

热带太平洋异常暖水期的大尺度 海洋-大气相互作用

刘家铭

(美国宇航局戈达德大气科学实验室/戈达德空间飞行中心)

提 要

本文利用一个简单的海气耦合模式研究了赤道太平洋异常暖水期 (El Niño) 的大尺度海气相互作用效应。研究主要集中于有关 El Niño 期间在热带太平洋上空观测到的二元自然态可能存在的海气反馈机制问题。数值实验的结果表明, 西太平洋和东太平洋上空的表面风在相互作用中起着明显不同的作用。相互作用的净结果是沿赤道产生一个持久缓慢西移的正海平面温度距平, 这与观测相符。同时也表明, 由于太平洋 Walker 环流和大尺度海洋异常之间的耦合作用的结果, 一个相互作用系统较之非相互作用系统更可能支持强 El Niño 事件。

一、前 言

近来国际气象和海洋界对于研究热带太平洋异常暖水期(即 El Niño 现象)和大气环流、南方涛动 (Southern Oscillation) 的相关这个题目, 掀起了空前的热潮, 其中大部分有关观测方面的气象论文如 Bjerknes^[1]、Ramage^[2]、Horel 和 Wallace^[3] 等都集中在固定海温对大气环流的影响, 而海洋有关论文如 Wyrki^[4]、Hiky^[5] 等则注重在指定海面风力下, 大气对海温、水流和斜温层变化的影响。以上两种论文虽都曾提到海气相互作用的重要性, 但均没有对此作更深的研究和讨论。

在研究热带太平洋海气相互作用中的一个重要方面, 就是异常海温, 异常海平面高度和 Walker 环流之间的关系问题。Wyrki^[4] 和刘家铭^[7] 等曾指出 El Niño 暖水期的出现, 是太平洋大尺度海气耦合系统中一个二元自然态 (Bimodal climatic state) 间演变的反应, 这两个元态 (mode) 各有不同的海温、海平面高、斜温层和大气潜热源、对流中心等的不同分布。因此研究这两个自然态的成因和元态间的转变, 将对明了 El Niño 暖水的出现和各种有关问题会有很大裨益。

过去在研究海洋和大气问题中, 对 El Niño 这样的时间尺度, 用海-气整体观念为出发点的理论研究如凤毛麟角, 其中有 Mewilliams^[8] 和刘家铭^[9] 等用简单的海-气耦合模型作动力方面的研究及李麦村^[10] 的随机过程研究。不过, 从纯海洋动力学观点出发的 El

1983年5月26日收到, 1984年4月10日收到修改稿。

Niño 的理论研究却很多。目前海洋界大致上都公认 Wyrki 首先提出的西太平洋遥迫 (Remote forcing) 理论对于解释 El Niño 暖水的出现是最成功的。当然,这个理论也有它的局限性,例如,它不能解释为何某些 El Niño (如 1972 年)比其他的强得多,或为何暖水出现的时间可从几个月到几年之久等。另外,观测所得从西太平洋海面东风减弱至东太平洋水温增加的时间也和理论 Kelvin 波传播所需时间有出入。Wyrki 遥迫论和实际的一些不符,很可能是因为没考虑海-气相互作用的影响而引起的。刘家铭^[6]就曾提出赤道 Kelvin 波东传的速度,是会因海-气相互调整而减弱的。本文就基于以上观点,用一个简单的海洋-大气动力模型来研讨海-气耦合问题。这里,我们不考虑热力作用;海-气之间的联系函数是由观测决定。因此,本文所讨论的只是热带海洋和大气相互调态的基本性质。

二、热带太平洋海洋-大气系统里的一个双元自然态

首先,我们讨论所谓太平洋海-气双元态的一些已知重要特性,详细的请参看文献[6—7]。双元态中第一态的特点是:很强的异常凝结热源和对流中心在婆罗洲和印度尼西亚近海大陆附近;太平洋赤道附近海面东风很强,因而 Walker 环流也强。西太平洋有异常暖水,水平面高,而东太平洋反之。这个态对应于干旱和冷水情形,以下简称干/冷态。第二个元态有以下特性:对流中心和热源在中太平洋,国际日界线附近雨量特多,而在印尼爪哇群岛有相对的干旱现象。西太平洋海面东风减弱,甚至有西风出现;Walker 环流减弱,东西太平洋水温差别小,相对地东太平洋有异常暖水和较深海洋斜温层。这个元态以下简称为湿/热态。以上两元态就是本文讨论的基础。在通常情形下,这两个元态的大气环流存在着高频和低频的互相转换和起伏,El Niño 起伏时间属于低频,故以海水潜热和感热输送为主的缓慢过程是不可缺的成份。这个双元态的一个简化模式结构见图 1。

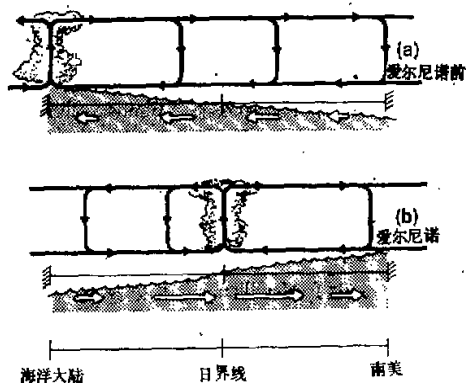


图 1 热带太平洋海洋-大气系统双元自然态的模式结构

三、海-气相互作用动力模型

1. 大气模型

我们用 Gill^[11] 和刘家铭等^[12]的方法求出在赤道 β -平面上两层模型斜压态对热源响应的解。假如热源有以下形式:

$$Q(x, y) \propto \exp[-\alpha^2(x^2 + y^2)] \quad (1)$$

其中 $\alpha = (gH_e)^{-1/4}(\beta)^{1/4}$, H_e 是热带大气的相当高度。应用上述模式可分别解出东西和南北风分量 (详见文献 [12])。图 2 给出的平衡态解是, 一个在热源东面的 Kelvin 环流, 一

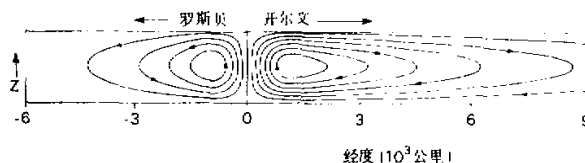


图 2 大气模型在 x - z 平面上的流场结构。在 $x = 0$ 处有热源

个在西面的 Rossby 环流。这两个环流是我们大气模型内 Walker 环流的基本结构。要注意的是这个环流的东西非对称性。它们的水平范围差不多呈三与一之比, 这是理论 Kelvin 波和 Rossby 波在赤道 β -平面近似下位相速度之比。以下我们就用这个东-西风在经圈方向的分布作为激发海洋水流和水平面变化的原动力。大气的强迫函数则用参数法表示, 由海温平均梯度来决定 (见下二节)。

2. 海洋模型

在赤道附近的海洋模型, 我们用以下的正压、非线性方程式组:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial u_0}{\partial t} + u_0 \frac{\partial u_0}{\partial x} + v_0 \frac{\partial u_0}{\partial y} + \beta y v_0 &= -g' \frac{\partial h}{\partial x} + A \nabla_h^2 u_0 + \tau^u \\ \frac{\partial v_0}{\partial t} + u_0 \frac{\partial v_0}{\partial x} + v_0 \frac{\partial v_0}{\partial y} + \beta y u_0 &= -g' \frac{\partial h}{\partial y} + A \nabla_h^2 v_0 + \tau^v \\ \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (h u_0) + \frac{\partial}{\partial y} (h v_0) &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

其中 u_0, v_0 代表东西、南北水流速, h 是斜温层厚度, A 是扩散系数, τ 是作用在海面的风应力, g' 是修正重力常数。在通常情形下 h 值大海温则高。必须指出, 用 h 来代表海洋表面温度, 目前在海洋学上还时有争论。显然在短时间小尺度的具体情形下, 两者不一定等价。在西太平洋两者的相异尤大。但在比较长时间、大尺度变范围内相对来说还是成立的。为方便起见以后我们用 TDA 来代表斜温层厚度的距平, 且假定它和海温距平等价。

我们这个海洋模型, 是模拟赤道附近太平洋海域, 故此东西边界条件用 $u_0 = 0$, v_0 和 h 与边界对称。而南北两面在 15°N 和 15°S 就用开边界条件, 不允许有能量反射。这个初值问题用数值解给出, 使用的是能量守恒格式, u_0, v_0, h 取跳点网格^[13], 海洋流场的强

迫函数是下式的表面风应力:

$$\tau = \tau_s + \tau_i + \tau_e \quad (3)$$

其中 τ_s 代表观测所得的年 and 半年周期海面风应力变化; τ_i 是海-气相互作用所产生的部分, 可由大气模型地面风求得 (见下节); τ_e 是除 τ_s 、 τ_i 和这个联合系统之外的所有强迫力, 统称为外界风力。(3)式是在海洋动力学上一个很通用的模型。McCreary^[14]和 Busalacchi^[15]等就曾用这个模型研究在 El Niño 期海温对风应力强迫作用的响应。我们这里最大的不同处是考虑它和大气之间的相互作用。

3. 海-气耦合参数化

要决定海洋和大气之间的相互作用, 我们根据观测得到的风应力与 El Niño 的关系、双元自然态和上面提及的动力观点, 把 τ_i 写成大尺度海温梯度的函数, 我们用如下的方程求风应力:

$$\tau_i = \frac{-\rho_a C_D |V|}{2\rho_0 H_0} u_s \quad (4)$$

其中 ρ_a 是空气密度, ρ_0 是海水密度, C_D 是曳拖系数, $|V|$ 海面风速绝对值, 在这里为常数, H_0 是海洋斜温层厚度, 在热带是一个常值, u_s 是从图 2 中的低层风求出 (详见文献 [12])。图 1 所示的双元自然态用以下的强迫函数 Q 来表示:

$$Q(x, y, \theta) = \begin{cases} Q_{(w)} \exp[-\alpha^2(x^2 + y^2)] & \theta \geq 0 \\ Q_{(e)} \exp[-\alpha^2(x - x_c)^2 + y^2] & \theta < 0 \end{cases} \quad (5)$$

其中

$$Q_{(w)} = \sigma(\bar{h}_w - \bar{h}_E) \quad (6)$$

$$Q_{(e)} = \sigma(\bar{h}_w + \bar{h}_E - 2\bar{h}_M) \quad (7)$$

$$\bar{h}_w = \frac{1}{\Delta W} \iint^{\Delta W} h dx dy \quad (8)$$

$$\bar{h}_E = \frac{1}{\Delta E} \iint^{\Delta E} h dx dy \quad (9)$$

其中 ΔW 、 ΔE 是海洋模型范围内的西半和东半部, 分别代表西、东太平洋的表面积, σ 是热耦合参数, $\bar{h}_M$ 代表中纬度一个 TDA 值, x_c 是国际日界线的经度。

θ 有以下定义:

$$\theta = Q_{(w)} - Q_{(e)} \quad (10)$$

$Q_{(w)}$ 从大于变成小于 $Q_{(e)}$ 时, 强迫函数的中心由太平洋西端 ($x = 0$) 移到太平洋中部 ($x = x_c$), 故此在干/冷态中, $Q (= Q_{(w)})$ 的强度是大尺度东西海温梯变的函数, 而在湿/热态 $Q (= Q_{(e)})$ 是由南北海温梯度所决定。故此东西异常温差愈大, Walker 环流愈强, 而热源偏于太平洋西端。在南北平均海温梯度大于东西时, 热源移至中太平洋, 而 Walker 环流就决定于南北的水温差。海面的海-气相互作用风应力 τ_i , 就从 $Q_{(w)}$ 和 $Q_{(e)}$ 相对应的地面风 u_s 求得。

热耦合参数值, 可由下式求得^[9]:

$$\sigma = \frac{2gRC_D|V|}{P_a\alpha_0H_0} \quad (11)$$

式中 P 是海面气压, α_0 是海水热胀系数, R 为气体常数。在以下的数值实验中, 我们不考虑年和半年周期的表面风变化, 故此 $\tau_s = 0$ 。

四、赤道附近海洋对固定风应力强迫作用的响应

在这一节中, 我们讨论非耦合情形下热带海洋对风应力强迫作用的响应, 下一节讨论与海-气耦合情形的比较。由于这里的结果已为前人研讨过, 故不冗述, 仅作简要介绍。

表 1 把模型数值试验的常数列出, 在非耦合情形下 $\tau_i = 0$, 我们把整个海洋用海面风相对于经向风为 -5 米/秒的 τ_e 来带动 80 天, 然后在海域西半部的东风按下列方程递减。

表 1 海气模型的常数

大 气	海 洋
$L_e = 800$ 千米	$g' = 2.45 \times 10^{-2}$ 米 $\cdot$ 秒 $^{-2}$
$\sigma = 0.2$	$\beta = 2.25 \times 10^{-11}$ 米 $^{-1}$ $\cdot$ 秒 $^{-1}$
$\alpha = 0.5$	$H_0 = 175$ 米
$\sigma = 1.9 \times 10^4$ 秒 $^{-1}$	$K = 2.2 \times 10^{-3}$ 秒 $^{-1}$
	$A = 10^{-2}$ 米
	$\Delta x = 0.6^\circ$; $\Delta y = 0.5^\circ$
	$\Delta t = 4$ 小时
	$\Delta W = \Delta E = 1.8 \times 10^7$ 千米 2

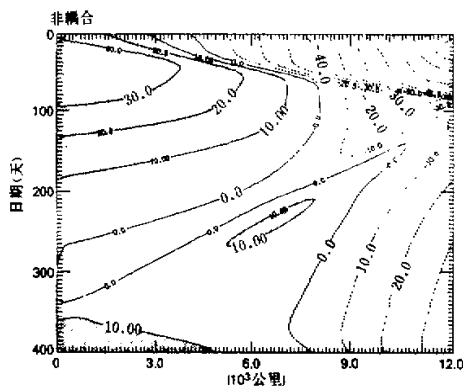


图 3 在无海-气耦合情形下 (NINT), 海洋受外界海面东风突减后, 斜温层距平在赤道和经向的变化, 等高线距为 10 米

$$\tau_e(x, t) = \frac{1}{2} \tau_e(0) [1 + E_r f(x - x_0(t)) / L_w] \quad (12)$$

其中:

$$x_0(t) = \begin{cases} \frac{1}{2} L_w \sin^2(\pi t / 120) & t < 60 \text{ 日} \\ \frac{1}{2} L_w & t \geq 60 \text{ 日} \end{cases}$$

L_w 是海洋模型区域的東西距离。据文献[9]从风力递减开始, 60 天后东风区就退缩到海域东半区。在 120 天后, 外界风就维持不变。以上是西太平洋遥迫理论中激发海洋 Kelvin 波的一种方法。图 3 表示在赤道上 TDA 随时间和经度的变化。从 0 天开始, 西太平洋海面外界东风减弱, 很清楚地可以看见一个 Kelvin 波的锋面从西向东传播, 在减速之后约 80 天抵达东岸, 这个 Kelvin 波把暖水从西带到东, 在东岸引起斜温层的深度剧增, 继而反射引起在赤道附近向西传的 Rossby 波包, 这个波包在西传期间, 引起了太平洋中部的水温与斜温层深度的起伏。在 Kelvin 波在东岸反射后 8 个月左右, 这个 Rossby 波包就抵达西岸, 但因为沿途波频散和摩擦扩散过程的影响, 使波包的能量逐渐递减。

以上的描述和 El Niño 水温和水位高的演变过程大致吻合^[14]。其中最大不符处就是从观测所知,暖水的西传是一个缓慢过程,有时暖水停滞在中太平洋不动甚至增强,而以上模型的 Rossby 波在中太平洋引起的水位升高不大且短暂,在短短三个月的时间内就消失了。

五、海-气耦合下的海洋-大气受迫响应

从上节的同一初始和外界风强迫条件,我们把模型海洋-大气耦合系统重新积分一次,求解时,海-气相互作用的强迫函数 τ_i 和 Q 各由(4)和(5)式求出,图 4 示出 Walker 环流和 TDA 在不同时间的剖面图。

在前 6 个月内耦合系统的大气热源于西太平洋成干/冷态,图 4a 中可见极强的 Walker 环流,西太平洋水位高,东太平洋则反之,相对于海水西暖东冷的情形。在 100 天左右约等于 Kelvin 波抵达东岸两个月后,因为东西水位向平衡调整的缘故,整个太平洋的平均水位亦即水温相对提高,使海-气耦合系统进入湿/热态,此时大气热源已跳到中太平洋赤道附近。在 280 天(见图 4c)中太平洋的大气对流剧增,而正号 TDA(暖水)从东向西缓慢移动,海水继续从海域东西两端聚积在中太平洋。到 360 天时(图 4d)暖水已移到国际日期界线以西,几乎停滞不动,此时东太平洋水位开始回复,水温降低,使东西平均水温差再次增加,整个耦合系统再跳回干/冷态,大气热源重回到西太平洋。由于能量的消耗和频散,此时 Walker 环流强度已大减。

图 5 示出赤道上 TDA 在时间和经度的变化,和图 3 比较,容易见到在激发海洋扰动初期,因有海-气相互作用,东西水位差比在没有相互作用时要大得多,这表示 Walker 环流和东西水位差成正反馈。这种过程其实已蕴藏在

耦合参数化公式里,物理意义就是东西水温差愈大,则海面东风愈强,即互相增长。因此,因外界风减弱而激发的 Kelvin 波的振幅在有海-气作用下特别强大,使得在东岸 El Niño 水温增加的幅度也特大。

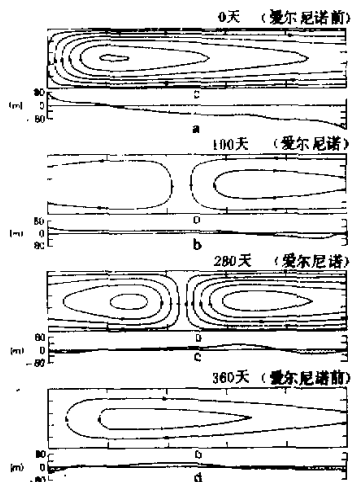


图 4 Walker 环流和 Thermocline depth 在赤道的剖面图

(a)-(d)各表在 0、100、280、360 天的情形

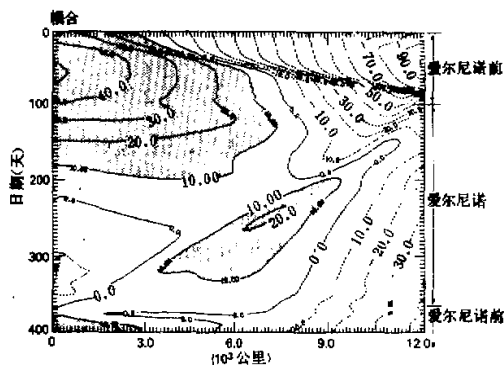


图 5 同图 3,但是在有海-气耦合情形下的变化

对于海面风和水温差的反馈作用,我们作以下进一步的讨论。在湿/热态盛期,于热源东边产生了强烈海面东风,而西边则是海面西风。因此,原先在初始时西太平洋减弱的外界东风得以助长,而在东太平洋的海面东风在湿/热期不仅不减弱,甚至还可能出现加强的情形。故此假如开始时东风是在整个海域平均地递减,因海温西移和热源东移所引起的是在西太平洋有正反馈过程,东太平洋为负反馈过程,这过程使得东太平洋暖水带因东风加强而很快消失。另外,因为暖水继续从西面传过来,整个暖水带就往西移。理论上假如中太平洋海面的潜热和感热能够不停地输送,维持大气热源在中太平洋上空,这个湿/热态就可以维持很久。在(5)–(10)式的参数中东西水位梯度再增加到一个临界点(这里是要东西水位差大于东西平均水位),则海-气系统再次跳回干/冷态。这个非线性过程实际上是需要动力和热力的互相配合,不能用我们这个简单的模型来代表,以上所提和实际观测也相吻合,因为海面东风减弱通常是出现在西太平洋不在东太平洋。我们的试验结果指出东西太平洋的不对称和双元态的变换而引起的东西不同的反馈过程有密切的关系。

六、能量演变过程

从能量观点来看,海洋的适应过程就是通过波的频散把初始不平衡的能量分布到一个平衡态里,而 El Niño 暖水的出现就是流场在适应期间发生的一个现象,在我们的海洋模型里,有效能量可用下式求得:

$$E = \frac{1}{2g} \iint [h(u^2 + v^2) + (h - gH_0)^2] dx dy \quad (13)$$

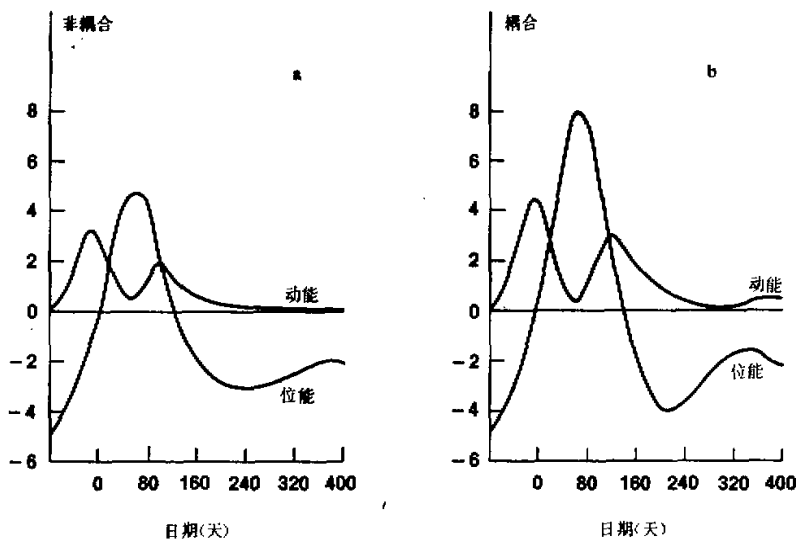


图 6 位能和动能演变图

a: 非耦合情形, b: 耦合情形, 单位为 10^4 焦耳/米²

图 6 表示整个海洋区域的动能和位能在时间上的变化,可见在耦合和非耦合情形下,能量曲线形状大致一样,也表示在两者之间的能量演变过程不变,只是在有耦合情形下,振幅特大。在起初外界东风强迫期,位能增高,风减弱后位能变为动能,水流速度增快。因为我们的海洋模型是非闭合系统,能量可从南北边界外流,因摩擦而消耗。图 6 示出由于海-气相互作用,使整个系统的能量增加,结果在不平衡情形出现时,适应过程就很剧烈,振幅特大。

七、El Niño 强度和海面外界东风持续减弱时间的关系

由于上几节我们看到 El Niño 产生的先决条件是要在西太平洋外界海面东风先减弱,然后才触发一连串的扰动,这一节我们考虑的问题是究竟东风要减弱多久的时间,才会有像 El Niño 的海温在东太平洋出现呢?

我们用以上模型做了两组数值实验,第一组用非耦合模型 ($\tau_i = 0$),另一组用耦合模型 ($\tau_i \neq 0$)。实验的头 80 天都是用 5 米/秒的海面外界东风把海洋带动,然后外界风在西半球域突减为零,经过 $T_R = 20, 40, 60, 120$ 日后又回复原来的外界东风。我们用在东海岸 TDA 的时间变化 $\frac{\partial h}{\partial t}$ 作为 El Niño 强度的标准,图 7 是 $\left(\frac{\partial h}{\partial t}\right)_{\text{东岸}}$ 和 T_R 的关系图,可见在同一外界东风减弱时间 T_R ,耦合比非耦合情形下的 El Niño 要强大。在 $T_R > 120$ 日时,两者都趋向不同的渐近值,这个情形,可以如下理解,海洋的适应时间——这里可以看成是 Kelvin 波从西岸到东岸的传播时间,这个时间在我们的模型里大约为 80—100 天,所以只要东风减弱的持续时间比海洋适应的时间要长,使海洋有充分利用 Kelvin 波作适应运动的时间,那末 El Niño 的强度就大。在指定的 El Niño 强度下,外界东风减弱在非耦合情形下要比耦合情形持久 (T_R 较大)。假如指定的 El Niño 过大,则不管风减弱多久非耦合系统可能永远无法达此强度。换言之,强大的 El Niño 在海-气耦合情形下

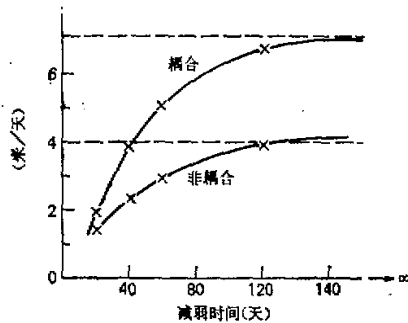


图 7 $\left(\frac{\partial h}{\partial t}\right)_{\text{东岸}}$ 对减弱时间 T_R 的函数

比较容易产生。另外一点要指出,在 T_R 小时,这两个系统的反应都小,这是因为如果东风减弱只短暂维持,海洋无法适应,海-气相互作用不能起作用。当 $T_R \leq 40$ 日时,在赤道

TDA 的时间和沿经度变化(图略), Kelvin 波的讯号尚可见, 但 Rossby 波的反射讯号就很弱了。在实际观测上, 这种低振幅的讯号通常和背景噪声混淆不清, 很难分辨出来。

八、结 论

本文首次提出在赤道 β -平面上的海-气耦合动力模型, 对太平洋异常暖水期的海洋-大气反馈过程作出初步的研究, 从数值试验结果我们指出: Walker 环流和东西太平洋大尺度水温差是成正反馈的, 即水温差愈大, Walker 环流愈强, 此时海-气系统属于干/冷态。在加强海-气相互作用下, 所产生的 El Niño 愈大。在湿/热态期, 东西太平洋海面风对海温的相互作用完全不同, 其合成结果是使暖水缓慢西移至中太平洋。假如海-气之间的能量不断输送, 则中太平洋暖水和上空热源可以维持很久。文中指出, 在东太平洋的遥响应, 要在西太平洋东风减弱前有大量位能增加, 才能演变成强 El Niño。这个位能的增加, 可以在干/冷态时达成。外界风突减时位能就变成动能, 水流急速东流, 东太平洋水平面暴涨, 海-气系统进入湿/暖态。这种非线性的振荡要在海-气相互作用下才能产生, 先决条件是西太平洋外界海面东风先减弱一段时间, 使海洋在适应过程中把扰动 Kelvin 波传到东岸。

这里必须指出, 我们的模型没有考虑热力过程, 双元态的变化是用参数方法表示。实际上, 热源的东移和大气的低层湿度、大气稳定度、水气辐合以及水面热能的输送等等物理过程有密切关系。从这点来看, 本文的工作仅是初步的, 上述各方面的过程对大尺度海-气相互作用的影响, 极需更深入的研究。

参 考 文 献

- [1] Bjerknes, J., *J. Phys. Oceanogr.*, **2**, 212—217, 1972.
- [2] Ramage, C. S., *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 234—242, 1975.
- [3] Horel, J. D. and Wallace, J. M., *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813—829, 1981.
- [4] Wyrtki, K., *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 572—583, 1975.
- [5] Hickey, B., *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 460—475, 1975.
- [6] Wyrtki, K., *J. Marine Jech. Sci.*, **16**, 3—10, 1982.
- [7] 刘家铭, 陈灏, *J. Atmos. Sci.* (in Press), 1983, a, b.
- [8] McWilliams J. C. and Gent, P. R., *J. Atmos. Sci.*, **35**, 962—989, 1978.
- [9] 刘家铭, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 246—261, 1981.
- [10] 李麦村, 海洋学报, 第三期, 382—389, 1981.
- [11] Gill, A. E., *Quart. J. Royal. Meteorol. Soc.*, **106**, 447—462, 1980.
- [12] 刘家铭, 林浩, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 336—353, 1982.
- [13] Grommeltveld, A., *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 384—404, 1968.
- [14] McCreary, J. P., *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 632—645, 1976.
- [15] Busalacchi, A. J., and O'Brien, J. J., *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 1929—1951, 1980.
- [16] Rasmusson E. H. and Carpenter J. H., *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354—384, 1982.

LARGE-SCALE ATMOSPHERE-OCEAN INTERACTION DURING EPOCHS OF WARM SEA SURFACE TEMPERATURE OVER THE TROPICAL PACIFIC

Liu Jiaming

(Goddard Laboratory for Atmospheric Sciences NASA/Goddard Space Flight Center)

Abstract

In this paper a simple air-sea coupled model is used to investigate the effect of large scale air-sea interaction during epochs of anomalous warm sea surface temperature over the equatorial Pacific (El Nino). The study focus on the possible atmosphere-ocean feedback mechanisms in relation to a bimodel climatic state over the tropical Pacific observed during El Niño (Wyrtki, 1982 and Lau and Chan 1983 a, b). Results of the numerical experiments show that the surface wind over the western Pacific and that over the eastern Pacific play markedly different role in the interaction. The net result of the interaction is the generation of a persistent, slowly westward propagating positive sea surface temperature anomaly along the equator in agreement with observation. It is also suggested that as a result of the coupling between the Pacific Walker circulation and the largescale oceanic anomaly, an interactive system is more likely to support a strong El Niño than a non-interactive system.