

古气候数值模拟:进展评述

丁仲礼, 熊尚发

中国科学院 地质与地球物理研究所, 北京 100029

DING Zhong-li, XIONG Shang-fa

Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

DING Zhong-li, XIONG Shang-fa. Numerical modeling in paleoclimate study: Progress and problems. Earth Science Frontiers, 2006, 13(1): 021-031

Abstract: Numerical modeling is one of the most powerful tools in resolving various issues associated with paleoclimate research. In the last decades, a wide spectrum of numerical modeling experiments has provided important insights into the mechanisms of driving climate changes on different timescales. On the orbital timescale, modeling experiments have demonstrated the first-order importance of variations in latitudinal and seasonal distribution of insolation in forcing glacial-interglacial climate changes and recognized most of the significant feedback processes involved in glacial cycles, such as greenhouse gases, vegetation cover, oceanographic conditions, and polar ice sheets. Modeling results also suggest that freshwater input into the northern North Atlantic could be a potential trigger for the abrupt, millennial-scale climate changes during the last glacial period, by revealing the high sensitivity of the thermohaline circulation in it. On the tectonic timescale, numerical experiments have been successful in assessing the sensitivity of the global climate system to paleogeographic changes resulting from tectonic-plate movement, plateau uplift, and opening or closure of oceanic gateway and of atmospheric CO₂ concentration changes, likely associated mainly with biogeochemical weathering of silicate rocks. These modeling results are also useful in recognizing some of the threshold values of the climate system in response to the tectonic-scale forcing. The endeavor of the paleoclimatic modeling community is currently focused mainly on developing finer-grid models, increasing the degree of consistency between modeling results, paleoclimate records, and reconstructing boundary conditions that are more reliable. Obviously, further progress of paleoclimatic modeling depends not only on developing more powerful numerical models and computers, but also on deepening the understanding of climate change processes as well.

Key words: paleoclimate; GCMs (General Circulation Models); sensitivity experiments; mechanisms on climate change

摘要: 数值模拟是古气候研究的一个重要内容。过去 30 年来,古气候数值模拟研究在相当程度上深化了我们对古气候变化机制的理解。在轨道尺度上,数值模拟证明了冰后期气候系统变化主要是对地球轨道参数变化的响应,同时揭示了温室气体、植被、海洋、冰盖等反馈因子的重要性。针对短尺度气候变化,数值模拟揭示出大洋传送带对北大西洋淡水注入的敏感性。在构造尺度上,数值模拟揭示了气候系统对于高原抬升、海道开合、大陆漂移导致的古地理变化、大气 CO₂ 浓度变化和太阳常数变化等的响应,揭示了气候系统突变对驱动因子阈值的敏感性。目前,古气候模拟研究中还存在分辨率不高、模拟结果与记录不完全吻合、模拟的边界条件不清楚等诸多问题。今后古气候模拟研究的改进有赖于模式的改进和计算机运算速度的提高,也有赖于对变化机制的更深理解和对边界条件更精确的重建。

收稿日期:2005-10-08;修回日期:2005-12-05

基金项目:中国科学院知识创新工程项目“我国新生代构造尺度环境演变及其机制”(KZCX2-SW-133);国家自然科学基金重大方向项目“晚更新世中国西北地区大气粉尘与全球变化”(90202020)

作者简介:丁仲礼(1957—),男,研究员,博士生导师,中国科学院院士,研究方向:黄土-红粘土层学、新生代地质与环境及全球变化。

关键词:古气候;GCMs (General Circulation Models);敏感性试验;气候变化机制

中图分类号:P532 文献标识码:A 文章编号:1005-2321(2006)01-0021-11

0 引言

古气候研究的主要目标是准确理解气候变化机制,在此基础上加深对过去气候变化历史和原因的认识,由此增强对未来气候变化趋势的预测能力。数值模拟在古气候研究中发挥着重要的作用,因为它既可以模拟气候变化过程中不同驱动因子的相对重要性,又可以输出不同边界条件下各气候要素的空间分布,从而获得对气候变化机制的认识。与此同时,通过模拟结果与地质记录的对比,既可检验数值模式的模拟能力,又可发现记录的空白点和不足之处。当前古气候研究的一个重要趋势就是力求通过记录-模拟-机制研究的互动,推进对古气候变化过程和机制的认识。

最早的古气候数值模拟(这里指 General Circulation Model)可以追溯到上世纪 70 年代^[1]。当时,离首个大气环流数值实验^[2]已有近 20 年,古气候学家对冰期-间冰期旋回的机制研究也达到一个高潮,加上 CLIMAP 项目成员成功地运用地质证据,对冰期地球环境进行了恢复^[3],对冰期气候模拟所需的边界条件已有较多了解,使得用 GCM 模拟冰期古气候成为可能^[4-6]。此后,通过数值模拟研究古气候变化过程和机制的努力持续不断^[7-8],模拟的时间尺度从短尺度的快速气候变化、轨道时间尺度气候变化延伸到构造尺度气候变化^[9-11];模拟的地质时期从全新世、更新世、上新世、新生代早期、白垩纪跨越到泛大陆时期^[12-19];模拟的气候驱动因子囊括了从轨道参数变化、大气 CO₂ 浓度变化、全球冰量变化、温盐环流变化到大洋通道开闭、高原抬升、板块运动等^[13-14, 17-25]。

30 多年来,国际上古气候数值模拟研究已取得大量的成果,并正在对古气候、古环境研究产生越来越大的影响。但相比之下,我国科学家在古气候记录研究和古气候模拟研究的结合方面,工作做得不是太多。可以想见,随着地球系统科学的展开,地球深部过程对地表环境演化的影响或控制将成为广泛关注的前沿科学问题。要对此问题有深入的理解,在很大程度上取决于地质学研究同地球表层系统数值模拟研究的紧密结合,而古气候研究是这方面一

个重要的结合点。有鉴于此,我们不揣浅陋,拟对古气候数值模拟研究作一概述,以期同时引起气候数值模拟研究者和古气候记录重建者的进一步关注。

1 冰期旋回气候模拟

古气候研究中应用较多的数值模式包括 Box Models, Energy Balance Models (EBMs), Statistical-dynamical Models (SDMs), Radiative Convective Models (RCMs), Earth System Models of Intermediate Complexity (EMICs) 和 General Circulation Models (GCMs) 等。我们讨论的古气候数值模拟主要指通过 GCMs 进行的模拟,但依讨论对象的不同,也会涉及其他模式模拟的工作。

古气候数值模拟中着力最多的是第四纪冰期间冰期气候模拟。最早的古气候模拟工作就是从末次冰盛期(LGM)古气候重建展开的^[1, 4-6],其重点是对比冰期与间冰期古环境的差异^[3-4, 7]。近 10 年来,随着古气候研究热点的转移,短尺度气候变化和突变事件的模拟也成为冰期旋回气候模拟的重要内容^[9, 22, 26]。

1.1 LGM 到中全新世的全球模拟

LGM(典型寒冷期)和中全新世(典型温暖期)代表了冰期-间冰期旋回中两个距今最近、最有代表性的时段,古气候记录非常丰富,测年相对可靠,研究最为详尽,因此冰期-间冰期古气候重建主要围绕 LGM 和全新世中期两个时段展开。数值模拟工作针对的主要问题是在冰盛期和全新世中期边界条件下,能否模拟出可与记录相匹配的古气候情景,同时检验什么边界条件、驱动因子和关键过程控制了从 LGM 向中全新世转变。围绕这一主题,国际古气候学界实施了一系列重要研究计划,包括 CLIMAP (Climate: Long-range Investigation, Mapping, and Prediction)、COHMAP (Cooperative Holocene Mapping Project)、PMIP (Paleoclimate Modeling Intercomparison Project) 等,力求通过模拟来理解冰期环境形成过程,探讨冰期旋回驱动机制,同时通过敏感性试验了解不同驱动因子在冰期旋回中的不同作用。

CLIMAP 是上世纪 70 年代开展的一个冰期地

球环境重建计划,由海洋地质学家 J. Imbrie、J. Hays 和地球化学家 N. Shackleton 领导。这一研究计划集聚了当时最著名的一批古气候学家,对 LGM 的地球环境进行了恢复,其中有关冰盖范围的恢复对当时的认识冲击最大。根据 CLIMAP 的工作^[3],LGM 时期地球冰盖面积达 35 000 000 km²,大大高于现代冰盖的面积(14 200 000 km²),北美大陆冰盖最南界甚至可达 37°N。而 CLIMAP 有关赤道海温的恢复结果则在随后几十年里引发了持续的争论。运用冰期古环境的重建资料,CLIMAP 进行了数值模拟试验,对 LGM 边界条件下(太阳辐射、海温、冰盖、地表反射率等)的夏季气候进行了模拟,模拟结果显示 LGM 时期全球夏季气候比现在更干、更冷,同时北半球冰盖附近西风带明显南移^[4]。

受 CLIMAP 研究结果的鼓舞,20 世纪 80 年代由 J. E. Kutzbach、T. Webb III 和 H. E. Wright, Jr 领导的 COHMAP 研究计划主要针对陆地记录进行了古气候恢复和模拟工作。COHMAP 对 LGM 以来古气候以 3 000 a 的间隔进行了资料整编和数值模拟。这一研究中有关模拟的主要贡献在于揭示了轨道因素在热带季风气候变化中的关键作用以及西风急流(jet stream)在 LGM 时期受北美冰盖影响而出现分叉,在北美大陆上形成南北两个分支。模拟结果同时显示,早一中全新世地球轨道变化导致北半球气候季节性加大,季风增强^[7, 27],这与热带地区 9~6 ka BP 普遍出现的高湖面相吻合^[10]。

上世纪 90 年代在 PAGES 计划中开展的 PMIP “古气候模式对比计划”,由法国女科学家 S. Joussaume 领导,著名的古气候学家 J. E. Kutzbach、A. J. Broccoli、J. Guiot 等都参与其中。这一研究计划的目的是,通过对比不同气候模式的模拟结果,以及模拟结果与地质记录的差异,来评估模式的敏感性和精确度。PMIP 运用相同的边界条件,通过 18 个模式模拟 LGM 和中全新世(6 000 a BP)的气候情境,然后进行模拟结果之间以及模拟-记录之间的对比^[8]。总的来看,各模式都能模拟出 LGM 以来气候变化的主要内容,包括早中全新世受轨道因素驱动的季风增强和 LGM 时期经向温度梯度增加的现象。但是,不同模式的结果之间有明显的差异,比如中全新世亚洲大陆夏季升温幅度低者为 0.5℃,而高者可达 2℃,北半球季风降水增幅高者可达 2.5 mm/d(印度)至 1.5 mm/d(非洲),而低者

几近于零。同时,与记录相比,模拟结果明显“低估”了气候变化的幅度。从不同模型结果对比看,模拟结果的“低估”现象普遍存在,可能表明一些重要反馈过程在模式中被忽略了,如海洋反馈和植被反馈的作用就可能需要在模拟中得到更充分的体现^[28]。

通过模拟研究,古气候学家日益认识到,某些子系统的反馈作用,尤其是海洋、冰冻圈和生物圈的反馈作用,能够显著放大气候系统对外力驱动(指太阳辐射)的响应。Kutzbach 等人的工作^[12, 29]就充分说明了这一点。他们的模拟结果显示,中全新世热带大西洋增温能够进一步增强非洲季风,而季风降水增加导致的植被变化也会通过降低地表反射率、增加水汽再循环对季风气候起正反馈作用。高纬极地植被对气候的正反馈也相当明显^[30-31]。土壤^[32-33]、湿地与湖泊状况^[34]的变化也会对气候起相应的反馈作用。模式考虑了这些反馈作用后,得到的模拟结果显然更逼近地质记录所指示的古气候图景。

最近有关冰期边界条件,如对于冰盖厚度、冰期海温等方面的新认识^[35-36]已经受到模拟研究者的重视,如何将认识融入新的模拟实践中^[37]是目前需要重点考虑的问题。

1.2 突变事件和快速变化的模拟

上世纪 80 年代末—90 年代初,对突变事件(尤其是 Younger Dryas 事件和 Heinrich 事件)和快速变化记录和机制的探索,成为古气候学界继冰期旋回机制之后掀起的又一个研究高潮,模拟研究者也很快加入其中。虽然模式复杂程度各不相同,但大部分模拟工作主要集中在冰盖消融-北大西洋淡水注入-温盐环流变化-区域和全球气候变化这一关联上^[9, 38-41],其实质就是考察温盐环流、区域和全球气候对北大西洋淡水注入量变化的敏感性,显然隐含了北大西洋变化触发了快速变化这一机制。

Manabe 等人的工作可作这一类研究的代表。Manabe 和 Stouffer^[40]运用海气耦合模式(加上一个简单的陆面模式)模拟了淡水注入北大西洋引发的气候突变。模拟结果显示,在 10 年时间里向北大西洋 50~70°N 水域内持续均匀注入 1 Sv(10⁶ m³/s)的淡水,将导致丹麦海峡海表盐度(SSS)突然降低,伴随海温(SST)非常快速地降低,幅度可达 8℃。随后出现 SST 的剧烈振荡。淡水注入后的几个世纪里,寒冷气候从 40°N 延伸到格陵兰、斯堪的纳维亚和欧洲西部,与 Younger Dryas (YD) 事件情形相

似。这一海温突降可归因于温盐环流 (thermohaline circulation—THC) 的快速减弱。在降低淡水注入速率、延长注入时间至几百年的试验中,得到的 THC 减弱、气候变冷的持续时间则可与 YD 事件相当。

除了 Manabe 等人的工作,其他模拟结果也多显示 THC 对淡水注入非常敏感^[9, 38-39, 41-42]。但是,多数模拟中都是以理想状态的淡水注入为变量,而忽略淡水注入的时空意义。Fanning 和 Weaver^[41]则考察了 THC 对淡水注入时空变化的敏感性。他们的研究显示, YD 事件之前(前 500 年)的淡水注入密西西比河对 NADW(North Atlantic Deep Water)不稳定性形成关系重大,而其后通过圣劳伦斯河的淡水分支则起到最终抑止 NADW 的作用。Manabe 和 Stouffer^[26]的研究也显示,如果淡水注入在北大西洋高纬之外地区,那么它对 THC 减弱的作用就要小得多。一些模拟结果还表明, THC 的稳定性还取决于海洋的初始状态^[43],即使是初始状态的小量变化也能导致海气系统响应很大的不同^[44],这意味着同样的淡水输入情况下(不同的初始状态), THC 的响应行为也会有很大的不同。

虽然不少模式能够模拟出千年尺度的变化,但至今没有任何模拟得到与格陵兰冰芯或高分辨率海洋沉积记录完全相同的千年尺度气候变化图景^[45],部分原因可能是因为典型的千年尺度气候变化,如 D-O (Dansgaard-Oeschger) 事件和 Heinrich 事件,再现的时间比海气系统特征时间尺度要长,表明冰冻圈的变化在其中起了关键作用,这是模拟要注意的问题。同时,如何从“结构”上和“序列”上模拟突变气候事件和快速变化的完整过程也是今后需要解决的。

1.3 过程模拟

运用 GCMs 模拟一些重要的地质过程也是古气候模拟研究的重要内容。粉尘传输^[46]、水循环^[47-48]、冰盖动态^[35, 49-51]等方面的模拟是这一类研究的代表。Joussaume^[46]运用 A GCM (大气环流模式) 结合一个粉尘传输模式,模拟了当代和 LGM 时期的粉尘分布状况。模拟结果显示, LGM 时期全球大气粉尘源区变化比较显著,与深海沉积记录较吻合。但是,模拟结果没有观察到与冰芯记录相吻合的粉尘含量大增现象,这可能表明模式在模拟环流形式、粉尘输送等方面还存在缺陷。Joussaume^[47]还通过 A GCM 模拟了当代和 LGM 时期

全球降水同位素空间分布,模拟的同位素组成与现代观测资料和古气候记录相当吻合,但模拟的 LGM 时期同位素空间变率比记录要大。从模拟结果看, GCMs 是模拟古降水同位素分布、变化的理想工具。

冰盖动态模拟需要综合固体地球(地壳均衡)、冰川和大气模式,近 10 年来的模拟^[35, 49-51]日益精细化,有关模拟已经逐渐改变了人们对末次冰期冰盖厚度的一些看法^[35],为更新古气候学界对冰期旋回全球冰量、海平面变化的认识发挥了积极作用^[52-53]。

1.4 区域模拟

近年来,区域尺度的古气候模拟也开始受到研究者的关注,比如 Ruter 等^[54]对美洲热带、亚热带地区中全新世气候的模拟, Barron 和 Pollard^[55]对欧洲氧同位素 3 阶段(OIS 3)、Renssen 等^[44]对欧洲 YD 时期气候的模拟等等。由于模拟的区域相对较小,区域模式的格点间距可到几十 km,大大高于全球模式的空间分辨率,因而可以对复杂地形、海岸线等作更符合实际的描述。已有模拟结果^[55]说明,高分辨率的区域模式在模拟气候变化区域响应、评估各种驱动因子的作用等方面具有良好的效果和前景。

2 更新世之前的气候模拟

由于全面恢复更新世之前的各边界条件存在诸多困难,甚或是不大可能,因此更新世之前的气候模拟与第四纪冰期旋回气候模拟最大的不同在于,其重心不是古气候重建,而是敏感性试验。研究内容包括模拟全球气候对一些独特地区地形和高度变化的响应、洋流通道改变对海洋环流和全球气候的影响、大陆漂移形成的极端海陆分布对全球气候的影响以及一些极端气候时期(如所谓“温室时期”和“冰室时期”)全球气候对驱动因子的响应敏感性等等。这些模拟在构建、检验古气候学界对更新世之前气候变化机制认识方面发挥了独特、甚至是关键的作用。

2.1 新生代气候模拟

2.1.1 青藏高原抬升效应模拟

青藏高原抬升是新生代地球上发生的重大构造事件。虽然目前学术界对青藏高原抬升历史和模式还没有形成共识^[56],但是高原抬升无疑已对区域及全球气候、环境产生了重大影响。通过地质记录对

比和模拟研究来理解高原抬升的气候效应,一直是近30年来古气候学家们努力的目标。

运用 GCMs 模拟地形变化(如有山、无山试验)对全球气候影响滥觞于 20 世纪 70 年代^[57],模拟结果已显示青藏高原等山地高原的存在对行星尺度的流场影响显著,同时青藏高原对西伯利亚高压的维持有非常重要的作用。在古气候模拟中加入地形的影响则始于上世纪 80 年代中期^[58-59],其后由古气候学家 W. Ruddiman 和 J. Kutzbach 等人合作,系统模拟了(青藏)高原抬升对区域和全球气候影响,并与地质记录进行了对比。Ruddiman 等^[60]首先为模拟试验设计了 3 套方案,即无山(NM)试验、半山(HM)试验和全山(M)试验,以观察气候变化对高原不同高度的响应特征。最早采用的模式是美国国家大气研究中心(NCAR)的 Community Climate Model(CCM)。结果显示,高原抬升能够引发高原内部、周边甚至远离高原地区气候的显著变化^[11],模拟也证实了高原抬升能够大大增强亚洲冬夏季风的强度,导致高原东南部高降水和高原西北缘干旱的气候^[25]。模拟结果还显示,要形成当今强度的季风,除了要求高夏季太阳辐射外,青藏高原至少要达现今高度的一半^[61]。同时期,Manabe 和 Broccoli^[62]也模拟了山地、高原对北半球中纬内陆干旱化的影响,他们的模拟结果表明北半球中纬山地、高原的分布格局破坏了带状分布的大气环流和降水模式,形成气流下沉区域,导致包括中亚在内的地区气候干旱化。

稍近的模拟开始注意研究抬升模式对气候变化的影响。Prell 和 Kutzbach^[63]研究了季风响应轨道参数变化驱动的敏感性与青藏高原高度和抬升模式的关联。结果显示,抬升模式对季风响应(轨道驱动)敏感性影响显著。过去 15 Ma 间,在高原稳定抬升模式下(gradual uplift experiment),季风强度和变率指标变化非常小,在大幅抬升模式下(Molnar uplift simulation),季风强度和变率指标在 11~8 Ma 期间突增,表明季风响应(轨道驱动)敏感性显著增强,第四纪抬升模式下(recent uplift simulation),季风强度和变率指标在 2~3 Ma 期间出现突变。由此可见,不仅仅是高原抬升高度,高原抬升过程和模式也对气候变化具有重要影响。

模拟结果也表明,高原抬升的热力与动力效应并不能完全解释晚新生代的气候变化,其他机制,比如大气 CO₂降低等,也需要在模式中体现^[25, 64]。同

时,对于亚洲季风增强、亚洲内陆干旱化的原因,除了青藏高原抬升,其他过程(比如特提斯海的逐步退却)的作用也开始通过模拟加以揭示^[13]。

应该指出,多数模式的空间分辨率较粗(比如,早期模拟的格网分辨率为 4.4°×7.5°),对高原地形的描述非常概括,对模拟结果会产生一定的影响。目前的模拟基本上假定高原是作为整体抬升的,但是地质证据表明,高原抬升可能是阶段性、非整体的行为。因此,如何在模拟中体现高原抬升的时空模式是需要探讨的问题。高原抬升引发的地球化学效应,尤其是通过加强新鲜暴露的硅酸盐岩石风化而导致的大气 CO₂降低,从而引发晚新生代全球气候变冷,是 Raymo-Ruddiman 抬升-气候变化假说的关键内容^[65],而如何将抬升的动力、热力效应和地球化学效应在模式中耦合起来,将会是今后高原抬升-气候变化模拟研究面临的重要课题。

2.1.2 海道开合效应模拟

海洋通道(Oceanic Gateway)的开合被认为对于新生代构造尺度气候变化起了相当大的作用,但是从模拟角度证明这一点也非常不易。对新生代全球气候变化意义最大的海道开合变化是始新世/渐新世时期发生的 Drake 海峡开启^[66-67]和上新世巴拿马地峡的关闭^[68-69]。模拟工作也集中在探讨这两个事件的气候效应上。

从海洋环流模式(OGCM)模拟 Drake 海峡开启效应得到不尽相同的结论。Cox^[70]和 England^[71]的研究认为,Drake 海峡的开启可以导致包括 NADW 在内的主要大洋水体发生位置和性质的重大变化。Toggweiler 和 Samuels^[72]的模拟表明,Drake 海峡附近纬度带风压可能直接影响大西洋传送带的循环速率和 NADW 的形成速率,因而,开启海峡可能为全球热量传送带的形成发展“提供舞台”。Bjornsson 和 Toggweiler^[73]的模拟结果则显示,Drake 海峡的开启足以引发类似传送带、跨半球范围的大洋环流,因而海峡开启不单单是“提供舞台”,而且是传送带形成的不可或缺的条件。从另一个角度,DeConto 和 Pollard^[74]通过一个耦合了 50 m 平板海洋(slab ocean)模式和冰盖动力学模式的大气环流模式,模拟了东南极冰盖生成的机制。他们的结果显示,大气 CO₂降低是冰盖形成发展的第一位原因,而 Drake 海峡开启在此过程中只发挥了次要作用。Drake 海峡开启、环南极流(ACC)形成虽然能够使高纬变冷,但是模拟显示,由此引起的海

热传输变化只有 20%，不足以引发从“温室”到“冰室”环境的转折。

对巴拿马地峡关闭的气候意义也有不同的认识。Maier-Reimer 与 Mikolajewicz^[75] 运用 (Hamburg) OGCM 做了打开巴拿马地峡的敏感性试验, 结果表明巴拿马地峡关闭影响巨大。在地峡开启的状况下, 太平洋低盐度的水能够流入北大西洋, 使后者表层水盐度降低 1.0‰。低盐度的表层水使得北大西洋温盐环流崩溃, NADW 产率几近于零。由于温盐环流存在与否对北大西洋周边地区乃至全球气候有密切关系, 这一模拟结果意味着巴拿马地峡关闭的气候意义重大。而 Nisancioglu 等^[76] 运用 (MIT) OGCM 进行的敏感性试验则显示, 巴拿马地峡开启时, 北大西洋深层水已经形成, 但是其形成速率比现代 (控制实验) 低 10%。这一模拟也显示, 开启巴拿马地峡将导致太平洋表层水淡化北大西洋表层水, 但其程度明显小于 Maier-Reimer 与 Mikolajewicz^[75] 的估计。Nisancioglu 等的模拟还显示, 当地峡基底深度大于 1000 m 时, 将有 NADW 通过地峡向西流入太平洋, 形成与现代不同的温盐环流模式。目前还难以评估这两类模拟结果的正确性, 有一些深海沉积资料显示, 上新世早期巴拿马地峡关闭时 NADW 产率增加^[77], 而另一些资料表明, NADW 在中新世巴拿马地峡开启时就已非常显著^[78-79]。因此, 明确认识巴拿马地峡关闭的气候意义还有待从记录和模拟两方面进行更多的工作。

2.1.3 PETM 事件与 PALEOGENE 模拟

Paleogene 代表了新生代“温室”环境时期。PETM (Paleocene-Eocene Thermal Maximum) 则是发生在古新世—始新世界线附近 (约 55 Ma) 的一次高温、高温室气体的突变事件, 它可能是由于海底固体 CH₄ 爆发性地进入大气圈所致。由于此事件发生时, 在约千年的时间内, 从海底进入大气的二氧化碳总量同人类活动产生的增加量相当, 因此, 该事件是研究温室效应的极好对象, 受到地质、大气等方面研究者的高度重视。模拟研究工作主要针对 PETM 事件发生机制和“温室”气候对 CO₂、轨道参数等驱动因子的敏感性等问题。Bice 和 Marotzke^[80] 的模拟表明, 在古新世/始新世气温增加、大气圈水循环逐渐加强的背景下, 从南半球到北半球高纬深层水形成突然停止, 导致中层水和海洋深层升温 3~5℃。这将最终导致海底固体甲烷不稳定, 从而形成甲烷爆发的突变事件。Schmidt 和 Shin-

dell^[81] 则模拟了 CH₄ 爆发性进入大气圈的环境后果, 以此与 PETM 事件的记录对比, 以检验有关 PETM 事件机制的假说。有关 Paleogene 的气候模拟则试图通过系列敏感性试验, 来找到与记录相吻合的图景, 从而对 Paleogene 高温环境的机理加以解释。一些模拟表明, 要达到始新世类似的环境, 大气 CO₂ 质量分数必须至少是工业革命前的 280 × 10⁻⁶ 的 3~4 倍^[82], 但是, 模拟的高温室气体环境下热带气温与古气候记录不符。这一模拟-记录不符问题可能是“温室”气候模拟中的普遍现象^[83], 目前还无法判断问题产生的确切原因。

2.2 白垩纪气候模拟

白垩纪 (65~144 Ma B. P.) 以其高温、高温室气体含量而突出, 当时全球平均温度比现在高 6~12℃ (比较而言, LGM 与现在 3~5℃ 的温差就显得小多了), 而赤道-极地温差只有 17~26℃ (现在是 41℃), 是“温室”环境的代表。白垩纪很早就成为数值模拟的靶的, 其“温暖而平静 (warm and equable)”的气候图景成为 20 年来古气候模拟领域的重要挑战。

E. Barron 等^[58, 84-86] 早期做了经典性的模拟工作。这些模拟的核心是通过一系列的敏感性试验, 厘清海陆分布、温室气体等因素对白垩纪气候图景的贡献。得到的结论是, 白垩纪海陆分布对全球增温的贡献是 4.8℃, 对于北半球来说, 增温来自 45°N 以北大陆面积的变化。模拟还显示, 只考虑海陆分布变化或温室气体 (CO₂) 浓度变化, 都无法模拟出与白垩纪近似 (包括升温幅度和温度经向梯度) 的气候图景, 而同时以白垩纪海陆分布和高 CO₂ 浓度 (4 倍于现在的 CO₂ 浓度值) 为条件, 则可以模拟出与白垩纪古气候记录比较吻合的高温、低梯度的气候。

早期模拟的问题是地理格网很粗, 对海洋的处理非常简单。直到上世纪末, 有关白垩纪模拟的模式对海洋的处理最多是用一个深度为 50 m 的混和层平板海洋模式。到最近几年, 耦合的海洋动力模式才开始引入白垩纪古气候模拟。不过, 目前看来, 耦合模式得到的结果与平板模式没有明显的差异, 而模拟结果与地质记录的不吻合处 (尤其在陆地) 也很近似。

最近, 有关白垩纪气候模拟已获得不少新的认识。比如, 以往认为白垩纪温盐环流模式与现在是相反的, 即深层水形成于低纬度, 而模拟结果则表明

白垩纪温盐环流是在高纬形成了温暖、高盐的下沉水流。模拟结果还表明,白垩纪温暖海洋可以用高纬热-咸水下沉来解释,在此情形下,高纬海表升温 $6 \sim 14$,低纬海表升温 $3 \sim 4$,而深水升温达 $9 \sim 11$,北半球海洋热传输减弱,而南半球加强^[15]。与白垩纪“平静”气候观点不同,目前不少人认识到白垩纪气候也是比较“多变”的,包括海洋化学的变化,长尺度气候冷暖变化,以及千年尺度的水循环变化等等,这些变化可能与大气 CO_2 的快速波动、轨道驱动因子和地表条件变化有关^[87]。有关白垩纪气候与 CO_2 浓度的关系,新近模拟结果的差异很大,Bice 等^[88]认为,要使得模拟的热带气温与最暖记录吻合,大气 CO_2 浓度需要 12 倍于现今值,远远高于此前的模拟,而 Haywood 等人^[89]则认为,白垩纪温暖气候不必需要高大气 CO_2 浓度,以 3 倍于现今值输入即可。与此同时,有关白垩纪气候模拟的经典问题还没有完全解决,比如对于记录中的平缓温度(经向)梯度、热带相对低温、大陆内部高温等等现象,模拟的结果还不能与之很好地吻合,海洋热传输、高纬森林的反馈等过程的模拟还有待深入。这些问题的解决将有助于更好地理解“温室”气候的特征及形成机制。

2.3 泛大陆气候模拟

存在于中二叠—早侏罗世、历时近 145 Ma 的超大陆(Pangea)代表了地史上海陆分布的一种极端状态,当时几乎所有的重要陆地都聚集在一起,形成一个巨型大陆。如此特殊的古地理图景是古气候模拟研究的难得素材,但是,超大陆古气候模拟直到 1989 年才开始进行^[19, 90]。模拟显示,由于大型陆面的热容低,超大陆与超大洋的对比将产生非常大的热量年变率^[90]。同时,超大陆将放大气候系统对轨道驱动响应敏感性。模拟显示^[19, 91],超大陆的海陆分布将导致强大的冬夏季风系统(Mega-Monsoons)的形成,在大陆的热带亚热带迎风带,夏季大陆降水增加,径流加大,而冬季大陆降水则减少,内陆则形成大面积的干旱区域。降水和径流随着岁差出现周期变化,变幅可达 25%。模拟的超大陆陆面总降水-蒸发差值降低,其降低值几近现今之一半,说明超大陆总体上处于地史上的干旱时期。模拟结果^[92]还显示,超大陆的高海拔地形对其独特气候(如干旱)也有贡献。

地质证据总体上支持超大陆古气候模拟结果。比如,广泛分布于超大陆(尤其是内陆)的蒸发岩说

明当时普遍的干旱气候,而红层广布则说明季节性湿度的变化,与模拟的强冬夏季风图景相吻合^[93]。模拟与记录的最大不吻合处在于,模拟结果表明,由于冬季风强大,大陆内部冬季相当寒冷,而这一点在地质记录中没有获得证据的足够支持。这一模拟-记录不吻合的原因可能来自模式本身,也可能需要对地质证据加以重新解释。

2.4 “雪球”和其他冰期气候模拟

“雪球”时期代表地球气候的另一个极端。除了第四纪冰期,地球历史上还有几次大的冰期,如石炭—二叠纪冰期、晚奥陶世冰期、新元古代冰期和古元古代冰期。其中尤以新元古代冰期规模为大,由于冰川沉积物在古热带低海拔地区也被发现,有人甚至认为当时冰川已覆盖包括赤道在内的所有大陆和大部分海洋,地球已变成一个“雪球(Snowball Earth)”^[94]。

“雪球”有没有可能形成?在什么情况下形成?这是数值模拟关注的核心问题。Hyde 等^[95]运用耦合的气候/冰盖模式,模拟了“雪球”形成的过程。以减少的太阳常数(“雪球”时期太阳常数比现在低 6%左右)和与目前近似的 CO_2 浓度作为输入条件,就能使地球达到快速进入和“逃离”“雪球”的转折点。模拟也揭示,“雪球”环境可与赤道海洋开放水域共存,从而使多细胞生物有存活的条件。Jenkins 和 Smith^[96]运用 GCM 耦合 50-m 平板海洋模式,模拟了太阳常数减少 6%、 CO_2 浓度不断变化下的地球气候,结果显示,当 CO_2 体积分数低于一个阈值($1\ 700 \times 10^{-6}$)时,冰川环境就在从极地到赤道(包括海洋)的广大地区出现。Donnadieu 等人(2004)运用耦合的气候/地球化学模式模拟了“雪球”之前的古地理变化对大气 CO_2 浓度和气候变化的影响,模拟发现,古 Rodinia 大陆的分裂会导致径流增加、风化加强,从而大大降低大气 CO_2 浓度,使地球从“温室”向“冰室”转变,最终导致“雪球”环境的产生。

对于其他冰期,也有一些模拟工作^[97-99]。比如,晚奥陶纪冰期(约 440 Ma)出现在相对温暖、大气 CO_2 浓度较高的时期,揭示其成因就很富挑战性。模拟认为^[97],除了古地理(冈瓦那大陆接近南极)、 CO_2 浓度降低(降低到工业革命前水平的 8 倍)等因素外,海平面降低、减少低纬向极地的海洋热输送等条件也是形成冰期不可或缺的前提。

3 评述

过去 30 年来,古气候数值模拟研究在多大程度上推进了我们对于古气候变化机制的理解?概略地说,在轨道尺度气候变化方面,数值模拟证明了冰后期气候系统(尤其是热带季风系统)变化主要是对地球轨道参数变化的响应^[7, 10, 27],模拟结果还揭示了温室气体、植被、海洋、冰盖等对气候系统反馈作用的重要性^[12, 29-30]。对于快速气候变化和突变事件,数值模拟证明了大洋传送带对北大西洋淡水注入的敏感性^[9, 38, 41],揭示了气候系统阈值的重要性,构建了海洋-气候系统对于驱动因子响应的结构模式。对于构造尺度气候变化,数值模拟揭示了气候系统对于高原抬升^[11]、海道开合^[75]、大陆漂移导致的古地理变化^[19, 86, 90]、大气 CO₂ 浓度变化和太阳常数变化^[95-96]等的响应,通过一系列的敏感性试验,揭示了气候系统突变对驱动因子阈值的敏感性,以及反馈机制在构造尺度气候变化中的重要性。

数值模拟对于古气候研究具有不可替代的作用,但是,其局限也是很明显的。比如,模拟研究不能“发现”证据和现象,不能界定气候变化的幅度(上、下限)和速度,不能“发明”理论或假说,不能自我检验结果的合理性。因此,只有通过记录-模拟-机制研究的不断互动,才能有效推进我们对古气候变化过程和机制的理解,同时才能改进数值模式对过去气候变化的模拟能力和对未来气候变化的预测能力。

目前,古气候模拟研究中还存在诸多问题或困难,比如,对于冰期旋回的气候模拟,目前模式的空间分辨率还较粗,不同模式的耦合还存在问题,区域模拟还有待加强;同时,目前的模式对于海洋的模拟能力非常有限,有关云的模拟更是模式设计中的一个弱点。此外,现有的模式在陆面过程模拟方面还不能令人满意,有关热带气候的模拟与记录也有明显差异,径流如何纳入模式也少有成功的例子。总之,目前模式还无法模拟出在气候变化幅度、变化的时间序列、空间格局诸多方面与实际气候变化完全吻合的图景。

对于更新世之前的气候模拟,主要的问题是边界条件难以恢复,比如古地形、海底地形很难恢复,这对于模拟结果会有很大的影响。此外,初始边界条件的设定导致模拟结果漂移也很难甄别。现有一

些模拟结果与古气候记录不符,原因既可能是地质记录的解释问题,也有可能是模式设计本身的问题。有的研究结果显示,仅仅从气候变化的概念模型出发,再作数值模拟,往往难以得到与古气候记录完全吻合的图景。

很明显,古气候模拟研究的进步既有赖于模式的改进和计算机运算速度的进一步提高,以及对古气候变化机制的更深理解,也有赖于对边界条件的新认识和一些记录的新解释。今后一段时间,如何将不同数值模式耦合起来以模拟地球系统演化,如何精确重建一些发生过重大气候事件的特殊时段的边界条件,如何就一些重要驱动因子进行敏感性试验,如何改进对重点区域和重点过程的模拟,将是古气候数值模拟领域面临的重要课题。对于我国古气候模拟工作来说,如何通过同记录研究者合作,提高对东亚区域环境演化的模拟能力及对一些独特过程的模拟能力,是一个值得思考的问题。

References :

- [1] WILLIAMS J R G, BARRY R G, WASHINGTON W M. Simulation of the atmospheric circulation using the NCAR global circulation model with ice age boundary conditions[J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1974, 13: 305-317.
- [2] PHILLIPS N A. The general circulation of the atmosphere: A numerical experiment[J]. *Quart J Roy Meteor Soc*, 1956, 82: 123-164.
- [3] CLIMAP Project Members. The surface of the ice-age earth [J]. *Science*, 1976, 191: 1131-1137.
- [4] GATES W L. Modeling the ice age climate [J]. *Science*, 1976, 191: 1138-1144.
- [5] GATES W L. The numerical simulation of ice-age climate with a global general circulation model [J]. *J Atmos Sci*, 1976, 33: 1844-1873.
- [6] MANABE S, HAHN D G. Simulation of the tropical climate of an ice age[J]. *J Geophys Res*, 1977, 82: 3889-3911.
- [7] COHMAP Members. Climatic changes of the last 18 000 years: Observations and model simulations [J]. *Science*, 1988, 241: 1043-1052.
- [8] JOUSSAUME S, TAYLOR K E. Status of the paleoclimate modeling intercomparison project (PMIP) [R]. *Proceedings of the first international AMIP scientific conference (WCRP Report, 1995)*. 1995:425-430.
- [9] RAHMSTORF S. Rapid climate transitions in a coupled ocean-atmosphere model[J]. *Nature*, 1994, 372: 82-85.
- [10] KUTZBACH J E, STREET-PERROTT F A. Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 ~ 0 kyr BP[J]. *Nature*, 1985, 317: 130-134.
- [11] KUTZBACH J E, GUETTER P J, RUDDIMAN W F, et

- al. The sensitivity of climate to late Cenozoic uplift in south-east Asia and the American southwest: Numerical experiments[J]. *J Geophys Res*, 1989, 94: 18393-18407.
- [12] KUTZBACH J E, BONAN G, FOLEY J, et al. Vegetation and soil feedbacks on the response of the African monsoon to orbital forcing in the Early to Middle Holocene[J]. *Nature*, 1996, 384: 623-626.
- [13] RAMSTEIN G, FLUTEAU F, BESSE J, et al. Effect of orogeny, plate motion and land-sea distribution on Eurasian climate change over the past 30 million years[J]. *Nature*, 1997, 386: 788-795.
- [14] CANE M A, MOLNAR P. Closing of the Indonesian seaway as a precursor to east African aridification around 3-4 million years ago[J]. *Nature*, 2001, 411: 157-162.
- [15] OTTO-BLIESNER B L, UPCHURCH G R, Jr. Vegetation-induced warming of high-latitude regions during the Late Cretaceous period[J]. *Nature*, 1997, 385: 804-807.
- [16] BUSH A B G, PHILANDER S G H. The late Cretaceous: Simulation with a coupled atmosphere-ocean general circulation model[J]. *Paleoceanography*, 1997, 12: 495-516.
- [17] BARRON E J, FAWCETT P J, POLLARD D, et al. Model simulations of Cretaceous climates: the role of geography and carbon dioxide[J]. *Philos Trans R Soc London B*, 1993, 341: 307-316.
- [18] BARRON E J, FAWCETT P J, PETERSON W H, et al. A "simulation" of mid-Cretaceous climate[J]. *Paleoceanography*, 1995, 10: 953-962.
- [19] KUTZBACH J E, GALLIMORE R G. Pangean climates: Megamonsoons of the megacontinent [J]. *J Geophys Res*, 1989, 94 (D3): 3341-3357.
- [20] KUTZBACH J E, GUETTER P J. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18 000 years[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1986, 43: 1726-1759.
- [21] MITCHELL J F B, GRAHAME N S, NEEDHAM K H. Climate simulation for 9 000 years before present: Seasonal variations and the effects of Laurentide ice sheet[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1988, 93: 8283-8303.
- [22] RAHMSTORF S. Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle [J]. *Nature*, 1995, 378: 145-149.
- [23] WEAVER A J, EBY M, FANNING A F, et al. Simulated influence of carbon dioxide, orbital forcing, and ice sheets on the climate of the last glacial maximum[J]. *Nature*, 1998, 394: 847-853.
- [24] KNUTTI R, FLUCKIGER J, STOCKER T F, et al. Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation [J]. *Nature*, 2004, 430: 851-856.
- [25] KUTZBACH J E, PRELL W L, RUDDIMAN W F. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan plateau[J]. *The Journal of Geology*, 1993, 101: 177-190.
- [26] MANABE S, STOUFFER R. Study of abrupt climate change by a coupled ocean-atmosphere model[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19: 285-299.
- [27] WRIGHT H E, Jr, KUTZBACH J E, WEBB III T, et al. Global climates since the Last Glacial Maximum[M]. Minneapolis: University of Minnesota Press, 1993: 1-569.
- [28] JOUSSAUME S. Modeling extreme climates of the past 20 000 years with general circulation models [M]// HOLLAND W R, JOUSSAUME S, DAVID F. Modeling the Earth's climate and its variability. Amsterdam: Elsevier, 1999: 527-565.
- [29] KUTZBACH J E, LIU Z. Response of the African monsoon to orbital forcing and ocean feedbacks in the middle Holocene [J]. *Science*, 1997, 278: 440-443.
- [30] FOLEY J, KUTZBACH J E, COE M T, et al. Feedbacks between climate and boreal forests during the Holocene epoch [J]. *Nature*, 1994, 371: 52-54.
- [31] GANOPOLSKI A, RAHMSTORF S, PETOUKHOV V, et al. Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity[J]. *Nature*, 1998, 391: 351-356.
- [32] GALLIMORE R G, KUTZBACH J E. Effects of soil moisture on the sensitivity of a climate model to earth orbital forcing at 9 000 yr BP[J]. *Climatic Change*, 1989, 14: 175-205.
- [33] WANG H J. Role of vegetation and soil in the Holocene megathermal climate over China[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1999, 104 (D8): 9361-9367.
- [34] COE M, BONAN G. Feedbacks between climate and surface water in Northern Africa during the middle Holocene [J]. *J Geophys Res*, 1997, 102: 11087-11101.
- [35] PELTIER W R. Ice age paleotopography[J]. *Science*, 1994, 265: 195-201.
- [36] MIX A C, BARD E, SCHNEIDER R. Environmental processes of the ice age: Land, oceans, glaciers (EPILOG) [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2001, 20: 627-657.
- [37] POLLARD D, PMIP Participating Groups. Comparisons of ice-sheet surface mass budgets from Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP) simulations[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 24: 79-106.
- [38] MAIER-REIMER E, MIKOLAJEWICZ U. Experiments with an OGCM on the cause of the Younger Dryas[M]// AYALA-CASTANARES A, WOOSTER W, YANEZ-ARANCIBIA A. *Oceanography*. Mexico: UNAM Press, 1989: 87-99.
- [39] STOCKER T F, WRIGHT D G. Rapid transitions of the ocean's deep circulation induced by changes in surface water fluxes[J]. *Nature*, 1991, 351: 729-732.
- [40] MANABE S, STOUFFER R J. Simulation of abrupt climate change induced by freshwater input to the North Atlantic Ocean[J]. *Nature*, 1995, 378: 165-167.
- [41] FANNING A F, WEAVER A J. Temporal-geographical meltwater influence on the North Atlantic conveyor: Implication for the Younger Dryas[J]. *Paleoceanography*, 1997, 12: 307-320.
- [42] WRIGHT D G, STOCKER T F. A zonally averaged ocean model for the thermohaline circulation. Part 1: Model devel-

- opment and flow dynamics[J]. *J Phys Oceanogr*, 1991, 21: 1713-1724.
- [43] GANOPOLSKI A, RAHMSTORF S. Rapid changes of glacial climate simulated in a coupled climate model[J]. *Nature*, 2001, 409: 153-158.
- [44] RENSSEN H, ISARIN R F B, JACOB D, et al. Simulation of the Younger Dryas climate in Europe using a regional climate model nested in an AGCM: Preliminary results [J]. *Global and Planetary Change*, 2001, 30: 41-57.
- [45] KNUTTI R, FLUCKIGER J, STOCKER T F, et al. Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation[J]. *Nature*, 2004, 430: 851-856.
- [46] JOUSSAUME S. Paleoclimatic tracers: An investigation using an atmospheric general circulation model under ice age conditions 1. Desert dust [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98 (D2): 2767-2805.
- [47] JOUSSAUME S, JOUZEL J. Paleoclimatic tracers: An investigation using an atmospheric general circulation model under ice age conditions 2. Water isotopes[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98 (D2): 2807-2830.
- [48] JOUZEL J, HOFFMANN G, KOSTER R D, et al. Water isotopes in precipitation: Data/ model comparison for present-day and past climates [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19: 363-379.
- [49] SIEGERT M J, DOWDESWELL J A, HALD M, et al. Modelling the Eurasian Ice Sheet through a full (Weichselian) glacial cycle [J]. *Global and Planetary Change*, 2001, 31: 367-385.
- [50] MARSHALL S J, JAMES T S, CLARKE G K C. North American Ice Sheet reconstructions at the Last Glacial Maximum[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21: 175-192.
- [51] TARASOV L, PELTIER W R. A geophysically constrained large ensemble analysis of the deglacial history of the North American ice-sheet complex [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23: 359-388.
- [52] LAMBECK K, YOKOYAMA Y, JOHNSTON P, et al. Global ice volumes at the Last Glacial Maximum and early late glacial[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 181: 513-527.
- [53] PELTIER W R. On eustatic sea level history: Last Glacial Maximum to Holocene [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21: 377-396.
- [54] RUTER A, ARTZJ, VAVRUS S, et al. Climate and environment of the subtropical and tropical Americas (NH) in the mid-Holocene: Comparison of observations with climate model simulations[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23: 663-679.
- [55] BARRON E, POLLARD D. High-resolution climate simulations of oxygen isotope stage 3 in Europe[J]. *Quaternary Research*, 2002, 58: 296-309.
- [56] YIN A, HARRISON M. *The tectonic evolution of Asia*[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1996: 1-666.
- [57] MANABE S, TERPSTRA T B. The effects of mountains on the general circulation of the atmosphere as identified by numerical experiments [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1974, 31: 3-42.
- [58] BARRON E J, WASHINGTON W M. The role of geographic variables in explaining paleoclimates: Results from Cretaceous climate model sensitivity studies Cambridge[J]. *J Geophys Res*, 1984, 89: 1267-1279.
- [59] BARRON E J. Explanations of the Tertiary global cooling trend[J]. *Paleogeog Paleoclimt Paleocol*, 1985, 50: 45-61.
- [60] RUDDIMAN W F, KUTZBACH J E. Forcing of Late Cenozoic North Hemisphere climate by plateau uplift in southern Asia and the American west[J]. *J Geophys Res*, 1989, 94: 18409-18427.
- [61] PRELL W L, KUTZBACH J E. Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution[J]. *Nature*, 1992, 360: 647-652.
- [62] MANABE S, BROCCOLI A J. Mountains and arid climates of middle latitudes[J]. *Science*, 1990, 247: 192-195.
- [63] PRELL W L, KUTZBACH J E. The impact of Tibet-Himalayan elevation on the sensitivity of the monsoon climate system to changes in solar radiation [M]// RUDDIMAN W F. *Tectonic uplift and climate change*. New York: Plenum Press, 1997: 171-201
- [64] KUTZBACH J E, RUDDIMAN W F, PRELL W L. Possible effects of Cenozoic uplift and CO₂ lowering on global and regional hydrology [M]// RUDDIMAN W F. *Tectonic uplift and climate change*. New York: Plenum Press, 1997: 149-170.
- [65] RUDDIMAN W F. *Tectonic uplift and climate change* [M]. New York: Plenum Press, 1997: 1-535.
- [66] KENNETT J P. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the Circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography[J]. *J Geophys Res*, 1977, 82: 3843-3859.
- [67] TOGGWEILER J R, BJORNSSON H. Drake Passage and palaeoclimate[J]. *Journal of Quaternary Science*, 2000, 15: 319-328.
- [68] KEIGWIN L. Isotopic paleoceanography of the Caribbean and East Pacific: Role of Panama uplift in late Neogene time [J]. *Science*, 1982, 217: 350-353.
- [69] DROXLER A W, BURKE K C, CUNNINGHAM A D, et al. Caribbean constraints on circulation between Atlantic and Pacific Oceans over the past 40 million years [M]// CROWLEY T J, BURKE K C. *Tectonic boundary conditions for climate reconstructions*. Oxford: Oxford University Press, 1998: 169-191.
- [70] COX M D. An idealized model of the world ocean. Part I: The global-scale water masses [J]. *J Phys Oceanogr*, 1989, 19: 1730-1752.
- [71] ENGLAND M H. On the formation of Antarctic intermediate and bottom water in ocean general circulation models [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1992, 22: 918-926.
- [72] TOGGWEILER J R, SAMUELS B. Effect of Drake Passage on the global thermohaline circulation [J]. *Deep-sea Research I*, 1995, 42: 477-500.

- [73] BJORNSSON H, TOGGWEILER J R. The climatic influence of Drake Passage[M]// SEIDOV D, HAUPT B J, MASLIN M. The oceans and rapid climate change: Past, present and future. Washington, DC: American Geophysical Union, 2001:243-259.
- [74] DECONTO R M, POLLARD D. A coupled climate-ice sheet modeling approach to the Early Cenozoic history of the Antarctic ice sheet [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2003, 198: 39-52.
- [75] MAIER-REIMER E, MIKOLAJEWICZ U. Ocean general circulation model sensitivity experiment with an open central American isthmus[J]. *Paleoceanography*, 1990, 5: 349-366.
- [76] NISANCIOGLU K H, RAYMO M E, STONE P H. Reorganization of Miocene deep water circulation in response to the shoaling of the Central American Seaway[J]. *Paleoceanography*, 2003, 18 (1):1006.
- [77] HAUG G H, TIEDEMANN R. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation[J]. *Nature*, 1998, 393: 673-676.
- [78] MILLER K G, FAIRBANK R G. Oligocene to Miocene carbon isotope cycles and abyssal circulation changes [M]// SUNQUIST E T, BROECKER W S. The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations archean to present, Washington, DC: American Geophysical Union, 1985: 469-486.
- [79] WRIGHT J D, MILLER K G, FAIRBANKS R G. Miocene stable isotopes: Implications for deep water circulation and climate[J]. *Paleoceanography*, 1992, 7: 357-389.
- [80] BICE K L, MAROTZKE J. Could changing ocean circulation have destabilized methane hydrate at the Paleocene/Eocene boundary[J]. *Paleoceanography*, 2002, 17 (2):8-1—8-13. doi: 10.1029/2001PA000678.
- [81] SCHMIDT G A, SHINDELL D T. Atmospheric composition, radiative forcing, and climate change as a consequence of a massive methane release from gas hydrates[J]. *Paleoceanography*, 2003, 18 (1): 4-1—4-9. doi: 10.1029/2002PA000757.
- [82] SHELLITO C J, SLOAN L C, HUBER M. Climate model sensitivity to atmospheric CO₂ levels in the Early-Middle Paleogene [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2003, 193: 113-123.
- [83] SEWALL J O, SLOAN L C. Less ice, less tilt, less chill: The influence of a seasonally ice-free Arctic Ocean and reduced obliquity on early Paleogene climate [J]. *Geology*, 2004, 32: 477-480.
- [84] BARRON E J. A warm and equable Cretaceous: The nature of the problem[J]. *Earth Science Reviews*, 1983, 19: 305-338.
- [85] BARRON E J. Eocene equator-to-pole surface ocean temperatures: A significant climate problem[J]? *Paleoceanography*, 1987, 2: 729-739.
- [86] BARRON E J, THOMPSON S L, HAY W W. The potential of continental distribution as a climatic forcing factor[J]. *Nature*, 1984, 310: 574-575.
- [87] POULSEN C J, BARRON E, JOHNSON C C, et al. Links between major climatic factors and regional oceanic circulation in the mid-Cretaceous[M]// BARRERA E, JOHNSON C C. Evolution of the Cretaceous ocean-climate system. Boulder: Geological Society of America Special Paper 332, 1999:73-89.
- [88] BICE K L, NORRIS R D. Possible atmospheric CO₂ extremes of the Mid-Cretaceous (late Albian-Turonian) [J]. *Paleoceanography*, 2002, 17: 22-1—22-17. doi: 10.1029/2002PA000778.
- [89] HAYWOOD A M, VALDES P J, MARKWICK P J. Cretaceous (Wealden) climates: A modeling perspective[J]. *Cretaceous Research*, 2004, 25: 303-311.
- [90] CROWLEY T J, HYDE W T, SHORT D A. Seasonal cycle variations on the supercontinent of Pangea [J]. *Geology*, 1989, 17: 457-460.
- [91] KUTZBACH J E. Idealized Pangean climates: Sensitivity to orbital change[M]// KLEIN G D. Pangea: Paleoclimate, tectonics, and sedimentation during accretion, zenith, and breakup of a supercontinent. Boulder: Geological Society of America Special Paper 288, 1994:41-55.
- [92] HAY W W, WOLD C N. The role of mountains and plateaus in a Triassic climate model[M]// CROWLEY T J, BURKE K C. Tectonic boundary conditions for climate reconstructions. Oxford: Oxford University Press, 1998:116-143.
- [93] RUDDIMAN W F. Earth's climate: Past and future [M]. New York: W. H. Freeman and Company, 2001:1-465.
- [94] HOFFMAN P F, KAUFMAN A J, HAVERSON G P, et al. A Neoproterozoic Snowball Earth [J]. *Science*, 1998, 281: 1342-1346.
- [95] HYDE W T, CROWLEY T J, BAUM S K, et al. Neoproterozoic snowball Earth' simulations with a coupled climate/ice-sheet model[J]. *Nature*, 2000, 405: 425-429.
- [96] JENKINS G S, SMITH S R. GCM simulations of Snowball Earth conditions during the late Proterozoic[J]. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26: 2263-2266.
- [97] HERRMANN A D, PATZKOWSKY M E, POLLARD D. The impact of paleogeography, pCO₂, poleward ocean heat transport and sea level change on global cooling during the Late Ordovician [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2004, 206: 59-74.
- [98] CROWLEY T J, BAWN S K. Effect of decreased solar luminosity on Late Precambrian ice extent [J]. *J Geophys Res*, 1993, 98: 16723-16732.
- [99] CROWLEY T J, MENGEL J G, SHORT D A. Gondwanaland's seasonal cycle[J]. *Nature*, 1987, 329: 803-807.