

破坏性矿震震前短临阶段 震源过程研究^{*}

刘万琴¹⁾ 李世愚¹⁾ 郑治真²⁾
赵 明³⁾ 沈 萍¹⁾

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所

2) 中国北京 100045 中国地震局地震数据信息中心

3) 中国北京 100036 中国地震局

摘要 1993 年 5 月 15 日 19 时, 北京矿务局房山煤矿井下 6 号地震台附近, 在 4 分多钟内相继发生 3 次破坏性矿震, 最大一次震级为 2.3 级 ($M_0 = 1.5 \times 10^{11} \text{ N} \cdot \text{m}$). 利用理论地震图分析得到, 这 3 次矿震都是以倾向滑动为主, 与在场人员目击到的高倾角煤层中大量煤块倾泻而下的现象一致. 主震及其震前一系列事件的 6 号台近场记录与普通记录不同, 不仅有高频振动, 而且还有低频振动. 用弹性波理论和近年来一系列关于地震破裂成核理论结果进行分析表明: 低频振动可能是亚临界扩展向前推进时激发的长周期波, 它是不可恢复的形变; 高频振动则是矿震事件, 它是脆性破裂辐射的波场. 根据 $M=2.3$ 事件记录及其震前 5.4 s 出现的前震记录中低频振动优势频率推测, 主震发生时孕震断裂端部扩容区体积迅速增大. 震前 20 多天直到主震发生期间, 震源过程主要特点如下: 亚临界扩展多次出现, 在此期间孕震断裂端部扩容区体积变化不大, 亚临界扩展时不仅激发产生长周期波, 也常同时诱发小事件的发生, 亚临界扩展优势方向与主震的滑动方向基本一致.

关键词 矿震 高频振动 低频振动 亚临界扩展

引言

震前短临阶段的震源过程研究是当前地震学家极为关注的课题之一. 一些学者 (McGarr, 1984; Gibowicz, 1984) 的研究结果表明: 大多数矿震发生机制与地震没有根本区别, 都是以剪切破裂为主, 因此, 用矿震研究地震震前短临阶段的震源过程是有益和必要的. 它不仅为震源物理和地震预测研究开辟新的研究途径, 而且扩大了地震学的应用范围. 由于矿震震源是可接近的 (实际上是目前唯一可视的), 所以, 矿井是地震学极好的天然实验室. 本研究利用矿震震源的可接近性, 在震源区附近进行观测, 并获得北京矿务局房山煤矿 1993 年 5 月 15 日 19 时 3 次破坏性矿震及其震前一系列事件的近场记录 (震源距约 340 m). 分析这些记录发现, 它比远场记录复杂, 记录中除了高频振动外还有低频振动.

^{*} 国家自然科学基金 (49774215) 和地震科学联合基金 (9507435) 资助项目; 中国地震局地球物理研究所论著 98A01022.

1998-05-13 收到初稿, 1998-09-13 收到修改稿并决定采用.

通过对这些记录分析研究, 使我们对震前短临阶段震源过程的复杂性有了新的认识. 另外, 为了研究主震震源机制与震前短临阶段的震源过程关系, 本研究还用理论地震图研究主震的震源机制.

1 震前亚临界扩展激发的长周期波

许多学者根据断裂力学基本理论, 得到随应力增加孕震断裂扩展经历的 3 个阶段, 即稳态扩展、亚临界扩展和失稳扩展. 对于短期预报来说, 亚临界扩展及其变为失稳扩展的条件具有极为重要的意义. 近年来, 一系列关于地震破裂成核的理论论证了亚临界扩展阶段激发长周期波的可能性 (Dieterich, 1992; 潘琴龙, 冯德益, 1983). 潘琴龙和冯德益 (1983) 假设孕震断裂端点扩容区半径 r_c 为波源半径, 给出了长周期波优势频率 ω_0 与波源半径 r_c 的关系

$$\omega_0 = \frac{2\sqrt{2}\alpha}{3r_c} \quad (1)$$

式中, α 是纵波速度. 根据断裂力学理论和实验研究的结果, 当应力和孕震断裂长度没有到达临界值之前, 扩展动力增长速度总是小于阻力增长速度, 由此得到震前亚临界扩展不是一次完成的, 而是间歇性的. 扩展后停止, 停止后又扩展, 经历几起几落才进入失稳扩展.

2 3 次破坏性矿震事件的震源参数和断层面解

为了解震前短临阶段的震源过程与主震震源机制的关系, 本研究使用房山煤矿的三分向数字化台网记录, 研究了 1993 年 5 月 15 日 19 时 4 分钟内相继发生的 3 次破坏性矿震的震源参数和断层面解. 三分向数字化台网包括两个台站: 西区台和 6 号台. 西区台在地面上, 6 号台设置在离地面约 500 多米的矿井下. 这两个台的记录系统是归一化的. 维开克摆频带 1~50 Hz, DR-200 记录器频带 1~25 Hz, 记录系统频带 1~25 Hz, 采样频率为 100 Hz. 震源位置是宏观震源位置, 它是由破坏现场确定的. 从 6 号台的近场记录分析得到, 这 3 次事件的 t_{S-P} 与台站方位角有些不同, 因此, 它们的震源位置不是在同一地点, 但彼此接近. 本研究使用的震级是由西区台的墨水记录测定的.

地震矩 M_0 、震源尺度 R_0 和应力降 $\Delta\sigma$ 测定: 用 S 波谱中的低频水平 $\langle\Omega_0\rangle$ 和拐角频率 f_c 分别代入式(2)和(3), 得到 M_0 和 R_0 . $\Delta\sigma$ 是将所得到的 M_0 和 R_0 代入式(4)求得. 表 1 列出用西区台记录测定两个事件震源参数的结果. 另一个事件因太小, 西区台没有记到. 6 号台记录因波形复杂, 没用它来确定震源参数. 图 1 是 1993 年 5 月 15 日 19 时 59 分 34 秒事件西区台东西分量的 S 波频谱图和分析得到的结果.

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\beta^2 D\langle\Omega_0\rangle}{F\beta} \quad (2)$$

根据布龙公式 (Brune, 1970)

$$R_0 = \frac{2.34\beta}{2\pi f_c} \quad (3)$$

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16R_0^3}$$

(4)

公式(2)和(3)中, ρ 和 β 分别是介质密度和 S 波波速, D 为台站震源距, F^β 是 S 波辐射花样在全震源球的平均值, $\rho=2.7\times10^3\text{ kg/m}^3$, $F^\beta=0.63$ (陈运泰等, 1978), $\beta=1.4\text{ km/s}$, $D=1\,600\text{ m}$, D 是由台站位置和震源位置测定的, β 据 D 和 $t_{\text{S-P}}$, 并设 $v_{\text{P}}/v_{\text{S}}=1.77$ 得到的.

表 1 本研究得到的 3 次破坏性矿震的震源参数和断层面几何参数

日 期 年-月-日	发震时刻 时:分:秒	M_L	M_0 / $10^{11}\text{ N}\cdot\text{m}$	R_0/m	$\Delta\sigma$ / 10^5 Pa	真正断层面的几何参数			
						方位角 / $(^\circ)$	倾角 / $(^\circ)$	倾向	滑动角 / $(^\circ)$
1993-05-15	19:56:11	2.3	1.5	73	1	25	73	ES	89.5
1993-05-15	19:57:52					9	85	ES	90
1993-05-15	19:59:34	1.3	0.6	50	2.1	34	78	ES	60

震源机制解: $\bar{u}(r,t)$ 是点位错源在均匀、各向同性无限介质中产生的位移场, 以点源为原点的球极坐标位移表达式(Aki, Richards, 1980)如下:

$$\begin{aligned} \bar{u}(r,t) = & \frac{1}{4\pi\rho}A^N\frac{1}{r^4}\int_{r/\alpha}^{r/\beta}\tau M_0(t-\tau)\text{d}\tau + \frac{1}{4\pi\alpha^2}A^{\text{IP}}\frac{1}{r^2}M_0(t-r/\alpha) + \\ & \frac{1}{4\pi\beta^2}A^{\text{IS}}\frac{1}{r^2}M_0(t-r/\beta) + \frac{1}{4\pi\alpha^3}A^{\text{FP}}\frac{1}{r}\dot{M}(t-r/\alpha) + \frac{1}{4\pi\beta^3}A^{\text{FS}}\frac{1}{r}\dot{M}_0(t-r/\beta) \end{aligned}$$

(5)

$$M_0 = \mu u(t)A$$

(6)

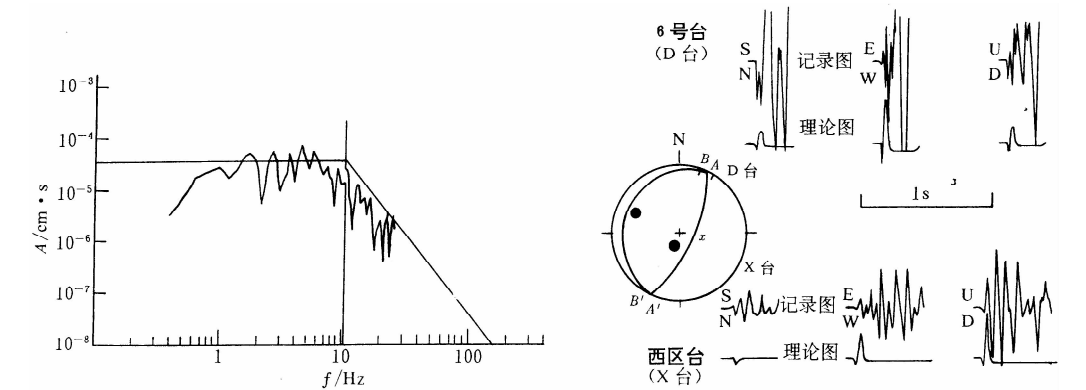


图 1 1993 年 5 月 15 日 19 时 59 分 34 秒 $M_L=1.3$ 事件西区台东西分向记录的 S 波频谱. f_c 是拐角频率; M_0 , R_0 和 $\Delta\sigma$ 是由公式(2)~(4)得到的地震矩、震源尺度和应力降. 其中, $f_c=10.35\text{ Hz}$, $R_0=50.31\text{ m}$, $M_0=6.12\times10^{11}\text{ N}\cdot\text{m}$, $\Delta\sigma=2.1\times10^5\text{ Pa}$

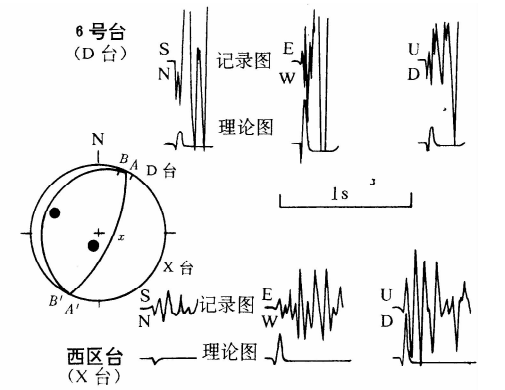


图 2 1993 年 5 月 15 日 19 时 59 分 34 秒 $M=2.3$ 事件两个台的实际记录图与理论地震图的比较. AA' 节面是比较得到的真正断层面, AA' 节线中的 x 点是由滑动角 λ 得到的滑动极出头点; 断层面解中的 BB' 辅助面是据下半球投影中真正断层面与辅助面的关系得到的; 图中的实心圆表示初动符号向上; 断层面解是下半球等面积投影

式中, ρ 是密度, r 是震源距, μ 是刚性系数, α 和 β 分别是 P 波和 S 波波速, A 是断层面面积; $u(t)$ 是震源时间函数, 本文取 $u(t)$ 为梯形函数; A^N 是近场项辐射花样; A^{IP} 和 A^{IS} 分别是中场项的 P 波和 S 波辐射花样; A^{FP} 和 A^{FS} 分别为远场项 P 波和 S 波的辐射花样. 从式 (5) 看到, 位移场 $\bar{u}(r, t)$ 是由近场、中场和远场项线性组合而成. 对于不同距离, 这 3 项对位移场的贡献是不同的, 当 r 很小时, 近场项贡献最大; 当 r 较大时, 远场项贡献最大. 这 3 项的辐射花样中只有 A^{FP} 和 A^{FS} 是独立的, 而其它两项的辐射花样都是由 A^{FP} 和 A^{FS} 线性组合而成. Aki 和 Richard(1980)文中的公式(4.84)给出了在笛卡尔坐标建立的远场 P, S 波辐射花样与断层取向(φ_s, δ)和滑动角 λ , 以及台站位置(φ, I_s)的关系. 台站位置 I_s 和 φ 是已知的, 断层倾角 δ 是据矿震发生现场调查结果得到的, 约为 $70^\circ \sim 80^\circ$, 因此, 在利用该式计算远场 P, S 的辐射花样时, 只要假设断层面走向 φ_s 和滑动角 λ 便可以. 有了远场 P, S 的辐射花样, 便能计算得到 A^N, A^{IP} 和 A^{IS} . 所得结果代入式(5)计算合成地震图. 本文使用尝试法, 通过不同 φ_s 和 λ 计算得到的合成地震图与实际记录的比较(如图 2 所示), 从中选择一致性较好的 φ_s 和 λ . 表 1 列出得到的 3 次矿震的断层面解的结果. 从表 1 可知, 这些结果与震源区附近的实际调查情况一致性很好. 事实上, 这 3 次矿震都发生在高倾角 ($70^\circ \sim 80^\circ$) 的岩层中, 矿震发生时, 现场的工作人员目击到大量煤体倾泻而下.

3 6 号台近场记录高低频叠加现象的物理解释

$M=2.3$ 事件和 $M=1.3$ 事件的 6 号台近场记录特征: 前震和高低频叠加现象. 这两次事件发生在矿井下 6 号台附近, 6 号台的震源距约为 340 m. 事件发生时, 该台的放大倍数较低, 只有 200 倍, 因而得到较好记录(图 3a). 它们是有前震的, $M=2.3$ 事件前 5.4 s 出现一次小事件(图 3a); $M=1.3$ 事件前 13.6 s 也出现一次小事件(图 6). 为了讨论方便,

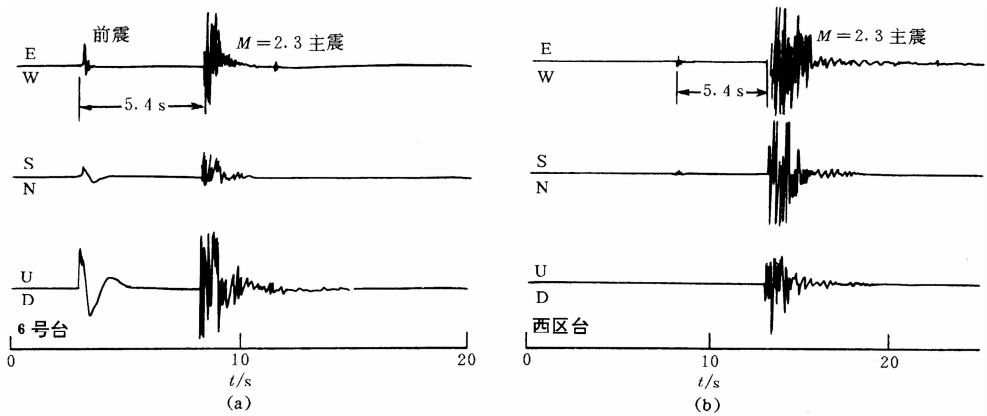


图 3 $M=2.3$ 事件的 6 号台(a)和西区台(b)记录

暂称这些小事件为前震. 下面可知, 称其为前震的物理意义是不确切的. 这两次事件的主震和前震的 6 号台近场记录都具有高低频叠加现象. 高低频叠加现象是指近场记录中不仅有高频振动, 而且还有低频振动, 高频振动叠加在低频振动之上(图 3a 和图 6). 主震和前震的近场记录都具有高低频叠加现象, 表明了它们的发生机制存在某种联系. 下面可知低频振动随距离衰减很快, 只有台站附近发生的事件才有可能记到它. 当然, 这与震级大小有关, 如果震级大些, 离台站稍远的地方发生的事件也能记到(图 4a). 图 4a 下半部是震

源距为 4.2 km 的地震($M=6.2$)记录(胡聿贤, 1988). 但是, 如果震级太小, 则只有震源距很小的台站才有可能记到低频振动(图 4b). 图 4b 下半部是震源距为 150 m 的 $M_L=0.76$

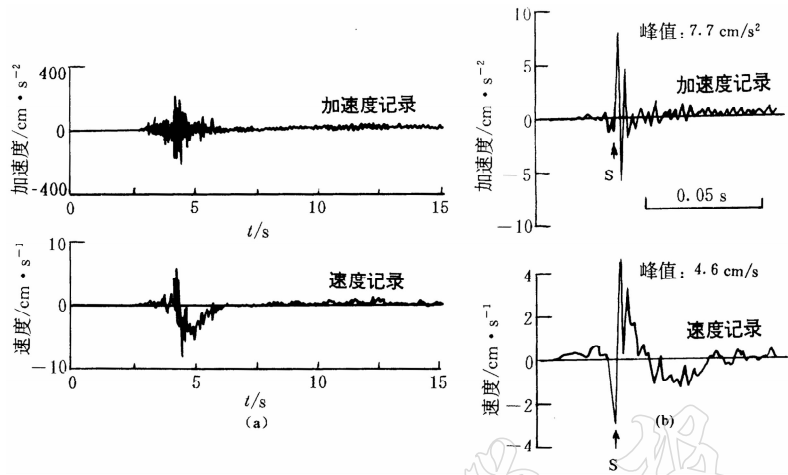


图 4 国内外一些具有高低频叠加现象的近场记录

(a) 1982 年 10 月 19 日唐山余震($M=6.2$) 卢光台南北分量的数字化记录, 台站震源距为 4.2 km(胡聿贤, 1988); (b) 1978 年 4 月 21 日 12 时 02 分南非 ERP 金矿 $M=0.76$ 矿震水平方向记录, 台站震源距为 150 m (McGarr *et al.*, 1981)

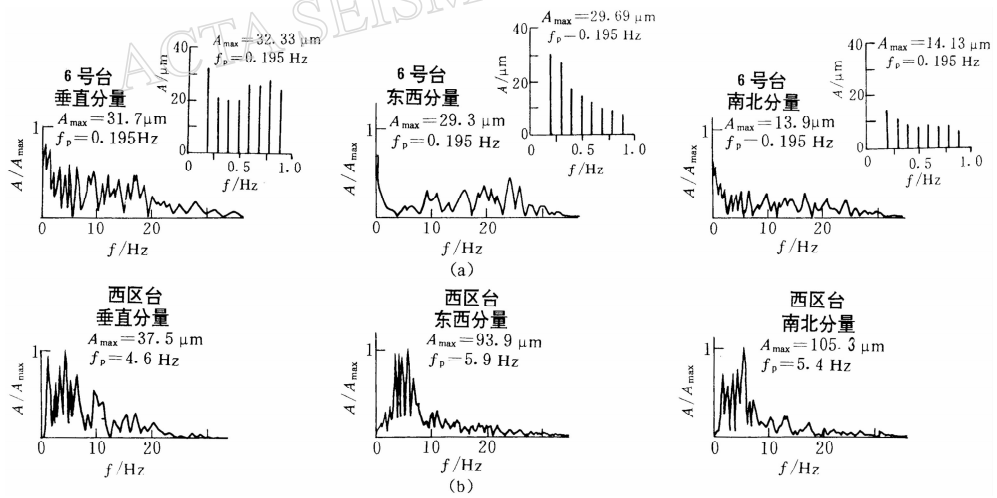


图 5 $M=2.3$ 事件的 6 号台和西区台记录的频谱分析结果

(a) 6 号台记录频谱图; (b) 西区台记录频谱图

矿震记录(McGarr *et al.*, 1981). 图 4a 下半部的速度记录是由加速度记录积分得到的. Zheng(1991)也曾观测到高低频叠加现象.

$M=2.3$ 事件和 $M=1.3$ 事件 6 号台近场记录频谱具有两个重要特征: 一是低频振动和 高频振动能量分布在不同频率范围, 低频振动能量主要集中在 0.2 Hz 或 0.78 Hz 附近, 高频振动能量主要分布在 4~25 Hz 范围(图 5a). 因此, 可用数字滤波将它们分开. 图 5a,b 分别是 $M=2.3$ 事件的 6 号台和西区台三分量记录频谱(采样频率 100 Hz, 资料窗长度 10

s 左右). 图中的纵坐标是用最大振幅 A_{\max} 归一化的, f_p 为 A_{\max} 对应的频率. 为了看清楚低频振动的频谱, 图 5a 的右上角给出低频 ($f < 1$ Hz) 的频谱图, 图中的纵坐标是振幅; 二是高频振动和低频振动随震源距衰减特性不同, 低频振动衰减比高频振动快, 只有震源距较大的台站记不到低频振动(如图 3b 所示), 只有震源距较小的台站才有可能记到低频振动(图 3a). 图 3a, b 分别是 $M=2.3$ 事件的 6 号台和西区台记录. 6 号台的震源距约为 340 m, 西区台的震源距约为 1 600 m.

高低频叠加现象的物理解释: 根据上面得到的近场记录频谱第 1 个特征, 用数字滤波将 $M=2.3$ 事件和 $M=1.3$ 事件近场记录中的高频振动与低频振动分开, 其结果如图 6 所

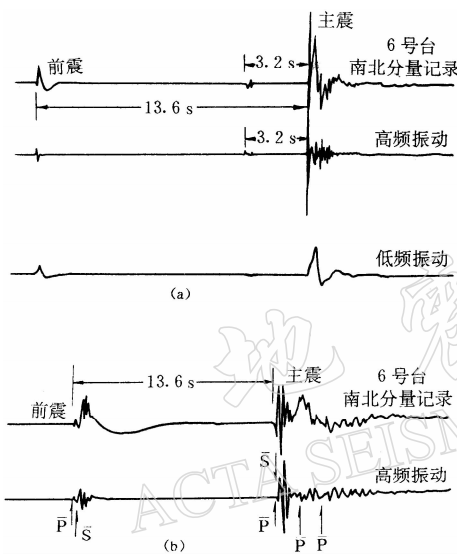


图 6 $M=1.3$ 事件 6 号台南北分量记录高低频叠加现象分解结果

(a) 南北分量记录数字滤波结果. 上图为原始记录, 中图为带通数字滤波 ($f_1=4$ Hz, $f_2=25$ Hz) 得到的高频振动, 下图为低通数字滤波 ($f=4$ Hz) 得到的低频振动; (b) 图 6(a) 中带通数字滤波得到的高频振动结果的放大

示. 图 6a 是 $M=1.3$ 事件 6 号台南北分量记录数字滤波结果. 图中的高频振动是用带通数字滤波 ($F_1=4$ Hz, $F_2=25$ Hz) 得到的, 低频振动是由低通数字滤波 ($F=4$ Hz) 得到的. 为了看清图 6a 中高频振动的细节, 我们将其放大如图 6b 所示. 图 6b 中箭头标出 P 震相和 S 震相. 从图 6b 可见, 高频振动是我们熟悉的矿震记录, 它是脆性破裂辐射的波场; 从图 6b 还可以看出, 主震是多次事件, 前震是一次小事件. 低频振动则与此不同, 它既没有 P 震相也没有 S 震相, 而且随时间衰减很快(图 6a). 因此, 它不是脆性破裂辐射的波场. 根据近年来一系列关于地震破裂成核的理论论证, 亚临界扩展阶段有可能激发长周期波 (Dieterich, 1992; 潘琴龙, 冯德益, 1983). 我们推测低频振动可能是孕震断裂亚临界扩展向前推进时, 对周围介质突然加载而激发产生的长周期波. 又根据上面得到的近场记录频谱第 2 个特征, 低频振动随震源距增加衰减很快, 我们推测亚临界扩展是不可恢复的形变. 在此需要指出, 由于高频振动和低频振动是两类性质不同的波, 它们的传播速度是不同的, 所以, 近场记录中的高频振动先到, 不一定意味着脆性破裂先于亚临界扩展发生, 有关这个问题将在以后详细讨论. 从高低频叠加现象来看, 亚临界扩展和脆性破裂似乎是相互作用的. 据低频振动较高频振动强, 尤其前震记录中的低频振动比高频振动强得多这一特点(图 3a), 我们认为, 矿震事件可能是亚临界扩展诱发的结果. 近场记录中高低频叠加现象的物理解释, 揭示了实际矿震的发生比地震位错模式要复杂, 但由于低频振动随距离衰减很快, 地面台站难以记到, 故地震位错模式能较好地解释地震记录, 而不需要考虑亚临界扩展的影响.

主震和前震亚临界扩展的相同点和不同点. 前面已知近场记录中高频振动与脆性破裂相联系, 低频振动与亚临界扩展相联系. 由于我们对有关脆性破裂过程了解得多些, 在此就不详细讨论了; 而我们对亚临界扩展过程知道较少, 因此, 下面我们以 $M=2.3$ 事件为例, 通过分析主震和前震记录低频振动的异同, 研究主震和前震亚临界扩展的相同点与不

同点. 从图 3a 和图 5a 可见, 主震和前震记录中低频振动的垂直分量振幅较其它两个分量
大, 这是它们的共同点, 说明主震和前震的亚临界扩展的优势方向都是垂直方向, 这与
本研究得到的 $M=2.3$ 事件发震断层以倾滑为主(表 1)的结果是一致的. 另外, 从频谱分
析结果可知, 主震和前震的低频振动优势频率是不同的, 由此推测 $M=2.3$ 事件主震和前
震的亚临界扩展的波源半径是不同的. 具体分析如下: $M=2.3$ 事件主震记录中的低频振
动三个分量的优势频率都是 0.2 Hz , 其中垂直分量的振幅最大, 其最大振幅为 $31.7\text{ }\mu\text{m}$;
东西和南北分量的最大振幅分别为 29.3 和 $13.9\text{ }\mu\text{m}$ (图 5a). 前震记录中的低频振动垂直
分量的优势频率为 0.78 Hz , 最大振幅为 $36\text{ }\mu\text{m}$; 其它两个分量的最大振幅只有垂直分量
的几分之一. 公式(1)给出了低频振动优势频率与亚临界扩展波源半径的关系, 将 0.2 和
 0.78 Hz 分别代入式(1), 并将所得结果相除, 便得主震和前震的波源半径之比约为 4 , 扩
容区体积与波源半径立方成正比, 由此得到主震发生时孕震断裂端点扩容区体积迅速增
大, 约比前震的扩容区体积大几十倍.

从上面分析可知, 图 3a 中将主震前 5.4 s 出现的事件称为前震, 其物理意义是不确切
的. 因为通常情况下, 前震是指脆性破裂引起的小事件, 而图 3a 中的前震记录是亚临界扩
展和脆性破裂的结果. 为了避免混淆, 同时也为了突出这些事件与亚临界扩展的关系, 下
面将图 3a 中的前震称为震前低频波.

4 震前短临阶段的震源过程

震前低频波序列. 震前低频波不仅出现在震前几秒或十几秒, 而是在震前 20 天左右,
就开始在 6 号台陆续出现(图 7). 图 7a 给出这些震前低频波的典型记录及其相应的频谱

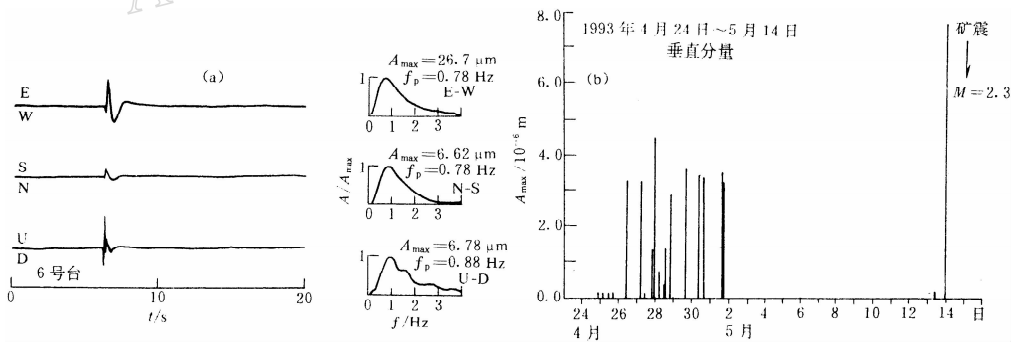


图 7 (a) 震前低频波典型记录及其频谱. 频谱图中的纵坐标是用最大
振幅 A_{\max} 归一化的, f_p 为 A_{\max} 对应的频率. 左图为典型记录, 右图为频谱分析结果;
(b) 震前低频波 20 个样本垂直分量的最大振幅随时间变化

图, 图 7b 给出震前低频波 20 个样本的垂直分量振幅随时间的变化. 比较图 7a 和图 3a 可
知, 两图中记录的震前低频波主要特征是相同的. 这些特征包括 3 个方面: ① 它们的 6 号
台记录中都有高低频叠加现象; ② 这些记录中低频振动随距离衰减快, 地面上的西区台都
记不到; ③ 这些震前低频波的优势频率都在 0.78 Hz 附近. 因此, 有关图 3a 记录中震前低
频波(前面称为前震)的讨论结果, 原则上适用于图 7 震前低频波. 根据前面讨论结果, 分
析震前低频波 20 个样本得到: 亚临界扩展在主震前约 20 天左右开始出现. 20 个震前低频
波样本的优势频率主要分布在 0.78 Hz 附近, 这表明震前亚临界扩展的波源半径变化不

大,也就是说, $M=2.3$ 事件前孕震断裂端部扩容区体积没有明显的变化.主震前的震前低频波的三个分量的振幅随时间变化规律不同,垂直分量变化最大,几起几落,最小值为零,最大值为 $74\ \mu\text{m}$.最大值出现在主震前一天(图 7b),这预示着主震前的亚临界扩展在垂直分量具有明显的间歇性特征.东西分量的振幅随时间变化较小并具有阶段性.4月24~28日振幅大些,平均值为 $25\ \mu\text{m}$;4月29日至主震发生前一天振幅较小,均值为 $6\ \mu\text{m}$.南北分量的振幅小而且随时间变化不大,均值只有 $8\ \mu\text{m}$.根据以上事实我们认为,主震前的亚临界扩展的优势方向为垂直向.这与主震断层面滑动方向基本一致.

5 讨论

通过对1993年5月15日19时房山煤矿发生的3次破坏性事件的震源机制和近场记录的分析研究,结合弹性波理论和地震破裂成核理论研究成果,本研究得到 $M=2.3$ 事件前短临阶段的震源过程主要特征如下:震前20天左右亚临界扩展开始出现,亚临界扩展具有间歇性,亚临界扩展优势方向与主震断层面滑动方向基本一致.震前短临阶段孕震断裂端点的扩容区体积变化不大,而主震发生时,扩容区体积迅速增大.震前短临阶段的亚临界扩展不仅激发长周期波,而且也常诱发小事件,这可能是前震和地下水变化前兆现象的重要成因之一.本研究结果不仅为地震起始过程研究提供事实依据,而且对于倾向滑动类型矿震和地震的短临预测具有指导意义.它不仅能解释前震,还能解释震前出现的一些长周期现象如地下水变化等,并将这些前兆现象与主震的震源机制联系起来.由于篇幅所限,有关低频振动的一些重要特性(波速、偏振方向等),及其与亚临界扩展具体过程,将另外进行讨论.

本研究得到北京矿务局张兆平、关杰,以及中国地震局地球物理研究所许忠淮、陈大壮、张焕生、冯国政的热情支持和帮助,在此表示衷心地感谢.

参 考 文 献

- 陈运泰,林邦慧,李兴才,等.1978.巧家、石棉的小震震源参数的测定及其地震危险性的估计.地球物理学报, **19**(3): 206~231
- 胡聿贤.1988.地震工程学.北京:地震出版社,148
- 潘琴龙,冯德益.1983.孕震断裂的预扩展(亚稳态扩展)及震前长周期波的探讨.地球物理学报, **20**(增刊): 693~700
- 郑治真.1990.公里尺度地球物理实验和震源体上记录的一些特性.地震学报, **12**(3): 307~313
- Aki K, Richards P G. 1980. *Quantitative Seismology, Theory and Methods*. San Francisco: California Freeman W H and Company, 81
- Brune J N. 1970. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J Geophys Res*, **75**: 4 997~5 009
- Dieterich J H. 1992. Earthquake nucleation on faults with rate-and state-dependent strength. *Tectonophysics*, **211**: 115~134
- Gibowicz S J. 1984. The mechanism of large mining tremors in Poland. In: Gay N C, Wainwright E H eds. *Rockbursts and Seismicity in Mines*. South African Inst Min Metal, Johannesburg Symp Ser, **6**, 17~28
- McGarr A R, Green W E, Spottiswoode S M. 1981. Strong ground motion of mine tremors: Some implications for near source ground motion parameters. *Bull Seism Soc Amer*, **71**: 295~319
- McGarr A R. 1984. Some applications of seismic source mechanism studies to assessing underground hazard. In: Gay N C, Wainwright E H eds. *Proceedings of the 1st International Congress on Rockbursts and Seismicity in Mine*. South African Inst Min Metal, Johannesburg Symp Ser, **6**, 199~208