

# ENSO 动力学与预测

张人禾<sup>1)</sup> 周广庆<sup>2)</sup> 巢纪平<sup>3)</sup>

1) (中国气象科学研究院, 北京 100081)

2) (中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

3) (国家海洋局海洋环境预报中心, 北京 100081)

**摘 要** 发生在热带太平洋地区的 ENSO 现象是海气相互作用的集中表现, 是年际气候变化中的最强信号。由于它的发生会在全球许多地区引起严重的气候异常, 极大地影响着这些地区的工农业生产和人民生活, 因此, 对 ENSO 的机理及其预测的研究一直是大气海洋界的一个热点研究课题。中国科学院大气物理研究所在 ENSO 的机理及其预测等方面进行了大量的研究, 取得了许多研究成果。作者将对中国科学院大气物理研究所在这方面的一些研究成果进行回顾和介绍。

**关键词:** 海—气相互作用; ENSO; 预测

## 1 引言

在热带太平洋上, 气候平均状态下, 大洋西部存在着全球海洋表面海水温度最高的大范围暖水, 但在大洋东部的秘鲁和厄瓜多尔沿岸以及沿赤道的狭窄区域内, 存在着海面温度 (SST) 的低值区, SST 要比热带西太平洋区域低几度。热带太平洋 SST 的这种分布特征具有明显的年际变化, 最显著的表现就是所谓的 El Niño 现象, 这时赤道中东太平洋的表面冷海水强烈增暖, 并且持续的时间可达一年左右<sup>[1,2]</sup>。研究表明<sup>[3]</sup>, 发生在热带大气中的南方涛动 (Southern Oscillation) 现象与厄尔尼诺现象有着内在的联系, 是与海洋中的厄尔尼诺现象相对应在热带大气中发生的异常现象。这种热带大气—海洋耦合系统的缓慢振荡现象称之为 ENSO。

发生在热带太平洋地区的 ENSO 现象是年际气候变化中的最强信号。ENSO 现象虽然发生在热带, 但许多观测和数值模拟研究<sup>[4]</sup> 都表明, 它会在全球范围内引起严重的气候异常, 在世界许多地区造成严重的旱涝和高低温灾害, 极大地影响着这些地区的工农业生产和人民生活。因此, 近 20 年来 ENSO 一直是短期气候变化方面的一个研究焦点 (如 CLIVAR)。关于 ENSO 机制的大量研究成果, 使我们对 ENSO 动力学的认识有了很大的进展<sup>[5~7]</sup>, 而为期 10 年的 TOGA (热带海洋和全球大气) 计划的实施, 已使监测和预报 ENSO 成为现实。本文将着重讨论近 20 年来中国科学院大气物理研究所 (IAP/CAS) 对 ENSO 机理和 ENSO 预测的一些研究成果。

## 2 热带海气耦合系统的不稳定性在 ENSO 发生发展中的作用

Bjerkness<sup>[8]</sup>最早提出了 ENSO 是由于热带太平洋地区海—气相互作用所引起的假说。Philander 等<sup>[9]</sup>在 SST 的变化正比于海洋混合层厚度的假定（局地热力平衡近似）下，发现海—气相互作用使得海—气耦合系统中的扰动变为不稳定并且向东传播。Yamagata<sup>[10]</sup>从理论上分析了这种耦合不稳定性，指出东传不稳定扰动的产生是由于海—气相互作用使得海洋 Kelvin 波变为不稳定。Hirst<sup>[11]</sup>引入了完整的线性热力学方程，同时包括了平流和斜温层厚度局地变化的影响，指出海洋中热力学过程的形式对所导致的海气耦合系统的不稳定类型具有重要作用。当热力学方程中局地热力平衡近似起主要作用时，向东传的 Kelvin 波是不稳定的；当固定平均温度梯度并减小控制局地热力平衡近似的参数时，耦合模式中不稳定模的结构从类似于 Kelvin 波转变为类似于 Rossby 波。

在上述研究中，把 ENSO 现象中向东传的不稳定扰动归结为不稳定 Kelvin 波的作用。但是，Kelvin 波的发生不仅要求的条件很严，即扰动的径向速度必须为零，同时，观测表明 ENSO 现象向东传的速度也比 Kelvin 波慢。巢纪平等<sup>[12]</sup>和张人禾等<sup>[13, 14]</sup>采用流场和压力场之间的高阶平衡近似，过滤掉大气和海洋中的 Kelvin 波，在局地热力平衡近似下讨论了热带海气耦合系统中大气 Rossby 波和海洋 Rossby 波的相互作用。理论分析结果（图 1）指出，热带大气和海洋中的赤道 Rossby 波相互耦合后，不仅可以产生向西传的不稳定耦合波，在一定条件下也可以产生一类不同于 Kelvin 波向东传的不稳定耦合波，指出了把热带海气耦合系统中向东传的扰动归结为 Kelvin 波这种理论的片面性。数值试验结果<sup>[15]</sup>也证实了理论分析结果的正确性。

以上的讨论表明，不同的研究得到了不同的结果。实际上，Hirst<sup>[11]</sup>采用的是原始

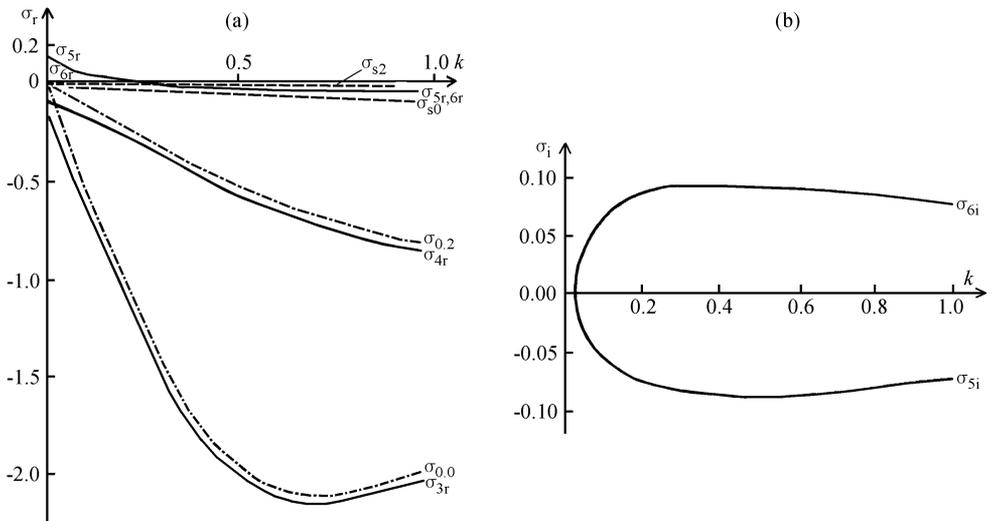


图 1 (a) 求解海气耦合模式得出的特征根实部 (实线) 及径向模为偶数时大气 (断线) 和海洋 (虚线) 中的特征根分布; (b) 不稳定模  $\sigma_{5r}$  和  $\sigma_{6r}$  的虚部 (引自文献 [13])

运动方程, 在大气和海洋中同时存在着重力惯性波、混合 Rossby 重力惯性波、赤道 Kelvin 波和 Rossby 波等自由波, 采用差分方法或高阶截断模式的方法所得到的结果, 很难看清楚耦合后的扰动究竟由哪些自由波占主导地位。为了清楚地分析哪些自由波动在热带海气耦合系统的不稳定扰动中起主导作用, 张人禾<sup>[16, 17]</sup>在赤道平面上取长波近似的条件下, 讨论了在热带海气耦合系统中取不同径向模时耦合波的性质, 即分别讨论了在局地热力平衡近似下大气和海洋 Kelvin 波的相互作用、大气 Rossby 波和海洋 Kelvin 波的相互作用、大气和海洋 Rossby 波的相互作用以及大气 Kelvin 波和海洋 Rossby 波的相互作用。结果指出, 这些单独的耦合波对海气耦合模式中参数的取值很敏感, 不同的参数可以产生性质不同的耦合波。但在实际的热带海洋和大气中, 一旦有扰动出现, 必将在两种介质中同时激发出 Kelvin 波和 Rossby 波。因此, 对这些单独耦合波的讨论并不能代表真实的海气耦合系统中的情况, 但却有助于我们理解大气和海洋中同时包含 Kelvin 和 Rossby 波时耦合波的性质。

张人禾的研究结果<sup>[17]</sup>指出, 当大气和海洋中同时包括 Kelvin 波和 Rossby 波时, 向东传的不稳定耦合波占有绝对重要的地位 (见图 2), 这与 Philander 等<sup>[9]</sup>的数值计算结果是一致的。热带海气耦合波的性质与模式中的参数  $\epsilon$  (海洋重力波速  $c_s$  与大气重力波速  $c_a$  的比值, 即  $\epsilon = c_s / c_a$ ) 有很大关系。当  $\epsilon$  很小时, 大气与海洋中自由波的频率相差很大, 不容易产生强烈的海气耦合, 这时海气耦合波的频率与大气和海洋中自由波的频率非常接近。只有当  $\epsilon$  不太小时, 才能产生强烈的海气耦合, 并且海气耦合波的性质与大气和海洋中经典自由波的性质产生了很大的差异。与单独的耦合波的性质比较后可知, 当参数  $\epsilon$  较小时, 不稳定东传耦合波的产生是由于海洋中的 Rossby 波经过海—气相互作用后, 在波长较长处变成了向东传, 它是与海洋中的 Kelvin 波相互耦合后所产生的。而当  $\epsilon$  较大时, 则大气与海洋中 Kelvin 波的耦合波在这种向东传的不稳定波中占主导地位。

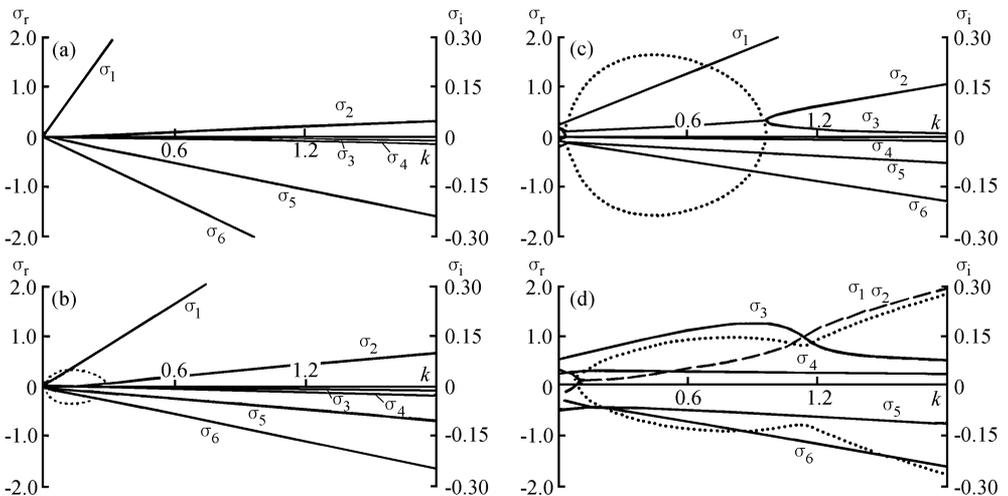


图 2 取不同  $\epsilon$  时海气耦合波的频率  $\sigma$  随波数  $k$  的变化 (引自文献 [17])

(a)  $\epsilon = 0.026$ ; (b)  $\epsilon = 0.13$ ; (c)  $\epsilon = 0.26$ ; (d)  $\epsilon = 0.39$  (断线代表最不稳定耦合波频率的实部)

实线: 频率的实部; 虚线: 频率的虚部

### 3 ENSO 循环的物理机制

Schopf 和 Suarez<sup>[18]</sup>提出了延迟振子理论,用来解释 ENSO 循环产生的物理原因,这个理论强调了海洋中的赤道 Kelvin 波和 Rossby 波的传播过程及其在边界的反射在维持 ENSO 循环中的重要作用。但是,许多研究结果并不支持这种观点。Chao 和 Philander<sup>[19]</sup>利用一个真实的海洋环流模式,在热带太平洋上 1967 年到 1979 年间观测到的风场的作用下,对 ENSO 循环进行了研究,其结果指出在与南方涛动相联系的年际时间尺度中,没有清楚的证据表明个别赤道波动的存在。在许多耦合模式的结果中<sup>[20~23]</sup>,异常的 SST、斜温层深度以及风场都起源于热带西太平洋,然后以很慢的速度向东传播。Hirst<sup>[21]</sup>对有边界和没边界时的解进行了比较,指出在他的解中没有反射的 Rossby 波。Masumota 和 Yamagata<sup>[24]</sup>详细分析了振荡解的结构,指出解中只包含向东传播的扰动,没有证据表明存在着 Rossby 波。他们还比较了在其他参数全部相同的情况下,大洋宽度分别取为  $170^\circ$  和  $210^\circ$  这两种情况下模式的解,指出在这两种情况下模式 ENSO 出现的周期是完全相同的,这表明了与 ENSO 现象相联系的年际振荡的动力学机制似乎可以不需要产生赤道 Rossby 波,也不需要它们在边界的反射。

#### 3.1 热带海气耦合系统的非线性自激振荡与 ENSO 循环

张人禾和巢纪平<sup>[25]</sup>利用一个简单的非线性热带海气耦合模式,在模式中滤去了重力惯性波以及 Kelvin 波,研究了非线性热带海气耦合系统中的年际振荡。结果表明(图 3),在耦合模式中可以出现 2 年到 9 年 ENSO 事件出现的周期。因此,他们提出了非线性热带海气耦合系统中的自激振荡现象在 ENSO 循环产生中的可能作用,ENSO 循环可以不靠赤道波系在大洋内部的传播及其在边界的反射这种过程来维持。他们的结果也指出,非线性热带海气耦合系统的振荡周期对海—气相互作用强度的变化非常敏感,海—气相互作用强度仅在百分之十几的变化范围内,可以产生 2~9 年不同的海气耦合系统的振荡周期。实际的海气耦合强度应该是不断变化的,因此,由模式结果可以推知 ENSO 现象必然会以不固定周期出现。

#### 3.2 热带西太平洋纬向风应力在维持 ENSO 循环中的动力作用

张人禾和黄荣辉<sup>[26]</sup>分析了与 ENSO 循环相联系的纬向风应力场,发现观测的大洋中西部纬向风应力异常出现在热带中东太平洋海温变化之前。在中东太平洋海面温度开始升高之前,在赤道西太平洋已经出现西风应力异常。随着西风应力异常不断加大且向东传播,此时赤道中东太平洋的海面温度不断升高;当西风应力异常达到最大且其最大中心东传到日期变更线附近时,赤道中东太平洋的海面温度达到最高。随着西风应力异常向东移,在其西边的热带西太平洋出现了东风应力异常。赤道西太平洋的东风异常出现在赤道中东太平洋海面温度达到最高值之前,随后东风应力异常不断加大并向东移动。随着东风应力异常的加强和向东移动,赤道中东太平洋的正海面温度异常不断减弱,直至海面温度正异常消失并出现负海面温度异常。张人禾和黄荣辉<sup>[26]</sup>所揭示的观测事实与延迟振子理论不同,强调了首先出现在热带西太平洋的纬向异常风应力及其东传在维持 ENSO 循环中的重要性。他们的理论分析<sup>[26, 27]</sup>和数值试验<sup>[28]</sup>结果表明,热带西太平洋纬向风应力的变化及其东移与赤道东太平洋海面温度的变化存

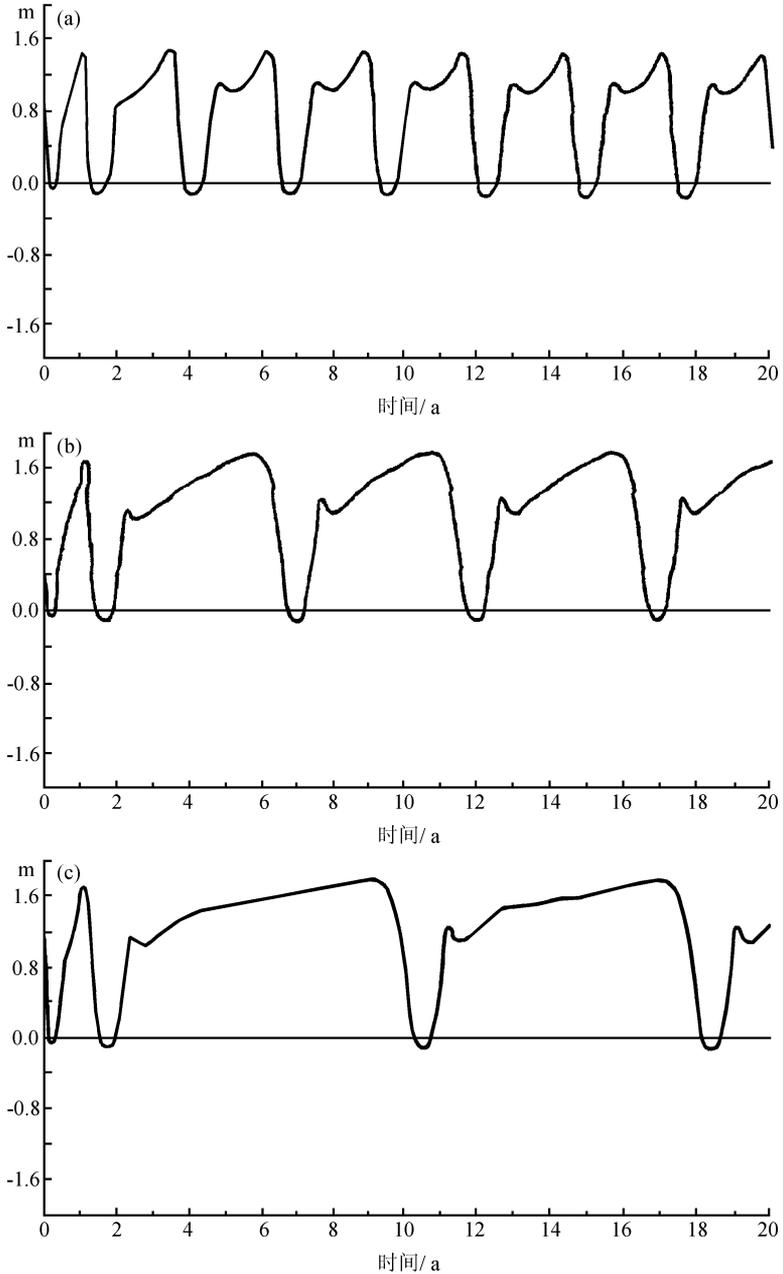


图 3 取不同海气相互作用系数时赤道上海洋扰动高度场随时间的演变 (引自文献 [25])

在着内在的动力学联系, 并且纬向风应力东传时比其静止时所激发出的海洋 Kelvin 波有更大的强度。理论分析结果表明, 观测到的西风应力异常可以在海洋中产生三类过程, 造成赤道东太平洋海面温度的升高, 即东传西风应力异常激发的下沉 Kelvin 波、它到达大洋东边界产生的反射下沉 Rossby 波、以及西风应力异常移到赤道东太平洋时它本身强迫产生的海洋混合层厚度变厚, 它们的综合作用可以造成 El Niño 事件的发生和发展。观测到的东风应力异常同样可以在海洋中产生三类过程, 使得赤道东太平洋

海面温度降低, 即东传东风应力异常激发的上翻 Kelvin 波、它到达大洋东边界产生的反射上翻 Rossby 波、以及东风应力异常移到赤道东太平洋时它本身强迫产生的海洋混合层厚度减小, 这些过程的综合作用可以导致厄尔尼诺事件的消亡。

### 3.3 热带西太平洋上空大气对流层低层的环流异常与 ENSO 循环

黄荣辉等<sup>[29, 30]</sup>分析了与 20 世纪 80 年代以来的四次 ENSO 循环相联系的热带西太平洋上空大气对流层低层的环流异常。结果表明, 在厄尔尼诺发展阶段, 热带西太平洋赤道以北为一气旋式环流异常; 而在 El Niño 盛期时为一反气旋式环流异常。他们的研究指出, 在 El Niño 件发展阶段前, 西太平洋暖池变暖造成了此气旋性环流异常, 与此气旋性环流异常相联系, 在印度尼西亚和赤道西太平洋上空产生西风异常; 而当 El Niño 事件发展到成熟阶段, 西太平洋暖池变冷造成了此反气旋性环流异常, 从而使印度尼西亚和赤道西太平洋上空产生东风异常。由此形成的赤道附近的纬向风异常通过激发出海洋中的赤道波系, 对于 El Niño 事件的发展与衰减和拉尼娜事件的发生产生重要的动力作用。

黄荣辉等的研究结果强调了暖池的热状况导致了热带西太平洋上空大气对流层低层风场的形成, 此风场通过激发出海洋中的赤道波动, 引起海洋中热量的重新分配, 使得赤道中东太平洋和赤道西太平洋的热状况发生变化。暖池热状况的变化又会造成热带西太平洋上空大气对流层低层风场的变化, 并激发出性质与其相应的海洋赤道波动, 再一次造成海洋中热量的重新分配。因此, 黄荣辉等的研究暗示着热带西太平洋上空大气对流层低层风场和海洋中的赤道波动之间可能存在着一种“自组织”行为, 它在 ENSO 循环的形成中可能具有重要的作用。

### 3.4 与 ENSO 循环相联系的暖、冷水的传播过程

李崇银和穆明权<sup>[31]</sup>、巢清尘和巢纪平<sup>[32]</sup>的资料分析以及周广庆等<sup>[33, 34]</sup>的数值模拟都表明, 初始的海表温度距平最早是在暖池出现的, 然后海面温度正距平连同西风距平不断向东传播, 并在传播过程中不断加强, 特别是 20°C 等温线也向东传播并加深。那么, 形成厄尔尼诺的暖池次表层暖水从哪里来, 它东传到赤道东太平洋后又到哪里去了? 同样的问题也适用于拉尼娜现象。一般来讲, 一次厄尔尼诺过程完结后, 会紧跟一次拉尼娜过程, 这两者之间有无联系? 以及存在什么样的联系?

李崇银和穆明权<sup>[35]</sup>分析了 1979~1993 年沿赤道和 10~20°N 纬向以及西太平洋经向次表层海温异常的演变。由图 4 所示, 他们发现从 1981 年开始, 次表层海温正异常由暖池区东传, 于 1982 年夏在赤道东太平洋形成强正距平和强海面温度正距平, 此正距平然后沿 10~20°N 的纬带向西传, 于 1984 年到达西太平洋后再向南传到赤道西太平洋。赤道西太平洋暖池区的次表层海温正异常从 1985 年开始又向东传, 1986 年夏在赤道东太平洋形成正距平并导致 ENSO 的发生。同样, 次表层海温负异常也有完全类似的循环过程, 并形成 1984 年和 1988 年的冷事件。

巢纪平等<sup>[36, 37]</sup>对 1997/1998 年厄尔尼诺以及对 20 世纪 70 年代以来的 8 次厄尔尼诺事件和 7 次拉尼娜事件的分析表明, 基本上每次厄尔尼诺事件或拉尼娜事件爆发以前, 海温正、负距平信号像一对双子座一样总是伴随对方的出现而出现, 或是温跃层面上当负距平信号沿赤道向东传播时, 正距平信号在北部 10°N 附近向西传播, 或是当正距平信号沿赤道向东传播时, 负距平信号在 10°N 向西传播。同时, 在热带太平洋

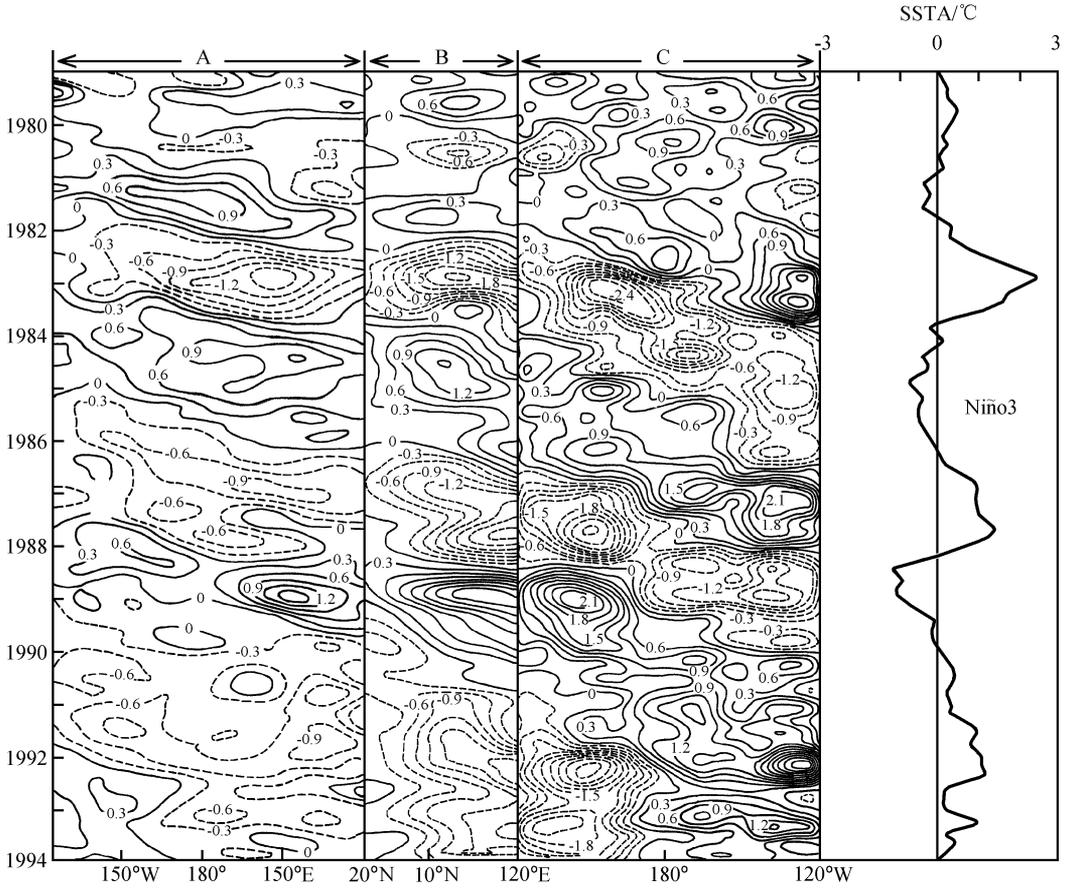


图4 热带太平洋中沿 $6\sim 6^{\circ}\text{S}$  (C)、 $10\sim 20^{\circ}\text{N}$  (A) 和 $120\sim 160^{\circ}\text{E}$  (B) 平均的次表层海温异常随时间的演变, 最右图为 Niño3 区海面温度异常的时间变化曲线 (引自文献 [35])

海盆东边界附近, 从赤道北传到  $10^{\circ}\text{N}$  附近, 或者在西边界附近从  $10^{\circ}\text{N}$  附近南传到赤道。这样厄尔尼诺事件和拉尼娜事件构成一个环路, 并交替出现。当然各次循环所需的时间可以各不相同, 平均来说在  $3\sim 4$  年左右。但在有的年份, 这种循环过程虽然存在, 但正的海温距平或负的海温距平强度较弱, 达不到厄尔尼诺或拉尼娜所需要的温度距平强度, 即厄尔尼诺或拉尼娜“夭折”。这种情况的出现, 经常是因为大气环流条件不支持。对于厄尔尼诺的“夭折”, 往往是缺乏强的西风持续支持, 而对于拉尼娜的“夭折”, 往往是没有强的东风支持。资料分析表明, 在大多数情况下, 这样的环路多数发生在赤道以北。周广庆等<sup>[33,34]</sup>利用 IAP 热带太平洋和全球大气耦合环流模式的长期数值积分结果, 分析了模式模拟的年际变率 (类 ENSO 现象) 的演变规律, 结果同样表明最大海温距平不发生在表层, 而是在次表层的温跃层附近。在东太平洋, 它出现在  $50\text{ m}$  深的赤道上; 而在中、西太平洋, 它位于大约  $150\text{ m}$  深的赤道两侧。这种距平信号在东、西太平洋以及赤道上与赤道两侧呈反位相结构, 并且随时间相互转换。在赤道上, 海温距平信号沿气候温跃层自西向东传播; 而在赤道两侧则沿气候温跃层自东向西传播; 在西太平洋从赤道两侧向赤道传播, 而东太平洋由于受到东边界大陆的影响, 距平信号则表现为自赤道向南北两侧传播并反射向西传播, 从而构成了一个

循环过程。完成这一循环的周期大约为 4 年。由此可知, 暖池不仅是暖水或冷水运动的必经之地, 而且也是暖水或冷水积聚的场所; 厄尔尼诺事件之后一般紧跟一次拉尼娜事件, 正、负距平信号的传播或运动规律如前所述; 而在资料分析中, 海温距平信号沿南半球环路的传播或运动不如北半球环路清楚, 这可能是受大洋西部岛屿和大洋东边界地形走向不同的影响。

## 4 热带东太平洋经向风应力的变化与厄尔尼诺的发生

对于风应力异常在 ENSO 循环中的作用, 纬向风应力的作用受到了特别的重视。国际 TOGA 项目的执行也发现厄尔尼诺/拉尼娜的发生与热带西太平洋的海气状况有关。McCreary<sup>[38]</sup>研究了热带海洋对风应力的响应, 指出经向风应力异常对厄尔尼诺并不重要, 因为它激发不出赤道 Kelvin 波。但是观测事实表明, 厄尔尼诺发生的一个前兆是大气中的热带辐合带 (ITCZ) 的异常南移<sup>[3]</sup>。由于 ITCZ 的异常南移必然会带来经向风应力场的变化, 因此, 经向风应力场与厄尔尼诺的发生是否具有内在的联系是值得研究的一个问题。

张人禾等<sup>[39]</sup>利用观测资料, 对热带太平洋海表经向风应力异常在厄尔尼诺事件发生过程中的作用进行了诊断分析。发现在热带中东太平洋经向风应力距平场中, 关于赤道附近辐合的经向风应力异常与 Niño 3 区 ( $150^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ ,  $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ) 海面温度指数有很好的超前相关, 这种相关性在超前 6 个月甚至更早一些就有显示。这种超前相关表明了超前于增暖事件出现的辐合经向风应力与厄尔尼诺事件的发生可能具有一定的内在联系, 并对厄尔尼诺的发生具有一定的先兆意义。通过利用奇异值分解 (SVD) 方法, 分析了超前的异常经向风应力场与太平洋海表温度异常场的耦合模。结果表明, 对应于厄尔尼诺类型的海温异常的分布, 大气风应力场在超前 6 个月甚至更早的时候, 在赤道中东太平洋表现为辐合的经向异常风应力场, 即赤道以北为北风异常应力, 赤道以南为南风异常应力。这种耦合模的时间系数与 Niño 3 区海面温度异常指数所表示的厄尔尼诺事件有很好的对应关系, 表明这种耦合模反映的正是超前的经向风应力异常与厄尔尼诺事件所对应的海表温度异常之间的相关模态。

为了研究观测资料分析中所揭示的关于赤道辐合的经向异常风应力场是否与厄尔尼诺的发生具有内在的动力学联系, 张人禾等<sup>[40]</sup>根据观测资料分析的结果, 建立了一个关于赤道辐合的理想经向风应力形式, 并利用简单的热带海洋动力学模式, 分析求解在该形式风应力强迫下热带海洋的定常与非定常响应。结果表明, 对于风应力作用在整个区域上的定常响应, 赤道两侧的海水向赤道堆积, 使赤道及附近的海洋混合层加厚, 在赤道附近响应出向西的流动。对于风应力作用于纬向有限宽度区间上的非定常响应 (图 5), 在海洋中激发出向西传播的关于赤道对称的 Rossby 波, 它使波动到达的区域混合层变厚, 而且在强迫区之外 Rossby 波经过后的区域, 在赤道及其附近响应出向西的流动, 并且出现这支向西流动的范围随 Rossby 波的西传不断向西扩展。同时, 由于 Rossby 波的作用, 在赤道附近强迫区及其以西的区域海洋混合层变厚, 并且由于耗散的作用, 变厚的混合层表现出西薄东厚, 使得温跃层出现“西抬东降”的响应, 混合层的这种结构在耗散作用较大时更为明显。因此, 当关于赤道辐合的经向风

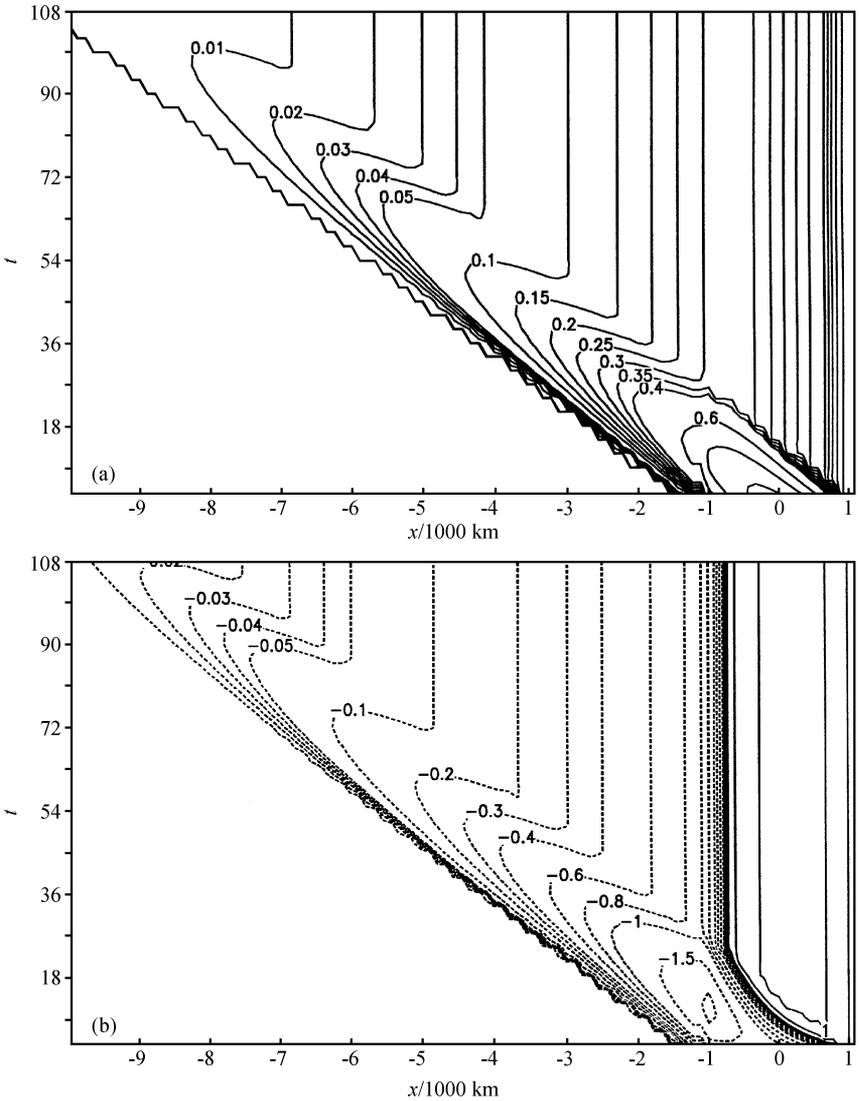


图 5 关于赤道辐合的经向风应力异常强迫出的海洋混合层厚度异常 (a) 和纬向流异常 (b) 随时间的演变

应力强迫作用于赤道东太平洋时, 可以使得赤道东太平洋海洋混合层加深, 减弱气候平均状态下热带太平洋混合层西厚东薄的分布状态, 这将有利于厄尔尼诺事件发生。另一方面, 在赤道及其附近响应出的向西流动, 可以使中东太平洋的表层水不断向西输送, 这有利于表层暖水在西太平洋堆积, 为后来暖事件的发生累积能量。这里的结果也表明, 在厄尔尼诺发生之前, 不仅纬向偏东信风的增强可以驱动更多的暖海水向西输送<sup>[41]</sup>, 出现在赤道中东太平洋的辐合经向风应力异常也可以强迫出向西的异常流动, 为厄尔尼诺的发生提供前期条件。

## 5 热带太平洋外海气系统在 ENSO 循环中的作用

虽然热带太平洋地区海—气相互作用在 ENSO 的发生、发展和消亡中起着重要的

作用,但一些研究也表明,热带太平洋区域以外海—气系统同样对 ENSO 循环具有重要影响。李崇银<sup>[42, 43]</sup>指出,冬半年强东亚大槽的频繁活动,通过行星波列把能量不断向东南方向频散到热带中—西太平洋地区,引起热带中—西太平洋地区偏东信风的持续减弱以及对流活动的加强。热带中—西太平洋地区大气环流的持续异常及其向东扩展,最终导致 ENSO 的发生。黄荣辉等<sup>[44]</sup>提出了 ENSO 循环可能是亚洲季风区与 Hadley 环流区之间存在的低频振荡的产物,并进一步指出了赤道附近西风异常是 ENSO 发生的一个必要条件,而这种西风异常的产生与东亚季风区的西风异常向赤道的传播有关<sup>[45]</sup>。由此可看到,东亚季风可以对 ENSO 循环产生重大的影响。

吴国雄等<sup>[46]</sup>的研究表明,赤道印度洋和东太平洋海面温度年际变化之间存在着显著的正相关,并指出印度洋这种与 ENSO 相关联的变化,与 ENSO 之间存在内在的物理联系。它们之间的联系是由沿赤道印度洋上空纬向季风环流和太平洋上空 Walker 环流之间显著的“齿轮式”耦合造成的,并提出从大气环流的角度来说,印度洋地区季风环流的异常可能是 ENSO 事件形成的一种触发机制。孟文等<sup>[47]</sup>分析了 IAP/LASG GOALS 气候模式的多年积分结果,发现模式中也同样存在与观测资料分析结果相似的印度洋—太平洋“齿轮式”耦合,并指出太平洋或印度洋上的大气异常信号可以通过这种“齿轮式”耦合作为桥梁,影响另一地的海—气相互作用。

## 6 ENSO 预测研究

自 20 世纪 80 年代起,科学家们就开始进行 ENSO 的预测研究<sup>[48~57]</sup>。目前, ENSO 预测可以分为两类,即统计学模式和动力学模式。在统计模式中主要用典型相关分析 (CCA)、主振荡分析 (POP)、经验正交函数 (EOF)、主分量回归 (PC)、神经网络、线性反演、奇异值分析、马耳科夫等方法<sup>[51, 58~64]</sup>。动力学模式依其复杂程度又分为简单的海气耦合模式 (Simple Coupled Model)<sup>[41, 53]</sup>、混合型海气耦合模式 (Hybrid Coupled model)<sup>[49]</sup>和海气耦合环流模式 (Coupled GCM)<sup>[52, 54~57]</sup>。大部分模式可作未来 1~24 个月的预测,衡量预报水平的标准一般采用 Niño 3 (或 Niño 3.4) 指数的预报结果与观测结果作相关分析。国内业已开展 ENSO 预测研究和业务预报,采用的方法既有纯统计学方法<sup>[65]</sup>又有动力学模式<sup>[66]</sup>。周广庆等<sup>[67, 68]</sup>利用 IAP 热带太平洋和全球大气耦合环流模式,设计了“气候异常”初始化方案并进行了十几年的系统性后报检验,建立了 IAP ENSO 预测系统。

综合国内外各种模式的预测结果,可以发现:

(1) 预测的可靠性随预测时间的增加而逐渐降低,达到 18 个月后,预测的可信度已经很低了。目前,统计模式可提前几个月预报 ENSO,而动力学模式则可提前一年预测。IAP ENSO 预测系统对赤道中东太平洋地区 (Niño 3 和 Niño 3.4) 有较强的预报能力,超前 6 个月的预报相关技巧为 0.57,超前 18 个月时仍维持在 0.52,而均方根误差小于  $0.9^{\circ}\text{C}$  <sup>[67, 68]</sup> (图 6)。

(2) 模式在做 3 个月以上的预测时,其可靠性普遍高于持续性预测,有的模式在 3~15 个月的预测上可达到 0.6 以上。而在做 1~3 月的预测时,依其所采用的初始化方法 (针对动力学模式) 的不同而不同。对于没有采用同化方法而充分应用海洋次表层

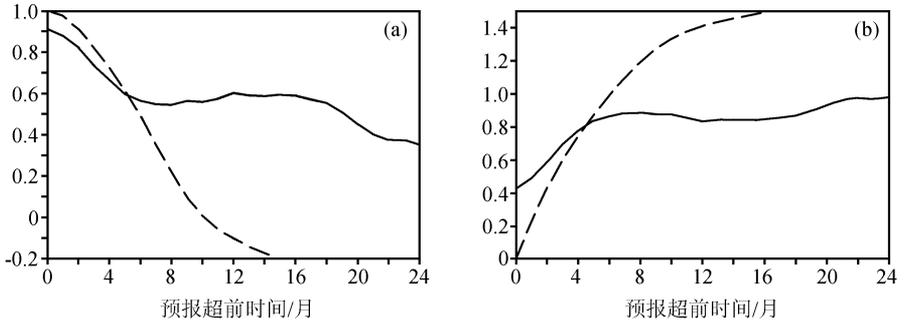


图 6 Niño 3 区 ( $150^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$ ,  $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ ) SSTA 预报相关技巧 (预报与观测的相关系数, a) 和均方根误差 (b)。实线: 模式预报结果; 虚线: 持续性预报结果, (引自文献 [68])

(0~300 m) 观测资料的模式, 其在 1~3 个月的预测技巧均低于持续性预测。当在模式初值中同化海洋次表层资料时, 其预报技巧自开始就高于持续性预测<sup>[52, 54~56]</sup>。因此, 海洋资料同化方法及其在 ENSO 预测中的应用成为当前 ENSO 预测研究的热点。

(3) 模式预报能力具有时间依赖性, 主要表现在两个方面。一是具有 10 年际的变化, 即对某一时段的 ENSO 预测较好而对另一时段预测较差<sup>[69, 70]</sup>, 如 Lamont 模式对 20 世纪 80 年代的冷暖事件预报得很好, 但对 20 世纪 70 年代和 90 年代的 ENSO 预测得就不好。其他模式也有类似的现象, 如 IAP ENSO 预测系统对 20 世纪 80 年代的 ENSO 事件, 在 Niño 3 区接近 0.8 的预报相关技巧可达一年半左右, 而对 20 世纪 90 年代的 ENSO 事件, 超前半年以上的预报仅在 0.4 左右<sup>[68]</sup>, 这说明 ENSO 可预报性本身有 10 年际的变化性。模式预报能力的另一表现是与预报的起始季节和 ENSO 发生的季节有关<sup>[70, 71]</sup>。IAP ENSO 预测系统从春季到秋初开始的预报较好, 高于 0.5 的技巧均可维持 15 个月以上, 其中从 7 月到 9 月开始的预报, 其高于 0.6 的相关技巧可达 16 个月; 而从秋末和冬季开始的预报, 其技巧衰减较快, 预报 5 个月后降到了 0.5 以下 (图 7)<sup>[68]</sup>。

## 7 结束语

本文总结了中国科学院大气物理研究所有关 ENSO 循环和预测研究方面的一些研究成果, 但现有的研究主要将 ENSO 循环看成为热带太平洋区域海—气相互作用问题的研究, 对热带太平洋区域以外海—气系统对 ENSO 循环影响的机理方面还缺乏深入的认识。实际上, ENSO 循环不仅仅是一个热带问题。由于 ENSO 循环与暖池的热状况有密切联系, 暖池上空强烈的对流活动使该地区成为热带纬圈环流的上升分支所在, 其西侧的纬圈环流成为西太平洋和印度洋热带大气的桥梁, 因此, ENSO 循环与热带印度洋的海—气相互作用以及印度季风的变化应该在一定程度上具有内在的联系。除了与暖池热状况相联系的纬圈环流外, 在西太平洋和东亚上空存在着一个与纬圈环流相联系的经圈环流, 它把暖池上空大量的热量和动量带到副热带和中纬度, 改变和加强了那里的大气环流。热带西太平洋也是与东亚季风爆发有关的海域, 此海域的热状况会在一定程度上影响季风的的活动, 反过来季风的爆发又会改变海洋的热力状态和表

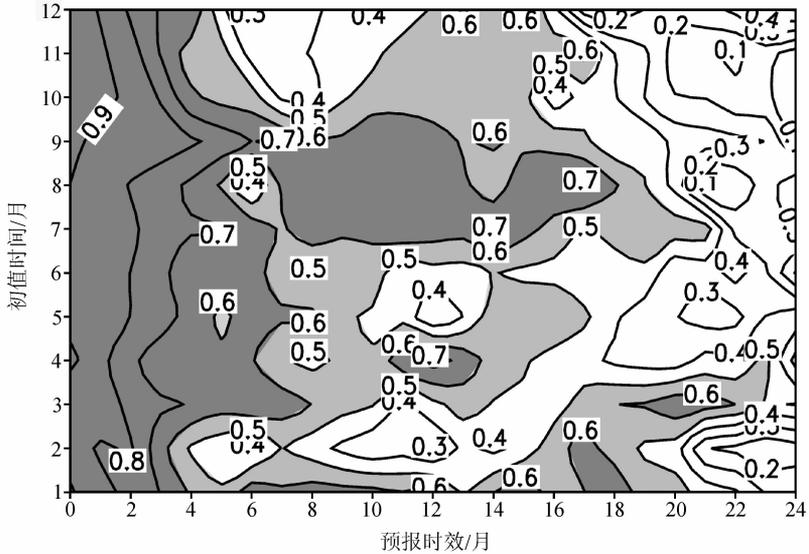


图 7 Niño 3 区 (150°~90°W, 5°S~5°N) SSTA 预报相关技巧随预报时效和初值时间的分布 (引自文献 [68])

层洋流的强度和方向, 因此, 中纬度环流和东亚季风也应该与 ENSO 循环有关。综上所述, 东亚季风、暖池、ENSO 和热带印度洋是一个有机的整体, 它们的变异存在着内在的相互联系。因此, 只有对它们进行综合的研究, 才能真正认识清楚 ENSO 循环的机理, 并对其进行更加准确的预测。

### 参 考 文 献

- 1 Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño, *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**, 354~384.
- 2 Deser, C., and J. M. Wallace, Large-scale atmospheric circulation features of warm and cold episodes in the tropical Pacific, *J. Climate*, 1990, **3**, 1254~1281.
- 3 Philander, S. G. H., El Niño Southern Oscillation phenomena, *Nature*, 1983, **302**, 295~301.
- 4 Philander, S. G. H., *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*, Academic Press, 1990, 289pp.
- 5 McCreary, J. P., and D. L. T. Anderson, An overview of coupled ocean-atmosphere models of El Niño and the Southern Oscillation, *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**, 3125~3150.
- 6 巢纪平, 厄尔尼诺和南方涛动动力学, 北京: 气象出版社, 1993, 309pp.
- 7 Neelin, J. D. et al., ENSO theory, *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**, 14262~14290.
- 8 Bjerkness, J., Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific, *Mon. Wea. Rev.*, 1969, **97**, 163~172.
- 9 Philander, S. G. H., T. Yamagata, and R. C. Pacanowski, Unstable air-sea interactions in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, 1984, **41**, 604~613.
- 10 Yamagata, T., Stability of a simple air-sea coupled model in the tropics, In: *Coupled Ocean-Atmospheric Models*, Ed. J. C. J. Nihoul, Elsevier, Amsterdam, 1985, 767pp.
- 11 Hirst, A. C., Unstable and damped equatorial modes in simple coupled ocean-atmosphere models, *J. Atmos. Sci.*, 1986, **43**, 606~630.
- 12 Chao Jiping, and Zhang Renhe, The air-sea interaction waves in the tropics and their instabilities, *Acta Meteor. Sinica*, 1988, **2**, 275~287.

- 13 Zhang Renhe, and Chao Jiping, Unstable tropical air-sea interaction waves and their physical mechanisms, *Adv. Atmos. Sci.*, 1993, **10**, 61~70.
- 14 张人禾、巢纪平, 对不稳定热带海气相互作用模式的改进, *气象学报*, 1994, **52**, 350~358.
- 15 Zhang Renhe, and Chao Jiping, Numerical experiments on the tropical air-sea interaction waves, *Acta Meteor. Sinica*, 1992, **6**, 148~156.
- 16 张人禾, 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*, 1995, **19**, 455~464.
- 17 张人禾, 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*, 1995, **19**, 563~574.
- 18 Schopf, P. S., and M. J. Suarez, Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**, 549~566.
- 19 Chao, Y., and S. G. H. Philander, On the structure of the Southern Oscillation and evolution of coupled ocean-atmosphere models, TOGA Notes, 1991, No. 3, 1~8.
- 20 Anderson, D. L. T., and J. P. McCreary, Slowly propagating disturbance in a coupled ocean-atmosphere model, *J. Atmos. Sci.*, 1985, **42**, 615~629.
- 21 Hirst, A. C., Slow instabilities in tropical ocean basin-global atmosphere models, *J. Atmos. Sci.*, 1989, **45**, 830~852.
- 22 Yamagata, T., and Y. Masumoto, A simple ocean-atmosphere coupled model for the origin of a warm El Niño/Southern Oscillation event, *Phil. Trans. Soc., London, Ser. A*, 1989, **329**, 225~236.
- 23 Masumoto, Y., and T. Yamagata, The birth and evolution of an eastward propagating air-sea coupled disturbance in an aqua-planet, *Meteor. Atmos. Phys.*, 1990, **44**, 1~9.
- 24 Masumoto, Y., and T. Yamagata, On the origin of a model warm ENSO in the western Pacific, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1991, **69**, 197~207.
- 25 Zhang Renhe, and Chao Jiping, Mechanisms of interannual variations in a simple air-sea coupled model in the Tropics. In: *Climate Variability* (Eds. Ye Duzheng et al.), China Meteorological Press, Beijing, 1993, 236~244.
- 26 张人禾、黄荣辉, El Niño 事件发生和消亡中热带太平洋纬向风应力的动力作用 I. 资料诊断和理论分析, *大气科学*, 1998, **22**, 597~609.
- 27 Huang Ronghui, Zang Xiaoyun, Zhang Renhe et al., The westerly anomalies over the tropical Pacific and their dynamical effect on the ENSO cycles during 1980-1994, *Adv. Atmos. Sci.*, 1998, **15**, 135~151.
- 28 严邦良、黄荣辉、张人禾, El Niño 事件发生和消亡中热带太平洋纬向风应力的动力作用 II. 模式结果分析, *大气科学*, 2001, **25**, 160~172.
- 29 黄荣辉、张人禾, ENSO 循环与东亚季风环流相互作用过程的诊断研究, 赵九章纪念文集 (叶笃正主编), 北京: 科学出版社, 1997, 93~109.
- 30 黄荣辉、张人禾、严邦良, 热带西太平洋纬向风异常对 ENSO 循环的动力作用, *中国科学 (D 辑)*, 2001, **31**, 697~704.
- 31 李崇银、穆明权, 厄尔尼诺的发生与赤道西太平洋暖池次表层海温异常, *大气科学*, 1999, **23**, 513~521.
- 32 巢清尘、巢纪平, 热带西太平洋和东印度洋对 ENSO 发展的影响, *自然科学进展*, 2001, **11**, 1293~1300.
- 33 Zhou Guangqing, Zeng Qingcun, and Zhang Ronghua, An improved coupled ocean-atmosphere general circulation model and its numerical simulation, *Progress in Natural Sciences*, 1999, **9**, 374~381.
- 34 周广庆、李崇银, 西太平洋暖池次表层海温异常与 ENSO 关系的 CGCM 模拟结果, *气候与环境研究*, 1999, **4**, 346~352.
- 35 Li Chongyin, and Mu Mingquan, A further study of the essence of ENSO, *Chinese J. Atmos. Sci.*, 2002, **26**, 309~328.
- 36 巢纪平、袁绍宇、巢清尘等, 热带西太平洋暖池次表层暖水的起源——对 1997/1998 年 ENSO 事件的分析, *大气科学*, 2003, **27**, 145~151.
- 37 Chao Jiping, Yuan Shaoyu, Chao Qingchen et al., A data analysis study on the evolution of the El Niño/La Niña cycle, *Adv. Atmos. Sci.*, 2002, **19**, 837~844.

- 38 McCreary, J., Eastern tropical ocean response to changing wind systems: with application to El Niño, *J. Phys. Oceanogr.*, 1976, **6**, 632~645.
- 39 Zhang Renhe, Zhao Gang, and Tan Yanke, Meridional wind stress anomalies over tropical Pacific and the onset of El Niño. Part I: Data Analysis, *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18**, 467~480.
- 40 Zhang Renhe, and Zhao Gang, Meridional wind stress anomalies over tropical Pacific and the onset of El Niño. Part II: Dynamical Analysis, *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18**, 1053~1065.
- 41 Wyrtki, K., El Niño-the dynamic response of the Pacific Ocean to atmosphere forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 1975, **5**, 570~584.
- 42 李崇银, 频繁的强东亚大槽活动与 El Niño 的发生, 中国科学 (B 辑), 1988, 667~674.
- 43 Li Chongyin, Interaction between anomalous winter monsoon in East Asia and El Niño events, *Adv. Atmos. Sci.*, 1990, **7**, 36~46.
- 44 黄荣辉、吴仪芳, 关于 ENSO 循环动力学的研究, 海洋环流研讨会论文选集, 北京: 海洋出版社, 1992, 41~51.
- 45 黄荣辉、付云飞、藏晓云, 亚洲季风与 ENSO 循环相互作用, 气候与环境研究, 1996, **1**, 38~54.
- 46 吴国雄、孟文, 赤道印度洋-太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和 ENSO 事件 I. 资料分析, 大气科学, 1998, **22**, 470~480.
- 47 孟文、吴国雄, 赤道印度洋-太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和 ENSO 事件 II. 数值模拟, 大气科学, 2000, **24**, 15~25.
- 48 Cane, M. A., S. E. Zebiak, and S. C. Dolan, Experimental forecasts of El Niño, *Nature*, 1986, **321**, 827~832.
- 49 Latif, M., M. Fligel, An investigation of short-range climate predictability in the tropical Pacific, *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**, 2661~2673.
- 50 Barnett, T. P., M. Latif, N. Graham et al., ENSO and ENSO related predictability. Part I: Prediction of equatorial Pacific sea surface temperature with a hybrid coupled ocean-atmosphere model, *J. Climate*, 1992, **6**, 1545~1566.
- 51 Barnston, A. G., and C. F. Ropelewski, Prediction of ENSO episodes using canonical correlation analysis, *J. Climate*, 1992, **5**, 1316~1345.
- 52 Ji, M., A. Kumar, and A. Leetmaa, A multi-season climate forecast system at the National Meteorological Center, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1994, **75**, 569~577.
- 53 Chen, D., S. E. Zebiak, A. J. Busalacchi et al., An improved procedure for El Niño forecasting, *Science*, 1995, **269**, 1699~1702.
- 54 Ji, M., A. Leetmaa, and V. E. Kousky, Coupled model predictions of ENSO during the 1980s and the 1990s at the National Centers for Environmental Prediction, *J. Climate*, 1996, **9**, 3105~3120.
- 55 Behringer, D. W., M. Ji, and A. Leetmaa, An improved coupled model for ENSO prediction and implications for ocean initialization Part II: The coupled model, *Mon. Wea. Rev.*, 1998, **126**, 1022~1034.
- 56 Schneider, E. K., B. Huang, Z. Zhu et al., Ocean data Assimilation, Initialization, and Predictions of ENSO with a Coupled GCM, *Mon. Wea. Rev.*, 1999, **127**, 1187~1207.
- 57 Wang, G., R. Kleeman, N. Smith et al., The BMRC coupled general circulation model ENSO forecast system, *Mon. Wea. Rev.*, 2002, **130**, 975~991.
- 58 Xu, J.-S., and H. von Storch, Principal oscillation pattern: Prediction of the state of ENSO, *J. Climate*, 1990, **3**, 1316~1329.
- 59 Penland, C., and T. Magorian, Prediction of Niño 3 sea surface temperature using linear inverse modeling, *J. Climate*, 1993, **6**, 1067~1076.
- 60 Derr, V. E. and R. J. Slutz, Prediction of El Niño Events in the Pacific by Means of Neural Networks, *AI Applications*, 1994, **8**, 51~63.
- 61 Xue, Y., M. A. Cane, and S. E. Zebiak, Predictability of a coupled model of ENSO using singular vector analysis: Part I: Optimal growth in seasonal background and ENSO cycles, *Mon. Wea. Rev.*, 1996, **125**, 2043~

- 2056.
- 62 Kim, K. -Y. , and G. R. North, EOF-based linear prediction algorithm: Examples, *J. Climate*, 1999, **12**, 2076~2092.
- 63 Xue, Y. , A. Leetmaa, and M. Ji, ENSO prediction with Markov models; the impact of sea level, *J. Climate*, 2000, **13**, 849~871.
- 64 Mo, R. , and D. M. Straus, Statistical dynamical seasonal prediction based on principal component regression of GCM Ensemble Integrations, *Mon. Wea. Rev.* , 2002, **130**, 2167~2187.
- 65 Song Jiayi, and Wang Zhanggui, A new advance in El Nino prediction-The next El Niño will occur in 1997—1998, *Chinese Sci. Bulletin*, 1998, **43** (6), 504~505.
- 66 赵宗慈, ENSO 预测模式研究, 气候通讯, 1996, 第 3 期, 51~58.
- 67 周广庆、李旭、曾庆存, 一个可供 ENSO 预测的海气耦合环流模式及 1997/1998 ENSO 的预测, 气候与环境研究, 1998, **3**, 349~357.
- 68 Zhou Guangqing, and Zeng Qingcun, Predictions of ENSO with a Coupled GCM, *Adv. Atmos. Sci.* , 2001, **18**, 587~603.
- 69 Balmaseda, M. A. , M. K. Davey, and D. L. T. Anderson, Decadal and seasonal dependence of ENSO prediction skill, *J. Climate*, 1995, **8**, 2705~2715.
- 70 Kirtman, B. P. , and P. S. Schopf, Decadal variability in ENSO predictability and prediction, *J. Climate*, 1997, **11**, 2804~2822.
- 71 Balmaseda, M. A. , D. L. T. Anderson, and M. K. Davey, Seasonal dependence of ENSO prediction skill, *Ocean Modeling* , 1994, **104**, 1~6.

## On ENSO Dynamics and Its Prediction

Zhang Renhe<sup>1)</sup>, Zhou Guangqing<sup>2)</sup>, and Chao Jiping<sup>3)</sup>

1) (*Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081*)

2) (*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

3) (*National Marine Environment Forecast Center, Beijing 100081*)

**Abstract** The ENSO (El Niño/Southern Oscillation) is the most prominent phenomenon of interannual variability in the tropical Pacific ocean-atmosphere system, which has great impacts on global climate changes and human activities. The mechanism for ENSO and its prediction are the main topics to be addressed in many climate research programs. In this paper, a review is presented on the progresses in these studies achieved in the Institute of Atmospheric Physics (IAP), Chinese Academy of Sciences in the past decade.

**Key words:** air-sea interaction; ENSO; prediction