

降水对热带海表温度异常的邻域响应*

I. 数值模拟

吴国雄

(中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100080)

刘还珠

(中国气象局国家气象中心, 北京 100081)

提 要

基于低阶大气环流谱模式, 本文设计了太平洋及印度洋4个不同海域的海表温度异常试验, 去研究大气环流及降水对热带海表温度异常强迫作用的“同时”性响应。结果表明尽管暖性的海表温度异常均激发出低空辐合及高空辐散, 但在不同海域所激发的异常流场却差异甚大。不过降水异常均发生在海表温度异常区及其毗邻处。它在对称的 SSTA 区的分布一般是非对称的。

对水汽收支的分解分析表明, 海表温度异常区异常降水的大小主要由异常的低空辐合决定, 而异常降水的分布形态则由异常的水汽平流过程所决定。由于异常的低空辐合及异常的水汽平流过程主要发生在海表温度异常区及毗邻处, 因此, 降水对热带海表温度异常的响应基本上是一种邻域响应。它发生在气候平均低空气流沿海表温度异常的下风方向, 或在海表温度异常所激发的低空异常气流沿气候平均海温降低的方向。

关键词: 邻域响应; 遥响应; 遥相关。

一、引 言

关于热带海表温度 (SST) 异常和降水的关系的研究已有许多。这些研究可分为两类。一类是研究降水在 SSTA 附近的分布规律; 另一类则分析特定区域降水与远距离海表温度异常 (SSTA) 之间的遥相关。Flohn 和 Fleer^[1]在分析 El Nino 期降水异常时发现, 增强的赤道降水出现在日期变更线附近, 在最暖 SSTA 区的西端。这为后来的分析^[2,3]进一步证实。而且在许多有关 ENSO 的数值试验中^[4-8]也得到成功模拟。Keshavamurty^[9]利用地球流体力学实验室 (GFDL) R-15 模式进行 SSTA 敏感性试验, 也发现降水出现在赤道附近 SSTA 区偏向 SST 较暖的区域。吴国雄和刘还珠^[10]利用同一模式进行更深入的敏感性试验。他们把 SSTA 置于赤道上和赤道外, 发现热带降水并非总是偏向暖水域, 其分布可以根据 SST, SSTA 及气候平均流场决定。

降水与远距离 SSTA 之间的“遥相关”主要是根据对历史资料的分析得到的。许多研究 (例如, 参见符淙斌的综述^[11]) 表明, 东赤道太平洋 (EEP) 的 SSTA (或 ENSO

1993年5月5日收到, 1993年10月30日收到再改稿。

* 本研究得到中国科学院“灾害性气候预测及其对农业年景和水资源调配的影响”项目及国家基础性研究重大关键项目“气候动力学和气候预测理论研究”的支持。本文的主要计算是作者访问美国 GFDL 时进行的。

事件) 与我国东北夏季低温和江淮流域降水及非洲东岸降水均存在统计上的显著相关, 这种遥相关的存在也为余用的研究所证实。不过, “遥相关”和“海表温度”之间的关联, 与“遥响应”不同。后者是一种因果关系。由于与大气相比, 海洋的热容量很大, 特征速度很小, 当我们利用“滞后”遥相关用前期 SSTa 预报后期降水时, 实质上是在假设存在某种海气相互作用机制, 使大气降水对前期 SSTa 产生遥响应。但当研究降水对 SSTa 的“同时”性遥相关时, 海表温度及其异常基本不变, 应作为“固定”的下边界条件对大气施加外强迫作用。因此这种同时性遥相关机制与滞后性遥相关机制应有很大的不同。早期的一种解释是, 热带 SSTa 所激发的定常 Rossby 波列能够导致远距离降水的异常。但是这种假设在实际应用中遇到了一些困难。例如 EEP 海区 SSTa 所激发的“PNA”型一般只出现在冬半球高层大气中, 与我国夏季降水很难联系在一起。其次 Dole^[12], 以及 Lau 和 Phillips^[13]通过分析指出, PNA 型的热带部分实际上比中纬部分的位相迟出现。Plumb^[14]通过对三维 EP 通量的分析也表明, 定常波的通量总是由中纬度指向热带。因此, 即使在冬季, 用 PNA 型预报中纬天气也必须十分小心。Lindzen^[15]在检查 8 个 El Nino 年北美冬季温度的分布时就发现, 各地偏冷, 偏暖和正常的年份均各为约 1/3。在分析夏季 500 hPa 高度场和西北太平洋 (WNP) 暖池的关系时, Nitta^[16,17]指出, 夏季, 菲律宾附近暖的 SSTa 上空异常的对流活动能激发出环绕太平洋的波列, 并由此去预测中纬度的降水。Lau 和 Peng^[18]最近证明, 夏季菲律宾以东的任何热带强迫源均可激发出绕太平洋型; 甚至中纬度的初始扰动在模式中也可激发出长期维持的绕太平洋型。换言之, 该型与 PNA 型一样, 也是在特定环流下发生的一种自由波列。试图用这种自由波列通过热带对流预报中纬天气也必须十分小心。

那么, 降水对热带海表温异常是否存在遥响应? 两者之间为什么会出现遥相关? 为弄清这些问题, 我们进行了一系列的模拟和分析研究。首先, 在本文中我们以数值模拟为工具去检验模式大气的降水对 SSTa 的响应; 在第二篇文章中, 我们将对多年观测资料进行深入分析以检验本文的结论。

本文第二节简单介绍所用的模式及实验设计, 第三节进一步检验文献[10]中得到的太平洋海域的数值试验结果, 我们将重点地在第四节分析印度洋的 SSTa 数值试验, 第五节分析降水对 SSTa 的邻域响应特征, 若干结论在第六节给出。

二、模式介绍和实验设计

本文的数值试验是用 GFDL 的低阶气候谱模式进行的。模式取纬向 15 波的菱形截断, 垂直方向分 9 层。考虑了地形作用。物理过程包括太阳辐射, 长波辐射, 云量, 边界通量, 以及次网格的动量、感热和水汽的扩散效应。SST 预先给定, 地温由热量平衡方程计算。模式细则可参见文献[19]。

由于 8 月北半球洋面对流活动最活跃, 在控制试验中采用往复 (perpetual) 8 月平均气候强迫。太阳高度角, 日长及 SST 均定义为 8 月平均值, 其 SST 如图 1 所示。为研究降水对 SSTa 的敏感性, 共选用了 4 个试验区 (见图 1), 即 EEP, WNP, 西赤道太平洋 (WEP), 及中部赤道印度洋 (CEI)。WNP 是 SST 最暖的区域; EEP 和 WEP 分别处在 Walker 环流的下沉支和上升支下方; CEI 则位于赤道纬圈季风环流的下方。

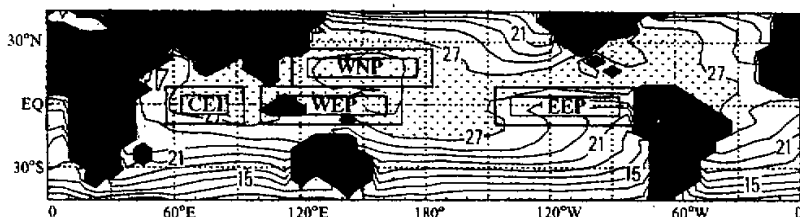


图1 往复8月试验中所用的8月气候平均海表温度分布
(等值线间隔为 2°C , 不同海域海表温度异常试验所在的位置用矩形表示)

每一试验区纬宽均为13.5个纬距。CEI经度范围为 56.25° — 93.75° ；其他试验海区经宽为60个经距。在EEP区，边界SSTA取为 2°C ，内点取 4°C ；其他各区SSTA在边界取 1°C ，内点取 2°C 。在太平洋3个海区各实施正、负SSTA的一对试验，“差异”定义为两试验之差。由于它是用暖性SSTA的结果减去冷性SSTA的结果，因此下文称这种差异为暖性SSTA的差异。在CEI区实施了正SSTA试验，其“异常”定义为该试验结果与控制试验结果之差。每一试验积分1800 d，即60个模式月。SSTA在第二天引进。积分从热力平衡状态出发，一般在第6个月达准平衡态。因此下面的研究均取自后54个月的积分结果。

由于在长时期尺度上，大气水汽集中在对流层底层，与降水相联系的水汽输送也集中在低空，因此低空环流异常在降水异常中起着非常重要的作用。还由于各试验中热带低空异常环流与高空的形状相似，方向（符号）相反，为简单起见，本文只对低空环流进行分析。为突出大尺度环流特征，我们把风场分解为旋转风 $\vec{V}_{\psi}$ 和散度风 $\vec{V}_{\chi}$ 两部分，即

$$\vec{V} = \vec{V}_{\chi} + \vec{V}_{\psi} = \nabla\chi + \vec{k} \times \nabla\psi, \quad (1)$$

其中，速度势 χ 和流函数 ψ 由下述散度和涡度的定义经求解Poisson方程得到

$$\begin{aligned} \nabla^2\chi &= \nabla \cdot \vec{V}, \\ \nabla^2\psi &= \vec{k} \cdot \nabla \times \vec{V}. \end{aligned}$$

图2给出控制试验中8月平均950 hPa速度势和散度风（图2a），以及流函数和旋度风（图2b）的分布。可以看到，赤道附近的散度风均一致地从南半球指向北半球。把图2a与图1比较发现，在SST偏低的大洋东部及南半球速度势小，风场辐散；在SST高的大洋西部及北半球速度势大，风场辐合。因此，作为一般近似我们可以认为950 hPa的速度势 χ_{950} 正比于海表温度 T_s 的分布，即

$$\chi_{950} \propto T_s. \quad (2)$$

在流函数场上（图2b），两大洋主要受反气旋环流控制。沿赤道有强的东风带自东太平洋西伸至印度洋，然后在非洲沿岸折向北半球以加强印度季风。高原附近为低压环流。这些大的基本特征与观测到的夏季低空环流形势相吻合。

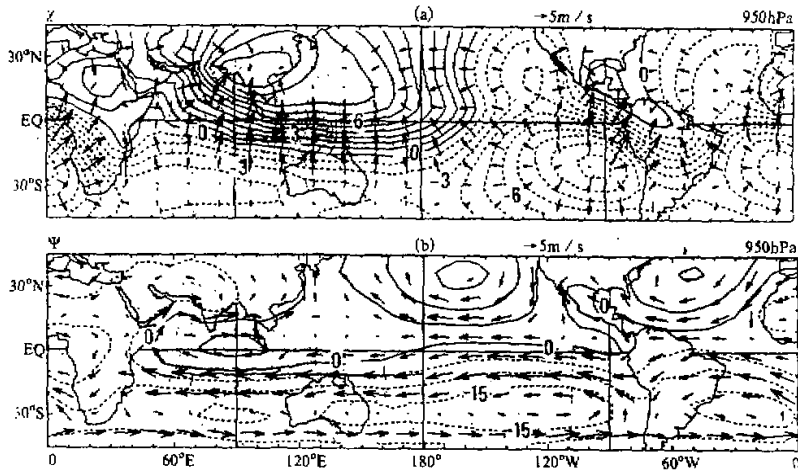


图 2 8 月控制试验

(a) 950 hPa 平均速度势和散度风分量 (等值线间隔为 $2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$),
 (b) 流函数和旋度风分量的分布 (等值线间隔为 $5 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)

三、太平洋海表温度异常试验

在本节中我们将对文献[10]的数值试验结果进行再分析, 以检验模式大气降水对赤道处及赤道外 SSTA 强迫的响应。

1. 东赤道太平洋 (EEP)

图 3 示出 EEP 海区正的 SSTA 试验中的大气状态及负的 SSTA 试验中大气状态的差异分布。之所以取差异分布是为消弱大气自由模态的讯号, 以突出 SSTA 的强迫作用。图中一个十分明显的特点是在暖海温异常区及其周围, 低层大气有明显的辐合 (图 3a), 高层为明显辐散 (图略)。因此在 EEP 海区周围激发出以赤道为准对称的低层大气的气旋性双极型流函数场 (图 3b) 及高层反气旋性双极型流函数场 (图略)。在 EEP 西侧的 Walker 环流因而减弱。降水差异主要发生在 EEP 区及其周围 (图 3c)。中心在 SSTA 区西部, 强度达 8 mm d^{-1} 。远离 EEP 区, 异常讯号或很弱, 或统计上不显著。这一结果表明, 大气降水对 EEP 海表温度异常的响应基本上是邻域性的; 远离 SSTA 区的降水对之并无遥响应。注意到 EEP 区的 SSTA 可代表 ENSO 的活动^[20]。上述结果于是表明, 至少在模式大气中, 赤道东太平洋海温异常与中国及非洲的降水之间并不存在必然的同时性的因果关系。

2. 西赤道太平洋 (WEP)

图 4 表示了 WEP 区暖性 SSTA 对大气的强迫效应。其基本特征与图 3 相似, 即暖 SSTA 在其邻域引起低层大气的辐合 (图 4a), 在其西侧强迫出一个以赤道为准对称的

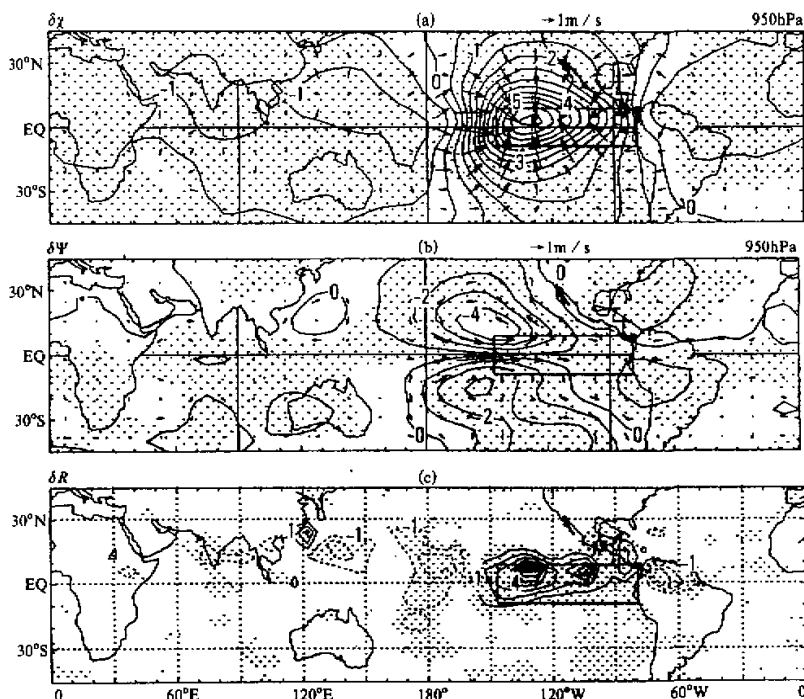


图 3 模式大气对东赤道太平洋暖海温异常和冷海温异常响应的差异

(a) 速度势和散度风; (b) 流函数和旋转风; (c) 降水

等值线间隔 (a)、(b) 为 $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, (c) 为 1 mm d^{-1} , 加点区表示在 t 检验中其差异已超过 90% 的信度水准

低空气旋性双极型流场 (图 4b)。这时由于暖的 SSTa 位于 Walker 环流上升支下方, 低层大气的辐合使上升支大大加强, Walker 环流因而异常强大, 低空沿赤道太平洋的东风气流显著增强, 呈现了典型的 Gill 型^[21]环流。值得注意的是, 降水差异依然只出现在 SSTa 区附近, 中心在该区东北部, 强度达 6 mm d^{-1} 。遥远地区大气降水的响应很弱。

3. 西北太平洋 (WNP)

图 5 为在西北太平洋最暖的 SST 区域 WNP 中, 暖性的 SSTa 对大气的强迫效应。这时 SSTa 区不在赤道上。因此, 尽管暖的 SSTa 仍然在该域及其周围激发出低空辐合 (图 5a), 然而流函数场与图 3 和图 4 的差异甚大。在 SSTa 区西北部出现异常的低空气旋性流场 (图 5b) 和高空反气旋性流场 (图略)。强达 $5\text{--}10 \text{ m s}^{-1}$ 的低空西-西南气流被激发出来并扫过暖性 SSTa 区。中心强达 8 mm d^{-1} 的降水异常主要出现在 SSTa 区及邻近区域。

综上所述, 大尺度热带环流对热带暖性的 SSTa 强迫的响应可用图 6 概括之。暖性的 SSTa 激发出低空辐合和高空辐散, 及相应的上升运动。如令“*”表示差异, 作一级近似于是有

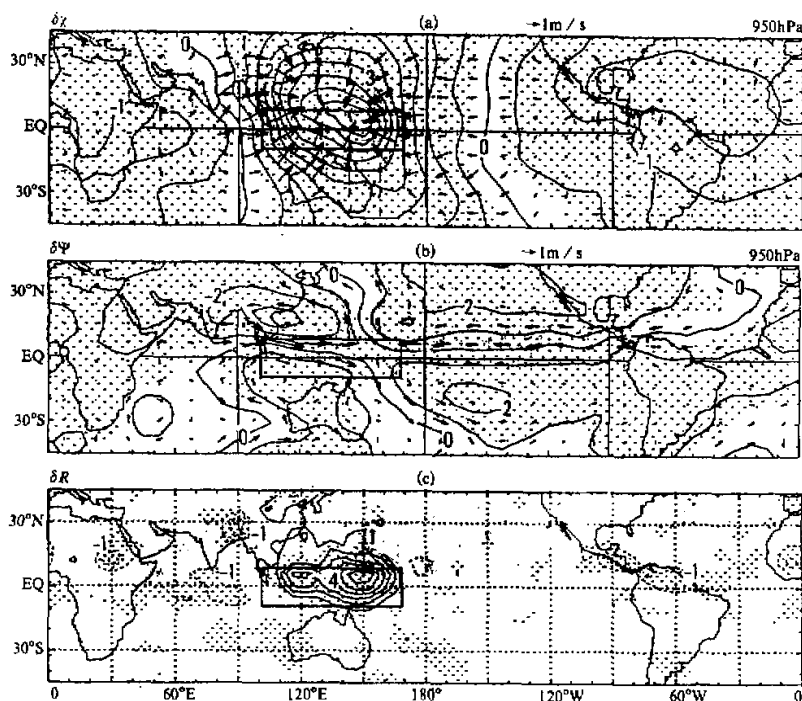


图4 与图3同, 但为西赤道太平洋试验的情况

$$\chi_{950}^* \propto T_s^* \quad (3)$$

这时低空有气旋性涡度制造, 高空有反气旋性涡度制造。因此位于赤道的 SSTA 将激发出以赤道为对称的低空气旋式双极型环流及高空反气旋式双极环流。赤道外的 SSTA 则激发出低空气旋性和高空反气旋性单极环流, 异常的低空西-西南气流因而横扫过 SSTA 区域。

四、印度洋海表温度异常试验

在中部赤道印度洋 (CEI), 因条件限制只进行暖 SSTA 试验, 并定义其结果与控制试验相应结果之差为异常。这样得到的异常场仍能有效地削弱大气自由模态信号。但与差异场相比, 由于 SSTA 强度减半, 因此异常场强度将比相应的差异场强度偏弱。

1. 流场和降水

图 7a 表明 CEI 区暖 SSTA 也在其周围激发出明显的低空辐合。但与上节结果显著不同的是, 在毗邻印度洋辐合区的中部北太平洋出现了次强度的低空辐散。在异常流函数图 7b 上, CEI 周围的辐合所激发的气旋性双极环流依然可见。北太平洋的辐散则在西北太平洋的副热带地区激发出明显的反气旋性环流。其西端伸展至我国华南地区。其

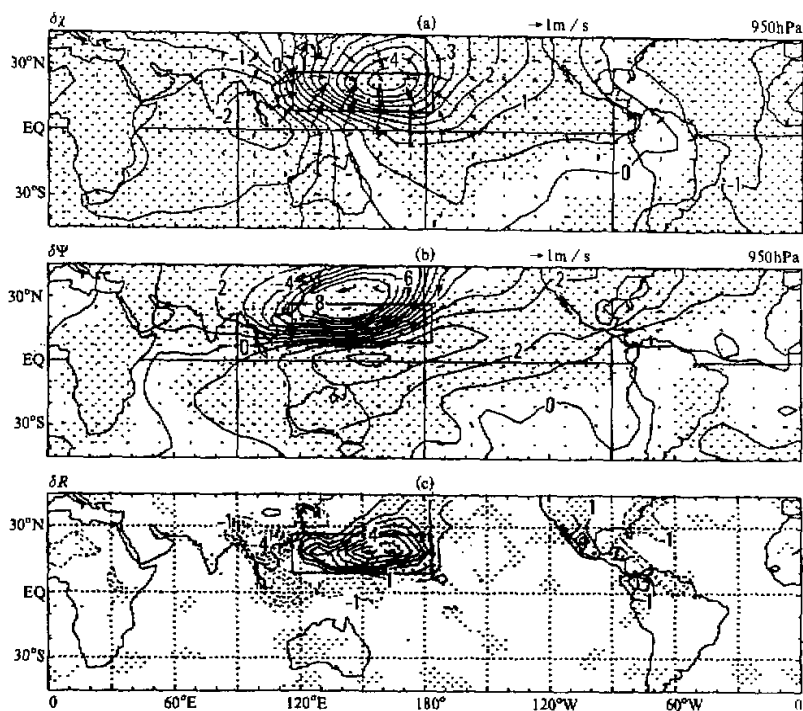


图 5 与图 3 同, 但为西北太平洋试验的情况

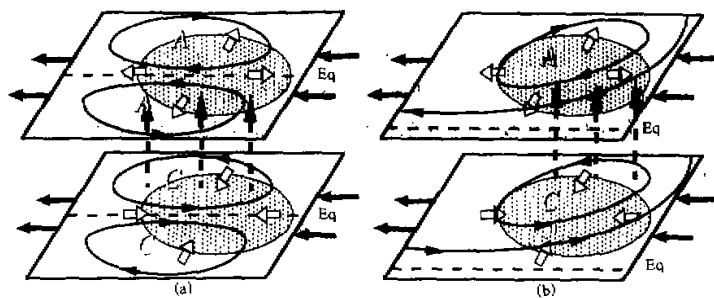


图 6 热带大气对给定的暖 SSTa 强迫作用的响应之示意图

(a) SSTa 位于赤道上; (b) SSTa 位于北半球热

带点区表示暖 SSTa 区; 带阴影箭头表示 SSTa 所激发的散度风分量; 粗断箭头为上升运动; 粗实箭头为基本气流; 带箭头实线表示流函数“A”和“C”分别代表 SSTa 所激发的异常反气旋和气旋

南侧的东风气流从中太平洋沿 10–20°N 纬带一直伸向中南半岛。降水主要发生在 SSTa 区, 但向东北方向孟加拉湾及中南半岛伸展 (图 7c), 在对称的 SSTa 区呈显著的非对称分布。总的说, 降水仍呈现出对 SSTa 的邻域响应。

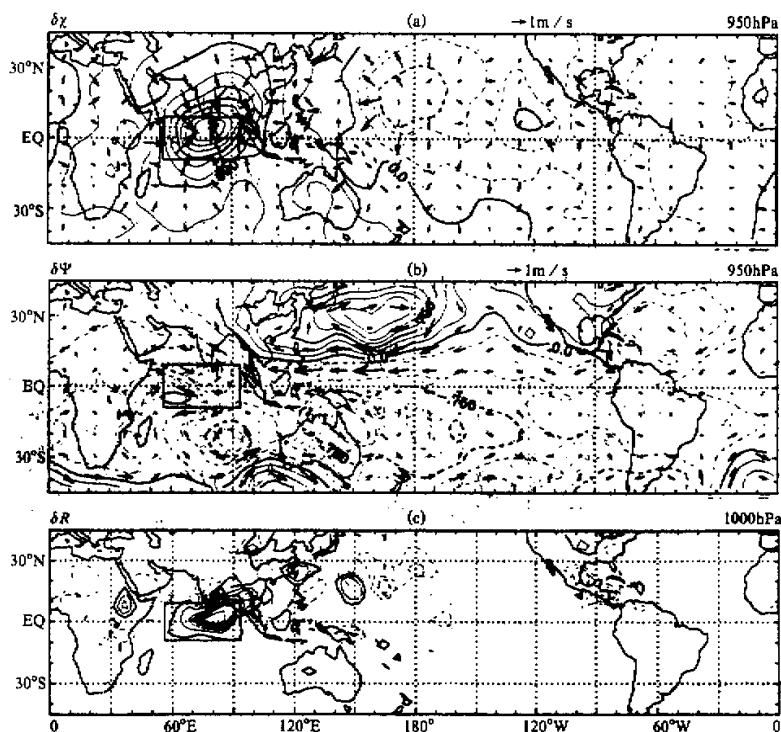


图 7 同图 3, 但为赤道中印度洋试验情况

等值线间隔 (a) 为 $0.2 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, (b) 为 $0.25 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, (c) 为 0.5 mm d^{-1}

2. 水汽收支

为研究降水的这种非对称分布, 本节先从水汽收支去分析影响降水异常的因子。时间平均局地大气柱的水汽收支可表为

$$MC = - \int_0^\infty \nabla \cdot (\bar{V}q) \rho dz = \bar{R} - \bar{E}, \quad (4)$$

其中 $(-)$ 表示最后 1620 天的平均, q 为比湿, R 和 E 为降水和蒸发。 MC 表示水汽通量辐合的垂直积分。它可分解为定常和时变(用“ $'$ ”表示)水汽通量的贡献, 即

$$\begin{cases} MC = (F_q)_s + (F_q)_t, \\ (F_q)_s = - \int_0^\infty \nabla \cdot (\bar{V}q) \rho dz, \\ (F_q)_t = - \int_0^\infty \nabla \cdot (\bar{V}'q') \rho dz. \end{cases} \quad (5)$$

把它们代入 (4) 式, 得到平均水汽收支方程

$$(F_q)_s + (F_q)_t = \bar{R} - \bar{E} \quad (6)$$

及异常水汽收支方程

$$(F_q)_s^* + (F_q)_t^* = (\bar{R} - \bar{E})^* \quad (7)$$

上式中, $(F_q)_s^*$ 及 $(\bar{R} - \bar{E})^*$ 可以从模式输出进行计算。 $(F_q)_t^*$ 则可从两者之差导出, 其结果如图 8 所示。由于蒸发异常在 CEI 呈对称分布, 且量值仅为 $\bar{R}^*$ 的几分之一, 因此 $(\bar{R} - \bar{E})^*$ 的分布 (图 8a) 与 $\bar{R}^*$ 的分布 (图 7c) 十分相似; 它们在对称的 SSTA 区均呈非对称分布。图 8 于是表明, 降水异常主要是由于异常的定常水汽通量辐合 (图 8b) 造成的, 蒸发异常和时变水汽通量辐合的贡献是第二位的。后者实际上起着减少 $\bar{R}^*$ 的作用, 这些结果与太平洋 SSTA 试验的情况 (见文献[10]) 一致。

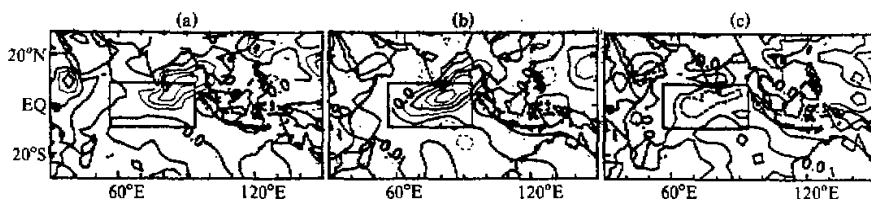


图 8 中部赤道印度洋海温异常试验

(a) 异常的水汽比 $(\bar{R} - \bar{E})^*$; (b) 定常水汽通量辐合 $(F_q)_s^*$; (c) 时变水汽通量辐合 $(F_q)_t^*$ 的空间分布
等值线间隔为 $1 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$

3. 降水的非对称分布

大气中水平水汽通量辐合主要发生在对流层底层。在那里, 水汽通量的分布也很相似 (图略)。因此可用大气底层某一层 (如 950 hPa) 的水汽通量辐合去定性地表示 MC 。还由于水汽的异常在 CEI 与 $SSTA(T_s^*)$ 一样呈对称分布, 因此在第一近似的意义上有

$$q_{950}^* \propto T_s^* \quad (8)$$

于是如再把风场分解为旋转风及辐散风分量, 我们便得到

$$\begin{aligned} MC^* \propto [-\nabla \cdot \vec{V}q]_{950}^* &= -\vec{V}_x^* \cdot \nabla \vec{q}^* - \vec{V}_x^* \cdot \nabla q - q^* \nabla \cdot \vec{V}_x^* \\ &\quad - \vec{V}_\psi^* \cdot \nabla q^* - \vec{V}_\psi^* \cdot \nabla q - q \nabla \cdot \vec{V}_x^*, \end{aligned} \quad (9)$$

(g) (a) (b) (c)

(d) (e) (f)

上式标有 (a) — (g) 的各项可分别计算并由图 9 相应小图表示。它的确证明 950 hPa 水汽辐合异常之分布 (图 9g) 与降水异常的分布 (图 7c) 很相象。其大小主要由异常风场的辐合 $-q(\nabla \cdot \vec{V})^*$ (图 9f) 决定。 $q^* \nabla \cdot \vec{V}$ 的分布 (图 9c) 在 SSTA 区则较对称。此两项不能解释降水在 SSTA 区的非对称分布。这种非对称分布主要为水汽平流过程所激发^[10]。在 CEI 试验中, 由于 $-\vec{V}_x^* \cdot \nabla q$ (图 9b) 及 $-\vec{V}_\psi^* \cdot \nabla q$ (图 9e) 的中心具有相互抵消的作用, 所以降水区向 CEI 东北方的孟加拉湾伸展的激发因子主要是气候平均气流对水汽异常的平流 $-\vec{V}_x \cdot \nabla q^*$ (图 9a) 和 $-\vec{V}_\psi \cdot \nabla q^*$ (图 9d) 项, 即 $-\vec{V} \cdot \nabla q^*$ 。根据 (8) 式, 该项可用 $-\vec{V} \cdot \nabla T_s^*$ 表示。它意味着在印度洋区

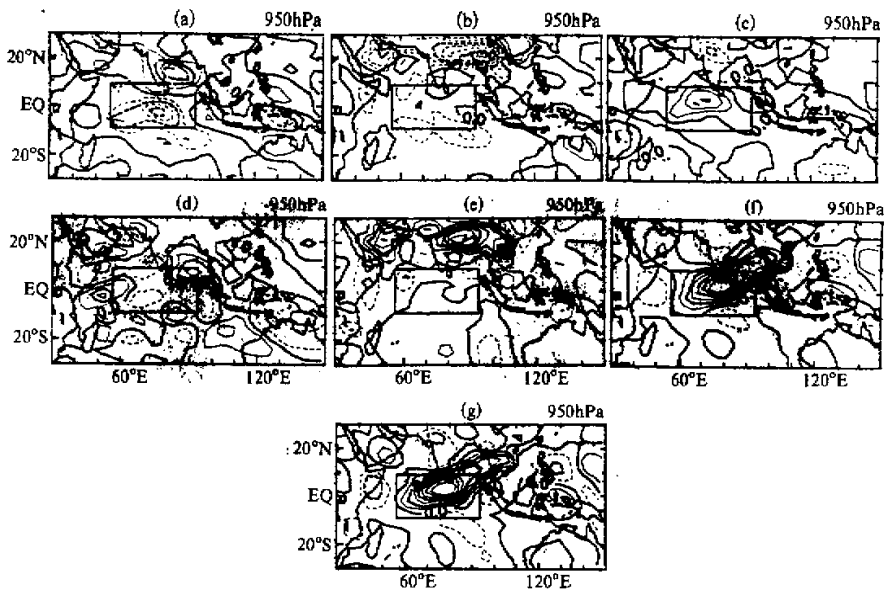


图9 在 CEI 试验中 950 hPa 面与定常水汽通量辐合(g)及其各分量(a)~(f)的贡献之分布
各小图与方程(7)所标的各项相对应。实线为异常水汽辐合; 虚线为异常水汽辐散
等值线间隔在(a)~(e)中为 $1 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$, (f)和(g)为 $4 \times 10^{-9} \text{ s}^{-1}$

域, 降水在 SSTA 区将沿着西南季风顺暖 SSTA 区的下风方向 (即东北方向) 延伸。这与图 7c 中异常降水出现在孟加拉湾的结果是一致的。

五、降水对热带海表温度异常的邻域响应

由(6)、(7)两式及上述的试验结果可见, 与热带 SSTA 相联系的降水异常分布主要是由于低空水汽平流辐合的异常所致。由于(9)式右端各分量或与 SSTA 所激发的异常流场 (ψ^*, χ^*) 有关, 或与 SSTA 所激发的水汽异常 (q^*) 有关; 又由于各海区的试验中 (ψ^*, χ^*) 主要发生在 SSTA 邻域, q_{950}^* 也只局限在 SSTA 上方, 基本上是对 SSTA 的局地响应, 于是(9)式右端各平流项主要应分布在 SSTA 的邻域。换言之, 降水对海表温度异常的响应主要是邻域响应。下面将据此研究降水异常和海温异常相对配置的法则。

热带洋面上混合层垂直伸展可达 $3 \text{ km}^{[22]}$, 该层内任何层上水汽分布 (如 q_{950} , 见图 10) 与海表温分布 (图 1) 于是很相似。在一级近似上有

$$q_{950} \propto T_s \quad (10)$$

把 (2), (3), (8), (10) 各式代入 (7) 式中各平流项, 得

$$R^* \propto MC^* \propto -\vec{V}_x^* \cdot \nabla T_s^* - \vec{V}_x^* \cdot \nabla T_s - \vec{V}_y^* \cdot \nabla T_s^* - \vec{V}_y^* \cdot \nabla T_s \quad (11)$$

(a)
(b)
(c)
(d)

上式右端 4 项代表低空流和海表温 (及其异常) 的配置对降水分布的影响, 可分别用图

11a—11d 示意表示。由之可得降水和海温分布的如下规则:

在热带海表温度异常的作用下, 降水异常将在 SST 的邻域发生。它或出现在低对流层气候平均气流沿 SST 异常区的下风方向 (图 11a 和 11c), 或出现在 SSTA 所激发的低对流层异常气流沿平均海温减小的方向 (图 11b 和 11d)。

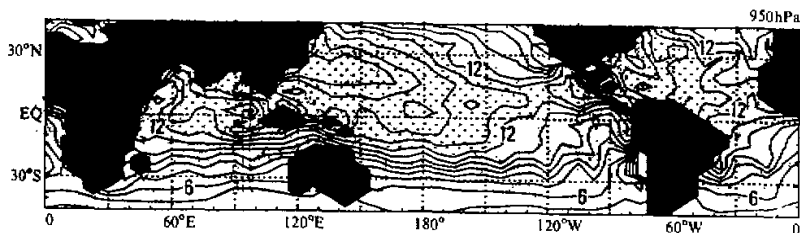


图 10 在控制试验中平均 8 月 950 hPa 比湿的分布
加阴影区表示比湿超过 0.012 的区域, 等值线间隔为 0.001

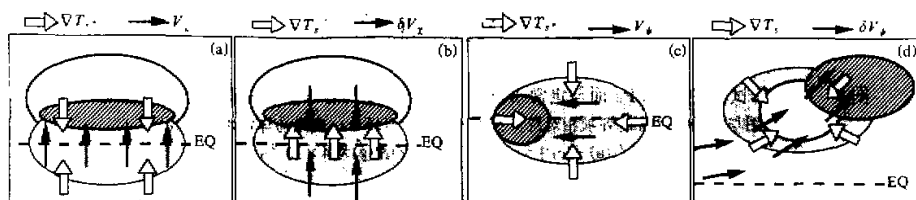


图 11 低对流层风场和海表温度及其异常, 以及它们所诱发的降水之相对配置示意图

粗线所围空白区为暖 SST 区; 点区为暖 SSTA 区, 斜线阴影区为异常降水区

空心箭头表示 SST 或 SSTA 的梯度方向, 粗箭头表示低空气流及其异常的方向

利用 (2), (3) 式, (11) 式中 (a)、(b) 两项均可表示为 $-\nabla T_s \cdot \nabla T_s^*$ 。它表明在散度风及其异常作用下 SSTA 区域的降水中心总是偏向暖海表温度处。根据 (11) 式, EEP 试验中降水分布 (图 3c) 是由于气候平均的偏东风及赤道处向北的散度风对异常水汽的平流所致, 可由图 11b 和 11c 解释。WEP 试验中降水分布 (图 4c) 是由于散度风及其异常之水汽平流作用所致, 可由图 11a 和 11b 解释。WNP 试验中降水的分布 (图 5c) 主要是由异常气流 $\bar{V}_\phi^*$ 的水汽平流作用所致, 可由图 11d 解释。而 CEI 试验中降水向东北向偏移 (图 6c) 主要是由气候平均的西南季风对水汽异常的平流所致, 可由图 11a 和 c 说明之。

六、结论和讨论

暖性的热带 SSTA 激发出低空的辐合和高空的辐散。当这种 SSTA 位于赤道附近时, 在 SSTA 区西部将激发出以赤道为对称的低空气旋性双极型环流和高空反气旋性双极型环流。如 SSTA 位于 EEP, Walker 环流将被减弱。如 SSTA 位于 WEP 或 CEI, Walker 环流将被增强。当 SSTA 位于 CEI 时, 强大的低空反气旋式环流和高空

气旋式环流在西北太平洋副热带地区被激发出来。当这种 SSTa 位于赤道外的西北太平洋暖地上空时, 双极型环流消失, 异常的单极型低空气旋式环流及高空反气旋式环流在 SSTa 西北部被激发出来。于是在 SSTa 区域将出现异常的 low-level 西-西南气流及高空东-东北气流。

在暖性 SSTa 区海表蒸发增加, 但其对降水的贡献不是主要的。时变输送过程趋于使 SSTa 区水汽辐合减少。导致 SSTa 区及其附近范围降水增加的主要因子是异常的定常水汽通量辐合。对该定常水汽通量辐合的分解分析表明, 暖性 SSTa 区异常的低空辐合是导致降水增加的主要因素; 而降水在对称的 SSTa 区附近的非对称分布形式则是由异常的低空水汽平流所激发的。一般地, 降水增加发生在气候平均低空气流沿 SSTa 区的下风方向, 或在异常低空气流沿气候平均 SST 减少的方向。因此, SSTa 所激发的降水异常一般只发生在 SSTa 的邻域。

本文的研究并不包括大气环流对 SSTa 的滞后响应。由于它是基于一个低分辨率的模式进行的, 往复 8 月试验及固定的 SSTa 强迫也可能低估时变过程的作用。讨论只局限在热带。中高纬大气的斜压性和地转性较强, 大气的地转适应过程如何影响对 SSTa 的响应还必须深入研究, 因此结论是初步的。在本系列研究的第二部分, 将从观测资料对上述结论作进一步分析。

致 谢: 感谢与 S. Manabe 和刘耀章在设计实验时的有益讨论; 感谢 G. Philander, I. Held, S. Garner 和 J. Malhman 在研究过程中的讨论。孙凤英同志为本文绘制了图 7—9, 不知名的审稿者提供了许多建设性意见, 作者在此一并表示感谢。

参 考 文 献

- [1] Flohn, H. and H. Flerr, 1975, Climatic teleconnections with the equatorial pacific and the role of ocean / atmosphere coupling, *Atmosphere*, **13**, 96-109.
- [2] Rasmusson, E.M. and T.H. Carpenter, 1982, Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation / El Nino, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.
- [3] Sardeshmukh, P.D. and B.J. Hoskins, 1985, Vorticity balances in the tropics during the 1982-1983 El Nino Southern Oscillation event, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 261-278.
- [4] Rowntree, P.R., 1972, The influence of the tropical east Pacific Ocean temperature on the atmosphere, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **98**, 290-321.
- [5] Manabe, S., D.G. Hahn and J.L. Holloway, Jr., 1974, The seasonal variation of the tropical circulation as simulated by a global model of the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 43-83.
- [6] Julian, P.R. and R.M. Chervin, 1978, A study of the Southern Oscillation and Walker Circulation phenomenon, *J. Atmos. Sci.*, **106**, 1433-1451.
- [7] Shukla, J. and J.M. Wallace, 1983, Numerical simulation of the atmospheric response to equatorial Pacific sea surface temperature anomalies, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1362-1392.
- [8] Lau, N.-C., 1985, Modelling the seasonal dependence of the atmospheric response to observed El Ninos in 1962-76, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 1970-1996.
- [9] Keshavamurty, R.N., 1982, Response of the atmosphere to sea surface temperature anomalies over the equatorial Pacific and the teleconnections of the southern oscillation, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1241-1259.
- [10] Wu Guoxiong and Liu Huanzhu, 1992, Atmospheric precipitation in response to equatorial and tropical sea surface temperature anomalies, *J. Atmos. Sci.*, **49**, No.23, 2236-2255.
- [11] 符淙斌, 1991, 海洋过程与气候变化, 当代气候研究, 气象出版社, 211-235.
- [12] Dole, R.M., 1985, Life cycles of persistent anomalies, in: *Proceedings of the 1984 Stanstead Seminar*, July 9-13,

- 1984, J. Derome ed., McGill University, Montreal.
- [13] Lau, K.M. and Phillips, T.J., 1986, Coherent fluctuations of extratropical geopotential height and tropical convection in traseasonal time scales, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1164-1181.
- [14] Plumb, R.A., 1985, On the three dimensional propagation of stationary waves, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217-229.
- [15] Lindzen, R.S., 1987, Stationary planetary waves, blocking, and interannual variability, *Advances in Geophysics*, **29**, 251-273.
- [16] Nitta, Ts., 1986, Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 373-390.
- [17] Nitta, Ts., 1987, Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 373-390.
- [18] Lau, K.M. and Peng Li, 1992, Dynamics of atmospheric teleconnections during the northern summer, *J. Climate*, **5**, No.2, 140-158.
- [19] Manabe, S., D.G. Hahn and J.L. Holloway, Jr., 1979, Climate simulations with GFDL spectral models of the atmosphere: effect of spectral truncation, GARP Publ. Ser. No. 22, Vol. 1, 41-94. [NTIS N8027917].
- [20] Wu Guoxiong and N.-C. Lau, 1992, A GCM simulation of the relationship between tropical-storm formation and ENSO. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 958-977.
- [21] Gill, A.E., 1980, Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-662.
- [22] Lindzen, R.S. and S. Nigam, 1987, On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **44**, No.17, 2418-2436.

Neighbourhood Response of Rainfall to Tropical Sea Surface Temperature Anomalies Part I: Numerical Experiment

Wu Guoxiong

(LASG, Institute of Atmospheric Physics,
Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Liu Huanzhu

(National Meteorological Center, China
Meteorological Administration, Beijing 100081)

Abstract

Numerical experiments of SST anomalies at different regions of Indian Ocean and Pacific Ocean based on the GFDL R-15 model were designed to verify the sensitivity of atmospheric rainfall in response to tropical SST anomalies. Results show that, although tropical warm SST anomalies unexceptionally generate low-layer convergence and high-layer divergence in the troposphere, the associated streamfunction fields present remarkable differences if SST anomalies appear in different ocean regions. In all cases, however, rainfall anomaly occurs only in the region of SST anomaly and its surroundings.

Split analysis of water budget shows that, the magnitude of rainfall is mainly determined by anomalous convergence of low-layer flow, whereas the distribution of rainfall is determined by anomalous convergence of water flux. The anomalous convergences of low-layer flow and water flux in response to a given SST anomaly both occur in the region of SST anomaly and its surroundings. The response of atmospheric rainfall to SST anomaly is thus a kind of neighbourhood response. It happens in the region where the climate mean low-layer flow is down the gradient of SST anomaly, or the anomalous low-layer flow induced by SST anomaly is down the gradient of the climate mean SST.

Key words: neighbourhood response; remote response; teleconnection.