

赤道东太平洋不同持续时间的海温正异常 对东亚夏季气候影响的数值模拟研究*

龙振夏 李崇银

(中国科学院大气物理研究所大气科学与地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029)

摘 要 利用 IAP 两层大气环流模式及 9 层大气环流谱模式, 模拟研究了大气对不同持续时间的赤道东太平洋正 SSTA 的响应。对积分结果进行分析发现, 尽管 SSTA 的持续时间不同 (分别为 1 月; 1~2 月及 1~4 月), 但其引起的东亚夏季大气环流和气候异常的分布却都十分相似, 而且有十分相近的时间演变形式。因此, 虽然赤道东太平洋 SSTA 作为一种外源强迫对东亚夏季大气环流和气候有着明显的影响, 但是这种影响对于 SSTA 的持续时间 (1 个月或 4 个月) 并不敏感, 这在一定意义上意味着, 如果利用模式进行短期气候预测, 要更多的注意 SSTA 的发生 (出现) 和强度。

关键词 海温异常 时间尺度 大气环流异常 赤道东太平洋 东亚

1 引言

影响东亚夏季大气环流和气候的因素, 除了大气内部的动力因素 (如动力学不稳定及非线性相互作用等) 外, 还包括大气外部强迫作用。观测资料的分析表明, 热带地区的海表温度异常 (SSTA) 是影响中高纬地区大气环流的一个十分重要的因素, 而赤道东太平洋正 SSTA (ENSO) 尤为重要, 因此, 研究大气对赤道东太平洋地区海表水温 (SST) 正异常的响应有着十分重要的意义。

已有很多有关赤道东太平洋正 SSTA 对东亚地区大气环流影响的观测研究。资料分析表明, 如果赤道东太平洋地区出现正 SSTA, 热带西太平洋地区海表温度往往偏低, 积云对流偏弱, 因而副热带高压主体位置偏南, 且其强度偏弱, 从而造成中国东部地区降水偏多^[1]。另外, 在赤道东太平洋正 SSTA 期间, 中国东北地区气温将会较往常偏低^[2]。

然而, 资料分析很难解释赤道东太平洋地区正 SSTA 影响北半球大气环流的机制, 而大气环流模式在这方面则有其独特的优势。我们可以利用大气环流模式, 在只改变赤道东太平洋 SST (其他条件不变) 的情况下, 来研究赤道东太平洋正 SSTA 对全球大气环流的影响。在这些方面已有了不少的数值模拟研究。Blackmon^[3]、Keshavamurty^[4]、Shukla^[5]及李崇银等^[6,7]均利用大气环流模式研究了赤道东太平洋 SSTA 对全球大气环流的影响。他们的研究表明, 大气对赤道东太平洋 SSTA 存在着十分清楚的遥响应, 而且这种响应主要是一种低频 (30~60 d) 遥响应。但是已有的

1997-09-30 收到, 1997-12-10 收到修改稿

* 本研究得到国家攻关项目 96-908-01 的部分资助

一些数值模拟研究均未考虑 SSTa 持续时间的不同。在利用大气环流模式进行短期气候预测时,这是一个十分重要的问题。因为, SST 异常可以有不同的时间尺度,而当前的短期气候预测又往往以某一时段(一个月或两个月)的 SSTa 预测夏季东亚的大气环流形势和气候异常。因此,不同持续时间的 SSTa 对大气环流和气候的影响有什么差异是十分重要的问题。本文将通过数值模拟对此问题给予研究和回答。

我们首先利用 IAP 两层大气环流模式研究赤道东太平洋地区不同持续时间的正 SSTa 对东亚大气环流的影响,然后利用 9 层谱模式对所得出的结论进行证实。该模式只在第 6 节中用到,其他部分均为 IAP 两层模式的结果。

2 数值模式及数值试验设计

2.1 模式

本文所用的模式主要是由曾庆存等设计的两层大气环流模式(IAP-GCM2),这是一个在垂直方向为两层,水平分辨率为 4° (经度) $\times 5^{\circ}$ (纬度)的格点模式,有关该模式的具体细节可参阅曾庆存等著的《Documentation of IAP Two-Level Atmospheric General Circulation Model》^[8]。袁重光等利用这个大气环流模式对东亚夏季降水进行了多年成功的预测^[9],而且该模式在参加国际模式比较试验计划时表明有相当的气候模拟能力,特别是对于季风活动的模拟^[10],因此,利用该模式模拟赤道东太平洋 SSTa 对东亚夏季风的影响具有一定的可靠性。

但是,已有的研究也表明,大气对于 SSTa 的响应对模式具有一定的依赖性,不同的模式其响应形式会有些不同。因此,为了对两层模式的模拟结果进行证实,我们还选用了 9 层谱模式模拟了赤道东太平洋地区不同时间尺度的正 SSTa 对东亚夏季大气环流的影响,从而尽可能排除我们所得出的结论的片面性。我们所选用的谱模式是在引进的基础上加以改进的,该谱模式在水平方向为菱形 15 波截断,水平分辨率约为 7.5° (经度) $\times 4.5^{\circ}$ (纬度);在垂直方向采用 σ 坐标,分为不等间距的 9 层,其中有 3 层位于行星边界层,同时该模式还引进了标准层结扣除。对模式多年输出结果的分析表明,该模式也能较好地模拟东亚地区的气候平均状况^[11]。

2.2 SSTa 的分布及数值试验的设计

为了同已有的研究有可比性,我们用赤道东太平洋的 SSTa 作为导致大气环流遥响应的强迫源。假定在赤道东太平洋有正 SSTa(类似 El Niño)的情形,对于 IAP 两层大气环流模式,海温异常的具体分布是: $170^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{W}$, $14^{\circ}\text{N}\sim 14^{\circ}\text{S}$ 的矩形区有 0.5°C 以上的正距平,其中 $170^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{W}$, $10^{\circ}\text{N}\sim 10^{\circ}\text{S}$ 的矩形区有 1.5°C 以上的 SST 正距平, $130^{\circ}\sim 90^{\circ}\text{W}$, $6^{\circ}\text{N}\sim 6^{\circ}\text{S}$ 的矩形区有 2.5°C 的 SST 正距平。在利用 9 层全球大气环流模式时,由于模式分辨率的差异, SSTa 的异常区域会有很小的差异,但与上述区域大致相同,因此,对所得出的结论也不会有太大的影响。

我们共做了 4 种数值试验,其一是对照试验(EP1),模拟试验中赤道东太平洋没有 SSTa, SST 是随时间变化的气候值;其二是一种异常试验,在 1 月份有 SSTa,而在其他月份则没有 SSTa(EP2),其海温与对照试验相同;其三是另一个异常试验,在 1~2 月份有 SSTa(EP3);再一个异常试验是在 1~4 月份有 SSTa(EP4)。

本文的分析主要基于模式输出的气候平均资料, 按一般数值试验方法, 将异常试验与对照试验的差值视为大气对外源强迫的响应, 这样, 本文将有 3 种距平场, 其一是 EP2-EP1, 为大气对 1 月份 SSTa 的响应; 其二是 EP3-EP1, 代表大气对 1 至 2 月份 SSTa 的响应; 另外还有 EP4-EP1, 代表大气对 1~4 月份 SSTa 的响应。本文主要对上述 3 种距平场进行分析讨论。

初始场对模拟的结果有着十分重要的影响, 不同的初始场也许会得出不同的模拟结果。袁重光等^[9]在利用 IAP 两层大气环流模式预测中国东部地区夏季降水时发现, 对于不同的初始场, 预测的结果有相当大的差别。因此, 为了避免由于初始场的误差而造成的影响, 他们在近年的预测中利用了集合预报方法, 并且取得了良好的预测效果。在本研究中, 也将采取类似的时滞集合预报 (LAF) 方法, 以减小初始场对结果的影响。

我们共选取了 5 个不同的初始场 I1、I2、……、I5, 其中 I1、I2、……、I5 分别为某一模式年 1 月 1 日、2 日、……、5 日零点的初始场。利用这 5 个初始场分别做异常试验, 并取这 5 个积分结果的平均为集合试验结果。对 EP2、EP3、EP4 我们分别进行了集合试验, 例如, 对于 EP2, 在 1 月份赤道东太平洋存在 SSTa 的情况下, 分别用 I1、I2、……、I5 作初始场进行积分, 并取这 5 个积分的平均作为集合试验结果, 从而得出 EP2。本文所有的讨论均为集合试验的结果。

3 数值模拟结果的检验

我们所要讨论的对象是集合试验的结果, 因此对这些结果的检验就显得尤为重要。传统数学上的统计检验, 如正态分布检验, 要求有足够的样本, 对于数值模拟来讲就是要求有足够多的异常试验, 但是, 在现有的计算资源的情况下, 这显然是很不现实的, 因此必须采用其他的方法进行检验。

本文要讨论的是距平场, 因此, 我们最关心的是距平场的正负号, 其次是距平的大小。对于不同的初始场而言, 如果其距平的符号及其大小与集合试验的结果有很大的差别, 则其结果是不可靠的。基于这种考虑, 袁重光等在进行短期气候预测时提出了同号率及标准差的检验的方法^[9], 我们也利用这个概念对我们的集合试验结果进行检验。

设有 n 个不同的初始场, 其积分结果分别为 $R_1, \dots, R_n$, 集合试验结果为 R , 对于某一平均要素场, 设 $R_1, \dots, R_n$ 中与 R 同号的数目为 N , 那么定义 $C_N = N/n$ 为同号率, 如果 C_N 越大且越接近于 1, 表示尽管初始场不同, 响应场的符号并没有太大的变化, 因而集合试验的结果也就越可靠。

根据上述方法我们对本集合试验结果进行了检验。我们对 EP4 选取了 10 个不同的初始场 (某一模式年 1 月 1 日, 2 日, ……、10 日 0 时分别作初始场), 进行集合试验, 并对其结果进行了检验。图 1b 为夏季 (6~8 月) 降水距平同号率的分布, 其中阴影部分为同号率大于 70% 的地区, 而图 1a 则为对应于图 1b 的降水距平分布。比较图 1a 与 b 可以发现, 对于东亚地区的主要降水距平中心, 其同号率都在 70% 以上。对高度距平场等的检验结果大致相同。因此, 我们在讨论集合试验的结果时, 主要应把重点放在距平中心的区域。对 EP2 及 EP4 的检验也得出了与此相近似的结果。

另外, 我们还对模拟结果进行了标准差检验 (图略), 结果表明, 热带地区及中国

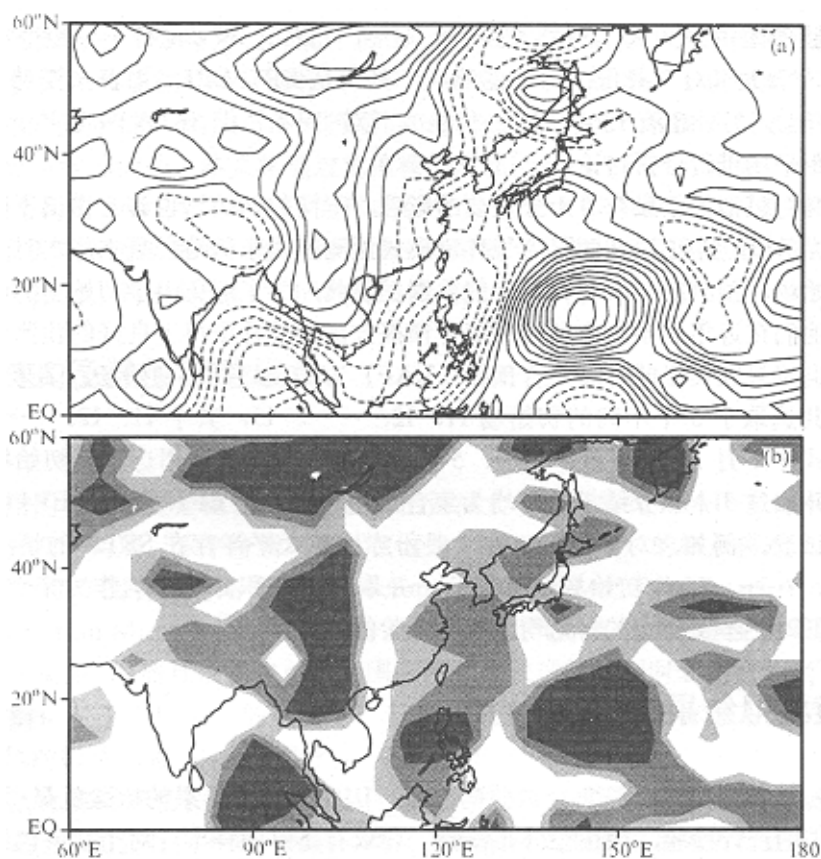


图1 (a) 模拟的6~8月降水距平(1~4月有SSTA, 等值线间隔为0.01 mm/h); (b) 模拟的6~8月降水距平的同号率(1~4月有SSTA, 阴影印区同号率大于70%)

东部地区标准差较小, 集合试验的结果较为可靠, 这与实际预测结果也是较为一致的。

4 夏季(6~8月)平均的异常大气环流和气候

4.1 500 hPa 高度距平

图2是夏季(6~8月)平均的500 hPa高度距平场, 表现出赤道东太平洋海温异常影响的结果。图2a、b及c分别代表EP2-EP1、EP3-EP1及EP4-EP1的结果。从图中我们可以发现, 尽管SSTA的持续时间不同, 但500 hPa高度距平的分布形式却十分相似; 在40°N以南的亚洲和西太平洋地区都表现为一正的带状距平分布, 而在中高纬地区主要表现为负距平。

4.2 夏季(6~8月)850 hPa距平风场

图3是夏季(6~8月)850 hPa距平风场, 其中图3a、b、c分别为EP2-EP1、EP3-EP1、EP4-EP1的结果。比较图3a、b及c不难发现, 对这3种异常试验, 赤道东太平洋的SSTA都在西北太平洋地区引起了异常的气旋式环流, 而在其北面的中纬

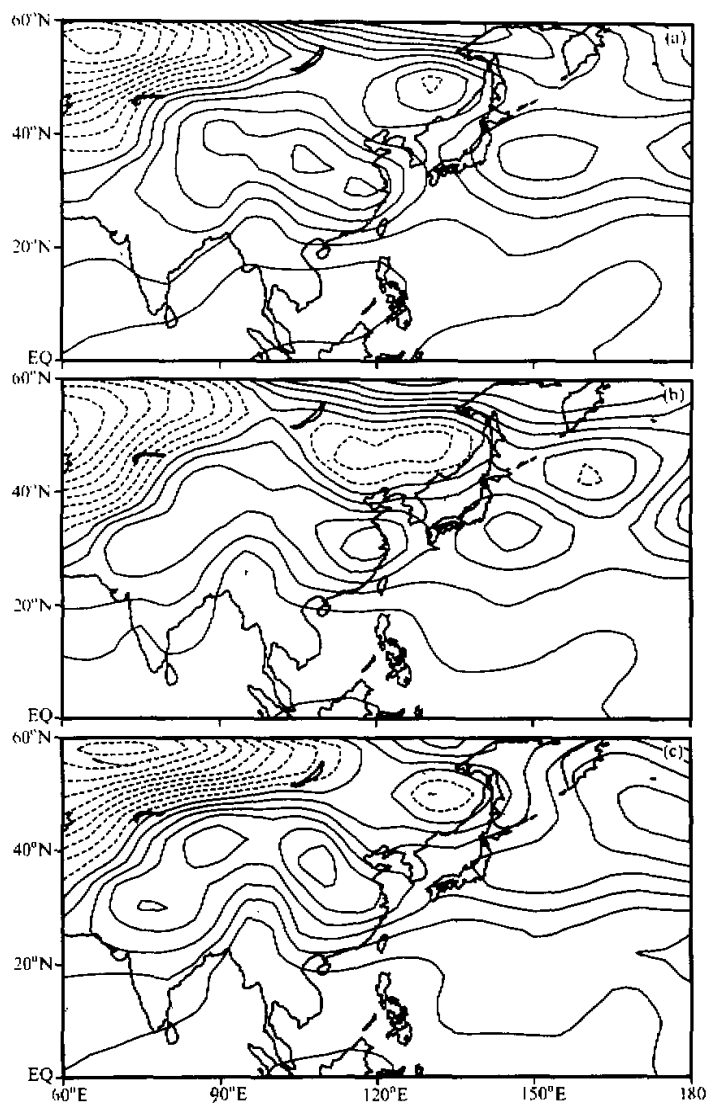


图2 模拟的6~8月500 hPa高度距平
(a) 1月有SSTA; (b) 1~2月有SSTA; (c) 1~4月有SSTA, 等值线间隔为3位势什米

地区却都呈现出反气旋式的环流; 南亚地区也都为异常反气旋环流所控制。这种异常流场表明, 赤道东太平洋 SST 正距平会导致其后亚洲夏季风的减弱。

4.3 降水距平的分布

从前面的讨论可以发现, 尽管 SSTA 的时间尺度不同, 但 500 hPa 高度距平及 850

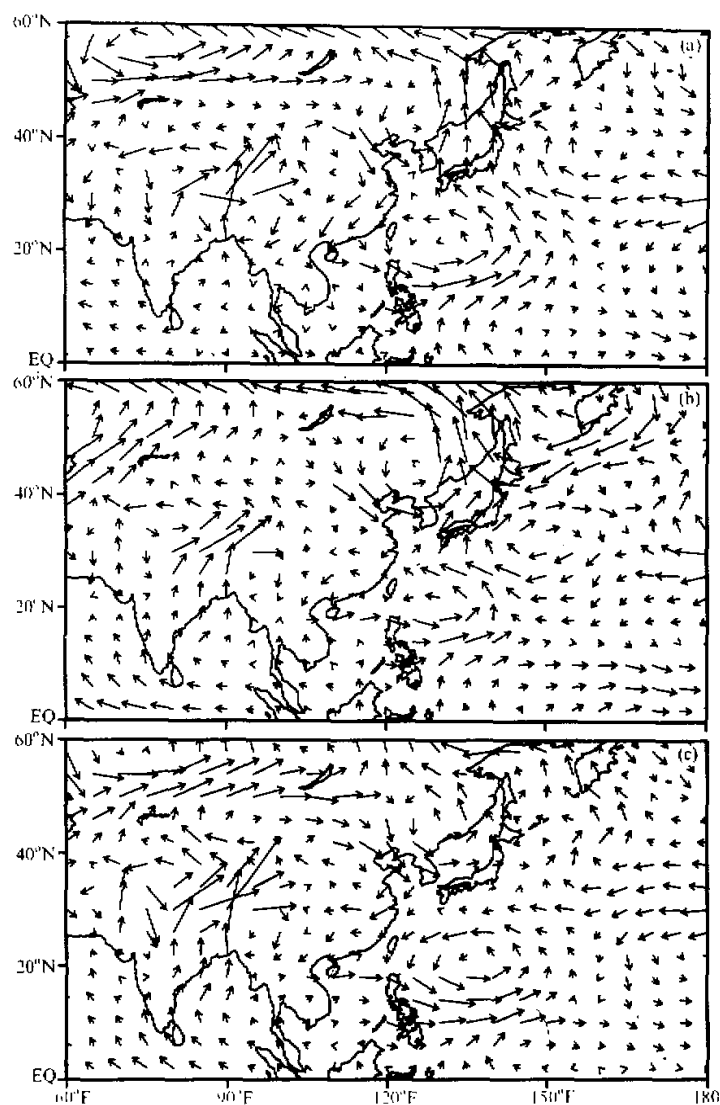


图3 模拟的6~8月850 hPa风场距平
(a) 1月有SSTA; (b) 1~2月有SSTA; (c) 1~4月有SSTA

hPa 的距平风场都表现出十分相近的分布形式。与此相对应, 对应不同时间尺度的 SSTA, 降水距平的分布形式也基本相同 (图 4)。图 4a、b、c 分别是夏季 (6~8 月) EP2-EP1、EP3-EP1、EP4-EP1 的降水距平分布。比较图 4a、b、c 可以发现, 在我国长江流域均表现为一负的降水距平中心。热带地区, 在 120°E 以西的地区为一负中

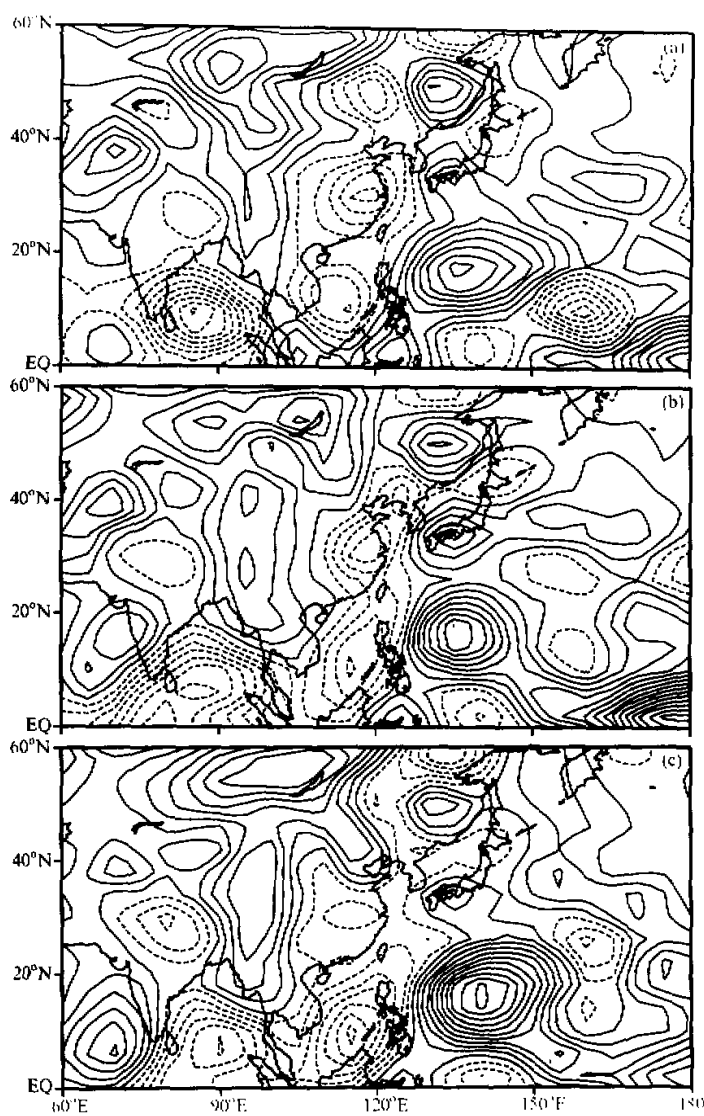


图4 模拟的6~8月降水距平
(a) 1月有SSTA; (b) 1~2月有SSTA; (c) 1~4月有SSTA。等值线间隔为0.01 mm/h

心, 而在 120°E 以东的地区却为一较大的降水正距平; 孟加拉湾和印度大陆均为负距平。这些模拟结果同实际观测十分一致。

比较图 4c 及图 1a 还可以发现, 尽管两个集合试验中初始场的个数不同 (分别为 5 个和 10 个), 但降水距平的分布形式却十分近似, 这就从另一个侧面证实了本集合试验

的可靠性。

从前面的讨论可以看出, 尽管赤道东太平洋 SSTA 的持续时间不同, 但东亚地区夏季异常环流形势却十分相似, 对气候的影响也十分相近。通过比较图 2、图 3 及图 4, 我们不难发现, 由于菲律宾以东地区出现了正的降水中心, 对流加强, 从而导致中纬地区 500 hPa 高度场上出现正的高度距平, 高压加强, 进而导致中国东部地区降水减少, 这与文献[1]中所引用的黄荣辉的资料分析结果是十分一致的。

4.4 夏季各月的情况

前面所讨论的主要是夏季平均(6~8月)的东亚异常环流形势。本节我们将重点讨论异常环流的演变。与上一节类似, 我们主要讨论 500 hPa 高度距平场, 850 hPa 距平风场及降水距平场。EP2、EP3 与 EP4 的结果基本相同, 为了节省篇幅, 本文只给出 EP4 逐月的异常环流形势。

图 5a、b、c 分别是 6 月、7 月、8 月 500 hPa 高度距平场。6 月份(图 5a)在中纬地区为一带状的正的高度距平, 在此正距平以北则为负的距平。这种分布形式与夏季季节平均的结果很相近; 7 月份, 副热带地区为正的高度距平, 而在长江以北地区则为负的高度距平; 8 月份, 长江以北为正距平。比较图 5a、b、c 不难发现, 500 hPa 高度距平表现出十分清楚的振荡形式: 6 月份, 北高(正)南低(负); 7 月份, 北低(负)南高(正); 8 月份则又为北高(正)南低(负)。

与 500 hPa 高度距平场类似, 不同月份之间 850 hPa 距平风场差别很大。6 月份(图 6a), 在中纬地区为异常的反气旋式环流, 而在副热带地区则为异常的气旋式环流, 中国东部地区为异常的偏南气流所控制, 热带西太平洋地区出现了异常的偏西风。7 月份的形势有所不同, 在东亚沿岸为异常的气旋式环流, 中国东部地区为异常的反气旋式环流所控制, 而在日本以东地区表现为异常的气旋式环流。东亚沿岸为异常的偏北气流, 热带西太平洋地区异常偏东风。8 月份, 在日本上空为一异常的反气旋式环流, 副热带地区为异常的气旋式环流, 而热带地区则为反气旋式环流, 中国东部地区盛行异常的东北风。就热带地区而言, 8 月份异常风场较其他两个月弱。

图 7a、b、c 分别给出了 6 月、7 月、8 月份的降水距平(EP4-EP1)分布。6 月份, 在中国东部地区为负的降水距平, 而热带西太平洋地区则为正的降水距平; 7 月份, 中国东部地区为弱的正降水距平; 而 8 月份, 在长江以北地区为负的降水距平, 长江以南地区为正的降水距平。与高度距平场类似, 中国东部地区的降水也表现出十分清楚的振荡形势: 6 月份中国东部地区降水偏少, 7 月份偏多, 8 月份则又偏少。

总之, 由于赤道东太平洋地区正 SSTA 的影响, 6 月份, 在中纬地区为一异常反气旋式环流, 而在热带西太平洋地区为异常气旋式环流, 与这种环流形式相对应, 中国东部地区降水偏少。7 月份, 在 500 hPa 高度距平图上, 长江以北地区为负的高度距平, 长江以南地区为正的高度距平, 在 850 hPa, 东亚沿岸为异常的气旋式环流, 因此中国东部地区降水偏多。8 月份, 在 500 hPa 高度距平图上, 长江以北地区为正的高度距平, 在 850 hPa, 中纬地区为异常反气旋式环流, 而热带地区为异常气旋式环流, 与之相对应, 长江以北降水偏少, 而长江以南降水偏多。这些结果表明, 赤道东太平洋 SSTA 的影响不是固定不变, 有明显的随时间变化特征。

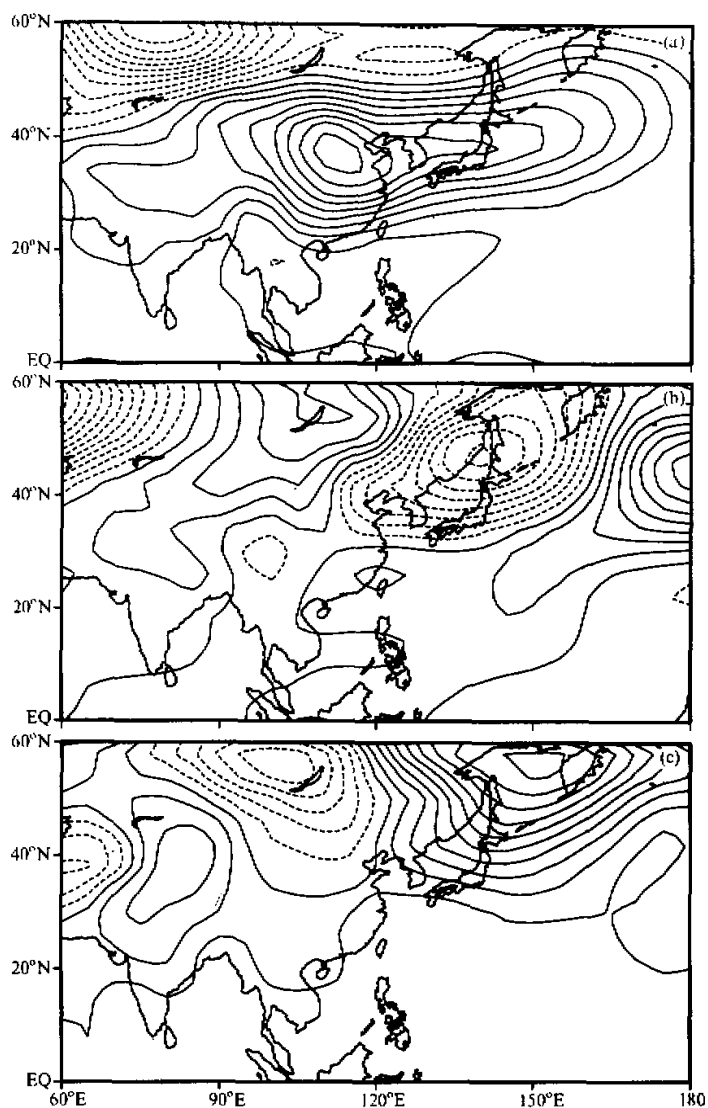


图5 模拟的 500 hPa 高度距平 (1~4 月有 SSTA)
(a) 6 月份; (b) 7 月份; (c) 8 月份。等值线间隔为 6 位势什米

5 东亚异常大气环流随时间的演变

前面所讨论的主要是夏季平均异常环流, 结果表明, 尽管 SSTA 的持续时间不同, 但其引起的夏季东亚地区异常环流形势和气候却十分相似; 同时赤道东太平洋

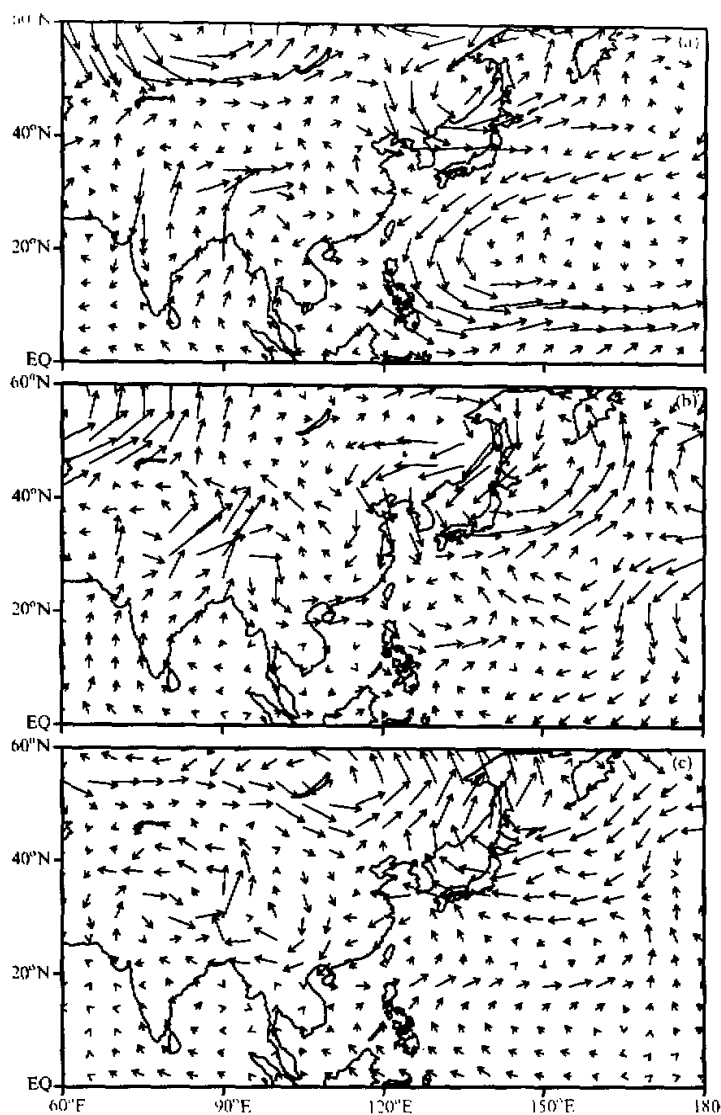


图6 模拟的850 hPa 风场距平(1~4月有SSTA)

(a) 6月份; (b) 7月份; (c) 8月份

SSTA 的影响有随时间变化的特征。本节将重点讨论这种异常环流形势的时间演变。

李崇银等^[12]曾经指出, 热带大气在大气对外源强迫响应中起着十分重要的作用; 外源强迫首先在热带地区引起环流异常, 然后再影响全球大气。为了对前几节的结果做更深入的理解, 本节我们将重点讨论热带大气环流异常随时间的演变。

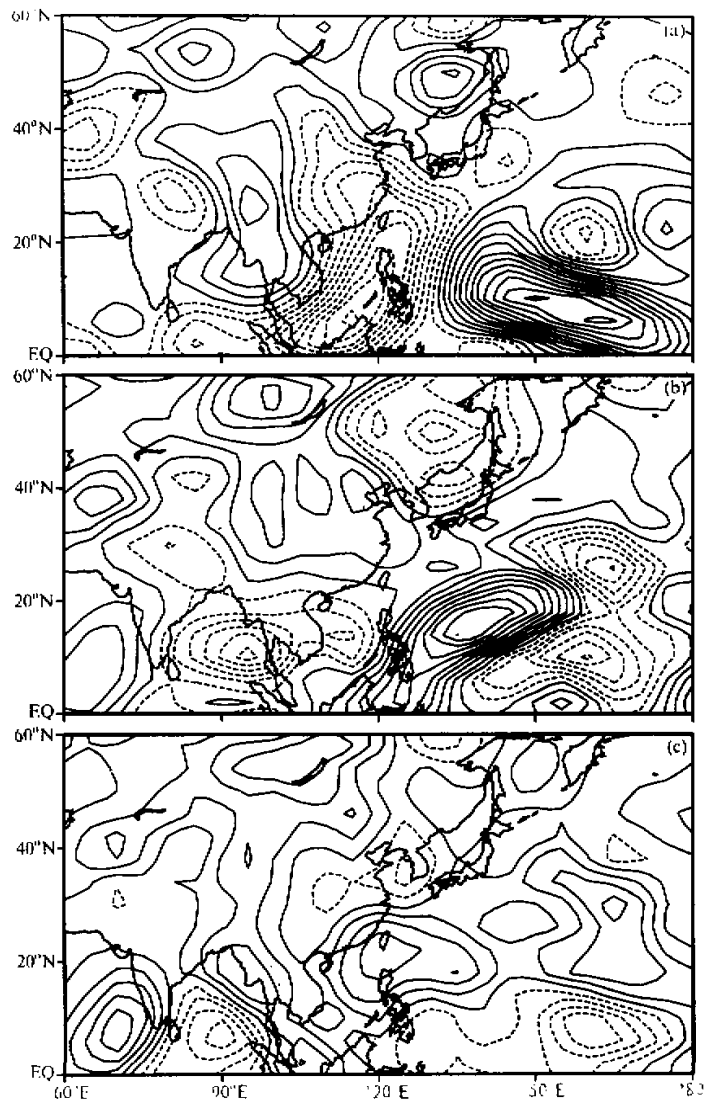


图7 模拟的降水距平(1~4月有SSTA)
(a) 6月份; (b) 7月份; (c) 8月份。等值线间隔为0.02 mm/h

图8a、b、c是 $2^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 850 hPa 纬向风的时间-经度剖面, 分别代表EP2-EP1、EP3-EP1、EP4-EP1的结果。从图中不难发现, 对应于不同时间尺度的SSTA, 850 hPa 纬向风随时间的演变十分相似: 在东亚地区, 1~2月份为偏西风异常, 3月份为偏东风异常, 4~5月为偏西风异常, 随后又为偏东风异常, 而且距平风场在3~6月期间

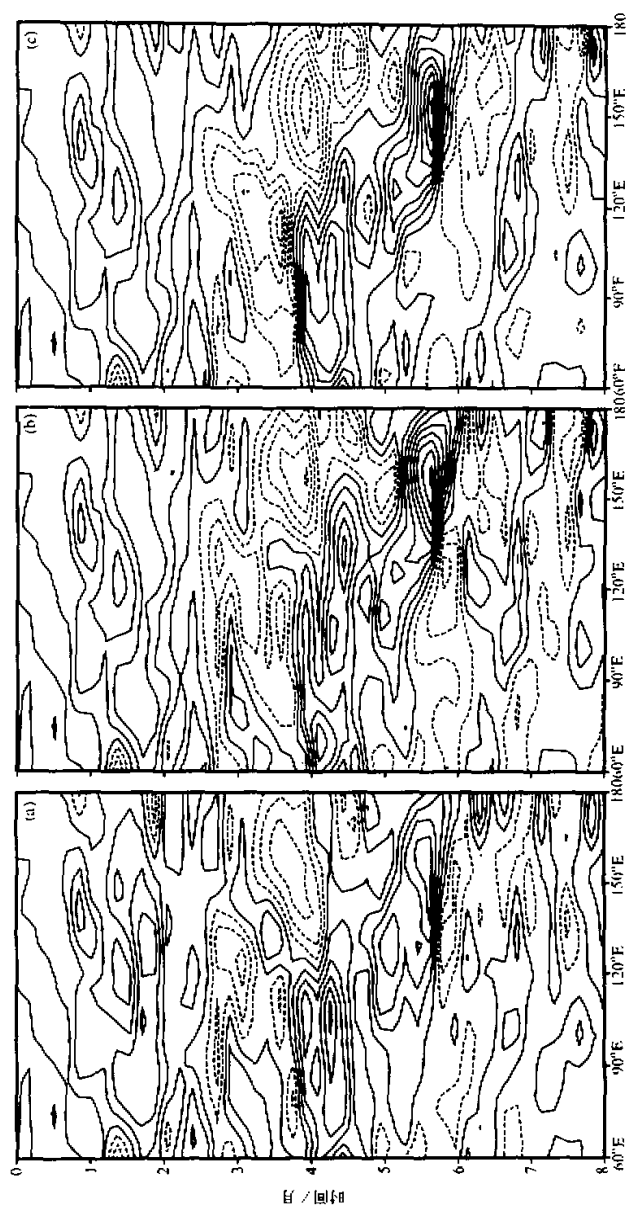


图 8 模拟的 850 hPa 纬向风距平随时间演变 ($2^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$, 等值线间隔为 1 m/s)

(a) 1 月有 SSTA; (b) 1~2 月有 SSTA; (c) 1~4 月有 SSTA

达到极大值。这种风场响应的低频特征也同已有的数值模拟结果相一致^[13], 说明无论外源强迫时间长短, 大气对外强迫的响应都明显地表现出低频遥相应的特征。

观测研究表明^[11], 暖池地区的积云对流与中高纬地区的大气环流有着十分密切关系, 如果暖池地区积云对流偏强, 则西太平洋副高位置偏北, 暖池地区积云对流偏弱, 则西太平洋副高位置偏南。我们用暖池地区的降水近似代替这个地区的积云对流。图 9a 是 $6\sim 18^{\circ}\text{N}$, $115\sim 150^{\circ}\text{E}$ 地区降水异常随时间的演变, 其中实线代表 EP2-EP1 的结果, 断线则为 EP3-EP1 的结果, 点线为 EP4-EP1 的结果。很显然, 尽管 SSTA 的持续时间不同, 但暖池地区的降水随时间的演变却很近似。

从上面的讨论可以看出, 尽管 SSTA 的持续时间不同, 但热带地区的环流异常随时间演变十分相近, 从而导致了夏季中纬地区相似的异常环流形式, 这一点在长江流域

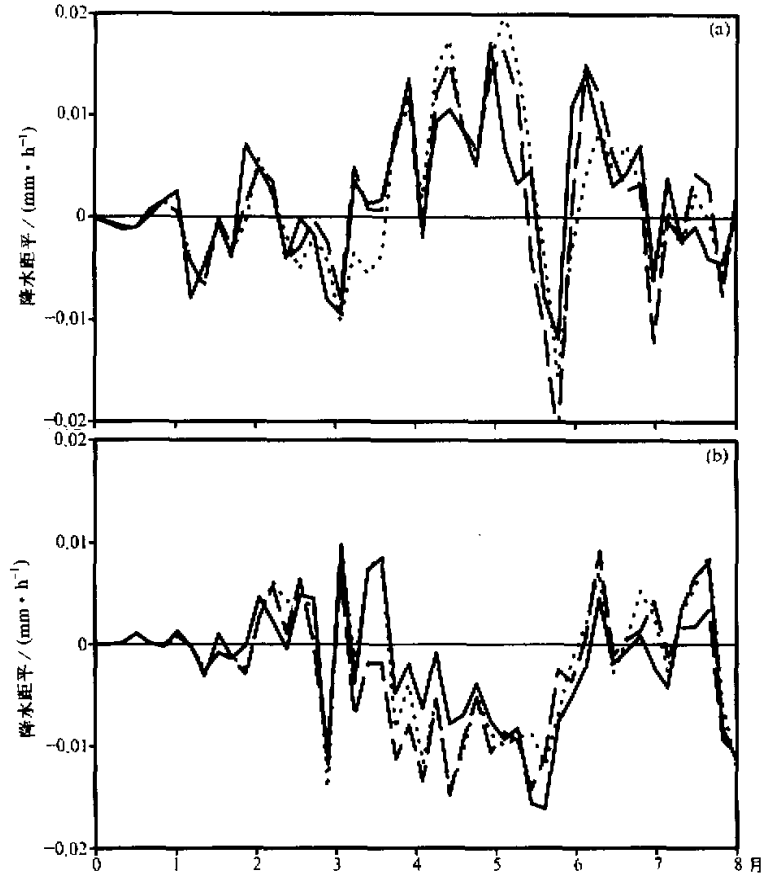


图 9 模拟的降水距平随时间的演变
实线代表 1 月有 SSTA, 虚线代表 1~2 月有 SSTA, 点线代表 1~4 月有 SSTA
(a) $6\sim 18^{\circ}\text{N}$, $115\sim 150^{\circ}\text{E}$; (b) $26\sim 34^{\circ}\text{N}$, $110\sim 120^{\circ}\text{E}$

的降水距平随时间的演变图上也有清楚的反映。图 9b 是 $26^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$, $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$ 地区降水距平随时间的演变, 其中实线为 EP2-EP1 的结果, 断线为 EP3-EP1 的结果, 点线为 EP4-EP1 的结果。同样明显地表明, 对于 3 种异常试验, 长江流域的降水距平有着十分相近的时间演变特征。

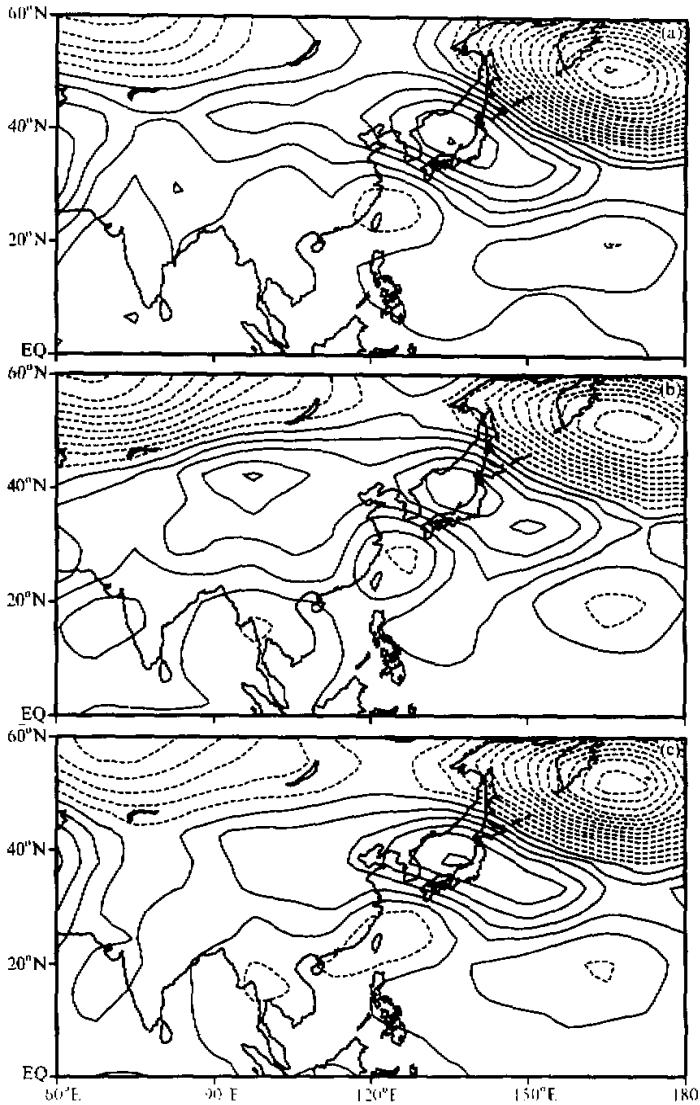


图 10 9 层谱模式模拟的 6~8 月 500 hPa 高度距平
(a) 1 月有 SSTA; (b) 1~2 月有 SSTA; (c) 1~4 月有 SSTA
等值线间隔为 5 位势米

6 模式的依赖性研究

上面我们利用 IAP 两层大气环流模式模拟了赤道东太平洋不同持续时间的 SSTa 对东亚地区大气环流的影响,分析表明,尽管 SSTa 的时间尺度不同,但夏季东亚地区异常环流形势却十分相似。为了对 IAP 两层模式的模拟结果作进一步证实,我们选用 9 层谱模式重复了上述试验,并对其结果进行了分析。

图 10 是夏季 500 hPa 高度距平的分布形势,其中图 10a、b、c 分别是 EP2-EP1、EP3-EP1、EP4-EP1 的结果,与前面的结果一样,尽管 SSTa 的持续时间不同,其响应形势却十分相似:北半球 20~40°N 之间为一正的带状距平,其北侧及南侧均为负的高度距平。并且,这种分布形式与 IAP 两层大气环流模式十分相似。另外,我们还分析了 850 hPa 风场及降水距平的分布,其结果均表明,尽管 SSTa 的时间尺度不同,夏季 850 hPa 风场距平及降水距平的分布形式也十分相似。而且就降水而言,同用 IAP 两层大气环流模式的结果一样,中国东部地区都为负的降水距平。由于篇幅所限,在此我们不再详细讨论。

7 结论

我们利用 IAP 两层大气环流模式,模拟了东亚地区大气环流对 1 月份、1~2 月份及 1~4 月份赤道东太平洋 SSTa 的响应,结论可大致归纳如下:

(1) 就夏季平均而言,尽管 SSTa 的持续时间不同,但 500 hPa 高度距平,850 hPa 距平风场及降水距平的分布形式大致相同,它们的时间演变也十分相似。

(2) 对于夏季逐月环流异常,大气对不同持续时间的 SSTa 的响应形式虽也相似,但不同月份之间存在相当大的差异。例如,6 月份中国东部地区为负的降水距平;7 月份为正的降水距平;8 月份,长江以北为负的降水距平,而长江以南则为正的降水距平。其响应存在着十分清楚的低频振荡形式。

(3) 为了讨论所得出的结论对模式的依赖性,我们还利用 IAP 9 层谱模式模拟了大气对不同持续时间的响应,结论与 IAP 两层大气环流模式的模拟结果十分相似,因此可以认为我们利用 IAP 两层大气环流模式模拟的结果具有一定的普遍性。也就是说,尽管 SSTa 的持续时间不同,但其对东亚地区大气环流的影响却十分相似。

总之,通过数值模拟和前面的讨论我们可以初步认为,赤道东太平洋 SSTa 的出现,作为一种外强迫,对东亚夏季大气环流和气候有极其明显的影响,而这种影响对于 SSTa 持续的时间(1 个月或 4 个月)并不敏感。这在一定意义上意味着,对于短期(季节)气候预测来讲,我们要更多注意 SSTa 的发生(出现)。

本文只是数值模拟的一些结果,至于其物理机制,还有待于做进一步的数值模拟及理论分析研究。

参 考 文 献

- 1 叶笃正、曾庆存、郭裕福, 1991, 当代气候研究, 北京: 气象出版社, 119~120.
- 2 符淙斌、滕星林, 1988, 我国夏季气候异常与埃尔尼诺/南方涛动的关系, 大气科学(特刊), 133~141.
- 3 Blackman, M. L. et al., 1983, A general circulation model study of January climate anomaly patterns associated with interannual variation of equatorial Pacific sea surface temperatures, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1411~1425.
- 4 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.
- 5 Shukla, J. and Wallace, J. M., 1983, Numerical simulation of the atmospheric response to Pacific sea surface temperature anomalies, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1613~1630.
- 6 肖子牛、李崇银, 1992, 大气对外源强迫响应的数值模拟 I. 对赤道东太平洋SSTA的响应, 大气科学, **16**(6), 707~717.
- 7 李崇银、肖子牛, 1993, 大气对外源强迫响应的数值模拟研究 II. 对欧亚中高纬“寒潮”异常的响应, 大气科学, **17**(5), 523~531.
- 8 Zeng Qingcun et al., 1989, Documentation of IAP Two-level Atmospheric General Circulation Model. Prepared for Unites States Department of Energy, TRO44, DOE/ER/60314~H1.
- 9 袁重光、杨芳林等, 1996, 汛期预测的集合预告模拟研究, 大气科学, **20**(5), 593~598.
- 10 Wang Huijun, 1997, On the modelling study of monsoon, *Acta Meteorologica Sinica*, **11**(1), 119~128.
- 11 李伟平, 1996, 亚非季风区季节变化的数值模拟研究, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文.
- 12 李崇银、龙振夏, 1991, 冬季寒潮增暖对我国东部汛期降水影响的数值模拟研究, 气候变化若干问题研究, 北京: 科学出版社, 145~155.
- 13 李崇银、肖子牛, 1991, 赤道东太平洋增暖对全球大气30~60天振荡的激发, 科学通报, **36**, 1157~1160.

A Numerical Study of the Summer Climatic Response in East Asia to Positive SSTA with Different Duration in Equatorial Eastern Pacific

Long Zhenxia and Li Chongyin

(State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The atmospheric responses to positive SSTA with different durations in the eastern equatorial Pacific are studied by using IAP-2-level AGCM and 9-level spectrum AGCM. The analyses of simulated results show that the excited anomalies of atmospheric circulation and climate in East Asia in summer are quite similar even though positive SSTA in the eastern equatorial Pacific is kept for different duration (in January, in January–February and in January–April, respectively); and the excited anomalies also resemble each other in the temporal evolution. Therefore, as an external forcing, the SSTA in the eastern equatorial Pacific will evidently impact the variations of atmospheric circulation and climate in East Asia, but this influence is not sensitive to the duration of SSTA. In a sense, it is shown that the occurrence and intensity of SSTA should be given more attentions to when we predict short-range climate variation with the GCM.

Key words anomalies of sea surface temperature time scale anomalies of atmospheric circulation eastern equatorial Pacific East Asia