

文章编号: 0253-3782(2007)05-0459-08

西太平洋下 D”区的剪切波各向异性^{*}

戴志阳^{*} 刘斌 王霄翔 查显杰 张虎 杨凤琴

(中国合肥 230026 中国科学技术大学地球与空间科学学院)

摘要 利用来自汤加—斐济及周边地区发生的47次地震并由中国地震台网中心和IRIS台站记录到的数据,与来自东亚北部及北太平洋地区发生的26次地震并由IRIS台站记录到的数据,使用ScS-S相对走时分析方法研究了西太平洋下D”区的剪切波各向异性,得到了核幔边界反射点上ScS波径向分量和横向分量的分裂时间,并计算了D”区的地震波各向异性强度。发现ScS波通过西太平洋下D”区时普遍呈现出径向分量走时大于横向分量走时的模式。ScS波的分裂时间值为-0.91~3.21 s,平均值为1.1 s;各向异性强度值为-0.45%~1.56%,平均值为0.52%。观测和分析结果表明,西太平洋下D”区水平流应占支配地位,各向异性结构主要是具有垂直对称轴的横向各向同性介质。形成这种结构的可能原因是地幔底部水平流导致的核幔边界反应产物或部分熔融物质的形状优选方向,或下地幔物质的晶格优选方向。

关键词 各向异性 剪切波分裂 D”区 ScS震相 西太平洋

中图分类号: P315.3⁺¹ **文献标识码:** A

引言

在利用地震波记录得到地球内部速度结构的研究中,越来越多的研究者开始重视各个圈层中的地震波速度各向性的研究(Lay *et al.*, 1998, 2004; Garnero, 2000; 滕吉文等, 2000; 高原, 滕吉文, 2005; 王良书等, 2005; 王霄翔, 2006)。除不均匀性外,地震波速度各向异性携大量的关于固体地球演化与动力学过程的潜在信息(Karato, 1998)。对中国大陆及邻区地震各向性的研究目前主要集中在地壳与上地幔(姚陈等, 1992; 郑斯华, 高原, 1994; 刘希强等, 2001; 刘塑等, 2001; 罗艳等, 2004),而对于地幔底部D”区的地震各向异性还少有研究。D”区是固体地幔和液态外核的动力学、热学和化学边界,是地球内部的重要边界层(Lay *et al.*, 2004)。地震学研究表明,D”区具有明显的地震波各向异性,对D”区地震波速度各向异性位置、强度和方向的研究有助于更好地了解地球深部结构和动力学过程(Lay *et al.*, 1998; Karato, 1998)。探测D”区地震波速度各向异性最直接有效的方法就是应用具有相似地幔路径的不同体波的相对走时和波形资料,如S-ScS, SPdKS-SKS, Pdiff-PKP等(Lay *et al.*, 1998; Garnero, 2000)。因为ScS-S震相对D”区的剪切波速度变化非常敏感,其相对走时可以压制地壳与上地幔对波速的影响,突出D”区附近的波速异常,所以本研究使用ScS-S相对走时分析方法(Russell *et al.*, 1999; Fouch *et*

* 国家自然科学基金项目(40474016)资助。

2007-05-08 收到初稿, 2007-06-26 决定采用修改稿。

◆ 通讯作者. e-mail: daizy104@163.com

al, 2001)研究西太平洋下地幔底部的剪切波各向异性。

1 数据

本研究采用的地震数据包括两部分：一部分是发生在汤加—斐济及周边地区的 47 次地震，由中国地震台网中心的 17 个台站和 IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) 的 35 个台站记录到的数据；另一部分是发生在东亚北部及北太平洋地区的 26 次地震，由 IRIS 的 18 个台站记录到的数据。震源深度以 180~639 km 为主，震级范围为 5.8~7.6。根据地震和台站参数，参照 IASPEI91 模型 (Kennett, Engdahl, 1991)，设定 D”区的径向范围为地表下 2 641~2 889 km，据此可以计算出 ScS 波在 D”区内的射线路径，数据的射线路径和震中及台站分布如图 1 所示。所有 ScS 波射线在核幔边界的反射点纬度范围约为 -10° ~ 20° ，经度范围约为 130° ~ 180° ，此区域位于中太平洋下方低速区的

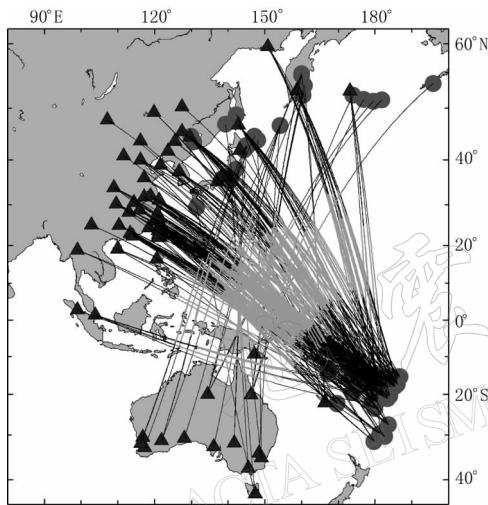


图 1 数据的射线路径图

图中的实心圆表示震中，实心三角形表示接收台站，D”区内的射线部分用浅灰色表示

边缘，波速由负异常向东亚(环太平洋)下方高速区的正异常过渡 (Zhao, 2001; Grand, 2002; He et al, 2006)。

为了避免复杂的震源破裂模糊深地幔震相的波形，本文选用波形相对较简单且切向分量比较清晰的地震数据，把噪声高或者 S 和 ScS 波形很不规则的地震图剔除掉，从而使震相识别和走时拾取的结果更为可靠 (Russell et al, 1999)。同时为了避免 D”区外结构的潜在影响和 SKS 波的干扰，将地震记录的震中距范围限定在 73° ~ 85° 之间。为了分离径向和横向位移分量，应用地震处理软件 SAC (Seismic Analysis Code) 对水平分量进行旋转，并且对波形进行周期为 5~100 s 的带通滤波以提高数据的信噪比，为下面的相对走时分析做准备。

2 相对走时分析

剪切波的分裂研究主要有两种方法：相对走时分析法和互相关分析法。当一次地震发生后，记录到的 ScS 波一般会受到震源一侧、D”区以及台站一侧的各向异性的影响。采用互相关分析方法研究 D”区内的各向异性时要求震源深度大于 300 km，从而较好地消除震源一侧各向异性的影响，但是本研究获得的数据有相当一部分来自震源深度小于 300 km 的地震；同时还必须对台站一侧的上地幔各向异性进行校正，通常是利用 SKS 波剪切分裂方法得到的台站下方的上地幔各向异性参数对 ScS 波进行校正。然而目前中国只有少数台站下方具有上地幔各向异性参数 (郑斯华, 高原, 1994; 刘希强等, 2001; 刘堃等, 2001; 罗艳等, 2004)，并且这些参数不完全一致：对某个台站，不同的研究可能会得出差别较大的结果，即使是对同一台站和同一研究，不同的射线得到的剪切波分裂参数也可能存在较大差别。因为震源一侧和台站一侧的各向异性对 S 波和 ScS 波的影响相似，利用 ScS-S 的

相对走时分析方法则可以方便地消除上地幔各向异性的影响,从而较好地探测 D”区的各向异性,因此本文选用相对走时分析法来研究剪切波的分裂.

假设 t_1 为 ScS 波在 D”区的走时, t_2 为 ScS 波在 D”区以外且不考虑各向异性影响的走时, Δt_1 和 Δt_2 分别为震源一侧和台站一侧各向异性的影响(对 S 波和 ScS 波的影响一样), t_3 为不考虑各向异性影响 S 波的走时,则 ScS 波的走时 t_{ScS} 为 $t_2 + t_1 + \Delta t_1 + \Delta t_2$, S 波的走时 t_s 为 $t_3 + \Delta t_1 + \Delta t_2$,因此 ScS 波与 S 波的相对走时 $\Delta t_{\text{ScS-S}}$ 为 $t_1 + (t_2 - t_3)$. 考虑到 $t_2 - t_3$ 对 $\Delta t_{\text{ScS-S}}$ 的径向分量和横向分量一致,可以得到 ScS 的径向分量和横向分量在 D”区的分裂时间 δt 为 $\Delta t_{\text{ScSV-SV}} - \Delta t_{\text{ScSH-SH}}$.

由于噪声经常模糊了剪切波震相的初至,给相对走时计算带来不确定性,因此在相对走时分析中采用挑取 S 波和 ScS 波波峰到时的办法来计算 $\Delta t_{\text{ScSV-SV}}$ 和 $\Delta t_{\text{ScSH-SH}}$. 考虑到 ScSV 波在核幔边界反射时存在相移,在计算时对 ScSV 波应做小相移校正,即将 $\Delta t_{\text{ScSV-SV}}$ 减去一个很小的时间延迟.根据核幔边界的反射系数估计,这个时间延迟约为 0.2 s(Russell *et al*, 1999).因此 ScS 在 D”内的分裂时间按式 $\delta t = \Delta t_{\text{ScSV-SV}} - \Delta t_{\text{ScSH-SH}} - 0.2$ s 来计算.根据 IASPEI91 模型,可以计算出 ScS 波在核幔边界反射点于地面投影的经纬度,将分裂时间绘制在核幔边界反射点上以显示数据的空间趋势.

3 剪切波分裂观测结果

利用相对走时方法总共获得了 311 个剪切波分裂结果,其中有 290 个分裂值为正值.分裂结果为正,说明剪切波的径向分量相对于横向分量有延迟,即 $v_{\text{ScSH}} > v_{\text{ScSV}}$. 同时发现大部分观测结果 $\Delta t_{\text{ScS-S}}$ 大于根据 IASPEI91 模型理论计算得到的 $\Delta t'_{\text{ScS-S}}$, 只有一小部分小于或很接近 $\Delta t'_{\text{ScS-S}}$. 总的趋势为:震中距越大,则 $\Delta t_{\text{ScS-S}}$ 越接近甚至是小于 $\Delta t'_{\text{ScS-S}}$; 震中距越小,则 $\Delta t_{\text{ScS-S}}$ 比 $\Delta t'_{\text{ScS-S}}$ 大得越多.这种趋势与此区域位于中太平洋低速异常和环太平洋高速异常之间的位置颇为吻合.因为震中距大,一般反射点就靠近大陆,而震中距小,反射点则远离大陆.

3.1 分裂时间

对于汤加-斐济及周边地区的 47 次地震,地震射线沿近东南—西北方向分布,总共获得了 275 个分裂结果,分裂值为 $-0.92 \sim 3.21$ s,大部分分裂时间集中在 $0 \sim 2$ s 间.为负值的分裂结果只有 11 个,并且只有 1 个小于 -0.5 s,平均值为 1.1 s,如图 2 所示.对于东亚北部及北太平洋的 26 次地震,地震射线近北—南方向分布,总共获得 36 个分裂结果,分裂值为 $-0.91 \sim 2.71$ s,大部分分裂时间集中在 $0 \sim 2$ s 间,平均值为 0.9 s,如图 3 所示.在图 2 和图 3 中,线条代表地震射线穿过 D”区的部分,基于 IASPEI91 模型计算得到;圆的中心即为 ScS 波在核幔边界的反射点,空心圆为正分裂时间,实心圆为负分裂时间,其大小代表分裂时间的大小.对比图 2 和图 3 可以发现:近东南—西北方向上的剪切波分裂时间要略大于近北—南方向上的剪切波分裂时间.

3.2 各向异性强度

对分裂时间的分析可以为地幔 D”区的各向异性提供重要的观测约束,同时对各向异性强度的分析也很重要(Fouch *et al*, 2001).因为 ScS 波的分裂效应是在 D”区内整个射线路径上的综合,分裂时间必须对路径长度进行归一化才能有效地评价各向异性强度在不同区域的差异.假设 D”区范围为地表下 $2\,641 \sim 2\,889$ km,沿每条射线的 D”区内的部分,各

向异性均匀分布, 根据 IASPEI91 模型, 利用给定的震中距和层速度, 可以计算得到 ScS 波的路径及每一层的走时, 从而得到 D'' 区范围内 ScS 波的走时 t_D , 利用公式 $\alpha = \delta t / t_D$ 就可计算出各向异性的强度 α . α 是一个无量纲的值, 用百分数表示, 并且每个分裂结果都对应一个 t_D 值, 也对应一个各向异性强度值.

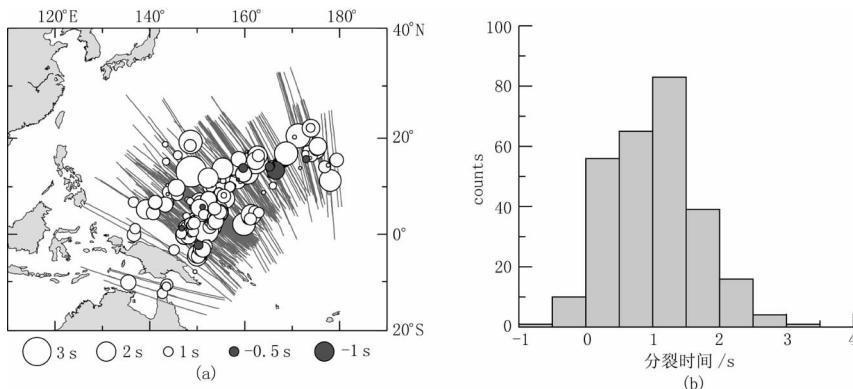


图 2 汤加—斐济及周边地区地震的 ScS 波分裂时间观测(a)和统计(b)图

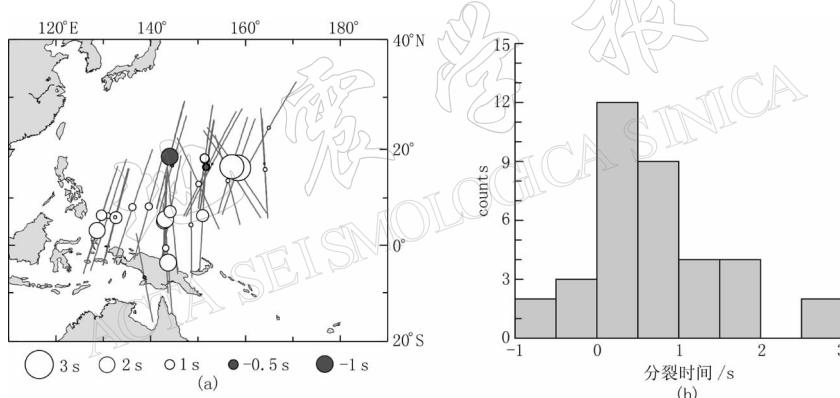


图 3 东亚北部及北太平洋地震的 ScS 波分裂时间观测(a)和统计(b)图

对于汤加—斐济及周边地区地震的 275 个观测结果中, 各向异性强度从 $-0.45\% \sim 1.56\%$, 大部分值集中在 $0 \sim 1.0\%$, 平均值为 0.53% . 如图 4 所示, 对于东亚北部及北太平洋地震的 36 个结果中, 各向异性强度从 $-0.43\% \sim 1.38\%$, 大部分值也集中在 $0 \sim 1.0\%$, 平均值为 0.46% , 如图 5 所示. 在图 4 和图 5 中, 圆的中心为 ScS 波在核幔边界的反射点, 空心圆代表各向异性强度为正, 实心圆代表各向异性强度为负, 其大小代表各向异性强度的大小. 同样, 沿近东南—西北方向地震射线上的各向异性强度要略微大一些.

将所有地震的分裂时间和各向异性强度进行对比发现, 除了在极少的地方存在较大差别外, 地震分裂时间和各向异性强度分布的总体趋势一致, 即较大的分裂时间对应较大的各向异性强度, 较小的分裂时间对应较小的各向异性强度, 如图 6 所示. 因为本研究采用的震中距范围较小, 从而各条射线的 t_D 值相差不大; 并且在计算各向异性强度 α 时, t_D 作分母, 所以各向异性强度和分裂时间的分布样式基本一致.

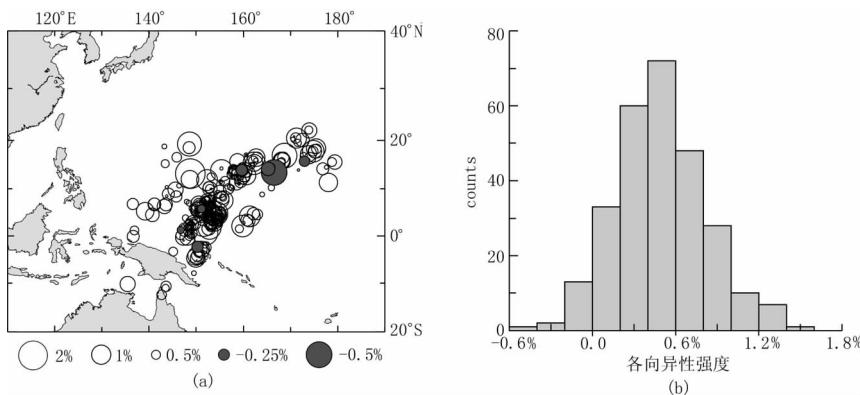


图4 汤加—斐济及周边地区地震的 ScS 波 D”区各向异性强度观测(a)和统计(b)图

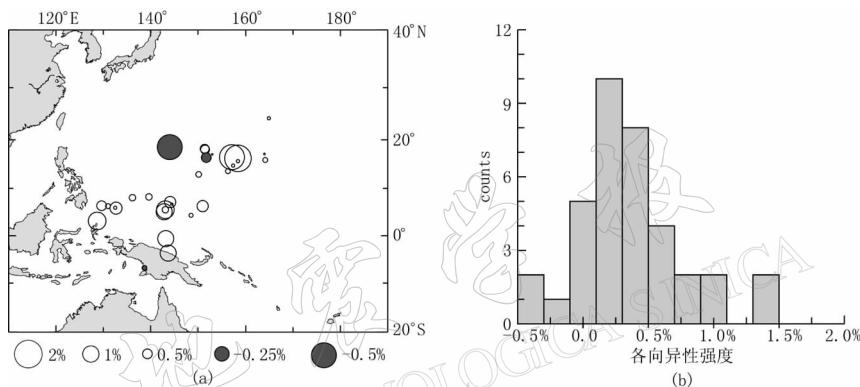


图5 东亚北部及北太平洋地震的 ScS 波 D”区各向异性强度观测(a)和统计(b)图

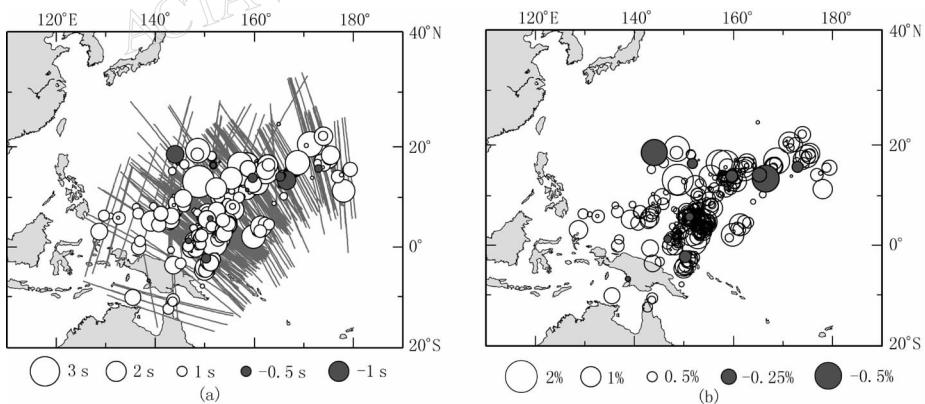


图6 所有地震的分裂时间(a)和各向异性强度(b)观测图

4 西太平洋下各向异性机制

地震波各向异性是地球内部动力学过程的反映，利用地震各向异性的测量可以推测地幔不同部分的主导变形机制和流动特性。通常产生 D”区各向异性的几何结构可能具有垂直对称轴的横向各向同性介质或方位各向异性。在具有垂直对称轴的横向各向同性介质几

何结构中, 各向同性面内偏振的剪切波传播速度快, 而垂直于各向同性面偏振的剪切波则传播速度慢。方位各向异性是指波速随传播方向的方位角变化而变化, 其中一种形式可以等效为具有倾斜对称轴的横向各向同性介质(Garnero *et al.*, 2004)。形成以上两种几何结构的可能机制有两类: 一是各向异性晶体的晶格优选方向(Stixrude, 1998; Karato, 1998); 二是具有较大波速异常的物质的形状优选方向(Karato, 1998; Russell *et al.*, 1999; Fouch *et al.*, 2001)。从本研究的观测结果和全球地幔底部P波和S波波速结构模型(Grand, 2002; He *et al.*, 2006; Zhao, 2001)可以看出: 西太平洋下D”区的剪切波速度较低, v_p/v_{SH} 异常较小, 接近全球平均值; 具有 $v_{ScSH} > v_{ScSV}$ 的剪切波各向异性, 同时近北—南方向传播和近东南—西北方向传播的剪切波的分裂时间近似。

首先, 这些特征使我们认为西太平洋下D”区内水平流(横向流动)应占支配地位, 垂直上升流构造也可能会存在, 但尺度应该很小(< 500 km)。根据相对走时与流体特征的关系(Russell *et al.*, 1999): ScS波穿过具有水平剪切应力环境的区域时, 通常有 $v_{ScSH} > v_{ScSV}$; 通过垂直剪切应力环境的区域, 通常有 $v_{ScSH} < v_{ScSV}$ 。本研究观测到的大量数据中, 绝大部分为 $v_{ScSH} > v_{ScSV}$, 只有极少量的 $v_{ScSH} < v_{ScSV}$ 剪切波各向异性, 并且其各向异性的强度非常小, 因此西太平洋下D”区内水平流应占支配地位。

另外, 这些特征基本否定了研究区内由形状优选方面造成方位各向异性这种可能性。通常方位各向异性可以由水平管状结构或垂直片状结构产生, 但是水平管状结构或垂直片状结构无论按什么方向排列, 都无法同时满足以上特征。若水平管状结构长轴沿北—南方向, 则沿北—南方向传播的剪切波几乎没有SH和SV的分裂, 并且具有较大的 v_p/v_{SH} 比率。同样若垂直片状结构对称轴沿东南—西北方向, 则沿东南—西北方向传播的剪切波几乎没有SH和SV的分裂, 且有较大的 v_p/v_{SH} 比率。以上这些简单结构或者是更复杂的几何结构都很难产生与观测相符的结果。

由形状优选方向造成的具有垂直对称轴的横向各向同性结构能够很好地解释观测结果。含有低波速物质的水平片状或盘状结构的形状优选方向可以造成 $v_{SH} > v_{SV}$ 的大尺度各向异性, 其中低波速物质可能由核幔边界反应产物或部分熔融物质构成(Moore *et al.*, 2004)。这种机制与本研究的观测基本相符。例如, 近北—南方向传播的剪切波与近东南—西北方向传播的剪切波分裂时间近似, 以及剪切波波速较低等。这些水平片状或盘状结构物质可能同时具有热学、化学及熔融不均匀性, 边界层中强大的剪切流将这些不均匀性物质聚集并拉伸, 定向排列形成形状优选方向。各向异性强度越大的区域, 这样的形状优选方向结构越密集(Fouch *et al.*, 2001)。

下地幔物质的晶格优选方向也是一种可能的机制。形成这一机制的可能物质包括镁方铁矿、钙钛矿以及具有铌铁矿结构的 SiO_2 等。这些矿物本身都是各向异性的, 在下地幔环境下可以产生 $v_{SH} > v_{SV}$ 的效果(Kendall, Silver, 1998)。然而, 对于产生各向异性结构的滑移系, 不同学者得出了不一致的研究结果。例如, 对于水平流, 钙钛矿和镁方铁矿可能存在产生 $v_{SH} > v_{SV}$ 的滑移面(Karato, 1998), 也可能存在产生 $v_{SH} < v_{SV}$ 效果的滑动面(Stixrude, 1998)。最近数年的大量研究表明, 钙钛矿在近D”区温压状态下可能发生相位转换, 变成更加致密的后钙钛矿。后钙钛矿物具有强烈的各向异性结构, 即使在变形较小时也能产生较强的弹性各向异性。尽管目前铁和 Al_2O_3 的影响以及D”区内的克拉珀珑斜率还没有被很好地约束, 对后钙钛矿主滑移系的认识也不是十分清楚, 但是后钙钛矿的研

究结果意义重大，可以为地震学上的观测提供新的机制解释(Garnero, 2004; Oganov *et al*, 2005; Wookey *et al*, 2005; Lay *et al*, 2006). 目前，关于D”区温压状况下晶格优选方向发育的认识仍在不断深入，下地幔矿物晶格优选方向实验结果的不一致使得本文无法对西太平洋下D”区内可能的晶格优选方向机制作出全面的评价。

5 结论

本文使用相对走时分析方法，研究了西太平洋下D”区的剪切波各向异性，所选取的地震射线较好地覆盖了研究区域。ScS波通过研究区D”时，普遍呈现出径向分量走时大于横向分量走时的模式。对于东亚北部及北太平洋地震近北—南方向传播的地震波，ScS波分裂时间值为-0.91~2.71 s，平均值为0.9 s；各向异性强度的最大值为1.38%，平均值为0.46%。对于汤加—斐济及周边地区地震近东南—西北方向传播的地震波，ScS波分裂时间值为-0.92~3.21 s，平均值为1.1 s；各向异性强度的最大值为1.56%，平均值为0.53%。所有地震统一起来，ScS波分裂时间的平均值为1.1 s，各向异性强度的平均值为0.52%，并且分裂时间的分布与各向异性强度的分布总体趋势一致。

地震波各向异性在很大程度受到地幔矿物优选方位的影响，优选方位又受到矿物所处的应力应变以及流动方向等的制约。观测结果和分析表明，西太平洋下D”区内水平流应占支配地位，各向异性结构主要是具有垂直对称轴的横向各向同性介质。形成这种结构的可能原因是核幔边界的反应产物，或部分熔融物质在地幔底部水平剪切应力的作用下形成的水平片状或盘状的形状优选方向结构，或者是地幔底部水平流导致的下地幔物质的晶格优选方向。

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.
- 刘堃, 张中杰, 胡家富, 等. 2001. 中国陆区S波分裂与上地幔各向异性[J]. 地球物理学进展, **16**(2): 81-87.
- 刘希强, 周蕙兰, 李红, 等. 2001. 中国大陆及邻区上地幔各向异性研究[J]. 地震学报, **23**(4): 337-348.
- 罗艳, 黄忠贤, 彭艳菊, 等. 2004. 中国大陆及邻区SKS波分裂研究[J]. 地球物理学报, **47**(5): 812-821.
- 滕吉文, 张中杰, 王光杰, 等. 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.
- 王良书, 陈运平, 米宁, 等. 2005. 从地震波各向异性到各向异性地震学: 地震波各向异性研究综述[J]. 高校地质学报, **11**(4): 544-554.
- 王青翔. 2006. 西太平洋下方地幔底部剪切波分裂研究[D]: [学位论文]. 合肥: 中国科学技术大学地球与空间科学学院: 104.
- 姚陈, 王培德, 陈运泰. 1992. 卢龙地区S波偏振与上地壳裂隙各向异性[J]. 地球物理学报, **35**(3): 305-315.
- 郑斯华, 高原. 1994. 中国大陆岩石层的方位各向异性[J]. 地震学报, **16**(2): 131-140.
- Fouch M J, Fischer K M, Wysession M E. 2001. Lowermost mantle anisotropy beneath the Pacific: Imaging the source of the Hawaiian plume[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **190**: 167-180.
- Garnero E J. 2000. Lower mantle heterogeneity[J]. *Ann Rev Earth Planet Sci*, **28**: 509-537.
- Garnero E J. 2004. A new paradigm for Earth's core-mantle boundary[J]. *Science*, **304**: 834-836.
- Garnero E J, Maupin V, Lay T, *et al*. 2004. Variable azimuthal anisotropy in Earth's lowermost mantle[J]. *Science*, **306**: 259-261.
- Grand S P. 2002. Mantle shear-wave tomography and the fate of subducted slabs[J]. *Phil Trans Roy Soc Lond, A*, **360**: 2 475-2 491.
- He Y, Wen L, Zheng T. 2006. Geographic boundary and shear wave velocity structure of the“Pacific anomaly” near the core-mantle boundary beneath western Pacific[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **244**: 302-314.

- Karato S. 1998. Some remarks on the origin of seismic anisotropy in the D" layer[J]. *Earth Planets Space*, **50**: 1 019-1 028.
- Kendall J M, Silver P G. 1998. Investigating causes of D" anisotropy[C]// *The Core-Mantle Boundary Region, Geodyn Ser.* Washington D C: AGU, **28**: 97-118.
- Kennett B L N, Engdahl E R. 1991. Traveltimes for global earthquake location and phase identification[J]. *Geophys J Int*, **105**: 429-465.
- Lay T, Williams Q, Garnero E J. 1998. The core-mantle boundary layer and deep Earth dynamics[J]. *Nature*, **392**: 461-468.
- Lay T, Garnero E J, Williams Q. 2004. Partial melting in a thermochemical boundary layer at the base of the mantle[J]. *Phys Earth Planet Interi*, **146**: 441-467.
- Lay T, Hernlund J, Garnero E J, et al. 2006. A Post-Perovskite Lens and D" heat flux beneath the Central Pacific[J]. *Science*, **314**: 1 272-1 276.
- Moore M M, Garnero E J, Lay T, et al. 2004. Shear wave splitting and waveform complexity for lowermost mantle structures with low-velocity lamellae and transverse isotropy[J]. *J Geophys Res*, **109**(B02319): doi: 10.1029/2003JB002546.
- Oganov A R, Martonak R, Laio A, et al. 2005. Anisotropy of Earth's D" layer and stacking faults in the MgSiO₃ post-perovskite phase[J]. *Nature*, **438**: 1 142-1 144.
- Russell S A, Lay T, Garnero E. 1999. Small-scale lateral shear velocity and anisotropy heterogeneity near the core-mantle boundary beneath the central Pacific imaged using broadband ScS waves[J]. *J Geophys Res*, **104**: 13 183-13 199.
- Stixrude L. 1998. Elastic constants and anisotropy of MgSiO₃ perovskite, periclase, and SiO₂ at high pressure[C]// *The Core-Mantle Boundary Region, Geodyn Ser.* Washington D C: AGU, **28**: 83-96.
- Wookey J, Stackhouse J S, Kendall J M, et al. 2005. Efficacy of the post-perovskite phase as an explanation for lowermost-mantle seismic properties[J]. *Nature*, **438**: 1 004-1 007.
- Zhao D. 2001. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes[J]. *Earth Planet Sci Lett*, **192**: 251-265.

SHEAR WAVE ANISOTROPY IN D" REGION BENEATH THE WESTERN PACIFIC

Dai Zhiyang Liu Bin Wang Xiaoxiang Zha Xianjie Zhang Hu Yang Fengqin

(School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China)

Abstract: Using seismic shear phases from 47 Tonga-Fiji and its adjacent region events recorded by the CENC and IRIS, and from 26 northeast Asia and north Pacific events recorded by IRIS, we studied the shear wave anisotropy in D" region beneath the western Pacific utilizing the ScS-S differential travel time method and obtained the splitting time values between the radial and transverse components of each ScS wave corresponding to each core-mantle boundary(CMB) reflection point. We found that most shear waves involved horizontally polarized shear wave components traveling faster than vertically polarized shear wave components through the D" region. The splitting time values of ScS wave range from -0.91 s to 3.21 s with an average value of 1.1 s. The strength of anisotropy varies from -0.45% to 1.56% with an average value of 0.52%. The observations and analyses show that in the D" region beneath the western Pacific the lateral flow is expected to be dominant and the vertical transverse isotropy may be the main anisotropic structure. This structure feature may be explained by the shape preferred orientation of the CMB chemical reaction products or partial melt and the lattice preferred orientation of the lower mantle materials caused by the lateral flow at lowermost mantle.

Key words: anisotropy; shear wave splitting; D" region; ScS phase; the western Pacific