

刘博研, 史保平. 远场地震波辐射能计算以及对近断层地面运动的约束. 地球物理学报, 2011, **54**(10): 2597~2605, DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.10.017

Liu B Y, Shi B P. The calculation of far-field radiated seismic energy and constraint on near-field ground motion. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2011, **54**(10): 2597~2605, DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.10.017

远场地震波辐射能计算以及对近断层地面运动的约束

刘博研, 史保平

中国科学院研究生院, 北京 100049

摘 要 从圆盘断层模型出发, 根据地震波能量表象定理推导出了滑移弱化过程中远场 S-波辐射能表达式, 并同已有的动力学模型作了比较. 结果表明, 得到的模型能量值或视应力的取值强烈地依赖于断层上的动态、静态应力降和破裂传播速度, 而破裂速度则对应了断层带模型中断层破坏过程所耗散的能量. 动摩擦应力上调和应力下调力学机制在能量求解中得到了充分考虑, 弥补了 D-模型和 M-模型的不足. 结合近断层滑移所作的功或应变能的释放, 得到了近场能量辐射的一般表达式, 并讨论了其物理意义以及对近断层强地面运动预测的潜在意义. 采用近场地震波辐射能同加权滑移速率的关系, 给出了估算近断层质点运动速度的近似解, 由此计算了 2008 年 5 月 12 日 $M_w 7.9$ 中国汶川地震和 1999 年 9 月 21 日的 $M_s 7.6$ 中国台湾集集地震的加权滑移速率, 结果同早期 Brune 模型给出的瞬态解和近断层台站的真实记录相似. 需要强调的是, 所得能量解可应用于对未来强地面运动预测新的物理约束参数. 如果对真实地震远场能量求解达到相当的精度, 则对未来强地面运动模拟中包括地震矩、静态和动态应力降在内的物理参数选取就可以给出一个合理的估计.

关键词 滑移弱化, 地震波辐射能, 视应力, 应力降, 加权滑动位移

DOI: 10.3969/j.issn.0001-5733.2011.10.017

中图分类号 P315

收稿日期 2010-08-31, 2011-08-24 收修定稿

The calculation of far-field radiated seismic energy and constraint on near-field ground motion

LIU Bo-Yan, SHI Bao-Ping

Graduate University, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract For a circular fault model, we re-derive the mathematical expression for calculating the far-field radiated S-wave energy based on the slip-weakening model. Radiated energy and apparent stress depend on the static and dynamic stress drop, as well as the rupture velocity for Madariaga model; while the rupture velocity corresponds to the dissipated energy in the fault rupture process of fault zone models. Fault frictional overshoot and undershoot mechanisms described by slip-weakening constitutive relation are involved in the consideration of estimate of radiated energy without any assumption. Combined with near-fault work associated with permanent deformation of the medium due to fault slip, we also propose a new technique to restrain the bound of peak ground velocity (PGV) and peak ground acceleration (PGA), respectively. Take 2008 $M_w 7.9$

基金项目 中国科学院知识创新工程重要方向项目 (KZCX2-YW-Q08-2) 和北京市科委首都圈固体地球可视化及地震危险性分析 (Z08050602940801) 课题资助.

作者简介 刘博研, 女, 生于 1983 年, 博士生. 主要从事震源物理和强地面运动方向的研究. E-mail: liuboyan_lby@msn.com

Wenchuan earthquake and 1999 M_s 7.6 Chichi earthquake as examples, with a comparison to the McGarr and Fletcher approach and Brune model, we found that the values of near-fault particle velocities we obtained for these two earthquakes are generally smaller and closer to the values derived from real data. In other words, if the far-field energy solution can reach a considerable accuracy, it would be a straightforward way to constrain the near-fault ground motion or to estimate source parameters including rupture speed, static and dynamic stress drops.

Keywords Slip-weakening, Radiated seismic energy, Apparent stress, Stress drop, Slip-weighted average slip rate

1 引言

对于了解地震断层破裂过程来说,地震波辐射能 E_s 和标量地震矩 M_0 是两个重要的震源物理参数.前者为一个动态量,给出了断层破裂过程中地震波辐射能量的大小;后者则同断层破裂尺度和滑移大小相关. E_s 与 M_0 的比值乘以剪切模量 μ 称为视应力 σ_a . σ_a 的物理意义是单位面积单位滑动位移下地震波辐射能的大小.对于一个圆盘断层模型,通过求解断层的动态破裂过程,远场 S-波辐射能量可表达为^[1,2]:

$$E_s = \frac{\pi \Delta \sigma_d^2}{3\mu} a^3 \left[\rho_0 \left(2 - \frac{\Delta \sigma_s}{\Delta \sigma_d} \right) - g(v_R) \right], \quad (1)$$

其中 $\Delta \sigma_s$, $\Delta \sigma_d$ 和 v_R 分别是静态应力降、动态应力降和破裂速度; a 为圆盘的半径; μ 为剪切模量; $g(v_R)$ 是一个与断层面上滑移速率相关的无量纲的参数^[1],表达了断层动态破裂过程中破裂能(表面能)所占份额; $E_t = \int_{\Sigma} 2\gamma_{\text{eff}} d\Sigma = \frac{\pi \Delta \sigma_d^2}{3\mu} a^3 g(v_R)$. $\pi \Delta \sigma_d^2 a^3 / 3\mu$ 为静态应变能释放率. $\rho_0 = 1$ 和 1.52 分别对应于 D-和 M-模型^[2]. D-和 M-模型都为准动态模型.两模型的不同之处在于都假设了单一的破裂速度,且破裂从圆盘的中心沿径向传播.其主要的区别在于对断层面上破裂过程的描述,即破裂模式存在不同.对 D-模型,破裂面每点的愈合发生在破裂前缘的质点运动开始减速(Deceleration)的时刻,而对 M-模型而言,则为当破裂到达断层边缘(圆盘模型中半径等于 a 时),破裂前缘发生突然停止,断层内部各点的滑移停止则依赖于断层边缘停止相 P-波的到达.因此,整个断层面上的平均滑动位移一般为 D-模型中平均滑动位移的 1.52 倍.如果动态和静态地震矩守恒,那么对 M-模型而言, $\Delta \sigma_s / \Delta \sigma_d > 1$, 对应了动摩擦应力上调机制^[3],而对 D-模型而言, $\Delta \sigma_s / \Delta \sigma_d < 1$, 对应了动摩擦应力下调机制^[4,5].对公式(1)的推导,

Madariaga^[1]采用了常数动摩擦应力模型:即假设在断层滑动过程中,动摩擦应力是一个常数 $\sigma_d = \sigma_t$.考虑到动态和静态地震矩守恒:

$M_0 = 7/16 \Delta \sigma_s a^3 = 2\pi/3 \Delta \sigma_d a^3 C(v_R/\beta) / (v_R/\beta) \rho_0$, 那么有

$$\Delta \sigma_s / \Delta \sigma_d = (7\pi/24) C(v_R/\beta) / (v_R/\beta) \rho_0,$$

其中, $\rho_0 = 1.52$, $C(v_R/\beta)$ 为 Kostrov 函数,在 $v_R/\beta = 0.6, 0.75$ 和 0.9 时, $C(v_R/\beta)$ 分别等于 0.59, 0.71 和 0.82, 所以 $C(v_R/\beta) / (v_R/\beta)$ 永远小于 1.

假设 a 为圆盘模型的半径,将一个圆盘分成五个同心圆环,每一个圆环的宽度为 $a/5$. 在 $v_R/\beta = 0.9$ 的情况下, M-模型和 D-模型的每一个圆环所对应的平均滑动速率和滑动位移函数由图 1a 和 1b 所示.图 1c 为由 Brune^[4]模型给出的平均滑动位移速率和滑动位移函数.

比较图 1a 和 1b, M-模型得到的断层面上的平均滑移速率和平均滑动位移大于 D-模型的. 而将 M-模型、D-模型同图 1c 的 Brune^[4]模型进行比较可知, Brune 给出的平均滑移速率结果远小于 M-模型和 D-模型的值,但是平均滑动位移的值相差不大. Brune 模型在观测地震学中广泛用于对震源参数的求解,但所得到的断层几何尺度,如圆盘断层模型的半径,往往大于由 M-模型或 D-模型所获得的结果.

实际的断层动态破裂过程是非常复杂的. 动态滑移过程可能对应了动摩擦应力上调、下调或完全应力降. 因此对应不同的模型来讲,能量的辐射值或视应力 σ_a 相差较大. 因此,对能量而言,我们需要在适当的破裂模型下给出统一的表达式,以便用于对能量大小的界定和对近场强地面运动的约束.

Brune 和 Thatcher^[6]在对 1999 年集集地震的讨论中指出,远场视应力与近场视应力相差几倍. 近场和远场能量之比高达 10, 从而推测大部份能量未能辐射至远场,可能在断层附近耗散. 其物理机制则同逆冲断层的空间几何不对称相关,断层上盘的能量被陷于上盘,造成上盘的剧烈震动^[6].

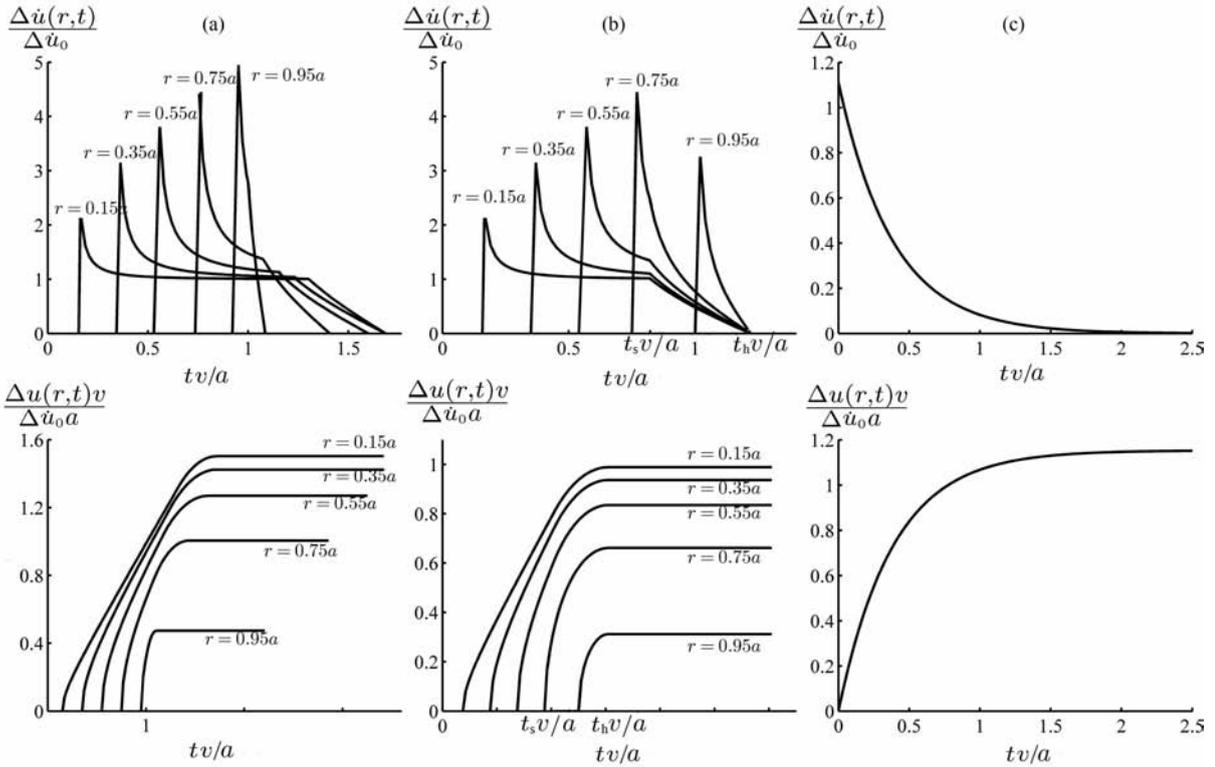


图 1 (a) M-模型每一个圆环所对应的平均滑动速率和滑动位移函数。 v 是初始破裂速度, a 是最终破裂半径, v_R 是破裂速度, t 是时间, $\Delta\dot{u}_0$ 是初始滑移速率, $\Delta\dot{u}$ 是滑移速率。取 $v_R/\beta=0.9$, 在时间 $t_s(r)$ 之前图形是自相似的, $t_s(r)$ 表示 P 波停止相位的到时函数。曲线的拐点就是其到时, 预示着断层开始愈合; (b) D-模型每一个圆环所对应的平均滑动速率和滑动位移函数, 在时间 $t_s = 0.82a/v$ 之前图形是自相似的, 之后断层开始减速, 直到 $t_h = 1.22a/v$ 时整个断层滑动愈合。但是, 在 $r = 0.95a$ 时破裂前缘存在延迟; (c) 由 Brune^[4] 模型给出的平均滑动位移速率和滑动位移函数

Fig. 1 (a) Plots of the relative slip velocity and slip, for the M-model. v is initial rupture velocity, a is final fault radius, v_R is rupture velocity, t is time, $\Delta\dot{u}_0$ is initial particle velocity, $\Delta\dot{u}$ is particle velocity. $v_R/\beta=0.9$, at five different radii. The motion at each radius is self-similar until $t_s(r)$, which is the arrival time of the P-wave stopping phase. The corners in the slip velocity mark this arrival time; (b) Plots of the relative slip velocity and slip, for the D-model at five different radii. The motion at each radius is self-similar until $t_s = 0.82a/v$, when the fault begins to decelerate. The slip heals over the entire fault surface at $t_h = 1.22a/v$. Note the delay of the rupture front arrival for $r=0.95a$; (c) Plots of the relative slip velocity and slip, for the Brune-model^[4]

McGarr 和 Fletcher^[7] 则基于 Madariaga^[1] 的远场地震波辐射能表达式(1), 给出了当破裂速度为 0.6β 、 0.75β 和 0.9β 时, 得到远场与近场地震波辐射能比为 0.11 、 0.22 和 0.35 。也就是说, 有多于 $2/3$ 的能量以永久形变的方式集中在近场。由于 Madariaga^[1] 是把摩擦应力 σ_d 当做最终摩擦应力 σ_f , 只考虑应力上调的情况, 而且 $g(v_R)$ 表达式复杂, 不可连续求解, 所以 McGarr 和 Fletcher^[7] 得到的结果也存在明显的局限性。

本文主要基于断层带模型(Fault Zone Model)中常用的简单滑移弱化准则, 在考虑破裂能的情况下, 推导出远场 S-波辐射能量公式, 并同 M-模型和 D-模型进行了对比。结合近断层的断层运动所做的功, 将其运用到近场地震波辐射能量的求解过程中,

我们得到了近场能量解并同 McGarr 和 Fletcher^[7] 得到的值进行比较。利用近场地震波辐射能与加权滑动速率的关系对汶川地震和集集地震的实例做近场平均滑动速率的估计。从而, 对强地面运动的研究过程给予速度参数约束。

2 模型

S-波能量辐射方程可表达为^[8]：

$$E_S = \frac{1}{2} \int_{\Sigma} (\sigma_{ij}^0 + \sigma_{ij}^1) \Delta u_i v_j dS - \int_0^T dt \int_{\Sigma(t)} \sigma_{ij} \Delta \dot{u}_i v_j dS + \frac{1}{2} \int_{S_0} (\sigma_{ij}^0 - \sigma_{ij}^1) \Delta u_i n_j dS - \int_{\Sigma} 2\gamma_{\text{eff}} dS, \quad (2)$$

其中, σ_{ij}^0 和 σ_{ij}^1 分别为初始应力和终止应力, σ_{ij} 为瞬

态应力, $\Delta \dot{u}_i$ 是滑动速率, Δu_i 为滑动位移, Δu_i^1 是最终滑动位移, Σ 为断层面积, T 为滑动过程所经历的时间, S_0 是包含断层面的一个封闭曲面, v_j 和 n_j 为作用于断层面 Σ 和 S_0 的单位方向矢量, γ_{eff} 为有效表面能. 如果 S_0 远离震源区, 即封闭曲面的半径远大于断层的特征尺度, $r \gg L$, 则公式(2)中右侧第三项可以忽略. 分部积分后则有:

$$E_S = \frac{1}{2} \int_{\Sigma} (\sigma_{ij}^0 - \sigma_{ij}^1) \Delta u_i v_j dS + \int_0^T dt \int_{\Sigma(t)} \dot{\sigma}_{ij} \Delta u_i v_j dS - \int_{\Sigma} 2\gamma_{\text{eff}} dS, \quad (3)$$

公式(3)中的第二项可写为 $\tau_i^0 = \sigma_{ij}^0 n_j^0$ 和 $\tau_i^1 = \sigma_{ij}^1 n_j^1$:

$$\int_0^T dt \int_{\Sigma(t)} \dot{\sigma}_{ij} \Delta u_i v_j dS = \int_{\Sigma} dS \int_0^T \dot{\tau}_i \Delta u_i dt = \int_{\Sigma} dS \left(\tau_i^1 \Delta u_i^1 - \int_0^{\Delta u_i^1} \tau_i d\Delta u_i \right). \quad (4)$$

假设动摩擦应力满足 $\tau_i = \tau_f$ 为一个常数, 即有

$$\int_{\Sigma} dS \left(- \int_0^{\Delta u_i^1} (\tau_i - \tau_i^1) d\Delta u_i \right) = \int_{\Sigma} dS \left(- \int_0^{\Delta u_i^1} (\tau_i - \tau_i^1) d\Delta u_i \right),$$

从而又回到 Madariaga^[1] 的公式(1). 而基于圆盘模型, 并采用简化的滑移弱化准则, 如图 2, 即当 $\Delta u_i \leq D_C$ 时, $\tau_i = \tau_p - (\tau_p - \tau_f)/D_C \Delta u_i$; 当 $\Delta u_i > D_C$ 时, $\tau_i = \tau_f$ 为一个常数. 我们可以得到不依赖于模型的远场地震波辐射能的计算公式:

$$E_S = \frac{\pi \Delta \sigma_d^2}{3\mu} a^3 (2 - \Delta \sigma_s / \Delta \sigma_d) - E_G. \quad (5)$$

如果动摩擦应力上调或者下调发生, 破裂能 $E_G =$

$\pi a^2 (\sigma_p - \sigma_f) D_C / 2$ 可由图 2 的三角形面积给出, 其中 σ_p 为屈服应力, D_C 为滑动弱化位移. 进一步, Kanamori 和 Rivera^[9] 给出辐射效率 η 可直接同破裂速度 v_R 相联系, 有

$$\eta = \frac{E_S}{E_S + E_G} = 1 - g_1(v_R) = 1 - \frac{1 - v_R/C_R}{\sqrt{1 - v_R/\beta}},$$

其中, $g_1(v_R)$ 为 II 型破裂模型参数. 那么由 $M_0 = 7/16 \Delta \sigma_s a^3$, 公式(5)可写为:

$$E_S = \frac{7\pi M_0 \Delta \sigma_s}{48\mu} \left(\frac{\Delta \sigma_d}{\Delta \sigma_s} \right)^2 (2 - \Delta \sigma_s / \Delta \sigma_d) [1 - g_1(v_R)], \quad (6)$$

公式(6)的优越性在于, E_S 的求取过程不依赖于 M-模型或 D-模型, 它不仅是与 v_R/β 和 $\Delta \sigma_s/\Delta \sigma_d$ 相关的连续函数, 还适用于完全应力降、应力下调和应力上调的情况. 而且, v_R/β 与 $\Delta \sigma_s/\Delta \sigma_d$ 的取值是相互独立的. 表 1 给出了在 v_R/β 为 0.6β 、 0.75β 和 0.9β 时 $g(v_R)$ 与 $g_1(v_R)$ 的取值.

当断层破裂时, 近断层运动包含了造成永久形变所做的功以及伴随的高频能量辐射. 那么近场能

表 1 在 v_R/β 为 0.6β 、 0.75β 和 0.9β 时, $g(v_R)$ 与 $g_1(v_R)$ 的取值

Table 1 When v_R/β is 0.6β , 0.75β and 0.9β , the value of $g(v_R)$ and $g_1(v_R)$

| v_R/β | $g(v_R)$ | $g_1(v_R)$ |
|-------------|----------|------------|
| 0.6 | 0.72 | 0.55 |
| 0.75 | 0.54 | 0.37 |
| 0.9 | 0.21 | 0.07 |

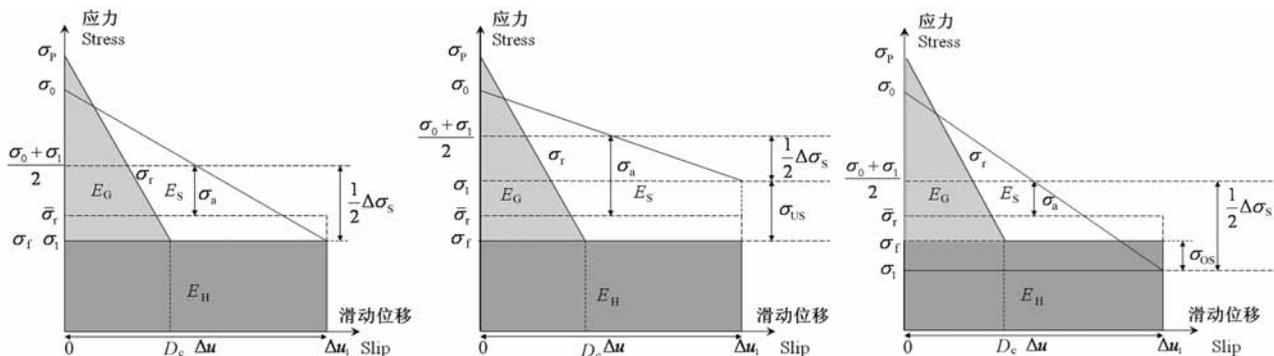


图 2 三种应力状态下的能量分配图

(a) 完全应力降模式; (b) 应力下调模式; (c) 应力上调模式. 其中, σ_p 为屈服应力, σ_0 和 σ_1 分别为初始应力和终止应力, σ_f 为最终滑动摩擦应力, σ_r 为破裂过程中滑动摩擦应力, $\bar{\sigma}_r$ 为平均滑动摩擦应力, σ_{US} 为应力下调模式下最终应力与滑动摩擦应力之差, σ_{OS} 为应力上调模式下滑动摩擦应力与最终应力之差.

Fig. 2 Energy partitions based on three kinds of stress model

(a) Total stress drop; (b) Undershoot; (c) Overshoot model. In which, σ_p indicates the strength of fault, σ_0 and σ_1 are the initial and final shear stresses applied on the fault, respectively. σ_f and σ_r are the final dynamic frictional and resisting stresses, respectively. $\bar{\sigma}_r$ is the average frictional stress, σ_{US} is the difference between σ_1 and σ_f for undershoot. σ_{OS} is the difference between σ_f and σ_1 for overshoot.

量 E_{nf} 可以表达为 $E_{nf} = E_s + W$. 对于圆盘断层而言, $W = \pi a^2 \Delta\sigma_s \Delta\bar{u}/2$ 为断层准动态的从 0 滑动到平均最终位移 $\Delta\bar{u}$ 的近场能量, 其中: $\Delta\bar{u} = 16\Delta\sigma_d a / (7\pi\mu)$ [10]. 由于服从滑移弱化准则, 按照图 2 的能量分配关系可得 $\Delta\sigma_d = \sigma_a + 1/2\Delta\sigma_s$, 因此有:

$$W = \frac{1}{2} \frac{M_0}{\mu} \left(\sigma_a + \frac{1}{2} \Delta\sigma_s \right). \quad (7)$$

因此, 近场总能量应为:

$$E_{nf} = E_s + W = \frac{7\pi M_0 \Delta\sigma_s}{48\mu} \left(\frac{\Delta\sigma_d}{\Delta\sigma_s} \right)^2 (2 - \Delta\sigma_s / \Delta\sigma_d) \times [1 - g_1(v_R)] + \frac{1}{2} \frac{M_0}{\mu} \left(\sigma_a + \frac{1}{2} \Delta\sigma_s \right), \quad (8)$$

而远场与近场能量之比为:

$$f_{sw} = \frac{E_s}{E_{nf}} = \frac{\sigma_a}{3/2\sigma_a + 1/4\Delta\sigma_s}, \quad (9)$$

由此可见, 远场与近场能量比值不依赖于动态应力降, 也不依赖于破裂速度的大小, 仅仅与远场视应力 σ_a 和静态应力降 $\Delta\sigma_s$ 有关. 从简单滑移弱化准则得到的 W 结果比 McGarr 和 Fletcher [11] 的更简洁, 且不依赖于破裂速度的选取. 公式(9)与 McGarr 和 Fletcher [11] 由 M-模型和 D-模型的 $f_{M\&D} = \sigma_a / (\sigma_a + 1/2\Delta\sigma_s)$ 具有相似的形式, 只是分母上略有差别. 对于许多大地震能量辐射大小的统计结果表明, 如果远震能量估计是准确的, $\Delta\sigma_s / \sigma_a$ 约为 $10^{[12]}$. 可以求得 $f_{M\&D} = 17\%$, $f_{sw} = 25\%$. 而对于 $\Delta\sigma_s / \sigma_a$ 为 $3^{[12]}$ 时, $f_{M\&D} = 40\%$, $f_{sw} = 44\%$. 由此可见, f_{sw} 和 $f_{M\&D}$ 得到了比较相似的结果. 表 2 和表 3 给出了当 v_R/β 为 0.6 β 、0.75 β 和 0.9 β 时, f_{sw} 与 f_M 和 f_D 的计算结果.

表 2 M-模型与滑移弱化模型所得到的远场与近场地震波辐射能之比的关系

Table 2 The radiated energy ratio of far field and near field for M-model and slip weakening model

| v_R/β | $\Delta\sigma_s/\Delta\sigma_d$ | f_M | f_{sw} |
|-------------|---------------------------------|-------|----------|
| 0.6 | 1.37 | 0.11 | 0.2 |
| 0.75 | 1.32 | 0.22 | 0.27 |
| 0.9 | 1.27 | 0.35 | 0.36 |

表 3 D-模型与滑移弱化模型所得到的远场与近场地震波辐射能之比的关系

Table 3 The radiated energy ratio of far field and near field for D-model and slip weakening model

| v_R/β | $\Delta\sigma_s/\Delta\sigma_d$ | f_D | f_{sw} |
|-------------|---------------------------------|-------|----------|
| 0.6 | 0.9 | 0.30 | 0.42 |
| 0.75 | 0.87 | 0.42 | 0.48 |
| 0.9 | 0.83 | 0.56 | 0.54 |

从表 2 和表 3 中可以看出, 对于 f_M 和 f_D 模型, v_R/β 的值决定了 $\Delta\sigma_s/\Delta\sigma_d$ 的值, 而且在 M-模型中, $\Delta\sigma_s/\Delta\sigma_d$ 的值永远大于 1, 对应于动摩擦应力上调情况. 而在 D-模型中, $\Delta\sigma_s/\Delta\sigma_d$ 的值永远小于 1, 对应于动摩擦应力下调情况. 而我们所求得的远场地震波辐射能不依赖于模型的选取. 为了与 M-模型和 D-模型作比较, 我们也取 $v_R/\beta = 0.6, 0.75, 0.9$ 三种情况和 $\Delta\sigma_s/\Delta\sigma_d$ 与之对应的值. 从表 2 和表 3 中可以看出当 $\Delta\sigma_s/\Delta\sigma_d > 1$ 时, f_M 取值小, f_{sw} 也相应较小; 而当 $\Delta\sigma_s/\Delta\sigma_d < 1$ 时, f_D 取值大, f_{sw} 也相应较大. 但从总体上说, f_{sw} 比 f_M 和 f_D 值略微偏大一些, 当 v_R/β 接近 0.9 时得到的结果几乎相等. 说明目前我们的方法对于近场地震波辐射能的估计相对保守一些.

从图 3 中可以看出, 利用滑移弱化准则得到的是连续函数, 而且 $\Delta\sigma_s/\Delta\sigma_d$ 的值不依赖于破裂速度. 而 M-模型和 D-模型给出的数值有限, 对于其他的破裂速度无法给出结果.

在时间域上, 对近场能量的估算也可用近场平均质点运动速度来表示 [13]:

$$E_{nf} = \int dA \rho \beta \int \dot{D}(t)^2 dt / 2 = \int dA \rho \beta \bar{D} \langle \dot{D} \rangle_D / 2. \quad (10)$$

公式(10)是对断层面积 A 和时间 t 的积分. ρ 是介质密度, β 是剪切波速度, $D(t)$ 是依赖于时间的滑动位移. 定义加权滑动速率或近断层质点速度 $\langle \dot{D} \rangle_D = \frac{1}{D} \int \dot{D}(t)^2 dt$, 其中 \bar{D} 是平均滑移. 由此, 由公式(9)和公式(10)可得:

$$\langle \dot{D} \rangle_D = \frac{2\sigma_a}{f(v_R)\rho\beta} = \frac{\beta}{\mu} (3\sigma_a + \frac{1}{2}\Delta\sigma_s), \quad (11)$$

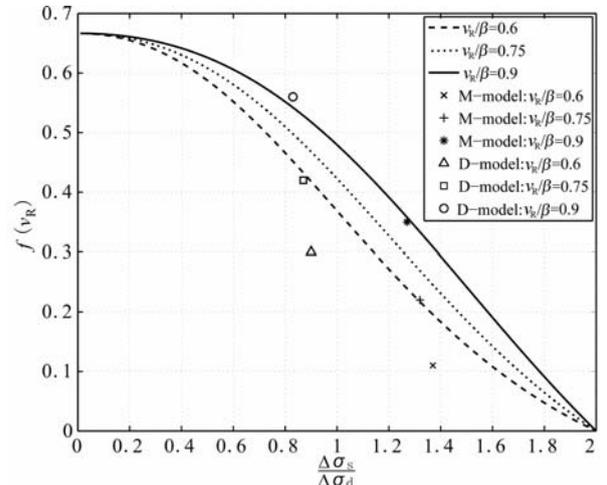


图 3 不同的破裂速度和应力降比时的远场近场辐射能之比
Fig. 3 The radiated energy ratio of far field and near field for different rupture velocity and stress drop

公式(11)在形式上不依赖于破裂速度和动态应力降,如果远场辐射能量或视应力 σ_a 以及断层上的静态应力降 $\Delta\sigma_s$ 给定,那么由公式(11)可估算断层的加权滑动速率或近断层质点速度. 公式(11)可用于对近断层强地面运动的速度参数给出定量化的约束.

3 计算实例

(1)以汶川地震为例,通过视应力 σ_a 和静态应力降 $\Delta\sigma_s$ 来计算加权滑动速率. 2008年5月12日四川省汶川县发生了 $M_s 8.0$ 地震,震源位于映秀镇 ($31.0^\circ\text{N}, 103.4^\circ\text{E}$). 而就在汶川地震发生前一周的5月6日,中国地震局地壳应力研究所等单位恰好在震区北端青川断裂带内部和断裂下盘的四川盆地里完成了四个测孔的水压致裂绝对应力测量,测孔深度400余米. 震前,应力从四川盆地向龙门山断裂带逐渐增大,龙门山断裂带内观测点在408~418 m深处附近的最大主压应力为21.8~21.9 MPa. 震后,发震断裂附近的观测点390~420 m深度段的主压应力为15.7~16.0 MPa^[14],汶川地震主断层是一次以逆冲为主、兼具小量右旋走滑分量的断层. 但由于断裂倾角近地表较大,约为 $60^\circ\sim 70^\circ$ 甚至直立,而随深度向下逐渐变缓^[15],取 60° 倾角作为研究参数计算得到震前、震后剪应力分别为6.58 MPa和3.98 MPa,由此得到应力降 $\Delta\sigma_s$ 约为2.60 MPa. 根据王卫民等^[16]反演得到的平均位错量2.23 m,利用斯达尔的泊松体模型 $\Delta\sigma_s = 8\mu D / (3\pi a)$,其中 μ 取 $3.0 \times 10^{10} \text{ N/m}^2$,断层特征尺度 $a = 22 \text{ km}$. 求得 $\Delta\sigma_s$ 为2.58 MPa. 地震矩 M_0 是USGS给出的 $7.6 \times 10^{20} \text{ N}\cdot\text{m}$,辐射能 E_s 是 $1.4 \times 10^{16} \text{ N}\cdot\text{m}$,由此求得的视应力 $\sigma_a = 0.55 \text{ MPa}$, $\Delta\sigma_s$ 取2.6 MPa,根据公式(11)可以得到 $\langle \dot{D} \rangle_D$ 约为30 cm/s.

由于绵竹清平台站位于近断层5 km处,所以利用兰景岩等^[17]给出的绵竹清平强震记录质点速度(如图4)和王卫民等^[16]反演得到的平均位错量2.23 m,可以由

$$\langle \dot{D} \rangle_D = \frac{1}{D} \int \dot{D}(t)^2 dt$$

得到汶川地震近断层的加权滑动速率或近断层质点速度,考虑到土壤层的放大效应,获得 $\langle \dot{D} \rangle_D$ 约为42 cm/s. 由于地震的高频辐射通常难以估计,所以地震波辐射能 E_s 的估计可能相差2~3倍^[11]. 那么加权滑动速率 $\langle \dot{D} \rangle_D$ 的估计也可能相差1~2倍.

Brune^[4]基于 $\Delta\dot{u} = \Delta\sigma_a\beta/\mu$ 指出,一个应力降为3 MPa的地震,得到的平均速度大约是30 cm/s. 那么,对于汶川地震来说,得到的加权滑动速率的结果比较符合真实情况,验证了公式(11)的有效性和实用性.

(2)1999年9月21日在中国台湾省集集发生了 $M_s 7.6$ 地震. 由于台网密集,我们得到了近断层台站的数据,发现得到的视应力 σ_a 和应力降 $\Delta\sigma_s$ 在断层北部比南部约大10 MPa^[18]. 图5显示了三个近断层台站的位置,其中TCU102位于断层北部区的下盘,距离断层1.2 km;TCU076位于断层南部区下盘,距离断层3.2 km;TCU052位于断层北部区的上盘,距离断层1.8 km^[19]. 图6显示了三分量地表质点运动速率时程曲线. 通过每一个台站的三分量速率可以求得加权滑动速率,同时也可采用公式(11)对其进行估计. 表4给出了每一个台站求得的加权滑动速率 $\langle \dot{D} \rangle$. 根据Hwang等^[18]给出的远场 E_s/M_0 的值约为 5.0×10^{-5} ,可以得到远场视应力 $\sigma_a = 1.5 \text{ MPa}$. 南部地区的平均滑动位移为1.5 m,而北部地区平均滑动位移为8 m^[19]. 从表4可以看出,利用公式(11)求得的加权滑动速率与真实地震记录得到的结果比较一致,也验证了公式(11)的有效性.

表4 集集地震三个台站近断层的加权滑动速率

Table 4 Slip-weighted average slip rate for three near fault station in Chi-Chi earthquake

| 台站 | $\Delta\sigma_s$ (MPa) | $\langle \dot{D} \rangle$ (cm/s) | $\langle \dot{D} \rangle_D$ (cm/s) | $\langle \dot{D} \rangle_M$ (cm/s) |
|--------|------------------------|----------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| TCU102 | 1.9 | 24 | 55 | 49 |
| TCU052 | 20.2 | 138 | 146 | 232 |
| TCU076 | 5.4 | 59 | 72 | 84 |

注: $\langle \dot{D} \rangle$ 为利用三个台站的速度记录求得的加权滑动速率, $\langle \dot{D} \rangle_D$ 为利用公式(11)估计得到的加权滑动速率, $\langle \dot{D} \rangle_M$ 为利用McGarr和Fletcher^[7]估计得到的加权滑动速率. $\Delta\sigma_s$ 为Hwang等^[18]给出的静态应力降.

4 讨论与结论

地震是一个复杂的动态应力变化过程. 由于地下断层几何和物理结构的不确定性,使得我们对断层的形态和展布有着不同的认识. 同一个地震,利用同样台站的数据,不同的学者利用不同的模型给出了不同的断层深度和倾角. 这就造成对静态应力降的估计有所差别. 对于同一子事件求得的静态应力降应该一样,而对于集集地震位于断层上下盘且距断层1~2 km的TCU052和TCU102两个台站得

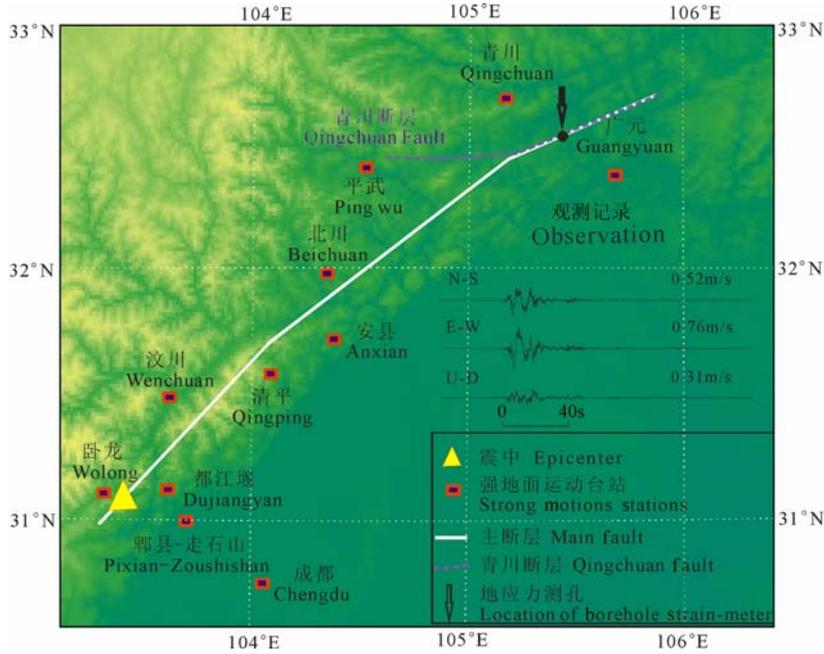


图 4 汶川地震地应力测孔位置以及绵竹清平台站三分量速度记录

Fig. 4 Location of borehole strain and the velocity observation in Mianzhu Qingping in Wenchuan Earthquake

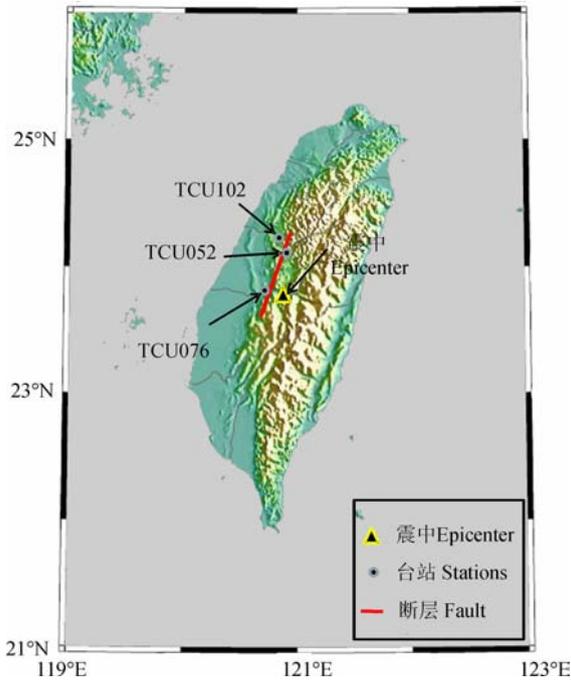


图 5 三个近断层台站的位置
红线代表断层,三角形代表震中位置.

Fig. 5 The three near fault station

The red line and triangle are the fault and the epicenter, respectively.

到的静态应力降却相差甚远,这主要是因为没有考虑逆冲断层的几何不对称性所致.逆冲断层的上盘地表速率通常是下盘的3~4倍^[20].这导致过高估

计上盘的静态应力降.对于逆冲断层几何不对称对地表速率和静态应力降的影响,将在今后的研究中给予讨论.同样,由于方向性的原因,可能在某些台站得到的波形受到叠加,导致振幅增大,这样求得的动态应力降也会增大.此外,还有一些人为的不确定因素,例如不能准确地估计 Brune 模型中圆盘半径等,导致了不能准确求得应力降,而对于地震波辐射能的估计也存在类似的影响因素.

基于能量表象定理和滑移弱化模型,我们推导出了远场地震波辐射能的表达式.它不同于 Madariaga^[1]的表述,而是一个不依赖于模型选取的连续函数.之后,利用圆盘模型,我们估计了在不同的破裂速度、不同的 $\Delta\sigma_s/\Delta\sigma_d$ 时的远场与近场地震波辐射能之比.在 McGarr 和 Fletcher^[11]所讨论的三个特征点上,我们对于近场能量的估计更保守一些.最后,利用近场地震波辐射能量与加权滑移速率之间的关系,可以得到在断层面上加权滑动速率的表达式.该表达式与破裂速度和动态应力降无关.因此,通过视应力 σ_a 和静态应力降 $\Delta\sigma_s$ 就可获得加权滑动速率.以汶川地震和集集地震为例,求得的加权滑动速率与 Brune^[4]给出的结果和台站实测记录基本一致.从而,在未来的强地面运动研究中,我们对速度参数就可以给出一个合理的估计.

图 6 三分量速率曲线

Fig. 6 The three component velocity

参考文献(References)

- [1] Madariaga R. Dynamics of an expanding circular fault. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1976, **66**(3): 639~666
- [2] Boatwright J. A spectral theory for circular seismic sources; simple estimates of source dimension, dynamic stress drop, and radiated seismic energy. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1980, **70**(1): 1~27
- [3] Savage J C, Wood M D. The relation between apparent stress and stress drop. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 1971, **61**(5): 1381~1338
- [4] Brune J N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. *J. Geophys. Res.*, 1970, **75**(26): 4997~5009
- [5] Kanamori H. The radiated energy of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake. In: Abercrombie R, McGarr A, Di Toro G, et al, eds. *Geophysical Monograph*, 170. Washington D C: American Geophysical Union, 2006. 59~68
- [6] Brune J N, Thatcher W. Strength and energetics of active fault zones. *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology*, Academic Press, 2002, 81A: 569~588
- [7] McGarr A, Fletcher J B. A method for mapping apparent stress and energy radiation applied to the 1994 Northridge earthquake fault zone-revisited. *Geophys. Res. Lett.*, 2001, **28**(18): 3529~3532
- [8] Rivera L, Kanamori H. Representations of the radiated energy in earthquakes. *Geophys. J. Int.*, 2005, **162**(1): 148~155
- [9] Kanamori H, Rivera L. Static and dynamic scaling relations for earthquakes and their implications for rupture speed and stress drop. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2004, **94**(1): 314~319
- [10] Scholz C H. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge: Cambridge University Press, 1990
- [11] McGarr A, Fletcher J B. Mapping apparent stress and energy radiation over fault zones of major earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2002, **92**(5): 1633~1646
- [12] Abercrombie R E, Rice J R. Can observations of earthquake scaling constrain slip weakening? *Geophys. J. Int.*, 2005, **162**(2): 406~424
- [13] Anooshehpour A, Brune J N. Frictional heat generation and seismic radiation in a foam rubber model of earthquakes. *Pure Appl. Geophys.*, 1994, **142**(3-4): 735~747
- [14] 郭啟良, 张彦山, 王成虎等. 汶川地震构造断裂带的震前地壳深部原地应力测量. 见: 汶川 8.0 级地震地壳动力学研究专辑. 2009. 256~264
Guo Q L, Zhang Y S, Wang C H, et al. In-situ stress measurement in deep boreholes on the seismic faults before Wenchuan earthquake. In: *Research on the Crustal Dynamics of the Wenchuan M_s 8.0 Earthquake (in Chinese)*. 2009. 256~264
- [15] 张永庆, 谢富仁, Gross S J. 利用 2008 年汶川地震序列获得的震区应力状态. 见: 汶川 8.0 级地震地壳动力学研究专辑, 2009. 265~276
Zhang Y Q, Xie F R, Gross S J. Background stress estimated from 2008 Wenchuan earthquake sequence. In: *Research on the Crustal Dynamics of the Wenchuan M_s 8.0 Earthquake (in Chinese)*. 2009. 265~276
- [16] 王卫民, 赵连峰, 李娟等. 四川汶川 8.0 级地震震源过程.

- 地球物理学报, 2008, **51**(5):1403~1410
- Wang W M, Zhao L F, Li J, et al. Rupture process of the M_s 8.0 Wenchuan earthquake of Sichuan, China. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2008, **51**(5):1403~1410
- [17] 兰景岩, 吕悦军, 彭艳菊等. 汶川 8.0 级强震记录的近断层效应初步分析. 见: 汶川 8.0 级地震地壳动力学研究专辑. 2009. 128~137
- Lan J Y, Lü Y J, Peng Y J, et al. A preliminary analysis on the near-fault effect of strong-motion observations from the M_s 8.0 Wenchuan earthquake, China. In: *Research on the Crustal Dynamics of the Wenchuan M_s 8.0 Earthquake* (in Chinese). 2009. 128~137
- [18] Hwang R D, Wang J H, Huang B S, et al. Estimates of stress drop of the Chi-Chi, Taiwan, Earthquake of 20 September 1999 from near-field seismograms. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2001, **91**(5):1158~1166
- [19] Huang W G, Wang J H, Huang B S, et al. Estimates of source parameters for the 1999, Chi-Chi, Taiwan, earthquake based on Brune's source model. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 2001, **91**(5):1990~1998
- [20] Oglesby D D, Archuleta R J, Nielsen S B. Earthquakes on dipping faults: The effects of broken symmetry. *Science*, 1998, **280**(5366): 1055~1059

(本文编辑 胡素芳)