

宋新健, 白永良, 杜家乐, 等. 东南印度洋西北段洋盆两翼地壳厚度差异及其成因[J]. 海洋地质前沿, 2026, 42(9): 1-11.

SONG Xinjian, BAI Yongliang, DU Jiale, et al. Differences in crustal thickness and cause between the two flanks of the oceanic basin in the northwestern segment of the Southeast Indian Ocean[J]. Marine Geology Frontiers, 2026, 42(9): 1-11.

东南印度洋西北段洋盆两翼地壳厚度差异及其成因

宋新健^{1,2}, 白永良^{1*}, 杜家乐¹, 徐思然¹, 董冬冬^{3,4}

(1 中国石油大学(华东)海洋与空间信息学院, 青岛 266580; 2 山东省地震局, 济南 250102;

3 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071; 4 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 东南印度洋西北段构造背景复杂, 两翼扩张速率不对称、南翼残留俯冲板片、东侧邻近地幔柱等因素都会影响地壳厚度。为刻画该区域地壳厚度分布特征并揭示地壳长期增生机制, 本研究在东南印度洋西北段 (75°—80°E) 利用重力反演与板块重建模型, 计算了洋脊两翼洋盆的年龄平均地壳厚度 (AACT), 并通过不同时间窗口的对比试验, 验证了 AACT 变化趋势对时间窗口的不敏感性。年龄 < 30 Ma 区域内, AACT 的计算结果表明, 洋盆两翼地壳厚度不一致: 北翼 AACT 平均为 6.4 km, 明显厚于南翼的 6.0 km。南北两翼的地壳厚度差和半扩张速率差均自西向东递减, 且居里面深度不存在相关的变化特征。因此, 南翼更快的扩张速率是促成较薄地壳的主因。

关键词: 东南印度洋; 重力反演; 地壳增生动力学; 地壳厚度; 洋中脊

中图分类号: P736; P738.1

文献标识码: A

DOI: 10.16028/j.1009-2722.2025.194

0 引言

洋中脊是地球内部物质和能量交换的关键窗口, 也是大洋地壳持续生成的核心区域, 孕育了大洋盆地^[1-2]。沿洋中脊生成的地壳厚度, 具有明显的空间非均一性。这种非均一性既表现为沿洋脊走向的地壳厚度差异, 也体现在同一洋脊段两翼地壳厚度的不对称性^[3-5]。这种地壳厚度的非均一特征, 是地表对深部地幔熔融过程、岩浆供给及板块扩张动力学等内在机制的综合响应。因此, 地壳厚度分布特征对深部动力学过程具有重要启示意义。

具体而言, 地壳厚度受多种因素影响, 不同因素通过不同机制影响洋盆的地壳厚度。研究表明, 地幔柱与洋中脊的交互作用会引发一系列效应, 其中就包括强烈的岩浆作用和显著的洋壳增厚^[6]。例

如, 针对东南印度洋的数值模拟证实, 凯尔盖朗地幔柱的存在使得地壳增厚了 1~2 km^[7]。同样, 地幔温度也是关键控制因素, 地幔温度每升高 25 °C, 地壳厚度约增加 1 km^[5]。而某些构造背景则会导致地壳减薄, 例如洋脊下的残余俯冲低温板片(后续称为冷板)的存在, 以及大陆岩石圈对大洋软流圈对流的阻碍作用等^[3, 8-9]。上述因素长期影响着洋脊附近的岩浆供应, 最终可导致沿洋脊走向的地壳厚度变化以及洋脊两翼地壳厚度的不对称。因此, 需要建立一种能够直观、定量刻画长时间尺度下地壳厚度特征的方法, 进而深入理解深部地球动力过程。

多种地球物理方法可以用于研究洋盆内地壳厚度的空间分布, 主要包括地震勘探与重力反演两类手段。地震勘测手段能够较为准确地探测地球内部结构, 是研究现今地壳厚度的重要手段^[10-11]。通过海底地震探测, 刻画了北极加克洋中脊从极薄到异常厚的地壳厚度分布特征, 为理解洋壳形成机制提供了新的认识^[4]; 利用多道地震剖面与磁异常条带, 系统刻画了南海海底扩张过程中岩浆增生的时空特征^[12]。地震手段在刻画地壳精细结构方面具有高精度的优势, 但受经费、设备和观测环境限制, 其覆盖范围有限, 难以实现大范围区域的地壳

收稿日期: 2025-11-19

资助项目: 国家自然科学基金(42476063, 42176068); 中石油重大科技专项(2023ZZ05)

第一作者: 宋新健(2001—), 男, 在读硕士, 主要从事海洋地球动力学方面的研究工作. E-mail: s23160017@s.upuc.edu.cn

* 通讯作者: 白永良(1986—), 男, 博士, 教授, 主要从事海洋地球动力学方面的研究工作. E-mail: ylbai@upc.edu.cn

厚度估算。随着卫星测高技术的进步和数据的积累,海域重力反演具有高覆盖的优势,赋予海洋重力解析大区域地壳厚度特征的能力^[13-14]。基于卫星重力反演与地震约束构建密度模型,揭示了伊豆-博宁-马里亚纳俯冲带内洋脊俯冲与弧后扩张对岛弧地壳厚度与体积的控制作用^[15];通过重力反演现今地壳厚度,进而剥离出增生地壳厚度,计算大西洋上共轭的 Walvis 海岭-Rio Grande 隆起的岩浆产率,为理解地幔柱-洋中脊相互作用的动力学过程提供了重要依据^[16]。然而,重力反演得到的地壳厚度在分析对称性时存在一定局限,其结果显示多为区域整体特征,不够直观反映沿洋脊走向的连续变化。

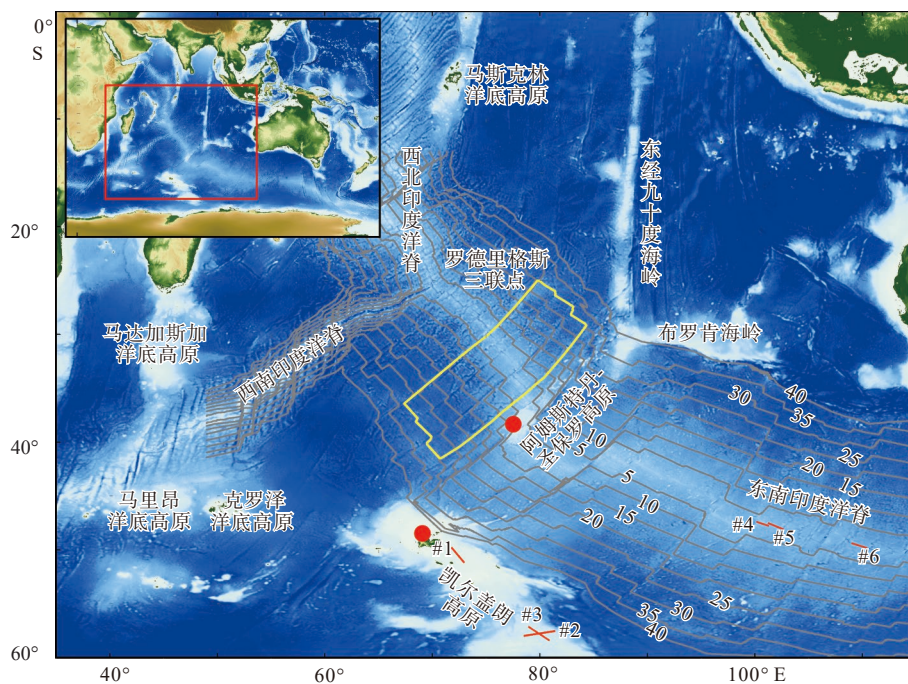
东南印度洋西北段是研究复杂地幔过程与洋脊增生相互作用的天然实验场。该区域紧邻凯尔盖朗地幔柱,可能受其热物质输入的影响^[17];同时,地震层析成像揭示南翼下方可能存在冷板^[3,9];此外,该段洋脊两翼洋盆宽度存在差异,表明了不对称扩张的历史^[18]。SUO 等^[3]虽然刻画了该区域具有整体不对称的地壳厚度分布,但未表征不对称的具体特征,也未考虑扩张速率对洋盆地壳厚度的影响。因此,本研究旨在 SUO 等^[3]方法的基础上进一步拓展,构建一种既能够表征洋脊两翼地壳厚度整体对称性,又能刻画对称性沿洋脊走向变化规律的分析方法,并系统揭示地壳厚度差异形成的动力

学机制。

为深入探究东南印度洋洋中脊(Southeast Indian Ridge, SEIR)西北段的长期地壳增生动力学机制,本研究将提出年龄平均地壳厚度(age-average crustal thickness, AACT),并以此作为关键参数。AACT 定义为较长时间范围内地壳厚度的平均值,旨在刻画长期地壳增生的空间格局。为厘清不同动力学因素的影响,将构建多参数协同分析框架:首先,利用 AACT 识别地壳厚度的宏观分布与沿洋脊变化趋势;然后,结合洋盆宽度差异刻画扩张速率的不对称性,并通过居里面深度推演岩石圈热结构状态;最后,在此基础上系统讨论冷板、不对称扩张及地幔柱等因素的耦合作用。

1 地质背景

SEIR 西起罗德里格斯三联点(Rodriguez Triple Junction),与西南印度洋洋中脊和西北印度洋洋中脊交汇,东至麦考瑞三联点(Macquarie Triple Junction),与太平洋连接(图 1)。作为一条中速扩张洋脊,其全扩张速率相对恒定,为 $63 \pm 5 \text{ mm/a}$ ^[18],总体为 NW—SE 走向。研究区位于 SEIR 的西北段, 75° — 80°E 区域内。研究区最西端没有延伸到 SEIR 的起点,因为东南印度洋的最西段不仅受 SEIR 的影响,



红色圆点表示地幔柱位置;黄色高亮线条圈定区域为本文研究区域;红色细线表示地震测线位置(#1—#6);灰色细线表示洋壳年龄等值线,其上的数字代表年龄(Ma)

图 1 东南印度洋构造背景

Fig.1 Tectonic framework of the SE Indian Ocean

还受到与之相交的西南印度洋洋中脊的作用。SETON 等^[18] 基于磁异常数据、全球断裂带数据和板块运动模型生成洋壳年龄等值线^[18] (图 1 灰色细线), 年龄 > 30 Ma 的洋壳向南延伸至凯尔盖朗高原 (Kerguelen Plateau), 向北延伸至布罗肯海岭 (Broken Ridge)。因此, 本文计算了年龄 < 30 Ma 的洋盆里洋壳的 AACT。

SEIR 的形成可追溯至约 136 Ma 冈瓦纳大陆分裂时期, 其东段率先开始发育^[19-20]。凯尔盖朗高原南部和中部分别在 120~110 和 105~100 Ma 两个不同的岩浆活动期由地幔柱生成, 而其共轭的布罗肯海岭在 100~95 Ma 形成^[21-22]。84 Ma 时, 持续活动的热点促使澳大利亚与南极洲板块进一步分离, 古 SEIR 开始出现。此后, 热点与洋中脊持续相互作用。约 40 Ma 时, 古 SEIR 与新生的 SEIR 在凯尔盖朗高原与布罗肯海岭之间汇合链接, 形成统一的洋中脊系统。此后, SEIR 的打开将凯尔盖朗高原与布罗肯海岭分开, 并持续扩张至今, 塑造了现今的洋盆格局^[1] (图 1)。阿姆斯特丹-圣保罗高原 (Amsterdam-St. Paul Plateau, ASP) 在地形图上呈 SW—NE 走向并坐落在洋中脊上, 呈狭长分布。ASP 高原被认为是 ASP 热点与 SEIR 在近 10 个百万年内相互作用的结果^[23-24]。

2 方法

为了探讨影响洋脊岩浆供应的长期动力学机制, 直观分析洋盆地壳厚度的空间分布特征, 需要得到研究区的地壳厚度分布, 然后采用合理的手段表征出洋脊两翼地壳厚度的变化特征。因此, 本文采用的方法可概括为 2 个主要步骤: ①基于重力反演计算现今地壳厚度; ②基于板块重建绘制 AACT 图。技术路线如图 2 所示。

2.1 地壳厚度反演方法

因地壳与地幔之间具有明显的密度差异, 可以通过重力反演获得二者之间的分界面 (莫霍面) 的埋深^[25-26]。卫星测高重力异常具有覆盖范围广、精度高的优势, 适用于东南印度洋等广阔海域的莫霍面深度反演。本文基于 SANDWELL 等^[27] 发布的分辨率为 1 弧分 (V32) 的全球海洋自由空间重力异常^[27] 进行莫霍面深度反演。

自由空间重力异常是由地球各个圈层所引发重力异常的叠加结果, 具体包括海水层、沉积层、地

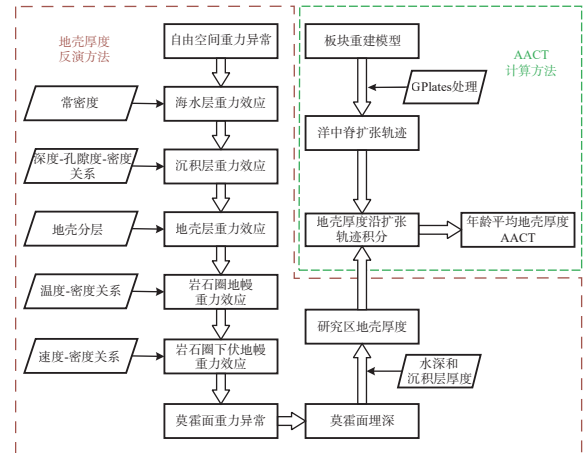


图 2 基于重力反演与板块重建模型的 AACT 计算流程

Fig. 2 Workflow for calculating age-averaged crustal thickness based on gravity inversion and plate reconstruction models

壳层、地幔层等多个圈层。利用重力反演莫霍面起伏, 关键是从观测的重力异常中剥离出由莫霍面起伏引起的重力异常。因此, 需要通过构建地球各个圈层密度模型, 设定合理背景密度, 正演计算各圈层重力异常效应, 从实测重力异常数据中分离出莫霍面起伏引起的重力异常, 反演出莫霍面深度, 从而获得地壳厚度。

由于海水密度随着水深变化的幅度微弱, 由海水密度变化引起的重力异常可以忽略不计^[28-29]。因此, 本文将海水层定义成密度为 $1.03 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 的常密度圈层。沉积层密度与孔隙度密切相关, 且孔隙度随埋深增加而降低^[30-31]。因此, 可根据埋深-孔隙度-密度关系建立沉积层密度模型。GU 等^[32] 给出了海洋沉积层的参数化密度模型:

$$\rho_s = 1.66 - 5.1 \times 10^{-5} \times |D_w| + 0.0037 \times T_s^{0.766} \quad (1)$$

式中: ρ_s 为沉积物密度, $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$; D_w 为海水深度, m; T_s 为沉积埋深, m。

式中第 1 项的 1.66 代表浅层沉积物密度; 第 2 项将密度分布定义为海水深度的函数, 随着水深增加沉积物密度降低; 最后一项描述了由于压实导致的沉积物密度随着沉积物深度的增加而增加。

鉴于一个观测点的重力异常受到周边三维区域内密度分布的影响, 在对地壳厚度进行密度建模时, 本研究充分考虑了凯尔盖朗等高原密度结构对正常洋盆内重力的影响。已发表地震剖面刻画研究区内洋底高原普遍具有上、中、下 3 层地壳结构^[33-34]。根据研究区及附近区域已发表地震波速-密度关系及岩石物性研究结果^[35-37], 确定地壳密度

介于 $2.3 \sim 3.0 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 。在此合理范围内,根据上、中、下地壳之间应有的密度差异,通过迭代计算,使重力异常反演的莫霍面与地震探测的莫霍面最佳拟合,最终获得高原处上、中、下地壳最优密度取值分别为 $\rho_1 = 2.4 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 、 $\rho_2 = 2.85 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 、 $\rho_3 = 2.9 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$,洋壳最优密度与高原中地壳密度一致($\rho_2 = 2.85 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$)。

大洋岩石圈地幔密度主要受其热状态控制,可通过岩石圈冷却模型刻画岩石圈地幔温度分布^[38-39],进而计算热膨胀效应引起的地幔密度扰动^[14, 40]。考虑到东南印度洋有地幔柱、冷板,岩石圈下伏地幔的温度与密度扰动是不可忽视的。鉴于岩石圈之下的地震波速与密度均与温度高度相关^[41-42],可以根据地震波速度-密度关系,通过地震层析成像得到的地震横波速度数据推算地幔密度:

$$R_{\rho/s} = \frac{\ln \rho - \ln \rho_0}{\ln V_s - \ln V_{s0}} \quad (2)$$

式中: $R_{\rho/s}$ 为特定深度的比例系数^[43]; ρ 和 ρ_0 分别为该深度的密度和参考密度; V_s 和 V_{s0} 分别为该深度处的地震横波速度和参考速度, km/s。初级地球参考模型 (preliminary reference earth model, PREM) 提供了从地球表面到地球深部各深度处的参考横波速度和密度^[44]。因此,在计算时,各个深度处的 ρ_0 与 V_{s0} 数值提取自 PREM 模型。

得到海水层、沉积层、地壳层和地幔层的密度结构后,就可以在此基础上正演计算各个圈层的重力效应。重力效应可根据下式进行正演计算^[45]:

$$\Delta g = F^{-1} \left\{ -2\pi G e^{-|k|z_0} \sum_{i=1}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F \left\{ \rho(x, y) \left[h_1^n(x, y) - h_2^n(x, y) \right] \right\} \right\} \quad (3)$$

式中: G 为万有引力常量,取值 $6.672 \times 10^{-11} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{S}^{-2}$; F 为傅里叶变换; e 为自然对数的底数; (x, y) 为反演目标单元的水平位置; k 为波数; $\rho(x, y)$ 表示密度变化; $h_1^n(x, y)$ 和 $h_2^n(x, y)$ 分别为地层的上下界面埋深; n 为泰勒级数展开的阶数。

在计算海水层、沉积层和地壳层的重力效应时,以洋壳密度 $\rho_2 = 2.85 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$ 为背景密度;对于地幔层,以正常地幔密度 ($\rho_m = 3.25 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-3}$) 为背景值。从实测重力异常中移除各圈层的重力效应后,得到的莫霍面重力异常就反映了莫霍面起伏引起的重力效应。可在莫霍面重力异常的基础上,基于频率域的 Parker 重力反演公式计算莫霍面埋深^[46]:

$$h(x, y) = F^{-1} \left\{ -\frac{F[g_{\text{mra}}(x, y)] e^{-|k|z}}{2\pi G \Delta \rho} - \sum_{n=2}^{\infty} \frac{|k|^{n-1}}{n!} F[h^n(x, y)] \right\} \quad (4)$$

式中: h 为莫霍面埋深; (x, y) 为反演目标单元的水平位置; g_{mra} 为莫霍面重力异常; z 为反演区域内的平均莫霍面埋深,其可以基于 CRUST 1.0 模型估算得到^[47]; $\Delta \rho$ 为密度对比,即参考洋壳密度与正常地幔密度之差。

从反演得到的莫霍面埋深中,减去地壳之上的海水层厚度和沉积层厚度,得到的差值即为地壳厚度。水深与地形数据提取自 ETOPO1 海底地形模型^[48],该模型是基于大量卫星测高数据和船测水深数据构建的,分辨率为 1 弧分,由美国国家地球物理数据中心和美国国家海洋和大气管理局联合发布。沉积层厚度采用 STRAUME 等^[49] 汇编的全球海洋和边缘海,具有 5 弧分网格分辨率的沉积物厚度数据。为了评价莫霍面反演的精度,在东南印度洋洋盆范围内搜集了 6 条地震剖面(图 1 中红色细线)^[50-52],将其解译得到的莫霍面深度作为重力反演结果的评价基准。在反演迭代过程中,以这些地震约束点为参考,评估重力反演结果的不确定性,从而使最终反演出的莫霍面与地震观测的莫霍面最佳拟合。

2.2 年龄平均地壳厚度计算方法

为深入揭示 SEIR 地壳增生的长期动力学机制,在重力反演地壳厚度的基础上,本研究提出 AACT 这一核心参数。AACT 被定义为在给定洋盆扩张时间范围内的,沿海底扩张轨迹的平均地壳厚度。其实质是,将沿扩张轨迹的离散地壳厚度分布转化为一个单一数值,从而精炼地刻画控制地壳增生的长波长构造信号。

计算 AACT 的技术路线如图 2 所示。首先,以板块重建模型为基础^[18],通过 GPlates 软件^[53],以 1 弧分的间隔,构建海底扩张轨迹线(图 3 中的蓝色和红色线)。然后,将重力反演得到的地壳厚度数据作为输入,沿上述每一条扩张轨迹进行空间积分,求得指定洋盆年龄区间内的沿轨平均地壳厚度,即 AACT 值。最后,通过计算所有扩张轨迹的 AACT 值,即可得到 AACT 沿洋中脊走向的变化。

为评估反演结果对关键密度参数的敏感性及方法的鲁棒性,本研究还选取地壳参考密度 ρ_2 与背景地幔密度 ρ_m 进行测试。在保持其他所有参数及

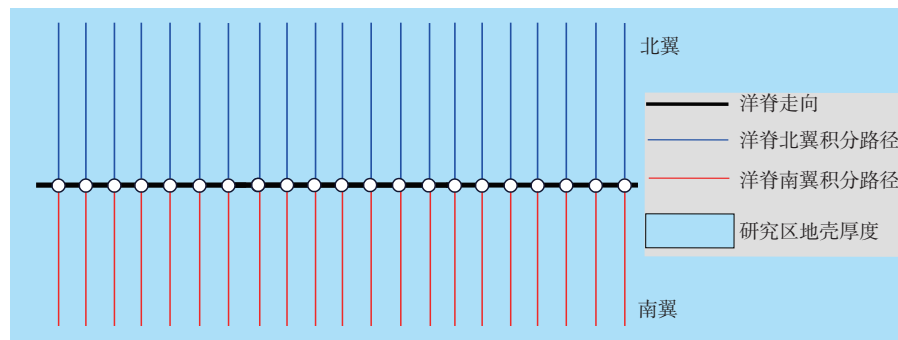


图 3 AACT 计算模式

Fig.3 Cartoon illustration of the AACT calculation

反演流程不变的前提下, 分别将 ρ_2 和 ρ_m 在 $\pm 0.1 \text{ g/cm}^3$ 的范围上下调整, 重新计算研究区的地壳厚度。结果表明, 整体平均厚度介于 $6.1 \sim 6.4 \text{ km}$ 变化, 两翼厚度差介于 $0.27 \sim 0.68 \text{ km}$ 。同时, 在所有测试情景下, 反演所得的两翼地壳厚度大小关系始终保持一致; 两翼厚度差的空间变化趋势也都保持不变。这证明, 本文采用的方法对于识别洋脊两翼洋盆的地壳厚度的系统性差异是稳健的, 该差异信号并非源于特定参数选取的偶然性。

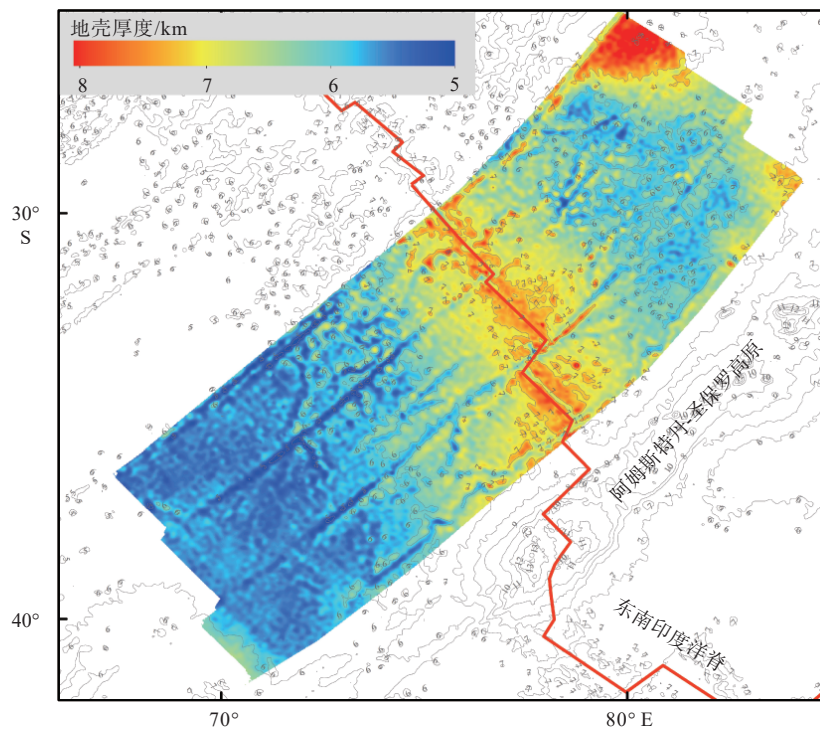
3 结果

根据上述参数和方法, 反演出了研究区现今地

壳厚度分布(图 4)。本节将分析重力反演得到地壳厚度的分布特征及精度; 之后, 对 AACT 计算的时间窗口(海底扩张的时间范围)进行讨论, 并详细描述了 30 Ma 内 AACT 的特征。

3.1 重力反演结果与精度评定

重力反演出的现今地壳厚度如图 4 所示。图内彩色部分为本文的研究区, 灰色细线为地壳厚度等值线。研究区内的现今地壳厚度介于 $5 \sim 8 \text{ km}$, 而阿姆斯特丹-圣保罗高原附近的地壳厚度达到 12 km 。整体而言, 南翼地壳厚度相对较薄。从该平面图上无法定量刻画南北两翼地壳厚度差值分布, 也无法表征南北两翼地壳厚度差值的变化



红色线为 SEIR 的位置; 细灰色线为地壳厚度等值线; 彩色部分为重力反演得到的地壳厚度

图 4 研究区地壳厚度图

Fig.4 The crustal thickness of the study area

特征。

在密度建模与重力反演莫霍面起伏过程中,需设定多种参数,因此,有必要对重力反演结果的不确定性进行评估。重力反演与地震解释各自得出的莫霍面埋深对比情况如图5所示。考虑到地震

测线较短,重力反演得到的莫霍面起伏不明显。但是,无论在高原上还是洋盆内,重力反演结果都能较好地匹配地震测线解释结果,二者之间的均方根误差为 1.27 km。因此,本文重力反演结果能够较好地刻画研究区内莫霍面埋深的宏观分布特征。

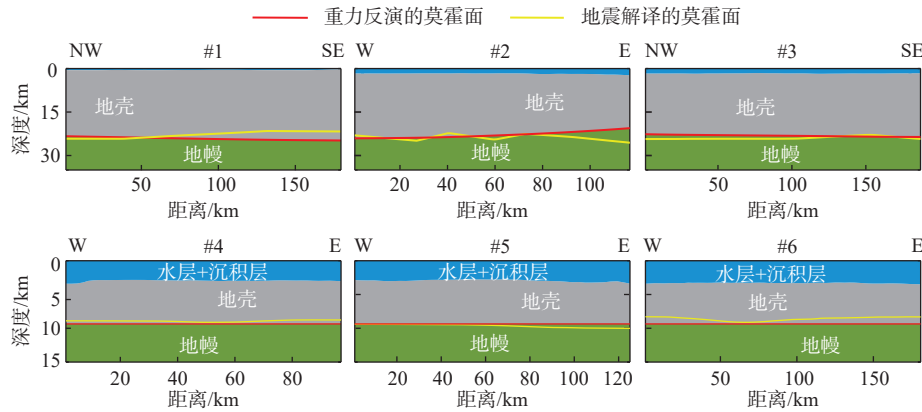


图5 重力反演莫霍面与地震解释莫霍面沿剖面对比

Fig.5 Comparison between gravity-based Moho and seismic-based Moho along three profiles

3.2 AACT 特征

如图1洋壳年龄等值线所示,洋壳年龄 >30 Ma的洋壳已延伸至凯尔盖朗高原和布罗肯海岭^[1, 27]。这些区域是大火成岩省,其现今地壳是正常洋壳受后期地幔柱改造的结果^[51-52]。如果将 >30 Ma的洋壳纳入AACT计算,其异常厚且源于地幔柱活动的地壳信号将与SEIR自身的扩张增生信号混淆,从而引入较大的噪音和偏差。因此,AACT的计算时

间应该 ≤ 30 Ma,进而确保AACT纯粹反映SEIR本身的扩张增生动力学,避免相邻大火成岩省的“污染”。

鉴于AACT是一定时间范围内沿扩张轨迹的地壳厚度平均值,其分布特征可能会受到选取时间范围的影响,本文计算了时间窗口为10、15、20、25以及30 Ma的AACT(图6、7)。结果表明,所有不同时间窗口下计算出的AACT沿洋脊的变化趋势基本一致:北翼地壳厚度高于南翼,两翼地壳厚度

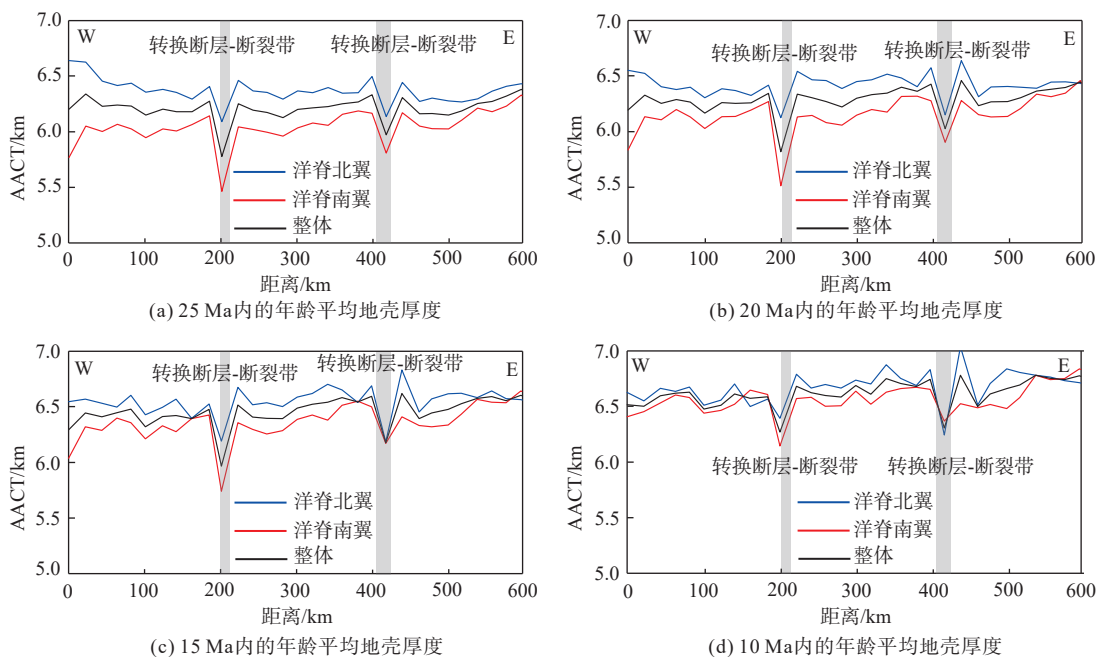


图6 不同时间窗口沿洋脊走向的两翼各自及整体 AACT

Fig.6 The variations of AACT along the mid-ocean ridge and its northern and southern flanks of different time windows

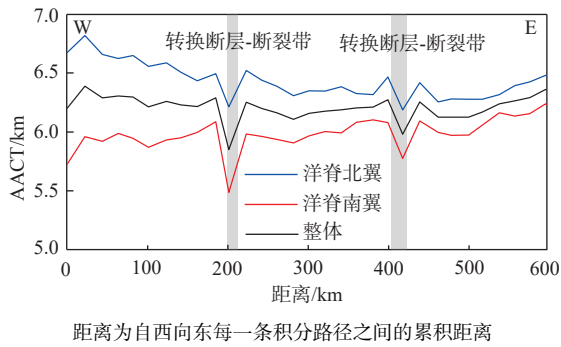


图 7 30 Ma 内沿洋脊走向的两翼各自及整体 AACT

Fig. 7 The variations of AACT along the mid-ocean ridge and its northern and southern flanks in the past 30 Ma

差值自西向东减小。由此证明, 在 ≤ 30 Ma 的洋壳范围内, AACT 揭示的长期增生规律不依赖于窗口选取, 结果是稳健的。

图 7 展示了时间窗口 30 Ma 的 AACT 沿洋脊走向的变化。总体来看, 除受转换断层-断裂带控制的局部区域外, 沿洋脊走向的 AACT 表现稳定。两翼地壳厚度的平均值为 6.1 km, 这与典型正常洋盆的地壳厚度相当。然而, 洋脊两翼的 AACT 则呈现出明显的系统性差异: 北翼平均 AACT 达 6.4 km, 而南翼为 6.0 km, 且北翼地壳始终比南翼更厚, 揭示了明确的地壳增生不对称特点。具体而言, 两翼厚度差异自西向东呈现出逐渐减小的趋势, 可能指示了其深部动力学过程沿洋脊走向的变化。

4 讨论

洋壳是熔融地幔上涌冷凝后的产物, 与深部地幔温度结构密切相关。居里面深度是岩石因温度超过居里点而失去铁磁性的临界深度。较深的居里面意味着较低的热流值和相对冷地幔环境, 而较浅的居里面则指示较高的热流活动与温度状态^[54-55]。因此, 居里面深度是解析岩石圈热结构的关键参数。

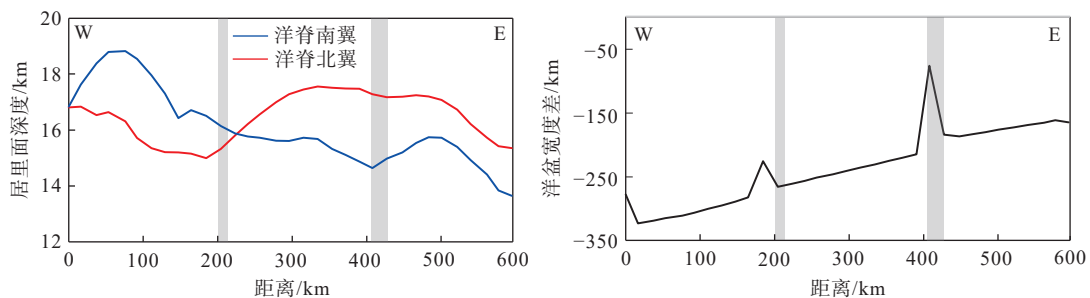


图 8 洋脊两翼年龄平均居里面深度对比 (a) 及两翼洋盆宽度差 (b)

Fig. 8 Age-averaged Curie depth along the mid-ocean ridge spreading path (a) and contrast in basin width between the northern and southern flanks (b)

本节将基于结果部分展示的 AACT 变化特征, 结合两翼洋盆宽度^[18]所指示平均扩张速率以及磁异常反演所得的居里面深度数据^[54], 综合分析研究区不对称地壳增生、两翼 AACT 差异自西向东逐渐变小的原因。

地震层析成像发现, 冷的、俯冲下去的中生代东南印度洋板停滞在过渡带处, 主体位于研究区洋脊南翼^[56]; 此外, 在冈瓦纳大陆裂解期间, 由凯尔盖朗地幔柱或非洲大型低剪切速度引发的印度克拉通岩石圈部分板片可能沉没到研究区洋脊南翼^[57]。俯冲残留的冷板可能会冷却洋脊南翼下方的地幔, 减少这一侧的洋脊岩浆供应, 从而解释南翼地壳厚度相比北翼较薄^[3, 58]。然而, 通过计算两翼居里面深度发现, 两翼居里面深度存在交叉(图 8a 中约 230 km 处), 且在距离 > 230 km 的南翼居里面深度更浅(图 8a)。表明该区段内南翼岩石圈温度略高于北翼。因此, 居里面深度数据不支持南翼残留冷板通过冷却地幔降低岩浆补给、减薄地壳的解释。

图 8b 展示了距今 30 Ma 内, 北翼扩张生成洋盆宽度减去南翼洋盆宽度的差值沿洋脊走向的变化。该差值始终为负值, 表明南翼的平均扩张速率快于北翼。此外, 该差值自西向东逐渐在减小, 表明南翼相对于北翼的扩张速率差在西端最为显著, 向东则逐渐减弱。这与两翼 AACT 差自西向东减小很好地对应起来, 随着扩张速率差异的自西向东减小, 地壳厚度的差异也在减弱。

传统观点认为, 受岩石圈拖拽作用的影响, 洋中脊扩张速率较快的一侧通常伴随更广泛的熔融区, 从而可能获得更多的熔体供给^[5, 59-61], 形成较厚的地壳。然而, 本研究基于东南印度洋西北段的观测与 AACT 分析发现, 尽管南翼扩张速率更快、熔融区范围可能更大, 但其 AACT 仍显著薄于北翼。

这一现象揭示了在中速扩张洋脊系统中, 扩张速率对地壳厚度的控制机制并非单一: 虽然熔融区的扩大有助于增加熔体供给, 但更快的扩张速率会导致单位时间内新生地壳被拉伸、减薄, 且从长期角度看, 熔体供给的增强不足以完全补偿因较快扩张引起的地壳减薄效应。因此, 本文提出的新模式, 具

体如图 9 所示, 相同时间内扩张较快一侧的洋盆较宽、地壳较薄, 如本研究区的南翼; 扩张较慢的一侧洋盆较窄、地壳较厚, 如本研究区的北翼。该模式不仅合理解释了本研究区洋脊两翼地壳厚度差异, 也为理解全球类似洋脊段的不对称增生提供了新的理论视角。

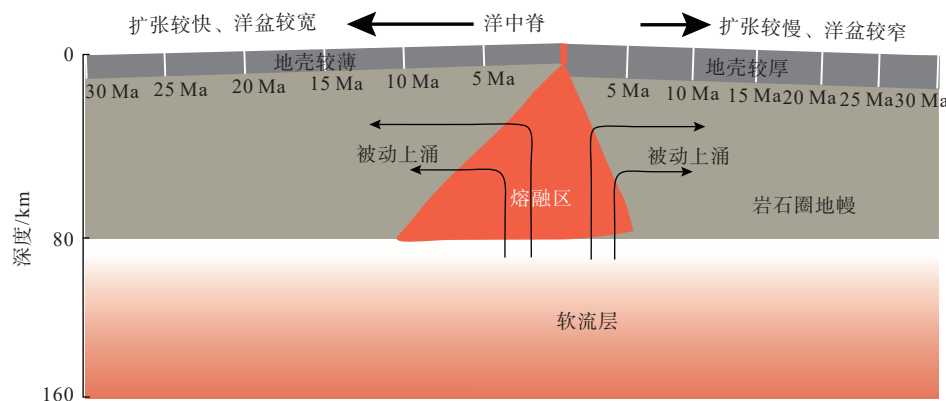


图 9 地壳厚度受不对称扩张速率的影响模式

Fig. 9 Illustration of the influence of asymmetric spreading rate on the crustal thickness

除了扩张速率外, 南翼的居里面深度也有向东逐渐变浅的趋势(图 8a)。该变化可归因于研究区向东逐渐接近凯尔盖朗地幔柱和阿姆斯特丹-圣保罗地幔柱, 从而提升地幔温度。热状态的东向增强在一定程度上补偿了南翼因较快扩张所导致的地壳减薄, 进一步促使自西向东地壳厚度差异减小。综上所述, 地壳厚度差异的向东收敛是南北两翼扩张速率差异减小与南翼热状态向东增加共同作用的结果, 体现了浅部洋脊扩张与深部热结构在空间上的耦合效应。

5 结论

(1) 探究长期地质作用对洋盆地壳厚度空间分布的影响, 本研究以 SEIR 75°—80°E 且年龄 < 30 Ma 的区域为对象, 通过重力反演手段与板块重建模型, 创新性地提出并运用 AACT 这一参数和方法, 对沿洋脊走向两翼的长期地壳增生特征进行了定量刻画。AACT 方法通过沿扩张轨迹对地壳厚度进行平均, 有效提取了受长期构造因素影响下洋脊地壳增生的构造信号。

(2) 基于 AACT 的计算结果发现, 北翼地壳厚度始终高于南翼, 二者厚度差自西向东逐步减小。这是因为在扩张较快的南翼, 其熔融区的扩大不足以完全抵消因更高扩张速率所导致的地壳减薄效

应, 展现出中速扩张的洋脊系统的地壳厚度与扩张速率呈负相关的关系; 地壳厚度差异自西向东减小, 是扩张速率不对称性减弱与向东逐渐靠近热的地幔柱共同作用的结果。

参考文献:

- [1] 李三忠, 索艳慧, 刘鑫, 等. 印度洋构造过程重建与成矿模式: 西南印度洋洋脊的启示 [J]. *大地构造与成矿学*, 2015, 39(1): 30-43.
LI S Z, SUO Y H, LIU X, et al. Tectonic reconstruction and mineralization models of the Indian Ocean: insights from SWIR[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2015, 39(1): 30-43.
- [2] ELDERFIELD H, SCHULTZ A. Mid-ocean ridge hydrothermal fluxes and the chemical composition of the ocean[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1996, 24(1): 191-224.
- [3] SUO Y H, LI S Z, CAO X Z. Large-scale asymmetry in thickness of crustal accretion at the southeast Indian Ridge due to deep mantle anomalies[J]. *GSA Bulletin*, 2021, 133(5/6): 1057-70.
- [4] ZHANG T, LI J B, NIU X W, et al. Highly variable magmatic accretion at the ultraslow-spreading Gakkel Ridge[J]. *Nature*, 2024, 633(8028): 1-5.
- [5] ZHANG F, LIN J, ZHANG X B, et al. Asymmetry in oceanic crustal structure of the South China Sea Basin and its implications on mantle geodynamics[J]. *International Geology Review*, 2020, 62(7/8): 840-858.
- [6] LENG W, LIU H. Progress in the numerical modeling of mantle plumes[J]. *Science China Earth Sciences*, 2023, 66(4): 685-702.
- [7] LUO Y M, LIN J, ZHOU Z Y, et al. Interaction of Kerguelen

- and Amsterdam-St. Paul dual hotspots with Southeast Indian Ridge[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2024, 648: 119088.
- [8] BUCK W R, SMALL C, RYAN W B. Constraints on asthenospheric flow from the depths of oceanic spreading centers: the East Pacific Rise and the Australian - Antarctic Discordance[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2009, 10(9): Q09007.
- [9] HOLMES R C, TOLSTOY M, HARDING A J, et al. Australian Antarctic Discordance as a simple mantle boundary[J]. *Geophysical Research Letters*, 2010, 37(9): L09309.
- [10] OHIRA A, KODAIRA S, NAKAMURA Y, et al. Structural variation of the oceanic Moho in the Pacific plate revealed by active-source seismic data[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2017, 476: 111-121.
- [11] WATTS A, GREVEMEYER I, SHILLINGTON D, et al. Seismic structure, gravity anomalies and flexure along the Emperor seamount chain[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2021, 126(3): e2020JB021109.
- [12] ZENG C H, SUN Z, YAO Y J, et al. The oceanic crustal structure and the magmatic accretion history of the South China Sea[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2024, 637: 118696.
- [13] BAI Y L, ZHANG D Y, DONG D D, et al. Aleutian island arc magma production rates and primary controlling factors[J]. *Marine Geology*, 2020, 430: 106346.
- [14] BAI Y L, LI M, WU S G, et al. Upper mantle density modelling for large-scale Moho gravity inversion: case study on the Atlantic Ocean[J]. *Geophysical Journal International*, 2019, 216(3): 2134-2147.
- [15] 白永良, 杨慧良, 张迪娅, 等. 伊豆-博宁-马里亚纳岛弧地壳厚度分布及其对岩浆活动的指示 [J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2021, 41(1): 158-165.
- BAI Y L, YANG H L, ZHANG D Y, et al. Crustal thickness variations of the Izu-Bonin-Mariana Arc and their implications for arc magmatism[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2021, 41(1): 158-165.
- [16] BAI Y L, CHENG K P, DONG D D, et al. Mantle plume-mid ocean ridge interactions revealed from hotspot melt production rate along the Walvis Ridge-Rio Grande Rise[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2024, 648: 119102.
- [17] SEMPÉRÉ J C, COCHRAN J R. The Southeast Indian Ridge between 88° E and 118° E: variations in crustal accretion at constant spreading rate[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1997, 102(B7): 15489-15505.
- [18] SETON M, MÜLLER R D, ZAHIROVIC S, et al. A global data set of present-day oceanic crustal age and seafloor spreading parameters[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2020, 21(10): e2020GC009214.
- [19] RAMANA M, RAMPRASAD T, DESA M. Seafloor spreading magnetic anomalies in the Enderby Basin, East Antarctica[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2001, 191(3/4): 241-255.
- [20] 李江海, 张华添, 李洪林, 等. 热点作用背景下的洋中脊跃迁和扩展作用: 印度洋盆地张开过程探讨 [J]. *高校地质学报*, 2016, 22(1): 74-80.
- LI J H, ZHANG H T, LI H L, et al. Mid-ocean ridge jump and extension in the context of hotspots: discussion on the tectonic evolution of Indian Ocean[J]. *Geological Journal of China Universities*, 2016, 22(1): 74-80.
- [21] COFFIN M F, PRINGLE M, DUNCAN R, et al. Kerguelen hot-spot magma output since 130 Ma[J]. *Journal of petrology*, 2002, 43(7): 1121-1137.
- [22] DUNCAN R A. A time frame for construction of the Kerguelen Plateau and Broken Ridge[J]. *Journal of Petrology*, 2002, 43(7): 1109-1119.
- [23] MAIA M, PESSANHA I, COURRÈGES E, et al. Building of the Amsterdam - Saint Paul plateau: a 10 Myr history of a ridge - hot spot interaction and variations in the strength of the hot spot source[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2011, 116(B9): B09104.
- [24] JANIN M, HÉMOND C, GUILLOU H, et al. Hot spot activity and tectonic settings near Amsterdam-St. Paul plateau (Indian Ocean)[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2011, 116(B5): B05206.
- [25] BAI Y L, MU X, ZHANG W Z, et al. Along-strike island-arc crustal growth rate estimation: case study of the Izu-Bonin-Mariana subduction system[J]. *Geophysical Journal International*, 2023, 232(3): 1886-1897.
- [26] KUSZNIR N, GOZZARD S, ALVEY A. South China Sea crustal thickness and lithosphere thinning from satellite gravity inversion incorporating a lithospheric thermal gravity anomaly correction [C]//EGU General Assembly 2016. Vienna, 2016: EPSC2016-13487.
- [27] SANDWELL D T, MÜLLER R D, SMITH W H F, et al. New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure[J]. *Science*, 2014, 346(6205): 65-67.
- [28] GLADKIKH V, TENZER R. A mathematical model of the global ocean saltwater density distribution[J]. *Pure and Applied Geophysics*, 2012, 169(1): 249-257.
- [29] TENZER R, NOVAK P, GLADKIKH V. On the accuracy of the bathymetry-generated gravitational field quantities for a depth-dependent seawater density distribution[J]. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 2011, 55(4): 609.
- [30] LÓPEZ-COTO I, MAS J L, BOLIVAR J P. A 40-year retrospective European radon flux inventory including climatological variability[J]. *Atmospheric Environment*, 2013, 73: 22-33.
- [31] SAWYER D S. Total tectonic subsidence: a parameter for distinguishing crust type at the U. S. Atlantic Continental Margin [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1985, 90(B9): 7751-7769.
- [32] GU X, TENZER R, GLADKIKH V. Empirical models of the ocean-sediment and marine sediment-bedrock density contrasts [J]. *Geosciences Journal*, 2014, 18(4): 439-447.
- [33] OPERTO S, CHARVIS P. Kerguelen Plateau: a volcanic passive margin fragment?[J]. *Geology*, 1995, 23(2): 137-140.

- [34] CHARVIS P, OPERTO S. Structure of the Cretaceous Kerguelen Volcanic Province (southern Indian Ocean) from wide-angle seismic data[J]. *Journal of Geodynamics*, 1999, 28(1): 51-71.
- [35] MART Y. The tectonic setting of the Seychelles, Mascarene and Amirante plateaus in the western equatorial Indian Ocean[J]. *Marine Geology*, 1988, 79(3/4): 261-274.
- [36] SHAIKHULLINA A, DUBININ E, BULYCHEV A, et al. A comparative analysis of the structure of the tectonosphere of the Conrad and Afanasy Nikitin rises (Indian Ocean) using geophysical data[J]. *Moscow University Geology Bulletin*, 2019, 74(3): 316-320.
- [37] HAMMOND J, KENDALL J-M, COLLIER J, et al. The extent of continental crust beneath the Seychelles[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, 381: 166-176.
- [38] MCKENZIE D. Some remarks on the development of sedimentary basins[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1978, 40(1): 25-32.
- [39] MCKENZIE D, JACKSON J, PRIESTLEY K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233(3/4): 337-349.
- [40] CHAPPELL A R, KUSZNIR N J. Three-dimensional gravity inversion for Moho depth at rifted continental margins incorporating a lithosphere thermal gravity anomaly correction[J]. *Geophysical Journal International*, 2008, 174(1): 1-13.
- [41] BAI Y L, GUI Z, LI M, et al. Crustal thickness over the NW Pacific and its tectonic implications[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2019, 185: 104050.
- [42] ROMANOWICZ B. Using seismic waves to image Earth's internal structure[J]. *Nature*, 2008, 451(7176): 266-268.
- [43] FORTE A M, WOODWARD R L, DZIEWONSKI A M. Joint inversions of seismic and geodynamic data for models of three dimensional mantle heterogeneity[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1994, 99(B11): 21857-21877.
- [44] SCHAEFFER A, LEBEDEV S. Global shear speed structure of the upper mantle and transition zone[J]. *Geophysical Journal International*, 2013, 194(1): 417-449.
- [45] PARKER R L. The rapid calculation of potential anomalies[J]. *Geophysical Journal International*, 1973, 31(4): 447-455.
- [46] OLDENBURG D W. The inversion and interpretation of gravity anomalies[J]. *Geophysics*, 1974, 39(4): 526-536.
- [47] LASKE G, MASTERS G, MA Z, et al. Update on CRUST1.0: A 1-Degree Global Model of Earth's Crust[C]//Geophysical Research Abstracts. Vienna: EGU, 2013: 2658.
- [48] AMANTE C, EAKINS B W. ETOPO1 arc-minute global relief model: procedures, data sources and analysis[R]. Silver Spring, MD: National Oceanic and Atmospheric Administration, 2009.
- [49] STRAUME E O, GAINA C, MEDVEDEV S, et al. GlobSed: updated total sediment thickness in the world's oceans[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2019, 20(4): 1756-1772.
- [50] HOLMES R C, TOLSTOY M, COCHRAN J R, et al. Crustal thickness variations along the Southeast Indian Ridge (100°–116°E) from 2-D body wave tomography[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, 9(12): Q12020.
- [51] CHARVIS P, RECQ M, OPERTO S, et al. Deep structure of the northern Kerguelen Plateau and hotspot-related activity[J]. *Geophysical Journal International*, 1995, 122(3): 899-924.
- [52] OPERTO S, CHARVIS P. Deep structure of the southern Kerguelen Plateau (southern Indian Ocean) from ocean bottom seismometer wide-angle seismic data[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1996, 101(B11): 25077-25103.
- [53] MULLER R D, CANNON J, QIN X, et al. GPlates: building a virtual Earth through deep time[J]. 2018, 19(7): 2243-2261.
- [54] LI C F, LU Y, WANG J. A global reference model of Curie-point depths based on EMAG2[J]. *Scientific Reports*, 2017, 7: 45129.
- [55] MAYHEW M A. Application of satellite magnetic anomaly data to Curie isotherm mapping[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1982, 87(B6): 4846-4854.
- [56] SIMMONS N, MYERS S, JOHANNESSEN G, et al. Evidence for long - lived subduction of an ancient tectonic plate beneath the southern Indian Ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42(21): 9270-9278.
- [57] HU J S, LIU L J, FACCENDA M, et al. Modification of the western Gondwana craton by plume-lithosphere interaction[J]. *Nature Geoscience*, 2018, 11(3): 203-210.
- [58] GURNIS M, MULLER R. Origin of the Australian-Antarctic Discordance from an ancient slab and mantle wedge[J]. *Geological Society of America*, 2003: 417-430.
- [59] MULLER R D, SDROLIAS M, GAINA C, et al. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, 9(4): Q04006.
- [60] TEAM T M S. Imaging the deep seismic structure beneath a mid-ocean ridge: the MELT experiment[J]. *Science*, 1998, 280(5367): 1215-1218.
- [61] REGELOUS M, WEINZIERL C G, HAASE K M. Controls on melting at spreading ridges from correlated abyssal peridotite-mid-ocean ridge basalt compositions[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 449: 1-11.

Differences in crustal thickness and cause between the two flanks of the oceanic basin in the northwestern segment of the Southeast Indian Ocean

SONG Xinjian^{1,2}, BAI Yongliang^{1*}, DU Jiale¹, XU Siran¹, DONG Dongdong^{3,4}

(1 College of Oceanography and Space Informatics, China University of Petroleum, Qingdao 266580, China.; 2 Shandong Earthquake Agency, Jinan 250102, China; 3 Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071, China; 4 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing100049, China)

Abstract: The northwestern segment of the Southeast Indian Ocean exhibits a complex tectonic setting, characterized by asymmetric spreading rates between its two flanks, a remnant subducting slab beneath the southern flank, and mantle plumes to the east. These factors may collectively influence oceanic crustal thickness. To characterize the crustal thickness distribution and investigate the long-term accretion mechanisms in this region, this study focuses on the area between 75°E and 80°E with crustal ages younger than 30 Ma. By integrating gravity inversion and plate reconstruction models, we calculated the age-averaged crustal thickness (AACT) of the oceanic basins on both flanks of the ridge, thereby delineating the spatial variation in crustal thickness. Results reveal a distinct asymmetry in crustal thickness between the two flanks: the northern flank has an average AACT of 6.4 km, being obviously thicker than the 6.0 km observed on the southern flank. Furthermore, both the crustal thickness difference and the half-spreading rate difference between the northern and southern flanks decrease from west to east, while the Curie point depth shows no corresponding systematic variation. Therefore, we concluded that the faster spreading rate of the southern flank is the primary factor leading to its thinner crust.

Key words: Southeast Indian Ocean; gravity inversion; crustal accretion dynamics; crustal thickness; mid-ocean ridge