李志强,俞永强. 2011. 耦合模式热带太平洋云一气候反馈模拟误差评估 [J]. 大气科学, 35 (3): 457 - 472. Li Zhiqiang, Yu Yongqiang. 2011. Assessment of cloud - climate feedback simulation bias of coupled ocean - atmosphere model in the tropical Pacific [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (3): 457 - 472.

耦合模式热带太平洋云—气候反馈模拟误差评估

李志强1,2 俞永强1

- 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 国家海洋环境预报中心,北京 100081

摘 要 云一气候反馈是热带海气相互作用的重要过程,同时也是气候模拟的难点。本文利用 IPCC AR4 提供的 耦合模式 20 世纪模拟试验结果和观测资料,通过滤波和经验正交展开 (EOF) 的方法将热带太平洋海表温度的年际变化和年代际变化信号分别提取出来,然后再分别计算观测和模式在年际和年代际时间尺度上云—辐射和热通量反馈特征,发现在上述两个时间尺度上,耦合模式模拟的云—辐射和热通量的反馈都要比观测和再分析资料的偏弱。反馈偏弱的可能原因是模式中热带大气对流和云对海表温度变化的敏感性比真实大气要偏弱。值得注意的是,尽管耦合模式热带太平洋年代际热力反馈偏弱,但是耦合模式模拟的热带太平洋南北纬 10°之间海表温度的年代际增温趋势与观测相当。进一步分析表明,只用年代际热力反馈来解释热带太平洋的气候变化是不够的,还必须考虑动力反馈对于海表温度变化的调节作用。

关键词 年代际变化 云—气候反馈 耦合模式 热通量

文章编号 1006-9895 (2011) 03-0457-16 中图分类号 P732 文献标识码 A

Assessment of Cloud – Climate Feedback Simulation Bias of Coupled Ocean – Atmosphere Model in the Tropical Pacific

LI Zhiqiang^{1, 2} and YU Yongqiang¹

- 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 National Marine Environment Forecast Center, Beijing 100081

Abstract Cloud - climate feedback is an important process of air - sea interaction and it is a primary difficulty of climate simulation. By using results of the 20C3M coupled ocean - atmosphere models from the IPCC AR4 (Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change) and observed data, interannual and interdecadal signals of the tropical Pacific sea surface temperature (SST) were extracted with the methods of filtering and Empirical Orthogonal Function (EOF). Then the authors calculated interannual and interdecadal cloud and heat flux feedback. Both interannual and interdecadal cloud and heat flux feedback of coupled ocean - atmosphere models are weaker than that from the reanalysis and observed data. The weakness may be caused by weaker sensitivity of tropical convection and cloud-to-SST change of coupled ocean - atmosphere models than real ocean - atmosphere. Though interdecadal thermodynamical feedback of coupled ocean - atmosphere models is weaker, SST interdecadal warming

收稿日期 2010-03-08, 2010-10-19 收修定稿

资助项目 中国科学院知识创新重要方向项目 KZCX2-YW-214, 国家自然科学基金资助项目 40975065、40821092, 科技部 973 计划项目 2010CB950502

trend of coupled ocean – atmosphere models in the tropical Pacific between 10°S and 10°N is equivalent to the observed data. Only interdecadal thermodynamical feedback is not enough to explain the climate change of the tropical Pacific, the interdecadal dynamical feedback effect also must be considered.

Key words interdecadal variety, cloud - climate feedback, coupled ocean - atmosphere model, heat flux

1 引言

云覆盖了地球约三分之二的面积, 在地气系统 的辐射收支中起着重要的作用。一方面,云能够吸 收和散射太阳短波辐射,对地气系统起到降温作 用;另一方面,云能有效地吸收地表和云下大气放 射的红外长波辐射,并以较低的云顶温度向外发射 长波辐射,对地气系统起到保温作用(汪方和丁一 汇,2005)。许多研究指出云—气候反馈在热带海 气相互作用中的重要性。Ramanathan and Collins (1991) 首先观测到海表温度的增加会使深对流发 展,产生具有高反射率的卷云遮蔽海表,减少了向 下的短波辐射,阻止了海表温度的进一步升高,形 成对于海表温度变化的负反馈。Clement et al. (2005) 利用数值模拟阐明了海洋和大气过程在热 带暖池的形成过程中所起的作用,指出大气和海洋 都对暖池的形成有贡献,数值模拟表明只有大气而 不考虑海洋的作用是无法形成西太平洋暖池的,同 时也指出云—气候反馈对于暖池形成的重要作用。

云-气候反馈又是气候模拟的难点。目前所有 直接耦合模式的热带偏差具有十分类似的特征,即 赤道太平洋冷舌过于西伸,在赤道中太平洋海温明 显偏低,以及赤道双辐合带等现象,通常把这些现 象称之耦合模式的热带模拟偏差(Davey et al., 2002)。不少研究指出,耦合模式的热带模拟偏差 与云一气候反馈模拟误差有密切的关系。例如, Kiehl (1998) 指出云对短波辐射吸收的误差可能是 赤道冷舌位置过于偏西的原因之一; Philander et al. (1996) 则发现在赤道东太平洋而引入层云参数 化后可以使得热带东南太平洋 SST 显著降低; Ma et al. (1996) 也通过理想化的敏感性试验研究发现 秘鲁沿岸低层层云量增加,减少了到达海面的短波 辐射,从而能够有效地抑制了东南太平洋 SST 的 暖偏差, 使东太平洋 SST 分布具有与实际更相符 合的不对称性分布; Yu and Mechoso (1999) 也有 类似的研究结论。Zhang and Song (2010) 在最新 的研究中指出,改变对流参数化方案后通过一系列 的海气相互作用和反馈可以减弱耦合模式中双辐合带的偏差,包括对流、海表风、潜热、云辐射强迫、海表温度和海洋上层环流。另外,是云一气候反馈与气候变化模拟不确定的关系。已有的研究表明即使不考虑云和气溶胶的相互作用,云一气候反馈也是气候变化预测中最不确定的因素(Cess et al., 1990; IPCC, 2001; Dai et al., 2005; Lin, 2007)。有研究指出,云一气候反馈是气候变化模拟不确定性的主要来源(Colman, 2003; Soden and Held, 2006)。

由于云一气候反馈的重要性以及它在气候变化模拟的不确定性,国际上专门成立了云一气候反馈比较计划(CFMIP)(McAvaney and Le Treut,2003)以及低纬度云一气候反馈过程研究计划(CPT)(Bretherton et al., 2004)。这两个计划的主要目的是为了研究云一气候反馈对气候变化的作用,理解云一气候反馈影响气候的过程和物理机制。

近年来,许多学者对于热带海气耦合模式云— 气候反馈作了研究,主要的分析方法是模式与观测 之间以及模式与模式之间云—气候反馈的比较。 Lin (2007) 通过分析 IPCC AR4 的大气环流模式比 较计划试验 (AMIP) 和 20 世纪模拟 (20C3M) 试 验结果指出大部分模式模拟的热带降水偏强,导致 潜热通量偏强,短波辐射通量偏弱,Lin(2007)主 要分析海洋和大气之间的热力反馈。Sun et al. (2003, 2006, 2009) 通过分析 IPCC AR4 的大气环 流模式比较计划试验(AMIP)和 20 世纪模拟 (20C3M) 结果, 指出耦合模式中热带模拟偏差可 能与大气的热力反馈过程有关,发现无论单独的大 气模式还是海气耦合模式都低估了云对海表温度的 负反馈, 高估了水汽温室效应的正反馈。Sun et al. (2003, 2006, 2009) 一系列的工作主要通过计 算云—辐射和热通量与冷舌区海表温度的线性回归 系数来估计云辐射和热通量的反馈强度。Bony et al. (1997, 2004) 通过 500 hPa 垂直速度研究了热 带海表温度和大尺度环流对云辐射强迫的影响,发 现在大尺度下沉区,不管海温范围如何,云量、云 的光学厚度以及短波云强迫都随海温的增加而减 小; 而在大尺度环流维持的对流区, 长波和短波云 强迫强烈依赖于海温的变化,这是由于海温变化引 起的大尺度垂直运动的变化引起的,主要考虑了局 地变化的影响。

从以上研究的综述可见, 过去对于云一辐射和 热通量与海表温度反馈的研究并未区分不同的时间 尺度,然而不同的时间尺度,例如年际和年代际的 信号掺杂一起,无法确定不同时间尺度上耦合模式 对热带云一辐射和热通量的反馈情况。已有的研究 工作对于耦合模式模拟的云—辐射和海表热通量年 代际反馈的研究也很少,考虑到年代际或者更长时 间尺度的气候变化模拟是耦合模式的主要应用之 一, 也是历次 IPCC 气候变化评估报告中预估未来 气候变化的主要依据,因此,很有必要对耦合模式 模拟的云一辐射和海表热通量年代际反馈进行更加 细致的分析和评价。本文通过滤波的方法将海表温 度的年际变化和年代际变化的信号区分开来,然后 再分析 IPCC AR4 提供的耦合模式年际变化和年代 际变化中云辐射和热通量的反馈情况。此外,已有 的研究工作主要看热力反馈对海表温度的影响,较 少研究动力反馈对海表温度变化的影响,本文将从 热力和动力反馈角度评估耦合模式对于热带太平洋 全球变暖模拟的情况。

本文将在第2部分介绍使用的数据和分析方 法,第3部分主要描述热带太平洋年际和年代际云 一辐射和热通量的反馈,第4部分讨论热带太平洋 海表温度年代际变化趋势与海气热力和动力反馈过 程,第5部分是全文的总结和讨论。

资料和分析方法 2

2.1 观测和模式资料

本文使用的观测海表温度来自英国气象局整编 的全球月平均海表温度资料 (HadISST), 时间是 从 1950 到 1999 年,分辨率 1°×1° (Rayner et al., 2003).

辐射、热通量和降水资料用了两套再分析资 料。一套是 1958~1999 年 ERA40 再分析资料,分 辨率为 2.5°×2.5°(Gibson et al., 1997), 另一套是 1950~1999 年 NCEP 再分析资料,分辨率为 2.5°× 2.5°(Kalnay et al., 1996).

辐射资料还用了 1984~1999 年国际卫星云气 候计划数据 (ISCCP), 水平分辨率为 2.5°×2.5° (Zhang et al., 2004), 以及 1984~1999 年海表通量 资料 (OAFLUX), 分辨率为 1°×1° (Yu and Weller, 2007).

风应力资料用的是 1958~1999 年 ER40 再分 析资料,分辨率为 2.5°×2.5° (Gibson et al., 1997).

模式资料用的是 IPCC AR4 提供的 20 世纪模 拟(20C3M)试验,20世纪模拟(20C3M)试验是 指采用与 20 世纪观测一致的温室气体的试验。 IPCC AR4 中共有 23 个海气耦合模式, 其中 17 个 为非通量调整的直接耦合海气耦合模式, 我们选取 其中7个具有代表性同时辐射资料齐全的海气耦合 模式来分析,分别为 MIROC HIRES、NCAR CCSM3.0, GFDL CM2.0, MPI ECHAM5, IAP FGOALS gl.0、IPSL CM4、GISS ER 模式, 对模 式的详细介绍详见美国能源部气候模式诊断比较计 划 (PCMDI) 网站 "http://www-pcmdi. llnl. gov/ [2010-03-06]".

2.2 方法

EOF 分析: 使用 Chelton et al. (1990) 提出的 经验正交展开方法。

滤波: 使用 Press et al. (1986) 提出滤波方法, 对观测和耦合模式 1950~1999 年的海表温度进行 滤波,得到海表温度变化信号分解成年际变化和年 代际变化。

线性回归: 使用 Montgomery and Peck (1992) 介绍的线性回归方法。

通过滤波的方法可以将观测和模拟海表温度的 年际变化和年代际变化的信号区分开来, 然后再用 EOF方法分析滤波后的观测和耦合模式模拟的海 表温度, 可以分别得到海表温度年际和年代际变化 的时间和空间特征。利用热通量和云一辐射强迫对 海表温度年际和年代际变化的时间序列进行线性回 归,得到的线性回归系数可以用来估计热通量和云 一辐射对海表温度年际和年代际变化的反馈强度。 这种方法主要考虑的是热通量和云—辐射对海表温 度反馈的线性部分。Sun et al. (2009) 给出了降水 异常和海表温度异常的关系和净短波辐射和海表温 度异常的关系,可以看出热通量和云—辐射对海表 温度反馈的线性部分是反馈的重要组成部分。

3 热带太平洋年际和年代际云—辐射 和热通量的反馈

首先来看耦合模式对于海表温度年际变化的模拟能力,模式和观测都是使用 1950~1999 年 50 年的数据。图 1 (见文后彩图) 是年际变化的海表温度 EOF (Empirical Orthogonal Function) 分析的第一模态 (Principal Component 1, PC1) 的空间型,图 2 是年际变化的海表温度 EOF 分析的第一模态的时间序列,可以看出耦合模式都模拟出了最强的年际变化信号 ENSO。但是与观测相比,这7个耦合模式模拟的 ENSO 信号的范围都比观测偏西,并且正异常更多地集中在赤道附近。在年际变化的海表温度 EOF 分析第一模态时间序列的比较中发现 IAP FGOALS_g1.0 模式的年际变化周期非常规则,没有模拟出观测中 ENSO 循环 2~7 年的不规则周期。

接下来看耦合模式对于海表温度年代际变化的 模拟能力,模式和观测用的也是 1950~1999 年 50

年的数据。图 3(见文后彩图)是年代际变化海表 温度 EOF 分析第一模态的空间型,其中正值表示 升温,负值表示降温,观测增温极值区主要位于赤 道外的东太平洋, 观测降温区域位于南北半球副热 带的西太平洋,与观测相比耦合模式都模拟出了热 带太平洋大部分区域,尤其是南北纬 10°之间海表 温度的增温;图 4 是年代际变化海表温度 EOF 分 析第一模态的时间序列,耦合模式都模拟出了热带 海表温度 1950~1999 年的增温趋势, 而且大部分 模式模拟出了观测海表温度当中70年代以前的降 温和 70 年代开始的升温趋势。目前的研究认为年 代际增温趋势主要原因是温室气体的增加(Lashof and Ahuja, 1990), 近年来不少研究工作也有类似 的结论 (Meehl et al., 2009)。但是需要说明的是, 温室气体增加是全球均匀的, 但是海表温度增温并 不均匀,这意味着云—辐射和海气反馈过程在这里 十分重要。

表1为海表温度年际和年代际滤波后 EOF 分析第一特征向量的方差贡献率,从中可以看到,观

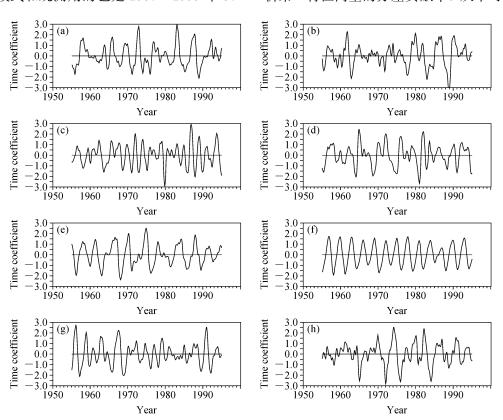


图 2 滤波后海表温度年际变化 (1950~1999 年) EOF 分析第一模态的时间序列: (a) 观测; (b) MIROC HIRES; (c) NCAR CCSM3.0; (d) GFDL CM2.0; (e) MPI ECHAM5; (f) IAP FGOALS_g1.0; (g) IPSL CM4; (h) GISS ER

Fig. 2 EOF PC1 time series of filtered SST on the interannual time scale (1950-1999); (a) Observation; (b) MIROC HIRES; (c) NCAR CCSM3.0; (d) GFDL CM2.0; (e) MPI ECHAM5; (f) IAP FGOALS_g1.0; (g) IPSL CM4; (h) GISS ER

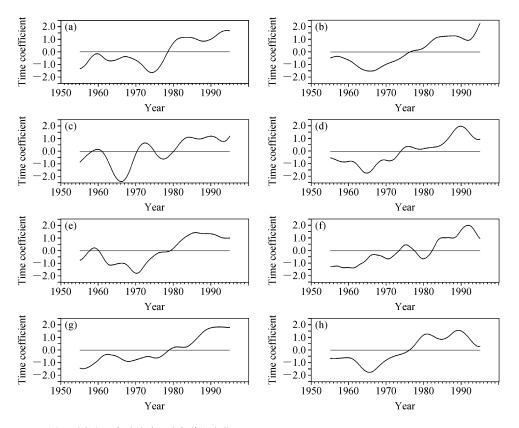


图 4 同图 2, 但为海表温度年代际变化

Fig. 4 Same as Fig. 1, except for SST variability on the interdecadal time scale (1950 - 1999)

测和耦合模式的海表温度年代际滤波后 EOF 分析 第一特征向量 (PC1) 的方差贡献率除 GISS ER 模 式外都在30%以上可以反映海表温度年际变化的 主要信号。而观测和耦合模式的海表温度年代际滤 波后 EOF 分析第一特征向量 (PC1) 的方差贡献率 都在30%以上可以反映海表温度年代际变化的主 要信号。

表 1 海表温度年际和年代际滤波后 EOF 分析第一特征向 量的方差贡献率

Table 1 EOF PC1 variance percentage of filtered interdecadal SST and filtered interannual SST (1950 - 1999)

	EOF 分析 PC1 方差贡献率	
模式	年际滤波后	年代际滤波后
HadISST	51. 29%	56. 14%
MIROC HIRES	30.50%	72.99%
NCAR CCSM3.0	49. 41%	34.85%
GFDL CM2.0	60. 28%	37.74%
MPI ECHAM5	58.69%	54.64%
IAP FGOALS_g1.0	78.39%	70.93%
IPSL CM4	53.83%	67.56%
GISS ER	12.79%	54.79%

Sun et al. (2003, 2006, 2009) —系列的工作 主要通过计算云—辐射和热通量与冷舌区海表温度 的线性回归系数来估计云一辐射和热通量的反馈强 度。由于冷舌区的海表温度变化基本可以代表 ENSO的时间变化特征,可以认为 Sun et al. (2003, 2006, 2009) 的工作主要是分析 ENSO 年 际变化时间尺度上云一辐射和热通量的反馈情况。

为了与 Sun et al. (2003, 2006, 2009) 的研究 进行对比,我们通过计算云—辐射和热通量与海表 温度年际变化的信号(滤波得到年际变化的海表温 度再进行 EOF 分析得到第一模态的时间序列)线 性回归系数来估计云一辐射强迫和热通量年际的反 馈。云—辐射强迫包括云—短波辐射强迫和云—长 波辐射强迫,受到资料限制,本文计算的云一短波 辐射反馈是海表云一短波辐射强迫与海表温度的线 性回归系数, 计算的云—长波辐射反馈是大气顶云 一长波辐射强迫与海表温度的线性回归系数。本文 计算海表的云—短波辐射强迫是实际状况海表净云 一短波辐射与晴天平均进入海表云—短波辐射之差 (以向下进入海表为正)。

图 5 是云一短波辐射强迫与海表温度年际变化 主要信号的线性回归系数,时间为1984~1999年, 分别为 ER40 再分析资料、NCEP 再分析资料、 ISCCP 资料以及 7 个耦合模式平均。对于海表云 一短波辐射反馈, 从图 1a-d 可以看到在赤道中东 太平洋, ISCCP 资料和两套再分析资料云一短波辐 射强迫都为负反馈, 其中 ER40 再分析资料的负反 馈极值最强, NCEP 再分析资料的负反馈极值最 弱, ER40 再分析资料的负反馈极值中心位置与 ISCCP 的基本一致, NCEP 再分析资料的负反馈极 值中心位置偏东。耦合模式云一短波辐射强迫的反 馈与 ISCCP 资料和两套再分析资料相比负反馈极 值偏弱,而且耦合模式反馈的极值中心比观测和再 分析资料的都要偏西。图 5e 和 f 是 ERA40 再分析 资料和7个耦合模式平均大气顶的云—短波辐射强 迫与海表温度年际变化主要信号的线性回归系数, 模拟的反馈仍然是偏弱。从上述比较可以看出,再 分析资料和耦合模式的海表与大气顶的云—短波辐 射强迫的反馈,无论是反馈的极值大小还是分布特 征都是基本一致的。从大气的辐射传输过程来看, 海表云—短波辐射强迫与大气顶云—短波辐射强迫 之间的差异主要来自短波辐射在传输过程中的吸 收,在年际变化时间尺度上大气对短波辐射吸收的 量级相对较小,因此,可以利用海表云—短波辐射 强迫评估模式在热带太平洋云一辐射反馈的能力。

图 6 是净海表热通量与海表温度年际变化主要 信号的线性回归系数,时间为1984~1999年,分 别为 ERA40 再分析资料、NCEP 再分析资料、 OAFLUX 资料以及 7 个海气耦合模式平均。可以 看到在赤道中东太平洋, OAFLUX 资料和两套再 分析资料净海表热通量都为负反馈,其中 ERA40 再分析资料的负反馈极值最强, NCEP 再分析资料 的负反馈极值最弱,ERA40 再分析资料的负反馈 极值中心位置与 OAFLUX 的基本一致, NCEP 再 分析资料的负反馈极值中心位置偏东。耦合模式平 均的净海表热通量反馈与 OAFLUX 资料和两套再 分析资料相比负反馈极值偏弱,而且耦合模式反馈 的极值中心比所用资料的都要偏西。这与 Sun et al. (2009)的研究结论是一致。需要说明的是,这 里限于篇幅未给出云—长波辐射强迫和降水等年际 变化的反馈, 云一长波辐射强迫和降水等年际变化 的反馈同样是耦合模式平均的比观测和再分析资料 的偏弱。

从上面对云一辐射和热通量与海表温度的年际 变化反馈的分析中可以看出, 两套再分析资料 ERA40 再分析和 NCEP 再分析资料的云一辐射和 热通量与观测的 ISCCP 资料以及 OAFLUX 资料 相比存在一定问题,再分析资料云一辐射和热通量 与海表温度年际变化反馈的极值大小与观测资料的 相比存在不一致,极值的空间分布特征 ERA40 再 分析资料与观测资料的比较一致,而 NCEP 再分析 资料的海表温度年际变化反馈的极值空间分布特征 与观测资料的相比存在不一致,尤其是负反馈极值 中心比观测资料的偏东;但是再分析资料都体现了 观测资料当中的主要特征,而且与耦合模式相比, 再分析资料与观测的极值都表现为一致的偏强。需 要说明的是,再分析资料是依赖于模式的,因此再 分析资料之间以及再分析资料与观测资料之间是存 在差异的。由于云—辐射和热通量资料的系统性观 测从 20 世纪 80 年代才开始, 因此对于更长时间尺 度,例如年代际的云一辐射分析,只能使用再分析 资料。从上述云—辐射和热通量与海表温度的年际 变化反馈的分析来看,再分析资料的结果在一定程 度上还是可信的。

在热带大尺度环流中存在对流区和沉降区,在 这两个不同的区域, 云—气候反馈的物理机制是完 全不同的 (Bony et al., 1997, 2004, 2006; Pierrehumbert, 1995; Larson et al., 1999)。在对流区, 当海表温度增加的时候会使对流增强和云量增加, 从而使云反射的短波辐射增多, 使云吸收的长波辐 射增多,也就是在对流区云一短波辐射强迫对海表 温度的变化是负反馈作用,云一长波辐射强迫对于 海表温度变化是正反馈作用。在沉降区当海表温度 增加的时候会使云量减少,从而增加入射的短波辐 射同时减少云吸收的长波辐射,所以在沉降区云— 短波辐射强迫对海表温度的变化是正反馈作用,云 一长波辐射强迫对于海表温度变化是负反馈作用。 Bony and Dufresne (2005) 研究指出, 在热带东太 平洋下沉区耦合模式低估了年际变化的云—辐射强 迫的反馈。

接下来分析耦合模式模拟的云—辐射与海表温度的年代际反馈。由于 GISS ER 模式的云—辐射与海表温度的年代际反馈通过 95%显著性检验的区域较少, 所以下面分析当中用的是其他 6 个模

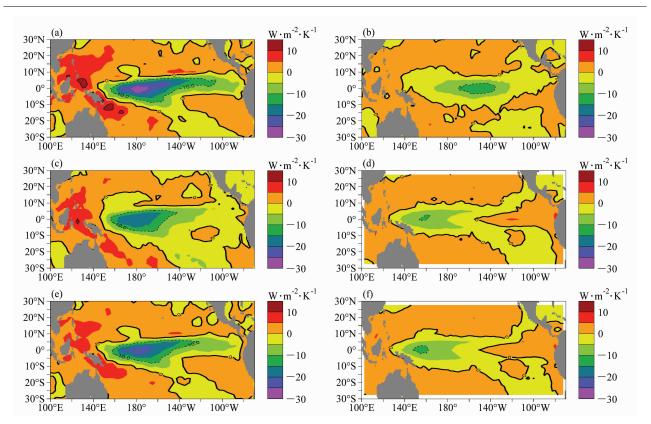


图 5 海表温度年际变化 (1984~1999 年) EOF 分析第一模态时间序列与云的短波辐射强迫 (CSF) 的线性回归系数: (a) ERA40 再分 析海表 CSF; (b) NCEP 再分析海表 CSF; (c) ISCCP 海表 CSF; (d) 7 个耦合模式平均海表 CSF; (e) ERA 再分析大气顶 CSF; (f) 7 个 耦合模式平均大气顶 CSF

Fig. 5 Linear regression coefficients of EOF PC1 time series for interannual SST variation (1984 - 1999) to cloud shortwave radiative forcing (CSF): CSF at sea surface from (a) ERA reanalysis, (b) NCEP reanalysis, (c) ISCCP, and (d) ensemble mean of seven coupled GCMs; CSF at the top of atmosphere (TOA) from (e) ERA reanalysis and (f) ensemble mean of seven coupled GCMs

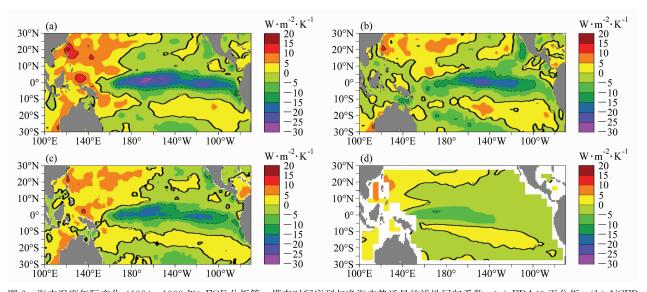


图 6 海表温度年际变化 (1984~1999 年) EOF 分析第一模态时间序列与净海表热通量的线性回归系数: (a) ERA40 再分析; (b) NCEP 再分析; (c) OAFLUX; (d) 7 个耦合模式集合平均

Fig. 6 Linear regression coefficients of EOF PC1 time series for interannual SST variation (1984-1999) to net sea surface heat flux: (a) ERA40 reanalysis; (b) NCEP reanalysis; (c) OAFLUX; (d) ensemble mean of seven coupled GCMs

式。通过计算云—辐射和热通量与海表温度年代际变化的信号(滤波得到的年代际变化的海表温度再进行 EOF 分析得到第一模态的时间序列)线性回归系数来估计云—辐射和热通量年代际的反馈。图7是云—短波辐射强迫与年代际海表温度变化主要信号的线性回归系数,为了增强分析的可信度,选取了两套再分析资料 NCEP 再分析资料 (1950~1999年)和 ERA40 再分析资料 (1958~1999年),耦合模式的资料是 1950~1999年。两套再分析资料云—短波辐射强迫与海表温度的年代际反馈负反馈区域和极值中心的位置都不一致,NCEP 再分析资料云—短波辐射强迫反馈在热带太平洋大部分海区是负反馈,极值中心位于中太平洋,达到—10 W·m⁻²·

K⁻¹; ERA40 再分析资料云—短波辐射强迫反馈在热带西太平洋暖池区域是负反馈,极值中心位于西太平洋暖池区域,达到一16 W·m⁻²·K⁻¹。结合图 1a 南北纬 10°之间都是增温,联系到前人对于对流区和沉降区不同云—气候反馈研究,可以认为增温条件下云—短波辐射强迫负反馈的区域就是对流区而正反馈区域就是沉降区,两套再分析资料中热带西太平洋都是对流区,赤道外东太平洋有沉降区存在,但是,两套再分析资料的沉降区就是正反馈的范围和对流区就是负反馈的极值中心不一致。与再分析资料相比耦合模式都模拟出了西太平洋负反馈区域也就是对流区的云—短波辐射强迫反馈特征,但是负反馈区域明显偏小,而且强度偏弱很多,同

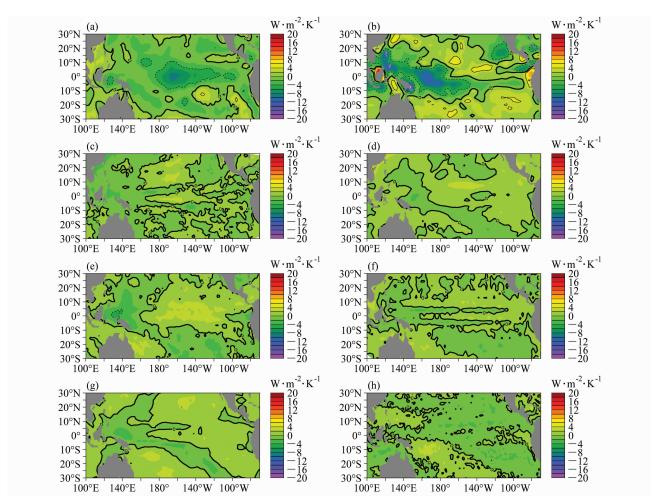


图 7 海表温度年代际 (1950~1999 年) EOF 分析第一模态时间序列与海表云短波辐射强迫的线性回归系数: (a) NCEP 再分析; (b) ERA40 再分析; (c) NCAR CCSM3.0; (d) GFDL CM2.0; (e) MPI ECHAM5; (f) IAP FGOALS_g1.0; (g) IPSL CM4; (h) MIROC HIRES

Fig. 7 Linear regression coefficients of EOF PC1 time series for interdecadal SST variation (1950 – 1999) to cloud shortwave radiative forcing at sea surface: (a) NCEP reanalysis; (b) ERA reanalysis; (c) NCAR CCSM3. 0; (d) GFDL CM2. 0; (e) MPI ECHAM5; (f) IAP FGOALS g1. 0; (g) IPSL CM4; (h) MIROC HIRES

时,耦合模式模拟的云—短波辐射强迫正反馈区域 也就是沉降区与再分析资料相比范围明显偏大,强 度偏弱。这意味着在年代际时间尺度上,耦合模式 仍然低估了海气相互作用中云一短波辐射强迫的反 馈作用。

图 8 是云—长波辐射强迫与年代际海表温度变 化主要信号的线性回归系数。NCEP再分析资料云 一长波辐射强迫与年代际海表温度变化的反馈在北 半球中太平洋和南太平洋的西部为正反馈区域,两 个正反馈区域各有一个极值中心, 其他的热带太平 洋海区为负反馈区域,负反馈的极值中心分别位于 热带北太平洋西部和东部, 以及热带南太平洋的东 部; ERA40 再分析资料云—长波辐射强迫与年代 际海表温度变化的反馈在南北纬 10°之间热带太平 洋区域基本为正反馈区域,而且正反馈的大值和极 值都位于热带西太平洋暖池区域,极值中心约为8 $W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$,其他的热带海区为负反馈区域。从

两套再分析资料都可以看出在对流区和沉降区不同 的云一长波辐射强迫反馈的特征。与再分析资料相 比耦合模式都模拟出了西太平洋对流区的正反馈, 但是正反馈的区域偏小、强度偏弱很多,同时对于 沉降区云—长波辐射强迫的负反馈特征有的模式没 有模拟出。这意味着当年代际海表温度变化时耦合 模式低估了海气相互作用中云一长波辐射强迫的反 馈作用。

图 9 是降水与年代际海表温度变化主要信号的 线性回归系数, NCEP 再分析资料的降水与年代际 海表温度强迫的响应有两个负值区域,一个为热带 北太平洋西部到南太平洋中东部的西北一东南向的 一个狭长的负值区域,另一个位于北太平洋的东 部,其他的热带海区则基本为正值区域; ERA40 再 分析资料降水与年代际海表温度强迫的响应在南北 纬 10°之间热带太平洋区域基本为正值区域,而且 正的大值和极值都位于热带西太平洋暖池区域,其

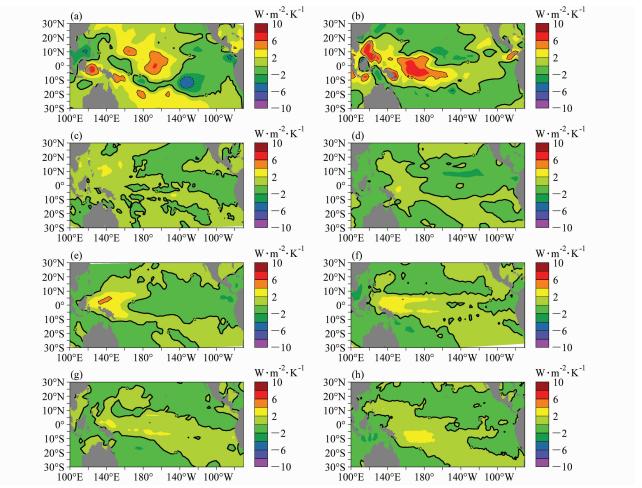


图 8 同图 7, 但为云—长波辐射强迫

Fig. 8 Same as Fig. 7, except for cloud longwave radiation forcing

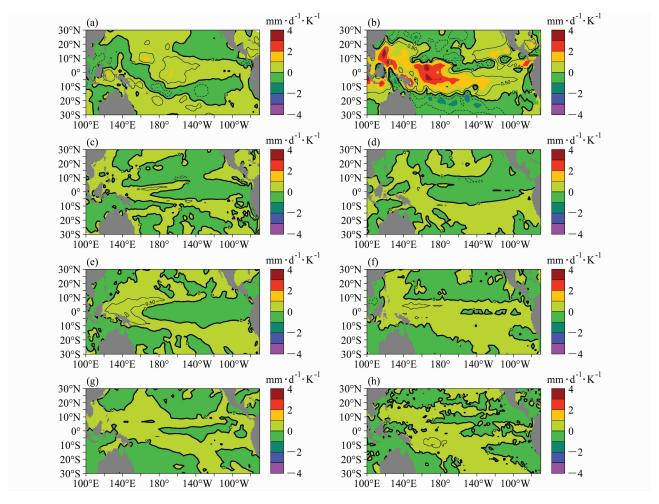


图 9 同图 7, 但为降水

Fig. 9 Same as Fig. 7, except for precipitation

他的热带太平洋海区为负值区域。两套再分析资料对于对流区降水的正响应特征和沉降区降水负响应特征都有体现。与再分析资料相比耦合模式模拟的西太平洋对流区也就是正值区域明显偏小,且强度偏弱很多;大部分耦合模式对沉降区也就是负值区域模拟的强度也比再分析资料的偏弱。这意味着当年代际海表温度变化时耦合模式低估了降水的响应作用。

上述云一辐射反馈的模拟误差也会对海表热通量反馈造成影响。图 10 是在年代际时间尺度上净海表热通量与海表温度变化主要信号的线性回归系数,NCEP 再分析资料的净海表热通量与年代际海表温度变化的反馈在热带太平洋大部分海区是负反馈,且极值中心位于中太平洋;ERA40 再分析资料的净海表热通量与年代际海表温度变化的反馈在热带中东太平洋大部分海区是负反馈,且极值中心位

于中太平洋,耦合模式模拟的负反馈区域明显偏小,且强度偏弱很多。这意味着当年代际海表温度变化时耦合模式低估了海气相互作用中净海表热通量的负反馈作用。

综合以上的分析,耦合模式热带太平洋的云—辐射和热通量以及降水对于年际和年代际海表温度变化反馈与再分析资料相比都要偏弱,分析耦合模式海表的短波辐射、长波辐射、潜热通量和感热通量与年代际海表温度变化反馈,得到结果也是耦合模式的比再分析资料的偏弱,限于篇幅,关于这些变量的分析本文就不一一给出了。为什么耦合模式热带地区的云—辐射和热通量以及降水对于年际和年代际海表温度变化反馈与再分析资料相比都要偏弱?结合前面的分析,我们认为耦合模式对于热带对流区和沉降区的对流和云—气候反馈模拟得不好,也就是耦合模式对于热带大气对流和云对海表

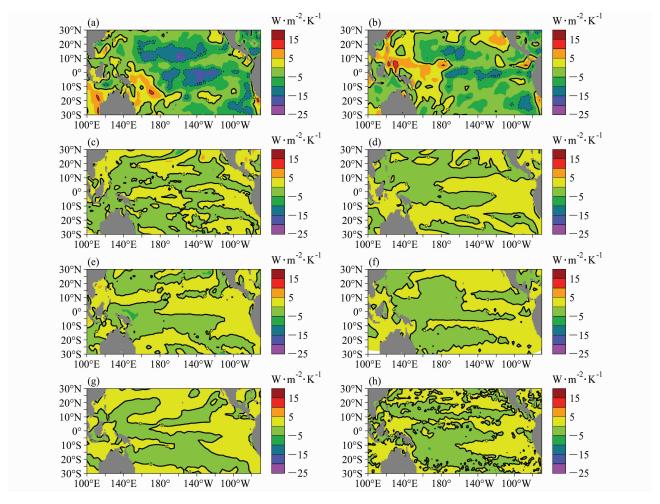


图 10 同图 7, 但为海表净热通量

Fig. 10 Same as Fig. 7, except for net heat flux

温度变化的敏感性比真实大气要偏弱,这与已有的 许多研究结果是类似的 (Wielicki et al., 2002; Allan and Slingo, 2002; Bony et al., 2006).

热带太平洋海表温度年代际变化趋 势与海气热力和动力反馈过程

从前面分析可以看出,在全球变暖的背景下, 耦合模式模拟的热带地区的云一辐射和热通量以及 降水对于年代际海表温度变化反馈与再分析资料相 比都要偏弱,说明耦合模式模拟的热带太平洋海洋 和大气的热力反馈比再分析资料的偏弱。净海表热 通量对海表温度变化是负反馈,耦合模式理应在年 代际时间尺度上增温趋势更明显, 这意味着耦合模 式模拟的热带太平洋海洋和大气的热力反馈偏弱必 然会影响耦合模式对于海表温度的模拟, 从而影响 耦合模式模拟的长期气候变化。

从这个问题出发给出一些初步的分析。图 11 给出的是 1950 - 1999 年热带太平洋海表温度的变 化趋势,这里的趋势指的是海表温度对于时间的斜 率。1950-1999年热带太平洋海表温度的变化趋 势与年代际变化的海表温度 EOF 分析的第一模态 的空间型(图 1)分布基本一致,也与 Liu et al. (2005)给出的结果一致,从增温趋势的极值区可 以看出与热带大尺度环流不同区域有较好的对应, 增温趋势的极值区主要位于赤道外的东太平洋,这 两个区域主要为大尺度环流的沉降区,这个地方海 表温度一旦增加就会减少云量是入射太阳辐射增 加,从而使海表温度进一步增加。耦合模式与观测 相比都模拟出了热带太平洋大部分区域尤其是南北 纬 10°之间海表温度的增温而且增温趋势相当,但 是耦合模式模拟的增温趋势的极大值区域与观测的 差别较大,这可能是因为耦合模式模拟的对流和云

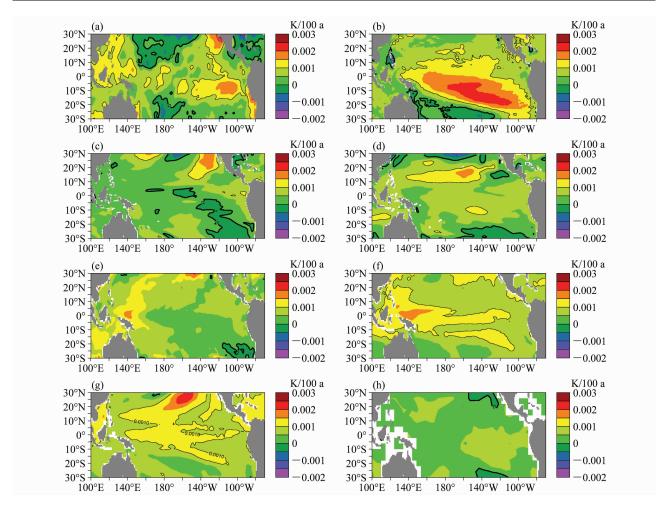


图 11 1950~1999 年热带太平洋 SST 的线性变化趋势: (a) 观测; (b) MIROC HIRES; (c) NCAR CCSM3.0; (d) GFDL CM2.0; (e) MPI ECHAM5; (f) IAP FGOALS_g1.0; (g) IPSL CM4; (h) GISS ER

Fig. 11 Linear trends of SST in the tropical Pacific from 1950 to 1999; (a) Observation; (b) MIROC HIRES; (c) NCAR CCSM3.0; (d) GFDL CM2.0; (e) MPI ECHAM5; (f) IAP FGOALS_gl.0; (g) IPSL CM4; (h) GISS ER

对于海表温度变化的响应模拟的存在问题,有可能 与耦合模式对流参数化和云—辐射的参数化有关 系。

海表温度是由大气热力作用和海洋的动力作用决定的,前面的分析指出耦合模式的热带太平洋年代际的热力反馈比再分析资料的偏弱,净海表热通量对海表温度变化是负反馈,耦合模式理应在年代际时间尺度上增温趋势更明显,然而从图 9 来看,耦合模式的增温趋势并没有比观测的偏强(MIROC HIRES 模式在南太平洋比观测偏强),所以可以知道,只用热力反馈来解释耦合模式热带太平洋的气候变化是不够的,必须考虑动力作用的反馈对于海表温度变化的调节作用。

已有的研究主要是对大气热力的反馈的研究, 较少涉及海洋动力反馈过程的分析。为了考虑海洋

动力反馈作用,图 12 给出了纬向风应力与年代际海表温度变化 (1950~1999 年) 主要信号的线性回归系数, ERA40 再分析资料的中东太平洋尤其是南北纬 10°之间主要为西风距平,耦合模式都模拟出了南北纬 10°之间西风距平,但是耦合模式的西风距平比再分析资料的偏弱。西风距平会引起赤道热带太平洋海水异常的下沉抑制冷水的上翻,从而使得海表温度增加,这表明在年代际时间尺度上,Bjeknes (1969) 正反馈等仍然起作用。因此,耦合模式风应力对海温的响应偏弱意味着耦合模式低估了海气相互作用中海洋动力的正反馈作用。

5 总结和讨论

云一气候反馈是热带海气相互作用的重要组成 部分同时云一气候反馈又是气候变化模拟的难点。

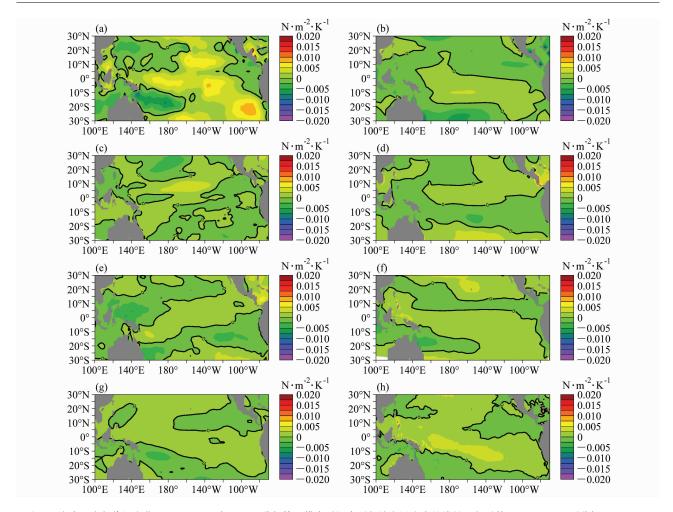


图 12 海表温度年代际变化 (1950~1999 年) EOF 分析第一模态时间序列与纬向风应力的线性回归系数: (a) ERA40 再分析; (b) GISS ER, (c) NCAR CCSM3.0; (d) GFDL CM2.0; (e) MPI ECHAM5; (f) IAP FGOALS_g1.0; (g) IPSL CM4; (h) MIROC HIRES Fig. 12 Linear regression coefficients of EOF PC1 time series for interdecadal SST variation (1950-1999) to zonal surface wind stress: (a) ERA reanalysis; (b) GISS ER, (c) NCAR CCSM3.0; (d) GFDL CM2.0; (e) MPI ECHAM5; (f) IAP FGOALS g1.0; (g) IPSL CM4; (h) MIROC HIRES

本文利用滤波和 EOF 的方法将热带太平洋海表温 度的年际变化和年代际变化信号分别提取出来,然 后再利用云—辐射强迫、热通量和降水与年际变化 和年代际变化的信号进行线性回归的方法来计算云 一辐射强迫、热通量以及降水的反馈。经过分析发 现,无论是年际变化还是年代际变化耦合模式模拟 的云—辐射、热通量和降水的反馈都要比再分析资 料的偏弱。热带太平洋云—气候反馈的特征在暖池 对流区和冷舌沉降区是完全不同的,在对流区云— 短波辐射强迫对海表温度的变化是负反馈作用,云 一长波辐射强迫对于海表温度变化是正反馈作用, 在沉降区云—短波辐射强迫对海表温度的变化是正 反馈作用,云一长波辐射强迫对于海表温度变化是 负反馈作用 (Bony et al., 1997, 2004, 2006)。耦 合模式模拟的降水反馈偏弱与模拟的对流反馈有 关,也与云一辐射的反馈偏弱联系在一起,偏弱的 原因主要是耦合模式中热带大气对流和云对海表温 度变化的敏感性比真实大气要偏弱。本文进一步分 析了耦合模式热带太平洋年代际热力反馈偏弱对于 耦合模式模拟长期气候变化的影响,发现耦合模式 模拟的热带太平洋南北纬 10°之间海表温度的增温 趋势与观测相当。这样,只用年代际热力反馈来是 不能够解释热带太平洋海温年代际变化趋势。通过 海温与纬向风应力的回归分析发现,发现耦合模式 都模拟出了南北纬 10°之间风应力对海温的响应, 但是耦合模式模拟的响应强度比再分析资料偏弱。 耦合模式模拟的年代际尺度上热带太平洋海气动力 反馈偏弱与热力反馈偏弱是联系在一起的, 因为耦 合模式没有模拟出年代际尺度上赤道中太平洋的对流和云—辐射强迫的反馈,也就无法模拟出强的西风距平,因为在热带太平洋强的对流区必定是弱信风区,也就是西风距平区。在全球变暖背景下,动力反馈和热力反馈同时起作用。然而,热力反馈在热带太平洋主要是负反馈而动力反馈则主要是正反馈,两者方向相反,所以无法仅用一个因子解释模式对温室气体增加的响应。

本文的分析仍旧留下很多未解的问题,需要进 一步分析:

- (1) 耦合模式热带太平洋云—辐射和热通量年际和年代际反馈偏弱的原因还需要进一步仔细分析。
- (2) 耦合模式其他热带大洋云—辐射和热通量 年际和年代际反馈情况如何?
- (3) 耦合模式热带太平洋反馈偏弱对于耦合模式模拟长期气候变化的影响还需要做更加准确和细致的评估。

致谢 感谢张学洪、周天军、刘海龙、郑伟鹏、林鹏飞、智海、严 厉与作者进行的有益讨论和交流。

参考文献 (References)

- Allan R P, Slingo A. 2002. Can current climate forcings explain the spatial and temporal signatures of decadal OLR variations? [J]. Geophys. Res. Lett., 29 (7), 1141, doi: 10.1029/2001GL014620.
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific [J]. Mon. Wea. Rev., 97: 163-172.
- Bony S, Lau K-M, Sud Y C. 1997. Sea surface temperature and large-scale circulation influences on tropical greenhouse effect and cloud radiative forcing [J]. J. Climate, 10: 2055 2077.
- Bony S, Dufresne J-L, Le Treut H, et al. 2004. On dynamic and thermodynamic components of cloud changes [J]. Climate Dyn., 22: 71-86.
- Bony S, Dufresne J-L. 2005. Marine boundary layer clouds at the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models [J]. Geophys. Res. Lett, 32, L20806, doi: 10. 1029/2005GL023851.
- Bony S, Colman R, Kattsov V M, et al. 2006. How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? [J]. J. Climate, 19: 3445 3482.
- Bretherton C, Ferrari R, Legg S. 2004. Climate process teams: A new approach to improving climate models [J]. U. S. CLIVAR Var., 2: 1-6.
- Cess R D, Potter G L, Blanchet J P, et al. 1990. Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models [J]. J. Geophys. Res., 95: 16601 –

- 16615, doi: 10.1029/JD095iD10p16601.
- Chelton D B, Schlax M, Witter D, et al. 1990. GEOSAT altimeter observations of the surface circulation of the Southern Ocean [J]. J. Geophys. Res., 95: 17877 17903.
- Clement A C, Seager R, Murtugudde R. 2005. Why are there tropical warm pools? [J]. J. Climate, 18: 5294-5311
- Colman R. 2003. A comparison of climate feedbacks in general circulation models [J]. Climate Dyn., 20: 865-873.
- Dai F S, Yu R C, Zhang X H, et al. 2005. Impacts of an improved low level cloud scheme on the eastern Pacific ITCZ-cold tongue complex [J]. Adv. Atmos. Sci., 22: 559-574.
- Davey M K, Huddleston M, Sperber K R, et al. 2002. STOIC: A study of coupled model climatology and variability in tropical ocean regions [J]. Climate Dyn., 18: 403 420.
- Gibson J K, Kållberg P, Uppala S, et al. 1997. ERA description [R]. ECMWF Reanalysis Project Report Series, 1: 86pp.
- IPCC. 2001. Climate Change 2001: The Scientific Basis [M]. Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, et al., Eds. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA: Cambridge University Press, 881.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 437 471.
- Kiehl J T. 1998. Simulation of the tropical Pacific warm pool with the NCAR Climate System Model [J]. J. Climate, 11: 1342 -1355.
- Larson K, Hartmann D L, Klein S A. 1999. The role of clouds, water vapor, circulation, and boundary layer structure in the sensitivity of the tropical climate [J]. J. Climate, 12: 2359 2374.
- Lashof DA, Ahuja DR. 1990. Relative contributions of greenhouse gas emissions to global warming [J]. Nature, 344: 529-531.
- Lin J-L. 2007. The double-ITCZ problem in IPCC AR4 coupled GC-Ms: Ocean atmosphere feedback analysis [J]. J. Climate, 20: 4497 4525.
- Liu Z Y, Vavrus S, He F, et al. 2005. Rethinking tropical ocean response to global warming: The enhanced equatorial warming [J]. J. Climate, 18: 4684 4700.
- Ma C-C, Mechoso C R, Robertson A W, et al. 1996. Peruvian stratus clouds and the tropical Pacific circulation: A coupled ocean-atmosphere GCM study [J]. J. Climate, 9: 1635 1645.
- McAvaney B J, Le Treut H. 2003. The cloud feedback model intercomparison project; CFMIP [J]. CLIVAR Exchanges, No. 26 (Suppl.), International CLIVAR Project Office, Southampton, United Kingdom, 1-4.
- Meehl G A, Hu A X, Santer B D. 2009. The mid-1970s climate shift in the Pacific and the relative roles of forced versus inherent decadal variability [J]. J. Climate, 22: 780 792.
- Montgomery D C, Peck E A. 1992. Introduction to Linear Regression Analysis [M]. 2nd ed. New York: John Wiley.
- Philander S G H, Gu D, Lambert G, et al. 1996. Why the ITCZ is

- mostly north of the equator [J]. J. Climate, 9: 2958 2972.
- Pierrehumbert R T. 1995. Thermostats, radiator fins, and the local runaway greenhouse [J]. J. Atmos. Sci., 52: 1784 1806.
- Ramanatahn V, Collins W. 1991. Thermodynamical regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño [J]. Nature, 351: 27 32.
- Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century [J]. J. Geophys. Res., 108, 4407, doi: 10.1029/2002JD002670.
- Soden B J, Held I M. 2006. An assessment of climate feedbacks in coupled ocean atmosphere models [J]. J. Climate, 19: 3354 3360.
- Sun D-Z, Fasullo J, Zhang T, et al. 2003. On the radiative and dynamical feedbacks over the equatorial cold-tongue [J]. J. Climate, 16: 2425-2432.
- Sun D-Z, Zhang T, Covey C, et al. 2006. Radiative and dynamical feedbacks over the equatorial cold-tongue: Results from nine atmospheric GCMs [J]. J. Climate, 19: 4059 4074.
- Sun D-Z, Yu Y Q, Zhang T. 2009. Tropical water vapor and cloud feedbacks in climate models: A further assessment using coupled simulations [J]. J. Climate, 22: 1287 1303.
- 汪方, 丁一汇. 2005. 气候模式中云辐射反馈过程机理的评述 [J]. 地球科学进展, 20: 207-215. Wang Fang, Ding Yihui, 2005.

- An evaluation of cloud radiative feedback mechanisms in climate models [J]. Advances in Earth Science (in Chinese), 20: 207 215.
- Press W H, Teukolsjy S A, Vetterling B P, et al. 1986. Numerical Recipes: The Art of Scientific Computing [M]. New York: Cambridge University Press.
- Wielicki B A, Wong T, Allen R P. 2002. Evidence for large decadal variability in the tropical mean radiative energy budget [J]. Science [J]. 295: 841 844.
- Yu J-Y, Mechoso C R. 1999. Links between annual variations of Peruvian stratocumulus clouds and of SST in the eastern equatorial Pacific [J]. J. Climate, 12: 3305 3318.
- Yu L, Weller R A. 2007. Objectively analyzed air sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981–2005) [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 88: 527–539.
- Zhang G J, Song X L. 2010. Convection parameterization, tropical Pacific double ITCZ, and upper-ocean biases in the NCAR CCSM3, Part II: Coupled feedback and the role of ocean heat transport [J]. J. Climate, 23: 800 812.
- Zhang Y-C, Rossow W B, Lacis A A, et al. 2004. Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISC-CP and other global data sets; Refinements of the radiative transfer model and the input data [J]. J. Geophys. Res., 109: D19105, doi: 10.1029/2003JD004457.

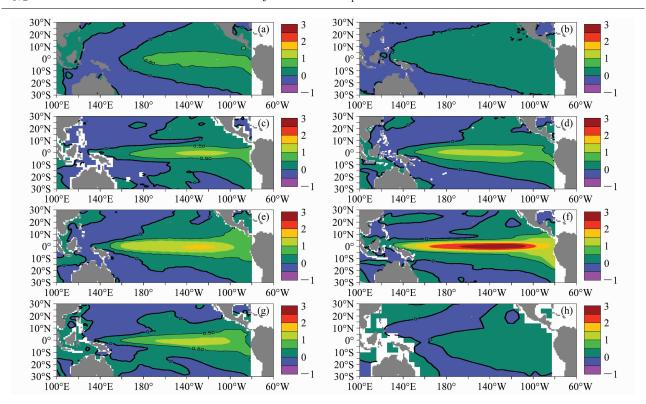


图 1 滤波后海表温度年际变化 (1950~1999 年) EOF 分析第一模态的空间型: (a) 观测; (b) MIROC HIRES; (c) NCAR CCSM3. 0; (d) GFDL CM2. 0; (e) MPI ECHAM5; (f) IAP FGOALS_g1. 0; (g) IPSL CM4; (h) GISS ER

Fig. 1 EOF PC1 spatial pattern of filtered SST on the interannual time scale (1950 – 1999); (a) Observation; (b) MIROC HIRES; (c) NCAR CCSM3.0; (d) GFDL CM2.0; (e) MPI ECHAM5; (f) IAP FGOALS_g1.0; (g) IPSL CM4; (h) GISS ER

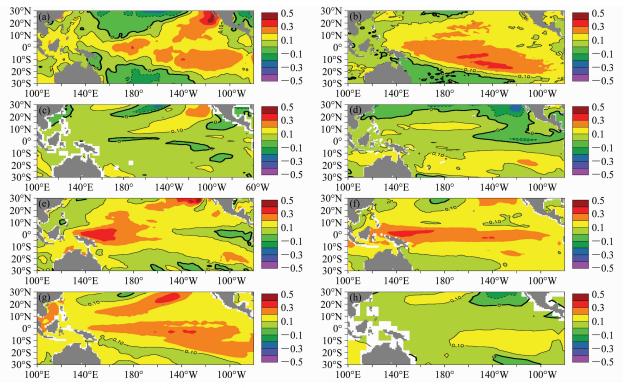


图 3 同图 1, 但为海表温度年代际变化

Fig. 3 Same as Fig. 1, except for SST variability on the interdecadal time scale (1950 - 1999)