吴鹏飞,刘征宇,程军等. 2014. 中全新世以来东亚夏季气温对轨道强迫时空响应不一致的模拟研究. 地球物理学报,57(6):1757-1768,doi:10.6038/cjg20140608.

Wu P F, Liu Z Y, Cheng J, et al. 2014. Simulation of spatial-temporal asynchronism of East Asian summer's surface-air temperature response to orbital forcing since the Mid-Holocene. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese),57(6):1757-1768,doi:10.6038/cjg20140608.

中全新世以来东亚夏季气温对轨道强迫时空响应不一致的模拟研究

吴鹏飞[1],刘征宇[1,2*],程军[1],陈广善[2]

1 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室,南京 210044

2 Center for Climatic Research and Department Atmospheric and Oceanic Sciences, University of Wisconsin-Madison, Madison WI53706, USA

摘要 基于一个海-气耦合模式 FOAM(the Fast Ocean Atmosphere Model)在轨道强迫下对过去 6 ka 气候变化的瞬变模拟结果,本文分析了中全新世以来东亚地区夏季气温对日射变化的响应特征. 研究发现,东亚地区夏季气温对日射响应具有时空不一致性:相对于现代,6 kaB.P. 时北半球夏季日射偏强,东亚地区地面气温却未普遍偏高,而是约以 35°N 为界,北方显著偏暖,南方气温变化不明显甚至有微弱冷却. 自 6 kaB.P. 至今,东亚 40°N 以北的中、高纬陆地夏季气温大致呈线性降低趋势,以南的低纬陆地夏季气温则呈量级较小的"U"型变化,即气温在约 3 kaB.P. 附近达最低值,前 3 ka 为降温趋势,后 3 ka 为升温趋势. 这与一些地质记录反映的气温变化相一致. 中全新世以来东亚夏季气温演变的时空不一致性,可能源自因海陆热力惯性不同所引起的气温对日射响应的差异. 热容量较小的东亚高纬大陆夏季气温主要响应 7 月份日射;而热容量较大的海洋对日射的响应通常会滞后约 2 个月,其夏季气温主要响应 5 月份日射. 受海洋影响,南方陆地夏季气温对日射响应呈现出与海洋相似的特点. 在岁差周期上,5、6、7 月份日射间的相位差相对于较长轨道时间尺度较不明显,但在相对较短的近 6 千年时期内,它们相继出现波谷而呈显著趋势差异,从而导致了中全新世以来东亚夏季气温变化的时空差异. 正如有学者所指出的,夏季气温变化对应的可能并非同季节日射强迫,考察轨道强迫的气候响应时,如何选择日射标尺至关重要,否则可能混淆"因果".

关键词 中全新世;东亚;夏季气温;轨道强迫;时空不一致

doi:10.6038/cjg20140608 **中图分类号** P461 **收稿日期** 2014-01-20,2014-04-07 收修定稿

Simulation of spatial-temporal asynchronism of East Asian summer's surface-air temperature response to orbital forcing since the Mid-Holocene

WU Peng-Fei[1], LIU Zheng-Yu[1,2*], CHENG Jun[1], CHEN Guang-Shan[2]

1 *Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing* 210044, *China*

2 *Center for Climatic Research and Department Atmospheric and Oceanic Sciences, University of Wisconsin-Madison, Madison WI*53706, *USA*

Abstract By using a fast ocean-atmosphere coupled model (FOAM) and its transient simulation

基金项目 国家自然科学基金重点项目(41130105),国家重点基础研究发展规划项目(973 项目)(2012CB955200,2013CB43202),江苏省自然科学基金(BK20131431)和江苏省高校自然科学研究项目(12KJB170007)共同资助.

作者简介 吴鹏飞,男,1979 年生,博士,讲师. 主要从事古气候模拟方面的研究. E-mail: wpf@nuist.edu.cn

* **通讯作者** 刘征宇,男,美国威斯康辛大学大气与海洋科学系教授,主要从事海洋环流动力学和气候动力学方面的研究. E-mail:Zliu3@wisc.edu

of the past 6000 years driven by orbital forcing, we have studied the character of the East Asian summer surface-air temperature's response to orbital forcing. It is found that spatial-temporal response of East Asian summer surface-air temperature to solar radiation is significantly inconsistent since the Mid-Holocene. Compared with the present, the Mid-Holocene had enhanced summer isolation in the Northern Hemisphere. The surface-air temperature in East Asia, however, had not increased at large. Taking the 35°N as the boundary line, the north was significantly warmer in the Mid-Holocene than in the present while the south had no obvious variation—it had even slight cooling in some areas. Since the Mid-Holocene, the surface-air temperature variation in East Asia has exhibited a linear-reducing trend in the high and middle latitude regions north of the 40°N and a small-scale "U" shape trend in low latitude regions south of the 40°N, where showed a cooling trend before 3kaBP but warming thereafter. This finding is in agreement with the geologic records of the surface-air temperature variation. The asynchronous characteristic of East Asian summer surface-air temperature may result from its different isolation responses due to different thermal inertia between ocean and land. The surface-air temperature over high-latitude land responds to the July's isolation due to its small thermal capacity, while the surface-air temperature over the ocean responds to the May's isolation, lagging behind two months or so due to its large thermal capacity. Affected by ocean climate, the summer surface-air temperature over the south land of East Asia shows a similar feature to that over the ocean. In the precession cycle, the variation trends between May's, June's and July's isolations do not seem to have obvious differences on long time scales, instead they display a notable distinction on a relatively short time scale such as the past 6000 years when the wave valleys appeared one after another, which leads to spatial-temporal asynchronism of the East Asian summer surface-air temperature response to orbital forcing since the Mid-Holocene. The results show that the summer air temperature may not agree with the same season isolation forcing, so it is very important to choose the ruler of isolation when the climate response to orbital forcing is discussed.

Keywords Mid-Holocene; East Asia; Summer air temperature; Orbital forcing; Spatial-temporal asynchronism

1 引言

中全新世(6kaB. P.)是距今最近的一个暖期,它以来的时期是人类文明迅速发展进步的时期,这一时期对未来全球增温的气候情景预估具有重要参考意义,其气候模拟研究是近几十年来一个热点(曾庆存等, 2003; 黄荣辉等, 2003; Braconnot et al., 2007). 古气候记录与数值模拟表明,轨道参数改变引起的日射变化是长期气候变化的主要驱动因素(Kutzbach, 1981; Mitchell et al., 1988; Hewitt and Mitchell, 1998; Wang et al., 2001; Mayewski et al., 2004; 刘艳等, 2007; 汪品先, 2009; 刘晓东等, 2009). 研究认为,由于中全新世北半球夏季太阳辐射强于现代,海陆热力差异增大,季风盛行,是全新世期间气候最高温湿润的一段时期,我国普遍增温2 ℃以上;6 kaB. P. 以来,随着北半球夏季太阳辐射逐渐减弱,东亚夏季风逐渐衰退,我国大部地区气温逐渐降低,且气候转干(施雅风等, 1992; 郑益群等, 2004; 王心源等, 2008; 安成邦等, 2009; Jiang et al., 2013).

但是,由于海陆背景、地理纬度、大气环流等因素的差异,使得东亚各区域气候对轨道的响应存在差别而呈现明显的时空不一致性,即:气候变化与轨道日射不完全吻合,在空间上显示出区域多样性,在连续性变化上有趋势和相位差异. 这方面降水或湿度因素显得异尤为突出,因而在古夏季风研究中,人们更多地关注降水的时空变化特征及其机制(An et al., 2000; Liu et al., 2003, 2004; Liu et al., 2006; 郑伟鹏和俞永强, 2009; 姜修洋等, 2012; 吴鹏飞等, 2013).

相对于降水,人们通常认为,气温变化与日射之

间有较直接的对应关系,从而气温基本上简单地遵循轨道日射变化.然而,受到边界条件及气候系统自身等因素的影响,气温与日射之间也并非简单的对应关系,而是存在明显的时间与空间上的不一致性.IPCC2007 报告(Jansen, 2007)指出,在早、中全新世北半球夏季日射强于现代的条件下,热带北印度洋及热带太平洋不仅不暖,还可能比工业化之前低 0.5～2.0 ℃.报告还指出,全新世期间,北大西洋及其邻近区,夏季气温最高值出现在 10～8 kaB.P.,北欧和北美西北部在 7～5 kaB.P..由于全新世大暖期所在时间在全球的多样性,Renssen 等(2012)甚至对古气候模式比较计划(PMIP1 和 2)中把 6 kaB.P.作为全新世最温暖时期的合理性提出疑问.

许多模拟研究显示,尽管早、中全新世北半球夏季日射增强,但东亚高、低纬区域间温度变化存在差异.如:Liu 等(2003)发现,11 kaB.P.时东亚夏季大部地区因北半球日射增强而升温,但在低纬地区却有轻微的冷却,并将之归因为与季风降雨增加相伴随的云量的增加.张冉和刘晓东(2009)研究表明,中全新世东亚低纬度地区 6—9 月气温有负异常.Wang 等(2010)的研究显示,中全新世东亚地区夏季气温出现增暖异常的区域为陆地上 30°N—60°N 区域,但在南方的低纬度区域则有较明显的气温负异常.类似现象同样出现在一些中全新世气候模拟研究结果中(Liu et al.,2004; 刘煜等, 2009; Hsu et al.,2010).但是,早、中全新世以来东亚夏季气温与日射在空间上不一致的现象,目前尚未有研究对其深入探讨.

地质记录重建的气温变化,也与北半球夏季日射的持续减弱趋势并不完全一致.Wanner 等(2008)的研究结果显示了中全新世以来北半球夏季气温变化趋势不尽相同.东亚地区的黄土(Peterse et al., 2011)、孢粉(Xu 等, 2009)、石笋 (Wang et al., 2005; Hu et al., 2008)等指示的温度曲线在近 3～1ka 时期内均有明显的上升趋势.Zhao 等(2013)指出,可能由于晚全新世北半球日射达最弱,南半球影响开始对亚洲季风发挥作用,使得地质记录显示的亚洲夏季风反而呈增强趋势.但是,这个推测仍有待更多数据和模式研究对之进一步探索与验证.

综上所述,早、中全新世以来东亚夏季气温对轨道日射响应存在显著时空不一致性,深入研究这一时期东亚夏季气温变化对日射响应的时空特征,正确认识中全新世以来气温与日射间的物理关系,将有助于增进人们对过去及未来全球气候长期变化特征及其动力学机制的理解.为此,本文基于轨道强迫下一个全海气耦合模式模拟的近 6000 年来气候变化的瞬变实验结果,拟通过模拟角度,分析和研究中全新世以来东亚夏季气温演变的时空特征,并尝试探讨日射-气温响应之间时空不一致性的原因.

2　模式与数据

本文分析的数据是由快速海洋-大气模式(the Fast Ocean Atmosphere Model,简称 FOAM)在轨道强迫下对过去 6000 年来气候演变的瞬变模拟结果.模式大气模块的水平分辨率为 R15(40×48 个格点),垂直分为 18 层.海洋模块水平分辨率为 128×128 个格点,垂直分为 12 层.

模式在 6 kaB.P.的轨道强迫下积分 500 年后达平衡,从第 501 年开始,模式轨道参数每年改变一次进行瞬变模拟,共积分 6000 年.整个积分过程中仅改变地球轨道参数,其它边界条件均为现代边界条件,温室气体浓度设置在工业革命前,日射强迫通过 Berger 公式(1978)计算得到.本文将模拟结果的 6～8 月份(JJA)气候平均值作为夏季气候值.

FOAM 的特点是运行速度快,适用于长期气候模拟,且无需通量校正.大量研究表明,FOAM 在模拟季风系统对轨道参数引起的日射强迫响应方面,其能力能与更高分辨率的大气环流模式(GCM)效果接近(Liu et al., 2003, 2004, 2007; Notaro et al., 2005; Liu et al., 2006; 刘艳等, 2007; Chen et al., 2011).限于篇幅,本文不再赘述模式结果的检验情况.

3　结果分析

3.1　中全新世时东亚夏季日射与气温异常

本文将模拟结果的 6ka 和 0ka 附近各 200 年气候平均值分别作为中全新世(6 kaB.P.)和现代(0 kaB.P.)两个时期的气候平均值,两者相减得到中全新世相对于现代的气候异常.图 1a 表明,相对于现代(0 kaB.P.),中全新世(6 kaB.P.)时整个北半球的夏季(JJA)日射均明显偏强.北半球高纬度区域日射增幅最大(>22 $W \cdot m^{-2}$),赤道附近区域日射增幅相对较小(>18 $W \cdot m^{-2}$);日射异常主要沿纬向分布,并自高纬向低纬区域递减.

相对于现代(0 kaB. P.),中全新世(6 kaB. P.)东亚地区夏季地面气温(surface air temperature,简称 SAT)异常也大体上沿纬向分布(图 1b).然而有趣的是,尽管中全新世时整个北半球夏季日射显著偏强,但并非东亚所有区域 SAT 都偏暖.而是以约 35°N 为界,以北的中、高纬陆地 SAT 为显著的正异常,以南的低纬陆地和海洋上,SAT 变化不显著(<0.5 ℃),少部区域甚至有微弱的冷却.其中 SAT 增温最显著区域是 50°N 以北的高纬大陆(>2 ℃),中心值高达 3 ℃以上.在 50°N—35°N之间等值线密集区域,SAT 异常变化梯度较大,自北向南由 2.0 ℃迅速递减为 0.5 ℃,显示出高、低纬之间气温异常的过渡特征.可见,模拟结果分析得到的中全新世东亚中、高纬大陆夏季 SAT 增温显著而低纬地区不明显的空间分布特征,与前人模拟结果具有一致性(Liu et al., 2004; 张冉和刘晓东, 2009; Wang et al., 2010; Jiang et al., 2013).

3.2 近 6 ka 东亚夏季 SAT 连续性演变特征

为了反映中全新世以来东亚不同区域夏季 SAT 随连续性演变情况,我们在东亚陆地上 SAT 增温显著的中高纬地区(L1:50°N—70°N,105°E—120°E)、变化不显著的低纬地区(L3:20°N—35°N,105°E—120°E)和二者之间的过渡区(L2:35°N—50°N,105°E—120°E)各选一块区域(图 1b 中东亚大陆上方框内的区域),分别绘出它们夏季 SAT 区域平均值的时间序列曲线.

图 1c 为东亚陆地上 L1～L3 夏季 SAT 及 30°N 夏季日射演变的时间序列(图 1c 中曲线值均为相对

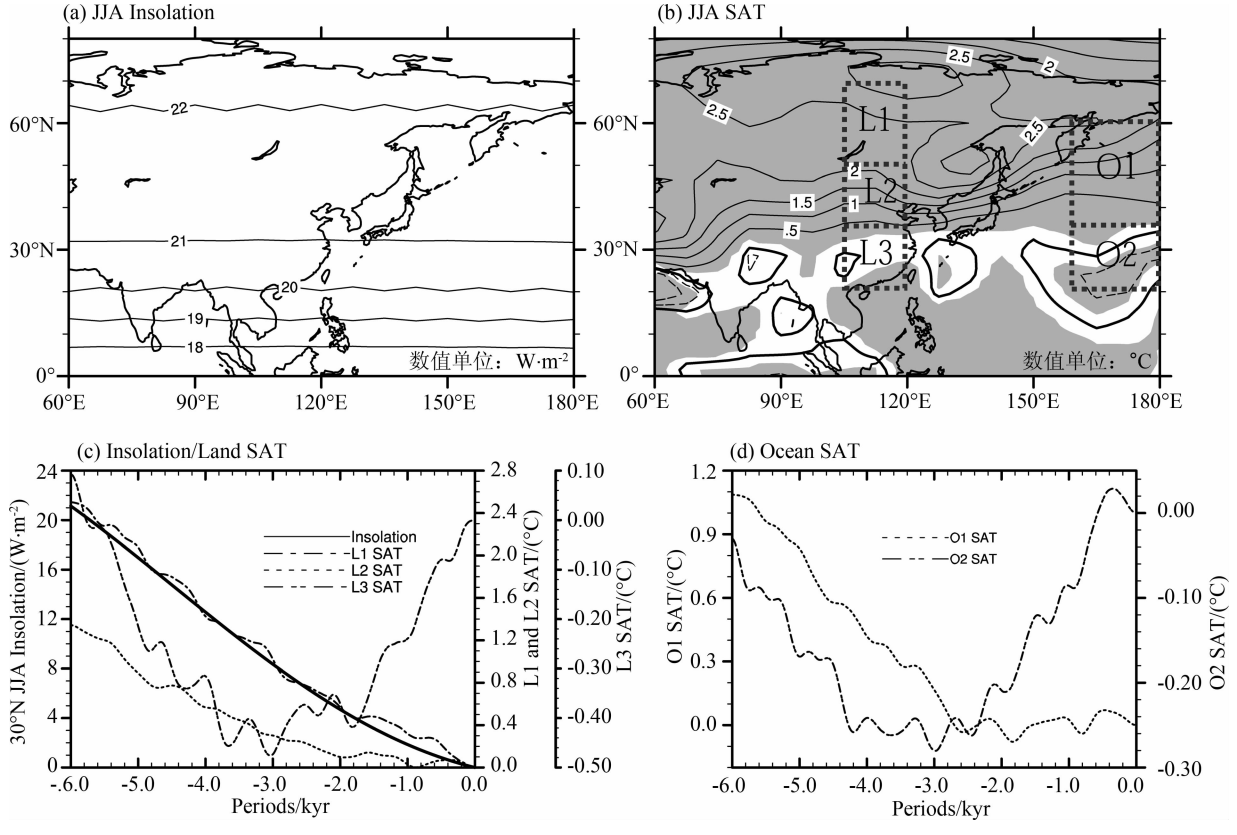

图 1 FOAM 模拟的 6 kaB. P. 以来东亚夏季 SAT 时空演变

(a)、(b)分别为 6 kaB. P. 减 0 kaB. P. 的夏季日射和地面气温差值,等值线实线为正值,虚线为负值;(b)中阴影区表示通过 99%的置信水平;(c)中粗实线为 30°N 夏季(JJA)日射变化曲线,虚线分别为(b)中方框内 L1、L2 和 L3 陆面气温(JJA)变化曲线;(d)中曲线分别为(b)中方框内 O1、O2 区域海面气温变化曲线;横坐标中"－"号代表过去.

Fig. 1 Spatial-temporal variations of summer surface-air temperature over East Asia since the Mid-Holocene simulated by FOAM

(a) Anomaly pattern of the Northern Hemisphere summer isolation and (b) surface-air temperature (SAT). Solid lines in (b) for positive, dotted lines for negative, and the shadowed areas denote the significance at 99% confidence level. Thick solid line, point-dash-dotted line, point-dotted line and short dash-dotted line in (c) denote that the time series of summer insolation at 30°N, SAT of L1, L2 and L3 regions in (b) from 6 kaB. P. respectively. Point-dotted line and short dash-dotted line in (d) denote the time series of summer SAT of O1 and O2 regions in (b). Abscissa "－" represents the past.

于0 kaB. P. 的增幅，下文中图1d亦然）. 自6 kaB. P. 至今，50°N 以北的高纬度陆地上（L1）夏季 SAT 基本呈线性降低趋势，它与 30°N 夏季日射的单调减弱趋势基本一致，变化幅度约为 2. 5 ℃. 中纬度（35°N—50°N）陆地（L2）夏季 SAT 也大致呈线性降低趋势，但相对于 L1 区域，它变化趋势平缓、幅度较小（约 1. 5 ℃），尤其在近 2 ka 以来时期变化不明显，在 1 kaB. P. 附近达最低值. 然而，低纬陆地（L3）SAT 变化趋势与日射完全不同，它呈幅度较小（－0. 5～0. 1 ℃）的“U”字形变化. 即：SAT 在前 3 ka时期降低，约 3 kaB. P. 达最低值，之后的 3 ka 时期升高，且 0 ka B. P. 时的 SAT 与 6 kaB. P. 时较为接近，故而在近 6 ka 以来的大部分时间里，该区域夏季 SAT 均略低于现代.

与陆地区域相对应，我们也在东部海洋上选取了两块区域（图 1b 中海洋上方框内的区域，O1：35°N—60°N，160°E—180°E；O2：20°N—35°N，160°E—180°E），并绘出它们夏季 SAT 区域平均值随时间变化曲线（图 1d）. 我们发现，中高纬度海洋上方（O1）夏季 SAT 在大约 2. 6 kaB. P. 之前显著降低，之后为缓慢上升趋势. 而在低纬海洋上（O2），SAT 曲线也呈类似于东亚南方陆地的“U”字形，大约在 3. 0 kaBP 为最低值，前 3 ka 时期为降低趋势，后 3 ka 时期为升高趋势. 两者变化幅度分别约 1. 2 ℃和 0. 4 ℃. 仅对比图 1c、d 中各曲线形状，东亚中、高纬陆地夏季 SAT 变化与日射关系较一致，为线性降低趋势；低纬陆地与海洋 SAT 变化有很大程度的相似性，中、高纬海洋 SAT 变化虽然与低纬陆、海不完全相同，但后三者均呈非线性变化趋势，与日射变化差异较大.

为较全面地考察中全新世以来东亚夏季 SAT 的演变趋势，我们绘出北半球所有格点的夏季 SAT 在过去 6ka 中出现最低值的时间分布图（图 2a）. 由图可见，北半球约 40°N 以北几乎所有大陆上，最低值SAT时间均在0. 5 kaB. P. 以后，这表明北半球

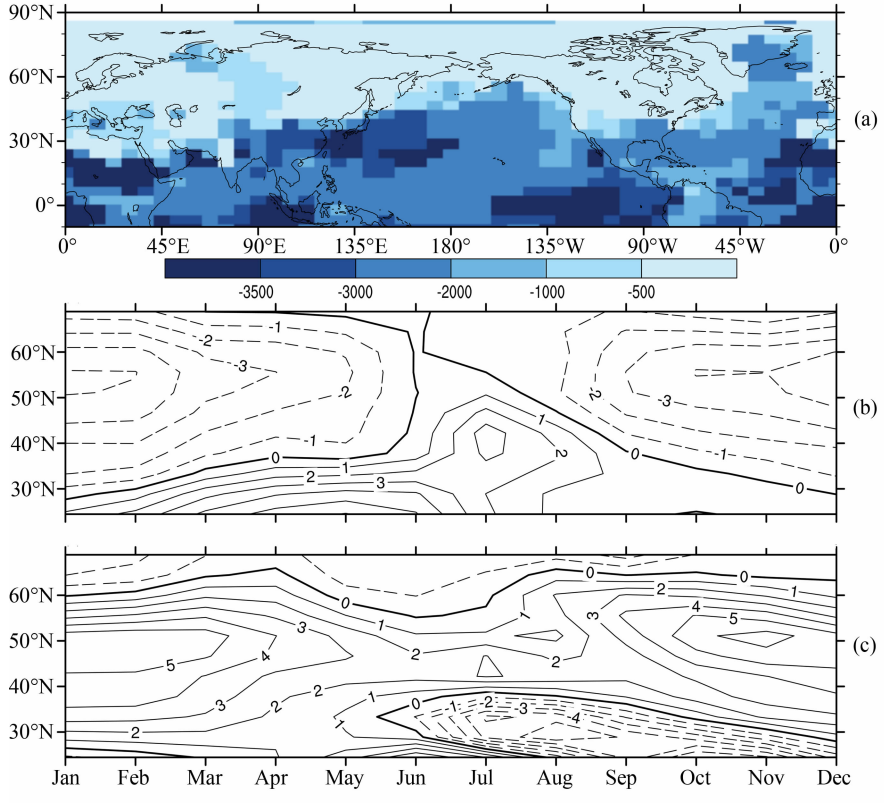

图 2　FOAM 模拟的 6 ka 以来北半球各格点最低值夏季 SAT 时间的分布图（a）、近 100 年平均 850 hPa 经向风（b）和纬向风（c）的纬度-月份图

图 a 为最低值夏季气温所在时间分布，色度单位：年，“－”号代表从前；图 b、c 中等值线实线分别为南、西风，虚线为北、东风（数值单位：m/s）.

Fig. 2　Time distribution of the minimum summer SAT in the Northern Hemisphere after 6 kaB. P. （a） Lat-time cross section of meridional wind （b） and zonal wind （c） at 850 hPa of East Asia （105°E～130°E） averaged over the recent 100 years simulated by FOAM.

The color bar in （a） denotes years， and abscissa “－” represents the past， and in （b） and （C） the solid contour lines denote the south and west wind while the dotted the north and east winds （numerical unit is “m/s”）.

中、高纬陆地 6 ka 来夏季最低值气温出现在现代，其 SAT 演变可能基本上呈线性降低趋势. 与之成鲜明对比，40°N 以南陆地 SAT 最低值出现在 3.5～1.0 kaB.P. 之间，可能呈不同程度的先降后升的“U”字形演变趋势. 然而，与陆地上不同的是海洋上几乎所有地区的最低值 SAT 时间均出现在 3.5～1.0 kaB.P. 之间，故海洋上所有区域夏季 SAT 变化趋势均非线性，而可能呈不同程度的“U”字形演变. 比较东亚地区海、陆夏季 SAT 的演变不难看出，南方陆地与海洋在 SAT 变化上有相似性，均呈“U”字形演变；而北方陆地 SAT 似乎与海洋 SAT 间关系不大，它基本跟随轨道辐射呈线性下降趋势.

关于上述现象的理解，我们认为，北半球低纬陆地区域夏季可能受海洋影响较多而呈海洋性气候；中、高纬陆地区域可能受海洋影响较小，呈陆地性气候多一些. FOAM 模拟的低空经向风表明，东亚地区(105°E—130°E)大约 40°N 以南区域每年自 4—9 月份均盛行偏南风，40°N 以北区域仅在 6—8 月份出现偏南风(图 2b). 低空纬向风也显示，东亚地区 40°N 以南区域 6 月份之后盛行偏东风，而以北区域则常年盛行偏西风(图 2c). 因此，陆地广阔、盛行偏西风的东亚中、高纬区域，夏季较少受到海洋影响，呈明显的陆地性气候，其 SAT 变化特征与海洋 SAT 有较大差异；而盛行偏南、偏东风的东亚低纬陆地区域，夏季受海洋影响较多，呈明显的海洋性气候，其 SAT 变化特征与海洋 SAT 具有相似性. 那么，下一个关键问题是，究竟是什么原因导致了中全新世以来夏季陆地性 SAT 和海洋性 SAT 对日射的响应上存在如此大的差别？尤其是在晚全新世以来北半球夏季日射持续减弱背景下，海洋性 SAT 为什么反而显著升高？

4 原因分析

4.1 陆、海夏季 SAT 与邻近月日射关系

陆地和海洋的热力惯性不同，通常会引起气候对日射响应的差异. 在北半球季节循环中，相对于最大日射时间(6 月下旬)，内陆出现最高气温的时间通常滞后约不到一个月(7 月份)，但热容量大的海洋上，最高气温出现时间通常滞后约两个月(8 月份). NCEP 近 64 年平均数据显示(图 3)，亚洲和北美洲大陆约 30°N 以北大部区域年内气温最热月均在 7 月份；除赤道附近区域外，北太平洋大部区域的年内气温最热月份均在 8—9 月份. Kutzbach 等

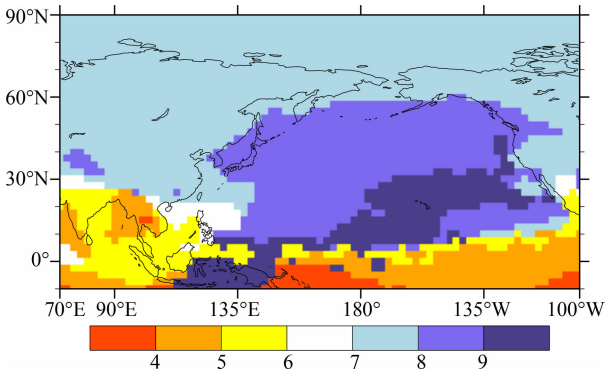

图 3 NCEP 近 64a 平均气温最热月的空间分布图(色度：月份)

Fig. 3 Monthly distribution of the maximum SAT in Asia-Pacific region averaged over the recent 64 years derived from the NCEP data. Color bars denote months.

(2008)模拟研究发现，在岁差周期上，北半球夏季(JJA)陆地温度与 6 月份最大日射几乎同相，而热力惯性较大的海洋温度对之响应则相对滞后，主要受到晚春(5 月份)日射的影响. 并指出，这种季节循环上的滞后也导致了岁差周期上，最高陆面温度响应与最大日射强迫之间相差约 30°的岁差周期，而最高海表温度响应则滞后于最大强迫约 60°的岁差周期. 石正国和刘晓东(2009)的研究显示，亚洲中部各月陆表温度通常与其前一个月日射相关性最高，而热带北印度洋各月海表温度则与其前两个月的日射相关性最高. 因此，海陆热力惯性差异可能是导致温度对日射响应不一致性的主要原因之一.

基于上述观点启发，本文绘出轨道尺度上 5、6、7 三个月北半球 30°N 日射变化曲线，进一步探讨它们与夏季陆、海 SAT 之间的对应关系. 图 4a 为过去 120 ka 以来 5、6、7 月份日射变化曲线，它们之间在岁差周期上分别相差 30°相位(约 1.8 ka 时间). 这样一个差异(30°相位或 1.8 ka)在较长的时期里(如 120 ka)并不明显，除了波峰或波谷附近的时期之外，三个月份的日射变化趋势基本一致，若不考虑量值，三条曲线看上去几乎重合. 但在近 6 ka 时期，5～7月份日射的最低值相继出现，相邻月份日射间的变化趋势和幅度差异都非常显著(图 4b). 其中，5 月份日射曲线呈明显的“U”形，其波谷(最低值)约在 2.8 kaB.P.，变化幅度最小(约—8 $W \cdot m^{-2}$). 6 月份日射大致呈线性减弱趋势，其波谷(最低值)约在 1 kaB.P. 附近，之后有缓慢上升，变化幅度(约—15 $W \cdot m^{-2}$)比 5 月份日射大. 7 月份日射基本呈直线减弱趋势，最低值在 0 kaB.P.，变化幅度最大(约—22 $W \cdot m^{-2}$)，它与夏季(JJA)日射(图1c)变

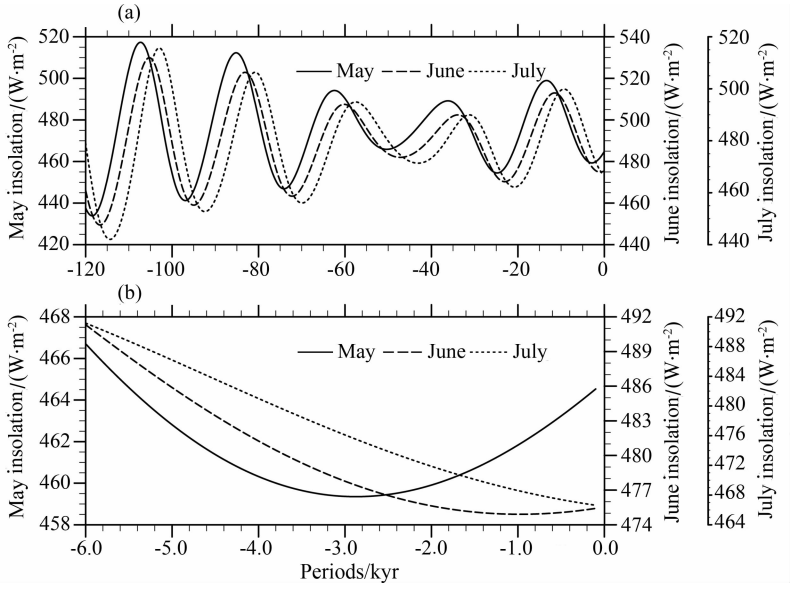

图 4　近 120 ka(a)和 6 ka(b)来 5(实线)、6(短线)、7 月份(点线)30°N 日射变化曲线
(横坐标中"－"代表过去)

Fig. 4　Time curves of insolation at the 30°N in May (solid lines), June (shot-dotted lines) and July (point-dotted lines) at 120 ka (a) and 6 ka (b) time scales (abscissa "－"represents the past)

化一致,即夏季平均日射与夏季中间月份日射变化基本相似.

结合曲线形状和最低值所在时间来看,东亚各地区夏季 SAT 变化似乎分别对应不同月份的日射变化(图 1c、d,图 4b). 图 1c 中东亚低纬陆地(L3)和图 1d 中低纬海洋(O2)的 SAT 变化幅度小,其曲线的"U"形变化趋势整体上同 5 月份日射(图 4b)较为相似性,且最低值在 3 kaB. P. 附近,表明该区域夏季 SAT 变化可能更多地响应 5 月份日射. 北方高纬陆地(L1,图 1c)夏季 SAT 曲线变化趋势与幅度,同 7 月份日射(图 4b)有较多相似性,最低值时间为 0 kaB. P. ,因而可能更多地响应 7 月份日射. 东亚中纬陆地(L2,图 1c)具有过渡性,夏季 SAT 曲线变化与 6 月份日射(图 4b)有较多相似,最低值时间约在 1 kaB. P. 附近,近 1 ka 里缓慢升高,幅度也介于高纬和低纬陆地 SAT 之间,表明它可能更多地响应 6 月份日射. 中、高纬海洋(O1,图 1d)SAT 曲线,最低值时间约在 3～2 kaB. P. ,前期降低,后期缓慢升高,其变化趋势与 5 月份日射特点有较多一致性,但又有一些 6 月份日射的特点,可能在不同程度上受到西风、洋流带来的陆、海气候等复杂信息的共同影响.

我们进一步分析了东亚各区域夏季 SAT 与北半球 5、6、7 月份日射之间相关性. 图 5a 为东亚—太平洋区域夏季 SAT 与北半球 5 月份日射间的相关系数分布,图中约 40°N 以南的东亚陆地以及整个北太平洋地区相关系数均在 0. 6 以上,其中 30°N 以南区域相关系数高达 0. 9 以上;但在 40°N 以北区域相关系数较低. 这表明东亚中、低纬陆地及太平洋区域夏季 SAT 与 5 月份日射间有较好的相关性,尤其是 30°N 以南区域. 图 5b、c 分别为东亚—太平洋区域夏季 SAT 与 6、7 月份日射间的相关系数分布,它们特征与图 5a 恰好相反,即 40°N 以北的东亚大陆和海洋均呈现出 0. 9 以上的高度相关性,而 30°N 以南几乎无相关性,30°N—40°N 之间相关系数等值线密集,为南北方之间的过渡区(图 5b、c). SAT 与 7 月份日射的相关系数等值线位置比 6 月份偏北,海洋尤为明显,说明 40°N 附近区域 SAT 可能与 6 月份日射关系更为密切. 因此,东亚大陆 40°N 以北的中、高纬区域,其夏季 SAT 与 6、7 月份日射的相关性高;40°N 以南的低纬区域,夏季 SAT 与 5 月份相关性高. 由此可见,东亚 40°N 以南陆地与海洋上,夏季 SAT 可能更多的响应 5 月份日射;40°N 以北陆地上,夏季 SAT 可能主要响应 6 或 7 月份日射;高纬度陆地夏季 SAT 可能更多地响应 7 月份日射. 其中 40°N 附近的陆地与海面的过渡性区域,夏季 SAT 可能更多响应 6 月份日射.

4.2　与代用数据对比

有研究指出,石笋记录相对于日射变化存在显著滞后性. 中国石笋记录在岁差周期上与 6 月份最大日射存在约 18°～78°相位滞后,即约 0. 5～2. 5 个月(刘晓东和石正国, 2009). 三宝、林竹和葫芦洞等

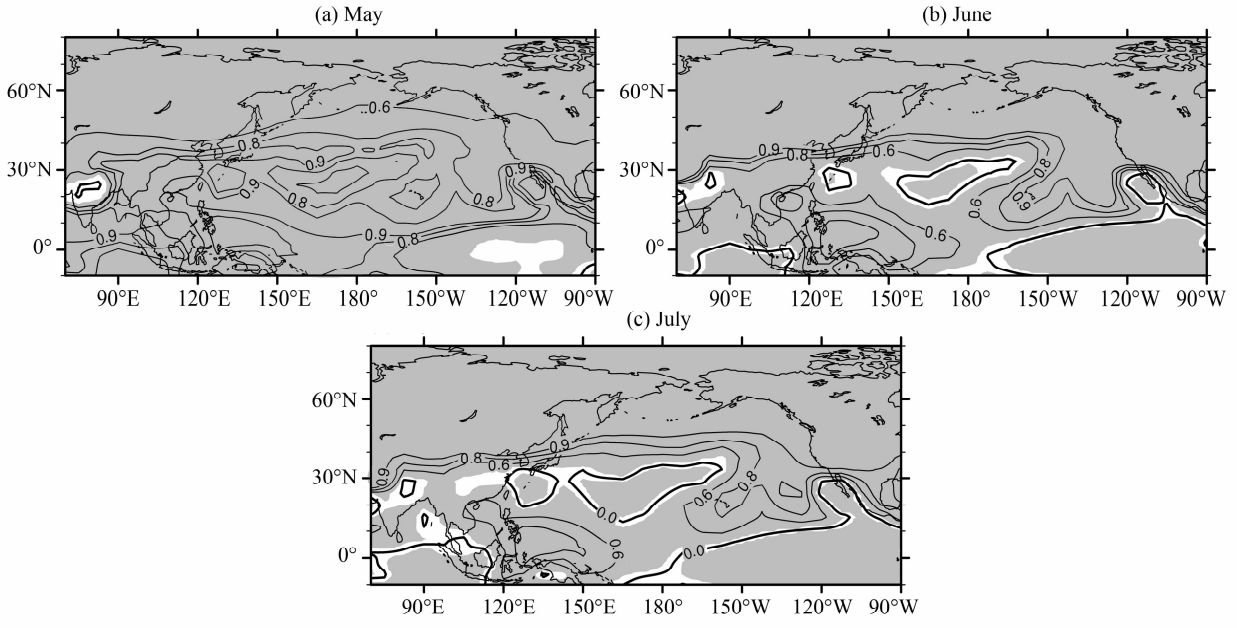

图 5 北半球夏季地面气温与 5—7 月份日射相关系数(6 ka～0 kaB. P.)分布图

等值线为相关系数,阴影部分通过 99%相关性检验.

Fig. 5 Correlation between summer surface-air temperature and insolation in May (a), June (b) and July (c) respectively from 6 kaB. P.

Solid lines denote correlation coefficients, and the shadowed areas denote the 99% correlation.

石笋氧同位素记录重建资料合成的相位图显示,在岁差周期内,中国南方石笋的强季风发生时间与北半球最大夏季日射之间存在约 45°的相位滞后,即约 1.5 个月(Shi et al., 2012). 尽管目前关于中国南方洞穴的石笋氧同位素的解释仍不清楚,但有研究发现,氧同位素记录的信息和温度、降雨、水汽源、输送路径等密切相关(Cheng et al., 2012);中国南方石笋记录混合了夏季源自印度洋、冬季源自东亚大陆及春季源自西太平洋的不同比例的降水和气温信息,其中夏季贡献度最高(LeGrande and Schmidt, 2009). 因此,如果假设中国南方洞穴石笋的氧同位素曲线反映了印度洋和西太平洋的水汽来源地的夏季海洋温度信息,我们可以尝试用上述观点来分析董哥、和尚、三宝和九仙四个洞穴石笋氧同位素记录的变化特点和原因. 6 kaB. P. 以来,随着北半球夏季日射持续减弱,石笋记录的气温曲线总体上呈降低趋势,但东亚各洞穴的石笋曲线在近 3～1 kaB. P. 时间里反而有不同程度的上升. 九仙洞(Cai et al., 2010)、董哥洞(Dykoski et al., 2005)石笋曲线呈幅度较小的 U 形变化趋势,似乎与 5 月份日射变化相近(图 6a、c);和尚洞(Hu et al., 2008)、三宝洞(Dong, et al., 2010)石笋曲线呈幅度较大的近似线性降低趋势,并在近千年中变化趋势不明显,似乎与 6 月份日射相近(图 6b、d). 这说明了我国南方大陆夏季气候更多受到海洋影响,对日射的响应有一定的滞后性,从而更多呈现晚春日射的变化特征. 当然,模式得到的东亚夏季气温空间分布与时间变化,与石笋记录之间存在一定程度的差别,但这并不影响我们得到的结论.

其它地质记录也反映出与石笋相似的气候特征. 除了引言中提及的黄土(Xu et al., 2009)与孢粉(Peterse et al., 2011)等序列,台湾东北部的亚高山湖泊沉积显示出气温在约 2 kaB. P. 以来为上升趋势(Selvaraj et al., 2007,该文献的图 2a). 中国东部泥炭记录(马春梅等, 2008)也显示了近0.9 ka以来相对前 2 ka 的环境有所增暖. 这些均表明东亚南部不同地区夏季气温可能在不同程度上响应了5～6月份日射,而非夏季日射.

5 结论与讨论

本文分析了一个海气耦合模式(FOAM)对轨道强迫下近 6 ka 气候的瞬变模拟结果,研究了中全新世以来东亚地区夏季气温演变的时空特征,并将模式结果与地质记录进行了对比. 结果表明,中全新世以来,东亚夏季气温对日射强迫响应有显著的时

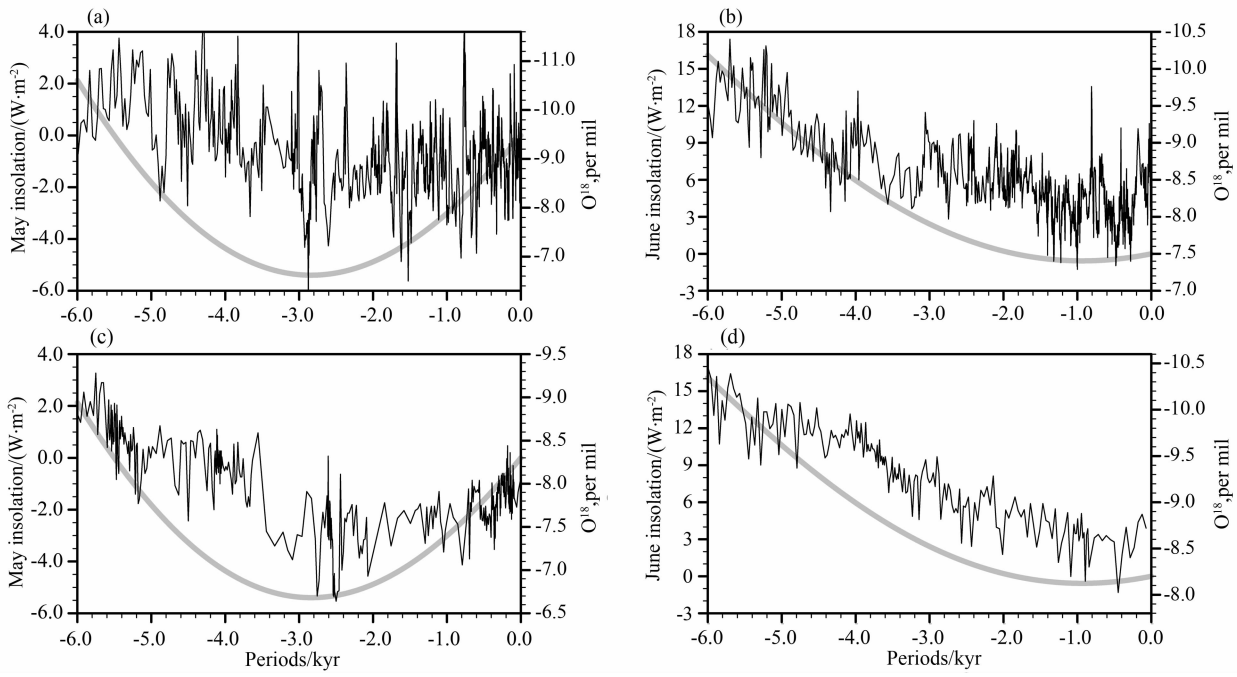

图 6　中全新世以来中国南方洞穴石笋记录与日射变化对比，根据相关文献数据重绘的九仙(a；Cai et al.，2010)、和尚(b；Hu et al.，2008)、董哥(c；Dykoski et al.，2005)、三宝洞(d；Dong et al.，2010)石笋$\delta^{18}O$记录(细实线)和5月份(a、c)、6月份(b、d)30°N日射曲线(横坐标中"－"代表过去)

Fig. 6　Stalagmite $\delta^{18}O$ records (solid lines) of Jiuxian Cave (a; Cai et al., 2010), Heshang Cave (b; Hu et al., 2008), Dongge Cave (c; Dykoski et al., 2005) and Sanbao Cave (d; Dong et al., 2010) and insolation at the 30°N in May (thick gray line a, c), June (b, d) (abscissa "－"represents the past)

空不一致性. 由于陆地和海洋的热力惯性差异，陆、海气候对日射的响应有不同程度的滞后性，东亚高纬陆地上夏季气温可能更多地响应7月份日射；南方低纬陆地和海洋上夏季气温则可能更多地响应晚春(5月份)日射；二者之间的过渡区域，夏季气温因受海洋和大陆性气候影响的程度不同而存在响应差异. 这使得东亚高纬陆地夏季气温与同季节(或7月份)日射在岁差周期上同位相，而低纬陆地上夏季气温相位超前于夏季日射. 从而导致了相对于0 kaB. P.，6 kaB. P.时尽管北半球夏季日射显著增强，但东亚大陆夏季气温却并未普遍升高，而是北方显著增暖，南方变化不明显甚至有微弱冷却；自中全新世以来，北方夏季气温呈线性降低趋势，气温最低值出现在0 kaB. P.；而南方气温演变趋势呈"U"字形，气温最低值出现在3.5～1.0 ka B. P.. 本文基于模拟的分析结果与地质记录对比有较好一致性. 所以东亚地区石笋、孢粉、泥炭等地质记录反映的夏季气温可能更多响应5、6月份日射，所以其记录值在晚全新世以来不仅没有随北半球夏季日射持续减弱而降低，反而有所升高.

本文要指出的是，北半球夏季气温在轨道时间尺度总体上遵循驱动因子——北半球夏季日射的变化规律(Wang et al.，2008)，但由于冰盖、温室气体、植被等边界条件差异，各区域所处的海陆位置、地理纬度不同，以及大气环流自身影响、陆-海热力性质等因素的影响，均可能在不同程度上导致不同区域夏季气温对日射响应的滞后性差异. 如：近130ka中国黄土与南极冰芯记录之间差异，暗示了大陆气候变化可能滞后于极地气候变化(岳乐平等，1998). Renssen等(2009，2012)的模拟发现，全新世早期冰盖的影响使得全球各区域全新世大暖期相对于最大日射有不同滞后性，并指出大气环流的输送作用对之也有影响. Jiang等(2012)结合多模式结果和重建记录，综合研究了全新世中期中国区域温度变化及机制，指出了植被反馈对中全新世中国地区年气温有增温作用. Tian和Jiang (2013)研究指出，海洋和植被的热力惯性导致中全新世时中国(东亚中低纬地区)夏季地面气温增温不显著而秋季增温明显. 然而，各区域气温与日射间的趋势或相位差异，相对于较长的轨道时间尺度(若干个岁差周期以上)可能并不明显. 但在时间尺度相对较短的、特定时期内(如近6 ka期间)，其趋势和极值的相位差异

则会变得相对明显.由于东亚各区域夏季气温由于分别响应5、6、7月份日射,而在近6 ka里相继出现波谷,在变化趋势和最低值气温相位上存在差异,从而呈现出显著的时间与空间上的不一致性.由于夏季或某季节气候值响应的可能并非同季节的日射,正如有学者指出的,在研究轨道驱动季风强迫机制时,要慎重选取相应的日射作为标尺,否则可能获得的气候值与日射之间缺乏物理联系(刘晓东和石正国,2009).

当然,夏季风降水增多而伴随的云量增加,能降低气温,也能改变气温最大值的时间,这种效应在北非到亚洲季风降水带等雨带所在区域最大,故也可能影响南方降雨地区的气温演变.同时,研究北半球的气候变化时,我们也不能忽视南半球的远程影响(刘晓东和石正国,2009),因而也不排除晚全新世北半球夏季日射减弱时,南半球影响开始对亚洲夏季风发挥作用,从而使得地质记录显示晚全新世亚洲夏季风反而呈增强趋势的可能(Zhao et al., 2013).气候变化的成因是复杂的,需要我们对之开展更多研究与验证.

另外,根据本文观点,由于气温对日射响应的滞后性,东亚低纬陆地夏季气温响应晚春日射,那么该区域秋季气温则很可能响应夏季日射,意味着它呈幅度较大的线性降低趋势,从而6 kaB.P.时秋季温度显著高于0 kaB.P.,这与Tian和Jinag(2013)关于中国(东亚中低纬地区)夏季地面气温增温不显著而秋季增温明显的观点是吻合的.另一方面,我国夏季南方地区气温变化呈"U"形趋势而北方呈线性降低趋势,是否意味着未来一段时期,南方仍可能保持量级较小的增温趋势,而北方则持续降低?当然,这需要更多的模拟工作对其开展预测研究.

总之,由于气温对轨道日射响应的时空不一致性,气候与日射关系还需要更多深入的模拟研究,气候变化中哪些因素、通过何种方式、多大程度上影响了气候对日射的响应,也是作者今后深入探索的方向.此外,为了更好地解释气候变化的物理机制,在进行模式-数据对比研究过程中,进一步明确各种地质代用指标的物理意义尤为迫切,如,石笋的氧同位素究竟能代表哪些气候要素的变化,是年均还是某一季节的气候?这些均有待于学者们共同努力.需要指出的是,本文结果仅是根据一个模式试验得到的,不同气候模式的相同或相似试验之间通常会有不同程度的差别,还有待采用更多模式试验进行相关的分析研究工作.

致谢 衷心感谢闻新宇和陈广善先生提供模式数据,审稿专家和编辑对本文给予的宝贵指导,以及王颖同学在数据处理和对比上提供的帮助.

References

An Z S, Porter S C, Kutzbach J E, et al. 2000. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon. *Quaternary Science Reviews*, 19(8): 743-762.

An C B, Chen F H. 2009. The pattern of Holocene climate change in the arid central Asia: A case study based on lakes. *Journal of Lake Sciences* (in Chinese), 21(3): 329-334.

Berger A. 1978. Long-term variations of daily insolation and quaternary climatic changes. *J Atmos. Sci.*, 35: 2362-2467.

Braconnot P, Otto-Bliesner B, Harrison S, et al. 2007. Results of PMIP2 coupled simulations of the Mid-Holocene and last glacial maximum—Part 1: Experiments and large-scale features. *Climate of the Past*, 3: 261-277.

Cai Y J, Tan L C, Cheng H, et al. 2010. The variation of summer monsoon precipitation in central China since the last deglaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 291(1-4): 21-31.

Chen G S, Liu Z Y, Clemens S C, et al. 2011. Modeling the time-dependent response of the Asian summer monsoon to obliquity forcing in a coupled GCM: A PHASEMAP sensitivity experiment. *Climate Dynamics*, 36(3-4): 695-710.

Cheng H, Sinha A, Wang X F, et al. 2012. The global Paleomonsoon as seen through speleothem records from Asia and the Americas. *Climate Dynamics*, 39(5): 1045-1062.

Dong J G, Wang Y J, Cheng H, et al. 2010. A high-resolution stalagmite record of the Holocene East Asian monsoon from Mt Shennongjia, central China. *The Holocene*, 20(2): 257-264.

Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, et al. 2005. A high-resolution absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongger Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 233(1-2): 71-86.

Hewitt C D, Mitchell J F B. 1998. A fully-coupled GCM simulation of the climate of the mid-Holocene. *Geophysical Research Letters*, 25(3): 361-364.

Hsu Y H, Chou C, Wei K Y. 2010. Land-Ocean asymmetry of tropical precipitation changes in the mid-Holocene. *Journal of Climate*, 23: 4133-4151.

Hu C Y, Henderson G M, Huang J H, et al. 2008. Quantification of Holocene Asian monsoon rainfall from spatially separated cave records. *Earth and Planetary Science Letters*, 266(3-4): 221-232.

Huang R H, Chen W, Ding Y H, et al. 2003. Studies on the monsoon dynamics and the interaction between monsoon and ENSO cycle. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 27(4): 484-502.

Jansen E, Orerpeck J, Briffa K R, et al. 2007. Palaeoclimate. //

Solomon S, Qin D, Manning M, et al. (eds). Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of Intergovermental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 435-497.

Jiang D, Lang X, Tian Z. 2012. Considerable model-data mismatch in temperature over China during the Mid-Holocene: Results of PMIP simulations. *Journal of Climate*, 25(12): 4135-4153.

Jiang D B, Lang X M, Tian Z P, et al. 2013. Mid-Holocene east Asian summer monsoon strengthening: Insights from Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP) simulations. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 369: 422-429.

Jiang X Y, He Y Q, Shen C Z, et al. 2012. Stalagmite-inferred Holocene precipitation in northern Guizhou Province, China, and asynchronous termination of the Climatic Optimum in the Asian monsoon territory. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 57(1): 73-79.

Kutzbach J E. 1981. Monsoon climate of the early Holocene: Climate experiment with the Earth′s orbital parameters for 9000 years ago. *Science*, 214(4561): 59-61.

Kutzbach J E, Liu X D, Liu Z Y. 2008. Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280, 000 years. *Climate Dynamics*, 30 (6): 567-579.

LeGrande A N, Schmidt G A. 2009. Sources of Holocene variability of oxygen isotopes in paleoclimate archives. *Climate of the Past*, 5(3): 441-455.

Liu X D, Liu Z Y, Kutzbach J E, et al. 2006. Hemispheric insolation forcing of the Indian ocean and Asian Monsoon: Local versus remote impact. *Journal of Climate*, 19(23): 6159-6208.

Liu X D, Shi Z G. 2009. Effect of precession on the Asian summer monsoon evolution: A systematic review. *Chinese Science Bulletin*, 54(20): 3720-3730.

Liu Y, Sun Y, Harrison S P. 2007. A numerical simulation study on the early Holocene climate. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 50(5): 1337-1350.

Liu Y, He J H, Li W L, et al. 2009. MM5 simulations of the China regional climate during the mid-Holocene. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 67(1): 35-49.

Liu Z, Otto-Bliesner B, Kutzbach J, et al. 2003. Coupled climate simulation of the evolution of the evolution of global monsoon in the Holocene. *Journal of Climate*, 16: 2472-2490.

Liu Z, Harrison S P, Kutzbach J, et al. 2004. Global monsoon in the mid-Holocene and oceanic feedback. *Climate Dynamics*, 22(2-3): 157-182.

Liu Z, Wang Y, Gallimore R, et al. 2007. Simulating the transient evolution and abrupt change of Northern Africa atmosphere-ocean-terrestrial ecosystem in the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 26(13-14): 1818-1837.

Ma C M, Zhu C, Zheng C G, et al. 2008. High-resolution humification records of climate changes since the Late-Glacial from the peat in Eastern China. *Science in China* (*Series D*) (in Chinese), 38(9): 1078-1091.

Mayewski P A, Rohling E E, Stager J C, et al. 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62(3): 243-255.

Mitchell J F B, Grahame N S, Needam K J. 1988. Climate simulation for 9000 years before present: Seasonal variations and effect of the Laurentide ice sheet. *Journal of Geophysical Research*, 93(D7): 8283-8303.

Notaro M, Liu Z Y, Gallimore R, et al. 2005. Simulated and observed preindustrial to modern vegetation and climate changes. *Journal of Climate*, 18(17): 3650-3671.

Peterse F, Prins M A, Beets C J, et al. 2011. Decoupled warming and monsoon precipitation in East Asia over the last deglaciation. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(1-2): 256-264.

Renssen H, Seppä H, Heiri O, et al. 2009. The spatial and temporal complexity of the Holocene thermal maximum. *Nature Geoscience*, 2(6): 411-414.

Renssen H, Seppä H, Crosta X, et al. 2012. Global characterization of the Holocene Thermal Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 48: 7-19.

Selvaraj K, Chen T A, Lou J Y. 2007. Holocene East Asian monsoon variability: Links to solar and tropical Pacific forcing. *Geophysical Research Letters*, 34(1): 1-5.

Shi Y F, Kong Z C. 1992. Megathermal Climate and Environment of China (in Chinese). Beijing: China Ocean Press, 212.

Shi Z, Liu X, Cheng X. 2012. Anti-phased response of northern and southern East Asian summer precipitation to ENSO modulation of orbital forcing. *Quaternary Science Reviews*, 40: 30-38.

Shi Z G, Liu X D. 2009. What is driving the Asian monsoon evolution: Inspirations from a transient simulation. *Quaternary Sciences* (in Chinese), 29(6): 1025-1032.

Tian Z, Jiang D. 2013. Mid-Holocene ocean and vegetation feedbacks over East Asia. *Climate of the Past Discussions*, 9 (1): 75-118.

Wang P X. 2009. Global monsoon in a geological perspective. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 54(5): 535-556.

Wang T, Wang H J, Jiang D B. 2010. Mid-Holocene East Asian summer climate as simulated by the PMIP2 models. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 288(1-4): 93-102.

Wang X Y, Zhang G S, Zhang E L, et al. 2008. Environmental changes during early-middle Holocene from the sediment record of the Chaohu Lake, Anhui Province. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 53(Suppl. 1): 132-138.

Wang Y G, Cheng H, Edwards R L, et al. 2005. The Holocene Asian Monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 308(5723): 854-857.

Wang, Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. 2001. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 294(5550): 2345-2348.

Wang Y J, Cheng H, Edwards R, et al. 2008. Millennial-and

orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, 451(7182): 1090-1093.

Wanner H, Beer J, Butikofer J, et al. 2008. Mid- to Late Holocene climate change: An overview. *Quaternary Science Reviews*, 27(19-20): 1791-1828.

Wu P F, Liu Z Y, Cheng J, et al. 2013. A simulation study on spatio-temporal asynchronism of East Asian summer′s precipitation variation since the Mid-Holocene. *Quaternary Sciences*, 33(6): 1138-1147.

Xu Q H, Xiao J L, Li Y C. 2009. Pollen-based quantitative reconstruction of Holocene Climate Changes in the Daihai Lake Area, Inner Mongolia, China. *Journal of Climate*, 23(11): 2856-2868.

Yue L P, Xue X X, Lei X Y, et al. 1998. Climatic records of Chinese loess susceptibility and of Antarctic ice-core in lately 130000a. *Acta Geophysica Sinica* (in Chinese), 42(4): 463-467.

Zeng Q C, Wang H J, Lin Z H, et al. 2003. A study of the climate dynamics and climate prediction theory. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 27(4): 468-483.

Zhang R, Liu X D. 2009. An analogy analysis of summer precipitation change patterns between Mid-Holocene and future climatic warming scenarios over East Asia. *Scientia Geographica Sinica* (in Chinese), 29(5): 679-683.

Zhao C, Chang Y P, Chen M T, et al. 2013. Possible reverse trend in Asian summer monsoon strength during the late Holocene. *Journal of Asian Earth Sciences*, 69: 102-112.

Zheng W P, Yu Y Q. 2009. The Asian monsoon system of the mid-Holocene simulated by a coupled GCM. *Quaternary Sciences* (in Chinese), 29(6): 1135-1145.

Zheng Y Q, Yu G, Xue B, et al. 2004. Simulations of East Asian climate at 6kaB. P. *Quaternary Sciences* (in Chinese), 24(1): 28-38.

附中文参考文献

安成邦,陈发虎. 2009. 中东亚干旱区全新世气候变化的西风模式——以湖泊研究为例. 湖泊科学, 21(3): 329-334.

黄荣辉, 陈文, 丁一汇等. 2003. 关于季风动力学以及季风与 ENSO 循环相互作用的研究. 大气科学, 27(4): 484-502.

姜修洋, 何尧启, 沈川洲等. 2012. 全新世黔北降水特征的石笋记录及适宜期结束时间在亚洲季风区的不等时性. 科学通报, 57(1): 73-79.

刘晓东, 石正国. 2009. 岁差对亚洲夏季风气候变化影响研究进展. 科学通报, 54(20): 3097-3107.

刘艳, 孙颖, Harrison S P. 2007. 全新世初期气候的数值模拟研究. 地球物理学报, 50(5): 1337-1350.

刘煜, 何金海, 李维亮等. 2009. MM5 对中全新世时期中国地区气候的模拟研究. 气象学报, 67(1): 35-49.

马春梅, 朱诚, 郑朝贵等. 2008. 中国东部山地泥炭高分辨率腐殖化度记录的晚冰期以来气候变化. 中国科学(D 辑), 38(9): 1078-1091.

施雅风, 孔昭宸. 1992. 中国全新世大暖气气候与环境. 北京: 海洋出版社, 212.

石正国, 刘晓东. 2009. 谁驱动了亚洲季风的演化: 一个瞬变模拟试验的启示. 第四纪研究, 29(6): 1025-1032.

汪品先. 2009. 全球季风的地质演变. 科学通报, 54(5): 535-556.

王心源, 张广胜, 张恩楼等. 2008. 巢湖湖泊沉积记录的早-中全新世环境演化研究. 科学通报, 53(增刊 I): 132-138.

吴鹏飞, 刘征宇, 程军等. 2013. 中全新世以来东亚夏季降水时空演变不一致性的模拟研究. 第四纪研究, 33(6): 1138-1147.

岳乐平, 薛祥煦, 雷祥义等. 1998. 近 130ka 中国黄土磁化率气候记录与南极冰芯气候记录. 地球物理学报, 42(4): 463-467.

曾庆存, 王会军, 林朝晖等. 2003. 气候动力学与气候预测理论的研究. 大气科学, 27(4): 468-483.

张冉, 刘晓东. 2009. 中全新世暖期与未来气候变暖背景下东亚夏季降水变化相似型分析. 地理科学, 29(5): 679-683.

郑伟鹏, 俞永强. 2009. 一个耦合气候系统模式模拟的中全新世时期亚洲季风系统变化. 第四纪研究, 29(6): 1135-1145.

郑益群, 于革, 薛滨等. 2004.6 kaB. P. 东亚区域气候模拟及其变化机制探讨. 第四纪研究, 24(1): 28-38.

(本文编辑 张正峰)