

中国大陆及其邻区地震活动 的数值模型研究^{*}

焦明若 张国民 刘杰 车时

(中国北京 100036 中国地震局分析预报中心)

摘要 利用有限元数值模拟方法,结合中国大陆及周边实际板块边界条件、实际介质参数,模拟给出了各单元的应力增长速率,并将其应用于根据细胞自动机原理提出的一种更接近实际的改进的细胞自动机模型中。初步给出了与实际地震类似的地震活动时空反复演化图象,并将模拟给出的地震能量释放结果与实际地震活动做了对比。认为该模型较以往模型无论在模拟地震活动特点上,还是与实际情况的对比上都有一定的优势,是一种更接近实际的模型。

关键词 有限元 细胞自动机模型 应力分配 地震活动

引言

地震过程是极其复杂的,这已为地震预报实践所证实。地震过程的复杂性主要表现为地震时空分布的不均匀性。造成地震过程复杂性有多方面的因素,如震源区介质、震源的力学过程及成组地震活动的相互作用等。我们对地震活动规律的研究还很肤浅,特别是对地震发生过程的整体行为知之甚少。许多学者试图通过建立地震活动动力学模型来研究大陆地震活动群体特征,并解释地震活动过程的复杂性。以 Burridge 和 Knopoff(1967)提出的多弹簧滑块串联模型为代表, Mogi(1977)将串联模型改成并联形式,并解释了日本海沟的强震成组活动的特点。此外, Byerlee(1978)、Dieterich(1981)、Rice 和 Tse(1986)等人将滑动弱化等复杂本构关系引入到一个单自由度的单滑块系统中。张国民和傅征祥(1985)在模型中引入流变特点,并讨论了中国大陆强震成组活动的特点。朱元清和石耀霖(1991)用相互并联的多个非线性单元的相互串联来模拟平行地震活动断层带的地震活动。Shi 等(1994)、张国民等(1995)、张国民和李丽(1997)、耿鲁明等(1994)、李丽等(1997)又进一步考虑了断层带之间和带内各段之间的相互耦合作用,模拟计算了相互作用的断层体系,并在该模型基础上,探讨了大陆强震轮回特征、场源关系、介质参数和边界条件对系统的影响等。该模型的建立无疑对大陆强震群体孕震规律的认识发挥了十分重要的作用,但由于该模型计算是求解一套联立微分方程组,显然,在模拟一个多孕震源系统时将存在计算上的困难。此外,该模型虽然可以反映地震活动的某些特点,但究竟在多大程度上反映实

* 中国地震局“九五”课题(95-04-03-03-03)。

1999-02-04 收到初稿, 1999-08-16 收到修改稿, 1999-09-17 决定采用。

际大陆地震活动过程,还是有待研究的问题.另一方面, Bak 和 Tang(1989)依据地震是自组织临界现象的认识,建立了研究地震活动的细胞自动机模型,并较成功地得到地震活动最基本的G-R关系. Ito 和 Matsuzaki(1990)、李东升和陆远忠(1992)又继续了这方面的工作.然而,细胞自动机模型虽然对大陆地震活动特点的某些方面如G-R关系可以做出一定的解释,但由于该模型在建立时做了相当的简化,模型中特别关键的各单元应力积累速率是随机给出的,在反映实际大陆地震活动规律方面存在着缺陷.而实际大陆各单元的应力积累速率,不但与实际介质性质有关,更重要的是与实际中国大陆板块边界条件有关.

采用细胞自动机模型,本研究从有限元数值模拟的角度,利用中国大陆周边实际板块边界条件、实际介质参数,并吸纳其它模型中的合理成分,对中国大陆及周边地区的地震活动时空分布特征进行了讨论.本研究的主要思路是:①利用线弹性固体有限元模型,结合实际地质单元弹性参数、采用定常位移速率边界条件,模拟出中国大陆及邻区各单元的最大剪应力增长速率;②将细胞自动机的基本原理(如应力的线性积累)应用到数值模型中;③参考和借鉴弹性位错模型中应力分配的基本原则,利用中国大陆实际地震的加震和减震作用的研究结果来调整模型中应力分配随距离的衰减系数;④最后完成模型设计,并给出中国大陆及周边地区地震活动动态演化图象.

1 数值模型的建立

1.1 介质参数及边界条件

将中国大陆及邻区共划分成489个单元、275个节点(图1),并分成6个材料区.各区介质参数见表1,边界条件参数选取见表2(详见焦明若等,1999).利用线弹性有限元模

型模拟出各单元的应力增长速率,同时考虑到问题的相对性和计算上的方便,对其值进行归一化处理.另外,每个单元破裂强度的设定,主要考虑到不同的材料有不同的剪切破裂强度,故将6种材料区给出不同的强度值,再根据6个材料区在实际地震活动中表现的不同地震活动周期之特点,并考虑每一材料的最大剪应力增长速率,设定材料n的剪切破裂强度为

$$Q^n = S^n (1 - a \times R_{nd}) \quad (1)$$

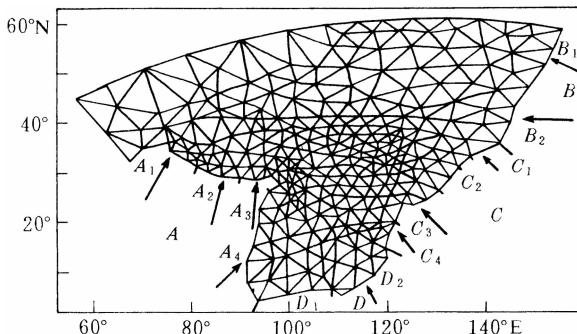


图1 有限元网格示意图

(A, B, C, D 分别为印度洋板块、
太平洋板块、菲律宾板块及南部边界

表1 各材料区的物性参数值

| 材料号 | 材料区名 | 杨氏模量/ 10^{10} Pa | 泊松比 | 剪切模量/ 10^{10} Pa | 粘滞系数/ 10^{22} 泊松 |
|-----|--------|--------------------|------|--------------------|--------------------|
| 1 | 青-藏亚板块 | 8.7 | 0.25 | 3.48 | 0.4 |
| 2 | 新疆亚板块 | 9.2 | 0.25 | 3.68 | 2 |
| 3 | 蒙古亚板块 | 9.0 | 0.25 | 3.60 | 1.6 |
| 4 | 黑龙江亚板块 | 9.2 | 0.25 | 3.68 | 1.4 |
| 5 | 华北亚板块 | 8.7 | 0.25 | 3.48 | 2 |
| 6 | 华南亚板块 | 9.2 | 0.25 | 3.68 | 4 |

这里, $S^n = T^n \times v_{\max}^n, a$ 为设定的常数, 这里取 20% (前一项 S^n 用来控制剪切强度的基本量级, 后者 a 的量值实际上允许其剪切强度有一定的随机起伏), T^n 为材料 n 的发震周期, v_{\max}^n 为材料 n 的最大应力增长速率, R_{nd} 为给定的随机数. 对 1~6 种材料, 其地震活动周期分别给定为 $T^1 = 100, T^2 = 150, T^3 = 500, T^4 = 500, T^5 = 300, T^6 = 400$. 需要说明的是, 上述周期数据主要根据各材料区地震活动统计的大致情况, 并不十分严格. 单元初始应力是随机给定的. 本研究假定各单元上的应力随时间是线性增加的, 即当无破裂发生时, 在 t 时刻第 i 个单元的应力值为

$$\tau(i) = \tau_0(i) + v(i) \times t \quad (2)$$

其中, $\tau_0(i)$ 为单元 i 的应力初始值, $v(i)$ 为单元 i 的最大剪应力增长速率, t 为时间.

1.2 单元破裂时的应力分配准则

根据我们目前对实际地震发生所产生的应力降资料分析, 一般强震应力降多为其破裂强度的 10% 左右. 考虑到上述事实, 在我们模型中, 当某一单元破裂时使其剪切强度 $Q(ib)$ 下降 10%, 而其周围单元的应力变化则由应力分配准则来进行 [见式(4)]. 则有破裂单元 ib 的应力降为

$$\Delta\tau(ib) = Q(ib) \times 10\% \quad (3)$$

其中, ib 为破裂单元号.

由于某一单元的破裂, 将对其周围单元分配应力, 我们采用如下应力分配方案: 参考弹性位错模型中的应力分配方法, 即

$$\Delta\tau(i) = \{C \times \cos[2\theta(i)]/r^{2.5}(i)\} \times \Delta\tau(ib) \quad (4)$$

式中, $\Delta\tau(i)$ 为单元 i 在 ib 破裂后分配的应力值; $\Delta\tau(ib)$ 为单元 ib 破裂后的应力降; C 为应力衰减系数, 主要受实际加震、减震距离的约束 (黄福明, 陈修启, 1992), 这里取 0.1 (主要考虑到中国大陆实际地震的增震、减震距离及本模型中使用的网格大小而大致确定的); $\theta(i)$ 为单元 ib 的 P 轴方向与 ib, i 中心点的连线方向之间的夹角; $r(i)$ 为 ib 单元与 i 单元中心点的距离. 该式实际上是双力偶点源位错模型的一种简化衰减关系形式.

在某单元破裂后, 向周围其它单元分配应力过程实际上存在两种效果: 一是增加了周围某些单元的应力; 二是减少了周围某些单元的应力. 前者就是我们常提到的增震作用, 后者就是减震作用. 图 2 给出了某一单元破裂时对周围产生的应力分配情况. 可以看出, 由于某单元发生破裂应力有一明显下降, 而周围则因应力降而产生应力分配, 在破裂单元 P

表 2 边界条件

| 边 界 | 边界条件 | | |
|----------------|-------------------------|--------|-----------|
| | 位移速率/cm·a ⁻¹ | 运动方向 | |
| 欧亚-印度板块 边界 | 西段 | 6.4 | NE30° |
| | 中段 | 6.0 | NE15° |
| | 东段 | 6.4 | NE5° |
| | 东南段(缅甸山弧) | 3.8 | NE45°~50° |
| 欧亚-太平洋 板块边界 | 北段 | 5.5 | NW70° |
| | 南段 | 6.5 | EW |
| 欧亚-菲律宾 板块边界 | 北段 | 3.0 | NW50° |
| | 中段(琉球弧) | 0 | |
| | 南段(台湾附近) | 4.0 | NW45° |
| | 东南段(吕宋弧) | 3.0 | NW45° |
| 南部边界 | 东段 | 2.0 | NW30° |
| | 西段 | 自由边界 * | |

* 主要考虑在印度板块碰撞时, 由于西藏高原在北面阻挡, 物质有南移趋势

轴与某单元网格中心点连线方向之夹角在锐角区将有应力增加, 即增震作用; 钝角区则有应力下降, 产生减震作用.

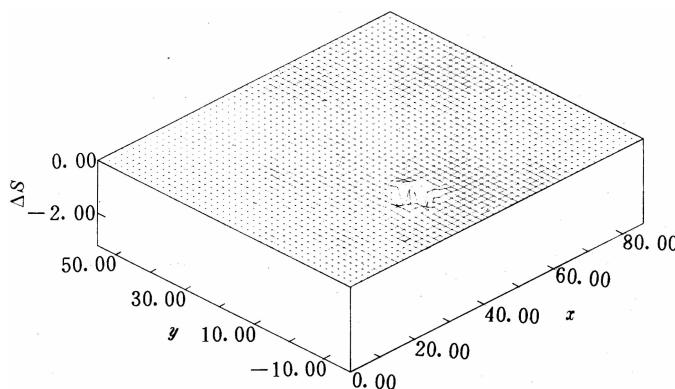


图 2 某单元破裂时向周围应力分配示意图

1.3 地震的震级

与实际情况相同, 当某个单元的应力水平超过其破裂强度时, 应力被释放, 其相应的能量为

$$E(ib) = \Delta\tau^2(ib) \times V(ib) / [2 \times \mu(ib)] \quad (5)$$

其中, ib 为破裂单元, $E(ib)$ 为单元 ib 释放的能量, $\Delta\tau(ib)$ 为破裂单元 ib 释放的应力降, $V(ib)$ 为破裂单元 ib 的体积(计算单元体积时, 这里取震源孕震层厚度为 5 km. 一般认为能层为 5 km 厚), $\mu(ib)$ 为破裂单元 ib 的剪切模量.

一个单元破裂后, 由于增震作用和减震作用, 可能会触发周围其它单元同时破裂, 这些破裂单元还可能导致另外一些单元破裂. 为此, 我们将相邻单元释放的能量相加, 就可形成一个较大地震事件. 其震级为

$$M_i = 2/3 \times \lg[\Sigma E(ib)] \quad (6)$$

需要指出的是, 所计算的震级仍不是真实地震震级, 因为在前面我们对应力积累速率进行了归一化处理, 所以在模拟时没有必要考虑所模拟的地震震级与实际发生地震一致与否的问题.

2 计算结果与分析

本研究中共计算了 10 000 次破裂事件, 其中, 将同时破裂事件作为一次较大事件, 并且为消除模型参数设置的影响, 去掉前 1 000 次的破裂计算结果.

图 3 给出了所计算的地震事件的 G-R 关系图. 可以看出震级在中间一段震级

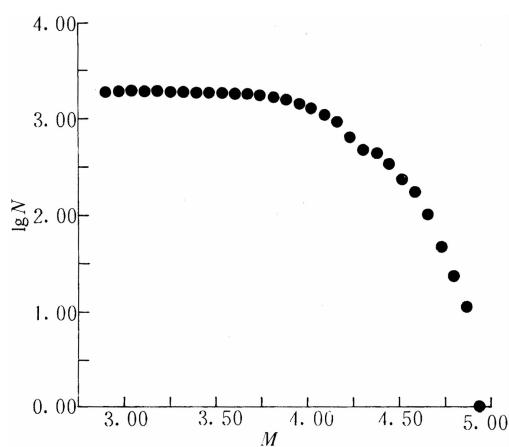


图 3 G-R 关系曲线

4.5~4.8之间线性较好, 在高震级端有掉头现象。造成这种现象的可能原因是在我们模型计算中所使用的网格较大, 使得某一单元发生破裂时虽有应力分配, 但由于单元间距离较大, 应力分配只能在紧邻的单元间分配应力, 而且分配的应力值又非常小的缘故。要想得到较好的G-R关系, 需要对选择区域进行详细划分。

图4给出了相对时间段[32750, 32785]内的M-t图、累积频度图、累积能量图和累积能量释放图。可以看出, 孕震系统在边界动力作用下经历了应力积累、释放、再积累、再释放的过程, 相应的地震活动随时间呈现一种平静、活跃又平静又活跃的准周期或轮回活动图象。这与张国民等(1995)、邱竟男和高旭(1986)给出的我国大陆强震活动的轮回图象有着类似的特点。

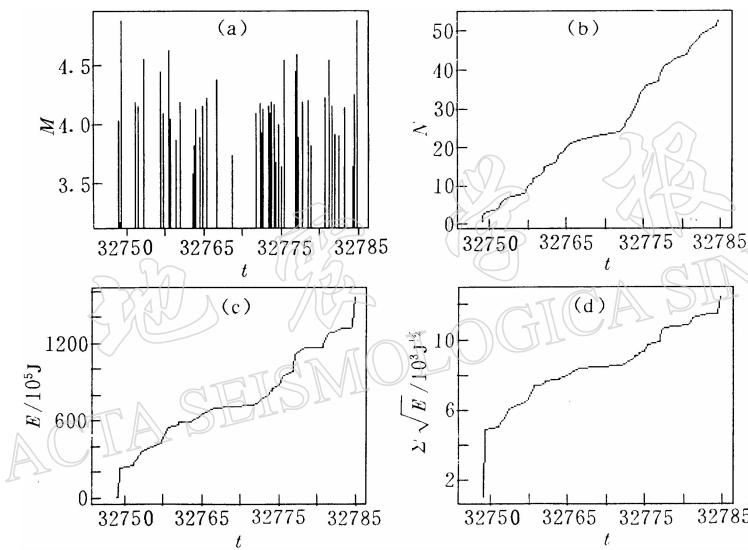


图4 M-t(a)、累积频度(b)、累积能量(c)和累积能量释放(d)。

其中时间为系统相对时间

为了详细分析地震活动时应力随时间的变化, 我们给出了上述时间段[32750, 32785]内, 部分时间点各单元的应力随时间的变化图象(图5)。需指出的是, 这里给出的是应力的相对变化, 定义如下:

$$P(i) = [\tau(i) - 0.9 \times Q(i)] / [Q(i) - 0.9 \times Q(i)] \quad (7)$$

式中, $\tau(i)$ 为某一时刻单元*i*的应力值; $Q(i)$ 为单元*i*的剪切破裂强度。

在32753.93时间点, 单元119发生破裂, 图中给出了其破裂前后的应力变化。在32784.77时间点则同时发生了2次破裂(单元94和95), 由于两个单元挨在一起, 形成了一次较大地震。从以上较短时间点各单元应力积累释放情况来看, 一个较小地震的发生, 可以发生在应力背景不是很高的地区, 但一次较大地震的发生, 则需要有较高的应力背景, 震后致使该区有一个较大范围的应力降低。

从图5也可以看出, 当某一单元发生破裂后, 由于应力下降则由黑颜色(带五星标志)变成白颜色(带小旗标志)。如果再经历较长时间的应力积累, 则会再由白颜色变成黑色, 形成一种地震轮回图象。然而, 一次地震的发生并不是孤立的事件, 要在周围产生应力分配, 并出现相邻单元同时破裂的现象, 才能形成一次较大地震事件; 而那些接近破裂的单元, 由

于减震作用,则被推迟发震。如在32753.93时间点,当119单元破裂时,其相邻的120单元应力由0.058下降到0.037,产生减震作用;而同时与其相邻的90单元,其应力却由破裂前的0.681升高到0.696,产生增震作用。从而形成一种十分复杂的地震活动动态演化图象。

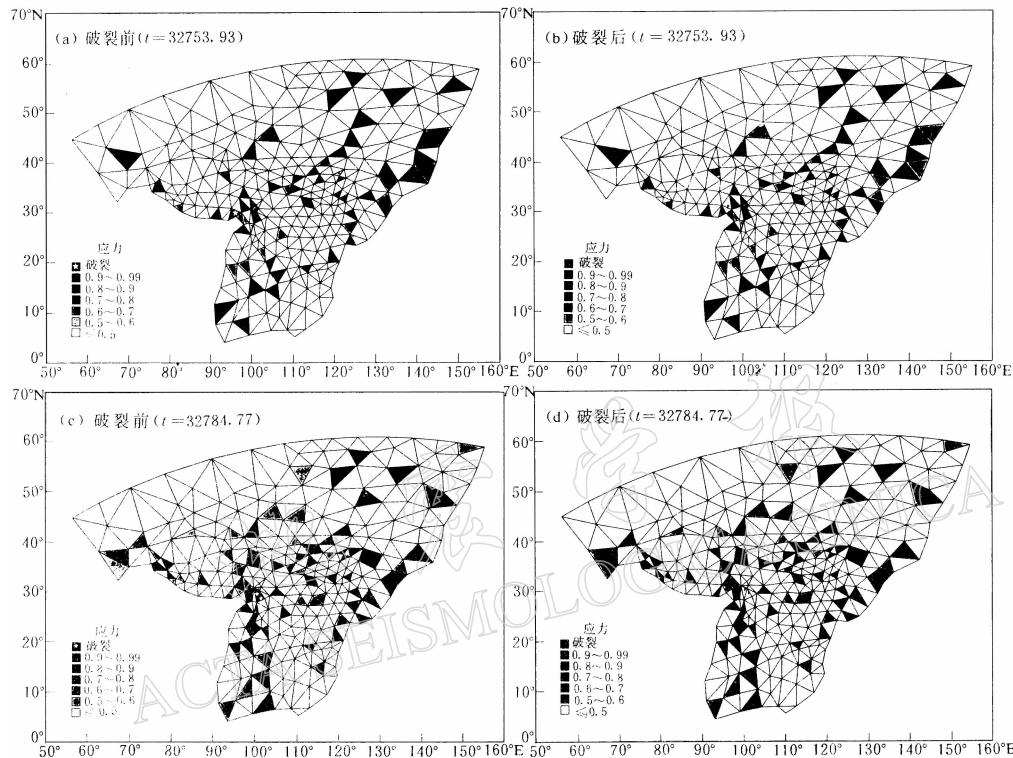


图5 [32750,32785]时段内部分时间点模型中各单元的应力变化图象

地震虽然不是一定发生在背景应力较高的地区,但背景应力较高的地区显然是容易发生地震的地区,从图5来看,板块边缘地区应力背景值较高,也是地震多发地区。另外,西部地区应力背景高于东部地区,华北地区高于华南地区,相应地震发生率也存在差别。当某一单元破裂后,应力降低,高值区发生转移,并预示着下一次地震的位置。

以上我们模拟给出了地震活动的最基本的特征,那么模拟结果与实际情况的对比是怎样呢?为此,我们将模拟给出的相对时间段内(32750,32785)产生的所有不同震级的地震分区进行地震能量释放计算和统计,并与实际地震(大于7级地震)能量释放进行对比,其结果列于表3中。需要指出的是,由于模型中选取的时间为相对时间段,所以对该时间段内单元破裂释放的能量进行统计,这种比较只具有相对意义。

从以上对比可以看出,从模拟给出的值来看,中国西部地震释放的能量比东部高出近3倍,实际地震能量释放西部高出东部一个数量级。华北地区模拟给出的地震能量释放高出

表3 模拟能量释放值与实际地震能量释放的比较

| 区域 | $\Sigma j(J)$ | $\Sigma(J)$ |
|------|--------------------|------------------------|
| 中国东部 | 1.32×10^9 | 3.43×10^{17} |
| 中国西部 | 3.5×10^9 | 4.015×10^{18} |
| 华北地区 | 5.2×10^8 | 9.68×10^{16} |
| 华南地区 | 2.3×10^8 | 0 |

注: Σj 为模拟地震能量释放值; Σ 为实际大于7级地震能量释放值(焦明若等,1999)。

华南2倍多。从实际地震的能量释放来看,由于华南几乎无7级地震,能量为零。华北地震能量释放远高于华南地区。可以看出,模拟结果基本上与实际地震能量的释放情况高低顺序是一致的。

3 结论

中国大陆地震具有成组活动特征。除了研究单个震源的孕育过程之外,还要研究强震成组孕育之特点及多震源之间相互作用影响的内在规律。我们的模型在研究大陆地震群组活动上有一定的优势,并对大陆地震的最基本特征进行了提取。本模型有以下特点:

(1) 过去人们已给出许多地震活动动力学模型,但都是理论模型,而我们的模型是充分考虑了中国大陆地震活动特点的模型,因此有一定的实际意义。

(2) 对于一个单个震源来说,采用的是应力随时间的线性增长,达到其破裂强度,该震源破裂,应力降到其破裂强度的10%的水平。这与实际地震应力降是一致的。

(3) 关于不同震源间相互作用和影响,我们结合弹性位错理论,提出了一种新的应力分配方法,这种方法考虑了实际地震的增震、减震作用。

(4) 从计算来讲,本模型本质上是细胞自动机模型的进一步发展,因此特别容易在计算机上实现。

(5) 从模拟值与实际值的对比来看,该模型基本上是合理的、比较符合实际的。

(6) 本模型的最大优势在于建立了以前没有给出过的比较符合实际的直接地震活动反复演化图象,与过去的纯理论模型相比前进了一步。

本模型初步给出了中国大陆及其邻区地震活动动态演化图象,为实际解释中国大陆地震活动的演化规律向前迈出了一步。本模型吸纳了其它模型中的合理成分,并结合大陆地震实际情况,利用有限元的方法实现了中国大陆地震实际动态演化过程。但需要指出的是,本模型仍是一个非常简化的模型,得到的结果也是非常初步的。下一步工作是完善已有模型,如应力分配衰减关系,应力积累的非线性成分;细化目前的工作,如网格的划分,断裂单元的考虑,边界条件的合理性,三维数值模型的开发等。另外,本研究只对模拟给出的能量释放值与实际地震活动做了简单对比,而且也是非常粗略的、相对的,而较详细的分析对比将是下一步要做的。

参 考 文 献

- 耿鲁明,张国民,石耀霖. 1994. 地震孕育发生的场源关系初步研究. 中国地震, 9(4): 310~319
黄福明,陈修启. 1992. 大震广义影响场的讨论. 地震学报, 14(4): 400~406
焦明若,张国民,车时,等. 1999. 中国大陆及其周边地区构造应力场的数值计算及其在地震活动性解释上的应用. 地震学报, 21(2): 123~132
李东升,陆远忠. 1992. 地震活动性与动力学模型研究进展. 世界地震译丛, (3): 1~4
李丽,张国民,石耀霖. 1997. 大陆地震的动力学模型研究. 地震, 17(2): 133~141
邱竟勇,高旭. 1986. 关于本世纪我国地震活动阶段性的讨论. 地震, (6): 41~47
张国民,傅征祥. 1985. 华北强震的时间分布特点及其物理解释. 地球物理学报, 28(8): 569~578
张国民,耿鲁明,石耀霖. 1994. 中国大陆强震轮回活动的计算机模型研究. 中国地震, 9(4): 20~32
张国民,李丽. 1997. 强震成组孕育、成组发生过程中相互间影响的研究. 地震, 17(3): 221~231
朱元清,石耀霖. 1991. 地震活动性研究中的非线性动力学模型. 地球物理学报, 34(1): 20~31

- Bak P, Tang C. 1989. Earthquake as self-organized critical phenomena. *J Geophys Res*, **92**: 331~334
- Burridge R, Knopoff L. 1967. Model and theoretical seismicity. *Bull Seis Soc Amer*, **57**: 341~371
- Byerlee D J. 1978. Friction of rocks. *Pure Appl Geophys*, **116**: 615~626
- Dieterich J. 1981. Constitutive properties of faults with simulated gouge. *Mechanical Behavior of Crustal Rocks*. Amer Geophys Union, 103~120
- Ito K, Matsuzaki M. 1990. Earthquake as self-organized critical phenomena. *J Geophys Res*, **93**: 6 853~6 860
- Mogi K. 1977. Seismic activity and earthquake prediction. In: *Proceedings of the Symposium on Earthquake Prediction Research*, 203~314
- Rice J R, Tse S T. 1986. Dynamic motion of a single degree of freedom system following a rate and state dependent friction law. *J Geophys Res*, **91**: 521~530
- Shi Y L. 1994. Nonlinear dynamic model of earthquake prediction. *Geophysics Series IUGG*, **18**: 81~90

地 震 学 报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA