科学通报 2011 年 第 56 卷 第 6 期：423 ~ 432
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

# 上新世中期海洋表面温度变化及其与古气候重建数据对比

燕青[①②*], 张仲石[③①*], 王会军[①④], 姜大膀[①④⑤], 郑伟鹏[⑥]

① 中国科学院大气物理研究所竺可桢-南森国际研究中心, 北京 100029;
② 中国科学院研究生院, 北京 100049;
③ Bjerknes Centre for Climate Research, UniResearch, Bergen, N-5007, Norway;
④ 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029;
⑤ 中国科学院东亚区域气候-环境重点实验室, 北京 100029;
⑥ 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029
* 联系人, E-mail: yanqing@mail.iap.ac.cn; zhongshi.zhang@bjerknes.uib.no

2010-11-08 收稿, 2011-01-07 接受
国家重点基础研究发展计划(2009CB421406)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-Q1-02)和国家自然科学基金(40902054, 40975050)资助

**摘要** 上新世中期, 过去约 3.29~2.97 Ma 之间, 是地质历史上距今最近的一个持续性暖期. 它与模式预测的 21 世纪末地球系统最有可能达到的气候态具有一定的可比性. 因此, 研究该时期气候变化对于理解全球变暖背景下的气候变化趋势具有重要的参考作用. 采用最新的 PRISM3 重建数据集, 利用 FOAM 耦合模式开展了上新世中期的全球气候模拟, 并对上新世中期次极地北大西洋剧烈增暖和"永久的 El Niño"两个热点问题进行了讨论. 模拟结果表明: 与工业革命前相比, 上新世中期年平均海洋表面温度(SST)升高了 2.3℃, 中高纬度海洋的增温幅度大于低纬度海洋, 赤道太平洋 SST 东西梯度减小以及大西洋经向翻转环流减弱. 在 SST 变化的空间格局上, 模拟结果与重建结果基本一致. FOAM 也能较好地模拟出北大西洋、北太平洋以及南美西海岸的显著增暖, 但模拟的次极地北大西洋和赤道太平洋 SST 的变化与重建数据仍有差别. 上述重建与模拟的差异是由古气候数据重建的不确定性、上新世中期模拟的困难以及模式本身的不完善共同造成的.

**关键词**
上新世中期
海洋表面温度
永久的 El Niño
数值模拟
剧烈增温

古气候数值模拟是利用气候模式来研究古气候演化的一种方法. 它对于理解过去气候的演化机制具有重要的作用. 同时古气候模拟也可以用来检验气候模式的模拟能力和有效性. 将能够合理模拟过去气候变化的模式用于气候预测, 可以提高预测未来气候变化的可靠性. 目前, 各国学者在各种时间尺度的古气候重建方面取得了一系列成果[1~7]; 在古气候模拟方面, 也已经开展了许多数值试验工作, 在过去气候变化的机制方面获得了一些新的认识[8~16]. 但这些模拟研究大多侧重于第四纪, 对第四纪以前典型暖期的研究不多.

上新世中期是指第四纪以前, 过去约 3.29~2.97 Ma[17]之间, 地球经历的一个持续性暖期[18]. 与现代相比, 上新世中期中高纬海洋 SST 升高, 格陵兰冰盖大部与南极冰盖的一部分融化, 全球海平面上升了大约 25 m, 同时温带植被出现在北半球高纬度地区. 这种温暖程度与 IPCC 第四次评估报告中模式预测的 21 世纪末地球系统最可能达到的气候非常类似[18].

**英文版见**: Yan Q, Zhang Z S, Wang H J, et al. Simulation of sea surface temperature changes in the Middle Pliocene warm period and comparison with reconstructions. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-011-4391-5

尽管上新世中期的气候并不能与未来的气候变化进行直接的类比, 但是对上新世中期的研究可以指示出较暖的气候态下海洋和冰雪圈的反馈机制以及气候对外界强迫的响应机制, 这对于预测未来气候变化是有帮助的. 因此, 上新世中期气候已经成为国际古气候研究领域中的一个热点. 在 2009 年, 国际上多个古气候模拟研究小组就联合发起了上新世中期古气候比较计划(PlioMIP, http://geology.er.usgs.gov/eespteam/prism/prism_pliomip.html), 旨在研究上新世中期气候变化的特征及其成因.

上新世中期的重建工作是从 20 世纪 90 年代开始的. 最早的上新世中期重建 PRISM0(Pliocene Research Interpretation and Synoptic Mapping)是由 Dowsett 等人[19]在 1994 年完成的. 随后, 他们对重建数据进行了订正和补充, 分别于 1996 和 1999 年发布了 PRISM1[20]和 PRISM2[21]重建数据集. 最新的上新世中期 PRISM3[22]重建数据集于 2007 年发布, 其揭示出上新世中期最主要的变化(相对于现代)在于: (1) 格陵兰冰盖与南极冰盖大量消融, 两者的体积大约分别为现代的 50%和 67%; (2) 海冰大量消融, 北冰洋夏季基本无海冰; (3) 全球海平面上升了大约 25 m; (4) SST 在中高纬升温显著, 低纬无明显变化; (5) 常绿针叶林向北扩展了约 10 个纬度, 俄罗斯和北美东部的温带森林和草地向北扩展, 非洲和澳大利亚沙漠面积减小, 取而代之的是稀疏草原及林地, 原来在东亚和北美生长的多种暖温带森林开始在欧洲中部出现[23].

与现代相比, 上新世中期 SST 变化主要表现为: 次极地北大西洋的剧烈增暖和“永久的 El Niño 现象”. 在次极地北大西洋, PRISM3 重建数据[24]表明该区域年平均 SST 升高了 5~10℃. 这种增温往往被认为与上新世中期大西洋经向翻转环流(AMOC)加强而引起的经向热输送增加有关[25]. 在赤道太平洋, 许多重建工作[26,27]表明上新世中期赤道东太平洋异常增暖而赤道西太平洋 SST 不变或略微减小, 致使赤道太平洋 SST 东西梯度减小, 因此这些学者认为上新世中期气候就一直处于 El Niño 发生时的气候状况, 而不是在 La Niña 和 El Niño 之间振荡, 即“永久的 El Niño”. 而 Rickaby 等人[28]研究发现在上新世中期赤道西太平洋暖池 SST 比较稳定且一直高于赤道东太平洋, 同时赤道太平洋的温跃层倾斜程度很大, 因而她们认为上新世中期一直处于 La Niña 发生时的气候状况. 由此可见, “永久的 El Niño”目前仍是个有争议的科学问题, 其概念也不清楚. 然而上述关于上新世中期赤道太平洋的研究, 大都揭示出赤道太平洋年平均 SST 东西梯度是减小的.

随着重建工作的进展, 上新世中期的模拟工作也逐步开展起来. 基于 8°×10°的 PRISM0 数据集, Chandler 等人[29]利用 GISS 模式模拟了上新世中期北半球的气候. Sloan 等人[30]采用 PRISM1 数据集, 利用 GENESIS 模式模拟了上新世中期的全球气候. Haywood 等人[31,32]根据 PRISM2 数据集分别采用 UKMO 模式和 HadAM3 模式模拟了上新世中期气候. Jiang 等人[33]利用 IAP_AGCM 模式分析了海温、植被以及大陆冰盖对上新世中期增暖的贡献. 总的来说, 上述模拟工作使用单独的大气模式或者耦合了混合层海洋模块的大气模式, 因而忽略了海洋的气候反馈效应或者考虑有限. 虽然大气与混合层海洋耦合模式试验可以在一定程度上模拟出部分海洋对气候的反馈作用, 但是它不能模拟海洋的水平热量传输、海洋表层流以及温盐环流[34]. 而目前只有少数学者利用完整的海气耦合模式对上新世中期开展了模拟[34~36], 故在模拟方面对上新世中期 SST 变化、ENSO (El Niño-Southern Oscillation)现象以及 AMOC 的研究也较少.

这里, 根据 PlioMIP 的模拟要求, 我们利用海气耦合模式 FOAM, 采用最新的上新世中期边界条件(PRISM3), 对上新世中期进行模拟研究, 着重探讨全球 SST 的变化以及其与古气候重建数据的对比.

## 1 模式简介和试验方法

### 1.1 模式简介

FOAM 是由 Jacob 等人[37]发展的快速海气耦合模式, 其大气部分为 PCCM3-UW, 采用了美国国家大气研究中心大气模式 CCM3 的参数化方案, 水平分辨率为 R15(约为 4.5°×7.5°), 垂直方向分为 18 层. 海洋部分 OM3 与美国普林斯顿大学地球物理流体动力试验室的 MOM 海洋模式非常类似, 其水平分辨率为 1.4°×2.8°, 垂直方向有 24 层. 此外, FOAM 模式中还包括一个简单的热动力海冰模式. 有关 FOAM 模式的详细介绍, 请参阅 http://www.mcs.anl.gov/research/projects/foam.

FOAM 模式可以较好地模拟现代气候[37], 并且能够模拟出热带海洋的大多数特征[38], 其模拟结果

与其他气候模式结果有比较好的一致性[39,40]. 同时FOAM对ENSO的刻画也较好, 其模拟的ENSO空间分布与观测之间的空间相关系数为 0.82, 模拟的ENSO 周期与观测接近但强度偏弱[41]. 除此之外, FOAM 也被广泛应用于古气候模拟, 并且取得了非常好的效果[42~47].

### 1.2 试验设计

根据 PlioMIP 的要求, 我们设计了一个控制试验(工业革命前, 试验 1)和一个上新世中期模拟试验(试验 2). 试验 1 采用的现代地形高度和海盆深度, 从分辨率约为 0.03° × 0.03°的 ETOPO2v2 高程数据[48]插值获得. 与控制试验相比, 在试验 2 中, 大气 $CO_2$ 浓度升高到 405 ppmv(1 ppmv=1 μL/L); 海平面上升 25 m, 即在 ETOPO2v2 高程数据基础上, 海盆深度加深 25 m, 陆地高度降低 25 m, 将改变后的地形高度和海盆深度插值到FOAM的分辨率上; 同时, 试验 2 采用了上新世中期的地形, 即在控制试验的地形上加上 PRISM3 数据集中上新世中期地形[49]与现代地形[50]的高度差; 最后还在试验 2 中采用了重建的上新世中期的植被和冰盖数据[23]. 总的来说, 在试验 2 中, 我们考虑了大气 $CO_2$ 浓度、海平面上升、地形和地表覆盖这 4 个因素对上新世中期气候的影响. 在上述两个试验中, 中美海道关闭; 白令海峡、马达加斯加海峡、德雷克海峡、塔斯曼海道、直布罗陀海峡和印度尼西亚海道畅通.

上述两个试验中, 海洋的初始场都从现代条件开始. 各试验分别运行了 750 年, 使其都达到了准平衡态. 我们取后 50 年的气候平均值作为两个试验模拟的气候态.

## 2 结果分析

### 2.1 全球 SST 变化

模拟结果表明, 上新世中期年平均 SST 比工业革命前升高了 2.3℃. 但这种增温在空间分布上并不一致, 中纬度SST的增温幅度比低纬大. 与工业革命前相比, 在上新世中期有 4 个明显的 SST 增温区域(图 1(a)): (1) 北大西洋年平均SST升高了大约4~7℃; (2) 北太平洋西部年平均SST升高了3~5℃; (3) 北印度洋年平均 SST 升高了大约 3~5℃; (4) 南纬约 40°~50°之间海洋年平均 SST 升高了 3~6℃.

冬季平均和夏季平均的 SST 变化, 也表现出类似的空间分布特征. 在北半球冬季(图 1(b)), 上新世中期 SST 比工业革命前升高了大约 2.4℃. 与年平均 SST 的空间分布相比, 北大西洋和北太平洋西部的增温范围减小并向南移. 而印度洋北部和南纬大约 40°~50°之间海洋的增温幅度和增温范围均增大, 其中印度洋北部的增温最大可达 5~6℃. 在北半球夏季(图 1(c)), 上新世中期 SST 比工业革命前升高了大约 2.3℃. 北大西洋和北太平洋西部的增温范围显著增大, 北大西洋的增温幅度最高可达 7℃以上. 而南纬大约 40°~50°之间海洋的增温范围明显缩小且北移.

### 2.2 赤道太平洋 SST 及 ENSO 变化

在上新世中期和工业革命前试验模拟的气候平均

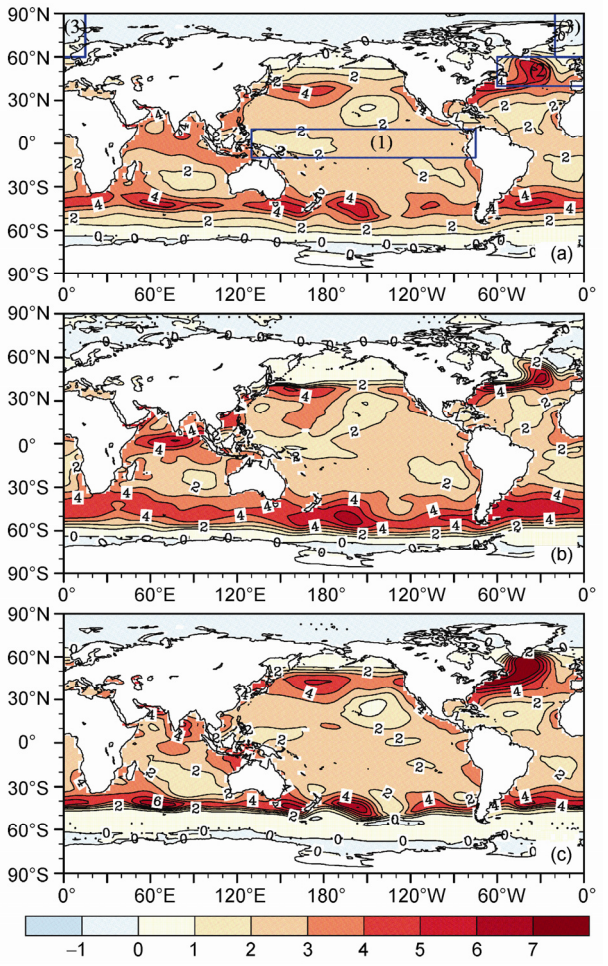


**图 1 上新世中期与工业革命前(试验 2 – 试验 1)SST 的差值场**

(a) 年平均; (b) 冬季平均; (c) 夏季平均. 单位: ℃. 图中黑色点区表示未通过 99%显著性检验的区域. 图中方框(1)表示赤道太平洋(10°S~10°N, 130°E~75°W), 方框(2)表示北大西洋(40°~60°N, 0°~60°W), 方框(3)表示次极地北大西洋(60°~90°N, 0°~20°W; 60°~90°N, 0°~15°E)

态中, 西太平洋暖池和东太平洋冷舌均存在且中心位置没有明显变化; 赤道西太平洋 SST 比赤道东太平洋 SST 高, 即这种西高东低的基本格局是一致的; 但 FOAM 对热带太平洋的模拟存在双赤道辐合带现象.

与工业革命前相比, 上新世中期整个赤道太平洋年平均 SST 均升高, 但赤道东、西太平洋的增温幅度不同, 分别为 2~3 和 1~2℃. 这种上新世中期赤道东太平洋增温幅度大于赤道西太平洋的特征, 在冬季和夏季也比较显著(图 1). 海洋钻孔 ODP(Ocean Drilling Program)806(0.3°N, 159.3°E)和 ODP847 (0.2°N, 84.7°W)的重建数据[26,27]常被用来揭示上新世中期赤道太平洋 SST 东西梯度的变化. 因此我们进一步分析了模式中地理位置对应 ODP806 和 ODP847 的 SST 变化. 模拟结果显示, 与工业革命前相比, 赤道东太平洋(ODP847 附近)年平均、冬季平均及夏季平均 SST 的增温幅度分别为 2.5, 2.3 和 2.7℃; 而赤道西太平洋(ODP806 附近)年平均、冬季平均及夏季平均 SST 的增温幅度分别为 1.8, 1.6 和 2.2℃. 这两点的温度变化表明, 不论年平均还是冬夏平均, 上新世中期赤道东太平洋 SST 的增温幅度明显大于赤道西太平洋. 上述模拟的赤道太平洋温度变化表明上新世中期赤道太平洋 SST 的东西梯度是减弱的, 而这种减弱是由赤道东太平洋 SST 较赤道西太平洋 SST 增温幅度偏大所引起的.

上新世中期和工业革命前模拟试验, 都较好地模拟出 ENSO 现象. 热带太平洋海洋表面温度异常(SSTA)的旋转经验正交函数(REOF)分解表明, 热带太平洋 SSTA 第一模态的极值中心位于中东太平洋, 其与 El Niño(La Niña)发生时的 SSTA 特征非常类似. 因而, 在上新世中期和工业革命前的模拟试验中, 热带太平洋的主导模态均为 ENSO 循环, 即 El Niño 和 La Niña 现象交替出现. 与工业革命前相比, 上新世中期 ENSO 模态的解释方差及解释方差所占的比例均较大, 说明上新世中期的 ENSO 循环可能更加显著. 同时, 热带太平洋 SSTA 第一模态时间系数的谱分析表明, 工业革命前 ENSO 循环的主周期约为 3 年左右, 这与 Liu 等人[41]的结果一致. 但上新世中期 ENSO 循环的主周期缩短为 1.5 年左右, 即上新世中期 El Niño 现象的发生频率更快.

### 2.3 北大西洋和次极地北大西洋 SST 及 AMOC 变化

根据模拟结果和重建 SST 差异的空间分布, 在本文中我们将整个北大西洋分为两部分: 北大西洋(40°~60°N, 60°W~0°)和次极地北大西洋(60°~90°N, 0°~20°W; 60°~90°N, 0°~15°E). 模拟结果显示, 与工业革命前相比, 北大西洋年平均 SST 显著升高, 增温幅度大约为 2~6℃, 并且这种增温在冬季最强, 而夏季较弱; 次极地北大西洋年平均 SST 变化较小甚至略微降低, 降温幅度大约为 0~1℃(图 1(a)).

在工业革命前试验中, 北大西洋底部(~2000 m)存在强劲的自北向南的经向流, 其中心强度约为 24~30 Sv (1 Sv = $10^6$ $m^3$ $s^{-1}$)(图 2(a)). 这一模拟结果与美国国家大气研究中心气候系统模式(The National Center for Atmospheric Research Climate System Model)模拟的 27.5~32.5 Sv[51]接近, 而略大于观测的 AMOC 强度(18.7±5.6 Sv[52]). 因此, FOAM 对 AMOC 中心强度的模拟是合理的, 但模拟的 AMOC 的中心位置偏南且偏深. 与工业革命前相比, 上新世中期 AMOC 的中心位置无明显变化, 但其强度明显减小, 中心强度大约减小了 8~10 Sv(图 2(b)).

## 3 讨论

### 3.1 模拟结果与重建资料及 HadCM3 模拟结果的对比

PRISM3 重建结果表明上新世中期年平均 SST 比

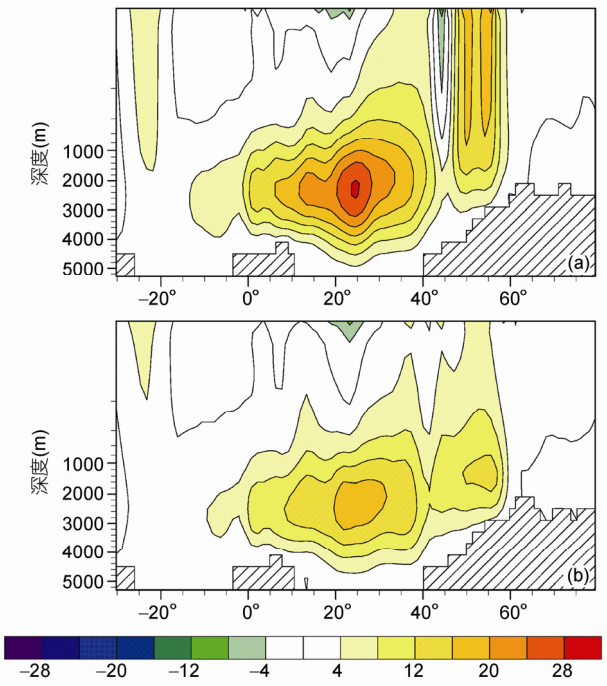


**图 2 模式模拟的大西洋纬向平均的经圈流函数**

(a) 工业革命前, (b) 上新世中期. 单位: Sv

现代大约高 1.4℃, FOAM 模拟结果显示上新世中期年平均 SST 比工业革命前升高了 2.3℃. 从 SST 变化的空间格局来说, FOAM 模拟的增温与重建结果基本一致. 模拟和重建都显示: 上新世中期中高纬 SST 的增温幅度大于低纬; 北大西洋、北太平洋以及南美西海岸 SST 显著升高(图 3(a)). 需要说明的是, 重建结果显示的插值场是相对于现代 SST[53]而言的, 而 FOAM 模拟的插值场是相对工业革命前的 SST 而言的. 因此模拟的 SST 增温幅度要略大于重建的 SST 增温幅度.

目前, 仅有 Haywood 等人[34]和 Lunt 等人[36]采用 HadCM3 海气耦合模式对上新世中期开展了数值模拟, 模式中采用的边界强迫条件均为 PRISM2 重建数据集. PRISM3 与 PRISM2 重建数据相比, PRISM3 主要减小了上新世中期植被和地形高度重建的误差[23,49]. 而这种重建的差别对模拟的全球平均气候影响很小. FOAM 模拟的上新世中期 SST 变化(相对于工业革命前)与 HadCM3 的模拟结果相接近, 增温幅度分别为 2.3℃(FOAM)和 1.8℃(HadCM3)[36], 增温格局也相似. 同时 FOAM 和 HadCM3 模拟结果均表明上新世中期 AMOC 是减弱的, 只是 FOAM 模拟的 AMOC 的减小幅度(8~10 Sv)比 HadCM3 的模拟结果[34](3~6 Sv)偏大. 另外, 由于 FOAM 和 HadCM3 模拟结果均表明上新世中期 SST 南北梯度减小, 在这种 SST 影响下, 大气 Hadley 环流减弱; 特别是在太平洋, Hadley 环流减弱更加明显. 这与 Brierley 等人[54]的研究结果相一致. 在北太平洋西部, FOAM 模拟的增温幅度(3~5℃)相比 HadCM3(5~10℃)要更接近于 PRISM3 重建结果(2~5℃). 在北半球大西洋中部(~40°N), FOAM 模拟结果和 PRISM3 重建结果均显示 SST 显著升高(~3℃), 但在 HadCM3 模拟中 SST 变化幅度很小甚至略微降低.

但是 FOAM 和 HadCM3 模拟的上新世中期赤道太平洋和次极地北大西洋的 SST 变化, 与重建结果均不一致. (1) 在赤道太平洋, FOAM 模拟结果显示赤道东、西太平洋都是增温的, 但赤道东太平洋的增温幅度较赤道西太平洋更大, 从而造成赤道太平洋 SST 东西梯度的减小. HadCM3 模拟也表明整个赤道太平洋 SST 是升高的. 在 PRISM3 重建数据中, 赤道东太平洋显著增温, 而赤道西太平洋略微降温, 从而导致赤道太平洋 SST 东西梯度的减小(图 3(b)). 因此, FOAM 模拟的赤道太平洋 SST 东西梯度减小与重建的赤道太平洋 SST 东西梯度减小是有差别的. (2) 在次极地北大西洋, FOAM 模拟的 SST 变化幅度很小. 模拟结果中明显增温的区域主要位于北大西洋, 其年平均增温幅度约为 4℃. HadCM3 模拟的次极地北大西洋增温幅度约为 0~2℃. PRISM3 重建结果显示, 上新世中期次极地北大西洋剧烈增温, 增温幅度最大约为 9℃(图 3(c)). 因此, FOAM 和 HadCM3 均不能

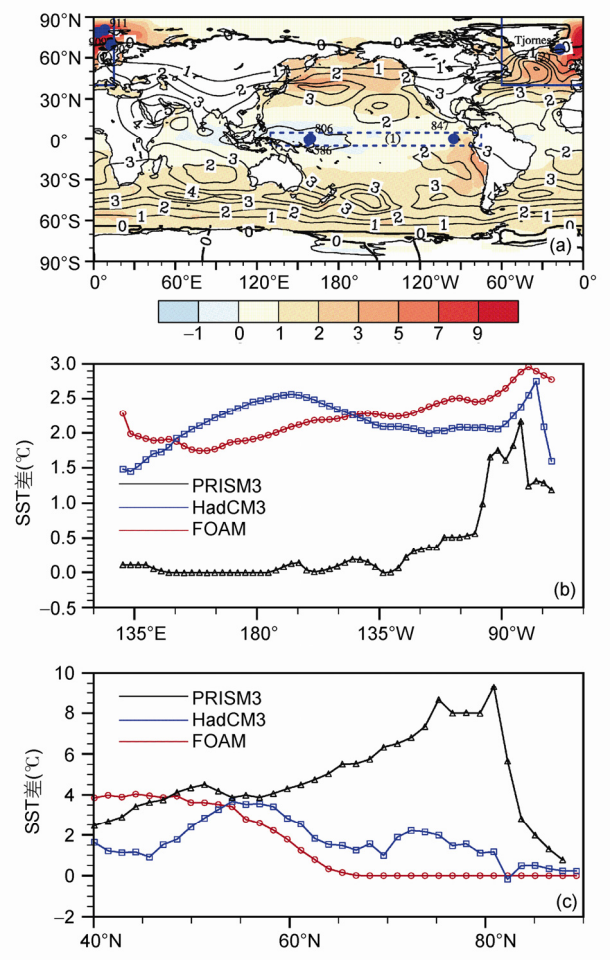


**图 3 模拟与重建的对比**

(a)中填色图表示 PRISM3 重建数据集中上新世中期年平均 SST 与现代 SST 的差值场. 等值线表示 FOAM 模拟的上新世中期 SST 与工业革命前 SST 的差值场, 等值线间隔为 1℃. 图中标出了用于重建本文定义的次极地北大西洋(60°~90°N, 0°~20°W; 60°~90°N, 0°~15°E) SST 的 4 个海洋钻孔、赤道西太平洋 SST 的两个海洋钻孔以及赤道东太平洋 SST 的其中一个海洋钻孔的地理位置(蓝色填色圆圈). (b)为(a)中虚线方框(1) (5°S~5°N, 130°E~75°W)范围内上新世中期与工业革命前经向平均的 SST 差. (c)为(a)中实线方框(2) (40°~90°N, 0°~60°W; 40°~90°N, 0°~15°E)范围内上新世中期与工业革命前纬向平均的 SST 差. 在(b)和(c)中, 红线(圆圈)为 FOAM 模式结果, 蓝线(方框)为 HadCM3 模式结果, 黑线(三角)为 PRISM3 重建结果. 单位: ℃

模拟出重建所指示的上新世中期次极地北大西洋的剧烈增温.

### 3.2 “永久的 El Niño”

“永久的 El Niño”, 这一概念虽然仍然有争议, 但它反映的现象之一是上新世中期赤道太平洋 SST 东西梯度减小. 然而, 赤道东太平洋 SST 重建的不确定性相对较小[55~57], 赤道西太平洋 SST 重建的不确定性是不应该忽视的. 在赤道西太平洋, PRISM3 重建数据中只有 2 个海洋钻孔 ODP586(0.5°S, 158.5°E)和 ODP806(0.3°N, 159.4°E). 在 ODP806, 根据浮游有孔虫中$\delta^{18}$O 重建的 SST 表明上新世中期 SST 与现代相比略微降低(−0.1℃)[55,58,59], 但利用 Mg/Ca 比重建的 SST 却显示上新世中期 SST 比现代升高了大约 1.1℃ [27,55]. 在 ODP586, 利用浮游有孔虫组合中$\delta^{18}$O 重建的 SST 表明上新世中期 SST 与现代相比略微升高(~0.1℃)[55]. 上述两个地理位置几乎相同的海洋钻孔(ODP806 和 ODP586)SST 重建的差异表明赤道西太平洋 SST 的重建是不确定的. 除 PRISM3 所用的数据外, ODP1115(~9°S, 151°E)的重建结果[60]却表明上新世中期赤道西太平洋的 SST 是相对较暖的.

FOAM 和 HadCM3 模拟结果均显示整个赤道东、西太平洋均是增温的, 只是赤道东太平洋增温幅度更大, 从而造成赤道太平洋 SST 东西梯度的减小. 而这种赤道太平洋的整体增温主要与大气 $CO_2$ 浓度的增加有关. 同时, FOAM 模拟结果表明上新世中期仍然存在显著地 ENSO 循环, 只是 El Niño 的发生频率更快, 这也与 HadCM3 的模拟结果一致[61].

需要注意的是, 模拟总是存在偏差的. FOAM 模拟的现代 El Niño 与观测相比明显偏弱. 同时 FOAM 模拟的冷舌明显西伸, 热带太平洋存在显著地双赤道辐合带, 从而造成模拟的气候态相对于赤道过于对称[41]. 在试验设计上, 根据 PlioMIP 的要求, 模拟中只考虑了温室气体、海平面上升、地形以及地表覆盖的变化; 其他可能导致气候变化的特殊因素, 例如格陵兰-苏格兰海脊的变化[62], 在试验中并没有考虑. 同时由于模式中次网格过程描述的不准确、物理过程的缺失以及边界条件的不准确等, 造成模式模拟的气候与实际气候存在不一致. 例如热带风暴可以将热量从热带输送到两极[63], 但这一作用在许多模式中往往被低估. 而上新世早期赤道太平洋 SST 东西梯度的减小与热带风暴引起的上层海洋强烈混合密切相关[64].

### 3.3 上新世中期 AMOC

PRISM3 重建数据显示上新世中期次极地北大西洋剧烈增暖. 同时这种次极地北大西洋的增温往往被用来指示 AMOC 的加强. 然而, 上述的增温现象并不是 AMOC 加强的直接证据. 虽然 AMOC 加强可以使次极地北大西洋 SST 升高, 但重建所指示的次极地北大西洋的增温不一定指示 AMOC 是加强的.

上新世中期, AMOC 比现在强的直接证据来自于大西洋的$\delta^{13}$C 记录. Raymo 等人[65]通过测定 ODP552 (56°N, 23°W), ODP607(41°N, 33°W), ODP407 (47°S, 7°E)和 ODP849(0°, 111°W)钻孔中底栖有孔虫$\delta^{18}$O 和$\delta^{13}$C 的含量, 发现在过去 3.35~2.95 Ma 之间, $\delta^{18}$O 较低时(暖)这 4 个点的$\delta^{13}$C 梯度比全新世减小; $\delta^{18}$O 较高时(冷)这 4 个点的$\delta^{13}$C 梯度比全新世变大. Ravelo 等人[66]和 Hodell 等人[67]也发现, 大约从 3 Ma 开始, 北大西洋与南大西洋之间$\delta^{13}$C 的差别明显增加. 这些证据都可以指示 3 Ma 以来 AMOC 减弱了. 但古气候代用记录的多解性是不能忽视的. 如果 3 Ma 以来, AMOC 是减弱的, 为什么 ODP606(37°N, 35°W), ODP 925(4°N, 43°W)和 ODP 552(56°N, 23°W)中 3 Ma 以来$\delta^{13}$C 的变化幅度却很小[66], 并没有明显反映出 AMOC 的强度的变化? ODP1088(41°S, 13°W)和 ODP704/1090(42°S, 9°W)孔均位于南大西洋. 为什么这两点的$\delta^{13}$C 变化相差甚远[67]? 如果仅看 ODP982 (57°N, 16°W), ODP607 (41°N, 33°W), ODP1088 孔的记录, 为什么 3 Ma 以来北大西洋与南大西洋之间的$\delta^{13}$C 梯度变化并不明显[67]? 上述的这些$\delta^{13}$C 记录是否有其他可能的解释, 这是值得思考的问题.

FOAM 和 HadCM3 都没有能模拟出 AMOC 的加强. 与工业革命前相比, FOAM 模拟的上新世中期北大西洋显著增温而 AMOC 却是减弱的. 与工业革命前的试验相比, 上新世中期试验中大气 $CO_2$ 浓度偏高(~405 ppmv), 而大气 $CO_2$ 浓度增加会造成控制试验中高纬度地区海冰和陆地冰盖的消融, 致使大量的淡水注入到北大西洋, 导致北大西洋盐度减小而下沉运动减弱, 从而造成 AMOC 的减弱. 同时 IPCC 第四次评估报告中多个耦合模式也指示出大气 $CO_2$ 浓度增加时, AMOC 的强度是减弱的[68].

### 3.4 模拟与 PRISM3 重建的差异

综上所述, 古气候模拟与 PRISM3 重建的差异是客观存在的. 这些差异并不是简单地由模式的偏差所造成的, 古气候数据重建或解释的不确定性也是造成上述差异的重要原因之一. 在目前的研究基础上, 很难评价模拟的上新世中期 SST 变化与重建结果孰好孰坏. 根据目前已有的两个海气耦合模式的模拟结果, 对“永久的 El Niño”以及上新世中期 AMOC 加强和次极地北大西洋剧烈增温这两个热点科学问题也无法开展深入的机制研究.

为了进一步研究上新世中期 SST 的变化, 尤其是赤道太平洋 SST 东西梯度变化以及次极地北大西洋剧烈增温, 需要我们从重建和数值模拟两方面共同努力. 就模拟来说, 我们应当注意上新世中期的特殊性, 开展敏感性试验, 以减少模拟的不确定性. 由于模式敏感性不同以及采用的边界条件有所差别等, FOAM 和 HadCM3 的模拟结果并不完全一致, 因此我们应该在相同的边界条件下, 开展多模式集合研究, 以减少模式之间的不确定性. 同时, 评价模拟和重建的结果, 第三方的证据是值得考虑的, 例如东亚季风的变化.

## 4 结论

我们利用 FOAM 海气耦合模式, 采用最新的 PRISM3 边界条件开展了上新世中期的全球气候模拟. 模拟结果显示上新世中期全球年平均 SST 比工业革命前大约升高了 2.3℃, 且中高纬 SST 的增温幅度大于低纬; SST 增温比较显著的区域主要包括北大西洋、北太平洋、印度洋以及南纬约 40°~50°之间海洋; 同时模拟结果表明上新世中期赤道太平洋 SST 东西梯度减小以及 AMOC 减弱. 上述模拟结果与 HadCM3 模拟的增温幅度和增温格局等相似, 但 FOAM 对于北太平洋西部和北大西洋中部 SST 的模拟相比 HadCM3 模式, 与重建结果更加接近.

与 PRISM3 重建结果进行对比, FOAM 模拟的上新世中期增温格局与重建结果基本一致, 并且能较好地模拟出北大西洋、北太平洋以及南美西海岸的显著增暖. 但模拟的上新世中期次极地北大西洋的增温幅度明显弱于重建的结果, 并且模拟的上新世中期 AMOC 相比现代是减弱的. 虽然模式可以模拟出了上新世中期赤道太平洋 SST 东西梯度的减小, 但与重建结果存在差别: 模拟显示赤道东、西太平洋都是增温的, 只是赤道东太平洋增温幅度更大; 但重建结果显示赤道东太平洋显著增温, 赤道西太平洋略微降温.

上述重建与模拟的差异是由于古气候数据重建的不确定性、上新世中期模拟的困难以及模式本身的不完善共同造成的. 而减小这种差别, 则需要重建和模拟的共同努力.

**致谢** PlioMIP 工作组提供了上新世中期的边界条件, Robert Jacob 教授提供了本文所使用的 FOAM 耦合模式, Dan Lunt 教授提供了 HadCM3 上新世中期的模拟结果, 在此一并致谢.

## 参考文献

1 An Z S, Huang Y S, Liu W G, et al. Multiple expansions of $C_4$ plant biomass in East Asia since 7 Ma coupled with strengthened monsoon circulation. Geology, 2005, 33: 705–708
2 Ding Z L, Derbyshire E, Yang S L, et al. Stacked 2.6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}$O record. Paleoceanography, 2002, 17: 1033, doi: 10.1029/2001PA000725
3 Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Ma ago inferred from loess deposits in China. Nature, 2002, 416: 159–163
4 Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. Science, 2001, 294: 2345–2348
5 方小敏, 赵志军, 李吉均, 等. 祁连山北缘老君庙背斜晚新生代磁性地层与高原北部隆升. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 97–106
6 吴乃琴, Rousseau D D, 刘秀平. 25 万年来黄土蜗牛的生态演替对地球轨道变化的响应. 科学通报, 2000, 45: 765–770
7 朱敏, 丁仲礼, 王旭, 等. 南阳盆地 PETM 事件的高分辨率碳同位素记录. 科学通报, 2010, 55: 2400–2405
8 Jiang D B, Wang H J, Drange H, et al. Last glacial maximum over China: Sensitivities of climate to paleovegetation and Tibetan ice sheet.

J Geophys Res, 2003, 108: 4102, doi: 10.1029/2002JD002167
9 Liu X D, Yin Z Y. Sensitivity of East Asian monsoon climate to the uplift of the Tibetan Plateau. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2002, 183: 223–245
10 Wang H J. Role of vegetation and soil in the Holocene megathermal climate over China. J Geophys Res, 1999, 104: 9361–9367
11 Zhang Z S, Wang H J, Guo Z T, et al. What triggers the transition of palaeoenvironmental patterns in China, the Tibetan Plateau uplift or the Paratethys sea retreat? Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2007, 245: 317–331
12 Wang Y, Roulet N T, Frolking S, et al. The importance of Northern Peatlands in global carbon systems during the Holocene. Clim Past Discuss, 2009, 5: 683–693
13 Wang Y, Mysak L A, Roulet N T. Holocene climate and carbon cycle dynamics: Experiments with the "green" McGill paleoclimate model. Glob Biogeochem Cycle, 2005, 19: GB3022, doi: 10.1029/2005GB002484
14 周波涛, 赵平. 古东亚冬季风和夏季风反位相变化吗? 科学通报, 2009, 54: 3136–3143
15 程军, Liu Z Y, He F, 等. 温盐环流在百年尺度上影响中国气候的一个数值模拟证据. 科学通报, 2010, 55: 2406–2412
16 Brovkin V, Kim J, Hofmann M, et al. A lowering effect of reconstructed Holocene changes in sea surface temperatures on the atmospheric $CO_2$ concentration. Glob Biogeochem Cycle, 2008, 22: GB1016, doi: 10.1029/2006GB002885
17 Berggren W A, Kent D V, Swisher C C, et al. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: Berggren W A, Kent D V, Aubry M P, et al, eds. Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. Soc Sed Geol Spec Pub, 1995, 54: 129–212
18 Jansen E, Overpeck J, Briffa K R, et al. Palaeoclimate. In: 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 the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2007
19 Dowsett H J, Thompson R, Barron J, et al. Joint investigations of the middle Pliocene climate I: PRISM paleoenvironmental reconstructions. Glob Planet Change, 1994, 9: 169–195
20 Dowsett H J, Barron J A, Poore R Z. Middle Pliocene sea surface temperatures: A global reconstruction. Mar Micropaleontol, 1996, 27: 13–25
21 Dowsett H J, Barron J A, Poore R Z, et al. Middle Pliocene paleoenvironmental reconstruction : PRISM2. US Geol Surv Open File Rep, 1999. 99–535
22 Dowsett H J. The PRISM palaeoclimate reconstruction and Pliocene sea-surface temperature. In: Williams M, Haywood A M, Gregory J, et al, eds. Deep-time Perspectives on Climate Change: Marrying the Signal from Computer Models and Biological Proxies. London: Micropalaeontological Society, Special Publication, 2007. 459–480
23 Salzmann U, Haywood A M, Lunt D J, et al. A new global biome reconstruction and data-model comparison for the middle Pliocene. Glob Ecol Biogeogr, 2008, 17: 432–447
24 Dowsett H J, Robinson M M, Foley K M. Pliocene three-dimensional global ocean temperature reconstruction. Clim Past Discuss, 2009, 5: 1901–1928
25 Dowsett H J, Cronin T M, Poore R Z, et al. Micropaleontological evidence for increased meridional heat transport in the North Atlantic Ocean during the Pliocene. Science, 1992, 258: 1133–1135
26 Fedorov A V, Dekens P S, McCarthy M, et al. The Pliocene paradox (mechanisms for a permanent El Niño). Science, 2006, 312: 1485–1489
27 Wara W M, Ravelo A C, Delaney L M. Permanent El Niño-like conditions during the Pliocene warm period. Science, 2005, 309: 758–761
28 Rickaby R E, Halloran P. Cool La Niña during the warmth of the Pliocene? Science, 2005, 307: 1948–1952
29 Chandler M, Rind D, Robert T. Joint investigations of the middle Pliocene climate II: GISS GCM Northern Hemisphere results. Glob Planet Change, 1994, 9: 197–219
30 Sloan L C, Crowley T J, Pollard D. Modeling of middle Pliocene climate with the NCAR GENESIS general circulation model. Mar Micropaleontol, 1996, 27: 51–61
31 Haywood A M, Valdes P J, Sellwood B W, et al. Modelling middle Pliocene warm climates of the USA. Palaeontol Electron, 2001, 4: 1–21
32 Haywood A M, Valdes P J, Sellwood B W. Global scale palaeoclimate reconstruction of the middle Pliocene climate using the UKMO GCM: Initial results. Global Planet Change, 2000, 25: 239–256
33 Jiang D B, Wang H J, Ding Z L, et al. Modeling the middle Pliocene climate with a global atmospheric general circulation model. J Geophys Res, 2005, 110: D14107, doi:10.1029/2004JD005639
34 Haywood A M, Valdes P J. Modelling Pliocene warmth: Contribution of atmosphere, oceans and cryosphere. Earth Planet Sci Lett, 2004, 218: 363–377

35 Bonham S G, Haywood A M, Lunt D J, et al. El Niño-Southern Oscillation, Pliocene climate and equifinality. Phil Trans R Soc A, 2009, 367: 127–156
36 Lunt D J, Haywood A M, Schmidt G A, et al. Earth system sensitivity inferred from Pliocene modelling and data. Nature Geoscience, 2010, 3: 60–64
37 Jacob R L. Low frequency variability in a simulated atmosphere ocean system. Dissertation for the Doctoral Degree. Wisconsin: University of Wisconsin-Madison, 1997
38 Liu Z, Otto-Bliesner B, Kutzbach J, et al. Coupled climate simulation of the evolution of global monsoons in the Holocene. J Clim, 2003, 16: 2472–2490
39 Boville B, Gent P. The NCAR climate system model, version one. J Clim, 1998, 11: 1115–1130
40 Otto-Bliesner B, Brady E. Tropical Pacific variability in the NCAR climate system model. J Clim, 2001, 14: 3587–3607
41 Liu Z, Kutzbach J, Wu L. Modeling climate shift of El Niño variability in the Holocene. Geophys Res Lett, 2000, 27: 2265–2268
42 Lee S Y, Poulsen C J. Sea ice control of Plio-Pleistocene tropical Pacific climate evolution. Earth Planet Sci Lett, 2006, 248: 253–262
43 Liu Z, Wang Y, Gallimore R, et al. Simulating the transient evolution and abrupt change of Northern Africa atmosphere-ocean-terrestrial ecosystem in the Holocene. Quat Sci Rev, 2007, 26: 1818–1837
44 Liu Z, Wang Y, Gallimore R, et al. On the cause of abrupt vegetation collapse in North Africa during the Holocene: Climate variability *vs.* vegetation feedback. Geophys Res Lett, 2006, 33: L22709, doi:10.1029/2006GL028062
45 Notaro M, Wang Y, Liu Z, et al. Combined statistical and dynamical assessment of simulated vegetation-rainfall interactions in North Africa during the mid-Holocene. Glob Change Biol, 2008, 14: 347–368
46 Pierrehumbert R T. High levels of atmospheric carbon dioxide necessary for the termination of global glaciation. Nature, 2004, 429: 646–649
47 Wang Y, Notaro M, Liu Z, et al. Detecting vegetation-precipitation feedbacks in mid-Holocene North Africa from two climate models. Clim Past, 2008, 4: 59–67
48 ETOPO2v2 Global Gridded 2-minute Database. National Geophysical Data Center, National Oceanic and Atmospheric Administration, US Dept of Commerce, http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/etopo2.html, 2006
49 Sohl L E, Chandler M A, Schmunk R B, et al. PRISM3/GISS topographic reconstruction. US Geol Surv Data Series 419, 2009
50 Edwards M. Global Gridded Elevation and Bathymetry. In: Kineman J J, Ohrenschall M A, eds. Global Ecosystems Database, Version 1.0 (on CD-ROM), Documentation Manual, DISC-A: National Geophysical Data Center, Key to Geophysical Records Documentation No. 26 (Incorporated in: Global Change Database, Volume 1), Boulder, CO, National Oceanic and Atmospheric Administration, 1992, A14-1 to A14-4,
51 Bryan F O. Climate drift in a multicentury integration of the NCAR climate system model. J Clim, 1998, 11: 1455–1471
52 Cunningham S A, Kanzow T, Rayner D, et al. Temporal variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5°N. Science, 2007, 317: 935–938
53 Reynolds R W, Smith T M. A high-resolution global sea surface temperature climatology. J Clim, 1995, 8: 1571–1583
54 Brierley C M, Fedorov A V, Liu Z H, et al. Greatly expanded tropical warm pool and weakened hadley circulation in the early Pliocene. Science, 2009, 323: 1714–1718
55 Dowsett H J, Robinson M M. Mid-Pliocene equatorial Pacific sea surface temperature reconstruction: A multi-proxy perspective. Phil Trans R Soc A, 2009, 367: 109–125
56 Haywood A M, Dekens P, Ravelo A C, et al. Warmer tropics during the mid-Pliocene? Evidence from alkenone paleothermometry and a fully coupled ocean-atmosphere GCM. Geochem Geophys Geosyst, 2005, 6: Q03010, doi: 10.1029/2004GC000799
57 Ravelo A C, Dekens P S, McCarthy M. Evidence for El Niño-like conditions during the Pliocene. GSA Today, 2006, 16: 4–11
58 Andersson C. Transfer function *vs.* modern analog technique for estimating Pliocene sea-surface temperatures based on planktic foraminiferal data, western Equatorial Pacific Ocean. J Foramin Res, 1997, 27: 123–132
59 Dowsett H J. Faunal re-evaluation of mid-Pliocene conditions in the western Equatorial Pacific. Micropaleontology, 2007, 53: 447–456
60 Siesser W. Pliocene paleoclimatology at ODP site 1115, Solomon sea (southwestern Pacific ocean), based on calcareous nannofossils. In: Huchon P, Taylor B, Klaus A, eds. Process Ocean Drill Program, Science Results, 2001, 180: 1–15
61 Haywood A M, Valdes P J, Peck V L. A permanent El Niño-like state during the Pliocene? Paleoceanography, 2007, 22: PA1213, doi: 10.1029/2006PA001323
62 Wright J D, Miller K G. Control of North Atlantic deep water circulation by the Greenland-Scotland Ridge. Paleoceanography, 1996, 11: 157–170

63 Sriver R L, Huber M. Observational evidence for an ocean heat pump induced by tropical cyclones. Nature, 2007, 447: 577–580
64 Fedorov A V, Brierley C M, Emanuel K. Tropical cyclones and permanent El Niño in the early Pliocene epoch. Nature, 2010, 463: 1066–1070
65 Raymo M E, Grant B, Horowitz M, et al. Mid-Pliocene warmth: Stronger greenhouse and stronger conveyor. Mar Micropaleontol, 1996, 27: 313–326
66 Ravelo A V, Andreasen D H. Enhanced circulation during a warm period. Geophys Res Lett, 2000, 27: 1001–1004
67 Hodell D A, Venz-Curtis K A. Late Neogene history of deepwater ventilation in the southern ocean. Geochem Geophys Geosyst, 2006, 7: Q09001, doi:10.1029/2005GC001211
68 Meehl G A, Stocker T F, Collins W D, et al. Global Climate Projections. In: 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 the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 2007

·动 态·

# 印度早始新世琥珀中古生物多样性及其生物地理学和板块演化意义

自与冈瓦纳大陆分离至约 5 千万年前与欧亚大陆碰撞结合, 印度次大陆独立漂浮了将近 1 亿年. 在这段期间, 印度次大陆被推测演化出了独特的生物群. 最近, 针对印度西北部古贾拉特省 Cambay 海湾的页岩中琥珀化石的研究取得了丰富的成果. 这些琥珀化石形成于 52~50 百万年前, 它们内含有丰富而多样的生物化石. 这些琥珀化石位于褐煤和泥质沉积中, 属于近海岸的沼泽相沉积. 化学分析与形成这些琥珀的植物的结构分析显示, 这些琥珀形成于龙脑香科植物. 德国波恩大学 Jes Rusta 和美国自然历史博物馆 David Grimaldi 与合作者, 从这些琥珀中发现了 14 目、超过 55 科和 100 种节肢动物. 这些动物与始新世北欧乃至中新世热带美洲等发现的节肢动物具有亲缘关系. 这意味着, 印度次大陆在与欧亚大陆碰撞前或碰撞时, 其生物种类没有表现出明显的岛国隔离特点. 可以推测, 印度次大陆可能不是先前认为的是一个孤立的岛屿, 而是通过某种途径如岛链与其他大陆相连通. 相关研究论文发表在 2010 年 10 月 26 日 *Proc Natl Acad Sci USA*, 107(43): 18360—18365 上.

# 华南智人洞人类遗存显示现代人于 10 万年前即在东亚出现

中国科学院古脊椎动物与古人类研究所刘武研究组与美国华盛顿大学 Erik Trinkaus 及其他合作者, 针对 2007 年发现于广西崇左智人洞的人类遗存(两个臼齿和一个下颌骨前段)进行了研究. 研究显示, 智人洞中发现的下颌骨已经出现一系列现代人类的衍生特征, 如突起的联合结节、明显的颏窝、中等发育的侧突起、近乎垂直的下颌联合部、明显的下颌联合断面曲度等. 这些特征明显区别于古老型智人, 而与现生人类接近. 但这件下颌骨同时保留有粗壮的下颌联合舌面以及粗壮的下颌体等相对原始的特征, 使其与更新世晚期古老型智人相似. 这些化石特征说明崇左古人类属于正在形成中的早期现代人, 处于古老型智人与现代人演化过渡阶段. 对覆盖于人类遗存之上的流石的 U 系测年以及同期生活的哺乳动物的区型分析显示, 这些人类应生活于 10 万年以前. 上述结果显示, 智人洞的人类可能是生活于东亚的最早的现代人, 比此前已知生活于东亚的最早的现代人提前了 6 万多年. 相关研究论文发表在 2010 年 11 月 9 日 *Proc Natl Acad Sci USA*, 107(45): 19201—19206 上.

(信息来源: 科学技术部《基础科学研究快报》)