叶玲玲,李娟. 2012. 东北地区 660 km 间断面附近波速结构研究. 地震学报, **34**(2): 137-146. Ye Lingling, Li Juan. 2012. Detecting velocity structure around 660-km discontinuity beneath Northeastern China. *Acta* Seismologica Sinica, **34**(2): 137-146.

# 东北地区 660 km 间断面附近 波速结构研究<sup>\*</sup>

叶玲玲<sup>1,2)</sup> 李 娟<sup>1),\*</sup>

1) 中国北京 100029 中国科学院地球深部重点实验室,中国科学院地质与地球物理研究所

2) 中国北京 100049 中国科学院研究生院

**摘要** 我国东北地区位于西北太平洋和达-贝尼奥夫俯冲带前缘,其深部速度结构对理解板 块俯冲行为以及地幔物质的交换有重要意义.利用区域三重震相模拟方法,对中国地震观测 台网记录到的两个深源地震 P 波和 SH 波波形数据,进行了相对到时和波形的拟合,获得了 我国东北地区 660 km 间断面附近波速结构.结果表明,研究区域下方的间断面没有发生明 显下沉,间断面之上存在一个厚约 130 km 的高速层,这可能对应了俯冲并滞留在间断面之 上的西北太平洋板块;地幔过渡带整体呈现出 S 波低速异常和较高的 vv / vs 值,可能暗示了 地幔转换带内含有较高的水.

**关键词** 三重震相 660 km 间断面 俯冲板块 S波低速异常 东北地区 doi:10.3969/j.issn.0253-3782,2012.02.002 **中图分类号:**P315.3<sup>+</sup>1 **文献标志码:**A

# Detecting velocity structure around 660-km discontinuity beneath Northeastern China

Ye Lingling<sup>1,2)</sup> Li Juan<sup>1),†</sup>

 Key Laboratory of the Earth's Deep Interior, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China
 Graduate University, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract: Located at the front edge of the Wadati-Benioff zone of subducted northwestern Pacific plate, the velocity structure in the mantle transition zone beneath Northeastern China plays an important role in constraining the behavior of subducted slabs and material or energy exchange in mantle. By modeling P and SH triplicate waveforms from two deep events, recorded by a dense regional network stations, we show that a layer of fast anomaly, about 130 km thick, lies above the 660-km discontinuity with slight depression, which may be associated with the westward extension of the stagnant Pacific slab. The mantle transition zone, as a whole, is featured by low shear wave velocity and high  $v_{\rm P}/v_{\rm S}$  ratio, which may indicate the existence of a water-bearing mantle transition zone.

<sup>\*</sup> **基金项目** 国家自然科学基金项目(41074034,40774042和90714012)资助.

**收稿日期** 2011-04-02 收到初稿, 2011-05-19 决定采用修改稿.

<sup>◆</sup> 通讯作者 e-mail: Juanli@mail. iggcas. ac. cn 网络出版时间: 2011-09-29 17:02 网络出版地址: http://www.cnki.net/kcms/detail/11.2021. P. 20110929. 1702. 003. html

**Key words**: triplication; 660-km discontinuity; subducted slab; low shear velocity anomaly; Northeastern China

## 引言

作为上下地幔的分界面,660 km 间断面在上下地幔物质和能量交换中的作用,以及对 俯冲板块命运的影响等已成为理解地幔对流模式的关键问题.长期以来,西北太平洋俯冲 板块是否穿过 660 km 间断面插入下地幔存在很大的争议.P波走时层析成像研究(van der Hilst *et al*,1991; Fukao *et al*,2001; Huang, Zhao,2006)显示在日本和伊豆-小笠原区 域,上地幔过渡带可能存在大规模板块滞留;而 Bijwaard 等(1998)通过全球 P波层析成像 方法,在日本下方探测到直接插入下地幔的俯冲板片; Creager 和 Jordan (1984,1986)通 过走时残差球分析,认为西北太平洋俯冲板块各部分以不同角度插入下地幔;声波和剪切 波走时联合反演表明,在伊豆-小笠原俯冲地区声波和 S 波速度结构存在很大的差异(Gorbatov, Kennett, 2003; Widiyantoro *et al*,1999).我国东北地区位于西北太平洋俯冲带前 缘,其上地幔过渡带内是否滞留高速的俯冲岩石圈成为研究西北太平洋俯冲板块形态及动 力学过程的理想切入点(臧绍先,宁杰远,1996).

目前学术界普遍认为,660 km 间断面的形成与吸热的橄榄岩高压相变有关(Ito,Ta-kahashi,1989),热异常是导致该间断面起伏的主要原因.大量研究表明,与较冷的西北太平洋俯冲板块相关的间断面均表现出下沉. Revenaugh和 Sipkin(1994)通过 ScS 多次波研究表明,在日本的 MAJO 台站下方 660 km 间断面起伏不超过约 30 km; Flanagan 和 Shearer(1998)利用长周期 SS 前驱波方法研究认为,在西北太平洋俯冲带地区 660 km 间断面普遍下沉了约 20 km; Li 和 Yuan(2003)利用接收函数方法研究表明,在东北地区 660 km 间断面下沉最大幅度约 35 km; 区域 S-P 转换波显示,伊豆-小笠原下方 660 km 间断 面下沉幅度达 60 km(Castle, Creager, 1998); 远场 S-P 转换波研究表明,我国东北部下方 660 km 间断面深度自东向西(130.8°—131.4°E)从 660 km 增至 680 km (Li *et al*, 2008).另外,非橄榄岩成分和水等物质的加入使得 660 km 间断面形态和波速结构异常复杂(Vacher *et al*, 1998; Jacobsen, Smyth, 2006). Niu 和 Kawakatsu (1996)及 Ai 等 (2003)利用接收函数方法,均发现东北地区下方 660 km 间断面附近可能存在与非橄榄岩 相变有关的多重间断面.

走时层析成像结果的多解性主要是由于初至波没有充分采样地幔转换带(Tajima, Grand, 1995)和俯冲板块存在时的高低速折衷效应造成的;而接收函数方法仅对间断面埋藏深度敏感;前驱波和 ScS 多次反射波周期较长,能较好地约束间断面大尺度的起伏及密度和速度跳变.但这些方法对上地幔过渡带内的速度及速度梯度分辨率均较低.区域三重震相穿过了地幔过渡带内的不同深度,其相对到时和波形携带了丰富的间断面附近速度结构信息,因而是约束上地幔过渡带速度结构的有效方法.Tajima 和 Grand (1995)基于 P 波三重震相波形模拟分析认为,东北地区 660 km 间断面下沉至 690 km 且间断面之上存在与俯冲板片有关的高速异常; Wang 等(2006)对区域 SH 波资料的研究则表明,我国东北部下方 660 km 间断面下沉至 730 km; Wang 和 Chen (2009)通过分析 P 波和 SH 波三重震相 波形资料认为,东北地区 660 km 间断面未发生明显下沉且间断面之上存在高速异常体; Wang 和 Niu (2010)对密集台阵 P 波资料的研究认为,该区域下方 660 km 间断面不是通

常所认为的一级波速跃变面,而是一厚约 50-70 km 的速度梯度带.

尽管已有不少对西北太平洋俯冲带及我国东北部上地幔讨渡带的研究,但不同研究者 给出的速度模型差异很大. 这一方面可能源于该地区上地幔速度结构的横向不均匀性, 也 可能是由于采用的研究方法分辨率不高所致.另外,台站分布稀疏也是一个原因.同时考 虑到对该地区 S 波速度结构的研究和讨论较少,因而本文拟利用新近建成的密集的中国地 震观测网络波形资料(图1),通过对区域 P 波和 S 波三重震相相对到时和波形的联合约 束, 获取 660 km 间断面附近波速结构特征.



黄色三角表示台站,震源机制球给出了地震事件的位置,灰色和绿色实线分别为事件 08140 和 09197 的地震射线在 660 km 间断面之下的传播路径在地表的投影.背景给出了 629-712 km 范围 内 P 波层析成像结果(Fukao et al, 2001). 左上角图显示了研究区域的构造背景, 虚线为和达-贝尼 奥夫带等深线(Gudmundsson, Sambridge, 1998)

Fig. 1 Earthquakes (beach ball) and regional stations (yellow triangles) used in this study Gray and green lines highlight the portions of ray traveling below the 660 km discontinuity from event 08140 and event 09197, respectively. P-wave velocity perturbation in the depth range of 629-712 km from Fukao et al (2001) is shown as background. Upper-left inset shows the study region within the Eurasia plate and the subducting northwestern Pacific plate. The Wadati-Benioff zone is indicated by dash-dotted contours (Gudmundsson, Sambridge, 1998)

#### 方法介绍和模型分析 1

#### 1.1 三重震相波形模拟方法

当存在尖锐的速度不连续面或者高速层时,射线路径发生回折,产生三重震相.我们 所利用的是 660 km 间断面处出现的三重震相,包括 660 km 间断面之上的回折波 AB 震 相,间断面上的反射波 BC 震相以及间断面之下的回折波 CD 震相,如图 2 所示.由于三重 震相的射线路径在地表浅层及岩石圈内大致相同,主要差别集中在间断面附近,故三重震 相的相对到时和振幅等信息能有效约束间断面附近速度结构.例如,AB 震相消失的距离 对间断面之上的速度梯度变化十分敏感; CD 震相到时对间断面以下的速度结构敏感; BC 和AB震相的相对到时和振幅可反映间断面之上的结构特征; AB 与CD 震相的到时差及

2 期





Fig. 2 Schematic ray paths of the triplicated phases (a) and theoretical travel times of these arrivals (b).
 A deep event with hypocenter depth of 500 km was used and the iasp91 model was applied in calculating travel times. Dotted, dashed and solid lines show direct AB phase, reflected BC phase, and refracted CD phase, respectively

波形特征主要反映间断面处的速度跳变大小等.

#### 1.2 模型分析

在三重震相分析中,主要是考虑间断面的深度,间断面上下的速度梯度变化,以及速 度跳变等对到时和波形的影响.考虑到前人对俯冲带区域速度结构研究给出的模型主要差 别集中在间断面的深度(Tajima, Grand, 1995; Tajima *et al*, 2009),间断面之上是否存在 高速区(Tajima, Grand, 1995; Tajima *et al*, 2009; Wang, Chen, 2009; Wang, Niu, 2010),以及间断面的尖锐程度等(Wang, Niu, 2010).我们将针对这些有代表性的模型参 数变化,利用理论地震图来分析三重震相特征的变化.对这些模型正演获得的信息是我们 根据观测波形特征提取速度结构的基础.

为研究俯冲带区域 660 km 间断面附近波速结构,我们测试了间断面下沉(模型1)、上 地幔过渡带底部存在高速异常(模型2)和间断面为一梯度带(模型3)对三重震相的影响, 以期在观测数据中辨识这些现象.我们采用一维速度模型,利用反射率方法计算理论地震 图(Fuchs, Müller, 1971; Wang, 1999);为减少浅层复杂结构的影响,震源深度设为 500 km. 计算中采用自适应分层. 对于连续变化的速度结构,速度分辨率为 0.1%.

为便于与前人的工作进行对比,我们选择了 iasp91 模型作为参考模型.图 3 中给出了 参考模型,将间断面加深至 690 km,间断面之上存在约 1%的高速梯度层以及间断面为一 厚约 50 km 的梯度带时的 P 波垂向理论地震图.图中曲线给出了利用 TauP (Buland, Chapman, 1983)计算得到的理论到时.对于 iasp91 模型, CD 震相在约 12.5°出现, AB 震 相在约 21°消失, AB 和 CD 震相在约 17°相交(图 3e).当间断面加深时, CD 震相出现较 晚, AB 震相也会较晚消失,导致 B, O, C 点对应的震中距均增加,出现"宽 AOC,窄 BOD"(图 3f)现象.由于在一维球坐标速度模型中,射线曲率半径与速度在深度方向上的 梯度成反比,当间断面之上存在高速低梯度层时,在该层发生回折的 AB 震相的射线曲率 半径增加,使得 AB 震相出现范围被大幅度延伸至 26.5°(图 3g),而 O 点和C 点对应的震 中距受影响较小.而当间断面为一梯度层时,在该层内反射的 BC 震相的射线曲率半径增 加,使得 C 点对应的震中距变大(图 3h).随着速度梯度的增加,C 点对应的震中距逐渐减 小,当梯度无限大时,即恢复到一级速度间断面的情况,此时C 点对应的震中距最小.



图 3 不同速度模型下 10°—30°震中距范围的理论地震图(位移).图(e)、(f)、(g)和(h) 所用的速度模型分别为: iasp91 模型(a)、模型 1(间断面深度下沉至 690 km)(b)、模型 2 (间断面之上存在高速低梯度层)(c)和模型 3(660 km 间断面为约 50 km 厚的梯度带)(d)

Fig. 3 Synthetic waveforms (displacement) calculated from different models. (e), (f), (g) and (h) are based on model iasp91 (a), model 1: the discontinuity is depressed to 690 km (b), model 2: with a layer of high velocity anomalous just above the discontinuity (c) and model 3: a broad 660-km discontinuity with thickness ~ 50 km (d)

http://www.dizhenxb.org.cn

#### 2 数据和模型正演

中国地震观测网络的建成为我们提供了较为丰富的数据来源(郑秀芬等,2009).我们 搜集了2个发生在我国东北和俄罗斯交界处的深源地震(表1)区域波形资料.为避免地表 及上地幔浅部复杂结构以及其它间断面的影响,我们选取的地震事件都位于410 km间断 面以下,且具有简单的震源时间函数.考虑到该地区地幔速度结构的横向不均匀性,我们 选择了分布在约15°方位角范围内、震中距10°—32°的台站.由图1中射线路径分布可见, 三重震相穿过了我国东北地区上地幔过渡带区域,可以用来很好地约束以西北太平洋俯冲 为背景的660 km间断面附近的速度结构.

表 1		地震事件列表
Table	1	List of events

事件	年-月-日	<u>发震时刻(UTC)</u> 时:分:秒	深度/km (取自 NEIC)	纬度/°N	经度/°E	$M_{ m W}$	重定位 深度/km
08140	2008-05-19	10:08:36.31	513 km	42.50	131.87	5.7	519
09197	2009-07-16	06:29:04.76	477 km	42.37	133.0	5.3	
		/	$\sim$				

考虑到震源深度误差对三重震相波形的影响,我们对信噪比较高的 08140 事件进行了 重新定位.我们读取了 330 条远场记录的 P 和 pP 震相,获得了重新定位后的深度为 519 km,与 PDE(preliminary determination of epicenters)目录给出的 513 km 相当.由于事件 09197 震级较小,远场波形信噪比低,深度震相难以识别,无法进行重定位,因而直接采用 了 PDE 目录中给出的震源深度.我们对所选取的台站进行了方位角校正(Niu, Li, 2011), 并对水平分量进行旋转得到了切向分量.我们将原始记录去除仪器响应转换为位移记录, 并对 P 波和 S 波进行了滤波处理,滤波带宽分别为 0.05—1 Hz 和 0.04—0.5 Hz. 震源机 制则采用了全球 CMT (Dziewonski *et al*, 1981)矩张量解.对远场波形的分析表明,可以 采用宽度约 1 s 的高斯函数来近似震源时间函数.考虑到三重震相方法对震源深度以上的 速度结构没有约束力,会导致观测波形与理论地震图在绝对到时上的整体偏差,因而在波 形正演拟合的过程中,我们强调相对到时和振幅信息,并通过整体平移理论地震图来考察 三重震相波形特征拟合程度.

我们分别对 P 波和 SH 波的三重震相波形进行了波形拟合. 以事件 08140 的 SH 波为 例,观测到的地震波形记录表明, CD 震相出现的震中距(约 13°)大于 iasp91 模型的预测 (约 11°)(图 4d 中绿线). 结合前面的模型分析表明,该地区 660 km 间断面可能为一梯度 层;同时 B 点对应的震中距远大于理论预测值,暗示间断面之上存在一个梯度缓变的高速 层;与预测值相比, O 点位置和 AOC 区域宽度没有出现显著差异,表明间断面可能未发生 明显下沉. P 波三重震相中也表现出了这 3 个特点. 需要强调的是, SH 波记录中,在震中 距 16°以后, AB 和 CD 的到时差明显大于理论预测值,出现了图中黄色阴影所表示的"加 宽的 BOD 区". 我们还注意到两个地震事件的 SH 波记录图中均观测到了"加宽的 BOD 区",表明这一现象不是偶然的,二者共同采样的上地幔过渡带区域可能存在剪切波低速 异常. 在 P 波记录图中,我们没有观测到该现象,这似乎暗示了研究区域下方存在异常的  $v_{\rm P}/v_{\rm S}$ 值.

以1.2小节中的模型分析结果为基础,通过一系列正演试错,我们分别得到了与观测



图 4 波形拟合图及 P 波、S 波速度模型.图(a)和(b)中虚线给出了由图(c)中模型 NEChina\_P 计算出的 两个事件理论地震图,黑实线为观测 P 波记录,红色和绿色实线给出了由 NEChina\_P 和 iasp91 模型计算 得到的 P 波理论到时;图(d)和(e)是对两个事件 SH 波的拟合,模型 NEChina\_S 在图(f)中给出,不同颜 色的线条代表了由 NEChina\_S 和 iasp91 模型计算得到的 S 波到时,黄色阴影表示了观测到的"加宽的 BOD 区".在震中距  $18^{\circ}$ —22°附近,两个事件的 P 波到时校正了约 1 s,S 波到时校正了约 2 s,该到时偏 差可能与台站下方结构有关.为便于观察波形拟合程度,我们对理论地震图和理论走时均进行了相应的 约 1.5 s 整体平移.图(a)、(b)、(d)和(e)右侧两列数据给出了台站名称和每个台站的方位角 Fig.4 Comparison of observed (black solid line) and synthetic (black dashed line) waveforms computed

from velocity models of P wave ((a) and (b)) and SH wave ((c) and (d)) from events 08140 and 09197. Green and red lines are theoretical travel times based on iasp91 and our preferred model NEChina\_P or NEChina\_S calculated from program TauP, respectively. (c) and (f) are the comparison of our preferred models with the reference model iasp91. Station corrections of  $\sim 1.0$  s and  $\sim 2.0$  s for P and SH records within epicentral distance  $18^{\circ}-22^{\circ}$  are made. The corrections might be related to local structure beneath stations. Synthetics were aligned with observations at first arrivals. Two numbers on right side of each of waveform denote the code and azimuth angle of each station

http://www.dizhenxb.org.cn

数据拟合较好的 P 波速度模型 NEChina\_P 波和 S 波速度模型 NEChina\_S(图 4c 和 f). 模型 NEChina\_P 和 NEChina\_S 均显示,研究区域下方的 660 km 间断面表现为一厚约 35 km 的梯度层;相对于 iasp91 模型, NEChina\_P 模型表明 660 km 间断面之上存在厚约 130 km 的高速低梯度层,速度异常平均值约 1%,在 600 km 处达到最大,约 1.3%;而 NEChina\_S 模型则表明上地幔过渡带整体存在约 1%的低速异常,在其底部存在与 P 波速度结构相 似的相对高速异常.

### 3 讨论与结论

通过对两个深源地震事件 08140 和 09197 三重震相波形的相对到时和波形拟合,我们 得到了我国东北部分地区上地幔过渡带的 P 波和 S 波速度结构.所得模型较好地拟合了观 测到的三重震相主要特征,如 B 和 C 点出现的震中距离以及 AB 和 CD 的相对到时等.但 在相对振幅的拟合上仍存在一些问题,特别是 AB 与 CD 交叉之前,相对振幅的拟合不是 很好.这可能反映了该区域的速度横向不均匀性,特别是俯冲板块的存在使得射线路径更 加复杂(Tajima, Nakagawa, 2006).另外考虑到这些台站分布的集中性,台站下方的区域 结构也可能造成波形变化.震源深度准确与否可以直接影响到间断面深度的确定.我们对 事件 08140 进行了精确重定位,定位结果对三重震相到时的影响较小,约为±0.15 s(Ye et al, 2011);对事件 09197 由于缺少高信噪比的远场资料而未进行重定位,这也是造成该事 件部分数据拟合不好的可能原因.另外,三重震相对浅于震源深度范围内的速度结构约束 较弱,我们给出的速度模型中 470 km 之上的速度结构还有待进一步确定.

我们得到的研究区域 660 km 间断面附近速度结构主要有以下几个特点: 第一, 过渡 带底部具有——厚约 130 km 梯度缓变的高速层,且间断面发生了约 5 km 的轻微下沉,这意 味着在 660 km 间断面之上可能停滞了西北太平洋俯冲板片. 这一结果与 Fukao 等(2001) 及 Huang 和 Zhao (2006)通过层析成像方法得到的在日本海沟以西,太平洋板块俯冲、滞 留在地幔转换带内并向西延伸约1000 km 的成像结果一致. 间断面深度并没有发生明显下 沉表明该地区俯冲板块热异常较小(Bina, Helffrich, 1994). 第二, 660 km 间断面不是一 个尖锐的一级不连续面,而是一个厚约 35 km 的梯度层,这与 Wang 和 Niu (2010)对区域 P 波波形分析结果一致. 非橄榄岩相变(Vacher et al, 1998), 或者 Al 等物质的加入(Wang et al, 2006)均可改变间断面的尖锐度. 第三, 整个过渡带观测到了 S 波低速异常, 而 P 波 波速正常. 计算表明, v<sub>P</sub>/vs 比值在地幔转换带上部和下部分别约为 1.87 和 1.84, 高于 iasp91 模型的 v<sub>P</sub>/v<sub>S</sub> 值(1.84 和 1.82). 纯粹的热异常不能解释这种 P 波和 S 波速度结构 的差异性变化, Fe 和 Al 等化学物质的加入使得 P 波、S 波速度的变化异常复杂(Higo et al, 2006). Jacobsen 和 Smyth (2006)实验研究表明, 地幔过渡带中水的存在能够显著地降 低 S 波速度, 而对 P 波速度影响较小.因而,我们推测研究区域下方的地幔过渡带内可能 含有约 0.2—0.3 重量百分比的水(Ye et al, 2011). 这与 Karato (2011)利用该地区观测到 的高电导率得到的地幔可能含水的结论一致.

感谢审稿专家对本文的评审意见. 感谢中国地震局地球物理研究所国家数字测震台网数据备份中心为本研究提供的波形数据.

#### 参考文献

- 臧绍先, 宁杰远. 1996. 西北太平洋俯冲带的研究及其动力学意义[J]. 地球物理学报, 39(2): 188-202.
- 郑秀芬,欧阳飚,张东宁,姚志祥,梁建宏,郑洁. 2009. "国家数字测震台网数据备份中心"技术系统建设及其对汶川 大地震研究的数据支撑[J]. 地球物理学报,**52**(5): 1412-1417.
- Ai Y S, Zheng T Y, Xu W W, He Y M, Dong D. 2003. A complex 660 km discontinuity beneath northeast China[J]. Earth Planet Sci Lett, 212(1-2): 63-71.
- Buland R, Chapman C H. 1983. The computation of seismic travel times[J]. Bull Seism Soc Amer, 73(5): 1271-1302.
- Bijwaard H, Spakman W, Engdahl E R. 1998. Closing the gap between regional and global travel time tomography[J]. J Geophys Res, 103(B12): 30055-30078.
- Bina C R, Helffrich G. 1994. Phase-Transition Clapeyron slopes and transition zone seismic discontinuity topography[J]. J Geophys Res, 99(B8): 15853-15860.
- Castle J C, Creager K C. 1998. Topography of the 660-km seismic discontinuity beneath Izu-Bonin: Implications for tectonic history and slab deformation[J]. J Geophys Res, 103(B6): 12511-12527.
- Creager K C, Jordan T H. 1984. Slab penetration into the lower mantle[J]. J Geophys Res, 89(NB5): 3031-3049.
- Creager K C, Jordan T H. 1986. Slab penetration into the lower mantle beneath the Mariana and other island arcs of the northwest Pacific[J]. J Geophys Res, 91(B3): 3573-3589.
- Dziewonski A M, Chou T A, Woodhouse J H, 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity[J], J Geophys Res. 86(B4): 2825-2852.
- Flanagan M P, Shearer P M, 1998. Global mapping of topography on transition zone velocity discontinuities by stacking SS precursors[J]. J Geophys Res, 103(B2): 2673-2692.
- Fuchs K, Müller G. 1971. Computation of synthetic seismograms with the reflectivity method and comparison with observations [J]. Geophys J R astr. Soc., 23(4): 417-433.
- Fukao Y, Widiyantoro S, Obayashi M. 2001. Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region[J]. Rev Geophys, 39(3): 291-323.
- Gorbatov A, Kennett B L N. 2003. Joint bulk-sound and shear tomography for Western Pacific subduction zones[J]. Earth Planet Sci Lett, 210(3-4): 527–543.
- Gudmundsson O, Sambridge M. 1998. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model[J]. J Geophys Res, 103(B4): 7121-7136.
- Higo Y, Inoue T, Li B S, Irifune T, Liebermann R C. 2006. The effect of iron on the elastic properties of ringwoodite at high pressure[J]. *Phys Earth Planet Interi*, **159**(3-4): 276-285.
- Huang J L, Zhao D P. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions[J]. J Geophys Res, 111(B9), doi:10.1029/2005jb004066.
- Ito E, Takahashi E. 1989. Postsphinel transformations in the system Mg2SiO4-Fe2SiO4 and some geophysical implicaitons[J]. J Geophys Res, 94(88): 10637-10646.
- Jacobsen S, Smyth J. 2006. Effect of water on the sound velocities of ringwoodite in the transition zone[J]. Geophysical Monograph-American Geophysical Union, 168: 131.
- Kennett B L N, Engdahl E R. 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification[J]. Geophys J Int, 105(2): 429-465.
- Karato S I. 2011. Water distribution across the mantle transition zone and its implications for global material circulation [J]. Earth Planet Sci Lett, 301: 413-423.
- Li J, Chen Q F, Vanacore E, Niu F L. 2008. Topography of the 660-km discontinuity beneath northeast China: Implications for a retrograde motion of the subducting Pacific slab[J]. Geophys Res Lett, 35(1): L01302, doi:10.1029/ 2007gl031658.
- Li X Q, Yuan X H. 2003. Receiver functions in northeast China-implications for slab penetration into the lower mantle in northwest Pacific subduction zone[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **216**(4): 679–691.

2 期

- 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]. J Phys Earth, 44(6): 701-712.
- Niu F, Li J. 2011. Component azimuths of the CEArray stations estimated from P-wave particle motion[J]. *Earthquake Science*, **24**(1): 3-13.
- Revenaugh J, Sipkin S A. 1994. Mantle Discontinuity Structure beneath China[J]. J Geophys Res, 99(B11): 21911– 21927.
- Tajima F, Grand S P. 1995. Evidence of high-velocity anomalies in the transition zone associated with Southern Kurile Subduction Zone[J]. *Geophys Res Lett*, **22**(23): 3139-3142.
- Tajima F, Nakagawa T. 2006. Implications of seismic waveforms: Complex physical properties associated with stagnant slab[J]. *Geophys Res Lett*, **33**(3): L03311, doi:10.1029/2005GL024314.
- Tajima F, Katayama I, Nakagawa T. 2009. Variable seismic structure near the 660 km discontinuity associated with stagnant slabs and geochemical implications[J]. *Phys Earth Planet Interi*, **172**(3-4): 183-198.
- Vacher P, Mocquet A, Sotin C. 1998. Computation of seismic profiles from mineral physics: The importance of the nonolivine components for explaining the 660 km depth discontinuity[J]. *Phys Earth Planet Interi*, 106(3-4): 275– 298.
- van der Hilst R, Engdahl R, Spakman W, Nolet G. 1991. Tomographic imaging of subducted lithosphere below Northwest Pacific Island Arcs[J]. *Nature*, **353**(6339): 37-43.
- Wang B, Niu F. 2010. A broad 660 km discontinuity beneath northeast China revealed by dense regional seismic networks in China[J]. J Geophys Res, 115, B06308, doi:10.1029/2009JB006608.
- Wang R. 1999. A simple orthonormalization method for stable and efficient computation of Green's functions[J]. Bull Seism Soc Amer, 89(3): 733-741.
- Wang T, Chen L. 2009. Distinct velocity variations around the base of the upper mantle beneath northeast Asia[J]. *Phys Earth Planet Interi*, **172**(3-4): 241-256.
- 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]. J Geophys Res, 111(B7), doi:10.1029/2005jb003849.
- Widiyantoro S, Kennett B L N, van der Hilst R D. 1999. Seismic tomography with P and S data reveals lateral variations in the rigidity of deep slabs[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **173**(1-2): 91-100.
- Ye L, Li J, Tseng T L, Yao Z X. 2011. A stagnant slab in a water-bearing mantle transition zone beneath northeast China: Implications from regional SH waveform modeling[J]. Geophys J Inter, 186(2): 706-710.