

太平洋大尺度环流数值模拟*

II: 长期平均环流

张荣华 曾庆存 张学洪

(LASG, 中国科学院大气物理研究所)

提 要

用本文第I部分所给出的四层太平洋环流模式,模拟在定常年平均大气强迫场驱动下太平洋长期平均环流。所进行的53年数值积分表明,模式成功地模拟出观测到的太平洋大尺度环流基本特征,特别是能直接计算出在海洋动力学和大尺度海气相互作用研究中有重要应用的海面起伏,对表层流场的模拟也明显优于具有同等分辨率的其他模式的结果;对气候有重要影响的SST形势的模拟结果同观测也较为一致。本文还用第53年数值积分资料进行了扰动压力场、斜压扰动压力场和海表热通量等的诊断计算和分析,文中还对模拟结果进行了物理和动力学的分析和解释。

关键词: 四层太平洋模式; 长期平均环流; 数值模拟。

一、引 言

设计海洋环流模式(OGCM)目的之一是对观测到的长期平均环流及其季节变化进行数值模拟。自从Bryan^[1]设计和完成实际海底地形和海陆分布的OGCM并进行平均环流数值模拟以来,许多研究机构用不同的OGCM进行过平均环流数值模拟^[2-9]。基于曾庆存设计的海洋-大气耦合模式^[10],我们设计了无“刚盖”近似、扣除海洋标准层结、保持总有效能量守恒的四层太平洋环流模式^[11,12]。在本文的第I部分中,我们已对模式性能进行了简单分析,表明该模式从理论设计到数值求解等都有自己的特色,具有良好的性能。

在本文第II部分我们将详细分析在给定的年平均大气强迫场驱动下四层太平洋环流模式数值模拟结果,并同观测资料和国际上其它海洋环流模式模拟结果进行比较;同时利用模拟资料,对太平洋环流作进一步的诊断分析和计算,以便探讨太平洋环流维持的动力机理。

二、年平均大气强迫场

模式中考虑太平洋实际边界和平滑海底地形,东西范围为 $110^{\circ}\text{E} - 65^{\circ}\text{W}$,南

1990年3月7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。

北范围为 $62^{\circ}\text{N} - 70^{\circ}\text{S}$; 水平方向用 C- 网格, 分辨率为 $5^{\circ} \times 4^{\circ}$ (纬圈方向和经圈方向); 垂直方向分成不等距的四层, 其平均深度近似为 25、150、630 和 2000 m, 每层界面的深度近似为 0、50、250、1000 和 2800 m; 模式中所扣除的标准层结分布取自文献 [13].

年平均风应力资料取自文献 [14], 其特征为: 除 50°N 以北为东风气流外, 太平洋中高纬地区主要为西风气流所控制; 南北纬 30° 之间的热带和副热带地区盛行信风, 东南信风和东北信风在中东太平洋 6°N 处交汇, 形成热带辐合带 (ITCZ); 同时, 东南信风和澳大利亚东海岸向北气流交汇而形成南太平洋辐合带 (SPCZ); 此外, 南美秘鲁沿岸盛行南风, 北美沿岸盛行北风, 西太平洋南亚沿岸也盛行北风 (图略).

按照 Haney 的工作 [15], 海表热通量可表示为折合大气温度 T_A 、比例系数 D 和海表温度 T_S 间的函数关系: $Q = D(T_A - T_S)$, 其中的 T_A 和 D 同海面气象要素和辐射参数有关. 利用 Esbensen 等 [16] 的资料计算得到的年平均 T_A 和 D 分布表明 T_A 基本上接近于海表面大气温度场, 但在热带地区比海表面气温略高; 比例系数 D 有明显的空间变化, 这反映了大气要素场对热通量输送的影响 (图略). 另外, 海表面大气压力场资料也取自 Esbensen 等的工作 (图略).

三、太平洋长期平均环流模拟结果

1. 海面起伏

我们模式的特点之一是能直接计算海面起伏, 这一物理量的动力意义在于建立了一个正压压强梯度场, 由此可推算出表层和次表层流场的基本结构及其变化. 因此, 这一物理量在海洋动力学及热带海气相互作用中有重要应用.

图 1 给出我们模拟得到的太平洋年平均海面起伏 (等值线间隔 10 cm, 实线表示正值, 即高于平均海平面; 虚线表示负值). 其特征为: (1) 热带和副热带地区海面呈“西高东低”型分布, 即大洋西部水位高、东部水位低, 故存在自西向东的压力梯度, 这一压力梯度一方面同其上的大气风应力场相平衡, 另一方面推动和维持次表层中自西向东的赤道潜流. (2) 太平洋最高水位分别位于南北太平洋副热带西边界地区 (南北太平洋最高水位分别达 46 和 74 cm), 最低水位位于大洋高纬西边界地区; 北太平洋最高水位区对应于反气旋性环流, 在其西北侧密集的等值线同那里的强洋流相对应, 即西边界洋流强化现象; 在南太平洋也有类似情况. (3) 热带和副热带地区沿经圈方向槽脊分布明显, 例如, 赤道上有一自赤道东太平洋和秘鲁海岸沿赤道向西延伸的赤道槽; 10°N 有自西向东伸展的高水位脊, 这些槽脊分布分别同热带表层流系相对应, 图中箭头表示由此海面起伏建立的梯度场所导出的流动方向.

以上海面起伏分布特征可用风生环流理论来解释, 在热带地区, 在信风驱动下, 海水不断向西输送, 逐渐在大洋西边界处堆积起来, 于是热带地区的海面西边高、东边低; 另一方面, 大洋西边界强洋流不断地向更高纬输送海水, 结果造成西边界副热带地区的高水位.

将模拟得到的海表起伏同观测得到的太平洋表层相对于 10MPa 的年平均动力高度 [17] 相比可以看出, 两者的大尺度特征是一致的; 但是, 由于模式的水平分辨率太低,

没有模拟出一些细微的结构,例如同热带表层流系相对应的槽脊分布和中小尺度涡旋环流等。

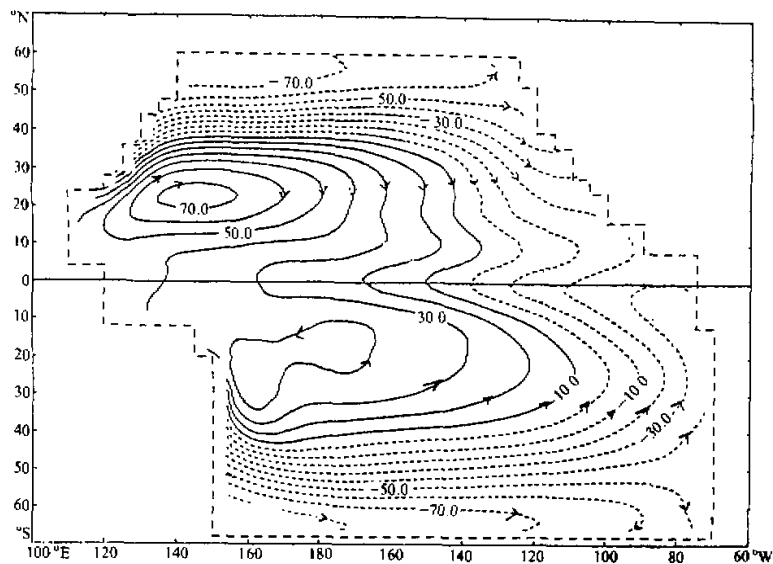


图1 模拟得到的太平洋海面起伏(单位: cm)

2. 流场

图2是观测到的太平洋平均表层洋流,同海表面大气风场相对应,低纬地区是横越整个大洋自东向西的北赤道洋流(NEC)和南赤道洋流(SEC),但它们相对于赤道是不对称的。SEC穿越赤道进入北太平洋,其平均位置为 $3^{\circ}\text{N}-15^{\circ}\text{S}$, NEC的平均位置为 $10^{\circ}-20^{\circ}\text{N}$;介于二者之间的是自西向东的北赤道逆流(NECC),其平均位置为 $3^{\circ}-10^{\circ}\text{N}$ 。

北赤道洋流源于东太平洋中美洲沿岸,在自东向西的流动过程中,伴随着加利福尼亚流水体和北太平洋水体不断地从其北侧加入,体积不断增大,同时由于太阳辐射加热作用,其水温不断增高,在菲律宾群岛的东侧,北赤道洋流分成南北两支,向南一支沿海岸南流,成为赤道逆流的源头;向北支流体积较大,紧贴着菲律宾群岛的北端和台湾岛的东海岸向北流动,这支暖流继续北上,流速不断增大,沿琉球群岛和日本南部海域向东北方向流去,这即是著名的黑潮(Kuroshio)。黑潮离开日本海域以后,一部分向东流成为北太平洋西风漂流的一部分即黑潮延伸体;另一部分向东北偏东方向流去,同源干鄂霍茨克海的亲潮(Oyashio)冷洋流汇合,再加入到北太平洋西风漂流中去,随着黑潮延伸体的东流,其中一部分沿阿拉斯加海岸北上成阿拉斯加暖洋流,另一部分则沿北美沿岸南下成加利福尼亚冷洋流,并在其南流过程中不断地加入到北赤道洋流,以致最后合并于其中,显然,北太平洋由这些洋流组成了三个涡旋系统:在鄂霍茨克海和白令海形成的冷洋流,沿堪察加半岛向南流动,同其南边的黑潮延伸体、东边的阿拉斯加洋流组成副极地涡旋系统;沿西太平洋海岸北流的黑潮流系和其北侧的黑潮延伸体和北太平洋洋流、东边的加利福尼亚洋流,南边的北赤道洋流组成副热带大涡旋;沿菲律宾

东海岸由北赤道洋流分离出来的南支流动,同其南侧的赤道逆流、北侧的北赤道洋流组成低纬涡旋。

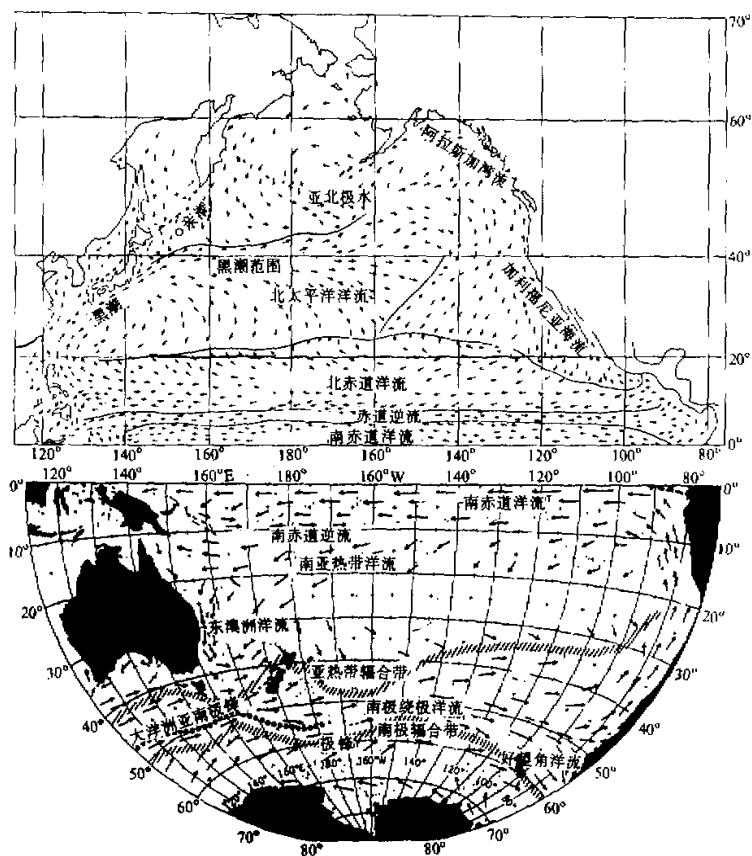
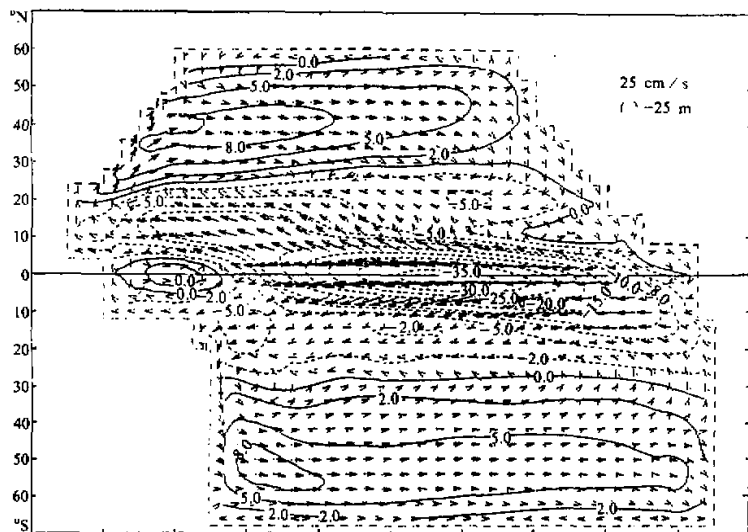


图2 观测到的太平洋平均表层洋流

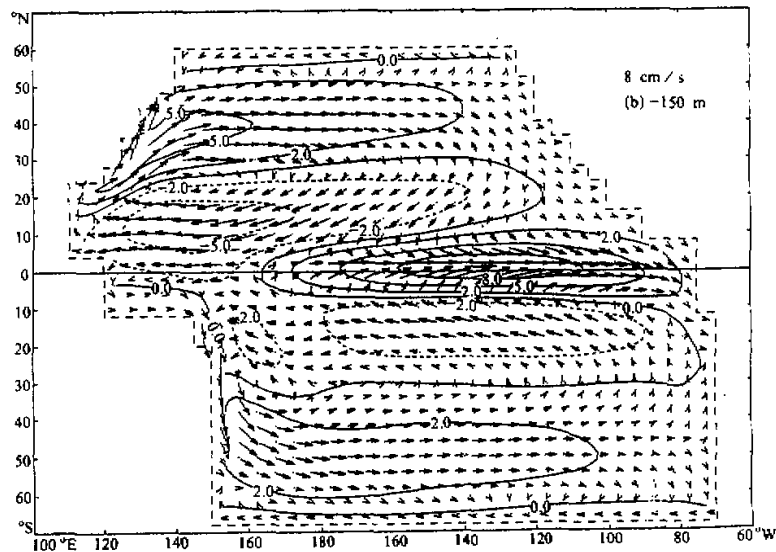
同北太平洋表层洋流分布相类似,南太平洋低纬地区主要是自东向西流动的南赤道洋流;副热带地区为自东向西的副热带洋流;介于两者之间则为自西向东的南赤道逆流(位于约 10°S);中高纬高地区是西风漂流;在海洋的东西边界,洋流转向,东部为沿南美海岸流动的秘鲁洋流(或称为 Humboldt 洋流),西部为向极地流动的东澳大利亚洋流。因而,由以上的南赤道洋流、东澳大利亚洋流、中高纬的西风漂流和东海岸的秘鲁洋流组成一个反气旋性大涡旋。南太平洋中另一主要流系是强而深厚的南极绕流,其轴位于 $50-65^{\circ}\text{S}$,其空间变化认为同海底地形有关,这支流系在智利沿岸约 50°S 处分离,南流支变成相对较暖的合恩角洋流,而北流支组成秘鲁流系。

图 3a 是模拟得到的太平洋表层(约 25 m)洋流矢量图以及纬圈方向流速 u 的等值线。由图可见,太平洋表层主要洋流系统基本上模拟出来了,例如,热带地区自东向西流动

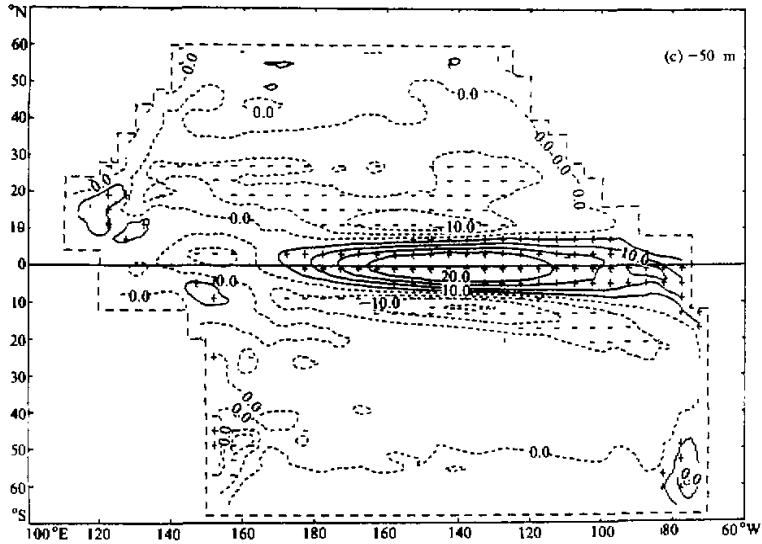
的北赤道洋流和南赤道洋流；相对强化的西边界流（黑潮和东澳大利亚洋流）和中纬地区的西风漂流；大洋东边界较弱的加利福尼亚洋流和秘鲁洋流；北太平洋高纬地区的亲潮洋流和阿拉斯加洋流也清楚可见。另外，尽管未完整地模拟出北赤道逆流，但模拟出北赤道逆流的一部分，即在赤道东、西太平洋地区存在自西向东的洋流（这一特征在季节变化模拟图上更清楚可见）。由以上这些洋流组成了北太平洋反气旋性大涡旋。



(a) 表层洋流 (约 25 m)



(b) 次表层洋流 (约 150 m)



(c) 第一层底 (约 50 m) 的垂直运动场

图 3 模拟得到的太平洋平均流场分布

然而, 在我们的模拟中, Ekman 输送过程 (同风应力垂直) 稍强了些, 结果在北半球的副热带中东太平洋地区表层洋流指向西北方向, 但实际 (图 2) 却是向西 - 西南方向, 这种误差在南太平洋也有反映, 但不明显. 这样还造成中东赤道太平洋地区较强的 Ekman 辐散, 引导出较强的赤道上升流 (图 4c). 另外, 模拟得到的表层洋流强度明显偏弱; 并且未能完整地模拟出北赤道逆流和南赤道逆流. 所有这些, 同网格分辨率太低和水平扩散系数取得太大有关 (我们提高了分辨率和改变扩散系数再做模拟, 结果有很大改进, 将另文发表).

我们的模拟结果同 OSU OGCM 模拟得到的年平均表层洋流^[6]相比, 有几点明显差别, 一是 OSU OGCM 模拟中表层洋流基本上为 Ekman 输送过程所控制. 例如, 他们模拟得到的中东太平洋副热带地区表层洋流方向几乎和大气风应力方向垂直并指向其右方 (北半球) 和左方 (南半球), 表现为完全的 Ekman 漂流, 和实测结果几乎垂直, 我们模拟的结果虽也有误差, 已如前述, 但毕竟比较接近实况. 另外, OSU OGCM 模拟得到的北太平洋西风漂流也具有较大的向南分量. 第二是 OSU OGCM 未模拟出秘鲁洋流、加利福尼亚洋流等东边界流. 第三, 我们的 OGCM 模拟出赤道逆流的一部分, 特别在北太平洋副热带东部区域, 模拟得到自西向东的赤道逆流, 这支逆流把赤道洋流分成 NEC 和 SEC. 同观测结果一致, 但 OSU OGCM 未模拟出赤道逆流, 也未能模拟出太平洋东部的北赤道洋流.

由于 OSU OGCM 同本工作的 OGCM 具有相同的水平分辨率和大气强迫场, 尽管垂直方向 OSU OGCM 取为六层, 我们的 OGCM 取为四层, 但两模式的第一层厚度都为 50 m. 然而, 两者模拟得到的表层洋流却有以上较大的差别, 其原因应在于模式之间的差别. OSU OGCM 源于 Bryan 模式^[1], 采用“刚盖”近似; 而在我们的 OGCM

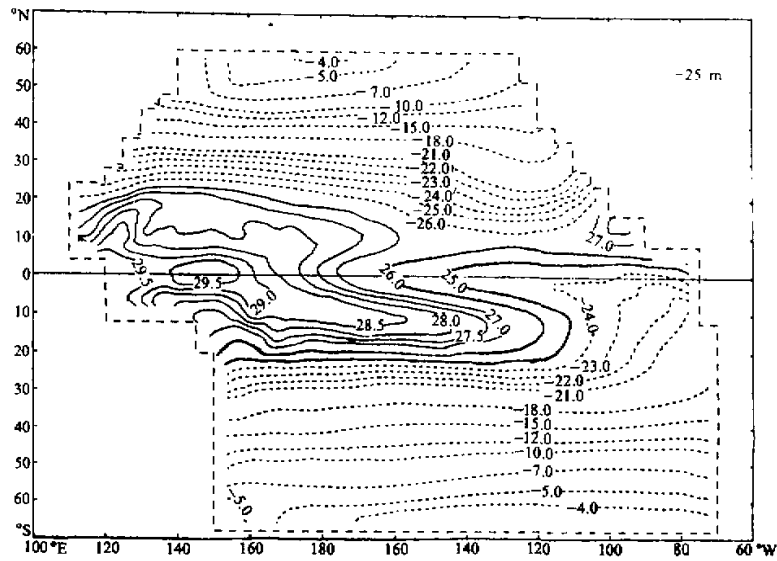


图4 模拟的太平洋年平均海表温度分布

中,把自由面作为一个预报量引入于动力方程中,能正确描述有效表面位能与流速较大的表层洋流占主要部分的动能之间的转换,这是两类模式主要差别所在,从动力角度来分析,海洋表层运动主要是Coriolis力、风应力和水平压强梯度力之间的平衡,而海洋深层运动则主要是Coriolis力和水压梯度力之间的平衡(即地转关系)。因此,OSU OGCM中因未直接计算海面起伏,很可能使得表层水压梯度力作用相对减小,而风应力作用更起主导作用,结果使模拟得到的表层洋流更具有Ekman漂流性质;而在IAP OGCM中,未采用“刚盖”近似,海面起伏作为其预报变量之一,避免了这样造成的误差。

图3b是模拟得到的次表层(第二层约150 m)洋流矢量图及纬圈流速 u 的等值线。可见,该层主要反映了同海面起伏(图1)所建立的正压压力场相联系的地转流。例如,同南北太平洋副热带高水位区相联系各有一个反气旋性涡旋;赤道地区则有自西向东流动的赤道潜流和与之相联系的向赤道辐合,这一赤道潜流是赤道地区“西高东低”型海面起伏分布所建立的自西向东的压力梯度直接推动的结果;另外,该层中西边界流强化现象更清楚可见,这些同现有的观测结果较为一致,但其不足处是模拟得到的赤道潜流强度太弱。

模拟得到的第四层(约2000 m)的洋流(图略)同上面几层完全不同,其主要特征是在西边界逆流,即西边界深层流流向同表层洋流相反,从高纬流向低纬;另外特征是太平洋东部表现为向高纬流动,这同Stommel等^[18]所推算出的世界大洋深水环流基本一致。

可从动力上对以上模拟的各层洋流分布特征作一简单分析,推动洋流的动力是风应力和压力场,其中压力场可分为同海面起伏相联系的正压压力场和同密度分布不均匀相

关的斜压压力场(见图 5)。表层洋流主要是风应力(对应于 Ekman 输送)和正压压力场共同作用的结果,次表层流主要由与海面起伏相联系的正压压力场所推动,第三层洋流是正压压力场和斜压压力场共同作用所致,而深层洋流则主要是同斜压压力场密切相关。

图 3c 给出模拟得到的第一层底(约 50 m)的垂直速度场($\sigma \times 10^{-10}$),其中实线和符号“+”表示上升区,虚线和符号“-”表示下沉区。由图可见,该层中东赤道太平洋和秘鲁沿岸一带为强而狭窄的上升区;紧邻其南北两侧的副热带地区则为弱而宽广的下沉区;而在更高纬地区又是弱的上升区;另外,边界地区如西太平洋和加利福尼亚沿岸地区也是弱的上升区。

从物理上说,这一层的垂直运动主要反映了 Ekman 抽吸作用,它同表层洋流的辐散辐合相联系;另一方面,由海洋动力学可知,海洋边界层中的 Ekman 输送方向在北半球同表层风应力相垂直并指向其右方,而其数值等于表层风应力除以 Coriolis 参数。由于表层大气风应力所引导的上升运动等于 Ekman 输送的水平散度,因此由给定的风应力场,可算出相应的垂直运动场^[19],与我们的模拟结果相比,两者结构是基本一致的,但模拟得的赤道上升区较宽。

3. 温度场

图 4 是模拟得到的太平洋海表温度分布(注意所画等值线间隔不等),其基本特征是:(1)中高纬地区温度主要沿纬圈分布,北太平洋中高纬地区的经圈温度梯度较南太平洋强,北太平洋最强经圈温度梯度位于中纬西边界地区。(2)热带地区东西方向海温分布不对称,赤道西太平洋为暖池,而赤道东太平洋则为从秘鲁海岸沿赤道向西延伸的冷水舌,这一冷水舌的形成和维持归因于赤道东太平洋和秘鲁沿岸海水上翻运动以及来自高纬地区的秘鲁冷洋流。(3)热带地区海表温度分布相对于赤道也呈不对称分布。例如,东太平洋 10°N 地区有一孤立的小暖区,而对应的南太平洋则为冷水舌区;另外,西太平洋的暖水区分布相对于赤道也不对称。(4)同热带地区海面起伏(或动力高度)槽脊分布相类似,海表温度沿经圈方向也呈槽脊分布。例如,赤道地区有一自东沿赤道向西延伸的冷舌,而其南北两侧的副热带地区则为自西太平洋暖区向东扩展的暖脊。

以上模拟得到的温度分布同相应的观测分布^[16]基本一致,但赤道中东太平洋地区和中高纬内部区域,模拟得的海温比实际偏低;而西边界沿岸地区,却比实际偏高,其中最大误差出现在北太平洋西边界中纬地区。

深层温度模拟结果(图略)同 Levitus 的观测结果^[20]相比,两者基本特征是一致的。例如,150 m 深层的温度分布基本上类同表层分布,如赤道西太平洋暖水区在该层仍清晰可见,但中心已分离成南北两个,它们分别位于南北太平洋的副热带地区;该层中赤道中东太平洋地区仍为从秘鲁海岸沿赤道向西延伸的冷水舌。这些表明,造成表层和次表层海温分布的物理过程在该层仍在起主要作用。而 500 m 深层温度分布则表明,表层和次表层温度分布基本特征在该层已完全消失,其主要特征是,南北太平洋中纬西边界地区分别为暖水区;在北太平洋中高纬东部地区为由北向南延伸而在副热带地区又自东向西扩展的宽广冷舌,这些结构同该层的流场结构有很好的对应关系;另外,同表层和次表层温度分布相反,该层赤道中东太平洋为暖区。

4. 压力场分布

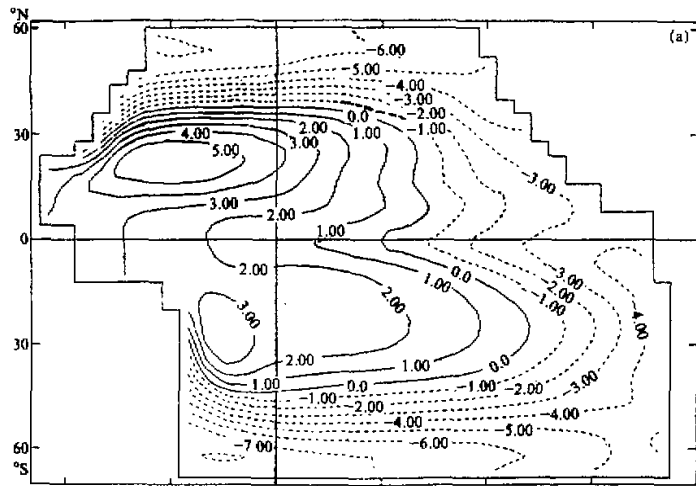
压力场是推动洋流的主要动力因子之一,除表层之外,由压力场可以解释流场结构,

反过来, 由流场可以推断出压力场分布.

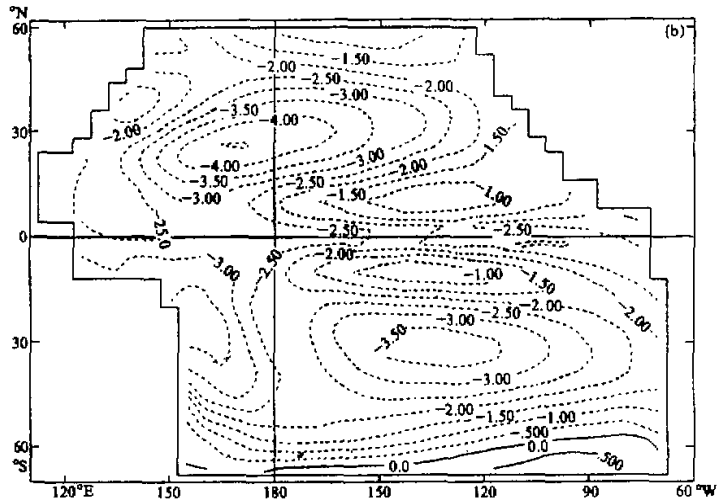
由静力平衡方程, 并应用上边界条件 $p'|_{\sigma=0} = H_0 + p'_a / \rho_m$, 可得任一深度海洋扰

$$\text{动压力场: } p' = \frac{p'_a}{\rho_m} + H_0 - \int_{\sigma}^0 \frac{N_{\rho 0}}{g} \Phi \Pi d\sigma,$$

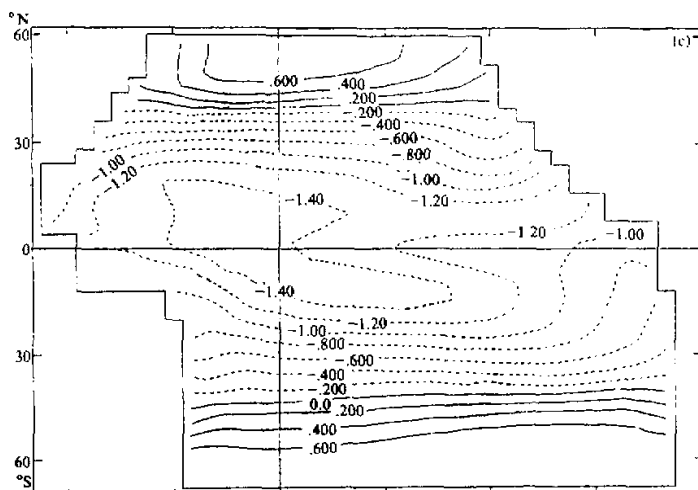
这样又可把 p' 分成正压部分 $\bar{p}'$ 和斜压部分 p'' :



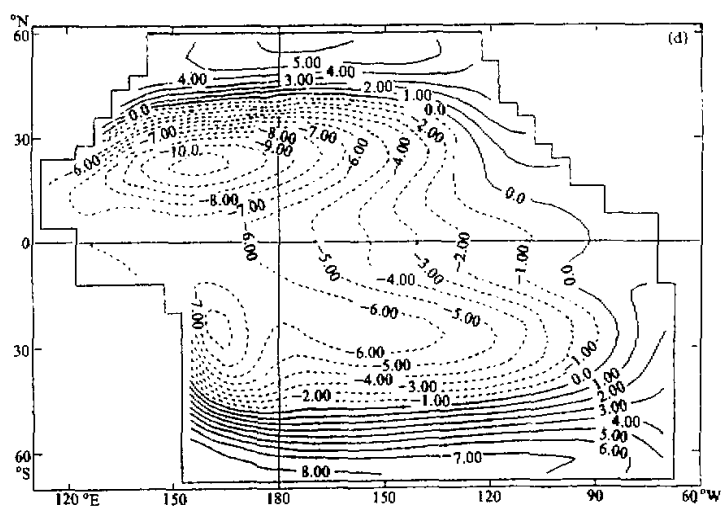
(a) 50 m 深处的扰动压力场



(b) 类同 (a) 但为 1000 m 深处



(c) 50 m 深处的斜压扰动压力场



(d) 类同(c)但为 1000 m 深处

图 5 模拟得到的海洋压力场

$$\left\{ \begin{array}{l} \bar{p}' = H_0 + \frac{p'_a}{\rho_m} - \int_{-1}^0 \left(\int_{\sigma}^0 \frac{N_{\rho 0}}{g} \Phi \Pi d\sigma' \right) d\sigma, \\ p'' = - \int_{\sigma}^0 \frac{N_{\rho 0}}{g} \Phi \Pi d\sigma + \int_{-1}^0 \left(\int_{\sigma}^0 \frac{N_{\rho 0}}{g} \Phi \Pi d\sigma' \right) d\sigma. \end{array} \right.$$

图 5a 和 5b 分别是模拟得到的 50 和 1000 m 深层扰动压力场。由图 5a 可见,在黑潮区域和东澳大利亚区域有强的水平梯度,表示强西边界流,而其它区域的压力场分布表明,南北太平洋中纬地区为向东流动,而在热带则是弱的向西南流动(北太平洋)和向西北流动(南太平洋)。1000 m 深层的压力场(图 5b)表明,该层中的地转流同上层相反,在黑潮流系的下方深层是向南的洋流,图 5c 和 5d 分别是模拟得到的 50 和 1000 m 深层斜压扰动压力场,可见表层的斜压扰动压力很小,而深层的斜压扰动压力很大。比较扰动压力场和斜压扰动压力场,可知海洋表层正压压力场占主导地位,而在海洋深层则是斜压压力场占主导地位;压力场的正压部分主要同海面起伏相联系,而斜压部分则主要与密度分布不均匀有关。

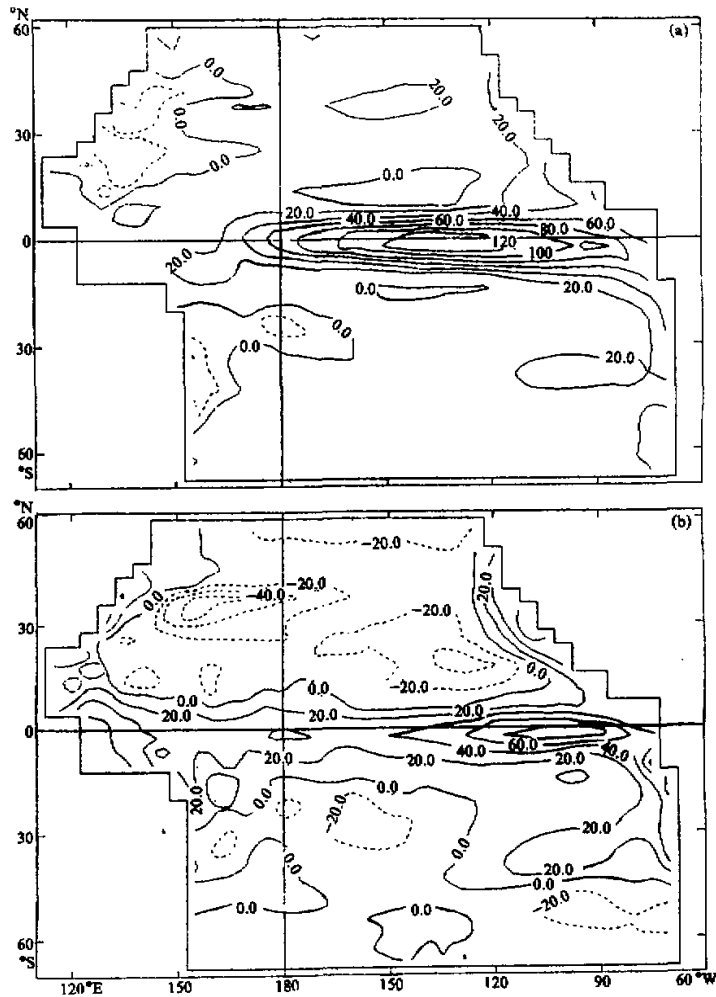


图 6 太平洋地区年平均海表热通量(单位: W/m^2)

(a) 模拟结果; (b) 观测结果

5. 海表热通量

按 Haney 海表热通量计算公式^[15]和年平均海表气象要素场和辐射参数计算得到的折合大气温度 T_A 和比例系数 D , 可由模拟得到的海表温度场计算出净向下海表热通量. 图 6a 和 6b 分别表示由模拟得到的年平均 SST (图 4) 和按 Esbensen 等^[15]观测到的 SST 计算得到的热通量. 可见, 两者比较一致, 即太平洋主要加热区位于狭窄的赤道带内, 最大加热区在赤道中东太平洋, 但模拟结果比观测的要大、位置也稍偏西, 其原因是由于模拟得到的赤道上升流范围偏宽, 强度偏强 (图 3c), 使得模拟得到的赤道地区 SST 比实际偏低; 此外, 没有很好地模拟出赤道西太平洋加热区, 这是由于模拟得到的这一地区的 SST 比实际偏高. 其次, 在中高纬地区, 观测结果是黑潮区域为强冷却区, 但模拟结果强度很弱, 范围也较小; 另外, 未模拟出北太平洋东边界沿岸地区狭窄的强加热区和北半球东太平洋副热带内部区域的冷却区. 这些说明, 虽然海洋温度分布形势的模拟结果和实况相当一致, 但数量上的差别仍足以影响热通量的计算精度.

四、小结和讨论

用本文第 1 部分所给出的四层太平洋环流模式, 模拟在定常年平均大气强迫场驱动下太平洋长期平均环流. 所进行的 53 年数值积分分为两个阶段, 前一阶段为太平洋环流的起动过程, 即以静止和无海面起伏的层结太平洋为初条件, 用基于“灵活性系数”技术的加速收敛方法积分 24 年; 后一阶段采用将适应过程中流场的正压和斜压部分进一步分解的算法, 再积分 29 年, 经过 53 年的数值积分, 太平洋环流特别是上层环流, 在年平均大气强迫场作用下几乎达到定常态, 以此作为对太平洋长期平均的环流数值模拟结果.

与观测资料进行比较的结果表明, 模式能模拟出太平洋大尺度环流基本特征, 例如, (1) 在海面起伏图上, 南北太平洋中纬西边界地区的高水位区及相应的反气旋性环流; 和西边界洋流强化现象相联系的强海面高度梯度; 热带地区海面起伏的“西高东低”型结构和槽脊分布等. (2) 在表层洋流图上, 模拟出赤道流系、西边界相对强洋流、中高纬流系和东边界洋流, 以及由这些流系所组成的涡旋结构; 特别是因模式去掉了“刚盖”近似, 能正确描述同海面起伏相联系的有效表面位能以及它和流速较大的表层洋流占主要部分的动能之间的转换, 表层流场模拟结果优于同等分辨率的其它海洋环流模式, 如改进了模拟的热带和副热带大洋区域水平流动的方向; 模拟出次表层赤道潜流及其相伴随的向赤道强辐合, 它的涡旋结构及西边界流强化现象, 模拟出海洋深层的边界逆流, 等等. (3) 模拟得到的表层底部垂直运动场表明, 在赤道和秘鲁沿岸地区该层是强而窄的上升区, 紧邻其南北两侧的副热带地区则为弱而宽广的下沉区, 而在更高纬地区又是弱的上升区, 这些结构同由实测风应力场所推算的垂直运动分布是一致的. (4) 模拟得到的温度分布表明, 因采用海表热通量参数化方法, 模式非常好地再现了观测到的太平洋海表温度场基本特征, 例如, 热带地区东西方向海表温度分布的不对称性 (即赤道西太平洋为暖池, 而赤道东太平洋则由秘鲁海岸沿赤道向西延伸的冷水舌); 南北太平洋副热带地区从西太平洋向东扩展的暖水脊和中纬地区强温度梯度区等; 模拟得到的更深层海温分布与 Levitus 所作的观测资料分析也基本一致.

但是, 由于所用模式分辨率太低, 所取的水平扩散系数太大, 使得 (1) 模拟得到的

洋流强度明显偏弱；未完整地模拟出北赤道逆流和南赤道逆流；未模拟出海面起伏中热带槽脊分布和中尺度涡旋系统；模拟得到的大洋内部区域表层流场中同风应力垂直的 Ekman 输送过程的作用偏强，使得模拟得的表层洋流方向仍有系统性的偏差（虽然较别的模式结果小得多），并造成赤道地区上升流偏强、偏宽和冷水区 SST 比实际偏低；（2）由于采用了平滑地形，未正确地模拟出边界地区上升流。（3）模拟得到的西边界地区 SST 比实际偏高，而中高纬大洋内部区域的 SST 却比实际偏低，同时 SST 模拟误差造成海表热通量计算误差，例如，为较好地模拟出北太平洋黑潮地区强冷却和北太平洋东边界沿岸地区狭窄的强加热，应该指出，这些问题在目前大尺度海洋环流数值模拟中普遍存在，有待于进一步改进。

致谢：在本工作过程中，得到袁重光、季仲贞、李崇银、包宁等同志和计算机室同志们的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] Bryan, K., 1969, A numerical method for the study of the circulation of the world ocean, *J. Comput. Phys.*, 4, 347—376.
- [2] Cox, M. D., 1970, A mathematical model of the Indian Ocean, *Deep Sea Res.*, 17, 47—75.
- [3] Huang, J. C. K., 1978, Numerical simulation studies of oceanic anomalies in the North Pacific basin. I: The ocean model and the long-term mean state, *J. Phys. Oceanogr.*, 8, 755—777.
- [4] 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.
- [5] Meehl, G. A., Washington, W. M. and Somner, A. J., 1982, Experiments with a global ocean model driven by observed atmospheric forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 12, 301—312.
- [6] Han, Y. -J., 1984, A numerical world ocean general circulation model, Part I: Basic design and barotropic experiment; Part II. A baroclinic experiments, *Dyn. Atmos. Ocean.*, 8, 107—172.
- [7] Philander, S. G. H. and Pacanowski, 1986, A model of the seasonal cycle in the tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 91, 14207—14211.
- [8] Zhang Xuehong and Liang Xinzong, 1989, A numerical world ocean general circulation model, *Advances in Atmospheric Sciences*, 6, 44—61.
- [9] 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.
- [10] Zeng Qingcun, 1983, Some numerical ocean-atmosphere coupling models, in: Proceedings of the First International Symposium on the Integrated Global Ocean Monitoring, Tallinn, USSR (Oct. 2—10)
- [11] 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.
- [12] 曾庆存、张荣华、张学洪, 1990, 太平洋大尺度环流数值模拟, I: 数学模式及其性能, *大气科学*, 15, 4 期, 1—16.
- [13] Bryan, K. and M. Cox., 1972, An approximate equation of state for numerical models of ocean circulation, *J. Phys. Oceanogr.*, 2, 510—514.
- [14] 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.

- [15] Haney, R. L., 1971. Surface thermal boundary condition for ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, **1**, 241 — 248.
- [16] 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. 27pp.
- [17] Wyrtki, K., 1974. Sea level and seasonal fluctuations of the equatorial currents in the western Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **4**, 91 — 103.
- [18] Stommel, H. and Arons, A. B., 1960. On the abyssal circulation of the World Ocean. I. Stationary planetary flow patterns on a sphere. *Deep Sea Res.*, **6**, 140 — 154.
- [19] Bryan, K., S. Manabe and R. C. Pacanowski, 1975. A global ocean-atmosphere climate model. Part II: The oceanic circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **5**, 30 — 46.
- [20] Levitus, S., 1982. Climatological atlas of the world ocean. NOAA Prof. Paper 13, 173pp., 17 microfiche. U.S. Govt. Printing Office, Washington, D. C.

NUMERICAL SIMULATION OF LARGE-SCALE CIRCULATION IN THE PACIFIC OCEAN

II: ANNUAL MEAN CIRCULATION

Zhang Runghua, Zeng Qingcun and Zhang Xuehong

(LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

The annual mean oceanic general circulation in the Pacific has been simulated by using the four-layer Pacific ocean general circulation model which was described in Part I of this study. Comparing with some available observational data the model proves to be capable of reproducing many of the large scale features of the Pacific circulation including the higher sea level regions in the Western Pacific; Surface current systems and the corresponding gyral structures; the tropical undercurrent and the equatorward convergence in the subsurface layer; the stronger and narrower upwelling region in the Eastern Equatorial Pacific; the surface layer temperature distribution especially the warm water pool in the Western Pacific, and so on.

In addition, the barotropic and baroclinic components of the perturbed pressure and the heat flux at the sea surface are computed and analysed, and some interpretations are given.

Key words: Four-layer Pacific Oceanic general circulation model; Long-term mean circulation; Numerical simulation.