第41卷 第2期 气 象 学 报 Vol. 41, No. 2
1983 年 5 月 ACTA METEOROLOGICA SINICA May, 1983

一个简单的热带海-气耦合系统中短期气候振荡的数值试验*

邢 如 楠

（中国科学院大气物理研究所）

提 要

用一个包括了湍流热交换、凝结、蒸发、辐射冷却、云量对辐射调节及海水上翻等各种物理过程在内的简单海-气耦合模式，进行了长期的数值积分。结果表明，热带海温异常通过热力过程影响大气的垂直环流，这种效应首先是局地的，以后这种影响会扩展到中纬度，而反过来，大气又对海洋产生动力影响，使海温发生变化。在只考虑上层海洋的情况下，试验表明在这一耦合系统中，存在着短期气候振荡，并且在赤道中太平洋和赤道东太平洋之间大尺度海表温度异常存在着落后相关。

一、引 言

热带地区海面温度异常是造成大气环流异常的一个重要因子。许多观测事实[1]都表明在热带海气耦合系统中海表温度与大气环流之间存在着低频振荡。季劲钧等[2]通过一个简单的两层模式用解析解方法从理论上讨论了这一现象。在这个模式中，海表通过潜热、长波辐射给大气以能量，而大气运动又通过海面摩擦应力和辐合等引起海水上翻，从而影响海温。但该文是在线性化条件下研究海气耦合系统中的短期气候振荡现象的。本文企图用一个简单的两层大气与一层海洋混合层的耦合模式，在非线性情况下，通过数值试验来探讨这类短期气候振荡。

二、基 本 模 式

模式的结构如图1，将大气取两层，海洋取一层。在热带地区，应用β平面近似，在(x,y,z,t)坐标系中，考虑了长波辐射、感热和凝结等的作用，描写大气运动距平状态的方程组（无量纲形式）如下

$$\frac{\partial u}{\partial t}+u\frac{\partial u}{\partial x}+v\frac{\partial u}{\partial y}+w\frac{\partial u}{\partial z}-yv=-\frac{\partial p'}{\partial x}+E_v\left[\left(\frac{l}{L_0}\right)^2\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 u}{\partial y^2}\right]+E_H\frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t}+u\frac{\partial v}{\partial x}+v\frac{\partial v}{\partial y}+w\frac{\partial v}{\partial z}+yu=-\left(\frac{L_0}{l}\right)^2\frac{\partial p'}{\partial y}+E_v\left[\left(\frac{l}{L_0}\right)^2\frac{\partial^2 v}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 v}{\partial y^2}\right]+E_H\frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad (2)$$

* 本文于1980年4月24日收到，1981年8月8日收到修改稿。

$$-\frac{\partial p'}{\partial z}+\theta'=0 \tag{3}$$

$$\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}+\frac{\partial w}{\partial z}=0 \tag{4}$$

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t}+u\frac{\partial \theta'}{\partial x}+v\frac{\partial \theta'}{\partial y}+w\frac{\partial \theta'}{\partial z}+Aw\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}=E_H\left[\left(\frac{l}{L_0}\right)^2\frac{\partial^2\theta'}{\partial x^2}+\frac{\partial^2\theta'}{\partial y^2}\right]$$

$$+E_H\frac{\partial^2\theta'}{\partial z^2}-R\theta'+C_sW_b\frac{\partial \tilde{q}_s}{\partial z} \tag{5}$$

边界条件为

$$w=\frac{\partial u}{\partial z}=\frac{\partial v}{\partial z}=0,\qquad \theta'=\theta'_s \quad z=0 \tag{6}$$

$$w=\frac{\partial u}{\partial z}=\frac{\partial v}{\partial z}=\frac{\partial \theta'}{\partial z} \qquad z=1 \tag{7}$$

$$v=w=\frac{\partial u}{\partial y}=\theta'=p'=0 \qquad y=\pm 4 \tag{8}$$

$$u=w=\frac{\partial v}{\partial x}=\theta'=p'=0 \qquad x=0,1 \tag{9}$$

其中无量纲数的定义为

$$E_\nu=\frac{\nu}{Vl},\quad E_H=\frac{K_Tl}{HV},\quad A=\frac{H}{\Delta\theta_s}\frac{\partial\bar{\Theta}}{\partial z}$$

$$R=\frac{L_0}{\tau U},\qquad C_s=\frac{\nu H}{C_p\Delta\theta_s}\left(\frac{\partial \bar{q}_s}{\partial z}\right)$$

式中 L_0,l和H分别为大气东西方向、南北方向和垂直方向的特征尺度,U和V是大气的水平特征速度,$\frac{\partial\bar{\Theta}}{\partial z}$和$\frac{\partial \bar{q}_s}{\partial z}$分别是$\frac{\partial\theta}{\partial z}$和$\frac{\partial q_s}{\partial z}$的特征尺度。

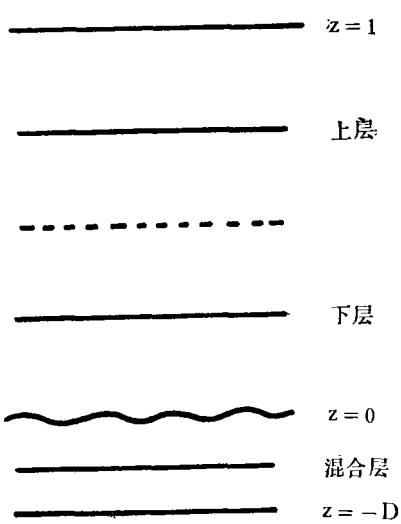


图 1 模式的垂直结构

在方程组(1)—(5)中因已假定环流的平均量为零,因此 u, v 和 w 代表了大气的距平环流。p' 和 θ' 分别是气压和温度对平均值的偏差。温度方程(5)中右端第三项是牛顿辐射冷却,τ 是牛顿辐射冷却特征时间,右端第四项为凝结潜热释放。方程组中 ν 和 K_T 分别为空气的水平湍流和垂直湍流交换系数,(5)式中的 K_T 应为 K_T+K_R,K_R 为辐射扩散系数。我们将上述方程组写到第 1,3 层上。

海-气耦合模式的海洋部分,仅考虑表层混合层。海水温度变化方程为

$$\frac{\partial T_s'}{\partial t}+(\bar{u}_s+u_s')\frac{\partial T_s'}{\partial x}+(\bar{v}_s+v_s')\frac{\partial T_s'}{\partial y}+u_s'\frac{\partial \bar{T}_s}{\partial x}+v_s'\frac{\partial \bar{T}_s}{\partial y}+w_s'\frac{\partial \bar{T}_s}{\partial z}$$
$$=\nu_s\left(\frac{\partial^2 T_s'}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 T_s'}{\partial y^2}\right)+K_s\frac{\partial^2 T_s'}{\partial z^2} \tag{10}$$

将上式从混合层底积分到海面，即可以得到这层中垂直平均海表温度的变化方程为

$$\frac{\partial T_s'}{\partial t}+(\bar{u}_s+u_s')\frac{\partial T_s'}{\partial x}+(\bar{v}_s+v_s')\frac{\partial T_s'}{\partial y}+u_s'\frac{\partial \bar{T}_s}{\partial x}+v_s'\frac{\partial \bar{T}_s}{\partial y}+\frac{\bar{T}_0-\bar{T}_{-h}}{h}w_s'$$
$$=\nu_s\left(\frac{\partial^2 T_s'}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 T_s'}{\partial y^2}\right)+\frac{K_s}{h}\left(\frac{\partial T_s'}{\partial z}\right)_{z=0} \tag{11}$$

其中 h 是混合层的深度，在模式中简单地取为常数。$\bar{T}_0-\bar{T}_{-h}$ 是海表温度与斜温层温度之差。带“—”的量表示气候平均值，K_s 和 ν_s 分别是海洋的垂直和水平湍流交换系数。

在海-气交界面上有热量平衡方程[3]

$$\rho_s C_{ps}K_s\frac{\partial T_s'}{\partial z}+L\rho K_T r\frac{\partial \ln e_s}{\partial \bar{T}}\frac{\partial \bar{q}_s}{\partial \bar{T}}T_s'=\frac{S_0}{W_0}l_b\left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_b \quad z=0 \tag{12}$$

上式中左边第一项是海-气交界面上海水向下的湍流热交换，第二项是向上的异常蒸发通量，右端是云量对辐射平衡的调节。下标 b 代表大气边界层上的值，l_b 是边界层厚度，S_0 和 W_0 是与短波辐射和垂直运动有关的常数。

在海-气交界面上的另一个条件取

$$\theta'=T_s' \tag{13}$$

在混合层中，垂直运动可通过连续方程

$$\frac{\partial u_s'}{\partial x}+\frac{\partial v_s'}{\partial y}+\frac{\partial w_s'}{\partial z}=0 \tag{14}$$

从混合层底积分到海面求得。

(11)式中的 u_s' 和 v_s' 由 Ekman 风吹流理论，假定由海表大气风吹动所引起的，有

$$u_s'=\frac{\sqrt{2}}{2}\frac{0.0126}{\sqrt{|\sin\varphi|}}(u_0'+v_0') \tag{15}$$

$$v_s'=\frac{\sqrt{2}}{2}\frac{0.0126}{\sqrt{|\sin\varphi|}}(v_0'\mp u_0') \tag{16}$$

其中 φ 是纬度。模式的计算范围包括了南、北半球。严格地讲，上式在赤道附近不适用。为简单起见，本模式取 $\sin\varphi$ 等于 $\sin 20°$ 的值。(16)式中在北半球计算时取“—”号，南半球计算时取“+”号。u_0' 和 v_0' 是海-气交界面上的大气的风。

取特征值，其沿纬向和经向的水平尺度分别为 L_0 和 l，海洋的垂直空间尺度为 H_s，海温距平为 ΔT_s，引入带“～”号的无量纲量

$$x=L_0\tilde{x},\ h=H_s\tilde{D},\ y=l\tilde{y},\ T_s=\Delta T_s\tilde{T}_s,$$
$$u_s=U_s\tilde{u}_s,\ v_s=V_s\tilde{v}_s,\ w_s=w\tilde{w}_s,\ t=\frac{L_0}{U_s}\tilde{t}$$

则方程(11)和(12)的无量纲形式是(略去～号)

$$\frac{\partial T_s'}{\partial t}+(\bar{u}_s+u_s')\frac{\partial T_s'}{\partial x}+(\bar{v}_s+v_s')\frac{\partial T_s'}{\partial y}+u_s'\frac{\partial \bar{T}_s}{\partial x}+v_s'\frac{\partial \bar{T}_s}{\partial y}-\frac{\bar{T}_0-\bar{T}_{-D}}{D}w_s'$$

$$=E_{vs}\left[\left(\frac{l}{L_0}\right)^2\frac{\partial^2 T_s'}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 T_s'}{\partial y^2}\right]+E_{ks}\left(\frac{\partial T_s'}{\partial z}\right)_{z=0} \tag{17}$$

$$\left(\frac{\partial T_s'}{\partial z}\right)_{z=0}+\lambda_q T_s'=\lambda_s\left(\frac{\partial u}{\partial y}\right)_b \quad z=0 \tag{18}$$

其中无量纲参数为

$$E_{vs}=\frac{\nu_s}{V_s l},\qquad E_{ks}=\frac{K_s l}{H^2_s V_s},\qquad \lambda_q=DL\rho K_q r\frac{\partial \ln e_s}{\gamma \bar{T}}\frac{\partial \bar{q}}{\partial \bar{T}},$$

$$\lambda_s=\frac{S_0 l_b U D}{W_0\rho_s C_{Ps}K_s l\Delta T}。$$

(17) 式中 $D=\frac{h}{H_s}$，是无量纲的混合层深度。

边界条件为

$$w_s'=0,\qquad \theta'=T_s' \qquad z=0 \tag{19}$$

$$w'_{-D}=w_s', \qquad z=-D \tag{20}$$

$$v_s'=w_s'=T_s'=\frac{\partial u_s'}{\partial y}=0 \qquad y=\pm 4 \tag{21}$$

$$u_s'=w_s'=\frac{\partial T_s'}{\partial x}=\frac{\partial V_s'}{\partial y}=0 \qquad x=0,1 \tag{22}$$

在试验中，当 $\Delta\theta=\Delta T_s$ 取 3 度时，有关参数取

$L_0=10^7$米，　$l=10^6$米，　$H=10^4$米，　$U=30$ 米秒$^{-1}$，

$V=3$ 米秒$^{-1}$，　$w=3$ 厘米秒$^{-1}$，　$\nu=10^5$米^{2}秒$^{-1}$，

$K_T+K_r=10$米^{2}秒$^{-1}$，$\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z}=3$ 度千 米$^{-1}$，$\frac{\partial \bar{q}}{\partial z}=1.3$ 千克$^{-1}$百米$^{-1}$，

$T=\frac{L_0}{U}=10^5$秒，　$\tau=10^6$秒，　$L=600$ 卡克$^{-1}$，

$C_P=0.24$ 卡克$^{-1}$度$^{-1}$，　$H_s=10^2$米，　$K_s=10^{-3}$米^{2}秒$^{-1}$，

$\rho_s C_{Ps}=0.5$ 卡厘米度$^{-1}$，　$\bar{T}_0-\bar{T}_{-D}=10$ 度，

$$U_s=\frac{\sqrt{2}}{2}\frac{0.0126}{\sqrt{|\sin 20°|}}U=0.78\text{ 米秒}^{-1},\qquad V_s=\frac{\sqrt{2}}{2}\frac{0.0126}{\sqrt{|\sin 20°|}}V=0.078\text{ 米}^2\text{秒}^{-1}$$

上述简单海-气耦合模式中包括的主要物理过程和反馈机制为在赤道东太平洋海温异常增暖时，使这一地区的平均海面温度升高。通过湍流热交换和蒸发等过程，洋面给大气更多的热量，大气低层涡度增加，垂直运动增加，这样哈德莱环流加强，信风增强，增强了的气流风应力使海洋混合层中的风吹流呈辐散输送。根据质量连续性的要求，此辐散必须由混合层底部的海水上翻补偿。低层海水上翻使海表温度下降，于是形成了一个负反馈过程。同时风应力旋率的增加，在混合层中东太平洋洋流输送使海表温度降低。此外，由于凝结增加，使云量增加，减少了太阳短波辐射，使海温降低，也是一个负反馈过程。

数值计算是在一个东西向为 130°E—130°W，南北方向为 40°S—40°N 的长方形网

格区域中进行的，x 和 y 方向各取 21 个点。水平平流项采用 Lilly 格式，时间差分为中央差，每六步用一次 Euler 后差。时间步长对模式大气部分取 10 分钟，对海洋取 1 小时。

三、试验结果及讨论

海洋模式的计算需要用到太平洋地区气候平均洋流和平均海表温度，这些资料取自[4]，平均洋流包括了南北赤道洋流及赤道逆流，其流速最大约为 50 厘米秒$^{-1}$，西风漂流的流速≤20 厘米秒$^{-1}$。

初始海表温度的距平值选用了 1972 年冬季的太平洋海表温度的实际资料，西太平洋上缺少记录部分用气温代替。这一年赤道东太平洋为异常暖的典型年份。在东太平洋赤道地区 4°N—8°S 范围内，海温正距平在 1.5 度以上，最高达 3 度。

模式大气的距平环流从静止开始。计算表明，若海温不变，则 20 天左右将建立起准定常状态的距平垂直环流。我们把如此算得的环流作为积分的第一天。计算是假定这样的大气垂直环流在 25 天内准定常地维持(根据试验，海洋对大气的响应时间稍长一些，大约是 25 天)，并通过风吹流影响海表温度的变化。更合理地是应该用 20 天内大气垂直环流的平均值作为表层海水的推动力，但根据试验结果，大气对海温场的响应，在第 10 天已基本上可以建立起如第 20 天达到准定常状态相同流型和量级的垂直环流。因此为简单起见，本文取了第 20 天的大气垂直环流作为影响海温变化的推动力，并在计算中假设海温达到准定常状态前此值维持不变。当准定常的海温建立以后，又假定它也维持 20 天不变并影响大气，直到大气距平垂直环流又一次建立起准定常状态，如此反复积分，试验到 295 天结束。

图 2 是东太平洋赤道暖水区包括最大海温正距平在内的 28 个点的平均海温距平随时间变化曲线。从图中我们看到初始海温是正距平，以后逐渐下降，在变化到负距平后又上升到正距平，其时间大约是 210 天。季劲钧等[2]的理论分析工作曾指出热带海气耦合系统中存在着一类周期在月以上的长周期振荡，振荡周期的长短随混合层深度加深而变长，当混合层深度是 100 米时，振荡周期约为 6.5 个月。在本文的模式中，混合层深度是固定为 100 米，不随时间变化。数值模拟的短期气候振荡周期与文献[2]中的结果相近。图 2 中的×代表混合层中的垂直运动，试验结果模拟出了海水上翻，从图中可以看到在海水上翻时一般海温是下降的(只有一个点例外)，反之海温是上升的。这自然是因为在上翻时，将混合层底较冷的海水带到表层使海表温度降低，而上翻停止时，海温将通过其它过程渐渐回升。

图 3 是赤道地区太平洋中、西部上升运动区纬向风距平随时间的变化。图 4 和图 5 分别是 16°N 和 24°N—32°N 的平均经向风距平随时间的变化。我们看到在东太平洋为暖水时，赤道地区纬圈平面的距平垂直环流是反沃克环流，即低空吹东风，高层吹西风。当海温距平发生变化，例如从正距平转为负距平时，改变了赤道太平洋东西向的热力差异，赤道纬圈平面的距平环流随着发生了变化。这种局地效应在赤道附近的经向距平垂直环流的变化上也可以看到。如图 4 中，当海温距平为正距平时，高层是南风，低层是

北风。当海温距平转为负距平时，低空转为南风，高层转为北风，但有时高空的变化稍慢一些。在中纬度经向距平风随时间的变化与海温距平随时间的变化相比，一个明显的特点是时间上的落后，特别是在高层。初始的高层南风减弱很慢，大约经过了 3 个月左右的时间，南风风速减少了一半。这表明赤道海温异常对大气垂直环流圈的影响首先是在低纬度，通过了哈得来环流对热量和角动量的向北输送，影响副热带高压和中高纬度环流发生变化。从这个意义上，可以看到在常规长期预报方法中用海温作为前期的预报因子是有其物理依据的。

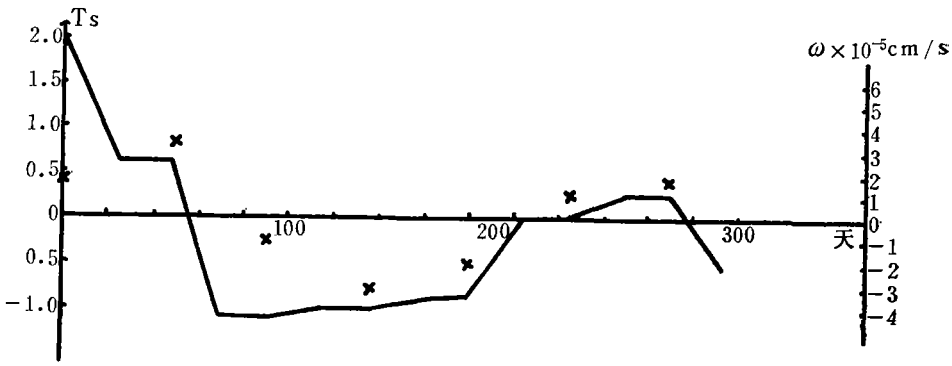


图 2 4°N—8°S 东太平洋暖水区海温距平和垂直运动随时间的变化

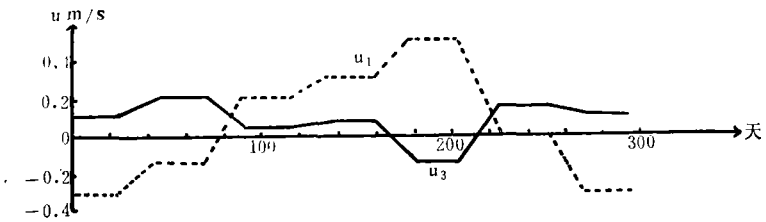


图 3 赤道附近太平洋中、西部上升运动区纬向风随时间的变化
（下标 1 代表高层，3 代表低层）

图 6 给出了中太平洋和东太平洋赤道地区海表温度距平随时间的变化。我们注意到在模式积分的第 70 天，在 140°W经度上赤道海温是极小，越向西海温极小值出现的时间越晚。180°W经度上海温距平极小出现在第 160 天，比140°W晚大约 3 个月。这种赤道东太平洋海温异常逐渐向西传播的趋势已有统计事实[5]。在文献[5]中，统计了 35 年资料，分析了赤道东太平洋和赤道中太平洋在 20°N—20°S 之间区域内，每一个纬度，5 个经度格点上的月海温距平。统计分析表明，出现在秘鲁和厄瓜多尔沿岸的大尺度海表温度异常沿赤道方向向西传播到中太平洋，南美沿岸与 170°W之间的落后是 3—4 个月。数值模拟结果与统计事实相接近。

致谢：作者对巢纪平教授对本文提出的宝贵意见以及季劲钧同志的有益讨论，在此表示感谢。

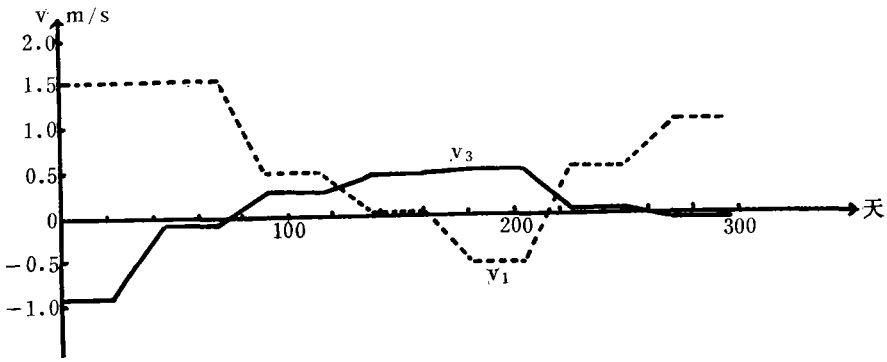


图 4　16°N经向风距平随时间的变化

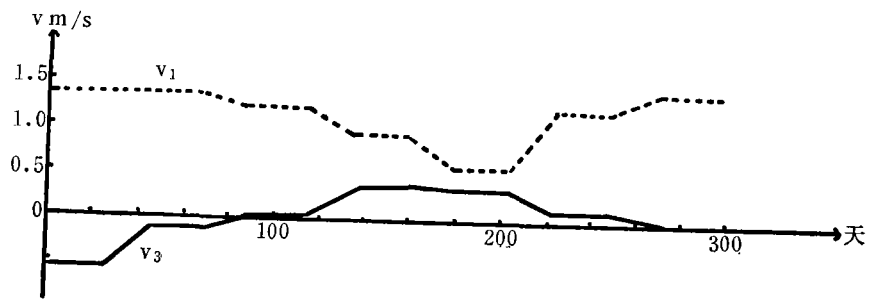


图 5　24°N—32°N地区的经向风距平随时间的变化

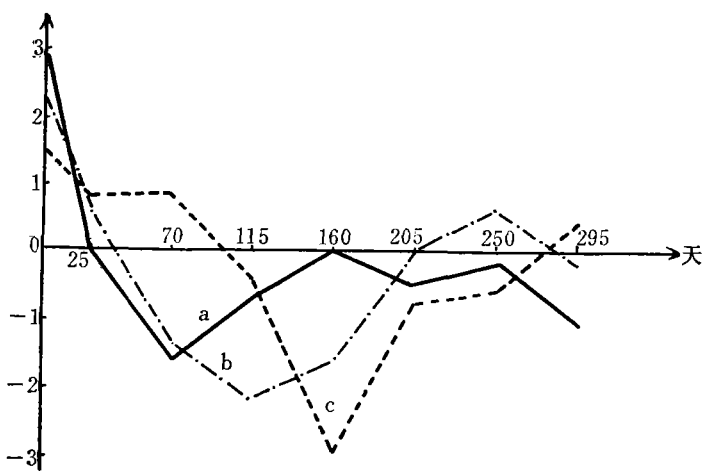


图 6　赤道中太平洋和赤道东太平洋不同经度上海温距平随时间的变化
(a 代表 140°W，b 代表 160°W，c 代表 180°W)

参 考 文 献

[1] 符淙斌等，热带太平洋海-气系统的低频振荡，海洋与湖沼文集，10 月，19—28,1978。
[2] 季劲钧等，热带海气耦合系统中的长周期振荡及大气中的赤道辐合带，气象学报，37 卷，第 3 期，32—43，1979。
[3] 长期数值天气预报研究小组，中国科学，第 2 期，162—172,1977。
[4] Newell, Kidson, Vincent, Boer, The General Circulation of the Tropical Atmosphere and Interactions with Extratropical Latitudes, Vol. 1, the MIT Pross , 1973.
[5] Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, SST Lag Relationships in the Eastern Pacific, Tropical ocean-atmosphere newsletter, No. 4, October, 1980.

NUMERICAL EXPERIMENT OF SHORT-TERM CLIMATIC OSILLATION IN A SIMPLE TROPICAL OCEAN-ATMOSPHERE COUPLED SYSTEM

Xing Runan

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Abstract

A simple coupled ocean-atmosphere model is integrated numerically for long-range, in which we consider the turbulent heating, radiative cooling, regulation of radiative balance by clouds, condensation heating, evaporation from the sea and upwelling of ocean water.

The results of the experiment show that the sea surface temperature anomalies in the tropical region may influence the atmospheric vertical circulation. These local effects in the low latitude may extend to the middle-high latitudes. Even though only upper ocean mixed layer has been considered, the short-term climatic oscillation and the SST lag relationships between the middle and eastern Pacific are revealed in this experiment.