

王拓, 王旭, 陈凌等. 2024. 非洲 Okavango 裂谷及邻区三维剪切波速度与径向各向异性结构研究. 地球物理学报, 67(10): 3796-3813, doi:10.6038/cjg2024S0363.

Wang T, Wang X, Chen L, et al. 2024. 3D shear wave velocity and radial anisotropy structure of the African Okavango Rift and adjacent regions. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 67(10): 3796-3813, doi:10.6038/cjg2024S0363.

# 非洲 Okavango 裂谷及邻区三维剪切波速度与 径向各向异性结构研究

王拓<sup>1</sup>, 王旭<sup>1\*</sup>, 陈凌<sup>1,2</sup>, 喻志超<sup>1</sup>, 胡少乾<sup>3</sup>,

Stephen S. Gao<sup>4</sup>, Kelly H. Liu<sup>4</sup>

1 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化与环境演变全国重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

3 中国地质大学地球物理与空间信息学院地球内部多尺度成像湖北省重点实验室, 武汉 430074

4 Department of Earth Sciences and Engineering, Missouri University of Science and Technology, Rolla, MO 65409, USA

**摘要** 非洲 Okavango 裂谷是东非裂谷系最年轻且仍处于发育初期阶段的裂谷, 研究其地下结构及变形特征有助于深入了解东非裂谷系裂解初期结构构造特征, 并进一步完善对裂谷系裂解动力学机制的认识. 本文收集 Okavango 裂谷区域内 41 个宽频地震台站的连续波形数据, 采用背景噪声技术获取 Rayleigh 和 Love 波相速度频散数据, 进一步通过直接成像技术获得研究区地下 50 km 深度范围内的三维剪切波速度和径向各向异性结构. 剪切波速度和径向各向异性结果显示, Okavango 裂谷的中地壳具有低速和负径向各向异性 ( $V_{SH} < V_{SV}$ ) 的特征, 支持裂谷地壳内存在熔融物质的观点. 然而, 裂谷的下地壳及上地幔顶部呈现较高的剪切波速度, 表明地壳内的熔融物质可能并非源自地幔, 因而不支持幔源物质侵入地壳诱发裂谷发育的机制. 裂谷的下地壳及上地幔顶部呈现正径向各向异性 ( $V_{SH} > V_{SV}$ ) 的特征, 结合前人资料, 本文认为 Okavango 裂谷的发育可能是在先存构造薄弱带上由板内相对运动所提供的水平方向构造应力诱发的. 此外, 我们的结果还显示, 在邻区 Zimbabwe 克拉通西南部, 中、下地壳呈现出负径向各向异性, 这一观测支持 Okavango 岩墙群侵入地壳导致该区域地壳增厚的认识.

**关键词** Okavango 裂谷; 裂谷发育机制; 背景噪声; 剪切波速度; 径向各向异性

doi:10.6038/cjg2024S0363

中图分类号 P315

收稿日期 2024-06-19, 2024-08-19 收修定稿

## 3D shear wave velocity and radial anisotropy structure of the African Okavango Rift and adjacent regions

WANG Tuo<sup>1</sup>, WANG Xu<sup>1\*</sup>, CHEN Ling<sup>1,2</sup>, YU ZhiChao<sup>1</sup>, HU ShaoQian<sup>3</sup>,

Stephen S. GAO<sup>4</sup>, Kelly H. LIU<sup>4</sup>

1 State Key Laboratory of Lithospheric and Environmental Coevolution, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China

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

3 Hubei Subsurface Multi-scale Imaging Key Laboratory, Institute of Geophysics and Geomatics, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China

4 Department of Earth Sciences and Engineering, Missouri University of Science and Technology, Rolla, MO 65409, USA

**Abstract** The incipient Okavango Rift is one of the youngest rifts of the East African Rift System.

**基金项目** 国家青年科学基金项目(42304059)资助.

**第一作者简介** 王拓, 男, 1990 年生, 博士后, 主要从事地震学成像方法和岩石圈结构与变形研究. E-mail: twang@mail.iggcas.ac.cn

**\* 通讯作者简介** 王旭, 男, 1990 年生, 副研究员, 主要从事地震学成像方法和地壳结构与变形研究. E-mail: wangxu@mail.iggcas.ac.cn

Understanding the structure and deformation beneath the rift can enhance our knowledge of early-stage structural features and rifting mechanisms of the entire rift system. In the study, we collected continuous waveform data from 41 broadband seismic stations and used an ambient seismic noise tomography technique to obtain Rayleigh and Love wave phase velocity dispersion data. By inverting these dispersion data, we developed 3D shear wave velocity and radial anisotropy models from the surface to the depth of 50 km. Results show that the middle crust of the Okavango Rift exhibits low velocity and negative radial anisotropy ( $V_{SH} < V_{SV}$ ), suggesting the presence of melts in the crust. However, high velocities observed in the lower crust of the rift indicate that these melts may not be sourced from the underlying mantle. Therefore, our results do not support the theory that the rifting was initiated by the intruded mantle-sourced materials. Our radial anisotropy model shows that the lower crust and uppermost mantle beneath the rift possesses positive radial anisotropy ( $V_{SH} > V_{SV}$ ), together with the previous investigations, we infer that the rifting might be initiated by the horizontal tectonic stresses from the relative intra-plate movements within a preexisting weak zone. Additionally, the negative radial anisotropy observed in the middle and lower crust of the southwestern Zimbabwe Craton agrees with the previously proposed model that the crust of this region was thickened by the intrusion of the mafic Okavango Dyke Swarm.

**Keywords** Okavango Rift; Rifting mechanism; Ambient noise; Shear wave velocity; Radial anisotropy

## 0 引言

新生代东非裂谷系(East African Rift System, EARS)位于非洲大陆东部(图 1),由一系列深大断裂所控制的伸展裂谷组成,作为世界上规模最大、形成地质年代最新(约 45.0 Ma, Ebinger and Sleep, 1998; Boone et al., 2019)的陆内裂谷系统,是研究裂谷构造乃至大陆初始裂解过程的理想对象。沿裂谷系,非洲板块以约  $6\sim 7 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  的速率裂解,分裂为西侧的 Nubian 板块和东侧的 Somalian 板块(Fernandes et al., 2004)。裂解速率由北向南逐渐降低,在最南端的 Okavango 裂谷降至约  $0.5 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$  的最低值(Bilham et al., 1999; Stamps et al., 2008; Saria et al., 2014; Wedmore et al., 2021)。更新世 Okavango 裂谷(约 120~40 ka, Reeves, 1972; Moore and Larkin, 2001)是东非裂谷系最年轻的裂谷之一,该裂谷发育于新元古代-早古生代的 Damara 造山带和中元古代-新元古代的 Ghanzi-Chobe 造山带之间。这两个造山带形成于其西北侧的 Congo 克拉通和东南侧的南非 Kalahari 克拉通之间的碰撞造山运动(Khoza et al., 2013)。其中 Kalahari 克拉通主要与其北部的 Zimbabwe 克拉通、其南部的 Kaapvaal 克拉通,以及两者之间太古宙(约 2.7~2.5 Ga)碰撞形成的 Limpopo 造山带所

组成(图 1)。东非裂谷系成熟裂谷的早期构造形迹会受到后期构造活动的改造和破坏,而 Okavango 裂谷正处于发育的初期阶段,从“将今论古”的地质思维出发,Okavango 裂谷是解析裂谷系裂解初期构造特征,并深入了解裂谷系裂解机制不可多得的天然实验场。

厘清东非裂谷系裂解的动力学机制,对进一步认识非洲大陆的形成与演化具有重要意义。东非裂谷系坐落于非洲大型低剪切波速省(Large Low Shear Velocity Province, LLSVP)之上(Lithgow-Bertelloni and Silver, 1998; Ritsema et al., 1998; Ni et al., 1999),前人普遍认为源于非洲大型低剪切波速省的物质上涌,在垂直方向上提供了诱发岩石圈拉张破裂的力(Smith, 1994; Ritsema et al., 1999; Ni and HelMBERGER, 2003; 姚华舟等, 2018; Tsekhmistrenko et al., 2021),即主动发育机制。基于此观点,有学者提出了“超级地幔柱”(Nyblade and Robinson, 1994; Ni and HelMBERGER, 2003; Hansen et al., 2012)以及次生地幔柱模型(Emry et al., 2019; Liu and Leng, 2020; Tsekhmistrenko et al., 2021; Wamba et al., 2023)。也有研究认为裂解的最主要诱因并非地幔柱(Gao et al., 2010; Rychert et al., 2012; Hammond et al., 2013; Stamps et al., 2015),而是水平方向的作用力(Ziegler, 1992; 王绳祖, 1997; 周永胜等, 2000; Ghosh and Holt, 2012;

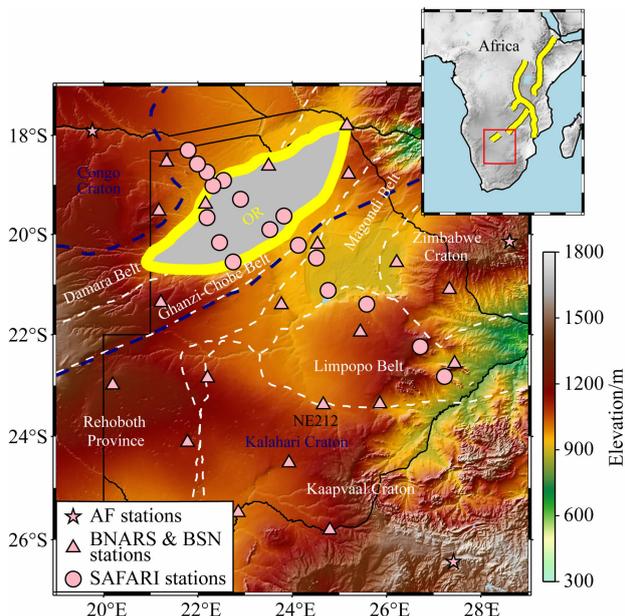


图1 研究区主要构造单元与地震台站位置

本文所用地震台站包括3个 AfricaArray (AF) 台网的固定台站(五角星), 21个 Botswana Network of Autonomously Recording Seismographs (BNARS) 项目和 Botswana Seismological Network (BSN) 项目的台站(三角形)以及17个 Seismic Arrays for African Rift Initiation (SAFARI) 项目的台站(圆形)。背景色代表区域高程变化, 黑色实线为国界线, 深蓝色虚线为 Congo 和 Kalahari 克拉通的分界线, 白色虚线则为其他构造单元的分界线。右上角插图中红色方框为本文研究区域。OR: Okavango 裂谷(Okavango Rift)。

Fig. 1 Seismic stations distribution and major tectonic units of the study region

The seismic stations used in the study include 3 AfricaArray (AF) permanent stations (pentagrams), 21 Botswana Network of Autonomously Recording Seismographs (BNARS) and Botswana Seismological Network (BSN) stations (triangles), and 17 Seismic Arrays for African Rift Initiation (SAFARI) stations (circles). The background is the topography variation, the black solid curves are the nation boundaries, the blue dashed curves are the boundaries of the Congo and Kalahari cratons, and the white dashed curves are the boundaries of other tectonic units within the study region. The red rectangle on the upper right corner encloses our study area. OR: Okavango Rift.

Niu, 2020), 即被动发育机制 (Reed et al., 2016; Sun et al., 2017; Boone et al., 2019). 此外, 还有学者提出裂谷系的发育既有“主动”成分, 也有“被动”成分, 不同成分主导了不同发育阶段 (Turcotte and Emerman, 1983; Huisman et al., 2001a, b; 贾岫等, 2021; 王亮等, 2021).

针对裂谷发育初期阶段的 Okavango 裂谷的研究有助于深入了解整个裂谷系的发育机制, 然而关于该裂谷发育动力学机制的讨论至今尚无定论。Leseane 等(2015)利用重力和航磁数据反演构建了

Okavango 裂谷及邻区的热结构模型, 并根据在裂谷下方观测到的热异常和减薄的地壳, 推测幔源热物质上涌是诱发裂谷发育的主要原因。这一观点得到了区域地壳及上地幔剪切波速度模型的支持 (Fadel et al., 2020)。Yu 等(2015b)则利用 P 波接收函数分析估测了裂谷下方的地幔转换带 (mantle transition zone, MTZ) 深度和厚度, 结合其 P 波和 S 波走时成像结果, 认为裂谷下方地幔转换带及上地幔并无明显的温度异常。此外, 剪切波分裂 (shear wave splitting, SWS) 测量结果显示裂谷内快波极化方向平行于裂谷走向 (Yu et al., 2015a), 而受地幔柱影响的快波极化方向可能呈放射状 (Karato et al., 2008) 或抛物线状 (Walker et al., 2005; Ito et al., 2014), 或其他复杂的形态等。上述观测均不支持幔源物质侵入诱发裂谷发育的观点。

本文利用 Okavango 裂谷及邻区内 41 个宽频地震台站的背景噪声数据, 获取 Rayleigh 和 Love 波相速度频散数据, 并应用直接面波径向各向异性层析成像方法 (DRadiSurfTomo, Hu et al., 2020), 构建区域地壳及上地幔顶部三维剪切波速度和径向各向异性结构模型。剪切波速度和径向各向异性是表征地壳及地幔变形常用且有效的地震学参数, 其中剪切波速度能够反映地下整体结构及物性等信息, 径向各向异性则能够指示地下物质的运动、排列或变形是以水平方向还是垂直方向为主导的。本文通过分析研究区主要构造单元的剪切波速度和径向各向异性结构, 结合已有地质、地球化学和地球物理资料, 进一步探讨 Okavango 裂谷发育的动力学机制。

## 1 数据与方法

本文利用非洲 Okavango 裂谷及邻区 (19.0°E—29.0°E, 17.0°S—27.0°S) 内 41 个宽频地震台站记录的背景噪声连续波形数据, 获取 Rayleigh 和 Love 波相速度频散数据。全部数据由美国地震学研究联合会 (Incorporated Research Institutions for Seismology, IRIS) 数据管理中心 (Data Management Center, DMC) 提供。所应用台站包括 17 个 Seismic Arrays for African Rift Initiation 项目 (SAFARI, 2012/05—2014/06, doi:10.7914/SN/XK\_2012) 运行的台站、21 个 Botswana Network of Autonomously Recording Seismographs 项目 (BNARS, 2013/11—2018/03, doi:10.7914/SN/NR) 和 Botswana Seismological Network 项目 (BSN, 2018/04—2021/08, doi:10.7914/SN/BX)

在不同时期运行的台站,以及 3 个来自 AfricaArray 台网(AF, doi:10.7914/SN/AF)的固定台站.

本文应用直接面波径向各向异性层析成像方法(DRadiSurfTomo, Hu et al., 2020),获取研究区地壳及上地幔顶部(0~50 km 深)的三维剪切波速度和径向各向异性结构模型.传统利用面波获取径向各向异性结构的方法通常分为两步:首先,反演 Rayleigh 和 Love 波频散数据得到各周期各向同性的二维相速度或群速度分布,并在各格点处提取出对应的速度值,以获得各格点上的纯路径频散数据;然后,反演各格点的 Rayleigh 和 Love 波的纯路径频散数据,以获取格点下方一维垂直极化(SV)和水平极化(SH)的剪切波速度( $V_{SV}$ 和 $V_{SH}$ ),并利用 $V_{SV}$ 和 $V_{SH}$ 信息计算各格点上的随深度变化的径向各向异性值,通过整合每个格点结果获取三维径向各向异性结构(例如 Huang et al., 2010).本文采用的 DRadiSurfTomo 方法是基于直接面波层析成像方法(DSurfTomo, Fang et al., 2015)发展而来,通过同时反演 Rayleigh 和 Love 波相速度频散数据,直接获得三维平均剪切波速度和径向各向异性参数.相比于传统的“两步法”,该方法的优势在于:(1)避免了单独获取 $V_{SV}$ 和 $V_{SH}$ ,从而解决了由于 Rayleigh 和 Love 波射线路径不同引起的问题,进而提高了反演结果稳定性和可靠性;(2)直接对模型进行参数化,通过直接引入径向各向异性参数正则化平滑,提高反演模型的平滑性.

参考 Yao 等(2006)、Bensen 等(2007)和 Lin 等(2008)的方法,获取 Rayleigh 和 Love 波相速度频散数据,主要包括以下三个步骤:(1)单台站资料预处理.将各台站原始三分量数据切分成长度为一天(86400 s)的数据文件并进行重采样至频率为 5 Hz,去除仪器响应、均值和趋势,宽频带滤波至 0.5~50 s 并对滤波后的数据进行时间域归一化和频率域谱白化等预处理.(2)互相关及叠加处理.计算所有台站对垂直分量的单日噪声互相关函数,以获取包含 Rayleigh 波信号的互相关函数;将所有台站对的水平分量旋转至径向和切向分量并基于切向分量计算单日噪声互相关函数,以获取包含 Love 波信号的互相关函数.将互相关函数进行线性叠加,并反转叠加互相关函数的正负分量以提高信噪比(图 2).利用噪声互相关函数与经验格林函数(empirical Green's functions, EGFs)的理论关系(Shapiro and Campillo, 2004; Sabra et al., 2005; Shapiro et al., 2005),分别提取基阶 Rayleigh 和 Love 波的经验格林函数.(3)相速度频散测量.基于基阶面波格林函

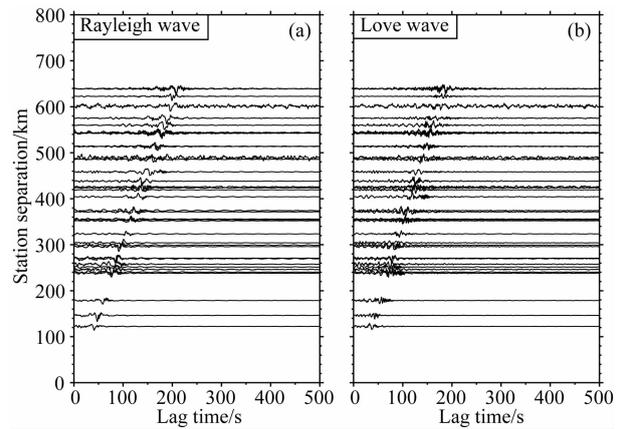


图 2 经验格林函数

- (a) 台站 NE212(见图 1)与其他台站之间波形(垂直分量)互相关叠加获得的 Rayleigh 波经验格林函数,结果按台间距排列;  
(b) 台站 NE212 与其他台站之间波形(切向分量)互相关叠加获得的 Love 波经验格林函数.

Fig. 2 Empirical Green's functions (EGFs)

- (a) Rayleigh wave EGFs from the stack of cross-correlations of the ambient noise waveform ( $Z$  component) between Station NE212 (labeled on Fig. 1) and other stations, arranged by station separation; (b) Love wave EGFs from the stack of cross-correlations of the ambient noise waveform ( $T$  component) between Station NE212 and other stations.

数的时间域谐波远场近似,利用图形转换技术(Yao et al., 2005),从经验格林函数中提取 Rayleigh 和 Love 波相速度频散数据.为保证研究结果的可靠性,对频散数据进行质量控制,条件包括信噪比(Signal-to-Noise Ratio, SNR)不低于 5、两台站间距至少大于三倍波长以确保远场近似(Yao et al., 2006)以及利用前人在该区域的研究结果(Fadel et al., 2020)和 AK135 模型(Kennett et al., 1995)计算的理论相速度频散为参考,排除明显错误或不光滑的频散曲线.最终,经人工筛选获得周期区间 3~45 s 且间隔 2 s 的 Rayleigh 波相速度频散曲线 511 条,Love 波相速度频散曲线 379 条(图 3).

接下来,利用 DRadiSurfTomo 方法同时反演筛选出的 Rayleigh 和 Love 波相速度频散数据,以计算区域三维剪切波速度( $V_s$ )和径向各向异性( $\xi$ )结构.以往通常将( $V_s, \xi$ )定义为( $\frac{V_{SH} + V_{SV}}{2}, \frac{2(V_{SH} - V_{SV})}{V_{SH} + V_{SV}}$ ) (Xie et al., 2013; Chen et al., 2015)或( $\sqrt{\frac{2V_{SV}^2 + V_{SH}^2}{3}}$ ,  $\frac{V_{SH}^2}{V_{SV}^2}$ ) (Marone et al., 2007; Yuan and Romanowicz, 2010; Gilligan and Priestley, 2018).无论哪种定义方式,径向各向异性描述的都是 $V_{SH}$ 和 $V_{SV}$ 之间的差异

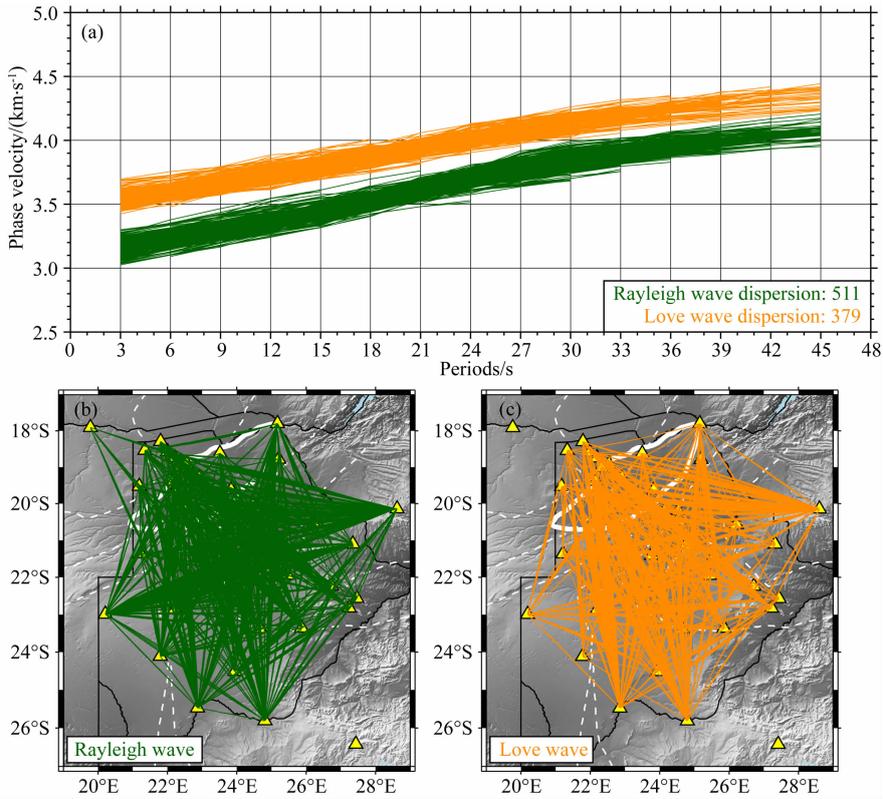


图 3 相速度频散曲线及射线路径覆盖

(a) 经质量控制后获得的 Rayleigh 和 Love 波相速度频散曲线; (b) 提取 Rayleigh 波相速度频散曲线的所有周期射线路径覆盖;

(c) 提取 Love 波相速度频散曲线的所有周期射线路径覆盖。

Fig. 3 Phase velocity dispersion curves and ray-path coverages

(a) Rayleigh and Love wave phase velocity dispersion curves selected after quality control; (b) Ray-path coverage at all periods for Rayleigh wave phase velocity dispersion; (c) Ray-path coverage at all periods for Love wave phase velocity dispersion.

关系,都可以用无量纲参数  $\gamma = \frac{V_{SH}}{V_{SV}}$  进行表述. 本文

采用  $(V_S = \frac{V_{SH} + V_{SV}}{2}, \xi = \frac{2(V_{SH} - V_{SV})}{V_{SH} + V_{SV}})$  的定义

方式,即将  $(V_S, \xi)$  表示为  $(V_{SV} \frac{\gamma + 1}{2}, \frac{2(\gamma - 1)}{\gamma + 1})$ , 并

利用  $(V_{SV}, \gamma)$  对模型进行参数化,反演问题可以线性化地表示为

$$\begin{pmatrix} \Delta T_R \\ \Delta T_L \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G_{SV} & 0 \\ \gamma \cdot G_{SH} & V_{SV} \cdot G_{SH} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta V_{SV} \\ \Delta \gamma \end{pmatrix},$$

式中,符号“ $\cdot$ ”代表元素智能矩阵乘积,即 Hadamard 积  $((A \cdot B)_{ij} = A_{ij} B_{ij})$ ,  $\Delta T_R$  和  $\Delta T_L$  分别是 Rayleigh 和 Love 波传播时间的扰动,  $G_{SV}$  和  $G_{SH}$  分别是 Rayleigh 和 Love 波传播时间相对于  $V_{SV}$  和  $V_{SH}$  的三维敏感核,  $V_{SV}$  和  $\gamma$  代表参考模型 (Fang et al., 2015; Hu et al., 2020). 通过对三维模型参数  $(\Delta V_{SV}, \Delta \gamma)$  施加模型平滑的正则化项,迭代求解得到  $(V_{SV}, \gamma)$ , 进而获得目标参数  $(V_S = V_{SV} \frac{\gamma + 1}{2},$

$\xi = \frac{2(\gamma - 1)}{\gamma + 1})$ . 本研究将研究区划分为  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$

网格进行反演,并利用区域已有剪切波速度信息 (Fadel et al., 2020) 和常量  $\xi = 0$  来构建反演的初始模型. 初始模型被分为 16 层 (图 4 中的水平灰色虚线), 其中  $0 \sim 60$  km 深度范围的层间距是 5 km, 在  $60 \sim 100$  km 深度范围的层间距则为 10 km (图 4). 我们利用 L 曲线法选取  $V_{SV}$  和  $\gamma$  的最优平滑因子 ( $\lambda_{SV}$  和  $\lambda_\gamma$ ), 具体为分别测试了从  $1 \sim 60$  的  $\lambda_{SV}$  和  $\lambda_\gamma$ , 结果显示当  $\lambda_{SV} = 10$  和  $\lambda_\gamma = 20$  时, 模型粗糙度和面波走时残差的曲线达到拐点 (图 5a 和 5b). 经过 20 次迭代 (第 5 次迭代后反演开始收敛), 平均面波走时残差值由反演前的 1.67 s 降至 0.97 s (图 5c). 图 5d 展示了反演后面波走时残差分布. 结果显示, 相比反演前, 反演后的残差更加集中在 0 值附近, 且残差值正态分布特征更为显著, 这证明了反演结果的可靠性.

## 2 结果

### 2.1 检测板测试

为检验反演结果的可靠性, 本文进行了剪切波

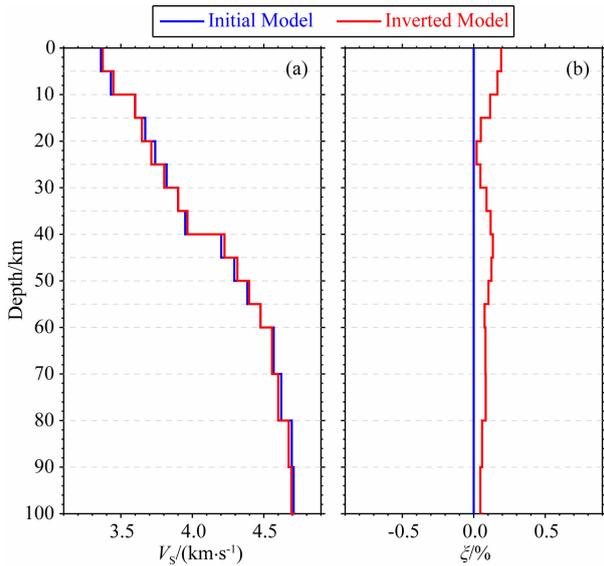


图 4 反演初始模型及结果平均模型

(a) 剪切波速度的反演初始模型(蓝线)与反演得到的区域平均剪切波速度模型(红线); (b) 径向各向异性的反演初始模型(蓝线)与区域平均模型(红线)。

Fig. 4 Initial inversion models and resulting mean models

(a) The blue curve represents the initial inversion model for shear wave velocities, while the red curve represents the inverted mean shear wave velocity model of the study region; (b) Same as (a) but for radial anisotropy estimates.

速度和径向各向异性的三维检测板测试(图 6—8)。利用与实际反演完全相同的频散数据的路径合成理论走时数据以及实际反演一致的参数与过程,并向合成走时数据加入 1% 的随机噪声(Fang et al., 2015),对检测板模型进行恢复测试。水平方向上,我们在不同深度分别构建了  $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ ,  $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ ,  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ ,  $2.0^{\circ} \times 2.0^{\circ}$  的检测板网格。结果显示,测试能够较好地恢复尺度为  $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$  的剪切波速度检测板模型(图 6)和  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$  的径向各向异性检测板模型(图 7)。垂直方向上,我们分别进行了 20, 25 和 30 km 尺度网格的检测板测试,以测定模型的垂向分辨率。结果显示剪切波速度和径向各向异性测试均能够恢复 25 km 尺度网格的检测板模型(图 8)。深度上,剪切波速度和径向各向异性测试可恢复 50 km 深的检测板模型(图 6—8),但由于 Love 波的深度敏感核在 40 和 50 km 深度较弱,在该深度范围恢复的径向各向异性检测板模型并不如其他层深清晰(图 7e—7f 和图 8b)。检测板测试结果显示在台站或射线路径覆盖密集区域,即包括裂谷范围的研究区域中心部分,检测板模型恢复较好;在研究区域的边缘,尤其是东南部和西北部的的位置,检测板模型恢复效果欠佳,因此本文重点研究并讨论区域中

心部分。

## 2.2 剪切波速度结构

反演结果显示,研究区平均剪切波速度模型与基于区域已有模型(Fadel et al., 2020)构建的初始模型大体一致(图 4a),进一步表明反演结果的可靠性。我们的剪切波速度模型显示,不同深度的剪切波速度分布体现出很强的横向不均匀性(图 9)。在 5~20 km 的深度范围(图 9a—9c),低剪切波速度主要分布在 Okavango 裂谷(Okavango Rift, OR)、位于裂谷南侧的 Nosop 盆地(Nosop Basin, NB)以及 Passarge 盆地(Passarge Basin, PB)。值得关注的是,尽管裂谷下方 20 km 以上的深度范围总体表现为低速特征,但其东北端则为高速特征(图 9a—9c)。在 30~40 km 的深度范围(图 9d—9e),分布在 Okavango 裂谷内的低速不再明显,甚至在裂谷东北段区域表现出明显高速。在 50 km 的深度上(图 9f),裂谷东北段区域表现出高速,而西南段区域表现出低速。此外,在 Zimbabwe 和 Kaapvaal 克拉通的整个地壳深度范围均观测到高剪切波速分布。我们利用 jackknife 重采样法(Tukey, 1958; Wu, 1986)对剪切波速度结果的不确定度进行了估测(图 10)。具体为,随机抽取 80% 的频散数据,利用相同的反演参数和初始模型进行 500 次反演,并将全部反演结果的标准差( $\sigma_v$ )作为结果的不确定度。结果显示,各深度上剪切波速度的不确定度均小于  $0.03 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ (图 10)。

为了更好地研究裂谷下方速度结构,我们构建了沿图 9f 中的 AA' 和 BB' 两条测线的剪切波速度垂直剖面(图 11)。其中,AA' 测线大体平行于裂谷走向,而 BB' 测线则沿 NW-SE 走向穿切裂谷并延至 Zimbabwe 克拉通西南部。沿 AA' 测线的速度剖面显示,除 Okavango 裂谷东北端的高速特征外,相比于裂谷外的区域,裂谷内的上、中地壳表现出较为明显低速特征,可观测到一个约 20 km 厚的低速层(图 11a)。沿 BB' 测线的剖面显示,此低速层沿测线向远离裂谷区的两侧逐渐减薄,并在 Zimbabwe 克拉通西南下方消失(图 11b)。

## 2.3 径向各向异性结构

我们的径向各向异性水平切片显示,在 5 km 的深度上(图 12a),Okavango 裂谷(Okavango Rift, OR)东北端表现出强的(约 8%)负径向各向异性,而裂谷内其他区域表现为正径向各向异性;Nosop 盆地(Nosop Basin, NB)下方表现出强的(约 7%)正径向各向异性;Limpopo 及 Ghanzi-Chobe 造山带

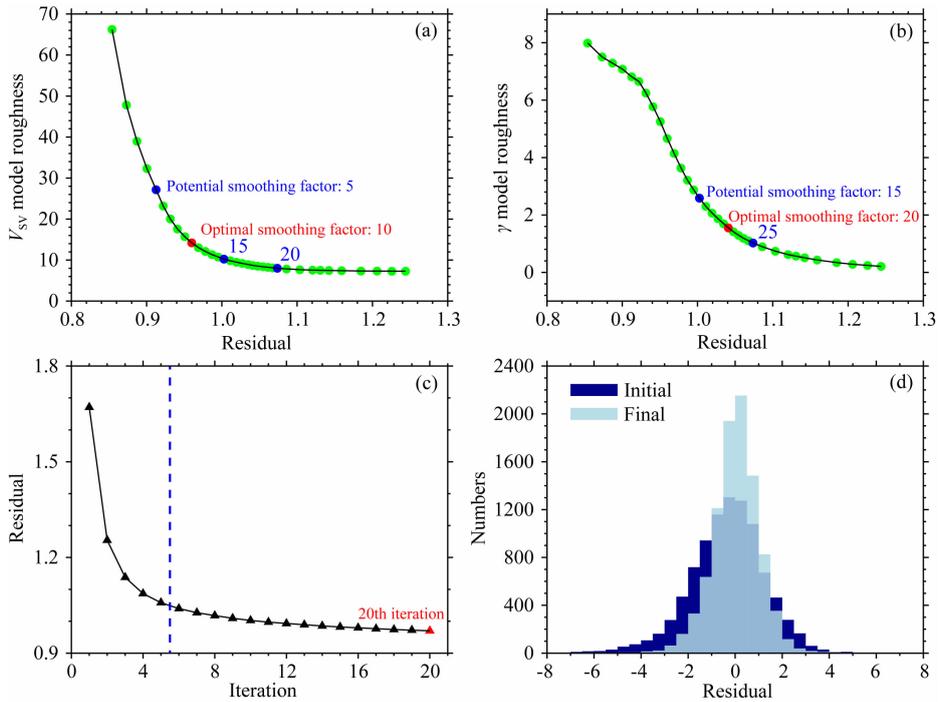


图 5 平滑因子选取及残差计算

(a) 利用 L 曲线法选取  $V_{SV}$  的最优平滑因子 ( $\lambda_{SV} = 10$ )。纵坐标代表  $V_{SV}$  模型粗糙度, 横坐标代表表面波走时残差; (b) 选取  $\gamma$  最优平滑因子 ( $\lambda_{\gamma} = 20$ ), 其他元素与 (a) 相似; (c) 20 次反演迭代平均面波走时残差收敛情况。第五次迭代后反演开始收敛 (垂直蓝色虚线), 平均面波走时残差值由第一次迭代后的 1.67 s 降至第 20 次迭代后的 0.97 s; (d) 反演前 (深蓝色) 后 (浅蓝色) 面波走时残差分布。

反演后的残差更加集中在 0 值附近, 且正态分布特征显著。

Fig. 5 Selection of smoothing factors and calculation of residuals

(a) Using L-curve analysis to select the optimal  $V_{SV}$  smoothing factor ( $\lambda_{SV} = 10$ ). The vertical axis represents the  $V_{SV}$  model roughness, while the horizontal axis represents surface wave traveltime residual; (b) Similar to (a), but for optimal  $\gamma$  smoothing factor ( $\lambda_{\gamma} = 20$ ); (c) Convergence of the average surface wave traveltime residual of 20 iterations. The inversion starts to converge after the 5<sup>th</sup> iteration (vertical blue dash line), and the average residual decreases from 1.67 s of the 1<sup>st</sup> iteration to 0.97 s of the 20<sup>th</sup> iteration; (d) Distribution of surface wave traveltime residual before (dark blue) and after inversion (light blue). The residual after inversion more concentrates around zero, and the features of normal distribution are distinct.

(Limpopo Belt, LB; Ghanzi-Chobe Belt, GCB) 表现出负径向各向异性。在 10~20 km 的深度范围 (图 12b—c), 值得关注的是裂谷中段和 Zimbabwe 克拉通西南部 (Southwestern Zimbabwe Craton, SWZC) 表现出负径向各向异性。在 30~50 km 的深度范围 (图 12d—f), Okavango 裂谷整体表现为正径向各向异性, 在裂谷中段中地壳观测到的负径向各向异性没有延伸至下地壳; Zimbabwe 克拉通西南部仍表现为负径向各向异性, 可能与中地壳的负径向各向异性相连接。我们同样利用 jackknife 重采样法对径向各向异性不确定度 ( $\sigma_{\epsilon}$ ) 进行了估测 (图 13)。在 5 km 深度上的不确定度小于 1.2% (图 13a), 而在其他深度上的不确定度小于 1.0% (图 13b—13f)。

径向各向异性垂直剖面显示, 尽管在 Okavango 裂谷中段的中地壳观测到负径向各向异性、在裂谷东北端的上、中地壳观测到强的负径向各向异性 (图

14a), 但裂谷地壳内部整体上表现为较强的正径向各向异性 (图 14)。在 Zimbabwe 克拉通西南部上地壳深度范围可以观测到正的径向各向异性, 而中、下地壳及上地幔顶部则表现出连续的、较强的负径向各向异性 (图 14b)。

### 3 讨论

#### 3.1 Okavango 裂谷发育机制

针对处于裂谷发育初期阶段的 Okavango 裂谷的结构构造研究, 有助于深入解析该裂谷乃至整个裂谷系裂解初期的动力学机制。前人关于 Okavango 裂谷发育动力学机制的讨论存有不同观点, 既有学者认为是幔源物质上涌所产生的垂直方向力导致裂谷作用的发生 (Leseane et al., 2015; Fadel et al., 2020), 也有学者认为是板内相对运动所产生的水平

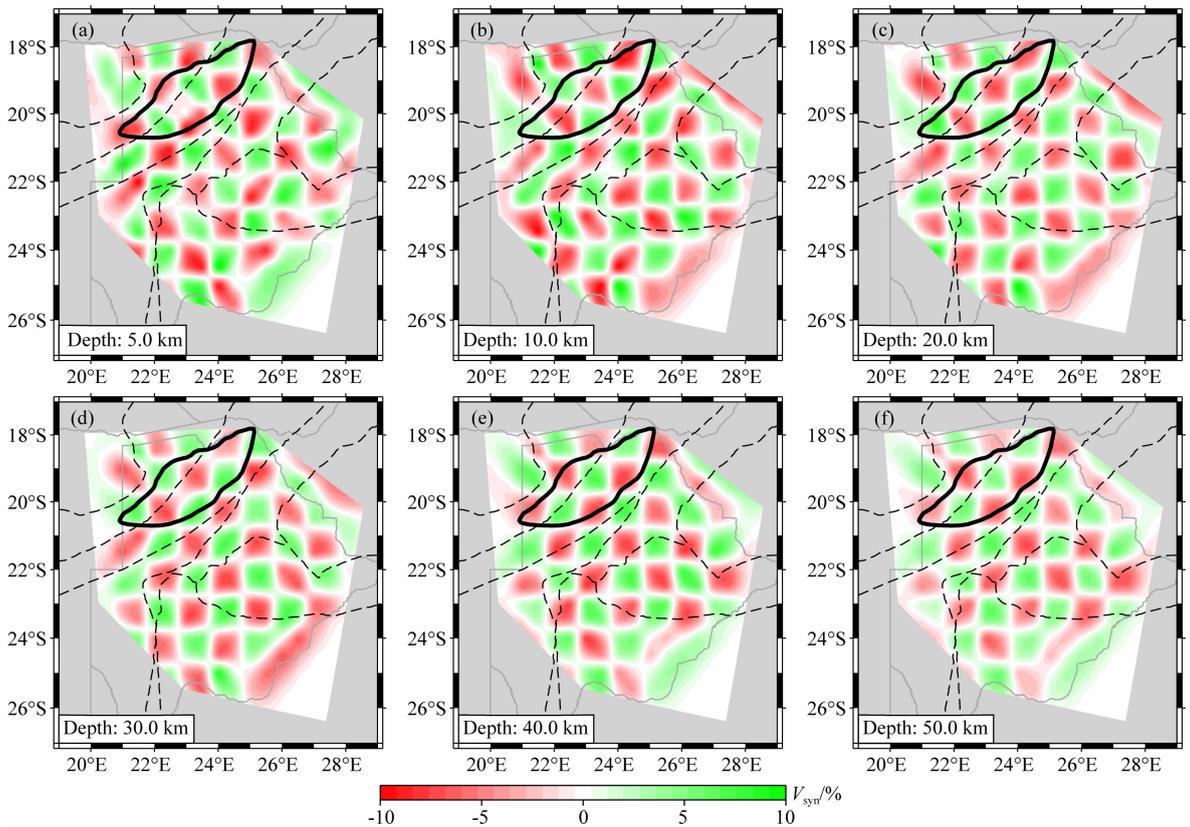


图 6 剪切波速度检测板测试

不同深度的剪切波速度  $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$  检测板测试恢复结果: (a) 5.0 km; (b) 10.0 km; (c) 20.0 km; (d) 30.0 km; (e) 40.0 km; (f) 50.0 km.

Fig. 6 Shear wave velocity checkerboard resolution test

Shear wave velocity checkerboard resolution test of  $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$  at different depths: (a) 5.0 km; (b) 10.0 km; (c) 20.0 km; (d) 30.0 km; (e) 40.0 km; (f) 50.0 km.

方向力诱使裂谷发育 (Yu et al., 2020). 已有研究虽涉及裂谷发育机制的讨论, 但针对其核心问题, 即裂谷作用驱动力的来源和方向, 鲜有直接证据支持. 本文通过同时反演 Rayleigh 和 Love 波相速度频散数据, 获得了区域三维剪切波速度和径向各向异性结构模型, 从而针对裂谷发育的驱动力来源及方向是垂直 (幔源物质上涌) 还是水平 (板内相对运动) 的问题进行讨论.

我们的剪切波速度模型显示, 在上地壳 (5 km, 图 9a), 低剪切波速度主要分布在 Okavango 裂谷 (Okavango Rift, OR)、位于裂谷南侧的 Nosop 盆地 (Nosop Basin, NB) 以及 Passarge 盆地 (Passarge Basin, PB). Okavango 裂谷及其周边盆地区被第四系冲积和湖相沉积所覆盖 (Pretorius, 1984; Ringrose et al., 2005), 因此上地壳的低速可能是对沉积的响应. 在中地壳 (10~20 km, 图 9b—9c), 低速区的分布与上地壳的分布特征基本一致, 仍主要位于裂谷区及两个盆地附近. 前人研究显示, Nosop 和 Passarge

盆地下方的沉积岩层厚度可达 15 km 以上 (Pretorius, 1984), 这可以解释这两个盆地中地壳的低剪切波速. 然而, Okavango 裂谷下方沉积层远未达到该深度范围, 说明裂谷下方中地壳深度范围的低速结构可能由其他原因导致, 很可能是存在熔融物质. 接收函数结果显示, 相比于裂谷外的区域, 裂谷内地壳的平均波速比 ( $V_p/V_s$ ) 明显较高, 在裂谷中段甚至能够达到 1.90 以上 (Yu et al., 2015c; Fadel et al., 2018). 波速比常作为指示物质大体组分的重要弹性参数, 但理论研究表明, 当地壳的平均波速比大于 1.82 时, 可能反映了熔融物质的存在 (Watanabe, 1993). Fadel 等 (2020) 结合在裂谷下方观测到的高温异常 (Leseane et al., 2015) 以及在裂谷上地幔观测到的低速异常 (Yu et al., 2017; Ortiz et al., 2019; Fadel et al., 2020), 认为上地幔内发生了减压熔融, 而地壳内的熔融物质是由上地幔侵入而来.

根据本文的剪切波速度模型, 我们对 Okavango 裂谷地壳内熔融物质来源的认识有所不同. 若地壳

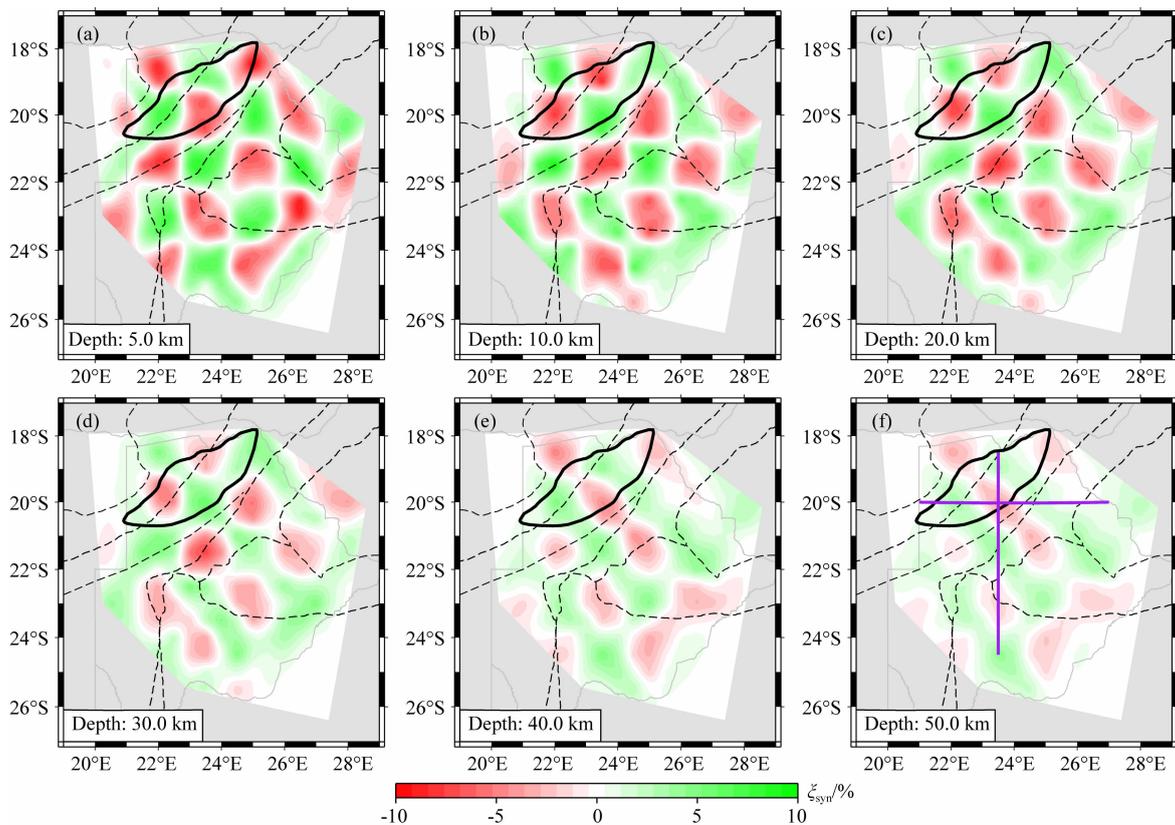


图 7 径向各向异性检测板测试

不同深度的径向各向异性  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$  检测板测试恢复结果: (a) 5.0 km; (b) 10.0 km; (c) 20.0 km; (d) 30.0 km; (e) 40.0 km; (f) 50.0 km.

Fig. 7 Radial anisotropy checkerboard resolution test

Radial anisotropy checkerboard resolution test of  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$  at different depths: (a) 5.0 km; (b) 10.0 km; (c) 20.0 km; (d) 30.0 km; (e) 40.0 km; (f) 50.0 km.

内的熔融物质是由上地幔侵入而来,则应在下地壳和上地幔顶部观测到连续的低速结构.接收函数结果显示裂谷内 Moho 面深度约为 35~45 km 之间 (Yu et al., 2015c; Fadel et al., 2018),因而 30 km 深的水平切片反映了下地壳的速度分布,50 km 深的切片则反映了上地幔顶部的速度分布.剪切波速度水平切片显示,裂谷的下地壳至上地幔并没有持续呈现低速的特征,而是与裂谷外的速度相当(30~50 km,图 9d-f);垂直剖面也显示裂谷在该深度范围并无明显的低速特征(图 11),这表明地壳与上地幔内的熔融物质可能并不同源相连.当然,也存在地幔物质通过小尺度通道侵入地壳的可能,但即使存在,其规模也可能较小(通道尺度小于本研究成像分辨率),对地壳演化的贡献相对有限.因此,我们的速度模型并不支持幔源物质侵入进而诱使裂谷裂解的观点.

径向各向异性模型显示,Okavango 裂谷地壳内物质的运动、排列或变形以水平方向为主,说明裂谷

发育的驱动力主要沿水平方向.水平切片显示,除东北端,裂谷的上、中地壳总体呈现正径向各向异性(5~20 km,图 12a-c).当然,仅通过上、中地壳观测到的正径向各向异性,不足以确定裂谷发育驱动力的方向.因为即使裂谷的发育是由幔源物质侵入在垂直方向提供的力所致,也可能由于侵入物质未达上、中地壳,而在该深度范围观测到受伸展构造拉伸作用影响的正径向各向异性.显然,下地壳及上地幔顶部的径向各向异性特征才是判断诱使裂谷发育驱动力方向的关键.若驱动力是垂直方向的(存在幔源物质侵入),则应在该深度范围观测到负径向各向异性特征;若驱动力是水平方向的,则应观测到正径向各向异性特征.水平切片显示在下地壳及上地幔顶部的深度范围(30~50 km,图 12d-f),Okavango 裂谷下方总体为正径向各向异性;垂直剖面也证实了这一观测(图 14),这可能说明诱使裂谷发育的驱动力以水平方向为主.

值得注意的是,径向各向异性垂直剖面显示裂

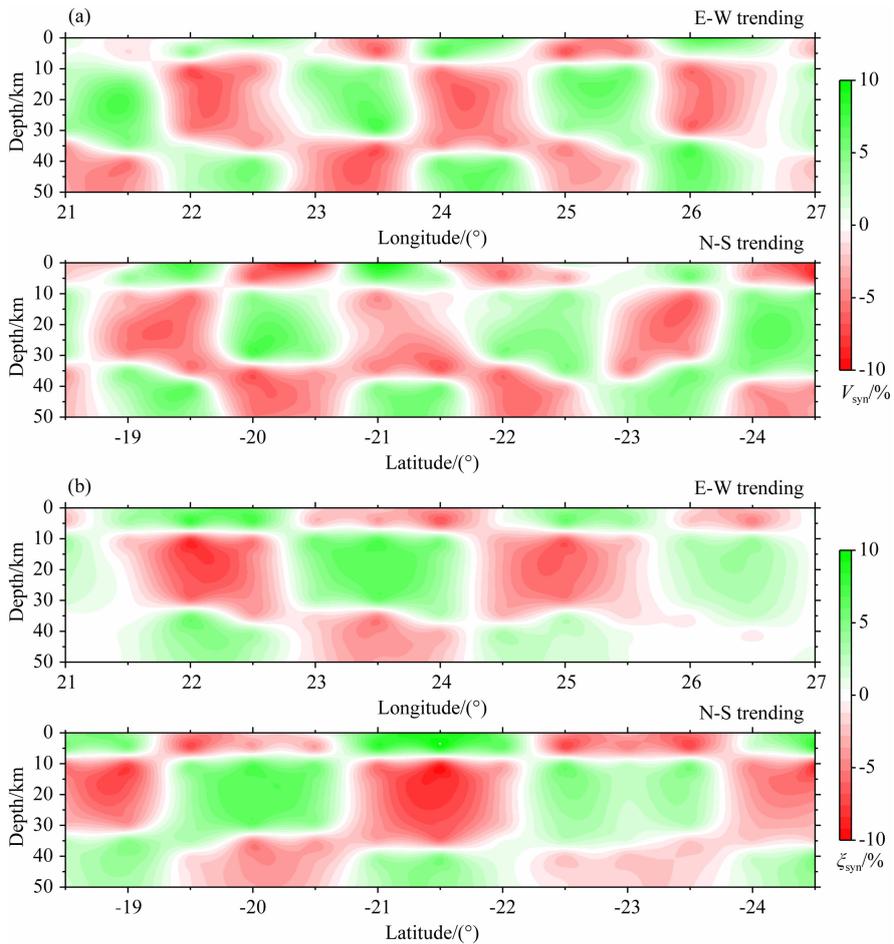


图 8 纵向剖面检测板测试

(a) 沿图 7f 中东西向紫色直线的剪切波速度纵向检测板测试; (b) 沿图 7f 中南北向紫色直线的剪切波速度纵向检测板测试;  
(c—d) 与(a—b)相似, 展示径向各向异性纵向检测板测试。

Fig. 8 Vertical checkerboard resolution test

(a) Vertical shear wave velocity checkerboard resolution test along the E-W trending purple line marked on Fig. 7f; (b) Vertical shear wave velocity checkerboard resolution test along the N-S trending purple line marked on Fig. 7f; (c—d) Similar to (a—b), but for vertical radial anisotropy checkerboard resolution test.

谷中段的中地壳呈现负径向各向异性(约 10~25 km 深度范围, 图 14a). 该负径向各向异性可能是地壳内熔融物质在垂直方向上的运移所致, 鉴于并未在下地壳观测到负径向各向异性, 我们认为地壳与上地幔内的熔融物质并不相连, 本文的剪切波速度模型也支持这一判断. 此外, 裂谷东北端的上、中地壳表现为强的负径向各向异性(图 14a). 这可能与 Okavango 裂谷发育于 Damara-Ghanzi 和 Chobe 造山带内有关, 裂谷末端先存的挤压作用形迹强于裂谷拉伸作用的影响, 进而导致地壳物质的运动、排列或变形仍以垂直方向为主导. 裂谷外造山带区域在各深度上均展现为负径向各向异性, 这也支持先存挤压构造导致负径向各向异性的观点(例如 Hu et al., 2020; 杨志高等, 2019). 剪切波速度垂直剖面显示, 裂谷东北端上、中地壳的剪切波速度(图 11a

中虚线椭圆)高于裂谷内其他区域, 也说明该深度的物质可能是由其下更深处挤压抬升而来. 该区域地表的隆升(图 11a)也间接支持存在因挤压而抬升的观点. 同样受造山带先存挤压作用的影响, 裂谷西南端的观测结果也呈负径向各向异性(图 14a).

综上, 本文的剪切波速度和径向各向异性模型均表明, 裂谷地壳内的熔融物质可能并非源于上地幔, 很可能是因地壳的拉伸导致减压熔融而在地壳内产生的, 因此不支持幔源物质侵入产生的垂直方向上的力诱发裂谷裂解的观点. 我们在裂谷地壳及上地幔顶部观测到的正径向各向异性更支持水平方向力是诱使裂谷裂解的主要驱动力. 至于驱动力的来源, Okavango 裂谷发育在 Damara-Ghanzi 和 Chobe 造山带上, 而该造山带是位于非洲大陆(造山带北侧)和南非块体(造山带南侧)之间的一个薄弱带

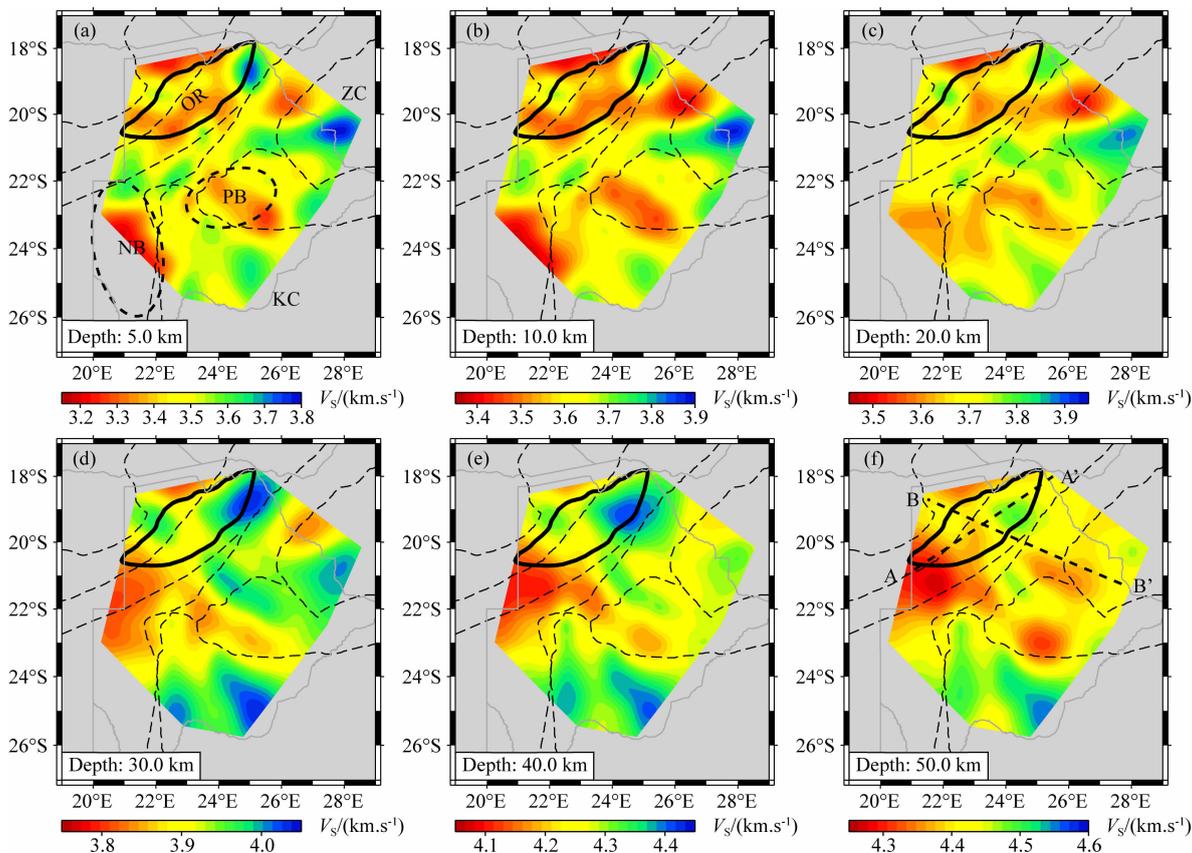


图9 剪切波速度分布

利用 DRadiSurfTomo 方法反演得到不同深度的剪切波速度分布: (a) 5.0 km; (b) 10.0 km; (c) 20.0 km; (d) 30.0 km; (e) 40.0 km; (f) 50.0 km. KC: Kaapvaal 克拉通 (Kaapvaal Craton); NB: Nosop 盆地 (Nosop Basin); OR: Okavango 裂谷 (Okavango Rift); PB: Passarge 盆地 (Passarge Basin); ZC: Zimbabwe 克拉通 (Zimbabwe Craton).

Fig. 9 Shear wave velocity distributions

Inverted shear wave velocity distributions inverted from the DRadiSurfTomo technique at different depths; (a) 5.0 km; (b) 10.0 km; (c) 20.0 km; (d) 30.0 km; (e) 40.0 km; (f) 50.0 km. KC: Kaapvaal Craton; NB: Nosop Basin; OR: Okavango Rift; PB: Passarge Basin; ZC: Zimbabwe Craton.

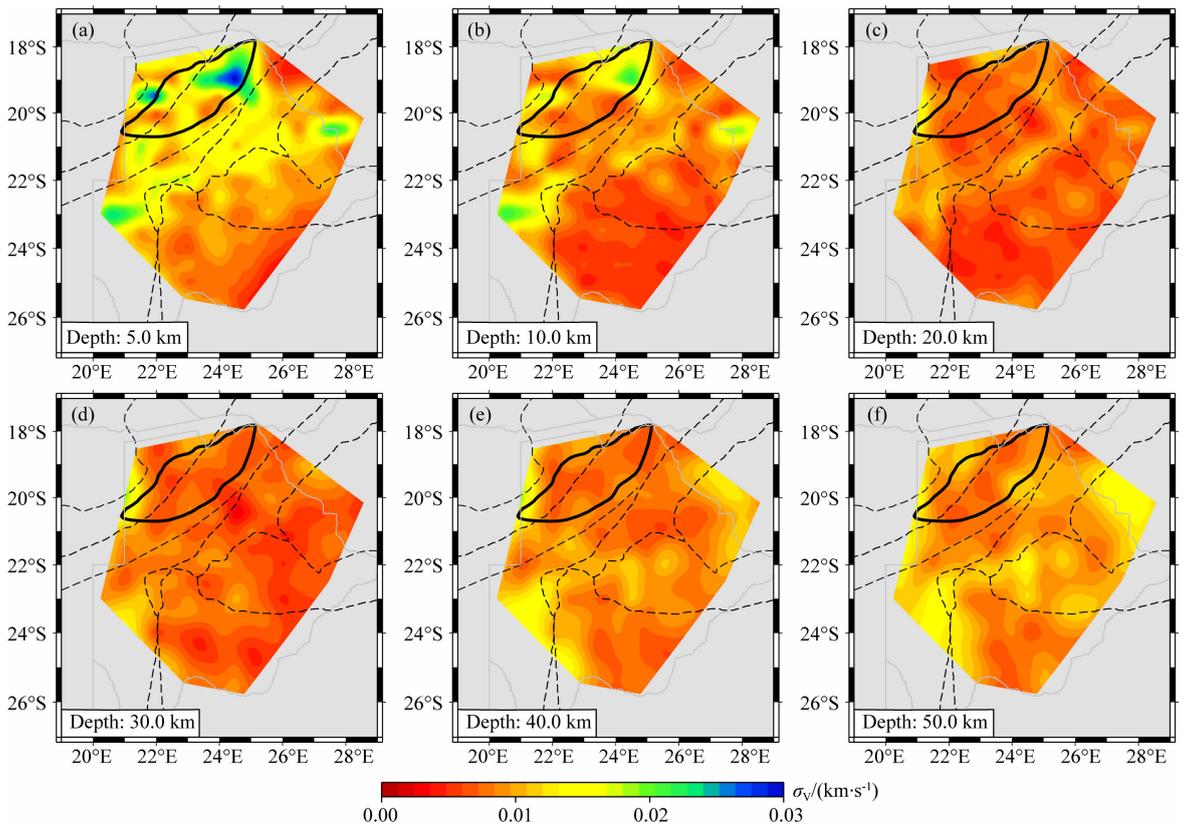
(Begg et al., 2019). 南非块体相对于非洲大陆正在发生顺时针旋转 (Malservis et al., 2013), 这种发生在薄弱带上的相对运动可能为裂谷的发育提供了水平方向的驱动力. 有学者认为, 薄弱带仅能够控制破裂发生的位置 (Versfelt and Rosendahl, 1989), 构造应力 (单纯的机械拉伸) 不足以诱发岩石圈的破裂 (Forsyth and Uyeda, 1975). 然而, 上地幔的热物质 (Yu et al., 2017; Ortiz et al., 2019; Fadel et al., 2020) 虽没有侵入地壳, 但仍可通过上拱、烘烤以及促进变质作用发生等起到弱化岩石圈的作用, 进而降低岩石圈破裂所需的构造应力 (Buck, 2004; Leseane et al., 2015).

### 3.2 Okavango 岩墙群侵入 Zimbabwe 克拉通西南部地壳

本文的径向各向异性模型显示, 在上、中地壳深度范围, Limpopo、Damara-Ghanzi 和 Chobe 三个造

山带附近呈现出较强的负径向各向异性 (5~10 km, 图 12a—b). 这些造山带形成于各克拉通之间的碰撞挤压, 因此, 造山带附近的负径向各向异性可能反映了地壳受到挤压, 导致物质在垂直方向上的运动、排列或变形. 这种由于挤压作用导致负径向各向异性的观测也出现在东喜马拉雅构造结 (Hu et al., 2020) 和青藏高原东北缘 (杨志高等, 2019) 等研究区. 而在中、下地壳以及上地幔顶部, 除造山带周边外, 我们在 Zimbabwe 克拉通的西南部区域也观测到了较强的负径向各向异性 (20~50 km, 图 12c—f), 在此一并讨论.

前人研究表明, Zimbabwe 克拉通西南部区域发生了明显的地壳增厚, 地壳厚度由东北部的 40 km 以下增厚到西南部的 50 km 以上 (Nair et al., 2006; Yang et al., 2008; Youssef et al., 2013; Wang et al., 2019). 接收函数分析结果表明, Zimbabwe 克

图 10 剪切波速度不确定度( $\sigma_v$ )分布

利用 jackknife 重采样方法获得的不同深度剪切波速度不确定度分布: (a) 5.0 km; (b) 10.0 km; (c) 20.0 km; (d) 30.0 km; (e) 40.0 km; (f) 50.0 km.

Fig. 10 Uncertainty estimates of shear wave velocity ( $\sigma_v$ ) distributions

Uncertainty estimates of shear wave velocity distributions from the jackknife resampling technique at different depths:

(a) 5.0 km; (b) 10.0 km; (c) 20.0 km; (d) 30.0 km; (e) 40.0 km; (f) 50.0 km.

拉通西南部区域除了具有较厚的地壳外,地壳与地幔之间的速度梯度也相对较小,主要体现为接收函数在 Moho 处产生的转换震相的能量比较分散 (Youssof et al., 2013; Delph and Porter, 2015). 这可能是由于铁镁质 Okavango 岩墙群 (Okavango Dyke Swarm, ODS; 图 12f) (~179.0 Ma, Le Gall et al., 2002) 侵入地壳所致 (Youssof et al., 2013; Delph and Porter, 2015). 此外,大地电磁测量结果显示克拉通西南部的地壳及上地幔顶部表现为高电阻率 (Miensopust et al., 2011), 这一观测也支持铁镁质岩墙群侵入的观点.

本文利用径向各向异性参数,从动力学角度进一步支持 Okavango 岩墙群侵入 Zimbabwe 克拉通西南部区域的推测. 我们的径向各向异性水平切片显示,在 5 km 的深度上,Zimbabwe 克拉通西南部区域主要表现为正径向各向异性(图 12a);在 10 km 的深度上,正径向各向异性减弱,并开始呈现负径向各向异性(图 12b);从 20 到 50 km,该地区整体表现为较强的负径向各向异性(图 12c—f). 剖面 BB' 更

直观地显示了 Zimbabwe 克拉通西南部地壳内径向各向异性的分布特征,即负径向各向异性主要出现在约 10 km 以下的深度范围(图 14b). 上述观测表明,在 Zimbabwe 克拉通西南部区域的中、下地壳,垂直方向上的物质运动、排列或构造变形占据主导,进一步支持了 Okavango 岩墙群侵入导致地壳增厚的观点.

## 4 结论

本研究通过同时反演 Rayleigh 和 Love 波相速度频散数据,直接获得研究区三维剪切波速和径向各向异性模型. 剪切波速度模型显示,Okavango 裂谷的上、中地壳表现出低速特征,上地壳的低速响应沉积覆盖;中地壳的低速则反映地壳内部有熔融物质存在. 裂谷的下地壳和上地幔顶部并没有观测到连续的低速特征,说明地壳内的熔融物质可能并非上地幔的熔融物质上涌而来,因而不支持幔源物质侵入地壳诱发裂谷裂解和发育的观点. 径向各向异

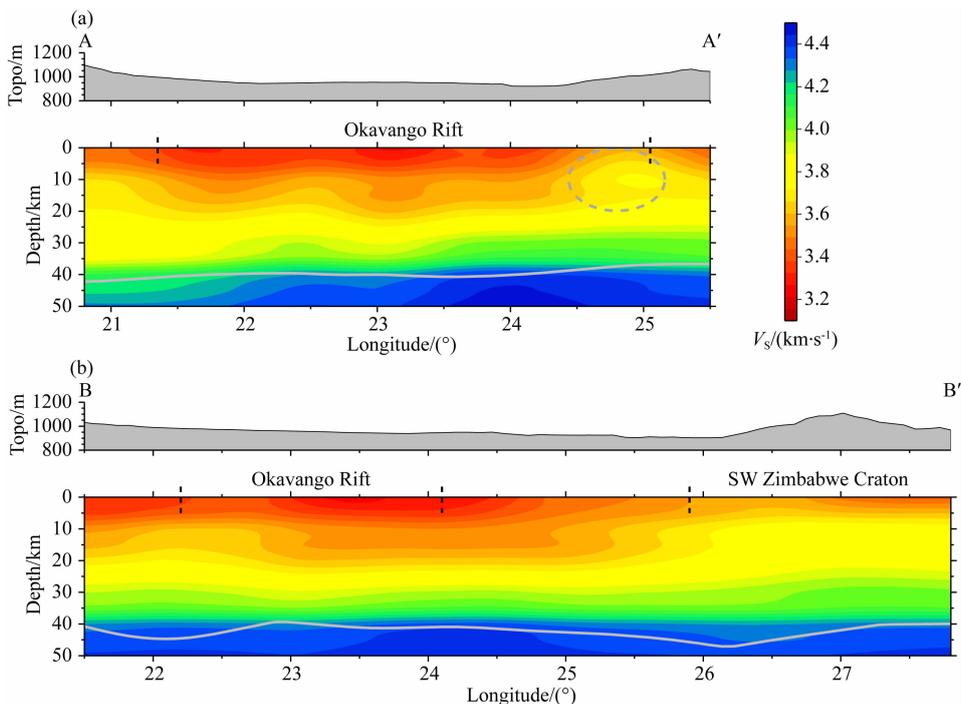


图 11 沿两条测线(位置见图 9f)高程起伏和剪切波速度剖面

(a) 沿 AA' 测线剖面图: 上图反映了高程起伏, 下图反映了 0~50 km 深度范围的剪切波速度的分布, 其中灰色曲线代表从前人接收函数研究中提取的 Moho 面起伏 (Fadel et al., 2018), 黑色垂直虚线代表不同构造单元之间的边界, 灰色虚线椭圆围起区域为 Okavango 裂谷东北端上、中地壳; (b) 沿 BB' 测线剖面图, 图中其他元素同 (a)。

Fig. 11 Topography variation and shear wave velocity cross-sections along two profiles marked on Fig. 9f

(a) Cross-section along Profile AA'. The upper panel represents the topography along the profile, while the lower panel shows the shear wave velocity distribution between 0 and 50 km, with the gray curve representing the Moho extracted from a previous receiver function investigation (Fadel et al., 2018), the black dash lines separating different geological units, and the gray dash ellipse encloses the upper and middle crust beneath the northeastern end of the Okavango Rift; (b) Same as (a), but for the cross-section along Profile BB'.

性模型表明, 虽然裂谷中段的中地壳呈现负径向各向异性 ( $V_{SH} < V_{SV}$ ), 与速度模型反映的壳内熔融物质相吻合, 但在整个裂谷的下地壳和上地幔顶部表现为正径向各向异性 ( $V_{SH} > V_{SV}$ ), 说明该深度范围的物质以水平方向的运动、排列或变形为主导, 进而表明裂谷发育的主要驱动力可能是水平方向而非垂直方向. 结合区域已有资料, 本文认为 Okavango 裂谷的发育可能是在先存构造薄弱带上由板内相对运动所提供的水平方向的构造应力所诱发的. 此外, 本研究支持 Okavango 岩墙群侵入 Zimbabwe 克拉通西南部地壳导致地壳增厚的观点. 本文的径向各向异性模型显示, Zimbabwe 克拉通西南部地壳在约 10 km 以下表现出负径向各向异性的特征, 说明垂直方向上的物质运动、排列或构造变形占据主导, 进而从动力学的角度支持 Okavango 岩墙群侵入的观点.

**致谢** 感谢编辑和审稿专家提出的宝贵修改意见. 本文图件均由 Generic Mapping Tool (Wessel et al., 2013) 生成, 使用的地震数据均来自于美国地震

学研究联合会 (Incorporated Research Institutions for Seismology, IRIS) 数据管理中心 (Data Management Center, DMC) (<https://www.iris.edu>).

## References

- Begg G C, Griffin W L, Natapov L M, et al. 2009. The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution. *Geosphere*, 5(1): 23-50, doi: 10.1130/GES00179.1.
- Bensen G D, Ritzwoller M H, Barmin M P, et al. 2007. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International*, 169(3): 1239-1260.
- Bilham R, Bendick R, Larson K, et al. 1999. Secular and tidal strain across the Main Ethiopian Rift. *Geophysical Research Letters*, 26(18): 2789-2792, doi: 10.1029/1998GL005315.
- Boone S C, Kohn B P, Gleadow A J W, et al. 2019. Birth of the East African Rift System: Nucleation of magmatism and strain in the Turkana Depression. *Geology*, 47(9): 886-890, doi: 10.1130/G46468.1.

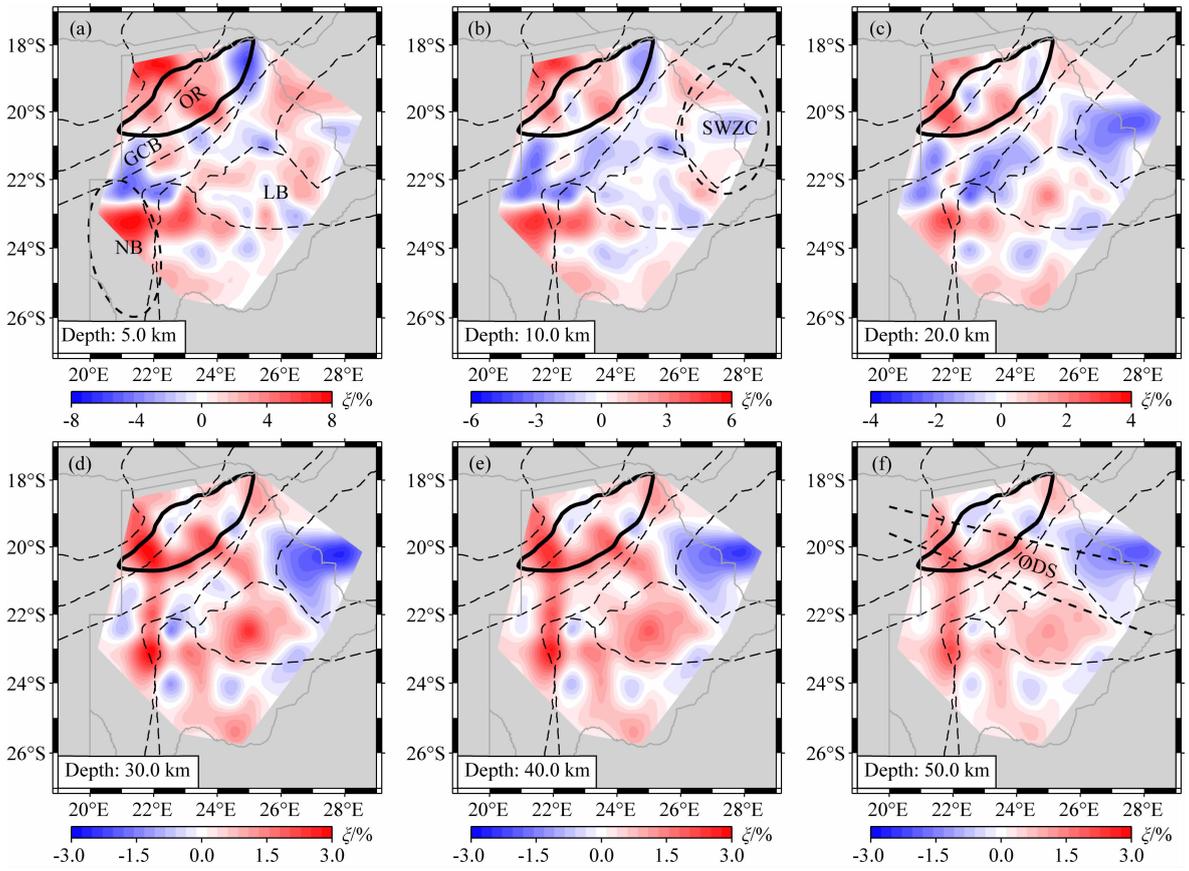


图 12 径向各向异性分布

利用 DRadiSurfTomo 方法反演得到不同深度的径向各向异性分布: (a) 5.0 km; (b) 10.0 km; (c) 20.0 km; (d) 30.0 km; (e) 40.0 km; (f) 50.0 km. 图(a)和(b)中黑色虚线椭圆围起区域分别为 Nosop 盆地和西南 Zimbabwe 克拉通. GCB: Ghanzi-Chobe 造山带 (Ghanzi-Chobe Belt); LB: Limpopo 造山带 (Limpopo Belt); NB: Nosop 盆地 (Nosop Basin); ODS: Okavango 岩墙群 (Okavango Dyke Swarm); OR: Okavango 裂谷 (Okavango Rift); SWZC: 西南 Zimbabwe 克拉通 (southwestern Zimbabwe Craton).

Fig. 12 Radial anisotropy distributions

Inverted radial anisotropy distributions inverted from the DRadiSurfTomo technique at different depths: (a) 5.0 km; (b) 10.0 km; (c) 20.0 km; (d) 30.0 km; (e) 40.0 km; (f) 50.0 km. The black dash ellipses in panels (a) and (b) represent the Nosop Basin and southwestern Zimbabwe Craton, respectively. GCB: Ghanzi-Chobe Belt; LB: Limpopo Belt; NB: Nosop Basin; ODS: Okavango Dyke Swarm; OR: Okavango Rift; SWZC: southwestern Zimbabwe Craton.

Buck W R. 2004. Consequences of asthenospheric variability on continental rifting. // Karner G D, Taylor B, Driscoll N W, et al eds. *Rheology and Deformation of the Lithosphere at Continental Margins*. New York: Columbia University Press, 1-30.

Chen M, Niu F L, Liu Q Y, et al. 2015. Multiparameter adjoint tomography of the crust and upper mantle beneath East Asia: I. Model construction and comparisons. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(3): 1762-1786, doi: 10.1002/2014JB011638.

Delph J R, Porter R C. 2015. Crustal structure beneath southern Africa: insight into how tectonic events affect the Mohorovičić discontinuity. *Geophysical Journal International*, 200(1): 254-264, doi: 10.1093/gji/ggu376.

Ebinger C J, Sleep N H. 1998. Cenozoic magmatism throughout east Africa resulting from impact of a single plume. *Nature*, 395(6704): 788-791, doi: 10.1038/27417.

Emry E L, Shen Y, Nyblade A A, et al. 2019. Upper mantle Earth

structure in Africa from full-wave ambient noise tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(1): 120-147, doi: 10.1029/2018GC007804.

Fadel I, van der Meijde M, Paulssen H. 2018. Crustal structure and dynamics of Botswana. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(12): 10659-10671, doi: 10.1029/2018JB016190.

Fadel I, Paulssen H, van der Meijde M, et al. 2020. Crustal and upper mantle shear wave velocity structure of Botswana: The 3 April 2017 central Botswana earthquake linked to the East African Rift System. *Geophysical Research Letters*, 47(4): e2019GL085598, doi: 10.1029/2019GL085598.

Fang H J, Yao H J, Zhang H J, et al. 2015. Direct inversion of surface wave dispersion for three-dimensional shallow crustal structure based on ray tracing: Methodology and application. *Geophysical Journal International*, 201(3): 1251-1263, doi: 10.1093/gji/ggv080.

Fernandes R M S, Ambrosius B A C, Noomen R, et al. 2004.

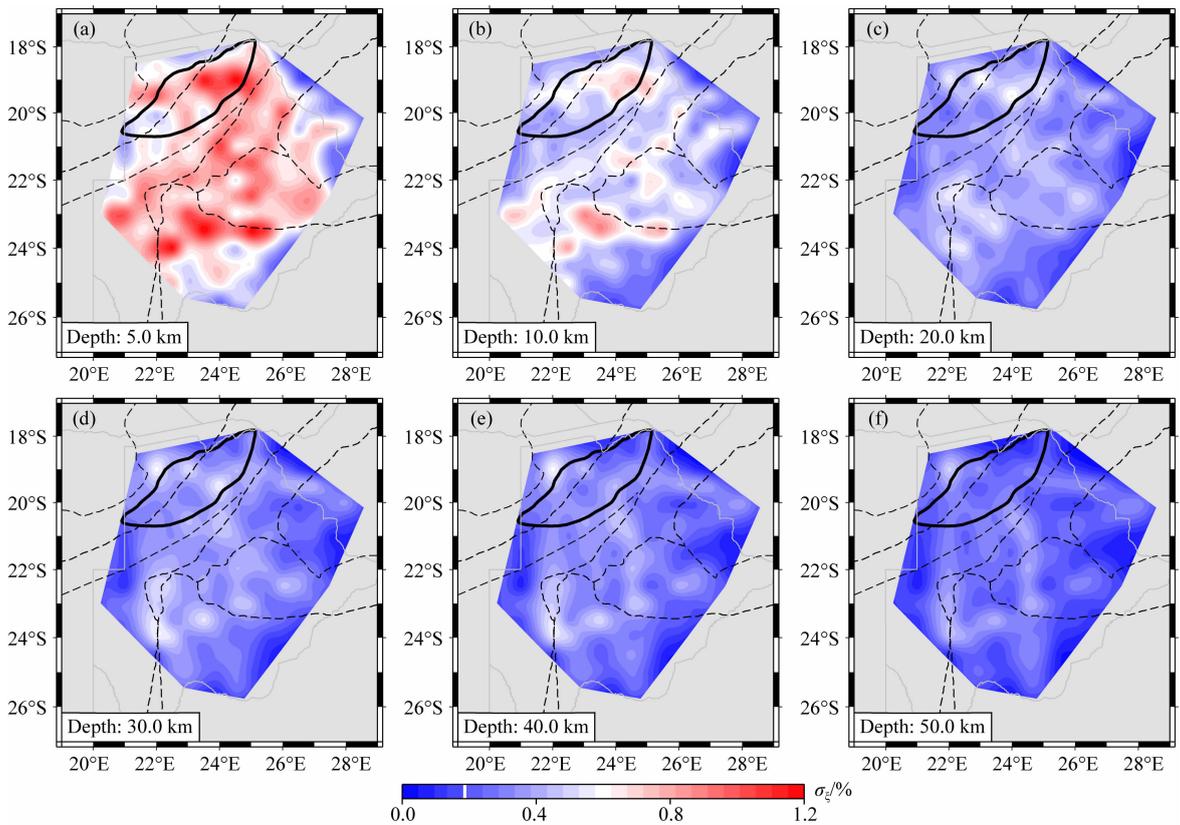


图 13 径向各向异性不确定度( $\sigma_\varepsilon$ )分布

利用 jackknife 重采样方法获得的不同深度径向各向异性不确定度分布: (a) 5.0 km; (b) 10.0 km; (c) 20.0 km; (d) 30.0 km; (e) 40.0 km; (f) 50.0 km.

Fig. 13 Uncertainty estimates of radial anisotropy ( $\sigma_\varepsilon$ ) distributions

Uncertainty estimates of radial anisotropy distributions from the jackknife resampling technique at different depths:

(a) 5.0 km; (b) 10.0 km; (c) 20.0 km; (d) 30.0 km; (e) 40.0 km; (f) 50.0 km.

Angular velocities of Nubia and Somalia from continuous GPS data; implications on present-day relative kinematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(1): 197-208, doi: 10.1016/j.epsl.2004.02.008.

Forsyth D, Uyeda S. 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophysical Journal International*, 43(1): 163-200, doi: 10.1111/j.1365-246X.1975.tb00631.x.

Gao S S, Liu K H, Abdelsalam M G. 2010. Seismic anisotropy beneath the Afar Depression and adjacent areas; Implications for mantle flow. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B12): B12330, doi: 10.1029/2009JB007141.

Ghosh A, Holt W E. 2012. Plate motions and stresses from global dynamic models. *Science*, 335(6070): 838-843, doi: 10.1126/science.1214209.

Gilligan A, Priestley K. 2018. Lateral variations in the crustal structure of the Indo-Eurasian collision zone. *Geophysical Journal International*, 214(2): 975-989, doi: 10.1093/GJI/GGY172.

Hammond J O S, Kendall J M, Stuart G W, et al. 2013. Mantle upwelling and initiation of rift segmentation beneath the Afar Depression. *Geology*, 41(6): 635-638, doi: 10.1130/G33925.1.

Hansen S E, Nyblade A A, Benoit M H. 2012. Mantle structure beneath Africa and Arabia from adaptively parameterized P-

wave tomography; Implications for the origin of Cenozoic Afro-Arabian tectonism. *Earth and Planetary Science Letters*, 319-320: 23-34, doi: 10.1016/j.epsl.2011.12.023.

Hu S Q, Yao H J, Huang H. 2020. Direct surface wave radial anisotropy tomography in the crust of the eastern Himalayan syntaxis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(5): e2019JB018257, doi: 10.1029/2019JB018257.

Huang H, Yao H J, van der Hilst R D. 2010. Radial anisotropy in the crust of SE Tibet and SW China from ambient noise interferometry. *Geophysical Research Letters*, 37(21): L21310, doi: 10.1029/2010GL044981.

Huismans R S, Podladchikov Y Y, Cloetingh S. 2001a. Dynamic modeling of the transition from passive to active rifting, application to the Pannonian Basin. *Tectonics*, 20(6): 1021-1039, doi: 10.1029/2001TC900010.

Huismans R S, Podladchikov Y Y, Cloetingh S. 2001b. Transition from passive to active rifting; Relative importance of asthenospheric doming and passive extension of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 106(B6): 11271-11291, doi: 10.1029/2000JB900424.

Ito G, Dunn R, Li A B, et al. 2014. Seismic anisotropy and shear wave splitting associated with mantle plume-plate interaction.

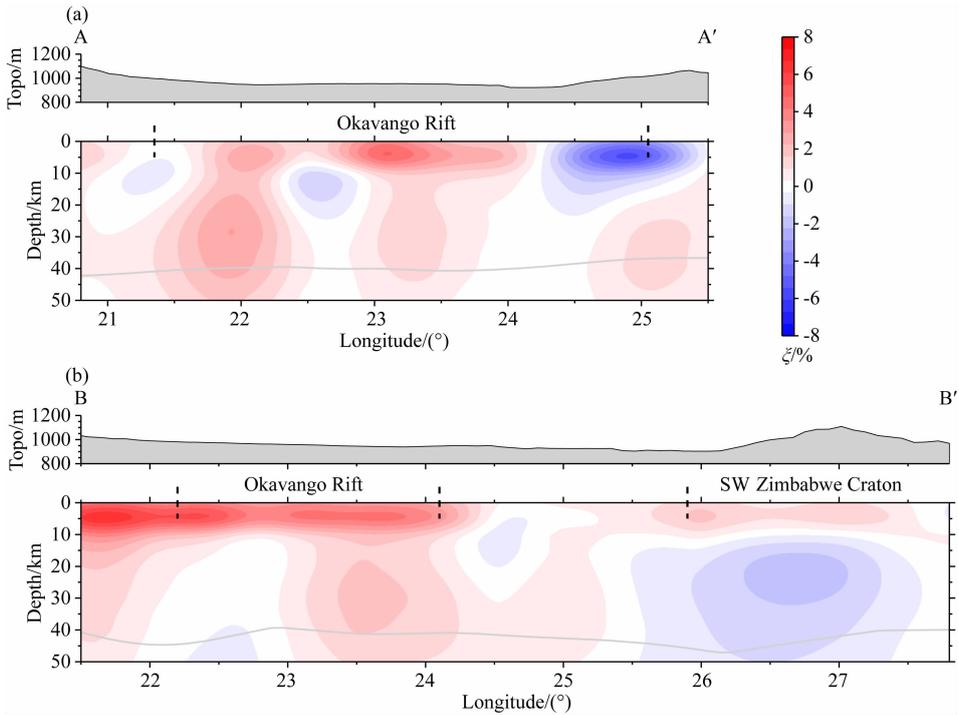


图 14 沿 AA'(a)和 BB'(b)两条测线(位置见图 9f)高程起伏和径向各向异性剖面,图中其他元素同图 11

Fig. 14 Similar to Fig. 11, but for topography variation and radial anisotropy cross-sections along Profiles AA' (a) and BB' (b) marked on Fig. 9f

*Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(6): 4923-4937, doi: 10.1002/2013JB010735.

Jia S, He D F, Han W M, et al. 2021. Formation and evolution of the Kenya Rift, the eastern branch of the East African Rift System. *Acta Geologica Sinica (in Chinese)*, 95(4): 1114-1127, doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2021035.

Karato S I, Jung H, Katayama I, et al. 2008. Geodynamic significance of seismic anisotropy of the upper mantle: new insights from laboratory studies. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36(1): 59-95, doi: 10.1146/annurev.earth.36.031207.124120.

Kennett B L N, Engdahl E R, Buland R. 1995. Constraints on seismic velocities in the earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122(1): 108-124, doi: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x.

Khoza T D, Jones A G, Muller M R, et al. 2013. Lithospheric structure of an Archean craton and adjacent mobile belt revealed from 2-D and 3-D inversion of magnetotelluric data: Example from southern Congo craton in northern Namibia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(8): 4378-4397, doi: 10.1002/jgrb.50258.

Le Gall B, Tshoso G, Jourdan F, et al. 2002. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology and structural data from the giant Okavango and related mafic dyke swarms, Karoo igneous province, northern Botswana. *Earth and Planetary Science Letters*, 202(3-4): 595-606, doi: 10.1016/S0012-821X(02)00763-X.

Leseane K, Atekwana E A, Mickus K L, et al. 2015. Thermal perturbations beneath the incipient Okavango Rift Zone, northwest Botswana. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(2):

1210-1228, doi: 10.1002/2014JB011029.

Lin F C, Moschetti M P, Ritzwoller M H. 2008. Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps. *Geophysical Journal International*, 173(1): 281-298, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x.

Lithgow-Bertelloni C, Silver P G. 1998. Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell. *Nature*, 395(6699): 269-272, doi: 10.1038/26212.

Liu H, Leng W. 2020. Plume-tree structure induced by low-viscosity layers in the upper mantle. *Geophysical Research Letters*, 47(1): e2019GL086508, doi: 10.1029/2019GL086508.

Malservisi R, Hugentobler U, Wonnacott R, et al. 2013. How rigid is a rigid plate? Geodetic constraint from the TrigNet CGPS network, South Africa. *Geophysical Journal International*, 192(3): 918-928, doi: 10.1093/gji/ggs081.

Marone F, Gung Y, Romanowicz B. 2007. Three-dimensional radial anisotropic structure of the North American upper mantle from inversion of surface waveform data. *Geophysical Journal International*, 171(1): 206-222, doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03465.x.

Miensoop M P, Jones A G, Muller M R, et al. 2011. Lithospheric structures and Precambrian terrane boundaries in northeastern Botswana revealed through magnetotelluric profiling as part of the Southern African Magnetotelluric Experiment. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B2): B02401, doi: 10.1029/2010JB007740.

Moore A E, Larkin P A. 2001. Drainage evolution in south-central Africa since the breakup of Gondwana. *South African Journal*

- of *Geology*, 104(1): 47-68, doi: 10.2113/104.1.47.
- Nair S K, Gao S S, Liu K H, et al. 2006. Southern African crustal evolution and composition: Constraints from receiverfunction studies. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111 (B2): B02304, doi: 10.1029/2005JB003802.
- Ni S D, Ding X M, Helmberger D V, et al. 1999. Low-velocity structure beneath Africa from forward modeling. *Earth and Planetary Science Letters*, 170(4): 497-507, doi: 10.1016/S0012-821X(99)00121-1.
- Ni S D, Helmberger D V. 2003. Seismological constraints on the South African superplume; could be the oldest distinct structure on earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 206(1-2): 119-131, doi: 10.1016/S0012-821X(02)01072-5.
- Niu Y L. 2020. On the cause of continental breakup: A simple analysis in terms of driving mechanisms of plate tectonics and mantle plumes. *Journal of Asian Earth Sciences*, 194: 104367, doi: 10.1016/j.jaesx.2020.104367.
- Nyblade A A, Robinson S W. 1994. The African superswell. *Geophysical Research Letters*, 21(9): 765-768, doi: 10.1029/94GL00631.
- Ortiz K, Nyblade A, van der Meijde M, et al. 2019. Upper mantle P and S wave velocity structure of the Kalahari Craton and surrounding Proterozoic Terranes, southern Africa. *Geophysical Research Letters*, 46(16): 9509-9518, doi: 10.1029/2019GL084053.
- Pretorius D A. 1984. The Kalahari Foreland, its Marginal Troughs and Overthrust Belts, and the Regional Structure of Botswana (Information circular/Economic Geology Research Unit). University of the Witwatersrand.
- Reed C A, Liu K H, Chindandali P R N, et al. 2016. Passive rifting of thick lithosphere in the southern East African Rift: Evidence from mantle transition zone discontinuity topography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(11): 8068-8079, doi: 10.1002/2016JB013131.
- Reeves C V. 1972. Rifting in the Kalahari?. *Nature*, 237(5350): 95-96, doi: 10.1038/237095a0.
- Ringrose S, Huntsman-Mapila P, Kampunzu A B, et al. 2005. Sedimentological and geochemical evidence for palaeo-environmental change in the Makgadikgadi subbasin, in relation to the MOZ rift depression, Botswana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 217(3-4): 265-287, doi: 10.1016/j.palaeo.2004.11.024.
- Ritsema J, Ni S D, Helmberger D V, et al. 1998. Evidence for strong shear velocity reductions and velocity gradients in the lower mantle beneath Africa. *Geophysical Research Letters*, 25 (23): 4245-4248, doi: 10.1029/1998GL900127.
- Ritsema J, van Heijst H J, Woodhouse J H. 1999. Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland. *Science*, 286(5446): 1925-1928, doi: 10.1126/science.286.5446.1925.
- Rychert C A, Hammond J O S, Harmon N, et al. 2012. Volcanism in the Afar Rift sustained by decompression melting with minimal plume influence. *Nature Geoscience*, 5(6): 406-409, doi: 10.1038/ngeo1455.
- Sabra K G, Gerstoft P, Roux P, et al. 2005. Surface wave tomography from microseisms in Southern California. *Geophysical Research Letters*, 32(14): L14311, doi: 10.1029/2005GL023155.
- Saria E, Calais E, Stamps D S, et al. 2014. Present-day kinematics of the East African Rift. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 119(4): 3584-3600, doi: 10.1002/2013JB010901.
- Shapiro N M, Campillo M. 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophysical Research Letters*, 31(7): L07614, doi: 10.1029/2004GL019491.
- Shapiro N M, Campillo M, Stehly L, et al. 2005. High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise. *Science*, 307(5715): 1615-1618, doi: 10.1126/science.1108339.
- Smith M. 1994. Stratigraphic and structural constraints on mechanisms of active rifting in the Gregory Rift, Kenya. *Tectonophysics*, 236(1-4): 3-22, doi: 10.1016/0040-1951(94)90166-X.
- Stamps D S, Calais E, Saria E, et al. 2008. A kinematic model for the East African Rift. *Geophysical Research Letters*, 35(5): L05304, doi: 10.1029/2007GL032781.
- Stamps D S, Iaffaldano G, Calais E. 2015. Role of mantle flow in Nubia-Somalia plate divergence. *Geophysical Research Letters*, 42(2): 290-296, doi: 10.1002/2014GL062515.
- Sun M C, Liu K H, Fu X F, et al. 2017. Receiver function imaging of mantle transition zone discontinuities beneath the Tanzania Craton and adjacent segments of the East African Rift System. *Geophysical Research Letters*, 44(24): 12116-12124, doi: 10.1002/2017gl075485.
- Tshekmistrenko M, Sigloch K, Hosseini K, et al. 2021. A tree of Indo-African mantle plumes imaged by seismic tomography. *Nature Geoscience*, 14(8): 612-619, doi: 10.1038/s41561-021-00762-9.
- Tukey J W. 1958. Bias and confidence in not-quite large samples. *Annals of Mathematical Statistics*, 29(2): 614-623.
- Turcotte D L, Emerman S H. 1983. Mechanisms of active and passive rifting. *Tectonophysics*, 94(1-4): 39-50, doi: 10.1016/0040-1951(83)90008-2.
- Versfelt J, Rosendahl B R. 1989. Relationships between pre-rift structure and rift architecture in Lakes Tanganyika and Malawi, East Africa. *Nature*, 337(6205): 354-357, doi: 10.1038/337354a0.
- Walker K T, Bokelmann G H R, Klemperer S L, et al. 2005. Shear-wave splitting around the Eifel hotspot: evidence for a mantle upwelling. *Geophysical Journal International*, 163(3): 962-980, doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02636.x.
- Wamba M D, Montagner J P, Romanowicz B. 2023. Imaging deep-mantle plumbing beneath La Réunion and Comores hot spots: Vertical plume conduits and horizontal ponding zones. *Science Advances*, 9(4): eade3723, doi: 10.1126/sciadv.ade3723.
- Wang L, Zhao H Y, Qiu C G, et al. 2021. Cenozoic tectonic evolution and dynamics of Turkana Depression, East African Rift. *Bulletin of Geological Science and Technology* (in Chinese), 40(5): 151-161, doi: 10.19509/j.cnki.dzkg.2021.0512.
- Wang S Z. 1997. Continental dynamics and multistage seismogenic

- structural system. // In: Institute of Geology, China Earthquake Administration. *New Thoughts and Methods on Seismic Monitoring and Prediction* (in Chinese). Beijing: Seismological Press, 24-34.
- Wang T, Gao S S, Dai Y H, et al. 2019. Lithospheric structure and evolution of southern Africa: constraints from joint inversion of Rayleigh wave dispersion and receiver functions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(7): 3311-3327, doi: 10.1029/2019GC008259.
- Watanabe T. 1993. Effects of water and melt on seismic velocities and their application to characterization of seismic reflectors. *Geophysical Research Letters*, 20(24): 2933-2936, doi: 10.1029/93GL03170.
- Wedmore L N J, Biggs J, Floyd M, et al. 2021. Geodetic constraints on cratonic microplates and broad strain during rifting of thick southern African lithosphere. *Geophysical Research Letters*, 48(17): e2021GL093785, doi: 10.1029/2021GL093785.
- Wessel P, Smith W H F, Scharroo R, et al. 2013. Generic mapping tools: Improved version released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 94(45): 409-410, doi: 10.1002/2013EO450001.
- Wu C F J. 1986. Jackknife, bootstrap and other resampling methods in regression analysis. *The Annals of Statistics*, 14(4): 1261-1295.
- Xie J Y, Ritzwoller M H, Shen W S, et al. 2013. Crustal radial anisotropy across Eastern Tibet and the Western Yangtze Craton. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(8): 4226-4252, doi: 10.1002/jgrb.50296.
- Yang Y J, Li A B, Ritzwoller M H. 2008. Crustal and uppermost mantle structure in southern Africa revealed from ambient noise and teleseismic tomography. *Geophysical Journal International*, 174(1): 235-248, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03779.x.
- Yang Z G, Chen Y T, Zhang X M, et al. 2019. S-wave velocity structure and radial anisotropy in eastern and north-eastern margins of Tibetan Plateau. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 62(12): 4554-4570, doi: 10.6038/cjg2019N0149.
- Yao H J, Xu G M, Zhu L B, et al. 2005. Mantle structure from inter-station Rayleigh wave dispersion and its tectonic implication in western China and neighboring regions. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 148(1): 39-54, doi: 10.1016/j.pepi.2004.08.006.
- Yao H J, van der Hilst R D, de Hoop M V. 2006. Surface-wave array tomography in SE Tibet from ambient seismic noise and two-station analysis-I. Phase velocity maps. *Geophysical Journal International*, 166(2): 732-744, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03028.x.
- Yao H Z, Chen K X, Wang J X, et al. 2018. The geochemical criteria of mantle plume origin for Cenozoic volcanism, Eastern African Rift System (EARS). *Geology and Mineral Resources of South China*, 34(1): 10-21, doi: 10.3969/j.issn.1007-3701.2018.01.002.
- Youssof M, Thybo H, Artemieva I M, et al. 2013. Moho depth and crustal composition in Southern Africa. *Tectonophysics*, 609: 267-287, doi: 10.1016/j.tecto.2013.09.001.
- Yu Y Q, Gao S S, Moidaki M, et al. 2015a. Seismic anisotropy beneath the incipient Okavango rift: Implications for rifting initiation. *Earth and Planetary Science Letters*, 430: 1-8, doi: 10.1016/j.epsl.2015.08.009.
- Yu Y Q, Liu K H, Moidaki M, et al. 2015b. No thermal anomalies in the mantle transition zone beneath an incipient continental rift: evidence from the first receiver function study across the Okavango rift zone, Botswana. *Geophysical Journal International*, 202(2): 1407-1418, doi: 10.1093/gji/ggv229.
- Yu Y Q, Liu K H, Reed C A, et al. 2015c. A joint receiver function and gravity study of crustal structure beneath the incipient Okavango Rift, Botswana. *Geophysical Research Letters*, 42(20): 8398-8405, doi: 10.1002/2015GL065811.
- Yu Y Q, Liu K H, Huang Z C, et al. 2017. Mantle structure beneath the incipient Okavango rift zone in southern Africa. *Geosphere*, 13(1): 102-111, doi: 10.1130/GES01331.1.
- Yu Y Q, Gao S S, Liu K H. 2020. Topography of the 410 and 660 km discontinuities beneath the Cenozoic Okavango rift zone and adjacent Precambrian provinces. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(9): e2019JB019290, doi: 10.1029/2019JB019290.
- Yuan H Y, Romanowicz B. 2010. Lithospheric layering in the North American craton. *Nature*, 466(7310): 1063-1068, doi: 10.1038/nature09332.
- Zhou Y S, Li J G, Wang S Z. 2000. Physical experiments on mantle uplifting and continent extension. *Journal of Geomechanics* (in Chinese), 6(1): 22-32, doi: 10.3969/j.issn.1006-6616.2000.01.004.
- Ziegler P A. 1992. Plate tectonics, plate moving mechanisms and rifting. *Tectonophysics*, 215(1-2): 9-34, doi: 10.1016/0040-1951(92)90072-E.

## 附中文参考文献

- 贾岫, 何登发, 韩文明等. 2021. 东非裂谷东支肯尼亚裂谷形成演化. *地质学报*, 95(4): 1114-1127, doi: 10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2021035.
- 王亮, 赵红岩, 邱春光等. 2021. 东非裂谷 Turkana 拗陷新生代构造演化及动力学. *地质科技通报*, 40(5): 151-161, doi: 10.19509/j.cnki.dzktq.2021.0512.
- 王绳祖. 1997. 大陆动力学与多级孕震结构构造体系. // 见: 国家地震局地质研究所. *地震监测预报的新思路与新方法*. 北京: 地震出版社, 24-34.
- 杨志高, 陈运泰, 张雪梅等. 2019. 青藏高原东缘及东北缘 S 波速度结构和径向各向异性. *地球物理学报*, 62(12): 4554-4570, doi: 10.6038/cjg2019N0149.
- 姚华舟, 陈开旭, 王建雄等. 2018. 东非裂谷系统(EARS)地幔柱成因的新生代火山作用地球化学标志. *华南地质与矿产*, 34(1): 10-21, doi: 10.3969/j.issn.1007-3701.2018.01.002.
- 周永胜, 李建国, 王绳祖. 2000. 用物理模拟研究地幔上隆与大陆裂陷伸展. *地质力学学报*, 6(1): 22-32, doi: 10.3969/j.issn.1006-6616.2000.01.004.