

太龄雪, 高原, 曹凤娟, 石玉涛, 吴晶, 焦明若. 2008. 辽宁1999年 $M_S$ 5.9岫岩地震的剪切波分裂特征. 地震学报, 30(4): 340-354.

Tai Lingxue, Gao Yuan, Cao Fengjuan, Shi Yutao, Wu Jing, Jiao Mingruo. 2008. Shear-wave splitting before and after the 1999 Xiuyan earthquake in Liaoning, China. *Acta Seismologica Sinica*, 30(4): 340-354.

# 辽宁1999年 $M_S$ 5.9岫岩地震 的剪切波分裂特征<sup>\*</sup>

太龄雪<sup>1)</sup> 高 原<sup>1),†</sup> 曹凤娟<sup>2)</sup>  
石玉涛<sup>1)</sup> 吴 晶<sup>1,3)</sup> 焦明若<sup>2)</sup>

1) 中国北京 100036 中国地震局地震预测研究所

2) 中国沈阳 110031 辽宁省地震局

3) 中国南京 210014 江苏省地震局

**摘要** 利用辽宁遥测数字地震台网营口台的地震波形资料, 采用高原等剪切波分裂SAM分析方法, 对1999年11月29日辽宁省岫岩 $M_S$ 5.9( $M_L$ 5.3)地震前后的地震序列进行了剪切波分裂分析。通过对营口台的资料分析表明, 快剪切波优势偏振方向为ENE-WSW向, 与该地区主压应力方向一致, 也与华北区域构造应力场方向一致; 平均慢剪切波时间延迟在岫岩地震前显示增加, 可能反映了震前的应力积累过程。营口台的快剪切波优势偏振方向还与小地震活动空间分布走向一致, 与活动断层走向相关。快剪切波偏振的月平均变化直方图也显示, 地震前两个月快剪切波偏振方向似乎也有变化, 但这个现象还需要更多资料的证实。

**关键词** 岫岩地震 剪切波分裂 偏振方向 时间延迟

文章编号: 0253-3782(2008)04-0340-15 中图分类号: P315. 3<sup>+</sup> 文献标识码: A

## Shear-wave splitting before and after the 1999 Xiuyan earthquake in Liaoning, China

Tai Lingxue<sup>1)</sup> Gao Yuan<sup>1),†</sup> Cao Fengjuan<sup>2)</sup>  
Shi Yutao<sup>1)</sup> Wu Jing<sup>1,3)</sup> Jiao Mingruo<sup>2)</sup>

1) Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China

2) Earthquake Administration of Liaoning Province, Shenyang 110031, China

3) Earthquake Administration of Jiangsu Province, Nanjing 210014, China

**Abstract:** Using seismic waveform data recorded at station Yingkou (YK) of Liaoning Telemetry Digital Seismic Network, this paper studied the characteristics of shear-wave splitting before and after the Xiuyan  $M_S$ 5.9 ( $M_L$ 5.3) earthquake on November 29, 1999, with the SAM method (Gao *et al*). The result shows that predominant polarization of fast shear-waves at YK is in direction of ENE-WSW, consistent with the direction of regional principal compressive

\* 基金项目 中国地震局地震预测研究所基本科研专项(2007-24)资助。

收稿日期 2007-10-12 收到初稿, 2008-06-03 决定采用修改稿。

† 通讯作者 e-mail: gaoyuan@seis.ac.cn

stress and also consistent with the direction of regional tectonic stress field in North China. The time-delays increased before the Xiuyan earthquake, indicating stress accumulation before the mainshock. Predominant polarization of fast shear-waves at YK is also related to the spatial distribution of small earthquakes and correlated to the fault strike. The histogram of monthly average polarizations of fast shear-waves shows that the polarization of fast shear-waves seems to have changed from two months before the mainshock, but this needs to be verified with more data.

**Key words:** Xiuyan earthquake; shear-wave splitting; polarization; time delay

## 引言

大量的研究已经证实(Crampin *et al*, 2003a; Silver, 1996; Woodhouse *et al*, 1986; Morelli *et al*, 1986; Creager, 1992), 在地球的不同深度范围内均存在地震各向异性。在地壳中引起地震各向异性有多种原因, 但最普遍的因素是地壳中存在充满液体的定向排列的大范围扩容各向异性(extensive-dilatancy anisotropy, 缩写为 EDA)微裂隙(Crampin, Atkinson, 1985)。当剪切波穿过定向排列的 EDA 裂隙结构时, 会分裂成快剪切波和慢剪切波。快剪切波偏振的优势方向与裂隙的走向一致, 与原地最大主压应力方向一致; 慢剪切波的时间延迟反映了介质的各向异性程度。因此, 可以通过剪切波分裂来研究地壳介质特性和地壳应力状态的变化(高原等, 1995; 石玉涛等, 2006; 吴晶等, 2007), 并通过与其它地质与地球物理观测结果的对比分析, 研究区域的断裂分布和各向异性分布的不均匀性。同时, 通过剪切波分裂参数在大地震前后的变化, 还可以研究地震预测问题(高原等, 1996; Crampin, 2001; Crampin *et al*, 2003a)。最新的研究表明, 慢剪切波的时间延迟对裂隙的水压变化具有很好的反映(Tang *et al*, 2005)。Mizuno 等(2005)在日本 Atotsugawa 断层附近进行的剪切波分裂研究表明, 原地最大水平主压应力方向与断层走向之间的夹角随着断层与台站之间距离的增加而增加, 即随着与断层距离的增加, 台站下面的原地主压应力受到的断层影响逐渐减小, 而更趋向于区域应力场方向。

1999 年 11 月 29 日 12 时 10 分(北京时), 在辽宁省岫岩县偏岭镇与海城市孤山镇交界处发生了一次中等强度的地震, 即岫岩地震。根据中国地震台网的测定, 该地震的震中位置为  $40.53^\circ\text{N}$ 、 $123.15^\circ\text{E}$ , 震源深度为 7.0 km, 震级为  $M_S 5.9$ ( $M_L 5.3$ )。而辽宁地震台网测定的结果, 震中位置为  $40.53^\circ\text{N}$ 、 $123.02^\circ\text{E}$ , 震源深度为 10.0 km, 震级为  $M_S 5.6$ ( $M_L 5.9$ )。岫岩地震是辽宁省继海城 7.3 级地震后又一次成功地做出临震预报并取得减灾实效的地震(蒋秀琴, 佟晓辉, 2001)。根据地震观测记录, 辽宁省地震局整理出一个岫岩地震序列。该序列既包含前震序列, 又包含持续时间较长的余震序列, 是一个前震—主震—余震型的完整序列(兰从欣等, 2006)。本研究采用辽宁遥测数字地震台网营口台记录的 1999 年 6 月—2000 年 12 月的数字地震波形资料, 采用剪切波分裂 SAM 分析方法(高原等, 2004), 进行了地壳介质地震各向性的研究, 并对各向异性参数的变化特征进行了讨论。

## 1 构造背景与资料

岫岩—海城地区位于中朝地台东北部胶辽台隆与华北断坳相交接的部位。在新构造运

动上, 岫岩—海城地区处于辽东上升区与下辽河—渤海沉降区相交接的部位辽东上升区一侧。该地区的地壳上升速率自晚第三纪以来具有不断加速的特点, 近年来地壳运动明显活跃(万波, 2000; 高常波, 钟以章, 2000)。由于现今构造运动继续表现为下辽河盆地拉张坳陷和两侧山区挤压隆起, 所以在盆地与隆起边界的北东向活动性断裂带上应力特别易于集中, 而在活动性北西向断裂及东—西向断裂与之交会的地区就成为应力大量集中和释放的地点, 也是辽宁省地震主要集中地区(马杏垣, 1989)。岫岩—海城地区地震活动频繁, 是辽宁省地震最为活跃的地区。特别是海城地震发生前后及本次岫岩地震前后, 这一地区的地震活动更是十分密集。岫岩地震是海城地震区时隔 20 多年后的又一次强地震活动, 其发震构造为 NW 向海城河断裂, 与海城地震的发震构造有着密切的关系(万波, 2000)。

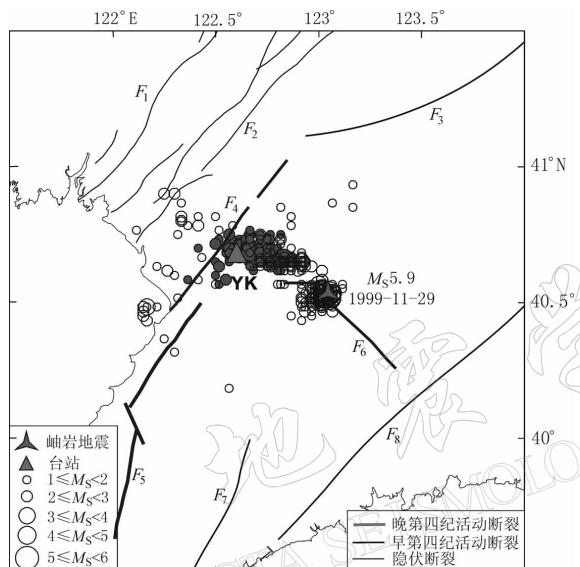


图 1 营口(YK)台及周围 60 km 内的地震分布图  
实心圆表示剪切波窗口内的地震, 空心圆表示在剪切波窗口外但距离 YK 台 60 km 内的地震(1999 年 6 月—2000 年 12 月)。 $F_1$  表示双台子断裂;  $F_2$  表示二界沟断裂;  $F_3$  表示太子河断裂;  $F_4$  表示海城—营口断裂;  $F_5$  表示金州断裂;  $F_6$  表示海城河断裂;  $F_7$  表示碧流河断裂;  $F_8$  表示庄河断裂

Fig. 1 Location of the station Yingkou (YK)  
and earthquakes within 60 km

Solid circles show earthquakes in shear-wave window, and hollow circles denote earthquakes outside the window, but within 60 km from YK (1999-06—2000-12).  $F_1$ — $F_8$  represent faults:  $F_1$ : Shuangtaizi fault;  $F_2$ : Erjieguo fault;  $F_3$ : Taizihe fault;  $F_4$ : Haicheng-Yingkou fault;  $F_5$ : Jinzhou fault;  $F_6$ : Haichenghe fault;  $F_7$ : Biliuhe fault;  $F_8$ : Zhuanghe fault

岫岩地震震中附近有 3 条主要的活动断裂, 分别为 NE 向的海城—营口断裂, NNE 向的金州断裂以及 NW 向的海城河断裂(图 1)。海城—营口断裂以及金州断裂都属于中国东部最大的断裂带, 即郯庐断裂, 而海城河断裂则是 1975 年海城地震和 1999 年岫岩地震的发震构造。NW 向海城河断裂是一条正在形成和发育的断裂, 该断裂从营口高坎起, 往东南经岫岩偏岭镇延伸到东港市境内, 走向为  $320^\circ$ (吕培苓等, 2004)。

辽宁遥测数字地震台网由沈阳中心台和 15 个遥测地震台站组成(蒋秀琴, 佟晓辉, 2001)。1999 年 6 月台网开始试运行期, 1999 年 9 月 20 日正式运行并开始观测, 台网对辽宁南部地区(海城—岫岩地区)的地震控制能力为  $M_L \geq 2.0$  地震(吕培苓等, 2004)。本研究使用的是营口(YK)地震台 1999 年 6 月以后的地震波形资料。辽宁遥测数字地震台网的大部分台站采用的是 JCZ-1 型短周期地震计, 但营口台采用的是 FBS-3 型宽频带地震计, 仪器频带宽度为 0.05—20 Hz, 采样率为 50 Hz。

## 2 研究方法和数据处理

### 2.1 研究方法

当剪切波穿过定向排列的 EDA 裂隙结构传播时, 会分裂成两列波, 首先到达的为快

剪切波,后到达的为慢剪切波。慢剪切波相对快剪切波有个时间延迟。慢剪切波的时间延迟反映了介质的各向异性程度,它受到介质中裂隙的物理特性和所含的流体特性的影响。两列剪切波分别在两个几乎垂直的方向上振幅最大。当剪切波入射到地表时,如果入射角大于临界角就会发生全反射现象。为了避免发生全反射,应选择剪切波窗口内的数据。对于泊松介质(泊松比为0.25),剪切波窗口约为35°。但是由于地表沉积层的影响,在实际工作中选择入射角≤45°的波形资料即可(Crampin, Peacock, 2005)。

本研究采用的是剪切波分裂系统分析方法——SAM方法(高原等,2004)。SAM方法是在相关函数分析法的基础上提出的一种剪切波分裂分析方法。该方法主要包括3个部分,即相关函数计算、时间延迟校正和偏振分析检验,具有自我检验的特点。为便于使用,SAM方法软件系统最近进行了升级和更新(高原等,2008)。

剪切波分裂分析的主要任务是从地表记录中分离出快剪切波和慢剪切波。由于快剪切波与慢剪切波来自同一个波源,对快剪切波和慢剪切波进行时间延迟校正之后,一般情况下这两个波列应该是相关的(高原,郑斯华,1994)。相关函数计算就是首先将记录的两个水平分量的波形进行旋转,得到两个新的波列。旋转角度 $\alpha$ 从正北方向开始,沿顺时针方向在0°—180°范围变化,步长为1°;时间延迟 $\Delta t$ 的变化范围为-0.1 s至0.1 s,步长为0.02 s。然后计算两个波列的相关系数,相关系数最大时对应的旋转角度和时间延迟就是快剪切波偏振方向和慢剪切波时间延迟。根据相关函数计算结果进行时间延迟校正。最后,对时间延迟校正前后的两个波列进行偏振分析检验。根据高原和郑斯华(1994)的结果,如果经过时间延迟校正的偏振图更为接近线性,则表明计算结果的可靠性较高,否则需要重新计算剪切波分裂参数,并重新检验计算结果。

## 2.2 数据处理

下面利用几个实例来介绍数据处理过程。图2为辽宁遥测数字地震台网营口台记录到的4个地震事件的波形,都是三分向记录。从原始三分向地震波形中截取了40个采样点的数据,并对该数据进行了相关函数计算,结果见图3。

图4给出的是未经过时间延迟校正的N-S向和E-W向剪切波的偏振图及剪切波的波形。从图中可以看出两列剪切波的质点运动轨迹并不是线性的。根据相关函数计算结果,将两个水平分量旋转 $\alpha$ 角,得到快、慢剪切波,再将慢剪切波向前移一个时间量 $\Delta t$ ,即进行时间延迟校正。如果经过波形旋转和时间延迟校正后的偏振图呈线性(图5),就说明该计算结果是比较可靠的。由于仪器、观测环境和波形等方面的影响,由相关函数计算得到的剪切波分裂参数与最终结果总会有一些差异,但相关函数计算结果可以提供一个有效的参考值。许多情况下,计算、校正和检验需要重复进行。

在处理数据的过程中,我们遇到了一些特殊的波形,不能简单地以偏振图是否呈线性来判断计算结果的可靠性。图6所示的就是营口台记录的两个特殊的波形,图6—图9分别为这两个记录的三分量地震波形、相关函数计算结果、水平分量剪切波偏振图和偏振分析检验图。

从偏振分析检验图中可以看出,虽然进行了波形旋转和时间延迟校正,但快剪切波与慢剪切波的质点运动轨迹没有一点规律性,不呈线性特征。导致这种现象的主要原因是快剪切波的频率与慢剪切波的频率不同,这种情况就需要更多地依靠偏振图结合波形旋转来分析,这也是高原和郑斯华(1994)及SAM方法(高原等,2004)强调要用偏振图进行检验

的原因之一。偏振特性是高原等(2004)提出的SAM方法中使用的一个重要内容(高原等, 1995, 1996).

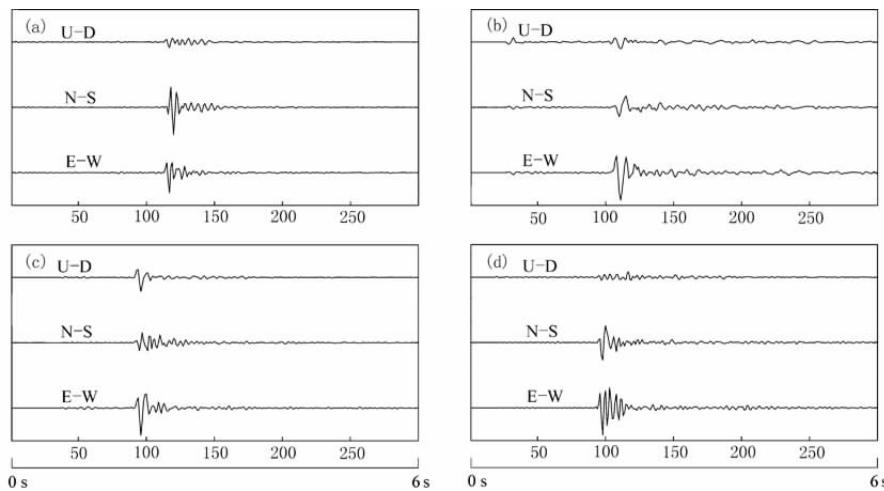


图 2 营口台记录的三分向地震波形

(a) 1999年8月19日  $M_L 2.0$  地震的地震波形, 震源深度 16 km, 震中距 8.98 km; (b) 1999年9月6日  $M_L 3.1$  地震的地震波形, 震源深度 6 km, 震中距 5.13 km; (c) 1999年12月25日  $M_L 2.0$  地震的地震波形, 震源深度 10 km, 震中距 5.21 km; (d) 2000年1月7日  $M_L 2.4$  地震的地震波形, 震源深度 12 km, 震中距 0.44 km. 横坐标为采样点数, 数据采样率为 50 Hz

Fig. 2 Three-component seismic waveforms recorded at station Yingkou

(a) Seismic waveform of an  $M_L 2.0$  earthquake on August 19, 1999, with focal depth of 16 km and epicentral distance of 8.98 km; (b) Seismic waveform of an  $M_L 3.1$  earthquake on September 6, 1999, with focal depth 6 km and epicentral distance 5.13 km; (c) Seismic waveform of an  $M_L 2.0$  earthquake on December 25, 1999, with focal depth 10 km and epicentral distance 5.21 km; (d) Seismic waveform of an  $M_L 2.4$  earthquake on January 7, 2000, with focal depth 12 km and epicentral distance 0.44 km. Abscissa denotes sample number. Sampling rate is 50 Hz

### 3 数据分析

本文采用 SAM 分析方法(高原等, 2004, 2008)对营口台记录的 1999 年 6 月—2000 年 12 月的数字地震波形记录进行分析, 得到了剪切波窗口内(入射角 $\leqslant 45^\circ$ )共 143 条数据, 其中有 12 条记录的震源深度未知。通过对营口台记录的有震源深度的 131 条地震记录进行分析, 全部地震事件的震源深度分布在 5—16 km 范围内, 平均震源深度为 11.3 km。其中震源深度在 8—16 km 范围内的地震事件有 120 个, 占全部给定震源深度的地震事件的 92%。根据石玉涛等(2006)的研究结果, 我们将营口台记录到的未知震源深度但震中距小于 8 km 的 12 条记录, 也作为补充数据进行了分析(表 1)。

表 1 营口台的剪切波分裂参数

Table 1 Shear-wave splitting parameters for station Yingkou

台站名	台站 代码	$\lambda_E/^\circ$	$\varphi_N/^\circ$	剪切波分裂分析结果(剪切波窗口内)			剪切波分裂分析结果 (增加了 8 km 内的数据)	
				记录条数	偏振方向/°	时间延迟 $/\text{ms} \cdot \text{km}^{-1}$	记录条数	偏振方向/°
营口	YK	122.60	40.68	131	$76.1 \pm 26.2$	$3.02 \pm 1.84$	143	$75.9 \pm 25.3$

注: 表中偏振方向是快剪切波平均偏振方向, 时间延迟是标准化的慢剪切波时间延迟。

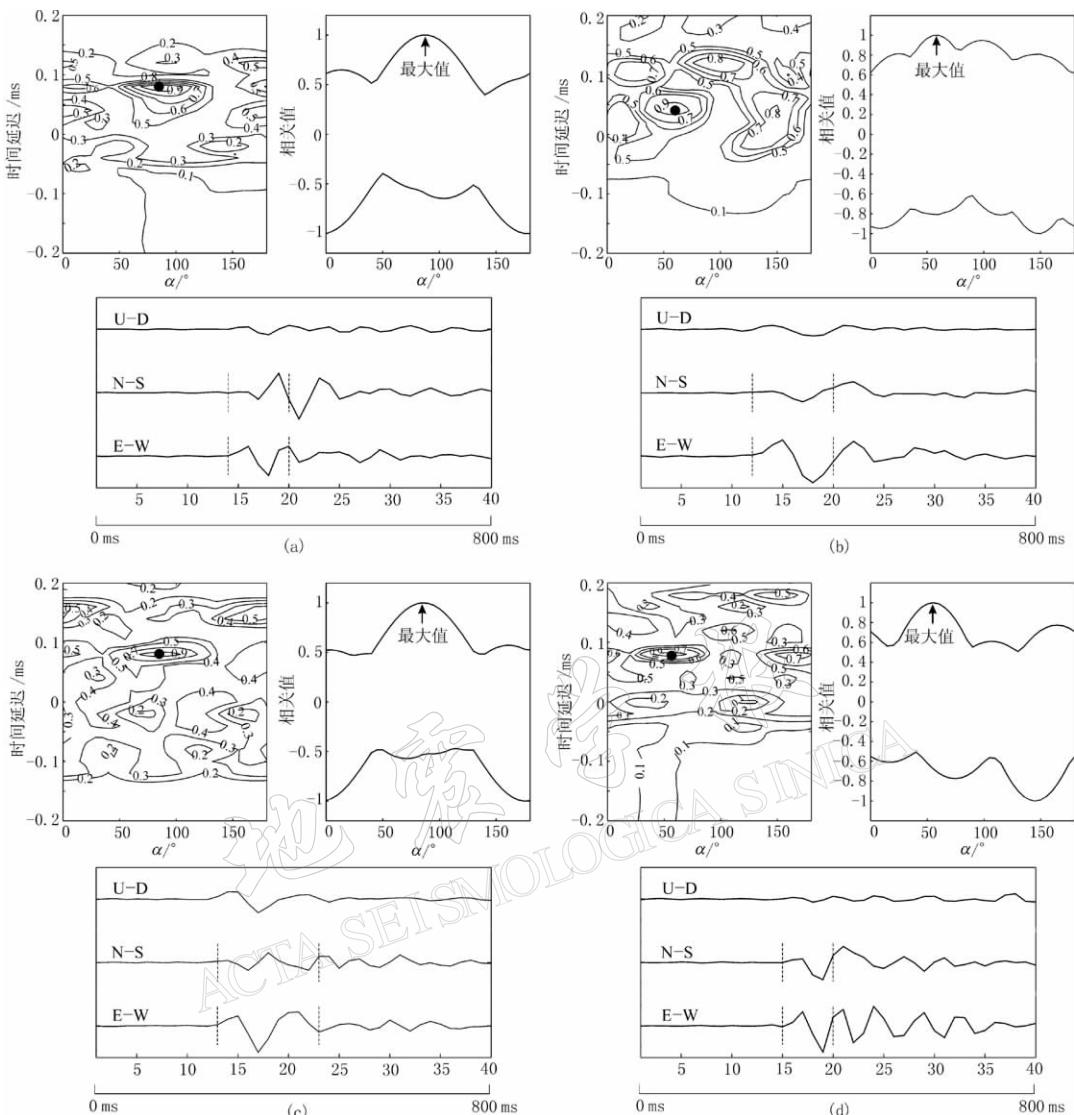


图 3 相关函数计算结果

(a) 快剪切波偏振方向为  $85^\circ$ , 慢剪切波时间延迟为  $0.08\text{ s}$ ; (b) 快剪切波偏振方向为  $60^\circ$ , 慢剪切波时间延迟为  $0.04\text{ s}$ ; (c) 快剪切波偏振方向为  $85^\circ$ , 慢剪切波时间延迟为  $0.04\text{ s}$ ; (d) 快剪切波偏振方向为  $55^\circ$ , 慢剪切波时间延迟为  $0.08\text{ s}$ 。 (a)、(b)、(c) 和 (d) 分别对应于图 2 中的 (a)、(b)、(c) 和 (d) 中的 4 个地震事件。在每一个波形计算结果图中, 左上图为不同偏振方向和时间延迟的相关函数等值线图, 实心圆表示相关函数最大值的位置; 右上图为相关函数最大值和最小值分布图; 下图为三分量剪切波的波形图, 图中横坐标是采样点数, 数据采样率为  $50\text{ Hz}$

Fig. 3 Calculated cross-correlation function

(a) Polarization of fast shear-wave is at the azimuth of  $85^\circ$  and time delay is  $0.08\text{ s}$ ; (b) Polarization of fast shear-wave is at  $60^\circ$  and time delay is  $0.04\text{ s}$ ; (c) Polarization of fast shear-wave is at  $85^\circ$  and time delay is  $0.04\text{ s}$ ; (d) Polarization of fast shear-wave is at  $55^\circ$  and time delay is  $0.08\text{ s}$ 。 (a), (b), (c) and (d) correspond to the four earthquakes (a), (b), (c) and (d) showed in Figure 2, respectively. On each sub-figure, the top left plot gives the isolines of cross-correlation with different polarization and time delay, the black circle dot marks position of the highest cross-correlation function value. Top right shows distribution of the maximum and the minimum value of cross-correlation function. Lower plot displays the three-component waveform, with abscissa denoting number of samples

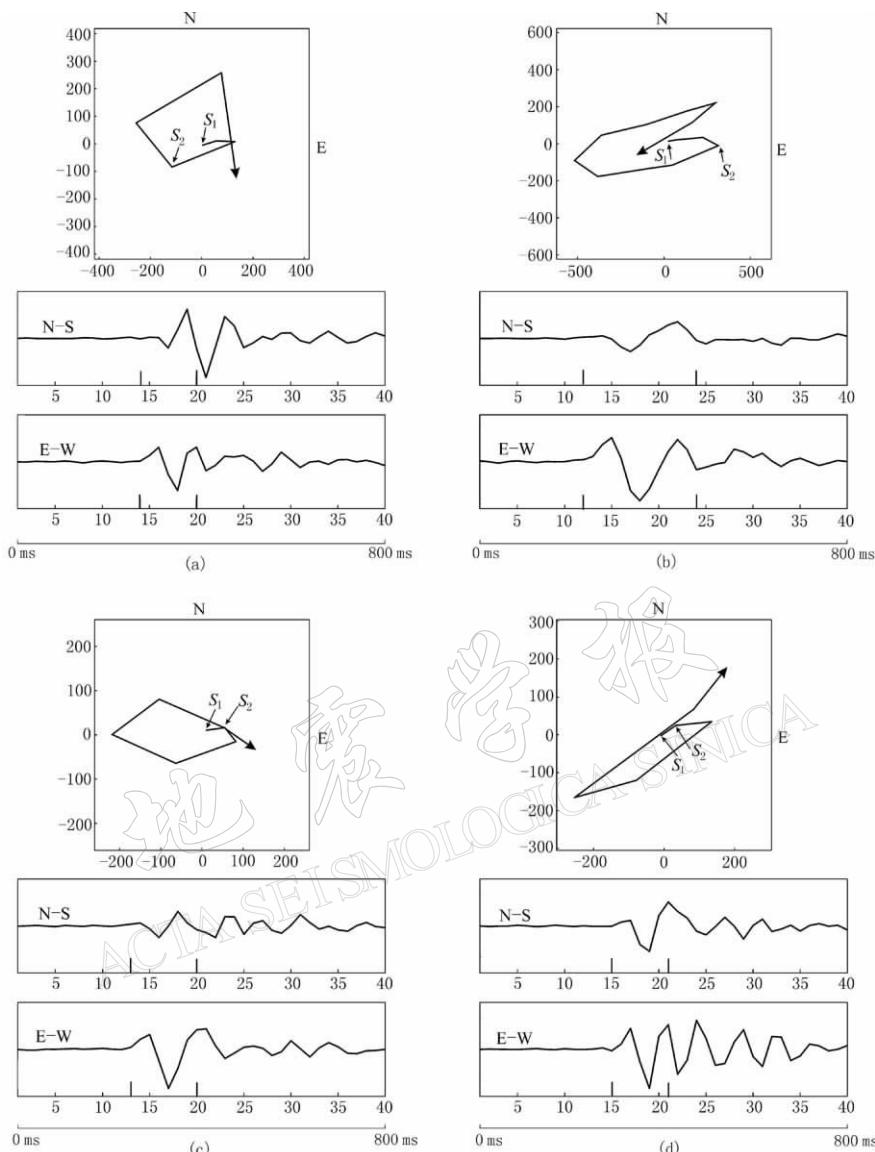


图 4 水平分量剪切波偏振图

(a)、(b)、(c)和(d)分别对应于图3中的(a)、(b)、(c)和(d)中的4个地震事件。在每一个分析图中，从上至下分别为剪切波质点运动轨迹图、N-S分向剪切波波形和E-W分向剪切波波形(横坐标为采样点数)。 $S_1$ 与 $S_2$ 分别表示快剪切波与慢剪切波的开始位置

Fig. 4 Demonstration of horizontal shear-wave polarization

(a), (b), (c) and (d) correspond to the four earthquakes (a), (b), (c) and (d) in Figure 3, respectively. On each sub-figure the upper plot shows the trail of shear-wave particle motion, the middle is N-S component shear-waveform, and the lower is E-W component.  $S_1$  and  $S_2$  indicate the start position of fast and slow shear-wave, respectively

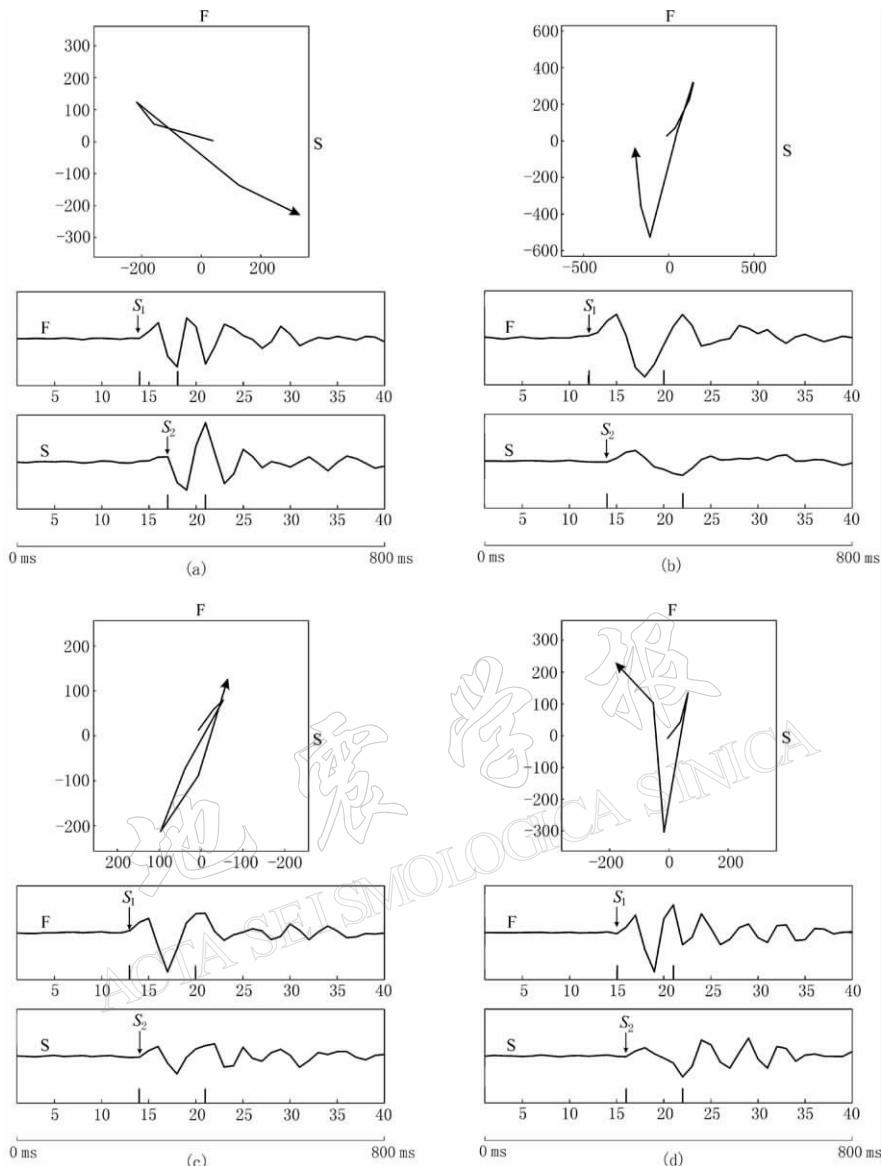


图 5 偏振分析检验

(a) 快剪切波偏振方向为  $70^\circ$ , 慢剪切波时间延迟为  $0.06$  s; (b) 快剪切波偏振方向为  $85^\circ$ , 慢剪切波时间延迟为  $0.04$  s; (c) 快剪切波偏振方向为  $85^\circ$ , 慢剪切波时间延迟为  $0.02$  s; (d) 快剪切波偏振方向为  $60^\circ$ , 慢剪切波时间延迟为  $0.02$  s. (a)、(b)、(c)和(d)分别对应图 4 中的(a)、(b)、(c)和(d)中的 4 个地震事件. 在每一个分析图中, 从上至下分别为经过时间延迟校正后的剪切波偏振图、快剪切波波形和慢剪切波波形(横坐标为采样点数), 其中  $S_1$  与  $S_2$  分别表示快剪切波与慢剪切波的开始位置

Fig. 5 Check of polarization analysis

(a) Polarization of fast shear-wave is at the azimuth of  $70^\circ$  and time delay is  $0.06$  s; (b) Polarization of fast shear-wave is at  $85^\circ$  and time delay is  $0.04$  s; (c) Polarization of fast shear-wave is at  $85^\circ$  and time delay is  $0.02$  s; (d) Polarization of fast shear-wave is at  $60^\circ$  and time delay is  $0.02$  s. (a), (b), (c) and (d) correspond to the four earthquakes (a), (b), (c) and (d) in Figure 4, respectively. On each sub-figure, the upper shows the shear-wave polarization with time delay effect being eliminated. The middle is fast shear-waveform and the lower is slow shear-waveform.  $S_1$  and  $S_2$  indicate the start position of fast and slow shear-wave, respectively

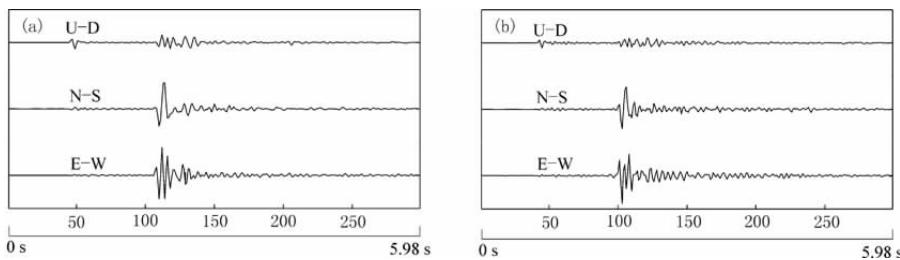


图 6 两个特殊的三分量地震波形

(a) 1999 年 9 月 9 日, 震级为  $M_L 1.8$  地震的地震波形, 震源深度为 7 km, 震中距为 0.9 km;(b) 1999 年 10 月 14 日, 震级为  $M_L 1.6$  地震的地震波形, 震源深度为 9 km, 震中距为 4.2 km

Fig. 6 Two earthquake records with peculiar three-component waveform

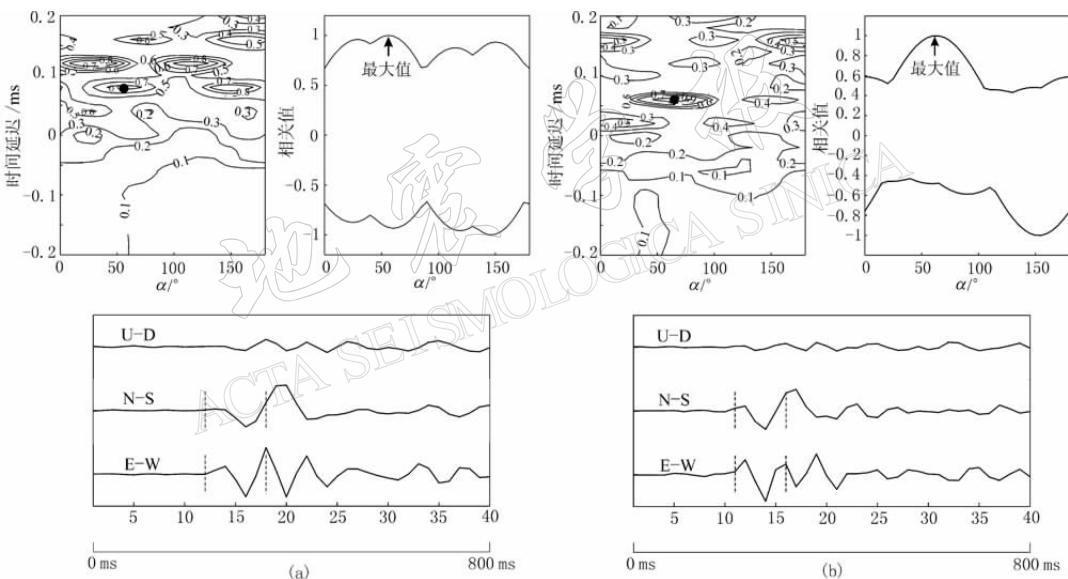
(a) Seismic waveform of an  $M_L 1.8$  quake on September 9, 1999, with focal depth of 7 km and epicentral distance of 0.9 km; (b) Seismic waveform of an  $M_L 1.6$  quake on October 14, 1999, with focal depth 9 km and epicentral distance 4.2 km

图 7 两个特殊波形的相关函数计算结果

(a) 快剪切波偏振方向为  $55^\circ$ , 慢剪切波时间延迟为  $0.08$  s; (b) 快剪切波偏振方向为  $65^\circ$ , 慢剪切波时间延迟为  $0.06$  s. (a) 和 (b) 分别对应图 6 中的 (a) 和 (b) 中的两个地震事件. 图中其它含义同图 3

Fig. 7 Calculated cross-correlation function for the two earthquakes with peculiar waveform

(a) Polarization of fast shear-wave is at  $55^\circ$  and time delay is  $0.08$  s; (b) Polarization of fast shear-wave is at  $65^\circ$  and time delay is  $0.06$  s. (a) and (b) correspond to the two earthquakes (a) and (b) in Figure 6, respectively. Other explanations are the same as in Figure 3

图 10 给出的是慢剪切波时间延迟( $\Delta t$ )随时间的变化和营口台周围  $60$  km 范围以内地震事件的震级随时间的变化图, 即  $\Delta t-t$  图和  $M-t$  图. 图中 band-1 表示的是剪切波射线方向与裂隙面的夹角在  $15^\circ$ — $45^\circ$  之间的区间, 这个区间的慢剪切波时间延迟对裂隙纵横比的变化更加敏感; band-2 表示的是射线方向与裂隙面的夹角小于  $\pm 15^\circ$  的区间, 这个区间的

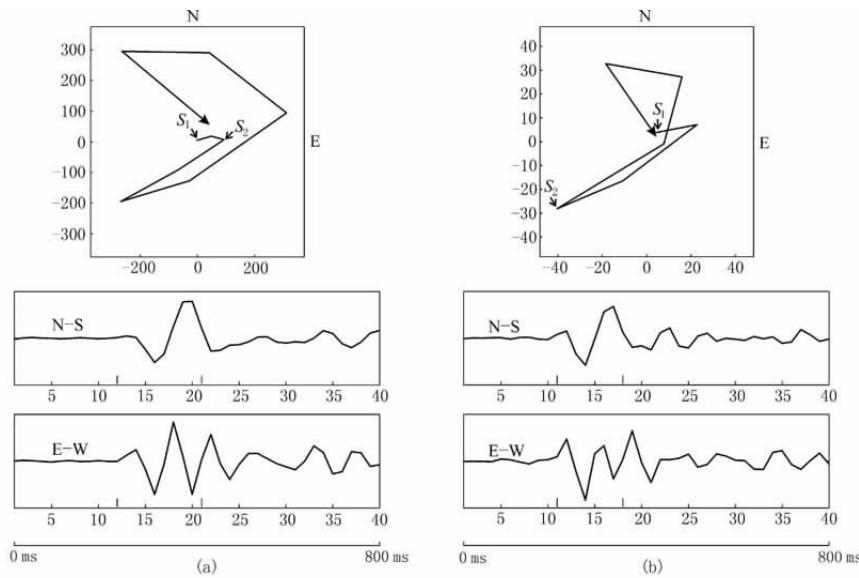


图 8 两个特殊波形的水平分量偏振图

(a) 和(b) 分别对应图 6 中的(a)和(b)中的两个地震事件。图中其它含义同图 4

Fig. 8 Horizontal shear-wave polarization of the two peculiar waveforms

(a) and (b) correspond to the two earthquakes (a) and (b) in Figure 6.

Other explanations are the same as in Figure 4

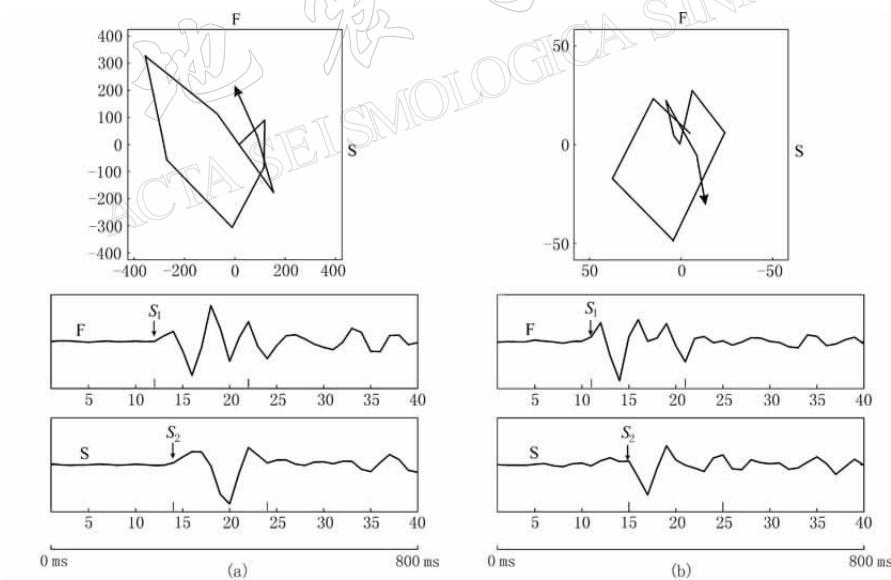


图 9 两个特殊波形的偏振分析检验

(a) 快剪切波偏振方向为  $75^\circ$ , 慢剪切波时间延迟为 0.04 s; (b) 快剪切波偏振方向为  $60^\circ$ , 慢剪切波时间延迟为 0.08 s。 (a) 和(b) 分别对应图 8 中的(a)和(b)

中的两个地震事件。图中其它含义同图 5

Fig. 9 Check of polarization analysis of two peculiar waveforms

(a) Polarization of fast shear-wave is  $75^\circ$  and time delay is 0.04 s; (b) polarization of fast shear-wave is  $60^\circ$  and time delay is 0.08 s. (a) and (b) in this figure correspond to the two earthquakes (a) and (b) in Figure 8 respectively. Other meanings in the figure are same as in Figure 4

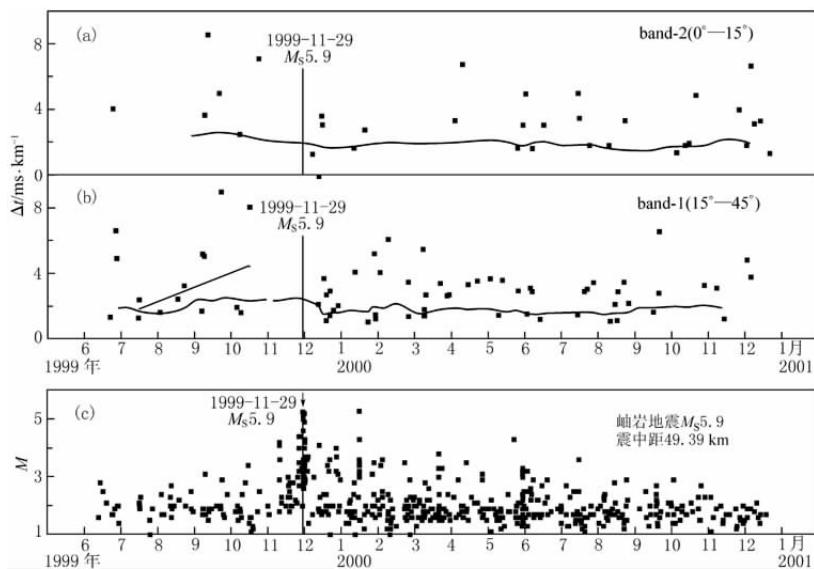


图 10 营口台记录的慢剪切波时间延迟变化图

(a) 和 (b) 为慢剪切波时间延迟随时间变化图 ( $\Delta t-t$  图), 曲线是对数据进行 5 点拟合的结果, 斜线是直线拟合结果; (c) 为营口台周围 60 km 范围内地震震级的时间分布图 ( $M-t$  图), 图中的岫岩地震主震和最大余震参数取自中国地震台网中心, 其它地震参数来自辽宁省地震局地震目录(1996 年 6 月—2000 年 12 月)

Fig. 10 Variation of the time delays recorded at station Yingkou

(a) and (b) plot shows variation of the time delay ( $\Delta t$  versus  $t$ ), the curve is the result of five-point fitting, and the oblique line comes from straight line fitting. Ordinate stands for time delay with unit of ms/km, and abscissa represents time in year and month. (c) plot shows the time variation of earthquake magnitudes for the quakes within 60 km from station YK ( $M-t$  figure). Earthquake catalog is taken from Earthquake Administration of Liaoning Province, but the parameters of main shock and the largest aftershock of Xiuyan earthquake sequence are determined by China Earthquake Network Center

慢剪切波时间延迟对裂隙密度变化更加敏感(Crampin, 1999). 从 band-1 的  $\Delta t-t$  图中可以看出, 从 1999 年 7 月—10 月慢剪切波时间延迟有逐渐增加的趋势(斜线为对其进行直线拟合的结果), 这个现象再次验证了地震前的应力增加过程. 遗憾的是 11 月份在剪切波窗口内没有数据, 无法对这一个月的数据进行分析, 因此也不能观测临震前的应力释放过程(Gao, Crampin, 2004).

为了从统计上分析慢剪切波时间延迟在地震发生前后的变化规律, 本文把全部数据分为 4 个时间段, 计算了不同时间段的平均  $\Delta t$ (表 2), 发现主震前的平均  $\Delta t$  最高, 主震发生后  $\Delta t$  降低(图 11). 这一现象基本对应着震前的应力积累, 而震后的  $\Delta t$  降低则可能是受到

表 2 不同时间段营口台的平均慢剪切波时间延迟

Table 2 Average time delays in different time stages for station Yingkou

分段名称	日期/年-月	平均慢剪切波时间延迟/ms · km <sup>-1</sup>
主震前	1999-06—1999-10	$3.88 \pm 2.47$
主震发生后到最大余震发生前	1999-12—2000-01-08	$2.61 \pm 1.93$
最大余震发生后到整个地震序列结束	2000-01-16—2000-10	$2.81 \pm 1.49$
地震序列结束后	2000-11—2000-12	$3.12 \pm 1.56$

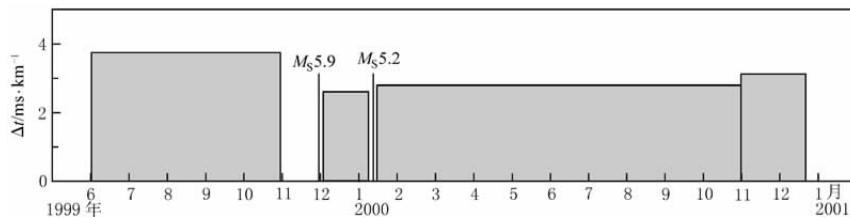


图 11 营口台不同时间段的平均慢剪切波时间延迟示意图

图中的  $M_{\text{S}}5.9$  即表示 1999 年 11 月 29 日岫岩地震主震;  $M_{\text{S}}5.2$  表示岫岩地震后 2000 年

1 月 12 日发生最大余震, 中国地震台网测定该余震震级为  $M_{\text{L}}5.4$

Fig. 11 Average time delays in different time stages for station Yingkou

$M_{\text{S}}5.9$  marks main shock of the November 29, 1999 Xiuyan earthquake sequence,  $M_{\text{S}}5.2$  denotes the largest in January 12, 2000 aftershock after the Xiuyan main shock.  $M_{\text{S}}5.2$  ( $M_{\text{L}}5.4$ ) is measured by China Earthquake Networks Center. The arrowhead shows the time of earthquake

震后应力释放的影响. 至于后面 3 个时间段平均  $\Delta t$  似乎又持续增加的现象, 若考虑到标准误差的因素在内, 则这个增加的幅度是在误差范围内的. 统计样本的时间分段和数据的时间分布不均会造成统计上的假象. 然而, 图 11 还是明显地表示出地震前后的应力积累和释放影响了慢剪切波时间延迟( $\Delta t$ ), 故参数  $\Delta t$  能够反映出应力的变化过程.

曹凤娟等(2005)对岫岩地震序列中营口台记录的 1999 年 11 月—12 月的 26 个数据进行剪切波分裂分析, 得出了震前快剪切波平均偏振方向为 N58.7°E, 震后快剪切波平均偏振方向为 N1°E—N68°E; 平均慢剪切波延迟时间为 4.23 ms/km, 震前平均慢剪切波时间延迟为 4.43 ms/km, 震后平均慢剪切波时间延迟为 4.15 ms/km. 然而, 上述结果来自将剪切波窗口扩大得到的资料上, 这导致了分析结果可信度的降低. 这可能也是这两个研究结果产生差异的主要原因.

图 12 给出了营口台的快剪切波偏振方向等面积投影玫瑰图. 营口台位于 NE 向的海城—营口活动断裂东侧, 附近还有 NNE 向的金州断裂以及 NW 向的海城河断裂(图 1). 比较图 12a 和 b 可以看出, 选用剪切波窗口内数据的快剪切波偏振方向与增加了震中距小于 8 km 的地震事件的快剪切波偏振方向基本一致. 因此, 在没有准确的震源深度数据的情况下, 可以根据该地区震源深度分布特征, 适当地增加离台站较近的地震事件作为数据的补充, 以增加快剪切波偏振分析结果的可靠性. 这个结论与石玉涛等(2006)的研究一致. 从图 12a 和 b 可以看出, 营口台有明显的 ENE—WSW 向的快剪切波优势偏振方向. 该优势偏振方向与张萍和蒋秀琴(2001)以及张萍等(2001)用震源机制解方法对岫岩地震序列进行研究得出的该地区主压应力方向一致, 也与华北北部近东—西方向的构造应力场方向较一致. 然而, 图 12a 中还有几个记录显示出 NW—SE 向的优势偏振方向, 这可能是受到台站东边的海城河断裂的影响所致.

由营口台快剪切波偏振方向的月平均变化示意图(图 13)可以看出, 快剪切波偏振方向在主震前两个月似乎有些变化. 但由于主震前一个月缺少可提供信息的小地震, 无法进行详细的讨论. 地震或火山喷发前后偏振方向的变化在过去亦有一些报道(高原, 冯德益, 1993; Gerst, Savage, 2004; Padhy, Crampin, 2006), 但这个现象仍需要更多的资料来加以证实.

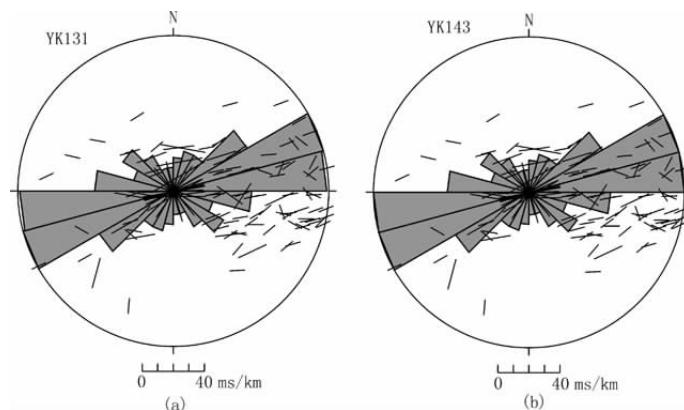


图 12 快剪切波偏振方向等面积投影玫瑰图

(a) 营口(YK)台记录的剪切波窗口内 131 条记录的数据分析结果; (b) 在(a)图基础上又增加了未知震源深度但震中距小于 8 km 的共 143 条记录的分析结果. 图中短线段表示快剪切波偏振方向, 线段长度表示慢剪切波时间延迟大小. 图下方的标尺是标准化时间延迟的尺度

Fig. 12 Equal-area project rose diagram of fast shear-wave polarization

(a) The analysis result of 131 records in shear-wave window at station YK; (b) The result of 143 records with additional data without focal depth determination, but with epicentral distance less than 8 km based on the figure(a). The short bars show fast shear-wave polarizations and the length of bar is proportional to the time delay. The scale below the rose diagram indicates the standard time delay

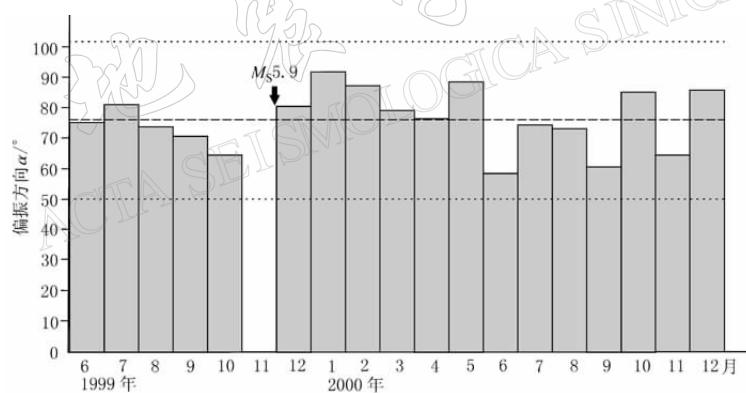


图 13 营口台快剪切波偏振月平均变化示意图

图中的  $M_{S5.9}$  表示 1999 年 11 月 29 日岫岩地震主震, 箭头指向发震的时间位置

Fig. 13 Histogram of monthly average polarizations of fast shear-waves for station Yingkou

$M_{S5.9}$  denotes mainshock of Xiuyan earthquake sequence on November 29, 1999. Arrowhead shows the time of earthquake. The ordinate represents polarization azimuth in degree( $^{\circ}$ ), and the abscissa denotes time in year and month

## 4 讨论和结论

本研究采用 SAM 分析方法, 分析了辽宁遥测数字地震台网的营口台的 1999 年 6 月—2000 年 12 月的数字地震波形记录, 对岫岩地震前后的剪切波分裂特征进行研究, 得到了营口台附近地壳各向异性的初步结果.

结果表明,快剪切波偏振优势方向与原地主压应力方向一致(图12).营口台ENE-WSW向的优势偏振方向与营口地区主压应力方向一致,与华北区域构造应力场方向一致.几个明显的NW-SE向偏振方向的记录则可能是受到附近走向相同的海城河断裂的影响.

构造地震孕育与发展的过程实际上是应力积累的过程,这种应力场的变化将会改变震源区及其附近区域岩石的性质(张中杰,2002),而剪切波分裂特性对地壳应力场的微小变化所引起地壳裂隙的变化非常敏感.研究表明,剪切波分裂参数可以反映震前的应力积累和临震前的应力释放过程(Gao, Crampin, 2004),这种性质可以用来进行地震预测(Crampin *et al*, 2003b).地震的孕育过程会引起裂隙状态的改变,由于剪切波分裂观测的是受力地壳岩石的裂隙状态,这种微小的变化可以被剪切波分裂监测出来.较大地震的孕育可能导致很大范围内岩体的受力状态的改变.因此反映出地震孕育过程应力变化的地震台站并非一定要在未来地震的震源区内.研究表明,可以在50 km范围内研究一次 $M_{\text{L}}3.5$ 或 $M_{\text{L}}4.0$ 地震的应力场变化(Crampin *et al*, 2003a).

本研究得到在营口台的记录中,慢剪切波时间延迟在岫岩地震前有一个增加的过程,显示出震前的应力积累过程(图11).尽管缺少了主震前一个月的数据,这种增加还是很明显的,而且从开始增加到岫岩地震发生的这个持续时间有近142天,这个关系也符合Gao和Crampin(2006)统计出的剪切波分裂时间延迟增加持续时间与震级的关系.但因为缺少震前数据,没有能观测到临震前的应力释放过程.

通过把数据分为4个时间段并计算不同时间段的平均慢剪切波时间延迟,发现岫岩地震主震前6个月的平均慢剪切波时间延迟较高,明显高于主震发生后几个时间段的平均慢剪切波时间延迟(图11).这个现象可能对应着震前的应力积累和地震即将发生及主震发生后的应力释放的过程,反映了应力的变化过程.而快剪切波偏振的月平均变化直方图(图13)也显示出,岫岩地震主震前两个月,快剪切波偏振方向似乎也有些变化,但该现象还需要更多资料的证实.

近来有研究表明,可以用快剪切波优势偏振方向来判断地下断层是否为活动断层(石玉涛等,2006;吴晶等,2007).本研究使用的营口台在NE走向的海城—营口断裂东侧,在NE走向的金州断裂的NE方向的前方,似乎没有直接位于大的断裂带上,但小地震活动近E-W方向空间分布显示出营口台下方存在近E-W方向的活动断裂(图1).本研究得到的营口台的快剪切波优势偏振方向与上述方向一致.

本研究根据石玉涛等(2006)的结果进一步证实,针对国内数据服务现状,在区域地震台网资料震源深度数据不全的情况下,可以补充震中距较近(例如震中距小于8 km)的波形记录,这可能会增加快剪切波偏振分析结果的可靠性.

## 参 考 文 献

- 曹凤娟,王连权,张萍,连安民,刘友富.2005.岫岩 $M_{\text{S}}5.4$ 地震前后S波分裂研究[J].东北地震研究,21(4):39-44.  
高原,冯德益.1993.大同地区近震S波分裂的观测与研究[J].地震学报,15(增刊):521-527.  
高原,郑斯华.1994.唐山地区剪切波分裂研究(Ⅱ):相关函数分析法[J].中国地震,10(增刊):11-21.  
高原,郑斯华,孙勇.1995.唐山地区地壳裂隙各向异性[J].地震学报,17(3):283-293.  
高原,郑斯华,王培德.1996.海南省东方地区1992年小震群剪切波分裂研究[J].地球物理学报,39(2):221-232.  
高原,刘希强,梁维,郝平.2004.剪切波分裂系统分析办法(SAM)软件系统[J].中国地震,20(1):101-107.

- 高原, 石玉涛, 梁维, 刘希强, 郝平. 2008. 剪切波分裂系统分析系统 SAM(2007): 软件系统. 中国地震, **24**(待发表).
- 高常波, 钟以章. 2000. 1999 年辽宁海城—岫岩 5.6 级地震的地质构造背景和发震构造[J]. 地震地质, **22**(4): 405–412.
- 蒋秀琴, 佟晓辉. 2001. 1999 年 11 月 29 日辽宁岫岩—海城  $M_S$ 5.4 地震综述[J]. 地震地磁观测与研究, **22**(2): 1–9.
- 兰从欣, 刘杰, 马士振, 武敏捷, 苗春兰. 2006. 岫岩 5.4 级地震序列主应力变化特征研究[J]. 地震, **26**(2): 73–82.
- 吕培苓, 杨智娴, 王晓青, 丁香, 窦爱霞. 2004. 1999 年岫岩地震序列研究[J]. 地震, **24**(4): 45–50.
- 马杏垣. 1989. 中国岩石圈动力学地图集[M]. 北京: 中国地图出版社: 32–33.
- 石玉涛, 高原, 吴晶, 罗艳, 苏有锦. 2006. 云南地区地壳介质各向异性: 快剪切波偏振特性[J]. 地震学报, **28**(6): 574–585.
- 万波. 2000. 岫岩—海城 5.6 级地震地质背景及其发震构造[J]. 东北地震研究, **16**(2): 27–32.
- 吴晶, 高原, 陈运泰, 黄金莉. 2007. 首都圈西北部地区地壳介质地震各向异性特征初步研究[J]. 地球物理学报, **50**(1): 209–220.
- 张萍, 蒋秀琴. 2001. 岫岩—海城  $M_S$ 5.4 地震序列的震源机制解及应力场特征[J]. 地震地磁观测与研究, **22**(2): 76–82.
- 张萍, 谷光裕, 高艳玲. 2001. 岫岩—海城  $M_S$ 5.4 地震序列震源机制解[J]. 地震, **21**(1): 98–101.
- 张中杰. 2002. 地震各向异性研究进展[J]. 地球物理学进展, **17**(2): 281–293.
- Crampin S. 1999. Calculable fluid-rock interactions[J]. *J Geol Soc Lond*, **156**: 501–514.
- Crampin S. 2001. Developing stress-monitoring sites using cross-hole seismology to stress-forecast the times and magnitudes of future earthquakes[J]. *Tectonophysics*, **338**: 233–245.
- Crampin S, Atkinson B K. 1985. Microcracks in the earth's crust[J]. *First Break*, **3**(3): 16–20.
- Crampin S, Chastin S, Gao Y. 2003a. Shear-wave splitting in a critical crust: III-preliminary report of multi-variable measurements in active tectonics[J]. *J Appl Geophys*, **54**: 265–277.
- Crampin S, Gao Y, Chastin S, Peacock S, Jackson P. 2003b. Speculations on earthquake forecasting[J]. *Seism Res Lett*, **74**(3): 271–273.
- Creager K C. 1992. Anisotropy of the inner core from differential travel times of the phases PKP and PKIKP[J]. *Nature*, **356**: 309–314.
- Crampin S, Peacock S. 2005. A review of shear-wave splitting in the compliant crack-critical anisotropic earth[J]. *Wave Motion*, **41**: 59–77.
- Gao Y, Crampin S. 2004. Observations of stress relaxation before earthquakes[J]. *Geophys J Int*, **157**(2): 578–582.
- Gao Y, Crampin S. 2006. A further stress-forecast earthquake (with hindsight), where migration of source earthquakes causes anomalies in shear-wave polarizations[J]. *Tectonophysics*, **426**(3/4): 253–262.
- Gerst A, Savage M K. 2004. Seismic anisotropy beneath Ruapehu volcano: A possible eruption forecasting tool[J]. *Science*, **306**(5701): 1543–1547.
- Morelli A, Dziewonski A M, Woodhouse J H. 1986. Anisotropy of the inner-core inferred from PKIKP travel times[J]. *Geophys Res Lett*, **13**: 1545–1548.
- Mizuno T, Ito H, Kuwahara Y, Imanishi K, Takeda T. 2005. Spatial variation of shear-wave splitting across an active fault and its implication for stress accumulation mechanism of inland earthquakes: The Atosugawa fault case[J]. *Geophys Res Lett*, **32**: L20305, doi: 10.1029/2005GL023875.
- Padhy S, Crampin S. 2006. High pore-fluid pressures at Bhuj, inferred from 90°-flips in shear-wave polarizations[J]. *Geophys J Int*, **164**: 370–376.
- Silver P G. 1996. Seismic anisotropy beneath the continents: Probing the depths of geology[J]. *Annual Rev Earth Planet Sci*, **24**: 385–432.
- Tang C, Rial J A, Lees J M. 2005. Shear-wave splitting: A diagnostic tool to monitor fluid pressure in geothermal fields [J]. *Geophys Res Lett*, **32**: L21317, doi: 10.1029/2005GL023551.
- Woodhouse J H, Giardini D, Li X D. 1986. Evidence for inner-core anisotropy from free oscillations[J]. *Geophys Res Lett*, **13**: 1549–1552.