

全球海-气耦合大气环流模式中 厄尔尼诺-南方涛动的季节循环作用

Gerald A. Meehl

(美国大气研究中心)

摘要 近来计算机功能和气候模拟能力的进步, 为一些模拟小组提供了进行全球海-气耦合气候模式长期积分的可能, 为研究在南方涛动和厄尔尼诺现象形成过程中有重要意义的耦合过程创造了条件。本文给出了美国大气研究中心(NCAR)的耦合模式, 该模式由全球大气环流谱模式(分辨率为 R15)与经纬度间隔为 5 度的 4 层全球海洋大环流模式耦合而成。尽管该模式网格较粗糙, 但在该耦合模式中具有南方涛动型年变率的固有特征。南方涛动周期的奥秘之一就是它如何使热带太平洋海表温度(SST)由冷变暖而又在春季(北半球)恢复正常。NCAR 的耦合模式表明, 东太平洋季平均环流的调整导致了该地区冷暖事件的爆发和消亡。该模式的作用机制包括海平面气压(SLP)、海表温度、海表风应力、海水上翻及对流降水的耦合季距平, 这些耦合距平是由于东太平洋海陆差别造成的, 与北半球冬季南美海平面气压场(SLP)季节性低压的发展及其(在北半球春季)随太阳作用向西北方向季节循环的移动有关。随着时间的推移, 这些距平区出现在热带太平洋最西部并同全球范围的距平分布相联系, 它在某些方面类似于所观测到的冷暖事件——南方涛动的两个极值。实测的长期平均季循环中也存在类似的耦合过程组, 而且东赤道太平洋的年际变化事件被证明是相似于耦合模式实测值的平均季节循环的调整。降低本模式的耦合程度(通过减弱大气风应力作用的强度)会减少季节的和年际距平特征。如果本模式不考虑太阳作用的季节变化, 则会改变冷暖事件的性质和正常的演变规律。由于本模式未能模拟西太平洋的任何实测现象, 所以它所模拟的大概只涉及厄尔尼诺-南方涛动几种可能的机制之一。

1. 引言

全球许多地区异常天气事件(如van Loon和Madden, 1981), 包括1988年的北美干旱(Trenberth等, 1988), 激发了对热带太平洋海-气系统的深入研究。许多观测研究和模拟研究(线性和非线性动力模式)都曾试图解释上述地区天气事件的年变率(如McWilliams和Gent等, 1978)。前辈的研究工作者们(Walker和Bliss, 1930; Bjerknes, 1969; Wright, 1985; Trenberth和Shea, 1987; Yasunari, 1987)已提出了南方涛动(SO), 它是同近乎全球性大气环流型有关的热带印度洋和太平洋间气团的大尺度年际转换。海洋和大气间的密切耦合可以表征SO现象, 表现为热带太平洋有暖的海表温度(SST)异常事件[厄尔尼诺或厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)事件]或冷事件(有时叫拉尼娜)发生, 长期以来人们一直认为, 弄清热带地区大尺度海-气耦合系统的机制和作用可能会提高中纬地区季节天气预报的能力。

由于热带太平洋海-气系统具有动力学的相互作用和准全球性的遥相关, 研究这些现象的最好方法之一是利用全球海-气耦合大气环流模式(GCM)。这种模式不仅能模拟大气环流, 而且能以同真实海-气系统差不多同样的方式与海洋模式相互作用产生海温和洋流。在最近几年里, 一些比较有效的模式和速度更快的计算机已经能对全球海-气耦合GCM进行长期积分(例如Gates等)。

许多全球耦合大气环流模式试验都曾试图研究同气候灵敏性有关的现象, 尤其是同大气中CO₂增加有关的气候变化。然而, 至少有两次模拟做出了类似南方涛动的耦合海-气系统的年变率(Sperber等, 1987; Philander等, 1989), 其原因尚不清楚。

Meehl(1987)根据观测研究指出, 由于印度洋和太平洋平均季节循环的调整, 该地

区出现南方涛动型特征; 有不少年份, 热带太平洋从冷水期转为暖水期而后恢复原状(相对其前一年和后一年), 具有两年周期趋势; 南方涛动的极值(最强和最弱)表现为冷暖事件。然而上述研究并没揭示北半球春季热带东太平洋海洋状况的实际转换机制。本文的目的是想通过运用全球海-气耦合GCM同实测资料的比较详细地研究这种变换机制。

尽管全球海-气耦合GCM存在固有的局限性和缺点, 但仍能模拟出与实测SO类似的年变率; 其变率由全球范围的大气和海洋的距平分布来表示。热带太平洋冷暖事件的爆发阶段和消亡阶段受长期季平均循环调整的制约, 后者触发了东太平洋的冷暖事件。有迹象表明: 东太平洋耦合距平的组成部分及其与季节的关系在实测的长期平均季节循环和年际冷暖事件中也出现过, 而且本模式也将模拟实测系统中若干不同机制中的一个子集。

第2节简单叙述美国大气研究中心(NCAR)的耦合气候模式, 第3节详细叙述NCAR耦合气候模式年变率的各个方面, 第4节描述了热带太平洋从合成的冷水事件到合成的暖水事件的转换, 第5节给出年际变化事件和长期平均季节循环间的联系, 第6节是总结和结论。

2. 海洋-大气气候耦合模式

图1是NCAR全球海-气耦合GCM示意图。大气模式专门用于耦合各种各样的海洋模式, 是一种全球大气环流谱模式, 含有分辨率为R15的菱形截断[约4.5(纬度)×7.5(经度), 垂直方向9层], 计算了云量并进行了地面过程参数化。Meehl和Washington(1988)曾详细分析过该模式地面过程的灵敏度。

海洋模式分辨率低[5(纬度)×5(经度), 垂直方向4层], 含有同分辨率相一致的陆地地形和海底地形, 以及一个简单的热力学

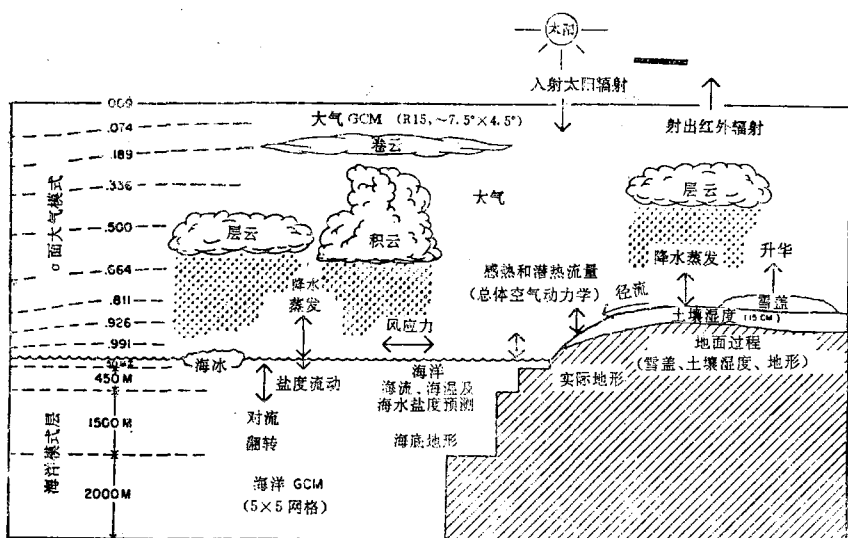


图 1 美国大气研究中心(NCAR)海-气耦合大气环流气候模式原理示意图

海冰模式。Meehl 等(1982)曾通过改变各种参数检验过这个海洋模式。

为了试验,首先用具有实际大气强迫作用的 50 个模式年对粗网格海洋模式单独计算,用实测海温和盐度的垂直断面资料对第一年进行了初始化。大气模式也单独进行了 15 个模式年的试验(试验之前对齐资料时段)。然后两个模式都进行了 16 个模式年的同步耦合试验,在该试验运行之后,接着又做了 30 个模式年的试验。由于本来就没有打算研究长序列资料,所以仅后 10 年的试验对目前的分析工作就够用了。

在某些耦合模式的模拟试验中曾经使用过通量校正或通量补偿法(Flux-correction 或 Flux-adjustment methods),以保证海洋模式模拟结果同海洋测站实测结果之间不会有太大的偏差。根据这种方法,耦合模式的平均气候更接近实测气候。然而,由于耦合模式系统是有局限性的,所以就产生了模式对大气强迫作用变化的敏感性问题的,以及这种模式所模拟的年际变率同模式本身所产生的年变率是否一致的问题。

由于 NCAR 的耦合模式不含有通量校正,故所模拟的热带海温比实测的要低。在

本模式中海水翻涌上来的冷水越过赤道太平洋扩散到热带西太平洋南北两侧至印度洋暖水区(图 2)。Meehl(1989)分析过该模式在热带印度洋和太平洋产生误差的原因。结论是,海洋模式在分辨率和地形两个问题上所固有的局限性是产生这种误差的主要原因。例如,当赤道热带地区 50 米深的表层响应东风气流时,产生 Ekman 辐散并把 450 米深处的第二层冷水带到海面。Washington 和 Meehl(1989)指出,大气模式中较弱的东风应力或较浅的海洋模式中第二层导致耦合模式中热带出现较暖的 SST。此外,水平方向粗网格海洋模型中的大陆轮廓不能在西太平洋形成一个屏障,而使太平洋和印度洋沿赤道直接联结起来,因此,本模式沿赤道不存在西太平洋暖池,同时跨赤道太平洋的东西向温度梯度很小(图 2)。Washington 和 Meehl(1989)以及 Meehl(1989)论证了这种海温分布在模拟气候中对其它方面的影响(例如对降水、风等);在海表层明显存在着大约 $-0.02^{\circ}\text{C}/\text{年}$ 的微小偏差;由于这里研究的是 10 年时段的资料,所以上述偏差同振幅以 1°C 计的海温变率相比是很小的。

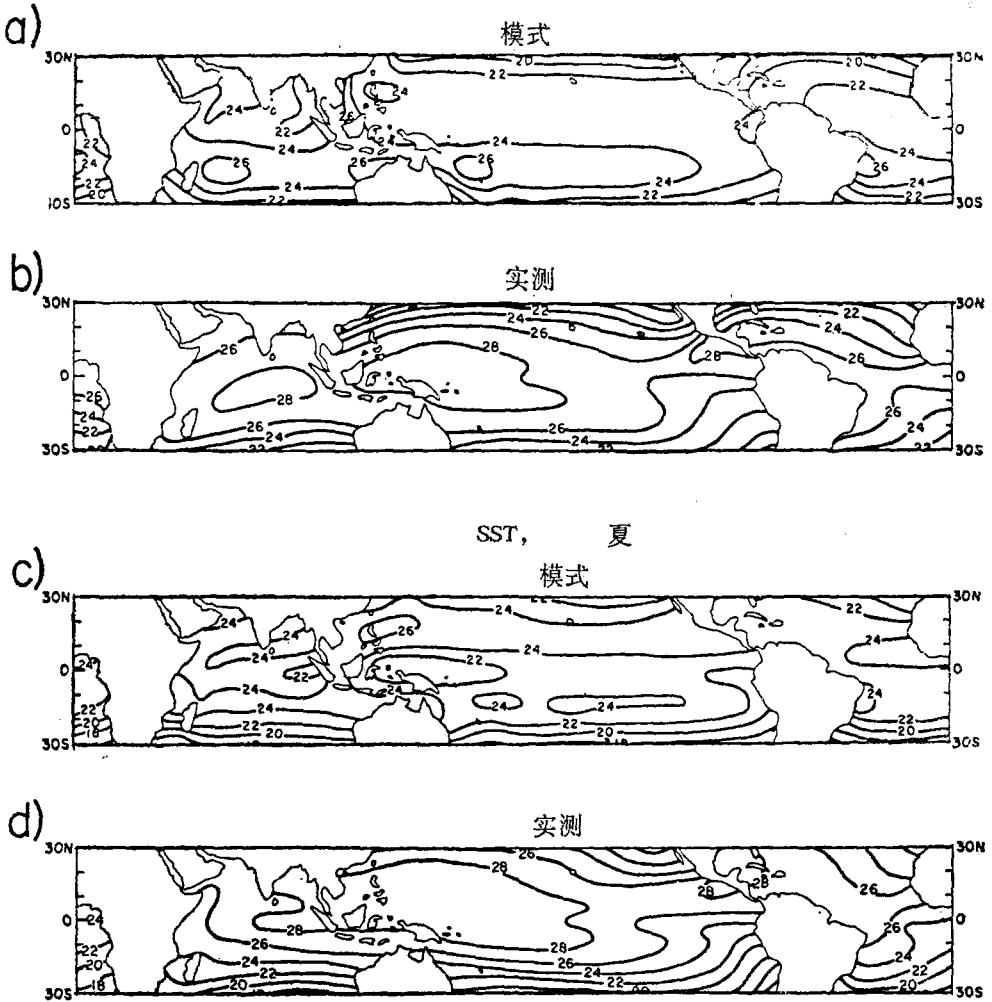


图 2 全球热带海温($^{\circ}\text{C}$)。(a)冬季 12 月至 2 月(模式), (b)冬季 12 月至 2 月(实测), Alexander 和 Mobley(1976), (c)同(a), 时间为 6—8 月, (d)同(b), 时间为 6—8 月

3. 耦合模式中的厄尔尼诺-南方涛动

根据 NCAR 的耦合模式, 尽管上述模拟结果存在固有的局限性和误差, 但在热带太平洋地区, 其年变率是显著的。作为分析这类变化的第一步, 本模式绘制出东太平洋地区 (NINO 3 区, 10°N — 10°S , 90° — 150°W) 和印度尼西亚 (10°N — 13°S , 110° — 150°E) 第 21 年至第 30 年海平面气压 (SLP) 距平的区域平均 (季平均海平面气压减去本模式的 10 年季平均值, 图 3 b), 以便同与此类似的塔希

堤和达尔文实测 SLP 距平图 (图 3 a) 进行对比。由于本模式里南方涛动振幅比实测值要小, 人们所熟知的带有 SO 特征的大气气团的波动 (如东西太平洋间 SLP 距平特征表现为符号相反) 无论在模式里或是实测结果里都是显著的, 但模式中的振幅比实测的要小一些。

计算与南方涛动有关的变率是用南方涛动指数 (SOI)。图 4 a 给出美国气候分析中心 (CAC) 计算的 SOI。在太平洋地区 SOI 的极值往往同暖事件 (负 SOI) 和冷事件 (正 SOI)

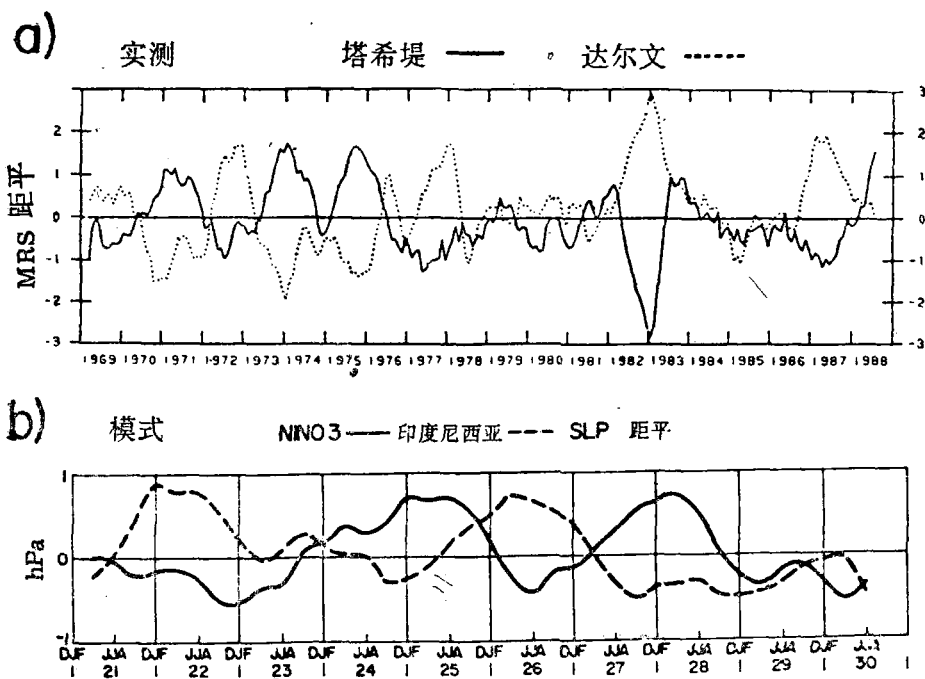


图3 (a)塔希堤站(实线)和达尔文站(虚线)SLP 距平(5个月滑动平均),根据CAC实测资料, (b)热带东太平洋(NINO3区: 10°N — 10°S , 90° — 150°W)和太平洋最西部的印度尼西亚(印度尼西亚区: 10°N — 13°S , 110° — 155°E)季 SLP 距平(3个季滑动平均)(模式)

联系在一起。图4b给出根据靠近塔希堤站和达尔文站的模式格点资料计算的SOI,其数值大约是根据实测资料所计算的SOI值的一半(图4a)。但这却意味着,太平洋海温的冷暖事件同耦合模式SOI的正负偏差有密切关系,这种关系类似于冷暖事件同实测SOI的关系。

图5a给出本模式里印度洋至太平洋间(50°E — 80°W) 10°N 至 10°S 范围内SST距平的经度时间剖面图。就本模式所分析的这10年来看,SST距平通常先在东太平洋出现,进而逐渐在西太平洋形成,变化的最大幅度大致是 $\pm 1^{\circ}\text{C}$ 。例如,Rasmusson和Carpenter(1982)所作的暖事件SST距平合成结果表明。模式里SST距平数值比实测结果大约小30%。本模式里在西太平洋形成的SST距平在春季(MAM)和夏季(JJA)之间的季节变换期内比 110°W 至日界线间的SST距平大 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 。图5a里横线表示季节变换期。例如,北半球春季该地区SST距平暖转

冷的季节变换出现在第24年和第27年,而冷转暖的季节变换出现在第22年和第26年。本模式里SST距平持续一年的事件出现在 110°W 附近及日界线附近(例如第26年春季开始的增暖事件在第27年春季之后结束),也出现过持续两年的冷暖事件(例如从第22年春季开始的增暖事件持续到第24年春季,而从第24年春季开始的变冷事件持续到第26年春季),它们都相似于在热带太平洋实测的一年事件和多年事件。

本模式里,东太平洋的暖水事件(图5a)同NINO3区的SLP低压,印度尼西亚区SLP高压(图3)及负的SOI(图4)相对应,而冷水事件对应关系正好相反。这类似于在太平洋塔希堤站和达尔文站实测SLP与冷暖事件的关系。同实测ENSO现象一样,本模式里SO包含着海-气耦合系统的动力过程。

图5b—d依次给出根据本模式所作的SLP、降水、海表风应力经度时间剖面图,

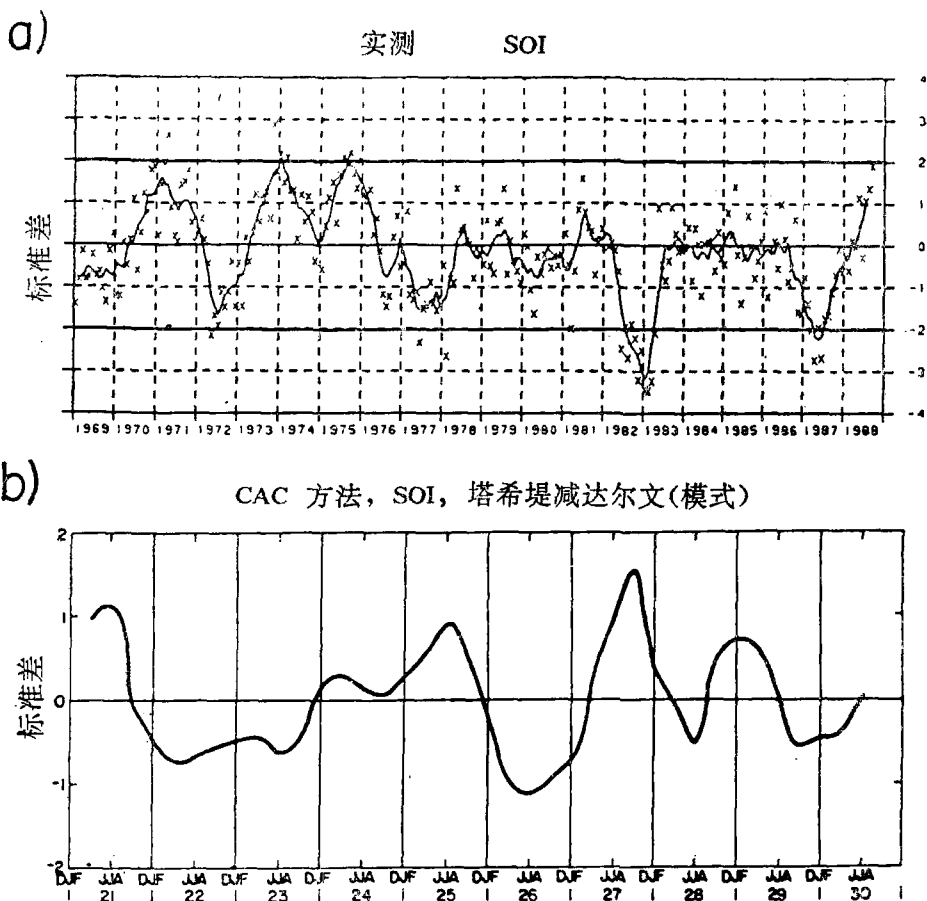


图4 (a)CAC 的南方涛动指数(SOI, 实测),实线是 5 个月滑动平均, × 号是逐月平均, (b)取本模式最靠近塔希提和达尔文站的格点资料(3 个月滑动平均)计算出的 SOI

它们的作法类似于图 5 a SST 图。本模式里在 SST 正距平、SLP 负距平、降水正距平和向西侧的西风风应力正距平之间,在时间和空间上存在密切联系(即在最暖的 SST 区域风应力收敛),对 SST 负距平,关系相反。

4. 耦合模式中的冷暖事件

本节提出两个问题,第一,为什么距平区从东向西运动?第二,为什么在 110°W 及日界线附近的热带太平洋上发生的冷、暖转换取决于北半球春季至夏季的季节变化?为了回答这两个问题,本模式分别作出冷、暖事件的合成。用 SOI (根据最靠近塔希提和达尔文站的模式网格点资料计算)小于 -0.5 同时 NINO 3 区 SST 大于 0.25°C 定义为一次

暖事件的起始年(零位年),SOI 大于 0.5 同时 NINO 3 区 SST 低于 -0.25°C 定义为一次冷事件的起始年,两次暖事件(第 22 年和第 26 年)和两次冷事件(第 24 年和第 27 年)的初始年均限定在本模式试验的第 21 年至第 30 年内。两类事件的季距平合成试验表明,合成型冷暖事件同实测冷暖事件一样差不多彼此对应。为了突出合成型,计算了暖型事件季距平减冷型事件季距平的差值,该差值的符号是从冷型转暖型的标志,这一点将在后文讨论。本模式中冷、暖、高、低标记指的都是相对距平。

冬季 12 至 2 月期间,位于中西部热带太平洋大范围地区的冷事件处于衰减阶段,上述 SST 差值为负值,这个负值区占据了热带

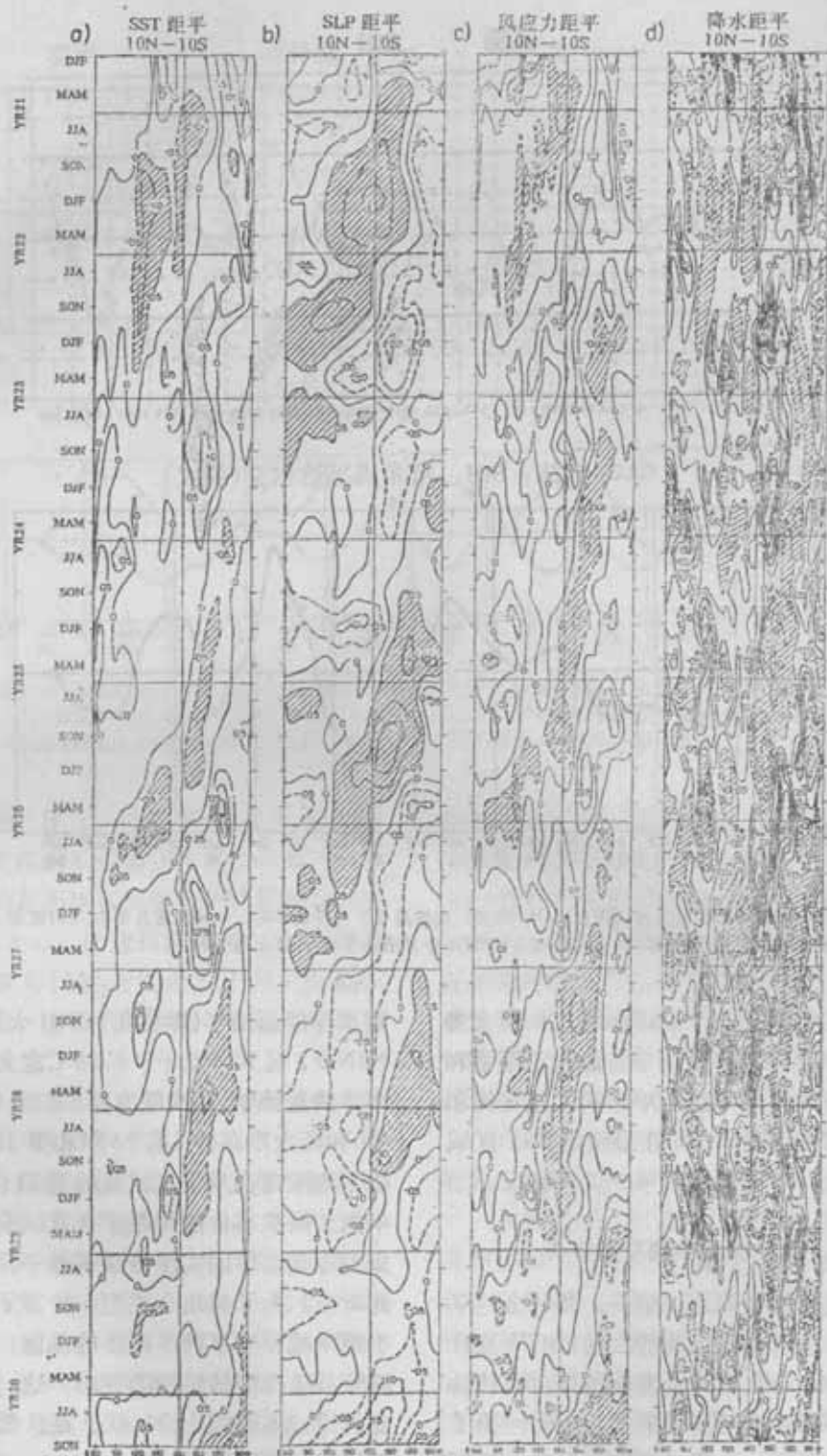


图5 根据本模式中第21至30年的长期季平均资料所作的季平均距平经度时间剖面图, 50—80°W范围内10°N—10°S的平均。近中心垂线是日界线, 水平线是北半球春(MAM)和夏(JJA)之间的季节分界线。a. 海温(SST)距平, 点阴影处大于0.5℃, 斜线阴影处小于-0.5℃, b. 海平面气压(SLP)距平, 点阴影处小于-0.5hPa, 斜线阴影处大于0.5hPa, c. 风应力u分量距平, 点阴影处大于0.1达因/厘米², 斜线阴影处小于-0.1达因/厘米², d. 降水距平, 点阴影处日降水大于0.5毫米, 斜线阴影处小于-0.5毫米

太平洋中西部大部分地区,小范围增暖在太平洋最东部刚刚开始;SLP 正距平区位于热带太平洋中西部的冷水区之上,太平洋最东部的小范围 SST 正距平区同横跨热带南美大部分地区的 SLP 负距平区相联系。这种 SLP 梯度距平同沿赤道 100°W 至 150°W 间由高压指向低压的非地转西风应力距平有关。在实测系统中,尤其是在东太平洋,SST 和低层风之间也存在类似的关系。本模式中沿赤道西风应力距平(东风信风减弱)导致该地区海水上翻减少,受西风应力距平影响的地区和海水上翻受抑制的地区正好位于暖海温距平区的西部。

本模式中,沿赤道强信风在海洋上层产生 Ekman 辐散,因而来自海表下层的冷水被带到海表面。如前所述,这种上翻过程在赤道太平洋维持较低的 SST。当东风信风减弱时(有图5c 中西风应力距平为证),上述上翻过程就减弱。这就意味着,本模式里来自海表下层的冷水较少,因而 SST 较高。一般说来,在热带太平洋海-气系统的实测结果中也会出现这种情况。不过实测系统中海水上翻和 SST 的关系主要取决于这里海水温跃层的厚度,由于海洋模型上两层的厚度较薄(50 米和 450 米),所以本模式中海水上翻和 SST 间的密切联系在各方面都与实际海洋状况不符,关于这一点,将结合图 7 进一步讨论。

本模式中,如果由于东风气流和海水上翻减弱的原因使较暖海水出现在赤道东太平洋,则这个暖水区之上的气压降低,其原因部分在于暖海表和低 SLP 间的流体静力学关系,其中低 SLP 同类似于该地区实际大气状况的热力正环流相联系,正象图 5d 及东太平洋观测结果所表明的,热带太平洋暖水区对流和降水出现相应增多。初始年春季(3 至 5 月)期间,中部赤道太平洋 SLP 正距平和东太平洋 SLP 负距平间的 SLP 梯度在 SST 正距平区的西部形成,由这种海表气压梯度引起的西风应力异常区进一步向西扩展,海水上翻减弱,西部 SST 变得更暖。暖水区

南北两侧较小量级的风应力经向分量虽然范围有限,但有助于暖水区的收敛。

模式中这种包含大气和海洋的耦合过程进一步向西形成 SST 正距平,直至初始年 6 至 8 月(JJA),SST 正距平接近日界线,SLP 正距平区扩展到印度。这里 SLP 正距平区同受到遏制的印度季风有关,这可通过来自阿拉伯海的西南气流(东风应力异常)减弱证明。这种情况类似于太平洋暖事件与弱的印度季风间的实测关系。

因此,本模式里耦合距平区从东向西的移动机制是建立一种 SLP 梯度(与 SST 距平模型一致),SLP 梯度与西风应力异常有关并抑制 SST 正距平区西部海水上翻。海水上翻的减弱意味着本模式里暖 SST 在向西形成并且整个耦合距平区继续向西移动。

对流层里对流、降水、大气环流的相应变化同 SST、SLP 及风应力有关(证明从略)。如前所述,暖 SST 和低 SLP 一般同热带地区的对流和降水增强有关(图5)。由于对流和降水增强影响了大气垂直运动和潜热释放,结果 SST 和 SLP 的变化表现为整个热带对流层大气热力正环流的大尺度波动,以致于热带太平洋的低 SLP 和对流增强同垂直运动的增强、大尺度下沉以及东部和西部的高 SLP 联系起来。

本模式里热带地区南方涛动型年变率也包括了 SST 和大气环流的准全球性变化。无论是计算的还是实测的 SST 距平图都表明,西北和西南太平洋副热带地区和阿留申以南地区 SST 偏低,在大部分经度, 50° — 55°S 附近是个低 SST 带。对比计算的和实测的 SLP 距平图,表明位于热带太平洋冷水区的高 SLP 正好位于日界线以东,低 SLP 对应于副热带太平洋南北两侧,高 SLP 靠近阿拉斯加湾,低 SLP 位于北美南部, 45°S 附近的高 SLP 带伴随其南侧的低 SLP 而存在。后一特征意味着,无论是模式还是观测结果,南半球中纬度南北气压梯度增强,低层平均西风增大(证明略), 50° — 55°S SST 偏低。

在北美西北部、北大西洋、欧洲和西亚地区，模式和实测结果之间不太一致。

暖事件盛期(从初始年后延一年的12至2月，表示为DJF₊₁)，模式和实测结果都表明，高SST在赤道太平洋，低SST在其北侧和西南部的副热带，45°S附近以南大多数经圈是个暖SST带。该季的模式和实测SLP距平合成图都表明，日界线以东的热带太平洋是低SLP，其西北和西南是高SLP；低SLP中心在北太平洋；印度洋和太平洋40°S附近的低SLP伴随着55°S附近的SLP正距平，这表明，无论在模式还是实测中，都有SLP梯度变小，西风气流减弱，50°S附近的海温较暖。显然，赤道太平洋SST距平分布都同全球大气和海洋异常联系在一起。本模式对这种全球性的演变正在做进一步深入研究。

现在回过头来讨论太平洋SST距平合成图的季节演变。图6a和图6b给出暖事件减冷事件的SST距平和风应力距平u分量经度时间剖面图。如前所述，这里的距平符号表明这是一次暖事件。图6a、b两图都是10°N至10°S的平均。从上一年6至8月至当年3至5月这一段时间里，季循环开始时位于日界线以东的冷水区到当年3至5月时为东太平洋大范围持续正距平区(图6a，点阴影区)所代替。这个东西范围狭窄的作为暖海水向西移动的正距平区在更西的地方确立起来。在图6b中，这个带状暖水区同西风零线和东风应力异常相联系(即风应力u分量收敛)，当年6至8月(图6b)太平洋最东部东风应力异常的建立同此处SST正距平区的减弱幅度有关。截至当年9至11月，90°W附近同强大的东风应力相联系的SST距平仍是负值。

图6c(Rasmusson等所作1957, 1965, 1972三个厄尔尼诺事件年的合成)和图6d(Rasmusson和Carpenter1982年所作1951, 1953, 1957, 1965, 1969, 1972六个厄尔尼诺事件年SST和风应力u

分量距平的合成)分别给出厄尔尼诺年实测SST和海表风应力u分量距平的经度时间剖面图以便比较。在东太平洋地区模式和实际大气系统之间的季节周期(the seasonal timing)可用北半球当年春季大范围SST正距平出现的时间作比较。截至北半球下一个冬季(下一年1月)，这些正距平区进一步在日界线以西确立。在用东西风零线区分西风距平和东风距平的东太平洋地区，实测低层风u分量和模式的风应力u分量也是类似的(表现为风应力u分量收敛)，它们同北半球当年春季开始时确立于东太平洋的大范围SST正距平(向西移动)相一致(为了比较，本耦合模式的海表西风距平最大u分量大约是2.0米/秒)。

然而模式和实测SST增暖事件合成结果间显示出两点有意义的区别。第一，事件发生年年初在西太平洋观测到的SST正距平区和西风应力距平区东移(图6c、d)，并于北半球当年夏季在中太平洋附近与来自东部的异常信号相会合。本耦合模式在西太平洋没给出明显的特点。第二，在实测的SST增暖事件年的合成结果中，东太平洋100—110°W附近海温最暖(图6c)，这种现象发生在北半球当年秋季东风应力异常在这里建立之时(图6d)。如前所述，东风距平风应力在类似的季节出现于太平洋最东部，但海水表层受到本模式中这种东风距平风应力的影响而直接冷却。同大范围(80°W至日界线)实测SST正距平区(图6c)相比，模式中的直接冷却现象把暖SST事件合成结果中SST正距平区限制在经向狭窄的带状范围内(图6a)。

本耦合模式未对西太平洋进行模拟，这有若干种因素可以解释。主要是该模式不能模拟西太平洋暖池或被认为是维持暖池在西太平洋有重要意义的任何过程(图2)。在东太平洋SST增暖事件发生年的后期，模式未能维持暖的SST距平，这也许部分地是由于垂直分辨率不够和不能正确地模拟包括动力混

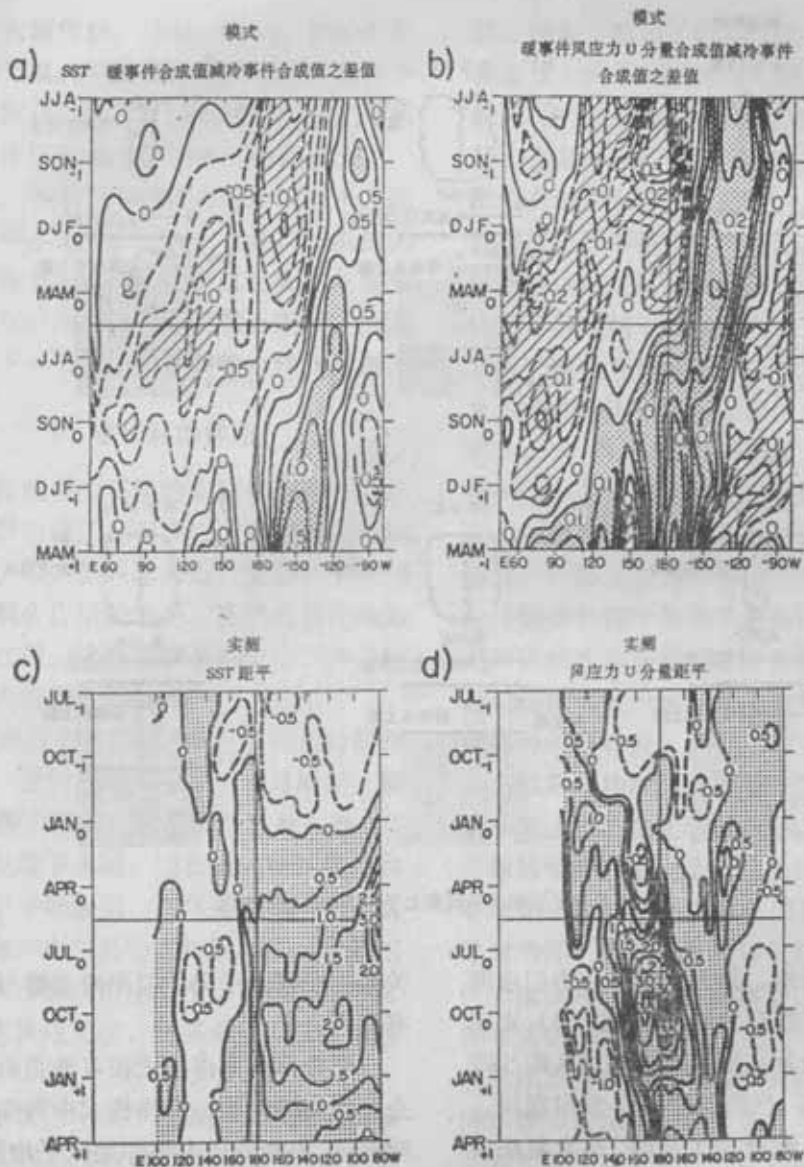


图6 表示合成暖水事件演变过程的经度时间剖面图。a.暖水事件年份 SST 合成值减冷水事件年份 SST 合成值之差值(10°N—10°S)。点阴影区表示差值大于 0.75°C, 斜线阴影区表示差值小于 -0.75°C。b.暖水事件年份风应力 u 分量合成值减冷水事件年份合成值之差值(10°N—10°S), 阴影区表示差值大于 0.5 达因/厘米。c.1957, 1965, 1972 三个厄尔尼诺事件年沿赤道 SST 距平成(根据 Rasmusson 等, 1986)。阴影区表示 SST 正距平。d.海表风应力 u 分量距平。作图法同图 C。阴影区表示西风风应力距平为正

合层在内的某些过程。为了更好地说明这一点, 图 7 给出本模式东太平洋耦合过程示意图, 可以看出这些耦合过程也出现在实测系统中。本模式中赤道东太平洋东风应力在海表产生 Ekman 辐散, 海表下第二层的冷水被带到海表面来(图 7 a), 这种冷水同 SLP 高、对流弱、降水少及高层辐散减弱相联系。

而西风应力异常引起海水上翻减弱及海表层变暖(图 7 b), 这种情况同 SLP 低、对流强、降水多及高层辐散加剧有关。随着东风应力的重建(图 7 c), 海表下第二层的冷水又开始上翻, 从而使 SST 变低, 并且由于如同图 7 a 那样对流弱、降水少及高层辐散减弱, 伴随着海平面气压再次较高。

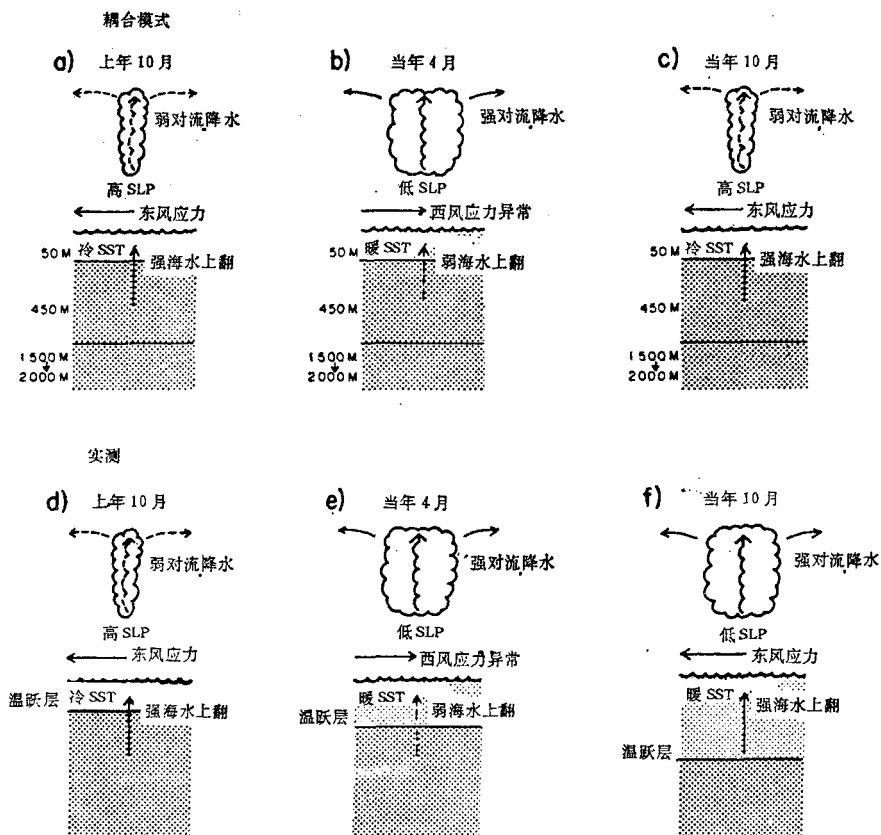


图 7 厄尔尼诺事件期间东太平洋耦合机制示意图

对于实测系统, 强大的东风应力引起海水温跃层下冷水强有力地地上翻(图 7 d), 由于对流弱、降水少及高层辐散减弱, 从而 SST 降低, SLP 升高。当西风应力异常出现时, 海水上翻减弱, 海表 SST 变暖, 海水温跃层加深(图 7 e)。最后, 当东风应力于当年 10 月重建时, 海水上翻重新开始, 但其垂直范围限制在深厚的温跃层之上的暖层。所以暖海水被带到海表面, SST 继续升高。

海洋模式上层的粗网格垂直分辨率使得 SST 对海水上翻和来自大气的有关风应力作用很敏感。如果大气模式中风应力减弱到它原数值的 0.25, 将导致赤道地区海水上翻减少一个数量级而热带 SST 升高 4—5 度(Washington 和 Meehl, 1989)。然而东太平洋 SST 增暖现象的时间和这里 SST 正距平区的西移表明模式和观测系统间某些有意义的对应

关系。在东太平洋, 似乎两者都与季节循环有联系。

粗分辨率海洋模式很可能歪曲或不能完全分辨海洋内波。海洋模式中向西的罗斯贝波波速[根据赤道太平洋地区平均温度垂直剖面图推算, 见 Gent 等 1983 年论著中的方程(8)]大约是 1.0 米/秒, 接近大约 0.9 米/秒的理论速度, 但这只有对足够的纬向和经向分辨率才是正确的。耦合模式中 SST 距平向西的平均相速度(根据图 5 估算冷暖距平)是 0.20 米/秒, 比计算出的罗斯贝波向西的相速度慢得多, 但比本模式海表海水向西流动的平均速度(约 0.10 米/秒)快一倍。如前所述, 由于模式格点粗糙且简化了大陆地形, 所以本模式中赤道西太平洋西部边界界限模糊。因此本模式中向东的开尔文波的反射波和回波不是主要考虑因素。显然 SST 正距平只向西

平移而不向西传播。然而, Hirst(1986)在其简单的力学模式里指出, 如果包含了温度平流则产生向西的传播。因此这个不稳定的耦合模式也许还受海表平均平流的影响。

总之, 本耦合模式中赤道地区海水上翻现象是一种占优势的过程。上述传播机制关键取决于海水上翻的变化并且也和长期平均季节循环中起类似作用的耦合距平区的西移有关, 下一节将研究这些耦合传播机制。

5. 季循环的作用

为解释热带太平洋的实测年变率, 以往的研究人员假设了若干类似上述情况的相互作用过程。使人感兴趣的是, 完全由于两种介质相互耦合作用的结果, 在耦合系统内部产生这些过程。这种随季节而变化的年变率似乎是模式所固有的特点。

SLP、风应力 u 分量及 SST 的经度时间剖面图表明, 在 12 至 2 月和 3 至 5 月期间, 模式的 SST 极大值线出现在太平洋最东部, 当季节循环继续下去时, 该极值线朝日界线靠近。SLP 距平场表明, 高气压区位于最高 SST 区西部, 由东部的高压区和西部的低压区引起的气压梯度产生一个位于最高 SST 区西部的弱东风应力区, 结果最高 SST 区风应力收敛。

实测系统已记录下赤道东太平洋地区季平均 SST 和风应力收敛的类似演变。根据 SLP(10°N — 10°S) 实测资料图所作的年循环图和沿赤道 SST 长期平均季循环的同类经度时间剖面图表明, 在北半球春季, SST 极大值线出现在太平洋最东部, 当季节循环继续下去时, 该极值线西移。SLP 极大值线表明本模式中平均季节循环的特点在于东太平洋 SLP 较高(西太平洋 SLP 较低) 同风应力收敛有关, 而风应力收敛伴随着每年向西传播的 SST 极大值而出现。同本耦合模式类似的还有这样的事实, 即东太平洋实测平均年循环的调整会引起或触发冷暖事件实测结果的变化, 而冷暖事件都有相似的季节和距平特

征。例如, 减弱了的 SST 极大值向西的平均相速度大约是 60 厘米/秒, 而 1.0°C SST 距平廓线(图 6c) 向西的相速度大约也是 60 厘米/秒。在北半球春季期间, 这一地区海表面海流的实测平均速度大约是 30 厘米/秒, 这意味着平流也许不是事件向西传播的控制机制, 但当同该地区区域性的温度梯度结合起来考虑时, 则可能对向西传播的平均速度起某种作用。本模式中(图 5) 距平区向西传播的速度大约是 20 厘米/秒, 而海表面海流的速度大约是 10 厘米/秒。当时 SST 极大值向西移动的平均相速度大约是 20 厘米/秒。这就意味着模式和实测两种类似的耦合过程也象年际冷暖事件一样涉及长期平均季节传播过程。就年际冷暖事件和平均季节循环而言, 本模式中距平区向西移动的速度比实测的要慢, 这可能同海洋模式中水平方向和垂直方向上的粗网格分辨率有关。

SLP 平均图也能说明季节循环的作用。从季节上讲, 在北半球冬季, 当太阳直射南半球热带时, 无论是模式的还是实测的长期平均 SLP 场中, 南美低压都是显著的。在北半球春季, 该低压及与该低压有关的对流和降水减弱并向西北方向移动, 直到北半球夏季北美南部北侧的低压完全建立起来为止。在低压及与其有关的从南美到北美的对流和降水季节变化期间, 热带太平洋最东部于北半球春季建立低压。与此同时, 沿赤道 SST 最高, 并产生弱的东西向 SLP 梯度。这就导致赤道东风伴随着风应力的收敛而减弱, 这种减弱意味着海水上翻受到抑制并减弱了向西的(或少量向东的)表层流, 从而太平洋最东部 SST 较高。如前所述, 由于最高 SST 轴线正好位于最低 SLP 东部, 所以一旦季节循环开始, 则无论实测还是模拟的整个距平场都西移。SLP 季节循环的演变和与此同时热带太平洋 SST 状况所造成的海洋条件通过相同的耦合距平产生冷暖事件, 由于北半球春季海陆差别的原因, 这要取决于海表气压梯度的强度。就是说, 当北半球春季到来时,

如果热带东太平洋的 SST 较低, 那么, 同南美东部较低的 SLP 比较, 热带东太平洋会出现较高的 SLP; 换句话说, 当北半球春季到来时, 如果热带东太平洋 SST 较暖, 则 SLP 较低。

本耦合模式没有充分模拟出印度洋和西太平洋发生的包括年循环和冷转暖(表现为 SLP 和降水的西移以及这些地区风应力异常同年循环的一致)的变化过程, 这也许同缺少西太平洋暖池及南太平洋风应力收敛区有关。实际上, 模式中东太平洋的海洋状态扩展到印度洋。由于模式的季节周期取决于同实测结果一样的年循环的调整, 所以本耦合模式能使东太平洋 SST 由冷转暖并恢复原状。事实上, 本耦合模式不存在西太平洋暖池, 即不存在形成于西太平洋并向西移动的 SST 异常区, 但本模式能在东太平洋产生 SST 异常并向西移动, 还可以弄清某些起源于东太平洋或西太平洋、SST 异常更显著的厄尔尼诺事件爆发时的不同特点。例如, 1982—83 年和 1986—87 年两次 SST 增暖事件表明, 大范围 SST 异常发生在西太平洋并向东移动, 对比之下, 由 Rasmusson 和 Carpenter (1982) 所作的 1982 年以前几次增暖事件的合作结果(图 6)表明, 大范围 SST 异常发生在东太平洋并向西移动。

为了探讨这些耦合过程对改变作用力的敏感性, 本模式首先把大气模式中风应力作用减弱到原来的 0.25, 而后取 5 年作试验。根据该试验作的 SST 季距平经度时间剖面图(图 8a)可与原耦合模式试验所作的同类 SST 距平图(图 5a)相媲美。实际上, 在减弱风应力作用的试验中既没有 SST 年变率, 也没有异常区的经向运动。SLP 和 SST 5 年平均季循环图(图 9)表明, SLP 或 SST 随时间几乎没有经度上的变化。这些试验结果意味着, 季节循环中“耦合强度”变化的概念与本耦合模式有关。这就是说, 在北半球春季, 当东太平洋 SST 最高时, 耦合系统最易于接受风应力作用下的强烈的耦合变化, 这种耦合

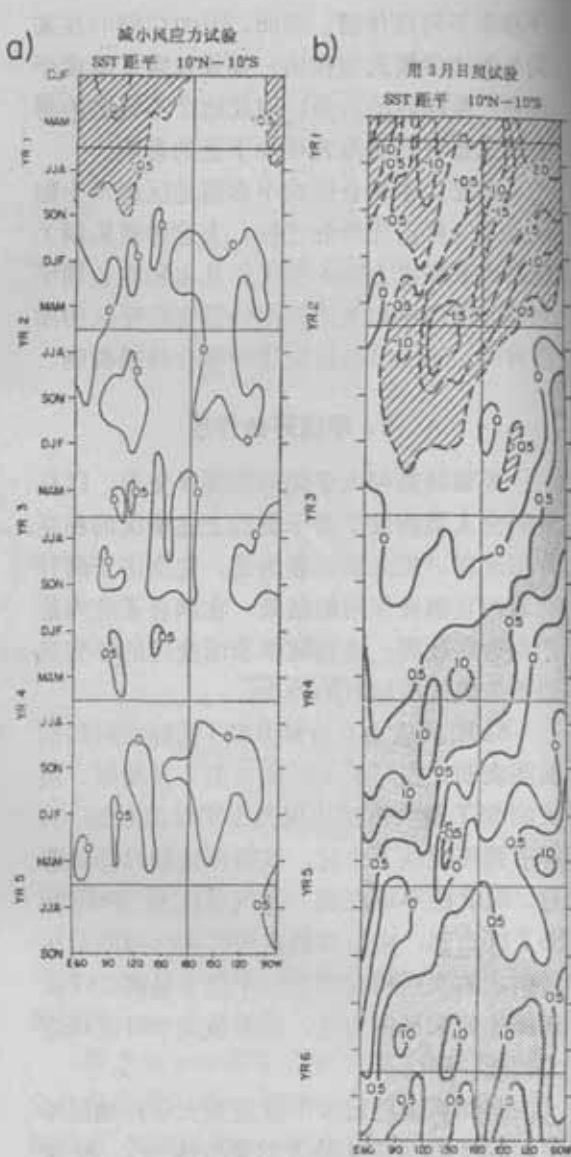


图 8 时间-经度剖面图。a. 季 SST 距平(单位 $^{\circ}\text{C}$), 把大气模式中风应力作用减小到原数值的 0.25 后的试验结果, 横线表示春夏季间的季节转换, b. 考虑了 3 月日照作用后所作 6 年试验

变化导致局地 SST 出现令人瞩目的响应。本耦合模式的试验结果意味着, 这种局地响应的强烈耦合机制包括东太平洋 SLP 的季节循环及相应的东西向 SLP 梯度的小幅度变化, 而 SLP 梯度的小幅度变化是海陆差别及相应区域风应力变化的结果。本模式中这种年循环的调整触发了与海气不稳定性有关的冷暖事件, 以往那些简单的耦合模式曾探讨过这

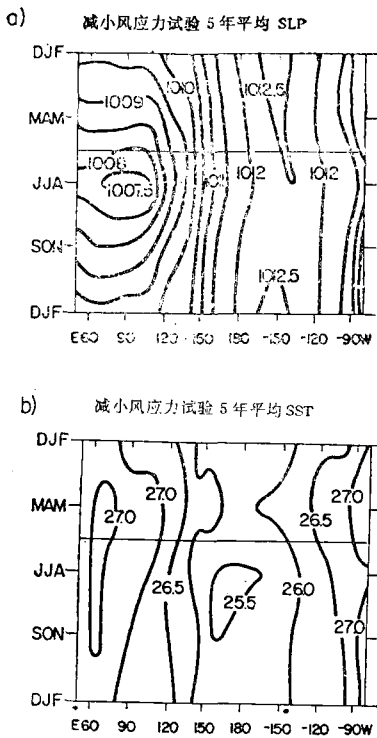


图 9 5 年季平均试验：大气风应力作用减少到原数值的 0.25 后的平均季节循环试验。a. SLP(单位：百帕)，b. SST(单位：度)

种不稳定性。如果“耦合强度”减弱（通过减弱风应力作用的强度从而减弱季循环作用），则 SST 振荡在本模式中消失。

第二项敏感性试验是用本耦合模式试验系列第 25 年 3 月中旬的日照值作 6 年试验，图 8 b 给出了考虑日照后 SST 距平的演变情况，该图是用 6 个 90 天的总平均中减去考虑了日照的 90 天的 6 年平均（90 天为一个季度）。由于赤道地区日照恒定，失去季节循环特征，所以图 8 b 中前几年的低 SST 同后几年相比表现为赤道热带海洋的增暖现象随时间而改变。同图 5 a 中的第 25 年相比，图 8 b 的 SST 距平图表明试验结果发生变化并表现出热带 SST 的年际距平特征。原试验第 25 年日界线以东的 SST 负距平持续发展并缓慢西移(图 8 b)。然而，在考虑了 3 月日照的第二项敏感性试验中，日界线以东的 SST 正距平区直到第 2 年年中才出现，然后在 90°W 附近徘徊一年，最后在原试验的第 4 年缓慢东移。原

试验中第 26 年年初开始并于这一年后期结束的增暖事件在第二项敏感性试验中没有出现。在第二项敏感性试验的第 5—6 年不存在任何显著稳定的 SST 距平区，因而也就不存在距平区向某个方向移动的问题。

本试验表明，即使本耦合模式中没有季节循环作用，距平区仍有可能偶尔形成并从东向西运动。这类似于 Philander 等人(1989)在粗网格耦合模式中用年平均日照所作的论述，他们把这一信息归结为“随机性”大气扰动作用。但是，如果在东太平洋没有季节循环作为触发机制，那么我们在本耦合模式中（考虑了季节循环）所看到的距平区的有规则的传播和分布就不会出现。

6. 总结和结论

全球粗网格耦合模式（谱分辨率(R 15) 全球大气 GCM 同 5×5 度经纬网格 的四层全球海洋 GCM 相耦合)的试验结果表明，该模式可模拟出实测系统中与热带东太平洋年际变率有关的一个方面，东太平洋地区的年际变率可通过调整该地区长期平均季节循环试验证明。如 Meehl 所述，本模式揭示的耦合过程看来同实测系统中存在的可解释包括了东太平洋耦合系统在内的南方涛动型强弱变化和季节从属关系的机制相似。图 10a—c 概括了本耦合模式中热带太平洋发生的 SST 冷转暖过程。如果模式先从 12 至 2 月热带太平洋 SST 相对较低时开始试验(图 10a)，则东太平洋地区活跃的对流、SLP 低压将同海平面上东西向的 SLP 梯度联系起来。这种 SLP 梯度产生非地转的近赤道海面西风应力异常，后者抑制了西太平洋的海水上翻现象。西太平洋海水上翻减弱使其海表层变暖从而使 SST 正距平区出现在西太平洋。到春季 3 至 5 月(图 10b)，太平洋最东部的暖水区仍伴随着活跃的对流、SLP 低压、高层辐散以及由带状箭头示意性表示的东西向热力正环流而存在。冷水区的西部维持着大范围的下沉气流和 SLP 高压；SLP 梯度同海表西风应力异常

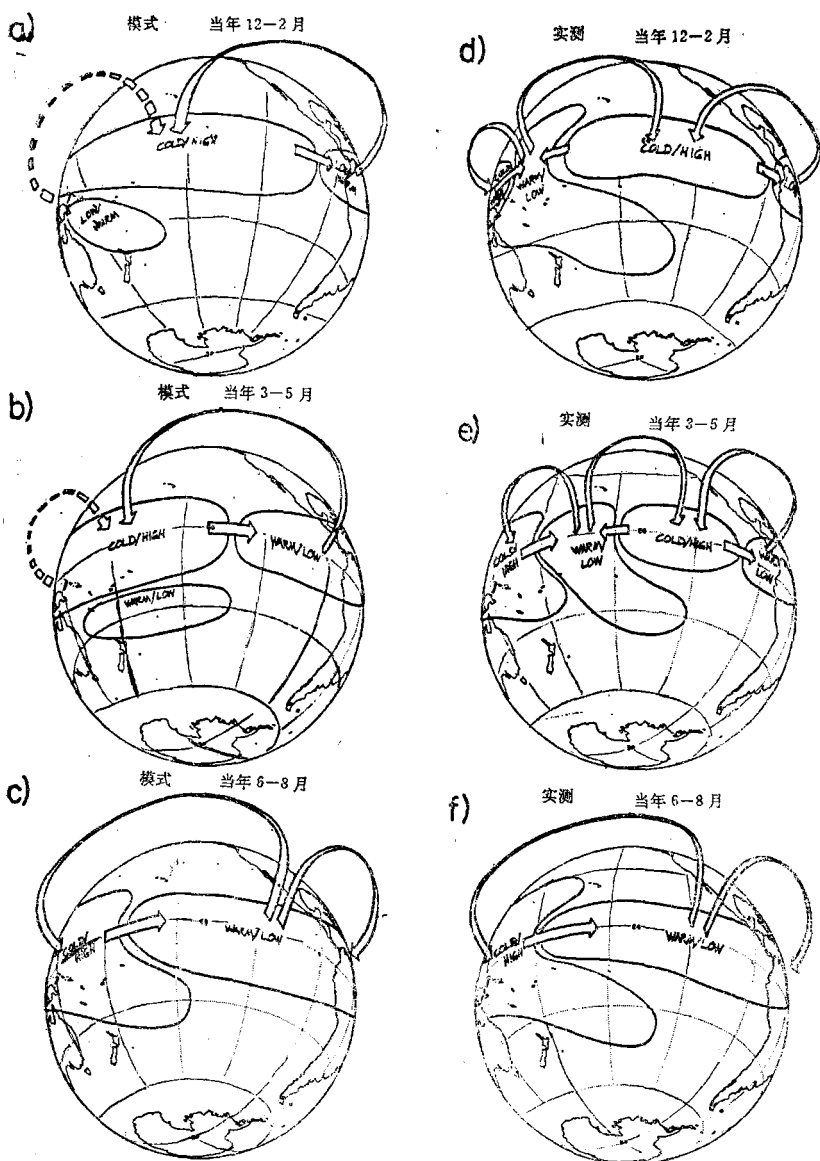


图 10 热带东太平洋冷转暖示意图。图 a, b, c 为模拟, 图 d, e, f 为实测。冷、高区表示 SST 低, SLP 高, 暖/低区表示 SST 高, SLP 低, 大箭头表示风应力异常方位, 带状箭头表示同热力对流/降水强弱相关联的大范围上升气流和下沉气流, 虚箭头表示气流大范围上升/下沉弱

相联系并抑制暖水区西部的水海上翻现象; 暖水区西部的 SST 变暖, 从而整个耦合距平系统西移。截至夏季 6 至 8 月(图 10c), 暖水区在热带太平洋西部完全形成, 由于下一年北半球春季时 SST 冷转暖的过程颠倒了过来, 恢复 SST 负距平的新阶段开始形成。

尽管耦合模式根据一种简便途径模拟出某些耦合过程和季节从属关系, 但实测结果

似乎要比模拟的复杂得多。图 10c—f 给出参与热带太平洋 SST 冷转暖的一些耦合过程。东太平洋的计算结果同耦合模式在图 10a—c 里模拟的情况差不多一样。Aceituno(1988)、Roplewski 和 Halpert(1989) 已根据南半球夏季的观测结果详细地论述了热带太平洋冷水区、SOI 正指数、低压和对流增强同热带南美降水之间的关系(图 10d), 但实测结果里

包含着其它一些耦合过程及西太平洋和南太平洋辐散区 (SPCZ) 的相互作用, 而本耦合模式没有考虑 SPCZ。本耦合模式尤其没有充分模拟出对流极大值区及其从北半球夏季印度季风区到北半球冬春季太平洋区的移动。如 Meehl 所述并象图 10d-f 所表明的那样, 当年冬季 12 至 2 月澳大利亚季风区的对流极大值 (图 10d) 被该地区前一年的年循环所形成的较暖的 SST 所强化, 当澳大利亚对流极大值区于春季 3 至 5 月移出 SPCZ 和热带中西部太平洋时 (图 10e), 则把冷 SST 留在它的后边。西太平洋暖水区也许通过同西太平洋西风应力异常有关的平流过程向东移动。两个 SST 正距平区直到当年夏季 6 至 8 月 (图 10f 同图 6c, d 比较) 才在赤道中太平洋汇合。然后冷暖转换完成并象图 10c 那样在该季节结束。就象各种各样的实测冷暖事件所表明的那样, 这些过程的不同组合可产生不同类型的冷暖转换。本耦合模式得出的一般结论是: 所有相关过程均发生在平均季节循环中, 且年际冷暖事件是同季节循环有关的耦合机制调整的结果。

主要结论:

1) 粗网格全球海-气耦合模式表明热带太平洋内部产生的活跃的年变率类似于实测 ENSO 现象的某些方面。

2) 在北半球春季期间, 本模式一系列耦合距平 (SST、SLP、风应力、对流与降水之间) 出现在太平洋最东部并向西移动。

3) 上述耦合距平的西移, 不轻易涉及 Rossby 波的向西传播, 否则, 无论是否考虑弱的纬向温度梯度和向西的平均平流 (太慢), 上述耦合距平似乎都是完全受向西传播

的 Rossby 波的制约 (可能由于粗网格模式失真, Rossby 波传播太快), 上述耦合距平的西移取决于一种耦合传播, 借以在海平面形成 SLP 梯度并同热带太平洋 SST 的先决条件和东太平洋海陆对比度联系起来, 致使非地转的近赤道西风应力异常并抑制其西部海水上翻。这就造成西部 SST 变暖并把整个耦合距平系统向西拉。Hovel 曾提出这类耦合作用以解释东太平洋长期平均季节循环。这种不稳定的耦合模式可能是在一些较简单的力学模式中所见到过的一种新颖见解。

4) 东太平洋 SST、SLP、风应力等平均季节循环在实测记录里和模式里都被调整处理过, 以便通过同一耦合过程产生年际冷暖事件。减弱耦合强度 (减小风应力作用), 则年变率和季节从属关系消失; 不考虑季节循环, 则改变年际冷暖事件的固有的规则的演变。

由于本模式 (及实测结果) 中冷暖转换仅以热带太平洋 SST 和北半球春季期间年循环的改变为先决条件, 所以耦合系统可能会象实测情况一样存在一种特有的两年周期趋势; 即, 如果北半球春季期间热带太平洋地区存在冷水区, 则耦合系统会使该冷水区变暖, 反过来说, 如果开始时存在暖水区, 则使其变冷。然而象实际海洋大气系统一样, 多年事件干扰两年周期趋势。这些多年事件的起因尚在探讨之中, 海洋上层的热量存储好象是产生多年事件的原因。

杨义文译自 *Journal of Climate* Vol. 3, No. 1, 1990

王世平校