

# 赤道中印度洋夏季变温对中国 夏季降水影响的数值模拟<sup>\*</sup>

张卫青 钱永甫

P4 A

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

**摘 要** 利用大气环流模式模拟了赤道中印度洋海区夏季变温与海温本身异常对中国夏季降水的影响。结果表明: 当该海区夏季正(负)海温距平值呈递增(递减)变化时, 激发出的降水场的正(负)异常幅度比正(负)海温距平强迫下相应的降水场的正(负)异常幅度大; 但当正(负)海温距平呈递减(递增)趋势变化时, 激发出的降水异常场与正(负)海温距平强迫下相应的降水异常场的分布形势类似(不同), 异常幅度也有所差异。夏季中印度洋不同类型的海温异常对大气加热的不同, 导致东亚季风和印度季风的不同变异, 暖海温异常下引起东亚季风的明显偏强, 而冷海温异常下引起印度季风的明显偏强。

**关键词:** 变温; 降水异常; 数值模拟

## 1 引言

近年来, 越来越多的研究表明, 在热带海域除了 ENSO 事件区和西太平洋暖池区海温异常外<sup>[1,2]</sup>, 印度洋和南海海温异常对热带大气环流和我国旱涝也有重要影响。因为这里是我国季风雨的水汽和各种能量的主要源地, 南亚各支季风气流在到达我国的漫长旅途中广泛地受到阿拉伯海、孟加拉湾以及南海等下垫面热力状况的影响, 不同类型的海温异常分布会导致各支季风气流的变异, 而季风异常与我国的旱涝关系又十分密切。因此, 印度洋和南海也是影响我国旱涝的一个值得重视的海区。罗邵华等<sup>[3]</sup>对长江中下游夏季降水与印度洋和南海海温异常进行了相关普查, 结果表明: 南海、孟加拉湾、阿拉伯海、索马里东部沿海和印尼爪哇岛附近海区前期海温与长江中下游降水都有较好的相关, 同期关系以阿拉伯海最好, 为负相关。邓爱军等<sup>[4]</sup>进一步讨论了印度洋海温与我国汛期降水的关系, 结果表明我国华南前汛期降水与阿拉伯海 SST 有同期的显著正相关, 而长江流域梅雨降水与阿拉伯海 SST 有落后两个月的显著正相关。在数值模拟方面, 倪允琪等<sup>[5]</sup>曾模拟了西太平洋及印度洋 7 月海温异常对东亚夏季气候的影响, 全小伟等<sup>[6]</sup>模拟了东亚、南亚季风热源、热汇区 SST 异常对我国夏季降水的影响, 晏红明和肖子牛<sup>[7]</sup>模拟了印度洋全区海温异常对亚洲季风区天气气候的影响, 所有这些模拟研究多侧重于海温异常本身对降水的影响, 即无论异常持续时间长短, 在异常期海温距平保持不变。正如作者在文献[8]中指出的, 海温异常本身有两种不同的变化趋势, 正的海温距平可以逐渐增大, 也可以逐渐减小, 我们将海温距平的这种变化趋势称

2000-07-03 收到, 2000-09-25 收到修改稿

<sup>\*</sup> 国家重点基础研究发展规划项目第一部分 G19980409002 和国家自然科学基金资助项目 49735170 联合资助

为变温 (SSTVA)。在文献[8]中我们利用海温和降水及气温资料, 分析了海温异常的变化趋势 (变温) 对我国降水和气温的影响, 结果表明: 降水异常和气温异常对海温异常的两种变化趋势的响应不完全相同, 分别讨论同一种海温异常态下的两种变化趋势对降水和气温的影响比单独讨论海温距平对降水和气温的影响要更有助于降低预报的不确定性。而以往的研究很少考虑海温异常的这种变化趋势。

为了揭示降水异常对海温异常和海温异常变化趋势 (SSTVA) 响应的异同及可能的机制, 本文用大气环流模式进行了数值模拟实验。

## 2 模式及数值实验方案

本文所用模式是由 McAvaney 和 Bourke<sup>[9]</sup>设计, 后由林元弼<sup>[1]</sup>引进南京大学并做了改进, 之后又经 LASG 改进<sup>[10]</sup>的一个菱形截断 15 波的 9 层全球大气环流谱模式 (简记为 L9R15)。该模式是原始方程模式, 模式分辨率相当于  $48 \times 40$  个格点, 纬向格距为 7.5 个经度, 经向取 40 个高斯纬度, 垂直方向采用  $\sigma$  坐标。模式的物理过程考虑了水平和垂直次网格扩散, 边界层采用了 Monin-Obuhov 参数化理论, 考虑了下垫面的粗糙度、潮湿度、海温、极冰和雪盖的影响; 辐射过程采用了石光玉、王标等人引进的  $k$  分布方案<sup>[11]</sup>及邵慧等引入的日变化<sup>[12]</sup>; 考虑了云、水汽、 $\text{CO}_2$  和  $\text{O}_3$  对辐射过程的影响, 云分为高、中、低云; 对流参数化方案采用 Manaba 对流调整方案; 陆面过程采用 SSiB。

在文献[8]中我们对 48 年各季变温的时间序列做了 EOF 分析, 在 EOF 的第一模态中, 赤道中东太平洋和赤道中印度洋为变温显著区, 赤道印度洋东西范围北半球大致为  $50 \sim 100^\circ\text{E}$ , 南半球为  $50 \sim 90^\circ\text{E}$ , 南北达 10 个纬度左右, 且与中东太平洋为同位相变化。考虑到模式中海温强迫场经向分辨率为  $7.5^\circ$ , 本文选择范围为  $52.5 \sim 97.5^\circ\text{E}$  和  $6.67^\circ\text{S} \sim 6.67^\circ\text{N}$  的赤道中印度洋海区, 研究其夏季海温对东亚夏季降水的影响。所以选夏季变温, 是基于我们在诊断分析中通过统计得出, 赤道中印度洋夏季变温与同期中国东部夏季降水相关较显著。

共做了 7 个实验, 实验 1 为控制实验, 记为 CNTL, 所用的海温和海冰为多年的气候平均值。为了同已有的赤道印度洋海温异常对东亚夏季气候影响的模拟结果相比较, 分别做了赤道印度洋海区 5~8 月正负海温距平实验, 记为 SSTAP (正距平实验) 和 SSTAN (负距平实验)。在 SSTAP 和 SSTAN 的基础上又分别设计了一组正负变温实验, 以模拟该海区夏季变温对东亚夏季气候的影响。相对于 SSTAP 的正负变温实验分别记为 SSTPP 和 SSTPN, 相对于 SSTAN 的正负变温实验分别记为 SSTNP 和 SSTNN。各组实验均以模式积分 3 个月后的 4 月 1 日作为初始场, 积分到 8 月 31 日, 海温异常值加在 5、6、7、8 四个月份, 各实验中具体的各月海温异常值列于表 1。

从表 1 可以看出, 正负海温距平下的正变温实验 SSTPP 和 SSTNP, 海温距平在其夏季平均正负  $1.5^\circ\text{C}$  距平的基础上逐月增加  $0.3^\circ\text{C}$ , 即海温异常呈递增趋势。而正负海温距平下的负变温实验 SSTPN 和 SSTNN 则相反, 海温距平在其夏季平均正负  $1.5^\circ\text{C}$

1) 林元弼, 南京大学大气科学系大气环流实验 (讲义), 1987, 南京大学大气科学系。

表 1 各组数值实验的 SSTA 值

| 实验名 \ 海温异常值 | 5 月  | 6 月  | 7 月  | 8 月  | 平均    |
|-------------|------|------|------|------|-------|
| SSTAP       | +1.5 | +1.5 | +1.5 | +1.5 | +1.5  |
| SSTPP       | +1.5 | +1.8 | +2.1 | +2.4 | +1.95 |
| SSTPN       | +1.5 | +1.2 | +0.9 | +0.6 | +1.05 |
| SSTAN       | -1.5 | -1.5 | -1.5 | -1.5 | -1.5  |
| SSTNP       | -1.5 | -1.2 | -0.9 | -0.6 | -1.05 |
| SSTNN       | -1.5 | -1.8 | -2.1 | -2.4 | -1.95 |

距平的基础上逐月减少  $0.3^{\circ}\text{C}$ , 即海温异常呈递减趋势。将 SSTAP 作为 SSTPP 和 SSTPN 的控制实验, 而将 SSTAN 作为 SSTNP 和 SSTNN 的控制实验。

这样, 本文有 3 种不同的异常场, SSTAP-CNTL 和 SSTAN-CNTL 是海温正负距平实验, 主要用于同已有结果相比较; SSTPP-CNTL、SSTPN-CNTL、SSTNP-CNTL 和 SSTNN-CNTL 为变温相对于控制实验的差异场, 用于讨论降水异常对海温异常和变温响应的异同; SSTPP-SSTAP、SSTPN-SSTAP、SSTNP-SSTAN 和 SSTNN-SSTAN 为变温相对于海温距平的差异场, 讨论同一海温异常态下两种不同的变化趋势对东亚夏季降水影响的异同。

### 3 印度洋 SSTA 及其变化趋势对我国夏季降水的影响

#### 3.1 中印度洋夏季 SSTA 对我国夏季降水的影响

图 1a 和 b 为 SSTAP-CNTL 及 SSTAN-CNTL 实验下 5~8 月平均降水的差异场, 图中的阴影区为用  $t$  检验得到的信度超过 95% 的显著性区域。从降水差异场的分布特点来看, 在正海温距平强迫下 (图 1a) 我国东部地区降水普遍增加, 但长江中下游地区降水增加量不及华北和华南, 黄河和长江上游地区降水略有减少。总的降水差异场表现为沿西南-东北走向我国夏季降水异常具有明显的增加与减少交替出现的特征, 这与全小伟等<sup>[6]</sup>对南亚季风热源区 ( $70^{\circ}\text{E}$ ~ $105^{\circ}\text{E}$ ,  $6^{\circ}\text{S}$ ~ $20^{\circ}\text{N}$ ) 5~8 月持续暖水温强迫

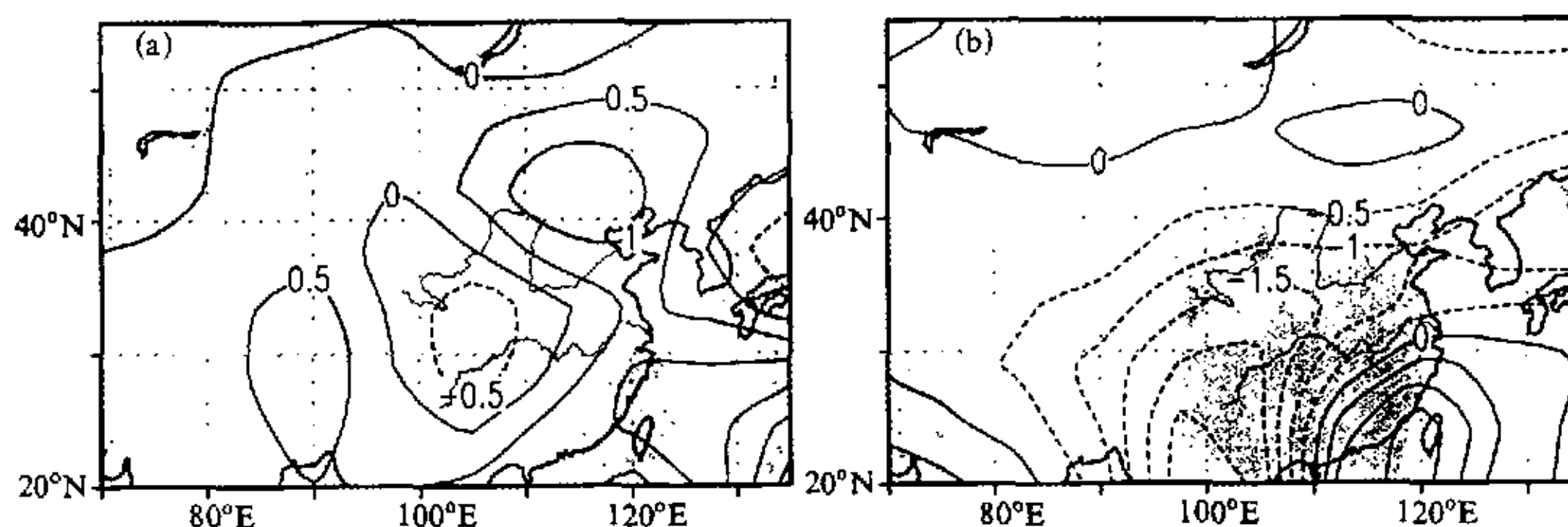


图 1 赤道中印度洋夏季正负海温距平实验下 5~8 月平均降水的差异图  
(a) SSTAP-CNTL 实验的降水差异图; (b) SSTAN-CNTL ( $\text{mm d}^{-1}$ )

阴影区为信度超过 95% 的显著性区域

下,我国夏季降水异常的分布特点有一定相似之处。在负海温距平强迫下,我国大部分地区降水偏少,特别是黄河和长江流域,只有华南降水偏多,华南地区降水对中印度洋正负海温异常的响应较一致。

倪允琪等<sup>[5]</sup>用五层 $p-\sigma$ 区域气候模式模拟了西印度洋(40°~90°E, 20°S~10°N)7月海温正负距平对亚洲夏季风的影响。在正距平强迫下我国华南、华北和东北地区降水增加,长江中下游地区降水略有减少或接近正常;在负距平强迫下,我国华南、长江中下游和华北地区降水均为减少,长江上游地区降水增加。晏红明、肖子牛<sup>[4]</sup>模拟了印度洋全区(40°~100°E, 10°S~14°N)海温异常对亚洲季风区降水的影响,当印度洋全年海温为正距平时,6~8月份我国西南到长江流域、华南地区及东北北部降水偏多,负距平时,长江中下游地区降水减少,华南及东北降水偏多。

从本文的实验看,尽管海温异常区范围与上述实验中的异常区范围不尽相同,海温异常持续时间也不相同,但降水异常趋势,特别是我国东部地区降水异常分布形势与已有结果有一定的相似之处。所以可以认为用L9R15谱模式基本上能够模拟出赤道中印度洋海区夏季正负海温距平异常下,我国夏季降水异常的分布特点。

### 3.2 中印度洋夏季 SSTVA 对我国夏季降水的影响

图2a和b分别为赤道中印度洋海区夏季正海温距平下的正变温实验(SSTPP)和负变温实验(SSTPN)与控制实验(CNTL)的夏季平均降水的差异场。

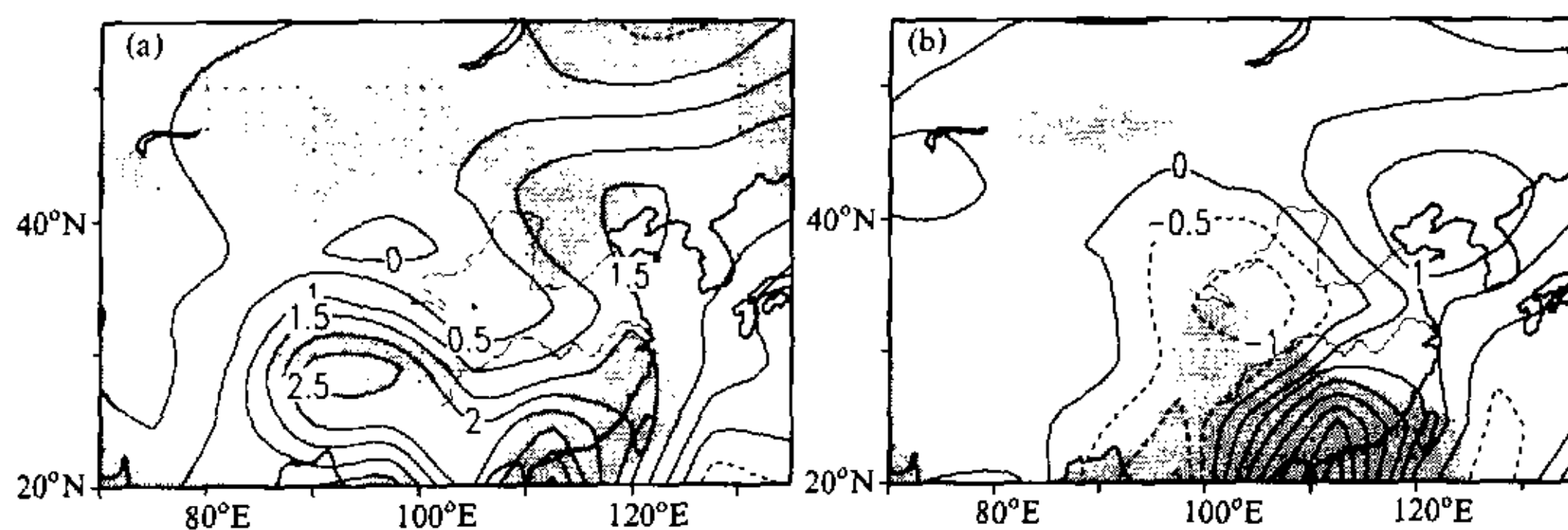


图2 赤道中印度洋夏季正海温距平下正负变温实验5~8月平均降水的差异图  
(a) SSTAP-CNTL 实验的降水差异图; (b) SSTPN-CNTL(mm d<sup>-1</sup>)

阴影区为信度超过95%的显著性区域

在SSTPP强迫下正的降水异常(图2a)幅度比SSTAP-CNTL(图1a)的正降水异常幅度增强,图1a中原黄河上游的降水偏少区消失。在SSTPN强迫下(图2b),降水异常的分布形势与SSTAP-CNTL比较一致,但长江以南地区降水的正异常幅度和黄河长江上游地区降水的负异常幅度均比SSTPP-CNTL时强。两者的主要差异在长江和黄河上游及其西南方,降水差值分布正好相反。

与SSTAN(图1b)相比,在SSTNP强迫下(图3a),我国大部分地区降水偏少程度减少,黄淮、江淮流域及长江以南地区降水相对于SSTAN强迫呈增加趋势。而在SSTNN的异常强迫下,降水异常分布特点(图3b)与SSTAN实验基本类似,只不过降水偏少更甚。在SSTNP和SSTNN两种强迫下,降水响应有明显的反相差异的区域

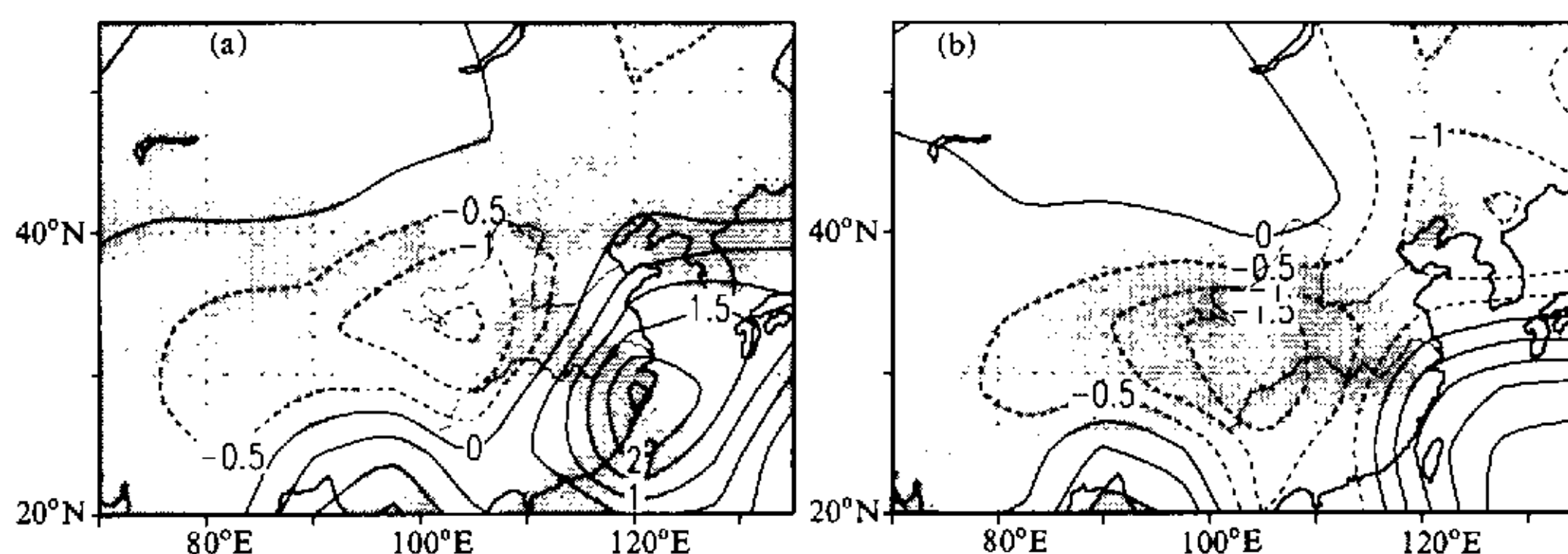


图3 赤道中印度洋夏季负海温距平下正负变温实验5~8月平均降水的差异图

(a) SSTAP-CNTL 实验的降水差异图; (b) SSTPN-CNTL ( $\text{mm d}^{-1}$ )

阴影区为信度超过95%的显著性区域

是黄淮流域、江淮流域和长江中游及其以南地区, 其他区域降水对负海温距平下两种不同变化趋势的响应都表现为降水的减少, 只是幅度不同而已。

### 3.3 同一种海温异常下不同变温及不同海温异常下同一种变温对我国降水的影响

为了进一步了解同一种海温异常下两种不同的海温变化趋势对我国降水的影响, 我们将 SSTPP-SSTAP 和 SSTPN-SSTAP 下的 5~8 月平均降水差异场相乘得到图 4a, 图中阴影区为负号区, 反映了降水对同一种海温异常下两种变温响应不一致的区域, 正号区为响应一致区。图 4b 同图 4a, 但为 SSTNP-SSTAN 和 SSTNN-SSTAN 5~8 月平均降水差异场的乘积图。

从图 4a 中可以发现, 长江以南地区、华北北部和东北的降水对 SSTPP 和 SSTPN 的响应较一致, 对正海温距平的递增和递减趋势的响应不敏感, 即相对于固定正海温距平, 降水变化趋势是一致的。但其他区域, 如我国黄淮流域和西南地区的降水异常对正海温距平下的这两种不同的变化趋势的响应是相反的。这与下一节由实际资料合成的降水异常 (图 6c、d) 的分布类似。

在 SSTNP 和 SSTNN 强迫下 (图 4b), 我国东部地区降水异常的主要差异区域

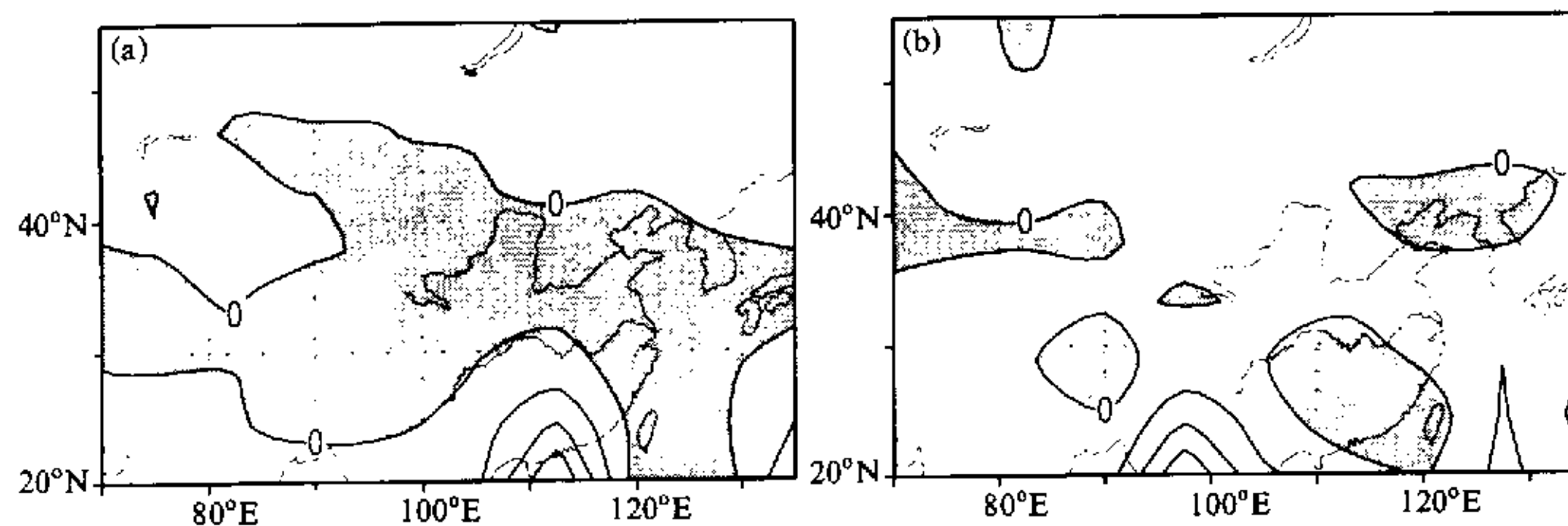


图4 (a) SSTPP-SSTAP 和 SSTPN-SSTAP 下的 5~8 月平均降水差异场的乘积图;

(b) SSTNP-SSTAN 和 SSTNN-SSTAN 下的 5~8 月平均降水差异场的乘积图

是长江以南中部地区以及华北东部和东北东部部分地区。当夏季赤道中印度洋海区负的海温距平随时间以递增的趋势变化时, 相对于负海温距平下的降水异常这两地区降水偏少, 但当负海温距平随时间以递减的趋势变化时, 这两地区降水偏少趋势缓解。这与下一节由实际资料合成的降水异常(图 6c、f) 的分布也是类似的。这两区域降水异常对 SSTNP-SSTAN 和 SSTNN-SSTAN 的响应特点与 SSTPP-SSTAP 和 SSTPN-SSTAP 基本相反。即这两地区对负海温距平下的递增和递减趋势的响应不一致, 但对正海温距平下的递增和递减趋势的响应却一致。

此外, 我们还将 SSTPP-SSTAP 与 SSTNP-SSTAN 及 SSTPN-SSTAP 与 SSTNN-SSTAN 分别合成, 进一步了解不同海温距平下同一种海温异常变化趋势对我国降水的影响。前者的合成只包含了正海温距平下的正变温和负海温距平下的正变温的影响, 且各月正海温距平的变化趋势与负海温距平的变化趋势是一样的, 后者则表示负变温的影响, 正负变温期降水异常的合成分布见图 5a、b。在文献[8]中, 我们用诊断方法讨论了赤道中印度洋海区夏季正负变温对我国夏季降水的影响。为了便于比较, 图 5c、d 给出了文献[8]中相应的合成场, 除图 5c 中阴影区为降水正距平区外, 其他图中阴影区为降水负距平区。

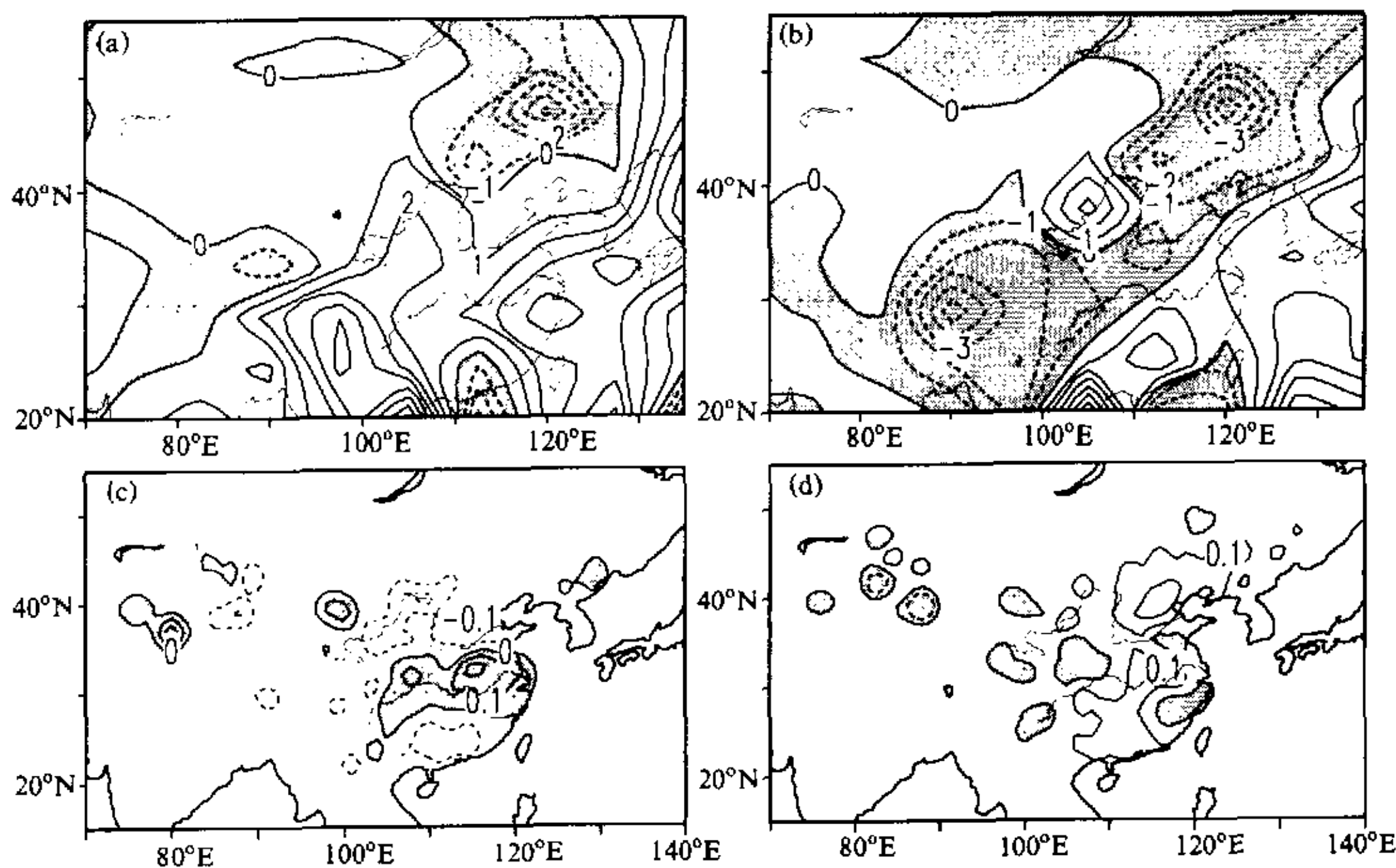


图 5 赤道中印度洋夏季正负变温下降水异常的合成图

(a) 和 (b) 为模拟结果, (c) 和 (d) 为诊断结果 (c 中阴影区为正, 其他图中阴影区为负)

比较图 5a 和 c 可以发现, 在诊断分析中, 当赤道印度洋海区夏季为正变温时, 我国降水异常呈现出长江流域降水偏多, 而两侧的华南和华北及东北降水偏少的特点。模拟结果与诊断结果类似, 分布形势也表现为两边偏少, 中间偏多的特点, 但长江以北负降水中心比诊断结果略偏北。比较图 5b 和 d, 也存在同样的问题。虽然也模拟出了华

南沿海及黄河和长江上游地区降水偏少的特点, 但华南降水负中心偏南, 模拟结果中华北和东北降水与诊断结果差异较大。

产生这种差异的原因是多方面的, 主要有两个: 一是模式分辨率较低, 虽然能模拟出降水分布的大致轮廓, 但位置不够准确; 二是诊断分析中降水异常的贡献来自于全球各海区夏季变温的共同影响, 模式中只是尝试性地考虑了赤道印度洋海区, 且实际海温距平也不像模式中给定的那样规则。所以, 为了较准确地模拟我国区域降水的异常, 应采用分辨率较高的区域或全球环流模式。

### 3.4 关于 SSTA 及 SSTVA 对中国夏季降水影响的模拟结果的检验

模拟结果的可靠性和真实性是许多学者普遍关心的问题, 尤其是降水。确实可信的检验必须借助于实际的降水资料, 由于我们没有逐日的降水资料, 不可能做模拟结果与实际资料的显著性检验, 所以本文先用  $t$  检验法检验了降水对各种海温异常的显著性响应, 图 1~图 3 中的阴影区即为信度超过 95% 的显著性区域。从显著性检验的结果来看, 对各种海温异常响应显著的区域基本上落在我国东部和西南的部分地区。相对于

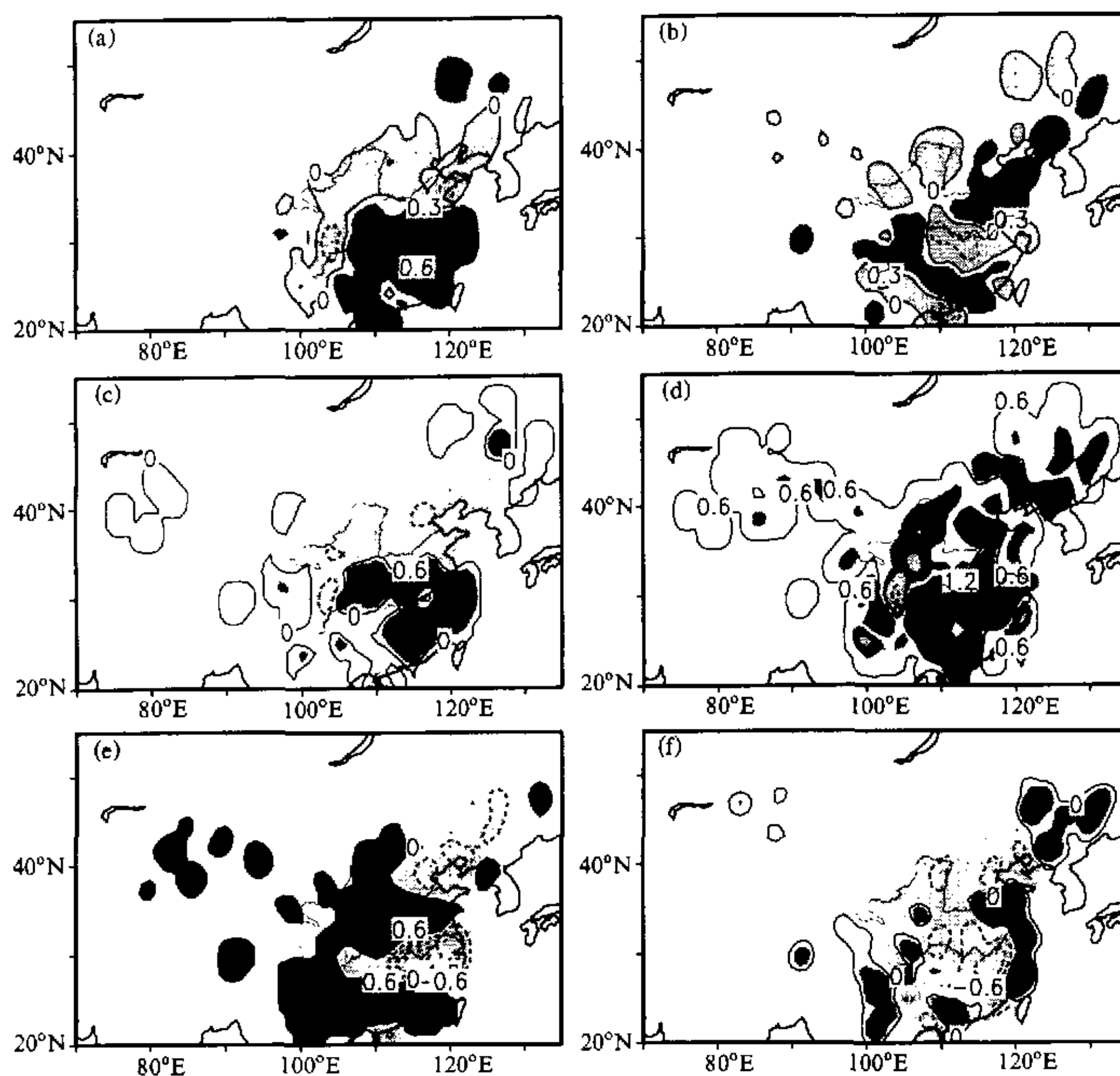


图6 满足各种异常条件的中国夏季降水距平的合成 ( $\text{mm d}^{-1}$ )

(a) SSTAP; (b) SSTAN; (c) SSTPP; (d) SSTPN; (e) SSTNP; (f) SSTNN

控制实验, 在正海温距平及正变温下 (图 1a、图 2a 和图 3a), 降水的显著响应区主要为华南、长江中上游、西南部分地区和东北, 在负海温距平及负变温下 (图 1b、图 2b 和图 3b) 降水的显著响应区集中在长江和黄河以南地区, 在 SSTNN 异常下, 东北地区降水的响应也较显著。

t 检验法主要是检验了海温异常下的降水场与控制实验下的降水场之间的显著性差异, 即对海温异常响应显著的具有一定可信度的区域分布, 但实际降水的响应是否如此还不好就此下结论。所以我们又用 1950 年到 1998 年实际的月降水资料, 定性地与模拟结果做了比较, 进一步检验了模拟结果的可信性。具体方法是根据赤道中印度洋区域平均的夏季海温距平和变温的年际变化曲线, 挑选夏季正 SSTA 年 (14 年) 和负 SSTA 年 (13 年), 以及正 SSTA 年中的正变温 (4 年) 和负变温年 (4 年)、负 SSTA 年中的正变温 (3 年) 和负变温年 (3 年), 对挑选出的各种异常年份的中国夏季降水距平进行合成, 比较合成的实际降水异常的空间结构与模拟的降水异常的空间结构的相似性。图 6 即为合成的降水距平场, 图中深的阴影区为降水偏多区, 浅的阴影区为降水偏少区。

比较图 6a 和图 1a、图 6b 和图 1b、图 6c 和图 2a、图 6d 和图 2b、图 6e 和图 3a 以及图 6f 和图 3b 可以发现, 实际资料合成的降水异常场与模拟结果有一定程度的相似, 但也有不少差异, 差异最大的是正海温距平下的正变温实验和负海温距平下的正变温实验。具体的比较结果见表 2。

从表 2 的比较可以发现, 尽管模拟的降水异常场与实际资料合成的降水异常场有一定的差异性, 但都反映出同一种海温异常的两种不同异常趋势对中国降水异常的影响确实不同, 尤其是负海温距平的两种变化趋势, 所以研究海温异常的变化趋势对气候的影响还是很有必要的。

表 2 各种异常条件下合成的实际降水异常场与模拟的降水异常场的相似性比较

|                   |                                                                                         |
|-------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------|
| SSTAP, 图 6a 和图 1a | 合成的降水异常场与模拟结果的主要差别区是河套及华北地区, 模拟场中这两处降水偏多, 而实测资料合成的降水距平场中此两区降水偏少, 其他区域的降水异常分布基本一致。       |
| SSTAN, 图 6b 和图 1b | 在合成的降水异常场中, 我国东部地区降水异常呈正负交替分布, 而模拟场表现为华南降水偏多, 其他地区降水一致偏少的特点。主要的差异区是长江上游地区和长江以北我国东部沿海地区。 |
| SSTPP, 图 6c 和图 2a | 合成的降水异常场与模拟结果差别较大, 主要是黄河以北华北和东北地区, 模拟结果此处为降水为正距平, 合成场中此处降水为负距平, 但南北趋势都表现为南多北少的形势。       |
| SSTPN, 图 6d 和图 2b | 合成的降水异常场与模拟结果的主要差别区是黄河和长江上游地区, 模拟结果的负距平中心比合成场的大。                                        |
| SSTNP, 图 6e 和图 3a | 模拟结果与合成降水异常场相比差异较大, 主要是江南和黄河和长江的上游地区。                                                   |
| SSTNN, 图 6f 和图 3b | 主要的差别区为东北地区, 合成场中东北降水偏多, 而模拟结果为东北降水偏少。                                                  |

产生这种差异的原因, 除了 3.3 节中提到的两个外, 还需考虑相关海区的共同贡献和不同类型海温距平的配置。此外, 海温并不是影响我国降水的唯一因素。

## 4 中印度洋夏季海温异常影响中国降水的可能机制

印度洋和南海是我国季风雨的水汽和各种能量输送的主要源地, 各支季风气流在到达我国的漫长旅途中广泛地受到阿拉伯海、孟加拉湾以及南海等下垫面热力状况的影响, 热力状况的异常会直接导致各支季风气流的变异, 而季风异常与我国旱涝的关系是十分密切的。因此, 了解印度洋海温异常与季风环流的关系, 对认识海温异常影响我国夏季降水的可能机制是十分必要的。图 7a 和 c 为暖海温异常下 200 hPa 和 850 hPa 流场的差异场, 图 7b 和 d 为冷海温异常下 200 hPa 和 850 hPa 流场的差异场。

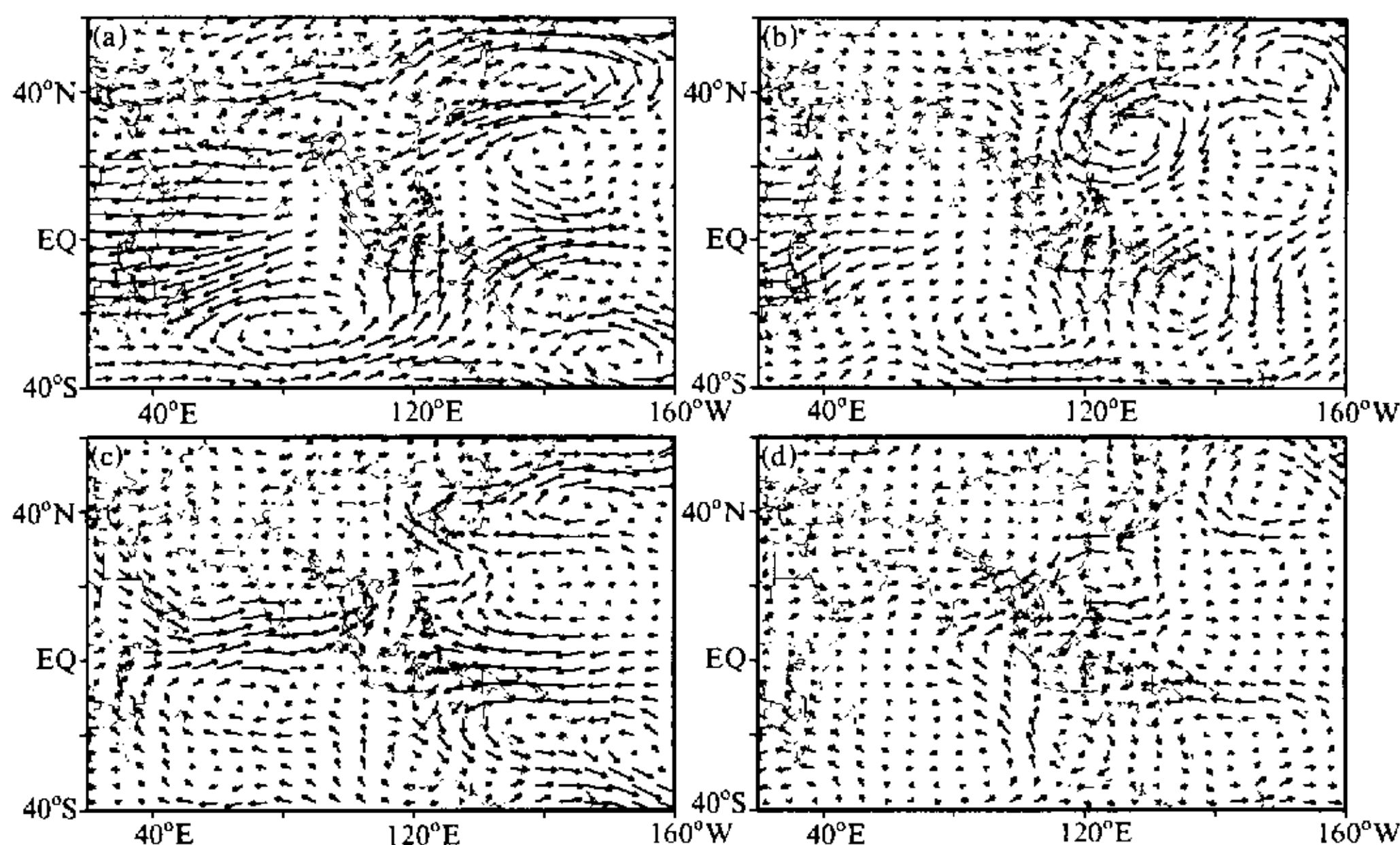


图 7 暖海温异常下 200 hPa (a)、850 hPa 流场的差异场 (c) 和冷海温异常下 200 hPa (b)、850 hPa 流场的差异场 (d)

在暖海温异常下的对流层低层 (图 7c), 印度北部和我国青藏高原为弱的反气旋性式差值环流, 阿拉伯海和印度半岛南部主要为来自欧洲大陆的由西北转向的西南气流的控制, 这与暖湿的西南季风气流的性质是不同的, 来自南半球的西南季风经孟加拉湾和中南半岛北上。南海和赤道以北西太平洋地区为反气旋式差值环流, 来自西太平洋的东南季风偏强。源于澳大利亚的  $105^{\circ}\text{E}$  附近的越赤道气流偏弱,  $120^{\circ}\text{E}$  附近中国东部大陆有一南北向的辐合带, 加强了东亚大陆的气旋性环流。在对流层高层 (图 7a), 西北太平洋为一深厚的气旋差值环流, 青藏高原上空仍为反气旋性环流, 其北部为反气旋性差值环流, 南亚高压的异常不明显, 中国东部大陆上空为反气旋性差值环流。文献[5]中当西印度洋海温偏暖时, 高低空流场的异常表现为南亚季风环流减弱, 东亚季风环流偏强。从我们的模拟结果看, 东亚季风的偏强明显, 但南亚季风的偏弱不明显。

在冷海温异常下, 对流层低层 (图 7d) 阿拉伯半岛北部、印度半岛、我国东部及

南海为气旋性差值环流,这与文献[5]的结论一致。西太平洋东南季风偏弱,源于澳大利亚 105°E 附近的越赤道气流偏强,孟加拉湾是气旋式距平环流,西南季风气流偏强。对流层高层(图 7b),印度半岛和青藏高原为反气旋性差值环流,加强了南亚高压,南海北部,我国大陆东部处于西北太平洋反气旋性差值环流西侧。从高低空环流的异常来看,南亚季风的偏强比东亚季风的偏弱明显。

可见,中印度洋不同类型的海温异常对大气加热的不同,导致东亚季风和印度季风的不同变异,暖海温异常下引起东亚季风环流的明显偏强,而冷海温异常下引起印度季风环流的明显偏强。

当正(负)海温异常呈递增(递减)变化时(对应 SSTPP 和 SSTNN 强迫,图略),相应的高低空流场异常同冷暖海温异常时类似,但在正(负)海温异常呈递减(递增)变化时(对应 SSTPN 和 SSTNP 强迫,图略),对流层低层季风气流的变异与相应的冷暖海温异常时有明显不同,而高层差异较小。

## 5 结论

本文用 L9R15 谱模式模拟了赤道印度洋海区夏季海温异常和变温对我国夏季降水的影响,通过分析得到以下一些基本结论:

(1) 用 L9R15 谱模式基本上能够模拟出赤道中印度洋海区夏季正负海温距平异常下,我国夏季降水异常的分布特点,特别是我国东部地区降水异常的特点与已有研究是相似的。我国华南地区的降水对中印度洋正负海温异常的响应较一致。

(2) 当赤道中印度洋海区夏季正(负)海温距平值呈递增(递减)变化时,激发出的降水场的正(负)异常幅度比正(负)海温距平强迫下相应的降水场的正(负)异常幅度大;但当正(负)海温距平呈递减(递增)趋势变化时,激发出的降水异常场与正(负)海温距平强迫下相应的降水异常场的分布形势类似(不同),异常幅度也有所差异。

(3) 尽管模拟的降水异常场与实际资料合成的降水异常场有一定的差异,但都反映出同一种海温异常的两种不同变化趋势对中国降水异常的影响确实不同,尤其是负海温距平的两种变化趋势,所以研究海温异常的变化趋势对气候的影响还是很有必要的。

(4) 中印度洋不同类型的海温异常对大气加热的不同,导致东亚季风和印度季风的不同变异,暖海温异常下引起东亚季风的明显偏强,冷海温异常下引起印度季风的明显偏强。当正(负)海温异常呈递增(递减)变化时,相应的高低空流场异常同冷暖海温异常时类似;但在正(负)海温异常呈递减(递增)变化时,对流层低层季风气流的变异与相应的冷暖海温异常时有明显不同,而高层差异较小。

## 参 考 文 献

- 1 杨芳林,袁重光,夏季赤道东太平洋对全球及东亚短期气候变化影响的数值实验,大气科学,1995,5,535~544.
- 2 黄荣辉,孙凤英,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,

- 1994, 18, 141~151.
- 3 罗绍华, 金祖辉, 陈烈庭, 印度洋和南海海温与长江中下游夏季降水的相关分析, 大气科学, 1985, 9(3), 314~320.
  - 4 邓爱军, 陶诗言, 陈烈庭, 印度洋海表温度的时间分布特征及其与我国汛期降水关系的讨论, 大气科学, 1989, 13, 393~399.
  - 5 倪允琪, 钱永甫, 林元弼, 赤道西太平洋—印度洋海温异常对亚洲夏季风的影响, 气象学报, 1990, 3, 336~343.
  - 6 全小伟等, 东亚、南亚季风热源、汇区SST异常对我国夏季降水异常分布的影响, 气候变化若干问题研究, 北京: 气象出版社, 1992, 123~144.
  - 7 晏红明, 肖子牛, 印度洋海温异常对亚洲季风区天气气候影响的数值模拟研究, 热带气象学报, 2000, 1, 18~27.
  - 8 Zhang Weiqing and Qian Yongfu, The relationships between variations of sea surface temperature anomalies in the key ocean areas and the precipitation and surface air temperature in China, *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, 18(2), 294~308.
  - 9 McAvaney, B.J., Bourke, W. and Puri, K., A global spectral model for simulation of the general circulation, *J. Atmos. Sci.*, 1978, 35, 1557~1583.
  - 10 Wu Guoxiong and Liu Hui, A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance, *Adv. Atmos. Sci.*, 1996, 13(1), 1~18.
  - 11 王标, 气候模拟中的辐射传输模式, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1996.
  - 12 邵慧, 钱永甫, 王谦谦, 太阳辐射日变化对R15L9气候模拟效果的影响, 高原气象, 1998, 17(2), 158~169.

## Simulations of the Effects of the Variations of Sea Surface Temperature Anomaly in the Equatorial Indian Ocean on the Precipitation in China

Zhang Weiqing and Qian Yongfu

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

**Abstract** The effects of the variations of sea surface temperature anomalies (SSTVA) in the equatorial Indian Ocean on the precipitation anomalies in China are simulated. The results show that when the positive (negative) SSTA is gradually increasing (decreasing), the positively (negatively) anomalous amplitude of precipitation increases. However when the positive (negative) SSTA is gradually decreasing (increasing), the precipitation anomalies are similar to (different from) those induced by positive (negative) SSTA, and the anomalous amplitudes are different. Under the different SSTA of the equatorial Indian Ocean, the variations of the East Asian Monsoon and the Indian Monsoon are different due to the different heating. The East Asian Monsoon is stronger when the SSTA is positive, while the Indian Monsoon is stronger when the SSTA is negative.

**Key words:** variations of sea surface temperature; precipitation anomalies; numerical simulation