

海洋加热场与科氏参数对台风影响的数值试验

徐祥德 朱复成

(南京气象学院)

提 要

本文研究了海洋加热场与科氏参数两类热力、动力因子对台风发生、发展的影响效应。由于洋面海温的非均匀分布及科氏力随纬度的变化,因此台风涡旋的移动将受到不同下垫面海温加热场及科氏力参数的作用。本文探讨了台风风场结构、径向内流、暖心结构与海温变化的相关特征,根据数值试验,分析了海洋加热场及台风环流反馈效应。本文的计算结果表明,台风北移过程中,科氏参数的变化对于台风发展的影响不仅与起始纬度 f_0 有关,还与 f 随纬度的变化率,即 β 因子有关。处于较低纬度的北移台风由于两者的综合效应引起台风切向风速的增强较之高纬的更为显著。

一、引 言

感热、潜热的海气交换对于热带气旋的发展和维持起着重要作用,Palmen 很早指出台风形成的三个基本条件是:(1)要有足够广阔的洋面,海水温度要很高;(2)科里

利参数必须大于一定值,所以台风形成在离赤道 $3-8^\circ$ 以外地区;(3)基本气流的风速垂直切变要小^[1]。天气资料表明海温的分布呈非均匀状态(图1所示,箭头处为海温梯度高值区),另外, f 参数依赖于纬度变化。因此,对于北移的台风,海温与 f 参数必然影响台风的发展,例如1973年3号台风7月16日在宫古岛附近,17日北移中心进入东海北部,从 26.5°N 移到 29.4°N ,24小时内形势变化很小,西北方急流强度没有变化,可是16日台风中心海水温度高达 29°C ,17日则移到 27.5°C 海面,一天内海温降低了 1.5°C ,台风中心风速从 55m/s 减弱为 40m/s 。

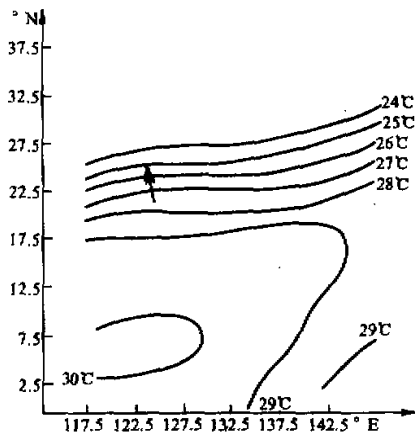


图1 1969年6月西北太平洋月平均海温

1985年11月3日收到,1987年2月27日收到第四次修改稿。

观测事实也表明有时台风北移速度较快,例如1980年2号台风、1965年18号台风每日平均北移约6纬距^[3],显然,若台风北移经过海温梯度较大的区域,由于海温的剧变,可能会产生比上述1973年3号台风更为显著的影响。

另外,台风生成与海温密切相关,一般而言,台风生成于海温大于26—27℃的热带洋面,台风生成高频区常与高海温区相吻合。

经验表明科氏参数对台风的影响也较为显著,一般生成纬度约大于5°N,这主要是在台风形成过程中,科氏力不断把径向动能转化为水平切向运动的动能,使环流加强。因此,作为移动性的强涡旋——台风,其在北移过程中科氏力变化的影响是值得考虑的因素,本文针对海温与 f 参数这两类热力、动力因素的时间变化对台风的发展影响问题作了数值试验及分析研究。

二、数值试验模式的基本方程

本文数值试验是采用十层轴对称台风模式¹⁾,模式采用的描写大气运动的基本方程组为:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = V \left(f + \frac{V}{r} \right) - U \frac{\partial U}{\partial r} - \omega \frac{\partial U}{\partial p} - \frac{\partial \phi}{\partial r} + K_H \left(\nabla^2 - \frac{1}{r^2} \right) U + g \frac{\partial \tau_u}{\partial p}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -U \left(f + \frac{V}{r} + \frac{\partial V}{\partial r} \right) - \omega \frac{\partial V}{\partial p} + K_H \left(\nabla^2 - \frac{1}{r^2} \right) V + g \frac{\partial \tau_v}{\partial p}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial p} = -\frac{R\pi}{p} \theta, \quad (3)$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial p} = -\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (rU), \quad (4)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -U \frac{\partial \theta}{\partial r} - \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} + K_H \nabla^2 \theta + \delta \left(\frac{1}{\pi C_p} \frac{\partial h}{\partial p} \right) + \frac{Q^*}{\pi C_p}, \quad (5)$$

其中 V, U, ω 为风场的切向、径向、铅直分量; θ 为位温; h 为感热通量; Q^* 为单位时间单位质量的非绝热加热率; K_H 为水平方向扩散系数。

$$\left\{ \begin{array}{l} \pi = \left(\frac{P}{1000} \right)^{R/C_p}, \\ T = \pi \theta, \\ \delta = \begin{cases} 0, & \text{边界层以上} \\ 1, & \text{边界层内} \end{cases} \\ \nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \end{array} \right. \quad (6)$$

1)周紫东、杜行远,削台数值模拟实验方案,台风数值模拟交流材料,中央气象局气象科学研究院天气气候研究所二室,1979年5月(油印本)。

900hPa以下为边界层, 计算边界层内水汽混合比变化方程为:

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (rUq) + g\rho C_D \left(\omega \frac{(q_s - q)}{\Delta p} + |V_s| \frac{(q_s - q)}{\Delta p} \right) \quad (7)$$

其中 q_s 为海面空气饱和混合比, $|V_s|$ 为边界层内风速绝对值. C_D 是曳力系数, 取值 2×10^{-3} . ρ 取标准值 $1.10 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.

$$|V_s| = \sqrt{V_s^2 + U_s^2},$$

$$\begin{pmatrix} \tau_u \\ \tau_v \\ h \end{pmatrix} = -K_p \frac{\partial}{\partial p} \begin{pmatrix} U \\ V \\ O \end{pmatrix} - \delta\rho g C_D \frac{|V_s|}{\Delta p} \begin{pmatrix} U \\ V \\ C_p(T_w - T)\Delta p \end{pmatrix} \quad (8)$$

式中 T_w 为海水温度, Δp 为气压坐标边界层的厚度.

假定边界层向上水汽通量所释放潜热的总量为:

$$\tilde{Q}_j^* = -L q_j \omega_j / g \quad (9)$$

其中 q_j, ω_j 分别为边界层径向 j 点的比湿和铅直速度. 径向各点热量分配系数为:

$$C_p \lambda_j = \frac{\tilde{Q}_j^*}{\sum_{j=P_T}^{P_b} \delta T_{ij}} \quad (10)$$

其中 P_T, P_b 分别为云顶、云底的气压, δT_{ij} 为积云与环境温差. $\tilde{Q}_j^*$ 为铅直方向水汽相变的总热量. 各层水汽相变的加热量表达式为:

$$Q_{ij}^* = \delta T_{ij} C_p \lambda_j \quad (11)$$

假设云顶 $T_T = T_{ci}$; 云内 $T_{ci} - T_i > 0$; 云底 $T_b = T_{ci}$. 其中 T_i 为环境温度; T_{ci} 为云内温度; T_b 为云底环境温度; T_T 为云顶环境温度.

三、海洋加热场的变化对台风结构的影响效应

本文数值试验表明, 台风发展状况对于海温加热场非常敏感, 不同的下垫面海温将导致不同的台风发展状况. 本文计算了海温为 28°C 与 26°C 两种加热场情况. 模式计算 30 小时后 850hPa 最大切向风速差异悬殊 (如图 2 所示).

为考虑在移动过程中由于洋面海温变化对台风强度的影响, 本文还进一步试验了海温随时间渐变情况下台风模式计算风场的演变, 取海温表达式为:

$$T_w(t) = T_w(t_0) - \left(\frac{\partial T}{\partial t} \right) \Delta t \quad (12)$$

试验过程初始海温 $T_w(t_0)$ 为 28°C , 海温变率 $\frac{\partial T}{\partial t}$ 为 $-4^\circ\text{C}/\text{d}$ (取台风北移速度

较大, 且经过海温梯度较大的区域), 试验结果说明海温的降低将引起台风发展速率减慢, 导致台风强度明显减弱(图 3a), 可见台风涡旋由暖海温区移向冷海温区, 海温因素将妨碍台风发展; 反之, 若台风涡旋由冷海温区移向暖海温区, 就可能加快台风的发展。

根据观测资料, 海温分布实际存在着某些强梯度区域(图 1 箭头所示)。因此, 对于台风的发展因素, 除了考虑环境温度场等因素外, 还要考虑下垫面海温场的非均匀特征以及台风涡旋的移速问题。

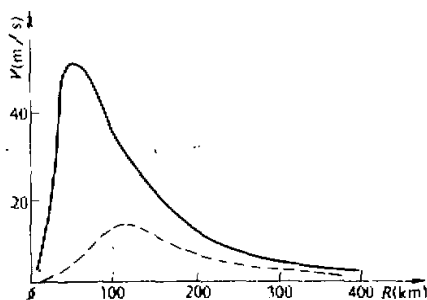


图 2 模式计算 30 小时 850hPa 最大切向风速分布

实线: $T_w = 28^\circ\text{C}$ 虚线: $T_w = 26^\circ\text{C}$

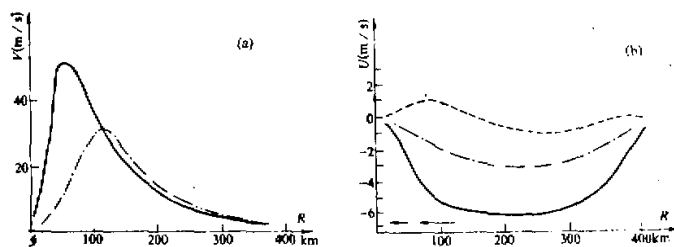


图 3 模式计算 30 小时 (a)、24 小时 (b) 台风 850hPa 切向(a)、径向(b)风速分布

实线: $T_w = 28^\circ\text{C}$, 虚线: $T_w = 26^\circ\text{C}$, 点断线: $T_{w0} = 28^\circ\text{C}$, 但随时间下降

箭头表示径向内流。

另外, 试验结果表明海温的高低及其变化将导致台风涡旋的径向内流发生显著变化, 如图 3b 所示, 海温的下降不仅影响了切向风速分布, 而且使径向内流减弱, 低层的辐合结构发生变化。

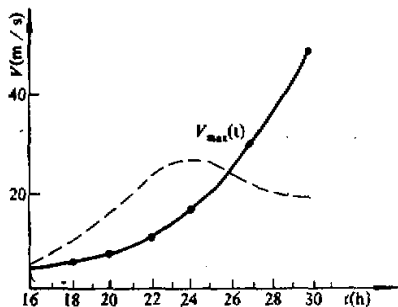


图 4 台风模式计算 850hPa $v_{\max}$ 时间演变

实线: $T_w = 28^\circ\text{C}$

虚线: $T_w(r)$ 海温, 高海温区仅在半径 200km 以内

本文计算结果发现, 台风的生命周期与下垫面高海温区的范围大小有关, 由图 4 可见, 下垫面均匀海温 $T_w = 28^\circ\text{C}$ 的情况, 初始涡旋发展为台风的条件更为有利, 初期发展缓慢, 但后期发展迅速。另外, 若径向范围的高海温区较小(高海温 28°C 区域仅限于径向半径 200km 以内, 其它外围区域均为 26°C 海温), 在这种海温分布下, 初始涡旋发展至 24 小时就转为衰减阶段, 即不能持续发展成台风。

本文计算结果可见, 台风的暖心结构对海温加热场较为敏感, 高海温与低海

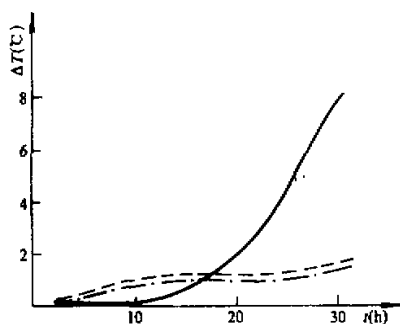


图5 台风暖心结构随时间的演变
实线: $T_w = 28^\circ\text{C}$ 虚线: $T_w = 26^\circ\text{C}$
点断线: $T_{w0} = 28^\circ\text{C}$ 但随时间下降
 ΔT : 暖心温差, 为台风中心区域与
外围区域的温度差

温暖心结构有显著差异, 恒定的海温与随时间下降的海温其暖心结构也有显著差异. 计算表明在高海温 28°C 情况下, 模式计算 24 小时台风中心附近与台风外围区域温差已达 6°C , 在台风中心区域, 即出现明显的暖心结构, 但对于相对低海温 26°C 以及海温随时间下降的情况, 则台风暖心结构不明显 (图 5).

上述暖心结构与海温的相关关系可以与文献 [2] 的有关理论相联系, 我们引入文献 [2] 有关海气界面感热、潜热与台风温度变化表达式:

$$\Delta T = \left\{ \frac{\partial H}{\partial t} \right\} \Delta t / C_p M. \quad (13)$$

其中 $H = C_p T + Lq$ 为感湿热, ΔT 为台风暖中心温度增减, $\frac{\partial H}{\partial t}$ 为台风域内感湿热增加率, 根据热力学方程, 对圆柱形台风区域质量积分得:

$$\Delta T \propto \frac{1}{C_p M} \left\{ -\frac{2\pi}{g} \int_{p_H}^{p_0} U \frac{\partial H}{\partial r} r dr dp + V_0 \pi r_0^2 \rho C_D C_p \left[(T_w - T_a) + \frac{L}{C_p} (q_w - q_a) \right] \right\}. \quad (14)$$

其中 C_D 为曳力系数, L 为水的蒸发潜热, T_w 为海温, T_a 为海面气温, q_w 是饱和混合比, q_a 为实际混合比.

由 (14) 式可知, 台风暖心结构与海气感热、潜热、径向内流分布有关, 本文的数值试验进一步证实了海洋加热场对台风环流系统的构成有显著的影响, 即海洋加热场加热效应与台风环流的相互反馈作用是台风发展的重要因素.

总之, 对于台风生成的预报, 初始涡旋所处洋面的海温、涡旋移动由于下垫面海温的不同所可能引起的变化, 均为值得考虑的因素, 尤其对于移速较大、且处于洋面海温梯度明显的台风更是如此.

四、科氏参数 f 及 β 效应对台风发展的影响

台风生成纬度条件的要求在某种意义上即为受 f 参数的影响, 但这种影响不仅与起始 f_0 有关, 而且与 f 的变化率, 即 β 效应、台风的移向、移速 C_p 有关. 为了探讨 f 和 β 对台风发展的影响, 本文做了三种对比试验: 1) 向北移动 (即 f 随时间变化) 和不动 (f 固定) 的台风发展的试验; 2) 不同纬度 f 的台风发展的试验; 3) 不同纬度北移台风发展的试验. 在北移台风发展的试验中, f 和 β 因素对台风的影响是这样处理的, 即把 (1)、(2) 式中的 f 用以下表达式代入:

$$f_i = f_i + C_y \beta_i \Delta t. \quad (15)$$

其中 f_i 为 t 时刻的科氏参数, f_i, β_i 分别为纬度 φ_i 处的 f 参数和 β 参数, C_y 为台风中心北移速度, Δt 为积分的时间步长.

1. 北移和不动的台风发展试验

考虑台风系统北移及不动两种情况, 计算结果发现从 25°N , 以 $C_y = 30\text{km/h}$ 的速度北移的初始涡旋比 f 不变的台风发展较为显著. 模式计算 30 小时, 低层最大风速将增加约 4m/s .

2. 不同纬度 f 的台风发展试验

在其他条件完全相同, 只有 f 不同的情况下, 台风发展试验结果如图 6a. 对照图 6a 纬度 φ 为 $25^\circ, 15^\circ, 8^\circ, 1^\circ\text{N}$ 条件下, 模式计算 24 小时台风的最大风速 $v_{\max}$ (850hPa) 与纬度 φ 成正比. 例如 $\varphi = 1^\circ\text{N}$, $v_{\max}$ 仅为 5m/s , 而 $\varphi = 25^\circ\text{N}$, $v_{\max}$ 已达 23m/s . 另外相应不同纬度模式计算 24 小时低层切向风速廓线也有显著差异 (图 6b). 由图 6a、6b 可见纬度 $\varphi = 1^\circ\text{N}$ 比起 φ 为 $8^\circ, 15^\circ, 25^\circ\text{N}$ 的情况对于台风的发展有显著的抑制现象. 显然, f 参数与台风发生有明显相关, 这进一步揭示了观测事实中有关台风生成的纬度条件 ($\varphi \geq 5^\circ\text{N}$).

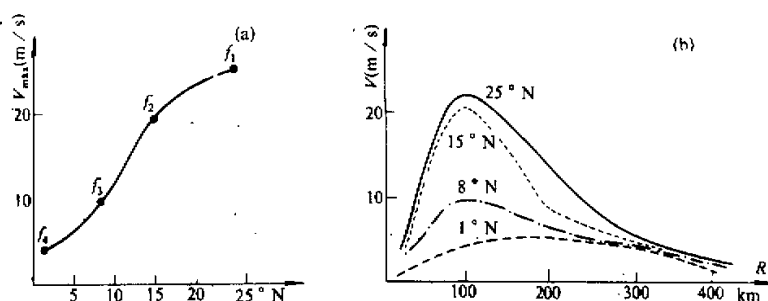


图 6 模式计算 24 小时不同纬度台风的最大切向风速 (a) 和低层 (850hPa) 切向风速的分布

3. 不同纬度北移的台风发展试验

本试验采用纬度不同 (φ 为 $15^\circ, 25^\circ\text{N}$) —— 即 f 及 β 不同但北移速度相同 ($C_y = 30\text{km/h}$) 的情况来综合考虑 f, β 的共同作用问题. 计算结果表明, 模式计算 30 小时, 将处于相对低纬 ($\varphi = 15^\circ\text{N}$) 与较高纬度 ($\varphi = 25^\circ\text{N}$) 的台风环流相比较, 虽然北移速度相同, 但前者比后者发展较明显 ($v_{\max}$ 的差达 14m/s). 由此可见在上述计算例子中 β 因子的影响占了较主要的地位. 因此, 对于移动台风的发展问题, 与科氏参数相联系的 β 因素的影响也是值得考虑的.

本文对台风形成的有关基本条件, 即海温分布与科氏参数因子进行了数值试验, 试验结果不仅证实了观测事实中海温与科氏参数因子的影响问题, 而且揭示出海温加热场与台风结构、径向内流、暖心特征的相关关系, 海温的非均匀分布与台风发展的生命周期, 海温时间演变与台风风场的相关特征. 试验说明, 对台风的生成与发展, 海温场与

纬度高低是值得注意的因素。另外,对于移动台风的发展,台风的移速、海温梯度分布、 f 参数与 β 因子均为不可忽视的因素。本文数值试验结果有助于预报台风生成、发展问题的探讨与认识。

参 考 文 献

- [1] Palmen, E., 1948, On the formation and structure of tropical cyclones, *Geophysica*, Vol. 3, p. 26 — 28.
- [2] 伍荣生、党人庆、余志豪、吕克利、巢纪平, 1983, 动力气象学, 上海科学技术出版社。
- [3] 上海台风研究所, 1984, 西北太平洋台风基本资料集1949 — 1980年, 气象出版社。