

利用SS前驱波研究纳斯卡—南美俯冲带周边 上地幔间断面起伏及其动力学意义

马宇岩 盖增喜[†]

北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871; [†] 通信作者, E-mail: zge@pku.edu.cn

摘要 利用 USArray 的远震记录资料, 对 1 万多条地震记录的 SS 前驱波进行共反射点叠加分析(叠加范围是半径为 5° 的球冠), 得到纳斯卡板块南部及南美板块西部(120°W—60°W, 30°S—5°N)上地幔间断面的起伏形态。由于数据很好地覆盖了研究区域, 叠加范围更小, 因此比以往的结果具有更高的空间分辨率。在 Galapagos, Easter 和 San Felix 这 3 个热点下方观测到的间断面起伏形态符合地幔深部存在高温异常的假设。还观测到: 在东太平洋洋隆南段下方, 410 km 间断面深度增加; 在俯冲带下方, 410 km 和 660 km 间断面深度增加。

关键词 上地幔间断面; 地幔过渡带; 热点; 俯冲板块; 东太平洋洋隆南段

中图分类号 P315

Topography of Upper Mantle Discontinuities Beneath Nazca Plate and Its Surrounding Area Reveals from SS Precursor and Its Tectonic Significance

MA Yuyan, GE Zengxi[†]

School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871; [†] Corresponding author, E-mail: zge@pku.edu.cn

Abstract An upper mantle discontinuity topography map of southern Nazca Plate and western South America Plate (120°W—60°W, 30°S—5°N) was obtained by using common mid-point stacking in bins of 5 degree radius over ten thousand USArray teleseismic records. The resolution was higher than that of previous studies because the records more densely sampled the region so that stacking bins were smaller. Discontinuity topography corresponding to high temperature anomalies in deep mantle was observed beneath Galapagos, Easter and San Felix hotspots. Other findings include a depression of 410 km discontinuity beneath Southern East Pacific Rise and depressions of both 410 km and 660 km discontinuities beneath the subduction zone.

Key words upper mantle discontinuity; mantle transition zone; hotspot; slab; Southern East Pacific Rise

纳斯卡板块是太平洋东部的一个相对年轻的板块, 构造活动强烈。纳斯卡板块向东俯冲于南美板块之下, 形成安第斯造山带; 西部在东太平洋洋隆地带与太平洋板块相接; 其南界与南极洲板块形成离散边界, 即智利海隆, 在该处因为海底扩张, 岩浆得以溢出; 其北界与科科斯板块形成离散边界, 即加拉帕戈斯海隆。在纳斯卡板块的西北角, 与科科斯板块和太平洋板块形成一个三联点; 其西南角则是纳斯卡板块、太平洋板块和南极洲板块相会的

三联点。此外, 纳斯卡板块下方还存在 3 个热点: Galapagos, Easter 和 San Felix。Fukao 等^[1]指出, 纳斯卡—南美俯冲板块延伸到达下地幔, 其地下形态较为复杂, 滞留深度从北往南逐渐减小, 俯冲倾角也有较大变化。Schmerr 等^[2]推测该俯冲板块携带的水参与了地幔物质的相变过程。热点 Galapagos, Easter 和 San Felix 分布在俯冲带西侧^[3], 一些研究者试图确认其热源位置, 以检验地幔柱假说^[4-5]。另外, 东太平洋洋隆南段(Southern East Pacific Rise,

国家自然科学基金(41374045, 41074029)资助

收稿日期: 2017-11-27; 修回日期: 2017-12-14; 网络出版日期: 2017-12-15

SEPR)下方层析成像结果显示,低速异常延伸至300 km深度^[6],Shen等^[7]曾利用海底地震仪记录,讨论该处洋中脊下方是否存在深部热源,但他们的研究区域范围较小。可见,确定纳斯卡-南美俯冲带周边地区地幔过渡带结构,对了解该地区的地幔物质动力学过程有重要的意义。

众多地震学证据^[8-15]表明,在距地表约410 km和660 km深处,存在全球范围的速度、密度不连续面(下称410 km间断面和660 km间断面),将地幔分成上地幔、地幔过渡带和下地幔。岩石物理实验结果显示,410 km和660 km间断面速度以及密度的跃变是由地幔物质相变造成的^[16]:在410 km间断面的温压条件下,发生 α 相橄榄岩到 β 相橄榄岩的转变;在660 km间断面的温压条件下, γ 相尖晶石分解成钙钛矿和镁方铁矿。根据克拉伯龙斜率,可以进一步根据间断面起伏形态推算温度异常的横向变化^[17]。比如,在410 km间断面发生的相变具有正的克拉伯龙斜率,若观测到间断面深度减小,说明橄榄石的相变发生在较浅处,相变时的压强减小,也可以说该处温度较低。此外,间断面起伏形态还受物质成分横向变化的影响,比如含水量^[17]、石榴石相变^[18]等。因此,410 km和660 km间断面的起伏形态有重要的地球动力学意义——指示上地幔温度和物质成分的横向变化^[19],据此可以讨论热点和俯冲板块延伸到地幔的位置^[5,20]、地幔过渡带的含水量^[21]、地幔柱的位置^[22]以及地幔对流模型的约束^[23-24]等问题。因此,我们可以通过确定纳斯卡-南美俯冲带周边地区下方410 km和660 km间断面的起伏形态,进一步推断地幔过渡带的温度变化,从而为上述地球动力学问题提供依据。

SS前驱波方法常用于研究全球(特别是海洋地区)410 km和660 km间断面的结构^[17,19]。该方法利用在SS震相之前到达的410 km和660 km间断面反射震相(下称SdS震相,d表示410 km或660 km间断面)的走时和振幅来探测反射点下方的间断面结构。与接收函数法和三叉震相法相比,该方法的优势在于反射点在全球的覆盖较为完整,适用于研究台站分布稀疏的地区^[2,25]。因此,本文将SS前驱波方法用于研究纳斯卡-南美俯冲带周边地区。

前人对该区域间断面结构的研究中,有的分辨率较高,但集中在震源和台站附近。Shen等^[7]用接收函数法研究东太平洋洋隆周边20°S—14°S区域的地幔过渡带厚度。Collier等^[26]利用深震震相,研究

纳斯卡-南美俯冲带由北至南的间断面起伏形态。Liu等^[27]用接收函数法,研究沿20°S南美大陆自西向东的间断面起伏形态。使用SS前驱波研究过该区域的学者主要还有Schmerr等^[2]和Contenti等^[28]。Schmerr等^[2]的研究区域覆盖整个南美大陆和周边海洋(110°W—30°W, 60°S—20°N)。Contenti等^[28]的研究对象是根据数据密度选择的一条自西向东横穿南美大陆的剖面(起点为95°W, 15°S, 终点为45°W, 5°S)。

近十余年来,USArray等台阵的布设为地震学研究提供了高密度、高质量的数据,据此展开许多利用前驱波探测410 km和660 km两个间断面上区域性高分辨率结构的研究工作^[2,22,29-31]。本文根据台阵记录中对应于SS震相的反射点在该地区的密度,选择120°W—60°W, 30°S—5°N作为研究区域。与Schmerr等^[2]的研究相比,我们的经度范围往西扩充到120°W,从而可以更好地认识东太平洋洋隆南段的间断面结构。与Contenti等^[28]的研究相比,我们的纬度范围更大,可以观测到间断面从北至南的变化特征。此外,我们的数据中,2009—2015年间的USArray台阵记录占一半以上(有效记录5580条),这是过去的研究中没有的。

1 数据和方法

本研究从美国地震联合研究中心(Incorporated Research Institutions for Seismology, IRIS)收集2000年至2016年间463个地震事件在北美台站的宽频带地震记录。这些地震的SS震相反射点位于120°W—60°W, 30°S—5°N区域。为了保证信号强度,选择体波震级为6~8级的地震事件。同时,为了减少其他深度震相对SS前驱波的干扰,选取震源深度小于70 km,震中距为100°~160°的地震记录。

对原始记录做以下处理:去除台站仪器响应,使用带通为15~75 s的Butterworth滤波器滤波。旋转水平记录至切向分量(T 分量),降采样到10 Hz,截取SS震相理论到时前700 s至后350 s的时间窗。为得到高质量的信号,首先设定一个自动筛选标准,只保留信噪比大于3的记录;然后对剩下的记录人工标记SS到时,去除SS震相不清晰的记录,必要时翻转记录的极性。以上数据选择和预处理的方式与通常的做法^[25]类似。最终得到83个地震的共10413条有效记录。震源、台站和反射点的分布见图1,可以看到,反射点很好地覆盖了本文研究区域。

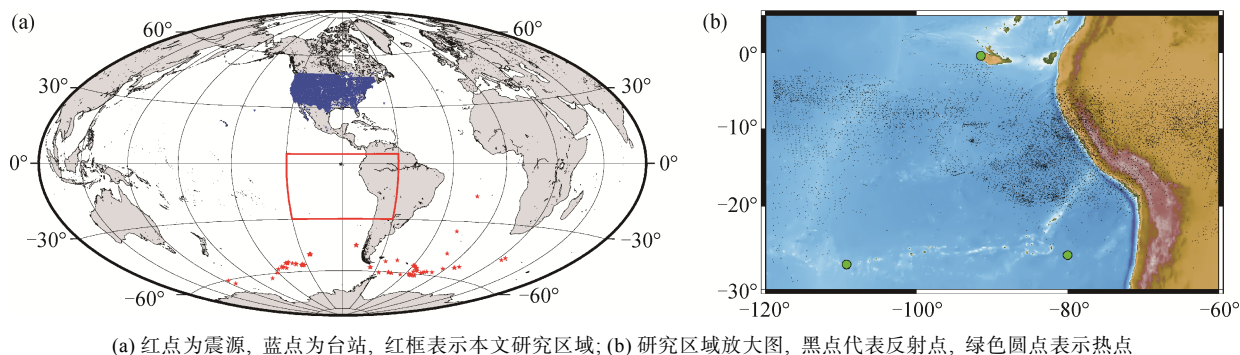
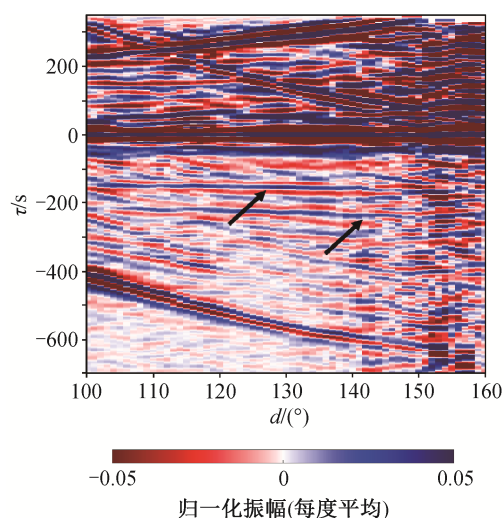


图1 震源、台站和反射点分布

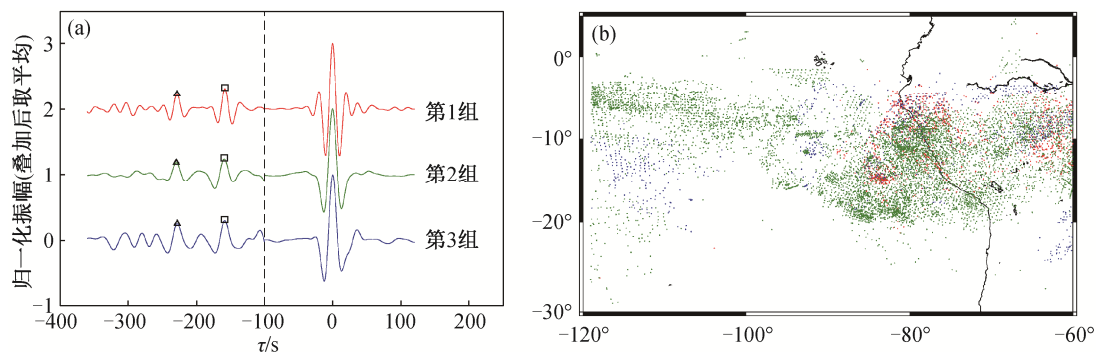
Fig. 1 Distribution of events, stations and bounce points

经过筛选后的地震记录按震中距排列得到的走时如图2所示。将SS震相在零时刻对齐后, 可以清晰地看到410 km和660 km两个间断面上的反射震相(图2中两个黑色箭头所指)。由于SdS震相十分微弱, 通常在单张地震图上无法辨识, 因此, 需要通过叠加地震记录来提高信噪比^[11,15]。考虑到震源时间函数和震源深度对SS波形影响较大, Schultz等^[32]将地震记录与SS波形做反褶积后, 再将不同地震的记录叠加。Zheng等^[29]则只叠加同一地震的记录。我们的处理方法如下: 首先, 将同一个事件的所有记录按拾取的SS震相到对齐后叠加, 把提取的SS波形与该地震的所有记录互相关; 然后, 根据不同地震SS波形的相关性, 对地震做聚类分析, 将所有事件分成3组。之后的共反射点叠加是对这3组地震分别进行的。图3比较3组地震的叠加信号, 可以看出, 从上至下, SS震相的周期增加, 反映震源对波形的影响。因此, 分组叠加是有必要的。



地震记录按SS震相对齐, 并归一化振幅; 黑色箭头指示两个间断面的反射震相; 色标的数值范围截为 $[-0.05, 0.05]$, 凸显SdS震相; 图像经过九点平滑处理

图2 将震中距间隔 1° 以内的所有记录逐度叠加得到的走时
Fig. 2 Time-distance of data for all sources stacked at 1° range bins



(a) 将3组地震按震中距125°对齐叠加的结果, 具体方法参见文献[11], SS到时100 s之前的波形(虚线左侧)放大10倍, S410S和S660S的峰值分别用黑色正方形和三角形标记; (b) 3组地震的反射点在研究区域的分布, 3种颜色的小圆点对应(a)中3组地震

图3 3组地震叠加波形、反射点分布的对比

Fig. 3 Difference in stacked waveform and bounce point distribution among three groups of events

综合考虑叠加后记录的稳定性和期望结果的横向分辨率,我们将研究区域划分为部分重叠的半径为 5° 的球冠,球冠的中心均匀分布,间隔为 5° 。我们的球冠半径是Schmerr等^[2]的一半,因此可以预期结果能够体现更小尺度的起伏。对于每个球冠,将反射点落入其内的所有记录相位加权叠加。与线性叠加相比,这种方法能够更有效地压制噪声,比其他非线性叠加波形畸变^[33]更小。过去的大部分研究都使用线性叠加^[2,11,14,25],我们认为相位加权叠加能够更有效地去除SdS时间窗内的噪声,更加凸显SdS震相。具体做法如下:将记录按拾取的SS震相到时对齐,以此为时间轴的零点,并将振幅归一化,选择距中心点最近的台站为参考台站,按下式倾斜叠加记录:

$$g(\tau, p) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N u_j(\tau + p(\Delta_j - \Delta_{\text{ref}})) \times \left| \frac{1}{N} \sum_{k=1}^N \exp(i\varphi_k(\tau + p(\Delta_k - \Delta_{\text{ref}}))) \right|^m, \quad (1)$$

式中, $g(\tau, p)$ 是倾斜叠加后 (τ, p) 域的结果, u 表示按标记的SS到时对齐后叠加的台站记录, 下角标 j 和 k 表示叠加台站记录中的某一条, 下角标 ref 表示参考台站记录, N 表示叠加台站数量, τ 表示参考台站的到时, p 表示相对SS震相的慢度之差, Δ 表示台站震中距, φ 是对信号做希尔伯特变换后计算得到的瞬时相位, m 是相位的权重, 这里取 $m=2$ 。我们拾取 τ - p 图中SdS震相理论到时前后20 s, 理论慢度差为 $\pm 0.1 \text{ s}/(^{\circ})$ 邻域内局部极大值对应的时间作为参考台站处观测到的SdS与SS震相走时差(记为 $T_{\text{SdS-SS}}^{\text{obs}}$)。本文中的理论到时和慢度是根据IASP91模型, 使用Tian等^[34]的程序计算的。

此外, 我们还参考Flanagan等^[11]的方法叠加波形记录, 并读取SdS峰值到时作为倾斜叠加法的参照: 截取记录SdS理论到时时前后60 s的时间窗, 按参考台站SdS理论到时时对齐叠加, 作为参考台站SdS的波形记录。拾取理论到时时前后20 s时间窗内叠加波形的峰值对应的时间作为参考台站处的 $T_{\text{SdS-SS}}^{\text{obs}}$, 这近似于将式(1)中的 p 取为理论慢度后线性倾斜叠加的结果。同时, 我们用bootstrap方法检验峰值是否超过95%置信区间^[15], 确保波峰位置是可靠的(若峰值大于两倍的标准差, 则认为波峰位置是可靠的)。图4给出分别用两种方法拾取走时差的示例, 可以看出结果比较一致, 说明通过相位加权叠加, 可以

很好地确定SdS震相的到时和射线参数。

除反射点下方的间断面起伏形态外, 地壳和地幔速度异常也会造成 $T_{\text{SdS-SS}}^{\text{obs}}$ 与理论走时差的偏离。因此, 为了去除地球介质的横向非均匀性对到时差的影响, 需要对理论走时进行校正。Tian等^[34]的程序中已经包含由于地球椭率、台站高程以及地壳横向不均匀造成的走时与一维模型计算值的偏差。在此基础上, 我们将程序中用来校正地壳不均匀所引起走时偏差的CRUST2.0模型替换为目前推荐使用的CRUST1.0模型^[35]进行地壳走时校正, 校正过程中假设射线参数不变, 计算其通过三维地壳的走时, 减去射线通过一维模型地壳走时作为校正项。对于上地幔中的横向非均匀性, 我们假设射线参数不变, 根据SB4L18模型^[36], 将S波速度异常沿射线路径积分, 得到对地幔S波速横向变化的走时校正。需要指出的是, 相对于观测值, 走时校正值是比较大的, 使用不同模型进行走时校正得到的校正项差别也较大, 这是结果误差的主要来源^[19]。

将各项校正相加, 记SdS与SS震相校正项的时间差为 $T_{\text{SdS-SS}}^{\text{corr}}$, 理论走时差为 $T_{\text{SdS-SS}}^{\text{pred}}$, 则经校正后SdS与SS震相观测的走时差与理论走时差的偏差为

$$\delta T_{\text{SdS-SS}}^{\text{obs}} = T_{\text{SdS-SS}}^{\text{obs}} - T_{\text{SdS-SS}}^{\text{pred}} - T_{\text{SdS-SS}}^{\text{corr}}$$

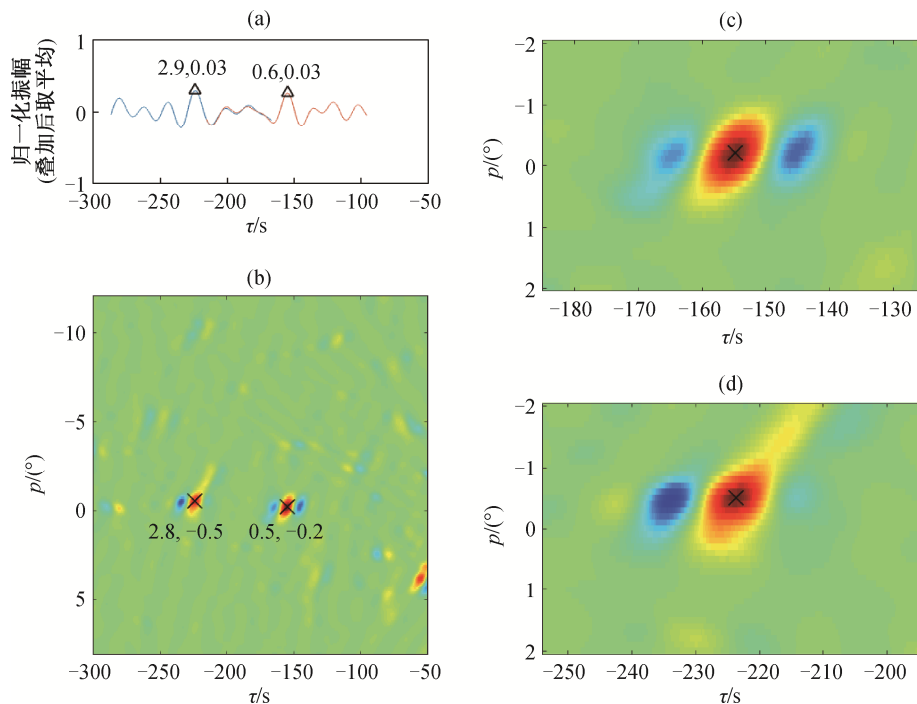
由射线理论^[37], 410 km和660 km间断面起伏形态造成的SdS与SS震相走时差的偏差与起伏程度的关系式为

$$\delta T = -2 \frac{|\cos i_-|}{c_-} \delta d, \quad (2)$$

式中, δT 表示走时差的偏离; δd 表示间断面的起伏程度, 深度减小为负, 深度增加为正; c_- 是IASP91模型间断面下底面的S波速度; i_- 是SdS射线反射点处的入射角。从式(2)可以得到410 km和660 km间断面起伏形态。将二者相减, 可以得出过渡带厚度的横向变化。

2 成像结果与讨论

分别叠加3组地震的所有记录, 从叠后记录拾取走时差, 取平均值(图3), 按式(2)得到研究区域410 km间断面的平均深度为417 km, 660 km间断面的平均深度为662 km, 地幔过渡带平均厚度为244 km。舍去叠加后SdS震相不清晰的记录(波峰位置不可靠, 或出现双峰, 或有其他震相干扰, 或震相在 τ - p 图上对应位置不明显), 最后得到可靠的结果



(a) 蓝线和红线分别表示叠加后S660S和S410S的波形(放大10倍), 黑色三角形标记拾取的峰值位置, 两个数字分别是拾取的SdS和SS震相走时差与理论到时差的偏差(记为 $T_{\text{SdS-SS}}^{\text{obs}} - T_{\text{SdS-SS}}^{\text{pred}}$)和振幅减去 2σ 的值; (b) 相位加权倾斜叠加得到的 τ - p 图, 横坐标以拾取的SS震相走时差为零点, 纵坐标是相对于SS震相的慢度差。×号标记拾取的极大值位置, 两个数字分别是 $T_{\text{SdS-SS}}^{\text{obs}} - T_{\text{SdS-SS}}^{\text{pred}}$ 以及SdS与SS震相的慢度差; (c)和(d)分别为(b)中S410S和S660S震相邻域的放大图

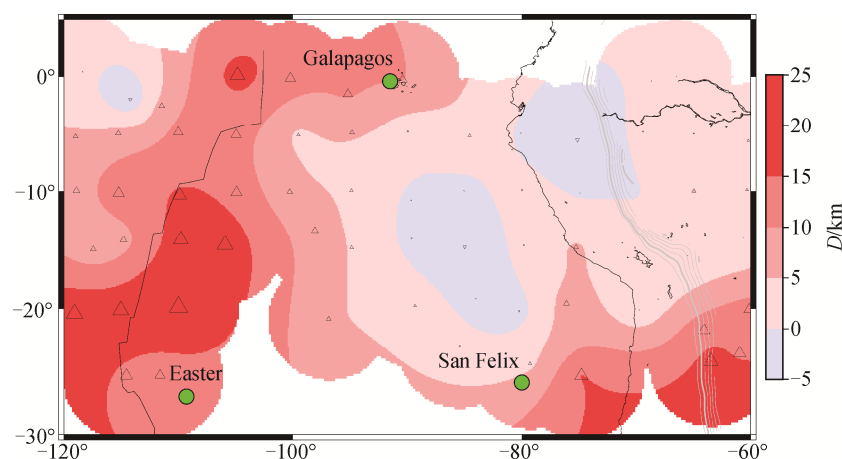
图 4 分别用共中心点线性叠加和相位加权倾斜叠加两种方法拾取走时差的示例

Fig. 4 An example of picking travel time difference by common midpoint linear stacking and phase-weighted slant stacking

采样: 410 km 间断面66个, 660 km 间断面59个, 过渡带厚度58个。

将校正后的410 km和660 km间断面起伏形态及

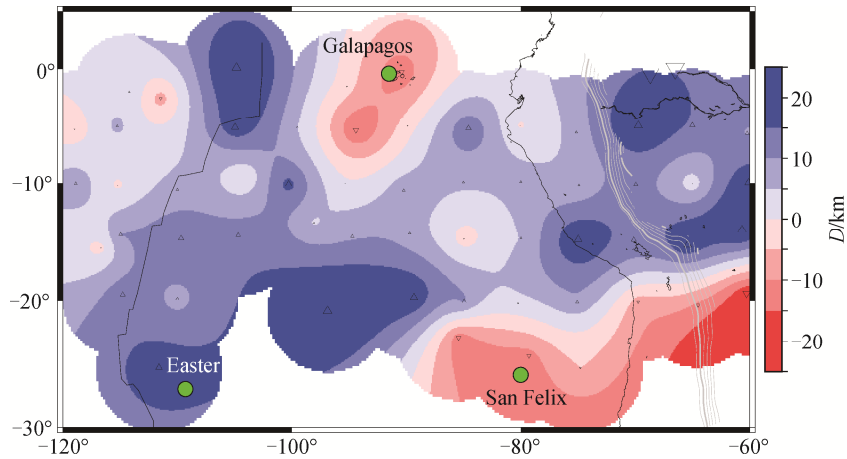
过渡带厚度用Green Spline函数插值^[38]至 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, 最终的结果如图5~7所示。为了让结果与温度状态保持一致, 绘图时选择的色标反映橄榄石相变指示



颜色表示间断面起伏形态, 深度增加用红色表示, 深度减小用蓝色表示, 参考深度为415 km; 采样点用三角形或倒三角形表示, 符号的大小指示起伏程度的相对大小; 黑线表示板块边界; 根据 Slab1.0^[39], 用灰线条表示俯冲板块的深度350~650 km, 以50 km为等值线的间隔, 加粗了400 km和650 km等值线; 绿色圆点标记热点位置^[3]

图 5 纳斯卡板块及其周边区域 410 km 间断面起伏形态

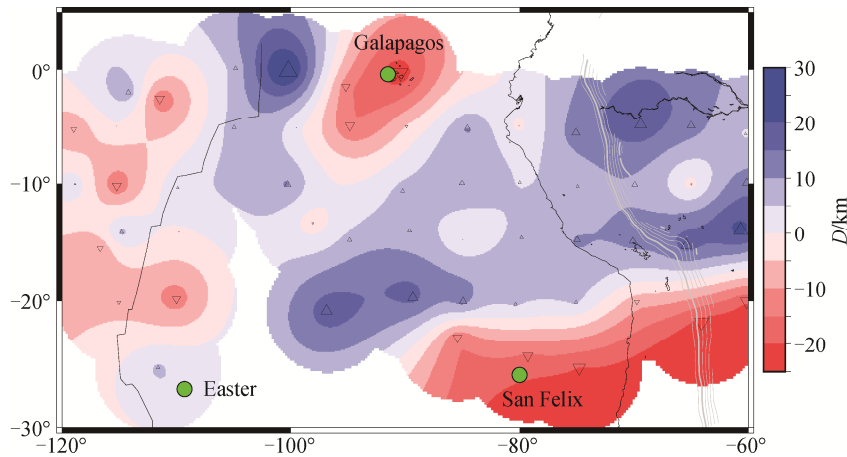
Fig. 5 410 km discontinuity topography of Nazca plate and its surroundings



颜色表示间断面起伏形态, 深度增加用蓝色表示, 深度减小用红色表示, 参考深度为 660 km。其余同图 5

图 6 纳斯卡板块及其周边区域 660 km 间断面起伏形态

Fig. 6 660 km discontinuity topography of Nazca plate and its surroundings



颜色表示过渡带厚度, 厚度增加用蓝色表示, 厚度减小用红色表示, 参考厚度为 245 km, 其余同图 5

图 7 纳斯卡板块及其周边区域地幔过渡带厚度变化

Fig. 7 Mantle transition zone thickness perturbations of Nazca plate and its surroundings

的深度与温度关系, 红色对应高温, 蓝色对应低温, 因此 410 km 间断面起伏形态图(图 5)中色标对应的数值与另两幅图(图 6 和 7)相反。另外, 我们舍弃距离有效采样点超过 5° 区域的结果(白色)。我们选择的基准点参考了该区域的平均值, 分别为 415 km, 660 km 和 245 km。

该区域 410 km 间断面起伏形态如图 5 所示, 可以看出, 间断面的整体深度比全球平均深度大; 在 3 个热点 Galapagos, Easter 和 San Felix 附近, 观测到 410 km 间断面深度增加; 在 SEPR 下方, 观测到间断面深度的增加尤其明显。南美洲大陆西部间断面整体上较深, 并且从北至南深度增加。在俯冲板块

东侧 20°S 附近的区域, 我们观测到 410 km 间断面深度较明显的增加。Liu 等^[27]用接收函数法得到南美洲大陆 55°W 以西区域 410 km 间断面的平均深度为 420 km, 与我们的结果接近。

与 410 km 间断面相比, 该区域 660 km 间断面的起伏更剧烈。整体上, 纳斯卡板块下方 660 km 间断面深度增加。在热点 Galapagos 和 San Felix 附近观测到间断面深度减小, 而在热点 Easter 附近未观测到间断面深度减小, 这与 Deuss^[5]利用 SS 前驱波研究全球热点得到的结果较符合。在南美洲 5°S—20°S, 观测到俯冲板块两侧 660 km 间断面的大范围深度增加, 而往南在 20°S—30°S 未观测到间断面深度明显

增加。

由于S410S与S660S的走时校正比较接近,二者相减,校正项基本上互相抵消,因此过渡带厚度受走时校正的影响很小,大部分研究将其作为指示过渡带温度异常的重要参考依据。总之,纳斯卡板块过渡带厚度比全球平均值略大。在热点Galapagos和San Felix附近,过渡带明显变薄;在热点Easter附近,过渡带略微增厚;在板块俯冲带两侧(5°S—20°S),过渡带明显增厚。

热点热源位置 我们的结果显示,东太平洋的3个热点Easter, Galapagos和San Felix附近410 km间断面深度明显增加, Galapagos和San Felix附近660 km间断面深度明显减小,过渡带变薄;而Easter附近660 km间断面起伏程度较小,过渡带厚度无明显变化。需要指出的是,虽然Easter和San Felix附近的数据密度较低,最近的采样点距离大约5°,但是,考虑到SdS震相的菲涅尔带较大,这两个热点下方间断面的起伏形态在我们的结果中也有所体现。Deuss^[5]详细地讨论了热点下方的地幔间断面起伏形态,指出如果过渡带存在高温异常且影响范围能够被SS前驱波分辨,那么必然导致410 km间断面深度增加。高温对660 km间断面处相变的影响机制较为复杂,当温度足够高时,会发生石榴石相变并为之为主,其克拉伯龙斜率却为正,与该深度橄榄石相变斜率相反,即高温异常可能导致660 km间断面的深度减小或增加。因此,我们认为观测到的间断面起伏形态说明热点Easter, Galapagos和San Felix的热源位于地幔深部。

东太平洋洋隆热源位置 在SEPR下方,我们观测到410 km间断面的深度明显增加,660 km间断面的深度略微增加,过渡带厚度无显著变化,接近区域平均值245 km。Shen等^[7]用接收函数法研究SEPR的过渡带厚度,结果(250 km)比我们得到的厚度更大。这种不一致产生的原因可能是,我们的结果是10°×10°区域的平均值,因而观测不到更小尺度的起伏;另外,我们的数据覆盖更长的东太平洋洋隆段(0—30°S,在Shen等^[7]的研究中为10°S—20°S)。Schmerr等^[2]则发现洋隆南段660 km间断面深度减小,过渡带变薄(<240 km),但实际上洋隆位于他们的研究区域边界,并且,他们的结果是半径为10°的球冠的平均值。我们的结果更准确地反映了SEPR下方地幔过渡带的温度全貌,即SEPR下方地幔的热异常延伸到400 km深处,但没有到达过渡

带。这个结果支持洋中脊下方浅层地幔回流的假设。由于Shen等^[7]以IASP91模型的过渡带厚度(250 km)为参考,因此他们也认为洋隆的热源在过渡带上方。

俯冲板块与地幔的相互作用 在南美洲西部,我们观测到410 km间断面深度略微增加,这与冷物质影响橄榄石相变预测的起伏形态相反。我们认为该处俯冲带对410 km间断面的影响可能集中在其邻近的区域,SS前驱波无法分辨,而Liu等^[27]用接收函数观测到的410 km间断面深度减小的确是小范围的。另外,在俯冲板块东侧20°S以南,我们观测到410 km间断面深度有较明显的增加。Schmerr等^[2]在南美洲更大范围的区域观测到类似的结果,他们的解释是,俯冲板块携带的水影响了410 km间断面的相变过程,在俯冲板块东侧过渡带表层产生一个“含水透镜”(hydrated “lens” of wadsleyite),在该区域观测到提前到达、振幅较小的S410S震相,可能是来自含水透镜层下方的反射。

在南美洲西部5°S—20°S(即秘鲁下方),我们观测到俯冲板块两侧660 km间断面大范围的深度增加。Fukao等^[1]根据P波的层析成像分析纳斯卡—南美俯冲带的位置,发现在秘鲁下方高速异常延续到下地幔,据此假设其下方俯冲板块穿过660 km间断面,滞留在下地幔顶部。我们的观测支持Fukao等^[1]的假设,观测到的大范围深度增加可能来自过渡带内俯冲板块穿过660 km间断面之前残留的低温异常对橄榄石相变的影响。

3 结论

本研究结合相位加权叠加和倾斜叠加方法,从1万余条记录中提取SS前驱波与主震相的到时差,得到120°W—60°W, 30°S—5°N区域410 km和660 km间断面的起伏形态和过渡带厚度变化。由于数据密度达到此前类似研究^[2]的两倍以上,我们在半径为5°的球冠内叠加得到稳定的SdS震相。Schmerr等^[2]的叠加范围是半径为10°的球冠,与之相比,本文结果反映了更小尺度的间断面起伏。通过分析上地幔间断面起伏形态和地幔过渡带的厚度,得到如下结论。

1) 在东太平洋的3个热点Galapagos, Easter和San Felix附近,410 km间断面深度增加,过渡带变薄,我们认为下方地幔深部存在高温异常。

2) 在SEPR下方,410 km间断面深度增加,过渡

带厚度无明显变化,推测下方高温异常延伸到400 km,但没有到达过渡带。

3) 俯冲板块两侧410 km间断面的深度没有减小,且在20°S以南俯冲板块东侧,410 km间断面深度明显增加,我们推测相变受到化学成分异常(如俯冲板块携带水)的影响;在秘鲁下方俯冲板块两侧,660 km间断面深度大范围增加,支持俯冲板块穿过660 km间断面滞留在下地幔顶部的假设。

此外,本研究得到的过渡带厚度变化总体上与Lawrence等^[40]有限频反演的结果比较接近。考虑到有限频方法对小尺度的起伏更加敏感^[37],这种一致性可能反映了数据密度的增加对我们结果分辨率的提升。

参考文献

- [1] Fukao Y, Obayashi M. Subducted slabs stagnant above, penetrating through, and trapped below the 660 km discontinuity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2013, 118(11): 5920–5938
- [2] Schmerr N, Garnero E J. Upper mantle discontinuity topography from thermal and chemical heterogeneity. *Science*, 2007, 318: 623–626
- [3] Courtillot V, Davaille A, Besse J, et al. Three distinct types of hotspots in the earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 2003, 205(3): 295–308
- [4] French S W, Romanowicz B. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots. *Nature*, 2015, 525: 95–99
- [5] Deuss A. Seismic observations of transition-zone discontinuities beneath hotspot locations. *Geological Society of America Special Papers*, 2007, 430: 121–136
- [6] Toomey D R, Wilcock W S D, Solomon S C, et al. Mantle seismic structure beneath the MELT region of the east pacific rise from P and S wave tomography. *Science*, 1998, 280: 1224–1227
- [7] Shen Y, Sheehan A F, Dueker K G, et al. Mantle discontinuity structure beneath the southern east Pacific rise from P-to-S converted phases. *Science*, 1998, 280: 1232–1235
- [8] Dziewonski A M, Anderson D L. Preliminary reference earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1981, 25(4): 297–356
- [9] Houser C, Masters G, Flanagan M, et al. Determination and analysis of long-wavelength transition zone structure using SS precursors. *Geophysical Journal International*, 2008, 174(1): 178–194
- [10] Shearer P M. Seismic velocity and density jumps across the 410- and 660-kilometer discontinuities. *Science*, 1999, 285: 1545–1548
- [11] Flanagan M P, Shearer P M. Global mapping of topography on transition zone velocity discontinuities by stacking SS precursors. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1998, 103(B2): 2673–2692
- [12] Andrews J, Deuss A. Detailed nature of the 660 km region of the mantle from global receiver function data. *Journal of Geophysical Research*, 2008, 113 (B6): doi: 10.1029/2007JB005111
- [13] Flanagan M P, Shearer P M. Topography on the 410-km seismic velocity discontinuity near subduction zones from stacking of sS, sP and pP precursors. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1998, 103(B9): 21165–21182
- [14] Gu Y, Dziewonski A M, Agee C B. Global decorrelation of the topography of transition zone discontinuities. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 157(1): 57–67
- [15] Deuss A. Global observations of mantle discontinuities using SS and PP precursors. *Surveys in Geophysics*, 2009, 30: 301–326
- [16] Ringwood A E. Composition and petrology of the earth's mantle. New York: McGraw-Hill, 1975
- [17] Helffrich G. Topography of the transition zone seismic discontinuities. *Reviews of Geophysics*, 2000, 38 (1): 141–158
- [18] Hirose K. Phase transitions in pyrolitic mantle around 670-km depth: implications for upwelling of plumes from the lower mantle. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2002, 107(B4): ECV 3-1–ECV 3-13
- [19] Shearer P M. Upper mantle seismic discontinuities. *Geophysical Monograph*, 2000, 117: 115–131
- [20] Gu Y J, Okeler A, Schultz R. Tracking slabs beneath northwestern Pacific subduction zones. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, 331/332: 269–280
- [21] Houser C. Global seismic data reveal little water in the mantle transition zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 448: 94–101
- [22] Cao Q, van der Hilst R D, de Hoop M V, et al. Seismic imaging of transition zone discontinuities

- suggests hot mantle west of Hawaii. *Science*, 2011, 332: 1068–1071
- [23] Morgan J P, Shearer P M. Seismic constraints on mantle flow and topography of the 660-km discontinuity — evidence for whole-mantle convection. *Nature*, 1993, 365: 506–511
- [24] Schmerr N, Garnero E, McNamara A. Deep mantle plumes and convective upwelling beneath the Pacific Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 294(1/2): 143–151
- [25] Schmerr N, Garnero E. Investigation of upper mantle discontinuity structure beneath the central Pacific using SS precursors. *Journal of Geophysical Research*, 2006, 111(B8): doi: 10.1029/2005JB004197
- [26] Collier J D, Helffrich G R. The thermal influence of the subducting slab beneath South America from 410 and 660 km discontinuity observations. *Geophysical Journal International*, 2001, 147(2): 319–329
- [27] Liu K H, Gao S S, Silver P G, et al. Mantle layering across Central South America. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108(B11): doi: 10.1029/2002JB002208
- [28] Contenti S, Gu Y, Ökeler A, et al. Shear wave reflectivity imaging of the Nazca-South America subduction zone: stagnant slab in the mantle transition zone?. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(L2): doi: 10.1029/2011GL050064
- [29] Zheng Z, Ventosa S, Romanowicz B. High resolution upper mantle discontinuity images across the Pacific Ocean from SS precursors using local slant stack filters. *Geophysical Journal International*, 2015, 202(1): 175–189
- [30] Dokht R M H, Gu Y J, Sacchi M D. Waveform inversion of SS precursors: an investigation of the northwestern Pacific subduction zones and intraplate volcanoes in China. *Gondwana Research*, 2016, 40: 77–90
- [31] Yu C. Imaging of crust and mantle structures with teleseismic reflected waves [D]. Cambridge: Massachusetts Institute of Technology, 2016
- [32] Schultz R, Gu Y J. Multiresolution imaging of mantle reflectivity structure using SS and P'P' precursors. *Geophysical Journal International*, 2013, 195(1): 668–683
- [33] Schimmel M, Paulssen H. Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. *Geophysical Journal International*, 1997, 130(2): 497–505
- [34] Tian Y, Hung S H, Nolet G, et al. Dynamic ray tracing and traveltimes corrections for global seismic tomography. *Journal of Computational Physics*, 2007, 226(1): 672–687
- [35] Laske G, Masters G, Ma Z, et al. Update on CRUST1.0-A 1-degree global model of earth's crust. *Geophysical Research Abstracts*, 2013, 15: EGU2013-658
- [36] Masters G, Laske G, Bolton H, et al. The relative behavior of shear velocity, bulk sound speed, and compressional velocity in the mantle: implications for chemical and thermal structure // *Earth's deep interior: mineral physics and tomography from the atomic to the global scale*. Washington DC: American Geophysical Union, 2000: 63–87
- [37] Dahlen F A. Finite-frequency sensitivity kernels for boundary topography perturbations. *Geophysical Journal International*, 2005, 162(2): 525–540
- [38] Wessel P. A general-purpose Green's function-based interpolator. *Computers & Geosciences*, 2009, 35(6): 1247–1254
- [39] Hayes G P, Wald D J, Johnson R L. Slab1.0: a three-dimensional model of global subduction zone geometries. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth*, 2012, 117(B1): doi: 10.1029/2011JB008524
- [40] Lawrence J F, Shearer P M. Imaging mantle transition zone thickness with SdS-SS finite-frequency sensitivity kernels. *Geophysical Journal International*, 2008, 174(1): 143–158