

唐山地区地壳裂隙各向异性^{*}

高 原¹⁾ 郑斯华¹⁾ 孙 勇^{2) ***}

1) 中国北京 100036 国家地震局分析预报中心

2) 中国沈阳 110031 辽宁省地震局

摘 要

根据相关函数分析方法, 利用唐山地区强地面运动数字台网的资料, 进行了剪切波分裂的分析和研究, 讨论了唐山地区的地壳中的裂隙各向异性。在 1982—1984 年的 3 年里, 流动台网中所属 21 个台站中的 16 个台站记录到可供研究的地震事件。通过对 131 个有效记录的计算和分析, 得到了唐山地区剪切波分裂的慢剪切波时间延迟 τ 和快剪切波偏振方向 P_{az} , 并进而计算了该地区的裂隙密度 ϵ 。分析表明, 唐山地区的应力场非常复杂, 有很强的局部区域特征。由于复杂的断裂分布, 16 个台站呈现不同的剪切波分裂特征, τ 值分散, P_{az} 各不相同, 并且在不止一个台站上观测到以小时为时间间隔的尺度下, τ 和 P_{az} 同样是离散的。通过计算, 唐山地区 τ , P_{az} 和 ϵ 的平均结果分别为 0.0071 s/km、100° 和 0.022。

主题词 裂隙; 各向异性; 唐山; 相关函数; 剪切波分裂

引 言

地震各向性的研究是了解地球介质的结构、组分及其应力环境的重要手段。剪切波分裂研究在地震各向异性研究领域里独树一帜, 是近年来地震学和勘探地球物理学的重要发展之一。远场剪切波(SKS)分裂反映了岩石层的各向异性, 并与板块运动和形变及地幔对流假说相联系(郑斯华、高原, 1994)。近场剪切波分裂则是与原地介质特性和区域应力场直接相关, 反映了台站周围地球介质的裂隙各向异性(Crampin and Evans, 1985)。剪切波分裂研究自 EDA (Extensive-Dilatancy Anisotropy) 理论(Crampin, 1984)提出以来, 无论在理论分析和实际观测上都取得了很大的进展。世界上许多国家都发现了剪切波分裂现象(Crampin and Evans, 1985; Crampin et al., 1986; Deley et al., 1988; Kaneshima and Sugihara, 1989; Buchbinder, 1985), 也相继出现了许多剪切波分裂的分析方法(Crampin, 1978; Ando et al., 1983; Bowman and Ando, 1987; Shih et al., 1989; Savage et al., 1989; Tsvankin and Chesnokov, 1990; 郑治真, 1990)。中国华北地

* 国家地震局“八五”攻关课题。

1994 年 4 月 14 日收到初稿, 1994 年 8 月 17 日收到修改稿并决定采用。

** 现在地址: Department of Earth Science, University of Western Ontario, Ontario N6A 5B7, Canada.

区是多地震区。自 1976 年唐山发生 $M_s 7.8$ 地震后，对这一地区进行地质构造、应力环境和地震活动的研究引起了各国学者的重视。本文将利用浅源近场地震记录的剪切波分裂相关函数分析法(高原、郑斯华, 1994)，分析唐山地区的地壳裂隙各向异性特征。

1 资 料

1.1 地质背景

唐山地区位于冀渤坳陷与燕山坳陷的结合部位，地质构造十分复杂，是华北地区地震最活跃的地区之一。华北断块自新生代以来已进入强烈的发展阶段。华北地区发育着许多新生代断陷盆地，断陷内发育多组断裂并被断裂围限成大小块体(国家地震局《一九七六年唐山地震》编写组, 1982)，在冀渤坳陷带内，最少有三个方向的构造线：北北东、北西和近东西向。唐山地区的断裂主要以北北东和近东西向为发育并受到北东向构造的控制，构成了该地区断裂的基本轮廓(图 1)。现代活动断裂以走滑为主。

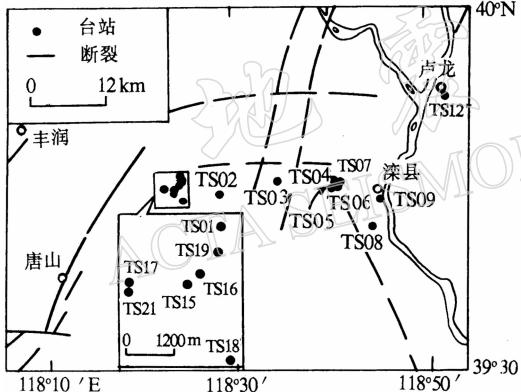


图 1 唐山地区强地面运动台网分布和地质构造

al., 1987)。在 1982—1984 年 3 年间，台网中的 16 个台站(表 1)记录到可供研究的落在剪切波窗口内的地震事件 35 个(表 2)，有效记录共 131 条。台网的观测系统由 PDR-1 数字记录器和 FBA-13 加速度仪组成，动态范围 102 dB。在本观测期内，各信道设有的两极点低通滤波器截止频率为 50 Hz，采样率为 100 SPS 和 200 SPS 两种，因而所记录的这些地震波形数据记录的分辨率至少可达 0.01 s(Institute of Engineering Mechanics, State Seismological Bureau, 1989)。

1.2 台站与资料

本研究的资料取自中美联合观测唐山地区强地面运动加速度仪台网，这个联合观测台网受到了中国国家地震局和美国国家自然科学基金会的资助。唐山地区强地面运动台网由 21 个数字化观测台站组成，布设在北东向唐山断裂带的北部，区域断裂呈“井”字构造特征(图 1)。自 1976 年唐山 7.8 级地震后，主要的强余震序列都分布在这一北东向的唐山断裂带上。根据余震的震源机制解的研究结果，唐山断裂带上的地震断层的错动形式为走滑断层(Shedlock *et*

2 计 算

2.1 计算方法

剪切波在各向异性介质中传播会发生分裂，首先到达的波为快波，后到达的波为慢波，慢波相对快波有个时间延迟。由于快、慢波来自同一个波源，因而，如果对快、慢波进行时间延迟的校正，这两个波列则应该是相关的。为了寻找剪切波分裂的快波和慢

波, 我们把两个水平分量重新投影(旋转)至不同方位, 得到两个新的波列, 然后分别计算不同方位上不同时间延迟的两个水平方向波列的相关函数(高原、郑斯华, 1994). 考虑到减小地表效应的影响, 我们只分析落在剪切窗口(约 35°)内的事件, 采用范文等(1987)的水平分层地壳模型(表 3)计算 S 波的入射角和离源角.

表 1 台站目录

台 站	地 名	场 地	纬 度	经 度	高程/m	分量方向
TS01	赵各庄矿	地面/岩石	39°45.653'N	118°24.390'E	76	EUS
TS02	卑家店	地面/土壤	39°44.487'N	118°28.527'E	40	SUW
TS03	雷庄乡	地面/土壤	39°45.270'N	118°34.578'E	45	NUE
TS04	陀子头	地面/土壤	39°45.120'N	118°40.965'E	45	SUW
TS05	陀子头	地面/土壤	39°45.040'N	118°40.930'E	45	NUE
TS06	陀子头	地面/土壤	39°44.675'N	118°41.053'E	45	NUE
TS07	陀子头	地面/土壤	39°44.918'N	118°41.387'E	45	SUW
TS08	响堂	地面/岩石	39°41.527'N	118°44.157'E	45	SUW
TS09	滦县	地面/土壤	39°43.937'N	118°45.193'E	20	SUW*
TS12	卢龙	地面/土壤	39°52.690'N	118°52.228'E	50	NUE
TS15	赵各庄矿	矿井/岩石	39°44.818'N	118°23.793'E	-822	EUS
TS16	黄各庄	地面/土壤	39°44.922'N	118°24.002'E	48	SUW
TS17	东白道子	地面/土壤	39°44.787'N	118°22.730'E	38	SUW
TS18	古冶	地面/土壤	39°43.698'N	118°24.563'E	47	NUE
TS19	赵各庄矿	矿井/岩石	39°45.273'N	118°24.377'E	-553	NUE
TS21	东白道子	地面/土壤	39°44.713'N	118°22.695'E	38	SUW

注: * 为 1982 年 7 月 1 日至 8 月 31 日; ** 为 1982 年 8 月 31 日至 11 月 18 日.

表 2 用于剪切波分裂研究的地震事件目录

事件编号	发 震 时 刻		纬度 ($^{\circ}$)	经度 ($^{\circ}$)	深度 km	M_L	M_S
	年-月-日	时 : 分 : 秒					
82007	1982-07-13	05 : 42 : 29.7	39.715 N	118.665 E	14.5	3.2	
82008	1982-07-17	12 : 42 : 55.9	39.735 N	118.606 E	8.7	3.9	3.4
82009	1982-07-17	12 : 43 : 17.0	39.737 N	118.606 E	8.8	3.7	3.1
82012	1982-07-25	10 : 10 : 59.3	39.797 N	118.760 E	11.6	3.4	
82017	1982-08-09	01 : 23 : 41.4	39.740 N	118.667 E	8.9	2.6	
82025	1982-08-31	19 : 58 : 42.8	39.777 N	118.722 E	6.6	2.8	
82033	1982-09-14	12 : 42 : 09.9	39.700 N	118.750 E		2.7	
82046	1982-10-19	20 : 46 : 00.5	39.877 N	118.923 E	9.6	5.7	4.9
82101	1982-10-19	21 : 11 : 46.6	39.877 N	118.923 E		2.7	
82104	1982-10-19	21 : 58 : 15.9	39.877 N	118.923 E		3.2	
82052	1982-10-19	22 : 16 : 59.9	39.877 N	118.923 E		4.2	
82107	1982-10-20	00 : 14 : 47.7	39.877 N	118.923 E		2.5	
82108	1982-10-20	00 : 43 : 28.0	39.877 N	118.923 E		2.7	
82055	1982-10-20	03 : 21 : 49.8	39.877 N	118.923 E		3.4	
82116	1982-10-20	03 : 30 : 16.7	39.877 N	118.923 E			
82111	1982-10-20	10 : 10 : 14.6	39.877 N	118.923 E		2.8	
82112	1982-10-20	10 : 16 : 55.4	39.877 N	118.923 E		2.5	
82082	1982-11-30	22 : 53 : 48.0	39.785 N	118.615 E	6.9	3.0	

续表 2

事件编号	发 震 时 刻		纬度 (°)	经度 (°)	深度 km	M_L	M_S
	年-月-日	时 : 分 : 秒					
82028	1983-03-04	04 : 03 : 20.7	39.775 N	118.527 E	8.6	3.9	
82064	1983-05-28	16 : 20 : 30.8	39.680 N	118.622 E	12.6	4.2	
82077	1983-08-08	15 : 08 : 57.7	39.708 N	118.468 E	4.4	2.9	
83079	1983-08-09	22 : 13 : 27.0	39.680 N	118.480 E	9.2	3.8	
83081	1983-08-13	05 : 52 : 33.1	39.688 N	118.463 E	6.9	3.6	
83099	1983-09-24	03 : 08 : 06.0	39.773 N	118.498 E	7.2	3.5	
83103	1982-09-26	03 : 53 : 06.0	39.765 N	118.447 E	7.7	3.3	
83104	1983-09-26	05 : 25 : 39.3	39.740 N	118.390 E	10.0	4.2	
83108	1983-10-02	07 : 31 : 55.6	39.795 N	118.467 E	4.1	2.8	
83111	1983-10-05	00 : 25 : 18.4	39.870 N	118.857 E	7.5	4.3	
84006	1984-01-07	19 : 18 : 23.9	39.705 N	118.708 E	5.7	4.9	
84029	1984-02-16	19 : 10 : 11.1	39.755 N	118.510 E	8.2	3.7	
84117	1984-11-05	11 : 48 : 26.2	39.783 N	118.482 E	7.7	2.9	
84132	1984-12-10	07 : 22 : 11.1	39.830 N	118.502 E	5.8	3.5	
84138	1984-12-11	00 : 55 : 42.4	39.830 N	118.460 E	8.2		3.8
84139	1984-12-11	05 : 51 : 05.3	39.838 N	118.448 E	9.6		3.9
84142	1984-12-11	06 : 14 : 09.0	39.840 N	118.442 E	6.7		3.5

对于两个实时间函数 $f_i(t)$ 和 $f_j(t)$,

根据定义, 其互相关函数为

$$C_{ij}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} f_i(t) f_j(t + \tau) dt \quad (1)$$

这里, t 为时间, τ 则为函数 f_i 与 f_j 之间的时间差值.

2.2 快、慢剪切波判断

由于原始波形数据为加速度记录, 根据其频率特性, 我们首先进行两次积分把记录还原为地面位移量. 由于入射角较小, 大部分剪切波运动是在水平面内, 我们只分析水平分量的运动. 假设快波偏振方向与正北 N 的夹角为 α , 慢波相对于快波的时间延迟为 τ . 改变 α , 计算每个 α 方向上不同时间延迟 τ 的快慢波之间的互相关函数, 求出最大值 $C(\tau; \alpha)$, 从而得到最大值按方位的极值分布, 极大值 $C(\tau; \alpha)_{\text{ax}}$ 所对应的 α 和 τ , 即为我们所求的快波偏振方向 P_{az} 和时间延迟 τ . 我们假设快剪切波偏振正方向的顺时针 90° 方向为慢剪切波偏振的正方向. 由于我们的投影规则, 实际地震资料的处理中, 当 α 在 0° — 180° 之间变化时, 快慢波的波形位相可能相反, 此时则应取极小值 $C(\tau; \alpha)_{\text{max}}$ (负相关) 所对应的参数. 在实际情况下, 如果快慢波振幅相差较大, 或波形相对复杂, 在整个 180° 范围内计算得到的相关函数的极值可能不止一个. 此时须借助偏振图预先确定快慢波偏振范围, 然后再在这个范围内进行计算和分析, 这对于正确判断剪切波的快波和慢波非常有益. 图 2 是计算得到的相关函数的极值方位分布图. 这里为了直观起见, 把相关函数进行了归一化处理. 通过极值分布图能精确地测定 P_{az} 和 τ 值. 图 2 中, 每幅图的右上角给出了台站记录号, 如 TS0183099 表示该记录为台站 TS01 记录到的 1983 年第

表 3 P 波速度模型(据范文等, 1987)

分 层	速度 / km · s ⁻¹	深度 / km
1	3.15	1.20
2	5.28	4.01
3	6.25	28.70
4	6.77	31.82
5	8.10	>31.82

99个地震事件, 其它类同。这里给出的4个例子中, TS0183099和TS1584139取相关极大值, 表示这两个记录的快、慢剪切波是同相位的; TS0284029和TS1583108取相关极小值, 表示这两个记录的快、慢剪切波是反相位的。在实际数据处理中, 我们对位移量与速度量的波形数据分别进行了计算和比较, 取其平均值作为最后的结果。

2.3 时间延迟校正

如果已知快波偏振方向 P_{az} 和时间延迟 τ , 那么, 把慢波波列提前一个时间量 τ , 使初动时刻与快波一致, 以达到消除时间延迟的影响, 此即为时间延迟校正。根据计算结果, 首先, 我们把水平分量地震图顺时针旋转至 P_{az} 方向, 此方向为快波偏振方向(F), 其正交方向则可认为是慢波方向(S)。图3中的4组图分别对应图2中的4个记录, 其中每组图的左图为旋转后的水平分量位移地震图及其质点运动轨迹图(偏振图), F为快波, S则为慢波, 在地震图中明显看出慢波与快波之间存在时间差, 而质点运动明显偏离线性, 呈椭圆偏振特征。右图为进行时间延迟校正后的情况, 质点运动呈明显的线性偏振, 这说明我们的时间延迟校正是合理的。

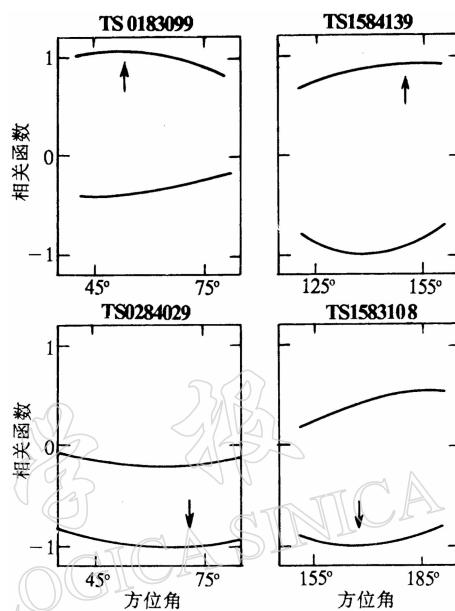


图2 相关函数极值的方位分布。上面的曲线是最大值, 下面的曲线是最小值。图中给出了对应的事件记录编号, TS0183099表示该记录为台站 TS01 记录的 1983 年第 99 个地震事件, 即记录 83099; TS0284029、TS1584139 和 TS1583108 具有相同的含义

3 唐山地区剪切波分裂时间延迟特征

对所有记有有效的地震记录的 16 个台站进行相关函数的极值分析, 得到了剪切波分裂的计算结果。由图4可以看出, 这些台站记录的地震事件的方位分布比较分散, 从而有利于克服地震记录的方位过于一致带来的不利影响。每幅图的右上角给出了台站名和事件记录的个数, 如第一幅图中的 TS01 * 14 表示这一幅图为台站 TS01 共记录到 14 个有效的地震事件记录, 其它台站类同。对应于图4, 图5给出 16 个台站的慢剪切波相对于快剪切波的时间延迟的分布。这里, 时间延迟 τ 已被归一化为每单位公里的时间延迟量, 单位是 s/km, 以便于进行统一的分析比较。

根据统计结果(图5), 每个台站观测到的剪切波分裂时间延迟 τ 较为离散, 其变化没有一定的规律。即使对于发震时间间隔很短方位又很一致的记录, 时间延迟 τ 值的不同也是很明显的, 例如台站 TS01 记录到的事件 84138, 84139 和 84142 的 τ 值分别为 0.006 6 s/km、0.003 2 s/km 和 0.008 4 s/km, 台站 TS02 记录到的事件 84138, 84139 和 84142 的 τ 值分别为 0.009 0 s/km、0.002 8 s/km 和 0.002 6 s/km, 这 3 个事件相继

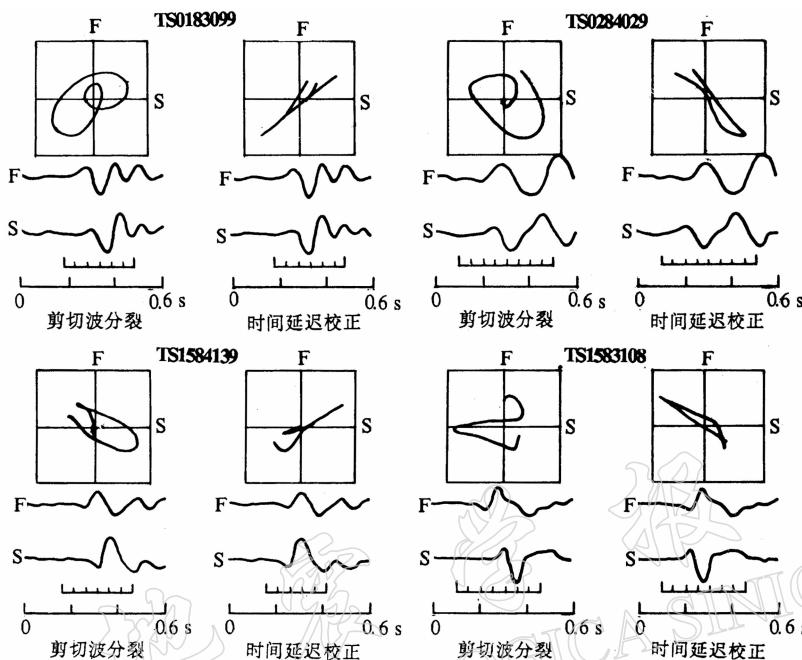


图 3 剪切波分裂与时间延迟校正. TS0183099、TS0284029、T1584139 和 TS1583108 等为事件记录编号. 每组图中, 左图为按快波偏振方向投影的水平分量地震图及其质点运动图; 右图为消除时间延迟后的特征. F, S 分别表示快、慢剪切波

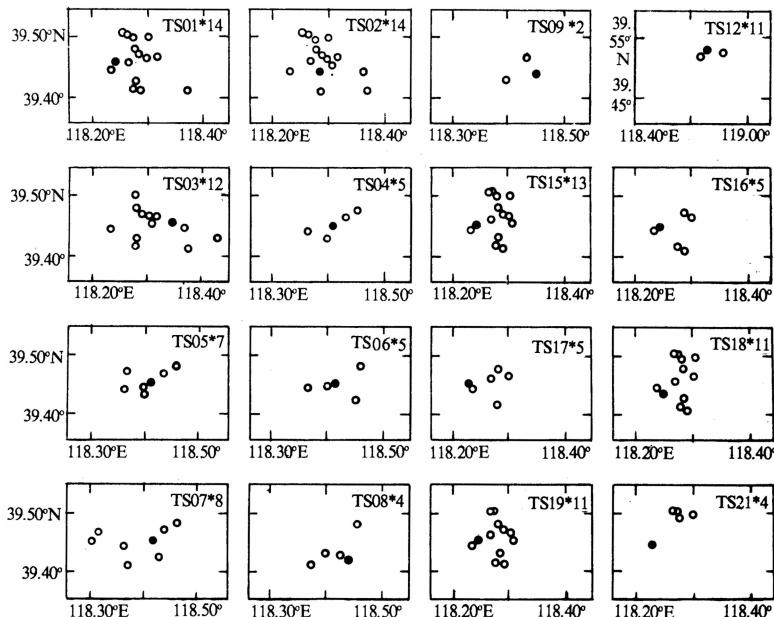


图 4 16 个台站的事件记录方位分布. 每个图的右上角给出台站的名称和事件数. 如 TS01 * 14 表示台站为 TS01, 有效记录有 14 条. 余类推. 图中台站符号用实心圆表示, 地震事件用空心圆表示

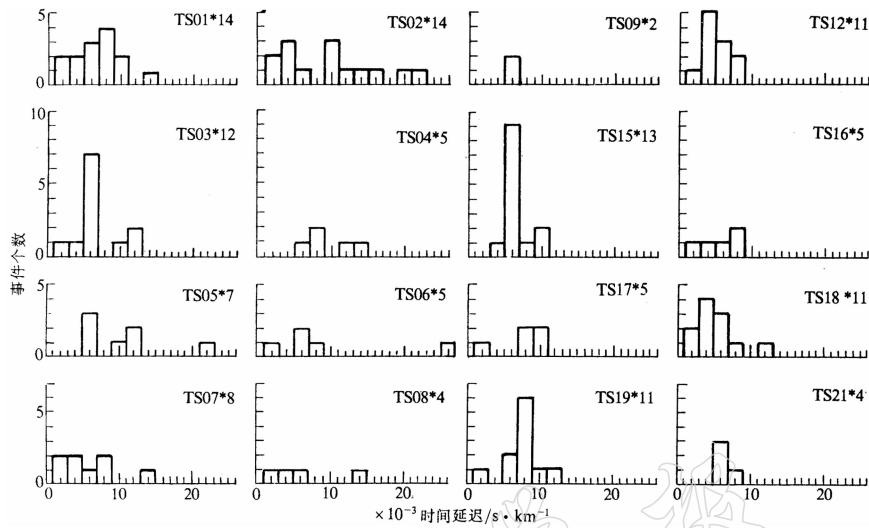


图 5 慢剪切波时间延迟统计分布, 图中给出台站的名称和事件数. 共 16 个台站

发生在 5 个多小时内, 相对两个台站的方位相差不超过 12° , 但 τ 值约相差了 3 倍. 16 个台站 131 个记录中时间延迟 τ 的最大值和最小值分别为 0.0258 s/km 和 0.0011 s/km , 相差 20 多倍. 如果考虑到该最大值发生在入射角为 5.5° , 而地震定位有一定的偏差, 那么另一个 τ 值为 0.0211 s/km 的事件记录的入射角是 14.6° 则应该相对可靠得多, 它们之间也相差约 20 倍. 表 4 为本研究得出的唐山地区剪切波分裂结果, 分别给出了每个台站和全部记录的计算值. 由表 4, 全部记录的 τ 平均值为 0.0071 s/km , 标准偏差为 0.0040 s/km .

表 4 唐山地区剪切波分裂结果

台 站	事 件 数	偏振方向 P_{az} ($^\circ$)		时间延迟 τ 10^{-3} s/km		裂隙密度 ϵ	
		平均值	标准偏差	平均值	标准偏差	平均值	标准偏差
TS01	14	47	37	6.8	3.2	0.021	0.009
TS02	14	104	25	9.5	5.9	0.028	0.017
TS03	12	97	23	6.6	2.6	0.020	0.008
TS04	5	102	8	9.3	3.3	0.028	0.009
TS05	7	96	17	10.3	5.3	0.030	0.014
TS06	5	104	16	9.8	8.3	0.028	0.022
TS07	8	111	10	5.7	3.8	0.017	0.011
TS08	4	51	10	6.8	4.7	0.020	0.013
TS09	2	95	10	5.9	0.5	0.018	0.001
TS12	11	90	12	5.4	1.9	0.017	0.006
TS15	13	163	20	6.5	1.6	0.020	0.005
TS16	5	95	41	5.9	2.2	0.018	0.006
TS17	5	128	13	7.4	2.8	0.022	0.008
TS18	11	99	26	5.0	2.8	0.015	0.008
TS19	11	107	20	7.5	2.2	0.023	0.006
TS21	4	74	13	6.4	0.5	0.019	0.001

全部事件记录平均值: $P_{az}=100\pm37^\circ$ $\tau=7.1\pm4.0\times10^{-3}\text{s/km}$ $\epsilon=0.022\pm0.013$

此外,由于台网分布上的局限,有些地震事件定位精度不高,没有给出震源深度(如台站 TS12 记录到的一些事件),我们统一用 8 km 作为它们的震源深度,用以计算入射角、离源角和 τ 。由于唐山地区的地震基本上是浅源地震,震源深度多数小于 20 km,集中在 5—15 km 之间,我们的这种处理也是合理的,其结果可以参加对台站的综合讨论。

4 唐山地区快剪切波偏振特征

经过相关函数计算,我们得到唐山地区快剪切波偏振特征的分布。根据表 3 的水平分层模型,我们绘出快剪切波偏振方向 P_{az} 的下半球等面积投影和快剪切波偏振方向等面积投影玫瑰图(图 6)。图 6 给出 16 个台站的结果,其中对于每个台站,上图为下半球等面积投影,下图为等面积投影玫瑰图,每个台站名的后面标出了事件个数。从图 6 中

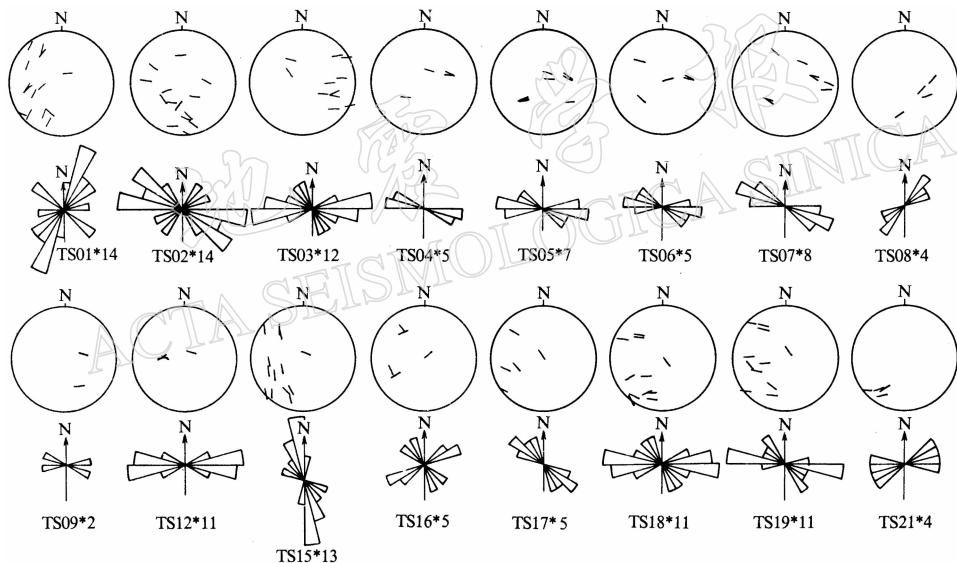


图 6 快剪切波偏振方向下半球等面积投影(上图)和等面积投影
玫瑰图(下图)。图中符号表示同图 5

可以看出,尽管唐山地区强地面运动台网分布在方圆不到 100 km 的范围内,但各台站得到的快剪切波偏振的结果却并不完全一样,其优势方向主要分布在北西西向和近东西向(TS02—TS07、TS09、TS12、TS17—TS19、TS21)。此外,还有少量台站的快剪切波偏振显示出北东向(TS01、TS08)和几乎接近南北向(TS15)的特征,个别台站则更加复杂(TS16)。甚至对于 TS01、TS03 和 TS18 这样有明显的快剪切波优势偏振方向的台站,也可看出,它们除了具有第一优势方向 P_{az1} 以外,似乎还有第二优势方向 P_{az2} , P_{az2} 与 P_{az1} 之间有较大的角度。这些现象可能是与当地的地质构造和应力状态密切相关的。

5 唐山地区裂隙各向异性的讨论

5.1 唐山地区剪切波分裂

唐山地区剪切波分裂的时间延迟比较离散(见图 5)和快剪切波偏振因台站而异的特

征(见图 6)表明, 唐山地区的地壳裂隙各向异性非常复杂, 这是与当地的小区域“井”字断裂构造和区域应力场的作用分不开的, 并受到华北背景应力场的控制。我们把所有的 131 条记录的剪切波分裂时间延迟分布作个统计(图 7a)。从图中发现, 虽然单个台站的时间延迟分布较为离散, 但综合效应却给出了良好的分布结果, τ 值主要在 0.005—0.009 s/km 之间。直立平行裂隙的定向排列是地壳内剪切波分裂的机制, 快剪切波偏振方向与 EDA 裂隙的排列方向一致, 并与原地主压应力场方向一致(Crampin, 1984)。把快剪切波偏振方向综合在一起进行下半球等面积投影(图 7b), 并绘出等面积投影玫瑰图(图 7c), 结果显示出北西西近东西向的快剪切波偏振优势方向。计算得到 P_{az} 为 100°, 标准偏差 37°(表 4)。这一结果与唐山地区的主压应力场方向一致(张诚等, 1990), 反映出区域主应力场的作用。曾秋生等(1989)综合研究了本世纪以来的中国大陆地壳应力状态及其特征, 得到华北地区的主压应力方向在总体上是近东西向的结论, 从而可见, 本文的结果与之符合得很好, 说明了利用快剪切波偏振方向可以作为测量原地主压应力场的一种手段。

虽然大部分台站的快剪切波偏振方向 P_{az} 较为一致, 但少数台站的复杂 P_{az} 分布暗示了造成剪切波分裂现象的局部地质构造的影响。台站 TS12 的近东西向裂隙定向排列与姚陈等(1992)北东 40° 的结果有所不同, 这表明

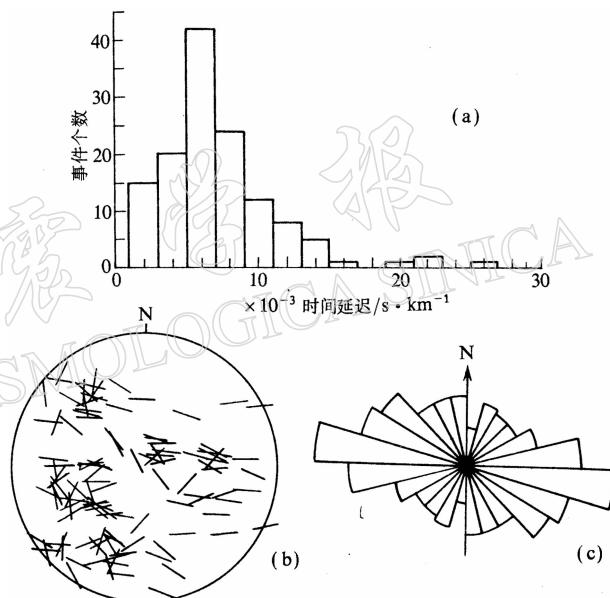
台站 TS12 下的应力状态不仅仅是只受到其北面的北东向断裂的控制, 而是可能同时受到包括其西面的东西向断裂在内的两条断裂的共同影响; 台站 TS01、TS21 与 TS15—TS19 处在一个特殊的区域(图 1), 由于这些台站的快剪切波偏振各不相同, 揭示出这一局部区域应力状态的复杂性, 这个结果可能也是受西面的唐山断裂和东面的东西向断裂的双重调控所造成的。当然, 关于这个现象的解释, 还须进一步的深入研究。

5.2 裂隙密度

根据 Hudson(1981)关于稀疏、充水平行直立排列裂隙的岩石波速异常公式, 我们可以粗略地估计岩石裂隙密度。对于泊松介质

$$\epsilon = \frac{7}{16} \left[1 - \frac{1}{(1 + \beta\epsilon)^2} \right] \quad (2)$$

这里, 我们假设裂隙充满传播路径, 入射波与裂隙方向平行。式中, ϵ 为裂隙密度,



β 为不含裂隙介质的剪切波速度, τ 为时间延迟。由式(2)得出了每个台站的裂隙密度。唐山地区的平均裂隙密度及其标准偏差约为 0.022 ± 0.013 (表 4)。裂隙密度与时间延迟是直接相关的, 是反映介质物理性质的基本参数, 将随着应力场的变化而变化。

5.3 剪切波分裂与介质模型

在这项研究中, 我们假设了贯穿剪切波传播的整个路径是单一各向异性结构, 从而得出的结论也是这一单一结构的综合结果。目前, 进行剪切波分裂的观测研究, 其分辨能力只能得出等效于单层各向异性的综合结果。然而, 实际地壳内可能存在着双层甚至多层各向异性结构, 并非能用单一的裂隙各向异性就可完全替代。我们的结果证实了, 至少在唐山地区的上地壳存在 DEA 裂隙排列造成的各向异性。剪切波分裂的观测研究是与介质的结构模型分不开的。目前, 各国学者在剪切波分裂研究这个领域里的关注点之一就是多层各向异性结构的剪切波分裂。通过对剪切波多级分裂的初步研究(高原等, 1993), 我们发现, 剪切波分裂现象在单层各向异性结构和多层各向异性结构中的表征是不同的。关于剪切波多次分裂和多层次地壳裂隙各向异性结构的研究正是下一步要做的工作。

5.4 剪切波分裂与地震预报

剪切波分裂的两个最重要的参数是慢剪切波的时间延迟 τ 和快剪切波偏振方向 P_{az} 。 τ 与 P_{az} 的复杂性实际反应了当地地质结构和断裂构造的复杂, 这些地质环境与区域应力场互为影响, 造成了唐山地区地壳裂隙各向异性小范围的地区特征。天然地震的剪切波分裂的物理参数随时间的变化, 显示出应力场与地壳裂隙结构随着时间的变化。这个特征对于地震预报具有重要意义(Crampin and Atkinson, 1984)。我们曾对剪切波分裂在地震预报中的应用作过初步的探讨(高原、冯德益, 1993a), 并对 1989 年 10 月 19 日山西大同-阳高 $M_s 5.8$ 地震前后近震剪切波分裂的研究进行了探索(高原、冯德益, 1993b)。台站 TS12 记录的卢龙 $M_L 5.7$ 地震及其余震序列的快剪切波偏振方向 P_{az} 除主震为 111° , 其它事件的 P_{az} 则在 90° 附近变化, 显示出快剪切波偏振方向约 20° 的不同。但它表达了怎样的物理含义, 还须深入研究才能回答。唐山地区地壳裂隙结构复杂的物理图象将会给通过剪切波分裂方法作出这一地区的地震预报带来一定的难度。解决这个困难的办法之一, 就是需要详细了解当地地壳结构及其与应力场变化的关系。目前, 虽然将剪切波分裂的观测直接应用于地震预报还有很多的工作要做, 但是, 剪切波分裂现象坚实的物理基础, 将会给这项工作带来希望。

感谢国家地震局工程力学研究所一室提供了本研究的数据资料。

参 考 文 献

- 高原、郑斯华、冯德益, 1993. 剪切波的多级分裂——概念的提出与初步分析. 东北地震研究, 9, 4, 1—10.
- 高原、冯德益, 1993a. S 波分裂在地震预报中应用的讨论. 地震, 3: 24—31.
- 高原、冯德益, 1993b. 大同地区近震 S 波分裂的观测与研究. 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. 中国地震, 10, 增刊, 11—21.
- 国家地震局《一九七六年唐山地震》编写组, 1982. 一九七六年唐山地震, 459pp. 地震出版社, 北京.

- 范文、原秦喜、惠乃玲、李松林、石林可、张晓普, 1987. 漆县地区的近场地震观测. 华北地震科学, 6, 2, 40—50.
- 孙勇、郑斯华, 1993. 唐山地区剪切波分裂研究. 中国地震, 9, 1, 60—67.
- 姚陈、王培德、陈运泰, 1992. 卢龙地区 S 波偏振与上地壳裂隙各向异性. 地球物理学报, 35, 305—315.
- 曾秋生、卞兆银、业成之、王进英、王宝杰, 1989. 现今地壳应力状态, 马杏垣(主编). 中国岩石圈动力学地图集, p. 20. 地质出版社, 北京.
- 张诚、曹新玲、曲克信、修济刚、姚振兴, 1990. 中国地震震源机制, 466pp. 学术书刊出版社, 北京.
- 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.
- 郑治真, 1990. S 波分裂的研究. 地球物理学进展, 5, 1, 8—13.
- Ando, M., Ishikawa, Y. and Yamazaki, F., 1983. Shear wave polarization anisotropy in the upper mantle beneath Honshu, Japan. *J. Geophys. Res.*, 88, 5 850—5 864.
- Bowman, R. J. and Ando, M., 1987. Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 88, 25—41.
- Buchbinder, G. G. R., 1985. Shear wave splitting and anisotropy in the Charlevoix seismic zone, Quebec. *Geophys. Res. Lett.*, 12, 7, 425—428.
- 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., 1984. Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 76, 135—145.
- Crampin, S., Evans, R. and Atkinson, B. K., 1984. Earthquake prediction: A new physical basis. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 76, 147—156.
- Crampin, S. and Evans, R., 1985. Analysis of records of local earthquakes: the Turkish Dilatancy Projects (TDP₁ and TDP₂). *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 83, 1—16.
- Crampin, S., Booth, D. C., Krasnova, M. A., Chesnokov, E. M., Maximov, A. B. and Tarasov, N. T., 1986. Shear-wave polarizations in the Peter the First Range indication crack-induced anisotropy in a thrust-fault regime. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 84, 401—412.
- Daley, T. M., McEvilly, T. V. and Majer, E. L., 1988. Multiply-polarized shear-wave VSPs from the Cajon pass drill hole. *Geophys. Res. Lett.*, 15, 1 001—1 004.
- Hudson, J. A., 1981. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 64, 133—150.
- Institute of Engineering Mechanics, State Seismological Bureau, 1989. *Digital Near Source Accelerograms Recorded by the Instrumental Arrays in Tangshan, China*, 273pp. Seismological Press, Beijing, China.
- Kaneshima, S., Ito, H. and Sugihara, M., 1989. Shear-wave polarization anisotropy observed in a rift zone in Japan. *Tectonophysics*, 157, 281—300.
- Tsvankin, I. D. and Chesnokov, E. M., 1990. Synthesis of body wave seismograms from point sources in anisotropy media. *J. Geophys. Res.*, 95, B7, 11 317—11 332.
- Savage, M. K., Shih, X. R., Meyer, R. P. and Aster, R. C., 1989. Shear-wave anisotropy of active tectonic regions via automated S-wave polarization analysis. *Tectonophysics*, 165, 279—292.
- Shedlock, K. M., Baranowski, J., Xiao, W. and Hu, X. L., 1987. The Tangshan aftershock sequence. *J. Geophys. Res.*, 92, 2 791—2 803.
- Shih, X. R., Meyer, P. and Schneider, J. F., 1989. An automated analytic method to determine shear-wave anisotropy. *Tectonophysics*, 165, 271—278.