

文章编号: 0253-3782(2006)04-0357-15

2003 年云南大姚 6.2 级、6.1 级 地震序列 S 波分裂研究*

华 卫^{1, 2, 3), *} 刘 杰⁴⁾ 陈章立³⁾ 郑斯华³⁾

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国广州 510070 广东省地震局

3) 中国北京 100036 中国地震局地震预测研究所

4) 中国北京 100036 中国地震台网中心

摘要 在利用双差定位法对 2003 年 7 月 21 日、10 月 16 日云南大姚先后发生的 6.2 级、6.1 级地震序列进行精定位的基础上, 采用互相关系数法测量了两个地震序列的快波偏振方向和快慢波的延迟时间. 结果表明: ① 两个地震序列的 S 波分裂现象较明显, 除三台乡台以外, 大部分台站记录到的地震快波平均偏振方向与区域最大水平主压应力方向基本一致, 三台乡台的偏振方向出现两个峰值, 平均偏振方向是 N80°E, 表现出与区域最大水平主压应力方向不一致的现象; ② 序列延迟时间与震源深度之间没有明显规律性关系, 但不同延迟时间范围内偏振方向表现出不同的规律; ③ 两次地震序列 S 波分裂结果对比发现, 6.2 级地震序列快波的偏振方向明显较分散, 快波平均偏振方向比 6.1 级地震序列大 20°, 而延迟时间方面二者相差不大; ④ S 波分裂快波偏振方向所表现出的空间差异性, 可能是由于在区域背景应力场的基础上叠加了两次 6 级主震产生的应力扰动引起的.

关键词 S 波分裂 互相关系数法 偏振方向 延迟时间

中图分类号: P315.3⁺1 **文献标识码:** A

引言

在地震学中, 介质的各向同性和各向异性是按地震波传播的方向性来定义的. 如果地震波传播速度不随方向变化, 介质为各向同性; 反之, 即为各向异性. 近年来, 裂隙介质各向异性的研究已成为地震学家关注的热点之一. Crampin(1978)对地壳介质的各向异性做了深入的研究, 提出了膨胀扩散各向异性理论, 认为在水平压应力作用下, 岩石内部会出现大量的与压应力方向平行的, 直立排列的裂隙, 从而使介质呈现各向异性. 当 S 波在各向异性介质里传播时, 将分裂成两列传播速度不同、相互垂直偏振的 S 波. 其中一列波的偏振方向(或偏振面)与裂隙面平行, 以较快的速度传播, 称为快波; 另一列波的偏振方向(或偏振面)与裂隙面垂直, 以较慢的速度传播, 称为慢波. 这两列 S 波在离开各向异性介

* 国家重点基础研究发展规划项目(2004CB418406)、国家“十五”科技攻关项目(2004BA601B01-04-03)、地震科学联合基金(606042)和中国地震局地震预测研究所地震活动图象与数字化观测资料应用实验室联合资助. 中国地震局地球物理研究所论著 06AC1025.

2005-12-15 收到初稿, 2006-04-07 决定采用修改稿.

† 通讯作者. E-mail: huawei@seis.ac.cn

质后, 偏振方向不变. 快波先于慢波到达台站, 其到时差称为 S 波分裂的延迟时间, 其大小与各向异性介质里裂隙的密度及波在各向异性介质里传播路径的长短有关. 研究表明, 快波的偏振方向与区域的主压应力的方向一致(Crampin, 1978; 高原, 郑斯华, 1994).

S 波分裂方法被应用于世界上许多地区地壳各向异性的研究, 并被证明是研究地壳各向异性的有力工具. 另外, 由于在大震孕育过程中, 震源区必然呈现各向异性, S 波分裂方法也被应用于地震预报的实践中, 并取得了一定的成果(Crampin *et al.*, 1999). 由于 S 波分裂研究受限于一一定的观测条件, 即至少必须有两个水平向的高质量的数字地震记录以及 S 波的入射角要小于临界角, 所以可用的资料相对比较少.

2003 年 7 月 21 日、10 月 16 日云南大姚先后发生了 6.2 级、6.1 级地震, 两次地震均造成了不同程度的人员伤亡和经济损失. 地震之后, 云南省地震局分别布设了流动台网进行观测, 由于台站与余震区相距较近, 获得了大量高质量的数字地震观测资料, 这为研究大姚地震区上地壳介质的各向异性提供了便利条件. 另一方面, 由于台站与余震的距离较近, 此时余震的震源深度对入射角的计算影响很大, 而在日常地震定位中, 震源深度的误差一般是比较大的. 因此, 为了满足 S 波的入射角要小于临界角的条件, 要求得到比较准确的震源深度. 本文是在利用双差定位法对两个序列进行精定位的基础上(华卫等, 2006), 挑选相关的地震波形数据, 利用互相关系数法(Zhang, Schwartz, 1994; Okada *et al.*, 1994; 高原, 郑斯华, 1994)测量它们的快波的偏振方向和快慢波的延迟时间, 对计算结果进行了偏振分析检验和固有偏振方向影响的扣除, 综合分析讨论大姚地震区上地壳介质的各向异性特征, 比较了同一台站记录到的两次地震序列 S 波分裂结果的不同. 在最后的 S 波分裂结果分析讨论中, 针对地震序列不同地点所表现出的 S 波快波方向的差异性, 引入主震的发生在空间产生的主压应力矢量对背景区域应力场的扰动, 探讨引起这种现象可能的原因.

1 地震数据资料

2003 年 7 月 21 日大姚 6.2 级地震后, 云南省地震局在主震发生以后布设了由 7 套数字地震仪组成的小孔径流动数字台网(图 1). 其中县华乡台记录是采用 EDAS-24L3 数采, 另外 6 个台站均为 EDAS-3M 数采记录, 所有台站采样率为 100 Hz. 2003 年 7 月 22 日—2003 年 8 月 21 日该台网共记录到 1 921 次余震地震事件, 记录到的最大余震为 $M_L 4.7$. 我们采用双差定位法对 3 个台站以上(包括 3 个台站)记录到的 437 次地震事件进行重新精确定位, 定出 424 次余震事件, 地震序列震源深度主要分布在 4~13 km(华卫等, 2006).

2003 年 10 月 16 日大姚 6.1 级地震后, 云南省地震局在主震发生以后布设了由 5 套数字地震仪组成的小孔径流动数字台网(图 1). 5 个台站均采用 EDAS-3M 数采记录, 所有台站采样率均为 100 Hz. 2003 年 10 月 17 日—2003 年 11 月 17 日该台网共记录到 3 796 次地震事件, 记录到的最大余震为 $M_L 4.6$. 我们采用双差定位法对 3 个台站以上(包括 3 个台站)记录到的 1 499 次地震事件进行重新精确定位, 定出 1 437 次余震事件, 地震序列震源深度集中在 2~10 km 范围, 总体上比 6.2 级地震序列浅一些(华卫等, 2006).

从双差定位后的大姚 6.2 级、6.1 级地震序列的空间分布来看, 两次地震序列几乎分布在同一条直线上, 两者之间有部分重叠(主要集中于 $101.2^\circ\text{E}\sim 101.3^\circ\text{E}$). 主震之后分别布设的流动台网中有 4 个台在同一位置, 尤其是县华乡台, 距离余震序列很近, 这样的台

网分布非常有利于分析研究两次 6 级地震序列前后 S 波分裂结果的差异性。为了区分不同地震序列所用到的台站，文中除了台站名外，我们还附加了台站代号，以示区别。

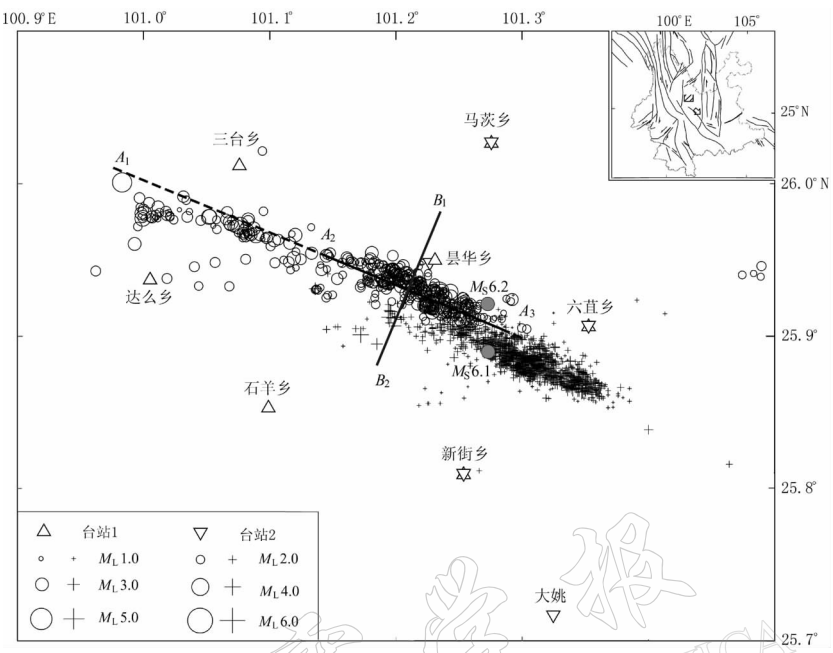


图 1 大姚 6.2 级、6.1 级地震序列双差定位结果

台站 1 为 6.2 级地震后布设的台网；台站 2 为 6.1 级地震后布设的台网；空心圆圈表示 6.2 级地震序列；十字表示 6.1 级地震序列。直线 A_1-A_3 是根据 6.2 级地震震源机制解的断层走向划出的， B_1-B_2 是与 A_1-A_3 垂直的直线，它们交于 A_2-A_3 段的中心。根据我们的研究（华卫等，2006）， A_2-A_3 段是 6.2 级地震的断层长度， A_1-A_2 段地震是 6.2 级地震所触发的地震。图中右上角小图为本研究区在云南省的空间地理位置示意图，箭头方向是根据表 2 震源机制解反演得到的背景区域主压应力场方向

在上述对余震事件进行精确定位的基础上，本文对有精定位结果的资料进行了严格筛选，挑选出一批符合条件的地震波进行 S 波分裂研究。挑选原则如下：① 依据地震波的特征与剪切波分裂原理，剪切波窗理论入射角的临界值为 35° ，在这个窗内可以避免地表 S—P 转换波对剪切波分裂的影响（Nuttli, 1961；Booth, Crampin, 1985）。由于射线在接近地表时，传播的速度逐渐降低，射线的入射角变小，射线传播时的轨迹趋向垂直方向，因此，实际计算时采用临界角为 45° 的剪切波窗（Shih, Meyer, 1990；Cochran *et al.*, 2003；Peng, Ben-Zion, 2004）。因为有了双差定位结果，我们可以精确计算每次地震到台站的入射角，以此为限制，入射角大于 45° 的资料不要，以确保所用资料满足剪切波窗的要求；② 选择 $M_L \geq 2.0$ ，地震波记录完整、不限幅，信噪比高的地震记录，以保证数字地震波的质量。这样，挑选出来的用于分析讨论的地震波质量很高，应该能客观反映大姚地震区上地壳各向异性介质的真实特征。

2 S 波分裂计算方法

剪切波传播时经过各向异性的介质后发生分裂，分裂成快波和慢波，这两个波在近似互相正交的振动方向上以不同的速度传播。据此可以将接收到的剪切波分离为两个波，尽

管两个分离出的剪切波的振幅通常是不同的,但其形状彼此相似.地面上的数字台站接收到的是三分向的地震波(图 2a).由于剪切波的固有性质与剪切波窗的特殊要求,剪切波分裂对接收到的波形影响以及地震波的能量都主要集中在东西向与南北向的波形上,所以计算剪切波的分裂参数就是对东西向与南北向的波形进行旋转分离出快慢波,计算它们的互相关系数,互相关系数最大时的快慢波时间差与快波振动方向就是剪切波分裂的延时和快波偏振方向(Okada *et al*, 1994; 高原,郑斯华, 1994).

互相关系数法的简单原理如下:

1) 将台站记录到的东西向与南北向的剪切波在方位角 $0^{\circ}\sim 180^{\circ}$ 范围内旋转,得到快慢波水平分量 x_1 和 x_2 的振幅表示如下:

$$A_{x_1}(t, \theta) = A_{EW}(t)\sin\theta + A_{NS}(t)\cos\theta \tag{1}$$

$$A_{x_2}(t, \theta) = A_{EW}(t)\cos\theta - A_{NS}(t)\sin\theta \tag{2}$$

其中, A_{NS} 和 A_{EW} 分别表示南北向和东西向分量的振幅, θ 为旋转角(北向为零,顺时针旋转).

2) 在一个确定的时间窗内,调整延迟时间,计算 x_1 和 x_2 分量的互相关系数,互相关系数定义为

$$C(\theta, \tau) = \frac{\sum_{t=t_0}^{t_0+t_w} A_{x_1}(t, \theta) A_{x_2}(t + \tau, \theta)}{\sqrt{\sum_{t=t_0}^{t_0+t_w} A_{x_1}^2(t, \theta) \sum_{t=t_0}^{t_0+t_w} A_{x_2}^2(t + \tau, \theta)}} \tag{3}$$

式中, t , t_0 , τ , t_w 分别是波的记录时间、剪切波的到时、快慢波到时差和时间窗长度.实际计算时为了保证波形的完整性与计算的准确性, t_0 是东西向与南北向完整波形的开始时间; t_w 是剪切波形窗长度,是完整波形的结束时间减去开始时间.

由于本文所用地震波形是近震产生的,频率主要在 $5\sim 10$ Hz,因此首先采用 5 阶 $0.8\sim 10$ Hz 的巴特沃兹带通滤波器对原始波形进行滤波,以抑制噪音,提高数字地震波形的质量(图 2b) (Cochran *et al*, 2003; Peng, Ben-Zion, 2004). 选用快慢波的互相关系数 ≥ 0.6 ,以确保快慢波形校正后比较相似,并对计算结果进行偏振分析检验(图 2c, d).另外,由于地震波的采样率为 100 Hz,延迟时间的最小分辨率是 0.01 s,故小于 0.01 s 的不予采用.

本文利用遗传算法进行计算,自动选择互相关系数最大时的 τ 和 θ 为该记录的延迟时间与快波偏振方向.根据余震的震源深度与钱晓东等(2002)研究成果,遗传算法中设定的最大延时为 0.2 s. 由于采用在 $0\sim 0.2$ s 的时间窗内通过遗传算法确定快慢波的最大互相关系数,如果得到的延时 ≥ 0.19 s,则认为是极值的边界效应,该记录也舍弃.

最后的结果中,我们还要考虑另外一个因素,即 S 波分裂分析中一个与生俱来的局限是关于 S 波固有偏振方向的影响.如果一个地震 S 波固有的偏振方向接近或垂直于破裂面方向,则 S 波将不会分裂成快波和慢波(Leary *et al*, 1990). 对于这些地震,我们应该去掉(Cochran *et al*, 2003; Peng, Ben-Zion, 2004). 图 3 是 6.2 级、6.1 级地震序列得出的 S 波快波偏振方向与固有偏振方向的关系图.由于余震的震源机制解比较难求,故 S 波固有偏振方向由射线方向求得.考虑固有偏振方向计算的误差,我们只选择其中偏振方向 θ 与固

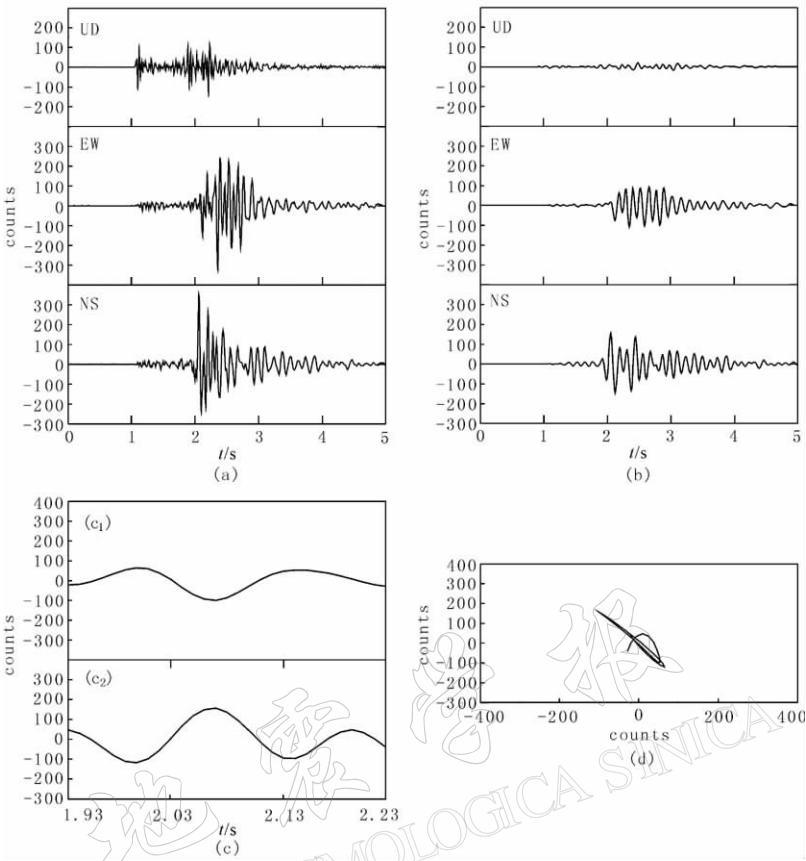


图 2 利用互相关系数法计算快波偏振方向与延迟时间(t)的例子

(a) 县华乡台记录到的一次地震事件(发震时间：2003 年 7 月 22 日 22 时 8 分)三分向地震波形的原始记录；
(b) 经过巴特沃兹带通滤波器(5 阶 0.8~10 Hz)滤波后的波形；(c) 经过旋转和延迟时间校正后的快(c_1)、慢(c_2)波的波形($\theta=136.1^\circ$, $\tau=0.07$ s, $C=0.9218$)；(d) 经过旋转和延迟时间校正后粒子运动图，呈现无分裂的直线轨迹。图中所有时间都是以 P 波到前 1 s 为零点开始计算

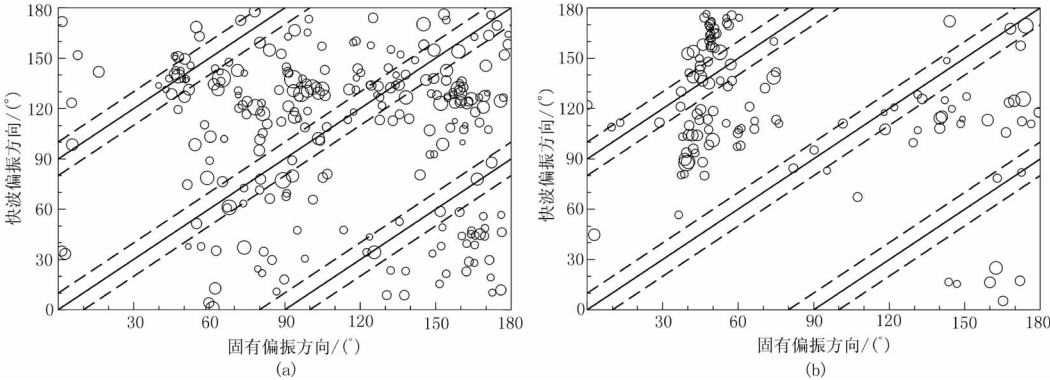


图 3 S 波快波偏振方向与固有偏振方向关系图

(a) 6.2 级地震序列；(b) 6.1 级地震序列。图中以实线为中心的两边虚线范围代表快波偏振方向 θ 与固有偏振方向 α 不满足 $10^\circ \leq |\theta - \alpha| \leq 80^\circ$ 条件的地震

有偏振方向 α 满足 $10^\circ \leq |\theta - \alpha| \leq 80^\circ$ 条件的地震.

3 计算结果

3.1 平均偏振方向和延迟时间

经过上述挑选与计算, 2003 年 7 月 21 日 6.2 级地震中流动台网的 7 个台站中有 3 个台站记录到满足上述条件的地震波, 共有 160 条记录; 10 月 16 日 6.1 级地震中流动台网的 5 个台站中只有 1 个台站记录到了满足上述条件的地震波, 共 63 条记录. 造成这种现象的原因, 主要是因为我们挑选地震的条件较严格以及两次地震序列的震源深度较浅的缘故(表 1).

由于同一台站接收到的不同事件的快波偏振方向不完全一致, 为进一步统计分析, 采用式(4)和式(5)分别计算了每个台站上事件的平均快波偏振方向与 R 值. R 值在 0~1.0 之间, 其大小反映了快波偏振方向集中的程度, 越接近 1.0 说明平均快波偏振方向越集中(Davis, 1986; Mardia, Jupp, 2000).

$$\bar{\theta} = \tan^{-1} \left[\left(\sum_{i=1}^n \sin \theta_i \right) / \left(\sum_{i=1}^n \cos \theta_i \right) \right] \tag{4}$$

$$R = \frac{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^n \sin \theta_i \right)^2 + \left(\sum_{i=1}^n \cos \theta_i \right)^2}}{n} \tag{5}$$

式中, n 为某一个台站计算出的总事件数, θ_i 为每个事件的快波偏振方向. 利用式(4)和式(5)的计算结果列入表 1. 图 4 给出了两个余震序列的 4 个台站上事件的等面积图、玫瑰花瓣图及延迟时间和偏振方向分布.

由表 1 和图 4 知, 经过上述严格挑选后, 能满足条件的台站和记录并不是很多, 但两个地震序列的 S 波分裂现象很明显. 对于 2003 年 7 月 21 日 6.2 级地震序列, 昙华乡(30)、达么乡(32)记录到的地震快波偏振方向较集中, R 值较大; 三台乡(42)记录到的地震快波偏振方向相对来说较零散, R 值也小一些, 它的偏振方向出现两个峰值. 对于 2003 年 10 月 16 日 6.1 级地震序列, 昙华乡(04)记录到的地震快波的偏振方向高度集中.

表 1 每个台站的 S 波分裂计算结果参数

地震事件	台站(代号)	事件数	$\bar{\theta}/(^{\circ})$	R	$\overline{\Delta t}/s$
7 月 21 日大姚 6.2 级	昙华乡(30)	120	122.38	0.830	0.089 ± 0.041
	达么乡(32)	21	118.51	0.898	0.049 ± 0.046
	三台乡(42)	19	80.04	0.706	0.108 ± 0.058
10 月 16 日大姚 6.1 级	昙华乡(04)	63	107.61	0.944	0.088 ± 0.057

在延迟时间方面, 对于 7 月 21 日 6.2 级地震序列来说, 达么乡台(32)的延迟时间明显偏小(大部分 ≤ 0.07 s), 而三台乡台(42)的延迟时间则明显偏大(大部分 ≥ 0.11 s)(图 4). 沿断层走向(图 5a), 延迟时间并不随距离主震震中越近而变大. 在垂直断层走向剖面上(图 5b), 快波偏振方向没有什么规律性, 延迟时间较大的地震大部分集中在距离断层在 1 km 范围之内, 这也是达么台(32)的延迟时间偏小的原因. Peng 和 Ben-Zion(2004)发现了类似结果.

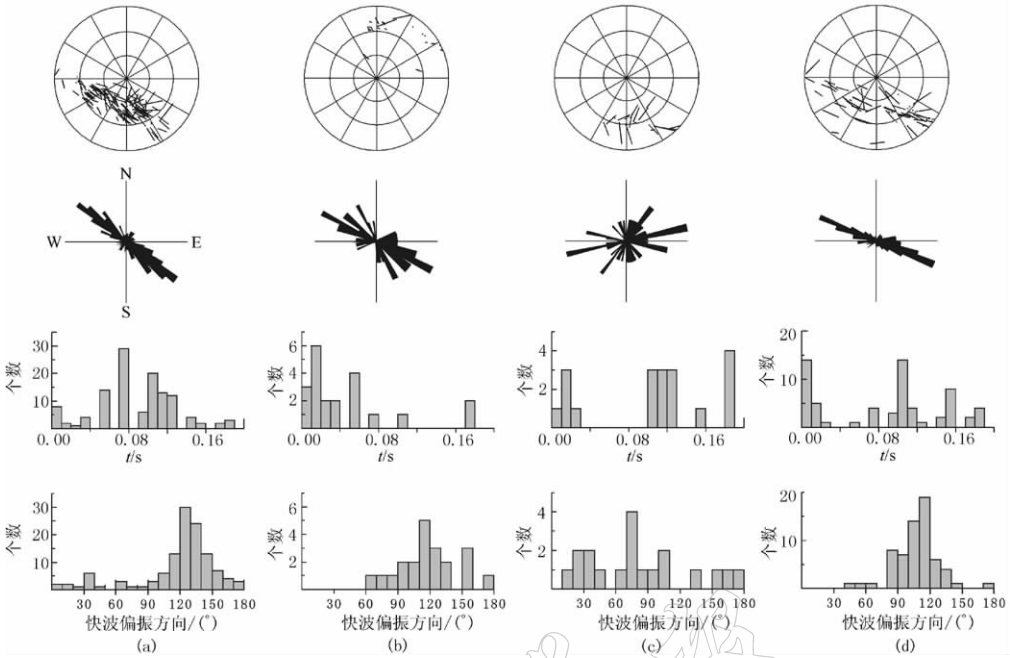


图 4 4 个台站的等面积图、玫瑰花瓣图、延迟时间(t)分布和偏振方向分布
(a) 县华乡台(30); (b) 达么乡台(32); (c) 三台乡台(42); (d) 县华乡台(04)
(a)、(b)、(c)图给出的是 2003 年 7 月 21 日 6.2 级地震, (d)图给出的是 2003 年 10 月 16 日 6.1 级地震. 等面积图的线棒方向平行于快波偏振方向, 其长短按延迟时间大小的比例给出

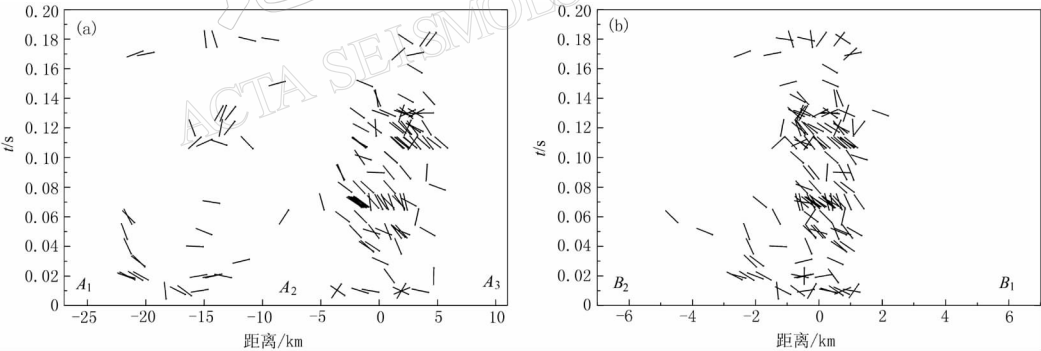


图 5 6.2 级地震序列快波偏振方向与延迟时间(t)剖面图
图中线棒的方向代表快波的偏振方向, 长度是固定的, 距离以 A_2 — A_3 段质心位置为零点

3.2 偏振方向、延迟时间与震源深度的关系

快慢波之间的延迟时间由于资料、介质差异等条件的限制, 延迟时间的大小具有发散性(Crampin *et al*, 2004), 其大小随深度变化的关系很难确定(Gamar, Bernard, 1997; Savage *et al*, 1989; Zhang, Schwartz, 1994). 国外许多作者的研究显示, 延迟时间没有随震源深度、震中距增大而增加或者减小, 其相关性不大(Cochran *et al*, 2003; Peng, Ben-Zion, 2004, 2005).

我们将 2003 年 7 月 21 日 6.2 级地震序列和 10 月 16 日 6.1 级地震序列所有地震放在

一起,研究其偏振方向、延迟时间与震源深度的关系(图 6). 由延迟时间与震源深度的关系图(图 6a)来看,两个余震序列都没有表现出它们之间有什么明显的关系,这与上述国外作者的研究结果比较一致.

比较有意思的是(图 6b), 6.2 级地震序列中,延迟时间小于 0.1 s 的地震快波偏振方向相对比较一致,均呈北西向分布;而当延迟时间大于 0.1 s 时,则表现出延迟时间越大,快波偏振方向越零乱的现象,快波偏振方向呈北东向的地震明显增多起来. 如果说,延迟时间反映的是裂隙大小或丰富程度的话,那么这种现象则可以理解为,小的裂隙受背景应力场的最大水平主压应力(北西向)控制程度大些,而大的裂隙则受后者控制相对较弱(刘堃等, 2001). 另外,还有一层意思,即快波偏振方向可能与延迟时间是有关系的. 对于这种现象该如何理解,值得我们进一步探讨. 10 月 16 日 6.1 级地震序列中也有类似的现象(图 6c, d), 但因为其延迟时间普遍比较大,这一现象不是很明显.

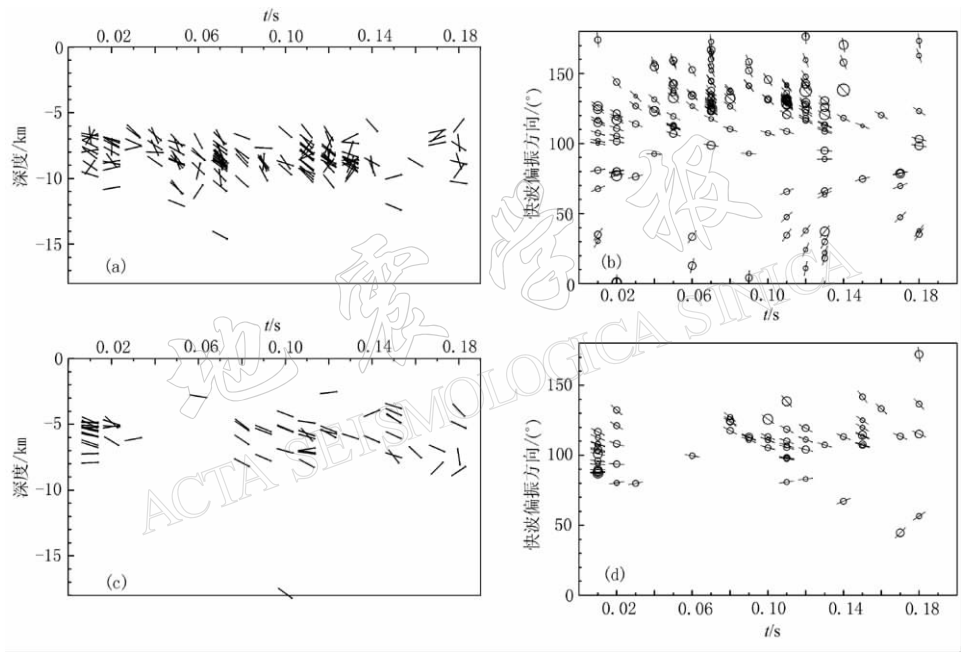


图 6 偏振方向、延迟时间(t)与震源深度的关系

(a)、(b)图为 6.2 级地震序列, (c)、(d)图为 6.1 级地震序列. 线棒的方向仅代表快波的偏振方向, 长度是固定的, 圆圈代表地震

3.3 6.2 级、6.1 级地震序列 S 波分裂结果比较

对于本文资料来说,很难得的是昙华乡台分别记录到 6.2 级、6.1 级地震序列,而且地震序列在空间上高度一致,可以分析讨论这两次地震发生前后大姚地区上地壳介质的变化情况.

首先比较两次地震序列的偏振方向. 由图 7a 可见,相对于 6.1 级地震序列来说,昙华乡台记录到的 6.2 级地震序列的偏振方向明显较分散,主要集中在 $90^{\circ}\sim 160^{\circ}$ 之间,平均为 128.8° . 从它的偏振方向的空间分布(图 7c)来看,以 101.22°E 为界,可将昙华乡台记录到的 6.2 级地震序列分成两个区: I 区偏振方向较一致($\bar{\theta}=129.83^{\circ}$, $R=0.916$), II 区偏振方向较零乱($\bar{\theta}=114.00^{\circ}$, $R=0.764$). 而 6.1 级地震序列偏振方向主要集中在 $80^{\circ}\sim 140^{\circ}$

之间, 平均为 108.5° , 比 6.2 级地震序列小 20° 左右(图 7d). 县华乡台记录到的 6.2 级地震序列的偏振方向明显较分散现象与后续的 6.1 级地震之间是否存在一定的关系, 尚有待进一步探讨.

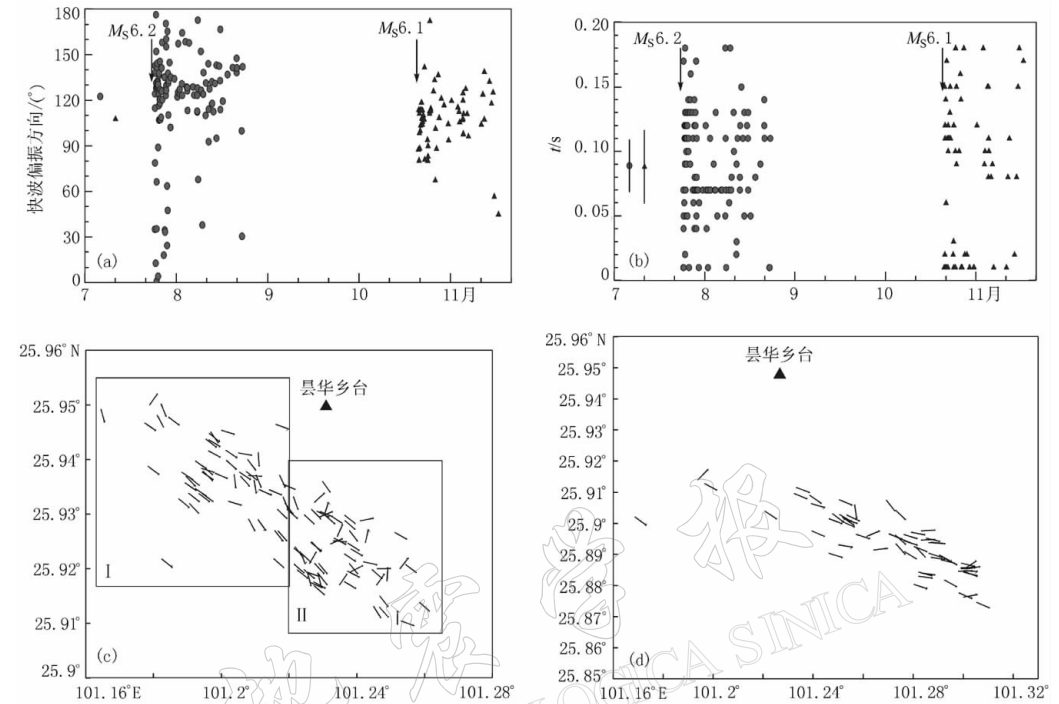


图 7 县华乡台记录到的 6.2 级、6.1 级地震序列 S 波分裂结果比较

(a) 快波偏振方向随时间变化; (b) 延迟时间(t)随时间变化; (c) 6.2 级地震序列快波偏振方向空间分布; (d) 6.1 级地震序列快波偏振方向空间分布. 实心圆表示 6.2 级地震序列, 黑三角表示 6.1 级地震序列; 箭头指向 6.2 级、6.1 级地震的时间, 图(b)中最左侧误差棒表示平均值及误差; 线棒的方向仅代表快波的偏振方向, 长度是固定的

从延迟时间方面看, 县华乡台记录到的 6.2 级、6.1 级地震序列的平均快慢波延迟时间相差不大(表 1), 但从延迟时间柱状图(图 4)和图 7b 可以看出, 在 6.2 级地震序列中, 延迟时间在各个时间尺度内分布比较均匀. 而对于 6.1 级地震序列, 延迟时间在 $0.03 \sim 0.08$ s 之间有一空档, 序列中延迟时间较大(≥ 0.08 s)的地震所占的比重仍比 6.2 级余震序列高. 对于这种现象, 可以理解为, 由于 10 月 16 日 6.1 级地震的发生, 造成该地区原本已经破碎的地壳介质(由 6.2 级地震造成的)进一步破碎, 使得该地区裂隙更加丰富.

Peng 和 Ben-Zion(2005)在研究 1999 年土耳其 7.4 级、7.1 级两次地震 S 波分裂时发现, 7.1 级地震序列的平均延迟时间比 7.4 级地震大 30% 左右(22 ms), 快波平均偏振方向比 7.4 级地震小 7° 左右, 但他们认为可能是因为两次地震的余震位置有细微的偏差造成的, 而不是介质各向异性发生了变化. Liu 等(2004)在研究 1999 年台湾集集地震过程中也发现了类似的结果. 由此可见, 本文的结果与上述结果是吻合的.

4 分析及讨论

从上面的分析可看出, 对于 2003 年 7 月 21 日 6.2 级地震序列来说, 出现了同一个序

列不同地点的余震 S 波快波偏振方向不一样的现象。另外, 昙华乡台记录到的两次 6 级地震序列的快波方向也存在差异(相差约 20° 左右)。在对余震序列作 S 波分裂研究的过程中, 有不少作者发现了余震序列不同地点 S 波偏振方向不一致的现象, 但大部分作者只是提出了这个现象, 并没有对于这种现象加以解释。即使有些作者做了解释, 也往往用该地区附近存在有别于背景区域应力场方向的断裂来解释(李白基等, 2002), 或者认为是受局部结构的复杂性影响(Peng, Ben-Zion, 2004)。

S 波分裂研究结果中, 快波的偏振方向其实是地震由震源到台站的射线所穿过地区的裂隙排列方向。根据膨胀扩散各向异性理论认为, 这种裂隙排列的方向是由区域应力场中最大水平主压应力方向控制, 它们的方向应该都是比较一致和稳定的。但是为什么在同一个区域应力场下, 余震序列分布长度只有 30 km 的 6.2 级地震, 不同地区表现出的偏振方向不一样? 相隔只有 3 个月的时间, 昙华台记录到大姚的 6.2 级、6.1 级地震序列的快波方向会出现差异。我们推测, 可能是因为两次地震的发生, 改变了余震序列附近地区的应力场结构。要验证这种推测的合理性, 首先要知道大姚地震所处研究区的区域背景主压应力场的方向和大小, 在此基础上通过计算 6.2 级、6.1 级地震在背景应力场产生的附加应力扰动, 尝试对 S 波分裂中快波偏振方向所表现出的空间差异性现象作一解释。

4.1 区域背景应力场方向

大姚地震处于由金沙江—红河断裂、鲜水河断裂—安宁河断裂—小江断裂带所围限的康滇菱形块体南部的滇中块体内部(丁国瑜, 1991)。康滇菱形块体作为一个独立的和统一的新构造单元参与青藏高原构造区的变形调整, 以其特有的走滑挤出变形为主(刘祖荫等, 2002)。近几年 GPS 资料观测与研究表明, 康滇菱形块体向南滑移(黄立人等, 1997; 赖锡安等, 2000)。根据云南及邻区震源机制解资料(刘祖荫等, 2002), 该地区 P 轴优势分布有两组: 一组为 NE 方向, 另一组为 NNW 方向。NE 向压应力场的存在, 是印度板块东缘通过缅甸微板块传递到本区的压应力场, 这种作用一直传递到鲜水河断裂—安宁河断裂—小江断裂带, 表明印度板块 NNE 向运动对本地区有作用。NNW 向应力场, 来源于青藏高原物质流延展过程(康滇菱形块体的南移作用)的 NW—NNW 向应力场。

以往的研究中, 区域应力场的方向往往用该地区震源机制解的 P 轴的平均方向来近似。但我们知道, P 轴和 T 轴反映的是地震前后震源区应力状态的变化, 而不是震源区构造应力本身^①。也就是说, P 轴的方向并不代表区域主压应力场方向, 它们之间是有差别的。为此, 我们挑选了大姚地震附近地区($25^{\circ}\text{N}\sim 26.5^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{E}\sim 103^{\circ}\text{E}$) 1993 年以来至 2003 年大姚两次地震为止的 7 次地震, 由哈佛大学给出的这 7 次地震的震源机制解资料, 利用 Gephart(1990)的震源机制应力反演软件包(FMSI 程序), 反演了大姚附近地区的区域应力场(表 2)。结果表明, 大姚地震所在地区的区域最大主压应力以水平分量为主(倾角为 17°), 方位角呈北西向(方位角为 312°)。与简单的利用 P 轴平均结果得出的北北西向(方位角为 339°)比较接近, 但存在一些差别。

4.2 区域背景应力场大小

在弹性力学的框架下, 由地震资料得到绝对应力的大小, 原则上是不可能的(吴忠良, 2003)。然而在一些合理的假定的前提下, 由地震资料可以得到关于应力大小的某种有物

① 陈运泰, 顾浩鼎. 2004. 震源理论基础(上册). 中国科学院研究生院讲义, 41

表 2 震源机制解反演区域应力场结果

最大主压应力		中间主压应力		最小主压应力		残差
倾角/(°)	方位角/(°)	倾角/(°)	方位角/(°)	倾角/(°)	方位角/(°)	
17	312	73	131	0	222	0.878

理意义的估计，其中一个常用的估计是视应力(Wyss, Brune, 1968). 视应力 σ_{app} 与引起地震滑动的平均应力 $\bar{\sigma}$ 水平之间可以通过地震波辐射效率 η 联系在一起($\sigma_{app} = \eta \bar{\sigma}$). 对一个地区中引起地震滑动的平均应力水平进行区域平均，则可作为当地的绝对应力水平的一个间接的估计. 关于 η 数量级的估计，在许多情况下， η 值应小于 0.15，一般为 0.075(陈运泰, 2003). Choy 和 Boatwright(1995)利用 NEIC 能量测定的结果和哈佛大学 CMT 结果，估计了全球浅源地震的视应力的分布，得到全球视应力值的上限为 6.69 MPa，下限能到 0.03 MPa，平均的视应力的大小为 0.47 MPa，变化范围很大. 由此可推测出，绝对应力上限为 89.2 MPa，下限能到 0.4 MPa，平均绝对应力水平应该在 6.3 MPa 数量级.

4.3 大姚 6.2 级、6.1 级地震引起的应力场扰动

本文采用 Robinson 根据 Okada(1992)方法编制的 GNStress 程序. 首先计算 6.2 级地震在空间任意一点产生的应力张量变化(图 8a)，此时没有考虑区域背景应力场. 由图可看出，6.2 级主震产生的最大水平主压应力方向随空间位置不同而存在差别. 在三台乡台(42)及其记录到的地震所处地区，产生的最大水平主压应力方向为由南东朝北西方向或由南朝北方向，与背景应力场的由北西朝南东方向挤压的最大水平主压应力相反. 对于达么乡台，6.2 级主震在其附近地区产生的最大水平主压应力方向与背景应力场基本相同；对于昙华乡台，6.2 级主震在其附近地区产生的最大水平主压应力方向与背景应力场也有个夹角，但角度相对较小.

参考上面得出的区域背景最大水平主压应力方向和大小的研究结果，我们计算了 6.2 级主震产生的最大水平主压应力和背景应力场的最大水平主压应力(方位角为 132°)合成后的方向，分别假设区域背景最大水平主压应力值为 0.4 MPa(图 8b)和 3 MPa(图 8c). 对于 6.1 级地震序列，我们综合了背景应力场(假设为 3 MPa)、6.2 级和 6.1 级地震产生的 3 种最大水平主压应力叠加结果(图 8d).

从两种力叠加后的图中可以看出，背景应力场的最大水平主压应力的大小决定了大姚 6.2 级、6.1 级地震所能产生的应力扰动幅度. 背景应力场值分别假设为 0.4 MPa(图 8b)和 3 MPa(图 8c)时，合成后的主压应力的方向形态有所不同. 值得注意的是，假设背景应力场值为 3 MPa(图 8c)，6.2 级地震产生的最大水平主压应力已经可以使合成后的力的方位角比原始的背景应力场的最大水平主压应力方位角(132°)减小，这与昙华乡台记录的 S 波快波平均偏振方向(方位角为 129°)比较吻合. 对于 6.1 级地震序列，综合了背景应力场(假设为 3 MPa)、6.2 级以及 6.1 级地震产生的 3 种最大水平主压应力叠加结果，使得合成后的应力方位角更加减小(图 8d). 这与昙华乡台记录到的 6.1 级地震序列 S 波快波平均偏振方向(108°)比 6.2 级地震小约 20°也相吻合. 对于三台乡记录到的地震所表现出的快波偏振方向的空间差异性，我们可看出，在背景应力场值假设为 0.4 MPa 时，该台附近合成后的主压应力方向也发生了变化.

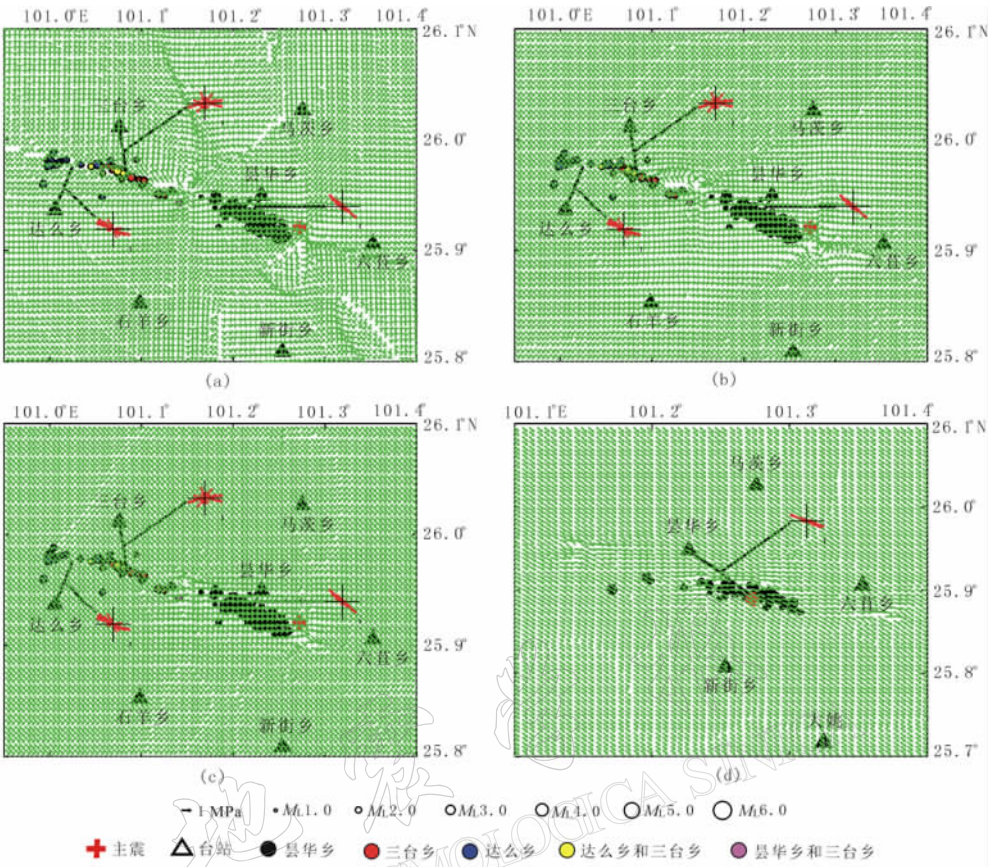


图 8 最大水平主压应力与 S 波分裂快波方向示意图

图中不同颜色圆圈代表不同台站记录的地震. 绿色线分别代表 2003 年 7 月 21 日 6.2 级地震产生的最大水平主压应力(a)以及与背景应力场的最大水平主压应力(方位角为 132°, 大小分别假设为 0.4 MPa (b)

和 3 MPa(c))的合成力, (d)为综合考虑背景应力场、6.2 级和 6.1 级地震产生的最大水平

主压应力叠加图. 绿色箭头方向代表最大水平主压应力的方位角, 线的长短代表最大

水平主压应力值的大小. 红线是 S 波分裂结果中快波偏振方向, 标在

台站与地震质心连线的中心位置

4.4 快波偏振方向空间差异性的讨论

上述研究表明, 尝试用主震发生后产生的对背景应力场的扰动这种新方法, 可以比较好地解释 S 波分裂中快波偏振方向所表现出的空间差异性特征, 而问题的关键在于区域背景应力值的大小我们无法准确得到. 如果上述背景应力值量级的估计有一定的根据的话, 那么我们对地震快波偏振方向空间差异性现象的解释是合理的. 如果我们承认 S 波分裂中的快波方向代表了裂隙排列的方向, 而后者是由该地区的最大水平主压应力方向所控制的话, 那么这或许有两种可能的理由来解释: 一是背景应力场的最大水平主压应力值可能本身就很小(活动程度或震源深度等原因); 或者是还有其它未知原因造成了地震的快波方向发生了变化. 例如, Shearer(1999)认为, 越靠近活动断层的地方地壳剪切应力就越低, 因为它已释放了应力. 这样的话, 一次较强地震发生之后, 其余震所处地区背景应力值可能会比较小.

一般认为,引起 S 波分裂的原因是地壳中存在有效的各向异性介质体,即垂直平行裂隙系.造成形成这种介质的原因,Crampin(1978)认为是应力场的作用,水平的或近似水平的主压应力使平行于主压应力的裂隙张裂扩大,垂直主压应力的裂隙封闭缩小,这种按应力方向排列的充液微裂隙和孔隙称为 EDA 裂隙.我们的研究发现,对于余震序列,或许仅考虑背景应力场的最大水平主压应力可能还不够,还要考虑主震发生产生的最大水平主压应力的影响.

5 结论

本文在利用双差定位法对 2003 年 7 月 21 日、10 月 16 日云南大姚先后发生的 6.2 级、6.1 级地震序列精定位的基础上,采用互相关系数法测量了两个地震序列的快波偏振方向和快慢波的延迟时间,研究了两个地震序列的 S 波分裂现象,主要结论如下:

1) 两个地震序列的 S 波分裂现象比较明显,除三台乡台(42)以外,大部分台站记录到的地震的快波偏振方向比较一致,平均偏振方向方位角在 $110^{\circ} \sim 140^{\circ}$ 之间,延迟时间在 $0.05 \sim 0.11$ s 之间.这与震源机制解资料反演得到的该地区背景应力场的最大主压应力方向基本一致.三台乡台的偏振方向出现两个峰值,平均偏振方向是 $N80^{\circ}E$,表现出与区域最大水平主压应力方向不一致的现象.

2) 对于 6.2 级地震序列来说,达么乡台的延迟时间明显偏小,而三台乡台的延迟时间明显偏大.沿断层走向,并不随距离主震越近,延迟时间越大.在垂直断层走向剖面上,快波偏振方向没有什么规律性,但是延迟时间较大的地震大部分集中在距离断层在 1km 范围之内.

3) 延迟时间与震源深度之间没有明显规律性关系.两个地震序列均表现出当延迟时间小于 0.1 s 时,地震快波偏振方向相对比较一致,均呈北西向分布,而当延迟时间大于 0.1 s 时,则表现出延迟时间越大,快波偏振方向越零乱的现象,快波偏振方向呈北东向的地震明显增多起来.

4) 两次 6 级地震序列的 S 波分裂结果对比表明,6.2 级地震序列快波的偏振方向明显较分散,快波平均偏振方向方位角比 6.1 级地震序列大 20° .而在延迟时间方面二者相差不大.

5) 两次 6 级地震序列快波偏振方向所表现出的空间差异性特征,本文用主震对背景应力场产生的附加应力扰动加以解释.目前,由于缺乏背景应力场大小的准确估计,以及余震区局部应力场的复杂性等因素,这种方法只是一种初步的定量尝试.

云南省地震局遥测台网为本研究提供了资料;定位过程中使用了河北省地震局高景春编写的盖格地震定位方法和周仕勇的主事件方法的程序;应力计算使用了新西兰 IGNS 的 Robinson 提供的程序;美国南加州大学 Peng Zhigang 提供了图形绘制程序;中国地震局地震预测研究所的郝平、王新岭、马宏生和新疆地震局的赵翠萍等对本文提供了很大的帮助;审稿者提出了有益的参考意见.作者在此一并致谢.

参 考 文 献

陈运泰. 2003. 地震能量和地震效率[A]. 见: 中国地震局监测预报司所编. 地震参数——数字地震学在地震预测研究

- 中的应用[C]. 北京:地震出版社, 51~72
- 丁国瑜. 1991. 中国岩石圈地球动力学概论[M]. 北京:地震出版社, 1~68
- 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**(9): 22~32
- 华卫, 刘杰, 郑斯华, 等. 2006. 2003年云南大姚 6.2 级、6.1 级地震序列特征分析及地震触发研究[J]. 中国地震, **22**(1): 10~23
- 黄立人, 马青, 朱文耀, 等. 1997. 高精度 GPS 测量得到的中国西南地区构造块体模型的初步结果[J]. 地震学报, **19**(1): 22~28
- 赖锡安, 徐菊生, 卓力格图, 等. 2000. 中国大陆主要构造块体现今运动的基本特征[J]. 中国地震, **16**(3): 213~222
- 李白基, 秦嘉政, 钱晓东. 2002. 1995 年武定 6.5 级地震余震的 S 波分裂[J]. 地震研究, **25**(2): 108~114
- 刘塋, 张中杰, 胡家福, 等. 2001. 中国陆区 S 波分裂的频带相关性及其意义[J]. 中国科学, D 辑, **31**(2): 155~161
- 刘祖荫, 苏有锦, 秦嘉政, 等. 2002. 20 世纪云南地震活动[M]. 北京:地震出版社, 25~47
- 钱晓东, 李白基, 秦嘉政. 2002. 2000 年云南姚安 $M_s 6.5$ 地震余震序列 S 波分裂研究[J]. 中国地震, **18**(2): 157~165
- 吴忠良. 2003. 地震辐射能量和震源谱[A]. 见: 中国地震局监测预报司所编. 地震参数——数字地震学在地震预测研究中的应用[C]. 北京:地震出版社, 73~81
- Booth D C, Crampin S. 1985. Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free-surface[J]. *Geophys J R astr Soc*, **83**: 31~45
- Choy G L, Boatwright J L. 1995. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress[J]. *J Geophys Res*, **100**: 18 205~18 228
- Cochran E S, Vidale J E, Li Y G. 2003. Near-fault anisotropy following the Hector Mine earthquake[J]. *J Geophys Res*, **108**(B9): 2 436~2 447
- Crampin S. 1978. Seismic wave propagation through a cracked solid; polarization as possible dilatancy diagnostic[J]. *Geophys J R astr Soc*, **53**: 467~496
- Crampin S, Volti T, Stefansson R. 1999. A successfully stress-forecast earthquake[J]. *Geophys J Int*, **138**: 1~5
- Crampin S, Peacock S, Gao Y, et al. 2004. The scatter of timedelays in shear-wave splitting above small earthquakes[J]. *Geophys J Int*, **156**: 39~44
- Davis J C. 1986. *Statistics and Data Analysis in Geology*[M]. Hoboken N J: John Wiley, 646
- Gamar F, Bernard P. 1997. Shear wave anisotropy in the Erzincan basin and its relationship with crustal strain[J]. *J Geophys Res*, **102**: 20 373~20 393
- Gephart J W. 1990. FMSI: A FORTRAN program for inverting fault/slickenside and earthquake focal mechanism data to obtain the regional stress tensor[J]. *Comput & Geosci*, **16**(7): 953~989
- Leary P C, Crampin S, McEvilly T V. 1990. Seismic fracture anisotropy in the Earth's crust: An overview[J]. *J Geophys Res*, **95**(7): 11 105~11 114
- Liu Y F, Teng T L, Ben-Zion Y. 2004. Systematic analysis of shear-wave splitting in the aftershock zone of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake: Shallow crustal anisotropy and lack of precursory variations[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **94**(6): 2 330~2 347
- Mardia K V, Jupp P E. 2000. *Directional Statistics*[M]. Hoboken N J: John Wiley, 429
- Nuttli O. 1961. The effect of earth's surface on the S-wave particle motion[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **51**: 237~246
- Okada T, Matsuzawa T, Matsumoto S, et al. 1994. Shear wave splitting observed in the southwestern part of Fukushima prefecture, northeastern Japan[J]. *J Phys Earth*, **42**: 303~319
- Okada Y. 1992. Internal deformation due to shear and tensile faults in half-space[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **82**: 1 018~1 040
- Peng Z, Ben-Zion Y. 2004. Systematic analysis of crustal anisotropy along the Karadere-Düzce branch of the North Anatolian fault[J]. *Geophys J Int*, **159**: 253~274
- Peng Z, Ben-Zion Y. 2005. Spatiotemporal variations of crustal anisotropy from similar events in aftershocks of the 1999 M7.4 Izmit and M7.1 Düzce, Turkey, earthquake sequences[J]. *Geophys J Int*, **160**: 1~17
- Savage M K, Shih X R, Meyer R P, et al. 1989. Shear-wave anisotropy of active tectonic regions via automated S-wave

- polarization analysis[J]. *Tectonophysics*, **165**: 279 ~292
- Shearer P M. 1999. *Introduction to Seismology*[M]. New York: Cambridge University Press, 16
- Shih X R, Meyer R P. 1990. Observation of shear wave splitting from nature events: South Moat of Long Valley caldera, California, June 29 to August 12, 1982[J]. *J Geophys Res*, **95**: 11 179~11 196
- Wyss M, Brune J N. 1968. Seismic moment, stress, and source dimensions for earthquakes in the California-Nevada region[J]. *J Geophys Res*, **73**: 4 681~4 694
- Zhang Z, Schwartz S Y. 1994. Seismic anisotropy in the shallow crust of the Loma Prieta segment of the San Andreas fault system[J]. *J Geophys Res*, **99**: 9 651~9 661

STUDY ON S WAVE SPLITTING IN DAYAO EARTHQUAKE SEQUENCE WITH $M=6.2$ AND $M=6.1$ IN YUNNAN IN 2003

Hua Wei^{1, 2, 3)} Liu Jie⁴⁾ Chen Zhangli³⁾ Zheng Sihua³⁾

1) Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China

2) Earthquake Administration of Guangdong Province, Guangzhou 510070, China

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

4) China Earthquake Network Center, Beijing 100036, China

Abstract: The polarization direction of fast wave and the delay time between fast and slow wave were measured for two earthquake sequences occurred continuously on 21 July ($M=6.2$) and 16 October ($M=6.1$) in Dayao, Yunnan in 2003 using cross-correlation coefficient method, after determining the high-resolution hypocentral locations of the earthquake sequences using the double-difference earthquake location algorithm. The results indicated that. ① The phenomena of S wave splitting are obvious in the two earthquake sequences, and the average polarization directions of fast wave in most stations are almost consistent with regional maximum horizontal compressive stress direction except the station Santai. There are bimodal fast directions in the polarization directions at station Santai and the mean polarization direction is $N80^{\circ}E$, indicating an inconsistent phenomenon referred to regional maximum horizontal compressive stress direction. ② There is no apparent relation between delay time and focal depth in the sequences, but the polarization direction show different character in different delay time range. ③ The comparison of S wave splitting results in the two earthquake sequences show that the polarization direction in $M=6.2$ earthquake sequence is more scattered and its average fast direction is 20° larger than that of $M=6.1$ sequence, and the delay times between two sequences show a little difference. ④ The spatial variation in S wave splitting polarization direction may be due to the stress disturbance imposed by the two $M=6$ mainshocks on regional background stress field.

Key words: S wave splitting; cross-correlation coefficient method; polarization direction; delay time