



地震破裂的集结及其前兆意义^{*}

李世愚^{1, 4)} 滕春凯²⁾ 卢振业³⁾
刘晓红^{1, 4)} 刘绮亮^{1, 4)} 和雪松^{1, 4)}

- 1) 中国北京 100081 中国地震局地球物理研究所
- 2) 中国北京 100101 中国科学院地质与地球物理研究所
- 3) 中国北京 100036 中国地震局分析预报中心
- 4) 中国北京 100045 中国地震局构造物理开放实验室

摘要 有关集结相的争论提醒我们需要重新全面理解“nucleation”的含义。“Nucleation”的本来含义就是突变过程的集结、成核、起始等,因而,需要研讨如何针对不同领域准确进行翻译。地震集结的基本含义,是指岩体内微破裂的集结导致局部弱化和岩体失稳。狭义集结理论对于解释断层摩擦行为有一定意义,但不应夸大其适用范围。从热力学的角度看,地震集结实际是岩体多种状态参量的变化过程,是跨多学科的研究课题。本文评述了损伤理论、断裂力学、地震破裂动力学和摩擦本构关系的研究,及其在地震集结问题中的应用。介绍了近期若干课题的进展,包括构造环境对地震集结过程影响的研究;利用波速各向异性,特别是剪切波分裂方法测量微破裂集结引起的介质各向异性研究,以及地震集结的辐射温度场的遥感接收的实验研究等。讨论了大地震集结的特征,以及上述研究在强地震前兆中的意义。

关键词 地震集结 微破裂 损伤 地震前兆

引言

20 世纪 90 年代中期,曾出现过有关集结相的争论。Ellsworth 和 Beroza(1995)考察了 30 次具有慢起始的地震记录,称之为集结相,并讨论了其地震矩、持续时间与其后主震的关系。Scherbaum (1997a, b)对此提出了不同看法。认为有些低频波起始记录的解释是一种未经处理造成的误解,实际是记录系统的零相位有限带宽的滤波效应在时空域的表现。这种滤波器具有双边对称的脉冲响应函数。

这里顺便澄清一个事实,即金森博雄(Kanamori)1997 年 4 月在加州理工学院与笔者会见时曾明确表示,他本人不是“集结相”理论的倡导者。对于他所处理过的地震记录中是否存在慢起始的集结相的问题,他说:“不清楚,至少我没有注意。即使有,也没有前兆意义。”

^{*} 国家自然科学基金(49774217)项目和地震科学联合基金重点项目(9507435)资助。中国地震局地球物理研究所论著 00AC1009。
1999-05-12 收到初稿,2000-01-17 收到修改稿,2000-02-03 决定采用。

问题出在哪里? 我们认为, 问题就在于对集结相的前兆意义被不适当地夸大了. 另外, 由于对地面现有资料的处理和论证不够严谨, 集结相记录的普遍性也被夸大了. 从理论上, 为了阐明集结相的机理, Dieterich(1978)和 Ohnaka(1992)提出了狭义集结理论. 然而, 该理论的适用范围也被一些书刊不适当地夸大了. 这种片面夸大宣传的一个负面效应, 就是地震集结的研究意义乃至地震是否存在前兆都引起了许多人的怀疑. 最近由 Geller 等对地震预测预报的发难, 不能不说与前兆理论的宣传有一定背景关系.

现状表明, 我们需要回头了解地震集结(nucleation)研究的全面含义.

1 地震集结(nucleation)的基本含义

Nucleation 的本来含义就是突变过程的集结、成核、起始等. 应针对不同领域选用不同的词汇. 例如, 物质的相变过程, 雨滴、雪花的形成, 水的沸腾, 总要有集结或起始点作为“核”, 尘埃往往充当了“核”的角色; 人工降雨就是用碘化银充当“核”; 结晶过程也是从某个起始点开始, 人工拉单晶, 总要先送进子晶充当“核”. 而在地震破裂起始问题中, 用“集结”似乎更为妥当. 对 nucleation 一词如何针对不同领域准确进行翻译(集结、成核、起始), 目前仍存在不同看法, 尚需要研讨.

地震集结的基本含义, 即岩体内微破裂的集结, 最初由材料的损伤理论提出(Ashby, Sammis, 1990; 余天庆, 钱济成, 1993). 在地震学中为 IPE(Institute of Physics of the Earth)模式, 其主要内容是: ① 在应力环境或介质弱化的条件下, 破裂从分子尺度, 从分子键的破裂开始; ② 微破裂最初是随机萌生, 其距离较远, 相互作用很弱; ③ 由于热力学的涨落, 已产生的微裂纹还会有愈合. 部分裂纹愈合, 部分裂纹新产生, 叫做微破裂迁移; ④ 微破裂的迁移往往带有集结趋向. 随着微破裂密度加大, 相互作用逐渐增强, 微破裂从无序向有序转变. 当微破裂局部密度达到临界值时, 出现微破裂的局部集结; ⑤ 这种集结是多层次的, 各个层次的破裂分布满足自相似(谢和平, 1996); ⑥ 微破裂演化的后期, 集结达到宏观尺度, 最后导致小尺度的微破裂集结为尺度较大的裂纹或断层, 在形变上表现为预滑. 当这种集结形成宏观临界尺度的局部弱化时, 就会导致岩体的失稳破坏. 由于地下岩体处于压应力状态下, 断层的破裂主要是剪切型的, 破裂过程伴随裂纹(或断层)面之间强烈地相互摩擦. 摩擦本构关系的状态依赖性造成了破裂和摩擦过程的复杂性.

从热力学的角度, 地震破裂的集结实际是岩体多种状态参量的变化过程, 例如应力、弹性应变、塑性应变、孔隙度、渗透率、绝对温度, 以及导出量, 包括流体孔隙压、热力学熵值、应变能释放等. 如何用这些参量的集合, 表征孕震体的状态, 是跨多学科的研究课题, 不是任何单一学科所能涵盖的.

2 损伤理论: 材料强度和寿命的研究

Zhurkov(1957, 1965)依据热力学和统计物理提出了固体材料强度理论. 他假定一块固体处于不变的张力 F 作用之下, 该固体的寿命为

$$t = t_0 \exp\left(\frac{U_0 - \gamma F}{kT}\right) \quad (1)$$

其中, U_0 为断裂活动能, 其量值接近于原子键的内能. T 为物体绝对温度, k 为波尔兹曼常

数, γ 为材料力学特征参数. t_0 为固体内原子自激振动的周期, $t_0 \approx 10^{-13}$ s. 其后的一系列实验表明, 该公式对各种材料, 包括岩石都可以满足(Kuksenko, 1995).

Zhurkov 等(1984)进一步提出了微破裂集结的临界条件——裂纹密度的判据. 实验表明, 处于临界自组织状态下微破裂的间距 R 和裂纹尺度满足 $R/L = \text{常数}$. 假定 r_i 为某单元内裂纹之间的平均距离, 则可以从结构单元内的裂纹集结程度 C 表示出 r_i , 即

$$r_i = C^{-1/3} \quad (2)$$

引入无量纲参数 K , 则

$$K = C^{-1/3} / l_i \quad (3)$$

式中, l_i 为集结前微裂纹的尺度. 理论推导表明, $K=e$ 或 $K=3$ 成为微破裂集结归并的阈值. 而实验研究结果表明, 上述规律存在尺度不变性(自相似). Zhurkov 等(1984)的实验对象尺度涵盖了从 10^{-5} cm(晶格尺度)~ 10^4 cm(矿山岩爆)~ 10^5 cm(地震)的尺度.

材料强度的研究通过相似原理推广到岩爆和地震, 就是地震危险性的预测. 在上述理论的基础上, Kuksenko 等(1996)提出了岩石破坏分为两个阶段的理论. 认为在第一阶段, 裂纹或局部破坏随机产生, 为累积阶段; 在第二阶段, 裂纹的产生和演化从无序转为有序, 导致破裂相互归并成核. 此时裂纹数量和尺度加速扩大而进入非稳定破坏阶段. 此阶段表现为声发射(小震)频度迅速加大. 由于集结区的松弛, 导致过程速率在主破坏前的暂时反弹(震前的平静). 这个理论对于解释强震前的地震序列以及矿山地震、小样品声发射序列特征(累积—密集—平静—主震)都适合(Lockner *et al.*, 1992), 因此得到了广泛的应用.

上述理论的优点是回避了微破裂相互作用的细节而抓住了本质的物理参数.

损伤变量是对损伤程度的定量表示. 对于各向异性损伤, 损伤变量成为张量. 对于地震集结问题, 需要解决损伤张量的可测性问题, 解决途径是寻找等效性变量.

3 断裂力学：过程区和三维破裂

微破裂集结在断裂力学中始终是核心问题之一. Griffith 理论的出发点, 就是通过材料中存在原始缺陷来解释材料在低应力下脆断现象. 在断裂力学的微观研究中, 大量实验证实了: 裂纹端部的扩展不是简单的延伸, 而是裂纹端部附近首先发育微破裂, 随后在临界状态下它们集结, 与宏观裂纹归并. Atkinson(1987)称这个演化区域为过程区. 岩石力学中的 Mohr 准则, 实际是对微破裂集结引起局部破坏结果的一种宏观统计规律.

近年的研究中, 断裂力学三维破裂的实验结果显示并解释了一系列现象, 这些现象用二维模型无法解释(李世愚等, 1986; 滕春凯等, 1987; 尹祥础等, 1991; 李世愚, 1990; 李世愚等, 1998a; Li, 1989). 三维破裂的理论和实验表明: 即使是连续介质(玻璃)中一个最简单的三维裂纹, 其破裂也会经历微破裂从萌生、生长、归并和集结的过程, 微破裂也会有强烈的定向排列和分形特征. 最近我们和 Kuksenko 等合作的实验结果表明, 在岩石介质中, 三维破裂微破裂的演化图象和声发射定位的图象完全一致, 与理论预言的结果也相符. 三维破裂目前能够解释的有: 地面断层出露的雁列排列、大地震的多重性和子事件的非共面排列、地震破裂的复杂性和分形.

4 地震破裂动力学

Kostrov(1975)最早从理论上研究地震自然破裂起始. 他在开拓性的工作中, 采用薄

机翼附近的超声流动理论中的数学方法,研究了二维地震断层的不稳定扩展问题.地震破裂动力学主要依据断裂动力学的成果,在边界积分方程中引进动态应力强度因子,并结合了岩石破裂的准则(Aki, Richards, 1980).近20年来,破裂自然起始的研究取得了许多进展(Dmoska, Rice, 1983).李世愚和陈运泰(1991, 1994)导出了由动态裂纹退化得到的静态裂纹特解.这个解包含两重含义:①断层端部的应力强度因子达到断裂韧性;②断层面上的预滑达到临界值.由此导出了破裂集结和起始的临界条件.

李世愚和陈运泰(1993, 1999)还证明了,在一定的集结状态下,地震破裂起始后会由于隧道效应出现跨S波速破裂.该证明运用了一个概念,就是剪切破裂是在已有的弱化带上进行的,它实际上是破裂动态集结归并的宏观表现,因此其破裂速度其实只是视速度.

隧道效应(李世愚,陈运泰,1993,1999)的引入,表明了地震破裂动力学和摩擦本构关系研究的等效性.这个原理的静态问题,就是Maruyama(1963, 1964)、Burridge和Knopoff(1964)分别独立给出的关于位错和双力偶在力学上的等效性证明.

5 摩擦本构关系

由Rice和Ruina(1980)、Dieterich(1978, 1992)以及Ohnaka(1992)等开拓的断层摩擦本构关系的研究,把断层的状态用摩擦过程的状态变量加以描述.其内容主要是:①存在一个临界尺度,在滑动段小于该尺度时,滑动是稳定的,扩展速度很慢,这个阶段要持续很长时间;②在滑动段扩展到大于临界尺度,且归一化的应力超过稳定状态的摩擦系数后,扩展加速,很快变成失稳滑动.该模型认为,震前具有前兆意义的主要是预滑产生的低频辐射(集结相或长周期形变波)(冯德益等,1984).

摩擦本构关系的模型将早期粘滑学说从原地重复延拓到整个断层面,以模拟地震序列(Ben-Zion, Rice, 1996).该模型对于研究板缘转换断层(例如圣安德列斯断层)的地震发生机制比较适合,对于板内地震,主要适合同震效应研究.

摩擦本构关系略去了微破裂集结的过程,将模型简化为一维数学模型.但是这种简化是有条件的,微破裂的演化涉及了物理本质过程,不能不加以考虑.迄今为止,在摩擦本构关系中,究竟是位移依赖还是速度依赖尚不清楚,其它状态变量的定量化则更加困难.这些问题和上述简化不能说没有关系.模型上的过分简化大大限制了其前兆意义,似乎除了震前慢起始的长周期波辐射以外,就没有其它前兆可言.该模型不能解释板块内特别是中国大陆地区地震的一系列特征,因此,在板内地震的研究中没有引起足够的反响.

集结相争论的焦点似乎还是在观测条件问题上.Scherbaum(1997b)并没有从根本上否定集结(成核)震相的存在.他指出,过去报道的大多数集结震相是在没有有限脉冲响应滤波器的地震仪上记录到的.而近来一些矿井下观测资料表明,深部有可能收到幅值较高频部分大一个数量级的震前低频波(李世愚等,1998b).

6 构造环境对地震集结过程的影响

构造环境对地震集结过程的影响,涉及断层之间应力分布的不均匀性、这种不均匀性对集结过程的控制作用、微破裂演化区域的面积、能量积累和释放的特征等问题.

一个令人感兴趣的问题是,构造对微破裂萌生和演化的面积有没有控制作用?这个问题

题的意义在于区分板缘转换断层与板内地区地震活动性。

我们最近的实验结果表明，斜列式裂纹系内端部的微破裂发育面积，远小于外端部。内端部是裂纹之间的近距离相互作用区域，而外端部则是裂纹和块体边界远距离之间相互作用。实验结果对我们的启发是，转换断层的斜列式结构，有可能将小破裂发育约束在一些很小的区域内，而板内的构造则与此相反，微破裂发育面积比斜列式结构内部大得多。

上述结果的一个直接推论就是：转换断层地区的地震前兆出现区域可能远小于板内地区。这可能是沿圣安德列斯断层至今没有记到地震明显前兆，而中国大陆地区却记到许多地震前兆的地质原因。当我们评判关于地震能否预报的争论时，需要注意争论各方引用资料的地质背景。

7 介质的各向异性——剪切波分裂

微破裂定向排列和有序性导致的材料各向异性，虽然可以用损伤张量表示，但是为解决可测性问题，需要找到它的等效变量，这就是波速的各向异性，特别是剪切波分裂。Nur 和 Simmons(1969)最早用剪切波分裂的方法测定了花岗岩各向异性对应力变化的响应。Cranpin 等(1999)对 1998 年 11 月 13 日冰岛南部发生的 5 级地震作出了成功的短临预报。他在判断该地区处于临界状态时的依据是，当地剪切快慢波的到时差已达到 $\Delta t \sim 10$ ms/km。高原等(1999)用剪切波分裂的方法，测定了大理岩各向异性对应力变化的响应，在实验中采用了三分量换能器。实验中发现：① 样品在临近破坏前，剪切快慢波的到时差 Δt 迅速增大，临界状态下 $\Delta t \sim 10$ ms/km(与 Crampin 的判据处于同一量级)；② 不同接收点的 Δt 变化形态不同；③ 有的变化曲线在临界时反向，表明了微破裂集结时介质状态的强烈不均匀性。

8 地震集结的辐射温度场

80 年代末以来，室内岩石、混凝土破裂和摩擦过程的红外热象、红外光谱和微波辐射遥感接收实验研究取得了一系列进展(耿乃光等, 1992; Geng *et al.*, 1999)。红外热象显示随应力的升高，在岩石样品辐射温度升高的背景下，破裂集结区的辐射温度在集结瞬间反而有所下降。摩擦过程的红外热象显示，凹凸点的温度至少升高 20°C 。岩样的热红外温升可能是岩石在微破裂发育阶段内摩擦的损耗能转换，而破裂集结区的温度下降现象则与断裂力学预言的表面能消耗相一致。

地震集结阶段，卫星遥感地面接收到的热红外辐射异常还有一个覆盖层屏蔽问题有待解释。目前的说法有：地面土层和风化层对形变的非弹性损耗；深部放射性物质高能辐射(例如氡射气)在地面的二次激发效应。

9 其它

当前国际上地震集结的研究还包括以下几个方面：① 流体应力腐蚀作用(荣代潞等, 1989)；② 岩石的渗透率和流体的孔隙压作用；③ 电阻率的各向异性和集结区电阻率成象(Hao, 1998)；④ 岩石破裂电磁波辐射(郭自强等, 1999)。

10 大地震的破裂集结

Mori 和 Kanamori(1996) 依据地震 P 波初动记录的处理, 认为大小不同的地震破裂起始波形幅值都是类似的, 它们的集结特征尺度都是在 10 m 左右. 因此, 在 3~8 级地震范围内, 不能用地震破裂的起始波形来预告后面将是多大的地震. 另外, 大地震的应力降不比其他地震更高, 这就是尺度不变原理(Kanamori, Anderson, 1975).

那么, 大地震破裂集结的特征究竟是什么呢? 大地震的震源体积较大(破裂长度较长)(Sobolev, 1995). 按照相似原理, 参与大地震集结的小破裂, 自然比中小地震的要大. 也就是说, 大地震的孕震范围, 比中小地震的要大; 大地震的演化集结过程自然比中小地震的要长. 但随之而来的问题就是, 没有足够的储能, 如何能在瞬间释放如此巨大的能量? 这就是障碍体的尺度问题. 如果用 L 表示集结前破裂面的长度, S 表示障碍体的宽度, s 表示参与集结的裂纹(断层)数量, 我们就可以考察 L/S 之比以及 s 的大小.

根据地面遥感资料判读的震例统计结果, 环文林等(1994) 发现, 当 $L/S < 30$ 时, 障碍体起到地震的止裂作用, 发生地震震级限于 $M \leq 7$; 当 $L/S \geq 30$ 时, 障碍体不能阻止地震破裂, 地震破裂可能贯穿多个集结构造而形成 $M=8$ 的巨大地震. 后者往往是经历多次破裂的断层(系), 而一般新生的构造不大可能发生大地震.

11 在地震前兆中的意义

按照地震集结理论, 微破裂集结是机理, 波速变化和小震活动是其一次效应, 而其它物理现象都是二次效应, 或三次效应.

直接表征微破裂集结的, 是局部的波速变化, 特别是介质的各向异性导致的剪切波分裂. 表征微破裂状态突然变化的, 是中小地震活动(实验中表现为声发射). 强震前的活动被称为前震或广义前震, 可以导出以下特征: ① 中小地震成丛和条带密集分布(李世恩等, 1997; 郁曙君, 李世恩, 1998; 王健, 1999); ② 有序性增强, 例如小震机制的一致性(陈颢, 1978), 分维 D_0 下降(安镇文等, 1993), 熵值下降; ③ 高能级(特征)地震数量、频度增多(王健, 1999), 例如 b 值下降(林邦慧等, 1994); ④ 集结区应力松弛和调整, 导致临震前的平静或二次空区(梅世蓉等, 1993).

我们可以导出微破裂集结的在短临阶段二次效应. 例如: ① 集结区介质的不均匀性, 如尾波散射增强、尾波 Q 值降低(Soto, 1988; 张天中等, 1997); ② 形变. 微破裂集结后形成条带, 条带外的孕震区微破裂愈合. 愈合是对张开的反向, 因而地形变化变化反向; ③ 水位. 集结条带上水位急剧下降, 而愈合区形变反向则引起部分水位变化反向(赵永红等, 1993); ④ 氡射气. 集结条带上氡射气急剧上升, 而愈合区形变反向则引起部分氡射气变化反向(低值突跳). 介质结构引起的磁场变化可能为二次效应, 而由于流体迁移引起的电阻率和电场变化, 则可能为三次效应.

可以预料, 由于集结条带狭窄, 前兆观测点位于愈合区的概率大于集结条带, 因此, 临震阶段前兆物理量反向的观测点数量会大于继续加速的观测点.

12 展望

据报道,李政道教授 1997 年在中国科学院物理研究所参加由中国科协组织的座谈会时曾指出,地震前兆首先是物理问题,主要靠实验解决。由于种种原因,地震前兆机理的实验研究在 90 年代一度处于萧条,近年来逐渐在走出低谷。近期,可控震源的使用尝试,将可能会给野外试验带来新的方法和思路。我们相信,地震破裂集结研究上的突破,将可能会给地震前兆理论带来新的飞跃。

参 考 文 献

- 安镇文,王林瑛,陈瑶,等. 1993. 探讨孕震过程中的非线性特征. 地震学报, **15**(3): 276~281
- 陈颢. 1978. 用震源机制一致性作为描述地震活动性的新参数. 地球物理学报, **21**(2): 142~159
- 冯德益,潘琴龙,郑斯华,等. 1984. 长周期形变波及其所反应的短期和临震地震前兆. 地震学报, **6**(1): 41~56
- 高原,李世恩,周蕙兰,等. 1999. 大理岩的剪切波分裂对应力变化响应的实验研究. 地球物理学报, **42**(6): 778~784
- 耿乃光,崔承禹,邓明德. 1992. 岩石破坏实验中的遥感观测与遥感岩石力学的开端. 地震学报, **14**(增刊): 645~652
- 郭自强,郭子祺,钱书清,等. 1999. 岩石破裂中的电声效应. 地球物理学报, **42**(1): 74~83
- 环文林,汪素云,宋昭仪. 1994. 中国大陆内部走滑型发震构造应力场特征. 地震学报, **16**(4): 455~462
- 李世恩,尹祥础,滕春凯. 1986. 三维脆性破裂的应力判据(摘要). 见:中国地震学会编. 中国地震学会第三次全国地震科学学术讨论会论文摘要汇编. 17
- 李世恩. 1990. 三维脆性破裂的拉应力判据. 地球物理学报, **33**(5): 547~555
- 李世恩. 1991. 平面内剪切断层的自然破裂:[学位论文]. 中国地震局地球物理研究所. 148
- 李世恩,陈运泰. 1993. 平面内剪切断层的超 S 波速破裂. 地震学报, **15**(1): 9~14
- 李世恩,陈运泰. 1994. 由动态裂纹退化得到的静态裂纹解. 地震学报, **16**(3): 303~311
- 李世恩,朱传镇,王林瑛. 1997. 大尺度岩石破裂声发射序列的实验研究. 见:国家地震局预测预防司编. 地震短临预报的理论与方法——“八五”攻关三级课题论文集. 北京:地震出版社, 537~545
- 李世恩,滕春凯,刘绮亮,等. 1998a. 三维破裂及其在震源和断层研究中的应用. 地震地磁观测与研究, **19**(1): 11~25
- 李世恩,刘万琴,郑治真,等. 1998b. 房山矿震震前井下长周期事件记录的分析——地震破裂“成核”过程的一种迹象. 见:中国地震学会编. 中国地震学会第七次学术大会论文摘要集. 北京:地震出版社, 120
- 李世恩,陈运泰. 1999. 分形断层的隧道效应和平面内剪切断层的跨 S 波速破裂. 地震学报, **21**(1): 17~23
- 林邦慧,李大鹏,刘杰,等. 1994. 前震和前震序列的研究. 地震学报, **16**(增刊): 24~38
- 梅世蓉,冯德益,张国民,等. 1993. 中国地震预报概论. 北京:地震出版社, 498
- 荣代路,金发辉,贺玉亭. 1989. 水的临界温度对大震孕育和发生的作用模拟实验研究. 地球物理学报, **32**(专辑 I): 156~163
- 滕春凯,尹祥础,李世恩,等. 1987. 非穿透裂纹平板试件三维破裂的实验研究. 地球物理学报, **30**(4): 371~378
- 王健. 1999. 地震活动性震级结构特征和前兆机理分析及其在大陆强震地点预测中的应用:[学位论文]. 中国地震局地球物理研究所. 129
- 谢和平. 1996. 分形-岩石力学导论. 北京:科学出版社, 369
- 尹祥础,李世恩,李红,等. 1991. 脆性材料中非穿透裂纹扩展的研究. 见:中国力学学会编. 中国学者论文集锦, 第十届国际理论与应用力学大会, 1988, Grenoble, France. 北京:北京大学出版社, 156~166
- 郁曙君,李世恩. 1998. N_s, K, R, M 等值线所展示的川滇地区强震的前兆图象. 地震地磁观测与研究, **19**(4): 37~47
- 余天庆,钱济成. 1993. 损伤理论及其应用. 北京:国防工业出版社, 214
- 张天中,马云生,张焕生,等. 1997. 震源谱的尾波多台风震综合求解方法. 地球物理学报, **40**(5): 702~709
- 赵永红,黄杰藩,王仁. 1993. 破裂带发展的扫描电镜实验研究及其对地震前兆的启示. 地球物理学报, **36**(4): 453~462
- Aki K, Richards P G. 1980. *Quantitative Seismology, Theory and Methods*. San Francisco: Freeman W H, 932
- Ashby M F, Sammis C G. 1990. The damage mechanics of brittle solids in compression. *Pure Appl Geophys*, **133**(3):

489~521

- Atkinson B K. 1987. *Fracture Mechanics of Rock*. London: Academic Press, 15
- Ben-Zion Y, Rice J. 1997. Dynamic simulations of slip on a smooth fault in an elastic solid. *J Geophys Res*, **102** (B8): 17 771~17 785
- Burridge R, Knopoff H. 1964. Body force equivalents for seismic dislocations. *Bull Seism Soc Amer*, **54**: 1 875~1 888
- Byerlee J D, Lockner D A. 1977. Acoustic emission during fluid injection in rock. In: Hardy H R, Leighton F W eds. *Proceedings, First Conference on Acoustic Emission/Microseismic Activity in Geological Structures and Materials*. German: Trans Tech Publications, Clausthal-Zellerfeld, 87~98
- Chen Y T, Chen X F, Knopoff L. 1987. Spontaneous growth and autonomous contraction of a two-dimensional earthquake fault. In: Wesson R ed. *Mechanics of Earthquake Faulting. Tectonophysics*, **144**: 5~17
- Crampin S. 1999. A stress-forecast earthquake in Iceland. IUGG XXII General Assembly (Abstracts), ST1/E/57-A2, 1620, A138
- Dmoska R, Rice J R. 1984. Fracture theory and its seismological applications. In: Teisseyre R ed. *Continuum Theories in Solid Earth Physics*. Cambridge: Polish Scientific Publishers, 98
- Dieterich J H. 1978. Time-dependent friction and the mechanics of stick-slip. *Pure Appl Geophys*, **116**: 790~806
- Dieterich J H. 1992. Earthquake nucleation on faults with rate and state dependent strength. *Tectonophysics*, **211**: 115~134
- Ellsworth W L, Beroza G C. 1995. Seismic evidence for an earthquake nucleation phase. *Science*, **268**: 851~855
- Geng N G, Deng M D, Cui C Y. 1999. The simulated experimental studies on earthquake prediction by using infrared and microwave remote sensing. In: Hayakawa M ed. *Atmospheric and Ionospheric Electromagnetic Phenomena Associated with Earthquakes*. Tokyo: Terra Scientific Publishing Company, 751~758
- Hao J Q. 1998. Resistivity tomography experiment on samples with cracks and water. In: The Organizing Committee of RENG'98, Department of Earth Resources Engineering, Kyoto University ed. *The Proceeding of The 3rd International Symposium on Recent Advances in Exploration Geophysics in Kyoto*. 41~45
- Kanamori H, Anderson D L. 1975. Theoretical basis of some empirical relation in seismology. *Bull Seism Soc Amer*, **65** (5): 1 073~1 095
- Kostrov B V. 1975. On the crack propagation with variable velocity. *Int J Frac*, **11**: 47~56
- Kuksenko V S. 1995. Model for the transition from micro- to macrofracture. In: Rossmannith ed. *Mechanics of Jointed Rock*. Proceedings of the Second International Conference on the Mechanics of Jointed and Faulted Rock-MJFR-2 Vienna/Austria/10~14 April 1995.
- Kuksenko V S, Tomilin N, Damaskinskaya E, et al. 1996. A two stage model of fracture of rocks. *Pure Appl Geophys*, **146** (2): 253~263
- Li S Y. 1989. Earthquake rupture model and rupture criterion. The International Symposium on Tectonophysics. *Phys Chem Earth*, **17**(part I), 55~61
- Lockner D A, Byerlee J D, Kuksenko V S, et al. 1992. Observations of quasistatic fault growth from acoustic emissions. In: Evans B, Wong T-f ed. *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks*. London: Academic Press, 3~31
- Maruyama R. 1963. On the force equivalents of dynamic elastic dislocations with references to the earthquake mechanism. *Bull Earthq Res Inst*, **41**: 467~486
- Maruyama R. 1964. Statical elastic dislocations in an infinite and semi infinite medium. *Bull Earthq Res Inst*, **42**: 289~368
- Mori J, Kanamori H. 1996. Initial rupture of earthquake in the 1995 Ridgecrest, California sequence. *Geophysical Research Letters*, **23**(18): 2 437~2 440
- Nur A, Simmons G. 1969. Stress-induced velocity and isotropy in rock; an experimental study. *J Geophys Res*, **74**: 6 667~6 674
- Ohnaka M. 1992. Earthquake source nucleation; a physical model for short-term precursors. *Tectonophysics*, **211**: 149~178

- Rice J R, Ruina A L. 1980. Stability of steady frictional slipping. *J Appl Mech*, **50**: 343~349
- Ruina A L. 1980. Friction Laws and Instabilities: A Quasistatic Analysis of Some Dry Friction Behavior: [Doctor Thesis]. Brown University
- Sato H. 1988. Temporal changes in scattering and attenuation associated with the earthquake occurrence —— A review of recent studies on coda waves. *Pure Appl Geophys*, **126**: 465~497
- Scherbaum F. 1997a. FIR filter effects and nucleation phrases. *The 29th General Assembly of the International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior*. Thessaloniki, Greece, 1 076
- Scherbaum F. 1997b. Zero-phase FIR filters: Blessing or curse? *EOS*, **78**(33): 343~344
- Sobolev G A. 1995. Fundamental of earthquake prediction. In: Sobolev G A ed. *Advanced Geophysics*, Russian Experience. Electromagnetic Research Centre, 161
- Yamada I, Masuda K, Mizutani H. 1989. Electromagnetic & acoustic emission associated with rock fracture. *Phys Earth Planet Inter*, **57**: 157~168
- Zhurkov S N. 1957. Kinetic concept of the strength of solids. *Vistnik Akad Sci*, **11**: 78~87
- Zhurkov S N. 1965. Kinetic concept of the strength of solids. *Int J Fracture Mech*, **1**: 311~323
- Zhurkov S N, Kuksenko V S, Petrov V A. 1984. Principles of the kinetic approach of fracture prediction. *Theor Appl Frac Mech*, **1**: 271~274

地震学报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA