

# 热带海表面温度长期变化 与中国降水异常的联系

杨秋明

(江苏省气象台, 南京)

## 摘 要

用奇异谱分析 (SSA) 提示了 1951~1989 年期间全球热带海陆面温度旋转空间分布型主要的长期振荡过程及其对北半球 500 hPa 环流和中国降水的影响, 结果表明全球热带海陆面温度存在四种显著的旋转空间分布型: ENSO、NAU、TAL、SA 型, 其活动区域分别在赤道中东太平洋和印度洋, 澳大利亚北部洋面、热带大西洋、中国南海附近, 重要长期变化分别表现为线性增加、减少、35 年左右和 6~8 年周期振荡, 中国降水场的主要响应区域在华北、长江中下游、西北和东北地区、江淮下游地区, 它是由热带这四种不同区域热源异常与不同时间尺度的大气环流变化之间的相互作用的结果。同时, 由旋转奇异值分解 (RSVD) 研究了前期冬季太平洋海温和夏季中国降水量主要耦合相关型及其长期变化特征, 发现前期冬季赤道中东太平洋大尺度海温异常对后期夏季中国降水影响不显著, 中国季风降水与前期冬季澳大利亚北部附近的西南太平洋海温异常的关系更密切。

关键词: 热带海表面温度, 长期变化, 中国降水, 旋转主成分分析, 奇异谱分析, 旋转奇异值分解。

## 一、引 言

热带海洋热源异常引起的 QBO 和 ENSO 是全球气候年际变化中最显著的扰动信号<sup>[1-5]</sup>, 人们已进行大量的观测和数值试验揭示它们的变化规律及其对气候异常的作用, 目前国际大量研究正集中在更长时间尺度的 10 年变化上 (LDO)<sup>[6-10]</sup>, 得到了许多重要结果, 但对低纬度地区海陆面加热异常引起的中国降水全面研究尚未涉及。本文对 39 年 (1951~1989 年) 全球热带海陆面温度资料, 用旋转主成分分析 (RPCA)<sup>[11]</sup> 详细研究热带海陆面温度区域异常特性, 并对旋转时间系数进行奇异谱分析<sup>[12-13]</sup> 揭示其时间变化特征, 并讨论了主要长期

\*本文于 1998 年 12 月收到。

变化对中国降水和北半球环流的作用以及物理机制,同时还用旋转奇异值分解(RSVD)<sup>[14-15]</sup>研究了前期冬季太平洋海温和夏季中国降水量主要耦合相关型的长期变化特征,为中国降水长期预测提供预报信号。

## 二、资 料

本文采用英国哈得莱气候中心提供的全球逐月海陆面温度距平  $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  网格资料,选取  $30^{\circ}\text{S} \sim 30^{\circ}\text{N}$  范围内均匀分布的 89 个格点计算季平均值,划分为冬季 12~2 月,春季 3~5 月,夏季 6~8 月,秋季 9~11 月,资料年代取 1951 年 3 月~1989 年 11 月,共 155 季,中国季降水量由中国气象局提供的中国 160 站月降水量进行计算,北半球 500hPa 高度距平用北半球  $10^{\circ}\text{N}$  以北范围内均匀分布的 105 个格点计算。

## 三、方 法

首先对全球热带海陆面温度进行旋转主成分分析(RPCA),得到主要的旋转空间分布型(反映海陆面温度异常的区域特性)和旋转时间系数<sup>[11]</sup>。并用奇异谱分析(SSA)<sup>[12-13]</sup>客观揭示海陆面温度异常型的长期变化趋势和振荡特征(具体算法见附录 A)。奇异谱分析(SSA)是主成分分析(PCA)分析的一种特殊应用,分解的空间结构与时间尺度密切相关,可较好地有噪声的有限长度时间序列中提取信息,在数学上等价于 PCA 分析在延迟坐标上的表达,因此其状态矢量可分解成由前若干主分量代表的“信号”分量和由特征值谱末端代表的“噪声”分量之和,对吸引子的近似通过对显著分量的截断来进行,即作为延迟坐标空间的一个子空间,所以这种近似有着经典 PCA 分析所不具备的动力学意义,然后对 SSA 的前两个分量合成得到重构序列,表示各个空间异常型扰动最强的信号变化作为异常型的长期变化指数,对长期变化指数较大正(负)值对应的北半球 500hPa 高度距平和降水距平平均,计算差值得到环流和降水异常的空间分布图,并由  $t$  统计量进行显著性检验,由于大气过程存在持续性,即样本的自样关函数不等于零,因此用  $t$  统计量进行显著性检验时必需考虑这种持续性的影响,这时有效自由度  $n_e$  要比独立时小,设实际自由度为  $n$ ,序列的一阶自相关系数是  $r_1$ ,则有效自由度可由下式近似计算<sup>[16-17]</sup>

$$n_e \approx \frac{n(1-r_1)}{(1+r_1)} \quad (1)$$

$t$  统计量是

$$t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{s(1/n_{e1} + 1/n_{e2})^{1/2}} \quad (2)$$

上式中  $\bar{X}_1, \bar{X}_2$  分别是热带海温长期变化指数较大正(负)值对应的北半球 500hPa 高度距平或中国降水平均值,对应的有效自由度分别是  $n_{e1}, n_{e2}$ ,  $S$  是高度或降水序列标准差,因此差值用自由度为  $n_{e1} + n_{e2} - 2$  的  $t$  分布进行显著性检验。另外,为了揭示海温与中国降水

的季节间时滞相关空间结构的时间变化特征，本文还用旋转奇异值分解 (RSVD) [14-15] 研究了前期冬季太平洋海温和中国夏季降水量之间的耦合相关型的区域特性及其长期变化规律 (具体算法见附录 B)。与旋转主成分分析 (RPCA) 类似，旋转后的奇异向量对能更显著地反映原始协方差场提供的耦合相关信息，且场的协方差贡献集中在少数几个区域，满足简单结构的特征，较明显地区分耦合相关类型，使耦合相关信号能揭示前期冬季太平洋海温距平场和中国夏季降水之间联系的区域特性，以便提高夏季降水预报的精度，值得注意的是未旋转左右奇异向量  $p, q$  分别由特征值问题  $(\Sigma^2 E - CC^T)X=0$  和  $(\Sigma^2 E - C^T C)X=0$ ，确定， $E$  是单位阵，显然若  $X$  是对应于特征值  $\lambda (\lambda=\sigma^2, \sigma$  是奇异值) 的特征向量，则  $-X$  也是它的特征向量；所以如果  $p, q$  是对应于奇异值  $\sigma$  的奇异向量，那么  $-p, q; p, -q; -p, -q$  也是它的奇异向量，即奇异值分解是非唯一的，但注意到对应的时间系数满足  $\frac{1}{m} \sum_{m \times k} A^T B = \sum_{k \times k}$ ，即  $a(t)_j \cdot b_j(t) = m \sigma_j > 0$  (左右时间系数变化趋势保持一致) 上述四个解中仅有两个满足这个条件，因此奇异值分解 (SVD) 后必需选取时间系数变化趋势保持一致的角才能表示原始资料场中客观存在的耦合相关信号，否则有可能得到与真实解符号相反的相关结构 (本文未旋转 SVD 的前两个和第四—六左右时间系数变化趋势相反相关系数小于零)，进而使旋转结果失真，而主成分分析的非唯一性只导致相反的空间分布和相反的时间系数，对计算结果没影响，但在讨论稳定性时需用特征向量间夹角余弦的绝对值进行考察 [18]。

四、全球热带海陆面温度旋转主成分分析

1. 空间分布

对全球热带海陆面温度进行旋转主成分分析 [11] (取前 11 个主成分进行旋转，累积方差贡献是 60.5%，且旋转前后保持不变)，图 1 给出了旋转前后各个特征向量的方差贡献变化，从图中可以看出旋转后从第三个特征向量开始方差贡献变大，且第九个特征向量的方差贡献增加最明显，而前两个方差贡献减小，本文仅分析方差贡献较大 (大于 5.5%) 的第一、二、三和九旋转特征向量空间分布，并作为全球热带海陆面温度最显著的四种区域异常分布型，结果见图 2 (a) ~ (d)，主要敏感区域在少数地区，更客观地反映海陆面温度区域异常特征，第一型敏感区域在赤道中东太平洋和印度洋地区 (RPC1，方差贡献是 14.3%，图 2 (a))，以正值分布为主，反映了 ENSO 异常的特征，称为 ENSO 型。第二型敏感区域在澳大利亚北部洋面 (RPC2，方差贡献是 5.6%，图 2 (b))，它的变化引起澳大利亚北部洋面热源异常，从而影响南半球澳大利亚北部对流活动和环流异常，称为澳大利亚北部型 (NAU)。第三型表示赤道以北热带大西洋海温异常的作用 (RPC3，方差贡献是 7.2%，图 2 (c))，与热带大西洋地区海气相互作用有关，称为 TAL 型。第九型中主要异常区域在亚洲南部地区，负值中心在中国南海附近 (RPC9，方差贡献是 5.8%，图 2 (d))，称为 SA 型，这个空间分布型的变化与南亚到西太平洋地区热源异常密切相关，通过这个地区对流活动异常引起东亚低纬环流季节内振荡的异常 [2]，并直接改变南亚地区海陆热力差异 [19]，影响南海季风的强度，另外，赤

道以南的非洲东部和热带中太平洋还各有一个负值中心，它对东半球热带地区海陆热力差

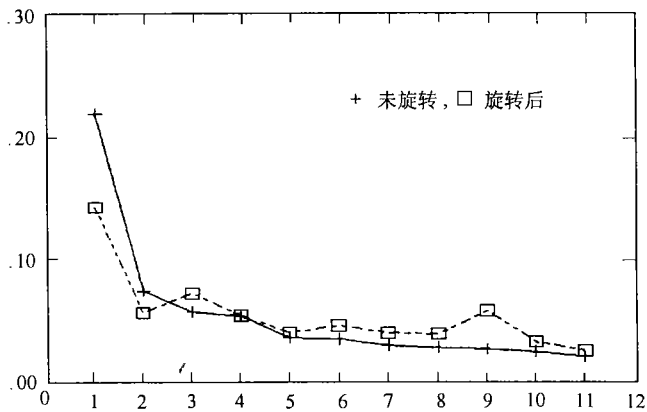


图 1 旋转前后各个特征向量的方差贡献的变化

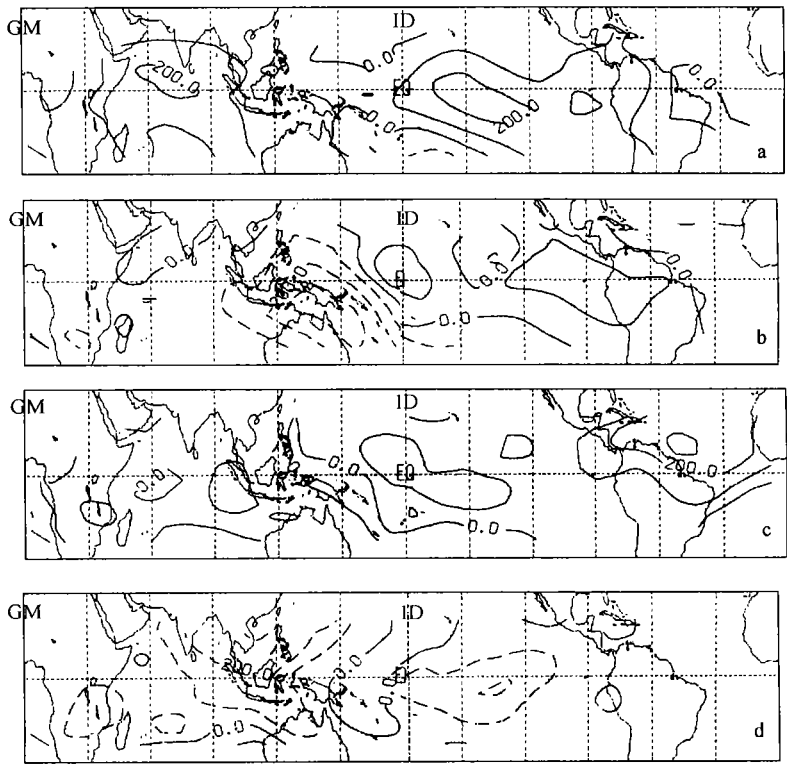


图 2 全球热带海陆面温度旋转特征向量的空间分布  
(a~d 分别第一~三和九特征向量，图中数值已乘以 1000，等值线间隔是 100，虚线表示负值)

异的变化也起一定作用。

综上所述, 全球热带海陆面温度存在四种极显著的旋转空间分布型, 其敏感区域分别在赤道中东太平洋和印度洋、澳大利亚北部洋面、热带北大西洋、中国南海附近, 这些与低纬度洋面热源异常分别与 ENSO、澳大利亚和亚洲南部对流活动强度的变化密切相关, 通过海气相互作用激发出异常大气环流流型, 从而影响热带外地区不同时间尺度的气候异常。上述区域异常型作用区域主要在热带海洋表面, 仅第九型中非洲东部存在较小的陆面温度异常中心。

2. 时间变化

图 3 (a) ~ (d) 是 RPC1-RPC3, RPC9 的时间变化曲线, 图 4 (a) ~ (d) 是奇异谱分析 (SSA) 方差贡献大于 5.5% 的特征向量 (窗口长度  $p$  取为 45 季, 试验表明当  $p$  在 40~50 季之间时, 计算结果稳定)。从图中可以看出 RPC1 重构序列的第一分量呈现为正值分布, 方差贡献达 32.2%, 对应于原始序列中的线性趋势, 第二~五分量表现为不规则的 3~5 年左右的 ENSO 振荡周期 (图 4 (a)), 同样, RPC2 除了线性趋势外, 主要是 2~3 年周期振荡 (图 4 (b)), 而

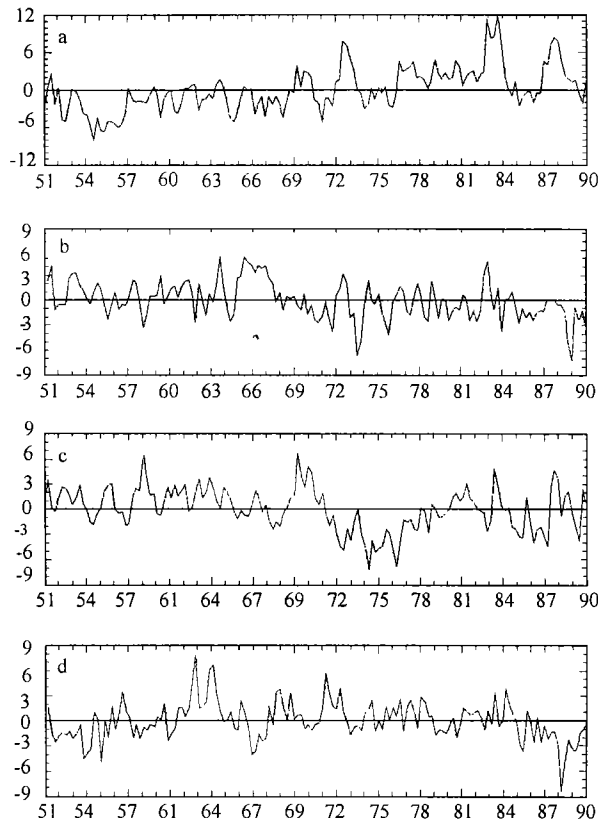


图 3 旋转时间系数的变化曲线  
(a~d 分别是 RPC1~RPC3, RPC9)

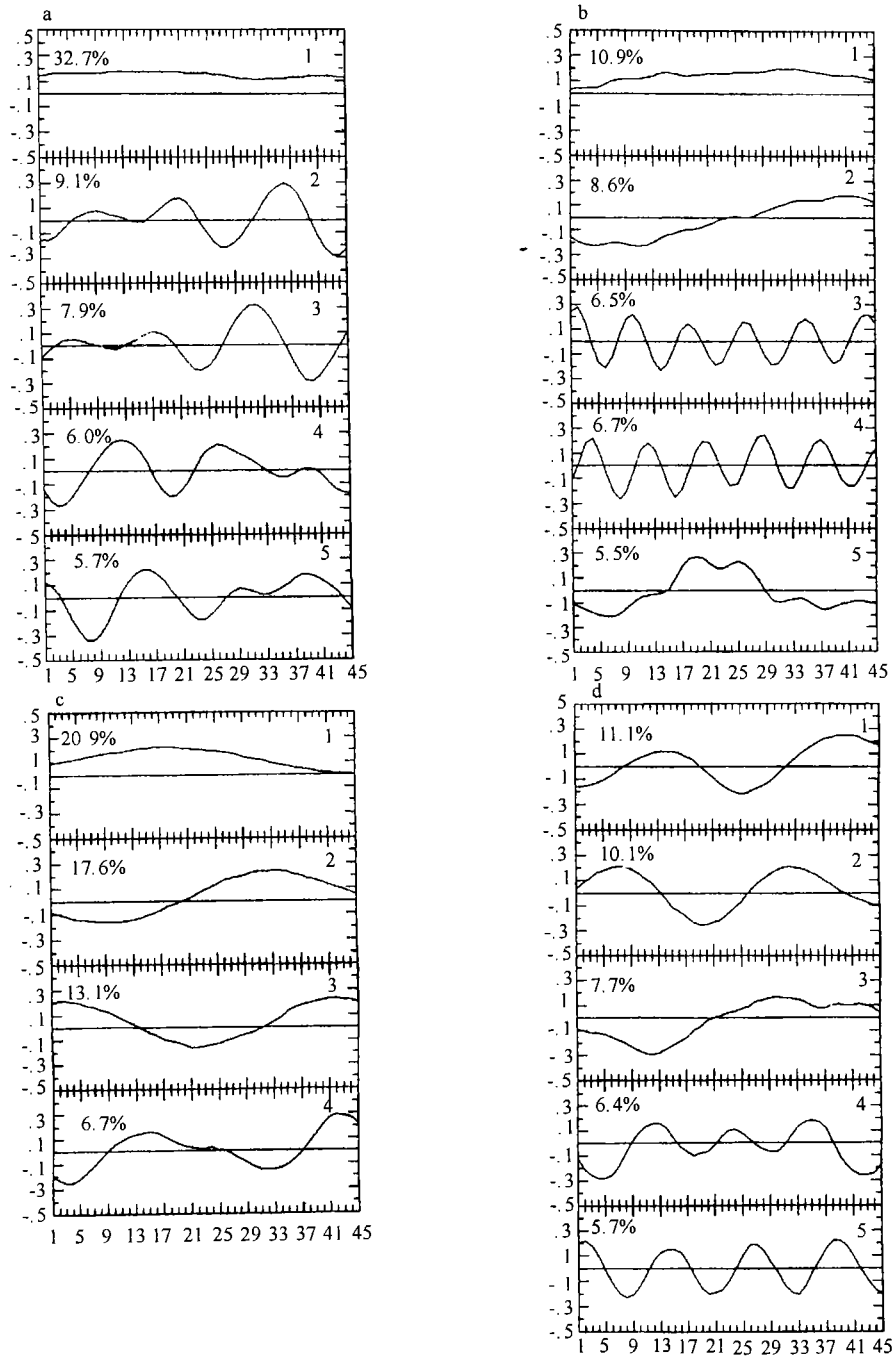


图 4 旋转时间系数奇异谱分析的时间特征向量  
(图中百分数表示方差贡献, 其它说明同图 3)

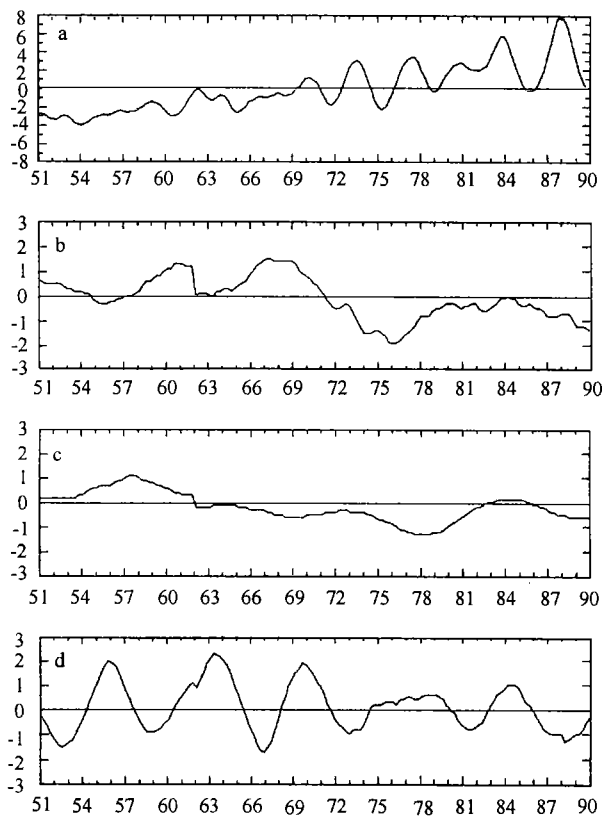


图 5 旋转时间系数的奇异谱分析的前两个时间主分量重构序列 (其它说明同图 3)

ROC3 和 RPC9 以周期性振荡为主,前者第一,二分量表现为 35 年左右的周期变化,第三分量还呈现显著的 10 年左右的周期振荡 (图 4 (c)),后者呈现为 6~8 年振荡 (图 4 (d)) 并且第四、五分量以 2~4 年振荡周期为主。将旋转时间系数前两个分量组成重构序列 (图 5(a)~(d)) 表示各个异常空间分布型主要的长期变化趋势,结果表明 ENSO 型以线性上升为主,1977 年以来持续正值,与文献 [6] 和 [9] 的结果类似。NAU 型在 1972 年以前以正值为主,在这以后持续维持负值,上述结果表明 25 年来赤道以南西太平洋热带地区海温始终偏高。TAL 型呈现出 35 年左右的长周期变化 (用非整数功率谱分析<sup>[20]</sup>也得到 143 季 (35.8 年) 的显著周期,达 0.001 信度,图 6 给出了非整数功率谱分析中试验周期所对应的回归方程的统计量 F 的变化曲线) 而 SA 型的主要长期变化时间尺度比前三种空间分布型更短,约 6~8 年,且振荡强度变化不均匀,1973~1980 年间振幅突然变小,这可能与热带西太平洋海气系统和亚洲季风系统内部不稳定有关。比较图 5 和图 3 可知,前两个分量的重构序列精确地描述了原始序列中的长期变化信息,可作为海表面温度异常型的长期变化指数,表明了 SSA 是分析复杂气候序列不规则扰动信号有效工具。

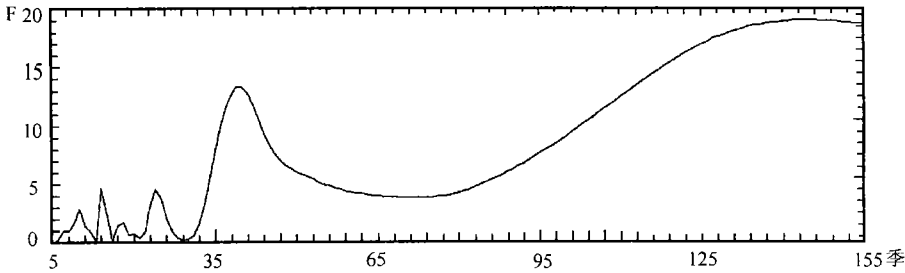


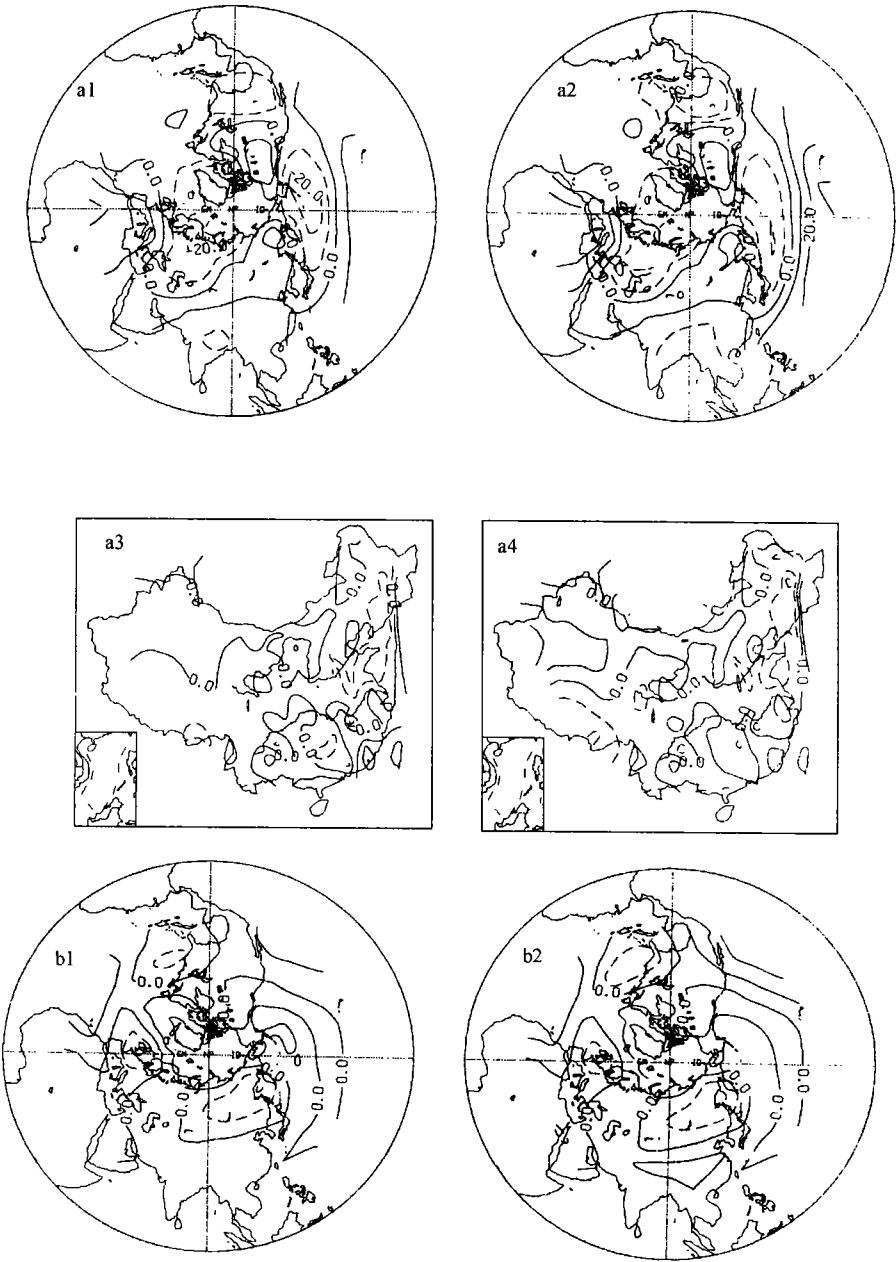
图 6 RPC3 非整数功率谱分析结果 (当统计量  $F=4.75$  时, 达 0.001 信度)

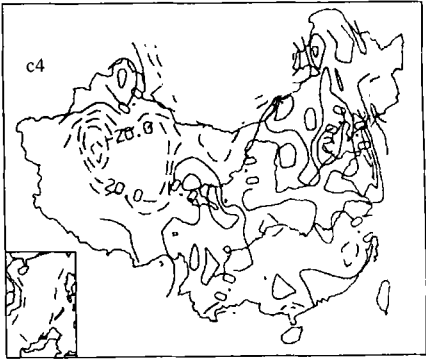
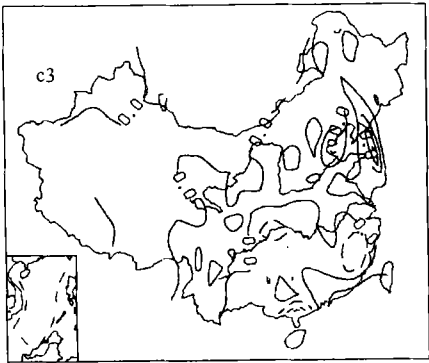
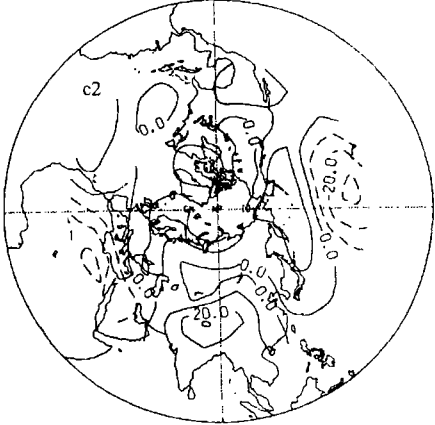
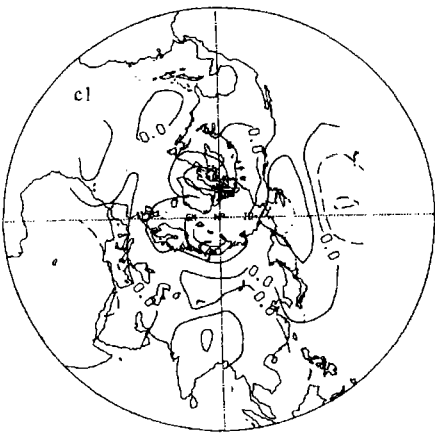
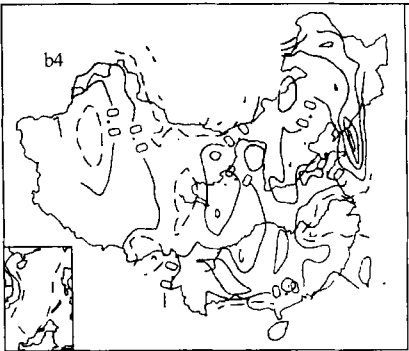
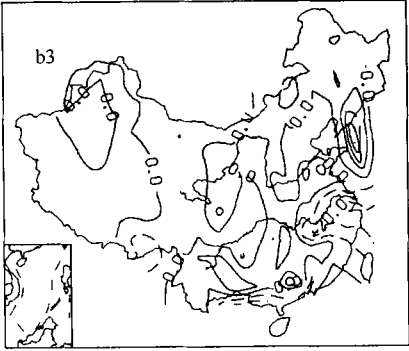
五、中国降水和北半球 500hPa 环流对全球热带海温长期变化的响应

为了研究热带海表面温度异常型强、弱变化期间北半球 500 hPa 和中国降水差异的空间分布,下面对海表面温度主要长期变化指数 (图 5) 大于 (小于) 一个标准差对应的北半球季平均 500 hPa 高度距平以及中国降水季降水量距平进行合成,并计算平均值之差,从而得到与差值相对应的统计量的空间分布图 (图 7, 当  $|t| > 2.01$  时达 0.05 信度, 当  $|t| > 1.71$  时达 0.10 信度, 且主要显著区域的有效自由度一般在 30 ~ 55 之间), 反映全球热带海面温度敏感区的长期变化对北半球环流和中国降水的影响。对于 ENSO 型, 500 hPa 高度距平表现为显著的太平洋北美型 (PNA), 这与月平均高度场的 PNA 型相似<sup>[21]</sup>。另外, 非洲北部和亚洲中高纬 (西西伯利亚和南亚) 各存在正 (负) 值中心, 表明近 20 年来伴随着赤道中东太平洋海温的持续升高, 东亚中高纬高度也有明显增加趋势 (图 7 (a1)), 西太平洋副高位置偏南, 使得中国长江以北降水持续偏少 (图 7 (a3)), 而东南沿海则有增加趋势, 但未达 0.10 信度 (图 7 (a4))。500 hPa 环流对 NAU 型响应的特征是西半球低纬从东太平洋副热带到大西洋存在正负相间的波列结构, 南亚和东北亚也存在较显著的反相分布的偶极子结构 (图 7 (b1) ~ (b2)), 由长期变化指数 (图 5 (b)) 可知 1972 年以来南亚地区高度持续偏低, 但东亚阻塞高压加强, 使得我国长江中下地区降水有显著增加趋势 (图 7 (b3)) 而西南地区降水减少, 它反映了与西南太平洋地区海气相互作用有密切联系的澳大利亚北部对流加热强度异常的长期变化对亚洲中低纬环流的影响 (通过两半球环流相互作用)。与大西洋海温异常 (TAL) 相伴随的北半球 500 hPa 高度场特征是从热带大西洋经北非到亚洲南部的正负相间的波列结构, 同时中太平洋副热带高度呈现显著负异常 (图 7 (c1) ~ (c2)), 这种时间尺度为 35 年左右的周期变化主要影响中国西北地区降水, 同时东北北部地区降水也存在较显著的响应 (图 7 (c3) ~ (c4)), 另外, 同南亚季风区海面温度异常 (SA 型) 相伴随的主要长期振荡的时间尺度更短一些 (6~8 年), 对应的 500 hPa 环流距平表现为东半球除东北亚地区以外的大范围较显著负异常 (图 7 (d1)), 北太平洋中纬度地区为较显著的正异常, 最显著的是中太平洋副热带负异常 (图 7 (d2), 达 0.05 信度), 这时北太平洋阻塞高压加强, 对应于我国长江以北到东北南部地区降水偏多 (图 7 (d3) ~ (d4)), 西北北部地区降水偏少。从图 2 (c)、图 7 (c1) ~ (c2) 和图 2 (d)、图 7 (d1) ~ (d2) 可知热带大西洋地区 and 南海地区海温异常与 500 hPa 环流正相关, 反映了在 35 年左右和 6~8 年时间尺度上海



表面温度异常是对环流异常的响应（通过海-气交换通量异常和 Ekman 抽吸的作用）文献 [8] 则通过数值模拟揭示了大西洋地区海气系统 10 年和 20 年时间尺度的周期变化过程主要是大气环流异常对海洋的强迫。因此，对于较长时间尺度（大于 6 年）的海气系统反馈过程中大气环流异常起更重要的作用。





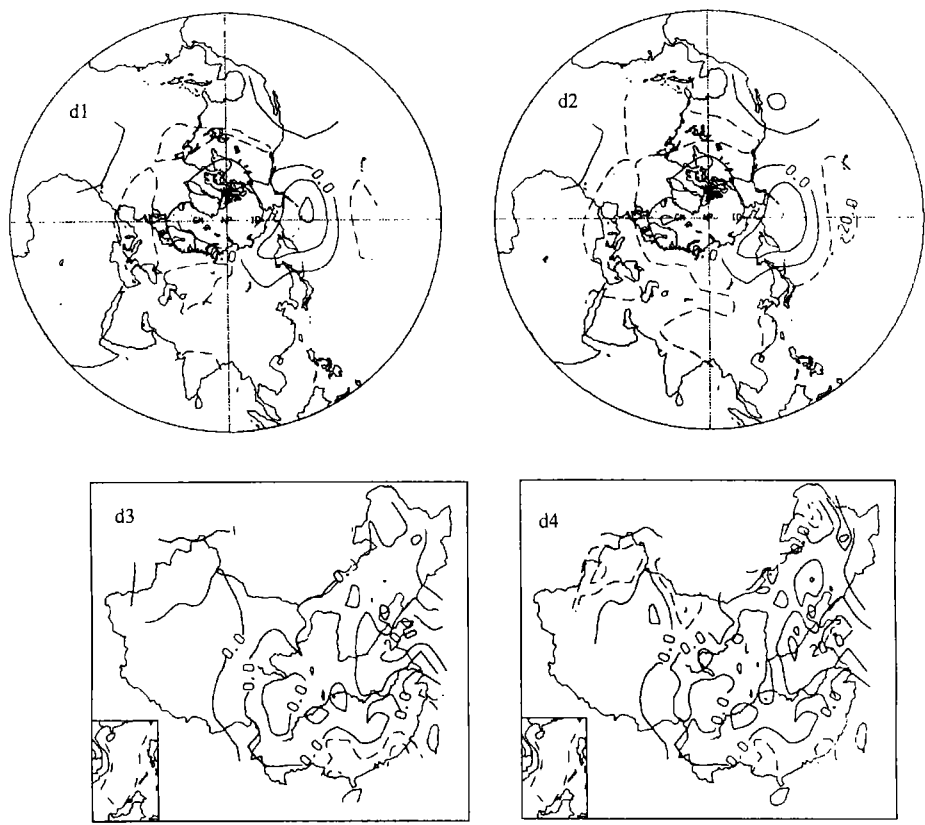


图 7 主要长期变化指数大于一个标准差与小于一个标准差对应的北半球  
500 hPa 高度距平和中国降水距平差值以及  $t$  值空间分布图  
(a) ~ (d) 对应于 RPC1、RPC2、RPC3 和 RPC9  
(数字 1、2 对应于北半球 500hPa 高度距平差合成图 (单位: 位势米) 和  $t$  值空间分布图。  
数字 3、4 对应于中国降水距平差合成图 (单位: 毫米) 和  $t$  值空间分布图。图中数值已  
乘以 10, 等值线间隔是 10。当  $|t| > 2.01$  时达 0.05 信度; 当  $|t| > 1.71$  时达 0.10 信度)

## 六、前期冬季太平洋海温与夏季中国降水量 耦合相关型的长期变化

下面进一步用旋转奇异值分解 (RSVD) 研究前期冬季太平洋海温和中国夏季降水量之间的耦合相关型的空间分布 (由于 1959 年以前南太平洋地区资料缺测较多, 因此采用 1960~1989 年期间的资料), 并讨论这种时滞相关型的长期变化特征。

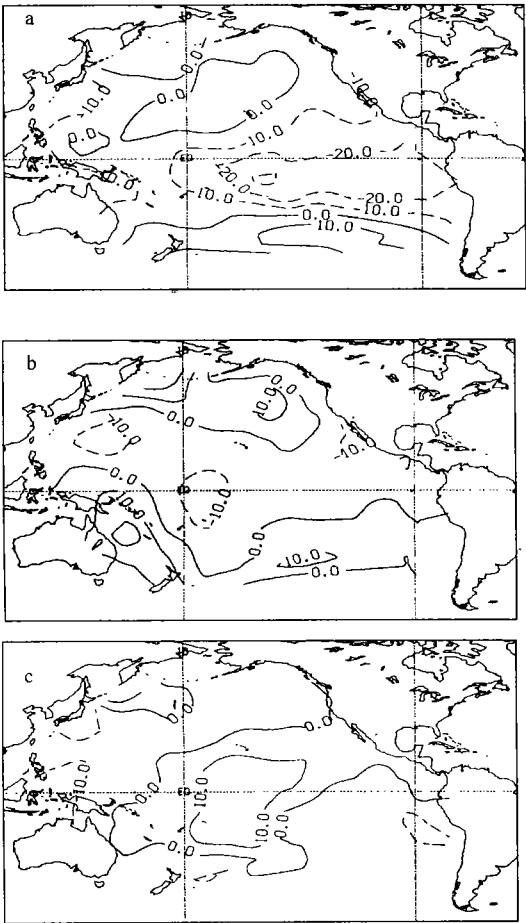


图 8 a~c 分别是与第一~三旋转左奇异向量对应的异性回归图  
(冬季太平洋海温)

冬季太平洋海温距平 (1960/61, ……1988/89 年) 和后期中国夏季降水 (1961~1989 年夏季) 旋转奇异值分解得到三种显著的耦合相关型 (图 8, 取前 6 对奇异向量进行旋转, 累积协方差贡献是 75.4%, RSVD1~RSVD3 的协方差贡献分别是 17.6%, 14.8%, 12.1%, 本文的计算过程中分别取太平洋范围内均匀分布的 55 个格点海温和中国范围内均匀分布的 53 个格点降水资料。另外, 由于降水资料噪声较大, 在奇异值分解 (SVD) 之前首先对降水资料进行主成分截断处理, 以消除小尺度空间扰动的作用, 保留资料场前 10 个主成分的信息, 累积方差贡献是 71.3%, 这样进行 SVD 能得到大尺度耦合相关型, 并且能加快 SVD 的收敛速度。图 8 (a) ~ (c) 中是旋转后的第一~三左奇异向量 (表示冬季太平洋海温距平), (d) ~ (f)

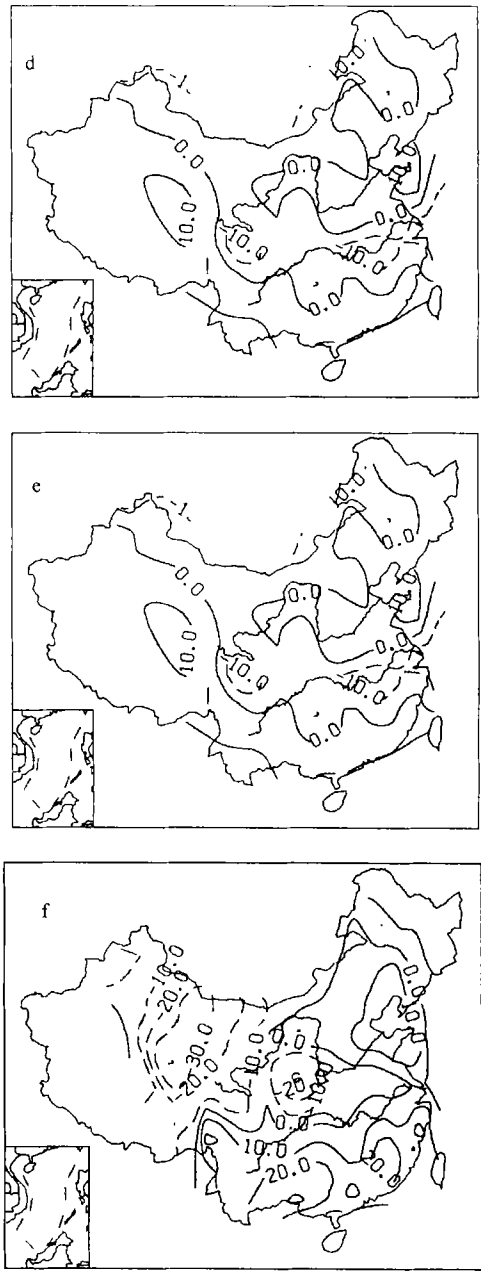


图 8 d~f 分别是与第一~三旋转右奇异向量对应的异性回归图  
(夏季太平洋降水，等值线间隔是 10 (图中数值已乘以 100)，虚线表示负值)

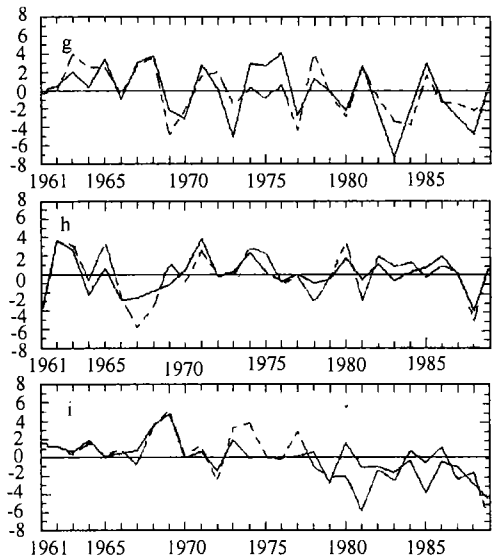


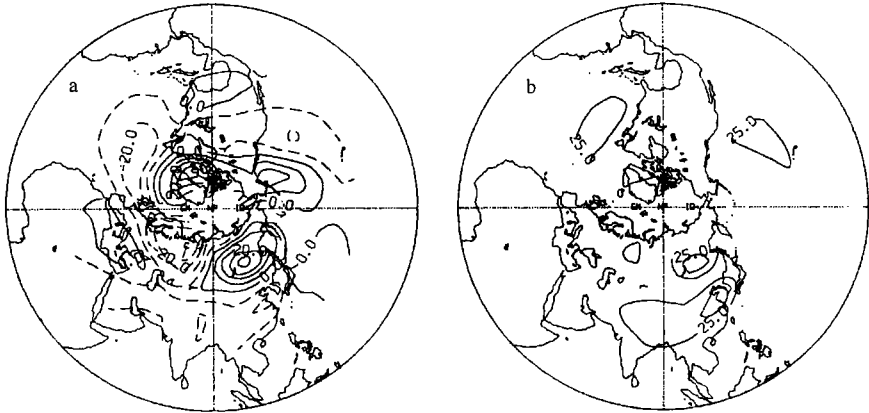
图 8 g~i 分别表示旋转时间系数变化曲线 RSVD1~RSVD3  
(实线为冬季太平洋海温,虚线为夏季中国降水)

是旋转后的第一~三右奇异向量 (表示中国夏季降水)。图 8 中 (g) ~ (j) 给出了 RSVD1~RSVD3 三对旋转奇异向量对应的时间系数,它反映了这三种相关型时间演变,它们的相关系数分别为: 0.741,0.848,0.729, 达 0.001 信度。

这三对主要奇异向量耦合空间分布型的敏感区域分别在赤道中东太平洋,西南太平洋和西北太平洋赤道中太平洋 (太平洋海温,图 8 (a) ~ (c)) 和长江中下游黄河中上游和江淮流域,长江以南和西北地区 (中国降水,图 8 (d) ~ (f)), 其中 RSVD1 中赤道东太平洋是大范围负值区 (图 8 (a)), 中国降水只在长江中下游出现较小的负值区 (图 8 (d)), 反映了 ENSO 对我国夏季降水异常的影响,但影响区域较小,仅局限于长江中下游部分地区,当前期冬季赤道中东太平洋大范围海温偏高时,夏季长江中下游部分地区降水偏多,这与文献 [3] 的结果相同,时间系数具有 3~4 年不规则周期变化 (图 8 (g)), 同时呈现明显下降趋势,1978 年以后以负值更加显著 (赤道中东太平洋以正距平为主),它与热带太平洋海气系统十年际变化 (IDO) 有关,这与上节结果一致。RSVD2 中太平洋海温呈现从西南太平洋到西北太平洋正负相间的海温波列 (图 8 (b)), 中国降水表现为从西北经黄河、长江流域到华南正负相间的降水波列 (图 8 (e)), 揭示了冬季西南太平洋海温与夏季我国东部大范围降水之间的遥相关联系,耦合相关最强的年份是 1962,1971,1974 年 (江淮偏涝) 和 1988 年 (江淮大旱),其时间变化周期不明显 (图 8 (h)), RSVD3 反映了冬季赤道中太平洋海温异常 (其异常中心位置比第一型偏西,且空间尺度较小) 对后期夏季我国长江以南和西北地区降水的影响,其时间系数表现为线性下降趋势并叠加强两年周期变化,它表明在这 29 年期间冬季赤道中太平洋海温呈上升趋势 (图 8 (i)), 当前期冬季赤道中太平洋海温偏高时,后期中

国长江以南降水偏多，西北地区偏少，反之亦然，由异性回归的统计量  $F$  的空间分布图可以看出这三对 RSVD 空间分布的上述作用区域的  $F$  值均大于 4.21 (达 0.05 信度，图略)，有力地表明了区域耦合相关型的显著性，上述结果也表明，不同的前期冬季太平洋海温异常空间分布型对中国汛期降水的影响有显著差异，考虑相关信息区能较好地预测中国夏季区域降水异常分布。

另外，从对应于这三个耦合空间分布型的北半球夏季 500hPa 高度距平场线性回归图和统计量  $F$  的空间分布可发现夏季北半球 500hPa 环流的响应区分别在热带太平洋、东北亚和西亚中纬 (RSVD1) 和东亚中高纬 (RSVD2) 和西亚中高纬 (RSVD3)，主要作用区域均达到 0.05 信度，图 9 给出了第二和第三旋转时间系数与北半球夏季 500hPa 高度距平场线性回归系数和统计量  $F$  的分布。对于 RSVD1，前期赤道中东太平洋大尺度海温异常与后期夏季热带东西太平洋以及欧亚中高纬大陆高度变化呈负相关 (图略)，但对中国夏季降水影响较小，而前期冬季西南太平洋海温异常则有利于激发后期夏季东亚经向波列，类似于夏季环流的东亚太平洋遥相关型 (EAP) [1-2, 18] (图 9 (a))，它与澳大利亚北部洋面热源异常有密切联系 (通过南北半球环流相互作用引起后期春夏热带西太平洋地区对流活动和环流的异常)，而前期冬季赤道中太平洋海温区域异常引起纬向瓦克环流的强度和位置的改变，影响南亚地区对流活动的强度，将改变这个地区大气内部加热分布，影响印度季风强度，同时夏季 500 hPa 环流表现为西亚到大西洋的经向波列 (图 9 (c))，与文献 [15] 中的北大西洋亚洲中部波列 (AMA) 类似，影响我国长江以南大部分地区和西北地区降水。因此，中国季风降水与前期冬季西南太平洋和赤道中太平洋区域海温异常的关系更密切，而对于热带外地区，ENSO 主要影响后期夏季欧亚中高纬和北大西洋高纬环流 (图略)，中国降水仅长江中下游部分地区有响应。结合上节的结果，可以发现澳大利亚北部的西南太平洋海温异常的年际变化和长期变化对中国东部季风降水异常有极其显著的影响。此外，从图 8 (a) 还可发现日本南部黑潮海区存在一个较小的负值区，它表明这个区域冬季海温与后期夏季长江中下游降水有较强的正相关，而 RSVD5 反映了日本以东的北太平洋海温与夏季华北降水存在极显著的正相关 (但作用区域较小 (图略)，协方差贡献仅占 9.6%)，这与过去的研究结果也是一致的。



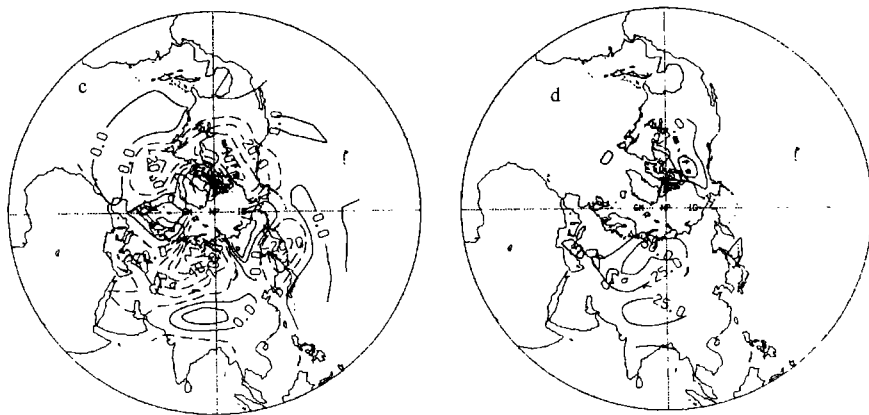


图9 旋转时间系数与北半球夏季 500 hPa 高度距平场线性回归系数和统计量  $F$  的分布  
 ((a)、(b) 和 (c)、(d) 分别对应第二和第三旋转时间系数, (a)、(c) 线性回归系数, 图中数值已乘以 100, 等值线间隔是 10, 虚线表示负值, (c)、(d) 对应的统计量  $F$  的空间分布。图中数值已乘以 10, 等值线间隔是 25. 当  $F > 4.21$  时, 达 0.05 信度))

## 七、结 论

1. 全球热带海陆面温度存在四种显著的区域异常型: ENSO、NAU、TAL、SA, 其敏感区域分别在赤道中东太平洋和印度洋、澳大利亚北部洋面、热带大西洋、中国南海附近, 热带陆面温度异常不显著, 它们与这些区域大尺度海气相互作用有关, 并影响澳大利亚、亚洲低纬度地区对流活动和环流季节内振荡强度的变化, 并通过大气环流遥相关影响热带外地区不同时间尺度的气候异常。

2. 这四种热带海温区域异常型时间变化特征有显著差异, 用奇异谱分析发现由前两个特征型合成的重构序列的主要长期变化分别表现为线性增加、减少、35 年左右和 6~8 年的主要周期振荡, 其中赤道中东太平洋和印度洋海温、澳大利亚北部的西南太平洋海温分别从 1977 和 1972 年以来持续偏暖。

3. 由 ENSO 和 NAU 型长期变化引起的北半球环流异常型分别表现为 PNA 流型和西半球低纬度从赤道东太平洋到热带大西洋的纬向波列, 同时南亚到东北亚地区存在一对空间反相分布的偶极子结构, 中国降水异常表现为长江以北的中国北部地区降水减少和长江中下游降水增加, 而与 TAL 和 SA 型相伴随的环流异常型是从热带大西洋经北非到南亚次大陆地区的波列和北太平洋中纬和低纬较显著反相变化的空间分布, 它们对应于 35 年左右和 6~8 年时间尺度的周期振荡, 其主要特征是环流对海表面温度的强迫, 中国降水主要响应区在西北、东北地区 and 江淮下游到华北、东北南部的大部分地区。

4. 由旋转奇异值分解 (RSVD) 发现冬季太平洋海温和后期夏季中国降水存在三对极显著的旋转奇异向量的空间分布型, 即 RSVD1~RSVD3, 分别反映了前期冬季赤道中东太平洋、西南太平洋、赤道中太平洋海温异常和夏季中国长江中下游、黄河中上游和江淮流域、



长江以南和西北地区降水之间的时滞遥相关关系(协方差贡献分别是 17.6%, 14.8%, 12.1%), RSVD1 反映了热带中东太平洋大尺度海温异常的作用, RSVD2 体现了西南太平洋副热带海温异常的影响, 而 RSVD3 则揭示了赤道中太平洋海温区域异常与中国夏季涝分布的联系。夏季北半球 500hPa 高度距平场对应的响应区域分别在热带太平洋和东北亚和西亚中纬、东亚中高纬、西亚中高纬。冬季赤道中东太平洋大尺度海温异常对后期夏季中国降水影响不显著, 仅赤道中太平洋海温区域异常与后期夏季长江以南降水有较显著正相关。中国季风降水与前期冬季澳大利亚北部附近的西南太平洋海温异常的关系更密切, 且夏季北半球 500hPa 高度的响应表现为显著的东亚太平洋遥相关型 (EAP)。

## 附录

### A. 奇异谱分析 (Singular Spectrum Analysis) <sup>[12-13]</sup>

设单变量标准化时间序列 $y_t, t=1, 2, \cdots, n$ , 对于任一固定的窗口长度  $p$ , 构造矩阵  $Y_{p' \times p} = (Y_t, \cdots Y_{t+p-1}), t=1, 2, \cdots, p', p=n-p+1$  进行主成分分析 (PCA) 可得  $Y_{p' \times p} = Z_{p' \times k} W_{p \times k}^T$  其中  $Z$  是指数序列矩阵 (时间主分量),  $W$  是权重向量 (时间特征向量) 构成的矩阵, 它的列是  $p \times p$  协方差矩阵  $C = |\text{cov}(Y_t, Y_{t+|i-j|})| = |C(i-j)|, (i, j=1, 2, \cdots, p)$  的特征向量, 对应于特征值  $\lambda_1 > \lambda_2 > \cdots > \lambda_k$ , 指数序列矩阵由  $Z_{p' \times k} = Y_{p' \times p} W_{p \times k}$  计算, 前  $k$  个分量的重构序列由  $\hat{Y}_{p' \times p} = Z_{p' \times k} W_{p \times k}^T$  计算, 第  $i$  个指数型占整个重构序列的方差贡献是  $\sigma_i = \lambda_i / \sum_{k=1}^p \lambda_k$  (它表示序列中第  $i$  个不规则周期扰动的强度)

### B. 旋转奇异值分解 (Rotated singular value decompostion) <sup>[14-15]</sup>

设经标准化处理后构成基本资料阵  $\underset{m \times l}{S}(x, t)$  (太平洋海温)、 $\underset{m \times n}{R}(y, t)$  (中国降水) 和  $\underset{m \times s}{H}(z, t)$  (500hPa 高度), 序列长度  $m=29$ , 空间点数  $l=55, n=53, s=105$ 。对  $\underset{m \times l}{S}(x, t)$  和  $\underset{m \times n}{R}(y, t)$  进行奇异值分解 (SVD)。设这两个气象要素场的协方差阵  $\underset{l \times n}{C} = \frac{1}{m} \underset{m \times l}{S}^T \underset{m \times n}{R}$  可分解成  $\underset{l \times n}{C} = \underset{l \times n}{P} \underset{l \times n}{\Sigma} \underset{n \times n}{Q}^T$  其中  $\underset{n \times n}{\Sigma} = (\sigma_j)$  是对角阵,  $\sigma_j = \lambda_j^{1/2}$ ,  $\lambda_j$  是矩阵  $\underset{l \times n}{C}^T \underset{l \times n}{C}$  的第  $j$  个非零特征值, 且  $\sigma_j$  是第  $j$  个奇异值,  $\underset{l \times n}{P}$  和  $\underset{n \times n}{Q}$  的第  $j$  列是对应的第  $j$  对奇异向量, 第  $j$  对时间系数是  $\underset{m \times n}{A} = \underset{m \times l}{S} \underset{m \times l}{P}$ ,  $\underset{m \times n}{B} = \underset{m \times n}{R} \underset{n \times n}{Q}$ , 它所表达的协方差贡献是  $CF_j = \frac{\sigma_j}{\sum_j \sigma_j}$ , 相关系数是  $\rho_j = (a_j(t), b_j(t)), a_j(t), b_j(t)$  分别是  $\underset{m \times l}{A}$  和  $\underset{m \times n}{B}$  对应的第  $j$  列。下面进行旋转奇异值分解 (RSVD)。构造矩阵

$$\underset{l+n \times k}{L} = \begin{bmatrix} \underset{l \times k}{P} \\ \underset{n \times k}{Q} \end{bmatrix} \underset{k \times k}{\Sigma}^{1/2},$$

按极大方差准则求出矩阵  $\underset{k \times k}{U}$ ,  $k$  是参加旋转的奇异向量的个数, 作变换  $L^* = LU$ ,

$P^* = P \Sigma^{1/2} U W_l^{-1}$ ,  $Q^* = Q \Sigma^{1/2} U W_n^{-1}$ 。其中矩阵  $W_l$ ,  $W_n$  使  $P^*$ ,  $Q^*$  标准化, 则可得旋转后的协方差阵  $\Sigma^* = (\sigma_j^*)$ , 对应的旋转时间系数矩阵  $A^* = A \Sigma^{-1/2} U W_l$ ,  $B^* = B \Sigma^{-1/2} U W_n$ , 且  $\frac{1}{m} A^{*T} B^* = \Sigma^*$  协方差贡献及相关系数分别是

$$CF_j^* = \frac{\sigma_j^*}{\sum_i \sigma_i^*}, \quad \rho_j^* = (a_j^*(t), b_j^*(t))$$

对应的异性回归图正比于旋转奇异向量:

$$\text{reg}[S(x, t), b_j^*(t)] = (\sigma_j^* / \langle b_j^{*2}(t) \rangle^{1/2}) P_j^*$$

$$\text{reg}[R(y, t), a_j^*(t)] = (\sigma_j^* / \langle a_j^{*2}(t) \rangle^{1/2}) Q_j^*$$

类似地可得到夏季北半球 500hPa 高度场  $H(z, t)$  的回归图。

### 参 考 文 献

- [1] 黄荣辉, 孙凤英, 1994, 热带西太平洋暖池的热状态及其上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响, 大气科学, 18 (2), 141-151。
- [2] 黄荣辉, 孙凤英, 1994, 热带西太平洋暖池上空的对流活动对东亚夏季气候异常的影响, 大气科学, 18 (4), 456-465。
- [3] 费亮等, 1993, 赤道东太平洋海温与长江下游地区降水异常的相关分析, 气象学报, 51 (4) 442-447。
- [4] Nitta, Ts. and H. Z. -Z., 1996, Summer climate variability in China and its association with 500hPa height and tropical convection. J. Meteor. Soc. Japan. 74 (4), 425-445.
- [5] Ropelewski, C. F. and M. S. Halpert, 1987, Global and regional scale precipitation pattern associated with the El Niño/Southern Oscillation. Mon. Wea. Rev. 115, 1606-1626.
- [6] Nitta, T., Yamada S., 1989, Recent warming of tropical sea surface temperature and its relationship to the Northern Hemisphere circulation, J. Meteor. Soc. Japan, 67, 375-383.
- [7] Von Storch, J. S., 1994, Interdecadal variability in a global coupled model Tellus, 46A: 419-432.
- [8] Zorita, E. and C. Frankignoul, 1997, Modes of Northern Atlantic decadal variability in the ECHAM1/LSG coupled ocean-atmosphere general circulation model J. Climate 10 (2): 183-200.
- [9] Kachi M. T. Nitta 1997, Decadal variations of the global atmosphere-ocean system, J. Meteor. Soc. Japan, 75 (3): 657-675.
- [10] Latif, M., R. Kleeman and C. Eckert, 1997, Greenhouse warming, decadal variability, or El Niño? An attempt to understand the anomalous 1990s, J. Climate, 10 (9) 2221-2239.
- [11] 方开泰, 1989, 实用多元统计分析, 上海, 华东师范大学出版社, 330-336.
- [12] Vautard R. and Ghil M. 1989, Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics with application to paleoclimatic time series. Physica D35: 395-424.
- [13] Vautard, R and M. Ghil, 1992, Singular spectrum analysis, A toolkit for short, noisy chaotic signals, Physica D38: 95-126
- [14] Cheng Xinhua and Yiomothy J. Dunkerton, 1995, Orthogonal rotation of spatial pattern derived from singular value decomposition analysis J. Climate, 8 (11): 2631-2643.
- [15] 杨秋明, 1998, 冬季大尺度流型与夏季中国降水量, 气候与研究, 3 (1): 65-72。
- [16] Zwiers, F. W., and H. von Storch. 1995, Taking serial correlation into account in tests of the mean, J. Climate 8: 336-351.
- [17] Renshaw A. C., David P. Rowell, and Chris K 1998, Folland Wintertime low-frequency weather variability in the North Pacific-American sector 1949-93, J. Climate, 11 (5). 1073-1093.
- [18] Yang Q. M., 1993, Teleconnections and features of circulation in the pentad mean 500hPa height field during northern hemisphere summer. Chinese J. Atmos. Sci 17 (2): 125-132.

- [19] Li, C. and M. Yanai, 1996, The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast *J. Climate* 9: 358-375.
- [20] 杨秋明, 1993, 初夏亚洲季风区环流低频振荡与长江下游持续暴雨, *应用气象学报*, 4 (3): 320-326.
- [21] Wallace, J. M., and D. S. Gutzler 1981, Teleconnection in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter *Mon. Wea. Rev.* 109 (4): 784-812.

## THE LONG-RANGE CHANGES OF THE TROPIC SEA SURFACE TEMPERATURE CONNECTED WITH THE ANOMALIES OF THE RAINFALL IN CHINA

Yang Qiuming

(*Jiangsu Meteorological Observatory, Nanjing*)

### Abstract

The principal long-range oscillations of the global tropic sea-land surface temperature and its influences on the rainfall in China and the 500hPa height field in Northern Hemisphere have been investigated by using the rotated principal component analysis (RPCA) and singular spectrum analysis (SSA) based on the data of 39-year period (1951-1989). Results indicate that there are four kinds of the notable rotated spatial patterns, i. e. ENSO, NAU, TALand SA pattern, which the active regions are in the central and eastern equatorial Pacific and India ocean, the sea surface on the northern Australia, Northern Atlantic in tropics, southern sea in China respectively. The time evolutions are mainly exhibited by the linear increasing, reducing, the time scales of 35 years and 6-8 years. It is pointed out that the stronger response regions appear in the northern China, the middle-low reaches of Yangtze, the northwestern and northeastern China, the low reaches of Jinanhuai, which are connected with the interactions between the four kinds of heating anomalies and the variations of large scale circulations with different time scales. Meantime, the rotated singular value decomposition (RSVD) between the sea surface temperature in the Pacific for the preceding winter and the rainfall in China summer are performed, and the regional characteristic and the long-range changes of the dominant coupled correlation patterns are investigated. It is found that the effects of the large scale SST in the equatorial centre and eastern Pacific for the preceding winter on the rainfall in China for the following summer are not significant, whereas the monsoon rainfalls in China are much more linked to the anomalies of SST in southwestern Pacific in the northern Australia during the preceding winter.

**Key Words :** Sea surface temperature in the tropic, Long-range changes, Rainfall in China, Rotated principal component analysis, Singular spectrum analysis, Rotated singular value decomposition.