

$P-\sigma$ 九层区域气候模式对东亚区域 气候季节与年际变化的模拟^{*}

王世玉^{1)*} 钱永甫²⁾

1) (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)
2) (南京大学大气科学系, 南京, 210093)

摘 要 利用所发展的 $P-\sigma$ 九层区域气候模式较成功地模拟了东亚地区区域气候的季节与年际变化, 结果表明, 初夏南亚高压的季节性变化与亚洲夏季风的建立具有密切关系, 成功地模拟出了降水的季节变化, 但夏季降水模拟较差。实际嵌套场的引入, 使降水模拟得以改善。实际海温的引入使得南亚高压的模拟增强, 而西太平洋副高的模拟则与西太平洋暖池地区的海温具有密切关系, 在厄尔尼诺年, 与使用月平均海温相比, 副高有明显的增强或减弱, 副高对暖池降温的响应具有不确定性。

关键词: 气候模拟; 季节与年际变化; 南亚高压; 西太平洋副高; 厄尔尼诺

1 引言

最近几十年来, 由于工业的发展, 生态环境的破坏等原因, 全球性的气候灾害不断发生, 同时也不断发生区域性的气候灾害, 如 1991 年、1998 年长江流域的大洪水。这些气候灾害给全球的经济、社会以及受灾害的国家和地区带来了巨大的经济损失。因此, 人们越来越关心气候的年际变率问题, 尤其是区域气候的年际变率问题。只有在对年际变率有了较好的模拟能力后, 才能对这种不断发生的气候灾害进行提前预测以减少损失。目前年际气候变率或称年际气候变化已经成为气候和气候变化研究的一个重要方面。

前人所作的关于年际变化的分析大多是建立在资料分析的基础上, 例如 Jones^[1] 统计得出 1889~1984 百年间北半球陆地平均气温升高 0.52°C , 而气温的标准差为 0.32°C 。曾庆存等^[2] 利用多年平均气候资料计算了全球各地和各等压面上的大气环流季节变率, 发现在对流层低层环流有三个很突出的季节变率极大值区域, 即热带季风区、副热带季风区和温—寒带季风区, 同时发现季节变率具有鲜明的斜压性。孙继松等^[3] 利用北京地区近 15 年的地面资料, 分析了华北地区由冬季向夏季转换的早晚与对流层中上层行星尺度天气系统季节性转换进程之间的关系。也有人利用模式进行气候场年际变化的模拟, 如徐建军等^[4] 利用 L9R15 全球气候谱模式模拟研究了 ENSO 及其年代际异常对全球及亚洲季风降水的影响, 薛峰等^[5] 利用 IAP GCM 进行年际气候变率

2001-10-22 收到, 2002-01-09 收到修改稿

* 国家自然科学基金资助项目 49735170

** 现在通讯地址: 中国气象科学研究院数值预报研究中心, 北京 100081.

的数值模拟,成功地再现了年际变率地理分布的基本特征,但他们所采用的模式都是 GCM 全球模式,对我们所关心的区域气候特征的细节不能较好地模拟出来。目前,用嵌套区域气候模式做这方面研究的工作还比较少,区域气候模式能否成功再现区域气候的年际变化特征,这正是我们所要检验的。本文利用我们自己发展的 $P\sigma$ 九层模式来尝试这方面的研究工作,通过对年际变化的模拟分析,以求发现该模式能否成功再现气候年际变化的一些本质特征,只有这样才能更进一步地利用该模式来研究东亚气候的动力和物理机制。

2 模式简介及试验方案的设计

作者在原五层 $P\sigma$ 模式^[6]基础上发展了一个九层模式^[7,8],改进后的九层模式沿用了五层模式的大部分物理过程,其中对土壤温度和太阳短波辐射的计算采用了新的参数化方案^[9],模式区域为 (70~140°E, 1~58°N),模式分辨率为 1°×1°,覆盖了整个青藏高原,积分时间步长取为 3 min,积分方案采用欧拉后差与中央差交替进行的方法,即先 1 h 后差,再 5 h 中央差,如此循环。边界嵌套采用单向指数嵌套,每月嵌套一次。

为了检验该九层模式对季节与年际变率的模拟能力,我们首先设计了第一个试验 CON1,即利用 NCEP 1958~1997 年共 40 年的月平均资料作平均,求得 40 年的月平均场,利用此平均场生成模式所需的初始场和嵌套场,海温用的是多年平均的月平均海温,共积分十年,这样在模拟中嵌套场就只考虑了季节变化而不包含年际变化。通过这一实验的模拟,初步检验了该区域气候模式对季节与年际变率的模拟能力,为模式的进一步改进提供可靠的依据。

为了进一步检验嵌套场引进年际变化后对气候场年际变率模拟的影响,我们设计了一个敏感性试验 CON2,即利用 NCEP/NCAR 40 年资料中的 1981 年 1 月~1996 年 1 月共 15 年的资料生成初始场和逐月嵌套场,所用的海温仍然为多年月平均海温,这样生成的嵌套场不仅考虑了季节变化,也考虑了年际变化,共积分 15 年。在模式的年际变率检验中,对外界强迫因子的响应也是一个很重要的方面,因为一个模式即使能较好地模拟出季节变化,但如果对外界强迫因子不敏感,也无法成功再现区域气候的年际变化。在外界强迫因子中, SST 是较重要的一个,在长期的气候模拟中,它对年际变率的模拟具有潜在的影响,特别是在本模式所取的区域中,海洋占了很大一部分。众多的研究表明,海温对东亚地区的天气与气候具有重要影响,为了检验多年平均的海温和实际每年逐月的海温对模拟结果的影响,我们设计了试验 CON3。与 CON2 试验唯一不同之处是海温资料选用 OISST 1981~1996 年每年逐月的实际月平均海温资料。

3 模拟结果的分析与检验

3.1 CON1 试验的模拟结果

3.1.1 高度场的季节变化

首先看模式对高度场季节变化的模拟能力,为此对模拟结果作 10 年平均。图 1 给

图1 模拟的10年平均的1~12月100 hPa高度场逐月分布图(单位:位势什米)

出了 10 年平均的 1~12 月逐月 100 hPa 高度场, 由图可以看出, 在 1~4 月份, 南亚高压强度一直较弱, 在模拟区域内没有闭合中心出现; 5 月份, 南亚高压闭合中心出现在中南半岛北部及南海北部上空, 闭合中心值达到 1670 位势什米; 到了 6 月份, 南亚高压向西向北移至青藏高原上空, 这时高压中心强度得到明显增强, 达到 1675 位势什米; 7 月份, 南亚高压中心位于伊朗高原上空, 中心达到 1680 位势什米, 高压已控制了亚非大陆热带和副热带的广大地区; 8 月份, 高压中心东移, 位于青藏高原西部上空, 强度进一步加强, 达到 1685 位势什米; 9 月份, 南亚高压逐渐南退, 中心强度也有所减弱, 但仍在 1680 位势什米以上; 到了 10 月份, 南亚高压已南退到 5 月份的平均位置附近; 在 11、12 月份, 南亚高压中心又回到太平洋上空。由上面的分析可以看出, 随着从冬到夏的季节转换, 南亚高压中心的强度在逐渐增强, 中心的位置也由太平洋上空移到大陆中部、青藏高原上空。南亚高压的这种明显的季节变化, 必将对东亚地区的天气气候产生大的影响, 特别是初夏南亚高压的季节性突变与亚洲热带夏季风的建立具有密切的关系, 这由上面的分析也可以看出, 南亚高压对南海夏季风的爆发具有举足轻重的作用。

西太平洋副高是 500 hPa 高度场上一个重要的天气系统, 它的进退与亚洲季风及季风雨带的移动具有密切关系。由 1~12 月 10 年平均的 500 hPa 高度场的演变 (图略) 可以看出, 西太平洋副高从 5 月份开始西伸北进, 到 7、8 月份, 西太平洋副高稳定在中国大陆上空, 9、10 月份西太平洋副高开始减弱, 逐渐南退, 到了 11、12 月份, 西太平洋副高又回退到大洋上空, 模拟的副高具有明显的季节变化, 其南北振荡对于季风系统在我国东部的推进, 特别是降水带的推进具有重要作用。

3.1.2 降水的季节变化

降水是描述气候变化的重要表现形式, 也是衡量模式模拟效果的重要依据之一。我国东部的降水带具有明显的南北进退的季节特征, 在模式中能否再现这种季节性特征, 这在一定程度上反映模式的模拟效果。图 2 为模拟的 1~12 月降水分布图, 由图可以看出, 在 1~4 月, 降水主要位于长江以南地区, 与同期的观测场 (图略) 相比较, 发现主要降水带的位置基本相符, 但降水量和降水区域明显偏大。在 5~6 月份观测的降水带仍位于华南地区, 降水强度有所增强, 而模拟的降水不仅位于长江以南地区, 而且向北扩伸, 已到达华北地区, 且降水强度明显强于观测场。在 7 月份, 观测雨带移到长江流域, 这时模拟的雨带明显偏北, 且强度偏强。在 8、9 月, 模拟雨带随着副高的南撤, 回退到华南沿海地区, 但在华北地区仍有大量的虚假降水。在 10、11、12 月份, 降水又集中在长江以南地区, 这时降水带的位置与观测场相符, 但降水量仍偏大。由前面的分析可以看出, 模拟的降水具有明显的季节变化特征, 但每个月的降水值模拟普遍较观测场大, 且夏季降水的模拟较差, 在华北地区有大量的虚假降水。

降水作为气候模拟中的一个重要因素, 通过对模拟的 1、4、7、10 月 4 个月的降水率年际变率分布 (图略) 的分析, 发现模拟降水的年际变率具有明显的季节变化, 与 10 年月平均降水对比发现, 大变率中心对应降水量大的区域, 变率较小的区域则为降水量小的区域。因为降水不同于其他气候要素的一个方面是它更容易受到外部强迫因子的影响, 因此降水的模拟存在着易变性。而气候稳定性是表征一个地区气候状态的最重要的特征之一, 为了更合理地分析降水的稳定性, 我们选择计算了降水的变差

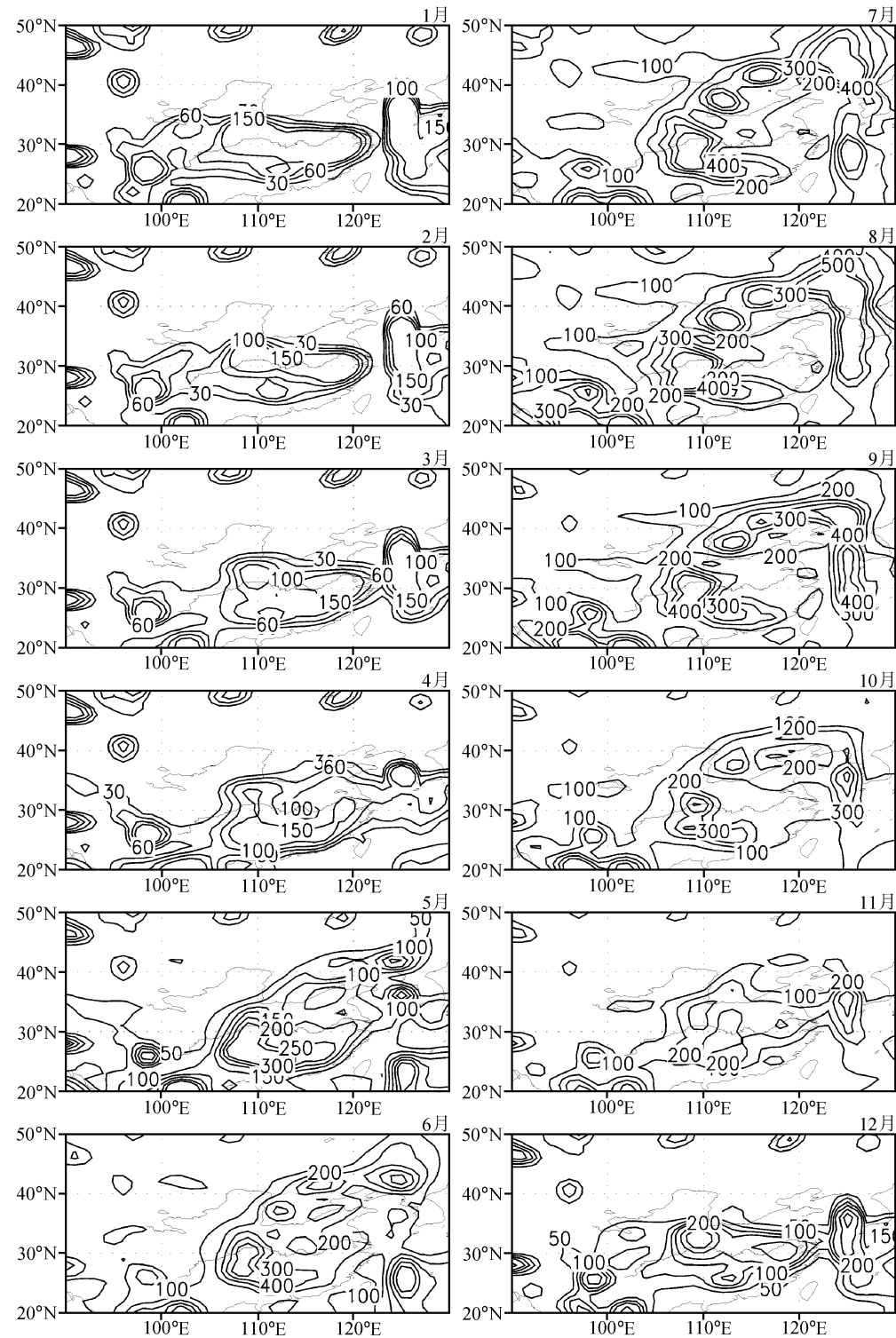


图 2 模拟的 1~12 月降水分布图 (单位: mm)

系数,这是因为标准差的数量级与观测值的量级有关,如我国南方年降水可达 1000 mm 以上,而北方的降水只有几百毫米,这就使得南方降水的标准差要比北方大得多,但这并不能说明我国南方降水量的年际变化要比北方大,实际上北方降水的年际稳定性要比南方小得多,因此要更客观地比较降水的年际变化的稳定性,必须消除降水量本身量级的影响,因此我们用马开玉等^[10]提出的变差系数,即均方根与平均值的比来表示:

$$\alpha = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left(\frac{x_i}{\bar{x}} - 1 \right)^2}, \quad n = 10 \tag{1}$$

其中, n 为时间序列长度,共 10 年, $\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$ 。

图 3 为模拟降水的年平均降水变差系数分布图。在黄河流域的东部与长江流域之间,模拟的降水变差系数较小,大部分地区在 0.2~0.4 之间,有小部分地区在 0.2 以下,在我国华南沿海地区,有一长条形区域变差系数达到 0.4 以上,但总的来讲,在我国东部大陆上,变差系数较小,这说明该地区模拟的降水的年际变化还是很稳定的。但与马开玉等^[10]计算的我国观测年降水量的变差系数相比,模拟降水的变差系数稍偏大,特别是在华南地区,观测结果的变差系数仅有 0.2 左右。在我国西北部,与观测值一样,变差系数都较大,通过对实际降水的时间演变分析也可发现该地区的降水量随季节变化较大。在我国东部海面上有大量的虚假降水,该降水区的降水量随季节也有较大的变化。由前面的分析可得,在我国内陆降水稳定性的模拟上,该模式基本上还是成功的,但华南模拟降水的稳定性较差,这可能是由其他因子所造成的,如副高脊线的进退等。

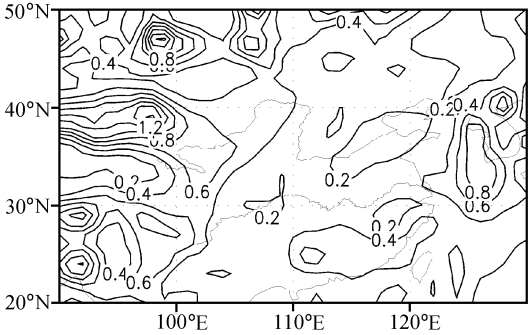


图 3 模拟的年平均降水变差系数分布

3.1.3 风场的演变分析

由前面几个气候要素场的分析发现,该模式对季节与年际变化的模拟较好。通过对风场的分析(图略)发现,在不同的地区,风场的季节演变明显不同,但季节变化都很明显。众多的研究表明,大气环流在不同的层次均具有明显的季节变化。曾庆存等^[2]研究发现,大气环流的季节变化具有显著的斜压性,因此我们从正、斜压环流两个方面对该区域气候模式模拟的大气环流进行分解分析。按照大气环流的垂直分解方案^[11],将实际风场分解为正压环流和斜压环流两部分,正压环流代表了对流层中实际风随高度不变的那部分,每一层的正常环流减去正压环流而得到的每层的斜压环流。

图 4 为 10 年平均的 1、4、7、10 月 4 个月的正压环流。在 1 月份,热带西太平洋地区为一反气旋环流所控制,从分布形势来看,其中心位于太平洋中心地带,该反气旋较强大,向西延伸到印度半岛的南端。在 2 月和 3 月(图略),该反气旋环流中心逐渐向西移动,并且在 80°E 以西,开始出现弱小的反气旋性环流,原先强大的反气旋环流呈分解趋势。到了 4 月份,反气旋中心已移到菲律宾以东洋面,反气旋环流继续加

强。在 5 月份（图略），该反气旋环流开始向北扩展，到了 6 月份（图略），反气旋中心脊线已达到 20°N ，这时印度半岛北部的反气旋环流已变得非常弱。到了 7 月份，反气旋中心已向北推进到 25°N 附近，并且沿脊线方向断裂成三个明显的反气旋，除去西太平洋上的反气旋外，在青藏高原的南坡，中南半岛的西北部出现一个反气旋中心，从图 4 中可以看出，它与西太平洋地区的反气旋仍有一定的联系，可能是西太平洋上空的反气旋西伸时断裂而形成的，另一个位于伊朗高原上的小的反气旋中心是由原位于阿拉伯海上空的反气旋北抬而生成的，这个反气旋中心除在 6 月份变弱，几乎完全消失外，其他几乎没有明显的变化。除反气旋中心外，印度半岛的东北部还有一弱的气旋中心，该中心可能是由孟加拉湾地区的东风气流与伊朗高原东部的北风气流共同作用而形成的。这个气旋性环流随着反气旋中心脊线的北移，而逐渐变弱，在 8 月份（图略），该气旋中心已变得非常弱，这时反气旋中心脊线已移到 30°N 附近，青藏高原上空为一强大的反气旋中心所控制，同时西太平洋上空的反气旋高压也异常强大。从 9 月份开始，反气旋高压逐渐南退，青藏高原上空的高压也逐渐东移并入大洋上空的高压中，在 10 月份，反气旋高压已回退到 20°N 附近，高原上空的高压已完全消失。随着冬季的来临，在 11、12 月份（图略），高压已完全退到大洋上空。

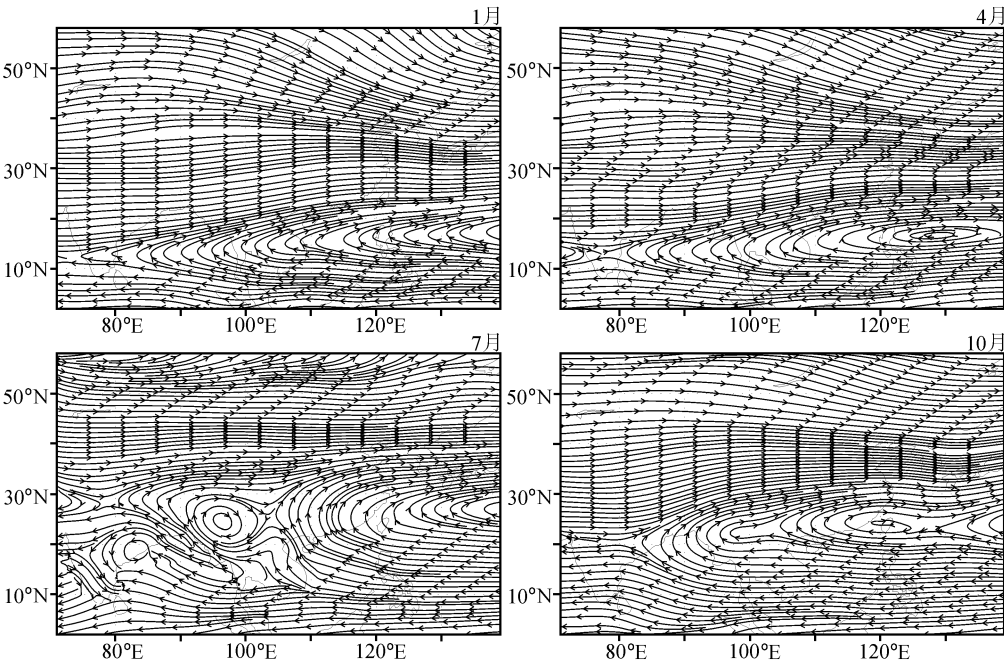


图 4 合成的 1、4、7、10 月 4 个月的正压环流

从正压大气环流的演变可以发现，随着季节的交替，反气旋高压南北振荡，具有明显的季节变化。另外，从分布形势来看，正压大气环流与 500 hPa 大气环流场的分布非常相似，尤其是西太平洋上空的反气旋高压的季节性变动。这说明大气环流的正压分量基本上代表了 500 hPa 的大气环流形势，它的变化直接导致了西太平洋副高的进退，从而对我国东部雨带的进退等区域性天气现象产生巨大的影响。

斜压性为大气环流的一个重要特性。图 5 为 1、4、7、10 月 4 个月的 100 hPa 斜压

环流分布。在 1、4 月, 斜压环流与正压环流相比要稍偏南, 随着时间的推移, 南亚高压慢慢形成了一个闭合的反气旋中心, 并从中国南海地区经中南半岛向西北方向移动, 到了 7 月份, 反气旋中心正好位于青藏高原上空。与 100 hPa 的实际环流图相比, 斜压环流的脊线要稍偏北, 结合正压环流可发现, 在正斜压环流的相互作用中, 斜压环流占主导地位, 也就是青藏高原的热力作用是南亚高压得以维持的重要原因。在 8 月, 反气旋环流得到进一步加强, 从 9 月开始, 反气旋中心逐渐向东向南退缩, 在 10 月, 南亚高压回退到中南半岛的北部, 这时在东部洋面上又生成一个小的气旋中心。11 月 (图略), 中南半岛上空的反气旋逐渐消亡, 大洋上空的反气旋则逐渐变强。为了讨论不同层次的斜压环流的季节变化, 我们还分析了 500 hPa 的斜压环流场演变 (图略), 发现高原的热力作用仍然占主导地位, 在 7、8 月, 高原上空为一热低压所控制, 并沿青藏高原所在纬度分成东西两部分。

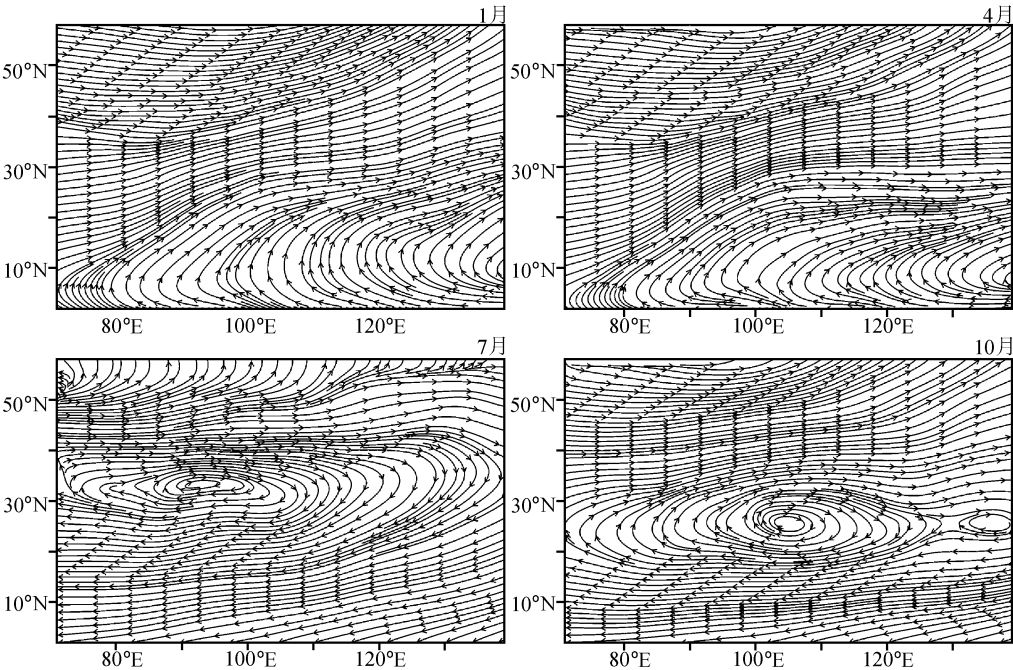


图 5 1、4、7、10 月 4 个月的 100 hPa 斜压环流分布

3.2 CON2 与 CON3 试验的模拟结果分析

3.2.1 初始条件和嵌套场对多年平均场模拟结果的影响

为了分析初始条件和嵌套场对多年平均场模拟效果的影响, 我们分别把 CON1 试验的 10 年模拟结果和 CON2 试验的 15 年模拟结果作平均, 求得 10 年平均结果和 15 年平均结果。下面给出这两个模拟结果的对比分析。

图 6 为 CON2 试验模拟的多年月平均降水分布图, 可以发现, 用实际初始场及嵌套场模拟的降水要较 CON1 试验中的年平均降水好得多, 有较大的改善, 特别是在东部边界地区, 除 7、8 月外, 其他月份中国东部海面上的虚假降水几乎完全消失。然而在 5、6 月模式区域右下角, 海面上的虚假降水并未消失, 在 7、8 月, 东部洋面上的虚假降水虽然也有所减小, 但并不是很明显。与 CON1 试验的结果相比, 在 1~6 月,

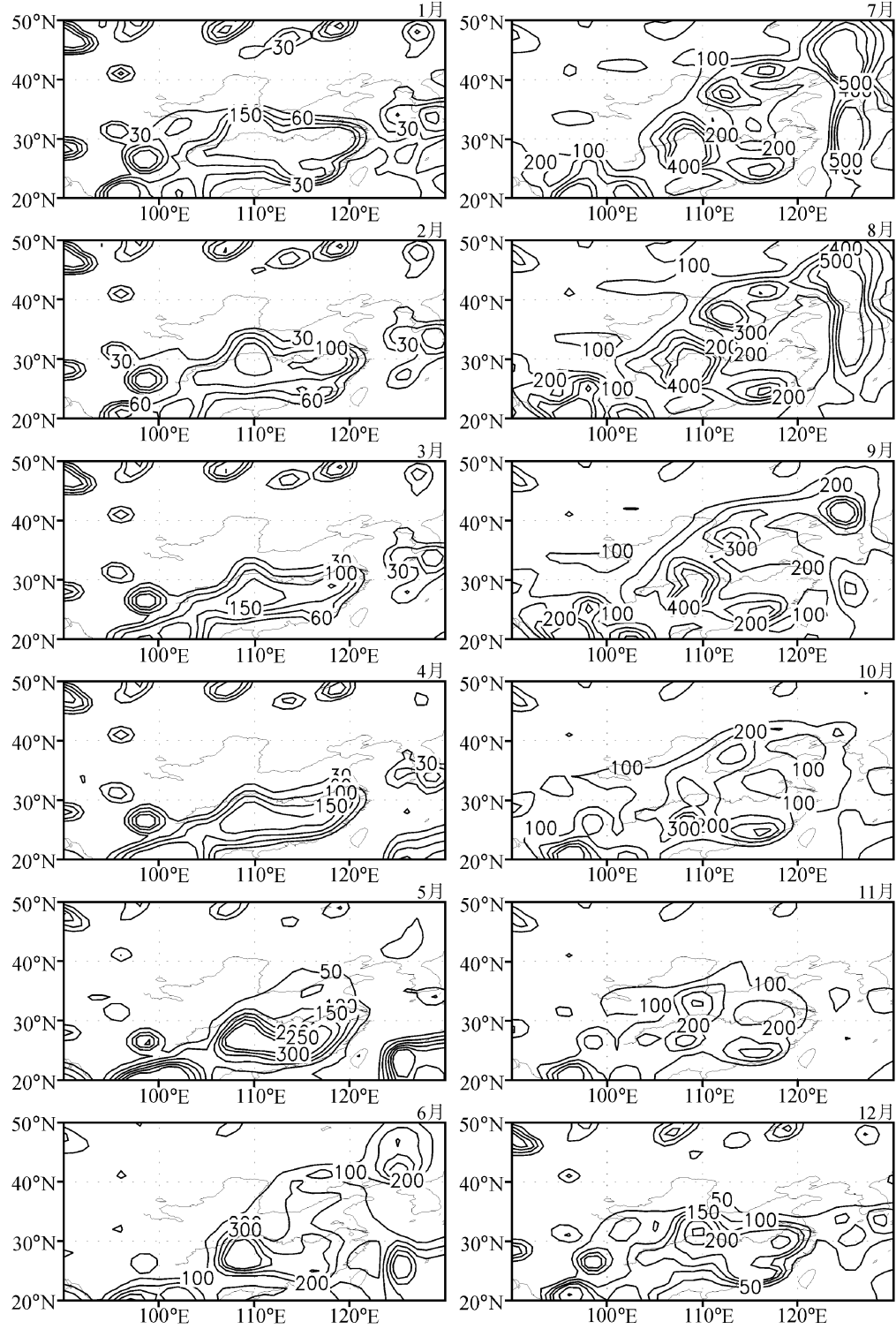


图 6 CON2 试验模拟的多年月平均 1~12 月降水分布图 (单位: mm)

长江黄河流域之间的降水基本上减小,从 50 mm 到几百毫米不等,长江以南地区降水量略有增加,基本上在 50 mm 左右,除 6 月份华南地区的降水增加稍多。由图 6 可以看出,在前 6 个月,降水带普遍南移,使得原先模拟偏北的降水带与观测更加符合。特别是在 6 月份,原先位于长江以北、黄河流域的大量降水,差不多已完全消失。在 7、8、9 月,华北地区大量的虚假降水仅有少量的减少,华南地区的降水有增加的趋势,但降水带偏北的总体形势并没有得到根本性的改善。在 10 月,原先位于辽东半岛附近的降水已消失,降水带向西收缩,江南地区的降水带同时也向南移动。在 11、12 月,降水量没有明显的变化,但降水带稍稍有点南移。总之,由前面的分析可以看出,真实的初始条件,特别是实际嵌套场的定期强迫,对降水的模拟有较好的改善,由于模式积分时间较长,在达到平衡态后,初始场的作用可以看作已完全消失,这时候实际嵌套场通过边界定期向大气模式输送大尺度环流影响,因此,对于模拟降水的改善应主要是合理嵌套场的使用。

西太平洋副高作为 500 hPa 高度场上的一个重要的天气系统,初始场和嵌套场的改变对它的影响程度又有多大呢?由 1~12 月 CON1 与 CON2 试验模拟的 500 hPa 高度场的差值分布图(图略)发现在 1~5 月西太平洋副高基本上是增强的,但在东部平原靠近长江入海口的地方,有一减弱中心,但差值并不是很大,一般在 2~4 位势米;6、7 月,整个模式区域均为增强区域,与 100 hPa 相类似,高纬度地区增强幅度大,低纬地区增幅小;从 8 月份开始,东部平原上的正差值中心又开始出现;到了 9 月份,该差值中心明显增强到 10 位势米,并且中心移到朝鲜半岛地区,随着时间的推移,该正值中心继续向东移动,且中心持续增强,这从 10、11、12 三个月的差值可以看出。另外,还发现该正差值中心基本上位于 110°E 以东,30°N 以北的区域内。综合上面的分析可以看出,初始场和嵌套场对 500 hPa 高度场的影响要比对 100 hPa 的影响小得多。虽然对西太平洋副高的模拟稍有改善,但改善并不明显,在夏季中低纬度地区高度场的增强不到一个位势什米。

3.2.2 海温对模拟结果影响的初步分析

通过对高度场与温度场的分析(图略),发现 CON2 与 CON3 两个试验模拟的高度场可相差几个位势米,而温度场几乎没有明显的不同,仅相差零点几度。对两个试验模拟的高度场在中国东部地区经向平均的差值时间纬度演变图(图略)分析发现,在 100 hPa,海温对高度场的影响主要集中在 15~35°N 之间,除少数几年内减弱外,在其余年份均是增强的,由此可见,实际海温的引入使南亚高压模拟偏强;而对 500 hPa 高度场的模拟则要复杂得多,尽管对高度场的影响仍然集中在中纬度。高度场在 1982、1985、1989 年明显减弱,在 1983、1984、1986、1991、1992、1993、1994 年增强,而在其他年份没有明显的变化,其中变化最强的 1982、1985、1991 年均是厄尔尼诺年或在厄尔尼诺爆发的前夕,而厄尔尼诺年最明显的特征就是赤道东太平洋海温的升温和西太平洋暖池地区的相对降温,由此可见,西太平洋暖池地区的海温对于西太平洋副高的模拟具有重要影响。另外,由前面的差值分布图还可以看出,对 500 hPa 高度场的影响要比对 100 hPa 高度场的影响大得多,在 100 hPa 最高差值仅有 3 位势米,而在 500 hPa 可达到 10 位势米以上。

图 7 是 CON2 试验与 CON2-CON3 试验在长江中下游地区(110~120°E, 27~

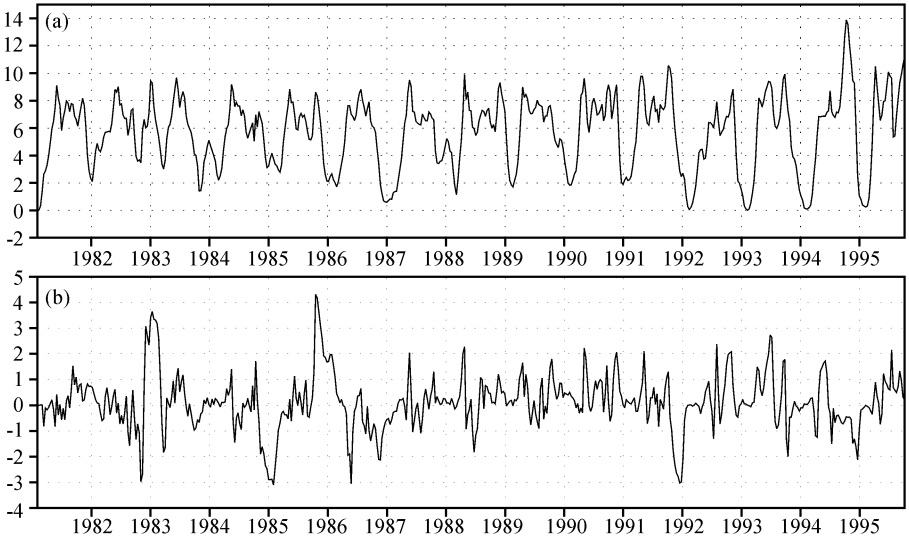


图 7 在长江中下游地区所模拟的降水率及降水率差值的时间演变图 (单位: mm)
(a) CON2; (b) CON2-CON3

35°N) 所模拟降水率及降水率差值的时间演变图。由图 7a 可以看到, 采用实际的初始场与嵌套条件所模拟的降水明显不同于用多年平均场所模拟的结果 (图略), 它更细致地刻画了每一年不同的降水特征, 可以发现, 在 1992 年以前, 几乎每年均有几次明显的降水过程, 特别是在 1990、1991 年, 其中 1991 年的特大洪水在这里也能体现出来, 1991 年的平均降水率要强于其他年份, 从 1992 年开始, 长江中下游开始进入少雨期, 最后 4 年的最低降水率明显小于其他年份。由图 7b 看出, 实际海温的引入, 使得降水率的改变并不是很大, 基本维持在 1 mm d^{-1} 以内, 也有几个突出的月份, 但持续的时间并不长。另外, 还可发现, 差值为正值持续的时间最长, 即实际海温的引入使得模拟的降水在大部分模拟时间内是减少的, 可以看出, 从 1987 年初到 1991 年下半年及 1992 年下半年到 1994 年上半年, 基本上都是正异常。

南海地区 ($105\sim120^{\circ}\text{E}$, $10\sim20^{\circ}\text{N}$) 和孟加拉湾地区 ($80\sim95^{\circ}\text{E}$, $10\sim20^{\circ}\text{N}$) 这两个著名的季风区, 引入海温后, 对这两个地区的风场变化有何影响呢? 图 8 为 CON2 试验模拟的南海地区 (实线) 与孟加拉湾地区 (虚线) 的纬向风场及与 CON3 试验模拟的纬向风差值的时间演变图。由图 8a 可以看出, 这两个地区的纬向风场的年际变化较 CON1 试验十年的模拟结果 (图略) 更明显, 其中南海北部地区东风强, 而孟加拉湾地区西风强。由 CON2 与 CON3 试验的纬向风场的差值图 (图 8b) 发现, 这两个地区的纬向风场在大部分模拟时间内是 CON3 试验结果是增强的, 但增强幅度并不大。由这两个地区的经向风的差值分布 (图略) 也可以发现同样的现象。

4 结论

本文利用新发展的 $P\sigma$ 九层区域气候模式模拟检验了其对东亚地区区域气候季节与年际变化的模拟能力, 主要结论如下:

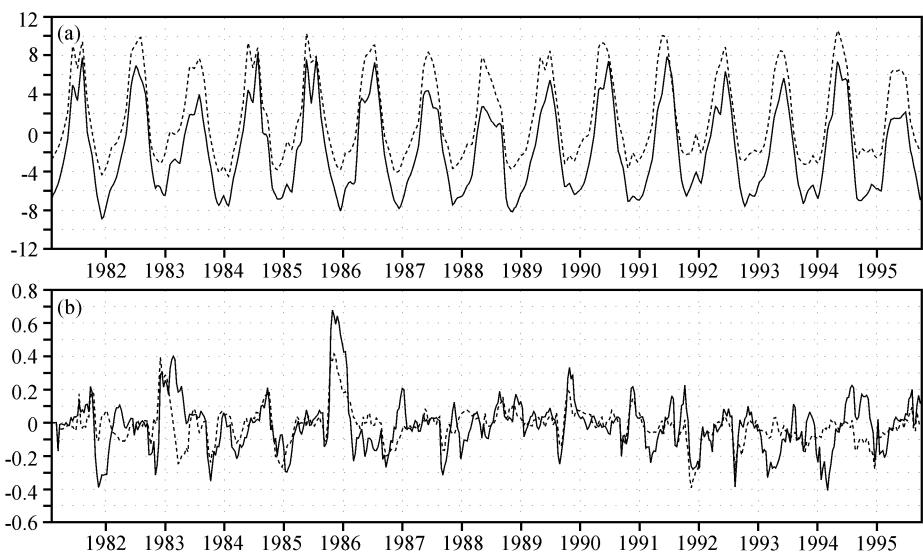


图 8 模拟的南海地区(实线)与孟加拉湾地区(虚线)的纬向风场及纬向风差值的时间演变图(单位: m s^{-1})
(a) CON2; (b) CON2-CON3

(1) 该模式对区域气候的季节与年际变化的模拟还是成功的。模拟结果表明, 南亚高压和西太平洋副高均有明显的季节变化, 初夏南亚高压的季节性突变与亚洲夏季风的建立具有密切的关系。

(2) 控制试验 CON1 模拟的降水虽然具有明显的季节变化, 但每个月的降水值模拟普遍较观测场要大, 且夏季降水的模拟较差, 在华北地区有大量的虚假降水。采用实际的初始场和嵌套场后, 江淮流域多雨, 华北与华南地区少雨, 降水模拟得以改善。

(3) 由高层斜压环流场的分析, 发现斜压环流起主导作用, 也就是青藏高原的热力作用是南亚高压得以维持的一个重要原因, 与高层相对应, 低层斜压环流为一气旋性热低压所控制。

(4) 引入实际嵌套场后, 实际海温的引入使得南亚高压的模拟增强, 而西太平洋副高的模拟则与西太平洋暖池地区的海温具有密切关系, 在厄尔尼诺年, 与使用月平均海温相比, 副高有明显的增强或减弱。副高对暖池降温的响应具有不确定性。

通过对长江中下游地区和孟加拉湾地区的降水场与风场的分析, 发现实际海温的引入使降水模拟量普遍减少, 相反在该地区的大部分模拟时间内纬向风场却是增加的, 但增强幅度并不大。

参 考 文 献

1 Jones, P. D., T. M. L. Wigley, and P. M. Kelly, Variations in surface air temperature, Part I: Northern Hemisphere, 1881-1980, *Mon. Wea. Rev.*, 1992, **110**, 59~70.

2 曾庆存、张邦林, 大气环流的季节变化和季风, *大气科学*, 1998, **22** (6), 805~813.

3 孙继松、李晓艳、丁德平, 华北地区的季节变化特征与季风, *大气科学*, 1999, **23** (4), 487~496.

4 徐建军、朱乾根, 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*, 1999, **57** (3), 301~315.

5 薛峰、曾庆存, 年际气候变率的数值模拟, 大气科学, 1996, **20** (5), 524~532.
6 钱永甫, A five-layer primitive equation model with topography, 高原气象, 1985, 增刊, 1~28.
7 王世玉、钱永甫, $P-\sigma$ 区域气候模式的垂直分辨率对模拟结果的影响, 高原气象, 2001, **20** (1), 28~35.
8 Wang Shiyu, and Qian Yongfu, Modeling of the 1998 East Asian monsoon, by a limited area model with $P-\sigma$ incorporated coordinate, *Adv. Atmos. Sci.*, 2001, **18**(2), 209~224.
9 王世玉、钱永甫, 1998 年东亚夏季风降水的模拟, 南京气象学院学报, 2001, **24** (2), 258~264.
10 马开玉、陈星、张耀存, 气候诊断, 北京: 气象出版社, 1996, 106~109.
11 Peixoto, J. P., and A. H. Oort, 气候物理学, 吴国雄、刘辉等译, 北京: 气象出版社, 1995, 47~50.

Seasonal and Interannual Variation Simulation of the Regional
Climate of East Asia by a Nine-Level $P-\sigma$ Regional Climate Model

Wang Shiyu¹⁾, and Qian Yongfu²⁾

1)(State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid
Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)
2)(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract The seasonal and interannual variation of the regional climate of East Asia have been successfully simulated by a nine-level $P-\sigma$ regional climate model in this paper. The results show that the seasonal variation of the South Asia High has a close relationship with the onset of Asian summer monsoon. The seasonal variation of the precipitation has been simulated fairly, but not good in the summer, while the simulation of precipitation has been improved using the observed nesting field. The observed SST has a great effect on the simulation, the simulated South Asia High has become strong, while the simulation of the West Pacific subtropical high (WPSH) has a good relationship with the SST of the West Pacific Ocean warm pool. During the El Niño year, comparing with the simulation using the monthly averaged SST, the WPSH become more strong or more weak, it has an uncertain relationship with the variation of the SST in the warm pool.

Key words: climate simulation; seasonal and interannual variation; South Asia high; West Pacific sub-tropical high; El Niño