中国科学：地球科学 SCIENTIA SINICA Terrae 2026 年 第 56 卷 第 5 期： 1655–1670
论 文 专题：古气候模拟
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

冰期北太平洋深对流不利于海洋储碳：基于海洋-生物地球化学模式的数值模拟研究

杜金龙*，田军

同济大学海洋地质全国重点实验室，上海 200092

* 通讯作者，E-mail：dujinlong@tongji.edu.cn

2025-09-03收稿，2025-12-06修回，2025-12-30接受，2026-02-06网络版发表

国家重点研发计划项目(2023YFF0803903)、国家自然科学基金项目(42306068、42030403、 42188102)、海洋地质全国重点实验室自主课题(MGZ2025-K01)、科技部海洋负碳排放(ONCE)计划和联合国ONCE计划资助

摘要 冰期大气CO_2分压(pCO_2)相对于间冰期显著下降，海洋是大气碳损失最主要的碳汇。地质记录显示，冰期北太平洋储碳量增加，是大气pCO_2下降的重要贡献者。驱动北太平洋深部储碳量增加的气候-碳循环动力学机理，还存在明显争议；与北大西洋丰富的相关资料相比，研究基础尤显薄弱。前人曾根据北太平洋部分站位的古海洋碳循环指标，提出“深对流假说”，认为冰期北太平洋可能存在深层对流，提高海表营养盐利用效率，从而增加深部储碳。然而，现有研究对于冰期北太平洋深对流的形成条件、碳循环动力学机理以及对大气pCO_2的影响缺乏定量认识。针对冰期北太平洋深对流与海气碳收支之间的关系，本研究使用先进海洋碳循环模式，开展了一系列北太平洋抽淡水试验。试验结果表明，南大洋过程保持不变时，冰期北太平洋如存在深层对流，其将破坏北太平洋盐跃层结构，引起跨密度混合，释放太平洋深层碳库，不利于海洋储碳，并最终减弱大气pCO_2在冰期的下降幅度，与“深对流假说”的预测并不一致；不过，只要冰期北太平洋存在中层对流，通过表层碱度和溶解无机碳浓度的再分配，则可以减弱海表大气之间CO_2分压差异，使北太平洋成为更强的碳汇，与地质记录的结论一致。数值试验和记录深入对比，进一步反映出冰期北太平洋碳循环过程的复杂性，要求在未来的数值模拟工作中继续改进北太平洋盐度通量方案，并兼顾古环境记录，考虑对流过程所处的位置、强度与深度。

关键词 碳循环，数值模拟，古气候，冰期旋回

1 引言

气候变化的冰期旋回，是晚新生代以来地球表层系统最为显著的特征。二十世纪上半叶，塞尔维亚人米兰科维奇提出，北纬65°夏季太阳辐射量受地球轨道参数偏心率、斜率和岁差调控，它的周期性变化控制地表气候的冰期旋回(Milankovitch, 1941)。二十世纪下半叶，John Imbrie等(1992，1993)、Andre Berger等(1988)进一步提出，地表系统对太阳辐射驱动的内部反馈过程对冰期旋回上的冷暖转换起到了关键作用。其中，大气CO_2作为重要的温室气体，能够直接决定地表的能量收支，是重要的地内反馈过程。

保存在南北半球高纬极地冰盖中的微小气泡，忠实地反映在结冰过程中捕获的大气化学信息，是重建古大气CO_2浓度的重要载体。南极冰芯中，保存了迄今为止最长的连续大气化学组成记录，将人类对大气CO_2浓度的准确认识，推进到距今约80万年前(Lüthi等，2008)。冰芯记录显示，冰期旋回中大气CO_2呈现出规律性的波动，其幅度可达100 ppm(1 ppm=百万分之一体积浓度)(Lüthi等，2008)。相对于间冰期约260–280 ppm的大气CO_2，这意味着在冰期变冷过程中大气碳储库损失了其总量的约1/3，相当于约200 Gt(1 Gt=10^{15} g)。解释冰期旋回尺度上的大

中文引用格式：杜金龙, 田军. 2026. 冰期北太平洋深对流不利于海洋储碳：基于海洋-生物地球化学模式的数值模拟研究. 中国科学: 地球科学, 56(5): 1655–1670, doi: 10.1360/SSTe-2025-0275

英文引用格式：Du J, Tian J. 2026. Deep convection in the glacial Pacific can hinder oceanic carbon sequestration: An ocean-biogeochemical model study. Science China Earth Sciences, 69(5): 1618–1632, https://doi.org/10.1007/s11430-025-1815-6

© 2026《中国科学》杂志社

气CO_2变化，尤其是在冰期变冷过程中大气CO_2下降的驱动机理，是气候变化乃至整个地球科学界在过去三十年以来最为关心的科学问题之一(Sigman和Boyle，2000；Sigman等，2010)。

在冰期旋回尺度上，大气CO_2浓度受到多种因素控制，但最终决定于碳元素在陆地、海洋和大气三个主要碳储库中的收支平衡状况(Kump和Arthur，1999)。从元素质量平衡角度出发，大气在冰期损失只能由陆地碳库(包括陆地生物、土壤碳库等)和海洋碳库接收。尽管尚存争议，目前一般认为陆地碳库在以末次冰盛期(Last Glacial Maximum，LGM，约2万1千年前)为代表的冰期环境中，损失了大约300至1200 GtC(Peterson等，2014)。这也表明，海洋才是冰期大气CO_2损失的主要碳汇。

海洋是能与大气产生直接交换的最大碳储库(Pierre等，2023)。现代数据表明，海洋碳库总储量约38000 Gt。以当代大气CO_2浓度计，海洋储库约为大气的50–60倍。海洋和大气之间存在复杂碳循环过程，通过物理和生物地球化学机制控制海表与大气间的碳交换，决定海-气之间的碳分配，并最终影响大气CO_2浓度(Hülse等，2017)。值得注意的是，由于海洋与大气间悬殊的碳储量差异，海洋碳库的无机碳化学平衡过程会在大气碳库中放大，其放大倍数可达7倍(全球平均)至14倍(南大洋)(DeVries，2022)。因而海洋碳库的微小扰动即可对大气CO_2浓度产生可观的影响。

尽管冰期海洋碳库增多同时受到物理条件和生物地球化学过程的控制，但一般认为海洋物理条件的改变会决定次一级的生物地球化学过程(Völker和Köhler，2013)，再共同对海洋碳库的储量产生影响。在全大洋空间尺度上，以LGM对比近现代，大洋热盐环流的转变过程对于海洋碳储库产生了决定性影响。现代条件下，海洋热盐环流主要由形成于北大西洋的下沉支和形成于南大洋的上涌支控制(Marshall和Speer，2012；Talley，2013)，两支分别对应在相应海区形成的深部水团，即北大西洋深层水(North Atlantic Deep Water，NADW)和南极底层水(Antarctic Bottom Water，AABW)。热盐环流开端于大西洋的NADW形成，流经南大洋区域，参与AABW形成，并最终达到北太平洋深部；北太平洋在现代没有深水形成(Rae等，2020)。古海洋学证据，包括水团示踪元素/同位素和海洋通风情况指标，均表明冰期NADW整体深度变浅(Curry和Oppo，2005；Lippold等，2012)，称为冰期北大西洋中层水(Glacial North Atlantic Intermediate Water，GNAIW)；而由于GNAIW体积收缩，AABW体积相对扩大。海洋碳库以溶解无机碳(Dissolved Inorganic Carbon，DIC)为主要组分，并随热盐环流的流动而迁移。AABW在冰期的扩张，伴随着大西洋洋盆热盐环流总体降速。这种“环流迟滞”的认识，是冰期大西洋碳库扩容的主流理论(Hain等，2010)。

相对于大西洋，冰期太平洋的碳循环动力学则存在显著的不确定性(Du和Tian，2025)。现代条件下，太平洋是最大的海洋DIC储库，占全大洋总储量的50%以上。太平洋碳库的形成，直接决定于全球热盐环流的路径与北太平洋特定的区域海洋学特征。沿热盐环流路径，海洋内部的有机碳组分不断氧化降解，积累成为呼吸碳库(Respiratory carbon inventory)(Sigman等，2020)，导致在环流最末端的北太平洋具有相对最高的DIC浓度。更为重要的是，北太平洋表层盐度较低，盐跃层充分发育，使得表层海水和底层海水之间的碳交换减少，从而导致更多DIC进一步聚集在北太平洋深部。而在冰期，地质证据表明，太平洋深部溶解氧含量下降(Jacobel等，2017)，暗示太平洋碳库在冰期进一步扩容，从而贡献于冰期大气CO_2浓度下降。

冰期太平洋碳库增加的机制，是目前碳循环研究的一个热点和薄弱点。基于放射性碳同位素等古海洋学证据(Skinner等，2015；Du等，2018)，此前的主流观点认为，冰期太平洋环流更加缓慢或迟滞，使得呼吸碳库的DIC在太平洋深部有更充裕的积累时间，从而增大太平洋碳储库。这一假说，实质上是认为冰期太平洋和大西洋的储碳机制相似，即通过降温或南半球西风(Watson等，2015)改变延缓热盐环流上涌支(即AABW cell)的流速。但是，来自于Nd同位素和我们此前的数值模拟证据表明(Hu和Piotrowski，2018；Du和Tian，2025)，太平洋深部环流在冰期受控于南大洋的大幅冷却，可能处于相对活跃状态，即深部水团在太平洋的停留时间在冰期并不一定增加，反而可能减少，不利于碳在深部海洋储存。不过，活跃的环流，可能同时导致深部富碳水体到达南大洋表层之后，与大气之间碳交换的时间降低。由于南大洋表层水体pCO_2大于大气，碳交换时间缩短将导致部分本应该从海洋向大气输送的CO_2驻留于海洋，客观上增大海洋储碳量；在此情景下，海表的CO_2偏离化学平衡状态，一般称为碳不平衡泵(disequilibrium pump)(Khatiwala等，2019)。环流活跃与海冰扩张，进一步减少了南大洋表层水体碳交换时间，提高了南大洋区域的碳不平衡泵效率，从而抵消了碳积累时间减少的效应，最终可能提高太平洋的储碳量。

然而，北太平洋冰期碳循环动力学的最大不确定性，集中于北太平洋盐跃层的变化和其在局地与全球碳循环中扮演的角色。由于北太平洋特殊的沉积条件限制了研究材料的获取，结合部分数值模拟结果(Menviel等，

2012，2014），一般认为冰期北太平洋仍然维持甚至加强了稳定的盐跃层结构，从而有利于太平洋碳库储碳。但近来一项综合性的研究对这一认识提出了质疑（Rae等，2020）。该研究发现，北太平洋现有站位的中层水碳稳定同位素（$\delta^{13}C$）相对于晚全新世更偏正（图1A，图1F），与氧化还原指标（图1B），放射性碳同位素年龄（$\Delta^{14}C$，图1C）等记录一致，指示北太平洋整体通风情况变好。同时海表温度（Sea surface temperature，SST）和海表盐度（Sea surface salinity，SSS）均有所上升（图1D，图1E）。这些证据暗示，在冰期的北太平洋可能存在中深层对流，也意味着北太平洋表层的盐跃层可能减弱或消失。该研究进一步推断，盐跃层减弱可能对大气pCO_2下降有所贡献。与之相反，基于现代气候背景下的中等复杂程度数值模拟试验则揭示了不同的过程（Menviel等，2012，2014）：这些试验当中，盐跃层的减弱的直接作用，是同时给北太平洋上层带来了营养盐和DIC。其中，营养盐尤其是海表铁供应的增长刺激了海洋初级生产力，从而可能增加碳汇作用；但是，初级生产力升高所消耗的碳量，在试验中不足以覆盖深海DIC所带来的CO_2，使得宏观上营养盐利用效率实际是降低的，因此其结果暗示盐跃层减弱不利于大气CO_2下降。地质记录和模拟结果之间对北太平洋盐跃层的碳循环效应截然相反的认识，凸显出我们对于冰期北太平洋碳循环动力学的薄弱之处；因此，在古气候背景下开展冰期海洋-碳循环耦合数值模拟，能够厘清其中复杂的碳循环过程，加深对海洋碳汇历史演变的认识。

然而，在古气候背景下，北太平洋热盐环流的数值模拟进展与地质记录并不匹配。例如，在上新世-更新世之交，古海洋学生产力和沉积指标指示北太平洋可能有类似现代NADW的北太平洋深层水（NPDW）生成（Haug等，1999；Burls等，2017；Ford等，2022），并向南延伸，形成发源于北太平洋高纬的太平洋经向翻转环流（PMOC）。但是，在大多数上新世背景的模拟试验中，模式均未能自发地模拟出PMOC；只有在少量特定构造背景（Tan等，2022）或特定海表盐度试验（Fu和Fedorov，2024）中能够观测到PMOC。产生这一不匹配的原因，来源于北太平洋宽阔的海洋地形和充沛的净降水（Burls等，2017），使得海表盐度始终不足以上升直至打破表层层结，形成深对流。而在冰期背景下，对于PMOC是否存在目前争议激烈，认识程度更加有限。在未经通量校正的中等复杂程度地球系统模式（Buchanan等，2016）或气候系统耦合模式（Zhang等，2013）中，以LGM为代表，太平洋深部层化呈现增强趋势。因此，尽管前述地质记录工作（Rae等，2020）中明确使用多种指标得出了冰期北太平洋可能存在深对流的推论，作者也只使用带有盐度通量修订的中等复杂程度数值模式初步验证；而基于环流模式（GCM），对冰期PMOC碳循环效应进行探讨的工作，尚属古海洋碳循环研究领域的空白。

本研究中，我们基于探索冰期北太平洋盐跃层与储碳结构的关键问题，借助先进的海洋-生物地球化学模式，沿用前人北太平洋盐度敏感性试验的基本方法，在冰期背景下开展基于北太平洋盐跃层的敏感性试验，探索北太平洋盐跃层变化在冰期全球尺度碳循环中扮演的角色。

2 方法

2.1 模式介绍

本研究使用海气碳循环模式MITgcm-REcoM2，其物理部分是海洋环流模式MITgcm（Campin等，2020），其中包括一个热力学和动力学海冰模块。MITgcm使用了Gent和Mcwilliams提出的次网格中尺度涡参数化方案（Gent等，1995），Large等（1994）提出的KPP湍流混合方案，以及Campin和Goosse（1999）提出的底边界方案。模式地形覆盖南纬80°到北纬80°之间的大部分海区，因此不包含北冰洋地区。模式水平格点为180×126，经度上的分辨率为2°。纬度上基础分辨率为2°；为了更好地模拟南大洋和低纬碳循环过程，模式格点在南大洋和赤道附近做了加密，最高分辨率可达0.38°。模式垂向最大深度5500 m，不均匀地分为30层，每层层厚从海洋表面的10 m逐渐加厚，最大层厚500 m。

海洋生物地球化学模式REcoM2是典型的NPZD碳循环模式（Hauck等，2013），即包含营养（Nutrient）、浮游植物（Phytoplankton）、浮游动物（Zooplankton）和碎屑物质（Detritus）。模式中的营养盐包括溶解无机氮DIN、溶解硅DSi、溶解铁DFe等。模式包含两类浮游植物，分别为体积相对较大的硅质生产力和体积相对较小的超微光合浮游植物（其中一部分为钙质生产者）。钙质生产者在光合作用的同时，会使用周围水域的溶解无机碳DIC生成碳酸钙，同时释放CO_2。REcoM2包含一种浮游动物类群，消耗浮游植物生产的有机态的碳和氮，生成对应的无机产物。碎屑物中包含颗粒氮、颗粒碳、未溶解的铁和碳酸钙等组分；这些碎屑物在海洋中的下沉速度随深度而上升。

模式对海水碳酸盐体系的处理依照海洋碳循环模式比较计划（OCMIP：http://www.ipsl.jussieu.fr/OCMIP/）给出的方案进行。海气之间CO_2的交换则依照Wanninkhof给出的方案（Wanninkhof，1992）；在计算得出的理论海气

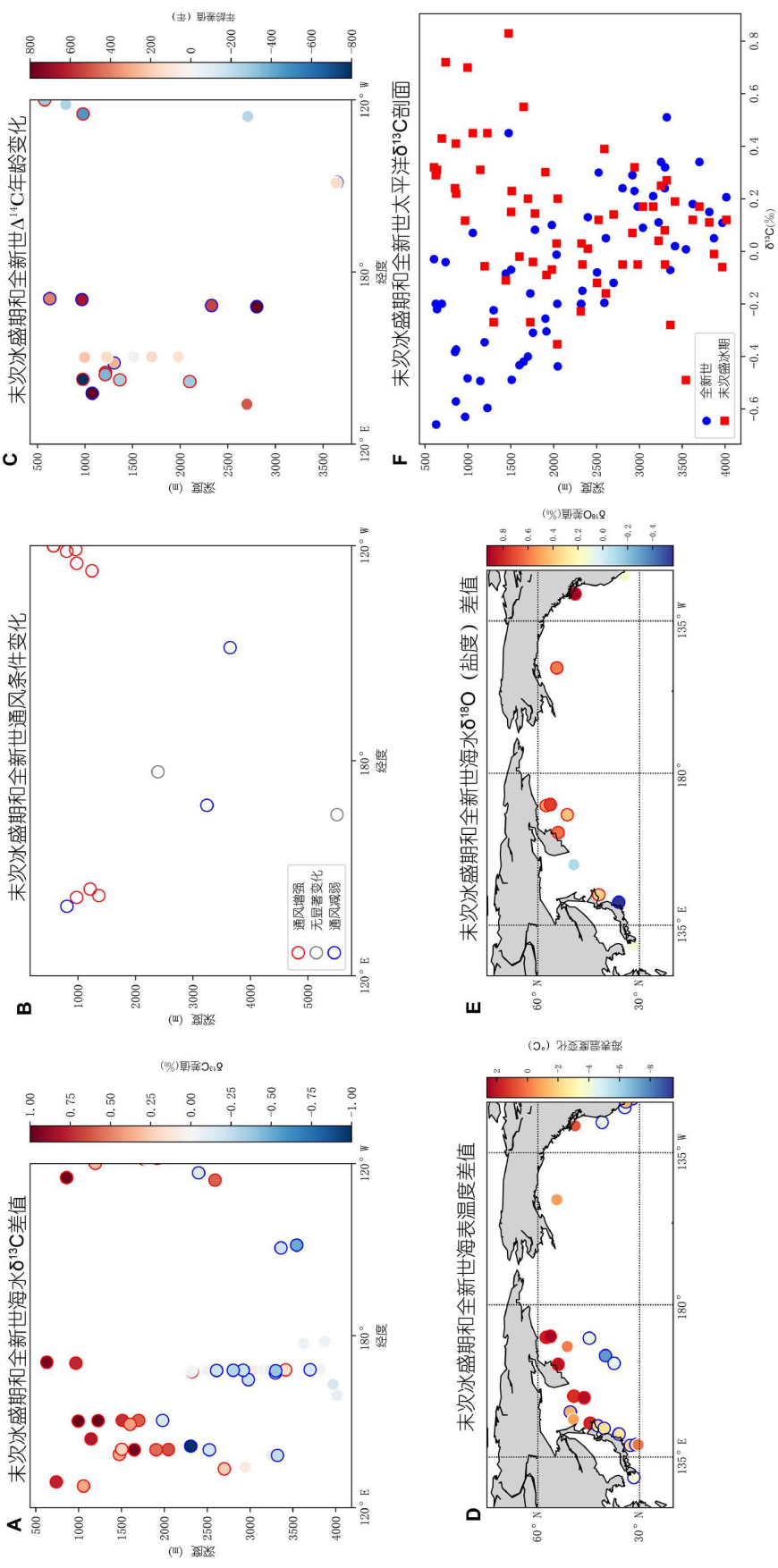

图 1　冰期北太平洋碳循环概况。（A）北太平洋20°N以北的$\delta^{13}C$记录，圆圈填色代表LGM相对于全新世的绝对变化，圆周颜色代表变化趋势——红色代表升高，白色代表无明显变化，蓝色代表降低。（B）北太平洋20°N以北氧化还原指标指示的通风情况变化，红色代表通风变好，灰色代表无明显变化，蓝色代表变差。（C）北太平洋20°N以北C-14年龄变化，圆圈填色代表LGM相对于全新世的绝对变化，圆周颜色代表变化趋势——红色代表升高，白色代表无明显变化，蓝色代表降低。（D、E）分别绘制了LGM相对于全新世SST和海水$\delta^{18}O$(指示盐度)的变化。（F)将(A)中的数据以深度剖面进行绘制，红色代表LGM，蓝色代表全新世。从图可见上层2000 m水体中，LGM $\delta^{13}C$明显正偏。数据汇编自Rae等(2020)

CO_2交换的基础上，实际海气交换与该格点的海冰浓度(SIC)有关，海冰浓度越高，海气CO_2交换速率越低。

与一般的海气碳循环模式相比，REcoM2具有一些明显的优点。首先，REcoM2的初级生产过程不依赖于固定的营养元素比值，这对模拟初级生产力对不同海域环境的适应性至关重要。第二，REcoM2显式地模拟海洋中铁循环过程，能够很好地再现南大洋表层的铁限制情况，这给模拟冰期-间冰期尺度上南大洋的铁施肥过程创造了条件。第三，由于海冰模块的加入，REcoM2相对一般海气碳循环模式能更好地模拟南大洋高纬海冰区边缘的碳循环情况。

MITgcm-REcoM2长期用于现代和古海洋背景下的碳循环数值模拟，时间尺度包括年代际(Hauck和Völker，2015)、冰期-间冰期尺度(Du等，2022；Du和Tian，2025)、构造尺度等(Du等，2025)。

2.2 试验设计与初始化

本文主要针对在冰期条件下太平洋储碳机制的建立，重点关注北太平洋盐跃层结构潜在变化对于海洋物理过程与生物地球化学过程的影响。基于此设计并完成了三组MITgcm-REcoM2的数值模拟试验，包含一组对照试验(LGM_ctl)和两组敏感性试验(LGM_pac_005和LGM_pac_010)。其中：

LGM_ctl(“冰期试验”)基于此前已发表的LGM边界条件(Zhang等，2013)，代表典型冰盛期气候下的碳循环模态。相对于当前地形，冰期试验重置了地形文件，使得海平面下降116 m，并在此前的工作中调整了干湿格点以保证模式稳定性。试验的初始条件分为物理和碳循环两个部分。物理条件包括温度和盐度的初始化，使用了WOA09数据库中的温度和盐度(Antonov等，2010；Garcia等，2010；Locarnini等，2010)，并按照LGM的地形做了插值；与之类似，碳循环的相关变量也按照现代和LGM的洋盆地形和容积改变进行插值。初始化碳循环变量及来源为：溶解无机氮(DIN)和溶解硅(DSi)来自WOA09数据库，碱度和DIC数据来自GLODAP数据库(Olsen等，2016)，铁循环初始场来自前人的模拟结果(Aumont等，2015)。

LGM_pac_005(“浅对流试验”)和LGM_pac_010(“深对流试验”)是在冰期试验的基础上开展的抽淡水试验，即在特定区域施加负淡水通量，改变局地海区的盐度，目的是探究在盐跃层减弱的不同模态下，海洋碳循环如何响应。具体做法为在冰期试验的基础上，在太平洋洋盆45°–50°N，150°–230°E的区域，增加一个负的淡水通量，幅度分别为0.05 Sv(1 Sv=10^6 m^3 s^{-1})和0.1 Sv，等效于人为升高了北太平洋表面的盐度，从而期望削弱或破坏冰期北太平洋的盐跃层结构。

三组试验均以纯物理形式(即不耦合REcoM2的情况下)运行5000年，以保证深海物理过程达到平衡；在此基础上，再运行耦合的海气碳循环模式2000年，保证海气碳循环过程能够达到平衡(判别标准为最后一百年大气pCO_2模块输出的大气pCO_2变化小于0.5 ppm)。三组试验的大气强迫来自此前发表的基于耦合气候模式的LGM标准试验(Zhang等，2013)。

3 结果与讨论

3.1 冰期对照试验海洋物理状态与碳循环概况

本研究使用LGM边界条件的冰期试验(LGM_ctl)，作为典型冰期气候下碳循环的代表，也作为之后抽淡水敏感性试验比较的基准点。此前的工作(Du等，2022；Du和Tian，2025)已经对冰期试验的校准过程作了详尽阐述，本文此处介绍冰期试验中与后续敏感性试验直接相关的物理海洋和碳循环概况。

冰期试验模拟的LGM平均SST为15.1 ℃，相较于同一模式的间冰期试验下降2.9 ℃。图2A和图2C分别展示了冰期试验模拟的SST输出和其相对于间冰期试验的变化，温度显著下降的区域集中于北半球高纬和南大洋，并且与此前基于数据同化技术的冰期SST重建相符(Tierney等，2020)。两半球高纬的急剧冷却催生了海冰的增长。冰期试验中，南半球冬季南大洋海冰的最大覆盖范围达到31.1×10^6 km^2，是间冰期试验的约两倍；在南半球夏季，南大洋的海冰覆盖面积亦达17.8×10^6 km^2。海冰面积的显著扩张是驱动冰期试验中热盐环流变化的主要因素(Du和Tian，2025)。在冰期试验中，模式模拟的AMOC(图2F)达到约2300 m深，强度约14 Sv。其深度与强度均较间冰期试验有所减弱。冰期试验中，北太平洋(图2G)没有深对流和深对流形成。

冰期试验中，模式模拟的大气pCO_2为223 ppm(表1)，相较同一模式的间冰期试验下降56 ppm，与现有基于复杂环流模式、但不加入额外碱度(ALK boosting)的结果基本相当；其对于冰期-间冰期大气pCO_2变化略有低估。在环流变化的情况下，冰期试验较间冰期试验海洋储碳增加约112 GtC，其中约三分之二储存于2000 m以深的海洋当中。相对于间冰期试验，冰期试验中全球输出生产力为4.6 GtC yr^{-1}(表1)，相较间冰期试验下降约1.4 GtC yr^{-1}；但是，由于冰期风尘铁输出的增强(Yamamoto等，2019)，南大洋和北太平洋输出生产力相对于全球输出生产力下降幅度较低，因而这两个海区在冰期试验中是对

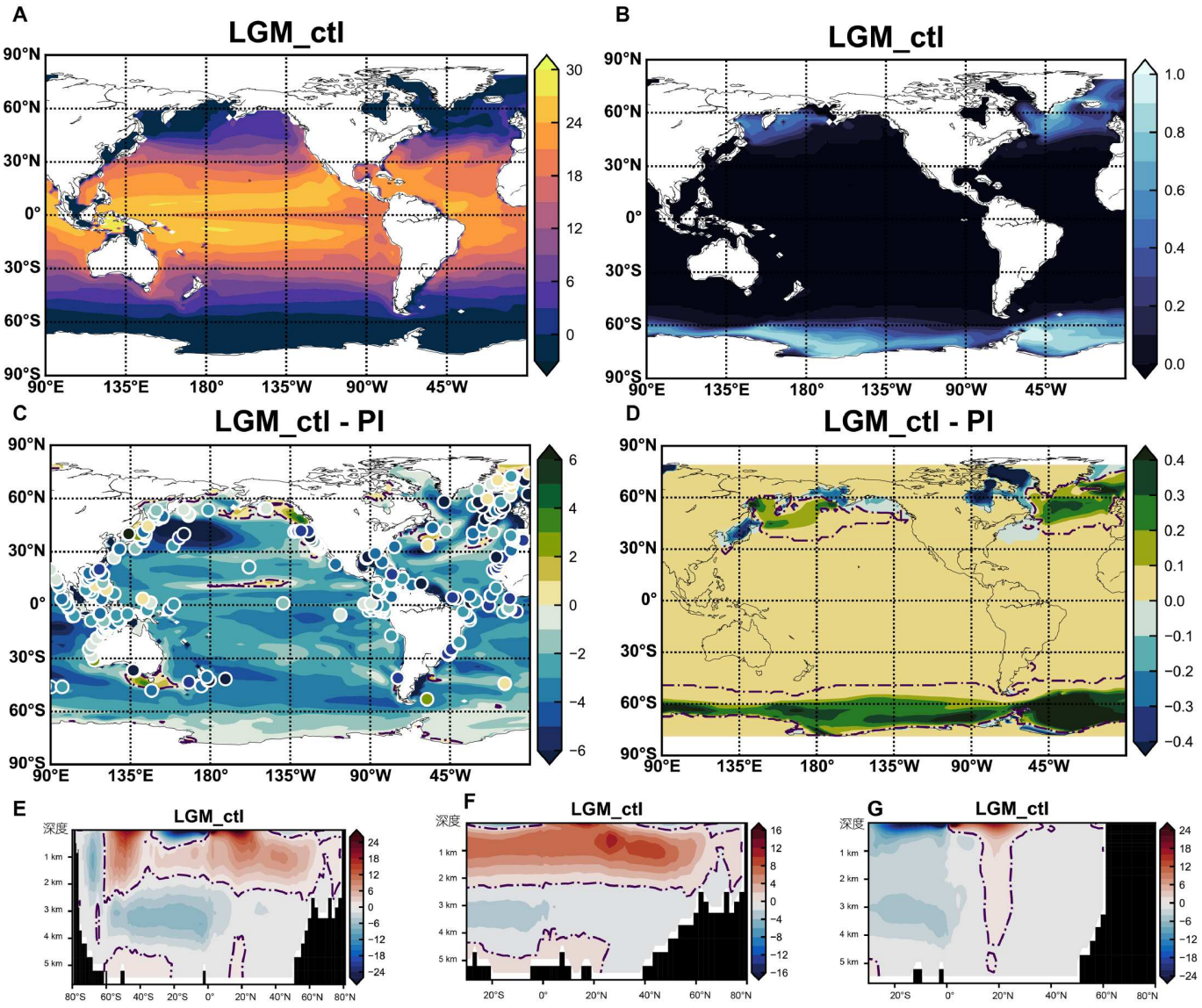

图 2　冰期试验物理输出。(A) 海表面温度(色标单位：℃)；(B) 海冰浓度(无量纲)；(C) 冰期试验相对于间冰期试验的SST差异(色标单位：℃)，图中圆点为近期LGM数据同化工作中LGM相对于晚全新世SST的差值(Tierney等，2020)；(D) 冰期试验相对于间冰期试验中的海冰变化(无量纲)；(E–G)分别为冰期试验中的全球经向翻转环流、大西洋经向翻转环流和太平洋经向翻转环流，单位均为Sv

铁施肥敏感的区域(Du等，2022)。

3.2　盐度驱动的洋盆尺度海洋过程响应

相对于冰期试验，敏感性试验中由于北太平洋淡水抽出，海洋物理过程出现了明显的响应。淡水抽出的直接结果是北太平洋海洋表层盐度(SSS，图3)升高，核心区位于北太平洋30°N–60°N区间，幅度可达1.5 psu (LGM_pac_005)和2.7 psu(LGM_pac_010)。值得注意的是，在北太平洋洋盆盐度升高的同时，同纬度地区的北大西洋盐度响应在两个敏感性试验中存在差异，深对流试验中，北大西洋盐度下降，幅度约0.4 psu；浅对流试验中，北大西洋表层盐度变化不明显。深对流试验中洋盆尺度的镜像盐度差异，与前人工作中的结果基本一致(Saenko等，2004；Rae等，2020)。敏感性试验中，南大洋表层盐度没有显著变化。

敏感性试验中，北太平洋表层盐度升高，使得表层海水密度大幅上升，并进一步导致了年均混合层深度(MLD)的加深(图4)。在浅对流和深对流试验中，以淡水抽出区(45°–50°N)为核心，北太平洋MLD明显加深，幅度可达300–500 m。与盐度的反馈对应，北大西洋在深对流试验中，MLD有下降趋势，幅度约200 m。与盐度反馈不同，南大洋MLD在深对流试验中也出现了洋盆尺度的

表1　模式模拟的碳循环变化总结[a)]

试验名	LGM_ctl	LGM_pac_005	LGM_pac_010
抽淡水量(Sv)	0	0.05	0.1
大气pCO_2(ppm)	223	+9	+18
全大洋总储量	36290	−14	−33
全大洋1000 m以下储量	27922	−112	−272
太平洋总储量	19523	−68	−270
太平洋1000 m以下储量	15157	−152	−442
大西洋总储量	8907	+14	+101
大西洋1000 m以下储量	6813	+10	+75
北太平洋输出生产力 (GtC yr^{-1})	1.34	+0.1	+0.5

a) 冰期试验(LGM_ctl)列中为模式模拟的绝对值，敏感性试验(LGM_pac_005和LGM_pac_010)两列为模式模拟与冰期试验的差值。储量变化单位：GtC

差异。在60°S以南，太平洋区域罗斯海区域MLD明显变浅；大西洋威德尔海MLD则存在纬度上的差异：自75°S以南MLD变深，60°–75°S则变浅。

MLD的变化与深水形成和热盐环流过程密切相关。在冰期试验中，北太平洋没有深水形成也没有明显的太平洋经向翻转环流(PMOC)(图2G)。来自南大洋高纬的水团进入北太平洋后上翻，重回南大洋表层。浅对流试验中(图5A)，北太平洋对流过程加强，形成了一个较弱的PMOC，深度约1000 m，核心强度(40°N以北)约7 Sv；而在深对流试验中，PMOC明显加强，其最深处接近3000 m，40°N以北的最大强度约18 Sv。另需注意的是，在两个试验中，虽然人工的盐度通量改变只作用于北太平洋表层，但太平洋的深部环流强度都明显加强。大西洋经向翻转环流(AMOC)(图5B)与PMOC呈现镜像变化，即整个水柱内的环流强度均减弱。南大洋环流圈(SOMOC)和全球经向翻转环流(GMOC)同时受控于太平洋和大西洋过程(图5C)。整体上，两个对流试验中SOMOC都略有增强；但是与MLD结果一致，深对流试验中靠近南极区域的环流变化不明显，甚至略有减弱，但在55°–65°S部分环流明显增强。

SST变化(图6A)则与热盐环流模态相关。在两个对流试验中，由于PMOC形成，太平洋跨赤道向北热量输

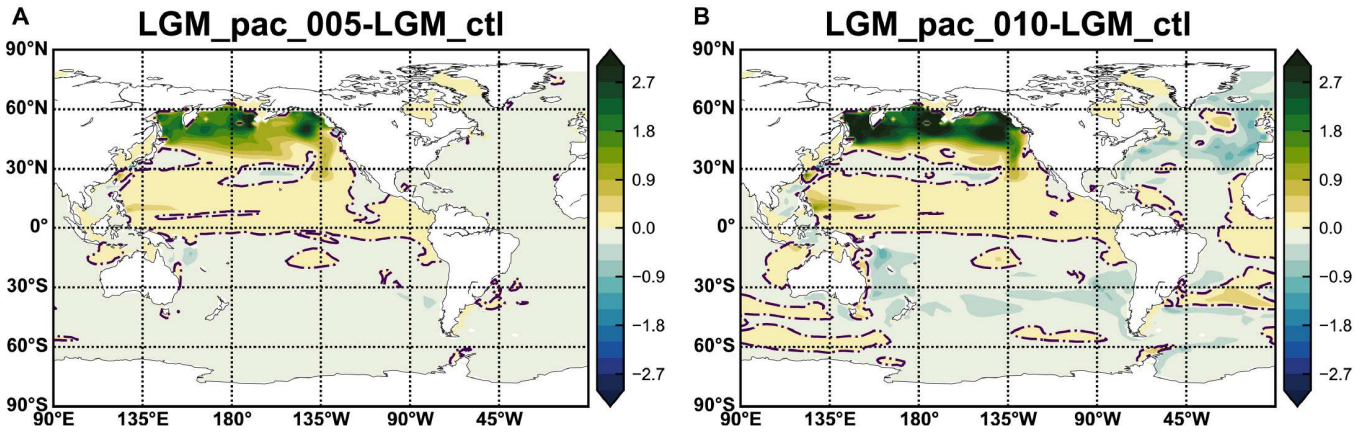

图3　模式模拟的SSS在敏感性试验中与冰期对照试验的差异(色标单位：psu)

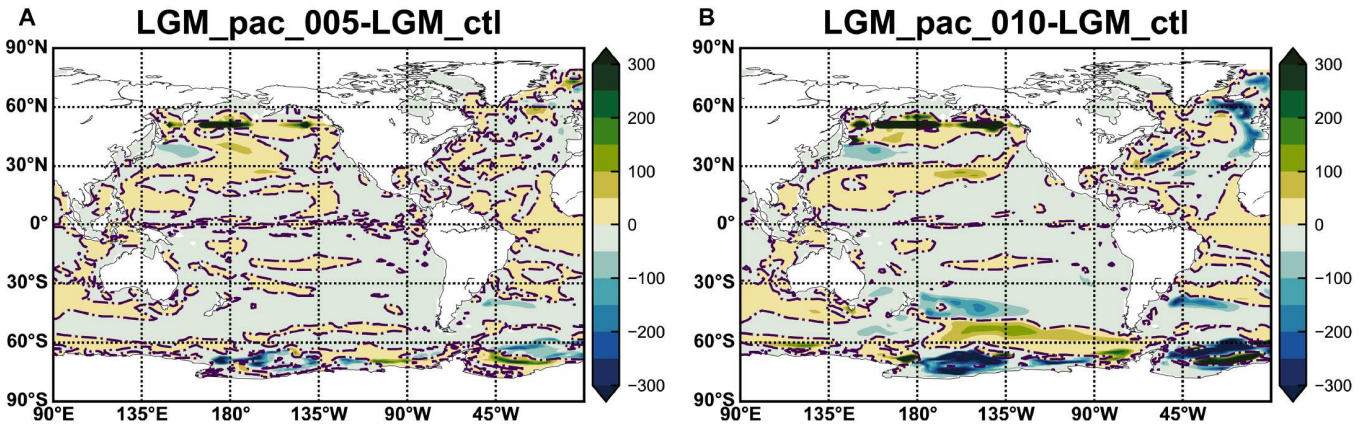

图4　模式模拟的年均混合层深度(MLD)在敏感性试验中与冰期对照试验的差异(色标单位：m)

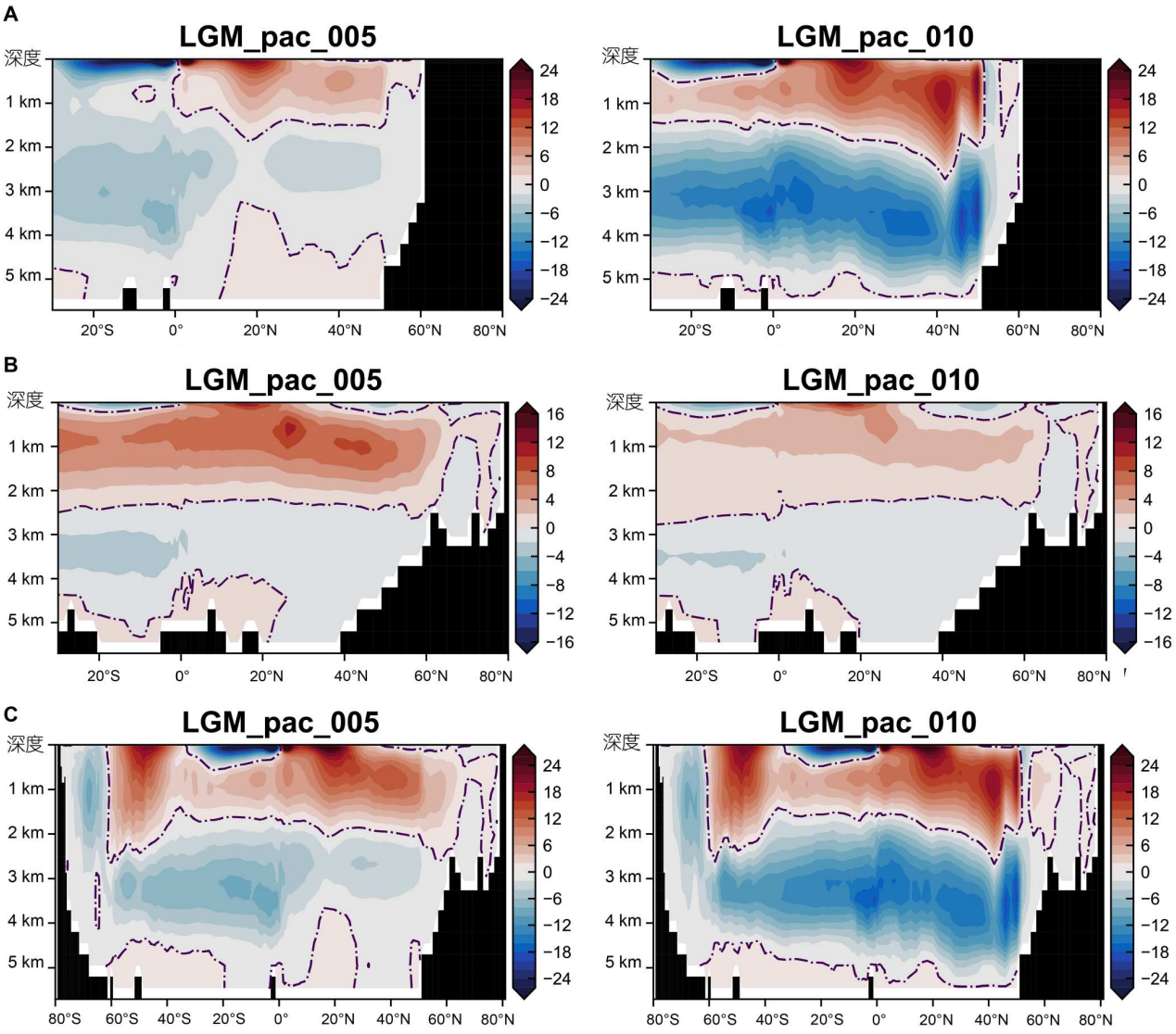

图 5　敏感性试验中模式模拟的经向翻转环流。（A） 太平洋经向翻转流(PMOC)；（B） 大西洋经向翻转流(AMOC)；（C） 全球经向翻转环流(GMOC)。图中色标单位：Sv。图中左列为浅对流试验结果，右列为深对流试验结果

送增加，北太平洋均明显变暖。深对流试验中，北太平洋变暖幅度超过4 ℃。而AMOC的减弱，则使得北大西洋SST下降。SST的变化与海冰变化(图6B)的趋势基本一致，在敏感性试验中，北太平洋，尤其是西北太平洋的海冰覆盖面积明显下降；大西洋的海冰覆盖程度则显著上升。

值得注意的是，在两个敏感性试验中，南大洋的SST上升，海冰覆盖程度减少，但是深部环流强度是增强的。由于海冰覆盖减少会减弱盐析作用(brine rejection)，本身不利于深部环流增强，从而指示更加复杂的动力学过程可能在南大洋发生。因为南大洋过程和深部碳循环动力学密切相关，我们将其放在深部碳循环响应一节中一起讨论。

3.3　洋盆尺度碳循环“跷跷板”

物理条件的改变引起了海-气碳循环系统的进一步响应(表1)。冰期试验中，模式模拟的大气pCO_2为223 ppm，其绝对值高于冰芯记录。此前的分析已经表明(Du等，2022)，造成这一偏差的主要因素是现版本MITgcm-ReCoM2未能完全考虑沉积物过程对海洋碳循环的影响，因而海洋中的碳酸盐补偿(buffering)效应也相对较弱(Hain和Sigman，2025)；同时模式没有考虑海洋总碱度在冰期时的变化(Toggweiler，2008)，可能也是偏差形成的原因之一。模式模拟的大气pCO_2随着淡水抽出的增多而上升，在浅对流试验中，大气pCO_2上升9 ppm；在深对流试验中，大气pCO_2相对浅对流试验进一步上升9 ppm，至241 ppm。

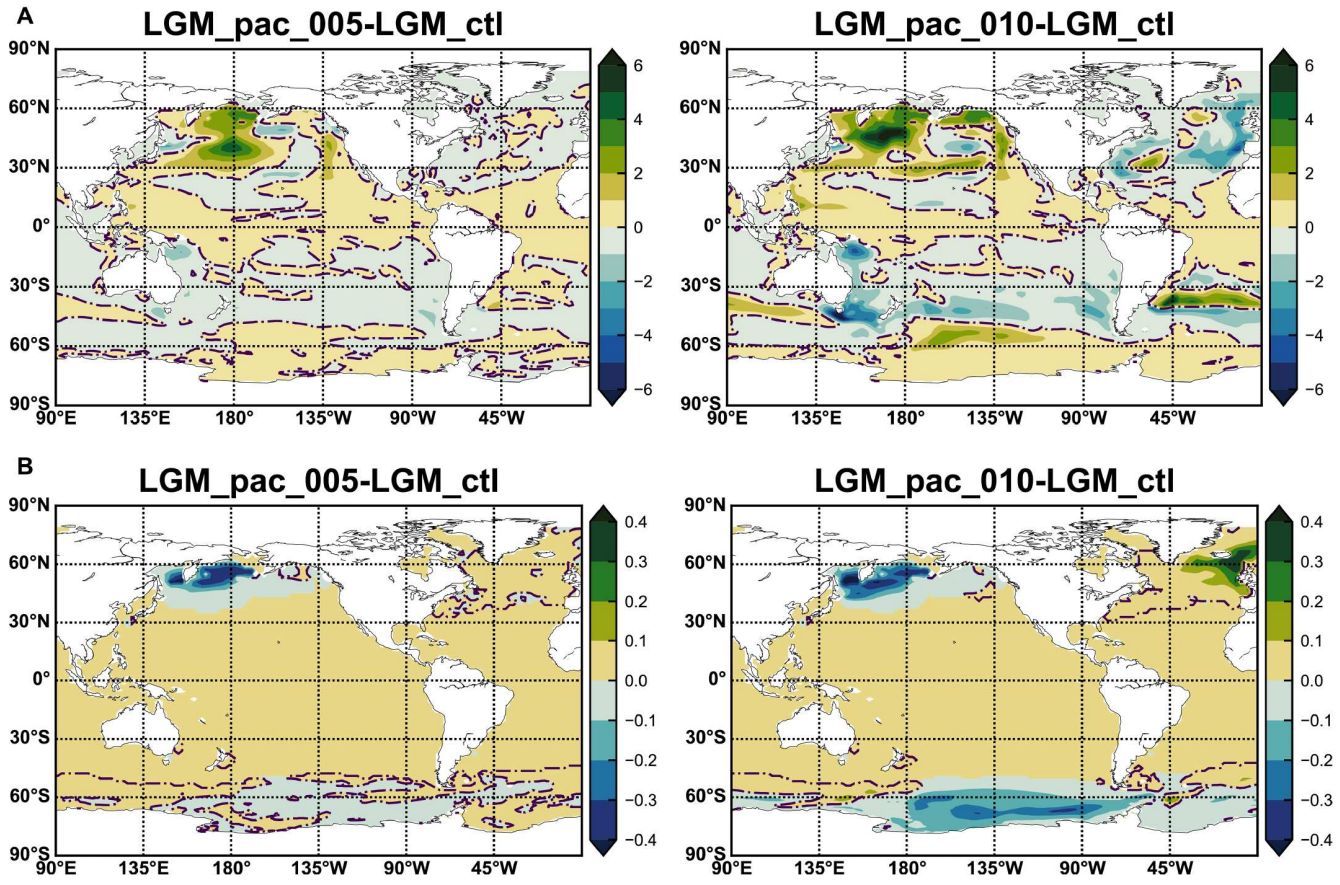

图 6　敏感性试验中与冰期对照试验海表面物理场的差异。(A) 海表面温度(SST，色标单位：℃)；(B) 海冰浓度(SIC，无量纲)

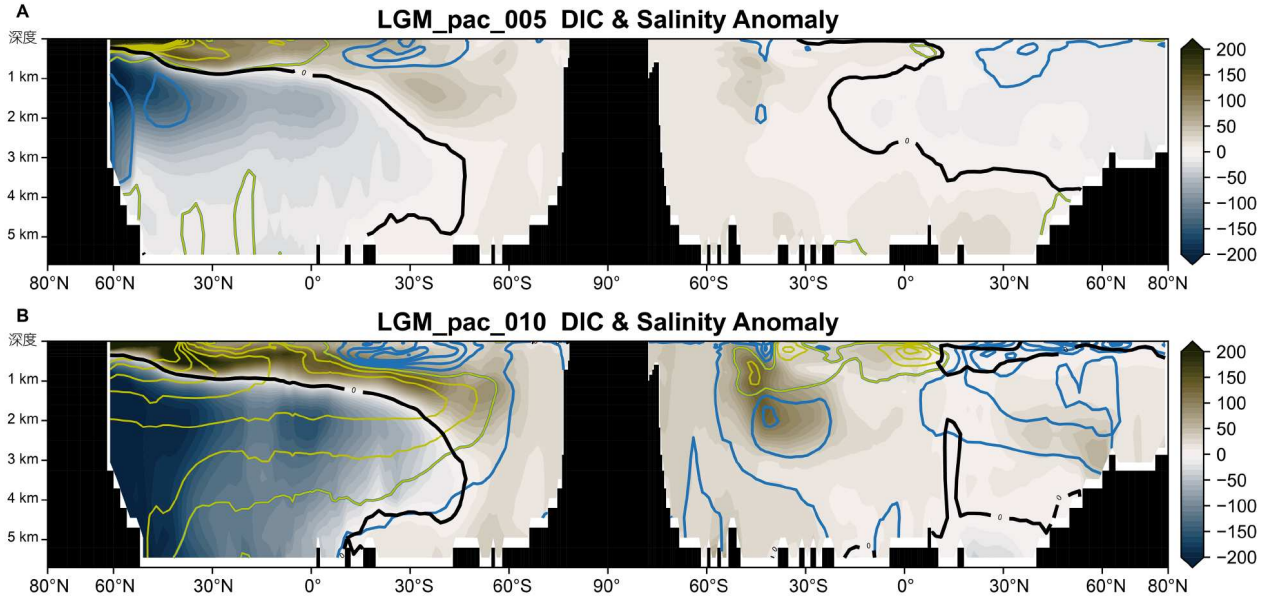

图 7　海洋储碳对冰期太平洋盐跃层的响应，均为敏感性试验和冰期试验之间的差值。图中填色为洋盆尺度纬向平均溶解无机碳(DIC，色标单位：mmol m^{-3})，等值线为盐度(单位：psu)。从左至右，图中分别为太平洋洋盆、南大洋和大西洋洋盆

大气pCO_2的强烈变化主要受控于洋盆尺度储碳容量与机制更为剧烈的改变。从储碳总量上来看，浅对流和深对流试验中海洋总储库的变化分别为14 GtC和33 GtC，与大气碳储库的变量一致对应。太平洋洋盆在敏感性试

验中碳损失明显，分别为68 GtC和270 GtC；对应试验中，大西洋洋盆碳储量分别增加了14 GtC和101 GtC。因此，尽管大气pCO_2和海洋总储碳量的变化与北太平洋淡水强迫的强度呈现近线性特征，但海洋深部的碳循环响应则是非线性的。同时，洋盆内部的碳储量变动也不是均一的。对流试验中，太平洋的碳损失主要集中于1000 m以下的深海当中，而1000 m以上则获得了额外的碳储量。大西洋在两个敏感性试验中略有差别。浅对流试验中，正的DIC异常(储碳增多)主要集中于大西洋深部和受SOMOC控制的海区；而在深对流试验中，几乎整个大西洋洋储碳都是增多的。

北半球海洋深部碳储量受控于盐跃层结构的改变(图7)。以太平洋为例，在两个对流试验当中，北太平洋的盐度输入随深对流的形成而侵入海洋内部。从盐度结构中可以观察到，当盐度通量增大时，高盐海水在太平洋内部向深、向南扩张。盐跃层结构打破，使得太平洋内部的层结被削弱。在模式中我们采用了层结决定的垂向混合方案(“KPP”模式)，因此盐度注入使得原本储存于深海当中的碳储库向层结减弱的方向(即向海洋上层)输送，进入受PMOC控制的海区。而随着PMOC深部向南的输送，这部分碳库又进入南大洋，并随热盐环流进入北大西洋。在浅对流试验中，北大西洋有轻微的碳损失，其机理与太平洋类似，即AMOC的收缩伴随着海洋内部层化，削弱了DIC向上输送的能力。

南大洋的过程则更加复杂。上一小节中，我们已经观察到，南大洋表层盐度变化较小，温度上升，表层温盐变化不利于观察到的对流增强。因此，其动力学机制主要来自于海洋内部。以深对流试验为例，盐度结构显示，南大洋深部也出现了整体性的盐度下降，但深部盐度的下降幅度要高于上层海洋，从而客观上减弱了南大洋区域海洋内部的层化，使得更强的SOMOC可能发生。SOMOC在海洋碳循环中扮演着重要的角色。以现代为例，SOMOC在上涌过程中会将来自于热盐环流末端(即北太平洋深部)的碳重新带到南大洋表层(Yu等，2020)，是海洋深部水团和“老碳”再次通风的主要途径。因此SOMOC增强，会使得单位时间内从北太平洋内部向外输送的碳增多。与此同时，由于PMOC扩张也带来了更多高盐富碳的中层海水，两者的共同作用是南大洋DIC升高的主要原因。

3.4　海表碳循环过程响应

北太平洋盐跃层结构的变化同时作用于对海洋深部和表层碳循环，并对局地的碳源汇格局产生重要影响。本节从敏感性试验中海表营养盐、输出生产力和碳通量三个变量出发，讨论冰期北太平洋盐跃层对于海表碳循环过程的控制作用。

海表碳循环的响应首先体现为海表营养盐的变化(图8)。与DIC类似，海洋中营养盐的分布和转移也同时受到物理过程和局地的生物地球化学过程的控制。在两个对流试验当中，热盐环流的响应以PMOC的产生和SOMOC的增强为代表。由于海洋内部的平均营养盐浓度高于海表，增强的海洋环流会增加海洋内部向海表的营养盐输送，这一推论在模拟的海表溶解无机氮(DIN)与海表溶解铁(DFe)差异场均表现显著。在浅对流试验中，随着盐度通量增大，环流强度增强，北太平洋和南大洋的海表DIN和DFe浓度整体升高，但北大西洋海表浓度变化不大。深对流试验中，进一步加强的环流强度继续推高海表的营养盐浓度，营养盐正异常的区域逐渐由高纬向低纬扩展。这一现象有两个原因，一是随着太平洋上升流的增强带来了更多的营养盐；二是在深对流试验当中，高纬海区未被利用的营养盐增多，从而随表层海流转移至海洋其他区域。

营养盐的变化，尤其是海表DFe的输送，进一步驱动了海表初级生产力的演变。以光合作用为代表的初级生产过程是海洋生物碳泵固定CO_2的主要途径，而初级生产力对营养盐的利用效率，则很大程度上受到铁限制(Moore等，2013)。此处，我们以输出生产力(Export Production)，即离开海洋上层100 m潜入深海的颗粒有机碳(POC)通量为例，观察生产力对营养盐变化的响应(图9)。在敏感性试验当中，由PMOC和SOMOC增强带来的额外铁供应，升高了北太平洋和南大洋的输出生产力。在赤道东太平洋，浅对流试验中的输出生产力变化不明显；而在深对流试验当中，由于太平洋上升流的进一步加强，赤道东太平洋的输出生产力也相应提高。但应注意，输出生产力提高并不一定意味着区域海洋会储存更多的碳，因为海洋内部供给营养盐的同时也会将DIC从海洋内部向上输送，从而通过物理过程造成海表CO_2释放效应。生物固碳过程，实际上决定了有多少营养盐在海洋表层被消耗，从而抵消甚至超过海洋物理过程带来的CO_2。在对流试验中，海表营养盐在平衡态的增长，暗示生物泵并没有完全抵消CO_2的上涌，因此最终海洋释放了CO_2，造成大气CO_2反而上升。

物理过程和生物地球化学反馈进而导致了海表碳源汇格局的响应。海表dpCO_2描绘海表与大气之间CO_2分压的差值(图10)，是碳源汇格局的重要指征：在dpCO_2>0的海区，海洋倾向于释放CO_2；反之，dpCO_2<0时，海洋会吸收碳。在冰期对照试验中，北大西洋和北太平洋为碳汇(dpCO_2<0)，南大洋为碳源(dpCO_2>0)。北半球高纬的

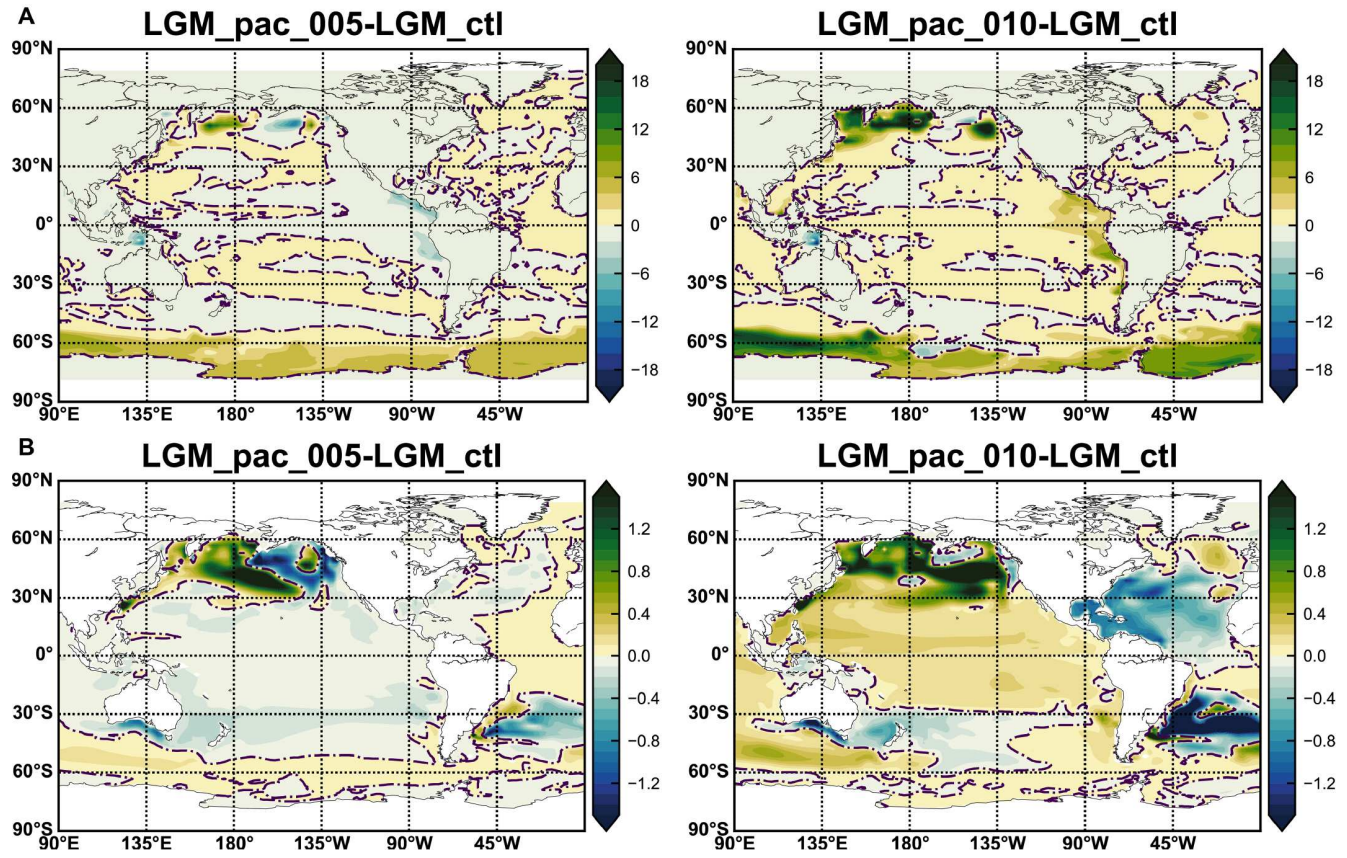

图8 海表营养盐在敏感性试验与冰期对照试验中的差值。(A) 溶解无机氮(DIN，色标单位：mmol m^{-3})；(B) 溶解铁(DFe，色标单位：μmol m^{-3})

碳汇作用主要受控于高纬的显著的冷却(Yu等，2019)，而南大洋的碳源作用则受控于南大洋温度、海冰和环流形态(Marzocchi和Jansen，2019；Du等，2022)。而在敏感性试验中，北太平洋大部分区域(除45°–50°N，见下文分析)的碳汇作用和南大洋的碳源效应都得到了增强。一个显而易见的问题是，当敏感性试验中PMOC和SOMOC都加强的情况下，为何在太平洋的南北两端碳源汇存在迥异的反馈?

进一步的分析表明，dpCO_2的差异性主要受控于海洋无机碳体系的再平衡。影响dpCO_2的因素主要为海表DIC(图7)、碱度(ALK，图11A)、SST(图6A)和SSS(图3)。其他条件不变时，ALK升高会提升CO_2溶解度，从而降低海表pCO_2；而DIC、SST和SSS上升会推高海表pCO_2。在南大洋海域，对流试验中，总体呈现SST显著上升、DIC升高、SSS基本不变、ALK基本不变(浅对流试验)或略有上升(深对流试验)，因而在SST和DIC共同推高了海表pCO_2时，尽管ALK可能有所上升，但并没有改变dpCO_2的趋势。而在北太平洋，最为明确的变化是ALK在对流试验中显著上升，从而大幅降低了海表pCO_2，超过了由海表盐度通量引起的SSS上升、对流引起的DIC上升和由PMOC引起的北太平洋SST上升所引起的pCO_2变化，导致北太平洋大部分区域碳汇作用增强。

值得注意的是，在两个对流试验中，北太平洋45°–50°N区域呈现逐步增强的dpCO_2正异常(图10)，也即其碳汇作用是减弱的，其分布正对应SSS最大正异常(图3)和MLD(图4)加深最多的海区。在深对流试验中，该区域的DIC和ALK浓度均上升。但是，只有在这些MLD加深最大的区域，ALK浓度的升高小于DIC浓度的升高(图11B为敏感性试验中ΔALK-ΔDIC)。由于ALK和DIC对海表dpCO_2的影响作用相反，但系数大致相当(Menviel等，2012)；如果ALK的浓度增长小于DIC，会使得DIC造成的pCO_2增长大于ALK引起的pCO_2下降，再叠加该海区SSS和SST增长的效应(pCO_2上升)，因此在这些海区的碳汇作用是减弱的。这一现象进一步表明，北太平洋的碳循环过程，与局地深对流的具体强度、位置密切相关，并且受到海洋无机碳体系中ALK和DIC的双重主控(Du等，2025)。

最终，以洋盆尺度计，在敏感性试验中观察到海表碳通量的差异如图12。图12中正值代表相对于冰期试验，海洋吸收碳减弱或释放碳增强，负值代表海洋碳吸收增

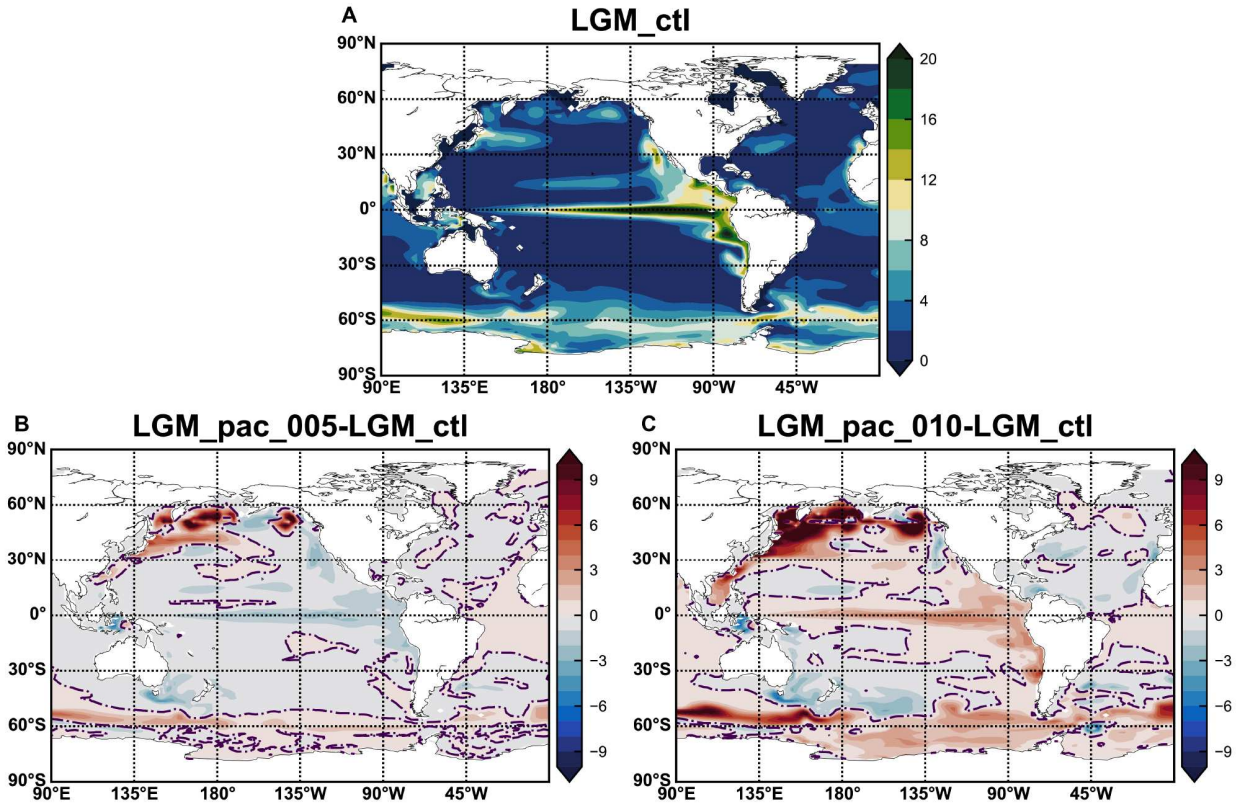

图 9　输出生产力(EP，色标单位：mmol C m^{-2} day^{-1})在冰期试验中的输出及其敏感性试验中的差值

强或释放减弱。如前述，北太平洋与南大洋的局地源汇格局增强。北大西洋在两个试验中碳汇效应有所减弱，主要原因是试验中AMOC在大西洋-太平洋MOC跷跷板的作用下减弱了；AMOC作为北大西洋主要的碳汇过程，减弱之后削弱了北大西洋的碳汇效应。

3.5　对冰期碳循环的启示

尽管古海洋学证据、此前的数值模拟结果(Buchanan等，2016；Jacobel等，2017；Du和Tian，2025)，均指向一个更大的太平洋碳库，从而贡献于冰期的大气pCO_2下降；围绕冰期太平洋碳循环动力学的研究，至今仍有不少亟待解决的基础问题，其争论主要围绕于两个方面。一是冰期太平洋深部环流强度的争论。经典假说认为，冰期太平洋与大西洋类似，环流更加迟滞从而呼吸碳库增多(Skinner等，2015；Du等，2018)；但部分水团指标(如Nd同位素)则提出了环流活跃的假说(Hu和Piotrowski，2018)。近期的数值模拟结果(Du和Tian，2025)，一定程度上证明了即使环流更加活跃，太平洋深部碳库仍能通过增强海气不平衡的方式储存更多的碳。

北太平洋冰期的表层过程(Gray等，2018；Rae等，2020)的认识程度更低，这也是本研究试图通过数值模拟厘清的部分。一般认为，自上新世晚期以来，北太平洋的盐跃层形成、增强，并几乎永久性地隔绝了北太平洋深部(Haug等，1999)，使之成为最大的海洋呼吸碳库。最近，Rae等(2020)发表的工作，集合了一系列古海洋指标和中等复杂程度数值模式结果，认为冰期的北太平洋与今天的北大西洋类似，有深水形成、生物泵效率较高、表层营养盐较低。而此前Gray等(2018)发表的工作，则显示在LGM期间，北太海表的碳通量可能较小(dpCO_2趋近于0)，也从侧面印证这一观点。但是本研究的数值模拟结果显示，不论在深对流还是浅对流试验当中，盐跃层的消除都在很大程度上造成了深部碳库的泄漏(图7)，使得更多CO_2从南大洋逃逸(图12)，反而增加了大气CO_2(表1)。这一过程在冰期或者在间冰期条件下，在不同数值模式中取得了一致的结果(Menviel等，2012，2014)，因此并不依赖模式本身。

我们的数值试验表明，北太平洋的深对流(如在LGM_pac_010中)，破坏了深部碳库稳定性，导致海洋碳释放。但是，地质记录清晰表明，太平洋碳库在冰期扩容(Jacobel等，2017)。因此，现阶段在地质记录与模式结果之间，甚至指示海表通风(Rae等，2020)和深海碳储(Jacobel等，2017)的记录之间，也存在亟须调和的矛盾。

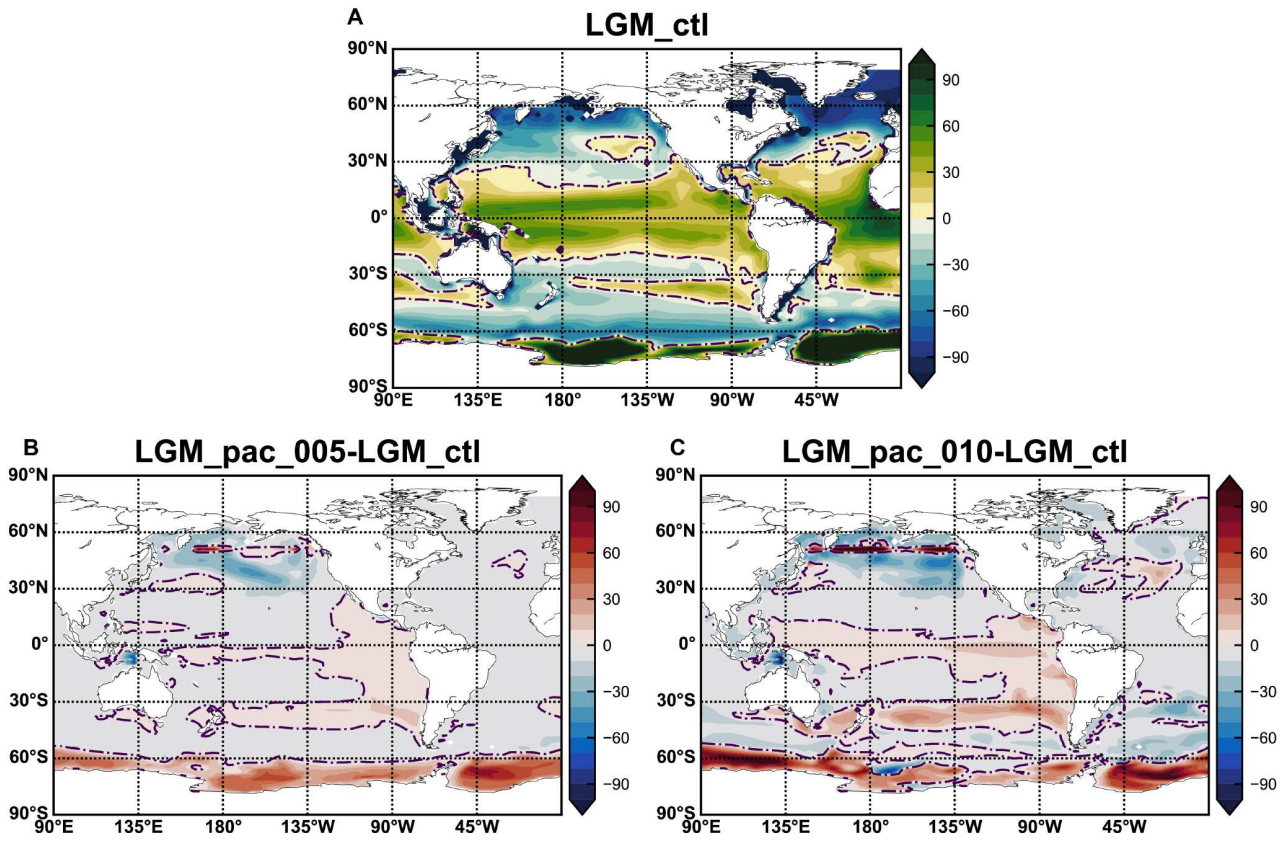

图 10 海表dpCO_2在冰期试验中的输出及其敏感性试验中的差值，色标单位为ppm

依据现有结果，我们认为，如要达成冰期太平洋深对流与储碳共存，可能需要两个条件，即冰期PMOC的特定模态和进一步厘清南大洋的作用。我们在试验中最少使用了0.05 Sv的抽淡水通量，但在实际地质历史上，不管是由于冰川形成或是冰期净降水量的改变(Gray等，2018)，其总值可能进一步小于浅对流试验中的0.05 Sv，从而使得北太平洋的对流过程存在高度自限性。于是，冰期环流的物理图景将是主导的AABW环流从南大洋扩张至北大西洋和北太平洋；而在北太平洋和大西洋形成的中层水团，会导致北半球存在两个和现代北大西洋类似的碳汇，其强度可能由温度控制(Takahashi等，2009)。这一图景能够在一定程度上弥合模式结果与记录之间的争论，并且保持在洋盆尺度上与北大西洋研究的一致性。此外，在PMOC活跃时，冰期南大洋在太平洋的一侧，可能会产生更快的经向环流；同时南大洋海表的急剧冷却使得海冰增多，与环流速度一道提升不平衡泵效率，从而抵消直至反转了PMOC增强对储碳的不利作用(Du和Tian，2025)。此外，海冰贡献的盐分会提高AABW的盐度(Marzocchi和Jansen，2019)，使得PMOC要破坏底层层结，释放深部碳库变得更为困难。

我们的试验进一步表明了在气候状态改变时，海-气碳循环的复杂响应过程，我们将之整理为两类互相耦合的机理：

(1) 边界条件决定的气候-碳循环平衡模态。在气候模拟中，背景的大气CO_2通常依据地质记录产生，并作为模拟的重要边界条件，以此气候系统模式能够输出特定大气和海洋物理场。碳循环模拟则以这些物理条件为基准(尤其是温度)，揭示在特定边界条件下的海洋碳循环模态；这些边界条件，也决定在“化学平衡”视角下，大气和海洋之间的碳库分配。例如，在表1中，尽管深对流试验里太平洋和大西洋的总储量改变都在100 GtC量级，但在平均海温变化不大的前提下，最终大气pCO_2的变化只在20 ppm左右。这一现象印证了在构造和长轨道时间尺度上，海洋的平均温度状况，实际上决定了海洋溶解泵本身的强度(Kump和Arthur，1999)。

(2) 物理条件引发的洋盆尺度储碳作用再平衡。冰期太平洋通风状态或PMOC的变化，实质上是通过物理条件引发洋盆之间、表层海洋和底层海洋之间的碳库转运(Du等，2025)。由于转运过程中，碳化学平衡会受到无机过程(溶解泵、碳酸盐化学)(Anderson等，2019)和有

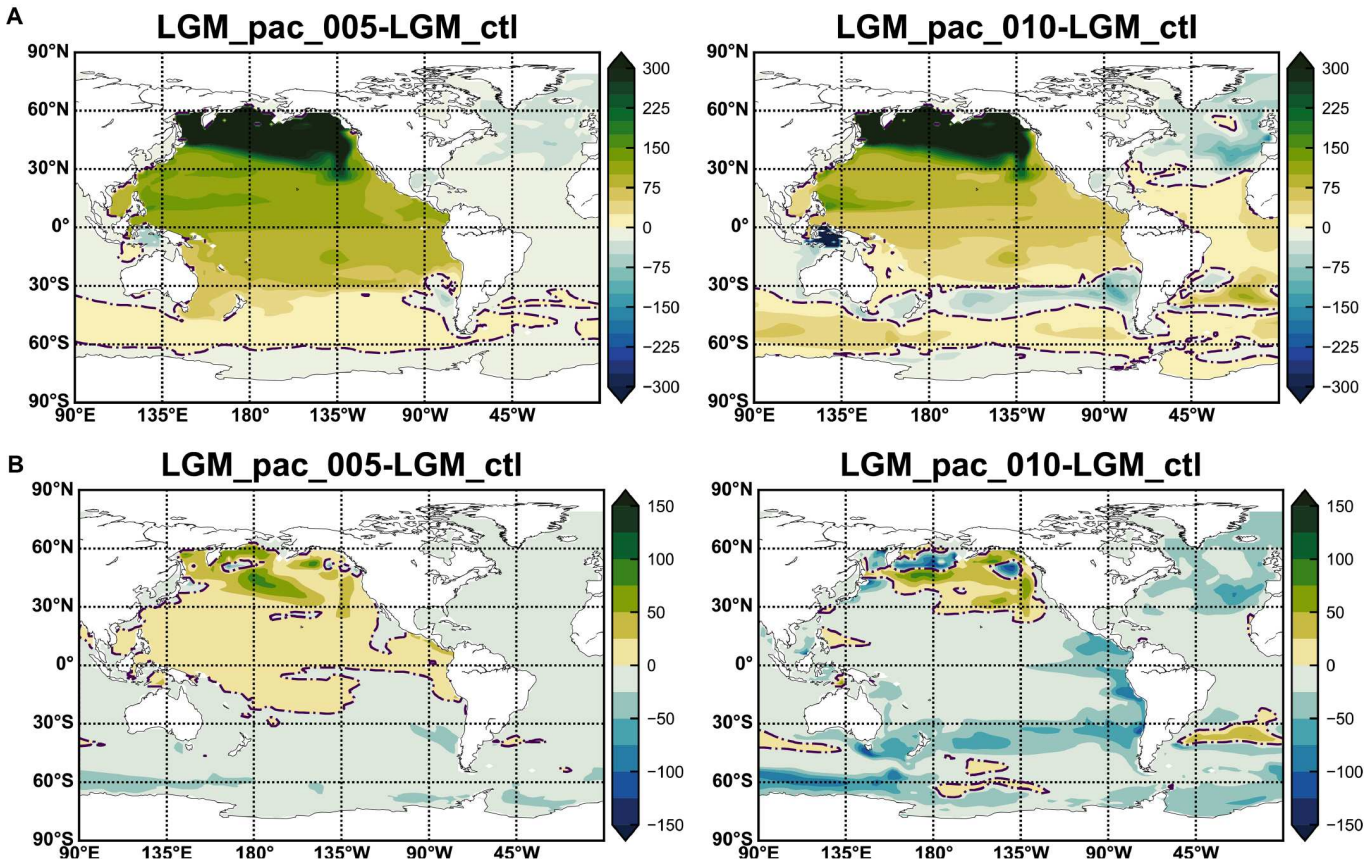

图 11　驱动dpCO_2变化的机理。（A）海表碱度(ALK，色标单位：mmol m^{-3})在敏感性试验和冰期对照试验的差值；（B）ALK和海表DIC(色标单位：mmol m^{-3})在敏感性试验中相对冰期试验变化的差值，即ΔALK-ΔDIC

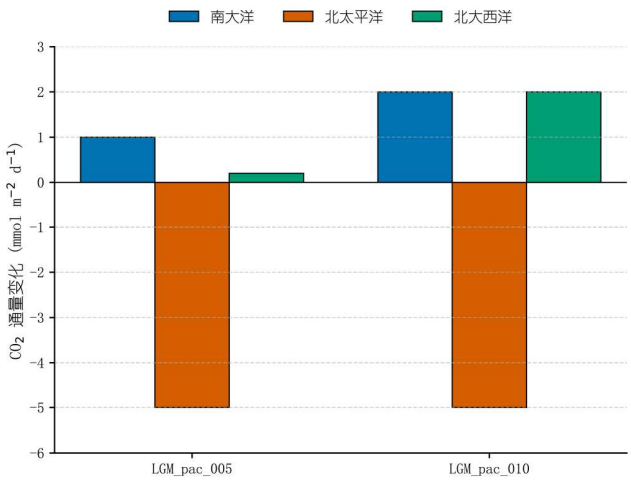

图 12　洋盆尺度海气碳通量(单位：mmolC m^{-2} day^{-1})在敏感性试验和冰期试验中的差值

机过程(光合作用和呼吸作用)(Khatiwala等，2019)的共同调制，这种洋盆之间的碳转运最终会使海洋碳库偏离原有的平衡状态，通过与大气(或者陆地)之间的碳收支响应，改变大气CO_2，从而与前述机理结合，开启新的气候-碳循环再平衡过程。

4　结论与展望

本研究基于先进海气碳循环模式MITgcm-REcoM2在LGM理想冰期条件下完成了三组数值模拟试验，揭示了冰期条件下北太平洋盐跃层与深部碳库之间的相互作用。我们的数值模拟结果表明，在抽淡水试验强度为0.05和0.1 Sv时，削弱或移除北太平洋盐跃层，直接结果是PMOC的生成和SOMOC的加强。增强的环流输送和跨密度混合，不利于冰期太平洋碳库的富集和保持。在此情景下，表层海洋的碳循环过程同时受到物理条件(SST、SSS)和碳化学平衡(ALK、DIC)的调控，在北太平洋以无机碳化学平衡过程为主导。我们的模拟试验结果表明，冰期北太平洋表层如果存在中深层对流，可能使得北太平洋成为一个弱的碳汇，但其具体的气候动力学驱动机理，以及其和北大西洋深水形成的相互作用，仍然需要更多的工作予以揭示。

致谢　感谢编委和两位审稿专家的建设性意见与帮助。感

谢彭昊、胡建雄两位同学在格式与校对上的帮助，感谢魏三山女士对作图风格提供的帮助。感谢同济大学超算中心提供的计算资源。

参考文献

Anderson R F, Sachs J P, Fleisher M Q, et al. 2019. Deep-sea oxygen depletion and ocean carbon sequestration during the Last Ice Age. Glob Biogeochem Cycle, 33: 301–317

Antonov J I, D. Seidov T P, Boyer R A, et al. 2010. World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity. World Ocean Atlas 2009, 2: 184

Aumont O, Ethé C, Tagliabue A, et al. 2015. PISCES-v2: An ocean biogeochemical model for carbon and ecosystem studies. Geosci Model Dev, 8: 2465–2513

Berger A. 1988. Milankovitch theory and climate. Rev Geophys, 26: 624–657

Buchanan P J, Matear R J, Lenton A, et al. 2016. The simulated climate of the Last Glacial Maximum and insights into the global marine carbon cycle. Clim Past, 12: 2271–2295

Burls N J, Fedorov A V, Sigman D M, et al. 2017. Active Pacific meridional overturning circulation (PMOC) during the warm Pliocene. Sci Adv, 3: 1–3

Campin J M, Goosse H. 1999. Parameterization of density-driven downsloping flow for a coarse-resolution ocean model in z-coordinate. Tellus A-Dynamic Meteorol Oceanogr, 51: 412–430

Campin J M, Heimbach P, Losch M, et al. 2020. MITgcm/MITgcm: Mid 2020 version. Doi: 10.5281/Zenodo.3967889

Curry W B, Oppo D W. 2005. Glacial water mass geometry and the distribution of $\delta^{13}C$ of ΣCO_2 in the western Atlantic Ocean. Paleoceanography, 20: 2004PA001021

DeVries T. 2022. The ocean carbon cycle. Annu Rev Environ Resour, 47: 317–341

Du J, Tian J. 2025. Distinct carbon sequestration in the glacial Pacific despite vigorous deep ocean circulation. Earth Planet Sci Lett, 660: 119344

Du J, Haley B A, Mix A C, et al. 2018. Flushing of the deep Pacific Ocean and the deglacial rise of atmospheric CO_2 concentrations. Nat Geosci, 11: 749–755

Du J, Ye Y, Zhang X, et al. 2022. Southern control of interhemispheric synergy on glacial marine carbon sequestration. Geophys Res Lett, 49: 1–2

Du J, Tian J, Hu A, et al. 2025. The presence of the Tibetan Plateau lowers atmospheric CO_2 levels via the Atlantic-Pacific carbon seesaw. Glob Planet Change, 245: 104681

Ford H L, Burls N J, Jacobs P, et al. 2022. Sustained mid-Pliocene warmth led to deep water formation in the North Pacific. Nat Geosci, 15: 658–663

Fu M, Fedorov A V. 2024. Impacts of an active Pacific Meridional Overturning Circulation on the Pliocene climate and hydrological cycle. Earth Planet Sci Lett, 642: 118878

Garcia H E, Locarnini R A, Boyer T P, et al. 2010. World Ocean Atlas 2009. Volume 4: Nutrients (Phosphate, Nitrate, Silicate). World Ocean Atlas 2009, 4

Gent P R, Willebrand J, McDougall T J, et al. 1995. Parameterizing eddy-induced tracer transports in ocean circulation models. J Phys Oceanogr, 25: 463–474

Gray W R, Rae J W B, Wills R C J, et al. 2018. Deglacial upwelling, productivity and CO_2 outgassing in the North Pacific Ocean. Nat Geosci, 11: 340–344

Hain M P, Sigman D M. 2025. CO_2 in Earth's ice age cycles. In: Oxford Research Encyclopedia of Climate Science. Oxford: Oxford University Press

Hain M P, Sigman D M, Haug G H. 2010. Carbon dioxide effects of Antarctic stratification, North Atlantic Intermediate Water formation, and subantarctic nutrient drawdown during the last ice age: Diagnosis and synthesis in a geochemical box model. Glob Biogeochem Cycle, 24: 1–9

Hauck J, Völker C. 2015. Rising atmospheric CO_2 leads to large impact of biology on Southern Ocean CO_2 uptake via changes of the Revelle factor. Geophys Res Lett, 42: 1459–1464

Hauck J, Völker C, Wang T, et al. 2013. Seasonally different carbon flux changes in the Southern Ocean in response to the southern annular mode. Global Biogeochem Cycles, 27: 1236–1245

Haug G H, Sigman D M, Tiedemann R, et al. 1999. Onset of permanent stratification in the subarctic Pacific Ocean. Nature, 401: 779–782

Hu R, Piotrowski A M. 2018. Neodymium isotope evidence for glacial-interglacial variability of deepwater transit time in the Pacific Ocean. Nat Commun, 9: 4709

Hülse D, Arndt S, Wilson J D, et al. 2017. Understanding the causes and consequences of past marine carbon cycling variability through models. Earth-Sci Rev, 171: 349–382

Imbrie J, Boyle E A, Clemens S C, et al. 1992. On the structure and origin of major glaciation cycles 1. Linear responses to Milankovitch forcing. Paleoceanography, 7: 701–738

Imbrie J, Berger A, Boyle E A, et al. 1993. On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle. Paleoceanography, 8: 699–735

Jacobel A W, McManus J F, Anderson R F, et al. 2017. Repeated storage of respired carbon in the equatorial Pacific Ocean over the last three glacial cycles. Nat Commun, 8: 1727

Khatiwala S, Schmittner A, Muglia J. 2019. Air-sea disequilibrium enhances ocean carbon storage during glacial periods. Sci Adv, 5: eaaw4981

Kump L R, Arthur M A. 1999. Interpreting carbon-isotope excursions: Carbonates and organic matter. Chem Geol, 161: 181–198

Large W G, McWilliams J C, Doney S C. 1994. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization. Rev Geophys, 32: 363–403

Lippold J, Luo Y, Francois R, et al. 2012. Strength and geometry of the glacial Atlantic Meridional Overturning Circulation. Nat Geosci, 5: 813–816

Locarnini R A, Mishonov A V., Antonov J I, et al. 2010. World Ocean Atlas 2009. Volume 1: Temperature. World Ocean Atlas, 2009, 1: 184

Lüthi D, Le Floch M, Bereiter B, et al. 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000–800,000 years before present. Nature, 453: 379–382

Marshall J, Speer K. 2012. Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling. Nat Geosci, 5: 171–180

Marzocchi A, Jansen M F. 2019. Global cooling linked to increased glacial carbon storage via changes in Antarctic sea ice. Nat Geosci, 12: 1001–1005

Menviel L, Timmermann A, Elison Timm O, et al. 2012. Removing the North Pacific halocline: Effects on global climate, ocean circulation and the carbon cycle. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 61-64: 106–113

Milankovitch M. 1941. Canon of Insolation and the Ice-Age Problem. Royal Serbian Acad Publ, 132: 484

Menviel L, England M H, Meissner K J, et al. 2014. Atlantic-Pacific seesaw and its role in outgassing CO_2 during Heinrich events. Paleoceanography, 29: 58–70

Moore C M, Mills M M, Arrigo K R, et al. 2013. Processes and patterns of oceanic nutrient limitation. Nat Geosci, 6: 701–710

Olsen A, Key R M, van Heuven S, et al. 2016. The Global Ocean Data

Analysis Project version 2 (GLODAPv2) - an internally consistent data product for the world ocean. Earth Syst Sci Data, 8: 297–323
Peterson C D, Lisiecki L E, Stern J V. 2014. Deglacial whole-ocean $\delta^{13}C$ change estimated from 480 benthic foraminiferal records. Paleoceanography, 29: 549–563
Pierre F, Guo R, Wang J, et al. 2023. Global Carbon Budget 2023. Earth Syst Sci Data, 13: 1791–1805
Rae J W B, Gray W R, Wills R C J, et al. 2020. Overturning circulation, nutrient limitation, and warming in the Glacial North Pacific. Sci Adv, 6: 1–4
Saenko O A, Schmittner A, Weaver A J. 2004. The Atlantic-Pacific Seesaw. J Clim, 17: 2033–2038
Sigman D M, Boyle E A. 2000. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide. Nature, 407: 859–869
Sigman D M, Hain M P, Haug G H. 2010. The polar ocean and glacial cycles in atmospheric CO_2 concentration. Nature, 466: 47–55
Sigman D M, Fripiat F, Studer A S, et al. 2021. The Southern Ocean during the ice ages: A review of the Antarctic surface isolation hypothesis, with comparison to the North Pacific. Quat Sci Rev, 254: 106732
Skinner L, McCave I N, Carter L, et al. 2015. Reduced ventilation and enhanced magnitude of the deep Pacific carbon pool during the last glacial period. Earth Planet Sci Lett, 411: 45–52
Takahashi T, Sutherland S C, Wanninkhof R, et al. 2009. Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO_2, and net sea-air CO_2 flux over the global oceans. Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr, 56: 554–577
Talley L D. 2013. Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and southern oceans. Oceanography, 26: 80–97
Tan N, Zhang Z S, Guo Z T, et al. 2022. Recognizing the role of Tropical seaways in modulating the pacific circulation. Geophys Res Lett, 49: e2022GL099674
Tierney J E, Zhu J, King J, et al. 2020. Glacial cooling and climate sensitivity revisited. Nature, 584: 569–573
Toggweiler J R. 2008. Origin of the 100,000-year timescale in Antarctic temperatures and atmospheric CO_2. Paleoceanography, 23: 1–7
Völker C, Köhler P. 2013. Responses of ocean circulation and carbon cycle to changes in the position of the Southern Hemisphere westerlies at Last Glacial Maximum. Paleoceanography, 28: 726–739
Wanninkhof R. 1992. Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean. J Geophys Res, 97: 7373–7382
Watson A J, Vallis G K, Nikurashin M. 2015. Southern Ocean buoyancy forcing of ocean ventilation and glacial atmospheric CO_2. Nat Geosci, 8: 861–864
Yamamoto A, Abe-Ouchi A, Ohgaito R, et al. 2019. Glacial CO_2 decrease and deep-water deoxygenation by iron fertilization from glaciogenic dust. Clim Past, 15: 981–996
Yu J, Menviel L, Jin Z D, et al. 2019. More efficient North Atlantic carbon pump during the Last Glacial Maximum. Nat Commun, 10: 2170
Yu J, Menviel L, Jin Z D, et al. 2020. Last glacial atmospheric CO_2 decline due to widespread Pacific deep-water expansion. Nat Geosci, 13: 628–633
Zhang X, Lohmann G, Knorr G, et al. 2013. Different ocean states and transient characteristics in Last Glacial Maximum simulations and implications for deglaciation. Clim Past, 9: 2319–2333

（责任编委：张仲石）