

热带环境场与副热带高压活动的遥相关分析*

张 韧 喻世华

(空军气象学院 南京 211101)

提要 论证了夏季南海及热带西太平洋地区的积云对流活动与东亚上空副热带高压活动之间的遥相关关系。结果表明,这种遥相关作用是通过上述热带地区积云对流活动激发出的天气尺度以上的准定常波列向东亚副热带上空的传播过程来实现的。通过这种机制,上述热带地区的热力强迫和环流构型等环境场因子的变化将导致东亚上空副热带高压强度和位置的差异。

关键词 热带环境场,副热带高压,准定常波列

夏季西太平洋副热带高压(简称西太副高)在东亚上空的活动与南海至热带西太平洋地区的季风槽降水情况的关系已多有研究^[1~3]。但是,上述研究中对热带环境场因子的具体作用以及对副高活动的影响程度和影响范围尚未进一步讨论。本文将在有限区域内更为细致地分析研究南海及热带西太平洋地区的热力、环流等环境场因子影响东亚上空副热带高压强度和位置变化的遥相关机制和作用过程。这些研究结果解释了一些天气观测事实,可为利用热带卫星云图等资料预测东亚上空副高的中期变动提供理论依据和参考。

1 数学模式及处理

考虑边界层以上自由大气的大尺度运动,近似取: $u = \bar{u}(y, P) + u'$, $v = v'$, $\omega = \omega'$, $\varphi = \bar{\varphi}(y, p) + \varphi'$, 其中纬向基流取地转近似: $\bar{u} = -\frac{1}{f} \frac{\partial \bar{\varphi}}{\partial y}$, 基于观测事实,取 500hPa 为水平无辐散层($\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} = 0$)并在该层上对方程组进行讨论,由此引入流函数 ψ' , 且有 $u' = -\frac{\partial \psi'}{\partial y}$, $v' = \frac{\partial \psi'}{\partial x}$ 。在上述假定及静力平衡条件下经整理得 500hPa 层线性化扰动方程组:

$$\left\{ \begin{aligned} \left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) \frac{\partial \psi'}{\partial y} - \frac{\partial \psi'}{\partial x} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - \omega' \frac{\partial \bar{u}}{\partial P} &= \frac{\partial \varphi'}{\partial x} - f \frac{\partial \psi'}{\partial x} \end{aligned} \right. \quad (1)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) \frac{\partial \psi'}{\partial x} = -\frac{\partial \varphi'}{\partial y} + f \frac{\partial \psi'}{\partial y} \quad (2)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) \frac{\partial \varphi'}{\partial P} - f \frac{\partial \psi'}{\partial x} \frac{\partial \bar{u}}{\partial P} + \sigma_s \omega' = -\frac{RQ}{C_p P} \quad (3)$$

其中,垂直微商可用 700~300hPa 层上值作差分离散化近似。假定 Q 为定常热源,它主要由经向运动的输送和对流运动的绝热冷却来平衡。暂不考虑局地变化及纬向平流的影响。借鉴 Charney 等人

* 国家自然科学基金资助项目,49070227 号。

收稿日期 1992 年 7 月 20 日

的积云对流参数化方案^[4],取 $\dot{Q} = -\frac{L\eta}{2\Delta P}(\bar{q}_{es1} - \bar{q}_{es3})\omega'$, 其中 $\Delta P = 200\text{hPa}$, 为垂直差分步长, $\bar{q}_{es1}, \bar{q}_{es3}$ 分别为 700 300hPa 层的平均饱和比湿, η, ω' 分别为 500hPa 层的无量纲加热参数及垂直扰动速度, L, σ_s 分别为凝结潜热参数和静力稳定度参数。热力方程(3)由此可简化为:

$$(\sigma_s - \lambda\eta)\omega' = f \frac{\partial \psi'}{\partial x} \frac{\partial u}{\partial p} \quad (4)$$

其中, $\lambda = \frac{LR}{2C_p P \Delta P}(\bar{q}_{es1} - \bar{q}_{es3}) \frac{\partial}{\partial x}(2) - \frac{\partial}{\partial y}(1)$, 得涡度方程如下:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}\right) \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}\right) \psi' + \left(\beta - \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2}\right) \frac{\partial \psi'}{\partial x} - \frac{\partial \omega'}{\partial y} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} - \omega' \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial p \partial y} = 0 \quad (5)$$

对于准定常波的传播, 扰动量 ψ', ω' 是缓变的, 故采用 WKBJ 方法解方程组(4), (5)。引入缓变坐标 X, Y, T , 其中 $X = \epsilon x, Y = \epsilon y, T = \epsilon t, \epsilon$ 为正的参数。设扰动量具有波包解:

$\left[\frac{\psi(x, y, t)}{\omega'(x, y, t)}\right] = \left[\frac{\hat{\psi}(X, Y, T)}{\hat{\omega}(X, Y, T)}\right] \cdot e^{i\Theta}, \Theta = kX + lY - \sigma T$, 振幅 $\hat{\psi}(X, Y, T), \hat{\omega}(X, Y, T)$ 按小参数 ϵ 展开成为:

$$\begin{cases} \hat{\psi}(X, Y, T) = \hat{\psi}_0(X, Y, T) + \epsilon \hat{\psi}_1(X, Y, T) + \epsilon^2 \hat{\psi}_2(X, Y, T) + \dots \\ \hat{\omega}(X, Y, T) = \hat{\omega}_0(X, Y, T) + \epsilon \hat{\omega}_1(X, Y, T) + \epsilon^2 \hat{\omega}_2(X, Y, T) + \dots \end{cases}$$

将上述波包解代入方程(4), (5), 并取 ϵ^0 级近似, 最后得到准定常波动的频散关系式如下:

$$\sigma = \frac{1}{m^2 D} [-D(u \, km^2 - kA + \beta k) + fklB^2/m^2 D] \quad (6)$$

其中, $m^2 = k^2 + l^2, A = \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2}, B = \frac{\partial \bar{u}}{\partial p}, C = \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial p \partial y}, D = \sigma_s - \lambda\eta, \sigma = \sigma_r + i\sigma_i, \sigma_r$ 为局地瞬时频率, σ_i 为局地瞬时增长率, k, l 分别为 X, Y 方向的局地瞬时波数。对(6)式实、虚部分解得:

$$\sigma_i = \frac{fkl(\partial \bar{u} / \partial p)^2}{(k^2 + l^2)(\sigma_s - \lambda\eta)} \quad (7)$$

对波动运动, 一般有 $(\sigma_s - \lambda\eta) > 0$, 对导式波动有 $k \cdot l > 0$ 。从(7)式可知, 该准定常波振幅的增长率是由 500hPa 层上的纬向基流垂直切变、热力及层结稳定状况, 以及波数决定的。由(6)式还可以得到:

$$\sigma_r = ku + \frac{k}{(k^2 + l^2)(\sigma_s - \lambda\eta)} \{(\sigma_s - \lambda\eta) \left(\frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} - \beta\right) + \frac{f}{2\Delta p} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \left[\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\right)_1 - \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\right)_3\right]\} \quad (8)$$

该准定常波在 X, Y 方向的群速分量为:

$$\begin{cases} C_{gx} = \frac{\partial \sigma_r}{\partial k} = \bar{u} + \frac{(l^2 - k^2)}{(k^2 + l^2)^2 (\sigma_s - \lambda\eta)} \{(\sigma_s - \lambda\eta) \left(\frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} - \beta\right) + \frac{f}{2\Delta p} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \left[\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\right)_1 - \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\right)_3\right]\} \\ C_{gy} = \frac{\partial \sigma_r}{\partial l} = \frac{-2kl}{(k^2 + l^2)^2 (\sigma_s - \lambda\eta)} \{(\sigma_s - \lambda\eta) \left(\frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} - \beta\right) + \frac{f}{2\Delta p} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \left[\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\right)_1 - \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\right)_3\right]\} \end{cases}$$

对定常波动, 由(8)式可得:

$$\bar{u} = -\frac{1}{(k^2 + l^2)} \left\{ \left(\frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} - \beta\right) + \frac{f}{2\Delta p (\sigma_s - \lambda\eta)} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \left[\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\right)_1 - \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\right)_3\right] \right\}$$

$$k^2 + l^2 = \frac{1}{u} \left\{ \left(\beta - \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2}\right) - \frac{f}{2\Delta p (\sigma_s - \lambda\eta)} \frac{\partial \bar{u}}{\partial p} \left[\left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\right)_1 - \left(\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\right)_3\right] \right\}$$

此时群速为:

$$\begin{cases} CgX = \frac{2k^2}{(k^2 + L^2)^2} \left\{ \left(\beta - \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{(\sigma_s - \lambda\eta)} \frac{f}{2\Delta P} \frac{\partial u}{\partial P} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)_1 - \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)_3 \right] \right\} \\ CgY = \frac{2kl}{(k^2 + L^2)^2} \left\{ \left(\beta - \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) - \frac{1}{(\sigma_s - \lambda\eta)} \frac{f}{2\Delta P} \frac{\partial u}{\partial P} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)_1 - \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)_3 \right] \right\} \end{cases}$$

设波列传播路径与 X 方向的夹角为 θ , 则:

$$\operatorname{tg} \theta = CgY/CgX = l/k = \sqrt{\left(\frac{m}{k}\right)^2 - 1}$$

$$|\vec{Cg}| = \sqrt{C_{gx}^2 + C_{gy}^2} = 2u k/m$$

其中,

$$m^2 = k^2 + l^2 = \frac{1}{u} \left\{ \left(\beta - \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) - \frac{f}{2\Delta P(\sigma_s - \lambda\eta)} \frac{\partial u}{\partial P} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)_1 - \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)_3 \right] \right\}$$

从 m^2 的分布状况即可对该准定常波列的传播路径、速度等特性进行讨论。

2 模式大气的计算与讨论

遥相关现象是通过何种途径来实现的呢? 观测分析和数值模拟^[2]显示: 当南海及菲律宾上空积云对流活跃、热源加强后, 则在 500hPa 位势高度场上, 中印半岛和我国华南上空将出现负距平, 而江淮流域及日本上空将出现正距平, 表现出正、负距平相间排列类似波列的遥相关型分布。这时, 西太副高位置偏北, 强度增强, 控制在日本及长江、黄淮流域上空, 引起该地区干旱与酷热。在这种遥相关过程中, 南海及菲律宾附近的对流活动和热源作用很可能是通过其产生出的某种准定常波列的向北传播这个媒介而影响到东亚上空的副高活动。若考虑南海至热带西太平洋上空积云对流主要的活动区域为 $10^\circ \sim 20^\circ \text{N}$, $110^\circ \sim 130^\circ \text{E}$, 而东亚上空副高活动区域为 $25^\circ \sim 35^\circ \text{N}$, $115^\circ \sim 135^\circ \text{E}$, 则上述两区域南北相距约 15 个纬距, 东西相距约 5 个经距。这样, 上述热带区域产生的波列须沿 $\theta \geq 70^\circ$ 夹角的传播路径才可影响到上述副热带区域。称 $\theta_c = 70^\circ$ 为临界传播角。由于热带辐合带是夏季南海及热带西太平洋地区积云对流活动的主要天气系统, 而在其活跃阶段和不活跃阶段, 它们的环流特征各异。故分别对这两种情况的模式大气进行讨论。取 $\sigma_s = 0.032 \text{ m}^2 / (\text{hPa}^2 \cdot \text{s}^2)$, $\lambda = 0.012 \text{ m}^2 / (\text{hPa} \cdot \text{s})$, $f = 0.38 \times 10^{-4} / \text{s}$, $\beta = 2.2 \times 10^{-11} / \text{m} \cdot \text{s}$ 。

2.1 活跃阶段

这时南海至西太平洋地区的热带辐合带是由东北信风与西南信风(东南信风越赤道后形成)构成的切变型辐合带, 其低层存在明显的基流水平气旋式切变(取 $(\frac{\partial u}{\partial y})_1 = -0.4 \times 10^{-4} / \text{s}$), 对流运动旺盛, 具有较强的凝结潜热释放(取 $\eta = 1.5$, 相当于 500hPa 层日加热约 4.5°C)。西南风厚度可达 500hPa(取 $u = 2 \text{ m/s}$), 500hPa 以上辐合带不明显, 盛行热带东风, 辐合带及其南侧基流垂直切变较大(取 $\frac{\partial u}{\partial p} = 6 \times 10^{-2} \text{ m/hPa} \cdot \text{s}$)。这种类型辐合带是夏季热带地区常见的对流降水环流型式。

模式大气的计算结果为: 对应于各纬向波长 L 的波列传播路径夹角 θ 如图 1 所示, 波增长率 σ , 见图 2 实线, 群速及传播达到前述东亚副热带区域范围的所需天数分别为表 1 中 $Cq(A)$ 和 $T(A)$ 。

其中,纬向波长 $L \geq 5\,500\text{km}$ 的波列传播角 $\theta \geq \theta_c = 70^\circ$, $L < 5\,500\text{km}$ 的波列传播角 $\theta < \theta_c$ 。称 $L_c = 5\,500\text{km}$ 为临界波长。临界波长以下的波列 ($L < L_c$), 其群速和波增长率较为显著, 但其传播角较小, 路径偏东, 基本上不能影响到所设取的东亚副热带区域, 在此不予考虑。临界波长以上的波列 ($L > L_c$), 其传播路径偏北, 可以影响到所设取的东亚副热带区域, 且波列在传播过程中具有一定的增幅效应, 这种波列向东亚副热带上空的传播过程将引起该区域扰动位势高度场的起伏变化, 从而制约和影响到副高在此区域的活动。波长愈长的这种准定常波列 ($L \gg L_c$), 其传播角愈大, 路径愈偏北, 影响到的区域范围也更偏西。但其群速却愈小, 影响时间也愈长, 波增长率也相对较小。不过, 从传播路径来看, 真正能影响到位置较为偏西的华东、江淮流域等东亚大陆上空副高活动的多为这些尺度较大的缓变的准定常波列。而尺度稍小的这类波列 ($L \geq L_c$) 则主要传播影响到位置较为偏东的东海及日本上空的副高活动, 影响时间也略有缩短。 $L = L_c \sim 10\,000\text{km}$ 的该类准定常波列传播到达所设取副热带区域上空所需时间约为 $T(A) \approx 15 \sim 26\text{d}$ 。也就是说, 经过这段时间后, 上述热带区域积云对流活动产生的位势高度场波动将通过大尺度准定常波列的传播机制, 引起东亚副热带上空出现正距平的位势高度场分布, 从而表现为此处副高加强。在这种遥相关过程中, 准定常波列起了一个传播、增幅的联结媒介作用。

表 1 各纬向波长 L 的波列群速和传播到达设定副热带区域所需天数的计算值

Tab. 1 The group velocity of wave train and the needful time of wave train arriving in assigned subtropical regions

$L(\times 10^3\text{km})$	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0	5.5	6.0	6.5	7.0	7.5	8.0	8.5	9.0	10.0
$Cg(A)(\text{m/s})$	3.8	3.0	2.5	2.2	1.9	1.7	1.5	1.4	1.3	1.2	1.1	1.00	0.9	0.9	0.8	0.8
$Cg(B)(\text{m/s})$	/	/	/	/	/	/	/	7.4	6.8	6.2	5.8	5.4	5.1	4.8	4.5	4.1
$T(A)(\text{d})$	15.0	9.6	9.8	10.5	11.5	12.6	13.7	14.8	16.0	17.2	18.4	19.7	20.9	22.1	23.3	25.8
$T(B)(\text{d})$	/	/	/	/	/	/	/	6.7	5.3	4.9	4.8	4.8	4.9	5.0	5.1	5.5

1) 活跃阶段 [$Cg(A), T(A)$]; 不活跃阶段 [$Cg(B), T(B)$].

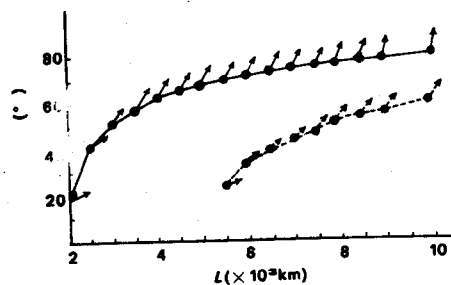


图 1 各纬向波长 L 的波列传播路径夹角 θ 分布
实线表示活跃阶段; 虚线表示不活跃阶段

Fig. 1 The distribution pattern between zonal wave-length (L) and propagation angle of wave train (θ)

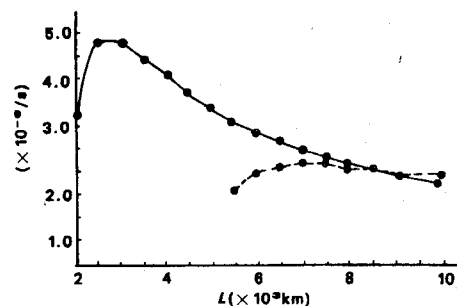


图 2 各纬向波长 L 的波幅增长率 σ 分布曲线
活跃阶段(实线)不活跃阶段(虚线)

Fig. 2 The distribution curves between zonal wave-length (L) and growing rate of wave amplitude (σ)

在上述模式大气中, 若热带地区对流降水更强, 即热源异常时 (η 取 2.5, 日加热约 6°C), 则各尺度波列的传播角明显增大, $L_c = 2\,500\text{km}$, $L > L_c$ 的波列都可以传播影响到设定的东亚副热带上空。 $L > 5\,000\text{km}$ 尺度的波列可以传播到更为偏西的东亚副热带大陆上空, 而且波增长率也显著增加, 传播过程中增幅显著, 对所经区域上空的位势高度场影响程度加大, 更易导致副高的异常稳定

和强盛。但此时其群速减小,影响时间相应延长。若模式大气中辐合带南侧的西南风厚度增大,即南半球的越赤道气流增强时(取 $\bar{u}=4\text{m/s}$),则各尺度的波幅增长率略有增加,群速明显加快,但波列传播角却大大减小,传播路径偏东, $L_c=8\,000\text{km}$ 。纬向波长在 $8\,000\text{km}$ 以上的波列方可传播影响到位置较为偏东的东海、日本上空的副高活动,但影响时间缩短,只需 $7\sim 9\text{d}$ 。

上述模式大气的计算结果与前述的一些天气观测事实和数值试验情况基本相符。至于基流切变的作用也进行了计算,它们对波列传播路径、群速的影响程度不及热力和基流因子显著,对此不再详细讨论。

2.2 不活跃阶段

这时的热带辐合带主要表现为东北信风与东南信风构成的渐近型偏东风汇合带,位置偏东、偏南。此时高低层均为偏东风[取 $\bar{u}=-4\text{m/s}$],基流垂直切变稍弱[取 $(\frac{\partial \bar{u}}{\partial p})=4\times 10^{-2}\text{m/hPa}\cdot\text{s}$],低层多为水平反气旋式切变[取 $(\frac{\partial \bar{u}}{\partial p})=0.3\times 10^{-4}/\text{s}$],仍取 $\eta=1.5$ 。

模式大气计算结果如图中虚箭头,图2中虚线及表1中的 $C_g(B)$ 和 $T(B)$ 所示。由公式: $\tan\theta = C_g Y / C_g x = l/k = \sqrt{(\frac{m}{k})^2 - 1}$, $m^2 = k^2 + l^2$, 可得其中纬向波长在 $5\,500\text{km}$ 以上的波列, $m > k$, 波列向东北(高纬)方向传播。波长 L' 介于 $5\,000\sim 5\,500\text{km}$ 间的某一波列, $m = k$, 波列传播将在此转向,称 L' 为转向尺度。 L' 以内尺度的波列($L \leq 5\,000\text{km}$)将向东南(低纬)方向传播^[2],且波增长率为零,为等幅传播,这种情况对东亚副高没有影响(表略)。 L' 以上尺度的波列($L \geq 5\,500\text{km}$),尽管向东北高纬方向传播,但其传播角很小($\theta < \theta_c = 70^\circ$),基本上不能传播影响到我们所设定的东亚副热带区域上空,且其波列传播源较为偏东,故这类波列的传播对东亚上空的副高活动影响亦不显著。

3 小结

3.1 夏季,南海及热带西太平洋上空的积云对流活动与东亚副热带上空 500hPa 的位势高度场变化存在较好的滞后相关关系:热带上空的积云对流热源增强或减弱一段时间后,东亚上空 500hPa 位势高度场就会相应地抬升或降低,表现为副高在此增强或减弱。

3.2 构成上述遥相关现象的联结媒介可能是热带环境场产生出的大尺度准定常波列,该波列向东亚副热带上空的增幅传播引起了这些区域位势高度场的起伏变化,所出现的正距平位势高度场分布在天气上则表现为副高在此维持或加强。

3.3 该波列的传播影响过程主要限于热带辐合带活跃阶段,这时,积云对流源(尤其是热源异常时)产生的大尺度准定常波列的传播过程可能引起东亚上空较大范围内的副高异常活动,有效地影响和制约位置较为偏西的江淮、华东等地上空的副高强弱和位置分布。若南半球越赤道气流强盛或热带处于不活跃阶段时,则波列的传播角减小,传播路径偏东,对东亚上空的副高活动影响不大或基本没有影响。

参考文献

- [1] 喻世华、杨维武,1991. 应用气象学报 2:242~247.
- [2] 黄荣辉、李维京,1989. 大气科学特刊 107~116.
- [3] 张 韧、喻世华,1992. 热带气象 4:306~313.
- [4] Jule, G. Charney and Arnt Eliassen, 1964. J. Atmos. Sci. 21:68-71.

THE ANALYSIS OF REMOTE RESPONSE BETWEEN TROPICAL ENVIRONMENT FIELD AND SUBTROPICAL HIGH'S SHIFT

Zhang Ren and Yu Shihua

(*Air Force Institute of Meteorology, Nanjing 211101*)

Received: July, 20, 1992

Key words: Tropical environment field, Subtropical high, Slowly varying wave train

Abstract

In this paper, the remote response between the cumulus convective precipitation over the South China sea as well as the tropical west-pacific and the subtropical high's shift over the East-Asia in summer, is studied. The results show that this remote response is achieved by the dynamic process of a kind of large scale slowly varying wave train, excited in the tropical regions, propagating towards the subtropical East-Asia areas. Through this mechanism, the tropical environmental factors (thermal forcing and circulation patterns) will induce the intensity and position of subtropical high over the East-Asia being difference.