科学通报 2018 年 第 63 卷 第 19 期: 1934 ~ 1948
专题: 纪念汶川地震十周年 论 文
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

青藏高原东缘地震各向异性、应力及汶川地震影响

高原*, 石玉涛, 陈安国

中国地震局地震预测研究所地震预测重点实验室, 北京 100036
* 联系人, E-mail: qzgyseis@163.com; gaoyuan@cea-ies.ac.cn

2018-04-02 收稿, 2018-05-16 修回, 2018-05-18 接受, 2018-07-03 网络版发表
国家自然科学基金(41474032)资助

摘要 使用国家地震台网固定台站和区域流动地震台站资料, 通过对最长达18年记录开展的剪切波分裂分析, 得到青藏高原东缘构造域(包括龙门山断裂带)的上地壳各向异性空间分布和时间变化特征. 通过快剪切波(快波)偏振和慢剪切波(慢波)时间延迟参数, 获得了快波偏振的分区分布特征和汶川地震前后不同分区统计特征的时间变化. 剪切波分裂参数受到应力场和断裂构造的影响, 块体边界或断裂附近的快波偏振特征比块体内部更为复杂, 导致一些分区显示两个优势方向. 在汶川M_S8.0地震前后, 可以观察到一些台站或区域的剪切波分裂参数的变化, 既有快波偏振方向的改变, 也有慢波时间延迟的变化. 地震前后有明显变化的台站, 基本符合两种情况: 一是震中距较近; 二是处于大的断裂或构造边界附近. 研究发现, 汶川地震前后, 龙门山断裂带区域的慢波时间延迟的降幅显著大于周边区域; 龙门山断裂带北段的慢波时间延迟降幅, 大于龙门山断裂带中段, 大于龙门山断裂带南端与鲜水河断裂、安宁河断裂的交汇区, 这反映了地壳应力及介质物性状态的变化. 通过分析剪切波分裂参数, 推断出龙门山断裂带域及周边区域的主压应力分布. 本文同时还分析了芦山地震前后剪切波分裂特征的变化. 研究认为, 利用地震剪切波特性监测应力变化, 进而可应用于地震应力预测研究. 需要注意是, 不同的构造部位对应力变化有不同的响应.

关键词 青藏高原东缘, 龙门山断裂带, 剪切波分裂, 地震各向异性, 主压应力, 汶川地震

2008年5月12日龙门山断裂带上发生了M_S8.0地震, 该地震给中国造成了巨大的灾难, 震动了大半个中国. 欧亚板块与印度板块在青藏高原相互挤压造成物质东移, 受到坚硬的四川盆地的阻挡, 在青藏高原东部形成了海拔高度落差剧烈的逆冲推覆构造. 长期的构造运动, 在青藏高原东缘和四川盆地西侧形成了走向NE方向的龙门山断裂带[1~4]. 从构造和地形上, 中国大陆被清晰地划分为东部和西部, 其中间地带就是南北构造带[5]. 据地震活动性特性, 该构造带也是一个地震活动强烈的地震带, 称之为南北地震带. 龙门山断裂带是青藏高原东缘最典型的重要构造, 位于南北构造带中段, 该构造带的北部和南部分别是青藏高原东北缘和青藏高原东南缘. 2008年的汶川M_S8.0地震, 在龙门山断裂带上向NE方向造成约300 km长的破裂[6], 但断裂带西南方向却没有产生破裂, 并且保持了数年的平静. 直到2013年4月20日, 在汶川M_S8.0地震震中龙门山断裂带西南不到100 km的前山断裂上发生了芦山M_S7.0地震[7,8]. 为了解析大地震发生前后可能引起的地壳介质物性的变化及周边区域的应力分布和变化规律, 开展龙门山断裂带及周围区域的地震学特性与深部地球物理结构研究成为近年来的重要研究内容[9~17].

青藏高原的隆升与印度板块向北推挤欧亚板块及华南地块的阻挡有关[18], 这种持续的构造运动导

引用格式: 高原, 石玉涛, 陈安国. 青藏高原东缘地震各向异性、应力及汶川地震影响. 科学通报, 2018, 63: 1934–1948
Gao Y, Shi Y T, Chen A G. Crustal seismic anisotropy and compressive stress in the eastern margin of the Tibetan Plateau and the influence of the M_S8.0 Wenchuan earthquake (in Chinese). Chin Sci Bull, 2018, 63: 1934–1948, doi: 10.1360/N972018-00317

© 2018《中国科学》杂志社

致青藏高原及周缘地区非常活跃的地震活动[19]. 巴颜喀拉块体的东边界是龙门山断裂带, 其东南边界的鲜水河断裂是一条呈弧形的大型活动断裂带, 分割了川滇块体和巴颜喀拉块体[20], 该断裂带起自甘孜北, 向东南延伸经炉霍、道孚和康定, 其东南端与龙门山断裂带的西南端交汇[21], 这两个断裂带围限了巴颜喀拉地块的东侧和西侧, 而沿鲜水河断裂继续往南, 则为安宁河-则木河断裂带, 这3个断裂带在该地区形成了一个Y字型典型构造(图1).

龙门山断裂带是一个逆冲断裂带. 剪切波分裂结果的分段性揭示出龙门山断裂带南段(或称西南段)和中段几乎都是纯逆冲, 而其北段(或称东北段)则为逆冲加走滑的特征[7,15,22], 汶川地震后的地质考察结果也证实, 龙门山断裂带东北段有多个走滑性质的区域断裂[2,23]. 汶川地震震源破裂成像显示, 汶川地震主事件以逆冲开始破裂, 在破裂的后期出现了走滑分量[6], 汶川地震与芦山地震的余震定位与震源机制反演结果, 证实了龙门山断裂带中、南段纯逆冲的特点[24~30].

GPS变形演化研究在探索大地震发生前的地表运动特征方面有独特的作用[31]. 早前的GPS测量结

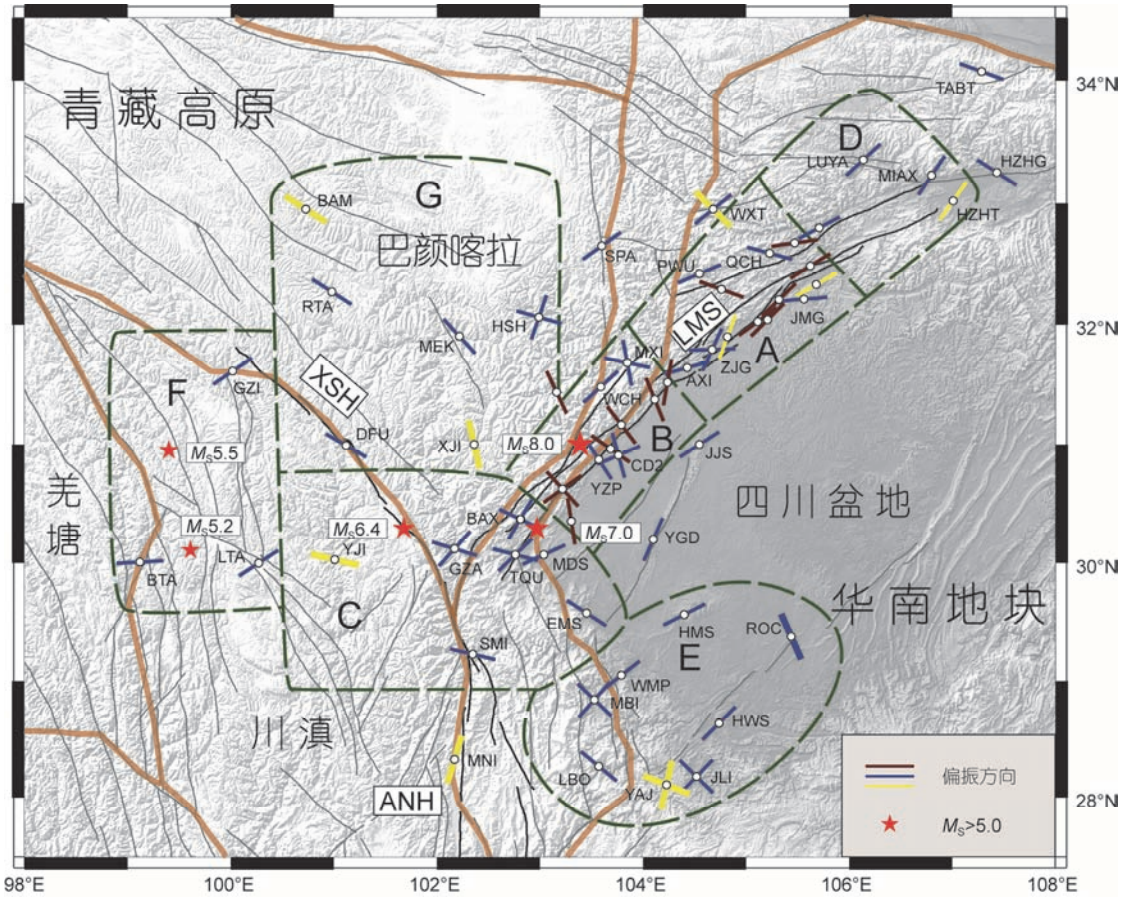


图 1 研究区构造背景与获得有效地震记录的台站平均快剪切波偏振方向分布. 暗褐色线为块体边界, 断裂用黑色细线或浅色细线表示. 短线段为台站平均快剪切波偏振方向, 蓝色、棕色分别表示固定地震台站和流动地震台站, 黄色指该台站用于表示平均值的有效记录不超过 2 条, 线段中心的圆圈代表地震台站. LMS, 龙门山断裂; XSH, 鲜水河断裂; ANH, 安宁河断裂. 红色五角星表示地震, M_S8.0, M_S7.0, M_S6.4, M_S5.5 和 M_S5.2 分别为汶川地震、芦山地震、康定地震、白玉地震和理塘地震(表 1). 根据构造特点和数据结果, 把研究区分为A~G等 7 个区, 绿色虚线为分区线

Figure 1 The tectonic background in the study area and the average directions of polarizations of fast shear-waves (fast polarization) at the stations with effective seismic records. The dark brown line is the block boundary. The faults are represented by black thin lines or grey lines. The short straight line indicates the average direction of fast polarizations at the station. The blue and brown lines represent the permanent seismic station and the portable seismic station, respectively. The yellow line refers to the average value by effective records less than two. The circle at the center of the line represents the seismic station. LMS, Longmenshan fault; XSH, Xianshuihe fault; ANH, Anninghe fault. The red stars indicate the earthquakes and M_S8.0, M_S7.0, M_S6.4, M_S5.5 and M_S5.2 refer to Wenchuan, Lushan, Kangding, Baiyu and Litang earthquake, respectively (Table 1). According to the tectonics and data results, the study zone is divided into seven subzones from A to G. The green dashed line is boundary of subzones

果显示, 汶川地震发生前龙门山断裂带几乎没有位移[2,32]. 这种没有水平地表运动的现象曾一度让人困惑, 但随着认识的深入, 此种称为闭锁的现象引起了极大关注. 通过定量估算断裂带各分段滑动及应变速率, 认为川滇块体东边界带的则木河-小江断裂带部分区域的主断层处于活动相对闭锁状态[31], 这种认识后来在研究川滇块体东边界带地震危险性方面发挥了重要作用.

最近的速度结构研究表明, 向东挤压的青藏块体东缘下方的地壳物质东流受到四川盆地坚硬地壳的阻挡, 迫使下地壳软弱物质向上逆冲形成龙门山断裂带[11,33]. 龙门山断裂带地区的地壳速度结构不均匀性明显、横向变化剧烈、地壳厚度有显著变化[10~12,34]. 龙门山断裂带域及青藏高原东南缘的地壳速度结构研究显示, 汶川地震震源位于波速变化剧烈的地方[16,26], 芦山地震的震源位于P波速度变化较大的区域[14,35]和电性结构变化剧烈的地方[17]. Rayleigh波相速度和地震分布的关系研究认为, 在青藏高原东南缘, 7级以下地震主要发生在15 km以上深度(中上地壳), 7级以上地震主要发生在15~30 km深度高低速分界部位并深入到相对高速的异常体内[36], 这个认识有益于对大地震发震位置的探索研究.

随着地球物理学研究的发展, 人类关于地球性质的认识越来越深入, 地壳、地幔和地核组成的地球每一个圈层都是各向异性[37]. 地震与矿产资源都与人类的活动密切相关, 矿产资源有益于人类科技文明的进步, 而大地震的发生却往往伴随着深重灾害. 探索地震的发震规律与有效开发地球矿产资源, 都需要深入研究地壳的物性. 地壳介质的地震各向异性与介质结构、应力及其变化有关, 地震各向异性特征成为地壳介质一个非常重要的研究内容[38].

地震各向异性特性与地球壳幔介质微裂隙或晶格的定向排列及软流圈定向流动密切相关, 与区域应力、断裂、结构及变形等特征密切相关, 因而有助于揭示复杂的深部构造和动力学机制[7,22,39~42]. 地震各向异性既是用于研究地壳及岩石圈变形机制的重要方法[40~46], 也是开展地壳应力环境及其变化研究的一个有效途径[38,41,42]. 区域近场地震记录的地壳剪切波分裂研究, 可以揭示地震发生前后以及震前应力变化导致的剪切波分裂参数的变化[47~49]. 研究证据显示, 剪切波分裂可用于地震应力预测研究[50~52].

利用连续多年的地震观测资料, 提取地壳裂隙诱发各向异性参数, 分析其动态变化特征, 对地震孕育发生过程的探讨具有重要意义. 为获得青藏高原东缘及龙门山断裂带域的地壳各向异性分布及应力分布特征, 探讨汶川地震前后地壳各向异性的区域空间分布及变化特征, 我们利用固定地震台网和流动地震台阵观测, 获得迄今为止最丰富的区域近场地震资料, 使用地壳剪切波分裂研究方法, 通过对区域覆盖相对更广、数据持续时间相对更长的资料进行分析, 对大地震发生前后可能的地震学特性变化进行探讨, 并对地震预测探索研究进行讨论.

1 资料与数据分析

汶川M_S8.0地震2008年5月12日发生在龙门山断裂带, 之后在青藏高原东缘本研究区里发生了多个M_S5.0以上地震(表1). 在汶川地震发生前, 本研究区的国家地震台网固定台站比较少, 大部分固定台站是“九五”期间(汶川地震发生之后)建立. 汶川地震后, 中国地震局系统各单位围绕龙门山断裂带建立了一些流动地震台站监测余震活动[24,27]. 本研究收集的地震记录资料的起始时间为2000年1月(对于少数有记录的固定台站), 大部分台站(包括流动地震台站)资料起始时间为2008年汶川地震之后, 截止时间2017年12月.

为了研究上地壳地震各向异性, 我们使用区域内地震台站记录的近场地震波形资料, 利用剪切波分裂分析技术, 通过识别剪切波分裂的快、慢波, 获得每条有效波形记录的快波偏振方向和慢波时间延迟(即快、慢波的时间差). 为了得到的数据具有可比较性, 对慢波时间延迟进行了标准化(也称归一化)处理, 单位为ms/km[53~56]. 由于使用近场小地震的直达剪切波进行分析, 受到地表全反射角的限制, 只能选择“剪切波窗口”(入射角小于全反射角, 约为35°)内的地震事件记录进行分析. 实际数据分析中, 采用文献[40,57]的数据选择规则, 即使用不计浅层低速层的单层模型而用直线计算的45°等效. 本文把可供剪切波分裂分析的地震波形记录称为有效记录, 获得有效记录的台站个数比实际地震台站数少.

2 快剪切波偏振方向空间分布及变化

2.1 快波偏振方向空间分布

使用剪切波分裂分析技术获得研究区每个台站

表 1　研究区 2008~2017 年地震(M_S≥5.0)目录[a)]

Table 1　Earthquake (M_S≥5.0) catalogue in the study area during 2008–2017

序号	地震代码	地名	发震时刻	经度(E)	纬度(N)	深度(km)	震级M_S
0	T0	四川汶川	2008-05-12 14:28:04	103.39°	31.00°	18	8.0
1	J0	四川道孚	2010-04-28 04:22:27	101.45°	30.60°	8	5.0
2	J1	四川炉霍	2011-04-10 17:02:42	100.80°	31.28°	10	5.4
3	J2	四川青川	2011-11-01 05:58:15	105.30°	32.60°	6	5.2
4	J3	四川白玉	2013-01-18 20:42:50	99.40°	30.95°	15	5.5
5	T1	四川芦山	2013-04-20 08:02:47	102.97°	30.29°	17	7.0
6		四川得荣	2013-08-28 04:44:52	99.33°	28.20°	9	5.2
7		四川越西	2014-10-01 09:23:29	102.74°	28.38°	10	5.2
8	T2	四川康定	2014-11-22 16:55:28	101.68°	30.29°	20	6.4
9		四川康定	2014-11-25 23:19:09	101.75°	30.20°	16	5.9
10		四川金口河	2015-01-14 13:21:40	103.20°	29.30°	20	5.0
11		四川理塘	2016-09-23 00:47:13	99.60°	30.08°	19	5.2
12		四川理塘	2016-09-23 01:23:16	99.61°	30.11°	16	5.2
13		四川九寨沟	2017-08-08 21:19:48	103.82°	33.20°	10	7.0
14		四川青川	2017-09-30 14:14:37	105.05°	32.25°	10	5.4

a) 汶川地震余震和芦山地震余震没有计入

的剪切波分裂参数, 得到每条有效波形记录的快波(以下简称快波)偏振方向和慢波(以下简称慢波)时间延迟, 再计算统计获得每个台站的平均快波偏振方向和慢波时间延迟[53]. 最后, 我们获得青藏高原东缘逆冲推覆构造域的平均快波偏振方向的空间分布(图1).

近场直达波资料获得的地壳各向异性, 主要反映的是应力作用下定向排列的充满流体的孔隙和微裂隙结构, 即EDA(extensive-dilatancy anisotropy)裂隙[40]. 由于应力变化、不均匀构造、复杂断裂和不规则地表的影响, 观测资料提取的快波偏振方向往往呈现复杂的图像. 在本研究区, 有些台站的快波平均偏振方向显示出两个方向. 根据构造特点和已有的研究认识[7,15], 我们把研究区划分为7个分区(图1). 从图1及后文的分析可以看到, 不同分区的剪切波分裂特征空间分布各有特点, 且具有构造特点. A和B区沿着龙门山断裂带主干部分, C和D区主要为龙门山断裂带两端, E, F, G区为龙门山断裂带域外地区, 其中E为华南地块与川滇块体东缘交汇区, F在川滇块体北部, G在巴颜喀拉块体内部. 透过台站快波平均偏振方向分布, 能够看出龙门山断裂带主要部分依然可以分为南、北两段, 而该断裂带的两端区域, 则显示出不同构造交汇的影响.

为了更清楚地分析分区特点, 我们按分区把数据进行综合, 获得每个分区的快波偏振方向统计结果, 从而清晰地发现快波优势偏振方向的分区特征(图2). 与早前的研究一样[7,15], 我们把龙门山断裂带域分为A和B两个区, A区的快波优势偏振方向近似为EW方向, B区的快波优势偏振方向有两个, 分别为NW和NE方向. C区为龙门山断裂、鲜水河断裂和安宁河断裂的交汇区, 快波优势偏振方向也有两个, 分别为近EW方向和NE方向. D区在龙门山断裂北端, 与其他构造相汇, 两个快波优势偏振方向与C区类似, 分别为近EW方向和NE方向. E区位于四川盆地南侧的盆山交汇地带, 两个快波优势偏振方向分别为EW方向和NE方向, 与相邻的B区类似. F区位于川滇块体北部, 快波优势偏振方向大致为NE方向. G区位于巴颜喀拉块体, 快波优势偏振方向为NW方向. 从G, B, E三个区看过去, 可见跨越龙门山断裂带NW方向的一个区域, 快波优势偏振方向基本都为NW方向. 表2给出了剪切波分裂参数的分区平均值.

2.2　汶川地震前后快波偏振方向空间分布及变化

剪切波分裂研究显示, 发生地震和开采资源都会影响剪切波分裂参数的变化[40,51,58~61], 这种变化本质上反映了过程中的应力变化[40,51]. 为了分析汶

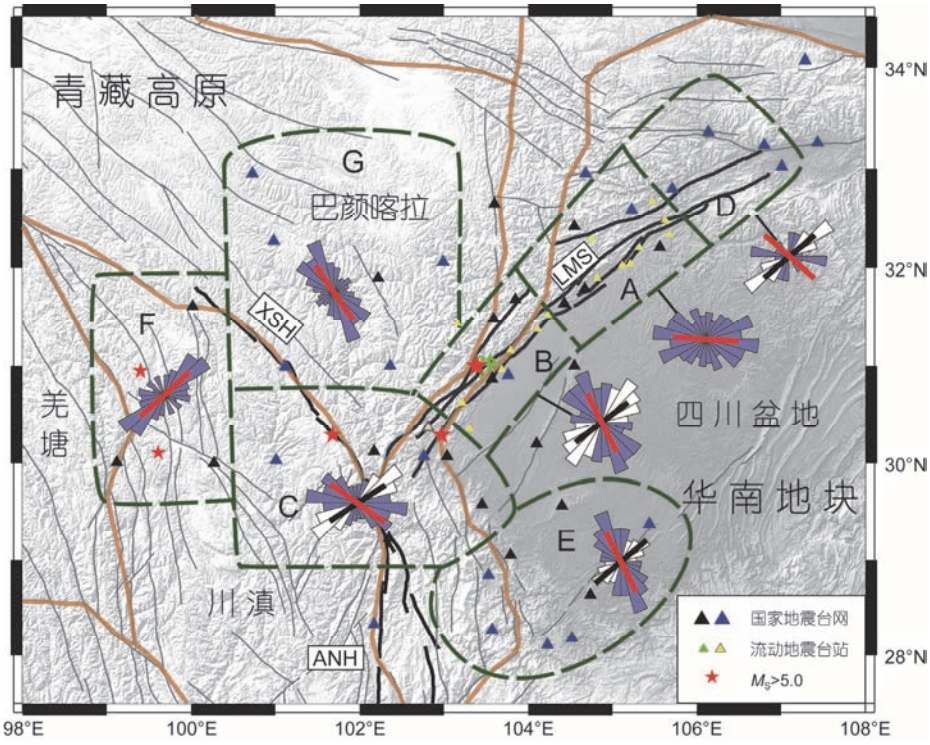


图 2 快剪切波优势偏振方向的分区特征. 每个分区里给出了快剪切波偏振方向等面积投影玫瑰图, 显示出两个优势方向的分区玫瑰图用两种颜色显示. 并分别给出快剪切波平均偏振方向; 红、蓝色为一组. 黑、白色为一组. 分别对应相同的数据. 实心三角形代表地震台站. 蓝色与黄色三角形代表该台站无有效数据. 其他符号和曲线等含义同图 1

Figure 2 The predominant direction of fast polarizations in subzones. The equal area project rose diagrams of fast polarizations are shown in subzones. Two colors in rose diagrams mean two predominant directions, and the average direction of fast polarizations is plotted in straight lines, respectively. The red and blue are in one group of data. The black and white are in one group. Solid triangles stand for seismic stations, however the blue triangles and yellow ones mean those stations without effective records. The others are same as Figure 1

表 2 剪切波分裂参数分区结果[a)]

Table 2 Shear wave splitting parameters in different subzones

分区	台站数	有效事件数	快波偏振方向(°)		慢波时间延迟(ms/km)	
			平均值	标准差	平均值	标准差
A	13	2682	93.52	41.23	1.85	2.15
B	17	556	52.54	17.73	2.11	2.08
		941	153.42	28.09	2.24	2.25
C	8	158	53.57	11.05	2.37	2.55
		239	98.85	77.59	2.07	1.76
D	4	59	41.27	18.97	2.34	0.97
		22	101.82	17.96	2.26	1.36
E	8	90	50.59	18.83	3.37	2.90
		194	152.80	21.25	5.40	3.97
F	3	67	41.01	33.05	4.27	2.84
G	7	115	145.43	29.33	1.92	1.46

a) 快波、慢波分别指快、慢剪切波; 偏振方向值: 正北方向为准, 顺时针计算的角度

川地震前后的剪切波分裂参数的变化特征, 我们以汶川地震的发生时刻为时间点, 把台站数据分为汶川地震前与汶川地震后两组, 得到研究区域汶川地震前、后剪切波分裂参数的变化(图3, 表3).

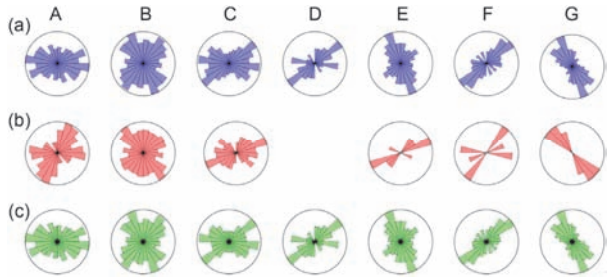


图 3 (网络版彩色)不同分区的快剪切波偏振等面积投影玫瑰图. 字母(A~G)为分区, 含义同图 1. 从上往下, 同一列小图为同一个分区. (a) 全部数据结果. (b) 汶川地震前的数据结果; (c) 汶川地震后的数据结果

Figure 3 (Color online) The equal area project rose diagrams of fast polarizations in different subzones. The letters A–G are subzone symbols, same as Figure 1. From the top to the bottom, same column of diagrams mean data in same subzone. (a) The results by all effective data; (b) the results by data before Wenchuan earthquake; (c) the results by data after Wenchuan earthquake

初步的计算结果显示, 在围绕龙门山断裂带的区域, 快波偏振方向在汶川地震前后显示出一定的变化, 龙门山断裂带主要位于A和B两个分区(图4和5). 汶川M_S8.0地震震源起始破裂在B区, 汶川地震前, B区NW优势偏振方向明显, 但NE方向不清晰, 汶川地震后可清楚分辨出两个方向. A区在汶川地震前显示出两个优势偏振方向, 汶川地震后就不易分辨出两个方向. 位于3个断裂交汇区的C区, 汶川地震前优势偏振方向清楚, 为NEE向, 汶川地震后则显示出NE和近EW两个优势方向. E区似乎显示出快波偏振方向的明显变化, 汶川地震前, 优势偏振方向为NEE向, 与相邻的C区一致, 但震后优势偏振方向则为NNW近NW方向. 由于E区的震前有效数据只有12条, 更为深入的分析还有待后续的工作. F区相对离龙门山断裂带更远一点, 汶川地震前有效数据仅6条, 并显示出不规则的离散, 汶川地震后, 快波偏振方向趋于一致, 为NE向. 从台站来看, F区仅有3个台站, 有效数据主要是GZI台记录. G区的快波偏振方向没有明显变化, 计算结果显示只有7°的变化. 汶川地震前, 仅收集到一个台站的5条有效记录, 但这几条记录的快波偏振方向一致性很好(图3~5).

除了快波偏振方向的可能变化, 最显著的现象是慢波时间延迟的变化(图6). 从分区看, 龙门山断裂带主要部分(A和B区)显示出最大的慢波时间延迟的下降幅度, 在龙门山断裂带南端(C区)及巴颜喀拉(G区)与川滇块体北部(F区)都显示出明显的慢波时间延迟的下降. 但在E区, 慢波时间延迟没有下降, 还展示了稍有上升的现象. 龙门山断裂带北端缺少震前资料, 不作比较.

2.3 汶川地震前后慢波时间延迟变化

根据计算得到的汶川地震前、后剪切波分裂参数(表3), 我们把慢波时间延迟的相对变化按分区显示出来(图6). 已有研究认为, 剪切波分裂参数(特别是慢波时间延迟)对应力变化非常敏感[39,62]. 地震孕育发生的过程中, 应力的变化会改变地壳中EDA裂隙的几何结构, 从而引起慢波时间延迟值发生显著的变化[50~52].

从图6可以看到一个非常有趣的现象, 汶川地震后慢波时间延迟相对变化最大的区域正好在龙门山断裂带域. 汶川地震震中所在的龙门山断裂带中段(B区), 慢波时间延迟明显减少, 相对变化达57%, 而龙门山断裂带北段(A区)慢波时间延迟减少幅度比B区更大. C区的慢波时间延迟减少幅度小于B区, F区、G区依次更小. 但在E区, 汶川地震后的慢波时间延

表 3 汶川地震前后慢剪切波时间延迟值的变化[a)]

Table 3 The change of the time delays of slow shear-waves after Wenchuan earthquake

分区	汶川地震前				汶川地震后				时间延迟相对变化(%)
	N_s	N_e	dt_1(ms/km)		N_s	N_e	dt_2(ms/km)		
A	4	38	5.76	7.75	13	2634	1.76	1.46	−69
B	10	255	4.19	3.79	10	1242	1.80	1.40	−57
C	4	102	3.27	3.15	8	295	1.82	1.43	−44
E	3	12	3.23	2.87	8	272	4.82	3.80	49
F	3	6	5.32	4.74	3	61	4.16	2.62	−21
G	1	5	2.19	1.50	7	110	1.91	1.46	−12

a) N_s和N_e分别表示台站数、有效事件数; dt_1和dt_2分别为汶川地震前、后慢剪切波时间延迟. 时间延迟相对变化指$(dt_2-dt_1)/dt_1$

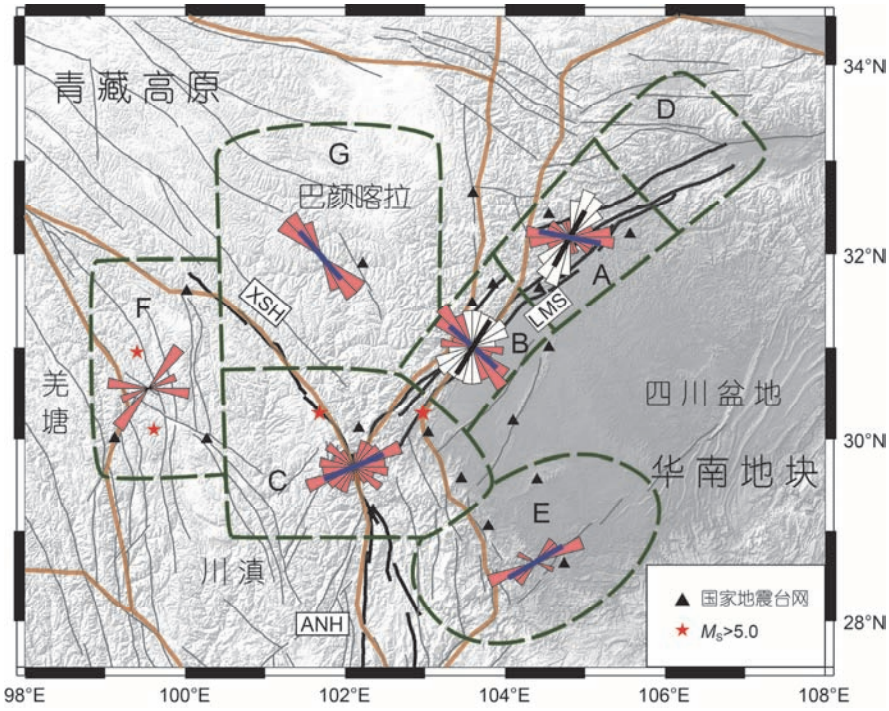


图 4 汶川地震前快剪切波优势偏振方向分区特征. 图中等面积投影玫瑰图是分区里全部快波偏振数据的结果, 蓝、粉色为一组, 黑、白色为一组; 图中其他符号和曲线等含义同图 2

Figure 4 The subzone characteristics of the predominant direction of fast polarizations before the Wenchuan earthquake. The equal area project rose diagrams are results of fast polarizations of all data in subzones. The blue and the pink are in one group of data. The black and the white are in one group. The others are same as Figure 2

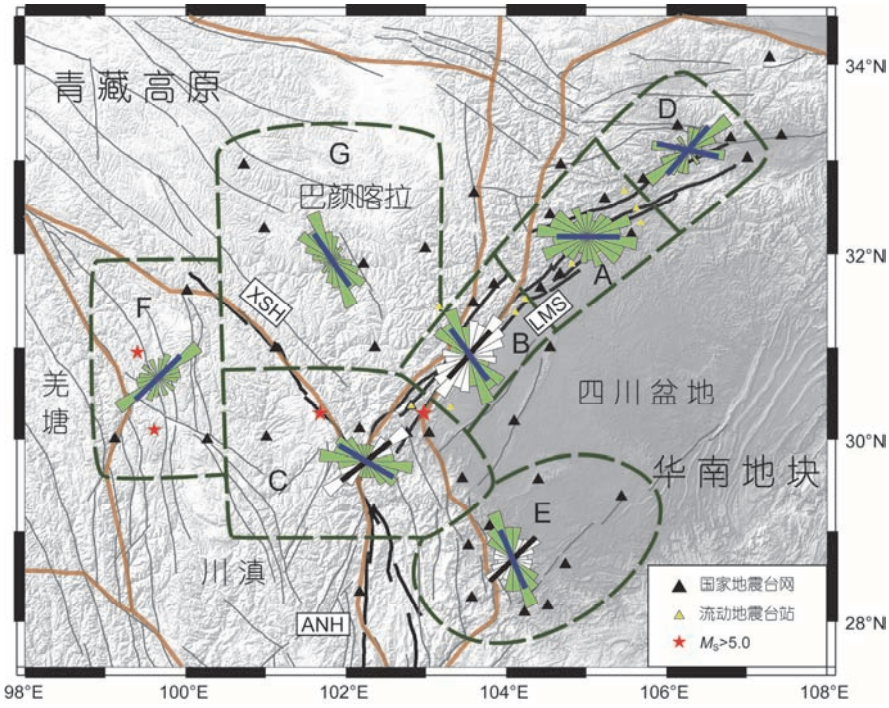


图 5 汶川地震后快剪切波优势偏振方向分区特征. 蓝、绿色为一组, 黑、白色为一组; 图中其他符号和曲线等含义同图 4

Figure 5 The subzone characteristics of the predominant direction of fast polarizations after the Wenchuan earthquake. The blue and the green are in one group. The black and the white are in one group. The others are same as Figure 4

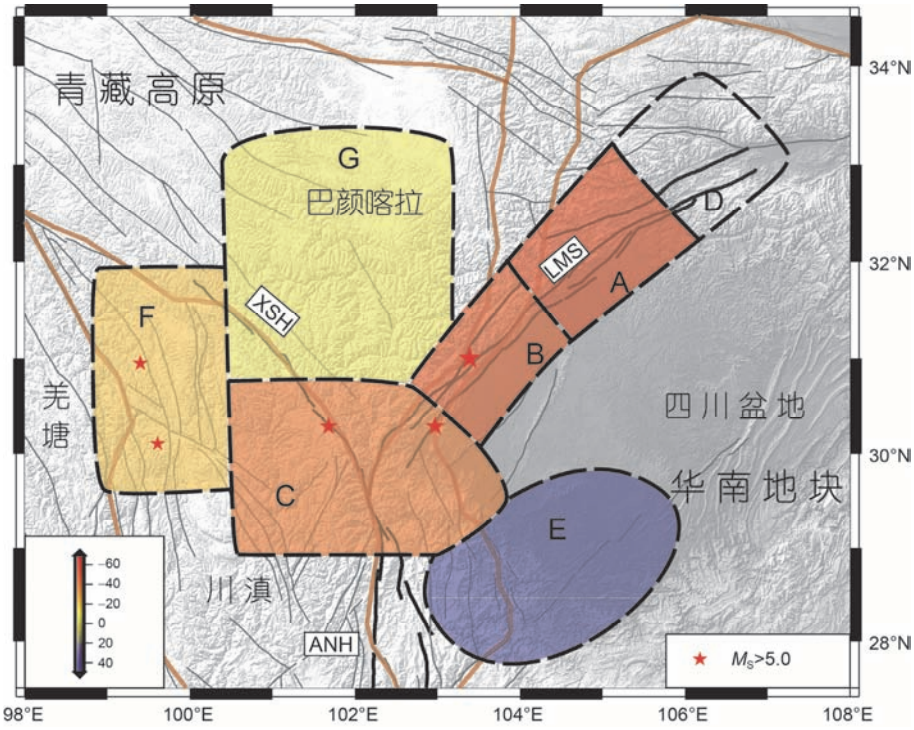


图 6 汶川地震前后慢剪切波时间延迟变化分区图. 左下角色标, 显示时间延迟相对变化率, 即震后数据平均值相对震前数据平均值的相对变化率(偏红色为减少、蓝色为增加). 图中其他符号和曲线等含义同图 4

Figure 6 The subzone pattern of the time delay change before and after the Wenchuan earthquake. The down-left color bar indicates the relative change rate of time delay, i.e., the relative change rate of average values after the Wenchuan earthquake to ones before the Wenchuan earthquake. The subzone in red means decrease, the subzone in blue means increase. The others are same as Figure 4

迟却显示出增加. 这种现象, 可能意味着在NW方向主压应力作用下, B区发生了汶川地震并向NE方向破裂至A区, 在龙门山断裂带北端部产生更多的末梢分布, 导致震后A区的地壳介质受到的破坏范围更广所致, 应力变化、断裂错动、流体侵入都会导致更明显的剪切波分裂参数的变化. 龙门山断裂带域的A, B, C三个区最强幅度的剪切波分裂变化, 反映了汶川地震导致的介质物性变化的现实情况. 位于逆冲断裂上盘的G区, 同样显示了慢波时间延迟的下降, 但幅度明显小于龙门山断裂带域. E区没有展现出慢波时间延迟的下降, 可能与处于下盘远处有关, 而呈现出的上升现象可能反映了应力的继续增加, 这种现象是否与后来发生在川滇块体东部的地震有关, 尚有待于更深入的研究.

2.4 汶川地震前后与芦山地震前后的快波偏振方向的时间变化

为了分析剪切波分裂参数的时间变化, 我们收集了国家地震台网固定台站的资料, 收集资料的最早记录时间是2000年. 通过对典型台站资料的快波偏振结果进行时间流程分析, 部分台站资料显示出在大地震前后有一定的变化(图7). 通过结果分析, 可以看到如下主要现象.

汶川台(WCH)离汶川M_S8.0地震震中距57 km, 汶川地震前的有效记录虽然不多, 但快波优势偏振方向趋势一致, 为近NS向, 汶川地震后则主要为NE方向. 对于相距较远的芦山M_S7.0地震, 快波优势偏振方向没有展示明显的变化.

安县台(AXI)离汶川地震震中距122 km, 位于龙门山断裂带NE方向, 汶川地震主破裂通过该地区. 汶川地震前快波优势偏振方向为近NE向, 地震后为NEE方向. 对于相距更远的芦山地震, 快波优势偏振方向没有明显变化.

石棉台(SMI)位于研究区3条主要断裂交汇区南部, 在安宁河断裂附近, 远离汶川地震, 震中距221 km. 虽然有效记录少, 但结果的一致性显示, 汶川地震前快波优势偏振方向有一定的变化, 从NEE变为近EW. SMI台与芦山地震的震中距比前面两个

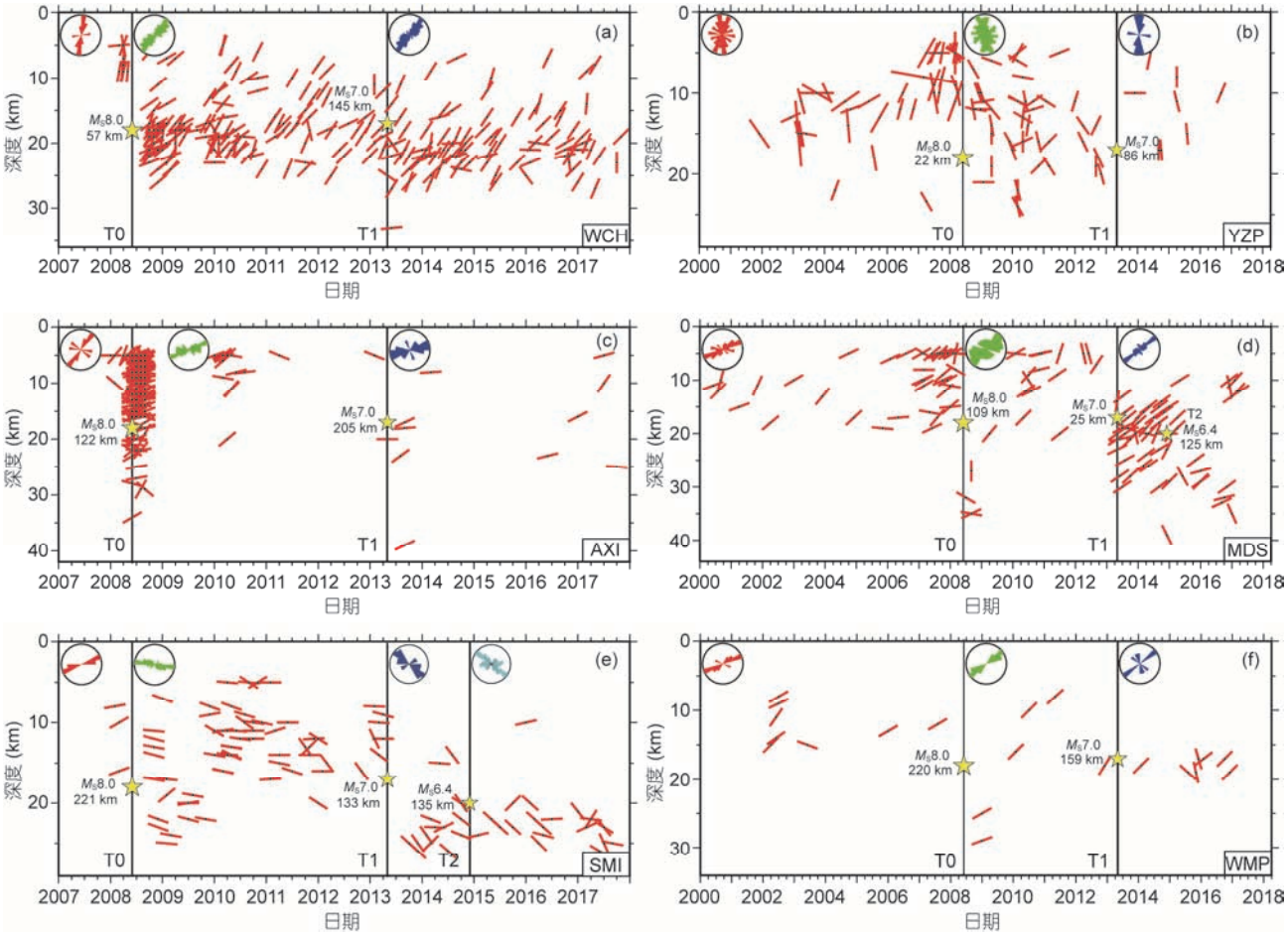


图 7 (网络版彩色)汶川地震前后及芦山地震前后快剪切波偏振的时间分段特征与时间变化图. 红色线段代表每个记录的快剪切波偏振方向, 按水平方向显示, 向上为正北方向. T0, T1 和T2 为地震编号, 分别代表汶川地震、芦山地震和康定地震(表 1). 黄色五角星代表地震, 图中震级下方给出该地震的震中距, 贯穿图中的直立细线指示了地震发震时刻, 代表时间分界线. 每个小图顶部的等面积投影玫瑰图统计了时间段内的所有数据. (a) WCH台站; (b) YZP台站; (c) AXI台站; (d) MDS台站; (e) SMI台站; (f) WMP台站

Figure 7 (Color online) The temporal segmentation pattern and temporal variation of fast polarizations before and after the Wenchuan earthquake, as well as the Lushan earthquake. The red straight lines represent the fast polarization direction of each record, wihch displays in the horizontal, the upward is the north. The earthquake code T0, T1 and T2 represent the Wenchuan earthquake, the Lushan earthquake and the Kangding earthquake, respectively (see Table 1). Yellow stars are earthquakes. The epicentral distance is shown below the magnitude. The vertical thin straight line through the diagram indicates the origin time of earthquake, also the time boundary. The equal area project rose diagram at the top of each small plot represents the result by all effective data during the same period. (a) WCH station; (b) YZP station; (c) AXI station; (d) MDS station; (e) SMI station; (f) WMP station

台站更近, 优势偏振方向在芦山地震前后出现了从近EW到NW的不同.

油榨枰站(YZP)是离汶川地震最近的台站, 震中距约22 km. 汶川地震发生在中央主断裂上, YZP台位于东南方向的前山断裂附近. 虽然结果略显离散, 但汶川地震前后, 快波优势偏振方向大致从近NS变为NNW. 芦山地震相距YZP台86 km, 震后快波优势偏振方向又变回为近NS.

蒙顶山台(MDS)在龙门山断裂西南端附近, 其位置处于构造边界走向转向NW-SE的地区, 在汶川地震前后快波优势偏振方向从NEE变为NE, 一致性变得相对更离散. MDS与芦山地震相距仅为25 km, 从区间玫瑰图看, 快波优势偏振方向在芦山地震前后变化不大, 只是一致性变得更好.

五马枰台(WMP)在MDS的东南方向, 更远离龙门山断裂带, 这两个地震前后的快波优势偏振方向都不显著. 这种情形有两种可能解释: (1) 反映了WMP台处于应力没有得到充分释放的地区; (2) 暗示该位置对芦山地震及汶川地震前后的应力变化不太敏感, 我们倾向于第2种解释.

3 青藏高原东缘构造域主压应力方向特征及变化

应力诱发的直立定向排列的充满流体的EDA孔隙和微裂隙结构是上地壳介质各向异性的重要原因[39,40]. 研究证实, 快波偏振方向平行于EDA裂隙的定向排列方向, 与观测台站的原地主压应力方向一致[39~41,45,58,59]. 因此, 利用区域内的地震台站, 通过多个台站快波偏振方向的空间分布可推断这些台站覆盖区域的主压应力方向[38,45].

根据对走滑断裂区域的剪切波分裂研究[41], 位于断裂上的台站快波偏振方向受到断裂走向的影响, 其优势偏振方向往往与走滑断裂的走向一致. 结合龙门山断裂带的走向, B区主压应力方向为NW-SE方向, 而NE方向则受断裂走向几何界面的影响. G区主压应力方向清楚地显示为NW-SE方向. E区的主压应力方向同样也为NW-SE方向, NE方向则受区域内NE向(隐伏)断裂走向的影响. G, B和E三个区连成一片, 可以看出大致以汶川地震震中为中心, 跨龙门山断裂带北东走向的一个大片区域内, 主压应力都近似为NW-SE方向. A区和D区的主压应力方向大致为近EW方向, 稍微偏向一点NWW-SEE方向. F区的主压应力方向则为NE-SW方向, 但是由于该区使用的台站只有3个, 还需更多资料的补充证实. 值得注意的是C区, 该区位于3条大断裂的交汇区, 剪切波分裂的结果虽然呈现出复杂性, 显示了两个优势方向, 参考龙门山断裂的走向和相邻B区和E区的结果, NE向的快波偏振方向是受到断裂的影响, 而近EW方向(略偏向NWW-SEE方向)为这三条断裂交汇的"Y"字型区域的主压应力方向. 本研究推断了区域主压应力方向分布(图8), 该结果与使用震源机制反演等方法得到的结果有很好的一致性[2,27,28,63~65].

4 结论与讨论

使用长达18年的地震记录, 通过剪切波分裂分析, 得到青藏高原东缘构造域及龙门山断裂带域的上地壳各向异性特征. 通过分析快波偏振和慢波时间延迟参数, 获得了快波偏振的空间分布及汶川地

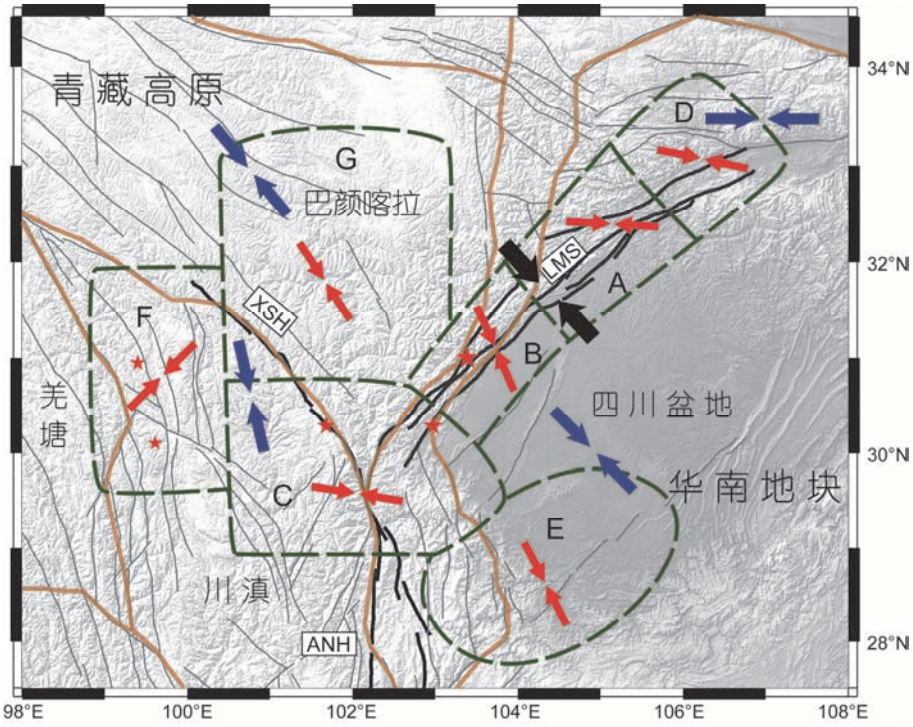


图 8 剪切波分裂资料推断的主压应力方向分布. 图中蓝色箭头对是震源机制反演得到的主压应力方向(数据参考文献[2,63~65]). 一对黑色箭头为本研究综合了各类研究结果, 红色箭头对是本研究得到的每个分区主压应力方向. 其他符号和线等含义同图 4

Figure 8 The spatial distribution of the principal compressive stress direction inferred from shear-wave splitting data. The pair of blue arrows indicate the main compressive stress direction by the focal mechanism inversion (data from the Refs. [2,63–65]). A pair of black arrows in the figure plotted after combining with various research results. The pair of red arrows shows the principal compressive stress direction in each subzone inferred in this study. The others are same as Figure 4

震前后的空间分布统计特征. 结果显示, 快波偏振特征受到区域构造的影响很大. 在龙门山断裂带上, 应力场和断裂构造都影响到快波偏振特征, 导致一些分区出现两个优势方向的结果, 有的则呈现非常离散的现象. 块体或断裂边界附近区域的快波偏振特征更为复杂, 在块体内部则呈现相对优势明显.

在汶川地震前后, 可以观察到一些台站或区域的剪切波分裂参数的变化, 既有快波偏振方向的改变, 也有慢波时间延迟的变化. 研究发现, 展现明显变化的台站, 大致符合两种情况, 一是震中距较近; 另一个处于断裂/构造边界附近.

汶川地震前后, 龙门山断裂带区域的慢波时间延迟的降幅显著大于周边区域, 而龙门山断裂带北段的慢波时间延迟降幅大于龙门山断裂带中段, 反映了汶川地震造成的破裂及应力释放的状态. 龙门山断裂带南端与鲜水河断裂、安宁河断裂交汇区, 慢波时间延迟降幅小于龙门山断裂带主要区域. 剪切波分裂参数在不同区域的这种统计结果差异, 反映了地壳应力状态及介质物性的状态.

通过分析剪切波分裂参数, 在剥离或降低几何构造的影响后, 得出了龙门山断裂带域及周边区域的主压应力方向分布. 应力空间分布特征符合其他独立的应力研究结果, 表明剪切波分裂参数可用于分析应力状态.

早前对苏门答腊9.2级地震的研究显示, 由于处在全球大型板块(洋中脊转换断层)边缘, 远在上万公里远的台站也可能有所反应[48]. 汶川M_S8.0地震前后的水压致裂原地应力测量结果显示, 在发震的龙门山断裂带上, 最大水平主应力值和最小水平主应力值分别降低了29%和23%, 证明大地震前后应力大小会明显改变; 而在断层下盘的地应力测量结果在地震前后没有明显变化[66]. 从这些研究得到的启示是, 应力变化反映了地壳介质物性状态的变化, 地震活动伴随应力状态的改变, 可以通过解析地震波特性观测到应力变化, 进而可应用于地震应力预测研究之中, 但是观测位置的选择非常重要, 只有在对应力变化敏感的地区开展观测研究, 才有望得到好的结果.

本研究虽然使用了大量的波形记录, 但限于大地震前有效记录的不足, 得到的初步认识还有待后续更为深入的研究工作的检验或修正. 对于本文的结果, 如果不拘泥于定量的数字, 而从定性上理解所观察到的现象, 可能更有益于相关研究的深入.

致谢 感谢四川省地震局张永久、邵玉平在数据处理方面对本研究的贡献. 中国地震局地球物理研究所国家测震台网数据备份中心(doi:10.11998/SeisDmc/SN)[67]、四川和云南地震台网为本研究提供地震波形数据[68].

参考文献

1 Royden L H, Burchfiel B C, King R W, et al. Surface deformation and lower crustal flow in eastern Tibet. Science, 1997, 276: 788–790

2 Zhang P Z, Xu X W, Wen X Z, et al. Slip rates and recurrence intervals of the Longmen Shan active fault zone and tectonic implications for the mechanism of the May 12 Wenchuan earthquake, 2008, Sichuan, China (in Chinese). Chin J Geophys, 2008, 51: 1066–1073 [张培震, 徐锡伟, 闻学泽, 等. 2008 年汶川 8.0 级地震发震断裂的滑动速率、复发周期和构造成因. 地球物理学报, 2008, 51: 1066–1073]

3 Wen X Z, Du F, Zhang P Z, et al. Correlation of major earthquake sequences on the northern and eastern boundaries of the Bayan Har block, and its relation to the 2008 Wenchuan earthquake (in Chinese). Chin J Geophys, 2011, 54: 706–716 [闻学泽, 杜方, 张培震, 等. 巴颜喀拉块体北和东边界大地震序列的关联性与 2008 年汶川地震. 地球物理学报, 2011, 54: 706–716]

4 Wu Q J, Zeng R S, Zhao W J. The upper mantle structure of the Tibetan Plateau and its implication for the continent-continent collision (in Chinese). Sci China Ser D-Earth Sci, 2004, 34: 919–925 [吴庆举, 曾融生, 赵文津. 喜马拉雅-青藏高原的上地幔倾斜构造与陆-陆碰撞过程. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 919–925]

5 Zhang P Z, Deng Q D, Zhang G M, et al. Active tectonic blocks and strong earthquakes in the continent of China (in Chinese). Sci China Ser D-Earth Sci, 2003, 33(Suppl): 12–20 [张培震, 邓起东, 张国民, 等. 中国大陆强震活动与活动地块. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(增刊): 12–20]

6 Zhang Y, Feng W P, Xu L S, et al. Spatio-temporal rupture process of the 2008 great Wenchuan earthquake (in Chinese). Sci China Ser D-Earth Sci, 2008, 38: 1186–1194 [张勇, 冯万鹏, 许力生, 等. 2008 年汶川大地震的时空破裂过程. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 1186–1194]

7 Gao Y, Wang Q, Zhao B, et al. A rupture blank zone in middle south part of Longmenshan Faults: Effect after Lushan M_S7.0 earthquake of 20 April 2013 in Sichuan, China. Sci Chin Earth Sci, 2014, 57: 2036–2044 [高原, 王琼, 赵博, 等. 龙门山断裂带中南段的一个破

裂空段——芦山地震的震后效应. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1038–1046]
8 Xu X W, Wen X Z, Han Z J, et al. Lushan M_S 7.0 earthquake: A blind reserve-fault earthquake (in Chinese). Chin Sci Bull, 2013, 58: 1887–1893 [徐锡伟, 闻学泽, 韩竹军, 等. 四川芦山 7.0 级强震: 一次典型的盲逆断层型地震. 科学通报, 2013, 58: 1887–1893]
9 Chen Y T, Yang Z X, Zhang Y, et al. From Wenchuan earthquake to Lushan earthquake (in Chinese). Sci China Earth Sci, 2013, 43: 1064–1072 [陈运泰, 杨智娴, 张勇, 等. 从汶川地震到芦山地震. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1064–1072]
10 Liu Q Y, Hilst R D, Li Y, et al. Eastward expansion of the Tibetan Plateau by crustal flow and strain partitioning across faults. Nat Geosci, 2014, 30: 1–5
11 Zhang Z J, Deng Y F, Chen L, et al. Seismic structure and rheology of the crust under mainland China. Gondwana Res, 2012, 23: 1455–1483
12 Wang Z, Zhao D P, Wang J. Deep structure and seismogenesis of the north-south seismic zone in southwest China. J Geophys Res, 2010, 115, B12334, doi: 10.1029/2010JB007797
13 Wang Z, Wang X B, Huang R Q, et al. Deep structure imaging of multi-geophysical parameters and seismogenesis in the Longmenshan fault zone (in Chinese). Chin J Geophys, 2017, 60: 2068–2079 [王志, 王绪本, 黄润秋, 等. 龙门山断裂带多参数深部结构成像与地震成因研究. 地球物理学报, 2017, 60: 2068–2079]
14 Lei J S, Zhao D P. Structural heterogeneity of the Longmenshan fault zone and the mechanism of the 2008 Wenchuan earthquake (M_S=7.0). Geochem Geophys Geosyst, 2009, 10: Q10010, doi: 10.1029/2009GC002590
15 Shi Y T, Gao Y, Zhao C P, et al. A study of seismic anisotropy of Wenchuan earthquake sequence. Chin J Geophys, 2009, 52: 138–147 [石玉涛, 高原, 赵翠萍, 等. 汶川地震余震序列的地震各向异性. 地球物理学报, 2009, 52: 398–407]
16 Li Z W, Xu Y, Huang R Q, et al. Crustal P-wave velocity structure of the Longmenshan region and its implications for the 2008 Wenchuan earthquake (in Chinese). Sci China Earth Sci, 2011, 41: 283–290 [李志伟, 胥颐, 黄润秋, 等. 龙门山地区的 P 波速度结构与汶川地震的深部构造特征. 中国科学: 地球科学, 2011, 41: 283–290]
17 Zhan Y, Zhao G Z, Unsorth M, et al. Deep structure beneath the southwestern section of the Longmenshan fault zone and seimogenetic context of the 4.20 Lushan M_S7.0 earthquake (in Chinese). Chin Sci Bull, 2013, 58: 1917–1924 [詹艳, 赵国泽, Usworth M, 等. 龙门山断裂带西南段 4.20 芦山 7.0 级地震区的深部结构和孕震环境, 科学通报, 2013, 58: 1917–1924]
18 Tapponnier P, Peltzer G, Le Dain A Y. Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from simple experiments with plasticine. Geology, 1982, 10: 611–616
19 Gao Y, Wu Z L, Liu Z, et al. Seismic source characteristics of nine strong earthquakes from 1988 to 1990 and earthquake activity since 1970 in the Sichuan-Qinghai-Xizang (Tibet) zone of China. Pure Appl Geophys, 2000, 157: 1423–1443
20 Allen C R, Lou Z L, Qian H, et al. Field study of a highly active fault zone: The Xianshuhe fault of Southwestern China. Geol Soc Amer Bull, 1991, 103: 1178–1199
21 Yi G X, Long F, Wen X Z, et al. Seismogenic structure of the M6.3 Kangding earthquake sequence on 22 Nov. 2014, Southwestern China (in Chinese). Chin J Geophys, 2015, 58: 1205–1219 [易桂喜, 龙锋, 闻学泽, 等. 2014 年 11 月 22 日康定 M6.3 级地震序列发震构造分析. 地球物理学报, 2015, 58: 1205–1219]
22 Shi Y T, Gao Y, Zhang Y J, et al. Shear-wave splitting in the crust in eastern Songpan-Garze block, Sichuan-Yunnan block and western Sichuan basin (in Chinese). Chin J Geophys, 2013, 56: 481–494 [石玉涛, 高原, 张永久, 等. 松潘-甘孜地块东部、川滇地块北部与四川盆地西部的地壳剪切波分裂. 地球物理学报, 2013, 56: 481–494]
23 Xu X W, Wen X Z, Ye J Q, et al. The M_S8.0 Wenchuan earthquake surface ruptures and its seismogenic structure (in Chinese). Seismol Geol, 2008, 30: 597–629 [徐锡伟, 闻学泽, 叶建青, 等. 汶川 M_S8.0 地震地表破裂带及其发震构造. 地震地质, 2008, 30: 597–629]
24 Zhao B, Shi Y T, Gao Y. Relocation of aftershocks of the Wenchuan M_S8.0 earthquake and its implication to seismotectonics. Earthq Sci, 2011, 24: 107–113
25 Sun L, Zhang M, Wen L. A new method for high-resolution event relocation and application to the aftershocks of Lushan Earthquake, China. J Geophys Res: Solid Earth, 2016, 121: 2539–2559
26 Zheng Y, Ma H S, Lü J, et al. Source mechanism of strong aftershocks (M_S≥5.6) of the Wenchuan earthquake and the implication for seismotectonics (in Chinese). Sci China Ser D-Earth Sci, 2009, 39: 413–426 [郑勇, 马宏生, 吕坚, 等. 汶川地震强余震(M_S≥5.6)的震源机制解及其与发震构造的关系. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 413–426]
27 Zhao B, Gao Y, Huang Z B, et al. Double difference relocation, focal mechanism and stress inversion of Lushan M_S7.0 earthquake sequence (in Chinese). Chin J Geophys, 2013, 56: 3385–3395 [赵博, 高原, 黄志斌, 等. 四川芦山 M_S7.0 地震余震序列双差定位、震源机制及应力场反演. 地球物理学报, 2013, 56: 3385–3395]
28 Luo Y, Zhao L, Zeng F X, et al. Focal mechanisms of the Lushan earthquake sequence and spatial variation of the stress field. Sci China Earth Sci, 2015, 58: 1148–1158 [罗艳, 赵里, 曾方祥, 等. 芦山地震序列震源机制及其构造应力场空间变化. 中国科学: 地球科学, 2015, 45: 538–550]
29 Yi G X, Long F, Vallage A, et al. Focal mechanism and tectonic deformation in the seismogenic area of the 2013 Lushan earthquake

sequence, southwestern China (in Chinese). Chin J Geophys, 2016, 59: 3711–3731 [易桂喜, 龙锋, Vallage A, 等. 2013 年芦山地震序列震源机制与震源区构造变形特征分析. 地球物理学报, 2016, 59: 3711–3731]
30 Shan B, Xiong X, Zheng Y, et al. Stress changes on major faults caused by 2013 Lushan earthquake and its relationship with 2008 Wenchuan earthquake (in Chinese). Sci China Earth Sci, 2013, 43: 1002–1009 [单斌, 熊熊, 郑勇, 等. 2013 年芦山地震导致的周边断层应力变化及其与 2008 年汶川地震的关系. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1002–1009]
31 Jiang Z S, Niu A F, Wang M, et al. Quantitative analysis for tectonic deformation on active rupture zones (in Chinese). Acta Seismol Sin, 2005, 27: 610–619 [江在森, 牛安福, 王敏, 等. 活动断裂带构造变形定量分析. 地震学报, 2005, 27: 610–619]
32 Wu Y Q, Jiang Z S, Wang M, et al. Preliminary results pertaining to coseismic displacement and preseismic strain accumulation of the Lushan M_S7.0 earthquake, as reflected by GPS surveying (in Chinese). Chin Sci Bull, 2013, 58: 1910–1916 [武艳强, 江在森, 王敏, 等. GPS 监测的芦山 7.0 级地震前应变积累及同震位移场初步结果. 科学通报, 2013, 58: 1910–1916]
33 Clark M, Royden L H. Topographic ooze: Building the eastern margin of Tibet by lower crustal flow. Geology, 2000, 28: 703–706
34 Zhang Z J, Chen Y, Tian X B. Crust-upper mantle structure on the eastern margin of Tibet Plateau and its geodynamic implications (in Chinese). Chin J Geol, 2009, 44: 1136–1150 [张忠杰, 陈赟, 田小波. 青藏高原东缘地壳上地幔结构及其动力学意义. 地质科学, 2009, 44: 1136–1150]
35 Lei J S, Zhao D P, Su J R, et al. Fine seismic structure under the Longmenshan fault zone and the mechanism of the large Wenchuan earthquake (in Chinese). Chin J Geophys, 2009, 52: 339–345 [雷建设, 赵大鹏, 苏金蓉, 等. 龙门山断裂带地壳精细结构与汶川地震发震机理. 地球物理学报, 2009, 52: 339–345]
36 Wang Q, Gao Y. Rayleigh wave phase velocity tomography and strong earthquake activity on the southeastern front of the Tibetan Plateau. Sci China Earth Sci, 2014, 57: 2532–2542 [王琼, 高原. 青藏东南缘背景噪声的瑞利波相速度层析成像及强震活动. 中国科学: 地球科学, 2014, 44: 2440–2450]
37 Teng J W, Zhang Z J, Wang A W, et al. The study of anisotropy in elastic medium: Evolution, present situation and questions (in Chinese). Geophys Prog, 1992, 7: 14–28 [滕吉文, 张中杰, 王爱武, 等. 弹性介质各向异性研究沿革、现状与问题. 地球物理学进展, 1992, 7: 14–28]
38 Gao Y, Shi Y T, Wu J, et al. Shear-wave splitting in the crust: Regional compressive stress from polarizations of fast shear-waves. Earthq Sci, 2012, 25: 35–45
39 Crampin S. The fracture criticality of crustal rocks. Geophys J Int, 1994, 118: 428–438
40 Crampin S, Peacock S. A review of shear-wave splitting in the compliant crack-critical anisotropic Earth. Wave Motion, 2005, 41: 59–77
41 Gao Y, Wu J, Fukao Y, et al. Shear-wave splitting in the crust in North China: Stress, faults and tectonic implications. Geophys J Int, 2011, 187: 642–654
42 Ding Z F, Wu Y, Wang H, et al. Variations of shear wave splitting in the 2008 Wenchuan earthquake region (in Chinese). Sci China Ser D-Earth Sci, 2008, 38: 1600–1604 [丁志峰, 武岩, 王辉, 等. 2008 年汶川地震震源区横波分裂的变化特征. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 1600–1604]
43 Lev E, Long M D, van der Hilst R D. Seismic anisotropy in eastern Tibet from shear wave splitting reveals changes in lithospheric deformation. Earth Planet Sci Lett, 2006, 251: 293–304
44 Wang C, Flesch L M, Silver P G, et al. Evidence for mechanically coupled lithosphere in central Asia and resulting implications. Geology, 2008, 36: 363–366
45 Gao Y, Wu J, Yi G X, et al. Crust-mantle coupling in North China zone: Preliminary analysis from seismic anisotropy. Chin Sci Bull, 2010, 55: 3599–3605 [高原, 吴晶, 易桂喜, 等. 从壳幔地震各向异性初探华北地区壳幔耦合关系. 科学通报, 2010, 55: 2837–2843]
46 Kong F S, Wu J, Liu K H, Crustal anisotropy and ductile flow beneath the eastern Tibetan Plateau and adjacent areas. Earth Planet Sci Lett, 2016, 442: 72–79
47 Gao Y, Wang P D, Zheng S H, et al. Temporal changes in shear-wave splitting at an isolated swarm of small earthquakes in 1992 near Dongfang, Hainan Island, southern China. Geophys J Int, 1998, 135: 102–112
48 Crampin S, Gao Y. Plate-wide deformation before the Sumatra-Andaman Earthquake. J Asian Earth Sci, 2012, 46: 61–69
49 Crampin S, Gao Y, Bukits J. A review of retrospective stress-forecasts of earthquakes and volcanic eruptions. Phys Earth Planet Inter, 2015, 245: 76–87
50 Crampin S, Gao Y, Peacock, S. Stress-forecasting (not predicting) earthquakes: A paradigm shift? Geology, 2008, 36: 427–430
51 Gao Y, Crampin S. Observations of stress relaxation before earthquakes. Geophys J Int, 2004, 157: 578–582
52 Gao Y, Crampin S. Shear-wave splitting and Earthquake forecasting. Terra Nova, 2008, 20: 440–448
53 Gao Y, Zheng S H, Sun Y. Crack-induced anisotropy in the crust from shear wave splitting observed in Tangshan region, North China. Acta Seismol Sin, 1995, 8: 351–363 [高原, 郑斯华, 孙勇. 唐山地区地壳裂隙各向异性. 地震学报, 1995, 17: 283–293]
54 Shi Y T, Gao Y, Wu J, et al. Crustal seismic anisotropy in Yunnan, Southwestern China. J Seismol, 2009, 13: 287–299

55 Wu J, Gao Y, Chen Y T. Shear-wave splitting in the crust beneath the southeast Capital area of North China. J Seismol, 2009, 13: 277–286

56 Gao Y, Wu J, Cai J A, et al. Shear-wave splitting in southeast of Cathaysia block, South China. J Seismol, 2009, 13: 267–275

57 Booth D C, Crampin S. Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free-surface. Geophys J Int, 1985, 83: 31–45

58 Peng Z, Ben-Zion Y. Systematic analysis of crustal anisotropy along the Karadere Düzce branch of the North Anatolian fault. Geophys J Int, 2004, 159: 253–274

59 Munson C G, Thurber C H, Li Y, et al. Crustal shear wave anisotropy in southern Hawaii: Spatial and temporal analysis. J Geophys Res, 1995, 100: 20367–20377

60 Teanby N A, Kendall J M, Jones R H, et al. Stress-induced temporal variations in seismic anisotropy observed in microseismic data. Geophys J Int, 2004, 156: 459–466

61 Wu J, Crampin S, Gao Y, et al. Smaller source earthquakes and improved measuring techniques allow the largest earthquakes in Iceland to be stress-forecast (with hindsight). Geophys J Int, 2006, 166: 1293–1298

62 Crampin S, Chastin S, Gao Y. Shear-wave splitting in a critical crust: III—Preliminary report of multi-variable measurements in active tectonics. J Appl Geophys, 2003, 54: 265–277

63 Cheng W Z, Diao G L, Lü Y P, et al. Focal mechanisms, displacement rate and mode of motion of the Sichuan-Yunnan block (in Chinese). Seismol Geol, 2003, 25: 71–87 [程万正, 刁桂苓, 吕弋培, 等. 川滇地块的震源力学机制、运动速率和活动方式. 地震地质, 2003, 25: 71–87]

64 Xu X W, Wen X Z, Zheng R Z, et al. Up-to-date structural variation patterns and dynamic sources of active blocks in Sichuan and Yunnan (in Chinese). Sci China Ser D-Earth Sci, 2003, 33(Suppl): 151–162 [徐锡伟, 闻学泽, 郑荣章, 等. 川滇地区活动块体最新构造变动样式及其动力来源. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(增刊): 151–162]

65 Liu P J, Diao G L, Ning J Y. Fault plane solutions in Sichuan-Yunnan rhombic block and their dynamic implications (in Chinese). Acta Seismol Sin, 2007, 29: 449–458 [刘平江, 刁桂苓, 宁杰远. 川滇地块的震源机制解特征及其地球动力学解释. 地震学报, 2007, 29: 449–458]

66 Guo Q L, Wang C H, Ma H S, et al. *In-situ* hydro-fracture stress measurement before and after the Wenchuan M_S8.0 earthquake of China (in Chinese). Chin J Geophys, 2009, 52: 1395–1401 [郭啟良, 王成虎, 马洪生, 等. 汶川 M_S8.0 级大震前后的水压致裂原地应力测量. 地球物理学报, 2009, 52: 1395–1401]

67 Data Management Centre of China National Seismic Network. Waveform data of China National Seismic Network. Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, 2007, doi: 10.11998/SeisDmc/SN, http://www.seisdmc.ac.cn [国家测震台网数据备份中心. 国家测震台网地震波形数据. 中国地震局地球物理研究所, 2007, doi: 10.11998/SeisDmc/SN, http://www.seisdmc.ac.cn]

68 Zheng X F, Ouyang B, Zhang D N, et al. Technical system construction of Data Backup Centre for China Seismograph Network and the data support to researches on the Wenchuan earthquake (in Chinese). Chin J Geophys, 2009, 52: 1412–1417 [郑秀芬, 欧阳飚, 张东宁, 等. “国家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, 2009, 52: 1412–1417]

Summary for “青藏高原东缘地震各向异性、应力及汶川地震影响”

Crustal seismic anisotropy and compressive stress in the eastern margin of the Tibetan Plateau and the influence of the M_S8.0 Wenchuan earthquake

Yuan Gao*, Yutao Shi & Anguo Chen

Key Laboratory of Earthquake Prediction, Institute of Earthquake Forecasting, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China
* Corresponding author, E-mail: qzgyseis@163.com; gaoyuan@cea-ies.ac.cn

Spatial distribution and temporal changes of seismic anisotropy in the upper crust are revealed in the eastern margin of the Tibetan Plateau, including the Longmenshan fault zone, where the M_S8.0 Wenchuan earthquake occurred on May 12, 2008, by analyzing seismic data recorded by long-running seismic stations in national permanent and regional portable seismic networks, with a recording period of up to 18 years. The resulting shear-wave splitting parameters, including the fast shear-wave polarization orientation (i.e., fast orientation) and the slow shear-wave time delay (i.e., time delay, also named splitting time) are measured to characterize the spatial distribution of crustal anisotropy and its variation before and after the Wenchuan earthquake in different subzones. The splitting parameters are influenced by both the stress field and fault structure, and consequently, some subzones show two predominant fast orientations. In addition, relative to the interior of tectonic blocks, more complicated polarization characteristics are observed along the margins of the subzones and in the vicinity of the faults. Changes in both the fast orientation and the splitting time in some subzones or at some stations are observed before and after the Wenchuan earthquake. Stations demonstrating such changes are either located near the epicenter, or are adjacent to faults or tectonic boundaries. The results suggest that relative to the surrounding area, the Longmenshan fault zone shows a greater reduction in the observed time delay after the earthquake. The reduction in time delay is the greatest in the northern section of the fault zone and reduces toward the south, and the smallest reduction is found in the southern end of the Longmenshan fault where the Xianshuihe and Anninghe faults join, reflecting lateral variations in crustal stress and physical properties. The splitting parameters are used to infer the distribution of the principal compressive stress in the Longmenshan fault zone and surrounding areas. Changes of the splitting parameters after the M_S7.0 Lushan earthquake are also analyzed in this study.

This study suggests two important phenomena. (1) The time delays before a large earthquake can be statistically larger than those after the earthquake, indicating a decrease in stress after the earthquake or an increase prior to the earthquake. (2) After a large earthquake, the splitting parameters show different patterns in different subzones, and changes of time delays along the seismogenic fault are more significant than the other areas. Shorter time delays indicate lower stress levels. Because the splitting parameters are sensitive to stress change, the latter can be monitored by the characteristics of seismic shear-wave splitting, a technique that can be further applied to the research on earthquake stress-forecasting. Note, different tectonic position is differently response to the stress change.

eastern margin of the Tibetan Plateau, Longmenshan fault zone, shear wave splitting, seismic anisotropy, principal compressive stress, Wenchuan earthquake

doi: 10.1360/N972018-00317