

太平洋大尺度环流数值模拟^{*}

III: 季节变化

张荣华 曾庆存 张学洪

(LASG, 中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文在年平均环流数值模拟基础上,用季节变化的大气强迫场又积分了12年,并对由模拟得到的太平洋海面起伏、洋流、温度、海表热通量和上层热储存率等的季节变化特征作了较为详细的阐述和与已有观测结果进行了比较。事实证明,模式基本上模拟出了观测到的太平洋大尺度环流基本特征及其季节变化,证实基于理论考虑设计的IAP OGCM模式具有较好的性能和对实际环流的模拟能力,有些结果并优于国外一些具有同等分辨率的海洋模式。

关键词: 四层太平洋环流模式; 季节变化; 数值模拟; 诊断计算和分析。

一、引 言

海洋和大气运动的能量来自太阳辐射,虽然太阳辐射具有周期性的季节变化,但由于海洋和大气本身动力过程的复杂性,人们对海洋和大气环流季节变化过程及其机理的认识还远远不够。另一方面,很多年际气候变率和长期气候变动是在季节演变的背景下发生、发展、演变和消亡的。例如,El Nino的发生、发展和消亡同热带太平洋环流的季节演变有密切关系^[1],在有利的季节变化环境下,赤道东太平洋海水变暖得以增幅而发展成为典型的El Nino事件;又如,大气环流中PNA遥相关型在北半球的冬季是强的,而在夏季则是弱的或不存在^[2]。因此,对海洋环流和大气环流季节变化的研究,不仅对更深入认识季节变化本身是必要的,而且对弄清年际变化和气候异常机理,以达到预测气候变化之目的,都具有十分重要的意义。

观测分析研究已揭示了许多海洋环流季节变化的统计事实及其物理机制。例如,Wyrski^[3]分析了西太平洋赤道洋流和海面起伏的季节变动及它们间的密切关系;Oort和Vonder Haar^[4]利用卫星观测资料对北半球海洋-大气系统热量平衡的季节循环进行了分析;Horel^[5]详细地描述了热带太平洋海洋和大气环流年变化特征;Levitus^[6-8]对全球海洋温盐度和密度等热力场观测资料进行了客观分析,并对全球海洋和各区域海洋的温盐场、热储存率季节变化进行了详细的诊断计算和动力分析。近来数值模拟方法的

1990年3月21日收到,1991年1月30日收到再改稿。

^{*} 中国科学院重大基础研究和国家自然科学基金资助项目。

迅速发展,则为海洋环流季节变化、年际变化等低频振荡的研究提供了强有力的工具, Cox^[9]首先利用 Bryan 模式^[10]对由季风所驱动的印度洋环流季节变化进行了数值模拟; Huang^[11]用考虑实际海陆分布但无海底地形的 OGCM 模拟北太平洋环流季节变化; Bryan 等^[12]、Han^[13]、Washington 等^[14]用包括实际海陆分布和海底地形的 OGCM 对全球海洋环流及其季节变化进行了数值模拟; Philander 等^[15,16]用高分辨率的 OGCM 分别对热带大西洋和热带太平洋环流的季节变化进行了数值模拟研究,以加深对具有特殊性的热带海洋环流和热带海洋动力学过程的认识。

文献[17-19]已详细地给出无“刚盖”近似、扣除标准层结、保持总有效能量守恒的四层太平洋环流模式及其性能分析,并在年平均大气强迫场驱动下对太平洋大尺度长期平均环流进行了数值模拟,本文将在这些工作的基础上,采用季节变化的大气强迫场进行环流季节演变的数值模拟,并尽可能地同已有的观测分析研究进行比较;同时,这些季节变化模拟结果还用作模式的海候场,进行了太平洋环流异常的数值模拟研究。

二、初始场、季节变化大气强迫场和时间积分过程

本文第 II 部分已给出了在年平均大气强迫场作用下,经 53 年时间积分后所得到的准平衡态(海面起伏、水平速度分量和温度场),现即用此作为初始场,再进行季节变化数值模拟,并用具有季节变化的风应力作为强迫场(取自 Han 和 Lee^[21]),海表热通量仍取 Haney 参数化方案^[20],但有季节变化。

图 1 给出冬季(1月)和夏季(7月)海表面风应力矢量以及纬圈风应力分量的等值线。由图可见,热带太平洋地区海表风场季节变化主要表现在沿岸地区季风环流交替和中东太平洋地区信风带的变化及其与相伴随的辐合带的南北位移。在冬季和春季,东北信风强且位置偏南,ITCZ 位置也偏南(春季 ITCZ 位于最南纬度);到夏季,东南信风加强,并且越赤道进入北太平洋;到秋季,ITCZ 位于最北纬度。季风影响在西太平洋副热带地区最为明显,例如,在西太平洋一带冬天盛行冬季风,春天冬季风逐渐减弱,到夏季则转变为夏季风,这时印尼一带出现强的越赤道气流,结果在赤道西太平洋为较强的赤道西风;又如,在东太平洋沿岸地区,如加利福尼亚沿岸,东南风夏、秋季比冬、春季强。此外,海表风场分布另一明显特征是,北太平洋高纬地区冬季风比夏季风要强得多。

计算海表热通量公式中的逐月折合大气温度 T_a 和比例系数 D 所需的资料取自 Esbensen 等^[22],计算得到的逐月 T_a 和 D 表明,太平洋地区 D 的季节变化不大,但 T_a 有很大的季节变化(类同海表面大气温度场,图略)。另外,海表面大气扰动压力场的季节变化资料也取自 Esbensen 等。

这样,可由逐月资料通过插值得到逐日连续变化的场,这就是我们积分时所用的大气强迫场。初值取法已如上述,再往前积分了 12 年,在数值积分的最后几年,虽然深层温度因连续向下的热量扩散而仍以缓慢的速率变化着,但海面起伏、表层洋流、海表温度 and 海表热通量等已表现出完全重复的季节循环,于是就取第 12 年(即整个数值积分的第 65 年)的结果作为太平洋环流季节变化。

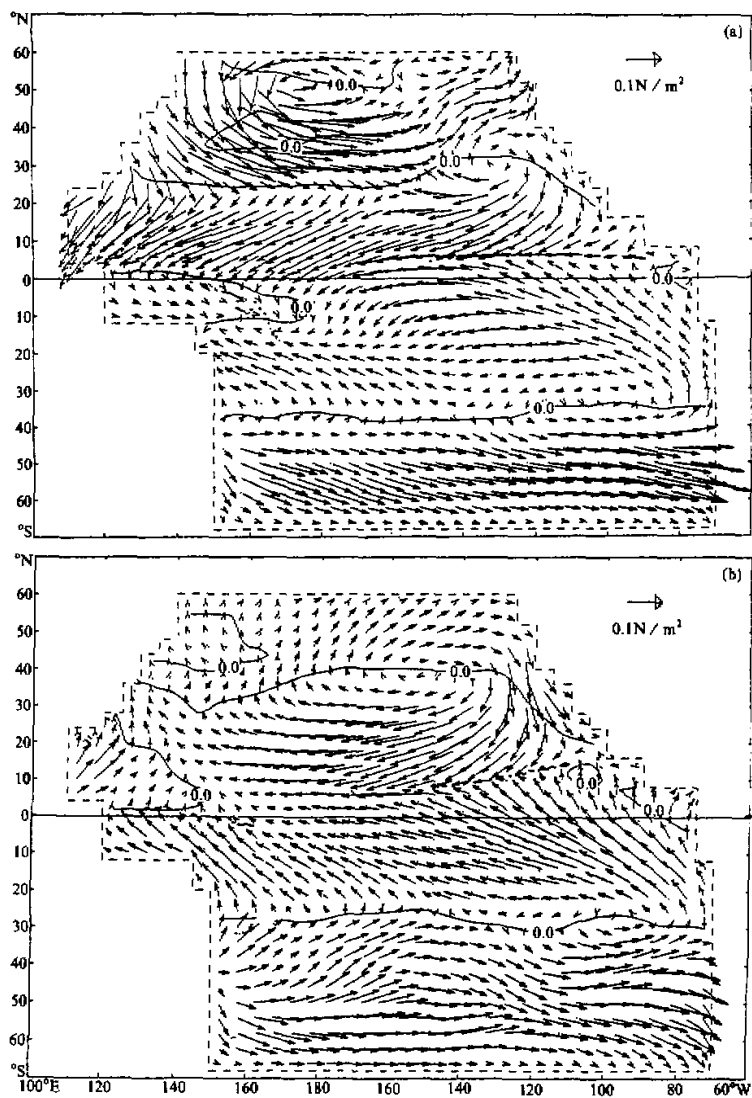


图 1 观测得到的太平洋冬季 (a) 和夏季 (b) 表层风应力分布

三、环流季节变化数值模拟结果分析

1. 海面起伏

总的来说，在太平洋热带地区，由于信风作用造成海面西边高，东边低，赤道地区由此所建立的自西向东的压力梯度同其上的风应力相平衡，同时太平洋西边界强洋流则

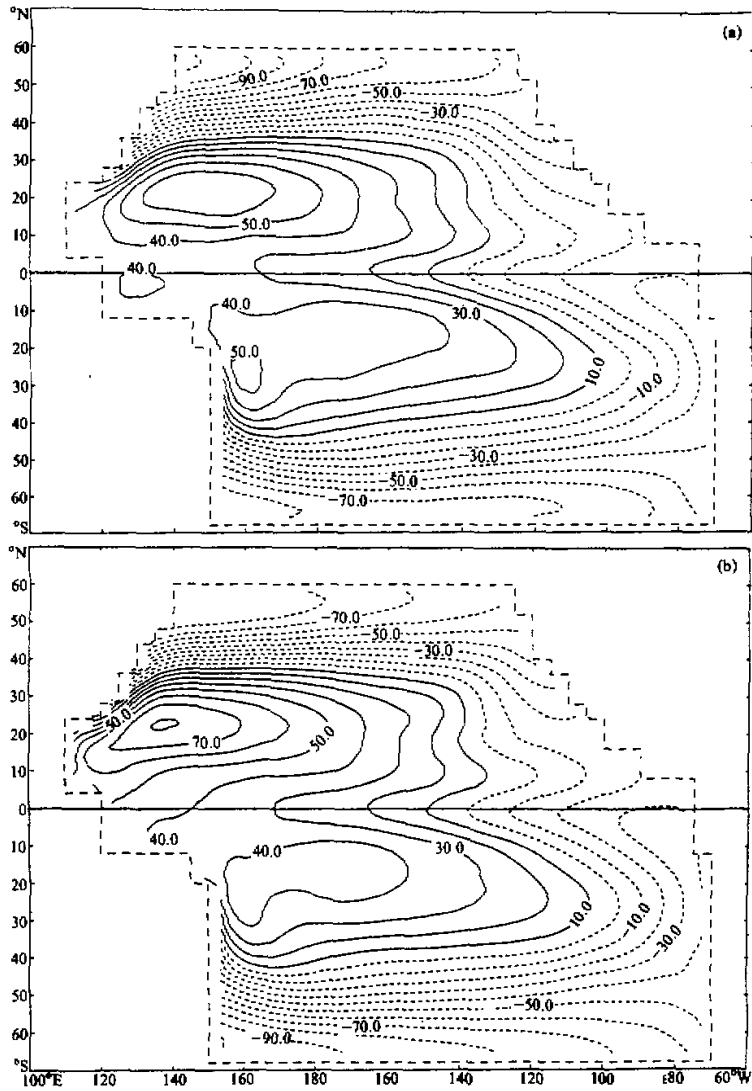


图2 模拟得到的太平洋冬季(a)和夏季(b)海面起伏(单位: cm)

造成太平洋中纬西边界地区的高水位区。由于表层风场有很大的季节变化(图1),使得由风场所建立、维持的海面起伏也有相应的季节变化。图2是模拟得到的冬季和夏季海面起伏。可见,北太平洋副热带地区最高水位出现在夏季,并且这时的等值线最为密集,反气旋环流最强;而冬季则最弱。热带地区海面起伏也有季节变化,表现在春季赤道槽自东向西伸展明显,而在秋季则强度较弱。

2. 流场

图 3 是模拟得到的夏季 (7 月) 和冬季 (1 月) 表层流场矢量图及洋流纬圈分量的等值线。由图可见, 表层洋流几个主要流系表现出很大的季节变化。赤道流系的季节变化表现在, 北赤道洋流冬季最强, 夏季最弱, 这一季节变化特性在沿 10°N 的时间-纬圈剖面图上表现得最为明显 (图略); 位于赤道附近的南赤道洋流呈半年振荡。图 4a 是沿赤道的时间-纬圈剖面图, 可见, 南赤道洋流在冬季最强, 春季随着信风的减弱

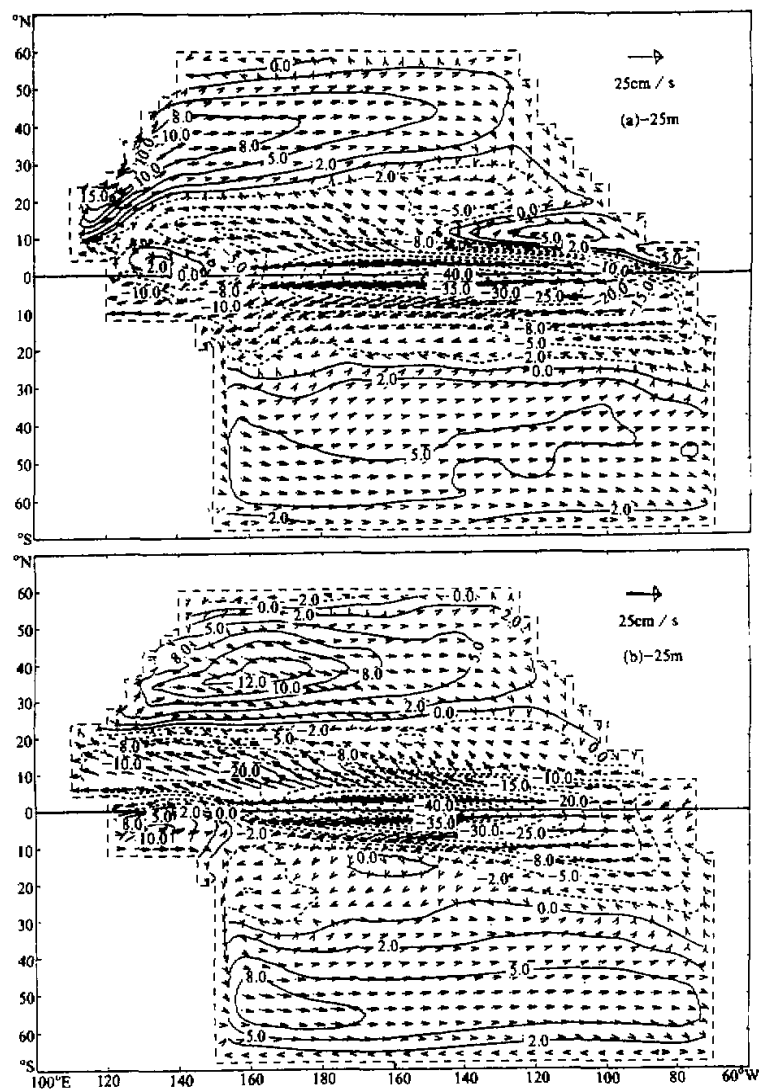


图 3 模拟得到的太平洋夏季 (a) 和冬季 (b) 表层洋流分布及纬圈流速等值线 (单位: cm/s)

而逐渐减弱,到五月份,强度最弱,以后随着信风的又一次增强而强度又增强,到七月份再次达到最强;随着赤道上信风夏季以后的又一次减弱,到十月份,南赤道洋流强度再次减弱.另外,我们虽未能完整地模拟出赤道逆流(这与网格太粗有关),但模拟出北赤道逆流的東西部分,见图3;模拟得到的西太平洋的北赤道逆流在秋季、冬季强;而东太平洋的北赤道逆流则在夏季和秋季强,在春季(图略)消失,这同 Wyrki^[1] 等的观测分析是一致的.如他们所指出的,北赤道逆流的季节变化同 ITCZ 的南北位移有关,在赤道东太平洋地区,当 ITCZ 位于最南位置(约 2°N)的春季(图略),北赤道逆流是弱的或不存,而当 ITCZ 位于最北位置(约 15°N)的秋季(图略),北赤道逆流强且范围大.

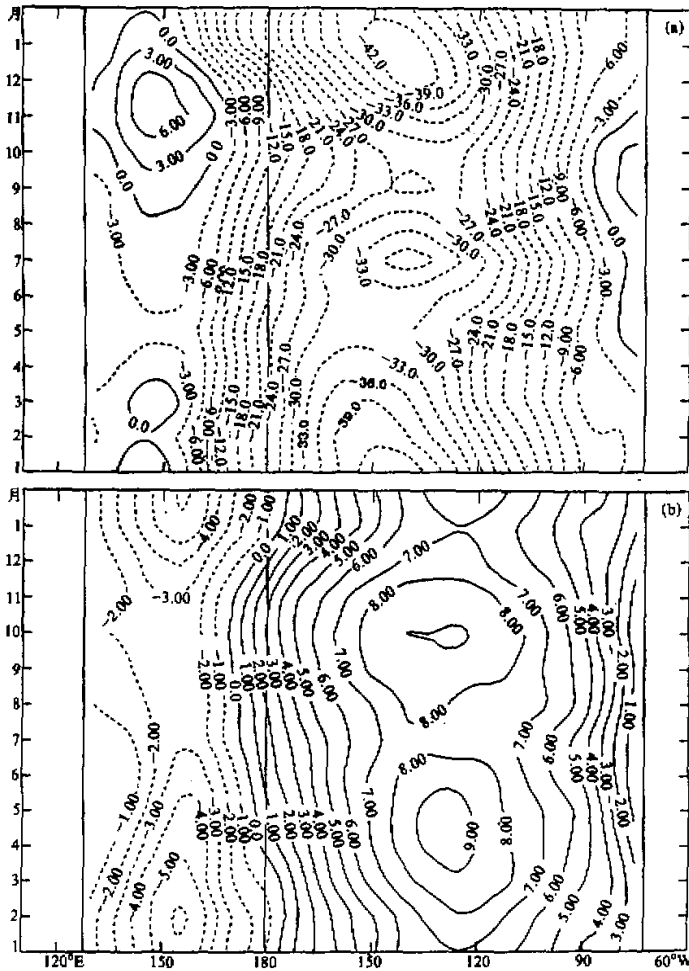


图4 模拟得到的赤道上纬圈流速随季节的变化(单位: cm/s)

(a) 表层(约 25 m); (b) 次表层(约 150 m)

北太平洋西边界流(黑潮)同样表现出很大的季节变化,由沿 22°N 的时间-纬圈剖面图(图略)表明,北太平洋西边界洋流夏季最强,这同观测事实一致,但模拟的振幅低于实测结果.另外,中高纬度洋流系统也有明显的季节变化,如北太平洋西风漂流冬季强、夏季弱.

模拟得到的次表层(约 150m)洋流也有明显的季节变化(图略),特别在赤道地区,因风应力半年周期年变化造成由此所建立的自西向东压力梯度场也存在半年周期的变化,于是由它所推动和维持的赤道潜流也呈半年周期的变化.由沿赤道地区的时间

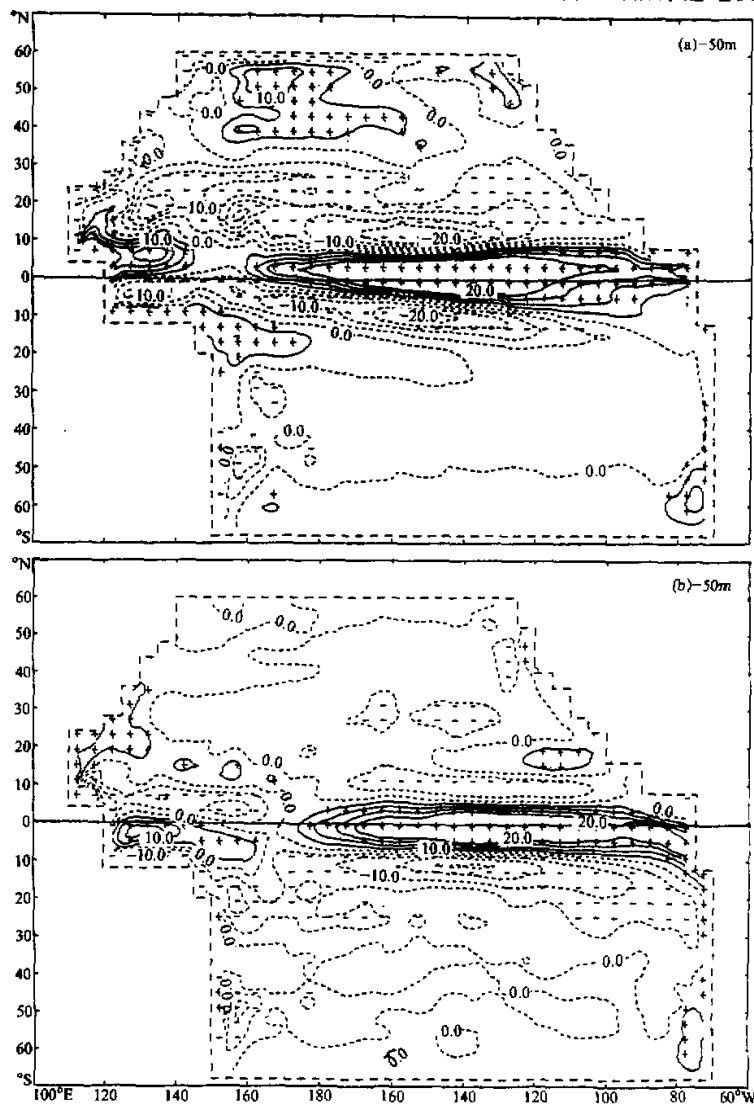


图5 模拟得到的太平洋冬季(a)和夏季(b)表层底部(约 50m)的垂直运动分布(单位: 10^{-10}s^{-1})

· 纬圈剖面图 (4b) 清楚可见, 赤道潜流分别在春季和秋季最强, 而在冬季和夏季最弱, 与表层洋流变化正好反位相。

图 5 是模拟得到的第一层底 (约 50m) 处太平洋冬季 (a) 和夏季 (b) 垂直运动分布, 表明它们基本上反映出太平洋混合层底部垂直运动的季节变化。例如北太平洋副热带内部区域的下沉区和副极地的上升区在冬季强而夏季弱; 北美沿岸副热带地区的上升运动夏季强而冬季弱; 北太平洋西边界中纬地区的上升运动秋季强而春季弱; 而赤道

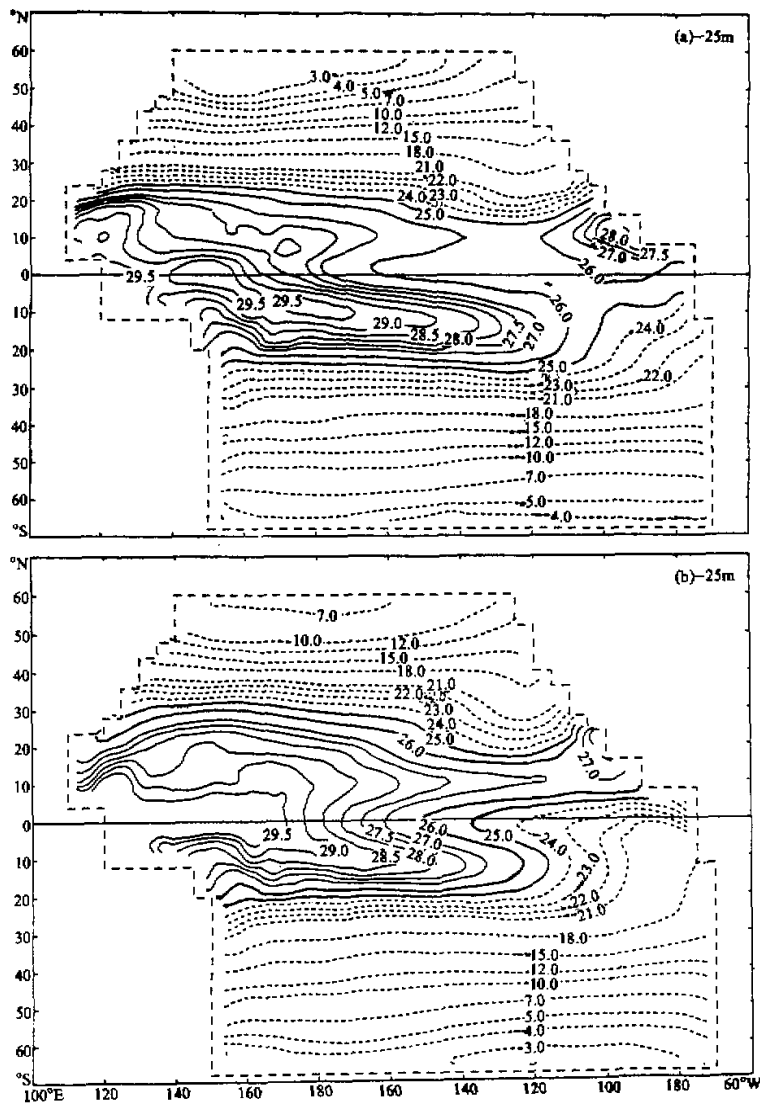


图 6 模拟得到的春季 (a) 和秋季 (b) 太平洋海表温度分布

不同地区的垂直运动场具有不同的季节变化特性, 由沿赤道的时间-纬圈剖面图(图略)可以看出: 赤道西太平洋沿岸地区几乎都是上升区, 最强出现在春季和夏季; 150°E — 170°E 之间地区, 全年都为下沉区, 最大值出现在秋季; 中太平洋 (170°E — 160°W) 上升区随季节变化不大; 再往东的 160° — 110°W 地区, 上升运动表现为明显的半年振荡, 二个最大上升运动分别出现在夏季和冬季; 110°W 以东的赤道东太平洋沿岸地区最大上升运动出现在夏季和秋季。

3. 温度场

从模拟得到的春、夏、秋和冬季太平洋海表温度分布可以看出: 从冬到夏, 随着整个海洋、大气系统的北移, 海表温度场也北移, 例如, 冬季西北太平洋最强水平温

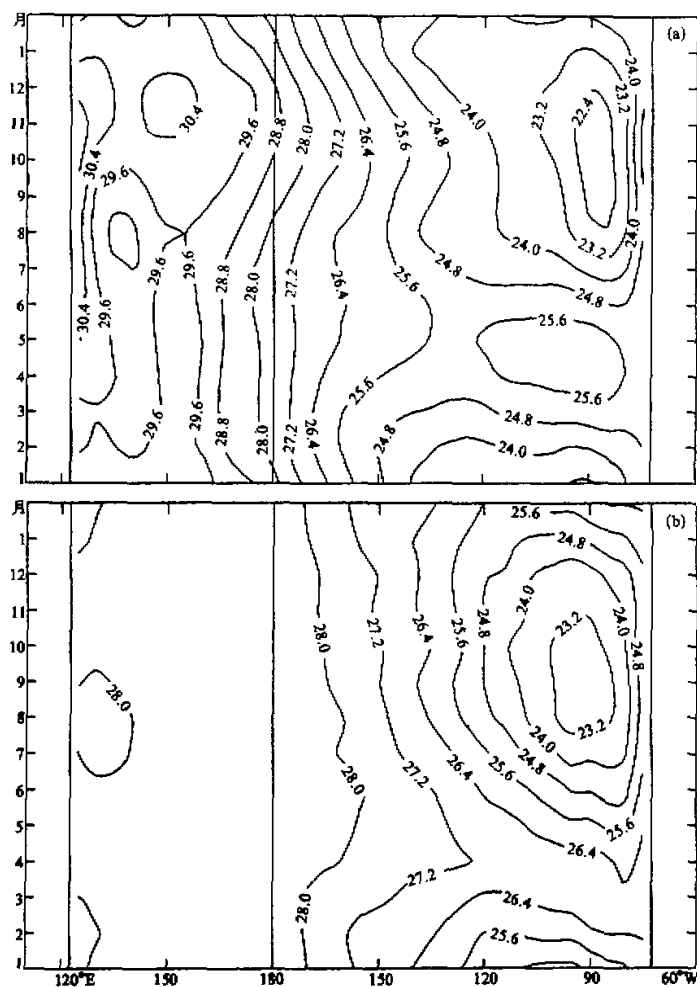


图7 太平洋赤道地区海表温度随季节变化 (a)模拟结果; (b)观测结果

度梯度位于 25°N — 45°N , 而到夏季, 则向北推进 10 个纬度; 冬季西太平洋暖水区位于 20°N — 30°S 之间, 而到夏季, 则北移到 35°N — 15°S , 其中西太平洋最暖位置从冬季的 5°S 移至夏季的 15°N (图略); 模拟得到的副热带地区自西向东延伸的暖脊和赤道地区自东向西扩展的冷水舌也表现出明显的季节变化, 图 6a 和 6b 分别是热带地区 SST 两种极端情况: 在春季, 赤道东太平洋和秘鲁沿岸的冷水舌强度最弱、温度最高, 相应地, 赤道西太平洋暖水脊向东扩展明显; 而到了秋季, 赤道东太平洋和秘鲁沿岸的冷水舌发展最强, 向西扩展最为明显, 温度最低, 这时西太平洋的暖水脊收缩也最为明显。

为了更清楚地表示出赤道地区 SST 的季节变化, 图 7a 和 7b 分别给出模拟和观测得到的沿赤道 SST 的时间-纬圈剖面图, 表明日更线以西暖水区 SST 季节变化较小, 而赤道东太平洋的冷水区则有非常大的季节变化。在北半球的秋季, 当东南信风和南美沿岸地区的上升流都最强时, 赤道东太平洋温度最低, 赤道冷水舌向西扩展明显; 随着季节转换, 到冬季, ITCZ 向赤道移动和东南信风强度减弱, SST 增高; 到春季赤道东太平洋 SST 最高。

模拟同观测分析结果^[22]的比较表明, 因采用 Haney 的海表热通量参数化方法, 模式比较好地模拟出太平洋海表温度及其季节变化, 但模拟得到的冷水区 SST 比观测得到的要低, 而赤道西太平洋暖水区温度却比观测的要高。

4. 海表热通量

由模拟得到的海表温度和热通量参数化公式, 可计算太平洋逐月海表热通量 (图略)。(1) 中高纬度地区, 热通量主要呈纬圈带状分布, 并随季节南北位移, 例如, 在北太平洋, 秋季和冬季向其上的大气输送热量, 而到夏季和春季, 则从大气获得热量。(2) 赤道中东太平洋冷水舌地区, 海洋总是从其上的大气获得热量, 但其强度最大值出现于冬季, 而最小值出现于夏季; (3) 黑潮及其延伸体区域是最活跃的热量交换区, 那里冬季海水冷却最为强烈, 夏季则加热最为强烈; (4) 南北太平洋副热带地区, 从表层温度场上表现出各有一从西太平洋向东延伸的暖脊, 故抑制了这一地区同其上大气的热量交换, 模拟得到的热通量图中也反映了这一特征。例如, 在冬季, 南太平洋赤道地区和中高纬地区获得热量, 而副热带地区这种热量交换很弱; 在夏季热通量图中, 北太平洋从其上大气获得热量, 最大值分别位于赤道和中纬地区, 而副热带地区则是小值区。

模拟结果同按 Esbensen 等^[22]的观测资料估算得到的海表热通量相比, 两者的基本结构及其季节变化特征是一致的, 但振幅有些差别。例如, 模拟得到的赤道中东太平洋加热区总比估算结果要大; 模拟得到的冬季北太平洋黑潮冷却区振幅比估算结果要小, 而夏季黑潮加热区振幅却比估算结果要大。另外, 模式未模拟出春季和夏季北美沿岸狭窄的强加热区。

为了更清楚地表示出海表热通量的季节变化, 图 8a 给出模拟得到的纬圈平均海表热通量时间-纬圈剖面图。可见, 北太平洋中纬地区季节变化最为明显, 夏季加热, 冬季冷却, 幅度差不多相同, 极值区都位于 40°N 。南太平洋中高纬度加热或冷却位相与北太平洋相反, 极值都位于 30°S ; 太平洋副热带地区全年以加热为主, 季

节变化不太明显; 太平洋热带地区, 全年都为加热区, 但季节变化同中高纬地区、副热带地区存在位相差, 分别在春季和秋季有两个极值, 这反映出热带地区加热的半年周期变化特征。

图 8b 是按 Esbensen 等^[22] 的观测资料计算得到的相应分布, 同模拟结果相比, 两者的基本结构及其季节变化是一致的, 但振幅有些差别; 另外, 观测得到的热带地区纬圈平均热通量半年振荡特性更加明显。

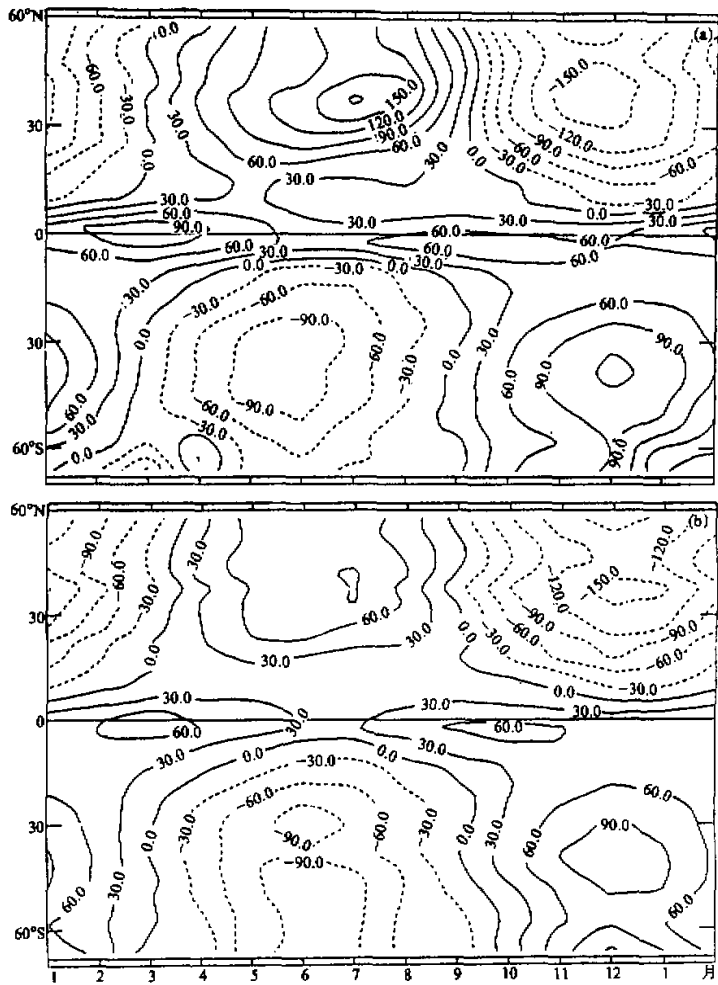


图 8 模拟得到的 (a) 和按观测资料计算得到的 (b) 太平洋地区纬圈平均海表热通量的季节变化
(单位: W/m^2)

5. 太平洋上层热储存率

因海洋巨大的热容量和覆盖面很好地充当着热量储存器的作用, 在夏季吸收并

储存大量的热量,而在冬季释放,减小冬夏温差,对气候起“时间平滑”作用. Oort 等^[4] 和 Levitus^[7-8] 利用观测资料先后对全球海洋和区域海洋上层热储存率进行了分析. 考虑到 250m 以下深层海洋季节变化很小而可忽略不计,他们计算了海洋上层

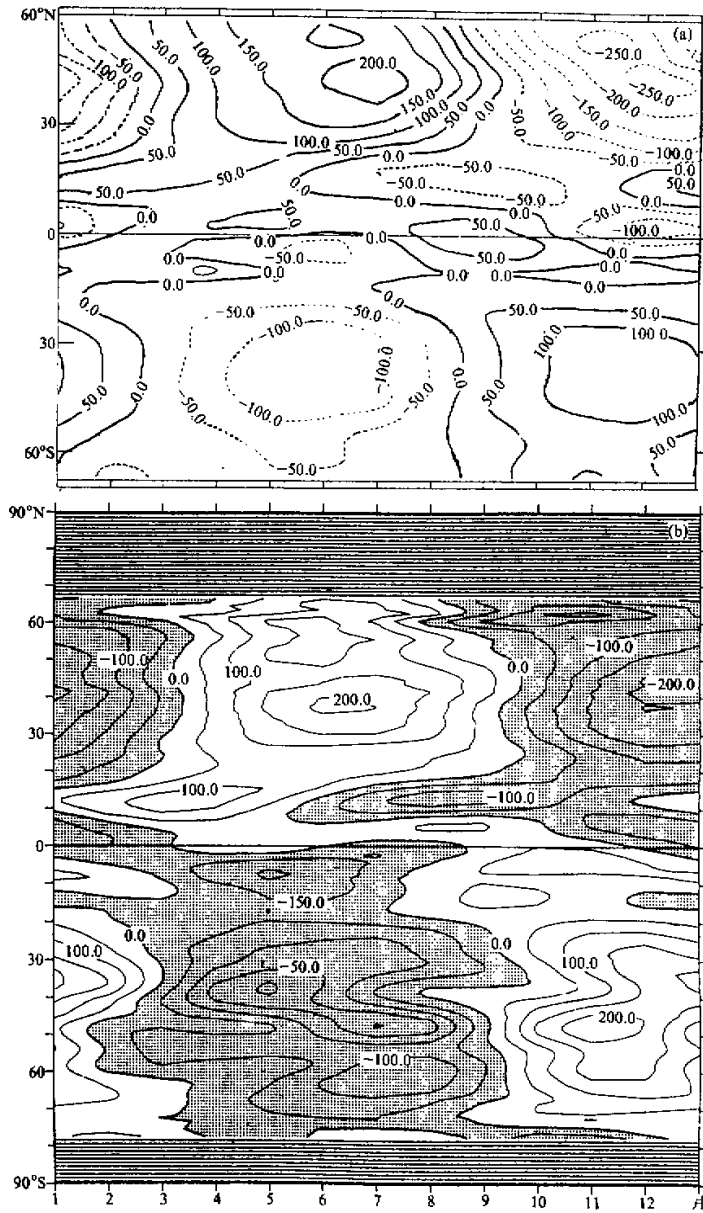


图9 太平洋地区纬圈平均热储存率随纬度和季节的分布 (单位: W/m^2)

(a)模拟结果, (b)观测资料计算结果^[8].

275m 热含量的季节变化, 由此估算出上层海洋热储存率, 定量地证实了海洋中热量储存在大气-海洋-陆地-冰雪圈系统的热量储存中占主导地位。Bryan 等^[12]、Han^[13]和 Washington 等^[14]用斜压海洋模式模拟得到的海温场, 计算出上层海洋热储存率, 其结构和季节变化同观测分析结果基本一致, 但未能模拟出副热带地区海洋热储存率同中纬地区的位相差特征。

这里, 我们将用同样的方法, 由我们模拟得到的太平洋温度场季节变化资料计算上层热储存率, 计算公式为:

$$S_0 = \frac{\partial}{\partial t} \int_0^{275\text{m}} \rho_m c_p T dz$$

其中 ρ_m 和 c_p 分别为海水平均密度和比热。

图 9 表示模拟得到的和 Levitus^[8] 由观测分析计算得到的太平洋上层热储存率的时间-纬圈剖面, 结果表明: (1) 中纬地区北太平洋上层热储存率季节变化最大, 上层海洋最大得热在 7 月份, 最大失热在 12 月份; 南太平洋季节变化正好与北太平洋反位相, 但南太平洋得热或失热振幅比北太平洋要小, 这也许是南太平洋低层气象要素场季节变化比北太平洋要小, 或者可能是南太平洋没有象北太平洋中黑潮那样的强西边界流。(2) 模拟和观测结果中最有意思的特点是, 15°N 的副热带地区上层太平洋热储存率在春季有一个最大值, 而在秋季则是极小值, 并且同中纬地区有明显的位相差。Oort 等^[4]和 Levitus^[8]推测, 这些纬度地区同表层风应力变化相联系的上升、下沉运动造成了海洋局地热含量的季节变化。在我们的计算中, 由数值模拟得到的第一层底的垂直运动(图 5)可见, 这一纬度的下沉运动在冬末春初最强, 而在夏末秋初最弱。既然模拟得到的这一地区的海表热通量(图 8a)未表现出春季增大而秋季减小的季节变化, 那么冬末春初强的下沉运动造成该地区海温上升, 使得海洋热含量增大, 而在夏末秋初弱的下沉运动, 使这一地区的上层海洋热含量减小。(3) 热带地区, 热储存率季节变化情况比较复杂。由沿赤道的时间剖面图(图略)表明, 赤道不同地区上层海洋热储存率随季节变化是不一样的, 赤道西太平洋地区秋季和冬季失去热量, 而春季和夏季则得到热量, 其中最大失热在 1 月份, 而最大得热在 4 月份; 赤道中太平洋地区($150^\circ\text{E} - 150^\circ\text{W}$), 冬季和春季失去热量, 而夏季和秋季则得到热量, 并且得热或失热型自赤道西太平洋向中太平洋传播; 赤道东太平洋地区(150°W 以东), 得热和失热表现出明显的半年振荡, 1—4 月份得到热量, 5—7 月份失去热量, 8—9 月份得到热量, 而 10—12 月份又失去热量, 得热或失热型同样自赤道东太平洋向中太平洋传播。

比较我们的模拟结果同 Levitus^[8] 观测资料计算得到的太平洋热储存率(图 9a)表明, 除振幅有些差别外, 模式基本上模拟出具有重要气候意义的太平洋热储存率及其季节变化, 特别是北太平洋副热带地区热储存率季节变化同中纬地区间的位相差特征得到很好的反映, 但 Bryan 等^[12]、Washington 等^[14]的模式则未能模拟出这一基本特征。

四、小结和讨论

本文在年平均环流数值模拟基础上, 用季节变化的大气强迫场又进行了 12 年的数

值积分,以模拟太平洋大尺度环流季节变化,并对由模拟得到的太平洋海面起伏、洋流、温度、海表热通量和上层热储存率等的季节变化特征作了较为详细的描述和与已有观测结果进行了比较,结果表明,基本上模拟出了观测到的太平洋大尺度环流基本特征及其季节变化。例如,模式模拟出在海洋动力学和大尺度海气相互作用中有重要应用的海面起伏及其季节变化;对气候及其变化有重要影响的海表温度、海表热通量和海洋热储存率等的数值模拟同观测结果较为一致,特别是模拟出了北太平洋副热带地区热储存率季节变化同中纬地区间的位相差特征,比 GFDL 模式和 NCAR 模式的模拟结果有明显改进。但因缺乏海洋观测资料,特别是季节变化资料,模拟得到的太平洋环流季节变化的细节有待于未来用观测资料进一步验证。同时,本文对模拟得到的有关太平洋大尺度环流季节变化的描述和解释也只是初步的,也有待于做进一步的诊断计算和动力分析。

总之,基于长期研究结果和理论考虑设计出来的 IAP OGCM 在太平洋大尺度环流及其季节变化数值模拟方面的研究工作是令人鼓舞的,模式具有较好的性能和对实际环流的模拟能力,有些模拟结果优于国外一些具有同等分辨率的海洋模式。

对模式的进一步发展、改进和应用工作正在进行之中,例如,提高模式的水平分辨率和垂直结构;采用闭合法技术的 η 坐标系取代本工作中单一的 σ 坐标系,以正确描述陡峭的海底地形;改进海表层热力过程和动力过程参数化方法,如垂直扩散系数应与表征洋流切变的里查逊数 (Ri) 有关;设计高分辨率的热带太平洋环流模式,以进行热带海洋环流年际变化和低频振荡等的数值模拟。此外,我们还将基于本文季节变化模拟所提供的海候场和大气物理研究所二层全球大气环流模式及其模式气候场,进行太平洋大尺度环流异常的数值模拟,并已取得了跨季度气候预测试验的初步成功^[23]。

致射:在本工作过程中,得到袁重光、包宁等同志和计算机室同志们热情帮助和所提供的方便;得到大气大洋环流模式设计课题组、气候模拟课题组、大气科学和地球流体力学数值模拟开放实验室等的大力支持,谨此一并致谢。

参 考 文 献

- [1] Rasmusson, E. and T. Carpenter, 1982, Variation in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern/El Nino, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354—384.
- [2] Webster, P. J., 1981, Mechanisms determining the atmospheric response to sea surface temperature anomalies, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 554—571.
- [3] Wyrtki, K., 1974, Sea level and seasonal fluctuations of the equatorial currents in the western Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **4**, 91—103.
- [4] Oort, A. H. and Vonder Haar, T. H., 1976, On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the Northern Hemisphere, *J. Phys. Oceanogr.*, **6**, 781—800.
- [5] Horel, J. D., 1981, On the annual cycle of the tropical Pacific atmosphere and ocean, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1863—1878.
- [6] Levitus, S., 1982, Climatological Atlas of the World Ocean, NOAA Prof. Paper 13, 173pp., 17 microfiche, U.S. Govt. Printing Office, Washington, D. C.
- [7] Levitus, S., 1984, Annual cycle of temperature and heat storage in the world ocean, *J. Phys. Oceanogr.*

- 14, 727 — 746.
- [8] Levitus, S., 1987, Rate of change of heat storage of the World Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 518 — 529.
- [9] Cox, M.D., 1970, A mathematical model of the Indian Ocean, *Deep-Sea Res.*, 17, 47 — 75.
- [10] Bryan, K., 1969, A numerical method for the study of the circulation of the world ocean, *J. Comput. Phys.*, 4, 347 — 376.
- [11] Huang, J. C. K., 1979, Numerical simulation studies of oceanic anomalies in the North Pacific basin, II: Seasonally varying motions and structures, *J. Phys. Oceanogr.*, 9, 37 — 56.
- [12] Bryan, K. and Lewis, L. J., 1979, A water mass model of the world ocean, *J. Geophys. Res.*, 84, 2503 — 2517.
- [13] Han, Y. -J., 1984, A numerical world ocean general circulation model. Part II. A baroclinic experiments, *Dyn. Atmos. Oceans*, 8, 141 — 172.
- [14] Washington, W. M. and G. A. Meehl, 1989, Climate sensitivity due to increased CO₂: experiments with a coupled atmosphere and ocean general circulation model, *Climate Dyn.*, 4, No. 1, 1 — 38.
- [15] Philander, S. G. H., and Pacanowski, 1986, A model of the seasonal cycle in the tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 91, 14207 — 14211.
- [16] Philander, S. G. H. W. J. Hurlin and A. J. Seige, 1987, Simulation of the seasonal cycle of the tropical Pacific Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, 17, 1986 — 2002.
- [17] Zeng Qingcun, Zhang Xuehong and Zhang Ronghua, 1991, A design of oceanic GCM without rigid lid approximation and its applications to numerical simulation of circulation in the Pacific Ocean, *J. Marine Systems*, 1, 271 — 292.
- [18] 张荣华, 1989, 大洋环流模式的设计及太平洋大尺度环流数值模拟研究, 博士论文, 中国科学院大气物理研究所.
- [19] 张荣华, 曾庆存, 张学洪, 1991, 太平洋大尺度环流数值模拟, I: 数学模式及其性能; II: 长期平均环流, *大气科学*, 15, 4, 5 期, 1 — 16.
- [20] Haney, R. L., 1971, Surface thermal boundary condition for ocean circulation models, *J. Phys. Oceanogr.*, 1, 241 — 248.
- [21] Han, Y. -J., and Lee, S. -W., 1981, A new analysis of monthly mean wind stress over the global ocean, Rep. No. 26, Climatic Research Institute, Oregon State University, Corvallis, 148pp.
- [22] Esbensen, S. K. and Kushnir, Y., 1981, Heat budget of the global ocean: estimates from surface marine observations, Rep. No. 29, Climatic Research Institute, Oregon State University, Corvallis, 27 pp.
- [23] 曾庆存, 袁重光, 王万秋, 张荣华, 1990, 跨季度气候距平数值预测试验, *大气科学*, 14, 第 1 期, 10 — 25.

Numerical Simulation of Large-Scale Circulation in the Pacific Ocean III: Seasonal Variations

Zhang Ronghua Zeng Qingcun Zhang Xuehong
(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

Seasonal variation of the general circulation in the Pacific Ocean has been simulated on the basis of the annual mean simulations given in Part II of this study. All the

simulated variables such as the simulated sea surface elevation, surface and subsurface layer currents, vertical velocity at the interface between the first two upper layers, and surface layer temperature exhibit reasonable periodical variations. The surface layer temperature is in good agreement with the available observational data. The warm water region in the western Pacific is in the subtropical area of the southern Pacific during winter time and shifts to the northern subtropical area in summer. The extension and contraction of the cold water tongue in the eastern equatorial Pacific are clearly related to the variability of the south-east trade wind. Besides, the sea surface heat flux and the heat storage rate of the Pacific as well as their seasonal cycles have also been computed and analysed.

Key words : Pacific oceanic general circulation model; Seasonal variations; Numerical simulation; Diagnostic computation.