

# 1989 年 6 月 9 日石棉 5.2 级地震后 横波分裂的时间变化<sup>\*</sup>

陈天长<sup>1)</sup> 李志君<sup>1)</sup> 张润生<sup>1)</sup>  
杜国光<sup>2)</sup> 彭万星<sup>3)</sup>

1) 中国成都 610041 四川省地震局

2) 中国四川雅安 625000 四川省雅安地区行署地震办公室

3) 中国四川石棉 625400 四川省石棉县地震办公室

## 摘 要

1989 年 6 月 9 日石棉 5.2 级地震后, 在震中附近架设了两个三分向数字地震仪, 从 1989 年至 1992 年进行了 4 年的观测. 资料分析表明, 无论是余震, 还是周围地区的微弱地震, 在“横波窗”内的地震记录上都存在横波分裂. 横波分裂随时间改变. 在余震活动时期, 快横波偏振平均为  $N18^{\circ}W$ , 与 5.2 级地震主破裂面走向一致; 1990 年以后, 平均为  $N46^{\circ}W$ , 转向与区域最大水平主应力方向一致. 1990 年以后两个分裂横波到时差为 1989 年观测的一半左右. 从两个台的分析中得到的结果相同, 这意味着观测到的横波分裂的时间变化可能与石棉 5.2 级地震有关.

主题词 横波; 四川; 地震波; 到时

## 引 言

许多地震活动地区, 在横波窗内的地震记录中可以识别出分裂横波. 这表明, 观测场地下面地壳介质的地震波有效各向异性. Crampin(1978)提出, 包含于地壳介质受应力场控制具有优势取向的充液微裂隙, 是形成地震波各向异性的一种较普遍存在的成因机制. 强地震前后, 震源和周围的应力场可能发生变化, 从而引起微裂隙状态的改变, 诸如排列取向、裂隙密度、裂隙纵横比等的改变, 因而通过横波偏振分析, 可以监测这些可能的时间变化. 目前已有这方面的报道, 如对 1982 年美国阿肯色州 Enola 震群的地震记录分析, 发现分裂横波到时差在较强地震前增加, 震后减小(Booth *et al.*, 1990). 在英国 Cornwall 地热区进行液压致裂过程中, 观测到声发射横波分裂的快横波偏振方向的时间变化(Crampin and Booth, 1989). 分裂横波到时差和快横波偏振是偏振分析中

<sup>\*</sup> 地震科学联合基金会资助项目.

1993 年 11 月 18 日收到初稿, 1994 年 6 月 22 日收到修改稿并决定采用.

两个最常测量而又十分重要的量.

至今, 这类观测还不够, 还没有充分揭示地震震源周围地壳介质中微裂隙变化的详细过程. 选择各种可能的机会, 例如对发生在各种构造背景的余震活动、孤立小震群、以及未来地震危险区等等作更多的观测是必要的. 石棉位于地震活动区, 1989 年 6 月 9 日发生了一次 5.2 级地震, 为了分析对比余震和以后属于背景地震活动的横波分裂时间变化, 我们在 1989—1992 的 4 年间, 每年进行 3—6 个月的观测. 本文将报告观测结果, 并进行讨论.

1 石棉 5.2 级地震

1989 年 6 月 9 日的石棉 5.2 级地震(震中:  $29^{\circ}16.4'N$ ,  $102^{\circ}13.2'E$ ; 震源深度: 10 km), 其余震不多, 震级也低. 震后半年内, 在主震震中 10 km 范围内,  $M_L \geq 2.0$  的地震共 6 次, 其中 4 次是震后 10 天内发生的. 最大余震  $M_L = 2.4$ . 余震分布呈南北走向, 其深度比主震略浅, 小于 10 km. 1990 年以后, 该地区地震分布较散, 其深度却比 5.2 级地震大, 大于 10 km. 对横波分裂研究, 重要的是获得来自地震台下方的微弱地震记录. 用于本文横波偏振分析的地震参数和震中分布分别见表 1 和图 1.

表 1a 大河坝台 1989—1992 年用于偏震分析的地震基本参数及偏振测量结果

编号	年-月-日	时:分	震中		震源深度 km	震级 ( $M_L$ )	$IH$ ( $^{\circ}$ )	$P$ ( $^{\circ}$ )	$\Delta t$ s	$Dt$ ms/km	$E$ ( $^{\circ}$ )
			北纬	东经							
1	1989-07-08	06:04	$29^{\circ}12.0'$	$102^{\circ}13.5'$	8		39.5	172	0.06	6.3	70
2	1989-07-09	22:31	$29^{\circ}12.5'$	$102^{\circ}13.3'$	8		42.4	167	0.09	9.4	70
3	1989-07-13	22:42	$29^{\circ}13.3$	$102^{\circ}14.4'$	9	1.3	40.3	164	0.07	7.0	82
4	1989-07-13	22:54	( $29^{\circ}13.3'$ )	( $102^{\circ}14.4'$ )	(9)		40.3	166			82
5	1989-07-14	18:41	( $29^{\circ}12.0'$ )	( $102^{\circ}13.5'$ )	(8)		39.5	167	0.06	6.2	70
6	1989-07-16	13:10	( $29^{\circ}12.0'$ )	( $102^{\circ}13.5'$ )	(8)		39.5	169	0.06	6.1	70
7	1990-07-31	00:28	$29^{\circ}05.9'$	$102^{\circ}16.1'$	18	2.2	20.1	145			77
8	1990-09-26	19:03	$29^{\circ}15.1'$	$102^{\circ}17.6'$	14	2.4	37.0	305	0.03	1.7	64
9	1990-10-04	00:20	$29^{\circ}11.8'$	$102^{\circ}17.3'$	18	2.4	13.7	147	0.07	3.7	79
10	1990-10-16	17:59	$29^{\circ}04.9'$	$102^{\circ}14.7'$	11	2.6	38.7	158	0.06	4.2	60
11	1990-10-22	12:12	$29^{\circ}09.6'$	$102^{\circ}15.5'$				151	0.09		
12	1991-10-22	18:02				1.7		127			
13	1992-07-22	20:06	$29^{\circ}08.4'$	$102^{\circ}14.5'$	13	0.8	16.3	93	0.04	3.1	74
14	1992-07-23	22:56	$29^{\circ}13.6'$	$102^{\circ}17.5'$	22	1.5	19.8	313	0.06	2.5	74
15	1992-07-24	23:17	$29^{\circ}13.8'$	$102^{\circ}15.8'$	19	1.7	22.7	0	0.04	1.9	77
16	1992-09-30	21:43						293			
17	1992-11-15	06:24						328	0.06		
18	1992-11-17	02:55						332			

表 1a, b 中,  $IH$  是地震波在地表的入射角,  $P$  表示快横波偏振方位的测量值,  $\Delta t$  是两个分裂横波的到时差,  $Dt$  是单位路径上的到时差,  $E$  是地震射线在微裂隙表面上的入射角. 没给出震级的地震都很小, 带有括号的数字表示可靠性较差.

表 1b 先锋台 1989—1992 年用于偏震分析  
的地震基本参数及偏振测量结果

编 号	年-月-日	时：分	震 中		震源 深度 km	震级 ( $M_L$ )	$IH$ ( $^{\circ}$ )	$P$ ( $^{\circ}$ )	$\Delta t$ s	$Dt$ ms/km	$E$ ( $^{\circ}$ )
			北纬	东经							
1	1989-07-08	06：04	29°12.0′	102°13.5′	8		52.8	336	0.08	6.9	50
2	1989-07-09	22：31	29°12.5′	102°13.3′	8		50.9	338	0.07	6.1	49
3	1989-07-11	10：09						339	0.06		
4	1989-07-12	02：38						336	0.06		
5	1989-07-13	22：42	29°13.3′	102°14.4′	9	1.3	40.3	343	0.07		59
6	1989-07-14	20：02	29°16.8′	102°14.8′	5	1.5	31.9	337	0.06	10.8	61
7	1989-07-16	16：17						162			
8	1989-07-17	06：47						328			
9	1989-08-14	01：20						320			
10	1989-08-14	21：43	29°14.0′	102°14.2′	9	1.5	36.3	342	0.10	8.7	59
11	1989-08-15	04：59						333			
12	1989-08-15	06：18	(29°13.3′)	(102°13.5′)	(9)		43.4	339			53
13	1989-08-15	06：22	29°13.3′	102°13.5′	9	1.9	43.4	336	0.07	6.7	53
14	1989-08-15	06：30	(29°18.0′)	(102°12.0′)		1.8		334			
15	1990-04-25	02：20	29°10.1′	102°14.1′	13		45.4	112	0.04	2.2	46
16	1990-04-28	06：45	29°13.2′	102°09.6′	16	1.7	39.9	135	0.04	3.4	55
17	1990-05-03	19：50						314	0.05		
18	1990-05-27	14：25						135			
19	1990-06-05	15：49	29°12.1′	102°17.2′	17		27.4	130	0.07		69
20	1990-10-04	00：20	29°11.8′	102°17.3′	18	2.4	27.4	103	0.06	2.8	69
21	1991-06-19	06：04						118	0.03		
22	1991-06-19	17：53	29°15.6′	102°13.3′	13		25.6	121	0.04	3.0	66
23	1991-06-19	17：55	29°15.6′	102°13.3′	13		25.6	116	0.04	3.0	66
24	1991-09-06	11：21				2.3		321			
25	1991-11-06	08：04	(29°16.0′)	(102°16.0′)		1.3			348		

现场烈度考察和位于震中区的跨断层水准测量都表明，近南北走向的野鸡洞—蟹螺断层是石棉 5.2 级地震的发震断裂(石棉地震现场工作组, 1990)(图 1). 5.2 级地震的震源机制解见图 2a, 应当取南北走向的节面 I 为真正的断层面. 断层面倾向西, 与余震位于地表主破裂线的西侧相吻合. 因此, 石棉 5.2 级地震是一次左旋走滑为主的错动. 周围台站记录的余震初动分布示于图 2b. 与主震的初动分布对比可以看到, P 波初动符号在投影面上的分布与主震的大体一致, 并且不出现矛盾符号的混杂, 因此, 虽然不能很好地确定综合断层面解, 但表明位于同一主破裂面的余震与主震有大体相同的错动方向.

流动观测点是 1988 年末勘选的, 共有 4 个. 台基都是坚硬的花岗岩或变质岩. 离主震震中稍远的一个场地一直没有用作观测. 另有一个选择的点因长期供电不足无法正常工作. 1989—1992 年的 4 年中, 先锋和大河坝两个台工作正常(位置见图 1). 先锋台和大河坝台离 5.2 级地震震中分别为 5 和 13 km, 使用的是 Sprengnether DR-200 数字地震记录仪及本征频率为 2 Hz 的 DJ-3 型三分向速度量拾震器. 采样率为 100 Hz/每道. 在

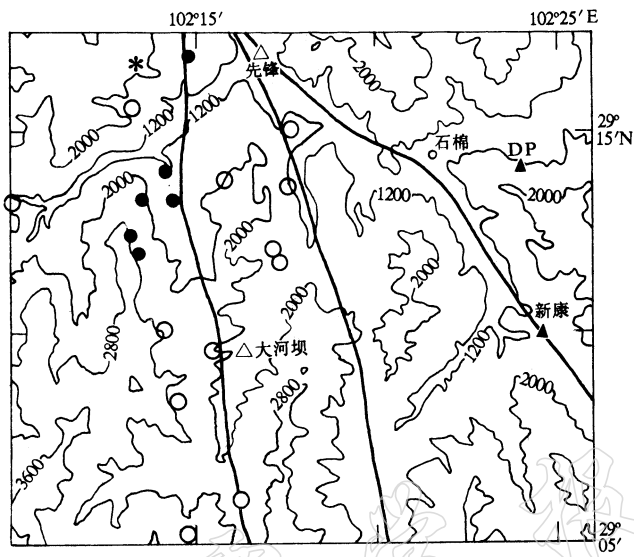


图 1 用作偏振分析的地震震中分布. 星号表示 5.2 级主震, 其余震用实心圆表示, 1990—1992 年的地震用空心圆表示. 两个数字流动地震台用空三角表示, 实三角是图框范围内的两个固定地震台位置, 左边一条粗线是 5.2 级地震的发震断层 (野鸡洞—蟹螺断层). 地形等高线的单位为 m

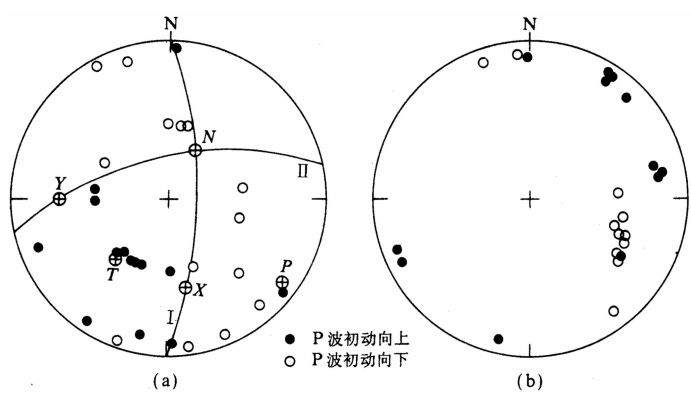


图 2 5.2 级地震震源机制解(a)和余震综合初动分布(b)(上半球投影)

野外工作时, 仪器工作状态和极性均已经过仔细检查. 4 年观测中, 同一观测点使用同一台仪器, 并保持各参数稳定.

用于本文偏振分析的地震记录, 其震级都为  $M_L 1-2$ . 表 1 中没能给出震级大小的地震, 其震级更小些. 对所分析的地震, 除两个流动数字地震仪记录外, 在余震区 100 km 范围内的 8 个固定台 P 和 S 波初动并不都清晰. 此外, 这些台站使用的时间服务系统不同. 因此, 我们用石川法采用当地平均虚波速度 8.55 km/s 来定位. 震中误差为 1

-2 km, 震源深度误差为 4-5 km.

## 2 偏振观测

偏振分析的对象是入射横波, 但地面记录的横波波形只有在地表的射线入射角小于临界角  $\sin^{-1}(v_s/v_p)$  时, 才与入射波形相似(Nuttli, 1961; Evans, 1984). 当入射角小于临界角时, 称它在“横波窗”内. 这是对使用资料的限止, 即我们仅使用位于“横波窗”内的地震记录.

本工作中, 横波窗选为入射角  $\leq 52^\circ$ . 从资料分析, 在此范围内快横波质点振动为线性或近于线性, 且与有较小入射角的偏振相平行. 这里选取的有效横波窗比许多已发表的文章中采用的横波窗(入射角  $\leq 45^\circ$ )大, 这是考虑到观测点周围的地形, 有效入射角可能与以水平地表计算的入射角不同. 例表 1 中所列的入射角大于  $45^\circ$  的有先锋台记录的编号为 1, 2 和 15 三次地震. 这三次地震, 其震中位于先锋台西南. 先锋台周围的地形趋势向南抬升(图 1), 因而地表的法线偏向震源, 使有效入射角比表 1 给出的值要小. 在入射角离窗缘较远、记录台的地形没有大起伏的情况, 没有必要考虑观测点地形的影响. 此外, Nuttli(1961)的研究还表明, 线偏振平面剪切波入射在自由表面将会是线性或非线性的, 依赖于入射角小于或大于临界角. 因此, 在一些微震无法定位的情况下, 只要在水平偏振图上横波为线性质点振动, 也可认为是在横波窗内. 1990 及 1991 年, 我们在新康(其位置见图 1)也曾架设了数字地震记录仪, 由于记录的地震都不在横波窗内, 找不到有良好线性质点振动的地震记录.

图 3 是 1989-1992 年观测期间落在横波窗内, 且可读出两个分裂横波到时差的全部地震记录和相应的水平质点振动图. 分析中包括了无法定位的地震资料, 因此水平偏振图直接以通常地震记录的地理南北和东西为纵横坐标. 拾震器的水平方位在野外靠地质罗盘测定. 这一地区磁子午线与地理子午线的差别可造成偏振测定  $1.5^\circ$  的误差, 但比起拾震器的安装误差和地形不规则、波传播途径介质不均匀等等造成偏振的离散要小, 因而未作校正.

图 3a, b 水平向地震记录的上一道为南北向记录, 下一道为东西向记录. 这二道在时间窗 1, 2 的质点振动合成构成方框 1, 2 内的偏振图. 时间窗长度为 0.15 s. 在偏振图上, 质点运动方向的右侧间隔 0.01 s 有个记号. 两个箭头分别指出了快慢横波的初至, 间隔就是分裂横波到时差.

当 P 波尾波较强时, 叠加到 S 波上会使 S 波偏振受到干扰. 因此, 在测量偏振时, 应将横波起始后的一段质点振动偏离线性的幅度平滑掉, 偏离线性的幅度一般不超过横波起始前纵波尾波 3, 4 个周期内的最大振幅. 由图 3 可看到, 横波起始后一段时间内(在图 3 中, 约 0.1 s), 质点振动保持线性或近似线性. 在各个观测时段内, 大河坝和先锋台上记录到不同震源来的偏振近于平行. 这是横波分裂的明显特征. 第二个横波起始是在偏振图上由质点振动方向, 或曲率的突然改变来判读的. 这是两个分裂横波叠加的结果. 判读慢横波起始常常很困难. 快横波的偏振和两个分裂横波到时差是偏振分析通常的观测量. 本工作的观测结果列于表 1. 分裂横波的到时差与穿越各向异性区域的射线路径长度有关. 表 1 中  $Dt$  项是单位长度(km)计算的到时差, 其中假定了横波分裂是

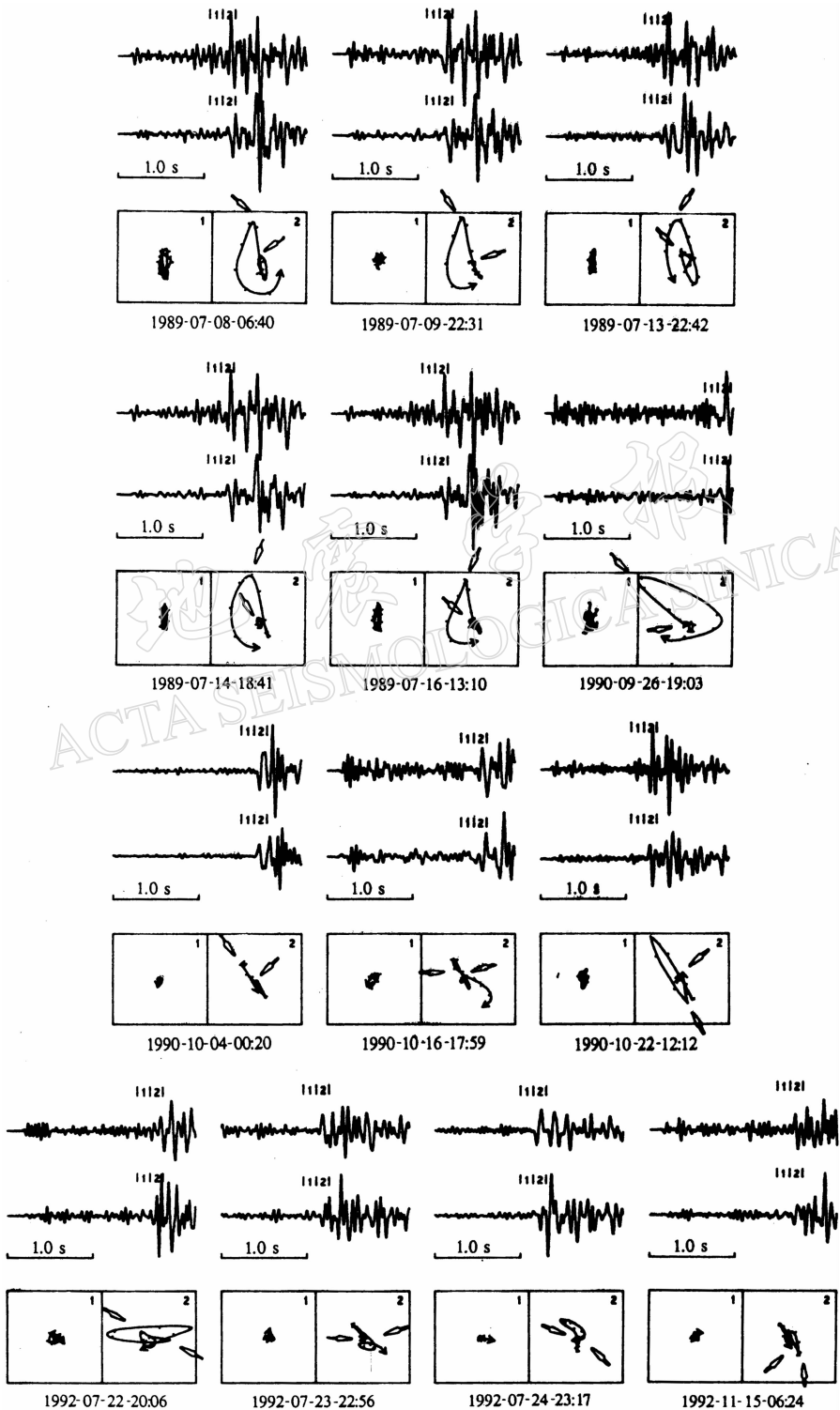


图 3a 大河坝台记录的横波窗内的水平向地震记录和水平质点振动图

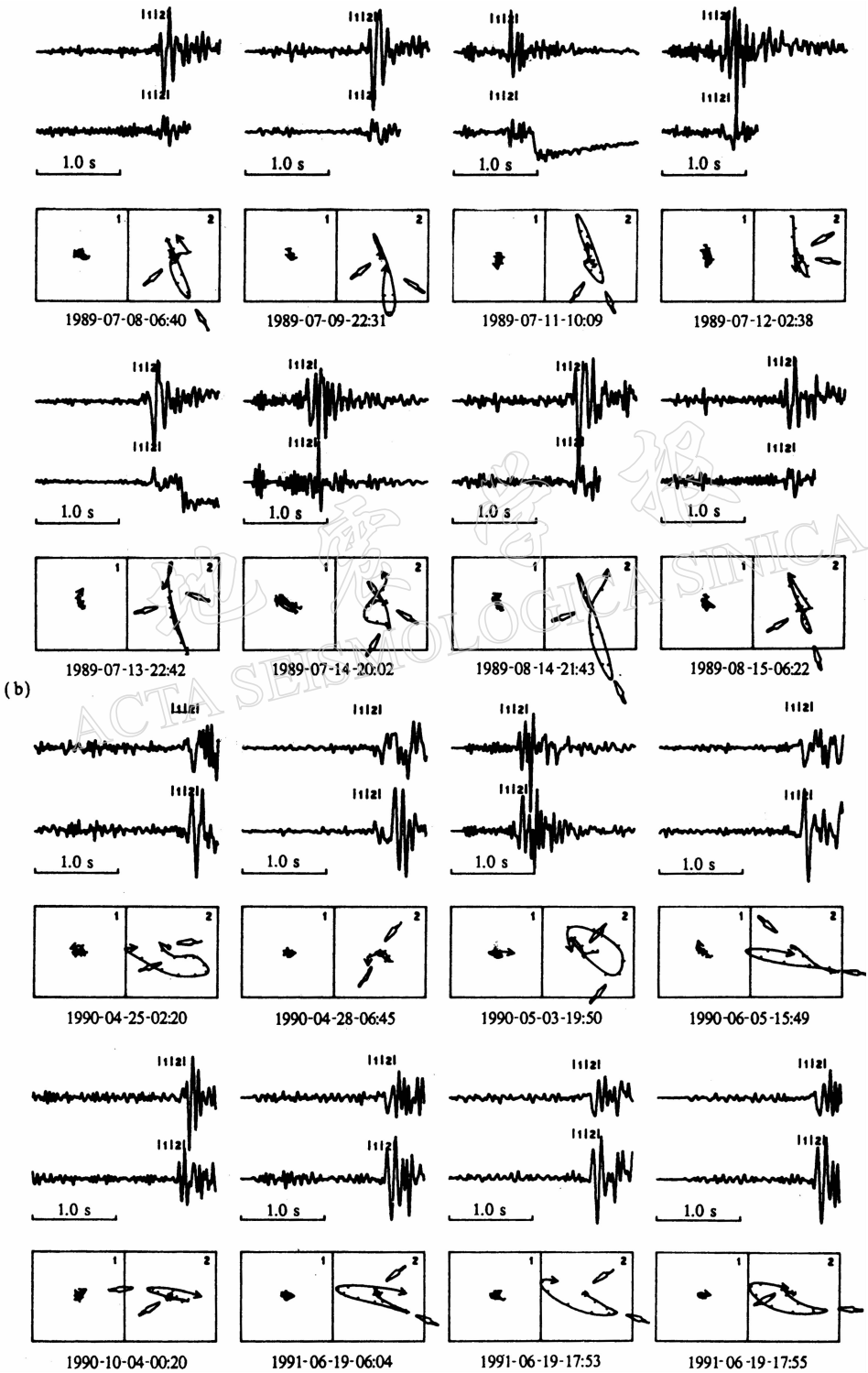


图 3b 先锋台记录的横波窗内的水平向地震记录和水平质点振动图

在整个传播途径上均匀产生的.

1989, 1990 及 1992 年在大河坝台, 1989, 1990 以及 1991 年在先锋台记录到的快横波水平偏振表示在图 4 中. 表 1 及图 4 显示了各台在一个时段内的地震记录上, 快横波偏振存在优势取向. 用玫瑰图(图 5)表示这一点更加明显, 大河坝台 1992 年的偏振离散较大. 两个台不同时段偏振平均值见表 2.

表 2 两个台不同时段偏振平均值

台站名称	1989	1990	1991	1992
大河坝	168°	145°		131°
先 锋	157°	125°	133°	

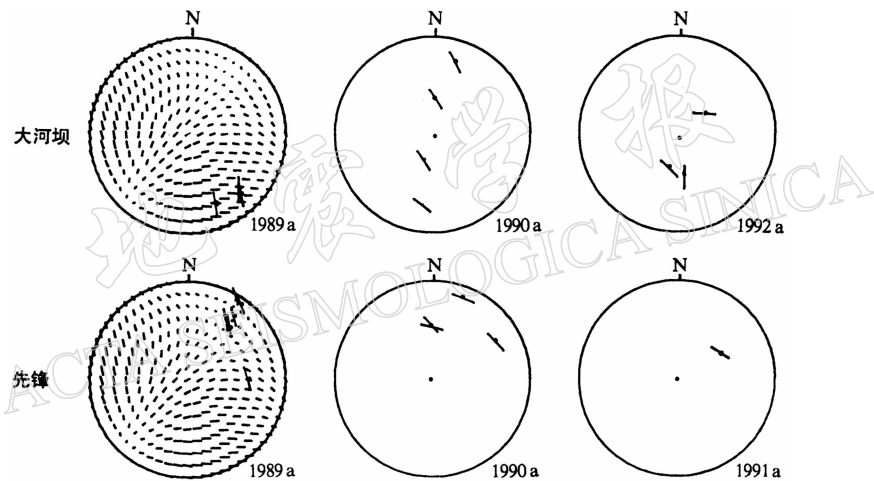


图 4 大河坝和先锋台 1989—1992 年观测到的快横波偏振的水平投影(上半球投影).  
取横波窗为 $\leq 52^\circ$ 的范围. 在 1989 年的图上还画出了余震可能的断层而解激发的理论横波偏振

3 讨 论

由点源激发的在各向同性介质中传播的横波偏振不能解释在石棉的观测. 由于我们的地震台密度不够, 以及所分析的地震震级小, 无法确定单个地震的震源机制解. 根据前面的讨论, 石棉 5.2 级地震的余震综合断层面解与主震的机制解近似. 图 4 中给出的余震可能的断层面解产生的理论偏振图象是用主震震源激发来代替的. 在各向同性介质中, 传播过程不会改变这个图象. 从图中可以看到, 粗实线段表示的余震观测中偏振与相应点理论预期的偏振不一致. 重要的是, 无论是余震活动时期, 还是通常地震活动期间, 在剪切波窗内, 观测来自不同震源方向的横波偏振大体相互平行, 这是各向同性介质点源辐射图象无法解释的. 这意味着观测到的偏振不是震源效应, 而主要是非各向同性介质的传播效应.

Crampin(1978)提出, 大多数地区的地壳介质中包含充液裂隙. 在应力场作用下,



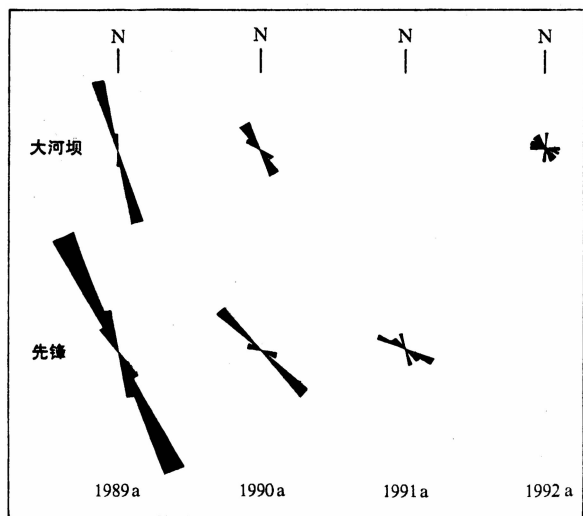


图 5 大河坝和先锋台 1989—1992 年观测到的快横波偏振方向分布的玫瑰图

这些裂隙定向排列, 这是地壳介质成为地震波各向异性较普通的机制. 在各向异性介质中传播的横波是具有不同速度, 偏振相互正交的二组. 偏振方向由波传播方向与各向异性介质对称轴的相对位置确定 (Crampin, 1981). Crampin (1984) 用理论地震图还表明, 在通常地壳介质包含垂直定向排列的充液微裂隙的情况, 其中传播的快横波偏振, 在剪切波窗内的水平投影近似平行, 与裂隙排列的优势取向一致. 1989—1992 年的石棉观测表明, 横波偏振具有上述特征, 说明了当地地壳介质的各向异性.

同时, 横波分裂还可能存在着与 5.2 级地震有关的时间变化. 从表 1 可以看到, 大河坝和先锋台 1989 年的偏振测量值比其后年份的值离散程度要小, 这可能与余震震源局限在较小的区域有关. 在 4 年观测期间, 各年的观测都有  $\pm 20^\circ$  的离散. 表 2 给出的平均值表明, 考虑到观测值存在的离散, 以及可分析的资料数量不足, 1990 年以后快横波偏振还看不出有明显的时间变化. 但在余震活动期间 (1989 年) 的观测与 1990 年以后的值存在差别, 平均值的变化在  $20^\circ$  以上, 而且在大河坝和先锋台上观测到相似的变化.

许多地区的观测表明, 快横波偏振方向与当地最大水平主应力方向平行. 图 2a 给出石棉 5.2 级地震机制解的  $P$  轴方位为  $141^\circ$ , 1986—1989 年该地区弱震综合断层面解得出的  $P$  轴方位为  $135^\circ$ , 而 1990 年以后偏振值平均方位为  $130^\circ$ — $140^\circ$  (表 2). 因此, 在石棉地区没有较强地震活动的情况, 横波偏振也与区域最大水平主应力方向保持一致.

可能大河坝和先锋台离 5.2 级地震震中很近, 也靠近发震断层, 分析 1989 年的偏振值不能不考虑这次地震的影响. 如果在地震发生后的一段时间内, 断层附近的微裂隙保持与主破裂面大体平行的话, 这就不难解释 1989 年的观测结果. 1989 年大河坝和先锋台的观测偏振平均值方位为  $162^\circ$ , 这正是发震断层地表走向 (北  $16^\circ$  西) (石棉地震现场工作组, 1990), 亦即在余震活动期间, 主破裂面附近的微裂隙可能与主破裂面走向平行.

对于两个分裂横波到时差的讨论较为困难, 能测量到时差的资料很少. 尽管如此, 表 1 中单位路径的到时差 ( $Dt$ ) 一项所显示的, 在 1990—1992 年期间为  $2$ — $4$  ms/km, 比 1989 年余震活动时期  $6$ — $9$  ms/km 减少一半左右. 大河坝和先锋台结果相似. Hudson (1980; 1981) 给出各向异性介质中两个横波速度的计算公式. 其中有两个参数是裂隙密度和纵横比. 这两个参数对两个横波速度差的影响不同: 裂隙密度的变化对入射到裂隙面不同角度的射线上的横波都有影响, 而纵横比的变化主要影响入射裂隙面的角度  $50^\circ$ — $75^\circ$  之间的射线上的横波传播速度. 根据这一点可以判断是哪个参数对观测到的到时

差变化起作用. 表 1 中也给出了入射裂隙面的入射角( $E$ ). 在石棉的观测中, 入射裂隙面的角度在  $50^{\circ}$ — $75^{\circ}$  以外时, 到时差同样有较大变化. 看来, 到时差的变化与该入射角无关. 因此, 裂隙密度的减小是引起到时差降低的可能因素.

## 4 结 论

1989 年 6 月 9 日石棉 5.2 级地震后的 4 年观测期间, 在横波窗内的地震记录都存在明显的分裂横波, 说明了该地区地壳上部介质的各向异性. 在靠近发震断层的观测点上记录到的快横波偏振, 通常受区域应力场控制, 但在余震活动期间很可能受地震影响, 偏转可达  $20^{\circ}$ — $30^{\circ}$ . 两个分裂横波的到时差通常处于低值, 在石棉地区约  $3 \text{ ms/km}$ , 在余震活动期间高出一倍. 偏振分析中这两个观测值都可能与余震活动有关.

## 参 考 文 献

- 石棉地震现场工作组, 1990. 1989 年 6 月 9 日四川石棉 5.2 级地震. 四川地震, 2: 49—64.
- Booth, D. C., Crampin, S., Lovell, J. H. and Chiu, J. M., 1990. Temporal changes in shear wave splitting during an earthquake swarm in Arkansas. *J. Geophys. Res.*, **95**, 11, 151—164.
- Crampin, S., 1978. Seismic wave propagation through a cracked solid; polarization as a possible dilatancy diagnostic. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **53**, 467—496.
- Crampin, S., 1981. A review of wave motion in anisotropic and cracked elastic media. *Wave Motion*, **3**, 343—391.
- Crampin, S., 1984. Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solid. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **76**, 135—145.
- Crampin, S., Booth, D. C., 1989. Shear-wave splitting showing hydraulic of pre-existing joints in granite. *Sci. Drilling*, **1**, 21—26.
- Evans, R., 1984. Effects of the free surface on shear wavefraons. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **76**, 165—172.
- Hudson, J. A., 1980. Overall properties of a cracked solid. *Math. Proc. Camb. Phil. Soc.*, **88**, 371—384.
- Hudson, J. A., 1981. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **64**, 133—150.
- Nuttli, O., 1961. The effect of the earth's surface on the S-wave particle motion. *Bull. Seismol. Soc. Amer.*, **51**, 237—246.