

海温异常对台风形成的影响*

吴国雄

(LASG, 中国科学院大气物理研究所, 北京, 100080)

提 要

本文利用地球流体力学实验室(GFDL)的低分辨率气候模式进行数值试验,以研究海温异常对台风形成的影响。试验采用恒定8月气候条件和海表温度(SST),海温异常(SSTA)被置于北太平洋不同区域。结果表明,台风生成频率在暖SSTA区明显增加。这是由于暖SSTA区低层辐合的增强一方面使低空气旋式环流和高空反气旋式环流加大,另一方面导致低层水汽向该区辐合,使潜热释放加强,对流加剧所致。此一机制被用于解释台风频率和ENSO事件的相关。在冷ENSO年份,西北和西南太平洋台风增多不仅是由于赤道东太平洋SST异常冷,还与西太平洋SST异常暖有关。

关键词: 海温异常; 低空辐合; 台风。

一、引 言

过去十年,已有不少关于台风形成与厄尔尼诺/南方涛动(ENSO)关系的研究。观测分析^[1-6]表明,在厄尔尼诺年,西北太平洋(WNP)、西南太平洋(WSP)和西北大西洋(WNA)台风形成减少。最近吴国雄和刘雅章^[7]利用数值模拟研究了这一关系。他们使用菱形截断15波的九层GFDL气候模式,设计台风形成的判据去分析15年积分结果中的台风活动。结果表明,在WNP, WSP和WNA地区,台风形成的频数确与ENSO存在负相关。

为更好地了解联结ENSO和台风生成的机制,以及台风形成对海表温度异常分布的敏感性,我们利用文献[7]所使用的气候模式,设计了具有不同海温分布的数值试验。在控制试验中采用平均的8月气候外强迫源去产生背景场。在距平试验中,SSTA被置于西北太平洋的不同部分以产生异常场。应用文献[7]设计的判据可获得上述试验中台风形成及其异常的分布。通过对这些结果的分析便可揭示联结台风形成和ENSO的机制。第二节将对模式及试验设计加以描述。

Gill^[8]曾用分析模式研究热带非绝热加热引起的大尺度环流异常,发现在加热区存在异常的低层辐合流(inflow)和气旋式涡度。Keshavamurty^[9]在使用本文采用的模式进行试验时得到与Gill相似的结果。在暖SSTA区,他还模拟出高层辐散及反气旋式环流。既然这种环境有利于台风形成,可以推知,由SSTA所激发的大尺度环流异常应是联结台风形成和SSTA的重要机制。第三节将对此推论加以检验。

1991年10月31日收到

* 本研究是作者在访问美国普林斯顿大学期间完成的。

台风形成的另一个必要条件是充足的水汽供应。观测分析表明, 暖 SSTA 区上空异常的降水主要并非由于暖水面上蒸发的局地增加, 而是由于更多的水汽被辐合到对流区^[10, 11]。这意味着暖 SSTA 区出现的大尺度环流异常能使该区水汽含量增加, 有利于更多的台风形成。第四节将就此进行讨论。第五节将给出结论, 并对结果进行一些讨论。

二、试验设计

本试验所用模式为 GFDL 的 R15 气候模式。它考虑了地形的作用。在假定陆地热容量为零的前提下, 陆地表面温度由能量平衡方程确定。SST 则是预先给定的。关于模式的细节和性能可参见文献[12]。由于本研究在于检验台风形成对 SSTA 分布的敏感性, 又由于北半球 8 月份台风形成的频率最高, 故在控制试验 (CONT) 中我们选用了恒定平均 8 月气候。为此, 太阳高度角和 SST 均设定为 8 月平均值。从热平衡态出发, 模式积分达 1800 天, 即 60 个模式月。距平试验中在积分的第二天引入 SSTA。在第 6 个月中积分达准平衡态。因此在下述研究中只提取 181 天至 1800 天的积分结果进行统计分析。

图 1 给出试验 CONT 中模拟得到的台风形成总频率的空间分布。在绘制该图时我们采用文献[7]所设计的台风形成判据, 对逐日 45°N 至 45°S 范围中每一个 (7.5° 经

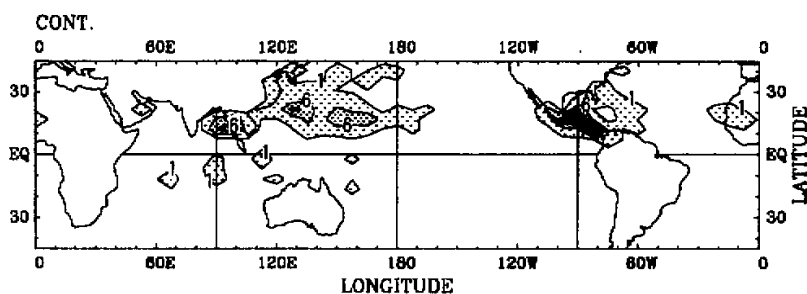


图 1 控制试验中台风形成频率的地理分布

图中的值为 54 个月期间台风形成总次数的格点值。等值线间隔为 5。点影区表示多于 1 次的区域。

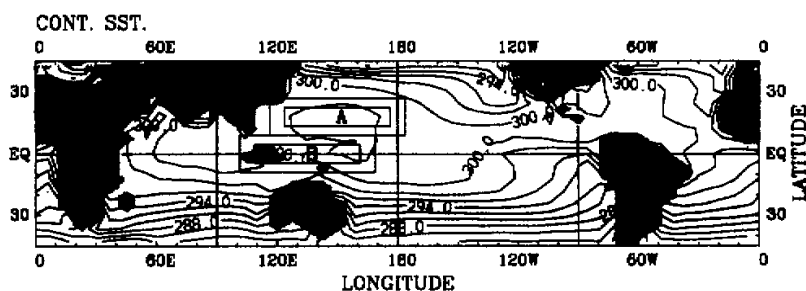


图 2 在采用恒定 8 月气候的控制试验中所使用的气候平均 8 月海表温度 (SST) 不同的异常试验中暖 SST 异常的位置用矩形标出, 并标出相应的试验名字, 即 A 和 B。

距 $\times 4.5^\circ$ 纬距) 网格进行普查。每一台风过程只以形成时(第一天)的位置参加普查。图 1 表明 8 月台风多数形成在北半球, 尤其集中在 WNP, WNA 及孟加拉湾区。与观测到的台风形成区^[13, 14]大致一致。为研究台风形成对 SSTA 的敏感度, 正的 SSTA 被分别加在 WNP 和赤道西太平洋(WEP)的海温上, 以产生试验 A(EXPA)和试验 B(EXPB), 如图 2 所示。之所以选择 WNP 区是由于那里 SST 最暖, 且台风形成频率最高(图 1)。在试验 EXPB 中之所以选择 WEP 作为 SSTA 的位置是由于那里位于赤道 Walker 环流上升支的下方。除此之外, 在 EXPB 和 EXPA 中, 暖的 SSTA 区分别位于气候平均赤道辐合带(ITCZ)的南面和北面。通过比较两试验中 ITCZ 的变化, 我们还可看到在 SSTA 影响下环流的改变在台风形成中的作用。

每一试验中的 SSTA 区域具有接近的面积(60° 经距 $\times 13.5^\circ$ 纬距), 在 7.5° 经距 $\times 4.5^\circ$ 纬距的格网中占有 9×4 个网格点。外圈网格点上的 SSTA 被定为 1°C ; 内圈网格点上的 SSTA 则定为 2°C 。该 SSTA 被加在 8 月平均的 SST 场中作为相应试验的下边界强迫。不同试验结果的差异之统计显著性用 t -检验进行评估^[15]。

三、SSTA 和台风形成

图 3a 和 3b 分别给出试验 EXPA 和 EXPB 中台风形成频率的异常分布。在暖 SSTA 区上空, 台风形成频率显著增加, 在该区四周台风形成频率减少。EXPA 中台风形成频率的增加约为 EXPB 中的两倍。注意到 WNP 的 SST 是最暖的, 上述结果于是意味着台风形成对下垫面上的 SST 十分敏感: 相同的 SSTA 叠加在最暖 SST 的 WNP 区所增加的台风形成频率要比叠加在其它区所增加的台风形成频率多得多。图 3c 示出 EXPA 和 EXPB 之间台风形成频率的差异。值得指出的是, 如果在 EXPB 中把 WEP 区的 SSTA 变为冷异常而不是暖异常, 则所模拟到的台风形成频率异常的空间分布与图 3b 非常相似, 但异常的符号相反(图略)。由此, 图 3c 可以看成是由 WEP 区负的 SSTA 所强迫的台风形成频率异常和由 WNP 区正的 SSTA 所强迫的台风形成频率异常之和。它表明, 在气候平均的 ITCZ 的北面加热和在其南面冷却, 海表温度可导致 ITCZ 北面台风形成增加, 南面台风形成减少。

在设计试验 EXPB 和 EXPA 时, 西北太平洋的 SSTA 被分别置于气候平均 ITCZ 的南面和北面, 以模拟 ITCZ 位置的纬向变化。图 4a 和图 4b 分别展示 EXPA 和 EXPB 中 950 hPa 散度场的分布。在各大洋上, 辐合带位于赤道北面, 与观测^[16]相一致。在 EXPB 中, 西北太平洋的 ITCZ 位于赤道和 15°N 之间(图 4b), 其强度约为 CONT 中的两倍。台风形成频率因之在 WEP 增加, 在其它地区减少, 如图 3b 所示。在 EXPA 中, ITCZ 北移至 15°N 附近, 整个 WNP 区域几乎均为辐合区, 其上空台风形成频率也显著增加(图 3a)。丁一汇和 Reiter^[17, 18] 从观测分析发现, 西北太平洋 ITCZ 的强度和位置对该区域台风的形成有重要影响。当 ITCZ 位于 20°N 附近时, 该区台风形成频率多于常年; 当 ITCZ 位于 10°N 附近或其南时, 该区台风形成频率少于常年。我们的模拟结果与此定性一致。之所以 ITCZ 的北移会增加台风的形成, 可能是由于 WNP 的海温最高, 气候平均的低空流场在该处辐合^[19], 于是当 ITCZ 北移, 附加的异常辐合位于该区时, 便能更猛烈地激发出低空大尺度水汽辐合及自由大气中潜热释放之间的

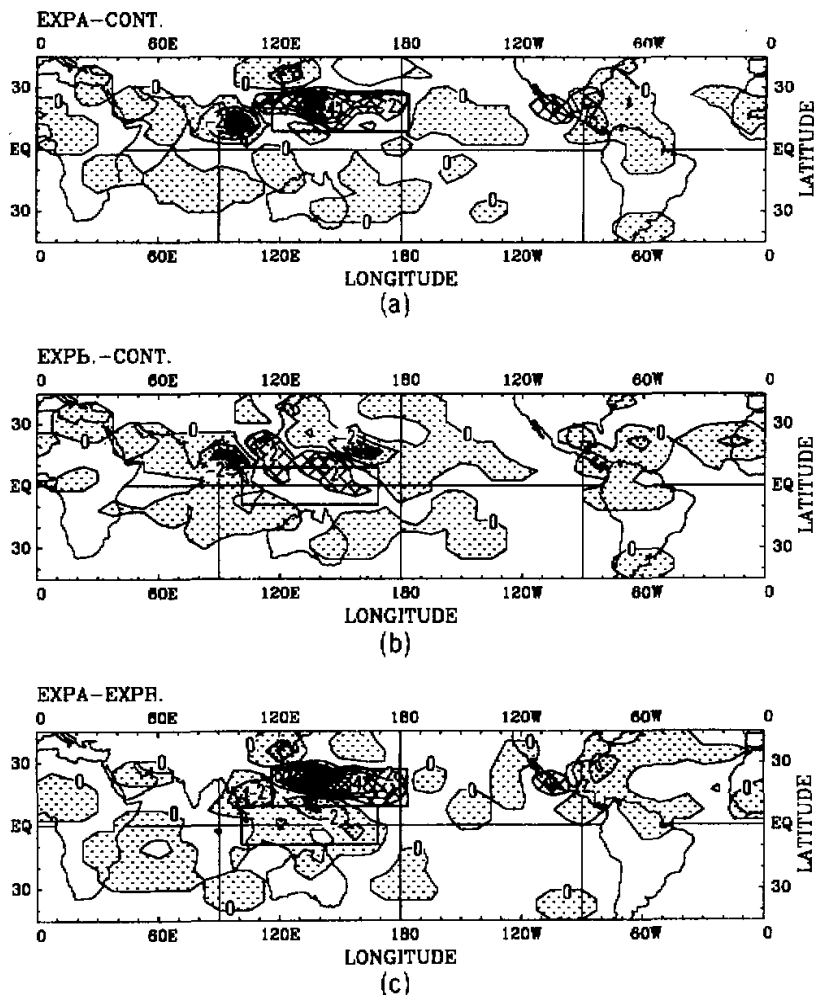


图3 不同试验间台风形成频率之差的地理分布

点区为负值区; 斜格区为大于1的正值区, 等值线间隔为1. 制图中使用了九点空间平滑算子.

(a) EXPA-CONT; (b) EXPB-CONT; (c) EXPA-EXPB

正反馈. 图4c为图4a和4b之差. 950 hPa的异常辐合位于WNP的暖SSTA区, 异常辐散位于WEP的SSTA区; 风的差异主要也发生在西北太平洋. 其结果表明ITCZ趋于向暖SSTA区移动. 把图4c与图3c加以比较可看出如下的对应关系: 在暖SSTA区有低对流层辐合的加强及台风形成频率的增加. 上述结果再次表明, SSTA所激发的大尺度环流异常对台风形成频率的变化可能起很大的作用.

为进一步了解大尺度流场对SSTA的响应, 我们把水平风 $\vec{v}$ 分解成辐散分量 $\vec{v}_\psi$ 和旋转分量 $\vec{v}_\omega$:

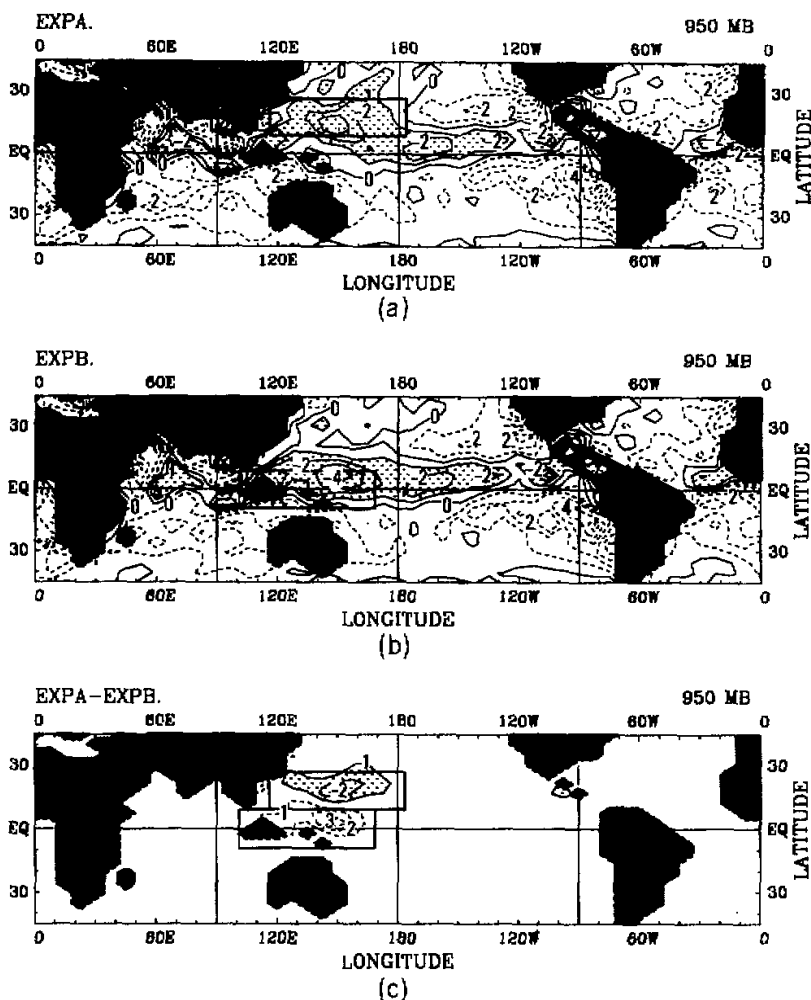


图4 EXPA (a)及 EXPB (b)中 950 hPa 风散度的地理分布及其差异分布 (c)
等值线间隔 $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. 虚线为正值; 点区表示辐合超过 $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. (c) 中零值线已删除.

$$\vec{v} = \vec{v}_\chi + \vec{v}_\psi = \nabla\chi + \vec{u} \times \nabla\psi, \quad (1)$$

其中 χ 和 ψ 分别为速度势和流函数, 它们可通过解下述 Poisson 方程求得:

$$\left. \begin{aligned} \nabla^2 \chi &= \nabla \cdot \vec{v} \\ \nabla^2 \psi &= \vec{k} \cdot \nabla \times \vec{v} \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

用 (1) 和 (2) 式可算出 EXPA 和 EXPB 中 950 hPa 和 200 hPa 上的 χ , ψ , $\vec{v}_\chi$ 和 $\vec{v}_\psi$. 两试验间 χ 和 ψ 的差异之显著性由 t -检验来验证, 其结果分别由图 5 和图 6 表示. 在 950 hPa 上, 负的 χ 差位于 WEP 区的 SSTa 处, 正的 χ 差位于 WNP 区的暖 SSTa 处

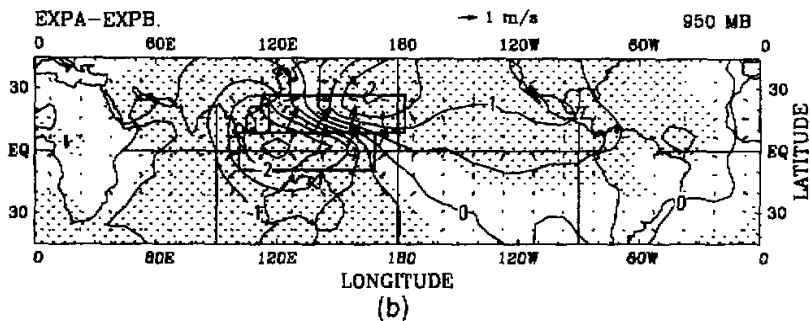
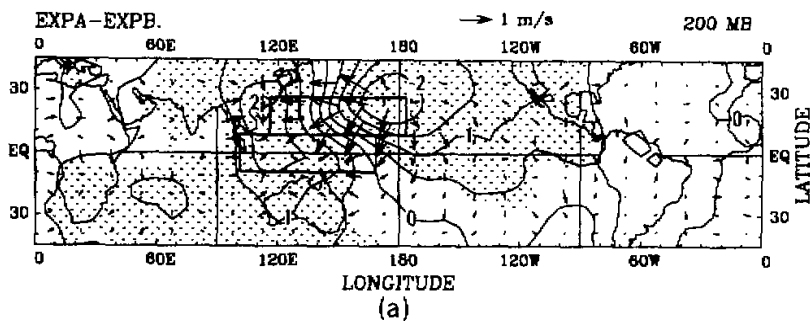


图5 EXPA 和 EXPB 之间速度势差(等值线)和散度风差(矢箭)的分布
等高线间隔为 $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。点区表示速度势差已超出 90% 的信度水平。(a) 200 hPa 高度; (b) 950 hPa 高度。

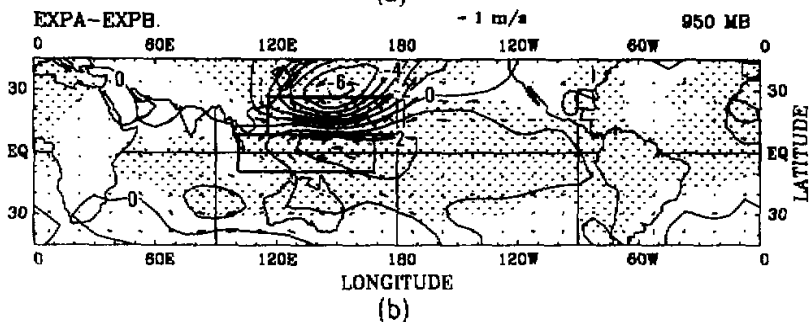
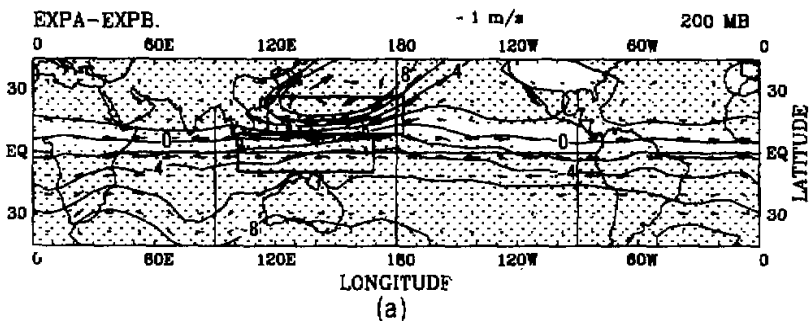


图6 同图5, 但为流函数差(等值线)和旋转风差(矢箭)的分布
等值线间隔在 200 hPa 上为 $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, 在 950 hPa 上为 $1 \times 10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。点区代表流函数差已超出 90% 的信度水平。

(图 5b), 辐散风之差于是从 WEP 区辐散, 向 WNP 区的暖 SSTA 处辐合. 200 hPa 上的速度势和辐散风分布与 950 hPa 上的相似, 但速度势的符号及辐散风的方向均相反 (图 5a). 因此在 ψ 的差值场上, 在 WEP 处有低层的反气旋式环流和高层的气旋式环流, 而在 WNP 的暖 SSTA 处则有低层的气旋式环流和高层的反气旋式环流 (图 6). 这些结果与文献 [8] 和 [9] 的是相符的. 下面将会发现, 这种异常流场的分布对暖 SSTA 区上空水汽通量的辐合起着主要的作用. 本节分析表明, 暖 SSTA 区上空之所以有更多的台风形成是与暖 SSTA 所激发的大尺度异常环流相关联的.

四、水汽通量的辐合

与台风形成频率的变化相对应, 试验 EXPA 和 EXPB 的时间平均降水量的差异在 WNP 是正值, 但在 WEP 为负值 (图 7a). 观测分析^[10, 11]表明, 与暖的 ENSO 事件相联系的热带降水的增加主要与水汽通量向该区域辐合增加有关, 暖 SSTA 面上局地蒸发的增强是次要的. 这在吴国雄和刘还珠^[20]所进行的一系列的数值试验中得到证实. 后者的研究还表明, 在热带 SSTA 区的水汽收支中, 水汽的瞬变输送过程是次要的, 该区降水的水汽源主要是定常水汽通量的辐合. 利用时间平均资料, 我们分别计算了 EXPA 和 EXPB 中定常水汽通量的辐合之垂直积分, 然后计算它们之差, 结果如图 7b 所示. 与 SSTA 相联系的降水异常以及水汽通量辐合之异常均发生在 SSTA 区附近, 相当局地化. 异常的水汽通量从 WEP 之 SSTA 区辐散, 并向 WNP 之暖 SSTA 区辐合. 较之其它区域, 暖的 SSTA 区从而有更多的水汽供应, 利于更多的台风形成. 这些结果也表明, 热带地区由 SSTA 所激发的异常环流对台风的形成有重要的热力效应.

令 q 和 $\vec{v}$ 分别代表两试验之平均的 950 hPa 的比湿和风矢量, “*”表示两试验之间的差. 对风场按 (1) 式分解, 则 950 hPa 上水汽通量辐合之差可以表示为:

$$[-\nabla \cdot (g)(\vec{v}q)]_{950 \text{ hPa}} = -\vec{v}_x \cdot \nabla q^* - \vec{v}_x^* \cdot \nabla q - q^* \nabla \cdot \vec{v}_x - \vec{v}_x^* \cdot \nabla q^* - \vec{v}_\psi^* \cdot \nabla q - q \nabla \cdot \vec{v}_x^* \quad (3)$$

(a) (b) (c) (d) (e) (f)

这里所有量都是时间平均变量, 而各项下方的字母表示与图 8 中的相应图对应. 从 EXPA 和 EXPB 中提取时间平均资料, 可计得 (3) 式中右端所有的项. 计算结果如图 8 所示. 两试验间 950 hPa 水汽通量辐合的总差异 (图 8g) 由 (3) 式右端各项之和计得.

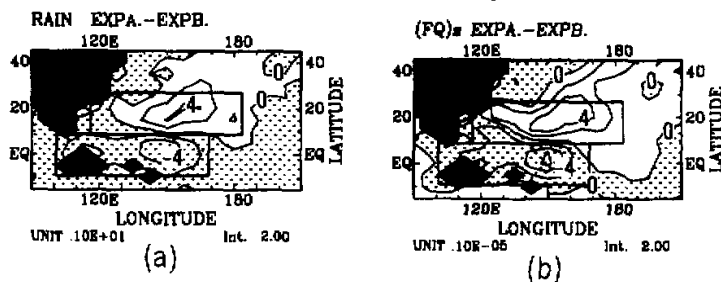


图 7 EXPA 和 EXPB 之间降水的差异分布 (a) 和垂直累加定常水汽通量辐合的差异分布 (b)

降水等值线间隔为 2mm/d; 水汽通量辐合等值线间隔为 $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. 点区表示负差异区.

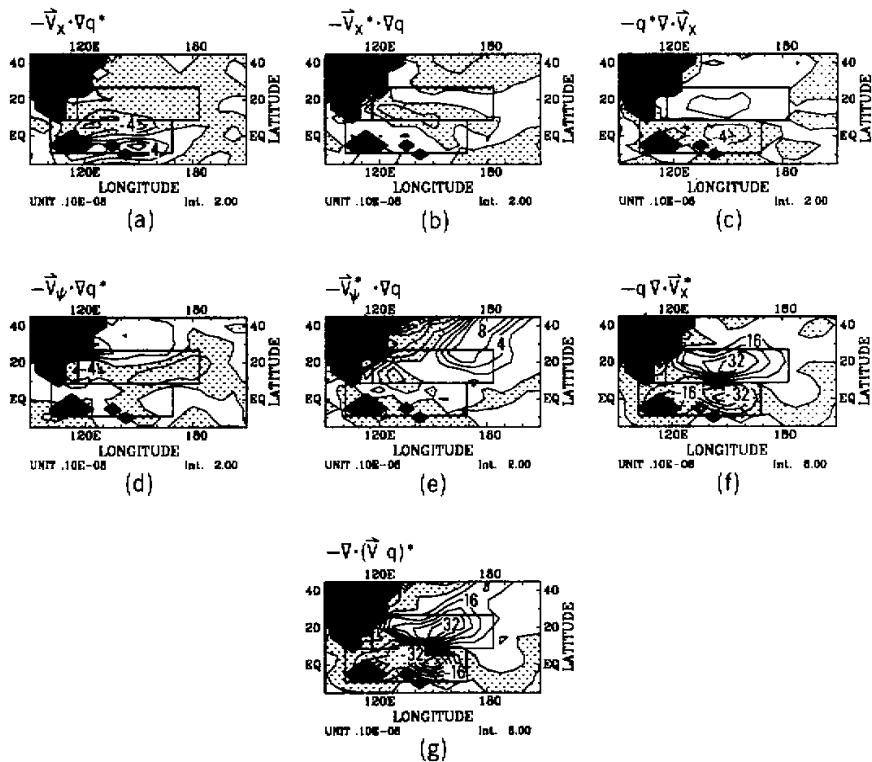


图8 方程(3)右端各项的分布(a至f)以及EXPA和EXPB之间950 hPa定常水汽通量辐合的差异分布(g)

等高线间隔在图a至c中为 $2 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$, 在图f和g中为 $8 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$. 点区表示负值区.

它主要由大尺度辐合的异常所决定(图8f). 如将图8g与图7b比较便可发现, 950 hPa水汽通量辐合差异的分布与垂直积分的水汽通量辐合差异的分布十分相似. 这是因为无论在模式中, 还是在真实大气中, 水汽的水平输送非常集中在低对流层, 而且水汽通量辐合的水平分布在热带信风逆温层以下各层又十分相似^[20, 21]. 因此可用低对流层某层的水汽通量去表示其整层积分. 上述结果于是表明, 由SSTA所激发的大气大尺度低层流场(在暖SSTA区辐合, 在冷SSTA区辐散)将会减少冷SSTA区的水汽供应, 增加暖SSTA区的水汽供应, 如图7b所示. 既然充足的水汽供应对台风形成是必不可少的, 更多的台风便可能生成于暖的SSTA区. 相反, 在冷的SSTA区将有较少台风形成, 如图3c所示.

热带暖SSTA区的低空辐合能导致该区更多台风形成的结论也可以从刘雅章^[22]和文献[7]的数值试验中获得证据. 刘雅章利用GFDL的R15气候模式进行15年积分以模拟1962—1976年间各ENSO事件的时间演变. 在太平洋海区在30°S和30°N之间, 逐日的海温值是由15年的月平均资料进行时间内插得到的. 从该15年期间夏季(6—8月)冷的和暖的ENSO事件合成海温的差异之分布(参见文献[22]图10a)可看

出, 冷的 SSTA 主要位于东赤道太平洋, 暖的 SSTA 则位于 WNP 和 WSP. 年平均合成海温之差异分布也与此类似. 我们分别在 WNP 区和 EEP 区构造区域性年平均 SST 的时间序列 T_w 和 T_e . 位于 WNP 的区域划定在 116.25 和 153.75°E 以及赤道和 31.5°N 之间; 而在 EEP 的区域则界定在 138.75 和 86.25°W 以及 9°S 和赤道之间. 后一区域之 SSTA 在文献 [7] 中被选为 ENSO 的指数. 计算表明, T_w 和 T_e 之间的相关系数高达 -0.72 , 远超过 99% 的信度水平. 这意味着在冷的 ENSO 年, WNP 的 SST 显著地偏暖. 把这些结果与冷、暖 ENSO 事件的低层合成速度势 (夏季或年平均) 之差 (见文献 [7] 图 5.2b) 比较可发现下述的明显对应关系: 在冷 SSTA 区有异常的低速度势和辐散, 在暖的 SSTA 区有异常的高速度势和辐合. 这与本文上述的结果是一致的. 于是, 异常速度势之水平梯度便从冷 SSTA 区指向暖 SSTA 区, 造成冷 ENSO 年份在 WNP 和 WSP 有异常的低层辐合. 高于常年的台风形成频率由之在这些区域出现 (见文献 [7] 图 4.6).

五、结论和讨论

西北太平洋地区暖的海温异常能显著地增加该区的台风形成频率. 其原因可归纳如下: 首先, 在暖的海表温度异常区, 低层有风场辐合及气旋式涡度形成, 高层有风场辐散及反气旋性涡度形成, 在动力上有利于热带扰动向台风发展. 其次, 暖 SSTA 区低层辐合风的增强使更多的水汽输向该区, 降水和潜热释放均因之加强. 这导致地面气压进一步下降, 风场辐合也进一步增强. 暖 SSTA 区上方因而有更多台风形成. 由此可推知, 暖 SSTA 区低对流层风场辐合的异常增长是联结台风形成异常和 SSTA 的主要机制.

出现在 ITCZ 附近的 SSTA 能改变 ITCZ 的强度和位置. 当西北太平洋的 ITCZ 出现在其气候平均场的北面时, 异常的低层辐合被叠加在最暖的 SST 上方, 那里气候平均低对流层的风场也是辐合的. 于是西北太平洋台风形成的频率便显著增加. 在这种场合, 台风形成频率的增加实际上是由于下垫面上 SST 的暖异常造成的.

当我们用 GFDL 气候模式的 15 年积分结果去检验 ENSO 和台风形成的关系时, 上述结论也得到证实. 在冷的 ENSO 年, 西北太平洋和西南太平洋台风形成增多. 显然, 这不仅是由于赤道东太平洋的 SST 比常年偏冷, 还由于西太平洋的 SST 比常年偏暖. 这种海表温度异常的分布造成低对流层气流从赤道东太平洋辐散, 并向西太平洋辐合, 由此导致西太平洋的台风形成在冷的 ENSO 年增加. 暖 ENSO 年太平洋海表温度异常的分布正相反, 因此西太平洋台风的形成减少.

在目前的试验中, SST 及其异常均预先给定, 大尺度环流的变化或异常的台风形成对 SSTA 的影响完全被忽略. 实际观测表明, 伴随着台风的发展, 海洋表层的动力混合和上涌均明显加强, 从而使 SST 每天下降几度 (Frank^[23]). 这一相互作用机制在目前的试验中并不存在. 因而由模拟结果得到的大尺度环流和台风形成频率对 SSTA 的响应可能过于强烈. 不过, 海洋的热容量很大, ENSO 事件又具有全球的空间尺度和年际的时间尺度, 比台风的时空尺度远大得多. 因此, 就目前的敏感性试验来说, 台风形成对 SST 变化的影响是可忽略不计的, 上述基于固定的 SST 所得到的试验结果也可以认为是合理的.

另一方面, 潜热的释放不仅是热带大气环流的结果, 也是热带大气环流的原因。暖 SSTA 区上空潜热的释放和低层流场耦合的相互作用是十分重要的。因此, 上面提到的联结台风形成异常和 SSTA 的低空辐合机制应当理解为一种触发机制, 它导致潜热释放和低层大气辐合的正反馈。再者, 暖 SSTA 区上空大尺度水汽通量辐合的加强还可能造成单个台风降水量的增加。为更好了解 SSTA 和台风形成之间的因果关系, 我们不仅需要研究 SSTA 对台风形成频率的影响, 还应当进一步研究 SSTA 对台风强度的影响。

致谢: 作者感谢 S. Manabe 和刘雅章在设计试验时的讨论, 感谢 A. Broccoli 提供了试验模式。Y. Kurihara 和刘雅章在审稿时提供许多宝贵意见。J. Mahlman 和 GFDL 及普林斯顿大学的同事们在作者访问时提供了许多帮助。作者在此一并致谢。

参 考 文 献

- [1] 潘怡航, 1982, 赤道东太平洋热力状况对西太平洋台风发生频率的影响, *气象学报*, **40**, 24-34.
- [2] Nicholls, N., 1984, The southern oscillation, sea-surface-temperature, and interannual fluctuations in Australian tropical cyclone activity. *J. Climatol.*, **4**, 661-670.
- [3] Gray, W.M., 1984, Atlantic seasonal hurricane frequency: Part I: El Niño and 30 mb quasi-biennial oscillation influences. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1649-1668.
- [4] Chan, J. C. L., 1985, Tropical cyclone activity in the Northwest Pacific in relation to the El Niño/Southern Oscillation phenomenon. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 599-606.
- [5] Dong, K. (董克勤), 1988, El Niño and tropical cyclone frequency in the Australian region and the northwest Pacific. *Aust. Met. Mag.*, **36**, 219-255.
- [6] Li, Chongyin (李崇银), 1988, Actions of typhoon over the western Pacific (including the South China Sea) and El Niño. *Adv. Atmos. Sci.*, **5**, 107-115.
- [7] Wu, G.-X. (吴国雄) and N. -C. Lau (刘雅章), 1991, A GCM simulation of the relationship between tropical storm formation and ENSO. To be published in *Mon. Wea. Rev.*
- [8] Gill, A.E., 1980, Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-662.
- [9] Keshavamurty, R.N., 1982, Response of the atmosphere to sea surface temperature anomalies over the equatorial Pacific and the teleconnections of the Southern Oscillation. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1241-1259.
- [10] Cornejo-Garrido, A.G., and P.H. Stone, 1977, On the heat balance of the Walker Circulation. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1155-1162.
- [11] Ramage, C.S., and A.M. Hori, 1981, Meteorological aspects of El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1827-1835.
- [12] Manabe, S., D.G. Hahn, and J.L. Holloway, Jr., 1979, Climate simulations with GFDL spectral models of the atmosphere: effect of spectral truncation. *GARP Publ. Ser. No. 22*, Vol. 1, 41-94. [NTIS N8027917].
- [13] Gray, W. M., 1968, Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 669-700.
- [14] Frank, W.M., 1987, Tropical cyclone formation, in *A Global View of Tropical Cyclones*, edited by R.L. Elsberry et al., pp. 53-90. Office of Naval Research.
- [15] Chervin, R.M., and S.H. Schneider, 1976, On determining the statistical significance of climate experiments with general circulation models. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 405-412.
- [16] 陈联寿, 丁一汇, 1979, 西太平洋台风概论, 科学出版社, 491.
- [17] Ding, Y.-H. (丁一汇), and E.R. Reiter, 1981, Some conditions influencing the variability in typhoon formation over the west Pacific Ocean. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.*, **A30**, 327-342.

- [18] Ding, Y.-H. (丁一汇), and E.R.Reiter, 1983, Large-scale hemispheric teleconnections with the frequency of tropical cyclone formation over the Northwest Pacific and North Atlantic Ocean. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim., Ser. A32*, 311-337.
- [19] Lindzen, R.S., and S. Nigam, 1987, On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **44**, No. 17, 2418-2436.
- [20] Wu, G.-X. (吴国雄), and H.-Z. Liu (刘还珠), 1991, Atmospheric precipitation in response to equatorial and tropical sea surface temperature anomaly. To be published in *J. Atmos. Sci.*.
- [21] Oort, A.H., 1983, Global atmospheric circulation statistics, 1958-1973. *NOAA Profesional Paper No.14*. U.S. Government Printing, Office, Washington, D.C., 180 pp.+47 microfiches.
- [22] Lau, N.-C. (刘雅章), 1985, Modeling the seasonal dependence of the atmospheric response to observed El Niño s in 1962-76. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1970-1996.
- [23] Frank, W.M., 1977, The structure and energetic of the tropical cyclone. Paper I: Storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1119-1135.

Tropical Storm Formation in Response to Sea Surface Temperature Anomaly

Wu Guoxiong

(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100080)

Abstract

Numerical experiments based upon a low resolution version of the GFDL climate model were developed to investigate the sensitivity of tropical storm (TS) formation to sea surface temperature (SST) anomaly. Perpetual August climate was specified, and the mean August SST was prescribed for the model. SST anomalies (SSTAS) were placed in different parts of the tropical North Pacific Ocean. The frequencies of tropical storm formation over the western North Pacific were counted in the different experiments and used for the sensitivity study.

It was shown that the frequency of TS formation is very sensitive to the underlying SST. Significant increases in the frequency of TS formation were found over the warm SSTA region. The mechanism linking the TS formation to SSTA was investigated. It was found that the primary atmospheric response to a given SSTA is the low level convergence over warm SSTA region and divergence over cold SST regions. This large-scale pattern causes cyclonic vorticity generation in the lower troposphere and anticyclonic vorticity generation in the upper troposphere over the regions of positive SSTA, resulting in lower level water vapor flux convergence in that region to reinforce the latent heat energy for the development of convection. More TSs are then formed over the warm SSTA region. These mechanisms were used to link the variation of TS formation frequency to ENSO events. During cold ENSO years, more TS formation occurs over the regions of the western North Pacific and western South Pacific not only because the SST in the eastern equatorial Pacific is colder than normal, but also because the SST in the western Pacific becomes warmer than normal.

Key words: Sea surface temperature anomaly, Low level convergence; Typhoon.