

俞春泉, 李娟, 杨凡, 张炎. 2023. 地幔过渡带间断面结构地震学成像研究进展. 地球与行星物理论评 (中英文), 54(3): 318-338. doi: 10.19975/j.dqyxx.2022-034.

Yu C Q, Li J, Yang F, Zhang Y. 2023. Advances in seismic imaging of mantle transition zone discontinuities. Reviews of Geophysics and Planetary Physics, 54(3): 318-338 (in Chinese). doi:10.19975/j.dqyxx.2022-034.

地幔过渡带间断面结构地震学成像研究进展

俞春泉^{1,2,3*}, 李娟^{4,5}, 杨凡^{4,5}, 张炎¹

1 南方科技大学 地球与空间科学系, 深圳 518055

2 南方海洋科学与工程广东省实验室 (广州), 广州 511458

3 广东省地球物理高精度成像技术重点实验室 (南方科技大学), 深圳 518055

4 中国科学院地质与地球物理研究所 地球与行星物理院重点实验室, 北京 100029

5 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

摘要: 地幔过渡带位于 410-km 和 660-km 两个地震学间断面之间, 是深入认识地球内部温度结构、物质组成以及动力学演化过程的关键区域. 地幔过渡带的上下界面分别对应橄榄石到瓦兹利石和林伍德石到布里奇曼石和铁方镁石的矿物相变. 本文总结了地幔过渡带间断面结构的主要地震学研究方法以及研究进展. 这些方法包括 SS 和 PP 前驱波方法、接收函数方法、ScS 多次反射波方法、P'P'前驱波方法、三重震相波形模拟方法、背景噪声体波干涉成像方法等. 总体而言, 地幔过渡带的厚度与地幔过渡带速度在大尺度结构上存在正相关性, 表明两者都主要受控于温度结构, 与橄榄石矿物相变预测一致. 然而, 地震学观测得到的 410-km 和 660-km 间断面的绝对深度和几何形态则缺乏相关性, 可能是由于地幔过渡带上下界面处的横向温度变化特征并不一致或者由于水含量和化学成分等差异所导致. 410-km 和 660-km 间断面的强度 (包括速度、密度和波阻抗跳跃值) 和宽度主要受到地幔过渡带化学成分和水含量的影响. 一些地震学研究还探测到了地幔过渡带内部的 520-km 和 560-km 间断面, 前者被认为由瓦兹利石到林伍德石的相变所导致, 而后者可能与钙-钙钛矿从超硅石榴子石中出溶有关. 地幔过渡带附近的低速层可能与过渡带物质进入上下地幔发生脱水熔融存在一定联系. 尽管地幔过渡带研究取得了长足进展, 但仍有许多重要科学问题悬而未决. 精确可靠的地幔过渡带地震学成像结果可以为这些问题提供关键信息, 但同时也需要与矿物物理学、地球动力学、地球化学等学科交叉融合. 本文最后对未来的地幔过渡带地震学研究方向进行了展望.

关键词: 地幔过渡带; 410-km 和 660-km 间断面; 地震学成像; 地幔温度; 地幔成分; 矿物相变

doi: 10.19975/j.dqyxx.2022-034

中图分类号: P315

文献标识码: A

Advances in seismic imaging of mantle transition zone discontinuities

Yu Chunquan^{1,2,3*}, Li Juan^{4,5}, Yang Fan^{4,5}, Zhang Yan¹

1 Department of Earth and Space Sciences, Southern University of Science and Technology, Shenzhen 518055, China

2 Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Guangzhou), Guangzhou 511458, China

3 Guangdong Provincial Key Laboratory of Geophysical High-resolution Imaging Technology,
Southern University of Science and Technology, Shenzhen 518055, China

4 Key Laboratory of Earth and Planetary Physics, Institute of Geology and Geophysics,
Chinese Academy of Science, Beijing 100029, China

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

收稿日期: 2022-04-15; 录用日期: 2022-06-28

基金项目: 国家自然科学基金资助项目 (42174058, 92155307, 42074063, 41774065); 南方海洋科学与工程广东省实验室 (广州) 人才团队引进重大专项 (GML2019ZD0203); 广东省地球物理高精度成像技术重点实验室 (2022B1212010002) Supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 42174058, 92155307, 42074063, 41774065), Key Special Project for Introduced Talents Team of Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Guangzhou) (Grant No. GML2019ZD0203), and Guangdong Provincial Key Laboratory of Geophysical High-resolution Imaging Technology (Grant No. 2022B1212010002)

*通信作者: 俞春泉 (1985-), 男, 副教授, 主要从事地震学、地球内部结构成像研究. E-mail: yucq@sustech.edu.cn



Abstract: Located between the 410-km and 660-km discontinuities, the mantle transition zone is the key region for understanding the thermal and chemical structure and the dynamic evolution of the Earth's mantle. The top and bottom boundaries of the mantle transition zone correspond to mineral phase transitions from olivine to wadsleyite and ringwoodite to bridgmanite and ferropericlase, respectively. This paper summarizes the main seismological methods for studying and related research progress of the mantle transition zone discontinuities. These methods include SS and PP precursors, receiver functions, ScS reverberations, P'P' precursors, waveform modeling of seismic triplications, reflected body waves retrieved from ambient noise interferometry, etc. Overall, there is a positive correlation between the thickness of the mantle transition zone and velocity perturbations in the mantle transition zone on the large-scale structure, indicating that they are both mainly controlled by mantle temperature, consistent with the prediction of olivine phase transitions. However, the lack of negative correlation between 410-km and 660-km discontinuity topography, which is expected from olivine phase transitions, suggests that either the thermal structure is not coherent across the mantle transition zone vertically or there are lateral variations in water content or mantle chemical composition. The strength (including velocity, density and impedance jumps) and width of the 410-km and 660-km discontinuities are mainly controlled by the chemical composition and water content of the mantle transition zone. Some studies also detected 520-km and 560-km discontinuities within the mantle transition zone, which might be caused by the phase transition from wadsleyite to ringwoodite and the exsolution of calcium-perovskite from majorite, respectively. The seismically detected low-velocity zones above and below the mantle transition zone may be related to the dehydration melting caused by hydrated mantle transition zone material entering the low water-solubility upper and lower mantle. Although great progresses have been made, many important scientific questions related with the mantle transition zone remain unsolved. Accurate and reliable seismic imaging of the mantle transition zone provides crucial information for understanding these questions. Multidisciplinary studies integrating seismology, mineral physics, geodynamics and geochemistry are also needed. Finally, this paper discusses some future seismological research directions of the mantle transition zone.

Keywords: mantle transition zone; 410-km and 660-km discontinuities; seismic imaging; mantle temperature; mantle composition; phase transition

0 引言

最早的一维地球速度结构模型(J-B模型)将地球内部分成7个区域,其中深度约400 km到1000 km的区域(区域C)称为地幔过渡带(Jeffreys and Bullen, 1940).与上地幔(区域B)和下地幔(区域D)不同,地幔过渡带内的速度随深度快速增加.随着地震数据的不断积累和方法的改进,逐渐获得了更为精确的一维地球速度结构模型,尤其是发现地幔过渡带的上下界面并非为J-B模型中的渐变型边界,而是速度和密度发生快速跳跃的间断面. PREM、IASP91和AK135等模型是现今广泛使用的一维地球参考模型,其中PREM模型综合了自由振荡、体波走时、面波频散、天文观测等数据反演获得,其地幔过渡带上下界面的深度分别为400 km和670 km(Dziewonski and Anderson, 1981); IASP91模型(Kennett and Engdahl, 1991)和AK135模型(Kennett et al., 1995)则是利用大

量体波走时数据反演获得,其地幔过渡带上下界面深度均约束在410 km和660 km(图1a).目前基于反射和转换震相得到的地幔过渡带的上下界面全球平均深度总体接近410 km和660 km,因此这两个界面通常也被称为410-km和660-km间断面(或不连续面)(Shearer, 2000).

对于410-km和660-km间断面的形成机制,学者们普遍认为这是由于地幔中的主要组成矿物橄榄石的高温高压相变所导致(Ita and Stixrude, 1992; Ringwood, 1975; Weidner and Wang, 2000): 410-km间断面对应~14 GPa压力条件下橄榄石(olivine, α 相橄榄石)到瓦兹利石(wadsleyite, β 相橄榄石)的矿物相变,而660-km间断面对应~24 GPa压力条件下林伍德石(ringwoodite, γ 相橄榄石)到布里奇曼石(bridgmanite)和铁方镁石(ferropericlase)的矿物相变(Frost, 2008; Ito and Takahashi, 1989; Katsura and Ito, 1989; 周春银等, 2010)(图1b). 橄榄石到瓦兹利石的相变为放热反应,具有正的克

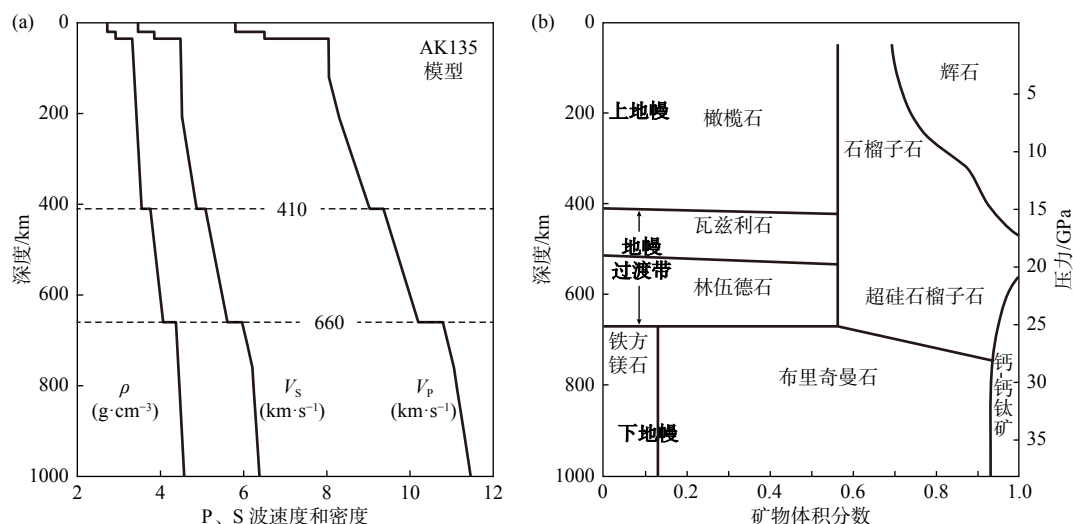


图1 地球内部0~1000 km深度范围内 (a) 地震波速度和密度结构和 (b) 矿物体积分数. 地震波速度和密度结构基于AK135参考模型 (Kennett et al., 1995). 矿物体积分数基于Pyrolite地幔岩模型 (修改自Frost, 2008)

Fig. 1 (a) Wavespeed and density profiles and (b) volume fractions of minerals in the upper 1000 km of the Earth's interior. P and S wavespeeds and density are from the AK135 reference model (Kennett et al., 1995). Volume fractions of minerals are based on the Pyrolite model (modified from Frost, 2008)

拉伯龙斜率 (即 dP/dT 值), 而林伍德石到布里奇曼石和铁方镁石的相变为吸热反应, 具有负的克拉伯龙斜率 (Bina and Helffrich, 1994). 在地幔过渡带内部约 520 km 深度处还存在 520-km 间断面, 一般认为是瓦兹利石到林伍德石的相变产生, 其克拉伯龙斜率为正, 且大于橄榄石到瓦兹利石相变的克拉伯龙斜率 (Rigden et al., 1991); 该相变也会导致速度和密度的增加, 但由于相变较为缓慢, 对应的速度和密度跳跃值也较小, 因此地震学上对 520-km 间断面的探测较为困难, 对其是否为全球性间断面也没有明确的结论 (Revenaugh and Jordan, 1991; Shearer, 1990, 1996).

尽管对 410-km 和 660-km 间断面的形成机制已基本达成共识, 但对地幔过渡带的物质组成及其分布仍存在较大争议. Ringwood (1962a, 1962b) 根据来自上地幔熔融产生的岩石样本和熔融关系提出了地幔岩 (pyrolite) 物质成分模型. Pyrolite 模型假定地幔的平均成分等价于纯橄榄岩 (dunite) 和玄武岩 (basalt) 按照一定比例混合并达到化学平衡的产物, 其中橄榄石的含量约为 60% (图 1b). 尽管不同研究给出的化学成分可能存在一定差异, 但 Pyrolite 模型得到了许多后续研究的认可 (Lyubetskaya and Korenaga, 2007; McDonough and Sun, 1995; Palme and O'Neill, 2003). 然而, Anderson 及其合作者则认为 Pyrolite 模型虽然可以较好地解释上地幔的化学成分和地震波速结构, 但不能解释地幔过渡带的波速结构 (Anderson, 1979;

Anderson and Bass, 1984, 1986; Bass and Anderson, 1984; Duffy and Anderson, 1989). 他们将多种矿物组合计算得到的地震波速与地球一维速度结构模型进行对比, 认为苦橄质榴辉岩 (piclogite) 模型更加符合地幔过渡带的波速结构. 与 Pyrolite 模型相比, Piclogite 模型富含更多的石榴子石和单斜辉石矿物, 而橄榄石的含量只有 20% 左右 (Anderson and Bass, 1984; Bass and Anderson, 1984). 另一方面, 人们也认识到地幔的化学成分在长期演化过程中可能并未达到化学均衡. 上地幔物质在洋中脊熔融分异形成玄武质地壳和亏损地幔, 这些物质随着板块的俯冲被重新带入地球内部. 由于地球内部的化学扩散速率非常慢 (Hofmann and Hart, 1978), 俯冲到地球内部的玄武质地壳和亏损地幔很难与周围地幔达到化学均衡, 而更有可能以某种机械混合 (mechanical mixture) 的形式存在 (Allègre and Turcotte, 1986; Stixrude and Lithgow-Bertelloni, 2012). 在整个地球历史过程中, 洋中脊分异产生的玄武质地壳和亏损地幔体积至少与整体地幔的体积相当, 因此现今地幔中这种机械混合物很可能普遍存在. 除此之外, 地球内部是否存在径向化学成分的分层结构, 尤其是 660-km 间断面两侧是否存在化学成分的系统性差异, 也是长期争论的焦点 (Van Keken et al., 2002).

针对地幔过渡带的结构、物质组成以及对地球内部动力学过程的影响, 前人开展了大量研究, 也有许多相关的综述性文章 (Deuss, 2009; Deuss et

al., 2013; Frost, 2008; Goes et al., 2017; Helffrich, 2000; Kind and Li, 2007; Shearer, 2000)。本文将主要从地震学角度总结地幔过渡带的研究方法及进展,具体组织结构如下:首先,概括了地幔过渡带研究的重要科学意义;其次,介绍了研究地幔过渡带间断面结构的主要地震学方法;然后,总结了全球尺度以及以中国东北地区为例的区域尺度地幔过渡带间断面结构研究进展;最后,展望了地幔过渡带地震学研究未来发展前景。

1 地幔过渡带研究的重要科学意义

1.1 地幔过渡带是认识地球内部温度结构的关键区域

由于橄榄石到瓦兹利石的相变具有正的克拉伯龙斜率,410-km 间断面的深度在温度低于周围地幔的区域会变浅,而在温度高于周围地幔的区域会变深(Katsura and Ito, 1989)。相反,由于林伍德石到布里奇曼石和铁方镁石的相变具有负的克拉伯龙斜率,660-km 间断面的深度在温度低于周围地幔的区域会变深,而在温度高于周围地幔的区域会变浅(Ito and Takahashi, 1989)。因此,当地幔过渡带处于低温环境时,比如在板块俯冲区域,地幔过渡带的厚度(410-km 和 660-km 间断面的深度差)增加;当地幔过渡带处于高温环境时,比如地幔热物质上涌区域,地幔过渡带的厚度减小。因此,410-km 和 660-km 间断面的深度和几何形态是地球内部温度结构的重要“指示剂”。此外,地幔的其他组成矿物——非橄榄石矿物的相变对地幔过渡带间断面的形成和特点也有一定贡献。例如,存在显著高温异常时,地幔矿物中石榴子石到布里奇曼石的相变可能会起到更主要的作用,从而导致地震学观测到的 660-km 间断面变得更深而非更浅(Deuss, 2007; Hirose, 2002; Weidner and Wang, 1998)。在地幔过渡带内部,由于矿物相变的克拉伯龙斜率为正,理论上 520-km 间断面具有与 410-km 间断面类似的界面起伏特征,但受到地幔温度的影响更大(Rigden et al., 1991)。

1.2 地幔过渡带是认识地幔物质化学成分的关键区域

地幔过渡带的物质组成强烈影响着地幔过渡带的速度和密度结构。矿物物理实验表明地幔过渡带

410-km 和 660-km 间断面的深度主要受控于地幔温度,间断面的强度则主要受控于地幔化学成分。一般而言,地幔中橄榄石含量越高,410-km 和 660-km 间断面的速度和密度跳跃幅度越大,反之亦然(Xu et al., 2008)。因此,Pyrolite 模型预测的 410-km 和 660-km 处的速度和密度跳跃幅度比 Piclogite 模型预测值要大。地幔中非橄榄石组分的相变,比如辉石和石榴子石等,对地幔过渡带的弹性性质和间断面的几何特征也有较大影响(Hirose, 2002; Weidner and Wang, 1998; 周春银等, 2010)。例如,部分区域观测到的 660-km 间断面分裂现象可能与超硅石榴子石(majorite)到钛铁矿(ilmenite)以及钛铁矿到布里奇曼石的矿物相变相关(Ai et al., 2003; Deuss et al., 2006; Niu and Kawakatsu, 1996)。此外,超硅石榴子石中富钙成分出溶可形成钙-钙钛矿(Ca-perovskite)(Ita and Stixrude, 1992)。该相变深度与瓦兹利石到林伍德石的相变深度接近,强度与地幔过渡带的钙含量有关,可能是造成地震学观测到的 520-km 间断面分裂现象的重要原因(Deuss and Woodhouse, 2001; Saikia et al., 2008)。

1.3 地幔过渡带是认识地球内部水和挥发分储量以及迁移过程的关键区域

矿物物理实验表明地幔过渡带中瓦兹利石和林伍德石的储水能力远大于上地幔的橄榄石和下地幔的布里奇曼石(Kohlstedt et al., 1996; 毛竹和李新阳, 2016; Ohtani, 2005; Thio et al., 2016)。尽管仍存在争议,但实际地幔过渡带中总的水量可能是现今地表海洋总水量的几倍(Bercovici and Karato, 2003; Fei et al., 2017; Hirschmann, 2006; Karato et al., 2020)。水对地幔矿物的弹性性质、熔融温度、流变特征、电导率等具有重要影响,深刻影响着地球深部的物质和能量循环过程(Hirschmann, 2006; Karato, 2011)。Bercovici 和 Karato (2003)提出的“地幔过渡带水过滤器”模型认为当过渡带中物质穿过 410-km 间断面进入上地幔时,由于矿物储水能力的下降使得水析出,发生部分熔融作用,并过滤出不相容元素。这些熔体的密度可能介于上地幔矿物和地幔过渡带矿物之间,从而在 410-km 间断面上积累并表现为地震学上的低速层。另外,一些矿物物理实验表明地幔过渡带中水含量的增加可以导致 410-km 变浅和 660-km 变深,即地幔过渡带变厚,与温度降低作用类似(Smyth and Jacobsen,

2006). 水含量的增加也会降低地幔过渡带的地震波速度, 也可能导致 410-km 和 660-km 间断面变得更宽 (Frost and Dolejš, 2007; Muir et al., 2021; Wood, 1995).

1.4 地幔过渡带是认识地球内部动力学演化过程以及深源地震机制的关键区域

地幔过渡带橄榄石矿物相变造成的密度差异强烈影响着俯冲板块内部的应力状态. 比如, 受到低温影响, 俯冲板块下方的 660-km 间断面会向下凹陷, 与周围下地幔物质相比产生局部低密度异常, 导致板块内部产生沿俯冲方向的压应力, 从而阻碍板块向下俯冲. 尽管 410-km 间断面相变不会阻碍板块俯冲, 但在板块内部 410-km 间断面之下可能存在的亚稳态橄榄石对俯冲过程也有一定影响. 亚稳态橄榄石可能与深源地震的发震机理密切相关 (Green and Houston, 1995). 俯冲带中源地震和深源地震的震源机制解揭示了俯冲板块内部的应力状态: 总体而言, 中源地震张应力轴 (T 轴) 平行于板块俯冲方向, 深源地震压应力轴 (P 轴) 平行于板块俯冲方向 (Isacks and Molnar, 1969). 地震层析成像和地球动力学数值模拟进一步证实了地幔过渡带对俯冲板块的屏障作用, 因而在 660-km 间断面附近产生了停滞平躺、直接下插、堆积崩塌、回卷弯折等不同几何形态的俯冲模式 (Agrusta et al., 2017; Fukao et al., 1992; Goes et al., 2017; Li C et al., 2008; Li et al., 2016; 李江海和刘仲兰, 2019; Van der Hilst et al., 1997). 除此之外, 地幔过渡带矿物相变也可能导致上下地幔流变性质的差异. 比如, 根据全球大地水准面数据以及层析成像速度模型约束得到的地幔粘滞系数总体表现为下地幔高于上地幔 (Hager et al., 1985).

2 地幔过渡带间断面结构地震学成像方法

地震学探测是认识地球深部结构、物质组成和动力学过程的重要手段. 其中, 地震层析成像是获得地幔过渡带三维速度结构最重要的技术手段, 目前已有大量全球和区域尺度的地震层析成像研究成果. 就大尺度结构而言, 尽管细节各有差异, 但多数层析成像模型都清晰显示了与俯冲板块相关的高速体结构. 其中, 部分俯冲板片在地幔过渡带内停

滞平躺, 尤以西北太平洋地区的俯冲为典型, 例如阿留申俯冲带、南千岛俯冲带、伊豆—小笠原俯冲带、琉球俯冲带等 (Bijwaard et al., 1998; Fukao et al., 1992, 2009; Kárason and Van der Hilst, 2000; Li C et al., 2008; Replumaz et al., 2004; Van der Hilst et al., 1991). 另有一部分区域, 俯冲板片直接穿越地幔过渡带进入下地幔, 比如马里亚纳俯冲带、北千岛—堪察加俯冲带、科克斯俯冲带等 (Grand et al., 1997; Li C et al., 2008). 相对而言, 与地幔柱相关的低速体结构的成像结果则存在较大争议, 不同研究结果揭示的地幔柱规模以及几何形态存在较大差异. 一些研究发现全球多个地表热点 (hotspots) 下方存在穿过地幔过渡带并延伸到核幔边界的高速体结构, 比如夏威夷 (Hawaii)、冰岛 (Iceland)、萨摩亚群岛 (Samoa)、皮特凯恩群岛 (Pitcairn) 等热点地区, 暗示了地幔柱 (mantle plume) 的存在 (French and Romanowicz, 2015). 也有一些地表热点下方的低速体并未延伸到下地幔, 而是最深仅达到上地幔或地幔过渡带, 比如鲍伊 (Bowie) 热点等 (French and Romanowicz, 2015). 另有部分地幔柱, 比如南非地幔柱, 在穿越地幔过渡带后分成了多个小地幔柱 (Lei et al., 2020). 相比而言, 区域地震层析成像对地球不均一性更精细的揭示则可以为认识地球内部动力学过程以及物质和能量交换机制提供重要线索. 例如东北亚地区层析成像研究揭示了地幔过渡带中大量存在的高速滞留板块以及上地幔中的低速体, 与东北亚地区构造演化历史、新生代板内火山之间具有紧密的联系 (Chen et al., 2015; Huang and Zhao, 2006; Tao et al., 2018; 田有等, 2019).

地震层析成像方法可以获得地幔过渡带速度结构的多尺度三维不均匀性图像, 然而却难以刻画界面的精细结构特征, 比如地幔过渡带 410-km 和 660-km 间断面以及俯冲板块的上下界面等. 地球内部间断面结构研究主要依赖于地震体波在这些界面处的反射、折射以及转换震相信息. 以下我们将介绍地幔过渡带间断面结构的主要地震学成像方法 (图 2).

2.1 SS 和 PP 前驱波方法

SS 和 PP 前驱波方法相似, 我们以 SS 前驱波为例阐述该方法的原理. SS 震相为震源处发出的 S 波在地表处发生一次反射并继续以 S 波传播到台站的震相. SS 前驱波与 SS 震相具有相似的传播路径,

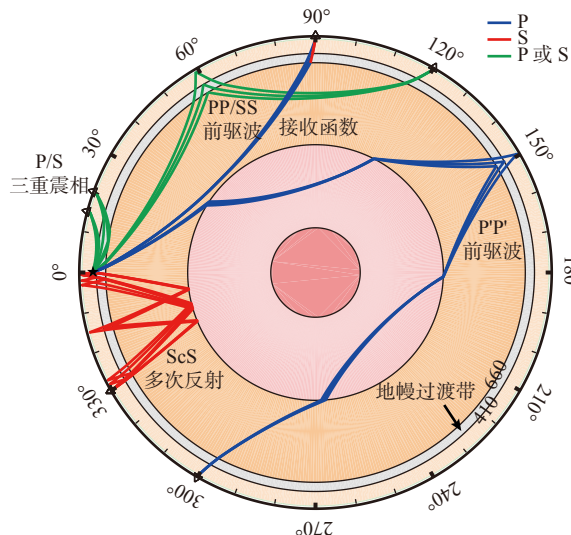


图2 地幔过渡带间断面结构主要地震学成像方法射线路径示意图

Fig. 2 Ray paths of major seismic phases used for imaging mantle transition zone discontinuities

但其反射点在地球内部某个间断面处(图2)。SS前驱波的传播路径比SS震相更短,用时更少,故而被称作SS主震相的前驱波,两者的到时差主要受控于反射点处的间断面深度以及间断面之上的速度结构。通常SS前驱波标记为SdS,其中d为反射点处间断面的深度。比如S410S和S660S是指在410-km和660-km间断面处发生反射的SS前驱波震相。SS前驱波的反射点在地理上近似处在地震震源和接收台站的中心点处,因此该方法受地震和台站的空间分布局限性的影响较小,是研究全球地幔过渡带间断面结构特征的重要手段。但由于SS前驱波的周期较长(大约在20s以上),菲涅尔带较宽,因此该方法只能获得较大尺度的地幔过渡带间断面结构信息,而不能分辨小尺度精细结构。

Shearer (1991)通过叠加全球长周期地震波形观测到了来自地幔过渡带间断面的多个SS前驱波震相。随后,Shearer和Masters (1992)通过校正上地幔速度扰动获得了全球660-km间断面深度分布,发现该界面向下凹陷的区域与俯冲带具有较好的相关性。此后,不同研究者利用SS前驱波方法开展了全球(Deuss, 2009; Flanagan and Shearer, 1998; Gu et al., 1998; Gu and Dziewonski, 2002; Guo and Zhou, 2020; Houser et al., 2008; Huang et al., 2019; Lawrence and Shearer, 2006, 2008; Shearer and Flanagan, 1999)和区域(Gu et al., 2012; Schmerr and Garnero, 2006, 2007; Yu et al., 2017; Zheng et al., 2015)尺度的地幔过渡带间断面结构研究。其中,多数研究主要关注410-km和660-km间断面的深

度以及地幔过渡带的厚度。还有一些研究重点关注地幔过渡带内部的520-km间断面(Deuss and Woodhouse, 2001; Shearer, 1996; Tian et al., 2020)。SS前驱波成像通常采用基于三维模型校正的时深转换方法,也有一些研究采用了偏移成像(Cao et al., 2010; Shearer et al., 1999; Thomas and Billen, 2009)或有限频反演(Guo and Zhou, 2020; Lawrence and Shearer, 2008)等方法。由于上地幔速度结构存在较强的不均匀性,地幔过渡带间断面的绝对深度估计通常存在较大不确定性。而地幔过渡带的厚度估计不依赖于上地幔速度结构,一般认为其结果更为可靠。

与SS前驱波相比,PP前驱波的观测较为困难(Chambers et al., 2005a, 2005b; Deuss et al., 2006; Estabrook and Kind, 1996; Flanagan and Shearer, 1999; Lessing et al., 2015)。一方面,PP前驱波受到其他震相(包括PKP分支及其多次波、P和Pdiff的多次波、PcPPcP的前驱波等)的强烈干扰,以至于理论上能清晰观测到PP前驱波(尤其是P660P)的震中距窗口较小。另一方面,P660P是一个较为“神秘”的震相,实际数据中测量得到的振幅远小于PREM和AK135理论模型的预测值(Lessing et al., 2015)。前人利用P410P震相研究了全球410-km间断面的深度分布(Chambers et al., 2005b; Flanagan and Shearer, 1999),但尚未有研究能利用PP前驱波获得全球660-km间断面的深度以及过渡带厚度分布特征。

除了约束地幔过渡带厚度和间断面深度之外,SS和PP前驱波还可以提供地幔过渡带间断面弹性性质的重要信息。Shearer和Flanagan (1999)借鉴勘探地震学中的AVO分析方法,通过分析SS和PP前驱波的振幅随震中距的变化特征,约束了全球平均的410-km和660-km间断面两侧速度和密度跳跃值。Yu等(2018)在利用台阵方法去除干扰震相影响的基础上,将SS前驱波AVO分析方法应用于太平洋中部地区的地幔过渡带结构研究中,探测到了660-km间断面两侧速度和密度跳跃值在横向上的变化。还有一些研究利用叠加之后的SS和PP前驱波振幅约束了间断面两侧的速度、密度或者波阻抗跳跃值(Chambers et al., 2005a; Lawrence and Shearer, 2006)。

2.2 接收函数方法

远震P波入射到台站下方的间断面处可转换

为 S 波并继续向上传播到达台站, 该震相为 Ps 震相 (图 2). 同理, 远震 S 波在到达台站之前转换为 P 波的震相为 Sp 震相. Ps 震相晚于 P 波到达, Sp 震相早于 S 波到达台站. 利用 Ps、Sp 等转换波震相研究台站下方壳幔间断面结构的方法称为接收函数方法. 为了去除震源复杂性的影响以恢复台站处的结构响应, 接收函数方法通常将垂向分量或者旋转得到的 P 波、S 波分量近似为等效震源时间函数并进行反褶积去除 (Farra and Vinnik, 2000; Langston, 1979). 关于接收函数原理、反褶积方法和数据处理流程等, 前人已有较多详细总结 (Ammon, 1991; 徐强和赵俊猛, 2008), 本文不再赘述.

接收函数方法是获得地幔过渡带间断面几何形态的重要手段. 前人通过单台接收函数叠加并考虑三维速度模型的时深转换获得了全球范围内的地幔过渡带厚度和间断面深度分布特征 (Chevrot et al., 1999; Tauzin et al., 2008). 相比于单台接收函数叠加只能获得台站下方平均的地幔过渡带结构而言, 基于密集台阵观测的接收函数偏移成像不仅可以获得间断面的横向起伏特征, 而且在成像精度和结果可靠性方面都得到了大幅提升. 基于射线理论的共转换点叠加 (CCP) 方法是较为常用的地幔过渡带接收函数偏移成像方法 (Dueker and Sheehan, 1997). 该方法将所有可能的转换震相振幅按照射线路径反向投影到其真实的空间位置, 在此基础上通过叠加提高信噪比来获得间断面的空间分布特征. 基于波动方程的偏移成像方法, 比如叠后深度偏移、逆时偏移等, 则在复杂间断面结构成像方面具有更佳的效果 (Chen et al., 2005; Shang et al., 2012).

接收函数方法也是获取地幔过渡带间断面强度和宽度的有效手段. 通过分析转换波的振幅可以约束间断面两侧的速度和密度跳跃值. 比如, Lawrence 和 Shearer (2006) 结合了接收函数、SS 和 PP 前驱波以及 P 波多次反射波共同约束了全球平均的 410-km 和 660-km 间断面两侧的速度和密度跳跃值. 由于真实的地幔过渡带间断面并非宽度为零的一阶间断面, 相对高频的接收函数转换波信号表现出较为明显的振幅随频率变化特征. 这一特征在低频 SS 或 PP 前驱波信号中并不明显. 因此, 通过定量分析接收函数振幅随频率变化的特征并与理论模拟结果进行对比可以约束间断面的宽度. 比如, Van der Meijde (2003) 利用接收函数的这一特征, 通过对地中海地区 410-km 间断面宽度的分析推断

出水在深部的存在.

2.3 ScS 多次反射波方法

S 波在地表和核幔边界之间发生多次反射的震相称为 ScS (或 sScS) 多次反射震相, 标记为 ScSn (或 sScSn, n 为核幔边界处的反射次数). ScS (或 sScS) 多次反射震相也可在地幔过渡带间断面的下界面或上界面处发生反射, 形成前驱波和后至波 (图 2). ScS 多次反射波方法通常使用波形较为简单的切向分量, 并使用深源地震数据以避免复杂的震源信息对地幔过渡带结构信号产生干扰. ScS 多次反射波方法与 SS 前驱波方法类似, 具有较长的周期, 较宽的菲涅尔带, 横向分辨率较低. 但该方法在研究没有台站覆盖的海洋地区, 比如西北太平洋, 具有一定的优势.

利用 ScS 多次反射震相及其与前驱波或后至波的到时差信息可约束地幔过渡带间断面的深度. 由于 ScS 多次反射波的前驱波或后至波可能存在多种到时相近的传播路径, 相应的震相难以区分, 传统的研究通常只能获得震源和台站之间的平均地幔过渡带结构 (Niu et al., 2000; Revenaugh and Jordan, 1991). 在台阵较为密集、ScS 多次反射波覆盖较好的情况下, 也可通过共反射点叠加等方法获得地幔过渡带间断面在横向上的变化特征, 可以达到高于菲涅尔带的分辨率 (Wang et al., 2017). 此外, 分析 ScS 多次反射震相的振幅可以约束间断面两侧的 S 波阻抗值 (Revenaugh and Jordan, 1991). ScS 多次反射波方法也是最早探测到 410-km 间断面顶部存在低速层的方法 (Revenaugh and Sipkin, 1994).

2.4 P'P' 前驱波方法

P'P' 前驱波方法与 SS 和 PP 前驱波方法类似, 利用到时早于 P'P' 震相 (P' 代表 PKP 分支) 的地幔间断面底部反射震相来研究间断面的深度、厚度以及物理性质. 然而, 与 SS 和 PP 前驱波存在很大不同的是, 由于其特殊的几何路径 (穿过外核), P'P' 前驱波只有在接近焦散点附近较小的震中距范围内 (约 $60^{\circ} \sim 75^{\circ}$ 之间; 图 2 中 P'P' 震相小圆弧路径距离) 能够被较好地观测到 (Xu et al., 2003). P'P' 前驱波丰富的高频能量 (可达 1 Hz) 以及近垂直的射线入射方向使得其振幅对间断面厚度和小尺度结构非常敏感, 因此是了解地幔过渡带间断面精

细结构的重要手段。

利用 P'P'前驱波研究地幔过渡带间断面始于 1960 年代末。Engdahl 和 Flinn (1969) 从多个地震事件波形中观测到 P'P'震相之前约 150 s 处存在一个尚未被解释的震相,并将其解释为 650 km 处间断面的前驱波震相。在之后的研究中, P'660P'在全球多个地区被观测到 (Adams, 1971; Benz and Vidale, 1993; Nakanishi, 1986; Schultz and Gu, 2013; Whitcomb and Anderson, 1970)。然而, P'410P'振幅则普遍要弱于 P'660P',而且表现出强烈的横向差异,以至于 P'410P'只有在局部地区被观测到 (Benz and Vidale, 1993; Xu et al., 2003)。P'410P'和 P'660P'的特征差异可能是由于 410-km 和 660-km 间断面的宽度存在差异导致,即 660-km 是一个较为尖锐的间断面,而 410-km 则是一个较为渐变的间断面(但局部可能较为尖锐) (Benz and Vidale, 1993; Xu et al., 2003)。另外值得一提的是, Wu 等 (2019) 利用非对称路径地幔过渡带间断面 P'P'散射波,约束了 410-km 和 660-km 间断面处的小尺度(百米至千米量级)界面起伏特征,发现 660-km 间断面具有强烈的小尺度起伏,而 410-km 间断面则较为光滑。

2.5 三重震相波形模拟方法

由于地幔过渡带间断面处速度随深度快速增加,导致在 $10^{\circ}\sim 30^{\circ}$ 之间的某些震中距位置可以有三种不同的地震波震相先后到达,该现象称为地震波“三重震相”(triplication)现象。这三重震相分别对应间断面之上的折射波、间断面处的广角反射波和穿透到间断面之下的折射波,它们的到时差和振幅对比地幔过渡带间断面附近的速度结构非常敏感,因此是研究地幔过渡带精细结构的重要手段。通常采用波形正演模拟的方法,通过对比一维或二维速度结构的理论地震波形与实际观测数据来研究地幔过渡带间断面的深度、速度跳跃值及其附近的速度结构。也有一些研究试图通过网格搜索、共轭梯度等方式将三重震相波形反演自动化 (Chu et al., 2012; Gao et al., 2006; Li et al., 2017)。三重震相方法一般选用中深源地震以避免浅源地震的震源机制和结构复杂性,采用较为密集的地震台阵观测以构建震中距较为连续的地震剖面。因此,三重震相方法主要适用于具有中深源地震分布且台站覆盖较为密集的俯冲带地区。

Niazi 和 Anderson (1965) 最早利用 P 波三重

震相方法探测到了北美西部地区的地幔过渡带间断面。Johnson (1967) 将类似的方法应用到了更长的剖面数据并更新了地幔过渡带间断面深度和速度结构模型。Helmberger 和 Engen (1974) 将三重震相方法应用到 SH 波以研究上地幔 S 波速度结构。Grand 和 Helmberger (1984) 则结合了 S 和 SS 的三重震相分析分别约束了北美地盾地区和北美西部构造地区的 S 波速度结构模型。此后,全球多个地区开展大量 P 和 S 波三重震相研究,包括北美地区 (Song et al., 2004; Walck, 1984)、东北亚俯冲带 (Han et al., 2021; Li et al., 2013, 2016; Tajima and Grand, 1995, 1998; Wang et al., 2006; Ye et al., 2011) 和青藏高原地区 (Chen and Tseng, 2007; Chu et al., 2019; Li et al., 2017; Tseng and Chen, 2008) 等。

2.6 背景噪声体波干涉成像方法

将两个台站记录到的连续背景噪声进行互相关叠加可以提取该台站对之间的经验格林函数。由于经验格林函数中面波占据主导地位,背景噪声干涉方法通常被用于面波成像研究。近几年,随着密集台阵数据的不断积累,来自地幔过渡带间断面的反射体波信号也被成功从背景噪声互相关函数中提取,尽管其振幅相对于面波要小得多。Poli 等 (2012) 最早利用该方法探测到了 410-km 和 660-km 间断面的 P 波反射信号。Feng 等 (2017) 将该方法应用到华北克拉通地区,成功提取了 410-km 和 660-km 的 P 波反射信号,并获得了横向变化的 410-km 和 660-km 间断面深度特征。Feng 等 (2021a) 进一步分析了 410-km 和 660-km 间断面反射波的振幅特征,结合矿物物理模型约束了间断面处的物质成分。背景噪声体波成像方法也被应用于藏东南地区 (Feng et al., 2021b) 和中国东北地区 (Li et al., 2019) 的地幔过渡带结构研究中。

2.7 其他方法

除了上述几种方法外,还有一些其他的地幔过渡带间断面结构地震学研究方法。Shearer (1991) 通过叠加长周期 P 波和 S 波,清晰地探测到了地幔过渡带间断面的多次反射波。P 和 S 的多次反射波可用于约束地幔过渡带间断面的深度和强度 (Lawrence and Shearer, 2006; Shearer and Buehler, 2019)。需要注意的是, P 和 S 的多次反射波既可能来源于震源附近也可能来源于台站附近的间断面结构反射。对于浅源地震,震源区和台站区的多次

反射波到时接近, 通常难以区分. 在具有深源地震分布的俯冲带区域, 地震波在震源附近的反射和转换震相也可用于地幔过渡带间断面结构研究. 深源地震的直达波和深度震相之间包含了处于震源之上的间断面的反射波信号. 前人通过对这些反射波信号进行单个地震事件分析或者偏移成像等方式获得了 410-km 以及上地幔间断面的深度分布特征 (Vidale and Benz, 1992; Zheng et al., 2007), 但该方法不能对震源之下的间断面进行成像. 另外, 可以利用震源侧的地幔间断面 SdP 转换波约束间断面的起伏特征 (Niu and Kawakatsu, 1995; Vidale and Benz, 1992). Li J 等 (2008) 利用该方法界定了俯冲的太平洋板片和 660-km 间断面的相交位置, 相交处以东 660-km 间断面不受影响, 保持平直, 以西则出现 20 km 的急剧下沉.

3 地幔过渡带间断面结构地震学研究进展

地幔过渡带间断面结构的地震学探测结果不胜枚举, 研究结果之间既体现出较好的一致性, 也存在一定的争议. 在对比不同研究方法获得的地幔过渡带间断面结构时, 需要注意以下几点问题. 首先, 不同研究方法的数据覆盖存在差异. 比如, SS 和 PP 前驱波研究可以覆盖全球, 而接收函数只能研究距离台站较近处的地幔过渡带结构. ScS 多次反射波和三重震相方法的探测范围则介于两者之间. PP' 前驱波虽然传播距离很远, 但其可探测的震中距范围较小. 其次, 不同方法的频带范围和结构分辨率存在差异. 比如, SS 和 PP 前驱波、ScS 多次反射波的周期较长, 可探测间断面整体结构, 却较难分辨其是尖锐型还是渐变型界面. 接收函数、PP' 前驱波的周期较短, 可分辨间断面精细结构但对宽度较厚的渐变型间断面探测能力较弱. 最后, 不同方法对结构参数的敏感性存在差异. 比如, SS 前驱波与 SS 震相的到时差主要依赖于间断面的深度和上地幔的 S 波速度结构, 而接收函数 Ps 转换震相与直达 P 震相之间的到时差主要依赖于间断面的深度和上地幔的 P 和 S 波速度比值. 鉴于以上考虑, 我们将分别介绍全球和区域尺度的地幔过渡带间断面结构特征和成像结果, 并探讨不同研究之间的共同点和差异性; 其中区域尺度研究将以东北亚地区为例.

3.1 全球尺度地幔过渡带间断面结构与性质

3.1.1 地幔过渡带厚度

地幔过渡带厚度是成像结果中较为可靠的参数. 全球范围内的地幔过渡带厚度分布特征主要由 SS 前驱波方法测量得到 (图 3), 也有部分研究利用接收函数方法, 但成像结果在海洋地区缺乏数据覆盖. 较早时期测量的全球平均地幔过渡带厚度为 240~242 km (Houser et al., 2008; Lawrence and Shearer, 2008). 最新的 SS 前驱波研究叠加了更多数据, 得到的结果略厚一些, 约为 245 km (Waszek et al., 2021). 地幔过渡带的平均厚度总体与 1600 K 地幔潜能温度 (mantle potential temperature) 下矿物热力学模拟结果较为一致 (Xu et al., 2008). 就大尺度结构而言, 地幔过渡带厚度分布特征与地幔过渡带内的地震波速度结构具有较好的正相关性 (图 3). 这种正相关性与橄榄石矿物相变预测结果一致, 表明两者在很大程度上都受到温度的控制. 比如 SS 前驱波研究发现东亚—西太平洋地区地幔过渡带厚度大于全球平均值, 与地震层析成像揭示的地幔过渡带内部高波速体相对应, 皆受到西太平洋地区冷的海洋板块俯冲的影响. 太平洋大部分区域的地幔过渡带厚度则小于全球平均值, 且过渡带内地震波速较低, 表明该地区地幔过渡带内温度较高, 可能与太平洋地区大量存在的地幔柱相关. 地幔过渡带厚度的变化范围大约为 ± 20 km (图 3), 表明横向温度变化范围约为 ± 200 K 左右 (Bina and Helffrich, 1994). 值得注意的是, 该结果主要基于频率较低、菲涅尔带较宽的 SS 前驱波方法估计得到, 实际的地幔过渡带厚度和温度在小尺度上可能存在更大幅度的横向差异. 然而, 不同研究组给出的小尺度地幔过渡带厚度结构存在较大差异 (图 3), 导致这一差异的原因可能是数据覆盖、处理方式、参考速度模型、结构分辨率等方面存在不同.

3.1.2 410-km 和 660-km 间断面深度

多数研究表明 660-km 间断面的横向深度变化与层析成像得到的地幔过渡带内横向速度扰动存在正相关性 (图 3), 符合橄榄石矿物相变预测, 表明两者主要受控于温度结构. 然而, 除了 Waszek 等 (2021) 研究之外, 多数研究表明 410-km 间断面的横向深度变化与地幔过渡带内横向速度扰动之间并不存在明显的负相关性 (图 3); 410-km 和 660-km

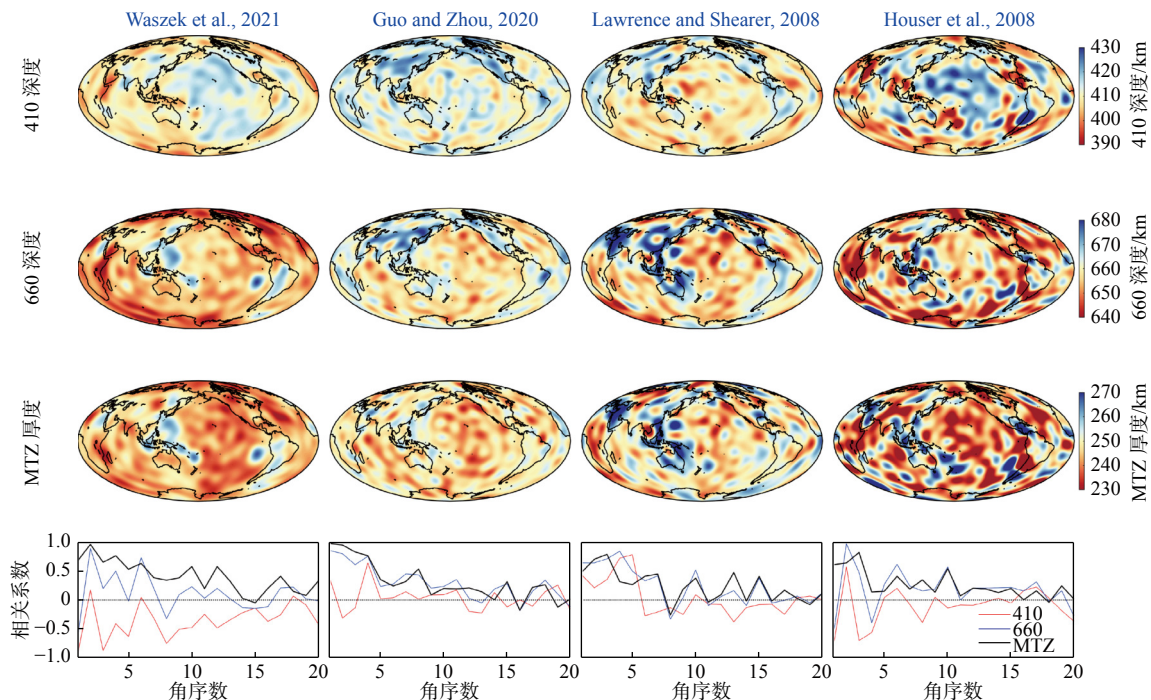


图3 对比四个研究组基于SS前驱波方法得到的全球410-km和660-km间断面深度以及地幔过渡带厚度分布(Guo and Zhou, 2020; Houser et al., 2008; Lawrence and Shearer, 2008; Waszek et al., 2021)。为了更好地对比,所有结果都只保留了球谐函数角序数20阶以内的信号。最后一行为S40RTS模型在地幔过渡带内平均S波速度异常值(Ritsema et al., 2011)与以上四个模型中410-km和660-km间断面深度以及地幔过渡带厚度在不同角序数下的相关系数

Fig. 3 A comparison of 410-km and 660-km discontinuity depths and mantle transition zone thickness measured using SS precursors from four different studies (Guo and Zhou, 2020; Houser et al., 2008; Lawrence and Shearer, 2008; Waszek et al., 2021). For better comparison, all results are filtered to angular degrees ≤ 20 . The last row shows the correlation coefficients at each angular degree between averaged mantle transition zone shear-wave velocity anomalies of the S40RTS model (Ritsema et al., 2011) and 410-km and 660-km discontinuity depths and mantle transition zone thickness of the above four models

间断面的深度变化也缺乏如橄榄石矿物相变预测的负相关性(Gu et al., 2003; Guo and Zhou, 2020; Houser et al., 2008)。造成以上地震学与矿物物理学结果不完全一致的原因可能以下几点。首先,410-km和660-km间断面深度存在负相关性是基于地幔过渡带顶部和底部的温度具有一致的横向变化特征推测得到。然而实际地球内部的横向温度变化特征可能在垂直方向上存在明显差异。比如,全球范围内的俯冲板块除了少数垂直穿过地幔过渡带,大部分都存在一定倾斜角度并与地幔过渡带发生了强烈的相互作用,使得板块在间断面附近产生了停滞平躺、直接下插、堆积崩塌、回卷弯折等多种几何形态(Goes et al., 2017)。这种相互作用对660-km间断面的影响更为明显。在存在地幔柱的区域,从核幔边界上涌的高温低速物质也很可能受到660-km间断面的强烈阻挡而产生物质堆积,并在穿越地幔过渡带的过程中发生位置迁移和形态改变。其次,410-km和660-km间断面的深度除了受温度影响以外,还可能受到化学成分和水含量等因素的影响。许多矿物物理学实验与地球动力学模

型表明,水对410-km和660-km间断面深度产生的影响有着类似于低温异常的作用。尤其是在过渡带底部,水的存在对660-km间断面下沉的影响较大,2.0 wt%的水含量可能会引起660-km间断面下沉约15 km(Helffrich, 2000; Pearson et al., 2014; Thompson, 1992)。也有实验证据表明化学成分对间断面深度的影响,比如,含铁量对410-km间断面深度的影响与含水量相似,这意味着在富含铁元素的区域,410-km间断面深度更浅(Katsura et al., 2004)。最后,地震学探测得到的410-km和660-km间断面的绝对深度及其横向变化特征存在一定的不确定性。目前的地幔过渡带间断面成像往往难以精确校正地壳和上地幔中存在的强烈速度结构扰动,从而导致成像结果与真实情况存在偏差。

3.1.3 410-km和660-km间断面的强度和宽度

地震学研究也可以约束410-km和660-km间断面的强度,包括速度、密度和波阻抗的跳跃值(Chambers et al., 2005a; Estabrook and Kind, 1996; Lawrence and Shearer, 2006; Shearer and Flanagan,

1999). 由于地幔过渡带间断面反射波和转换波震相能量弱, 且受到其他震相的干扰, 振幅测量较为困难. 不仅如此, 反射波和转换波的振幅除了受间断面强度的影响外, 还受到几何扩散、介质衰减、界面起伏及数据处理误差等多种因素的影响. 因此, 间断面强度的估计通常存在较大不确定性. 多数的 SS 和 PP 前驱波研究在全球范围内都探测到了清晰的 S410S、S660S 和 P410P 震相, 但几乎观测不到 P660P 震相 (或者振幅非常小), 只有少部分研究在局部地区探测到了 P660P 震相 (Deuss et al., 2006). Estabrook 和 Kind (1996) 认为 P660P 震相缺失是由于 660-km 间断面处的 P 波速度跳跃大约是 S 波速度跳跃值 (百分比) 的 40%, 并据此推测 660-km 间断面两侧的拉梅系数 λ 没有变化. Shearer 和 Flanagan (1999) 测量了随震中距变化的 SS 和 PP 前驱波振幅值, 并估计了 410-km 和 660-km 间断面处全球平均的 P 波、S 波和密度跳跃值. 他们认为 Pyrolite 模型 (60% 橄榄石) 高估了间断面两侧的速度和密度跳跃值, 推测具有约 50% 橄榄石含量的地幔成分与实际观测更为相符. Lawrence 和 Shearer (2006) 综合分析了 SS 和 PP 前驱波、Ps 转换震相以及 P 波多次波振幅, 发现 410-km 间断面处的速度和密度跳跃值要比 660-km 间断面处更大. 在考虑误差的影响下, 他们认为地震学观测结果与基于矿物物理得到的 Pyrolite 模型预测结果并不矛盾. Chambers 等 (2005a) 结合 S410S 和 P410P 振幅约束了 410-km 间断面处的波阻抗跳跃值, 结果更符合低橄榄石含量的 Piclogite 模型预测. 最近, Waszek 等 (2021) 通过矿物物理模型正演模拟并与实际 S660S 和 P660P 振幅对比, 认为具有相同 pyrolite 化学成分的机械混合模型比化学均衡模型能够更好地解释 P660P 只在全球少数地区观测到的现象. 然而, P660P 震相是否确实是在大部分区域都缺失也是值得进一步研究的问题. Yu 等 (2019) 通过叠加全球范围内大量观测数据, 并利用基于曲波变换的台阵分析方法去除了干扰震相的影响后, 在不同震中距都观测到了 P660P 震相, 尽管其振幅较小.

410-km 和 660-km 间断面的宽度可以通过对不同频率的反射波和转换波振幅的分析给出估计. 在高频 P'P'前驱波研究中, P'660P'振幅明显且较易被探测到, 而 P'410P'则振幅微弱且只在少数地区被探测到 (Benz and Vidale, 1993; Xu et al., 2003). Xu 等 (2003) 基于 P'P'前驱波振幅分析, 认为

660-km 间断面较窄, 宽度在 2 km 之内, 而 410-km 间断面较宽, 可能是速度和密度既发生快速跳跃又存在逐渐变化的界面. 410-km 和 660-km 间断面的宽度还可能受到水含量的强烈影响 (Frost and Dolejš, 2007; Helffrich and Wood, 2001; Muir et al., 2021; Wood, 1995). 通过分析接收函数中 P410s 振幅随频率的变化, Van der Meijde (2003) 发现地中海地区 410-km 间断面的厚度可以达到 20~35 km 宽度, 并将其归因于该地区地幔过渡带含水量较高. 其他地区较弱的 P410s 振幅, 也可能是由于 410-km 间断面较宽所导致 (Chevrot et al., 1999).

3.1.4 520-km 间断面及其分裂

与 410-km 和 660-km 间断面相比, 520-km 间断面的地震学探测较为困难. 该间断面探测主要是基于相对低频的 SS 和 PP 前驱波方法 (Deuss and Woodhouse, 2001; Gu et al., 1998; Shearer, 1990, 1991, 1996; Tian et al., 2020) 和 ScS 多次反射波方法 (Revenaugh and Jordan, 1991). 也有一些接收函数研究在局部地区探测到了该间断面 (Chevrot et al., 1999; Maguire et al., 2018), 但在高频 P'P'前驱波研究中并未发现 520-km 间断面的反射波 (Xu et al., 2003). 大部分地震学研究认为 520-km 间断面是一个宽度较大 (大于 10 km) 的渐变型间断面, 且其两侧的速度和密度变化值较小, 该结果与瓦兹利石到林伍德石的相变预测较为一致 (Frost, 2008; Weidner and Wang, 2000). 520-km 间断面在全球范围内的深度变化与相变预测存在一定差异, 可能暗示除温度之外化学成分的横向不均匀性对该间断面也有一定贡献 (Tian et al., 2020). 有一些研究发现部分地区 520-km 间断面可以分裂成两个间断面, 其中较深的间断面有时被称为 560-km 间断面 (Deuss and Woodhouse, 2001; Tian et al., 2020). 560-km 间断面的形成可能与钙-钙钛矿从超硅石榴子石中出溶相关. 钙含量越高, 560-km 间断面越强, 在地震学上更容易被探测到 (Saikia et al., 2008; Tian et al., 2020).

3.1.5 地幔过渡带附近的低速层

在部分地区也观测到了 410-km 和 660-km 间断面附近存在低速层结构. Revenaugh 和 Sipkin (1994) 最早利用 ScS 多次反射波方法探测到了东亚—西太平洋俯冲带地区的 410-km 间断面顶部存在低速层. 在此之后, 不同研究者利用多种方法都探测到了 410-km 间断面顶部的低速层结构, 包

括 ScS 多次反射波方法 (Courtier and Revenaugh, 2007)、三重震相波形模拟 (Gao et al., 2006; Han et al., 2021; Li et al., 2022; Song et al., 2004)、接收函数方法 (Liu et al., 2016; Schaeffer and Bostock, 2010; Schmandt et al., 2011; Tauzin et al., 2017; Thompson et al., 2015; Vinnik and Farra, 2007) 和 SS 前驱波方法 (Wei and Shearer, 2017)。虽然有研究认为 410-km 间断面顶部的低速层可能在全球普遍存在 (Tauzin et al., 2010), 但相关结论还存在争议。410-km 间断面顶部低速层的厚度变化范围较大, 大约在 20~100 km 之间, 速度降低幅度在不同区域也有明显差异 (李国辉等, 2018)。比如, Song 等 (2004) 结合三重震相和接收函数波形模拟, 发现美国本土西北部地区 410-km 间断面顶部存在 20~90 km 厚、S 波速度下降约 5%、横向变化明显的低速层。Han 等 (2021) 同样通过三重震相波形模拟, 发现在西北太平洋俯冲带滞留板块区域的 410-km 间断面顶部存在约 900 km 宽、55~80 km 厚的低速层, P 波和 S 波的速度下降分别为 1.5% 和 2.5% 左右。410-km 间断面顶部低速层的成因还存在争议, 主流的观点认为是由于地幔物质脱水发生部分熔融而导致, 可能是由于含水的地幔过渡带物质上升进入水溶性低的上地幔而形成 (Bercovici and Karato, 2003)。矿物物理实验表明 410-km 间断面顶部的部分熔融层的密度介于上地幔物质和地幔过渡带物质之间, 能够在动力学上保持稳定 (Stolper et al., 1981)。

相比于 410-km 间断面顶部低速层在诸多地区被探测到, 660-km 间断面附近低速层的地震学证据则较为有限。近年来, 研究者利用接收函数方法在美国中部和日本俯冲带地区 660-km 间断面之下发现存在低速层 (Liu et al., 2016; Schmandt et al., 2014)。660-km 间断面之下的低速层可能与地幔过渡带物质下沉进入下地幔之后脱水发生部分熔融有关。还有一些研究探测到了 660-km 间断面之上的低速层 (Tauzin et al., 2017; Wang et al., 2020)。

3.2 中国东北地区地幔过渡带间断面结构与性质

我们将选择中国东北地区作为区域性地幔过渡带间断面研究的典型例子。中国东北地区在地质构造上具有独特性: 位于欧亚板块东缘, 介于西伯利亚块体、华北块体和西太平洋板块之间, 自古生代碰撞聚合以来, 经历了中-新生代复杂的构造演化过程, 形成了以西部大兴安岭、中部松辽盆地和东

部长白山山脉为代表的区域构造特征 (Wu et al., 2011; 许文良等, 2019; Zhou and Wilde, 2013); 同时, 西北太平洋板块的俯冲对该地区的岩石圈构造演化、板内火山活动、深源地震分布、油气盆地形成等具有重要影响; 全球和区域层析成像结果表明, 西北太平洋俯冲板片水平停滞在地幔过渡带内部, 横向延伸约 1500 km (Fukao et al., 1992; Huang and Zhao, 2006; Li C et al., 2008; Zhao et al., 2004), 在深部形成了独特的“东亚大地幔楔”构造。因此, 中国东北地区不同尺度的结构特征成为认识地幔对流、深俯冲动力学背景下物质循环和能量交换, 以及深浅部物质响应等科学问题的重要内容。在该地区已开展了大量地震野外观测试验, 涌现出从壳、幔、岩石圈、地幔过渡带直至下地幔的不同尺度、不同方法的地震学探测结果。这里, 我们将聚焦前人开展的地幔间断面结构研究, 通过解剖和分析该地区多方法、多震相、多尺度的研究结果, 获得对地幔间断面结构更加具体、细节的认识, 帮助理解深俯冲过程对地幔物质循环、能量交换的影响和浅部的响应等。

3.2.1 410-km 和 660-km 间断面结构特征

中国东北地区精细的地幔过渡带间断面结构刻画主要来自基于区域地震台网数据的接收函数研究。多数接收函数研究结果都揭示出, 西北太平洋俯冲板块在地幔过渡带内发生弯折处以西约 200~300 km 范围内, 沿长白山—五大连池连线一带存在明显的 660-km 间断面下沉, 下沉幅度约为 20~40 km (图 4b) (Ai et al., 2003; Li and Yuan, 2003; Liu et al., 2015; Tian et al., 2016; 杨凡等, 2021; Zhang et al., 2016; 张炎等, 2022)。基于深源地震 SdP 转换震相的研究同样发现板块弯折处, 660-km 间断面出现~20 km 的急剧下沉 (Li J et al., 2008)。普遍认为, 该处 660-km 间断面的下沉的形态和范围与西北太平洋俯冲板块在地幔过渡带内滞留引起的低温异常有较好的对应关系。在大兴安岭西南部, 660-km 间断面也有轻微下沉 (图 4b), 可能的成因包括岩石圈物质拆沉等。长白山火山以西以及松辽盆地东南侧区域则发生了 660-km 间断面的局部抬升, 抬升幅度约为 5~15 km (图 4b)。

(Liu et al., 2015; 杨凡等, 2021; Zhang et al., 2016; 张炎等, 2022)。抬升区域与基于有限频和全波形区域层析成像探测到的地幔过渡带内低速异常体存在一定空间相关性 (图 4d) (Tang et al., 2014; Tao

et al., 2018). Tang 等 (2014) 将该低速异常体解释为太平洋滞留板块的“空缺”(gap)部分, 并认为来自下地幔的热物质沿着“空缺”上涌是长白山火山的深部动力学成因机制. 然而, 经典的“大地幔楔”模型则认为在地幔过渡带中水平滞留的俯冲太平洋板块脱水作用是驱动地幔楔内热物质上涌并形成长白山火山的深部动力学成因机制 (Huang and Zhao, 2006; Lei and Zhao, 2005; Lei et al., 2013; Tian et al., 2016; Zhao et al., 2004). 关于长白山火山的成因机制以及该“空缺”是否真实存在仍在争论中 (陈棋福等, 2019; 雷建设等, 2018).

中国东北地区的 410-km 间断面整体呈现出下沉趋势, 但在个别区域有轻微的抬升 (图 4a). 410-km 间断面较为明显的下沉区位于松辽盆地以及长白山、龙岗和镜泊湖等火山区附近, 与这些区域上地幔中的低速异常体存在一定相关性, 可能指示了火山活动的深部热物质来源 (Li and Yuan,

2003; Liu et al., 2015; Tian et al., 2016; 杨凡等, 2021; Zhang et al., 2016). 这些现象与深俯冲动力学背景下低温异常导致 410-km 间断面抬升的预期不一致, 可能与地幔过渡带热物质上涌、水含量或者物质成分异常等方面因素有关 (Li and Yuan, 2003; Tian et al., 2016; 杨凡等, 2021). 在汉诺巴、阿尔山和五大连池周围孤立的 410-km 间断面抬升, 可能是由岩石圈俯冲或拆沉相关的低温异常所致 (图 4a) (Zhang et al., 2016; 张炎等, 2022).

地幔过渡带厚度在西北太平洋俯冲板块发生弯折以西约 200~300 km 范围内增加, 在长白山火山以西至松辽盆地区域减小 (图 4c). 结果表明, 地幔过渡带厚度与 660-km 间断面的深度具有明显的正相关性, 而与 410-km 间断面深度之间并不存在较好的相关性, 且 410-km 和 660-km 间断面之间也不存在明显相关性 (杨凡等, 2021; Zhang et al., 2016; 张炎等, 2022). 这表明该区域地幔过渡带上、下界面起伏变化的影响因素存在较大差异, 除去温

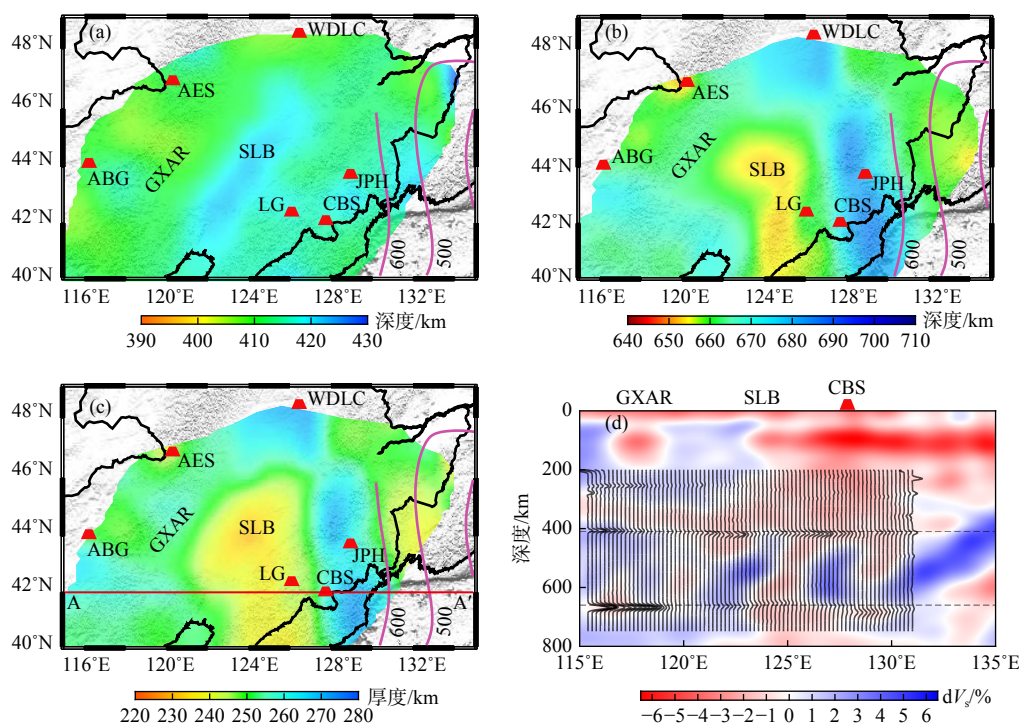


图 4 中国东北地区地幔过渡带结构. (a) 410-km 间断面深度分布图; (b) 660-km 间断面深度分布图; (c) 地幔过渡带厚度分布图; (d) 沿北纬 42° 的 AA' 剖面 S 波波速相对扰动 (Tao et al., 2018) 和接收函数 CCP 叠加深度剖面. 图 (a-c) 中紫色实线表示俯冲太平洋板片等深线; 图 (c) 中红色实线表示 AA' 剖面位置; 图 (d) 中虚线表示 410 km 和 660 km 深度. GXAR 和 SLB 分别代表大兴安岭和松辽盆地; ABG: 阿巴嘎火山; AES: 阿尔山火山; CBS: 长白山火山; LG: 龙岗火山; JPH: 镜泊湖火山; WDLC: 五大连池火山 (图片修改自张炎等, 2022)

Fig. 4 Mantle transition zone structures in the northeastern China. (a) Depth of the 410-km discontinuity; (b) Depth of the 660-km discontinuity; (c) Mantle transition zone thickness; and (d) Shear wave velocity perturbations along the AA' depth profile (Tao et al., 2018) and receiver function CCP stacks. Solid purple lines in (a-c) are the iso-depth lines of the subducting Pacific slab; the red line in (c) shows the location of the AA' profile; dashed lines in (d) mark 410 km and 660 km depths. GXAR: Great Xing'an Range; SLB: Songliao Basin; ABG: Abaga Volcano; AES: Aershan Volcano; CBS: Changbaishan Volcano; LG: Longgang Volcano; JPH: Jingpohu Volcano; WDLC: Wudalianchi Volcano (figure modified from Zhang et al., 2022)

度的影响外,在深俯冲动力学背景下,俯冲板片和地幔物质可能发生了复杂的相互作用。

与间断面几何形态相比,有关中国东北地区地幔过渡带间断面强度和宽度的研究相对较少。接收函数偏移成像得到的410-km和660-km间断面信号,其振幅在横向上存在明显变化,表明间断面强度和宽度存在横向差异(图4d)(杨凡等, 2021; Zhang et al., 2016; 张炎等, 2022)。三重震相波形模拟研究结果显示部分区域的660-km间断面宽度甚至达到50~70 km,并表现出强烈的横向不均匀性(Li et al., 2013; Wang and Niu, 2010)。接收函数方法在部分地区还探测到了双重660-km间断面(Ai et al., 2003; Liu et al., 2015; Niu and Kawakatsu, 1996; 杨凡等, 2021),这可能与非橄榄石组分中石榴子石矿物的相变有关(Hirose, 2002)。410-km间断面下沉幅度和振幅强弱表现出明显的区域性横向变化特征(杨凡等, 2021)。这一现象可能与含水情况下湿-干瓦兹利石界面形成或者过渡带矿物中镁铁含量的差异有关(Frost and Dolejš, 2007; Wood, 1995)。类似现象在南美洲(Schmerr and Garnero, 2007)和西南太平洋(Courtier and Revenaugh, 2007)等俯冲区域也有观测。

3.2.2 其他间断面结构特征

一些接收函数研究在中国东北地区520 km深度处观测到了速度不连续面,解释为瓦兹利石到林伍德石的相变界面(Ai et al., 2003; Li and Yuan, 2003; Tian et al., 2016)。也有学者在过渡带内部观测到一组极性相反、形态相似的界面,且在深度位置和形态分布上与层析成像揭示的西北太平洋俯冲板块表现的高速异常体的上下界面相吻合(Wang et al., 2020; 杨凡等, 2021)。Wang等(2020)认为上界面与俯冲板片的莫霍面(洋壳与洋幔的界面)有关,下界面可能是由于含水情况下俯冲太平洋板块底部软流圈发生部分熔融所导致。

此外,多种地震学方法在中国东北地区都探测到了410-km间断面顶部的低速层。在长白山和松辽盆地附近,410-km间断面的Ps转换波之前存在明显的负震相,对应的S波速度降低约2%~4%(Liu et al., 2016; Tauzin et al., 2017)。区域三维P波速度结构显示在长白山火山东南部300~400 km深度附近存在1.5%的波速降(Ma et al., 2018)。最新三重震相波形拟合方法研究结果显示从日本海西部边缘一直延伸到中国大陆东北部的410-km间断面顶部广泛存在低速层结构(Han et al., 2021)。

410-km间断面顶部的低速层可能是由于含水的地幔过渡带物质上升进入水溶性低的上地幔发生脱水和部分熔融所导致(Bercovici and Karato, 2003),该温压下矿物与熔体间较小的二面角为较厚的部分熔融体的形成提供了可能。

4 总结与展望

地幔过渡带是认识地球内部结构、物质组成和动力学演化过程的关键区域。本文总结了地幔过渡带间断面结构的主要地震学成像方法,包括基于反射波震相的SS和PP前驱波方法、ScS多次反射波方法、P'P'前驱波方法、基于转换波震相的接收函数方法、基于波形模拟的三重震相方法、以及基于背景噪声互相关的反射体波方法等。地震学成像结果显示地幔过渡带的上下界面,即410-km和660-km间断面,是全球性的间断面。地幔过渡带的厚度与地幔过渡带速度在大尺度结构上具有较好的正相关性,表明两者都主要受到温度的控制,与高温高压实验给出的橄榄石矿物相变预期一致。410-km和660-km间断面的绝对深度并没有观测到预期的反相关性,可能反映了地幔过渡带上下界面处的温度结构存在较大垂向差异或者存在水含量和化学成分的不均匀性。总体来说,660-km间断面是一个尖锐的间断面,但在局部地区也可能是一个较宽的过渡带,而410-km间断面相对较为渐变,两者的宽度受到了地幔化学成分和水含量的影响。地震学测量得到的410-km和660-km间断面处的速度、密度和波阻抗跳跃值有助于约束地幔过渡带的物质成分,比如橄榄石含量,但目前的测量结果存在较大不确定性。地震学研究在部分地区探测到了520-km和560-km间断面。520-km间断面被认为与瓦兹利石到林伍德石的相变相关,是一个渐变型的间断面,宽度较大,速度和密度变化值较小。560-km间断面则可能与钙-钙钛矿从超硅石榴子石中出溶相关。局部地区(比如中国东北地区)探测到的520 km深度附近的间断面也可能对应了滞留板块的上边界。除此之外,地震学研究还探测到了410-km间断面顶部和660-km间断面之下存在低速层,可能与地幔过渡带物质上升进入上地幔或下降进入下地幔发生脱水熔融有关。

尽管近几十年来地幔过渡带研究取得了长足进展,但仍然有许多问题悬而未决。比如,地幔过渡带具有怎样的物质组成和分布形式?地幔过渡带间

断面结构如何受控于温度、化学成分、水含量等因素? 地幔过渡带如何影响地球内部的物质、能量循环过程等. 这些问题的解决不仅依赖于地震学的研究发展, 也需要与矿物物理学、地球动力学、地球化学等学科交叉融合. 随着地震数据的不断积累, 技术方法的不断创新, 地幔过渡带研究在未来几年有望在以下几个方面实现新的突破.

(1) 获得高精度、高分辨率地幔过渡带结构成像结果. 比如借鉴地震勘探领域发展较为成熟的高精度偏移成像方法, 发展基于密集台阵观测的天然地震反射波和转换波高精度偏移成像方法. 尽管前人取得了一定进展, 比如发展了基于波动方程的天然地震接收函数偏移方法、接收函数逆时偏移方法等, 但相关应用还十分有限. 除此之外, 精细的地幔过渡带间断面几何形态还依赖于可靠的地壳和上地幔速度结构. 因此, 地幔过渡带间断面成像与地壳上地幔层析成像联合反演也是一个重要的研究方向.

(2) 提取可靠的地幔过渡带间断面的物性参数. 比如通过分析反射波和转换波振幅随震中距或入射角的变化特征, 约束地幔过渡带间断面的速度、密度和波阻抗跳跃值; 通过分析反射波和转换波振幅随频率的变化特征, 约束地幔过渡带间断面的宽度.

(3) 综合地震学、矿物物理学、地球动力学等深入认识地幔过渡带的温度结构、物质组成和动力学演化过程. 比如通过对比地震学观测与矿物物理热动力学模拟得到的间断面深度、强度和宽度, 约束地幔过渡带温度、化学成分、水含量在全球范围内的空间分布, 在此基础上结合地球动力学模拟认识地球内部上下地幔之间的物质和能量交换过程.

致谢

感谢三位评审专家对本文提出的建设性修改意见.

References

- Adams R D. 1971. Reflections from discontinuities beneath Antarctica[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 61(5): 1441-1451. DOI: [10.1785/BSSA0610051441](#).
- Agrusta R, Goes S, Van Hunen J. 2017. Subducting-slab transition-zone interaction: Stagnation, penetration and mode switches[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 464: 10-23. DOI: [10.1016/j.epsl.2017.02.005](#).
- Ai Y, Zheng T, Xu W, et al. 2003. A complex 660 km discontinuity beneath northeast China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 212(1-2): 63-71. DOI: [10.1016/S0012-821X\(03\)00266-8](#).
- Allègre C J, Turcotte D L. 1986. Implications of a two-component marble-cake mantle[J]. *Nature*, 323(6084): 123-127. DOI: [10.1038/323123a0](#).
- Ammon C J. 1991. The isolation of receiver effects from teleseismic P waveforms[J]. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 81(6): 2504. DOI: [10.1785/BSSA0810062504](#).
- Anderson D L. 1979. The upper mantle transition region: Eclogite?[J]. *Geophysical Research Letters*, 6(6): 433-436. DOI: [10.1029/GL006i006p00433](#).
- Anderson D L, Bass J D. 1984. Mineralogy and composition of the upper mantle[J]. *Geophysical Research Letters*, 11(7): 637-640. DOI: [10.1029/GL011i007p00637](#).
- Anderson D L, Bass J D. 1986. Transition region of the Earth's upper mantle[J]. *Nature*, 320(6060): 321-328. DOI: [10.1038/320321a0](#).
- Bass J D, Anderson D L. 1984. Composition of the upper mantle: Geophysical tests of two petrological models[J]. *Geophysical Research Letters*, 11(3): 229-232. DOI: [10.1029/GL011i003p00229](#).
- Benz H, Vidale J. 1993. Sharpness of upper-mantle discontinuities determined from high-frequency reflections[J]. *Nature*, 365: 147-150. DOI: [10.1038/365147a0](#).
- Bercovici D, Karato S. 2003. Whole-mantle convection and the transition-zone water filter[J]. *Nature*, 425(6953): 39-44. DOI: [10.1038/nature01918](#).
- Bijwaard H, Spakman W, Engdahl E R. 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B12): 30055-30078. DOI: [10.1029/98JB02467](#).
- Bina C R, Helffrich G. 1994. Phase transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B8): 15853-15860. DOI: [10.1029/94JB00462](#).
- Cao Q, Wang P, Van der Hilst R, et al. 2010. Imaging the upper mantle transition zone with a generalized Radon transform of SS precursors[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 180(1): 80-91. DOI: [10.1016/j.pepi.2010.02.006](#).
- Chambers K, Deuss A, Woodhouse J. 2005a. Reflectivity of the 410-km discontinuity from PP and SS precursors[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110: B02301. DOI: [10.1029/2004JB003345](#).
- Chambers K, Woodhouse J, Deuss A. 2005b. Topography of the 410-km discontinuity from PP and SS precursors[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 235(3-4): 610-622. DOI: [10.1016/j.epsl.2005.05.014](#).
- Chen L, Wen L, Zheng T. 2005. A wave equation migration method for receiver function imaging: 1. Theory[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(B11): B11309. DOI: [10.1029/2005jb003665](#).
- Chen M, Niu F, Liu Q, et al. 2015. Multiparameter adjoint tomography of the crust and upper mantle beneath east Asia: 1. Model construction and comparisons[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(3): 1762-1786. DOI: [10.1002/2014JB011638](#).
- Chen Q F, Ai Y S, Chen Y. 2019. Overview of deep structures under the Changbaishan volcanic area in Northeast China[J]. *Science China Earth Sciences*, 49(5): 778-795 (in Chinese). DOI: [10.1360/n072018-00040](#).

- Chen W-P, Tseng T-L. 2007. Small 660-km seismic discontinuity beneath Tibet implies resting ground for detached lithosphere[J]. *Journal of Geophysical Research*, 112(B5): B05309. DOI: 10.1029/2006jb004607.
- Chevrot S, Vinnik L, Montagner J-P. 1999. Global-scale analysis of the mantle Pds phases[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B9): 20203-20219. DOI: 10.1029/1999JB900087.
- Chu R, Schmandt B, Helmberger D V. 2012. Upper mantle P velocity structure beneath the midwestern United States derived from triplicated waveforms[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(2): Q0AK04. DOI: 10.1029/2011GC003818.
- Chu R, Zhu L, Ding Z. 2019. Upper-mantle velocity structures beneath the Tibetan Plateau and surrounding areas inferred from triplicated P waveforms[J]. *Earth and Planetary Physics*, 3(5): 444-458. DOI: 10.26464/epp2019045.
- Courtier A M, Revenaugh J. 2007. Deep upper-mantle melting beneath the Tasman and Coral Seas detected with multiple ScS reverberations[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 259(1): 66-76. DOI: 10.1016/j.epsl.2007.04.027.
- Deuss A, Woodhouse J. 2001. Seismic observations of splitting of the mid-transition zone discontinuity in Earth's mantle[J]. *Science*, 294(5541): 354-357. DOI: 10.1126/science.1063524.
- Deuss A, Redfern S A, Chambers K, et al. 2006. The nature of the 660-kilometer discontinuity in Earth's mantle from global seismic observations of PP precursors[J]. *Science*, 311(5758): 198-201. DOI: 10.1126/science.1120020.
- Deuss A. 2007. Seismic observations of transition-zone discontinuities beneath hotspot locations[J]. *Geological Society of America Special Papers*, 430: 121-136. DOI: 10.1130/2007.2430(07).
- Deuss A. 2009. Global observations of mantle discontinuities using SS and PP precursors[J]. *Surveys in Geophysics*, 30(4-5): 301-326. DOI: 10.1007/s10712-009-9078-y.
- Deuss A, Andrews J, Day E. 2013. Seismic Observations of Mantle Discontinuities and Their Mineralogical and Dynamical Interpretation[M]//Physics and Chemistry of the Deep Earth. John Wiley & Sons Ltd, 295-323. DOI: 10.1002/9781118529492.ch10.
- Dueker K G, Sheehan A F. 1997. Mantle discontinuity structure from midpoint stacks of converted P to S waves across the Yellowstone hotspot track[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B4): 8313-8327. DOI: 10.1029/96JB03857.
- Duffy T S, Anderson D L. 1989. Seismic velocities in mantle minerals and the mineralogy of the upper mantle[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B2): 1895-1912. DOI: 10.1029/JB094iB02p01895.
- Dziewonski A M, Anderson D L. 1981. Preliminary reference Earth model[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4): 297-356.
- Engdahl E R, Flinn E A. 1969. Seismic waves reflected from discontinuities within Earth's upper mantle[J]. *Science*, 163(3863): 177-179. DOI: 10.1126/science.163.3863.177.
- Estabrook C H, Kind R. 1996. The nature of the 660-kilometer upper-mantle seismic discontinuity from precursors to the PP phase[J]. *Science*, 274(5290): 1179-1182. DOI: 10.1126/science.274.5290.1179.
- Farra V, Vinnik L. 2000. Upper mantle stratification by P and S receiver functions[J]. *Geophysical Journal International*, 141(3): 699-712. DOI: 10.1046/j.1365-246x.2000.00118.x.
- Fei H, Yamazaki D, Sakurai M, et al. 2017. A nearly water-saturated mantle transition zone inferred from mineral viscosity[J]. *Science Advances*, 3(6): e1603024. DOI: 10.1126/sciadv.1603024.
- Feng J, Yao H, Poli P, et al. 2017. Depth variations of 410 km and 660 km discontinuities in eastern North China Craton revealed by ambient noise interferometry[J]. *Geophysical Research Letters*, 44(16): 8328-8335. DOI: 10.1002/2017GL074263.
- Feng J, Yao H, Wang Y, et al. 2021a. Segregated oceanic crust trapped at the bottom mantle transition zone revealed from ambient noise interferometry[J]. *Nature Communications*, 12(1): 1-8. DOI: 10.1038/s41467-021-22853-2.
- Feng J, Yao H, Chen L, et al. 2021b. Massive lithospheric delamination in southeastern Tibet facilitating continental extrusion[J]. *National Science Review*, 9(4): nwab174. DOI: 10.1093/nsr/nwab174.
- Flanagan M P, Shearer P M. 1998. Global mapping of topography on transition zone velocity discontinuities by stacking SS precursors[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B2): 2673-2692. DOI: 10.1029/97JB03212.
- Flanagan M P, Shearer P M. 1999. A map of topography on the 410-km discontinuity from PP precursors[J]. *Geophysical Research Letters*, 26(5): 549-552. DOI: 10.1029/1999GL900036.
- French S W, Romanowicz B. 2015. Broad plumes rooted at the base of the Earth's mantle beneath major hotspots[J]. *Nature*, 525(7567): 95. DOI: 10.1038/nature14876.
- Frost D J, Dolejš D. 2007. Experimental determination of the effect of H₂O on the 410-km seismic discontinuity[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 256(1): 182-195. DOI: 10.1016/j.epsl.2007.01.023.
- Frost D J. 2008. The upper mantle and transition zone[J]. *Elements*, 4(3): 171-176. DOI: 10.2113/gselements.4.3.171.
- Fukao Y, Obayashi M, Inoue H, et al. 1992. Subducting slabs stagnant in the mantle transition zone[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B4): 4809-4822. DOI: 10.1029/91JB02749.
- Fukao Y, Obayashi M, Nakakuki T, et al. 2009. Stagnant slab: A review[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 37: 19-46. DOI: 10.1146/annurev.earth.36.031207.124224.
- Gao W, Matzel E, Grand S P. 2006. Upper mantle seismic structure beneath eastern Mexico determined from P and S waveform inversion and its implications[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111: B08307. DOI: 10.1029/2006JB004304.
- Goes S, Agrusta R, Hunen J van, et al. 2017. Subduction-transition zone interaction: A Review[J]. *Geosphere*, 13(3): 644-664. DOI: 10.1130/GES01476.1.
- Grand S P, Helmberger D V. 1984. Upper mantle shear structure of North America[J]. *Geophysical Journal International*, 76(2): 399-438. DOI: 10.1111/j.1365-246X.1984.tb05053.x.
- Grand S P, Van der Hilst R D, Widiyantoro S. 1997. Global seismic tomography: A snapshot of convection in the Earth[J]. *GSA Today*, 7(4): 1-7.
- Green H W, Houston H. 1995. The mechanics of deep earthquakes[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 169-214. DOI: 10.1146/annurev.earth.23.050195.001125.

- Gu Y J, Dziewonski A M, Agee C B. 1998. Global de-correlation of the topography of transition zone discontinuities[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 157(1): 57-67. DOI: [10.1016/S0012-821X\(98\)00027-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00027-2).
- Gu Y J, Dziewonski A M. 2002. Global variability of transition zone thickness[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B7): 2135. DOI: [10.1029/2001JB000489](https://doi.org/10.1029/2001JB000489).
- Gu Y J, Dziewoński A M, Ekström G. 2003. Simultaneous inversion for mantle shear velocity and topography of transition zone discontinuities[J]. *Geophysical Journal International*, 154(2): 559-583. DOI: [10.1046/j.1365-246X.2003.01967.x](https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2003.01967.x).
- Gu Y J, Okeler A, Schultz R. 2012. Tracking slabs beneath northwestern Pacific subduction zones[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 331-332: 269-280. DOI: [10.1016/j.epsl.2012.03.023](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.03.023).
- Guo Z, Zhou Y. 2020. Finite-frequency imaging of the global 410- and 660-km discontinuities using SS precursors[J]. *Geophysical Journal International*, 220(3): 1978-1994. DOI: [10.1093/gji/ggz546](https://doi.org/10.1093/gji/ggz546).
- Hager B H, Clayton R W, Richards M A, et al. 1985. Lower mantle heterogeneity, dynamic topography and the geoid[J]. *Nature*, 313(6003): 541-545. DOI: [10.1038/313541a0](https://doi.org/10.1038/313541a0).
- Han G, Li J, Guo G, et al. 2021. Pervasive low-velocity layer atop the 410-km discontinuity beneath the northwest Pacific subduction zone: Implications for rheology and geodynamics[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 554: 116642. DOI: [10.1016/j.epsl.2020.116642](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116642).
- Helfrich G. 2000. Topography of the transition zone seismic discontinuities[J]. *Reviews of Geophysics*, 38(1): 141-158. DOI: [10.1029/1999RG000060](https://doi.org/10.1029/1999RG000060).
- Helfrich G R, Wood B J. 2001. The Earth's mantle[J]. *Nature*, 412(6846): 501-507. DOI: [10.1038/35087500](https://doi.org/10.1038/35087500).
- Helmberger D V, Engen G R. 1974. Upper mantle shear structure[J]. *Journal of Geophysical Research*, 79(26): 4017-4028. DOI: [10.1029/JB079i026p04017](https://doi.org/10.1029/JB079i026p04017).
- Hirose K. 2002. Phase transitions in pyrolitic mantle around 670-km depth: Implications for upwelling of plumes from the lower mantle[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B4): 2078. DOI: [10.1029/2001JB000597](https://doi.org/10.1029/2001JB000597).
- Hirschmann M M. 2006. Water, melting, and the deep Earth H₂O cycle[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 34(1): 629-653. DOI: [10.1146/annurev.earth.34.031405.125211](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125211).
- Hofmann A W, Hart S R. 1978. An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 38(1): 44-62. DOI: [10.1016/0012-821X\(78\)90125-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(78)90125-5).
- Houser C, Masters G, Flanagan M, et al. 2008. Determination and analysis of long-wavelength transition zone structure using SS precursors[J]. *Geophysical Journal International*, 174(1): 178-194. DOI: [10.1111/j.1365-246X.2008.03719.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03719.x).
- Huang J, Zhao D. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B9): B09305. DOI: [10.1029/2005jb004066](https://doi.org/10.1029/2005jb004066).
- Huang Q, Schmerr N, Waszek L, et al. 2019. Constraints on seismic anisotropy in the mantle transition zone from long-period SS precursors[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(7): 6779-6800. DOI: [10.1029/2019JB017307](https://doi.org/10.1029/2019JB017307).
- Isacks B, Molnar P. 1969. Mantle earthquake mechanisms and the sinking of the lithosphere[J]. *Nature*, 223(5211): 1121-1124. DOI: [10.1038/2231121a0](https://doi.org/10.1038/2231121a0).
- Ita J, Stixrude L. 1992. Petrology, elasticity, and composition of the mantle transition zone[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 97(B5): 6849-6866. DOI: [10.1029/92JB00068](https://doi.org/10.1029/92JB00068).
- Ito E, Takahashi E. 1989. Postspinel transformations in the system Mg₂SiO₄-Fe₂SiO₄ and some geophysical implications[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B8): 10637-10646. DOI: [10.1029/JB094iB08p10637](https://doi.org/10.1029/JB094iB08p10637).
- Jeffreys H, Bullen K. 1940. Seismological Tables, Brit. Assoc[M]. London: British Association Seismological Press.
- Johnson L R. 1967. Array measurements of P velocities in the upper mantle[J]. *Journal of Geophysical Research*, 72(24): 6309-6325. DOI: [10.1029/JZ072i024p06309](https://doi.org/10.1029/JZ072i024p06309).
- Kárason H, Van der Hilst R D. 2000. Constraints on Mantle Convection from Seismic Tomography[M]//The History and Dynamics of Global Plate Motions. American Geophysical Union (AGU), 277-288. DOI: [10.1029/GM121p0277](https://doi.org/10.1029/GM121p0277).
- Karato S. 2011. Water distribution across the mantle transition zone and its implications for global material circulation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 301(3-4): 413-423. DOI: [10.1016/j.epsl.2010.11.038](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.038).
- Karato S, Karki B, Park J. 2020. Deep mantle melting, global water circulation and its implications for the stability of the ocean mass[J]. *Progress in Earth and Planetary Science*, 7(1): 76. DOI: [10.1186/s40645-020-00379-3](https://doi.org/10.1186/s40645-020-00379-3).
- Katsura T, Ito E. 1989. The system Mg₂SiO₄-Fe₂SiO₄ at high pressures and temperatures: Precise determination of stabilities of olivine, modified spinel, and spinel[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B11): 15663-15670. DOI: [10.1029/JB094iB11p15663](https://doi.org/10.1029/JB094iB11p15663).
- Katsura T, Yamada H, Nishikawa O, et al. 2004. Olivine-wadsleyite transition in the system(Mg, Fe)₂SiO₄[J]. *Journal of Geophysical Research*, 109(B2): 105-122. DOI: [10.1029/2003JB002438](https://doi.org/10.1029/2003JB002438).
- Kennett B, Engdahl E. 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification[J]. *Geophysical Journal International*, 105(2): 429-465. DOI: [10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb06724.x).
- Kennett B, Engdahl E, Buland R. 1995. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes[J]. *Geophysical Journal International*, 122(1): 108-124. DOI: [10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x).
- Kind R, Li X. 2007. Deep Earth Structure-transition Zone and Mantle Discontinuities[M]//Treatise on Geophysics: Seismology and the Structure of the Earth. 1: 591-618.
- Kohlstedt D, Keppler H, Rubie D. 1996. Solubility of water in the α , β and γ phases of (Mg, Fe)₂SiO₄[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(4): 345-357. DOI: [10.1007/s004100050161](https://doi.org/10.1007/s004100050161).
- Langston C A. 1979. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B9): 4749-4762. DOI: [10.1029/JB084iB09p04749](https://doi.org/10.1029/JB084iB09p04749).
- Lawrence J F, Shearer P M. 2006. Constraining seismic velocity and density for the mantle transition zone with reflected and transmit-

- ted waveforms[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7: 10012. DOI: [10.1029/2006gc001339](https://doi.org/10.1029/2006gc001339).
- Lawrence J F, Shearer P M. 2008. Imaging mantle transition zone thickness with SdS-SS finite-frequency sensitivity kernels[J]. *Geophysical Journal International*, 174(1): 143-158. DOI: [10.1111/j.1365-246X.2007.03673.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2007.03673.x).
- Lei J, Zhao D. 2005. P-wave tomography and origin of the Changbai intraplate volcano in northeast Asia[J]. *Tectonophysics*, 397(3-4): 281-295. DOI: [10.1016/j.tecto.2004.12.009](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.12.009).
- Lei J, Xie F, Fan Q, et al. 2013. Seismic imaging of the deep structure under the Chinese volcanoes: An overview[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 224: 104-123. DOI: [10.1016/j.pepi.2013.08.008](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2013.08.008).
- Lei J S, Zhao D P, Xu Y G, et al. 2018. Is there a gap in the stagnant Pacific slab in the mantle transition zone under the Changbaishan volcano?[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 34(1): 13-22 (in Chinese).
- Lei W, Ruan Y, Bozdağ E, et al. 2020. Global adjoint tomography—model GLAD-M25[J]. *Geophysical Journal International*, 223(1): 1-21. DOI: [10.1093/gji/ggaa253](https://doi.org/10.1093/gji/ggaa253).
- Lessing S, Thomas C, Saki M, et al. 2015. On the difficulties of detecting PP precursors[J]. *Geophysical Journal International*, 201(3): 1666-1681. DOI: [10.1093/gji/ggv105](https://doi.org/10.1093/gji/ggv105).
- 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[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 9(5): Q05018. DOI: [10.1029/2007GC001806](https://doi.org/10.1029/2007GC001806).
- Li G, Bai L, Zhou Y, et al. 2017. Velocity structure of the mantle transition zone beneath the southeastern margin of the Tibetan Plateau[J]. *Tectonophysics*, 721: 349-360. DOI: [10.1016/j.tecto.2017.08.009](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.08.009).
- Li G H, Bai L, Zhou Y Z, et al. 2018. Seismological study of the low-velocity layer atop the mantle transition zone[J]. *Progress in Geophysics*, 33(4): 1366-1373 (in Chinese). DOI: [10.6038/pg2018BB0293](https://doi.org/10.6038/pg2018BB0293).
- Li G, Gao Y, Zhou Y, et al. 2022. A Low-velocity layer atop the mantle transition zone beneath the western Central Asian Orogenic Belt: Upper mantle melting induced by ancient slab subduction[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 578: 117287. DOI: [10.1016/j.epsl.2021.117287](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.117287).
- Li J, Chen Q-F, Vanacore E, et al. 2008. Topography of the 660-km discontinuity beneath northeast China: Implications for a retrograde motion of the subducting Pacific slab[J]. *Geophysical Research Letters*, 35: L01302. DOI: [10.1029/2007GL031658](https://doi.org/10.1029/2007GL031658).
- Li J, Wang X, Wang X J, et al. 2013. P and SH velocity structure in the upper mantle beneath northeast China: Evidence for a stagnant slab in hydrous mantle transition zone[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 367: 71-81. DOI: [10.1016/j.epsl.2013.02.026](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.02.026).
- Li J, Tosi N, Maierova P, Yuen D A. 2016. Evidence from caustics waveform modelling for long slab thickening above the 660-km discontinuity under northeast Asia: Dynamical implication[J]. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 211: 5-18. DOI: [10.1002/9781118888865.ch1](https://doi.org/10.1002/9781118888865.ch1).
- Li J H, Liu Z L. 2019. Subduction patterns within mantle and its tectonic significance—Subduction barrier and crossing mechanism[J]. *Geological Review*, 65(2): 453-463 (in Chinese). DOI: [10.16509/j.georeview.2019.02.015](https://doi.org/10.16509/j.georeview.2019.02.015).
- Li S, Huang J, Liu Z, et al. 2019. Study on the mantle discontinuity structures beneath northeast China with time-frequency phase-weighted stacks of ambient noise correlations[J]. *Geophysical Journal International*, 218(3): 1490-1501. DOI: [10.1093/gji/ggz235](https://doi.org/10.1093/gji/ggz235).
- Li X, Yuan X. 2003. Receiver functions in northeast China—implications for slab penetration into the lower mantle in northwest Pacific subduction zone[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 216(4): 679-691. DOI: [10.1016/S0012-821X\(03\)00555-7](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00555-7).
- Liu Z, Niu F, Chen Y J, et al. 2015. Receiver function images of the mantle transition zone beneath NE China: New constraints on intraplate volcanism, deep subduction and their potential link[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 412: 101-111. DOI: [10.1016/j.epsl.2014.12.019](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.019).
- Liu Z, Park J, Karato S. 2016. Seismological detection of low-velocity anomalies surrounding the mantle transition zone in Japan subduction zone[J]. *Geophysical Research Letters*, 43(6): 2480-2487. DOI: [10.1002/2015GL067097](https://doi.org/10.1002/2015GL067097).
- Lyubetskaya T, Korenaga J. 2007. Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 1. Method and results[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(B3): B03211. DOI: [10.1029/2005JB004223](https://doi.org/10.1029/2005JB004223).
- Ma J, Tian Y, Liu C, et al. 2018. P-wave tomography of northeast Asia: Constraints on the western Pacific plate subduction and mantle dynamics[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 274: 105-126. DOI: [10.1016/j.pepi.2017.11.003](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2017.11.003).
- Maguire R, Ritsema J, Goes S. 2018. Evidence of subduction-related thermal and compositional heterogeneity below the United States from transition zone receiver functions[J]. *Geophysical Research Letters*, 45(17): 8913-8922. DOI: [10.1029/2018GL078378](https://doi.org/10.1029/2018GL078378).
- Mao Z, Li X Y. 2016. Effect of hydration on the elasticity of mantle minerals and its geophysical implications[J]. *Science China Earth Sciences*, 46(4): 411-429 (in Chinese). DOI: [10.1360/N072015-00365](https://doi.org/10.1360/N072015-00365).
- McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the Earth[J]. *Chemical Geology*, 120(3): 223-253. DOI: [10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- Muir J M R, Zhang F, Brodholt J P. 2021. The effect of water on the post-spinel transition and evidence for extreme water contents at the bottom of the transition zone[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 565: 116909. DOI: [10.1016/j.epsl.2021.116909](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2021.116909).
- Nakanishi I. 1986. Seismic reflections from the upper mantle discontinuities beneath the Mid-Atlantic Ridge observed by a seismic array in Hokkaido Region, Japan[J]. *Geophysical Research Letters*, 13(13): 1458-1461. DOI: [10.1029/GL013i013p01458](https://doi.org/10.1029/GL013i013p01458).
- Niazi M, Anderson D L. 1965. Upper mantle structure of western North America from apparent velocities of P waves[J]. *Journal of Geophysical Research*, 70(18): 4633-4640. DOI: [10.1029/JZ070i018p04633](https://doi.org/10.1029/JZ070i018p04633).
- Niu F, Kawakatsu H. 1995. Direct evidence for the undulation of the 660-km discontinuity beneath Tonga: Comparison of Japan and California array data[J]. *Geophysical research letters*, 22(5): 531-534. DOI: [10.1029/94GL03332](https://doi.org/10.1029/94GL03332).

- Niu F, Kawakatsu H. 1996. Complex structure of mantle discontinuities at the tip of the subducting slab beneath northeast China. A preliminary investigation of broadband receiver functions[J]. *Journal of Physics of the Earth*, 44(6): 701-711. DOI: [10.4294/jpe1952.44.701](https://doi.org/10.4294/jpe1952.44.701).
- Niu F, Inoue H, Suetsugu D, et al. 2000. Seismic evidence for a thinner mantle transition zone beneath the south Pacific superswell[J]. *Geophysical Research Letters*, 27(13): 1981-1984. DOI: [10.1029/1999GL011280](https://doi.org/10.1029/1999GL011280).
- Ohtani E. 2005. Water in the mantle[J]. *Elements*, 1(1): 25-30. DOI: [10.2113/gselements.1.1.25](https://doi.org/10.2113/gselements.1.1.25).
- Palme H, O'Neill H S C. 2003. Cosmochemical estimates of mantle composition[J]. *Treatise on Geochemistry*, 2: 568.
- Pearson D G, Brenker F E, Nestola F, et al. 2014. Hydrous mantle transition zone indicated by ringwoodite included within diamond[J]. *Nature*, 507(7491): 221-224. DOI: [10.1038/nature13080](https://doi.org/10.1038/nature13080).
- Poli P, Campillo M, Pedersen H. 2012. Body-wave imaging of Earth's mantle discontinuities from ambient seismic noise[J]. *Science*, 338(6110): 1063-1065. DOI: [10.1126/science.1228194](https://doi.org/10.1126/science.1228194).
- Replumaz A, Karason H, Van der Hilst R D, et al. 2004. 4-D evolution of SE Asia's mantle from geological reconstructions and seismic tomography[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 221(1-4): 103-115. DOI: [10.1016/S0012-821X\(04\)00070-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(04)00070-6).
- Revenaugh J, Jordan T H. 1991. Mantle layering from ScS reverberations: 2. The transition zone[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B12): 19763-19780. DOI: [10.1029/91jb01486](https://doi.org/10.1029/91jb01486).
- Revenaugh J, Sipkin S. 1994. Seismic evidence for silicate melt atop the 410-km mantle discontinuity[J]. *Nature*, 369(6480): 474-476. DOI: [10.1038/369474a0](https://doi.org/10.1038/369474a0).
- Rigden S M, Gwanmesia G D, Gerald J D F, et al. 1991. Spinel elasticity and seismic structure of the transition zone of the mantle[J]. *Nature*, 354(6349): 143-145. DOI: [10.1038/354143a0](https://doi.org/10.1038/354143a0).
- Ringwood A. 1962a. A model for the upper mantle[J]. *Journal of Geophysical Research*, 67(2): 857-867. DOI: [10.1029/JZ067i002p00857](https://doi.org/10.1029/JZ067i002p00857).
- Ringwood A. 1962b. A model for the upper mantle: 2.[J]. *Journal of Geophysical Research*, 67(11): 4473-4478. DOI: [10.1029/JZ067i011p04473](https://doi.org/10.1029/JZ067i011p04473).
- Ringwood A E. 1975. *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*[M]. New York: McGraw-Hill.
- Ritsema J, Deuss A, Van Heijst H, et al. 2011. S40RTS: A degree-40 shear-velocity model for the mantle from new Rayleigh wave dispersion, teleseismic traveltimes and normal-mode splitting function measurements[J]. *Geophysical Journal International*, 184(3): 1223-1236. DOI: [10.1111/j.1365-246X.2010.04884.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04884.x).
- Saikia A, Frost D J, Rubie D C. 2008. Splitting of the 520-kilometer seismic discontinuity and chemical heterogeneity in the mantle[J]. *Science*, 319(5869): 1515-1518. DOI: [10.1126/science.1152818](https://doi.org/10.1126/science.1152818).
- Schaeffer A J, Bostock M G. 2010. A low-velocity zone atop the transition zone in northwestern Canada[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(B6): B06302. DOI: [10.1029/2009JB006856](https://doi.org/10.1029/2009JB006856).
- Schmandt B, Dueker K G, Hansen S M, et al. 2011. A sporadic low-velocity layer atop the western U. S. mantle transition zone and short-wavelength variations in transition zone discontinuities[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(8): Q08014. DOI: [10.1029/2011GC003668](https://doi.org/10.1029/2011GC003668).
- Schmandt B, Jacobsen S D, Becker T W, et al. 2014. Dehydration melting at the top of the lower mantle[J]. *Science*, 344(6189): 1265-1268. DOI: [10.1126/science.1253358](https://doi.org/10.1126/science.1253358).
- Schmerr N, Garnero E. 2006. Investigation of upper mantle discontinuity structure beneath the central Pacific using SS precursors[J]. *Journal of Geophysical Research*, 111(B8): B08305. DOI: [10.1029/2005JB004197](https://doi.org/10.1029/2005JB004197).
- Schmerr N, Garnero E J. 2007. Upper mantle discontinuity topography from thermal and chemical heterogeneity[J]. *Science*, 318(5850): 623-626. DOI: [10.1126/science.1145962](https://doi.org/10.1126/science.1145962).
- Schultz R, Gu Y J. 2013. Multiresolution imaging of mantle reflectivity structure using SS and P'P' precursors[J]. *Geophysical Journal International*, 195(1): 668-683. DOI: [10.1093/gji/ggt266](https://doi.org/10.1093/gji/ggt266).
- Shang X, Hoop M V, Hilst R D. 2012. Beyond receiver functions: Passive source reverse time migration and inverse scattering of converted waves[J]. *Geophysical Research Letters*, 39(15): L15308. DOI: [10.1029/2012GL052289](https://doi.org/10.1029/2012GL052289).
- Shearer P M. 1990. Seismic imaging of upper-mantle structure with new evidence for a 520-km discontinuity[J]. *Nature*, 344(6262): 121. DOI: [10.1038/344121a0](https://doi.org/10.1038/344121a0).
- Shearer P M. 1991. Constraints on upper mantle discontinuities from observations of long-period reflected and converted phases[J]. *Journal of Geophysical Research*, 96(B11): 18147-18182. DOI: [10.1029/91JB01592](https://doi.org/10.1029/91JB01592).
- Shearer P M, Masters T G. 1992. Global mapping of topography on the 660-km discontinuity[J]. *Nature*, 355(6363): 791-796. DOI: [10.1038/355791a0](https://doi.org/10.1038/355791a0).
- Shearer P M. 1996. Transition zone velocity gradients and the 520-km discontinuity[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B2): 3053-3066. DOI: [10.1029/95JB02812](https://doi.org/10.1029/95JB02812).
- Shearer P M, Flanagan M P. 1999. Seismic velocity and density jumps across the 410-and 660-kilometer discontinuities[J]. *Science*, 285(5433): 1545-1548. DOI: [10.1126/science.285.5433.1545](https://doi.org/10.1126/science.285.5433.1545).
- Shearer P M, Flanagan M P, Hedlin M A. 1999. Experiments in migration processing of SS precursor data to image upper mantle discontinuity structure[J]. *Journal of Geophysical Research*, 104: 7229-7242. DOI: [10.1029/1998JB900119](https://doi.org/10.1029/1998JB900119).
- Shearer P M. 2000. Upper mantle seismic discontinuities[J]. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 117: 115-131. DOI: [10.1029/GM117p0115](https://doi.org/10.1029/GM117p0115).
- Shearer P M, Buehler J. 2019. Imaging upper-mantle structure under USArray using long-period reflection seismology[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124(9): 9638-9652. DOI: [10.1029/2019JB017326](https://doi.org/10.1029/2019JB017326).
- Smyth J R, Jacobsen S D. 2006. Nominally anhydrous minerals and Earth's deep water cycle[J]. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 168: 1. DOI: [10.1029/168GM02](https://doi.org/10.1029/168GM02).
- Song T-R A, Helmberger Don V, Grand S P. 2004. Low-velocity zone atop the 410-km seismic discontinuity in the northwestern United States[J]. *Nature*, 427(6974): 530-533. DOI: [10.1038/nature02231](https://doi.org/10.1038/nature02231).
- Stixrude L, Lithgow-Bertelloni C. 2012. Geophysics of chemical heterogeneity in the mantle[J]. *Annual Review of Earth and Planetary*

- Sciences*, 40(1): 569-595. DOI: [10.1146/annurev.earth.36.031207.124244](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.36.031207.124244).
- Stolper E, Walker D, Hager B H, et al. 1981. Melt segregation from partially molten source regions: The importance of melt density and source region size[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B7): 6261-6271. DOI: [10.1029/JB086iB07p06261](https://doi.org/10.1029/JB086iB07p06261).
- Tajima F, Grand S P. 1995. Evidence of high velocity anomalies in the transition zone associated with southern Kurile subduction zone[J]. *Geophysical Research Letters*, 22(23): 3139-3142. DOI: [10.1029/95GL03314](https://doi.org/10.1029/95GL03314).
- Tajima F, Grand S P. 1998. Variation of transition zone high-velocity anomalies and depression of 660 km discontinuity associated with subduction zones from the southern Kuriles to Izu-Bonin and Ryukyu[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B7): 15015-15036. DOI: [10.1029/98JB00752](https://doi.org/10.1029/98JB00752).
- Tang Y, Obayashi M, Niu F, et al. 2014. Changbaishan volcanism in northeast China linked to subduction-induced mantle upwelling[J]. *Nature Geoscience*, 7(6): 470-475. DOI: [10.1038/ngeo2166](https://doi.org/10.1038/ngeo2166).
- Tao K, Grand S P, Niu F. 2018. Seismic structure of the upper mantle beneath eastern Asia from full waveform seismic tomography[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19(8): 2732-2763. DOI: [10.1029/2018GC007460](https://doi.org/10.1029/2018GC007460).
- Tauzin B, Debayle E, Wittlinger G. 2008. The mantle transition zone as seen by global Pds phases: No clear evidence for a thin transition zone beneath hotspots[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113: B08309. DOI: [10.1029/2007jb005364](https://doi.org/10.1029/2007jb005364).
- Tauzin B, Debayle E, Wittlinger G. 2010. Seismic evidence for a global low-velocity layer within the Earth's upper mantle[J]. *Nature Geoscience*, 3(10): 718-721. DOI: [10.1038/ngeo969](https://doi.org/10.1038/ngeo969).
- Tauzin B, Kim S, Kennett B L N. 2017. Pervasive seismic low-velocity zones within stagnant plates in the mantle transition zone: Thermal or compositional origin?[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 477: 1-13. DOI: [10.1016/j.epsl.2017.08.006](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.08.006).
- Thio V, Cobden L, Trampert J. 2016. Seismic signature of a hydrous mantle transition zone[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 250: 46-63. DOI: [10.1016/j.pepi.2015.11.005](https://doi.org/10.1016/j.pepi.2015.11.005).
- Thomas C, Billen M I. 2009. Mantle transition zone structure along a profile in the SW Pacific: Thermal and compositional variations[J]. *Geophysical Journal International*, 176(1): 113-125. DOI: [10.1111/j.1365-246X.2008.03934.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2008.03934.x).
- Thompson A B. 1992. Water in the Earth's upper mantle[J]. *Nature*, 358(6384): 295. DOI: [10.1038/358295a0](https://doi.org/10.1038/358295a0).
- Thompson D A, Hammond J O S, Kendall J-M, et al. 2015. Hydrous upwelling across the mantle transition zone beneath the Afar Triple Junction[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(3): 834-846. DOI: [10.1002/2014GC005648](https://doi.org/10.1002/2014GC005648).
- Tian D, Lv M, Wei S S, et al. 2020. Global variations of Earth's 520- and 560-km discontinuities[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 552: 116600. DOI: [10.1016/j.epsl.2020.116600](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116600).
- Tian Y, Zhu H, Zhao D, et al. 2016. Mantle transition zone structure beneath the Changbai volcano: Insight into deep slab dehydration and hot upwelling near the 410 km discontinuity[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(8): 5794-5808. DOI: [10.1002/2016JB012959](https://doi.org/10.1002/2016JB012959).
- Tian Y, Ma J C, Liu C, et al. 2019. Effects of subduction of the western Pacific plate on tectonic evolution of Northeast China and geodynamic implications[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 62(3): 1082-1071 (in Chinese). DOI: [10.6038/cjg2019M0061](https://doi.org/10.6038/cjg2019M0061).
- Tseng T, Chen W. 2008. Discordant contrasts of P- and S-wave speeds across the 660-km discontinuity beneath Tibet: A case for hydrous remnant of sub-continental lithosphere[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 268(3-4): 450-462. DOI: [10.1016/j.epsl.2008.01.038](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.01.038).
- Van der Hilst R, Engdahl E, Spakman W, et al. 1991. Tomographic imaging of subducted lithosphere below northwest Pacific island arcs[J]. *Nature*, 353: 37-42. DOI: [10.1038/353037a0](https://doi.org/10.1038/353037a0).
- Van der Hilst R, Widiyantoro S, Engdahl E. 1997. Evidence for deep mantle circulation from global tomography[J]. *Nature*, 386: 578-584. DOI: [10.1038/386578a0](https://doi.org/10.1038/386578a0).
- Van der Meijde M. 2003. Seismic evidence for water deep in Earth's upper mantle[J]. *Science*, 300(5625): 1556-1558. DOI: [10.1126/science.1083636](https://doi.org/10.1126/science.1083636).
- Van Keken P E, Hauri E H, Ballentine C J. 2002. Mantle mixing: The generation, preservation, and destruction of chemical heterogeneity[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30(1): 493-525. DOI: [10.1146/annurev.earth.30.091201.141236](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.30.091201.141236).
- Vidale J E, Benz H M. 1992. Upper-mantle seismic discontinuities and the thermal structure of subduction zones[J]. *Nature*, 356(6371): 678-683. DOI: [10.1038/356678a0](https://doi.org/10.1038/356678a0).
- Vinnik L, Farra V. 2007. Low S velocity atop the 410-km discontinuity and mantle plumes[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 262(3): 398-412. DOI: [10.1016/j.epsl.2007.07.051](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.07.051).
- Walck M C. 1984. The P-wave upper mantle structure beneath an active spreading centre: the Gulf of California[J]. *Geophysical Journal International*, 76(3): 697-723. DOI: [10.1111/j.1365-246X.1984.tb01918.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1984.tb01918.x).
- Wang B, Niu F. 2010. A broad 660 km discontinuity beneath northeast China revealed by dense regional seismic networks in China[J]. *Journal of Geophysical Research*, 115(B6): B06308. DOI: [10.1029/2009JB006608](https://doi.org/10.1029/2009JB006608).
- Wang X, Li J, Chen Q-F. 2017. Topography of the 410 km and 660 km discontinuities beneath the Japan Sea and adjacent regions by analysis of multiple-ScS waves: Upper mantle structure beneath Japan Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(2): 1264-1283. DOI: [10.1002/2016JB013357](https://doi.org/10.1002/2016JB013357).
- Wang X, Chen Q-F, Niu F, et al. 2020. Distinct slab interfaces imaged within the mantle transition Zone[J]. *Nature Geoscience*, 13(12): 822-827. DOI: [10.1038/s41561-020-00653-5](https://doi.org/10.1038/s41561-020-00653-5).
- Wang Y, Wen L X, Weidner D, He Y M. 2006. SH velocity and compositional models near the 660-km discontinuity beneath South America and northeast Asia[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111: B07305.
- Waszek L, Tauzin B, Schmerr N C, et al. 2021. A poorly mixed mantle transition zone and its thermal state inferred from seismic waves[J]. *Nature Geoscience*, 14(12): 949-955. DOI: [10.1038/s41561-021-00850-w](https://doi.org/10.1038/s41561-021-00850-w).
- Wei S S, Shearer P M. 2017. A sporadic Low-velocity layer atop the 410 km discontinuity beneath the Pacific Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(7): 5144-5159. DOI: [10.1002/2016JB012959](https://doi.org/10.1002/2016JB012959).

2017JB014100.

- Weidner D J, Wang Y. 1998. Chemical- and Clapeyron-induced buoyancy at the 660 km discontinuity[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 103(B4): 7431-7441. DOI: 10.1029/97JB03511.
- Weidner D J, Wang Y. 2000. Phase transformations: Implications for mantle structure[J]. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 117: 215-235. DOI: 10.1029/GM117p0215.
- Whitcomb J H, Anderson D L. 1970. Reflection of P'P' seismic waves from discontinuities in the mantle[J]. *Journal of Geophysical Research*, 75(29): 5713-5728. DOI: 10.1029/JB075i029p05713.
- Wood B. 1995. The effect of H₂O on the 410-kilometer seismic discontinuity[J]. *Science*, 268(5207): 74-76. DOI: 10.1126/science.268.5207.74.
- Wu F-Y, Sun D-Y, Ge W-C, et al. 2011. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(1): 1-30. DOI: 10.1016/j.jseas.2010.11.014.
- Wu W, Ni S, Irving J C. 2019. Inferring Earth's discontinuous chemical layering from the 660-kilometer boundary topography[J]. *Science*, 363(6428): 736-740. DOI: 10.1126/science.aav0822.
- Xu F, Vidale J E, Earle P S. 2003. Survey of precursors to P'P': Fine structure of mantle discontinuities[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B1): 2024. DOI: 10.1029/2001JB000817.
- Xu Q, Zhao J M. 2008. A review of the receiver function method[J]. *Progress in Geophysics*, 23(6): 1709-1716 (in Chinese).
- Xu W, Lithgow-Bertelloni C, Stixrude L, et al. 2008. The effect of bulk composition and temperature on mantle seismic structure[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 275(1): 70-79. DOI: 10.1016/j.epsl.2008.08.012.
- Xu W L, Sun C Y, Tang J, et al. 2019. Basement nature and tectonic evolution of the Xing'an-Mongolian Orogenic Belt[J]. *Earth Science*, 44(5): 1620-1646 (in Chinese). DOI: 10.3799/dqkx.2019.036.
- Yang F, Zhang H, Li J, et al. 2021. Topography of mantle transition zone discontinuities beneath Northeast China imaged by receiver function with Ps scattering kernel[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 64(12): 4406-4424 (in Chinese). DOI: 10.6038/cjg2021P0213.
- Ye L, Li J, Tseng T-L, Yao Z. 2011. A stagnant slab in a water-bearing mantle transition zone beneath northeast China: implications from regional SH waveform modelling[J]. *Geophysical Journal International*, 186: 706-710.
- Yu C, Day E A, De Hoop M V, et al. 2017. Mapping mantle transition zone discontinuities beneath the central Pacific with array processing of SS precursors[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(12): 10364-10378. DOI: 10.1002/2017JB014327.
- Yu C, Day E A, Hoop M V de, et al. 2018. Compositional heterogeneity near the base of the mantle transition zone beneath Hawaii[J]. *Nature Communications*, 9(1): 1266. DOI: 10.1038/s41467-018-03654-6.
- Yu C, Goes S, Day E A, et al. 2019. Thermal and chemical properties of the global mantle transition zone from PP and SS precursors[C]// AGU Fall Meeting Abstracts, 2019: DI31B-0005.
- Zhang R, Gao Z, Wu Q, et al. 2016. Seismic images of the mantle transition zone beneath northeast China and the Sino-Korean craton from P-wave receiver functions[J]. *Tectonophysics*, 675: 159-167. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.03.002.
- Zhang Y, Niu F L, Ning J Y. 2022. Mantle transition zone beneath northeast China imaged by 3-D migration of receiver function data[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, (Accepted) (in Chinese). DOI: 10.6038/cjg2022P0596.
- Zhao D, Lei J, Tang R. 2004. Origin of the Changbai intraplate volcanism in northeast China: Evidence from seismic tomography[J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(13): 1401-1408. DOI: 10.1360/04wd0125.
- Zheng Y, Lay T, Flanagan M P, et al. 2007. Pervasive seismic wave reflectivity and metasomatism of the Tonga mantle wedge[J]. *Science*, 316(5826): 855-859. DOI: 10.1126/science.1138074.
- Zheng Z, Ventosa S, Romanowicz B. 2015. High resolution upper mantle discontinuity images across the Pacific Ocean from SS precursors using local slant stack filters[J]. *Geophysical Journal International*, 202(1): 175-189. DOI: 10.1093/gji/ggv118.
- Zhou C Y, Jin Z M, Zhang J F. 2010. Mantle transition zone: An important field in the studies of Earth's deep interior[J]. *Earth Science Frontiers*, 17(3): 90-113(in Chinese).
- Zhou J-B, Wilde S A. 2013. The crustal accretion history and tectonic evolution of the NE China segment of the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Gondwana Research*, 23(4): 1365-1377. DOI: 10.1016/j.gr.2012.05.012.

附中文参考文献

- 陈棋福, 艾印双, 陈赞. 2019. 长白山火山区深部结构探测的研究进展与展望[J]. *中国科学: 地球科学*, 49(5): 778-795.
- 雷建设, 赵大鹏, 徐义刚, 等. 2018. 长白山火山下方地幔转换带中滞留的俯冲太平洋板块存在空缺吗[J]. *岩石学报*, 34(1): 13-22.
- 李国辉, 白玲, 周元泽, 等. 2018. 地幔过渡带顶部低速层地震学研究进展[J]. *地球物理学进展*, 33(4): 1366-1373.
- 李江海, 刘仲兰. 2019. 地幔内板片俯冲运动模式及其大地构造意义——俯冲的屏障与穿越机制[J]. *地质论评*, 65(2): 453-463.
- 毛竹, 李新阳. 2016. 水对地幔矿物弹性性质的影响及其地球物理意义[J]. *中国科学: 地球科学*, 46(4): 411-429.
- 田有, 马锦程, 刘财, 等. 2019. 西太平洋俯冲板块对中国东北构造演化的影响及其动力学意义[J]. *地球物理学报*, 62(3): 1082-1071.
- 徐强, 赵俊猛. 2008. 接收函数方法的研究综述[J]. *地球物理学进展*, 23(6): 1709-1716.
- 许文良, 孙晨阳, 唐杰, 等. 2019. 兴蒙造山带的基底属性与构造演化过程[J]. *地球科学*, 44(5): 1620-1646.
- 杨凡, 张涵, 李娟, 等. 2021. 利用接收函数散射核方法探测中国东北地区地幔转换带界面三维形态[J]. *地球物理学报*, 64(12): 4406-4424.
- 张炎, 钮凤林, 宁杰远. 2022. 基于程函方程与三维速度模型的中国东北地区地幔过渡带接收函数研究[J]. *地球物理学报* (录用).
- 周春银, 金振民, 章军锋. 2010. 地幔转换带: 地球深部研究的重要方向[J]. *地学前缘*, 17(3): 90-113.