科学通报 2014 年 第 59 卷 第 1 期：80 ~ 89
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

上新世中期格陵兰冰盖模拟

燕青[①②*], 张仲石[①③], 王会军[①④], 张冉[④]

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 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;
③ Bjerknes Centre for Climate Research, Uni Research, Bergen, N-5007, Norway;
④ 中国科学院气候变化研究中心, 北京 100029
* 联系人, E-mail: yanqing@mail.iap.ac.cn

2013-04-08 收稿, 2013-05-31 接受, 2013-09-18 网络版发表
国家重点基础研究发展计划(2010CB950102, 2009CB421406)和中国科学院战略性先导科技专项(XDA05080803)资助

摘要 格陵兰冰盖是造成 21 世纪海平面预估不确定性的一个主要来源, 而研究格陵兰冰盖对过去暖期气候的响应, 可以为研究未来格陵兰冰盖提供参考. 本文采用全球气候模式 CAM 3.1(Community Atmosphere Model version 3.1), CAM 4 和 NorESM(Norwegian Earth System Model)以及冰盖模式 SICOPOLIS(SImulation COde for POLythermal Ice Sheets), 对上新世中期暖期(距今~3 Ma)格陵兰气候和冰盖展开模拟研究. 模拟结果表明上新世中期格陵兰夏季平均气温比工业革命前高 9.4~13.4℃, 年平均降水增加了 65.2~108.3 mm a^{-1}. 在上新世中期暖湿的气候背景下, 仅有少量冰存在于格陵兰东部沿岸高海拔地区; 与参照试验相比, 上新世中期格陵兰冰盖减少造成全球海平面比现代高大约 7.8~8.1 m. 同时, 古气候代用资料也表明上新世中期格陵兰可能无大规模冰盖存在.

关键词
格陵兰冰盖
上新世中期
古气候模拟
冰盖模拟
古气候代用资料

格陵兰冰盖是现代北半球唯一的陆地冰盖, 如果其全部融化, 全球海平面将上升大约 7.3 m[1]. 由于全世界大多数人口和基础设施都位于沿海及低洼地区, 因此格陵兰冰盖融化所引起的海平面上升将对人民生活和社会经济发展带来巨大的威胁[2]. 同时, 格陵兰冰盖的融化将导致大量淡水注入到北大西洋, 减弱海洋温盐环流, 从而引起全球气候的变化. 因此, 预估未来格陵兰冰盖物质平衡以及相应的海平面变化具有重要的实际意义. 但是, 未来冰盖预估的一个局限性是我们无法验证其准确性和可靠性. 然而, 古冰盖模拟可以用来检验冰盖模式的模拟能力和有效性. 如果冰盖模式可以合理地模拟过去冰盖的变化, 那么基于冰盖模式的未来预估才可能是可靠的.

上新世中期(3.264~3.025 Ma)是地球历史上距今最近的一个持续性暖期[3]. 重建资料[4~6]显示在上新世中期北半球中高纬海洋显著增温, 北极地区夏季海冰完全融化, 极地冰盖大量减少致使全球海平面比现在高大约 25 m, 以及北半球常绿针叶林向北显著扩展等. 最新的模拟结果[7]表明上新世中期全球年平均温度比工业革命前高大约 1.9~3.6℃, 且高纬度地区增温最为显著. 同时, 上新世中期 Hadley 环流减弱[8], 东亚夏季风加强[9], 南大洋的深海混合加快[10]. 这些气候特征与 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较为类似[11]. 尽管上新世中期气候并不能与未来暖期气候进行直接的类比(例如, 增温的空间分布不同[12]), 但是对上新世中期的研究可以指示出较暖的气候态下冰盖对外界强迫的敏感性以及冰盖的稳定性, 这对于研究未来暖期冰盖的变化具有重要的参考意义.

由于上新世中期格陵兰冰盖的直接重建证据极少, 因此, 冰盖模式被广泛地用于研究该时期格陵兰冰盖的演变. 利用 GLIMMER 和 BASISM 冰盖模式

引用格式: 燕青, 张仲石, 王会军, 等. 上新世中期格陵兰冰盖模拟. 科学通报, 2014, 59: 80–89
英文版见: Yan Q, Zhang Z S, Wang H J, et al. Simulation of Greenland ice sheet during the mid-Pliocene warm period. Chin Sci Bull, 2014, 59, doi: 10.1007/s11434-013-0001-Z

并结合 HadCM3 海气耦合模式, Lunt 等人[13,14]和 Dolan 等人[15]模拟了上新世中期格陵兰冰盖的变化, 并探讨了轨道参数对冰盖模拟的可能影响. 利用 BASISM 冰盖模式和 HadAM 3 大气模式, Hill 等人[16]分析了模拟的格陵兰冰盖对上新世中期海温的敏感性. 需要注意的是, 在上述气候模拟中, 上新世中期边界场均来自于 PRISM 2(Pliocene Research Interpretation and Synoptic Mapping)重建数据集[17], 而最新的 PRISM 3D 重建数据集于 2007 年发布. 相比 PRISM2, PRISM3D 在海表温度、地表高度以及植被覆盖方面做了显著的改进[3]. 例如, 在次极地北大西洋(70°~90°N), PRISM 3D 重建的海表温度相比 PRISM 2 数据显著升高[4,17], 而这可能会影响上新世中期格陵兰气候和冰盖的模拟.

因此, 本文采用最新的上新世中期边界条件 PRISM 3D, 分别利用大气模式 CAM 3.1(Community Atmosphere Model version 3.1)、大气模式 CAM4 和海气耦合模式 NorESM(Norwegian Earth System Model)对上新世中期气候进行模拟研究, 着重探讨格陵兰的气候变化. 然后, 利用一个三维冰盖模式, 研究上新世中期格陵兰冰盖的变化, 并进一步探讨冰盖模拟对模式初始态和模式物理参数的敏感性. 最后, 将模拟的上新世中期格陵兰冰盖与重建资料以及模拟的未来暖期的格陵兰冰盖进行对比.

1 模式简介

1.1 全球气候模式

CAM 3.1 是美国国家大气研究中心和其他气候模拟小组联合开发的大气模式[18], 其耦合了陆面模式 CLM 3(Community Land Model version 3). CAM 3.1 可以较好地模拟现代气候[19,20], 并被广泛地应用于古气候模拟[21,22]. 在本研究中, CAM 3.1 采用欧拉(Eulerian)动力框架, 其水平分辨率约为 2.8°×2.8°, 在垂直方向上分为 26 层.

CAM 4 是美国国家大气研究中心等研究开发的新一代大气模式[23]. 相比于 CAM 3.1, CAM 4 在深对流模拟、北极云量模拟、辐射接口以及计算可扩展性等方面做了显著的改进[23]. 这里, CAM 4 采用欧拉动力框架, 其水平分辨率为 T31, 相当于 3.75°×3.75°, 在垂直方向上分为 26 层.

NorESM 是挪威气候中心发展的新一代地球系统模式[24], 其基本框架基于美国国家大气研究中心发展的 Community Earth System Model(CESM). 类似于 CESM, NorESM 的大气部分为 CAM 4, 陆面部分为 CLM 4, 海冰部分为 CICE 4(Community Ice CodE). NorESM 与 CESM 最大的区别在于: NorESM 的海洋部分为 Miami Isopycnic Coordinate Ocean Model (MICOM). 在本文中, 我们使用的是 NorESM 的低分辨率版本 NorESM-L, 大气水平分辨率约为 3.75°×3.75°, 在垂直方向上分为 26 层; 海洋水平分辨率约为 3°×3°, 垂直分为 32 层.

1.2 冰盖模式

SICOPOLIS(Simulation Code for Polythermal Ice Sheets)是由 Greve[25,26]发展的一个三维热动力耦合冰盖模式, 其通过了多个国际冰盖模式比较计划的基准测试, 并被广泛地应用于模拟极地冰盖的时空演变[27~31]. 在 SICOPOLIS 模式中, 冰盖被认为是不可压缩、黏性的、导热的非牛顿流体, 其运动遵循基于“浅冰近似”的 Stokes 方程. 在本文中, SICOPOLIS 模式的水平分辨率为 20 km×20 km, 其模拟区域包括整个格陵兰及其周边海洋. 在垂直方向上, 冷冰层、暖冰层和岩石层分别为 81, 11 和 11 层. 格陵兰冰盖的几何特征数据由 Sea-level Response to Ice Sheet Evolution 研究计划提供[32]. SICOPOLIS 模式采用度日因子(positive degree-day)模型[33]来估计冰盖消融; 采用弹性岩石层-松弛岩流层近似[34]来描述地壳均衡调整过程; 采用 Weertman-type 滑动定律来刻画冰盖底部滑动[35].

SICOPOLIS 模式中, 冰盖厚度 H 的诊断方程为[25,26]

$$\frac{\partial H}{\partial t} = -\nabla\cdot(\bar{u}H) + S - B, \tag{1}$$

其中 $\bar{u}$ 为垂直平均的冰流速, S 为表面物质平衡, B 为冰盖底部融化率.

为了估算表面物质平衡 S (即, 冰盖表面累积量和消融量的差值), 首先, 根据经验公式[36], 将降水 P_{ma} 转化为降雪 S_{mm}:

$$S_{\mathrm{mm}} = P_{\mathrm{ma}} \times \begin{cases} 0, & T_{\mathrm{mm}} \geqslant 7℃; \\ \dfrac{7℃ - T_{\mathrm{mm}}}{17℃}, & -10℃ < T_{\mathrm{mm}} < 7℃; \\ 1, & T_{\mathrm{mm}} \leqslant -10℃; \end{cases} \tag{2}$$

其中, T_{mm} 为月平均气温. 降水量和降雪量的差值为

降雨量. 同时, 假定降雨立即转化为径流, 不会再次凝结成冰.

然后, 采用度日因子模型来估计冰盖的表面融化. 度日因子模型的基本假设是冰盖的表面融化 M 与一年中高于冰点的累积气温成比例[37]:

$$M = \alpha \int_{\text{year}} \max\left(T(t), 0\right) \mathrm{d}t, \tag{3}$$

其中 T 为表面气温, α 为度日因子. 由于雪和冰的反照率不同, 采用不同的度日因子用来描述雪(3 mm water d^{-1} $\mathrm{℃}^{-1}$)和冰(8 mm water d^{-1} $\mathrm{℃}^{-1}$)的融化速率.

在冰盖模式中, 当冰盖底部温度达到压融点温度后, 底部滑动就可能发生. 根据 Weertman-type 滑动定律, 冰盖底部滑动速度 u_{b} 可以表述为[35]

$$u_{\mathrm{b}} = -C_{\mathrm{b}} \mathrm{e}^{T_{\mathrm{b}}'/\gamma} \frac{\tau_{\mathrm{b}}^{\mathrm{p}}}{N_{\mathrm{b}}^{\mathrm{q}}}, \tag{4}$$

其中 p 和 q 为滑动指数, C_{b} 为滑动系数, γ 为次网格融化滑动系数, τ_{b} 为切变应力, N_{b} 为正交应力, T_{b}' 为相对于压融点的冰盖底部温度.

需要注意的是, SICOPOLIS 冰盖模式基于“浅冰近似”, 其适合于模拟大尺度的陆地冰盖, 即冰盖的水平尺度远大于垂直尺度[25]. 然而, 在垂直梯度较大的冰盖边缘地区和山地地区, 采用“浅冰近似”将导致模拟的冰盖表面速度和表面高度有较大的误差[38]. 而这些模拟误差将会影响模拟的冰盖融化速率和冰盖崩裂(ice calving)速率, 从而影响整个冰盖的模拟.

2 试验设计

2.1 上新世中期气候模拟

在 PRISM 3D 重建数据集中, 在上新世中期, 由于极地冰盖显著减小, 格陵兰、西南极和东南极部分边缘地区地表高度相对于现代显著降低, 降低幅度可达 1500 m 以上; 同时, 落基山山脉和安第斯高原地表高度有所下降, 但亚洲区域的地形变化较为复杂, 其变化幅度约为±1000 m[39]. 与现代相比, 上新世中期次极地北大西洋海温显著升高(~10℃); 赤道东太平洋(尤其是秘鲁沿岸)海温升高 2~5℃, 而赤道中西太平洋海温变化很小[4]. 就植被分布而言, 上新世中期, 在北半球高纬度地区, 北方森林向北显著扩展; 在俄罗斯和北美, 热带草原和温带森林取代北方森林向北扩展; 格陵兰冰盖和南极冰盖大量减少, 苔原在极地大量出现[6].

根据上新世中期模式比较计划[40,41], 我们设计了一个参照试验(工业革命前)和一个上新世中期模拟试验. 在参照试验中, CO_2 浓度为 280 ppmv(1 ppmv= 1 μL L^{-1}, 下同), 地形高度、植被、气溶胶和臭氧等其他边界条件采用现代条件. 与参照试验相比, 在上新世中期试验中, 大气 CO_2 浓度升高到 405 ppmv, 地形高度、海温场(仅对于大气模式)和植被数据采用上述 PRISM 3D 重建的边界条件. 在上述 2 个试验中, 大气模式 CAM 3.1 和 CAM 4 均运行 50 年使模式达到准平衡态, 本文取后 30 年的结果进行分析; 海气耦合模式 NorESM-L 运行 1500 年使模式达到准平衡态, 我们取后 50 年的结果进行分析.

详细的试验设计和边界条件设置, 请参见文献[8,42,43].

2.2 上新世中期冰盖模拟

对于冰盖模式而言, 其主要气候强迫场为气温和降水. 在参照试验中($\mathrm{EXP_{mod}}$), 我们采用现代格陵兰气温[44]和降水[45]作为冰盖模式外强迫场, 模式初始场为现代格陵兰冰盖.

在上新世中期试验中($\mathrm{EXP_{mp}}$), 我们通过以下 2 个步骤来构建上新世中期的温度和降水: (ⅰ) 由于全球模式的分辨率(300~400 km)相比冰盖模式(20 km)很粗, 不能够很好地分辨格陵兰陡峭地形处的温度变化, 因此, 我们首先对全球模式模拟的气温 T_0 进行地形订正[46]:

$$T_{\mathrm{c}} = T_0 + \gamma\left(H_{\mathrm{GCM}} - H_{\mathrm{ice}}\right), \tag{5}$$

其中 T_{c} 为订正后的气温, H_{GGM} 和 H_{ice} 分别为全球模式和冰盖模式所采用的地形高度, γ 为大气温度垂直递减率[44]; (ⅱ) 为了减小全球模式的系统性误差, 我们计算了订正后的上新世中期相对于工业革命前的气候异常, 并将该异常加在试验 $\mathrm{EXP_{mod}}$ 的现代气候场上, 从而构建上新世中期的温度和降水. 试验 $\mathrm{EXP_{mp}}$ 的初始场为格陵兰无冰盖. 需要注意的是, 试验 $\mathrm{EXP_{mp}}$ 包含 3 个子试验, 其分别采用 CAM 3.1, CAM 4 和 NorESM-L 模拟的上新世中期气温和降水作为强迫场.

另一方面, 我们设计了 5 组敏感性实验, 来分别探讨模式初始态、大气温度垂直递减率(影响气候强迫; 式(5))、度日因子(影响冰盖表面物质平衡; 式(3))、冰速增强系数(影响冰流速)和冰盖底部滑动系

数(影响冰盖底部滑动速度; 式(4))对上新世中期冰盖模拟的可能影响. 在这些敏感性试验中, 我们每次只改变其中1个参数, 其余参数均与试验EXP_{mp}保持一致. 详细的试验设计请参见表1.

在上述23个试验中(表1), 我们保持气候强迫不变, 冰盖模式持续积分60000年(时间步长为1年)达到准平衡态, 来模拟相应气候强迫和参数配置下的格陵兰冰盖.

3 结果分析

3.1 上新世中期格陵兰气候

全球模式如果不能较好地模拟现代气候, 那么其模拟的古气候变化可能是不可靠的. 因此, 我们首先评估了全球模式对格陵兰现代气候的模拟能力. 我们选用ERA-interim再分析数据(1979~2010年)作为格陵兰现代气候的参考数据, 因为ERA-interim中的格陵兰降水要优于ERA-40和NCEP/NCAR再分析数据[47]. 从图1可以看出, CAM3.1, CAM4和NorESM-L均可以较好地模拟格陵兰夏季(6~8月)温度, 年平均温度和年平均降水, 模拟结果与ERA-interim再分析数据具有很高的空间相关系数(0.72~0.91)和较小的均方根误差. 但是, 3个模式模拟的夏季气温和年平均降水的空间变率的幅度偏小.

与工业革命前相比, CAM3.1的模拟结果显示上新世中期格陵兰夏季温度(对冰盖融化最为重要)显著升高, 其增温幅度约为4~16℃, 最显著的增温位于格陵兰中西部(图2(a)). 就区域平均而言, 上新世中期格陵兰夏季温度比工业革命前高大约9.4℃, 远大于全球平均气温的增幅(2.0℃). 上新世中期年平均降水在格陵兰北部显著增加, 局部区域增幅超过400 mm a^{-1}, 但在格陵兰东南部边缘地区却显著减少(200~400 mm a^{-1})(图2(d)). 这可能与上新世中期试验中格陵兰东南部地表高度显著降低有关. 地表高度降低一方面使得地形抬升作用[48]减弱不利于降水, 另一方面造成大部分水汽直接越过格陵兰而不再形成降水. 就区域平均而言, 上新世中期格陵兰年平均降水大约增加了108.3 mm a^{-1}.

CAM 4和NorESM-L模拟的上新世中期温度和降水的空间变化与CAM3.1非常类似, 均表现为格陵兰夏季温度的明显升高以及年平均降水的北部增加和南部减少, 但模拟的气温和降水的变化幅度不同(图2). 与工业革命前相比, CAM 4和NorESM-L模拟的上新世中期格陵兰夏季平均温度分别升高了13.0和13.4℃, 年平均降水分别增加了79.8和65.2 mm a^{-1}.

3.2 上新世中期格陵兰冰盖

图3显示了模拟的格陵兰冰盖总体积的时间演变. 从中可以看出, 在各试验中, 模拟的格陵兰冰盖均达到了准平衡态. 在试验EXP_{mod}中, 模拟的现代格陵兰冰盖的总体积约为3.36×10^6 km^3, 如果其全部融化, 全球海平面将升高大约8.2 m. 与观测(2.93×10^6 km^3)[1]相比, SICOPOLIS模拟的现代冰盖体积稍偏大. 在上新世中期(EXP_{mp}), 格陵兰冰盖急剧减少, 冰盖总体积约为0.05×10^6~0.16×10^6 km^3. 与试验EXP_{mod}相比, 上新世中期格陵兰冰盖减少导致全球海平面比现代高大约7.8~8.1 m. 从空间分布上来看, 在上新世中期, 冰仅存在于格陵兰东南部和中东部沿

表1 格陵兰冰盖模拟试验设计参数

试验	气候强迫	初始场	垂直递减率 (℃ km^{-1})	度日因子 (mm water d^{-1} $℃^{-1}$)	冰速增强系数	冰盖底部滑动系数 (m a^{-1} Pa^{-1})	试验数
EXP_{mod}	现代	现代冰盖	/	3(雪)和8(冰)	1	11.2	1
EXP_{mp}	上新世中期 a)	无冰盖	月平均 b)	3(雪)和8(冰)	1	11.2	3
EXP_{mp_init}	*	现代冰盖	*	*	*	*	3
EXP_{mp_lapse}	*	*	4.3; 6.8; 8.0; 9.3 c)	*	*	*	4
EXP_{mp_pdd}	*	*	*	−50%; −10%; +10%; +50% d)	*	*	4
EXP_{mp_flow}	*	*	*	*	2; 3; 4; 5	*	4
EXP_{mp_basal}	*	*	*	*	*	−50%; −10%; +10%; +50% d)	4

a) 上新世中期的气候强迫分别来自于CAM 3.1, CAM 4和NorESM-L的模拟结果. 但在试验EXP_{mp_lapse}, EXP_{mp_pdd}, EXP_{mp_flow}和EXP_{mp_basal}中, 上新世中期的气候强迫仅来自于NorESM-L. b) 1~12月取值依次为7.9, 8.9, 7.9, 7.3, 5.9, 4.7, 4.6, 5.7, 6.9, 7.3, 6.5和7.6℃ km^{-1}[44]. c) 为年平均值, 即假设12个月取值相同. 观测数据表明格陵兰年平均大气垂直递减率约为6.8±2.5℃ km^{-1}[44]. d) 相对于试验EXP_{mp}中参数取值的增加(减小)率. * 表示该参数取值与试验EXP_{mp}一致

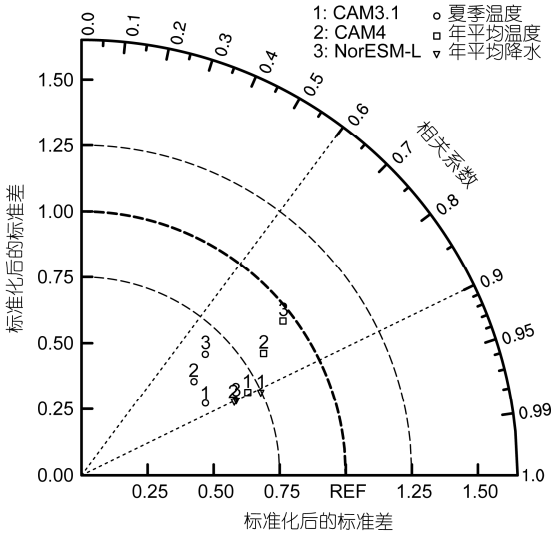

图 1 格陵兰气温和降水空间序列的泰勒图

图中模式到原点的距离代表标准差; 模式和原点的连线与圆弧相交的位置代表空间相关系数; 模式到参考点(REF)的距离代表均方根误差

岸高海拔地区(图 4(b)~(d)). 相比 CAM 4 和 NorESM-L, 在 CAM 3.1 模拟的上新世中期气候强迫下, SICOPOLIS 模拟的格陵兰中东部冰较多, 这与该区域 CAM 3.1 模拟的降水相对偏多且增温幅度偏小有关(图 2).

3.3 冰盖模式参数对格陵兰冰盖模拟的影响

由于格陵兰冰盖观测数据的时空局限性, 冰盖模式中的物理参数具有一定的不确定性. 因此, 我们考察了物理参数不确定性对上新世中期格陵兰冰盖模拟的可能影响. 从图 5(a)可以看出, 对于不同的大气温度垂直递减率取值, 模拟的上新世中期格陵兰冰盖空间分布差异很大. 模拟的冰盖总体积的变化范围为 0.02×10^6~2.20×10^6 km^3, 最大值和最小值对应的垂直递减率分别为 4.3 和 9.3℃ km^{-1}. 大气温度垂直递减率的取值直接影响到冰盖模式中上新世中期

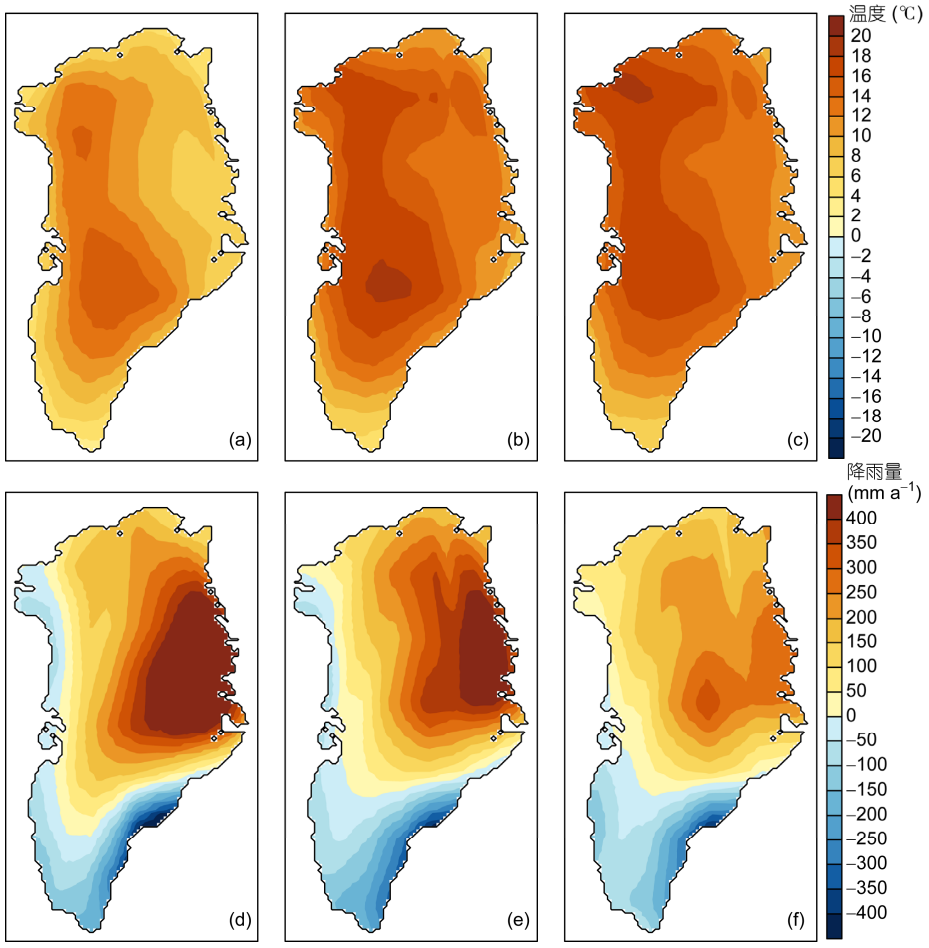

图 2 上新世中期与工业革命前格陵兰夏季温度和年平均降水的差值场

(a)~(c)为格陵兰夏季温度; (d)~(f)为年平均降水; (a), (d)为 CAM3.1; (b), (e)为 CAM4; (c), (f)为 NorESM-L

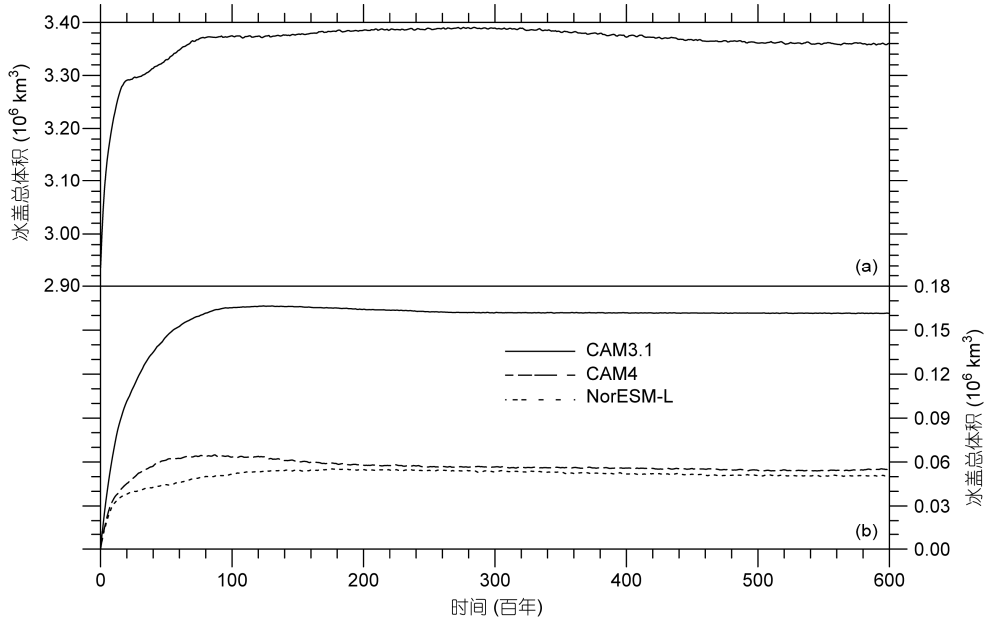

图 3　格陵兰冰盖总体积的时间演变

(a) 现代; (b) 上新世中期; (b)中上新世中期气候强迫分别来自于 CAM3.1(实线), CAM4(虚线)和 NorESM-L(点线)的模拟结果

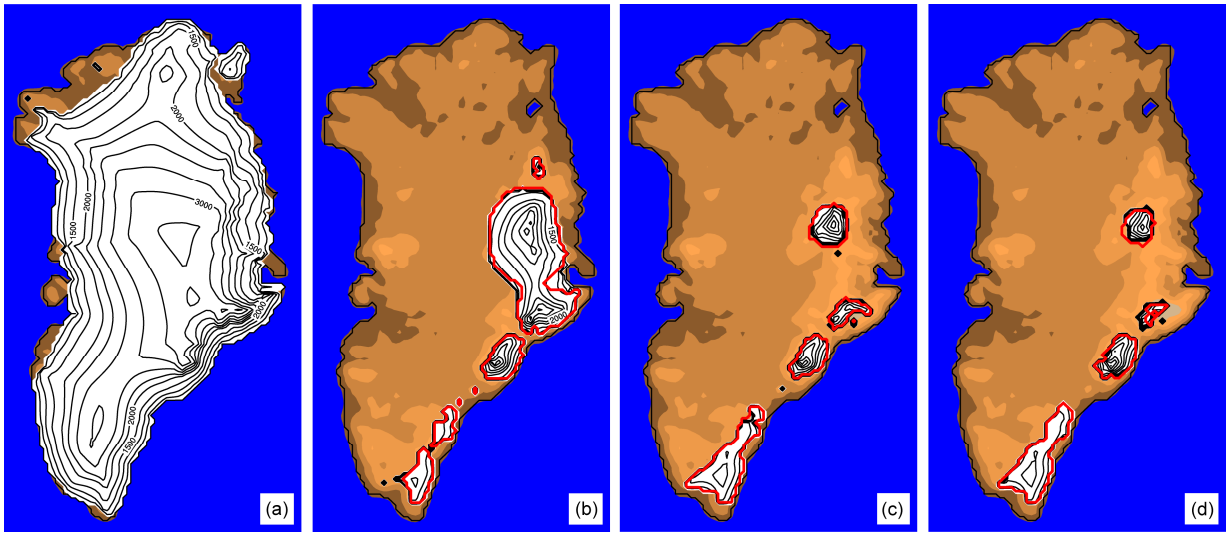

图 4　格陵兰冰盖表面高度

(a) 现代; (b)~(d) 上新世中期; 单位: m. 上新世中期气候强迫来自于 CAM3.1(b), CAM4(c)和 NorESM-L(d)的模拟结果. 图中蓝色表示表面高度低于或等于海平面的区域, 褐色和白色分别表示格陵兰无冰覆盖的区域和有冰覆盖的区域. 红色粗实线为试验 EXP_{init} 中模拟的上新世中期格陵兰冰盖边界

气温强迫的大小(式(5)). 大气温度垂直递减率越大, 上新世中期格陵兰气温越低(因为上新世中期格陵兰地表高度是降低的), 因而模拟的冰盖体积偏大; 反之亦然. 类似地, 度日因子的取值对于上新世中期格陵兰冰盖模拟的影响也较大. 在考虑的取值范围内(±50%), 模拟的冰盖总体积的变化范围为 0.01×10^6~0.45×10^6 km^3(图 5(b)). 在相同的气候强迫下, 度日因子越小, 冰盖表面消融量偏少(式(3)), 因而模拟的冰盖体积偏大; 反之亦然.

与大气温度垂直递减率和度日因子相比, 冰速增

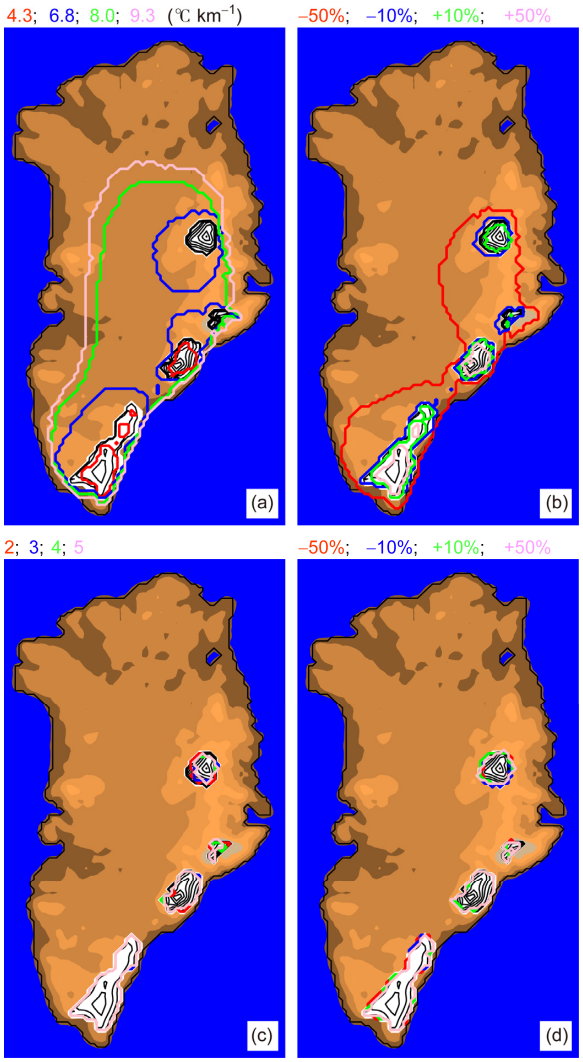

图 5 上新世中期格陵兰冰盖边界

(a) EXP_{lapse}, (b) EXP_{pdd}, (c) EXP_{flow} 和(d) EXP_{basal}. 图中红色、蓝色、绿色和粉色粗实线代表不同参数取值下(相应的数值列于图上边缘处), 模拟的上新世中期格陵兰冰盖边界. (a)~(d)中填色图为试验 EXP_{mp} (气候强迫为 NorESM-L)中模拟的上新世中期格陵兰冰盖表面高度

强系数和冰盖底部滑动系数对上新世中期格陵兰冰盖模拟的影响很小, 基本可以忽略(图 5(c), (d)). 此外, 模拟结果表明, 对于上新世中期格陵兰冰盖的平衡态模拟, 模式初始态对模拟结果的影响也很小(图 4).

4 讨论

4.1 模拟结果与重建资料和其他模拟结果的对比

由于上新世中期格陵兰冰盖的直接重建资料极为稀少, 只能利用其他代用指标间接地反映上新世中期格陵兰冰盖的状况. Jansen 等人[49]重建了格陵兰东侧海洋钻孔 ODP 907(69°15′N, 12°42′W)过去 3.5 Ma 以来的冰筏碎屑记录, 其结果表明在距今 3.0~3.25 Ma 时该点冰筏碎屑很少. Bennike 等人[50]研究表明在距今 2.60~3.58 Ma 之间北方森林在格陵兰东北边缘(Île de France; 77°32′~77°56′N, 18°W)出现, 且夏季气温比现代高大约 6℃. Funder 等人[51]发现在距今 2.4 Ma 时格陵兰最北部(Kap Kopenhavn formation)可能有森林存在. 同时, 海洋钻孔 ODP 642(67°13′N, 2°56′E), ODP 646(58°13′N, 48°22′W)和 Tjörnes 区域(60°~66°N, 16°~17°W)的花粉数据表明上新世中期上述区域 1 月气温比现代高大约 4~10℃[52]. 上述重建资料间接表明上新世中期格陵兰可能无大规模的冰盖形成. 除了大气温度垂直递减率取值较大(8.0 和 9.3℃ km^{-1})和度日因子取值偏小(−50%)时, 我们的模拟结果与重建资料是比较吻合的.

另一方面, 利用冰盖模式 BASISM, 在 HadAM 3 大气模式和 HadCM 3 耦合模式的模拟结果驱动下, Hill 等人[16]和 Dolan 等人[15]研究指出上新世中期格陵兰冰盖急剧减少, 致使全球海平面比现代高大约 4.1~6.8 和 7.6~8.3 m. 同样利用 HadCM 3 耦合模式但结合 GLIMMER 冰盖模式, Lunt 等人[14]的研究结果表明上新世中期格陵兰冰盖总体积减少了 85%, 仅有少量冰存在于格陵兰中东部边缘地区. 我们的模拟结果与上述研究结果类似, 但模拟的冰盖总体积和空间分布仍略有差异. 这种差异一方面来自于不同冰盖模式对气候变化的敏感性不同, 另一方面来自于冰盖模式所采用的气候强迫场不同.

4.2 格陵兰冰盖模拟的不确定性

除了冰盖模式物理参数的不确定性以外, 我们仍需要注意上新世中期气候模拟的不确定性对于冰盖模拟的可能影响. 根据上新世中期模式比较计划[40,41], 我们在上新世中期模拟试验中, 将地球轨道参数设为现代的水平, 因而忽略了上新世中期(时间跨度约为 24 万年)轨道参数的变化. 然而, 轨道参数对于上新世中期格陵兰冰盖的模拟具有显著的影响[15]. 此外, 由于冰盖模式没有与气候模式耦合, 导致各种反馈作用没有被考虑, 从而对我们的模拟结果也带来一定的不确定性.

在本研究中, 我们采用 3 个气候模式(CAM 3.1, CAM 4 和 NorESM-L)的模拟结果来驱动冰盖模式.

然而, 这 3 个模式模拟的上新世中期格陵兰气候比较类似. 在上新世中期模式比较计划中, 其他的气候模式提供了多样的上新世中期格陵兰的气候状态. 这些多样的气候状态, 虽然为冰盖模拟带来了更大的不确定性, 但这些模拟的集合有可能更好地反映上新世中期格陵兰的气候特征. 因此, 采用更多模式结果, 进一步研究上新世中期格陵兰冰盖的变化是未来值得开展的工作.

4.3 上新世中期与未来暖期的相似性

上新世中期往往被认为是 21 世纪末全球气候的一个相似型[11,12]. 因此, 我们设计了 2 个试验(EXP_{rcp45} 和 EXP_{rcp85})来比较上新世中期与未来暖期格陵兰冰盖的异同. 在试验 EXP_{rcp45} 和 EXP_{rcp85} 中, 我们分别将 RCP 4.5 和 RCP 8.5 情景下 CMIP5 模式(20 个模式的集合平均)模拟的 21 世纪末(2071~2100 年)相对于现代(1951~1980 年)的气候态异常加在试验 EXP_{mod} 的气候场上, 持续驱动冰盖模式积分 60000 年. 冰盖模式的初始态为模拟的现代格陵兰冰盖(EXP_{mod}).

当模拟的格陵兰冰盖达到平衡态时, 在中等程度排放路径下(EXP_{rcp45}), 格陵兰冰盖北部剧烈消融, 冰盖边缘退缩至格陵兰中部, 冰盖总体积减小了大约 60%(图 6(a)); 在高排放路径下(EXP_{rcp85}), 整个格陵兰冰盖大量融化, 冰盖总体积减小了大约 97%, 冰只存在于格陵兰东部沿岸区域(图 6(b)), 这与上新世中期格陵兰冰盖的空间分布较为类似. 需要说明的是, 由于冰盖是气候系统中的慢过程, 只有 21 世纪末的气候(EXP_{rcp85})持续强迫冰盖大约 6000 年时(图 6(c)), 未来格陵兰冰盖才可能达到上新世中期的状态. 因此, 从格陵兰冰盖角度来看, 上新世中期并不能被认为是 21 世纪末的相似型, 但其可为未来更长时间尺度上(千年以上)格陵兰冰盖的演变提供一些参考.

5 结论

根据上新世中期模式比较计划的要求, 我们分别采用大气模式 CAM 3.1 和 CAM 4 以及海气耦合模式 NorESM-L 对上新世中期展开模拟研究. 与工业革命前相比, 3 个模式模拟结果均表明上新世中期格陵兰夏季温度显著升高, 最大的增温位于格陵兰中西部; 年平均降水在格陵兰北部增多, 而在格陵兰南部减少. 就区域平均而言, 上新世中期格陵兰夏季温度升高了 9.4~13.4℃, 年平均降水增加了 65.2~108.3 mm a^{-1}. 在模拟的上新世中期气候强迫下, 我们采用冰盖模式 SICOPOLIS 进一步研究上新世中期格陵兰冰盖的变化. 冰盖模式结果显示上新世中期格陵兰冰盖大量减少, 仅有少量冰存在于格陵兰东部沿岸高海拔地区. 与参照试验相比, 上新世中期格陵兰冰盖减少导致全球海平面比现代高大约 7.8~8.1 m. 同时, 古气候代用资料也表明上新世中期格陵兰可能无大规模冰盖存在. 但是, 我们需要注意上新世中期格陵兰冰盖模拟的不确定性, 其主要来源于冰盖模式物理参数和上新世中期气候模拟的不确定性.

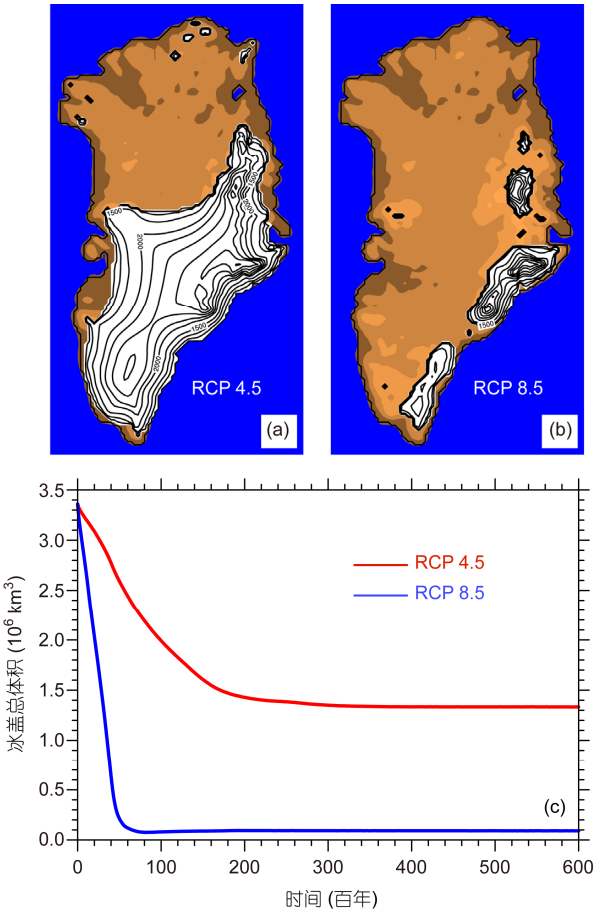

图 6 模拟的 21 世纪末期(2071~2100 年)气候背景下的平衡态格陵兰冰盖表面高度((a), (b))以及冰盖总体积的时间演变(c)

(a)和(b)中单位: m

参考文献

1 Bamber J L, Layberry R L, Gogineni S P. A new ice thickness and bed data set for the Greenland ice sheet: 1. Measurement, data reduction, and errors. J Geophys Res, 2001, 106: 33773–33780
2 Nicholls R J. Planning for the impacts of sea level rise. Oceanography, 2011, 24: 144–157
3 Dowsett H J, Robinson M M, Haywood A M, et al. The PRISM3D paleoenvironmental reconstruction. Stratigraphy, 2010, 7: 123–139
4 Dowsett H J, Robinson M M, Foley K M. Pliocene three-dimensional global ocean temperature reconstruction. Clim Past, 2009, 5: 769–783
5 Dwyer G S, Chandler M A. Mid-Pliocene sea level and continental ice volume based on coupled benthic Mg/Ca palaeotemperatures and oxygen isotopes. Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci, 2009, 367: 157–168
6 Salzmann U, Haywood A M, Lunt D, et al. A new global biome reconstruction and data-model comparison for the middle Pliocene. Glob Ecol Biogeogr, 2008, 17: 432–447
7 Haywood A M, Hill D J, Dolan A M, et al. Large-scale features of Pliocene climate: Results from the Pliocene Model Intercomparison Project. Clim Past, 2013, 9: 191–209
8 Yan Q, Zhang Z S, Wang H J, et al. Set-up and preliminary results of mid-Pliocene climate simulations with CAM3.1. Geosci Model Dev, 2012, 5: 289–297
9 Yan Q, Zhang Z, Gao Y. An East Asian monsoon in the mid-Pliocene. Atmos Oceanic Sci Lett, 2012, 5: 449–454
10 Zhang Z, Nisancioglu K H, Ninnemann U S. Increased ventilation of Antarctic deep water during the warm mid-Pliocene. Nat Commun, 2013, 4, doi: 10.1038/ncomms2521
11 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: Cambridge University Press, 2007
12 Robinson M M, Dowsett H J, Chandler M A. Pliocene role in assessing future climate impacts. Eos Trans Amer Geophys Union, 2008, 89: 501–502
13 Lunt D J, Foster G L, Haywood A M, et al. Late Pliocene Greenland glaciation controlled by a decline in atmospheric CO_2 levels. Nature, 2008, 454: 1102–1105
14 Lunt D J, Haywood A M, Foster G L, et al. The Arctic cryosphere in the Mid-Pliocene and the future. Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci, 2009, 367: 49–67
15 Dolan A M, Haywood A M, Hill D J, et al. Sensitivity of Pliocene ice sheets to orbital forcing. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2011, 309: 98–110
16 Hill D J, Dolan A M, Haywood A M, et al. Sensitivity of the Greenland Ice Sheet to Pliocene sea surface temperatures. Stratigraphy, 2010, 7: 111–121
17 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
18 Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 3.0). Technical Note (NCAR/TN-464+STR), National Center for Atmospheric Research. 2004
19 Collins W D, Rasch P J, Boville B A, et al. The formulation and atmospheric simulation of the Community Atmosphere Model version 3 (CAM3). J Clim, 2006, 19: 2144–2161
20 Wei T, Wang L, Dong W, et al. A comparison of East Asian summer monsoon simulations from CAM3.1 with three dynamic cores. Theor Appl Climatol, 2011, 106: 295–306
21 Donohoe A, Battisti D S. Causes of reduced North Atlantic storm activity in a CAM3 simulation of the Last Glacial Maximum. J Clim, 2009, 22: 4793–480
22 Huber M, Caballero R. The early Eocene equable climate problem revisited. Clim Past, 2011, 7: 603–633
23 Neale R, Richter J, Jochum M, et al. Description of the NCAR Community Atmosphere Model (CAM 4.0). Technical Note (NCAR/TN-486-STR), National Center for Atmospheric Research. 2010
24 Bentsen M, Bethke I, Debernard J B, et al. The Norwegian Earth System Model, NorESM1-M—Part 1: Description and basic evaluation. Geosci Model Dev, 2013, 6: 687–720
25 Greve R. Thermomechanisches Verhalten polythermer Eisschilde: Theorie, Analytik, Numerik. Doctor Dissertation. Darmstadt: Darmstadt University of Technology, 1995
26 Greve R. A continuum-mechanical formulation for shallow polythermal ice sheets. Philos Trans R Soc A-Math Phys Eng Sci, 1997, 355: 921–974

27 Applegate P J, Kirchner N, Stone E J, et al. An assessment of key model parametric uncertainties in projections of Greenland Ice Sheet behavior. Cryosphere, 2012, 6: 589–606
28 Greve R. Application of a polythermal three-dimensional ice sheet model to the Greenland ice sheet: Response to steady-state and transient climate scenarios. J Clim, 1997, 10: 901–918
29 Greve R. On the response of the Greenland ice sheet to greenhouse climate change. Clim Change, 2000, 46: 289–303
30 Greve R, Saito F. Abe-Ouchi A. Initial results of the SeaRISE numerical experiments with the models SICOPOLIS and IcIES for the Greenland ice sheet. Ann Glaciol, 2011, 52: 23–30
31 Rogozhina I, Martinec Z, Hagedoorn J, et al. On the long-term memory of the Greenland Ice Sheet. J Geophys Res, 2011, 116: F01011, doi: 10.1029/2010JF001787
32 Bindschadler R A, Nowicki S, Abe-Ouchi A, et al. Ice-sheet model sensitivities to environmental forcing and their use in projecting future sea-level (the SeaRISE project). J Glaciol, 2013, 9: 195–224
33 Reeh N. Parameterization of melt rate and surface temperature on the Greenland ice sheet. Polarforschung, 1991, 59: 113–128
34 Blatter H, Greve R, Abe-Ouchi A. Present state and prospects of ice sheet and glacier modelling. Surv Geophys, 2011, 32: 555–583
35 Greve R. Relation of measured basal temperatures and the spatial distribution of the geothermal heat flux for the Greenland ice sheet. Ann Glaciol, 2005, 42: 424–432
36 Marsiat I. Simulation of the northern hemisphere continental ice sheets over the last glacial-interglacial cycle: Experiments with a latitude-longitude vertically integrated ice sheet model coupled to a zonally averaged climate model. Paleoclimates, 1994, 1: 59–98
37 Stone E, Lunt D, Rutt I, et al. Investigating the sensitivity of numerical model simulations of the modern state of the Greenland ice-sheet and its future response to climate change. Cryosphere, 2010, 4: 397–417
38 Bueler E, Lingle C S, Kallen-Brownet J A, et al. Exact solutions and verification of numerical models for isothermal ice sheets. J Glaciol, 2005, 51: 291–306
39 Sohl L E, Chandler M A, Schmunk R B, et al. PRISM3/GISS topographic reconstruction. U.S. Geological Survey Data Series 419, 2009
40 Haywood A M, Dowsett H J, Otto-Bliesner B, et al. Pliocene Model Intercomparison Project (PlioMIP): Experimental design and boundary conditions (Experiment 1). Geosci Model Dev, 2010, 3: 227–242
41 Haywood A M, Dowsett H J, Robinson M M, et al. Pliocene Model Intercomparison Project (PlioMIP): Experimental design and boundary conditions (Experiment 2). Geosci Model Dev, 2011, 4: 571–577
42 Zhang Z S, Yan Q. Pre-industrial and mid-Pliocene simulations with NorESM-L: AGCM simulations. Geosci Model Dev, 2012, 5: 1033–1043
43 Zhang Z S, Nisancioglu K, Bentsen M, et al. Pre-industrial and mid-Pliocene simulations with NorESM-L. Geosci Model Dev, 2012, 5: 523–533
44 Fausto R S, Ahlstrom A P, Van As D, et al. A new present-day temperature parameterization for Greenland. J Glaciol, 2009, 55: 95–105
45 Ettema J, van den Broeke M R, van Meijgaard E, et al. Higher surface mass balance of the Greenland ice sheet revealed by high-resolution climate modeling. Geophys Res Lett, 2009, 36, doi: 10.1029/2009GL038110
46 Dolan A M, Koenig S J, Hill D J, et al. Pliocene Ice Sheet Modelling Intercomparison Project (PLISMIP)—Experimental design. Geosci Model Dev, 2012, 5: 963–974
47 Chen L L, Johannessen O M, Wang H J, et al. Accumulation over the Greenland Ice Sheet as represented in reanalysis data. Adv Atmos Sci, 2011, 28: 1030–1038
48 Franco B, Fettweis X, Erpicum M, et al. Present and future climates of the Greenland ice sheet according to the IPCC AR4 models. Clim Dyn, 2011, 36: 1897–1918
49 Jansen E, Fronval T, Rack F, et al. Pliocene-Pleistocene ice rafting history and cyclicity in the Nordic Seas during the last 3.5 Myr. Paleoceanography, 2000, 15: 709–721
50 Bennike O, Abrahamsen N, Bak M, et al. A multi-proxy study of Pliocene sediments from Île de France, North-East Greenland. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2002, 186: 1–23
51 Funder S, Bennike O, Bocher J, et al. Late Pliocene Greenland—The kap København Formation in North Greenland. Bull Geol Soc Denmark, 2001, 48: 117–134
52 Willard D A. Palynological record from the North Atlantic region at 3 Ma: Vegetational distribution during a period of global warmth. Rev Palaeobot Palynol, 1994, 83: 275–297