

## 古气候模拟中古地理边界条件重建的不确定性研究\*

朱广坤 张或瑞 覃国金

近海海洋环境科学国家重点实验室, 厦门大学海洋与地球学院, 福建厦门 361102

**摘要** 随着气候模式在古气候研究中的应用越发广泛, 更加准确的古地理边界条件重建成为研究深时气候变化机制的关键, 而古地理边界条件重建过程中的不确定性却少有人关注。本研究基于古海陆分布、古海深、古地形重建方法及资料选择, 研究古地理边界条件重建过程中的不确定性以及其对气候模式模拟结果的影响。结果显示, 重建过程中板块运动模型的选择、海陆分布的修正、海洋洋壳年龄数据的更新、大洋深度—洋壳年龄关系模型选择、沉积物模型选择以及古地形高度代用指标的选择都会导致不同的古地理边界条件重建结果。更重要的是, 这种古地理边界条件的差异会进一步影响模式模拟结果中的温度、盐度以及洋流等重要的气候环境变量。这表明重建气候模式中古地理边界条件时需根据具体需求合理选择重建资料, 同时也需基于密集和可靠的代用指标进一步优化重建资料, 从而减少古地理边界条件对古气候模式结果可靠性的影响。

**关键词** 古气候 气候模式 古地理重建 古气候边界条件 古气候模拟

**第一作者简介** 朱广坤, 男, 1996 年生, 厦门大学硕士研究生, 主要从事古气候-古海洋模拟研究。22320211151395@stu.xmu.edu.cn。

**通讯作者简介** 张或瑞, 女, 1988 年生, 厦门大学副教授, 主要从事古气候-古海洋研究。E-mail: yuruizhang@xmu.edu.cn。

中图分类号: P532 文献标志码: A

## Uncertainty in reconstructing palaeogeographic boundary conditions in palaeoclimate modelling

ZHU Guangkun ZHANG Yurui QIN Guojin

State Key Laboratory of Marine Environmental Science, College of Ocean and Earth Sciences, Xiamen University, Fujian Xiamen 361102, China

**Abstract** As climate models are increasingly applied in palaeoclimate studies, the reconstruction of more accurate palaeogeographic boundary conditions has become a key factor in understanding deep-time climate change mechanisms. However, the uncertainty in this reconstruction process has received little attention. This study investigates this uncertainty and its impact on model simulation results, based on reconstruction methods and data selection for palaeo-sea-land distribution, palaeo-sea depth, and palaeo-topography. Our results show that: (1) When reconstructing sea-land distribution, choice of reference plate movement models significantly affects the latitude and longitude of the reconstructed plates, so this demon-

\* 厦门市科技局自然科学基金项目 (批准号: 3502Z20227021) 和中央高校基本科研业务费专项项目 (批准号: 20720210079) 共同资助。[Co-funded by the Natural Science Foundation Project of Xiamen Science and Technology Bureau (No. 3502Z20227021) and the Special Project for Basic Research Business Expenses of Central Universities (No. 20720210079)]

收稿日期: 2023-10-07 改回日期: 2024-07-11

strate that model selection should align with research goals. Moreover, accurate correction of sea-land distribution requires multiple palaeoenvironmental proxy indicators, considering their uncertainties. (2) The reconstruction of palaeo-sea depth is more uncertain due to its complex process. Updating the oceanic crust age, choosing a depth-crust age relationship model, selecting a sediment model, and adjusting depth in key areas can all lead to different ocean depth reconstruction results. In particular, special attention should be paid to critical areas like sea channels, the state of this areas directly affect ocean current patterns and temperature-salinity changes in some ocean basins. (3) The uncertainty of palaeo-topography reconstruction is mainly influenced by factors such as the richness and uncertainty of height proxy indicators. (4) Correcting sea-land distribution and reconstructing sea depth leads to differences in basin size and seabed topography. These differences directly impact ocean currents and air-sea exchanges. In summary, uncertainty arises at every step of the palaeogeographic boundary conditions reconstruction process, which will greatly affect the accuracy of model output. To mitigate this, optimizing reconstructions by adding more proxy indicators will be required. Additionally, using multi-model results and geological records for verification is critical when analyzing climate model output, involving palaeogeographic boundary uncertainty.

**Key words** palaeoclimate, climate model, palaeogeographic reconstruction, palaeoclimate boundary conditions, palaeoclimate modelling

**About the first author** ZHU Guangkun, born in 1996, is a master degree candidate from Xiamen University. He is mainly engaged in research on palaeoclimate-palaeocean simulation. E-mail: 22320211151395@stu.xmu.edu.cn.

**About the corresponding author** ZHANG Yurui, born in 1988, is an associate professor from Xiamen University. She is mainly engaged in research on palaeoclimate-palaeocean. E-mail: yuruizhang@xmu.edu.cn.

## 1 概述

板块构造运动是地球内部物质循环和能量转化的表现,会对古地理变迁产生重要影响。板块构造运动导致了大陆漂移、地震、火山爆发和山脉隆升等地质现象。这些现象的发生和演化,不仅改变地球表面形态和结构,同时影响生物演化和大气环境变化,进而调节古地理环境演变历史(汪品先等,2018)。

随着气候模式在古气候研究中的应用越发广泛,古地理边界条件的精准重建作为模式模拟的基础,成为研究深时构造尺度气候变化机制的关键。随着古地理重建技术手段和相关数据在过去半个多世纪的不断发展和丰富,全球及区域古地理边界条件在时间跨度、重建分辨率等方面都取得了巨大进步。当前众多学者定性或定量结合重建了不同时期的全球古地理图,形成了多个各具特色的古地理重建群体,如以 Scotese 为首的侧重于古高程的古地理重建群体;以 Müller 为首的侧重于板块构造和古

海深的古地理重建群体;以 Golonka 为首的侧重于岩相古地理、古环境结合的板块重建群体等(贺志霖,2019)。

鉴于古气候模拟的需要,部分学者也针对某些典型时段开展了全球古地理重建工作,重建结果已被运用到古气候模式模拟研究中,如 Herold 等(2014)重建的早始新世(55 Ma)古地理已作为气候模式边界条件广泛应用于 DeepMIP(深时多模式对比计划)中。另外, Baatsen 等(2016)重建了一套始新世中晚期(38 Ma)的古地理边界条件; Dowsett 等(2016)对上新世(3 Ma)进行了古地理重建; Poblete 等(2021)等重建了 60 Ma、40 Ma 和 20 Ma 时段的古地理以及 He 等(2019, 2021)重建了 55 Ma、14 Ma 和 6 Ma 时段的古地理边界条件等。

古生物、古地磁等记录数据的不断积累和更新促使古地理重建的不断更新完善。加之 Gplates、pyBacktrack 等软件的出现,可以允许人们利用最

新数据快捷重建所需时段的古地理边界条件。但是，深入研究古地理边界条件的重建过程就会发现，每个步骤选择的数据资料不同可能导致重建结果的差异，然而对如何选择适合的重建资料来约束重建结果的不确定性方面关注较少。

对此，作者将系统梳理气候模式中古地理边界条件重建基本流程，查明各重建步骤如何影响古地理重建结果，评估重建流程中不同选择对古地理重建结果的具体贡献，并讨论其对气候模式模拟结果的影响。

## 2 古地理边界条件重建流程及不确定性来源

明确古地理边界条件重建的基本流程是深入讨论重建过程中不确定性来源的基础。综合众多的古地理边界条件重建文献，可发现其重建技术细节不尽相同，但重建流程大致可分为 3 个部分(图 1)：(1) 古海陆分布重建、(2) 古海深重建、(3) 古地形重建。完成这 3 个部分的重建之后，对这些结果进行系统合并，从而生成目标时段的古地理边界条件。故此部分将主要从这 3 部分重建内容的技术手段和所需资料等方面来展开不确定性研究。

### 2.1 海陆分布重建的不确定性

地质历史时期海陆分布的重建，主要是基于板块运动模型和现今海岸线来确定板块在目标时段的初始地理位置，并以化石记录、钻孔资料及古地理

图等来修订海陆相对位置。

#### 2.1.1 不同的板块运动模型选择

根据板块运动规律，将各板块移动、旋转至给定时期在指定参考系中的具体位置，为重建地质构造板块在地质史上演变过程提供整体框架。在古地理边界条件重建中，不同文献所采用的板块运动模型不尽相同，如 Herold 等 (2014) 在重建早始新世 (~55 Ma) 古地理时为保证古海深与古地形之间板块旋转框架一致性，采用了 Müller 等 (2008) 的板块运动模型；Baatsen 等 (2016) 在重建渐新世 (38 Ma) 古地理时采用了 Seton 等 (2012) 的板块运动模型；He 等 (2019, 2021) 在重建早始新世 (55 Ma) 古地理时采用了 Matthews 等 (2016) 的板块运动模型，而在重建中新世和更新世 (14 Ma、5 Ma) 古地理时采用了 Müller 等 (2016) 的板块运动模型。

不同板块运动模型之间的系统区别在于其不同的参考系，常用的参考系包括古地磁参考系、地幔参考系 (热点参考系) 和混合地幔参考系。古地磁参考系是指基于古地磁数据建立板块移动时相对于地球自转轴的运动，可以约束板块的古纬度和古方位，但不能准确地约束古经度 (Torsvik *et al.*, 2012; van Hinsbergen *et al.*, 2015)；地幔参考系使用热点火山的轨迹和年龄进行板块移动重建，所以板块移动是相对于地幔的移动；混合地幔参考系是指结合热点参考系和基于 TPW (True Polar Wander, 真极漂移) 校正的古地磁重建参考系。

不同参考系的主要差异表现在于重建板块位置

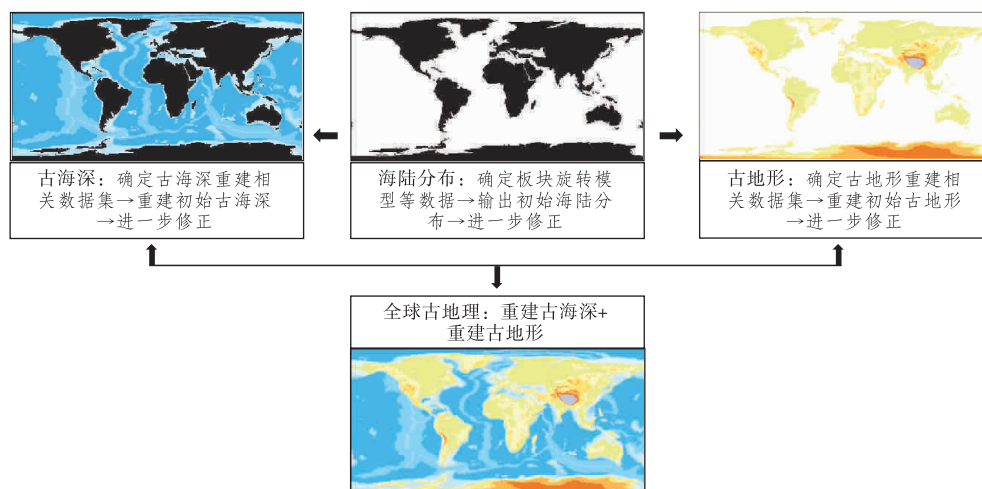


图 1 古地理边界条件重建基本流程

Fig. 1 Basic process of reconstructing palaeogeographic boundary conditions

的经纬度差异。Merdith 等 (2021) 构建了古地磁参考系下 1 Ga 以来的全球板块模型, Müller 等 (2019) 构建了三叠纪以来的混合参考系下全球板块模型, 并利用热点轨迹对 80 Ma 以来的绝对板块运动进行了优化。为了更直观展示不同板块模型对古地理重建的影响, 下面对比分析 Merdith 等 (2021) 和 Müller 等 (2019) 2 种全球板块模型对早侏罗世和始新世 2 个典型时段海陆分布重建结果 (图 2)。结果显示, 非洲板块在 50 Ma 时纬度差异高达  $5^\circ$ , 而在更早的侏罗纪 (200 Ma) 二者的差异更大。Doubravine 等 (2012)、Steinberger 和 Torsvik (2008) 也曾指出, 针对地球动力学为目的开发的地幔参考系因不能限制 TWP, 导致其结果相对于古地磁参考系有较大偏差, 在早新生代高达  $15^\circ$  (约 1650 km), 在中生代甚至可能超过  $20^\circ$  (约 2200 km)。

由于地球表层的纬向分异, 确定大陆在地球上的关键时期的精准位置非常重要, 如接近北纬  $60^\circ$  处, 几度的差异可能导致其控制风带从西风带变为极地东风, 这将引发巨大的古气候效应。因此, 在建立古气候模拟的古地理边界条件时, 应当选择古地磁参考系的板块运动模型, 以保证板块纬度位置的准确性, 减小对古气候模拟结果的影响 (Torsvik *et al.*, 2012; van Hinsbergen *et al.*, 2015)。

### 2.1.2 海陆分布修正及不确定性

在板块运动模型生成的初始海陆分布的基础上, 需用化石记录、古地理图和钻孔资料等代用资料数据进一步约束海陆分布。化石指标可以指示陆地、潟湖、近岸和海洋等不同的沉积环境, 为具体化石位置提供海陆指示。当前普遍使用的 PBDB (The Pa-

leobiology Database, paleobiodb.org) 等古生物数据库为古海岸线重建提供了重要化石记录依据。

1) 化石指标。Cao 等 (2017) 及 Kocsis 等 (2021) 演示了基于化石指标修改海岸线的一般流程, 可总结为: (1) 从 PBDB 等数据库下载指示海陆环境的化石; (2) 利用 Gplates 和 ArcGIS 等软件将化石旋转至古地理位置并叠加到要修改的古地理图上; (3) 对指示环境不一致的区域进行修改。该修正过程中不确定性主要来源于化石记录分布的时空差异性, 导致对稀疏区域的海陆分布约束不够。从图 3-a 可以看出化石点位密度在南美洲东岸远小于西岸, 这会导致对南美洲东岸海陆分布修正的约束程度明显差于南美洲西岸。另外, PBDB 库中化石数量在不同时段分布的数量存在很大差异 (图 3-b), 化石数量偏少的时段其海岸线修正的约束力相对较差。总之, 化石记录的时空分布不均匀造成古地理重建结果约束程度的差异, 故仅用 PBDB 等生物库现有的化石数量来修正各个时期古地理图的海陆分布远远不够, 一方面需要对 PBDB 等化石库数据资料进一步丰富, 另一方面也需要其他的海陆分布修正指标的补充。

2) 钻孔资料。大洋钻探计划积累的钻孔资料的日益丰富为进一步约束海陆分布重建的不确定性提供数据。He 等 (2019) 在 Scotese (2014) 古地理图的基础上, 基于地质证据对特提斯海、西伯利亚海出口、渤海、黄海及巴伦支海等区域进行修改, 提升了早始新世古地理重建的准确性。然而, 对古环境的代用指标的解释也存在一定的不确定性, 需参考更多的指标因素对其加以限定。如 Wichura 等 (2015) 曾对一个位于距印度洋海岸线

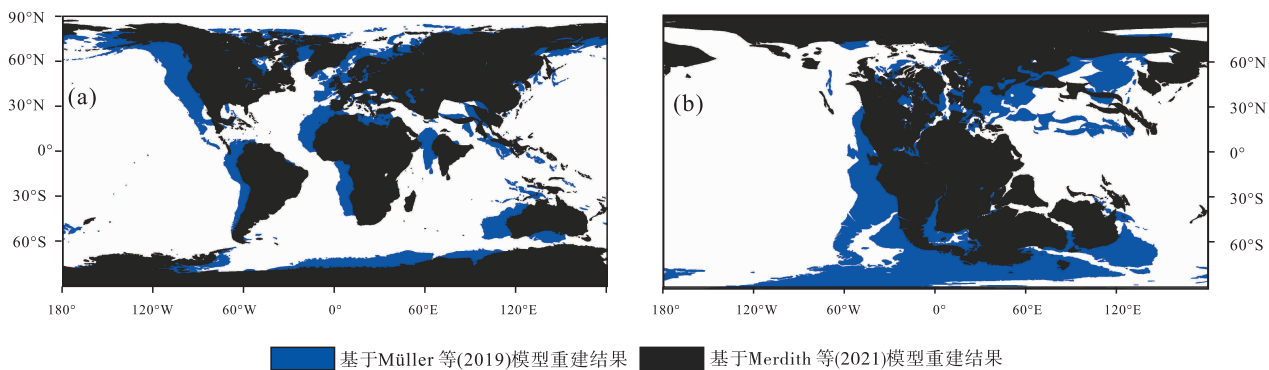
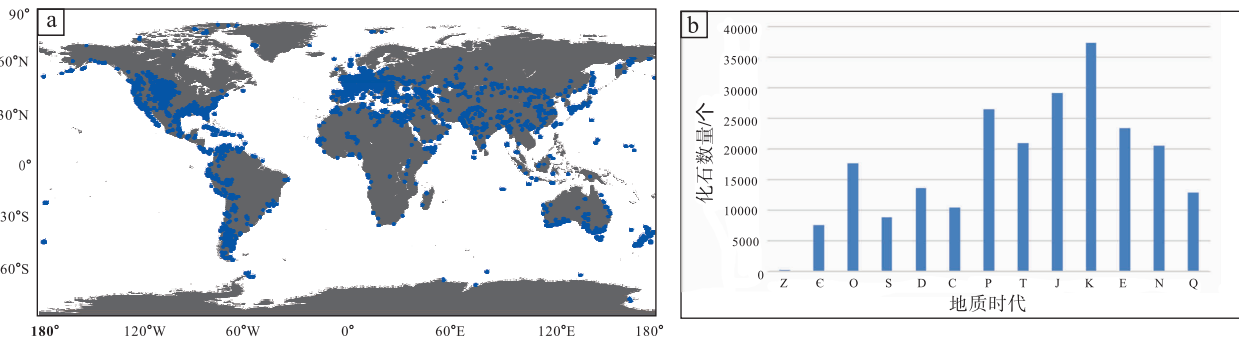


图 2 基于 Müller 等 (2019) 和 Merdith 等 (2021) 板块模型重建的海陆分布差异

Fig. 2 Differences in sea-land distribution reconstructed based on Müller *et al.* (2019) and Merdith *et al.* (2021) plate models



a—PBDB 库化石点位空间分布；b—PBDB 化石点位时间分布

图 3 PBDB 库在全球的化石点位时空分布

Fig. 3 Spatiotemporal distribution of fossil sites in PBDB database in the world

740 km 内陆的 17 Ma 前的喙鲸化石进行讨论，认为不能简单地认为其指示海洋环境，因为当时发达河流系统直接连通到印度洋，喙鲸极有可能沿着向东的河流系统游到内陆并搁浅。因此，在利用化石代用指标修正海陆分布时，需考虑到古生物的生活习性和相关的地质环境，从而尽可能排除化石代用指标带来的不确定性。

## 2.2 古海深重建及不确定性

古海深重建流程可归纳为以下方面：(1) 获取相应时期的全球洋壳古年龄数据 (Müller *et al.*, 2016; Straume *et al.*, 2019)，利用大洋深度—洋壳年龄关系模型 (Stein and Stein, 1992; Richards *et al.*, 2018; Crosby and Mckenzie, 2009) 将相应时期的全球洋壳古年龄数据转换为基底深度；(2) 考虑到海底沉积物存在，基底深度要加上对应时期的沉积物厚度 (Dutkiewicz *et al.*, 2017; Straume *et al.*, 2019)，并使用等静压校正方法 (Sykes, 1996) 处理沉积物负荷；(3) 将相应时期的大火成岩省 (LIPs) 加入到古海深中；(4) 根据对应区域的钻孔化石与岩相资料数据，对缺乏海深数据的区域 (如大陆架、内陆海) 进行海深设置；(5) 根据代用指标对局部地区如各海道等进行修改，最终得到相应时期的古海深重建。Müller 等 (2018) 推出的 Python 开源 PyBacktrack 工具将系统处理以上这些重建步骤，可以通过编写少量代码来改变大洋深度—洋壳年龄关系、动态地形模型等参数，从而生成相应时期的古水深文件。古海深重建部分的不确定研究主要从年龄—深度模型、沉积物模型及海道深度设置 3 方面展开讨论。

### 2.2.1 不同年龄—深度模型差异

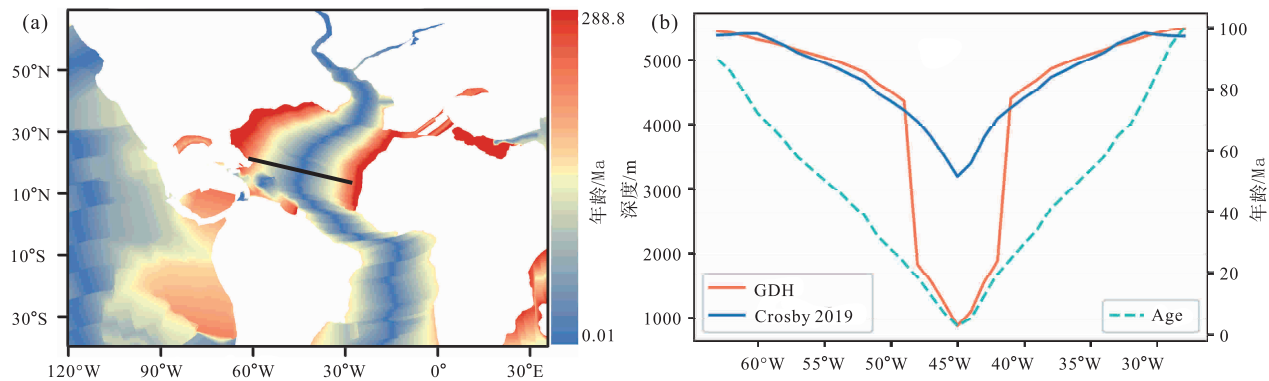
由于海底在扩张过程中伴随着冷却沉降，为建立地壳年龄和水深之间的关系提供了理论框架，二者的关系可表达为分段函数，称之为年龄—深度模型。当前已有众多发表的海底年龄—深度模型，例如 Parson and Sclater (1977)、Stein 和 Stein (1992)、Crosby 和 Mckenzie (2009)、Hasterok (2013) 及 Rowley (2018) 等，他们之间的差异表现为分段点和具体拟合系数差异。当前在古海深重建中使用最多的海底年龄—深度模型为 Stein 和 Stein (1992) 和 Crosby 和 Mckenzie (2009) 模型，这里以这 2 种年龄—深度模型为例探究其具体差异性。其中 Stein 和 Stein (1992) 公式为：

$$d(t) = \begin{cases} 2600 + 365t^{\frac{1}{2}} & t < 20 \text{ Ma} \\ 5651 - 2473e^{(-0.0278t)} & t \geq 20 \text{ Ma} \end{cases}$$

Crosby 和 Mckenzie (2009) 公式为：

$$d(t) = \begin{cases} 2652 + 324t^{\frac{1}{2}} & t \leq 75 \text{ Ma} \\ 5028 + 5.26t - 250\sin((t - 75)/30) & t \leq 75 \text{ Ma} \\ 5750 & t \geq 160 \text{ Ma} \end{cases}$$

$t$  为海洋地壳年龄 (Ma)， $d(t)$  为海洋基底深度 (m)。为了展示 2 个年龄—深度模型的具体差异，分别用它们计算同一组 Müller 等 (2019) 洋壳年龄中大西洋洋中脊断面的基底深度 (图 4)。结果显示，两者具有一致的变化趋势，表现为洋中脊深度较浅，向两侧逐渐加深。然而，在洋中脊附近年龄较小的洋壳，二者计算差异较大，可达到 2000 m 以上。由此可见，采用不同的年龄—深度经验模型可造成部分区域海底地形的巨大差异。



a—洋壳年龄图（基于 Müller *et al.*, 2019），其中黑线指示 b 图中截面位置；b—大西洋断面处洋壳年龄和用 Stein 和 Stein（1992）及 Crosby 和 McKenzie（2009）年龄—深度模型计算的基底深度比较

图 4 不同年龄—深度模型的比较

Fig. 4 Comparison of different age-depth models

### 2.2.2 海洋沉积物模型差异

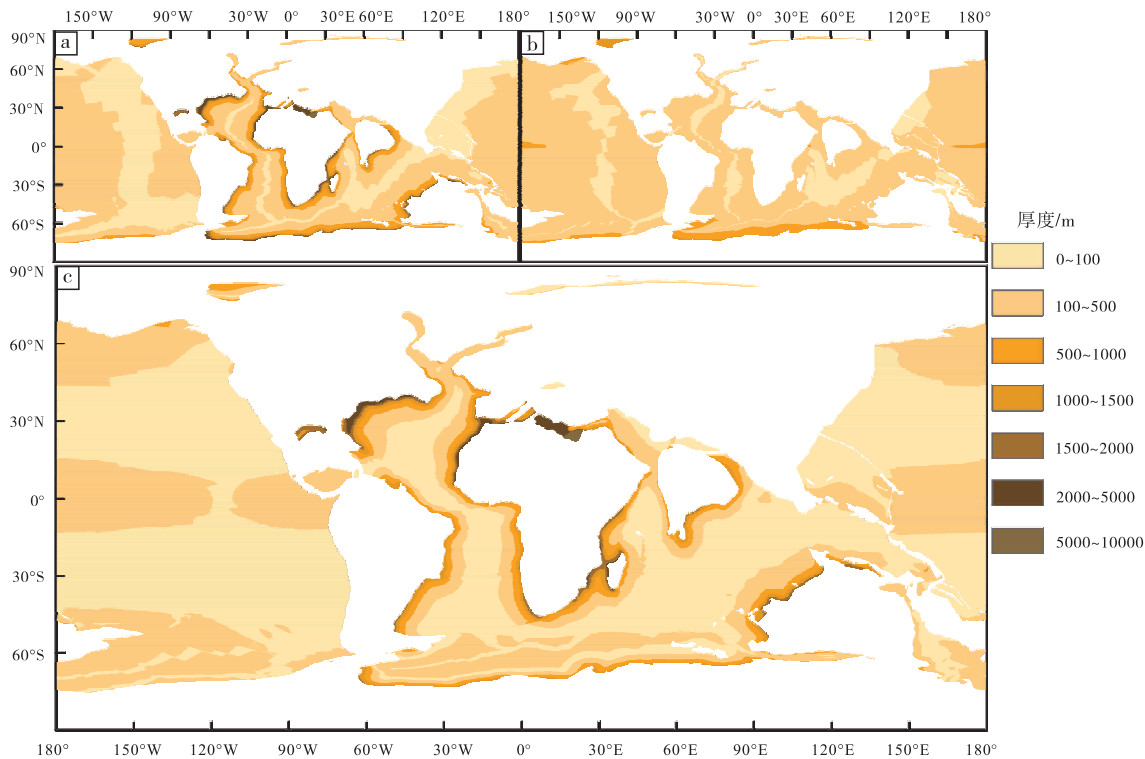
据估计，全球的海底沉积物总体积可达  $1.5 \times 10^8 \text{ km}^3$  (Olson *et al.*, 2016)，且存在巨大的空间分布差异，对海洋深度具有调节作用。如澳大利亚南部边缘，部分区域沉积物厚度超过 4 km (Whittaker *et al.*, 2013)，故古水深重建过程需要根据沉积物厚度作进一步修订。但是，现有的沉积物模型对沉积物厚度的估算存在较大差异，导致古水深重建结果的差异。随着地震资料及钻孔资料的积累，对全球沉积物厚度的估算精度逐渐增加。如 Straume 等（2019）基于最新的全球沉积物厚度改进了之前沉积物厚度模型 (Conrad, 2013; Goswami *et al.*, 2015; Olson *et al.*, 2016)，揭示了沉积物厚度在洋盆尺度以及全球范围的强烈变化。再如，Dutkiewicz 等（2017）通过考虑洋壳距被动大陆边缘及主要河道的距离来改进沉积物厚度，极大改进了其在大陆边缘的准确性 (Straume *et al.*, 2019)。对比 Straume 等（2019）和 Dutkiewicz 等（2017）对始新世沉积物厚度估算结果显示，二者在大部分区域的差异较小（0~500 m），差异主要存在于被动大陆边缘区域，高达 5000 m 以上，个别区域如特提斯海的沉积物厚度差异更高(图 5)。

### 2.2.3 海道深度修正差异

随着现代意义的海陆格局的在新生代初步形成，古地理边界条件中海洋通道的精细构型对于大洋环流和气候系统的演变起着重要作用 (Toumoulin *et al.*, 2020)。海道的打开、关闭及深度变化决定其两侧洋盆水体连通性，进而调节洋盆尺度的海流和更大尺度的海洋环流 (Haug and Tiedemann,

1998; Lear *et al.*, 2003; Schmidt, 2007; Toumoulin *et al.*, 2020)。如巴拿马海道的关闭终止了太平洋和加勒比海之间的海水交换，造成海洋环流的重组 (图 6-a, 6-b)，如启动了加勒比洋流 (Caribbean Current, CC)，加强了墨西哥湾流，并激发了北大西洋深水 (North Atlantic Deep Water, NADW) 的形成 (Haug and Tiedemann, 1998; Lear *et al.*, 2003; Schmidt, 2007)。所以，确定巴拿马海道关闭的具体时间是渐新世 (25 Ma) 以来古地理边界条件重建的关键问题。然而，基于不同的代用指标重建的巴拿马海道关闭确切时间有较大差异，其时间跨度从 15 Ma 至 2.8 Ma，使得巴拿马海道的关闭时间还存在较大争议(图 6-c)。主流观点认为巴拿马海道完全关闭时间为 3 Ma 左右，如 Keigwin (1982) 基于碳氧同位素数据变化，推断巴拿马海道在 6 Ma 时开始抬升，到 3 Ma 时完全关闭；Burton 等 (1997) 基于北大西洋西部含氢锰铁地壳保存的 Nd、Ph 和 Sr 同位素记录，推测巴拿马海道在 3~4 Ma 期间完全关闭；O'Dea 等 (2016) 综合地质、古生物学和分子记录等证据进行审查和重新分析，判断巴拿马海道 9 Ma 开始变迁至 2.8 Ma 完全关闭。但与此同时，仍有部分不同观点，如 Lyle 等 (1995) 基于研究区域碳酸盐岩沉积速率变化，认为 10 Ma 时巴拿马海道抬升导致深水交换停止；Montes 等 (2015) 基于碎屑矿物指示表明巴拿马海道早在 13—15 Ma 期间已关闭；Bacon 等 (2015) 通过分析分子和化石数据，认为巴拿马海道早在 23—20 Ma 时出现陆桥，至 8—6 Ma 时已完全关闭。

综上，需结合钻孔记录数据和多种代用指标来



a—Dutkiewicz 等 (2017) 模型生成的沉积物厚度; b—Straume 等 (2019) 模型生成的沉积物厚度; c—2 个模型生成沉积物厚度差异绝对值  
图 5 不同沉积物模型生成的始新世沉积物厚度及差异

Fig. 5 Thickness and differences of the Eocene sediments generated by different sediment models

确定海道的具体闭合时间及深度。如 He 等 (2021) 在进行 14 Ma 和 6 Ma 时期古地理重建时, 结合有孔虫生物地层资料以及对不同指标数据对中美洲航道的深度修正进行, 最终确定中美洲航道 14 Ma 时最大深度为 1400 m, 6 Ma 时最大深度为 200 m。

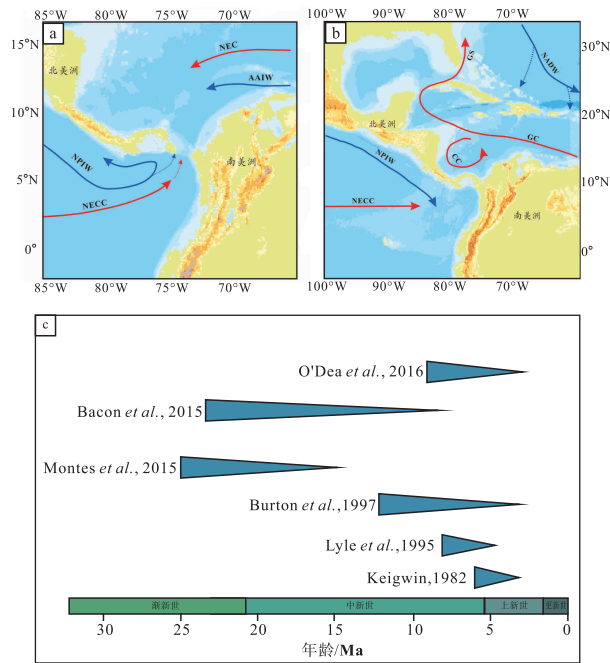
### 2.3 古地形重建及其不确定性

古地形重建过程包括: (1) 将现今高程图或已有的古高程图 (如 Scotese and Wright, 2018, 古高程图) 调整到已建立的海陆分布上; (2) 基于古高程代用指标资料对关键区域进行修改。

古地形重建的差异主要来源于高程代用指标本身的不确定性。古高程是依据代用指标的指示高度来进行重建, 其主要重建方法为: 稳定同位素古高度计、耦合同位素古温度—古高度计、古植物古高度计、动植物化石等 (Garzzone *et al.*, 2000; Rowley *et al.*, 2001; Spicer *et al.*, 2003; 邓涛等, 2011; Ingalls *et al.*, 2017), 但是各种古高程重建方法都存在其不确定性因素。稳定同位素古高度计基于稳定同位素的“高程效应”原理——随着海拔逐渐

升高, 地表介质中稳定同位素值逐渐降低。但是, 该方法假设数百万年来气候条件基本不变, 这显然不符合实际情况。目前, 有研究发现, 在全球一些地区不同地表介质中 (包括冰心、积雪、雨水、河水等) 稳定同位素存在“反高程效应”的异常现象, 即这些介质中稳定同位素值随海拔升高而增加 (Jing *et al.*, 2022)。耦合同位素  $\Delta 47$  古温度—古高程计的原理是, 利用碳酸盐矿物离子团中  $^{13}\text{C}-^{18}\text{O}$  键的形成受温度控制, 通过分析碳酸盐矿物中同位素体的相对含量 ( $\Delta 47$ ) 来获知矿物生长时的温度, 进而根据古温度和温度垂直递减率计算古高度, 但其要求成壤碳酸盐的埋藏不超过中等深度 (< 4 km) (Quade, 2013); 古植物古高程计包含共存分析法和叶相分析法, 通过分析植物化石的组合和特征, 从而计算出古气候和古高程; 动植物化石方法基于动植物种生境的指示意义, 推测其分布区的可能高度, 但是和古植物古高程计一样, 可能因为气温、降水等因素的改变而不能准确指示古高程。

这些不确定性是导致不同指标重建的古高程高



a—20 Ma 地形及洋流（开通的巴拿马海道；NEC：北赤道暖流；AAIW：南极中层水；NPIW：北太平洋中层水；NECC：北赤道逆流）；b—现代地形及洋流（关闭的巴拿马海道；NADW：北大西洋深水；GC：圭亚那洋流；GS：墨西哥湾流；CC：加勒比洋流）；c—不同巴拿马海道关闭时间。古地形数据源于 Scotese and Wright, 2018；洋流数据源于 Ögretmen *et al.*, 2020

图 6 中美洲航道关闭时间、区域地形及洋流变化  
Fig. 6 Closure time, regional topography and ocean current changes of Panama Sea Route

度不一致的主要原因，所以需要折中或者分析不一致的原因来确定所需修改位置的古高程。如 Herold 等 (2014) 在重建早始新世古高程中发现在 55—45 Ma 之间，有地质证据表明原喜马拉雅山脉可能高达 4 km 左右 (Molnar *et al.*, 2010)，但热年代学和宇宙核素数据表明，其处于相对较低高度 (Hetzl *et al.*, 2013)，于是其保留了原有地图的古高程

表 1 青藏高原伦坡拉盆地古高程重建的不确定性 (据李乐意等, 2021)

Table 1 Uncertainty of palaeoelevation reconstruction in Lunpola Basin of Qinghai Tibet Plateau (after Li *et al.*, 2021)

研究地点	年代/Ma	古高度/m	研究方法	参考文献
伦坡拉盆地	25.5–19.8	3190±100	孢粉共存	Sun <i>et al.</i> , 2014
伦坡拉盆地	26–23.5	1000	生物化石组合	Wu <i>et al.</i> , 2017
伦坡拉盆地	25	1000	动物化石	Cai <i>et al.</i> , 2019
伦坡拉盆地	25.5±0.5	< 2300	生物化石	Su <i>et al.</i> , 2019
伦坡拉盆地	23–16	4500~4900	叶腊正构烷烃氢同位素	Polissar <i>et al.</i> , 2009
伦坡拉盆地	早中始新世	≤ 1300	动物化石(琥珀)	Wang <i>et al.</i> , 2018
伦坡拉盆地	晚渐新世—早中新世	低地环境	动物化石	Low <i>et al.</i> , 2019
伦坡拉盆地	晚渐新世	< 1300	琥珀等生物化石	Wang <i>et al.</i> , 2018

1500 m (Markwick, 2007)；同样对于北美科迪勒拉山脉，氧同位素地球化学表明其处于 3~4 km (Mix *et al.*, 2010)，然而古植物学证据表明，其海拔高度更接近 2 km (Wolfe *et al.*, 1998)，考虑到山脉上风的大气动力学可以显著地使氧同位素记录指向更高的海拔 (Galewsky, 2009)，所以其将该区域的最大海拔高度限制在 2500 m。这些不确定性也导致部分地区古地形的争议性。如表 1 显示的青藏高原伦坡拉盆地晚渐新世—早中新世古高程重建，不同代用指标所指示的古海拔高度差距甚大，其中叶腊正构烷烃氢同位素和孢粉指示高度与其他代用指标指示高度相差 2000~3900 m 左右。另外当前古高程研究多集中在青藏高原、安第斯山脉及落基山脉等重要山脉上，对于部分高原如东非高原、蒙古高原等研究较少，也导致这些高原的隆升历史存在争议 (贺志霖, 2019)。

### 3 模式结果对古地理不确定性的响应

古地理作为构造尺度古气候模式模拟的重要边界条件，其重建结果的不确定性会进一步反映在模式的输出结果中，从而影响模式结果准确性。系统分析讨论古地理边界条件重建的不确定性如何影响模式输出结果，对于准确解读模式数据具有重要意义。因此这里将从海道深度设置、海底地形和重要地形设置 3 个方面来讨论古地理不确定性对气候模式结果 (盐度、温度、环流等) 的影响。

#### 3.1 海道深度设置

随着自新生代以来构造演化的不断推进，全球海洋通道均发生了重组，通过调控水汽输运和海洋环流对区域乃至全球气候产生重要影响 (Zhang *et al.*, 2020, 2022)。如南大洋德雷克海峡和塔斯

马尼亚海道的打开使得强劲的南极绕极流 (Antarctic Circumpolar Current, ACC) 得以形成 (Kennett, 1977; Scher and Martin, 2006; Scher *et al.*, 2015), 这可能为始新世—渐新世过渡期间南极冰盖的生长创造了合适条件 (Kennett, 1977; Zachos *et al.*, 2001; Stickley *et al.*, 2004); 弗拉姆海峡是通往北冰洋的唯一深水通道, 其开放使得北大西洋北部和北冰洋之间的深水交换成为可能, 并且可以通过影响北大西洋深水 (NADW) 的产生以及启动大西洋经向翻转环流 (Atlantic Meridional Overturning Circulation, AMOC), 从而对全球海洋环流和气候产生重要影响 (Jakobsson *et al.*, 2007; Knies *et al.*, 2008; Hutchinson *et al.*, 2019)。从上述海道变化带来的巨大环境效应可以看出, 气候模式中海道设置的准确性决定新生代模拟结果, 对提高气候环境演变的准确性具有重要意义。

虽然地质记录对海洋海道的开启或闭合时间有了一定约束, 但不同数据的积累及其差异导致对海道具体开合时间仍存在巨大争议, 这将直接影响模式结果中洋际之间水体交换, 进而对盐度、温度的空间分布及大洋环流产生重要影响。如南大洋德雷克海峡不同开放深度会直接导致海峡水体运输量的

变化: 随着开放深度的增加, 两侧水体流量也从 0 持续增加到 34.82 Sv。两侧大洋水体交换体积的变化则直接影响不同深度的盐度(图 7)。相比于关闭状态, 海道开启 100 m 导致大西洋侧 100 m 深度以下盐度下降 0.2 psu 左右, 太平洋侧 1000 m 以下盐度也有所下降; 在海道打开至 1000 m 和 2500 m 时, 两侧盐度基本相同且总体呈下降趋势。值得指出的是, 多模式对比结果显示, 同一组古地理边界条件在不同模式中, 其海道形状通常会有所差异, 其原因主要有: 一是不同分辨率模式在读取海洋深度文件时插值过程有所差异; 二是为保证模式运行稳定手动调整海道宽度时造成差异, 其结果直接导致不同模式中通过海道水体交换量不同, 进而造成不同模式输出结果 (温度、盐度等) 的差异 (张彧瑞等, 2023)。

### 3.2 洋盆大小及海底地形

在古地理边界条件重建过程中, 海陆分布、水深及 LIPs 的重建会改变海洋洋盆的大小及海底地形, 进而影响海洋洋流及与大气水汽交换等, 从而间接对全球的气候系统造成影响。

海陆分布及水深重建直接决定了洋盆大小, 而

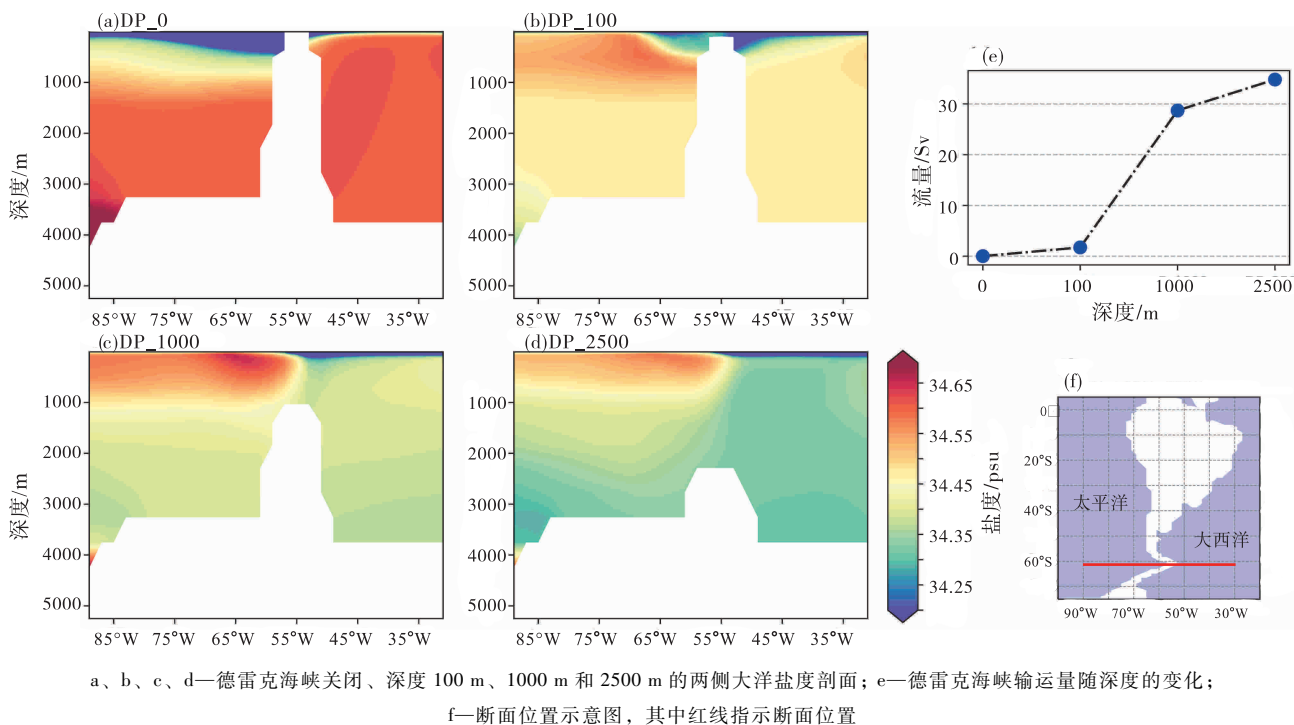


图 7 德雷克海峡不同打开程度对两侧大洋盐度影响 (数据源于 Toumoulin *et al.*, 2020)

Fig. 7 Impact of different degrees of opening of Drake Strait on salinity of two sides of the ocean (Data source: Toumoulin *et al.*, 2020)

洋盆大小的差异能否以及如何影响模式的输出结果对我们认识古环境演变至关重要。Ferreir 等 (2010) 利用麻省理工学院的 MITgcm 模式, 通过设置 DDrake 试验 (2 个从北极延伸到南纬 35° 陆地屏障, 纬向距离为 90° 和 270°) 来模拟理想情境下大洋盆和小洋盆, 进而研究洋流及气候对洋盆尺度的响应。DDrake 试验结果显示, 作为温盐环流驱动力的深对流和深水形成仅限于小盆地之中, 其原因在于小洋盆上空的降水不足, 导致其盐度较高, 海水难以下沉。这种理想化的模式试验直观展示了海洋环流和区域气候对于洋盆大小高度敏感性的。而在现实世界中, 全球洋盆的分布是组合更为复杂的几何形状, 无疑会对海洋环流和区域气候发挥更重要的影响作用。

不同的水深重建资料选择决定重建海底地形的不同, 而海底地形则可以通过改变海水的流动路径、速度以及温盐分布, 对海洋环流产生直接或者间接的影响, 进而影响区域乃至全球气候格局。Gille 等 (2004) 针对海底地形控制洋流和阻挡深水混合 2 个过程对海洋环流的影响展开探讨, 表明海底地形可以控制洋流、抑制或增强不同区域水体的混合和输送, 进而影响海洋环流。Patmore 等 (2019) 通过改变洋中脊宽度, 来模拟研究海底地形对于南极绕极流的影响, 结果表明南极绕极流流量随着洋脊宽度的增加而显著增大, 表明了海底地形对特征洋流的重要影响作用, 彰显精准重建古水深重建过程中 LIPs 的重要性。

### 3.3 重要地形海拔调整

新生代以来造山事件对全球的季风格局及气候等发生了重要影响 (Ding *et al.*, 2022)。其中以青藏高原最为典型, 随着其海拔高度的不断隆升变化, 对于亚洲季风—干旱环境格局演化以及周边区域环境演化产生了重要影响。基于地质学等研究证据, 数值模拟在探讨青藏高原隆升对亚洲季风演化的驱动机制上取得重要进展, 包括青藏高原隆升导致东亚夏季风和印度夏季风显著增强, 季风区降水显著增加, 非季风区降水减少, 和中亚内陆不断干旱化, 进而影响亚洲生物多样性的演化过程 (李树峰等, 2023), 揭示了气候系统对地球环境变化的敏感性响应 (丁仲礼和熊尚发, 2006)。

利用气候模式对不同隆升高度和情景的敏感性试验, 可以验证山脉隆升过程对于大气环流、气候

格局等要素的影响。如青藏高原隆升被认为导致了东亚夏季风和印度夏季风显著增强和中亚内陆不断干旱化, 进而影响亚洲生物多样性的演化过程 (丁仲礼和熊尚发, 2006; 李树峰等, 2023)。利用气候模式对不同隆升高度和情景的敏感性试验, 可以验证山脉和高原隆升过程对于大气环流、气候格局等要素的影响。陈隆勋等 (1999) 通过设置不同高度 (现今高度、1/2 现今高度、500 m 海拔高度) 来研究其对亚洲大陆气候的影响, 结果显示青藏高原的隆起是从古至今中国区域变冷的主要原因, 而且导致显著的降水增加。Jiang 等 (2008) 基于上新世中期边界条件进行了青藏高原抬升的敏感性试验, 表明青藏高原抬升到现今高度的 60% 时, 则会形成与现代相似的东亚季风格局, 降水显著增加。Fallah 等 (2016) 发现移除青藏高原后, 赤道太平洋 Walker 环流减弱, 导致印度和中国东部的季风降雨减少。Yang 和 Wen (2019) 通过耦合模式试验显示, 移除青藏高原会导致大西洋径向翻转环流 (AMOC) 的崩溃, 强调了青藏高原对于全球洋流和气候格局的重要影响。上述敏感性试验结果显示, 不同地形海拔高度对于模型输出结果及分析具有重要影响, 表明气候模式模拟中准确的地形海拔高度设置对于气候系统演化准确性具有重要意义。

## 4 结论与展望

在重建古地理边界条件过程中, 不同模型或数据选择均会极大地影响重建结果, 进而对古气候模式结果产生重大影响。首先, 针对板块运动模型的选择, 不同参考系板块运动模型的选择会使重建板块的经纬度相差甚远, 因此在选择时需要根据研究区域和研究目的选择板块运动模型; 其次, 对于海陆分布的修正过程, 需搜集尽可能多的古环境代用指标来交叉验证, 以确保对初始海陆分布进行修正的准确性; 然后, 古海深重建过程中大洋深度—洋壳年龄关系模型选择、沉积物模型选择等都会导致海深重建结果的差异; 最后, 古地形重建中对不同古高程代用指标选择和代用指标的多解性极大地增加了其重建结果的不确定性。

古地理边界条件是构造尺度古气候模拟的关键边界条件, 其精准性直接决定模拟结果的可靠性, 其不确定性会直接反映在研究目标时期的古气候模

式模拟结果中(图8)。首先,海陆分布及海深重建结果不确定性决定洋盆大小及海底地形的差异,这将决定大洋环流的基本形态;其次,全球重要海道的开合及深度变化调节洋盆尺度上温度、盐度分布和大洋环流格局,进而对全球的气候格局产生不确定性影响;最后,重要地形海拔调整,如青藏高原的海拔和安第斯山脉的隆升会调节洋盆水汽收支、洋流格局,进而影响区域和全球气候格局。

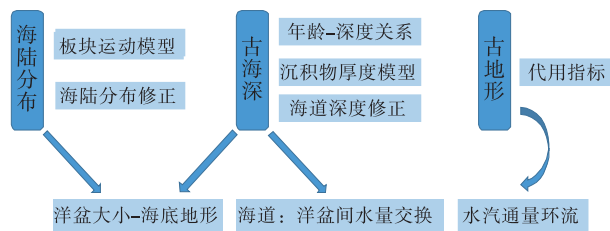


图8 古地理重建过程中不同来源不确定性对古海洋及环流的影响

Fig. 8 Impact of uncertainty from different sources on ancient oceans and circulation during reconstruction process of palaeogeography

综上所述,重建过程中各类模型的选择(如板块运动模型、深度-洋壳年龄关系、沉积物模型)和修正(海陆分布、大洋深度和古地形高度修订)均有可能引入古地理重建结果的不确定性。这种古地理边界条件的差异会进一步影响模式模拟结果中的温度、盐度以及洋流等重要的气候环境变量。然而,由于每个环节的重建资料当前无法判断最选项,导致古地理边界条件重建的不确定性很难彻底解决。一方面,在未来通过更多的代用指标交叉对比来减少古地理边界条件重建的不确定性,进而提高模式模拟结果可靠性。另一方面,根据古地理边界条件重建的不确定性规律来选择适宜自身研究目的的重建方案。作者通过系统分析发现以下几方面的重建不确定性规律:(1)古地理指标数据空间分布不均匀,如海岸线及地形高度代用指标多集中在研究热点区域;(2)海洋基底深度的不确定性沿洋中脊往外逐渐减小,原因在于不同模型的具体拟合系数差异;(3)海洋沉积物的不确定性主要集中在大陆边缘,原因在于沉积模型是否考虑河流输入。根据上述规律,在重建古地理边界条件时可考虑以下方面:(1)在选择非指定区域进行区域古气候模拟时,可选择代用指标较多区域,以减少古地理不确定性;(2)模拟目的如需考虑河流输入因

素,则可针对性选择包含河流输入的沉积模型。

## 参考文献 (References)

- 陈隆勋,刘骥平,周秀骥,汪品先. 1999. 青藏高原隆起及海陆分布变化对亚洲大陆气候的影响. 第四纪研究, (4): 314-329. [Chen L X, Liu J P, Zhou X J, Wang P X. 1999. Impact of uplift of Qinghai-Xizang plateau and change of land-ocean distribution on climate over Asia. *Quaternary Sciences*, (4): 314-329]
- 邓涛,王世骥,颜光普,李强,侯素宽,孙博阳. 2011. 藏北伦坡拉盆地丁青组哺乳动物化石对时代和古高度的指示. 科学通报, 57(34): 2873-2880. [Deng T, Wang S Q, Xie G P, Li Q, Hou S K, Sun B Y. 2011. A mammalian fossil from the Dingqing Formation in the Lunpola Basin, northern Tibet, and its relevance to age and paleo-altimetry. *Chinese Science Bulletin*, 57(34): 2873-2880]
- 丁仲礼,熊尚发. 2006. 古气候数值模拟: 进展评述. 地学前沿, 13(1): 21-31. [Ding Z L, Xiong S F. 2006. Numerical modeling in paleoclimate study: progress and problems. *Earth Science Frontiers*, 13(1): 21-31]
- 贺志霖. 2019. 新生代特征时期古地理重建. 中国科学院大学博士学位论文: 1-12. [He Z L. 2019. Paleogeographic reconstruction for typical geologic period during the Cenozoic. Doctoral dissertation of Chinese Academy of Sciences: 1-12]
- 李乐意,常宏,关冲,陶亚玲,沈俊杰,秦秀玲,权春艳,常小红. 2021. 青藏高原新生代古高度研究: 现状与展望. 地质论评, 67(5): 1406-1440. [Ling L Y, Chang H, Guang C, Tao Y L, Shen J J, Qing X L, Quan C Y, Chang X H. 2021. Cenozoic paleoaltitude research on the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau: current status and prospects. *Geological Review*, 67(5): 1406-1440]
- 李树峰,赵佳港, Alex Farnsworth, Paul J. Valdes, 刘佳, 黄健, 周浙昆, 苏涛. 2023. 新生代青藏高原生长对东亚水循环及生态系统的影响. 科学通报, 68(12): 1567-1579. [Li S F, Zhao J G, Alex F, Paul J V, Liu J, Huang J, Zhou Z K, Su T. 2023. The growth of the Tibetan Plateau shaped hydrologic cycle and ecosystem in eastern Asia: progress and perspectives. *Chinese Science Bulletin*, 68(12): 1567-1579]
- 汪品先,田军,黄恩清,马文涛. 2018. 地球系统与演变. 北京: 科学出版社, 38-76. [Wang P X, Tian J, Huang E Q, Ma W T. 2018. *Earth System and Evolution*. Beijing: Science Press, 38-76]
- 张彧瑞,朱广坤,覃国金,胡永云. 2023. 始新世大洋环流模拟的模式依赖性. 第四纪研究, 43(4): 952-964. [Zhang Y R, Zhu G K, Qin G J, Hu Y Y. 2023. Model dependence of simulated Eocene ocean circulation in the Deep-Time Model Intercomparison Project (DeepMIP). *Quaternary Sciences*, 43(4): 952-964]
- Baatsen M, van Hinsbergen D J J, von der Heydt A S, Dijkstra H A, Sluijs A, Abels H A, Bijl P K. 2016. Reconstructing geographical boundary conditions for palaeoclimate modelling during the Cenozoic. *Climate of the Past*, 12: 1635-1644.
- Bacon C D, Silvestro D, Jaramillo C, Smith B T, Chakrabarty P, Antonelli

- A. 2015. Biological evidence supports an early and complex emergence of the Isthmus of Panama. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112: 6110–6115.
- Burton K W, Ling H F, O’Nions R K. 1997. Closure of the Central American Isthmus and its effect on deep-water formation in the North Atlantic. *Nature*, 386: 382–385.
- Cai C, Huang D, Wu F, Zhao M, Wang N. 2019. Tertiary water striders (Hemiptera, Gerromorpha, Gerridae) from the central Tibetan Plateau and their palaeobiogeographic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 175: 121–127.
- Cao W, Zahirovic S, Flament N, Williams S, Golonka J, Müller R D. 2017. Improving global paleogeography since the late Paleozoic using paleobiology. *Biogeosciences*, 14: 5425–5439.
- Conrad C P. 2013. The solid Earth’s influence on sea level. *Geological Society of America Bulletin*, 125(7–8): 1027–1052.
- Crosby A G, Mckenzie D. 2009. An analysis of young ocean depth, gravity and global residual topography. *Geophysical Journal International*, 178(3): 1198–1219.
- Ding L, Kapp P, Cai F, Garzione C N, Xiong Z, Wang H, Wang C. 2022. Timing and mechanisms of Tibetan Plateau uplift. *Nature Reviews Earth and Environment*, 3(10): 652–667.
- Dobrovine P, Steinberger B, Torsvik T H. 2012. Absolute plate motions in a reference frame defined by moving hot spots in the Pacific, Atlantic, and Indian oceans. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 117: B09101.
- Dowsett H, Dolan A, Rowley D, Moucha R, Forte A M, Mitrovica J X, Pound M, Salzmann U, Robinson M, Chandler M, Foley K, Haywood A. 2016. The PRISM4 (mid-Piacenzian) paleoenvironmental reconstruction. *Climate of the Past*, 12: 1519–1538.
- Dutkiewicz A, Müller R D, Wang X, O’Callaghan S, Cannon J, Wright N M. 2017. Predicting Sediment Thickness on Vanished Ocean Crust Since 200 Ma. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18: 4586–4603.
- Fallah B, Cubasch U, Prömmel K, Sodoudi S. 2016. A numerical model study on the behaviour of Asian summer monsoon and AMOC due to orographic forcing of Tibetan Plateau. *Climate Dynamics*, 47: 1485–1495.
- Ferreira D, Marshall J, Campin J M. 2010. Localization of Deep Water Formation; role of Atmospheric Moisture Transport and Geometrical Constraints on Ocean Circulation. *Journal of Climate*, 23(6): 1456–1476.
- Galewsky J. 2009. Orographic precipitation isotopic ratios in stratified atmospheric flows: implications for paleoelevation studies. *Geology*, 37: 791–794.
- Garzione C N, Dettman D L, Quade J, Decelles P G, Butler R F. 2000. High times on the Tibetan Plateau; paleoelevation of the Thakkhola graben, Nepal. *Geology*, 28(4): 339–342.
- Gille S, Metzger E, Tokmakian R. 2004. Seafloor Topography and Ocean Circulation. *Oceanography*, 17: 11.
- Goswami A, Olson P, Hinnov L A, Gnanadesikan A. 2015. OESbathy version 1.0: a method for reconstructing ocean bathymetry with generalized continental shelf-slope-rise structures. *Geoscientific Model Development*, 8: 2735–2748.
- Hasterok D. 2013. A heat flow based cooling model for tectonic plates. *Earth and Planetary Science Letters*, 361: 34–43.
- Haug G, Tiedemann R. 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean thermohaline circulation. *Nature*, 393: 673–676.
- He Z L, Zhang Z S, Guo Z T. 2019. Reconstructing early Eocene (~55 Ma) paleogeographic boundary conditions for use in paleoclimate modelling. *Science China Earth Sciences*, 62: 1416–1427.
- He Z L, Zhang Z S, Guo Z T, Scotese C R, Deng C L. 2021. Middle Miocene (~14 Ma) and Late Miocene (~6 Ma) Paleogeographic Boundary Conditions. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 36(11): e2021PA004298.
- Herold N, Buzan J, Seton M, Goldner A, Green J A M, Müller R D, Markwick P, Huber M. 2014. A suite of early Eocene (~55 Ma) climate model boundary conditions. *Geoscientific Model Development*, 7: 2077–2090.
- Hetzler R, Dunkl I, Haider V, Strobl M, Eynatten H, Ding L, Frei D. 2013. Peneplain formation in southern Tibet predates the India-Asia collision and plateau uplift: REPLY. *Geology*, 41(9): e297–e298.
- Hutchinson D, Coxall H, O’Regan M, Nilsson J, Caballero R, de Boer A M. 2019. Arctic closure as a trigger for Atlantic overturning at the Eocene-Oligocene Transition. *Nature Communications*, 10: 3797.
- Ingalls M, Rowley D, Olack G, Currie B, Li S, Schmidt J, Tremblay M, Polissar P, Shuster D, Ding L, Colman A. 2017. Paleocene to Pliocene low-latitude, high-elevation basins of southern Tibet: implications for tectonic models of India-Asia collision, Cenozoic climate, and geochemical weathering. *GSA Bulletin*, 130(1–2): 307–330.
- Jakobsson M, Backman J, Rudels B, Nycander J, Frank M, Mayer L, Jokat W, Sangiorgi F, O’Regan M, Brinkhuis H, King J, Moran K. 2007. The Early Miocene onset of a ventilated circulation regime in the Arctic Ocean. *Nature*, 447: 986–990.
- Jiang D B, Ding Z L, Helge D, Gao Y Q. 2008. Sensitivity of East Asian climate to the progressive uplift and expansion of the Tibetan Plateau under the mid-pliocene boundary conditions. *Advances in Atmospheric Sciences*, 25(5): 709–722.
- Jing Z W, Yu W S, Lewis S, Thompson L G, Xu J, Zhang J Y, Xu B Q, Wu G J, Ma Y M, Guo R. 2022. Inverse altitude effect disputes the theoretical foundation of stable isotope paleoaltimetry. *Nature Communications*, 13: 4371.
- Keigwin L. 1982. Isotopic paleoceanography of the Caribbean and East Pacific: role of panama uplift in late neogene time. *Science*, 217: 350–353.
- Kennett J. 1977. Cenozoic evolution of Antarctic glaciation, the circum-Antarctic Ocean, and their impact on global paleoceanography. *Journal of Geophysical Research*, 82: 3843–3860.
- Knies J, Gaina C. 2008. Middle Miocene ice sheet expansion in the Arctic: views from the Barents Sea. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9: 3305.
- Kocsis Á T, Scotese C R. 2021. Mapping paleocoastlines and continental flooding during the Phanerozoic. *Earth-Science Reviews*, 213: 103463.

- Lear C H, Elderfield H, Wilson P A. 2003. A Cenozoic seawater Sr/ Ca record from benthic foraminiferal calcite and its application in determining global weathering fluxes. *Earth and Planetary Science Letters*, 208(1-2): 69-84.
- Low S L, Su T, Spicer T, Wu F X, Deng T, Xing Y W, Zhou Z K. 2019. Oligocene *Limnobiophyllum* (Araceae) from the central Tibetan Plateau and its evolutionary and palaeoenvironmental implications. *Journal of Systematic Palaeontology*, 18: 1-17.
- Lyle M, Dadey K A, Farrell J W. 1995. The late Miocene (11-8 Ma) eastern Pacific carbonate crash: evidence for reorganization of deep-water circulation by the closure of the Panama gateway. In: Piasias N G, Mayer L A, Janacek T R, Palmer-Julson A, van Andel T H (eds). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Texas: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 138: 821-838.
- Markwick P J. 2007. The palaeogeographic and palaeoclimatic significance of climate proxies for data-model comparisons. *Geological Society Special Publication*, 2: 251-312.
- Matthews K, Maloney K, Zahirovic S, Williams S E, Seton M, Müller R D. 2016. Global plate boundary evolution and kinematics since the late Paleozoic. *Global and Planetary Change*, 146: 226-250.
- Merdith A S, Williams S E, Collins A S, Tetley M G, Mulder J A, Blades M L, Young A, Armistead S E, Cannon J, Zahirovic S, Müller R D. 2021. Extending full-plate tectonic models into deep time: linking the Neoproterozoic and the Phanerozoic. *Earth-Science Reviews*, 214: 103477.
- Mix H, Mulch A, Kent-Corson M L, Chamberlain C R. 2010. Cenozoic migration of topography in the North American Cordillera. *Geology*, 39(1): 87-90.
- Molnar P, Boos W R, Battisti D S. 2010. Orographic controls on climate and paleoclimate of Asia: thermal and mechanical roles for the Tibetan Plateau. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38: 77-102.
- Montes C, Cardona A, Jaramillo C, Pardo A, Silva J C, Valencia V, Ayala C, Pérez-Angel L C, Rodríguez-Parra L A, Ramirez V, Niño H. 2015. Middle Miocene closure of the Central American Seaway. *Science*, 348: 226-229.
- Müller R D, Sdrolias M, Gaina C, Roest W R. 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the World's ocean crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9: Q04006.
- Müller R D, Seton M, Zahirovic S, Williams S E, Matthews K J, Wright N M, Shephard G E, Maloney K T, Barnett-Moore N, Hosseinpour M, Bower D J, Cannon J. 2016. Ocean basin evolution and global-scale plate reorganization events since Pangea Breakup. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 44: 107-138.
- Müller R D, Cannon J, Williams S, Dutkiewicz A. 2018. PyBacktrack 1.0: a tool for reconstructing paleobathymetry on oceanic and continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(16): 1898-1909.
- Müller R D, Zahirovic S, Williams S, Cannon J, Seton M, Bower D, Tetley M, Heine C, Le Breton E, Liu S, Russell S, Yang T, Leonard J, Gurnis M. 2019. A global plate model including lithospheric deformation along major rifts and orogens since the Triassic. *Tectonics*, 38(6): 1884-1907.
- O'Dea A, Lessios H A, Coates A G, Eytan R I, Restrepo-Moreno S A, Cione A L, Collins L S, de Queiroz A, Farris D W, Norris R D, Stallard R F, Woodburne M O, Aguilera O, Aubry M-P, Berggren W A, Budd A F, Cozzuol M A, Coppard S E, Duque-Caro H, Finnegan S, Gasparini G M, Grossman E L, Johnson K G, Keigwin L D, Knowlton N, Leigh E G, Leonard-Pingel J S, Marko P B, Pyenson N D, Racheillo-Dolmen P G, Soibelzon E, Soibelzon L, Todd J A, Vermeij G J, Jackson J B C. 2016. Formation of the Isthmus of Panama. *Science Advances*, 2(8): e1600883.
- Ögretmen N, Schielbel R, Jochum K, Stoll B, Weis U, Repschläger J, Jentzen A, Galer S, Haug G. 2020. Deep thermohaline circulation across the Closure of the Central American Seaway. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 35(12): e2020PA004049.
- Olson P, Reynolds E, Hinnov L, Goswami A. 2016. Variation of ocean sediment thickness with crustal age. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17(4): 1349-1369.
- Parson B A, Sclater J G. 1977. An analysis of the variation of ocean floor bathymetry and heat flow with age. *Journal of Geophysical Research*, 82: 803-827.
- Patmore R, Holland P, Munday D, Garabato A, Stevens D, Meredith M. 2019. Topographic control of Southern Ocean Gyres and the Antarctic Circumpolar Current: a barotropic perspective. *Journal of Physical Oceanography*, 49(12): 3221-3244.
- Poblete F, Dupont-Nivet G, Licht A, van Hinsbergen D J J, Roperch P, Mihalynuk M G, Johnston S T, Guillocheau F, Baby G, Fluteau F, Robin C, van der Linden T J M, Ruiz D, Baatsen M L J. 2021. Towards interactive global paleogeographic maps, new reconstructions at 60, 40 and 20 Ma. *Earth-Science Reviews*, 214: 103508.
- Polissar P, Freeman K, Rowley D, McInerney F, Currie B. 2009. Paleoaltimetry of the Tibetan Plateau from D/H ratios of lipid biomarkers. *Earth and Planetary Science Letters*, 287: 64-76.
- Quade J. 2013. The Carbon, Oxygen, and Clumped Isotopic Composition of Soil Carbonate in Archeology. *Treatise on Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 129-143.
- Richards F, Hoggard M, Cowton L, White N. 2018. Reassessing the thermal structure of oceanic lithosphere with revised global inventories of basement depths and heat flow measurements. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(10): 9136-9161.
- Rowley D. 2018. Oceanic axial depth and age-depth distribution of oceanic lithosphere: comparison of magnetic anomaly picks versus age-grid models. *Lithosphere*, 11(1): 21-43.
- Rowley D, Pierrehumbert R T, Currie B S. 2001. A new approach to stable isotope-based paleoaltimetry: implications for paleoaltimetry and paleohypsometry of the High Himalaya since the Late Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 188(1-2): 253-268.
- Scher H D, Martin E E. 2006. Timing and climatic consequences of the

- opening of Drake Passage. *Science*, 312: 428–430.
- Scher H D, Whittaker J, Williams S, Latimer J, Kordesch W, Delaney M. 2015. Onset of Antarctic Circumpolar Current 30 million years ago as Tasmanian Gateway aligned with westerlies. *Nature*, 523: 580–583.
- Schmidt D. 2007. The closure history of the Central American seaway: evidence from isotopes and fossils to models and molecules. *Geological Society Special Publication*; 427–442.
- Scotese C R. 2014. Atlas of Paleogene Paleogeographic Maps (Mollweide projection), Map 8–15, Volume 1, The Cenozoic, paleomap Atlas for ArcGIS, PALEOMAP Project, Evanston, IL.
- Scotese C R, Wright N. 2018. PALEOMAP Paleodigital Elevation Models (PaleoDEMS) for the Phanerozoic PALEOMAP Project. Evanston: Northwestern University.
- Seton M, Müller D, Zahirovic S, Gaina C, Shephard G, Talsma A, Gurnis M, Turner M, Maus S, Hamilton M. 2012. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma. *Earth-Science Reviews*, 113: 212–270.
- Spicer R, Harris N, Widdowson M, Herman A, Guo S, Valdes P, Wolfe J, Kelley S. 2003. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. *Nature*, 421: 622–624.
- Stein C, Stein S. 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature*, 359: 123–129.
- Steinberger B, Torsvik T H. 2008. Absolute plate motions and true polar wander in the absence of hotspot tracks. *Nature*, 452: 620–623.
- Stickley C, Brinkhuis H, Schellenberg S A, Sluijs A, Röhl U, Fuller M, Grauert M, Huber M, Warnaar J, Williams G. 2004. Timing and nature of the deepening of the Tasmanian Gateway. *Paleoceanography*, 19: PA4027.
- Straume E, Gaina C, Medvedev S, Hochmuth K, Gohl K, Whittaker J, Abdul Fattah R, Doornenbal J, Hopper J. 2019. GlobSed: updated total sediment thickness in the World's Oceans. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(4): 1756–1772.
- Su T, Farnsworth A, Spicer R, Huang J, Wu F, Liu J, Li S-F, Xing Y, Huang Y J, Deng W, He T, Xu C L, Zhao F, Srivastava G, Valdes P, Deng T, Zhou Z K. 2019. No high Tibetan Plateau until the Neogene. *Science Advances*, 5: eaav2189.
- Sun J, Xu Q, Liu W, Zhang Z, Xue L, Zhao P. 2014. Palynological evidence for the latest Oligocene-early Miocene paleoelevation estimate in the Lunpola Basin, central Tibet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 399: 21–30.
- Sykes T J S. 1996. A correction for sediment load upon the ocean floor: uniform versus varying sediment density estimations: implications for isostatic correction. *Marine Geology*, 133: 35–49.
- Toumoulin A, Donnadieu Y, Ladant J B, Batenburg S J, Poblete F, Dupont-Nivet G. 2020. Quantifying the effect of the drake passage opening on the Eocene Ocean. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 35: e2020PA003889.
- Torsvik T H, Van der Voo R, Preeden U, Niocaill C M, Steinberger B, Doubrovine P V, van Hinsbergen D J J, Domeier M, Gaina C, Tohver E, Meert J G, McCausland P J A, Robin L R M. 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews*, 114: 325–368.
- van Hinsbergen D, de Groot L, van Schaik S, Spakman W, Bijl P, Sluijs A, Langereis C, Brinkhuis H. 2015. A paleolatitude calculator for paleoclimate studies. *PLoS ONE*, 10: e0126946.
- Wang H, Dutta S, Kelly R S, Rudra A, Li S, Zhang Q Q, Zhang Q Q, Wu Y X, Cao M Z, Li J G, Zhang H C. 2018. Amber fossils reveal the Early Cenozoic dipterocarp rainforest in central Tibet. *Palaeoworld*, 27(4): 506–513.
- Whittaker J M, Goncharov A, Williams S, Müller D, Leitchenkov G. 2013. Global Sediment Thickness Dataset updated for the Australian-Antarctic Southern Ocean. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14(8): 3297–3305.
- Wichura H, Jacobs L L, Lin A, Polcyn M J, Manthi F K, Winkler D A, Strecker M R, Clemens M. 2015. A 17-My-old whale constrains onset of uplift and climate change in east Africa. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 112: 3910–3915.
- Wolfe J, Forest C, Molnar P. 1998. Paleobotanical evidence of Eocene and Oligocene paleoaltitudes in midlatitude western North America. *Geological Society of America Bulletin*, 110: 664–678.
- Wu F, Miao D, Chang M M, Shi G, Wang N. 2017. Fossil climbing perch and associated plant megafossils indicate a warm and wet central Tibet during the late Oligocene. *Scientific Reports*, 7: 878.
- Yang H, Wen Q. 2019. Investigating the role of the Tibetan Plateau in the formation of Atlantic Meridional Overturning Circulation. *Journal of Climate*, 33: 3585–3601.
- Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E, Billups K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in Global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686–693.
- Zhang Y, Huck T, Lique C, Donnadieu Y, Ladant J B, Rabineau M, Aslanian D. 2020. Early Eocene vigorous ocean overturning and its contribution to a warm Southern Ocean. *Climate of the Past*, 16: 1263–1283.
- Zhang Y, De Boer A, Lunt D, Hutchinson D, Ross P, Fliedert T, Sexton P, Coxall H, Steinig S, Ladant J B, Zhu J, Donnadieu Y, Zhang Z, Chan W L, Abe-Ouchi A, Niezgodzki I, Lohmann G, Knorr G, Poulsen C, Huber M. 2022. Early Eocene ocean meridional overturning circulation: the roles of atmospheric forcing and strait geometry. *Paleoceanography and Paleoclimatology*, 37: e2021PA004329.

(责任编辑 李新坡; 英文审校 李攀)