

印度与东亚夏季风环流对 ENSO 及其年代际异常响应的数值研究*

徐建军** 朱乾根

(南京气象学院, 南京 210044)

摘要 根据诊断分析结果, 利用 LAGS 改进的 L9R15 气候谱模式, 设计了3个数值试验, 讨论了不同的年代际背景下 ENSO 异常对亚洲夏季风环流的影响。研究表明不同背景的 ENSO 异常与亚洲夏季风活动存在密切的关系。在冷背景条件下, 当 ENSO 处于发展时, 印度夏季风偏弱, 风速较小, 降水量偏少, 而东亚夏季风偏南气流较强, 受低气压控制, 有利于气流辐合, 降水量偏多。在 ENSO 衰减期, 印度夏季风仍偏弱, 风速偏小, 具有干旱的趋势, 而东亚夏季风区大陆仍为低气压控制, 风速略有减小, 降水量比正常年多, 而比 ENSO 前一年有减少的趋势。在暖背景条件下, 在 ENSO 的发展期, 印度季风区的海陆热力差很小, 海陆的物质交换也较弱, 气压梯度较冷时期要小得多, 这样造成了较弱的夏季风, 降水量也比正常年要小, 东亚夏季风较正常年弱, 降水量偏少; 在 ENSO 的衰减期, 在印度季风区产生很强的海陆热力差, 不仅大陆受较强的低气压控制, 而且也有较大的海陆气压差, 这样一方面夏季风强度异常加强, 风速加大, 另一方面大陆地区的降水量猛增, 造成严重的洪涝; 东亚地区与印度大陆相一致, 同样为低气压控制, 由于东部海洋的气压加大, 这样气压梯度力加大, 所以东亚夏季风加强, 降水量也比正常年多。

关键词 年代际背景 ENSO 印度夏季风 东亚夏季风

1 引言

亚洲季风区海陆分布在印度和东亚地区存在较大的差异, 从而造成海陆热力差及气压差产生较大的差异, 这也就决定了东亚和印度季风的差异。在八十年代初期, 陈隆勋^[1]、陶诗言^[2]通过观测事实分析, 指出东亚季风和印度季风既相对独立, 又存在较强的相互作用。朱乾根等^[3]认为东亚季风和印度季风一个最显著差别是东亚季风由热带季风和副热带季风组成, 而印度季风仅仅受热带季风的影响。

亚洲季风与 ENSO 事件都是重要的局地气候系统, 对全球气候变化产生重大影响。作为大气、海洋气候变化中的强信号, 它们的活动特点及其相互关系越来越受到广大气象工作者的高度重视。大量的工作从亚洲季风的一子系统印度季风入手, 研究表明印度季风异常与 ENSO 活动具有密切的关系^[4,5]。Webster 等^[6]把亚洲季风加热作用引入海气耦合模式, 当季风加热变化时, 不仅能改变 El Niño 事件的持续时间, 还能使

1997-09-14 收到, 1998-07-10 收到再改稿

* 国家自然科学基金资助项目 49705062

** 现在通讯地址: 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 100029

ENSO 事件出现不规则性。Yasunari^[7]根据印度季风与 ENSO 事件活动的一致性, 把季风-ENSO 事件统一起来, 称为季风-大气-海洋系统, 即 MAOS。很显然, 印度季风与 ENSO 事件之间是密切相关的。

既然东亚季风与印度季风具有显著不同, 印度和东亚季风受 ENSO 异常影响的程度也必然存在一定的差异, 这是本文的研究重点。根据作者的研究^[8]发现, ENSO 异常与海温的年代际背景具有密切的关系, 并且中国东部降水及全球降水异常不仅与 ENSO 异常的不同阶段有关, 而且还与海温的不同的年代际背景具有密切联系。因此, 作者根据文献[8,9]的研究, 运用吴国雄等^[10]改进的 L9R15 气候谱模式, 对年代际背景及 ENSO 异常对印度和东亚夏季风的影响作一讨论, 数值试验的方案同文献[9]。

2 对气候平均场的响应

在气候平均的海温强迫的控制试验中, 夏季时期亚洲地区对流层低层 850 hPa 的水平环流场如图 1 所示, 图中箭头为流场, 等值线是总动能大小。

图 1 表明, 5 月份东亚季风区, 尤其是中国东部大陆及菲律宾一线有较大动能中心, 表现出较强的偏北和偏东风; 这时与印度季风有密切关系的索马里地区出现明显的跨赤道气流, 但印度季风的西南风还较弱。到了 6 月份, 中国东部地区的风速明显减小, 而西南部地区风速相对增强, 菲律宾的大风速区减小, 有东移的现象; 这时索马里跨赤道气流明显加强, 印度地区的西南风也有明显的增长。7 月份, 印度季风区及中国大部分地区的西南风都明显加强, 整个亚洲季风区出现了相互连接的西南风的大风速区, 这时澳洲北部的大风速区也移到了南印度洋地区。8 月份, 贯穿亚洲地区的西南风

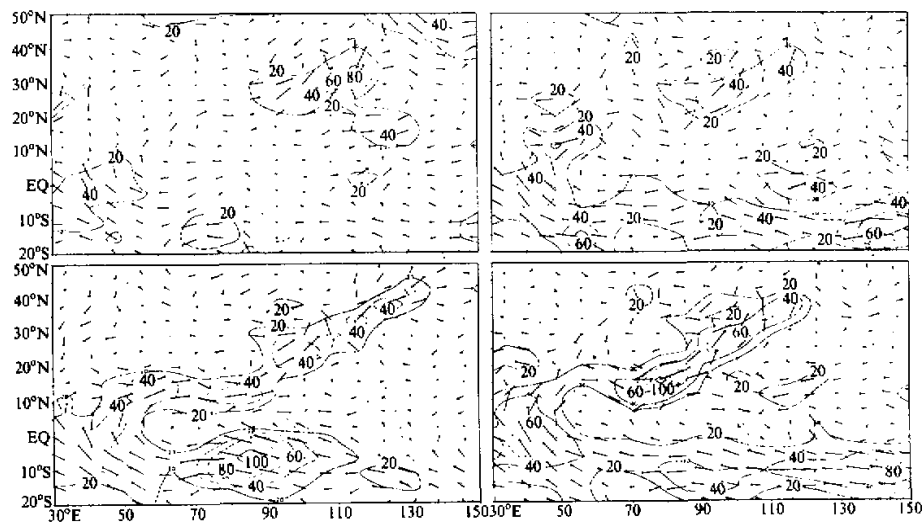


图 1 亚洲季风区 850 hPa 夏季环流特征
(a) 5 月; (b) 6 月; (c) 7 月; (d) 8 月

进一步加强, 印度地区的出现了较强的风速大值中心。

以上季风的活动过程可以发现, 东亚季风与印度季风充分表现了既相互独立又相互联系的特征, 在 5 月份时, 印度西南季风尚未形成, 而东亚地区却出现了较明显的偏南夏季风, 这与西南太平洋的较强的信风活动有关; 而在 6 月份, 印度西南季风有所加强, 东亚季风的风速反而略有减弱, 这进一步说明西太平洋信风在东亚季风中的重要性。随着 7、8 月印度季风的进一步稳定和加强, 东亚季风的西南风也明显的加强, 这就表明, 在印度季风稳定建立以后, 对东亚季风具有极其重要的影响。

很明显, 西风在连接印度季风与东亚季风中起着重要作用, 为了进一步说明两个季风系统在季风进程中的相互关系, 这里对两个区域平均的西风分量进行分析, 印度季风区取 ($65^{\circ}\sim 85^{\circ}\text{E}$, $5^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$), 东亚季风区取 ($105^{\circ}\sim 125^{\circ}\text{E}$, $10^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{N}$), 如图 2 所示。

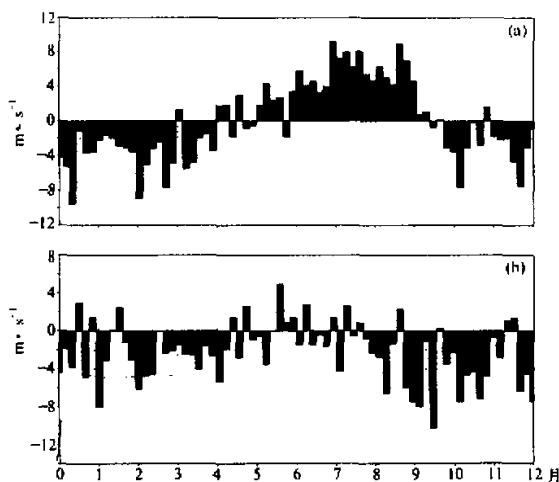


图 2 季风区西风分量的季风变化
(a) 印度季风区; (b) 东亚季风区

从图中可以看出, 印度季风区从 4 月下旬出现西风分量, 但极不稳定, 具有东西振荡的特征, 从 6 月中旬开始西风分量才稳定建立, 这与以上的流场分析是一致的。西风分量在 9 月中旬开始逐渐消失。而东亚季风区在 5 月上旬之前盛行东风, 5 月中旬以后进入夏季风时期, 东风明显减弱, 出现了东西风交替的振荡现象, 8 月下旬这种现象消失, 又为东风所控制。很明显, 东亚季风与印度季风系统在夏季的活动具有较大的差异, 印度夏季风的建立与西风分量的稳

定形成密切相关, 其强度可以集中地反应在西风的变化上; 而东亚夏季风时期仅表现为东风减弱、东西风交替进行的振荡, 这种振荡现象的出现与西太平洋的信风作用有关。这也说明: (1) 用低层西风分量的变化来表征印度夏季风的活动是可行的, 但由于东亚季风的复杂性, 这种方法行不通; (2) 两个区域的夏季风的形成机理有明显的不同, 印度夏季风的形成与经向的热力差造成的经向的气压梯度有关, 因而表现了明显的纬向西风; 而东亚夏季风不单纯受到经向气压梯度的影响, 它的作用机制更为复杂。

以上的分析也可发现控制试验的模拟结果与 NCEP/NCAR 再分析资料的分析结果相比, 除了季风的大风速区略有偏北以外, 其他现象基本一致, 因而可以说 L9R15 AGCM 对大气环流及亚洲季风具有一定的模拟能力。

3 对冷背景上 ENSO 异常的响应

在冷背景的 ENSO 异常试验中, 850 hPa 上亚洲季风区的夏季流场表现出这样的特

征, 图 3 表示了 ENSO 发生年夏季风环流的变化特征。由图可以发现, 在 ENSO 的发展时期, 东亚及印度夏季风在 5~8 月的变化过程与控制气候试验的变化基本一致, 但环流的强弱变化具有明显的不同。在 5、6、7 月东亚夏季风的活动较正常年强, 而印度夏季风从 6 月份建立开始到 7 月份较正常年弱, 只是到了 8 月份在印度半球的西部阿拉伯海出现较强的风速大值中心。在第二年 ENSO 处于减弱的夏季时期, 与第一年相比, 印度夏季风的活动更加减弱, 东亚季风区的强活动中心位置明显偏北。

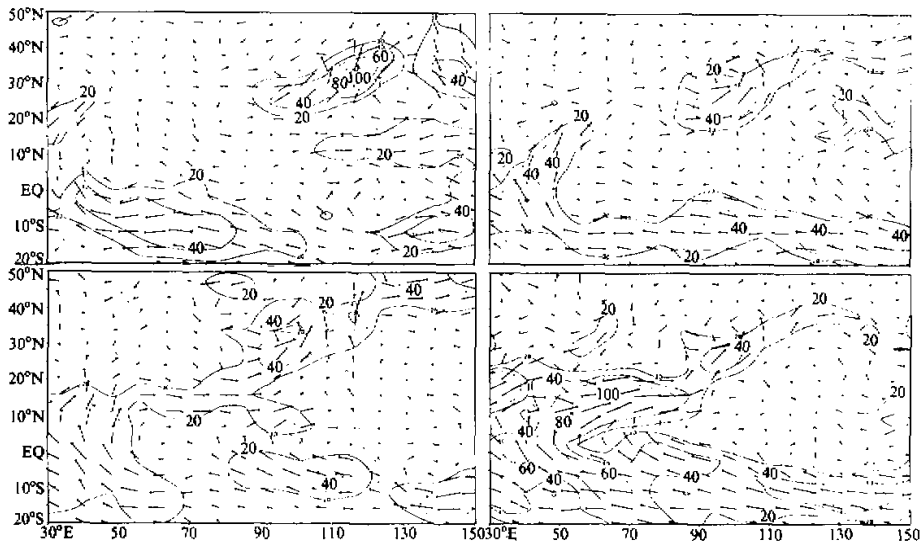


图 3 冷背景下 ENSO 发生年亚洲夏季风环流特征

(a) 5 月; (b) 6 月; (c) 7 月; (d) 8 月

不难看出, 在冷背景下的 ENSO 发生前后的亚洲夏季风, 尤其是印度夏季风都较正常年弱, 并且 ENSO 减弱时期的夏季风表现得更弱。

两个季风区域的纬向风变化如图 4 所示。图 4 表明, 在 ENSO 发生年的印度夏季风时期, 西风建立的时间较正常年晚, 且维持时间较短; 而在 ENSO 减弱时期的夏季, 虽然西风建立的时间与正常年相当, 但西风的强度较小。很明显, 在 ENSO 前后的印度夏季风强度都较正常年弱, 但表现形式是不一样的, 发生前是西风建立晚、持续时间短, 发生后是西风强度较弱。

在东亚季风区, 在 ENSO 的发生年, 从 2 月份开始就表现出东西风交替的振荡特征, 直到 9 月份完全被东风控制; 而在 ENSO 发生的第二年 3 月中旬就出现较长时间的西风, 之后又东西风交替进行, 在 8 月下旬东风重新出现。很明显, ENSO 加大了东亚季风的东风西振荡, 使振荡状态的持续时间加长。

季风环流在冷背景的 ENSO 异常作用下, 出现了明显的异常, 那么, 季风区降水又发生了怎样的变化? 图 5 表示了两个季风区的平均降水量对控制试验中降水量的偏

差。

印度季风区的降水量，在 ENSO 发生前后一个最显著的特征，比正常试验偏少。ENSO 发生的前后夏季，除在发生年的 8 月份有一个较大的正距平降水以外，其他时

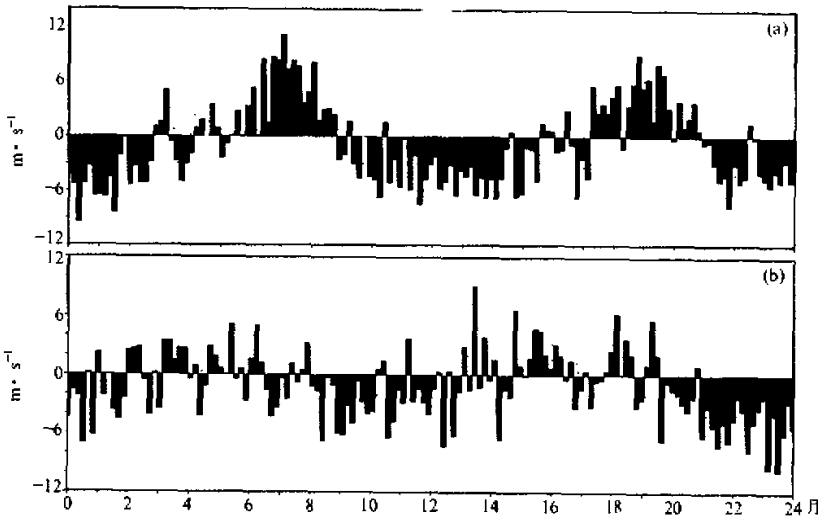


图 4 冷背景 ENSO 试验中亚洲季风区纬向风分量的演变特征
(a) 印度季风区; (b) 东亚季风区

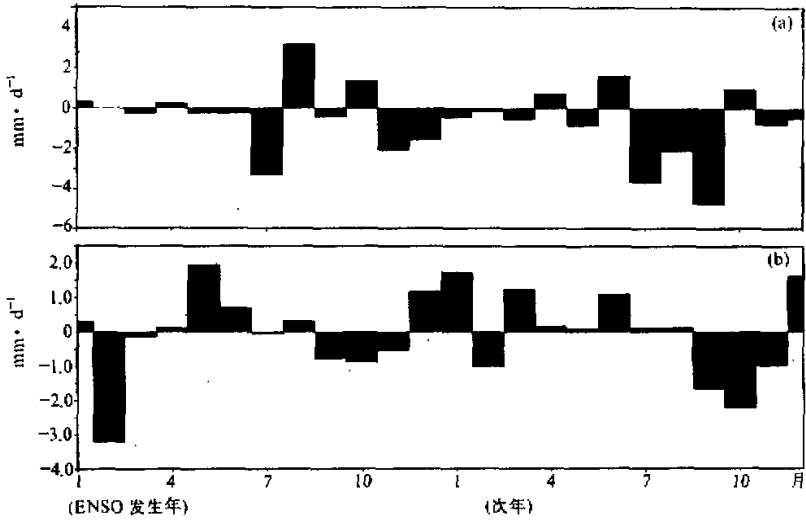


图 5 冷背景 ENSO 试验中，亚洲季风区的平均降水偏差
(a) 印度季风区; (b) 东亚季风区

期的降水量都表现为负距平, 并且在 ENSO 发生的第二年夏季 7~9 月, 出现了较大的负距平。降水的这一特征与弱的西风活动是一致。

东亚季风区的降水异常表现出另外一种特征, 在 ENSO 活动时期除两年的秋季降水较少以外, 其他的大部分时期, 降水量偏多, 两年的夏季降水都为正距平, 不过是 ENSO 发生年的降水量略有偏多。与季风流场的异常相比较发现, 它们没有一定的对应关系, 这就又一次说明与印度季风的不同。

很显然, 冷背景的 ENSO 异常对两个季风区降水的影响是不一致的, 对印度季风容易造成干旱, 并且 ENSO 减弱时期影响较大; 对东亚季风容易造成多雨, 并且是 ENSO 发生年较明显。

4 对暖背景上 ENSO 异常的响应

在暖背景的 ENSO 异常试验中, ENSO 发生年的夏季, 850 hPa 亚洲季风环流如图 6 所示。与冷背景试验中的同时期相比较, 这时的环流具有这样一些特点, 从 5 月到 8 月份东亚及印度夏季风环流的强度相对较弱, 索马里跨赤道气流明显偏弱。由此可见, 这时亚洲季风活动较冷背景同时期更弱。

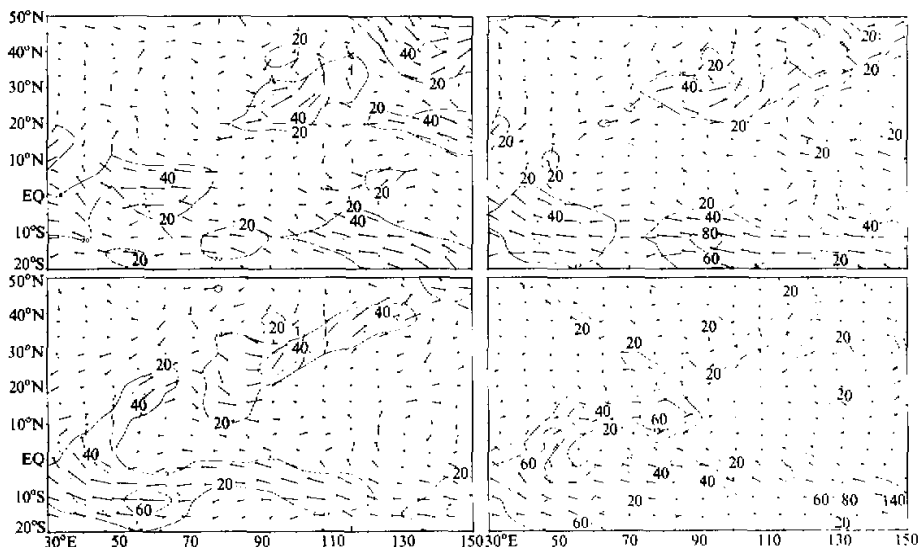


图 6 暖背景试验中, ENSO 发生年亚洲夏季风环流的变化特征

(a) 5 月; (b) 6 月; (c) 7 月; (d) 8 月

在第二年 ENSO 减弱时期的夏季, 季风环流发生了很大的变化, 与前一夏季同时期相比, 5 月份, 东亚季风区就出现了很强的偏南风; 6 月份, 东亚季风又进一步加强, 印度季风区出现了较大的西南风, 索马里跨赤道气流比常年要强得多; 7 月份, 印度季风强度猛增, 从阿拉伯海到印度半岛都形成很强的西南气流, 东亚地区的西南气流

略有减小; 8 月份, 印度半岛的西南风进一步加强, 形成一个强大的风速中心, 而东亚季风进一步减弱。

由此不难发现, 暖背景下的 ENSO 前后夏季, 亚洲夏季风环流具有较大的差异, ENSO 发展期是弱季风, 衰减期是强季风。

与环流变化相对应的纬向风也反应出一定的特征, 如图 7 所示。在印度季风区, 在 ENSO 发生年的春季 3 月中旬就出现了间断的西风, 在 6 月中旬印度夏季风开始建立, 产生了较稳定的西风, 但西风的强度较正常年要小得多, 9 月中旬西风结束。以后为较稳定的西风控制, 在第二年的 4 月又出现了间断的西风, 到了 6 月中旬西风迅速加大, 并在以后的近四个月以强劲的西风控制着印度地区, 直到 10 月上旬西风才告退。很明显, 印度季风尽管 ENSO 第一年的西风出现得很早, 但发展的速度较慢, 因而, 季风强度较弱; 而 ENSO 第二年的夏季风从 6 月份一开始建立, 就表现出很强的强度, 并且持续的时间也比正常年要长得多, 因而, 季风强度较强。

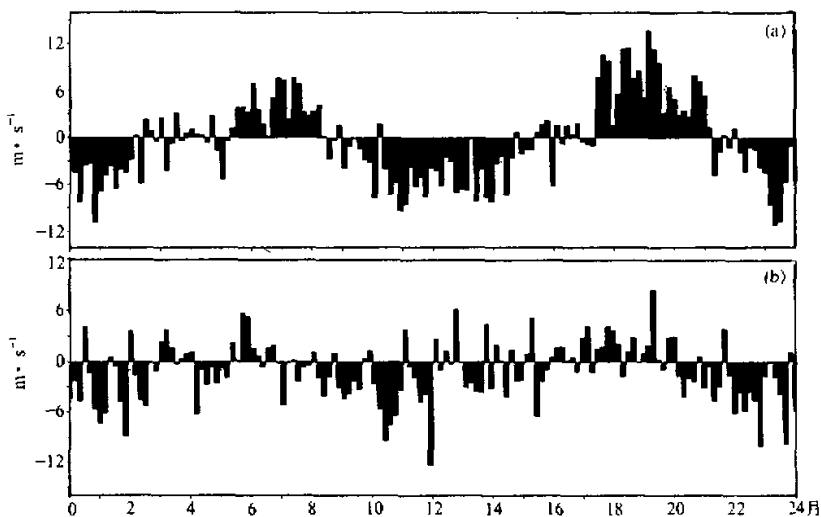


图 7 暖背景 ENSO 异常试验中, ENSO 时期季风区纬向风的变化特征
(a) 印度季风区; (b) 东亚季风区

在东亚季风区, 纬向风仍表现出显著的东西振荡特征, 但与冷背景的同时期比较, 可以发现, 夏季风时期的西风持续时间较长, 尤其是 ENSO 第二年从 5 月开始到 9 月初几乎为一致的西风。很明显, 第二年的夏季西风要比第一年夏季的持续时间长得多, 这可能与西太平洋的信风作用相对减小有关。

与季风环流异常相对应的降水变化具有这样一种特征, 如图 8 所示, 在印度季风区, ENSO 第一年的夏季降水, 除了 8 月份具有正距平以外, 其他几个月都为负距平, 降水明显偏少; 但在 ENSO 的第二年夏季 6 月到 8 月都为稳定的正距平, 降水量明显的偏多。

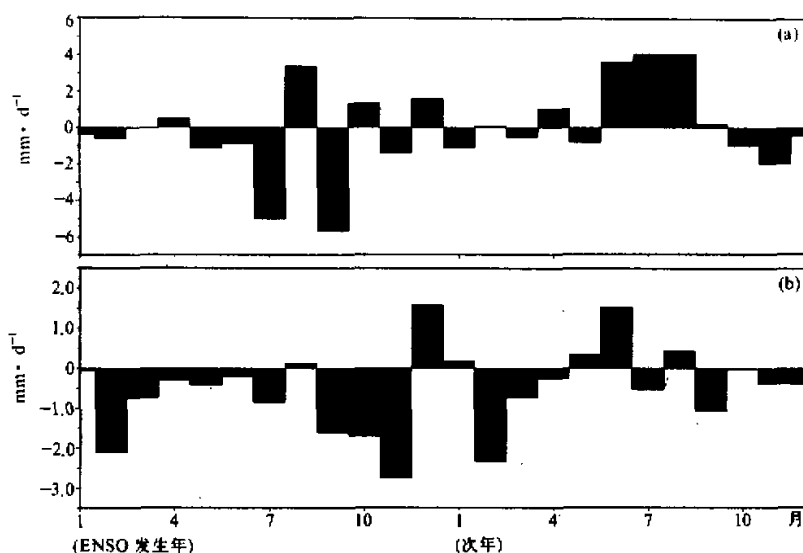


图8 暖背景试验中, ENSO 时期季风区平均降水偏差
(a) 印度季风区; (b) 东亚季风区

在东亚季风区, 在 ENSO 发生年的夏季降水与印度地区一样, 都为负距平, 降水偏少; 而到了第二年的夏季降水出现了正负距平的交替变化, 总降水量有所增多, 但比印度季风降水要小得多。

由以上的分析不难发现, 在暖背景的 ENSO 异常试验中, ENSO 前后的亚洲夏季风强度具有较大的差异。ENSO 发生年的夏季风较弱, 西风风速较小, 降水量偏少, 而 ENSO 的第二年夏季风显著加强, 西风风速大, 持续时间长, 降水量明显偏多。印度夏季风变化特别显著, ENSO 发生年易出现干旱, 而在 ENSO 第二年易出现严重的洪涝。

以上 3 个试验的分析表明, 它们有一个共同点, 即低层季风环流的强度与区域降水量有密切的关系, 西风越强, 印度季风越强, 印度地区的降水也越多, 西风强度对印度季风的活跃作用有较好的指示作用; 西风强度与东亚季风的强弱变化没有一定的对应关系, 东亚季风的流场同时受到西太平洋信风和印度季风的共同作用, 因而表现出明显的东西风交替进行的振荡特征。

东亚夏季风与印度夏季风对不同背景下的 ENSO 异常的响应具有明显的不同, 在 ENSO 不同的阶段上也具有明显的不同。在冷背景时, ENSO 前后夏季的印度夏季风都偏弱, 但在 ENSO 第二年夏季更弱, 具有较严重的干旱; 而东亚季风相对偏强, ENSO 时期的前后夏季降水都偏多, 并且是 ENSO 发展期的夏季降水量更多。在暖背景时, 印度季风在 ENSO 发展期的夏季, 环流明显偏弱, 西风偏小, 降水量偏少, 而在 ENSO 第二年的夏季与前一夏季几乎完全相反, 环流强度猛增, 西风加大, 持续时

间加长, 降水量也有显著的增加, 易出现严重的洪涝; 东亚季风与印度季风具有同样性质的变化, 但其变化的强度却小得多。

这说明了这样一个重要问题, ENSO 异常对亚洲季风的影响不能一概而论, 它们不仅在 ENSO 不同阶段上存在不同的作用, 而且在不同的海温年代际背景场也存在不同的作用。

5 年代际背景上 ENSO 异常对亚洲季风影响的成因分析

季风形成的基本驱动机制, 即海陆热力差, 海陆热力差反应在大气环流场就表现海陆的气压差, 因此这里对这两个方面的特点作一讨论。

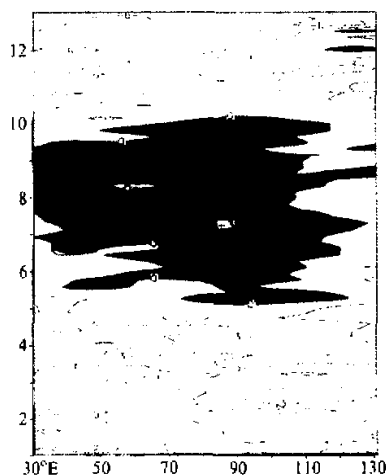


图 9 控制试验中, 季风区海陆热力差 (4.5°N ~ 22.5°N) 的季节变化 850~500 hPa 的平均
纵坐标: 月份, 横坐标: 经度

首先对海陆热力对比作一分析。图 9 表示了在气候平均的强迫作用下, 850~500 hPa 平均的经向海陆温度差 (海洋 4.5°N 减去大陆 22.5°N) 的季节变化特征。从图中可以看出, 从冬季向夏季的变化过程中, 海陆温度差由正转为负的最早的地区是孟加拉湾, 发生时间为 5 月初; 印度地区在 5 月下旬大陆温度才开始高于热带海洋, 但一旦建立这样的温度差, 就一直维持到 10 月初, 其中最大的温差在 6 月下旬就开始出现, 这完全与印度夏季风的活动相对应的; 东亚季风区的南海出现负的温度差也较早, 发生在 5 月上旬, 但极不稳定, 具有较明显的正负交替进行的振荡现象。从这里也可以进一步看出东亚季风和印度季风的差异, 印度季风与经向的海陆热力差密切相关, 而东亚季风不单纯受经向热力差的影响, 同时还与纬向的热力差存在密切的联系。以上的热力分布

也为异常试验分析提供了参考依据。

在异常试验中, 对冷背景 ENSO 异常的响应如图 10a。图 10 表明, 在 ENSO 发生年印度地区负的温度差较正常年晚, 大陆增温的速度较慢, 最大的负温差出现在 8 月份中旬, 且这种负温差在 9 月底转号, 很明显, 这种特征与前面得到的弱夏季风是一致的。东亚季风区在 7 月份之前仍以振荡为主, 其后近两个月具有较稳定的负号温度差。在 ENSO 第二年印度地区温差转号比第一年稍晚, 但最大负温差出现的时间更晚, 在 9 月初, 因此在 ENSO 第二年的 6~8 月份夏季风显得更弱。

对暖背景 ENSO 异常的响应如图 10b。与气候平均试验结果相比较, 在 ENSO 异常的前后年, 海陆温差转号都较晚, 但海陆温度差的增长是不一样的; 在 ENSO 发生年, 印度季风区大的负温差出现在 7 月中旬, 较正常年晚, 且持续时间较短, 因此造成的印度季风偏弱, 而东亚季风区的经向的负温度差持续时间较正常年长, 说明受

来自西侧纬向气流的影响较大: 在 ENSO 第二年, 印度季风区的负温差在 6 月初一开始出现就较强, 并且大的温差持续时间较第一年要长得多, 超过了正常年的强度, 从而导致了强印度夏季风的发生, 东亚地区的温度差的强度也比 ENSO 第一年及正常年强。

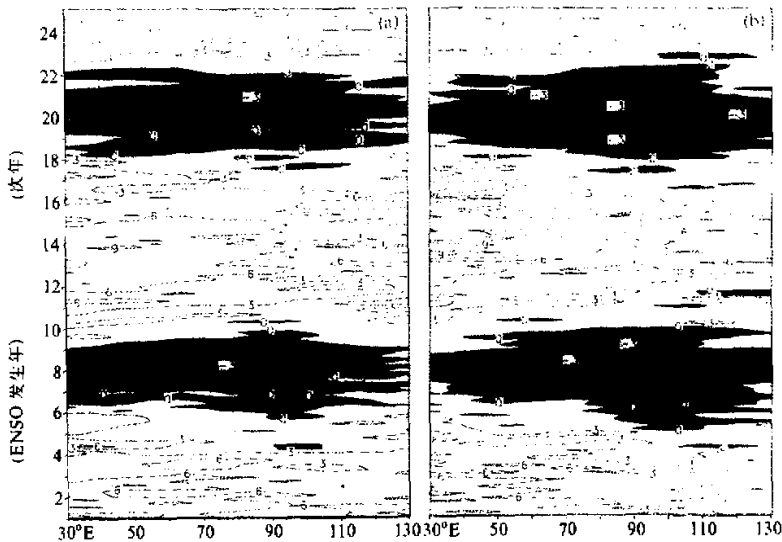


图 10 异常试验中, ENSO 时期季风区的海陆温度差的演变特征
(a) 冷背景 ENSO 异常试验; (b) 暖背景 ENSO 异常试验, 其余同图 9

很明显, 在不同的年代际背景的 ENSO 异常强迫作用下, 季风区海陆温差的响应是不一样的, 那么海平面气压场的响应又发生了怎样的变化呢? 图 11 表示了异常试验中, ENSO 发生前后两年的夏季平均海平面气压对控制试验的偏差。图 11 表明, 在冷背景的异常试验中的 ENSO 发展期的夏季, 海平面气压偏差场基本与南方涛动的低位相趋势场相对应, 南太平洋部分地区的海平面气压偏低, 澳洲大陆附近及印度洋地区的气压升高; 印度季风区, 气压偏差的零线穿过印度半岛, 因此经向的海陆气压差并不明显; 东亚季风区, 在中国的北部及日本岛地区的气压有较大的负气压偏差, 与周围的经纬向气压相比可以发现, 有一个较大的指向大陆的纬向气压梯度, 纬向气压梯度较小, 这有利于偏南东亚夏季风的形成。到了第二年 ENSO 衰减期的夏季, 南太平洋的气压由负转为正偏差, 印度洋地区的气压仍为正偏差, 表明南方涛动具有向高位相转换的趋势; 这时印度大陆地区的气压有所升高, 经向的海陆气压差更趋减小, 不利于印度西南夏季风增强; 而东亚季风区, 大陆及沿海的气压更加降低, 北太平洋地区的正气压偏差有所减小, 这种分布还是有利于偏南东亚夏季风增长的。

在暖背景的异常试验中, 第一年 ENSO 发展期的夏季, 太平洋大部分地区的气压偏低, 澳洲大陆附近及印度洋地区的气压偏高, 也对应于南方涛动的低位相, 与冷背景

的同时期相比较, 两洋的气压差要大得多; 欧亚大陆气压明显偏高, 印度季风区的海陆气压差较小, 在东亚的中国大陆东部及日本地区气压偏低, 其东部的气压也偏低, 因而偏南的东亚夏季风偏弱。在 ENSO 衰减期, 南太平洋的东部地区气压明显升高, 印度洋及大陆地区都出现了负的气压偏差, 并且印度半岛上具有较大的负中心, 这种分布是有利于印度夏季风活动的, 东亚地区出现了指向大陆经纬向气压梯度, 对东亚夏季风活动也是有利的。

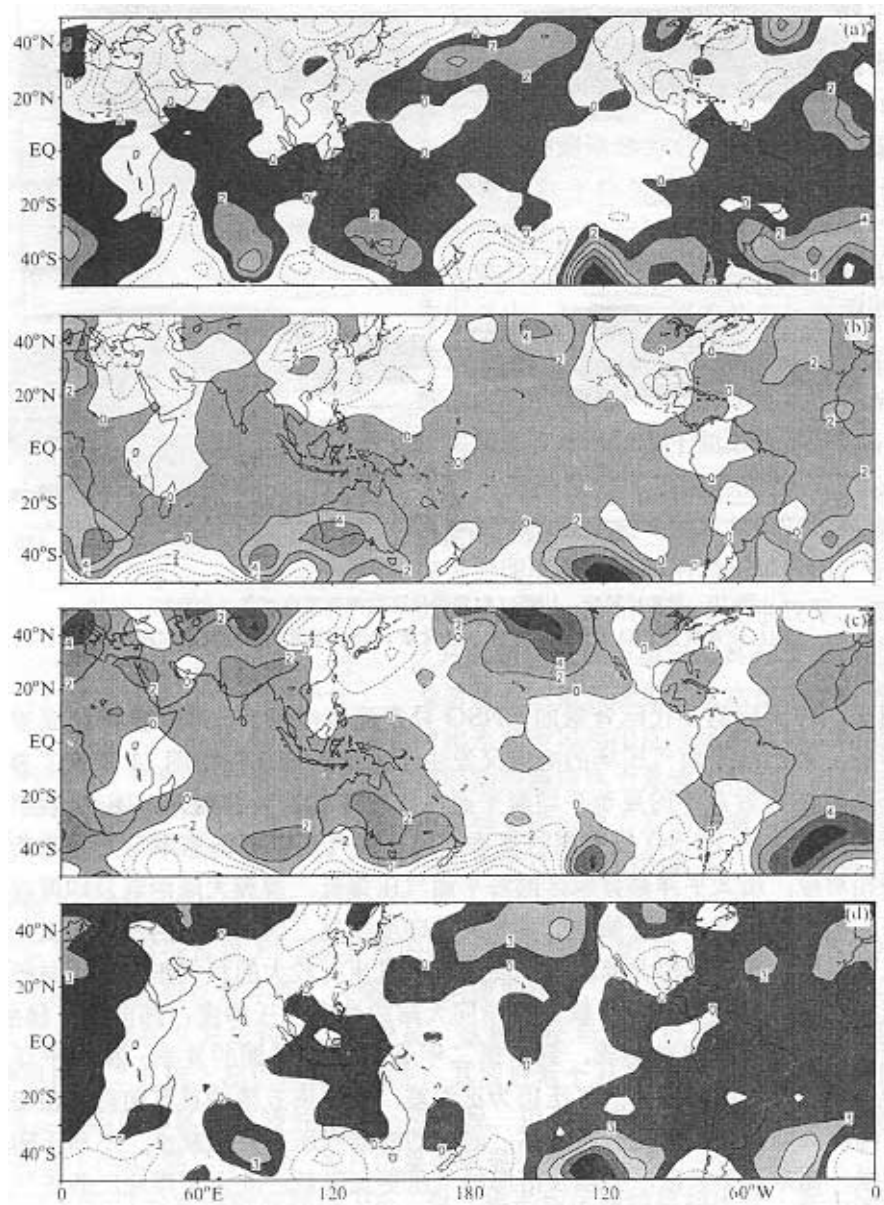


图 11 异常试验中, 夏季海平面气压场的响应对控制试验的偏差

- (a) 冷背景 ENSO 发生年的夏季 (6~8 月) 平均; (b) 冷背景 ENSO 第二年的夏季平均;
(c) 暖背景 ENSO 发生年的夏季平均; (d) 暖背景 ENSO 第二年的夏季平均

从异常的气压偏差响应场可以看出, 在冷背景的 ENSO 发展前后期夏季, 尽管对应于两大洋的气压差具有反位相的趋势, 但在印度季风区指向大陆的气压梯度都较小, 特别是 ENSO 衰减期气压梯度更小, 因而不利于印度夏季风的活动, 第二年更弱; 而在东亚季风区虽然经向的气压梯度较小, 但纬向的气压梯度却较大, 因而对东亚夏季风的偏南气流的形成极为有利, 这也充分显示出东亚季风与印度季风在形成的机理上有很大的不同。在暖背景条件下, ENSO 前后的海平面气压响应场具有很大的不同, 第一, 两大洋的气压差较大, 并且前后几乎相反, 这说明暖背景使南方涛动的强度加大, 加强了两大洋的物质交流, 有利于造成较强的 ENSO 异常; 第二, ENSO 前后夏季, 亚洲季风具有相反的变化特征, ENSO 发展期季风偏弱, 而衰减期偏强, 这种变化在印度季风区表现得尤为突出。

6 结论

通过以上的分析, 可以发现不同背景的 ENSO 异常与亚洲季风活动存在这样的关系。在冷背景条件下, 当 ENSO 处于发展时, 产生了一个不强的低位相南方涛动, 季风区经向的海陆热温度差较小, 南北向的海陆的物质交换较小, 使经向的气压梯度偏小, 因而不利于季风区西风活动, 所以受经向的海陆差影响较大的印度夏季风偏弱, 风速较小, 另外在印度大陆气压偏高, 不利于产生低压辐合, 因而夏季大部分时间降水量偏少。而东亚季风区经向的海陆温度差与季风强度变化没有很好的对应关系, 但在气压场上可以发现, 指向大陆的纬向的气压梯度较大, 这样就使东亚夏季风偏南气流较强, 并且大陆是受低气压控制, 有利于气流辐合, 所以降水量偏多, 这里就清楚地反应出东亚季风与印度季风有显著的不同, 它与纬向的海陆差更为密切。在 ENSO 衰减期, 印度季风区的经向的温度差及气压差略有减小, 使印度夏季风偏弱, 风速偏小, 并且具有干旱的趋势, 而东亚区指向大陆的纬向的气压差略有减小, 但大陆仍为低气压控制, 因此, 风速略有减小, 降水量比正常年多, 而比 ENSO 前一年有减少的趋势。

在暖背景条件下, 在 ENSO 的发展期, 海平面气压与较强的低位相南方涛动相对应, 印度季风区的海陆热力差很小, 海陆的物质交换也较弱, 气压梯度较冷时期要小得多, 这样造成了较弱的夏季风, 降水量也比正常年要小; 东亚大陆的气压虽然偏低, 但其东部的气压也偏低, 因而指向大陆的纬向气压梯度较小, 因此, 东亚夏季风较正常年弱, 降水量偏少; 在 ENSO 的衰减期, 出现了几乎相反位相的南方涛动活动, 在印度季风区产生很强的海陆热力差, 出现了较大的南北向的海陆物质交换, 不仅大陆受较强的低气压控制, 而且也有较大的海陆气压差, 这样一方面夏季风强度异常加强, 风速加大, 另一方面大陆地区的降水量猛增, 造成严重的洪涝; 东亚地区与印度大陆相一致, 同样为低气压控制, 由于东部海洋的气压加大, 这样气压梯度力加大, 所以东亚夏季风加强, 降水量也比正常年多。

参 考 文 献

- 1 陈隆勋, 1984, 东亚季风系统的结构及其中期变动, 海洋学报, 6, 744~758.

- 2 陶诗言、朱文姝、赵卫, 1988, 论梅雨的年际变异, 大气科学(特刊), 13~21.
- 3 Zhu Qiangen, He Jinhai and Wang Panxing, 1986, A study of circulation differences between East-Asian and Indian summer monsoons with their interaction, *Advances in Atmospheric Sciences*, 3, 446~477.
- 4 Barnett, T. P., 1985, Variations in near-global sea level pressure, *J. Atmos. Sci.*, 42, 478~501.
- 5 Meehl, G. A., 1987, The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean region, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 27~50.
- 6 Webster, P. J. and S. Yang, 1992, Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 118, 877~926.
- 7 Yasunari, T., 1990, Impact of Indian Monsoon on the coupled atmosphere/ocean system in the tropical Pacific, *Meteor. Atmos. Phys.*, 44, 29~41.
- 8 徐建军, 1997, 东亚季风-ENSO的年际与年代际变化及其相互作用, 南京气象学院博士论文.
- 9 徐建军、朱乾根, 1999, ENSO及其年代际异常对全球及亚洲季风降水影响的数值研究, 气象学报, 57, No.2.
- 10 Wu Guoxiong, Liu Hui et al., 1996, A nine-layer atmosphere general circulation model and its performance, *Advances in Atmospheric Sciences*, 15, No.1, 1~18.

The Numerical Simulation of the Responding of Indian and East-Asian Summer Monsoon Circulation to ENSO and Interdecadal Variation

Xu Jianjun and Zhu Qiangen

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Abstract Based on L9R15 climatic model, the effect of ENSO events under the different interdecadal background on Asian summer monsoon circulation is discussed by three numerical experiments. The results show that Asian summer monsoon anomaly corresponding to ENSO events are different under the different interdecadal background. Under the cold background, the Indian summer monsoon (ISM) is weak with smaller wind and scarce precipitation, and the east Asian summer monsoon (EASM) is strong with greater northward flow and abundant precipitation at the increasing stage of ENSO events, but both of ISM and EASM are weaker at the decreasing stage of ENSO events. Under the warm background, the ISM is weak with small land-sea heating difference and scarce precipitation, and the EASM is also weak at the increasing stage of ENSO events, but ISM is much stronger with the land-sea heating difference, zonal winds and precipitation enhancing remarkably, which is easy to lead to flood over the Indian areas. At the same time the EASM is a little stronger than that in normal monsoon years.

Key words ENSO event interdecadal variation numerical experiment Asian summer monsoon