

中全新世暖期与未来气候变暖情景下 东亚夏季降水变化相似型分析

张 冉^{1,2}, 刘晓东^{1,3}

(1 中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室, 陕西 西安 710075;

2 中国科学院研究生院, 北京 100049; 3 西安交通大学, 陕西 西安 710049)

摘要: 利用中全新世暖期和 21 世纪末期的多模式气候模拟资料, 对这两个时期东亚地区夏季降水变化相似型进行分析。结果表明, 东亚地区中全新世与 21 世纪末气候变暖情景下的夏季降水变化分布型存在一定的相似性, 尤其反映在两个关键区上: 青藏高原南部降水变化均出现增多, 增幅达到 1.5 mm/d 以上; 新疆西南部降水变化均出现减少, 减少幅度达到 0.1 mm/d 以上, 且中全新世降水模拟变化结果与地质气候记录定性吻合。因此东亚地区全新世暖期夏季降水变化在一定程度上可作为未来夏季降水变化的历史相似型。

关 键 词: 东亚; 气候模拟; 降水变化; 历史相似型

中图分类号: P468.0⁺24 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0690(2009)05-0679-05

政府间气候变化委员会第四次评估报告(简称 IPCC-AR4)^[1]指出, 近百年来全球平均地表气温上升 $0.74 \pm 0.18^{\circ}\text{C}$, 对包括东亚在内的区域水资源和农业发展等有广泛影响^[1,2]。未来几十年全球温室气体的持续增加将导致气候进一步变暖。虽然 IPCC-AR4^[1]中气候模式模拟能力已有很大提高, 但不同模式结果之间仍然存在较大差异, 且在东亚区域 IPCC-AR4 对未来气候变化预估还缺乏系统分析^[3], 因此我们需要评估气候模式对未来东亚地区气候模拟结果的可靠性。目前预估未来气候变化的手段主要有应用气候模式进行模拟, 但其对未来气候的预估难以进行直接检验; 另一种是通过地质历史时期气候变化研究来进行未来气候变化的相似型分析^[4]。不同历史时期的气候变化情形、驱动机制不同, 要结合两种方法对历史时期模拟状况给予评估, 并预估未来气候变化。

中全新世(约 6000 a B. P., 以下记为 6 ka)为距今最近的一个暖期, 6 ka 时期对未来全球增温的气候情景预估具有重要参考意义^[5]。国际古气候模拟对比计划(简称 PMIP)已经对这一时期进行了大量的模拟工作。本文选取 PMIP 6ka 和 IPCC-AR4 未来温室气体中等排放情景(A1B)下 21 世纪末期多气候模式模拟结果进行对比分析, 利用 6

ka 地质记录对东亚地区夏季中全新世模拟结果进行验证, 结合气候模拟及历史相似型分析对未来东亚地区夏季降水等要素变化分布型进行分析。

1 数值模式与模拟资料简介

本文使用两套模式模拟资料。第一套资料为 PMIP 计划二期(PMIP2)6 ka 气候模拟资料^[5], 其相对控制试验(工业革命前)只改变地球轨道参数以及大气 CH_4 含量, 其他参数都与控制试验相同。本文选取 PMIP2 中 13 个海洋-大气耦合模式(表 1, 详见 <http://pmip2.lscce.psl.fr/>)结果进行分析。分析前将各模式 6 ka 模拟结果分别与控制试验结果相减, 并采用双线性插值法将各个模式不同分辨率模拟资料分别插值到 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 的网格上, 然后再取全部模式模拟结果的算术平均值来进行分析(以下简称 6 ka)。

另一套资料为 IPCC-AR4 A1B 情景下的预估模拟资料^[1], 该情景下温室气体排放适中。选用 IPCC-AR4 中 19 个耦合气候模式(表 2 详见 <http://www.ipcc-data.org/ar4/>)模拟结果进行分析。分析前将 A1B 情景各模式 2070~2099 年 30 a 平均值分别与 1961~1990 年 30 a 平均值相减, 也采用双线性插值法, 将各个模式结果分别插值到

收稿日期: 2008-12-12 修订日期: 2009-04-03

基金项目: 国家杰出青年科学基金项目(40825008)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY200706029)及中国气象局成都高原气象开放实验室基金课题(LPM2008025)资助。

作者简介: 张 冉(1981-), 男, 内蒙古赤峰市人, 博士研究生, 主要从事环境变化研究。E-mail: zhangran@ieecas.cn

表 1 采用 PM IP2的 13个气候模式、大气模式的水平分辨率和垂直层数

Table 1 Atmospheric horizontal resolutions and vertical levels of 13 climate models used in PM IP2

序号	模式名称	所属单位 (国家)	大气水平分辨率 (大气垂直层数)
1	CCSM	NCAR (美国)	2 8° × 2 8° (26)
2	CSIRO – M k3L– 1 0	CSIRO(澳大利亚)	3 2° × 5 6° (18)
3	CSIRO – M k3L– 1 1	CSIRO(澳大利亚)	3 2° × 5 6° (18)
4	ECBILTCLDVECODE	NCCR(荷兰)	5. 5° × 5 6° (3)
5	ECHAM5– MPDM1	MPI– M(德国)	3 7° × 3 8° (19)
6	FGOALS– gl. 0	LASG(中国)	2 8° × 2 8° (26)
7	FOAM	NCAR (美国)	4 4° × 7 5° (18)
8	G ESMODELE	G ISS(美国)	4 0° × 5 0° (12)
9	PSL– CM 4– V1– MR	PSL(法国)	2 5° × 3 8° (19)
10	M ROC3. 2	CCSR/NIES/FRCGC(日本)	2 8° × 2 8° (20)
11	MRI– CGCM2. 3. 4FA	MRI(日本)	2 8° × 2 8° (30)
12	MRI– CGCM2. 3. 4NFA	MRI(日本)	2 8° × 2 8° (30)
13	HADCM 3M 2	UKMO(英国)	2 5° × 3 8° (19)

表 2 采用 IPCC– AR4的 19个气候模式、大气模式的水平分辨率和垂直层数

Table 2 Atmospheric horizontal resolutions and vertical levels of 19 climate models used in IPCC– AR4

序号	模式名称	所属国家	大气水平分辨率 (大气垂直层数)
1	BCCR: BCM 2 0	BCCR(挪威)	2 8° × 2 8° (31)
2	LASG: FGOALS– gl. 0	LASG(中国)	2 8° × 2 8° (26)
3	UKMO: HADCM3	UKMO(英国)	2 5° × 3 8° (19)
4	NIES: MIROC3. 2– MED	CCSR/NIES/FRCGC(日本)	2 8° × 2 8° (20)
5	CCCma: CGCM	CCCma(加拿大)	3. 8° × 3 8° (31)
6	GFDL: CM 2 0	GFDL(美国)	2 0° × 2 5° (24)
7	UKMO: HADGEM1	UKMO(英国)	1. 3° × 1 9° (38)
8	MPM: ECHAM5	MPI– M(德国)	1. 9° × 1 9° (31)
9	CNRM: CM 3 0	CNRM(法国)	2 8° × 2 8° (45)
10	GFDL: CM 2 1	GFDL(美国)	2 0° × 2 5° (24)
11	INM: CM 3 0	INM(俄罗斯)	4. 0° × 5 0° (21)
12	MRI: CGCM2. 3. 2	MRI(日本)	2 8° × 2 8° (30)
13	CSIRO: MK3	CSIRO(澳大利亚)	1. 9° × 1 9° (18)
14	GISS: AOM	GISS(美国)	3. 0° × 4 0° (12)
15	PSL: CM 4	PSL(法国)	2 5° × 3 8° (19)
16	NCAR: CCSM	NCAR(美国)	1. 4° × 1 4° (26)
17	CONS: ECHO– G	MUBM&D(德国)、METRI(韩国)	3. 7° × 3 8° (19)
18	GISS: EH	GISS(美国)	4. 0° × 5 0° (12)
19	NIES: MIROC3. 2– HI	CCSR/NIES/FRCGC(日本)	1. 1° × 1 1° (56)

1° × 1°的网格上, 然后再取所有模式模拟结果的算术平均值进行分析 (以下简称 21C)。

本文只对东亚地区 (70°~ 135°E, 20°~ 55°N) 进行讨论, 取夏季 (6~ 9月) 降水、地表气温、海平面气压和地面风场进行分析, 由于模式输出问题, 并不是所有模式均有海平面气压和地面风场资料, 6 ka海平面气压和地面风场分别为 12和 9个模式的集合平均, 21C海平面风场和地面风场分别为 19和 17个模式的集合平均。本文应用多模式平均结果进行定性分析。

2 模拟结果分析

2.1 地表气温变化

6 ka东亚区域夏季地表气温变化 (图 1a)大致呈近纬向分布, 并且愈向北, 增温愈大, 研究区温度增加最大出现在 45°N 附近, 最大增幅达到 2. 2℃以上, 夏季增温同轨道参数调谐引起的夏季入射太阳辐射增加有很大关系^[5], 由于岁差作用, 6 ka时北半球夏季入射太阳辐射比现在增加约 5%, 导致夏季温度随之升高。21C温度 (图 1b)变化与 6 ka温度变化空间分布型相似, 大致呈纬向分布, 并且

愈向北增温愈大。但 21C 增温幅度普遍比 6 ka 要大的多, 增温最大处出现在 40°N 附近, 最大达到 4℃以上。21C 增温是因为 CO₂ 等温室气体含量增加引起的, 在 A1B 情景下 2070~2099 年平均 CO₂ 含量比 1961~1990 年增加近 1 倍, 所以导致东亚地区温度普遍增加。虽然 6 ka 和 21C 温度增加原因不同, 但两时期东亚大陆地区夏季均出现增温, 且夏季增温分布特点有一定相似性。

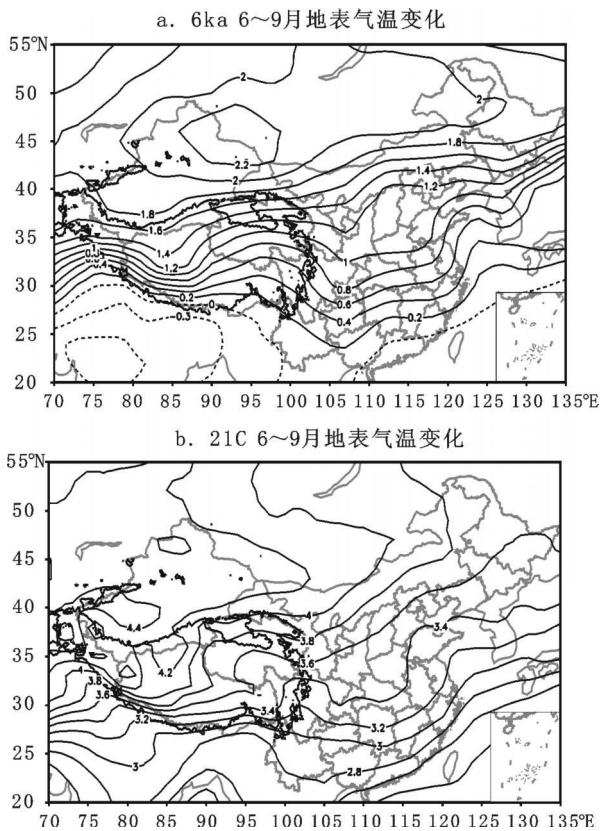


图 1 6 ka (a) 及 21C (b) 东亚地区 6~9 月地表气温变化 (°C)

Fig 1 Variations of summer (JJAS) mean surface air temperature in the mid-Holocene (a) and the late 21st century C (b) (°C)

2 2 海平面气压与地面风场变化

海平面气压及地面风场变化 (图略) 与地表气温变化有较好对应关系。由于 6 ka 时区域温度增加明显, 引起大陆海平面气压降低, 导致海 - 陆气压梯度增大, 西南季风和东亚季风均增强。青藏高原以北新疆大部分地区地面风场变化不明显, 受夏季风变化影响较弱。21C 海平面气压在高原西北侧降低最多, 使中国东部来自海洋偏南气流增强, 与区域降水变化密切相关。此外在高原南部流向高原的西南气流也增强。总体说, 6 ka 和 21C 夏

季海平面气压和地面风场分布型有一定相似性。

2 3 降水变化

北半球温度增加与亚洲季风加强有很好的相关性, 6 ka 和 21C 时夏季东亚地区降水变化 (图 2) 整体上均以增加为主。6 ka 夏季东亚季风降水普遍增多 (图 2a), 其中降水变化增加最大地区出现在青藏高原南缘以及中国东南沿海区域, 降水率最大增幅分别达到 1.5 mm/d 和 0.7 mm/d 以上, 青藏高原以北却出现大面积降水减少区域, 青藏高原东侧四川盆地附近也有小范围降水减少区域。相比之下, 21C 降水 (图 2b) 整体以增加为主, 在青藏高原南缘也是降水增加最多地区, 降水率达到 1.5 mm/d 以上, 在青藏高原以北新疆西南部, 也出现了大范围的降水率减少区域, 但新疆东北部降水出现少许增加, 青藏高原以东也有小范围降水减少区域, 但范围明显比 6 ka 时缩小。对比两时期的降水变化特点, 发现两时期夏季降水变化分布型有很多相似: 在中国东部以及青藏高原南部, 两时期东亚季风和西南季风强度都相对增强, 从而引起降水增加; 青藏高原以北的新疆西南部地区, 降水出现相反的变化, 有一定程度减少, 且两个时期降水变化分布型相似, 与这两个时期东亚区域地表温度、海平面气压及地面风场变化分布型相似密切相关。

大量地质气候记录研究表明亚洲季风在 6 ka 时较现代增强, 石笋^[6]、湖泊沉积^[7]、孢粉^[8]和黄土古土壤^[9]等气候代用指标均指示季风区降水在 6 ka 时比现在明显增加, 与本文多模式集合模拟结果定性一致。此时青藏高原的中南部也是暖湿气候。通过古土壤研究, Saijo 和 Tanaka^[9] 得出 6 200~4 500 a B. P. 高喜马拉雅北部地区经历了更强夏季风和更多降水; Tang 等^[10] 通过西藏东南部花粉记录研究发现, 8~6 ka 年降水量比现在高 100 mm 左右; 青藏高原中部湖泊沉积研究显示^[11], 6 ka 左右湖泊范围变大且水位变高, 指示季风增强及降水增多。以上记录均指示 6 ka 时东亚季风区季风增强, 降水增多, 且青藏高原中南部处于暖湿环境。新疆地区适宜期出现在 7 000~5 000 a B. P. 间, 但 6 ka 时塔克拉玛干沙漠地区干旱环境没有改变^[12], 并且基于植被模型反演方法^[13] 推断, 6 ka 时中国新疆地区中南部降水低于或等于现在降水, 与本文模拟结果显示的新疆地区西南部降水减少区域较一致。在新疆其他地区, 模拟结果显示降水减少, 但湖泊沉积^[14] 指示中全新世时新疆北部逐

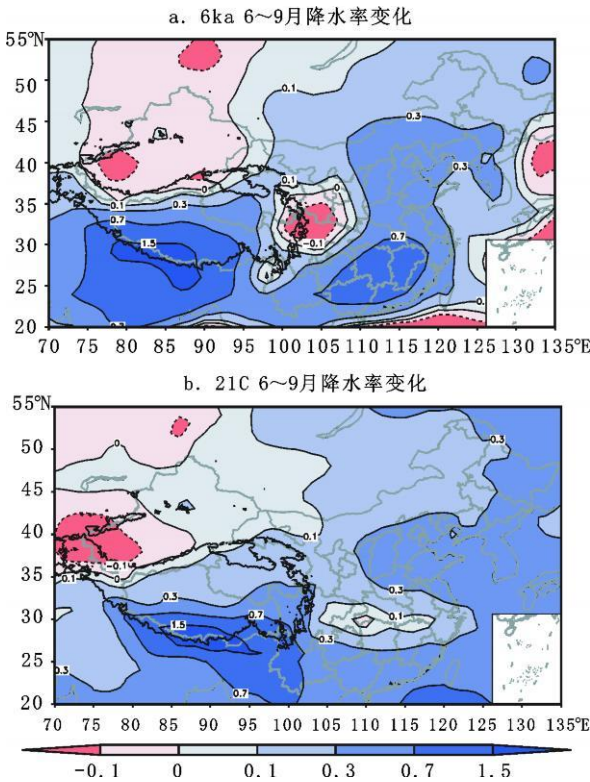


图 2 6 ka (a) 及 21C (b) 东亚地区
6~9 月降水率变化 (mm/d)

Fig 2 Variations of summer precipitation change rate in the
midHolocene (a) and the late 21st century (b) (mm/day)

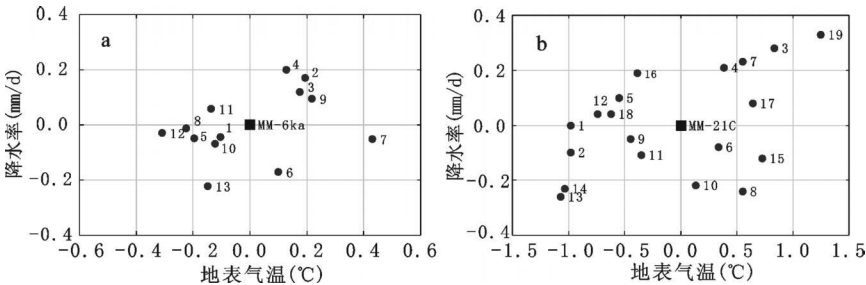


图 3 6 ka (a) 及 21C (b) 东亚地区 6~9 月多模式模拟的区域平均地表
气温及降水变化距平离散度

Fig 3 Scatter diagrams of East Asian summer (JJAS) surface temperature versus
precipitation anomalies in the midHolocene (a) and the late 21st century (b)

尤其是在青藏高原东南缘降水增加较大,而在高原以北的新疆地区西南部降水出现减少,且 6 ka 降水模拟结果与地质记录定性吻合。因此东亚地区全新世暖期夏季降水变化在一定程度上可作为未来夏季降水变化的历史相似型。

2) 东亚季风区的降水变化和新疆西南部的降水变化可能存在反向变化关系,东亚季风区降水增加的同时会伴随着新疆西南部的降水减少。

渐变湿润,说明在这期间可能还有其他强迫因子如植被反馈作用使得降水出现增加。

2 4 区域平均地表气温和降水距平离散度

以上多模式集合结果显示,21C 和 6 ka 夏季东亚地表温度和降水变化分布型存在一定的相似性,但各模式间结果差别程度及是否多模式集合结果代表大多数模式的模拟结果,可通过区域平均地表温度和降水模拟结果距平离散程度(分别相对工业革命前及 1961~1990 年均)粗略估计(图 3 中,方块代表多模式平均,数字序号分别与表 1、2 中数字序号对应)。6 ka 大部分模地表气温和降水距平模拟结果都落在 $\pm 0.2^{\circ}\text{C}$ 和 $\pm 0.2\text{ mm/d}$ 间,也有几个模式距平相对较大。21C 相比 6 ka 模式间温度距平变化较大,这可能是因 21C 升温较 6 ka 升温更大所致,反映出 21C 各模式模拟结果间存在较大不确定性。总体说,多模式集合模拟结果能减少个别模式的模拟偏差,得到比单个模式更可靠结果,且多模式集合结果与实测更接近^[15]。所以应用多模式集合结果进行分析较合理。

3 结 论

1) 东亚地区 6 ka 和 21C 两个时期降水整体变化型相近,均表现出东亚夏季风增强,降水增多,

3) 影响新疆地区西南部气候变化的强迫因子有很多,其中青藏高原的高大地形以及新疆区域西南部植被低覆盖率,对此地区的降水变化产生重大影响。东亚季风环流虽然可以把水汽带到新疆地区,但是由于新疆区域西南部植被覆盖率低,也可能使得降水减少。

致 谢:感谢 IPCC-AR4 及 PMIP2 资料中心提供了本文所用的模式资料及靳立亚博士在 PMIP2 资

料获取方面给予的帮助。

参考文献:

[1] IPCC. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2007: 1~ 996.

[2] 刘晓东, 安芷生, 方建刚, 等. 全球气候变暖条件下黄河流域降水的可能变化 [J]. 地理科学, 2002, 22 (5): 513~ 519.

[3] 江志红, 张 霞, 王 冀. IPCC-AR4 模式对中国 21 世纪气候变化的情景预估 [J]. 地理研究, 2008, 27 (4): 787~ 799.

[4] Von Dein ling TS, Held H, Ganopolski A, et al. Are paleo-proxy data helpful for constraining future climate change? [J]. PAGES News, 2008, 16: 20~ 21.

[5] Braconnot P, Otto-Bliesner B, Harrison S, et al. Results of PMIP2 coupled simulations of the mid-Holocene and Last Glacial Maximum - Part I: experiments and large-scale features [J]. Clim. Past, 2007, 3: 261~ 277.

[6] 李明霞, 汪永进, 邱庆伦. 中全新世 7~ 6 ka 东亚季风气候的高分辨率石笋记录 [J]. 地理科学, 2007, 27 (4): 519~ 524.

[7] Liu X Q, Shen J W, Wang S M, et al. South-east monsoon changes indicated by oxygen isotope of ostracode shells from sediments in Qinghai Lake since the Late glacial [J]. Chinese Science Bulletin, 2007, 52: 539~ 544.

[8] 杨永兴, 王世岩. 8.0 ka B.P. 以来三江平原北部沼泽发育

和古环境演变研究 [J]. 地理科学, 2003, 23 (1): 32~ 38.

[9] Saijo K, Tanaka S. Paleosols of middle Holocene age in the Thakkhola basin, central Nepal, and their paleoclimatic significance [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2002, 21: 323~ 329.

[10] Tang L, Shen C, Liu K, et al. New high-resolution pollen records from two lakes in Xizang (Tibet) [J]. Acta Botanica Sinica, 1999, 41: 896~ 902.

[11] Kashiwaga K, Masuzawa T, Morinaga H, et al. Changes in hydrological conditions in the central Qing-Zang (Tibetan) Plateau inferred from lake bottom sediments [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1995, 135: 31~ 39.

[12] Feng Q, Su Z, Jin H. Desert evolution and climatic changes in the Tarim River basin since 12 ka B.P. [J]. Science in China (Series D), 1999, 42 (Supp): 101~ 112.

[13] Guiot J W, H B, Jiang W Y, et al. East Asian Monsoon and paleoclimatic data analysis: a vegetation point of view [J]. Clim. Past, 2008, 4: 137~ 145.

[14] Jiang Q F, Shen J, Liu X Q, et al. A high-resolution climatic change since Holocene inferred from multi-proxy of lake sediment in westerly area of China [J]. Chinese Science Bulletin, 2007, 52: 1970~ 1979.

[15] Phillips T J, Gleckler P J. Evaluation of continental precipitation in 20th-Century Climate Simulations: The Utility of Multi-model Statistics [J]. Water Resource Research, 2006, 42: W03202, doi: 10.1029/2005WR004313.

An Analogy Analysis of Summer Precipitation Change Patterns Between Mid-Holocene and Future Climatic Warming Scenarios over East Asia

ZHANG Ran^{1, 2}, LIU Xiao-dong^{1, 3}

(1. State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an, Shaanxi 710075; 2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049; 3. Xi'an Jiaotong University, Xi'an, Shaanxi 710049)

Abstract Combining Climate modeling results with geological climate records of mid-Holocene, we analyze the analog of summer precipitation change patterns between mid-Holocene and the late 21st century climate change scenarios over East Asia. The results show that the pattern of East Asian summer precipitation change in mid-Holocene is similar to that in the late 21st century to a certain degree. We find two key areas: one in the southern edge of the Tibetan Plateau, the other in the southwest of Xinjiang, with increased precipitation by more than 1.5 mm/day and decreased precipitation up to 0.1 mm/day under both warming conditions, respectively. Meanwhile, the simulated mid-Holocene precipitation is qualitatively consistent with relevant geological climate records. Therefore, the pattern of East Asian summer precipitation change in mid-Holocene can be taken as a historical analog pattern for the future in the study area in some degree.

Key words East Asia; climate modeling; precipitation change pattern; historical analog