

满文敏, 周天军, 张洁, 等. 2010. 一个气候系统模式对小冰期外强迫变化的平衡态响应 [J]. 大气科学, 34 (5): 914–924. Man Wenmin, Zhou Tianjun, Zhang Jie, et al. 2010. The equilibrium response of LASG/IAP climate system model to prescribed external forcing during the little ice age [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (5): 914–924.

# 一个气候系统模式对小冰期外强迫变化的平衡态响应

满文敏<sup>1, 2</sup> 周天军<sup>1</sup> 张洁<sup>1, 2</sup> 吴春强<sup>1, 2</sup> 吴波<sup>1, 2</sup>

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

**摘要** 本文利用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发展的气候系统模式 FGOALS\_g1, 通过设定小冰期的太阳辐射变化, 模拟了小冰期的气候平衡态, 讨论了小冰期气候变化的机理。数值试验结果表明, 由太阳辐照度变化和火山活动共同作用造成的太阳辐射减少是小冰期气候的重要成因, 模拟的小冰期表层气温变化分布与重建资料在全球大多数地区较为一致。就全球平均情况而言, 小冰期的年平均气温较之 1860 年偏冷 0.15°C, 较之 20 世纪平均情况偏冷 0.6°C 左右。小冰期温度变化存在显著的地域和季节特征, 表现为北半球降温幅度大于南半球, 高纬地区降温幅度大于低纬地区, 夏季的降温幅度大于冬季。东亚地区小冰期温度较之 1860 年和 20 世纪分别偏冷 0.3°C 和 0.6°C。小冰期的降水异常中心位于低纬地区, 主要表现为赤道中东太平洋降水负异常和赤道中西太平洋降水正异常, 以及位于热带印度洋的降水偶极子型。除欧洲和北美外, 全球其他地区陆地降水均减少。东亚地区小冰期夏季降水的变化最为显著, 较之 1860 年, 华北、东北地区降水增加, 而长江流域以南降水则减少; 较之 20 世纪, 东部降水异常表现出华北地区偏多、长江流域偏少、华南地区偏多的“三极型”分布特征。

**关键词** 小冰期 气候模拟 温度 降水

**文章编号** 1006-9895 (2010) 05-0914-11

**中图分类号** P435

**文献标识码** A

## The Equilibrium Response of LASG/IAP Climate System Model to Prescribed External Forcing during the Little Ice Age

MAN Wenmin<sup>1, 2</sup>, ZHOU Tianjun<sup>1</sup>, ZHANG Jie<sup>1, 2</sup>, WU Chunqiang<sup>1, 2</sup>, and WU Bo<sup>1, 2</sup>

1 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics (LASG/IAP), Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

**Abstract** This paper evaluates the performance of the fast coupled version of LASG/IAP climate system model FGOALS\_g1 on simulating the equilibrium state of the Little Ice Age (LIA) climate by giving prescribed external forcing. Analyses on the simulated temperature and precipitation demonstrate the following results: (1) Temperature: The cooling of near surface temperature during the LIA is reasonably reproduced by FGOALS\_g1 compared

**收稿日期** 2009-10-15, 2010-03-09 收修定稿

**资助项目** 国家自然科学基金资助项目 40890054、40675050, 国家重点基础研究发展规划项目 2005CB321703 和公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY200706010

**作者简介** 满文敏, 女, 1985 年出生, 博士生, 主要从事气候模拟研究。E-mail: manwenmin@mail.iap.ac.cn

with the reconstruction data, indicating that the decrease of solar radiation plays a dominant role in the cooling during the LIA. The annual mean surface air temperature anomalies during the LIA are  $-0.15^{\circ}\text{C}$  and  $-0.6^{\circ}\text{C}$  with respect to the 1860 control run (1860CTL) and the 20th century simulation (20CW). The surface cooling in the Northern Hemisphere is stronger than that in the Southern Hemisphere and is stronger at high latitudes than that at low latitudes. Analysis on the seasonal change suggests that the near surface temperature decrease in summer is stronger than that in winter. The annual mean temperature anomalies are  $-0.3^{\circ}\text{C}$  and  $-0.6^{\circ}\text{C}$  in East Asia with respect to 1860CTL and 20CW. (2) Precipitation: The precipitation in the LIA shows positive (negative) anomalies in the western (eastern) tropical Pacific and the “dipole pattern” in the tropical Indian Ocean. Global land precipitation shows negative anomalies except for Europe and North America. Precipitation change in East Asia is determined by summer precipitation. Compared with 1860CTL, the precipitation increases in North China and decreases in South China during summer, which increases in North China and South China and decreases along the Yangtze River valley with respect to 20CW.

**Key words** little ice age, climate simulation, temperature, precipitation

## 1 引言

全球变暖是一个众所关注的问题。气候变化受包括自然和人为外强迫以及气候系统内部变率的共同影响 (Tett et al., 1999; Meehl et al., 2003)。认识近百年气候变化的成因, 需要放在过去千年气候演变的背景之下 (周天军等, 2009)。由于气候重建资料存在不确定性, 世界气候研究计划 (WCRP) 的《气候变率与可预报性研究》(CLIVAR) 与国际地圈生物圈计划 (IGBP) 的《过去全球变化》(PAGES) 联合工作组提出, 要加强利用气候系统模式模拟过去千年气候的工作, 通过模式结果与重建资料的比较, 理解过去千年气候演变的机制 (周天军, 2005)。过去千年气候变化的数值模拟已经被确定为即将开始的“政府间气候变化专门委员会” (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC) 第五次评估报告的比较试验之一。

千年气候模拟中备受关注的问题之一是小冰期 (Little Ice Age, LIA) 寒冷气候。小冰期是指发生在公元 1550~1850 年间气候相对寒冷的时期, 它是距今最近的典型全球性寒冷气候期。关于小冰期气候变化的研究, 近年来在资料重建和模拟研究方面都有了很大进展。在资料重建方面, 主要是利用代用资料, 如冰芯、树轮、石笋、历史文献等, 来研究小冰期的气候特征。目前, 基于代用资料重建的过去 1000 年北半球或全球的温度序列表明, 公元 1550~1850 年是近千年来最冷的一段时间, 表层气温相对于 20 世纪后期低  $1^{\circ}\text{C}$  左右 (Mann et al., 1999; Jones et al., 1998; Crowley and Lowery,

2000; Briffa, 2000)。王绍武 (1995) 总结分析了国内外对小冰期气候的研究, 指出 17 世纪及 19 世纪的冷期在全球多数地区普遍存在, 太阳辐射和火山活动的变化是小冰期气候变化的主要影响因子。

气候模式是开展小冰期气候变化机理研究的重要工具。近年来, 愈来愈多的研究机构利用海气耦合模式成功模拟出了小冰期的两个典型时段——1700 年前后的晚蒙德极小期 (LMM) 和 1820 年前后的道尔顿极小期 (DM), 并发现小冰期 LMM 阶段的全球变冷中心位于北大西洋 (Cubasch et al., 1997; Fisch-Bruns et al., 2002; Zorita et al., 2003)。利用气候模式所开展的模拟研究, 亦进一步证实太阳辐照度和火山活动在小冰期气候形成中的作用 (刘健等, 2003, 2004; 陈星等, 2005)。最近, IPCC 第四次评估报告总结了当前国际上关于小冰期气候模拟研究的进展, 指出尽管模式模拟能力以及使用的历史强迫资料不同, 但各模式均能比较一致地再现小冰期的几个典型时段, 即 15 世纪中期、17 世纪和 19 世纪初的变冷 (IPCC, 2007)。

在小冰期气候的数值模拟研究中, 通常进行两种试验——平衡态试验和瞬变强迫试验, 前者取小冰期太阳辐照度等的平均值, 后者则给定逐年变化的太阳辐照度等外强迫场。实际上, 不惟独在小冰期研究中, 平衡态试验和瞬变强迫试验已经成为气候变化模拟研究中的两类“标准”试验 (Manabe and Stouffer, 1988, 1993)。平衡态试验的优点在于受耦合系统内部变率影响小, 不同模式结果间易于相互比较, 且便于给出物理解释 (李晓东, 1997)。本文的目的, 是利用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) 发展的全球“海—陆—气—冰”耦合的气候系统模式 FGOALS\_gl, 模拟小冰期平衡态气候特征, 检验 LASG/IAP 耦合模式对太阳辐照度等外强迫变化的响应, 并通过与工业革命前气候以及 20 世纪平均气候模拟结果的比较, 理解小冰期气候的特点及其形成机理。上述研究结果, 将是我们后续利用 LASG/IAP 耦合模式, 开展过去千年气候变化模拟研究的基础。

## 2 模式简介和数值试验

LASG/IAP 快速耦合版本的气候系统模式 FGOALS\_gl 采用模块化结构, 其核心是 NCAR CCSM2 的耦合器 CPL5。整个耦合系统包括四个模块, 即大气模式、海洋模式、陆面模式和海冰模式。四个子系统模式彼此间通过耦合器进行数据交换。FGOALS\_gl 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, 水平分辨率为  $5.0^\circ$  经度  $\times 4.0^\circ$  纬度 (Wen et al., 2007), 垂直方向采用  $\sigma-p$  混合坐标系, 分为 26 层。物理过程参数化方案主要来自美国国家大气研究中心 (NCAR) 的大气模式 CAM2 (Collins et al., 2003)。海洋模式采用 LICOM, 它是对 LASG/IAP 第三代全球大洋环流模式 L30T63 (Jin et al., 1999) 的水平分辨率进行提高而形成的新版本 (Liu et al., 2004), 水平分辨率为  $1^\circ$  经度  $\times 1^\circ$  纬度, 垂直方向为 30 层, 其中 300 m 以上有 12 层。LICOM 采用了非刚盖近似的完全原始方程模式和相应的守恒差分方案 (Liu et al., 2004)。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 (Bonan et al., 2002) 和海冰模式 CSIM (Briegleb et al., 2004)。利用 FGOALS\_gl 进行的 1000 年控制试验积分, 表明该模式成功地控制住了长期气候漂移, 并可以较好地模拟出 ENSO、NAO 等气候系统内部变率 (Zhou et al., 2008)。利用其进行的 20 世纪气候模拟试验表明, 模式能够合理再现全球、半球和大陆尺度、乃至区域尺度的 20 世纪表层气温的变化趋势 (满文敏等, 2009)。

本文共进行了 3 组试验, 分别对应于小冰期 (LIA)、1860 年 (1860CTL) 和 20 世纪 (20CW) 的情况。数值试验使用的太阳辐照度和温室气体等参数如表 1 所示: 1860CTL 为参照试验, 模拟的是以

1860 年为代表的工业革命前的气候; LIA 试验中太阳辐射强度比 1860CTL 少  $2 \text{ W/m}^2$ , 这种设置参照了国际上的通常作法, 综合考虑了太阳辐照度和火山活动的作用 (Zorita et al., 2003; Bauer and Claussen, 2006); 20CW 试验的太阳辐照度和 1860CTL 相同, 但  $\text{CO}_2$  取为 1990 年水平。三组耦合试验各积分 80 年, 选取最后 10 年进行分析。本文使用 Student  $t$  检验方法来检验不同试验结果间差异的显著性。

表 1 模拟试验所用的温室气体浓度及太阳辐照度

Table 1 Greenhouse gas concentration and solar radiation used in the modeling experiments

试验简称	$\text{CO}_2$	$\text{N}_2\text{O}$	$\text{CH}_4$	太阳辐照度
LIA	289ppm	270ppb	760ppb	1363 $\text{W/m}^2$
1860CTL	280ppm	270ppb	760ppb	1365 $\text{W/m}^2$
20CW	355ppm	270ppb	760ppb	1365 $\text{W/m}^2$

注:  $\text{ppb}=10^{-9}$ 。

此外, 为验证模式结果, 本文还使用了一系列气候重建资料, 包括: Jones et al. (1998) 和 Esper et al. (2002) 基于热带外树轮资料的重建记录; Mann et al. (1999) 基于多种代用资料建立的去千年北半球温度序列; Huang et al. (2000) 基于洞穴沉积物重建的去 500 年全球、半球、以及大陆尺度的温度演变序列; Hu et al. (2008) 利用石笋氧同位素重建的全新世中国西南地区的降水序列; 以及王绍武 (1995) 和张丕远等 (1994) 重建的中国地区的温度和降水序列。

## 3 全球温度和降水变化的模拟

### 3.1 小冰期相对于工业革命前的温度变化特征

本文首先分析小冰期相对于工业革命前气候的差异。关于小冰期全球温度的变化, 王绍武 (1995) 总结了全球几个典型气候区域小冰期的温度变化特点, 指出尽管出现时间及持续的时间不同, 但全球各大区域在小冰期的主要特征均为降温。FGOALS\_gl 模拟的 LIA 表层气温与 1860CTL 的年平均距平如图 1a 所示, 除加拿大东北部及日本以东洋面外, 小冰期全球大部分地区以降温为主。LIA 的平均温度较之 1860CTL 低  $0.15^\circ\text{C}$  左右。从空间分布来看, 北极地区降温最明显, 幅度在  $1.2\sim 1.5^\circ\text{C}$  左右; 欧亚大陆降温亦很显

著，除南亚和中东地区外，其他大部分地区降温超过  $0.6^{\circ}\text{C}$ ，最大可达  $1.2^{\circ}\text{C}$  以上；澳大利亚北部有小范围降温；非洲和南美大部温度下降不明显；海洋上，赤道中东太平洋以及北大西洋温度下降，但降温幅度较小。总体来说，小冰期温度变化的空间分布特征表现为：北半球降温幅度大于南半球，高纬地区降温幅度大于低纬地区，这与利用 FGOALS\_g1 进行的小冰期瞬变试验的平均场结果基本一致（张洁等，2009）。

为揭示小冰期温度变化的季节差异，图 1b~c 分别给出 DJF（12~2月）和 JJA（6~8月）时期小

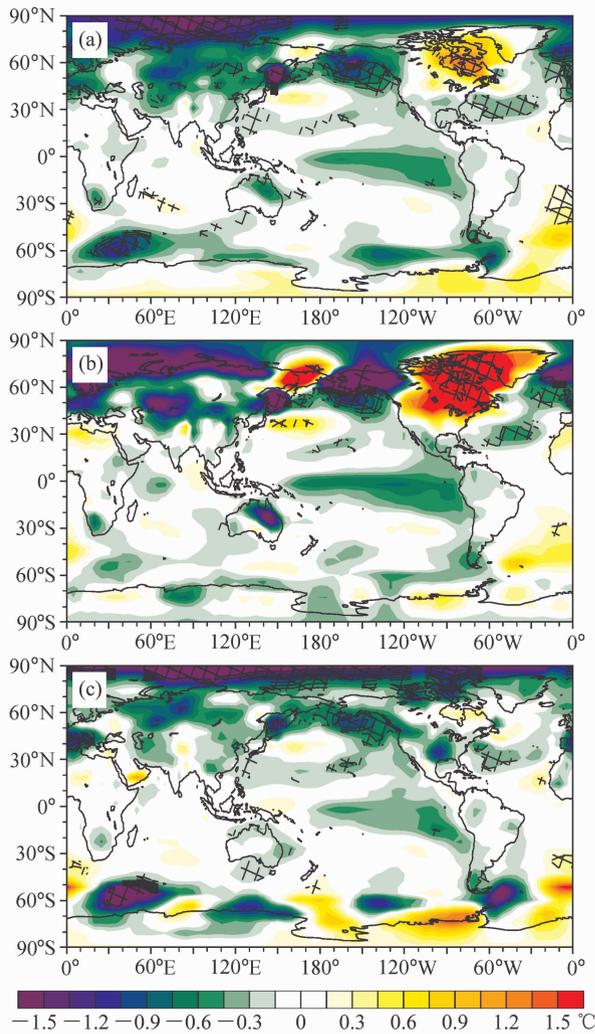


图 1 模拟的 LIA 表层气温相对于 1860CTL 的距平型 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ ): (a) 年平均; (b) DJF; (c) JJA. 网格区通过 5% 显著性检验

Fig. 1 Surface air temperature difference between the Little Ice Age (LIA) run and the 1860 control run (1860CTL) (units:  $^{\circ}\text{C}$ ): (a) Annual mean; (b) DJF (Dec - Feb); (c) JJA (Jun - Aug). The grid zone is statistically significant at the 5% significance level

冰期与 1860CTL 温度差异的空间分布。北半球大部分地区 JJA 降温幅度大于 DJF，其中加拿大东北部 JJA 的冷异常在 DJF 表现为暖异常；南半球 DJF 的降温范围大于 JJA。因此，两半球夏季的降温幅度均大于冬季，这与刘健等（2004）基于全球大气环流模式的结果相一致。模拟结果的上述一致性表明，由太阳辐照度和火山活动共同引起的太阳辐射减少是小冰期气候的主要成因。

### 3.2 小冰期相对于 20 世纪的温度变化特征

小冰期气候与当今（20 世纪）气候的差异是一个众所关注的问题。如图 2 所示，LIA 与 20 世纪暖期相比，全球大部分地区温度偏冷，年平均温度差异为  $-0.6^{\circ}\text{C}$  左右，该结果与 Jones et al. (1998) 和 Esper et al. (2002) 基于热带外树轮资料的重建

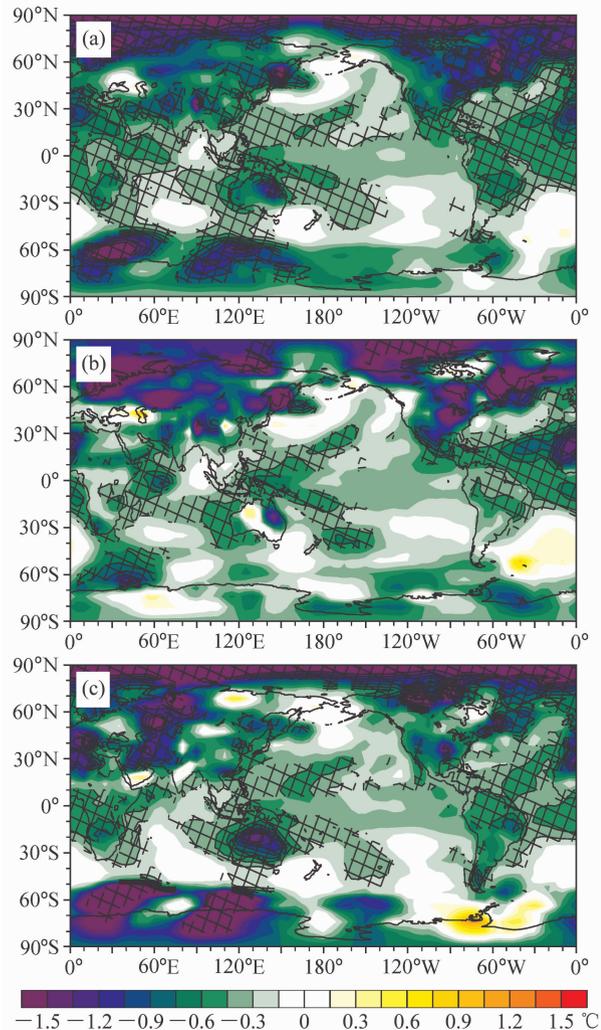


图 2 同图 1，但为 20CW  
Fig. 2 As in Fig. 1, but for the 20th century simulation (20CW)

记录相一致。Jones et al. (1998) 和 Esper et al. (2002) 的重建结果表明 LIA 与 20 世纪的年平均温度差异分别是  $-0.5^{\circ}\text{C}$  和  $-0.7^{\circ}\text{C}$ ；Huang et al. (2000) 基于洞穴沉积物的重建记录同样指出，小冰期与 20 世纪的温度差异为  $-0.7^{\circ}\text{C}$  左右。然而，Mann et al. (1999) 基于多种代用资料建立的北半球温度序列表明（简称 MBH99），LIA 与 20 世纪的年平均温度差异为  $-0.35^{\circ}\text{C}$ ，FGOALS\_gl 的模拟结果较之 MBH99 序列要冷。模拟结果中加拿大东北部、格陵兰、北大西洋北部及欧亚大陆降温最明显，大部分地区降温超过  $1^{\circ}\text{C}$ ，最大可达  $1.5^{\circ}\text{C}$  以上；澳洲北部降温幅度较大，可达  $1^{\circ}\text{C}$ ，非洲和南美地区降温幅度在  $0.5^{\circ}\text{C}$  左右。赤道太平洋、印度洋和大西洋地区温度均下降  $0.4^{\circ}\text{C}$  左右，降温幅度略弱于陆地。因此，相对于 20 世纪，小冰期温度下降是全球现象，就全球（半球）平均情况而言，FGOALS\_gl 模拟的温度变化比 Crowley and Lowery (2000) 基于能量平衡模式的模拟结果（与 MBH99 一致）要冷，原因可能在于 FGOALS\_gl 是一个三维的、耦合的气候系统模式，充分考虑了不同子系统间的相互耦合作用，特别是海冰反馈过程等。

为考查不同季节的小冰期温度变化，图 2b~c 分别给出小冰期与 20 世纪温度差异在 DJF 和 JJA 时期的空间分布。与小冰期相对于 1860CTL 的温度距平型略有不同，小冰期相对于 20 世纪的 DJF 和 JJA 降温幅度，均与年平均结果类似。

为定量比较小冰期的温度变化，表 2 给出全球几个特征气候区域 LIA 相对于 1860CTL 以及相对于 20CW 的温度差异。小冰期全球、北半球及各大洲的温度均下降（北美局部地区例外）。小冰期与 20 世纪的温度差异明显大于小冰期相对于工业革命前的温度变化。

表 2 小冰期全球、北半球及各大洲的温度距平（单位： $^{\circ}\text{C}$ ）  
Table 2 Surface air temperature anomalies ( $^{\circ}\text{C}$ ) of LIA with respect to 1860CTL and 20CW runs

	温度距平					
	全球	北半球	东亚	欧洲	非洲	北美
LIA-1860CTL	$-0.15^*$	$-0.19^*$	$-0.31^*$	$-0.32^*$	$-0.08$	$0.13$
LIA-20CW	$-0.47^*$	$-0.55^*$	$-0.60^*$	$-0.45^*$	$-0.55^*$	$-0.79^*$

注：\* 表示通过 5% 显著性检验。

为了进一步探讨小冰期变冷的原因，我们考查了地表净热通量与表层气温变化的关系（表 3）。注意：这里的地表净热通量 ( $F_A$ ) 由向下的短波辐射 ( $S$ )、长波辐射 ( $L$ )、潜热 ( $F_1$ ) 和感热 ( $F_s$ ) 通量组成： $F_A = S + L + F_1 + F_s$ 。可以看到，海表温度与净热通量的相关性很小，这是由于表层海温变化受平流、上翻等海洋动力过程的影响较大。全球陆地地区年平均地表净热通量与地表温度变化存在显著相关，说明太阳辐射减少是小冰期陆地地区温度下降的重要原因，表层气温的变化在温度变化与地表净热通量相关较差，说明温度变化不单纯由与辐射相关联的热力过程决定，与大气环流异常相联系的冷暖平流等过程，对局地温度变化距平型有重要影响（张洁等，2009）。

表 3 小冰期地表净热通量差异与表面气温异常的空间相关系数

Table 3 Pattern correlation coefficients between net radiation and temperature changes during LIA

	空间相关系数						
	全球 海洋	全球 陆地	欧亚 大陆	北美	非洲	南美 澳洲	
LIA-1860CTL	0.06	$0.38^*$	$0.23$	$0.18$	$0.68^*$	$0.42^*$	$0.50^*$
LIA-20CW	0.16	$0.47^*$	$0.13$	$0.11$	$0.31^*$	$0.32^*$	$0.50^*$

注：\* 表示通过 5% 显著性检验。

### 3.3 小冰期的降水变化

一般来说，气候模式对降水的模拟效果比温度要差，因此，此前关于 20 世纪气候变化的模拟研究主要关注温度和环流（Zhou and Yu, 2006; Li et al., 2008; Zhou et al., 2009a, 2009b）。尽管如此，由于降水变化涉及全球水循环过程，是气候变化研究中为世人所关注的问题，故本文给出 FGOALS\_gl 的初步模拟结果。需要指出的是，由于降水变化 5% 显著水平区域较小，以下关于降水变化的分析使用 10% 显著性检验。LIA 与 1860CTL 全球年平均降水的差异表现出空间不均匀性（图 3a），降水的变化集中在低纬地区，主要表现为赤道中东太平洋降水负异常和赤道中西太平洋降水正异常，以及位于热带印度洋的降水偶极子型（dipole 型）。与降水异常相对应，低纬地区的垂直环流异常表现为 Walker 环流的加强（图略），可见，降水的上述变化主要受 Walker 环流加强的影响。从季节变化看

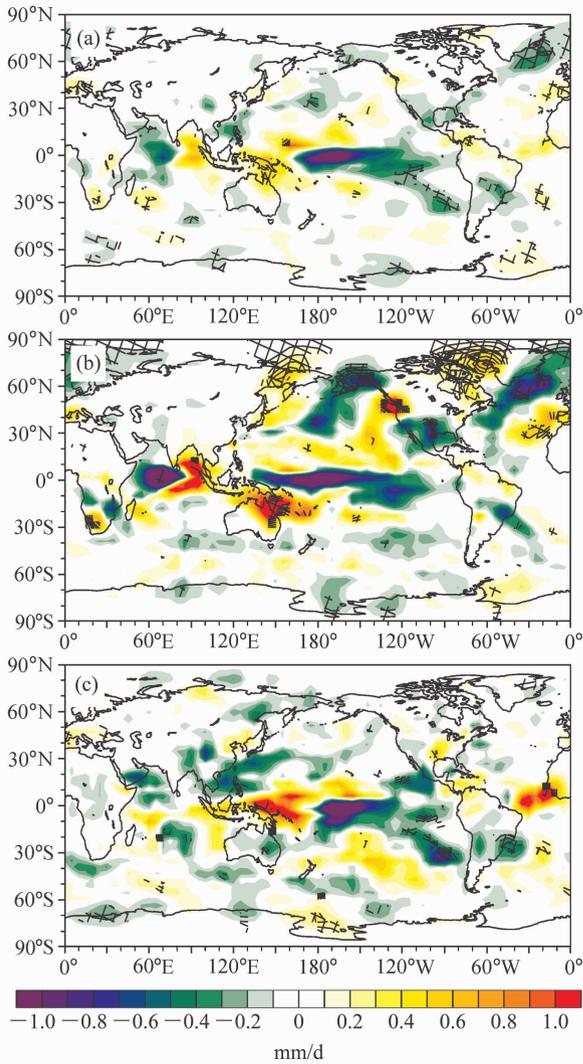


图3 模拟的LIA相对于1860CTL的降水距平型(单位: mm/d): (a) 年平均; (b) DJF; (c) JJA。网格区通过10%显著性检验  
 Fig. 3 Global precipitation difference between LIA and 1860CTL runs (units; mm/d): (a) Annual mean; (b) DJF; (c) JJA. The grid zone is statistically significant at the 10% significance level

(图3b~c), 南半球大部分地区DJF的降水变化幅度大于年平均值, 北半球JJA陆地降水明显减少。总的来说, 年平均降水的变化特征主要受两半球夏季降水的影响。

LIA与20CW年平均降水的差异亦主要集中在低纬地区(图4a), 除热带西印度洋外, LIA较之20CW的年平均降水以负异常为主。此外, LIA时期全球陆地降水较之20CW略有减少。DJF和JJA的降水距平型与年平均相似(图4b~c), 降水的变化集中在热带地区, 热带外地区降水的变化特征主要受两半球夏季的降水型决定。

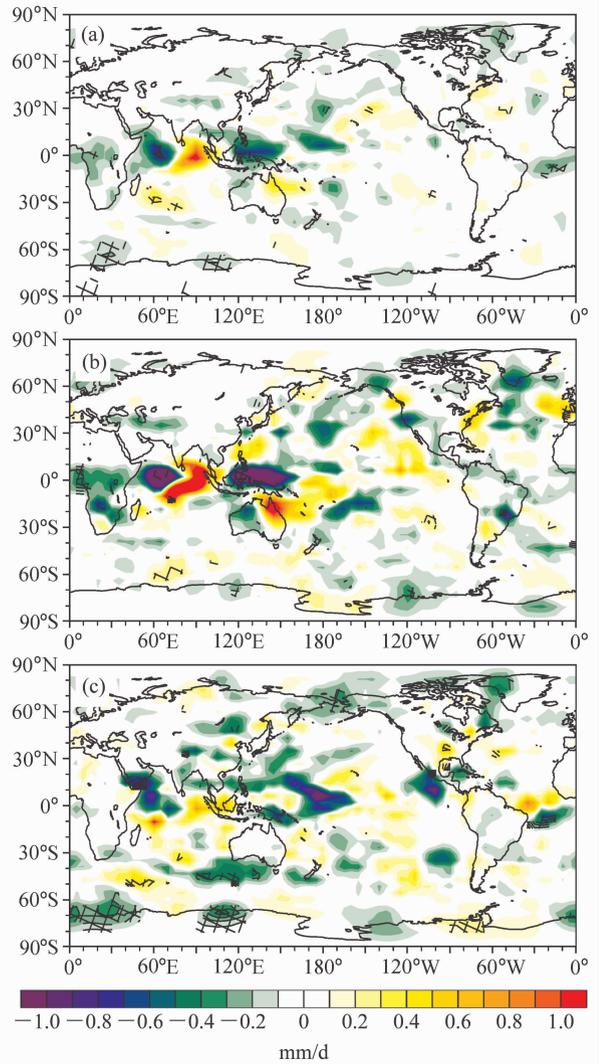


图4 同图3, 但为20CW  
 Fig. 4 As in Fig. 3, but for 20CW

为定量比较降水的变化, 表4给出LIA相对于1860CTL以及相对于20CW的降水差异, 总的来说, 除欧洲和北美外, 小冰期全球、北半球及各大洲的降水均减少。需要指出的是, 由于降水涉及的物理过程比较复杂, 且不确定性较大, 表4中所列数值均未通过10%显著性检验。

表4 小冰期全球、北半球及各大洲的降水距平(单位: mm/d)

	降水距平					
	全球	北半球	东亚	欧洲	非洲	北美
LIA-1860CTL	-0.008	-0.002	-0.024	-0.021	-0.01	-0.043
LIA-20CW	-0.019	-0.033	-0.027	0.009	-0.088	0.027

## 4 东亚地区温度和降水变化的模拟

### 4.1 小冰期相对于工业革命前的温度变化特征

关于中国小冰期气候的研究一致认为, 东部寒冷是其主要特征, 其中 15 世纪后半叶到 16 世纪前半叶、17 世纪及 19 世纪的 3 个冷期, 可以认为是中国小冰期的 3 个冷期 (竺可桢, 1973; 王绍武, 1995; 王绍武和龚道溢, 2000)。对于长期变化趋势而言, 17 世纪和 19 世纪的两个冷期在日本和中国东部较为一致 (王绍武, 1995)。图 5a 给出东亚地区 LIA 与 1860CTL 的年平均温度差异, 东亚地

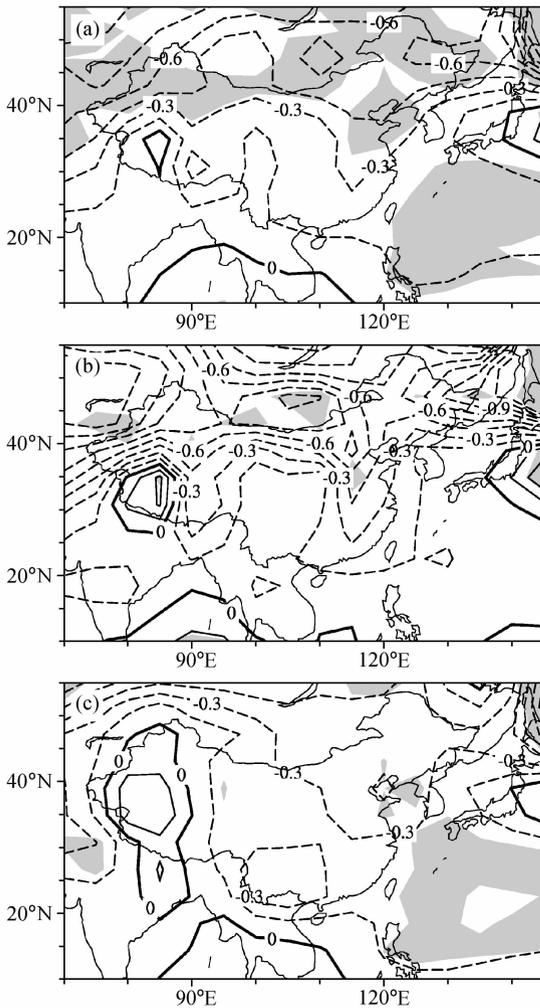


图 5 模拟的东亚地区 LIA 表层气温相对于 1860CTL 的距平型 (单位:  $^{\circ}\text{C}$ ): (a) 年平均; (b) DJF; (c) JJA。等值线间隔:  $0.15^{\circ}\text{C}$ ; 阴影: 通过 5% 显著性检验的区域

Fig. 5 Surface air temperature difference between LIA and 1860CTL runs in East Asia: (a) Annual mean; (b) DJF; (c) JJA. Contour interval is  $0.15^{\circ}\text{C}$ ; the shaded areas are statistically significant at the 5% significance level

区小冰期以降温为主, 年平均温度差异为  $-0.3^{\circ}\text{C}$  左右, 中国东部地区降温幅度均在  $0.3^{\circ}\text{C}$  以上, 最大降温区位于东北。这与刘健等 (2004) 的模拟结果基本一致, 她们模拟的中国地区的降温以华北为中心, 年平均降温幅度介于  $0.2\sim 0.4^{\circ}\text{C}$  之间。

从季节平均看 (图 5b~c), 东亚地区 LIA 较之 1860CTL 冬、夏两季均以降温为主, 其中冬季降温幅度较大,  $30^{\circ}\text{N}$  以北温度下降明显, 大部分地区超过  $0.6^{\circ}\text{C}$ ; 夏季温度下降幅度较小, 介于  $0.1\sim 0.3^{\circ}\text{C}$  之间。基于全球模式 ECHO-G 模拟结果的分析同样表明, 小冰期东亚地区的冬季降温幅度要大于夏季 (陈星等, 2005)。

### 4.2 小冰期相对于 20 世纪的温度变化特征

王绍武 (1995) 指出, 在小冰期期间, 东亚地区出现较强的降温并一直持续到 20 世纪初, 其间最大温度距平可达  $-0.75^{\circ}\text{C}$  以上 (相对于 1880~1979 年平均值)。FGOALS\_g1 模拟的 LIA 与 20CW 的年平均温度差异在东亚地区以降温为主 (图 6a), 大部分地区下降幅度为  $0.6^{\circ}\text{C}$  左右, 青藏高原中部降温明显, 最大可达  $1.2^{\circ}\text{C}$  以上。可见, 本文的模拟结果与上述重建记录较为一致。

关于 LIA 相对于 20CW 温度变化的季节差异, 从图 6b~c 可以看出, 东亚地区东部冬季和夏季降温幅度差别不大, 均介于  $0.3\sim 0.6^{\circ}\text{C}$  之间; 而中国西部冬季降温幅度明显大于夏季。因此对整个东亚地区而言, 冬季降温幅度大于夏季, 这与小冰期相对于 1860CTL 的距平型相一致。

### 4.3 小冰期的降水变化

图 7a 给出东亚地区 LIA 相对于 1860CTL 年平均降水差异, 年平均降水量除中国西南地区及南海有所减少外, 其他地区变化不显著。此前的研究表明, 小冰期中国东部的总体降水变化表现为 15 世纪末至 17 世纪末偏干, 18 世纪初至 19 世纪末转向湿润 (张丕远等, 1994)。与中国东部不同, 利用长江中游和尚洞石笋资料重建的全新世中国西南地区的降水记录表明, 小冰期中国西南地区的年平均降水量偏少 (Hu et al., 2008)。可见, 模拟结果与上述重建资料较为一致。

东亚地区 LIA 与 1860CTL 降水差异的季节特征显著 (图 7b~c), 冬季整个中国地区两时段降水的差异较小; 夏季华北、东北地区降水增加, 长江流域以南降水减少, 幅度在  $0.2\sim 0.4\text{ mm/d}$  之间。

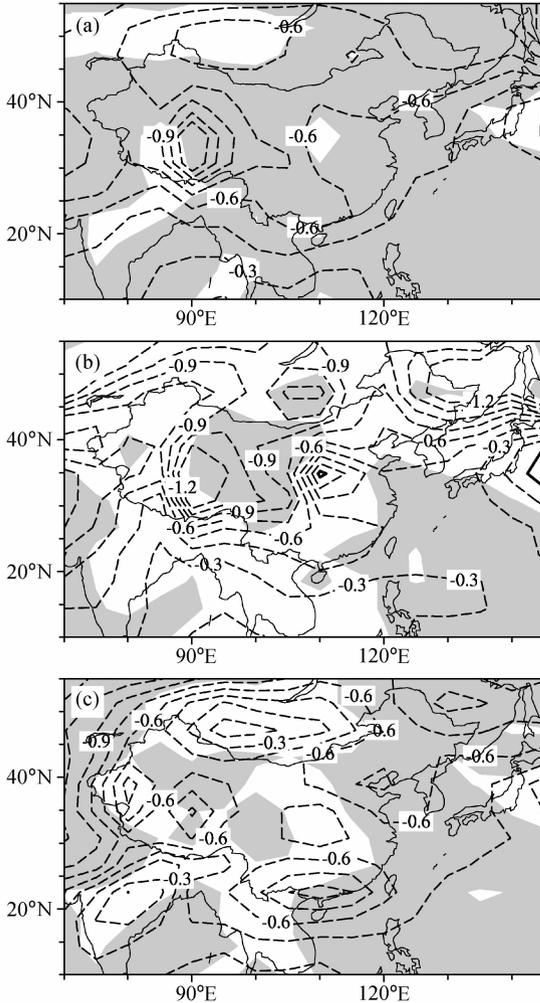


图6 同图5, 但为20CW

Fig. 6 As in Fig. 5, but for 20CW

这与王绍武和董光荣(2002)指出的“小冰期北方降水增加, 而南方及长江多雨频率减少”以及“寒冷时段华北地区降水可能较多”的结果相吻合。

图8a给出东亚地区LIA相对于20CW年平均降水差异。可见, 东亚地区小冰期年降水量在青藏高原及其以东地区较之20CW偏少0.2~0.3 mm/d, 其他地区无明显变化。从不同季节的距平分布看(图8b~c), 冬季东亚陆地降水无显著变化; 夏季中国华北、华南地区降水增加, 长江流域降水减少, 降水型呈华北地区涝、长江流域旱、华南地区涝的“三极型”分布。有趣的是, 上述特征与中国夏季降水EOF第2模态的空间分布相似(Ding et al., 2008)。这是否意味着“三极型”降水异常是东亚气候变率的内部模态, 而小冰期外强迫变化则有

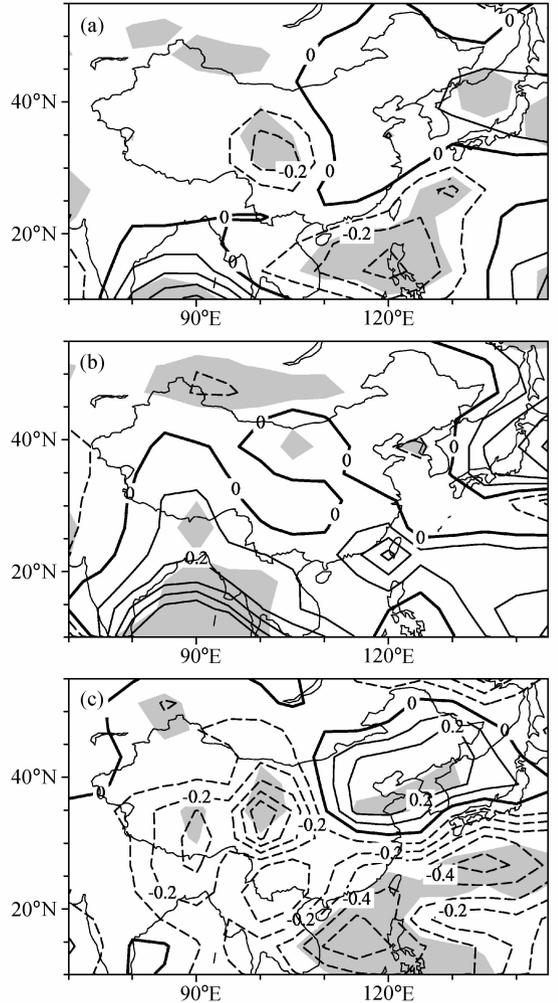


图7 模拟的东亚地区LIA相对于1860CTL的降水距平型(单位: mm/d): (a) 年平均; (b) DJF; (c) JJA。等值线间隔: 0.1 mm/d; 阴影: 通过10%显著性检验的区域。

Fig. 7 Global precipitation difference between LIA and 1860CTL runs in East Asia: (a) Annual mean; (b) DJF; (c) JJA. Contour interval is 0.1 mm/d; the shaded areas are statistically significant at the 10% significance level

助于触发这种异常型的发生? 这是一个在未来研究中值得深入讨论的问题。

值得注意的是, 对于小冰期东亚地区的降水变化, 目前仍存在较大争议, 重建资料本身还存在一定的不确定性(王绍武和董光荣; 2002; Zhang et al., 2008)。此外, 降水的变化并不单纯由海陆热力差异决定, 大气环流的异常对局地降水变化可能有重要影响, 如小冰期西风带扰动加强可能会导致中纬度华北地区降水的增加。因此, 关于小冰期东亚地区降水的变化特征, 仍需进一步验证。

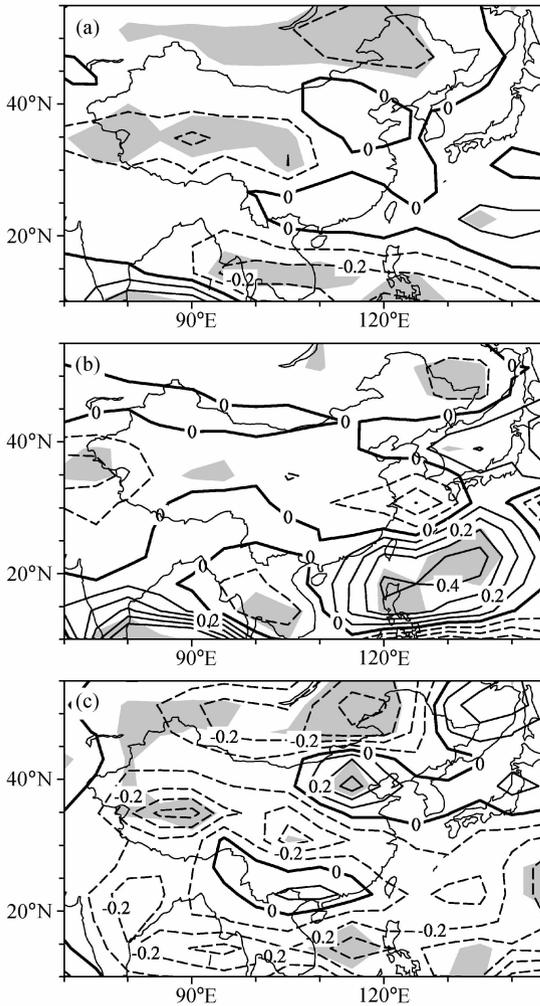


图 8 同图 7, 但为 20CW

Fig. 8 As in Fig. 7, but for 20CW

## 5 结论

本文利用一个全球“海—陆—气—冰”耦合的气候系统模式 FGOALS\_g1, 通过平衡态响应试验, 模拟了小冰期气候, 并通过与工业革命前和 20 世纪气候模拟试验的结果进行比较, 讨论了小冰期气候特征及可能成因, 主要结论如下:

(1) 通过给定小冰期的太阳辐照度变化, 气候系统模式 FGOALS\_g1 能够较为合理地再现重建资料显示的小冰期全球温度变化的主要特征, 表明由太阳活动和火山活动共同引起的太阳辐照度的变化是小冰期气候的主要成因。

(2) 在温度变化上, 小冰期与工业革命前全球平均的年平均温度差异为  $-0.15^{\circ}\text{C}$  左右, 除加拿大东北部外, 全球大部分地区年平均温度分布均以降

温为主。温度变化的空间型整体表现为北半球降温幅度大于南半球, 高纬地区降温幅度大于低纬地区; 季节变化的分析表明, 两半球夏季的降温幅度均大于冬季。东亚地区以降温为主, 年平均温度差异为  $-0.3^{\circ}\text{C}$  左右, 中国东部地区降温幅度在  $0.3^{\circ}\text{C}$  以上, 最大降温区位于东北。

(3) 小冰期与 20 世纪的年平均温度差异更加显著, 全球大部分地区温度偏冷, 年平均温度差异为  $-0.6^{\circ}\text{C}$  左右, 与 Jones et al. (1998) 和 Esper et al. (2002) 的重建结果一致。东亚地区仍以降温为主, 大部分地区降温幅度为  $0.6^{\circ}\text{C}$  左右, 青藏高原中部降温明显, 最大可达  $1.2^{\circ}\text{C}$  以上, 与东亚地区小冰期的重建记录相一致。

(4) 小冰期全球降水的变化主要集中在低纬地区, 表现为赤道中东太平洋降水负异常和赤道中西太平洋降水正异常, 以及位于热带印度洋的降水“dipole 型”。对应的垂直环流异常表现为 Walker 环流的加强。对东亚地区而言, 冬季整个中国降水无显著变化, 小冰期相对于 1860CTL 夏季中国华北、东北地区降水增加, 长江流域以南降水减少; 小冰期相对于 20 世纪夏季中国东部降水呈华北地区涝、长江流域旱、华南地区涝的“三极型”分布。

## 参考文献 (References)

- Bauer E, Claussen M. 2006. Analyzing seasonal temperature trends in forced climate simulations of the past millennium [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33: L02702, doi: 10.1029/2005GL024593.
- Bonan G B, Oleson K W, Vertenstein M, et al. 2002. The land surface climatology of the Community Land Model coupled to the NCAR Community Climate Model [J]. *J. Climate*, 15: 3123–3149.
- Briegleb B P, Bitz C M, Hunke E C, et al. 2004. Scientific description of the sea ice component in the Community Climate System Model: Version Three [R]. NCAR Tech. Note NCARTN-463+STR, 70pp.
- Briffa K R. 2000. Annual climate variability in the Holocene: interpreting the message of ancient trees [J]. *Quat. Sci. Rev.*, 19 (1): 87–105.
- 陈星, 刘健, 王苏民. 2005. 东亚地区小冰期气候的模拟 [J]. *气象科学*, 25 (1): 1–8. Chen X, Liu J, Wang S M. 2005. Climate simulation of little ice age over eastern Asia [J]. *Scientia Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 25 (1): 1–8.
- Collins W D, Hack J J, Boville B A, et al. 2003. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM2) [R]. National

- Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
- Crowley T J, Lowery T S. 2000. How warm was the medieval warm period? [J]. *AMBIO: A Journal of the Human Environment*, 29 (1): 51 - 54.
- Cubasch U, Hegerl G C, Voss R, et al. 1997. Simulation with an O-AGCM of the influence of variations of the solar constant on the global climate [J]. *Climate Dyn.*, 13: 757 - 767.
- Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. 2008. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences [J]. *Int. J. Climatol.*, 28 (9): 1139 - 1161.
- Esper J, Cook E R, Schweingruber F H. 2002. Low-frequency signals in long tree-ring chronologies for reconstructing past temperature variability [J]. *Science*, 295: 2250 - 2253.
- Fischer-Bruns I, Cubasch U, von Storch H, et al. 2002. Modelling the late Maunder Minimum with a 3-dimensional OAGCM [J]. *CLIVAR Exchanges*, No. 25 (Vol. 7, No. 3/4), 59 - 61.
- Hu C Y, Henderson G M, Huang J H, et al. 2008. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 266: 221 - 32.
- Huang S P, Pollack H N, Shen P Y. 2000. Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures [J]. *Nature*, 403: 756 - 758.
- IPCC. 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis* [M]. Solomon S D, Qin M, Manning Z, et al., Eds. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge: Cambridge University Press.
- Jones P D, Briffa K R, Barnett T P, et al. 1998. High resolution palaeoclimatic records for the last millennium; Interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures [J]. *The Holocene*, 8 (4): 455 - 471.
- Jin X Z, Zhang X H, Zhou T J. 1999. Fundamental framework and experiments of the third generation of IAP/LASG world ocean generation circulation model [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 16: 197 - 215.
- 李晓东. 1997. 气候物理学引论 [M]. 北京: 气象出版社, 132 - 140. Li Xiaodong. 1997. *An Introduction to Physics of Climate* (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 132 - 140.
- Li H M, Dai A G, Zhou T J, et al. 2008. Responses of East Asian summer monsoon to historical SST and atmospheric forcing during 1950 - 2000 [J]. *Clim. Dyn.*, 34, doi: 10.1007/s00382-008-0482-7.
- Liu H L, Zhang X H, Li W, et al. 2004. An eddy-permitting oceanic general circulation model and its preliminary evaluations [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21: 675 - 690.
- 刘健, 陈星, 于革, 等. 2003. 小冰期气候变化主控因子的模拟试验 [J]. *湖泊科学*, 15 (4): 297 - 304. Liu J, Chen X, Yu G, et al. 2003. Modeling experiments of the effects of climatic main factors on the climate change of little ice age [J]. *Journal of Lake Sciences* (in Chinese), 15 (4): 297 - 304.
- 刘健, 陈星, 王苏民, 等. 2004. 小冰期气候的模拟 [J]. *自然科学进展*, 14 (4): 462 - 468. Liu J, Chen X, Wang S M, et al. 2004. Palaeoclimate simulation of little ice age [J]. *Progress in Natural Science* (in Chinese), 14 (4): 462 - 468.
- 满文敏, 周天军, 张洁, 等. 2010. 气候系统模式 FGOALS\_gl 模拟的 20 世纪温度变化 [J]. *气象学报*, 待发表. Man W M, Zhou T J, Zhang J, et al. 2010. The 20th century climate simulated by LASG/IAP climate system model FGOALS\_gl [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), in press.
- Manabe S, Stouffer R J. 1988. Two stable equilibria of a coupled ocean - atmosphere model [J]. *J. Climate*, 1: 841 - 866.
- Manabe S, Stouffer R J. 1993. Century-scale effects of increased atmospheric CO<sub>2</sub> on the ocean - atmosphere system [J]. *Nature*, 364: 215 - 218.
- Mann M E, Bradley R S, Hughes M K. 1999. Northern hemisphere temperatures during the past millennium; Inferences, uncertainties, and limitations [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 26 (6): 759 - 762.
- Meehl G A, Washington W M, Wigley T M L, et al. 2003. Solar and greenhouse gas forcing and climate response in the twentieth century [J]. *J. Climate*, 16: 426 - 444.
- Tett S F B, Stott P A, Allen M A, et al. 1999. Causes of twentieth century temperature change near the Earth's surface [J]. *Nature*, 399: 569 - 572.
- 王绍武. 1995. 小冰期气候的研究 [J]. *第四纪研究*, 3: 202 - 212. Wang S W. 1995. Studies on climate of the little ice age [J]. *Quat. Sci.* (in Chinese), 3: 202 - 212.
- 王绍武, 龚道溢. 2000. 全新世几个特征时期的中国气温 [J]. *自然科学进展*, 10 (4): 325 - 332. Wang S W, Gong D Y. 2000. Temperatures during the typical periods of Holocene in China [J]. *Progress in Natural Science* (in Chinese), 10 (4): 325 - 332.
- 王绍武, 董光荣. 2002. 中国西部环境特征及其演变 [M]// 秦大河. 中国西部环境演变评估. 北京: 科学出版社, 43 - 53. Wang S W, Dong G R. 2002. Environment characters and changes in Western China [M]// Qin D H. Evaluation of Environment Changes in Western China (in Chinese). Beijing: Science Press, 43 - 53.
- Wen X Y, Zhou T J, Wang S W, et al. 2007. Performance of a reconfigured atmospheric general circulation model at low resolution [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 24: 712 - 728.
- 张洁, 周天军, 满文敏, 等. 2009. 气候系统模式 FGOALS\_gl 模拟的小冰期气候 [J]. *第四纪研究*, 29 (6): 1125 - 1134. Zhang J, Zhou T J, Man W M, et al. 2009. The transient simulation of Little Ice Age by LASG/IAP climate system model FGOALS\_gl [J]. *Quaternary Science* (in Chinese), 29 (6): 1125 - 1134.
- 张丕远, 王铮, 刘啸雷, 等. 1994. 中国近 2000 年来气候演变的阶段性 [J]. *中国科学 (B 辑)*, 24 (9): 998 - 1008. Zhang P Y, Wang Z, Liu X L, et al. 1994. Climate evolution stage of China

- during the past 2000 years [J]. *Science in China (in Chinese)*, 24 (9): 998–1008.
- Zhang P Z, Cheng H, Edwards R L, et al. 2008. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record [J]. *Science*, 322: 940–942.
- 周天军. 2005. CLIVAR/PAGES 2005–2010 年的工作重点 [J]. *气候变化研究进展*, 1 (1): 40–41. Zhou Tianjun. 2005. CLIVAR/PAGES key research project during 2005–2010 [J]. *Advances in Climate Change Research (in Chinese)*, 1 (1): 40–41.
- Zhou T, Yu R. 2006. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models [J]. *J. Climate*, 19 (22): 5843–5858.
- Zhou T, Wu B, Wen X, et al. 2008. A fast version of LASG/IAP climate system model and its 1000-year control integration [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 25 (4): 655–672.
- Zhou T, Wu B, Wang B. 2009a. How well do Atmospheric General Circulation Models capture the leading modes of the interannual variability of Asian–Australian Monsoon? [J]. *J. Climate*, 22: 1159–1173.
- Zhou T, Yu R, Zhang J. et al. 2009b. Why the western Pacific subtropical high has extended westward since the late 1970s [J]. *J. Climate*, 22: 2199–2215.
- 周天军, 满文敏, 张洁. 2009. 过去千年气候变化的数值模拟研究进展 [J]. *地球科学进展*, 24 (5): 469–476. Zhou T J, Man W M, Zhang J. 2009. Progress in numerical simulations of the climate over the last millennium [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 24 (5): 469–476.
- 竺可桢. 1973. 中国近 5000 年来气候变迁的初步研究 [J]. *中国科学*, 16 (2): 226–256. Zhu Kezhen. 1973. Preliminary study on climate change over last 5000 years in China [J]. *Science in China (in Chinese)*, 16 (2): 226–256.
- Zorita E, von Storch H, Gonzalez–Rouco F J, et al. 2003. Simulation of the climate of the last five centuries [R]. GKSS Report 2003/12. GKSS Research Centre, Geesthacht, Germany.