

三维破裂及其在地震和断层研究中的应用(综述)

李世愚¹⁾ 滕春凯²⁾ 刘绮亮¹⁾ 卢振业³⁾ 刘晓红¹⁾ 陈运泰¹⁾

1) 中国北京 100081 国家地震局地球物理研究所

2) 中国北京 100101 中国科学院地球物理研究所

3) 中国北京 100036 国家地震局分析预报中心

摘要 文中提出若干断层破裂和震源过程的重要问题,包括断层分布的形态、震源多重事件的非共面性、震源迁移和动力来源等,这些问题用目前二维力学模型无法回答,只有用三维模型才有可能。综述了三维岩石断裂力学的实验和 Griffith-Irwin 理论研究的进展情况,指出三维破裂研究既包括三维裂纹的破裂,也包括无初始裂纹的 Hertz 接触引起的破裂。总结了岩石三维破裂的特征,并简述了三维破裂在震源过程和断层形成问题研究中的一些证据和研究前景,认为一些地震前兆机理问题有可能在三维模型中得到解答。同时也讨论了三维震源与断层模型简化为常用的二维模型的条件。

主题词 断裂力学; 三维破裂; 震源机制; 断层

1 二维模型所不能回答的问题

大部分断层的形成以及地震的震源过程被认为与地壳、上地幔的岩体破裂有关。为简化起见,有关的解释和理论假说在论述时都采用了二维模型。然而二维破裂模型和地震断层的实际破裂情况有不少差异,因此对许多现象难以给出物理解释。

(1) 断层或地震破裂在地面上的出露。强地震破裂在地表的出露为大量雁行排列的裂纹,断层的地表出露也多显示为雁行排列。这种雁行排列的现象在完整二维湿粘土剪切实验中可以出现(张文佑等,1962; 格佐夫斯基,Гзовский,1975),而在野外极少有这种二维边界条件。

(2) 在二维障碍物(或凹凸体)模式中,障碍物和滑动段应位于同一断层面上,但根据许多震源过程反演和实际观测,至少在板内地区,例如华北,震前围空的中小地震并不在同一断层面上,有许多地震,特别是大地震,其多重破裂源是非共面的。

• 国家自然科学基金 49774217 和国家地震局重点项目 95-04-03-02-04 联合资助的课题
国家地震局地球物理研究所论著编号 98A02026
本文收到日期: 1997-10-30

(3) 地震的重复发生以及地震的迁移问题。有的学者提出,地震可能沿特定路径迁移,但在地表以及震源所在深度,我们都难以找到与地震迁移有关的断层构造或其他构造线索,人们自然认为地震迁移的背景和地球深部的结构有关。

(4) 断层的形成以及地震发生的动力来源。在二维破裂动力学模型,包括一些弹簧-滑块模型里,动力来源被假定为板块或断块边界上的作用力。然而一些学者指出,这种作用力的大小似乎不足以造成板内大断层的形成或失稳破裂。另外,海洋的地壳比大陆的地壳要薄得多,按照作用力等于反作用力原理,海洋地壳内部就应该更容易形成断层或发生地震,然而断层与地震的分布并非如此。近几十年来人们倾向于把地壳中地震的动力来源归结为上地幔对流的拖拽作用,那么这种拖拽就不可能只靠摩擦作用,它必须以地幔结构非均匀为前提,这种结构实际是一种三维动力结构。

把构造地震的震源过程和岩石的瞬时破裂联系起来,在近百年才得到大多数学者确认。最早是由 Reid 在 1911 年提出弹性回跳说,30 年代 Byerly 发现了地震波初动存在节平面,60 年代,位错与双力偶源的等效性得到证明(Maruyama,1963,1964; Burridge 和 Knopoff, 1964)。

其实,Reid(1911)在提出弹性回跳说时,所描述的地震模式就是三维的:在构造应力的背景下,孕震区深部缓慢蠕动。“这种深部的连续形变在断层区的上部脆性部分转移并集中应力。在此脆性区中通过灾难性的剪切断裂这一基本的发震机制不时地发生滑动”(Madariaga,1983)。郭增建等(1973)提出的立交模式,也是三维的震源模型。随着地球深部结构探测和三维成像工作进展,一些专家提出了构造形成以及强震孕育和发生的三维模型,例如,板内地震的热张模型和盆地的拉-分模型,这部分的问题属于与时间因素有关的三维破裂的流变问题。因此,关于三维地震孕育和破裂的理论和实验研究,就成为一个不容回避的重要课题。

地震破裂动力学在数学上归结为解波动方程的边值条件问题。由于数学上的困难,大多数问题还是化为解二维断层的破裂问题。但是,根据数学物理方法的原理,二维波动方程有所谓“拖尾效应”,即它的扰动永远没有结束。为了解决破裂停止的问题,研究者往往不得不加上一些人为的强制条件,这些条件往往只在少数情况下成立,在一般情况下就成为理论上难以自洽的根源。

断裂力学最初是在金属和工程材料问题中发展起来的。工程断裂力学研究最多的是张开(I型)裂纹,即使是动力学问题,也着重于动态载荷对裂纹的影响(例如疲劳断裂)。岩石断裂力学研究则有它自己的特点:①地下的岩石在受压的情况下大多数的裂纹是三维剪切裂纹;②岩石的破裂不仅包含裂纹端部的破裂,还包括裂纹面上摩擦的影响。③岩石内裂纹系(断层系)的动态破裂过程具有强烈的非稳定性和转化现象,需要知道它的破裂持续过程、如何止裂以及破裂如何重复发生等。上述问题在金属和工程材料的断裂力学中研究极少涉及,没有现成答案,因此,需要在地球物理学中继续研究。

2 三维破裂研究已经取得的进展

由于数学上的困难,三维破裂的研究数量不多,早期对断层三维破裂还只能采用实验模拟研究的方法(张文佑等,1962)。在 Griffith-Irwin 的断裂理论引入之后,岩石破裂的微观机

理和破裂判据的研究才得到进一步发展。在二维裂纹模型里,Griffith 破裂准则和 Irwin 准则已被证明在静态问题中等效,但在动态问题中结果有差异。在解决破裂方向的理论中,拉应力判据则被认为与上述两种准则十分近似。

三维破裂比二维模型更加接近实际破裂过程。50 年代以来,三维破裂研究在实验方面给出了一系列典型结果。三维破裂又可分为两类,第一类是三维裂纹的破裂,第二类破裂可以不存在原始裂纹,它是由于介质的不均匀导致应力集中引起的。

第一类是三维裂纹的破裂,最早由 Erdogan 和薛昌明(Sih)(1963)做的开拓性实验,并提出了破裂是沿最大张应力作用方向扩展的假说,但因样品设计关系,实验结果不甚理想。后来完成的典型实验包括 Sommer(1969)的 I - II 复合型, Knauss(1970)的纯 II 型, 滕春凯等(1987)以及 Yin Xiangchu(1988)的 II - III 复合型裂纹的破裂。Sommer(1969)采用玻璃棒侧面切割环向裂纹,并加张力和扭力(I - II 复合型)[图 1(a)],其初始破裂为“双矛头”状(double lances)[图 1(b)初始破裂显微电镜观测],其后期破裂的正面图案已被《Engineering Fracture Mechanics》杂志作为永久性封面[图 1(c)]。

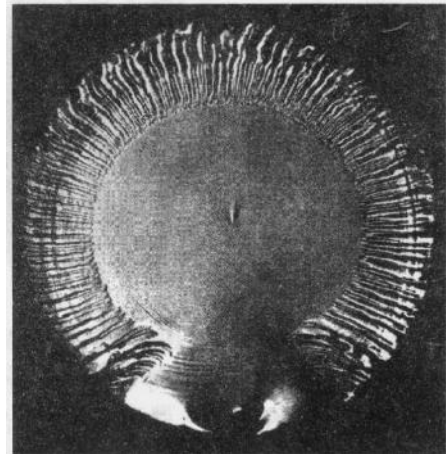
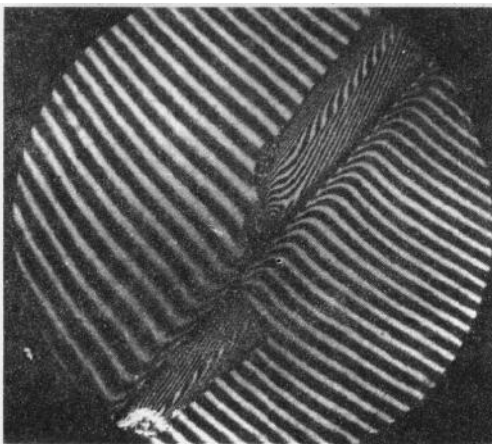
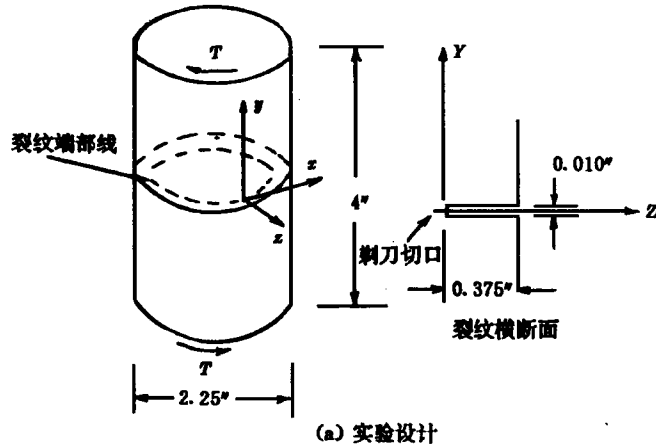


图 1 I - II 复合型破裂的实验(Sommer, 1969)

Knauss(1970)在丙烯酸树脂玻璃中加工深割口,并在面上粘贴黄铜板,加剪切荷载,构成反平面剪切裂纹(Ⅲ型)[图 2(a)],观察到破裂时在裂纹前缘出现大量半圆硬币(有时称为准螺旋)状破裂[图 2(b)]。

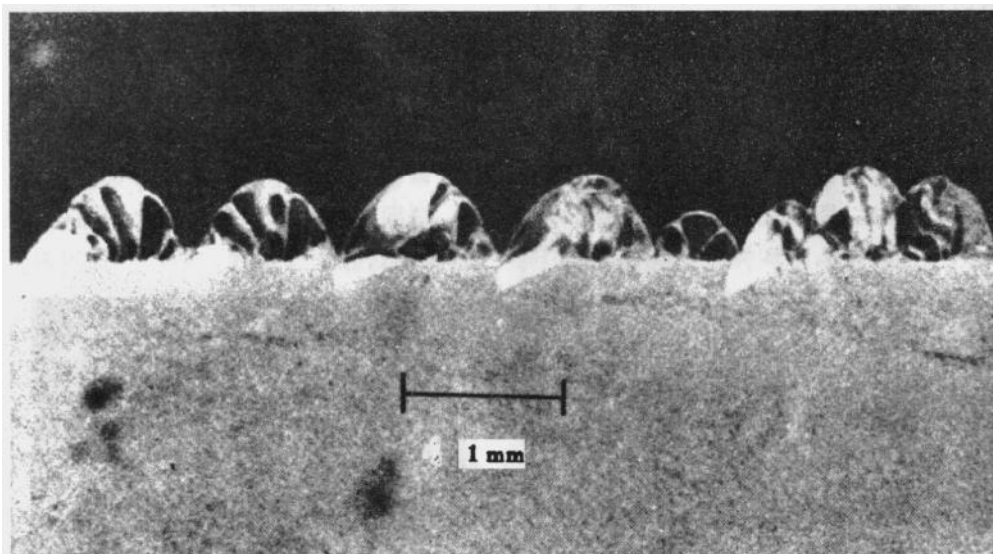
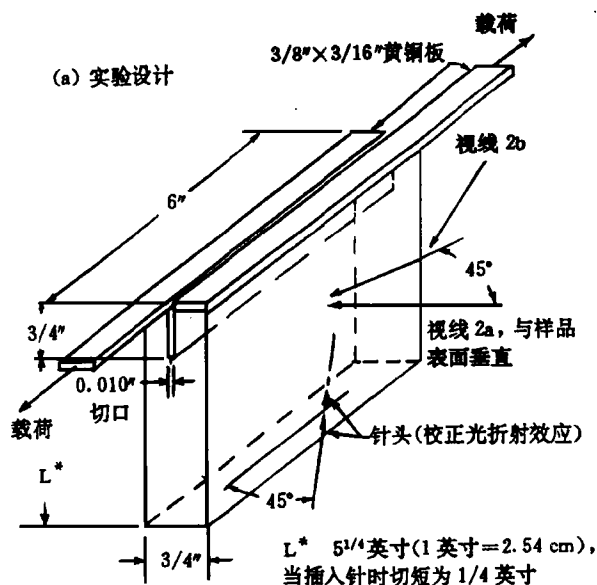
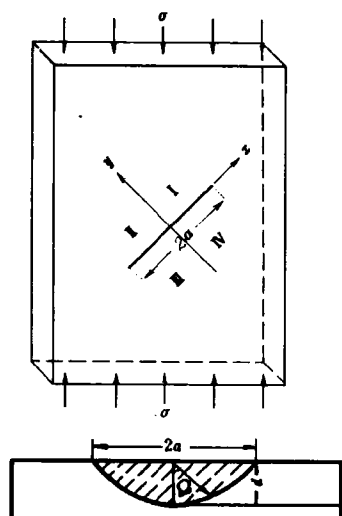


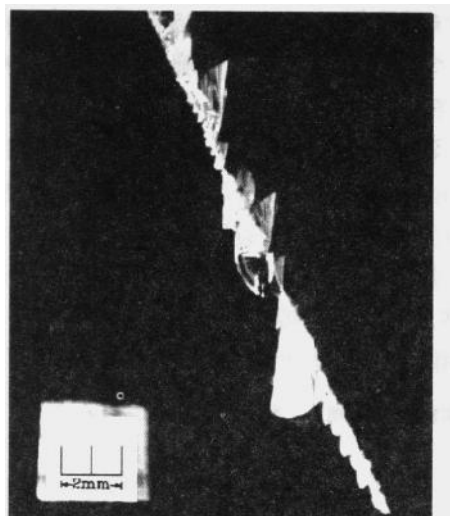
图 2 纯Ⅲ型破裂的实验(Knauss,1970)

滕春凯等(1987)、尹祥础等(Yin Xiangchu,1988)在玻璃、有机玻璃、大理岩板中预制表面裂纹,加单轴压[图 3(a)],产生Ⅱ-Ⅲ复合型破裂,其形状为大量一侧拉长的准螺旋状破裂,并观察到这些破裂在生长过程中的自组织现象[图 3(b)]。

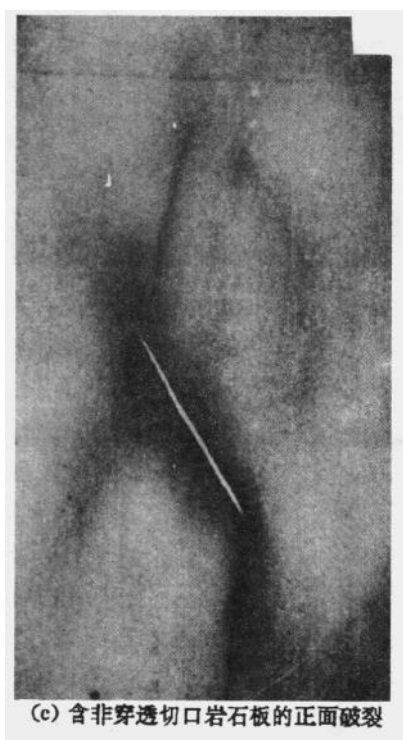
第二类破裂包括接触引起的破裂和包体问题,以及空洞塌陷。有关小面积接触(Hertz 接触)的应力分析曾被前苏联力学界深入地研究过(加林,Галин,1953),并在构造物理学里



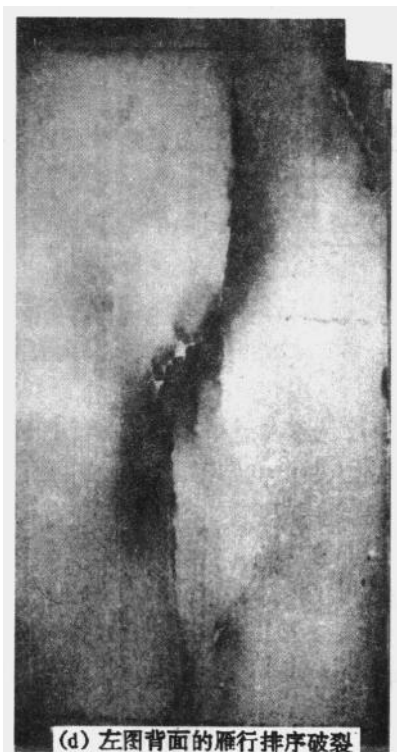
(a) 实验设计



(b) 玻璃板样品实验结果



(c) 含非穿透切口岩石板的正面破裂



(d) 左图背面的雁行排序破裂

图3 I-II复合型破裂的实验(滕春凯等1987; 尹祥础等,1990; 李世愚,1991)

(Гэзовский,1975)广泛地应用于褶曲和隆起的力源模型中。Hertz 接触的典型破裂实验是 Roesler(1956)进行的,Roesler(1956)把很硬的平头圆形印痕器作用在磨光的玻璃块表面上[图4(a)],通过慢加载产生圆锥形破裂稳定扩展,观察到圆锥的母线与对称轴的夹角为 68.5° [图4(b)],此角度在小尺度实验中与接触面的半径无关。

三维包体问题的弹性力学解最初由 Eshelby(1957)给出,Rice(1980)等许多作者则研究

了这种变形的不稳定性。梅世蓉(1966)详细论证了她本人提出的地震孕育的坚固体模式。

空洞塌陷问题在矿山地震中有许多的研究,有人甚至认为多数天然地震也是塌陷地震(邱泽华、张玉红,1994)。

在三维破裂里,Griffith 的能量准则遇到数学上的双变分困难,目前尚无法解决。Palaniswamy 和 Knauss(1978)提出了等效的拉应力判据,其要点是:①破裂沿主拉应力 σ_1 作用的方向扩展;②裂纹开始扩展的应力条件是:裂纹端部的主拉应力 $\sigma_1 = \sigma_m$,后者为介质抗拉强度的临界值。Palaniswamy 在解释他们观察到的 Π 型破裂面的形状中,采用调整拉张破裂方向欧拉角搜索的方法,但未能解释三维破裂的曲面形状,只得到了平面解,离实验结果相去甚远。李世愚(1989,1990)发展了 Palaniswamy 的拉应力判据,主要是补充了两点:

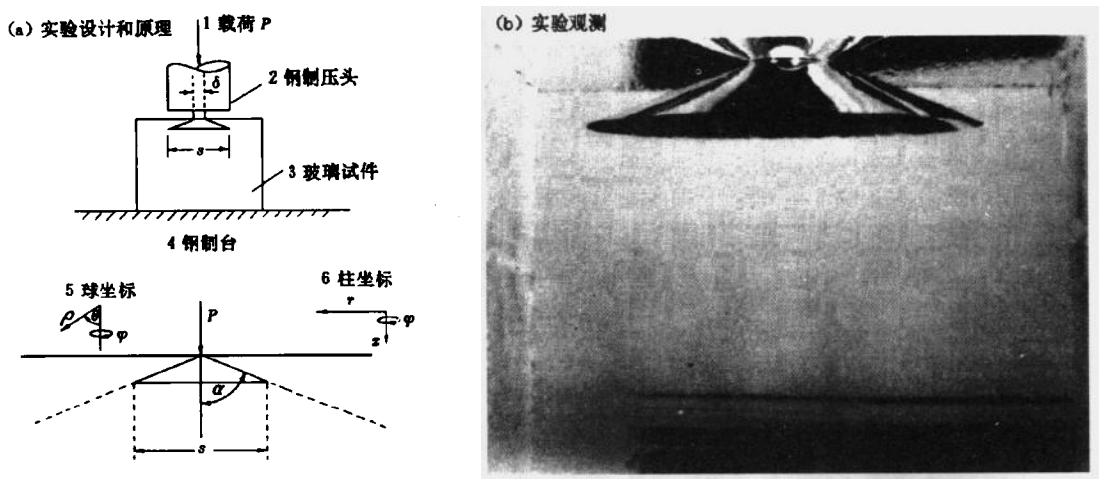


图 4 Hertz 接触锥形破裂的实验(Roesler,1956)

(a)实验设计和原理; (b)实验结果

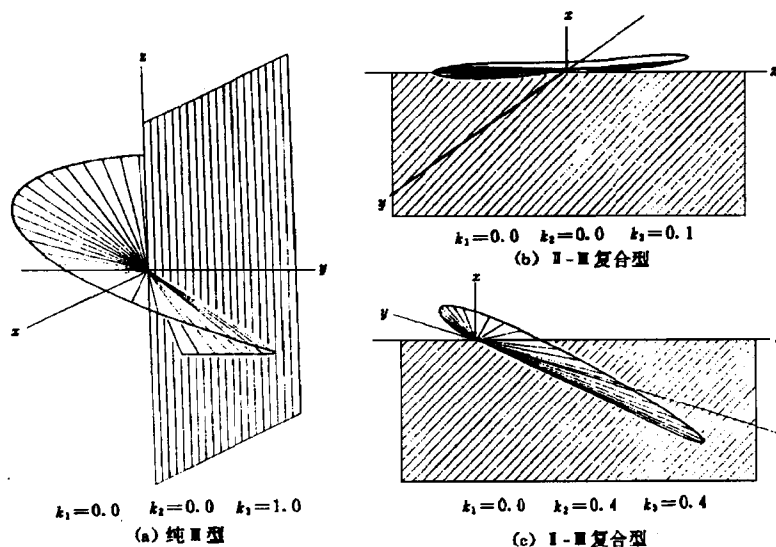


图 5 三维裂纹破裂理论模拟(李世愚,1990)

(a)纯 Π 型; (b) $I - \Pi$ 复合型; (c) $I - \Pi$ 复合型

①破裂面是无数条破裂线的集合, 每条破裂线都沿主拉应力作用的方向扩展, 组成双曲率曲面; ②破裂面的止裂线(即破裂面的外缘)为 $\sigma_1 = \sigma_m$ 的等值线。根据这两点建立的方程得到了三维破裂的解析解或半解析解, 广泛地、成功地拟合了以往的实验结果(图 5)。

李红等(1992)用含穿透裂纹的玻璃板在 0.8 GPa 围压和差应力的作用下破裂的实验结果表明, 二维裂纹在震源深度的脆性破裂仍然是拉张拐折的。种种事实使我们得出一种看法: 岩石介质的剪切破裂不能简单地等同于 Griffith 裂纹的破裂。Atkinson(1987)详尽地分析了野外岩石中的节理和剪切断裂的含义和它们在概念上的区分, 指出: 节理是那些在上地壳中表现为有张开位移而无明显可见剪切位移的断裂, 剪切破裂是有明显可见的平行于断裂面位移的断裂。微观上的张性破裂, 并不否认宏观上的剪切破裂。岩石的剪切破裂事实上是个带的概念, 而不是简单的面, 它具有极其复杂的结构。

实验直观地表明了三维破裂有以下特征:

(1)破裂由裂纹前缘各个点分别产生, 因此, 破裂是多点的。

(2)每一段子破裂的长度是有限的, 它由原断层前缘的最大张应力的等值(面)线的位置所确定。

(3)各子破裂均为形状相似的双曲率曲面。

(4)子破裂的大小呈自相似结构, 即子破裂中只有一部分能继续扩展, 其余子破裂停止扩展。在各个阶段, 子破裂所保持的大小, 与同级子破裂的间距大致相等。这种自相似图象, 在类别上类似分形理论中的谢尔宾斯基地毯, 只不过三维破裂的子破裂排列在一条线上, 而不是铺开在一个面上。

(5)在动态破裂过程中, 各个子破裂的扩展不是同时进行, 而是顺原始裂纹前缘跳跃前进。

(6)在受压、原始裂纹面润滑的条件下, 子破裂的扩展是随遇稳定的, 即远场载荷一旦停止增加, 破裂即停止, 再次增加载荷, 破裂才继续扩展。

上述 6 个基本特征, 还有待于理论的更充分解释。

我们从实验中还观察到, 三维破裂与样品表面的交线为一组平行的雁行裂纹, 由此我们设想, 地表断层的雁行排序, 实际可能是断层的多个螺旋状三维破裂在地面上的投影。实验中还发现, 在受压、原始裂纹面有摩擦粘滑条件下, 子破裂的扩展是爆发式的, 新产生的裂纹面并不十分光滑, 可观察到从破裂点出发的放射状或羽状条纹, Engelder(见 Atkinson, 1987)称之为 Wallner 线, 认为这些条纹是扩展着的裂纹前缘与高速传播的声波相干涉时所引起的。

迄今为止, 三维破裂的研究还纯粹是一些定性的结果。尽管如此, 我们仍然看到了丰富的内容和令人振奋的前景。

3 地震断层三维破裂的证据

断层的三维结构, 也是地质学和构造物理历来重视的问题。格佐夫斯基(Гзовский, 1975)把它们描述为“明显弯曲的、简单的、独立小型剪切的发展”, 是“圆锥形或螺旋形剪裂”。

利用反平面剪切断层的三维破裂的研究结果, 完全可以解释格佐夫斯基的上述描述。例

如,破裂的雁行排列优势走向,破裂的长度等。在地壳内的高温高压条件下,张性破裂很快伴随介质的填充,例如,地质上有人提出的拉-分盆地构造。

即使是二维的平面内剪切断层(走滑断层),破裂也不可能是直线进行的。每个滑动段会产生拐折拉张破裂,在压力条件下破裂的长度不会超出过程区尺度。令 u 为平行断层面走向的位移, v 为垂直于断层面的位移,由 Kostrov(1975)的解可以看出,无论是动态解还是静态解,滑动段内外的位移 v 均不为零。换句话说,原来的中性面并不能保持为直线。这样,即使破裂按照 Mohr 准则沿最大剪应力方向扩展,也会出现破裂面的偏移和分叉,这也许正是格佐夫斯基(Гзовский, 1975)所描述的“小型断裂常具有的原生弯曲,模型的大断裂呈波浪状”的机理。

地球物理学中的三维破裂目前的研究不多,滕春凯等(1987)进行了岩石的三维破裂实验,并论述了三维破裂在地球物理中的意义。Cox 和 Scholz(1988)在一些岩石中也观察到三维破裂。吴海威(1991)则提供了大量岩石疲劳断裂的野外观测和室内石英岩疲劳纹的三维破裂图片证据,认为这些疲劳断裂是日月的潮汐作用累积而成。从这些图片可以看出,岩石疲劳断裂的形状,与我们在实验室内观察到的螺旋状三维破裂惊人地相似。

近来,Lockner 等(1992)利用精确定位技术研究了岩石破裂实验过程中的声发射,发现在失稳之前,声发射源分布在主破裂面的附近,这就进一步证明了,构造地震是断层生成的一种过程。当然,断层的三维破裂并不只限于瞬时的脆性破裂,也包括与时间有关的蠕变和塑性破裂。

地震震源的三维破裂,在矿山地震的震源实际考察给出了肯定回答。矿震在各种类型的地震中目前是唯一的可视震源。作为中尺度试验场,矿震对验证地震震源理论和反演方法具有极其重要的意义。Gibowicz 教授(波兰)和 McGarr 教授(当时在南非)对矿震的长期研究表明,大多数矿山开采诱发地震的发震机制与天然地震没有根本区别,都是以剪切破裂为主。McGarr 等(1979)研究了南非约翰内斯堡附近的 East Rand Proprietary Mines 金矿 $M_L = 0 \sim 3$ 矿震,展示了矿震震源剪切破裂的实体照片,这些照片显示的雁行排列的破裂形态和实验室岩石表面切口三维破裂的形态十分相似[图 3(c), (d)](滕春凯等, 1987; 李世愚, 1991)。

对于大多数天然地震,由于人们很难接近十几公里深的震源体,对破裂形态的实际考察难以进行。近年来,随着反演技术的改进,震源参数反演的精度不断提高,地震破裂断层的三维结构也不断被揭示出来。例如, Ni 等(1989), Fan 和 Ni(1989), Holt 等(1991)对喀喇昆仑地区、东喜马拉雅地区、Burma 地区的小震定位,都发现这些地震分布在雁行排列的断层上。在矩张量反演中,三维张破裂在震源机制上可能是非双力偶成分,有的天然地震的非双力偶成分竟然占地震矩总量的 $1/3$ (倪江川等, 1991)。吴明熙认为,地震震源破裂的非双力偶成分应该用锥面破裂来解释,而传统的在同一平面内的剪切破裂的模型只是一种简化。

4 三维破裂在震源和断层研究中的应用前景

4.1 三维破裂在损伤力学中的应用

损伤力学(余天庆、钱济成, 1993)引入损伤张量作为材料内缺陷和微裂纹发展程度的度量,并试图将此张量和材料的强度下降程度联系起来。Ashby 和 Sammis(1990), Lyakhosky

等(1996)进一步将岩石损伤力学和岩石剪切破裂成核的研究相联系。他们提出了岩石在受压状态下微裂纹张性破裂引起的等效力,并试图计算岩石的强度下降。Ashby 和 Sammis (1990)还分析了受压岩石的三维裂纹系模型,他们的模型没有涉及三维裂纹的多点微破裂,因此和实验还有较大距离。可以看出,三维裂纹系的破裂能够描述材料内微小缺陷的生长最后发展为微裂纹的过程,因此更加接近材料损伤的实际过程。

4.2 地震破裂的成核

成核(nucleation)一词最初来自物理学的相变过程,例如雨滴、雪花的形成或水的沸腾等,岩石破裂成核一词在《岩石断裂力学》(Atkinson, 1987)中出现,以后逐渐成为地震破裂起始的替代性术语。从地震前兆研究的角度上,提出地震破裂成核是为了回答这样一些问题:对于给定的典型构造和边界条件,失稳破裂能否发生?从哪个位置开始,有何可测的前兆现象?在 Dieterich (1985, 1992)提出的一维成核模型里,破裂从一个断层的最薄弱部位起始,“在小于临界半径的区域里,滑动是稳定的,在大于临界半径的范围,是非稳定滑动。当滑动区大于临界半径,且归一化的应力 μ 超过稳定状态的摩擦系数 μ_s 时,滑动加速直至失稳”。一维成核模型的最大问题在于先验地规定了地震断层,失去了该断层在特定构造中的地位的含义。在三维模型里,破裂从三维构造的特定部位开始,这个部位不仅是最薄弱的,也是最容易转化为失稳的,地震破裂的核不是一个一维滑动段,而是一个三维多点破裂区(或一个团),经多次破裂才自组织为贯通的破碎区,或看成为一个流动包体,当破碎区(或流动包体)的尺度大于临界值,且应力超过稳定状态的强度系数时,破裂加速直至失稳。为了和一维成核模型区分,我们称一维成核为狭义成核,称具有分形结构的二维、特别是三维成核为广义成核。

4.3 地震破裂的停止

在一维模型里,“人们常把裂纹的停止看成是个大问题。实际上,在一个受到均匀荷载的均匀介质中,一旦裂纹开始生长,是无法使之停止的。这是裂纹在力学上是不稳定的这一事实的逻辑结果”(Madariaga, 1983)。然而,在受压的三维裂纹模型中(这里指的是真三维破裂,而不是指圆盘形或椭圆盘形的伪三维自相似扩展),这个论断并不准确,对于受压的三维剪切裂纹来说,如果裂纹面上的摩擦力为零(或保持为一个常数),则破裂的扩展是随遇稳定的(这里稳定的意思是说一旦外力不再增加,破裂自然会停止),而如果裂纹面上的摩擦力不为零,才能出现不稳定,就是说,不稳定是裂纹面上的摩擦过程的粘滑造成的。换句话说,受压三维裂纹破裂的最终尺度一开始就是由边界条件和裂纹结构所决定的,裂纹面上的非稳定摩擦过程可以影响裂纹面错动的过程,使之出现有限次的停止和重复滑动,但不会影响它的最终停止位置。用地震学的术语就是:一个地震活动的总能量是由控制构造积累的应变能所决定的,而具体的地震序列则由地震破裂的自相似结构所决定。

4.4 地震破裂的跳跃性

地震破裂的跳跃性有时也称为“隧道效应”。断层破裂的隧道效应假说最初是 Andrews (1976)提出的,目的是为了解释在数值方法和滑动弱化模式中,平面内剪切断层破裂速度怎样“钻过”壁垒,从低于瑞利波速度跳跃到跨音速(高于 S 波速度但低于 P 波速度)。李世愚和陈运泰(1991, 1993)用解析的方法证明了在经典模型(线弹性断裂力学模型)中,平面内剪切断层跨音速破裂的存在。在二维模型里,隧道效应需要很强的条件,包括边界上的应力条件,同时要求破裂速度首先接近瑞利波速度(Andrews, 1976),而且一旦发生,就很难停下

来,除非遇到很强的障碍物。而在三维破裂里,隧道效应并不需要很强的条件,因为三维破裂本身就是跳跃式的,所谓障碍物并不是外加的,破裂本身就形成了一个的障碍和滑动段,它们并不在同一平面上。Aki 和 Richards(1980)则提出了在 barrier 模型中,隧道效应的普遍存在。

4.5 止裂与愈合,哪个是因,哪个是果

强地震的自愈合假说是 Heaton(1990)提出的。Heaton(1990)从 7 个 $M_s > 5$ 的地震的波形分析中,导出了震源错动的上升时间,发现局部的震源上升时间明显小于整个地震的持续时间。为克服这个矛盾,Heaton 假定地震破裂是一些较小的分段破裂组成的多重事件,每个事件都存在自愈合过程,这种自愈合过程的数学模型类似于 Yoffé(1951)计算的扩展裂纹,裂纹的后端以同样速度愈合。在二维模型里,这种情况有点象从一端碾一块地毯,地毯上的鼓包前缘鼓起,后边随之愈合,鼓包如此向前移动。为了使断层滑动段满足愈合条件,Heaton 假定断层滑动部分在破裂扩展一段距离后摩擦应力随滑动速度减小而减小,即满足

$$\tau_f = \tau_s - a\dot{D}$$

其中 τ_f 为静摩擦力, τ_s 为摩擦应力, $\dot{D}$ 为滑动速率。在二维模型里,Heaton 的假说容易被理解为地震破裂是连续向前扩展的。但是对震源的许多反演结果表明地震破裂是分段跳跃的,而且各个子事件并不在同一平面上。在三维破裂里,破裂本身就是分段的,破裂的扩展是跳跃式进行的,每段的尺度是有限的,破裂的停止也是自然的。在各个滑动段破裂停止扩展后,破裂面会自然愈合。因此,我们也可以把 Heaton 提出的发展次序颠倒一下,即每一个子事件先实现止裂,然后破裂跳跃到下一个子事件的发生,上一个子事件再逐渐实现愈合。这样,愈合就不一定是止裂的原因,倒可能是止裂的后果。

4.6 地震破裂过程的复杂性

上述地震破裂的成核、弱化、失稳、止裂、跳跃、愈合等,构成了地震破裂过程的复杂性。近年来许多文献涉及到对该过程的模拟(Rice 和 Ben-Zion), Andrews 和 Ben-Zion 还采用了断层两盘介质不同的模型计算了断层起皱样的自然滑动段扩展过程。Diterich(1985, 1992)等在研究地震破裂过程的复杂性时,主要采用摩擦本构律(Ruina, 1980; Rice 和 Ruina, 1983)。在摩擦本构律的表述中,各个参量的物理含义至今尚未弄清,因此,严格地讲还不能称为摩擦本构关系。摩擦本构律的表述是一维的,然而事实上,摩擦的物理机制是三维的,对于受压脆性材料来说,三维破裂和摩擦是密不可分的两个方面。地震破裂的停止和跳跃与障碍物或凹凸体模式相联系,前者表示断层面上强度的不均匀性,后者表示断层面上应力的不均匀性。凹凸体的概念最初来自摩擦学。在摩擦学(Halling, 1975)里,凹凸体是三维体,对摩擦学中库仑定律的理论证明是近几十年才解决的,它利用了摩擦面上凹凸体的自相似(多为高斯正态)分布的统计规律,并利用 Herz 接触问题的解分析了凹凸体的相互作用,才最终回答了库仑定律中滑动摩擦系数与正压力关系不大的原因,结束了摩擦学中的凹凸说和黏着说两大学派的争论。在摩擦过程中,凹凸体的解锁通过局部屈服(例如,一些塑性材料)或局部破裂(例如,一些脆性材料的磨损)实现,因此,从微观的角度上看,脆性摩擦的过程本身就包含着无数三维破裂。从宏观上看,摩擦过程总是从某一区域开始(成核),然后向外扩展,在扩展的滑动部分前缘,摩擦力从静摩擦降低为滑动摩擦,这种扩展也是宏观意义上的破裂。总之,摩擦本构中的状态参量所包含的物理意义(至今多半仍是不清楚的)与凹凸体的三维破裂行为不无关系。

4.7 介质各向异性的机理

无论是用 S 波分裂方法,还是用水压致裂方法,有关作者都提出了介质的各向异性随深度变化的看法。这个问题的研究不仅对震源的孕育过程有重要意义,而且对石油开采、核废料存储与环境地球物理也有重要意义。根据 Nur 等(1969)的实验结果,介质的各向异性在地壳部分的主要机理是扩容张性裂隙的定向排列,因此,介质各向异性随深度的变化当然应归结为裂纹定向排列也随深度变化。而裂纹的定向排列的方向又和最大主压应力方向接近。现在的问题是:这种随深度的变化是随机独立的还是有相互因果关系的?根据断裂力学理论,裂纹定向排列不但与区域应力场有关,而且与局部构造有关,根据三维破裂理论,由于压力随深度增加,破裂一般容易向浅部扩展,因此,深部构造往往成为浅部破裂的原始构造,换句话说,深部构造有可能是浅部构造的控制构造。这种深与浅是相对的,因此,构造在不同深浅上是分级的,在一些野外断层考察工作者中已有人提出了这种看法。总之,裂纹的定向排列随深度是有变化的,这种方向变化应遵循一定规律。由于构造形态是复杂的,这种控制方式也是多种多样的。

4.8 地震空区的机理

Hertz 接触引起的破裂实验(Roesler, 1956)对地震的非断层成因说是个有力的支持。在非断层成因说里,强地震前中小地震的围空是个重要现象,它是强地震中长期前兆的重要表现之一。实验和理论分析结果表明,Hertz 接触所产生的附加张应力剪应力集中在接触面的外围,根据 Mohr 准则,在这些地方会产生剪切破裂,这就给出了一种地震空区的机理(李世愚, 1994, 1995)。有关地震围空的三维机理,还有尹祥础等(宋治平等, 1996)根据已有的包体问题的解给出的解释。Hertz 接触问题并不局限于硬(印痕)接触,软接触也可以造成地震活动的围空,例如,水库诱发地震,由于水库的载荷造成蓄水区域地下为压应力区,而附加张应力区分布在外围,因此,水库地震的活动多半发生在水库周围靠近边缘的地区(丁原章等, 1989)。在工程中,桩基周围的梨形断裂也是 Hertz 接触引起破裂的例证。接触问题在煤矿瓦斯突出中也得到了例证。据了解,在煤矿里,较深部煤层发生瓦斯突出部位往往是在上部煤层已开采区煤层柱的下方外缘。这个现象也可以用煤层柱与底板的 Hertz 接触造成的附加张应力集中来解释。在火山地震中,浅部小地震的围空往往被作为火山将近喷发的前兆,其机理就可以解释为岩浆上涌造成了上方外围的附加张应力,从而诱发了小地震活动。

4.9 三维模型中地震临界破裂的前兆

Dieterich(1985)根据二维地震断层破裂成核模型计算得到的结果,认为地震前的前兆位移用目前的应变观测方法来测定可能太小,提出了一种较为悲观的看法。在三维破裂模型里,破裂不仅出现在原始裂纹面上的黏滑区域,而且出现在裂纹前缘,因此,破裂和粘滑在时间和空间上都是难以分开的。破裂前兆标志的信息要丰富得多,它不仅包括滑动位移,而且包括破裂区以及周围介质性质的变化。

根据以往的 b 值模拟实验的实测结果,含裂纹(系)岩石样品在临近破坏时 b 值明显降低($b < 0.5$),甚至出现负值(李红等, 1987),而岩石摩擦滑动声发射的 b 值偏高($0.5 < b < 1.0$)(李纪汉等, 1987)。而 b 值与地震活动的分维数相关(例如, Aki 就认为 $D = 2b$, 其中 D 为地震活动的分维)。在临界破裂之前则可能出现的前兆有:① b 值出现强烈的空间不均匀性,破裂区明显降低,而在粘滑区, b 值偏高,在时间序列上,由于裂纹系破裂与摩擦粘滑交替占优势,当裂纹系的扩展占优势时, b 值降低,而当摩擦粘滑过程占优势时, b 值偏高,这就

造成 b 值出现降低—升高的波动(蔡戴恩等,1987);②微破裂区介质出现强烈的各向异性,其程度明显高于周围、上下的介质;③破裂区和应变软化区的波速明显降低,而周围介质由于处于高应力区,岩石孔隙闭合,表现为波速升高。

5 二维模型的应用条件

出于简化的需要,人们常常用二维模型甚至一维模型来表达本来是三维的物理内容。问题在于如何把握降维的条件。这个问题几乎在所有的学科里都能找到例子。例如,材料力学就是弹性力学向二维的简化,它的条件是 $L \gg W \gg H$, 其中 L 为材料的长度, W 为材料的宽度, H 为材料的高度。电学中的交流电路就是一维模型,它的成立条件是电流频率足够低,使得导线中电流横向不均匀性(趋肤效应)可以忽略,电容的计算公式要求极板面积远远大于极板间距,使得边缘效应可以忽略。

由于数学上的困难,在今后地震破裂动力学研究里,仍然不得不采用二维模型。一般情况下,只有当 $L \gg H$, 且 $W \gg H$ 成立时,才能采用二维模型,这里 L 为地震断层的长度, W 为宽度, H 为断层厚度,在考虑地震破裂过程时,时间范围不超过扰动从边缘传播到中心点的持续时间。这里我们仅举滑动弱化模式作为实例,看一看一些经典文献的作者是如何把握的。

由 Ida(1972)以及 Palmer 和 Rice(1973)几乎同时提出的滑动弱化模式,记 σ_s 为断层最大抗剪切强度, σ_d 为滑动部分的摩擦力, d_0 为应力从 σ_s 降到 σ_d 所需的错动量。从字面上看,应力降 $\sigma_s - \sigma_d$ 和 d_0 似乎都与断层长度 L 无关,因而表面能 G 也与断层长度 L 无关,在破裂过程中为一个不变量,但是 Andrews(1976b)指出,这个假定并不切合实际,因为由大地震资料测到的 G 值为 10 J/cm^2 左右,而由实验室测得的岩样的 G 值则为 10^{-4} J/cm^2 左右(Aki 和 Richards, 1980),两者相差 5 个量级,因此, G 和 L 的关系是必须考虑的。Andrews 的解释是:对于宏观断层来说,它的端部包含着大量按体积分布的微裂纹,这些微裂纹的总表面积比起等积投影面积(即把宏观断层等效于一个平面)要大出几个量级,因此 $\sigma_s - \sigma_d$ 及 d_0 的值实际上应该是 L 的函数。随着断层增长,其端部附近的微裂纹数量和塑性变形体积加大,从而吸收的表面能量增加,因此,对于不同尺度的断层来说, $\sigma_s - \sigma_d$ 及 $\tilde{d}_0$ 的值都具有不同的内容,它们与 G 的关系只具有形式上的相似。

—二维模型的含义,与其说是三维模型的简化,不如说是三维模型的“投影”。为了保证这种投影不致失真,我们往往需要给出一些约束条件,类似绘画中的透视原理。然而这种透视原理并不是完备的。无论在逻辑上怎样严谨,在二维模型中总会出现“怪圈”,类似埃舍尔的画一样。为了避免走入“怪圈”,我们不能在二维模型里走得太远,同时要时时回到三维物理实验过程中加以审视。

感谢邓大量教授,徐济安教授对本文的支持和帮助。

参考文献

- 蔡戴恩, 方亚如, 隋旺华, 张来凤, 李纪汉, 耿乃光. 1987. 岩石破裂全过程的声发射 b 值. 地震学报, 9(增刊): 401~406
- 陈运泰, 王璋. 1989. 具有滑动弱化区的二维地震断层的动态扩展. 见: 80 年代地球物理进展. 北京: 学术书刊出版社
- 丁原章等. 1989. 水库诱发地震. 北京: 地震出版社
- 郭增建. 1985. 立交模式及其在地震预报中的应用. 西北地震学报, 17(1): 94~101
- 郭增建, 秦保燕. 1991. 地震成因和地震预报. 北京: 地震出版社
- 李红, 尹祥础, 李世恩, 李纪汉. 1987. 单轴压下预制裂纹岩石试件声发射 b 值的实验研究. 地震学报, 9(增刊): 393~400
- 李红, 李世恩, 许征宇, 尹祥础. 1992. 高围压下岩石材料的断裂力学实验. 地震学报, 14(1): 124~127
- 李纪汉, 刘晓红, 郝晋升, 蔡戴恩, 方亚如, 耿乃光. 1987. 岩石摩擦滑动的声发射 b 值. 西北地震学报, 9(4): 34~38
- 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扩展. 博士学位论文, 国家地震局地球物理研究所
- 李世恩, 钟放庆. 1993. 三维破裂研究进展综述. 国际地震动态, (2): 1~4
- 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. 1994. 赫兹接触问题的断裂力学解及其在下侵震源模型中的意义(摘要). 见: 陈运泰主编. 中国地震学会第五次学术大会论文摘要集. 北京: 地震出版社
- 李世恩. 1995. 强震前中小地震围空的一种三维力学模型(摘要). 见: 中国地球物理学会年刊. 北京: 石油工业出版社
- 梅世蓉. 1995. 地震前兆场物理模式与前兆时空分布机制研究(一): 固体孕震模式的由来与证据. 地震学报, 17(3): 273~282
- 梅世蓉. 1995. 地震前兆场物理模式与前兆时空分布机制研究(二): 强震孕育时应力、应变场的演化与地震活动、地震前兆的关系. 地震学报, 18(1): 1~10
- 倪江川, 陈运泰, 王鸣等. 1991. 云南禄劝地震部分余震的矩张量反演. 地震学报, 13(4): 412~419.
- 邱泽华, 张宝红. 1994. 构造塌陷地震. 北京: 地质出版社
- 宋治平, 尹祥础, 陈学忠. 1996. 包体模型的力学场特征及其在地震活动解释中的应用. 见: 国家地震局预测预防司编辑. 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
- 滕春凯, 尹祥础, 李世恩, 蔡戴恩. 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
- 吴海威. 1991. 累积损伤疲劳断裂——地壳构造变形的一种基本机制. 地质科学, 2: 101~110
- 尹祥础, 李世恩, 李红, 滕春凯, 李洁. 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——第十七届国际理论与应用力学大会, 1988, Grenoble, France. 北京: 北京大学出版社
- 余天庆, 钱济成. 1993. 损伤理论及其应用. 北京: 国防工业出版社
- 张文佑等. 1952. 锯齿状断裂的力学形成机制. 构造地质问题. 北京: 科学出版社
- 张文佑, 钟嘉猷, 单家增, 王在中. 1985. 构造物理模拟实验图册. 北京: 科学出版社
- 郑天愉, 姚振兴. 1993. 用近场记录研究唐山地震的震源过程. 地球物理学报, 36(2): 174~184
- Aki K and Richards P G, 1980. Quantitative seismology, theory and methods, Freeman, W. H. and Company
- Ashby M F and Sammis C G, 1990. The damage mechanics of brittle solids in compression PAGEOPH, 133(3): 489~521
- Atkinson B K, 1987. Fracture Mechanics of Rock. Academic Press Limited(中译本: B. K. Atkinson 主编. 尹祥础, 修济刚等译. 1992. 岩石断裂力学. 北京: 地震出版社)
- Burridge R and Knopoff, 1964. Body force equivalents for seismic dislocations, Bull Seism Soc Amer, 54, 1875~1888
- Cox S J D and Atkinson B K, 1983. Fracture mechanics and acoustic emission of anti-plane shear cracks in rocks. Earthq Predi Res, 2(1): 1~23
- Cox S J D and Scholz C H, 1988. On the formation and growth of faults: An experimental study. J Struct Geol, 10: 413~30
- Das S and Aki K, 1977. Fault plane with barriers, A versatile earthquake model. J Geophys Res, 82(36): 5658~5669
- Dieterich J H, 1985. In: Das, S, Boatright, J and Scholz, C H(ed), Earthquake Source Mechanics, Geophysical Monograph 37, Maurice Ewing 6
- Dieterich J H, 1992. Earthquake nucleation on faults with rate- and state-dependent strength. In: T Mikumo, K Aki M Onaka L J Ruff and P K P Spudich (Editors), Earthquake Source Physics and Earthquake Precursors.

- Tectonophysics, 211: 115~134
- Erdogan F, Sih G C, 1963. On the crack extension in plates under plane loading and transverse shear. *J Basic Eng*, 85(4): 519~527
- Eshelby J D, 1957. *Progress in solid Mechanics*, Edited by I Sneddon and R Hill, Prentice-Hall, Inc 2: 89
- Fan G and J F Ni, 1989. Source parameters of the 13 February 1980 Karakorum earthquake. *Bull. Seis Soc Am.*, 79: 945~954
- Halling J, 1975. *Principles of Tribology*, the MacMillan Press Ltd
- Heaton T H, 1990. Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture. *Phys Earth Planet Inter*, 64: 1~20
- Holt W E, Ni J F, Wallace T C and Haimes A J, 1991. The active tectonics of the Eastern Himalayan Syntaxis and surrounding regions. *J Geophys Res*, 14: 595~632
- Ida Y, 1972. Cohesive force across the tip of a longitudinal shear crack and Griffith's specific surface energy. *J Geophys Res*, 77: 3796~3805
- Knauss W G, 1970. An observation of crack propagation in anti-plane shear. *Int J Frac Mech*, 6: 183~187
- Li Shi-yu, 1989. Earthquake rupture model and rupture criterion. *The International Symposium on Tectonophysics*, *Phys Chem Earth*, 17(1): 55~61
- Lockner D A, Moore D E and Reches Z, 1992. Microcrack interaction leading to shear fracture. In: *Proceedings, 33rd U S Symposium on Rock Mechanics*, (J R Tillers and W R Wawersik, eds), A A Balkema, Rotterdam, 807~816
- Madariaga, 1983. In: Kanamori H and Boschi E (eds), *Earthquakes: Observation, Theory and Interpretation*. North-Holland Publishing Company
- Maruyama R, 1963. On the force equivalents of dynamic elastic dislocations with references to the earthquake mechanism. *Bull Earthq Res Inst, Tokyo Univ*, 41: 467~486
- Maruyama R, 1964. Statical elastic dislocations in an infinite and semi infinite medium. *Bull Earthq Res Inst, Tokyo Univ*, 42: 289~368
- McGarr A Spottiswoode and Gay N C, 1979. Observations relevant to seismic driving stress, stress drop, and efficiency. *J Geophys Res*, 84(B5): 2251~2261
- Ni J F, Guzman-Speziale M, Beris M, Holt W E, Wallace T C and Seager W R, 1989. Active tectonics of Burma and the three-dimensional geometry of the Burma subduction zone. *Geology*, 17: 68~71
- Nur A and Simmons G, 1969. Stress-induced velocity and isotropy in rock; an experimental study. *J Geophys Res*, 74: 6667~6674
- Ohnaka M, 1992. Earthquake source nucleation; a physical model for short-term precursors. *Tectonophysics*, 211: 149~178
- Palmer A C and Rice J R, 1973. The growth of slip surfaces in the progressive failure of over-consolid clay. *Proc Roy Soc London, Ser A* 332: 527~548
- Palaniswamy K and Knauss, W G, 1978. On the problem of crack extension in brittle solids under general loading. In: *Mechanics Today*, 4: 87~148, ed S Nemat-Nasser, Pergamon Press Inc New York
- Rice J R, 1980. The mechanics of earthquake. in: *Physics of the Earth's Interior*, ed A M Dziewonski and E Boschi North Holland Publ Co
- Rice J R and Ruina A L, 1983. Stability of steady frictional slipping. *Trans ASME, J Appl Mech*, 50: 343~349
- Roesler, 1956. Brittle fracture near equilibrium. *Proc Phy Soc*, B69: 981~992
- Rudnicki J W and Kanamori H, 1981. Effects of fault interaction on moment, stress drop and strain energy release. *J Geophys Res*, 86(B3): 1785~1793
- Ruina A L, 1980. *Friction Laws and Instabilities: A Quasistatic Analysis of some Dry Friction Behavior*. Ph D Thesis. Brown University. Providence. R I
- Sommer E, 1969. Formation of fracture lances in glass. *Engng Frac Mech*, 1: 539~546
- Yin Xiangchu, Li Shiyu, Teng Chunkai, and Li Hong, 1988. An experimental investigation on extension of non-penetrating

cracks in rocks and other brittle solids, The collectanea of Chinese Scholars, 17th International Conference of Theoretical and Applied Mechanics, 1988, Grenoble France

Yeffé H., 1951. The moving Griffith crack, *Phil. Mag.*, 42: 739~750

Гзовский М В., 1975. Основы Тектонофизики. Издательство «Наука», Москва

Гадин Л А ю., 1953. Контактные задачи теорачи, Упругости, Гостехиздат. Москва

Three-Dimensional fracture and its application to the study of earthquakes and faults(Review)

Li Shiyu¹⁾, Teng Chunkai²⁾, Liu Qiliang¹⁾, Lu Zhenye³⁾, Liu Xiaohong¹⁾ and Chen Yuntai¹⁾

1) *Institute of Geophysics, State Seismological Bureau, Beijing 100081, China*

2) *Institute of Geophysics, Academia Sinica, Beijing 100101, China*

3) *Center for Analysis and prediction, State Seismological Bureau, Beijing 100036, China*

Abstract

In this review, some important problems about the earthquake source and the fracturing of faults, including the distribution shape of faults and the non-coplanar of multiple shocks, the movement of earthquake source and the origin of earthquake dynamics are proposed. It is impossible to solve these problems by using the current 2-D model, but a 3-D model. The developments of experimental 3-D research of rock fracture and Griffith-Irwin theory are reviewed. It is pointed out that not only the 3-D crack, but the Hertz contrast without any original crack can cause 3-D fracture. The characteristics of 3-D fracture of rock are summarized and some evidence as well as the prospects of the earthquake source and faulting research are recounted briefly. It is considered that some of the mechanism of earthquake precursors can be explained by using the 3-D model. Besides, the condition of simplifying the 3-D model of earthquake source and fault into a 2-D model is discussed.

Key words: fracture mechanics, 3-D fracture, earthquake source mechanism, fault