

刘渊, 薛梅. 2021. 利用 DONET 海底观测网研究日本南海海域俯冲带地震波各向异性. 地震学报, 43(1): 73–83. doi: 10.11939/jass.20200087.

Liu Y, Xue M. 2021. Seismic anisotropy within the Nankai area, Japan, using DONET seafloor observation network. *Acta Seismologica Sinica*, 43(1): 73–83. doi: 10.11939/jass.20200087.

利用 DONET 海底观测网研究日本南海 海域俯冲带地震波各向异性*

刘 渊^{1,2)} 薛 梅^{1,2), †}

1) 中国上海 200092 同济大学海洋地质国家重点实验室

2) 中国上海 200092 同济大学海洋与地球科学学院

摘要 基于 DONET 海底观测网的直达 S 波地震记录, 采用波形旋转互相关方法和最小特征值最小化方法求得了日本南海海域俯冲带横波分裂快轴方向和分裂时间, 获得了该俯冲带地震波的各向异性结果. 结果显示: 该俯冲带地震波的各向异性快轴方向基本平行于南海海槽走向, 分裂时间为 0.1—0.96 s. 这表明: 日本南海海域俯冲带各向异性来源于太平洋俯冲板块上覆地幔楔和菲律宾海俯冲板块; 地幔楔各向异性产生于二维地幔楔拐角流所导致的各向异性矿物晶体的定向排列; 菲律宾海俯冲板块的各向异性则产生于板块扩张时期形成的“化石各向异性”和俯冲过程中板块挠曲产生的断层; 日本南海海域俯冲带大范围变化的分裂时间反映了该地区各向异性介质的强度和(或)厚度的不均匀性.

关键词 横波分裂 各向异性 伊豆—小笠原 海底观测网 俯冲带

doi: 10.11939/jass.20200087 中图分类号: P315.3⁺1 文献标识码: A

Seismic anisotropy within the Nankai area, Japan, using DONET seafloor observation network

Liu Yuan^{1,2)} Xue Mei^{1,2), †}

1) State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China

2) School of Ocean and Earth Science, Tongji University, Shanghai 200092, China

Abstract: Based on the direct S-wave seismic records of the DONET seafloor observation network, this paper obtains the orientation of shear wave splitting fast axis and splitting time of Nankai area of Japan by using the cross-correlation method and the smallest eigenvalue minimization method. The results show the fast axis of the anisotropy in the subduction zone is sub-parallel to the strike of the Nankai trough, and the splitting time ranges from 0.1 s to 0.96 s. This indicates that the anisotropy of the Nankai subduction zone originates from the mantle wedge which overlies the subducted Pacific Plate and the subducted Philippine Sea slab. The

* 基金项目 国家自然科学基金面上项目(41676025)、“全球变化与海气相互作用”专项资助(GASI-GEOGE-05)、上海佘山地球物理国家野外科学观测研究站开放基金(2020K03)共同资助.

收稿日期 2020-05-23 收到初稿, 2020-08-24 决定采用修改稿.

† 通信作者 e-mail: meixue@tongji.edu.cn



anisotropy of the mantle wedge is caused by the existence of two-dimensional corner flow that causes the anisotropic mineral crystals to be oriented along the direction perpendicular to the trench. The anisotropy of the subducted Philippine Sea slab is caused by the “fossil anisotropy” and the faults related to the plate bending during the subduction. The widely varying splitting times reflect the inhomogeneous strength and/or thickness of the anisotropic structure beneath the area.

Key words: shear wave splitting; anisotropy; Izu-Bonin; seafloor observation network; subduction

引言

在日本西南部,太平洋板块向西运动,在伊豆一小笠原(Izu-Bonin)海沟向菲律宾海板块和欧亚板块俯冲,上覆的菲律宾海板块向西北运动,在日本南海(Nankai)海槽向欧亚板块俯冲(图 1a).因此,在日本西南部存在三个岩石圈板块:上覆的欧亚板块、中间的菲律宾海板块、下方的太平洋板块(Wu *et al.*, 2016).该地区板块之间的相互作用产生了大量的火山活动、地震活动和构造运动,激发了诸多复杂的地球科学问题,而对这些问题的探讨离不开该地区与地幔形变相关的地球动力学研究.地震波各向异性是研究地幔形变的有效途径,通过对横波分裂快轴方向和快慢波分裂时间的分析可以得到射线所经过介质的各向异性的方向和强度(Crampin *et al.*, 1985; Silver, Chan, 1991; Savage, 1999; 滕吉文等, 2000; 高原, 滕吉文, 2005; Crampin, Peacock, 2005; Long, 2013).因此可以利用横波分裂方法研究该地区的各向异性结构从而推导出其地球动力学特征,为解决俯冲带演化机制和地幔变形等问题提供更多的依据.

前人利用布设在日本西南部陆地上的宽频带天然地震台站对直达 S 波信号以及远震信号(SKs, SKKS)进行了横波分裂分析(图 1a),这些地震射线穿过了太平洋板块、太平洋俯冲板块上覆地幔楔、菲律宾海俯冲板块、菲律宾海俯冲板块上覆地幔楔以及上覆的欧亚板块(Fouch, Fischer, 1996; Long, van der Hilst, 2005; Salah *et al.*, 2008; Wirth, Long, 2010).以上研究认为,靠近日本南海海槽快轴的方向主要平行于南海海槽走向,即近平行于太平洋板块的运动方向;在西北部,即远离日本南海海槽方向,快轴的方向主要垂直于南海海槽走向,即近垂直于太平洋板块的运动方向.由于该地区垂向上存在三个岩石圈板块,Salah 等(2008)及 Wirth 和 Long (2010)推测横波分裂结果可能会受到菲律宾海板块俯冲的影响,各向异性快轴方向平行于南海海槽走向,反映了菲律宾海俯冲板块上覆地幔楔可能存在 B 型橄榄石,但同时也无法排除菲律宾海俯冲板块板下地幔可能存在平行于南海海槽的三维地幔流.

Volti 等(2005)也曾利用布设在日本南海海槽附近的海底地震仪对直达 S 波信号进行了横波分裂分析.他们所用的地震震源位于菲律宾海俯冲板块内部,得到的快轴方向主要垂直于南海海槽,分裂时间小于 0.2 s,他们认为各向异性来自于增生楔中定向排列的裂隙,这些裂隙近乎垂直于南海海槽走向.但是该结果未能反映菲律宾海俯冲板块及其下层的各向异性结构,并且由于选用了 4—5 Hz 较高的频带,波长较短,横波分裂所反映的各向异性尺度较小.

日本海洋研究开发机构(Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, 缩写为 JAMSTEC)于 2011 年建成第一期高密度地震海啸海底观测网系统(dense ocean floor network

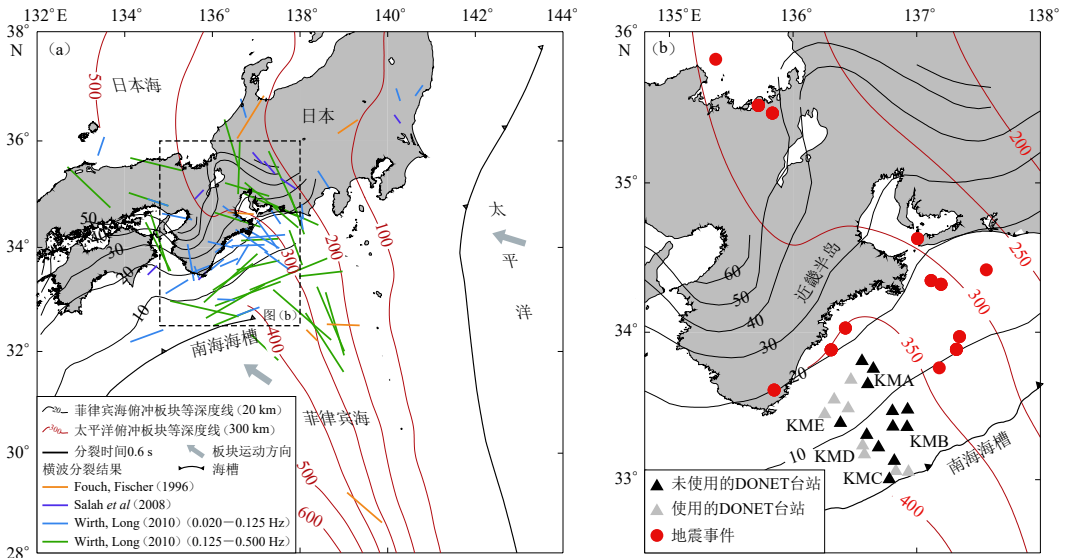


图 1 本文研究区域和前人的研究成果

(a) 研究区域的前人横波分裂结果(引自 Fouch, Fischer, 1996; Salah et al., 2008; Wirth, Long, 2010)以及菲律宾海俯冲板块(引自 Baba et al., 2002; Hirose et al., 2008)和太平洋俯冲板块(引自 Hayes et al., 2018)等深度图。短线方向代表快轴方向, 短线长度代表相对分裂时间, 横波分裂解绘制在震源与台站的中点; (b) 用于横波分裂的地震事件和台站

Fig. 1 The studied region and previous results

(a) Previous shear wave splitting results of the studied region (after Fouch, Fischer, 1996; Salah et al., 2008; Wirth, Long, 2010) and the iso-depth of the subducted plates (Baba et al., 2002; Hirose et al., 2008; Hayes et al., 2018). The orientations of the short lines represent fast directions, and the lengths of the short lines correspond to splitting times, the shear wave splitting results are plotted in the middle point of the event and station; (b) Seismic events and stations used for shear wave splitting

system for earthquakes and tsunamis, 缩写为 DONET1), 将其用于监测并预报日本南海海槽的地震海啸活动(Kaneda, 2010). DONET1 海底观测网中共包括 20 个宽频带天然地震台站, 这些地震台站之间的间距约为 15—20 km, 平均分布在 5 个科学节点 KMA, KMB, KMC, KMD 和 KME 上, 覆盖了从近岸到海沟的广大区域(Takaesu et al., 2014; 申中寅, 2018). 本文拟利用 DONET 海底观测网进行直达 S 波横波分裂解析, 地震事件位于太平洋俯冲板块. 相比于利用陆地台站进行横波分裂分析, 海底观测网接收到的地震信号可以最大程度地避免上覆欧亚板块和菲律宾海俯冲板块上覆地幔楔对横波分裂的影响, 更加有利于约束伊豆—小笠原俯冲带的各向异性, 同时也可以揭示太平洋俯冲板块上覆地幔楔的各向异性情况, 从而更加清晰地了解该地区的地球动力学过程.

1 数据和方法

在本次研究中, 我们分析了由日本 Hi-net 网站提供的 2014 年 10 月以来 DONET1 台站的地震数据(National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience, 2019), 并从 20 个台站中挑选出 12 个记录到信噪比较高的地震波形数据的台站进行横波分裂解析. 由于地震台站位于海底, 易受海底洋流扰动的影响, 同时水下作业存在极大的施工难度, 因此日本海洋研究开发机构采用浅坑覆盖填埋的方法压制背景噪声(申中寅, 2018). DONET 地震台站在布设时的水平方位角借助于水下机器人拍摄视频进行确定, 但仍然存在一定误差(Nakano

et al., 2012). Nakano 等(2012)根据远震 P 波初动方向、陆地台站宽频带波形互相关和气枪震源的质点运动轨迹等确定了 DONET 地震计的水平方位角. 本文根据正确的方位角校正地震计的水平方位角, 并从日本气象厅(Japan Meteorological Agency)提供的日本当地地震目录(The Seismological Bulletin of Japan, 2020)中挑选了地震射线入射角小于 35° 、震源深度大于 300 km 且震级处于 $M_{\text{JMA}} 3.5-5.5$ 之间的地震事件. 最终得到符合条件的 13 个地震事件(图 1b 中红色圆点), 并且这些地震事件全部位于太平洋俯冲板块, 避免了 S-P 转换相位对横波分裂分析的影响(Evans, 1984).

为了确定横波分裂参数, 即快轴方向 φ 和分裂时间 δt , 本文通过聚类分析确定最佳的分裂时窗和滤波频带, 同时可以避免人为选择所导致的误差(Xue *et al.*, 2013). 最终本文在三分量地震图中应用 0.45—2 Hz 之间的带通滤波来提高信号的信噪比. 确定 S 波震相后, 分别应用波形旋转互相关(cross-correlation)方法和最小特征值最小化(the smallest eigenvalue minimization)方法进行横波分裂分析(Ando, 1975; Bowman, Ando, 1987; Liang, 1990; Silver, Chan, 1991; Kuo *et al.*, 1994). 利用波形旋转互相关方法在 $0^\circ-180^\circ$ 范围内以 1° 为步长搜索快轴方向 φ , 在 0—1 s 之间以 0.01 s 为步长搜索分裂时间 δt , 一旦两个相互正交的水平分量波形的相关系数达到最大值, 即可确定 φ 和 δt (图 2a, c). 随后利用最小特征值最小化方法构建协方差矩阵, 在相同的角度和分裂时间范围内进行搜索, 当协方差矩阵的最小特征值达到最小值时, 认为此时的快轴方向 φ 和分裂时间 δt 就对应着横波分裂解(图 2b, d). 对于这两种方法, 当且仅当校正后的质点运动轨迹由椭圆形变为线性时方可认为该解是一个有效解. 如果两种方法得到的快轴方向 φ 之差小于 15° , 则认为该解是一个可靠的横波分裂解.

2 横波分裂结果

本文共得到了 34 个可靠的横波分裂解(表 1), 根据地震事件和台站之间的相对位置关系, 将结果分为三类: 类型 I, 类型 II 和类型 III. 对于类型 I, 地震事件位于台站 NNW 方向, 并且水平方向上与台站间的距离较其余两种类型更远, 地震事件的深度集中在 340—360 km 之间. 这部分共得到 10 个横波分裂解, 快轴方向一致性最好, 主要为 ENE-WSW 方向, 分裂时间变化范围较大, 为 0.13—0.96 s, 平均为 0.68 s, 中位数为 0.65 s. 对于类型 II, 地震事件位于台站的 NW 方向, 地震震源深度在 375—405 km 之间. 这部分共得到 10 个横波分裂解, 快轴方向的一致性比类型 I 差, 但比类型 III 好, 总体分布在 NE-SW 向, 分裂时间在 0.1—0.83 s 之间变化, 平均为 0.38 s, 中位数为 0.35 s. 对于类型 III, 地震事件位于台站的 NE 方向, 地震震源深度在 300—350 km 之间. 这部分共得到 14 个横波分裂解, 快轴方向一致性较差, 但主要集中在 NE-SW 向上, 分裂时间在 0.11—0.65 s 之间变化, 平均为 0.4 s, 中位数为 0.38 s(图 3).

总体而言, 本文得到横波分裂的快轴方向大体上为 NE-SW 向, 近垂直于伊豆—小笠原海沟走向, 与太平洋板块的运动方向存在一定夹角, 但是与日本南海海槽的走向一致. 分裂时间变化处于 0.1—0.96 s 之间, 变化范围较大, 且分裂时间与震源深度无明显相关关系.

3 讨论与结论

3.1 各向异性的来源

在本次研究中, 根据日本南海海域的地震层析成像结果(Abdelwahed, Zhao, 2007)以及

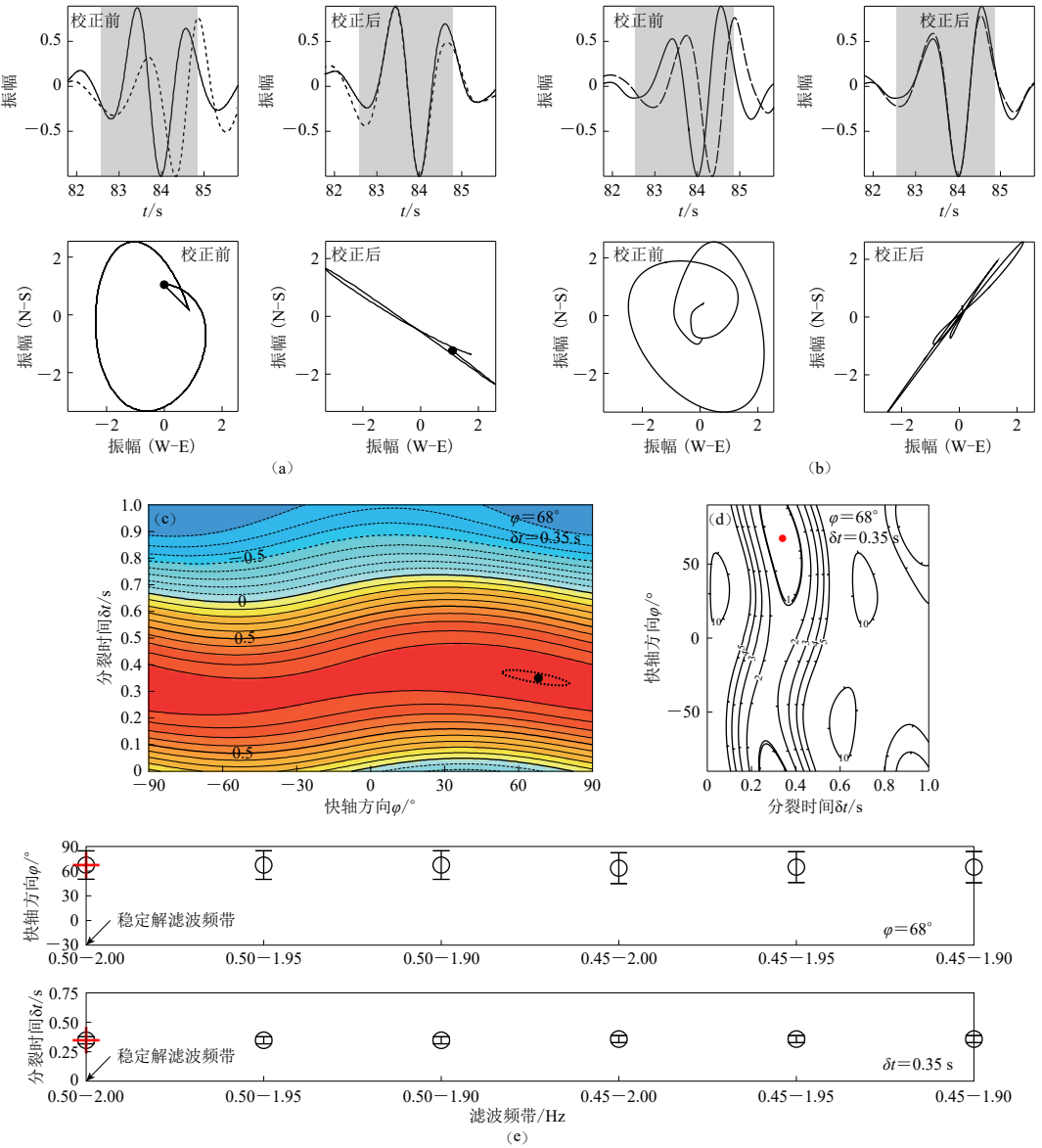


图 2 用两种横波分裂方法对地震波形进行分析处理的例子

选取的地震发生于 2017 年 1 月 11 日, $M_{JMA} 4.5$, 震源深度为 351.95 km. (a) 波形旋转互相关方法校正前、后的快慢波波形图(上)和质点振动图(下); (b) 最小特征值最小化方法校正前、后的快慢波波形图(上)和质点振动图(下); (c) 利用波形旋转互相关方法进行横波分裂得到的相关系数等值线图; (d) 利用最小特征值最小化方法进行横波分裂得到的切向能量等值线图; (e) 对不同滤波频带进行横波分裂分析得到的快轴方向(上)和分裂时间(下)

Fig. 2 Examples of shear wave splitting using two different methods

The selected earthquake occurred on January 11, 2017, $M_{JMA} 4.5$, and the focal depth is 351.95 km. (a) The waveform (upper) and particle motion diagram (lower) of the fast and slow waves before and after the correction by the cross-correlation method; (b) Waveform (upper) and particle motion diagram (lower) of fast and slow wave before and after correction by the tangential energy minimization method; (c) The contours of the correlation coefficients obtained by the cross-correlation method; (d) The contours of the tangential energy obtained by the tangential energy minimization method; (e) The orientation of the fast axis (upper) and the splitting time (lower) obtained by the shear wave splitting analysis applying different filter bands

表 1 日本南海海域横波分裂结果
Table 1 Shear wave splitting results of Nankai area, Japan

射线路径 类型	发震时刻	北纬/°	东经/°	震源深度/km	台站名称	台站位置		快轴方向	分裂时间/s
						北纬/°	东经/°		
I	2014-12-06	35.51	135.72	355.12	KMA01	33.80	136.56	20°	0.87
I	2014-12-06	35.51	135.72	355.12	KMA03	33.65	136.60	68°	0.13
I	2014-12-06	35.51	135.72	355.12	KMB05	33.48	136.93	58°	0.8
I	2014-12-06	35.51	135.72	355.12	KMB06	33.36	136.92	51°	0.89
I	2014-12-06	35.51	135.72	355.12	KMD13	33.22	136.69	55°	0.77
I	2015-10-26	35.46	135.83	342.67	KMA01	33.80	136.56	18°	0.81
I	2015-10-26	35.46	135.83	342.67	KMB06	33.36	136.92	61°	0.96
I	2015-10-26	35.46	135.83	342.67	KMD13	33.22	136.69	67°	0.88
I	2015-10-26	35.46	135.83	342.67	KMD16	33.30	136.60	9°	0.36
I	2015-10-31	35.82	135.38	362.65	KMB08	33.47	136.80	35°	0.37
II	2015-10-07	33.88	136.31	384.69	KMA02	33.75	136.65	61°	0.35
II	2015-10-07	33.88	136.31	384.69	KMB08	33.47	136.80	9°	0.33
II	2015-10-07	33.88	136.31	384.69	KMC11	33.00	136.78	14°	0.35
II	2015-10-07	33.88	136.31	384.69	KMD13	33.22	136.69	16°	0.83
II	2016-11-27	33.61	135.85	404.01	KMA02	33.75	136.65	62°	0.47
II	2016-11-27	33.61	135.85	404.01	KMB05	33.48	136.93	47°	0.45
II	2016-11-27	33.61	135.85	404.01	KMD13	33.22	136.69	30°	0.21
II	2017-01-03	34.03	136.42	376.64	KMA02	33.75	136.65	31°	0.27
II	2017-01-03	34.03	136.42	376.64	KMC11	33.00	136.78	10°	0.34
II	2017-01-03	34.03	136.42	376.64	KMD16	33.30	136.60	9°	0.1
III	2014-10-02	34.35	137.12	344.75	KMD16	33.30	136.60	39°	0.51
III	2015-03-05	34.63	137.01	333.94	KMA02	33.75	136.65	-44°	0.29
III	2015-03-05	34.63	137.01	333.94	KMB08	33.47	136.80	53°	0.65
III	2015-09-21	34.32	137.20	340.06	KMA02	33.75	136.65	9°	0.45
III	2015-09-21	34.32	137.20	340.06	KMB08	33.47	136.80	21°	0.32
III	2015-09-21	34.32	137.20	340.06	KMC12	33.13	136.82	-86°	0.67
III	2015-12-30	33.88	137.32	338.23	KMB05	33.48	136.93	66°	0.49
III	2015-12-30	33.88	137.32	338.23	KMB07	33.36	136.81	58°	0.44
III	2015-12-30	33.88	137.32	338.23	KMB08	33.47	136.80	77°	0.33
III	2015-12-30	33.88	137.32	338.23	KME18	33.39	136.38	-81°	0.11
III	2016-07-17	33.97	137.35	333.51	KMD13	33.22	136.69	35°	0.31
III	2016-07-17	33.97	137.35	333.51	KMB08	33.47	136.80	17°	0.28
III	2017-01-11	33.76	137.18	351.96	KMB08	33.47	136.80	-36°	0.35
III	2017-07-18	34.42	137.56	306.79	KMD13	33.22	136.69	-47°	0.4

地震活动性对地下构造的约束，推测本文的地震射线主要穿过了太平洋俯冲板块上部、太平洋俯冲板块上覆地幔楔、菲律宾海俯冲板块以及台站下方位于海沟附近厚约 2—6 km 的增生楔(图 4)。由于本文选用较高的滤波频段(约 0.5—2 Hz)，假设横波波速为 4 km/s，计算得分辨率为 1—4 km，而尺度最小的增生楔的厚度为 2—6 km，因此射线所穿过结构的各向异性对横波分裂结果均有贡献，且主要贡献来自于厚度最大的太平洋俯冲板块上覆地幔楔(深度约 300—350 km)和约 40 km 厚的菲律宾海俯冲板块。相比于前人结果(Salah *et al*, 2008; Wirth, Long, 2010)，本文排除了欧亚板块陆壳和菲律宾海俯冲板块上覆地幔楔对结果的影响。

3.2 横波分裂结果的初步解释

根据本文对三类地震射线的分类标准, 三类地震射线的路径差异主要来自于太平洋俯冲板块上覆地幔楔, 这些地震射线在菲律宾海俯冲板块上分布的横向距离差异较小. 从横波分裂结果的玫瑰图(图 3a)来看, 类型 I、类型 II 和类型 III 的快轴方向的一致性自 NW 向 SE 逐渐变差, 即距离伊豆一小笠原海沟越近, 太平洋俯冲板块上覆地幔楔的各向异性结构就越复杂, 这也与先前研究的认识一致(Wirth, Long, 2010), 但由于本文缺乏靠近伊豆一小笠原海沟的地震台站和地震事件, 即现有台站和地震事件在 E-W 向上的分布范围有限, 无法得到太平洋俯冲板块上覆地幔楔的各向异性与伊豆一小笠原海沟距离之间更确切的关系.

本文得到的分裂时间与先前相近滤波频段下的结果一致, 分裂时间小于 1 s, 并且存在大范围变化(Fouch, Fischer, 1996; Long, van der Hilst, 2005; Salah *et al.*, 2008; Wirth, Long, 2010). 从分裂时间与地震震源深度关系图(图 3b)来看, 分裂时间与震源深度之间的相关系数仅为 0.016 9, 不具备相关性. 根据本文的分类标准, 类型 II 地震事件的震源深度最深, 但平均分裂时间与震源深度最浅的类型 III 近乎相等; 类型 I 与类型 III 地震事件的震源深度差异较小, 但类型 I 的平均分裂时间比类型 III 大一倍左右. 即使同一个地震事件, 不同台站的横波分裂结果显示的分裂时间也出现了较大范围的差异, 例如类型 I 的 20141206 地震事件, 不同台站得到的横波分裂的分裂时间在 0.13—0.89 s 之间变化. 分裂时间的变化范围较大, 反映了该地区各向异性的不均匀分布, 或许与日本南海海域太平洋俯冲板块上覆地幔楔存在地幔上涌现象有关(Salah, Zhao, 2003; Zhao *et al.*, 2003; Nakajima, Hasegawa, 2007; Asamori, Zhao, 2015). 因为对于 A 型橄榄石, 地幔上涌时橄榄石的快轴方向(a 轴)垂直于地表, 而水平向上近于各向同性, 致使观测到的方位各向异

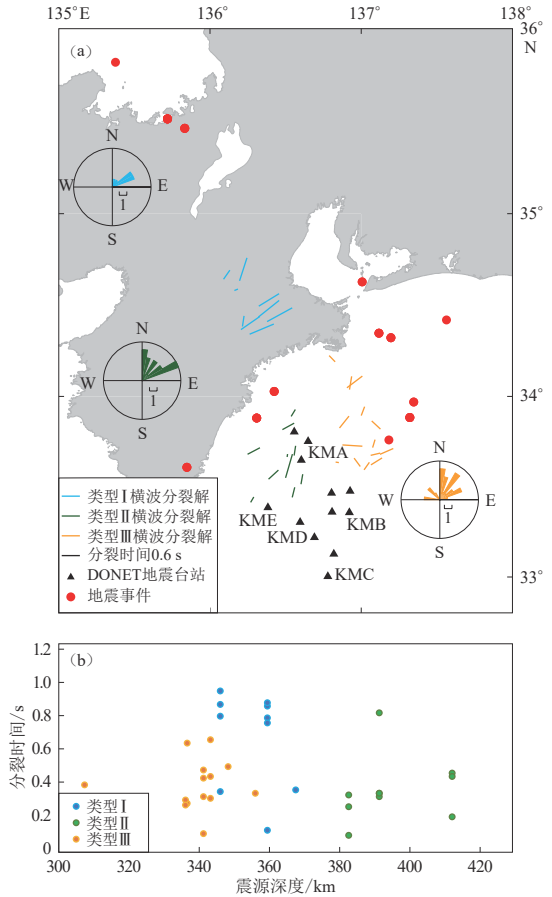


图 3 日本南海海域横波分裂结果

(a) 横波分裂结果平面统计图. 快轴方向为短线的方向, 短线的相对长度代表相应的分裂时间, 短线绘制在震源与台站间的中点. 不同颜色的玫瑰图代表类型 I—III 的快轴方向统计, 相应长度代表解的个数; (b) 分裂时间与震源深度的关系

Fig. 3 Shear wave splitting results of Nankai area, Japan

(a) Map view of the shear wave splitting results. The orientation of the short line indicates the fast direction, and the length of the short line represents the splitting time, they are plotted in the middle point of the event and station. The rose diagrams with different colors give the distribution of fast directions for types I—III results, corresponding length represents the number of solutions; (b) The relationship between splitting times and focal depths

(a) Map view of the shear wave splitting results. The orientation of the short line indicates the fast direction, and the length of the short line represents the splitting time, they are plotted in the middle point of the event and station. The rose diagrams with different colors give the distribution of fast directions for types I—III results, corresponding length represents the number of solutions; (b) The relationship between splitting times and focal depths

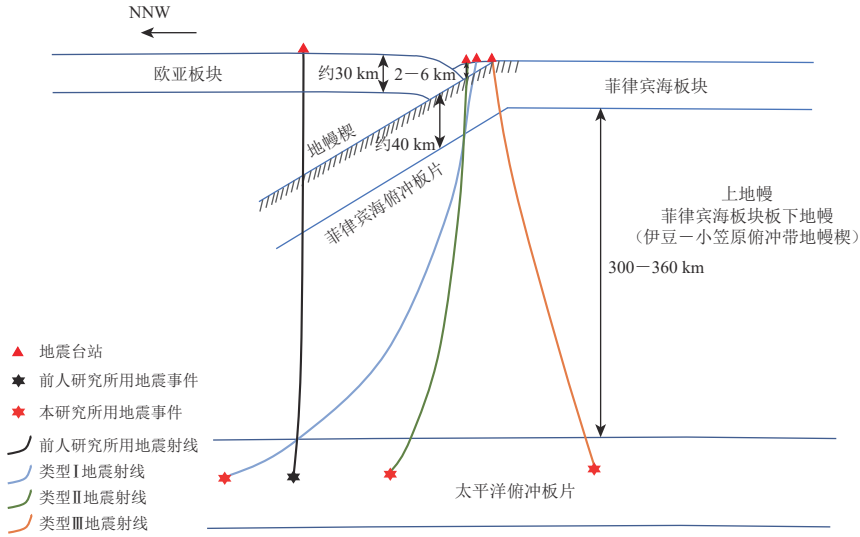


图 4 射线路径示意图

板块和射线路径的相对位置根据已有层析成像结果(Nakajima, Hasegawa, 2007; Hirose *et al.*, 2008; Asamori, Zhao, 2015)绘制

Fig. 4 Schematic diagram of the ray paths

The relative positions of the plates and the seismic ray paths are drawn according to the previous tomography results (Nakajima, Hasegawa, 2007; Hirose *et al.*, 2008; Asamori, Zhao, 2015)

性较弱。地幔上涌进一步加剧了该地区地幔流和各向异性的复杂性，但是地幔上涌与各向异性的相关性还需要更多的横波分裂结果和更高精度的层析成像结果来证实。

3.3 日本南海海域太平洋俯冲板块上覆地幔楔的各向异性

本次研究中的地震射线主要穿过了日本南海海域的太平洋俯冲板块上覆地幔楔，这里的太平洋俯冲板块上覆地幔楔同时也是菲律宾海俯冲板块的板下地幔，本文得到的各向异性快轴方向与太平洋板块的运动方向一致。Wirth 和 Long (2010)认为近畿半岛下方地幔发育的快轴方向与南海海槽平行，其各向异性来源于在菲律宾海板块地幔楔拐角流作用下橄榄石发育的B型组构，同时也不能排除平行于南海海槽的板下地幔流。由于本文的地震射线未经过菲律宾海板块地幔楔，故本文观测的各向异性有可能主要来自于板下地幔的贡献。

日本南海海域太平洋俯冲板块上覆地幔楔各向异性的来源除了二维地幔拐角流(Long, van der Hilst, 2005; Salah *et al.*, 2008; Wirth, Long, 2010)，还可能来自于菲律宾海俯冲板块板下地幔流。菲律宾海板块的板下地幔同时是太平洋俯冲板块上覆地幔楔，由于菲律宾海俯冲板块的阻挡作用，地幔流可能沿着南海海槽走向流动，形成三维地幔流，致使该地区的快轴方向与南海海槽走向一致。但是，传统观点认为俯冲板块下方平行于海沟的地幔流与俯冲板块的陡倾和海沟后撤有关(Russo, Silver, 1994; Long, Silver, 2008, 2009)，而年轻的菲律宾海板块俯冲角度小，南海海槽的运动方向也没有回撤(Funiciello *et al.*, 2008)。另外三维地幔流的形成条件本身也存在争议(孙圣思, 嵇少丞, 2011)。因此太平洋俯冲板块上覆地幔楔的各向异性结构可能主要由二维地幔楔拐角流产生。

3.4 菲律宾海俯冲板块的各向异性

本文研究区域各向异性来源除太平洋俯冲板块上覆地幔楔外，另一个来源是菲律宾

海俯冲板块. 近畿半岛附近的菲律宾海板块称为四国海盆(Shikoku Basin), 四国海盆在 30—20 Ma 之间沿 ENE-WSW 方向扩张, 在 20—15 Ma 之间沿 NE-SW 向扩张(Okino *et al.*, 1999), 随后停止扩张并向欧亚板块俯冲, 俯冲的古扩张中心位于近畿水道(Kinki Channel)下方(Hua *et al.*, 2018), 本文选用的地震事件和台站位于古扩张中心东侧.

前人利用横波分裂和 P 波各向异性层析成像得到菲律宾海俯冲板块的各向异性与其古扩张方向(NE-SW)一致, 认为其各向异性一方面来自于板块扩张时期形成的各向异性矿物(主要是橄榄石)的晶体定向排列(lattice preferred orientation, 缩写为 LPO)(Wang, Zhao, 2012; Saiga *et al.*, 2013), 在板块俯冲过程中, 这种各向异性未被改造, 称为“化石各向异性”(fossilized anisotropy)(Hess, 1964; Francis, 1969), 另一方面来自于俯冲过程中因板块弯曲而产生的断层, 这些断层的走向与海沟走向一致, 从而产生形状优选各向异性(shape preferred orientation, 缩写为 SPO)(Faccenda *et al.*, 2008). 两种来源产生的各向异性都是快轴方向平行于日本南海海槽走向, 本文观测结果与其一致, 并且他们测得板块内部各向异性强度大约为 1%—3%. 假设横波速度为 4 km/s, 则板内大约贡献 0.1—0.3 s 的分裂时间, 本文得到的分裂时间的中位数与其相近, 而本文观测到的最大分裂时间 0.96 s 很可能反映了板内和太平洋俯冲板块上覆地幔楔两部分的叠加效应.

3.5 结论

本文利用布设在日本西南部南海海槽附近的 DONET 海底观测网中的地震台站对太平洋俯冲板块中地震事件的直达 S 波进行横波分裂分析, 得到了 34 个横波分裂结果, 该结果主要反映了日本南海海域太平洋俯冲板块上覆地幔楔(即菲律宾海俯冲板块板下地幔)和菲律宾海俯冲板块的各向异性. 快轴方向与南海海槽走向基本一致, 垂直于伊豆—小笠原海沟的走向, 分裂时间的变化范围为 0.1—0.96 s, 反映了日本南海海域太平洋俯冲板块上覆地幔楔存在的二维地幔楔拐角流和菲律宾海俯冲板块内部的各向异性. 菲律宾海俯冲板块内部各向异性有两个可能的来源: NE-SW 向扩张的菲律宾海板块中保存的“化石各向异性”和俯冲过程中由于菲律宾海板块挠曲产生的含水断层. 由于该地区可能存在地幔上涌, 加剧了地幔流和各向异性的复杂性, 导致分裂时间存在较大的变化. 相比于前人的工作, 本文的台站和地震空间几何关系避免了欧亚板块陆壳和菲律宾海俯冲板块上覆地幔楔的影响. 但是, 受地震事件和台站的地理分布以及数量的限制, 本文仅得到 34 条可靠数据, 对太平洋俯冲板块上覆地幔楔和菲律宾海俯冲板块的各向异性的讨论也仅限于日本西南部近畿半岛附近的南海海域, 对上述各向异性结构进行全面探讨还需要覆盖范围更广的地震数据. 随着日本沿海更多的海底观测网如 DONET2, S-net 投入使用, 未来有望获取范围更广、结构更加精细的俯冲带各向异性信息, 同时可以最直接地减少大陆板块对俯冲带各向异性结构观测的影响, 从而进一步检验和完善现有的俯冲带各向异性结构模型.

参 考 文 献

- 高原, 滕吉文. 2005. 中国大陆地壳与上地幔地震各向异性研究[J]. *地球物理学进展*, 20(1): 180—185.
- Gao Y, Teng J W. 2005. Studies on seismic anisotropy in the crust and mantle on Chinese mainland[J]. *Progress in Geophysics*, 20(1): 180—185 (in Chinese).
- 申中寅. 2018. 日本海洋实时监测系统 DONET 简介[J]. *国际地震动态*, (7): 34—40.
- Shen Z Y. 2018. A brief introduction to DONET in Japan[J]. *Recent Developments in World Seismology*, (7): 34—40 (in Chinese).

- 孙圣思, 嵇少丞. 2011. 大洋板块俯冲带地震波各向异性及剪切波分裂的成因机制[J]. *大地构造与成矿学*, **35**(4): 628–647.
- Sun S S, Ji S C. 2011. On the formation of seismic anisotropy and shear wave splitting in oceanic subduction zones[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, **35**(4): 628–647 (in Chinese).
- 滕吉文, 张中杰, 王光杰, 张秉铭, 王铁男. 2000. 地球内部各圈层介质的地震各向异性与地球动力学[J]. *地球物理学进展*, **15**(1): 1–35.
- Teng J W, Zhang Z J, Wang G J, Zhang B M, Wang T N. 2000. The seismic anisotropy and geodynamics of earth's interior media[J]. *Progress in Geophysics*, **15**(1): 1–35 (in Chinese).
- Abdelwahed M F, Zhao D P. 2007. Deep structure of the Japan subduction zone[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **162**(1/2): 32–52.
- Ando M. 1975. Source mechanisms and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan[J]. *Tectonophysics*, **27**(2): 119–140.
- Asamori K, Zhao D P. 2015. Teleseismic shear wave tomography of the Japan subduction zone[J]. *Geophys J Int*, **203**(3): 1752–1772.
- Baba T, Tanioka Y, Cummins P R, Uehira K. 2002. The slip distribution of the 1946 Nankai earthquake estimated from tsunami inversion using a new plate model[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **132**(1/3): 59–73.
- Bowman J R, Ando M. 1987. Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone[J]. *Geophys J Int*, **88**(1): 25–41.
- Crampin S, Evans R, Üçer S B. 1985. Analysis of records of local earthquakes: The Turkish Dilatancy Projects (TDP1 and TDP2)[J]. *Geophys J Int*, **83**(1): 1–16.
- Crampin S, Peacock S. 2005. A review of shear-wave splitting in the compliant crack-critical anisotropic Earth[J]. *Wave Motion*, **41**(1): 59–77.
- Evans R. 1984. Effects of the free surface on shear wavetrains[J]. *Geophys J Int*, **76**(1): 165–172.
- Faccenda M, Burlini L, Gerya T V, Mainprice D. 2008. Fault-induced seismic anisotropy by hydration in subducting oceanic plates[J]. *Nature*, **455**(7216): 1097–1100.
- Fouch M J, Fischer K M. 1996. Mantle anisotropy beneath northwest Pacific subduction zones[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **101**(B7): 15987–16002.
- Francis T J G. 1969. Generation of seismic anisotropy in the upper mantle along the mid-oceanic ridges[J]. *Nature*, **221**(5176): 162–165.
- Funiciello F, Faccenna C, Heuret A, Lallemand S, Di Giuseppe E, Becker T W. 2008. Trench migration, net rotation and slab-mantle coupling[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **271**(1/4): 233–240.
- Hayes G P, Moore G L, Portner D E, Hearne M, Flamme H, Furtney M, Smoczyk G M. 2018. Slab2, a comprehensive subduction zone geometry model[J]. *Science*, **362**(6410): 58–61.
- Hess H H. 1964. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans[J]. *Nature*, **203**(4945): 629–631.
- Hirose F, Nakajima J, Hasegawa A. 2008. Three-dimensional seismic velocity structure and configuration of the Philippine Sea slab in southwestern Japan estimated by double-difference tomography[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **113**(B9): B09315.
- Hua Y Y, Zhao D P, Xu Y X, Liu X. 2018. Age of the subducting Philippine Sea slab and mechanism of low-frequency earthquakes[J]. *Geophys Res Lett*, **45**(5): 2303–2310.
- Kaneda Y. 2010. The advanced ocean floor real time monitoring system for mega thrust earthquakes and tsunamis: Application of DONET and DONET2 data to seismological research and disaster mitigation[C]//*Proceedings of Oceans 2010 MTS/IEEE Seattle*. Seattle, WA: IEEE: 1–6.
- Kuo B Y, Chen C C, Shin T C. 1994. Split S waveforms observed in northern Taiwan: Implications for crustal anisotropy[J]. *Geophys Res Lett*, **21**(14): 1491–1494.
- Liang W T. 1990. *Shear Wave Splitting in Northern Taiwan: Implications for Crustal Anisotropy*[D]. Taipei, China: Taiwan University: 1–95.
- Long M D, Silver P G. 2008. The subduction zone flow field from seismic anisotropy: A global view[J]. *Science*, **319**(5861): 315–318.

- Long M D, Silver P G. 2009. Mantle flow in subduction systems: The slab flow field and implications for mantle dynamics[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **114**(B10): B10312.
- Long M D, van der Hilst R D. 2005. Upper mantle anisotropy beneath Japan from shear wave splitting[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **151**(3/4): 206–222.
- Long M D. 2013. Constraints on subduction geodynamics from seismic anisotropy[J]. *Rev Geophys*, **51**(1): 76–112.
- Nakajima J, Hasegawa A. 2007. Tomographic evidence for the mantle upwelling beneath southwestern Japan and its implications for arc magmatism[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **254**(1/2): 90–105.
- Nakano M, Tonegawa T, Kaneda Y. 2012. Orientations of DONET seismometers estimated from seismic waveforms[J]. *JAM-STECC Rep Res Dev*, **15**: 77–89.
- National Research Institute for Earth Science and Disaster Resilience. 2019. NIED DONET[EB/OL]. [2019–03–29]. <http://www.seafloor.bosai.go.jp/DONET/>.
- Okino K, Ohara Y, Kasuga S, Kato Y. 1999. The Philippine Sea: New survey results reveal the structure and the history of the marginal basins[J]. *Geophys Res Lett*, **26**(15): 2287–2290.
- Russo R M, Silver P G. 1994. Trench-parallel flow beneath the Nazca plate from seismic anisotropy[J]. *Science*, **263**(5150): 1105–1111.
- Saiga A, Kato A, Kurashimo E, Iidaka T, Okubo M, Tsumura N, Iwasaki T, Sakai S I, Hirata N. 2013. Anisotropic structures of oceanic slab and mantle wedge in a deep low-frequency tremor zone beneath the Kii Peninsula, SW Japan[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **118**(3): 1091–1097.
- Salah M K, Zhao D P. 2003. 3-D seismic structure of Kii Peninsula in southwest Japan: Evidence for slab dehydration in the fore-arc[J]. *Tectonophysics*, **364**(3/4): 191–213.
- Salah M K, Seno T, Iidaka T. 2008. Upper mantle anisotropy beneath central and southwest Japan: An insight into subduction-induced mantle flow[J]. *J Geodyn*, **46**(1/2): 21–37.
- Savage M K. 1999. Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting? [J]. *Rev Geophys*, **37**(1): 65–106.
- Silver P G, Chan W W. 1991. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **96**(B10): 16429–16454.
- Takaesu M, Horikawa H, Sueki K, Kamiya S, Nakamura T, Nakano M, Takahashi N, Sonoda A, Tsuboi S. 2014. Development of an event search and download system for analyzing waveform data observed at seafloor seismic network, DONET[C/OL]// *Proceedings of American Geophysical Union, Fall Meeting 2014*. [2020–05–23]. <http://adsabs.harvard.edu/abs/2014AGUFM.S11F4407T>.
- The Seismological Bulletin of Japan. 2020. Earthquake parameters[EB/OL]. [2019–03–29]. https://www.data.jma.go.jp/svd/eqev/data/bulletin/eqdoc_e.html.
- Volti T, Kaneda Y, Zatsepin S, Crampin S. 2005. An anomalous spatial pattern of shear-wave splitting observed in ocean bottom seismic data above a subducting seamount in the Nankai Trough[J]. *Geophys J Int*, **163**(1): 252–264.
- Wang J, Zhao D P. 2012. P wave anisotropic tomography of the Nankai subduction zone in southwest Japan[J]. *Geochem Geophys Geosyst*, **13**(5): Q05017.
- Wirth E, Long M D. 2010. Frequency-dependent shear wave splitting beneath the Japan and Izu-Bonin subduction zones[J]. *Phys Earth Planet Inter*, **181**(3/4): 141–154.
- Wu J, Suppe J, Lu R Q, Kanda R. 2016. Philippine Sea and East Asian plate tectonics since 52 Ma constrained by new subducted slab reconstruction methods[J]. *J Geophys Res: Solid Earth*, **121**(6): 4670–4741.
- Xue M, Le K P, Yang T. 2013. Seismic anisotropy surrounding South China Sea and its geodynamic implications[J]. *Mar Geophys Res*, **34**(3/4): 407–429.
- Zhao S, Wu X, Hori T, Smith A, Kaneda Y, Takemoto S. 2003. Deformation and stress localization at the Nankai subduction zone, southwest Japan[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **206**(1/2): 145–160.