

庆祝湖南省地震学会成立十周年

地质研究所 国家地震局	期刊
	1-15-01

湖南地震

1987 · 1988

1987⁶
 1987⁶ 1988⁶ 订
 1.15-01

湖南省地震学会编
地震办公室

1988 · 12



湖南省地震学会成立十周年献辞

湖南省地震学会自一九七八年四月成立，迄今已整整十周年了。十年来，广大会员团结在历届理事会的周围，为振兴我省地震事业，为振兴湖南经济，做出了许多有益的贡献。值此庆贺之际，我们谨向工作在各个岗位的会员同志们表示热烈的祝贺与敬意，对历任理事们表示诚挚的敬佩。同时，对学会挂靠单位湖南省地震办公室、学会上级领导湖南省科协以及为我们提供了许多支持和友谊的各兄弟学会表示衷心的感谢。

湖南地震工作，自古有之。迄今的湖南地震史料，可上溯至公元前557年，可见我们的祖先历来是重视地震这一自然现象的。但是，湖南的地震工作真正作为一种与人类切身利益相关的事业来发展，只有到了我们这一代人手上才加以实现。我省从1966年邢台地震后开始有专业人员从事地震工作，1971年正式成立省级地震工作专业队伍，二十多年来，我省地震事业已初具规模，可以广泛地开展工程地震、地震预测预防及地质灾害对策研究工作，为湖南经济腾飞起到了必不可少的辅助工作。

省地震学会是联系广大地震科技工作者的纽带，又是将地震科学技术面向社会的窗口，对内对外都是我们值得珍惜的一个生活舞台。为了进一步活跃学会的学术活动，为了进一步增加学会的经济活力，希望广大会员同志能更积极、更热忱地支持学会，大家出主意，想办法，使我们的学会能办得越来越好。

让我们在未来的十年中为湖南的地震事业做出更多更好的贡献！

湖南省地震学会第四届理事会

理事长 李运祚

1988年4月

湖南地震 1987·1988

目 录

湖南省地震学会成立十周年献词

论 文

- 用立交模式讨论1631年8月14日湖南常德东北强震的孕育
和发生.....郭增建 刘武英(1)
- 论地震的力学机制.....谷继成(4)
- 桩基无损检测反射波法中波速的测定与计算问题.....黄 桂 黄国祥(11)
- 用地震学方法探测地热资源.....朱传镇 时振棠(18)
- 日本第六个地震预报五年计划要点.....卢振恒(24)

论 文 摘 编

- 少震区的判据及其地震对策探讨.....李运拔(28)
- 湘北地区地震构造基本特征及潜在震源区的确定.....张玉岫 陈立军(30)
- 岳阳市地震小区划的地震输入.....汪梦甫(31)
- 对湘北地区进行地震危险性分析和地震小区划工作的意义.....张玉岫(36)
- 地震活动性分析在我省工程地震工作中的应用.....邹青山(37)
- 从灾害中引出的城市新居住观.....陈立军 张玉岫 方敏之(39)
- 地心有太阳潮是造成日长周年变化及地极移动的一种因素.....李洪光(39)
- 重视地震前兆“大趋势”的攻关研究.....陈立军(42)
- 阴阳五行地震观在我国形成及其影响.....李玉文(43)
- 论湖南省测震观测台网与前兆观测台网的监测能力.....肖 海 蔡宏德(44)
- 地倾斜观测长期变化状态参量: β 因子的物理意义与计算.....陈立军 袁能才(46)
- 对岳阳市三项形变资料的数据结构分析.....赵国彦(48)
- 气压突变引起地倾斜记录的特异图象.....杨颂孚 曾令汝(51)
- 用维尼迪科夫调和分析法与卡尔曼滤波相结合计算固体潮 M_2 波的
潮汐导纳.....肖 海(52)
- 长沙井动水位记震能力及其初步分析.....桂榆依(55)
- 邵阳地震台地磁资料的变化特征与地震预报的关系.....刘北京(55)
- 关于在全省测震台进行复查分析的建议.....饶云阶(57)

初析复查分析中所见某些地区地震的震相记录特征.....	黎品忠 (58)
面波震级中 (A/T) max的讨论.....	童迎世 (59)
新化水泥厂爆破地震观测资料分析处理结果.....	万正民 (62)
娄底地区地震活动与构造关系的探讨.....	刘奇武 (64)
汉寿——益阳2.6级地震调查报告.....	益阳地区地震办公室 (66)
石门、澧县西北小震调查报告.....	肖日俊 (68)
寻乌5.5级地震概略调查小结.....	寻乌地震调查组 (69)
用灰色系统模型预测地震趋势.....	刘丰常 (70)
线性规划程序说明.....	刘丰常 (71)
浅谈蚯蚓的异常反应与地震.....	陈显侯 陈军荣 谢新生 (72)
邵阳历史地震调查.....	肖和平 (72)
一九三九年城步清溪地震调查报告.....	邵阳市地震办公室 (74)
一九四四年邵东堡面前地震的调查.....	邵阳市地震办公室 (75)
无触点交直转换稳压电源.....	刘丰常 (76)
简易墨水瓶.....	王国柱 (77)
从图面判断仪器工作故障.....	王国柱 (78)
推荐不间断电源供电.....	唐震 (80)
新洲台监测能力评估及其改造方案.....	李庚白 唐泽湖 (80)

论文标题

洞庭湖西侧新构造运动与地震活动性探讨.....	童广云 (82)
浦沅井动态特征初步认识.....	刘德宽 陈永辉 (82)
一九八五年初邵阳市微震活动时空特征初介.....	陈立军 (82)
从寻乌地震震害所想到的.....	张石钧 (82)
海城地震预报的经验和唐山地震漏报的教训.....	姜景坤 (83)
利用太阳黑子做因子对未来地震活动长趋势探讨.....	伏军辉 (83)
关于李家铺乡地下冒油异常的调查报告.....	新洲地震台 (83)
关于研制《磁变仪数据采集、资料分析微机系统》的设想.....	徐奋洲 (83)
光记录地震仪自动增光简介.....	涂传龙 (83)

庆祝学会成立十周年

贯彻湖南省科协“四大”决议，总结与改进我们学会的工作.....	李运拔 (84)
湖南省地震学会第四届会员代表大会暨学术报告会纪要.....	(88)
湖南省地震学会章程.....	(90)
湖南省地震学会会员名单.....	(93)
湖南省地震学会历届理事会组成人员名单.....	(97)
澳大利亚学者斯纳林博士应邀来本学会讲学.....	(100)

本期责任编辑、图件清绘：陈立军

用立交模式讨论1631年8月14日 湖南常德东北强震的孕育和发生

郭增建 刘武英

(国家地震局兰州地震研究所)

一、前言

湖南地区，历史上破坏性地震不多，然而1631年8月14日的常德地震却达到 $6\frac{1}{2}$ 级，有的同志认为这种平静地区突然发生的强地震，使人们难以防范，因之损失较大。这是一种罕震类型，我们应当给以重视。本文拟用立交模式讨论常德大震的孕育和发生。

二、立交模式简介

立交模式是在统一区域构造力作用下，上部岩石圈（脆性）和下部岩石圈（韧性）的断层动态互相耦合的模式。它可分为四种情况，即：

1. 平行立交

这是下部岩石圈中剪切蠕滑线与上部岩石圈中发震构造平行的情况，如图1所示。

2. 垂直立交

这种情况是下岩石圈中的剪切蠕滑线与上部发震构造形成垂直立交的情况，如图2所示，

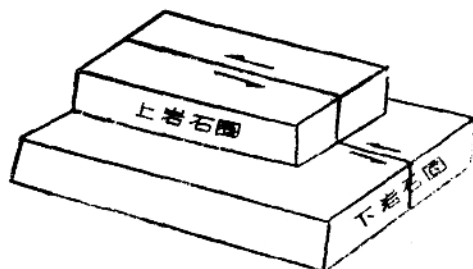


图1 平行立交

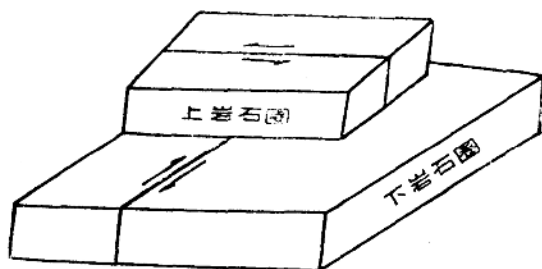


图2 垂直立交

3. 单式立交

即只出现上述平行立交(图1)或垂直立交(图2)中的一种情况者为单式立交。

4. 复式立交

即上述两种立交情况配合出现者为复式立交，如图3所示。

上述的各种立交情况对大震孕育和发生是有不同功能的。垂直立交是使岩石圈上层发震断层锁住的条件，即大震孕育的条件；

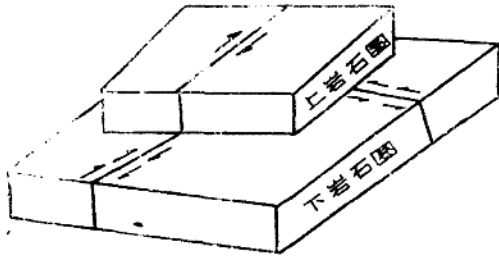


图3 复式立交

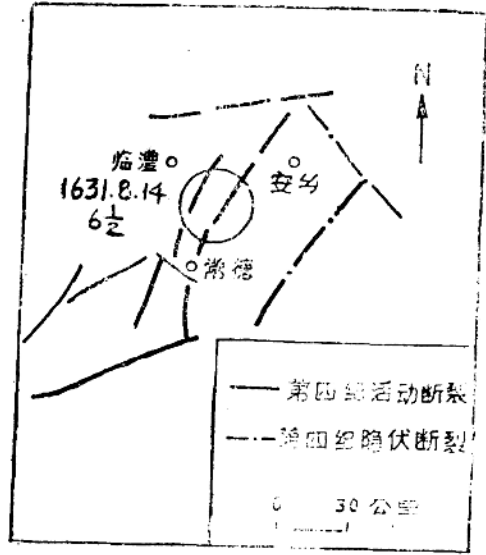


图4 常德地震区的构造

平行立交则是解锁条件，因之是发展的条件之一。

在具体进行地震预报时，垂直立交是用短时间长距离震中迁移线与发震构造相交，立交意味着发震断层被扭住，震中迁移线的出现时间大致就是发震断层被扭曲而锁住的时间。

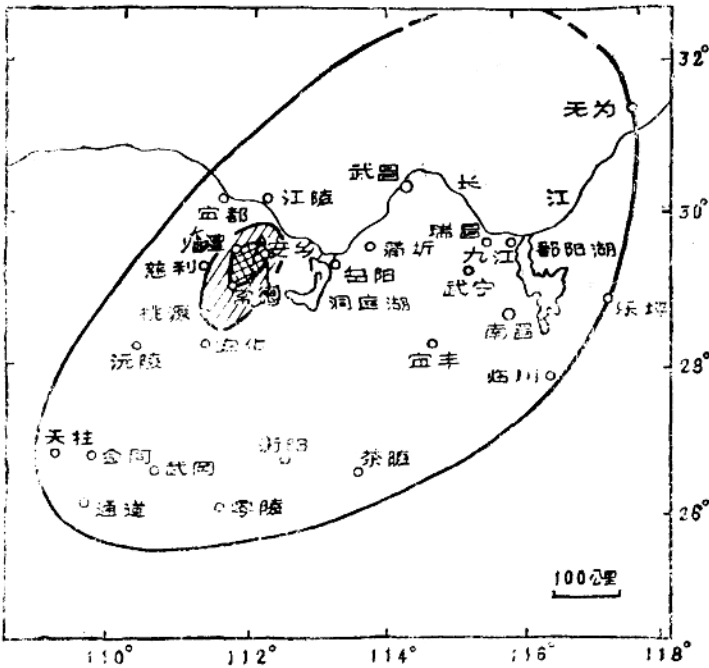


图5 常德地震震害线图

由此时间计算它到未来某一时间的长短，即可估计将来发震时的震级。计算的公式是：

$$M=1.55\lg T+4.6$$

在大震发生前如有平行立交出现，则在未来大震极震区沿长线的方向上会出现地震活动，此时就要警惕大震发生的可能性。其道理是平行立交意味着深部蠕滑线可能呈现了，它是极震区断层面下方出现了剪切蠕滑，这有助于上部断层发展。

三、用立交模式讨论1631年常德地震的孕育和发生

常德地震的发展构造大致是北东向，其极震区方向也大致是北东向，如图4和图5所示。下面我们从立交模式讨论该震的孕育和发生。在立交模式中，首先是由短期的、长跨距的震中迁移线求深部剪切蠕滑线。根据史料可知，1604年10月25日甘肃礼县发生了一次6级地震，同年12月29日，福建泉州海外发生了8级地震，这两次地震相隔仅两个月的时间（图6），它们之间的迁移可能是受下岩石圈中北西向的深部剪切蠕滑断层的传播所触发的（这个迁移方向与近东西向的主压应力方向成 45° 的夹角）。

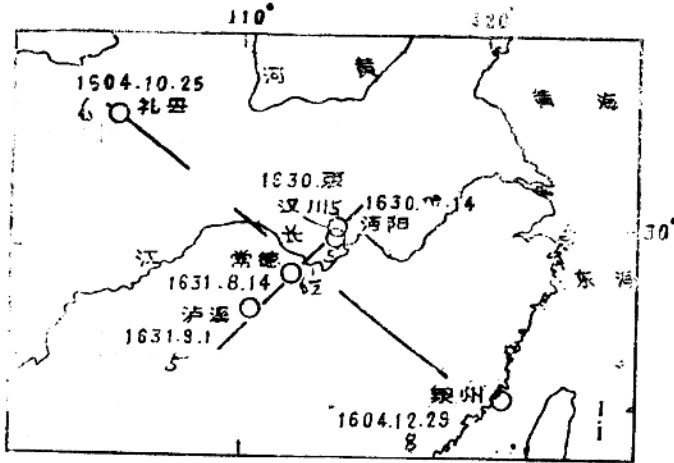


图6 1631年常德地震的立交模式

上述常德地区北东向断层与这条北西向的深部剪切蠕滑断层呈垂直立交，由于深部蠕滑断层的传播，北东向的断层即被锁住，从而积累应力、孕育地震。

根据公式 $M=1.55\lg T+4.6$ ，其中T为从1604年到1631年的间隔时间，即27年，将27代入公式，求得M约为6.8级，与实际常德地震的震级接近。

以上是常德地震的孕育。在常德大震发生前一年，即1630年夏，在湖北汉川发生了一次5级地震，同年10月14日沔阳又发生了一次5级地震。这两次地震后相隔10个月即发生了常德 $6\frac{1}{2}$ 级地震，上述三个地震的排列方向如图6所示。它表示着震前出现了平行立交的情况。值得指出的是，常德大震发生后18天，震中迁至泸溪，发生了1631年9月1日的5级地震。这与倍九法的观点相一致。

前已述及，在立交模式中平行立交是起发展作用的，具有中短期预报的意义。

论地震的力学机制

谷 继 成

(国家地震局地球物理研究所)

一、引 言：

地震学中有一系列的老大难问题。例如地震成因问题（地震力的来源问题，地震的力学机制问题，地震与“外因”即日、地、行星以至宇宙因素条件等的关系问题）地震前兆的识别筛选问题，地震前兆的理论问题，地震三要素的预报以及震源参数的精确反演中的许多问

四、讨 论

1. 立交模式中下岩石圈中的剪切蠕滑线按理论上讲是互相直交的滑移网络。但在某一时期，只出现某一条或某几条剪切蠕滑线，过些时候它们有的可能愈合。因之对同一地区可能有时只有垂直立交出现，有时只有平行立交出现，有时有复式立交出现。这种复式立交可解释有些大震不仅在其发震断层面所相应的节线上有地震活动，而且辅助面节线上也有地震活动。

2. 被扭曲的断层是否能积累能量还要看它本身的情况，如为硬面接触，则扭曲后必然锁住，如为厚的软夹层接触，则扭区幅度不够大时仍不能锁住，如图7和图8所示。故岩石



图7 硬面接触

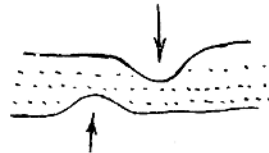


图8 厚的软夹层接触

圈上部的断层并不是任何段上的都能被扭曲而孕育大震。

3. 对于我国大陆来说，由大区域应力场决定的剪切蠕滑线，虽然很长，可达几千公里，但是它既可以是断续蠕滑，也可以是连传蠕滑。对于连传蠕滑必须有远距离的和时间相近的震中迁移。

4. 远距震中迁移线必须是同一板块内的地震，这样，它才可能是深部同一蠕滑线的后果。

5. 垂直立交以直交最好，如不大垂直，也是可以的，因为它仍可以产生扭曲。

6. 垂直立交既有扭曲作用，又有能发作用。

题（例如测定震源深度）……这些问题吸引着大量的科学家作长期奋斗。

地震的力学机制，也是一个相当古老的问题。它既是成因问题，但又只涉及了其力学方面或说比真正的地震成因要次一层次上的问题。

早期，自从Red提出地壳岩石的弹性回跳理论以来，特别是自从Stectee, 1960年在震源物理中引入位错理论以来，大家相信地震的发生是一块完整的岩石的断裂而引起的。从而大量的关于岩石的破裂实验的研究工作接踵而来。这时的实验样品是完整的。因为实验者的物理思路是：地震类似于一块没有“任何”初始破裂的完整岩石在负荷的作用下的突然破裂。在这种思想指导下，进行了几十年的实验室模拟，一直到现在，还在实验室中进行。而且是当前最主要的实验研究思路（图1a）。

1966年Brace和Byrrlec提出了粘滑（stick slip）可能作为地震的力学机制的观点。随着粘滑理论的提出，人们想到，地震的发生是由于粘滑引起。故又出现了各种类型的粘滑实验研究。当前一些典型的粘滑实验研究是由美国地震学家做的。他们将样品（岩石）锯开，然后用各种实验粘接物（用以模拟断层泥）将两盘粘合起来，或有时干脆什么粘接物也不放，从而研究系统的失稳过程（图1b）。与此同时，从理论上对摩擦过程，摩擦系统的稳定性以及摩擦本构定律本身的研究也就成了当前地震预报理论的三个主要研究方面之一（Dietrich, 1972; Ruina, 1980; 谷继成等, 1984; 谷继成, 1984/5, 1986）。这也是当前最流行的力学机制了。

自从断裂力学发展以来，特别是断裂力学被引入到震源物理来研究地震过程以来（Koc TpoB, 谷继成, 1980; J. Rice, Andson），人们从断裂力学的观点出发，更进一步肯定了作为地壳的初始裂纹的断层与地震的关系（谷继成1980）。在谷继成最近的研究中（谷继成1987），对地震的破裂的类型进行了详细研究。他认为板块边缘地震的开裂机制是粘滑，比较简单。而对于板块内地震则情况复杂得多。有三种开裂形式存在。

与目前认为的粘滑是地震的机制不同。本文将提出开裂和粘滑都是地震的力学机制。粘滑是板块边缘地震的力学机制，而对于板内地震来说，则即有粘滑（Slick Slip）机制，更还有开裂（fracturing）机制。

二、断层与地震的关系：

断层和地震是两个概念，研究地震必研究断层，特别是活地层。然而，到底断层是地震的起因，还是地震的结果，则是地震学中的一个长期争论的问题之一。一派认为地震是断层不稳定扩展，或说失稳。而另一派则认为断层是地震发生后，地壳受到直接破坏的结果。当然，近几十年来，特别是自从1966年，Brace等提出地震断层粘滑的机制以来，地震学家对断层与地震的关系，已趋于自然而然的肯定。但这个问题仍然没有直接从理论上说清楚。

在我国，问题则更明显。地质学家往往特别强调，深大断裂是与地震直接有关的，故凡

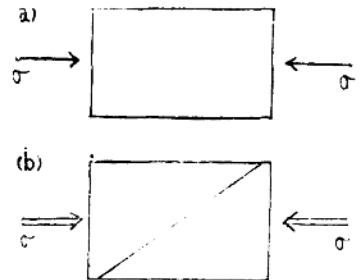


图1 岩石破裂实验发展阶段
(a) 完整样品
(b) 锯开粘样品

提到地震、烈度区划等，必先找深大断裂。然而，不少地震学家则不以为然，他们从地震实际看到，许多地震并不发在深大断裂上，例如我国的海城地震等就是一个典型的例子。于是，是否地震与深大断层有关又成了第二个争论的问题。

现在我们从断裂力学的观点来分析这两个问题。

断裂力学的最根本的思想是：（1）由于使用、加工、环境、生产过程……等各种原因，不存在没有缺陷的实际物体或构件，其区别只在于这些缺陷的位置和尺度不同而已，是宏观尺度或微观尺度。（2）一切实际构件或物体的失稳破坏，都是由于其缺陷（例如裂纹）发展到一个临界状态而失稳。

就目前绝大多数的人认为，地震过程本质上是地壳岩层的大规模的破坏过程。谷继成在“用断裂力学观点看地震过程”（1980）中，详细讨论过地震过程的断裂力学机制。他认为地震开裂的断裂力学机制是包含静态开裂、疲劳开裂的，以应力腐蚀开裂为主要机制的力学过程。他从断裂力学的观点出发，定义前震是在力学上与主震有直接联系，是与主震有关的孕震断层（他所称的“地壳裂纹”）在其以稳态扩展为主的阶段中的局部的非稳态扩展。因此，从这种基本认识出发，我们可以看到，地震是地壳岩层的大规模破坏失稳过程，这种失稳事先必须发生在裂纹处——“地壳裂纹”。也就是必须有初始地壳裂纹存在。所以，地震必定与断层有联系。预报地震的地点时首先考虑断层，以及震源物理中首先考虑是一个地壳裂纹的发展过程是合理的。这就是地质学家特别重视断层的原因。

另一方面，从断裂力学知道，在一个具有裂纹系的系统中，并不一定大的裂纹就一定最危险。根据失稳判据，例如 $K = M\sqrt{\sigma a} \geq K_c$ 中，应力强度因子 K 除与应力 σ 、长度 a 有关以外，形状因子 M ，或说裂纹的相互作用等有时起着重要的作用。特别是对地震断层的情况，这时应力是压剪性质。地层自重存在，断层面上存在强大的摩擦力，因此，问题更加复杂。也许一个深大断裂由于摩擦存在，大范围的构造应力水平并不会使该断层失稳。而一个并不很大的断层，由于其所处的地质条件、方位等合适，以及与其前端附近一个小的断层的相互作用而使 M 很大，从而在其尖端附近满足 $K > K_c$ 的失稳条件。这就有如谷继成讨论过的前震余震的断裂力学机制的情形。因此，有深大断层处又不一定是地震的必然发生地。或说，隐伏的小断层同样可以是未来大震的孕震断层。这种理论给我们传统的烈度区划原则提出了更复杂的课题。

我们认为孕震断层可能存在的基本形式可抽象为如下三类（图2）：

1. 无穷长地壳裂纹

这是对板块边缘大断层和板内的深大构造断层的近似（图2a）。这种断层的稳定性

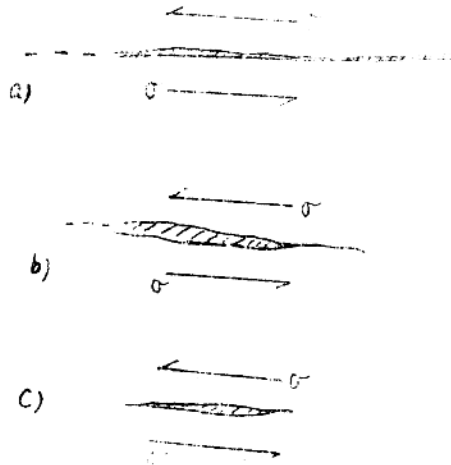


图2 孕震断层的三种基本形式

(a) 无穷长地壳裂纹

(b) 半无穷长地壳裂纹

(c) 有限长地壳裂纹

是依靠断层面上面的静态摩擦阻力维持的。一旦作用于其上的有效的外部构造应力超过断层面的摩擦阻力系统就会失稳。

2. 半无穷长断层

这是对板块内的大断层的近似(图2b)。也是板内大断层的主要形式。构造应力的作用不能使整个断层错动,而只能使两盘发生蠕动,而后使能量集中在某一端,形成一种半无穷断层的力学效果。临震前地壳裂纹的稳态扩展表现为其一端向前稳态扩展。这一端的快速破裂即地震。

3. 有限长断层(图2c)

这是板内地震的另一种基本形式。该断层的稳定性不是由断层面上面的静摩擦所维持的,而是由于两端的周围介质是完整的(高断裂韧度),能积累很高的应变能。当断层失稳时,断层面上面的粘滑会消耗一定的能量,而更主要的是两端新扩展的断层面的表面能消耗了大量的应变能。

三、地震发生的力学机制:

根据前面的讨论,我们认为,作为地震力学机制的应该有两种基本的机制:(1)断裂(fracture)和(2)粘滑(stick slip)。

1. 断裂机制(fracture),

对于相当一部分的地震,特别是板块内地震,岩层的断裂会是一种重要的机制。这里所说的断裂,是指新鲜岩层的破坏或旧断层处由于长期的断层泥的作用而“真正愈合”了的岩方的重新开裂。其力学上的特点是开裂困难或说断裂韧度高。如图4b所示,AB是一原有断层,相当于地壳的初始裂纹。而且相对于A、B附近未开裂过的介质强度来说其断层面之间的相互作用很小、强度低。因此在外力作用下AB之间的相互作用可粗略不计。应力主要集中在A、B两端。这时由于介质在A、B附近的断裂韧度很高(新鲜材料),断层可能承受的构造应力作用也很大。在A、B附近会造成一个很大的塑性区(应力奇异性),从而形成很大的前兆异常区。而一旦当A或B处的应力强度因子K达到材料允许时断裂韧度 K_c 时,断裂失稳扩展AC、BD,这里AC、BD则是新断裂开的部分,其机制是断裂机制。

可以想象这种开裂机制会有:失稳前前兆区大、前兆异常明显,前兆异常时间长,而失稳时释放能量大等特征。这一点谷继成在“板内地震与板块边缘地震的区别”(1987)中已详细讨论过。例如中国1975年2月4日的海城地震就属于这种例子。它不是发生在原有深大断裂上,而是一条很小的断裂的失稳,在大震前,人们还没有注意到这一北北西走向的断裂。

前、余震力学机制主要是断裂机制其一端向前稳态扩展(图3所示)。设一个地区的平均断裂韧度为 K_c ,则与主震有关的地壳裂纹稳态扩展的条件是 $K < K_c$ (或 $G < G_c$)。在其稳态前进过程中,在前方介质中如有一些薄弱区 Ω_i ($i=1, 2, \dots$)存在。那么多地壳裂纹

尖端扩展到接近薄弱区 Ω_i 时,在该局部地区会有 $K_c > K > K_c(\Omega_i)$ 或 $G_c > G > G_c(\Omega_i)$,从而裂纹在 Ω_i 处局部失稳扩展。当该裂纹经 Ω_i 非稳态局部失稳扩展一定长度 L_i 以后马上又进入到断裂韧度为 K_c 的区域,即 $K < K_c$,于是马上入稳态扩展状态。这就是一个前震。这里的 Ω_i 应理解为① K_c 小的区域(图3中 Ω_1),这是由于地壳岩层的均匀性造成的;或②是另一条地壳裂纹。如图中当裂纹稳态扩展到D而接近另一条地壳裂纹EF时,由于裂纹的相互影响,尽管DE处的断裂韧度 $K_c(DE) = K_c > K_c(\Omega_i)$,但只要DE是够小,由于形状因子M的影响,也会使K值增大到使失稳条件 $K \geq K_c$ 在DE处成立,这就是前震的裂纹沟通机制。在断裂力学实验中也早已发现,裂纹在稳态扩展时是以一种步进(pop in)的形式完成的。最近姚孝兴的实验(1986)也表明了,裂纹在扩展时的非连续性,因此可以称这种稳态扩展中的非连续的步进为步进模型(pop in model)。

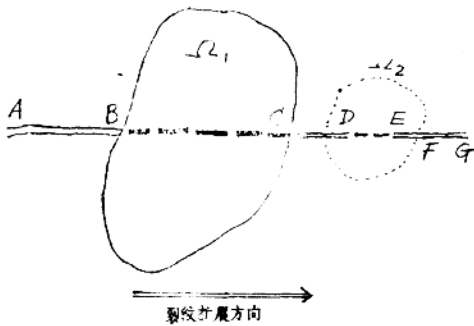


图3 裂纹扩展与前震示意图
 \overline{AB} 、 \overline{CD} 、 \overline{FG} 为裂纹稳态扩展过程, \overline{BC} 、 \overline{DE} 为局部非稳态扩展,对应两个前震; \overline{EF} 为原有裂纹, \overline{DE} 为裂纹 \overline{AD} 与 \overline{EF} 沟通的结果

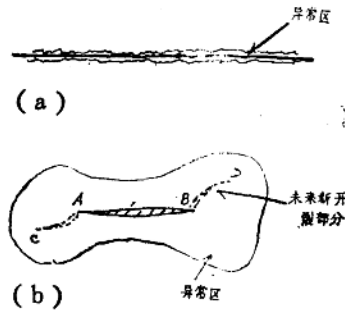


图4 两种力学机制所对应的孕震断层会有不同的前兆反映

- (a) 粘滑型孕震断层的地震前兆异常区很小,只是紧贴断层面的极小范围
- (b) 断裂型孕震断层的地震前兆异常区会很大,整个包围着断层 \overline{AB} 及未来开裂区 \overline{AC} 、 \overline{BD}

另一种机制是对非平滑的大断裂来说,当断层受力错动时,会被其滑动面上的许多各种尺度的凹凸部分卡住,从而应力集中于此部位,对每一凸卡点来说,其四周已断开,它的被错断也相当于二维情形中的沟通机制、形成一个个前震。这些前震发生于孕震断层面上,而不是前面提到的那种裂纹前缘(尖端),这种错断凸卡处的机制,也就是Kanamorni的凸卡模型(19, asperity model)。

因此,从断裂力学的观点来看,前震的断裂力学机制应是一个沟通机制。是地壳主裂纹在其以稳态扩展为主的过程中的局部的非稳态扩展。它既包括其前缘的沟通(我们可暂称之为步进模型—pop in model),也包括其断层面内的凸卡处的错断(凸卡模型—asperity model)。这种沟通本质上就是一种局部断裂。

余震跟断层的关系也是极其密切的,也跟前震一样是一种沟通机制,当这种沟通机制发

生在主震断层的前缘附近或由于主震破坏在震中区及其附近形成的断层之间或附近时，这还是如前的步进；而如发生在断层内，使断面内（特别是对主震断层）的一个个壁垒被突破，这也就是K. Aki的壁垒模型（barriers model）所要说明的部分。

2. 粘滑机制：

对这种机制的讨论已很多，在此不重复。但我们指出，这也只是对一部分地震适用，特别是对板块边缘地震及一部分发生在板内的深大断层上的地震。因此对有深大断裂存在时，整个长长的断层上比较均匀（相对而言）承受剪切构造应力的作用，而不同于断裂机制中原有初始断层面上作用力（摩擦）这比A、B处未开裂介质的强度低，从而应力最终主要集中在A、B处。现在则是比较均匀分布，相当于无穷长（无端点）的、有摩擦的裂纹的情形，这时整个断层面全部均匀承受外力作用，从而不存在太明显的应力集中区。一旦当剪切强度大于断面上的摩擦阻力时，系统就失稳了。这种粘滑系统的失稳准则应该用

$$\sigma \geq \sigma_{sf} \quad (1)$$

其中 σ_{sf} 是粘滑面上的静态摩擦阻力， σ 是作用于粘滑面上的有效构造应力。如果从断裂力学的角度来研究其稳定性，则可将无穷长有摩擦的地壳裂纹抽象为一无穷长排列的裂纹阵。

不难看出这种机制的特点，是在失稳前不会（很难）形成高应力区，整个失稳所需能量也相对地低。所以前兆区非常小，仅局限于沿着断面上的很小范围。前兆不明显或者不出现（因应力没有集聚起来）。失稳时的应力状态不够高。这种机制对板块边缘的地震，例如圣·安德列斯断层上的地震最为合适。这种地震的预报是更困难的。

以上是两种基本类型。实际上对板块内的地震可能的情形是更复杂的。往往在断裂机制中会包含有粘滑；而且也还可能有一些地震，其力学机制是这两种机制的复合形式。

四、这两种力学机制的地震学后果：

对于粘滑类的地震（板块边缘地震及板内的“无穷长”断层的失稳），由于系统的稳定性只是由断面上的静态摩擦阻力（一般地说来，它比介质的内聚力小得多）所维持。因此，这是一种比较容易失稳的系统。

而对于断裂类地震，即对于板内的有限长或“半无穷长”类的孕震断层构造应力的积累首先要达到使断层面产生准静态的粘滑，这是系统失稳前的明显稳态扩展阶段。这种在失稳前的稳态扩展阶段已完成了原有断面的扩展，从而应力集中在两端，并形成明显的塑性区。由于介质本征强度远比断面上的摩擦应力大得多，要使断层失稳，需要在断层两端积累很大的应变能（从而失应力奇异性达到破裂时的临界值）。因此，这两种力学机制会造成一系列的地震学后果。

1. 开裂机制所需的构造应变能远比粘滑机制所需的高得多。或说两者的构造应力状态完全不同，即：

$$\sigma_f \gg \sigma_s \quad (2)$$

其中脚标f和s分别代表断裂机制所对应的物理量。这种应力状态的不同，会引起一系列的物理学后果。

2. 由于应力状态不同, 一切与应力状态有关的物理量, 前兆量(我们用 P_i 表示。 $i=1, 2, \dots, n$ 即表示各种量, 例如 P_i 表示异常区的大小, 异常时间的长短, 早晚, 异常现象的强度等。)也都会不同。即:

$$P_i = F(\sigma, \dots) \\ P_{if} \gg P_{is} \quad (i=1, 2, \dots, n) \quad (3)$$

也就是说, 开裂机制所对应的孕震断层, 其未来开裂端及其附近形成很大的应力异常区。从而所对应的前兆现象明显, 前兆区范围大, 前兆出现的时间早, 而且前兆出现的阶性也明显(图4b)。

而粘滑机制所对应的孕震过程, 则情况相反(图4a)。由于失稳(即地震)所需的应力状态低, 各种与应力状态有关的前兆都可能不明显。这正是为什么中国地震学家、苏联和意大利等地震学家在一些地震前能观测到大量地震前兆, 而美国加州圣·安得烈斯断层上发生的多次6级左右地震前, 没有观测到任何有意义的地震前兆的原因。同样, 这也是为什么即使在中国也有的地震有明显前兆, 有的地震则没有前兆。当然, 这种类型的地震的预报要靠一般的预报手段也就会失败了。

3. 地震发生时, 其地震波谱份不同, 从物理上可以直观地发现, 开裂机制所对应的地震的高频分量丰富, 而粘滑机制所对应的地震波的低频分量偏多。

4. 对于同样能量的地震, 开裂机制所对应的地震断层面积 S 较小, 断层长度 L 较短, 破裂速度 V 偏低, 以及可能应力降 $\Delta\sigma$ 偏高。即:

$$S_f < S_s \quad (4)$$

$$L_f < L_s \quad (5)$$

5. 开裂型地震的孕育周期 T_f (即地震重复周期)远比粘滑地震周期 T_s 长。

$$T_f \gg T_s \quad (6)$$

五、关于地震预报的一点看法:

最后, 我们根据上述理论, 讨论一下地震预报的问题(对大地震而言)。

地震预报是当今日震学中最重要难题。地震类型的差异常常弄得地震学家莫衷一是。我国的1975年海城地震预报成功和1976年唐山地震的漏报, 成了地震学中最惨痛而又最具有戏剧性的教训。过去实验地震家做过许多关于地震有无前震的研究。Mogi最早的研究说明材料均匀性对地震序列的决定性影响。认为材料越均匀, 前震就越少。近年来, 关于实验加载途径的不同对声发射的影响(耿乃光等, 1980)又为解释地震类型多了一种认识。这些实验研究为解释有的地震有前震, 有的无前震提供了实验依据。但为什么有的地震有前兆(除前震以外的前兆), 而有的地震到几乎无前兆的问题尚无合理解释。本文关于地震的力学机制理论或许是一种有意义的自圆其说。而且我们可以看出本文为地震预报的下述基本论点提供了一定的理论依据。

1. 地震是可以预报的。

根据断裂力学, 裂纹失稳前必存在稳态扩展过程。谷继成在其“临震前兆现象的理论解

桩基无损检测反射波法中 波速的测定与计算问题

黄 桂 黄国祥

(中南工业大学)

一、前 言

用弹性反射波法进行桩基质量检测,具有无损、经济、快速、简便、准确的优点。根据波形图和频谱图可定性的判断桩基质量的好坏及其破损程度,若要确定桩基破损面的深度,就必须测准桩基波速,本文提出了平均波速的概念和破损桩模型,同时介绍了用表面波法,平均波速法和频谱法计算桩基平均波速,估算桩基破损面深度的方法和原理,指出这三种方法的限制条件,并引用了三个实例说明,在一定条件下这三种方法的效果是较好的。

二、反射波的原理

1.弹性波的反射与透射

当桩长 L 远于其直径 d 时,桩可视为一维弹性体。以力冲击桩头,便有弹性波(纵波)沿桩身传播,在桩的分界面(即破损面)处发生反射与透射现象。可简化为纵波的垂直入射、反射与透射的情况,如图一。设入射波振幅为 B_1 ,反射波振幅为 B'_{11} 。透射波振幅为 B'_{21} ,则反射系数为

释—多孔塞模型”(1980,1981)中对临震前兆现象进行了初步研究。如能承认地壳裂纹也会有稳态扩展存在,就会承认临震前兆现象的普遍性。也就是说,不论是粘滑类大地震还是断裂类地震。都必然会有临震前兆。因此,地震预报的研究,无论是从理论的还是实用的角度,都必须抓临震前兆的观测研究。

因此,我们可以肯定地说:太震必有临震前兆。抓住它地震必可预报。

2.只有抓住临震前兆,才能实现地震预报。

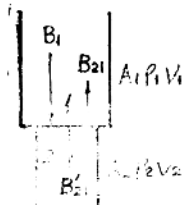
粘滑类地震几乎不存在长一中—短期前兆,只有临震前兆。而断裂类大震则可能存在长一中—短—临前兆。前者的预报只有抓临震异常才有意义。换句话说,我们平时漏报的地震,从力学机制上说来主要是粘滑类。

$$C_{21} = \frac{B_{-1}}{T_1} = \frac{A_2 \rho_2 V_2 - A_1 \rho_1 V_1}{A_2 \rho_2 V_2 + A_1 \rho_1 V_1} \quad (1)$$

式中, A_1 、 ρ_1 、 V_1 和 A_2 、 ρ_2 、 V_2 为分界面两侧桩的横截面积, 混凝土密度、纵波波速。可见, $A\rho V$ 的变化, 将引起弹性波的反射。

若桩有破损, 如蜂窝、狗洞、颈缩、断裂和鼓肚等, 将引起 $A\rho V$ 的变化, 故在每一个破损处弹性波都发生反射。在蜂窝、狗洞、颈缩和断裂处, $A_1\rho_1 V_1 > A_2\rho_2 V_2$, $a_{21} < 0$, 反射波与入射波反相, 特别是断裂处, $A_2 \rightarrow 0$, $a_{21} \rightarrow -1$, 接近全反射。在桩鼓肚处, $A_2 > A_1$, $a_{21} > 0$, 反射波与入射波同相。对于完整桩, 只有桩底面的单一反射波。

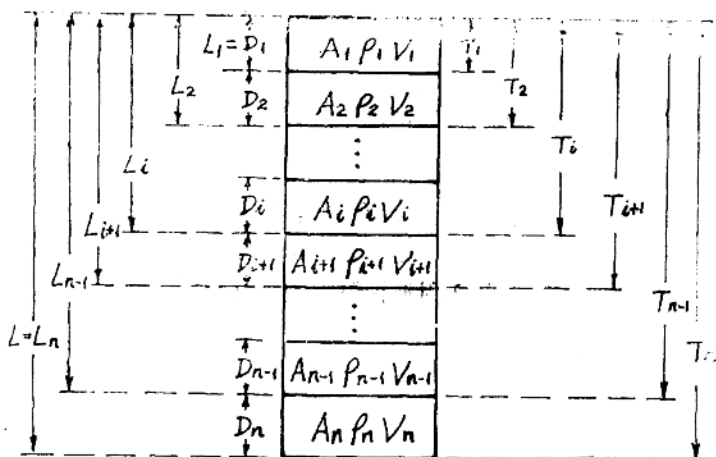
弹性反射波法的关键在于, 精确地测定各个破损面的反射波的初波至、周期、振幅和相位, 就能计算桩的波速, 确定桩的破损面深度。



图一 波的反射与透射

2. 破损桩模型和桩的平均波速

破损桩模型如图二, 设桩有 n 个破损面, 第 n 个破损面即为桩底面。桩分成 n 段, 设第 i 桩



图二 破损桩模型

段的横截面积、密度、波速、长度分别为 A_i 、 ρ_i 、 V_i 、 D_i , 桩长 $L = \sum_{i=1}^n D_i$ 。

设第1个破损面的反射波到达桩顶面的初波至为 T_i ($i=1, \dots, n$), 并令 $T_0=0$, 则平均波速为:

$$\bar{V} = \frac{2L}{T_n} = \sum_{i=1}^n \frac{T_i - T_{i-1}}{T_n} V_i \quad (2)$$

第 i 个破损面的深度为:

$$L_i = \sum_{k=1}^i D_k = \sum_{k=1}^i \frac{T_k - T_{k-1}}{2} V_k \quad (3)$$

一般来说，各桩段的波速 V_i 是不同的，而且很难求得。可考虑用平均波速来近似，即 $V_i = \bar{V}$ ，则有

$$L_i = \frac{T_i}{2} \bar{V} \quad (4)$$

桩的平均波速是一个很重要的参数，它与桩的质量有密切关系，见表一。因此，必须准确地测定与计算平均波速。

表一 桩基波速与完整性关系

桩基完整性	很差	差	尚可	好	很好
波速(米/秒)	1920	1920 — 2750	2750 — 3300	3300 — 4120	>4120
砼参数强度	<100*	>100*	150 ~ 200*	200 ~ 250*	>250*

三、波速的测定与计算

(一) 表面波法

冲击桩头，将产生表面波和体波。由于波的反射，在桩头上可测量到反射表面波和反射体波。前者具有反射周期短，并发生在反射体波之前的特点，可与后者区别开来。设表面波波速为 V_R ，纵波波速为 V_L ，表面波反射周期为 t ，桩头直径为 d ，则有

$$V_L = CV_R = Cd/t \quad (5)$$

其中， $C=1.8-2.0$ ，经常取为1.9，它与桩基材料的泊松比有关。

桩头直径 d 可精确测定，当 d 远小于桩长时（实际情况符合这一条件），表面波衰减很快，（需要加滤波器使表面波加快衰减），易于区分，可以比较准确的测定其周期 t 。若 c 为1.9，在测准 t 和 d 的情况下， V_L 的计算误差小于10%。为测准 t ，必须采用灵敏和精度高的仪器。

美国的J·Steinbach等人做过铅棒和混凝土桩的应力波试验。采用加速度仪测量，示波仪加照相机拍照的记录方式，示波仪扫描速率为0.2毫秒/格，加速度仪的灵敏度和精度都很高，并采用滤波器来减小表面波振幅。反射波形细节反映清晰，计算效果好。下面是他们做的一试验。

实例一，伊利诺斯州北溪土工试验服务处试验墩，直径1.07米，长20.4，直墩身。在深17.7米处有几包砂，9.1米处有20袋粘土，12.5米处有一只高约152毫米，直径为102毫米的金属合，并有坍塌现象。图三为记录的反射波形图。测得表面波周期为 $t=0.47ms$ ，由(5)式得， $V_L=4330$ 米/秒。从图三看出，体波共有四次反射，反射时距（即初波至）分