

西北太平洋夏季风的变化对台风生成的影响^{* 1}

王 慧^{1,2,3} 丁一汇⁴ 何金海³

1 国家气候中心气候研究开放实验室,北京,100081

2 国家气象中心,北京,100081

3 南京信息工程大学气象学院,南京,210044

4 国家气候中心,北京,100081

摘 要

研究了西北太平洋夏季风特征及其季风槽结构对台风生成的影响。当西北太平洋季风槽增强并向东扩展使季风加强时,西北太平洋的风速垂直切变、高空辐散风、湿度和海温等都对台风的生成产生有利的影响,台风数明显比季风槽弱时多。而且对台风生成的位置也有很大的影响,即季风槽强时,台风的生成位置偏东,季风槽弱时台风的位置偏西。这表明西北太平洋夏季风主要是通过季风槽活动影响台风的生成。而夏季风的强弱对台风也有影响,在西北太平洋夏季风的活跃阶段,西北太平洋夏季风强时,台风生成的比较多,夏季风中断时台风生成的比较少。西北太平洋夏季风通过季风的季节内振荡对西北太平洋台风也有显著的影响。季节内振荡对台风生成的影响主要以 30—60 d 振荡为主。在这种低频振荡对流活动的湿位相时期台风生成个数明显多,干位相时期台风生成的少。而且低频振荡的西风位相也有利于台风生成,在东风位相时生成的台风少。另外,还研究了多台风期西北太平洋夏季的特征(群发性),发现在这些时期,存在强的季风槽,弱的垂直切变与充足的水汽供应。这表明西北太平洋台风时空的群发性与夏季风活动的异常密切相关。

关键词: 西北太平洋夏季风,台风,季风槽,垂直切变,季节内振荡。

1 引 言

中国是全世界少数几个受台风影响最严重的国家之一,从辽宁到广西漫长的沿海地区都可能有台风登陆,台风带来的强风、大暴雨和海潮对中国人民的生命财产是一个严重威胁^[1]。同时中国又是个受季风影响严重的国家,所以研究季风对台风的影响是很有意义的。

在许多季风区,大尺度季风环流的变化可以影响热带气旋(TC)的形成和活动特征。这些影响包括形成位置的空间变化、TC 加强和减弱的时间变化及其路径的变化等。在西北太平洋季风区也是如此。Harr 和 Elsberry^[2]提出了西北太平洋活跃(不活跃)季风时期同 TC 的活跃(不活跃)时期相联系。因此,台风的季节或季节内变化可能同大尺度季风

环流相关。Gray^[3]、陈联寿和丁一汇^[1]在以前众多分析基础上,提出台风形成的 6 个条件,并把它们分为:热力条件、动力条件和环境条件,指出西北太平洋季风槽的位置对 TC 活动的分布有很大的影响。Harr 等^[2,4]发现低层纬向风异常,也就是说,西北太平洋季风槽的加强对 TC 活动的位置和路径有重要影响。在早期,Ding 和 Reiter^[5]就指出多台风季和少台风季低层季风槽(或 ITCZ)的分布有明显不同。而 Chen 等^[6-7]也发现西北太平洋的季风槽和天气尺度扰动有很密切的联系,TC 形成的位置同季风槽东伸西退是密切相关的。孙颖、丁一汇^[8]分析 1998 年和 1999 年 TC 发现,季风槽的异常偏西及在盛夏的异常偏北会导致 TC 的异常偏少,位置偏西和偏北。另外高的海面水温、弱的垂直切变和对流层中部湿度大等条件都对台风的形成有很大的

* 初稿时间:2005 年 3 月 18 日;修改稿时间:2005 年 6 月 23 日。

资助课题:中国科学技术攀登项目 A“南海季风试验”。

作者简介:王慧,女,硕士,主要从事海洋专业服务。

影响。

在西北太平洋, TC 的活动有明显的年际变化和季节内变化。ENSO 对西北太平洋 TC 的影响很明显。Chan^[9]及 Wang 等^[10]发现, 在强厄尔尼诺年, 西北太平洋东南部的 TC 活动增加很多, 而西北部减少。强拉尼娜年的情况相反。Nakazawa^[11-12]早期研究指出, 西太平洋多数的 TC 容易发生在大气季节内振荡(MJO)的湿位相中, 因此 MJO 对 TC 的生成具有影响作用。Liebmann^[13]等研究了 MJO 对西北太平洋热带扰动的影响, 并发现在西北太平洋 MJO 的对流活跃部分 TC 增加。而且在活跃和不活跃时期台风相对 TC 的比例都是不变的。在西北太平洋, MJO 通过增大活跃对流时期的季风槽上气旋的频数, 减少活跃时期季风槽外的频数, 增大 MJO 非活跃时期季风槽外的频数而影响 TC^[14]。祝从文等^[15]也发现生成在西北太平洋的热带低压/气旋分别受到向东和向西传播的 MJO 影响。但应该指出, 上述大多数研究都是基于个别年的分析。

以往研究主要针对各种因子对热带气旋/扰动的影响, 而西北太平洋台风绝大多数(83%)是由热带辐合区扰动发展而成^[1]。因此, 台风的年际变化和季节内变化主要与季风槽异常活动有关, 而季风槽的活动又受到季风的明显影响, 因而西北太平洋夏季风异常的变化会明显影响台风的生成多少和生成位置。因此本文重点分析了西北太平洋夏季风的年际变化与季节内变化对台风的影响。年际变化是分析季风槽强年和弱年台风发生频率和位置的异常; 气候季节内变化(CISO)主要研究了 30—60 d 和 10—20 d 振荡对台风生成的影响。另外, 也研究了台风群发时期, 季风的的活动情况。

2 资料说明

本文所用的资料有: (1) 台风资料取自 1971—2000 年的美国联合台风预警中心(Joint Typhoon Warning Center, JTWC)。将 JTWC 发布的第一时刻最大风速大于 65 kn 的时间和位置定义为台风生成的时间和位置。(2) 1971—2000 年的逐日 NCEP 再分析风场。(3) NOAA 的 1975—2003 年 29 a 由卫星获得的内插 OLR 逐日资料。(4) NCEP 再分析的 1982—2003 年 22 a 逐周的海温资料。(5) 1971—2000 年 NMC 再分析逐日比湿资料。其中海温资料的水平分辨率是 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$, 风场、OLR 和比

湿资料的水平分辨率是 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。

3 季风槽(ITCZ)对台风生成的影响

前文已经说明台风的变化受到低纬大气环流, 特别是季风槽(ITCZ)的显著影响, 而季风槽与西北太平洋夏季风的变化是密切相关的。

首先定义西北太平洋季风槽的强弱, 这里主要考虑季风槽向东延伸的程度^[5]。取 6—9 月(夏季)月平均 850 hPa 西风向东伸展到 160°E 的年份为季风槽强的年份, 850 hPa 西风向东伸展到 130°E 为季风槽弱的年份。由此可得 1971—2000 年 30 a 中强季风槽年为 1972, 1976, 1977, 1980, 1982, 1986, 1987, 1991, 1994, 1997 年共 10 a, 弱年为 1973, 1975, 1983, 1988, 1995, 1996, 1998 年共 7 a, 为了在研究中增强强弱季风槽的差异, 我们又从强季风槽的 10 a 中选取最强的 7 a, 去掉了 1977, 1980, 1991 年。

由图 1a 看出, 在西北太平洋季风槽强的年份, 季风槽向东伸展到了 170°E , 而此时台风也比较多, 在 7 a 中的 6—10 月(因为西北太平洋夏季风是从 6 月持续到 10 月, 所以我们在此选取了这个时间段进行研究), 共有 99 个台风生成, 基本上都是分布在季风槽两侧, 生成位置也明显偏东。而弱的年份(图 1b)里, 季风槽弱, 向东伸展不到 130°E , 台风的个数只有 78 个, 比强年少了 21 个, 生成位置比较偏西。由此说明, 西北太平洋季风槽及其相关的季风强弱会影响台风生成的位置和频数。如果季风槽强, 台风位置偏东, 生成个数也多; 季风槽弱时, 伸展偏西, 则台风的生成位置偏西, 台风少。这同 Chen 和 Weng 等^[7]的发现一致。由图 1 也可以看出, 绝大多数台风都生成于季风槽的北侧, 因为在季风槽的北部(也就是槽后)容易生成涡旋, 而台风是由涡旋发展而成的。

前面已经指出, 台风形成的基本条件有热力条件(高的海面水温、位势不稳定)、动力条件(低空或在边界层中有辐合、在大于 5° 的纬度地区)和环境条件(对流层中部湿度要大、风速垂直切变小)^[1]。基于以上条件, 我们分别分析了季风槽强和弱的年份垂直切变、水汽含量(1000 hPa 到 300 hPa 积分)、850 和 200 hPa 辐散风以及海温场, 以求更深入地了解台风发生发展的影响。

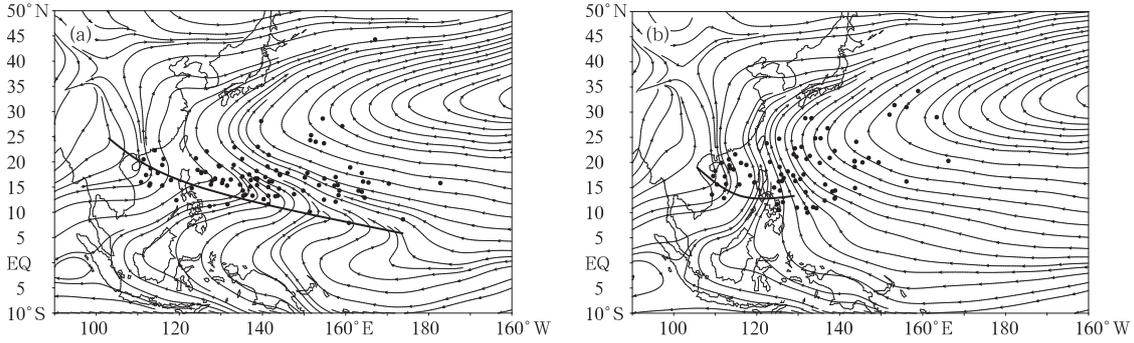


图 1 季风槽强弱年台风的生成位置和夏季(6—10月)850 hPa 的平均风场
(a. 强季风槽年平均, b. 弱季风槽年平均; 黑点代表所有生成在 6—10 月的台风位置, 粗实线是季风槽)

Fig. 1 Composites of summer (June-October) 850 hPa streamline fields and locations of typhoon genesis for strong (a)/weak(b) monsoon trough (i. e. ITCZ) years
(Black dots denote the locations of typhoon genesis, and thick solid lines monsoon troughs)

图 2 是 6—10 月平均风速垂直切变图(由于在热带地区平均气流主要是东西风, 所以我们用 200 hPa 与 850 hPa 纬向风之差代表风速垂直切变)。如果风速垂直切变很大, 通风就很显著, 这使得在对流层中由积雨云释放的凝结潜热迅速的离开扰动区上空向四周平流出去, 这时热量不能在对流层中上层集中。如果切变小, 则对流层上下空气相对运动很小, 由凝结释放的热量始终加热同一空气柱而可很快地形成暖心, 有利于台风的生成。很明显, 在季风槽强的年份里弱垂直切变(纬向风切变小于 10 m/s)位于西太平洋东部, 因此有利于台风生成源地偏东。季风槽弱的年份弱垂直切变偏向西部, 该地形成了有利于台风生成的条件。这与季风槽强的年份台风发生位置偏

东, 生成个数多; 季风槽弱的年份台风发生位置偏西, 生成个数少相一致。从 850 和 200 hPa 的速度势和辐散风在季风槽强弱年的 6—10 月分布情况(图 3)可看出, 在季风槽强年 850 hPa 的辐合中心和强速度势中心都比较偏东, 而弱年比较偏西, 高空 200 hPa 的辐散中心和速度势有同样的分布。季风槽强年高空和低空的辐合、辐散中心都偏东, 弱年都偏西。而且, 热带辐合区与垂直切变最小值区移动趋势是一致的。所以弱的垂直切变配合以季风槽东伸, 可以使台风在季风槽强的年份里更易生成在西太平洋的偏东地区, 而弱的年份则相反, 易生成在西太平洋的偏西地区。

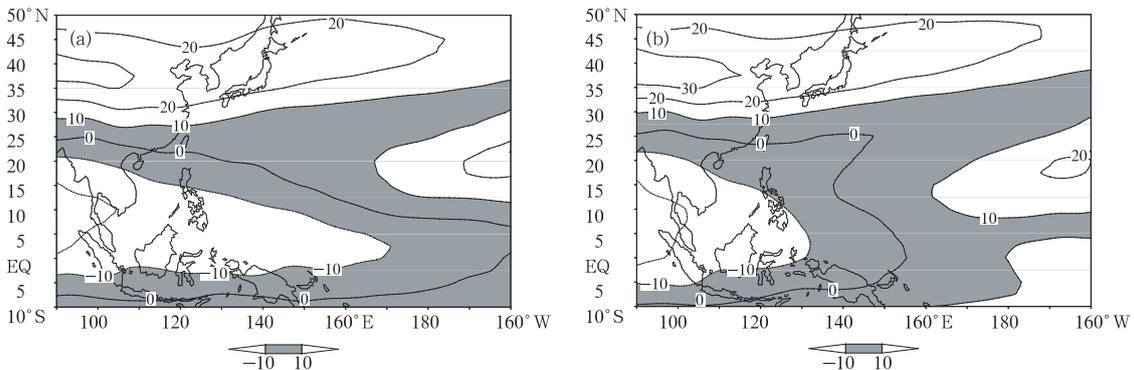


图 2 季风槽强弱年平均风速垂直切变($u_{200} - u_{850}$)
(a. 强季风槽年平均, b. 弱季风槽年平均; 阴影区表示垂直切变小于 10 m/s)

Fig. 2 Same as Fig. 1 but for the vertical shear ($u_{200} - u_{850}$) of average wind speed (m/s)
(Areas where the vertical shear is less than 10 m/s are shaded)

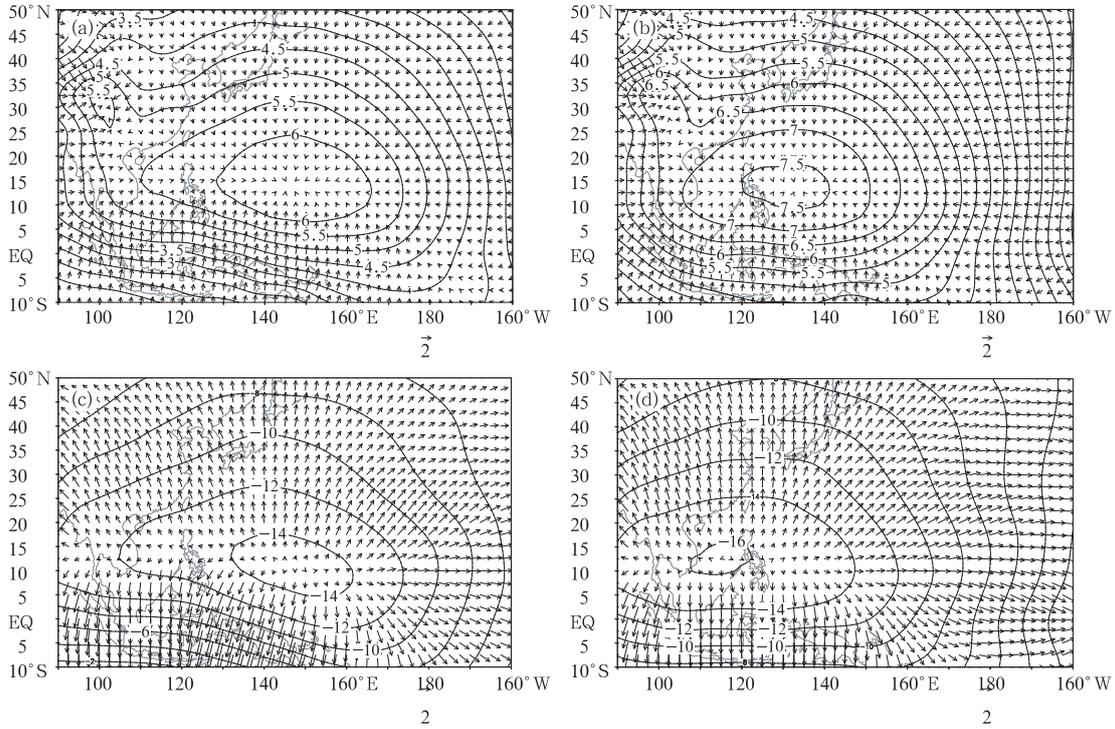


图3 季风槽强弱年 850 和 200 hPa 速度位势($10^6/s$)和辐散风(m/s)夏季(6—10月)平均情况
(a. 强季风槽 850 hPa 年平均, b. 弱季风槽 850 hPa 年平均, c. 强季风槽 200 hPa 年平均, d. 弱季风槽 200 hPa 年平均)

Fig. 3 Same as Fig. 1 but for 850 and 200 hPa velocity potential (solid line; $10^6/s$) and divergent wind (shafted arrow; m/s)
(a./b and c./d. for 850 hPa and 200 hPa in strong/weak monsoon trough years, respectively)

对流层中部大的湿度也是台风生成的重要条件之一。在西北太平洋台风季, 大的湿度同季风槽和弱的垂直切变都是相对应的。为了更清楚地看出湿度的大小, 我们对 1000 hPa 到 300 hPa 的比湿积分, 得到对流层气柱的总水汽含量(可降水量)。图 4 是季风槽强弱年 6—10 月的水汽含量分布。在季

风槽强年(图 4a)水汽分布向东伸展很多, 弱年水汽分布则向东伸展很少, 表明在季风槽强年热带西北太平洋大气中空气湿度比较大, 而弱年空气湿度比较小。这些都有利于台风在季风槽强年生成位置偏东, 个数偏多; 在弱年生成位置偏西, 个数偏少。

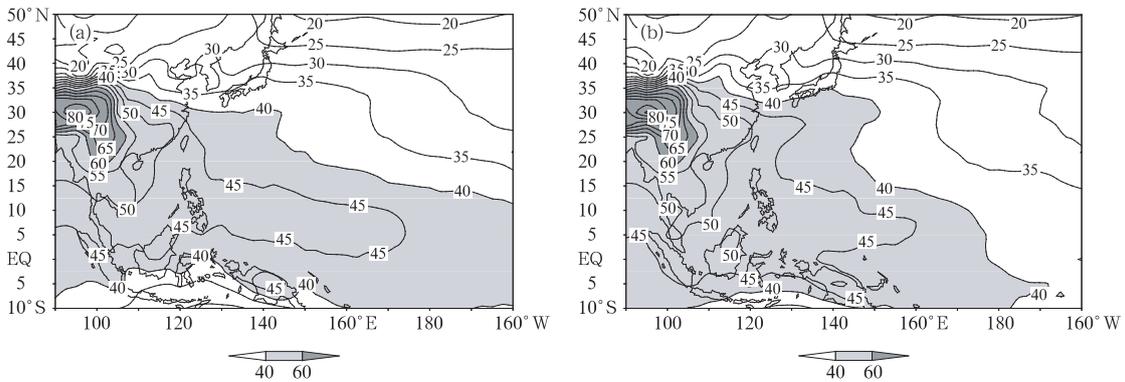


图4 季风槽强弱年夏季(6—10月)1000—300 hPa 的水汽含量平均状况(单位: g/cm^2)
(a. 强季风槽年平均, b. 弱季风槽年平均; 阴影区表示水汽含量大于 $40 g/cm^2$ 的地区)

Fig. 4 Same as Fig. 1 but for the vertically integrated moisture content (g/cm^2) of 1000—300 hPa
(Areas where the moisture content is greater than $40 g/cm^2$ are shaded)

海温(图 5)在季风槽强弱年份的分布也有利于台风在强年生成的多,位置偏东;弱年生成的少,位置偏西。因为高温的海面能造成低层有高温高湿的大气,在热带洋面上,对流层低层的温度和水汽含量决定于海面的海水温度。海水温度越高,通过海气交换过程使低层空气温度越高,几乎接近海面温度,湿度增大也很显著,这种条件能较好的维持暖心和垂直环

流^[1]。所以高海温有利于台风的形成。图中看出,季风槽强的年份里高海温区可以伸展到 170°W,而弱年只伸展到 170°E。高的海温会使当地的对流活跃,利于扰动的生成。而低的海温会抑制对流活动,不利于台风的生成。因此,在季风槽强的年份,西北太平洋东部对流活动加强,西部对流活动受到抑制,所以台风多生成在偏东部。在弱年情况相反。

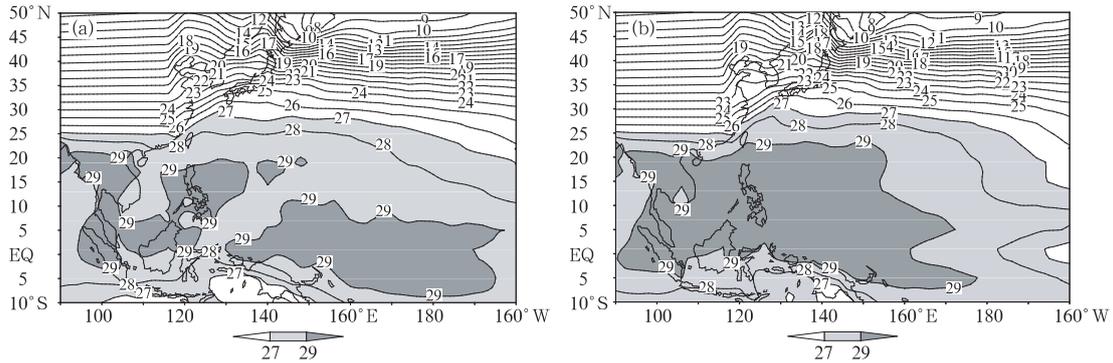


图 5 季风槽强弱年夏季(6—10月)平均海温(单位:℃)
 (a. 强季风槽年平均, b. 弱季风槽年平均; 阴影区表示海温高于 27℃)
 Fig. 5 Same as Fig. 1 but for sea surface temperature (SST; °C)
 (Areas where the SST is greater than 27 °C are shaded)

综合以上各因子的分析,在季风槽强的年份里,上述各因子的分布都是有利于台风生成在西北太平洋偏东的位置;季风槽弱的年份有利于台风生成在西北太平洋较西部的位置,这不仅影响了台风的形成位置,而且还影响了生成个数。使得在季风槽强年里台风较多,弱年台风生成个数较少。

4 西北太平洋夏季风的活跃-中断循环对台风的影响

由上面的分析可以得到西北太平洋季风槽的强弱对台风有很大的影响。在文献[16]中,研究了西北太平洋夏季风的季节进程,揭示出夏季风具有 3 次活跃和 3 次中断(不活跃)阶段。本文的研究发现,在西北太平洋夏季风的活跃与不活跃阶段即夏季风的强弱对台风也有影响。我们综合了降水和 850 hPa 风场的活跃与中断循环(见文献[16]定义),给出各个季风的活跃、不活跃阶段台风生成的情况(图 6)。在活跃阶段,30 a 每候生成台风总数为 12.5 个,不活跃阶段每候生成台风 10.8 个,可以看出活跃阶段的西北太平洋季风槽比不活跃阶段的季风槽发展的更向东一些,值得注意的是季风槽的

强度更强,所以活跃阶段生成的台风更多,位置更偏东,不活跃阶段台风生成的偏少,位置偏西。这些都表明了台风生成的位置和频数同夏季风的强弱有密切关系。而由活跃与不活跃阶段的 850 hPa 风场差值图(图 6c)可以看出,西风可以东伸到 180°。西风发展的强弱同台风生成多少也是有很大关系的,西风越强则西北太平洋季风槽越强,台风生成的越多。

5 季节内振荡对台风的影响

众所周知,西北太平洋地区有明显的 30—60 d 和 10—20 d 的低频振荡。如前文中指出西北太平洋台风多数生成在低频振荡的湿位相中,只有少数生成在干位相中,所以我们首先从气候平均条件研究台风在 OLR 的低频振荡的 8 个位相的生成情况。我们对干湿位相进行了合成,即把前 4 个湿位相合成,后 4 个干位相合成,850 hPa 纬向风的滤波综合图也是这样得到的。图 7 是 OLR 的 30—60 d 的滤波在湿位相和干位相的合成分布及台风生成情况。可以看出在湿位相(图 7a)时,西北太平洋表现出较强的对流活动,此时生成的台风一共是 191 个。在干位相(图 7b)时,西北太平洋几乎没有活跃的对流活

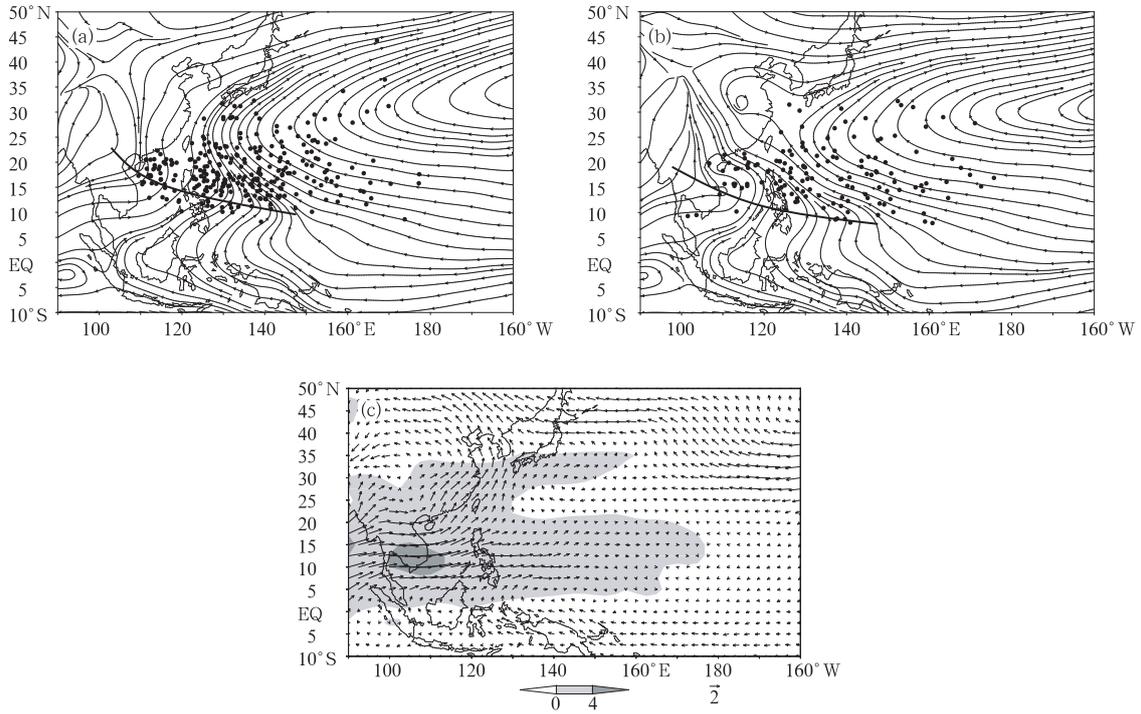


图 6 西北太平洋夏季风活跃(a. 30 a 中季风活跃时期平均每候生成 12.5 个台风)与中断阶段

(b. 30 a 中季风中断时期平均每候生成 10.8 个台风)台风位置和 850 hPa 平均风场

(阴影区表示西风 $u > 0$) 及其差值场(c) (黑点是 30 a 中台风生成位置, 黑色实线是西北太平洋季风槽)

Fig. 6 Composites of summer (June–October) 850 hPa streamline fields and locations of typhoon genesis for the active (a)/break (b) phase of NW Pacific summer monsoon, and the difference field of mean 850 hPa winds between the active and break phase (c). 12.5 in (a)/10.8 in (b) is the averaged number of typhoon genesis per pentad over the active/break phases in 1971–2000 respectively. In (a) and (b), black dots denote the locations of typhoon genesis, and thick solid lines monsoon troughs, and in (c), west wind areas ($u > 0$) are shaded

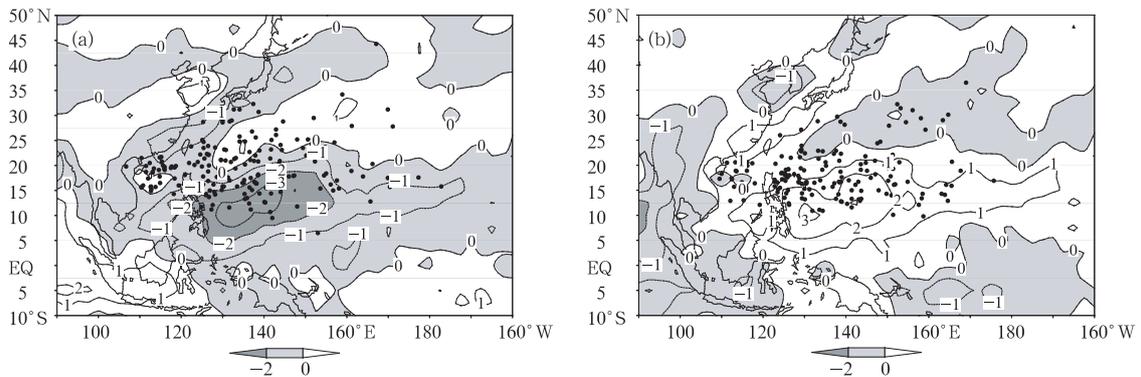


图 7 OLR 的 30—60 d 带通滤波的位相综合图和台风分布

(a. 湿位相, 共生成台风 191 个; b. 干位相, 共生成台风 161 个)

Fig. 7 Composites of the 30–60-day band-pass filtered OLR for wet (a)/dry (b) phase and their locations of typhoon genesis (191/161 typhoons), respectively

动, 只有在较低纬地区有活跃的对流。而生成在干位相中的台风只有 161 个, 即生成在湿位相中的台

风要比生成在干位相中的多。因而西北太平洋的对流活跃, 生成的台风就多; 对流不活跃, 生成的台风

就少。10—20 d 滤波(图略)的结果同 30—60 d 滤波的结果相近,生成在湿位相中的台风是 189 个,生成在干位相中的台风是 161 个,也比生成在湿位相中的少。由此可以发现 MJO 对流活动对西北太平洋地区台风的生成有显著的影响。

850 hPa 纬向风的 MJO 对台风生成也有很大的影响。由 30—60 d 滤波的位相综合图(图 8)也可以看出,在 850 hPa 纬向风的西风位相时,生成的台风多,共有 178 个。而在东风位相时共生成台风 148 个。在 10—20 d 滤波位相综合图(图略)中可看出,生成在西风位相中的台风是 175 个,而生成在东风位相中的台风也有 169 个,这可能是因为在台风受 10—20 d 低频振荡的影响比较小,主要是受 30—60 d 低频振荡影响。

为了进一步了解低频振荡对台风生成的影响,

我们选择了 1987 年 9 月 2—7 日一次湿期中连续 3 个台风的生成个例进行说明(图 9),在这 6 d 中共生成了 3 个台风。1987 年 9 月 2 日(图略),在菲律宾及西北太平洋上有 4 个强度不同的气旋,它们位于西南气流和东南气流汇合形成的赤道辐合区(赤道槽)。到了 3 日气旋加强,并且菲律宾的气旋向西移动到南海,ITCZ 也向北推进了一些。经过 4,5 两日的发展,6 日,东部的两个气旋(C_3 和 C_4)达到台风强度(T_3 和 T_4),并且 ITCZ 主体进一步推进到 20°N 。7 日菲律宾附近的气旋(C_2)也发展成为台风(T_2)。可以看出强烈的低空辐合气流是台风发生发展的一个重要因子。除此之外,Lau 等^[17]和 Chang 等^[18]发现扰动出现在接近赤道处(中太平洋),然后远离赤道在菲律宾海上向西北移动,这种现象在图 10 中也可以

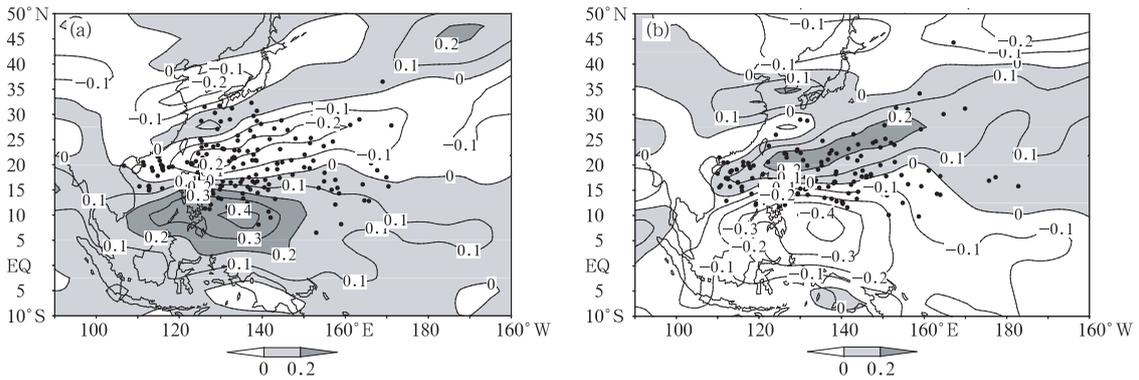


图 8 850 hPa 纬向风的 30—60 d 带通滤波的位相综合图和台风分布
(a. 西风位相,共生成台风 178 个; b. 东风位相,共生成台风 148 个)

Fig. 8 Composites of the 30—60-day band-pass filtered zonal wind (m/s) for west (a)/east (b) wind phase and their locations of typhoon genesis (178/148 typhoons), respectively

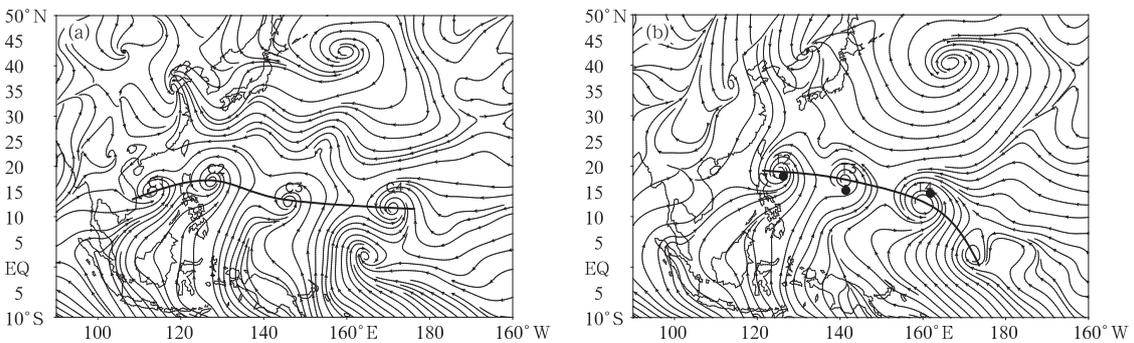


图 9 1987 年 9 月 4 日(a)和 7 日(b)逐日风场和生成的台风
(图中黑色实线是赤道辐合带(ITCZ),黑点表示当天生成台风的位置。 C_1, C_2, C_3, C_4 分别代表 4 个气旋, T_2, T_3, T_4 分别是 C_2, C_3, C_4 发展成的台风)

Fig. 9 850 hPa streamline field on 4 (a) and 7 (b) September 1987 and typhoon genesis
(Black solid line denotes the ITCZ, and black dot denote the location of typhoon genesis on the day; and C_1, C_2, C_3, C_4 denote the four cyclones on 4 September, and T_2, T_3, T_4 the typhoons on 7 September developed from C_2, C_3, C_4 , respectively)

看出。低频振荡对这次台风生成的影响也是比较明显的。我们对 1987 年的 OLR 和 850 hPa 纬向风做了 30—60 d(图 10)和 10—20 d 的滤波(图略)。发现 9 月 6 日和 7 日生成的 3 个台风都是在 30—60 d 振荡的对流活跃时期和西风带中。在 9 月 2 日时,低频对流活跃带呈东西向,同 2 日的 ITCZ 的趋势是

一样的。3—5 日,形势基本没变,低频对流形势维持。到了 6 日,对流发展强盛,生成了 2 个台风(T_3 和 T_4),7 日又生成了一个台风(T_2),因而 3 个台风都是生成在对流活跃时期。在此例中,10—20 d 低频振荡对台风的影响也是明显的。它们比 30—60 d 振荡中的对流区与台风有更好的对应关系。

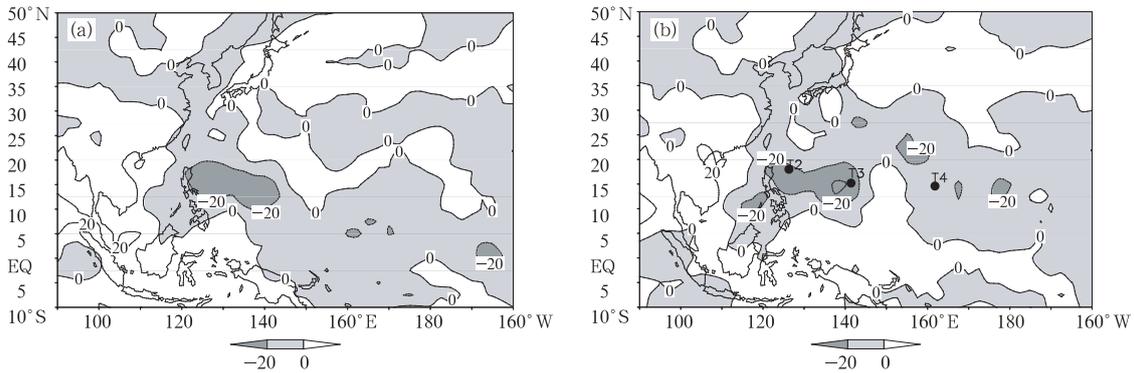


图 10 1987 年 9 月 4 日(a)和 7 日(b)30—60 d 带通滤波后的 OLR 和生成的台风及生成之前的形势图 (阴影区表示对流活跃区,其余同图 9)

Fig. 10 Same as Fig. 9 but for the 30—60-day band-pass filtered OLR (Areas where convection is active are shaded)

图 11 是 30—60 d 低频振荡的 850 hPa 西风及台风生成位置综合图。在 9 月 2 日(图略),比较大的低频西风向东达到了 160°E。到了 5 日,已经形成了一个东西向的狭长的较大低频西风带,并且同 ITCZ 的位置相对应。到了 6 日,西风带中生成两

个台风,7 日在西风带中又生成一个台风,3 个台风都是在低频西风带中生成。由此可见,低频西风对台风的生成也是有影响的。在流场中可以看到,台风主要生成在赤道辐合带内东西风的汇合处,所以西风的影响是很明显的。

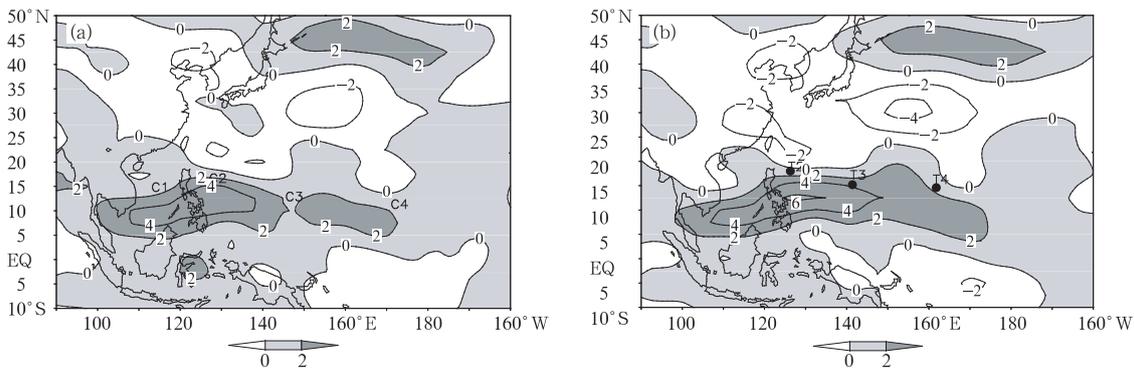


图 11 1987 年 9 月 4 日(a)和 7 日(b)30—60 d 带通滤波后的 850 hPa 纬向风和生成的台风及生成之前的形势(阴影区表示西风,其余同图 9)

Fig. 11 Same as Fig. 9 but for the 30—60-day band-pass filtered 850 hPa zonal wind (West wind areas are shaded)

低频振荡对台风的生成有很大影响。台风主要生成在低频对流的湿位相中,干位相中生成的相对

较少。而且低频西风对台风的生成也有影响,台风多数生成在低频西风位相中,发生在东风位相中的

台风相对较少。30—60 d 低频振荡的影响更加明显,这种现象在位相综合图和个例分析中都可以看出。但有时,10—20 d 振荡也起重要作用。

6 台风生成的群发性与夏季风活动的关系

上面主要研究了季风对台风的影响,这里再讨论与此有关的台风群发性问题。观测表明,西北太平洋台风的形成在时空上不是均匀分布的,而表现在某些时候,某些地区多台风同时发生或相继发生,而在另一些时段,台风发生很少,甚至不出现台风^[19]。在此定义台风的群发性如下:如果当年月平均台风数大于等于 5 个或者连续两个月以上大于 4 个,则这时段为多台风期;月平均台风数连续两个月小于等于 2 个为少台风期。具有多(少)台风期的年份又被定义为多(少)台风年。根据以上定义统计出具有多台风期的年份为 1971, 1972, 1975, 1978, 1980, 1982, 1984, 1985, 1987, 1989, 1990, 1992, 1993, 1994, 1995, 1996, 1997, 2000 年共 18 a;少台

风期的年份为 1973, 1976, 1977, 1979, 1981, 1983, 1986, 1988, 1998, 1999 年共 10 a。

从多台风年的 850 hPa 风场(图 12a)可见,平均每年夏季(6—10 月)生成的台风个数是 14.7 个,季风槽东伸到 150°E,而在少台风年(图 12b))平均每年夏季(6—10 月)生成的台风个数为 9.5 个,季风槽东伸到 145°E,虽然多台风年的季风槽并没有明显的更向东伸展,但是多台风年季风槽的强度明显较强。在多台风年里,异常弱的垂直切变(图略)区占据了大部分西北太平洋地区,而异常多的水汽(图略)多分布在西北太平洋的偏东部。少台风年里,只是在西北太平洋的西部少部分地区有异常多的水汽,偏东部水汽异常少。弱垂直切变区也只是分布在西北太平洋的少数地区。因而多台风年有较强的季风槽、水汽含量充足,再配合弱的垂直切变,这些都是有利于多台风生成的条件。少台风年的情况却相反,弱的季风槽、水汽含量较小,弱垂直切变区较少,这些都不利于台风的生成。

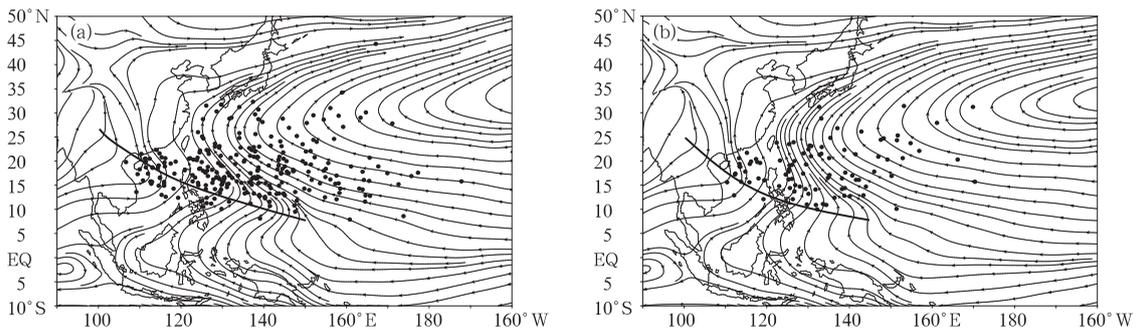


图 12 多台风年(a)和少台风年(b)的台风生成位置和 850 hPa 风场的夏季(6—10 月)平均
(多(少)台风年里夏季平均生成的台风个数为 14.7(9.5);其余同图 1)

Fig. 12 Same as Fig. 1 but for excessive (a) /deficient (b) typhoon years, respectively. 14.7/9.5 is the mean number of typhoon genesis in the summer of excessive/deficient typhoon years

根据以上 18 a 多台风年的逐月 850 hPa 风场图可进一步定义季风槽线东伸超过 160°E 的年份为更多台风年,由此得到了 1972, 1980, 1982, 1987, 1992, 1993, 1994, 1997, 2000 年共 9 a。综合这 9 a 的情况可以看出,季风槽和平均每 6—10 月的台风数、弱垂直切变和水汽含量都要比以上多台风年的情况更有利于台风的生成。由图 13 可以看出更多台

风年里西北太平洋季风槽可以东伸到 170°E,比多台风年的季风槽向东多延伸了 20 个经度,台风数 5 个月平均也多了 0.4 个,更比少台风年平均多了 5.6 个。强的季风槽再配合多的水汽含量和弱的垂直切变则更有利于台风的生成。如图 14a 中,西北太平洋有异常多的水汽含量,更弱的垂直切变(图 14b),位置也比多台风年位置更偏向东。

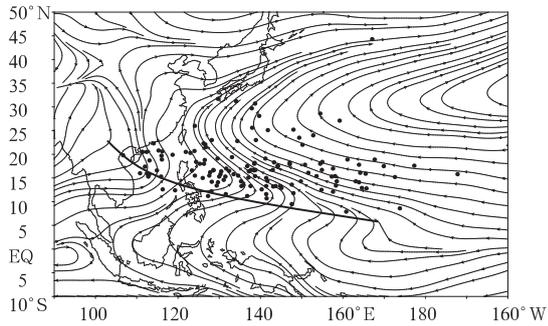


图 13 更多台风年的台风生成位置和 850 hPa 平均风场
(更多台风年里夏季(6—10月)平均
生成 15.1 个台风;其余同图 1)

Fig. 13 Same as Fig. 1 but for more excessive typhoon years, and 15.1 is the mean number of typhoon genesis in the summer of more excessive typhoon years

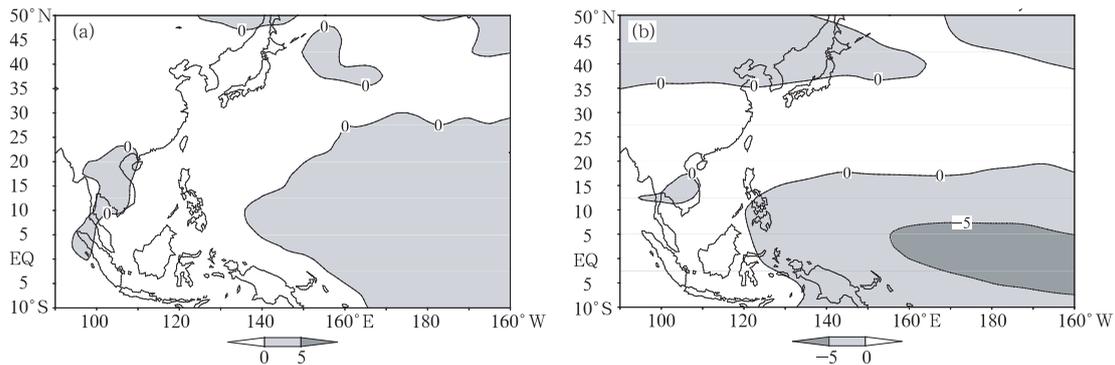


图 14 更多台风年的异常水汽含量(a,单位: g/cm^2)和异常风速垂直切变(b,单位: m/s)夏季(6—10月)平均
(阴影区分别表示异常多的水汽和异常弱的垂直切变)

Fig. 14 Same as Fig. 13 but for anomalous moisture (a; g/cm^2) and vertical wind shear (b; m/s)
(Areas where the moisture is extraordinarily abundant or the vertical wind shear is extraordinarily weak are shaded)

(3) 气候季节内振荡对西北太平洋台风有显著的影响。在 MJO 对流活动的湿位相时期台风生成个数明显多,在对流活动的干位相时期台风生成的少。而且低频振荡的西风位相也有利于台风生成。生成在东风位相里的台风少。由 1987 年 9 月的台风生成个例分析可以看出,台风的生成是受季节内振荡影响的,而且以 30—60 d 振荡为主。

(4) 台风在时空的群发性与热带西北太平洋的大气环流条件密切相关。多台风期(年)有强的季风槽、弱的垂直切变、充足的水汽。而少台风年的情况却相反,弱的季风槽、水汽含量较小,弱垂直切变区较少,这些都不利于台风的生成。

致谢:感谢柳艳菊、陈艳在本文完成过程中给予的帮助。

7 结 论

本文主要研究了西北太平洋季风槽、夏季风的活跃-中断循环与季节内振荡(CISO)对台风生成的影响。得到的结论如下:

(1) 西北太平洋季风槽强时,也就是 ITCZ 强时,西北太平洋的风速垂直切变、高低空速度势和辐散风、湿度和海温等都对台风的生成产生有利影响,台风数明显要比季风槽弱时多。而且对台风生成的位置也有很大的影响。季风槽强时,台风的生成位置偏东,季风槽弱时台风的位置偏西。

(2) 在西北太平洋夏季风的活跃阶段,西北太平洋夏季风强时,台风生成的比较多,夏季风中断时台风生成的比较少。

赵滨为本文提供 JTWC 的台风资料。

参考文献

- [1] 陈联寿,丁一汇. 西太平洋台风概论. 北京:科学出版社, 1979. 109pp
Chen Lianshou, Ding Yihui. The conspectus of western Pacific typhoon. Beijing: Science Press, 1979. 109pp
- [2] Harr P A, Elsberry R L. Large-scale circulation variability over the tropical western North Pacific. Part I: Spatial patterns and tropical cyclone characteristics. *Mon Wea Rev*, 1995, 123:1225-1246
- [3] Gray W M. Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation. In: Shaw D B, ed. *Meteorology over the Tropical Oceans*. Roy Meteor Soc, Bracknell, Britain, 1979. 155-218

- [4] Harr P A, Elsberry R L. Tropical cyclone track characteristics as a function of large-scale circulation anomalies. *Mon Wea Rev*, 1991,119:1448-1468
- [5] Ding Y H, Reiter E R. Some conditions influencing the variability of typhoon formation over the West Pacific Ocean. *Arch Met Geoph Biokl, Ser A*, 1981,30:327-342
- [6] Chen T C, Weng S P. Interannual variation of the summer synoptic-scale disturbance activity in the western tropical Pacific. *Mon Wea Rev*, 1998,126:1725-1733
- [7] Chen T C, Weng S P, Yamazaki N, et al. Interannual variation in the tropical cyclone formation over the western North Pacific. *Mon Wea Rev*, 1998,126:1080-1090
- [8] 孙颖,丁一汇. 1998 和 1999 年西北太平洋热带气旋的异常特征及其大尺度条件. *气象学报*, 2002,60(5):527-537
Sun Ying, Ding Yihui. Anomalous activity of tropical cyclone over the western North Pacific and the related large-scale circulation features during 1998 and 1999. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 2002, 60(5):527-537
- [9] Chan J C L. Tropical cyclone activity in the Northwest Pacific in relation to the El Nino/Southern Oscillation phenomenon. *Mon Wea Rev*, 1985,113:599-606
- [10] Wang B, Chan J C L. How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western north Pacific. *J Climate*, 2002,15:1643-1657
- [11] Nakazawa T. Intraseasonal variation of OLR in the tropics during the FGGE year. *J Meteor Soc Japan*, 1986,64:17-34
- [12] Nakazawa T. Tropical super clusters within intraseasonal variations over the western Pacific. *J Meteor Soc Japan*, 1988,66:823-839
- [13] Liebmann B, Hendon H H, Glick J D. The relationship between tropical cyclones of the western Pacific and Indian Oceans and the Madden-Julian oscillation. *J Meteor Soc Japan*, 1994,72:401-411
- [14] Harr P A. Monsoon impacts on tropical variability. The 3rd International Workshop on Monsoon (IWM-III): (I) The Reviews on the Current State of Research/Forecasting of Monsoon. World Meteorological Organization (WMO), WMO Tropical Meteorology Research Programme (TMRP) Commission for Atmospheric (CAS), 2004,11. 255-287
- [15] 祝从文, Nakazawa T, 李建平. 大气季节内振荡对印度洋-西太平洋地区热带低压/气旋生成的影响. *气象学报*. 2004,62(1):42-50
Zhu Congwen, Nakazawa T, Li Jianping. The effects on Indian Ocean-West Pacific tropical low pressure/cyclone formation of meteorological intraseasonal oscillation. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 2004,62(1): 42-50
- [16] 王慧,丁一汇,何金海. 西北太平洋夏季风的气候学研究. *气象学报*, 2004,63(4): 418-430
Wang Hui, Ding Yihui, He Jinhai. The climate research of summer monsoon over the western north Pacific. *Acta Meteor Sinica (in Chinese)*, 2004,63(4): 418-430
- [17] Lau K H, Lau N C. Observed structure and propagation characteristics of tropical summertime synoptic-scale disturbances. *Mon Wea Rev*, 1990,118:1888-1913
- [18] Chang C P, Chen J M, Harr P A, et al. Northwestward-propagating wave patterns over the tropical western North Pacific during summer. *Mon Wea Rev*, 1996,124:2245-2266
- [19] 丁一汇,范惠君,薛秋芳等. 热带辐合区中多台风同时发展的初步研究. *大气科学*, 1977,2(1):89-98
Ding Yihui, Fan Huijun, Xue Qiufang, et al. The preliminary research of more typhoon developing at the same time in tropical convergence area. *Sci Atmos Sinica (in Chinese)*, 1977, 2(1): 89-98

INFLUENCE OF WESTERN NORTH PACIFIC SUMMER MONSOON CHANGES ON TYPHOON GENESIS

Wang Hui^{1,2,3} Ding Yihui⁴ He Jinhai³

1 Laboratory of Climate Research, National Climate Center, Beijing 100081

2 National Meteorological Center, Beijing 100081

3 NIM, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

4 National Climate Center, Beijing 100081

Abstract

The influence of Northwest Pacific summer monsoon (NWPSM) characteristics and the structure of monsoon trough on typhoon genesis is studied. When the NW Pacific monsoon trough strengthens and stretches eastwards, causing the enhancement of NWPSM, the vertical wind shear, divergent winds in the upper and lower atmosphere, humidity and sea surface temperature are all favorable to the typhoon genesis in the NW Pacific, and the number of typhoon genesis is evidently more than that when the NW Pacific monsoon trough is weak. Furthermore, the strength of the NW Pacific monsoon trough also has great impact on the locations of typhoon genesis. Typhoon geneses mostly occur in the western Northwest Pacific in the strong phase of the monsoon trough, whereas in the eastern Northwest Pacific in the weak phase. These show that the NWPSM system impacts typhoon genesis mainly through the activities of the monsoon trough. And the strength of the summer monsoon also has influence on typhoons. When the NWPSM strengthens in the active phase, the number of typhoon geneses is more than that in the break phase.

On the other hand, the NWPSM has impact on typhoon activities through intraseasonal oscillations, and the 30—60 day oscillation is the dominant component of intraseasonal oscillations. The number of typhoon genesis is obviously more in the wet-phase of low frequency convection, and less in the dry-phase. The west wind phase of the low frequency zonal wind is favorable to typhoon genesis, and the typhoon genesis is less in the east wind phase. The cases on 4 and 7 September 1987 also clearly reveal that the typhoon genesis is influenced by intraseasonal oscillations, especially by the 30—60 day oscillations. In addition, the features of NW Pacific summer circulation in the excessive typhoon (group occurrence) period are analyzed. In these periods, there are generally strong monsoon trough, weak vertical wind shear and sufficient water vapor supply, and vice versa in deficient typhoon periods. The above indicates that the temporal-spatial group occurrence of typhoon genesis in the NW Pacific has a close correlation with the activities of the NWPSM.

Key words: Northwest Pacific summer monsoon, Typhoon, Monsoon trough, Vertical wind shear, Intraseasonal oscillation.