

# 东亚持续强冬季风影响赤道海表温度初始异常的数值试验研究<sup>\*</sup>

吴国雄 尉艺 刘辉

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学国家重点实验室(LASG), 北京, 100029)

## 摘 要

通过数值模拟和理论分析, 文中指出在强东亚季风期间不仅在欧亚大陆和北印度洋出现强大的反气旋环流异常, 而且通过海气相互作用在北太平洋西部和西北部形成异常气旋式流场; 在其东南部产生异常反气旋式流场。在这种流场异常的驱动下赤道西太平洋西风加强, 海面升高, 海表温度上升, 赤道中东印度洋和东太平洋东风加强, 海面降低, 海表温度下降。证明由于海表温度异常及海表温度变化趋势存在积分关系, 因此持续的强东亚冬季风所强迫的沿赤道海表温度变化趋势的上述分布的强讯号可以在海洋中存在近一年之久, 为尔后赤道太平洋 ENSO 事件的可能发展提供初始条件, 也为跨季度气候预测提供前期讯号。

关键词: 海表感热加热, 北太平洋海气相互作用, 海表温度变化趋势, 海表温度异常的持续性。

## 1 引 言

亚洲冬季风起源于西伯利亚高压, 当高压离开源地向南爆发时, 在其东侧和南侧产生很强的北风和东北风, 这就是冬季风。东亚冬季风的异常与全球环流的异常有关联, 因为这种异常不但在高纬度表现出来, 在热带大气环流场上也有显著表现, 而热带大气环流异常的持续与赤道海温异常持续有密切的关系。因此东亚冬季风与赤道海温之间的关系为人们所关注, 许多学者用观测资料和模式对两者的关系进行大量的分析。

李崇银<sup>[1]</sup>根据观测资料分析 El Niño 与东亚冬季风的相互作用, 指出 El Niño 事件发生前的冬半年里, 东亚高空槽和地面寒潮活动既强且频繁; 同时强东亚冬季风产生西风异常削弱赤道西太平洋地区的信风, 并加强那里的积云对流活动, 它们都对 El Niño 的发生起重要作用。Lau 和 Chang<sup>[2]</sup>指出冬季风和冷涌的年际变化也许与 ENSO 和赤道地区季节内振荡有关。丁一汇<sup>[3]</sup>注意到与冷涌同时出现的赤道行星尺度对流的东移, 这与在 El Niño 和 La Niña 年之间辐合环流的移动十分相似。徐建军<sup>[4]</sup>对 1950 年代后的几次 El Niño 与其前期的冬季风进行分析发现, 相对应 El Niño 的前冬(El Niño 年前的 12 月与 El Niño 年的 1, 2 月)为强冬季风, 而其后的冬季(El Niño 年的 12 月与次年 1, 2 月)为弱冬

\* 初稿时间: 1999 年 5 月 28 日; 修改稿时间: 1999 年 10 月 22 日。

资助课题: 国家自然科学基金委员会编号 49575265, 49635170, 49823002 和国家重中之重项目 96-908-04-03 的联合资助。

季风,因此他指出 El Niño 事件的发生一般与东亚冬季风强弱转换 QBO 过程联系。陈隽、孙淑清<sup>[5]</sup>对中国气象局 46 a 的资料(1951 年 1 月~1996 年 2 月),用 SVD 方法来诊断分析冬季风异常对海温的影响。分析结果表明强冬季风年对应的海温异常是东太平洋偏冷,而赤道西太平洋特别是暖池区偏暖。张翼<sup>[6]</sup>用 1975~1995 年 NCEP/NCAR 的资料分析冬季风与 ENSO 之间的关系,发现强冬季风在 La Niña 和高 SOI 过后出现;弱冬季风在 El Niño 和低 SOI 过后出现;同时他还指出冷涌和冬季风对赤道地区的作用是否显著地依赖于它的路径、强度和大气环流背景。

除对资料进行分析外人们还用数值模式对冬季风进行模拟,来寻找冬季风与 El Niño 的关系。穆明权<sup>[7]</sup>用热带太平洋环流模式和海气耦合模式模拟强弱冬季风作敏感性试验,分析其后期赤道太平洋海温。其结论为:异常强的东亚冬季风激发产生东移暖性的 Kelvin 波;异常弱的东亚冬季风激发产生东移冷性的 Kelvin 波,这些异常海洋的 Kelvin 波通过海气相互作用分别激发 El Niño 和 La Niña 的发生。纪立人等<sup>[8]</sup>用 Max-Planck 研究所的 ECHAM 3(T42L19)的大气环流模式积分结果,用定义的季风强弱指数在 70 个样本里选出 9 个强季风年和 9 个弱季风年,对两组进行合成,然后分析强弱季风对大气环流和海温的作用。其最后结论为强冬季风使冷空气不断到达低纬,使得西太平洋地区的对流加强,造成 Walker 环流和信风加强,东太平洋海温降低。

上述研究表明 ENSO 和冬季风与冷涌的变化之间存在着相互的关系。一种观点认为强冬季风能激发出 El Niño 事件。另一种观点认为强冬季风与冷的 ENSO 事件相联系。虽然许多资料分析表明 El Niño 年的前冬一般为强冬季风,但并不是每一个强冬季风都能产生 El Niño 事件,这两者之间并不是一一对应的关系。两者之间的物理机制还不是很清楚。这里我们应用一个气候系统模式进行敏感性试验,来研究强东亚冬季风对赤道地区初始 SST 异常场形成的影响。由于这种初始 SST 异常能否演变为 El Niño 或 La Niña 还受到其他因素的影响,且也超出了所用模式的能力,故本文不作研究。

## 2 模式介绍与试验设计

本文采用的模式是中科院大气物理研究所(IAP)大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)发展的全球海洋-大气-陆面系统气候模式,简称 IAP/LASG GOALS 模式<sup>[9]</sup>的一个改进版(图略)。该模式中 5 个气候子系统耦合成一个整体。大气部分为 9 层 15 波菱形谱模式;海洋部分为 20 层全球  $4\varphi \times 5\lambda$  格点模式;陆面部分为 3 层 SSiB 模式;还有两层热力学极冰模式和 1 层植被。

对该模式达到平衡态的 100 a 的积分结果的分析表明,其 El Niño 3 区的海温具有年代际的变化。其中第 5~12 a 为暖位相,13~24 a 为冷位相。取其第 5 a 作为控制试验,其状态代表大气海洋的暖背景状态。由于冷背景状态的试验结果与暖背景状态的结果大致相似,这里不另行叙述,只在后文中予以简单讨论。异常试验是以 5 年元月 1 日为初值,在西伯利亚地区(40~60 N, 80~120 E)进行高压加强试验。在高压加强的区域(如图 2 所示),内圈气压异常约为 10 hPa;外圈气压异常约为 4.5 hPa。加强时间是从第 1 个月至第 3 个月内,每月让该区气压增强两次,每次加强持续的时间为 7 d。也就是说在 5 年模拟的头 3 个月,每月有两次寒潮爆发,每次持续约 1 周,到第 3 个月后除去气压异常,继续积分

到 12 月。将其结果作为异常强东亚冬季风作用下大气和海洋的状态。该敏感试验与控制试验的有关变量在相应时刻的差异被定义为该变量在该时刻的异常。

### 3 强冬季风和北太平洋海-气相互作用异常

在全型垂直涡度方程<sup>[10]</sup>中,垂直涡度 $\zeta$ 的局地变化正比于非绝热加热 $Q$ 的垂直分布。在仅考虑海表感热加热的场合,它正比于海表温度 $T_s$ 和大 $T_a$ 气表面温度之差,反比于大气的静力稳定度因子 $\theta$ ,即:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{f + \zeta}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{f + \zeta}{\theta} (T_s - T_a) \quad (1)$$

冬季北太平洋洋面上海温和表面气温自南向北减少。洋面低气压西侧和高气压东测干冷的北风使海表感热通量( $SH$ )和潜热通量( $LH$ )均增加。这一现象在许多资料分析和数值试验中已得到证实(例如见 Lau 和 Nath<sup>[11]</sup>)。还由于大气的静力稳定度在低纬小于高纬,因此在低压的西南侧及高压的东南侧出现最大的正涡度倾向(图 1)。相反,洋面低气压的东部及高压西部的暖湿的南风使海表 $SH$ 和 $LH$ 均减少,在 $(T_a - T_s)$ 和 $\theta$ 的共同作用下,低压的东侧和高压的西侧出现最大的负涡度倾向。因此,海气相互作用导致洋面上的低压向西南移动,高压向偏西移动。

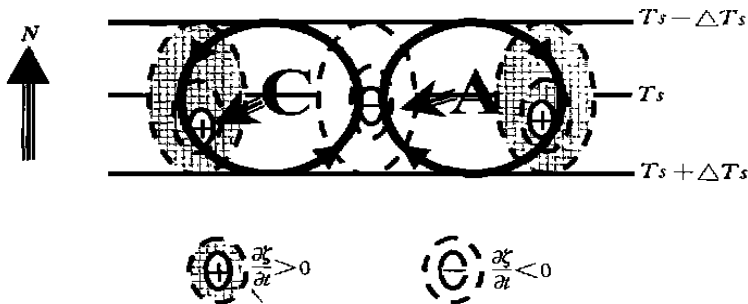


图 1 表面气旋的和反气旋的东、西两侧有不同的涡度制造

在异常试验中,西伯利亚高压加强后,大气中最直接的响应是气压场的变化。图 2 是模式积分中 1~4 月 40 S~60 N 区域内 1000 hPa 气压异常值的分布。从图 2 中可以看到在 1 月西伯利亚高压加强的时期,有一个中心位于(40~50 N, 95~120 E)异常高压产生。此高压由高原东侧南伸到达 10 N 左右,覆盖东南亚地区。2 月高压发展,其南伸支也随之扩展,向西到达 70 E,向东到达 140 E,向南伸到孟加拉湾,高压南沿到达赤道。发展的南支高压在华南(30~15 N, 90~120 E)形成一分离的高压中心。3 月高压进一步发展,几乎覆盖整个亚欧大陆;其 3 hPa 的等值线向南伸到达 10 N,覆盖印度和孟加拉湾地区;此时异常高压中心位于中国的华南地区。这些模拟结果与观测分析得到的结果<sup>[5-7]</sup>也基本一致。值得注意的是 1~3 月亚欧大陆上异常高压发展的同时,北太平洋上有异常低压发展。1 月在北太平洋有一个小的低压中心;北太平洋东北部的北美大陆上也有一个低压中心。到 2 月北太平洋小低压中心向西南方向移动到达(20 N, 140 E);北美大陆上的低压也随之向西南方向移动到了北太平洋海面。其移动规律与图 1 的分析一致。3 月两个东

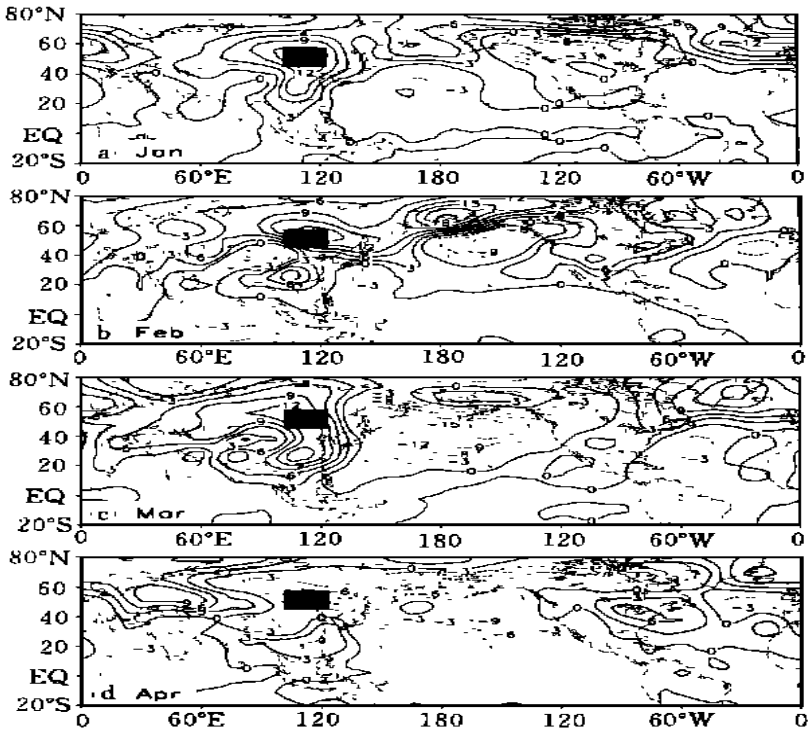


图2 强冬季风试验中1~4月海表面气压异常的演变

(a. 1月; b. 2月; c. 3月; d. 4月。等值线间隔为3 hPa。图中位于贝加尔湖的阴影区为强冬季风试验中异常高压强迫所处的位置)

西异常低压迅速发展并贯通。此时低压的南端边缘到达 $0 \sim 10^{\circ}\text{N}$ 左右。4月亚欧大陆上的异常高压减弱南撤,退到亚洲大陆东南边缘、孟加拉湾和太平洋西岸的部分海域上。北太平洋低压也减弱,但仍占据了赤道以北的太平洋地区,其低纬的特征与3月份相似,但略有东移。5月低纬气压场形势虽仍具4月的特征,但强度已显著减弱(图略)。

图3所示为1~4月份中纬地区表面感热通量的异常。在北太平洋区域1月份,在阿拉斯加低压及北太平洋低压西部强北风(见图2a)区域,出现了强达 $100 \text{ W m}^{-2}$ 以上的向上感热通量异常。这一通量相当于 $10^{-10} \text{ s}^{-2}$ 的局地正涡度倾向强迫源<sup>[12]</sup>,它们位于低压的西南部。2月份随着上述两个低压中心向西南方向移动(图2b),强的向上SH异常区也向西南方向移动。在低压东部的南风区域中则出现负的SH异常(图3b),伴有反气旋式环流发展(见图4b)。这导致北太平洋上的低压中心进一步向西南方向移动,到3月份已盘踞了西太平洋区域(图2c)。这时,北太平洋上强的向上SH异常中心已集中在 $160^{\circ}\text{E}$ 以西,在其它区域已为弱的向下SH异常(图3c)。4月份虽然北太平洋的SH异常分布与3月的相似,但随着西北利亚高压异常强迫的消失,SH异常的强度已显著减弱(图3d)。

相应的1000 hPa流场(图4)上,随着西伯利亚冷高压异常的发展,在中国东部、南海、北印度洋以及西太平洋形成“人”字形的强辐散流:北印度洋为东北风异常,西北太平洋为偏西风异常。从1~3月,随着阿拉斯加和北太平洋中北部两个气旋中心的持续西南向运动,该“人”字形环流南移,西太平洋上低纬的西风加强。值得注意的是,与赤道西太平洋西

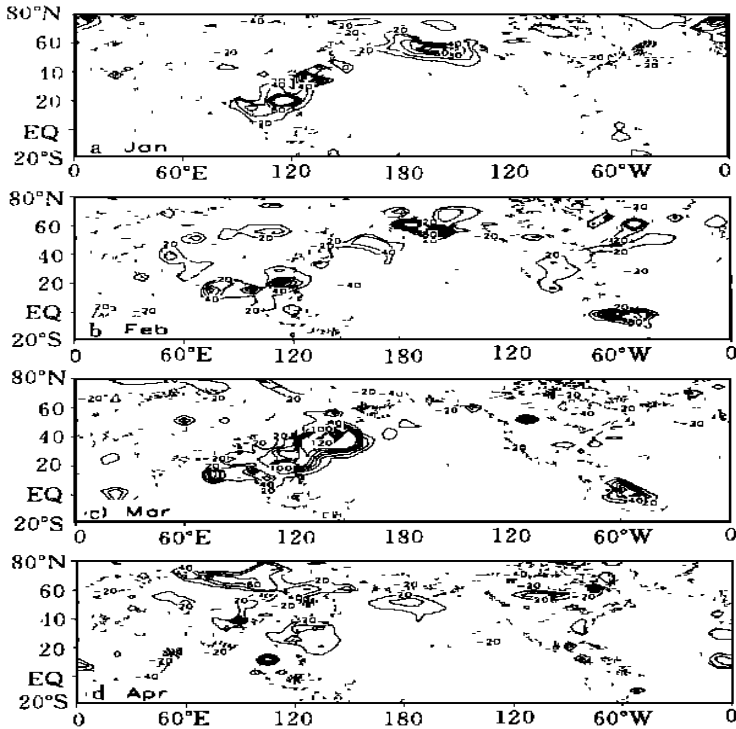


图3 强冬季风试验中1~4月海表感热通量异常的演变  
(a. 1月; b. 2月; c. 3月; d. 4月。等值线间隔为  $20 \text{ W m}^{-2}$ )

风异常的加强相对应, 印度尼西亚群岛及其以东洋面上的上升运动加强(图略)。与之对应, 2月份北太平洋东南部出现显著的反气旋环流。该反气旋环流不断向西伸展, 其方向与图1所示的规律一致。3月份, 北印度洋地区已为异常反气旋环流控制。在北太平洋地区, 其西部及西北部为气旋式流场; 在东南部则为显著的反气旋流场。到4月份, 尽管模式中西北利亚高压异常强迫已停止, 海-陆-气系统已进入自然耦合状态, 但上述流场异常的基本特征仍然维持并东移。“人”字形环流已进入西太平洋; 低纬度从南海到印度洋为异常东风; 北太平洋西部和北部的气旋式环流东移, 而东南部的反气旋环流范围缩小。5月份已后, 该环流特征已逐渐减弱。

概言之, 在北太平洋海气相互作用的影响下, 强冬季风异常在赤道海表面引起印度洋上的东风异常, 西太平洋的西风异常和东太平洋的东风异常。这一模拟结果与陈仲良等(个人交流)从NCEP资料分析所得的结果一致。值得注意的是, 赤道西太平洋的西风异常有利于该区域的正SST异常的发展, 为暖ENSO事件提供初始信号。这与从资料分析所得到的结果<sup>[7]</sup>基本一致。相反, 赤道东太平洋的东风异常则有利于该区域的负SST异常的发展, 为冷ENSO事件提供初始信号。这也与对近五十年来观测资料进行分析所得到的结果<sup>[5]</sup>基本相符。

#### 4 赤道地区海气系统的响应及海温异常初析

图5a是沿赤道地区( $2.25 \text{ S} \sim 2.25 \text{ N}$ 的平均)  $40 \text{ E} \sim 80 \text{ W}$ 范围内的纬向风场的异

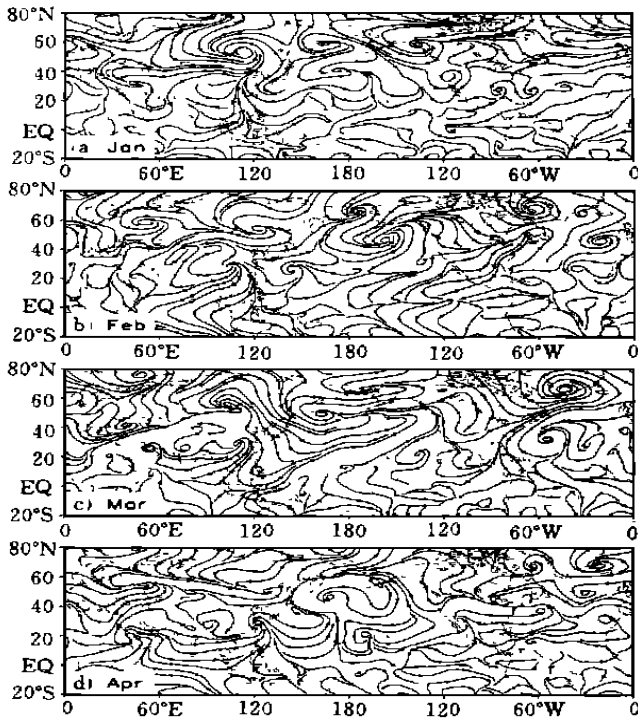


图4 强冬季风试验中1~4月1000 hPa流场异常的演变  
(a. 1月; b. 2月; c. 3月; d. 4月)

常随时间的演变。我们感兴趣的是第一年的积分结果,特别是前6个月的结果。它们能给出强冬季风期间及以后数月海气的变化状况。在1~8月,赤道西太平洋地区(120~150°E)有持续异常西风;在东太平洋除3月份以外为东风异常并向西传播。东印度洋(50~120°E)地区有持续的东风异常;西印度洋则一直有弱的西风异常。简言之,在图2和图4中看到的赤道地区的纬向风异常在尔后数月中仍然持续。西太平洋上有持续的强西风异常,同时在东太平洋和东印度洋上有持续的东风异常。

图5b, c, d分别是海洋的表面海流、海温和海表面高度异常随时间的变化图。沿赤道纬向海流的异常(图5b)与1000 hPa纬向风异常(图5a)有很好的对应关系,表明沿赤道地区风吹流的重要性。从图中可以看到赤道西太平洋和西印度洋上向东的海流处海温升高,海面升高(图5c, d)。尤其是西太平洋,到6,7月海温异常达到最大为+1.5。而东太平洋地区5月~8月为向西的海流,对应海表面高度降低,海温出现负异常。

从以上的分析我们可以看到,在赤道地区大气风场、海洋流场、海表面高度以及海温场是相互关联相互影响的。对海洋最直接的作用是大气风场的变化,风驱动海流产生海流异常。又由于赤道两侧科氏力的作用使海流流向偏转,使向东的海流向赤道地区辐合,造成海水堆积海表面升高,海温升高;而向西的海流则在赤道地区辐散,使海表面降低,同时又由于表层海水辐散,低层冷水上涌,因而海温降低。但海温最大异常值出现的时间比海表面高度最大异常要滞后1个月左右。

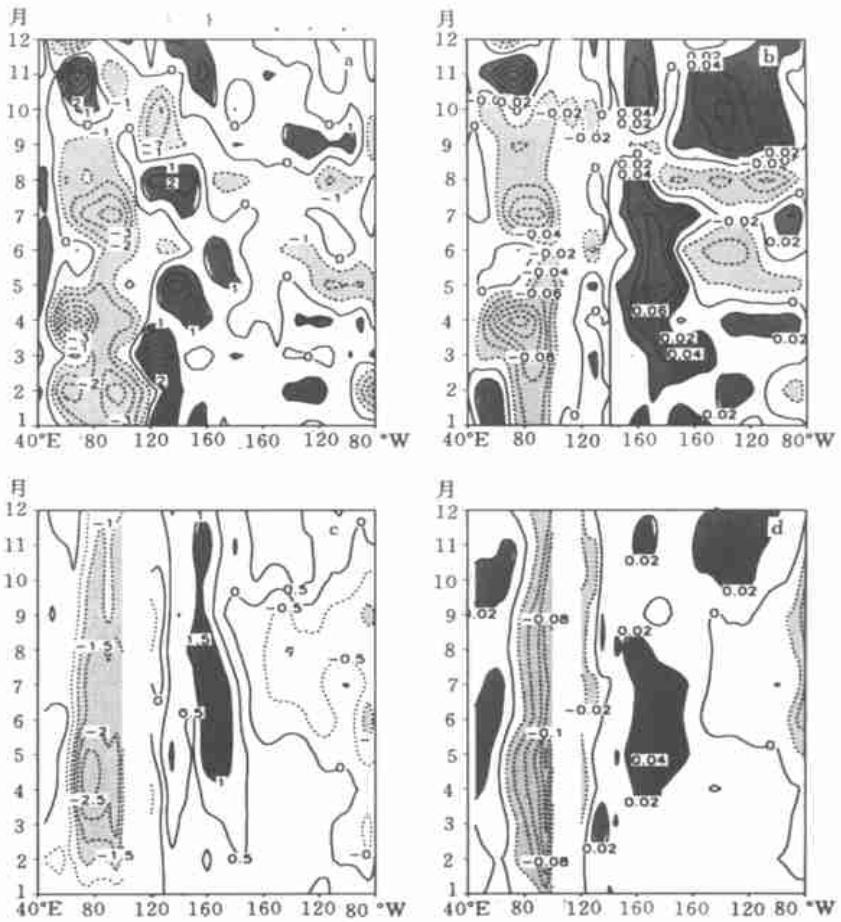


图5 强冬季风试验中沿赤道(2.25°S ~ 2.25°N)平均的要素异常场随时间的演变 (a. 1000 hPa 纬向风  $u$ , 等值线间隔  $1 \text{ ms}^{-1}$ , 深阴影区  $u > 1 \text{ ms}^{-1}$ , 浅阴影区  $u < -1 \text{ ms}^{-1}$ ; b. 海表纬向流  $u_s$ , 等值线间隔  $0.03 \text{ ms}^{-1}$ ; 深阴影区  $u_s > 0.03 \text{ ms}^{-1}$ , 浅阴影区  $u_s < -0.03 \text{ ms}^{-1}$ ; c. 海表温度  $T_s$ , 等值线间隔  $0.5$ , 深阴影区  $T_s > 1.0$ , 浅阴影区  $T_s < -1.0$ ; d. 海表高度  $h_s$ , 等值线间隔  $0.02 \text{ m}$ , 深阴影区  $h_s > 0.02 \text{ m}$ , 浅阴影区  $h_s < -0.02 \text{ m}$ )

图5的另一显著特点是海表温度(SST)和海面高度异常均具有明显的持续性。强冬季风所激发的东印度洋及东太平洋的负SST异常以及西太平洋的正海温异常均从年初维持到秋季。SST异常的这种持续性将为尔后赤道冷暖事件的发展提供重要的背景条件。下面将进一步分析SST异常持续维持的原因。

## 5 赤道海表温度异常成因再分析

影响SST( $T_s$ )变化的控制方程可写为:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{F_A}{z\rho_0 C_p} - \mathbf{V} \cdot \nabla T_s - w \frac{\partial T_s}{\partial z} - \frac{K}{z} T_z \quad z + A^H T_s + \text{CON} \quad (2)$$

(a) (c) (b)

$$F_A = S + L + F_1 + F_2 \quad (3)$$

式(2)右端各项顺次为:净的海表热通量( $F_A$  向下为正)、水平平流、垂直平流(上翻或下沉)、垂直混合、水平混合和对流。其中净的海表热通量  $F_A$  由向下的短波辐射( $S$ )、长波辐射( $L$ )、潜热通量( $F_1$ )和感热通量( $F_2$ )组成(见式(3))。计算表明,式(2)右端最后3项及水平平流项较小,主要项是潜热加热和垂直平流。因此我们在以下分析中只考虑潜热和垂直平流的贡献。

图6是沿赤道地区(2.25°N ~ 2.25°S 的平均)异常试验与控制试验的 SST 控制方程各项的差随时间的变化。图中 6a 是 SST 的倾向变化项随时间的演变,代表各种强迫的总和;图 6b 和 c 是垂直平流和潜热通量项随时间的演变图。从图中看到垂直平流项和潜热通量项对太平洋与印度洋的贡献也各不相同。

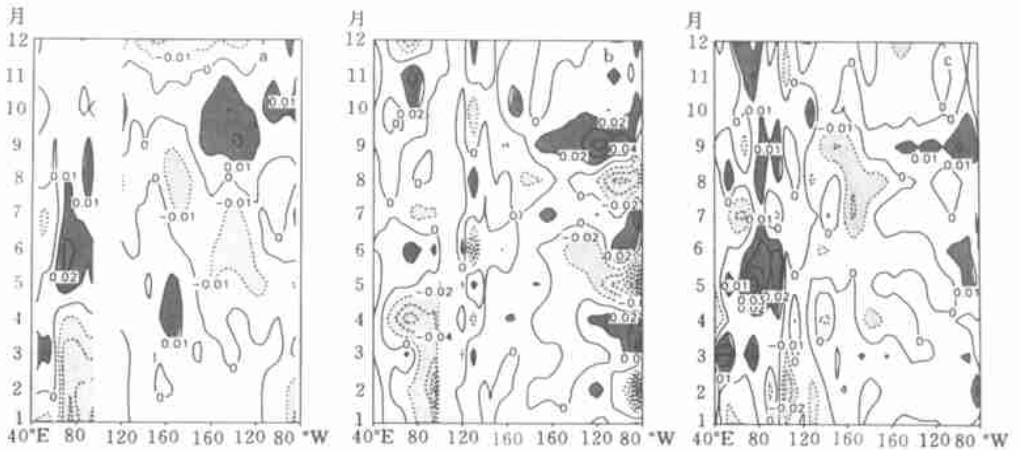


图6 强冬季风试验中沿赤道(2.25°S ~ 2.25°N)平均的海表温度倾向方程中各主要项随时间的演变

- (a. 海表温度倾向异常,等值线间隔  $0.01 \text{ d}^{-1}$ ,深阴影区大于  $0.01 \text{ d}^{-1}$ ,浅阴影区小于  $-0.01 \text{ d}^{-1}$ ; b. 垂直平流异常,等值线间隔  $0.02 \text{ d}^{-1}$ ,深阴影区大于  $0.02 \text{ d}^{-1}$ ,浅阴影区小于  $-0.02 \text{ d}^{-1}$ ; c. 潜热加热异常,等值线间隔  $0.01 \text{ d}^{-1}$ ,深阴影区大于  $0.01 \text{ d}^{-1}$ ,浅阴影区小于  $-0.01 \text{ d}^{-1}$ )

对于赤道太平洋从整体的数值上看,垂直平流的作用要大于潜热通量的作用。如图 6a 所示,1~5月在赤道西太平洋 SST 的升温区与图 6b 中该区域垂直平流项的升温有很好的对应关系。而在 6 和 8 月出现在赤道中、东太平洋的 SST 的降温倾向的中心则与垂直平流项产生的降温中心一致。而潜热通量的作用(图 6c)较弱,且在 1~6 月其符号与 SST 倾向异常的符号(图 6a)多为相反。又如在 10 月,赤道中太平洋出现 SST 升温趋势(图 6a),与垂直平流作用(图 6b)相一致。但这时潜热通量的贡献为负(图 6c)。总的来说,这段时期赤道太平洋海温异常的趋势变化主要受到垂直平流的影响。

对于赤道印度洋从数值上看,潜热通量的作用与垂直平流的作用相当。1~4 月在东印度洋为强东风异常(图 5b)。它产生向西的离岸海流,海水辐散上涌,垂直平流的作用使海温有下降趋势(图 6b);此时,由于东风异常使原有的西风减弱,同时海温异常也为负,



所以潜热通量减少使海温有升高趋势(图 6c)。这一时期东印度洋降温趋势与垂直平流的作用结果一致,以垂直平流的贡献为主。而在西印度洋 SST 变化趋势与潜热通量作用结果一致,在该处是以潜热通量的作用为主。在 5~6 月间,东印度洋是潜热通量与垂直平流的共同作用使海温变化趋势为正;西印度洋则是以潜热通量为主,使海温变化趋势为负。7~8 月的 SST 在西印度洋有降温趋势;而在东印度洋有增温趋势,与潜热通量的作用相一致,在这段时期以潜热通量的作用贡献为主。9 月以后印度洋上 SST 的变化趋于减弱。

简言之,印度洋上海温倾向的异常是由于垂直平流和潜热通量的异常共同作用所致。

## 6 海表温度异常持续性成因分析

$t_1$  至  $t_2$  时刻局地海表温度改变量为

$$T_s(t_2) - T_s(t_1) = \int_{t_1}^{t_2} \frac{\partial T_s}{\partial T} dt \quad (4)$$

对于异常强冬季风试验和控制试验,(4)可以分别写成:

$$T_s(t_2)_{\text{str}} - T_s(t_1)_{\text{str}} = \left( \int_{t_1}^{t_2} \frac{\partial T_s}{\partial T} dt \right)_{\text{str}} \quad (5)$$

$$T_s(t_2)_{\text{con}} - T_s(t_1)_{\text{con}} = \left( \int_{t_1}^{t_2} \frac{\partial T_s}{\partial T} dt \right)_{\text{con}} = T_s \text{ 的平均季节变化} \quad (6)$$

由上述两式相减,可得到海表温度异常的关系式:

$$\delta T_s(t_2) - \delta T_s(t_1) = \left( \int_{t_1}^{t_2} \frac{\partial T_s}{\partial T} dt \right) = \left( \int_{t_1}^{t_2} \frac{\partial T_s}{\partial T} dt \right)_{\text{str}} - T_s \text{ 的平均季节变化} \quad (7)$$

其中

$$\delta \left( \frac{\partial T_s}{\partial T} \right) = \left( \frac{\partial T_s}{\partial T} \right)_{\text{str}} - \left( \frac{\partial T_s}{\partial T} \right)_{\text{con}} \quad (8)$$

如  $t_1$  时刻海温异常为零,则式(7)可简写为

$$\delta T_s(t_2) = \int_{t_1}^{t_2} \delta \left( \frac{\partial T_s}{\partial T} \right) dt = \left( \int_{t_1}^{t_2} \frac{\partial T_s}{\partial T} dt \right)_{\text{str}} - T_s \text{ 的平均季节变化} \quad (9)$$

式(9)表明,由于某种原因造成的局地海温变化如发生在季节变化小的时期,则容易产生较大的海温异常。它还表明,海温异常与强迫造成的海温倾向存在积分关系。因此外强迫所致的海温变化倾向  $\left( \frac{\partial T_s}{\partial t} \right)$  可造成周期更长的持续 SST 异常。例如,在式(9)中当略去季节变化后,如取  $\partial T_s / \partial t = A \sin(\omega t)$  代入式(9)中可得

$$\delta T_s = \frac{2A}{\omega} \left( \sin\left(\frac{\omega}{2}\right) \right)^2$$

它表明 SST 异常的周期比其倾向变化的周期增加了一倍。

由于上文的异常试验和控制试验其积分的初始状况相同,因而有  $\delta T_s(t_1) = 0$ 。所以图 5c 实际上给出了沿赤道  $\delta T_s(t_2)$  的演变分布,而图 6a 所示为  $\delta \left( \frac{\partial T_s}{\partial t} \right)$  的时间变化。由式(9)

可知图 5c 实际上是图 6a 的时间积分效应。因此, 尽管在图 6a 中,  $\delta(\frac{\partial T_s}{\partial t})$  在印度洋上不断变号, 在太平洋上也出现准半年振荡, 但由于强冬季风引起了 1~4 月在西印度洋和西太平洋升温, 在东印度洋和东太平洋降温, 且讯号或较强或持续, 因此在图 5c 所示的  $\delta T_s(t_2)$  中, 东赤道印度洋的负异常一直维持到第 2 年; 中西太平洋的正异常及东太平洋的负异常也维持到秋季。这就是说强冬季风引起的沿赤道 SST 倾向变化讯号可以存在 SST 异常中达半年以上, 为尔后太平洋地区 ENSO 事件的发展提供了起始条件, 也可以作为跨季节气候预测的一个强讯号。

## 7 总结与讨论

强东亚冬季风时期, 亚洲大陆出现异常高压, 北太平洋上出现异常低压, 由于中高纬海气相互作用, 使得低压向西南移。因而北太平洋西部和北部受气旋环流控制, 东南部受反气旋环流控制。因而位于低气压场边缘的赤道西太平洋地区产生异常强西风并维持, 风应力驱动海洋产生向东的海流, 海平面和海温上升。赤道东太平洋位于异常反气旋的底部, 出现异常东风及向西海流, 冷水上涌, SST 下降。赤道东印度洋由于强东风引起海水上翻海温大幅度下降。因此, 强冬季风在东赤道印度洋引起的 SST 降低和西赤道太平洋引起的 SST 升温是明显的, 在赤道东太平洋也出现 SST 下降。

洋面上孤立的天气事件也可以在短期内引起海气相互作用的激烈变化。例如, 观测分析表明<sup>[14]</sup>, 由于海水的混合作用, 沿着强台风路经深达 200 英尺的表层海温可降低达 6℃ 左右。不过由于海洋巨大的热容量, 当这种孤立的天气事件消失后, 表层海温很快又恢复正常。然而当这种天气异常持续不断时, 高频的天气噪音便会形成海洋中的低频气候讯号保存下来。因而持续的强冬季风便形成了强的海温变化 ( $\partial T_s / \partial t$ ) 的气候讯号。由于积分效应, 这种强迫产生的持续时间长、强度显著的海温倾向变化讯号可存在 SST 异常中达半年以上, 为其后沿赤道地区 SST 异常的发展起码提供了一个初始扰动。至于这一起始 SST 异常能否发展成一次 ENSO 事件, 还应当与尔后的大气和海洋环境的变化有关。

除此以外, 我们还进行了弱冬季风的试验。另外还选用了以 Niño3 区处于冷位相的第 15 模式年作为背景进行另一组强、弱冬季风的敏感性试验。其分析结果表明, 弱冬季风的影响并不明显; 而另一个强冬季风的结果与本文讨论的相似。从试验中我们可以看出强冬季风对赤道印度洋和太平洋海气相互作用的确都有很强的影响, 可作为强的讯号存在于海洋中, 从而为季节预报提供依据。不过, 这只是个例试验的结果。此外, 由于所用模式分辨率低, 不能描述海洋中的 Kelvin 波。因此本文所得的结论还是初步的, 还必须通过应用更高的分辨率的模式试验再进一步验证。

## 参考文献

- 1 李崇银. 频繁强东亚大槽活动与 El Niño 的发生. 中国科学( B ), 1988, 6(6): 67~674
- 2 Lau K M, Chang C P. Planetary scale aspects of the winter monsoon and atmospheric connections. Reviews of monsoon meteorology, Oxford Monogr on Geology and Geophysics, No 7, Oxford University Press, 1987. 161-202
- 3 丁一汇. 东亚季风的统计研究. 中美海气交换会议 1988. 北京: 中国气象科学研究院, 1988. 14~17
- 4 徐建军. 东亚季风-ENSO 的年代际与年际变化及其相互作用: [学位论文]. 南京: 南京气象学院, 1997

- 5 陈隽, 孙淑清. 东亚冬季风异常与全球大气环流变化, I, 强弱冬季风影响对比研究. 大气科学, 1998, 23(1): 101 ~ 111
- 6 Zhang Yi. Climatology and Interannual Variation of the East Asian Winter Monsoon : Results from the 1979– 95 NCEP/NCAR Reanalysis. Mon Wea Rev, 1997, 125, 2605– 2618
- 7 穆明权. 异常东亚冬季风与 ENSO 的相互作用研究: [学位论文]. 北京: 中国科学院大气物理所. 1997
- 8 Ji Liren, Sun Shuqing, Arpe K. Model study on the interannual variability of Asia winter monsoon and its influence. Adv Atmos Sci, 1997, 14 (1): 1– 22
- 9 吴国雄, 张学洪, 刘辉等. LASC 全球海洋-大气-陆面过程系统模式(GOAL/LASC)及其模拟研究. 应用气象学报, 1997, 8(增刊): 15 ~ 28
- 10 吴国雄, 刘还珠. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展. 气象学报, 1999, 57 (1): 1 ~ 15
- 11 Lau N C, Nath M. A modeling study of the relative roles of tropical and extratropical SST anomalies in the variability of the global atmosphere– ocean system, J Climate, 1994, 7: 1148 ~ 1207
- 12 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响 I: 尺度分析. 气象学报, 1999, 57(3): 257 ~ 263
- 13 尉艺. 东亚强冬季风影响赤道海表温度异常的数值试验研究: [学位论文]. 北京: 中国科学院大气物理研究所. 1998
- 14 Frank W M. The structure and energetic of the tropical cyclone, Part I: Storm structure. Mon Wea Rev, 1977, 105, 1119– 1135

# IMPACTS OF PERSISTENTLY STRONG ASIAN WINTER MON- SOON ON EQUATORIAL SEA SURFACE TEMPERATURE ANOMALY AS SIMULATED IN CLIMATE MODEL

Guo Xiong Wu Yi Wei Hui Liu

*(State Key Lab of Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG),  
Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica, Beijing, 100080 China)*

## Abstract

By comparing the outputs from control and sensitivity experiment of the LASG/IAP GOALS climate system model, the impacts of anomalous strong Asian winter monsoon on the initiation of the equator sea surface temperature (SST) anomaly in the Pacific Ocean are studied. It is shown that the strong Siberian cold bursts during winter not only forms huge surface anticyclone over the Eurasian Continent, but also generates anomalous cyclone circulation over the western and northwestern Pacific and anti-cyclone circulation over the southeastern Pacific. The latter is shown to be a result of air-sea interaction over the Northern Pacific. It causes westerly wind anomaly, rise of sea level and increase of (SST) along the western equatorial Pacific and easterly wind anomaly and decrease in both sea level and SST along the equatorial eastern Indian and Pacific oceans.

It is also shown that SST anomaly is the integral of SST tendency. As strong signals, the aforementioned SST changes along the equator forced by strong winter monsoon can be retained in ocean as SST anomaly for more than half a year. This then provides initial conditions for the development of possible ENSO events along the equator, as well as precursors for inter-seasonal climate prediction.

**Key words:** Sea surface sensible heating, Air-sea interaction over the Northern Pacific, Sea surface temperature variation, Persistence of sea surface temperature anomaly.