中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 1 期: 98 ~ 110
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

# 中国大陆上地幔各向异性和壳幔变形模式

王椿镛[①*], 常利军[①], 丁志峰[①], 刘琼林[①], 廖武林[①], Lucy M FLESCH[②]

① 中国地震局地球物理研究所, 北京 100081;
② Purdue University, West Lafayette, IN 47907, USA
* E-mail: wangcy@cea-igp.ac.cn

收稿日期: 2012-10-25; 接受日期: 2013-06-08; 网络版发表日期: 2013-12-18
国家自然科学基金项目(批准号: 90914005, 91014006, 41174070)和科技部科技基础性工作专项(编号: 2006FY110100)资助

**摘要** 近 10 年来, 中国布设的宽频带地震台站大幅度增加. 宽频带地震记录中含有大量的剪切波分裂信息, 它在揭示中国大陆上地幔的各向异性特征起重要作用. 本文对这些台站的远震 SKS 和(或)SKKS 记录, 采用最小切向能量的分析方法, 确定各台站剪切波分裂的快波偏振方向和延迟时间. 此外, 还收集了前人在中国大陆及其周边地区的剪切波分裂研究的部分结果, 形成拥有 1020 个剪切波分裂参数对的数据集. 这些分裂参数展示了复杂的上地幔各向异性图像. 统计分析表明, 中国大陆存在较强的上地幔各向异性, 平均的剪切波时间延迟为 0.95 s, 其中西部地区为 1.01 s, 东部地区为 0.92 s. 西部地区的各向异性强度略大于东部地区. 在大尺度意义下, 青藏高原及天山地区, 其 SKS 波分裂和地表变形数据共同支持岩石圈变形模式, 即地壳与岩石圈地幔是连贯变形的; 东部地区的平均快波偏振方向近似平行于绝对板块运动方向, 上地幔各向异性归因于软流圈流动. 中部的鄂尔多斯至四川盆地一带为东、西部两种变形模式的过渡带, 各向异性结构较为复杂, 表现为"化石"各向异性和(或)双层各向异性. 印度板块和欧亚板块的碰撞是中国大陆西部上地幔各向异性的主要影响因素, 东部地区则与太平洋板块和菲律宾板块向欧亚板块俯冲有关.

**关键词**
剪切波分裂
上地幔各向异性
岩石圈变形
软流圈流动
绝对板块运动

在大陆动力学研究中, 虽然已经取得许多重要的研究成果, 但对于大陆下方复杂的深部结构及其演化过程, 以及地壳-地幔耦合变形等方面的重要问题仍有待进一步探讨. 地幔各向异性是解决这些问题的有效途径之一. 一般而言, 地幔各向异性是由于地幔物质形变导致橄榄岩中晶格的优势取向所引起的, 产生地幔物质形变的原因可能多种多样, 但最为直接的原因是板块运动. 板块的运动速度在很大程度上决定地幔各向异性的大小和方向(Silver 等, 1988). 在地幔橄榄岩是 A-型晶格优势取向(LPO)的假定下, 远震剪切波分裂测量是获得地幔各向异性参数的主要方法之一(Vinnik 等, 1984; Silver 等, 1991).

20 世纪 90 年代期间, 一批学者用 SKS 波分裂方法研究中国大陆上地幔各向异性(McNamara 等, 1994; Hirn 等, 1995; Guilbert 等, 1996; 郑斯华等, 1994; 丁志峰等, 1996; 吕庆田等, 1996; Sandoval 等, 1997; Huang 等, 2000). 21 世纪以来, 随着宽频带数字地震

中文引用格式: 王椿镛, 常利军, 丁志峰, 等. 2014. 中国大陆上地幔各向异性和壳幔变形模式. 中国科学: 地球科学, 44: 98–110
英文引用格式: Wang C Y, Chang L J, Ding Z F, et al. 2014. Upper mantle anisotropy and crust-mantle deformation pattern beneath the Chinese mainland. Science China: Earth Sciences, 57: 132–143, doi: 10.1007/s11430-013-4675-5

台网的不断布设, 中国大陆上地幔各向异性的研究有很大的进展(姜枚等, 2001; Iidaka and Niu, 2001; 罗艳等, 2004; Flesch 等, 2005; Zhao 等, 2005; Lev 等, 2006; Sol 等, 2007; 常利军等, 2006; 王椿镛等, 2007; Liu 等, 2008). 然而, 以往的各向异性研究一般都局限于数量不多的地震台站和(或)较小的地区范围. 即便有些研究已经涉及整个中国大陆, 但往往是台站数较少和(或)地震资料不充分. 总体而言, 对中国大陆上地幔各向异性的认识仍然是初步的. 当前, 新建成的区域宽频带地震台网已经遍及全国. 台站数量及其相应的 SKS 波形数据的大幅度增加为我们提供了研究中国大陆壳幔变形的好机会. 稠密的观测数据和可靠的分裂参数可以很好地揭示中国大陆上地幔各向异性的大尺度特征, 并且给出壳幔变形的动力学模型. 本文试图在国家和区域数字地震台网记录中获取高质量的 SKS 波分裂参数的基础上, 通过中国大陆上地幔各向异性以及相关的壳幔变形问题的研究, 进一步提高对中国大陆岩石圈变形和大陆动力学过程的认识.

## 1　宽频带地震台站及 SKS 波形资料

21 世纪以来, 中国大陆上布设的宽频带数字地震台站数量急剧增加. 除在地震监测和科学实验的临时台站外, 国家台网和区域地震台网的宽频带台站数量已经超过 1000 个(郑秀芬等, 2009). 我们从中挑选了 650 个台站的高质量记录进行剪切波分裂研究, 其中一部分台站由本文作者发表过分裂测量结果, 这次则用新增加的地震记录对原有结果做修正和校核. 同时, 还收集了其他作者(Makeyeva 等, 1992; Gao 等, 1994; McNamara 等, 1994; Huang 等, 2000; Flesch 等, 2005; Chen 等, 2005; Lev 等, 2006; Sol 等, 2007; Huang 等, 2008; Kumar 等, 2008; Fu 等, 2008)发表的 370 个台站的剪切波分裂结果. 他们主要在中国大陆西部和周边国家. 从而, 形成拥有 1020 个台站的剪切波分裂参数的数据集, 它们在地理位置上基本上覆盖了中国大陆的主要大地构造单元(图 1).

为获得台站下方的剪切波分裂参数, 我们对宽频带地震台站记录 85°~120°震中距范围内、震级

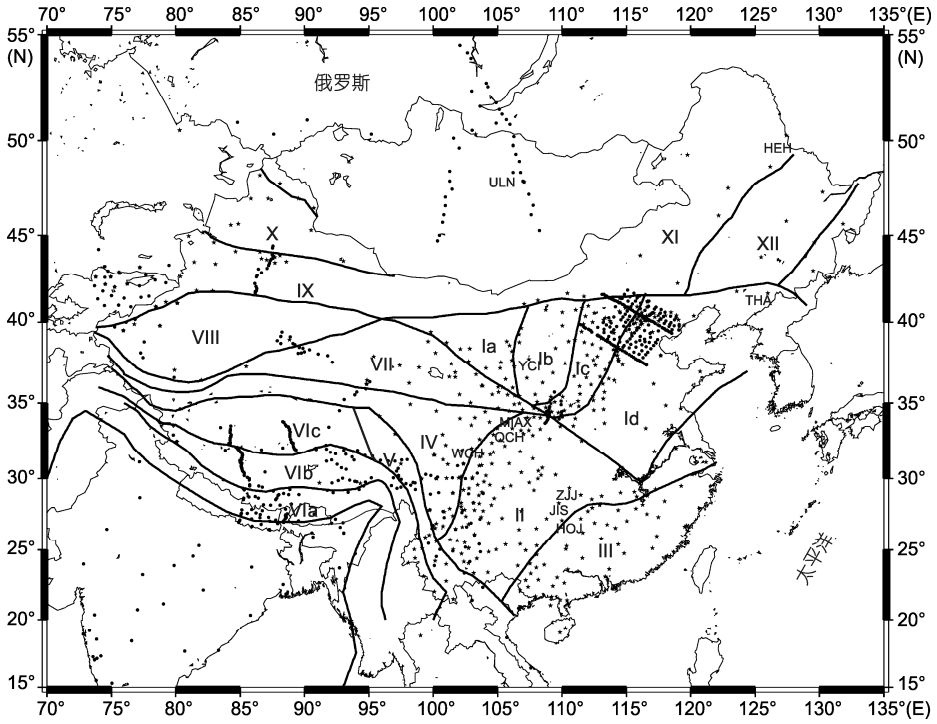



**图 1　中国大陆及邻区大地构造背景(据任纪舜等, 1980)及地震台站位置图**

图中黑线表示构造单元的边界, 圆点和五星分别为流动地震台站和固定地震台站. Ⅰ. 华北板块(Ⅰa. 阿拉善块体; Ⅰb. 鄂尔多斯块体; Ⅰc. 山西地堑; Ⅰd. 华北平原); Ⅱ. 扬子板块; Ⅲ. 华夏板块; Ⅳ. 松潘-甘孜褶皱带; Ⅴ. 三江褶皱带; Ⅵ. 西藏高原(Ⅵa. 喜马拉雅块体; Ⅵb. 拉萨块体; Ⅵc. 羌塘块体); Ⅶ. 昆仑-祁连褶皱带; Ⅷ. 塔里木地台; Ⅸ. 天山造山带; Ⅹ. 准格尔褶皱系; Ⅺ. 内蒙-大兴安岭褶皱系; Ⅻ. 吉林-黑龙江褶皱系

$M_w$>6.0 的远震事件, 截取其中的 SKS(或 SKKS)震相的波形数据. 对波形数据选取首先考虑在 SKS 震相前面具有较高信噪比且 SKS 震相清晰. 有效的 SKS 波形数据是获得可信度高的剪切波分裂参数对($\varphi$, $\delta t$)的基础. 用快波偏振方向$\varphi$和延迟时间$\delta t$对 SKS 震相的初始径向和切向分量校正后可显示出其切向分量的能量明显减小.

## 2 SKS 波分裂分析和上地幔各向异性参数集

地震学家提出了多种研究上地幔各向异性的剪切波分裂分析方法, 如最小切向能量法(Silver 等, 1991), 互相关法(Fukao, 1984), 多道(分裂强度)法(Chevrot, 2000), 交叉褶积法(Menke 等, 2003)等. 其中, 最小切向能量法被认为是对 SKS 波分裂分析最强健(robust)的一种方法(Vecsey 等, 2008), 普遍应用在上地幔各向异性研究中, 本文也采用这一方法. 首先对单个远震事件作切向分量最小值的网格搜索获得各向异性参数对($\varphi$, $\delta t$)及其误差. 解的误差估计用 $F$-试验的置信区域来表示, 置信度一般为 95%. 然后, 在单层各向异性结构的假定下, 对同一个台站所有的各向异性参数对进行“叠加”处理(Wolfe 等, 1998). 这一“叠加”处理可以降低 SKS 波分裂参数估计的不确定性, 提高台站的分裂测量质量.

本文评定单个分裂参数对质量参考了 Barruol 等(1997)提出的准则: (1) 初始信号的质量; (2) 当各向异性存在时水平平面内的质点运动椭圆; (3) 因去除各向异性后质点运动是否具有线性轨迹; (4) 快和慢分裂剪切波之间波形相干的质量. 满足其中 4 条或 3 条准则的测量分别属于“优”和“良”, 否则为“差”. 本文将所有的分裂测量逐个评定为“优”, “良”和“差”三个等级, 共获得~7200 个“优”和“良”类的分裂测量, 用于上地幔各向异性研究.

对双层各向异性结构, 剪切波分裂参数将随远震事件的反方位角呈现出 π/2 周期的变化规律(Silver 等, 1994). 本文所涉及的固定台站获得的分裂测量数据具有一定范围的反方位角分布, 而大多数台站的分裂参数随反方位角并没有呈现 π/2 周期的变化规律, 因此我们把这些台站下方的各向异性的结构设定为单层. 当然, 也有少数台站找到了存在双层各向异性结构的证据(Gao 等, 2009; Li 等, 2010). 大多数固定台站尽管都连续运行了 5 年以上, 但是已经获得的分裂测量数据仍不具有理想的反方位角分布, 因此这个结构模型在若干年之后有可能被完全认识.

## 3 中国大陆及邻区的上地幔各向异性特征

图 1 所示的台站在剪切波分裂测量中均获得了 SKS 分裂参数($\varphi$, $\delta t$)可靠的估计, 图 2 为相应台站的分裂测量结果, 它展示了复杂的上地幔各向异性结构图像. 中国大陆的剪切波分裂参数具有分区的特征, 在大尺度上可分为西部(~105°E 以西)、东部(~110°E 以东)和中部(105°~110°E).

### 3.1 快波偏振方向$\varphi$的分布

#### 3.1.1 西部地区

西部地区主要涉及三个构造单元: 青藏高原、天山造山带和印度地盾.

(1) 青藏高原. 快波方向显示为从南向北、自西向东的旋转, 即从 NE-SW 到 E-W, 然后到 NW-SE, 最后到 N-S 方向. 高原的南部(板块碰撞带及其两侧)受印度板块碰撞的影响, 各向异性方向比较分散. 高原东部快波方向从 NW-SE 转至 N-S 方向. 至高原东南部, 在大约 27°N 以南地区(扬子板块西南部和印支块体西部), 快波急剧改变为沿 E-W 方向.

(2) 天山造山带(从境外的中天山到新疆的天山). 在中天山地区进行的一系列 SKS 波分裂测量(Makeyeva 等, 1992; Wolfe 等, 1998; Dricker 等, 2002; Li 等, 2006)显示快波方向以 NNE-SSW 到 NEE-SWW 向为主, 与活动构造带的走向相平行. 在新疆境内, 本文利用固定地震台站进行了 SKS 波分裂测量, 获得的快波偏振方向沿 NEE-SWW 至 E-W 向, 与天山的构造走向一致, 与横穿天山的临时线性台阵(87°E附近)的结果(Chen 等, 2005)也一致. 因此, 新疆境内天山地区的快波方向特征与中天山地区一致.

(3) 印度地盾. 在印度东北部的喜马拉雅山及其前渊、印度-缅甸汇聚带和西隆高原的快波偏振方向分为 E-W, N-S 和 NE-SW(Singh 等, 2006). 在板块碰撞带附近, 快波偏振方向在 MCT 以南为平行于喜马拉雅山链的走向, 在尼泊尔和不丹则比较分散(Singh 等, 2007). 对印度地盾内部的分裂分析结果(Kumar 等, 2008)表明, 印度地盾地幔各向异性平均强度为 1.0 s. 中部的快波偏振方向为 NNE-SSW, 西南部为

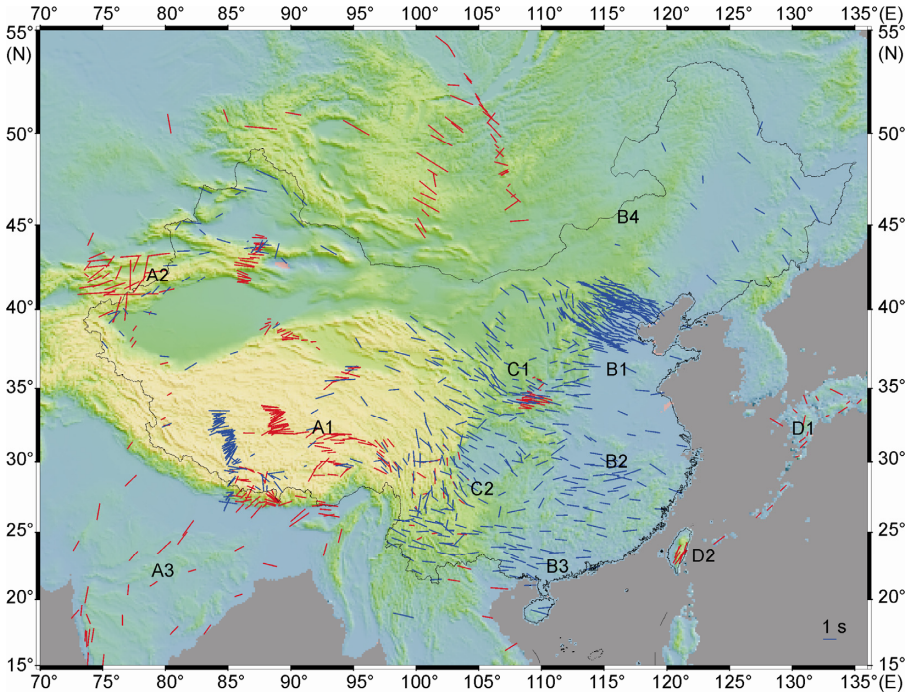



**图 2　中国大陆及其邻区 SKS 波分裂测量结果**

线段的方向为快波偏振方向$\varphi$, 长度(图例表示)为延迟时间$\delta t$. 蓝色线段为本文作者的分析结果, 红色线段为其他作者的分析结果. A1. 青藏高原; A2. 天山造山带; A3. 印度地盾; B1. 华北板块; B2. 扬子板块; B3. 华夏板块; B4. 中蒙块体; C1. 鄂尔多斯块体; C2. 四川盆地; D1. 日本和琉球群岛; D2. 台湾岛

N-S, 南部的快波方向则比较分散.

### 3.1.2　东部地区

东部地区主要涉及的构造单元是华北板块、扬子板块、中蒙块体和华夏板块.

(1) 华北板块. 华北板块东、中部地区(华北平原和山西地堑)除较密集的固定台站外, 还布设多个临时台阵(Zhao 等, 2005). 基于固定台站和临时矩形台阵的快波偏振分析结果基本一致, 华北东、中部地区的快波方向总体为 NWW-SEE 方向, 其中固定台网的 44 个台站的平均快波偏振方向为 109.3°, 临时矩形台阵的 185 个台站的平均偏振方向为 112.3°(常利军等, 2011). 华北板块内部台站快波方向的变化可能反映了华北克拉通东部和中部地区岩石圈变形的差异(Zhao 等, 2005).

(2) 扬子板块. 扬子板块总体的快波偏振方向为 NWW-SEE, 其中上扬子地区为近 EW 方向, 下扬子地区为 NW-SE 和 NWW-SEE 方向. 14 个台站的快波偏振方向的平均值为 94.0°±19.5°. 位于扬子板块东南部的江南造山带, 快波方向呈现为 NE-SW, 与造山带构造走向相一致, 例如, 吉首台(JIS: 45.3°), 洪江台(HOJ: 27.3°)和张家界台(ZJJ: 51.5°), 台站位置见图 1.

(3) 华夏板块. 华夏板块的快波偏振与扬子板块西南部(云南东北部、贵州和广西)相一致, 为 EW 和 NWW-SEE 方向. 在红河断裂带以南的云南西南部地区(印支块体北部), 快波方向为 NWW-SEE 方向. 红河断裂带两侧的快波方向没有明显变化. 位于印支块体东南部的越南地区, 其北部(5 个台站)的快波方向为 NWW-SEE 方向, 与印支块体北部基本一致, 而南部(2 个台站)的快波方向改变为 NEE-SWW 方向(Bai 等, 2009).

华南地区(华夏板块、扬子板块的西南部以及印支块体)的快波方向具有一致性. 在地理位置上, 快波方向的一致性从云南南部向东延续至东南沿海地区.

(4) 中蒙块体. 中蒙块体包括东北地区(内蒙-大兴安岭褶皱系和吉林-黑龙江褶皱系)和蒙古地区的中、东部. 东北地区的快波方向总体为 NW-SE 方向, 12 个固定台站的快波偏振方向的平均值为 138.3°±19.2°, 其中通化台(THA: 21.1°)和黑河台(HEH:

101.5°)与平均快波方向相差较大.

在蒙古地区的中部和西部快波方向为 NW-SE 方向. 东部的乌兰巴托台(ULN)下方存在双层各向异性结构, 上层为 NE-SW 方向, 与岩石圈结构的走向接近; 下层为 NW-SE 方向, 与欧亚板块的绝对板块运动方向一致(Barruol 等, 2008). Liu 等 (2008)根据 ULN 台记录的 89 个远震 SKS 波形数据作分析获得两组分裂参数, 其中一组为近 EW 快波方向, 另一组为近 NE-SW 方向. 但是他们认为分裂参数随反方位角没有呈现π/2 周期的变化规律, 因此不是双层各向异性结构, 应为单层各向异性结构, $\varphi_{ULN}$ = 52°.

### 3.1.3 中部地区

中部地区主要涉及华北板块西部和扬子板块西部.

(1) 鄂尔多斯块体. 位于华北板块西部的鄂尔多斯块体, 块体内部与周边的快波偏振方向差异较大. 西缘和西北缘, 快波方向为 NW-SE 方向; 在块体南缘, 快波方向主要是 NWW-SEE 和近 EW 方向; 在块体东缘的快波方向为近 EW 方向. 总体上, 鄂尔多斯块体周边的快波偏振方向以 NW-SE, NWW-SEE 和近 EW 方向为主. 在块体内部, 快波方向在北部是近 NS 方向, 而南部则是近 EW 方向. 块体内部的平均时间延迟小于其周缘地区. 阿拉善块体位于鄂尔多斯块体的西北侧, 其内部现有的地震台站不多, 因而上地幔各向异性的信息较少.

(2) 四川盆地及其周围. 在扬子板块西部的四川盆地, 快波偏振方向在该区的东北部为 NWW-SEE 方向, 到中部为 NW-SE 方向, 到西南部为近 NS 方向. 龙门山断裂带及其附近的个别台站, 如: 汶川(WCH: 11.6°), 青川(QCH: 43.0°), 和勉县(MIAX: 69.7°), 呈现 NE-SW 方向, 与龙门山断裂带的走向一致. 盆地东缘的快波方向比较分散, 但也有个别台站呈 NE-SW 方向分布. 总体上, 四川盆地的快波偏振方向显示为青藏高原东部岩石圈变形的延续.

### 3.1.4 太平洋板块和菲律宾海板块俯冲带附近

(1) 日本和琉球群岛. 俯冲带是地球上最复杂的构造背景的地区之一. 日本位于西太平洋俯冲带, 具有复杂的剪切波分裂图像(Fouch 等, 1996; Long 等, 2005). 对包含 64 个台站的 F-net 台阵的 SKS 数据分裂分析结果表明, 在台阵的南部, 沿琉球岛弧在超过 700 km 的距离上, 快波方向一致地与海沟相平行; 但在其他地方, 分裂模式变得复杂, 快波方向的变化显著, 往往在相隔不到 70 km 的台站表现出不同的分裂特性. 推测这些分裂参数的变化可能是由俯冲带的复杂结构所产生, 如多层各向异性, 倾斜的对称轴, 和小尺度各向异性的横向变化. 各向异性结构的复杂性地理上与太平洋板块俯冲形态复杂的板片相重合(Long 等, 2005).

(2) 台湾地区. 该地区大多数台站记录的 SKS (或 SKKS)波都不清晰, 难于作分裂测量. Rau 等(2000)利用 S 和 SCS 波资料作剪切波分裂研究, 获得快波偏振的一些结果. Huang 等(2006)利用临时台阵记录到 2006 年 2 月非洲莫桑比克 $M_w$7.5 级地震的 SKS 震相获得剪切波分裂参数. 他们的结果一致地显示快波偏振方向与造山带的走向(NE-SW)平行, 与华南地区的快波偏振方向(NWW-SEE)近似正交(图 2).

## 3.2 各向异性强度(延迟时间$\delta t$)分布

基于当前的剪切波分裂数据集, 中国大陆总体平均延迟时间达(0.95±0.26) s, 显示出较强的地幔各向异性. 若以 105°E 为分界线, 以西部分(不包括印度地盾)的~460 个台站平均延迟时间为(1.01±0.35) s, 以东部分的~510 个台站平均延迟时间为(0.92±0.25) s, 显示西部地区的各向异性强度方面略大于东部地区. 同时, 西部地区台站的延迟时间离散度较大, 使得标准偏差较大.

剪切波分裂的各向异性强度可以用来估算各向异性层的厚度. 根据上地幔橄榄岩及其它矿物的含量和实验室的测量结果, 推断对于 200 km 厚的各向异性层, 各向异性系数(即快慢波速度差与平均速度的比值)最大值为 3.7%(Mainprice 等, 1993). 在大陆下方的岩石圈, 对于垂直叶理面和水平线状构造(如走滑运动)的变形模式, 延迟时间相对大一些. 对于叶理面是水平的变形, 如软流圈流动, 延迟时间大约只有一半大小. 东部地区若取各向异性系数为 3%, 平均 S 波速度为 4.60 km/s, 则时间延迟 $\delta t$=1.0 s 相应的各向异性层厚度约为 150 km.

在远震剪切波分裂研究中, 通常假定地壳各向异性可以忽略, 认为上地幔是产生大尺度各向异性的主要场所(Silver 等, 1991). 但是, 地壳和上地幔实际上都存在各向异性, 地壳贡献的大小则依赖于地壳介质的岩石物理性质. McNamara 等 (1993) 利用在 Moho 界面上从 P 转换到 S 波的 Ps 转换震相约束

地壳各向异性, 获得美国盆岭地区 Ps 转换震相的快慢波时间延迟$\delta t$ 为 0.2 s. 他们用相同的方法获得青藏高原的$\delta t$为 0.17~0.26 s (McNamara 等, 1994). 徐震等(2006)用接收函数方法研究哀牢山–红河断裂带地壳各向异性, 获得快慢波时间延迟为 0.24 s. 一般认为, 地壳内不同深度的各向异性可能是化石地质组构和新近变形的共同结果. 近地表(直到大约 20 km 深度)的各向异性可能是来自于过去或现今应力场导致的裂隙. 裂隙的走向是上地壳内各向异性的主导机制, 而下地壳的各向异性则可能是优选矿物方位所引起, 其中云母起最重要的作用(Weiss 等, 1999). 后面我们将结合地壳各向异性强度分析中国大陆东部的上地幔各向异性成因.

## 4　上地幔各向异性成因

### 4.1　壳幔变形端元模型

地幔各向异性产生于上地幔中定向排列的橄榄岩晶体, 这是当前普遍的认识. 通过分析地幔流动与各向异性之间的关系, 人们认识到剪切波分裂是描述地球介质形变的关键参数之一. 一些研究(Silver 等, 2002)把地壳运动速度场观测(GPS 和第四纪断层滑动速率)和上地幔的各向异性相联系, 用于确定伴随板块运动的地幔流(Mantle flow). 基于天然变形的橄榄岩以及实验室里简单剪切变形样品的 LPO 测量(Christensen, 1984; Nicolas 等, 1973; Zhang 等, 1995), 可以从剪切波分裂参数推测上地幔流动. 这些研究指出, 橄榄岩的快波方向趋向于大应变下的最大剪切方向, 即一个台站测量对于 SKS 震相的快波偏振方向近似地与该台站下方的最大水平剪切方向相对应.

在板块驱动的假设下, 当前流行两个壳幔变形运动学的端元模型(图 3), 即简单软流圈流动(Vinnik 等, 1992; Silver 等, 2002)和垂直连贯变形(Silver, 1996). 简单软流圈流动则意味着板块自驱动, 并由力学上软弱的软流圈与岩石圈解耦, 地幔变形归因于软流圈顶部和底部的速度差异. 岩石圈垂直连贯变形预示板块强烈地耦合于地幔, 地幔变形场和地面的变形场是相同的. 中国大陆位于欧亚板块的东南部, 其东部和东南部受太平洋板块和菲律宾海板块向欧亚板块俯冲的影响, 西南部受印度板块向欧亚板块的碰撞和推挤的影响, 导致复杂的大地构造格局(Zhang 等, 1984). 因此, 基于这两种地幔变形模型研究中国大陆不同构造区域的地幔变形场是恰当的.

GPS 测量得到的相对于稳定欧亚板块的中国大陆地区速度场(Wang 等, 2001; 牛之俊等, 2005)揭示了现今中国大陆的地壳变形特征(图 4). 中国大陆的东部和西部速度场存在明显的差异, 西部的水平运动速率为 1~3 cm/a, 而东部则<1 cm/a, 西部的运动速率明显大于东部. 在西部地区, 印度大陆向北运动, 青藏高原内部各个块体向北运动速率逐渐减小, 运动方向也逐渐转向 NE 方向. 青藏高原东部以 SE 和 SSE 方向运动. 川滇块体的运动矢量从北面的 SE

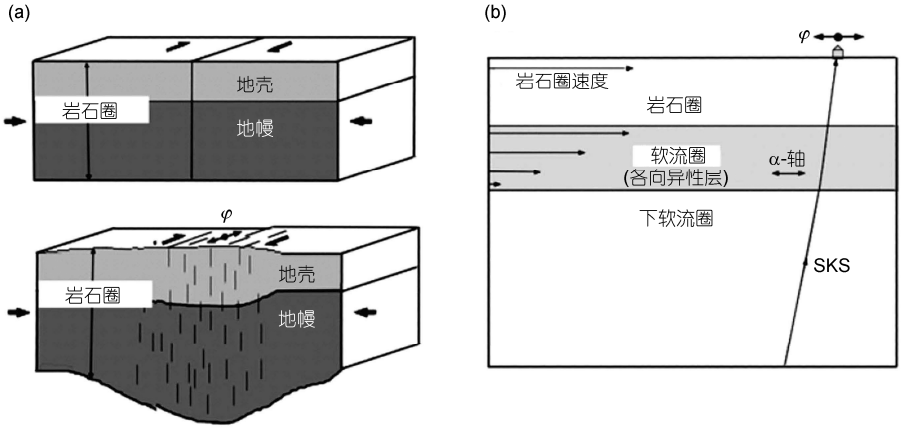



**图 3　当前两种流行的地幔变形模型(据 Silver, 1996)**

(a) 垂直连贯变形; (b) 简单软流圈流动

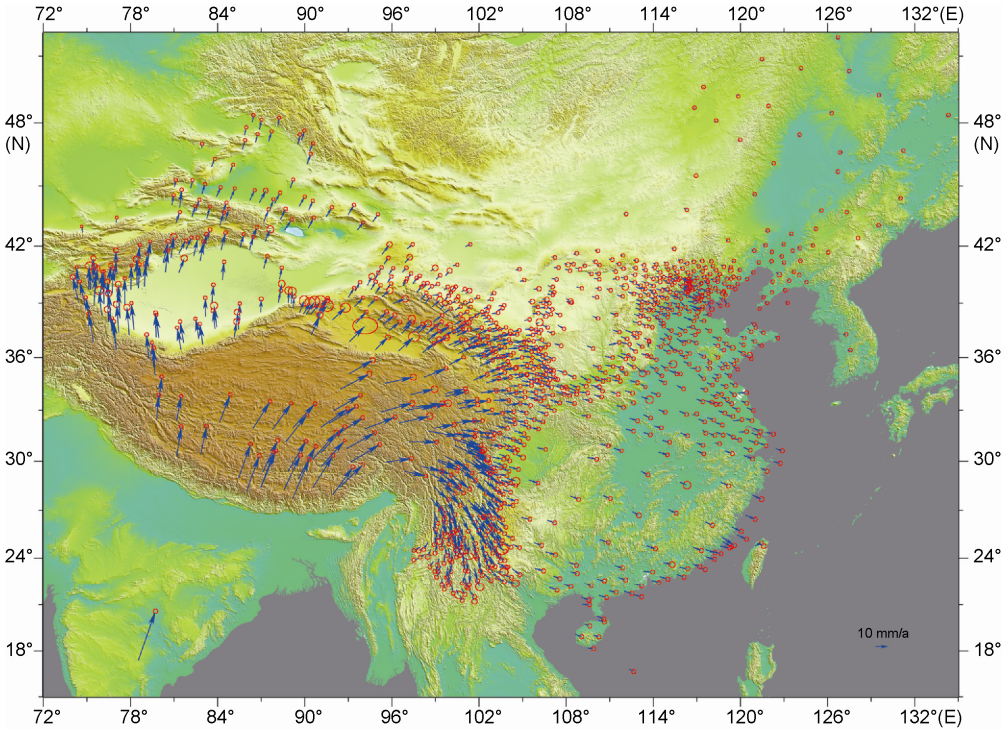



**图 4　基于 GPS 测量得到的中国大陆的速度场**

相对于稳定的欧亚参考系. 据牛之俊等(2005)

方向往南逐渐转向 SSE 乃至 SSW 方向. 表明这一块体相对于周边块体的顺时针转动. 在东部地区, 速度场以东南方向为主. 华南块体的运动矢量比华北块体有较大的南向分量. 北部的中蒙块体(燕山以北)运动速率最小, 是整个中国大陆最为稳定的块体. 当前 GPS 测量数据也具有稠密空间采样的优点, 将反映现今地壳变形的 GPS 观测资料与反映上地幔变形的 SKS 波分裂测量相结合, 可用于进一步约束中国大陆壳幔变形模式.

## 4.2　中国大陆的壳幔变形模式

### 4.2.1　西部地区

根据 GPS 观测得到的地面速度场和地表的区域地质构造走向, 一些作者(Silver 等, 1991; England 等, 1990; Silver, 1996; Davis 等, 1997; Flesch 等, 2001, 2005)推测青藏高原下方的地幔各向异性主要来自岩石圈的垂直连贯变形, 并用橄榄岩的晶格优势方向作模拟. 但他们的研究仅使用少量的 SKS 波分裂数据. 本文作者利用青藏高原东部及其邻区 178 个台站的 SKS 波分裂数据和 GPS 测量结果的联合分析推断地壳和岩石圈地幔的连贯变形(Wang 等, 2008). 新近获得的 SKS 波分裂数据(包括阿尔金断裂、西藏西部, 以及青藏高原东北部等, 如 Herquel 等, 1999, 2005; Fu 等, 2008; Chen 等, 2010; 图 2)也支持青藏高原存在岩石圈垂直连贯变形的论断. 高原中部的快波方向可以与具有很强的 NS 向压缩产生 EW 向塑性伸展相联系. 原则上各向异性可以在岩石圈地幔, 或其下方的软流圈, 或其上方的地壳中产生. 对于青藏高原, 用计算最佳拟合的下软流圈地幔的速度来评价潜在的软流圈作用(Flesch 等, 2005; Silver 等, 2002), 所获得的模型的失配比力学耦合的岩石圈模型大得多, 由此推断青藏高原的各向异性主要来源于岩石圈变形(Wang 等, 2008).

天山造山带的各向异性比较复杂. 本文的结果与大多数前人的研究结果一致, 即快波方向与造山带的走向平行, 认为天山造山带的岩石圈变形属于岩石圈垂直连贯变形, 与全球活动造山带所共有的模式(Silver, 1996)一致. Wolfe 等(1998)认为天山造山带中段各向异性的短波长非均匀性支持小尺度对流的复杂地幔流模型.

### 4.2.2　东部地区

东部地区快波偏振方向的空间变化形式与西部地区明显不同. 由 NNR-NUVEL1a 模型(DeMets 等, 1994)求取的欧亚板块相对于岩石圈的无纯旋转参考架(No-net-rotation)的绝对板块运动(APM)方向(图 5), 为 NWW-SEE. 从图 2 和图 5 看出, 这一地区的各向异性快波方向和 APM 方向在总体上是一致的. 简单软流圈流动说认为各向异性可以归因于运动的板块在软流圈上的被动剪切, 这是基于大量观测到的快波偏振方向与 APM 方向相一致的事实而提出的. 因此, 东部地区大尺度的地幔变形归属于软流圈流动, 虽然局部地区二者之间还存在一定的差异.

在利用人工震源激发的剪切波(Sg, SmS)走时数据研究地壳各向异性结构中, 一些作者(Carbonell 等, 2000; Satarugsa 等, 2000; Readman 等, 2009)获得基本相同的结论, 即地壳各向异性系数小于 2%. 对天然地震资料分析获得华北地区的上地壳剪切波分裂产生的时间延迟约为 2.5 ms/km(Wu 等, 2008). 地壳内因裂隙定向排列产生的各向异性通常随深度增加而减小. 东部地区的面波层析成像表明, 下地壳不存在广泛分布的低速层(Huang 等, 2003), 因此我们假定地壳各向异性是近似均匀分布的, 虽然下地壳有不同于上地壳的各向异性成因(Weiss 等, 1999). 东部地区的平均地壳厚度为 35 km (Li 等, 2006). 这一厚度的地壳相应的延迟时间为 0.10 s 量级, 与人工震源激发的剪切波分裂分析的结果相一致. 与东部地区 SKS 波分裂的平均时间延迟(~1.0 s)相比, 地壳对 SKS 分裂强度的影响很小, 因此推断各向异性主要来源于地幔.

一些作者(Griffin 等, 1998; Huang 等, 2003; Priestley 等, 2005; Chen 等, 2006; Sodoudi 等, 2006; An 等, 2006)曾用面波层析成像、体波接收函数和岩石物理学等方法确定中国东部地区的岩石圈厚度. 由于采用的方法和资料的不尽相同, 他们获得的岩石圈厚度有一定的差异. 同时, 这些方法对岩石圈厚度估计的不确定性和较低空间分辨也不利于对剪切波分裂的延迟时间作精确的定量分析. 但是, 综合考虑前人在东部地区已有的研究结果, 我们获得平均岩石圈厚度的可靠估计为(80±5) km. 地球化学提出的论据支持华北岩石圈减薄(邓晋福等, 1994; 吴

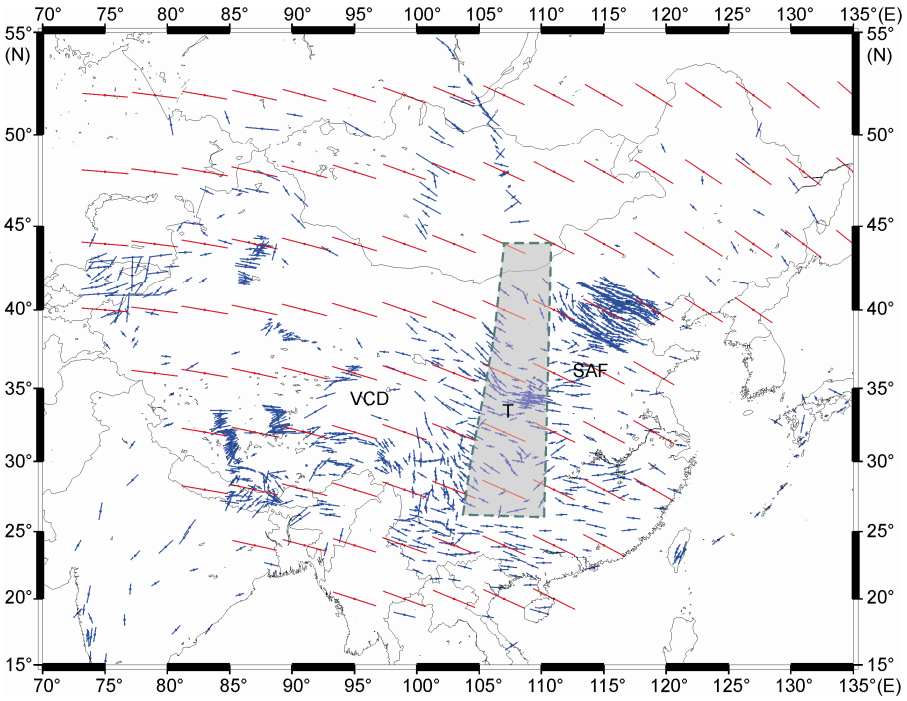



**图 5　中国大陆的地幔变形端元模型区域和相对于 NNR 参考架的欧亚板块绝对板块运动**

VCD. 垂直连贯变形; SAF. 简单软流圈流动; T. 地幔变形模型的过渡带. 绝对板块运动的方向用红色线条表示, 剪切波分裂参数用蓝色线条表示

福元等, 1999). 因此, 东部地区的地幔岩石圈平均厚度约为 45 km. 若取各向异性系数为 3% (Mainprice 等, 1993; Ben-Ismail 等, 2001), S 波平均速度为 4.60 km/s, 则地幔岩石圈的快慢波时间延迟为~0.30 s. 东部地区岩石圈较薄, 且现今和最近的岩石圈变形不具备产生强各向异性的条件, 相应的延迟时间仅是 SKS 分裂延迟时间的小部分, 其中的大部分(~0.60 s)则必须归因于软流圈, 或软流圈顶部和底部的速度差异(图 3).

整个东部地区(包括华北、华南块体和印支块体)快波偏振方向与 APM 方向的一致性表明地幔各向异性产生于岩石圈与软流圈之间变形的差异, 即现今的软流圈流动. 但是, 与华北地区相比, 华南地区和印支块体的快波偏振方向与 APM 方向存在 ~20°的系统偏差. 这一系统偏差预示其下方可能存在向西南的地幔流. 另外, 东部地区由GPS观测得到的地表运动速度场方向与 APM 方向相一致还可以认为是地壳与岩石圈地幔耦合的证据.

台湾造山带与大陆东南沿海地区的上地幔各向异性方向存在明显的差异. 根据台湾造山带下方的快波方向(NE-SW)与造山带的走向平行的现象, Huang 等(2006)认为中国台湾的岩石圈变形属于岩石圈垂直连贯变形. 日本地区具有复杂的剪切波分裂图像, 显示出其上地幔各向异性结构与太平洋板块俯冲带密切相关(Long 等, 2005, 2008).

#### 4.2.3 中部地区

本文将中国大陆中部地区的华北板块西部至扬子板块西南部划归为大陆东部和西部上地幔各向异性的过渡带, 这里剪切波分裂图像较为复杂(图 5). 鄂尔多斯块体西部和四川盆地西部在大地构造上分属于华北板块和扬子板块, 但所观测到的快波偏振方向(NW-SE)均与青藏高原东部基本一致, 为青藏高原东部快波方向的延续. 鄂尔多斯块体东部的快波方向则与华北板块相一致. 龙门山位于四川盆地与松潘-甘孜地块之间, 是青藏高原的东边界. 然而, 扬子板块西部的快波方向总体表现为 NW-SE 方向, 在横跨龙门山时并未出现明显的变化(仅有少数台站呈现快波方向不一致).

过渡带南段位于扬子板块西南部的川滇西部地区, 与中段(四川盆地)和北段(鄂尔多斯块体)的各向异性方向具有不同的过渡形式. 南段(云南地区)的快波方向在~27°N 从 NS 方向急剧改变为近 EW 向, 推测其各向异性是软流圈流动和岩石圈组构的变化所共同产生, 而在~27°N 以南地区则以软流圈流动为主. 过渡带北段的快波方向则可能来自两个各向异性层, 它们分别与岩石圈变形和软流圈流动相联系. 青藏高原内部潜在的软流圈流动的作用在过渡带上变得显著了, 往东到大陆东部地区软流圈流动成为各向异性的主要来源.

在鄂尔多斯块体西部的盐池(YCI)台, 各向异性参数随事件的反方位角呈现出 $\pi/2$ 周期的变化(常利军等, 2010). 基于 8 s 优势周期和实测的各向异性参数, 最佳的双层各向异性模型参数是, 下层 $\varphi_{\text{lower}} = 132°$, $\delta t_{\text{lower}} = 0.8$ s, 上层 $\varphi_{\text{upper}} = 83°$, $\delta t_{\text{upper}} = 0.5$ s. 我们认为上层的时间延迟来自岩石圈“化石”各向异性, 下层的各向异性与东部地区(华北板块)的软流圈流动相联系. 目前, 我们仅找到个别具有双层各向异性结构的台站. 本文提出的大尺度壳幔变形模型中, 预测在过渡带北段可能有较多台站存在双层各向异性结构的现象, 这需要在较长时间的观测后, 积累更多的方位分布合理的剪切波分裂参数来检验.

### 4.3 剪切波分裂参数横向变化的构造意义

SKS 波分裂对各向异性层深度的分辨率较低(Marone 等, 2007). 然而, 它的水平分辨率是高的, 表现在相对小的空间尺度上分裂参数可能出现显著的变化. 因此, SKS 波分裂测量结果可以用于分析地壳上地幔各向异性的横向变化. 在一定的条件下, 它也能对深部各向异性层位置给出合理的约束(Silver, 1996). 我们进一步根据当前的 SKS 波分裂参数集来推断中国大陆地壳上地幔的变形模式. 在大尺度变形的意义下, 中国大陆东部和西部具有不同的上地幔变形模式, 即简单软流圈流动和岩石圈垂直连贯变形. SKS 波分裂参数局部的有意义的横向变化可能反映了区域的某些大地构造特征. 我们对分裂参数的进一步分析发现, 在中国大陆的许多局部地区存在岩石圈内的“化石”各向异性. 例如, 扬子板块东南部的江南造山带, 其快波方向呈现为 NE-SW, 与构造走向相一致, 而造山带两侧的华夏板块和扬子板块的快波方向均为 NWW-SEE, 因此推测是由印支期造山作用遗留在岩石圈中的 “化石”各向异性所产生. 另外, 东部地区一些台站的分裂数据可以解释为同时存在岩石圈内“化石”各向异性和与软流

圈流动相关的各向异性(Liu 等, 2008). 在地幔流模型的假定下, 快波偏振方向与绝对板块运动方向之间的差异还可以归因于小尺度或区域性的地幔流动(Alsina 等, 1995), 如天山地区中部(Makeyeva 等, 1992).

## 5 结论

新世纪以来, 中国大陆进行了大规模的宽频带地震台网布设, 台站数量已经超过 1200 个, 为深入研究中国大陆下方上地幔各向异性特征提供了宝贵的机会. 当前观测得到的 SKS 分裂参数空间变化的知识足以推断大尺度的上地幔变形模式, 即中国大陆东部和西部分别归类于软流圈流动和岩石圈垂直连贯变形. 在青藏高原及天山地区, SKS 波分裂和地表变形数据的联合分析支持地壳与岩石圈地幔是连贯变形的. 它意味着造山带地幔残存了造山的过程. 这一简单的岩石圈变形模型可以作为对造山模型一个基本的约束. 近 5 年来, 由宽频带地震观测获得的剪切波分裂数据大量增加, 有效地提高了剪切波分裂参数的空间分辨率. 与前期的图像(Flesch 等, 2005; 王椿镛等, 2007)相比较, 青藏高原在空间上加密观测的结果保持了原有 SKS 分裂图像的区域特征. 中国大陆东部地区, 地球物理和地球化学的论据支持具有厚度(80±5) km 的薄岩石圈, 表明岩石圈变形不足以产生其上方台站接收到的全部剪切波分裂信号的强度, 而其中的大部分应该归因于软流圈流动. 因此, 在东部地区, 包括华北板块和中蒙块体、下扬子地区, 其快波偏振方向均近似平行于NNR参考架下的APM方向, 大尺度的上地幔各向异性模型与预测的简单软流圈流动相一致. 华南地区(华夏板块、扬子板块以及印支块体)的快波方向与 APM 方向的系统偏差预示其下方存在向西南的地幔流. 印度板块和欧亚板块的碰撞是中国大陆上地幔各向异性的主要影响因素, 而东部地区则与太平洋板块和菲律宾板块向欧亚板块俯冲有关.

**致谢** 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”在宽频带地震数据收集上的支持和帮助, 感谢两位审稿人提出的宝贵意见和建议.

## 参考文献

常利军, 王椿镛, 丁志峰. 2006. 云南地区 SKS 波分裂研究. 地球物理学报, 49: 197–204
常利军, 王椿镛, 丁志峰. 2011. 鄂尔多斯块体及周缘上地幔各向异性研究. 中国科学: 地球科学, 41: 686–699
邓晋福, 莫宣学, 赵海玲, 等. 1994. 中国东部岩石圈根/去根作用与大陆“活化”. 现代地质, 8: 349–356
丁志峰, 曾融生. 1996. 青藏高原上地幔横波各向异性的探测研究. 地球物理学报, 39: 211–220
姜枚, 许志琴, Hirn A, 等. 2001. 青藏高原及其部分邻区地震各向异性和上地幔特征. 地球学报, 22: 111–116
吕庆田, 马开义, 姜枚, 等. 1996. 青藏高原南部下方的横波各向异性. 地震学报, 18: 215–223
罗艳, 黄忠贤, 彭艳菊, 等. 2004. 中国大陆及邻区 SKS 波分裂研究. 地球物理学报, 47: 812–821
牛之俊, 王敏, 孙汉荣, 等. 2005. 中国大陆现今地壳运动速度场的最新观测结果. 科学通报, 50: 839–848
任纪舜, 姜春发, 张正坤, 等. 1980. 中国大地构造及其演化——1:400 万中国大地构造图简要说明. 北京: 科学出版社. 124
徐震, 徐鸣洁, 王良书, 等. 2006. 用接收函数 Ps 转换波研究地壳各向异性——以哀牢山-红河断裂带为例. 地球物理学报, 49: 438–448
王椿镛, 常利军, 吕智勇, 等. 2007. 青藏高原东部上地幔各向异性及相关的壳幔耦合型式. 中国科学 D 辑: 地球科学, 37: 495–503
吴福元, 孙德有. 1999. 中国东部中生代岩浆作用与岩石圈减薄. 长春科技大学学报, 29: 313–318
郑斯华, 高原. 1994. 中国大陆岩石层的方位各向异性. 地震学报, 16: 131–140
郑秀芬, 欧阳飚, 张东宁, 等. 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. 地球物理学报, 52: 1412–1417
Alsina D, Snieder R. 1995. Small-scale sublithospheric continental mantle deformation: Constrains from SKS splitting observations. Geophys J Int, 123: 431–448
An M, Shi Y. 2006. Lithospheric thickness of the Chinese Continent. Phys Earth Planet Int, 159: 257–266
Bai L, Iidaka T, Kawakatsu H, et al. 2009. Upper mantle anisotropy beneath Indochina block and adjacent regions from shear-wave splitting analysis of Vietnam broadband seismograph array data. Phys Earth Planet Int, 176: 33–43
Barruol G, Deschamps A, Deverchere J, et al. 2008. Upper mantle flow beneath and around the Hangay dome, central Mongolia. Earth Planet Sci

Lett, 274: 221–233
Barruol G, Silver P G, Vauchez A. 1997. Seismic anisotropy in the eastern US: Deep structure of a complex continental plate. J Geophys Res, 102: 8329–8348
Ben-Ismail W, Barruol G, Mainprice D. 2001. The Kaapvaal craton seismic anisotropy: Petrophysical analysis of upper mantle kimberlite nodules. Geophys Res Lett, 28: 2497–2500
Carbonell R, Gallart J, Perez-Estaun A, et al. 2000. Seismic wide-angle constraints on the crust of the southern Urals. J Geophys Res, 105: 13755–13777
Chang L J, Wang C Y, Ding Z F. 2012. Upper mantle anisotropy beneath the North China from shear wave splitting measurements. Tectonophysics, 522: 235–242
Chen L, Zheng T Y, Xu W W. 2006. A thinned lithospheric image of the Tanlu Fault Zone, eastern China: Constructed from wave equation based receiver function migration. J Geophys Res, 111: B09312, doi: 10.1029/2005JB003974
Chen W P, Martin M, Tseng T L, et al. 2010. Shear-wave birefringence and current configuration of converging lithosphere under Tibet. Earth Planet Sci Lett, 295: 297–304
Chen Y P, Wang L S, Mi N, et al. 2005. Shear wave splitting observations in the Chinese Tianshan orogenic belt. Geophys Res Lett, 32: L07306, doi: 10.1029/2004GL021686
Chevrot S. 2000. Multichannel analysis of shear wave splitting. J Geophys Res, 105: 21579–21590
Christensen N I. 1984. Pore pressure and oceanic crustal seismic structure. Geophys J Royal Astron Soc, 79: 411–424
Davis P, England P, Houseman G A. 1997. Comparison of shear wave splitting and finite strain from the India-Asia collision zone. J Geophys Res, 102: 27511–27522.
DeMets C, Gordon R G, Argus D F, et al. 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimate of current plate motions. Geophys Res Lett, 21: 2191–2194
Dricker I G, Roecker S W, Vinnik L P, et al. 2002. Upper-mantle anisotropy beneath the Altai-Sayan region of central Asia. Phys Earth Planet Int, 131: 205–223
England P C, Molnar P. 1990. Right-lateral shear and rotation as the explanation for strike-slip faulting in eastern Tibet. Nature, 344: 140–142
Flesch L M, Haines A J, Holt W E. 2001. Dynamics of the India-Eurasia collision zone. J Geophys Res, 106: 16435–16460
Flesch L M, Holt W E, Silver P G, et al. 2005. Constraining the extent of crust-mantle coupling in central Asia using GPS, geologic, and shear wave splitting data. Earth Planet Sci Lett, 238: 248–268
Fouch M J, Fischer K M. 1996. Mantle anisotropy beneath northwest Pacific subduction zones. J Geophys Res, 101: 15987–16002
Fu Y V, Chen Y J, Li A, et al. 2008. Indian mantle corner flow at southern Tibet revealed by shear wave splitting measurements. Geophys Res Let, 35: L02308, doi: 10.1029/2007GL031753
Fukao Y. 1984. Evidence from core-reflected shear waves for anisotropy in the Earth's mantle. Nature, 309: 695–698
Gao S, Davis P M, Liu H, et al. 1994. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone. Nature, 71: 149–151
Gao S, Liu K H. 2009. Significant seismic anisotropy beneath the southern Lhasa Terrane, Tibetan Plateau. Geochem Geophys Geosyst, 10: Q02008, doi: 10.1029/2008GC002227
Griffin W L, Zhang A, O'Reilly S Y, et al. 1998. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean Craton. In: Flower M, Chung S L, Lo C H, et al., eds. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. Geodynamics, 27: 107–126
Guilbert J, Poupinet G, Jiang M. 1996. A study of azimuthal P residuals and shear-wave splitting across the Kunlun range (Northern Tibetan Plateau). Phys Earth Planet Int, 95: 167–174
Herquel G, Tapponnier P, Wittlinger G, et al. 1999. Teleseismic shear wave splitting and lithospheric anisotropy beneath and across the Altyn Tagh faul. Geophys Res Lett, 26: 3225–3228
Herquel G, Tapponier P. 2005. Seismic anisotropy in western Tibet. Geophys Res Lett, 32: doi: 10.1029/2005GL023561
Hirn A, Jiang M, Sapin M, et al. 1995. Seismic anisotropy as an indicator of mantle flow beneath the Himalayas and Tibet. Nature, 375: 571–574
Huang B S, Huang W G, Liang W T, et al. 2006. Anisotropy beneath an active collision orogen of Taiwan: Results of across island array observation. Geophys Res Lett, 33: L24302, doi: 10.1029/2006GL027844
Huang W C, Ni J F, Tilmann F, et al. 2000. Seismic polarization anisotropy beneath the central Tibetan Plateau. J Geophys Res, 105: 27979–27989
Huang Z X, Su W, Peng Y, et al. 2003. Rayleigh wave tomography of China and adjacent regions. J Geophys Res, 108: 2073
Huang Z, Xu M, Wang L, et al. 2008. Shear wave splitting in the southern margin of the Ordos Block, north China. Geophys Res Lett, 35: L19301, doi: 10.1029/2008GL035188

Iidaka T, Niu F. 2001. Mantle and crust anisotropy in the eastern China region inferred from waveform splitting of SKS and PpSms. Earth Planet Space, 53: 159–168

Kumar M, Singh A. 2008. Evidence for plate motion related strain in the Indian shield from shear wave splitting measurements. J Geophys Res, 113: doi: 10.1029/2007JB005128

Lev E, Long M D, van der Hilst R D. 2006. Seismic anisotropy in eastern Tibet from shear-wave splitting reveals changes in lithospheric deformation. Earth Planet Sci Lett, 251: 293–304

Li A, Chen C. 2006. Shear wave splitting beneath the central Tian Shan and its tectonic implications. Geophys Res Lett, 33: doi: 10.1029.2006GL027717

Li S L, Mooney W D, Fan J. 2006. Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data. Tectonophysics, 420: 239–252

Li Y, Wu Q, Jiang L, et al. 2010. Complex seismic anisotropic structure beneath the central Tien Shan revealed by shear wave splitting analyses. Geophys J Int, 181: 1678–1686

Liu K H, Gao S S, Gao Y, et al. 2008, Shear wave splitting and mantle flow associated with the deflected Pacific slab beneath northeast Asia. J Geophys Res, 113: doi: 10.1029/2007JB005178

Long M D, van der Hilst R D. 2005. Upper mantle anisotropy beneath Japan from shear wave splitting. Phys Earth Planet Int, 151: 206–222

Long M D, Silver P G. 2008. The subduction zone flow field from seismic anisotropy: A global view. Science, 319: 315–318

Mainprice D, Silver P G. 1993. Interpretation of SKS using samples from the subcontinental lithosphere. Phys Earth Planet Int, 78: 257–280

Makeyeva L I, Vinnik L P, Roecker S W. 1992. Shear-wave splitting and small-scale convection in the continental upper mantle. Nature, 358: 144–147

Marone F, Romanowicz B. 2007. The depth distribution of azimuthal anisotropy in the continental upper mantle. Nature, 447: 198–201

McNamara D, Owens T. 1993. Azimuthal Shear wave velocity anisotropy in the Basin and Range province using Moho Ps converted phases. J Geophys Res, 98: 12003–12017

McNamara D, Owens T, Silver P G, et al. 1994. Shear-wave anisotropy beneath the Tibetan Plateau. J Geophys Res, 99: 13655–13665

Menke W, Levin V. 2003. The cross-convolution method for interpreting SKS splitting observations, with application to one and two-layer anisotropic earth models. Geophys J Int, 154: 379–392

Nicolas A, Boudier F, Boullier A M. 1973. Mechanisms of flow in naturally and experimentally deformed peridotites. Am J Sci, 273: 853–876

Priestley K, Debayle E, McKenzie D, et al. 2006. Upper mantle structure of eastern Asia from multi-mode surface waveform tomography. J Geophys Res, 111: B10304, doi: 10.1029/2005JB004082

Rau R J, Liang W, Kao H, et al. 2000. Shear wave anisotropy beneath the Taiwan orogen. Earth Planet Sci Lett, 177: 177–192

Readman P W, Hauser F, O'Reilly B M, et al. 2009. Crustal anisotropy in southwest Ireland from analysis of controlled source shear-wave data. Tectonophysics, 474: 571–583

Sandvol E A, Ni J F, Kind R, et al. 1997. Seismic anisotropy beneath the southern Himalayas-Tibet collision zone. J Geophys Res, 102: 17813–17823.

Satarugsa P, Johnson R A. 2000. Constraints on crustal composition beneath a metamorphic core complex: results from 3-component wide-angle seismic data along the eastern flank of the Ruby Mountains, Nevada. Tectonophysics, 329: 223–250

Silver P G. 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology. Annu Rev Earth Planet Sci, 24: 385–432

Silver P G, Chan W W. 1988. Implications for continental structure and evolution from seismic anisotropy. Nature, 335: 34–39

Silver P G, Chan W W. 1991. Share-wave splitting and subcontinental mantle deformation. J Geophys Res, 96: 16429–16454

Silver P G, Holt W E. 2002. The mantle flow field beneath western North America. Science, 295: 1054–1057

Silver P G, Savage M. 1994. The interpretation of shear-wave splitting parameters in the presence of two anisotropic layers. Geophys J Int, 119: 949–963

Singh A, Kumar M R, Raju P S, et al. 2006. Shear wave anisotropy of the northeast Indian lithosphere. Geophys Res Lett, doi: 10.1029/2006GL026106

Singh A, Kumar M R, Raju P S. 2007. Mantle deformation in Sikkim and adjoining Himalaya: Evidences for a complex flow pattern. Phys Earth Planet Int, 164: 232–241

Sodoudi F, Yuan X, Liu Q, et al. 2006. Lithospheric thickness beneath the Dabie Shan, central eastern China from S receiver functions. Geophys J Int, 166: 1363–1367

Sol S, Meltzer A, Burgmann R, et al. 2007. Geodynamics of the southeastern Tibetan Plateau from seismic anisotropy and geodesy. Geology, 35: 563–566

Vecsey L, Plomerová J, Babuska V. 2008. Shear-wave splitting measurements—Problems and solutions. Tectonophysics, 462: 178–196

Vinnik L, Kosarev G L, Makeyeva L I. 1984. Anisotropy of the lithosphere from the observations of SKS and SKKS phases. Proc Acad Sci USSR, 278: 1335–1339

Vinnik L P, Makeyeva L I, Milev A, et al. 1992. Global Patterns of azimuthal anisotropy and deformation in the continental mantle. Geophys J Int, 111: 433–447

Wang C Y, Flesch L M, Silver P G, et al. 2008. Evidence for mechanically coupled lithosphere in central Asia and resulting implications. Geology, 36: 363–366

Wang Q, Zhang P, Frevmuller J T, et al. 2001. Present-day crustal deformation in China constrained by global positional system measurements. Science, 294: 574–577

Weiss T, Siegesmund S, Rabbel W, et al. 1999. Seismic velocities and anisotropy of the lower continental crust: A review. Pure Appl Geophys, 156: 97–122

Wolfe C J, Silver P G. 1998. Seismic anisotropy of oceanic upper mantle: Shear wave splitting methodologies and observations. J Geophys Res, 1998, 103: 749–771

Wolfe C J, Vernon III F L. Shear-wave splitting at central Tien Shan: Evidence for rapid variation of anisotropic patterns. Geophys Res Lett, 25: 1217–1220

Wu J, Gao Y, Chen Y T. 2008. Crustal seismic anisotropy in Southeastern Capital area, China. Acta Seism Sin, 21: 1–10

Zhang S, Karato S I. 1995. Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in simple shear. Nature, 375: 774–777

Zhang Z M, Liou J G, Coleman R G. 1984. An outline of the plate tectonics of China. Geol Soc Am Bull, 95: 295–312

Zhao L, Zheng T Y. 2005. Using shear wave splitting measurements to investigate the upper mantle anisotropy beneath the North China Craton: Distinct variation from east to west. Geophys Res Lett, 32: L10309, doi: 10.1029/2005GL022585