



末次冰盛期深海海水盐度的模拟研究及其应用

王浩岚, 陈毅凤

Deep Ocean Last Glacial Maximum Salinity Reconstruction and Applications

WANG Haolan and CHEN Yifeng

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2025021501>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in



关注微信公众号，获得更多资讯信息

王浩岚, 陈毅凤. 末次冰盛期深海海水盐度的模拟研究及其应用 [J]. 海洋地质与第四纪地质, xxxx, x(x): x-xx.

WANG Haolan, CHEN Yifeng. Deep Ocean Last Glacial Maximum Salinity Reconstruction and Applications[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, xxxx, x(x): x-xx.

末次冰盛期深海海水盐度的模拟研究及其应用

王浩岚^{1,2}, 陈毅凤¹

1. 中国科学院广州地球化学研究所深地过程与战略矿产资源全国重点实验室, 广州 510640

2. 中国科学院大学, 北京 100049

摘要: 末次冰盛期古盐度重建对于理解海洋环流格局和全球气候变化具有关键作用。然而深海古盐度替代指标缺乏, 其重建相当困难。近年来, 基于一维扩散-移流模型对深海上层沉积物孔隙水氯离子浓度 ($[Cl^-]$) 深度剖面的模拟, 为重建末次冰盛期深海盐度提供了突破性方法。本文综述了一维扩散-移流模型重建深海海水盐度的研究进展, 总结了模型中孔隙度、有效扩散系数和移流速率等参数的计算方法及其适用条件, 并分析了模拟结果的不确定性及其影响因素。现有模拟结果表明, 末次冰盛期南大洋深层水盐度显著高于北大西洋, 驱动南极底层水向北大西洋扩张; 末次冰盛期太平洋深海盐度的梯度证实了末次冰盛期太平洋深层水的环流路径与现今基本一致。末次冰盛期深海盐度数据不仅验证了古海洋环流模型的可靠性, 还为量化末次冰盛期经向翻转环流强度及深层水输送量提供关键约束。未来该研究可以拓展到中层海水及边缘海古盐度的重建, 同时还应该增加南大洋和西北太平洋的深海盐度重建研究, 以深化对末次冰盛期海洋-气候相互作用机制的理解。

关键词: 末次冰盛期; 深海盐度; 孔隙水 $[Cl^-]$; 一维扩散-移流模型

中图分类号: P736

文献标识码: A

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2025021501

Deep Ocean Last Glacial Maximum Salinity Reconstruction and Applications

WANG Haolan^{1,2}, CHEN Yifeng¹

1. State Key Laboratory of Deep Earth Processes and Resources, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: Reconstruction of paleosalinity during the Last Glacial Maximum (LGM) is pivotal to understand ocean circulation and global climate change. However, the paleosalinity reconstruction in deep ocean is a challenge due to the lack of reliable proxies. Recently, deep ocean LGM salinities have been reconstructed through simulating pore water chloride ion concentration ($[Cl^-]$) profiles within upper sediments evolving with time based on one-dimensional diffusion-advection, which is a breakthrough for paleosalinity reconstruction. Here we reviewed progresses and applications of this study in details. First, modelling methods especially the key parameters: porosity, effective diffusion coefficient, and advection rate were specified, and the uncertainties and affecting factors of modelling were discussed. Secondly, reconstructed results demonstrate that the LGM deep-water salinity in the Southern Ocean significantly exceeded that of the North Atlantic, which enhanced the northward expansion of Antarctic Bottom Water. Moreover, the LGM salinity gradients within the deep Pacific basin confirm that the deep Pacific LGM circulation pathways are consistent with the modern configuration. The reconstructed deep ocean LGM salinities not only validate the reliability of paleoceanographic circulation models but also provide critical constraints on quantifying glacial meridional overturning circulation intensity and deep-water transport volume. Future studies should extend this modelling to the salinity reconstructions for intermediate waters and marginal seas, and more studies should be carried out in the deep Southern Ocean and northwest Pacific, to obtain deep insights into linkage between ocean circulation and climate change.

Key words: Last Glacial Maximum; deep ocean salinity; pore water $[Cl^-]$; one-dimensional diffusion-advection model

在 26.0~19.0 kaBP, 全球进入末次冰盛期 (Last Glacial Maximum), 这是距今最近的一次冰期, 全球

气温比现今低 3~6°C, 全球冰盖量达到最大, 造成全球海平面比现今下降了 120~135 m^[1-2]。末次冰

资助项目: 国家自然科学基金重大研究计划培育项目“中国南海 IODP349 航次深部沉积物孔隙水的生物地球化学的研究”(91428102)

作者简介: 王浩岚 (1996—), 男, 博士研究生, 地球化学专业, E-mail: wanghaolan@gig.ac.cn

通讯作者: 陈毅凤 (1971—), 女, 副研究员, 主要从事海洋地球化学研究, E-mail: yfchen@gig.ac.cn

收稿日期: 2025-02-15; 改回日期: 2025-04-03. 文凤英编辑

盛期大气 CO_2 浓度比工业革命前低 $(80\sim 90)\times 10^{-6}$, 其变化幅度与自工业革命以来观测的大气 CO_2 浓度变化相近^[3-7]。因此, 末次冰盛期是全球古气候研究的基准时期之一, 对于认识第四纪冰期-间冰期乃至地质历史时期的气候变化, 以及预测未来气候变化至关重要。

现今, 海洋覆盖了地球表面约 71%, 其中深海(水深 $> 2\text{ km}$)占全球海洋 $> 60\%$ 的体量^[8-9], 主要由在北大西洋和南极洲周围生成的深层水填充。在北大西洋的拉布拉多海 (Labrador Sea) 和北欧海 (Nordic Seas)、南大洋的威德尔海 (Wedell Sea) 和罗斯海 (Ross Sea), 表层海水温度降低, 结冰析出盐分, 致使表层海水密度增大, 进而下沉到深海海盆形成深层水团, 并向全球缓慢扩展, 驱动深海环流, 在经历复杂混合过程后, 最终在太平洋和印度洋的低纬度海域和南大洋形成上升流而返回海洋上层, 并回流到南大洋和北大西洋, 完成全球热盐环流的闭合循环^[10-12]。

目前深海储存的溶解无机碳 (DIC) 是海洋总溶解无机碳、大气 CO_2 和陆地生物圈有机碳的总和的 $\sim 90\%$, 为大气的 ~ 60 倍, 为大气和表层海水的 25 倍多。此外, 深海通过控制碳酸钙的溶解和沉淀(在海底的埋藏)来调节无机碳在地质圈和水/大气圈之间的交换^[13]。因此, 深海环流变化是驱动冰期/间冰期气候转变和大气 CO_2 浓度变化的核心机制。研究证实 730 ka 以来冰期-间冰期大气 CO_2 浓度变化与气候变化高度一致^[14], 由此可见, 深海环流的变化必然会对大气碳收支和全球气候变化产生重大影响^[15]。通过底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ ^[16-18]、底栖有孔虫 $\Delta^{14}\text{C}$ 测年^[19-22] 等研究推断, 末次冰盛期深海垂直混合减少、分层加剧、减弱/变浅的北大西洋深层水以及扩张的南大洋深层水等是末次冰盛期大气 CO_2 浓度降低和温度降低的关键因素。

不过以上都是定性研究, 为了准确预测未来深海环流的变化及其对气候的影响, 亟待对于末次冰盛期深海环流开展量化建模研究, 而建模的关键指标是末次冰盛期深海海水的古温度和古盐度数据^[23-24]。其中, 古温度可以通过海底沉积物的生物碳酸盐岩, 如底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 值来估算^[25-26], 以及近年来利用新兴的碳酸盐团簇同位素 (Δ_{47}) 来测定深海海水的绝对温度^[27-28]。与海水古温度重建相比, 海水盐度替代指标的匮乏使得古盐度定量重建更加困难。目前仅通过浮游有孔虫组合、浮游有孔虫的剩余 $\delta^{18}\text{O}$ 和 Ba/Ca 比值定性、半定量和定量重建

了表层海水古盐度^[29-31], 不过至今还没有一种方法能够定量确定末次冰盛期深层海水的盐度。直到 Adkins 和 Schrag 发现大西洋百慕大隆起 (Bermuda Rise) 附近的大洋钻探计划 (Ocean Drilling Program, ODP) 1063 站位 (图 1) 沉积物孔隙水氯离子浓度 ($[\text{Cl}^-]$) 在 20~35 m 出现峰值^[32], 该特征与西太平洋赤道附近的深海钻探计划 (Deep Sea Drilling Program, DSDP) 576 站位孔隙水 $[\text{Cl}^-]$ 峰值具有深度一致性^[33], 更加印证了 $[\text{Cl}^-]$ 峰值是末次冰盛期上覆底层海水在沉积物中运移的残余信号。于是 Adkins 和 Schrag 首次运用一维扩散-移流模型模拟了 ODP 1063 站位孔隙水 $[\text{Cl}^-]$ 深度曲线随时间的演变, 成功重建了末次冰盛期该站位附近海域的盐度为 $35.76\pm 0.04\text{ g/kg}$, 比现今高约 0.885 g/kg ^[32]。孔隙水 $[\text{Cl}^-]$ 能作为重建古海水盐度的替代指标, 其关键在于: 首先海水盐度与 $[\text{Cl}^-]$ 存在线性定量关系: $S(\text{g/kg}) = 1.80655 \times [\text{Cl}^-](\text{mM})$ (S 为盐度, $[\text{Cl}^-]$ 用 AgNO_3 滴定法测定)^[34]; 其次, 深海沉积物孔隙水中的 Cl 是保守元素, 除了受火山灰/碎屑的蚀变作用以及甲烷水合物的形成和分解的影响, 还会保持原有海水特征^[35]。而孔隙水的盐度会受到沉积物早期成岩作用的影响, 如硫酸盐还原耦合的有机质的降解, 造成盐度增加, 而硫酸盐还原耦合的甲烷的厌氧氧化则使盐度降低^[36]。因此, 利用一维扩散-移流模型模拟孔隙水 $[\text{Cl}^-]$ 深度剖面定量重建了末次冰盛期深海海水古盐度, 实现了海水古盐度研究的突破^[32]。

后续该方法在全球各大洋的关键海域(图 1)得到应用: Adkins 等^[36] 使用 ODP 在北大西洋、南大洋 Shona 隆起和西南太平洋获取的深海沉积物孔隙水 $[\text{Cl}^-]$ 深度剖面, 重建了这些海域末次冰盛期深层水盐度; Insua 等^[37] 选择位于西南太平洋的国际大洋发现计划 (International Ocean Discovery Program, IODP) U1365 和 U1370 站位、东赤道太平洋的 ODP 1225 站位以及东北太平洋的 EQP 10 和 EQP 11 站位的孔隙水 $[\text{Cl}^-]$ 剖面, 重建了末次冰盛期太平洋的深层水盐度; Homola 等^[38] 运用相同的模型重建了大西洋西部的深层水盐度。本文将系统阐述末次冰盛期盐度模拟的一维扩散-移流模型及其相关参数的计算方法和适用条件, 分析模拟结果的不确定性及其影响因素, 整合全球范围内运用该方法估算的末次冰盛期深海海水盐度的数据, 结合现今深海盐度与环流路径, 推测末次冰盛期大洋深海环流及水团构成的变化, 探讨重建末次冰盛期深层水盐度的应用, 并对未来相关研究提出展望。

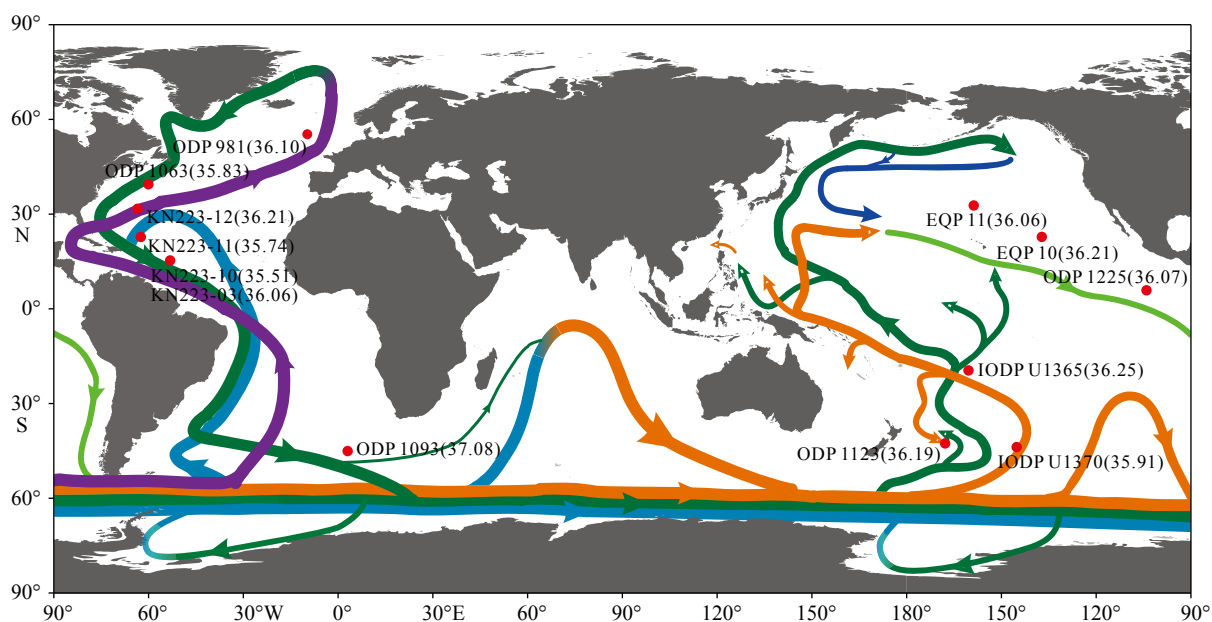


图1 模拟重建的末次冰盛期深海海水盐度 (g/kg) 和现今大洋深海环流示意图

图中红色点及其文字代表模拟站位, 括号内是重建的末次冰盛期盐度值。紫色线代表大西洋表层—中层水; 深绿色线在大西洋代表北大西洋深层水 (NADW), 在南大洋和太平洋代表南极下层绕极深层水 (LCDW); 天蓝色线代表南极底层水 (AABW); 橙色线代表南极上层绕极深层水 (UCDW); 深蓝色线代表北太平洋深层水 (NPDW); 绿色线代表混合后的北太平洋深层水 (mNPDW)。大洋深海环流路径根据文献 [39-41] 重绘。

Fig.1 The reconstructed salinities (g/kg) of deep seawater during the Last Glacial Maximum and schematic diagram of current global deep ocean circulation

Red dots and the following texts represent the simulated sites, and data inside the parentheses are the reconstructed salinities during the Last Glacial Maximum. Purple line: the Atlantic Surface-Intermediate Water; dark green line: the North Atlantic Deep Water (NADW) in Atlantic, and Lower Circumpolar Deep Water (LCDW) in the Southern Ocean and Pacific; sky blue line: the Antarctic Bottom Water (AABW); orange line: the Upper Circumpolar Deep Water (UCDW); dark blue line: the North Pacific Deep Water (NPDW); green line: modified North Pacific Deep Water (mNPDW). The global deep ocean circulation pathways are redrawn according to references [39-41].

1 模拟方法

如前所述, 由于火山灰成岩作用对于水的吸收、甲烷水合物的形成与分解都会改变孔隙水 $[Cl^-]$, 而这些变化与底层海水的盐度无关。为了准确分离这些因素对于孔隙水盐度的影响, 须引入一系列新的变量, 这增加了模拟结果的不确定性^[42]。因此, 本文只讨论不存在火山灰和水合物的典型深海沉积环境, 即孔隙水 $[Cl^-]$ 只受到流体运移的影响, 运用一维扩散-移流模型模拟^[43] 深海沉积物孔隙水盐度-深度曲线随时间的演化, 重建末次冰盛期深海海水盐度, 具体如下:

$$\frac{\partial \varphi C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\varphi D_{\text{eff}} \frac{\partial C}{\partial z} \right) + \frac{\partial v \varphi C}{\partial z}, \quad (1)$$

式中, C 是孔隙水的盐度, 由 $[Cl^-]$ 转化: $S = [Cl^-] * 1.80655 * 35.45 / 1000 / \rho$, ρ (g/cm^3) 是海水密度^[38]; φ 是海底沉积物的孔隙度, D_{eff} (cm^2/s) 是 Cl^- 在海洋

沉积物孔隙水中的有效扩散系数, v (cm/ka) 是孔隙水向上流动的移流速率, t (a) 是时间, z (cm) 是沉积物-海水界面以下的深度(向下为正)。

1.1 孔隙度

孔隙度 φ 是指沉积物中孔隙体积与沉积物总体积的比值, 由于上层沉积物压实作用, 孔隙度随深度增加呈指数递减^[44]。在稳态沉积条件下, 沉积物孔隙度随深度变化的经验公式如下^[45-46]:

$$\varphi(z) = \varphi_{\infty} + (\varphi_0 - \varphi_{\infty}) e^{-\beta z}, \quad (2)$$

式中, φ_{∞} 是在一定深度处达到基本恒定的孔隙度, φ_0 是海水-沉积物界面处的初始孔隙度, β 是经验衰减常数, 单位是 cm^{-1} 。

1.2 Cl^- 有效扩散系数

有效扩散系数 (D_{eff}) 是表征 Cl^- 在海洋沉积物孔隙水中的扩散能力, 是由 Cl^- 的浓度梯度控制, 同时受到温度和压力等影响^[47]。目前孔隙水盐度模拟

研究中 CI 扩散系数的计算方法主要有两种: Adkins 和 Schrag^[32, 36, 42] 用沉积物孔隙水 [CI] 峰值的深度来限定每个站位的有效扩散系数, $D_{\text{eff}} = l/t$, 其中 l (cm) 是 [CI] 实测数据峰值的深度, $t = 20\ 000\text{a}$ 。该方法存在两方面缺陷: 首先欠缺理论依据; 再者, 该方法忽视了一个重要基本问题, 孔隙水 [CI] 峰值的深度是由 CI 在孔隙水中的运移方式决定, 该运移方式除了扩散作用外, 还存在沉积物压实作用以及压力和地热梯度造成的移流作用, 因此即使该方法成立, 也只适用于无任何移流作用的条件, 不具有普适性。因此 Insua 等^[37-38] 根据扩散系数 D 随温度的变化遵循斯托克斯关系计算 CI 在海水中扩散系数: $D(z) = \frac{T(z)}{T_r} \frac{\mu[T_r]}{\mu[T(z)]} D[T_r]$, 式中: T ($^{\circ}\text{C}$) 是温度, μ 是粘滞系数, z (cm) 是深度, T_r 是参考温度, 当 $T_r = 2.5^{\circ}\text{C}$ 时, $D(T_r) = 1.0 \times 10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$; 有效扩散系数 $D_{\text{eff}} = D/\theta^2$, θ 是沉积物的孔隙路径的曲折度, 因深海沉积物基本都由黏土组成: $\theta^2 = 1 - 2\ln\phi$ ^[47], 该方法是目前普遍接受且合理的 CI 有效扩散系数的计算方法。

1.3 移流速率

孔隙水 CI 的移流, 主要由沉积物的压实作用、沉积物地热异常 ($> 50^{\circ}\text{C}/\text{km}$) 造成的温度梯度以及外力施加的超压而引起沉积物孔隙水的流动^[48]。Adkins 等提出使用佩克莱特数 (Peclet number, Pe)

来判断孔隙水在海洋沉积物中的运移是否存在移流^[42, 49]: $Pe = \frac{\omega * L}{D_{\text{eff}}}$, 式中 Pe 是佩克莱特数, 无量纲, ω (cm/ka) 是沉积速率, L (cm) 是沉积物柱模拟深度区间的厚度。当 $Pe < 0.1$ 时, 孔隙水的运移以扩散作用为主; 当 $0.1 \leq Pe \leq 10$ 时, 扩散和移流两种运移方式共存; 当 $Pe > 10$ 时, 孔隙水以移流方式为主^[50]。对于无温度或压力梯度引起的孔隙水移流作用时, 孔隙水垂向移流速率则只受沉积物压实作用控制^[49]:

$$v(z) = \frac{\omega_{\infty} \varphi_{\infty}}{\varphi(z)} \quad (3)$$

式中, ω_{∞} (cm/ka) 是某个深度处沉积物孔隙度不变 (φ_{∞}) 时的埋藏速率。目前的盐度模拟研究集中在典型的深海沉积环境, 孔隙水 CI 的运移主要由扩散作用、或者扩散和由压实引发的移流作用共同控制^[36-38]。

Paul 等使用类似古盐度的方法, 利用孔隙水 $\delta^{18}\text{O}$ 深度剖面重建末次冰盛期地中海海水 $\delta^{18}\text{O}$ 值时, $0.1 \leq Pe \leq 10$, 只考虑了孔隙水 $\delta^{18}\text{O}$ 的扩散和由压实作用产生的移流, 模拟曲线在 40~120 m 深度区间与实测数据存在显著偏差, 拟合度低 (图 2a); 考虑到该站位检测到流体超压和基底周围的高热流, 除了压实作用的移流, 额外增加了约 8 cm/ka 的移流作用, 提高了模拟曲线与实测数据的拟合度, 模拟发现冰期-间冰期深海海水 $\delta^{18}\text{O}$ 改变了 $1.2 \pm 0.1\text{‰}$ (图 2b), 该模拟结果与其他古海洋数据更加

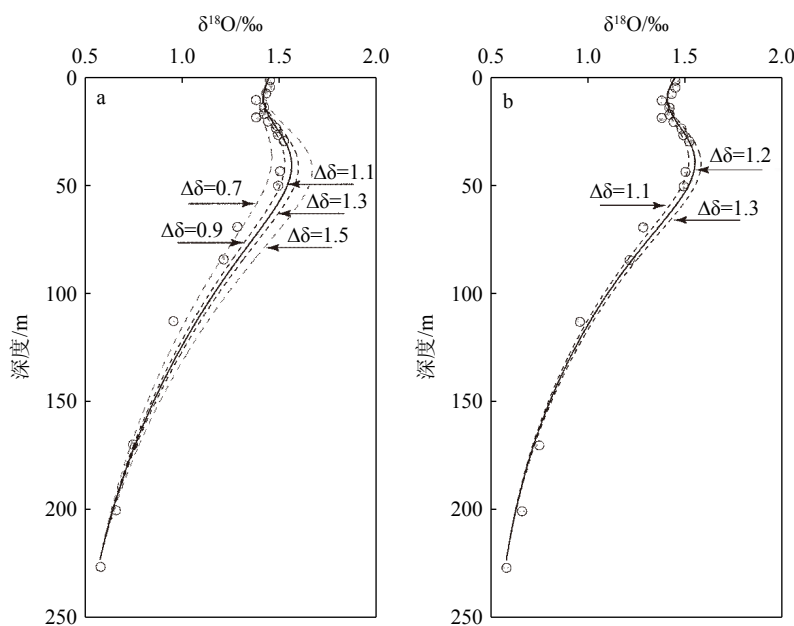


图 2 ODP 976 站位孔隙水 $\delta^{18}\text{O}$ 的模拟结果

a. 移流仅由沉积物的压实作用产生, b. 移流由沉积物的压实和热流共同产生^[48]。

Fig.2 Model calculations of $\delta^{18}\text{O}$ in pore fluid at site ODP 976

a. Advection due to sediments compaction only; b. Advection due to both sediments compaction and hydraulic flow^[48].

吻合^[48]。

因此, 孔隙水 Cl^- 的移流除了考虑沉积物的压实作用外, 还需根据研究站位的具体沉积环境情况 (例如是否存在地热异常, 有无外力施加的高压力梯度等) 来估算可能的外加移流, 并可以在模拟中检验额外增加移流的合理性。

1.4 初始条件和边界条件

根据上述计算方法得到 φ 、 D_{eff} 和 ν 后, 式 (1) 即为盐度关于 z 和 t 的抛物线型偏微分方程, 为获得该方程的数值解, 需明确初始条件、上边界条件和下边界条件。初始条件定义为现今底层水的盐度, 并且为模型确定了时间起点, 模拟起始时间一般选择 125 kaBP 或者 100 kaBP, 以确保初始条件不影响模拟孔隙水盐度的峰值。上边界条件是初始时间以来底层海水的盐度随时间变化的曲线, 是通过将海平面变化与末次冰盛期以来盐度变化量按比例缩放得到的盐度变化曲线, 通过迭代优化上边界条件中假定的末次冰盛期盐度值, 并多次运行模型, 直至模拟曲线与实测数据达到最佳拟合。下边界条件则基于沉积物柱下部孔隙水盐度的变化趋势确定, 一般选择盐度剖面中最深处的一个数据点或者几个实测数据的平均值^[36-38, 42]。

1.5 模拟结果的不确定性及影响因素

模拟结果的不确定性通过实测值 $[\text{Cl}^-]$ 与模拟值 $[\text{Cl}^-]$ 之间的平方差之和来量化表征^[37-38], 因此孔隙水 $[\text{Cl}^-]$ 数据的可靠性和采样分辨率将直接影响模拟结果的误差^[32]。Adkins 等对 ODP 981 站位开展模拟时发现, 由于在测定 $[\text{Cl}^-]$ 过程中孔隙

水存在蒸发, 实测 $[\text{Cl}^-]$ 不能准确反映孔隙水的实际浓度, 且 $[\text{Cl}^-]$ 数据随深度杂乱分布, 致使模拟曲线与实测值的拟合度显著下降, 导致该站位末次冰盛期盐度模拟结果的不确定性高达约 10% (图 3)^[42]。另外, 类似盐度模拟的末次冰盛期深海 $\delta^{18}\text{O}$ 模拟研究表明, 太平洋 DSDP 576 站位末次冰盛期 $\delta^{18}\text{O}=1.0\pm 0.25\%$, 较大的误差主要是由于低采样分辨率造成的^[32, 43]。因此, 在后续研究中提高采样分辨率为 1.5~0.5 m/样, 并且现场采用双平行样准确测定 $[\text{Cl}^-]$, 显著提高了末次冰盛期盐度模拟结果的准确度 (图 4)^[37-38]。

2 末次冰盛期大洋深层海水盐度的模拟结果

目前研究已经应用该方法重建了末次冰盛期南大洋、大西洋和太平洋的部分关键海域深海海水的盐度。南大洋大西洋扇区的 ODP 1093 站位的模拟结果显示末次冰盛期深层水盐度为 $37.08\pm 0.17\text{ g/kg}$, 相对变化高达 $6.9\pm 0.5\%$ ^[36] (图 3), 这也是迄今得到的末次冰盛期最高的盐度值。

大西洋末次冰盛期深海盐度模拟研究的站位主要集中于赤道以北海域, 自北向南依次是 ODP 981、ODP 1063、KN223-12、KN223-11、KN223-10/03 (图 1)。Adkins 等^[36]修正了海平面变化曲线, 对 ODP 981 和 1063 站位的孔隙水 $[\text{Cl}^-]$ 剖面模拟得到末次冰盛期该海域的底层水盐度分别是 $36.10\pm 0.10\text{ g/kg}$ 和 $35.83\pm 0.03\text{ g/kg}$ (表 1); Homola 等^[38]对北大西洋西部 KN223 系列站位的孔隙水盐度进行模拟, 得到末次冰盛期深海的盐度范围为 $(35.51\sim 36.21)\pm 0.07\text{ g/kg}$ (表 1)。

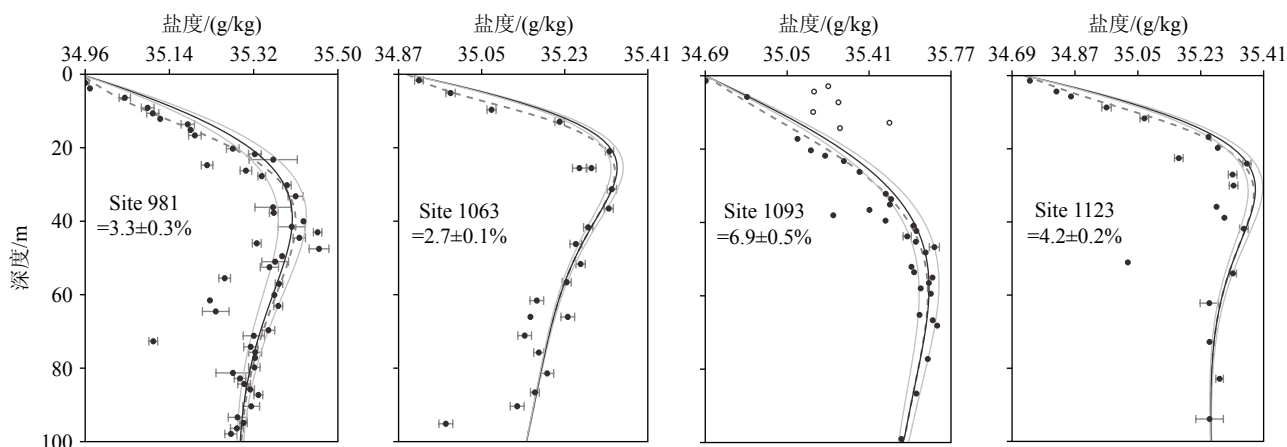


图3 ODP 981、1063、1093 和 1123 站位的盐度模拟剖面 and 末次冰盛期盐度相对于现今的变化^[36]

Fig.3 Salinity simulation profiles of the sites ODP 981, 1063, 1093, and 1123 and changes in salinity during the Last Glacial Maximum compared to the present day^[36]

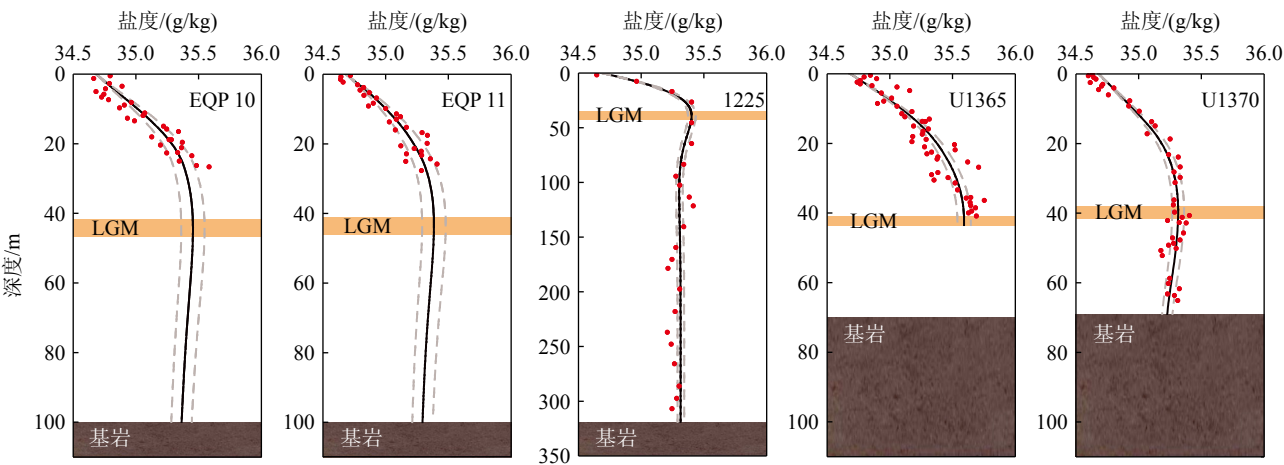


图 4 EQP 10、EQP 11、ODP 1125、IODP U1365 和 IODP U1370 站位的盐度模拟剖面^[37]

Fig 4 Salinity profiles plotted with depth below seafloor for the sites EQP 10, EQP 11, ODP 1125 IODP U1365, and IODP U1370 ^[37]

表 1 研究站位的基本信息与末次冰盛期盐度的模拟结果

Table 1 Basic information of the study sites and salinity simulation results during the Last Glacial Maximum

	站位	位置	水深/m	现今盐度/(g/kg)	LGM盐度/(g/kg)	相对变化/%
大西洋	ODP 981 ^[36]	55°28.632'N、14°39.048'W	2184	34.945	36.10±0.10	3.3±0.3
	ODP 1063 ^[36]	33°41.181'N、57°36.903'W	4584	34.885	35.83±0.03	2.7±0.1
	KN223-12 ^[38]	29°40.62'N、58°19.68'W	5367	34.51±0.1	36.21±0.07	4.95±0.18
	KN223-11 ^[38]	22°47.10'N、56°31.08'W	5557	34.60±0.09	35.74±0.08	3.29±0.23
	KN223-10 ^[38]	14°24.06'N、50°37.38'W	4453	34.76±0.05	35.51±0.06	2.16±0.18
	KN223-03 ^[38]	14°24.06'N、50°37.38'W	4453	34.91±0.05	36.06±0.09	3.29±0.25
南大洋	ODP 1093 ^[36]	49°58.59'S、5°51.935'E	3626	34.69	37.08±0.17	6.9±0.5
太平洋	IODP U1370 ^[37]	41°51.12'S、153°6.36'W	5074	34.71	35.91±0.09	3.54±0.3
	ODP 1123 ^[36]	41°47.16'S、171°29.94'W	3290	34.73	36.19±0.07	4.2±0.2
	IODP U1365 ^[37]	23°51.06'S、165°38.64'W	5695	34.70	36.25±0.09	4.53±0.3
	ODP 1225 ^[37]	2°46.26'N、110°34.26'W	3760	34.69	36.07±0.09	4.01±0.3
	EQP 10 ^[37]	20°40.98'N、143°21.42'W	5412	34.70	36.21±0.18	4.41±0.5
	EQP 11 ^[37]	30°21.30'N、157°52.26'W	5813	34.69	36.06±0.18	3.96±0.5

末次冰盛期 KN223-12 与 11 站位的平均盐度是 35.98 g/kg, 比 ODP 1063 站位的 35.83±0.03 g/kg 高约 0.15 g/kg, 这可能是海水深度不同造成的, 因为 KN223-12 与 11 站位比 ODP 1063 站位深约 1000 m^[36, 38]; 而 KN223-10 与 03 站位的深度与 ODP 1063 站位相近, 其平均盐度 35.79 g/kg 与 ODP 1063 站位的也相近^[36, 38], 由此可见, 北大西洋末次冰盛期深海盐度随深度增加而递增, 且强烈分层。而现今该海域不同深度站位的盐度相差无几, 垂向每千米的盐度梯度<0.05 g/kg, 且随深度增加而略微减小^[51-52](图 5a), 与末次冰盛期呈现相反的变化趋势。这是因为现今北大西洋

深海主要由在其高纬度海域生成的北大西洋深层水 (North Atlantic Deep Water, NADW) 所构成^[10-11], 深海几乎不存在垂向盐度差异; 而末次冰盛期北大西洋热带-亚热带海域深海受到南大洋高盐度的南极底层水 (Antarctic Bottom Water, AABW) 入侵的影响, 因此出现了显著盐度分层^[38]。这一结论与大西洋底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 数据^[18, 53-54]的结果一致, 揭示了末次冰盛期源于北大西洋的 NADW 在向南大洋流动过程中逐渐变浅, 而源于南大洋的 AABW 向北大西洋扩张至更远的海域(约 40°N 附近)。另外, 现今大西洋深层水盐度由北向南逐渐

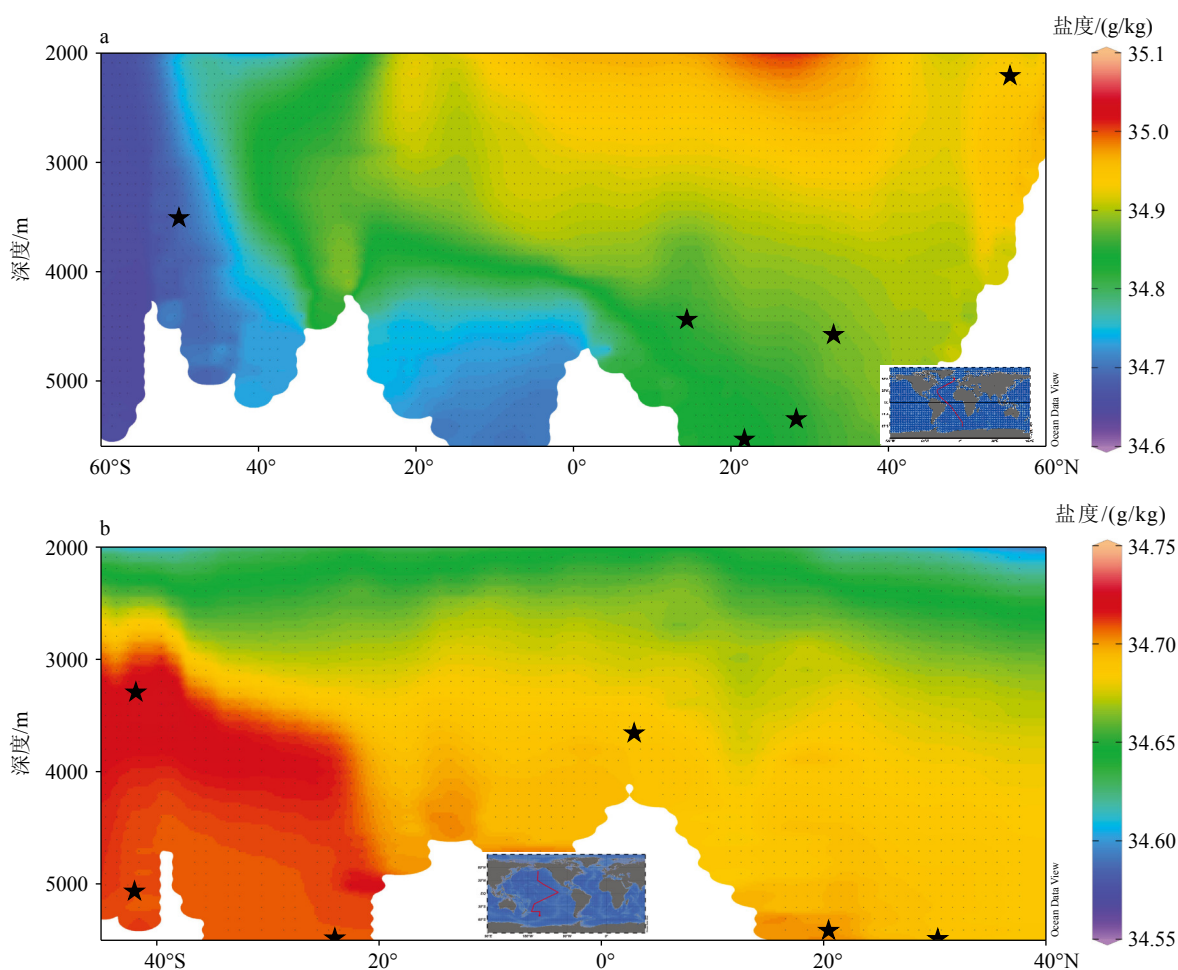


图5 现今大西洋 (a) 和太平洋 (b) 深海盐度经向剖面图

图中五角星是末次冰盛期盐度的模拟站位。

Fig.5 Meridional salinity profiles of the modern deep Atlantic (a) and Pacific (b) oceans

Asterisks are the sites with reconstructed salinities during the Last Glacial Maximum.

减小: 从北大西洋约 34.95 g/kg 缓慢减小到南大西洋约 34.90 g/kg, 再到南大洋快速减小至约 34.70 g/kg^[52, 55](图 5a); 而末次冰盛期南大洋深层水盐度显著高于北大西洋, 表明末次冰盛期大西洋与南大洋深层水盐度梯度发生逆转^[36, 38]。

近年来, 在西南太平洋和东北太平洋(图 1)利用孔隙水 [CI] 剖面的扩散-移流模型重建了末次冰盛期太平洋深层水的盐度为 $(35.91 \sim 36.25) \pm 0.09$ g/kg^[36-37](表 1), 仅 U1370 站位的模拟结果 < 36.0 g/kg, 其他站位均 > 36.0 g/kg, 因此 U1370 站位模拟结果视为异常值, 该数据将不在本文的讨论范围之内。研究结果表明末次冰盛期西南太平洋深层水盐度的平均值为 36.22 g/kg, 东北太平洋深层水的平均盐度约为 36.11 g/kg, 从南到北深层水盐度减少, 盐度梯度高达 0.11 g/kg^[36-37]。而现今太平洋深层水的盐度相对均一, 由南到北略微减小, 梯度约 0.02 g/kg(图 5b)^[52]。因此, 末次冰盛期的盐度模拟结果为基于太平洋深

海底栖有孔虫 $\delta^{13}\text{C}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$ 以及 Nd 等同位素数据^[56-60]所开展的研究提供了进一步数据支撑, 证实末次冰盛期太平洋深层水的环流路径与现今基本一致: 源自南大洋的南极下层绕极深层水 (Lower Circumpolar Deep Water, LCDW) 和南极上层绕极深层水 (Upper Circumpolar Deep Water, UCDW) 流经太平洋西南海盆, 主流沿着太平洋西边界向北太平洋流动, 与北太平洋中层水混合形成北太平洋深层水 (modified North Pacific Deep Water, mNPDW), 最终沿东边界返回南大洋^[39-41](图 1)。

3 重建末次冰盛期深海盐度的应用

深海盐度的模拟结果表明末次冰盛期南大洋底层水的盐度显著高于大西洋, 这一发现与古海洋学的证据一致, 末次冰盛期南大洋 AABW 生成增强且体量增大^[61-62], 并向北大西洋方向扩张, 最远可以

到达大西洋约 40°N 附近, AABW 成为大西洋深层水的主体, 而 NADW 所占体积变小、深度变浅^[63-65], 末次冰盛期大西洋深层水团的空间分布格局与现今不同^[66]。末次冰盛期盐度模拟结果为深层水团体积的模型提供了关键参数约束, 成功计算出末次冰盛期 AABW 与 NADW 对大西洋深层水的贡献体积比^[67]; 末次冰盛期深海通风减弱, 高盐深层水与上层水体的垂向混合减弱, AABW 体量的增加导致更多 CO₂ 被封存在深海中, 从而造成冰期大气 CO₂ 浓度下降, 这对冰期气候变化的研究具有重要的指示意义^[68-70]。

末次冰盛期南极绕极流输送量的计算对于理解冰期海洋环流变化特征及其气候效应具有重要科学价值。南极绕极流输送量的计算与年平均纬向速度、密度、Coriolis 参数等因素相关^[66], 末次冰盛期深层水盐度的重建结果为该计算模型提供了核心数据, 准确计算出末次冰盛期南极绕极流的输送量变化范围为 80~350 Sv。近年来利用沉积物粒度推测出末次冰盛期南极绕极流的强度较现今略有增加^[71-72], 这一结论与上述输送量的计算结果吻合^[66]。冰期南极深层水驱动全球深海环流, 南极绕极流的计算有助于理解深海环流的强弱及其对气候变化的影响。

盐度作为表征海洋物理性质的重要参数, 是验证海洋环流模型合理性的重要指标。已有研究表明末次冰盛期大西洋深海环流模式从现今的类“8”字型环流模式转变为两个独立的翻转环流单元^[73-74], 本文扩散-移流模型重建的深海海水盐度的分布特征与该环流模型的预测相符, 进一步验证了该环流模型的准确性。Galbraith 和 de Lavergne^[67] 使用海洋-大气-冰-生物地球化学耦合模型 CM2Mc.v2 模拟得到冰期太平洋 3 500~5 500 m 深层海水的盐度约为 36.20 g/kg, 与 Insua 等^[37] 通过孔隙水 [Cl⁻] 剖面重建的末次冰盛期太平洋深海海水的平均盐度 (36.10±0.1 g/kg) 相近, 证实了 CM2Mc.v2 模型在模拟末次冰盛期深海海水盐度的可靠性, 表明该模型在一定程度上能够反映冰期海洋的环境特征, 进而确定该模型可用来模拟古海洋深海海水的其他参数。由此可见, 基于深海沉积物孔隙水 [Cl⁻] 重建末次冰盛期深海盐度对于深海环流模型乃至全球气候模型的建立发挥着不可或缺的作用。

4 结论与展望

基于一维扩散-移流模型对深海沉积物孔隙水

[Cl⁻] 深度剖面的模拟是目前重建末次冰盛期深海海水盐度最有效、最直接且唯一的方法^[66], 为进一步研究末次冰盛期大洋深海环流和水团分布提供了不可或缺的数据支撑。目前末次冰盛期深层水盐度模拟研究的结果已应用于探讨晚上新世以来冰期-间冰期旋回深海环流演化、全球气候变化等重大科学问题, 并对于验证海洋环流模型、气候变化模型的合理性与准确性发挥着重要作用^[66-67, 73-74], 然而该模型的部分模拟参数还需要更精确的计算以减小模拟误差。此外, 当前研究主要聚焦于开阔大洋的深海盐度重建, 对此, 还需加强以下几方面的研究:

(1) 至今尚无中层水的古盐度重建数据, 可以利用中层水深的海洋沉积物孔隙水 [Cl⁻] 深度剖面来模拟重建末次冰盛期古盐度, 从而为研究古海洋的经向翻转环流及其对全球气候变化的影响等问题的突破提供关键数据。

(2) 目前末次冰盛期深海海水盐度的模拟研究站位集中于远离大陆的开阔大洋, 缺乏对边缘海(如南海)的相关研究, 边缘海作为连接大陆和大洋的重要海域, 海洋沉积物可能记录着陆-海双重环境影响的证据, 孔隙水 [Cl⁻] 剖面的模拟结果也可能与开阔大洋不同^[48], 因此对边缘海深海盐度的模拟研究不仅可以为研究冰期边缘海内部的翻转环流提供数据支撑, 也为进一步讨论冰期边缘海与大陆之间古气候的相互影响提供证据。

(3) 虽然末次冰盛期深海盐度重建的研究已覆盖三大洋, 但空间分布仍呈现显著的区域局限性, 主要集中于北大西洋、西南太平洋和东北太平洋, 南大洋仅一个重建结果, 并且西南太平洋的重建结果存在显著的离散性, 无法准确判断末次冰盛期西南太平洋深层水的盐度。因此未来研究需增加南大洋、南大洋的印度洋扇区和太平洋扇区以及太平洋各个海盆的重建研究, 以深入理解末次冰盛期各个大洋深海盐度的分布特征, 进一步认识冰期深海环流及其对气候变化的影响等问题。

致谢: 感谢审稿专家及编辑部老师提出的宝贵意见和建议。

参考文献 (References)

- [1] Waelbroeck C, Labeyrie L, Michel E, et al. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21(1-3): 295-305.

- [2] Clark P U, Dyke A S, Shakun J D, et al. The last glacial maximum[J]. *Science*, 2009, 325(5941): 710-714.
- [3] Mix A C, Bard E, Schneider R. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG)[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2001, 20(4): 627-657.
- [4] Peltier W R, Fairbanks R G. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2006, 25(23-24): 3322-3337.
- [5] Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420, 000 years from the Vostok ice core, Antarctica[J]. *Nature*, 1999, 399(6735): 429-436.
- [6] Jouzel J, Masson-Delmotte V, Cattani O, et al. Orbital and millennial Antarctic climate variability over the past 800 000 years[J]. *Science*, 2007, 317(5839): 793-796.
- [7] Lüthi D, Le Floch M, Bereiter B, et al. High-resolution carbon dioxide concentration record 650 000–800 000 years before present[J]. *Nature*, 2008, 453(7193): 379-382.
- [8] 汪品先, 翦知湔, 刘志飞. 地球圈层相互作用中的深海过程和深海记录 (I): 研究进展与成果 [J]. 地球科学进展, 2006, 21(4): 331-337. [WANG Pinxian, JIAN Zhimin, LIU Zhifei. Interactions between the earth spheres: deep-sea processes and records (I) research progress and achievement[J]. *Advances in Earth Science*, 2006, 21(4): 331-337.]
- [9] Talley L D, Pickard G L, Emery W J, et al. Descriptive Physical Oceanography: An Introduction[M]. 6th ed. Amsterdam: Academic Press, 2011.
- [10] Bullister J L, Rhein M, Mauritzen C. Deepwater formation[J]. *International Geophysics*, 2013, 103: 227-253.
- [11] Solodoch A, Stewart A L, Hogg A M, et al. How does Antarctic bottom water cross the Southern Ocean?[J]. *Geophysical Research Letters*, 2022, 49(7): e2021GL097211.
- [12] Menviel L C, Spence P, Skinner L C, et al. Enhanced mid-depth southward transport in the northeast Atlantic at the Last Glacial Maximum despite a weaker AMOC[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2020, 35(2): e2019PA003793.
- [13] Sigman D M, Boyle E A. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide[J]. *Nature*, 2000, 407(6806): 859-869.
- [14] Siegenthaler U, Stocker T F, Monnin E, et al. Stable carbon cycle-climate relationship during the Late Pleistocene[J]. *Science*, 2005, 310(5752): 1313-1317.
- [15] Sigman D M, Fripiat F, Studer A S, et al. The Southern Ocean during the ice ages: a review of the Antarctic surface isolation hypothesis, with comparison to the North Pacific[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2021, 254: 106732.
- [16] Matsumoto K, Oba T, Lynch-Stieglitz J, et al. Interior hydrography and circulation of the glacial Pacific Ocean[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21(14-15): 1693-1704.
- [17] Lynch-Stieglitz J, Adkins J F, Curry W B, et al. Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial maximum[J]. *Science*, 2007, 316(5821): 66-69.
- [18] Keigwin L D, Swift S A. Carbon isotope evidence for a northern source of deep water in the glacial western North Atlantic[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2017, 114(11): 2831-2835.
- [19] Samthein M, Schneider B, Grootes P M. Peak glacial ^{14}C ventilation ages suggest major draw-down of carbon into the abyssal ocean[J]. *Climate of the Past*, 2013, 9(6): 2595-2614.
- [20] Burke A, Stewart A L, Adkins J F, et al. The glacial mid-depth radiocarbon bulge and its implications for the overturning circulation[J]. *Paleoceanography*, 2015, 30(7): 1021-1039.
- [21] Rafter P A, Gray W R, Hines S K V, et al. Global reorganization of deep-sea circulation and carbon storage after the last ice age[J]. *Science Advances*, 2022, 8(46): eabq5434.
- [22] Iwasaki S, Lembke-Jene L, Nagashima K, et al. Evidence for late-glacial oceanic carbon redistribution and discharge from the Pacific Southern Ocean[J]. *Nature Communications*, 2022, 13(1): 6250.
- [23] Miller M D, Adkins J F, Menemenlis D, et al. The role of ocean cooling in setting glacial southern source bottom water salinity[J]. *Paleoceanography*, 2012, 27(3): PA3207.
- [24] Wunsch C. Last Glacial Maximum and deglacial abyssal seawater oxygen isotopic ratios[J]. *Climate of the Past*, 2016, 12(6): 1281-1296.
- [25] Marchitto T M, Curry W B, Lynch-Stieglitz J, et al. Improved oxygen isotope temperature calibrations for cosmopolitan benthic foraminifera[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2014, 130: 1-11.
- [26] Barras C, Duplessy J C, Geslin E, et al. Calibration of $\delta^{18}\text{O}$ of cultured benthic foraminiferal calcite as a function of temperature[J]. *Biogeosciences*, 2010, 7(4): 1349-1356.
- [27] Meinicke N, Ho S L, Hannisdal B, et al. A robust calibration of the clumped isotopes to temperature relationship for foraminifers[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2020, 270: 160-183.
- [28] Huntington K W, Petersen S V. Frontiers of carbonate clumped isotope thermometry[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 2023, 51: 611-641.
- [29] Duplessy J C, Labeyrie L, Juillet-Leclerc A, et al. Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum[J]. *Oceanologica Acta*, 1991, 14(4): 311-324.
- [30] 王倩, 常凤鸣, 李铁刚, 等. 亚马逊冲积扇海域表层海水古盐度定量重建: 浮游有孔虫 Ba/Ca 指标的应用 [J]. 第四纪研究, 2015, 35(2): 383-389. [WANG Qian, CHANG Fengming, LI Tiegang, et al. Application of planktonic foraminiferal Ba/Ca ratios to Quantitatively reconstruct paleosalinity of surface ocean waters over the Amazon Fan[J]. *Quaternary Sciences*, 2015, 35(2): 383-389.]
- [31] 李丽, 王慧, 李建如, 等. 南海西部晚更新世以来表层海水剩余氧同位素及盐度变化 [J]. 第四纪研究, 2008, 28(3): 399-406. [LI Li, WANG Hui, LI Jianru, et al. Variability of sea surface residual oxygen isotopic and salinity in western South China Sea over late Pleistocene[J]. *Quaternary Sciences*, 2008, 28(3): 399-406.]
- [32] Adkins J F, Schrag D P. Pore fluid constraints on deep ocean temperature and salinity during the last glacial maximum[J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(5): 771-774.
- [33] McDuff R E. The chemistry of interstitial waters, Deep Sea Drilling Project Leg 86[M]//Heath G R, Burckle L H. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: Government Printing Office, 1985: 675-687.
- [34] Chester R, Jickells T. Marine Geochemistry[M]. 3rd ed. Hoboken:

- John Wiley & Sons, 2012.
- [35] Dählmann A, de Lange G J. Fluid-sediment interactions at Eastern Mediterranean mud volcanoes: a stable isotope study from ODP Leg 160[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 212(3-4): 377-391.
- [36] Adkins J F, McIntyre K, Schrag D P. The salinity, temperature, and $\delta^{18}\text{O}$ of the Glacial deep ocean[J]. *Science*, 2002, 298(5599): 1769-1773.
- [37] Insua T L, Spivack A J, Graham D, et al. Reconstruction of Pacific Ocean bottom water salinity during the Last Glacial Maximum[J]. *Geophysical Research Letters*, 2014, 41(8): 2914-2920.
- [38] Homola K, Spivack A J, Murray R W, et al. Deep North Atlantic Last Glacial Maximum salinity reconstruction[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2021, 36(7): e2020PA004088.
- [39] Talley L D. Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: schematics and transports[J]. *Oceanography*, 2013, 26(1): 80-97.
- [40] Kawabe M, Fujio S. Pacific Ocean circulation based on observation[J]. *Journal of Oceanography*, 2010, 66(3): 389-403.
- [41] Germineaud C, Cravatte S, Sprintall J, et al. Deep Pacific circulation: new insights on pathways through the Solomon Sea[J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2021, 171: 103510.
- [42] Adkins J F, Schrag D P. Reconstructing Last Glacial Maximum bottom water salinities from deep-sea sediment pore fluid profiles[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 216(1-2): 109-123.
- [43] Schrag D P, DePaolo D J. Determination of $\delta^{18}\text{O}$ of seawater in the deep ocean during the Last Glacial Maximum[J]. *Paleoceanography*, 1993, 8(1): 1-6.
- [44] Berner R A. Early Diagenesis[M]. Princeton: Princeton University Press, 1980.
- [45] Boudreau B P, Bennett R H. New rheological and porosity equations for steady-state compaction[J]. *American Journal of Science*, 1999, 299(7-9): 517-528.
- [46] 武力, 曾志刚, 殷学博, 等. 东太平洋海隆 (EPR)13°N 附近含金属沉积物孔隙率研究 [J]. 海洋科学, 2012, 36(1): 81-86. [Wu Li, ZENG Zhigang, YIN Xuebo, et al. Study on the porosity of a metalliferous sediment core from the East Pacific Rise 13°N[J]. *Marine Sciences*, 2012, 36(1): 81-86.]
- [47] Boudreau B P. Diagenetic Models and Their Implementation: Modeling Transport and Reactions in Aquatic Sediments[M]. New York: Springer, 1997.
- [48] Paul H A, Bernasconi S M, Schmid D W, et al. Oxygen isotopic composition of the Mediterranean Sea since the Last Glacial Maximum: constraints from pore water analyses[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 192(1): 1-14.
- [49] Miller M D, Simons M, Adkins J F, et al. The information content of pore fluid $\delta^{18}\text{O}$ and $[\text{Cl}^-]$ [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2015, 45(8): 2070-2094.
- [50] Huysmans M, Dassargues A. Review of the use of Péclet numbers to determine the relative importance of advection and diffusion in low permeability environments[J]. *Hydrogeology Journal*, 2005, 13(5): 895-904.
- [51] Tanhua T, Steinfeldt R, Key R M, et al. Atlantic Ocean CARINA data: overview and salinity adjustments[J]. *Earth System Science Data*, 2010, 2(1): 17-34.
- [52] Talley L D. Salinity patterns in the ocean[M]//Munn T. Encyclopedia of Global Environmental Change. Chichester: John Wiley & Sons, 2002.
- [53] Oppo D W, Gebbie G, Huang K F, et al. Data constraints on glacial Atlantic water mass geometry and properties[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2018, 33(9): 1013-1034.
- [54] Lund D C, Adkins J F, Ferrari R. Abyssal Atlantic circulation during the Last Glacial Maximum: constraining the ratio between transport and vertical mixing[J]. *Paleoceanography*, 2011, 26(1): PA1213.
- [55] Mantyla A W. The treatment of inconsistencies in Atlantic deep water salinity data[J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1994, 41(9): 1387-1405.
- [56] Wan S, Jian Z M, Dang H W. Deep hydrography of the South China Sea and deep water circulation in the Pacific since the Last Glacial Maximum[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2018, 19(5): 1447-1463.
- [57] Wan S, Jian Z M, Gong X, et al. Deep water $[\text{CO}_3^{2-}]$ and circulation in the South China Sea over the last glacial cycle[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2020, 243: 106499.
- [58] Wan S, Jian Z M. Deep water exchanges between the South China Sea and the Pacific since the last glacial period[J]. *Paleoceanography*, 2014, 29(12): 1162-1178.
- [59] Duplessy J C, Labeyrie L, Waelbroeck C. Constraints on the ocean oxygen isotopic enrichment between the Last Glacial Maximum and the Holocene: paleoceanographic implications[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21(1-3): 315-330.
- [60] Wu Q, Colin C, Liu Z F, et al. New insights into hydrological exchange between the South China Sea and the Western Pacific Ocean based on the Nd isotopic composition of seawater[J]. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2015, 122: 25-40.
- [61] Schmittner A. Southern Ocean sea ice and radiocarbon ages of glacial bottom waters[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 213(1-2): 53-62.
- [62] Heuzé C, Heywood K J, Stevens D P, et al. Southern Ocean bottom water characteristics in CMIP5 models[J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(7): 1409-1414.
- [63] Howe J N W, Piotrowski A M, Noble T L, et al. North Atlantic deep water production during the last glacial maximum[J]. *Nature Communications*, 2016, 7(1): 11765.
- [64] Lippold J, Gutjahr M, Blaser P, et al. Deep water provenance and dynamics of the (de) glacial Atlantic meridional overturning circulation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 445: 68-78.
- [65] Buizert C, Schmittner A. Southern Ocean control of glacial AMOC stability and Dansgaard-Oeschger interstadial duration[J]. *Paleoceanography*, 2015, 30(12): 1595-1612.
- [66] Lynch-Stieglitz J, Ito T, Michel E. Antarctic density stratification and the strength of the circumpolar current during the Last Glacial Maximum[J]. *Paleoceanography*, 2016, 31(5): 539-552.
- [67] Galbraith E, de Lavergne C. Response of a comprehensive climate model to a broad range of external forcings: relevance for deep ocean

- ventilation and the development of late Cenozoic ice ages[J]. [Climate Dynamics](#), 2019, 52(1-2): 653-679.
- [68] Fischer H, Schmitt J, Lüthi D, et al. The role of Southern Ocean processes in orbital and millennial CO₂ variations—A synthesis[J]. [Quaternary Science Reviews](#), 2010, 29(1-2): 193-205.
- [69] Skinner L C, Fallon S, Waelbroeck C, et al. Ventilation of the deep Southern Ocean and deglacial CO₂ rise[J]. [Science](#), 2010, 328(5982): 1147-1151.
- [70] Ferrari R, Jansen M F, Adkins J F, et al. Antarctic Sea ice control on ocean circulation in present and glacial climates[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2014, 111(24): 8753-8758.
- [71] Mazaud A, Michel E, Dewilde F, et al. Variations of the Antarctic Circumpolar Current intensity during the past 500 ka[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2010, 11(8): Q08007.
- [72] McCave I N, Crowhurst S J, Kuhn G, et al. Minimal change in Antarctic Circumpolar Current flow speed between the last glacial and Holocene[J]. [Nature Geoscience](#), 2014, 7(2): 113-116.
- [73] Lumpkin R, Speer K. Global ocean meridional overturning[J]. [Journal of Physical Oceanography](#), 2007, 37(10): 2550-2562.
- [74] Otto-Bliesner B L, Hewitt C D, Marchitto T M, et al. Last Glacial Maximum ocean thermohaline circulation: PMIP2 model intercomparisons and data constraints[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(12): L12706.