

## 海洋和大气状态异常对西北太平洋

### 台风活动的影响\*

胡 坚 费 亮 季明珠

(上海台风研究所)

#### 提 要

本文分析了 33 年 (1951—1983 年) 逐月平均的赤道东太平洋海温距平 (SSTA)、热带西北太平洋 500 hPa 高度距平和西北太平洋台风频数距平资料, 指出: 赤道东太平洋热力状况的异常对西北太平洋台风活动有明显影响。进一步对于 1982—1983 年的厄尼诺过程进行诊断分析, 认为, SSTA 异常可以通过经圈环流改变中、低纬环流的相互作用, 以此来制约西北太平洋台风活动, 即: 当赤道东太平洋出现暖水时, 北半球的哈得来环流加强, 导致中纬度上空西风带加强、斜压扰动向南发展, 结果, 北半球副热带高压滞留在较低纬度、热带盛行东风气流, 形成了不利于西北太平洋台风发生、发展的大尺度环流条件。

#### 一、引 言

研究表明, 海气相互作用在热带地区最为显著, 由于赤道上空大气状态在半球的季节变化和南、北半球的相互作用中起着举足轻重的作用, 因此, 赤道海表水温的异常将对热带, 乃至全球大气环流产生深远的影响。台风活动作为热带大气环流的特征之一, 必然对此有所反映。潘怡航<sup>[1]</sup>和李崇银<sup>[2]</sup>的工作表明, 赤道东太平洋热力状况对西太平洋台风活动有明显影响, 在厄尼诺年台风活动偏少, 反厄尼诺年台风活动则偏多。

然而, 海温对台风发生频数的影响并不是直接的, 它是通过建立起有利或不利的环境条件来实现的。在厄尼诺年, 赤道东太平洋形成显著、持久的海温正距平, 洋面上的感热和潜热输送加强, 使热带对流层中、上层高压异常加强, 结果, 对流层低层的西北太平洋热带辐合带异常地弱小, 且位置偏南。显然, 这种环流条件是不利于台风发生的。Bjerknes<sup>[3]</sup>认为, 赤道东太平洋的海温变化制约着其上空大气的经圈环流(哈得来环流)和纬圈环流(沃克环流)的变化。研究表明, 当赤道东太平洋为正距平时, 哈得来环流加强, 沃克环流出现异常, 西北太平洋台风活动明显偏少; 负距平时, 则相反。同时, 借助于哈得来环流的角动量输送, 可以导致中纬西风环流异常, 这对于低纬的台风活动亦有重要的影响。

本文将就厄尼诺和反厄尼诺年的海气状态对西太平洋(包括南海)台风活动的影响作一比较分析, 在此基础上, 对 1982—1983 年的厄尼诺事件进行诊断分析, 以期说明海温异常影响西太平洋台风活动的物理过程。

\* 本文于 1988 年 1 月 19 日收到, 1988 年 8 月 8 日收到修改稿。

## 二、资料 and 计算方法

本文选用北京气象中心整编的 1950—1983 年北半球的月平均的 500 hPa 高度距平资料和北太平洋海温距平资料。诊断计算所用资料是欧洲中心(ECMWF)的  $5.0^\circ \times 5.0^\circ$  格距的全球网格点资料,计算区域包括  $60^\circ\text{S}—60^\circ\text{N}, 90^\circ\text{E}—90^\circ\text{W}$  (太平洋地区), 垂直方向取 100, 200, 300, 500, 700, 850, 1000 hPa 共 7 层; 计算时间为 1982 年和 1983 年的 1 月、4 月、7 月、10 月。

EP 通量及其散度的计算, 采用 Edmon 等<sup>[4]</sup>给出的球坐标质量加权形式:

$$F(\varphi, p) = \{F(\varphi), F(p)\} = \pi r_0^3 \cdot g^{-1} \cdot \cos\varphi \{ -\tau_0^{-1} \cdot \cos\varphi \cdot \overline{u^* \cdot v^*}, f \cdot \cos\varphi \cdot \overline{v^* \cdot \theta^*} / \bar{\theta}_p \}$$

$$\nabla \cdot F(\varphi, p) = -\pi r_0^3 \cdot g^{-1} \cdot \frac{\partial}{\partial \varphi} (\overline{u^* \cdot v^*} \cdot \cos^2\varphi) + \pi r_0^3 \cdot g^{-1} \cdot \frac{\partial}{\partial p} (f \cdot \cos^2\varphi \cdot \overline{v^* \cdot \theta^*} / \bar{\theta}_p)$$

其中,  $( )^* = ( ) - \overline{( )}$ , “ $\overline{( )}$ ”表示与纬向平均的偏差,  $r_0$  为地球半径,  $\bar{\theta}_p = \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}$  是大气静力稳定度。

需要说明的是, 为了较好地反映太平洋上空环流的特征, 本文取  $90^\circ\text{E}—90^\circ\text{W}$  (太平洋地区) 进行纬向平均。当然, 取有限区域的纬向平均, 对于波能通量和波动强度有一定影响, 但这种影响随区域的增大而减小。由于本文取半球的纬向平均, 上述影响不至于妨碍我们定性地反映除 1 波以外的波动主要特征。

能量参数公式, 与 Brennan 等<sup>[5]</sup>推导的形式完全相同。本文还计算了总的非绝热加热, 它是通过热力学平衡方程反推出来的。

## 三、统计与分析

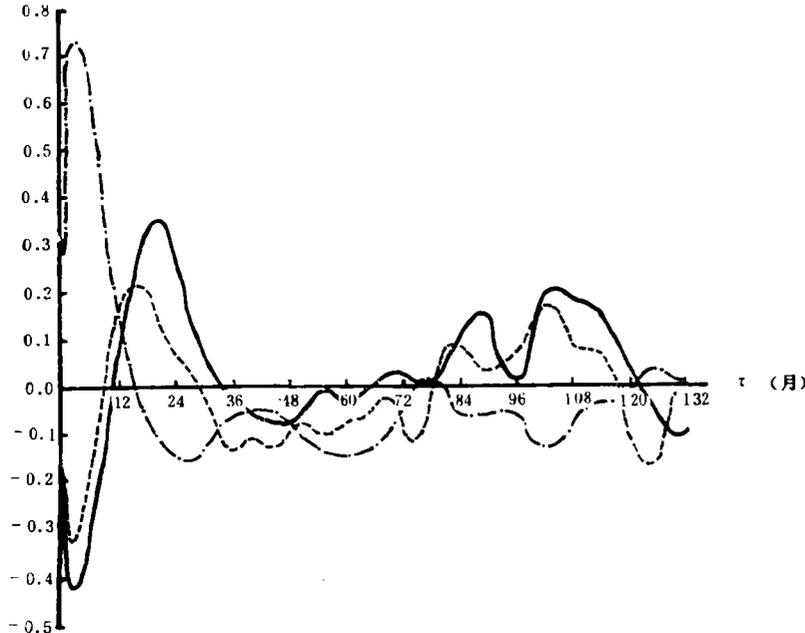


图 1 33 年时间序列 (1951—1983 年) 的赤道东太平洋 ( $10^\circ\text{S}—0^\circ, 180^\circ—85^\circ\text{W}$ ) 海温距平与西北太平洋台风频数距平的滞后相关系数 (实线); 热带西北太平洋 ( $10^\circ\text{N}, 90^\circ—180^\circ\text{E}$ ) 500 hPa 高度距平与台风频数距平的滞后相关系数 (虚线); 海温距平与高度距平的滞后相关系数 (点划线)

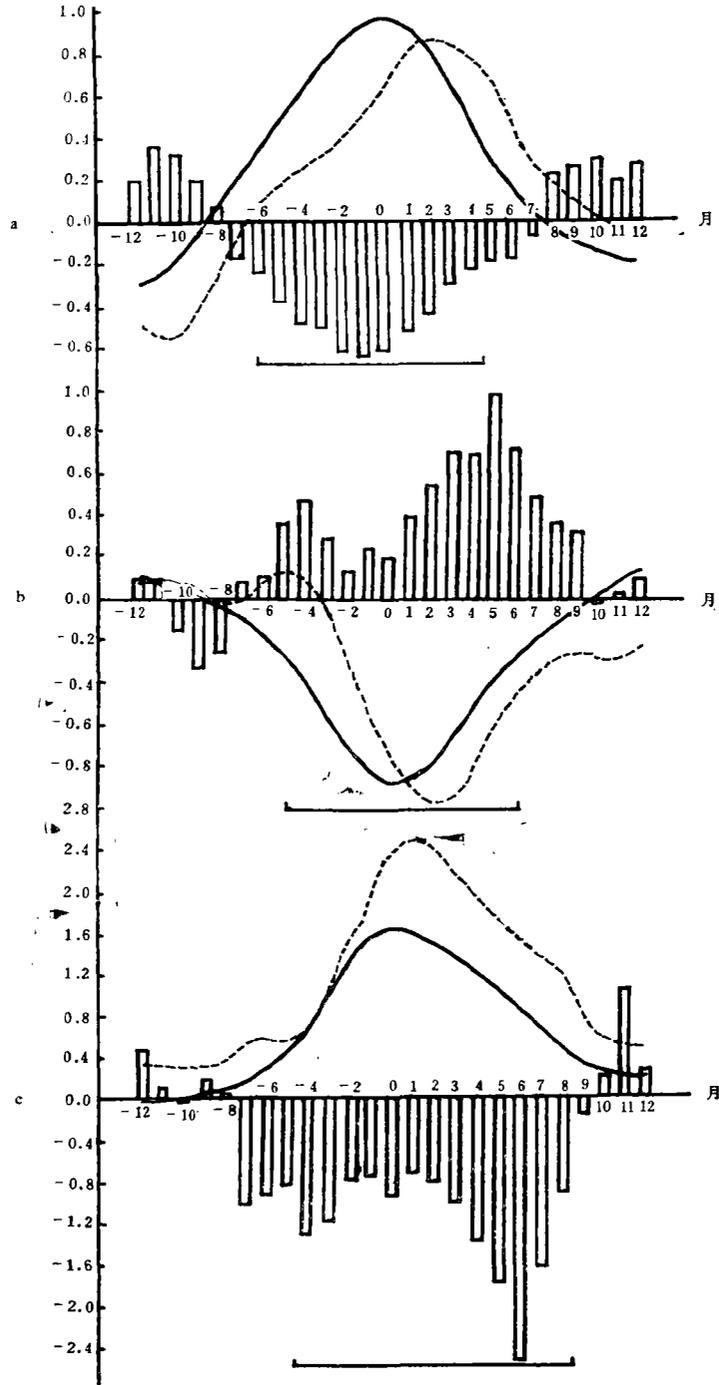


图 2 五个月滑动平均的赤道东太平洋海温距平(实线,单位:  $^{\circ}\text{C}$ ),热带西北太平洋 500 hPa 高度距平(虚线,单位: dagpm)和西北太平洋台风频数距平(单位: 个)的逐月变化

(a 为 9 个厄尼诺过程的合成结果, b 为 7 个反厄尼诺过程的合成结果, c 为 1982—1983 年厄尼诺过程;图底区间线表示厄尼诺或反厄尼诺过程的持续时间)

图 1 分别表示 33 年时间序列(1951—1983)的赤道东太平洋海温距平 (SSTA) 和热带西北太平洋 ( $10^{\circ}\text{N}, 90^{\circ}\text{E}—180^{\circ}\text{E}$ ) 500 hPa 高度距平(HA)同西北太平洋台风频数距平(TFA)的滞后相关,以及高度距平与台风频数距平的滞后相关。

其中,海温距平与台风频数、高度距平与台风频数距平分别在 2 个月和 1 个月的滞后步长上达到最大负相关,数值为 $-0.43$ 和 $-0.33$ ,均显著超过 $\alpha=0.05$ 的相关系数检验值。说明,海温和高度距平对西太平洋台风活动有明显影响,当赤道东太平洋海温和热带西北太平洋 500 hPa 高度为正距平时,西太平洋台风频数距平为负值。反之,台风频数距平为正值。但是,海温与台风活动的滞后相关步长总是大于高度与台风频数距平的步长,即台风对环境大气变化的响应更为迅速。还注意到,在 12 个月的滞后步长范围内,海温与高度距平呈现很好的正相关,最大值为 0.74,出现在 3 个月的滞后步长上,这意味着,赤道东太平洋海温对台风活动的影响,是通过制约台风环境大气来实现的。图 1 还表明,在大约 1.5 年和 8.5 年的滞后步长上,高度与台风距平、海温与台风距平先后呈现显著的正相关。说明东太平洋海温变化对于西太平洋的台风活动还具有更为深远的影响。

在厄尼诺和反厄尼诺年,海温变化对于台风活动的影响表现尤为显著。图 2 为合成的厄尼诺和反厄尼诺过程中赤道东太平洋海温距平,西北太平洋高度距平和台风频数距平的逐月变化。本文规定,在一次过程中,当 SSTA 的绝对值超过  $0.4^{\circ}\text{C}$  时,为出现异常,据此,在 33 年中,得到 9 个厄尼诺过程(1951, 1953, 1957, 1963, 1965, 1969, 1972, 1976, 1982—1983 年)和 7 个反厄尼诺过程(1955, 1964, 1967—1968, 1970—1971, 1973, 1975, 1978 年)所谓反厄尼诺过程特指赤道东太平洋海温出现异常负距平的事件。

这里,参考时间点“0”为海温距平出现极值的时间。其中,海温正距平极值平均出现在 10 月,负距平极值出现在 5 月。厄尼诺和反厄尼诺过程大约持续 11 个月。海洋的这种长时间加热,必然对大气产生深刻的影响。由图 2 可见,当赤道东太平洋海温出现正距平后,经过 1—2 个月,(大约在 5—6 月)热带西北太平洋上空中层也出现高度正距平。当海温正距平达到最大后的 2 个月,高度距平亦随之达到一个极值。这意味着,夏季,西北太平洋上空、下层盛行下沉气流,热带辐合带表现为位置偏南,强度偏弱,而这一时期,正好出现在台风活动集中的季节,造成了不利于台风发生的环境场。因此,在参考时间点附近,台风频数出现了最大负距平。同时,在整个厄尼诺过程中,台风频数与海温距平具有几乎一一对应的负相关趋势。反厄尼诺年,在海温出现负距平的 2—3 个月,高度距平也出现负值,导致西北太平洋热带地区中下层上升气流加强,因而出现了台风频数的正距平趋势。所不同的是,台风频数极值在厄尼诺年出现在海温极值的前一个月,反厄尼诺年则出现在海温极值之后的五个月。作者认为,这是由海温极值出现的时间所决定的,厄尼诺年的 SSTA 极值出现在当年的台风季节之后,而反厄尼诺年的 SSTA 极值则发生在台风季节之前。

1982—1983 年厄尼诺过程与前述合成过程不尽相同,这次过程,始于 1982 年 8 月,在 1983 年 1 月达到最强,经历 13 个月,结束于 1983 年 9 月。西北太平洋热带上空的高度正距平在 1983 年 1—2 月几乎与赤道东太平洋海温正距平同时达到最大值(如图 2c 所示),可能与这次海温异常首先出现在赤道中太平洋附近有关,且高度距平值平均比合成过程的距平大一倍以上,大的正距平一直持续到 1983 年 11 月。受其影响,7—9 月的西北太平洋台风频数出现了 30 多年来最大的负距平,7—9 月的距平和为 $-5.1$ 个,其中以 7 月为最大,达到 $-2.6$ 个。许多研究都指出,这次厄尼诺事件是有记录以来最强的一次,其距平极值达到 $+1.64^{\circ}\text{C}$ 。

#### 四、1982—1983 年厄尼诺过程对西北太平洋台风的行星尺度环流场的影响

##### 1. 大气环流异常的影响

赤道东太平洋异常海温的加热作用,将深刻地影响到其上空的大气热力结构。图 3 表示相对正常

的 1982 年和异常的 1983 年 1 月和 7 月的总的非绝热加热的经向分布。可以看出,两者差异十分显著。首先,在热带地区上空,无论冬夏,1983 年的加热均比 1982 年的强,显然,这是厄尼诺年异常海温对大气持续加热的结果;其次,1983 年热带对流层上层的加热特别强,尤其是在 1 月,1983 年比 1982 年的大一倍以上,反映了前者的积云对流活动也异常加强。另外,由图 3 还可以看到,1983 年 1 月北半球中纬度

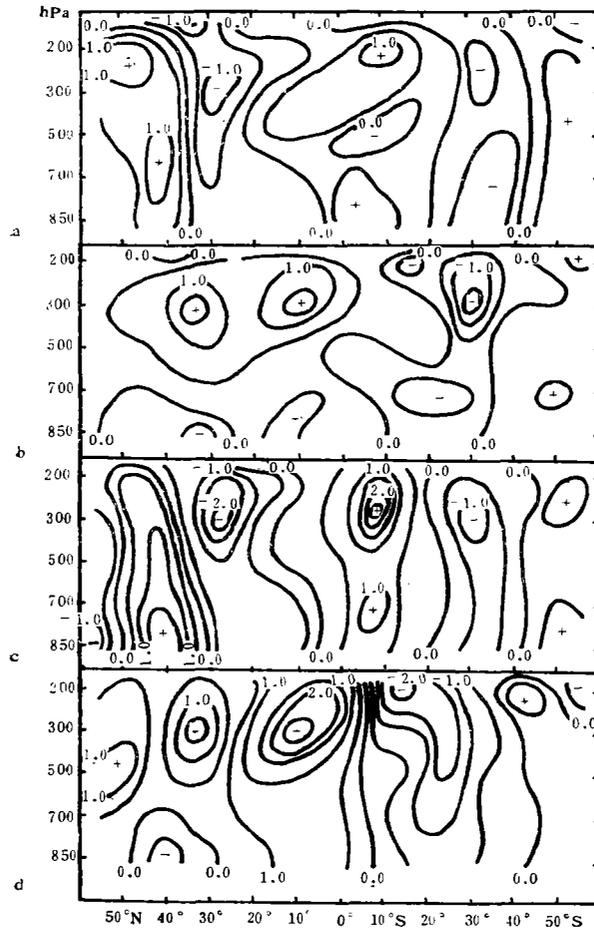


图 3 1982 年 1 月(a), 7 月(b)和 1983 年 1 月(c), 7 月(d)的总非绝热加热的剖面图  
(等值线间隔为  $1.0 \times 10^{-5} \text{C} \cdot \text{s}^{-1}$ )

低层有强的加热,可能与厄尼诺年来自下垫面的强感热输送有关。这种异常的加热场必然引起流场发生相应的改变。图 4 反映了 1982 年和 1983 年经圈环流状况。很明显,1983 年 1 月的哈得来环流异常强大,气流从南半球低纬处(约  $5^{\circ}\text{S}$ )上升,向北跨越 40 个纬度,在北半球中纬度(约  $35^{\circ}\text{N}$ )下沉,这与同期非绝热加热场的经向分布是完全相对应的。由于强的厄尼诺事件的持续作用,至转换季节(4 月),哈得来环流依然很强,它将西风角动量不断输送到北半球中纬度地区,导致西风环流持续异常。相反,在 1982 年 4 月,低纬上空经向环流很弱,甚至出现与 1983 年同期相反的环流。

由图 4 还可以看到,厄尼诺年的另一个明显特征是:在 4 月,哈得来环流所致的下沉气流更强,影响范围更大,由此导致西北太平洋 500 hPa 上副热带高压也很强,且位置偏南。而在 1982 年 4 月,因为经向环流弱,热带地区的高压势力也很弱。

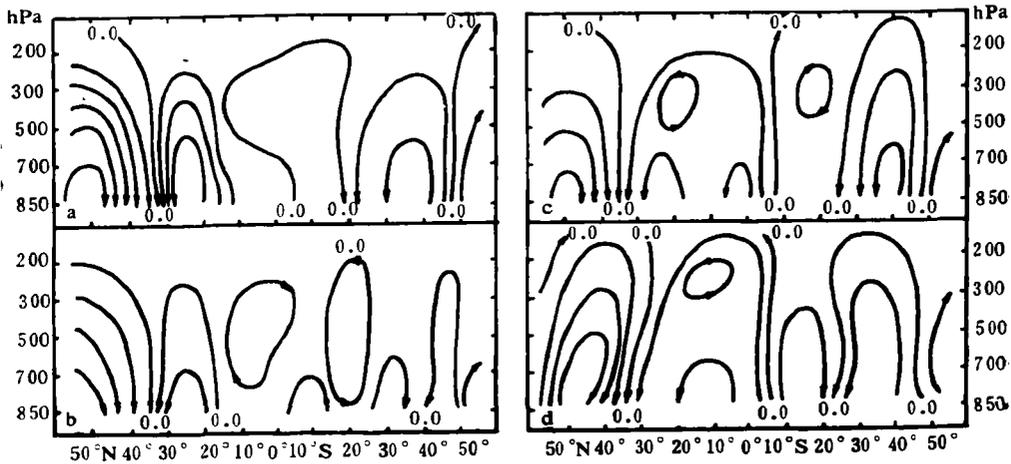


图 4 1982 年 1 月(a)、4 月(b)和 1983 年 1 月(c)、4 月(d)的经圈环流  
(流函数等值线间隔为  $2.0 \times 10^{17} \text{m}^2 \cdot \text{s} \cdot \text{Pa}$ )

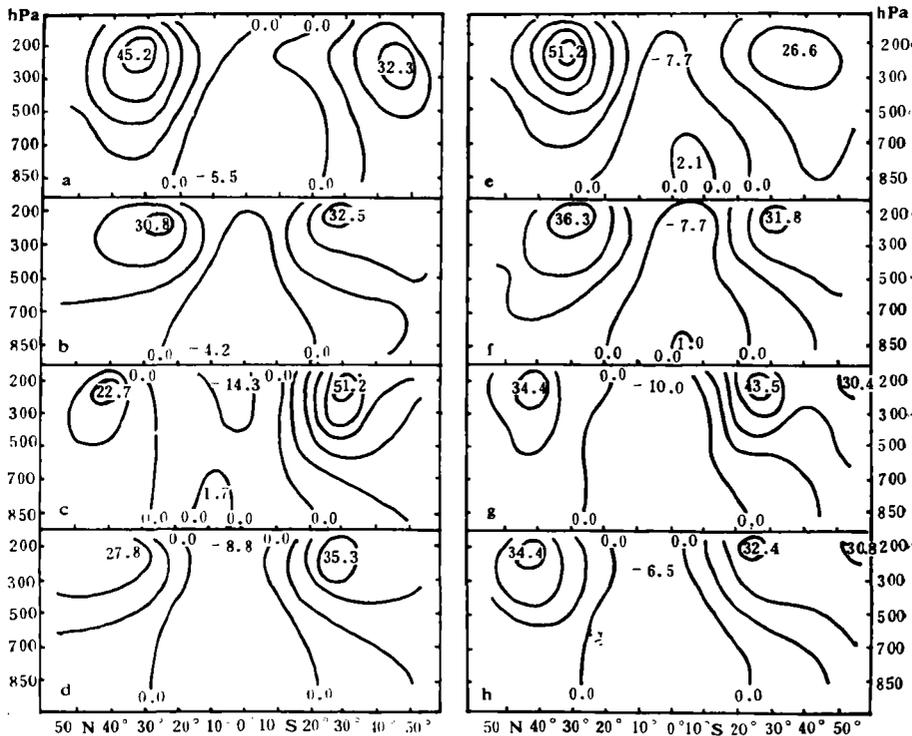


图 5 1982 年 1 月(a)、4 月(b)、7 月(c)、10 月(d)和 1983 年 1 月(e)、4 月(f)、  
7 月(g)、10 月(h)的平均纬向风剖面 (等值线间隔为  $10.0 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )

图 5 为太平洋上平均纬向风剖面，我们可以看到，海温所致经圈环流的异常不仅导致 1983 年 4 月北半球中纬西风明显强于 1982 年同期水平，而且造成了 1983 年 7 月南半球西风异常地弱于 1982 年 7 月。图 5 (c)和 5 (g)清楚地表明了海气环流异常的结果，在相对正常的 1982 年 7 月，北半球低纬的 700 hPa 以下，为西风气流，在 1983 年 7 月，几乎整个太平洋热带地区均为强盛的东风气流控制。丁一汇等<sup>[6]</sup>曾分析了 1967 年和 1969 年夏季关岛单站高空风的逐日变化，指出：在多台风的 1967

年，中高层是深厚的东风气流，低层是西南季风，在少台风的1969年，中低层则盛行偏东风。而1967年恰好是反厄尼诺年，1969年正是厄尼诺年。很明显，低层的西风将引导热带辐合带加强北移，有利于台风发生、发展。反之，将抑制台风活动。

### 2. 南、北半球西风带大尺度扰动的反馈作用

在厄尼诺年，赤道异常的海温正距平，通过哈得来环流引起北半球中纬度高空西风加强，使西风带斜压性增大。这可以借助 EP 剖面来说明（见图 6）。与 1982 年的同期情况相比，1983 年 1 月，EP 通量的垂直分量明显较大，不仅如此，在整个厄尼诺过程中，西风带向上的 EP 通量始终较大，直至 1983 年 7 月，北半球的 EP 通量依然大于南半球的。

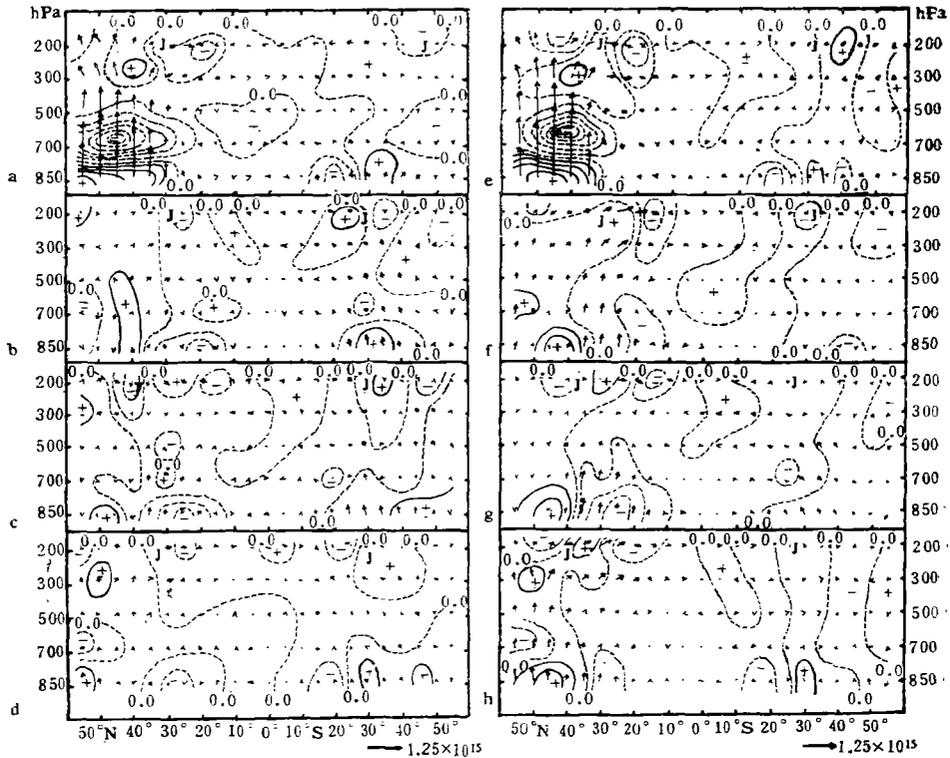


图 6 1982 年 1 月(a)、4 月(b)、7 月(c)、10 月(d)和 1983 年 1 月(e)、4 月(f)、7 月(g)、10 月(h)的 EP 剖面  
 $(F(\varphi))$ 水平标尺如图下方所示 (单位:  $m^3$ ),  $F(P)$ 单位为  $m^3 \cdot kPa$ , 同样长度的垂直标尺等于箭头乘 80.4 kPa; 图中数值为  $\nabla \cdot F$  (单位:  $1.0 \times 10^{15} m^3$ ); 等值线间隔为 1.0; 符号“J”表示西风急流中心位置)

由于向上的 EP 通量表示向北的热输送，按照准地转斜压不稳定理论，向北的热通量意味着扰动是斜压不稳定的，有利于西风带扰动的发展。比较图 6，可以看出，在北半球中纬地区的对流层中、下层，1983 年向上的通量明显大于 1982 年同期的，反映了前者的西风带斜压扰动比较活跃。不仅如此，1983 年 4 月和 7 月的向上通量比 1982 年同期的向南伸展，表明前者的中纬度扰动可以更加明显地影响到副热带环流，这可能是厄尼诺年副高位置偏南的一个原因。

根据 EP 通量理论，在西风带中，EP 通量的方向表示了波能的传播方向。我们看到，在厄尼诺年，由于北半球西风带扰动的强烈发展，有一支波导，从西风带低层向上向南指向热带对流层高层，并在 1983 年 4 月表现得最为清楚。而在 1982 年 4 月，这支波导很弱。并有一支源于南半球中纬低层，指向北半

球高层的波导发展起来。厄尼诺年的这支波导对于热带高层大尺度波动的变化可能有重要作用,在此意义上,表明在厄尼诺年中、低纬环流系统的相互作用加强。由图6,我们还注意到,1983年7月,从南半球西风带低层,指向北半球的波导不清楚,EP通量也很弱,意味着南半球冬季的冷空气活动偏弱。研究表明,西北太平洋上台风活动与南半球冬季的冷空气爆发有密切的关系。

在EP通量理论中,EP通量散度表示了扰动对于纬向平均环流强迫作用的一种度量。由图6中的散度分布可知,在北半球,1982年和1983年1月,EP通量散度的作用,都是使高空西风急流在中纬度稳定和加强,但1983年中纬高层的通量辐散区明显较大,且向南扩展,这一差别显然是与1983年1月,中纬低层较强的斜压扰动向南发展相联系的,4月情况也大致如此,至7月,截然相反的情况出现在中纬对流层高层;在1982年,40°N的200 hPa上为-2.2的通量辐合中心,使高层东风发生季节性的向北加强。而在1983年,整个中纬度上空直至热带(20°N)高层,几乎均为通量辐散区,结果,有利于西风的维持和加强。

在南半球,两年的差别也非常清楚,1982年4—7月,EP通量散度总是起着维持和加强中纬高空西风急流的作用,1983年同期,情形正好相反,中纬高层出现通量辐合区,使西风急流减弱。

注意到,在1983年4月和7月,北半球20°N附近的对流层低层出现了EP通量散度的负值区,尤其在1983年7月,其散度值较1982年同期明显偏南、偏大。这对于加强1983年7月的北半球低纬的热带东风,当有积极的贡献。

只要比较图5就可以看出,上述的分析与两半球纬向平均气流的变化是一致的。

### 3. 1982年—1983年厄尼诺过程中的能量学特征

对能量参数的分析表明,与正常年份相比(Nielsen等<sup>[7]</sup>),厄尼诺年大气能量场的显著变化主要表现在纬向能量参数上,特别是与热力过程有关的能量参数。显然,这是大气能量场对赤道海温异常增暖的响应。在厄尼诺年,下垫面感热向上输送的结果,引起对流层中上层强烈增温,导致热带地区纬向有效位能制造异常地加强;同时,通过强上升运动,将纬向有效位能向纬向动能转换。图7为1982年和1983年的1月与7月纬向有效位能向动能转换(CZ)的剖面图。其中,最大的正值转换(CZ > 0)出现在赤道附近的对流层中上层,并由1983年1月的10°S处移至7月的10°N位置,这与图3所示的加热场分布完全一致。显然,大值的Cz在这

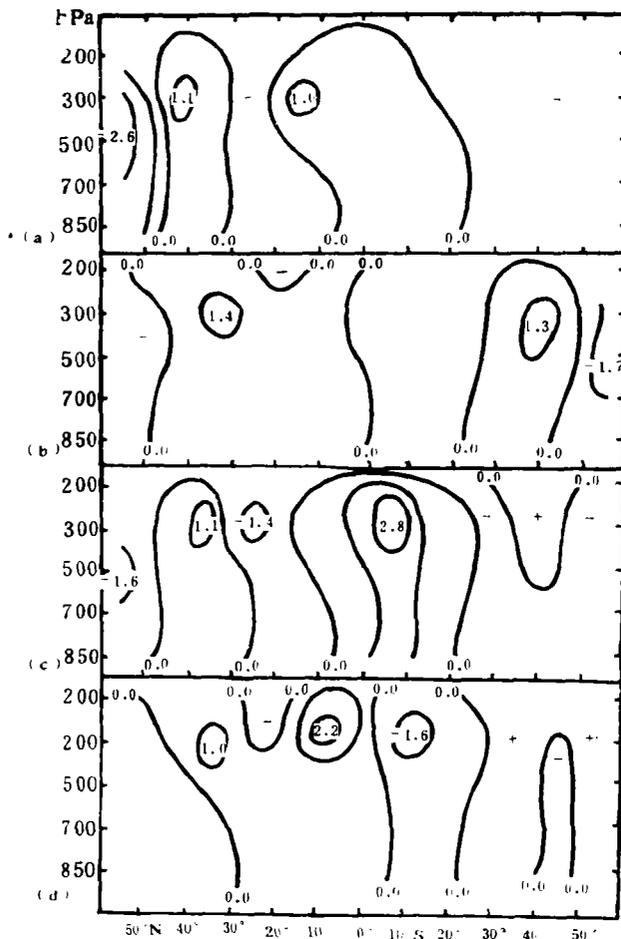


图7 1982年1月(a)、7月(b)和1983年1月(c)、7月(d)纬向有效位能向动能转换(Cz)的剖面图。等值线间隔为1.0(W·m<sup>-2</sup>)

里出现,是强暖空气上升、冷空气下沉的结果。在北半球夏季,这种异常经圈环流的发展将减弱夏季风环流,导致南、北半球西风环流异常。而在1982年的1月和7月,正值的CZ明显较小,且出现的纬度不稳定,主要随正环流的强度和位置变化而改变。这与该年赤道海温距平场较弱有关。

## 五、结 论

本文分析了赤道东太平洋海温距平、西北太平洋热带环流变化与台风活动的关系,发现在厄尼诺年,西北太平洋热带上空高度场出现大的正距平,导致台风活动明显减少;在反厄尼诺年,热带上空高度距平异常减小,有利西北太平洋台风活动增加。在此基础上,对1982—1983年的厄尼诺过程进行了诊断分析,认为:

1. 在1983年的厄尼诺过程中,由于赤道东太平洋海温异常增暖的加热作用,引起哈得来环流异常加强,导致7月北半球高空西风急流加强,南半球西风急流异常地弱。这将使北半球夏季风环流较弱,低纬盛行东风气流,导致台风活动显著减少。

2. 1982年和1983年,南、北半球中纬度大尺度波动的强迫作用是不相同的。在1982年的4月和7月,EP通量散度的作用在北半球是使中纬度高空东风加强,在南半球则加强西风环流;相反,在1983年,北半球较大的EP通量及其散度起了稳定和加强中纬度西风环流的作用。同时,南半球的中纬度高层出现EP通量辐合区,使西风急流减弱。这样,在1983年7月,使得北半球的夏季风环流不强,南半球的冷空气活动也很弱,导致西北太平洋台风活动的有利环境场条件减弱,同时,北半球有一支从中纬低层指向热带高层的较强的波导,对于热带高层中洋槽的变化有重要意义。

3. 在能量场上,厄尼诺年的异常现象主要表现在与热力过程有关的纬向能量参数上。其中,纬向有效位能向动能的转换在1983年的赤道附近一直维持较大的正值,这是导致1983年北半球夏季风环流较弱的能量学原因。1982年7月的能量场则与此截然不同。

## 参 考 文 献

- [1] 潘怡航, 赤道东太平洋热力状况对西太平洋台风发生频数的影响, 气象学报, 40, 1, 24—34, 1982。
- [2] 李崇银, 厄尼诺影响西太平洋台风活动的研究, 气象学报, 45, 2, 229—236, 1987。
- [3] Bjerknes, J., A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, 18, 820—829, 1966.
- [4] Edmon, H. J., Jr., B. J. Hoskins and M. E. McIntyre, Eliassen-Palm cross sections for troposphere, *J. Atmos. Sci.*, 37, 2600—2616, 1980.
- [5] Brennan, F. E., and D. C. Vincent, Zonal and eddy components of the synoptic-scale energy budget during intensification of hurricane Carmen (1974), *Mon Wea Rev.*, 103, 954—965, 1980.
- [6] 丁一汇, 热带辐合区多台风同时发展的初步研究, 大气科学, 1977, No. 2, 89—98。
- [7] Wiin-Nielsen A, John A. Brown and Margaret Drake, Further studies of energy exchange between the zonal flow and the eddies, *Tellus*, 16, 168—180, 1964.

# THE EFFECT OF THE ANOMALOUS STATE OF OCEAN AND ATMOSPHERE ON THE FREQUENCY OF TYPHOONS OVER THE WESTERN PACIFIC

Hu Jian Fei Liang Ji Mingzhu

*(Shanghai Typhoon Institute, State Meteorological Administration, Shanghai, China)*

## Abstract

It has been pointed out by analysis of data covered 33 years (from 1951 to 1983) that the effect of the anomalous thermal state of the equatorial Eastern Pacific on the frequency of typhoon over the Western Pacific is obvious. El Nino event in 1982-1983 indicated: by meridional cell, the anomalous SST (sea surface temperature) can affect the interaction between middle and low latitudes circulation, which restricted typhoon activities over the Western Pacific. In other words, when warm water occurred in the equatorial Eastern Pacific, Hadley cell was intensified, which resulted in westerlies intensified and baroclinic disturbances extends southward. As a result, subtropical high stayed in tropics and easterly flow prevailed in low latitude of Northern Hemisphere, which resulted in unfavourable situation of typhoon activities.