

文章编号: 0253-3782(2005)04-0355-12

基于 G-R 关系的应变积累释放模型 研究中国大陆强震的分区活动^{*}

马宏生^{1, 2)} 刘 杰³⁾ 张国民²⁾
张晓东³⁾ 王 辉^{1, 2)} 王新岭²⁾

1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所
2) 中国北京 100036 中国地震局地震预测研究所
3) 中国北京 100036 中国地震台网中心

摘要 针对过去应变积累释放曲线或模型存在的不足, 根据 G-R 关系以及能量-震级经验关系, 推导出一个相对独立的应变积累速率公式. 同时在活动地块假设基础上, 选取了中国大陆地震活动较为典型的几个地块分区, 在考虑历史地震目录完整性基础上, 利用 1970 年以来的小震资料, 计算了各地区 6 级以上地震的年均应变积累速率, 从而给出各地震分区相对的地震活动水平; 并将之用于改进后的模型, 通过对各地震分区现今所处应变状态以及目前状态在其地震轮回活动中所处阶段的研究, 探讨了各地震分区的未来地震形势.

关键词 G-R 关系 应变积累速率 应变积累释放 应变状态
中图分类号: P315.5 **文献标识码**: A

引言

对我国地震活动分析表明, 在不同的时期, 强震分布显示了不同的空间分布图象. 同一地震区、带上的地震活动具有某种程度的自相似性, 在时间分布上具有某种“似周期性”分布特征, 在不同时期地震发生的频度和强度有较明显的不同(时振梁等, 1997).

一个地块中的应变是与构造应力、地震过程联系最密切的物理量, 在地震分期研究中较为常用(夏浩明, 1987). 为了表征某个地区在不同时期的地震活动特征, 根据该地区的应变积累和释放变化, 可将强震活动划分为若干周期性起伏. 每一周期包括一个应变能释放高潮和低潮, 图象比较稳定. 依据该原理, 不同研究者曾用地震应变能积累与释放随时间的起伏变化, 研究了中国大陆及不同地区的强震活动周期与轮回(邱竞男, 高旭, 1986; 黄忠贤, 陈虹, 1996; 马宏生等, 2002). 但在以往的方法中, 应变能的积累速率是由历史地震目录推出的, 即对某一时段内历史地震的应变释放求平均得到的, 而应变状态是由应变积累量减去历史地震的应变释放得到的. 由于受历史地震资料的限制, 资料的完整性较差, 由此得到的应变能的积累速率并不准确; 而且, 在研究时段得到的应变状态的起点与终点均为零或者至少在相同水平, 即该方法的应变积累与释放并不相对独立. 本文为使应

^{*} 科技部社会公益研究专项(2004DIA3J010, 2002DIA10001)资助. 中国地震局地球物理研究所论著 05AC1018. 2004-05-17 收到初稿, 2004-10-25 收到修改稿, 2004-12-06 决定采用.

变积累释放模型在研究地震活动趋势过程中更趋科学、合理,首先依据 G-R 关系及能量-震级经验关系,推导出一个相对独立的应变能积累速率;其次,在计算应变积累速率时,除充分考虑历史地震目录的完整性外,还利用了 1970 年以来的小震资料;最后,在活动地块假说(张国民,张培震,2000;张培震等,2003)基础上,选取了中国大陆地震活动较为典型的几个地块分区,通过对该地震分区现今应变状态的计算以及目前状态在整个地震轮回活动中所处阶段的研究,探讨了各地震分区的未来地震形势。

1 基于 G-R 关系的应变积累释放模型的建立

在地壳运动过程中,活动构造块体(相当于一个孕震系统)应变随时间在不断积累,在达到岩石极限强度时,以地震的形式将积累的应变释放出来,以达到新的平衡. 在一个或数个完整的地震轮回内,总的积累量应该与总的释放量大体一致. 地震平静阶段是应变的积累阶段,其特点是积累远远大于释放;而在活跃阶段,其特点是释放远远大于积累.

但在大多数区域,由于大地震的复发周期较长,在有限的历史地震目录上许多大地震并没有记载,不能形成一个或数个完整的地震轮回. 因此,由历史地震的应变释放求平均得到的积累速率可能并不是地震轮回真实的应变积累速率. 为解决这一问题,本文通过 G-R 关系以及震级-能量经验关系,推导出一个仅依赖于 a, b 值的应变积累速率,并在 G-R 关系的计算过程中引入了近代小震资料. G-R 关系是地震活动研究中一个广泛存在的关系,它表明大小地震的频次与震级存在一定的关系. 如果我们将其中的频次转变成年频次,则该关系依然成立. 小地震的复发周期较短,在有限时间的近代资料中,常可以复发许多次,其地震年频次比较容易准确得到. 因此,可以根据一个地区的小震记录,通过引入年频次的 G-R 关系估计该区域总的地震活动,进而通过与震级-能量关系的联合求得该地区相对真实的应变能积累速率,并将之用于应变积累释放模型.

1.1 基于 G-R 关系的应变积累释放模型的积累速率公式推导

一次地震释放的应变能是根据 Gutenberg 和 Richter(1956)及 Kanamori(1977)的能量-震级经验公式

$$\lg E = c + dM_s \quad (1)$$

先计算能量,再开平方得到. 式中, E 为地震释放的能量(单位为 J), M_s 为面波震级. 需要指出的是,用 \sqrt{E} 代表一个地块的应变释放量 ϵ (Benioff, 1951),是一种近似表示方法. 实际上 $E_i \propto \mu \epsilon_i^2 / 2$. 其中 μ 为弹性常数. 本文设定同一个地块中 μ 为常数,不同地块之间 μ 有一定差异. 用 $\sqrt{E_i}$ 表示第 i 次地震的应变释放量,仅是为了表征不同震级地震的应变释放相对大小.

地震活动在较大区域或地震带上,对各种震级的频次进行统计,满足 G-R 关系(Gutenberg, Richter, 1941)

$$\lg N = a - bM \quad (2)$$

式中, N 为震级 $M \sim M + \Delta M$ 的间隔地震数. 但一些小地震可能由于没有足够多的台站而未能记录到. 同时,大的地震可能由于其复发周期远大于记录的时间长度而记录不到,这样不同时段得到的 G-R 关系会有所不同. 为了得到某个地区的平均活动水平,本文采用相应震级的平均年频次 $\gamma(M, T, t)$ 来替代上述关系,定义如下:

$$\gamma(M, T, t) = \frac{N(M, T, t)}{T} \quad (3)$$

式中, T 表示目录的时间长度; t 表示开始计算的时间; $N(M, T, t)$ 表示在该时间段内, 发生的震级介于 $M \sim M + \Delta M$ 之间的地震数. $\gamma(M, T, t)$ 和 M 的关系与通常所用的 G-R 关系类似(刘杰等, 1997), 即

$$\lg \gamma(M, T, t) = a - bM \quad (4)$$

由式(1)~(4)可得地震的平均年频次与能量关系

$$\lg \gamma(M, T, t) = a - b \left(\frac{\lg E - c}{d} \right) \quad (5)$$

两边同时取微分

$$\frac{d\gamma}{\gamma} = \frac{-b}{d} \cdot \frac{dE}{E} \quad (6)$$

由于地震频次越多, 震级 M 越小. 故当 $M_2 \leq M \leq M_1$ 时, 在研究时间尺度内平均每年的相应震级档的应变释放能为

$$\dot{\epsilon} = \int_{\gamma_1(M=M_1)}^{\gamma_2(M=M_2)} \sqrt{E} d\gamma = \int_{E_1(M=M_1)}^{E_2(M=M_2)} \frac{-b}{d} \cdot \frac{\gamma}{\sqrt{E}} dE = -b \int_{M_1}^{M_2} \frac{10^{a-bM}}{10^{0.5(c+dM)}} \cdot 10^{c+dM} dM \quad (7)$$

积分后, 则有

$$\dot{\epsilon} = \int_{N_1(M=M_1)}^{N_2(M=M_2)} \sqrt{E} d\gamma = \frac{b}{(b-0.5d)} 10^{(a+0.5c)+(0.5d-b)M} \Big|_{M=M_1}^{M=M_2} \quad (8)$$

式中, γ_1, γ_2 分别表示震级为 M_1, M_2 时的地震平均年频次; a, b 由公式(4)求得; c, d 可由前人在研究区内得到的经验关系给出, 一般情况下, 可取 $c = 4.8, d = 1.5$ (国家地震局震害防御司, 1992). 需要指出的是, 这里得到的应变能积累速率是通过计算不同震级档的地震平均年频次得到的.

1.2 G-R 关系中 a, b 值的计算

本文采用历史地震目录和现代地震资料联合求取 G-R 关系. 为了得到较为精确的应变能积累速率, 必须保证 a, b 值计算准确. 其条件是资料准确、计算方法合理、样本数足够(陈培善等, 2003). 但这 3 方面一般情况下都存在问题, 致使计算结果误差较大, 甚至会影响到模型最终结果的合理性.

计算一个较大地震区较长时间的 a, b 值, 一般采用历史地震即较大震级的地震计算. 震级一般采用面波震级标度 M_s . M_s 在 6~8 级的范围内误差较小; 大于 8 级的巨大地震, 由于面波震级标度饱和, 产生很大的误差, 使得 G-R 关系中的拟合曲线呈非线性状态, 而使统计结果产生较大的误差; 小于 6 级的地震, 由于测量台数太少, 且面波频散不充分, 造成测量误差也较大; 对于更小的地震, 由于资料缺失更为严重, 使得 $\lg \gamma(M, T, t)$ 的值产生更大的误差, 即在 $\lg \gamma - M$ 图中出现“掉头”现象. 在计算一个较小地震区较短时间的 a, b 值时, 一般采用近代仪器地震目录, 即较小震级计算. 震级标度一般采用地方震震级 M_L . M_L 在 2.5~4.5 级的范围内误差较小; 大于 4.5 级的地方震, 由于近台出格, 误差变大; 较小地震 ($M_L < 2.5$) 也存在记录不全, 出现“掉头”现象(陈培善等, 2003). 为了充分使用这两种资料, 并验证通过小震资料得到的 G-R 关系同样可以代表一个区域的平均地震活动水平, 我们引入了年频次的概念(挑选不同震级档有足够数量地震记录的年频次), 将两者合在一起进行计算.

计算方法一般采用最小二乘拟合的方法或最大似然法. 在最小二乘法中, 全部数据等权参与计算, 较小的震级由于记录不全, 而产生较小的 $\lg\gamma(M, T, t)$ 值. 但最大似然法在确定震级下限时存在较大的不确定性(陈培善等, 2003). 本研究采用最小二乘法进行拟合.

对不同的震级档, 用 M_S 和 M_L 震级标度分别计算得到的 a, b 值是不能比较的. 为了克服震级标度不统一, 本文采用经验关系 $M_S = 1.18M_L - 1.08$ (国家地震局震害防御司, 1992), 将小震目录中的所有 M_L 转为 M_S ; 同时根据台网的监测能力确定震级下限. 在做 $\lg\gamma(M, T, t)$ 与 M 关系图时, 不论是历史地震还是现代中小地震, 最低震级 M_{\min} 从曲线转平处选取, 对明显偏离 G-R 关系直线的点, 适当舍去, 提高 M_{\min} ; 最高震级 M_{\max} 所对应的频次应至少大于 5 次, 以确保在该震级能有足够的复发周期(刘杰, 1998).

采用上述方法得到的 a, b 值, 可充分利用近代小震资料和历史地震目录, 得到的应变能积累速率相对精确, 而且与原来的应变累积释放模型相比, 其结果相对独立于仅由历史地震目录所得到的应变能积累速率.

1.3 基于 G-R 关系的应变累积释放模型的建立

在得到研究区的研究时间尺度内的年均应变积累率后, 可根据相应历史地震目录以及前人的地震资料完整性研究结果(黄玮琼等, 1994), 计算现今研究区内的地震应变状态.

现今地震应变能, 可由研究时间段 t 内积累的应变量 $\dot{\epsilon}t$ 减去在 t 时间段中实际发生地震的应变释放量 $\sum_i \sqrt{E_i}$ 得到, 即

$$\epsilon(t) = \dot{\epsilon}t - \sum_{i=1}^{N(t)} \sqrt{E_i} \quad (9)$$

式中, $N(t)$ 表示 t 时刻前发生的地震次数. 由式(9)得到可反映现今应变状态的 $\epsilon(t)$, 并可得 $\epsilon(t)$ 随 t 变化曲线, 在有一定资料的基础上就可较清楚地看出地震活动的周期性起伏.

需要指出, 本文给出的 $\epsilon(t)$ 是相对值. 选取计算开始点时, 把平静阶段作为一个周期的开始. 由于该阶段强震少, 应变能得到积累, 当积累到一定程度后, 开始转向活动, 并逐渐达到高潮. 活跃阶段释放的应变能在某种意义上与其在平静阶段积累的应变能有关. 因此, 一个地震活动周期以平静阶段作为开始更为合理(时振梁等, 1974).

应变初始状态的选取是应变累积释放模型应用过程中必须注意的问题. 一般情况下, 应变计算的初始点均设定为零, 但如果该状态仍有一定应变时, 会造成某些时段的应变量为负值, 从而影响对未来地震形势的判定. 另一方面, 由于应变积累和应变释放随时间的变化是不变的, 因此, 应变曲线的形态不会随时间发生变化. 应变初始状态的选择仅影响到每个时刻的具体值大小, 即与真实状态相差一个常数的应变量. 为解决这个问题, 本文通过寻找某次大释放结束点, 也就是整个应变累积释放曲线上应变量的最低点, 作为零点, 来尽量减少对未来地震形势的误判. 实际上也可以通过该方法, 向前反推过去的应变状态.

在资料比较完整的情况下, 我们认为某一相对统一和完整的体系, 在一个或几个地震活动轮回中, 应变能的积累与释放应该是总体等量的. 但很多地区由于地震资料记录的缺失较多, 很少记录到一个或几个地震活动轮回的资料. 因此, 本模型的计算得到的应变能的积累与释放并不是完全等量的. 具体情况将在结果分析中给与讨论.

2 研究区域的划分及地震资料的选取与处理

在对某一地区作应变积累释放研究时, 必须考虑到这一地区的地震资料的完整性. 这涉及到两个方面: 一方面是时间上的相对完整性, 即选取的地震资料尽量包含相对完整的地震活动轮回; 另一方面是空间上的相对完整, 即所用的地震资料在空间上应与孕震的构造块体(有时称地震区)相符. 从地震时间序列特征上分析, 地震活动在时间上呈相对平静与显著活跃相交替的特点, 因此在考察地震资料完整性时, 充分考虑了这个特点.

本文以活动地块假说(张国民, 张培震, 2000; 张培震等, 2003)为基础, 在中国大陆选取了 5 个地震区作为研究区. 即华北、天山、东南沿海、川滇和西北地震区(图 1). 其中华北地震区研究范围是 $110^{\circ}\sim 120^{\circ}\text{E}$, $34^{\circ}\sim 42^{\circ}\text{N}$. 东南沿海地震区主要由南华地块区强震主体活动地区构成. 川滇地震区主要研究菱形块体及其边界区域. 这一地震区地震活动频繁, 构造背景较为复杂. 天山地震区主要由中国境内的天山 II 级活动地块及其两个边界构成. 西北地震区则是主要由柴达木地块和祁连地块构成.

其中, 我国陆区的强震资料取自《中国历史强震目录》(中国地震局震害防御司, 1995)、《中国近代地震目录》(中国地震局震害防御司, 1999)以及《中国数字地震台网中心地震速报目录》^①.

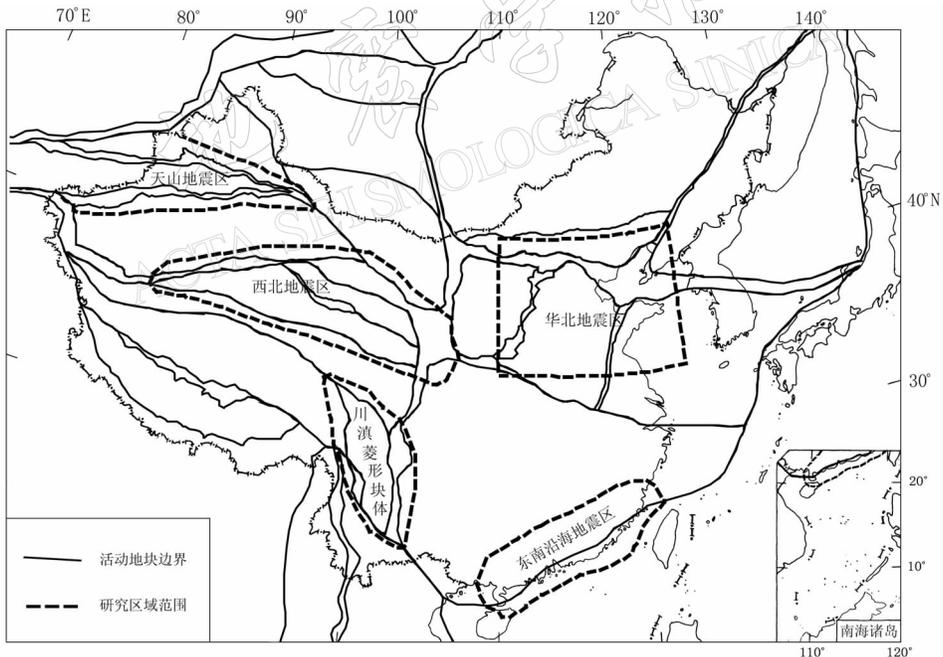


图 1 中国大陆及邻区活动地块分布与研究区域划分(引自张培震等, 2003)

在得到以上目录资料之后, 本研究还应用了删除主震后一定面积和时间内所有地震的方法删除余震. 考虑序号为 i 和 $j(j>i)$ 的两次地震, 如果满足

^① 中国数字地震台网中心编. 2003. 中国数字地震台网中心地震速报目录.

$$\begin{cases} t_j - t_i \leq T(M_i) \\ \Delta_{ij} \leq R(M_i) \\ M_j \leq M_i \end{cases} \quad (10)$$

那么, 就称第 j 次地震是第 i 次地震的余震. Δ_{ij} 是两次地震之间距离; $T(M_i)$ 和 $R(M_i)$ 可由经验关系给出 (Keilis-Borok, Knopoff, 1980).

3 结果分析

由于本研究中 G-R 关系以及应变释放过程都严重依赖各地震区地震资料的完整性, 而不同地震区则有着自己特有的地震孕育环境、历史记录和现代小震资料. 因此在本研究中根据各地震区的地震资料完整性, 在模型应用过程中采用不同的起始时间进行 a, b 值的计算. 如果我们认为, 由 a, b 值推导得到的应变积累速率是客观、准确的, 那么就可以根据各地震区现今所处应变状态和目前状态在整个地震轮回活动中的所处阶段, 半定量给出未来一段时期内该地区可能发生的地震强度. 同时, 采用本文提出的方法, 可以将原来的应变积累释放曲线或模型所必需的一个以上或数个轮回 (马宏生等, 2002), 简化至只需要上一次大释放的终止时间, 即可得到现今的地震活动在整个轮回中所处的地位. 在年均应变积累速率计算过程中, 震级档上限取 $M_s = 8.5$, 震级档下限取 $M_s = 6.0$. 震级档下限的选取, 主要是由于 $M_s = 6.0$ 以上历史强震资料记录相对完整.

1) 华北地区. 6 级以上地震资料从 1480 年以后是比较完整的 (黄玮琼等, 1994). 考虑 1303 年有 1 次 8.0 级地震, 而 1556 年又 1 次 8.3 级地震. 在选取模型起始时间时, 考虑到目录完整性对应变积累速度影响以及应变在大释放后需要一段时间积累的情况, 在研究中认为历史地震资料选取从 1400 年开始是比较合理的, 其中 1695 年的应变达到最小值为零. 图 2 是公元 1400 年以来华北地块区 $M_s \geq 6$ 地震的 $M-t$ 图、 $M_s \geq 6$ 地震的应变积累释放曲线和震级-频度关系图. 将由震级-频度关系得到的 $a = 3.50, b = 0.74$ 代入式 (8), 则可得华北地区的年均应变积累率 $\dot{\epsilon} = 4.00 \times 10^6 \text{ J}^{1/2} / \text{a}$. 图 2 还显示了华北地区强震活动的起伏. 在过去的近 600 年时间内大致经历了两个强震活动轮回, 前一活动期自 1400~1695

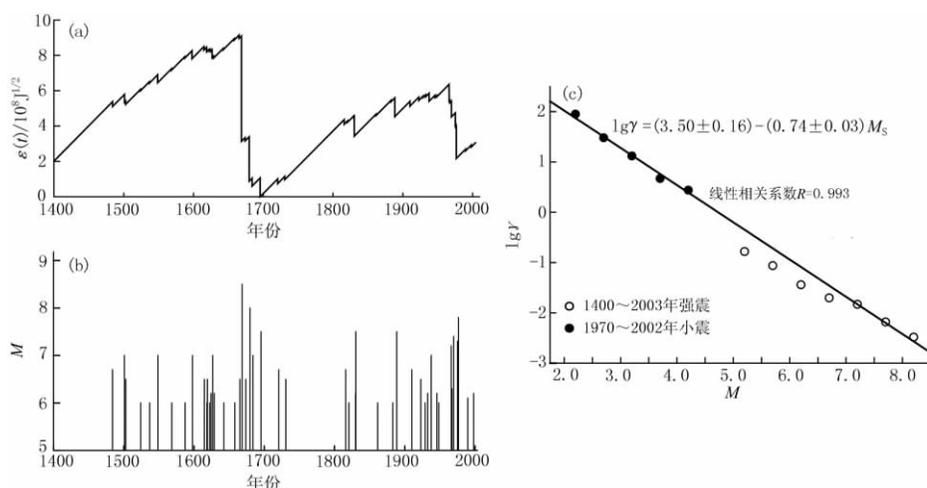


图 2 华北地区应变释放 (a)、 $M-t$ 图 (b) 及震级-频度关系 (c)

年前后, 后一活跃期从 1696~1976 年前后. 从整个应变积累释放曲线的形态来看, 现阶段处于第三个轮回的应变积累阶段, 且处于应变较低状态. 该地区不会有巨大地震或群集性中强震群发生.

2) 东南沿海地区. 考虑到 1600 年前后的 3 次大地震对应变能积累与释放的影响, 以及 1800 年以前地震记录明显偏少等因素, 我们在作应变积累释放曲线时选取 1800 年作为起始点. 将由震级-频度关系得到的 $a=2.96$ 、 $b=0.73$ 代入式(8), 则可得到东南沿海地区的年均应变积累率 $\dot{\epsilon}=1.46 \times 10^6 \text{ J}^{1/2}/\text{a}$. 图 3a 显示了 1800~1995 年前后, 大致有两个较小的应变积累释放过程: 前一过程持续至 1920 年前后, 而后一过程自 1921~1994 年前后结束. 其中 1994 年应变达到最小值为零. 从整个曲线的应变状态来看, 目前, 该地区同华北地区一样, 也处于新一轮的应变积累阶段, 且应变积累处于较低阶段. 该地区同样不太可能发生巨大地震或群集性中强震群.

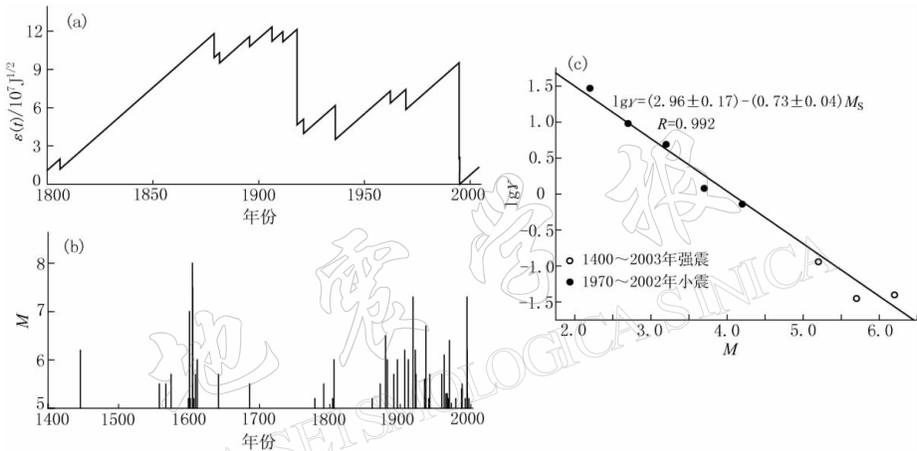


图 3 东南沿海地区应变释放(a)、 $M-t$ 图(b)及震级-频度关系(c)

3) 西北地区. 1900 年以前的历史地震记录缺失严重. 但在 1879 年有一次 8 级左右巨大地震发生. 如果认为这次 8 级地震是一次大释放的结束, 那么 1880~1940 年和 1941 年至现今, 均为 60 年左右的应变积累释放周期轮回. 所以在选取模型的起始时间上, 我们认为从 1880 年起始是比较合理的, 但该地区 G-R 关系中用到的历史地震记录则取了 1900 年以后资料. 将由震级-频度关系得到的 $a=3.16$ 、 $b=0.61$ 代入式(8), 得到西北地区的年均应变积累率 $\dot{\epsilon}=1.4 \times 10^7 \text{ J}^{1/2}/\text{a}$. 从图 4a 可以看到, 除 2001 年前后的一次较大释放外, 1920~1940 年左右 20 年间还存在一次大规模的释放, 其中应变量的零点就出现在 1940 年前后. 因此, 我们又选取了 1940 年为起点, 结果见图 4b. 图 4a, b 显示, 西北地区目前处于这一活跃期的释放阶段, 其已积累的应变如果全部释放将达到 $1.6 \times 10^8 \text{ J}^{1/2}$, 相当于未来一段时期(20 年左右)可能会有一次 7.7 级左右地震发生, 或者 3 次左右 7 级以上地震发生.

4) 天山地区. 地震资料完整记录是在 1900 年之后(黄玮琮等, 1994). 考虑到 1812 年及 1902 年的两次 8 级以上大震的影响, 我们以 1860 年作为起始时间, 其中应变量的零值点出现在 1920 年前后. 将由震级-频度关系得到的 $a=3.50$ 、 $b=0.67$ 代入式(8), 得到天山地块区的年均应变积累率 $\dot{\epsilon}=1.18 \times 10^7 \text{ J}^{1/2}/\text{a}$. 从图 5a 可以看到, 1920 年前后的大释放

后. 天山地区一直处于应变积累阶段, 相当长的一段时期都没有大释放发生. 目前该地区即将进入应变大规模释放阶段. 如果以上一次释放结束为起点, 即 1920 年为起点, 则可以得到现阶段天山地区的剩余应变 $\epsilon = 3.1 \times 10^8 \text{ J}^{1/2}$. 参照天山地区上一轮中大释放的持续时间, 可以得出未来 15 年左右该地区可能会有一次 8.1 级左右地震发生, 或者 7 次左右 7 级地震发生.

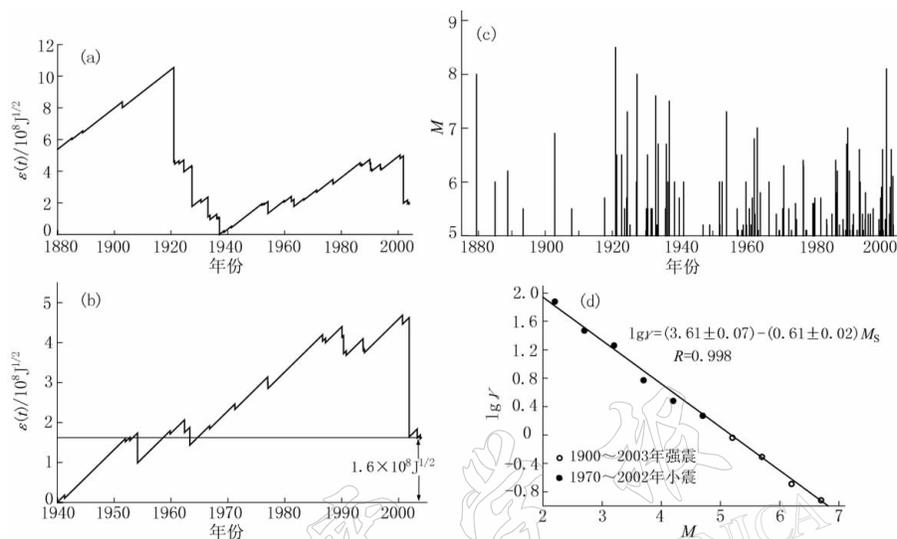


图 4 西北地区应变释放(a)、残余应变(b)、 $M-t$ 图(c)及震级-频度关系(d)

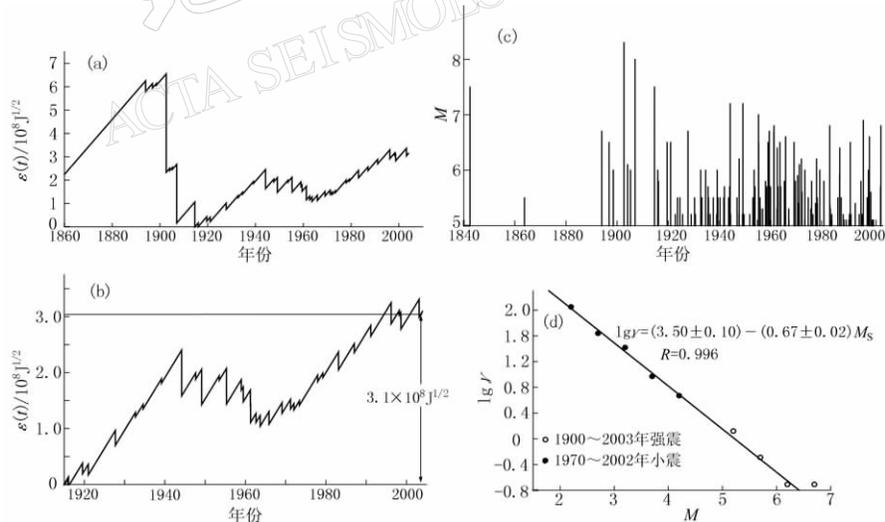


图 5 天山地区应变释放(a)、残余应变(b)、 $M-t$ 图(c)及震级-频度关系(d)

5) 川滇菱形块体. 1900 年以来地震资料才比较完整. 将由震级-频度关系得到的 $a = 2.90$ 、 $b = 0.56$ 代入式(8), 得到川滇菱形块体的年均应变积累率 $\dot{\epsilon} = 1.86 \times 10^7 \text{ J}^{1/2}/\text{a}$. 图 6a, c 显示, 1940 年前该地区完成一次较大的释放, 而且之前该地区的地震资料明显存在缺失. 因此我们又取 1940 年作为起始点作图 6b, 这里应变量在 1975 年达到零点. 1940~

1976 年前后近 40 年基本完成一次轮回, 此后该地区地震没有强震显著活动, 一直处于应变的积累过程, 总体应变能已积累到非常高的水平, 如果全部释放至零点, 则有 $\epsilon = 3.0 \times 10^8 \text{ J}^{1/2}$ 左右的应变能需要释放. 因此在未来不长的时间内, 该地区地震活动将较为强烈, 至少会有一次 8 级左右强震发生, 或者 7 次左右 7 级地震发生.

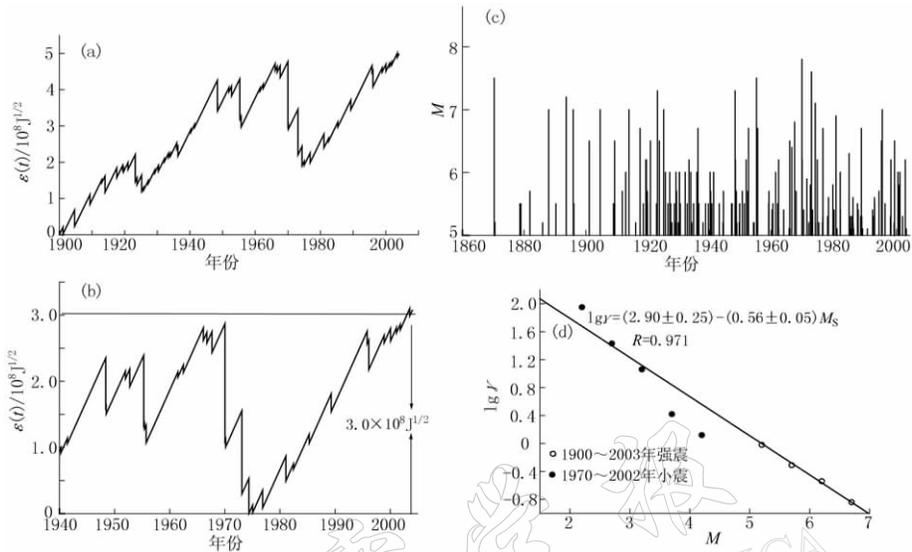


图 6 川滇菱形块体应变释放(a)、残余应变(b)、 $M-t$ 图(c)及震级-频度关系(d)

从以上各地震区的平均应变积累速率来看, 西部地块区的地震活动水平明显高于东部地区, 而且西部地区的地震活动轮回周期也比东部地区短, 这些结果与东西部现今地壳运动变形的应变速率基本一致. 此外, 中国大陆西部地震分区的应变状态都积累进入较高阶段, 其中西北地区以 2001 年昆仑山 8.1 级地震为标志, 已进入大规模释放阶段. 在未来一段时期内, 天山地区、川滇的菱形块体都将面临应变的大释放. 中国大陆东部两个地震分区的地震活动轮回周期应该都在 300 年以上, 其中华南沿海地区的大活动周期(马宏生等, 2002), 还包含有较为明显的小的地震活动轮回过程.

4 讨论和结论

根据应变积累与释放, 可将强震活动划分为若干周期性起伏. 地震应变能积累与释放随时间的起伏变化, 刻画了强震活动的轮回性特征. 以往研究提出应用应变积累释放模型的前提条件, 是对于一个相对封闭体系中的一个或几个相对完整的地震活动轮回, 假定其应变的积累与释放相当. 然而在实际应用中很多区域由于历史地震缺失, 很难形成一个或几个完整的地震活动轮回, 而且所得到的研究时段的应变积累释放曲线的起点与终点均在零点, 可能造成应变积累速率偏离实际情况, 从而使得整个曲线形态发生变化, 影响对未来地震趋势的判定. 而在本研究中由于应变的积累速率与实际释放时相对独立, 所以得到的基于 G-R 关系的应变积累速率相对受历史地震缺失影响较小. 在近代地震目录完整的情况下, 仅需一个相对完整轮回, 我们就能半定量地给出今后一段时间内强震活动强度, 包括震级与数量.

本研究借鉴了活动地块假说对中国大陆进行的活动地块划分,其分区在地质构造、地震孕育上的完整性是可以推敲的.此外,在计算 G-R 关系中的 a, b 值时采用地震年发生率的概念,充分利用了 1970 年以来记录完整的数目众多的小震目录,这保证了其所给出的年均概念的 a, b 值是相对客观准确的,这种发展对于计算年均应变积累速率至关重要.在计算年均应变积累速率时,对应变积累速率计算即式(8),给出震级档的概念.震级档上限取 $M_s=8.5$,下限取 $M_s=6.0$.在有震级约束的条件下得到的年均应变积累速率并不是该地震区所有地震的年均应变积累速率,仅是相应震级档的年均应变积累速率.因此,在本研究中得到的平均应变积累速率只是 6.0 级以上所有地震的年均累计应变积累速率.在考察实际地震释放时,我们注意到各震级档的应变与 b 值关系密切.当 $b=0.75$ 时,各震级档所有地震的总应变均相等;当 $b>0.75$ 时,震级档的震级越小,其所释放的总应变越大;当 $b<0.75$ 时,震级档的震级越大,其所释放的总应变越大.这也表明年均应变积累速率与震级档选取相关.

通常的计算结果均存在着不确定性,本模型的不确定性主要由 G-R 关系中 a, b 值的误差以及计算起始时间选取的偏差等因素造成.下面将以华北地区为例,进一步探讨这 3 个因素的变化对计算结果产生的影响.

1) 起始时间选取对应变积累释放曲线的影响.在图 2a 中可以看到,华北地区地震应变能的积累与释放有两个完整的周期.为进一步研究起始时间选取对模型结果的影响,分别选取了后一周期起始阶段的 1700 年和应变能已积累了一段时间的 1800 年为起始计算时间,在不改变应变积累速率的前提下,得到了应变积累释放曲线(图 7a, b).对比图 2a 与图 7a, b 发现,图 7a 与图 2a 的第二个周期非常相似,且现今阶段的已积累的应变能也非常接近,约为 $3.0 \times 10^6 \text{ J}^{1/2}$.这也从另一方面验证了,只需要知道上一次大释放的终止时间,就可以通过本模型计算得到现今地震活动水平的结论.而图 7b 的现今应变状态则与图 2a 有明显差异.我们认为出现这种情况,是由于没有考虑活跃期开始阶段的应变积累过程,从而使整个区域的计算应变与实际应变之间出现了一个系统的偏差,即总的释放的应变大于总的积累起来的应变.其对结果造成的影响则是对于现今地震活动强度的判定,可能会低于实际的地震活动水平.因此在选取模型的起始时间时,不仅要考虑目录的完整性,从相对完整目录开始计算,而且还要考虑到地震活跃前应变积累阶段所占用的时间.

2) G-R 关系中 a, b 值的误差对应变积累释放曲线的影响.对于华北地区,由 G-R 关系可以得到 a 值为 3.5, 剩余标准差为 (± 0.16) .将这个标准差分别与 a 值相加减,在不改变 b 值的情况下,代入式(8),则可以得到年均应变积累率分别为 $\dot{\epsilon}=5.8 \times 10^6 \text{ J}^{1/2}/a$, $\dot{\epsilon}=2.8 \times 10^6 \text{ J}^{1/2}/a$.图 7c, d 是由这两个年均应变积累率得到的地震应变能积累与释放随时间起伏变化的曲线.图 7c 与图 7a 相比,其总体趋势呈上升走势,且现今应变积累已达到较高状态.图 7d 与图 7a 相比,其总体趋势呈下降走势,现今应变积累状态则相对较低.华北地区的 b 值为 0.74, 剩余标准差为 (± 0.03) .同样将这个标准差分别与 b 值相加减,在不改变 a 值的情况下,代入式(8),则可以得到年均应变积累率分别为 $\dot{\epsilon}=2.5 \times 10^6 \text{ J}^{1/2}/a$, $\dot{\epsilon}=6.3 \times 10^6 \text{ J}^{1/2}/a$.图 7e, f 是由这两个年均应变积累率得到的地震应变能积累与释放随时间起伏变化的曲线.图 7e 与图 7a 相比,其总体趋势呈下降走势.图 7f 与图 7a 相比,其总体趋势呈上升走势.通过以上分析得出结论:如果 a, b 值存在误差,则可能对模型的结果,即现今地震活动水平的判定有很大的影响.因此要保证模型结果可靠,就必须首先保

证计算得到的 a, b 值准确.

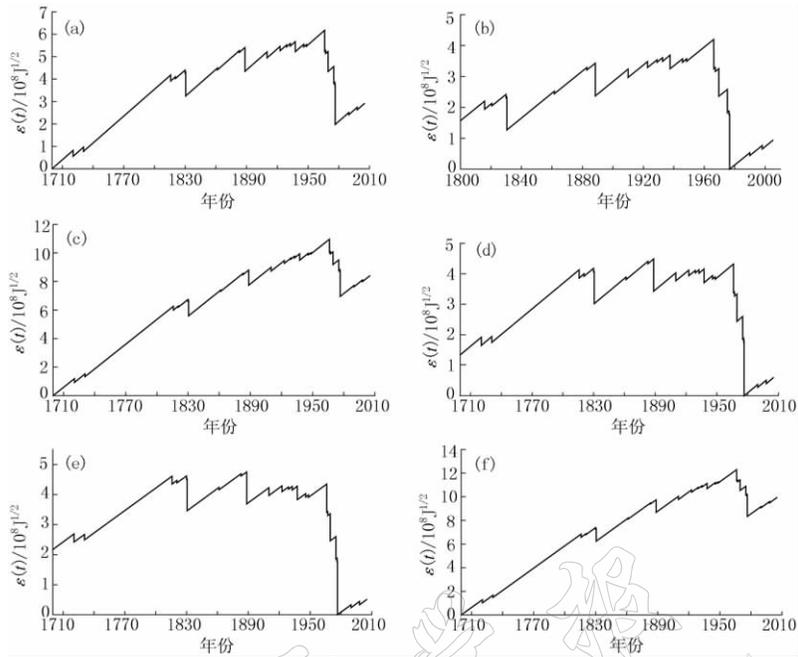


图 7 计算结果的不确定性分析

本研究的目的在于发展一种评估当前地震活动水平的方法. 该方法主要是为了克服原来应变积累释放模型的缺点, 即过于依赖历史强震资料, 而历史地震资料往往不足以满足应变积累释放模型计算的要求. 为了验证这一方法的有效性, 本文给出的计算结果都是在较大区域上进行的. 同时, 在计算 G-R 关系时, 是将现代小震资料和历史地震目录统一放在一起进行的, 以保证 a, b 值尽可能准确. 在实际工作中, 由于一个大的断裂带、变形带或若干个构造上相互关联的断层都能够积累相当数量的小震资料, 从而可以获得较为精确的 G-R 关系, 进而可以给出代表断裂带相对地震活动水平的年均应变积累速率, 并通过模型对断裂带现今应变状态以及目前状态在其地震轮回活动中所处阶段的研究, 探讨断裂带上未来的地震活动趋势. 因此, 本文提出的方法在中长期地震活动预测中有一定应用价值.

参 考 文 献

- 陈培善, 白彤霞, 李保昆. 2003. b 值和地震复发周期[J]. 地球物理学报, **46**(4): 510~519
- 国家地震局震害防御司. 1992. 地震工作手册[M]. 北京: 地震出版社, 1~633
- 中国地震局震害防御司. 1995. 中国历史强震目录(公元前 23 世纪—公元 1911 年)[M]. 北京: 地震出版社, 1~513
- 黄玮琼, 李文香, 曹学锋. 1994. 中国地震资料完整性研究之二[J]. 地震学报, **16**(4): 423~431
- 黄忠贤, 陈虹. 1996. 中国大陆地震分期活动及其与构造运动的关系[J]. 中国地震, **12**(4): 403~410
- 刘杰, 陈颀, Rchal Davidson, 等. 1997. 全球地震危险性评估[J]. 地震, **17**(增刊): 2~10
- 刘杰. 1998. 地震活动的泊松模型和应力释放模型在地震预测和地震危险性评估中的一些应用[D]: [学位论文]. 北京: 中国地震局地球物理研究所, 1~149
- 马宏生, 刘杰, 张国民, 等. 2002. 用应变积累释放模型研究中国大陆地块分区地震活动[J]. 地震学报, **24**(6): 569~

578

- 邱竞男, 高旭. 1986. 关于本世纪我国地震活跃阶段性的讨论[J]. 地震, (6): 41~47
- 时振梁, 汪良谋, 傅征祥, 等. 1997. 中国大陆中长期强震危险性预测方法研究[M]. 北京: 海洋出版社, 1~174
- 时振梁, 环文林, 曹新玲, 等. 1974. 中国地震活动的某些特征[J]. 地球物理学报, **17**(1): 1~13
- 夏浩明. 1987. 大华北 $M \geq 4$ 地震阶段性分区特征及其意义[J]. 地球物理学报, **30**(3): 281~291
- 张国民, 张培震. 2000. 大陆强震机理与预测中期学术进展[J]. 中国基础科学, (10): 4~10
- 张培震, 邓起东, 张国民, 等. 2003. 中国大陆的强震活动与活动地块[J]. 中国科学, D辑, **33**(增刊): 12~20
- 中国地震局震害防御司. 1999. 中国近代地震目录(公元1912年—1990年)[M]. 北京: 中国科学技术出版社, 1~637
- Benioff H. 1951. Earthquakes and rock creep[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **41**: 31~62
- Gutenberg B, Richter C F. 1941. Seismicity of the earth[J]. *Geol Soc Amer Spec Pap*, **34**(1): 1~133
- Gutenberg B, Richter C F. 1956. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration(second paper)[J]. *Bull Seism Soc Amer*, **46**: 105~145
- Kanamori H. 1977. The energy release in great earthquakes[J]. *J Geophys Res*, **82**: 2 981~2 987
- Keilis-Borok V I, Knopoff L. 1980. Burst of aftershock of strong earthquake[J]. *Nature*, **283**: 4 259~4 263

SEISMICITY RESEARCH IN THE SUBREGIONS OF CHINESE MAINLAND USING STRAIN ACCUMULATING AND RELEASING MODEL BASED ON G-R RELATION

Ma Hongsheng^{1,2)} Liu Jie³⁾ Zhang Guomin²⁾
Zhang Xiaodong³⁾ Wang Hui^{1,2)} Wang Xinling²⁾

1) *Institute of Geophysics, China Earthquake Administration, Beijing 100081, China*

2) *Institute of Earthquake Science, China Earthquake Administration, Beijing 100036, China*

3) *China Earthquake Networks Center, Beijing 100036, China*

Abstract: According to the deficiency of the strain accumulating and releasing curves and the previous models, the strain-accumulating rate of the strain accumulating and releasing model has been deduced based on the G-R relation and the empirical formula between energy release and earthquake magnitude, where the strain-accumulating rate is relative independent of the strain-releasing rate. 5 typical areas in Chinese mainland are selected on the basis of the hypothesis on active tectonic block, and small earthquakes from 1970 are imported to calculate the annual strain-accumulating rates considering the completeness of historical seismic data. Having introduced the strain-accumulating rates into the amended model, present strain phases are got. According to the present stages in their own cycles, the future earthquake tendency of each sub-region is discussed.

Key words: G-R relation; strain-accumulating rate; strain accumulating and releasing; strain phases