



研究简报

黑潮区台风域海—气热输送量的计算*

林 晓 能

(国家海洋局广州海洋预报台 510300)

提要 根据1972和1974年经过黑潮区的两个台风个例,计算和分析了台风各部位在不同的海气条件下热量输送的垂直分布特点。表明,在台风前部信风带中,热量垂直输送限于700hPa以下,在1000hPa处有约 $167.47-209.34\text{J}/(\text{cm}^2\cdot\text{h})$ 的最大值,700hPa以上热量向下输送;在台风中心区,热量输送量最大,在1000hPa处接近 $420\text{J}/(\text{cm}^2\cdot\text{h})$,在850hPa附近可能有热输送量的最大值,其上随高度减小;在台风后部偏南气流中,向上热输送量较小;各层最大值不超过 $84\text{J}/(\text{cm}^2\cdot\text{h})$ 。

关键词 黑潮区域 台风过程 热量计算

关于黑潮区海气热输送量的计算问题,潘华盛等(1983)的分析得出,冬季黑潮加热场的变化,对后期西风带月平均长波槽(脊)的位置和维持有一定的影响。赵永平等(1984)讨论过黑潮热量收支与副热带高压之间的关系。赵绪孔等(1987)分析过黑潮海面加热场对冷性反气旋的影响。但迄今为止,对黑潮海域热输送量与台风之间关系的研究却甚少。本文根据1972和1974年经过黑潮区的两个台风个例,计算和分析了台风各部位在不同的海气条件下,热量输送的垂直分布特点,从而进一步了解台风过程海气间热输送量的演变特征。

1 计算公式与资料来源

连续方程、热力学方程和湿度方程为:

$$\nabla \cdot \vec{v} + \frac{\partial w}{\partial p} = 0 \quad (1)$$

$$L(c - e) + Q_R = C_p \frac{dT}{dt} - \frac{RT}{p} \frac{dp}{dt} \quad (2)$$

$$(c - e) = - \frac{dq}{dt} \quad (3)$$

其中, $\nabla \cdot \vec{v}$ 为等压面散度; L 为凝结潜热; c 为单位质量空气的凝结率; e 为云滴蒸发率; Q_R 为单位质量空气的辐射加热率。

由于热带海洋上的观测资料十分缺乏,要计算一个区域内要素的平面分布情况十分困难。一般是利用三个较近的测站,计算该三站所组成的三角区域中的平均值。根据方

* 自选课题。

收稿日期: 1991年4月27日;接受日期: 1992年6月1日。

程(1),假定小尺度水平风的涡动值与温度、湿度的涡动值无关,则方程(2),(3)可写成:

$$C_p \left[\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{V}\bar{T}) + \frac{\partial}{\partial p} \bar{w}\bar{T} \right] - \frac{R}{p} \bar{T}\bar{w} \\ = L(c - e) + Q_R - C_p \frac{\partial}{\partial p} \overline{w'T'} + \frac{R}{p} \overline{w'T'} \quad (4)$$

$$L \left[\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{V}\bar{q}) + \frac{\partial}{\partial p} \bar{q}\bar{w} \right] = -L(c - e) - L \frac{\partial}{\partial p} \overline{w'q'} \quad (5)$$

其中,字母上“—”表示三角区中的面积平均,“,”表示对面积平均的偏差。方程(4)右边第四项为扰动动能和扰动位能间的转换,如果忽略摩擦对能量的消耗,该项显然等于单位质量空气的动能变率 $\frac{1}{2} \Delta \bar{V}^2$, 并且可由大尺度的平均量来量度,此时方程(4)可写为:

$$C_p \left[\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{V}\bar{T}) + \frac{\partial}{\partial p} \bar{w}\bar{T} \right] - \frac{R}{p} \bar{w}\bar{T} + \frac{1}{2} \Delta \bar{V}^2 \\ = L(c - e) + Q_R - C_p \frac{\partial}{\partial p} \overline{w'T'} \quad (6)$$

为了方便,令:

$$Q_1 \equiv C_p \left[\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{V}\bar{T}) + \frac{\partial}{\partial p} \bar{w}\bar{T} \right] - \frac{R}{p} \bar{w}\bar{T};$$

$$Q_2 \equiv -L \left[\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{V}\bar{q}) + \frac{\partial}{\partial p} \bar{w}\bar{q} \right];$$

此时方程(6)和(5)为

$$L(c - e) - C_p \frac{\partial}{\partial p} \overline{w'T'} = Q_1 - Q_R + \frac{1}{2} \Delta \bar{V}^2 \quad (7)$$

$$L(c - e) + L \frac{\partial}{\partial p} \overline{w'q'} = Q_2 \quad (8)$$

由于热量输送通过云底层的湍流和积云对流而实现,即云顶上部热输送为零,因而积分的下限取在海平面 (P_0), 上限则取到积云顶的高度 (P_T) 即可。由(7)式有:

$$\frac{1}{g} \int_{P_T}^{P_0} \left(Q_1 - Q_R + \frac{1}{2} \Delta \bar{V}^2 \right) dp = \frac{L}{g} \int_{P_T}^{P_0} (c - e) dp \\ - \frac{C_p}{g} (\overline{w'T'}) P_0 \approx LP_0 + \rho_0 C_p (\bar{T}'\bar{w}') = LP_0 + S_0 \quad (9)$$

对(8)式积分有:

$$\frac{1}{g} \int_{P_T}^{P_0} Q_2 dp = \frac{L}{g} \int_{P_T}^{P_0} (c - e) dp + \frac{L}{g} (\overline{q'w'}) P_0 \\ \approx LP_0 - \rho_0 L (\overline{q'w'}) P_0 = LP_0 - LE_0 \quad (10)$$

由(9)式减去(10)式得:

$$\frac{1}{g} \int_{P_T}^{P_0} \left(Q_1 - Q_2 - Q_R + \frac{1}{2} \Delta \bar{V}^2 \right) dp = S_0 + LE_0 \quad (11)$$

如果计算较稳定天气情况时 $\frac{1}{2} \Delta \bar{v}^2 = 0$, 那么 $(Q_1 - Q_2 - Q_R)$ 的整个气柱积分, 即是海面向大气的显然和潜热的通量。要计算在不同高度上的热通量, 可由(7)式减去(8)式, 然后积分就有:

$$\begin{aligned} & \frac{1}{g} \int_{P_T}^{P_0} \left(Q_1 - Q_2 - Q_R + \frac{1}{2} \Delta \bar{v}^2 \right) dp \\ &= - \frac{C_p}{g} (\overline{w'T'})_p - \frac{L}{g} (\overline{q'w'}) \end{aligned} \quad (12)$$

在西北太平洋选取了名濊、冲绳、南大东岛三个探空站围成的三角区内(见图1)。应用上面的方法, 计算了1972年8月13—18日和1974年9月4—8日两次台风经过该地区时三角区的热通量分布。所用资料取自日本天气图和日本高空资料。

对于垂直速度 w 的计算, 在选定三角区内的平均垂直速度 \bar{w} , 是应用运动学方法, 从三点实测风资料计算小面积内平均散度 $\nabla \cdot \bar{v}$, 然后用连续方程积分得出, 采用 O'Brien (1970) 的校正方法, 并作了一点改进, 对由实测风计算的散度和实测风的法线分量作了校正。

公式(12)中的辐射加热率 Q_R 取之 Frank (1977)¹⁾, 他根据10个台风的卫星资料, 计算了台风区中全天卷云和晴空两种情况下, 辐射加热率的平均曲线, 本文根据这些数据, 以三个站的平均云量作为三角区内的云量, 计算了各个时间不同高度的辐射加热率。

2 热输送量的计算

2.1 台风过程 1972年9号台风

(7209号)从三角区以南经过(图1), 在8月13日14时至17日02时, 其气压一直维持在937hPa以下。8月13—14日, 三角区位于台风前部副高脊线南部信风气流中, 主要受信风气流控制(图2a)。15—16日, 三角区离台风中心较近, 受台风影响较大(图2b)。17至18日三角区处于台风后部, 副高西部偏南气流控制之下(图2c)。我们选取了13日20时、14日20时作为台风前部边缘区, 15日08时作为台风后部受台风影响最近区, 以17日20时和18日20时作为台风后部这二种情况来讨论三角区内热输送量的分布情况。

1974年18号台风以S型路径穿过三角区的中心(图1)。9月6日台风恰好位于三角区内, 用9月6日08时、20时两次计算来讨论台风中心区的热输送量分布。

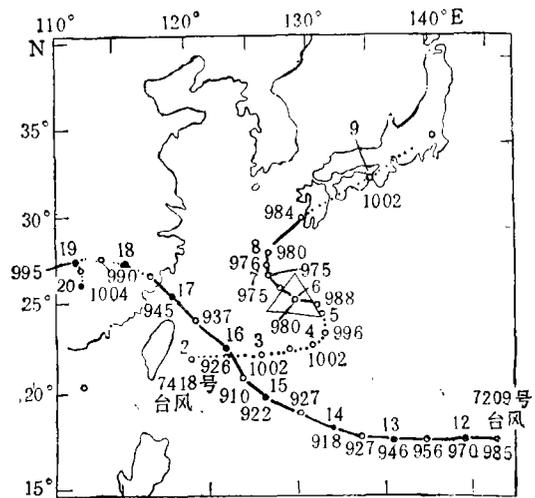


图1 台风路径图及计算三角区

Fig. 1 Typhoon passes and the triangle area of calculation

黑点为08时台风位置; 圆圈为20时台风位置; 黑点上方数字为日期; 下方数字为中心气压。

1) Frank, 1977, *J. Atmos. Sci.*, 34:1554—1568.

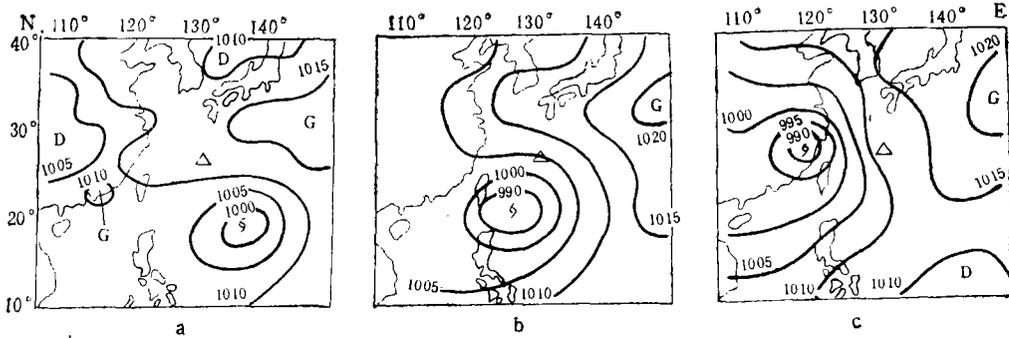


图 2 1972 年地面天气图

Fig. 2 The surface synoptic map in 1972

a. 8月13日20时; b. 8月15日20时; c. 8月17日20时。
 S表示台风中心位置; G表示高压中心位置; D表示低压中心位置。

2.2 热输送量分布

2.2.1 台风前边缘区热输送量分布 13日20时及14日20时热输送量的分布趋势基本一致(图3a, b)。1000 hPa等压面上分别为 $209.34\text{J}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$, 13日输送到600hPa, 600—400hPa热量向下输送, 400hPa以上热量向上输送。14日输送到750hPa, 750—350hPa热量向下输送, 350hPa以上热量向上输送。

这是由于该二日三角区处于信风控制, 台风影响较小, 各站在800—900hPa均存在微弱的信风逆温。14日除945站受台风影响逆温层消失外, 其余两站均有加强。三角区内的 \bar{w} 值, 13日20时, 500hPa以下为弱下沉运动, 其上为上升运动。而14日全为下沉运动。虽然台风临近, 云量增加并出现降水, 但受逆温层抑制, 对流发展不高(13日尚有卷积雨云, 14日只有浓积云)。热量输送的高度, 可以表示对流云发展的高度。

2.2.2 台风后部的热输送量分布 15日08时, 台风中心刚过三角区中心所在经线, 该区仍在台风影响范围内(图2b), 这时的热量输送曲线如图3c所示。同14日20时相比, 仅过12h, 但输送曲线形状完全不同。1000hPa等压面上热通量大为减少, 仅有 $26.04\text{J}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$, 700hPa以上, 向上输送的热量值逐渐增大, 500hPa上接近 $209.34\text{J}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$, 在400hPa上达最大值 $254.52\text{J}/(\text{cm}^2 \cdot \text{h})$, 而后随高度减小, 直到250hPa, 全是向上输送。

这种差别的出现是因为气象条件的改变, 海面的风向由东偏北转为东偏南, 风速减小, 海面平均气温由14日20时的 27.3°C 升到 28.7°C , 增高了 1.4°C 。从 \bar{w} 看在700hPa层以上, 14日20时是下沉运动, 现在转为上升运动, 700hPa层以上的辐合上升, 引起热通量输送值的增大也是自然的。

17日20时及18日20时, 三角区位于台风后部, 副高西部的东南气流控制之下(图2c), 这时的热量输送分布曲线见图3d, e。它们与台风前部信风气流控制下的热量输送分布曲线有很大差别, 却与15日08时曲线相似。热量输送方向全是向上, 但其数值都很小, 不及13日、14日输送量的一半。

如从这两天的平均垂直速度 \bar{w} 看, 除18日20时900hPa以下气层有微弱下沉运动外,

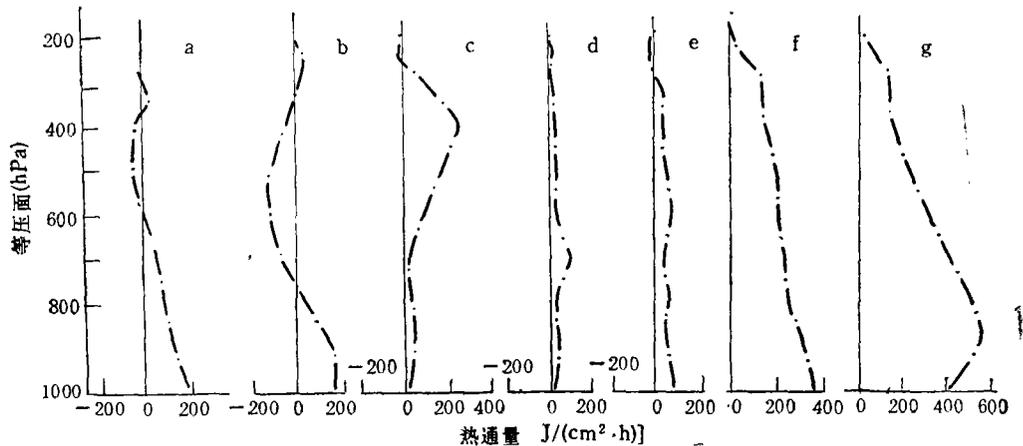


图3 热通量垂直输送的分布

Fig. 3 Distribution of the vertical transportation of heat flux

a. 1972年8月13日20时; b. 1972年8月14日20时; c. 1972年8月15日08时; d. 1972年8月17日20时;
e. 1972年8月18日20时; f. 1974年9月6日08时; g. 1974年9月6日20时。

均为上升气流,似应有较大的热输送量,实际并非如此,这就更说明了海-气温差在热量输送上所起的作用。南方来的气流气温高,海气温差小,热输送量也小。

2.2.3 台风中心附近的热输送量分布 图3f,g是1974年9月6日18号台风(7418号)位于三角区内,其热通量输送的分布曲线,08时和20时,通过1000hPa等压面的热通量值分别为397.08J/(cm²·h)和413.36J/(cm²·h),20时在850hPa上出现热通量最大值达573.22J/(cm²·h)。在250hPa上热通量值仍有48.36J/(cm²·h)和52.67J/(cm²·h)。

这一结果与Frank(1977)用西北太平洋上10年的台风资料进行组合计算出的0.7—2.0纬距半径内热通量输送值相比较,量级相同,而数值大三倍。Frank计算的热通量输送值,在1000hPa等压面约为125.60J/(cm²·h),在800—600hPa约为167.47J/(cm²·h)。这可能是由于他计算的台风中心区热通量输送值是不同发展阶段的平均情况,而我们计算的正好是台风发展阶段(台风中心气压由6日14时的980hPa到7日14日降至970hPa)。正是由于海面大量热量输送促进了台风的发展。

3 结论

台风各部位热通量输送情况不同。在台风前部信风带中,向上热量输送限于700—600hPa以下,在1000hPa上有约167.47—209.34J/(cm²·h)的最大值,700—600hPa以上,热量向下输送。

在台风中心区,热量输送量最大。在1000hPa上接近420J/(cm²·h),在850hPa附近可能有热通量最大值,其上随高度减小,可一直输送到250hPa以上,在250hPa上仍然大于40J/(cm²·h)。

在台风后部的偏南气流中,热通量向上输送量较小,各层的最大值不超过84J/(cm²·h)。

热量输送的差异是由对流活动的强弱和海气温差的大小所决定。

热量输送的高度可以表示对流云发展的高度。

在台风流场中,特别是台风中心区,取 200hPa 作为对流上限比较低,因 250hPa 上的热量输送值仍大于 $40\text{J}/(\text{cm}^2\cdot\text{h})$ 。本文认为应取 100hPa 作为对流上限比较适宜。

参 考 文 献

赵永平、陈永利、井立才,1984,海洋湖沼通报,1: 26—33。

赵绪孔、由保全,1987,海洋与湖沼,18(4): 407—413。

潘华盛、魏松林,1983,东北夏季低温长期预报文集,气象出版社(北京),224—230。

O'Brien, J, T., 1970, Alternative solution to the classical velocity problem, *J. APPL*, 9:197—203.

CALCULATION OF AIR-SEA HEAT FLUX FOR TWO TYPHOONS PASSING THROUGH THE KUROSHIO AREA

Lin Xiaoneng

(Guangzhou Station of Marine Forecasting, SOA 510300)

ABSTRACT

Based on the data of two typhoon events occurring in 1972 and 1974, which passed through the Kuroshio area, the vertical transportation in different part of typhoon under different air and ocean conditions is calculated and its characteristics are analysed.

At the trade-wind zone in front of typhoon the vertical heat transportation is limited below 700hPa. There are a maximum of $167\text{--}209\text{ J}/(\text{cm}^2\cdot\text{h})$ at 1 000 hPa. The heat transportation is downward above 700 hPa. At the central area of typhoon, the amount of heat transportation is the largest. It is almost $420\text{ J}/(\text{cm}^2\cdot\text{h})$ at 1 000 hPa. The maximum probably appears at 850 hPa. It decreases with increasing of height, and can reach 250 hPa and above. At the southward air flow behind typhoon, the upward heat transportation is small, the maximum is less than $84\text{ J}/(\text{cm}^2\cdot\text{h})$.

The variety of heat transportation is due to different strength of convective activity and air-sea temperature difference.

The height of heat transportation can show the height of convection cloud's growth.

In the typhoon flow field, especially in the central area, it seems that the evaluation of 200 hPa as the upper limit is too low, because the heat transportation value is still greater than $41\text{ J}/(\text{cm}^2\cdot\text{h})$ at the level of 250 hPa. It is suggested that the upper limit of convection should be taken as 100 hPa.

Key words Kuroshio area Typhoon process Heat calculation