

永登 5.8 级地震前后剪切波分裂特征

张范民 李清河 荣代潞

(中国地震局兰州地震研究所, 兰州 730000)

摘要 应用 1990 年至 1995 年 CDSN 台网兰州数字台的记录和中法合作建立的朗索数字台的记录, 研究了 1995 年 7 月 22 日甘肃永登 5.8 级地震前后剪切波分裂的特征. 利用最大特征值法、波形识别算子法和最大似然法定量确定了剪切波分裂的快慢波时间延迟及快波偏振方向. 结果表明, 在永登地震前大约 1 年的时间内剪切波分裂延迟增大, 快剪切波偏振方向也从 NE 向转为 NW 向, 地震后剪切波分裂时间延迟和偏振方向很快恢复. 其时间延迟变化与 Peacock (1988) 的结果很相似, 而快波偏振方向的变化类似于 1990 年肃南地震过程. 因此, 可以认为, 此次地震前 S 波分裂方面的前兆特征是明显的.

关键词 甘肃 S 波分裂 异常特征 各向异性 EDA 模式
中国图书分类号 P315.3

1 前言

自从 EDA (Extensive Dilatancy Anisotropy) 假设^[1]被提出以来, 用剪切波分裂来研究地壳介质的各向异性, 无论是在理论上还是在实际资料的分析处理上都取得了很大的进展^[2], 人们开始尝试利用剪切波分裂的一些特征来进行地震预报.

研究剪切波分裂的最大困难是如何定量地识别快慢波到时和使用剪切波窗外的资料. 在分析方法上, 国外学者相继提出了旋转法 (Ando et al., 1983)、全偏振法 (Crampin et al., 1985)、旋转相关法 (Bowman and Ando, 1987)、纵横比法 (Shih et al., 1989) 和合成地震图法 (Tsvankin and Chesnokov, 1990) 等. 旋转法是将记录的水平分量旋转到快剪切波方向, 此时快慢剪切波分开且延迟达到最大. 全偏振法是将记录分别投影到相互垂直的 3 个平面上, 根据质点运动方向的突然变化来确定快慢剪切波到时. 旋转相关法是将记录的水平分量进行旋转并求出快慢剪切波的互相关, 当互相关达到最大时, 此方向即为快剪切波偏振方向且可确定延迟时间. 纵横比法是根据水平分量的纵横比最大来求快剪切波偏振方向和时间延迟的. 这些方法一般要求资料必须是剪切波窗之内的记录. 在国内, 刘希强、郑治真等也相继提出了最大特征值法、波形识别算子法和自适应法等^[3, 4].

Peacock 等^[5]首次报道了美国加利福尼亚 Anza 地震空区附近 KNW 台的剪切波分裂特征. 在该次地震前 3 年中剪切波分裂的时间延迟增长了近 1 倍. 1986 年 7 月 8 日在离 KNW 台 30 多公里的北棕榈泉 (North Palm Springs) 发生了 $M_L 6.0$ 地震, Crampin 等^[6]分析了震后该

台 2 年的资料,发现震后 3 个月内剪切波分裂延迟又恢复到震前开始上升时的水平. Booth 等⁷报道了美国 Arkansas 州的一个震群中几个较大地震前后剪切波分裂延迟的变化,发现其变化持续数小时至数天.在中国,一些学者^{8~12}报道了大同地震、卢龙地震余震、甘肃景泰地震、肃南地震和云南禄劝地震余震剪切波分裂的时间延迟变化特征.

这些研究说明,剪切波分裂时间延迟变化及快波偏振方向变化可能是对地震预报很有用的一种信息.但是不同的研究者利用不同的方法所得结果不同,意味着利用剪切波分裂特征进行地震预报的问题还需要进行深入的研究.目前的震例报道也还是很有限的,还有待于做更多的观测与探索.为了能够客观地确定剪切波波至,我们研究了定量识别剪切波震相的方法.用这些方法,可以较为可靠地确定快慢剪切波波至.

本文利用中国 CDSN 台网的兰州数字台及中法合作建立的朗索台的资料,研究了 1995 年 7 月 22 日甘肃永登 5.8 级地震前后的剪切波分裂时间延迟和快波偏振方向变化特征,并进行了初步的讨论.

2 资料与计算方法

2.1 地震参数及所用资料

所用资料是 1990—1995 年永登 $M_s5.8$ 主震发生前后兰州数字台记录到的一些小震的三分向记录,表 1 为所用地震的参数.为了对比,我们也利用了中法合作建立的朗索台的记录,表 2 为朗索台记录的地震参数.兰州台记录的采样率为 40 点/秒,朗索台为 200 点/秒.图 1 为所用地震、5.8 级地震震中和台站分布图.

2.2 剪切波分裂的定量识别方法

2.2.1 最大特征值法(ME)

根据地震波三分向记录可以得到地面质点的位移轨迹.由于入射波受到各种噪音干扰,在某一时间窗内质点并非直线振动,实际轨迹往往非常复杂,但可以近似用椭球面来表示.椭球的长轴方向代表特定时间窗口内质点位移的主方向.椭球线性度为

$$c^2 = \frac{(1 - \lambda_2/\lambda_1)^2 + (1 - \lambda_3/\lambda_1)^2 + (\lambda_2/\lambda_1 - \lambda_3/\lambda_1)^2}{2(1 + \lambda_2/\lambda_1 + \lambda_3/\lambda_1)^2}$$

$$\text{扁率 } p = \frac{\sqrt{\lambda_1} + \sqrt{\lambda_2} - 2\sqrt{\lambda_3}}{\sqrt{\lambda_1} + \sqrt{\lambda_2} + \sqrt{\lambda_3}} \quad (1)$$

式中: λ_i 为特征值.

将时间窗逐一放大,依次计算,从而得到一系列特征值.将所得特征值进行比较,随时间窗的逐渐放大每个特征值对应着相同的窗口终止点,便是地震信号的转折点,标志着新的震相到时.

2.2.2 波形识别算子法(WDF)

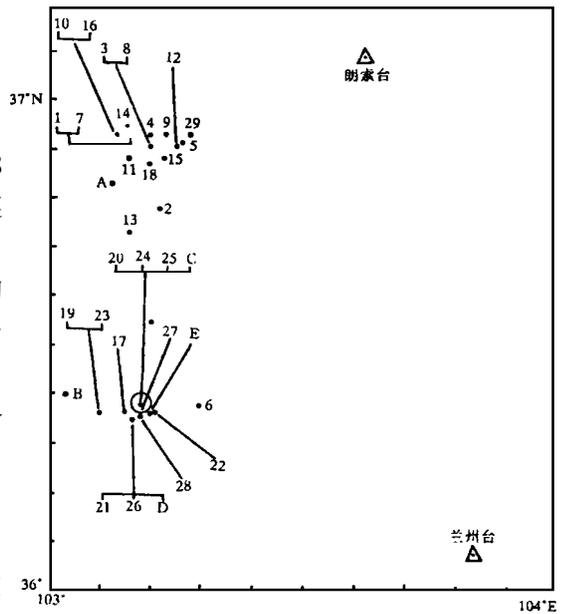


图 1 台站及地震分布(数字为地震编号)

Fig. 1 The distribution of stations and earthquakes in the study.

对于 $i = i_0, \alpha = \alpha_0$ 入射的 SV 型波,其向量分量积表示为

$$\begin{aligned} \mathbf{V}_l \circ \mathbf{V}_z &= -U_q^2(t) \sin(\alpha_0 - \alpha) \cos i_0 \sin i_0 \\ \mathbf{V}_r \circ \mathbf{V}_z &= -U_q^2(t) \cos(\alpha_0 - \alpha) \cos i_0 \sin i_0 \end{aligned} \quad (2)$$

$\mathbf{V}_r \circ \mathbf{V}_z$ 对 P 波为正值,对 SV 型波为负值,对 SH 型波为零,称为波型识别算子. $\mathbf{V}_l \circ \mathbf{V}_z$ 对上述波均为零,称为方位识别算子,用以鉴别入射波方位角.利用此方法可确定快剪切波的到时,还可鉴别 P 波和 S 波序列.

2.2.3 最大似然法(ML)

表 1 兰州台记录的小地震参数

编号	发震时间	震中位置		震源深度 / km	震级 (M_L)	Δ / km
		北纬	东经			
1	1990-04-26 12:37:29	36°55'	103°10'	0	2.6	110.29
2	1990-10-09 14:49:23	36°47'	103°13'	0	2.7	95.53
3	1991-01-03 12:59:23	36°55'	103°12'	0	2.6	109.23
4	1991-08-02 16:35:15	36°56'	103°12'	0	2.7	109.76
5	1991-09-20 12:47:42	36°55'	103°16'	0	2.5	105.74
6	1991-10-12 08:21:01	36°23'	103°18'	0	3.2	59.14
7	1991-10-25 12:49:13	36°55'	103°10'	0	2.5	110.29
8	1991-12-11 13:15:51	36°55'	103°12'	0	2.6	109.23
9	1992-01-22 15:12:39	36°56'	103°14'	0	2.7	108.23
10	1992-05-14 12:35:44	36°56'	103°08'	0	2.8	112.44
11	1992-06-17 12:23:57	36°53'	103°10'	0	2.7	106.18
12	1992-07-13 14:08:38	36°55'	103°15'	0	2.8	106.95
13	1993-03-13 10:20:06	36°44'	103°10'	0	3.0	93.82
14	1993-08-10 12:37:40	36°57'	103°09'	0	2.5	113.71
15	1993-09-17 13:13:26	36°53'	103°14'	0	2.8	103.48
16	1993-12-21 15:28:03	36°58'	103°08'	0	2.6	112.44
17	1994-02-18 15:41:10	36°22'	103°09'	0	2.7	69.77
18	1994-07-01 13:02:41	36°52'	103°12'	0	2.8	103.53
19	1995-07-22 07:10:47	36°22'	103°06'	0	3.3	73.80
20	1995-07-22 07:52:56	36°23'	103°11'	0	3.0	67.15
21	1995-07-22 07:54:07	36°21'	103°10'	0	3.2	66.17
22	1995-07-22 09:13:22	36°22'	103°13'	0	2.5	63.63
23	1995-07-22 09:59:50	36°22'	103°06'	0	2.6	73.80
24	1995-07-25 05:35:02	36°23'	103°11'	0	2.6	67.15
25	1995-08-09 07:48:37	36°23'	103°11'	0	3.2	67.15
26	1995-08-09 23:55:51	36°21'	103°10'	0	3.1	66.17
27	1995-08-15 06:48:58	36°22'	103°11'	0	2.6	66.24
28	1995-08-26 15:52:53	36°21'	103°11'	0	3.0	64.82
29	1995-09-26 14:38:52.3	36°56'	103°17'	1	2.6	106.05

表 2 朗索台记录的小地震参数

编号	发震时间	震中位置		震源深度 / km	震级 (M_L)	Δ / km
		北纬	东经			
A	1994-11-10 12:29:24	36°50'	103°08'	0	2.5	51.54
B	1994-12-20 00:58:01	36°24'	103°02'	0	3.0	93.19
C	1995-08-09 07:48:37	36°23'	103°11'	0	3.2	87.14
D	1995-08-09 23:55:51	36°21'	103°10'	0	3.1	87.24
E	1995-09-24 00:27:38.3	36°22'	103°12'	0	1.6	88.60

根据最大似然估计可以利用 χ^2 概率检验地震波列中是否存在某种特殊波型的能量^[13].

假设用 Σ 表示模型协方差矩阵, 用 S 表示观测资料的协方差矩阵, 在 高斯白噪声假设下对三分向地震资料利用最大似然法可得如下估计函数:

$$F = \ln |\Sigma| + \text{tr}(S\Sigma^{-1}) - \ln |S| - 3 \tag{3}$$

在一定条件下只要将 F 极小化, 就可以求得假设模型的各未知参数. 如果用 F 表示上述函数的极小化值, 则 $(N-1)F$ 渐近地服从 χ^2 分布. N 为时间窗中的采样点数. 利用 χ^2 概率可以检验地震波列中是否存在某种波型的能量, 通过概率滤波可以给出直观的波场分解图并找出震相到时.

由于上述 3 种方法各有其优缺点, 故联合使用效果更好.

3 永登 5.8 级地震前后剪切波分裂特征

按上述方法对所选用的地震记录进行处理后, 获得了各次地震事件的剪切波分裂的延迟和快波平面极化方向. 所得结果见表 3 和表 4. 图 2 为 1 号地震的原始三分向记录和用最大特征值法所得结果及快慢剪切波平面偏振图.

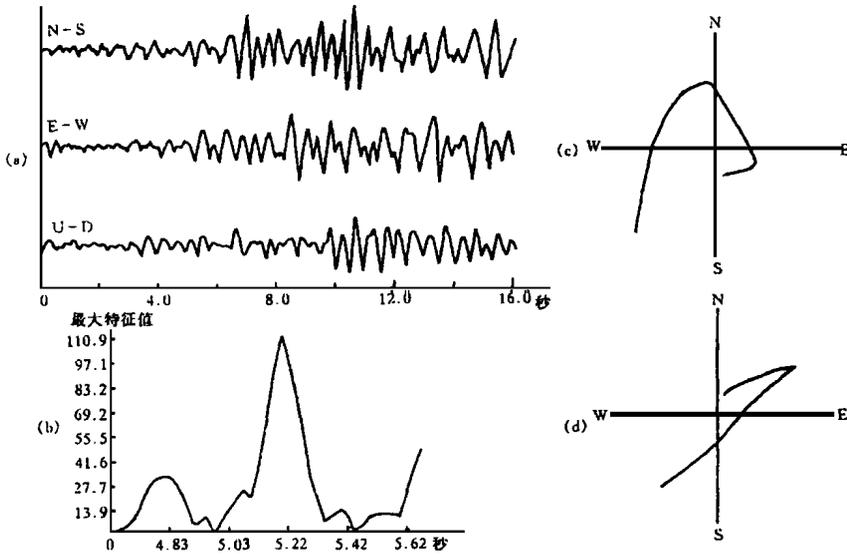


图 2 1 号地震的三分向记录、最大特征值曲线及剪切波极化图

Fig. 2 Seismic records curves of maximum eigen values and polarization map of shear waves of earthquake 1.

(a) 三分向记录; (b) 最大特征值曲线; (c) 快剪切波极化图; (d) 慢剪切波极化图

3.1 时间延迟特征和快波极化特征

按时间进程将快慢剪切波延迟结果和快波极化方向绘于图 3 和图 4 中.

从图 3(a)可以看出, 在主震前大约 1 年的时间内, 剪切波分裂延迟开始增大, 在发震前其延迟增至最大, 主震发生后很快恢复至震前开始增大时的水平, 类似于 Peacock 的结果^[5]. 从图 3(b)可以看出, 在 1990 年至 1992 年底, 快波极化方向基本上为 NE 向, 多数地震的极化方向一般在 $N4^{\circ}E \sim N58^{\circ}E$ 之间. 1993 年初至 1995 年 7 月, 快波极化方向基本上为 NW 向, 其极化方位角在 $N24^{\circ}W \sim N84^{\circ}W$ 之间, 震后快波极化方向恢复到 NE 向.

由于朗索台的资料很有限, 只有 5 个地震记录, 很难从图 4(a)中看出剪切波分裂延迟变

化的总体趋势, 但是主震发生后延迟降低这一点是不容置疑的. 而且从图 4(b)中仍然可以清楚地看到震前快波极化方向为 NW 向, 震后快波极化方向转至 NE 向, 这与兰州台的结果是一致的, 同时也类似于李清河等人^[10 11]的结果.

表 3 兰州台资料的剪切波分裂分析结果

编号	Δ/km	快慢波时 间延迟/s	单位时间延 迟/[$ms \cdot km^{-1}$]	快波极 化方向
1	110.29	0.400	3.627	N11°E
2	95.53	0.325	3.402	N3°W
3	109.23	0.300	2.746	N17°E
4	109.76	0.425	3.872	N8°W
5	105.74	0.300	2.837	N21°E
6	59.14	0.175	2.959	N58°E
7	110.29	0.325	2.947	N23°W
8	109.23	0.175	1.602	N4°E
9	108.23	0.150	1.386	N15°W
10	112.44	0.300	2.668	N49°E
11	106.18	0.300	2.825	N10°W
12	106.95	0.250	2.338	N37°E
13	93.82	0.375	3.506	N84°W
14	113.71	0.425	3.738	N7°E
15	103.48	0.375	3.624	N9°E
16	112.44	0.400	3.557	N24°W
17	69.77	0.150	2.150	N60°W
18	103.53	0.375	3.139	N4°E
19	73.80	0.125	8.517	N84°W
20	67.15	0.550	2.978	N39°E
21	66.17	0.200	3.400	N79°W
22	63.63	0.225	4.322	N65°E
23	73.80	0.275	2.150	N16°E
24	67.15	0.150	2.978	N38°W
25	67.15	0.200	3.723	N81°E
26	66.17	0.250	2.267	N44°W
27	66.24	0.150	5.661	N50°E
28	64.82	0.375	5.399	N48°E
29	106.05	0.150	1.414	N40°E

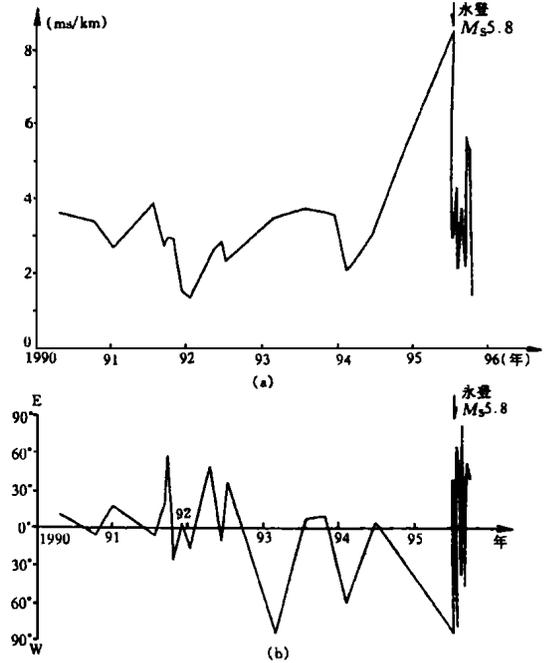


图 3 兰州台记录资料的分裂剪切波延迟时间进程(a)和快剪切波极化方位角时间进程(b)

Fig. 3 Temporal progress of time delay of splitting shear waves (a) and temporal progress of polarization azimuth of fast shear waves (b) obtained from the data of Lanzhou station.

表 4 朗索台资料的剪切波分裂分析结果

编号	Δ/km	快慢波时间延迟/s	单位时间延迟/[$ms \cdot km^{-1}$]	快波极化方向
A	51.54	0.200	3.880	N88°W
B	93.19	0.100	1.073	N32°W
C	87.14	0.350	4.017	N12°E
D	92.24	0.075	0.813	N73°E
E	88.60	0.100	1.129	N32°E

4 结论与讨论

近年来, 剪切波分裂作为地震波各向异性研究的主要途径已经受到越来越多的学者的重视. 但就用于地震预报的剪切波分裂特征来说, 还需要进一步积累资料. 由于震例有限, 尚难以总结出用于实际预报的一般规律, 而且由于孕震过程和地震波传播介质的不同, 很难找出相同的剪切波分裂特征. 然而, 由于剪切波分裂具有可靠的物理基础, 地壳介质客观上又存在各向异性, 所以剪切波分裂的地震前兆特征应当是存在的.

对 1995 年永登 5.8 级地震过程中的剪切波分裂研究表明:

(1) 在震前大约 1 年的时间内, 剪切波分裂时间延迟开始增大.

(2) 在震前 1~2 年的时间内快波极化方向开始逐渐转至 NW 向.

(3) 震后剪切波分裂的时间延迟和极化方向很快恢复.

根据 S 波分裂产生的物理机制, 以上特征可以认为是震前震源区应力积累, 因而使介质中裂隙密度随之增大, 且排列趋于有序化, 震后应力释放在 S 波分裂特征方面的表现.

通过本文的研究可以认为, 永登 5.8 级地震前后小震的剪切波分裂的时间进程具有明显的地震前兆特征. 但是所得结果还是初步的, 还需要积累更多的资料及结合中强地震的发震机制进一步进行研究.

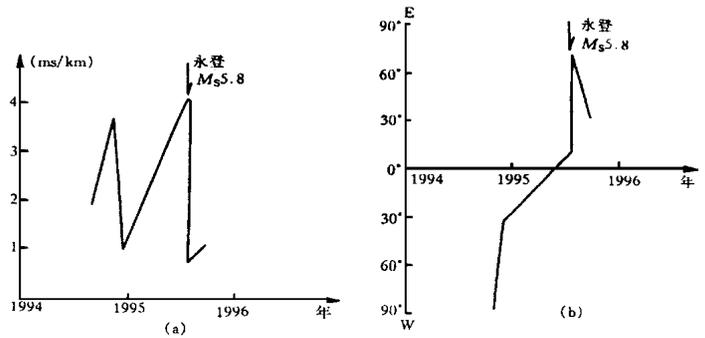


图 4 朗索台记录资料的分裂剪切波延迟时间进程(a)和快剪切波极化方位角时间进程(b)

Fig. 4 Temporal progress of time delay of splitting shear waves (a) and temporal progress of polarization azimuth of fast shear waves (b) obtained from the data of Langsuo station.

参考文献

- 1 Crampin S, Evans R and Atkinson B K. Earthquake prediction: A new physical basis. *Geophys J R Astron Soc*, 1984, 91: 331~347.
- 2 Crampin S and Lovell J H. A decade of shear-wave splitting in the earth's crust; what use can we make of it? and what should we do next? *Geophys J Int*, 1991, 107: 387~408.
- 3 刘希强. 剪切波分裂中的慢波识别方法. *西北地震学报*, 1992, 14(4): 17~24.
- 4 郑治真, 刘元壮. 提取慢 S 波初至的自适应方法及 S 波分裂在地震趋势估计中的应用研究. *中国地震*, 1994, 10(增刊): 1~8.
- 5 Peacock S, Crampin S, Booth D C, et al. Shear-wave splitting in the Anza seismic gap, Southern California; Temporal variations as possible precursors. *J Geophys Res*, 1988, 93: 3339~3356.
- 6 Crampin S, Booth D C and Evans R. Changes in shear wave splitting at Anza near the time of the North Palm Springs earthquake. *J Geophys Res*, 1990, 95: 11197~11212.
- 7 Booth D C, Crampin S and Lovell J H. Temporal changes in shear wave splitting during an earthquake swarm in Arkansas. *J Geophys Res*, 1990, 95: 11151~11164.
- 8 郑治真. S 波分裂研究. *地球物理学进展*, 1990, 5(1): 8~13.
- 9 姚陈, 王培德, 陈运泰, 卢龙地区 S 波偏振与上地壳裂隙各向异性. *地球物理学报*, 1992, 35(3): 305~315.
- 10 李清河, 刘希强, 张范民, 等. 剪切波分裂的某些理论问题及天祝-景泰 6.2 级地震剪切波分裂特征研究. *中国地震*, 1994, 10(增刊): 9~21.
- 11 李清河, 刘希强, 张范民, 等. 肃南 5.7 级地震过程剪切波分裂特征. *地震*, 1996, 16(4): 417~426.
- 12 李白基. 云南禄劝地震余震分裂 S 波的变化. *地震学报*, 1996, 18(2): 224~230.
- 13 张范民. 利用最大似然法进行波场分解和震相识别. *西北地震学报*, 1993, 15(3): 1~10.

THE CHARACTERISTICS OF SHEAR WAVE SPLITTING BEFORE AND AFTER THE YONGDENG $M_s5.8$ EARTHQUAKE

ZHANG Fanmin LI Qinghe RONG Dailu

(*Lanzhou Institute of Seismology, CSB, Lanzhou 730000*)

Abstract

The characteristics of shear wave splitting before and after the Yongdeng $M_s5.8$ earthquake on July 22, 1995 are studied by using the digital seismic records from 1990 to 1995 of Lanzhou station in CDSN network and the several records of Langsuo station which was established jointly by China and France. The time delays of splitting shear waves and the polarization directions of fast shear waves are determined quantitatively by using Maximum-Eigenvalue (ME) method, Wave Distinguish Factor (WDF) method and Maximum-Likelihood (ML) method. The results show that the time delay of splitting shear waves began to increase about one year before the earthquake, the polarization direction of fast shear waves turned from NE to NW before the event, and that the time delay of splitting shear waves and the polarization direction of fast shear waves became normal very fast after the earthquake. The variations in the time delay are similar to the results from Peacock (1988) and the variations in polarization direction of fast shear waves are similar to that before and after the Sunan earthquake (1990).

Key words Gansu, S wave fission, Anomalous character, Anisotropy, EDA model