

秦加岭, 孙新蕾, 张鹏等. 2020. 地球内核顶部 300 km 速度和衰减各向异性的区域变化. 地球物理学报, 63(6):2199-2209, doi:10.6038/cjg2020N0209.

Qin J L, Sun X L, Zhang P, et al. 2020. Regional variations of velocity and attenuation anisotropy at the top 300 km of the inner core. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 63(6):2199-2209, doi:10.6038/cjg2020N0209.

# 地球内核顶部 300 km 速度和衰减各向异性的 区域变化

秦加岭<sup>1,2</sup>, 孙新蕾<sup>1\*</sup>, 张鹏<sup>1,2</sup>, 范安<sup>1,2</sup>

1 同位素地球化学国家重点实验室, 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

2 中国科学院大学, 北京 100049

**摘要** 衰减结构是地球内核的重要性质, 它可以与地球内核的速度结构结合, 对内核的形成和演化机制提供更全面的信息. 本文系统收集了 1991 年到 2014 年全球、区域和临时地震台网的 PKPDF 和 PKPBC 数据, 研究了澳大利亚、非洲和太平洋中部下方内核顶部 300 km 的速度和衰减各向异性结构. 速度结果表明, 澳大利亚下方内核的速度没有明显的各向异性, 但是非洲和太平洋中部下方的内核具有明显的各向异性, 且非洲的速度各向异性强于太平洋中部. 同时, 相对于 AK135 模型, 澳大利亚的平均速度快 0.5%, 而非洲和太平洋中部的平均速度与参考模型没有明显差异. 对于内核的衰减结构, 我们得到以下结果: 1) 在东西方向, 内核顶部 200 km 左右的区域, 澳大利亚的衰减最强(Q 值在 400 左右), 非洲和太平洋中部的 Q 值分别在 600 和 500 左右. 2) 澳大利亚下方的内核衰减没有明显的各向异性, 非洲和太平洋中部下方的内核衰减存在明显的各向异性. 此外, 内核在非洲地区的衰减各向异性强于太平洋中部的各向异性. 3) 最后, 内核中三个区域的速度和衰减具有良好的相关性, 即高/低速对应于高/低衰减. 考虑到以上结果以及三个区域的位置, 我们认为内核顶部的速度和衰减结构都存在区域变化, 而不是简单的半球变化. 这种区域变化很可能是由于核幔边界热结构的不均一性和内核耦合, 使得内核顶部的不同区域在形成过程中受不同的变形影响, 从而形成铁晶体不同的生长和排列, 引发了不同的各向异性特征.

**关键词** 地球内核; 各向异性; 横向变化; 衰减

doi:10.6038/cjg2020N0209

中图分类号 P315

收稿日期 2019-07-29, 2020-04-02 收修定稿

## Regional variations of velocity and attenuation anisotropy at the top 300 km of the inner core

QIN JiaLing<sup>1,2</sup>, SUN XinLei<sup>1\*</sup>, ZHANG Peng<sup>1,2</sup>, FAN An<sup>1,2</sup>

1 State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

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

**Abstract** The attenuation structure is an important parameter of the Earth's core, which can be combined with the velocity structure to provide more comprehensive information on the formation and evolution of the inner core. In this study, we systematically collect PKPDF and PKPBC data

基金项目 国家自然科学基金(41774053, 41274057, 41330209)和同位素地球化学国家重点实验室(中国科学院广州地球化学研究所)基金(SKLabIG-18-09)共同资助.

第一作者简介 秦加岭, 男, 1991 年生, 现于中国科学院广州地球化学研究所攻读博士学位, 主要从事地球内核结构研究.

E-mail: qinjialing@outlook.com

\* 通讯作者 孙新蕾, 女, 1976 年生, 研究员, 主要从事地球内部结构及动力学的研究. E-mail: xsun@gig.ac.cn

from global, regional and temporary seismic networks from year 1991 to 2014, and investigate both the velocity and attenuation anisotropy structures at the top 300 km of inner core. Based on data availability, we select three regions in the inner core, which are beneath Australia, Africa and Central Pacific regions. Our results show regional variations in both velocity and attenuation anisotropies in these regions. There is no obvious velocity anisotropy beneath Australian, but there exist strong velocity anisotropies beneath Africa and Central Pacific regions. Meanwhile, the average velocity is 0.5% faster underneath Australia than AK135 model, but it is similar to that of the reference model underneath Africa and Central Pacific. For the inner core attenuation structure, we have the following results: 1) In equatorial direction, at the top 200 km of the inner core, Australia has the strongest attenuation, with  $Q$  value around 400. Africa and the Central Pacific have  $Q$  values at around 600 and 500, respectively. 2) Attenuation shows no/weak anisotropy in Australia, but shows obvious anisotropy in Africa and Central Pacific regions. 3) Finally, we find that the velocity and attenuation in all three areas have good correlation, with fast/slow velocity corresponds to high/low attenuation. Considering the locations of three regions, we conclude that inner core attenuation exhibit regional variations rather than simply hemispherical pattern. The core-mantle boundary thermal heterogeneities may couple with the inner core heat flow, generate different deformation and growth process at the inner core boundary, and create different iron crystal alignment in different regions, which causes different anisotropy in the inner core.

**Keywords** Inner core; Anisotropy; Lateral variation; Attenuation

## 0 引言

地球内核是由液态外核凝固形成的. 在内核形成的过程中, 不相容的轻元素上升进入液态外核, 与冷凝过程中散失的热量一起, 影响了地核的运动状态和物质组成(Jacobs, 1953; Fearn and Loper, 1981). 因此, 内核的生长过程决定了内核的结构和组分. 而了解内核的结构以及组分, 对研究地球的演化和动力学有着重要的意义(Jacobs, 1953; Gubbins, 1977; Loper, 1978; 李乐等, 2004; 温联星等, 2018).

内核结构的重要特点是速度径向各向异性的存在. 由于穿过内核的 S 波极难被发现, 内核的速度各向异性都是通过研究不同方向传播的 P 波来确定. 在本文中, 我们把各向异性按方向分为南北向和东西向, 其中南北向指基本平行于地球自转轴的方向, 而东西向指平行于赤道面的方向.

之前的地震学研究表明地球内核存在复杂的三维速度结构: 在内核顶部, 无论速度的各向同性(Niu and Wen, 2001; Cao and Romanowicz, 2004)还是各向异性(Tanaka and Hamaguchi, 1997)都存在东西半球差异, 即内核东半球( $40^{\circ}\text{E}$ — $160^{\circ}\text{E}$ / $180^{\circ}\text{E}$ )的各向同性速度快于西半球(其余部分), 而西半球

速度的各向异性强于东半球. 其次, 内核的各向异性还随深度的增加逐渐增强(Song and Helmberger, 1998; 宋晓东, 1998; Ouzounis and Creager, 2001). 最后, 虽然还存在一定争议, 但在内核的最深处很可能存在着一个各向异性与顶部不一致的内内核(Ishii and Dziewoński, 2003; Deschamps and Trampert, 2004; Vernon F Cormier and Stroujkova, 2005; Sun and Song, 2008; 陈佳维等, 2015). 如此复杂的地球内核结构对我们解释内核的形成提出了巨大的挑战.

衰减是研究内核的另外一个重要参数, 它对内核结构和组分的变化更为敏感. 因此将地球内核的速度和衰减信息相结合, 可以了解地球内核的成分、生长和演化过程提供更全面的约束.

全球区域和移动地震台网的增加为研究内核衰减结构(尤其是东西方向的衰减)提供了充足的数据. 与内核的速度结构相似, 众多研究认为内核顶部(内核边界以下 100 km 的范围)的衰减结构也存在东西半球差异(Niu and Wen, 2001; Wen and Niu, 2002; Cao and Romanowicz, 2004), 然而也有研究认为内核的衰减结构存在比半球差异更为复杂的特征(Cormier and Attanayake, 2013; Attanayake et al., 2014; Iritani et al., 2014). 另外, 多项研究也表明内核的衰减结构也会随着深度的变化而变化,

尽管这些结果并不完全一致. 比如, Doornbos(1974)的研究表明, 内核的衰减在顶部最强, 且随着深度的增加逐渐减弱; Tseng 等(2001)认为在北太平洋东部内核的衰减也随着深度减弱,  $Q$  值从 200 km 深度的 240 升高至 270 km 深度的 340; 而 Kazama 等(2008)则认为在太平洋东北部区域, 内核边界以下 200~300 km 深度衰减最强.

以上衰减结果都是基于穿过内核东西向的地震波得到的, 所以代表的是东西方向上的内核衰减结果. 地震学研究很久之前就观测到沿南北向穿过地球内核的 PKPDF 波相对于东西向传播的波具有更小的振幅和更宽的波形(Creager, 1992; Song and Helmberger, 1995), 这种现象可以用衰减的各向异性来解释. 但由于全球高纬度地区地震和台站的分布并不多, 地球内核南北向衰减结构的研究还比较欠缺. 目前的地震学研究表明内核的衰减各向异性存在复杂的结构, 例如, Souriau 和 Romanowicz(1996)认为非洲下方的内核存在明显的衰减各向异性, 而 Helffrich 等(2002)在欧洲下方的内核中并没有发现衰减各向异性; 另外, Yu 和 Wen(2006)通过分析全球的 PKPDF 数据发现内核的衰减各向异性也存在东西半球差异. 然而, 他们的数据来自全球不同的区域, 不同方向的数据覆盖并不好, 因此衰减各向异性的结果可能会受到内核衰减的区域不均匀性的影响.

在本研究中, 我们系统收集了  $146^\circ$  到  $154^\circ$  的全球 PKPDF 和 PKPBC 数据(图 1), 根据它们在内核不同区域各个方向的分布, 最终选取了三个区域并分别反演这三个区域内核顶部 300 km 的速度和衰减各向异性. 结果表明, 内核顶部的速度和衰减各向异性结构都存在区域性变化, 且速度和衰减之间存在明显的正相关性. 同时, 我们也进一步讨论了可能导致这些变化的机制, 这些结果为理解内核的生长和测试不同的内核形成机制提供了重要信息.

## 1 数据

本研究采用的数据是穿过地核的 PKPDF 和 PKPBC 震相(图 1). 由于穿过地球内核的 PKPDF 震相与穿过地球外核的 PKPBC 震相在地壳和地幔中传播的射线路径相近, PKPBC 和 PKPDF 的相对走时残差及其振幅比可以减弱或消除地壳和地幔不均一性、地震定位和发震时刻误差的影响, 因此可以用来约束内核顶部 300 km 的速度和衰减结构. 在

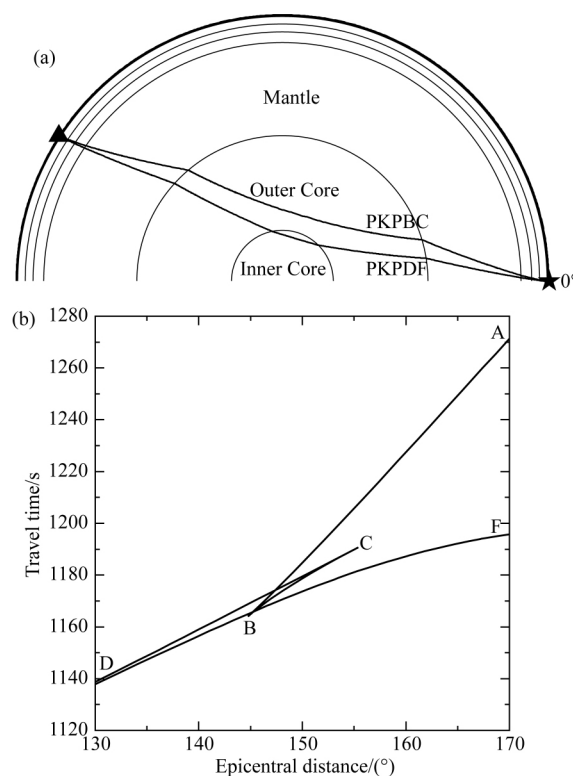


图 1 PKPDF 和 PKPBC 震相射线路径图(a)和走时曲线图(b). 图中震源深度为 100 km, 震中距  $147^\circ$ , 走时计算基于 AK135 模型

Fig. 1 The ray paths (a) and travel time curves (b) of PKPDF, PKPBC phases at an epicentral distance of  $147^\circ$ . The event is at 100 km depth, and travel time curves are from AK135 model

本文中, 我们将射线角度  $\phi$  定义为穿过内核的 PKPDF 射线与地球赤道面的夹角, 当夹角  $\phi$  小于  $55^\circ$  时定义为东西向, 否则定义为南北向.

我们系统收集了 1991—2014 年全球地震台网的宽频带和短周期垂直分量的波形数据. 为了获取高质量的数据, 我们筛选数据的标准是震级( $M_w$ )大于 5.5, 震中距在  $146^\circ \sim 154^\circ$  之间. 为了获取更多南北向的数据, 地震事件或台站处于高纬度地区(纬度  $> 50^\circ$ )时, 则放宽地震震级( $M_w$ )到大于 5.

所有的地震数据都去除了仪器响应并进行了 0.2~2 Hz 的带通滤波. 为了保证 PKP 数据的质量, 我们手动挑选出了具有清晰的 PKP 震相以及高信噪比的地震波形数据. 根据南北向和东西向的数据在地球内核中的分布, 最终选取了三个区域, 它们分别位于澳大利亚、非洲和太平洋中部下方, 其中每个区域南北向和东西向数据都有很好的覆盖(图 2). 为了表达简洁, 以下文中提到的澳大利亚、非洲和太平洋中部区域都代表澳大利亚、非洲和太平

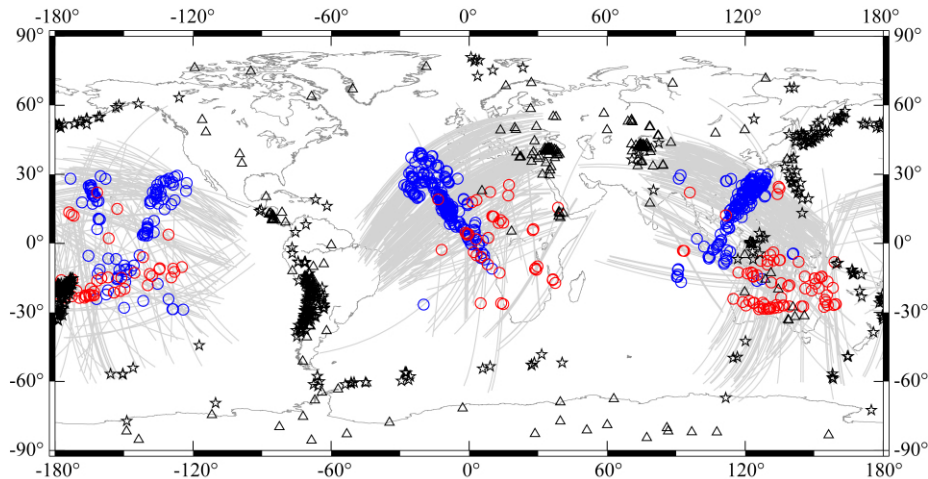


图2 PKPDF 震相射线分布图

灰色线条是 PKPDF 震相穿过内核的路径, 黑色五角星和三角形分别代表地震和台站的位置. 我们还标出了每个射线路径的 PKPDF 的拐点, 其中蓝色和红色圆圈分别代表东西向和南北向数据.

Fig. 2 Ray coverage map of PKPDF phases

Gray lines are PKPDF ray segments in the inner core, black stars and triangles represent locations of earthquakes and stations, respectively. We also plot PKPDF turning points for each ray path, in which blue and red circles are for equatorial and polar paths, respectively.

洋中部下方的内核区域.

最后, 我们分别在澳大利亚、非洲和太平洋中部区域挑选了 220、228 和 152 组数据, 分别进行速度和衰减结构的研究.

## 2 P 波速度

### 2.1 相对走时残差

内核的速度结构通过反演 PKPBC-PKPDF 的相对走时残差得到. PKPBC-PKPDF 的走时残差定义为观测到的 PKP 震相的相对走时与理论计算结果的差值, 通过波形互相关方法测量得到 (图 3a 和图 3b). 为了保障数据质量, 只有互相关系数大于 0.5 的数据才被保留. 图 3c 是测量相对走时的互相关系数柱状分布图, 从图中可以看出绝大部分数据的互相关系数大于 0.7. 在计算中, 我们还对数据进行地球扁平和地幔不均一结构的校正, 最后走时残差可以通过以下公式表示:

$$\delta t = (BC - DF)_{\text{obs}} - (BC - DF)_{\text{AK135}} - (BC - DF)_{\text{ellip}} - (BC - DF)_{\text{Mantle}}, \quad (1)$$

其中  $(BC - DF)_{\text{obs}}$  是观测的 PKPBC-PKPDF 相对走时,  $(BC - DF)_{\text{AK135}}$  是根据 AK135 速度模型 (Kennett et al., 1995) 计算的理论相对走时,  $(BC - DF)_{\text{ellip}}$  和  $(BC - DF)_{\text{Mantle}}$  分别是对 PKPBC-PKPDF 相对走时残差做的地球扁平和地幔不均一性校正, 其中地幔不均一性对走时残差的校正基于 MIT 的 P 波三

维地幔模型 (Li et al., 2008).

图 4 是澳大利亚、非洲和太平洋中部的 PKPBC-PKPDF 相对走时残差随深度的变化. 横坐标的深度是 PKPDF 在内核中的转折深度, 即 PKPDF 的最大采样深度. 为反映相对走时残差随深度的变化趋势, 我们对数据进行了平滑平均, 即对原始残差在深度上用宽度为 30 km, 步长为 15 km 的滑动窗口计算其均值. 图中显示, 穿过澳大利亚区域的東西向残差大多为正值, 并且随深度的增加逐渐减小, 说明这个区域的速度比参考模型快; 但随着深度的增加, 速度的增加逐渐减小. 此外, 澳大利亚南北向的走时残差与東西向的走时残差没有明显差异, 说明澳大利亚的速度各向异性较弱或不存在各向异性. 另一方面, 非洲和太平洋中部的東西向走时残差大部分为负值, 并且随深度没有明显变化, 说明这两个区域的速度比参考模型要慢. 但是, 非洲和太平洋中部南北向与東西向的走时残差存在明显差异, 表明这两个区域存在明显的速度各向异性, 而且非洲南北向路径的走时残差分布的离散性明显大于太平洋中部.

### 2.2 速度模型

基于走时残差与速度扰动之间的线性关系假设 (公式 (2)), 我们将所得到的相对走时残差转换为相应的速度扰动:

$$\frac{\delta v}{v} = \frac{\delta t}{t}, \quad (2)$$

这里  $\delta v$  和  $v$  分别代表内核平均速度扰动值和平均速度,  $\delta t$  是 PKPBC 和 PKPDF 的相对走时残差,  $t$  为

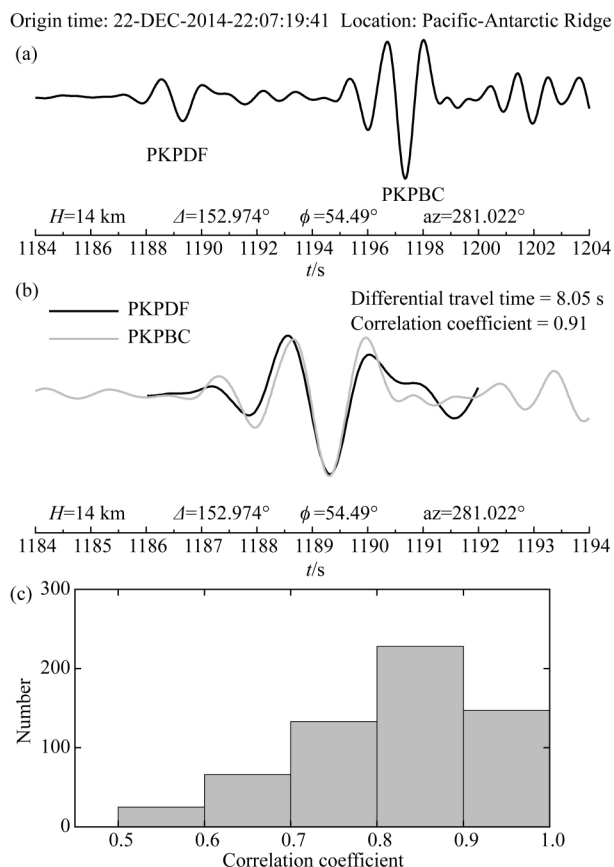


图3 通过波形互相关方法测量相对走时的例子以及文中所用走时数据的互相关系数分布

(a) KUR20 台站记录的原始波形数据,可以清晰的看出 PKPDF 和 PKPBC 震相;(b) PKPDF 和 PKPBC 的互相关,黑色实线为 PKPDF 震相,灰色实线为 PKPBC 震相,两者走时差为 8.05 s;(c) PKPBC-PKPDF 相对走时的互相关系数分布直方图。

Fig. 3 Example of PKPDF-PKPBC differential travel time measurements from cross correlation, and distribution of cross-correlation coefficients

(a) Original seismogram from KUR20 station shows clear PKPDF and PKPBC phases; (b) The cross correlation between PKPDF and PKPBC. The black solid line is the PKPDF phase, the gray solid line is the PKPBC phase, and the time shift is 8.05 s; (c) The histogram of the cross-correlation coefficients of PKPBC-PKPDF differential travel time measurements.

PKPDF 波在内核中传播的时间。

在速度反演中,我们将内核顶部 300 km 分为三层:厚度分别为 200 km、50 km 和 50 km。根据射线理论,相对走时残差可以表示为:

$$\delta t_i = \sum_{j=1}^3 a_j t_i^j, \quad (3)$$

其中  $\delta t_i$  是第  $i$  条射线路径的走时残差,  $a_j$  是第  $j$  层的速度扰动系数,  $t_i^j$  是第  $i$  条射线在第  $j$  层的走时。

在反演中,我们将每个区域的走时残差都按照东西向和南北向分为两组(如图 4)。对每一组数据,

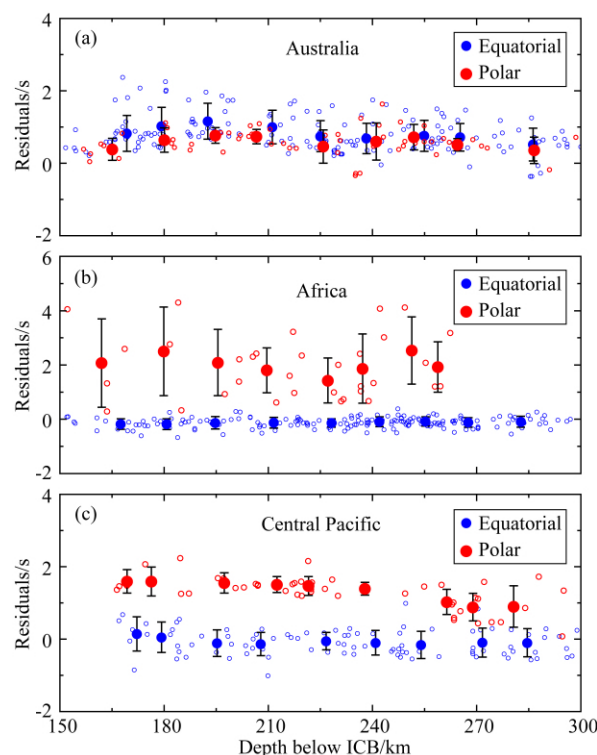


图4 澳大利亚(a)、非洲(b)和太平洋中部(c)地区的 PKPBC-PKPDF 相对走时残差(空心圆)与 PKPDF 折返深度的关系

图中分组数据(实心圆)是利用 30 km 宽的窗口,15 km 步长平移计算得到的,误差条表示一个标准差。在数据中,蓝色和红色符号分别对应东西向数据和南北向数据。

Fig. 4 PKPBC-PKPDF differential travel time residuals (open circles) as a function of PKPDF turning depth for Australia (a), Africa (b) and Central Pacific (c) regions. The binned data (solid circles) in the figure are calculated using a moving window of 30 km width and 15 km step. Error bars represent one standard deviation. The blue and red symbols correspond to the equatorial and polar data, respectively.

根据公式(2)和(3)反演一维分层速度模型,并进行区域间的对比。

图 5 则显示了三个区域内核速度在两个方向随深度的变化。总的来说,在顶部 200 km,澳大利亚东西向的速度比 AK135 模型快 0.87%;非洲东西向速度比 AK135 模型慢 0.14%;而太平洋中部东西向速度与 AK135 模型没有明显差异。当深度大于 200 km 时,这三个区域东西向速度没有明显差异,只有 0.1% 的变化幅度。此外,澳大利亚南北向和东西向的速度没有明显差异,而非洲和太平洋中部的南北向和东西向速度都存在明显差异,且非洲的差异明显大于太平洋中部。这表明澳大利亚之下的内核速度各向异性并不明显,而非洲和太平洋中部存在明显的速度各向异性,非洲的速度各向异性强于太平

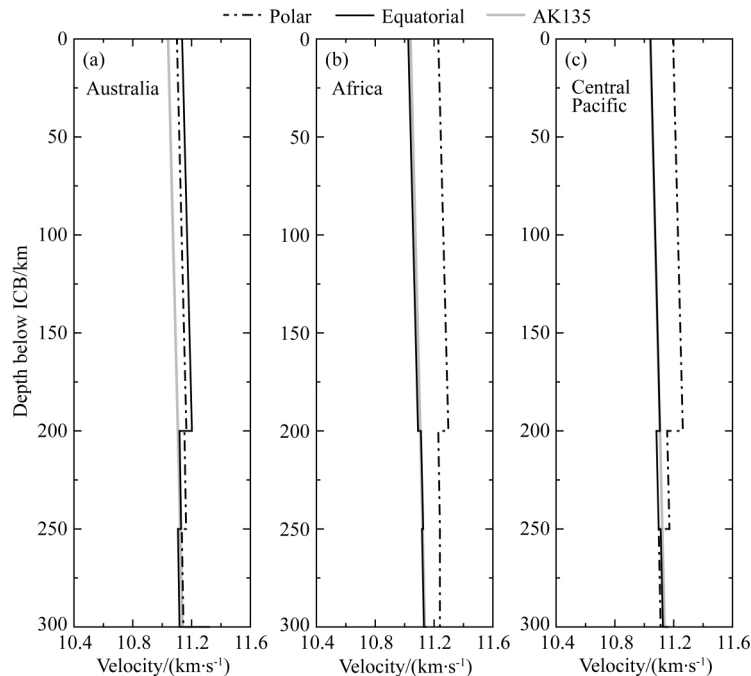


图 5 澳大利亚(a)、非洲(b)和太平洋中部(c)区域反演的速度模型

图中是三个区域东西向速度(黑色实线)和南北向速度(黑色虚线)与深度的关系. 为了便于比较, 还绘制了 AK135 速度模型(灰线).

Fig. 5 Inverted inner core velocity models for Australia (a), Africa (b) and Central Pacific (c) regions

The equatorial (black solid line) and polar (black dashed line) velocity models are plotted as a function of depth.

For comparison, AK135 model is also plotted (gray line).

洋中部的各向异性. 同时, 非洲和太平洋中部这两个区域南北向和东西向速度差异随着深度增加明显减小, 这也说明内核的各向异性随深度增加逐渐减弱.

如果按东西半球划分, 澳大利亚区域属于东半球, 非洲和太平洋中部区域则属于西半球. 对于东西向速度, 这三个区域的速度变化特征和之前研究中得到的半球变化趋势比较一致 (Tanaka and Hamaguchi, 1997; Sun and Song, 2008; Miller et al., 2013), 即东半球速度快于西半球. 然而, 我们的结果却显示速度各向异性在同属于西半球的非洲和太平洋中部存在明显差异: 在内核顶部 200 km, 非洲南北向的速度扰动为 1.7%, 而太平洋中部南北向的速度扰动为 1.4%, 这表明西半球内部的速度各向异性并不统一. 这种区域性的差异在其他研究中也指出过: 比如非洲和欧洲区域 (Irving, 2016) 的速度各向异性也存在明显的横向变化, 各向异性变化幅度为 1%~2.9%. 这充分说明内核顶部速度结构的区域性变化是普遍存在的.

### 3 衰减结构

#### 3.1 PKPBC 和 PKPDF 的频谱比

由于 PKPDF 和 PKPBC 在地壳、地幔中的射线

路径相似且外核的衰减可以忽略不计, 它们的振幅比可以用来研究内核的衰减. 这里我们选用 PKPDF 和 PKPBC 的频谱比来计算内核的  $Q$  值 (Niazi and Johnson, 1992; Tseng et al., 2001; Helffrich et al., 2002). PKPDF 与 PKPBC 的频谱比的对数可以用下面的公式表示:

$$\ln \left[ \frac{A_{DF}(f)}{A_{BC}(f)} \right] = a - \pi f t^*, \quad (4)$$

其中

$$t^* = \int_{\text{path}} \frac{dt}{Q_P}, \quad (5)$$

$t^*$  是衰减因子 ( $Q$ ) 沿着 PKPDF 射线路径在内核中的积分,  $A_{DF}(f)$  和  $A_{BC}(f)$  分别是 PKPDF 和 PKPBC 在频率域的振幅,  $f$  为频率,  $a$  是常数,  $Q_P$  是 P 波在内核中的衰减值. 由此可见, 通过计算 PKPDF 和 PKPBC 在频域中频谱比对数的斜率, 可以方便地推算出  $t^*$  值, 进而计算出  $Q$  值.

在这个过程中, 我们用多通道滤波方法 (Park et al., 1987) 计算 PKPDF 和 PKPBC 的频谱 (其中 PKPDF 和 PKPBC 的时间窗的选取长度在 4~10 s), 然后计算频谱比的斜率并将其转换为  $t^*$ . 图 6 是 PKPDF 与 PKPBC 的频谱比示例, 因为 PKPBC 和 PKPDF 的频谱比受噪声等因素影响, 我们选择噪



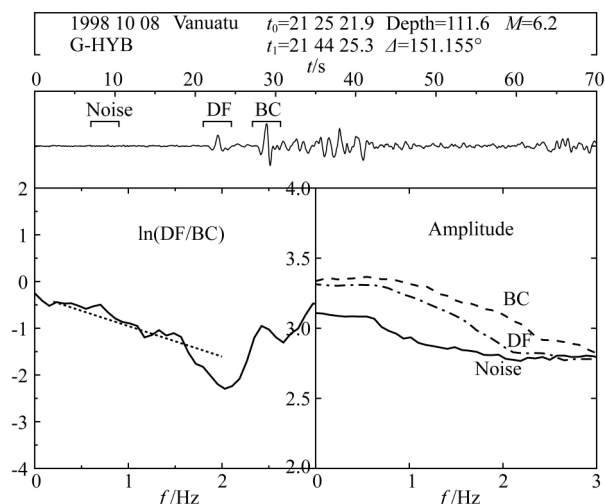


图 6 内核  $Q$  与频率关系的分析图

顶部:用于频谱分析的宽频带垂直分量地震记录图. 左下:PKP (DF)/PKP(BC)振幅比的对数与频率的关系. 右下角:相位 PKP(DF)、PKP(BC)和噪声在频率域的振幅.

Fig. 6 Analysis of the inner core  $Q$  in frequency domain

Top: Example of vertical component from a broad-band seismogram. Lower left: Logarithm of the amplitude ratio of PKP(DF)/PKP (BC) as a function of frequency. Lower right: Amplitude spectra of phase PKP(DF), PKP(BC) and the noise.

声明明显低于 PKP 震相的频谱段 ( $< 2$  Hz) 进行研究. 用最小二乘法计算该频谱比在  $0.2 \sim 2$  Hz 的斜率, 从而进一步得出内核中的  $Q$  值.

图 7 是澳大利亚、非洲和太平洋中部区域用频谱比计算的  $t^*$  随深度的变化, 这里分组数据的计算方法与图 4 一样. 总的来说, 这三个区域的  $t^*$  值随深度增加而增加. 在东西方向, 三个区域的  $t^*$  值在  $150 \sim 250$  km 的变化趋势存在明显差异: 澳大利亚的  $t^*$  值从  $0.3$  s 增加到  $0.4$  s, 而非洲的  $t^*$  值从  $0.15$  s 增加到  $0.4$  s 左右, 太平洋中部的  $t^*$  值从  $0.2$  s 增加到  $0.3$  s 左右. 这表明不同区域的衰减随深度的增加变化幅度存在差异.

### 3.2 衰减结构东西向的区域变化

同速度反演一样, 利用  $t^*$ , 我们分三层反演不同区域不同方向的  $Q$  值.  $t^*$  可以表示为:

$$t_i^* = \sum_{j=1}^3 \frac{t_i^j}{Q_j}, \quad (6)$$

其中  $t_i^*$  为第  $i$  条射线的  $t^*$  值,  $Q_j$  代表了内核第  $j$  层中的  $Q$  值.

图 8 是根据公式 (6) 反演的衰减随深度的变化结果. 结果显示内核顶部的速度和衰减存在复杂的横向不均匀性: 澳大利亚和非洲区域的衰减都随深度变化先增加再减小, 且都在  $200 \sim 250$  km 深度

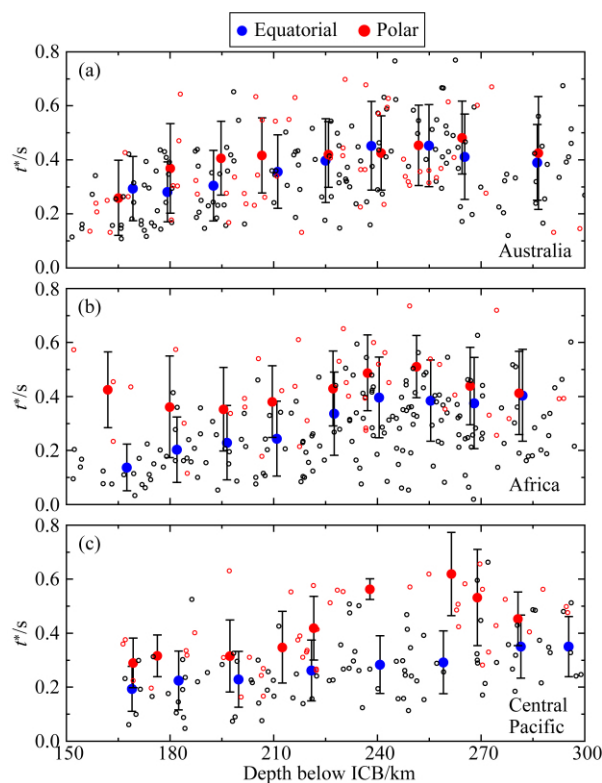


图 7 澳大利亚 (a)、非洲 (b) 和太平洋中部 (c) 区域

下方内核的  $t^*$  与 PKPDF 折返深度的关系

分组数据的计算方法与图 4 一样. 蓝色和红色符号分别表示东西向数据和南北向数据.

Fig. 7  $t^*$  as a function of PKPDF turning depth for Australia (a), Africa (b) and Central Pacific (c) regions. Binned data are calculated by the same way as in Fig. 4. Blue and red symbols are for equatorial and polar data, respectively.

达到最强 ( $Q=200$ ); 而太平洋中部的衰减随深度增加逐渐变强. 在顶部  $200$  km, 澳大利亚的衰减最强 ( $Q=390$ ), 非洲和太平洋中部的衰减都相对较弱,  $Q$  值分别为  $640$  和  $520$ . 在  $200 \sim 250$  km, 太平洋中部区域的衰减相对于澳大利亚和非洲仍然较弱 ( $Q=300$ ); 当深度大于  $250$  km, 太平洋中部的  $Q$  值明显大于澳大利亚和非洲.

前人的研究也注意到内核顶部的衰减结构在东西向存在区域变化: Tanaka (2012) 认为内核的半球结构比之前的模型 (Souriau, 2009) 延伸得更深, 而且  $Q$  值在东半球随深度变化, 但其在西半球随深度增加却没有明显变化; Attanayake 等 (2014) 收集了全球 PKPDF 和 PKPCD 波形数据来研究内核顶部结构, 尤其是各向同性速度与衰减之间的关系. 他们认为内核顶部存在三个不同的区域而非简单的半球结构: (1) 东半球为高速和高衰减区域; (2) 西半球东部 (非洲) 为低速和低衰减区域; (3) 西半球西部 (太

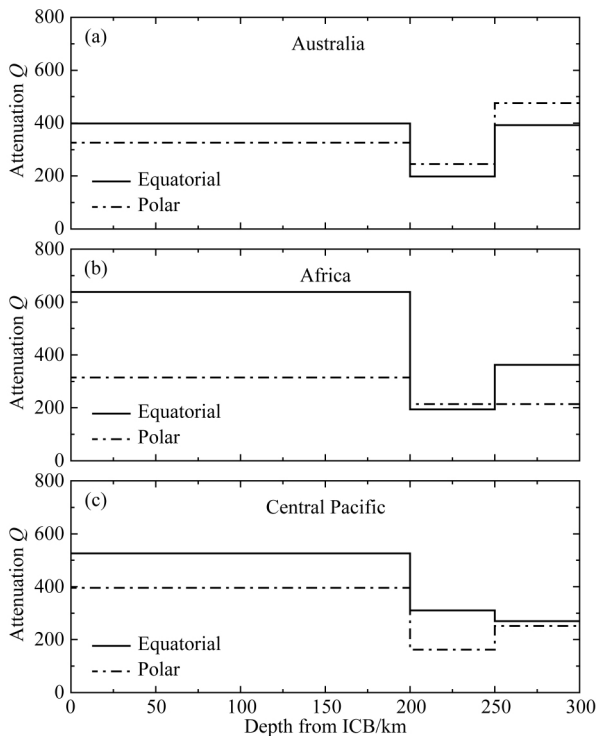


图 8 澳大利亚(a)、非洲(b)和太平洋中部(c)地区  
内核  $Q$  值随深度的变化

黑色实线和黑色虚线分别代表东西向和南北向路径的衰减.

Fig. 8 Depth distribution of  $Q_p$  for Australia (a),  
Africa (b) and Central Pacific (c) regions

Black solid lines and dashed lines represent attenuation for  
equatorial and polar paths, respectively.

平洋)为低速和高衰减区域. 在另一项独立研究中, Iritani 等(2014)同样将西半球分为北美和非洲两部分并用波形拟合的方法确认了非半球结构. 尽管 Iritani 等(2014)的结果和 Attanayake 等(2014)的结果存在差异,但他们都认为内核顶部存在更为复杂的结构而不是简单的一阶半球结构,这与我们的结果一致.

在本文研究的三个区域中,结果显示内核的横向不均一性在深度大于 200~250 km 时逐渐消失. Tanaka(2012)和 Iritani 等(2014)也发现内核顶部存在不均匀性且该不均一性的厚度在 300 km 左右. 然而我们反演出的  $Q$  值明显大于 Tanaka(2012),但是与 Wen 和 Niu(2002)、Yu 和 Wen(2006)得到东半球和西半球的  $Q$  值(分别为 300 和 600)一致.

虽然本研究中  $Q$  随深度变化的分辨率较低,但太平洋中部的衰减随着深度的变化结果与 Kazama 等(2008)结果一致,即衰减随着深度增加而增强,并在 200~300 km 衰减达到最强. 澳大利亚和非洲的衰减随深度的变化与太平洋中部相似,但是这两个

区域在 200~250 km 的衰减最强,在 250~300 km 衰减都开始减弱.

### 3.3 衰减的各向异性

地震学研究很早就认识到地球内核介质的衰减结构可能呈现各向异性,如 Souriau 和 Romanowicz(1996)观测到穿过非洲下方南北向的 PKPDF 与 PKPBC 振幅比比东西向更小,由此推断内核的衰减存在各向异性. Yu 和 Wen(2006)进一步分析了全球的数据,发现东半球衰减的各向异性较弱,西半球衰减的各向异性较强,且衰减和速度具有极好的相关性(高速对应高衰减,低速对应低衰减).

我们的研究结果表明澳大利亚、非洲和太平洋中部下方的内核中各向异性各有不同(图 8). 将每个区域东西向与南北向的衰减分别进行对比,结果显示澳大利亚东西向和南北向的衰减并不存在明显差异;而非洲和太平洋中部东西向和南北向的衰减存在着明显差异. 在非洲区域,内核顶部 200 km 的  $Q$  值从东西向的 640 变化到南北向的约 310;随着深度增加,这种差异基本消失. 在太平洋中部区域内核顶部 250 km,  $Q$  值从东西向的 530 变化到南北向的 400. 随着深度增加,衰减的各向异性减弱. 这些结果表明澳大利亚的衰减各向异性并不明显,而非洲和太平洋中部存在明显的衰减各向异性,且非洲的各向异性强度大于太平洋中部. 另外,随着深度的增加,三个区域内核衰减的方向性差异逐渐减小,表明衰减的各向异性差异也只存在于内核顶部一定范围.

## 4 讨论

在 2.2 节和 3.2 节中,我们分别将速度和衰减结果与前人研究进行了对比. 下面我们通过讨论速度与衰减的关系并结合速度和衰减结构的区域变化来探讨内核的形成机制.

### 4.1 速度与衰减的关系

根据之前的结果(图 5,图 8),澳大利亚、非洲和太平洋中部三个区域的速度和衰减结构明显存在相关性,主要表现为快/慢速与高/低衰减相对应. 为了更清楚的展示这种相关性,我们将速度和衰减直接对比,由于澳大利亚区域没有明显各向异性,这里只显示了非洲和太平洋中部的数据(图 9a 和 9b). 图中显示,无论是东西向还是南北向,非洲和太平洋中部区域的速度和衰减都呈现比较好的相关性,即高速对应高衰减,低速对应低衰减,其中非洲区域尤其



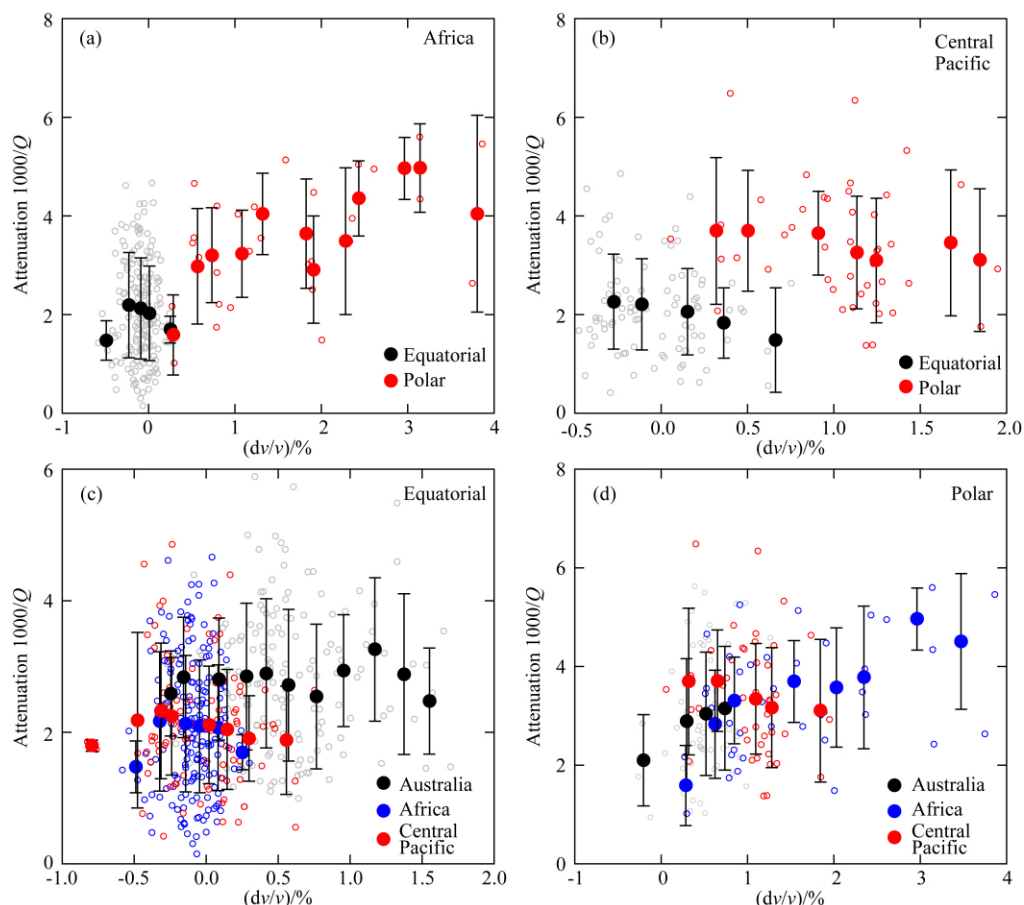


图 9 内核中速度和衰减的关系

(a)和(b)分别是非洲和太平洋中部区域内核的衰减和速度扰动的关系。黑色和红色符号分别表示东西向数据和南北向数据,它们都表现出了速度各向异性与衰减各向异性的较明显的相关性。(c)和(d)则是东西向和南北向上不同区域的速度和衰减的相关性。注意这两个图中包含了三个区域的数据。从图中可以看出,南北向各区域的速度和衰减的关系和东西向一致,即高/低速对应高/低衰减。

Fig. 9 Correlations between attenuation and velocity perturbation in the inner core

(a) and (b) are data in Africa and Central Pacific in all directions. Black and red circles are for equatorial and polar data, respectively. The velocity anisotropy correlates well with attenuation anisotropy in these two regions. (c) and (d) are velocities and attenuations in equatorial and polar directions, respectively. They both show good correlation of velocity and attenuation in different directions, in which high/low velocity correlates with high/low attenuation.

明显,这也表明非洲区域的各向异性较强。

同时,为了研究不同区域内的内核结构变化特征,我们还分别对比了三个区域东西向和南北向的速度和衰减(图 9c 和 9d)。在东西向和南北向上,不同区域的速度和衰减也存在相似的相关性。其中东西方向上的速度和衰减的正相关关系和之前的研究基本一致(Yu and Wen, 2006)。然而,前人关于南北方向上内核的速度和衰减关系的研究非常少,我们的结果在这一方面做了重要补充,并且显示了和东西向类似的结果。

这种同一区域内不同方向的速度与衰减的相关性,以及不同区域间同方向上速度和衰减的相关性,表明内核顶部的各向异性主要与铁晶体的定向排列

有关(Souriau and Romanowicz, 1996; Yu and Wen, 2006; Souriau, 2009),详细的讨论在 4.2 节中。

#### 4.2 成因机制

为了解释内核的半球结构,研究者们提出了两种物理机制。一种是平移对流模型(Alboussière et al., 2010; Monnereau et al., 2010),即内核在生长过程中其重心的偏移使东西半球的物质分别发生熔融或结晶,从而导致了两个半球的不同速度和衰减;另一种模型则认为内核的生长与核-幔边界的不均匀热结构之间存在耦合(Aubert et al., 2008; Gubbins et al., 2011)。核幔边界的横向温度变化可以影响内核不同区域的热流,也可以在不同区域产生熔融或结晶过程。第一种模型中,熔融和结晶过程

造成了铁晶体颗粒大小的不同(东半球铁晶体大,西半球铁晶体小),解释了速度和衰减的半球变化。然而这种平移对流不能导致任何剪切变形,因而很难解释内核各向异性的存在。第二种模型认为核幔边界不均一的热流可以通过外核对流作用在内核边界附近产生局部熔融/结晶。这种模型不仅可以解释外核底部低速层(F层)的存在,而且能够使内核顶部的结构产生大规模横向变化。尽管这两个模型预测的熔融和冷凝固结晶的位置相反,但它们都可以解释东西向上东西半球的速度和衰减差异以及速度和衰减之间的正相关关系。

然而,在东西向的内核速度和衰减结构上,我们已经充分展示了不同区域的差异性,第一种平移对流模型很难去解释这种区域差异(虽然我们并不能完全排除它)。对于第二种模型,如果核幔边界和内核耦合,则核幔边界不均匀的区域分布很有可能导致内核的区域变化。比如考虑到核幔边界的温度差异,Gubbins等(2011)预测在印度洋下方存在狭窄且冷凝较快的区域,这与本研究中澳大利亚区域高速高衰减的观测结果大致一致。而东西向的太平洋中部和非洲区域存在低速低衰减,这也与预测的熔融区域相一致。

但单纯的冷凝或熔融并不能解释内核的各向异性,更合理的解释可能是内核晶体定向排列的不同。内核在生长过程中,受核幔边界热流的影响,会在不同区域产生不同的变形(Reaman et al., 2011)。在某些区域,如果内核的结晶颗粒比较小,则变形主要以扩散蠕变为主,不会表现出明显的各向异性;而在另一些区域,内核结晶后随着结晶颗粒的生长,它的变形机制逐渐转变成位错蠕变,进而引起铁晶体的定向排列,产生各向异性。

另外,Gubbins等(2011)认为在过去的100~300百万年中,核幔边界的热结构可能保持不变,而内核生长速率为 $1\text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ,这就可以解释100~300 km的半球结构。在本研究中,我们也确认了速度、衰减以及各向异性的区域变化只存在在内核顶部200 km左右。

综合以上分析,我们认为地球内核的区域结构更可能来源于核幔边界和内核之间耦合作用:核幔边界的热流的不均一性影响了内核顶部不同区域的对流速度、热流以及冷凝或熔融的速率,在内核中产生了不同的生长过程和不同的变形,导致铁晶体不同的排列方式,进一步造成了速度、衰减和各向异性的不均一性。

## 5 结论

通过分析 PKPBC-PKPDF 的相对走时残差和 PKPDF/PKPBC 的频谱比,我们反演了澳大利亚、非洲和太平洋中部三个区域下方内核顶部300 km的速度和衰减结构。结果表明这三个区域的速度和衰减存在明显的不均一性:澳大利亚区域内核的速度快、衰减强,而非洲和太平洋中部内核的速度慢、衰减弱。另一方面,澳大利亚区域的内核没有明显的各向异性,而非洲和太平洋中部区域的内核存在明显的各向异性,且非洲的各向异性强于太平洋中部。同时,速度与衰减呈正相关关系,并且衰减的横向变化以及各向异性的区域变化主要集中在内核顶部200 km。这些结果可能与内核生长的区域性变化有关,这种区域性变化可以通过内核与核幔边界的热耦合得到解释,即核幔边界的不均匀热结构会影响内核的热流和变形,导致铁晶体的随机或优先取向排列,从而形成不同的各向异性。

受限于数据,我们的研究只针对有限的三个区域。为了更好地了解内核结构,我们仍需对其他区域以及内核的更深处进行进一步的研究,为地球动力学和矿物学提供更精确的观测依据。同时,矿物学和动力学模型也必须要考虑内核的区域性变化,以及各向异性的存在。

## References

- Alboussière T, Deguen R, Melzani M. 2010. Melting-induced stratification above the Earth's inner core due to convective translation. *Nature*, 466(7307): 744-747.
- Attanayake J, Cormier V F, De Silva S M. 2014. Uppermost inner core seismic structure-new insights from body waveform inversion. *Earth and Planetary Science Letters*, 385: 49-58.
- Aubert J, Amit H, Hulot G, et al. 2008. Thermochemical flows couple the Earth's inner core growth to mantle heterogeneity. *Nature*, 454(7205): 758-761.
- Cao A, Romanowicz B. 2004. Hemispherical transition of seismic attenuation at the top of the earth's inner core. *Earth and Planetary Science Letters*, 228(3-4): 243-253.
- Chen J W, Niu F L, Ning J Y. 2015. Anisotropy of the innermost inner core further constrained by Chinese Data. *Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis* (in Chinese), 51(5): 843-849.
- Cormier V F, Stroujkova A. 2005. Waveform search for the innermost inner core. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1-2): 96-105.
- Cormier V F, Attanayake J. 2013. Earth's solid inner core: Seismic implications of freezing and melting. *Journal of Earth Science*,

- 24(5): 683-698.
- Creager K C. 1992. Anisotropy of the inner core from differential travel times of the phases PKP and PKIKP. *Nature*, 356(6367): 309-314.
- Deschamps F, Trampert J. 2004. Towards a lower mantle reference temperature and composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 222(1): 161-175.
- Doornbos D J. 1974. The anelasticity of the inner core. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 38(2): 397-415.
- Fearn D R, Loper D E. 1981. Compositional convection and stratification of Earth's core. *Nature*, 289(5796): 393-394.
- Gubbins D. 1977. Energetics of the Earth's core. *Journal of Geophysics*, 43:453-464.
- Gubbins D, Sreenivasan B, Mound J, et al. 2011. Melting of the Earth's inner core. *Nature*, 473(7347): 361-363.
- Helfrich G, Kaneshima S, Kendall J M. 2002. A local, crossing-path study of attenuation and anisotropy of the inner core. *Geophysical Research Letters*, 29(12): 9-1-9-4.
- Iritani R, Takeuchi N, Kawakatsu H. 2014. Intricate heterogeneous structures of the top 300 km of the Earth's inner core inferred from global array data: I. Regional 1D attenuation and velocity profiles. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 230: 15-27.
- Irving J C E, Deuss A. 2015. Regional seismic variations in the inner core under the North Pacific. *Geophysical Journal International*, 203(3): 2189-2199.
- Irving J C E. 2016. Imaging the inner core under Africa and Europe. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 254: 12-24.
- Ishii M, Dziewoński A M. 2003. Distinct seismic anisotropy at the centre of the Earth. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 140(1-3): 203-217.
- Jacobs J A. 1953. The Earth's inner core. *Nature*, 172(4372): 297-298.
- Kazama T, Kawakatsu H, Takeuchi N. 2008. Depth-dependent attenuation structure of the inner core inferred from short-period Hi-net data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 167(3-4): 155-160.
- 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.
- Li C, van der Hilst R D, Engdahl E R, et al. 2008. A new global model for P wave speed variations in Earth's mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(5): Q05018, doi: 10.1029/2007GC001806.
- Li L, Zhou H L, Chen Q F. 2004. Progress in the seismological study of the Earth's inner core. *Progress in Geophysics* (in Chinese), 19(2): 238-245.
- Loper D E. 1978. The gravitationally powered dynamo. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 54(2): 389-404.
- Monnereau M, Calvet M, Margerin L, et al. 2010. Lopsided growth of earth's inner core. *Science*, 328(5981): 1014-1017.
- Niazi M, Johnson L R. 1992. Q in the inner core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 74(1-2): 55-62.
- Niu F L, Wen L X. 2001. Hemispherical variations in seismic velocity at the top of the Earth's inner core. *Nature*, 410(6832): 1081-1084.
- Ouzounis A, Creager K C. 2001. Isotropy overlying anisotropy at the top of the inner core. *Geophysical Research Letters*, 28(22): 4331-4334.
- Park J, Lindberg C R, Vernon III F L. 1987. Multitaper spectral analysis of high-frequency seismograms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B12): 12675-12684.
- Reaman D M, Daehn G S, Panero W R. 2011. Predictive mechanism for anisotropy development in the Earth's inner core. *Earth and Planetary Science Letters*, 312(3-4): 437-442.
- Song X D. 1998. The earth's inner core and the dynamics of the earth's deep interior. *Earth Science Frontiers* (in Chinese), 5(S1): 1-9.
- Song X D, Helmberger D V. 1995. Depth dependence of anisotropy of Earth's inner core. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B6): 9805-9816.
- Song X D, Helmberger D V. 1998. Seismic evidence for an inner core transition zone. *Science*, 282(5390): 924-927.
- Souriau A, Romanowicz B. 1996. Anisotropy in inner core attenuation: a new type of data to constrain the nature of the solid core. *Geophysical Research Letters*, 23(1): 1-4.
- Souriau A. 2009. Inner core structure: Constraints from frequency dependent seismic anisotropy. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(6): 439-445.
- Sun X L, Song X D. 2008. Tomographic inversion for three-dimensional anisotropy of Earth's inner core. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 167(1-2): 53-70.
- Tanaka S, Hamaguchi H. 1997. Degree one heterogeneity and hemispherical variation of anisotropy in the inner core from PKP(BC)-PKP(DF) times. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2): 2925-2938.
- Tanaka S. 2012. Depth extent of hemispherical inner core from PKP(DF) and PKP(Cdiff) for equatorial paths. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 210-211: 50-62.
- Tseng T L, Huang B S, Chin B H. 2001. Depth-dependent attenuation in the uppermost inner core from the Taiwan short period seismic array PKP data. *Geophysical Research Letters*, 28(3): 459-462.
- Wen L X, Niu F L. 2002. Seismic velocity and attenuation structures in the top of the Earth's inner core. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B11): ESE 2-1-ESE 2-13.
- Wen L X, Tian D D, Yao J Y. 2018. Seismic structure and dynamic process of the Earth's inner core and its boundary. *Chinese Journal of Geophysics* (in Chinese), 61(3): 803-818, doi: 10.6038/cig2018L0500.
- Yu W C, Wen L X. 2006. Inner core attenuation anisotropy. *Earth and Planetary Science Letters*, 245(3-4): 581-594.

## 附中文参考文献

- 陈佳维, 钮凤林, 宁杰远. 2015. 用中国资料进一步约束地球最内核的各向异性. *北京大学学报(自然科学版)*, 51(5): 843-849.
- 李乐, 周蕙兰, 陈棋福. 2004. 地球内核的地震学研究进展. *地球物理学进展*, 19(2): 238-245.
- 宋晓东. 1998. 地球内核与地球深部动力学. *地学前缘*, 5(S1): 1-9.
- 温联星, 田冬冬, 姚家园. 2018. 地球内核及其边界的结构特征和动力学过程. *地球物理学报*, 61(3): 803-818, doi: 10.6038/cig2018L0500.

(本文编辑 何燕)