

简易海洋同化数据中的厄尔尼诺现象

崔茂常^{1,2,3}, 吴玲娟^{1,4}

(1. 中国科学院海洋研究所, 山东青岛 266071; 2. 海洋环境科学和数值模拟国家海洋局重点实验室, 山东青岛 266061; 3. 中国科学院大气物理研究所 LASG, 北京 100029; 4. 中国科学院研究生院, 北京, 100039)

摘要: 为研究在厄尔尼诺现象演变过程中海气相互作用的性态特征, 该文再次应用拓展伴随模态分析于简易海洋同化数据(SODA data). 结果表明: 通过相互作用形成厄尔尼诺/拉尼娜现象的海洋与大气具有明显不同的性态, 气候系统中并不存在一个相对独立的热带太平洋大气变异, 但是的确存在一个相对独立的热带太平洋海洋变异; 原因在于大气是底部界面受热而海洋是顶部界面受热, 从而导致前者具有较后者强烈得多的斜压不稳定性 and 能够覆盖大部分热带太平洋的赤道辐合带; 再次证实了正是直接来自中纬度海域的西风爆发和海面风辐聚导致赤道太平洋上层海水的东向移动和经向辐聚造就了厄尔尼诺所特有的增温信号.

关键词: 厄尔尼诺/拉尼娜现象; 形成机理; 拓展伴随模态分析; 简易海洋同化数据

中图分类号: P732 **文献标识码:** A **文章编号:** 0253-4193(2005)02-0029-10

1 引言

世界上最强的年际气候变异信号——厄尔尼诺现象和南方涛动(ENSO)一直被认为是取决于热带太平洋海气相互作用的首要气候现象. 几十年来人们努力试图理解与预报这一现象: Bjerknes^[1] 提出 ENSO 循环是热带太平洋水温变异引起信风弛张, 信风弛张又反过来引起水温变异的“自持续假说”; Wyrtki^[2] 提出盛行信风所形成的纬向海面梯度提供了信风松弛时东向反转势能的“松弛理论”; 构成厄尔尼诺振荡模式的两个核心思想^[3] 是 ENSO 的时间尺度可能取决于 Rossby 波在西边界反射的时滞负反馈和波致温跃层深度变异反过来影响东太平洋海面水温, 进而改变信风的强度. 后来的模拟结果为“时滞振荡理论”^[4~7] 作了补充, 在赤道中太平洋加深的温跃层使上升流作用于减弱的垂向温度梯度导致海面温度增加, 进而在变暖的路径西侧引起西风异常, 这又进一步加深温跃层并增加海面温度, 促成

海面水温不断增加的耦合不稳定性的发展. Kelvin 波使加深的温跃层不断向东延伸, 而温跃层的加深又降低了 Kelvin 波东传的速度. 这就是名噪一时的“时滞振荡理论”. 该理论几乎提前一年成功地预报了 1986-87 和 1991-92 的厄尔尼诺事件, 然而它无法解释后来发生的不寻常形态的 ENSO 循环; 特别是 20 世纪 90 年代中弱暖事件的初期没有证据表明 Rossby 波的反射起了主要作用.

厄尔尼诺现象在中国的研究始于 20 世纪 70 年代中期, 以寻找它与中国夏季汛期降水有重要影响的副热带高压之间的关系为其主要特点^[8]. 李崇银^[9] 指出: 东亚季风中季节交替期间的振荡对 ENSO 事件有直接影响, 与较强的冬季季风伴随而来的较强且更频繁的东亚寒潮能够强化热带西太平洋上空的积云对流, 从而加强西太平洋上的季节内振荡, 后者有可能触发 ENSO 事件. 穆明权和李崇银又指出^[10]: 赤道太平洋次层海温异常(SOTA)有明显的年际变化并与 ENSO 发生密切相关, 其实质主要

收稿日期: 2004-08-12; 修订日期: 2005-01-10.

基金项目: 国家“863”计划项目(2001AA633060); 中国科学院海洋研究所知识创新工程项目(L370221117).

作者简介: 崔茂常(1945—), 男, 湖北省襄阳市人, 研究员, 从事海气相互作用研究. E-mail: mccui@ms.qdio.ac.cn

是由异常东亚季风引起的赤道西太平洋异常纬向风所驱动的热带太平洋次表层海温距平的年际循环; 印度洋海面水温通常是西部高于东部, Bjerknes^[1]指出这样的水温分布源于印度洋和太平洋上相反的 Walker 环流. 吴国雄等^[11]进一步提出了二环流(印度季风与热带太平洋 Walker 环流)啮合说, 指出位于印尼群岛上空的啮合点东移触发 ENSO 事件; 新近提出的拓展伴随模态分析^[12, 13]表明: 厄尔尼诺事件的前期主要是大气驱动海洋而后期主要是海洋驱动大气; 由中高纬度异常高压的迁移所形成的异常亚澳大陆桥高压、北太平洋涛动和南方涛动的异常中纬度海洋低压三者之间的相互作用是其演变过程中的决定因素(即“三要素成因说”).

为研究 1950~2000 年期间 23 次厄尔尼诺和拉尼娜事件发生、发展和消亡的平均状态下海洋和大气究竟是如何相互作用的, 本文论证了伴随模态分析的统计学意义并使用简易海洋同化数据库中的月平均海面风应力、海面高度、水平流速和海洋水温数据, 再次实施了拓展伴随模态分析.

2 简易海洋同化数据

简易海洋同化(SODA: Simple Ocean Data Assimilation)^[14, 15]月平均数据是按照类似于天气预报的数据同化方法用历史风场驱动美国地球流体力学实验室的模块化海洋模式(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Modular Ocean Model: GFDL MOM2. b)获得的. 其水平分辨率为由中纬度的 $1^\circ \times 1^\circ$ 逐渐递增为热带的 $0.45^\circ \times 1^\circ$, 共分为 362×130 个水平格点; 垂向分为 20 层, 厚度由表层的 7.5 m 向下递增; 时间跨度为 1950 年 1 月到 2000 年 12 月.

数据分析所用资料取自 NODC WOA-94 的海面温盐度资料和 GT SPP 及其他数据源附加的 CTD 和 XBT 资料, 实测海温资料还包括 TAO 阵列浮标、现场调查和多种遥感海面水温资料, 海面高度计资料包括 GEOSAT, ERS/1, ERS/2 和 TOPEX/Poseidon 卫星资料.

它所使用的数据分析方法为多元优化插值法, 其中海水温度、盐度和海面高度场通过统计客观分析估算. 所有同化分析中普遍存在的问题是由实测数据和背景场之间的悬殊差异造成的高频噪音, 这种现象可以通过初始化技术加以控制. 在估算过程中, 一旦出现误差立即倒退 5 d 再次积分 15 d. 再次积分的前 10 d, 模式输出场被连续订正并为其后的

数据更新提供背景场. 这种操作程序可以消除大多数周期小于 10 d 的惯性重力波, 代价为积分时间增加 50%. 它可以有效地去除大部分模式的系统误差. 估算误差的统计学研究表明: 温度、盐度和海面高度的误差协方差依赖于海盆、水深和纬度. 例如, 在热带海面其经、纬向相关尺度分别为 250 和 450 km, 二者在中纬度海域平滑地趋近于 375 km 且随深度略有减小.

该数据与海面高度计资料、WOCE 全球水文断面资料以及锚定和漂流浮标流速资料的比较是令人鼓舞的. 它可以解释包含于验潮计时间序列中 25%~35% 的海平面变化, 其余不能解释的变化, 一部分源于未能分辨的中尺度现象, 另一部分来自水团形成速率和盐度的估算误差. 尽管它所估算的主要赤道流系过于宽阔和微弱, 它们与实测资料的差异在热带海域普遍较小. 因此, 具有海盆尺度且集中在热带海域、最强的年际气候变异信号——厄尔尼诺现象应当能够很好地再现出来.

文中所使用的简易海洋同化月平均海面风应力、海面高度、水平流速和海洋水温距平数据仅覆盖了 $40^\circ\text{S} \sim 60^\circ\text{N}$, $40^\circ\text{E} \sim 75^\circ\text{W}$ 的区域; 时间跨度为 1950 年 1 月至 2000 年 12 月; 从网上下载的 Nino3 指数时间跨度为 1950 年 1 月至 2001 年 12 月. 为去除季节内振荡、提高伴随模态与 Nino3 指数的相关系数, 仅对海面风应力的距平场做了 7 个月的滑动平均.

3 “拓展”的三层含义

基于一元线性回归分析的“伴随模态(associate pattern)”或“回归分布(regression distribution)”方法曾被广泛应用于气候学参数(降水、海平面高度等)的变异机理研究^[16~19], 然而由于没有明确已知的时序与求得的伴随模态的相关程度和它们在原变量场中所解释的变化率, 因此无法实施精确的定量分析; 这个问题在涉及大尺度、大时滞差变量场的伴随模态分析中变得格外突出. 为此, 我们在上述两个方向上将已有的伴随模态分析加以拓展得到拓展伴随模态分析的新方法, 并论证了伴随模态的统计学意义.

给定时间序列 X 和变量场 Y

$$X = \{ x(j) \mid j = 1, \dots, n \},$$

$$Y = \{ y(i, j) \mid i = 1, \dots, m; j = 1, \dots, n \},$$

具有零均值($\langle X \rangle = \langle Y \rangle = 0$). 用最小二乘法总可以求出 m 维空间向量 A

$$\mathbf{A} = \{ a(i) \mid i = 1, \dots, m \}$$

满足以下条件

$$\sum_j [y(i, j) - a(i) \cdot x(j)]^2 = \min \quad (i = 1, \dots, m), \quad (1)$$

其物理意义是在变量场 \mathbf{Y} 中任一空间点 i 处可用其回归值 $a(i)$ 解释由时间序列 \mathbf{X} 提供的信息, 因此可用于揭示时间序列 \mathbf{X} 的形成机理. 空间向量 \mathbf{A} 称作时间序列 \mathbf{X} 在变量场 \mathbf{Y} 中的伴随模态.

3.1 相关系数的确定

将变量场 \mathbf{Y} 投影到 \mathbf{A} 向上得到一个新的时间序列 \mathbf{X}' , 它通常与时间序列 \mathbf{X} 具有良好的相关性, 所以也可用于对时间序列 \mathbf{X} 实施模拟与预报. 称作时间序列 \mathbf{X} 在变量场 \mathbf{Y} 中的伴随时间序列. 二者的相关系数 $r(\mathbf{X}, \mathbf{Y})$ 定义为伴随模态 \mathbf{A} 与变量场 \mathbf{Y} 的相关系数.

3.2 伴随模态所解释的变化百分率

在任一空间点 i 处计算二者的标准偏差 $\sigma_y, \sigma_{y'}$,

伴随模态 \mathbf{A} 所解释的变化率为:

$$\text{var}(i) = \frac{\sigma_{y'}(i)}{\sigma_y(i)} \cdot r(\mathbf{X}, \mathbf{X}') \cdot 100\%. \quad (2)$$

它反映伴随模态 \mathbf{A} 及其伴随时间序列 \mathbf{X}' 在何种程度上代表了变量场 \mathbf{Y} 的真实变化.

3.3 伴随模态的统计学意义

取 Nino3 指数作为 \mathbf{X} , 月平均 SST (1950 年 1 月至 2000 年 12 月) 作为 \mathbf{Y} , 考察其中 3 点 (a. 2. 5°N, 97. 5°W; b. 22. 5°N, 157. 5°W; c. 42. 5°N, 177. 5°W). 图 1 表明: 14 个厄尔尼诺和 9 个拉尼娜极值点对于回归系数的确定极为重要, 无论 \mathbf{X} 与 \mathbf{Y} 正相关 (在 a 点)、负相关 (在 c 点) 还是不相相关 (在 b 点). 将该图向左或右旋转 90°, 易见这些极值点如同若干个焰火的中心 (记作 j_k) 放射出强烈的光芒, 占有绝大部分的回归值 (大约 95%), 其他的点在下方微弱的闪烁, 它们对改变这一回归值的作用大部分都相互抵消了.

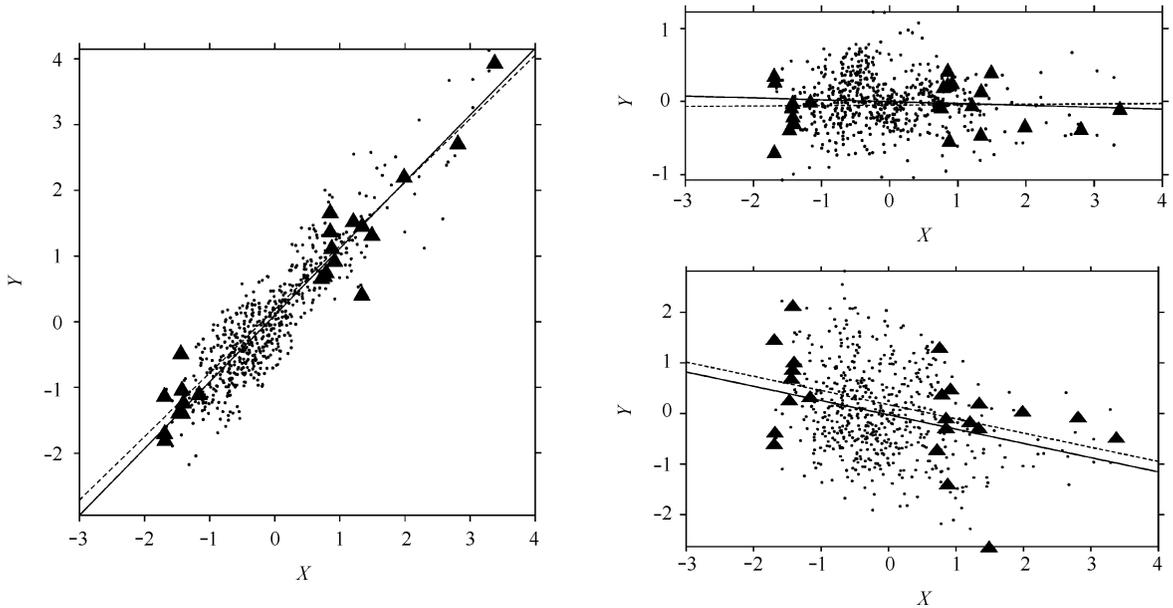


图 1 Nino3 指数与 SST 在 3 点上的回归分析 (▲代表 14 个厄尔尼诺和 9 个拉尼娜极值点; 5 代表其余的点; 实线是所有点的线性回归直线; 虚线是 23 个极值点的线性回归直线)

条件 (1) 意味着对于任意空间点 i 与时刻 j 在最小二乘法的意义下有:

$$y(i, j) = a(i) \cdot x(j),$$

根据上述理由, 对于极值点也有:

$$y(i, j_k) = a(i) \cdot x(j_k),$$

于是,

$$\langle \hat{y}(i, j_k) \rangle_k = a(i) \cdot \langle \hat{x}(j_k) \rangle_k,$$

其中,

$$\langle \hat{x}(j_k) \rangle_k = \frac{\sum_k \text{sgn}(x(j_k)) \cdot x(j_k)}{23},$$

$$\langle \hat{y}(i, j_k) \rangle_k = \frac{\sum_k \text{sgn}(x(j_k)) \cdot y(j_k)}{23}$$

定义为 $\mathbf{y}(i, j_k)$ 和 $\mathbf{x}(j_k)$ 的“绝对均值” $\langle \hat{y}(i, j_k) \rangle_k$

$= \langle x(j_k) \rangle_{k=0}$, 如果不为 0, 减去均值. 对于任意空间点 i 与时刻 j 在同样意义下就有

$$\sum_i [\langle y(i, j_k) \rangle_k - a(i) \cdot \langle x(j_k) \rangle_k]^2 = \min. \quad (3)$$

它表明, 伴随模态 A 与 X 达到其极值时变量场 Y 的“绝对”均值仅相差一比例常数. 因此, 该方法巧妙地等同于统计气候学中的复合特征分析. 由于该方法是伴随模态分析的自然拓展, 不妨称之拓展伴随模态分析(Extended Associate Pattern Analysis).

4 分析结果

取标准化 Nino3 指数作为时间序列 X , 分别取 SO-DA 月平均水温 ($^{\circ}\text{C}$), 水平流速 U, V (cm/s), 风应力 (10^5N/cm^2) 和海面高度 (cm) 距平作为变量场 Y , 对应的伴随模态(其相关系数均大于 0.5) 绘于图 2~4.

同步海面风应力、海面高度、表层流速和表层水温距平的伴随模态(见图 2a~d)与 Nino3 指数的相关系数均大于 0.7 而紧密相关, 反映了 Nino3 指数达到其极值(厄尔尼诺或拉尼娜鼎盛期)时对应变量场距平的“绝对均值”. 表层水温距平的伴随模态为熟知的典型厄尔尼诺分布: 异常暖水舌和冷水钳相互啮合在一起(见图 2d). 海面高度距平的伴随模态(图 2b)与前者多少有些类似, 在热带太平洋东部升高、西部降低, 振幅约为 20 cm, 仅为观测值的一半左右; 海面风应力距平的伴随模态显示, 西风爆发和海面风辐聚覆盖了大部分热带太平洋(见图 2a)与上述表层水温和海面高度距平的伴随模态紧密相关联, 再次证实了正是直接来自中纬度海域的西风爆发和海面风辐聚导致赤道太平洋上层海水的东向移动和经向辐聚, 造就了厄尔尼诺现象所特有的海面水温升高信号. 表层流速距平的伴随模态(见图 2c)与海面风应力距平的伴随模态区别较大, 显著的信号仅局限在比赤道波导略宽的带形区域内, 表现为近赤道海水极为一致地、并非风驱动、甚至逆风而行的西向运动; 但是, 仅仅 1 个月之前它还是顺风的东向运动(图略). 它意味着, 一旦 Nino3 指数达到其极值, 热带太平洋表层海水不再只是被动地被大气所支配; 海洋内在的因素——异常海面高度梯度所引起海水水平压力梯度驱使了海水逆风西行. 换句话说, 海气相互作用的状态已由大气驱动海洋转变为海洋驱动大气.

图 3 和 4 分别为热带太平洋上层海水温度和水平

流速 U 或 V 分量距平沿赤道或 120°W 断面(Nino3 区中心断面)相对于 Nino3 指数从超前 9 个月至滞后 9 个月的伴随模态.

在 Nino3 指数达到峰值 9 个月之前, 在海面异常风应力的驱使下赤道太平洋上层海水逆背景温度梯度东移, 异常水温普遍升高并在赤道东太平洋温跃层中达到最大值(见图 3a); 6 个月之前, 在海面异常风应力的驱使下赤道太平洋近表层和东部上层海水继续逆背景温度梯度东移, 中部次表层海水在异常海面高度梯度所引起海水水平压力梯度作用下开始顺背景温度梯度异常西移, 异常水温以赤道东太平洋温跃层为中心继续升高, 170°E 以西上层海水开始降温(见图 3b); 3 个月之前, 赤道太平洋东部近表层的异常东移和中部次表层海水的异常西移有所增强, 异常升温以东部温跃层为中心继续升高, 异常降温以西部温跃层为中心加强东伸(见图 3c); 达到峰值时, 除西部上层海水还有较弱的异常东移外, 在异常海面高度梯度所引起海水水平压力梯度作用下海水的异常西移占据了赤道中、东部上层太平洋, 西部异常降温中心继续东伸而东部异常升温中心达到最大值(见图 3d); 3 个月之后, 西部东移区向下、向东略有偏移而降温区继续加强东伸, 中、东部西移区向上、向东偏移而升温区减弱并向上、向东退缩(见图 3e); 6 个月之后, 西部东移区继续向东偏移而降温区继续加强东伸, 中、东部西移区减弱并继续向上、向东偏移而升温区继续减弱并向上退缩至近表层、向东退缩至 100°W (见图 3f); 9 个月之后, 西部东移区继续向东偏移而中、东部西移区继续减弱并向上、向东偏移, 降温区几乎占据了整个断面(见图 3g).

在 Nino3 指数达到峰值 9 个月之前, 明显的异常海水经向辐聚位于赤道温跃层之中并伴随有异常近表层经向辐散和表层北向运动, 以赤道温跃层为中心出现显著的异常海水增温(见图 4a); 6 个月之前, 赤道温跃层中的辐聚和表层北移加强, 以温跃层为中心的异常增温随之加强(见图 4b); 3 个月之前, 温跃层中的辐聚和表层北移继续增强, 异常增温随之继续加强, 增温区变宽, 10°N 和 15°N 之间出现一个新的近表层增温区并伴有异常北向流动(见图 4c); 达到峰值时, 不断加强的异常近表层经向辐散使赤道增温区变得越来越宽, 北部近表层异常增温区及其北向流动继续加强(见图 4d); 3 个月之后, 在异常近表层经向辐散的持续作用下赤道增温区被一分为二, 其下

方出现微弱的经向辐散, 北部近表层异常增温继续加强、其北向流动减弱(见图 4e); 6 个月之后, 北部近表层两个异常增温区合二为一, 赤道下方经向辐散及其

异常降温区显著加强并扩展到近表层, 赤道表层异常移动反向(见图 4f); 9 个月之后, 赤道下方异常经向辐散及其降温区扩展到表层(见图 4g)。

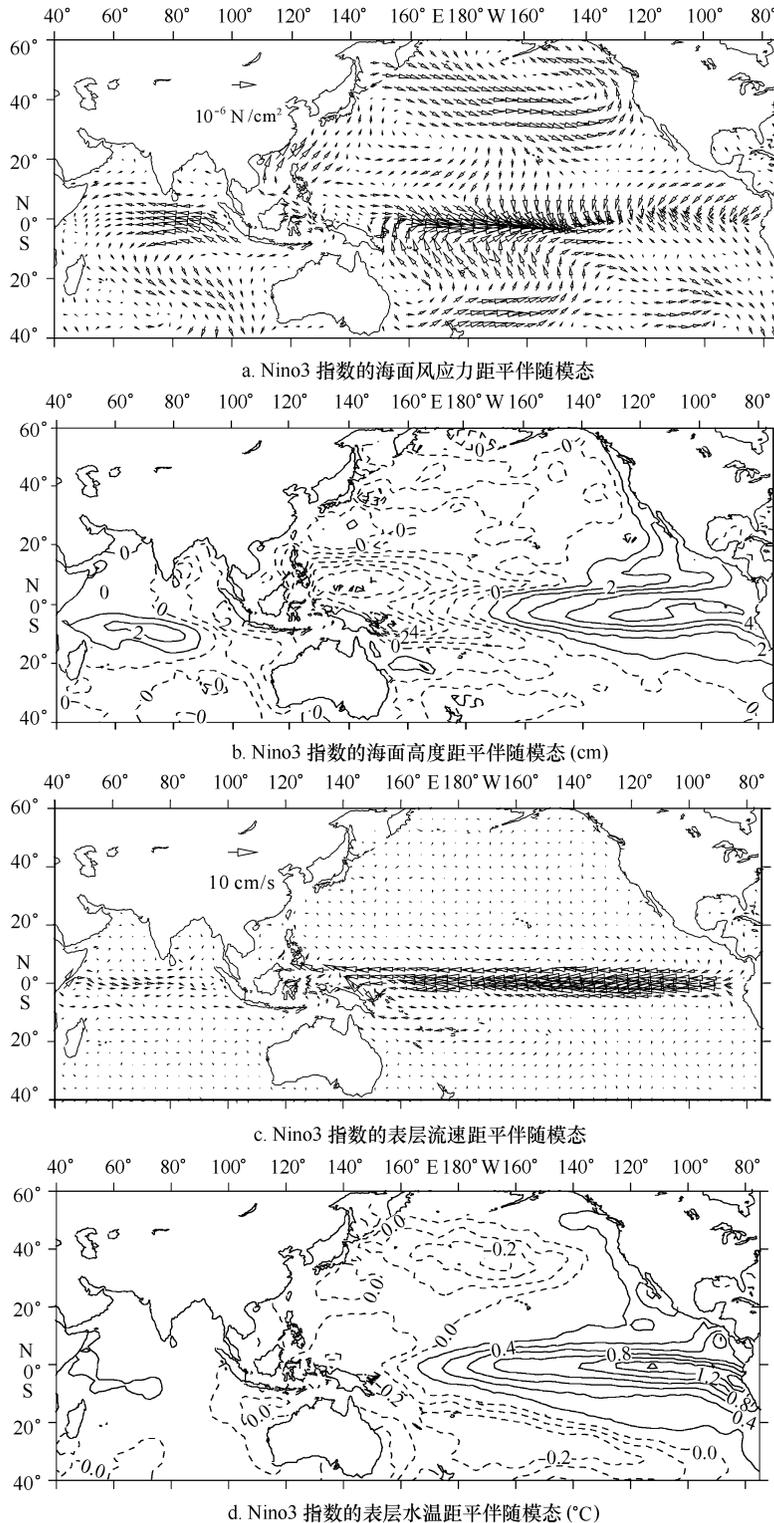


图 2 Nino3 指数的同步水平月平均变量伴随模态

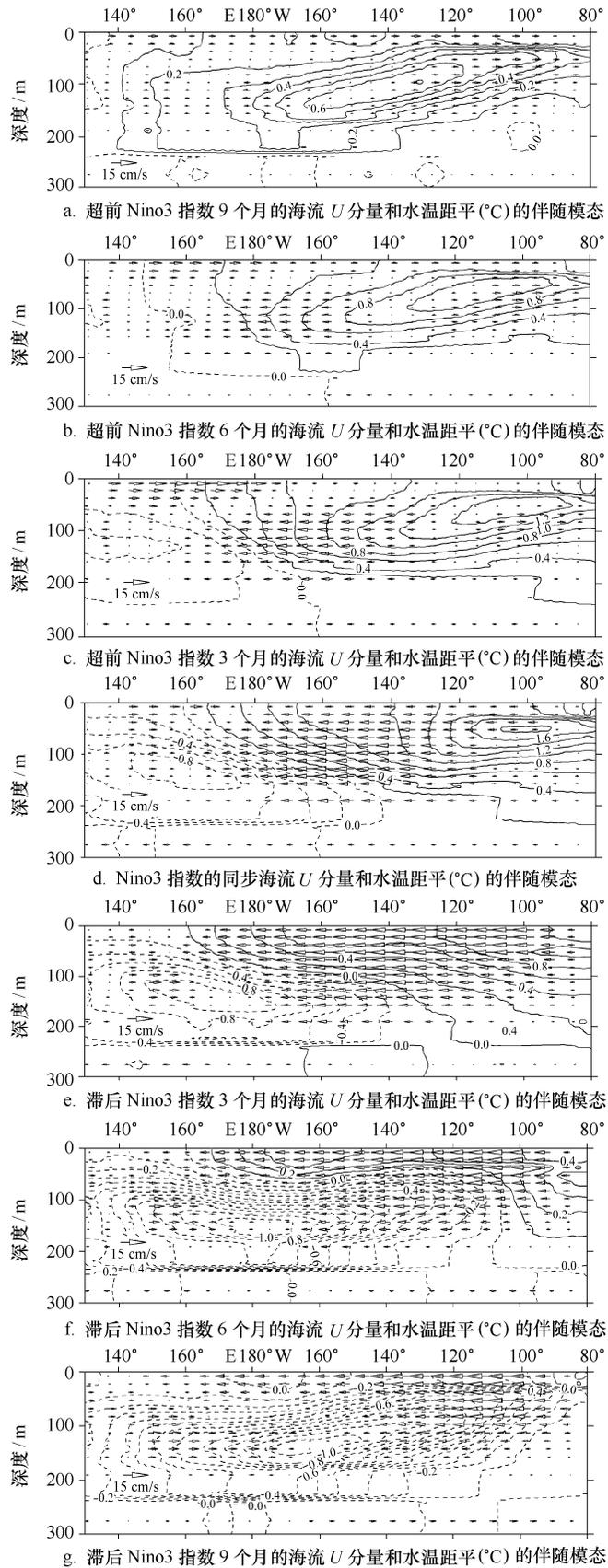
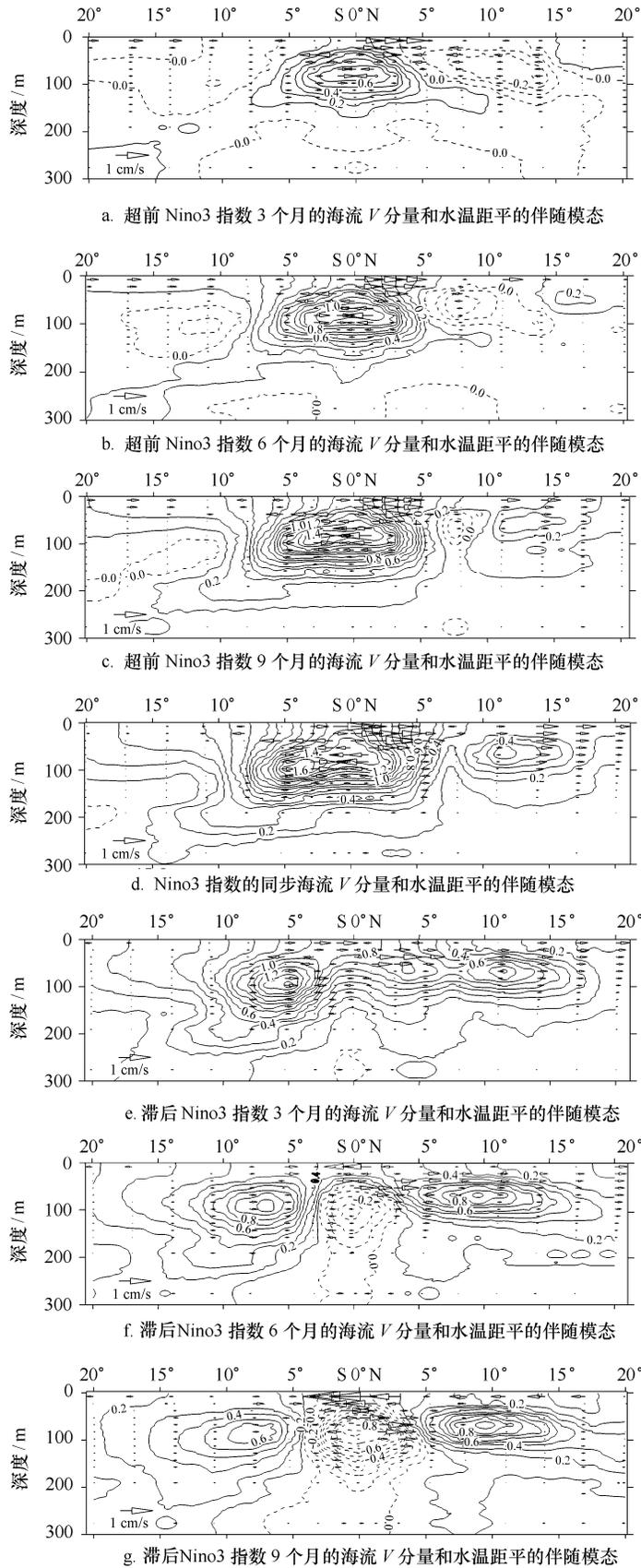


图 3 沿赤道断面上的 Nino3 指数的海流 U 分量和水温距平 ($^{\circ}\text{C}$) 的伴随模态

图 4 沿 120°W 断面 Nino3 指数的海流 V 分量和水温距平 ($^{\circ}\text{C}$) 的伴随模式

5 讨论和结论

图 2a 和 d 与新近使用实测资料所得到的结果^[12, 13]完全吻合, 说明简易海洋同化数据是相当可靠的, 完全可以用于大尺度气候变化研究. 虽然其赤道流系过于宽阔和微弱, 它们与实测资料的差异在热带海域确实普遍较小; 具有海盆尺度且集中在热带海域、最强的年际气候变异信号——厄尔尼诺现象的确能够很好地再现出来.

异常表层水温伴随模态显示: 厄尔尼诺现象的典型模态——巨大的暖水舌和冷水钳啮合在一起(见图 2c), 意味着几乎整个太平洋海面水温的再分布. 尽管异常暖信号的振幅远大于冷信号, 后者所占的面积却远大于前者. 从能量守恒的观点来看二者同样重要. 平均每发生一次厄尔尼诺现象之所以能够造成大约 600 亿美元的旱涝灾害损失, 不但与异常暖信号相关联而且与冷信号相关联. 如此大面积的水温再分布势必需要巨大的能量, 它只有通过不但包括热带太平洋而且包括中纬度太平洋的海气相互作用才能获得.

图 2c 显示异常热带太平洋表层流速在 Nino3 指数达到峰值前 1 个月就已经转向西行; 而图 3b 显示在赤道太平洋中部次表层这种变化甚至在信风复苏前 6 个月就已经发生了, 这与 Wyrki 的松弛假说^[2]大致相符. 这些事实表明, 在厄尔尼诺现象的中后期即使在热带中东太平洋暖舌区随着异常暖水的聚集、海面的升高, 海水积蓄的重力势能逐渐开始释放出来; 海气相互作用的状态已由大气驱动海洋转变为海洋驱动大气.

尽管异常海水经向辐聚的幅度仅及纬向流速变异的 1/10(见图 4), 简单的量级估计表明由纬向平流和经向辐聚所引起的热输送、进而导致的水温变异大致相同; 将图 3 和图 4 对照来看, 不难发现即使在异常纬向平流导致水温升降难以界定时, 赤道温跃层中的异常海水经向辐聚的作用始终是增温的. 换句话说, 此时异常增温主要由经向辐聚引起; 图 2 和 4 显示, 与异常表层水平流速的分布特征相同, 异常经向水平流速的显著信号也只限于近赤道海域.

所得结果清楚地表明(限于篇幅文中仅显示少数图片, 详见网址: http://www.pices.int/publications/presentations/PICES_13/PICES_13_S7/

Foreman_S7.pdf), 通过相互作用形成厄尔尼诺现象的海洋与大气具有明显不同的性态, 气候系统中并不存在一个相对独立的热带太平洋大气变异, 但是的确存在一个相对独立的热带太平洋海洋变异. 原因在于大气是底部受热而海洋是顶部受热从而导致前者具有较后者强烈得多的斜压不稳定性 and 能够覆盖大部分热带太平洋的赤道辐合带.

异常表层水温与风应力伴随模态显示(见图 2): 厄尔尼诺现象所固有的太平洋赤道波导中强烈增温信号在气候学时间尺度下与异常西风爆发和海面风辐聚同步起伏; 结合乔方利^[20]的分析结果和我们新近的工作^[12, 13], 它表明正是直接来自南北中纬度太平洋的异常西风爆发和海面风辐聚所驱动的近赤道异常表层海水东移和经向辐聚, 而不是 Kelvin 波, 造就了厄尔尼诺现象所固有的增温信号. 可能由温带爆发性气旋的平均降水减压效应引起的南、北中纬度太平洋的异常低压和主要源自南半球并受到亚洲大陆有限影响的中高纬度异常高压向亚澳大陆桥的移动是促成厄尔尼诺现象发生的三大要素, 三者相互作用在中纬度太平洋形成异常西风导致较高到较低纬度的表层海水降温埃克曼输送、在热带太平洋形成西风爆发和海面风辐聚导致近赤道中东太平洋显著增温, 其结果是波及整个太平洋的异常暖水舌和钳形低温啮合在一起的海面水温再分布. 总体上而言: 其前期主要是大气驱动海洋, 后期主要是海洋驱动大气.

越来越多的证据表明客观存在的气候系统兼具半“牛顿”、半混沌的性质. 迄今气候系统的混沌理论研究还不够成熟, 建立准确的准动力、准随机气候模式还是可望而不可及的事; 然而这种准确模式的解是确实存在的, 那就是大量的实测气候资料. 用动力学方法建立的气候模式与准确模式比较总是有欠缺的, 其欠缺原因还不得而知; 于是可以用被认为是准确模式解的实测气候资料通过统计手段来补偿那些欠缺因素以改进预报问题的初始条件和提高模式的精度. 这就是为什么时至今日计算机技术和海气耦合动力学模式已充分发展, 统计方法依然是气候变化研究不可或缺的基本手段. 本文的研究结果显示拓展伴随模态分析确实是 ENSO 机理与预测研究新的有力工具之一.

参考文献:

- [1] BJERKNES J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific[J]. *Mon Weather Rev*, 1969, 97: 163—172.
- [2] WYRTKI K. El Niño—the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing[J]. *J Phys Oceanogr*, 1975, 5: 572—584.
- [3] MCREAY J P. A model of tropical ocean-atmosphere interaction[J]. *Mon Weather Rev*, 1983, 111: 370—387.
- [4] ZEBIAK S E, CANE M A. A model El Niño-Southern Oscillation[J]. *Mon Weather Rev*, 1987, 115: 2 262—2 278.
- [5] SCHOPF P S, SUAREZ M J. Oscillations in a coupled ocean atmosphere model[J]. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 549—566.
- [6] BATTISTI D S. The dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere/ocean model[J]. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 2 889—2 919.
- [7] BATTISTI D S, HIRST A C. Interannual variability in the tropical atmosphere/ocean system: influence of the basic state and ocean geometry[J]. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 1 687—1 712.
- [8] 中国科学院地理研究所长期天气预报组. 热带海洋对副热带高压长期变化的影响[J]. *科学通报*, 1977, 22(7): 313—317.
- [9] LI C. The strong and frequent activities of the East Asian trough and El Niño onset[J]. *Science in China (B)*, 1988, 18: 667—674.
- [10] MU M, LI C. Interaction between subsurface ocean temperature anomalies in the western Pacific warm pool and ENSO cycle[J]. *Chinese J Atmos Sci*, 2000, 24: 107—121.
- [11] WU G, MENG W. Gearing between the Indian monsoon circulation and the Pacific-Walker circulation and the ENSO: Part I. Data analyses[J]. *Scientia Atmospherica Sinica*, 1998, 22(4): 470—480.
- [12] 崔茂常, 莫军, 乔方利. 厄尔尼诺事件的成因与预报[J]. *水动力学研究与进展*, 2003, 18A(6): 702—710.
- [13] CUI M, MO J, QIAO F. El Niño phenomenon and extended associate pattern analysis[J]. *Journal of Hydrodynamics (Ser B)*, 2004, 16(1): 90—100.
- [14] CARTON J A, CHEPURIN G, CAO X, et al. A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950—1995: Part 1. Methodology[J]. *J Phys Oceanogr*, 2000, 30: 294—309.
- [15] CARTON J A, CHEPURIN G, CAO X. A simple ocean data assimilation analysis of the global upper ocean 1950—1995: Part 2. results[J]. *J Phys Oceanogr*, 2000, 30: 310—316.
- [16] Von STORCH H, ZORITA E, CUBASCH U. Downscaling of global climate change estimates to regional scales: an application to Iberian rainfall in wintertime[J]. *J Climate*, 1993, 6: 1 161—1 171.
- [17] ZORITA E, KHARIN V, Von STORCH H. The atmospheric circulation and sea surface temperature in the North Atlantic area in winter: their interaction and relevance for Iberian precipitation[J]. *J Climate*, 1992, 5: 1 097—1 171.
- [18] LATIF M, BARNETT T P. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America[J]. *Science*, 1994, 266: 634—637.
- [19] LAU K M, WENG H Y. Relationship between multi-scale variability of global sea surface temperature and summer rainfall in China [A]. WANG M, et al. *Asia Monsoon and Heavy Rain in China* [M]. Beijing: China Meteorology Press, 1998. 301—313.
- [20] 乔方利, 于卫东, 袁业立. 厄尔尼诺/拉尼娜信号循环回路及其传播特性研究[J]. *海洋学报*, 2004, 26(4): 1—8.

El Niño phenomenon in SODA data

CUI Ma-chang^{1,2,3}, WU Ling-juan^{1,4}

(1. *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China*; 2. *Key Laboratory of Marine Science and Numerical Modeling of State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China*; 3. *LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080, China*; 4. *The Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China*)

Abstract: To study how the air and sea interact with each other during El Niño/La Niña onsets, extended associate pattern analysis (EAPA) is adopted with the simple ocean data assimilation (SODA) data. The results show that as El Niño/La Niña's parents their behaviors are quite different, there does not exist a relatively independent tropical atmosphere but does exist a relatively independent tropical Pacific because

the air is heated from bottom surface instead of top surface and of much stronger baroclinic instability than the sea and has a very large inter-tropical convergence zone covering the most tropical Pacific. The idea that it is the wester burst and wind convergence, coming from middle latitudes directly which produce the sea-water eastward movement and meridional convergence in the upper levels and result in the typical El Niño sea surface temperature warm signal is confirmed again.

Key words: El Niño/La Niña phenomenon; causes; extended associate pattern analysis; SODA data