

工业革命前自然强迫的气候效应的模拟研究

尹崇华 延晓冬* 石正国 Wang Zhaomin

(中国科学院大气物理研究所东亚区域气候-环境重点实验室, 北京 100029; 中国科学院研究生院, 北京 100049; British Antarctic Survey, High Cross, Madingling Road Cambridge, CB3 0ET, UK. * 联系人, E-mail: yxd@tea.ac.cn)

摘要 应用 MPM-2 古气候模式模拟工业革命前 800 a 间(1000~1800 AD)气候系统对自然强迫的响应,特别是地表温度的长期变化. 自然强迫主要包括火山爆发和太阳辐射的变化,二者被认为是工业革命前主要的气候强迫. 研究表明太阳辐射变化决定了气候系统长期变化的基本趋势,而火山爆发强迫起到了强化或弱化这种趋势的作用,二者基本上确定了工业革命前气候系统的长期变化,这一结论无论是与其他模式结果还是重建数据都是高度一致的. 自然强迫很好地解释了小冰期和中世纪暖期的产生. 并且,研究表明在各个空间尺度上地表温度对自然强迫的响应基本上是一致的. 然而,模式结果与重建的太阳辐射强迫和火山序列高度相关,即模拟结果很大程度上依赖于所选择的强迫序列. 因此,为了更准确地揭示历史气候的长期变化,必须更加准确地重建过去 10000 a,至少 2000 a 以来的太阳辐射变化,以及火山爆发强迫序列. 对太阳辐射突变的敏感性实验表明:太阳辐射增强除了造成全球各纬度带地表温度的非线性升高以外,还强化了全球水循环,对生物圈也产生了较大影响. 太阳辐射突变对气候系统的强迫作用需要进一步研究.

关键词 中世纪暖期 小冰期 太阳辐射 火山 模拟

工业革命以来全球气候正以前所未有的速度发生变化,已经引起了人们的广泛关注. 普遍认为,人类活动,如大量排放温室气体、陆面覆盖和土地利用变化等,是工业革命以来引起气候变化的主要因素. 但是,研究表明自然强迫仍然起着重要的作用^[1,2]. 因此,很可能全球气候变化是自然强迫和人类活动共同作用的结果^[1-4]. 准确地评估自然强迫对气候变化的影响将有助于认识人类活动在当前气候变化中的相对贡献.

工业革命前的几个世纪,气候变化被认为是主要由自然强迫(太阳和火山)驱动,而人类活动的影响较小^[3-7]. 因此,准确的评估这个阶段自然强迫的作用,对正确区分最近一个世纪(大约 150 a)以来自然强迫与人类活动在气候系统中的贡献具有参考意义,对准确地预测未来的气候变化也具有一定价值.

近年来,出现了大量可用的过去千年(1000~2000 AD)高分辨率的历史地表温度重建资料,特别是北半球(NH)温度资料,既为我们认识历史时期大尺度气候变化提供了信息,也对检验模式对自然强迫的模拟提供可靠的基础^[8-13]. 重建的北半球(NH)平均地表温度非常清晰地显示了过去千年(当然包括工业革命前的几个世纪)较暖 and 较冷的时期,但重建数据之间存在较大的不同, Mann等^[9]的数据显示过去的千年

温度变化较小,而Moberg等^[12]的则较大.

同时,有多种类型的气候模式用于检测气候系统对强迫的响应. Crowley^[5]应用相对简单的能量平衡模式(EBMs)来研究气候系统对自然强迫的全球平均响应,这种模式成功地再现了工业革命前低频气候变化,指出工业革命前大约 41%~64%十年际的温度变化可以用太阳辐射和火山爆发强迫解释. 使用大气环流模式(GCMs)的研究也很广泛,这种模式可以研究全球或区域气候对自然强迫的响应,但GCMs这种模式消耗非常大的计算时间,通常限于进行平衡态或是十年际或百年际时间尺度的实验,所以,目前GCMs的研究限于检验历史太阳辐射变化的贡献^[7,14,15]. Shindell等^[16]的研究表明在区域尺度上火山爆发强迫的长期响应不明显,长期区域变化可能主要决定于太阳辐射. 在模拟百年到千年时间尺度的气候变化方面,中等复杂程度的地球系统模式(EMICs)以其高效的计算效率和完备气候系统描述有着得天独厚的优势^[3,17,18],这些模式都在一定程度上论证了自然强迫(太阳和火山爆发)是工业革命前时期的主导性气候强迫,而人类活动的作用是次要的.

中国学者对过去千年气候变化进行了积极探索,对古气候资料的重建和通过数值模式对古气候的模拟等方面都取得了成果^[4,19-22],为理解中国过去气候

变化的原因和机理打下了坚实的基础。但是，这些研究主要集中在东亚地区。本文利用MPM-2 古气候模式对工业革命前全球气候长期变化进行了模拟，以探测自然强迫的气候效应，相信这些研究对国内学者在全球变化的背景下更全面地认识中国历史气候变化规律、改进古气候资料重建和提高对未来气候变化预测能力等方面具有一定的借鉴意义。

本文依据前人的研究成果，使用改进了的太阳辐射、火山爆发重建时间序列数据，首先分别探讨太阳辐射、火山爆发以及二者对地表温度长期变化的贡献，而且从 4 个空间尺度(全球、半球、亚半球、亚大陆)研究地表温度对自然强迫的响应，以检测这些响应在各个空间尺度上是否具有一致性，并着重探讨小冰期和中世纪暖期的形成机制。其次，对太阳辐射突变变化进行了简单的敏感性实验，探讨太阳辐射突变可能引起的气候系统的响应。为了评估自然强迫的作用，将模拟结果和重建的历史资料以及他人的模拟结果进行了对比。

1 气候模式描述

本模拟试验采用含有动态植被过程的MPM-2 古气候模式。MPM-2 属于中等复杂程度的地球系统模式(EMICs)，是一个多组件的全球模式，包括交互式的大气、海洋、海冰、陆面、陆地冰盖和动态植被模块^[23,24]。MPM-2 的经向分辨率为 5°，但纬向变量跨越不同的大陆和海盆进行了纬向(或者扇形)平均。为了耦合分辨率较高的二维冰盖模式^[25]，MPM-2 通过结合UGAMP大气环流模式的纬向结构和MPM纬向平均的气象学特征参数，进行了动力学降尺度^[26]，在北

美和欧亚大陆中高纬度(30°N~75°N)模式变量被降尺度到 5°×5°。模式中的海陆布置如图 1 所示。

大气模式是相对简单的一层能量水汽平衡模式(EMBM)^[27~29]，依据Petoukhov等^[30]的参数化方法得到活动的地表风，经向的能量和水汽输送结合对流和扩散过程进行参数化；陆地和海洋间的纬向热量输送遵循扩散定律，而水汽输送则参数化为始终由海洋向陆地输送水汽。太阳辐射的分配使用最新的参数化方案^[23]。

海洋模式是基于涡度守恒的动力学海洋模式^[31,32]，垂直方向分 9 层，海底地形处理为平底。依据经向压力梯度参数化纬向平均的压力梯度，纬向平均的大西洋、太平洋和印度洋海盆在南纬 40°处开始连接在一起，而北冰洋描述为混合层海洋。

海冰模式是零层的热力学海冰模式^[33]，使用Hibler^[34]提供的方法计算海冰的浓度，海冰的经向对流速度使用Harvey^[35]提供的数据进行描述。在陆面模式中，使用能量收支方程计算地表温度，而地表水循环则使用简单的“木桶”模式进行模拟^[36]。在冰盖模式中根据质量守恒方程计算冰盖的厚度^[25]，而冰流动的速度由冰的高度诊断得到，基岩变形由均衡调整模式计算^[37]。

MPM-2 被耦合于基于连续的生物气候学分类的VECODE动态植被模式，VECODE模式模拟了树、草、沙漠的动态^[38,39]，但常绿和落叶树部分，以及季节性的物候得到了参数化^[24]。必须指出，计算得到的植被变化仅仅影响地表反照率，而对其他过程没有影响。

MPM-2 已经广泛地用于古气候研究，成功地模拟了末次冰期的开始^[40,41]，全新世时期千年尺度的气候变化^[42]，并且对气候系统的两态性以及气候系

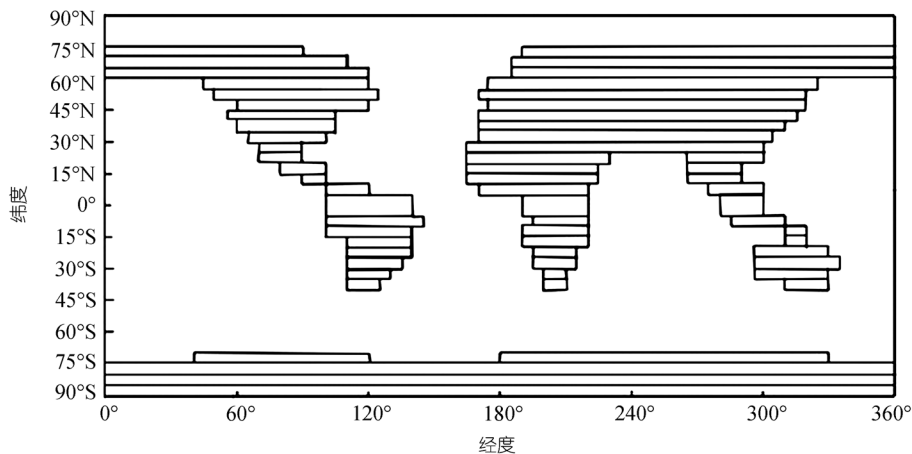


图 1 MPM-2 中的海陆布置

统其他组成部分对温盐环流的反馈都进行了深入的研究^[43]。近期, MPM-2 对D-O震荡的机理给予了合理的解释^[44]。MPM-2 参与中等复杂程度的地球系统模式(EMICs)比较计划^[45], 表现出相当好的性能, 其对现代气候的模拟与观测基本一致, 其模拟结果与高分辨率的大气环流模式(GCMs)的结果相当。MPM-2 对二氧化碳浓度加倍的敏感度是 3.1, 该值在大气环流模式(GCMs)研究的(3.5 ± 1.5) 的范围内, 比较接近最优值 2.5^[46]。

2 自然强迫

关于太阳辐射变化对气候系统变化的作用, 许多学者进行了探讨, 这些研究都表明太阳变化对气候变化有着显著的影响。但由于缺少气候学时间尺度上的对太阳辐射直接的连续观测, 即使在卫星投入太阳辐射观测之后, 但因其观测时间短, 可靠的太阳辐射变化也只能回溯到望远镜发明之后(1610 AD)。因此, 早期的研究多集中在对太阳常数变化的敏感性试验^[47], 和对近几个世纪太阳辐射在气候系统中的作用^[48,49]。

但是, 一些学者通过对记录在极地冰芯中的¹⁰Be或记录在树木年轮中的¹⁴C等宇宙射线产生的放射性同位素的富度变化的推测, 将1610~1980年重建的太阳辐射序列扩展到了过去的1000多年。特别近来, Bard等^[50]基于前人的研究更新了过去1200 a的太阳辐射变化序列, 为研究年代际太阳辐射变化对气候变化的贡献提供了可靠的数据。为了与前人的研究进行对比, 本文的模拟使用Bard等^[50]提供的TSI_L序列, 这个序列基于Lean等^[51]的重建序列, Bard等^[50]对其振幅稍微做了调整。另外本文也使用Crowley^[5]在模拟中所用到的太阳辐射序列, 将其称为TSI_C。为了便于比较, 图2(A.1)给出了不同的太阳辐射序列相对于其各自均值的变化。

大量研究表明间歇性的火山爆发对年代际气候变化有显著的贡献, 在小冰期时期表现得尤为突出^[3-5,7]。但是直到1850年以后, 火山爆发才有了详实可靠的记录, 此前的火山爆发序列主要来自冰芯记录的代用资料^[52]。这样, 重建的火山爆发强迫序列同样具有很大的不确定性^[53]。在本文的模拟中, 基于Crowley^[5]研究中使用的火山气溶胶光学厚度序列, 同时综合了其他研究使用的火山序列^[3,5,17], 对Crowley^[5]火山序列进行了扩充, 增补了一些早期遗漏的火山事件, 并将火山强迫表征为V。然后, 根据

Lacis等^[54]提供的关系式, 将光学厚度 ($\lambda = 0.55 \mu\text{m}$)转换为净辐射, 同时考虑了行星反照率 ($\alpha_p=0.3$)的作用。

$$(\text{W/m}^2) \sim 30 \quad (1)$$

图2(B.1)给出了火山爆发强迫的净辐射序列。可以看出, 净辐射序列能够代表火山活动的强度和频率, 火山爆发主要起到降温的效应, 非常类似于脉动信号, 并且可以看出历史上存在一些火山活动相对集中的时期, 例如13~14世纪和17~18世纪。

最后, 在模拟中, 依据Berger^[55]的方法计算每个纬度带大气层顶入射太阳辐射的季节变化。

3 试验

3.1 试验设计

应用上述MPM-2 模式进行了两类数值实验, 一类是自然强迫条件下的渐变实验(TE), 这类实验主要是探讨自然强迫(太阳和火山)对气候系统长期变化的贡献。另一类则是假设太阳辐射突然变化情况下的平衡态实验(EQ), 这类试验主要是针对目前重建的太阳辐射普遍偏小, 而且已有研究对这些辐射的响应同样普遍偏小的情况^[3,5,17], 探讨造成比较合理温度变化(0.5~1.0)所需的太阳辐射变化。同时, 初步评估辐射突变对各纬度带地表温度、降水和蒸发、森林面积等方面的影响, 从而简单地探讨辐射突变引起的气候系统的可变性。所有的实验都简要地描述在表1中。

对于模式的运行, 平衡态实验基本都使用工业革命前(1800 AD)的气候强迫, 仅对太阳辐射按照实验设计做出相应的调整, 然后将模式运行5300 a到达平衡状态, 得到模拟结果。对于渐变实验, 为了保证气候系统的连续性, 将积分起始时间向前延伸200 a, 即模式从800 AD开始积分, 然后积分1000 a, 最后截取1000~1800 AD年间的数据进行处理。为了进行各个因子及其组合的渐变试验, 所有的实验首先将模式启动调整(spin-up)5300 a达到平衡状态, 这样可以保证这些实验具有相同的初始状态。

为了评估单个强迫的气候效应, 用控制实验(CON 或者 SCON)的模拟结果减去单个强迫被关闭的模拟结果(对于各个强迫的组合也采用类似的方法), 这样就可以确定各个强迫在非线性气候系统中的相对重要性, 例如 CON-TSI 就得到了太阳辐射变化在气候系统中的相对贡献。

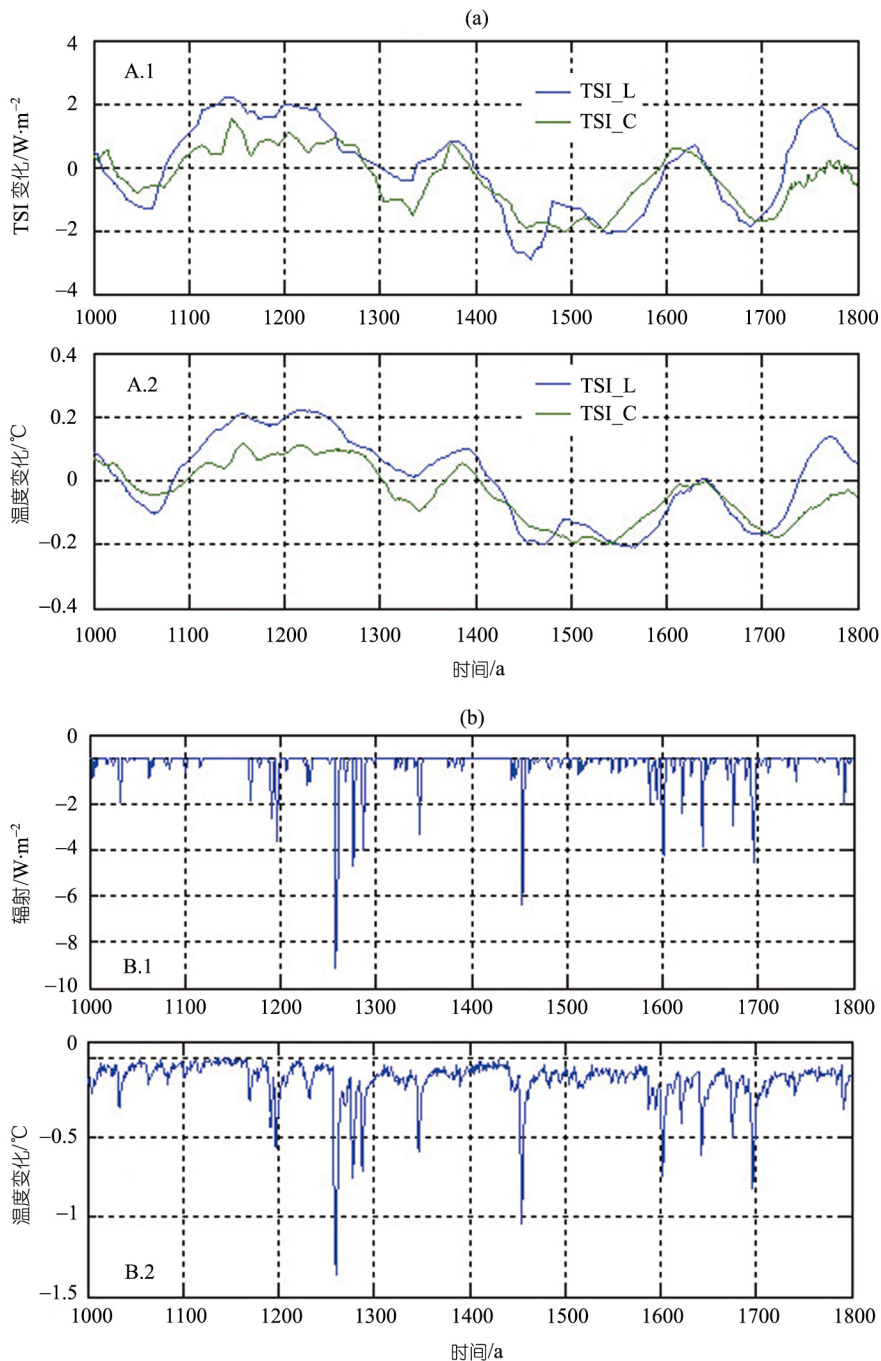


图 2 单个自然强迫的时间序列和模式响应

(a) 太阳辐射: A.1 两个重建 TSI 序列的比较, TSI_L 来自 Bard 等^[50], 而 TSI_C 来自 Crowley^[51]; A.2 北半球年平均地表温度(SAT)对太阳辐射的渐变响应
 (b) 火山爆发强迫: B.1 本研究使用的火山序列 V, 已经将光学厚度转换为净辐射; B.2 北半球年平均地表温度(SAT)对火山爆发强迫的响应. 温度变化相对于控制实验给出

3.2 试验结果

() 渐变实验. 年平均地表温度分别对太阳辐射变化和火山爆发强迫的响应见图 2(A.2, B.2). 从图 2(A.2)可以看出, 太阳辐射变化决定了地表温度长期

变化的趋势, 太阳辐射强的时期, 温度相对较高, 反之亦然. 细致地检测图 2(A.2)会发现地表温度(SAT)虽然随太阳辐射变化而变化, 但具有非常小的几乎不可觉察时间滞后, 这与 MPM-2 模式使用的简单的

表 1 实验概括

实验类型	缩写	实验描述
自然强迫渐变实验 (TE)	CON	控制实验, 加入太阳辐射变化和火山爆发强迫
	TSI	不考虑太阳辐射变化, 而考虑火山爆发强迫
	V	考虑加入太阳辐射变化, 但不考虑火山爆发强迫
	NAT	自然强迫实验, 既不考虑太阳辐射变化, 也不考虑火山爆发强迫
平衡态实验 (EQ)	SCON	控制实验, 使用 1800 年的强迫
	DEC	太阳辐射突然减少 5 W/m^2 , 系统的响应实验
	AEC	太阳辐射突然增加 5 W/m^2 , 系统的响应实验

能量水汽平衡的大气模块(EMBM)有关, 这类简单的能量平衡模式对辐射变化是非常敏感的。然而, 模式对 TSI_L和 TSI_C这两个太阳辐射重建序列的响应表现出较大的差异(图 2(A.2)), 而且这种响应上的差异与重建序列间的差异成高度正相关, 这也充分显示了 MPM-2 模式对太阳辐射变化的高度敏感性。很显然, 地表温度对太阳辐射的响应很大程度上依赖于重建的太阳辐射序列, 这样太阳-气候关系显著地依赖于研究所选用的太阳辐射序列^[5]。因此, 准确地重建历史太阳辐射变化对古气候模拟具有重要意义。

图 2(B.2)显示了年平均地表温度对重建的火山爆发强迫的响应。火山爆发, 尤其是连续的火山爆发产生大量的平流层气溶胶, 增加了对入射短波辐射的吸收和反射, 从而产生了持续的降温效应。从图中可以看出, 火山活动在 13, 14, 15 世纪中期、17 世纪末期、18 世纪初期产生的降温效应非常明显, 年平均地表温度对这些降温事件的响应与温度重建数据非常一致。由于重建的火山序列具有很大的不确定性, 简单地将火山爆发强迫均匀地分布在全球, 而且使用经验公式(1)将火山灰光学厚度转化为净辐射, 非常粗略地描述了地表气候和平流层之间的相互作用, 这样使得本文无法解释大的火山爆发后冬季变暖现象^[56], 这些都可能过高地估计了火山爆发强迫的气候效应。但不可否认, 火山爆发以其降温效应显著地影响着气候系统, 强烈地作用于太阳辐射确定的全球地表温度的长期变化趋势, 小冰期时期这种降温效应表现的更为突出。

图 3 显示了年平均地表温度长期变化在不同空间尺度上(全球、半球、亚半球、亚大陆)对自然强迫(太阳和火山)的响应。总体来看, 地表温度变化与自

然强迫相位基本一致, 非常紧密地跟随自然强迫发生变化。这样, 自然强迫在很大程度上确定了工业革命前年平均地表温度长期变化的基本格局, 包括中世纪暖期和小冰期^[3,4]。

在全球和半球尺度上, 年平均地表温度对自然强迫的响应基本上是一致的(图 3(a)~(c)), 但北半球的响应稍微强于南半球(图 3(d)), 这是因为南半球有更大面积的海洋, 而海洋具有大的热容性。图 3(b)非常清楚地显示出 1000~1300 AD 时期的中世纪暖期温度较高, 温度极大值出现在 12~13 世纪, 大约从 1300~1450 AD 出现了一段过渡时期, 而在这段时期之后温度开始持续偏低, 恰好对应于小冰期。但这种温度变化趋势被几个小的冷暖期波动打断, 例如 13 世纪末出现了较低的温度, 而从 18 世纪开始温度有所回升(在 TSI_{L+V} 的情况下升温趋势更大, 图 3(b)), 这几个波动主要对应于太阳辐射有较大波动, 或者具有连续火山作用的时期。总体来看, 中世纪暖期地表温度暖于小冰期时期大约 0.3 (TSI_{C+V} 序列)或者 0.4 (TSI_{L+V} 序列), 在太阳辐射较弱并且伴有连续火山爆发的时期, 例如 13, 15 世纪中期, 火山活动在很大程度上强化了由于太阳辐射减弱造成的降温效应。

从图 4 可以看出, 在区域尺度上, 即在北美、欧亚大陆和整个北半球的中高纬度, 年平均地表温度基本上都是伴随自然强迫发生变化, 这与地表温度在全球和半球尺度上的响应是相当相似的, 这表明自然强迫在全球和区域尺度上都得到了相似的强迫响应(文中仅给出了 TSI_{L+V} 强迫下的情况, 在 TSI_{C+V} 强迫下的结果也是非常相似的)。模拟结果还表明: 年平均地表温度在北半球中高纬度的变化稍微强于整个北半球平均, 这种极向强化现象与 Goosse 等^[18]和 Mann 等^[31]的研究是一致的, 但是这种极向强化现象在本研究中表现的不是很明显。在北美、欧亚大陆和整个北半球的中高纬度地区, 虽然地表温度对自然强迫的响应非常相似, 但振幅稍微有些不同, 而且没有表现出规律性, 这很可能与区域过程有关, 需要进一步研究。由于模式的分辨率较低, 本文的模式不适合研究更小空间尺度上的地表温度长期变化。

从长期趋势来看(图 5), 在自然强迫的作用下北半球温度是逐渐降低的, 这无论是与其他模式结果还是与重建数据的趋势都是一致的^[5,8,9,11,17]。

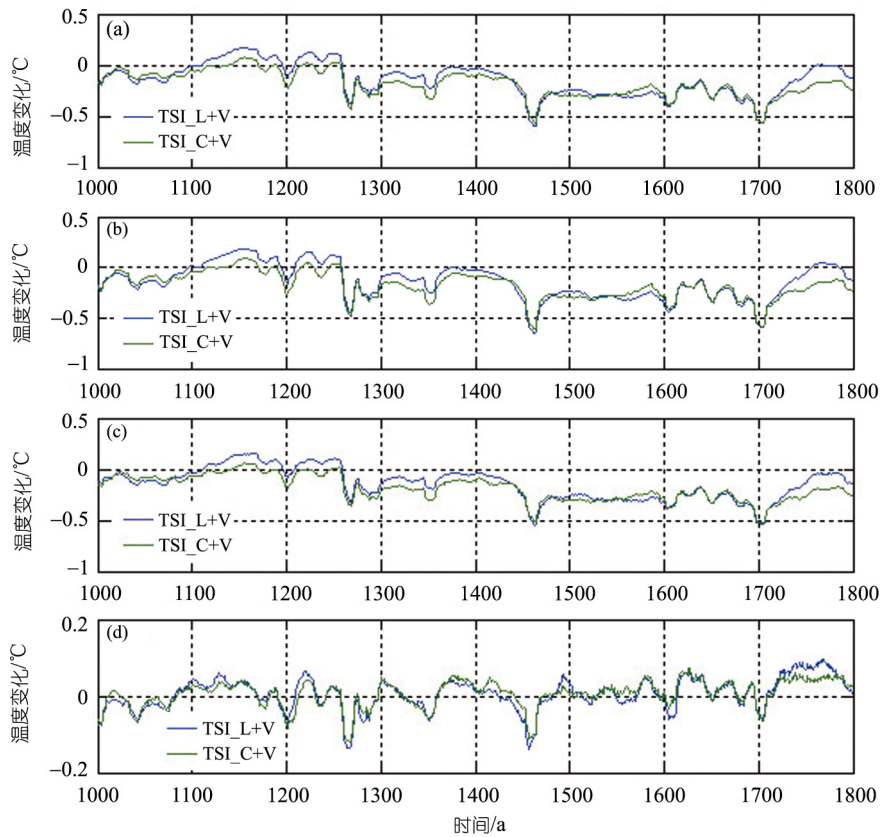


图 3 自然强迫条件下年平均地表温度变化

(a) 全球; (b) 北半球; (c) 南半球; (d) 北半球减南半球. 温度变化相对于控制实验给出

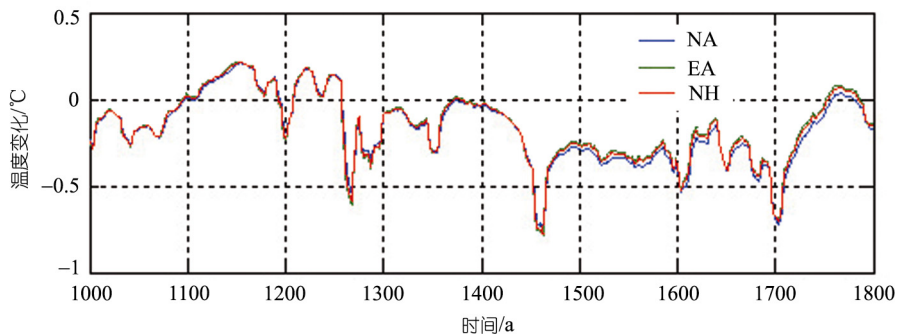


图 4 北半球中高纬度(30°N~75°N)年平均地表温度的长期变化

NH 示北半球, NA 示北美大陆, EA 示欧亚大陆. 温度变化相对于控制实验给出

() 平衡态实验. 针对太阳辐射的突然变化, 本文简单地研究辐射突变对全球各纬度带地表温度、水循环和生物圈的影响. 至于辐射突变对气候系统其他过程, 以及对系统各组成部分间反馈的作用, 特别是对温盐环流、海冰的影响将在未来的工作中进一步研究.

太阳辐射增加 5 W/m^2 , 北半球年平均地表温度增加大约 0.8 , 全球大约 0.78 , 这在全球平均的角度上说明北半球对太阳辐射的响应稍强于南半球, 与前文的结论是一致的. 这个数值(0.8)虽然稍高于其他敏感性实验的结果^[14,57], 但在地表温度对太阳辐射应有的范围($0.5\sim 1.0$)之内.

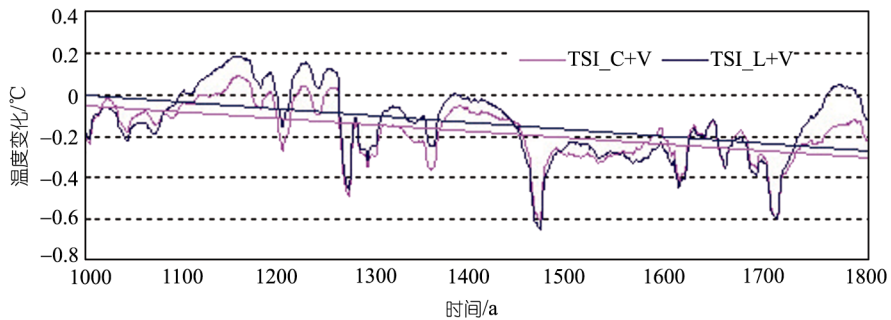


图5 北半球年平均地表温度长期变化趋势
曲线和直线分别代表温度变化和其变化趋势. 温度变化相对于控制实验给出

图 6(a)显示了对应于太阳辐射不变和突变情况下纬向平均的地表温度在各纬度带的分布, 很明显各纬度带对太阳辐射变化响应趋势基本是一致的. 在高纬度地表温度对太阳辐射变化的响应表现的更为明显, 而在低纬度则不明显. 主要是因为入射辐射的增加, 导致高纬度积雪显著减少, 从而大大降低了该地区的反照率, 使得地表温度对太阳辐射的变化更为敏感^[47].

图 6(b)和 6(d)分别显示了对应于太阳辐射不变和突变情况下纬向平均的降水和蒸发率的纬向分布. 对于降水和蒸发, 在大部分区域辐射增加时的数值都显著地增加, 而对于辐射减少时都显著地减少, 并且辐射增加时的变化显著地高于辐射减少时的情况. 可见, 太阳辐射增加越多, 降水和蒸发也增加越多. 说明到达地面入射辐射的越多, 用于蒸发的能量也越多, 一定程度上强化了水循环^[47]. 但降水率的变化在各个纬度带并不是均匀的, 从图 6 可以看出在低纬度变化较小, 而在中高纬度变化较大; 而蒸发率相对于降水率仅在南半球中高纬度有较大变化.

从图 6(c)可以看出森林面积变化表现出更为复杂的行为. 森林面积变化相对大的区域出现在北半球落叶林地区和南半球亚热带地区(图 6(c)). 对于太阳辐射突然减少的情况, 北方落叶森林由于地表温度降低并且降水减少而向南退缩, 而南半球亚热带地区的森林面积因为降水有所增加而有所扩张. 对于太阳辐射增加的情况, 在北半球中高纬度可能由于降水变化的不规律性森林面积变化出现了较为剧烈地波动. 由于植被-反照率反馈, 落叶森林的退缩增强了北半球的高纬度的冷却(图 6(a), (c)).

3.3 与其他模式结果、历史重建数据的比较

必须指出, 本文侧重与全球性数据的对比, 至于

区域尺度数据的简单对比, 是为了揭示区域性过程的重要性. 选择Crowley^[5]和Bauer等^[17]的研究结果作为模式间的对比, 并分别标记为Crowley和Bauer, 值得注意的是, 他们的数据是自然强迫和人为强迫共同作用的结果, 而本文使用的强迫仅是自然强迫. 同时, 选择Mann等^[9]、Crowley等^[11]、Jones等^[8]以及Moberg等^[12]对北半球年平均地表温度的重建数据进行比较, 分别标记为M99、CL2000、J98和M2005. 最后, 我们选择Yang等^[22]对中国地区的温度重建数据进行简单对比, 表示为Y2002.

图 7(a)给出了北半球年平均地表温度和其他模式结果的比较, 可以看出本文的两个模拟结果与其他模式非常相似, 仅仅在振幅上有些差别. 其中, 中世纪暖期和小冰期, 都得到了相似的体现, 并且在温度变化非常显著的时期, 例如 12 世纪中后期和 14, 15 世纪中期, 以及 17, 18 世纪初期, 与其他模式结果是高度一致的. 同时, 本文的模式结果与其他模式具有很高的相关系数(表 2), 与Crowley^[5]模式的结果相关系数 r_c 更是高达 0.75, 这充分说明Crowley^[5]认为自然强迫是工业革命前时期的主导性强迫的结论同样适用本文的模拟结果.

图 7(b)给出了北半球年平均地表温度与历史数据的比较, 可以看出历史数据间存在较大差异, M2005 变率较大, 其他数据变率较小. 但本文的模拟结果与历史温度记录总体趋势一致, 基本体现了工业革命前时期的历史记录的主要特征—温度逐渐降低的趋势, 并且都反映了大约以 1300~1450 AD 为过渡时期. 在这段时期之前温度较高, 相应于中世纪暖期(1100~1300 AD), 而在这段时期之后温度较低, 相应于小冰期(1450~1800 AD). 同样可见, 在 13 世纪中期之前模拟结果与历史温度记录偏差较大, 而在这

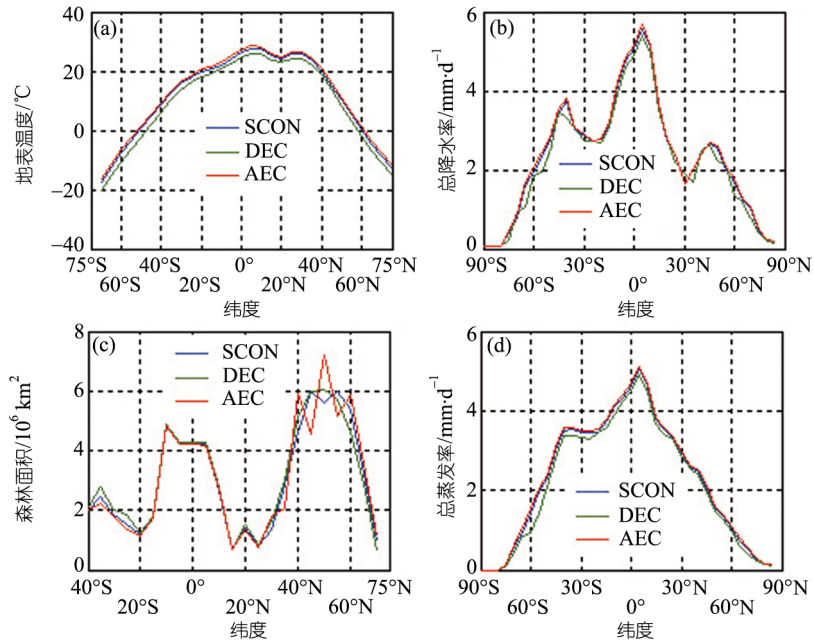


图 6 太阳辐射突变情况下的各纬度带地表温度(a), 总降水率(b), 森林面积(c), 总蒸发率(d)的纬度分布 SCON 对应控制实验, 而 DEC, AEC 分别对应太阳辐射减少和增加的实验, 特别注意纬度的刻度不是一致的

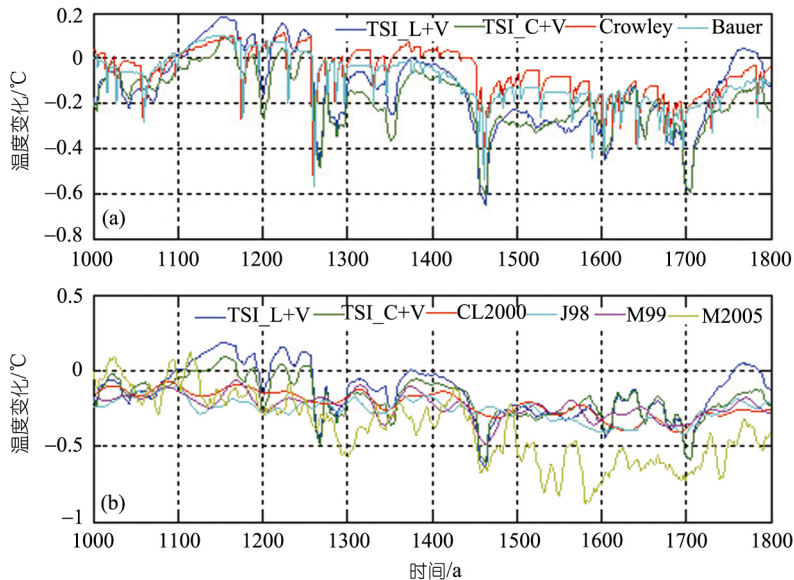


图 7 模式结果与其他模式、历史重建的北半球年平均地表温度的对比

(a) 与其他模式的对比, 其中 TSI_L+V, TSI_C+V 是本文的模拟结果, Crowley 是 Crowley^[51] 的模拟结果, Bauer 是 Bauer 等^[17] 的模拟结果; (b) 与历史重建数据的对比, 其中 TSI_L+V, TSI_C+V 是本文的模拟结果, CL2000 是 Crowley 和 Lowery^[11] 的重建数据, J98 是 Jones 等^[8] 的重建数据, M99 是 Mann 等^[9] 的重建数据, M2005 是 Moberg 等^[12] 的数据

段时期之后除 M2005 外与历史温度记录非常相似。本文的模拟结果与 CL2000, M99 和 M2005 的相关性相当高, 相关系数均在 0.66 左右, 但与 J98 的相关性

较差, 这可能主要是因为 J98 更强调北半球赤道外地区的夏季历史温度的重建(表 3)。

将北半球年平均地表温度与 Y2002 进行简单对比

表 2 模拟结果与其他模式结果的相关系数^{a)}

其他模式	r_L	r_C
Crowley	0.71	0.75
Bauer	0.66	0.71

a) 相关系数 r_L 和 r_C 的下标分别表示在自然强迫 TSI_{L+V} 和 TSI_{C+V} 下的模拟结果. 左侧是其他模式结果的缩写. 模拟结果与其他模式结果都是 11 年滑动平均的数据

表 3 模拟结果与重建数据的相关系数^{a)}

重建数据	r_L	r_C
CL2000	0.65	0.67
J98	0.50	0.48
M99	0.65	0.66
M2005	0.65	0.68
Y2002	0.44	0.40

a) 左侧是重建的温度记录的缩写. 模拟结果和重建数据都是 11 年滑动平均的数据

(图 8), 还是发现了一些异同点. 首先, 从总体上看, 二者的长期趋势是一致的, 即温度都是逐渐变冷的. 其次, 二者都明显地反映出了中世纪暖期和小冰期以及二者之间的过渡时期. 但是在细节上, 二者也存在较大的差异. 从图 8 中不难看出, 中国的温度变化幅度远大于北半球平均, 12 世纪中期中国与北半球温度变化的相位是相反的, 1500 AD 左右和 17 世纪的小冰期阶段二者也存在较大差异, 中国区域的温度变率显著大于北半球平均, 而且一些对模拟结果具有重要影响的火山活动, 在中国区域并没有很好地表现出来, 说明这些火山爆发并未在中国施加全球性强迫. 同时, 二者之间的相关系数较低, 仅 0.4 左

右(表 3).

3.4 讨论

本文的模拟结果无论与其他模式结果还是与重建的历史记录的比较, 在开始的 100~200 a 存在着较大差异, 具体表现在模拟结果明显偏高, 其他模式结果也具有类似现象. 我们认为是气候系统的连续性造成了这个问题, 对此在试验积分方案上做了改进, 但效果仍然不是十分理想, 尚需进一步研究. 这可能还与距今时间越远, 模拟所设置的外强迫条件的估算误差越大, 而用于气候重建的文献资料点位数越少有关^[3,4,17].

14 世纪以后, 模拟结果与其他模式结果和大部分历史数据偏差较小, 效果较好, 都表现出了较小的自然变率. M2005(Moberg 等^[12])是较新的重建数据, 表现出较大的变率, 也与本文的结果偏差较大, 但在总体特征上二者基本一致, 而且相关系数较高. 这样, 在年代际到世纪时间尺度上过去千年完全可能存在较大的自然变率, 目前的重建数据很可能低估了气候系统的自然变率.

同时, 我们认为以下几个方面在一定程度上也导致了模拟结果与其他模式结果和历史数据之间的偏差:

- () 过去千年自然强迫变化重建数据的不确定

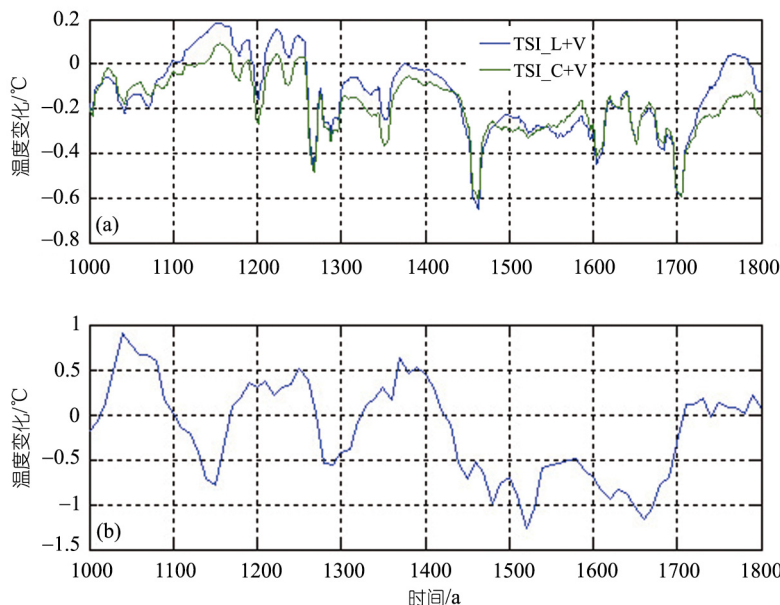


图 8 模式结果与重建的中国地区年平均地表温度的对比

(a) 模拟的北半球年平均地表温度; (b) 中国地区重建数据, 数据来自 Yang 等^[22]的研究

性显然影响了模拟结果,这方面已有论述^[3,5,17,18,51,58,59]。MPM2 模式对太阳辐射的响应直接而迅速,但温度变化比较小,只有 0.2。如果太阳辐射增加 5 W/m²,温度变化则可以达到大约 0.8,这个数值是比较合理的数值。这样,目前的太阳辐射重建数据很可能偏小。

() 过去千年气候长期变化的重建记录也存在很大的不确定性。各种气候的和非气候的因素都可能影响记录,而且依据过于稀少的区域代用资料反演北半球或全球的历史气候长期变化,以及使用不同的代用资料的分辨率不同等等,都造成了历史温度记录的不确定性^[9,20]。

() 模式自身的缺陷。MPM的大气模式是简单的能量水汽平衡模式,它把全球大气处理为一层,虽然通过热成风与地转风的关系参数化得到了活动的地表风^[30],但在一定程度上还是缺乏对大气动力学的模拟能力。同时,该模式缺少大气化学模块,对气溶胶只能进行简单地处理,例如用简单的关系式(1)将光学厚度转化为净辐射,这些简单的处理都可能造成模拟的不确定性。虽然模式自身的缺陷会造成一定的偏差,但随着模式的完善,模拟结果必定会得到很大的改善。

() 与包含陆面覆盖、土地利用变化以及其他人类活动的研究^[3,5,17]相比较,不难发现自然强迫只能描绘出工业革命前时期温度变化的主要特征,但不足以描绘出所有的特征,人类活动在气候系统变化过程中一定做出了相当程度的贡献。因此,要准确的模拟过去千年的历史气候长期变化,必须加入人为的强迫,例如陆面覆盖和土地利用的变化,以及人类排放 CO₂ 等温室气体的反馈作用。同样,这也是 MPM-2 未来研究的一个重点方向。

但是,可以清楚地看到本文的模拟结果基本反映了工业革命前时期气候变化的主要特征,说明在千年时间尺度上 MPM-2 模式对模拟自然强迫的气候效应方面具有相当优势。这只是研究的第一步,而且是比较重要的一步,为量化自然强迫在气候系统中的贡献,从而为准确地评估自然强迫和人类活动在全球变暖中的贡献打下了坚实的基础。

4 结论

自然强迫(太阳和火山)是工业革命前气候系统的主导性强迫,二者的综合气候效应体现了工业革

命前全球、北半球气候变化的主要特征,决定了工业革命前地表温度变化的基本格局,其中太阳辐射变化奠定了气候长期变化的趋势,而火山爆发强迫强化(或弱化)了这种趋势。自然强迫可以很好地解释中世纪暖期(大约 1100~1300 AD)和小冰期(大约 1450~1800 AD)时期的气候。

自然强迫几乎在所有的空间尺度上(全球、半球、亚半球和亚大陆)都施加了相同的强迫信号,年平均地表温度在这些空间尺度上的响应具有一致性,但在高纬度带信号稍微得到了强化。在更小的区域尺度上,气候表现出更为复杂的特征,甚至与全球响应相反,很可能是区域性过程起到了重要作用。这表明中世纪暖期和小冰期是半球性,至少是亚半球性的气候现象。但在更小的区域尺度上是否存在中世纪暖期和小冰期现象,以及在自然强迫的背景下区域性过程的重要性都需要进一步研究^[18]。

模式结果与外强迫有很大的相关性,即模式结果很大程度上依赖所选用的重建的辐射序列。因此,为了更准确地模拟自然强迫在气候系统中的相对贡献,必须更加准确地重建过去 10000 a,至少 2000 a 以来的太阳辐射变化和火山序列。

全球各纬度带地表温度对辐射突变的响应虽然是非线性的,但是总体趋势是一致的,低纬度的变化相对较小,而中高纬度变化较大。这主要是由于辐射增强会加速中高纬度积雪的减少,从而削弱了积雪-反照率反馈,并且导致北方森林向南扩展,削弱了植被-反照率反馈。其次,辐射增强会强化全球水循环,导致降水率和蒸发率都增强,这些与 Wetherald 等^[47]的研究结果是一致的。这表明太阳辐射对气候系统有非常重要的影响,是气候系统最重要的强迫,它对气候系统的贡献需要进一步的研究。

总之,自然强迫在工业革命前时期占了主导地位,决定了该时期的主要气候特征。但人为强迫也起到了一定的作用,准确地模拟过去千年气候演化应该加入所有的强迫,包括自然的和人为的强迫。我们将在未来的工作中加入所有的强迫,并在 MPM-2 中耦合大气化学模式,全面地模拟过去千年的气候变化,特别是工业革命以后的气候变化,深入地研究并且量化自然强迫和人为强迫各自在气候系统中的贡献。

致谢 本研究得到中国国家重点基础研究发展计划“北方干旱化与人类适应”项目(批准号:2006CB400500)资助。

参 考 文 献

- 1 Stott P A, Tett S F B, Jones G S, et al. External control of 20th century temperature by natural and anthropogenic forcing. *Science*, 2000, 290: 2133—2137[DOI]
- 2 Broccoli A J, Dixon K W, Delworth T D, et al. Twentieth-century temperature and precipitation trends in ensemble climate simulations including natural and anthropogenic forcing. *J Geophys Res*, 2003, 108(D24): 4798, doi: 10.1029/2003JD003812
- 3 Bertrand C, Loutre M F, Crucifix M, et al. Climate of the last millennium: a sensitivity study. *Tellus*, 2002, 4A: 221—244
- 4 刘健, Hans von Storch, 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(20): 2251—2255
- 5 Crowley T J. Causes of climate change over the past 1000 years. *Science*, 2000, 289: 270—277[DOI]
- 6 Free M, Robock A. Global warming in the context of the Little Ice Age. *J Geophys Res*, 1999, 104: 19057—19070
- 7 Shindell G A, Schmidt M E, Mann M E, et al. Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science*, 2001, 294: 2149—2152[DOI]
- 8 Jones P D, Briffa K R, Barnett T P, et al. High-resolution paleoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control-run temperatures. *Holocene*, 1998, 8(4): 455—471[DOI]
- 9 Mann M E, Bradley R S, Hughes M K. Northern hemisphere temperature during the past millennium: inferences, uncertainties and limitations. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 759—762[DOI]
- 10 Mann M E. The value of multiple proxies. *Science*, 2002, 297: 1481—1482[DOI]
- 11 Crowley T J, Lowery T S. How warm was the medieval warm period. *Ambio*, 2000, 29: 51—54
- 12 Moberg A, Sonechkin D M, Holmgren K, et al. Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. *Nature*, 2005, 433(7026): 613—617[DOI]
- 13 Mann M E, Gille E, Bradley R S, et al. Global temperature patterns in past centuries: an interactive presentation. *Earth Interac*, 2000, 4(4): 1—29[DOI]
- 14 Cubasch U, Voss R, Hegerl G C, et al. Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model. *Clim Dyn*, 1997, 13: 757—767[DOI]
- 15 Drijfhout S S, Haarsma R J, Opsteegh J D, et al. Solar-induced versus internal variability in a coupled climate model. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 205—208[DOI]
- 16 Shindell D T, Schmidt G A, Miller R L, et al. Volcanic and solar forcing of climate change during the preindustrial era. *J Clim*, 2003, 16: 4094—4107[DOI]
- 17 Bauer E, Claussen M, Brovkin V. Assessing climate forcings of the earth system for the past millennium. *Geophys Res Lett*, 2003, 31(12): 1276—1292[DOI]
- 18 Goosse H, Renssen H, Timmermann A, et al. Internal and forced climate variability during the last millennium: a model-data comparison using ensemble simulations. *Quat Sci Rev*, 2005, 24: 1345—1360[DOI]
- 19 施雅风, 姚檀栋, 杨保. 近 2000 年古里雅冰芯十年尺度的气候变化及其与中国东部文献记录的比较. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1999, 29(增刊 1): 79—86
- 20 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(11): 1145—1149
- 21 姚檀栋, 秦大河, 田立德, 等. 青藏高原 2 Ka 来温度与降水变化—古里雅冰芯记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1996, 26(4): 348—353
- 22 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, 29: 1029—1040[DOI]
- 23 Wang Z, Hu R, Mysak L A, et al. A parameterization of solar energy disposition in the climate system. *Atmos Ocean*, 2004, 42(2): 113—125
- 24 Wang Y, Mysak L A, Wang Z, et al. The greening of the McGill Paleoclimate Model. Part I: Improved land surface scheme with vegetation dynamics. *Clim Dyn*, 2005, 24: 469—480[DOI]
- 25 Marshall S J, Clarke G K C. A continuum mixture model of ice stream thermomechanics in the Laurentide Ice Sheet, 1. Theory. *J Geophys Res*, 1997, 102: 20599—20613[DOI]
- 26 Wang Z. The Manual of the McGill Paleoclimate Model version 2.0, 2005
- 27 Stocker T F, Wright D G, Mysak L A. A zonally averaged, coupled ocean-atmosphere model for paleoclimate studies. *J Clim*, 1992, 5: 773—797[DOI]
- 28 Fanning A F, Weaver A J. An atmospheric energy-moisture balance model: Climatology, interpentadal climate change, and coupling to an ocean general circulation model. *J Geophys Res*, 1996, 101: 15111—15128[DOI]
- 29 Wang Z, Mysak L A. A simple coupled atmosphere-ocean-sea ice-land surface model for climate and paleoclimate studies. *J Clim*, 2000, 13: 1150—1172[DOI]
- 30 Petoukhov V K, Ganopolski A, Brovkin V, et al. CLIMBER- 2: A climate system model of intermediate complexity. Part I: Model description and performance for present climate. *Clim Dyn*, 2000, 16: 1—17[DOI]
- 31 Stocker T F, Wright D G. A zonally averaged model for the thermohaline circulation. Part II: Interocean exchanges in the Pacific-Atlantic basin system. *J Phys Oceanogr*, 1991, 21: 1725—1739[DOI]
- 32 Wright D G, Stocker T F. A zonally averaged ocean model for the thermohaline circulation. I: Model development and flow dynamics. *J Phys Oceanogr*, 1991, 21: 1713—1724[DOI]
- 33 Semtner A J. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of the climate. *J Phys Oceanogr*, 1976, 6:

- 379—389
- 34 Hibler W D. A dynamic thermodynamic sea ice model. *J Phys Oceanogr*, 1979, 9: 815—846
- 35 Harvey L D D. Development of a sea ice model for use in zonally averaged energy balance climate model. *J Clim*, 1988, 1: 1221—1238[DOI]
- 36 Manabe S. Climate and the ocean circulation. I: The atmospheric circulation and the hydrology of the earth surface. *Mon Wea Rev*, 1969, 97: 739—774
- 37 Peltier W R, Marshall S. Coupled energy-balance/ice-sheet model simulations of the glacial cycle: A possible connection between terminations and terrigenous dust. *J Geophys Res*, 1995, 100: 14269—14289[DOI]
- 38 Brovkin V, Ganopolski A, Svirezhev Y. A continuous climate-vegetation classification for use in climate biosphere studies. *Eco Model*, 1997, 101: 251—261[DOI]
- 39 Brovkin V, Bendtsen J, Claussen M, et al. Carbon cycle, Vegetation and Climate Dynamics in the Holocene: Experiments with the CLIMBER-2 Model. *Glob Biogeochem Cycle*, 2002, 16: 1—20
- 40 Cochelin A S. Simulation of glacial inceptions with the “green” McGill Paleoclimate Model. C2GCR Report. 2004
- 41 Wang Z, Cochelin A S B, Mysak L A, et al. Simulation of the last glacial inception with the green McGill Paleoclimate Model. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L12705[DOI]
- 42 Wang Y, Mysak L A, Wang Z, et al. The greening of the McGill Paleoclimate Model. Part II: Simulation of Holocene millennial-scale natural climate changes. *Clim Dyn*, 2005, 24: 481—496[DOI]
- 43 Wang Z. Two climatic states and feedbacks on thermohaline circulation in an Earth system model of intermediate complexity. *Clim Dyn*, 2005, 25: 299—314[DOI]
- 44 Wang Z, Mysak L A. Glacial abrupt climate changes and Dansgaard-Oeschger oscillations in a coupled climate model. *Paleoceanography*, 2006, 21, PA2001, doi: 10.1029/2005PA001238
- 45 Petoukhov V, Claussen M, Berger A, et al. EMIC intercomparison project (EMIP-CO₂): Comparative analysis of EMIC simulations of current climate and equilibrium and transient responses to atmospheric CO₂ doubling. *Clim Dyn*, 2005, 25: 363—385[DOI]
- 46 Houghton J T, Meira Filho L G, Callander B A, et al. *Climate change 1995: the science of climate change*. Cambridge: Cambridge University Press, 1996. 572
- 47 Wetherald R T, Manabe S. The effects of changing the solar constant on the climate of a general circulation model. *J Atmos Sci*, 1975, 32(11): 2044—2059
- 48 Reid G C. Solar forcing of global climate change since the mid-17th century. *Clim Change*, 1997, 37: 391—405[DOI]
- 49 Rind D. The Sun’s role in climate variations. *Science*, 2002, 296: 673—677[DOI]
- 50 Bard E, Raisbeck G, Yiou F, et al. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus*, 2000, 52B: 985—992
- 51 Lean J, Beer J, Bradley R. Reconstruction of solar irradiance since 1600: implications for climate change. *Geophys Res Lett*, 1995, 22: 3195—3198[DOI]
- 52 Zielinski G A. Stratospheric loading and optical depth estimates of explosive volcanism over the last 2100 years derived from the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice core. *J Geophys Res*, 1995, 100: 20937—20955[DOI]
- 53 Sato M, Hansen J E, McCormick M P, et al. Stratospheric aerosol optical depth, global-scale temperature patterns and climate forcing 1850—1990. *J Geophys Res*, 1993, 98: 22987—22994
- 54 Lacis A, Hansen J, Sato M. Climate forcing by stratospheric aerosols. *Geophys Res Lett*, 1992, 19: 1607—1610
- 55 Berger A L. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *J Atmo Sci*, 1978, 35: 2363—2367
- 56 Robock, Alan, Mao J P. The volcanic signal in surface temperature observations. *J Clim*, 1995, 8: 1086—1103[DOI]
- 57 Waple A M, Mann M E, Bradley R S. Long-term patterns of solar irradiance forcing in model experiments and proxy based surface temperature reconstructions. *Clim Dyn*, 2002, 18: 563—578
- 58 Gerber S, Joos F, Brugger P, et al. Constraining temperature variations over the last millennium by comparing simulated and observed atmospheric CO₂. *Clim Dyn*, 2003, 20: 281—299
- 59 Robertson A, Overpeck J, Rind D, et al. Hypothesized climate forcing time series for the last 500 years. *J Geophys Res*, 2001, 106: 14783—14803[DOI]

(2006-09-13 收稿, 2006-11-16 接受)