

热带大气和海洋运动的频率差异在 海气系统演变中的作用*

严邦良

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘 要 对热带太平洋地区 850 hPa 纬向风场, 海表温度场月平均距平进行了谱分析。结果表明: 纬向风距平与海表温度距平的振幅在 El Niño 或 La Niña 期间同时增长, 而在其他期间, 波振幅随时间呈相反变化趋势。在 El Niño 或 La Niña 事件发展期间, 纬向风距平的位相角与海表温度距平位相角的差值在 90° 左右, 而在事件的衰减期间, 它们的位相角的差值在 0° 左右。本文还利用长波近似, 海洋对大气加热取局地热力平衡近似时的简单热带海气耦合模式, 研究了大气变量和海洋变量位相差随时间变化对海气耦合解的影响。在海气耦合模式中, 当大气模式取为非定常时, 大气和海洋 Kelvin 波之间以及 Rossby 波之间存在着能量转换, 使大气和海洋波振幅呈相反变化趋势。此时, 耦合波振幅随位相差的变化没有共同的增长或衰减区间。大气 Kelvin 波与海洋 Rossby 波或大气 Rossby 波与海洋 Kelvin 波相互作用时, 波振幅随位相差的变化存在着相同增长和衰减区间, 它们的振幅要么同时增长, 要么同时减少。当大气模式取为定常时, 因为相互作用波之间的位相差是一常数, 波振幅随时间无限制增长。本文还在大气模式取为非定常和定常两种情况下, 对海气耦合模式进行了数值求解。结果表明, 当大气模式取为非定常时, 数值解随时间的变化趋势跟观测结果有较好一致性, 当大气模式取为定常时, 数值解随时间的变化趋势跟观测结果差别较大。

关键词 海气相互作用 海气扰动位相差 耦合波

1 引言

对于简单海气耦合模式解的性质有许多研究^[1~8]。在他们的研究中, 所得到的海气耦合不稳定波, 在时间上是周期性的。当选择适当的参数, 可以使某些波长的周期为一个 ENSO 循环的平均时间。但是当参数和波长被选定之后, 不稳定波的相速度的大小及传播方向就被固定, 它或者是东传的, 或者是西传的, 其振幅也是一直处于不稳定增长中。同时, 人们还发现, 由于海气相互作用, 某些海气耦合波的传播速度和没有耦合之前的自由波速度相差较大, 有的甚至改变了传播的方向^[9~11]。在以上提到的这些研究中, 只描述了大气和海洋中具有相同频率耦合波的特点。在实际大气和海洋中存在着多种频率的运动和它们之间的相互作用。因此, 研究大气和海洋中不同频率运动的耦合波解的特点是本文的主要目的之一。

在 ENSO 循环机制的研究中, 有些作者把大气模式取为定常^[2,7,8,11], 但是实际大气

1997-07-27 收到, 1998-02-24 收到再改稿

* 国家自然科学基金项目“热带风应力异常在 ENSO 事件形成中的作用”(49475254) 和重点项目“关于季风与 ENSO 循环相互作用研究”(49635180) 共同资助

是非非常的。大气每时每刻都是在运动着的。大气取为定常以后, 它将会给整个耦合系统带来什么影响, 这也是需要研究的一个问题。

2 模式方程和解法

2.1 模式

大气和海洋都利用写在赤道 β 平面上的浅水波方程, 取长波近似, 且海洋对大气的加热取热力局地平衡近似。经无量纲化及变量代换^[6], 有

大气方程:

$$\frac{\partial q_{a,0}}{\partial t} + \frac{2\pi\varepsilon^{-1/2}}{L} \frac{\partial q_{a,0}}{\partial x} = \sum_{n=0}^N a_{n,0} q_{s,n} - \eta q_{a,0}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial q_{a,n}}{\partial t} - \frac{2\pi\varepsilon^{-1/2}}{L} \frac{1}{2n-1} \frac{\partial q_{a,n}}{\partial x} = \sum_{m=0}^N a_{n,m} q_{s,m} - \eta q_{a,n}. \quad (2)$$

海洋方程:

$$\frac{\partial q_{s,0}}{\partial t} + \frac{2\pi\varepsilon^{1/2}}{L} \frac{\partial q_{s,0}}{\partial x} = \sum_{m=0}^M b_{m,0} q_{a,m} - \zeta q_{s,0}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial q_{s,n}}{\partial t} - \frac{2\pi\varepsilon^{1/2}}{L} \frac{1}{2n-1} \frac{\partial q_{s,n}}{\partial x} = \sum_{m=0}^M b_{m,n} q_{a,m} - \zeta q_{s,n}. \quad (4)$$

其中 L 为模式区域的无量纲长度, 本文取相当于有量纲长度为 160° 。 $0 \leq x \leq 2\pi$ 。 M, N 为经向模的最大截断阶数。 $a_{n,m}, b_{m,n}$ 为 $(M+1) \times (N+1)$ 阶矩阵的元素。 η, ζ 为摩擦系数, 其余符号同文献[6]。 当 $M=N=10$, 海气相互作用参数 $\alpha=1.146 \times 10^{-1}$, $\gamma=4.32 \times 10^{-8}$, $\varepsilon=c_s/c_a=2.89/40=0.07225$ 时, $a_{n,m}, b_{m,n}$ 各元素取值如表 1、表 2。 从 $a_{n,m}, b_{m,n}$ 的表达式可以看出, 它们的大小跟耦合参数有关, 而它们的符号跟耦合参数无关。

表 1 $a_{m,n}$ 的值

10^{-4}

m	n										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	-1352.7	0.0	-2740.6	0.0	-1575.8	0.0	-1169.1	0.0	-920.1	0.0	-743.3
1	0.0	-678.2	0.0	-1549.3	0.0	-1498.7	0.0	-1400.7	0.0	-1285.4	0.0
2	-361.8	0.0	-846.4	0.0	-722.2	0.0	-700.0	0.0	-678.4	0.0	-650.5
3	0.0	-4.4	0.0	-170.5	0.0	-307.1	0.0	-419.9	0.0	-507.3	0.0
4	143.8	0.0	341.4	0.0	263.8	0.0	168.6	0.0	55.7	0.0	-61.5
5	0.0	48.1	0.0	171.8	0.0	276.2	0.0	322.6	0.0	319.9	0.0
6	-86.1	0.0	-195.2	0.0	-105.7	0.0	16.6	0.0	135.7	0.0	231.9
7	0.0	-46.7	0.0	-155.7	0.0	-218.6	0.0	-204.2	0.0	-138.7	0.0
8	59.4	0.0	123.1	0.0	24.7	0.0	-97.2	0.0	-188.5	0.0	-233.1
9	0.0	43.7	0.0	135.3	0.0	161.1	0.0	103.6	0.0	8.2	0.0
10	-43.8	0.0	-80.1	0.0	20.7	0.0	127.8	0.0	179.9	0.0	172.3

表 2 $b_{n,m}$ 的值 10^{-4}

m	n										
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	503.0	0.0	-1019.1	0.0	585.9	0.0	-434.7	0.0	342.1	0.0	-276.4
1	0.0	252.2	0.0	-576.1	0.0	557.3	0.0	-520.8	0.0	478.0	0.0
2	-134.5	0.0	314.7	0.0	-268.5	0.0	260.3	0.0	252.3	0.0	241.9
3	0.0	-16.6	0.0	63.4	0.0	-114.2	0.0	156.1	0.0	-185.6	0.0
4	-53.5	0.0	127.0	0.0	-98.1	0.0	62.7	0.0	-20.7	0.0	-22.9
5	0.0	-17.9	0.0	63.9	0.0	-102.7	0.0	119.9	0.0	-119.0	0.04
6	-32.0	0.0	72.6	0.0	-39.3	0.0	-6.2	0.0	50.5	0.0	-86.2
7	0.0	-17.4	0.0	57.9	0.0	-81.3	0.0	75.9	0.0	-51.6	0.0
8	-22.1	0.0	45.8	0.0	-9.2	0.0	-36.2	0.0	70.1	0.0	-86.7
9	0.0	-16.3	0.0	50.3	0.0	-59.9	0.0	38.5	0.0	-3.0	0.0
10	-16.3	0.0	29.8	0.0	7.7	0.0	-47.5	0.0	66.9	0.0	-64.1

2.2 解法

设宗量 $F(x, t)$ 的一般解为

$$F(x, t) = F(t)e^{i[kx - \delta_F(t)]};$$

$$\frac{\partial F(x, t)}{\partial t} = \frac{\partial F(t)}{\partial t} e^{i[kx - \delta_F(t)]} - iF(t)e^{i[kx - \delta_F(t)]} \frac{d\delta_F(t)}{dt};$$

$$\frac{\partial F(x, t)}{\partial x} = F(t)ike^{i[kx - \delta_F(t)]}.$$

其中, $F(t) \geq 0$ 为波振幅, $\delta_F(t)$ 为位相角, k 为波数。将上述表达式代入式 (1) ~ (4) 有:

$$\frac{\partial q_{a,0}}{\partial t} = \sum_{n=0}^N a_{n,0} q_{s,n} \cos(\delta_{a,0} - \delta_{s,n}) - \eta q_{a,0}, \quad (5)$$

$$\frac{d\delta_{a,0}}{dt} = \frac{2\pi\epsilon^{-1/2}k}{L} - \frac{1}{q_{a,0}} \sum_{n=0}^N a_{n,0} q_{s,n} \sin(\delta_{a,0} - \delta_{s,n}), \quad (6)$$

$$\frac{\partial q_{a,m}}{\partial t} = \sum_{n=0}^N a_{n,m} q_{s,n} \cos(\delta_{a,m} - \delta_{s,n}) - \eta q_{a,m}, \quad (7)$$

$$\frac{d\delta_{a,m}}{dt} = -\frac{2\pi\epsilon^{-1/2}k}{(2m-1)L} - \frac{1}{q_{a,m}} \sum_{n=0}^N a_{n,m} q_{s,n} \sin(\delta_{a,m} - \delta_{s,n}), \quad (8)$$

其中 $k=1, 2, 3, \dots$; $m \geq 2$;

$$\frac{\partial q_{s,0}}{\partial t} = \sum_{m=0}^M b_{m,0} q_{a,m} \cos(\delta_{s,0} - \delta_{a,m}) - \zeta q_{s,0}, \quad (9)$$

$$\frac{d\delta_{s,0}}{dt} = \frac{2\pi\epsilon^{1/2}k}{L} - \frac{1}{q_{s,0}} \sum_{m=0}^M b_{m,0} q_{a,m} \sin(\delta_{s,0} - \delta_{a,m}), \quad (10)$$

$$\frac{\partial q_{s,n}}{\partial t} = \sum_{m=0}^M b_{m,n} q_{a,m} \cos(\delta_{s,n} - \delta_{a,m}) - \zeta q_{s,n}, \quad (11)$$

$$\frac{d\delta_{s,n}}{dt} = -\frac{2\pi\epsilon^{1/2}k}{(2n-1)L} - \frac{1}{q_{s,n}} \sum_{m=n}^{\infty} b_{m,n} q_{a,m} \sin(\delta_{s,n} - \delta_{a,m}), \quad (12)$$

$$n \geq 2 \quad k = 1, 2, 3, \dots; \quad q_{s,1} = q_{a,1} = 0.$$

从式 (5) ~ (12) 可以看出, 其中式 (5)、(7) 是耦合后的大气 Kelvin、Rossby 波振幅随时间变化方程, 式 (6)、(8) 是耦合后的大气 Kelvin、Rossby 位相角随时间的变化方程, 式 (9)、(11) 是耦合后的海洋 Kelvin、Rossby 波振幅随时间变化方程, 式 (10)、(12) 是耦合后的海洋 Kelvin、Rossby 波位相角随时间变化方程。

3 海气不同频率之间波与波相互作用的特性

3.1 Kelvin 波之间的相互作用

由式 (5)、(9) 有

$$\frac{\partial q_{a,0}}{\partial t} = a_{0,0} q_{s,0} \cos(\delta_{a,0} - \delta_{s,0}) - \eta q_{a,0}, \quad (13)$$

$$\frac{\partial q_{s,0}}{\partial t} = b_{0,0} q_{a,0} \cos(\delta_{a,0} - \delta_{s,0}) - \zeta q_{s,0}. \quad (14)$$

在式 (13)、(14) 中令 $\eta = \zeta = 0$, 并消去 $\cos(\delta_{a,0} - \delta_{s,0})$, 有

$$\frac{\partial}{\partial t} (b_{0,0} q_{a,0}^2 - a_{0,0} q_{s,0}^2) = 0. \quad (15)$$

由表 1 可看出 $a_{0,0} < 0$, 而 $b_{0,0} > 0$, 说明 Kelvin 波之间相互作用的结果, 在大气和海洋之间存在着能量转换, 但是它们能量的线性组合是一个常数。

Kelvin 波之间的相互作用的这种结果可以从式 (13)、(14) 得出, 在式 (13) 中, 因为 $a_{0,0} < 0$, 所以, 当 $\pi/2 < (\delta_{a,0} - \delta_{s,0}) < 3\pi/2$ 时, $\partial q_{a,0} / \partial t > 0$, 而当 $-\pi/2 < (\delta_{a,0} - \delta_{s,0}) < \pi/2$ 时, $\partial q_{a,0} / \partial t < 0$; 在式 (14) 中, 因为 $b_{0,0} > 0$, 当 $\pi/2 < (\delta_{a,0} - \delta_{s,0}) < 3\pi/2$ 时, $\partial q_{s,0} / \partial t < 0$, 当 $-\pi/2 < (\delta_{a,0} - \delta_{s,0}) < \pi/2$ 时, $\partial q_{s,0} / \partial t > 0$; 也就是说, Kelvin 波之间的相互作用的结果, Kelvin 波振幅随 $(\delta_{a,0} - \delta_{s,0})$ 的变化没有共同的增长和衰减区间。

3.2 大气 Kelvin 波与海洋 Rossby 波的相互作用

从式 (5)、(11) 可得大气 Kelvin 波与海洋 Rossby 波振幅随时间变化方程 (已取 $\eta = \zeta = 0$)

$$\frac{\partial q_{a,0}}{\partial t} = a_{n,0} q_{s,n} \cos(\delta_{a,0} - \delta_{s,n}), \quad (16)$$

$$\frac{\partial q_{s,n}}{\partial t} = b_{0,n} q_{a,0} \cos(\delta_{a,0} - \delta_{s,n}). \quad (17)$$

在式 (16)、(17) 中消去 $\cos(\delta_{a,0} - \delta_{s,n})$ 可得

$$\frac{d}{dt} (b_{0,n} q_{a,0}^2 - a_{n,0} q_{s,n}^2) = 0. \quad (18)$$

因为 $a_{0,0}b_{n,0} > 0$, $n \geq 2$, 式 (18) 表示大气 Kelvin 波与海洋 Rossby 波在相互作用过程中, 波振幅要么同时增长, 要么同时衰减。大气 Kelvin 波和海洋 Rossby 波耦合的这种结果, 可从式 (16)、(17) 得到。在式 (16) 中, 因为 $a_{0,0} < 0$, 所以当 $\pi/2 < (\delta_{a,0} - \delta_{s,n}) < 3\pi/2$, $\partial q_{a,0} / \partial t > 0$ 当 $-\pi/2 < (\delta_{a,0} - \delta_{s,n}) < \pi/2$, $\partial q_{a,0} / \partial t < 0$ 。在式 (17) 中, $b_{n,0} < 0$, 所以当 $\pi/2 < (\delta_{a,0} - \delta_{s,n}) < 3\pi/2$ 时, $\partial q_{s,n} / \partial t > 0$; 当 $-\pi/2 < (\delta_{a,0} - \delta_{s,n}) < \pi/2$, $\partial q_{s,n} / \partial t < 0$ 。即在耦合过程中大气 Kelvin 波振幅, 海洋 Rossby 波振幅随 $(\delta_{a,0} - \delta_{s,n})$ 的变化具有相同增长和衰减区间。

3.3 海洋 Kelvin 波与大气 Rossby 波的相互作用

由式 (7)、(9) 可得到海洋 Kelvin 波与大气 Rossby 波相互作用的方程 (已令 $\eta = \zeta = 0$)

$$\frac{\partial q_{a,m}}{\partial t} = a_{0,m} q_{s,0} \cos(\delta_{a,m} - \delta_{s,0}), \quad (19)$$

$$\frac{\partial q_{s,0}}{\partial t} = b_{m,0} q_{a,m} \cos(\delta_{s,0} - \delta_{a,m}), \quad (20)$$

在式 (19)、(20) 中消去 $\cos(\delta_{s,0} - \delta_{a,m})$, 得到关系式

$$\frac{d}{dt} (b_{m,0} q_{a,m}^2 - a_{0,m} q_{s,0}^2) = 0. \quad (21)$$

因为 $a_{0,m}b_{m,0} > 0$, 所以海洋 Kelvin 波与大气 Rossby 波相互作用的结果, 跟大气 Kelvin 波与海洋 Rossby 波相互作用的结果一样, 波振幅有同时增加和同时减少的特点。显然, Kelvin 波与 Rossby 波之间的相互作用是由正反馈机制支配的。

3.4 Rossby 波之间的相互作用

由式 (7)、(11) 可得到 Rossby 波之间相互作用的方程 (已令 $\eta = 0$; $\zeta = 0$)

$$\frac{\partial q_{a,m}}{\partial t} = a_{n,m} q_{s,n} \cos(\delta_{a,m} - \delta_{s,n}), \quad (22)$$

$$\frac{\partial q_{s,n}}{\partial t} = b_{m,n} q_{a,m} \cos(\delta_{a,m} - \delta_{s,n}), \quad (23)$$

$n \geq 2$; $m \geq 2$, 式 (22) $\times b_{m,n} q_{a,m}$ - 式 (23) $\times a_{n,m} q_{s,n}$, 有

$$\frac{d}{dt} (b_{m,n} q_{a,m}^2 - a_{n,m} q_{s,n}^2) = 0. \quad (24)$$

因为 $a_{n,m}b_{m,n} < 0$, Rossby 波之间相互作用的结果, 其振幅的平方之间存在着守恒性质。

从 3.1~3.4 节的讨论可以看到, 海气单波之间相互作用存在着两种类型, 正反馈型和能量的守恒型。可以想象, 在完全的海气耦合系统中, 这两种类型会同时存在。

3.5 $N = M = 2$ 时, 波与波之间的相互作用

当取 $N = M = 2$ 时, 波与波之间的相互作用, 实际上是关于赤道对称波的相互作用 (反对称的情况也有一样的结果)。其方程组如下 (已取 $\eta = \zeta = 0$):

$$\frac{\partial q_{a,0}}{\partial t} = a_{0,0} q_{s,0} \cos(\delta_{a,0} - \delta_{s,0}) + a_{2,0} q_{s,2} \cos(\delta_{a,0} - \delta_{s,2}), \quad (25)$$

$$\frac{\partial q_{a,2}}{\partial t} = a_{0,2} q_{s,0} \cos(\delta_{a,2} - \delta_{s,0}) + a_{2,2} q_{s,2} \cos(\delta_{a,2} - \delta_{s,2}), \quad (26)$$

$$\frac{\partial q_{s,0}}{\partial t} = b_{0,0} q_{a,0} \cos(\delta_{s,0} - \delta_{a,0}) + b_{2,0} q_{a,2} \cos(\delta_{s,0} - \delta_{a,2}), \quad (27)$$

$$\frac{\partial q_{s,2}}{\partial t} = b_{0,2} q_{a,0} \cos(\delta_{s,2} - \delta_{a,0}) + b_{2,2} q_{a,2} \cos(\delta_{s,2} - \delta_{a,2}), \quad (28)$$

将式 (25) $\times q_{a,0}$ + 式 (26) $\times q_{a,2}$ + 式 (27) $\times q_{s,0}$ + 式 (28) $\times q_{s,2}$, 有

$$\begin{aligned} & \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial t} (q_{a,0}^2 + q_{a,2}^2 + q_{s,0}^2 + q_{s,2}^2) \\ &= q_{s,0} q_{a,0} \cos(\delta_{a,0} - \delta_{s,0}) (a_{0,0} + b_{0,0}) + q_{s,2} q_{a,0} \cos(\delta_{a,0} - \delta_{s,2}) (a_{2,0} + b_{0,2}) \\ &+ q_{s,0} q_{a,2} \cos(\delta_{a,2} - \delta_{s,0}) (a_{0,2} + b_{2,0}) + q_{s,2} q_{a,2} \cos(\delta_{a,2} - \delta_{s,2}) (a_{2,2} + b_{2,2}). \quad (29) \end{aligned}$$

从表 1 和表 2 可以看出: $(a_{0,0} + b_{0,0}) < 0$, $(a_{2,0} + b_{0,2}) > 0$, $(a_{0,2} + b_{2,0}) > 0$, $(a_{2,2} + b_{2,2}) < 0$. (1) 若 $\pi/2 < (\delta_{a,0} - \delta_{s,0})$, $(\delta_{a,2} - \delta_{s,2}) < 3\pi/2$; $-\pi/2 < (\delta_{a,0} - \delta_{s,2})$, $(\delta_{a,2} - \delta_{s,0}) < \pi/2$ 则海气耦合的结果使得大气和海洋的扰动都获得能量。(2) 若 $-\pi/2 < (\delta_{a,0} - \delta_{s,0})$, $(\delta_{a,2} - \delta_{s,2}) < \pi/2$; $\pi/2 < (\delta_{a,0} - \delta_{s,2})$, $(\delta_{a,2} - \delta_{s,0}) < 3\pi/2$, 则海气耦合的结果使大气和海洋的扰动失去能量。同样, 耦合波的位相差还可以使大气获得能量, 而使海洋扰动失去能量, 或者反过来。很显然, 如果海洋得到足够多的扰动能量, 那么 El Niño 或者 La Niña 就会发生。可见, El Niño 或者 La Niña 发生的首要条件是耦合波之间的位相差的变化必须要足够的慢, 以便海洋的扰动获得足够的能量。此外, 耦合波之间位相差都符合 (1) 或者 (2) 的条件, 并且 $|\delta_{s,2} - \delta_{s,0}|$ 很小, 那么海洋中的扰动就会强烈的发生。

3.6 观测结果

在给出数值解之前, 首先给出观测结果, 以便对数值解有一个适当的评估。利用欧洲中期天气预报中心 850 hPa 风场, COADS 海温月平均场的距平资料 (U_a , SSTA) (1980~1989 年), 先求 $5^\circ\text{N} \sim 5^\circ\text{S}$ 范围内的平均值, 然后对 $124^\circ\text{E} \sim 80^\circ\text{W}$ 的范围进行谱分解, 求得 $k=1, 2$ 时异常风场 (U_a)、异常海温 (SSTA) 的振幅及位相角随时间变化。图 1a 是 $k=1$ 时, 异常风场 (U_a)、异常海温 (SSTA) 的振幅随时间变化, 可以看到从 1982 年初到 1983 年初, U_a 、SSTA 的振幅同时增长, 而从 1983 年初到 1984 年初, 它们同时下降。在这一期间, 太平洋地区发生了很强的 El Niño 事件。从 1986 年初到 1987 年初, 从 1988 年初到 1989 年初都是 U_a 和 SSTA 波振幅同时增长或同时下降的时期, 而从 1987 年 4 月到 1987 年底, U_a 和 SSTA 波振呈相反变化趋势。从图中还可以看到, 从 1980 年初到 1981 年初, U_a 和 SSTA 波振幅呈正反馈趋势, 而从 1981 年初到 1981 年底, U_a 和 SSTA 波振幅呈相反变化趋势。

图 2a 是 U_a 、SSTA 一波位相角随时间变化图, 从图 2a 可以看出, 从 1982 年初到 1983 年初, U_a 、SSTA 位相角差随时间的变化不大。从 1983 年初到 1984 年初, U_a 、SSTA 位相角差一直很小。这两个位相角差变化不大的时段正好对应着同时段波振幅的

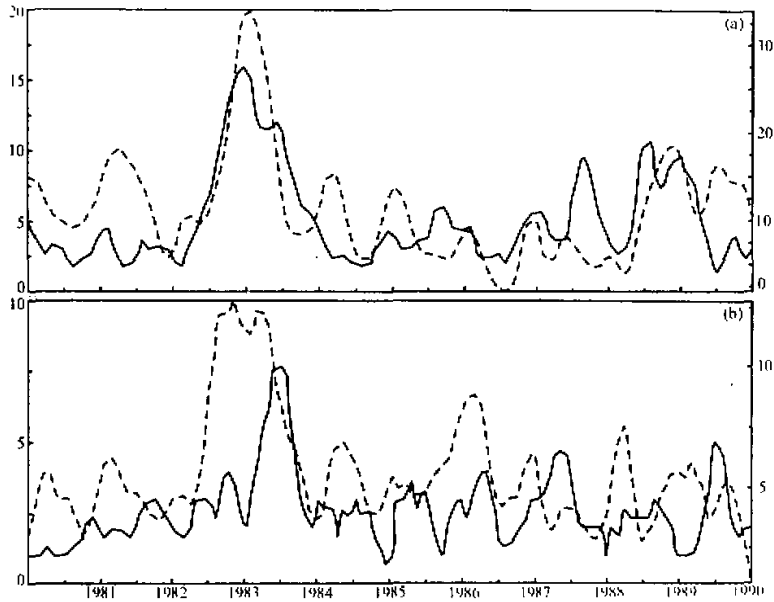


图 1 波振幅随时间变化

(a) 一波, (b) 二波, 实线代表 SSTA, 虚线代表 U_a ; 横坐标代表时间 (单位: a);
左侧纵坐标代表 SSTA (单位: 0.1°C), 右侧纵坐标代表 U_a (单位: 0.1 m/s)

增长与衰减时段。从 1986 年中到 1987 年底, U_a 和 SSTA 之间的位相差一直维持着较大值。从 1988 年初到 1989 年底, U_a 和 SSTA 之间的位相差也一直维持着 $\pi/2$ 左右。仔细把 U_a 、SSTA 一波位相之间的差值和 El Niño 的发生时段作比较, 可以发现, 其差值在 $\pi/2$ 左右是 El Niño 的发展阶段, 差值在零左右为 El Niño 的衰减阶段。特别地, U_a 和 SSTA 一波位相角差值在 1981 年中到 1982 年初变化不大, 但是其差值很小, 这正好对应着 U_a 和 SSTA 一波振幅的相反变化时段。

从图 1b 和图 2b 可以看出, 它们和图 1a、图 2a 有类似的特点。比较图 1a、b 还可以看出, 一波的振幅几乎是二波振幅的两倍, 这可能是由于一波的速度要比二波速度小的原因。因为波速度小, 耦合波位相差随时间的变化就慢, 因此, 耦合波在波增长或衰减位相呆得时间较长, 获得或失去较多的能量。而波速度较大的耦合波, 其位相差随时间的变化快, 耦合波在增长或衰减位相呆得时间较短, 获得或失去较少的能量。

3.7 数值解

以上对单波或者 $M = N = 2$ 时耦合波解的性质作了定性研究。由于单波之间的相互作用, 截断误差比较大, 为此, 在这一节中, 对式(5)~(12)求数值解。令 $N = M = 10$, $\eta = \zeta = 0$, $a_{n,m}$ 、 $b_{m,n}$ 的取值如表 1、表 2, 在时间方向上采用向前差方案, 时间步长 $\Delta t = 0.1 \text{ d}$ 。在开始积分前用一定常风场作用海洋 ($q_{a,m} = 0.15$, $\delta_{a,m} = \pi/4$)。共作用 3 000 天。然后以此时的值为初值。对模式积分 100 年。下面给出 $k=1$ 时的结

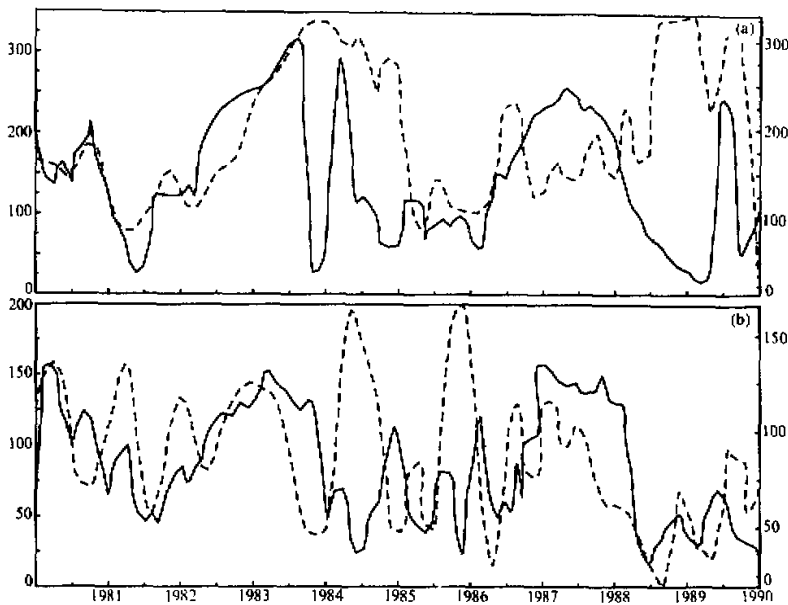


图2 波位相角随时间变化

(a) 一波, (b) 二波. 实线代表 SSTA, 虚线代表 U_a ;横坐标代表时间 (单位: a), 纵坐标代表位相角 (单位: $^{\circ}$)

果。图3是海洋的动力高度 h , 大气纬向风速 U_a , 取 $5^{\circ}\text{N} \sim 5^{\circ}\text{S}$ 平均, 振幅随时间演变。从图中可以看到, h 的最大振幅值可达 15 m。 U_a 的最大值可达 2.5 m/s。这和观测值比较一致。 h 一波振幅较大值出现的周期为 2.5~7.5 a。例如, 在 559~589 月之间的间隔是 2.5 a 左右, 在 259~349、469~559 月之间的间隔是 7.5 a 左右。从图中还可以看到, h 、 U_a 振幅较大值处既有正反馈发展也有相反变化发展。图4是 h 、 U_a 一波位相角随时间变化图。比较图3与图4可以看到, 在 h 、 U_a 一波振幅值同时较大或者同时较小时, h 、 U_a 一波位相角差保持一适当值较长时间。例如, 在 249~279 月之间, h 、 U_a 一波位相角差保持在 70° 左右。在这期间, h 、 U_a 一波的振幅也保持较大值。在 459~479 月之间, 情况也是如此。在 800~890 月之间, h 、 U_a 一波位相角差保持在 0° 左右, 它们的振幅保持较小值。

从以上分析可以得到 h 、 U_a 的增长与衰减是由于耦合波位相角随时间演变造成的。而 h 、 U_a 一波振幅及其位相角差随时间演变特点可在实际观测中找到许多相似之处。

3.8 关于位相角

式 (6)、(8)、(10)、(12) 是描写大气及海洋耦合波的位相角随时间变化方程, 从方程中可以看到, 耦合波位相角随时间的变化包括两部分, 第一部分是相应的自由波波速, 第二部分是由于海气相互作用而对自由波波速进行修正部分。第二部分跟耦合波之间的位相差、耦合波振幅的大小、海气耦合强度有关, 同时, 它还跟 $\varepsilon = c_s / c_a$ 有关。因为 $a_{n,m}$ 、 $b_{m,n}$ 的取值跟 ε 有关, 这种修正是一种非线性修正。显然, 如果这种修正

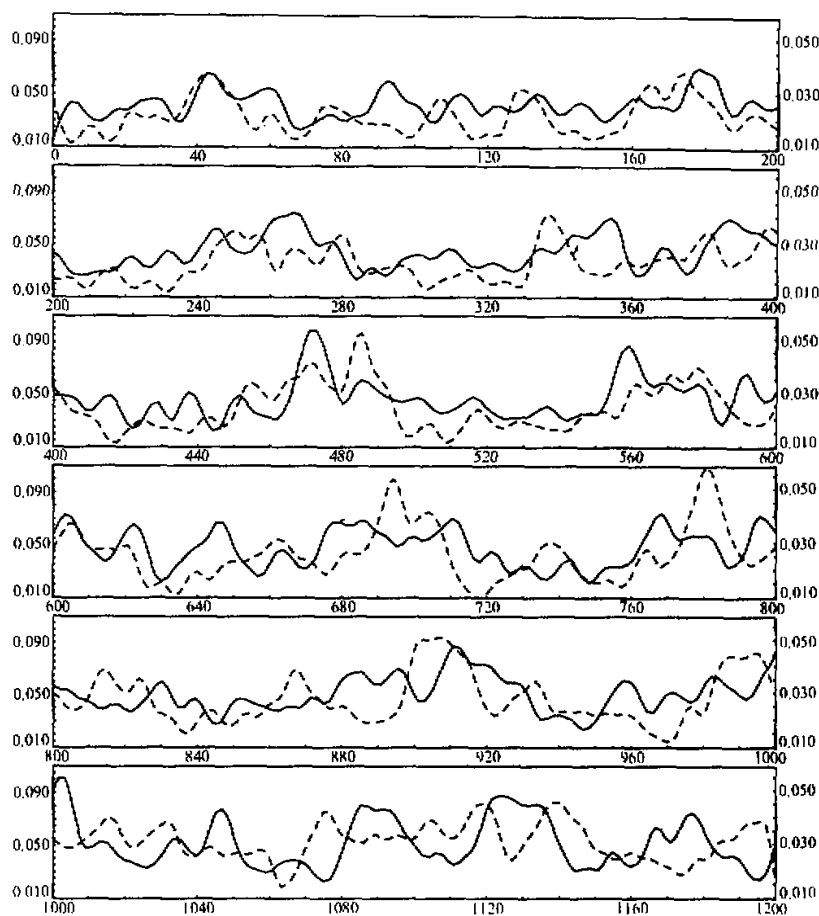


图3 h (实线), U_0 (虚线) 一波振幅随时间变化图

横坐标代表时间 (单位: 月); 左侧纵坐标代表无量纲 h 的振幅 (无量纲参数 $H=150$ m),
右侧纵坐标代表无量纲 U_0 的振幅 (无量纲参数 $V=c_0=40$ m/s)

不大, 那么耦合波的波速度跟相应的自由波波速度差别不会太大。随着耦合强度的变大, 那么修正就会变大, 波传播的特点就会发生较大的变化。当耦合波的位相差的变率是一常值, 或者变化很小时, 耦合波的振幅就会无限增长, 或无限衰减, 同样耦合波的传播方向也会随着耦合强度的增大而改变。这正是相同频率海气耦合波的特点。

4 定常大气模式的结果

本节研究在海气耦合模式中, 若取大气为定常, 海气耦合的结果会有怎样的变化。为简单起见, 在单波之间的相互作用中, 我们只研究在大气 Kelvin 波和海洋

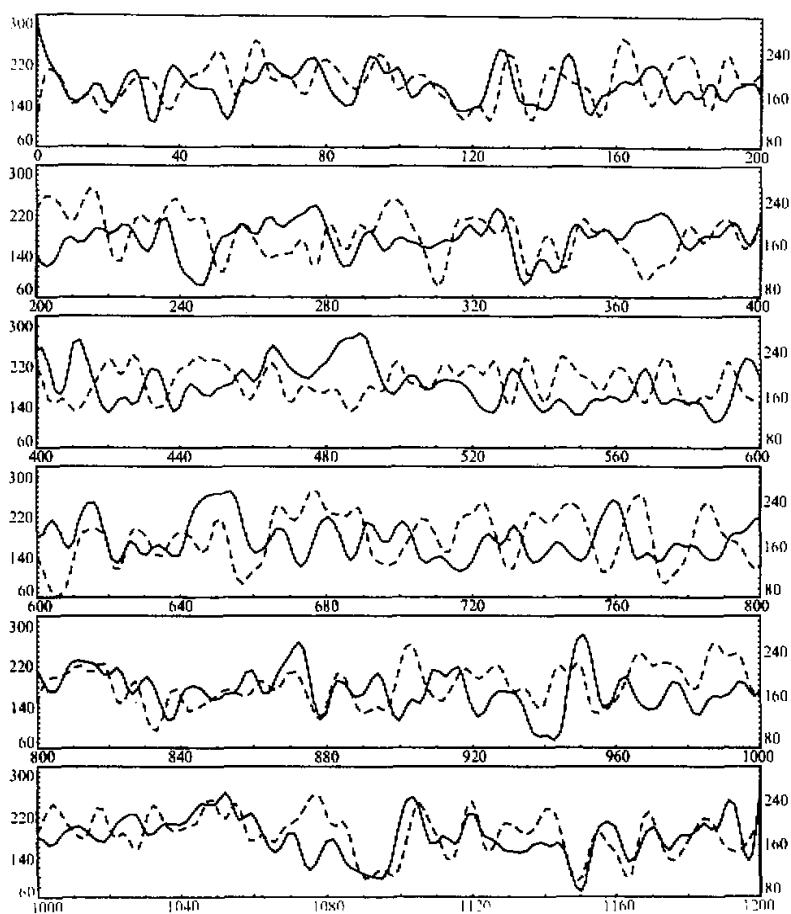


图 4 h 、 U_g —波位相角随时间变化图
横坐标代表时间, 单位为月; 纵坐标代表位相角, 单位为 ($^{\circ}$)

Kelvin 波及 Rossby 波之间的相互作用中大气模式取为定常的情况。在式 (5)、(6) 中令 $\partial q_{a,0} / \partial t = d\delta_{a,0} / dt = 0$, 则式 (5)、(6) 变成

$$\sum_{n=0}^N a_{n,0} q_{s,n} \cos(\delta_{a,0} - \delta_{s,n}) - \eta q_{a,0} = 0, \quad (32)$$

$$A - \frac{1}{q_{a,0}} \sum_{n=0}^N a_{n,0} q_{s,n} \sin(\delta_{a,0} - \delta_{s,n}) = 0, \quad (33)$$

其中 $A = 2\pi c^{-1/2} k / L$ 。

在式 (32)、(33) 中消去 $q_{a,0}$, 有

$$A \sum_{n=0}^{\infty} a_{n,0} q_{s,n} \cos(\delta_{a,0} - \delta_{s,n}) - \eta \sum_{n=0}^{\infty} a_{n,0} q_{s,n} \sin(\delta_{a,0} - \delta_{s,n}) = 0, \quad (34)$$

$$\sum_{n=0}^{\infty} a_{n,0} q_{s,n} \cos(\delta_{a,0} - \delta_{s,n} + \alpha) = 0, \quad (35)$$

其中

$$\alpha = \arcsin \frac{\eta}{\sqrt{A^2 + \eta^2}}. \quad (36)$$

在式 (35) 中如果只考虑单波之间的相互作用, 那么有

$$a_{n,0} q_{s,n} \cos(\delta_{a,0} - \delta_{s,n} + \alpha) = 0, \quad (37)$$

$$\delta_{a,0} - \delta_{s,n} + \alpha = \pm \frac{\pi}{2},$$

$$(\delta_{a,0} - \delta_{s,n})_I = \frac{\pi}{2} - \alpha, \quad (38)$$

$$(\delta_{a,0} - \delta_{s,n})_{II} = \frac{-\pi}{2} - \alpha. \quad (39)$$

将式 (38) 代入式 (9), 因为 $b_{0,0} > 0$, 所以 $\partial q_{s,0} / \partial t > 0$, $q_{s,0}$ 无限制增长; 将式 (39) 代入式 (9), 则有 $\partial q_{s,0} / \partial t < 0$, $q_{s,0} < 0$, 跟假设不符, 舍去; 将式 (38) 代入式 (11), 因为 $b_{0,n} < 0$, ($n \geq 2$), $\partial q_{s,n} / \partial t < 0$, $q_{s,n} < 0$, 跟假设不符, 舍去。将式 (39) 代入式 (11), 则有 $\partial q_{s,n} / \partial t > 0$, $q_{s,n}$ 无限制增长。

为了比较非定常大气模式和定常模式的海气耦合模式解的差异, 在式 (5) ~ (8) 中令 $\partial q_{a,0} / \partial t = d\delta_{a,0} / dt = \partial q_{a,m} / \partial t = d\delta_{a,m} / dt = 0$, 并求数值解。所有的参数值取法如 3, 耦合间隔分别为 0.1 d, 5 d, 10 d, 积分至 50 年。 h 、 U_a 取 $5^\circ\text{N} \sim 5^\circ\text{S}$ 的平均, 沿纬圈方向一波振幅随时间变化如图 5 所示。从图 5 可以看出, h 振幅的值已很大, 最大可达 2500 m。其振幅随时间变化的趋势也跟实际观测相差很远。从图 5 还可以看到, 海气耦合时间间隔的不同, 所得到的结果也不同。这是由于海气相互作用中, 耦合波位相之间的关系非常重要, 它决定了耦合波的增长衰减及传播速度。当把大气模式取为定常以后, 其结果是改变了海洋和大气相互作用波位相差的关系。耦合的时间步长不同, 所得到的结果不同。例如, 当耦合步长取为 0.1 d 和 10 d 时, 即使两种耦合试验的初始场是一样的, 但当模式积分至 10 d 时, 对于耦合步长为 0.1 d 时的情况来说, 大气中波动的位相角已被改变了 100 次。海洋中波动的位相角也随之作相应的改变。而在此时, 在耦合步长为 10 d 的情况下, 大气的位相角较初始时刻只改变了一次。这样, 在两次实验中, 大气波动具有不同的位相, 海洋波动也具有不同的位相。这种差异引起了耦合结果的差异。

在耦合模式中, 当大气模式取为定常时, 海洋和大气中的波动振幅都很大。这种现象可用单波之间的相互作用的机制来解释。但是单波之间相互作用的机理不能被用来解释大气和海洋扰动有时增长或有时衰减现象。从式 (33) 可以看出, $q_{a,0}$ 的变化是大气 Kelvin 波与海洋 Kelvin 波及 Rossby 波相互作用的综合结果。所以 $q_{a,0}$ 有时增长或有时衰减的现象是可以发生的, 而 $q_{a,0}$ 、 $q_{s,n}$ 有时增长或有时衰减的现象可以从相应的表达式得出。

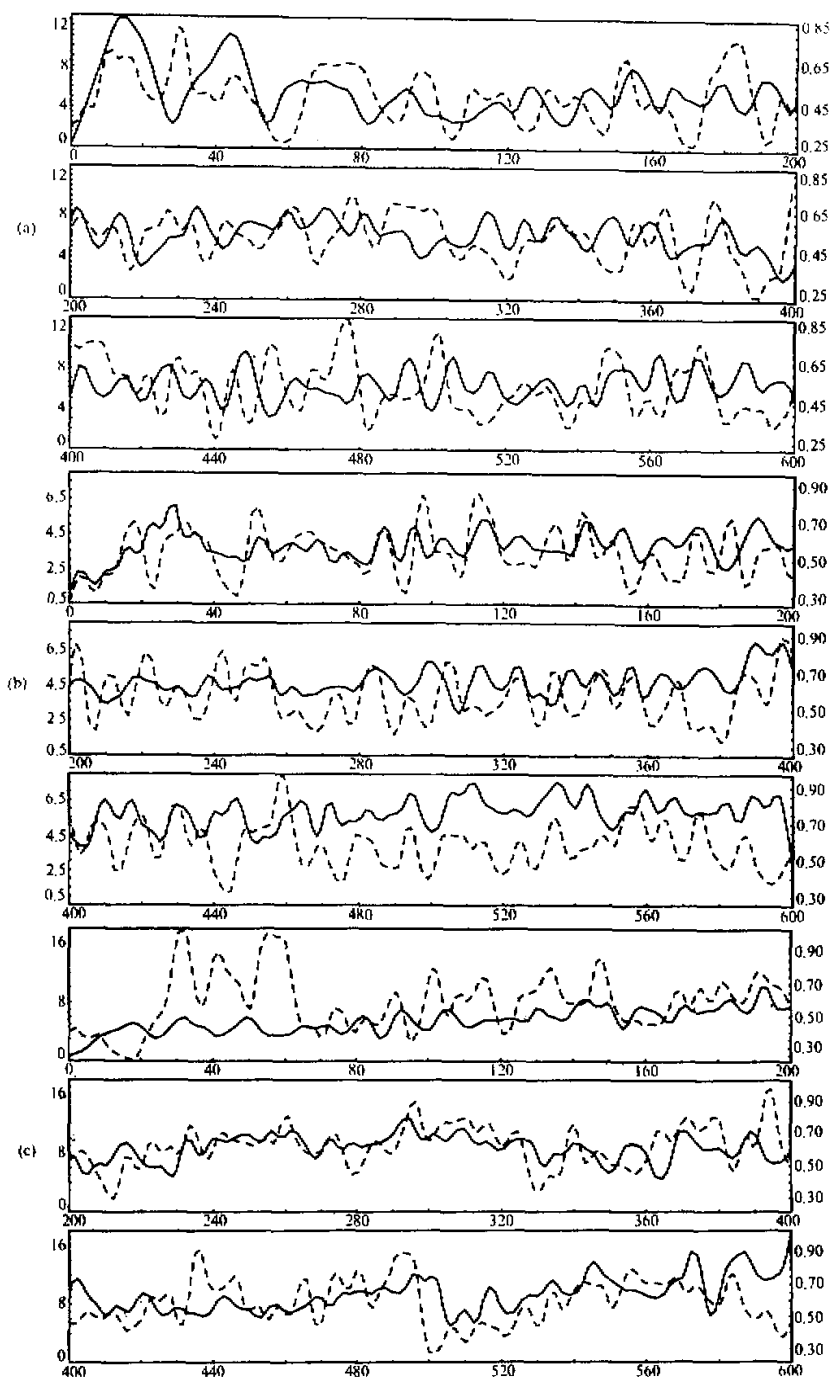


图5 大气模式取定常, 耦合步长分别为0.1 d (a), 5 d (b), 10 d (c), 其余说明同图3

5 结论

本文对长波近似, 海洋对大气的加热取局地热力平衡近似的海气耦合模式中不同频率海气相互作用的解进行了研究。大气模式又取为定常和非定常两种情况。在大气模式取非定常情况下, 海气耦合波具有如下性质:

(1) 耦合波单波之间相互作用的结果是, 大气 Kelvin 波与海洋 Rossby 波的相互作用和海洋 Kelvin 波与大气 Rossby 波的相互作用是由正反馈机制支配的。Kelvin、Rossby 波之间的相互作用是由相反变化过程控制的。如果考虑多个波的海气相互作用, 那么海气相互作用的结果, 是正反馈过程和相反变化过程都存在。

(2) 耦合波之间的位相差是造成强迫波振幅之间正反馈过程和相反变化的主要原因。

(3) 耦合波的传播速度是随时间变化的, 它的变化率由非线性函数表达, 它的变化跟耦合波的振幅、位相差及耦合强度有关。

(4) 数值结果表明, 海洋动力高度 h 的一波振幅随时间的变化, 具有 2.5~7.5 年的周期, 如果把 h 一波振幅的较大值当成 El Niño 或 La Niña 发生, 从数值解可以看出, 在 El Niño 或 La Niña 发生期间, 在 h 、 U_a 一波振幅之间既有正反馈过程也有相反变化过程。且当正反馈过程发生时, h 一波振幅有较大值。在 El Niño 或 La Niña 发生期间, 在 h 、 U_a 一波的位相角之间保持差值变化不大一定长时间, 以便 h 、 U_a 获得足够的能量。数值解的这些特点可以从观测中找到。

为了检验数值模式的结果, 本文还利用 ECWMF 的风场资料, 对 850 hPa (1980~1989 年) 纬向风场的异常 U_a 进行了波谱分析。利用 COADS 资料 (1980~1989 年) 对赤道地区海平面月平均的异常 SSTA 进行了波谱分析。结果表明, 在 El Niño 发生期间, U_a 、SSTA 的波振幅既可以是正反馈型 (1982~1983 年), 也可以是在一段时间里是正反馈的, 而在另一段时间里是相反变化的 (1986~1989 年)。在 El Niño 发生期间, U_a 、SSTA 位相角差随时间变化不大的特点。

在海气耦合模式中, 如大气为定常, 单波之间的相互作用使得耦合波的能量无限制增长, 耦合模式的数值解也不能描写观测中相应变量的变化趋势。造成这种结果的主要原因是当大气模式取为定常之后, 它破坏了耦合波之间位相差随时间变化的规律。

大气模式和海洋模式耦合的时间间隔不宜过长。这是因为如果耦合的间隔过长, 耦合波位相角差的变化会很大, 耦合波的增长与衰退区期可能相互反向, 造成不合理的误差。

在本文中, 当研究 Kelvin 波和 Rossby 波单波相互作用时, 我们得到 Kelvin 波和 Rossby 单波的相互作用是正反馈过程。这里所称的正反馈过程实际上包括了海洋波动, 大气波动振幅同时增长和同时衰减的两种过程。这两种过程之间的转换是时间上连续的, 它们之间转换的机理是波动在大气和海洋两种介质中传播速度不同造成的。这可以被用来解释 ENSO 循环的发展和衰减的机制。从数值实验 (非定常大气模式) 结果来看 h 和 U_a 的一波振幅具有和实际观测一样的变化趋向。

Suarez 和 Schopf^[12]、Battisti 和 Hirst^[13]为了解释他们自己模式的结果, 提出了“时滞振子”理论。这个理论的核心观点是洋盆西边界的反射对 ENSO 循环的作用。在本文

中, 所用模式的边界条件是周期的, 并没有边界的反射作用。但模式的数值结果同样具有 ENSO 循环的特点, 而且和实际观测有许多相似之处。说明西边界的反射作用不是产生 ENSO 循环的唯一机制。

致谢: 在完成本文的过程中, 得到了黄荣辉院士的指导性意见, 张人禾教授阅读本文手稿, 并提出宝贵意见, 作者在此表示感谢。

参 考 文 献

- 1 Lau Ka-Ming, 1981, Oscillations in a simple equatorial climate system, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 248~261.
- 2 Philander, S. G. H Yamagata, T., and Pacanowski, R. C., 1984, Unstable air-sea interactions in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 604~613.
- 3 巢纪平, 王彰贵, 1993, 简单的热带耦合波-Rossby 波的相互作用, *气象学报*, **51**(4), 387~393.
- 4 巢纪平, 王彰贵, 1993, 简单的热带耦合波-Rossby 和 Kelvin 波的相互作用, *气象学报*, **51**(3), 257~265.
- 5 巢纪平, 张人禾, 1990, 热带海气作用波及其不稳定性, *气象学报*, **48**(1), 46~53.
- 6 巢纪平, 1993, 厄尔尼诺和南方涛动力学, 北京: 气象出版社, 155~163.
- 7 Zebiak, S. E. and Cane, M. A., 1987, A model of El Niño-Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2262~2278.
- 8 Battisti, D. S., 1988, Dynamics and thermodynamics of warming event in a couple tropical atmosphere-ocean model, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2889~2919.
- 9 张人禾, 1992, 热带地区大尺度海气相互作用——对 ENSO 形成机制的探讨, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文.
- 10 张人禾, 1995, 简单热带海气耦合模式中的耦合波及其不稳定性 (I), *大气科学*, **19**(4), 455~464.
- 11 张人禾, 1995, 简单热带海气耦合模式中的耦合波及其不稳定性 (II), *大气科学*, **19**(5), 563~574.
- 12 Suarez, M. J., and P. S. Schopf, 1988, A delayed action oscillation for ENSO, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3283~3287.
- 13 Battisti, D. S., and A. C. Hirst, 1989, Interannual variability in a tropical atmosphere-ocean model: influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 1687~1712.

Characteristics of Sea-Atmosphere Coupling Resolution between Different Frequencies

Yan Bangliang

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

Abstract A simple coupled ocean-atmosphere model, in which, long wave approximation is used, the heating of ocean to the atmosphere uses local thermal equilibrium, is used to study the characteristics of ocean-atmosphere coupling resolutions. In the coupled model, steady-state and unsteady-state atmosphere model are used. The results are following. In the unsteady-state atmosphere model, the role of interaction between atmosphere Kelvin waves and ocean Rossby waves and between atmosphere Rossby waves and ocean Kelvin waves is positive feedback, and the role of interaction between atmosphere and ocean Kelvin waves and between atmosphere and ocean Rossby waves is negative feedback. The numerical tests show that the numerical solutions are similar to observations in the unsteady-state atmosphere model case. In the steady-state atmosphere model case, the ocean-atmosphere interaction of separate waves between ocean and atmosphere makes the energy of perturbations unlimitedly increase; the numerical solutions are not similar to observations.

Key words ocean-atmosphere interaction sea-air disturbance phase difference coupling wave