

小震震源参数与震源机制的联合测定

周 克 森
(广东省地震局)

摘要

本文采用一个非均匀破裂圆盘位错模式,考虑到介质-仪器系统的影响,计算了它在不同幅射方向的P波初动位移与半周期,以及几组用于测定震源参数的理论曲线。在采用1/4周期测定介质的Q值和球面拟合震源机制解的基础上,给出了一个小震震源参数与震源机制的联合测定方法。该方法的实质是,将震源断层面作为被测参数的一部分,并同时考虑它对其他被测参数的影响,从而获得单个小震震源参数与震源机制的相应解。最后,根据新丰江水库区四个台的小震资料作了实测与分析,所得结果为:介质的平均Q值约450,地震矩 10^{19} — 10^{20} 达因·厘米,平均应力降约35巴;其震源机制解亦反映了本区构造应力场的主要特征。

一、前 言

地震震源力学参数的测定,是震源研究的一个重要方面。事实上,由于地震波形总是震源与介质二者的综合反映,因此,根据一个地区的大量小震记录,不仅可以获得震源的多种信息,而且可以同时测定该地区的介质特征。O'Neill^[1]根据均匀介质中一个等效弹性球震源模式,通过简单量取P波初动宽度的方法,测定了介质的Q值、震源尺度和应力降。

地震震源模式,虽然只是实际震源的某种简单表示,但是模式的选择、由此而激发的理论地震图的计算以及实际地震记录波形的量取等,无疑对震源参数的测定十分重要。陈运泰等^[2]根据一个适合于中、小地震的圆盘位错模式,采用P波初动振幅和半周期同时测定介质的Q值和震源尺度、地震矩、应力降与平均错距的量板方法,已广为应用^[3,4]。特别是,在一般只能获得一个台的可靠记录时,尤为方便。

在一些具有密集台网的局部地区(如新丰江水库区),有时可以同时获得四个以上台的小震记录。由于震源辐射地震波的方向性效应,每个台记录到的P波,一般均不相同。但是,它们均一致地反映了同一地震的震源特征,比如它的尺度、强度以及破裂机制等。在假定某些参数(如破裂速度与方向)已知的情况下,我们可以将以上特征量作为一个整体按同一震源模式予以测定。这里,我们将同时确定震源机制和震源参数的作法谓之“联合测定”。

本文 1984年4月23日收到。

二、震源模式及其幅射地震波的远场位移

在均匀、各向同性和完全弹性的无限介质中,由具有位错分布函数 $D(\xi, t)$ 的破裂面 S 激发的地震波位移,可表为如下形式^[5]:

$$u_i(\mathbf{x}, t) = \iint_S c_{ijkpq} G_{ip,q}[D_j] n_k dS \quad i = 1, 2, 3 \quad (1)$$

其中: c_{ijkpq} 为一个四阶对称弹性张量, $G_{ip,q}[D_j]$ 为格林函数 G_{ip} 对 x_q 的微分, n_k 为位错面上的正法线方向余弦。假定 $Kr \gg 1$ ($K = \omega/c$ 为波数), 取高频远场近似, 可以得到相应球极坐标系的位移分量:

$$4\pi\rho c^3 r u_i(t) = M_0 \mathcal{R}_i I_c^*(t) \quad j = r, \theta, \varphi; \quad c = \alpha, \beta \quad (2)$$

其中, $I_c^*(t)$ 是一个与震源参数有关的波形时间函数; 对于不同的震源模式具有不同的表达形式。陈运泰^[6]根据圆盘形剪切破裂面上的静力位错分布, 导出了有限破裂速度时位错面幅射的体波在频率域中的理论位移。作为这种位错分布的一级近似, 与[6]不同, 我们考虑一个中心点最大位错为 D_0 , 并且沿径向呈线性衰减的圆盘形断层, 其动态位错分布函数为:

$$D(\xi, t) = D_0 \left(1 - \frac{\xi}{a}\right) g \left(t - \frac{\xi}{v} - \frac{r_\xi}{c}\right) \quad (3)$$

其中: c 为波速, a 为最大破裂半径, ξ 为任意破裂单元的径向坐标。因此, 破裂面上总的地震矩为:

$$M_0 = \frac{2}{3} \pi a^2 \mu D_0 \quad (4)$$

若仅考虑 P 波情况(以下同), 则(2)式中的波形函数 $I_c^*(t)$ 可表为如下形式:

$$I_\alpha^*(t) = \frac{3}{2\pi a^2} \int_0^a \int_0^{2\pi} \dot{g} \left(t - \frac{\xi}{v} - \frac{r_\xi}{\alpha}\right) \xi \left(1 - \frac{\xi}{\alpha}\right) d\xi d\phi \quad (5)$$

当观测波长 $\lambda \gg a$ 时, 破裂单元的震源距 r_ξ 可作如下近似展开^[7]:

$$r_\xi \approx r - \xi \cos \theta \sin \theta \quad (6)$$

据此, 对(5)式取付里叶变换, 则可得

$$I_\alpha^*(\omega) = \frac{3}{\pi} (i\omega) G(\omega) e^{-i\frac{\omega r}{a}} F_\alpha^*(\omega) \quad (7)$$

其中

$$\begin{aligned} F_\alpha^*(\omega) &= \frac{1}{2a^2} \int_0^a \int_0^{2\pi} e^{i\omega\xi} \left(\frac{\cos\theta\sin\theta}{a} - \frac{1}{v}\right) \xi \left(1 - \frac{\xi}{a}\right) d\xi d\phi \\ &= \frac{\pi}{a^2} \int_0^a e^{-i\frac{\omega\xi}{v}} J_0 \left(\omega\xi \frac{\sin\theta}{a}\right) \xi \left(1 - \frac{\xi}{a}\right) d\xi \end{aligned} \quad (8)$$

返回时间域, 则有

$$\begin{aligned} f_\alpha^*(t) &= \frac{1}{a} \int_0^1 \frac{\xi'(1-\xi')d\xi'}{\sqrt{-t'^2 + t'(\dot{t}'_1 + \dot{t}'_2)\xi' - \dot{t}'_1 \dot{t}'_2 \xi'^2}} \\ &= [H(t) - H(t - t_1)] f_{1a}^*(t) + [H(t - t_1) - H(t - t_2)] f_{2a}^*(t) \end{aligned} \quad (9)$$

注意到(9)式中的变量区域,则可得到

$$f_{1a}^*(t) = \frac{\pi t}{2} \left\{ \frac{3(t_1 + t_2)[2t_1t_2 - t(t_1 + t_2)] + 2t_1t_2[2t - (t_1 + t_2)]}{4(t_1t_2)^{5/2}} \right\} \quad (10)$$

$$f_{2a}^*(t) = -\frac{2t_1t_2 - 3t(t_1 + t_2)}{4(t_1t_2)^2} \sqrt{(t - t_1)(t_2 - t)} + \frac{2}{\pi} f_{1a}^*(t) \tan^{-1} \sqrt{\frac{t_1(t_2 - t)}{t_2(t - t_1)}} \quad (11)$$

其中

$$t_1 = a \left(\frac{1}{v} - \frac{\sin \theta}{\alpha} \right), \quad t_2 = a \left(\frac{1}{v} + \frac{\sin \theta}{\alpha} \right)$$

由此,可以得到在时间域中位移的褶积形式:

$$\frac{4\pi^2 \mu \alpha}{M_0} \left(\frac{\alpha}{\beta} \right)^2 u_r(t) = \frac{3 \mathcal{R}_r}{r} \dot{g} \left(t - \frac{r}{\alpha} \right) * f_a^*(t) \quad (12)$$

略去时间延迟因子 r/α , 我们计算了波形函数

$$f_a(t) = \dot{g}(t) * f_a^*(t) \quad (13)$$

其中,震源时间函数取如下形式:

$$g(t) = [H(t) - H(t - t_r)] \left[\frac{t}{t_r} - \frac{1}{2n} \sin \frac{2\pi t}{t_r} \right] + H(t - t_r) \quad (14)$$

$H(t)$ 为单位阶梯函数,上升时间取^[2]

$$t_r = \frac{18}{35} \left(\frac{a}{v} \right) \quad (15)$$

计算结果表明,在空间不同幅射方向,峰点附近 $f_a(t)$ 曲线的变化均较光滑,而且其幅值几乎与幅射方向无关.

三、P 波合成地震图的计算

考虑到介质的非完全弹性和仪器暂态特性的影响,可以将它们对(13)式的“源位移”进行褶积. 从空间不同方向的合成理论波形中,可以看到 P 波初动振幅与半周期的幅射特征. 了解这点,对使用多台测定震源参数是必要的.

1. 介质-仪器系统的复合响应

假定作为耗散滤波器的介质传递函数取如下形式^[8]:

$$B(\omega) = e^{-\frac{|\omega|r}{2\alpha Q} - i \frac{|\omega|r}{2\pi\alpha Q} \ln \left(\frac{\omega_m^2}{\omega^2} - 1 \right)} \quad (16)$$

它相当一种特殊的低通滤波器, ω_m 为高端截止频率. 考虑到时间域满足因果律及其在 $t = 0$ 点的不连续性, 取(16)式的逆付氏变换时, 曲线 $b(t)$ 在零点作了加倍处理. 这对于衰减因子 $r/Q \ll 1$ 时是十分必要的.

地震仪是一种较为简单的线性系统. 目前常用的可见记录微震仪基本上有两种类型: 短周期摆加积分放大器和线性记录笔(以下简称 A 类), 以及短周期摆加线性放大器和积分记录笔(以下简称 B 类). 前者如 DD-1 型及 DSL-1 型; 后者如 63 型及 67 型等. 仪器系统的传递函数可表示为:

$$H_j(i\omega) = \bar{V}_0 H_j(\omega) e^{i\gamma_j(\omega)}, \quad j = a, b \quad (17)$$

其中

$$\begin{cases} H_i(\omega) = H_{1i}(\omega) H_{2i}(\omega) H_{3i}(\omega), \\ \gamma_i(\omega) = \gamma_{1i}(\omega) + \gamma_{2i}(\omega) + \gamma_{3i}(\omega) + \pi/2 \end{cases} \quad (18)$$

下标 1, 2, 3 分别代表拾震器、放大器和记录笔, a, b 代表上述两类仪器。在典型使用情况下, 它们的幅频与相频特性曲线如图 1 所示。我们特选取 A 类 (DSL-1 型) 仪器作了系统实际标定, 结果表明, 在所测通频带内与理论计算曲线吻合良好^[4]。将 (17) 式返回到时

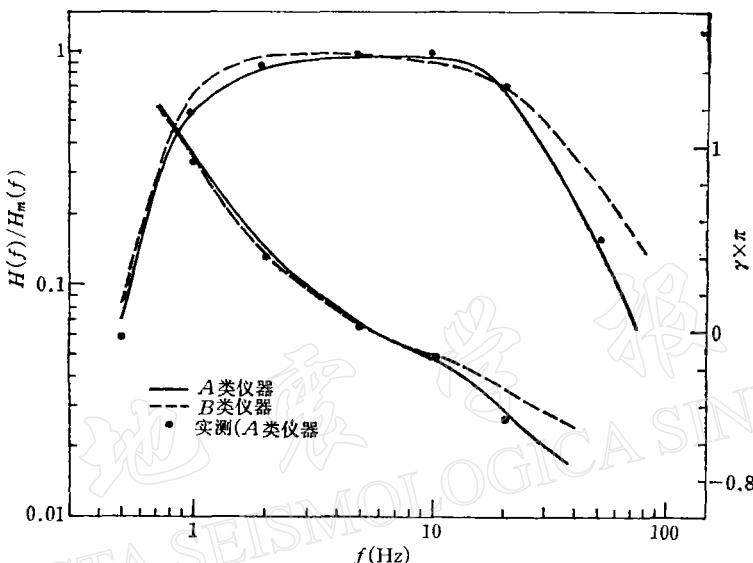


图 1 仪器系统的幅频与相频特性

Fig. 1 Amplitude and phase-frequence characteristics of the class A and class B seismographs

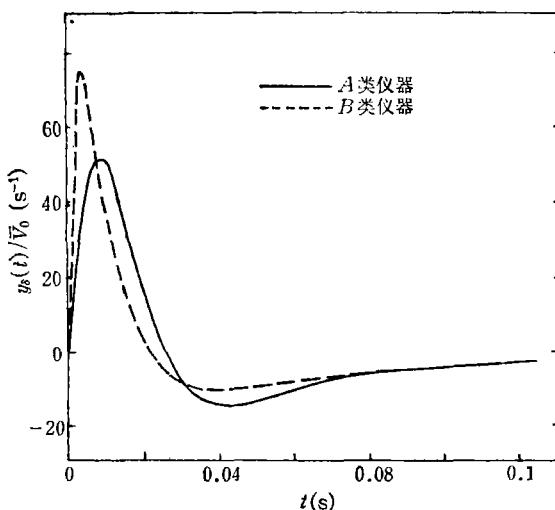


图 2 仪器系统的单位脉冲响应

Fig. 2 Unit-impulse response of the class A and class B seismographs

间域,得其单位脉冲响应;其典型曲线如图 2 所示。

将 $b(t)$ 与仪器系统的脉冲响应褶积,得到介质与仪器系统的复合脉冲响应 $m(t)$ 。图 3 绘出了 A 类仪器对几种不同衰减因子的反应曲线。比较图 2 可以看出,在小衰减因子时,二者有类似的初动特征。随着衰减因子的增加,幅度迅速衰减,宽度加大,峰点右移;反映了介质对波能量吸收加剧。由此可见,在低 Q 值(或远距离)时,初动波形的“真”起始

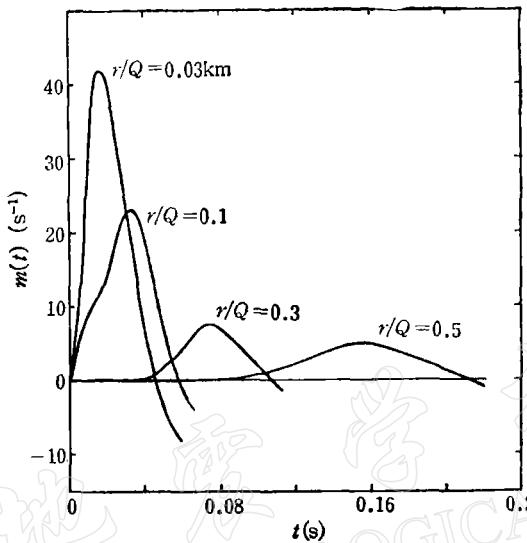


图 3 介质-仪器系统的单位脉冲响应(*B*类仪器)

Fig. 3 Unit-impulse response of the propagation medium-instrument system for class B seismographs

点与“视”起始点之间还存在一段差距。但与此相反,由于受仪器特性的影响,曲线的下降段却迅速越过“零线”,因此,初动的后半部分(以下简称 1/4 周期)是不难测量的。这点对 Q 值的测定颇有实际意义。

2. 初动振幅与半周期的空间幅射特征

考虑介质-仪器系统的影响,将 $m(t)$ 与 $f_c(t)$ 褶积,给出 P 波合成理论地震图。取幅值 \bar{f}_a 、半周期 \bar{t}_{2a} 以及 1/4 周期 \bar{t}'_{2a} 作为合成初动波形的几个“特征量”,考察它们在空间不同幅射方向的变化状况。

图 4 表示幅值变化的理论曲线,共分 10 组。实线代表 9 种不同震源尺度分别在 8 种不同介质中 θ 角从 0° — 180° 所得结果(均与 90° 线对称)。左面第一组虚线为介质-仪器系统的脉冲响应幅度,相当于震源尺度为零的情况;显然它们不具有方向性,因此是一组彼此平行的水平直线。其余各组当中的每条虚线表示源位移的计算幅值,由于它们不计及介质的影响,故相当 $r/Q = 0$;又因为不考虑仪器引起的畸变,故相当仪器频宽 $BW = \infty$ 。从整个曲线组的变化特征可以看到,幅值从 0° — 180° 变化均比较平缓,特别是震源尺度较小时,几乎与方向无关。随着震源尺度的增大,方向性略有影响(加强),但最大变化大致在 20% 以内。可见这一变化纯系介质与仪器的影响所致。

图 5 表示初动宽度的变化,上半部分为 1/4 周期;下半部分为半周期。与幅值变化不

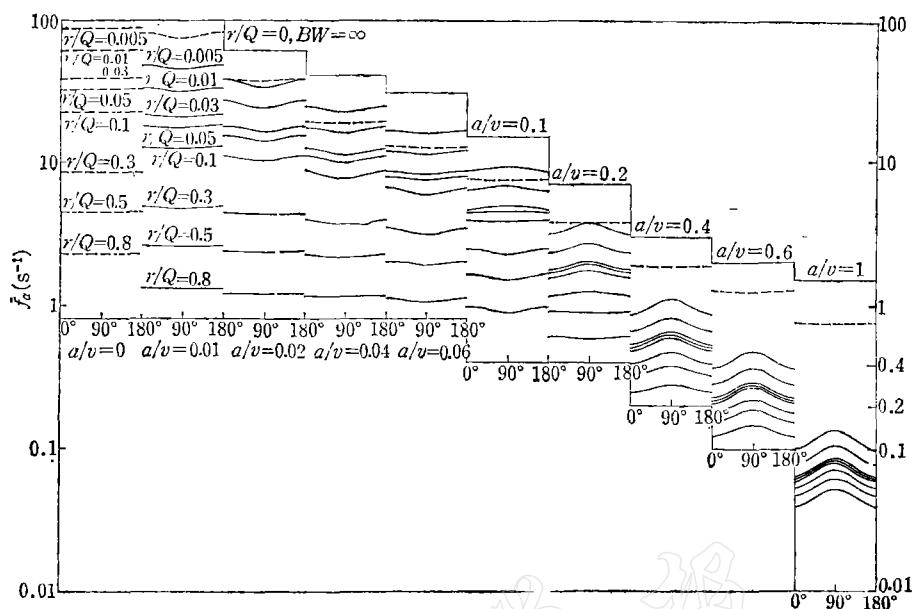
图 4 理论幅值的方向变化曲线 (*A*类仪器)

Fig. 4 Curves illustrating dependence of the calculated amplitude and propagating direction of first arrival of P-waves recorded by class *A* seismographs

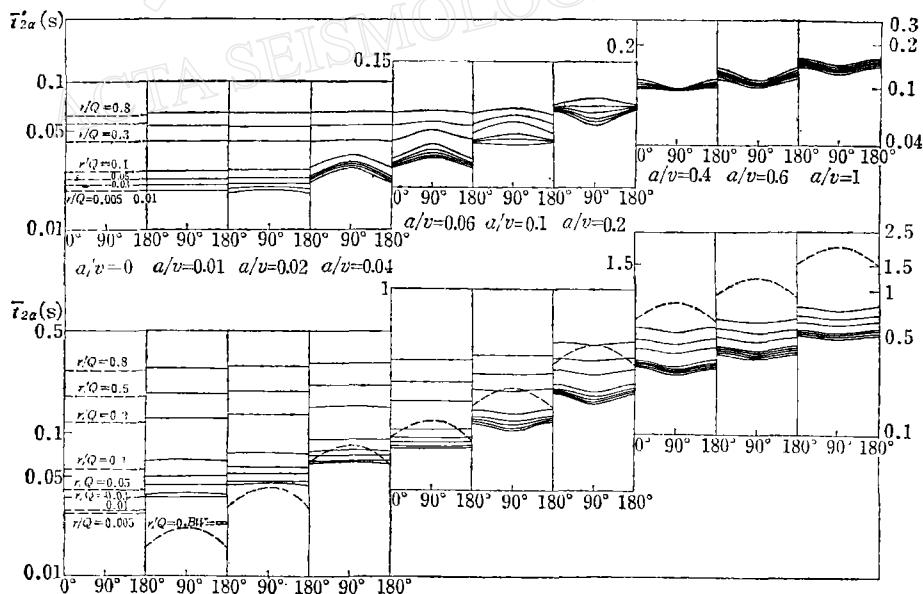
图 5 理论半周期与 $1/4$ 周期的方向变化曲线 (*A*类)

Fig. 5 Plots of the theoretical half period and quarter period versus the propagating direction of first arrival of P-waves recorded by class *A* seismographs

同, 源位移曲线的半周期(虚线所示)具有明显方向性, 但是经介质-仪器作用的结果, 其方向性被大大削弱。同样, 对比较小的震源, 亦几乎不显示方向变化。震源尺度增加时, 方

向虽稍有影响,但其影响程度反不及幅值。图中左边的几组曲线表明,介质-仪器响应的初动宽度为小尺度时($a/v \leq 0.02$ 秒)初动半周期的极限值,而且 $1/4$ 周期尤为接近。因此,采用后者作为测定 Ω 值的波形特征量,可以适当放宽震源尺度的限制。

四、震源断层面的求解

将(12)式右边与 $m(t)$ 褶积,考虑地面的影响(简单加倍)可以得到 P 波初动的“折算振幅” ϵ_r :

$$\frac{2\pi^2\mu\alpha}{3} \left(\frac{\alpha}{\beta}\right)^2 \epsilon_r = M_0 \mathcal{R}_r, \quad (19)$$

若有三个分向的记录,则其中

$$\epsilon_r = (r/\bar{f}_a) \sqrt{\sum_{i=1}^3 (\bar{u}_i/\bar{v}_{0i})^2} \quad (20)$$

这里的 \bar{u}_i 为仪器各分向的记录 \bar{P} 幅值, \bar{v}_{0i} 为相应分向的静态放大倍数。由以上讨论,一俟求得震源区介质的 Ω 值及测定了每个小震的震源尺度 a ,则 \bar{f}_a 的值便相应地确定。据此,方程(19)中只包含两个未知量: M_0 和 \mathcal{R}_r 。对于每个地震, M_0 是一个确定的量, \mathcal{R}_r 则因不同观测点而异。但是,只要节面在空间的位置已知, \mathcal{R}_r 即由三个变角之值确定。将震源节面对于地理坐标系的三个欧拉角记为 Θ_0 , Φ_0 和 Ψ_0 ,通过坐标系之间的正交变换,可以得到关于四个观测点的三个震源节面方程(以下略去下标 r):

$$\mathcal{R}_i(\Theta_0, \Phi_0, \Psi_0) = h_{i1} \sin 2\Theta_0 \cos \Phi_0, \quad i = 2, 3, 4 \quad (21)$$

其中

$$\begin{cases} \mathcal{R}_i = -2(a_i \cos \Psi_0 + b_i \sin \Psi_0 + c_i)(a'_i \cos \Psi_0 + b'_i \sin \Psi_0 + c'_i) \\ h_{i1} = \epsilon_i / \epsilon_1 \\ a_i = -\xi_i \cos \Theta_0 \cos \Phi_0 + \eta_i \cos \Phi_0, \quad a'_i = -\xi_i \sin \Theta_0 \\ b_i = \xi_i \sin \Phi_0 + \eta_i \cos \Theta_0 \cos \Phi_0, \quad b'_i = \eta_i \sin \Theta_0 \\ c_i = -\zeta_i \sin \Theta_0 \cos \Phi_0, \quad c'_i = \zeta_i \cos \Theta_0 \\ \xi_i = \sin \theta'_{gi} \cos \varphi'_{gi}, \quad \eta_i = \sin \theta'_{gi} \sin \varphi'_{gi}, \quad \zeta_i = \cos \theta'_{gi} \end{cases} \quad (22)$$

以上 θ'_{gi} , φ'_{gi} 表示诸观测点的已知地理坐标, h_{i1} 表示它们之间的折算振幅比。

(21)式是一个包含三个未知量的非线性方程组,原则上可用最优化方法求解。这里,我们给出一个震源球面上直接拟合的量板方法,称为“球面拟合法”。方程(21)表明,震源节面的求解,从几何意义上讲,实质是一个诸观测点的折算振幅相对于各该点的 P 波幅射图型因子在震源球面上的拟合过程。因此,我们可以预先作好一个任意半径的球面,并在其上标以格值为 1° 的球极坐标网和它所对应的 \mathcal{R} 等值线。再取一个同等半径的透明半球壳(连接地理坐标)作为活动参考面,即构成一对有如乌尔夫网和透明纸的球面立体量板(图6)。操作前只要将四个(或四个以上)台的地理坐标及其相应的折算振幅比标记在壳面上,转动壳面,即可迅速找到它的最佳位置,从而求得震源的两个断层面解答。在理想情况下,最终拟合结果应满足条件:

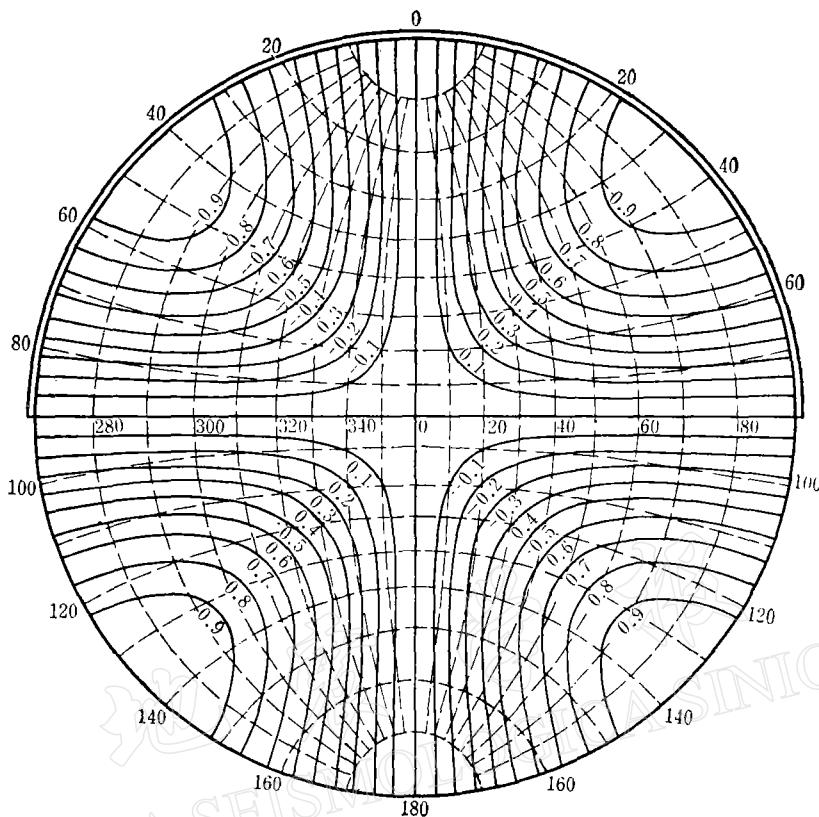


图 6 求震源机制解的球面量板

Fig. 6 Spherical nomogram used for determining focal mechanism solutions

$$\varepsilon_1/\mathcal{R}_1 = \varepsilon_2/\mathcal{R}_2 = \varepsilon_3/\mathcal{R}_3 = \varepsilon_4/\mathcal{R}_4 = \text{常数} \quad (23)$$

由于实际观测数据与理论模型可能存在的非一致性以及不可避免的某些误差, (23)式仅能近似满足, 其偏离程度取决于如下收敛判别值:

$$R = \sum_{i=1}^4 (\mathcal{R}_i - h_{ii}\mathcal{R}_1)^2. \quad (24)$$

五、小震震源参数的联合测定

本文讨论的小震震源参数测定, 同样必须以震源区的 Q 值测定为基础。根据四个台的 P 波初动资料, 我们可以同时测得单个小震的震源尺度、断层面解以及由此而确定的地震矩、应力降和平均错距等各种震源参数。

1. 测定 Q 值的理论曲线

根据以上计算的介质-仪器脉冲响应, 取其头一个半波的 $1/4$ 周期, 得到介质衰减因子 $r^* = r/Q$ 与 $\tilde{\tau}_{2\alpha}$ 的理论曲线, 如图 7 所示。由此可以进一步给出以 Q 值为参量的 $r \sim \tilde{\tau}_{2\alpha}$ 量板(图 8); 它实质是(对 B 类仪器) $1/4$ 周期与震源距在对数坐标系中的一簇等间

距曲线：

$$\lg r = \lg Q + \lg r^*(\bar{t}'_{2a}) \quad (25)$$

将每一个台站测得的 \bar{t}'_{2a} 与 r 值分别点在图上，可立即得出介质的 Q 值。根据一个地区的大量小震记录，可以求得震源区至台站之间射线路径上的平均 Q 值。

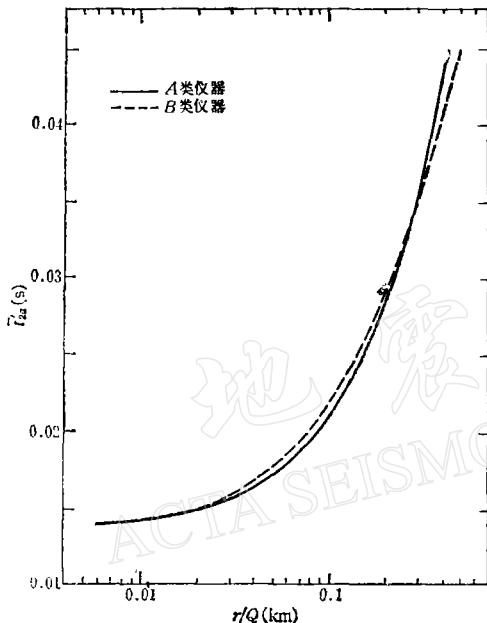


图 7 测定 Q 值用的理论曲线

Fig. 7 Quarter period as a function of attenuation factor of the medium r/Q

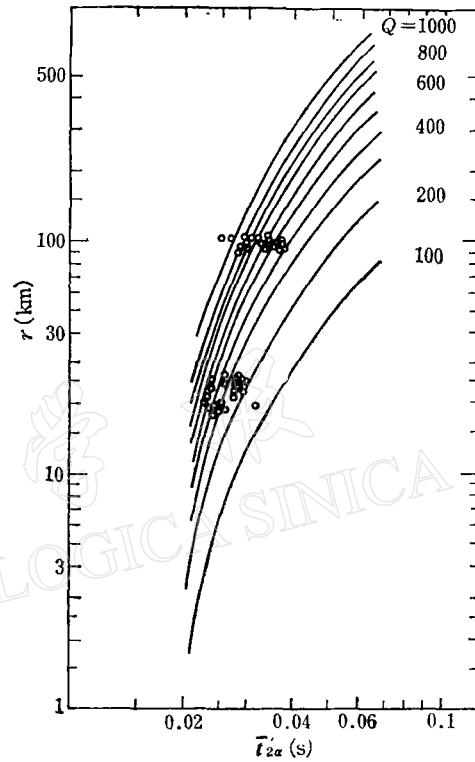


图 8 测定 Q 值用的量板 (B 类)

Fig. 8 Nomogram for the Q value for class B seismographs

2. 震源参数测定的理论曲线

根据图 4 和图 5，在小尺度范围 ($a/v \leq 0.1$ 秒)， \bar{t}'_{2a} , \bar{f}_a 值与震源辐射方向几乎无关。为使用方便起见，我们仍然选取震源球面上的平均辐射点将曲线组“简缩”。图 9(a), 9(b) 和图 10(a), 10(b) 即为 A , B 两类仪器的相应简化结果。因此，对于通常的小地震，可以近似忽略辐射方向性对 \bar{t}'_{2a} 与 \bar{f}_a 两个参数的影响。

3. 资料及结果

广东新丰江水库在 70 年代中期，小震活动一度加强；我们选取这段时间的资料对库区的介质背景以及小震震源参数作了试验测定。文献[10]已对 60 年代初期主震及其前后的小震震源参数作了研究。

首先考察上述时段库区的介质特征。资料取自 1976 年 5 月至 9 月的几组小震，图 11 给出了它们的震中分布范围。其中， B 组震中包含在 A 组区内，震级最小，分布比较集中，均可在相距较近的新港台获得较好记录。每个震群相对地震观测台站构成四个不同

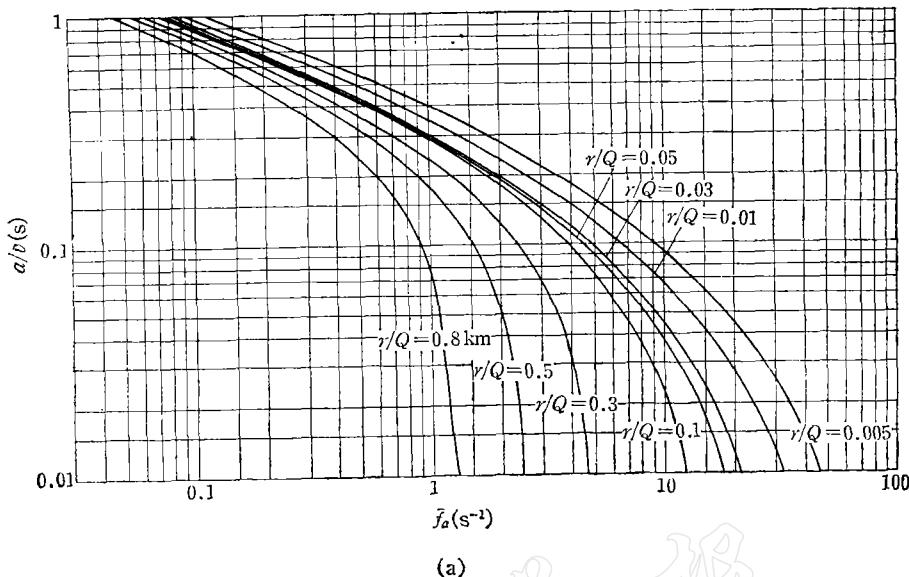


图 9(a) 合成理论幅值曲线 (A类)

Fig. 9(a) Synthetic amplitudes radiated from the first arrival P-waves in the direction

$$\theta = \sin^{-1} \frac{\pi}{4} \text{ for seismographs of class } A$$

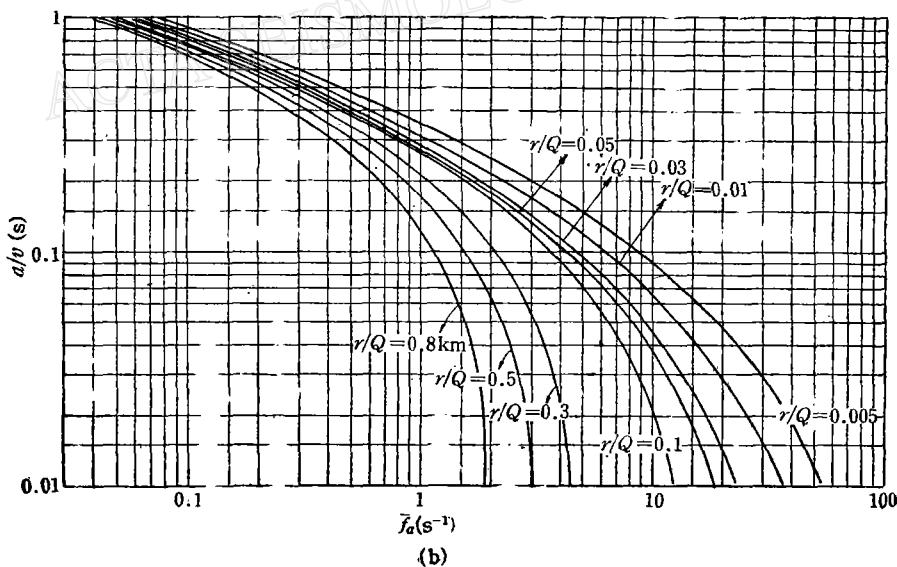


图 9(b) 合成理论幅值曲线 (B类)

Fig. 9(b) Same as Fig. 9(a) for seismographs of class B

的测定方向, 测定结果示于图 8 和表 1。由此, 可以初步看到库区介质分布的不均匀性。考慮对均匀介质模式的使用要求, 我们将每个方向测定的结果按测定重复次数加权平均, 这样得到库区内的平均 Q 值约为 450。

表 1 新丰江库区介质 Q 值的测定Table 1 The Q values determined in the Xinfengjiang reservoir region.

震群	地震日期 (年·月·日)	震级 M_L	次数	测定范围	射线路径	平均 Q 值
A	1976.5.20—7.28	1.0—2.0	21	锡场区至中心台	L_a	266
B	1976.7.6—7.25	1.0—1.5	9	锡场区至新港台	L_b	324
C	1976.4.5—9.26	2.0—2.8	24	大坝至龙川台	L_c	555
D	1976.8.2—9.14	2.1—2.8	6	洞源区至龙川台	L_d	911

为了测定单个小震的震源参数及其断层面解，必须同时取得四个台的记录。这四个台是，三个库区台和一个距离大坝 90 余公里的龙川台(均使用 B 类仪器记录)。根据每个台记录到的 P 波初动宽度，首先测定小震的平均震源尺度 \bar{a} ；根据每个台的 P 波初动振幅，考虑介质与仪器的影响，求出在已知震源尺度下相应各理想观测点的折算振幅比，通过拟合法得到该地震的断层面解。用最后拟合结果的比值 ϵ/\mathcal{R} 作为一个常数，可以求得符合各观测点的地震矩，从而计算出相应的应力降和平均错距。表 2 给出了一个说明上述步骤的计算实例。每个小震均按此步骤同样处理。表 3 为 70 年代中期新丰江水库大坝峡谷区 20 个小震的震源参数和断层面解。后者连同其主压应力轴走向(用短线表示)均按震中位置及表中编号表示在图 12 上。从给出的结果中可以看到，对 M_L 为 2 至 3 级之间的小震，震源尺度为 100 米左右，地震矩在 10^{19} — 10^{20} 达因·厘米之间；应力降，

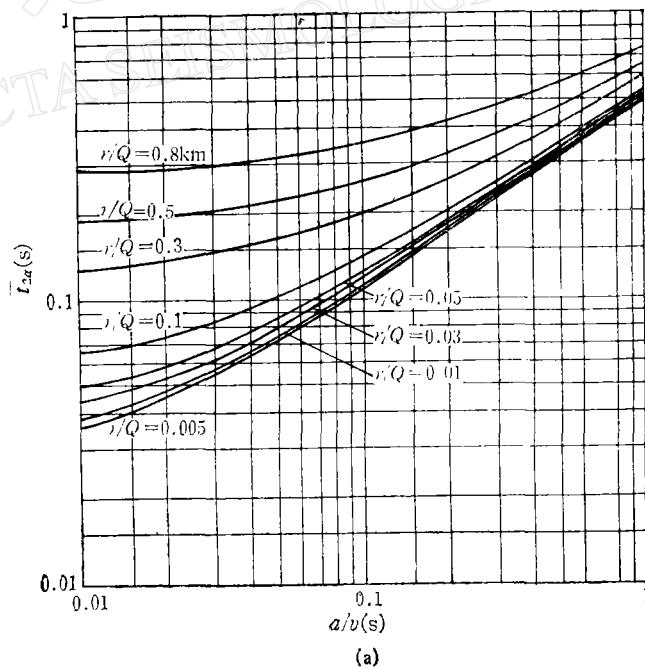
图 10(a) 合成理论半周期曲线 (A 类)

Fig. 10(a) Synthetic half periods radiated from the first arrival of P-waves in the direction

$$\theta = \sin^{-1} \frac{\pi}{4} \text{ for seismographs of class } A$$

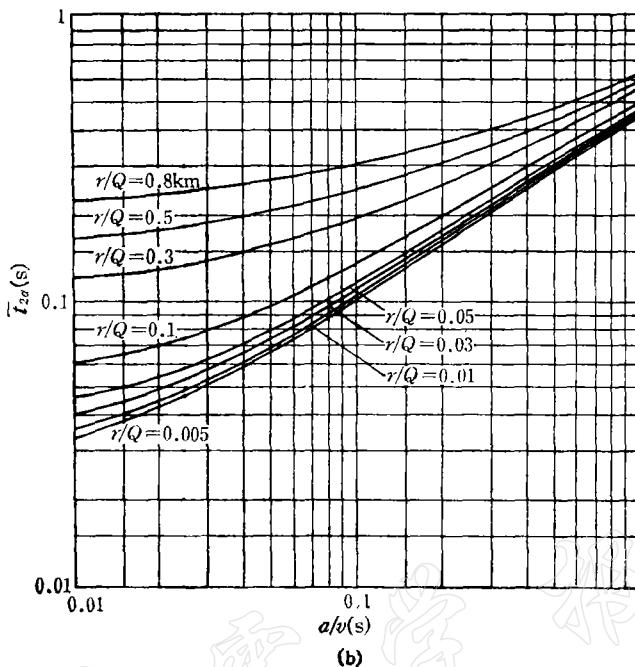
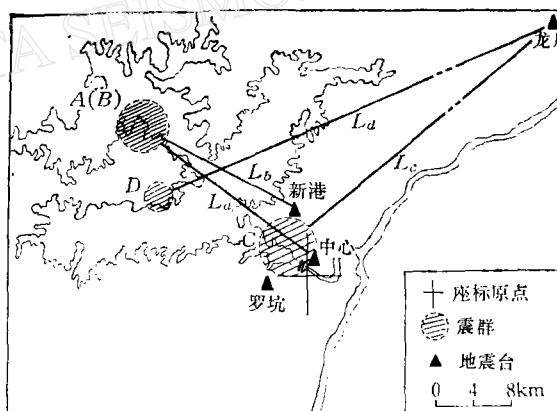


图 10(b) 合成理论半周期曲线 (B 类)

Fig. 10(b) Same as Fig. 10 (a) for seismographs of class B

图 11 库区 Q 值的测定方向Fig. 11 A few orientations selected in the reservoir region for measuring the Q value

除 No. 1, No. 5, No. 19 三个小震测值较高外, 其余按平均计算约 35 巴。震源的两个节面, 平均走向约为北东 50° 或北西 40° 左右 (No. 7 和 No. 20 除外), 而且大部分属走滑型。由于各观测点给出的实测数据与计算过程中的各种误差, 因此拟合结果的最佳程度不尽相同, 但最差仍不劣于 10^{-3} 数量级。

此外, 由以上诸震源参数的测定结果中还可以看出, 由于半周期的测量较之振幅可靠性低, 因此地震矩及其相应节面解比较稳定, 而震源尺度和应力降则较为分散。特别是在

表2 新丰江库区小震震源参数联合解例
Table 2 Example for joint determination of the source parameters and fault-plane solutions of a small earthquake
in the Xinfengjiang reservoir region

编 号	13	地 震 时 间	年、月、日 时:分	震 级 M_L	震 中 位 置	震 源 机 制		解 答	
						x_e	y_e		
台站坐标		合 站 名 称	中 心	罗·坑	新 港	龙 川	震 中 位 置	-3.8	$公里$
	x_s	公 里	0.70	-3.10	-1.80	67.80	走 向	5.0	9.3
	y_s	公 里	0.50	-0.95	6.20	69.01	倾 角		
震 源 距	r	公 里	11.27	11.06	9.59	96.51	N42E	NW	面 II
方 位 角	γ	度	135.0	173.3	59.0	48.2		N53W	SW
离 源 角	i_h	度	34.4	32.8	14.1	84.5			
测 量 振 幅	$\bar{a} \times 10^{-5}$	厘 米	-14.60	-11.84	-8.19	1.35			
半 周 期	$T_{1/2}$	秒	0.067	0.083	0.083	0.12			
衰 减 因 子	r/Q	公 里	0.025	0.024	0.021	0.21			
破 裂 时 间	a/v	秒	0.045	0.059	0.06	0.046			
振 幅 因 子	f_a	秒 ⁻¹	9.8	10	10	4.2			
折 算 振 幅	ϵ	厘米 ² ·秒	-16.79	-13.10	-7.85	31.02			
振 幅 比	$ h $		2.14	1.67	1	3.95			
拟 合 图 型 因 子 个 数	\mathcal{N}		-0.10	-0.08	-0.05	0.20	收敛程度	R	6.9×10^{-5}
拟 合 比 值	θ/\mathcal{N}	厘米 ² ·秒	167.90	163.80	157.00	155.10	拟合结果	$(\theta/\mathcal{N})_0 \pm \sigma$	160.95 ± 5.96
平 均 尺 度	\bar{a}/v	0.052	秒	地 震 矩 M_0	3.7×10^{20}	达 因 · 厘 米	应 力 升 $\Delta\sigma$	39 巴	平均错距 D
	\bar{a}	0.16	公里						2.4 厘米

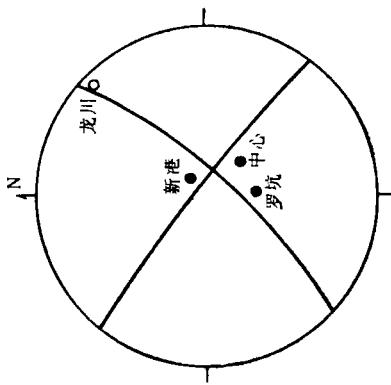


表 3 新丰江库区

Table 3 Same as Tab. 2 for a series

编号	地震时间		震级 M_L	中心台		罗坑台		新港台		龙川台	
	年.月.日	时:分		$\bar{u} \times 10^{-5}$	$\bar{t}_{2\alpha}$						
1	1976.1.4	18:05	2.6	-1.88	0.040	5.97		-8.57	0.036	0.015	
2	1976.1.25	18:13	2.8	-2.66	0.040	-10.23	0.040	9.36		0.065	0.10
3.	1976.2.8	20:32	2.2	-3.85	0.067	-9.53	0.067	-0.69	0.050	0.015	0.10
4	1976.2.15	20:22	2.9	-3.62	0.043	-9.33	0.050	13.52	0.033	0.058	0.10
5	1976.2.16	20:34	2.7	-11.20		10.25		12.10	0.050	0.062	0.083
6	1976.4.11	00:34	2.7	-19.60	0.050	-11.27		15.26		0.051	0.10
7	1976.5.7	23:42	2.4	-6.66	0.050	-10.62	0.067	-10.35	0.067	0.054	0.10
8	1976.5.31	04:57	2.8	-10.74	0.050	-8.99		25.93	0.050	1.26	0.067
9	1976.6.3	10:02	2.9	-14.74	0.067	10.08		22.60		0.23	0.10
10	1976.7.12	00:12	2.5	-12.96	0.050	-10.30	0.040	11.78	0.040	1.02	0.10
11	1976.9.24	14:35	2.6	-17.32		-12.72	0.093	-6.83		0.65	0.12
12	1976.9.26	08:59	2.6	-16.05	0.067	-6.02	0.050	-7.88		1.40	0.05
13	1976.10.10	15:40	2.8	-14.60	0.067	-11.84	0.083	-8.19	0.083	1.35	0.12
14	1976.10.17	10:52	2.4	-3.24	0.050	8.09	0.067	1.94		0.40	0.10
15	1976.11.1	16:19	2.5	6.97	0.060	-8.15	0.050	5.11		0.05	0.10
16	1976.11.21	03:58	3.1	4.82	0.050	3.10	0.060	4.54	0.050	0.30	0.12
17	1976.12.21	17:00	2.6	2.10	0.050	5.78		9.04	0.050	0.14	0.10
18	1976.12.31	11:17	2.5	-14.90	0.050	-4.93	0.060	-6.71		0.23	
19	1977.2.2	20:25	2.6	3.69	0.040	3.87	0.040	4.88		0.76	0.10
20	1977.5.14	11:32	2.6	-10.87	0.067	-6.63		-6.93	0.050	0.21	0.10

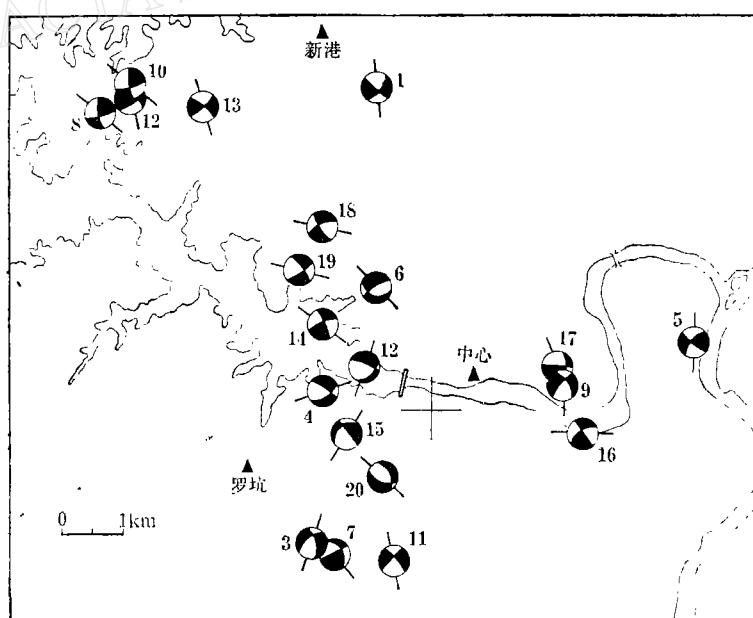


图 12 大坝峡谷区的小震震源机制分布

Fig. 12 Source mechanism solutions of small earthquakes in the vicinity of the dam

小震序列解例

of small earthquakes in this region

\bar{a}	M_0	$\Delta\sigma$	\bar{D}	节面 I			节面 II			收敛程度	拟合结果
				走向	倾向	倾角	走向	倾向	倾角		
0.038	7.5×10^{19}	598	8.7	N41E	NW	69	N48W	NE	82	5.6×10^{-6}	32.91 ± 0.30
0.050	1.2×10^{19}	40	0.8	N50E	NW	11	N75W	SW	83	8.5×10^{-5}	5.05 ± 0.11
0.10	1.7×10^{19}	7.5	0.3	N45E	SE	52	N8W	SW	53	3×10^{-4}	7.53 ± 0.26
0.066	1.3×10^{19}	20	0.5	N50E	NW	37	N70W	SW	69	2×10^{-5}	5.73 ± 0.24
0.039	1.4×10^{20}	1054	15.7	N45E	SE	64	N50W	NE	79	3×10^{-5}	62.61 ± 2.46
0.045	1.6×10^{19}	79	1.4	N60E	SE	81.5	N80W	NE	10	2×10^{-4}	7.20 ± 0.08
0.097	2.2×10^{19}	10	0.4	N68E	SE	89.5	N20W	SW	11	1.8×10^{-4}	9.54 ± 0.19
0.072	6.9×10^{19}	81	2.2	N75E	NW	72	N8W	NE	70.5	8×10^{-6}	30.41 ± 0.08
0.10	6.1×10^{19}	27	1.0	N39E	SE	68	N26W	SW	41	4×10^{-3}	28.84 ± 3.24
0.067	4.6×10^{19}	61	1.6	N82E	NW	78	N3W	NE	70	8×10^{-6}	20.07 ± 0.034
0.19	4.3×10^{20}	27	2.0	N43E	SE	88	N47W	SW	83	6.6×10^{-5}	186.25 ± 4.92
0.11	2.5×10^{20}	83	3.5	N38E	NW	61	N58W	SW	79	9×10^{-6}	111.15 ± 1.90
0.16	3.7×10^{20}	39	2.4	N42E	NW	70	N53W	SW	84	6.9×10^{-5}	160.95 ± 5.96
0.088	2.8×10^{19}	18	0.6	N68E	SE	81.5	N22W	SW	83	9×10^{-6}	12.13 ± 0.10
0.085	2.3×10^{19}	16	0.5	N47E	SE	27	N38W	SW	88	3.4×10^{-3}	10.07 ± 0.90
0.10	1.1×10^{20}	47	1.8	N50E	SE	62	N42W	NE	89	1.7×10^{-5}	46.80 ± 1.46
0.072	1.2×10^{19}	14	0.4	N6E	NW	33	N87W	SW	88.5	2.6×10^{-4}	5.46 ± 0.066
0.086	2.9×10^{19}	20	0.7	N63E	SE	60	N49W	NE	57	8.6×10^{-5}	12.85 ± 0.46
0.045	1.2×10^{20}	566	9.7	N52E	NW	82	N40W	SW	78	9.2×10^{-6}	50.50 ± 0.46
0.088	1.3×10^{19}	8.1	0.3	N70W	NE	68	N22W	SW	30	7.9×10^{-3}	5.55 ± 0.32

应力降的测值中有几个偏值较高，究其原因可能有二：其一，由于这类小地震的震源尺度均处于相应半周期的低值控制区内，对半周期的变化非常“敏感”（尤其在低 Q 值时），因此其测值的任何偶然偏小均有可能导致震源尺度下降，从而使应力降计算值明显偏高。其二，由于库区的介质特性很不均匀，有些实际发生在品质因数较高部位的小地震，取 Q 值平均的结果亦将导致其震源尺度测值偏小，从而使应力降升高。不过，总的看来，本区介质的平均 Q 值较低，而应力降较高；这对库坝区小震的密集、频繁而且衰减缓慢，也许起了一定作用。

六、讨 论

介质的品质因数，是震源参数测定的基础，因此，无论对单独考虑一个地区的介质状况，抑或为进一步研究该地区的小震震源特征，都是十分重要的。本文测到的新丰江库区 Q 值表明，在库区不同方向和部位，介质特征有较大差异。根据A, B两组震源测得的结果，进一步显示在大坝附近（新港与中心台之间） Q 值将更低（小于266）。反之，在库区 L_c , L_d 两条测线范围所测 Q 值最高。这表明，该方向的介质状况或许确系如此，但是，由于测定距离的增大，亦可能不无影响。因为，当 Q 值不变，随着观测距离的增加，特别是在大震源距时，由理论计算的介质-仪器响应宽度与实际小震的观测结果不尽一致（强吸收下的理论计算宽度可能偏大）。因此，一般说来，使用远距离台站记录测得的 Q 值，将有可能

偏高。

采用 P 波初动宽度测定震源尺度的方法，在小震源尺度范围内的测定精度和可靠性将大为降低。特别在低 Q 值情况下，由于在一定的测量初动宽度中，介质的贡献较之震源的贡献大得多，因此测定的可靠性尤低。尽管如此，在我们同时使用四个台资料的测定结果中，仍然显示出相当程度的一致性。因此，使用多台测定结果的平均值，可靠性必相应提高。

由于震源尺度的大小，严重影响应力降的测值（与 a^{-3} 成比例），因此，可以想见，在小尺度震源范围内，由于震源尺度测定不准所导致的应力降的偏差将大为增加。

地震矩的大小（或者说地震“强度”），直接影响各观测点的测量幅值，但是，在给定的模式中，严格说来只取决于各观测点的 \bar{P} 折算振幅与幅射图型因子之比 $(\epsilon_i / \mathcal{R}_i)$ 。因此，采用球面上震源节面拟合后的这一比值计算地震矩，可靠程度将相应提高。换言之，由于所得地震矩同时满足不同观测点的不同观测幅值，因此对一定震级大小的地震，其测定结果将不致偏离很大。

在测定了介质的 Q 值和地震震源尺度的基础上，采用折算振幅比求解震源机制的方法，无疑受 Q 值和震源尺度的影响较小。但是，如果完全不考虑介质吸收及仪器暂态特性的影响，简单假定诸观测点的 f_0 值相等，则由此得到的结果则大相径庭。根据表 3 所列 20 个任意选取的小震震源机制解表明，本文所得结果是较为可信的。从断层面的滑动性质看，其中走滑型为 13 个（占 65%），倾滑型 5 个（占 25%），其余 2 个视节面性质而定。从每个小震显示的主压应力轴的走向看，虽然在紧靠大坝附近有一定分散，但全区总的趋势仍以北西到北北西走向为主。以上结果均一定程度地反映了这一时期本区震源应力场的主要特征^[11]。

江秋云同志参加了本文资料收集工作，谨此表示谢忱。

参 考 文 献

- [1] O'Neill, M. E., and Healy, J. H. Determination of source parameters of small earthquakes from P -wave rise time, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **63**, 599—614, 1973.
- [2] 陈运泰、林邦慧、李兴才、王妙月、夏大德、王兴辉、刘万琴、李志勇，石棉、巧家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**, 206—231, 1976.
- [3] 林邦慧、李志勇、魏富胜，京津地区 Q 值及其平均应力降的分布特征，*地球物理学报*，**25**, 344—351, 1982.
- [4] 斯雅敏、陈运泰、于新昌，唐山地震余震的震源参数及地壳的品质因数，*地震学报*，**4**, 62—67, 1982.
- [5] Haskell, N. A. Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagation fault, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **54**, 1811—1841, 1964.
- [6] 陈运泰、王妙月、林邦慧、刘万琴，中、小地震体波的频谱和纵、横波拐角频率比，*科学通报*，**21**, 414—418, 1976.
- [7] Aki, K. and P. G., Richards, *Quantitative Seismology*, 804, W. H. Freeman and Company, San Francisco, 1980.
- [8] 陈培善、卓钰如、金严、王志刚、黄伟、李文秀、胡荣胜，唐山地震前后京津唐张地区的应力场，*地球物理学报*，**21**, 34—57, 1978.
- [9] 周克森，DSL-1 型流动地震仪的动态特性研究，*西北地震学报*，**6**, 80—88, 1984.
- [10] 王妙月、杨懋源、胡毓良、李自强、陈运泰、金严、冯锐，新丰江水库地震的震源机制及其成因初步探讨，*中国科学*，**1**, 85—97, 1976.
- [11] 陈益明，新丰江水库地震及其小震震源机制的研究，*华南地震*，**2**, 1—8, 1982.

SIMULTANEOUS DETERMINATION OF SOURCE PARAMETERS AND SOURCE MECHANISM OF SMALL EARTHQUAKES

ZHOU KESEN

(Seismological Bureau of Guangdong Province)

Abstract

Using a model of circular shear dislocation with the propagation medium non-uniform crack and considering the unit-impulse response of the propagation medium-seismograph system, the amplitudes and half period of the first arrival of P waves radiated in various directions are calculated in this paper. We have as well given a few sets of theoretical curves by which source parameters are determined. Based on the Q value obtained from the first quarter period of the initial P arrival and the fault-plane solution fitted by the focal sphere, a method of simultaneous determination of source parameters and mechanism solutions of small earthquakes is presented. In this method, the source parameters as well as the focal mechanism for individual small earthquakes are obtained by including focal mechanism as part of the parameters to be determined, and by taking its effect on the other parameters into account. Analysis and tests on the data of small earthquakes collected from four seismic stations in the Xinfengjiang reservoir region show that the mean quality factor of the medium is about 450, the seismic moment being 10^{19} — 10^{20} dyn·cm and the mean stress drop being 35 bar or so; besides, the fault-plane solutions represent the principal characteristics of tectonic stress field in this region.