

基于 CCSM3 气候模式的同化模拟试验

凌铁军^{1,2}, 王彰贵², 王斌¹, 陈幸荣^{1,2}

(1. LASG, 中国科学院 大气物理研究所, 北京 100029; 2 国家海洋环境预报中心, 北京 100081)

摘要: 基于美国 NCAR 及其他科学家合作发展的共同气候系统模式 CCSM3, 利用 nudging 方法开展了把 15 m 到 465 m 的次表层海温同化到该模式的研究。1980—2000 年的同化试验结果表明, 经过同化得到的模拟结果与实际较为一致, 较好的再现了中低纬太平洋海洋和大气的平均特征和随时间演变的规律, 但仍存在如海表温度偏高、降水偏强等问题。尤其是在大洋的东边界, 陆地地形比较陡峭的地区, 通常出现较大的偏差。

关键词: CCSM3 模式; nudging; 海温同化

中图分类号: P732.6

文献标识码: A

文章编号: 0253-4193(2009)06-0009-13

1 引言

ENSO (El Niño and Southern Oscillation) 现象是目前气候变化研究中广泛受到关注的热点问题。它引起厄瓜多尔和秘鲁沿岸的多种灾害, 并对全球气候有着巨大影响^[1]。随着 ENSO 事件的预测方法研究和应用不断发展, 利用数值模式进行预测已经有了较多的应用。利用动力耦合模式进行 ENSO 预测的研究工作可追溯到 1986 年以前^[2]。目前从事 ENSO 预测的单位有很多, 较著名的有美国气候预测中心(CPC)、哥伦比亚大学、气候与社会研究所(IRI)、日本全球变化前沿研究中心(FRSGC)等。利用 CSF03(NCEP 耦合预报系统模式)进行 SST 的季节变化预测是 CPC 的进行气候预测的重要途径。CFS 是一个海、陆、气动力季节预测系统, 在 2004 年开始在 NCEP 业务化应用。它的大气模式是 GFS(NCEP 的全球预报系统)的低分辨率版本, 海洋模式用的是 MOM3^[3]。IRI 目前采用了多模式集合的方法进行预测, 采用的方法是 two-tiered 方法, 先预测全球 SST (sea surface temperature), 再将 SST 预测结果应用于大气模式进行预测, 取得了

较好效果^[4], 其中 SST 的预测是结合了动力和统计的方法, 其动力模式包括 NCEP 的耦合海洋大气模式^[5], 并指出提高预测技巧要提高耦合模式和海洋分析系统水平。因此, 就目前来看, 耦合模式在 ENSO 预测方面起到重要作用, 是进行预测的必要工具。目前, 国内中国科学院大气物理研究所、中国气象科学研究院、国家气候中心、国家海洋局第一海洋研究所等研究机构也都在研制各具特色的海气耦合环流模式。

更加准确和与模式相适应的初始场是取得较好预报效果的关键。从 20 世纪 60 年代, Lorenz, Charney 等前人指出大气的瞬间状态预报时效较短, 对于较长期的预报主要依赖于下边界条件。使用耦合模式进行 ENSO 预报需要解决的问题中, 海洋模式的初始化是最重要的问题之一。在 ENSO 预测研究工作中, 有的研究人员^[6]通过船舶观测的表面风, 经过分析得到的风应力异常, 对海洋模式进行驱动, 得到初始场。其他研究^[7-10]还使用观测的 SST、混合层深度或海面高度等资料同化到非耦合的海洋模式中, 用于生成初始场。这些工作在准备初始场过程中, 不考虑海气相互作用。也有的研

收稿日期: 2008-12-15; 修订日期: 2009-07-08。

基金项目: “十一五” 国家科技攻关项目(2006BAC03B03)。

作者简介: 凌铁军(1973—), 男, 山东省费县人, 副研究员, 在职博士研究生, 主要从事大气海洋数值预报应用工作。E-mail: lingtj@nmf.c.gov.cn

究^[11]在耦合模式运行过程中加入观测风应力进行同化来实现初始化。还有研究在海气耦合模式中同时对大气加入涡度、散度、温度和湿度等松弛项,对海洋模式加入 SST 松弛项^[12],也有加入了降水等的同化研究^[13]。虽然有人^[11]认为 SST 同化在初始化过程中的使用相当于去初始化没有耦合的海洋模式,但目前众多耦合模式的初始化都进行 SST、海面高度等海洋上层的同化。

直接利用实际观测资料进行同化需要进行大量的研究和试验,若可以使用格点分析资料进行同化,将在实际预测工作中免去收集观测资料(在实际预测工作中,收集实时资料并不容易)、进行同化计算等工作,并能直接利用高质量的同化产品提高耦合模式的模拟能力,最终提高预测技巧。仅用简单松弛方法,直接利用格点分析海温资料,就可在耦合模式的预报试验中取得良好的预报效果^[14]。目前应用比较广泛的、变量和层次完整的海洋格点同化资料主要有 SODA 资料集和 GODAS 等资料集。其中 GODAS 资料作为 NCEP 的业务化提供资料,数据资料质量^[15]和实时性都非常好,这对于预报工作具有关键的实际应用意义。本文主要介绍一下使用的模式,试验设计方法,并对结果进行初步分析。

2 模式介绍

CCSM3 模式是目前先进的气候耦合模式^[16],包括大气、海洋、陆面、海冰和耦合器。CCSM3 在气候模拟方面有了许多重要改进。其中,大气模式模式为 CAM3^[17],模式在湿度过程、辐射过程和气溶胶等方面进行了参数化方案改进。这些改进可以得到更为真实的赤道对流层顶温度,北极冬季地表温度、表面日照率和极区的晴天表面辐射。ENSO 事件期间的辐射强迫的变化更好的与卫星观测一致。除了这些改进,几种系统误差也减小了,包括低估赤道的变化幅度、赤道海洋表层通量等。海洋模式是 POP1.4 版本,通过对 NINO3.4 区域的 SST 功率谱分析,模拟的周期主要峰值集中范围与观测的 ENSO 周期仍有差距,主要集中在 2~3 a 周期上^[18]。

3 试验设计

本文利用 CCSM3 模式在 2004 年 6 月发布的版本进行试验,大气模式为 CAM3.0 版本,陆面模式为 CLM3.0 版本,冰模式为 CSIM5.0 版本,海洋

模式为 POP1.4.3 版本。其中网格配置为 T42L26,即大气采用中等分辨率的 T42L26 网格设置;海洋为近 1° 的水平分辨率,垂直为 40 层。

本文所用同化资料为美国大气海洋局国家环境预报中心的全球海洋数据同化系统资料集 GODAS 数据。该套数据的观测源为连续实时浮标、船舶等观测数据,模式基于 GFDL MOM_v3 版本,模式设置为南北范围 75°S 至 65°N,分辨率从南北向赤道增加,变化范围为 1°~(1/3)°,垂直 40 层。同化分析方法为三维变分同化方法(3DVAR)。该套资料温度、盐度廓线与观测对比十分接近,属于目前应用最为广泛的海洋实时同化数据集。

本文试验首先进行了 50 a 的海、气、冰、陆耦合积分,在大气和上层海洋基本达到平衡后,利用 nudging 方法,把 GODAS 海温资料同化到 CCSM3 模式中的海洋分模式中去,同化时间为 1979—2000 年,共 22 a。同化变量为次表层海温,垂直层次从 15 m 到 465 m(19 层),松弛系数在 15 m 深度时,松弛系数为 30 d,线性过渡到 465 m 时,松弛系数为 90 d。选取 1980 年至 2000 年的结果进行分析。

4 试验结果

4.1 年平均

海面温度 SST 是气候系统中最重要的一个要素。因此,气候模式模拟的 SST 与观测 SST 的差异在一定程度上标志着整个耦合系统的模拟能力。首先我们来分析耦合同化模拟中 SST 的情况。

图 1 是 CCSM3 同化模拟的 SST 与 GODAS 资料 SST 的对比。从整体分布上看,CCSM3 的模拟结果与 GODAS 分析值十分一致。两者在赤道附近的暖池区域对应也很好,这对 ENSO 的模拟非常重要。从两者的差异来看,中纬度大洋 CCSM 模拟海面温度偏冷,尤其在北太平洋,存在大面积模拟海面温度偏低的区域。从后面给出的风应力的对比结果来看,主要原因在于模拟海表风应力在北太平洋西南向分量较大,可能导致了过多东北方冷水向西南中纬度扩张。在赤道附太平洋,比中纬度模拟结果好,但仍略高于 GODAS 分析 SST,这与过去的很多数值模拟结果正好相反。西太平洋暖池区的 SST 模拟的较好,没有出现大于 0.5℃ 的偏差。模拟偏差最大的区域在大洋海盆东边界副热带地区以及南北两极极区。最大的 SST 误差区域,如非洲西南(SWA),秘鲁-厄瓜多尔-智利(PEC)和南加里福

尼亚(BSC)等近海区域。在这些区域中,最大的正误差为 3°C 左右,出现在非洲西南近海,这与其它未加入同化的模拟实验结果一致^[19]。这是由于沿岸上升流较弱,不能把次表层的冷水带到上层,参见图2。另外,边界流模拟较弱,极向流分量较大,引起暖

水输送异常也是重要原因,这些在后面给出的海面流场平均模拟状况有所体现。这可能由于这些区域东面的陡峭山脉会引起大气模式在模拟云和沿岸风时产生较大误差,海洋和大气两者共同作用导致了这些区域海表温度过高。

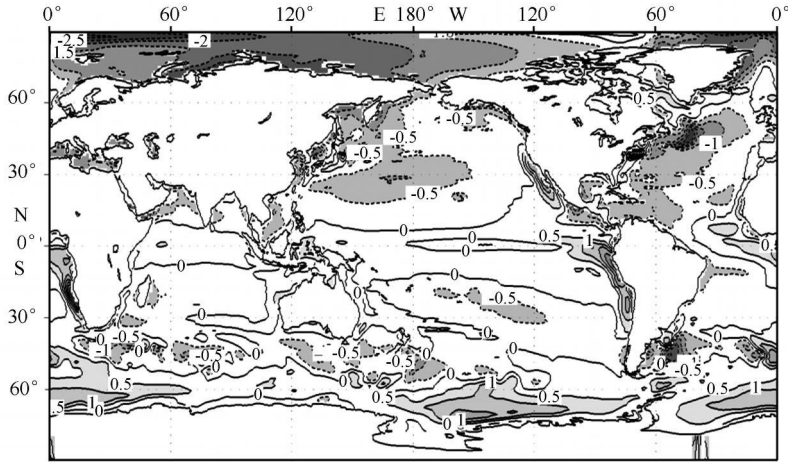


图1 CCSM 模拟结果与 GODAS 资料的海面温度($^{\circ}\text{C}$)差异

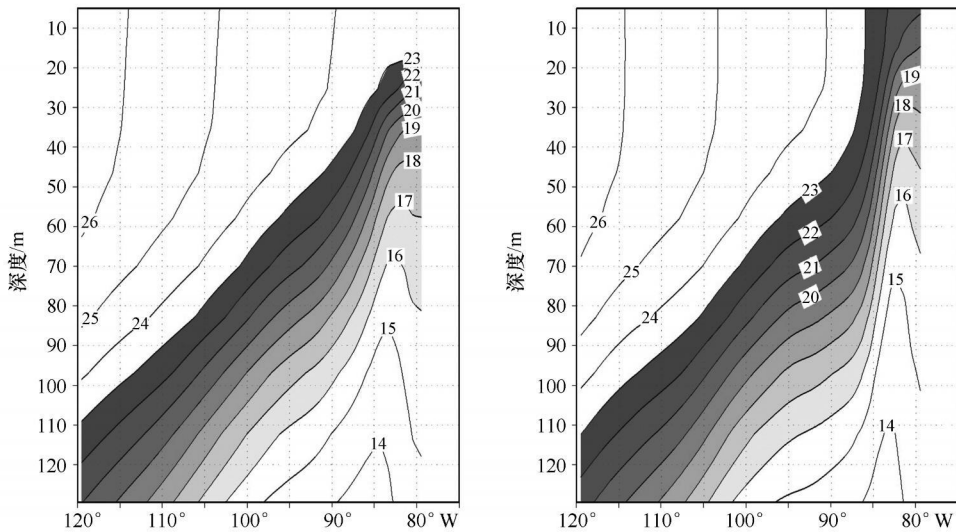


图2 秘鲁近海垂直断面温度($^{\circ}\text{C}$)对比($10^{\circ}\sim 8^{\circ}\text{S}$ 平均)

左图: CCSM 模拟, 右图: GODAS 资料

图3为模拟的表面流与GODAS资料的流场对比。从整体来看,两者也较为一致。热带太平洋北赤道流、赤道逆流以及黑潮都模拟出来了。南赤道流及其南北两个分支在结果中也都有较好重现,但在东太平洋相对GODAS的流场偏弱,而西太平洋偏强,即强中心偏西。但在上述近海高温区(SWA, PEC, BSC)明显可以看出模拟的沿岸流较弱,而这

些位置正是本格拉寒流、秘鲁寒流、加利福尼亚寒流区域,几个寒流模拟弱造成了海表面温度过高,与前面所述对应。另外同化模拟的赤道太平洋大流速区出现主要在中西部,而GODAS资料大流速区域主要出现在东部,这与前面提到的由于暖池区域海表温度较高,大气模式西风偏弱,即东风应力较强等因素导致东向流速较大有关,参见图5。

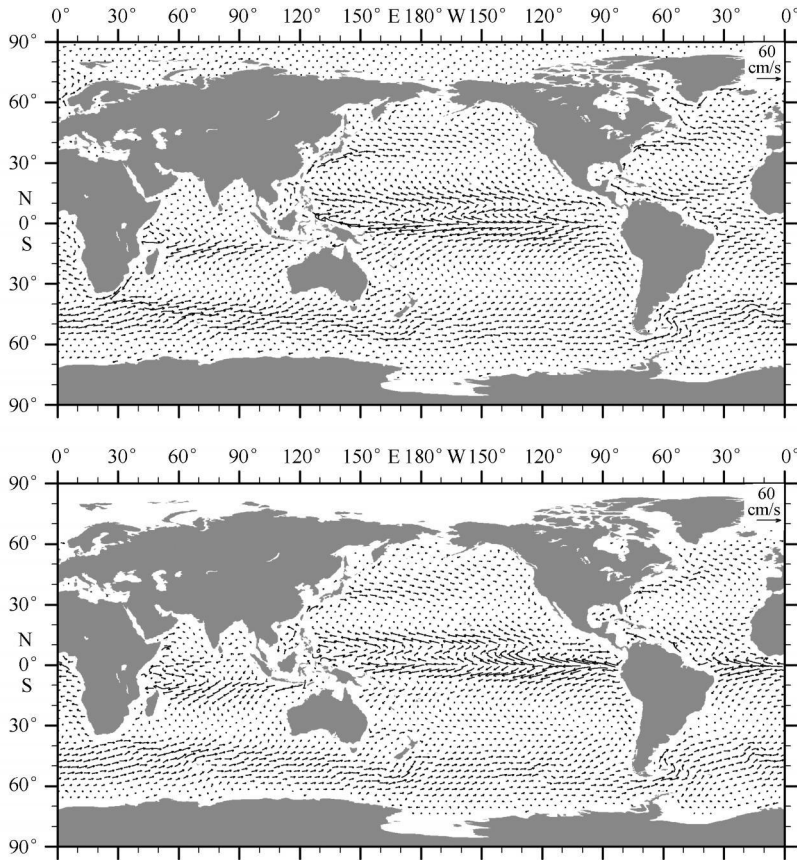


图3 表面流场(cm/s)对比

上图: CCSM 模拟, 下图: GODAS 资料

平均海平面气压特征可以用来评估 AGCM 模拟大气表面环流能力, 它能衡量模式热力和动力整体模拟能力。

图4为模拟结果与 NCEP 分析资料平均海平面气压的对比, 其中青藏高原等高地形引起的差异不作讨论。从图上可以看到, 海平面气压偏差沿纬圈存在带状分布。在 40°S 至 20°N 热带, 到亚热带地区, 基本上误差小于 2 hPa , 在北半球中纬度地区 ($20^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$) 模式的结果比 NCEP 分析资料偏高 $2\sim 4\text{ hPa}$, 最大差值中心与北半球的三大高压位置相对应。在南半球 40°S 以南, 北半球极区, 模拟的海平面气压偏低。尤其是在南半球极区, 偏差高达 12 hPa , 这比 CCSM3 的大气模式 CAM3 强迫模拟的结果还要低很多^[20]。

海表面风应力是影响海洋温跃层、海流、热力传输等的主要动力因子。图5为模拟海表面风应力与 GODAS 资料的对比。从南北太平洋、大西洋的副热带反气旋式风应力到大西洋和印度洋南半球有强

盛的西风应力环绕整个南半球中纬度区域, 风应力方向及大小模拟都比较好。但对于 ENSO 相关区域而言, 赤道及以北 $10^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{W}$ 区域、赤道以南 $10^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{S}$ 、 $160^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{W}$ 区域的向东、向赤道的经向风应力偏大, 尤其是东向应力偏大 $20\%\sim 30\%$ 。这种过强的副热带信风与前面提到的海平面气压在其北(或南)部模拟过高现象相关, 还会抑制暖水持续东传。这样的风应力也不利于赤道的暖水向两极方向输送, 可能是造成热带西太平洋模拟温度较高的主要原因之一。

作为热力和动力过程的集中体现, 降水是评价 AGCM 模式的重要因子。图6为降水年平均对比, 模拟结果从分布和量级上与 CMAP 分析数据^[21]一致, 全球降水主要集中在热带地区。但在热带太平洋的中西部, 模拟结果偏强, 这可能与该区域暖池海表温度模拟过高有关。而在热带印度洋模拟降水过于均一, 未能模拟出降水从该区域西北向东南递增的变化, 造成西北模拟偏强而东南模拟偏弱。模拟

赤道向东南延伸的降水集中带(以 6 mm/d 为例) 分支偏南 5 个纬度、偏东 20 个经度(模拟的最东部为

140° W, 而 CMAP 的东部约为 160° W), 造成了两者在赤道太平洋及以南 20° 大范围降水偏强。

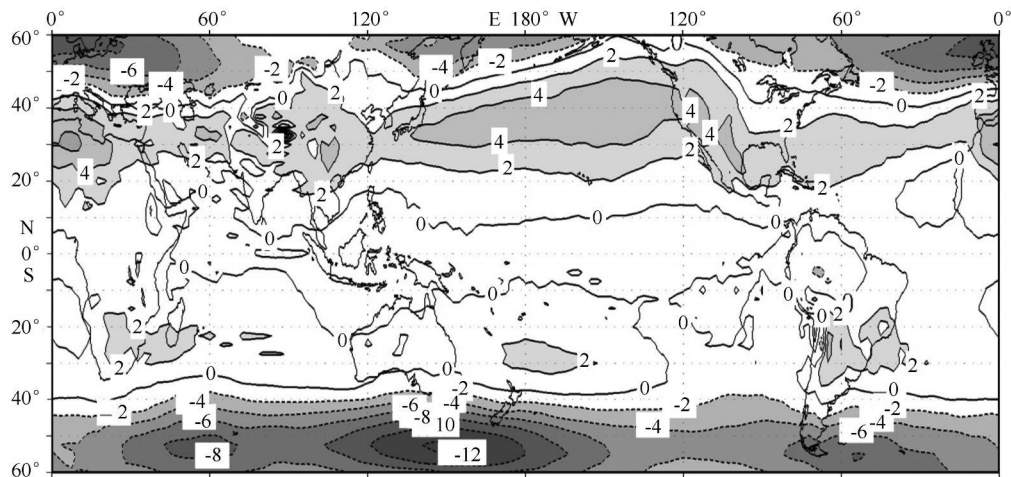


图 4 CCSM 模拟与 NCEP 分析资料平均海平面气压(hPa)差异

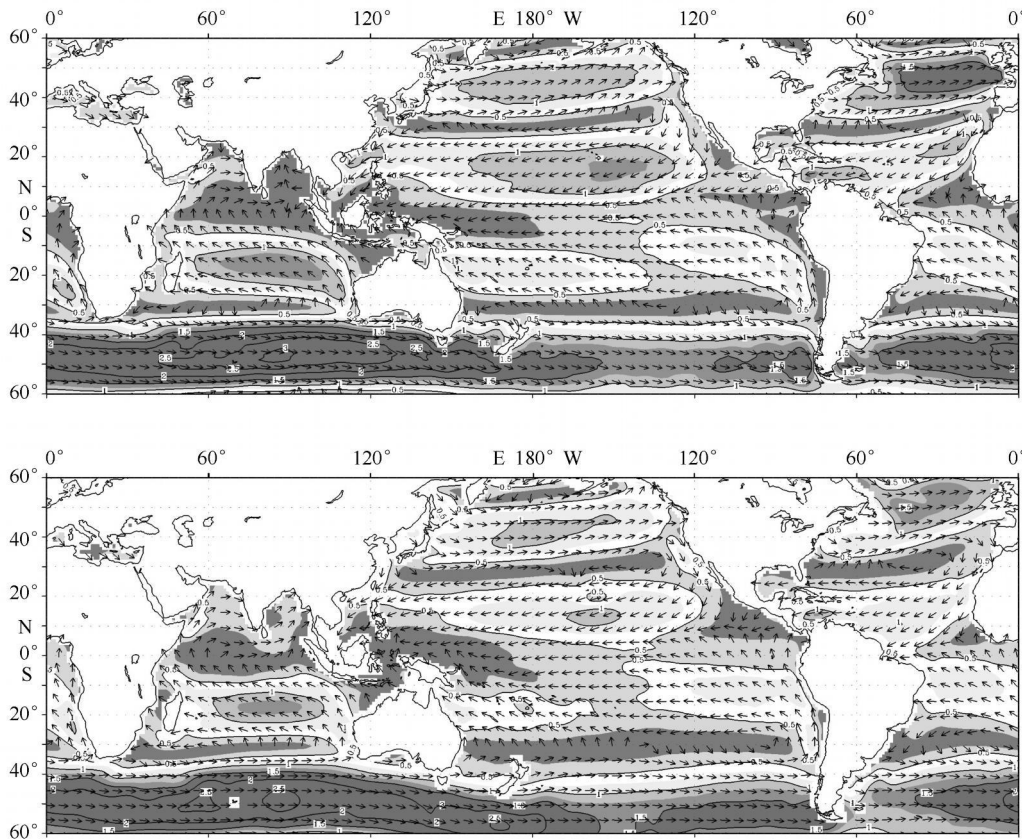


图 5 表面风应力($10^{-5} N/cm^2$) 对比
上图: CCSM 模拟, 下图: GODAS 资料

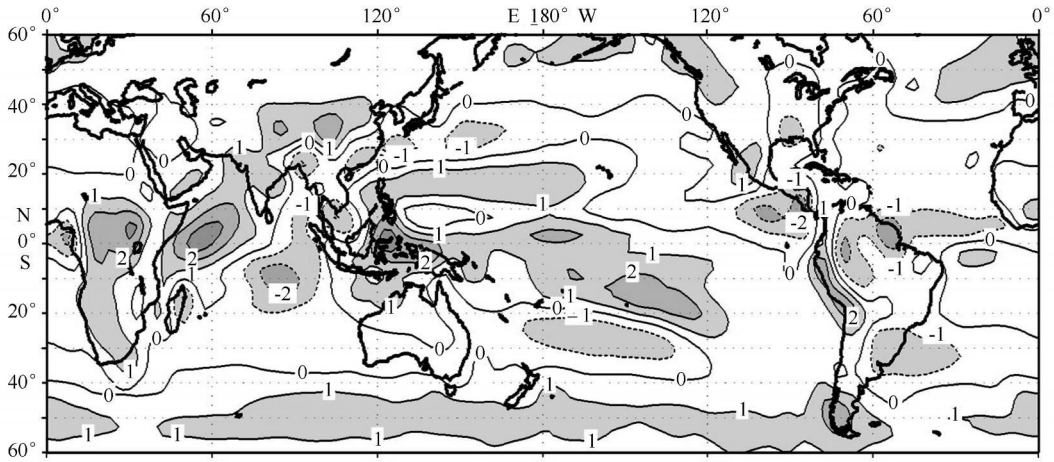


图 6 CCSM 模拟与 CMAP 降水 (mm/d) 结果的年平均差值图

从上述年平均模拟来看, 经过同化后, 耦合模式 CCSM 3 在海表面温度、海流、海平面气压、表面风应力、降水等的模拟结果基本上与 NCEP 再分析的结果一致, 但部分区域, 如北太平洋、热带印度洋、中高纬度南大洋以及具有陡峭地形的大洋西边界等区域普遍存在一定偏差, 这表明通过改进海洋次表层温

果一致, 但部分区域, 如北太平洋、热带印度洋、中高纬度南大洋以及具有陡峭地形的大洋西边界等区域普遍存在一定偏差, 这表明通过改进海洋次表层温

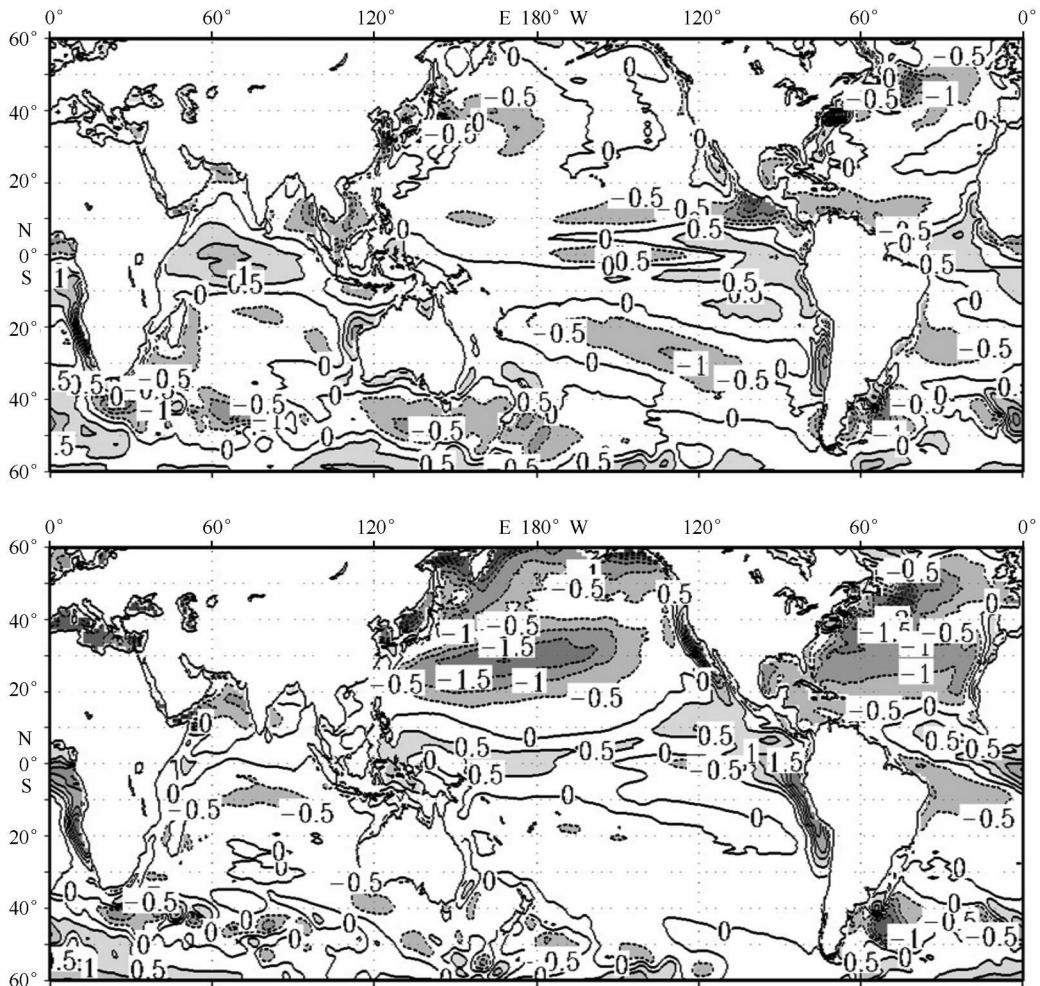


图 7 冬(上图)、夏(下图)季 CCSM3 模拟与 GODAS 资料海面温度的差异

度可以提高耦合模式对大气环流的模拟能力。

4.2 季节变化

图 7 为模拟海表温度与 GODAS 资料的差值分布。从图中可以看到, 两者在夏、冬季节分布特征一致。南美沿岸向西伸展的冷舌、西太平洋暖池和赤道两侧向东延伸的暖水脊及北美沿岸的暖水区等季节变化, 在模拟结果中都有体现。夏季模拟主要偏差在于大西洋和太平洋北部的大范围偏冷, 冬季这种现象得到缓解, 但赤道印度洋偏暖现象明显。除了前面提到的大洋西边界模拟偏差较大外, 冬季和夏季都存在赤道西伸冷舌偏西, 太平洋暖池偏暖的情况。根据文献[19]分析, 热通量与纬向风之间有

负反馈过程。西太平洋海温增加会导致西风减弱, 热通量增加。由于在大气下表面会有类似的变化机制, 耦合模式与非耦合模式相比, 等量的热通量增加会造成更大的海表温度增加^[22], 这是造成 CCSM3 同化模拟的海表面温度略高于 GODAS 资料的主要原因。而冷舌偏西可能与前面提到赤道附近东风应力模拟偏强有关。

图 8 给出了冬季和夏季海平面气压平均模拟状况。总体来说, 模拟结果与 NCEP 分析资料比较一致, 较好的模拟出了海平面气压的基本特征。北半球夏天副热带高压中心和冬季的高纬度地区的阿留申低压、冰岛低压系统都能较一致的重现。但夏季

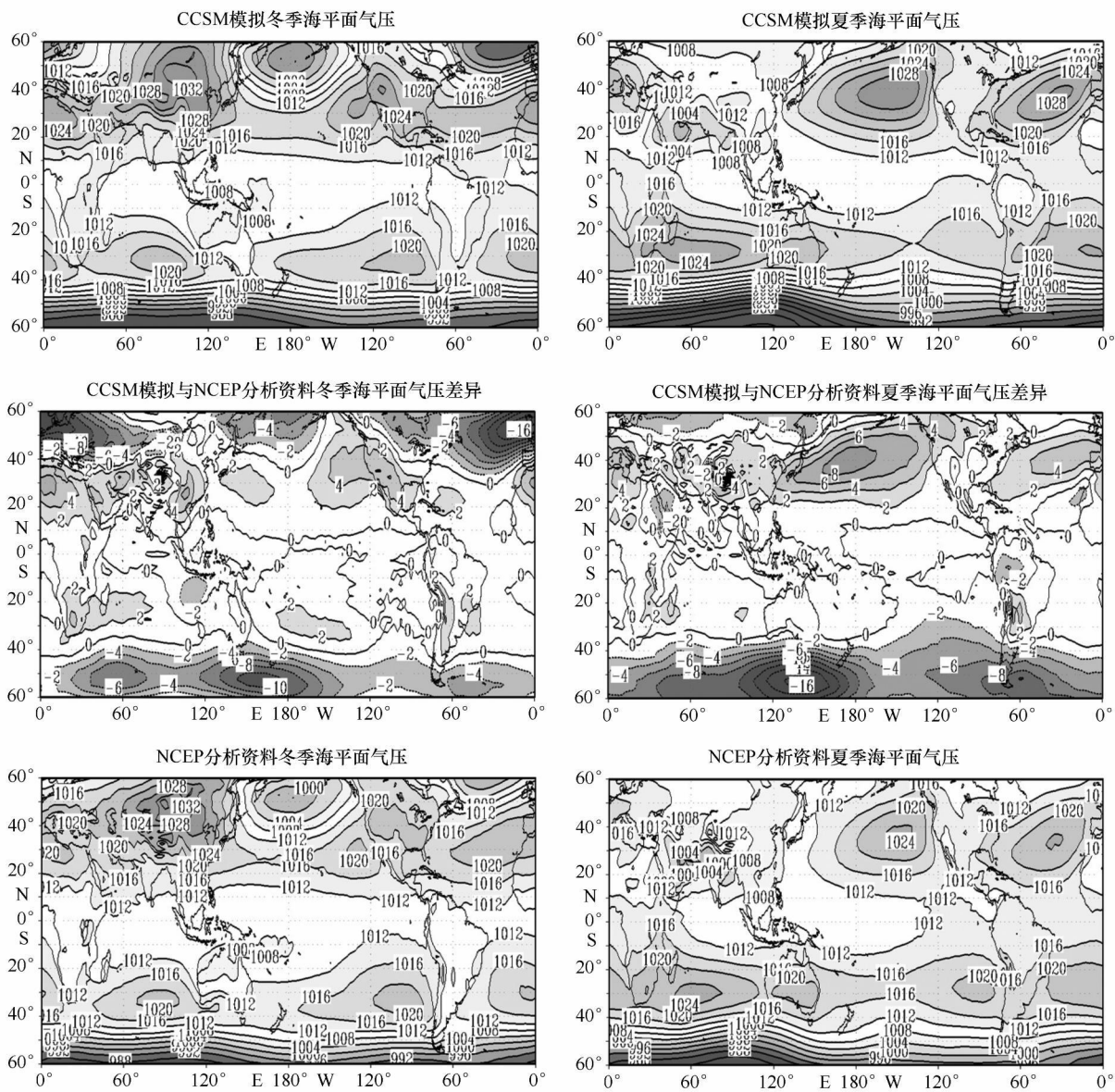


图 8 冬、夏季 CCSM 模拟与 NCEP 分析资料的海平面气压对比及其两者差异

副热带高压的模拟, 两种结果都偏强, 在高压中心偏左最大差异达 8 hPa; 而冬季北美高压偏高、阿留申低压、冰岛低压模拟则出现偏低。模拟结果中体现了亚洲大陆气压的冬季西伯利亚高压及夏季亚洲东南大陆低压季节变化, 这反应了这些区域 SST 与大气相互作用及降水模拟能力有关^[23]。在南半球, 主要以大洋为主, 等压线比较平缓, 从两者结果上看, 都能较好模拟出 30° S 附近南太平洋和大西洋的两个高压。在澳大利亚东南海面气压下降过于迅速, 造成了比较大的差异。这些特征与 CAM 模式较早版本的情况一致^[20]。

图 9 是模拟降水与 NCEP 分析资料的对比。在冬季, 与分析资料一致, 在南太平洋和南大西洋辐合带与对流相关的大降水率被模拟出来了, 它们通

过副热带向高纬度扩展延伸到 30° S。最大的降水出现在北半球热带区域。两个半球的东部大洋小雨量降水模拟也比较一致。冬季中纬度极锋的前端的大雨量降水区域及其夏季的衰减也很好的模拟出来了。尽管模拟出的分布和量值比较一致, 但仍有许多差异较大的区域, 例如, 冬季模拟的热带降水的最大值出现在西太平洋, 赤道以北, 而分析资料在模拟最大值的东南方向, 位于南半球。夏季模拟的降水最大的区域虽然在北半球热带区域, 但位置与分析资料偏差较大, 更为偏北。在冬季最显著的差异出现在印度洋, 在赤道印度东南和西北对应着 -4 到 +4 mm/d 的降水差异, 夏季模拟热带印度洋尽管还存在西北(正)和东南(负)偏差的分布, 但这种情况得到了较好缓解。冬季在热带西太平洋和非洲大

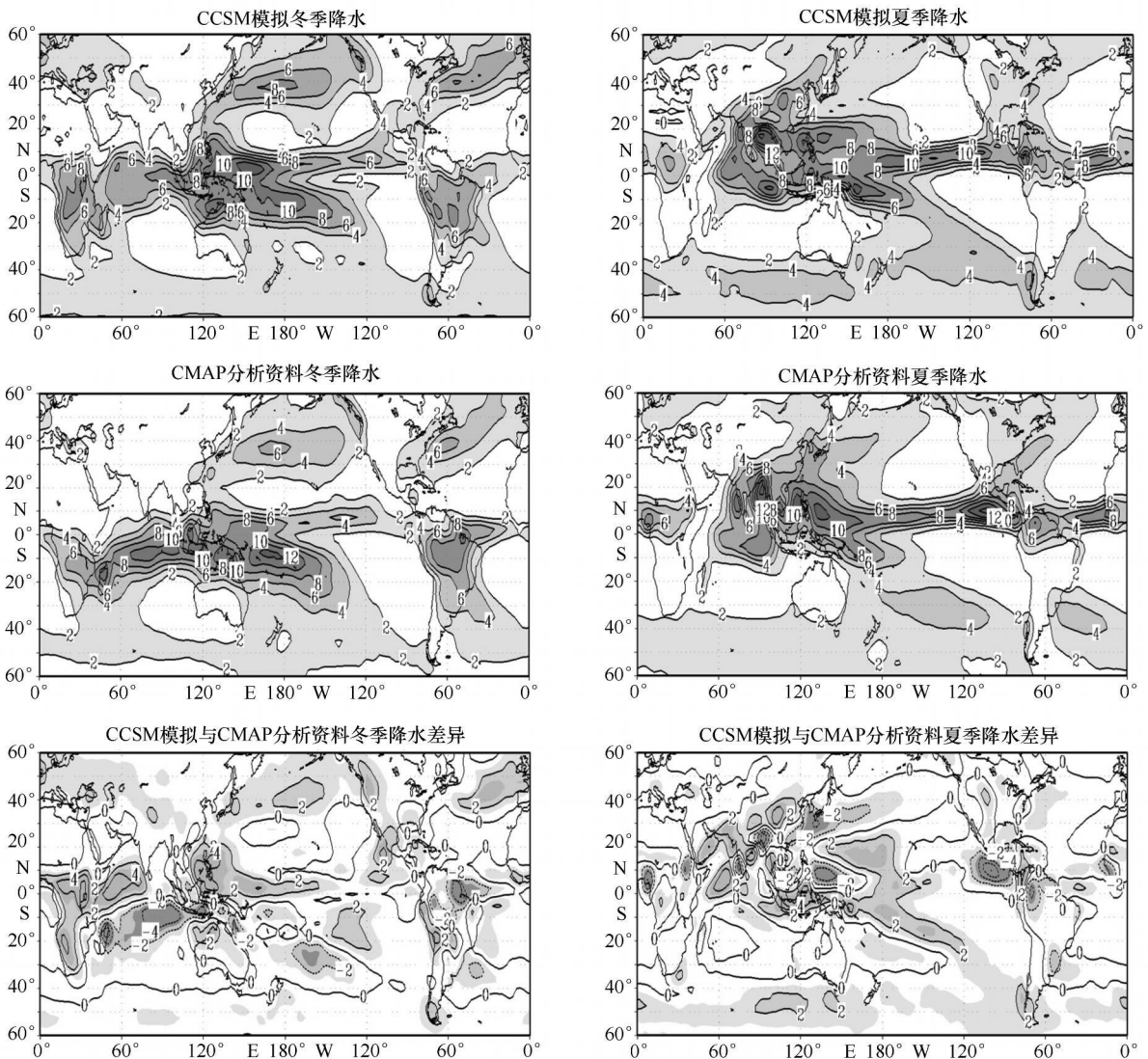


图 9 冬、夏季 CCSM 模拟与 CMAP 的降水对比及其两者差异

陆上出现了降水偏强较大的情况。在夏季, 中纬度附近的降水集中带消失, 降水集中带北移, 反差明显的是西太平洋在冬季的正偏差, 变与了负偏差, 而且中太平洋大范围降水模拟偏强, 在东太平洋 10°N 附近, 也出现了冬季没有的较大的负偏差区域。

4.3 ENSO 现象的模拟

图 10 为模拟的 SSTA 在赤道的时间剖面与 GODAS 资料的对比。从赤道西太平洋可以看出, 模式很好的模拟出历次厄尔尼诺过程, 并且在强度上与分析也比较接近。几次强的暖事件及其后的冷事件过程, 强度与位相模拟都很一致。有所不同的是, 总体上耦合模拟的幅度略强, 而且所有的暖冷的中心偏西。以 1998 年为例, 耦合模式模拟 SSTA 的 3°C 线在 150°W , 而 GODAS 资料 SSTA 的 3°C 线西边只到 140°W 。冷事件也是如此, 两者相差也有 10 个经度左右, 这与东太平洋西风偏弱有关(图 12)。图 11 为 NINO3 区海温距平的模拟结果, 同样可以

看出, 厄尔尼诺(拉尼娜)事件模拟略偏强, 如 1983 年、1998 年这两个厄尔尼诺事件中, 模拟 SSTA 要高于 CPC 发布的资料, 而 1999—2000 年的冷事件中, 模拟的 SSTA 要低于 CPC 资料。

ENSO 事件中西太平洋暖水持续东传与大洋 Kelvin 波有关, 而赤道太平洋西风异常是 Kelvin 波产生的直接动力因子, 西风异常的出现及东传与暖池增温东移位相一致或更早。图 12 是赤道太平洋纬向风异常的时间-经度剖面图。从图中可以看到模式较好地模拟出历次厄尔尼诺事件和拉尼娜事件西风异常, 而且西风异常东传趋势明显。但明显存在西风向东传播偏弱, 如 1983 年、1998 年两次厄尔尼诺事件过程, 6 m/s 的最大西风异常东边界在 160°W 左右, 而 NCEP 分析资料中可见其向东延伸已经到 100°W 左右。弱的西风异常必然导致暖水向东传播不足, 暖水过于在中太平洋堆积, 出现前面提到 SSTA 中太平洋模拟过高现象。

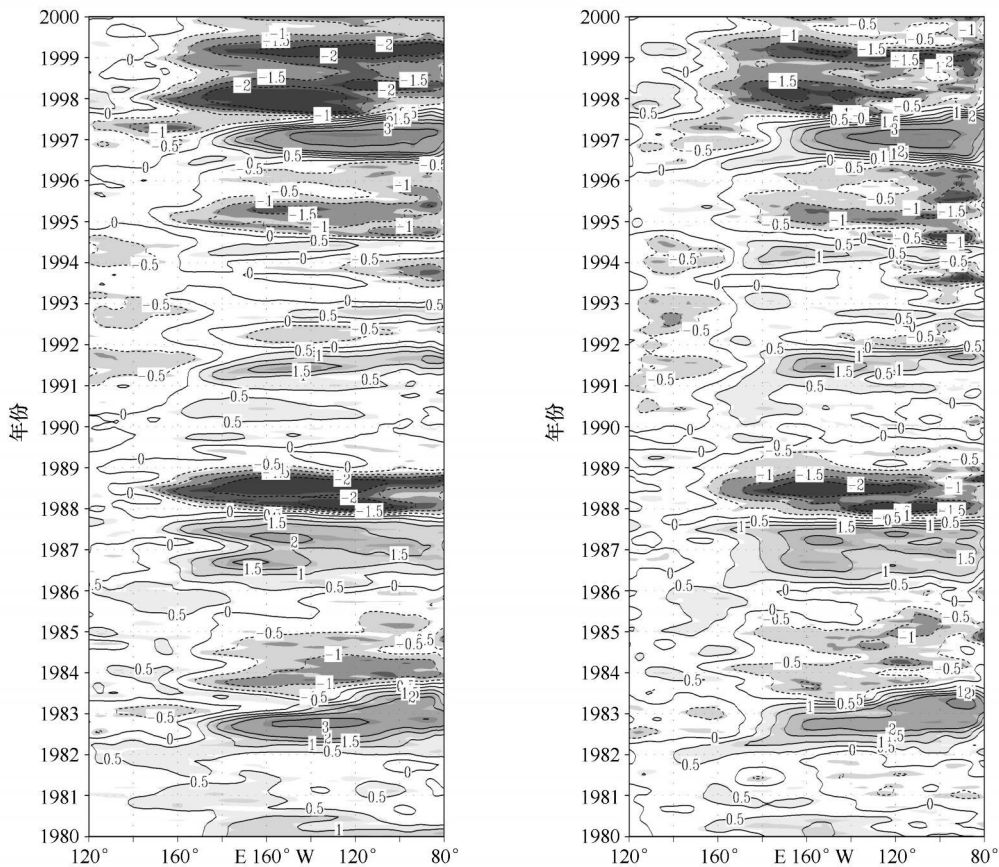


图 10 海表温度异常($^{\circ}\text{C}$)对比

左图: CCSM 模拟, 右图: GODAS 分析资料

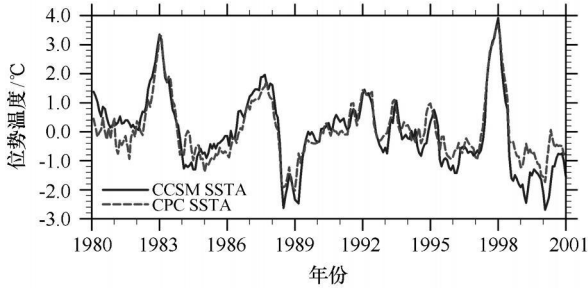


图 11 NINO3 区海表温度异常(°C)对比
实线:CCSM 模拟,虚线:CPC 资料

厄尔尼诺期间,由于热带西太平洋暖池东移,Walker 环流上升支从印度尼西亚东移到日界线附近,并造成南美西岸的异常降水。图 13 为赤道太平洋降水异常的时间-经度剖面图。从总体上来看,模拟的强度和位相都与 CMAP 分析结果基本一致,

同 SSTA 的分布一样,降水距平也存在东传的特征,并在中东太平洋有正距平中心。但模拟降水一致偏弱,尤其是几次相对较弱的暖事件,如 1992 年、1993 年及 1995 年,降水模拟更为偏弱。对于拉尼娜事件的模拟存在较明显的赤道西太平洋降水负距平不显著,在西太平洋发生后东传的过程不连续。

南方涛动指数是反应热带太平洋东西部海平面气压变化的一个很好的指标,它与厄尔尼诺事件有着非常好的负相关关系。图 14 为南方涛动指数的模拟情况。可以看出,模式较好的模拟出了南方涛动的年际变化,但由于图中 CCSM 模拟的结果取了 3 个月的滑动平均,实际模拟的振幅要比 NCEP 分析数据要大。比较大的差异出现在 1983 年,没有很好的模拟出南方涛动指数的降低过程。

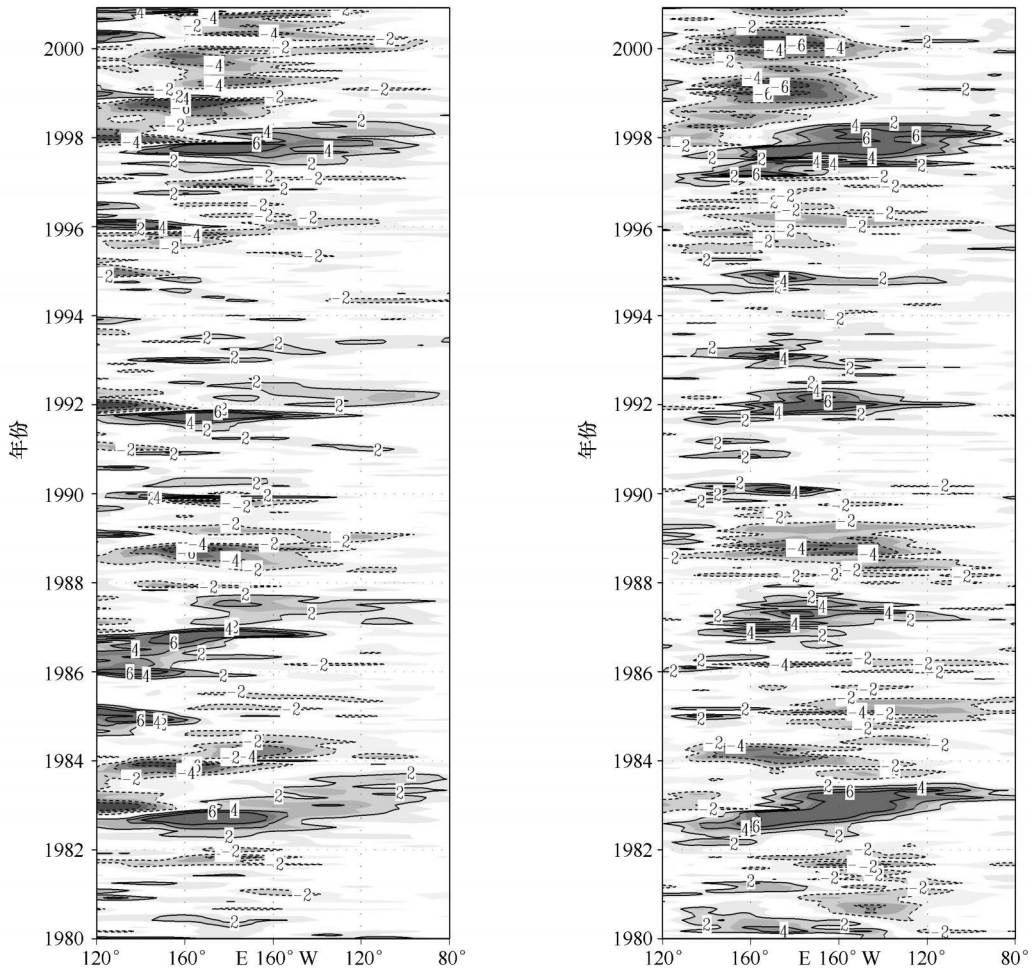


图 12 赤道 850hPa 高度纬向风异常(m/s)对比
左图:CCSM 模拟结果,右图:NCEP 分析资料

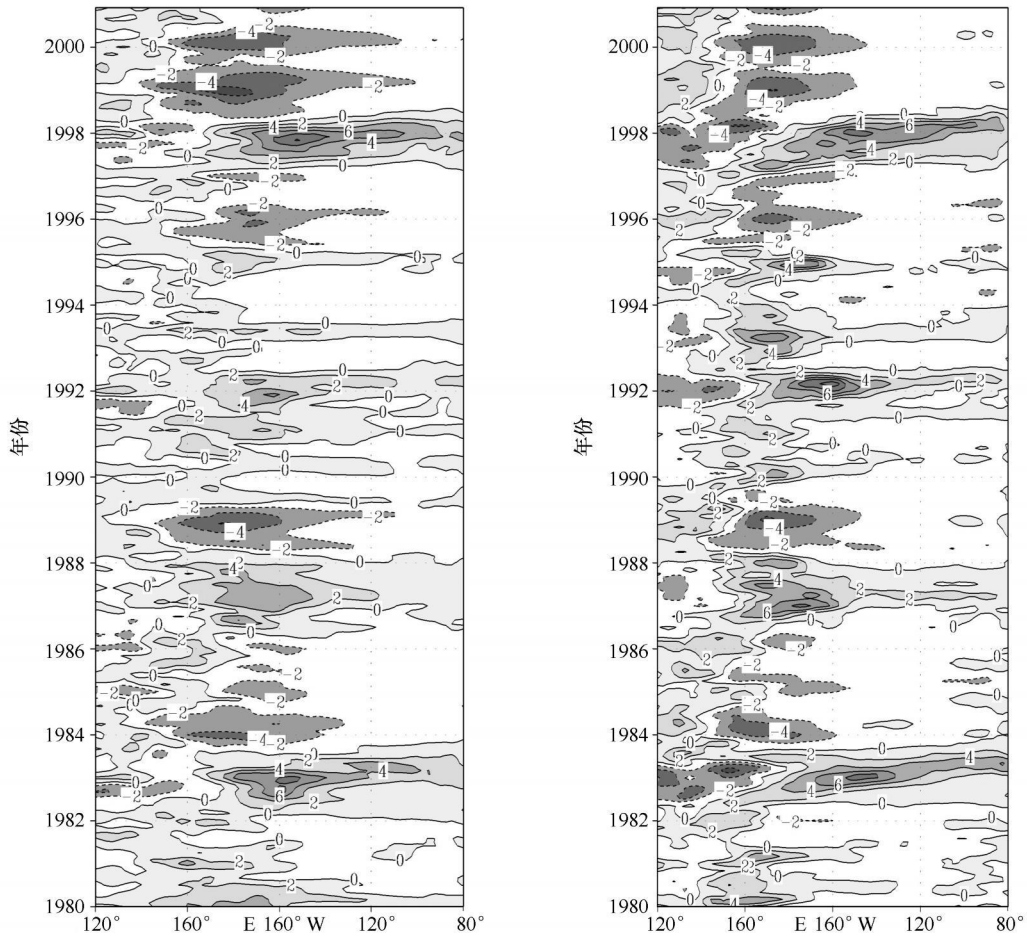


图 13 赤道降水(mm/d)时间剖面对比,CCSM 模拟结果与 CMAP 分析资料

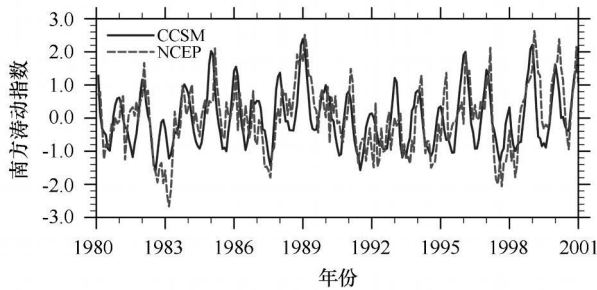


图 14 CCSM 模拟与 NCEP 分析资料
南方涛动指数的对比

5 结论与讨论

气候系统模式作为气候研究和预测的工具日益强大。如何模拟历史气候并研究相关规律和生成初始场是进行研究和预报的重要工作。用格点再分析

资料同化次表层海温来模拟和生成模式初始场是具有实际应用价值的尝试。通过对试验结果分析发现,耦合同化模拟能够较好的重现海洋和大气的气候特征,尤其在赤道附近,海洋和大气模式的结果都与再分析资料基本一致。同化次表层海温可以明显改进海洋模式的模拟能力,直接有效地订正表面海温偏差,经过耦合过程可以影响大气模式,海气相互作用导致耦合大气模拟结果优于强迫大气模拟。所不足的是大气和海洋模拟都存在系统偏强的现象。另外,本文只是论述了同化模拟结果的差异,没有进一步给出具体误差产生的原因。因此,还需要进行分辨率敏感试验来研究东海岸地形高度等引进的问题,考虑加入同化大气模式改善中高纬模拟能力,进行预报试验,检验同化后的海洋、大气模式结果作为初始场的预报可用性。

参考文献:

- [1] PHILANDER S G H. El Niño southern oscillation phenomena [J]. *Nature*, 1983, 302: 295—301.
- [2] CANE M A, ZEBIAK S E, DOLAN S C. Experimental forecasts of El Niño [J]. *Nature*, 1986, 321: 827—832.
- [3] SAHA S, NADIGA S, THIAW C, et al. The NCEP climate forecast system [J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(15): 3483—3517.
- [4] BARSTON A G, MASON S J, GODDARD L, et al. Multimodel ensembling in seasonal climate forecasting at IRI [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2003, 84(12): 1783—1796.
- [5] BEHRINGER D W, JI M, LEETMAA A. An improved coupled model for ENSO prediction and implications for ocean initialization. Part I: The coupled model [J]. *Monthly Weather Review*, 1998, 126: 1022—1034.
- [6] GOSWAMI B N, SHUKLA J. Predictability of a coupled ocean-atmosphere model [J]. *Journal of Climate*, 1991, 4(1): 3—22.
- [7] XUE Y, CANE M A, ZEBIAK S E, et al. On the prediction of ENSO—a study with a low-order markov model [J]. *Tellus Series a—Dynamic Meteorology and Oceanography*, 1994, 46(4): 512—528.
- [8] JI M, LEETMAA A, DERBER J. An ocean analysis system for seasonal to interannual climate studies [J]. *Monthly Weather Review*, 1995: 460—481.
- [9] BEHRINGER D W, JI M, LEETMAA A. An improved coupled model for ENSO prediction and implications for ocean initialization. Part II: The ocean data assimilation system [J]. *Monthly Weather Review*, 1998, 126(4): 1013—1021.
- [11] CHEN D, ZEBIAK S E, CANE M A, et al. Initialization and predictability of a coupled ENSO forecast model [J]. *Monthly Weather Review*, 1997, 125(5): 773—788.
- [12] LAROW T E, KRISHNAMURTI T N. Initial conditions and ENSO prediction using a coupled ocean-atmosphere model [J]. *Tellus Series a—Dynamic Meteorology and Oceanography*, 1998, 50(1): 76—94.
- [13] KRISHNAMURTI T N, BACHIOCHI D, LAROW T, et al. Coupled atmosphere-ocean modeling of the El Niño of 1997—98 [J]. *Journal of Climate*, 2000, 13(14): 2428—2459.
- [14] LUO J J, MASSON S, BEHERA S, et al. Seasonal climate predictability in a coupled OAGCM using a different approach for ensemble forecasts [J]. *Journal of Climate*, 2005, 18(21): 4474—4497.
- [15] BEHRINGER D, CENTER E M, XU E Y, et al. Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP: the pacific ocean [C]. 2004. Eighth Symposium on Integrated Observing and Assimilation Systems for Atmosphere, Oceans, and Land Surface: 4.
- [16] COLLINS W D, BITZ C M, BLACKMON M L, et al. The community climate system model version 3 (CCSM3) [J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(11): 2122—2143.
- [17] COLLINS W D, RASCH P J, BOVILLE B A, et al. The formulation and atmospheric simulation of the Community Atmosphere Model: CAM3 [J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(11): 2144—2161.
- [18] DANABASOGLU G, LARGE W G, TRIBBIA J J, et al. Diurnal coupling in the tropical oceans of CCSM3 [J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(11): 2347—2365.
- [19] LARGE W G, DANABASOGLU G. Attribution and impacts of upper-ocean biases in CCSM3 [J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(11): 2325—2346.
- [20] HURRELL J W, HACK J J, PHILLIPS A S, et al. The dynamical simulation of the Community Atmosphere Model version 3 (CAM3) [J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(11): 2162—2183.
- [21] XIE P, ARKIN P A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1997, 78(11): 2539—2558.
- [22] DONEY S C, LARGE W G, BRYAN F O. Bryan, Surface ocean fluxes and water-mass transformation rates in the coupled NCAR climate system model [J]. *Journal of Climate*, 1998, 11(6): 1420—1441.
- [23] ALEXANDER M, YIN J, BRANSTATOR G, et al. Extratropical atmosphere-ocean variability in CCSM3 [J]. *Journal of Climate*, 2006, 19(11): 2496—2525

Assimilation modeling by using CCSM3 model

LING Tie-jun^{1,2}, WANG Zhang-gui², WANG Bing¹, CHEN Xing-rong^{1,2}

(1. *LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*; 2. *National Marine Environmental Forecasting Center, Beijing 100081, China*)

Abstract: The Community Climate System Model version 3 (CCSM3) is of a project which is within the Climate & Global Dynamics Division (CGD) of the Earth and Sun Systems Laboratory (ESSL) at the National Center for Atmospheric Research (NCAR). It has recently been developed and released to the climate community. CCSM3 is a coupled climate model with components representing the atmosphere, ocean, sea ice, and land surface connected by a flux coupler. According temperature restoring of ocean component model POP, GODAS analysis sub-surface temperature data was assimilated to POP model by nudging method. The results of simulation from 1980 to 2000 indicate that the numerical results related to ENSO matched with observation very well including sea surface temperature, sea surface currents, precipitation, zonal wind and sea level pressure. It could simulate ocean and atmosphere temporal and spatial variations well in low latitude regions of Pacific. However, there were positive biases on sea surface temperature, precipitation and so on. One kind of bias is from oceanic or atmospheric model alone and the other one from dynamic and thermodynamic flux couple.

Key words: CCSM3 model; nudging; assimilation