中国科学: 地球科学 2012 年 第 42 卷 第 9 期: 1414 ~ 1428
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

过去千年中国东部气温变化的数值模拟研究

肖栋[①], 周秀骥[①②*], 赵平[③]

① 中国气象科学研究院, 北京 100081;
② 灾害天气国家重点实验室, 北京 100081;
③ 国家气象信息中心, 北京 100081
* 联系人, E-mail: xjzhou@cams.cma.gov.cn

收稿日期: 2011-05-04; 接受日期: 2011-11-28
国家自然科学基金重大项目(批准号: 40890050)、国家基础研究发展规划项目(编号: 2007CB815901)、国家自然科学青年基金(批准号: 40805036)和中国气象科学研究院基本科研业务费资助

摘要 已有工作对中国过去千年气候做了大量研究, 然而对其成因分析尚比较欠缺. 本文采用中等复杂程度的 UVic 地球系统气候模式模拟了气候强迫因子(太阳辐射、火山灰、太阳轨道、陆表植被变化、温室气体和人为排放的硫酸盐气溶胶)对中国东部地区过去千年气候变化的贡献. 结果表明, 考虑所有气候强迫因子的数值试验可以较好地再现北半球和中国东部地区中世纪暖期、小冰期和 20 世纪暖期这三个特征时期, 与重建的气温在百年尺度上也具有较好的一致性. 模拟结果很好地反映了中国东部气温异常在中世纪暖期和 20 世纪上半叶比全球气温异常偏高, 以及小冰期气温异常比全球偏低的事实. 根据中国东部气温的冷暖程度和气候强迫因子的相对贡献大小, 将过去千年中国东部地区气温分为 8 个阶段: 中世纪暖期 3 个、小冰期 4 个和 20 世纪暖期 1 个, 并揭示了气候强迫因子对这些子阶段维持及其转换的贡献. 结果表明, 中国东部地区中世纪暖期的主要贡献来自于太阳辐射, 火山灰次之; 小冰期各个子阶段的转换过程中, 主要取决于温室气体、火山灰和太阳辐射的相对贡献大小. 温室气体和火山灰的贡献在小冰期的最后两个阶段中分别为最主要的贡献因子. 本文发现了不同自然气候强迫因子之间和不同人为气候强迫因子之间的非线性响应, 太阳轨道变化和火山灰气溶胶强迫的非线性响应与温室气体和陆表植被(或者硫酸盐气溶胶)强迫的非线性响应对中国东部地区 20 世纪末的增温贡献都达到了约 0.2℃, 而自然气候强迫因子和人为气候强迫因子之间不存在明显的非线性响应. 自然气候强迫因子之间和人为气候强迫因子之间的非线性响应对中国东部地区 20 世纪变暖大约分别贡献了 0.09 和 0.18℃, 二者之和约占中国东部地区 20 世纪末增暖的一半, 其余的增温来自于气候强迫因子本身的贡献(即线性响应).

关键词
过去千年
中国东部
气候强迫因子
UVic 模式
非线性响应

2007 年政府间气候变化委员会(IPCC)第四次评估报告[1]指出, 20 世纪后半叶北半球平均温度很可能比近 500 年中任何一个 50 年时段的平均气温都高, 并且可能是近 1300 年中最高的. 该结果引起了国际社会的高度关注. 不过, 地球有史以来就经历着冷暖与干湿交替的自然变化, 也出现过比 20 世纪更为温

英文引用格式: Xiao D, Zhou X J, Zhao P. Numerical simulation study of temperature change over East China in the past millennium. Sci China Earth Sci, 2012, 55: 1504–1517, doi: 10.1007/s11430-012-4422-3

暖的时期. 因此, 人类活动的温室效应是近百年气候变暖的全部原因, 还是自然因子也有重大作用? 这仍然是当前充满争议的前沿科学问题. 认识过去百年气候变化的成因与机制需要放在过去千年气候变化的背景之下[2].

根据观测记录建立的全球平均气温序列仅始于1850 年, 因此, 要向前延伸气温序列, 只能采用代用资料. Mann 等[3,4]首先重建了过去 600 年的北半球气温资料, 后来延伸至 1000 年, 根据其结果作者认为过去千年气温变化在 20 世纪之前缓慢下降, 到 20 世纪突然上升, 类似于一根“曲棍球杆”. 自此, 关于“曲棍球杆”的争论一直在继续. Soon 等[5]认为在 800~1300 AD 存在一个“中世纪暖期”(MWP), 在 1300~1900 AD 存在一个 “小冰期”(LIA). 过去千年气温的变化更像是一根“湿面条”, 而不像“曲棍球杆”. Jones 和 Mann 等[6~8]多次发表了新的重建气温指数, 最近重建的北半球和全球气温资料显示中世纪暖期和小冰期非常明显. 中国的小冰期也十分明显, 而对于有没有中世纪暖期则有过争议, 后来通过重建资料证实中国东部地区存在比较明显的中世纪暖期, 而且比西部偏暖[9].

中国学者对过去千年气温和降水的重建做了大量工作, 王绍武等[10]重建了分辨率为 25 年的全球 30 个站的气温资料, 并对 Mann, Jones, Crowley 和 Briffa 等资料的均一性和可靠性做了系统的评述, 还建立了 10 年分辨率的中国 10 个地区千年的气温序列[11]. Yang 等[12]通过树轮资料、冰芯和文献记录等代用资料建立了中国过去 2000 年的气温资料, 并揭示了中国地区中世纪暖期的存在. Ge 等[13]重建了过去 2000 年长江中下游地区冬半年气温资料. Tan 等[14]重建了北京暖季(5~8 月)过去 2650 年的气温资料, 并发现气温的冷暖交替和中国历史上朝代的更替有很好的一致性. 邵雪梅等[15]建立了过去 2000 多年德令哈地区的降水资料. 姚檀栋等[16]通过古里雅冰芯重建了过去 2000 年的气温资料. 此外, 王绍武等[9,10,17]、初子莹和任国玉[18]、郑景云和王绍武[19]以及周天军等[2]及时介绍了国内外千年气候变化的研究进展, 对于国内千年气候变化研究的开展起到了积极的推动作用.

上述工作对于我们了解中国过去千年气候的特征都起到了重要作用, 然而对过去千年中国地区气候变化的数值模拟和成因分析仍然是比较欠缺的. 王绍武等[10]采用零维能量平衡模式模拟了过去千年气候变化, 反映了主要的低频变化. 刘健等[20,21]采用德国的 ECHO-G 模式模拟了太阳辐射、火山活动和温室气体强迫下过去千年中国地区的气候变化, 揭示了三个特征时期的气候特征及可能成因. 张洁等[22]和满文敏等[23]采用中国科学院大气物理研究所的 FGOALS_g1 模式模拟了小冰期的气候特征, Zhou 和 Yu[24]还采用耦合模式进行了 20 世纪气候的模拟. 目前对于中国地区千年气候变化的模拟研究, 主要是一些片段模拟研究, 还缺乏连续的千年模拟研究, 尤其是单独考虑各类气候强迫因子, 比如说太阳辐射、火山活动、温室气体和太阳轨道等, 以及近来比较关注的陆表植被变化和硫酸盐气溶胶等的强迫作用. 采用各类气候强迫因子单独作用的瞬变试验, 有利于揭示各类不同气候强迫因子对气候变化的贡献. 本文的研究目的就是模拟以上气候强迫因子对过去千年气候的单独和总的贡献, 揭示各类气候强迫因子及其非线性响应对中国过去千年气候变化的贡献大小, 进而揭示不同气候强迫因子的非线性响应(包括自然气候强迫因子之间、人为气候强迫因子之间以及自然和人为气候强迫因子之间的非线性响应)对中国东部气温变化的贡献. 如无说明中国东部地区气温均为(100°~120°E, 20°~45°N)范围内的平均值.

1 模式和资料

在古气候的数值模拟研究中, 通常进行两种试验——平衡态和瞬变强迫试验. 平衡态试验的气候强迫均给定为本时期内的平均值, 瞬变强迫试验则为时变的气候强迫. 平衡态试验的优点在于受气候系统内部变率的影响较小, 不同模式结果便于比较, 且易于给出物理解释[23]. 瞬变强迫试验的优点在于可以揭示气候系统随着气候强迫变化的响应和不同时段气候强迫对气候变化的贡献大小. 为了揭示不同气候强迫因子对中国东部气温变化的贡献大小, 非常有必要进行不同气候强迫因子单独强迫下的瞬变模拟试验.

从研究工具来讲, 要进行各种气候强迫因子单独作用下千年气候的瞬变模拟, 复杂模式需要耗费巨大的计算资源, 而简化模式所考虑的物理过程又过于简单, 不包含气候系统内部变率过程, 且不能给出空间分布[2], 仅适合机理研究. 中等复杂程度的模式不仅能够总体上描述气候系统各个组件之间包括

生物地球化学循环在内的非线性响应[25], 还可以给出变量的空间分布. 本文的研究采用 UVic 模式, 虽然该模式的复杂程度只是中等, 但是其模拟的全球平均气温的平均绝对误差比一些主要的复杂模式模拟的都要小[26].

UVic 模式是加拿大维多利亚大学开发的中等复杂程度的地球系统气候模式, 它耦合了大气、海洋、海冰、陆面和植被等模式[26,27]. 大气为整层积分的能量水汽平衡模式; 海洋采用地球流体动力学实验室(GFDL)的大洋环流模式 MOM2.2(Modular Ocean Model), 共 19 层; 陆面模式采用 MOSES 模式(Met Office Surface Exchange Scheme); 植被模式为英国 Hadley 中心的 TRIFFID 模式(Top-down Representation of Interactive Foliage and Flora Including Dynamics), UVic 模式还耦合了海冰和碳循环模式. 模式水平分辨率为 3.6°×1.8°. 该模式已经被广泛应用到古代、现代和未来气候的研究中[26~29].

在数值模拟试验中采用的气候强迫因子资料如图 1 所示. 从太阳入射辐射的时间序列[30,31]可以看出, 1000~1420 和 1600~2000 年太阳辐射偏强, 1420~1600 年偏弱. 本文采用了 Crowley[32]和 Sato 等[33]的火山灰异常强迫(相对于 1600~1990 年的平均). 附加温室气体强迫(非 CO_2 温室气体)从 1850 年的 0 W m^{-2} 增加到 20 世纪末的 0.8 W m^{-2}. 北半球平均人为排放的硫酸盐气溶胶光学厚度从 1850 年到 20 世纪末从 0 增加到 0.035. CO_2 的资料来源于 Indermühle 等[34], 在 1585 年之前, CO_2 的浓度大致都略高于 280 ppmv(1 ppmv = 1 μL L^{-1}), 在大约 1585~1785 年, CO_2 的浓度低于 280 ppmv, 此后的 200 多年里持续增长, 在 20 世纪末达到 369 ppmv. 本文采用了过去 300 年全球分布的陆表植被变化. 从 Bauer 等[35]采用的纬向平均的资料来看, 在 1500~1700 年间北半球中纬度仅有 0.5×10^6 km^2 的植被发生了变化, 与 1700 年之后的相比小一个量级. 因此, 本文中陆表植被在 1700 年之前取 1700 年的植被分布.

我们将上述气候强迫因子分为两类: 自然(太阳

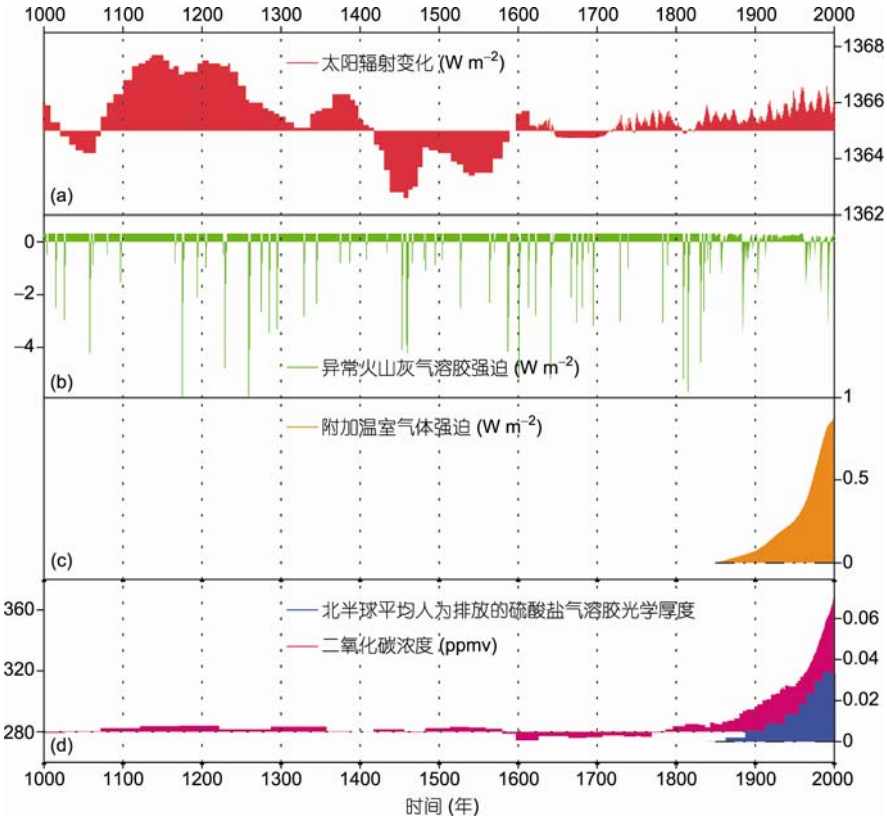


图 1　本文采用的气候强迫因子的时间序列

辐射、火山灰和太阳轨道)和人为强迫因子(温室气体(包括 CO_2 和非 CO_2 温室气体)、人为排放的硫酸盐气溶胶和陆表植被变化). 这里需要指出的是, 在工业化开始之前, CO_2 可以认为是自然因子, 而工业化开始以后(1750 年), CO_2 的人为排放量迅速增加, 被认为是人为因素影响气候最主要的因子. 在本文中, 为了研究方便我们将 CO_2 视为人为气候强迫因子.

本文进行了一组控制试验和数组瞬变试验(表 1). 控制试验是把所有的气候强迫因子固定为公元 1000 年的情景. 瞬变试验包括太阳辐射、异常火山灰、温室气体、太阳轨道、陆表植被变化和人为硫酸盐气溶胶各自的瞬变试验; 所有强迫, 自然和人为气候强迫因子的瞬变试验; 任意两个自然(人为)气候强迫因子的瞬变试验. 下文图注中均采用气候强迫因子的英文简写(参见表 1). 模式积分时段从公元 1000 年开始积分至 1999 年, 文中采用年平均资料进行比较.

气候强迫因子对中国东部气候变化的贡献是指本气候强迫因子瞬变试验的中国东部气温减去控制试验的中国东部气温. 两个(多个)气候强迫因子之间的非线性响应是指两个(多个)气候强迫因子共同作用下的贡献减去单独气候强迫因子的贡献之和. 本文所指的气候强迫因子的贡献和非线性响应都是针对中国东部气温而言的.

2 UVic 模式对北半球和中国东部气温的模拟能力

2.1 UVic 模式模拟的北半球气温与重建资料的对比分析

图 2 中给出了 UVic 模式考虑所有气候强迫因子模拟的北半球 11 年滑动平均的表面气温(红线). 其大致在 1000~1430 年呈现为一个暖期, 在 1430~1900

表 1 模式试验列表 a)

试验名称	起始时间(年)	气候强迫因子的取值						
		太阳辐射	太阳轨道	异常火山灰	陆表植被	CO_2	附加温室气体	硫酸盐气溶胶
控制试验(Equ)	1000~1999	1366 W m^{-2}	1000 年的轨道参数	0.31 W m^{-2}	1700 年的植被分布	280 ppmv	0	0
所有气候强迫因子(All)	1000~1999	瞬变	瞬变	瞬变	瞬变	瞬变	瞬变	瞬变
太阳辐射强迫(Solar)	1000~1999	瞬变	–	–	–	–	–	–
太阳轨道强迫(Orbit)	1000~1999	–	瞬变	–	–	–	–	–
异常火山灰强迫(Volcano)	1000~1999	–	–	瞬变	–	–	–	–
陆表植被变化强迫(LCC)	1000~1999	–	–	–	瞬变	–	–	–
温室气体强迫(GG)	1000~1999	–	–	–	–	瞬变	瞬变	–
二氧化碳(CO_2)	1000~1999	–	–	–	–	瞬变	–	–
附加温室气体强迫(Agg)	1000~1999	–	–	–	–	–	瞬变	–
硫酸盐气溶胶强迫(Sulfate)	1000~1999	–	–	–	–	–	–	瞬变
自然气候强迫因子(Nat)	1000~1999	瞬变	瞬变	瞬变	–	–	–	–
人为气候强迫因子(Anth)	1000~1999	–	–	–	瞬变	瞬变	瞬变	瞬变
Solar+Orbit	1000~1999	瞬变	瞬变	–	–	–	–	–
Orbit+Volcano	1000~1999	–	瞬变	瞬变	–	–	–	–
Volcano+Solar	1000~1999	瞬变	–	瞬变	–	–	–	–
GG+LCC	1000~1999	–	–	–	瞬变	瞬变	瞬变	–
LCC+Sulfate	1000~1999	–	–	–	瞬变	–	–	瞬变
Sulfate+GG	1000~1999	–	–	–	–	瞬变	瞬变	瞬变
CO_2+LCC	1000~1999	–	–	–	瞬变	瞬变	–	–
CO_2+Sulfate	1000~1999	–	–	–	–	瞬变	–	瞬变
Agg+LCC	1000~1999	–	–	–	瞬变	–	瞬变	–
Agg+Sulfate	1000~1999	–	–	–	–	–	瞬变	瞬变

a) 控制试验的气候强迫因子均固定为公元 1000 年时的气候强迫值, 由于 1700 年之前陆表植被变化比其之后的变化小一个量级[34], 因此, 控制试验的初始值和瞬变试验 1700 年之前均采用公元 1700 年的陆表植被分布; "–"表示不考虑此气候强迫因子, "瞬变"表示考虑此气候强迫因子并且其随时间变化; 试验名称后的括号表示该试验的英文简称

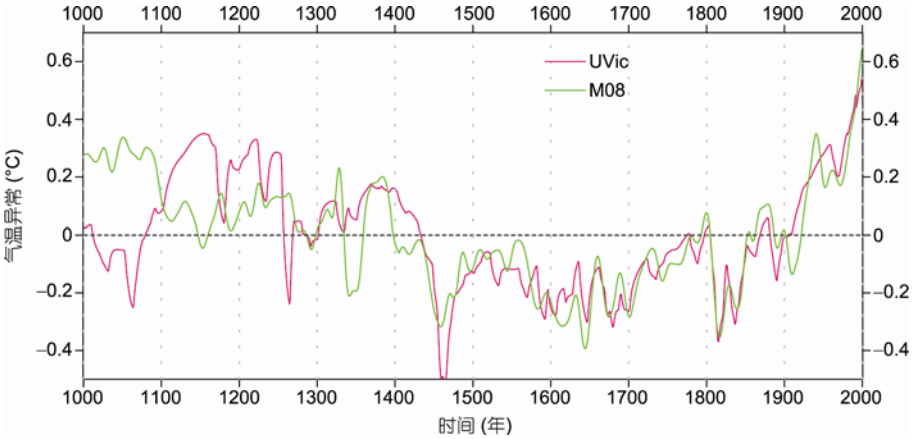


图 2　Uvic 模式模拟的北半球气温(Uvic)与 Mann 等[8]的重建资料(M08)的比较

二者均为相对于自身千年平均的异常序列

年呈现一个冷期, 即分别为中世纪暖期和小冰期, 从 1900 年至今为 20 世纪暖期. 可见, UVic 模式可以成功地模拟出过去千年中北半球气温变化的三个特征时期: 中世纪暖期、小冰期和 20 世纪暖期.

我们将本文模拟的北半球表面气温(UVic)与重建资料和 Mann 等[8]在 2008 年重新修正过的北半球气温异常资料(M08)进行比较. 在中世纪暖期, UVic 与 M08 在 1180 年之前呈现相反的变化趋势, 在 1180~1260 年, UVic 偏暖的程度要高于 M08, 大约偏暖 0.2℃左右, 但二者的变化趋势是一致的. 在 1260~1430 年, UVic 和 M08 偏暖的程度大体相当. 在小冰期, UVic 模拟的北半球表面气温和 M08 的强度和变化趋势具有很好的一致性. 在 20 世纪暖期, UVic 与 M08 增温幅度和趋势都是一致的, 增温均达到了约 0.6℃.

在 1000~1999 年, UVic 模拟结果与 M08 北半球资料的相关系数为 0.6, 达到了 99.9%的置信度. 如前所述, 1180 年之前, M08 和 UVic 的结果存在相反变化趋势. 在 1181~1999 年二者的原始序列和 11 年滑动平均的相关系数分别为 0.76 和 0.85(表 2). 对于经过滤波的时间序列, 其自由度会降低, 1181~1999 年 11 年滑动后的时间序列的有效自由度变为 31[36], 仍然达到了 99.9%的置信度. 可见, 本文的模拟结果与 Mann 最新重建的北半球气温异常资料在 1180 年以后的时段一致性很高. 总体而言, UVic 模拟的北半球气温可以较好地再现过去千年气候变化的三个特征时期, 以及这些特征时期内百年尺度的气候变化.

表 2　UVic 模式模拟的北半球气温与重建资料不同时段的相关系数 a)

相关系数	M08		
	1000~1850	1000~1999	1181~1999
UVic	0.51	0.60	0.76
UVic11	0.57	0.65	0.85

a) UVic 和 UVic11 代表本文中模拟的表面气温及其 11 a 滑动平均后的结果, 所有相关系数均达到了 0.001 的置信度检验

2.2　UVic 模式模拟的中国东部气温和重建资料的对比分析

图 3(a)为 Ge 等[13]重建的中国东部冬季气温, 在 1000~1125, 1200~1290 和 1980 年之后时段中国冬季气温是偏暖的, 其余时段大致正常或者偏冷. 图 3(b)为王绍武等[11]重建的过去千年中国东部的年平均气温资料, 可以看出中国东部气温的中世纪暖期大约位于 1030~1430 年之间, 大概呈现三段阶梯式分布, 温度逐渐降低, 三个时段大致分为 1030~1150, 1160~1280 和 1290~1420 年, 小冰期大约为 1430~1910 年, 20 世纪暖期始于 1920 年. Yang 等[12](图 3(c))重建的中国全国气温在 1000~1410 年是偏暖的, 1000~1100 年比 1100~1410 年要暖, 小冰期大致为 1420~1930 年, 之后为 20 世纪暖期. 小冰期可以比较明显地分为两段, 1420~1720 和 1730~1930 年, 前一时段偏冷 0.5℃以上, 后一时段则接近正常. 图 3(d)为 Tan 等[14]重建的北京暖季(5~8 月)气温, 北京暖季的中世纪暖期持续时间从 1000~1450 年, 小冰期持续时间较短, 大约从 1450~

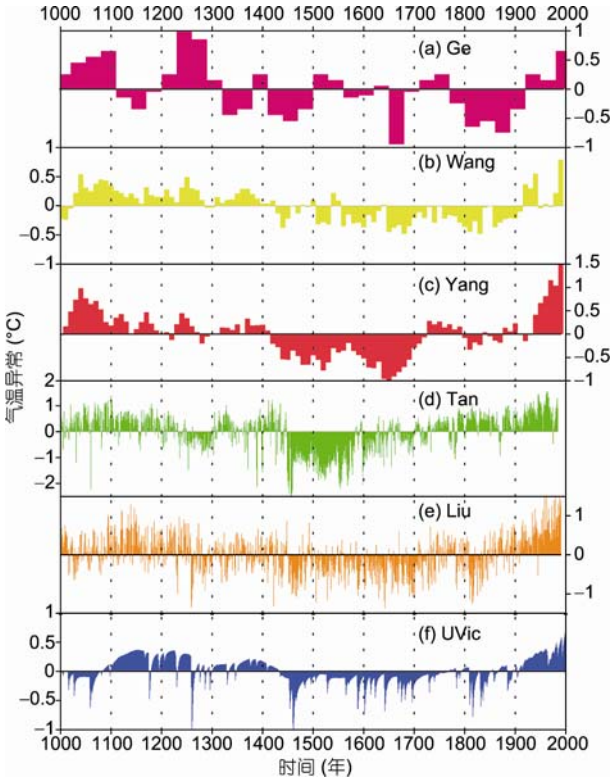


图 3　UVic 模式模拟中国东部过去千年表面气温与重建资料的对比

(a) Ge 等[13]的中国东部冬季气温; (b) 王绍武等[11]重建的中国东部气温; (c) Yang 等[12]重建的中国气温; (d) Tan 等[14]重建的北京暖季(5~8 月)气温; (e) 刘健等[21]模拟的中国东部年平均气温; (f) Uvic 模拟的中国东部年平均气温; 以上资料均为相对于自身千年平均的异常序列

1700 年, 之后持续偏暖. 刘健等[21]采用 ECHO-G 模式模拟的中国东部年平均气温(图 3(e))的中世纪暖期大致为 1000~1450 年, 小冰期大约位于 1450~1850 年, 20 世纪暖期大约为 1850 年至今, 20 世纪末增暖的幅度达到了 1.5℃, 比实际观测值要大. 图 3(f)为 UVic 模式模拟的中国东部气温, 中世纪暖期大约位于 1000~1430 年, 小冰期大约位于 1430~1900 年, 1900 年至今为 20 世纪暖期.

比较上述几个重建的中国气温可以看出, 无论是夏季、冬季还是年平均气温中国东部地区都存在明显的中世纪暖期和小冰期, 但是持续时间有所不同, 夏季的小冰期偏短(1430~1700 年), 冬季的小冰期较长(1320~1920 年). 中国东部冬季(图 3(a))和夏季(图 3(d))气温的相关几乎为零(表 3), 和年平均气温的相关亦不显著. UVic 模式模拟的中国东部年平均气温与杨保等重建的全国平均气温(图 3(c))和王绍武等重建的中国东部气温(图 3(b))的变化趋势最为一致, 且中世纪暖期结束时间(这里暂不讨论公元 1000 年以前中世纪暖期的开始时间)、小冰期和 20 世纪暖期的起始时间与二者大体是一致的. UVic 模拟结果与王绍武等[11]和 Yang 等[12]的重建资料的相关系数分别为 0.5 和 0.52(表 3), 刘健等采用 ECHO-G 模式模拟的中国东部年平均气温与二者的相关系数也分别达到了 0.48 和 0.67. 虽然刘健等[21]模拟的中国东部年平均气温与杨保等[21]重建的全中国气温相关达到了 0.67, 但与(王绍武等[11]重建的)中国东部气温相关最高的还是 UVic 模式的模拟结果. 可见, UVic 模式可以较好地模拟中国东部地区的气温变化.

从上面的比较可以看出, 无论是对北半球还是中国地区, UVic 模式都可以很好地描述其主要的低频变化, 甚至在百年尺度上都有较好的一致性. UVic 模式模拟的北半球气温与 Mann 等[8]2008 年重建的北半球气温 11 年滑动后的相关系数达到了 0.85. UVic 模式模拟的中国东部气温与王绍武等重建的中国东部气温(10 年分辨率)的相关系数达到了 0.5, 通过了 99.9%的置信检验. 因此, 采用 UVic 模式来研究北半球和中国东部地区过去千年气候, 乃至百年尺度的

表 3　中国东部重建和模拟气温资料之间的相关系数 a)

相关系数	Wang	Tan	Ge	Yang	Liu	UVic
	1000~1990, 10, 100	1000~1985, 1, 986	1005~1995, 30, 33	1000~2000, 10, 101	1000~1990, 1, 991	1000~1999, 1, 1000
Wang		0.3	0.3	0.64	0.48	0.5
Tan			0.04	0.63	0.38	0.38
Ge				0.31	0.36	–0.15
Yang					0.67	0.52
Liu						0.61

a) 第二行数字依次代表资料时段、分辨率(单位: a)和样本数, 相关系数是将分辨率较高的资料插值到较低分辨率的资料上后求得的; 除了 Wang 和 Tan 的相关系数达到了 0.01 的置信度外, 其余阴影区均达到了 0.001 的置信度, 非阴影区均达不到 95%置信度

气候变化均是可行的.

3 中国东部地区气温变化的空间分布及其与全球气温的关系

要了解中国东部气温的空间分布特征及其独特性就有必要将其放在全球的背景下来看, 图 4 为中世纪暖期、小冰期和 20 世纪暖期后半叶的平均表面气温的相互差异. 中世纪暖期典型时段(1100~1260 年)和小冰期典型时段(1600~1700 年)相比, 除了在德雷克海峡东面的威德尔海偏冷外, 其余地区都显著偏暖, 30°S 以北偏暖 0.3℃以上, 北极地区偏暖 0.5℃以上. 中国东部偏暖约 0.45℃, 中国西部地区偏暖约 0.4℃, 略低于中国东部地区, 这与中国东部在中世纪暖期比西部偏暖的事实[11]是一致的, 只是模式模拟的偏暖程度较小. 20 世纪暖期的后 50 年与小冰期(1600~1700 年)的差异(图 4(b))主要体现在全球整体偏暖, 热带尤其是暖池地区偏暖最为明显, 最高偏暖 0.8℃; 其次为北极地区, 偏暖 0.6℃以上; 中国地区的增温幅度大约为 0.5~0.65℃, 南方比北方大; 欧洲大陆偏暖幅度偏小, 大概在 0.4℃左右. 和中世纪暖期相比, 20 世纪暖期在南极和热带偏暖, 南极偏暖最大, 其次为暖池地区; 在东欧至乌拉尔山以西地区偏冷约 0.05℃, 但并不显著(图 4(c)). Clowley 和 Lowery[37]指出欧洲一些站点重建的气温在中世纪暖期比 20 世纪暖期要暖, Mann 等[38]比较了中世纪暖期与 20 世纪后期重建地表气温的空间差异, 结果表明在北大西洋、欧亚大陆北部、北太平洋和北美部分地区的中世纪暖期比 20 世纪暖期偏暖. 可见, 本文对欧洲地区的模拟结果存在一定的合理性, 对于欧洲的中世纪暖期和 20 世纪暖期冷暖程度的差异仍需要进一步研究.

以本文中小冰期的最冷时段(1600~1700 年)作为基准, 图 4(d)给出了纬平均气温异常随时间的演变. 1000~1450 年整体偏暖, 1100~1260 年的偏暖程度最大达到了 0.6℃, 偏暖主要分布在 30°S 以北地区. 1260~1430 年偏暖的程度略低于 1100~1260 年, 偏暖的幅度在 0.1~0.5℃之间. 小冰期 1430~1900 年全球均偏冷, 其中 1460 年左右最冷, 1600~1700 和 1800~1850 年较冷. 在 20 世纪暖期, 1900 年以后全球持续增温, 热带的增温幅度到 20 世纪末比基准时段升高了 1℃以上, 北极地区升高了 0.8℃以上, 南极升高了 0.6℃以上. 通过以上分析可以看出, 中世纪暖期增暖主要分布在 30°S 以北, 小冰期大致呈现为全球偏冷, 20 世纪暖期呈现为热带和南、北极增温的特征.

在上述三个特征时期中, 中国东部气温变化的幅度和北半球或者全球气温变化幅度有什么样的关系呢? 比较王绍武等[11](图 3(b))和 Mann 等[8](图 2)重建的北半球气温异常资料可以发现, 中国东部气温异常在中世纪暖期最高达到约 0.5℃, 而北半球的最大约为 0.3℃, 可见中国东部气温偏暖的程度比北半球的中世纪暖期的偏暖程度要大. Mann 等[8]重建的北半球气温异常在小冰期平均约为 0.2℃, 而王绍武等[11]重建的中国东部气温异常在小冰期平均约为 0.3℃, 比北半球小冰期的偏冷程度要大. 全球气温异常与中国东部气温异常和北半球气温异常与中国东部气温异常的对比结果是类似的. 现代观测资料分析表明, 中国东部气温异常比全球和北半球气温异常在 20 世纪上半叶要高[39]. 因此, 中国东部地区气温异常在中世纪暖期和 20 世纪上半叶比全球和北半球的偏高, 在小冰期偏低. 从图 5 可以看出, UVic 模式模拟的中国东部气温异常比全球的在中世纪暖期偏暖约 0.05~0.1 ℃(蓝线), 在小冰期比全球气温偏低约 0.05℃, 在 1910~1960 年中国东部地区的气温异常高于全球的异常, 在之后低于全球温度异常. 因此, 相对于北半球和全球气温异常, 本文的模拟结果可以反映中世纪暖期中国东部气温异常偏高, 小冰期中国东部气温异常偏低和 20 世纪上半叶中国东部气温异常偏高的现象.

4 不同气候强迫因子对过去千年中国东部气温变化的贡献

为了更加清楚地表明不同气候阶段可能的成因, 我们根据过去千年气候的冷暖程度, 把中国东部地区气温变化划分为不同阶段, 并分析不同气候强迫因子对这些子阶段的贡献. 图 6 为不同气候强迫因子的瞬变试验减去控制试验之差, 表明各种气候强迫因子对中国东部气温变化的贡献. 图中红线为所有气候强迫因子对中国东部气温贡献, 可以看出, 考虑了所有气候强迫因子的模拟可以成功再现中国东部地区的中世纪暖期、小冰期和 20 世纪暖期. 中世纪暖期大约为(1000~1430 年)(本文暂不考虑公元 1000 年之前中世纪暖期的持续时间), 小冰期约为 1431~1900 年, 20 世纪暖期为 1901 年至今.

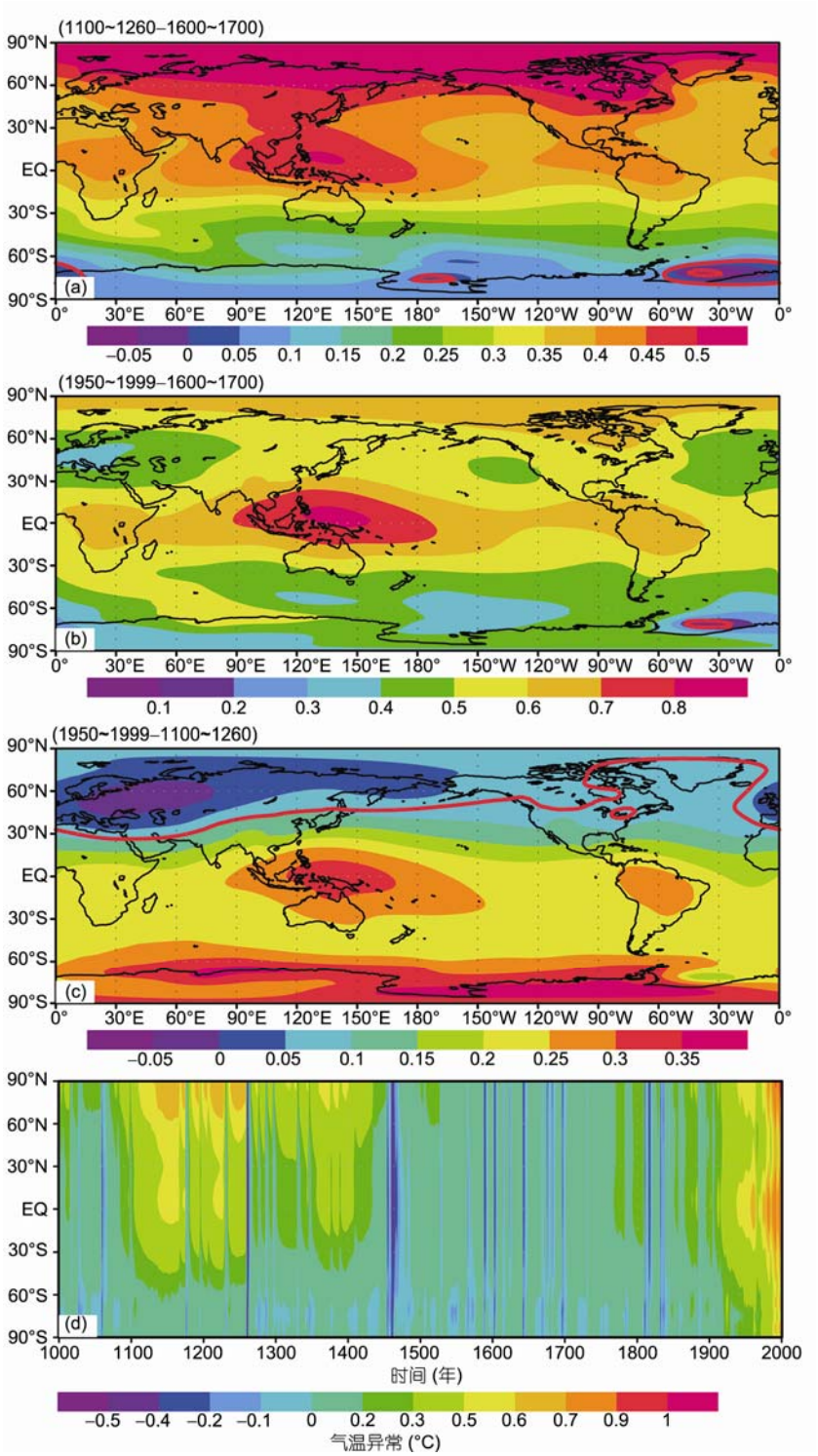


图 4　小冰期和中世纪暖期的平均表面气温之差(a)、20 世纪后半叶与小冰期的平均表面气温之差(b)、20 世纪暖期与中世纪暖期之差(c)和纬向平均气温异常的时间剖面图(d)

纬向平均气温异常是指经度范围 0°~360°E 的纬向平均气温相对于经度范围为 0°~360°E, 时段为 1600~1700 年的纬向平均气温的异常; 在(a)~(c)中, 红实线之外的区域通过了 0.001 的置信度, 之内的区域不显著; 不显著的地区位于南极洲威德尔海((a)和(b))、罗斯海(a)和北半球中高纬地区(c); 中世纪暖期、小冰期和 20 世纪暖期所选取的典型时段在各自的图片左上方

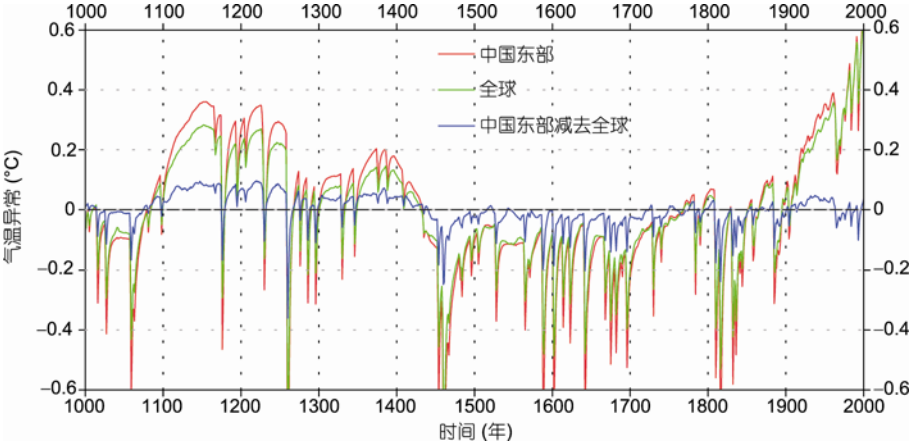


图 5　Uvic 模式模拟的中国东部和全球气温异常序列及两者的差异

红线和绿线分别为中国东部和全球气温相对于自身千年平均的异常序列, 蓝线为中国东部与全球气温异常之差

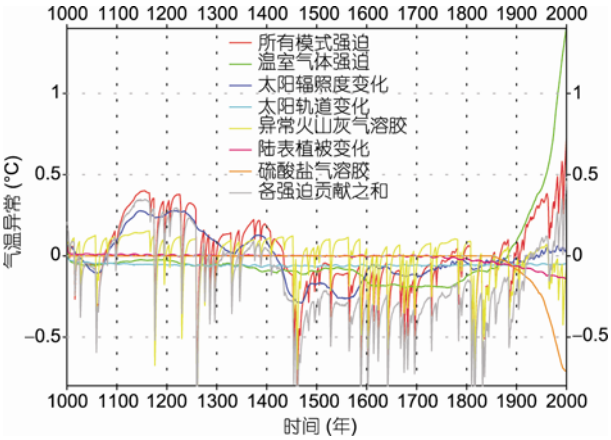


图 6　气候强迫因子对中国东部表面气温变化的贡献

气候强迫因子包括温室气体(CO_2和附加温室气体)、太阳入射辐射变化、太阳轨道变化、异常火山灰气溶胶、陆表植被变化、人为排放的硫酸盐气溶胶和所有气候强迫因子, 灰色表示气候强迫因子的单独贡献之和

中国东部地区的中世纪暖期(Medieval warm period, M)可以划分为三个阶段(表 4), 第一阶段(M1)约为 1000~1080 年, 主要特征是气温正常略偏低, 主要是太阳辐射(蓝线)和火山灰(黄线)的降温贡献所致. 第二(M2)和第三阶段(M3)分别约为 1081~1260 和 1261~1430 年, M2 的最主要特征是明显暖于 M3. 这两个时段和太阳辐射变化的两个时段(蓝色)是相对应的(图 6), 可见太阳辐射变化是中世纪暖期的主要成因, 而且中世纪暖期的三个阶段之间的跃变都是由于太阳辐射变化引起的. 从图 6 可以看出, 从中世纪暖期到小冰期的跃变也是由于太阳辐射的贡献大约在 1430 年急剧减少所致.

中国东部地区的小冰期(Little ice age, L)可以划分为 4 个阶段(表 4): 第一阶段(L1)约为 1431~1585 年, 这一时段的主要特征是太阳辐射的贡献减弱, 太阳辐射变化的贡献(蓝线)从中世纪暖期 M3 阶段的 0.1℃到小冰期 L1 阶段的–0.2℃. 第二(L2)和第三阶段(L3)分别为 1586~1700 和 1701~1800 年. 从 L1 到 L2 转变的主要气候强迫因子是太阳辐射、CO_2 和火

表 4　过去千年中国东部气温变化不同阶段的主要、次要和转变因子 a)

千年气温		主要因子	次要因子	转变因子
中世纪暖期	M1(1000~1080)	太阳辐射	火山灰	
	M2(1081~1260)	太阳辐射	火山灰	太阳辐射
	M3(1261~1430)	太阳辐射	火山灰	太阳辐射
小冰期	L1(1431~1585)	太阳辐射	火山灰	太阳辐射
	L2(1586~1700)	火山灰和温室气体	–	太阳辐射、温室气体和火山灰
	L3(1701~1800)	温室气体	–	火山灰
	L4(1801~1900)	火山灰	–	温室气体
20 世纪暖期	W1(1901 年至今)	温室气体和硫酸盐气溶胶	植被和太阳辐射	温室气体和硫酸盐气溶胶

a) 主要因子表示对当前阶段贡献最大的气候强迫因子; 次要因子表示对当前阶段贡献居于次位的气候强迫因子; 转变因子表示从上一阶段转变到本阶段发生变化的气候强迫因子; –表示对当前阶段的贡献主要都来自于主要因子, 其他气候强迫因子贡献都较小

山灰, 从图 6 可以看出, 太阳辐射的降温贡献(蓝线)减小, 火山灰(黄线)和 CO_2(绿线)相对于控制试验的增温贡献减小. L2 阶段比 L1 和 L3 的气温都偏低, L2 和 L3 的相同之处为太阳辐射的降温贡献均较小, CO_2 强迫的贡献为负且较明显, 达到了约 0.15℃; 与 L2 不同的是 L3 时段火山爆发的频率较低, L2 阶段火山灰的贡献达到了约–0.2℃, 而 L3 时段的贡献大致为零. 第四个阶段(L4)为 1801~1900 年, 温度先低后高最主要的原因为火山灰异常强迫前期贡献为负, 后期为正, 其他气候强迫因子的贡献均很小.

在中国东部地区的 20 世纪暖期(1901 年至今), 太阳辐射、太阳轨道和陆表植被变化的贡献均较小, 太阳轨道和陆表植被为弱的降温贡献, 太阳辐射为弱的增温贡献(图 6). 最主要的是温室气体的增温效应达到了 1.0℃和硫酸盐的降温效应达到了 0.4℃. 20 世纪增暖的幅度约为 0.6℃, 大约是温室气体和硫酸盐气溶胶的效应之和, 并且和实际观测的增暖幅度是一致的. 由此可知, 温室气体和硫酸盐气溶胶可能是 20 世纪暖期的主要成因, 硫酸盐气溶胶对于抑制 20 世纪气候变暖的幅度具有重要作用.

5　不同气候强迫因子之间的非线性响应对过去千年中国东部气温变化的贡献

比较图 6 中所有气候强迫因子(红线)和单个气候因子对中国东部气温变化的贡献之和(灰线), 可以发现, 后者几乎在过去千年中都低于前者, 这说明不同的气候强迫因子在气候系统内部可能存在非线性响应, 而且对于 20 世纪暖期是增温效应. 那么这种增温效应是源于自然气候强迫因子之间的, 还是人为气候强迫因子之间的非线性响应呢? 或者是自然和人为气候强迫因子之间的非线性响应?

我们将气候强迫因子分为两类来研究它们对中国东部地区气温变化的贡献. 从图 7 可以看出, 全部气候强迫因子对中国东部气温的贡献(红线), 在 1600 年以前和 1800 年以后均高于自然气候强迫因子的贡献(蓝线), 而在其间低于自然气候强迫因子的贡献. 全部减去自然气候强迫因子的贡献(灰线)和人为气候强迫因子的贡献(绿虚线)几乎重合. 也就是说, 在 UVic 模式的水汽能量平衡的大气模式中, 自然和人为气候强迫因子之间可能不存在非线性响应. 前文揭示了在所有气候强迫因子作用于气候系统时存在非线性响应. 综合以上两种现象, 说明不同自然气候强迫因子之间的或者不同人为强迫因子之间的非线性响应对中国东部气温有贡献.

从图 8(a)可以看出, 所有自然气候强迫因子的贡献(红线)比单个自然气候强迫因子的贡献之和(淡蓝线)在 1280 之后要高, 即自然气候强迫因子之间的非线性响应(蓝线)在 1280 之后为正, 到 20 世纪末约为 0.09℃. 同样地, 人为气候强迫因子之间的非线性响应(橙色)到 20 世纪末约为 0.18℃(图 8(b)). 因此, 自然气候强迫因子之间的非线性响应和人为气候强迫因子之间的非线性响应对中国东部气温的增暖都有贡献.

中国东部气温到 20 世纪末增暖的 0.6℃中, 大约 0.18℃的增温是源于人为气候强迫因子之间的非线

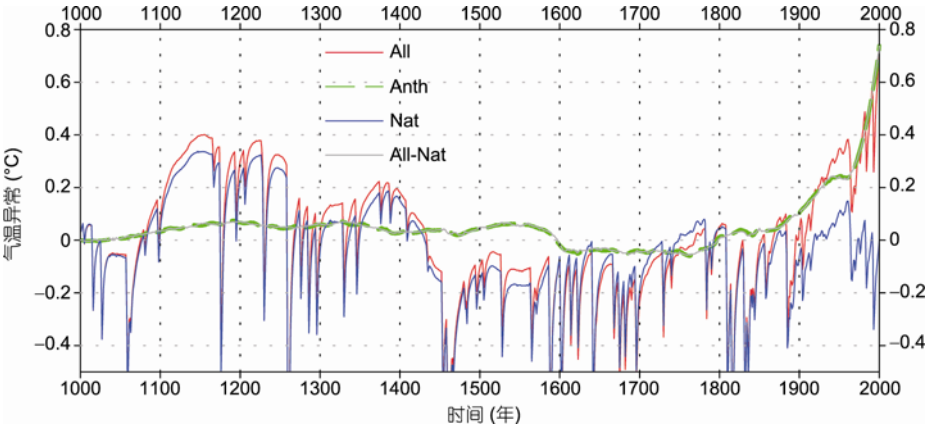


图 7　气候强迫因子对中国东部表面气温变化的贡献

同图 6, 但为所有气候强迫因子(红线)、人为(绿虚线)和自然气候强迫因子(蓝线)的贡献. 灰色线表示所有气候强迫因子的贡献减去自然气候强迫因子的贡献(与绿虚线重合)

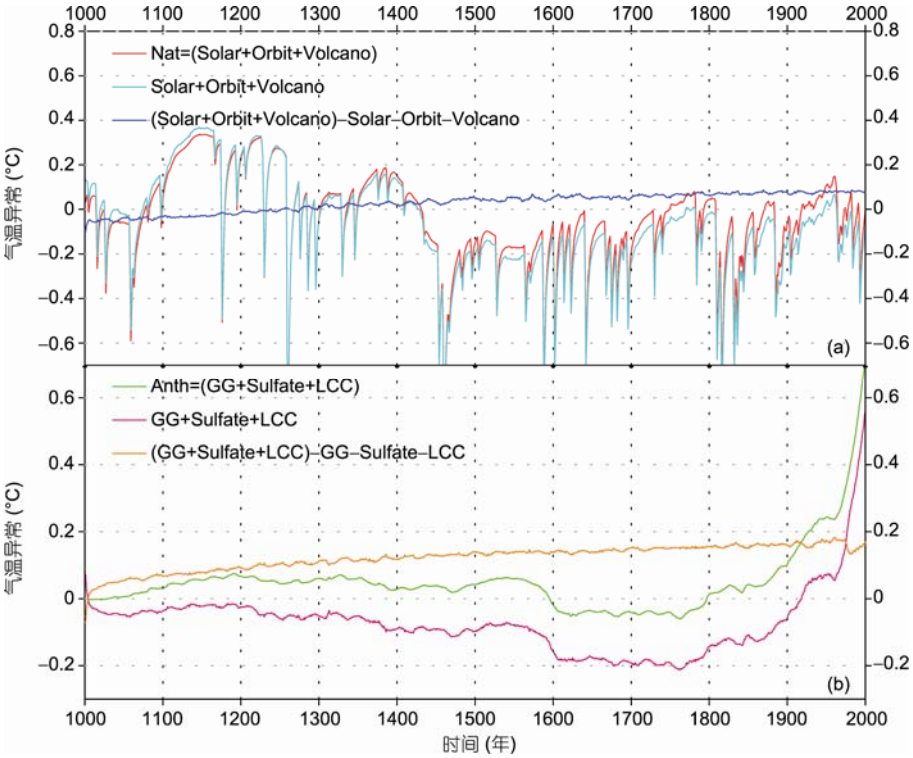


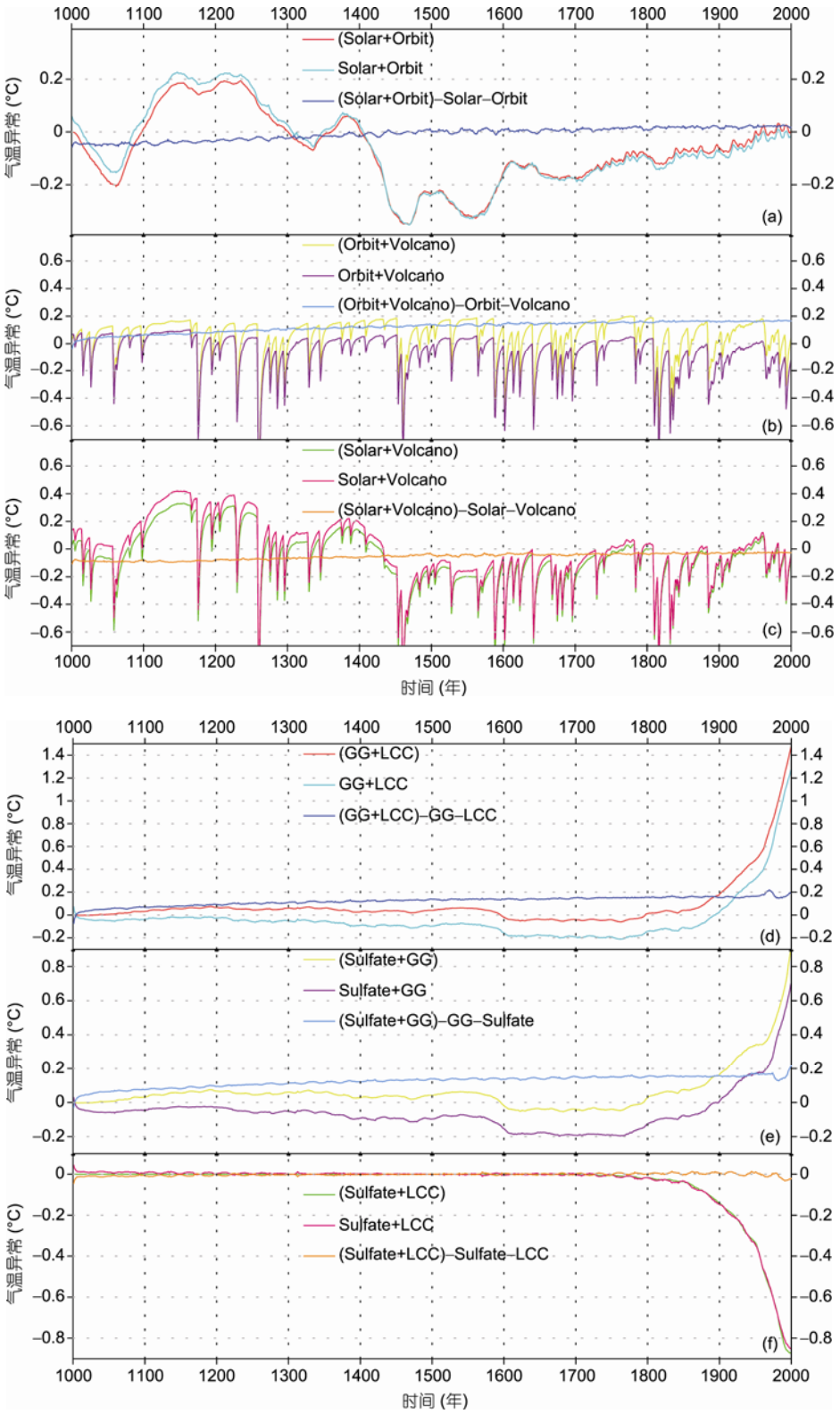
图 8　气候强迫因子对中国东部表面气温变化的贡献

同图 6, 但为所有自然气候强迫因子的贡献、单个自然因子贡献总和及二者差异(自然气候强迫因子的贡献减去单个自然因子的贡献总和)(a), 所有人为气候强迫因子的贡献、单个人为气候强迫因子的贡献总和及二者差异(人为气候强迫因子的贡献减去单个人为因子的贡献总和)(b). 括号表示考虑其中气候强迫因子的贡献, 无括号表示单个气候强迫因子下的贡献

性响应, 约有 0.09℃的增温是自然气候强迫因子之间非线性响应. 二者之和接近 20 世纪末增温的一半.

我们进一步分析了不同自然气候强迫因子之间的非线性响应和不同人为气候强迫因子之间的非线性响应. 从图 9(a)可以看出, 太阳辐射和太阳轨道共同作用下对中国东部气温变化的贡献(红线)比二者单独作用的贡献之和(青线)在 1470 年之前要小, 在之后要大. 太阳辐射与太阳轨道非线性响应的贡献(蓝线)从公元 1000 年的–0.05℃到公元 1999 年的 0.02℃. 同样的分析方法可以看出, 太阳轨道和火山灰在气候系统中的非线性响应对中国东部地区气温的贡献到 20 世纪末达到了0.18℃(图9(b)). 太阳辐射和火山灰在气候系统中非线性响应的贡献一直为负, 从公元1000年的–0.1℃增加到 20 世纪末–0.02℃(图 9(c)). 从上述三组自然气候强迫因子之间的非线性响应对中国东部地区气温变化的贡献可以看出, 太阳轨道和火山灰的非线性响应贡献最大, 到 20 世纪末达到了 0.18℃, 太阳辐射和太阳轨道非线性响应的贡献到 20 世纪末仅为 0.02 ℃, 太阳辐射和火山灰的非线性响应贡献为 –0.02℃. 因此, 将上述三组的贡献相加再除以二就等于自然气候强迫因子对中国东部地区 20 世纪末增温的贡献 0.09℃, 和图 8(a)中自然气候强迫因子之间非线性响应的贡献大小是一致的.

人为气候强迫因子的非线性响应对中国东部地区气温变化同样具有增温贡献, 温室气体和陆表植被(蓝线, 图 9(d))非线性响应与温室气体和人为硫酸盐气溶胶(淡蓝线, 图 9(e))的非线性响应对中国东部地区气温变化的贡献到 20 世纪末均达到了 0.2℃, 而人为硫酸盐气溶胶与陆表植被非线性响应的贡献(图9(f))很小. 在 UVic 模式当中, 温室气体包含 CO_2 和附加温室气体(非 CO_2 温室气体)两部分. 本文进一步分析了陆表植被、人为硫酸盐气溶胶与 CO_2 和附加温室气体的非线性响应. 从图 9(g)和(h)可以看出, CO_2 和陆表植被的非线性响应与 CO_2 和人为硫酸盐气溶胶的非线性响应都很小, 附加温室气体和陆表植被的非线性响应与附加温室气体和人为硫酸盐气溶胶的非


(Solar+Orbit)
Solar+Orbit
(Solar+Orbit)–Solar–Orbit
(a)
(Orbit+Volcano)
Orbit+Volcano
(Orbit+Volcano)–Orbit–Volcano
(b)
(Solar+Volcano)
Solar+Volcano
(Solar+Volcano)–Solar–Volcano
(c)
(GG+LCC)
GG+LCC
(GG+LCC)–GG–LCC
(d)
(Sulfate+GG)
Sulfate+GG
(Sulfate+GG)–GG–Sulfate
(e)
(Sulfate+LCC)
Sulfate+LCC
(Sulfate+LCC)–Sulfate–LCC
(f)
气温异常 (°C)
时间 (年)

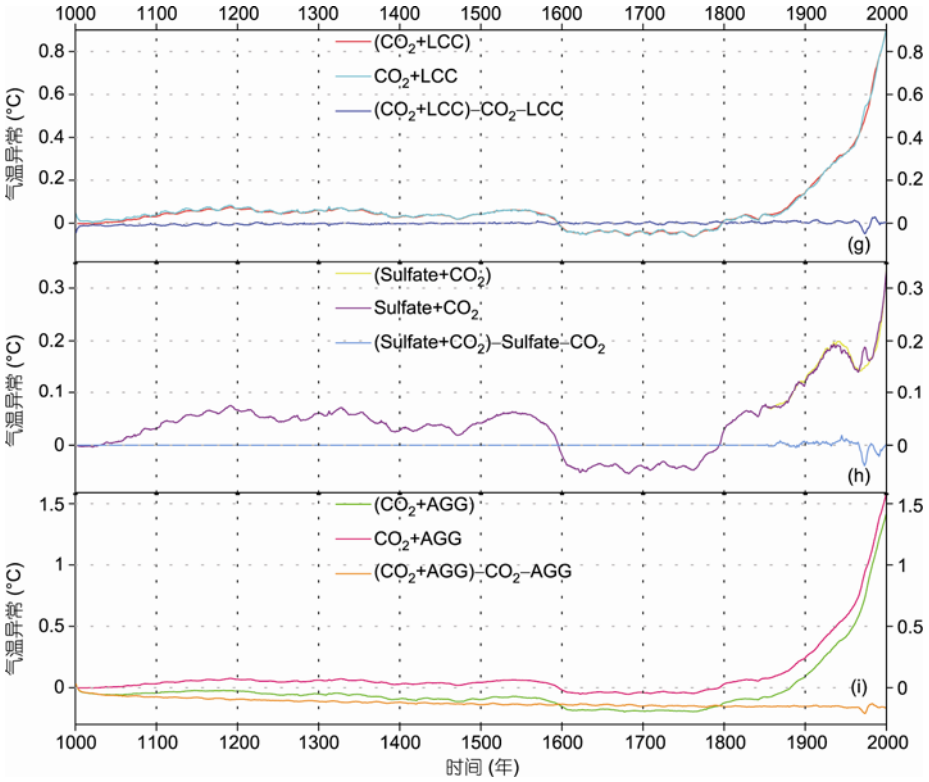


图 9　气候强迫因子对中国东部表面气温变化的贡献

(a) 同图 8, 但为太阳辐射和太阳轨道共同的贡献、太阳辐射和太阳轨道单独贡献之和与二者差异(太阳辐射和太阳轨道共同的贡献减去太阳辐射和太阳轨道单独贡献之和); (b) 同(a), 但为太阳轨道和火山灰; (c) 同(a), 但为太阳辐射和火山灰(c); (d)为温室气体和陆表植被共同的贡献、温室气体和陆表植被单独贡献之和与二者差异(温室气体和陆表植被共同的贡献减去温室气体和陆表植被单独贡献之和); (e) 同(d), 但为人为硫酸盐气溶胶和温室气体; (f) 同(d), 但为人为硫酸盐气溶胶和陆表植被. (g) 同图 8, 但为 CO_2 和陆表植被共同的贡献、CO_2 和陆表植被单独贡献之和与二者差异(CO_2 和陆表植被共同的贡献减去 CO_2 和陆表植被单独贡献之和); (h) 同(g), 但为人为硫酸盐气溶胶和 CO_2; (i) 同(g), 但为 CO_2 和附加温室气体

线性响应也很小(图略). 说明单独的一种温室气体强迫——CO_2 或者附加温室气体强迫, 与人为硫酸盐气溶胶和陆表植被强迫都不存在明显的非线性响应. 进一步分析了两种温室气体(CO_2 和附加温室气体)之间的非线性响应, 从图 9(i)可以看出, CO_2 和附加温室气体强迫非线性响应的降温贡献到 20 世纪末达到了–0.2℃. 因此, 只有 CO_2, 附加温室气体和人为硫酸盐气溶胶共同存在的时候, 或者 CO_2, 附加温室气体和植被变化共同存在的时候才存在非线性响应, 且为增温效应.

综上所述, 在 UVic 模式的能量水汽平衡大气系统中, 自然气候强迫因子和人为气候强迫因子之间没有明显的非线性响应. 不同自然气候强迫因子之间的非线性响应对 20 世纪末中国东部增温贡献了 0.09℃, 不同人为气候强迫因子之间的非线性响应对 20 世纪的中国东部增温贡献了 0.18℃, 二者的贡献之和(0.27℃)大约达到了 20 世纪末中国东部地区增温幅度(0.6℃)的一半. 太阳轨道和火山灰气溶胶强迫的非线性响应到 20 世纪末对中国东部气温变化贡献了 0.18℃, 二者非线性响应的贡献最大, 太阳轨道和太阳辐射以及太阳辐射与火山灰非线性响应的贡献均较小. CO_2, 附加温室气体和人为硫酸盐气溶胶的非线性响应对中国东部气温变化的贡献在 20 世纪末达到了 0.2℃, 而且只有三者共同存在的情况下, 它们的非线性响应才具有增温效应, 与陆表植被变化的非线性响应亦是如此.

6　总结

采用 Uvic 地球系统气候模式模拟了过去千年中国东部气温的变化, 结果表明, Uvic 模式不仅对北半球气温有很好的模拟能力, 而且对中国东部地区的气温也有很好的模拟能力. 11 年滑动平均后, Uvic 模拟的过去千年北半球气温与 M08 的相关系数为 0.76,

在 1181~1999 年时段与 M08 的相关系数达到了 0.85. Uvic 模式模拟的中国东部气温与王绍武等[11]重建的中国东部气温的相关系数达到了 0.5. UVic 模式可以很好地再现中国东部地区的中世纪暖期、小冰期和 20 世纪暖期, 还可以成功地模拟出中国东部地区中世纪暖期和 20 世纪上半叶比全球气温偏暖, 小冰期比全球气温偏冷的事实. 可见, Uvic 模式对过去千年中国东部气候的模拟能力还是很不错的.

本文采用 Uvic 模式模拟了太阳辐射、太阳轨道、火山灰、温室气体、陆表植被和人为硫酸盐气溶胶等自然和人为气候强迫因子对中国东部过去千年气候变化的贡献, 并根据冷暖程度, 将中国东部气温过去千年划分为 8 个不同的阶段: 中世纪暖期 3 个, 小冰期 4 个, 20 世纪暖期 1 个. 关于气候强迫贡献大小的分析表明, 中国东部地区的气温变化在中世纪暖期, 主要是太阳辐射的贡献, 火山灰次之. 从中世纪暖期向小冰期的转变主要也是太阳辐射的迅速减少导致的. 小冰期不仅有太阳辐射和火山灰的贡献, 还有温室气体的重要贡献, 尤其是在小冰期的第三和第四阶段, 温室气体和火山灰分别成为该阶段最主要的贡献因子. 在 20 世纪暖期, 除了温室气体的重要贡献外, 人为硫酸盐气溶胶的降温作用对于抑制中国东部地区 20 世纪的变暖起到了重要作用.

本文发现了自然因子之间和人为因子之间都存在非线性响应, 二者对中国东部增温的贡献在 20 世纪末分别达到了约 0.09 和 0.18℃, 气候强迫因子本身的贡献到 20 世纪的增暖仅能达到约 0.33℃, 而自然因子和人为因子之间并没有明显的非线性响应. 因此, 约有一半是来自气候强迫因子作用于气候系统后的非线性响应的贡献, 气候强迫因子之间产生非线性响应的物理过程对于理解过去千年气候变化的成因, 尤其是 20 世纪变暖的成因都具有重要意义, 需要进一步深入的研究.

7 讨论

这里我们需要强调的是气候强迫因子之间非线性响应的概念. 例如, 太阳辐射辐射和陆表植被变化的非线性响应, 指的是太阳辐射变化和陆表植被变化共同强迫下对中国东部地区气温变化的贡献减去太阳辐射变化和陆表植被变化单独强迫下的贡献之和. 例如, 一加一等于二点五, 零点五(二点五减去一再减一)就是本文所指的非线性响应. 在陆表植被变化的瞬变试验中, 陆表植被减少, 反照率相应增大, 当地太阳辐射通量减小, 气温降低. 其中太阳辐射通量减小并不代表陆表植被与太阳辐射的非线性响应, 而是代表陆表植被对太阳辐射的影响.

本文讨论的主要是表面气温对气候强迫因子非线性响应的响应, 表面气温是 UVic 模式中大气模式——能量水汽平衡模式的输出变量. 因此本文中所发现的非线性响应都是在能量水汽平衡大气系统中所产生的. UVic 模式中的气候强迫因子, 如太阳辐射、太阳轨道、火山灰、温室气体和硫酸盐气溶胶都是以辐射强迫的形式来耦合到模式当中的. 因此, 本文所指出的自然气候强迫因子和人为气候强迫因子之间不存在非线性响应是有前提的, 前提条件就是在能量水汽平衡的大气系统中, 气候强迫因子主要是以辐射强迫的形式耦合到大气系统中的. 在复杂海气耦合模式中是否存在气候强迫因子的非线性响应, 还有待于进一步的研究.

气候强迫因子之间的非线性响应主要是源于气候系统内部不同物理过程之间相互作用的放大器效应. 然而, 不同物理过程之间相互作用的机制是非常复杂的, 需要进行系统的分析和研究, 也亟待理论突破. 目前, 关于气候强迫因子的非线性的研究只能依赖于数值模式, 仅仅是关于气候态的模拟, 不同数值模式之间就存在诸多差异, 对于气候强迫因子之间的非线性响应在不同模式中也会存在差异, 即, 气候强迫因子之间的非线性响应存在模式依赖性. 自然而然, 不同气候强迫因子之间的非线性响应的贡献大小也存在模式依赖性, 也就是说, 其贡献的大小存在不确定性. 无论是非线性响应的模式依赖性还是非线性响应贡献大小的不确定性都需要采用多个模式来进行集合研究, 不能单凭一两个模式. 因此, 我们建议将气候强迫因子之间的非线性响应列入 IPCC 的研究计划, 凭借这些数值模式的研究结果, 逐步深入认识气候强迫因子之间的非线性响应的模式依赖性, 贡献大小的不确定性及其物理机制.

致谢 王绍武教授提供中国地区 10 个站的千年重建气温资料, 刘健研究员提供 ECHO-G 模式模拟的中国东部气温资料, NCDC 提供杨保等、葛全胜等和谭明等重建的中国地区的代用资料, 陈军明博士在模式方面给予了帮助, 刘舸博士阅读了全文, 谨此致谢.

参考文献

1 IPCC. The Physical Science Basis. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2007
2 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
3 Mann M E, Bradley R S, Hughes M K. Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. Nature, 1998, 392: 779–782
4 Mann M E, Bradley R S, Hughes M K. Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: Inferences, uncertainties and limitations. Geophys Res Letts, 1999, 26: 759–762
5 Soon W, Baliunas S, Idso C. Reconstructing climatic and environmental changes of the past 1000 years: Reappraisal. Energy Environ, 2003, 4: 233–296
6 Jones P D, Mann M E. Climate over the past millennia. Rev Geophys, 2004, 42: RG2002, doi: 10.1029/2003RG000143
7 Mann M E, Jones P D. Global surface temperatures over the past two millennia. Geophys Res Letts, 2003, 30: 1820, doi: 10.1029/2003GL017814
8 Mann M E, Zhang Z, Hughes M K, et al. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. Proc Nat Acad Sci USA, 2008, doi: 10.1073/pnas.0805721105
9 王绍武, 罗勇, 赵宗慈, 等. 近千年温度变化的争议仍在继续. 气候变化研究进展, 2005, 1: 72–75
10 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
11 王绍武, 闻新宇, 罗勇, 等. 近千年中国温度序列的建立. 科学通报, 2007, 52: 958–964
12 Yang B, Braeuning A, Johnson K R, et al. General characteristics of temperature variation in China during the last two millennia. Geophys Res Lett, 2002, doi: 10.1029/2001GL014485
13 Ge Q, Zheng J, Fang X, et al. Winter half-year temperature reconstruction for the middle and lower reaches of the Yellow River and Yangtze River, China, during the past 2000 years. Holocene, 2003, 13: 933–940
14 Tan M, Liu T S, Hou J, et al. Cyclic rapid warming on centennial-scale revealed by a 2650-year stalagmite record of warm season temperature. Geophys Res Lett, 2003, doi: 10.1029/2003GL017352
15 邵雪梅, 黄磊, 刘洪滨, 等. 树轮记录的青海德令哈地区千年降水变化. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 145–153
16 姚檀栋, 杨志红, 皇翠兰, 等. 近 2 ka 来高分辨的连续气候环境变化记录——古里雅冰芯近 2 ka 记录初步研究. 科学通报, 1996, 12: 1103–1106
17 王绍武, 罗勇, 闻新宇, 等. 近千年全球温度变化研究的新进展. 气候变化研究进展, 2007, 3: 14–19
18 初子莹, 任国玉. 近千年温度变化研究的回顾与展望. 气候与环境研究, 2005, 10: 818–825
19 郑景云, 王绍武. 中国过去 2000 年气候变化的评估. 地理学报, 2005, 60: 21–31
20 刘健, Storch H V, 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, 2005, 20: 561–567
21 刘健, Storch H V, 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
22 张洁, 周天军, 满文敏, 等. 气候系统模式 FGOALS_gl 模拟的小冰期气候. 第四纪研究, 2009, 29: 1125–1134
23 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
24 Zhou T, Yu R. Twentieth century surface air temperature over China and the globe simulated by coupled climate models. J Clim, 2006, 19: 5843–5858
25 张冉, 李力, 郭庆春, 等. 古气候研究中气候模式的发展与应用. 干旱区研究, 2007, 24: 704–711
26 Weaver A J, Eby M, Wiebe E C, et al. The UVic Earth System Climate Model: Model description, climatology, and applications to past, present and future climates. Atmos Ocean, 2001, 39: 1–68
27 Matthews H D, Weaver A J, Meissner K J, et al. Natural and anthropogenic climate change: Incorporating historical land cover change, vegetation dynamics and the global carbon cycle. Clim Dyn, 2004, 22: 461–479
28 Meissner K J, Eby M, Weaver A J, et al. CO_2 threshold for millennial-scale oscillations in the climate system: Implications for global warming scenarios. Clim Dyn, 2008, 30: 161–174
29 Rennermalm A K, Wood E F, Weaver A J, et al. Relative sensitivity of the Atlantic meridional overturning circulation to river discharge into Hudson Bay and the Arctic Ocean. J Geophys Res, 2007, 112: G04S48, doi: 10.1029/2006JG000330
30 Bard E, Raisbeck G, Yiou F, et al. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. Tellus B, 2000, 52: 985–992
31 Krivova N A, Balmaceda L, Solanki S K. Reconstruction of solar total irradiance since 1700 from the surface magnetic flux. Astron Astr, 2007, 467: 335–346
32 Crowley J T. Causes of climate change over the past 1000 years. Science, 2000, 289: 270–277
33 Sato M, Hansen J E, McCormick M P, et al. Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990. J Geophys Res, 1993, 98: 22987–22994, doi: 10.1029/93JD02553
34 Indermühle A, Monnin E, Stauffer B, et al. Atmospheric CO_2 concentration from 60 to 20 Kyr BP from the Taylor Dome Ice Core, Antarctica. Geophys Res Lett, 2000, 27: 735–738
35 Bauer E, Claussen M, Brovkin V, et al. Assessing climate forcings of the Earth system for the past millennium. Geophys Res Lett, 2003, 30: 1276, doi: 10.1029/2002GL016639
36 Chen W Y. Fluctuation in Northern Hemisphere 700 mb height field associated with Southern Oscillation. Mon Weather Rev, 1982, 110: 808–832
37 Crowley T J, Lowery T S. How warm was the medieval warm period? Ambio, 2000, 29: 51–54
38 Mann M E, Zhang Z, Rutherford S, et al. Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and medieval climate anomaly. Science, 2009, 326: 1260, doi: 10.1126/science.1177303
39 王绍武, 罗勇, 赵宗慈, 等. 关于气候变暖的争议. 自然科学进展, 2005, 15: 917–922