



中新世中低纬度海道变化对大西洋经圈翻转流和气候变化影响的模拟研究

魏吉林, 刘海龙, 郑伟鹏, 林鹏飞, 赵彦

Simulation of the mid-to-low latitudes seaways changes and the impact on the Atlantic Meridional Overturning Circulation and climate during the Miocene

WEI Jilin, LIU Hailong, ZHENG Weipeng, LIN Pengfei, and ZHAO Yan

在线阅读 View online: <https://doi.org/10.16562/j.cnki.0256-1492.2024060701>

您可能感兴趣的其他文章

Articles you may be interested in

北大西洋45° N区氧同位素3期以来上层水体性质的变化

Changes of the upper water column at the 45° N North Atlantic since marine isotope stage 3

海洋地质与第四纪地质. 2021, 41(3): 114-123

大西洋中脊赤狐热液区热液产物矿物学特征及其地质意义

Mineralogical and geological significance of hydrothermal products: A case from the Chihu hydrothermal field, South Mid-Atlantic Ridge

海洋地质与第四纪地质. 2022, 42(2): 46-58

巴丹吉林沙漠南缘高台盐湖记录的中晚全新世气候变化

Mid-to-Late Holocene climate changes on the southern margin of the Badain Jaran Desert: Evidence from the Gaotai Lake sediments

海洋地质与第四纪地质. 2020, 40(4): 192-203

南大西洋两岸盆地海相烃源岩特征与控制因素

Characteristics and controlling factors of marine source rocks in the basins on the two sides of South Atlantic

海洋地质与第四纪地质. 2019, 39(3): 143-150

晚中新世柴达木盆地低偏心率时期倾角驱动的干湿变化

Obliquity-driven moisture changes in Qaidam Basin in Late Miocene during low eccentricity period

海洋地质与第四纪地质. 2022, 42(6): 193-199

渤海沉积记录的末次冰期千年尺度古环境与古气候变化

Millennial-scale paleoenvironment and paleoclimate changes recorded in the Bohai Sea sediments during the last glacial period

海洋地质与第四纪地质. 2019, 39(3): 61-71



关注微信公众号, 获得更多资讯信息

魏吉林, 刘海龙, 郑伟鹏, 等. 中新世中低纬度海道变化对大西洋经圈翻转流和气候变化影响的模拟研究 [J]. 海洋地质与第四纪地质, 2024, 44(4): 32-40.

WEI Jilin, LIU Hailong, ZHENG Weipeng, et al. Simulation of the mid-to-low latitudes seaways changes and the impact on the Atlantic Meridional Overturning Circulation and climate during the Miocene[J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2024, 44(4): 32-40.

中新世中低纬度海道变化对大西洋经圈翻转流和气候变化影响的模拟研究

魏吉林^{1,2}, 刘海龙^{1,3}, 郑伟鹏^{2,4}, 林鹏飞^{1,2}, 赵彦⁵

1. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

2. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

3. 崂山实验室, 青岛 266237

4. 中国科学院大气物理研究所地球系统数值模拟科学中心, 北京 100029

5. 中国科学院青藏高原研究所大陆碰撞和高原隆升重点实验室, 北京 100101

摘要: 自中新世以来, 特提斯海道和巴拿马海道的开合状态可能直接影响了大西洋经圈翻转流 (AMOC) 的强度和空间形态演变。但是, 当前对这两处关键的中低纬度海道与 AMOC 之间联系的系统性研究较少。本研究基于中新世时期的边界条件, 利用耦合气候模式开展了中新世气候模拟试验, 以及特提斯海道和巴拿马海道先后关闭的敏感性试验。模拟结果显示, 开放的特提斯海道和巴拿马海道分别为热带印度洋和太平洋海水进入北大西洋提供了“捷径”, 同时分别向北大西洋输运高盐度海水和低盐度海水, 对 AMOC 强度的变化起着相反的作用。特提斯海道开放增强了 AMOC, 这抵消了巴拿马海道开放导致的对 AMOC 的减弱。这两处中低纬度海道的关闭均能引起全球海表温度的南北不对称响应, 分界线大致位于巴拿马海道所在纬度。研究表明, 只有特提斯海道和巴拿马海道关闭时, 才会形成现代意义上的 AMOC 空间结构, 因此这两处中低纬度海道的关闭时间对研究 AMOC 演变具有重要意义。

关键词: 大西洋经圈翻转流; 中新世大暖期; 淡水输运; 巴拿马海道; 特提斯海道

中图分类号: P736

文献标识码: A

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2024060701

Simulation of the mid-to-low latitudes seaways changes and the impact on the Atlantic Meridional Overturning Circulation and climate during the Miocene

WEI Jilin^{1,2}, LIU Hailong^{1,3}, ZHENG Weipeng^{2,4}, LIN Pengfei^{1,2}, ZHAO Yan⁵

1. State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

2. College of Earth and Planetary Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

3. Laoshan Laboratory, Qingdao 266237, China

4. Earth System Numerical Simulation Science Center, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

5. Key Laboratory of Continental Collision and Plateau Uplift, Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China

Abstract: Since the Middle Miocene, the opening and closing of the Tethys and Panama seaways may have directly affected the intensity and spatial morphology of the Atlantic Meridional Overturning Current (AMOC). However, systematic studies on the connection between the two key mid- and low-latitude seaways and the AMOC are few. Based on the boundary conditions of the Middle Miocene, we conducted a Middle Miocene climate simulation experiment using a coupled climate model and a sensitivity experiment of the successive closure of the Tethys and Panama seaways. Results show that the openings of Tethys and Panama seaways provided "shortcuts" for tropical Indian and Pacific Ocean waters to enter the North Atlantic, respectively, and transported high-salinity and low-salinity seawater to the North Atlantic, respectively, which played opposite roles in the change of AMOC intensity. The opening of the Tethys Seaway enhanced the AMOC, which offset the weakening of the AMOC caused by the opening of the Panama Seaway. The closure of these two mid- and low-latitude seaways could cause a north-south

资助项目: 国家重点研发计划项目课题“关键构造事件影响气候转型的数值模拟和机理分析”(2023YFF0803904)

作者简介: 魏吉林 (1995—), 男, 博士, 主要从事古气候数值模拟研究, E-mail: weijilin@mail.iap.ac.cn

通讯作者: 郑伟鹏 (1980—), 男, 正高级工程师, 主要从事古气候数值模拟研究, E-mail: zhengwp@mail.iap.ac.cn

收稿日期: 2024-06-07; 改回日期: 2024-07-26. 张现荣编辑

asymmetric response of global sea surface temperature, and the dividing line was roughly located at the latitude of the Panama Seaway. This study showed that the modern spatial structure of AMOC could be formed only when the Tethys Seaway and the Panama Seaway were closed. Therefore, the closure time of these two mid- and low-latitude seaways is of great significance for studying the evolution of AMOC.

Key words: Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC); Middle Miocene Climatic Optimum (MMCO); freshwater transport; Panama Seaway; Tethys Seaway

现代的大西洋经圈翻转流 (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC) 驱动南大西洋上层海水跨越赤道流向北大西洋地区, 同时北大西洋地区通过深对流活动形成的深层水向南流出大西洋海盆^[1]。现代 AMOC 的上层海水供应主要来自两条海流路径(图 1), 即印度洋-大西洋路径和太平洋-大西洋路径, 这两条海流路径的水体分别以高温高盐和低温低盐为特征, 因此分别被称为暖水路径和直接的“冷水路径”^[2-3]。

地质历史时期上的 AMOC 最晚形成于中新世时期^[4-7], 当时的海陆分布已与现代接近^[8-10]。距今约 16.9~14.7 Ma 的中中新世大暖期(Middle Miocene Climatic Optimum, MMCO)是这一时期最暖的时段, 特提斯海道和巴拿马海道这两处中低纬海道仍然保持开放状态, 这表明大西洋海盆东西两侧的边界并非完全封闭。通过这些海道, 大西洋海水能与临近的海域进行交换, 从而影响 AMOC 的强度和空间结构^[11-12]。特提斯海道在中中新世至晚中新世期间

关闭^[13-14], 这一重要板块构造事件影响了 AMOC、西印度洋水团性质以及南极冰盖的变化^[15]。巴拿马海道关闭则发生于上新世时期, 高温低盐的热带太平洋海水停止直接流入北大西洋中高纬度地区, 导致北大西洋深水团形成过程增强^[12]。总而言之, 构造运动造成的海陆变迁在地质时间尺度上能够引起全球海洋环流的重新调整, 使 AMOC 空间格局与现代存在明显差异。

基于古气候代用资料和数值模拟的对比研究表明, 尽管围绕中低纬海道的闭合时间及其气候影响仍存在较大不确定性^[11,16-21], 但模拟结果也揭示了一些共通的机制, 例如, 虽然不同模式对特提斯海道贯穿流流向的模拟结果还存在不确定性, 但流入大西洋的特提斯贯穿流普遍有利于 AMOC 增强^[11,15,22]。开放的巴拿马海道则偏向于减弱 AMOC 强度^[19,23]。但是, 这些研究极少关注中低纬海道开放时 AMOC 上层海水来源的变化, 特别是特提斯贯穿流、巴拿马贯穿流和南大西洋不同性质的海水

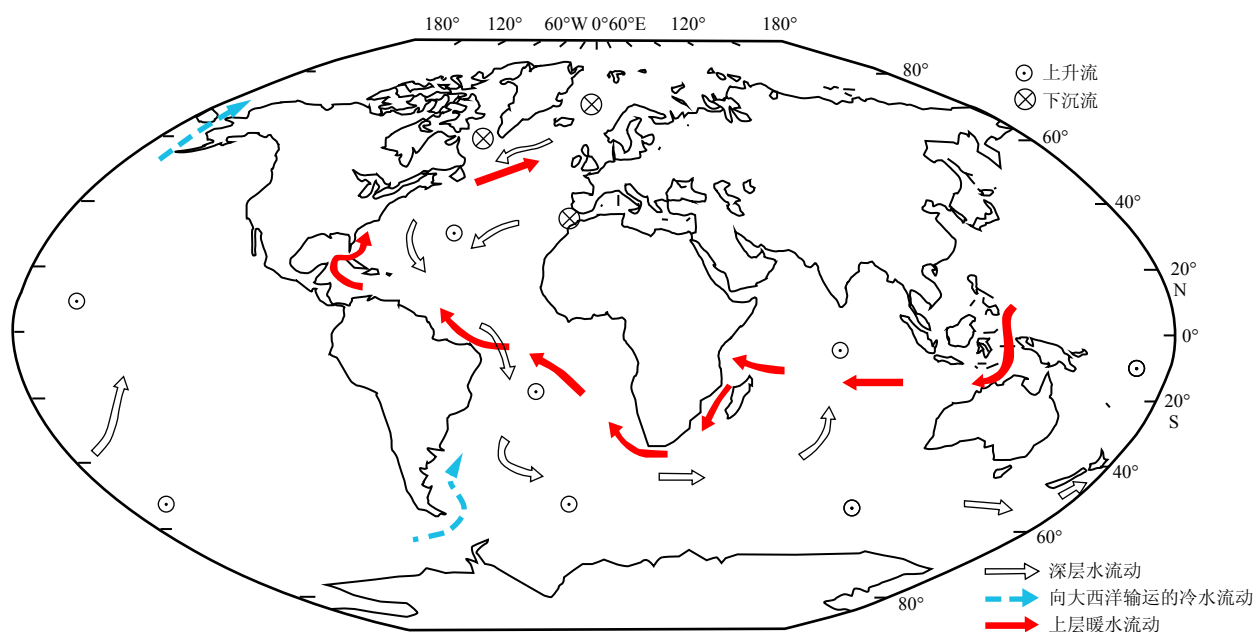


图 1 全球热盐环流示意图^[3]

红色箭头代表温暖的表层水及其暖水路径, 蓝色箭头代表上层冷水流动及其冷水路径, 白色箭头代表深层水及其路径。

Fig.1 The global thermohaline circulation^[3]

Red arrows represent warm surface water and warm water path, blue arrows are upper cold water flow and cold water path, and white arrows indicate deep water and the path.

对 AMOC 强度和形态变化的相对贡献。

因此,为探讨 MMCO 时期以来的特提斯海道和巴拿马海道变化对 AMOC 及其上层海水来源的演变过程及其气候效应,本研究将基于耦合气候系统模式 FGOALS-g3,开展 MMCO 气候模拟试验,在此基础上进行特提斯海道和巴拿马海道先后关闭的敏感性试验。

1 试验和方法

1.1 气候模式

FGOALS-g3 是由中国科学院大气物理研究所自主开发的最新的全球耦合气候系统模式,该模式参与了国际耦合模式比较计划第六阶段(Couple Model Intercomparison Project Phase 6, CMIP6)的模拟试验,具有较好的模拟性能^[24-26]。FGOALS-g3 的分量模式包含大气模式 GAMIL3(the Grid-Point Atmospheric Model of IAP-LASG version 3)^[27]、海洋模式 LICOM3(LASG/IAP Climate Ocean Model version3)^[28]、陆面模式 CAS-LSM(Land Surface Model for Chinese Academy of Sciences)^[29]和海冰模式 CICE4(Community Ice Code Version 4)^[30]。

大气模式 GAMIL3 在垂直方向上采用 sigma 坐标系(26 层),水平方向上采用等面积加权的经纬网格,水平分辨率为 2°(180×80)。该模式采用两步保形平流方案,从而提升模式的水汽守恒性。海洋分量模式 LICOM3 采用 η 垂直坐标系,垂直分辨率为 30 层,水平分辨率为 1°,并使用三极网格。三极网格通过将北极点分裂并转移至北半球的陆地(61°N/65°E 和 61°N/115°W),避免了经纬网格模式在北极产生“奇点”的计算问题,既提升了对北极海洋过程的模拟能力,也提高了计算的并行效率。陆面模式分量 CAS-LSM 是在 CLM4.5 基础上作了改进,耦合了自主研发的方案和陆面过程,如地下水的侧向流动、人为地下水的开采、土壤冻融界面的变化和河流中的人为氮排放过程等。在 FGOALS-g3 中,陆面模式与大气模式的水平网格分布是一致的,海冰分量模式与海洋分量模式的水平网格分布相同,这些模式通过耦合器 CPL7 实现分量模式的耦合以及通量的交换^[31]。

1.2 试验设计

为研究影响中新世中低纬度海道变化对全球气候以及海洋环流的影响机制,本研究设计了 4 组

表 1 试验设计
Table 1 The experiment design.

试验	PI	MMCO_400	MMCO_B1	MMCO_B2
CO ₂ 浓度/10 ⁻⁶	280	400	400	400
陆地海拔	现代	中中新世	中中新世	中中新世
海洋水深	现代	中中新世	中中新世	中中新世
特提斯海道	关闭	开放	关闭	关闭
巴拿马海道	关闭	开放	开放	关闭
陆地植被	现代	中中新世	中中新世	中中新世
偏心率	0.016 724			
轨道倾角	23.446°	与PI相同		
岁差	102.04°			

模拟试验,试验细节见表 1。PI 试验为工业革命前对照试验^[32],采用现代海陆分布、水深、地形和陆地植被类型,大气 CO₂ 浓度设置为工业革命前的浓度,即 280×10⁻⁶,三组 MMCO 模拟试验均采用 Frigola 等^[8]所提供的中中新世的海陆分布、水深、海拔和陆地植被类型。其中,MMCO 地形中的特提斯海道东部深度超过 4000 m,其西部和巴拿马海道的深度均约 1000 m(图 2)。CO₂ 浓度则根据中中新世时期的重建结果^[33-37],折中取值为 400×10⁻⁶。MMCO_400 为中中新世模拟标准试验,特提斯海道和巴拿马海道均设置为开放状态。考虑到特提斯海道和巴拿马海道分别在晚中新世和上新世关闭^[12,38-43],另设计了两组海道敏感性试验用于考察海道关闭对海洋环流和气候的影响:MMCO_B1 只关闭特提斯海道,MMCO_B2 在 MMCO_B1 基础上进一步关闭巴拿马海道。本研究中所有试验的温盐初始场都是来自极地科学中心的 PHC3.0(Polar Science Center Hydrographic Climatology, Version 3.0)^[44]的一月气候平均值,每组试验积分 1000 模式年,最后 100 年的全球平均地表温度和海表温度的变化趋势均小于 0.05℃/100a,表明模拟基本上达到了一个准平衡气候态,因此采用最后 100 年模式结果进行数据诊断分析。

1.3 诊断方法

本研究中通过对北大西洋地区(25°~80°N)进行淡水收支分析,诊断中低纬度海道的开闭对于中新世 AMOC 的影响。北大西洋地区的海表至海底的淡水含量(Freshwater Content, FWC)的计算方法为:

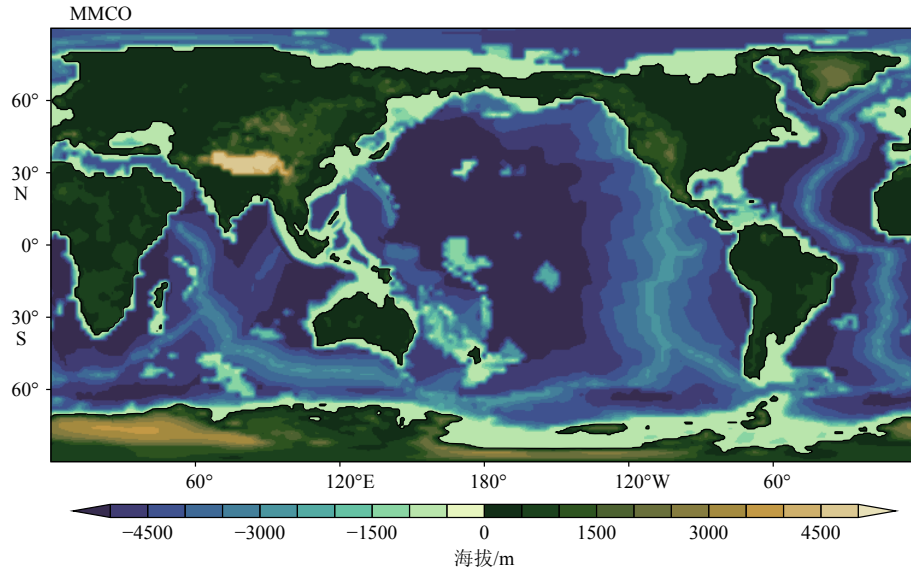


图 2 MMCO 地形

Fig.2 The topography in the MMCO

$$FWC = \iint \frac{(S_{\text{ref}} - S)}{S_{\text{ref}}} dA dz \quad (1)$$

式中, S 为北大西洋地区格点每层深度上的盐度, S_{ref} 为基准盐度取为 35 psu, dA 为北大西洋地区面积, dz 为每个模式垂直层的厚度, 公式(1)对北大西洋地区进行面积积分并从海表到海底进行垂直积分, 所得结果即为淡水含量。淡水含量的变化受到海表淡水通量强迫和海洋动力过程的影响, 其中淡水通量 (Freshwater Flux, FWF) 由降水量 P 、径流量 R 和蒸发量 E 组成:

$$FWF = P + R - E \quad (2)$$

而海洋动力过程则来自北大西洋边界处的淡水输运 (Freshwater Transport, FWT):

$$FWT = \iint v \frac{(S_{\text{ref}} - S)}{S_{\text{ref}}} ds dz \quad (3)$$

v 为北大西洋地区边界处的海流, 以流入北大西洋的方向取为正值, ds 为相应边界上的网格距离。不难看出, 淡水输运即是把北大西洋外的淡水含量通过平流过程输送向北大西洋地区, 这一过程与将北大西洋地区的盐分向外输送的过程是等价的。对北大西洋地区的淡水输运, 其边界除了南北边界外, 还有来自东边界即直布罗陀海峡处, 西边界为封闭的陆地边界, 因此北大西洋地区的淡水输运的散度为:

$$\nabla FWT = FWT_S + FWT_N + FWT_E \quad (4)$$

综上得到北大西洋地区的淡水收支的表达式:

$$\frac{dFWC}{dt} = FWF + \nabla FWT + FW_{\text{res}} \quad (5)$$

方程(5)的左侧第一项为北大西洋淡水含量的时间倾向, 右侧第三项为淡水收支的残差, 由次网格物理过程如混合、中尺度涡等过程引起^[45-47]。方程(5)中垂直积分的项是从海表向海底积分。

2 海道开合对中新世 AMOC 的影响及其机制

图 3 给出了 FGOALS-g3 四组试验所模拟的 AMOC 强度和结构, 结果表明所有 MMCO 试验中的 AMOC 强度均大于 PI 试验。当巴拿马海道和特提斯海道同时开放或仅前者开放时, MMCO 试验的 AMOC 分布与 PI 试验存在明显差异 (图 3)。在大西洋海盆东西边界未封闭的情况下, 南大西洋南端至赤道的上层 1000 m 与海表的经圈流函数差值接近于 0 (图 3b、c), 而该差值在大西洋海盆东西边界闭合时的值约为 30 Sv (图 3a、d)。这一差异说明中新世时期 AMOC 上层海水主要来自巴拿马贯穿流和特提斯贯穿流, 而非南大西洋海盆。只有特提斯海道和巴拿马海道都关闭时, AMOC 才形成了与现代相似的空间结构, 即上层海水从南大西洋向北跨过赤道, 在高纬度地区通过深对流活动形成深层水后向南流出。相比 MMCO_B2 试验, MMCO_B1 试验中仅开放了巴拿马海道, 模拟的 AMOC 强度相对 MMCO_B2 偏弱约 3 Sv。进一步对比 MMCO_400 与 MMCO_B1 试验可以发现, 开放的特提斯海道使 AMOC 增强约 6 Sv, 其作用大于开放的巴拿马海道导致的 AMOC 减弱, 表明开放的特提斯海道对开放

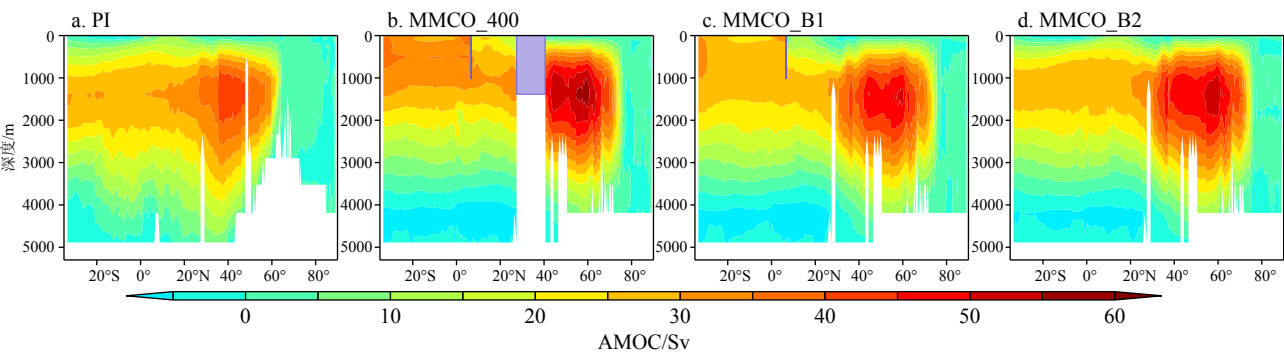


图 3 各试验模拟的北大西洋经圈流函数

正值表示海流顺时针流动。MMCO 试验中的 6°N 和 34°N 至 40°N 的两处紫色阴影框分别表示巴拿马海道和特提斯海道所在位置。

Fig.3 The simulated Atlantic Meridional Overturning Circulation in each experiment

Positive value represent the clockwise rotation. The purple shaded region at 6°N represents the Panama Seaway, and that in 34°~40°N represents the Tethys Seaway in MMCO experiments.

的巴拿马海道减弱 AMOC 有正的补偿作用。

北大西洋淡水收支分析结果(表 2)表明, PI 试验的 AMOC 相对 MMCO 试验偏弱, 主要是由于北大西洋中高纬度海域有更多的淡水输入。PI 试验该区域海洋通过海气交换和河流径流得到的淡水通量为正值, 而 MMCO 各试验中的结果为负值, 表明 PI 试验北大西洋海洋垂直层结相对较弱。同时, 直布罗陀海峡处的淡水输运很小, 仅为 $-0.015\times 10^9\text{ kg/s}$, 可忽略不计。

MMCO 各试验中, 从北冰洋流入北大西洋北边界的淡水输运最小, 且大小都接近北大西洋淡水含量的时间倾向, 因此北边界的淡水输运变化对于 AMOC 的影响也可忽略不计(表 2)。造成 MMCO 所有试验的北大西洋淡水含量损失的过程主要来自海表淡水通量和直布罗陀海峡流入的高盐海水(图 4a), 这两个因子的总效应大于其他因子, 导致北大西洋淡水含量随时间而减少。MMCO 所有试验中补充北大西洋淡水含量的过程主要来自南边界的淡水输运, 这一过程在 PI 试验则是相反的。由于 AMOC 上下两层的海流体积输送方向相反, 分界面位于 1000 m 附近, 因此进一步分析北大西洋南边界上层 1000 m 的淡水输运, 结果表明所有试验中, 1000 m 以上都有向北大西洋输运的高盐海水(对应向南淡水输运), 1000 m 以下则向南输送北大西洋的高盐海水。对于 MMCO 试验, 由于海表淡水通量、直布罗陀海峡和南边界上层 1000 m 输运高盐海水的共同作用, 导致北大西洋上层 1000 m 积聚了大量高盐海水, 使得南边界 1000 m 以下的淡水输运量高于上层。

在 MMCO 各试验之间, 北大西洋区域的海表淡水通量差异较小, 主要的差异来自其南边界和东边

表 2 各试验的北大西洋淡水收支中的各项

Table 2 The freshwater budget of the North Atlantic in each experiment $/(10^9\text{ kg/s})$

参数	PI	MMCO_400	MMCO_B1	MMCO_B2
$\frac{\text{dFWC}}{\text{dr}}$	-0.092	-0.095	-0.067	-0.086
FWF	0.175	-0.265	-0.215	-0.262
FWT_E	-0.015	-0.392	-0.161	-0.163
FWT_N	0.026	0.084	0.066	0.076
FWT_S	-0.230	0.410	0.123	0.163
FW_{res}	-0.048	0.068	0.120	0.100
AMOC 强度	45.06	57.73	51.46	54.97
$\text{FWT}_{S\ 0-1000\text{m}}$	-0.947	-0.617	-0.611	-1.160
$\text{FWT}_{S\ 1000-5000\text{m}}$	0.717	1.027	0.734	1.323

注: 淡水含量的时间倾向 ($\frac{\text{dFWC}}{\text{dr}}$)、淡水通量 (FWF)、东边界(直布罗陀海峡)处的淡水输运 (FWT_E)、南北边界处的淡水输运 (FWT_S 和 FWT_N)和残差项 (FW_{res})。AMOC 强度(北大西洋 500 m 以下的经圈流函数最大值, 单位: Sv)和北大西洋南边界上层 1000 m 和 1000 m 至海底的淡水输运。

界的淡水输运的差异, 影响 AMOC 的主要因子是中低纬海道开合引起的淡水输运变化。在巴拿马海道开放的试验 MMCO_400 和 MMCO_B1 中, 巴拿马海道向北的淡水输运分别为 0.22×10^9 和 $0.16\times 10^9\text{ kg/s}$, 表明低盐度的太平洋海水流入大西洋, 导致北大西洋南边界上层 1000 m 的淡水输运量小于其他试验, 从而抑制了北大西洋区域的深对流活动。在 MMCO_B1 试验中, 开放的特提斯海道使整个直布罗陀海峡向北大西洋输送高盐海水, 相应的淡水输运量比巴拿马海道高出约 75%, 这表明特提斯贯穿流向北大西洋输送的高盐海水不仅完全抵消了巴拿马海道贯穿流的影响, 还进一步增强了

AMOC 的强度。当特提斯海道关闭时, 特提斯海区处于类似现代地中海的半封闭状态, 北大西洋海水从上层 400 m 流入特提斯海并由于海表的强蒸发作用导致盐度和密度增加, 海水下沉后从直布罗陀海峡流出 (图 4a)。这种海流垂直结构的变化使得尽管直布罗陀海峡仍向北大西洋输送大量的盐海水, 但其对应的淡水输运量相比特提斯海道开放时减少了约 60%, 其量值与巴拿马贯穿流的淡水输运相近, 仅能够抵消巴拿马海道的作用但无法使 AMOC 进一步增强, 因此在特提斯海道关闭时 AMOC 强度是减弱的, 北大西洋深对流运动减弱, 向深层海洋输运的高盐海水减少。在特提斯海道和巴拿马海道都关闭的 MMCO_B2 试验中, 相比 MMCO_B1 的结果, 直布罗陀海峡的淡水输运不变, 但热带太平洋低盐海水无法直接流入北大西洋, 北大西洋南边界的淡水输运量增强约 90%, 大量高盐海水向北输运促进了 AMOC 的增强。

为理解流入 AMOC 上层的海水来源及其进入北大西洋后的垂直分布变化, 进一步分析巴拿马海

道、直布罗陀海峡、北大西洋 25°N 和南大西洋南端的断面处上层 1380 m 的体积输运 (图 4), 这一深度对应 FGOALS-g3 海洋模式第 23 模式层, 是 MMCO 各试验中的直布罗陀海峡底部所在深度, 也接近但略深于巴拿马海道深度约 300 m。在 MMCO_400 和 MMCO_B1 试验中, 大西洋海盆东西两侧边界均处于封闭状态, 南大西洋断面 200 m 以上的海水向北流入, 在 200 m 以下则向南流出, 表明南大西洋海水无法跨赤道输运到北大西洋地区。而在 MMCO_B2 和 PI 试验大西洋海盆东西两侧边界都闭合的情况下, 上层 1000 m 北大西洋和南大西洋断面的体积输运垂直分布相似, 大量海水都是向北流入大西洋, 1000 m 以下则向南流出南大西洋。这些结果表明, 只有当巴拿马海道和特提斯海道都关闭时, AMOC 的空间结构和海水源汇才与现代相似, 即上层海水从现代“暖水路径”和“冷水路径”流入南大西洋, 向北流动跨过赤道输运至北大西洋地区, 通过深对流活动形成深水团向南流出。结合图 3 与图 4 可看出, PI 与 MMCO_B2 的结

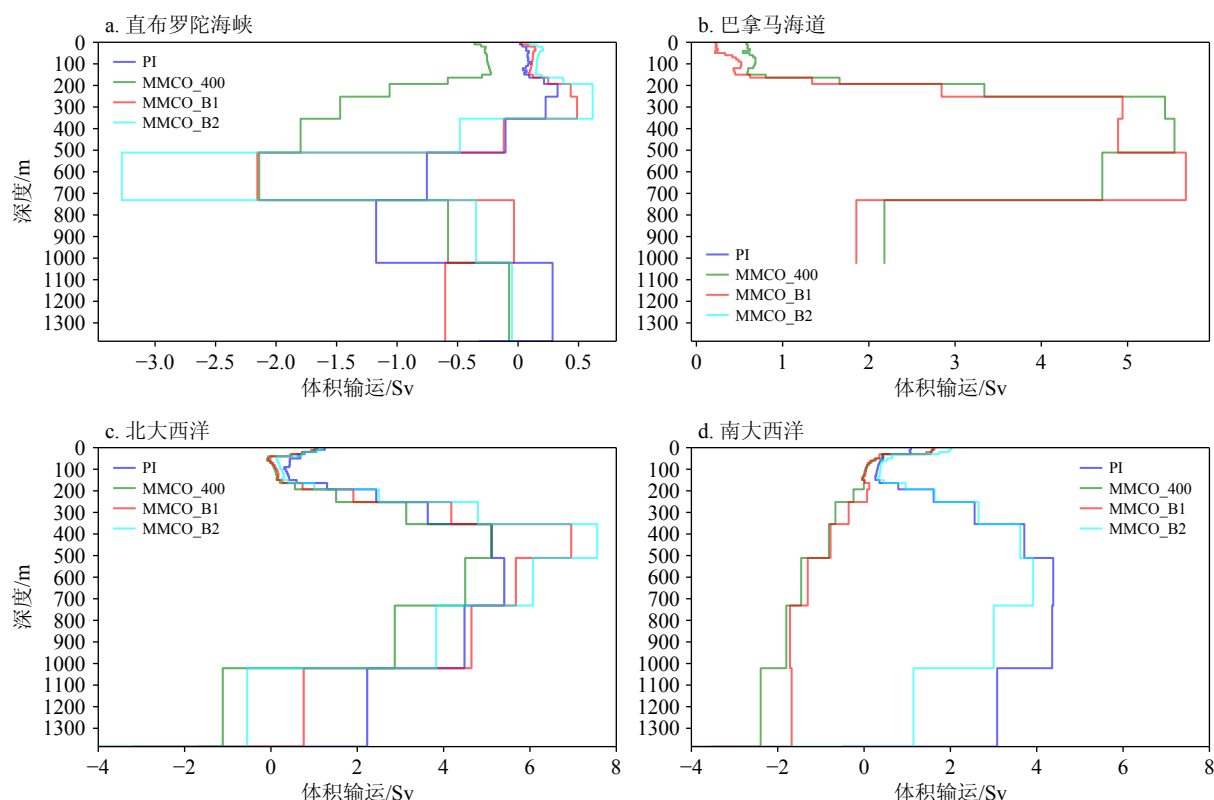


图 4 大西洋地区相关断面的上层 1380 m 的海水体积输送垂直廓线

a: 布罗陀海峡断面, 其位置在 PI 和 MMCO 各试验中分别位于 10°W 和 9°W; b: 巴拿马海道断面位于 6°N; c: 北大西洋断面位置在 PI 和 MMCO 各试验中均位于 25°N; d: 南大西洋断面位置在 PI 和 MMCO 各试验中分别位于 34°S 和 37°S。

Fig.4 The profiles of the upper 1380 volume transport at the relevant sections in the Atlantic

a: The sections of the Gibraltar Strait are located at 10°W for PI and at 9°W for all MMCO experiments; b: the section of the Panama Seaway is located at 6°N; c: the section of the North Atlantic is located at 25°N; d: the sections of the South Atlantic are located at 34°S for PI and at 37°S for all the MMCO experiments.

果仍有一定的不同,这可能与这两个试验的一些边界条件如陆地地形高度、陆面植被和径流等仍存在区别有关。

通过分析 MMCO 各试验中的直布罗陀海峡、巴拿马海道和北大西洋 25°N 断面体积输运的垂直分布可以发现,特提斯贯穿流的海水体积输运量在 600 m 附近达到最大值,巴拿马贯穿流的海水体积输运量最大值出现在约 300~600 m 深度,而北大西洋 25°N 断面的海水最大输运量位于 400 m 深度附近(图 4)。这些断面的流量输运最大值所在深度不一致,表明从直布罗陀海峡和巴拿马海道进入北大西洋的海水被 AMOC 环流中的回升运动所抬升,其垂直分布结构发生了重新分布。

3 海道开合对全球气候的影响

自中中新世以来,中低纬海道的变化影响了 AMOC,进而通过海洋环流调节全球海温和盐度的分布,影响全球气候状态。在 MMCO 边界条件的影响下,MMCO_400 试验模拟的全球海表温度比 PI 试验偏暖,尤其是在北大西洋高纬度地区偏暖可达 12℃ 以上;北大西洋海盆的盐度也比 PI 试验高(图 5a、d),其部分原因是来自海表淡水通量的差异。当特提斯海道关闭时,全球海温变化表现为以巴拿马海道所在纬度(6°N 附近)为界呈现出北半球冷却而南半球增暖的分布特征(图 5b),全球平均温度仅降低 0.05℃,这与 Hamon 等^[15]的模拟结果不同,可能与特提斯海流方向的差异有关。伴随着 AMOC 减弱,全球盐度变化则出现不同的空间分

布,北大西洋和北冰洋区域盐度明显降低(图 5e),反映来自直布罗陀海峡的高盐海水减少和巴拿马海道的低盐海水增加的作用;而特提斯海区因其半封闭的状态,高盐海水易于在该区域堆积,盐度增加。当巴拿马海道关闭时,全球温盐分布的变化与特提斯海道关闭的结果相反(图 5c、f),全球平均温度降低 0.16℃。值得注意的是,在南大西洋 40°S 附近东西两侧,分别表现出了现代“暖水路径”和“冷水路径”的影响:高温高盐的南印度洋海水穿过好望角以厄加勒斯流流系进入南大西洋,在东南大西洋出现 3℃ 的增温和强度较弱的盐度增加;同时低温低盐的南太平洋高纬海水从西南大西洋流入,使得温度和盐度分别降低 6℃ 和 4 psu 以上。这从水平分布上进一步表明,AMOC 空间结构是在特提斯海道和巴拿马海道都关闭之后形成的,开放状态下的特提斯海道和巴拿马海道为热带印度洋和太平洋海水提供了直接进入北大西洋区域的“捷径”。

4 总结

在现代地形下,南太平洋和南印度洋中高纬度地区海水分别通过“冷水路径”和“暖水路径”流入南大西洋地区,并作为 AMOC 上层海水的补给源,向北跨越赤道流入北大西洋区域。而在 MMCO 地形下,开放的特提斯海道和巴拿马海道为热带印度洋和热带太平洋海水提供了“捷径”流入北大西洋,无需绕过好望角和合恩角进入南大西洋。只有特提斯海道和巴拿马海道都关闭的情况下,高温高盐的南印度洋海水和低温低盐的南太平洋海水开始

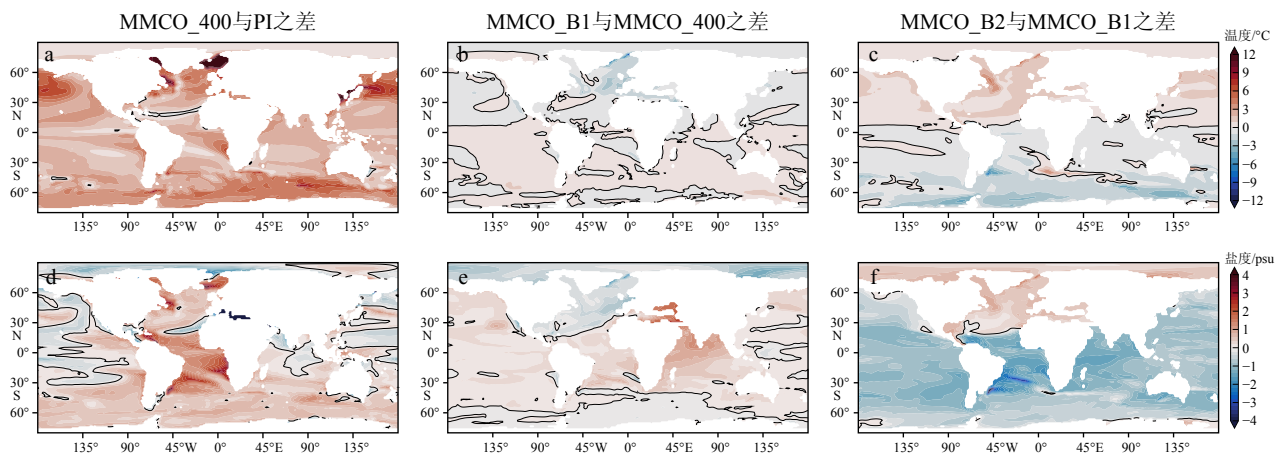


图 5 年平均海表温度和海表盐度差异

a-c: 海表温度差异, d-f: 海表盐度差异。

Fig.5 The annual mean sea surface temperature and sea surface salinity differences

a-c show the sea surface temperature (SST) differences; d-f show the sea surface salinity (SSS) differences.

绕过好望角和合恩角进入南大西洋地区并跨越赤道流入北大西洋地区, AMOC 的空间格局才与现代相似。

当特提斯海道和巴拿马海道均开放时, 这两处海道的贯穿流分别向北大西洋输运高盐和低盐海水, 其中特提斯贯穿流的高盐海水输运量比巴拿马贯穿流的低盐海水输送量大 75% 左右, 不仅完全抵消了后者对 AMOC 的减弱作用, 还能够进一步增强 AMOC 强度。因此, 特提斯海道的变化是影响全球海洋环流和气候的一个重要因素。

当特提斯海道关闭而巴拿马海道仍开放时, 特提斯海处于半封闭状态, 其与北大西洋之间海水交换减弱。特提斯海海水盐度和密度增加, 直布罗陀海峡次表层溢流将高盐海水向北大西洋输运, 但相应的高盐海水输运量相对特提斯海道开放时减少了近 60%, 仅能抵消巴拿马贯穿流的影响, 无法进一步加强 AMOC。因此, 其综合效应表现为北大西洋海表盐度降低、AMOC 显著减弱、巴拿马海道所在纬度以北的半球降温、以南的半球增温。

参考文献 (References)

- [1] Broecker W S. The great ocean conveyor[J]. *Oceanography*, 1991, 4(2): 79-89.
- [2] Speich S, Blanke B, Madec G. Warm and cold water routes of an O. G. C. M. thermohaline conveyor belt[J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(2): 311-314.
- [3] Gordon A L. Inter-ocean exchange of thermocline water[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1986, 91(C4): 5037-5046.
- [4] Coxall H K, Huck C E, Huber M, et al. Export of nutrient rich Northern Component Water preceded early Oligocene Antarctic glaciation[J]. *Nature Geoscience*, 2018, 11(3): 190-196.
- [5] Hague A M, Thomas D J, Huber M, et al. Convection of North Pacific deep water during the early Cenozoic[J]. *Geology*, 2012, 40(6): 527-530.
- [6] McKinley C C, Thomas D J, Levay L J, et al. Nd isotopic structure of the Pacific Ocean 40-10 Ma, and evidence for the reorganization of deep North Pacific Ocean circulation between 36 and 25 Ma[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2019, 521: 139-149.
- [7] Thomas D J, Korte R, Huber M, et al. Nd isotopic structure of the Pacific Ocean 70-30 Ma and numerical evidence for vigorous ocean circulation and ocean heat transport in a greenhouse world[J]. *Paleoceanography*, 2014, 29(5): 454-469.
- [8] Frigola A, Prange M, Schulz M. Boundary conditions for the Middle Miocene Climate Transition (MMCT v1.0)[J]. *Geoscientific Model Development*, 2018, 11(4): 1607-1626.
- [9] Herold N, Seton M, Müller R D, et al. Middle Miocene tectonic boundary conditions for use in climate models[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, 9(10): Q10009.
- [10] Steinthorsdottir M, Coxall H K, de Boer A M, et al. The miocene: the future of the past[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2021, 36(4): e2020PA004037.
- [11] Butzin M, Lohmann G, Bickert T. Miocene ocean circulation inferred from marine carbon cycle modeling combined with benthic isotope records[J]. *Paleoceanography*, 2011, 26(1): PA1203.
- [12] Lunt D J, Valdes P J, Haywood A, et al. Closure of the Panama Seaway during the Pliocene: implications for climate and Northern Hemisphere glaciation[J]. *Climate Dynamics*, 2008, 30(1): 1-18.
- [13] Rögl F. Mediterranean and paratethys. Facts and hypotheses of an Oligocene to Miocene Paleogeography (short overview)[J]. *Geologica Carpathica*, 1999, 50(4): 339-349.
- [14] Torfstein A, Steinberg J. The Oligo-Miocene closure of the Tethys Ocean and evolution of the proto-Mediterranean Sea[J]. *Scientific Reports*, 2020, 10(1): 13817.
- [15] Hamon N, Sepulchre P, Lefebvre V, et al. The role of eastern Tethys seaway closure in the Middle Miocene Climatic Transition (ca. 14 Ma)[J]. *Climate of the Past*, 2013, 9(6): 2687-2702.
- [16] Frigola A, Prange M, Schulz M. A dynamic ocean driven by changes in CO₂ and Antarctic ice-sheet in the middle Miocene[J]. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 2021, 579: 110591.
- [17] Herold N, Huber M, Müller R D. Modeling the miocene climatic optimum. Part I: land and atmosphere[J]. *Journal of Climate*, 2011, 24(24): 6353-6372.
- [18] Knorr G, Lohmann G. Climate warming during Antarctic ice sheet expansion at the Middle Miocene transition[J]. *Nature Geoscience*, 2014, 7(5): 376-381.
- [19] Krapp M, Jungclauss J H. The Middle Miocene climate as modelled in an atmosphere-ocean-biosphere model[J]. *Climate of the Past*, 2011, 7(4): 1169-1188.
- [20] 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.
- [21] Steph S, Tiedemann R, Prange M, et al. Changes in Caribbean surface hydrography during the Pliocene shoaling of the Central American Seaway[J]. *Paleoceanography*, 2006, 21(4): PA4221.
- [22] Wei J L, Liu H L, Zhao Y, et al. Simulation of the climate and ocean circulations in the Middle Miocene Climate Optimum by a coupled model FGOALS-g3[J]. *Paleogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 2023, 617: 111509.
- [23] Kirillova V, Osborne A H, Störli T, et al. Miocene restriction of the Pacific-North Atlantic throughflow strengthened Atlantic overturning circulation[J]. *Nature Communications*, 2019, 10(1): 4025.
- [24] Li L J, Yu Y Q, Tang Y L, et al. The flexible global ocean-atmosphere-land system model grid-point version 3 (FGOALS-g3): description and evaluation[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2020, 12(9): e2019MS002012.
- [25] Lin P F, Zhao B W, Wei J L, et al. The super-large ensemble experiments of CAS FGOALS-g3[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2022, 39(10): 1746-1765.
- [26] Zheng W P, Yu Y Q, Luan Y H, et al. CAS-FGOALS datasets for the

- two interglacial epochs of the holocene and the last interglacial in PMIP4[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2020, 37(10): 1034-1044.
- [27] Li L J, Dong L, Xie J B, et al. The GAMIL3: model description and evaluation[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2020, 125(15): e2020JD032574.
- [28] Lin P F, Yu Z P, Liu H L, et al. LICOM model datasets for the CMIP6 ocean model intercomparison project[J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2020, 37(3): 239-249.
- [29] Xie Z H, Wang L H, Wang Y, et al. Land surface model CAS-LSM: model description and evaluation[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2020, 12(12): e2020MS002339.
- [30] Hunke E C, Lipscomb W H. CICE: the Los Alamos sea ice model documentation and software user's manual version 4.1 LA-CC-06-012[R]. Los Alamos: Los Alamos National Laboratory, 2010.
- [31] Craig A P, Vertenstein M, Jacob R. A new flexible coupler for earth system modeling developed for CCSM4 and CESM1[J]. *The International Journal of High Performance Computing Applications*, 2012, 26(1): 31-42.
- [32] Eyring V, Bony S, Meehl G A, et al. Overview of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) experimental design and organization[J]. *Geoscientific Model Development*, 2016, 9(5): 1937-1958.
- [33] Beerling D J, Fox A, Anderson C W. Quantitative uncertainty analyses of ancient atmospheric CO₂ estimates from fossil leaves[J]. *American Journal of Science*, 2009, 309(9): 775-787.
- [34] Burls N J, Bradshaw C D, De Boer A M, et al. Simulating miocene warmth: insights from an opportunistic multi-model ensemble (Mi-oMIP1)[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2021, 36(5): e2020PA004054.
- [35] Ji S C, Nie J S, Lechler A, et al. A symmetrical CO₂ peak and asymmetrical climate change during the middle Miocene[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 499: 134-144.
- [36] Steinthorsdottir M, Jardine P E, Rember W C. Near-future pCO₂ during the hot miocene climatic optimum[J]. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 2021, 36(1): e2020PA003900.
- [37] Stoll H M, Guitian J, Hernandez-Almeida I, et al. Upregulation of phytoplankton carbon concentrating mechanisms during low CO₂ glacial periods and implications for the phytoplankton pCO₂ proxy[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2019, 208: 1-20.
- [38] Allen M B, Armstrong H A. Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2008, 265(1-2): 52-58.
- [39] Sun J M, Sheykh M, Ahmadi N, et al. Permanent closure of the Tethyan Seaway in the northwestern Iranian Plateau driven by cyclic sea-level fluctuations in the late Middle Miocene[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2021, 564: 110172.
- [40] Hüsing S K, Zachariasse W J, van Hinsbergen D J J, et al. Oligocene-Miocene basin evolution in SE Anatolia, Turkey: constraints on the closure of the eastern Tethys gateway[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 2009, 311(1): 107-132.
- [41] Bialik O M, Frank M, Betzler C, et al. Two-step closure of the Miocene Indian Ocean Gateway to the Mediterranean[J]. *Scientific Reports*, 2019, 9(1): 8842.
- [42] Brierley C M, Fedorov A V. Comparing the impacts of Miocene-Pliocene changes in inter-ocean gateways on climate: central American Seaway, Bering Strait, and Indonesia[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 444: 116-130.
- [43] Hu A X, Meehl G A, Han W Q, et al. Effects of the Bering Strait closure on AMOC and global climate under different background climates[J]. *Progress in Oceanography*, 2015, 132: 174-196.
- [44] Steele M, Morley R, Ermold W. PHC: a global ocean hydrography with a high-quality Arctic Ocean[J]. *Journal of Climate*, 2001, 14(9): 2079-2087.
- [45] de Vries P, Weber S L. The Atlantic freshwater budget as a diagnostic for the existence of a stable shut down of the meridional overturning circulation[J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(9): L09606.
- [46] Deshayes J, Curry R, Msadek R. CMIP5 model intercomparison of freshwater budget and circulation in the North Atlantic[J]. *Journal of Climate*, 2014, 27(9): 3298-3317.
- [47] Jüling A, Zhang X, Castellana D, et al. The Atlantic's freshwater budget under climate change in the Community Earth System Model with strongly eddying oceans[J]. *Ocean Science*, 2021, 17(3): 729-754.