

东亚中全新世的气候模拟 及其温度变化机制探讨*

陈 星^{①②} 于 革^② 刘 健^②

(^①南京大学大气科学系, 南京 210093; ^②中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

摘要 大量地质证据证实了东亚和北美中全新世(6 kaBP)全年和冬夏季气温高于现代. 然而, 国际上 PMIP 计划下 18 个模式的古气候模拟结果未能捕捉北半球大陆中低纬地区冬季升温的气候特征. 这些古气候模拟的冬季降温与地质资料揭示的冬季升温存在着巨大差异, 反映出仅仅在太阳辐射变化驱动下的古气候模拟存在重大缺陷.

使用含有陆面过程的全球 9 层大气环流谱模式(AGCM+SSiB), 采用现代植被和中全新世植被预置的不同下垫面对 6 kaBP 气候及其植被影响进行了模拟试验. 古植被强迫下的模拟结果表明, 中全新世时东亚地区各季均出现升温. 尤其是模拟的冬季增温与地质资料重建的气候特征接近, 反映了除太阳辐射的变化外, 植被的变化对东亚地区中全新世的增温有着重要作用. 该模拟结果的意义在于: (1) 用具有物理机制的数值化模型并采用实际下垫面边界条件, 能够较好地模拟出中全新世气候特征; (2) 从动力机制的角度揭示了中全新世气候与现代气候存在巨大差别的原因在于辐射变化和下垫面植被变化; (3) 中全新世下垫面植被的改变引起的地表反射率变化使得东亚陆面与西太平洋表面的热力差异随季节发生变化, 因而中全新世夏季风环流增强, 而冬季风环流减弱, 冷空气活动受到抑制, 使得中国区域冬季温度增加, 形成暖冬气候特征.

关键词 中全新世 古气候模拟 植被变化 东亚

由于中全新世(6 kaBP)太阳辐射驱动与现代大气 CO_2 增加对气候有类似增温效应, 因而 6 kaBP 气候模拟对气候预测具有重要的意义, 也使 6 kaBP 研究成为国际上气候变化研究的热点之一^[1-3].

20 世纪 90 年代中期以来国际上开展了对 6 kaBP 气候的统一模拟计划^[4,5], 但其模拟结果有重大缺陷. 这一计划对 6 kaBP 的模拟试验主要考虑的是与辐射有关的强迫条件的作用, 其模拟结果主要反映了辐射变化对温度的驱动作用, 即冬、夏温度差异增大, 冬季降温, 夏季升温, 年平均温度升高. 太阳辐射作为气候变化的驱动因子而直接决定全球气候的冷暖^[6], 但影响温度的季节和区域变化的因子是多方面的.

我国第四纪研究的综合成果表明, 6 kaBP 中国东部冬季平均温度比现代高 2.5°C , 西部比现代高 $3^\circ \sim 4^\circ\text{C}$ ^[7-13]. 北美的中全新世冬季温度也普遍增加^[14]. 这与单一辐射因子驱动的模拟结论不符, 说明除辐射因子外, 6 kaBP 的暖湿气候的区域特征, 特别是冬季增温还受到其他

因子控制. 为什么中国及东亚地区在中全新世出现冬季增温, 这是古气候研究和模拟需要探讨的问题.

TEMPO 计划的研究指出^[15], 由于植被反射率变化的反馈机制, Biome 模型与气候模型的耦合模拟能够捕捉到造成北非植被带北界北移的气候特征. 我国学者也对 6 kaBP 时植被对季风降水的影响作过敏感性试验^[16]. Claussen^[2]等的模拟结果表明, 地球轨道参数的变化对气候变化的影响在副热带地区因大气与植被的反馈作用而被放大. 可以看出, 中全新世暖期气候特征与植被的变化有着十分密切的关系, 区域及全球植被特征的改变对气候有重要的反馈作用.

但是, 在所有这些 6 kaBP 的模拟研究中未能很好地预测出中国地区的温度特点. 尽管已有的 6 kaBP 模拟直接或间接地表明, 中全新世气候与植被的反馈作用对于该时期的气候形成具有重要作用, 但是模拟结果因采用的植被处理方式(使用预置的现代植被和使用 Biome 模型耦合的计算植被)不同而异.

本文为了从古气候模拟再现 6 kaBP 时中国地区的实际气候特征, 利用包含陆面过程的全球大气环流模式(AGCM+SSiB), 以地质证据恢复的 6 kaBP 时的植被类型分布作为改进的强迫条件之一输入气候模型作了模拟对比试验, 并与 PMIP 的其他模拟结果作了初步对比. 从而论证植被是否在东亚中全新世增温中具有重要作用.

1 气候模式、资料和方法

1.1 气候模式

本文的模拟采用了含陆面过程的大气环流模式(AGCM+SSiB)^[17,18]. 其中 AGCM 是改进的 9 层 15 波谱模式, 水平分辨率相当于 $7.5^{\circ} \times 4.5^{\circ}$. 模式引入简化的生物圈模式 SSiB (Simplified Simple Biosphere Model)^[19,20], 使模拟的温度、降水、气压和风场等与观测资料更加接近^[21]. 这个模式已被应用到 21 ka 气候模拟中^[22,23], 结果表明该模式能够捕捉到东亚古气候特征, 可以用来进行古气候模拟试验.

1.2 强迫条件

控制试验(0 kaBP)的强迫条件取现代气候值(1950AD), 包括地球轨道参数变动下的太阳辐射, 大气 CO_2 含量(345×10^{-6})、海洋表面温度(SST)、植被类型和冰雪覆盖等下垫面状况.

在 6 kaBP 模拟试验 1 中, 采用国际古气候模拟对比计划 PMIP 的边界条件^[3], 即地球轨道参数按国际通用的 Berger^[24]的结果; 海洋表面温度和冰雪覆盖均取现代值, 大气 CO_2 浓度为 280×10^{-6} ^[25]. 植被采用现代植被预置. 试验 2 保持其他边界条件不变, 以 6 kaBP 植被代替现代植被作为陆面边界条件输入进行模拟试验. 6 kaBP 植被是根据花粉资料恢复的欧亚大陆植被类型分布^[26-30], 用 Biomization 方法转化成 17 种植被类型. Biomization 方法在欧洲最早被采用, 近年来应用到全球植被重建. 该方法能好地把花粉数据转化为植被类型. 文献[31]详细介绍了把 6 kaBP 花粉资料转化为植被类型的方案. 本文采用其结果, 将区域类型转换为 $7.5^{\circ} \times 4.5^{\circ}$ 的经纬网格分布作为 AGCM 的陆面边界条件. 模拟试验 0 kaBP 和 6 kaBP 的强迫条件及参数描述如表 1 所示.

1.3 模式及控制试验的验证

该模式的气候模拟能力通过控制试验与实际观测气候资料(NCEP/NCAR 资料)的对比进

表 1 模拟试验的地球轨道参数和边界条件

边界条件		0 kaBP	6 ka BP
地球轨参数(Berger) ^[24]	黄赤交角	23.446	24.105
	偏心率	0.016724	0.018682
	近日点	282.04	180.87
陆面地形		现代	同 0 ka (忽略西藏及亚洲构造差异 ^[32])
海表面温度 (SST)		现代	同 0 ka (预置 SST, 忽略差异 ^[33])
海冰		现代	同 0 ka
冰流		现代	同 0 ka (第四纪冰流完全消失 ^[34])
CO ₂ 含量		345×10 ⁻⁶	280×10 ⁻⁶
植被		现代	根据地质资料改变了欧亚大陆的植被

行了验证. 控制试验(0 kaBP)共积分 25 a, 取后 10 a 平均代表气候平衡态. 控制试验的海平面气压场, 温度场, 500 hPa 高度场和降水与 NCEP/NCAR 资料得出的结果吻合得较好, 尤其是海平面气压场、温度场和 500 hPa 场较好地描述了现代气候特征. 降水的主要分布特征与实际资料较接近, 但在部分地区降水量值与 NCEP/NCAR 资料有一定差距. 总体上看, 该模式的气候模拟能力较好, 尤其是东亚地区较理想^[18-21].

2 6 kaBP 模拟结果的分析讨论

6 kaBP 模拟试验使用 6 kaBP 强迫条件, 进行 11 a 积分, 取后 10 a 的平均值代表 6 kaBP 时的平均气候状态.

2.1 试验 1 的温度模拟

试验 1 的 6 kaBP 温度模拟结果如图 1 所示, 用 6 kaBP 与现代(0 kaBP)温度的差值表示. 结果显示在欧亚大陆西部 50° N 以南地区, 6 kaBP 年平均温度较现代高约 0~0.5℃(图 1(a)), 在 50° N 以北大部分地区表现为降温, 比现代低 2°~4℃. 东亚地区在 40° N 以南地区, 夏季平均温度比现代增加 2.0℃左右(图 1(b)), 但冬季平均温度比现代低, 降温幅度达 2℃(图 1(c)).

这一模拟结果与国际上其他 6 kaBP 气候模拟结果类似. 国际 6 kaBP 古气候模拟从动力机制上揭示了当北半球第四纪冰盖消融已尽的典型冰后期的气候, 太阳辐射变化是全球间冰期气候和非洲及印度季风扩张的基本驱动力. 但是, 对 6 kaBP 温度都模拟出欧亚大陆中低纬度地区(50° N 以南)夏季和年平均温度有所升高, 变化幅度在 1℃左右. 同时, 这些模拟又都无一例外的模拟了欧亚大陆中纬地区冬季温度的显著降低.

北半球中低纬地区(50° N 以南)在 11 kaBP (¹⁴C 年代为 9 kaBP)的夏季辐射量比现代高 7%~8%, 而冬季辐射量比现代低 2%~3%^[35]. 尽管辐射量在 6 kaBP 已经大大减少, 但夏季仍然比现代高、冬季比现代低. 这是气候模拟 6 kaBP 冬季降温的基本原因. 本文 6 kaBP 气候模拟试验 1 的结果反映了同样的温度场模拟特征, 东亚地区在 40° N 以南地区的年平均温度比现代有所增加, 但冬季温度具有显著的降低.

2.2 试验 2 的温度模拟

试验 2 是加入 6 kaBP 植被后的 PMIP 试验. 试验 2 与现代温度(0 kaBP)差值的分布表明(图略), 东亚地区的夏季增温在 1°~2℃左右, 年平均增温约在 0.5°~1.5℃之间, 冬季有 0.5°~1℃的增温. 模拟结果比试验 1 有明显改善. 为了对比与试验 1 的差异, 本文以 6 kaBP 试验 2 的温度场减去试验 1 温度场, 其差值代表 6 kaBP 植被改变对温度场变化的贡献(图 2(a), (b)和

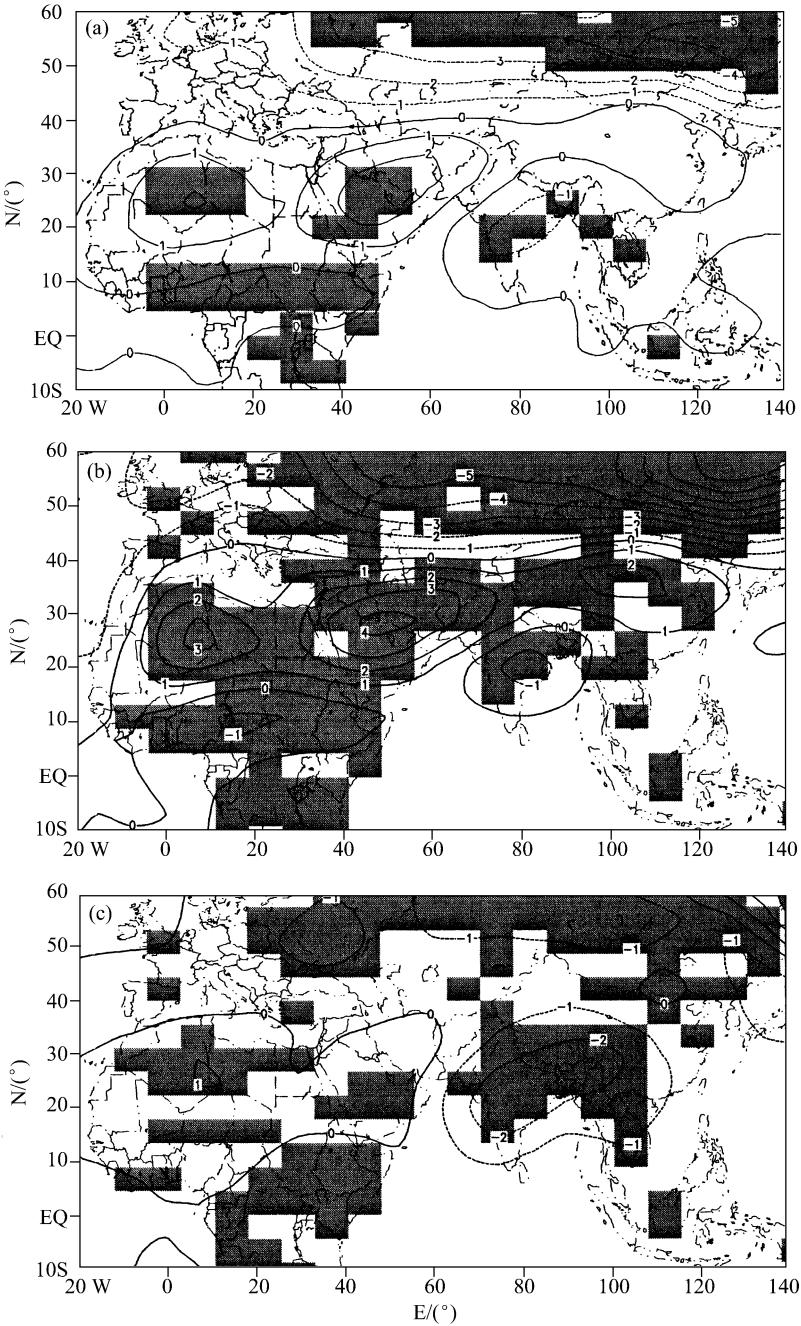


图 1 6 kaBP 试验 1 与 0 kaBP 试验模拟的年平均温度、夏季温度和冬季温度(°C)的差异
阴影表示差异显著性达到 95%。(a) 年平均温度差;(b) 夏季温度差;(c) 冬季温度差

(c). 可以看出该试验模拟的欧亚大陆在北纬 50° 以北地区, 大陆的西岸(欧洲地区)年平均温度较试验 1 有所增加, 但在西伯利亚中部地区有所降低. 在北纬 50° 以南地区, 年平均温度在我国的华北、华东地区比试验 1 增加 1° ~ 2°C. 夏季温度在东亚地区与试验 1 相比变化不大(图

2(b)), 但明显的变化反映在冬季温度(图 2(c)). 在 50°N 以南, 冬季平均温度在我国东部和中部明显升高, 较试验 1 提高约 1°C 以上.

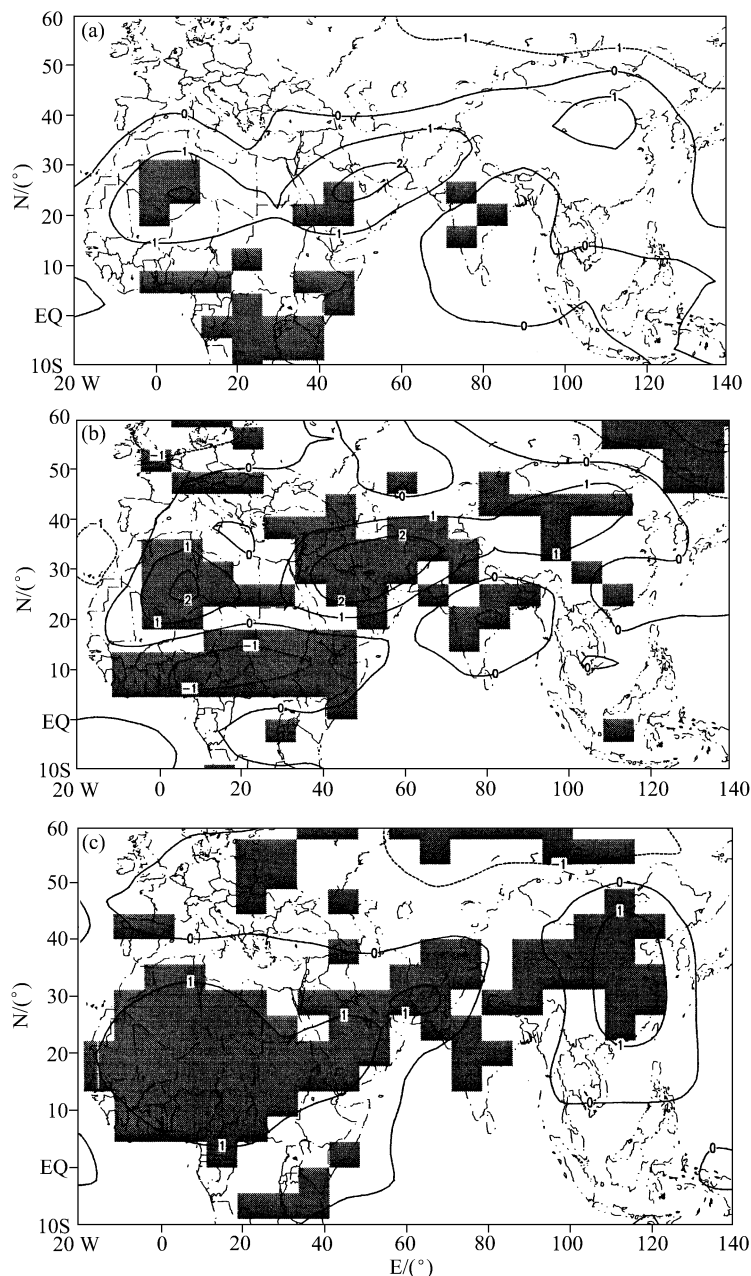


图 2 6 kaBP 植被变化对温度场模拟的效应(试验 2 与试验 1 的差: $^{\circ}\text{C}$)

阴影表示差异显著性达到 95%. (a) 年均温度差; (b) 夏季温度差; (c) 冬季温度差

青藏高原的地面温度变化的植被效应不明显, 冬季在高原中部比试验 1 降低 $1^{\circ}\sim 2^{\circ}\text{C}$, 夏季在高原北部有 1°C 左右的增温. 现代青藏高原增温的主要原因是太阳辐射的增强, 这在夏季尤为突出. 因此, 全年平均温度的升高以夏季贡献为大. 这是由于高原的特殊地理位置和大气

光学特性所决定的. 因冬季太阳辐射减小, 高原的冷源作用加强, 植被的增温作用在高原地区并不重要. 由于青藏高原特定的水平和垂直尺度而形成独立的气压系统及其对整个欧亚大陆行星西风的影响^[36], 高原温度变化原因的特殊性也有待于深入研究, 如通过植被模型和气候模式的耦合模拟试验来进一步探讨植被与温度效应在不同地区的关系.

由于本模拟中植被的改变主要在欧亚大陆和非洲, 从植被改变引起的温度变化可以看出, 在北美出现年平均温度增加, 但冬季无增温现象. 而对植被状况最为敏感的北非地区, 冬季温度增加 1°C 以上. 在 60°N 以北的高纬度地区, 温度增加和降低的情况均有出现, 变化幅度在 $0 \sim 1^{\circ}\text{C}$ 之间.

2.3 模拟结果的显著性检验

从上述模拟结果可以看出, 作为中全新世气候变化的主要驱动因子, 太阳辐射和植被变化在气候形成中具有重要作用. 采用 t-检验, 对两个模拟试验的年平均温度、夏季温度和冬季温度的差异在 95% 的置信度水平上进行了差异显著性统计检验. 检验结果如图 1, 2 所示, 图中阴影区表示达到显著水平的地区. 可以看出, 对于试验 1, 在仅考虑太阳辐射驱动作用时, 东亚地区的夏季增温和冬季降温都是显著的. 试验 2 指示的植被强迫作用在中国东部和非洲北部的冬季最为显著, 在西亚、北非等副热带地区, 植被的改变对冬季和夏季的温度变化都具有显著的作用. 对降水场的显著性检验分布表明(图略), 由于北半球夏季增温和植被覆盖的作用, 东亚的中纬度地区、非洲北部、中国西部的降水增加均达到显著水平.

3 讨论

3.1 对 6 kaBP 气候模拟的验证

我国第四纪学、古气候环境学等学科对中全新世气候的研究, 采用各种地质证据提供了大量的古气候记录, 揭示出我国 6 kaBP 是一个高温气候期, 年平均气温普遍比现代高^[7~9]. 许多学者采用不同的代用指标, 进一步把定性的气候变化(如“温暖”、“湿热”、“干热”等)转化和推算成温度值. 例如, 根据花粉恢复的古植被在纬度上向北迁移和在高度上向上迁移^[7,10,11]、动物、植物化石指示的古动植物生长气候指标^[7,12]、动物化石追踪的古动物群北界大幅度北移、黄土序列中古土壤发育^[8]和人类活动遗迹^[9]、冰芯钻孔中氧同位素的变化^[13]、考古和文献记录的野生动物向北分布^[7], 定量地推算出各个地质点 6 kaBP 时的年平均温度或与现代的差值.

基于这些地质记录研究, 本文收集了现有可对中全新世气候值估算的数据点. 根据各个点上的花粉、湖泊、冰芯等的古气候证据所推算的气候值, 我们编辑了中全新世年平均温度(43 个点)、夏季温度(7 个点)和冬季温度(12 个点)相对现代变化的分布图(图 3). 气候上夏季温度一般指夏季 6, 7, 8 三个月的均温, 但在地质研究中对夏季温度定义不很明确, 包括了夏季温度和最热月(7 月)温度. 同样, 对冬季温度(12, 1, 2 三个月)还包括了最冷月温度(1 月). 本文同时采用了这两种定义, 作为地质记录的半定量参数. 许多文献中的 6 kaBP 温度变化值给出的是区间值, 我们采用其平均值绘图, 例如图上 2.5°C 可能反映了原作者对温度升幅为 $2^{\circ} \sim 3^{\circ}\text{C}$ 的估算.

图 3(a)反映了我国 6 kaBP 时年平均温度普遍比现代高出 $1^{\circ} \sim 5^{\circ}\text{C}$, 华北地区为 $3^{\circ} \sim 4^{\circ}\text{C}$. 试验 1 模拟了 0.5°C 增温, 试验 2 模拟了 $1^{\circ} \sim 2^{\circ}\text{C}$ 增温. 反映了试验 2 较试验 1 模拟有所改进. 冬季温度(图 3(c))明显升高, 尤其在我国华北和中部地区冬季气温比现代高出 3°C 以上. 试验 2 对该地区的冬季温度模拟增温约 1°C 左右, 与地质资料反映的变化趋势相吻合. 相对冬季温度

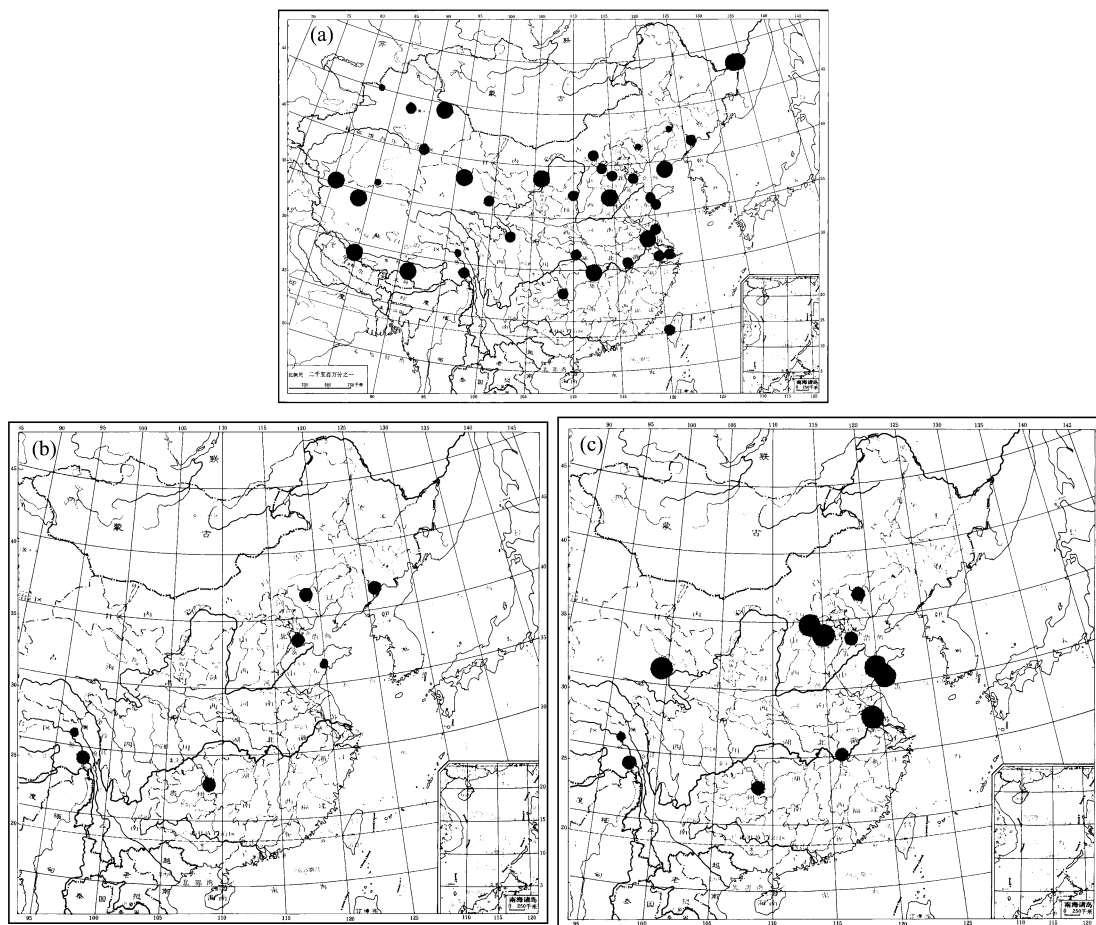


图3 地质资料综合重建的我国 6ka BP 温度图(°C)

以 6 kaBP 与现代 (0 kaBP) 的变化差值表示: (a) 年平均温度差; (b) 夏季温度差; (c) 冬季温度差

图例: 6 ka ~ 0 ka 温度变化(°C): ● 10, ● 5, ● 1

变化, 我国夏季温度(图 3(b))变化幅度稍小(1° ~ 2°C 左右)。我们的模拟增温幅度与之相当。由此可见, 改进的下垫面植被类型气候模拟产生了冬季温度有所增加。由于该模拟的方向性改进与冬季增温的地质资料重建的气候特征接近, 我们认为太阳辐射强迫和植被变化具有同等的气候效应。本文改进了国际 PMIP 6 kaBP 气候模拟试验在东亚地区的结果。

应该指出的是, 由花粉资料反映出的温度以年平均温度为主, 因而有较多的资料点反演年平均温度。对于夏季和冬季温度反演要求花粉有较高的分辨性, 可供使用的资料点相对较少。本文使用温度反演结果作为一种趋势性指标, 以便与模拟进行验证。

3.2 与国际 PMIP 6 kaBP 试验模拟的非洲北部降水对比

由于中全新世夏季增温, 全球季风环流系统普遍较现代增强, 夏季降水增多, 特别是在热带及副热带地区, 降水与植被的相互作用关系十分明显。本节比较了 3 个不同模拟试验中植被、辐射对降水的影响。除试验 1 与试验 2(见 2.1 节和 2.2 节)外, 试验 3 为单一植被变化的强迫试验, 即采用现代的太阳辐射和其他边界条件, 但采用 6 kaBP 预置植被。结果表明植被的变化对于中全新世降水具有显著影响。全球 18 个模型^[3]的模拟结果显示, 中全新世在 20° N ~

10° N 之间的降水增加, 而 0° N ~ 10° N 降水减少, 20° N 以北基本保持不变. 与地质资料得出的结果相比, 模拟的降水量均偏少. 地质资料证明赤道附近中全新世年降水量可达 3000 ~ 3500 mm, 降水量增加的最大值为 300 ~ 400 mm, 在 10° N ~ 15° N 之间, 而模式得出的结果均低于该值. 本文模拟的中全新世北非地区年降水量如图 4(a)所示. 模拟的年降水最大值约 1300 mm, 也偏低, 但与这 18 个模型相比接近其平均值. 而本模拟得出的最大差值(图 4(a))为 320 mm/a, 且位置也在 10° N ~ 15° N 之间, 与古气候资料吻合得很好. 比较图 4(a)中的 3 个试验结果可以看出, 中全新世非洲地区的降水对植被的强迫作用相当敏感: 试验 2 和试验 3 含有 6 kaBP 植被强迫, 其年降水量要较不含有植被强迫的试验 1 多. 试验 1 仅含有 6 kaBP 时的太阳辐射强迫, 对降水量的增加影响很小. 而同时含有植被和辐射强迫的试验 2 在北非地区的降水量增加最大, 含有植被而没有 6 kaBP 辐射强迫的试验 3 的降水量增幅略小于试验 2. 图 4(b)是本文模拟的降水量差与 PMIP 的 18 个模式结果的比较. 我们的结果介于 PMIP 的最大值和最小值之间. 当模拟不采用 6 kaBP 植被时, 模拟的降水量差接近于 18 个模型的平均值; 以 6 kaBP 植被作为强迫条件后, 模拟的降水量差明显增加, 接近 PMIP 模拟的最大值(最接近实际资料). 由此可见, 6 kaBP 植被强迫的引入对于降水模拟结果具有重要改进.

3.3 植被对气候变化的影响机制分析

上述模拟试验指示出中全新世植被对该时期气候形成具有重要作用. Foley 等^[37]指出, 由于中全新世北半球森林向北扩展取代了苔原, 使地表反射率减小, 是中全新世北半球高纬度 (60° N ~ 90° N) 增温的一个主要原因. Claussen 等^[38]在讨论中全新世北非地面植被变化与气候变化的敏感性问题时指出, 植被覆盖越多的地区, 相对于裸露地表而言, 不但可以增加地表吸收的太阳辐射, 还可以增加地面蒸发而形成温室效应, 导致暖湿气候. TEMPO^[15]归纳的中全新世森林北界位置与温度关系的古气候证据表明, 从北美、欧洲到东西伯利亚, 森林北界的北扩均伴随着夏季 7 月的增温, 增温幅度在 1.5° ~ 4.0° C 之间. Bonan 等^[39]通过敏感性试验指出, 高纬度的森林代替苔原后可以使冬季和夏季温度升

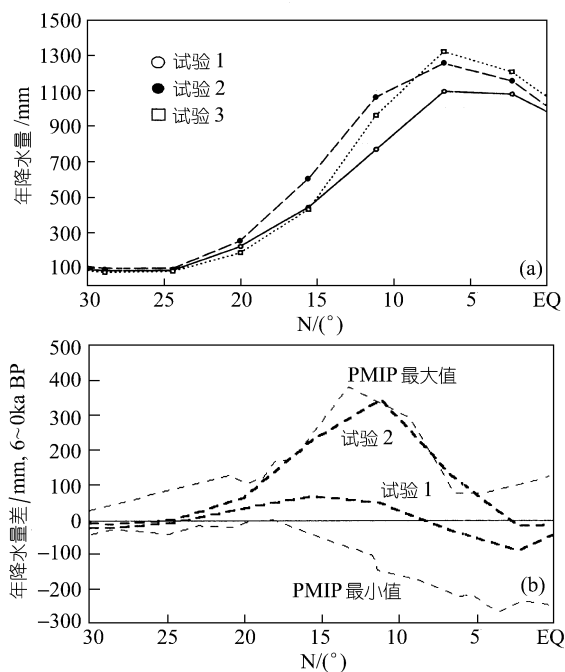


图 4 非洲季风区中全新世降水模拟的对比

(a) 本文试验 1 ~ 3 模拟的年降水的纬度平均值 (mm/a); (b) PMIP 18 个模式模拟的 6 ka 与现代年降水差值的纬度平均值 (mm/a) (根据 Joussaume et al. 资料^[3]) 与试验 1 和试验 2 的比较

高, 其原因在于地表反射率大大降低. 中国中全新世的古植被研究表明^[28], 与现代植被分布相比, 中国东部 (100° E 以东) 热带常绿阔叶林向北扩展, 内蒙古地区在中全新世有大面积的森林扩展, 取代了现代的草原和荒漠植被, 青藏高原东部森林高度抬升. 这种中全新世大范围的植被类型分布改变和扩展必然形成地表反射率空间分布的改变. 根据本模拟中的植被类型分

布变化看, 现代欧亚大陆北缘的苔原, 在中全新世为针叶常绿林; 欧亚大陆东部高纬地区的落叶针叶林在中全新世为针叶常绿林; 中国东部地区现代的阔叶落叶林在中全新世为阔叶常绿林; 非洲北部的现代荒漠地区在中全新世时为阔叶林和低矮植被覆盖; 现代副热带纬度的沙漠在中全新世全部为草被覆盖. 从中全新世的植被分布特征可以推知: (1) 现代为落叶林的地区在中全新世变为常绿林后, 其冬季的地表反射率从 0.14 减小为 0.12, 即全年的反射率基本保持不变, 约为 0.12; (2) 中全新世的草被取代现代的荒漠地区后, 这些地区的反射率也减小; (3) 高纬度地区(60°N 以北)的现代苔原在中全新世为针叶常绿林, 其平均反射率从 0.16 ~ 0.17 减小为 0.10 ~ 0.12. 由于下垫面反射率的减小, 特别是冬季反射率的减小, 对于中全新世总体温度的升高有着重要作用. 中国南部的中全新世冬季增温的主要因子就是植被类型的改变, 即阔叶常绿林取代了现代的阔叶落叶林, 使冬季地表反射率减小, 增加了地面净辐射.

地表热量状况的变化必然引起海陆热力差异的改变, 从而使东亚季风环流强度发生变化. 模拟的试验 1 与试验 2 的夏季和冬季海平面气压场差(图略)表明, 夏季东亚大陆低压系统增强而西北太平洋副热带高压系统亦增强, 海陆差异增大, 夏季风增强. 冬季的情况相反, 东亚大陆高压系统减弱而西太平洋气压系统也略有减弱, 海陆差异减小, 显示冬季风环流减弱. 这是由于欧亚大陆高纬地区($60^{\circ}\text{N} \sim 90^{\circ}\text{N}$)苔原植被向极地的退缩、针叶林植被的大面积扩张所致. 高纬度地区下垫面的植被覆盖性能增强, 有利于地面热容量增加, 高纬度降温幅度减弱. 而高纬度大陆内部近地面的强烈冷却作用是形成冷高压的主要原因. 因此, 地面温度的升高将减弱大陆冷高压系统. 东亚的冬季高压场在高纬度海陆温差减小的形势下, 将使冬季风环流减弱, 因而使中低纬度(50°N 以南)的冬季降温幅度减小. 可见, 中全新世下垫面植被的改变引起的地表反射率变化使得东亚陆面与西太平洋表面的热力差异随季节发生变化. 其结果是, 中全新世夏季风环流增强, 有利于温湿气候的形成; 同时, 冬季风环流减弱, 冷空气活动受到抑制, 使得中国区域冬季温度增加, 形成暖冬气候特征.

4 结语

本文在 PMIP 的 6 kaBP 边界条件(试验 1)和改变的植被类型(试验 2)条件下, 采用 AGCM+SSiB 模式模拟了东亚地区中全新世的气候特征. 试验 1 模拟了东亚年平均增温幅度在 $1^{\circ} \sim 2^{\circ}\text{C}$, 而高纬度降温在 2°C 以上. 这一试验主要受中全新世太阳辐射变化的驱动, 反映了地球轨道变化机制下的气候响应. 该试验与 90 年代末期大多数 PMIP 6 kaBP 气候模拟结果相似, 能够与国际各种气候模式的结果进行相互对比.

试验 2 的模拟表明除太阳辐射因子外, 植被有明显的增温作用. 我国东部地区 6 kaBP 年平均增温幅度在 $1^{\circ} \sim 2^{\circ}\text{C}$ 左右, 冬季增温达到 $2^{\circ} \sim 4^{\circ}\text{C}$. 这反映了 6 kaBP 时植被改变的增温效应. 尽管该试验与地质记录还有一定差距, 但比试验 1 的冬季降温结果有了很大改进, 与实际资料更接近. 因此, 下垫面状况在 6 kaBP 温度的区域和季节变化上都具有及其重要的作用.

模拟试验的对比表明, 中全新世下垫面植被的改变引起的地表反射率变化使得东亚陆面与西太平洋表面的热力差异随季节发生变化, 因而中全新世夏季风环流增强, 高纬度地区下垫面的植被覆盖性能增强, 有利于地面热容量增加, 降温幅度减弱. 从而导致冬季风环流减弱, 冷空气活动受到抑制, 使得中国区域冬季温度增加, 形成暖冬气候特征. 对于植被在古气候形成中的作用, 以及高纬度地区模拟结果不理想的情况, 我们将作进一步模拟试验, 尤其是发展

植被模型与气候模型的耦合试验,以不断加深和完善对古气候变化过程和机制的认识。

致谢 十分感谢施雅风院士、王苏民研究员和钱永甫教授给予的指导和建议。

参 考 文 献

- 1 Kutzbach J E, Bonan G, Foley J, et al. Vegetation and soil feedback on the response of the African monsoon to orbital forcing in early to middle Holocene. *Nature*, 1996, 384: 623~626
- 2 Claussen M, Kubatzki C, Brovkin V, et al. Simulation of an abrupt change in Sahara vegetation in the mid-Holocene. *Geography Research Letters*, 1999, 26: 2037~2040
- 3 Joussaume S, Taylor K E, Braconnot J F, et al. Monsoon changes for 6000 years ago: Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geography Research Letters*, 1999, 26(7): 859~862
- 4 Joussaume S, Taylor K E. Status of the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). In: *Proceedings of the First International AMIP Scientific Conference (Monterey, California, USA, 15 ~ 19 May 1995)*. WCRP Report, 1995, 92: 425 ~ 430
- 5 刘 健, 于 革. 古气候动力学及国际 PMIP 进展. *世界科技研究与发展*, 2000, 22(4): 64~67
- 6 洪业汤, 刘东生, 姜洪波, 等. 太阳辐射驱动气候变化的泥炭氧同位素证据. *中国科学, D 辑*, 1999, 29(6): 527 ~ 531
- 7 施雅风, 孔昭宸(主编). *中国全新世大暖期气候与环境*. 北京: 海洋出版社, 1992
- 8 安芷生, 吴锡浩, 卢演涛, 等. 最近 20 ka 中国古环境变迁的初步研究. 刘东生主编. *黄土. 第四纪地质. 全球变化(二)*. 北京: 科学出版社. 1990. 1~26
- 9 张兰生主编. *中国生存环境历史演变规律研究(一)*. 北京: 海洋出版社, 1993
- 10 唐领余, 沈才明, 韩辉友, 等. 长江中下游地区 7500 ~ 5000a BP. 气候变化序列的初步研究. *海洋地质与第四纪地质*, 1991, 11: 73~85
- 11 杜乃秋, 孔昭宸, 山发寿. 青海湖 QH85-¹⁴C 钻孔孢粉分析及其古气候古环境的初步探讨. *植物学报*, 1989, 31: 803~814
- 12 孔昭宸, 杜乃秋, 张义君, 等. 句容宝华山山龙眼化石植物群的发现及其在气候学上的意义. *第四纪研究*, 1991, 4: 326~335
- 13 施雅风, 李吉均, 李炳元. *青藏高原晚新生代隆升与环境变化*. 广州: 广东科技出版社, 1998. 249~295
- 14 Wright Jr. H E, Kutzbach J E, Webb III T, et al. (Editors) *Global climates since the Last Glacial Maximum*. Minneapolis: University of Minnesota Press, 1993. 468~513
- 15 TEMPO Members. Potential role of vegetation feedback in the climate sensitivity of high-latitude regions: A case study at 6000 years BP. *Global Biogeochemical Cycles*, 1996, 10(4): 727~736
- 16 Wang Huijun. Role of vegetation and soil in the Holocene megathermal climate over China. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104(D8): 9361~9367
- 17 Liu Hui, Wu Guoxiong. Impacts of land surface on climate of July and onset of summer monsoon: a study with an AGCM plus SSiB. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1997, 14(3): 290~308
- 18 Wu Guoxiong, Liu Hui, Zhao Yucheng, et al. A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1996, 13(1): 1~17
- 19 Xue Yongkang, Sellers P J, Kinter J L, et al. A simplified biosphere model for global climate studies. *J Climate*, 1991, 4: 345~364
- 20 Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, et al. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J Atmos Sci*, 1986, 43: 505~531
- 21 孙 岚, 吴国雄, 孙淑芬. 陆面过程对气候影响的数值模拟-SSiB 与 IAP/LASG L9R15 AGCM 耦合及其模式性能. *气象学报*, 2000, 58(2): 179~193
- 22 陈 星, 于 革, 刘 健. 中国 21 ka 气候模拟的初步试验. *湖泊科学*, 2000, 12(2): 154~164
- 23 于 革, 陈 星, 刘 健, 等. 末次盛冰期东亚气候的模拟和诊断初探. *科学通报*, 2000, 45(20): 2153~2159

- 24 Berger A L. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *J Atmos Sci*, 1978, 35: 2362~2367
- 25 Raynaud D. The ice record of greenhouse gases. *Science*, 1993, 259: 926~934
- 26 Elenga H, Peyron O, Bonnefille R, et al. Pollen-based biome reconstructions for southern Europe and Africa 18,000 years ago. *Journal of Biogeography*, 2000, 27: 621~634
- 27 Tarasov P E, Volkova V S, Webb III T, et al. Last Glacial Maximum biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from northern Eurasia. *Journal of Biogeography* 2000, 27: 609~620
- 28 Yu Ge, Chen Xudong, Ni Jian, et al. Palaeovegetation of China: a pollen data-based synthesis for the mid-Holocene and the Last Glacial Maximum. *Journal of Biogeography*, 2000, 27: 635~664
- 29 Takahara H, Sugita S, Harrison S P, et al. Pollen-based reconstructions of Japanese biomes at 0, 6000 and 18,000 14 C yr BP. *Journal of Biogeography*, 2000, 27: 664~680
- 30 Prentice I C, Guiot J, Huntley B, et al. Reconstructing biomes from palaeoecological data: a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. *Climate Dynamics*, 1996, 12: 185~194
- 31 于 革. 根据花粉模拟的中国植被及 6000 a BP 植被制图的初步探讨. *植物学报*, 1998, 40(7): 665~674
- 32 施雅风, 李吉均, 李炳元, 等. 晚新生代青藏高原隆升与环境变化. *地理学报*, 1999, 54(1): 10~21
- 33 Ruddiman W F, Mix A C. The north and equatorial Atlantic at 9000 and 6000 yr BP. In: Wright Jr H E, Kutzbach J E, Webb III T, et al. eds. *Global climates since the Last Glacial Maximum*. Minneapolis: University of Minnesota Press, 1993. 94 ~ 124
- 34 COHMAP Members, Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. *Science*, 1988, 241: 1043 ~ 1052
- 35 Kutzbach J E, Guetter P J, Behling P, et al. Simulated climatic changes: Results of the COHMAP climate-model experiments. In: Wright Jr H E, Kutzbach J E, Webb III T, et al. eds. *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. Minneapolis: University of Minnesota Press, 1993. 24 ~ 93
- 36 汤懋苍, 郭维栋. 大冰期成因的大气热机效率变化说. *中国科学, D 辑*, 1998, 28(3): 284 ~ 288
- 37 Foley J A, Kutzbach J E, Coe M T, et al. Feedbacks between climate and boreal forests during the Holocene epoch. *Nature*, 1994, 371: 52 ~ 54
- 38 Claussen M. Variability of global biome patterns as a function of initial and boundary conditions in a climate model. *Climate Dynamics*, 1996, 12: 371 ~ 379
- 39 Bonan G B, Pollard D, Thompson S L. Effects of boreal forest vegetation on global climate. *Nature*, 1992, 359: 716 ~ 718