

太平洋海温异常对其上空环流影响的分析及数值试验*

陈月娟 丁 明

(中国科学技术大学地球和空间科学系, 安徽合肥, 230026)

提 要

本文首先用《逐月全球气候资料》中的实测风资料对80年代的两次 El Niño 事件(1982—1983年和1986—1987年)太平洋地区上空环流的变化情况进行了分析研究, 然后用一个九层原始方程模式对其进行数值模拟试验.

观测资料分析及数值模拟结果皆表明, 赤道东太平洋的这两次海温异常都使其上空的环流发生明显的变化, 但由于两次海温异常的强度、范围和延续时间有所不同, 对环流的影响也不相同. 本文将简要地介绍这两次 El Niño 期间太平洋上空环流的演变特征及数值试验的结果.

关键词: 海温异常; 环流; 数值模拟.

一、前 言

本世纪80年代出现过两次 El Niño 事件, 1982—1983年那次是有观测资料以来最强的一次, 对全球气候的影响很大, 引起了全世界的重视, 研究得比较多, 不仅仅研究了它的形成过程、特征及其对气候的影响^[1-3], 还进行了模拟和预报^[4]. 1986—1987年的 El Niño 事件虽然不如1982—1983年那次强, 但它的范围广、持续时间长, 因此它的影响也是不可忽视的. 从观测资料分析^[5], 我国气候的变化(如东北低温、长江中下游降水、副热带高压强度及其西伸程度的变化等)在1986—1987年 El Niño 事件爆发前的夏季比1982—1983年的更为明显. 由于气候变化与环流的变化有着密切的联系, 有必要研究在赤道东太平洋海温异常状况不同的情况下, 环流的变化有何不同.

本文除通过实测风资料分析这两次 El Niño 期间太平洋区域环流的异同之外, 还用了一个九层大气环流模式对两次不同的海温异常进行数值试验, 以探讨不同的海温异常分布对太平洋上空环流的影响.

二、两次 El Niño 期间太平洋上空环流的差异

1. Walker环流

图1(a)和(b)是我们用《逐月全球气候资料》(Monthly Climatic Data for the

1990年2月19日收到, 12月24日收到再改稿.

* 国家自然科学基金资助项目

world)^[6] 中风的资料计算出的太平洋赤道上空 1982 年 12 月和 1986 年 12 月纬向垂直环流图。由图可以看出, 虽然它们都还保留着 Walker 环流的基本特征, 即在高层为西风, 低层为东风, 东太平洋上空有下沉支, 西太平洋上空有上升支, 但是这两次 El Niño 期间太平洋 Walker 环流圈都在中太平洋上空分裂开, 成为两个较小的环流圈。西太平洋上空的上升运动减弱, 特别是在 150°E — 170°E 附近出现下沉气流 (造成澳大利亚北部和印尼的干旱)。总的来说在 El Niño 期间太平洋上空 Walker 环流是减弱的。这与国内外学者对 1983 年以前各次 El Niño 期间 Walker 环流的分析结果是一致的。对图 1 (a) 和 (b) 进一步分析可以看出, 这两次 El Niño 期间 Walker 环流的变化又有很大差异。主要表现在分裂出的环流圈形状和强度很不一样。1982 年 12 月, 日界线以东的环流圈比日界线以西的环流圈弱, 而 1986 年 12 月则反之。1986 年 12 月在日界线以东到 145°W 上升气流较强而 1982 年 12 月此区域上升气流不太强。1986 年 12 月 90°W — 115°W 上空是较强的下沉运动而 1982 年 12 月此区域出现较强的上升气流。1982 — 1983 年冬和 1986 — 1987 年冬太平洋上空垂直运动的这一差异从气象卫星测得的大气顶处向外放射的长波辐射 (OLR) 资料也可以看出来。图 2 给出这两次 El Niño 年冬季的 OLR 分布图。可以看出在赤道中太平洋由于对流活动的增加, 使 OLR 值减小。在 1982 — 1983 年冬, OLR 低值区为窄长的带, 向东延伸到赤道东太平洋。在赤道上空日界线附近 OLR 值约为 $220\text{W}/\text{m}^2$ 。而在 1986 — 1987 年冬季, OLR 低值区南北向范围大, 低值中心在日界线附近, 小于 $200\text{W}/\text{m}^2$ 。在 170°W 附近 OLR 值比多年平均值减少 $50\text{W}/\text{m}^2$ 。在赤道东太平洋仍维持 $260\text{W}/\text{m}^2$ 的高值区。与垂直运动变化相对应低层东风的变化也不一样。表 1 给出从 125°E 到 125°W 之间的 1981 年 12 月 (SST 正常)、1982 年 12 月和 1986 年 12 月赤道附近 850 hPa 高度上的东风风速。

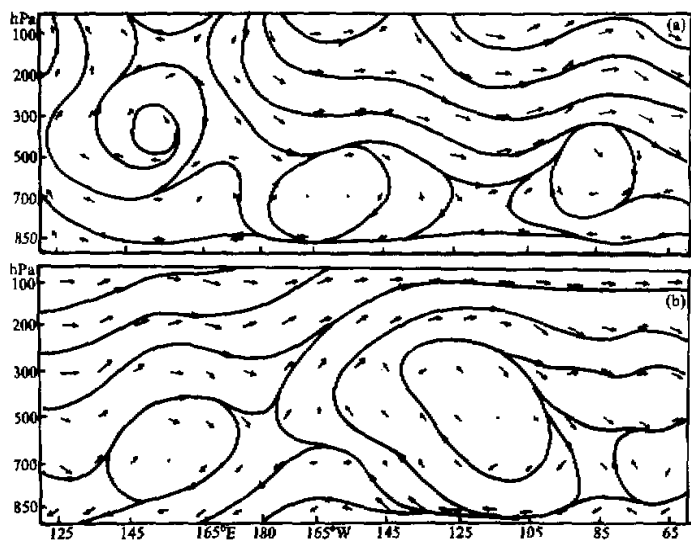


图 1 太平洋上空 Walker 环流图

(a) 1982 年 12 月, (b) 1986 年 12 月

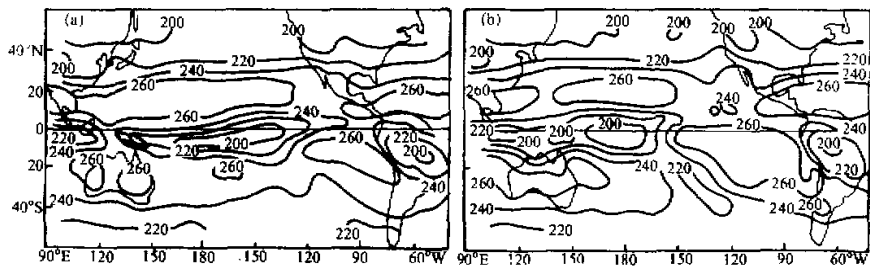


图2 在大气顶向外的长波辐射^[7, 8]
(a) 1982 年冬, (b) 1986 年冬. 单位: W/m^2 .

由表中数据可以看出这两次 El Niño 年赤道中太平洋东风风速都比海温正常的 1981 年 12 月该地区的东风风速小, 而且它们在赤道太平洋地区的纬向平均值也比 1981 年 12 月份的小. 但是这两次 El Niño 期间赤道太平洋地区东风减弱的情形和地区是不一样的. 1982 年 12 月东风减弱主要出现在日界线及其以东地区, 而且风速减小得很多, 最多可减小到只有 1981 年 12 月风速值的 1/7, 而在 165°E 以西地区东风风速有所增大. 1986 年 12 月情况相反, 在太平洋东部(155°W 以东)东风风速增加而在太平洋西部东风减小且其减小值最多达到 1981 年 12 月风速值的一半.

表 1 赤道太平洋 850hPa 东风风速 (m/s)

经度 风速 年、月	125°E	135°	145°	155°	165°	175°E	175°W	165°	155°	145°	135°	125°W	平均
1981, 12	4.0	4.9	5.3	5.9	4.9	3.4	3.4	3.7	4.6	5.3	4.8	3.1	4.4
1982, 12	4.8	6.6	8.2	8.1	5.4	2.9	2.8	2.5	1.2	0.8	0.7	0.4	3.7
1986, 12	3.5	2.6	2.6	3.0	3.0	2.9	2.7	2.5	3.7	5.6	7.5	8.8	4.0

上述环流异常的持续时间也不同, 根据我们所做各月的 Walker 环流图(略)可以看出, 1982—1983 年环流的异常到 1983 年 4 月就已不明显, 而 1986—1987 年这次环流异常一直到 1987 年 6 月还未恢复正常.

2. Hadley 环流

由于 El Niño 期间赤道中、东太平洋垂直运动的增加, 使得平均的 Hadley 环流有所加强. 但在不同地区、不同海温异常情况下, Hadley 环流的变化是不一样的. 1982—1983 年冬, 赤道东太平洋和中太平洋上升运动加强, 西太平洋上升运动虽然有所减弱, 但与 1986—1987 年冬季相比, 前者比后者还是强些. 与此相关联的是 1982—1983 年东太平洋和中太平洋经向垂直环流加强, 西太平洋经向垂直环流有所减弱, 但减弱不太多. 1986—1987 年冬则不同, 在中太平洋垂直经圈环流明显加强而在东、西太平洋明显减弱(图略). 值得注意的是: 西太平洋 Hadley 环流的这种变化通常在 El Niño 爆发前便开始了, 但开始的时间不尽相同. 由于夏季西太平洋垂直经向环流的变化直接影响太平洋副热带高压和我国天气的变化, 下面对它进行一些分析. 图 3 给出 1982 年和 1986 年 8 月份沿 130°E 附近的经向环流距平图. 可以看出, 1986 年夏季

130 °E 附近赤道上的上升运动明显减弱, 在 10 — 20 °N 上空上升运动加强(下沉运动减弱), 赤道与 20 °N 之间下层南风增加, 上层北风增加。在北半球出现一个与 Hadley 环流方向相反的环流圈, 使 Hadley 环流减弱。1982 年夏季 130 °E 附近 5 — 10 °N 上空虽然上升运动也有所减弱, 但下层上升运动还有所加强。在 20 °N 附近低层下沉运动减弱, 但上层下沉运动是加强的。也就是说, 在 1982 年夏季, 西太平洋 Hadley 环流的减弱不如 1986 年夏季明显。相反, 在赤道到 10 °N 之间还可看到一个小的使 Hadley 环流增强的环流圈。资料分析表明, 此地区 1982 年 Hadley 环流的减弱一直到 10 月份以后才较为明显。根据符淙斌^[5] 对 1954 — 1987 年西太平洋副热带高压强度和西伸程度的分析, 1982 年夏季副热带高压强度相对于多年平均值不但没有减弱, 反而较强, 位置东退不多, 而 1986 年副热带高压减弱和东退更为明显。这种差异从上述夏季 Hadley 环流的不同可以得到解释。

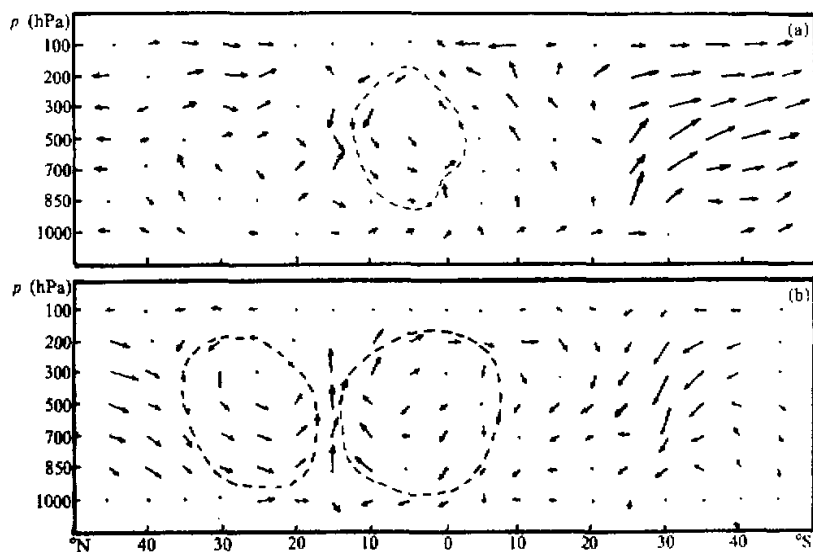


图 3 沿 130 °E 经向垂直环流距平图

(a) 1982 年 8 月, (b) 1986 年 8 月

三、数值模拟试验

为了探讨大气环流的变化多大程度上受海温的影响和不同的海温异常会引起环流什么样的变化, 我们就 1982 — 1983 和 1986 — 1987 年这两种不同的海温异常情况对环流的影响进行了一次数值模拟试验。下面简要介绍这次试验及其结果。

1. 模式简述

我们采用的是全球九层原始方程模式, 其详细介绍参见文献 [9]。这里只做一些简单而必要的说明。模式采用的方程组为

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{u}{m^2} \right) = & -\frac{1}{p_s^*} \left[\nabla \cdot (p_s^* u \vec{V}/m) + \frac{1}{m^2} \frac{\partial p_s^* u \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + u \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p_s^*}{m^2} \right) \right] \\ & + \frac{v}{m^2} (f + FUV) + \frac{1}{m^2} PGF_x + \frac{1}{m^2} F_u, \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{v}{m^2} \right) = & -\frac{1}{p_s^*} \left[\nabla \cdot (p_s^* v \vec{V}/m) + \frac{1}{m^2} \frac{\partial p_s^* v \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + v \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p_s^*}{m^2} \right) \right] \\ & - \frac{u}{m^2} (f + FUV) + \frac{1}{m^2} PGF_y + \frac{1}{m^2} F_v, \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{T}{m^2} \right) = & -\frac{1}{p_s^*} \left[\nabla \cdot (p_s^* T \vec{V}/m) + \frac{1}{m^2} \frac{\partial p_s^* T \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + T \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p_s^*}{m^2} \right) \right] \\ & + \frac{R\omega T}{m^2 C_p P} + \frac{\varepsilon}{m^2 C_p \rho} + \frac{1}{m^2} F_T, \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{q}{m^2} \right) = & -\frac{1}{p_s^*} \left[\nabla \cdot (p_s^* q \vec{V}/m) + \frac{1}{m^2} \frac{\partial p_s^* q \dot{\sigma}}{\partial \sigma} + q \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p_s^*}{m^2} \right) \right] \\ & - C + \frac{1}{m^2} F_q, \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{p_s^*}{m^2} \right) = -\nabla \cdot (p_s^* \vec{V}_s/m) - 4 \left[50 \nabla \cdot (\vec{V}_s/m) - \frac{1}{m^2} p_s^* \dot{\sigma}_{3/4} \right]. \quad (5)$$

模式在垂直方向上共分九层, 采用 $P-\sigma$ 坐标系. 为了更好地描述下垫面对其上空大气的影 响, 在大气层的下面设一个下垫面的顶层. 大气与这下垫面的热交换包括感热、潜热、长波辐射 (大气吸收下垫面放射的长波辐射同时放射的向下长波辐射又被地面吸收). 此外, 由于下垫面温度的变化, 下垫面与其上空大气的水汽交换也发生变化, 大气湿度的变化使其对太阳辐射的吸收量也发生变化. 模式对这些物理过程都给予了考虑. 试验时, 下垫面输入海水温度和地温. 积分过程中地温和地面温度是通过热平衡方程来调节的 (此方程中包括了感热、潜热——蒸发吸热、地面吸收的太阳辐射、地面放射的长波辐射和大气逆辐射以及地面向下的热传导等), 而海水温度则令其固定不变. 之所以这样做是因为我们模式中未考虑海水上翻效应, 若海温也用热平衡方程来算的话, 在积分过程中将不能维持我们所给的海温异常的分布.

试验分三种情况进行, 第一种情况是在下垫面顶层中输入平均海温 (以下称正常 SST), 另两种情况是分别在正常 SST 的基础上再加上两种不同的海温距平值, 这两种距平值是分别参考文献 [7] 和 [8] 中 1982 年 12 月和 1986 年 12 月的海温距平值给出的, 如图 4 (a) 和图 4 (b) 所示, 分别记为 1982 Δ SST 和 1986 Δ SST.

2. 数值试验结果

我们对正常 SST、1982 SST 和 1986 SST 三种情况分别做了 10 天的数值积分,

本应继续做下去, 但由于机时花费太大, 而且从 10 天的积分已可看出海温异常对大气运动的影响, 所以积分暂停. 这里主要分析对比一下用不同海温分布模拟出的 Walker 环流和 Hadley 环流.

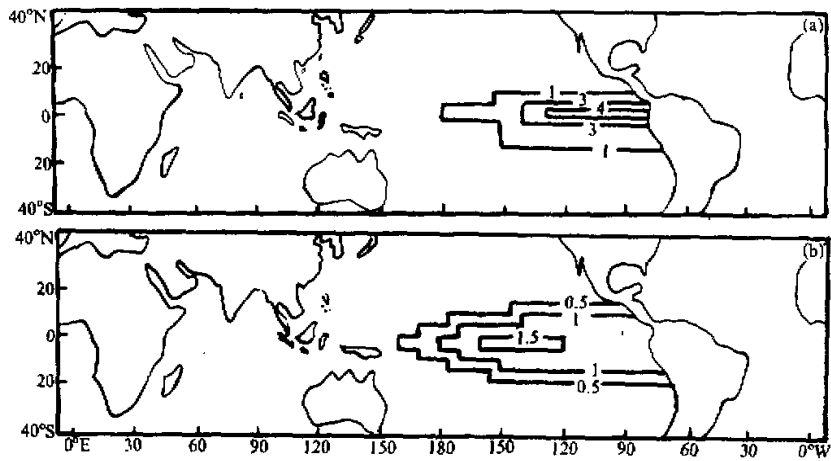


图 4 试验采用的海温距平值
(a) 1982 Δ SST, (b) 1986 Δ SST

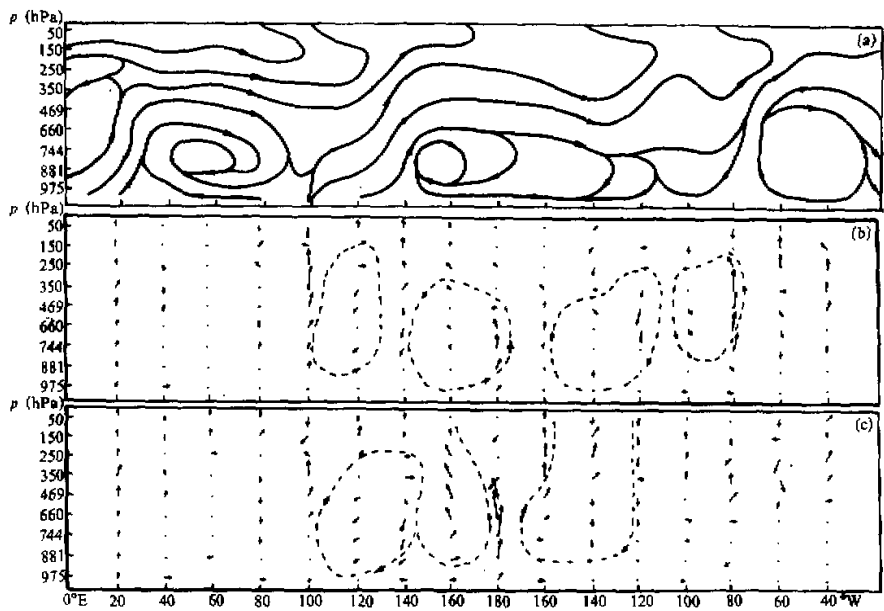


图 5 用不同海温模拟的垂直-纬圈环流
(a) 用正常 SST 模拟的 Walker 环流, (b) 1982 SST 的模拟值与正常 SST 模拟值之差,
(c) 1986 SST 的模拟值与正常 SST 模拟值之差.

1) 模拟的 Walker 环流

图 5(a) 是用正常 SST 模拟的垂直 - 纬圈平面上的环流 (作图时所用的纬向风和垂直速度皆为 5°S 到 5°N 的平均值, 垂直速度扩大 1000 倍). 从图 5(a) 可以看到在正常海温情况下在赤道太平洋上空从 140°E 到 120°W 是一个完整的环流圈, 太平洋东部上空为下沉气流, 西部为上升气流, 下层为东风, 600 hPa 以上逐渐转为西风. 这与用观测资料计算出的多年平均的 Walker 环流相象. 80°W 以西是一支强的上升气流, 它与下层东风、上层西风构成南美上空的另一个环流圈, 这也与实况一致. 计算得到的近地面纬向风最大值为 7 m/s , 最大垂直速度为 8 cm/s . 图 3(b) 和 3(c) 分别是用 1982 SST 和 1986 SST 模拟的 Walker 环流与图 5(a) 之差值. 可以看出用 1982 年 12 月的 SST 和 1986 年 12 月的 SST 模拟的 Walker 环流在太平洋上空的流型与用正常 SST 模拟得到的有较大差异. 在这两种情况下在日界线附近上升气流都加强, 使 Walker 环流分裂开. 但由于给定的海温距平分布不一样, 用 1986 SST 模拟的在日界线附近上升气流比用 1982 SST 模拟值大得多. 前者上升速度增值的极大值为 26 mm/s , 后者为 6 mm/s . 在西太平洋 120° — 150°E 的下层上升速度是减弱的. 在南美西岸 80°W 附近用 1982 SST 模拟到上升气流的增加最大可达 8 mm/s , 但用 1986 SST 模拟此区域上升气流的增加不明显. 在巴西上空 (50° — 70°W) 上升速度减小, 减小量为 2 — 4 mm/s . 约为本身值的 10%. 两个模拟结果差不多. 从图 5(b) 和 (c) 也可看出模拟的 El Niño 期间赤道附近上空纬向风的变化, 总的说来, 东太平洋海温升高时, 上层西风和下层东风都有所减弱. 东风和西风减小的数值在 1982 年为 1 — 2 m/s , 1986 年为 2 — 4 m/s . 其极值出现在日界线上空或偏西一点. 用两种不同海温所做的模拟结果之差异主要表现在日界线以东, 在 175° — 130°W 低层用 1986 SST 模拟的东风比用正常 SST 模拟的结果要强些 (东风增加的最大值可达 3 m/s), 上层西风亦稍有加强. 但用 1982 SST 模拟的纬向风变化在此区域要小得多.

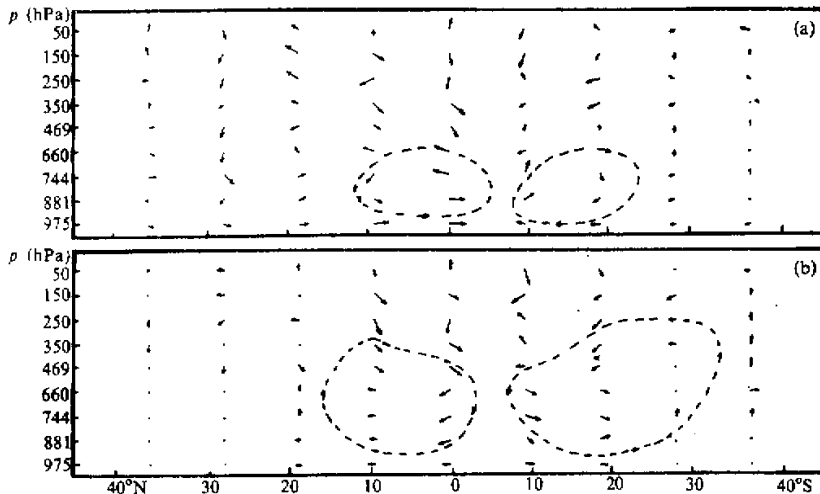


图 6 用 1982 SST 模拟的 Hadley 环流与正常 SST 模拟的差值图

(a) 沿纬圈平均, (b) 沿 130°E .

2) 模拟的 Hadley 环流

图 6 和图 7 分别给出用 1982 SST 和 1986 SST 模拟的 Hadley 环流与用正常 SST 模拟的差值图。由图 6 (a) 和图 7 (a) 可以看出这两种不同海温异常的分布引起 Hadley 环流的变化情况, 总的来说, 在南北两半球都分别有一个使 Hadley 环流加强的环流圈: 在 $5-10^{\circ}\text{S}$ 处上升气流加强, 分别在 $20-30^{\circ}\text{S}$ 和 $10-20^{\circ}\text{N}$ 下沉气流加强。两种不同海温分布模拟结果的差别也可以看出来, 在北半球尤为明显。1986 年模拟的在 $5-10^{\circ}\text{S}$ 上升气流比 1982 年模拟值大得多, 前者最大可达 11mm/s , 后者为 2mm/s 。1986 年 Hadley 环流加强的区域向上可达 200hPa , 向北可到 $15-20^{\circ}\text{N}$, 而 1982 年只分别到达 600hPa 和 10°N 。再看看我们关心的西太平洋亚洲沿岸附近的情况, 由图 6 (b) 和 7 (b) 可以看到此区域 Hadley 环流的变化及不同海温模拟结果的差异。首先, 在平均 Hadley 环流增强的时候, 在 130°E 附近南北半球都有一个使 Hadley 环流减弱的环流圈, 不同的是, 1986 年减弱得更厉害, 无论是赤道附近上升气流的减弱或 20°N 附近下沉气流的减弱都比 1982 年的模拟结果明显。

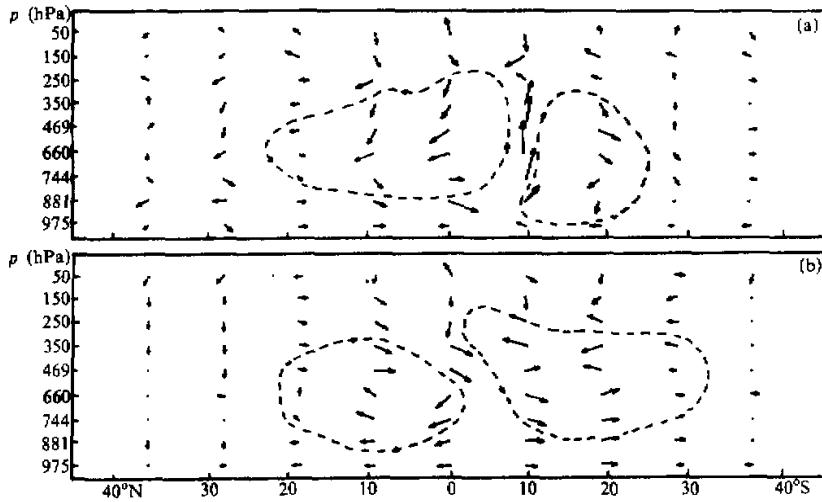


图 7 用 1986 SST 模拟的 Hadley 环流与正常 SST 模拟的差值图

(a) 沿纬圈平均, (b) 沿 130°E 。

四、结论和讨论

(1) 观测资料和数值试验皆表明, 赤道东太平洋海温异常增加时, 太平洋上空 Walker 环流减弱而平均 Hadley 环流增强。但不同的海温异常引起环流的变化不同。1986 年赤道东太平洋海温升高的幅度比 1982 年小, 但其范围大, 一直延伸到日界线以西, 使得太平洋上空垂直速度和纬向风的变化很不相同。

(2) 赤道东太平洋 SST 增加使赤道中、东太平洋垂直经圈环流加强而西太平洋垂直经圈环流减弱。特别是在亚洲东海岸附近表现很明显。在这点上, 数值模拟结果与实

况也很吻合,从而可解释在 El Niño 发展到强盛时期西太平洋副热带高压减弱东移的观测事实.这一变化常常在赤道东太平洋海水增暖极大值出现之前几个月就开始了,这是特别值得注意的,因为这与我国夏季的气候状况有密切的关系.

(3) 上述数值模拟结果不能解释 El Niño 爆发次年(1983 和 1987)夏季西太平洋地区 Hadley 环流增强(从而引起副热带高压增强西进)的观测事实.实际上,从海洋观测资料来看,在 El Niño 发展到强盛期间,西太平洋 SST 有所下降,而在 El Niño 爆发次年夏季赤道西太平洋 SST 回升,且为正距平.我们认为西太平洋海温的这种变化才是引起 El Niño 爆发次年西太平洋地区 Hadley 环流增强、副热带高压增强西进的原因.关于这个问题,我们正在对西太平洋海温异常进行数值试验,以求得到进一步的认识.

(4) 用 1982 SST 和 1986 SST 模拟出的环流之不同,说明 1982 年型的海温分布对美洲及其下游(大西洋,欧洲等地)影响大于对亚洲的影响.而 1986 年型的海温分布对亚洲的影响较大.这与符淙斌等给出的 1982 年夏季东北低温、长江流域的降水,西太平洋副热带高压强度和位置的变化等与 1986 年之不同是一致的.

参 考 文 献

- [1] Rasmusson, E.M. and T.H. Carpenter, 1982, Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Nino, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354 — 384.
- [2] Rasmusson, E.M., 1984, El Nino: The ocean/atmosphere connection, *Oceanus*, **27**, No.2, 5 — 13.
- [3] Ropelewski, C.F., 1984, The climate of summer 1983 — A season of contrast and extremes, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 591 — 609.
- [4] Barnett, T.P. 1984, Prediction of the El Nino of 1982 — 83, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1403 — 1407.
- [5] 符淙斌、滕星林, 1988, 我国夏季的气候异常与埃尔尼诺/南方涛动现象的关系, *大气科学(特刊)*, 133 — 141.
- [6] NOAA, 1981 — 1983, 1986 — 1987, *Monthly Climatic Data for the World*.
- [7] WMO Publication, 1985, *The Global climatic system*, P.16.
- [8] Kousky, V.E., 1987, The global climate for December 1986 — February 1987: El Nino returns to the tropical Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, No.11, 2822 — 2838.
- [9] 陈月娟、郭晓岚, 1986, 一个同时采用两种地图投影坐标系的大气环流模式, *大气科学*, 第 10 卷, 第 2 期, 121 — 128.

Influence of the Pacific Sea Surface Temperature Anomalies on the Circulation and its Numerical Experiments

Chen Yuejuan Ding Ming

(Department of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei, 230026)

Abstract

The general circulations over the Pacific during the episodes of El Niño (1982—83, 1986—87) were analyzed with the wind data taken from *Monthly Climatic Data for the World*. And they were also simulated with a nine-layer primitive equation model.

The results of analysis and experiments show that both periods of SST anomalies in the tropical Pacific make the circulation change apparently. However, the influences of these episodes on the Walker circulation and Hadley circulation are somewhat different because the strength, extent and the time that the SST anomalies lasted are not the same. The characteristic of the Walker circulation and Hadley circulation during the two episodes of El Niño in the eighties and the results of our simulations will be presented briefly in this paper.

Key words: Sea surface temperature anomalies; General circulation; Numerical simulation.