

赤道东太平洋海温正异常对西太平洋副高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 LASG 九层大气环流谱模式及 IAP 两层大气环流模式, 模拟研究了不同持续时间的赤道东太平洋海表温度正异常(海表温度异常的持续时间分别为 1 月份, 1~2 月份, 1~4 月份及 1~8 月份, 其他月份为气候 SST)对西太平洋副高的影响。结果表明, 尽管海表温度异常的持续时间不同, 但其引起的西太平洋副高的异常演变及其分布却十分相似; 同时, 季风区的异常降水(进而异常潜热释放)随时间的演变及其分布也存在一定的相似性(对应于不同持续时间的赤道东太平洋的海表温度正异常, 5 月份印度洋至西太平洋地区都表现出赤道辐合带北移偏晚的特征); 季风区降水的这种变化同西太平洋副高的异常是一致的, 从而揭示出这两种现象有可能存在着某种联系。结果还表明, 导致这种大气响应场对赤道东太平洋海表温度异常持续时间不敏感的一个重要原因是大气内部过程的影响: 中纬大气的内部 Rossby 波源维持了热带地区激发的扰动在中高纬的存在, 同时大气内部 Rossby 波源对赤道太平洋地区的海表温度异常持续时间表现出不敏感性, 正是由于这种不敏感性才导致了响应场对赤道太平洋地区海表温度异常持续时间的不敏感性。模拟结果还表明, 在夏季赤道东太平洋存在海表温度正异常的情况, 尽管大气内部动力过程的作用十分重要, 但夏季赤道东太平洋海表温度正异常对夏季西太平洋副高的影响却明显存在, 因此, 基于赤道太平洋地区海表温度异常的夏季西太平洋副高的可预报性受到赤道东太平洋海表温度正异常及大气内部动力过程的双重影响。模式的依赖性研究表明, 模拟结果具有一定的普遍性。

关键词: 西太平洋; 副热带高压; 内部动力过程; 海温异常

1 引言

西太平洋副高是东亚副热带地区一个十分重要的天气气候系统, 它的强度、东西向位置及南北向位置的异常将直接影响中国东部地区的汛期降水。例如, 如果副高位置较往常偏北, 则中国东部地区的雨带位置偏北; 如果副高的位置偏西, 则中国东部地区受暖高压控制, 降水偏少, 气温偏高。因此, 早在 60 年代有关西太平洋副高对中国东部地区汛期降水的影响、西太平洋副高的形成及其变异机制的研究就已成了中国气象学家的一个十分重要的研究课题^[1~3]。

除了大气内部的动力过程以外, 下垫面热力异常, 特别是与 El Niño 相联系的赤道太平洋的海表温度异常 (SSTA), 被认为是影响西太平洋副高的一个十分重要的因

1999-12-17 收到, 2000-02-18 收到修改稿

* 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900“我国重大气候灾害形成机理和预测理论的研究”第一部分及国家自然科学基金资助项目 49635170 共同资助

素: 在 El Niño 期间, 赤道东太平洋海温偏高, 热带西太平洋海温偏低, Walker 环流减弱, 热带西太平洋的对流中心东移, 与此相对应, 副热带高压的位置较往常偏南。因此, 赤道太平洋的 SSTA 已被认为是预测夏季西太平洋副高异常的一个十分重要的预报因子^[4,5]。

然而, 根据 Charney 和 Shukla^[6]的研究, 由于慢变的下垫面异常 (如赤道太平洋地区的 SSTA) 的持续时间较长, 其引起的大气环流异常具有相对较长的持续性, 可预报性较高; 与此相反, 大气内部动力过程的持续时间较短, 其引起的异常环流的可预报性较低。因此, 大气内部动力过程及赤道太平洋 SSTA 的相对贡献如何将直接影响西太平洋异常副高的可预报性。我们的研究已表明大气内部动力过程在东亚大气环流对赤道东太平洋地区正 SSTA 响应中的重要性, 正是由于这种内部动力过程的影响, 才导致了东亚地区大气环流对赤道东太平洋地区正 SSTA 响应的复杂性^[7]。显然, 大气内部动力过程在赤道太平洋 SSTA 影响西太平洋副高过程中的作用是一个十分重要的研究课题, 本文将对这一问题作讨论。

本文第 2 部分将简要介绍所利用的模式及数值试验的设计, 第 3 部分将给出数值试验的结果, 第 4 部分将对本文的结果进行讨论, 第 5 部分给出总结。

2 模式及数值试验的设计

已有研究表明, 大气对外源强迫的响应与模式, 特别是模式的物理过程有关, 对于同样的强迫源, 不同的模式有时会得出不同的结果^[8~10]。因此, 为了使结论具有一定的普遍性, 我们首先分析了 LASG 九层大气环流谱模式的模拟结果, 然后利用 IAP 两层大气环流模式重复了 LASG 九层大气环流谱模式的模拟试验, 以验证 LASG 九层大气环流谱模式的模拟结果。

2.1 IAP 两层大气环流模式

IAP 两层大气环流模式是一个对流层大气的有限差分模式, 模式顶在 200 hPa, 但考虑了平流层顶臭氧对太阳短波辐射的吸收作用, 垂直方向采用归一化的压力坐标, 分为相等的两个层次, 水平方向采用余纬、经度坐标, 分辨率为 4° (纬) $\times 5^\circ$ (经)。模式中的物理过程包括太阳短波辐射、地面和大气的长波辐射、大尺度凝结和小尺度的积云对流加热过程以及大气和它的下垫面之间的热量、水分和动量的湍流交换等。同时该模式还引用参考大气 (即静力扣除), 而把气象量对标准大气的偏差作为模式的预报量。该模式的参数化方案, 如长波辐射、云的预报、对流过程、边界层处理及地面水循环方案与 OSU 模式相同^[11]。值得一提的是, 该模式在所有参加国际模式比较计划的模式当中, 是六个较好的模式之一, 气候预测实践也证实了该模式具有一定的模拟年际变率的能力^[12]。

2.2 LASG 九层大气环流模式

LASG 九层大气环流模式也引入了参考大气 (即静力扣除) 以及新改进的陆面过程 (土壤含水量、地表反照率和雪盖均为预报量), 是九层 15 波菱形截断的全球大气环流谱模式。分辨率近似为 7.5° (经) $\times 4.5^\circ$ (纬) 经纬距, 垂直方向三层位于 800 hPa 以下, 三层位于 200 hPa 以上。模式的物理过程主要包括: 长短波辐射传输, 动力、水

汽和热量的垂直输送, 水平与垂直扩散以及积云对流参数化方案等。对模式控制积分结果的分析表明, 该模式较好地模拟出了大气环流的基本特征及其季节变化^[13]。

2.3 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 SSTA 正距平 (类似 El Niño), 对于 IAP 两层大气环流模式, 海温异常的具体分布是: (170°W ~ 80°W , 14°N ~ 14°S) 的矩形区有 0.5°C 以上的正距平, 其中 (170°W ~ 80°W , 10°N ~ 10°S) 的矩形区有 1.5°C 以上的 SST 正距平, (130°W ~ 90°W , 6°N ~ 6°S) 的矩形区有 2.5°C 的 SST 正距平。在利用九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, 不至于对所得出的结论有太大的影响。

我们共做了四种数值试验, 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); 最后一个异常试验是在 1~8 月份有 SSTA (EP8)。

本文的分析主要基于模式输出的候平均资料, 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, 本文将有四种距平场, 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; EP8-EP1 代表大气对 1~8 月份 SSTA 的响应。本文主要对上述四种距平场进行分析讨论。在 EP2、EP3、EP4 及 EP8 四个试验中, SSTA 的持续时间逐渐变长, 因此通过分析上述四种距平场, 我们就可以初步发现赤道东太平洋 SSTA 的持续时间的作用。

3 数值试验的结果

3.1 异常副高随时间的演变

我们取 (25°N ~ 35°N , 120°E ~ 150°E) 地区的 500 hPa 高度距平代表西太平洋副高异常。图 1 给出了异常副高随时间的演变曲线。从图中不难发现, 尽管 SSTA 的持续时间不同 (分别为 1 月、1~2 月、1~4 月及 1~8 月), 但其引起异常副高随时间的演变却十分相似, 5 月份西太平洋副高偏弱, 6~7 月份西太平洋副高偏强, 8 月份西太平洋副高又偏弱, 表现出低频变化的特点。这种响应场的低频变化的特征与李崇银的数值模拟结果是一致的^[14]。

为了进一步说明西太平洋异常副高对赤道东太平洋正 SSTA 持续时间的不敏感性, 图 2 给出了 5 月份第 4 候 500 hPa 高度距平的分布。在 5 月份第 4 候, 尽管 SSTA 的持续时间不一样, 在日本附近上空都存在一负的高度距平中心, 而在此负中心的南面则为弱的正的高度距平。在其他候也有类似的现象, 例如, 对于不同持续时间的赤道东太平洋正 SSTA, 6 月份第 2 候的情形与 5 月份第 4 候正好相反, 在日本附近上空都为一正的高度距平中心 (图略)。因此, 从西太平洋异常副高随时间的演变及候平均 500 hPa 高度距平的分布来看, 尽管 SSTA 的持续时间逐渐增加, 但其所引起的异常副高随

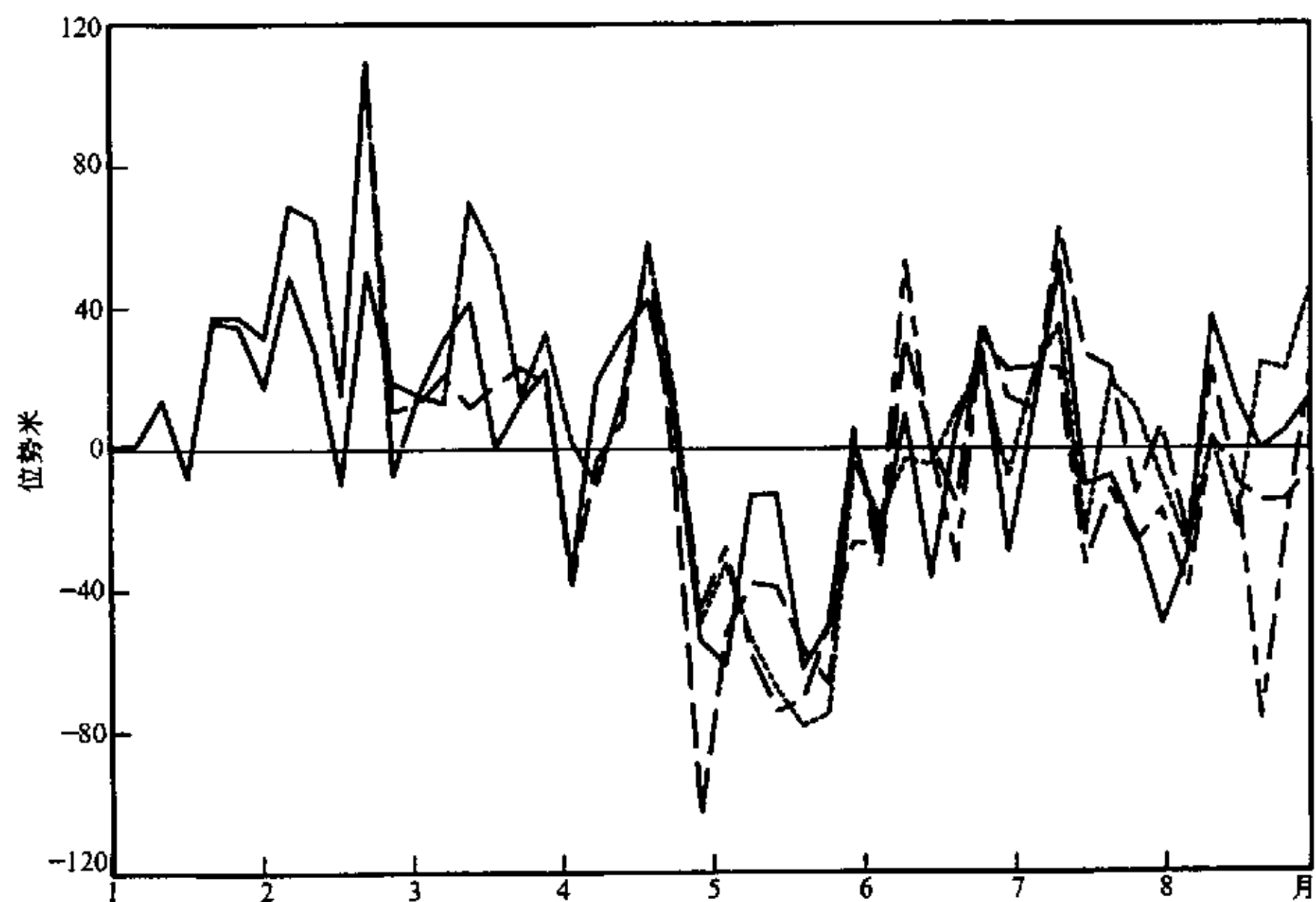


图1 (25~35°N, 120~150°E) 地区的 500 hPa 高度距平随时间的演变 (单位: 位势米)
其中, ——: EP2-EP1; ---: EP3-EP1; -·-·-: EP4-EP1;: EP8-EP1

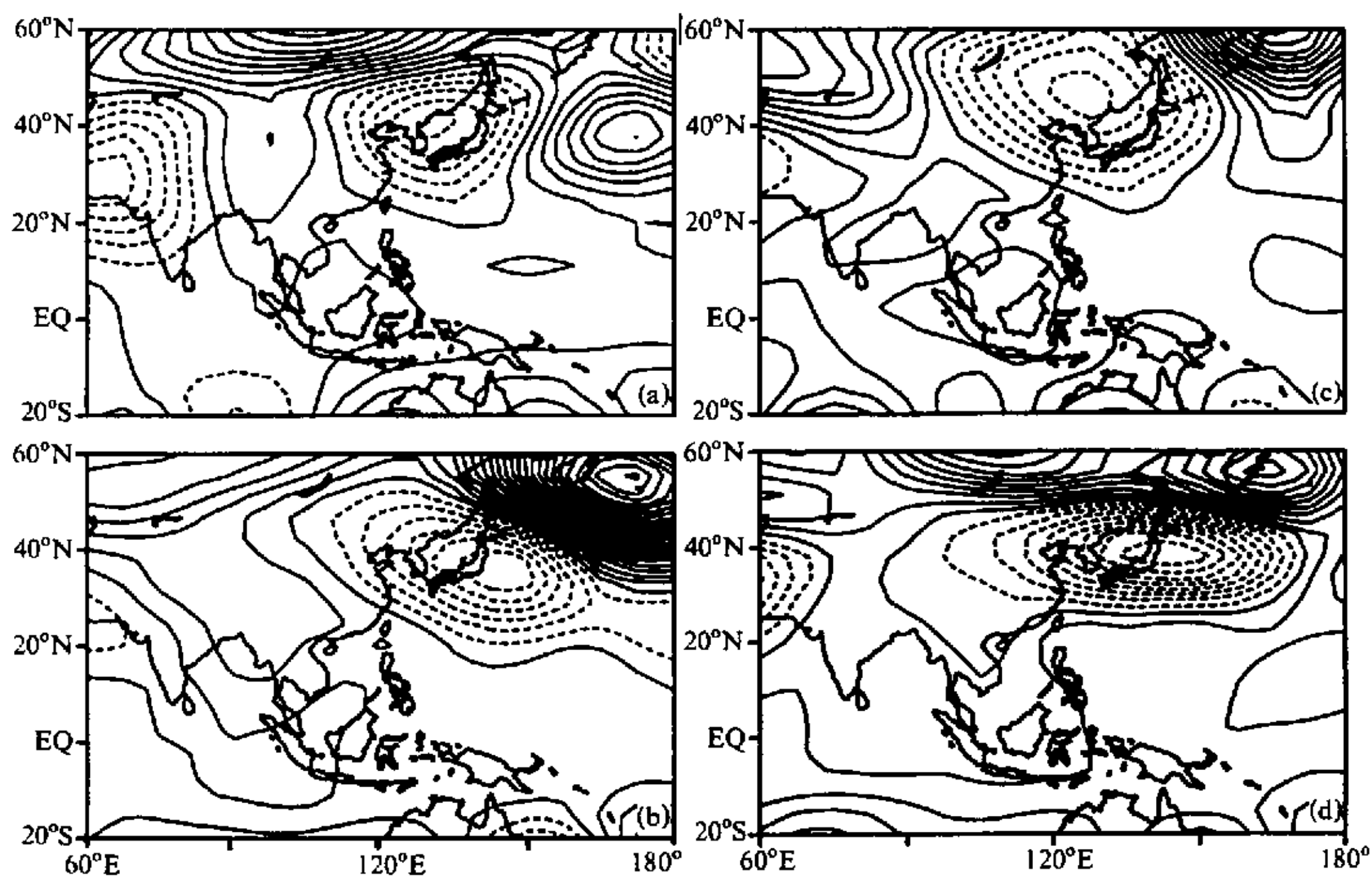


图2 5 月份第 4 候 500 hPa 高度距平的分布 (单位: 位势米, 等值线间距: 18 位势米)
(a) EP2-EP1; (b) EP3-EP1; (c) EP4-EP1; (d) EP8-EP1

时间的演变及其分布却十分相似, 表现出对 SSTA 持续时间的不敏感性。同时, 在候平均图上还可以看出, 在 1~8 月份存在 SSTA 情况下, 其 500 hPa 高度距平的分布相对其他几个数值试验有一定的差异: 5 月份第 4 候, EP8-EP1 在日本上空的负距平中心明显偏强, 相反, 在 6 月份第 2 候日本上空的正距平中心明显偏弱, 而且其位置偏东。

3.2 夏季西太平洋异常副高的分布

图 3 给出了夏季 (6~8 月份) 平均 500 hPa 高度距平的分布, 同西太平洋异常副高随时间的演变相似, 对于不同持续时间的赤道东太平洋地区的正 SSTA, 夏季西太平洋异常副高的分布也十分相似, 在日本上空表现为一正的高度距平中心。同时我们也可以看出, 如果夏季赤道东太平洋存在正 SSTA (EP8), 其高度距平 (EP8-EP1) 的分布与其他异常试验有着明显的差别。在 EP8-EP1 的分布图上, 日本上空的正高度距平中心明显弱于其他几个异常试验, 且其位置较为偏东, 同时中国东部地区为弱负的高度距平所控制 (其他异常试验为正的高度距平), 体现出夏季 SSTA 对西太平洋副高的影响。这一特征在月平均图上也有所体现 (图 4)。图 4 给出了 7 月份 500 hPa 高度距平的分布, 对于不同的异常试验, 在日本上空都表现为正的高度距平中心, 但 EP8-EP1 的正距平的强度明显弱于其他几个异常试验, 6 月份及 8 月份的情况也基本相似 (图略)。因此, 夏季赤道东太平洋的正 SSTA 确实对西太平洋副高有一定的影响。在后面的讨论中我们将会证实, 大气内部的动力过程导致了响应场对赤道东太平洋正 SSTA 持续时间的不敏感性; 另外, 根据已有的观测研究, 夏季赤道东太平洋的正 SSTA 使夏季西太平洋副高位置偏南。因而我们认为, 在夏季平均图上, 大气内部动力过程及赤

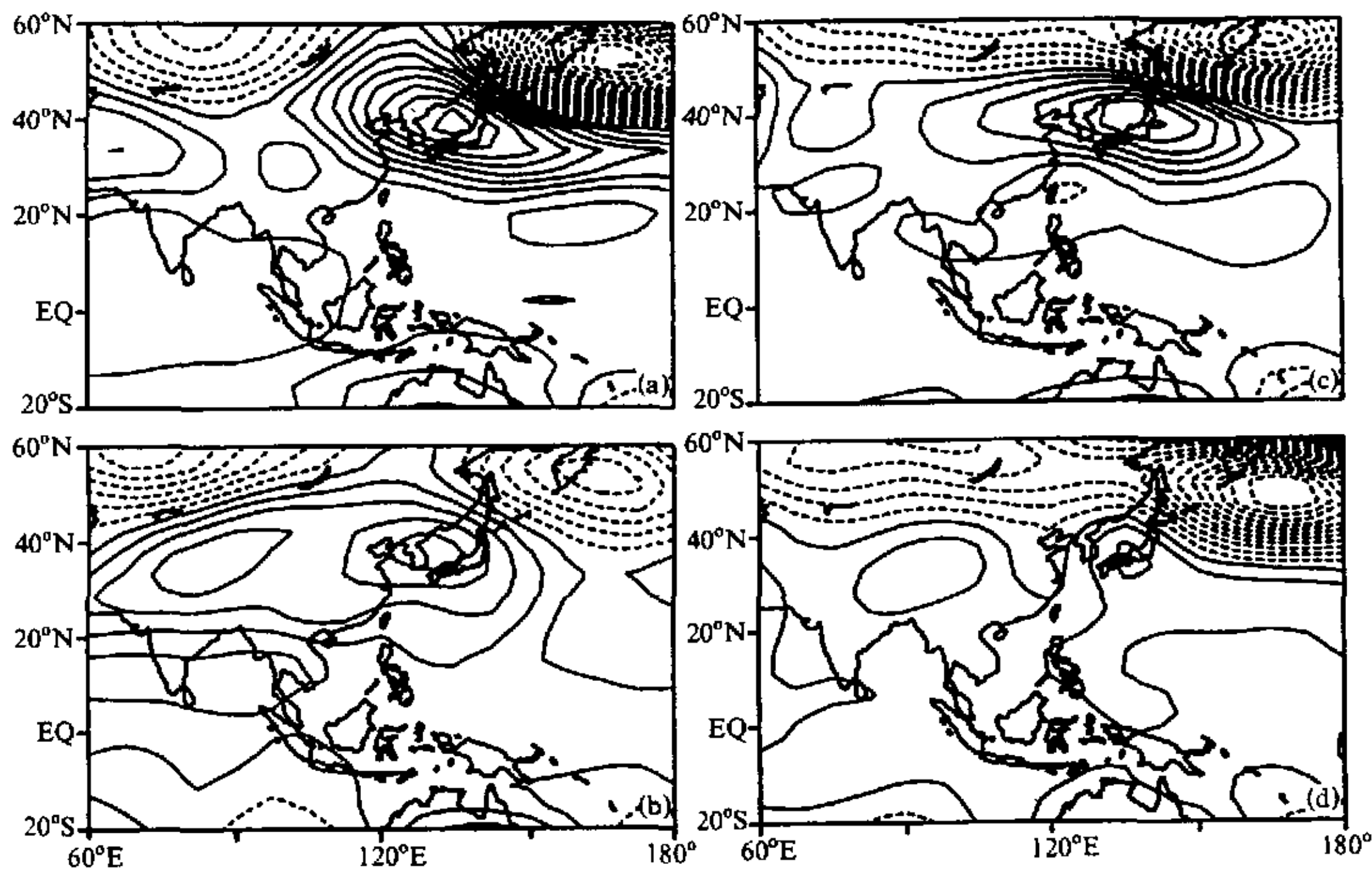


图 3 夏季 (6~8 月份) 500 hPa 高度距平的分布 (单位: 位势米, 等值线间距: 6 位势米)

(a) EP2-EP1; (b) EP3-EP1; (c) EP4-EP1; (d) EP8-EP1

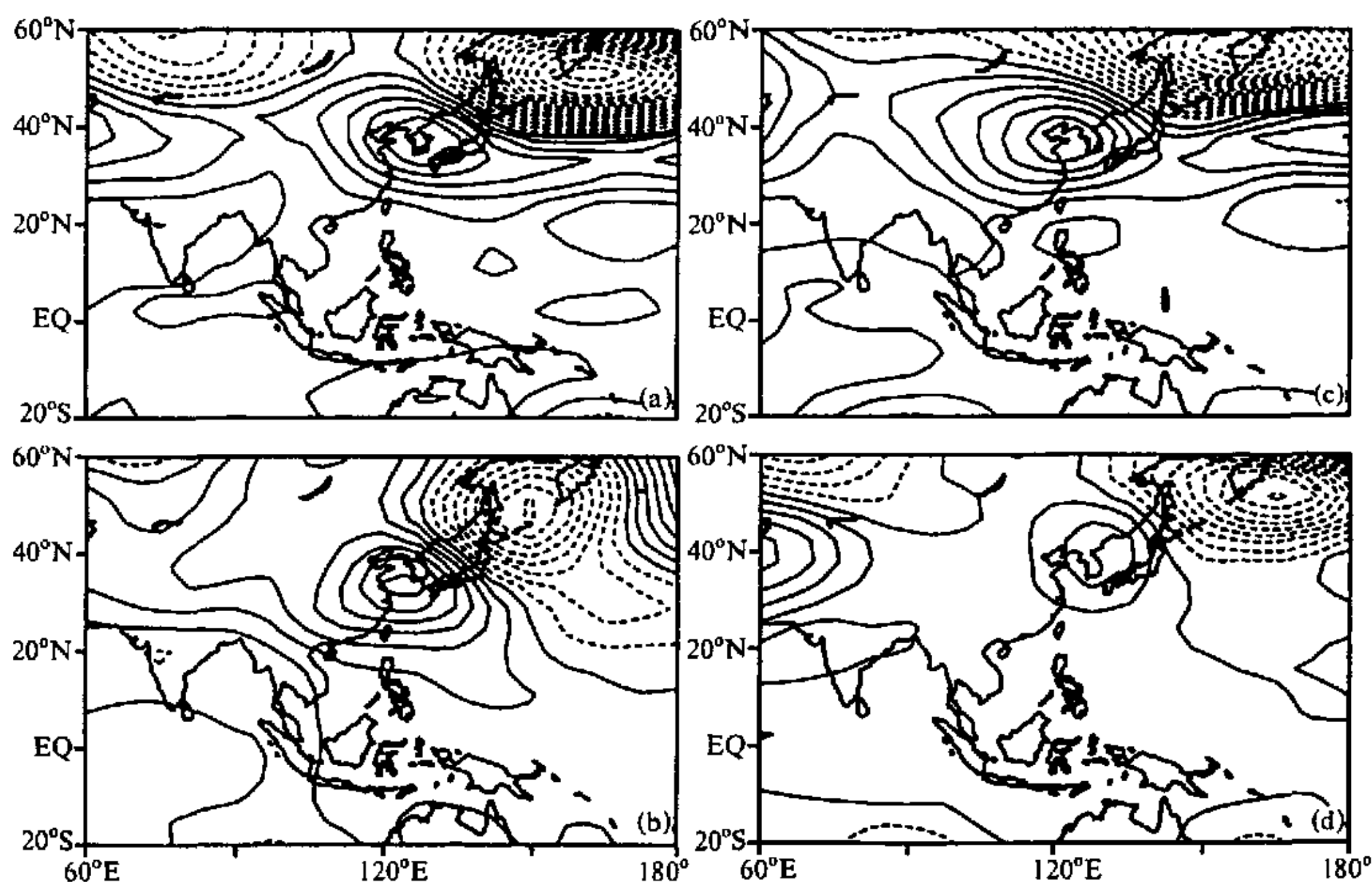


图4 7月份500 hPa高度距平的分布(单位: 位势米, 等值线间距: 10位势米)

(a) EP2-EP1; (b) EP3-EP1; (c) EP4-EP1; (d) EP8-EP1

道东太平洋正 SSTA 的影响都有清楚的表现: 大气内部动力过程使响应场对赤道东太平洋正 SSTA 的持续时间表现出不敏感性, 而赤道东太平洋正 SSTA 则可能会导致夏季西太平洋副高位置偏南。因此, 从我们的模式结果看, 在考虑西太平洋副高的可预报性时, 除了要注意慢变的下垫面影响, 还要注意大气内部动力过程的作用。

3.3 季风区降水随时间的演变

我们的研究表明, 在大气对外源强迫响应中热带大气起着十分重要的作用^[15]。Simmons 等人^[16]的研究也显示, 热带印度洋及西太平洋地区的强迫最有利于引起北太平洋地区的大气环流和气候的异常, 因此, 为了更进一步说明对于不同持续时间的赤道东太平洋地区正 SSTA, 西太平洋异常副高随时间演变及其分布的相似性, 图5给出了季风区降水(近似代表对流潜热释放)随时间的演变。从图中可以看出, 尽管 SSTA 的持续时间不同, 季风区异常降水随时间的演变也十分相似, 5月份降水偏少, 6~7月份偏多, 这种演变形势与西太平洋异常副高十分相似, 负的降水距平对应于负的500 hPa高度距平(5月份), 正的降水距平对应于正的500 hPa高度距平(6~7月份), 从而暗示了季风区异常潜热释放与西太平洋异常副高之间的某种联系。同时从图5还可以看出, 季风区异常降水随时间的演变与 EP1 的总降水量随时间的演变具有反位相的特征, 从而说明响应场的低频变化可能是由模式大气的背景场所决定的。图6给出了5月份降水距平的分布, 与上述降水距平随时间的演变相一致, 5月份, 对于不同持续时间的赤道东太平洋 SSTA, 季风区基本上表现为负的降水距平, 其南面则为正的降水距平, 表现为赤道辐合带北移偏晚的特征。因此, 无论是季风区降水异常随时间的演变,

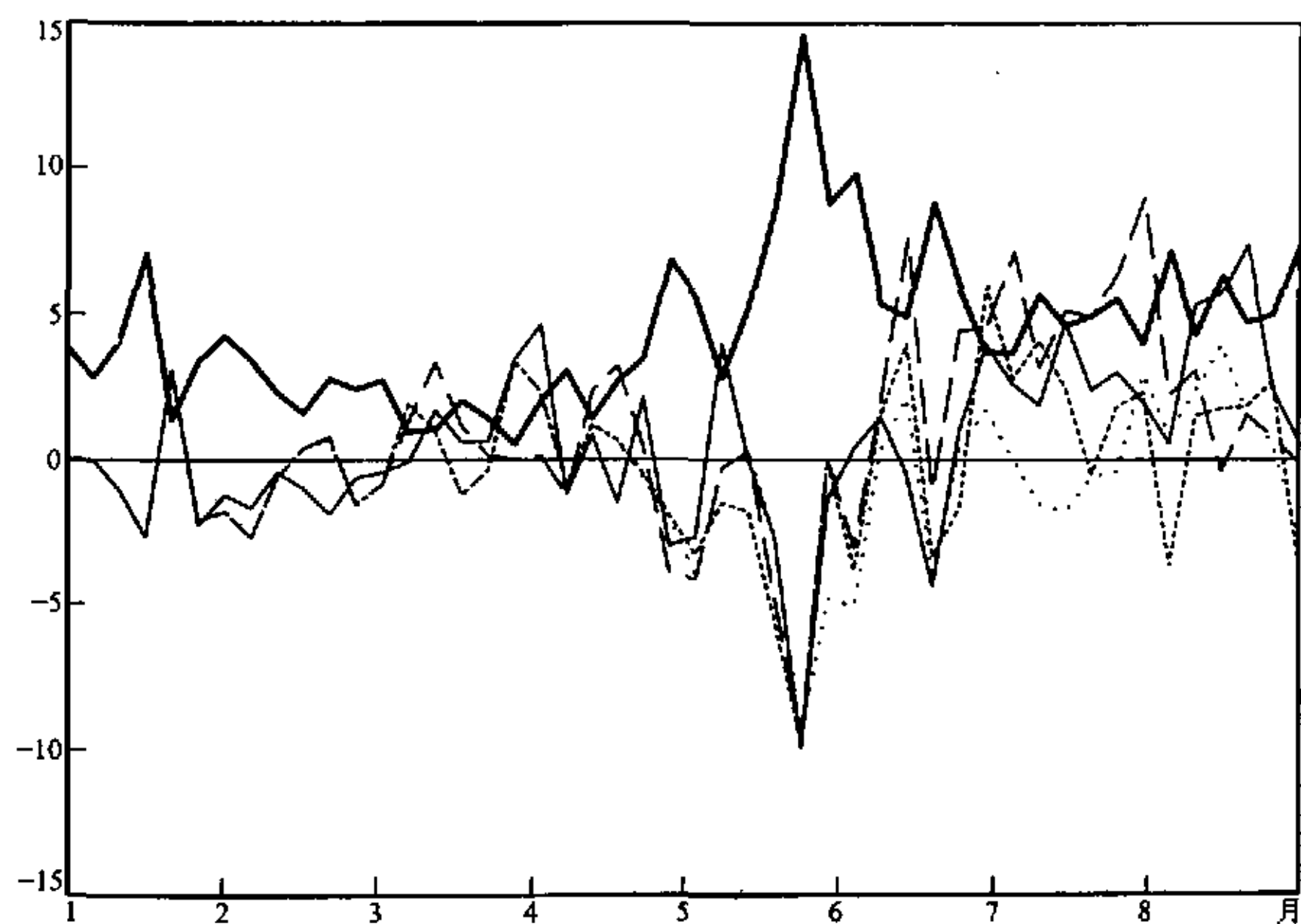


图 5 (10~15°N, 60~150°E) 地区降水随时间的演变

其中, ———: EP2-EP1; - - -: EP3-EP1; - · - · -: EP4-EP1; ·····: EP8-EP1
粗实线则为 EP1 的总降水量, 单位: mm

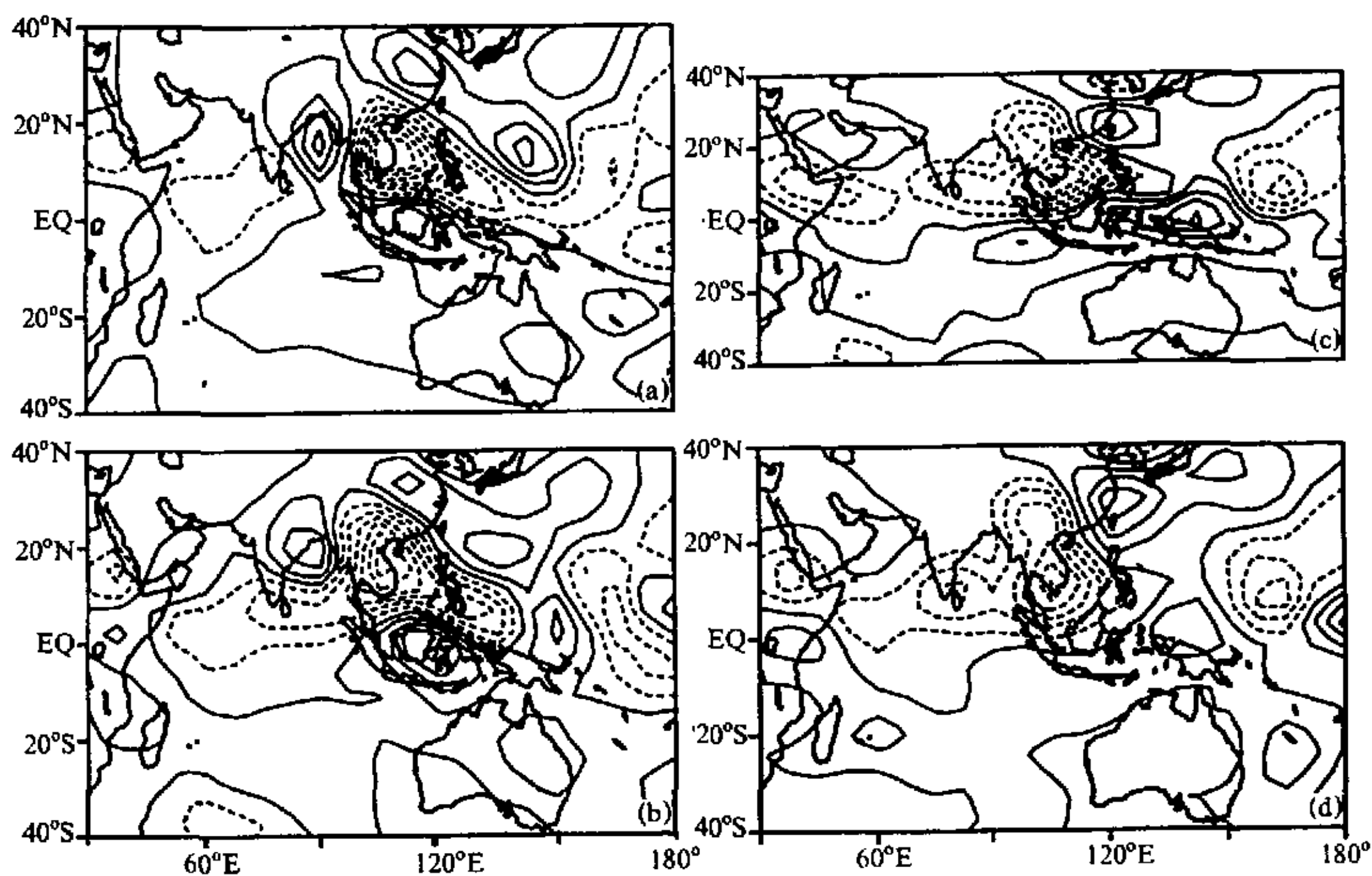


图 6 5 月份降水距平分布 (单位: 位势米, 等值线间距: 2 mm)

(a) EP2-EP1; (b) EP3-EP1; (c) EP4-EP1; (d) EP8-EP1

还是异常降水的分布都表现出对赤道东太平洋正 SSTA 持续时间的不敏感性。

3.4 模式的依赖性

在前面我们已经指出, 大气对外源强迫的响应模式具有一定的依赖性, 为了使我们的结论具有一定的普遍性, 我们利用 IAP 两层大气环流模式重复了前面的数值试验。图 7 给出了夏季 500 hPa 高度距平的分布, 对于不同持续时间的赤道东太平洋地区的正 SSTA, 日本至中国东部地区上空基本上为正的高度距平所控制, 但同时, 相对于其他几个异常试验, EP8-EP1 在日本上空的异常正高度距平位置偏南, 在日本北部基本上为负高度距平控制, 体现出夏季赤道东太平洋正 SSTA 的影响, 这与 LASG 九层大气环流谱模式的结果基本上是一致的。因此, 通过比较不同模式的模拟结果可以看出, 我们利用 LASG 九层大气环流谱模式的模拟结果并不依赖于某个特定的模式, 具有一定的普遍性。

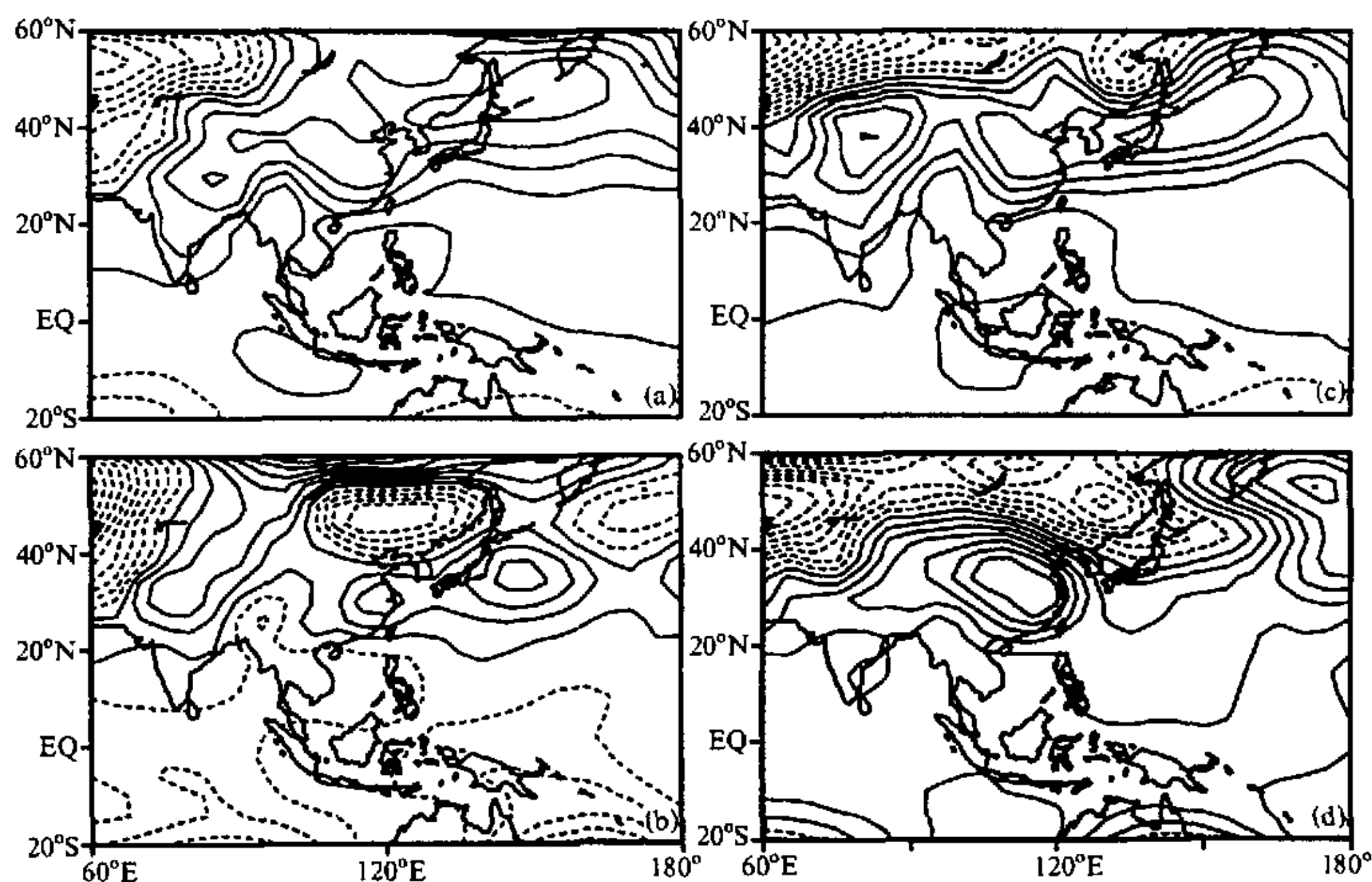


图 7 夏季 (6~8 月份) 500 hPa 高度距平的分布, 但为 IAP 两层大气环流模式的模拟结果 (单位: 位势米, 等值线间距: 4 位势米)
(a) EP2-EP1; (b) EP3-EP1; (c) EP4-EP1; (d) EP8-EP1

4 模拟结果的解释

4.1 异常副高对赤道东太平洋持续时间的不敏感性

在热带地区的扰动沿着二维 Rossby 波列影响中高纬大气的过程中, 中纬度大气内部动力过程 (大气内部的 Rossby 波源) 起着十分重要的作用。如果不考虑这种 Rossby 波源的作用, 那么单纯由热带地区引起的中高纬地区的扰动是很弱的^[17]。Simmons 的研究表明扰动在向中高纬传播的过程中, 通过与基本流相互作用, 在北太平洋急流出口区附近从基本场获得能量, 扰动得以增长, 其中最主要的贡献来自于

$-u'^2[\partial\bar{u}/\partial x]^{[16]}$ 。研究也显示, 北太平洋地区风暴轴附近的高频瞬变波的动量通量对于中高纬地区的响应的维持也起着十分重要的作用^[18,19]。正是由于这种大气内部的动力过程的作用, 才使热带地区传来的扰动在中高纬地区得以维持。

至于引起响应场对赤道东太平洋正 SSTA 持续时间的不敏感性的原因, 可从已有的研究中得到启示。Webster 等人^[20]曾经指出, 在赤道地区的对流层上层, 由于赤道纬向偏西风的存在, 在最大偏西风的东侧存在一能量累积区, 无论热带地区的扰动位置如何, 随着时间的推移, 最终都会在该区域产生较大的扰动, 进而影响中高纬地区, 表现出对热带地区扰源的位置的不敏感性。Sardeshmukh 等^[21]利用涡度方程研究了中纬地区 Rossby 波源在大气对外源强迫中的作用, 指出中纬地区 Rossby 波源, 特别是其中的散度风的涡度平流作用在中高纬大气对热带地区扰动的响应中起着十分重要的作用; 同时该研究还表明, 中纬地区的 Rossby 波源的位置与气候的基本态有关, 特别是与副热带西风急流的位置有关, 对热带地区的扰动的位置并不十分敏感, 正是由于这种原因导致了中高纬地区的响应场对热带地区的扰动位置的不敏感性。一系列的数值模拟结果也证实了这种不敏感性的存在。例如, 在 Sardeshmukh 的研究中扰源分别位于赤道印度洋、赤道西太平洋及赤道东太平洋, 尽管扰源的位置不同, 但其引起的响应场分布却具有一定的相似性, 表现出对扰源位置的不敏感性。

我们也仔细分析了高层响应场随时间的演变, 在模式积分的最初阶段, 响应场对 SSTA 较为敏感, 但随着积分的持续, 对 SSTA 的不敏感性首先出现在北太平洋地区, 但与此同时, 在赤道地区响应场的差异是明显存在的 (图略), 这与 Sardeshmukh 的研究结果是基本一致的。因此, 我们认为, 中高纬地区的大气内部的 Rossby 波源的作用是导致了本研究中中高纬地区的响应场对赤道太平洋地区正 SSTA 持续时间的不敏感性的主要原因。正是由于中纬地区的 Rossby 波源对赤道东太平洋地区 SSTA 细节的不敏感性导致了西太平洋异常副高对赤道东太平洋正 SSTA 持续时间的不敏感性; 同时由于中高纬大气的 Rossby 波源的位置主要由气候基本场所决定, 因此就导致了季风区异常降水随时间的演变是由背景场所决定。为了更说明这个问题, 我们将对模拟结果作进一步的诊断分析。

涡度方程为

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla\right)\zeta = -\zeta D + F, \quad (1)$$

其中, ζ 为绝对涡度, D 为散度, $\mathbf{V}$ 为水平风场, F 为摩擦项。设 $\bar{\mathbf{V}} = \mathbf{V}_\psi + \mathbf{V}_\lambda$, 其中 $\mathbf{V}_\psi$ 和 $\mathbf{V}_\lambda$ 为旋转风和散度风。

$S = -\mathbf{V}_\lambda \cdot \nabla \zeta - \zeta D$, S 为 Rossby 波源, 那么涡度方程变为

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{V}_\psi \cdot \nabla\right)\zeta = S + F, \quad (2)$$

上述方程对基本流 ($\bar{\mathbf{V}}_\psi$, $\bar{\mathbf{V}}_\lambda$) 进行线性化, 可得

$$S' = -\nabla \cdot (\mathbf{V}'_\lambda \bar{\zeta}) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{V}}_\lambda \zeta') = \bar{\zeta} D' - \mathbf{V}'_\lambda \cdot \nabla \bar{\zeta} - \bar{D} \zeta' - \bar{\mathbf{V}}_\lambda \cdot \nabla \zeta'.$$

我们对 200 hPa 的风场进行了诊断, 诊断结果显示, 对 S' 贡献最大的是 $-\mathbf{V}'_\lambda \cdot \nabla \bar{\zeta}$ (图 8)。从图 8 中可以看出, 尽管赤道东太平洋正 SSTA 的持续时间不

同, 但 $-V_{\lambda} \cdot \nabla \bar{\zeta}$ 对东太平洋正 SSTA 的持续时间并不十分敏感, 因此是导致西太平洋异常副高对赤道东太平洋地区的正 SSTA 的持续时间不敏感的主要原因。

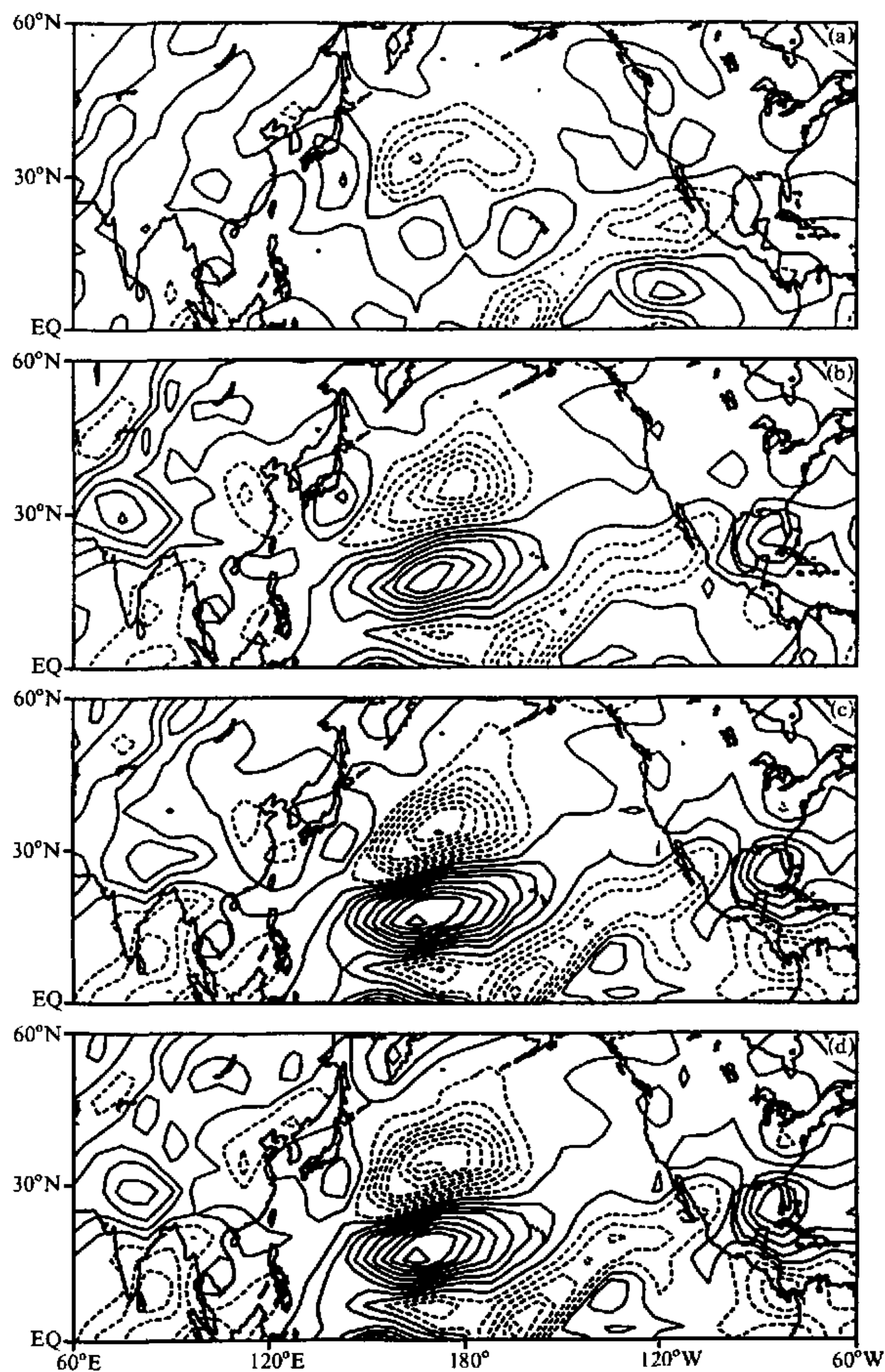


图 8 夏季 (6~8 月份) 200 hPa $-V_{\lambda} \cdot \nabla \bar{\zeta}$ 的分布, 但为 LASG 九层大气环流谱模式的模拟结果
(单位: s^{-2} , 等值线间距: $5 \times 10^{-12} s^{-2}$)

(a) EP2-EP1; (b) EP3-EP1; (c) EP4-EP1; (d) EP8-EP1

4.2 夏季赤道东太平洋 SSTA 对西太平洋副高的影响

由于大气内部动力过程的作用, 太平洋异常副高显示出对赤道东太平洋正 SSTA 持续时间的不敏感性。要进一步说明的是, 赤道东太平洋正 SSTA 对西太平洋副高的影响是明显存在的, 这在前面比较 EP8-EP1 同其他几个异常试验时就可以发现这一点。如果利用集合平均 (ensemble) 的方法部分消除大气内部动力过程的影响, 就可以明显地看出赤道东太平洋 SSTA 对西太平洋副高影响的存在, 而且与观测也较为一致 (图略)。为了更进一步说明 SSTA 影响的存在, 我们还利用 LASG 九层大气环流谱模式模拟了赤道东太平洋负 SSTA 对夏季西太平洋副高的影响。该试验中 SSTA 的分布与正 SSTA 时相同但符号相反。图 9a 给出了 1~8 月份赤道东太平洋存在负 SSTA 情况下夏季 500 hPa 高度距平的分布, 与图 3 相比较可以看出, 1~8 月份赤道东太平洋为负 SSTA 时夏季 500 hPa 高度距平的分布与 1~8 月份赤道东太平洋为正 SSTA 时有较大的差别, 在正 SSTA 情况下, 中国东部地区为负高度距平, 其东南侧为正高度距平, 表现出副高偏南的特点 (图 3), 对应于这种异常形势, 中国东部地区降水偏多 (图 9c); 相反, 在赤道东太平洋为负 SSTA 时, 在西太平洋北面为正高度距平, 南面为负高度距平, 表现出副高偏北的特征 (图 9a), 中国东部地区降水偏少 (图 9b)。

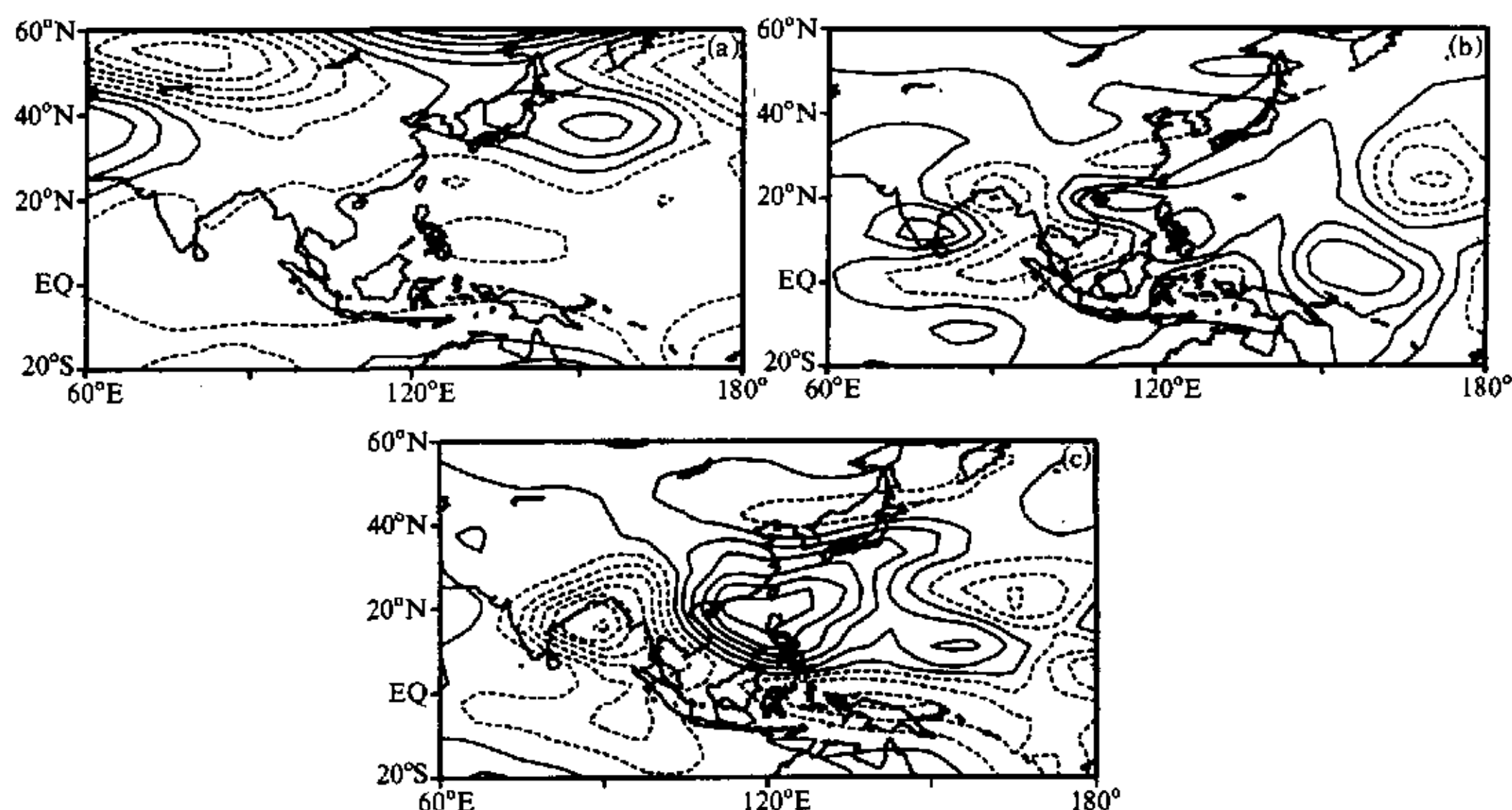


图 9 夏季 500 hPa 高度距平及降水距平的分布

- (a) 负 SSTA 引起的夏季 500 hPa 高度距平的分布, 单位: 位势米, 等值线间距: 6 位势米;
(b) 负 SSTA 引起的夏季降水距平的分布, 单位: mm, 等值线间距: 1 mm; (c) 正 SSTA 引起的夏季降水距平的分布, 单位: mm, 等值线间距: 1 mm

为了说明初始场的作用, 我们还利用 LASG 九层大气环流谱模式模拟了不同月份赤道东太平洋正 SSTA 对西太平洋副高的影响。在该试验中, 正 SSTA 的分布与前面相同, 但 SSTA 分别存在于 2 月份、3 月份、4 月份及 5 月份, 其他月份为气候的 SST。图 10 给出了不同月份赤道东太平洋正 SSTA 引起的 500 hPa 高度距平, 与图 3

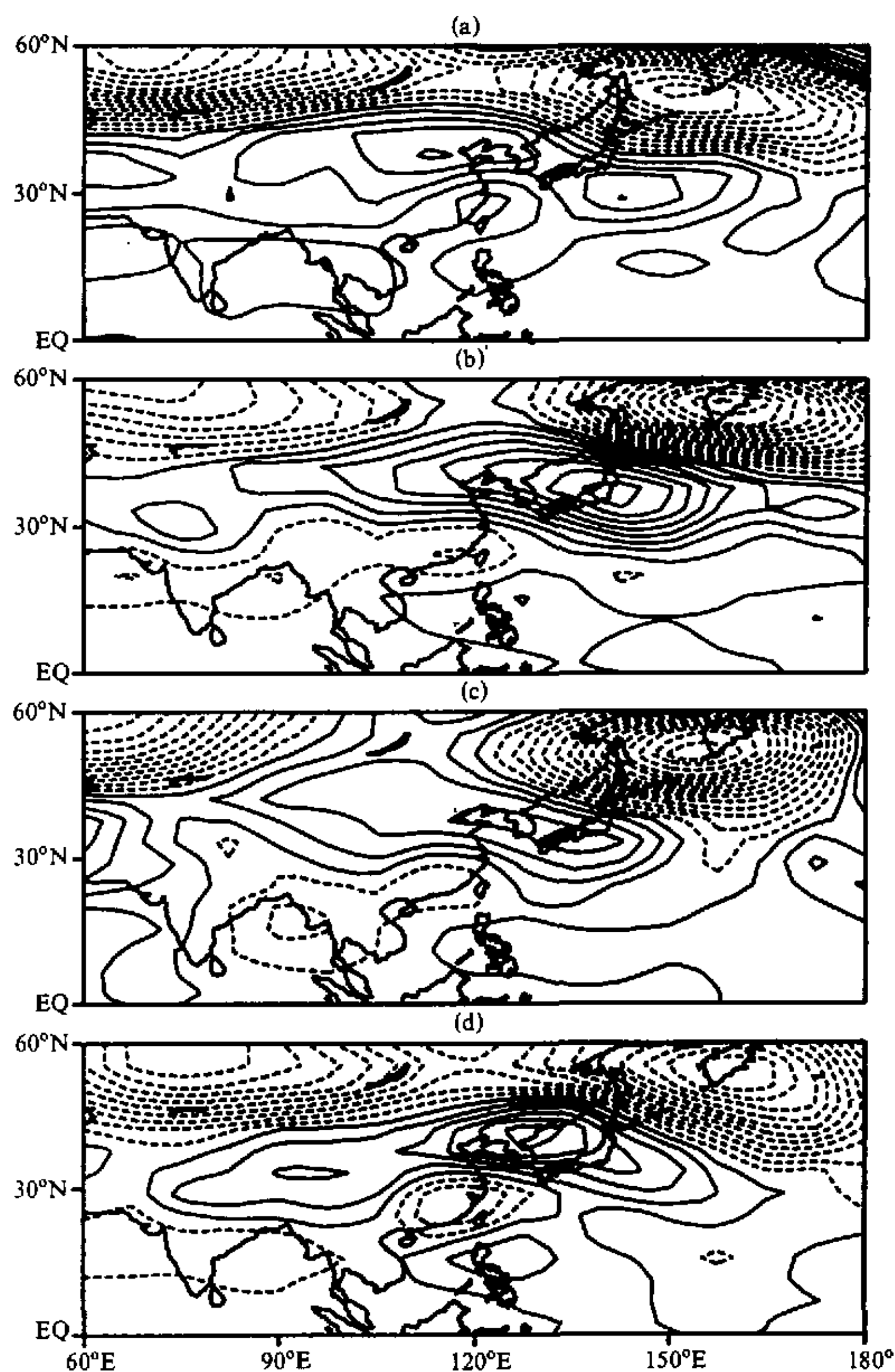


图 10 不同月份赤道东太平洋正 SSTA 引起的夏季 500 hPa 高度距平的分布

(单位: 位势米, 等值线间距: 6 位势米)

- (a) 2 月份为正 SSTA, 其他月份为气候 SST; (b) 3 月份为正 SSTA, 其他月份为气候 SST;
(c) 4 月份为正 SSTA, 其他月份为气候 SST; (d) 5 月份为正 SSTA, 其他月份为气候 SST

相比较可以看出, 尽管 SSTA 的月份不同, 但其引起的异常副高的分布是较为相似的, 在长江以北表现为一带状的正的高度距平, 因此, 我们认为初始场可能不是引起大气的响应场对赤道太平洋 SSTA 的持续时间不敏感性的主要原因。

另外, 从前面的讨论中还可以看出, 中纬地区 Rossby 波源主要与气候的背景场有

关, 夏季气候的背景场与冬春季有较大的差别 (图略), 这也可能是导致夏季 EP8-EP1 不同于其他几种距平分布的主要原因。因此, 在考虑夏季西太平洋副高的可预报性时, 除了要注意赤道太平洋地区的 SSTA 的影响, 还要注意大气内部动力过程的作用。

5 结论

通过前面的分析, 我们可以得出以下几点结论:

(1) 利用 LASG 九层大气环流谱模式及 IAP 两层大气环流模式, 研究了不同持续时间的赤道东太平洋正 SSTA (SSTA 的持续时间分别为 1 月份、1~2 月份、1~4 月份及 1~8 月份, 其他月份为气候 SST) 对西太平洋副高的影响, 结果表明, 尽管 SSTA 的持续时间不同, 但其引起的西太平洋异常副高的演变及其分布却十分相似; 同时季风区的异常降水 (进而异常潜热释放) 随时间的演变及其分布也存在一定的相似性 (对应于不同持续时间的赤道东太平洋的正 SSTA, 5 月份印度洋至西太平洋地区都表现出赤道辐合带北移偏晚的特征); 模拟的季风降水与西太平洋副高异常的类似演变特征, 与资料分析指出的两者关系相当一致。

(2) 国外已有的研究曾指出, 中纬度大气环流对热带地区的强迫响应对强迫源的地理位置并不很敏感, 本文的研究结果进一步表明, 中纬度大气环流的响应也对热带外强迫的时间尺度并不很敏感。

(3) 结果还表明, 导致这种大气响应场对赤道东太平洋 SSTA 持续时间不敏感的一个重要原因是大气内部过程的影响: 中纬大气的内部 Rossby 波源维持了热带地区激发的扰动在中高纬的存在, 同时大气内部 Rossby 波源并不主要为热带 SSTA 所决定, 从而也就对赤道太平洋 SSTA 持续时间表现出不敏感性, 正是由于这种不敏感性才导致了响应场对赤道太平洋地区 SSTA 持续时间的不敏感性。

(4) 在夏季赤道东太平洋存在正 SSTA 的情况下, 尽管大气内部动力过程的作用十分重要, 但夏季赤道东太平洋正 SSTA 对夏季西太平洋副高的影响也明显存在, 因此, 基于赤道太平洋地区 SSTA 的夏季西太平洋副高的可预报性受到赤道东太平洋正 SSTA 及大气内部动力过程的双重影响。

不同模式结果的比较表明, 我们的模拟结果具有一定的普遍性。

参 考 文 献

- 1 陶诗言, 徐淑英, 夏季江淮流域持久性干旱现象的环流特征, 气象学报, 1962, 32, 1~10.
- 2 陶诗言, 徐淑英, 郭其蕴, 夏季东亚热带和副热带地区经向和纬向环流型的特征, 气象学报, 1962, 32, 91~103.
- 3 黄士松, 副热带高压东西向移动及其预报研究, 气象学报, 1963, 33, 320~332.
- 4 符淙斌, 滕星林, 我国夏季气候异常与埃尔尼诺/南方涛动现象的关系, 大气科学 (特刊), 1988, 133~141.
- 5 Huang Ronghui, Yin Baoyu and Liu Aidi, Intraseasonal variability of east Asian summer monsoon and its association with the convective activities in the tropical western Pacific, Climate Variability, edited by Ye Duzheng, China Meteorological Press, 1992, PP139~155.
- 6 Charney, J. G. And J. Shukla, Predictability of Monsoon, Monsoon Dynamics, edited by J. Lighthill, Cambridge University Press, 1981, PP99~110.

- 7 龙振夏、李崇银, 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, *大气科学*, 1999, **23**, 161~176.
- 8 Cubasch, U., The mean response of the ECMWF global model to the El Niño anomaly in extended range prediction, *Atmos. Ocean*, 1985, **23**, 43~66.
- 9 Hoerling, M., Blackmon M. and Ting M., Simulating the atmospheric response to the 1985-87 El Niño cycle, *J. Climate*, 1992, **5**, 669~682.
- 10 Palmer, T. N., Shutts G. J. and Swinbank R., Alleviation of a systematic westerly bias in general circulation and numerical weather prediction models through an orographic gravity wave drag parameterization, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1986, **112**, 1001~1031.
- 11 Zeng Qingcun et al., Documentation of IAP Two-Level Atmospheric General Circulation Model, Prepared for United States Department of Energy, TRO44, DOE/ER/60314-H1, 1989.
- 12 Wang Huijun, On the modelling study of monsoon, *Acta Meteorologica Sinica*, 1997, **11**(1), 119~128.
- 13 吴国雄、张学洪等, LASG全球海洋-大气-陆面系统模式 (GOALS/LASG) 及其模拟, *应用气象学报*, 1997, **8**, 15~28.
- 14 Li Chongyin, Long Zhenxia and Xiao Ziniu, On low-frequency remote responses in the atmosphere to external forcings and their influences on climate, *Climate Variability*, edited by Ye Duzheng, China Meteorological Press, 1993, 177~190.
- 15 李崇银、龙振夏, 冬季黑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* (李崇银主编), 北京: 科学出版社, 1992, 145~156.
- 16 Simmons, A. J., J. M. Wallace and G. W. Branstator, Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns, *J. Atmos. Sci.*, 1983, **40**, 1363~1392.
- 17 Trenberth, K. E., G. W. Branstator et al., Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures, *The TOGA Decade*, edited by D. L. T. Anderson et al., Published by American Geophysical Union, 1998, 14291~14324.
- 18 Hoerling, M. P. and M. Ting, Organization of extratropical transients during El Niño, *J. Climate*, 1994, **7**, 745~766.
- 19 Kok, C. J. and J. D. Opsteegh, On the possible causes of anomalies in seasonal mean circulation pattern during the 1982-1983 El Niño event, *J. Atmos. Sci.*, 1985, **42**, 677~694.
- 20 Webster, P. J. and Hai-ru Chang, Equatorial energy accumulation and emanation regions: impacts of a zonally varying basic state, *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**, 803~829.
- 21 Sardeshmukh, P. D. and B. J. Hoskins, The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence, *J. Atmos. Sci.*, 1988, **45**, 1228~1251.

Simulating Influence of Positive Sea Surface Temperature Anomalies over the Eastern Equatorial Pacific on Subtropical High over the Western Pacific

Long Zhenxia and Li Chongyin

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

Abstract IAP 2-level AGCM and LASG 9-level spectral AGCM are employed to simulate the effect of positive SSTAs with different duration (the SSTAs are prescribed only in January, January-February, January-April and January-August with the climatological SST in the other period respectively) over the eastern equatorial Pacific on the subtropical high over the western Pacific. The results suggest that despite the diversity of SSTAs duration, both the distribution and the temporal evolution of the anomalous subtropical high are similar, and so are the rainfall anomalies (therefore the latent release

anomalies); the ITCZs are characterized by late northward displacement from the Indian Ocean to the western Pacific in May. The agreement between the rainfall anomalies and the subtropical high anomalies over the western Pacific suggests the possible physical link between these two variables. The results also suggest that the atmospheric internal dynamical process is responsible for the insensitivity of atmospheric responses to the duration of SSTAs over the eastern equatorial Pacific. On one hand, the Rossby wave sources maintain the disturbances at middle-high latitudes which are excited in the tropics, on the other hand, the insensitivity of Rossby wave source to the duration of SSTAs over the eastern equatorial Pacific leads to the insensitivity of atmospheric responses to the duration of SSTAs over the eastern equatorial Pacific. The results show when the positive SSTAs are prescribed over the eastern equatorial Pacific, although the atmospheric internal dynamical process plays an important role, there is also obvious influence of positive SSTAs over the eastern equatorial Pacific in summer on the summer subtropical high over the western Pacific, therefore, the predictability of summer subtropical high over the western Pacific is determined by both the SSTA over the equatorial eastern Pacific and the atmospheric internal dynamical process. The different model results also suggest that the above results are model-independent.

Key words: subtropical high; western Pacific; internal dynamical process; sea surface temperature anomaly

《21 世纪初大气科学回顾与展望——第三次全国 大气科学前沿学科研讨会论文集》出版

由国家自然科学基金委员会地球科学部、中国科学院资源环境科学与技术局、中国气象局科技教育司和中国科学院地学部共同编辑的《21 世纪初大气科学回顾与展望——第三次全国大气科学前沿学科研讨会论文集》，近日由气象出版社出版。

该书收集了中国大气科学界 8 位院士和几十位学者对于 20 世纪大气科学各个领域研究进展的回顾以及对 21 世纪初大气科学前沿领域展望的文章，范围涉及全球变化，气候动力学和气候预测，大气环流和大气动力学，中小尺度气象学，大气物理、大气探测和人工影响天气，大气环境和大气化学，以及高新技术在大气科学研究的应用等领域。这些文章不仅总结了大气科学各个领域在 20 世纪的研究成果，而且还根据国际大气科学发展趋势和我国国民经济建设对大气科学研究的需求，以及我国大气科学研究的优势，提出了新世纪初我国大气科学研究的优先领域与前沿课题。

该书对大气科学工作者有很大的参考价值。

(李太宇)