doi:10.11676/qxxb2013.002

夏季亚洲-太平洋涛动的耦合模式模拟*

陈晓龙[1,2]　周天军[1,3]　邹立维[1]

CHEN Xiaolong[1,2]　ZHOU Tianjun[1,3]　ZOU Liwei[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(LASG),北京,100029
2. 中国科学院研究生院,北京,100049
3. 中国科学院气候变化研究中心,北京,100029

1. *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100029, *China*
2. *Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing* 100049, *China*
3. *Climate Change Research Center, Chinese Academny of Sciences, Beijing* 100029, *China*

2012-02-04 收稿,2012-04-30 改回.

陈晓龙,周天军,邹立维. 2013. 夏季亚洲-太平洋涛动的耦合模式模拟. 气象学报,71(1):23-37

Chen Xiaolong, Zhou Tianjun, Zou Liwei. 2013. Variation characteristics of the Asian-Pacific Oscillation in boreal summer as simulated by the LASG/IAP climate system model FGOALS_gl. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(1): 23-37

Abstract The Asian-Pacific Oscillation (APO) is a phenomenon in which the temperature changes out of phase over the East Asia continent (15°—50°N, 60°—120°E) with the North Pacific (15°—50°N, 180°—120°W) in the upper troposphere. The APO index reflects the Asian-Pacific zonal thermal contrast. The performance of the fast coupled version of the LASG/IAP climate system model FGOALS_gl in simulating the upper troposphere temperature and the APO index over the 20th century is evaluated. Compared with the ERA-40 reanalysis data, it is shown that the model performed well in simulating the climatology and the dominant modes of the upper troposphere temperature. However, the results show that the simulated APO index failed to capture the descent trend after 1960s over the East Asia continent as indicated in the ERA-40 data. Based on the power spectrum analysis, the 2－3 a variability of the model APO index is equivalent with that in the reanalysis but the 5—7 a variability is weaker. Despite several regional departures, the large-scale circulation over Asian monsoon section related with the APO index is well reproduced in the model. A comparison among the 20th century simulations shows that external forcing could change the interannual variability of a couple system. The natural forcing causes a spectrum shift to low frequency and the anthropogenic forcing does inversely. Natural forcing and anthropogenic forcing can play different roles in different periods. It seems that anthropogenic forcing could limit the interannual variability of APO and enhance the interdecadal variability. The dominant mode of the upper troposphere temperature in the model is modulated by ENSO and further impacts the interannual variability of APO. The defect of the model in the ENSO simulation may be an important limitation to reproducing the upper troposphere temperature and the variability of APO index.

Key words APO, Coupled model, Simulative experiment, El Niño

摘　要　亚洲-太平洋涛动是夏季欧亚大陆东部(15°—50°N,60°—120°E)与北太平洋上空(15°—50°N,180°—120°W)温度场反相变化的现象。亚洲-太平洋涛动指数由对流层上层(500—200 hPa)温度定义,反映了亚洲-太平洋纬向热力差异。基于一个全球海-气耦合模式 FGOALS_gl 的 20 世纪气候模拟试验结果,讨论了其对 20 世纪亚洲-太平洋涛动指数变化的模拟能力。

* 资助课题:国家杰出青年科学基金(41125017)、国家高技术研究发展计划(863)项目(2010AA012304)、国家重点基础研究专项(2010CB951904)。

作者简介:陈晓龙,主要从事气候模拟研究。E-mail:chenxiaolong@mail.iap.ac.cn

结果表明,较之 ERA-40 再分析资料(1960—1999 年),模式很好地刻画出上层温度场的平均态和主导模态的空间型。从趋势上看,模式对北太平洋上空温度的年代际变化和趋势模拟较好,但未能模拟出亚洲东部陆地上空的降温趋势。从频谱分析结果看,模拟的亚洲-太平洋涛动指数 2—3 a 的年际变率与再分析资料相当,5—7 a 周期的变率较弱。模式能够较好地模拟出与亚洲-太平洋涛动指数相关的亚洲季风区气候异常。在 20 世纪模拟中,外强迫因子会改变耦合系统的年际变率,在自然因子强迫下亚洲-太平洋涛动指数的功率谱向低频方向增强,人为强迫因子的作用则相反。自然强迫因子和人为强迫因子在不同时期对亚洲-太平洋涛动年际和年代际变率的作用不同。在年际变率中人为强迫因子能够控制亚洲-太平洋涛动的变率使其不致过大;在年代际变率中人为强迫因子会增强自然强迫下亚洲-太平洋涛动的变率。模式上层温度的主导模态受 ENSO 调制,可能影响亚洲-太平洋涛动的年际变率。因此,模式对 ENSO 模拟能力的缺陷是制约模式对流层上层温度及亚洲-太平洋涛动指数变率的重要因素。

关键词 亚洲-太平洋涛动,耦合模式,模拟试验,厄尔尼诺

中图法分类号 P435

1 引 言

欧亚大陆与周边大洋的海-陆热力差异是亚洲季风的重要驱动因子(丁一汇,2005)。东亚季风变率与北半球对流层温度的变化关系密切。对应强的东亚夏季风,东亚对流层温度偏高,而热带西太平洋和北太平洋对流层温度则偏低,这令“陆地暖-海洋冷”的夏季平均气候态进一步加强(Zhou, et al, 2010)。与全球变暖趋势不同,东亚对流层上层在 20 世纪 70 年代末以来存在显著的年代际尺度上的变冷(Yu, et al, 2004),中国东部气候的年代际变化与该东亚对流层中上层温度的变化存在直接联系,具体表现随季节而变(Yu, et al, 2007)。3—5 月,该冷中心逐渐南移并加强,5 月移至 35°N 以南,导致中国东南部地区出现干旱化趋势(Xin et al, 2006);冷中心在 7—8 月的盛夏季节位于(40°N, 110°E)附近,造成中国东部的“南涝北旱”型降水异常,对应东亚夏季风的减弱(Yu, et al, 2004)。夏季东亚对流层温度变冷趋势是整个北半球对流层温度大尺度变化的局地表现(Zhou, et al, 2009)。

为了表征海陆温差的变化,人们定义了许多种指数(Wang, et al, 2008)。亚洲-太平洋涛动(Asian-Pacific Oscillation, APO)指数是近年来新定义的一种指数(Zhao, et al, 2007),其利用扣除纬向平均的对流层上层(500—200 hPa)温度,刻画了夏季欧亚大陆东部与北太平洋上空温度场反相变化的现象。亚洲-太平洋涛动形成可能与太阳辐射在亚洲陆地和太平洋的加热差异所造成的纬向垂直环流有关(赵平等,2008),而太平洋年代际涛动(PDO)和赤道东太平洋的厄尔尼诺现象对亚洲-太平洋涛动的影响可能较小(Zhao, et al, 2007, 2010)。研究表明,亚洲-太平洋涛动指数较高的年份,高层南亚高压和北太平洋槽偏强,亚洲上空的西风急流和东风急流加强;低层亚洲低压和北太平洋副热带高压也偏强;南亚盛行异常西风、东亚中纬度盛行异常南风、梅雨锋的位置偏北,中国华北、华南和南亚地区降水偏多,长江流域至日本南部以及菲律宾群岛附近的降水偏少(Zhao, et al, 2007)。由于该指数较好地反映了大尺度的亚洲-太平洋纬向热力差异,故在季风研究领域得到广泛应用。研究亚洲-太平洋涛动的变化规律对于理解东亚季风的变化机理具有重要意义。

气候模式是理解气候演变规律,预测和预估未来变化的重要工具。基于大气环流模式的数值模拟试验表明,海温强迫(主要是热带海温强迫)是造成 20 世纪 70 年代末以来东亚夏季对流层上层变冷趋势的重要原因(Li, et al, 2010)。历史海温驱动大气环流模式(即所谓的“AMIP 试验”)能够部分再现与东亚强夏季风相联系的东亚对流层的偏暖和热带西太平洋及北太平洋对流层的偏冷,但在热带外地区的东亚上空及北太平洋上空,模式偏差较大,这意味着在观测海温驱动下,模式对“经向海陆温差”的模拟能力较强,而对“纬向海陆热力差异”的模拟能力则较弱(Zhou, et al, 2010)。

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(LASG/IAP)长期致力于气候模式的发展,先后发展了不同版本的气候模式系统。近年来,为了适应长期气候模拟的需要,发展了一个快速的全球“海-陆-气-冰”耦合模式 FGOALS_gl(Zhou, et al, 2008)。研究表明,该模式对 20 世纪地表气温的演变、赤道太平洋年际变率、低纬度云辐射强迫的气候态空间分布特征,东亚副热带西风急流的空间分布和季节演变,以及过去千年季风和大气涛动的变化都有较好的模拟能力(满

文敏等,2010,2011;刘景卫等,2011;蔡琼琼等,2011;Zhou,et al,2011a;Man,et al,2011)。但是,该模式对影响季风变化的大尺度海-陆热力对比和亚洲-太平洋涛动的模拟能力如何,此前缺乏相关研究。本文从对流层上层温度场和亚洲-太平洋涛动指数的角度,研究 FGOALS_gl 耦合模式对纬向海-陆热力差异的描述能力,分析模式结果与观测产生偏差的可能原因,旨在回答如下的科学问题:FGOALS_gl 耦合模式对海-陆热力差异特别是亚洲-太平洋涛动活动中心的模拟能力如何?与亚洲-太平洋涛动对应的气候异常在模式中是否有体现?自然(太阳辐射和火山气溶胶)和人为外强迫(温室气体、硫酸盐气溶胶)变化在 20 世纪后半期亚洲-太平洋涛动演变中的作用如何?外强迫变化能否改变耦合模式系统模拟的年际变率?

2 模式和资料

FGOALS_gl 耦合模式包含 4 个分量模块,即大气模式 GAMIL、海洋模式 LICOM、海冰模式 CSIM 和陆面模式 CLM,采用美国国家大气研究中心(NCAR)CCSM2 耦合器 CPL5 进行耦合。其中,大气模式为 LASG/IAP 发展的格点大气模式 GAMIL 的低分辨率版本,水平分辨率约 5.0°经度 × 4.0°纬度(Wen,et al,2007),垂直方向采用 σ-p 混合坐标系,分为 26 层;模式动力框架保持了总质量和总有效能量守恒;物理过程参数化方案与 NCAR 大气模式 CAM2 相同。LICOM 是 LASG/IAP 第三代全球大洋环流模式 L30T63 的改进版,水平分辨率提高到 1°×1°,垂直方向 30 层;采用了非刚盖近似的完全原始方程和相应的守恒差分方案。CSIM 和 CLM 为 NCAR 发展的通用陆面模式和海冰模式。关于该耦合模式的细节,详见 Zhou 等(2008)。

本文采用如下 3 组试验:

(1)控制试验(CNTL),采用固定太阳常数 1365 W/m^2,温室气体体积分数分别取 CO_2:280.0×10^{-6},CH_4:760.0×10^{-9},N_2O:270.0×10^{-9},积分 1000 年。

(2)全强迫试验(ALL),是用耦合模式进行的“20 世纪气候模拟试验”(20C3M),这是“国际耦合模式比较计划”(CMIP3)制定的标准试验(Zhou,et al,2006)。在控制试验的基础上采用 IPCC AR4 提供的历史大气辐射强迫场,从 1860 年开始积分 140 年,强迫场包括自然因子(太阳辐射、火山气溶胶)和人为因子(温室气体、硫酸盐气溶胶等)。

(3)自然强迫试验(NAT),除了在强迫场去除了人为因子外,其余与全强迫试验相同。

取 1900—1999 年夏季(6—8 月)逐月积分结果进行分析(与观测和再分析资料比较时选取 1960—1999 年)。

为了检验模式模拟结果和分析偏差产生的原因,使用了以下观测和再分析资料:(1)ERA-40 再分析月平均资料,包括三维经向风、纬向风、温度、比湿变量场,水平分辨率 2.5°×2.5°,垂直方向 1—1000 hPa 共 23 个气压层,时段选为 1960—1999 年夏季(Uppala,et al,2005);(2)英国哈得来中心提供的月平均海表湿度资料(HadISST),分辨率 1.0°×1.0°,时段选为 1960—1999 年夏季(Rayner,et al,2003)。

本文采用 Zhao 等(2007)的定义计算亚洲-太平洋涛动指数,作为亚洲大陆(15°—50°N,60°—120°E)与北太平洋(15°—50°N,180°—120°W)上空 500—200 hPa 扰动温度之差(图 1b 中的黑虚线框)。为了表述方便,文中“陆地上空”均指(15°—50°N,60°—120°E)的亚洲大陆东部区域,“海洋上空”均指(5°—50°N,180°—120°W)的北太平洋区域。此外,本文用 Nino3 指数代表夏季 ENSO 变率,其定义为(5°S—5°N,90°—150°W)区域内夏季海温月距平的平均值(Trenberth,1997)。

使用经验正交函数(EOF)(Hannachi,2007)对 500—200 hPa 温度场的主导模态进行分析,主导模态之间的分离程度用 North 准则检验(North,et al,1982),经验正交函数主分量的主导周期随时间的变化用 Morlet 小波分析考察(Grossmann,et al,1985)。研究亚洲-太平洋涛动指数的主导周期用功率谱分析(魏凤英,2007)。探讨亚洲-太平洋涛动指数的年代际变化时采用了 10 年以上的 Lanczos 低通滤波(Duchon,1979)。

3 结果分析

亚洲-太平洋涛动指数的定义源于 500—200 hPa 的对流层温度场(Zhao,et al,2007),耦合模式对 500—200 hPa 温度场平均态和主导模态的模拟能力关系到亚洲-太平洋涛动的模拟。因此,本文首先考察全强迫试验中 FGOALS_gl 对上层温度场平均态的模拟能力,在此基础上分析亚洲-太平洋涛动指数年际变率和年代际变化趋势的模拟水平,以及

亚洲-太平洋涛动变率对应的环流场异常。其次,对比观测和模式上层 500—200 hPa 温度场前两个主导模态,考察其对亚洲-太平洋涛动指数年际变率的贡献。最后,分析自然和人为强迫因子在亚洲-太平洋涛动演变中各起什么作用,以及 ENSO 与亚洲-太平洋涛动变率的关系。

3.1 500—200 hPa 平均温度场的模拟

图 1a、b 是再分析资料和全强迫试验模拟的 1960—1999 年 500—200 hPa 对流层的平均温度和平均扰动温度的分布。全强迫试验较好地再现了位于亚洲大陆上空 30°N 附近的高温中心和位于北太平洋的低温槽,体现出陆地和海洋分布所造成的纬向热力差异。较之 ERA-40 再分析资料,模拟的温度整体偏低 3 K 左右,且模拟的陆地上空高温中心范围偏小偏东,东亚上空温度暖中心略向北延伸,模拟的北太平洋温度槽整体位置偏东且过度南侵。

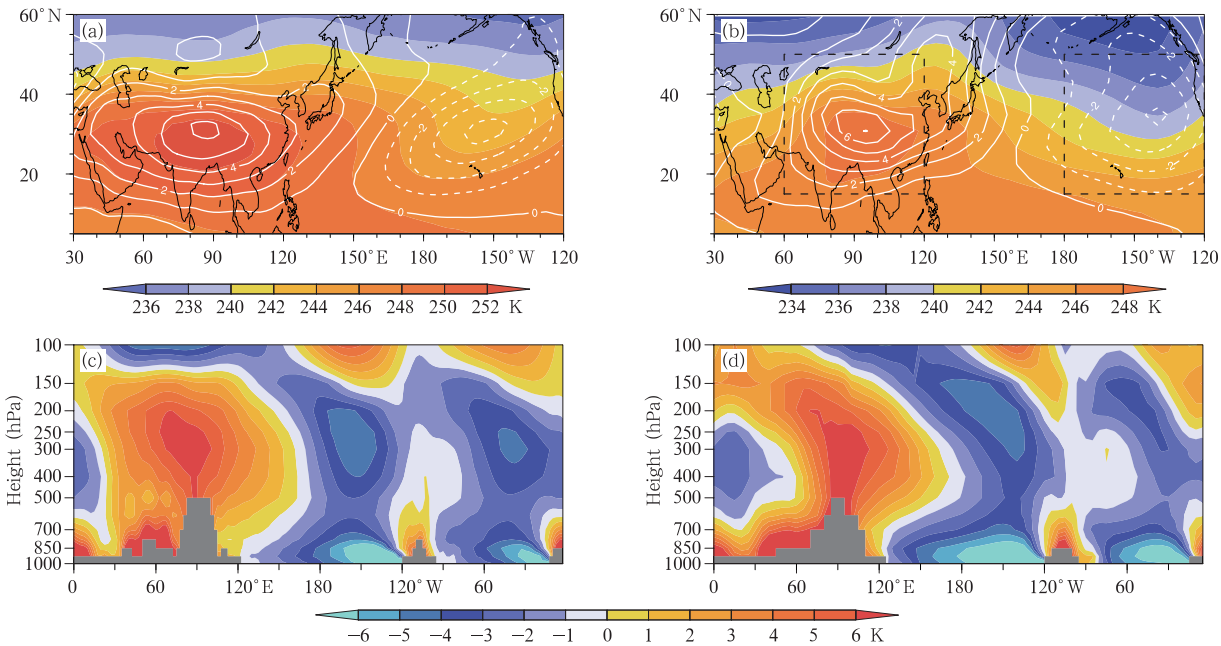


图 1 1960—1999 年夏季(6—8 月)ERA-40(a)、FGOALS_gl 全强迫试验(b)500—200 hPa 平均温度场(填色)和平均扰动温度场(等值线)(b 中的黑虚线框代表亚洲和太平洋中纬度区域)及 ERA-40(c)、FGOALS_gl 全强迫试验(d)30°N 处纬向-垂直剖面上平均扰动温度场

Fig. 1 500—200 hPa averaged temperature (shading), eddy temperature (a−b, white contours) and zonal-vertical eddy temperature along 30°N (c,d) from the ERA-40 data (a,c) and FGOALS_gl simulations (b,d) in summer (JJA) during 1960—1999 (Black dashed boxes in (b) are the extratropical regions of Asia and the North Pacific)

由于亚洲-太平洋涛动关注的是大尺度陆地和海洋上空温度的纬向对比,这些局地差异并不影响模式对大尺度纬向温度梯度平均态的模拟能力。从多年平均的扰动温度场(图 1a、b)可以看出,FGOALS_gl 模拟的大尺度纬向温差最大值位于 30°N 附近,与 ERA-40 一致。再分析资料中陆地上空高温中心位于 85°E 附近,海上低温中心位于 140°W附近,纬向跨度约 125°,温差约为 12 K;FGOALS_gl 模拟的陆地上空高温中心和海上低温中心较 ERA-40 约东移 8°,温差也约为 12 K,所以,模式能够较好再现大尺度纬向温度梯度的平均状况。此外,从多年平均的扰动温度在 30°N 处的纬向垂直剖面(图 1c、d)可以看出,从低层到高层,模式模拟的亚洲大陆和北太平洋上空的热力对比与再分析资料非常接近,高低层温度的一致分布以及温度中心的位置都能够较好地刻画出来,这是利用模式研究亚洲-太平洋涛动变化机理的基础。

3.2 亚洲-太平洋涛动指数的模拟

图 2a 是 1960—1999 年 ERA-40 和全强迫试验中模拟的亚洲-太平洋涛动指数序列,代表东亚-北太平洋上空的纬向海陆热力对比。功率谱分析表明,ERA-40 和全强迫试验模拟的亚洲-太平洋涛动指数均有 2.5 a 的显著周期,但 ERA-40 表现出的 5—7 a 的显著周期在模拟中未能体现。根据已有的研究,FGOALS_gl 模式全强迫试验模拟的 ENSO 具有显著的 3—5 a 周期(满文敏等,2010),而模拟

的亚洲-太平洋涛动指数在这一周期范围内振幅较弱(图 2b)。

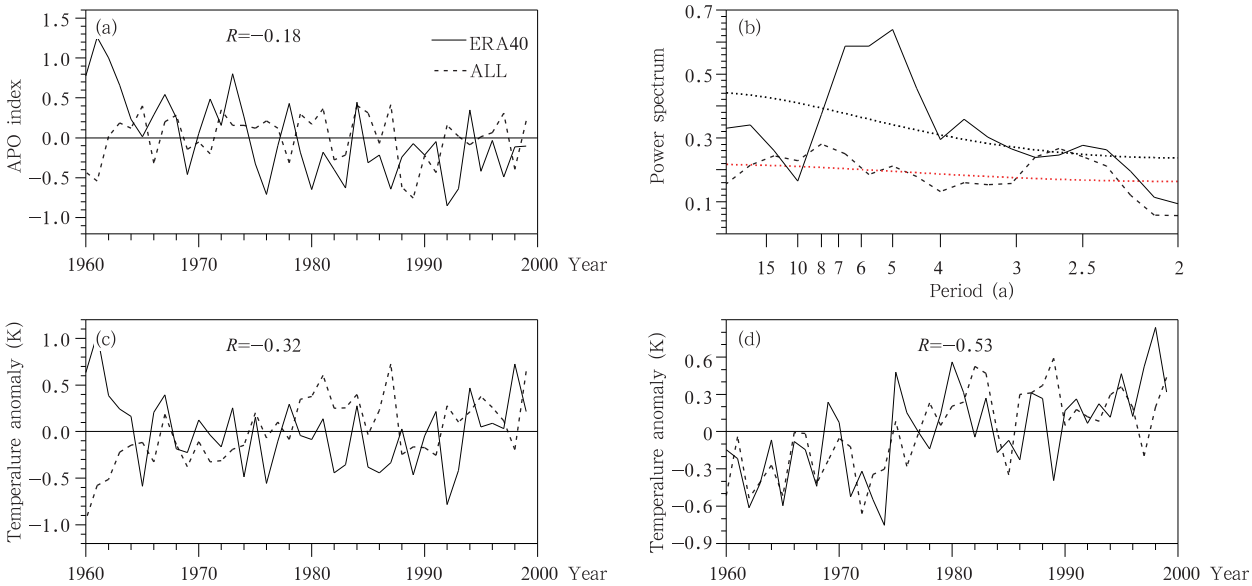


图 2 1960—1999 年夏季(a)亚洲-太平洋涛动指数、(b)亚洲-太平洋涛动指数功率谱(点线为红噪声水平)、(c)陆地上空温度距平序列、(d)海洋上空温度距平序列

(图中实线对应 ERA-40,虚线对应 FGOALS_gl 全强迫试验,R 为两条序列的相关系数)

Fig. 2 Series of the APO index (a), the APO power spectrum (b), temperature over the land (c) and ocean region (d) from the ERA-40 data (solid lines) and FGOALS_gl (dashed lines) in summer (JJA) during 1960—1999. (b) shows the power spectrum of (a) and the corresponding red noises (dot lines) (The number on the top right corner is the correlation coefficient between ERA-40 and ALL)

全强迫试验模拟的亚洲-太平洋涛动指数年际变率偏弱,其标准差(约 0.3 K)比 ERA-40(约 0.5 K)偏小。这是由于亚洲-太平洋涛动指数定义区域陆地和海洋上空温度序列在 ERA-40 中相关系数仅为 0.12,而在模式中存在显著的同相变化关系(相关系数为 0.58),这使得模式中二者之差(即亚洲-太平洋涛动指数)年际变率的振幅被明显削弱。接下来考察模式对亚洲-太平洋涛动指数变化趋势的模拟。20 世纪 60 年代,ERA-40 中的亚洲-太平洋涛动指数呈下降趋势,这主要是由于陆地区域对流层上层显著的降温趋势所致,与 Yu 等(2004)和 Zhou 等(2009)的研究结论一致。70 年代亚洲-太平洋涛动指数的下降趋势主要是由海洋上空的增温趋势所贡献(图 2a、d)。80 和 90 年代陆地和海洋上空温度变化趋势较为一致,因此,亚洲-太平洋涛动指数没有表现出明显的趋势。与 ERA-40 对比,模式未能模拟出 60 年代之后的下降趋势。分别考察亚洲-太平洋涛动指数定义中的陆地和海洋上空的温度发现,在模式中两者均呈现显著的上升趋势(图 2c、d),说明模式中陆地上空和海洋上空的增温趋势一致,使得海陆温差没有明显的变化趋势。模式对 90 年代陆地上空和 70 年代海洋上空的增温趋势的模拟与 ERA-40 一致,但未能准确再现其他时段内海陆上空温度的变化趋势。

综上所述,1960—1999 年全强迫试验模拟的亚洲-太平洋涛动指数以年际变率为主,与 ERA-40 较为一致;模式模拟的亚洲-太平洋涛动指数年际变率偏弱,这是因为模式中陆地和海洋上空温度在年际尺度上有同相变化关系,而 ERA-40 中这一现象不显著;模式对 1960—1999 年海洋区域上空温度趋势的模拟较好,但未能再现陆地区域在 20 世纪 60—80 年代的降温趋势,因此,没有模拟出这一时期内亚洲-太平洋涛动指数的下降趋势。

3.3 与亚洲-太平洋涛动指数相关的环流场模拟

图 3a、b 显示,ERA-40 中 500—200 hPa 平均温度与亚洲-太平洋涛动指数正相关的区域从地中海西岸向东、东北延伸至阿留申群岛,负相关的区域位于太平洋中部和东部。模式中相关温度场的分布与 ERA-40 基本一致。模式在热带西太平洋和印度洋存在显著负相关,而 ERA-40 中相关不显著。分析 200 hPa 的位势高度场也有类似的结果(图 3c、d)。这表明模式能够较好地模拟出与亚洲-太平洋涛动指数相联系的上层温度场和流场的变化。

从低层 850 hPa 来看,在南亚季风区,ERA-40

表现出与亚洲-太平洋涛动指数相联系的西南风水汽输送,模式能够模拟出这一联系,但强度较弱;在东亚季风区,ERA-40 中 30°N 以北存在与亚洲-太平洋涛动指数相联系的反气旋式水汽输送,以南存在气旋式水汽输送,模式能够模拟出相似的空间分布特征,但气旋式水汽输送位置偏南。因此,再分析

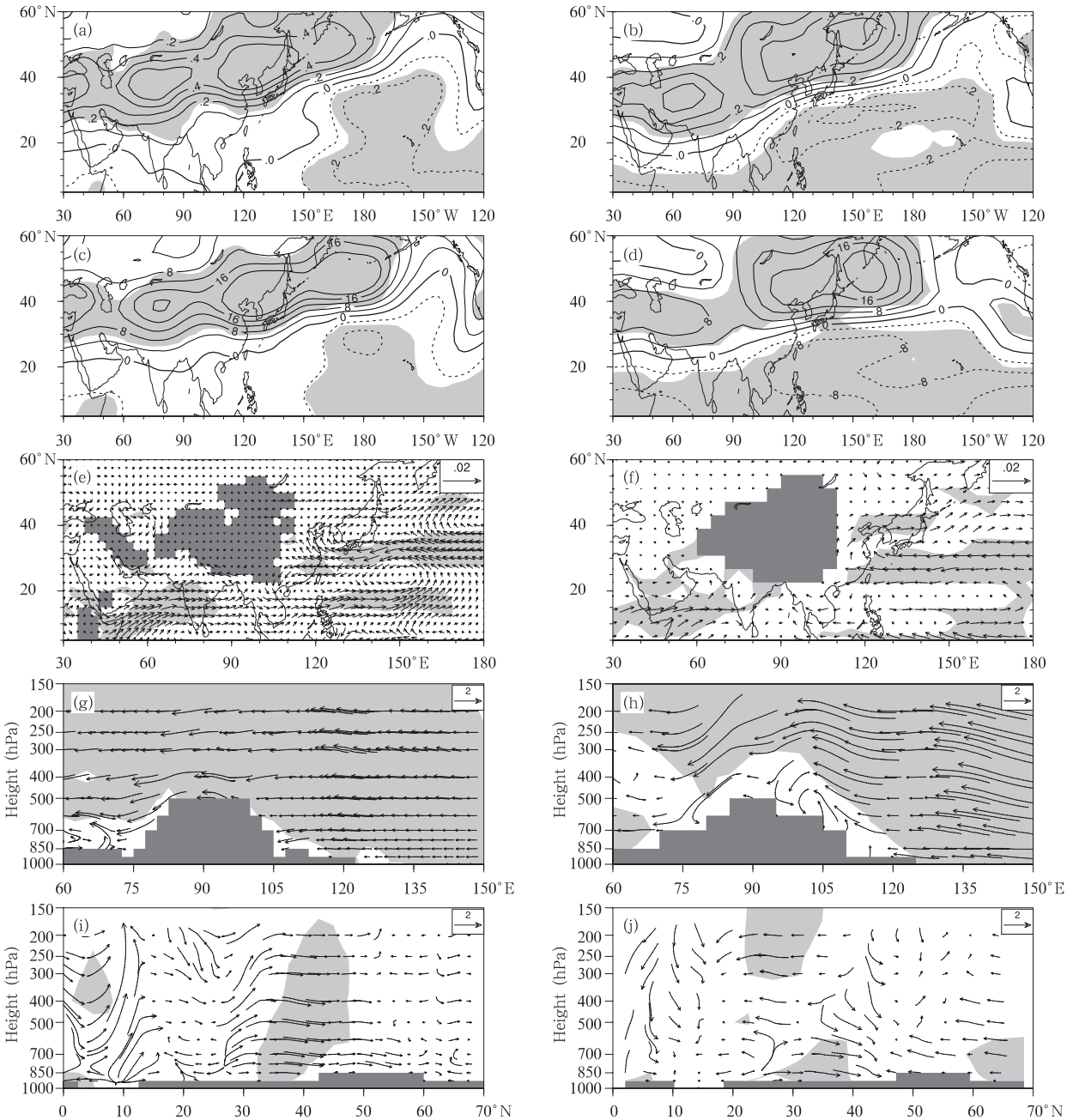


图 3 1960—1999 年夏季亚洲-太平洋涛动指数与相应物理量的回归系数分布

(a、b. ERA-40、FGOALS_gl 试验 500—200 hPa 温度场(K),c、d. ERA-40、FGOALS_gl 试验 200 hPa 位势高度场(gpm),e、f. ERA-40、FGOALS_gl 试验 850 hPa 水汽输送场(m/s),g、h. ERA-40、FGOALS_gl 试验 30°N 纬向-垂直环流(m/s,2×10^{-3} Pa/s),i、j. 120°E 经向-垂直环流(m/s,1.5×10^{-3} Pa/s)(灰色阴影表示通过 5%显著性检验,e-j 的黑色阴影表示地形)

Fig. 3 Regressed 500—200 hPa averaged temperature (a-b, unit: K), 200 hPa geopotential height (c-d, unit: m), 850 hPa moisture flux (e-f, unit: m/s), the meridional-zonal wind along 30°N (g-h, unit: m/s, 2×10^{-3}Pa/s) and zonal-vertical wind along 120°E (i-j, unit: m/s, 1.5×10^{-3}Pa/s) against the corresponding APO indices of ERA-40 (left) and FGOALS_gl (right) in summer (JJA) during 1960—1999

(The regions shaded by gray are significant at the 5% confidence level (t-test); the black shading blocks (e-j) are the topography in ERA-40 and FGOALS_gl)

资料和模式一致表现为,当亚洲-太平洋涛动指数偏大时,中国北方更可能出现来自南方的水汽输送,而中国南方更可能出现来自东部海洋上的水汽输送,但西南风的水汽输送可能会减弱;亚洲-太平洋涛动指数偏小时相反(图 3e、f)。

从 30°N 纬向垂直环流场来看,ERA-40 中与亚洲-太平洋涛动指数正相关的风场显示为上下层一致的东风,表明亚洲-太平洋涛动指数较高时风从太平洋上空吹向欧亚大陆(图 3g)。模式较好再现了上下层一致的东风分量,但对垂直速度的模拟有较大的偏差(图 3h)。从 120°E 经向环流场来看,ERA-40 在 30°—45°N 范围内存在整层的南风异常,而模式中这一范围内的南风出现在 500 hPa 以下的低层,500 hPa 以上表现为北风(图 3i、j)。

基于上述亚洲-太平洋涛动指数与温度场和环流场变化的联系,可见模式能够较好再现与亚洲-太平洋涛动相联系的气候异常。

3.4 500—200 hPa 温度场的主导模态对亚洲-太平洋涛动年际变率的贡献

图 4 给出 ERA-40 和全强迫实验模拟的对流层

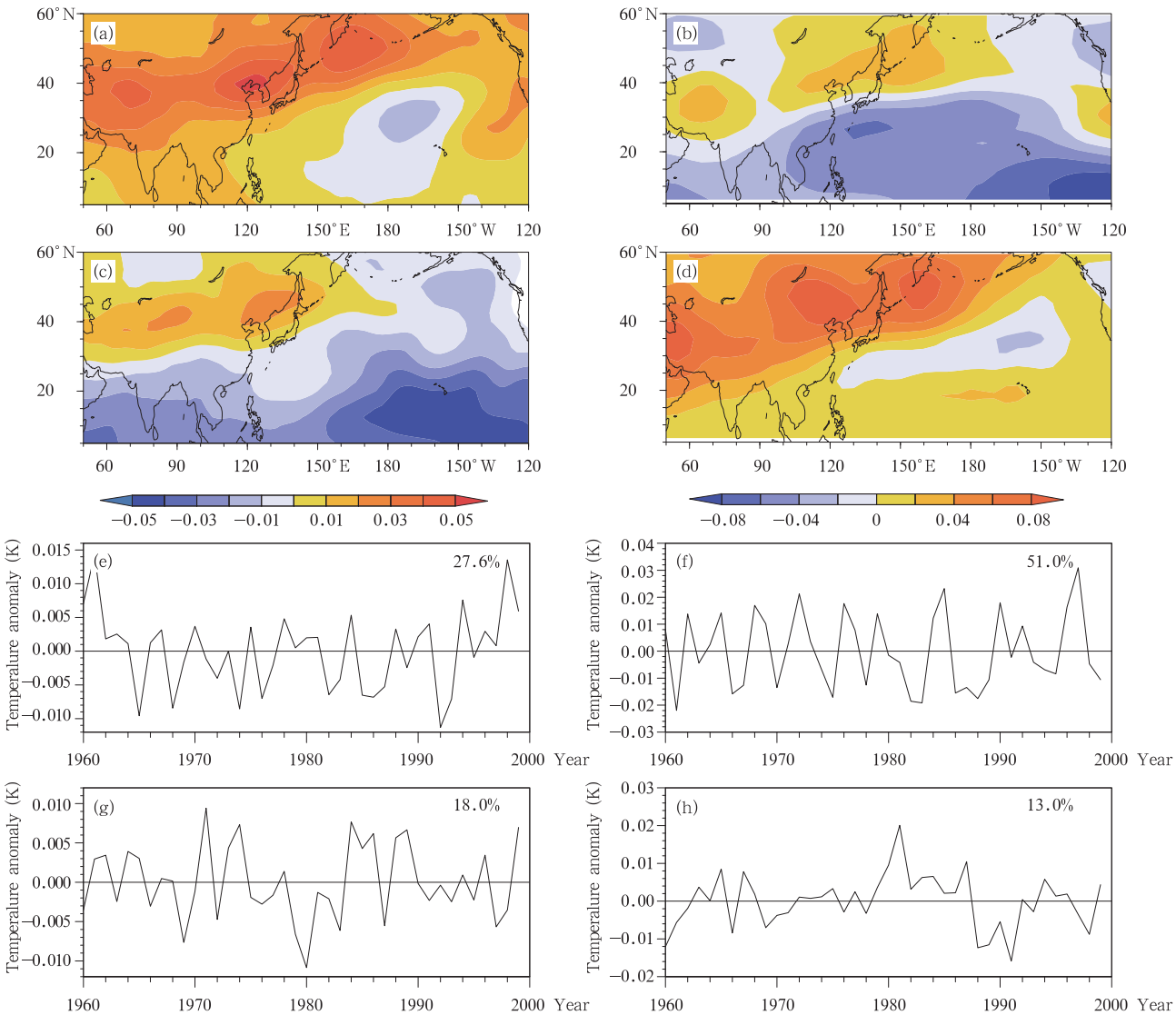


图 4 1960—1999 年夏季区域(0°—70°N,45°E—105°W)500—200 hPa 去趋势温度场

(a、b. ERA-40、FGOALS_gl 的经验正交函数分解第 1 模态, c、d. ERA-40、FGOALS_gl 的经验正交函数分解第 2 模态, e、f. ERA-40、FGOALS_gl 的第 1 主成分, g、h. ERA-40、FGOALS_gl 的第 2 主成分;右上角的百分数表示模态解释方差的比例)

Fig. 4 First two EOFs (shading, a−d) and PCs (lines, e−h) of 500—200 hPa averaged temperatures of ERA-40 (left) and FGOALS_gl (right) in summer (JJA) during 1960—1999

(The numbers on top right corners are the percentage of explained variances)

中上层温度异常的前两个模态。基于 North 准则(North,et al,1982),这两个模态在统计上均能相互分离(图 5)。模式能够较好地刻画出对流层上层温度异常主要模态,但模拟的主导模态次序有偏差。FGOALS_gl 模拟的经验正交分解第 2 模态(图 4d)对应 ERA-40 揭示的经验正交函数分解第 1 模态(图 4a),表现为北半球太平洋中部负位相,其余区域正位相,正位相的最大值由欧亚大陆中部向东北延伸至阿留申群岛以西;FGOALS_gl 模拟的经验正交函数分解第 1 模态(图 4b)对应 ERA-40 揭示的经验正交函数分解第 2 模态(图 4c),表现为中低纬度,特别是热带中东太平洋负位相,30°—35°N 以北欧亚大陆正位相,负位相区域在东太平洋可向北延伸至 60°N 以北的高纬度地区。尽管有上述差异,东亚大陆至北太平洋区域的纬向海陆温差在观测和模式的前两个主导模态中均能表现出来,与图 1 中亚洲-太平洋涛动定义的区域相对应。因此,从空间型的分布上看,经验正交函数分解第 1 模态和第 2 模态对亚洲-太平洋涛动指数所反映的纬向海陆温差均有贡献。

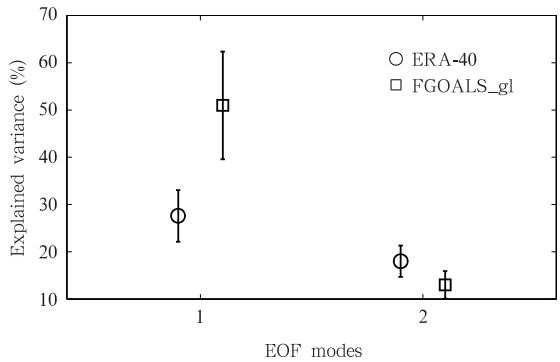


图 5 North 准则下经验正交函数分解主导模态的解释方差及其误差范围

Fig. 5 Explained variance and corresponding error range of the two EOF modes of ERA-40 and FGOALS-gl under North Principle

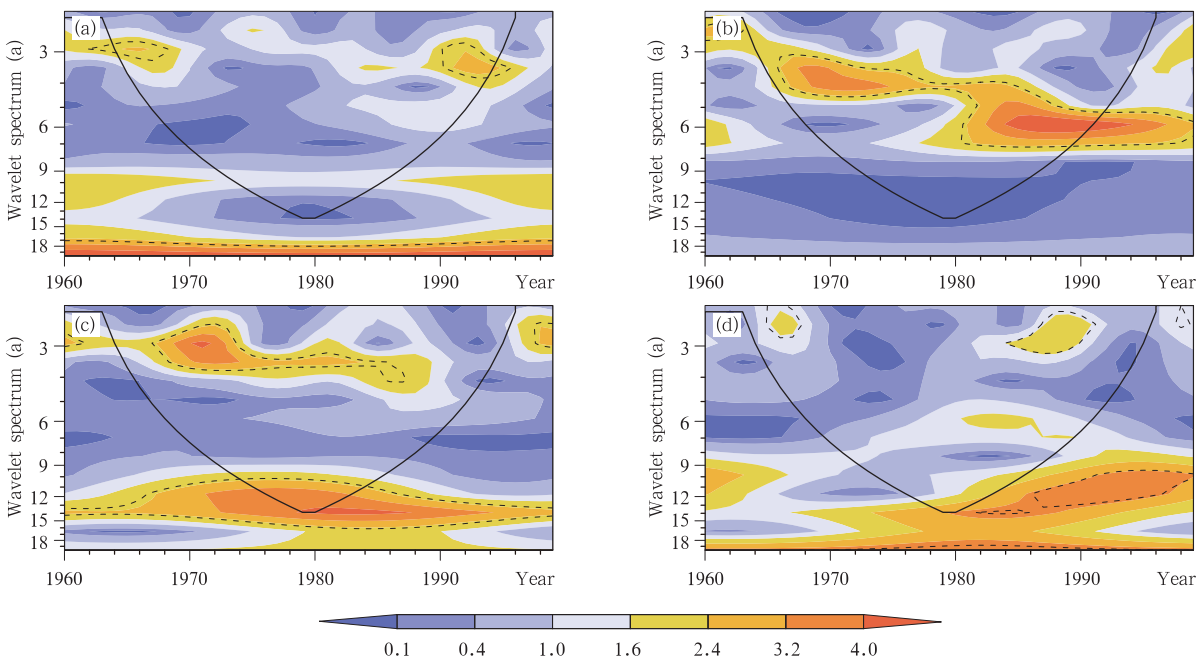


图 6 与图 4e—h 对应的 ERA-40(a、c)、FGOALS_gl(b、d)第 1 主成分(a、b)和第 2 主成分(c、d)的小波分析功率谱(填色)(黑色虚线内为通过 10%显著性检验的区域,黑色粗实线以下是受边界效应影响的区域)

Fig. 6 Corresponding wavelet spectrum (shading) of the PCs to Fig. 4e－h (The area circled by black dashed lines is significant at the 10% confidence level; the area below the bold solid line is the cone of influence)

从时间序列及其小波功率谱上看,ERA-40 前两个模态的年际变率主导周期均为 3—4 a,第 2 主成分也存在约 15 a 的年代际变率(图 6a、c)。模式第 1 主成分的主导周期在 1980 年之前以 4 a 为主,1980 年之后则以 6 a 为主(图 6b);第 2 主成分的主导周期为 2—3 a(图 6d)。ERA-40 第 1 主成分的 3 a周期在 20 世纪 70 年代变弱,80 年后有所增强,模式第 2 主成分的 2—3 a 周期表现出相似的特征(图 6a、d)。ERA-40 第 2 主成分的 3—4 a 周期从 60 年代中期一直持续到 80 年代末期,模式第 1 主

成分的约 4 a 周期表现类似,但模式第 1 主成分的 6 a周期在 70 年代末期表现出显著的增强(图 6b),而 ERA-40 中没有相似的现象(图 6c)。尽管经验正交函数分解空间型有相似性,但模式第 1 主成分和观测第 2 主成分的相关系数为 - 0.09,模式第 2 主成分与观测第 1 主成分的相关系数为 - 0.24,均不显著。这是因为耦合模式试验中的海温变化不能与观测逐年对应,相关系数很小(满文敏等,2010),因此,受其驱动的大气变量与观测也有很大差异。

表 1 温度主导模态与去趋势亚洲-太平洋涛动指数、东亚大陆和北太平洋上空 500—200 hPa 温度的相关系数(1960—1999 年)

Table 1 The correlation coefficients between the detrended APO indices, 500—200 hPa averaged temperature over the East Asia continent, temperatures over the North Pacific and the corresponding first two PCs of ERA-40 and FGOASL_gl to Fig. 4 e - h respectively during 1960—1999

	亚洲-太平洋涛动指数		东亚大陆		北太平洋	
	ERA-40	全强迫	ERA-40	全强迫	ERA-40	全强迫
第 1 主成分(EOF1)	**0.62**	**0.48**	**0.95**	- 0.18	**0.40**	**−0.84**
第 2 主成分(EOF2)	**0.55**	**0.75**	0.04	**0.88**	**−0.71**	0.08

注:黑体表示通过 1% 显著性检验

从年际变率上看,亚洲-太平洋涛动指数与前两个主导模态均有显著相关(表 1),说明温度场的前两个模态对亚洲-太平洋涛动指数的年际变率均有贡献。在 ERA-40 中贡献最大者是第 1 模态,在模式中贡献最大的是第 2 模态。这些特征与模态的空间相似性是一致的。与东亚大陆和北太平洋上空 500—200 hPa 温度的相关系数显示,ERA-40 的第 1 模态和全强迫试验的第 2 模态主要体现了亚洲大陆东部上空温度的变化,而 ERA-40 的第 2 模态和全强迫试验的第 1 模态主要体现了北太平洋上空温度的变化。ERA-40 中北太平洋区域上空温度的年际变率与第 1 模态也相关,而模式中亚洲大陆东部上空和北太平洋上空的温度变化基本可以线性分离,分别对应温度场的前两个主导模。因此,模式能够正确模拟出亚洲-太平洋涛动指数与温度场主导模态的关系,模式的第 2 模态(ERA-40 的第 1 模态)主要对东亚陆地上空温度的年际变率有贡献,模式的第 1 模态(ERA-40 的第 2 模态)主要对北太平洋上空温度的年际变率有贡献。

Zhou 等(2009)分析了 ERA-40 北半球 7、8 月 250—300 hPa 扰动温度场(扣除了纬向平均)的第 1 模态。其空间型(见原文 Fig. 1b)综合了本文中的经验正交分解第 1 模态和第 2 模态的特征:亚欧大陆东部和印度洋上空的正位相与第 1 模态相似,北半球太平洋上空的负位相范围则与第 2 模态相似、负位相中心与第 1 模态相似;其主分量序列(见原文 Fig. 1c)在 1960—1980 年有显著的下降趋势,这一趋势在 20 世纪 60 年代由本文中的第 1 主成分贡献(图 4e),在 70 年代则由第 2 主成分贡献(图 4g)。这些差异出现的原因是,扣除纬向平均温度的方法使得每一点温度的变化都携带了同纬度其他地点温度变化的信息,反映了不同地区温度的相对变化特征,而本文分析的温度场未扣除纬向平均,从而能够体现温度变化的局地特征。因此,针对所研究的问题可选择是否扣除纬向平均,或将两者结合起来使用。

3.5 20 世纪亚洲-太平洋涛动模拟中不同强迫因子的作用

影响亚洲-太平洋涛动变化的因子,既包括海-气耦合系统的内部变率,又包括自然外强迫和人为外强迫变化。控制试验结果是海-气耦合系统内部变化作用的结果。控制试验与自然强迫试验的差异,来自自然外强迫变化的作用;而自然强迫试验和全强迫试验结果的差异,则来自人为外强迫的作用。下面从气候平均态、年际变率特征和年代际变化的角度分析上述因子对亚洲-太平洋涛动演变的影响。

表 2 统计了 3 组试验 20 世纪中陆地、海洋区域温度和亚洲-太平洋涛动指数的平均值、标准差和变化趋势。从平均态上来看,与控制试验相比,自然强迫和全强迫试验中陆地和海洋区域上空的平均温度均有显著增加,全强迫试验中的增幅更大;由于海洋上空比陆地增温更显著,亚洲-太平洋涛动指数所代表的纬向热力差异在自然强迫试验和全强迫试验中均有所减弱,而自然强迫试验与全强迫试验相差不大(均为 5.7 K)。说明自然强迫因子可能会在控制试验的基础上减弱纬向热力差异,而人为因子能够引起海洋和陆地同等程度的增温,因此,对亚洲-太平洋涛动指数平均值的贡献不明显。

功率谱分析显示,亚洲-太平洋涛动指数在 3 组试验中均有显著的年际变率(图7a),其主要周期的

表 2 1900—1999 年控制、自然强迫、全强迫 3 组试验模拟的亚洲-太平洋涛动指数、东亚大陆和北太平洋上空 500—200 hPa 温度的平均值、标准差和趋势

Table 2 The means, standard deviations and trends of the APO indices, the 500—200 hPa averaged temperatures of the East Asia continent and the North Pacific from the experiments of CNTL, NAT and ALL during 1900—1999

	亚洲-太平洋涛动指数			东亚大陆			北太平洋		
	控制实验	自然强迫	全强迫	控制实验	自然强迫	全强迫	控制实验	自然强迫	全强迫
平均值(K)	5.9	**5.7**	**5.7**	244.8	**244.9**	**245.3**	238.9	**239.2**	**239.6**
标准差(K)	0.31	0.31	0.28	0.25	0.25	**0.37**	0.24	0.24	**0.37**
趋势(K/(100 a))	0.11	−0.10	−0.09	0.10	−0.16	**0.90**	−0.01	−0.06	**0.99**

注:黑体表示通过 5%显著性检验(平均值、标准差的显著性检验是相对于控制实验而言)

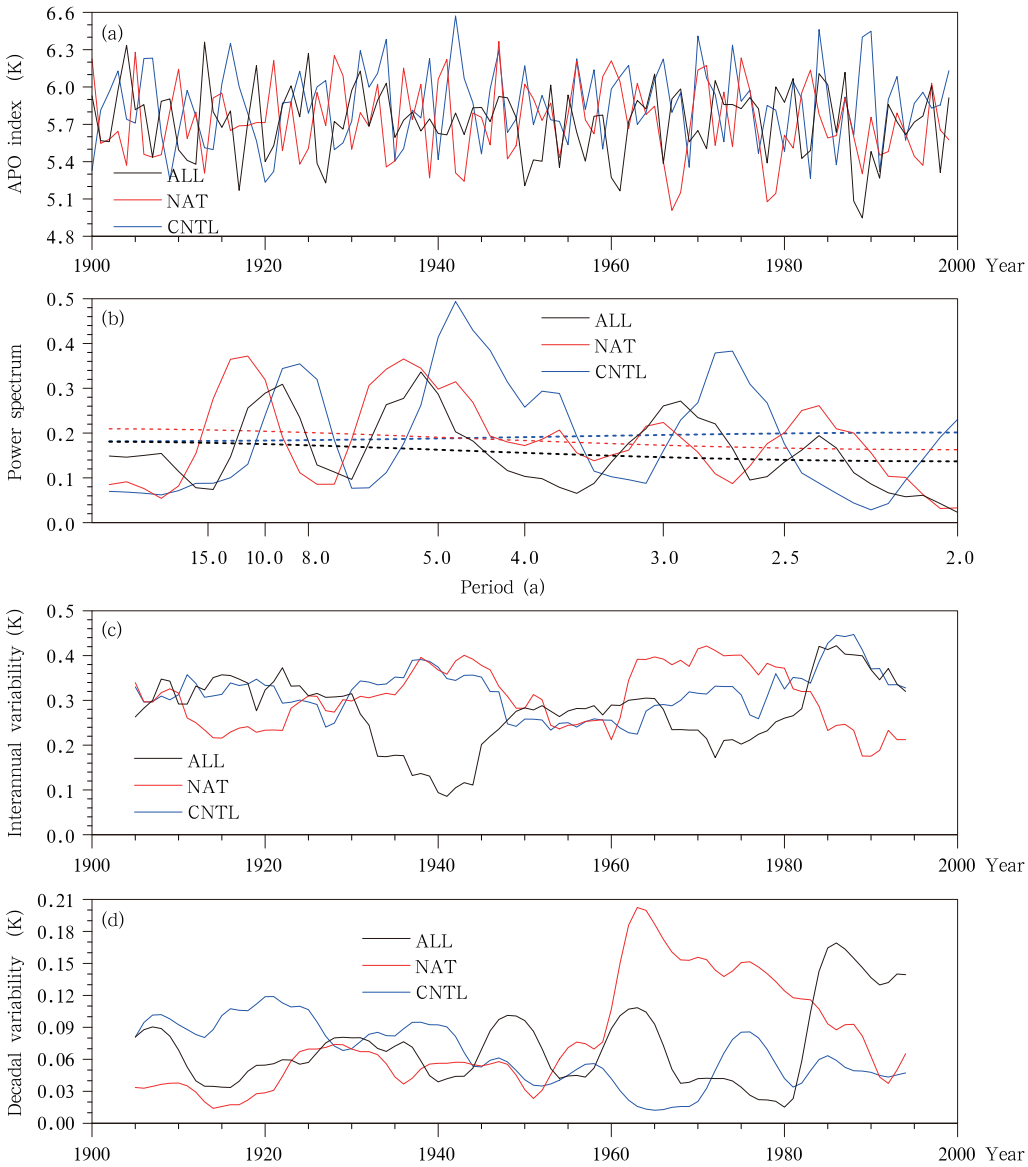


图 7 1900—1999 年夏季(a)模拟的亚洲-太平洋涛动指数序列、(b)亚洲-太平洋涛动指数序列的功率谱(虚线表示红噪声水平)、(c)亚洲-太平洋涛动序列 11 a 滑动标准差及(d)对亚洲-太平洋涛动序列进行 10 a 低通滤波后的 11 a 滑动标准差

Fig. 7 Simulated APO index (a), the power spectrum (b) and 11-year running standard deviations of the APO index series (c) and the same as in (c) but for 10-year low-pass-filtered series (d) from the control run (CNTL, blue solid lines), nature-forcing run (NAT, red solid lines) and all-forcing run (ALL, black solid lines) in summer (JJA) during 1900−1999 (Corresponding red noises (dashed lines) are showed in (b))

峰值都比较接近,但也存在明显的差异(图 7b)。与控制试验相比,自然和人为强迫因子可以使亚洲-太平洋涛动指数功率谱向低频方向漂移(如其中一个周期峰值从 4.5 a 增长至 6 a),但周期峰值的强度减弱;人为强迫因子则使自然强迫下亚洲-太平洋涛动指数的功率谱向高频方向漂移,周期越长,偏移越大。

自然强迫试验与控制试验相比,陆地和海洋上空温度以及亚洲-太平洋涛动指数的标准差没有显著差异,而在全强迫试验中陆地和海洋上空温度的年际变率均显著增强,但亚洲-太平洋涛动指数的变率与自然强迫试验和控制试验没有显著差别(表 2),说明在人为强迫因子作用下,模式中的陆地和海洋上空的温度存在年际尺度的同相变化特征。

可用 11 a 滑动标准差表示年际变率随时间的变化(Wang,et al,2012)。从图 7c 可以看到,不同强迫因子在不同时期内对亚洲-太平洋涛动指数年际变率中的作用有区别。对比自然强迫和控制试验,20 世纪最初 10 年,加入自然强迫后亚洲-太平洋涛动指数的年际变率减弱;1920—1960 年,自然强迫对亚洲-太平洋涛动年际变率的影响不大;1960—1980 年,自然强迫又起到增强变率的作用;1980 年以后自然强迫起到减弱变率的作用。对比全强迫和自然强迫试验,当自然强迫下亚洲-太平洋涛动年际变率相对控制试验变弱时,人为强迫往往能使亚洲-太平洋涛动的变率回到控制试验中的水平;1930—1950 和 1960—1980 年,人为强迫下亚洲-太平洋涛动变率出现低谷,显著低于控制试验和自然强迫试验。对比全强迫试验和控制试验,人为强迫因子的亚洲-太平洋涛动变率在 20 世纪没有显著超过控制试验的水平。20 世纪 20 和 50 年代自然和人为强迫因子对亚洲-太平洋涛动年际变率没有显著影响。可见,不同强迫因子与亚洲-太平洋涛动年际变率的关系较为复杂,在不同时期的作用不同,而且这种关系可能有模式依赖性,需要进行多模式比较研究。

图 7d 为年代际变率随时间的变化。对比图 7c、d 可以看出,与年际变率不同,在人为强迫作用下,年代际变率可以显著超过控制试验的水平。1950 年前,自然强迫下亚洲-太平洋涛动年代际变率与控制试验相比较弱,人为强迫的加入使得变率有所增强。1960 年前后自然强迫试验中与 1980 年前后全强迫试验中亚洲-太平洋涛动指数年代际变率的突变与对应年际变率突变的时间一致(图 7c)。

为了检验不同强迫因子在模拟亚洲-太平洋涛动年代际变化中的作用,对 1960—1999 年 ERA-40 和 3 组试验的亚洲-太平洋涛动指数序列进行 10 a 低通滤波(图 8a)。可以看出,ERA-40 中亚洲-太平洋涛动指数的年代际波动有显著的下降趋势。全强迫试验和控制试验的下降趋势也较明显,但比 ERA-40 小一个量级(图 8b)。去趋势后,控制试验与 ERA-40 年代际波动的相关系数为 0.76,说明耦合系统在无外强迫变率下也能出现年代际变化,只是振幅很弱,因此,外强迫应当会增强年代际变率。模式中自然和人为因子的加入确实使年际变率的振幅有所增强,但同时也改变了年代际波动的位相,使

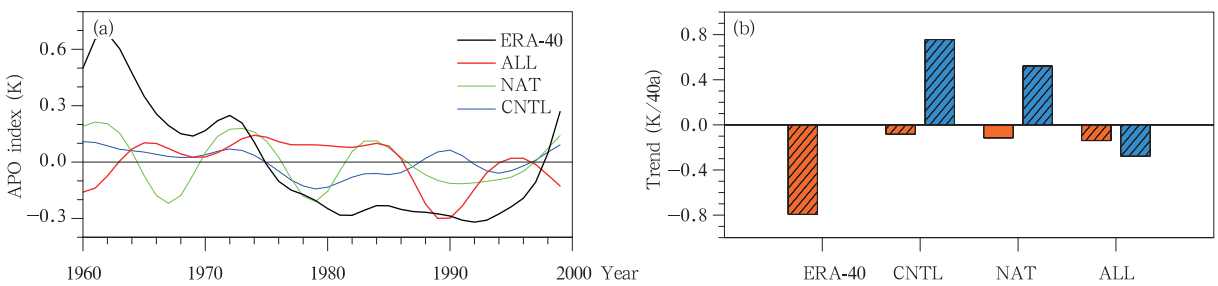


图 8 6—8 月 10 a 低通滤波的亚洲-太平洋涛动指数(a)及相应序列的趋势(橙色直方图)和去趋势后控制、自然强迫、全强迫试验与 ERA-40 的相关系数(b)
(蓝色直方图,斜线阴影表示趋势或相关系数通过 5%显著性检验)

Fig. 8 (a) 10-year low-pass-filtered APO index and (b) trends of the series (orange bars) and correlation coefficients (blue bars) between the detrended model series (CNTL, NAT and ALL) and those from ERA-40 (The bars with diagonal lines are significant at the 5% confidence level)

得与 ERA-40 的相关关系变差。这可能与人为强迫因子的不确定性有关(Hansen,et al,1998)。

3.6 ENSO 与亚洲-太平洋涛动变率的关系

ENSO 是影响全球温度的重要因素之一(Newell,et al,1976; Horel,et al,1981; Kiladis,et al,1989)。热带对流层温度年际变率主导模态受厄尔尼诺调制(Trenberth,et al,2006,2009),冬季对流层中层(850—300 hPa)温度的变化也表现出明显的 ENSO 信号(于超越等,2011)。Zhou 等(2011b)通过海温强迫大气试验的多模式集合方法,发现与两类厄尔尼诺相联系的大气温度垂直模态均能被模拟出来。为检验夏季热带太平洋海温的年际变率对亚洲-太平洋涛动的可能影响,分析了温度场主导模态与海温的相关关系。

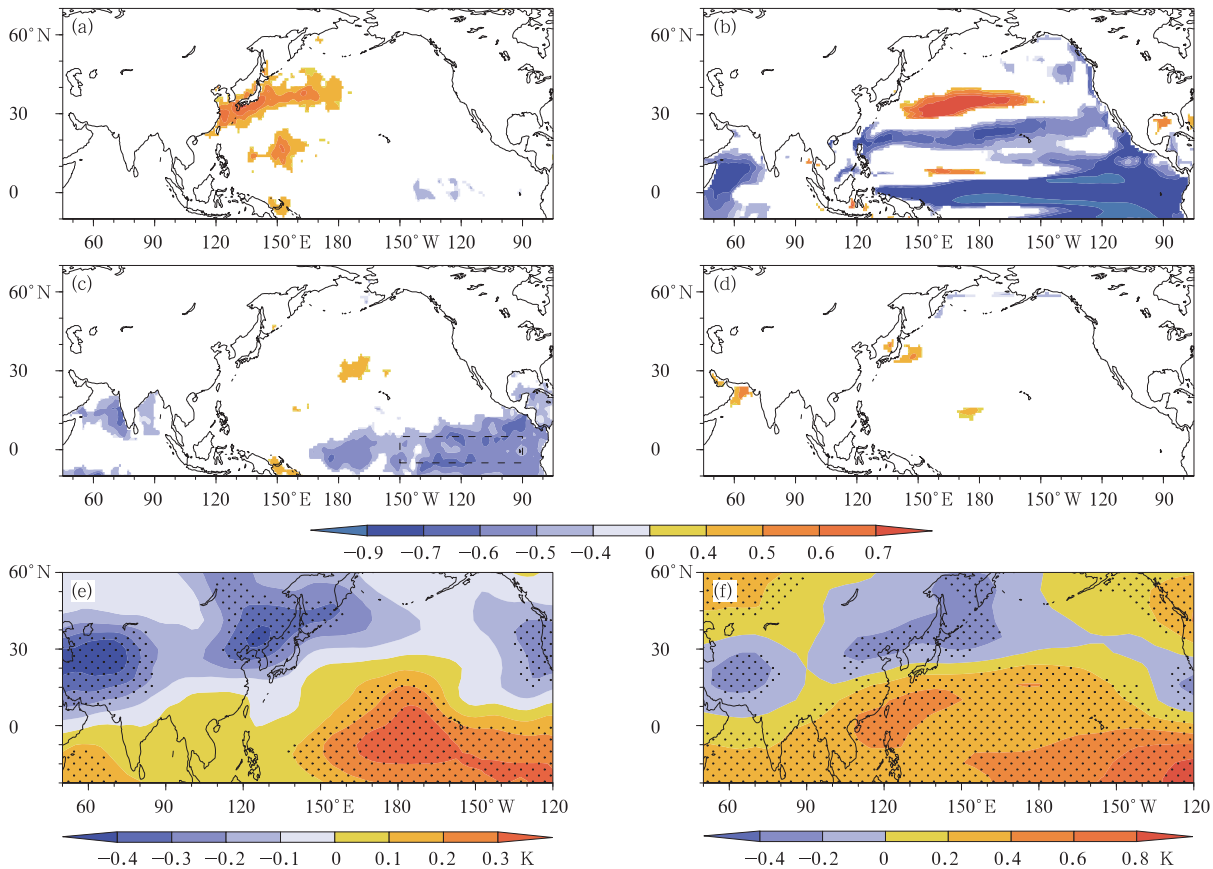


图 9 观测(a、c)、FGOALS_gl 全强迫试验(b、d)500—200 hPa 温度场的第 1 主成分(a、b)、第 2 主成分(c、d)分别与海温的相关系数

(填色部分通过 1%的显著性检验,c 中的黑虚线框为定义 Nino3 指数的区域)以及观测(e)、FGOALS_gl 全强迫试验(f)的 Nino3 指数与 500—200 hPa 温度场距平的线性回归系数(圆点填色区通过 5%显著性检验)

Fig. 9 (a－d) Correlation coefficients between the PCs in Fig. 4e－h and the SSTs (shading is for the areas that are significant at the 1% confidence level)

(e－f) Anomalies of the 500－200 hPa averaged temperature regressed onto the normalized Nino3 index (dotted shading is for the areas that are significant at the 1% confidence level)

(Observation on the left and FGOALS_gl on the right; The area for defining Nino3 index is also showed (c, dashed black box))

ERA-40 和模式模拟结果均显示,与 500—200 hPa 温度场前两个主导模态相关的海温区有明显的区别(图 9a—d)。与观测第 1 模态和模式第 2 模态相关的海温型相似,一致的信号出现在黑潮区域,模式中显著相关的区域比观测要小(图 9a、d);与观测第 2 模态和模式第 1 模态相关的海温型也表现出相

似性,一致的信号位于中东太平洋(图 9b、c),模拟结果在中纬度也有显著的相关区域。图 9a—d 所表现的相似性与前文所述图 4a—d 中模态空间型的相似性是一致的。

满文敏等(2010)揭示出 FGOALS_gl 全强迫试验模拟的赤道太平洋地区海表温度异常年际变率较观测偏强,位置偏西;用 Nino3 所表示的 ENSO 年际变率比观测偏强一倍以上(见原文图 2 和图 3)。对比图 9b、c,可知模式中与第 1 主成分模态相关的赤道太平洋海温信号偏强,位置偏西,与满文敏等(2010)文中海温异常标准差的空间分布几乎相同。这也解释了模式模拟的经验正交分解第 1 模态/第 1 主成分(51%)较 ERA-40 的经验正交分解第 2 模态/第 2 主成分(18%)方差贡献偏大、低纬度负位相西伸(图 4b,c)、模态振幅偏强(图 4f、g)的现象。说明当 ENSO 变率增加时,模式所对应的第 1 模态(或 ERA-40 所对应的第 2 模态)变率会加强,表现了夏季 ENSO 变率对热带外对流层温度的影响。采用 Nino3 指数代表 ENSO 变率,500—200 hPa 温度场与其线性回归的空间型与相应温度场的主导模态非常相似,图 9e 与 4c 的空间相关系数为 -0.91,图 9f 与 4b 的空间相关系数为 -0.99。

上述分析揭示出观测的第 2 模态和模式第 1 模态对各自的亚洲-太平洋涛动年际变率均有贡献,且主要与海洋上空温度的变化有关(表 1)。因此,夏季 ENSO 变率通过影响上层温度场年际变率的一个主导模态,从而可能影响亚洲-太平洋涛动的变率,所以,提高模式对 ENSO 变率和空间型的模拟能力应当能够改善亚洲-太平洋涛动的模拟。ENSO 现象在全球范围内有显著的遥相关,是季风年际变率的主导因素(Alexander, et al, 2002; Wang, et al, 2005),因此,在讨论亚洲-太平洋涛动与季风的联系时也需要注意到 ENSO 可能对两者有共同的影响。ENSO 海温变率对亚洲-太平洋涛动的影响,需要今后利用该模式进行敏感性试验加以验证。

4 讨论和结论

上述分析可知,不同时段内亚洲-太平洋涛动指数的变化趋势是由陆地和海洋上空的温度趋势共同决定的。亚洲-太平洋涛动指数在 1960—1980 年表现为下降趋势,主要是陆地上空在这一时期出现降温的结果。Yu 等(2004)研究发现,这一降温趋势是东亚夏季风减弱的原因之一,可能受到平流层下层降温趋势的影响,并且,可能和高原对流调制下平流层与对流层相互作用加强以及东亚上空平流层臭氧减少有关。Duan(2007)利用台站探空资料发现,1980—2004 年中国上空对流层上层和平流层下层的降温趋势依然存在,但再分析资料未能准确体现这一特征,进一步分析认为平流层下层臭氧的减少趋势对其有重要贡献。模式未能再现陆地上空的降温趋势可能与模式强迫场未考虑臭氧的变化有关。

温度场的前两个主导模态能够大致线性区分陆地和海洋上空的温度变率(表 1),说明影响陆地和海洋上空温度的主要过程可能是相对独立的。海洋上空温度受赤道太平洋海温的影响较大,而陆地上空的温度受平流层与对流层相互作用以及下垫面地形影响的可能性较大。因此,模式模拟的缺陷与这些相关过程未能完美再现有关。

为了评估 FGOALS_gl 对亚洲-太平洋涛动变率的模拟能力以及不同强迫因子在亚洲-太平洋涛动演变中所起的作用,本文结合 ERA-40 再分析资料和控制试验、自然强迫试验和全强迫试验 3 组试验结果,着重分析了温度场平均态及其主导模态、亚洲-太平洋涛动变率及其对应的气候异常、不同外强迫因子在亚洲-太平洋涛动演变中的作用等几个方面,主要结论如下:

(1)FGOALS_gl 对 500—200 hPa 温度场平均态和主导模态有较好的模拟能力,温度活动中心的位置和纬向梯度与观测基本一致。

(2)全强迫试验模拟的亚洲-太平洋涛动指数年际变率以 2.5 和 8 a 为主,与 ERA-40 较为一致(1960—1999 年);模式中陆地和海洋上空温度在年际尺度上有同相变化关系,因此,模拟的亚洲-太平洋涛动指数年际变率偏弱;模式对 1960—1999 年海洋区域上空温度趋势的模拟较好,但未能再现陆地区域在 1960—1980 年的降温趋势,因此,没有模拟出这一时期内亚洲-太平洋涛动指数的下降趋势。

(3)从与亚洲-太平洋涛动相联系的亚洲季风区气候异常来看,模式能较好再现与亚洲-太平洋涛动指数相关的大尺度温度场和环流场的变化。当亚洲-太平洋涛动指数较高时,南亚、东亚季风都偏强;较低时,亚洲季风偏弱。

(4)模式中 500—200 hPa 温度的经验正交分解第 1 模态(第 1 主成分)对应观测的第 2 模态(第 2

主成分),而模式的第2模态(第2主成分)对应观测的第1模态(第1主成分)。这两个模态对亚洲-太平洋涛动指数的变率均有贡献,其中,模式的第1模态(观测的第2模态)主要贡献于海洋上空的温度变化,模式的第2模态(观测的第1模态)则主要贡献于陆地上空的温度变化。

(5)外强迫因子可能会影响耦合系统的年际变率。与控制试验相比,自然因子强迫下亚洲-太平洋涛动指数功率谱向低频方向移动,而人为强迫因子可能会使亚洲-太平洋涛动指数的功率谱向高频方向移动。自然强迫因子和人为强迫因子在不同时期对亚洲-太平洋涛动年际和年代际变率的作用不同。外强迫因子能够增加亚洲-太平洋涛动年代际变率,但目前还无法确定自然和人为因子对亚洲-太平洋涛动年代际变率的相对作用。

(6)分析发现,与对流层温度场不同模态相联系的海温变化的区域不同。中东太平洋海温变率能够影响中纬度上层温度的主导模态,从而可能影响亚洲-太平洋涛动的年际和年代际变化。模式对ENSO模拟能力的提高可能有助于改进对亚洲-太平洋涛动的模拟。

参考文献

蔡琼琼, 周天军, 吴波等. 2011. 东亚副热带西风急流及其年际变率的海气耦合模式模拟. 海洋学报, 33(4): 38-47

丁一汇. 2005. 高等天气学(第二版). 北京: 气象出版社, 585 pp

刘景卫, 周天军, 吴春强等. 2011. 海气耦合模式FGOALS_gl模拟的水汽和云辐射反馈过程. 大气科学, 35(3): 531-546

满文敏, 周天军, 张丽霞. 2010. 气候系统模式FGOALS_gl模拟的赤道太平洋年际变率. 大气科学, 34(6): 1141-1154

满文敏, 周天军, 张洁等. 2011. 气候系统模式FGOALS_gl模拟的20世纪气温变化. 气象学报, 69(4): 644-654

魏凤英. 2007. 现代气候统计诊断与预测技术(第二版). 北京: 气象出版社, 296pp

于超越, 周天军, 李博等. 2011. 对流层和平流层温度中ENSO信号的多种资料比较. 大气科学, 35(6): 1020-1032

赵平, 陈军明, 肖栋等. 2008. 夏季亚洲-太平洋涛动与大气环流和季风降水. 气象学报, 66(5): 716-729

Alexander M A, Blade I, Newman M, et al. 2002. The atmospheric bridge: the influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans. J Climate, 15: 2205-2231

Duan A. 2007. Cooling trend in the upper troposphere and lower stratosphere over China. Geophys Res Lett, 34(15): L15708, doi: 10.1029/2007GL029667

Duchon C E. 1979. Lanczos filtering in one and two dimensions. J Appl Meteor, 18(8): 1016-1022

Grossmann A, Morlet J, Paul T. 1985. Transforms associated to square integrable group representations. I: General results. J Math Phys, 26(10): 2473-2479

Hannachi A, Jolliffe I T, Stephenson D B. 2007. Empirical orthogonal functions and related techniques in atmospheric science: A review. Int J Climatol, 27(9): 1119-1152

Hansen J B, Sato M, Lacis A, et al. 1998. Perspective: Climate forcings in the industrial era. Proc Natl Acad Sci, 95(22): 12753-12758

Horel J D, Wallace J M. 1981. Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation. Mon Wea Rev, 109(4): 813-829

Kiladis G N, Diaz H F. 1989. Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. J Climate, 2(9): 1069-1090

Li H M, Dai A G, Zhou T J, et al. 2010. Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950—2000. Climate Dyn, 34(4): 501-514

Man W M, Zhou T J. 2011. Forced response of atmospheric oscillations during the last millennium simulated by a climate system model. Chin Sci Bull, 56(28-29): 3042-3052

Newell R E, Weare B C. 1976. Factors governing tropospheric mean temperature. Science, 194(4272): 1413-1414

North G R, Bell T L, Cahalan R F, et al. 1982. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. Mon Wea Rev, 110(7): 669-706

Rayner N A, Parker D E, Horton E B, et al. 2003. Global analyses of SST, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century. J Geophys Res, 108(D14): 4407, doi: 10.1029/2002JD002670

Trenberth K E. 1997. The definition of El Niño. Bull Amer Meteor Soc, 78: 2771-2777

Trenberth K E, Smith L. 2006. The vertical structure of temperature in the tropics: Different flavors of El Niño. J Climate, 19(19): 4956-4970

Trenberth K E, Smith L. 2009. Variations in the three-dimensional structure of the atmospheric circulation with different flavors of El Niño. J Climate, 22(11): 2978-2991

Uppala S M, Kallberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 re-analysis. Quart J Roy Meteor Soc, 131(612): 2961-3012

Wang B, Li T, Ding Y H, et al. 2005. A distinctive component of the Asian-Australian Monsoon system // Chang C P, Wang B, Lau N C G. The Global Monsoon System: Research and Forecast, Chap. 6. WMO/TD No. 1266(TMRP Report No. 70): 72-94

Wang B, Wu Z W, Li J P, et al. 2008. How to measure the strength of the East Asian summer monsoon. J Climate, 21(17): 4449-4463

Wang L, Li T, Zhou T J. 2012. Intraseasonal SST variability and

air-sea interaction over Kuroshio Extension region during boreal summer. J Climate, 25(5): 1619-1634

Wen X Y, Zhou T J, Wang S W, et al. 2007. Performance of a reconfigured atmospheric general circulation model at low resolution. Adv Atoms Sci, 24(4): 712-728

Xin X G, Yu R C, Zhou T J, et al. 2006. Drought in late spring of South China in recent decades. J Climate, 19(13): 3197-3206

Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. Geophys Res Lett, 31(22): L22212, doi: 10.1029/2004GL021270

Yu R C, Zhou T J. 2007. Seasonality and three-dimensional structure of interdecadal change in the East Asian monsoon. J Climate, 20(21): 5344-5355

Zhao P, Zhu Y N, Zhang R H. 2007. An Asian-Pacific teleconnection in summer tropospheric temperature and associated Asian climate variability. Climate Dyn, 29(2-3): 293-303

Zhao P, Cao Z H, Chen J M. 2010. A summer teleconnection pattern over the extratropical Northern Hemisphere and associated mechanisms. Climate Dyn, 35(2-3): 523-534

Zhou T J, Yu R C. 2006. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. J Climate, 19(22): 5843-5858

Zhou T J, Wu B, Wen X Y, et al. 2008. A fast version of LASG/IAP climate system model and its 1000-year control integration. Adv Atoms Sci, 25(4): 655-672

Zhou T J, Zhang J. 2009. Harmonious inter-decadal changes of July-August upper tropospheric temperature across the North Atlantic, Eurasian continent and North Pacific. Adv Atmos Sci, 26(4): 656-665

Zhou T J, Zou L W. 2010. Understanding the predictability of East Asian summer monsoon from the reproduction of land-sea thermal contrast change in AMIP-type simulation. J Climate, 23(4): 6009-6026

Zhou T J, Li B, Man W M, et al. 2011a. A comparison of the Medieval Warm Period, Little Ice Age and 20th century warming simulated by the FGOALS climate system model. Chinese Sci Bull, 56(28-29): 3028-3041

Zhou T J, Zhang J. 2011b. The vertical structures of atmospheric temperature anomalies associated with two flavors of El Niño simulated by AMIP II models. J Climate, 24(4): 1053-1070