

由震源谱推断 1997 年新疆伽师强震群破裂特性 *

周仕勇¹⁾ 许忠淮²⁾

1) 中国北京 100871 北京大学地球物理系

2) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

摘要 分析了 1997 年伽师强震群中 12 次 $M_s \geq 5.0$ 地震的 P 波和 S 波位移谱, 用遗传算法和目测法联合计算了这些地震 P, S 波震源谱的拐角频率, 并由此推算出这些地震的震源尺度和静态应力降(以下简称应力降). 根据观测震源谱拐角频率的方位性变化特征, 对相关地震的破裂方向进行了估算. 主要结果如下: ① 伽师强震群中 6 级强震的震源破裂尺度在 10~16 km, 5 级地震的破裂尺度在 6~10 km, 个别 5 级地震的破裂尺度超过 10 km; ② 伽师强震群中, 中、强地震的应力降均在 0.1 MPa 左右, 这种显著偏低的应力降特性表明, 该强震群震源区积累的应力释放缓慢, 这意味着伽师强震群活动还将持续相当长时间; ③ 应力降大小与相应地震震级大小存在统计正相关关系. 同时还可清楚地看出, 正断层型地震的应力降整体低于走滑型地震的应力降; ④ 伽师强震群中 6 级强震的震源谱拐角频率有一定的方向性, 震源谱拐角频率方位分布图显示出这组强震的破裂机制较为复杂, 无一致的破裂方向.

关键词 伽师强震群 拐角频率 应力降 破裂方向

引言

尽管对岩石圈板块边缘构造过程的认识近几十年来已取得了巨大进展, 但对板内构造单元还知之甚少. 迄今为止, 我们对蕴含有现代构造运动信息的板内构造应力场的了解, 仍只能主要依靠有限数目的震源机制解和现场应力测量结果^①. 由于现场应力测量工作成本较高且测量局限在地表层很浅的深度, 因而板内地震成为我们研究震源深度处板内构造力学环境的重要来源, 为进行板内地震构造研究和板内现代构造运动特征的研究提供了最基础的资料(许忠淮等, 1989), 因此, 地震震源特性的研究是现代地震学中极为重要的组成部分.

与震源特征有关的很多物理量都可在频率谱中求得. 尽管这些物理量的具体测定结果或多或少地都与所考虑的震源模式有关, 但根据实际地震记录的频谱所测量的这些物理量在地震学研究中仍有极为广泛的应用. 事实上, 这项 70 年代震源物理研究的热门领域目前已在相当程度上成为了地震分析中的常规工作. 并随着近年数字地震观测台网的迅速普及

* 地震科学联合基金(96913070401)和国家重点基础研究《大陆强震发展规划机理与预测》共同资助.

1999-06-22 收到初稿, 1999-10-18 收到修改稿并决定采用.

① 许忠淮. 1995. 岩石应力场. 中国科学技术大学研究生院讲义.

和数字地震仪性能的提高(宽频带、大动态)、以及相关数字地震学理论的发展,给震源谱研究增添了新的活力和内容,大大推进了震源破裂过程的研究。如近年国际地震界方兴未艾的用宽频带数字地震波记录在时间域或频率域中反演大震的矩张量,并反演大震断面上的滑动量随时间的变化,展现震源体的破裂细节和应力降在破裂面上的精细分布图象等大大加深了我们对复杂的震源破裂过程和地震本质的认识(Chen *et al.*, 1996; Beroza *et al.*, 1993; Mikumo *et al.*, 1998),推动了震源物理过程研究的进展。

地震的震源尺度、破裂方向和应力降是表征震源破裂特征并推断震源区构造环境的重要参量,对分析地震的过程、估计地震复发周期并预测震源区未来地震趋势具有重要意义。估算上述震源参数的方法很多,Brune(1970)率先提出的拐角频率估计法迄今仍是估计震源破裂尺度的最为简单、实用的方法之一,应用较为广泛。Shi 等(1998)通过测定美国东北 49 次中、小地震 Sg 波拐角频率,对这种板内型地震的破裂尺度特性及应力降与地震大小的关系进行了详细讨论就是众多工作的一例。本文也将通过测定震源谱的拐角频率,估算有关震源参数,研究伽师震群的破裂特性。

根据 Brune 的圆盘断层位错模型,S 波远场位移振幅谱可用下式表示(Brune, 1970):

$$\Omega_S(\omega) = R_{\alpha_p} \frac{\sigma\beta}{\mu} \frac{r}{R} F(\epsilon) \frac{1}{\omega^2 + \omega_0^2} \quad (1)$$

式中, ω_0 为拐角圆频率, R_{α_p} 是与方位有关的地震辐射图型因子, R 是震源距, r 是等效圆形破裂面的半径, μ 为震源介质的剪切模量, β 为横波速度, σ 为有效应力, ϵ 为分数应力降, $F(\epsilon)$ 为分数应力降函数。

实际上,我们注重分析的是记录的地震波位移振幅谱随频率的变化,则式(1)可简化为

$$\langle \Omega_S(\omega) \rangle = \frac{\langle \Omega_S(0) \rangle}{\omega^2 + \omega_0^2} \quad (2)$$

$\langle \quad \rangle$ 表示整个震源球全方位上求平均(下同)。

Silver(1983)将地震矩展开法应用于位错源,推导出位错源地震体波归一化位移振幅谱,在低频段可以写为

$$\langle \Omega(\omega) \rangle = 1 - \frac{\omega^2}{\omega_c^2} \quad (3)$$

式中, ω_c 为 Silver 定义的拐角圆频率。

需要指出的是, ω_c 与“传统”意义的拐频 ω_0 [Brune 定义式(2)]是有差别的。由式(2)可以看出, ω_0 不仅与低频段有关,还依赖震源谱高频段的衰减性质,因而与震源破裂时间脉冲函数的具体细节有关。震源破裂时间域脉冲函数中的一些实变点对 ω_0 的大小起决定性作用,即 ω_0 敏感依赖于震源体的破裂历史,由破裂过程中地震的成核时间、破裂速度突变相及破裂完全终止等要素决定(Knopoff, Mouton, 1975; Madariaga, 1977),所以,用 ω_0 测定震源尺度是不可取的。由于 ω_c 由震源谱的低频段拟合确定,而低频震源谱反映的是震源破裂的整体平均或平滑性质,与震源破裂过程无关,简单依赖震源尺度(Silver, 1983)。因而,本研究选用 Silver 的模型[式(3)]来拟合震源谱的低频部分,估算伽师强震群主要地震震源谱的拐角频率,进而推算这些地震的震源尺度及应力降。

1 拐频估算

1.1 资料

由于资料获取上的困难, $M_s 5.0$ 以下的地震数字记录少, 只分析了 1997 年 1~12 月伽师强震群中的 12 次 $M_s 5.0$ 以上地震。选用的记录均取自 GDSN 高质量宽频带数字速度型记录(采样率均为 20 sps)。考虑到震源谱拐频的可能方位效应, 选用的记录台尽量包围震中。表 1, 2 分别列出了分析的记录台及地震参数。由表中可以看出, 5 级地震的记录台数很少; 相对伽师的 $145^\circ \sim 270^\circ$ 方位角无地震台(正好是印度洋方向)。这给结果的可靠性带来一定影响。

表 1 记录台位置及相对伽师强震群的台源距和方位角

台站代码	台站位置		台源距/km	方位角/(°)	仪器类型
	$\lambda_E/(\text{°})$	$\varphi_N/(\text{°})$			
AAK	74.49	42.64	408	330	BB
ARU	58.56	56.43	2 319	331	BB
ABKT	58.12	37.93	1 648	270	BB
BJT	116.18	40.00	3 329	76	BB
ENH	109.49	30.27	3 123	99	BB
HLA	119.74	49.27	3 521	58	BB
KIV	42.69	43.96	2 875	291	BB
KMI	102.74	25.12	2 889	116	BB
LSA	91.15	29.70	1 693	126	BB
LZH	103.84	36.09	2 385	91	BB
MDJ	129.59	44.62	4 313	65	BB
NRIL	88.44	69.50	3 412	8	BB
SSE	121.19	31.10	4 084	89	BB
WMQ	87.70	43.82	1 011	58	BB
WSH	79.22	41.20	267	44	VBB
XAN	108.92	34.04	2 898	92	VBB

1.2 恢复震源谱

正确测定震源谱的拐频, 进而估算震源尺度, 一个重要且困难的步骤是将记录的地震波恢复成地震的震源谱。地震记录 $y(t)$ 是震源函数 $s(t)$ 、传播效应 $h(t)$ 、仪器响应 $i(t)$ 的褶积, 即

$$y(t) = s(t) * h(t) * i(t)$$

在频率域有

$$S(\omega) = \frac{Y(\omega)}{H(\omega) I(\omega)} \quad (4)$$

式中, $S(\omega)$, $Y(\omega)$, $H(\omega)$, $I(\omega)$ 分别是 $s(t)$, $y(t)$, $h(t)$, $i(t)$ 的 Fourier 变换。 $I(\omega)$ 可根据各记录台提供的传递函数构造。对宽频带数字地震仪, 在其工作频率段($0.05 \sim 20$ Hz)速度响应是平坦的, $|I(\omega)| \approx 1$ 。

如果只考虑地震波传播过程的非弹性衰减, $H(\omega)$ 可写为

$$H(\omega) = F(R) \exp\left(-\frac{R\omega}{2Qv}\right) \quad (5)$$

式中, R 为震源距, $F(R)$ 为几何扩散因子, v 为地震波传播速度, Q 为传播介质的品质因子。不同构造区的 Q 值是有差异的, 为了弥补我们对地震波穿越区 Q 值的认识不足, 对近台(WSH 台和 AAK 台, 震中距 <400 km), 我们采用 Wu 等(1997)提出的无 Q 谱方法消除传播过程中地震波非弹性衰减的影响; 对其它台, 由于震中距超过 1 000 km, 我们取全球大陆岩石圈平均 $Q_0=500$ (曾融生, 1985)代入式(5)中。考虑到 Q 随频率 ω 的变化在本研究频率范围内很小, 故将 Q 近似看为与频率无关的量。图 1 给出了由不同震中距的记录得到的同一地震震源谱的拐频。由图可看出, 拐频 ω_c 随震中距无明显系统变化, 说明传播介质的衰减效应已基本消除。

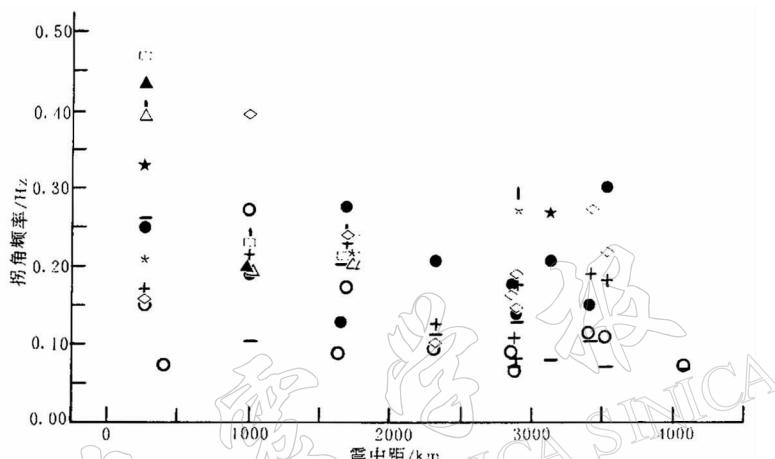


图 1 不同震中距 Δ 上测量的拐频 ω_c 值。不同符号代表不同地震的记录

由于我们使用的是速度型数字记录, 进行仪器和传播路径校正后, 还需要将速度谱转换成位移谱。具体工作过程中还有带通滤波及消除直流等。需要指出的是, 为了消除谱在局部的振荡效应, 使用的 SeisGram 软件(朱文林等, 1995)中采用的三角平滑法, 以 3 个样点长为平滑窗长, 对谱进行了平滑处理。这样, 由于平滑窗远远小于所要估算的拐频值, 不会因为平滑后影响测量拐频值的精度, 又便于用目测法寻找拐频所在的精确范围。

还有一点要说明的是, 在对 P(或 S) 波作谱分析时, 所截取的 P(或 S) 波段(波段窗长一般在 90~150 s)中不可避免地叠入如 pP、sP(或 sS) 等后至波。此外, 还要考虑地震波在记录台自由面上的反射效应。地震波传播理论指出, 在水平层状均匀介质条件下的远场波的反、透射系数与频率无关(傅承义等, 1985), 因而, 如果我们只关注拐频, 就无需作自由面校正。由富里叶变换的线性性质和其时移定理(郑治真, 1979), 可以很容易证明只要是来自同一震源的同类波的叠加(如 P 和 pP), 尽管它们的传播路径不一样, 若不考虑介质不均匀性等非线性因素等的影响, 其合成波谱只是单一波谱函数乘一常数因子, 波谱函数的性质不会发生变化, 即不影响拐频。Jun 和 Kulhanek(1991)通过一系列经验试验, 详细分析了后至波 sP 的叠加对 P 波波谱拐频的影响, 指出这种影响可以忽略。

1.3 拐频估算

目测法是在计算得到的地震波位移谱图上直接测量其拐角频率的一种简便方法。但由于地震波(P 或 S 波)的位移谱在低频段($<\omega_c$)并非严格的水平线, 存在一系列局部波动,

$\omega > \omega_c$ 段也非严格按 $\omega^{-\gamma}$ (如: ω^{-2}) 衰减, ω_c 附近存在由水平到 $\omega^{-\gamma}$ 衰减变化的过渡区(图 2), 因而目测法估算的拐频值精度不可能高. 为了提高测量震源谱的拐角频率精度, 我们取位移谱的低频近似模型式(3), 用遗传算法(石耀霖, 1992)在目测法结果的附近搜索最佳解(三分量多台平均结果见表 2).

2 伽师震群主要地震震源的破裂特性

图 2 给出了部分台记录的伽师震群强震的 P 波、S 波位移振幅谱, 所给振幅谱图未作挑选, 具有代表性. 由图可看出, 消除了仪器响应和传播中非弹性衰减的 P 波、S 波位移振幅谱有一明显高、低频谱分界的拐点.

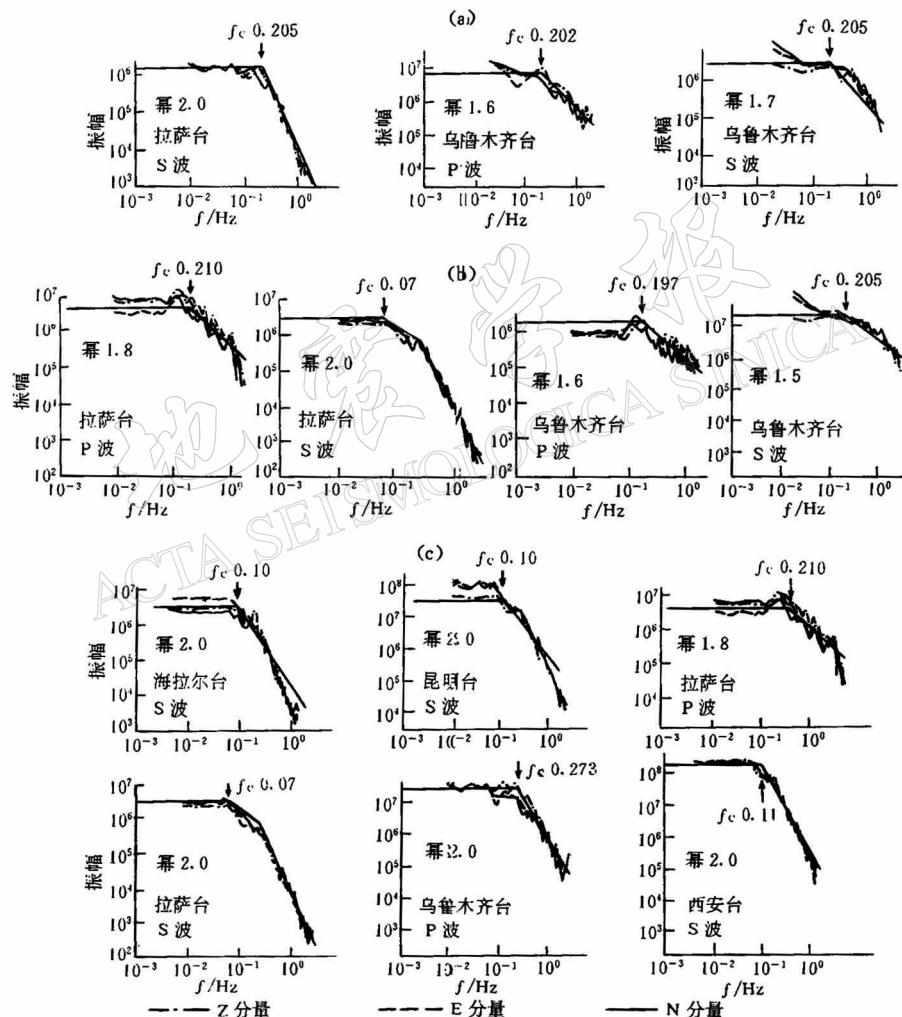


图 2 部分台记录的伽师强震群地震的位移振幅谱

(a) 1997 年 1 月 29 日 $M_{S}5.2$ 地震; (b) 1997 年 2 月 11 日 $M_{S}5.0$ 地震; (c) 1997 年 3 月 1 日 $M_{S}6.0$ 地震

2.1 震源尺度估算

根据 Silver(1983) 导出的 P 波、S 波位移振幅谱全方位上的平均拐角频率 $\bar{\omega}_c(P)$, $\bar{\omega}_c(S)$

与震源破裂尺度的关系式，在用圆盘位错面的近似下，相应有

$$\bar{\omega}_c(P) = \frac{2.828}{\sqrt{2r^2/3\alpha^2 + 2r^2/9V_r^2}} \quad (6)$$

$$\bar{\omega}_c(S) = \frac{2.828}{\sqrt{2r^2/3\beta^2 + 2r^2/9V_r^2}} \quad (7)$$

式中， α, β 分别为震源附近介质的 P 波、S 波的传播速度， V_r 为断层面上破裂的传播速度， r 为震源的等效圆形破裂面的半径。实际上，我们对 V_r 了解不多。这里，我们假定 $V_r = 0.9\beta$ (Silver, 1983)。 α 和 β 值参照 Ghose 和 Hamburger (1998) 所作的天山地区三维地壳速度结构反演结果，分别取 6.4 km/s 和 3.65 km/s。表 2 中给出的震源尺度是根据式(6)、(7)，分别由 P 波位移振幅谱和 S 波位移振幅谱估算的震源尺度的算术平均值(详见表注)。

2.2 静态应力降估算

表 2 列出了我们研究的伽师地震的一些参数及由拐频估算的震源尺度和应力降。

表 2 地震参数及由拐频估算的震源尺度和应力降(Silver 模型)

发震时间(UTC)		$\varphi_N/(^\circ)$	$\lambda_E/(^\circ)$	M_S	$M_0 / 10^{17} N \cdot m$	$f_c(P) / Hz$	$f_c(S) / Hz$	r / km	$\Delta\sigma / 10^{-1} MPa$	记录台数
年-月-日	时:分:秒									
1997-01-21	01:47:13	39.50	77.08	6.0	7.74	0.202		11.6	2.17	11
1997-01-29	08:20:13	39.57	77.07	5.2	1.00	0.316	0.205	7.84	0.91	2
1997-02-11	20:20:58	39.45	77.08	5.0	0.91	0.218		10.8	0.32	3
1997-03-01	06:04:14	39.72	76.97	6.0	3.35	0.236	0.100	13.4	0.60	3
1997-04-05	23:46:17	39.55	77.03	6.4	7.73	0.209	0.123	12.5	1.73	9
1997-04-06	04:36:32	39.50	77.10	6.2	10.5	0.170	0.090	16.3	1.06	10
1997-04-11	05:33:43	39.65	77.05	6.4	20.6	0.119	0.085	19.8	1.16	11
1997-04-12	21:09:08	39.52	77.05	5.5	1.06	0.283	0.071	16.1	0.11	2
1997-04-15	18:19:09	39.68	77.02	6.2	6.56	0.123	0.094	18.5	0.45	12
1997-05-17	03:58:22	39.65	77.02	5.4	0.80	0.375	0.235	6.73	1.15	3
1997-06-24	09:24:45	39.50	77.00	5.0	0.96	0.317	0.123	10.6	0.35	3
1997-10-17	17:35:11	39.58	76.98	5.0	0.81	0.341	0.133	9.8	0.38	2
1996-03-19	15:00:26	39.99	76.70	6.9	36.0	0.219	0.088	15.0	4.7	13

注：① 地震矩 M_0 取自美国哈佛大学地震矩张量反演结果；② 发震时刻、震级及位置取自周仕勇等(1999) 精确定位结果；③ 拐角频率为三分量位移振幅谱上各分量测得结果的平均值；④ 震源尺度 r 及应力降 $\Delta\sigma$ 为 P, S 波谱推算结果的平均值(表 3 同)， $f_c = \bar{\omega}_c / 2\pi$ ；⑤ 1996 年 3 月 19 日地震是发生在伽师附近的地震，但其发震构造与伽师震群有明显差异。

对标准的圆盘形破裂面，其静态应力降 $\Delta\sigma$ 可由地震矩 M_0 和圆形破裂面的半径 r 求得(Keilis-Borok, 1959)

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16r^3} \quad (8)$$

根据测得的拐频 $\bar{\omega}_c$ ，由式(6)或(7)求得震源等效圆形破裂面的半径 r ，由式(8)可计算应力降 $\Delta\sigma$ 。所用地震矩 M_0 全部取自美国哈佛大学的地震矩张量反演结果。 r 及 $\Delta\sigma$ 的计算结果详见表 2。

2.3 计算结果的误差估算

由于台网的限制，所选用的台不能完全包围震中，因而表 2 给出的平均拐频值不是真正的震源球全方位上的平均拐角频率。此外，拐频值估算中也存在一定的误差。这些因素

将影响依据拐频所测定的震源尺度及应力降的精度。准确估算上述因素所带来的平均拐角频率测量值与真实值之间的差异是困难的，这里我们只能根据不同记录台所测量的拐频离散程度来大体估算依据拐频所测定的震源尺度及应力降的误差的上限。由图 2、3 可以看出，不同地震台记录的同一地震的位移振幅谱拐角频率的两个极端值之间的差异多在 3 倍以内，最大不超过 4 倍。与表 2 列出的平均拐角频率比较，相差不超过 2 倍。则由式(6)、(7)和(8)可知，由此产生的震源破裂尺度和应力降估计值的不确定性因子分别在 2 和 8 以内。参照 Jun 和 Kulhanek(1991)指出的这种应力降估算值的不确定性因子在 2~5，考虑到本研究中所使用的宽频带数字地震资料质量较 Jun 的高，测量拐频的方法较 Jun 的精确，不确定性因子应更低。因此，本研究将拐频误差所导致的应力降估算值的不确定性因子设为 8，应是这种不确定性因子的上限估计值。

如前所述，我们对震源的破裂速度 V_r 的了解是不够的。本研究虽依照 Silver(1983)的研究，在式(6)、(7)中取 $V_r = 0.9\beta$ 计算震源尺度，而实际上，震源破裂速度的变化范围是较大的，因区域、地震的不同有所不同。然而，观测结果表明，地震断层面的平均破裂扩展速度多在 2~3 km/s 之间(Aki, 1968；陈培善, 1981)。这里取 $V_r = 2 \text{ km/s}$ (亦即约 0.6β)，分析所取震源破裂速度不准确所带来的震源尺度估算和应力降估算的误差。由式(6)、(7)易导出，当 V_r 由 0.9β 变为 0.6β 时所估算的震源尺度的变化。

由式(6)、(7)，震源破裂速度分别取 V_{r_1} ， V_{r_2} 时所估算的震源尺度 r_1 ， r_2 的变化率为

$$\frac{r_1}{r_2} = \frac{\sqrt{2/3\alpha^2 + 2/9V_{r_2}^2}}{\sqrt{2/3\alpha^2 + 2/9V_{r_1}^2}} \quad (\text{对 P 波}) \quad (9)$$

$$\frac{r_1}{r_2} = \frac{\sqrt{2/3\beta^2 + 2/9V_{r_2}^2}}{\sqrt{2/3\beta^2 + 2/9V_{r_1}^2}} \quad (\text{对 S 波}) \quad (10)$$

将 α ， V_{r_1} ， V_{r_2} 分别取 1.73β ， 0.9β 和 0.6β 代入，可得到选用不同破裂速度所引起的震源尺度估算的不确定性因子仅为 1.30(对 P 波)或 1.17(对 S 波)。可见，这种不确定性在本问题中是可以忽略的。

需要指出的是，在能同时精确测量 P 波和 S 波拐角频率的情形下，根据其比值由式(6)和(7)在理论上是可以估算震源的破裂速度 V_r 的。但如前所述，由于拐频测量值的误差太大，依据这一方法所估算的震源破裂速度 V_r 是很不准确的。

2.4 破裂方向估算

震源谱的拐频具有方位性。破裂传播方向前方台站记录的来自破裂面不同点辐射的地震波到达的时间差被压缩，拐频变大；背离方向时间差拉长，拐频变小(Molnar *et al.*, 1973；Silver, 1983)。因此，利用震源谱拐频的方位特性，估算震源破裂面的破裂方向是可能的。由于 5 级地震的记录台数太少，这里只分析 6 级地震的破裂方向，且由于部分 6 级地震的 S 波与其后续地震的波重叠，故本研究只分析 P 波位移谱的拐频的方位性特征。

图 3 集中给出了 5 次 6 级强震的 P 波位移谱的拐频的方位性特征。可以看到，发生在 1997 年 1 月 21 日和 1997 年 4 月 5 日的两次 6 级走滑型地震，其东北方位台记录的震源谱的拐角频率高于其它方位，据此推断这两次地震的破裂可能是由西南向东北破裂。发生在 1997 年 4 月 15 日的 6 级走滑型地震，其东南方向台记录的震源谱拐角频率高于其它方位，

推断这次地震是从北西向南东方向破裂的；而发生在1997年4月6日和1997年4月11日的两次6级地震属倾滑破裂机制，其东部方位台记录的拐频高于西部，这意味着这两次地震是自上而下向偏东方向破裂的。遗憾的是，地震的南东方向没有记录，不能进一步证实结果的可靠性。需要指出的是，图3显示的5次伽师强震的震源谱拐角频率方位分布图象无一致性，这当然难以排除拐频测量误差、台基效应等不确定干扰因素的影响，但这种相当不一致的分布图象在一定程度上说明了伽师强震群破裂机制的复杂性。

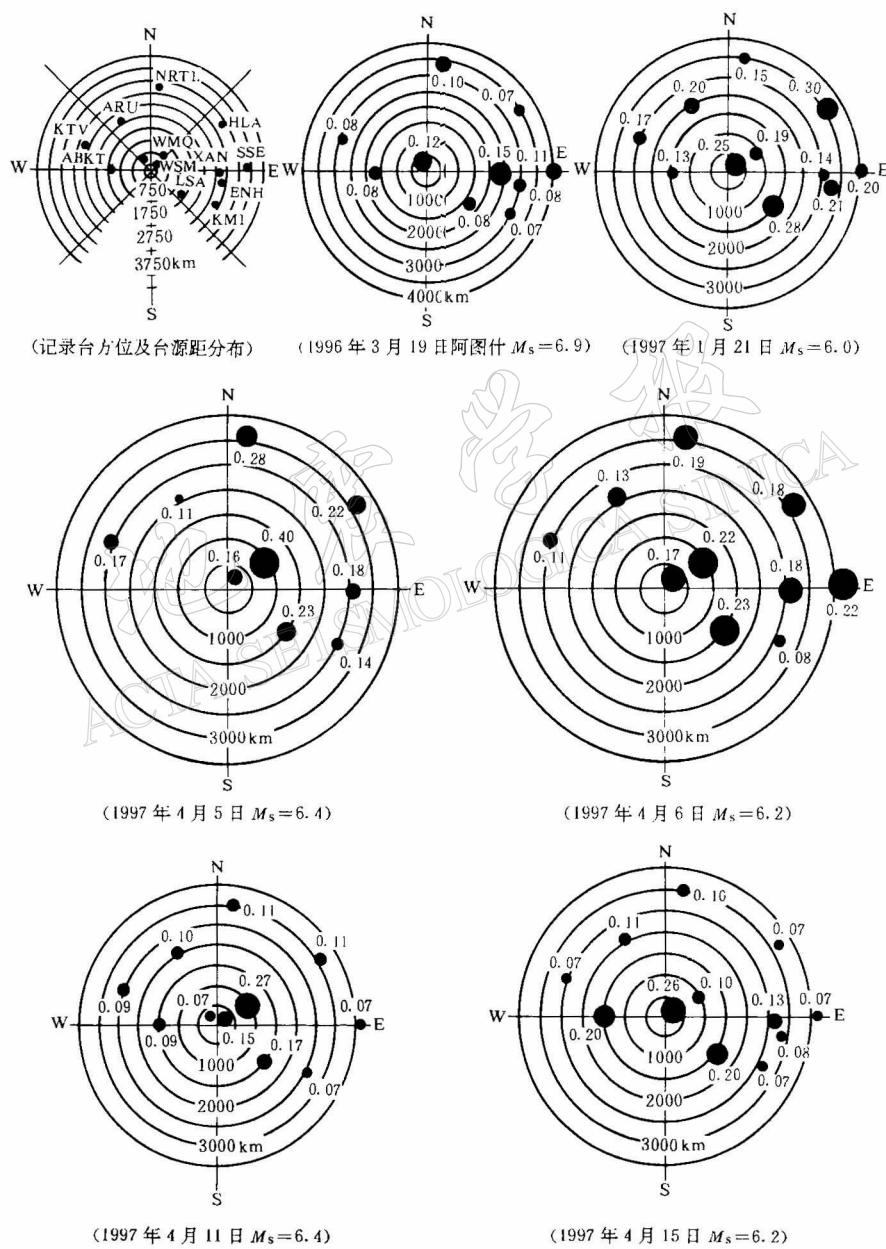


图3 P波位移振幅谱拐角频率的方位分布

马淑田等(1997)对伽师震群北北西方向仅70 km,但发生在与伽师震群截然不同的另一构造上(托特拱拜孜断裂,东西向构造)的1996年3月19日阿图什 $M_s 6.9$ 地震(位置参见图6)进行了研究。该地震的震源机制与以走滑为主的伽师强震群不同,是逆断层机制。分析P波初动周期在震源球上的分布发现,震源球东半部分的周期小于西半部分的周期,结合震源机制解判断此次地震的破裂可能是从下向上偏东的方向扩展的。图3中我们同时给出了此次地震拐角频率的方位分布(图3上排,中),发现该地震的拐角频率东部高于西部,这也说明了破裂是向东扩展的,与马淑田等(1997)的结果一致。这种一致性结果说明,尽管拐频的测量精度较低,震源谱拐频的方位性变化仍可在一定程度上反映出地震破裂面的大致扩展方向。

3 伽师地震震源总体破裂特征分析

Kanamori 和 Anderson(1975)给出的断层尺度与地震矩的经验关系表明,板内强震的应力降高于板间强震的应力降。伽师震群实属典型的板内震群,然而其应力降在0.1 MPa左右,显著低于数兆帕的平均水平(Hanks, 1977)。即便考虑到由于震源模型与实际震源的差异以及拐频测量中的误差等因素给估算的应力降带来很大的不确定性,伽师震群的应力降无疑仍是偏低的。低应力降意味着伽师震源区长时间积累起来的应变释放缓慢,这就可解释伽师强震群为什么能持续这么长时间。

为了进一步确认伽师震群应力降偏低的事实,我们还分别使用Brune模型(Brune, 1970)、Madariaga模型(Madariaga, 1977)及陈培善(1981)估算地震环境应力 τ_0 的震源破裂模型,对伽师地震的应力降及环境应力进行了估算。不同震源模型的计算结果均表明伽师震群的地震应力降及环境应力偏低(表3)。为了对比,表2,3还同时给出了我们用相同原则和方法计算的1996年3月19日新疆阿图什6.9级地震的应力降。对该地震的震源谱分析表明,该地震的应力降明显高于伽师强震群,与正常地震的应力降数值相当。

表3 根据Brune模型、Madariaga模型估算的震源尺度和
应力降以及陈培善模型的环境应力

发震日期	M_0	$f(P)$	$f(S)$	r_B	$\Delta\sigma_B$	r_M	$\Delta\sigma_M$	环境应力
年-月-日	$/10^{17} \text{ N} \cdot \text{m}$	/Hz	/Hz	/km	$/10^{-1} \text{ MPa}$	/km	$/10^{-1} \text{ MPa}$	τ_0 / MPa
1997-01-21	7.74	0.202		14.7	1.06	8.30	5.91	0.3
1997-01-29	1.00	0.316	0.205	7.09	1.23	4.00	6.86	2.2
1997-02-11	0.91	0.218		10.9	0.31	6.17	1.70	1.6
1997-03-01	3.35	0.236	0.100	11.8	0.88	6.68	4.92	0.9
1997-04-05	7.73	0.209	0.123	11.2	2.39	6.33	13.3	6.7
1997-04-06	10.5	0.170	0.090	14.6	1.49	8.21	8.30	5.0
1997-04-11	20.6	0.119	0.085	18.0	1.54	10.2	8.60	7.5
1997-04-12	1.06	0.283	0.071	13.8	0.18	7.77	0.99	0.9
1997-04-15	6.56	0.123	0.094	16.9	0.59	9.54	3.30	12.6
1997-05-17	0.80	0.375	0.235	6.07	1.57	3.42	8.76	1.3
1997-06-24	0.96	0.317	0.123	9.29	0.53	5.24	2.93	0.8
1997-10-17	0.81	0.341	0.133	8.61	0.56	4.85	3.12	0.4
1996-03-19	36.0	0.219	0.088	13.2	6.9	7.42	38.5	8.9

注:①地震时间和地点参数见表2;②拐角频率和震源尺度均为平均值,详见表2注;③ r_B 、 $\Delta\sigma_B$ 和 r_M 、 $\Delta\sigma_M$ 分别是Brune模型和Madariaga模型计算的震源破裂尺度和应力降;④ τ_0 的结果由陈培善教授提供,计算方法及原理见陈培善等(1994)以及白彤霞和陈培善(1994)文献。

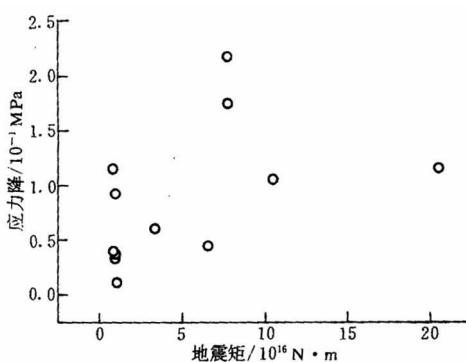


图 4 伽师 $M_s 5.0$ 以上地震的应力降与相应地震矩统计正相关关系

(如果将地震分为正断层和走滑断层两组分别统计, 这种正相关关系则更为显著, 参见图 6). 对比伽师强震群不同时间地震的应力降与 $M-t$ 图可以看出, 震群发生过程中, 地震活跃时段的应力降显示偏高的迹象(图 5). 当然, 这也可能是因为地震活跃段震级较大的缘故.

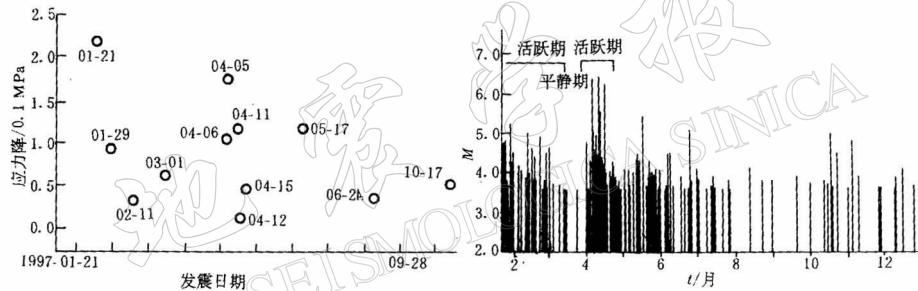


图 5 地震活跃时段应力降的偏高迹象

(a) 不同时间的应力降(图中圆圈旁标的是相应地震发生的日期: 日/月); (b) 1997 年伽师强震群 $M-t$ 图

陈培善教授用断裂力学理论研究地震的破裂过程, 提出了用地震的体波和面波震级直接估计地震环境应力的简便方法(陈培善, 1981; 白彤霞, 陈培善, 1994). 对 1992~1993 年发生在新疆的 4 次 4~6 级地震的环境应力的计算表明, 这几次地震的环境应力在 10 MPa 以上. 其中 1992 年 5 月 21 日发生的 $m_b 6.2$ 地震的环境应力达 47.3 MPa(白彤霞, 陈培善, 1994), 大大高于相同研究者用相同方法给出的伽师震群地震的环境应力值(表 3), 而环境应力 $\tau_0 \propto \Delta\sigma^{1/2}$ (陈培善等, 1998). 完全独立的两项研究所得出的相当一致的结果, 进一步论证了伽师震群地震低应力降的事实.

地震应力降的变化范围是很大的, 低的在 10^3 Pa 左右, 高的达数十兆帕, 地震的应力降主要因震源所在构造区域的不同而出现很大差异(Hanks, 1977). 在有些地区, 地震的应力降几乎是恒定的, 与地震的大小无关, 应力降与相应地震矩无明显的关系(Abercrombie, Leary, 1993); 而有些地区, 可能存在一特征破裂尺度, 因而, 临界震级以下地震的应力降随地震矩的减小而减小(Hasegawa, 1983; Haar *et al.*, 1984; Scholz, 1990; Shi *et al.*, 1998). 图 4 显示了伽师强震群的中、强地震的应力降与地震矩具有统计正相关关系

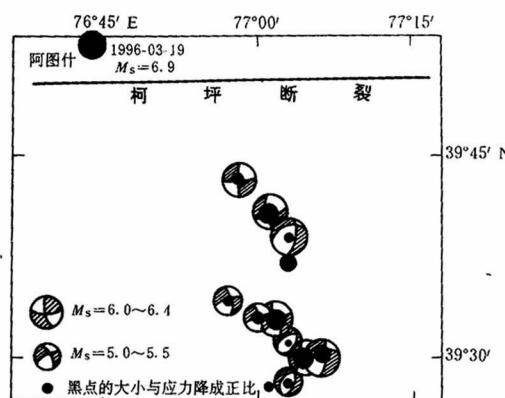


图 6 伽师 $M_s 5.0$ 以上地震的应力降及相应震源机制的空间分布

为了清楚展示伽师地震的应力降空间分布及伽师地震的应力降与相应震源机制的关系，我们在震源机制空间分布图上用黑点的大小标出了相应地震的应力降。由图可以看到，正断层型地震的应力降小于走滑型地震的应力降；雁形断裂的南支其应力降分布显得更不均匀，而南支地震活动的频度及强度大大高于北支。注意图中有两个黑点无相应的震源机制标出（哈佛大学未给出相应解），它们分别是 1997 年 5 月 17 日的 $M_s 5.4$ 地震（上）和 1997 年 2 月 11 日的 $M_s 5.0$ 地震（下）。

4 结论

本研究分析了 1997 年伽师强震群中 12 次 $M_s \geq 5.0$ 地震的 P 波、S 波位移谱，用遗传算法和目测法联合计算了这些地震 P、S 波震源谱的拐角频率，并由此推算了这些地震的震源尺度和静态应力降。根据观测震源谱拐频的方位性变化特征，对相关地震的破裂方向进行了估算。其主要结果如下：

(1) 伽师强震群中 6 级强震的震源破裂半径尺度在 10~20 km，5 级地震的破裂尺度在 6~10 km，个别 5 级地震的破裂尺度超过 10 km；

(2) 伽师强震群中，中、强地震的应力降均在 0.1 MPa 左右，这种显著偏低的应力降特性表明该强震群震源区积累的应变释放缓慢。这意味着伽师强震群活动还将持续相当长的时间；

(3) 应力降大小与相应地震震级大小存在统计正相关关系；

(4) 正断层型地震的应力降整体低于走滑型地震的应力降。应力降空间分布更不均匀的局域，地震活动的频度和强度也相应更高，显示出不均匀性在地震序列生成中的重要作用；

(5) 伽师强震群中 6 级强震的震源谱拐角频率有一定的方向性，震源谱拐角频率方位分布图显示出这组强震的破裂机制较为复杂，无一致的破裂方向。

吴忠良教授提供了 Wigner 分布法消除地震波传播非弹性衰减影响的程序，并对本研究提出了建设性意见；陈培善教授对本工作的初步结果进行了仔细审阅，提出了重要的改进意见，并给出了伽师震群地震的环境应力计算结果供本工作对照分析；张德存、张伯民、胥颐、赵建政为笔者提供了数字地震资料。在此一并致谢。

参 考 文 献

- 白彤霞, 陈培善. 1994. 根据环境应力预测我国大陆近三年强震危险区的研究. 地震地磁观测与研究, **15**(3): 1~8
 陈培善. 1981. 分析地震波估算地壳内的应力值. 地震学报, **3**(3): 251~263
 陈培善, 肖磊, 白彤霞, 等. 1998. 美国南加州的构造环境应力场和地震危险区. 地震学报, **20**(2): 128~136
 傅承义, 陈运泰, 祁贵仲. 1985. 地球物理学基础. 北京: 科学出版社, 321~330
 马淑田, 姚振兴, 纪晨. 1997. 1996 年 3 月 19 日新疆伽师 $M_s 6.9$ 地震的震源机制以及相关问题研究. 地球物理学报, **40**(6): 782~790
 石耀霖. 1992. 遗传算法在地球物理中的应用. 地球物理学报, **35**(增刊): 367~371
 许忠淮, 汪素云, 黄雨蕊, 等. 1989. 由大量地震测量资料推断的我国大陆构造应力场. 地球物理学报, **32**(5): 636~647
 曾融生. 1985. 地球内部的构造和物理性质. 中国大百科全书(固体地球物理学、测量学、空间科学分册). 北京: 中国大百科全书出版社, 85~92

- 郑治真编. 1979. 波谱分析基础. 北京: 地震出版社, 21~45
- 周仕勇, 许忠淮, 韩京, 等. 1999. 1997年新疆伽师强震群精确定位及其构造含义. 地震学报, **21**(6): 258~265
- 美国 Lawrence Livermore 国家实验室(LL/VL)编. 朱文林, 姚立平, 等译. 1995. 数字地震波形分析. 北京: 测绘出版社, 292~329
- Abercrombie R, Leary P. 1993. Source parameters of small earthquakes recorded at 2.5 km depth, Cajon Pass Southern California: implications for earthquake scaling. *Geophys Res Lett*, **20**: 1 511~1 514
- Aki K. 1968. Seismic displacements near a fault. *J Geophys Res*, **73**: 5 359~5 375
- Beroza G C, Mark Z D. 1993. Mechanism diversity of the Loma Prieta aftershocks and the mechanics of mainshock-aftershock interaction. *Science*, **239**: 210~213
- Brune J N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J Geophys Res*, **75**: 4 997~5 009
- Chen Y T, Xu L S, Zhao M. 1996. Source process of the 1990 Gonghe, China, earthquake and tectonic stress field in the northeastern Qinghai-Xizang(Tibetan) plateau. *Pure Appl Geophys*, **146**: 697~715
- Ghose S, Hamburger M W. 1998. Three-dimensional velocity structure and earthquake locations beneath the northern Tian Shan of Kyrgyzstan, Central Asia. *J Geophys Res*, **103**(B2): 2 725~2 748
- Haar L C, Fletcher J B, Mueller C S. 1984. The 1982 Enola, Arkansas, swarm and scaling of ground motion in the eastern United States. *Bull Seism Soc Amer*, **74**: 2 463~2 482
- Hanks T C. 1977. Earthquake stress drops, ambient tectonic stress and stresses that drive plate motions. *Pure Appl Geophys*, **115**: 441~458
- Hasegawa H S. 1983. Lg spectra of local earthquakes recorded by the Eastern Canada Telemetered Network and spectral scaling. *Bull Seism Soc Amer*, **73**: 1 041~1 061
- Jun M S, Kulhanek O. 1991. Source parameters of earthquakes in and around the Korean Peninsula deduced from spectral analysis. *Phys Earth Planet Inter*, **65**: 255~266
- Kanamori H, Anderson D L. 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull Seism Soc Amer*, **65**: 1 073~1 095
- Keilis-Borok V I. 1959. On estimation of the displacement in an earthquake source and of source dimensions. *Ann Geophys*, **12**: 205~214
- Knopoff L, Mouton J O. 1975. Can one determine seismic focal parameters from the far-field radiation? *Geophys J R astr Soc*, **42**: 591~606
- Madariaga R. 1977. High-frequency radiation from crack (stress drop) models of earthquake faulting. *Geophys J R astr Soc*, **51**: 625~651
- Mikumo T, Miyatake T, Santoyo M A. 1998. Dynamic rupture of asperities and stress change during a sequence of large interplate earthquakes in the Mexican subduction zone. *Bull Seism Soc Amer*, **88**: 686~702
- Molar P, Tucker B E, Brune J N. 1973. Corner frequencies of P and S waves and models of earthquake source. *Bull Seism Soc Amer*, **63**: 2 091~2 104
- Scholz C H. 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. New York: Cambridge University Press, 441
- Shi J, Kim W Y, Richards P G. 1998. The corner frequencies and stress drops of intraplate earthquakes in the northeastern United States. *Bull Seism Soc Amer*, **88**: 531~542
- Silver P. 1983. Retrieval of source-extent parameters and the interpretation of corner frequency. *Bull Seism Soc Amer*, **73**: 1 499~1 511
- Wu Z L, Kim S G, Chen Y T. 1997. High-frequency fall-off of source spectra of deep-focus earthquakes from Wigner-distribution estimation. *Phys Earth Planet Inter*, **99**: 221~229
- Zhou S Y. 1998. Precise location of 1997 Jiashi strong swarm of western China and its tectonic implication. Second Meeting of Asian Seismological Commission. Hyderabad, India, 85~86