

对大同地震横波分裂的研究

姚陈¹⁾ 王培德²⁾ 陆玉美¹⁾ 陈运泰²⁾

1) 中国北京100029国家地震局地质研究所

2) 中国北京100081国家地震局地球物理研究所

摘 要 由三分向数字地震仪构成的小孔径流动台网记录了1989年10月山西大同二个强震之后15天内的余震。纵波和横波的尾波在直达波的后续波列中表现得非常明显,估计是由近地表不规则沉积层对地震波的聚焦效应所形成的。由于近地表不规则沉积层的作用,在较宽的离源角的范围内都可以辨认出横波分裂现象。用大范围膨胀各向异性(EDA)裂隙对横波的影响解释了快波偏振的排列方向与区域应力场最大主压应力方向的一致性。对一天中包括一个较大地震以及它前后较小地震形成的系列,用理论到时差数值模拟与实际记录对比的方法,确认了横波分裂到时差在一个较大地震发生前后的上升和下降,用应力导致壳内裂隙随时间的变化对横波传播的作用解释了这种变化。到时差在短时间内发生的迅速变化说明含有EDA裂隙的上地壳对区域应力变化具有快速的弹性响应。

关键词 横波分裂 各向异性 山西大同

引 言

近年来,地震学家在许多不同的地质构造区域都观察到横波分裂的现象,并且发现快波偏振方向平行于区域主压应力方向。Crampin (1981)提出了大范围膨胀各向异性(EDA)假设,这个假说认为脆性上地壳存在微裂隙和孔隙,在应力作用下裂隙的定向排列导致地震波传播的各向异性,并以此来解释观察得到的横波分裂现象。各地的观测结果表明广泛存在的裂隙定向排列已经不再仅仅是震源区附近高应力作用的结果。如果裂隙受低应力控制,则应力的变化将导致裂隙形态和横波分裂特性的变化,并可以通过实际观测和计算得到其变化的数值。

横波分裂快慢波相对到时差对裂隙形态的变化敏感,Peacock 等(1988)和 Crampin 等(1990)在 Anza 台网 KNW 台站五年的地震记录中,由横波分裂研究发现一次 $M_L = 6.0$ 地震的前后,在相距较远的地区存在相对到时差有缓慢的变化。Booth 等(1990)由阿肯色(Arkansas)州 Enola 地震的两个余震和一个前震的记录发现到时差的变化与其中较大地震的发生有关。对到时差随时间变化的观测和研究可以有力地证明 EDA 裂隙的存在,作为介质特性动态变化的研究它也可以为地震预报、地震前兆探索提供一种新的途径。

本文以1989年10月山西大同—阳高地区地震的余震的三分向数字记录为基础,研究区域地壳介质对于波形的影响、横波分裂的特征以及一个较大地震前后横波分裂特性随时间的变化。

2 大同地震及其余震

大同断陷盆地位于山西断裂系的东北部,盆地中有火山群,新构造运动活跃,盆地迅速地沉降,在北西—南东向拉张,北东—南西挤压的区域应力场作用下,其南部陡峭的山脉逐渐抬升。带有走滑分量的正断层穿越盆地,走向为 $NE50^\circ$ 。1989年10月18日和19日发生了 $M_L=5.7$ 和 $M_L=6.1$ 地震,并伴随一系列余震。按该地区历史地震的活动性看,该次地震在当地应属于一个孤立的地震群活动。地震后国家地震局地球物理研究所强地面运动组在该地设立了一个流动的小孔径台网,以便从地震活动的空间分布来监测是否可能有较强的余震。台网由五台带有SSA—302三分向加速仪的DCS—302数字地震记录器和4台DTR—700模拟磁带记录地震仪构成,从10月27日至11月15日,有6个台站工作正常,从204个地震中获得550个地震记录。地震活动区覆盖了数百米厚的第四纪沉积物,主要是砂土、淤泥和砾石。由于条件的限制,除大王台以外仪器都没有能安置在基岩之上。有81个地震具有足够的到时数据进行了定位。定位程序是经吴明熙(1990)等改进的FASTHY-PO定位程序,定位中使用了临近地区用反射法得到的地壳速度模型,但作了一些简化。台站和部分余震的震中分布如图1所示。

模拟记录没有作数字化处理,它的到时读数用于地震定位。数字记录用于波形分析,其采样率为100samples/s,频率范围为0—30Hz。大王台在11月7日以前为止只有垂直分量的记录,册田台到11月4日以后就不再工作。在余震序列中,有一些比较大的地震,它们之间大部分时间间隔为几小时,友宰台得到了二个较大地震的记录,包括这两个地震前后一些较小的地震,这些地震都经过了很好的定位。

3 台站下部地壳的不规则性

大王台的台址相对于盆地有200m高程差,台基为半山坡上的基岩,其他台位均位于盆地的边缘,相互之间没有明显的高程差,它们记录地震图上都有十分明显的、强烈的P波与S波的尾波,图2a和图2b是友宰和册田台记录的地震图,它们与所预计的地震近场记录应有较简单的直达P波和S波波形的不同。我们的目的是从直达S波中得到有关S波分裂的信息,但我们必须先估计产生复杂波形的地壳结构和这种结构对S波的影响。因为介质对于S波的影响比P波更为复杂,我们首先对P波波形进行分析。

3.1 对P型尾波的解释

比较除大王台外各个台站所记录的地震图,直达横波到达前P波波形的特征可归纳如下:

(1)对于不同震源深度、震中位置和方位角,甚至在地震射线到接收台站以小角度入射的情况下都有强烈的P波尾波,并表现为稳定的震相,我们称之为P型尾波。

(2)P型尾波的振幅接近甚至大于直达P波的振幅,好象有能量的聚焦现象。

(3)P型尾波与直达P波的相对延时对于不同台站明显不同,但对于给定的台站,P

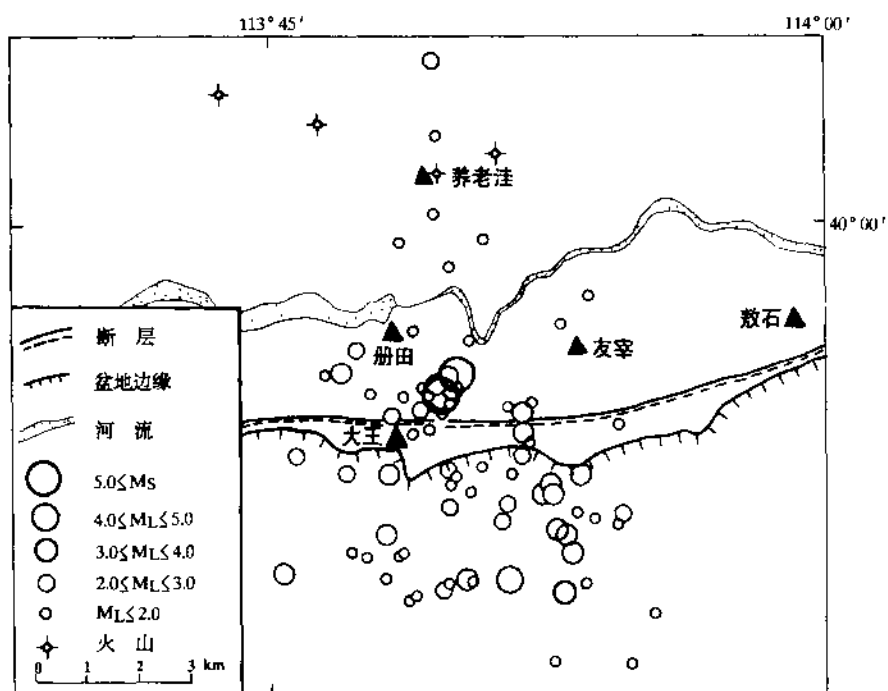


图1 1989年10月18日大同地震余震近场观测的台站和部分余震的震中分布图

型尾波的最大振幅则出现在直达P波后面稳定的时间段上。

(4)P型尾波的振动主要表现在垂直分量上。当直达P波的振动主要在垂直方向时，P型尾波水平分量的振幅与垂直分量相比是比较微弱的。

对于P型尾波的出现有以下几种可能的解释：

- (a)在包括低速沉积层在内的水平层状各向同性介质中，沉积层内P波的多次波会成为地震图上明显的震相。理论计算表明只有当P波对于沉积层内的入射角足够大的时候P型尾波才可能有较强的振幅，通常也不会超过直达波的振幅。在入射角较大的情况下，纵波和横波之间的转换波也会比较发育。但这种解释与观测现象(1)，(2)，(4)点不相符合。
- (b)用震源下面的介质内界面的反射波不能解释第(1)，(3)条观测现象。
- (c)在地震波对于沉积层底部有较大入射角的情况下，来自沉积层底部的透射S—P型转换波会有较大的振幅。在这种情况下透射P—S型转换波也将比较强。这与观测中的(1)，(4)二点相矛盾。
- (d)断裂的不连续介面反射产生的P波不能满足观测现象(1)，(2)，(4)。

排除以上几种可能性，我们认为P型尾波是台站下部沉积层不规则基底对地震波产

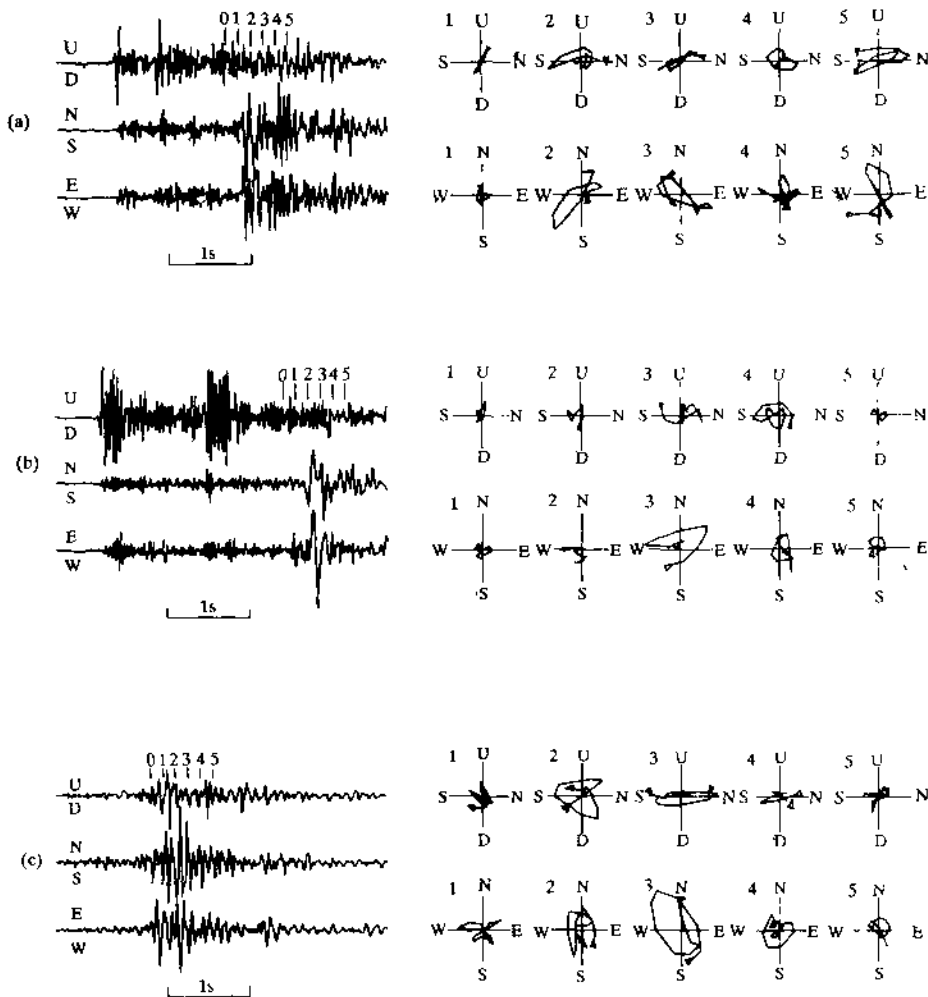


图2 大同地震部分余震近场记录的波形和质点运动轨迹图。(a) 11月5日 $M_L=2.6$ 地震友宰台的加速度记录, (b) 10月29日 $M_L=3.0$ 地震册田台的加速度记录, (c) 11月11日 $M_L=1.2$ 地震大王台的加速度记录

生聚焦现象的结果。详细讨论这种非规则性对P形尾波特性的影响已超出本文研究的范围。对P型尾波三分量运动特性的研究比仅对垂直分量的研究复杂得多,但有利于获得更多有关介质的信息。在假设地下介质为二维横向非均匀各向同性介质情况下,范会吉(1991)用射线合成地震图技术计算了16Hz平面P波入射于凹陷形沉积层的焦散效应,在P波入射角在 10° ~ 40° 的范围内,200米深度下凹的沉积层可使得初至P波相对自由表面呈现近垂直入射的状态,而且其后续波仅在垂直向有较强的振幅。同时调整凹陷型弯曲界面两侧介质的波速差和泊松比,可以使得沉积层内的混响波中不出现来自沉积层底部界

面的 $P-S$ 强转换波。在各向同性层状均匀介质条件下确定的震源位置得出 P 波射线有较大的离源角,波速在沉积层下部介质中的连续增加则会逐渐减小 P 波对于其底部的入射角。这些条件可以说明实际观测资料中 P 波及其尾波的波形特征。图3是推测的友宰台下部凹陷型的沉积层结构及其由此形成多次反射波的聚焦现象的合成地震图。与图 2a 的实际记录相比其主要特性是一致的。图 2c 是大王台记录的地震图,在这张图上直达 P 波的后面见不到其它台记录中出现的强烈的尾波,这一事实支持了台站下部近地表地壳结构不规则的假定(表1)。

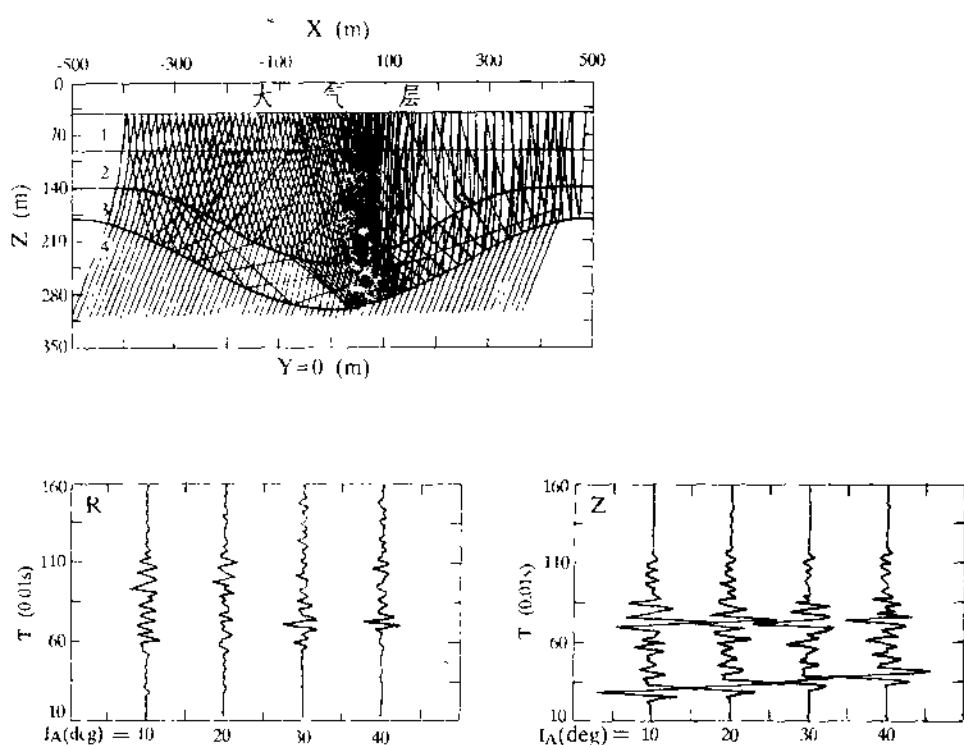


图3 P 波入射凹陷型沉积盆地的地震射线(a)和合成地震图(b)

3.2 有效横波窗

类似的分析同样适合于横波的尾波。横波在各向异性、横向非均匀介质中传播特性的定量研究有待进一步的工作。通过对 P 型尾波的解释,可以大致估计直达 S 波在穿越上述过渡层和凹陷型沉积层时的特征。

表 1 凹陷型沉积层各层介质的参数

层号	P 波速度 (km/s)	S 波速度 (km/s)	密度 (g/cm ³)	P 波品质因数 (Qp)	S 波品质因数 (Qs)
1	3.8	0.26	1.5	80	40
2	1.3	0.79	1.8	100	50
3	2.1	0.96	2.0	200	60
4	3.6	1.80	2.1	500	250

理论研究表明,当横波以大于临界角($\sin^{-1}(V_s/V_p)$)入射自由表面和介质内介面时,自由表面和介质内介面产生的相移会使横波的三维偏振特性发生畸变。而在临界角以内,入射自由界面和透射介质内部界面的横波则不会产生附加的相移。在速度连续变化的介质中,对于大角度入射的横波,波的传播路径会逐渐弯曲,并趋向垂直方向。这种情况与横波在强烈不连续介质间断面上的折射不同,不会引入附加的相移,线性偏振的横波继续保持其线性偏振的特征。

与各向同性均匀介质的情况相比,具有弯曲界面的沉积层和下部速度随深度变化的过渡层会扩大横波窗的半径,我们称之为有效横波窗。

1 横波分裂的观测

4.1 横波分裂的特征

对于近场地震观测,线性偏振横波在穿透各向异性介质时分裂成两个近似正交偏振的准横波,除了在称为横波窗切点的特殊方向外,两个准横波具有不同的传播速度,按不同时刻到达接收点。如果没有因为超临界入射自由表面或介质内部界面引入的附加相移,尽管横波分裂的整体特性为非线性偏振波,但两个准横波本身仍然是线性偏振波。

在大同地震很多台站记录的地震图上,横波分裂可以直接从直达横波前几个周期的振动中分辨出来。在一个水平分量上横波初至到达之后经过一、二个周期的运动,偏振方向发生近90°的变化。这在质点运动图上看得更清楚一些,如图2所示。当P型尾波对水平分量的影响比较微弱,而且三个准横波的到时差大于S波波视周期的一半时,S波的分裂是很明显的。在按照均匀介质假设所得到的横波窗外,也有很多记录也表现出S波的分裂,它们的形态与在横波窗内记录所表现的类似,这是有效横波窗作用的结果。还有一些没有在数字台网内定位的地震,但从记录波形上看它们是在有效横波窗内。

在一些地震图里,只能见到一种线性偏振波,其原因在于在该接收方位震源仅激发了快波或者是慢波。当横波以接近临界角的角度入射地表时,S-P震相或为S波的前导震相,S-P波的主要特征是具有较强的径向振动分量,以此来避免将S-P转换波与直达S波误认为S波的分裂。

对大同地震余震记录的研究表明,尽管还无法对近地表结构的非均匀性作详细的研究,也没有精确估计其对横波分裂的影响,但在有效横波窗内横波的分裂现象却是明显的。说明即使是结构复杂的地区,横波的分裂仍然可以用来探测传播路径上介质的各向异性。

4.2 快波的偏振方向

各向异性介质中,分裂开的两个准横波的偏振方向依赖于介质各向异性的对称性和路径方向。我们利用快、慢波随不同传播方向的空间分布的偏振图形分析各向异性的对称性。从震源到接收点辐射的横波对不同台站具有不同的离源角和方位角。用下半球等面积投影的方法绘制偏振投影图,初至横波的偏振角是从质点运动图上确定的。据三(二)节所述原因,有效横波窗的半径扩大到 60° 离源角。图 1 是偏振方向随方位分布的直方图,由于没有考虑极性,只统计从北到南 180° 范围之内的方位。在此之中也包括一些没有定位,但估计是在横波窗之内的地震。

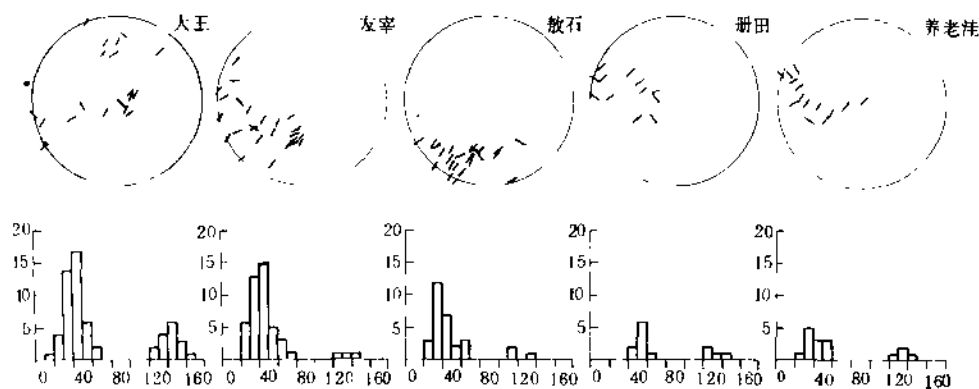


图4 60° 横波窗内快波偏振方向的等面积投影和分布方向的直方图

尽管每个台站偏振投影都局限在一个有限的传播方向范围内,横波初始振动偏振的优势排列取向是非常显著的。其方位大约在 $NE 50^\circ$ 和 $NE 15^\circ$ 之间。另外也有一些偏振的取向与这两个方向垂直。

有一些较为微弱的证据说明在一些比较大地震的前后,偏振方向可能有一些变化。在 15 天的地震记录中, $M_L > 3.0$ 的地震经常发生,相互间的时间间隔又比较短。所得的数据还不足以辨认出快波偏振方向随时间的变化。

4.3 相对到时差的测量

在各向异性介质中,快、慢波的速度(包括相速度和群速度)是随传播方向变化的。它们的相对到时差既依赖于传播路径的长度,也依赖于传播方向。把相对到时差时间归一化到单位传播距离上(本文取 10km),便于研究到时差与传播方向的关系(表2)。

分析相对到时差要求分裂的快、慢波的起点必须足够清晰。有一些记录只有一种偏振方向的波,有的记录中 P 型尾波较强,尽管在这些记录中能可靠地辨认出横波的偏振,但无法用来研究相对到时差。

因为相对到时差对于传播方向和各向异性介质可能出现的随时间的变化都很敏感,需要有一个适合于进行分析的较大地震及其前后的小地震构成的序列。友幸台一天之内

获得了 10 个连续发生地震的记录,可望满足上述要求。在这些记录中有三个 3 级以上地震。我们又选择了一天中两个在其前后没有较大地震发生并可做到时差测量的小地震记录作为参考。个别地震横波离源角大于 70°,从 P 波近于垂直的初始振动方向和具有两个较好的线性偏振特征的横波判断它们仍位于有效横波窗内。

即使借助于质点运动图,在原始的地震记录图上正确地测量相对延时也很困难。依据所确定的快波偏振角,我们将原始记录中二个水平分量进行坐标变换,尽量使快波和慢波出现在不同分量的地震图上(图 5)。这样的变换与质点运动无关,仅为了更好地把波形的偏振分析与质点运动分析结合起来,提高到时差测量的可靠程度。个别记录中 P 型尾波具有较强的水平分量,但由于其具有与横波不同的偏振特性和视周期,因此也可以用来判断快波的到时。记录的采样间隔是 0.01s,相对到时差的误差小于 0.01s。在此采样率下质点运动图的曲线是不够平滑的。

表 2 友宰台记录的部分地震的震源位置和横波的相对延迟

序号	日期 Mo.d	时间 h m	纬度 (°N)	经度 (°E)	深度 (km)	方位角 (°)	离源角 (°)	Δ (°)	Td (ms)	震级 (M _L)
1	11.2	15-54	39.937	113.857	8.7	220	20.5	3.5	86.0	1.8
2	11.2	20-12	39.948	113.773	11	185.7	41.1	27.8	34.1	1.8
3	11.4	01-24	39.937	113.818	6.4	200	44	20.2	123.6	2.0
4	11.4	03-47	39.888	113.885	3.7					3.4
5	11.4	09-57	39.916	113.784	3.1	207	70.8	21.66	77.3	2.3
6	11.4	18-48	39.866	113.921	3.1	286	73	52.4	49.5	0.8
7	11.4	20-04	39.917	113.845	3.2	231	60	0	62.0	1.6
8	11.4	21-43	39.941	113.826	8.0	198	34	17.24	52.8	1.5
9	11.4	22-58	39.948	113.831	9.5	192	26.7	16.8	112.9	3.1
10	11.4	23-13	39.743	114.048	4.3					3.0
11	11.4	23-33	39.938	113.830	10.0	191	27.7	16.7	44.4	1.7
12	11.5	09-09	39.942	113.832	9.4	198	27	13.92	37.8	1.8

注: Δ 为横波射线与裂隙面的夹角, Td 为每 10km 距离中横波分裂的相对到时差

5 解释

王鸣和王培德(1991)根据临时台网获得的余震记录的 P 波初动方向曾确定了该次地震的综合断层面解,如果横波传播所经过的是各向同性介质,理论上该次地震由震源辐射产生的横波的偏振方向与各个台站实际观测到的偏振明显的不同。

我们在(1)中说明了介质中各向异性的存在,而在(3)中则讨论了大同盆地观测点附近地表结构强烈的横向非均匀性。在近震源情况下,以曲面波的形式在上述介质中的传播的地震波的特性是很复杂的,目前还难以进行细致的讨论。大同地震记录中有的台站下部有沉积层,有的台站如大王台下部没有沉积层,将这两类台的记录相对照发现:其直达 P 波和直达 S 波的后继波的形态有很大差别,但横波分裂和横波初动的偏振方向极其一致,这说明台站下部结构的横向非均匀性不是造成 S 波分裂的原因。

与卢龙地区观测到的现象(姚陈等,1992)相类似,大同地震观测中所有台站的水平偏振的优势取向几乎都平行于区域应力场的主压应力方向。

5.1 理论计算

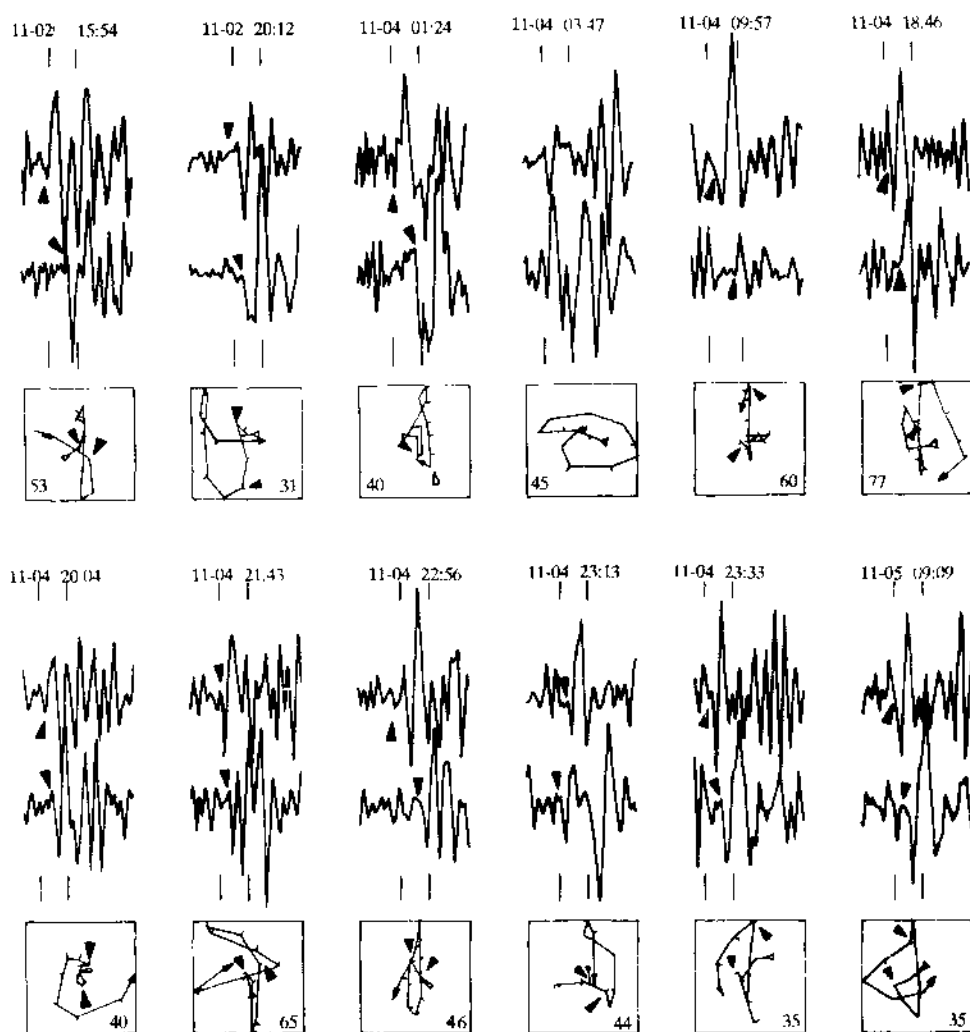


图5 测量相对到时差使用的横波波形和质点运动轨迹图。全部图形为表1中所列地震的记录，图上方的数字是记录的日期与时间，质点运动图框右下角的数字是快波偏振角的读数。(b) 在下半球投影图上表示的相对到时差的传播方向。向量迹线表示地震事件发生的先后顺序，数字即表1中的序号。

为了对快波偏振方向和快、慢波之间的相对延迟这两个参数进行理论解释，我们使用由Hudson(1981)推导的、经Crampin调整的裂隙介质弹性系数的四阶张量进行计算。其中CD, CS, AR分别表示裂隙密度、含水度和孔隙纵横比。由裂隙倾角 θ_0 和方位角 ϕ_0 来描述裂隙在空间的取向。根据这些参数计算各向异性均匀介质中横波分裂快慢波偏振和

相对到时差延迟随传播方向变化,计算的主要步骤是四阶张量变换、本征值和本征向量的数值解。在这些问题上我们所得到的结果与 Crampin (1981, 1985, 1990) 所给出的完全一致。实际测量到的是群速度,由于我们将考虑的是弱裂隙各向异性介质,群速度与相速度的差别可以忽略,因此在我们现在的理论分析中,是从相速度中得到相对到时差的。用于理论计算的含裂隙母岩的参数是利用靠近大同地震地区的由地震反射法得到的结果,即 ($V_P = 5.8$, $V_S = 3.35$ km/s, $\rho = 2.6$ g/cm³), 裂隙中液体用波速为 1.5 km/s 的水来模拟。

5.2 偏振的解释

观测到的偏振方向可以用横波通过直立或近于直立的走向北 50° 东的平行裂隙来解释。设裂隙参数为 ($CD = 0.03$, $AR = 0.001$); 并由 $CS = 0$ 或 1 表示干裂隙或含水裂隙。图 6 是由理论计算所得快、慢波偏振方向的等面积投影图。快波偏振的水平投影由实线标出,慢波偏振用断续线表示。图 6a 表示干裂隙情况下快波偏振的情况,在所有的传播方向上都平行于直立平行排列裂隙;图 6b 表示含水裂隙,在相对裂隙面约 40° 的角传播方向范围内与干裂隙的情况相同。在此范围之外,二个分裂的横波的偏振互相转换,即慢波的偏振方向平行于 NE50° 方向。当水充填的裂隙具有较小的倾角时,偏振图形产生变化,但快波偏振仍然与直立平行排列裂隙时的图形相近。

我们采用含水裂隙来解释观测的快波偏振方向。用这种模型似乎与在横波窗内部分观测到的现象相矛盾,这是因为尽管横波以较大的离源角离开震源,但在台站下面接近地面的介质中发生折射,在射线逐渐弯曲趋向垂直于地面方向的过程中,两横波的偏振方向发生变化。较大离源角的射线只对应近地表 40° 临界角以内的入射角。以此来解释模型与观测现象之间的矛盾。

5.3 相对到时差的解释

在友家台的下面,存在着不规则的低速沉积层和过渡层。通过这些薄层的射线只占从源到接收点整个射线的一小部分,根据在各向异性介质中广义 Snell 定律,近地表薄层的存在不会较大地改变岩石层中横波的传播方向,对相对到时差的影响也不大。由包含裂隙的均匀、各向异性介质中射线的离源角和方位角进行相对延时的分析可作为较好的一级近似。对于平行排列裂隙相对到时依赖于传播方向,它们是由射线路径和裂隙法线间的夹角来决定的,如果离源角和方位角产生了变化,而射线与裂隙面法线之间的夹角没有变化,相对到时差也保持不变。相反的情况下相对到时差则变化。在平行于裂隙面的方向上相对到时差的值最大。

除了在横波会切点的特定方向以外,裂隙密度对于在所有传播方向的横波的相对到时差都有影响。在裂隙的密度给定的情况下,不同的裂隙纵横比和含水量总体上不会影响最大到时差,仅在射线和裂隙面法线方向夹角的一定范围内对相对时差有影响。

相对到时差对于传播方向和裂隙形态的变化都是很敏感的,对它的解释比解释偏振复杂得多。Peacock 等 (1989)、Crampin 等 (1990)、Booth 等 (1990) 对比了在与裂隙面有几乎相同夹角的传播方向上记录的相对到时差,避免了传播方向的影响。对于大同地震,由于记录点与震中方位的分布比较离散只能进行综合的分析。

在等面积投影图上画出理论计算和实际观测的相对到时差并进行比较,如取具有 NE50° 走向并有一定倾角的平行裂隙的介质模型,经尝试在不同裂隙密度、纵横比和含水度的情况下,都不能与观测值相吻合。这表明应采用走向 NE50° 含水的直立裂隙的介质模型。为便利起见,使用数据对 AD_n (A, D 表示观测值, n 是图 6 中观测到的到时差数值的序号, A 是射线与裂隙面的夹角 (以度表示), D 是归一化的到时差;对于含水裂隙,在理论

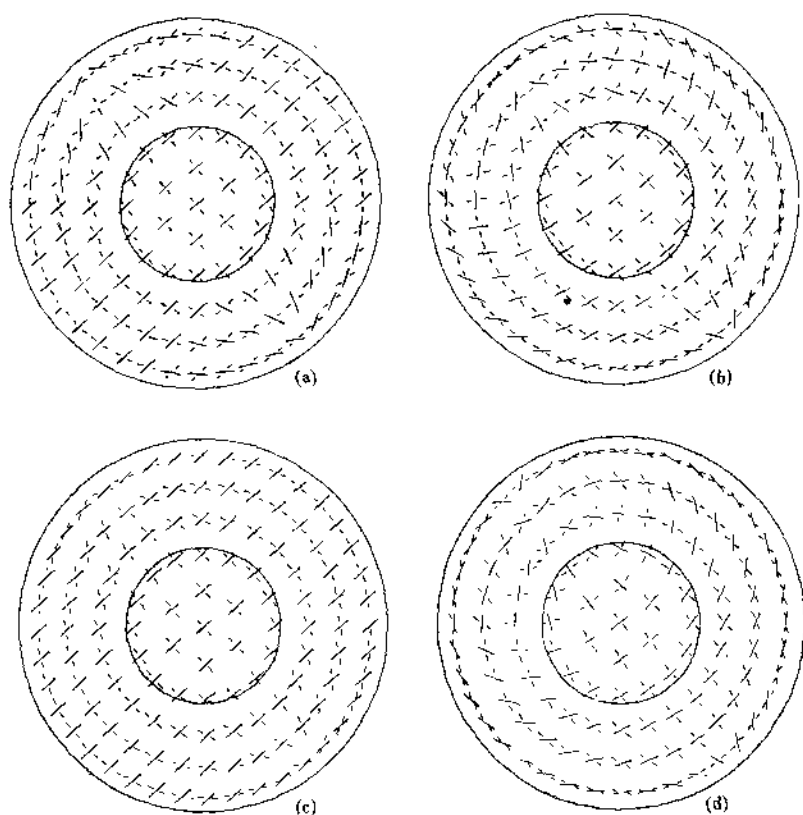


图6 在包含NE50°走向平行排列裂隙各向异性介质条件下得到的理论横波分裂的快、慢波偏振的下半球投影图。(a) 直立干裂隙；(b) 直立含水裂隙；(c) 倾角为45°的含水裂隙；(d) 倾角为30°的含水裂隙

计算中用的裂隙密度 CD 和裂隙纵横比 AR 构成另一个参数对 $CA(CD, AR)$ 。

在没有较大地震发生的期间可以认为裂隙状态也没有显著变化,适合于起始两个地震观测值的裂隙参数值可作为基本参考值。图 7a 所示的到时差的等面积投影图表示了 $AD_1(3.5^\circ, 86ms)$ 和 $AD_2(27.8^\circ, 34ms)$ 这两个不同方向上的观测值,适合于它们的介质参数是 $CA(0.0315, 0.0052)$ 。这两个地震到时差的具有较大的区别是由于横波传播方向与裂隙面夹角的不同所引起的。由第一个到时差估计出裂隙密度,取裂隙纵横比 0.0052 的值是为了拟合第二个到时差。

在此之后的 10 个地震可以分成两组。一组是浅源地震,另一组为震源较深的地震。

对于浅源地震,如认为 $M_L=3.4$ 级地震是一个主震,在此之前 2 小时的到时差由 $AD_3(20.3^\circ, 123.6ms)$ 表示。如果裂隙参数没有变化(参见图 7a),在与裂隙面有 20.3° 夹角的方向上的到时差应为 70ms 左右,比实际观测值要小得多。因此可以认为是裂隙参数发

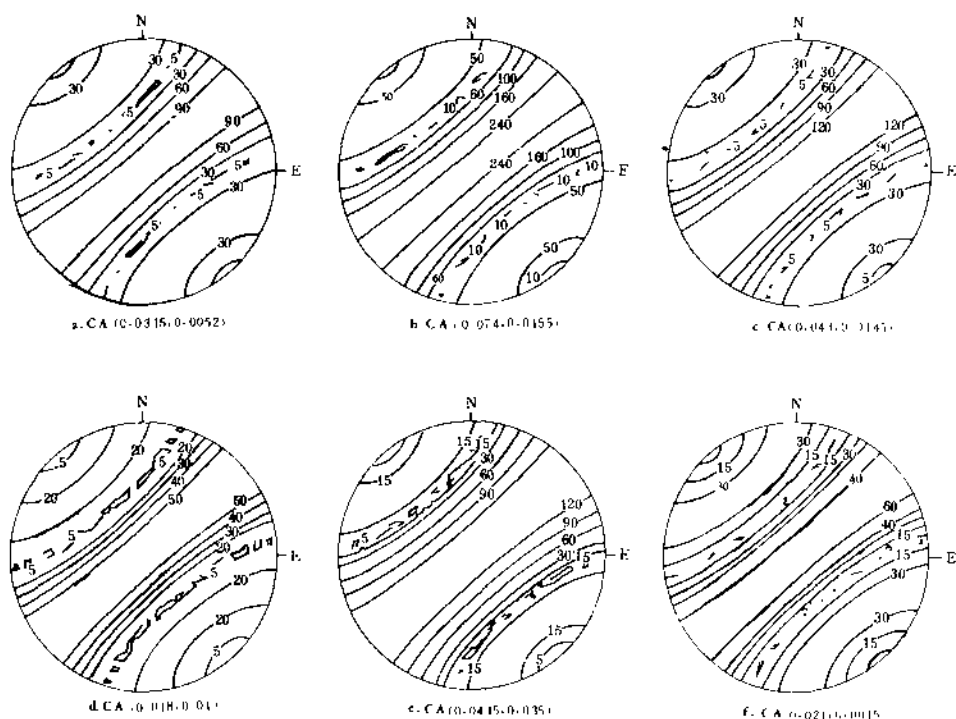


图7 根据理论计算得到的穿过半径为10 km 含 NE 50°走向平行行排列含水裂隙下半球横波分裂相对时差的下半球投影图。图中表出的参数为裂隙密度 CD 和裂隙纵横比 AR。

生了变化。在 20.3°的传播方向上,相对到时差对于裂隙密度还是裂隙纵横比的改变都是很敏感的,难以区别这两个参数对到时差急剧改变的贡献。如果只有裂隙纵横比的变化不可能导致到时差如此大幅度的增加,为此我们主要增加了裂隙密度,以 CA (0.71, 0.01550)为参数计算的图 7b 可拟合这一观测值。

在 $M_L=3.4$ 地震之后,观测值 $AD_5(21.66^\circ, 77.3\text{ms})$ 和 $AD_6(52.4^\circ, 49.5\text{ms})$ 表示到时差的降低,用 CA (0.043, 0.0145)可以同时拟合这两个观测值。它表现出裂隙密度和孔隙纵横比的下降。如果纵横比保持 $M_L=3.4$ 级地震之前的数值不变的话,则无法同时拟合两个观测值。

对浅源地震这一组中最后一个地震, $AD_7(0^\circ, 62\text{ms})$ 表示相对到时差继续降低,它至少对应裂隙密度的降低,介质参数取 CA (0.018, 0.01)较为合适,由于射线平行于裂隙表面,因此容易估计与观测到时差相对应的裂隙密度。

第二组是较深的地震,包括一个前震,二个主震和一个余震,第二个主震记录中的相对到时差难以可靠地加以辨认。其他几个地震的横波传播路径集中在很窄的传播方向内,可以直接看出主震发生前后的到时差随时间的变化。与 $AD_7(0^\circ, 62\text{ms})$ 相比,主震之前的观测值 $AD_8(17.24^\circ, 52.8\text{ms})$ 则由于射线与裂隙面的夹角较大,并不表示出裂隙各向异性的降低,反而说明裂隙密度或纵横比有较小的增加。在 $M_L=3.5$ 地震发生时, $AD_9(16.$

$6^\circ, 112.9\text{ms}$)显示出到时差的急剧上升,在图7. 中由 $CA(0.0415, 0.035)$ 说明裂隙密度有较大的增长.不能排除纵横比的变化,但得不到明确的结果.两个主要地震之后到时差急剧下降.在图 6f 中由 $CA(0.021, 0.0015)$ 大致可以拟合 $AD_{11}(16.7^\circ, 44.4\text{ms})$ 和 $AD_{12}(14^\circ, 37.8\text{ms})$ 这两个数据对.与第一组地震所得结果类似,第二组地震所得的结果也说明一个较大地震之后裂隙的密度会有快速的下降.

横波传播方向和裂隙的形态都会导致到时差的变化,在到时差的空间分布比较离散的情况下,需要先估计裂隙的空间取向,并且对到时差随方位的变化的数值做一定预测.分析到时差随方向变化比较困难,但是它约束了仅由快波偏振方向可能给出的解释,放宽了选择到时差观测数据的条件.在几乎所有具有较大差别和较小差别的传播方向上,友幸台观测到的到时差的复杂的空间分布图形可以用 EDA 裂隙的各向异性来做出定量的解释,而且这些到时差随时间的变化与当时的地震活动性相吻合,证明了 EDA 理论解释的有效性.

我们没有用含水度的变化的效应来解释到时差的变化.与裂隙纵横比一样,对不同方向到时差的影响比较微妙,短时间内含水度的大幅度变化需要水在大范围内快速流动,在实际情况中不大可能产生这种情况.

6 讨论与结论

由于归一化的到时差与震源深度无关,证明 EDA 裂隙不仅分布在近地表的浅部,而至少分布在 10km 深度的上地壳.这是与在很多其他地区关于在上地壳 10—20km 范围内都存在 FDA 裂隙的报道是一致的.

两个由前震、主震和余震构成的序列,相对到时差随时间的变化具有类似的特征,与震源深度和传播路径长度无关.因此 EDA 裂隙随时间的变化,不仅仅限于震源体附近,至少看来是 10km 与以上整个地壳介质的响应.可以认为,在一个比较大的地震前后存在应力的积累与释放,导致区域应力场的调整.低的区域应力变化,可以改变上地壳 EDA 裂隙的形态.裂隙参数的变化可以是裂隙纵横比的变化(Peacock, 1989),也可以是裂隙密度、裂隙纵横比或其它参数的组合的变化(Crampin, 1990, Booth, 1990),或者是本文提到的主要是裂隙密度的变化.在不同的地区的观测都发现较大的地震之后相对到时差有所降低.在较大地震发生之前,裂隙参数引起的相对到时差的改变却有多多样性.在阿肯色震群中,在一个 $M_L = 3.8$ 级地震之前发现了到时差的下降,并认为可以作为地震的前兆.但我们对大同地震的研究却发现两次 3 级地震以前到时差的上升.

在一个较大地震前后随应力逐渐集中和释放,在几年内 EDA 裂隙缓慢的变化已经由横波分裂的观察证实.也有在较短的时间之内看到裂隙的变化的报道.我们提供了一个以小时为单位的裂隙参数随时间的变化的证据,它表明上地壳 EDA 裂隙的弹性响应是很快的,或者是瞬时的.这一现象与在阿肯色震群中 $M_L = 3.8$ 级地震前 MHS 台站所观测到的现象一致.相对到时差的变化与地震活动性也是同步的.在低应力作用下 FDA 裂隙和应力变化之间的响应的速度是 FDA 裂隙一个重要的性质.裂隙密度的变化可能是已经存在裂隙的部分张开或闭合,也可以是由于裂隙直径的增大或减小.裂隙密度与裂隙直径的立方成比例,直径的很小的变化可能改变裂隙导致的各向异性,从而增加或减少相对到时差.纵横比的改变是裂隙的凸起或展平.上述两种变化也可能伴随裂隙内液气比的变化或含水度的变化.在较长时间的观测中相对到时差的变化具有统计性的,表示出一种趋势性,表现出在一个较大的地震的前后,具有应力增加与减少的一般倾向.EDA 裂隙

对于应力可能产生的变化非常敏感,因此还存在 EDA 裂隙对低应力浮动的快速的弹性响应。

在北东向主压应力作用下,大同地区右旋走滑正断层活动导致的地震活动构成了两个强烈地震及其余震。通过对三分向数字地震仪构成的台网所得余震记录的分析,对大同地震区近地表地壳的速度结构、横波分裂的特征及应力场变化对于地壳介质裂隙形态的影响等得到以下结论。

强烈的 P 波尾波和 S 波尾波是大部分地震图的显著特征。它是由近地表约 300m 深的凹陷型沉积层对地震波的聚散效应所形成的。P-S 和 S-P 转换波的不发育是由于沉积层下面存在过渡层、以及凹陷型沉积层内各层之间的波速和泊松比所决定的。

在很广泛的离源角范围内,都见到了典型的,具有两互相垂直偏振方向的分裂的横波的特征。由于沉积层和过渡层区的存在,横波窗所取离源角的范围大于从简单的均匀介质所得的角度范围,这些沉积层和过渡层区避免了分裂横波产生附加相移。

快波偏振具有优势的北东排列取向且与台站方位角与离源角无关。取向与该地区最大主压应力轴的方向一致。横波的分裂和快波偏振只能用 EDA 裂隙对横波传播产生的影响来解释。沉积层的不规则性对于横波波列的整体特性有较大影响,但不会影响横波分裂的性质和特征。

在友宰台记录到两个在一天之内的地震序列,包括主要地震和它的前震、余震,在记录图上辨认出了相对到时随时间的变化,用理论计算与实际观测数据相对比的方法发现了主要地震之前裂隙密度的增加和它之后裂隙密度的减少,它意味着在以小时计的时段内 EDA 裂隙的几何性质可随应力的变化而改变。说明 EDA 裂隙对于应力变化会产生快速的弹性响应。这为以通过横波分裂的相对到时差的变化来发现裂隙形态和应力的变化提供了一种手段。

(1993年12月24日收到初稿)

参 考 文 献

- 1 AKI, K. and Richards, P. G., 1980. Quantitative Seismology, Theory and Methods, vol. 1, W. H. Freeman, San Francisco.
- 2 Booth, D. C. and S. Crampin, 1985. Shear wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 82, 51-65.
- 3 Booth, D. C., Crampin, S., Lovell, J. J. and Chio, J. M., 1990. Temporal changes in shear wave splitting during an earthquake swarm in Arkansas. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 96, 15-164.
- 4 Chen, T. C., Booth, D. C. and Crampin, S., 1987. Shear-wave polarizations near the North Anatolian fault, III, observations of temporal changes. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 91, 287-311.
- 5 Crampin, S., 1981. Review of wave motion in anisotropic and cracked elastic-media. *Wave Motion*, 3, 313-391.
- 6 Crampin, S., 1984. Effective anisotropic elastic constants for wave propagation through cracked solids. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 76, 135-145.
- 7 Crampin, S., Booth, D. C., Evans, R., Peacock, S. and Fletcher, J. B., 1986. Changes in shear wave splitting at Anza near the time of the North Palm Springs earthquake. *J. Geophys. Res.*, 91, 197-212.
- 8 Evans, R., 1984. Effects of the free surface on shear wavetrains. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 77, 165-172.
- 9 Hudson, J. A., 1980. Overall properties of a cracked solid. *Math. Proc. Cambridge Phil. Soc.*, 88,

- 371-384.
- 10 Hudson, J. A., 1981. Wave speeds and attenuation of elastic waves in material containing cracks. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 64, 135-150.
 - 11 Liu, E. R. and Crampin, S., 1990. Effects of the internal shear wave window; comparison with anisotropy induced splitting. *J. Geophys. Res.*, 95, 275-281.
 - 12 Peacock, S., Crampin, S., Booth, D. C. and Fletcher, J. B., 1988 Shear wave splitting in the Anza seismic gap, Southern California; Temporal variations as possible precursors. *J. Geophys. Res.*, 93, 3339-3356.
 - 13 王鸣、王培德, 1992. 1989年10月18日大同-阳高地震的震源机制和发震构造, 地震学报, 待刊.
 - 14 姚陈、王培德、陈运泰, 1992. 卢龙地区S波偏振和上地壳各向异性, 地球物理学报, 待刊.
 - 15 姚陈, 1992. 区域地震体波主要震相的合成地震图, 待发表.
 - 16 范会吉、姚陈, 1992. 合成地震图方法对二级结构高频响应的研究, 待发表.

THE STUDY ON SHEAR - WAVE SPLITTING OF DATONG EARTHQUAKE, NORTH CHINA

*Yao Chen*¹⁾ *Wang Peide*²⁾ *Lu Yumei*¹⁾ *Chen Yuntai*²⁾

1) Institute of Geology, State Seismological Bureau

2) Institute of Geophysics, State Seismological Bureau

Abstract

The aftershocks over 15 days after two large earthquakes, in October 1989 in Datong Area, North China, were recorded by temporal small apertural network consisted of three component digital seismographs. P-wave codas are remarkable feature of P-wavetrains and are expected to be caused by concave sediment layer and transit layer under stations. Shear wave splitting could be identified in the wider range of take-off angles for this particular near-surface structures. Polarizations of faster shear-waves have the alignment consistent with the direction of nearly horizontal regional maximum compression. The relative delays for two sequences of foreshock, mainshock and aftershock during one day are further recognized as being quickly variations before and after the significant events, using the method of comparing theoretical calculation and the observation records. This phenomenon could be interpreted in term of EDA - cracks and its temporal changes induced by changes of regional stress. The variation of relative delay in short time interval illustrated the faster response of EDA - crack of upper crust to the changes of regional stress.