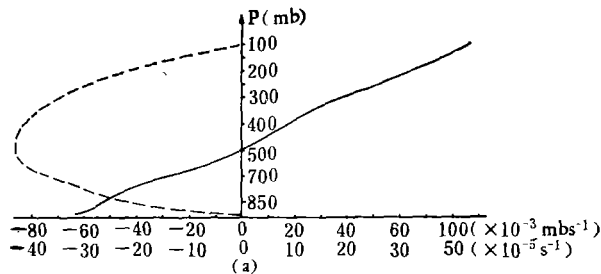


图 7a 9 月 1 日 08 时台风右前象限散度(实线)、垂直速度(虚线)的垂直分布

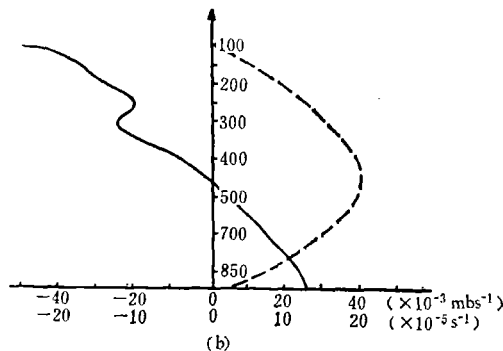


图 7b 9 月 1 日 08 时台风左后象限散度(实线)、垂直速度(虚线)的垂直分布

另外,根据计算结果,还可以大致估计垂直速度与台风径向距离的关系。表 2 为在台

风右前象限计算的最大垂直速度, 它表明: 离台风中心越近, 垂直速度越大, 最大值达  $178 \times 10^{-3} \text{mb} \cdot \text{s}^{-1}$ , 比平均值大一个量级。

表 2 最大垂直速度与径向距离的关系

所计算的三角形重心位置		最大垂直速度出现的高度 (mb)	最大垂直速度 ( $\text{mb} \cdot \text{s}^{-1}$ )
$\theta$ (方位)	$r$ (纬距)		
40°	3.2	450	-6.7
78°	3.2	500	-6.0
73°	3.2	500	-8.4
65°	3.0	450	-13.0
45°	2.1	450	-28.0
40	1.4	500	-85.0
42	1.3	500	-178.0

### (3) 台风各象限内的热力学特性

由(2)、(3)式计算的台风场内感热( $Q_1$ )和潜热( $Q_2$ )的垂直分布大致也分为两种类型。在台风右半部和左前象限, 大气各层均获得热量, 失去水汽, 其最大值在 600mb 附近, 平均值分别为 220 和  $290 \text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$ 。两者最大值的高度一致的情况表明, 在 600mb 高度上, 有最大的水汽凝结, 其释放的潜热加热了大气。就本次台风来说, 其能量主要在这一层获得。图 8a 为 9 月 1 日 08 时台风右前象限的感热和潜热的垂直分布。由图可知, 在 600mb 有最大的热源, 其值为  $870 \text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$ , 在同一高度存在水汽汇, 其相当的潜热量为  $1070 \text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$ 。由于该区位于台风中心区, 故其量值也比平均值大。在台风的左后象限, 热量和水汽的分布恰与上述情况相反。此层整层为热汇和水汽源, 其值分别为 150 和  $190 \text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$ , 同时也在 600mb 高度上达到最大。图 8b 为 9 月 1 日 08 时左后象限内的情况, 感热和潜热在 600mb 处的最大值分别为 385 和  $475 \text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$ , 稍大于平均值。以上结果还表明, 离台风眼区越近, 感热和潜热越大, 其中最大值可达  $2000 \text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$  以上。它比 AMTEX' 75<sup>[8]</sup> 试验期间, 因冷空气爆发而引起的最大水汽汇大一个量级以上。另外, 比较(2)、(3)式右边各项对感热和潜热收支的贡献, 结果表明, 平流项为正, 垂直输送项为负, 两者为同一量级。由此可见平流输送的热量和水汽是台风能量的主要来源。

图 8c 为 9 月 1 日 08 时整个台风场平均云辐射加热率的垂直分布。采用 Frank 统计的全天卷云和晴空两种情况下辐射加热率的平均分布曲线, 以台风中心和相邻站的云量的平均值进行估算。由图可以看到, 本次台风期间, 由于云体辐射大气失去热量的最大值出现在低层, 其值为  $-2.4 \text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$ , 随高度升高失热减少, 在 300mb 有一最小值, 约  $-0.4 \text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$ , 在 200mb 附近还有一稍大值, 约为  $-0.8 \text{cal}/\text{cm}^2 \cdot \text{h}$ 。这些值与感热和潜热相比较, 要小两个量级。因此, 在台风场内因云体所引起的辐射冷却作用是很小的, 其分布不影响台风场内各层的热量输送。

将(2)和(3)式作整个气柱积分, 可以分别得到整个气柱感热( $Q_{1A}$ )和潜热( $Q_{2A}$ )的总和(见图 9)。由图可以看到,  $Q_{1A}$  和  $Q_{2A}$  的分布型完全相同。在台风的右前象限有最大



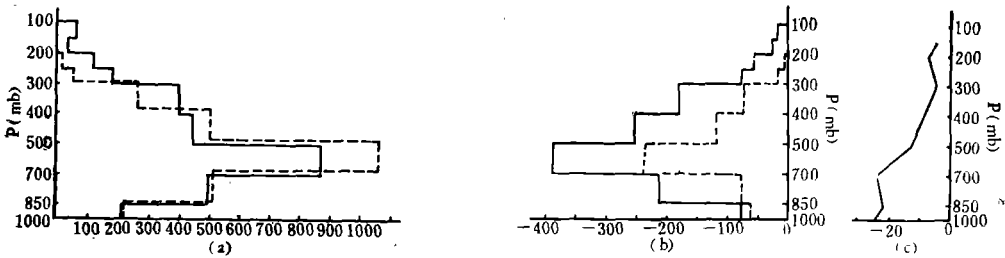


图8 9月1日08时台风右前象限(a)和左后象限(b)感热(实线)和潜热(虚线)收支及云辐射(c)垂直分布 (cal/cm<sup>2</sup>·h)

值,这是台风场内最大的显热源和最大的水汽汇;在台风的左后象限,由于该区的动力学特性,该处存在着热汇和水汽源。

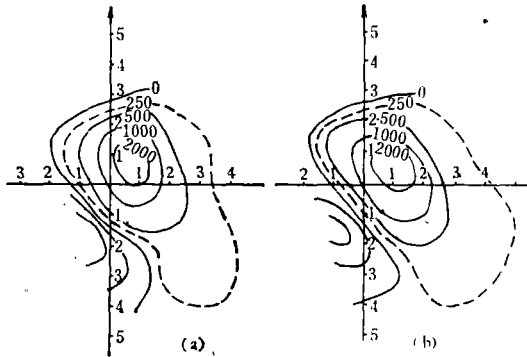


图9 8114号台风感热(a)和潜热(b)收支分布图 (cal/cm<sup>2</sup>·h)

由于台风各象限不同的动力学特性,据(4)式计算所得的台风场内各高度的垂直热通量也不相同。在台风右部和左前象限,大气低层多数为负值,即存在向下的热量输送,平均约为 -76cal/cm<sup>2</sup>·h,随着高度的增加,负值逐渐减小,在800mb附近转为正值,在500mb出现最大值,平均为 140cal/cm<sup>2</sup>·h。垂直热通量的量值与离台风眼区的距离有密切的关系。图10中实线为9月1日20时,位于台风右前象限、离台风眼较近的一个三角区内的垂直热通量的分布曲线。在1000mb高度上,向下的热通量为-150cal/cm<sup>2</sup>·h,850mb上为0,500mb上有最大的向上热通量,其值为 950cal/cm<sup>2</sup>·h。这就是说,在台风内核区,大气低层有向下的热输送,在对流层中层(500mb附近)有强烈的向上热输送。而在台风的左后象限,存在着与上述相反分布特征,整个大气均有向下的热输送,其最大值一般也在500mb附近。图10中虚线为9月1日20时左后象限的情况,但它在大气低层出现最大的向下热输送,其值约为 130cal/cm<sup>2</sup>·h,向上逐渐减小。

### 3. 台风进入中纬后的海-气热交换对台风强度的影响

上例的计算结果表明:台风转向前后,在台风内核区,大气低层出现向下的热输送,即该地区内海洋已切断了对大气热量和水汽的供应。但9月1日08时,其中心气压为950mb,为本过程的最强盛期。以下拟就这一特定的海-气热量交换场怎样影响台风的维持和衰减,作一初步讨论。

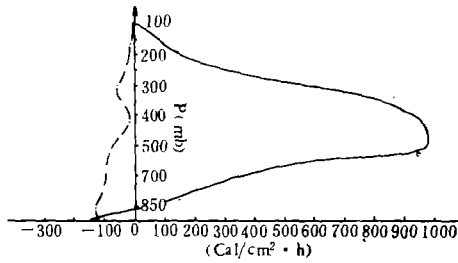


图 10 9 月 1 日 08 时台风右前象限(实线)和右后象限(虚线)垂直热通量分布图

在台风形成和初始发展阶段,由于低纬深厚的高温水区源源不断地提供热量和水汽,使台风强烈发展。但当台风成熟并向西北方向移动时,由于环境海温场的改变,又因海面感热和蒸发损失大量的热量而降温,更主要的还由于海水动力上翻,破坏了海洋中的温跃层结构而引起水温较大的下降,最后导致逆转的热量交换场的发生。因此可以认为,就台风内核区的海-气交换场来说,在台风发展过程中就蕴育着不利于台风发展的因素。

一般认为,台风衰减的主要原因是大范围海温明显降低(低于 26.5℃),或台风离开海洋,有人还认为<sup>[4]</sup>,台风总能量的主要能源来自经向流入。也即是说,大范围内海-气热交换场的改变是决定台风维持或衰减的主要原因。根据这一观点,我们这里计算了东海区在 8114 号台风经过期间逐日两个时次的平均海-气热交换值(表 3)。

表 3 东海区平均海-气热收支 (cal/cm²·h)

时 间	3108	3120	108	120	208	220
$S_0 + LE_0$	-1.3	20.9	35.8	-11.0	-32.2	-7.7

由表可以看出,在 1 日 14 时台风转向前,虽然此时其内核区存在负的热交换,除 31 日 08 时台风刚进入东海,海-气热交换出现小的负值外,东海区内平均仍有正的热交换,即海洋向大气提供热量和水汽。可见台风外围区的海-气热交换对台风的贡献是不可忽视的,这也可能是在台风转向前得以维持或发展的主要原因之一。9 月 1 日 14 时台风转向后,东海区的平均热收支立即变为负值,这表明大范围内台风已失去海洋对大气的热量和水汽供应。其后台风进入更冷的海面,变性为温带气旋向东北方向移去。由此可以认为,当台风进入中纬海区时,若外围区的海-气正热交换大于内核区的负值交换时,台风仍可得热量而得以维持和发展;当大范围内为负热交换时,即使台风在海上,也会衰减甚至消失。事实上,据统计<sup>[4]</sup>约占总数 8.7% 的台风未登陆就在 30°N 以南、140°E 以西的海上消失,这其中除了大型环流场的变化外,下垫面大范围海-气热量交换场的改变可能也是必须考虑的原因之一。另外,本文的结果也表明:在此期间台风的主要能量来自具有热带洋面上高温高湿特征的南到东南气流的平流输送,在台风的右半部,特别是在右前象限,水汽大量凝结,释放潜热,加热大气,为台风发展源源不断地提供能源。

### 三、结 语

根据以上分析,我们得到以下几点初步认识。

1. 在海上转向的强台风,不仅给沿海地区带来剧烈的天气变化,而且使影响海区的水

文特征发生很大的异常,如台风强烈的动力作用使深层海水上翻,并造成以台风为中心的冷水区的存在。这一现象又反过来影响台风的强度。

2. 8114 号台风具有不对称的动力和热力结构。在台风右半部和左前象限,低层辐合,高层辐散,整层有动力上升,在 500mb 达到最大;各层均获得感热,失去水汽,在 600mb 最大;800mb 以下,一般有向下的热通量;800mb 以上,热通量均是向上输送的。在台风左后象限恰相反,低层辐散,高层辐合,整层有动力下沉,各层感热减少,水汽增多,热通量也都是向下输送的。此外,计算结果还表明,这些特征量随着离台风眼区距离的减小而急剧增加。

3. 本次台风个例证实,进入中纬后,在台风内核区,大气低层有向下的热通量,在台风外围区有不规则的自海面向大气的输热区。当大范围内(包括台风内核区和外围区)平均有海洋向大气的热输送时,台风可以维持和加强;当大范围内平均有大气向海洋输热时,台风往往要减弱或转向。相应的云图特征表现为高层卷云面积的增加或减少。这一特性也可以部分地解释海上台风在转向前就减弱或消失的现象。

由于缺少足够的台风场内的实测资料,本文在计算中所采用的插值和大尺度平均方法,都可能给计算结果带来误差。另外,本文仅是 8114 号台风的个例计算,对其它登陆台风和同样在海上转向的台风是否具有类似的特性,我们将另文报告。

### 参 考 文 献

- [1] 于宝琛、杨文明、左中道, 1980。关于热带海洋与大气间热量收支计算中垂直速度和散度的校正。海洋湖沼通报 2: 1—10。
- [2] 山东海洋学院气象专业, 1974。7209 台风登陆后迅速衰亡原因的探讨。台风会议论文集。上海人民出版社, 177—183 页。
- [3] 沈如金、张宝严, 1982。凝结潜热加热对台风降水分布的影响。大气科学 6(3): 249—257。
- [4] 福建省气象局气象台, 1974。近四年海上消失台风的卫星云图特征分析。台风会议论文集。上海人民出版社, 235—242 页。
- [5] Frank, W. M., 1977. Convective Fluxes in Tropical Cyclones. *Jour. Atmos. Sci.* 34(10): 1554—1568.
- [6] Leipper, P. F., 1967. Observed Ocean Conditions and Hurricanes Hilda. *ibid.* 24(2): 182—196.
- [7] Miller, B. I., 1964. A Study of the Filling of Hurricane Donna (1960) over Land. *Wea. Rev.* 92(9): 389—407.
- [8] Murty, L. K. 1976. Heat and Moisture Budgets over AMTEX' 75. *Jour. Meteor. Soc. Japan.* 54(6): 370—381.
- [9] Riehl, H., 1979. *Climate and Weather in Tropics*. Academia Press, pp. 394—451.

---

## AN ANALYSIS OF THE FUNDAMENTAL STRUCTURAL CHARACTERISTICS AND VARIATIONS OF TYPHOON NO. 8114\*

Zhao Yongping

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

### ABSTRACT

In this paper, synoptic situation and cloud characteristics are analyzed, and dynamical and thermal structures are calculated during Typhoon No. 8114. It was concluded that this Typhoon was asymmetry. In the right half and left front quadrants of the Typhoon, convergence occurred in bottom layer, divergence in intermediate and upper layers, upward motion in the whole column; heat flux was downward in bottom layer and upward in intermediate and upper layers. However, the situation was opposite to the above in the left rear quadrants of the Typhoon. It was also shown that the maintenance and evolutions of Typhoon was strongly correlated to the large scale heat budget between atmosphere and ocean.

---

\* Contribution No. 928 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.