

中全新世和末次盛冰期东亚古气候的模拟*

刘健¹ 于革¹ 陈星^{2,1} 王苏民¹

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

摘要 采用耦合了陆面过程的9层15波菱形截断全球大气环流谱模式(AGCM+SSiB), 引入全球最新的6和21 ka时陆面植被分布, 并转换成模式格点值, 开展了系统的6和21 ka古气候模拟试验. 结果表明, 该模拟设计得出了较真实的气候特征, 并揭示出太阳辐射和下垫面植被是中全新世气候格局的主控因子, 而海温和北半球两大冰流则是末次盛冰期气候的主控因子. 植被场改变对模拟结果影响的显著性检验表明, 6 ka时植被的改变对降水、温度和海平面气压场的模拟均有显著影响, 而21 ka时植被影响的显著性区域较小, 且比较零散, 说明寒冷气候时期对植被强迫改变的敏感性没有温暖气候时期大.

关键词 中全新世 末次盛冰期 古气候模拟 动力机制

中全新世(6 ka)和末次盛冰期(21 ka)是距今最近的有着巨大冷暖反差的典型气候时期, 是国际上全球变化研究关注的两大热点^[1]. 基于在太阳辐射、全球冰流、海平面升降等方面的代表性, 这两个时期受到国际古气候模拟的高度重视, 认为对这两个时期气候模拟的成功与否直接关系到模式模拟气候变化能力的评价, 气候巨变的动力学机制解释, 以及对未来气候趋势预测能力与水平的提高^[2~6].

随着“全球古气候模拟对比研究计划(PMIP)”^[6,7]的正式启动, 近10年来, 经过国际上18个模拟组织的共同努力, 中全新世(6 ka)和末次盛冰期(21 ka)的古气候模拟已取得长足进展^[8~13], 但迄今未能模拟出东亚地区6 ka冬季增温的特征和21 ka东干西湿的降水场特征.

在6 ka的模拟方面, 所有模式无一例外地都模拟了欧亚大陆中低纬地区冬季温度的显著降低, 这与大量地质记录的结果不符. 我国第四纪研究的成果揭示6 ka时冬季温度明显升高, 尤其华北、青甘地区冬季气温比现代高3~8℃^[14~16]. 冬季温度升高的现象不仅局限于中国, 北美中全新世的冬季温度也普遍增高. 这说明除天文因子之外还有其他重

要的因子控制6 ka的气候.

在21 ka的模拟方面, 对降水场的模拟有相当局限, 尤其对东亚及中国地区的降水和湿度模拟与地质资料重建结果不符. 按照Kutzbach等^[9]的模拟结果, 整个东亚地区21 ka的降水减少率为0.5~2.0 mm/d, 整个中国地区均为降水减少区, 气候偏干, 但在我国西部新疆、西藏、青海等地发现了21 ka的高湖面记录^[14~16], 克什米尔和印度北部也有所报道^[17], 表明已有的模拟结果还未能准确地捕捉到东亚和中国地区21 ka末次盛冰期的降水场特征. 国内有关的^[18~22]对末次盛冰期的模拟结果也未能反映出东亚地区东干西湿的降水场特征及其机制.

针对上述存在的问题, 我们采用耦合了陆面过程的9层15波菱形截断全球大气环流谱模式(AGCM+SSiB)并将全球最新的6和21 ka陆面植被转换成模式所需格点值后引入模式, 开展了与国际接轨的系统的6和21 ka古气候模拟试验, 着重探讨6 ka东亚冬季增温和21 ka东亚地区西湿东干特征的形成机制问题.

1 气候模式及其改进

用于古气候模拟的模式必须具有相当长时间的

2001-08-01 收稿, 2002-01-22 收修改稿

* 中国科学院知识创新工程项目(KZCX2-314-3)及中国科学院南京地理与湖泊研究所创新项目(CXNIGLAS-A02-06)联合资助

E-mail: jianliu@niglas.as.cn

可积分性质. 正式参与PMIP古气候模拟研究计划的模式有18个^[8]. 这些模式的结构不同, 空间分辨率相差很大, 垂直分层介于3~20层之间, 水平分辨率介于 10×15 (相当于 $36^\circ \times 12^\circ$ 的网格)至 128×64 (相当于 $2.8^\circ \times 2.8^\circ$ 的网格)之间. 对于古气候模拟(有别于现代气候模拟)而言, 粗分辨率模式只要其物理过程简化得当, 参数化过程符合实际, 对于刻画古气候演变就具有可超长时间积分、省时高效、演变过程刻画直观明了等优点. 而且用于验证古气候模拟结果的地质证据, 其时空分辨率受到一定的限制, 达不到很高的精度. 因此用于古气候模拟的模式, 重要的不是分辨率, 而是设计好模式所包含的物理过程和参数化方案, 并确定主要的强迫因子.

中国科学院大气物理研究所的含有陆面过程的9层15波菱形截断全球大气环流谱模式(AGCM+SSiB)是目前我国用于现代气候模拟的较成熟和完善的全球大气环流模式之一^[23,24]. 从其对现代气候的模拟结果看, 该模式对现代平均气候态、东亚地区的季风降水、主要气压系统以及气候系统季节变化和年际变化机制等均有较好的模拟能力^[25].

但该模式还尚未用于古气候模拟研究. 要将该模式用于太阳辐射、海陆分布、地形高度、下垫面植被等均发生较大变化的6和21 ka的气候模拟, 必须对模式体系的相应部分及边界强迫条件作修改和完善, 形成一套完整的古气候模拟体系. 具体包括地形高度、海陆分布、海冰、陆冰、海温、下垫面植被等的系统修改; 根据6和21 ka的偏心率、近日点、黄赤交角3参数对计算太阳辐射的程序参数作修改; 另外, 为了便于与古湖泊水位重建的水分收支比较, 我们增加了有效降水 $P-E$ 的计算; 并对模拟结果进行了显著性 t -检验.

2 中全新世和末次盛冰期气候模拟的边界强迫条件与试验方案

古气候模拟试验的边界强迫条件包括入射太阳辐射、大气中 CO_2 含量、陆冰(冰流)分布、海冰分布、地形高度(包括冰流高度)、海陆分布、海表温度及地表植被类型等. 这些边界强迫条件的设定一直处在不断的完善和更新之中. 原则上采用PMIP的统一标准, 并依据最新资料来确定最终使用的边界强迫条件.

2.1 边界强迫条件

中全新世(6 ka)和末次盛冰期(21 ka)的太阳辐射统一使用Berger^[26]的方法得出, 主要依据地球轨道参数来确定(见表1).

表1 模拟试验所用的地球轨道参数

模拟年代 T/ka	地球轨道参数		
	偏心率	近日点	黄赤交角
0(现代)	0.016724	282.04	23.446
6	0.018682	180.87	24.105
21	0.018994	294.42	22.949

6 ka试验中 CO_2 含量取体积分数 ϕ 为 280×10^{-6} , 21 ka试验中 CO_2 含量取 200×10^{-6} . 其他相关的大气温室气体含量的变化未加以考虑, 仍用现代值.

6 ka时, 北半球冰流已完全消失, 陆冰的分布与现代相同. 21 ka时全球陆冰达到最大, 特别是北半球两大冰流在水平和垂直方向都达到最大, 南极陆冰也增大. 我们采用Peltier^[3]的全球冰流分布并转换到模式网格精度后输入模式进行模拟.

6 ka的海冰分布与现代相同, 21 ka的海冰采用CLIMAP^[6]资料, 将其内插到本模式网格, 得出水平分布范围(垂直高度变化在地形中予以考虑). 因CLIMAP的海冰资料只有2月和8月的值, 我们参考现代海冰季节变化的规律, 对21 ka的海冰作了内插, 得出近似的季节变化规律, 按逐月给出.

6 ka的地形采用现代值. 21 ka时因气候寒冷造成海平面下降和冰流增大, 使地形高度比现代高, 特别是在北半球两大冰流区和南极, 冰流使得地形增高1000 m以上, 形成了除青藏高原以外的另两大地形. 此外, 高山冰川的加厚也使得个别山脉最大高度上升. 我们根据Peltier^[3]给出的21 ka含冰流在内的地形高度内插到本模式的网格上, 得出21 ka地形高度.

6 ka的海陆分布与现代相同. 21 ka的海陆分布由Peltier^[3]的资料转化为本模式网格而得. 因海平面的下降和冰流的扩展, 21 ka的陆地范围较现代明显扩大.

6和21 ka的植被类型与现代相比发生了很大变化. 本文综合欧洲、非洲、俄罗斯和东亚地区的孢粉资料, 采用Biomization方法把花粉数据转化为植被类型^[27-33], 并归并为AGCM+SSiB模式所需的分类, 得出6和21 ka植被类型分布, 作为模拟的植被预置强迫条件.

6 ka 的海温场设计了两种方案: 10 a 平均的 AMIP 海温场和具有年际变化的 10 a AMIP 海温场. 21 ka 的海温场取自 CLIMAP^[6], 也设计了两种方案: 平台型海温场(用 2 月和 8 月的海温场分别代表冬半年和夏半年)和正弦型海温场(按正弦函数内插的月际变化海温场). 虽然对 CLIMAP 的海温有不少质疑, 但目前它仍是 21 ka 惟一可采用的海温分布. 该海温资料只给出了 2 月和 8 月的平均海温场. 为了得出具有季节变化的逐月平均海温场, 对其作了正弦内插处理: 首先由 CLIMAP 的 21 ka 海温和 0 ka 海温求出差值, 再将该差值按正弦函数内插到 12 个月, 得出 21 和 0 ka 海温差值的年变化, 最后将该差值年变化叠加在 0 ka 控制试验的现代海温场之上, 得到 21 ka 的逐月平均海温分布.

2.2 试验方案

(1) 试验设计

根据上述边界强迫条件的不同设置, 本研究设计了多个 0, 6 和 21 ka 的气候模拟试验. 其中采用 0 ka 植被的 6 ka 试验 1 和采用 0 ka 植被的 21 ka 试验 1 是 PMIP 6 ka 试验和 21 ka 试验的统一设置. 6 ka 试验 2 和 21 ka 试验 2 是我们加入了 6 和 21 ka 植被的试验, 也是我们的模拟有别于 PMIP 18 个模式模拟的主要差异所在(见表 2). 对于预置海温的古气候模拟试验, 海温在模拟中是一个恒定的逐月逐年加入的强迫场, 其对模拟结果的影响不容忽视. 为了研究海温场强迫对模拟结果的重要作用, 我们设计了 6 和 21 ka 的海温敏感性试验. 对于 21 ka 还设计了冰流高度的敏感性试验. 对此将另文讨论.

表 2 模拟试验设计

强迫因子	0 ka	6 ka	21 ka		
		试验 1	试验 2	试验 1	试验 2
太阳辐射	现代值	6 ka 值	6 ka 值	21 ka 值	21 ka 值
$\phi(\text{CO}_2) \times 10^6$	345	280	280	200	200
陆冰(冰流)	现代值	同 0 ka	同 0 ka	21 ka 值	21 ka 值
海冰	现代值	同 0 ka	同 0 ka	21 ka 值	21 ka 值
地形	现代值	同 0 ka	同 0 ka	21 ka 值	21 ka 值
海陆分布	现代值	同 0 ka	同 0 ka	21 ka 值	21 ka 值
植被类型	现代值	现代农耕植被	6 ka 植被	现代农耕植被	21 ka 植被
海表面温度 (SST)	AMIP 平均海温	AMIP 平均海温	AMIP 平均海温	正弦型海温	正弦型海温

(2) 统计检验

按照国际古气候模拟要求, 每个试验共积分 25 a, 取后 20 a 的平均值代表各时段的气候平衡态. 对模式模拟结果采用了 *t*-检验, 置信度均设为 95%. 显著性检验分为两类, 一类是 6 和 21 ka 气候与 0 ka 气候差异的显著性检验, 另一类是不同的 6 ka 试验和不同的 21 ka 试验结果差异的显著性检验. 检验要素为地面温度、降水和海平面气压场的冬季(DJF)、夏季(JJA)和全年平均值.

3 模拟结果

3.1 控制试验

控制试验(0 ka)与实际观测气候资料(NCEP/NCAR 资料)的对比验证可以证明气候模式的模拟能力. 我们的控制试验共积分 25 a, 取后 20 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 高度场较好地描述了现代气候特征(图略). 降水的主要分布特征与实际较符, 仅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, 尤其是中国地区和东亚地区较理想.

3.2 6 ka 试验

(1) 试验 1

6 ka 气候模拟试验 1 的结果如图 1 所示, 用 PMIP 的标准 6 ka 模拟与现代(0 ka)的温度差值表示. 模拟结果表明了在东亚西部 40°N 以南地区, 年平均温度较现代高 0~1℃(图 1(a)), 夏季平均温度较现代高 2.0℃左右(图 1(b)), 但冬季平均温度比现代降低, 降温幅度最大达 2.5℃(图 1(c)).

这一模拟结果与国际 PMIP 多个模型对 6 ka 的气候模拟结果相似, 表明在太阳辐射驱动下, 6 ka 夏季温度比现代高、冬季温度比现代低. 但这一结果与地质资料揭示的冬季增温不一致.

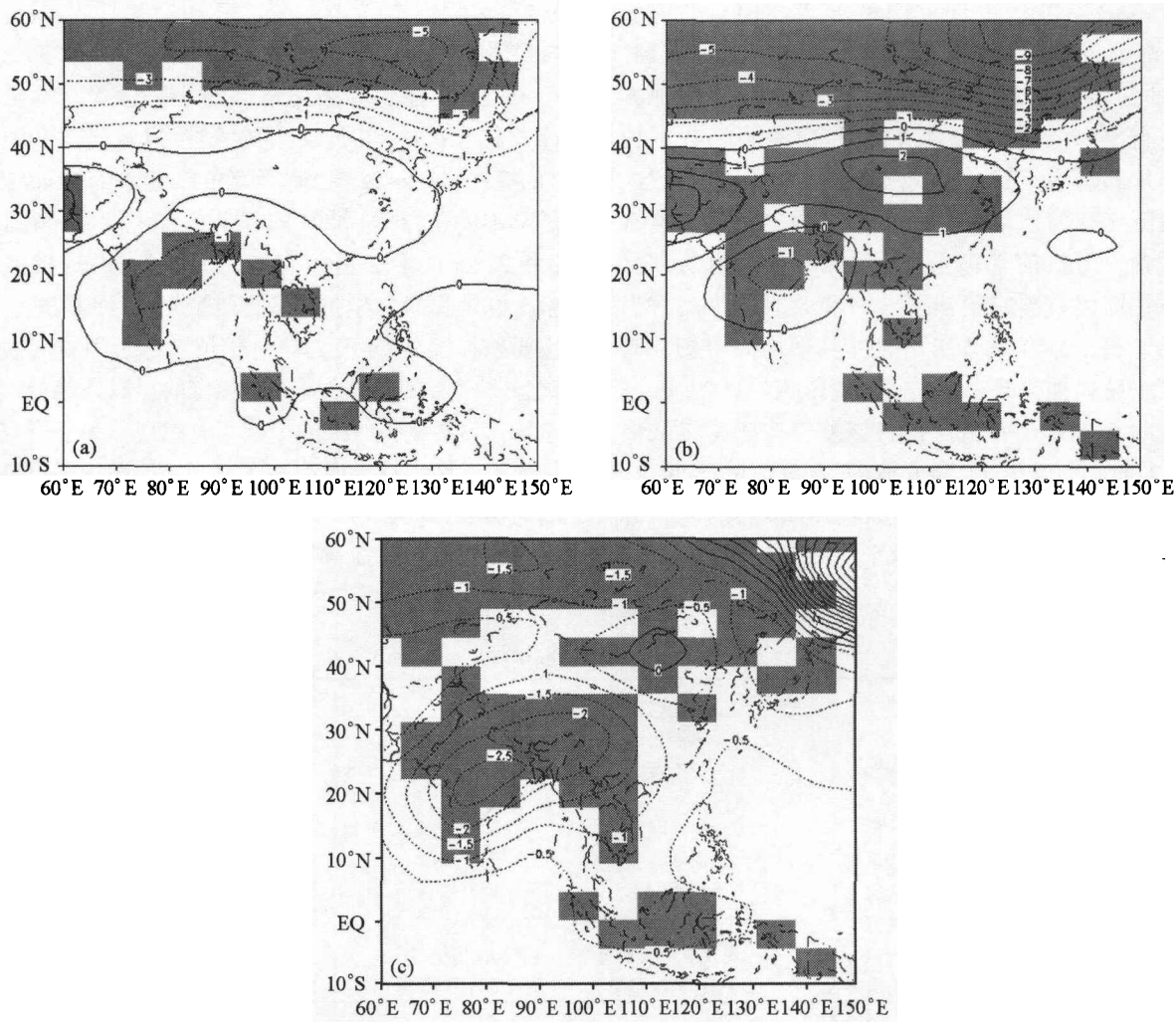


图1 6 ka 试验1与控制试验(0 ka)模拟的温度差($^{\circ}\text{C}$)

阴影表示差异显著性达95%；(a) 年平均；(b) 夏季；(c) 冬季

(2) 试验2

试验2是加入6 ka 植被后的试验. 为了对比与试验1的差异, 本文以6 ka 试验2的温度场减去试验1温度场作图, 其差值代表6 ka 植被改变对温度场变化的贡献(图2 (a), (b) 和 (c)).

图2显示, 试验2模拟的东亚 50°N 以北地区的年、夏季、冬季平均温度较试验1有所降低, 但在 50°N 以南地区, 年、夏季、冬季平均温度较试验1均有所增加. 年平均温度在我国的华北、中东地区比试验1最大增加 1°C (实际资料比现代高约 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$). 夏季和冬季平均温度均有增加, 最大达 1.5°C (实际资料比现代高约 $2\sim 4^{\circ}\text{C}$). 但最大增温位置有所不同. 可见, 下垫面植被变化对于6 ka 气

候形成具有重要反馈作用.

我们在95%的置信度水平上对试验1和试验2的年平均温度、夏季温度和冬季温度的差异进行了 t -检验, 显著性区域叠加在如图1, 2中阴影所示. 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的冬季最为显著, 在西亚地区, 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.

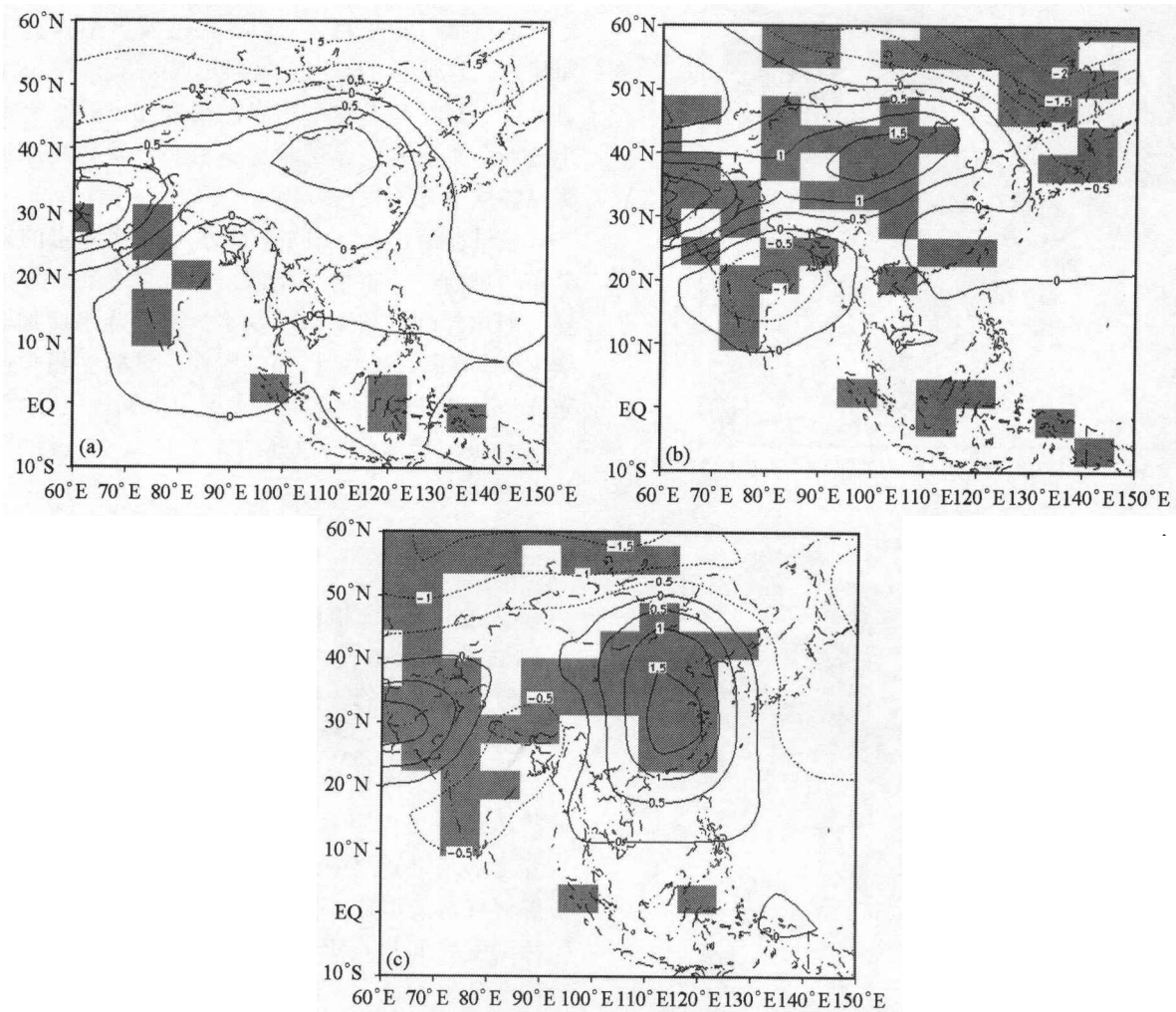


图2 6 ka 试验2与6 ka 试验1模拟的温度差(°C)
阴影表示差异显著性达95%; (a) 年平均; (b) 夏季; (c) 冬季

3.3 21 ka 试验

(1) 试验1

21 ka 试验1与0 ka 控制试验的年平均温度的差异显示,因第四纪冰流的巨大冷源作用,21 ka 东亚地区与全球一样,出现普遍降温,北纬50°N以南降温幅度在2~12°C之间,其中青藏高原地区降温幅度较小,在2~6°C之间.北纬50°N以北地区降温幅度在12°C以上.降温幅度的季节分配显示夏季大于冬季.夏季东亚地区北纬50°N以南降温幅度在0~18°C之间,北纬50°N以北地区达20°C以上,而冬季降温幅度只有2~8°C,其最大降温幅度值只有夏季的一半(图略).上述特征表明,21 ka 的降温主要在夏季最为突出.这一方面是因为夏季辐射量较现在略有减少,另一方面则是第四纪冰流的强大

冷源作用.此外,青藏高原为主体的高原地区降温幅度要小于周围地区,这可能与其纬度和高度的特殊性有关.在夏半年,因高原上空大气稀薄,其辐射较强,热源作用仍较明显,因此对降温有一定的补偿作用.冬季降温不甚显著的原因,与高原的寒冷冬季有关,由于高原上冬季严寒,其相对降温就没有其他区域大;另外,因高原远离第四纪冰流,所受冰流的影响较中高纬度要小.

年降水差值分布图(图3(a),(b)和(c))表明,21 ka 时东亚地区中东部年平均、夏季平均和冬季平均降水均较现代减少,平均减幅分别为4,6及2 mm/d.夏季降水减少远较冬季明显.而东亚西部降水略有增加,呈东干西湿的格局.

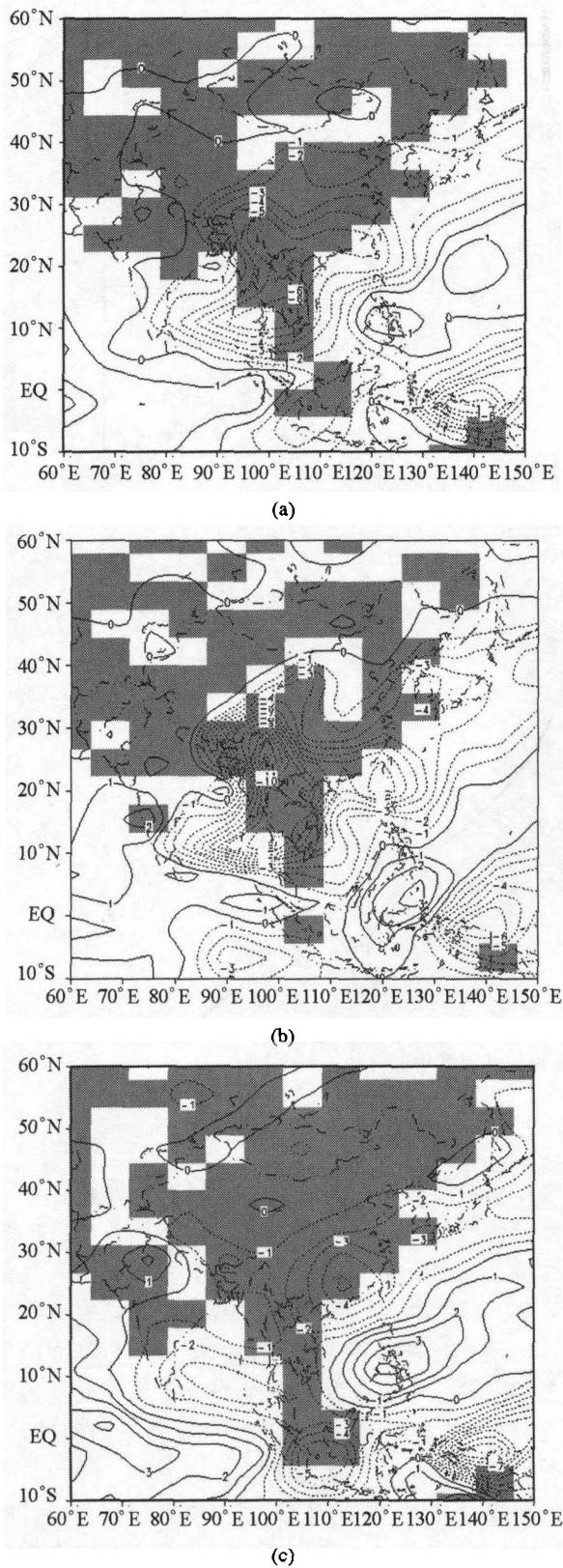


图3 21 ka 试验1与控制试验(0 ka)模拟的降水差(mm/d)
阴影表示差异显著性达95%; (a) 年平均; (b) 夏季; (c) 冬季

(2) 试验2

该模拟试验采用了21 ka的植被类型作为下垫面强迫,是典型的21 ka气候模拟试验.模拟结果显示,年平均和夏季平均降温幅度比试验1有所减小,而冬季降温则比试验1更显著.青藏高原地区降温幅度变化不大(图略).

该试验给出的21 ka年降水与现代降水的差值分布与试验1分布格局相似,但数量上有一定的差异.即东部降水减少幅度变小,西部降水增加幅度增大(图4(a)、(b)、(c)).因此,试验2模拟出了东亚地区21 ka时西部较现代更为湿润的气候特征.这一结果与地质资料重建的东亚地区21 ka的气候特征更为吻合.

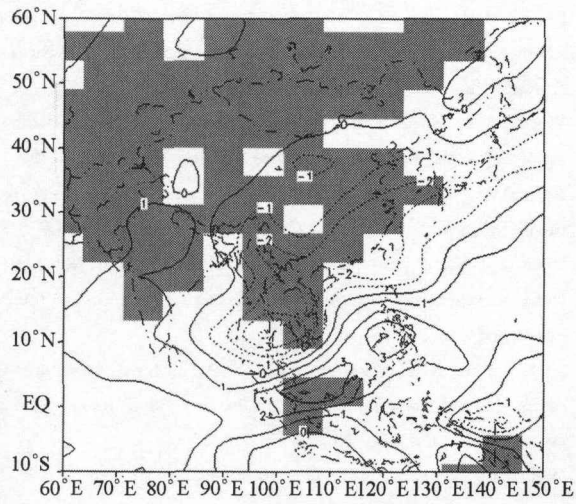
4 结论

改进的下垫面植被类型模拟试验(6 ka 试验2和21 ka 试验2)模拟出的6和21 ka东亚地区气候与实际地质资料重建的气候特征更为接近,充分说明下垫面植被改变对于气候形成具有重要的反馈作用.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.结果导致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.

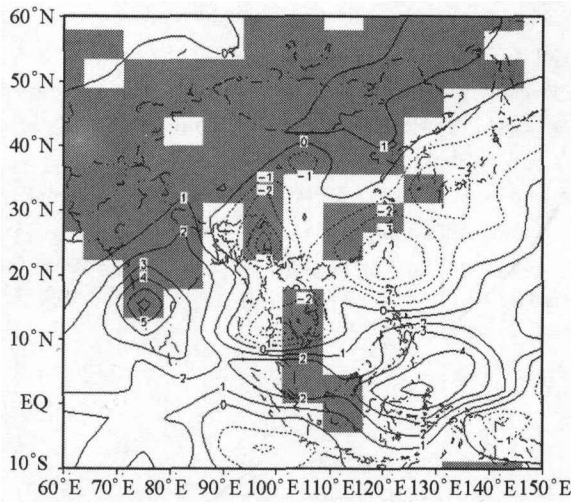
模拟试验还表明,太阳辐射和下垫面植被是中全新世气候格局的主控因子,而海温和北半球两大冰流则是末次盛冰期气候的主控因子.植被场改变对6 ka模拟结果的影响比对21 ka时大,说明寒冷时期气候对植被强迫改变的敏感性没有温暖气候时期大.

6 ka气候及其植被影响的模拟试验表明,中全新世时东亚地区各季均出现普遍升温.尤其是模拟出的冬季增温与地质资料重建的气候特征接近,这一结果对目前国际上6 ka气候模拟有重大改进,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.因而在气候模型中采用实际下垫面边界条件能够较好地模拟出中全新世中全新世气候特征,同时从动力机制的角度解释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的影响.

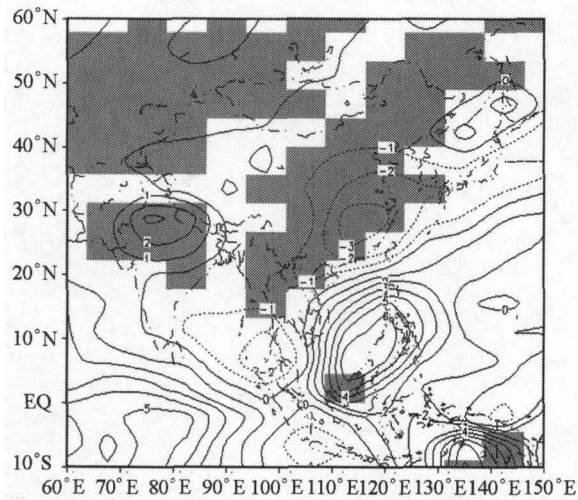
21 ka气候的模拟结果表明北半球大陆普遍比现代寒冷,年平均降温幅度高纬为12~15℃、中纬为



(a)



(b)



(c)

图4 21ka 试验2与控制试验(0ka)模拟的降水差(mm/d) 阴影表示差异显著性达95%;(a)年平均;(b)夏季;(c)冬季

8~10℃、低纬为3~5℃。21 ka 时东亚地区中东部年平均、夏季平均和冬季平均降水均较现代减少,而东亚西部降水略有增加。加入21 ka 植被后模拟出的21 ka 降水也呈东干西湿的格局,但东部降水减少幅度变小,西部降水增加幅度增大。因此,改进的下垫面植被类型试验模拟出的东亚地区气候与实际地质资料重建的气候特征更为接近。气压场模拟揭示了21 ka 西风带在东亚地区明显加强且南压,南界达45°N附近,较现代南推了约10个纬度。太平洋反气旋西伸,使我国东部夏季受高压系统控制,是干燥气候的主要控制因素。

致谢 本工作得到施雅风院士、钱永甫教授等的关心和指导,特此致谢!

参 考 文 献

- 1 Wright Jr H E, et al. *Global Climates Since the Last Glacial Maximum*. Minneapolis: University of Minnesota Press, 1993. 143
- 2 Peltier W R. Glacial isotasy, mantle viscosity, and Pleistocene climate change. In: Ruddiman W F et al., eds. *North America and Adjacent Oceans During the Last Deglaciation*. Boulder: Geology Society of America. 1987. 155
- 3 Peltier W R. Ice age paleotopography. *Science*, 1994, 265: 195
- 4 Fairbanks R G. A 17, 000-year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, 1989, 342: 637
- 5 Joussaume S, et al. 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
- 6 CLIMAP Members. Seasonal reconstructions of the Earth's surface at the Last Glacial Maximum. *Geological Society of America Map Chart Series* 36. 1981, 3
- 7 刘 健, 等. 古气候动力学及国际 PMIP 进展. *世界科技研究与发展*, 2000, (4): 64
- 8 Joussaume S, et al. Monsoon changes for 6000 years ago: Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophysical Research Letters*, 1998, 26: 859
- 9 Kutzbach J E, et al. Vegetation and soil feedbacks on the response of the African monsoon to orbital forcing in the early to middle Holocene. *Nature*, 1996, 384: 623
- 10 Hall N M J, et al. A GCM simulation of the climate 6000 years ago. *Journal of Climate*, 1997, 10: 3
- 11 于 革, 等. 花粉植被化模拟的中国中全新世植被分布. *中国科学*, D辑, 1998, 28(1): 73
- 12 Shi Y, et al. Mid-Holocene climates and environments in China. *Global and Planetary Change*, 1993, 7: 219
- 13 Yu G, et al. Holocene temperature and precipitation reconstructions

- and monsoonal climates in eastern China. *Palaeoclimates: Data and Modelling*, 1997, 2(1): 1
- 14 李世杰, 等. 西昆仑山南坡湖相沉积和湖泊演化的初步研究. *地理科学*, 1991, 11(4): 306
- 15 沈永平, 等. 西藏安多的湖泊变化与环境. *冰川冻土*, 1994, 16(2): 173
- 16 秦伯强, 等. 亚洲内陆湖泊在 18kaBP 及 6kaBP 的水位变化及其指示意义. *科学通报*, 1997, 42(24): 2586
- 17 Kotlia B S, et al. Palaeoclimatic conditions in the upper Pleistocene and Holocene Bhimtal-Naukuchiatl lake basin in south-central Kumaum, North India. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1997, 130: 307
- 18 王会军, 等. 冰期气候的数值模拟. *气象学报*, 1992, 50(3): 279
- 19 Liu X, et al. East Asian paleoclimates of the Last Glacial Maximum in an Atmospheric General Circulation Model and from geological records. In: An Z, et al, eds. *Proc 30th Int'l Geol Congr*, 1997, 21: 156
- 20 刘晓东, 等. 最近 18ka 中国夏季风气候变迁的数值模拟研究. 见: 安芷生等主编, *黄土、第四纪地质、全球变化(四)*. 北京: 科学出版社, 1996. 142
- 21 刘晓东, 等. 东亚季风气候对青藏高原隆升的敏感性研究. *大气科学*, 2000, 24(5): 593
- 22 陈隆勋, 等. 青藏高原隆起及海陆分布变化对亚洲大陆气候的影响. *第四纪研究*, 1999, 19(4): 314
- 23 Liu H, et al. Description of a 9-Layer Spectral Climate Model (L9R15). LASG Technical Report, 1995, (3): 1
- 24 Liu H, et al. 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: 289
- 25 Wu G, et al. A nine-layer atmospheric general circulation model and its performance. *Advances in Atmospheric Sciences*, 1996, 13(1): 1
- 26 Berger A L. Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements. *Quaternary Research*, 1978, 9: 139
- 27 Prentice I C, et al. BIOME 6000: Reconstructing global mid-Holocene vegetation patterns from palaeoecological records. *Journal of Biogeography*, 1998, 25: 535
- 28 Yu G, et al. Palaeovegetation of China: A pollen data-based synthesis for the mid-Holocene and last glacial maximum. *Journal of Biogeography*, 2000, 27: 635
- 29 Williams J W, et al. Late Quaternary biomes of Canada and the eastern United States. *Journal of Biogeography*, 2000, 27: 585
- 30 Tarasov P E, et al. Last Glacial maximum biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from Northern Eurasia. *Journal of Biogeography*, 2000, 27: 609
- 31 Prentice I C, et al. Mid-Holocene and glacial-maximum vegetation geography of the northern continents and Africa. *Journal of Biogeography*, 2000, 27: 507
- 32 Elenga H, et al. Pollen-based biome reconstructions for southern Europe and Africa 18000 years ago. *Journal of Biogeography*, 2000, 27: 621
- 33 Edwards M E, et al. Pollen-based biomes for Beringia 18000, 6000 and 0 ¹⁴C yr BP. *Journal of Biogeography*, 2000, 27: 521