

过去千年3个特征期气候的 FGOALS 耦合模式模拟

周天军^①, 李博^{①②}, 满文敏^{①②}, 张丽霞^{①②}, 张洁^{①②}

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 中国科学院研究生院, 北京 100049

E-mail: zhoutj@lasg.iap.ac.cn

2011-03-07 收稿, 2011-06-16 接受

国家自然科学基金资助项目(40890054)

摘要 利用一个气候系统模式, 对过去千年气候演变的3个特征期——中世纪暖期、小冰期和20世纪增暖期, 进行了系列平衡态模拟和瞬变强迫模拟试验, 比较了3个特征期气候的异同点。结果表明: 中世纪暖期的暖信号在除北太平洋中纬度以外的全球大部分地区普遍存在, 但自然增暖的幅度整体上较20世纪要弱; 北半球中高纬地区的增温幅度大于南半球。小冰期变冷近乎是全球性的, 在欧亚大陆及高纬地区尤为显著, 变冷极大值位于北极地区的表层。中世纪暖期和20世纪温度变化的垂直结构表现出类似特征, 最强增温都出现在热带对流层中上层的200~300 hPa。与暖期不同, 小冰期的变冷主要表现为极地强化。模拟结果与重建资料的比较表明, 模式对暖期温度变化的模拟能力强于冷期, 对中低纬地区温度变化的模拟能力强于高纬地区。东亚夏季风的年际变率特征受背景气候态的影响不大, 不同特征期年际变率的降水距平型近乎相同, 但是主导周期变化显著, 东亚夏季风的准两年振荡现象在暖期更容易出现, 在冷期则不明显。在百年尺度上, 有效太阳辐射外强迫变化驱动的季风变化外部模态由大尺度海陆热力对比的变化决定, 在110°E以东降水呈现出“南北同号”的特征, 这与伴随耦合系统内部变率出现的“南北反号”的降水距平型不同。

关键词

中世纪暖期
小冰期
20世纪增暖
耦合模式
温度
东亚夏季风

全球增暖问题是当前气候变化研究领域关注的重要话题。理解20世纪气候增暖的机理, 需要放在千年气候演变的大背景之下。过去1000年的气候演变, 包括3个特征时期: 中世纪暖期(900~1300 AD, 简称MWP)、小冰期(1550~1850 AD, 简称LIA)和20世纪增暖(简称20CW)^[1]。3个特征期气候变化的强迫因子各有不同。在中世纪暖期和小冰期, 人类活动的影响很小, 气候异常主要是自然变化的结果, 与太阳活动、火山活动等自然外强迫的变化相联系。中世纪暖期对应火山活动减少、太阳入射增多; 小冰期对应火山活动增多、太阳入射减少。近百年特别是20世纪后期的气候变暖, 则可能与人为温室气体的排放有直接联系^[2]。

千年气候变化研究的2个核心环节, 一是资料的

重建^[3,4], 它是揭示过去气候变化事实的基础; 二是数值模拟, 它是理解过去气候变化机理的重要手段^[5]。早期的过去千年气候模拟研究, 多关注某一特征期(例如小冰期)的气候, 且采用的多是非耦合的大气环流模式^[6,7]。这类试验由于未考虑海洋对大气的反馈过程, 模拟的特征期气候有一定局限性。

近年来, 耦合了气候系统各个圈层(主要是大气、海洋、陆面和海冰)的气候系统模式发展迅速, 已经成为理解过去气候变化机理的重要工具^[8]。关于20世纪气候变化的模拟研究, CMIP3(耦合模式比较计划第3阶段)设计了“20世纪气候模拟试验”(20C3M), 在给定的外强迫作用下(主要包括太阳有效辐射、火山活动气溶胶排放、温室气体和人为气溶胶排放、以及土地利用的变化), 目前的耦合模式已经能够较为

英文版见: Zhou T J, Li B, Man W M, et al. A comparison of the Medieval Warm Period, Little Ice Age and 20th Century Warming simulated by the FGOALS Climate System Model. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-011-4641-6

合理地再现 20 世纪全球、半球和大陆尺度的平均温度变化,对于区域尺度的温度变化,模拟结果有其局限性、但是依然具有一定技巧^[9,10]. 受计算条件的限制,对过去千年气候演变的模拟,近年来才逐渐受到重视^[11-15]. 相对于 20 世纪气候模拟试验而言,过去千年气候模拟试验难度较大,这主要是因为在过去千年的自然气候变化阶段(中世纪暖期和小冰期),外强迫因子的变化较小(不像 20 世纪温室气体浓度增加那样变化强烈),这对耦合模式的敏感度是一个考验;对于相同的外强迫变化,敏感度不同,不同模式的模拟结果彼此亦可能存在显著差异.

为理解 20 世纪增暖在过去千年气候演变中的相对地位,并减少单一模式结果的不确定性,国际耦合模式比较计划 CMIP5 设计了“过去千年气候模拟试验”,计划在 2013 年前实现千年气候模拟试验结果的国际多模式比较. 在国家自然科学基金重大项目“中国地区树轮及千年气候变化研究”的支持下,中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体学数值模拟国家重点实验室(LASG/IAP)参加了 CMIP5 计划,利用其气候系统模式 FGOALS_g1 开展了过去千年气候模拟试验,本文是对近期进展的系统分析. 本文拟回答的科学问题包括: (1) 过去千年 3 个特征期温度变化的空间分布特征有何异同点? 自然因子和人为因子驱动气候异常的异同点如何? (2) 平衡态模拟试验和瞬变模拟试验所揭示的特征期气候变化特征有何异同? (3) 东亚夏季风变化的强迫模态和内部变率模态特征有何区别?

1 耦合气候模式、数值试验和资料简介

本文所用模式,是 LASG/IAP 在其“大气-海洋-陆面-海冰”耦合的气候系统模式 FGOALS 基础上^[16-18],为了进行千年气候模拟需要而发展的快速耦合版本 FGOALS_g1^[19]. 该耦合模式采用模块化结构,整个耦合系统包括 4 个模块,即大气模式、海洋模式、陆面模式和海冰模式,彼此间通过耦合器进行通量数据交换. FGOALS_g1 的大气部分为 LASG/IAP 发展的格点大气模式 GAMIL 的低分辨率版本,水平分辨率相当于 $5.0^\circ(\text{经度}) \times 4.0^\circ(\text{纬度})$,垂直方向采用 σ - p 混合坐标系,分为 26 层. 海洋模式采用 LICOM,它是对 LASG/IAP 第 3 代全球大洋环流模式 L30T63 的水平分辨率进行提高而形成的新版本,水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,垂直方向为 30 层. 耦合模式的陆面和海

冰分量分别采用 NCAR 发展的通用陆面模式 CLM 和海冰模式 CSIM. 注意该耦合模式系“直接耦合”模式,不采用“通量订正”技术. 关于该耦合模式的技术细节,参阅文献[19,20]. 该模式对 20 世纪气候演变的模拟能力,此前已经得到验证^[10].

本文针对过去千年气候演变的 3 个特征期,进行了两类数值试验——“平衡态”模拟试验和“瞬变强迫”模拟试验. 所谓“平衡态”模拟试验,就是在模拟积分过程中,外强迫因子(有效太阳辐射)和大气成分(温室气体、气溶胶等)取特征期的平均值;所谓“瞬变强迫”试验,就是在积分过程中,外强迫因子和大气成分是给定的、逐年变化的.

本文进行的 7 组试验,具体说明如下:

(1) 工业革命前气候控制试验(简称 1860CTL): 固定太阳常数为: 1365 W/m^2 , 温室气体含量分别取为 $\text{CO}_2=280.0 \text{ ppmv}$ ($1 \text{ ppmv}=1 \mu\text{L/L}$, 余同), $\text{CH}_4=760.0 \text{ ppbv}$ ($1 \text{ ppbv}=1 \text{ nL/L}$, 余同), $\text{N}_2\text{O}=270.0 \text{ ppbv}$. 积分 1000 a, 取最后 30 a 结果进行分析.

(2) 中世纪暖期平衡态实验(简称 MWP-E): 固定太阳常数为 1367 W/m^2 , 温室气体含量固定为 $\text{CO}_2=289.6 \text{ ppmv}$, $\text{CH}_4=760.0 \text{ ppbv}$, $\text{N}_2\text{O}=270.0 \text{ ppbv}$. 积分 80 a, 取最后 30 a 结果进行分析.

(3) 小冰期平衡态实验(简称 LIA-E): 固定太阳常数为 1363 W/m^2 , 温室气体含量固定为 $\text{CO}_2=289.6 \text{ ppmv}$, $\text{CH}_4=760.0 \text{ ppbv}$, $\text{N}_2\text{O}=270.0 \text{ ppbv}$. 积分 80 a, 取最后 30 a 结果进行分析.

(4) 20 世纪平衡态试验(简称 20CW-E): 固定太阳常数为 1365 W/m^2 , 温室气体含量固定为 $\text{CO}_2=355.6 \text{ ppmv}$, $\text{CH}_4=760.0 \text{ ppbv}$, $\text{N}_2\text{O}=270.0 \text{ ppbv}$. 积分 80 a.

(5) 中世纪暖期瞬变实验(简称 MWP-T): 初始场为 MWP-E 试验的第 80 年 1 月,模式中的太阳常数综合考虑了太阳和火山活动的辐射效应^[21]. 温室气体的演变(CO_2 , CH_4 , N_2O)与 NCAR-CSM1.4 的千年模拟实验相同(Ammann 等人^[44]),过去千年有效太阳辐射和温室气体的演变如图 1 所示,中世纪暖期的有效太阳辐射明显偏强. 从 1100 a 积分至 1200 a.

(6) 小冰期瞬变实验(简称 LIA-T): 初始场为 LIA-E 的第 80 年 1 月,模式中的太阳常数综合考虑了太阳和火山活动的辐射效应^[21]. 温室气体的演变(CO_2 , CH_4 , N_2O)与 NCAR-CSM1.4 的千年模拟实验相同(图 1). 由图 1 可见,小冰期的有效太阳辐射明显偏弱. 从 1650 a 积分至 1750 a.

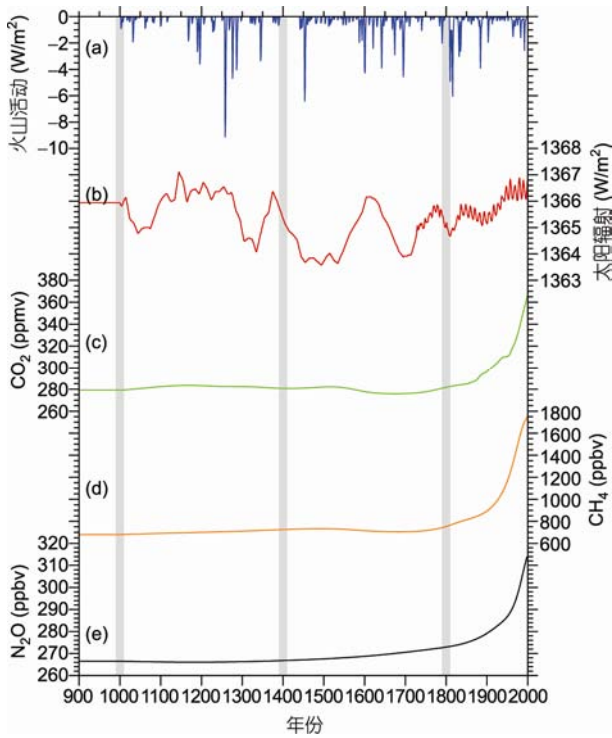


图1 过去千年气候模拟试验所使用的外强迫场变化时间序列

火山活动(蓝线), 太阳活动(红线), CO₂(绿线), CH₄(橙线), N₂O(黑线)

(7) 20 世纪瞬变实验(简称 20CW-T): 采用 IPCC AR4 提供的历史大气辐射强迫场, 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)^[9]. 近百年的大气成分变化, 主要表现为温室气体浓度显著增加(图1). 模拟的时间段是 1860~2000 年.

注意 LIA-E 试验中太阳辐射度比 1860CTL 少 2 W/m², 而 MWP-E 试验中太阳辐射度则比 1860CTL

多 2 W/m², 这种设置参照了国际上的通常作法, 综合考虑了太阳辐射度和火山活动的作用(MWP 期间太阳辐射强、火山活动弱; LIA 期间太阳辐射弱, 而火山活动强). 表 1 对上述试验使用的太阳辐射度和温室气体等强迫参数进行了概括总结.

为验证模式结果, 本文还用到以下重建资料和观测资料: (1) 王绍武等人^[1]采用树木年轮、冰芯、史料、孢粉、洞穴以及冰川资料重建的全球 30 个站近千年温度演变序列. (2) CMAP(CPC Merged Analysis of Precipitation)的逐月降水资料^[22].

2 结果分析

2.1 温度变化的水平和垂直分布

6 组强迫试验所模拟的不同特征时期年平均表面温度距平(相对于 1860CTL)的分布如图 2 所示. 首先, 在中世纪暖期 MWP(图 2(a)), 热带和副热带地区除赤道东太平洋外一致增暖, 北美大陆中高纬度地区存在一暖中心, 而欧亚大陆高纬度则为冷距平; 其次, MWP 自然增暖的幅度整体上较之 20 世纪要弱, 后者在全球范围内更为显著; 第三, 小冰期 LIA 的自然变冷在近乎全球范围内存在, 但北美大陆高纬度地区为暖距平, 大西洋地区呈现出赤道以北冷、赤道以南暖的“双核”特征; 第四, 平衡态试验和瞬变强迫试验的结果在温度变化分布和强度上都有所区别, 尤其在 MWP 和 LIA 两个特征期. 例如 MWP-T 试验的自然增暖区域较之 MWP-E 空间分布更为广泛、强度亦明显增强, LIA-T 试验的冷距平分布较之 LIA-E 明显偏强. 此外, 北美大陆高纬度地区的暖距平在 3 个特征期均存在, 原因和控制试验模拟的该地区温度偏冷有关.

表 1 数值试验所用的温室气体浓度及太阳辐射度^{a)}

| 试验简称 | CO ₂ (ppmv) | N ₂ O(ppbv) | CH ₄ (ppbv) | 太阳辐射度(W/m ²) |
|---------|------------------------|------------------------|------------------------|--------------------------|
| 1860CTL | 280.0 | 270 | 760 | 1365 |
| MWP-E | 289.6 | 270 | 760 | 1367 |
| LIA-E | 289.6 | 270 | 760 | 1363 |
| 20CW-E | 355.6 | 270 | 760 | 1365 |
| MWP-T | NCAR | NCAR | NCAR | CROWLEY2000 |
| LIA-T | NCAR | NCAR | NCAR | CROWLEY2000 |
| 20CW-T | AR4 | AR4 | AR4 | AR4 |

a) NCAR 表示美国国家大气研究中心千年气候模拟驱动场数据; AR4 表示政府间气候变化专门委员会(IPCC)第四次评估报告“20 世纪气候模拟”试验的驱动场数据; CROWLEY2000 表示太阳辐射度资料来自 Crowley^[21]

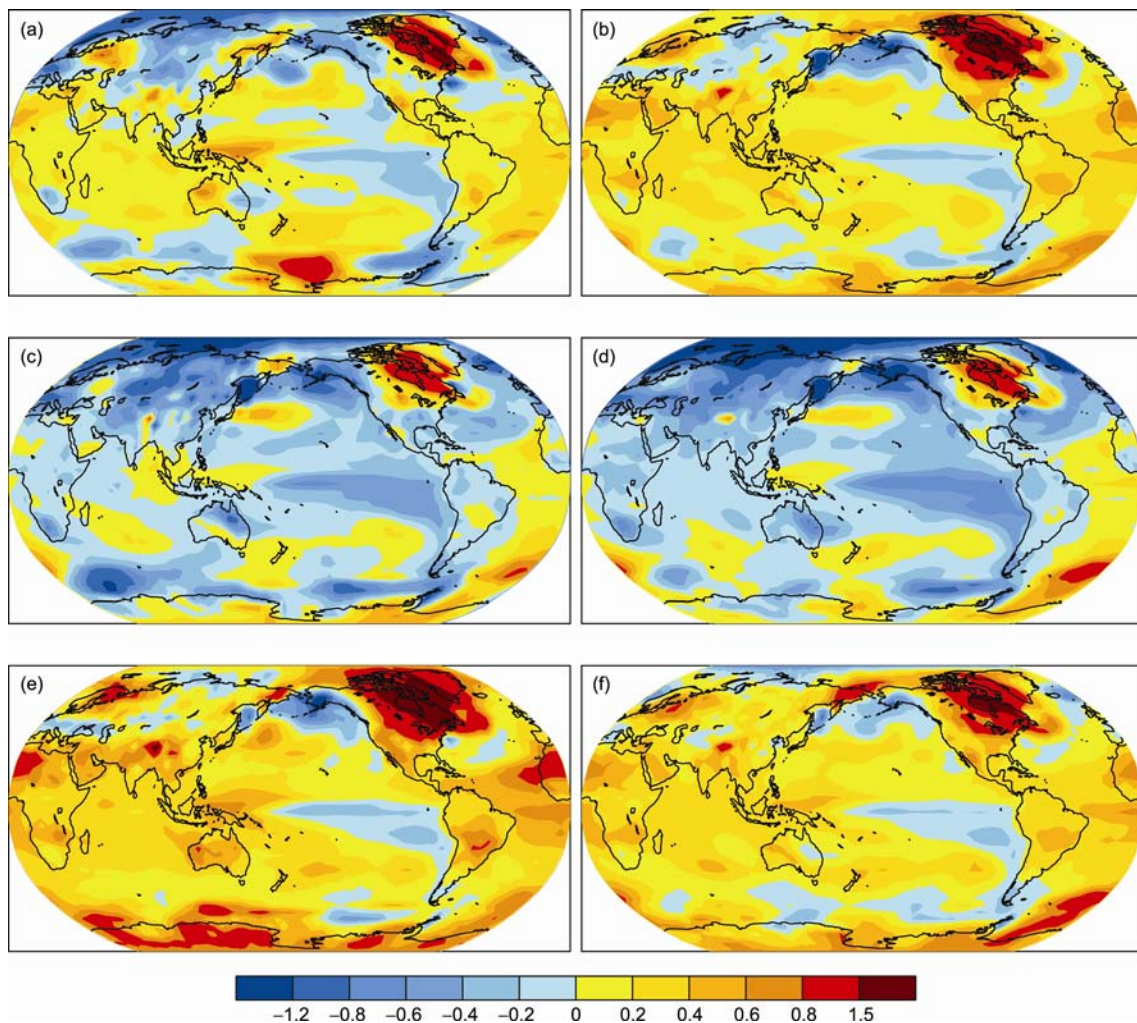


图2 过去千年3个特征时期年平均表层气温的距平
 相对于1860CTL平均值, 单位: $^{\circ}\text{C}$. (a) MWP-E, (b) MWP-T, (c) LIA-E, (d) LIA-T, (e) 20CW-E, (f) 20CW-T

此外, 模拟的3个特征期的赤道中东太平洋温度变化都呈现出变冷的特征, 并且以小冰期LIA最强. 赤道东太平洋地区的温度变化主要由海洋动力过程(而不是热力过程)决定^[10]; 冷海温异常与信风增强、次表层冷水上翻增强所对应^[14]. 由于温度变化受海洋动力过程而不是热力过程主导, 如何准确地模拟赤道中东太平洋地区的温度变化是目前耦合气候模式面临的一个难题^[23].

为揭示特征期温度变化的垂直结构, 6组强迫试验所模拟的不同特征时期年纬向平均温度距平(相对于工业革命前气候控制试验)的垂直分布如图3所示, 其特点如下: 一是MWP和20CW的温度变化垂直结构相似, 都在对流层的中层200~300 hPa增温最强(图3(a), (b), (e), (f)), 但MWP的自然增温较之20CW

明显偏弱, 前者最高为 0.50°C , 后者则高于 1.0°C ; 二是LIA的自然变冷表现出极地强化的特征; 三是对于自然变化特征期(MWP和LIA), 除LIA时期的高纬地区外, 瞬变强迫试验模拟的温度距平较之平衡态强迫试验强度偏弱, 例如MWP-T模拟的热带增暖在200~300 hPa最长达 0.50°C 左右, 高于MWP-E试验的 0.30°C .

为何在MWP自然增暖期和20CW暖期对流层温度变化都呈现出类似的“对流层中层强化现象”? 我们知道, 对流层大气的能量平衡由长波辐射冷却与对流调整加热共同决定^[24]. 对于20CW试验而言, 随着温室气体浓度的增加, 地面入射长波辐射增加、表面温度升高, 对流更容易被激发、从而对对流层大气的加热增强, 其强度大于辐射冷却, 因此最终表现为

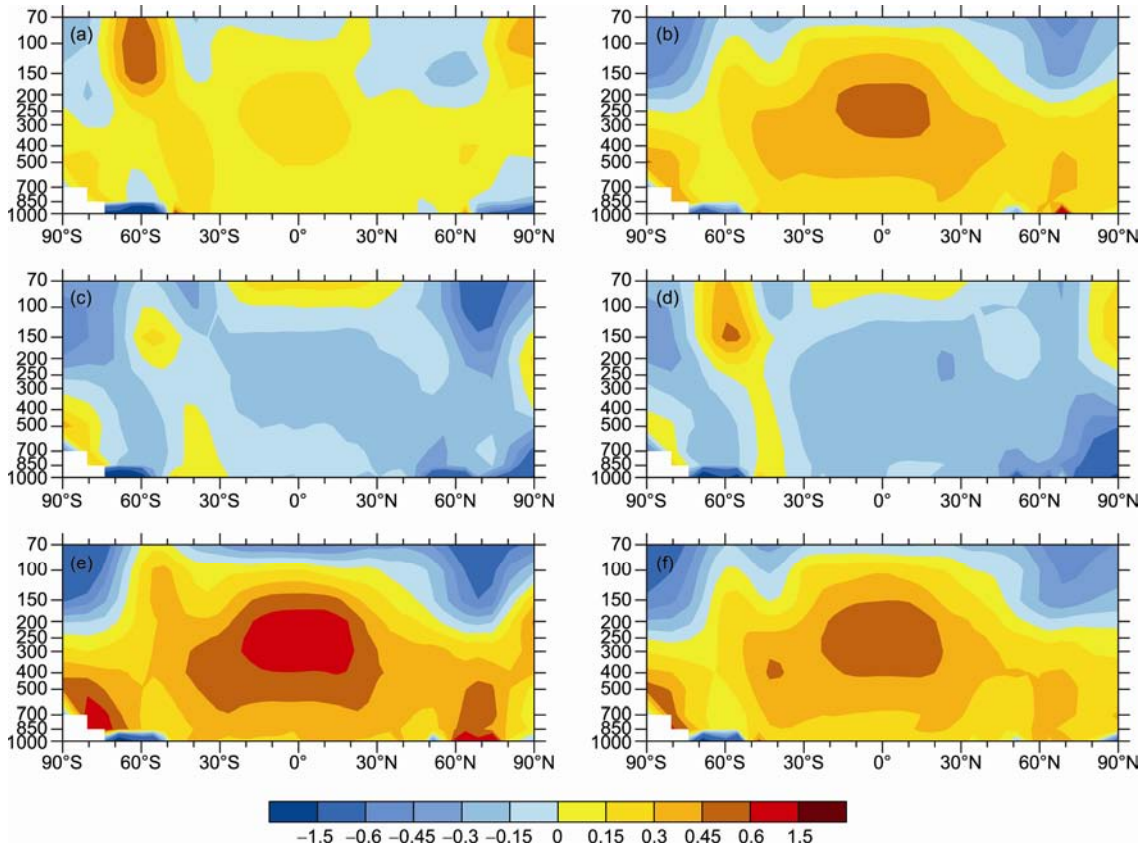


图3 过去千年3个特征时期年纬向平均温度距平的垂直分布

相对于1860CTL平均值, 单位: °C. (a) MWP-E, (b) MWP-T, (c) LIA-E, (d) LIA-T, (e) 20CW-E, (f) 20CW-T

增温; 由于对流造成的水汽凝结主要位于对流层中部, 所以对流层最大增温出现在对流层中部 200~300 hPa. 对于 MWP 气候而言, 有效太阳辐射的增多直接令表面气温升高、对流活动增加, 最终在 200~300 hPa 出现最大增温. 因此, 不管是 MWP 还是 20CW 试验的对流层中层增温强化现象, 都可以利用辐射-对流模型来加以解释^[24].

2.2 不同纬度的温度变化

温度的变化因纬度而异. 为检验耦合模式对不同纬度温度变化模拟结果的可靠性, 我们基于王绍武等人^[1]重建的全球 30 个站点千年温度变化序列, 按照自北而南的顺序, 把模拟结果和重建资料进行比较. 注意由于代用资料存在误差, 要精确给出温度变化的幅度尚有难度. 因此, 参照通常的作法^[14], 本文重点比较模拟和重建温度距平的“符号一致性”. 把模式结果插值到 30 个站点的位置, 图 4 给出 3 个特征期瞬变模拟试验的全球 30 站温度距平的符号

一致性检验. 可见, 符号一致性以 20CW-T 试验最高、MWP-T 试验次之, LIA-T 试验最低. 假定重建资料是可靠的, 这意味着当前的耦合模式对暖期的模拟能力, 要强于对冷期的模拟能力. 该结论是否具有模式依赖性, 尚有待通过多模式比较来加以验证.

另外, 不管对于暖期还是冷期, “模拟-重建”结果的符号一致性, 在热带和副热带地区要高于高纬度地区. 对于 MWP 和 20CW 特征期而言, 重建资料显示, 北半球高纬地区的温度变化幅度要大于南半球高纬地区(图 4(a), (c)), 该特征在模拟结果中亦有体现.

为进一步比较不同纬度温度变化的特征, 图 5 给出 3 个特征期瞬变强迫试验模拟的年纬向平均温度距平随时间演变的情况. 对于 MWP-T 试验(图 5(a)), 最强的增温出现在公元 1160 和 1180 年前后, 强度接近 1.0°C, 基本对应有效太阳辐射的两个极大值出现的时间段(图 1). 由于高纬度冰雪的正反馈作用, 增温的纬度分布呈现出显著的“极地强化”现象. 对于

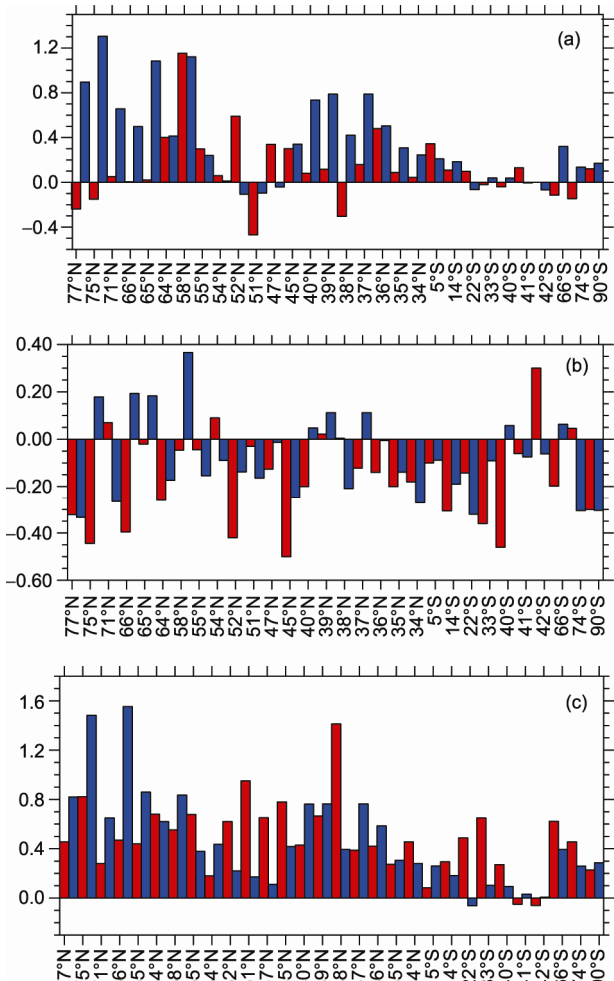


图4 重建(红色)和模拟(蓝色)的全球30个重建站点的温度异常,依纬度自北向南排序
(a) MWP-T, (b) LIA-T, (c) 20CW-T. (b)系基于张洁等人^[14]重新绘制. 单位: °C

20CW-T 试验而言(图 5(c)), 最强的增暖发生在 20 世纪 70 年代以后, 同样呈现出“极地增强”的特征, 增温幅度在 1.0°C 以上, 该特征和观测事实基本一致^[25]. 对于 LIA-T 试验而言(图 5(b)), 模拟结果的极地强化现象亦很显著, 但变冷区域主要集中在北半球, 热带地区的变冷并不显著, 南半球在 30°S 以南有微弱的暖距平出现.

结合上文关于图 3 和 5 的讨论, 对于 MWP 和 20CW 暖期而言, 由于极地冰雪的正反馈作用, 表面温度的变化在极地最强; 但对于对流层温度变化的垂直分布而言, 受对流加热作用的影响, 温度变化的极大值出现在热带对流层中层的 200~300 hPa 而不是表层. 对于 LIA 而言, 温度变化的极大值出现在北半

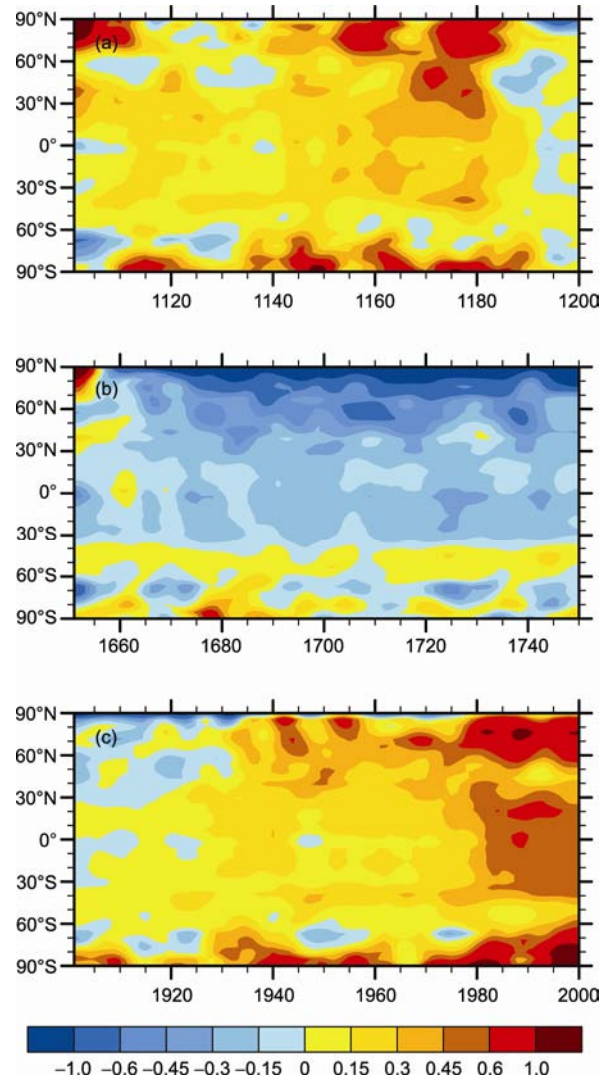


图5 模拟的纬向平均表层气温距平随时间的演变
单位: °C, 均为相对于 1860CTL 试验的距平. (a) MWP-T, (b) LIA-T, (c) 20CW-T

球极地地区, 并且变冷的区域主要集中在对流层中低层, 没有出现像暖期那种由辐射-对流平衡决定的对流层中层温度距平的强化现象.

2.3 降水变化的分布

图 6 给出 6 组强迫试验所模拟的不同特征时期年平均降水距平(相对于工业革命前气候控制试验)的分布. 不管是平衡态试验(图 6(a), (c), (e))、还是瞬变强迫试验(图 6(b), (d), (f)), 降水变化的极大值都出现在热带地区, 并且降水距平型基本和温度距平型(图 2)相对应. 例如对应热带温度变化呈现出的东西反相特征, 降水变化亦呈现出双核特征, 在日界线以东

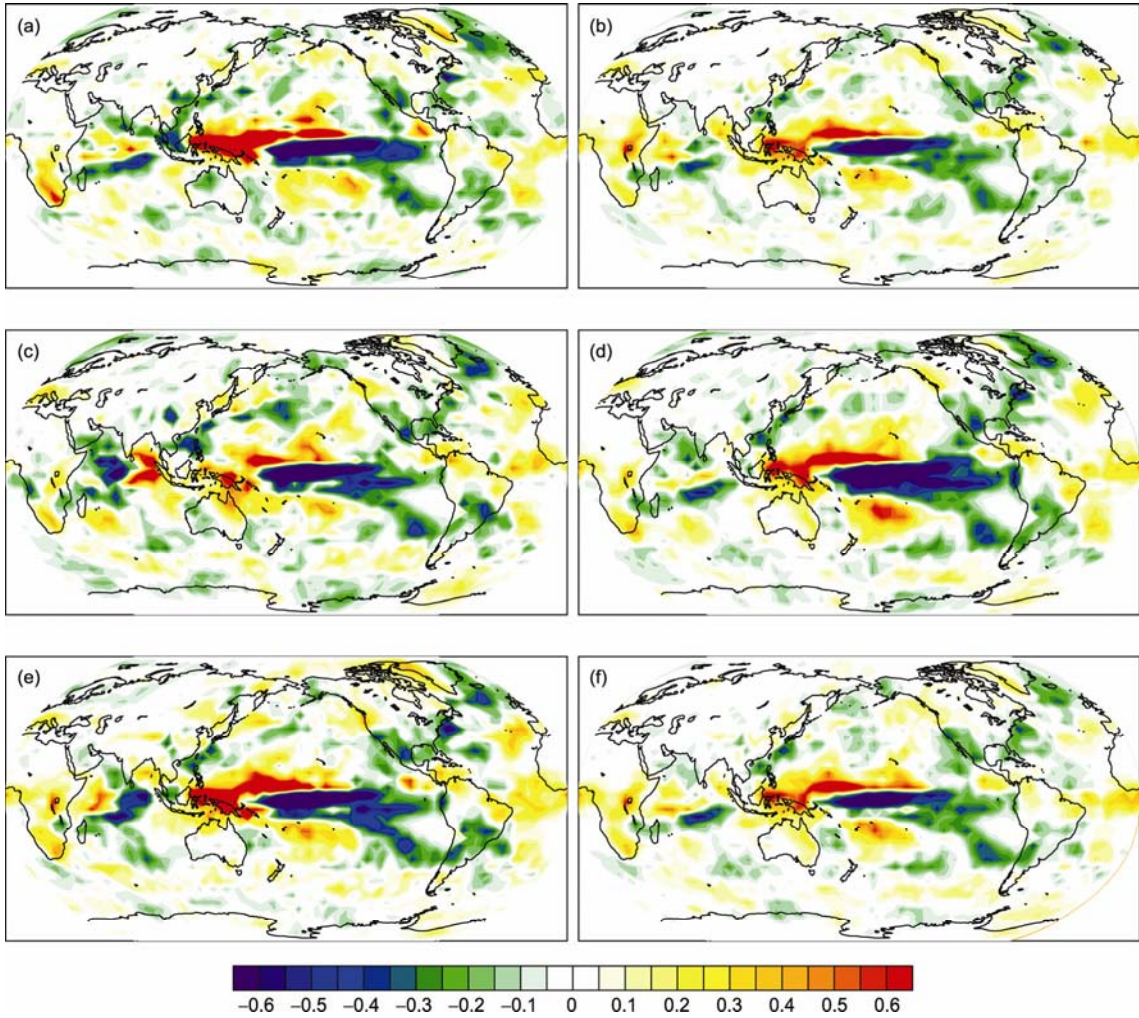


图 6 过去千年 3 个特征时期年平均降水的距平
 相对于 1860CTL 平均值, 单位: mm/d. (a) MWP-E, (b) MWP-T, (c) LIA-E, (d) LIA-T, (e) 20CW-E, (f) 20CW-T

为负距平、在日界线以西为正距平; 暖期(MWP 和 20CW)日界线以西的降水增加要强于日界线以东降水的减少(图6(a), (b), (e), (f)). 因此, 如上文所述, 对流加热作用令热带地区对流层中层在 200~300 hPa 出现增暖极大值. 20CW 的降水增加大于自然增暖阶段的 MWP(图 6), 对应更强的对流层中层的增暖(图 3), 这在 MWP-E 和 20CW-E 试验中体现得更为明显. 此外, 对应 LIA 时期的赤道中东太平洋冷距平, 模拟的赤道中东太平洋降水负距平亦很明显.

图 7 进一步给出纬向平均降水的变化情况. 在赤道附近, 降水的变化在经向上呈现出“双核”特征, 在赤道上为负距平. 结合图 6 可知, 这主要由赤道中东太平洋的降水负距平决定. 在赤道以北沿着 10°N,

降水表现为正距平. 在暖期(MWP 和 20CW), 沿着 10°N 的降水正距平更为显著; 而在冷期(LIA), 沿着赤道的降水负距平更为显著. 热带外地区的降水变化, 在冷期幅度略强(图 7(b)), 例如 LIA 期间 60°N 以北降水明显减少, 而暖期的变化则不甚显著. 注意降水变化的区域性特征较强, 纬向平均只能给出一个总体特征, 下文我们重点关注东亚季风区的降水变化.

2.4 东亚夏季降水年际变率模态的变化

图 8(a)和(b)给出观测和模拟的东亚地区年平均降水的气候态分布. 观测中, 降水分布呈现出自东南向西北递减的特征. 模拟结果的主要问题在于青藏

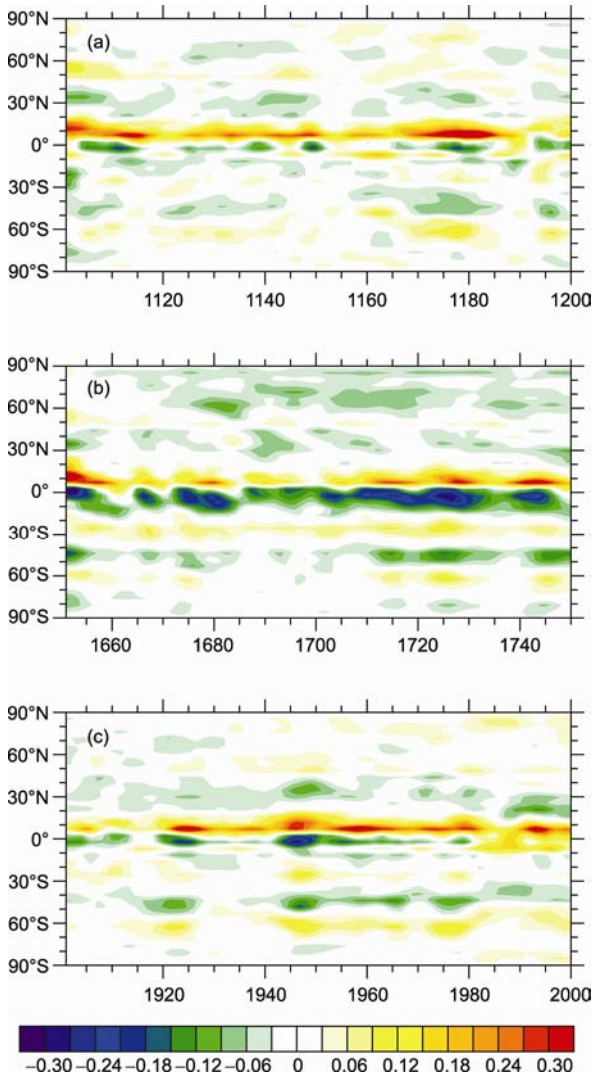


图7 模拟的年纬向平均降水距平随时间的演变
单位: mm/d, 均为相对于 1860CTL 试验的距平. (a) MWP-T, (b) LIA-T, (c) 20CW-T

高原东部(100°E, 30°N 附近)存在一个孤立的降水极大值中心, 最大强度超过 7 mm/d. 这是低分辨率气候模式共同存在的一个问题, 其出现原因和模式的地形处理有关. 在陡峭地形区, 由于气压梯度力的计算表现为两个大项的小差, 因此, 通常计算误差较大^[26,27]. 从 NCAR 早期的大气模式 CCM3.5^[28]到最新的 CAM3^[29], 从法国国家科研中心早期的 LMDZ 大气环流模式^[30]到其近期版本^[31], 模拟的夏季降水分布都存在类似的偏差.

受季风气候的影响, 东亚降水呈现出很强的季节变化. 图 8(c)和(d)进一步分别给出热带外(36°~50°N, 100°~120°E)和副热带(21°~35°N, 100°~120°E)

区域平均降水的季节演变. 在热带外(图 8(c)), 模拟的降水一是较之观测偏强, 最多偏强达 2.0 mm/d; 二是季节变化峰值较之观测偏晚 1 个月左右. 在副热带地区(图 8(d)), 模拟的降水强度接近观测, 但是季节循环峰值同样表现为滞后约 2~3 个月.

此外, 模式降水在西北太平洋地区存在较大偏差: 在观测中, 对应 ITCZ 在季风区的北向伸展, 在热带西北太平洋存在一个降水极大值中心, 但是该中心在模拟结果未得到合理反映, 原因来自大气模式自身的模拟偏差, 这在 GAMIL 的不同分辨率版本中都存在^[20,32].

为揭示不同特征期东亚夏季风年际变率模态的差异, 对东亚夏季(5~9月平均, MJJAS)降水和 850 hPa 风场距平做联合 EOF 分析, 结果如图 9 所示. 在 100°E 以东, 降水距平表现出长江流域与华北反相的特征, 呈现出“北多南少”的双核型分布, 这一分布型和观测中东亚夏季降水的年际变率模态非常相似^[33]. 与降水异常相对应, 850 hPa 的风场变化表现为反气旋型的环流异常控制东亚季风区. 上述特征在中世纪暖期 MWP、小冰期 LIA、20 世纪 20CW 和控制试验 CNTL 中都体现得很清楚, 只是反气旋的经向位置和对应的降水异常的具体位置略有差异. 由于 MWP, LIA 和 20CW 的背景气候态明显不同, 这 3 个不同特征期东亚夏季风年际变率模态的相似性, 表明季风年际变率受背景气候态的影响不大. 而这 3 组试验的模式分布与控制试验的相似性, 表明季风年际变率的降水和环流型, 由海陆气耦合系统的内部变率决定, 受外强迫因子(包括有效太阳辐射、温室气体和气溶胶)的影响不大.

此前有研究工作指出, 由于中世纪暖期和小冰期的气候平均态差异很大, 这种气候平均态的显著变化, 会使得在年际变率尺度上, 东亚中纬度地区(40°N 以北)降水的变化与热带、副热带降水变化的联系发生变化(中世纪暖期更强)^[34]. 但是, 这种变化关系在本文结果中并不显著, 意味着前人的结果具有模式依赖性, 未来有待利用更多的模式结果对上述关系进行检验.

尽管东亚夏季风年际变率模态的空间分布在 3 个特征期表现出和控制试验非常相似的特征, 但是其年际变率的周期却存在显著差异. 对联合 EOF 分析第一模态的主分量时间序列分别做功率谱分析, 结果如图 9 下排所示. 在暖期(包括 MWP 和 20C), 谱

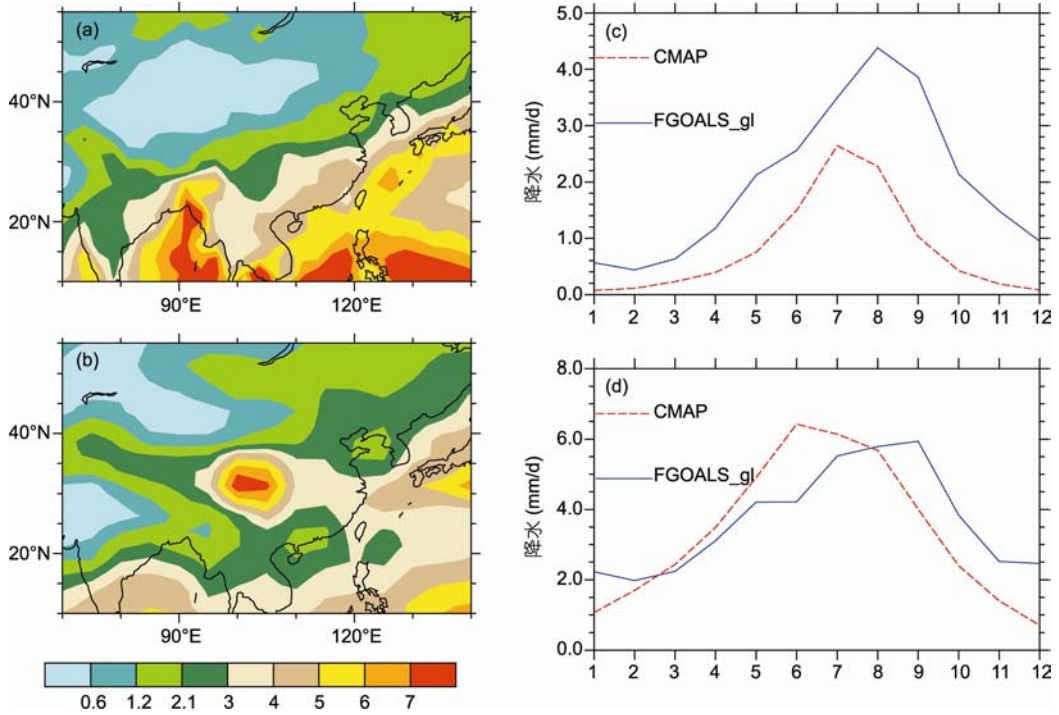


图 8 降水的年平均气候态分布和季节循环

单位: mm/d. (a) CMAP 1979~2000 年平均; (b) 模式 20CW-T 试验平均; (c) 36°~50°N, 100°~120°E 区域平均降水季节循环; (d) 21°~35°N, 100°~120°E 区域平均降水的季节循环

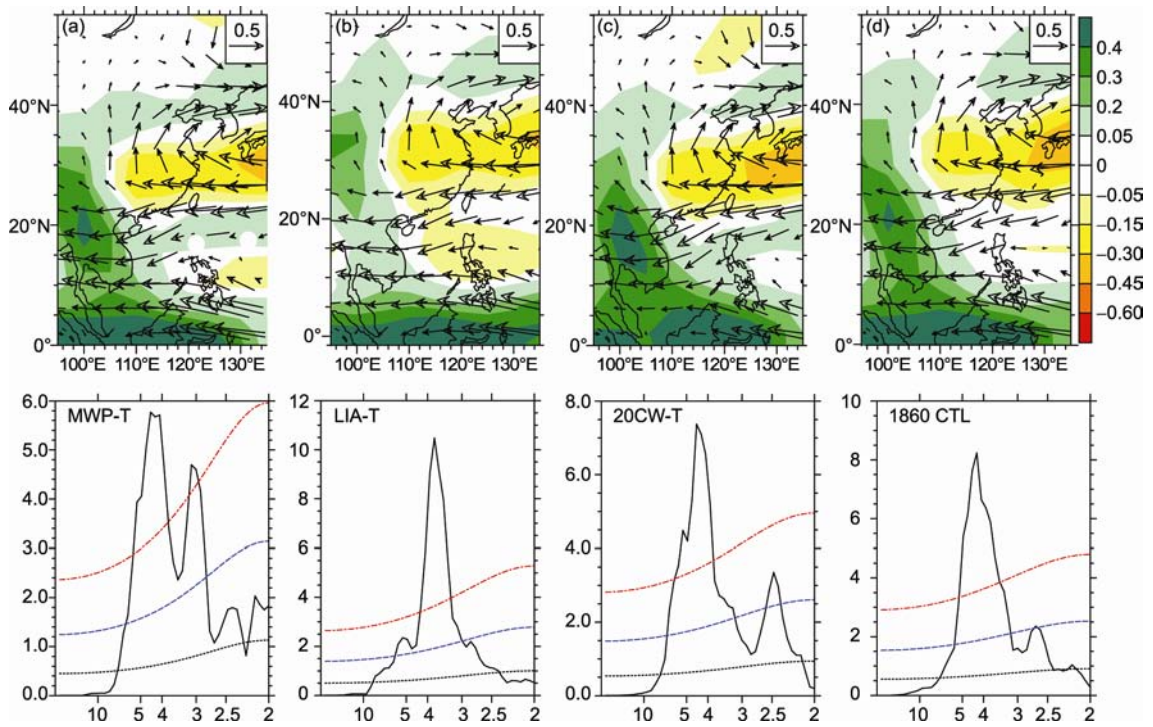


图 9 模拟的东亚夏季风年际变率主导模态及相应主分量的功率谱分析

上排, 填色为降水距平, 单位: mm/d; 矢量为 850 hPa 风场距平, 单位: m/s; 下排, 横坐标单位为 a; 3 条彩色虚线由上至下依次表示 1%、2.5% 和 5% 的信度检验线. (a) MWP-T, (b) LIA-T, (c) 20CW-T, (d) 1860CTL

值表现为双峰,其中MWP的结果存在5和3 a两个周期,而20CW的结果存在4.5和2.5 a两个周期;在冷期(包括LIA和控制试验),谱值主要表现为单峰,LIA和CNTL的结果主导周期都约为4 a,准两年振荡特征不明显.因此,东亚夏季风的准两年振荡现象^[35-37],在相对暖的气候背景下更容易出现,在冷期则不显著.

2.5 东亚夏季降水变率外部模态和内部模态的比较

在过去千年气候演变模拟中,夏季风的变化模态可以分作两类^[34]:一是外部模态(external mode),它来自外强迫(太阳辐射、火山活动等)的作用;二是内部模态(internal mode),它来自海洋-大气-陆面-海冰耦合系统的内部相互作用.揭示外部模态的方法,是计算MWP和LIA期间的气候平均态之差,由于这

种差异完全是由于有效太阳辐射外强迫变化引起的,因此被称作“外部模态”.揭示“内部模态”的方法,是利用工业革命前气候控制试验的长期积分结果,计算梅雨区(21°~35°N, 105°~120°E)区域平均的MJAS降水距平的时间序列,以正负一个标准差为标准做合成分析(以降水负年减去降水正年表示),得到降水和环流距平型.根据上述方法得到的耦合模式的外部模态和内部模态如图10所示.外部模态的风场异常在110°E以东表现为弱的反气旋式环流,东亚大陆地区受弱的向北的异常风控制;对应的降水距平表现为110°E以东的南北同号变化,即“同涝同旱”,或者说“南北同号”.内部模态的风场异常,和年际变率模态非常相似,在35°N以南的东亚-西太平洋地区表现为强的反气旋式环流,在35°N以北、110°E以东表现为气旋性环流异常,对应的降水距平型表现为“北多南少”,即“南北反号”.

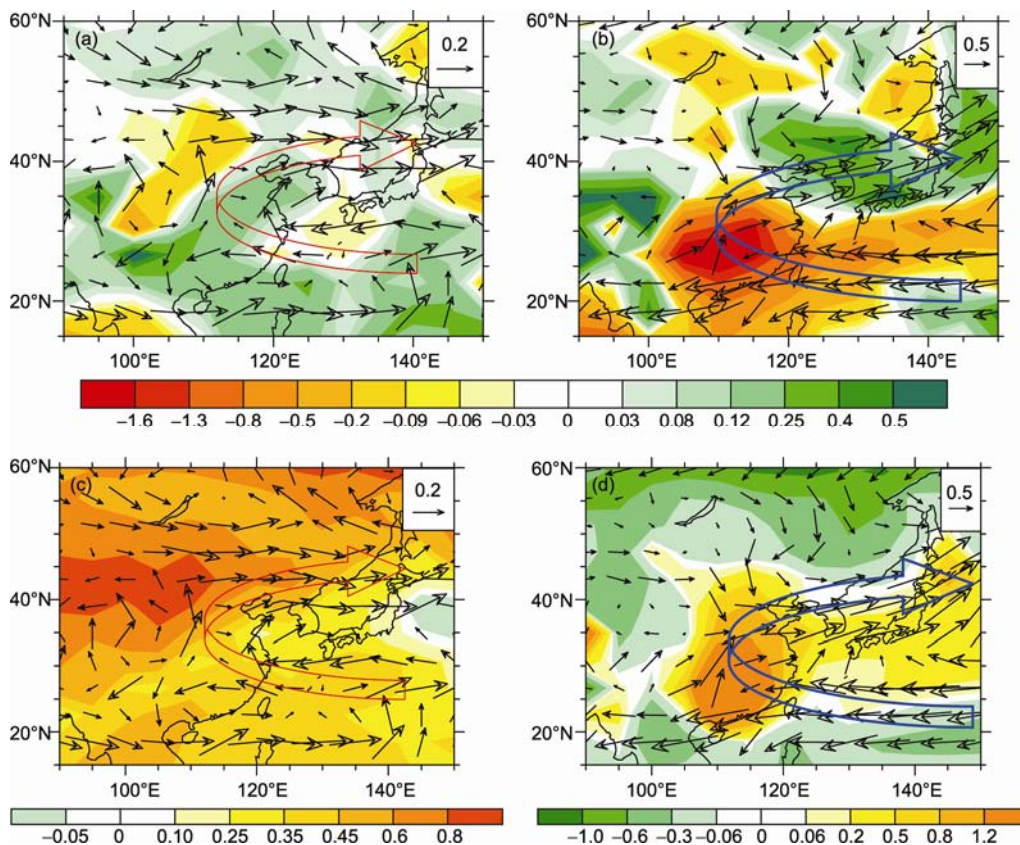


图10 东亚夏季风变率的外部模态((a), (c))和内部模态((b), (d))的比较

(a), (b) 彩色背景为降水距平, 单位: mm/d; (c), (d) 彩色背景为表层气温距平, 单位: K; 图形中的矢量为 850 hPa 风场距平, 单位: m/s. 强迫模态((a), (c))利用 MWP-LIA 之差表示; 内部模态((b), (d))取梅雨区(21°~35°N, 105°~120°E)区域 MJAS 平均降水序列, 根据正负一个标准差做合成(负减正)

如何理解外部模态和内部模态的季风环流异常? 海陆热力差异是造成季风异常的重要驱动因子. 图 10(c)和(d)分别给出外部模态和内部模态对应的表层气温变化, 伴随外部模态出现的温度异常, 表现为东亚大陆的整体增暖. 随着有效太阳辐射的增多, 东亚大陆的增暖幅度在中高纬度强于低纬度、陆地强于海洋, 这使得海陆热力对比增大, 同时在中高纬度有热低压形成, 沿着整个东亚大陆纬向压力梯度都增大, 导致在 25°N 以北向北的经向风一致增强(图 10(c)).

伴随内部模态出现的温度异常, 主要表现为 105°E 以东、20°~40°N 之间的局地增暖, 其南北两侧受冷异常控制(图 10(d)). 这种温度距平分布, 由局地降水的凝结潜热加热决定(图 10(b)), 而降水的变化则由热带大洋的自然年际变率现象 ENSO 通过遥相关影响东亚季风环流异常而决定^[38-40].

为从更大空间尺度上理解影响外部模态和内部模态的海陆热力对比之不同, 图 11 给出了全球范围内的表面气温距平分布. 对于外部模态(图 11(a)), 温度的变化主要表现为北半球陆地区域的一致显著增暖, 而东亚大陆邻近海洋地区的温度变化则表现为微弱的增暖(或者变化不显著). 上述温度距平型意味着海陆热力对比的加大, 对应东亚夏季风环流的增强. 而对应于内部变率模态(图 11(b)), 温度变化的显著特征主要表现为赤道中东太平洋的温度异常, 对应 ENSO 的冷位相^[10], 表明热带太平洋的年际变率现象 ENSO 是造成季风内部变率的根本原因.

此前的工作表明, FGOALS_g1 在外强迫不变的情况下对气候系统内部自然年际变率 ENSO 的模拟较为合理^[25], 但对于在太阳辐射、火山活动等外强迫条件下的 ENSO 百年际尺度变率的模拟能力则相对较差^[41]. 由于 ENSO 通过遥相关影响东亚季风环流异常并决定该地区降水的变化, 因此耦合模式中热带太平洋海洋过程对季风变化内部模态的贡献较大; 由太阳有效辐射变化引起的百年尺度的季风变化外部模态, 则主要受大尺度海陆热力对比的变化决定, 百年际尺度的 ENSO 变率对其贡献较小.

3 结论和讨论

本文采用国际上通用的过去千年气候变化强迫数据(包括太阳辐照度变化和火山活动引起的有效太阳辐射变化、温室气体、气溶胶), 驱动 LASG/IAP 气候系统模式 FGOALS_g1, 进行了工业革命前气候

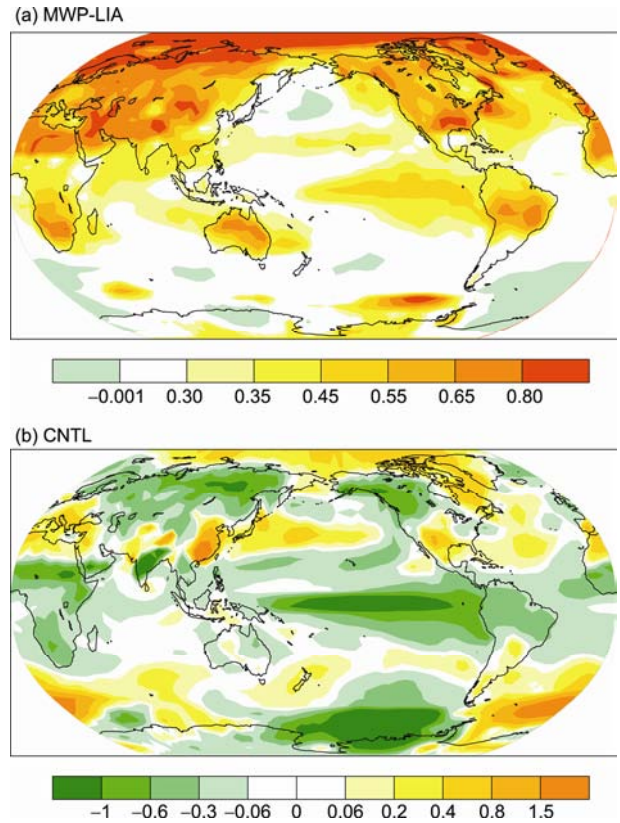


图 11 东亚夏季风变率的强迫模态(a)和内部模态(b)对应的表层气温距平分布型(单位: K)

控制试验和 6 组特征期气候强迫模拟试验, 从温度、降水和东亚夏季风年际变率和强度的角度, 对过去千年 3 个特征期的气候进行了模拟和比较, 主要结论如下:

(1) 相对于工业革命前气候(1860 年)控制试验, 中世纪暖期的表层温度变化在全球大部分地区表现为暖距平、幅度在 0.40°C 左右. 暖中心位于北美大陆高纬地区, 强度超过 1.0°C. 但在北太平洋中低纬度地区为冷距平, 欧亚大陆亦以变冷为主要特征(局部地区有微弱暖距平). 增温的极地强化现象在 MWP 和 20CW 暖期都存在, 北半球高纬地区的增温幅度大于南半球高纬地区. 中世纪暖期的自然增暖幅度, 整体上较之 20 世纪要弱.

(2) 相对于工业革命前气候(1860 年)控制试验, 小冰期的自然变冷几乎在全球范围内都存在, 欧亚大陆及高纬度地区变冷尤为显著、超过 -1.0°C, 但大西洋地区呈现出赤道以北冷、赤道以南暖的双核特征, 北美大陆高纬度地区为暖距平. 小冰期温度变化的极大值出现在北半球极地地区, 变冷主要发生在对流层中低层.

(3) 中世纪暖期和 20 世纪温度变化的垂直结构呈现出类似的特征. 就纬向平均温度而言, 最强增温都出现在对流层中层 200~300 hPa, 前者最高为 0.50℃, 后者高于 1.0℃. 热带对流加热作用以及水汽凝结主要位于对流层中部, 是造成对流层强化增暖的原因. 与暖期不同, 小冰期的变冷主要表现出极地强化的特征.

(4) 平衡态试验和瞬变强迫试验模拟的温度距平在空间型和强度上存在差异, 特别是在 MWP 和 LIA 两个特征期. 瞬变强迫试验模拟的 MWP 自然增暖区域较之平衡态试验分布更广、强度偏大; 瞬变强迫试验模拟的 LIA 冷距平亦强于平衡态试验. 模拟与重建资料的同号性检验表明, 耦合模式对暖期温度距平的模拟能力要强于冷期.

(5) 热带降水的变化受海温距平影响. 在暖期 (MWP 和 20CW), 沿着 10°N 的降水正距平变化较显著; 在冷期 (LIA), 沿着赤道的降水负距平变化较显著. 在不同的特征期, 东亚夏季风降水的年际变率特征, 在 100°E 以东都表现出长江流域与华北反相的特征, 呈现出“北多南少”的双核型分布, 表明季风年际变率受背景气候态的影响不大. 但是东亚夏季风的准两年振荡现象, 在暖期更容易出现, 在冷期则不明显.

(6) 在百年尺度上, 受有效太阳辐射变化所引起的季风变化的外部模态, 在 110°E 以东降水呈南北同号变化, 即“同涝同旱”, 它主要由大尺度海陆热力对比的变化决定. 而由海气耦合系统内部变率产生的内部模态, 在降水距平型表现为“南北反号”, 主要与耦合系统的 ENSO 变率存在联系.

对过去千年气候变化的模拟, 国际上尚处于起步阶段. 较之 PMIP (古气候模拟比较计划) 此前组织的 6 ka BP “中全新世”和 21 ka BP 的“末次冰期冰盛

期”气候的模拟, 千年气候模拟难度更大. 这是因为在过去千年的时段内, 由太阳入射和火山气溶胶外强迫变化所引起的有效太阳辐射的变化幅度, 远比中全新世和末次冰期冰盛期要弱, 这对于气候模式的敏感度是一个挑战. 例如, 在同样的太阳和火山活动因子历史记录的外强迫下, 就北半球或全球平均气温序列来说, 不同模式对过去数百年到千年气候的模拟结果和重建记录接近; 但就空间分布特征而言, 彼此间差别很大, 气温变化幅度的定量比较亦因模式不同而不同^[42,43]. 因此, CLIVAR/PAGES 联合工作组致力于推动关于多模式间的比较以及模式与气候重建指标的比较方面的国际行动. LASG/IAP 气候模式将参加 PMIP 为政府间气候变化专门委员会第五次评估报告 (IPCC AR5) 组织的千年气候瞬变模拟实验, 本文结果为之提供了基础参考. 此外, 以前关于千年气候片段的模拟研究多关注某一特征期的气候, 或是关注中世纪暖期、或是小冰期, 且多为平衡态模拟, 本文则通过系统性的进行平衡态模拟和瞬变强迫模拟试验, 综合比较了过去千年 3 个特征期气候的异同点、平衡态模拟实验和瞬变模拟实验的异同点, 并讨论了自然和人为因子驱动气候异常的异同点, 这是对本领域模拟研究工作的一个重要完善.

千年气候模拟结果对模式性能的依赖性, 是一个需要注意的问题. 本文基于 LASG/IAP 气候系统模式对过去千年的特征期气候进行的模拟, 与国际上其他模拟工作相比^[6,7], 从全球、半球和大陆尺度来看, 模拟结果彼此接近. 但是, 受模式性能、强迫资料重建中的误差等影响, 模拟结果在区域特征细节上尚存在不同之处. 未来有待基于 PMIP 为 IPCC AR5 组织的千年气候模拟实验, 通过进行多模式的比较来克服结果的模式依赖性.

参考文献

- 1 王绍武, 谢志辉, 蔡静宁, 等. 近千年全球平均气温变化的研究. 自然科学进展, 2002, 12: 1145-1149
- 2 Solomon S D, Qin M, Manning Z, et al. IPCC, Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge: Cambridge University Press, 2007
- 3 葛全胜, 郑景云, 满志敏, 等. 过去 2000 年中国东部冬半年温度变化序列重建及初步分析. 地学前缘, 2002, 9: 169-181
- 4 王绍武, 龚道溢. 全新世几个特征时期的中国气温. 自然科学进展, 2000, 10: 325-332
- 5 周天军, 满文敏, 张洁. 过去千年气候变化的数值模拟研究进展. 地球科学进展, 2009, 24: 469-476
- 6 刘健, 陈星, 王苏民, 等. 小冰期气候的模拟. 自然科学进展, 2004, 14: 462-468
- 7 陈星, 刘健, 王苏民. 东亚地区小冰期气候的模拟. 气象科学, 2005, 25: 1-8
- 8 Zhou J S, Yu Y Q, Liu H L, et al. Progress in the development and application of Climate Ocean Models and Ocean-atmosphere Coupled Models in China. Adv Atmos Sci, 2007, 24: 1109-1120

- 9 Zhou T J, Yu R C. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. *J Clim*, 2006, 19: 5843–5858
- 10 满文敏, 周天军, 张洁, 等. 气候系统模式 FGOALS_g1 模拟的 20 世纪温度变化. *气象学报*, 2010, 69: 644–654
- 11 刘健, von Storch H, 陈星, 等. 千年气候模拟与中国东部温度重建序列的比较研究. *科学通报*, 2005, 50: 2251–2255
- 12 刘健, von Storch H, 陈星, 等. 近千年全球气候变化的长积分模拟试验. *地球科学进展*, 2000, 20: 561–567
- 13 况雪源, 刘健, 王红丽. 近千年来中国区域降水模拟与重建资料的对比分析. *地球科学进展*, 2005, 24: 159–171
- 14 张洁, 周天军, 满文敏, 等. 气候系统模式 FGOALS_g1 模拟的小冰期气候. *第四纪研究*, 2009, 29: 1125–1134
- 15 满文敏, 周天军, 张洁, 等. 一个气候系统模式对小冰期外强迫变化的平衡态响应. *大气科学*, 2010, 34: 914–924
- 16 周天军, 王在志, 宇如聪, 等. 基于 LASG/IAP 大气环流谱模式的气候系统模式. *气象学报*, 2005, 63: 702–715
- 17 周天军, 宇如聪, 王在志, 等. 大气环流模式 SAMIL 及其耦合模式 FGOALS_s. 北京: 气象出版社, 2005. 288
- 18 Yu Y Q, Zhi H, Wang B, et al. Coupled model simulations of climate changes in the 20th century and beyond. *Adv Atmos Sci*, 2008, 25: 641–654
- 19 Zhou T J, Wu B, Wen X Y, et al. A fast version of LASG/IAP climate system model and its 1000-year control integration. *Adv Atmos Sci*, 2008, 25: 655–672
- 20 Wen X Y, Zhou T J, Wang S W, et al. Performance of a Reconfigured Atmospheric General Circulation Model at low resolution. *Adv Atmos Sci*, 2007, 24: 712–728
- 21 Crowley T J. Causes of climate changes over the past 1000 years. *Science*, 2000, 289: 270–277
- 22 Xie P P, Arkin P A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull Amer Meteor Soc*, 1997, 78: 2539–2558
- 23 Dai A G, Wigley T M L, Boville B A, et al. Climates of the 20th and 21st centuries simulated by the NCAR Climate System Model. *J Clim*, 2001, 14: 485–519
- 24 Manabe S, Wetherald R T. Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J Atmos Sci*, 1967, 24: 241–259
- 25 满文敏, 周天军, 张丽霞. 气候系统模式 FGOALS_g1 模拟的赤道太平洋年际变率. *大气科学*, 2010, 34: 1141–1154
- 26 钱永甫, 周天军. 有地形模式中气压梯度力误差扣除法的模拟试验. *高原气象*, 1995, 14: 1–9
- 27 钱永甫, 周天军. 陡峭地形区气压梯度力的误差扣除法. *热带气象学报*, 1994, 10: 358–368
- 28 Yu R C, Li W, Zhang X H, et al. Climatic features related to eastern China summer rainfalls in the NCAR CCM3. *Adv Atmos Sci*, 2000, 17: 503–518
- 29 Chen H M, Zhou T J, Neale R B, et al. Performance of the new NCAR CAM3.5 in East Asian Summer Monsoon simulation: Sensitivity to modifications of the Convection Scheme. *J Clim*, 2010, 23: 3657–3675
- 30 Zhou T J, Li Z X. Simulation of the east Asian summer monsoon by using a variable resolution atmospheric GCM. *Clim Dyn*, 2002, 19: 167–180
- 31 Zou L W, Zhou T J, Li Z X, et al. East China summer rainfall variability of 1958–2000: Dynamical downscaling with a variable-resolution AGCM. *J Clim*, 2010, 23: 6394–6408
- 32 Li L J, Wang Y Q, Wang B, et al. Sensitivity of the Grid-point Atmospheric Model of IAP LASG (GAMIL1.1.0) climate simulations to cloud droplet effective radius and liquid water path. *Adv Atmos Sci*, 2008, 25: 529–540
- 33 Zhou T J, Yu R C. Atmospheric water vapor transport associated with typical anomalous summer rainfall patterns in China. *J Geophys Res*, 2005, 110: D08104
- 34 Liu J, Wang B, Wang H L, et al. Forced response of the East Asian summer rainfall over the past millennium: Results from a coupled model simulation. *Clim Dyn*, 2010, doi: 10.1007/s00382-009-0693-6
- 35 Shen S, Lau K M. Biennial oscillation associated with the East Asian summer monsoon and tropical Pacific sea surface temperature anomalies. *J Meteor Soc Jpn*, 1995, 73: 105–124
- 36 Chang C P, Zhang Y S, Li T. Interannual and interdecadal variation of the East Asian summer monsoon and tropical Pacific SSTs. *J Clim*, 2000, 13: 4310–4340
- 37 黄荣辉, 陈际龙, 黄刚, 等. 中国东部夏季降水的准两年振荡及其成因. *大气科学*, 2006, 30: 545–560
- 38 Wang B, Wu R G, Fu X H. Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J Clim*, 2000, 13: 1517–1536
- 39 Wang B, Zhang Q. Pacific–East Asian teleconnection. Part II: How the Philippine Sea anomalous anticyclone is established during El Niño development. *J Clim*, 2002, 15: 3252–3265
- 40 Wu B, Zhou T J, Li T. Seasonally evolving dominant interannual variability modes of East Asian Climate. *J Clim*, 2009, 22: 2992–3005
- 41 满文敏, 周天军. 外强迫驱动下气候系统模式模拟的近千年大气涛动. *科学通报*, 2011, 56: 2096–2106
- 42 Widmann M, Tett S F B. Simulating the climate of the last millennium. *IGBP Newslett*, 2004, 56: 10–13
- 43 Shindell D T, Schmidt G A, Mann M E, et al. Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science*, 2001, 294: 2149–2152
- 44 Ammann C M, Joos F, Schimel D S, et al. Solar influence on climate during the past millennium: Results from transient simulations with the NCAR Climate System Model. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2007, 104: 3713–3718