

# 根据环境应力场寻找中国大陆地区的潜在震源区<sup>\*</sup>

陈培善 白彤霞 肖磊

(中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所)

## 摘 要

地壳介质是一种里面存在着许多裂纹的非完整介质. 断裂力学的研究表明, 这种介质的强度远低于完整介质的强度. 笔者认为, 地震的发生是由于地壳中裂纹在合适的条件下由稳态扩展逐渐发展到失稳扩展的结果, 地震破裂即为断裂力学所阐明的低应力快速破裂现象.

快速破裂的出现必须要有局部应力和应变的高度集中. 根据 Knott(1973)对裂纹尖端进行的弹塑性应力分析表明, 裂纹尖端的应力状态对裂纹的扩展起了极其重要的作用. 由于应力集中, 在裂纹尖端必然形成一个塑性区. 塑性区中的位移已不是弹性位移, 而是塑性位移  $\delta$ .  $\delta = \pi a \tau_0^2 / 2\mu\tau_y$ , 这里,  $\tau_0$  是作用剪应力, 它相当于地震发生时的初始应力或构造应力,  $a$  是裂纹半长,  $\mu$  是刚性模量,  $\tau_y$  是介质剪切屈服强度. 而地震位错恰恰是发生在形成塑性区的裂纹末端. 于是我们提出了一个关键性的假定, 设位错  $D(\xi, t)$  为文中的公式(5), 地震最大位移为  $D_{\max} = \pi L \tau_0^2 / 4\mu\tau_y$ , 式中,  $L$  是断层长度. 若刚性模量  $\mu$  取上地壳的数值,  $\mu = 33$  GPa, 介质剪切屈服强度  $\tau_y$  取实验室给出的平均值  $\tau_y = 30$  MPa, 那么, 根据  $D_{\max}$  和  $L$  的观测值, 利用此公式就可以估计大震的构造剪应力值. 计算结果表明, 全球的大震构造剪应力值大多数在 5—20 MPa 之间, 有地区差异, 平均为 10 MPa.

笔者在进一步研究了震源谱的性质后, 又导出了体波震级  $m_b$  对  $\tau_0$  和地震矩  $M_0$  的依赖关系(即文中的公式(11)), 此公式提供了直接利用地震观测资料大量计算构造剪应力值的可能性. 我们认为, 构造剪应力场是控制地震发生的主要因素, 出现高应力值地震的地区是容易发生强震( $M_s \geq 6.0$ )的地区, 即地震危险区. 我们对 1987 年以来全国所有  $m_b \geq 3.8$  的地震计算了它们的剪应力值, 据此, 划出了我国大陆地区强震危险区并给出了震级范围.

1992 年 4 月—1994 年 1 月 31 日, 中国大陆地区共发生 9 次  $M_s \geq 6.0$  的地震, 其中 8 次均落在我们事先划定的危险区内, 只有 1 次在危险区外. 实践证明, 这种新方法作为中期强震预报, 是一种有效的预报手段, 有着良好的物理基础和令人鼓舞的发展前景, 值得深入探讨和研究.

主题词 地震破裂模式; 构造剪应力; 环境剪应力; 潜在震源区; 地震危险区

\* 地震科学联合基金会资助项目. 国家地震局地球物理研究所论著 95A0061.  
1994 年 2 月 7 日收到初稿, 1995 年 2 月 10 日收到修改稿并决定采用.

## 引 言

震源机制解的结果表明，绝大部分地震都是剪切破裂。也就是说岩石在剪应力作用下发生的破裂。地震发生的根本原因就是应力场的作用。因此，地壳应力场的研究对地震发生过程的认识有着极端的重要性。应力场包括方向和量值，震源机制解的研究结果，使人们对应力场的方向，有了一定程度的了解。但是对应力场的量值，特别是初始应力场或发震应力场的量值，至今了解甚少。由于应力场的量值对地震发生起着关键性作用，所以探求应力场的量值一直是地球物理学家和地震学家孜孜以求的目标之一。

在地壳应力场研究中，曾出现过许多通过震源参数估计应力值的公式。Kanamori 和 Anderson (1975) (以下简写成 K-A) 曾作了较好的概括。

静地震距  $M_0 = \mu \bar{D} S$  对圆盘形破裂得到

$$\lg(M_0) = \frac{3}{2} \lg(S) + \lg\left(\frac{16\Delta\sigma}{7\pi^{3/2}}\right) \quad (1)$$

式中， $S$  是震源破裂面积， $\Delta\sigma$  是剪应力降， $\Delta\sigma = \sigma_0 - \sigma_1 \approx \sigma_f - \sigma_1$ ， $\sigma_1$  是终剪应力， $\sigma_f$  是摩擦应力。

K-A 根据许多人测定的遍布全球的许多浅源大地震的  $M_0$  和  $S$ ，利用公式(1)估计了全球大地震的应力降。他们的结论是，板间地震的平均应力降为 3.0 MPa，板内地震为 10.0 MPa，平均约 6.0 MPa。Wyss 和 Brune, (1968); Thatcher 和 Hanks (1973); Ishida (1974) 等对中小地震用公式(1)，测定了小震的  $\Delta\sigma$ ，结果表明十分分散，从 0.05—30.0 MPa。他们的解释是由于小尺度的非均匀性，以及测定误差太大所致。因为对小震是根据拐角频率  $f_c$  测定震源半径  $a$ ， $a \propto 1/f_c$ ， $\Delta\sigma \propto f_c^3$ 。在测定  $f_c$  中的小量误差即可导致  $\Delta\sigma$  的较大误差。

岩石力学实验表明，达到 100 MPa 的应力才开始出现膨胀，然后才破裂。而地震观测资料获得的是 1—10 MPa 的应力，它显著地低于实验室应力。这个矛盾，K-A 认为可以用增大摩擦应力  $\sigma_f$  来解释。若摩擦应力  $\sigma_f$  比 90% 的构造应力  $\sigma_0$  还大，则  $\sigma_0$  可达千巴 (100 MPa)，也就是说在地震时仅有很少一部分构造应力被释放掉。Wyss 和 Molnar (1972) 认为，对 Denver, Colorado 地震， $\sigma_f/\sigma_0 = 1 - \epsilon$ ， $\epsilon$  在 0.01—0.1 之间。

上述对各种应力的估计公式长时间在地震文献中被广泛引用，似乎估计出的应力值是合理的。但若仔细推敲，则存在着许多矛盾。如果认为初始构造应力  $\sigma_0$  是 100 MPa 量级，这样大的应力，必然要产生巨大初始应变  $e_0$ 。若取  $\sigma_0 = 100$  MPa，取上地壳中的值  $\mu = 33$  GPa，则  $e_0 = 3.0 \times 10^{-3}$ ，地壳中不会有这样大的应变。Tsuboi (1956) 认为，地壳中的临界应变是  $2.0 \times 10^{-4}$ 。若摩擦应力  $\sigma_f$  很大，那么岩石怎么会破裂呢？

60 年代，力学领域中的一个重要分支——断裂力学的出现，为研究地震破裂现象提供了强有力的工具。笔者在从事地震破裂过程的研究中，把断裂力学的观点和成果引入地震学中，提出了一个新的地震破裂模式。这个模式成功地解释了地震破裂现象(陈培善等, 1977; 陈培善, 1981)，找到了构造剪应力场与震源参数之间的关系，从而开辟了由震源参数直接估计初始应力场的新领域。无疑，这是地壳应力场研究方面的重大突破。如果我们的模式是合理的，估计出的初始剪应力或构造剪应力是正确的，则将改变

人们对地震破裂过程的认识和对地壳应力场的认识.

## 1 理论依据

### 1.1 地震发生是地壳介质中裂纹失稳扩展的结果

断裂力学主要研究具有宏观裂纹材料和构件(即非完整材料)的快速破断行为. 由于有裂纹, 在裂纹端部就会产生应力集中. 由于裂纹的存在和扩展, 往往会使构件在作用应力低于设计应力的情况下突然断裂. 例如 1938—1942 年间, 世界上有 40 座钢焊接桥梁, 事前未见任何异样, 突然折断倒塌. 这与地震的发生十分相似. 快速破裂的本质是这样一种破裂机理: 即构件中的裂纹非稳态扩展. 换句话说, 裂纹一旦开始运动, 荷载就使它加速增长.

地壳介质, 绝对是一种非完整的介质, 里面存在着许多裂纹, 如岩石中的缺陷, 到大大小小的断层. 地壳介质的这种状况, 使得地震的发生与钢桥的断裂十分相似. 也是事先宏观上未见任何异常, 突然快速破裂而发生地震. 这种类似引导我们把断裂力学的观点和研究成果引入地震学, 用它们来研究地震的发生过程.

地壳中的裂纹与材料中的裂纹不同之处在于, 它是处于高静围压下的裂纹, 裂纹面间的摩擦力非常大, 往往会大于岩石的剪切破裂强度. 在这样的情况下, 裂纹不会扩展, 也不会裂纹尖端形成应力集中, 更不会发展成快速破裂, 即不会发生地震. 然而观测告诉我们, 地下存在着流体. 石油钻井中, 经常发现直到 5 km 的深度都有流体(水、油或气体)存在. 更深的钻井(直到 10 km)也表明地下有流体存在. 这样, 如果地下有些裂缝中充满流体, 这些流体形成的孔隙压力平衡掉了强大的静围压, 就可以使裂纹面之间摩擦力接近于 0, 而相当于形成了自由面. 这样就满足了应力集中和裂纹扩展的条件, 因为快速破裂的出现必须要有局部应力和应变的高度集中. 我们认为, 地震就是裂纹在一定条件下稳态扩展发展到失稳扩展的结果, 这是我们对地震发生的基本看法(陈培善等, 1977; 陈培善, 1981). 因此, 在我们的地震破裂模式中假设摩擦剪应力  $\tau_f$  和终剪应力  $\tau_1$  均为 0.

### 1.2 地震破裂过程中对地震位错的分析

为了模拟地震破裂过程并计算地震破裂过程中产生的位移场、速度场、加速度场以及地震辐射能, 人们广泛使用了位错模式, 而其中的 Haskell 模式是普遍使用的一种. Haskell 等(Haskell, 1964; Aki and Richards, 1980)设地震破裂过程中的位错为

$$D(\xi_1, t) = D_0 G(t - \xi_1/v_r) \quad (2)$$

式中,  $D_0$  是常数(即平均位错),  $\xi_1$  是破裂过程中的破裂长度,  $t$  是时间,  $v_r$  是破裂速度,  $G(t)$  是斜坡函数.

$$G(t) = \begin{cases} 0 & t < 0 \\ t/T & 0 < t \leq T \\ 1 & t > T \end{cases}$$

式中,  $T$  是源上升时间. 破裂对位移场的贡献正比于位错速度在破裂面上的积分(Aki and Richards, 1980)

$$I_r(t) = W \int_0^L \dot{D} \left[ t - \frac{r_0}{C} - \xi_1 \left( \frac{1}{v_r} - \frac{\cos\psi}{C} \right) \right] d\xi_1 \quad (3)$$

式中,  $L$  是断层长度,  $W$  是断层宽度,  $C$  是 P 波或 S 波波速.

这个模式意味着: 破裂从一点开始, 以破裂速度  $v_r$  向前传播. 由于  $\dot{G}(t)$  是一宽度为  $T$  的矩形脉冲, 所以被积函数  $\dot{D}(\xi_1, t)$  仅仅在裂纹尖端在破裂的一瞬间(上升时间  $T$ ) 对积分  $I_r(t)$  有贡献, 即地震辐射能主要是从裂纹尖端发出来的. 由于破裂即裂纹尖端是向前传播的, 断层面上每一点在它处于裂纹尖端位置时, 依次辐射出地震波能量, 所以, 总体看起来地震波好象是从整个位错速度不为 0 的裂纹面上发出的.

断裂力学的研究成果表明, 要发生快速破裂(地震就是一种快速破裂现象), 必需具有局部的应力和应变高度集中(一般在裂纹尖端), 否则就不会发生快速破裂. 由于应力集中, 在裂纹尖端就必然形成一个塑性区. 在这个塑性区中的位移已不是弹性位移, 而是塑性位移  $\delta(a, \tau_0)$

$$\delta(a, \tau_0) = \pi a \tau_0^2 / 2 \mu \tau_y \quad (4)$$

这里,  $\tau_0$  是作用剪应力, 它相当于地震发生时的初始剪应力或环境剪应力, 不是应力降. 按照力学模型的原意, 亦可用  $\tau_0$  值来模拟构造剪应力值.  $a$  是裂纹半长,  $\mu$  是刚性模量,  $\tau_y$  是介质的剪切屈服强度(Knott, 1973). 而主要的地震位错恰恰是发生在形成塑性区的裂纹尖端. 于是, 我们参考和修改 Haskell 模式, 把式(2)中的  $D_0$  换成式(4)中的  $\delta(a, \tau_0)$ , 提出了一个关键性的假定

$$D(\xi_1, t) = \frac{\pi \xi_1 \tau_0^2}{4 \mu \tau_y} G(t - \xi_1 / v_r) \quad (5)$$

当  $t \rightarrow \infty$  时, 地震最大位错为

$$D_{\max} = \frac{\pi L \tau_0^2}{4 \mu \tau_y} \quad (6)$$

由于  $D(\xi_1, t) \propto \xi_1$ , 所以平均位错是

$$\bar{D} = \frac{D_{\max}}{2} = \frac{\pi L \tau_0^2}{8 \mu \tau_y} \quad (7)$$

根据许多地震学家测定的大量地震的断层长度  $L$  和平均位错  $\bar{D}$ , 刚性模量  $\mu$  取上地壳的值,  $\mu = 33$  GPa, 岩石屈服强度  $\tau_y$  取实验室给出的平均值,  $\tau_y = 30$  MPa, 则利用式(7)就可以估计出全球许多大地震的构造剪应力值  $\tau_0$ . 由于在我们的破裂模式中,  $\tau_1$  和  $\tau_f$  必须接近于 0, 所以  $\tau_0$  也就是构造剪应力值. 计算结果表明, 全球大地震的  $\tau_0$  值绝大部分在 5—20 MPa 之间, 平均为 10 MPa(陈培善等, 1977; 陈培善, 1981). 这些数值, 比以往的估计值低一个量级.

岩石力学实验表明, 当外加的剪应力值达到 100 MPa 时岩石才开始出现膨胀, 然后破裂. 这样低(10 MPa)的剪应力岩石怎么能破裂呢? 这正是为断裂力学所解释的低应力破断现象. 一般岩石力学实验是对完整岩石样本进行的, 而发生地震的地壳介质绝对是一种非完整介质. 断裂力学的成果表明, 非完整材料的强度要大大低于完整材料的强度.

Zoback 等(1980)对美国加州 San Andreas 断层地区, 使用水压致裂技术在钻井中进

行了一系列原地应力测量工作. 为了对此断层带内一定深度的剪应力量值大小提供约束, 他们测量了两方面的内容: 一是在相对浅的井中 (~230 m) 测量了应力随离开断层距离的变化; 二是在距断层 4 km、深约 1 km 深的井中测量应力值随深度的变化. 结果表明: ① 剪应力随着离开断层带的距离而增加; ② 远场剪应力在约 200 m 深度处约为 5 MPa; ③ 水平主应力和剪应力随深度而增加, 从 2.5 MPa (在深 150—300 m 处) 增加到 8.0 MPa (在深 750—850 m 处). 他们认为, 剪应力随着深度的增加可能是表面效应, 把这种测量外推到很大深度是没有理由的. 浅源大地震一般发生在 10 km 左右深度. 我们用震源参数算得的初始应力或构造应力值为 5—20 MPa. 与 0.8 km 深处 Zoback 测定的应力值 8 MPa 比较, 是它的 1—3 倍. 这个值看来是合理的. 我们还对 McGarr 收集的一批地震资料, 计算了它们的  $\tau_0$  值. 这批资料中, 有深度很浅的极微震资料 ( $M_w = 1-2$ ), 有  $M_w = 3-5$  的中等地震, 也有大震资料 ( $M_w = 6-7$ ). 计算表明, 对极微震,  $\tau_0 = 2-4$  MPa, 中等地震  $\tau_0 = 4-8$  MPa, 大地震  $\tau_0 = 10$  MPa 左右 (陈培善、Duda, 1993). 这些结果与 Zoback 等人的原地应力测量结果十分吻合. 据此可以认为, 地震确实是一种低应力破断现象.

### 1.3 估计构造剪应力公式的发展

笔者根据位错理论, 采用二维矩形破裂模式 (修改的 Haskell 模式), 导出了平均震源速度谱 (陈培善、陈海通, 1989; 陈培善、白彤霞, 1991)

$$|\langle A_v(\omega, r) \rangle| = \frac{\langle R_{\theta}^c \rangle}{4\pi\rho C^3 r} |\langle V(\omega) \rangle|$$

$$|\langle V(\omega) \rangle| = M_0 \begin{cases} \omega & \omega < \omega_1 & \text{I 区} \\ \omega_1 & \omega_1 < \omega \leq \omega_2 & \text{II 区} \\ \omega_1 \omega_2 / \omega & \omega_2 < \omega \leq \omega_3 & \text{III 区} \\ \omega_1 \omega_2 \omega_3 / \omega_2 & \omega > \omega_3 & \text{IV 区} \end{cases} \quad (8)$$

其中,  $\rho$  是密度,  $C$  是 P 波或 S 波速,  $r$  是震源距,  $\langle R_{\theta}^c \rangle$  是辐射图形因子在震源球上的平均值.  $|\langle V(\omega) \rangle|$  是平均震源速度谱.  $M_0$  是地震矩,  $\omega$  是圆频率,  $\omega_1, \omega_2, \omega_3$  是 3 个拐角圆频率

$$\begin{aligned} \omega_1 &= 2\pi f_{c1} = \frac{1}{C_L L} \\ \omega_2 &= 2\pi f_{c2} = \frac{1}{C_W L} \\ \omega_3 &= 2\pi f_{c3} = \frac{1}{C_r L} \end{aligned} \quad (9)$$

$L$  是断层长度.  $C_L, C_W$  分别是断层长度和宽度方向的破裂慢度. 假定它们为常数. 如果我们也采用 K-A 动力学相似条件

$$v_r T / L = C_1 = \text{const}$$

式中,  $v_r$  为破裂速度,  $T$  为上升时间,  $C_1$  为常数, 则  $C_r = 2/v_r C_1$ ,  $C_r$  也是常数. 地震矩

$$M_0 = \mu \bar{D} S = \frac{\pi \tau_0^2 L^2 W}{8\tau_y} \quad (10)$$

式中的平均位错  $\bar{D}$  用公式 (7) 进行了替换. 这样就把震源谱通过地震矩与断层长度、宽

度、 $\tau_y$  以及构造剪应力  $\tau_0$  联系起来。当然, 也可以用式(10)估计  $\tau_0$  值。估计的结果与用式(7)估计的一致(陈培善, 1981)。

在 1 Hz 处的速度谱的对数值, 近似代表了短周期体波震级  $m_b$

$$\lg | \langle A_v(\omega, r) \rangle | = m_b + C$$

$C$  是一个适当的常数。于是, 对式(8)取对数, 固定  $\omega = 2\pi$ , 代入式(9)和式(10), 替换掉(8)中第 2 和第 3 式中的  $\omega_1, \omega_2, \omega_3$  以及  $L$ , 最后得到

$$m_b = \begin{cases} \lg(\tau_0^{\frac{2}{3}} M_0^{\frac{2}{3}}) + C_{b1} & 3.8 < m_b \leq 5.2 & \text{II 区} \\ \lg(\tau_0^{\frac{4}{3}} M_0^{\frac{1}{3}}) + C_{b2} & 5.2 < m_b < 6.5 & \text{III 区} \end{cases} \quad (11)$$

代入一系列( $m_b = 5.2 - 6.5$ )关于  $m_b$  和  $M_0$  的实际观测资料到式(11)中, 然后使平均应力等于 10 MPa, 定出常数  $C_{b2} = -1.733$ 。根据式(11)中第 1 和第 2 式应该衔接的条件求得  $C_{b1} = -6.667$ 。

(11)式中的地震矩  $M_0$ , 应该由震源谱直接求得, 或者由合成地震图拟合观测图求得。如果两者都不可能, 可用 763 长周期地震仪测得的面波震级  $M_{S7}$  与  $\lg(M_0)$  的关系式(陈培善、白彤霞, 1991)

$$\lg(M_0) = \begin{cases} M_{S7} + 12.2 & M_{S7} \leq 6.4 \\ 1.5M_{S7} + 9.0 & 6.4 < M_{S7} < 7.8 \end{cases} \quad (12)$$

替换掉(11)式中的  $\lg(M_0)$ , 使之变成

$$\lg(\tau_0) = \begin{cases} 1.5 m_b - M_{S7} - 2.2 & 3.8 < m_b \leq 5.2 \\ 0.75 m_b - 0.25 M_{S7} - 1.75 & 5.2 < m_b \leq 5.8 \\ 0.75 m_b - 0.375 M_{S7} - 0.95 & 5.8 < m_b \leq 6.5 \end{cases} \quad (13)$$

这样, 由  $m_b$  和  $\lg(M_0)$  或由  $m_b$  和  $M_{S7}$  即可求得  $\tau_0$  值。

我们认为, 构造应力或环境应力强度是控制地震发生的主要因素。而公式(13)又提供了利用地震报告数据大量地估计  $\tau_0$  值的可能性。因此就可以利用地震报告资料中的中小地震资料进行寻找地震危险区或潜在震源区的尝试。

## 2 由构造剪应力分布预测强震危险区

我们根据 McGarr 收集的一批震级范围极宽的地震资料, 计算了它们的构造剪应力值(陈培善、Duda, 1993)。结果表明, 对极微震( $M_w = 1-2$ ),  $\tau_0 = 2-4$  MPa; 中地震( $M_w = 3-5$ ),  $\tau_0 = 4-8$  MPa; 大地震( $M_w = 6-7$ ),  $\tau_0 = 10$  MPa 左右。 $\tau_0$  对  $M_w$  的回归关系是

$$\lg(\tau_0) = 0.15 M_w + 0.20 \quad (14)$$

这个结果表明, 构造应力强度是控制地震发生的主要因素。也就是说, 在很弱的构造应力作用下, 不会发生强震; 只有当构造应力积累到一定程度(10 MPa 左右)才会发生大地震。这也符合物理学和力学的推理。另一方面, 回归关系式(14)中的斜率很小, 仅有 0.15, 以及观测数据点较离散, 也表明地震大小还与其它因素有关。例如: 介质强度、受力状态、触发因素等。所以, 在同一  $\tau_0$  值的应力环境下发生的地震, 震级可差 1-2 级左右。现在最关键的问题是如何大量地、准确地求出一个地区的构造剪应力值, 公式(13)

正好提供了这种可能性.

国家地震局地球物理研究所九室编辑出版的“中国地震台临时报告”和“地震年报”提供了大量丰富而准确的震源数据. 我们曾用1987—1991年的地震资料, 计算了发生在中国和邻区大约1 000多次4级以上中强地震的环境剪应力值, 并把 $\tau_0 \geq 10$  MPa的地震看作是高应力值地震, 共有160余次(陈培善、陈海通, 1992). 高应力值主要分布在新疆喀什—伊宁一带; 喀什米尔—喜马拉雅—缅甸的弧形地带; 青海北部及宁夏交界处的元宝形地带; 台湾及其东部海域.

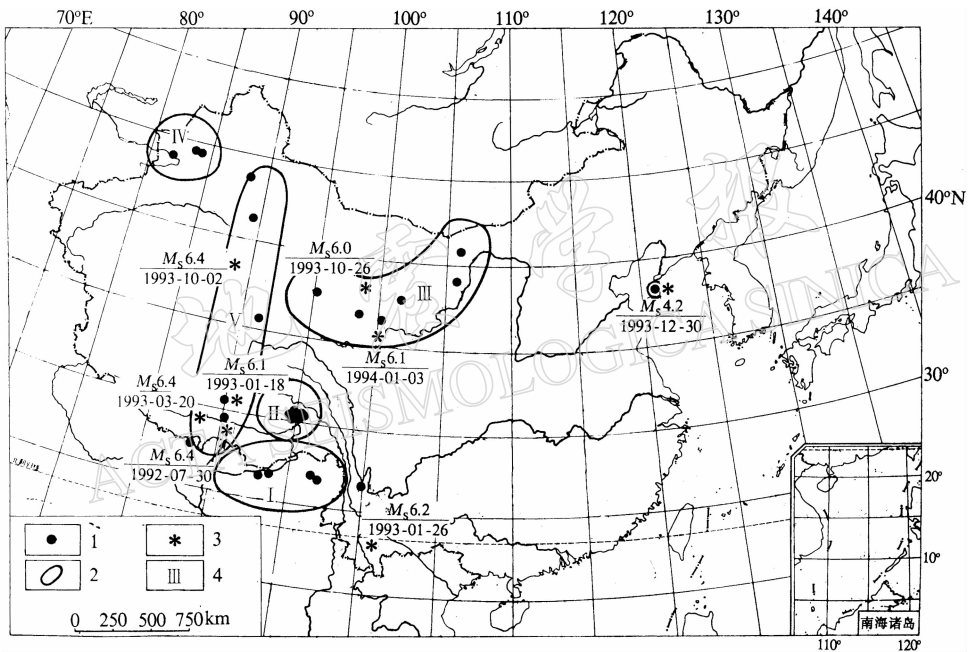


图1 根据环境剪应力值预报1992年后3年内的地震危险区(1992年2月提供)

1. 高应力值点; 2. 地震危险区; 3. 1992年3月以后发生的 $M_s \geq 6.0$ 的地震震中; 4. 地震危险区编号

许多资料表明: 在强震震前1—3年内, 以强震震中为圆心, 半径200 km范围内, 均有1—2个或多个高应力值出现. 根据这个现象, 我们把高应力值地震较集中的地区勾划出来, 向外扩展200 km左右, 就形成了地震危险区. 据此, 我们在1992年2月划出5个危险区(图1): I. 中印缅三国边境地区; II. 西藏波密地区; III. 青海北部—宁夏北部元宝形地区; IV. 新疆喀什、伊宁地区; V. 纵贯新疆、西藏 $90^\circ\text{E} \pm 2^\circ$ 的条形地带.

另外, 新疆和硕东北、山西忻州东、江苏盐城东北和山东长岛, 1991年都有1个或2个高应力值中强地震发生, 由于地区重要, 亦应加强监视.

这些危险区形成了西南边界至西北边界活动带, 沿经度 $90^\circ\text{E} \pm 2^\circ$ 长形地带, 青—宁北部元宝形地带, 以及华北几个零星危险点的高应力背景区的分布格局.

1993年上半年, 我们用1992年的地震资料, 测定了168次发生在中国及邻区的

$m_b \geq 3.8$ 地震的环境剪应力值, 其中  $\tau_0 \geq 10$  MPa 的高应力值有 15 次. 其中 6 次分布在台湾及其东部海域, 6 次分布在喀什米尔—喜马拉雅—缅甸的弧形地带, 一次在北疆, 一次在河南登丰县, 一次在东海. 据此, 我们于 1993 年 6 月地球物理研究所年中地震会商会上提出预报意见如下(图 2): I. 喀什米尔—喜马拉雅—缅甸弧形地区; II. 青海北部—宁夏北部一带; III.  $90^\circ\text{E} \pm 2^\circ$  条形地带; IV. 新疆喀什、伊宁一带; V. 山西忻州东; VI. 山东长岛; VII. 江苏盐城东北和东海地区; VIII. 河南登丰地区.

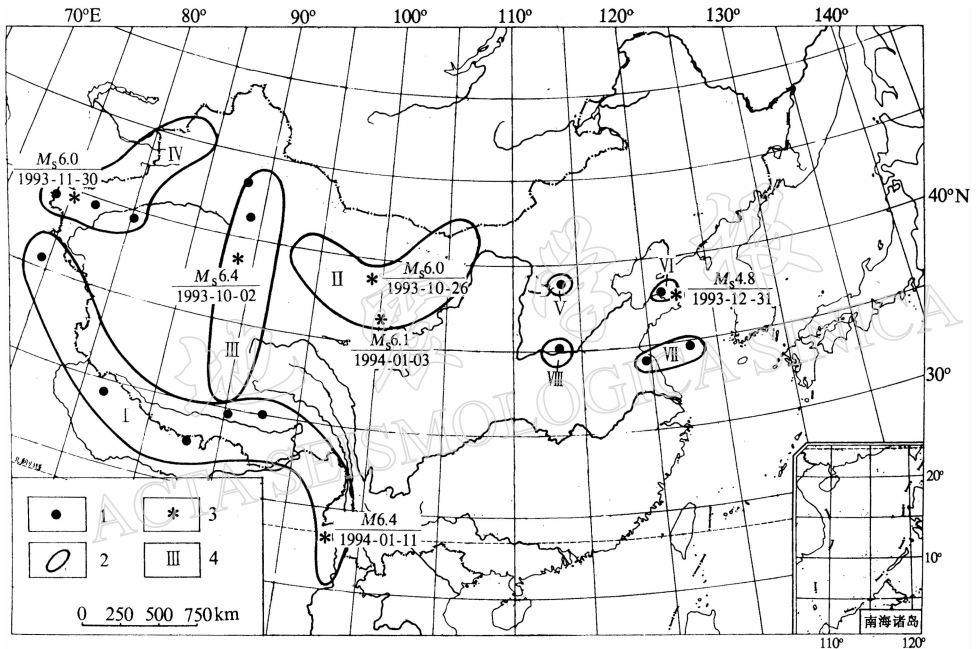


图 2 根据环境剪应力值预报 1993 年 6 月以后 3 年内的地震危险区

1. 高应力值点; 2. 地震危险区; 3. 1993 年 6 月以后发生的  $M_s \geq 6.0$  的地震震中; 4. 地震危险区编号

以上危险区中, 虽然 V—VIII 号地区只有 1 或 2 个高应力值地震出现, 还没有形成大范围的应力积累和大范围的高应力值区域, 发生特大地震 ( $M > 7$ ) 的条件也许尚未成熟, 但发生 5—6 级地震的可能性是存在的. 对这些地区应加强监视.

1993 年 10 月, 我们把 1988—1992 年全部可测应力值的地震按其  $\tau_0$  值的等级重新画了图. 划分等级的原则是: 令  $g = \lg(\tau_0)$ , 0 对应  $g < 0$ ; 1 对应  $0 \leq g < 0.2$ ; 2 对应  $0.2 \leq g < 0.4$ ; 以此类推, 直至 9 对应  $1.6 \leq g < 1.8$ , 在地震震中处标  $\tau_0$  的等级值  $g$ . 如果在一个小面积(例如  $1^\circ \times 1^\circ$ )内发生多次不同  $\tau_0$  值的地震, 会使许多  $g$  值重叠, 分辨不清. 我们把中国大陆地区按  $1^\circ \times 1^\circ$  划成网格, 取每个网格中的  $g$  值的最大值画图(图 3). 这样就得到了一张中国大陆地区构造应力值的粗略分布图. 根据  $\tau_0$  值对震级的弱依赖关系(14), 和前 2 年的经验发现, 当  $g = 5-6$  时, 则可能发生  $M_s = 5-6$  的地震, 当  $g = 6-7$  时, 则可能发生  $M_s = 6-7$  的地震, 当  $g = 6-8$  时, 则可能发生  $M_s = 6-8$  的地震. 这



样,在划出地震危险区的同时,还给出了震级范围(图3).这样给出的震级范围,比极值统计给出的震级范围要准确一些.

接着我们又根据1993年1—8月已有的地震资料,测定了132次发生在我国及邻区  $m_b \geq 3.8$  地震的环境剪应力值,其中  $\tau_0 \geq 10$  MPa 的高应力值有7次(尚有6次  $\tau_0 \geq 7.9$  MPa).结合1988—1992年的资料,对这些高应力背景区作了进一步的研究(见图3),结果表明:我国大陆地区高应力背景区带的分布格局未见明显改变,在更细微研究以后,危险区有些调整.又根据震级对应力  $\tau_0$  的依赖关系,于1993年10月对未来1993年11月—1996年12月,3年内强震危险区和震级预报如下(图3): I 新疆喀什—伊宁一带(6

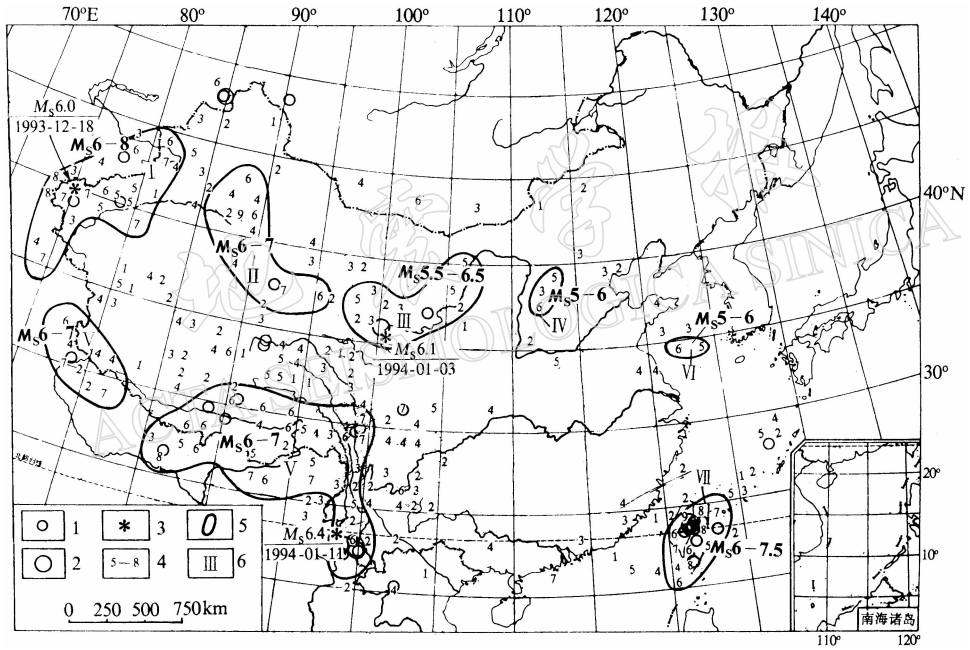


图3 根据环境剪应力值预报1993年11月—1996年12月3年内的地震危险区 (1993年10月提供)

- 1. 1988—1993年发生的  $M_s = 6.0 - 6.9$  地震; 2. 1988—1993年发生的  $M_s \geq 7.0$  地震;
- 3. 1993年11月以后发生的  $M_s \geq 6.0$  地震; 4. 小地震的应力等级值, 5—8为高应力地震;
- 5. 地震危险区, 其中的  $M_s$  (例如III区的5.5—6.5)为预测的震级范围; 6. 地震危险区编号

—8级); II. 新疆、青海、甘肃交界地带(6—7级); III. 青海北部—宁夏北部元宝形地带(5.5—6.5级); IV. 山西中段(5—6级); V. 喀什米尔—喜马拉雅—缅甸北部弧形地区(相邻两片)(6—7级); VI. 黄海(36°N, 123°E附近)(5—6级); VII. 台湾岛及东部海域(6—7.5级).

I—III和V区高应力值点从1989年开始逐年加密,应引起特别关注;对高应力值较少的危险区,已具备环境应力值偏高的地震活动背景,具有发生中强地震的环境,但大范围的应力积累和大范围的高应力值区域可能尚未形成,发生特大地震( $M > 7.0$ )的条件也许尚未成熟,但发生中强(5—6级)地震的可能性是存在的(见1993年年终地震会商

材料)。

### 3 检验结果

1992年5月—1994年1月31日, 中国境内发生  $M \geq 6.0$  以上地震共9次:

I. 1992-07-30-08 : 24	29.61N 90.24E $M_S = 6.4$	拉萨西羊八井
II. 1993-01-18-12 : 42	30.86N 90.46E $M_S = 6.1$	西藏当雄附近
III. 1993-01-26-20 : 32	23.00N 101.15E $M_S = 6.2$	云南普洱
IV. 1993-03-20-14 : 52	29.08N 87.36E $M_S = 6.4$	西藏拉孜
V. 1993-10-02-08 : 42	38.28N 88.36E $M_S = 6.4$	若羌东南
VI. 1993-10-26-11 : 38	38.47N 98.74E $M_S = 6.0$	青海祁连地区
VII. 1993-11-30-20 : 37	39.37N 75.41E $M_S = 6.0$	新疆喀什西
VIII. 1994-01-03-05 : 52	35.60N 101.20E $M_S = 6.1$	青海共和
IX. 1994-01-11-00 : 51	23.60N 96.90E $M_S = 6.4$	滇缅边界

其中, 有8次落在我们事先划定的危险区内。I, II, IV, V在  $90^\circ E \pm 2^\circ$  的条形地区, 第VI, VIII次落在甘青交接处元宝状地带内, 第VII次落在1993年6月划出的危险区内, 第IX次落在1993年6月和1993年10月划出的危险区内。仅第III次漏报。

1993年12月30日16点29分, 在长岛附近发生的  $M_S = 4.2$  地震 ( $38.16^\circ N, 122.83^\circ E$ ), 亦在我们1992年2月和1993年6月提出的值得注意的区域内。

### 4 今后应进一步开展的工作

用我们目前划定危险区的原则勾划出的危险区, 显得范围大了一些。在今后进一步的研究和工作中, 拟从以下几个方面进行深入研究:

- (1) 一个高应力地震到底能反映多大范围的构造应力背景, 即  $\tau_0$  值的空间分布;
- (2) 出现高应力地震后, 多长时间将发生大震, 即  $\tau_0$  值随时间的变化;
- (3)  $\tau_0$  的误差问题, 即如何把  $\tau_0$  值测得更准;
- (4) 应探讨用更小的地震 ( $m_b < 3.8$ ) 测定  $\tau_0$  值的有效办法。

随着研究工作的逐步深入, 我们相信, 根据构造剪应力量值寻找地震危险区是一种很有前途的地震预报方法。

### 参 考 文 献

- 陈培善、谷继成、李文香, 1977. 从断裂力学观点研究地震的破裂过程和地震预报. 地球物理学报, **20**, 185—202.
- 陈培善, 1981. 分析地震波估算地壳内的应力值. 地震学报, **3**, 251—263.
- 陈培善、陈海通, 1989. 由二维破裂模式导出的地震定标律. 地震学报, **11**, 337—350.
- 陈培善、白彤霞, 1991. 震源参数之间的定量关系. 地震学报, **13**, 401—411.
- 陈培善、陈海通, 1992. 由环境应力值寻找地震危险区的尝试. 地震地磁观测与研究, **13**, 6, 1—11.
- 陈培善、Duda, S. J., 1993. 峰值速度和加速度对环境剪应力的依赖性. 地球物理学报, **36**, 185—194.
- Knott, J. F., 1973. *Fundamentals of Fracture Mechanics*, 65—72. London Butterworths.
- Ishida, M., 1974. Determination of fault parameters of small earthquakes in the Kii Peninsula. *J. Phys. Earth*, **22**,

177—212.

- Kanamori, H. and Anderson, D. L. , 1975. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **65**, 1 073—1 095.
- McGarr, A. 1984. Scaling of ground motion parameters, state of stress, and focal depth. *J. Geophys. Res.* , **89**, B8, 6 969—6 979.
- Thatcher, W. and Hanks T. , 1973. Source parameters of southern California earthquakes. *J. Geophys. Res.* **78**, 8 547—8 576.
- Tsuboi, C. , 1956. Earthquake energy, earthquake volume, aftershock area and strength of the earth's crust. *J. Phys. Earth*, **4**, 63—66.
- Wyss, M. and Brune J. N. , 1968. Seismic moment, stress and source dimensions for earthquakes in the California Nevada region. *J. Geophys. Res.* , **73**, 4 681—4 694.
- Wyss, M. and Molnar, P. , 1972. Efficiency, stress drop, apparent stress, effective stress and frictional stress of Denver, Colorado earthquakes. *J. Geophys. Res.* , **77**, 1 433—1 438.
- Zoback, M. , Tsukahara, H. and Hickman, S. , 1980. Stress measurement at depth in the vicinity of the San Andreas Faulta; Implication for the magnitude of shear stress at depth. *J. Geophys. Res.* **85**, B11, 6 157—6 173.

地 震 学 报  
ACTA SEISMOLOGICA SINICA