

地球自转年际变化作用于全球海温异常的 观测事实和数值试验*

钱维宏 丑纪范

(兰州大学大气科学系, 兰州 730000)

樊云

(北京气象学院, 北京 100081)

提 要

本文通过12年144个月的全球海温距平格点资料分析得到El Nino和反El Nino事件只是全球海温异常变化的一个部分, 全球各大洋海温变化具有一定的联系。通过一个简化的海洋模式对全球海温异常变化的模拟发现, 地球自转速度变化首先引起纬向风的异常, 再由异常的纬向风切应力作用于洋流和海温的异常, 这一简化的海洋模式基本上模拟出了全球各大洋海温时空分布实况的变化特征。具体表现为: 地球自转速度减慢(加快)时, 大洋低纬度东部升温(降温), 太平洋的西北部和西南部降温(升温), 大西洋和印度洋中高纬海域降温(升温)。

关键词: 地球自转; 海温异常; 数值试验。

一、引 言

近年来, 人们通过地球自转年际的日长 ΔLOD 或相对变化率 $(\Delta\Omega/\Omega)$ 资料与东太平洋赤道带海温资料的对比分析, 发现地球自转年际速率的减慢和加快, 与赤道海温的升高和降低现象存在着很好的一致性^[1-3]。除了地球自转年际变化与东太平洋赤道带海温异常有显著的关系外, 地球自转年际变化还与大气运动之间有着密切的联系^[4]。那么, 现在的问题是地球自转年际变化直接通过海流引起了海温的变化呢, 还是地球自转年际变化首先引起大气风场的变化, 再由风吹流引起了海温的异常呢? 要回答这一问题, 我们可以借助数值研究这一方法。

地球自转年际变化作用于大气和海洋的运动应该是全球性的。因此, 我们利用12年144个月全球各大洋的海温距平资料进行了分析, 结果认为赤道东太平洋海温的异常仅仅是全球海温变化的一个部分。一个简化的海洋浅水波模式的研究结果指出, 地球自转的年际变化直接引起了大气纬向风的异常, 再由异常的纬向风切应力导致了海流和海温的异常。

二、异常海温的全球性

利用美国麻省理工学院(MIT)1990年整编的12年(1968—1977和1982—

1993年5月7日收到, 1993年6月5日收到修改稿。

* 国家自然科学基金资助项目。

1983) 144 个月 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 经纬网络点上的海温距平资料作统计分析。图 1a 和图 1b 分别是以赤道东太平洋 ($107.5^{\circ}\text{W} - 112.5^{\circ}\text{W}$, $2.5^{\circ}\text{S} - 2.5^{\circ}\text{N}$) 和赤道大西洋 ($27.5^{\circ}\text{W} - 32.5^{\circ}\text{W}$, $2.5^{\circ}\text{S} - 2.5^{\circ}\text{N}$) 构成矩形相连 4 个格点海温的距平平均值与全球各大洋网格点海温距平值的相关图。从图 1a 可见, 太平洋低纬中东部海温距平与西北太平洋和西南太平洋海温距平呈负相关, 与低纬印度洋海温距平呈正相关, 大西洋的低纬东部地区也位于正相关区中。从图 1b 看出, 大西洋的海温距平变化呈经向的正负相关相间分布, 沿赤道低纬度, 全球海洋都是一致的正相关。上述两幅全球海温距平的相关图说明, 海温异常不完全是局部海域海-气相互作用的结果, 局部海温异常仅仅是全球海温异常的一部分, 全球海洋不同海域的海温变化之间有着内在的联系。这样, 我们自然会想到操纵全球海温变化还应有海、气系统之外的因子在起作用。

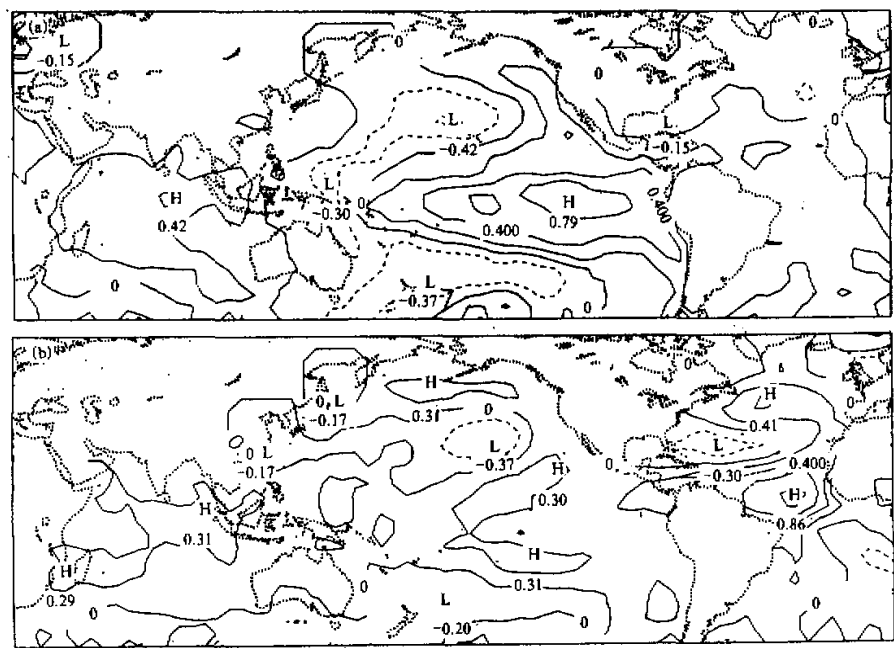


图 1 赤道海温距平与全球海温距平的相关
(a) 赤道东太平洋; (b) 赤道大西洋
等值线间隔 ± 0.20

三、地球自转变速驱动的一个简单海洋模式

由于人们已经发现地球自转速度的年际变化与海温异常之间有着明显的关系, 地球大气和海洋作为一种密度有异的地球流体位于质量要比它们大得多的旋转变速的固体地球上, 因此, 固体地球自转角速度的变化必然会反映到大气和海洋中来。同时, 大气、海洋对固体地球自转变化的响应后又要发生海、气之间的调整 (或适应)。根据固体地

球、大气、海洋三者的角动量守恒原理,可以得到下列角速度变化关系^[5]。

$$\begin{cases} \Delta\Omega_0 = -0.273 \times 10^4 \Delta\Omega_E, \\ \Delta\Omega_A = -0.569 \times 10^6 \Delta\Omega_E. \end{cases} \quad (1)$$

上式表明,固体地球自转角速度的微小变化 $\Delta\Omega_E$ 可以引起海洋流体角速度 Ω_0 和大气角速度 Ω_A 的显著变化。

因地球自转角速度的变化可直接改变大气中纬向风和海洋中纬向洋流的变化。仔细分析一下赤道大气低层 850 hPa 的纬向风与太平洋赤道带的海温距平 (NINO-3 区和 NINO-1+NINO-2 区) 的时间序列^[6],可见,近 10 年发生的 3 次 El Nino 事件,太平洋赤道东部海温出现正距平峰值之前,大气中都有明显的西风异常。Zebiak 和 Cane 在一个有限区域简单海、气耦合模式中,初始积分用一个异常的西风强迫该模式的西部海域,从而导致了类似 El Nino 海温异常的出现。这些说明,低纬低层大气中西风异常是 El Nino 事件发生的关键^[7]。我们认为固体地球自转速度的变化对这种西风异常有重要的贡献。

考虑旋转着的地球是一个非惯性参照系,而把太阳视为惯性(或绝对)参照系,旋转参照系与惯性参照系有如下的关系式:

$$\frac{d_a(\quad)}{dt} = \frac{d(\quad)}{dt} + \bar{\Omega} \times (\quad), \quad (2)$$

其中 d_a/dt 和 d/dt 分别为惯性参照系和非惯性参照系下的个别变化, $\bar{\Omega}$ 是地球旋转角速度,它包括大小和方向的变化。

(2) 式作用于任意矢量都是成立的。现从惯性参照系里的质点速度 $\vec{V}_a$ 代入,并注意 $\vec{V}_a = \vec{V} + \bar{\Omega} \times \vec{r}$,即惯性参照系下的绝对速度等于旋转参照系下的相对速度与地球旋转引起的牵连速度之和,代入(2)式得

$$\frac{d_a \vec{V}_a}{dt} = \frac{d\vec{V}}{dt} + 2\bar{\Omega} \times \vec{V} + \bar{\Omega} \times (\bar{\Omega} \times \vec{r}) + \frac{d\bar{\Omega}}{dt} \times \vec{r}, \quad (3)$$

此式表示惯性参照系下绝对坐标中的加速度与旋转参照系下相对坐标中的加速度之间的关系。其中, $\vec{r}$ 为运动质点距地心的矢径, $2\bar{\Omega} \times \vec{V}$ 是科里奥利加速度, $\bar{\Omega} \times (\bar{\Omega} \times \vec{r})$ 是向心加速度,另一项 $(d\bar{\Omega}/dt) \times \vec{r}$ 是由于地球旋转速度变化引起的附加速度。

根据牛顿定律,惯性参照系下的流体运动方程为

$$\frac{d_a \vec{V}_a}{dt} = \vec{g}_a - \frac{1}{\rho} \nabla p + \vec{F}, \quad (4)$$

其中, $\vec{g}_a$ 为地心引力,指向地心; $-(1/\rho) \nabla p$ 为压力梯度力; $\vec{F}$ 为包括粘性力在内的其他作用力。

将(3)式代入(4)式,移项得,

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - 2\bar{\Omega} \times \vec{V} - \bar{\Omega} \times (\bar{\Omega} \times \vec{r}) + \vec{g}_a - \frac{d\bar{\Omega}}{dt} \times \vec{r} + \vec{F}, \quad (5)$$

(5) 式右端各项依次为作用在地球流体质点上的压力梯度力,地转偏向力、离心力、地

心引力、固体地球自转速度变化作用在纬圈面内的切向附加力 (这里不考虑转轴方向的变化)。其中离心力 $-\bar{\Omega} \times (\bar{\Omega} \times \bar{r})$ 与地心引力 $\bar{g}_a$ 之和为重力 $\bar{g}$, 则在旋转参照系下地球流体的运动方程为

$$\frac{d\bar{V}}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - 2\bar{\Omega} \times \bar{V} + \bar{g} - \frac{d\bar{\Omega}}{dt} \times \bar{R} + \bar{F}, \quad (6)$$

其中 $\bar{R}$ 是纬圈面内的质点所在的半径矢。

(6) 式 $\bar{F}$ 中不但包含地球流体与固体地表之间的摩擦力, 流体内部的粘性力, 还包含了固体地球与大气或海洋流体之间通过角动量交换引起的附加作用力, 这个力的表示式为

$$\bar{F}_i = \frac{d\bar{\Omega}_i}{dt} \times \bar{R}_i, \quad (7)$$

式中 $i=A$ 或 O 分别表示大气或海洋流体, 在 (6) 式中 $\bar{F}$ 如只考虑 $\bar{F}_i$, 则大气和海洋流体的运动方程分别为

$$\frac{d\bar{V}_A}{dt} = -\frac{1}{\rho_A} \nabla p_A - 2\bar{\Omega}_E \times \bar{V}_A + \bar{g} - \frac{d\bar{\Omega}_E}{dt} \times \bar{R}_A + \frac{d\bar{\Omega}_A}{dt} \times \bar{R}_A, \quad (8)$$

$$\frac{d\bar{V}_O}{dt} = -\frac{1}{\rho_O} \nabla p_O - 2\bar{\Omega}_E \times \bar{V}_O + \bar{g} - \frac{d\bar{\Omega}_E}{dt} \times \bar{R}_O + \frac{d\bar{\Omega}_O}{dt} \times \bar{R}_O, \quad (9)$$

一般地, 在海洋或大气中取 $\bar{R}_A = \bar{R}_O = \bar{R}$ 。

对地球大气和海洋流体, 由于不能直接得到因固体地球旋转变速引起的这部分 $d\bar{\Omega}_A/dt$ 和 $d\bar{\Omega}_O/dt$, 但可以根据天文观测得到 $d\bar{\Omega}_E/dt$, 利用 (1) 式的关系, 同时考虑到

$$\begin{cases} \left| \frac{d\bar{\Omega}_E}{dt} \times \bar{R}_A \right| \ll \left| \frac{d\bar{\Omega}_A}{dt} \times \bar{R}_A \right| \simeq \left| -0.569 \times 10^6 \frac{d\bar{\Omega}_E}{dt} \times \bar{R}_A \right|, \\ \left| \frac{d\bar{\Omega}_E}{dt} \times \bar{R}_O \right| \ll \left| \frac{d\bar{\Omega}_O}{dt} \times \bar{R}_O \right| \simeq \left| -0.273 \times 10^4 \frac{d\bar{\Omega}_E}{dt} \times \bar{R}_O \right|. \end{cases} \quad (10)$$

最后得到考虑大气和海洋流体与固体地球有角动量交换的运动方程:

$$\frac{d\bar{V}_A}{dt} = -\frac{1}{\rho_A} \nabla p_A - 2\bar{\Omega}_E \times \bar{V}_A + \bar{g} - 0.569 \times 10^6 \frac{d\bar{\Omega}_E}{dt} \times \bar{R}_A, \quad (11)$$

$$\frac{d\bar{V}_O}{dt} = -\frac{1}{\rho_O} \nabla p_O - 2\bar{\Omega}_E \times \bar{V}_O + \bar{g} - 0.273 \times 10^4 \frac{d\bar{\Omega}_E}{dt} \times \bar{R}_O. \quad (12)$$

在 El Nino 年, 地球自转平均年际减慢 $\Delta\bar{\Omega}_E = 0.2856 \times 10^{-12} \text{ rad/s}$ 。因此, 在 (11) 和 (12) 式中最后一项与科里奥利力在低纬度有相同的量级。对海洋, 我们考虑为一个有耗散的纬向风吹流作用的线性化浅水波模式,

$$u_t^s = -\varphi_{\lambda}^s + \tau \cos\left(\frac{\pi}{6}\right) + f v^s + r(u_{\lambda\lambda}^s + u_{\varphi\varphi}^s) - 0.273 \times 10^4 \frac{d\bar{\Omega}_E}{dt} R \cos\varphi, \quad (13)$$

$$v_t^s = -\varphi_\varphi^s - \tau \sin\left(\frac{\pi}{6}\right) - fu^s + r(v_{\lambda\lambda}^s + v_\varphi^s), \quad (14)$$

$$u^a = -0.569 \times 10^6 \frac{d\Omega_E}{dt} R \cos\varphi, \quad (15)$$

$$\tau = \left(\frac{\rho^a}{\rho^s}\right) \frac{C_D^a}{H^s |u^a|^2 |u^s|}, \quad (16)$$

$$\varphi_t^s = -gH^s \nabla \cdot \bar{V}^s + r(\varphi_{\lambda\lambda}^s + \varphi_{\varphi\varphi}^s), \quad (17)$$

$$T_t^s = -\bar{V}^s \cdot \nabla(\bar{T}^s + T^s) - \bar{V}^s \cdot \nabla T^s + \eta\varphi^{s'} + r(T_{\lambda\lambda}^s + T_{\varphi\varphi}^s). \quad (18)$$

上述各式中 u^s 、 v^s 分别为向东为正和向北为正的洋流速度； τ 为纬向风应力； $f=2\Omega\sin\varphi$ ； r 为海洋水平耗散系数，是地理纬度 φ 的函数， $r=0.5\pi/180R\cos\varphi$ ； ρ^a 和 ρ^s 分别为大气和海水的密度； C_D^a 为大气拖曳系数； H^s 为模式海洋深度； φ^s 为模式海面位势高度； $\bar{T}^s$ 为平均海面温度， $\bar{V}^s$ 为海洋上层的平均洋流，本文中 $\bar{T}^s$ 和 $\bar{V}^s$ 取自 OSU6 层海洋斜压模式^[8]积分到第 51 年的结果； η 为海洋混合层厚度增量 φ'^s 对海温的作用系数。在球坐标下，任一变量 A 的空间差分可表示为

$$\begin{aligned} A_\lambda &= \frac{1}{R\cos\varphi} \frac{\partial A}{\partial \lambda}, & A_\varphi &= \frac{1}{R} \frac{\partial A}{\partial \varphi}; \\ A_{\lambda\lambda} &= \frac{1}{(R\cos\varphi)^2} \frac{\partial^2 A}{\partial \lambda^2}, & A_{\varphi\varphi} &= \frac{1}{R^2} \frac{\partial^2 A}{\partial \varphi^2}; \\ \nabla \cdot A &= \frac{1}{R\cos\varphi} \frac{\partial A}{\partial \lambda} + \frac{1}{R\cos\varphi} \frac{\partial(A\cos\varphi)}{\partial \varphi}. \end{aligned}$$

海洋是一个 $4^\circ \times 5^\circ$ 经纬度的格点模式，其范围与 OSU 海洋模式相同，即是一个从 74°S — 74°N 的纬向通道。在 74°S 以南和 74°N 以北可以认为是位于两极的冰盖，这一侧边界处理为波吸收墙。模式中各参数取值及时间积分步长 (Δt)，空间差分格距 ($\Delta\lambda$, $\Delta\varphi$) 如表 1。

表 1 模式中的常数和参数取值

符号	R	ρ^a/ρ^s	C_D^a	η	H^s	$\Delta\lambda$	$\Delta\varphi$	Δt
值	6371110 m	1.2923×10^{-3}	0.002	50	150 m	5°	4°	43200 s

四、一个理想试验的结果

把方程 (13) — (18) 写成球坐标下的差分形式，固体地球自转速度的变化取为 $d\Omega_E/dt = -0.6 \times 10^{-19} \cos(2\pi t/2a) \text{s}^{-2}$ ，它随时间的变化由图 2 所示。图 2 同时给出了地球自转相对变化率 $-\Delta\Omega/\Omega$ 与模式计算的大气纬向风及模式 NINO-3 区海温异常随时间的变化。 $-\Delta\Omega/\Omega$ 曲线上升段为地球自转减慢， $-\Delta\Omega/\Omega$ 曲线下降段为地球自转加快。比较图 2 中的曲线可以看出，地球自转相对变化率 $-\Delta\Omega/\Omega$ 与大气西风基本上同位相，而海温的异常（最大增暖和最大减暖）比 $-\Delta\Omega/\Omega$ 的峰值或西风异常要晚 90—100

d, 也就是西风异常先于海温异常。这一结果和实际大气中低纬低层的西风异常与 El Nino 事件的关系是一致的。

图 2 中海温第一次达到最大正距平的时间是在第 260 个模式日, 海温第一次到达最大负距平的时间是在第 630 个模式日。图 3a, b 为第 260 个模式日的全球海温异常及异常的海流分布, 图 4a, b 为第 630 个模式日的全球海温异常及异常海流分布。比较图 3a,b 与图 4a,b 可见, 地球自转减慢时, 太平洋的中低纬东

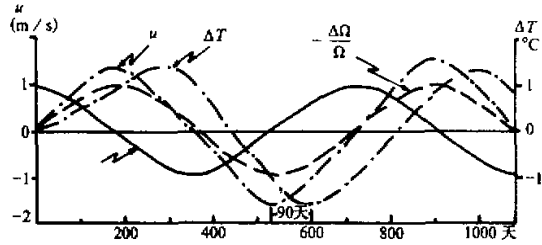


图 2 理想试验中地球自转速度变化
($0.6(d\Omega/dt) \times 10^{-19} s^{-2}$ 或 $-\Delta\Omega/\Omega$) 和模式纬向风及模式
NINO-3 区海温异常的时间变化

部, 印度洋的东部以及大西洋的低纬东部海域海温升高, 西北太平洋, 西南太平洋、印度洋西部以及大西洋的中高纬海域海温降低, 洋流出现向低纬地区及向大洋东部的辐合, 这种辐合尤以太平洋的低纬东部海域为明显。相反地, 在地球自转加快时, 模式海温的异常分布和海流分布与地球自转减慢时的情形完全相反。模式的海温异常分布形态与由 12 年 144 个月的实际海温月距平值计算的相关图 1 以及 4 个 El Nino 最强月 (1969 年 1 月, 1972 年 12 月, 1977 年 6 月, 1982 年 12 月) 的海温距平合成图, 3 个反 El Nino 最盛月 (1970 年 8 月, 1973 年 11 月, 1975 年 12 月) 的合成海温距平图 (图略) 中的海温异常分布的形态是一致的, 只是模式海温分布的中心与实况海温距平分布的中心位置有些偏离。最明显的是模式太平洋东部的最大变温中心比实况偏北近 15 个纬度, 而印度洋的最大变温中心比实况又偏南了近 20 个纬度。显然, 这种差异可能与所用海洋模式较为简单 (仅一层), 因而不能描述冷水区上翻以及忽略了北赤道逆流等有关。

模式中, 地球自转变速可以通过改变大气纬向风的切应力影响海流和海温的分布, 也可以通过地球自转变速作用于海流的附加力 $-0.273 \times 10^4 (d\Omega_E/dt) R \cos\varphi$ 直接改变纬

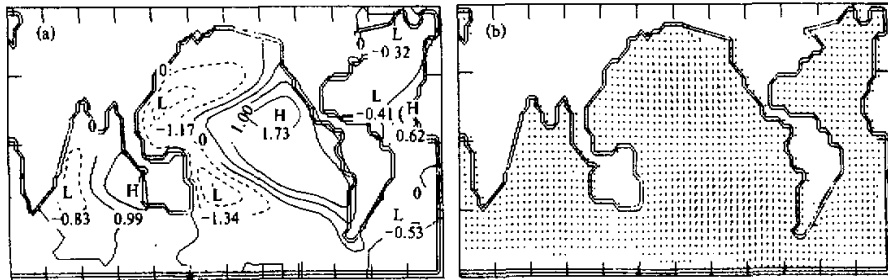


图 3 第 260 个模式日的全球海温异常及异常海流的分布
(a) 海温异常, 单位: $^{\circ}C$, 等值线间隔 $\pm 0.5^{\circ}C$
(b) 异常的海流分布, $Max|u| = 0.260 m/s$

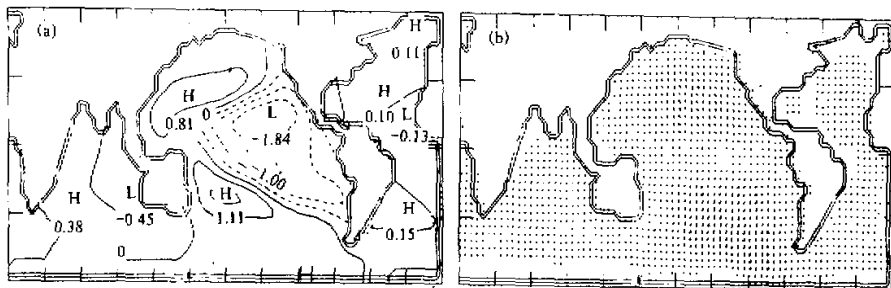


图4 第630个模式日的全球海温异常及异常的海流分布

(a) 海温异常, 单位: $^{\circ}\text{C}$, 等值线间隔 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$

(b) 异常海流的分布, $\text{Max}|\vec{V}| = 0.260 \text{ m/s}$

向洋流的速度和海温异常。当我们不考虑前者的作用时, 模式海温异常的分布形态与图3a和图3b相似, 但其最大中心值要小一个量级。因此, 在实际的计算中我们已略去 $-0.273 \times 10^4 (d\Omega_E / dt) R \cos \varphi$ 这一项的作用。

五、地球自转年际变化与太平洋赤道东部海温异常

根据第 i 年第 m 月 UTI 系统下的地球自转速率值 $(\Delta\Omega / \Omega_0)_{i,m}$ 资料, 我们可通过下式

$$\left[\left(\frac{\Delta\Omega}{\Omega_0} \right)_{i+1,m} - \left(\frac{\Delta\Omega}{\Omega_0} \right)_{i,m} \right] / a = \frac{1}{\Omega_0} (\Omega_{i+1,m} - \Omega_{i,m}) / a = \frac{d\Omega}{dt} / \Omega_0, \quad (19)$$

直接得到地球自转的年际不规则变化。图5中的粗实线为用(19)式归算的地球自转年际异常变化, 这种归算方法比其他的滤波方法更简便、直观。图5a和b中细实线分别为赤道东太平洋 NINO-1+NINO-2 区和 NINO-3 区的海温距平。由图5可见, 地球自转速度年际减慢对应着赤道东太平洋海温距平的升高, 反之, 地球自转速度年际加快时对应着赤道东太平洋海温距平的降低。在1957—1990年这一时段内, 几乎每次地球自转速度的年际减慢都对应有一次 El Nino 事件的发生, 每次地球自转速度的年际加快都对应有一次反 El Nino 事件的出现。所以地球自转速度年际变化与 El Nino 和反 El Nino 事件之间有着内在的联系。

把图5中的地球自转年际变化值输入我们的一层海洋模式中进行计算, 就可输出1957—1990年逐月的全球海洋不同区域的海温距平分布。其中1957—1990年的赤道东太平洋的海温距平曲线与1957—1990年, NINO-3 区的实况海温距平曲线的变化极为一致(图略)。

六、结果与讨论

(1) 全球不同海域海温异常通过固体地球自转变速作用具有内在的联系。表现为地

球自转速度减慢时, 各大洋的低纬度海域及大洋的东部海温升高, 而大洋的中高纬海域和大洋的西部海温下降, 地球自转速度加快时, 则全球海温分布的情形相反。具体升、降温大小和位置还与各大洋的洋盆形状及面积大小有关。在三大洋中太平洋洋盆面积最大, 升降温幅度也较其他海洋为大, 具体表现为地球自转速度减慢(加快)时, 低纬太平洋东部升(降)温, 西北太平洋和西南太平洋降(升)温。在大西洋, 由于洋盆南北较长, 所以地球自转速度减慢(加快)时, 以赤道附近的升(降)温为中心, 在经向方向海温距平呈南北向的振动。

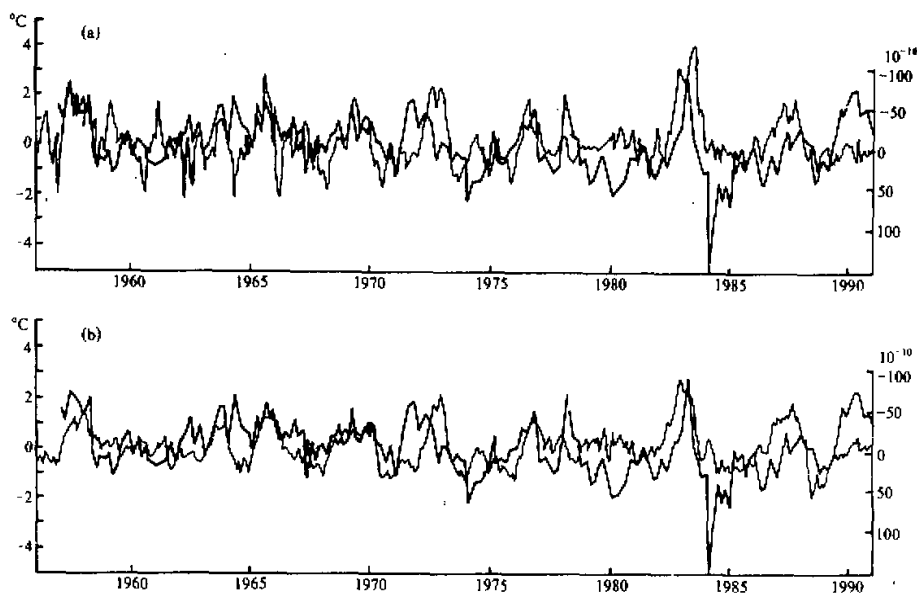


图5 1957—1990年逐月海温距平时间序列(细实线)与地球自转年际变化($(d\Omega/dt)/\Omega_0$)
(a) NINO-1+NINO-2区; (b) NINO-3区

(2) 地球自转速度变化作用于海温异常的途径是: 地球自转变速首先改变大气纬向风动量的变化, 纬向风的异常通过风切应力再作用于海流和海温的异常。

(3) 长期以来, 人们力图在海-气内部去寻找 El Niño 发生前西风异常的原因。但通过本文的研究发现, 固体地球自转角速度变化是引起西风异常的一个主要原因。因此, 要解决 El Niño 发生的长期预报, 问题已转到首先要作出地球自转速度年际变化的预报。对地球自转速度年际变化的原因, 目前认为主要来自大气内部的振荡。但是, 最近我们的另一研究发现, 固体地球自转速度, 年际变化的原因是太阳活动改变了地球这部发电机的效率, 从而改变了地球内部液核流体与岩石圈的相对旋转。

(4) 本文中给出的一层简化的海洋模式只是说明地球自转变速可通过大气对海洋异常的作用, 该模式尚不能描述实际的洋盆边界和海底地形。此外, 极涡的偏移, 雪盖的年变化大气下垫面加热异常以及海温异常对大气运动的反馈等对纬向风异常也会起作

用, 这些也许是本模式模拟的海温时空分布与实况有某些差异的原因。

致 谢: 中国气象科学研究院的任振球先生和张先恭先生提供了地球自转变化率资料和NINO-3区海温资料, 美国麻省理工学院的 R.E.Newell 教授提供了 12 年全球海温距平格点资料, 丁一汇教授也曾给予过指导, 作者对他们致以诚挚的谢意。

参 考 文 献

- [1] 郑大伟等, 1988, 地球自转年际变化, El Nino 事件和大气角动量, 中国科学 (B 辑), No.3, 332-337。
- [2] 任振球等, 1986, 地球自转减慢与厄尼诺现象的形成, 气象学报, 44, No.4, 411-416。
- [3] 钱维宏, 1988, 长期天气变化与地球自转速度的若干关系, 地理学报, 43, No.1, 60-66。
- [4] 钱维宏, 1991, 地球自转速度变化对副高脊线南北进退的作用, 气象学报, 49, No.2, 239-243。
- [5] 任振球, 1990, 全球变化, 科学出版社, 81-84。
- [6] U.S. Climate Analysis Center, Climate Diagnostics Bulletin, August, 1992, 8-9。
- [7] Zebiak, S.E. and M. A. Cane, 1987, A model El Nino-Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2262-2278。
- [8] Han, Y-J, 1988, *Physically-based Modelling and Simulation of Climate and Climate Change*, Part I: Kluwer Academic Publishers, 465-508。

The Observational Study and Numerical Experiment on the Effect of the Variation of the Earth's Rotation on the Global

Qian Weihong and Chou Jifan

(Department of Atmospheric Science, Lanzhou University, Lanzhou 730000)

Fan Yun

(Beijing Institute of Meteorology, Beijing 100081)

Abstract

Based on the global sea surface temperature anomalies (SSTA) of 144 months in 12 years, it is revealed that the El Nino or anti-El Nino is one part of the global SSTA and relationship exists between SSTAs for different oceans. Using a simple ocean model, it can be seen that the variation of the earth's rotation rate will cause the anomaly of zonal wind and then the abnormal stress force of zonal wind will cause anomaly of the current and the sea surface temperature. Most of the simulated features of temporal-spatial evolution in different oceans are in agreement with those observed: when the rate of the earth's rotation decelerated (accelerated), the SST in the east part of low-latitude oceans increased (decreased), while the SST in the northwest and southwest areas of the Pacific, mid-high latitude area of Atlantic and the Indian Ocean decreased (increased).

Key words: earth's rotation; sea surface temperature anomaly; numerical experiment.