

# 地质力学与地壳运动

——地质力学开放研究实验室 1991—1992 年报



地质矿产部地质力学开放研究实验室 编



地震出版社

# 地质力学与地壳运动

——地质力学开放实验研究室 1991—1992 年报

地质力学开放研究实验室

地震出版社

(京)新登字 095 号

## 地质力学与地壳运动

——地质力学开放研究实验室 1991—1992 年报

地质力学开放研究实验室

责任编辑:何寿欢

\*

地质出版社出版发行

北京民族学院南路9号

北京林业大学印刷厂印刷

\*

787×1092 1/16 17.3 印张 432 千字

1994 年 4 月第一版 1994 年 4 月第一次印刷

印数 0001—1000

ISBN 7-5028-1062-5/P. 648

(1455)定价: 10.00 元

## 前 言

地质力学开放研究实验室自 1990 年建立以来,已有三年多时间,在地矿部和地质科学院领导下,在依托单位地质力学研究所大力支持下,经全室同志共同努力,实验条件逐步完善,实验室已初具规模。我们遵循“开放、流动,联合”的宗旨,吸引了地矿系统内外有关高校及科研院所的二十余位高、中级客座研究人员,与本室人员一道,在承担和参加国家和部级各类基金、攻关及重大基础研究项目情况下,成功地开展了本开放研究实验室资助的 1991—1992 年度 30 项开放实验研究项目,取得了一批具国际及国内先进水平的科研成果。

地质力学的理论和实验研究是从地质构造现象出发,应用现代科学技术和方法,探索地壳运动方式和方向。这是地质力学进一步向纵深发展、由定性向定量化发展的基础和必经途径。

岩石力学性质与构造应力的测试、计算与模拟,是地质力学有关力学方面的工作,也是地质力学理论与实验研究的重点。近年来,这方面的主要研究方向是:岩石做为粘弹性体、粘塑性体的本构关系及三维构造应力场的动态模拟方法;高温高压下岩石变形机制及岩石力学与显微构造流变学实验研究等。有些得到本实验室资助的课题,正在开展某些前沿问题的探索。该项研究的不断深化,使岩石力学性质及构造应力场的定量实验研究已深入到矿物晶体结构与构造的力学本质问题。利用凯瑟效应测量地应力在国内、外受到普遍重视,在凯瑟效应的基础上又发现了“抹录不挣”效应,这方面的实验研究有可能探索出一套测量岩石尚有记忆历史应力的有效方法,以便在不同构造层的意义上阐明区域构造运动程式及进一步探索地壳运动的方式。

根据相似理论对不同力学模型进行三维构造应力场的模拟计算是当前实验构造应力分析中的攻关课题,结合三维光弹模拟,进行区域构造应力场的三维模拟计算,应用断裂力学及模糊数学方法研究区域稳定性,并作出评价。对岩石力学性质、实验材料的力学参数及定量载荷与实验温度、速率问题进行了一系列基础性实验研究,这是定量模拟实验取得突破性进展的关键。

构造应力场与物质场的结合,是当前地质力学应用性基础实验研究的重要课题。正在进行的有大型构造带应力驱动与油气、热水、矿液的运移规律的研究;构造带的地球化学特征的实验研究。目前主要研究不同构造期应力场强度,在动态条件下元素迁移、变异及成岩成矿规律。

其他还有构造模型有限应变网格法测定研究,构造带活动的应力矿物同位素年龄测定,构造带及盆地热流测量及古今地温场演化研究,挽近构造带活动性的卫星遥感影像解译等内容。

本年报共收集了 30 篇论文,其中包括所外客座研究人员 12 篇,所内研究人员 18 篇。年报编纂工作中得到了这些同志大力支持。朱永余、伍希飞同志对文稿进行了审核、编辑工作,在此表示诚挚的感谢!

地质力学开放研究实验室

1993. 5. 20

# 目 录

河西系的偏共轭剪切断裂属性	马宗晋等(1)
南岭花岗岩浆演化序列及其铀成矿模式	刘师先(11)
中国部分活动断裂系统的分形几何特征	刘传正(20)
隧洞位移反分析及其在十三陵电站中的应用	王连捷等(28)
应力驱动与岩内流体三维运移势场	沈淑敏等(37)
声发射估计岩石古应力的实验研究	丁原辰等(43)
不同岩石声发射凯瑟效应特征的比较	汪西海等(56)
压磁套芯解除法深井数据自采地应力测量系统的试验研究	丁旭初等(64)
羽纹构造和蚌纹构造模拟	曾佐勋 刘立林(72)
经典拉格朗日有限应变分量的适用范围	曾佐勋(75)
广西合山煤田深部岩熔发育特征与构造关系的光弹模拟分析	马寅生等(80)
走滑断层周围的应力场与断裂的等间距现象	武红岭(90)
第四纪三次重大地外物体撞击事件的新证据	徐和聆等(99)
构造动力作用下碱性长石的形变与相变研究	朱大岗 张瑞丰(107)
岩石的流动与元素的聚散	王小凤等(119)
断层动力薄膜中多水高岭石层错的高分辨晶格像研究	王小凤等(132)
构造裂隙扩展条件的显微构造研究	刘瑞珣(141)
新疆阿舍勒铜锌矿区褶皱构造的显微构造研究	李金铭 王来生(145)
小江地震带中段西侧地区地震危险区预测	孙家骢(153)
新疆塔北古地温	魏大卫(161)
新疆塔东北地区下古生界碳酸盐地层包裹体测温及古地温演化研究	白嘉启(167)
电子自旋共振法测定断层年龄	张淑坤等(175)
用年代学方法鉴定北京密云地区新华夏构造体系形成时期	孙家树(181)
四川锦屏水电站地区断裂活动年龄及区域构造稳定性分析	孙家树等(187)
河北省滦平—丰宁地区金富集特征	尹华仁 刘晓峰(194)
延涿盆地的形成演变与新构造运动	易明初等(206)
从卫星遥感影像看汾渭地堑活动构造	乔子江 王连庆(212)
中国西北部西域构造体系特征与油气关系	康玉柱(220)
龙门山断裂带的特征及力学机制	崔作舟(235)
地质矿产部地质力学开放研究实验室简况	(246)

# 河西系的偏共轭剪切断裂属性<sup>①</sup>

马宗晋<sup>②</sup> 钟嘉猷 李涛<sup>③</sup>

**摘要** 河西系的构造实质是一组近等间距的北北西向剪切断裂,但没有与其同等发育的共轭配套的另一组剪切破裂。模拟实验研究证明,二维差应力场内,试件表面初始阶段总要发生全域的共轭剪切裂纹,代表应力场状态的描写;继续加载,试件进入宏观滑移阶段,在试件的每个象限区即开始以一组破裂滑移为主,另组次之,甚至隐没,这种剪切破裂发育不对等的状态建议称偏共轭态。正向挤压和斜向(扭动)挤压两种边界力作用方式下均可产生偏共轭态破裂。河西系属于正向偏共轭破裂。

## 一、引言

李四光先生早年将发育于祁连山及河西走廊地区的一组北北西向构造定名为“河西系”<sup>[1]</sup>,其基本表现是一组近于等间距的断裂及与之伴生的同方向褶皱和岩浆成矿带,以及走廊内一系列盆地的边缘构造。它们斜切河西走廊和祁连山带,并继续向青海高原内部延伸,这组走滑性质的断裂普遍作右旋压扭性运动。

关于“河西系”的进一步研究主要有三方面问题:第一,如果说“河西系”的构造本质是一组剪切断裂,它们为什么是独立发育的,在它们展布的地区找不到另一组同等发育的,可以与之共轭配套的剪切断裂。此问题是普遍存在的,即在某一尺度的区域内只发育一组走滑断裂。例如中国东部,与华夏系构造同一方向的地震构造线也可被看作是发育于中上地壳深度内的成组的走滑断裂,它们也基本是单组发育的,没有同等发育的可与之配套的北西向走滑断裂组。Nur. A 对此现象在加州作过研究<sup>[2]</sup>。

第二,自李先生提出“河西系”以来,几十年间,随着地质、地球物理和地震等方面资料的积累,人们又陆续在中国西部,甚至包括东部,发现了许多与河西系基本相似的构造,那么这些构造能否归入河西系呢?如果河西系构造在中国西部乃至蒙古西部发育相当普遍,它们对认识整个中国大陆地区构造体系的展布有什么意义呢?

第三,在判定一个地区的构造是否可归属河西系时,还必须对不同地区的北北西向构造表现进行深入研究,当确认其构造本质实属一组剪切断裂,方可归入河西系。这里有许多分析判断工作,例如基底与盖层同时卷入同一构造体系,但它们的变形形态可以很不相同,差异变形中传递速度也不相同,上下变形的时间差即可造成构造分期的疑问等等。湖北中部以远安断裂为代表的北北西断裂组,祁连山区发育的河西系,天山地区发育的北北西向断裂组,它们的构造表现即有许多不同。

① 本文受地矿部地质力学开放实验室基金会资助

② 国家地震局地质所

③ 国家地震局地质所

本文主要讨论第一个问题,部分涉及后两个问题。

## 二、正向挤压偏共轭剪切破裂实验研究(一)

二维单轴加压的材料力学实验,在力学和地质学领域内已有近百年的研究历史<sup>[3]</sup>,无论是选用粘土、石蜡、胶泥等塑性材料<sup>[4]</sup>还是选用不同强度的岩石和金属等脆性材料<sup>[5-11]</sup>,获得的实验结果本质上都是相似的,二维差应力状态下试件表面均呈现X型交叉同等发育的共轭匹配的两组剪切破裂网纹,即吕德氏线(图版I.a、b、c)。在野外对岩石露头研究时,到处可以看到X型剪切节理网,图版I(d)是石英砂岩中发育的四组剪切断裂,交织成复杂的剪切线网,其表面形象与室内相似材料的实验结果几乎完全一样。正因为如此,再加上材料力学的理论论证<sup>[6]</sup>,所以,剪切破裂的X型共轭配套性已被看作是鉴别剪切破裂力学性质的一个重要标志。然而,在野外我们经常会看到剪切破裂单组发育的情况,如“河西系”,而且在实验中,我们也总是在试件的局部发现单组剪切破裂发育的情形。

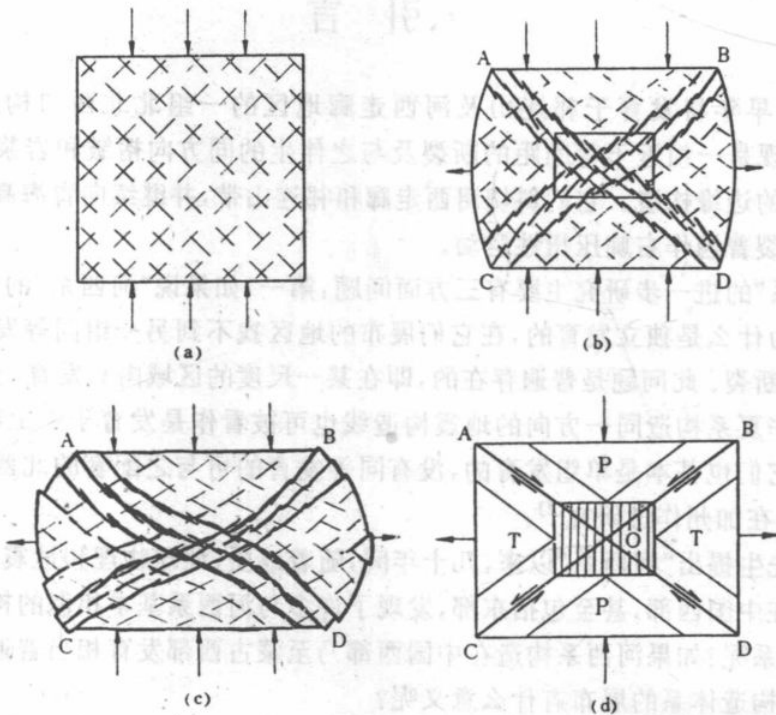


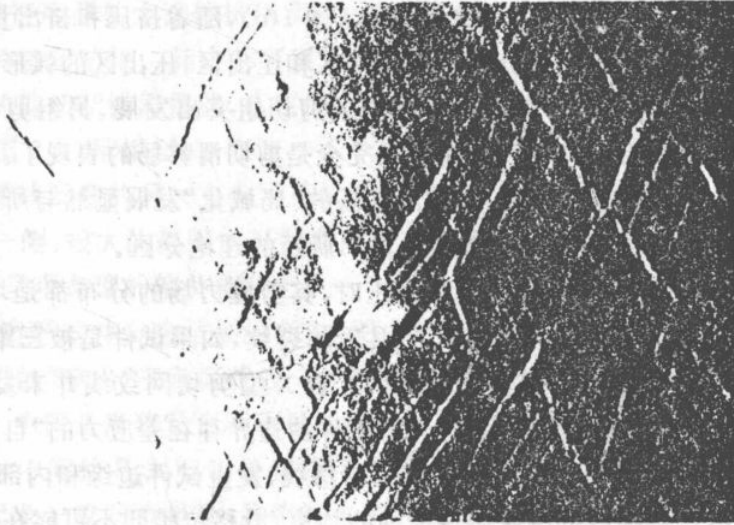
图1 粘试件挤压实验素描示意图

Fig. 1 Sketch map of compression experiments on clay samples.

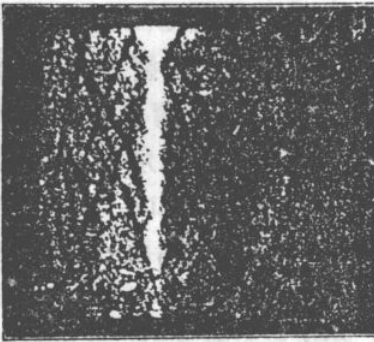
- (a)虚线代表应力场中剪切线; (b)由应力场向滑移场的过渡,滑移线表现了羽状滑移结构;  
 (c)滑移场,边缘明显错断,A、B、C、D四个角区呈现单方位滑错,开始偏共轭滑移的区域化发展;  
 (d)∠A、∠D为右型偏共轭滑移带;∠B、∠C为左型,O是局域共轭滑移区,P是压入区,T是压出区。

图2是一块粘土试件经过不同程度挤压变形的实验结果,反映了由应力场向大应变——滑移场的发展过程。图1(a)试件表现X型细网纹全面发育。湿粘土开始受压时试件内孔隙水

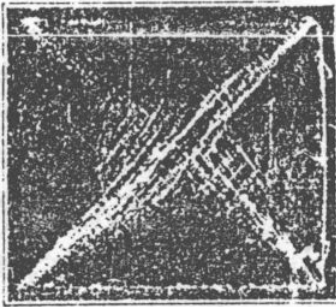
图版 I



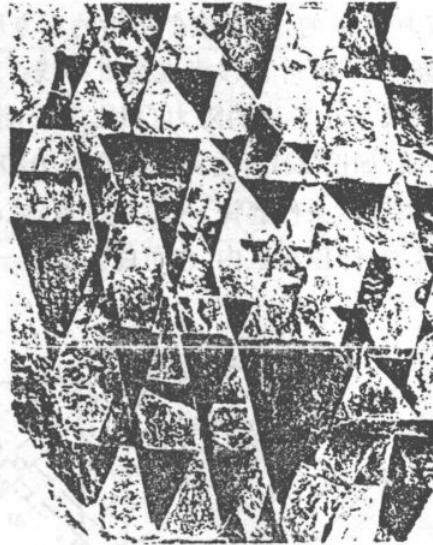
a. 粘土 X 型剪切破裂网纹



b. 大理石 X 型剪切破裂网纹



c. 金属铁 X 型剪切破裂网纹



d. 野外岩石 X 型剪切破裂网纹

被部分压出,上浮表面,灯光下呈现亮膜,试件一旦开始出现微裂纹,亮膜立即消失,表浮水被微裂纹吸入,此时在低倍显微镜下可看到细微密布的X型网纹,它们与单轴挤压光弹实验所描绘的剪切线图案完全相似,所以可以把图1(a)看作是试件表面二维应力场剪应力分布状态的描述,即与受压的金属试件表面吕德氏线相当。图1(b),试件表面随着变形量、挤出量的加大,X型网纹开始非均等发育,沿着试件对角线出现滑移位错,显现羽状细结构,所以图1(b)的表现已是剪切应力场向剪切滑移场过渡的开始。图1(c),随着挤压和挤出量的继续加大,沿对角线已出现单组剪切滑移带,明确分割锥形压入区和压出区,压出区的弧形外缘已出现明显错断,这时在试件的四个角区已清楚表现单方向的剪切组突出发展,另组剪切裂纹表现微弱,甚至隐没,呈现偏共轭剪切破裂状态,此阶段已完全是剪切滑移场的表现了。在试件的中心地带只呈现小范围的X型共轭态滑移区,这种滑移场的“局域化”发展显然与所处的部位及边界条件有关,上述局域化的滑移场可划分出如图1(d)所示的理论分区。

无论是弹性材料还是塑性材料,试件开始受压时,其剪应力场的分布都是均匀的X型网纹。随着应变量的加大,塑性材料必然呈现X型共轭的裂纹,如果试件是被三维约束的,随着变形量的加大,菱形网孔将被压扁为扁菱形,此时,沿着X型剪切网纹线并未发生滑错位,所以不应把被压扁的网纹线称作塑性滑移线。只有试件的边界存在差应力的“自由”边时,才提供了沿着X型剪切网纹线滑出的可能,使之发展为滑移线,发生试件边缘和内部的位错。可是位错一旦发生,受自由边和试件内部滑块协调运动的约束,滑移位错即不可能在试件内均匀发育,也不易于X型两组滑移位错同时均等发育。下面以弹脆性材料的实验作些滑移的几何学和力学分析。

设想图2(a)代表一脆性材料开始受压的状态,理论上讲,A、B、C、D这个正方形试件作为一个受压的长条试件中的一个段落,或一个单元,潜在的两组剪切断裂有均等发育的条件,但自然条件下,往往存在边界条件的差异。所以,一旦其中一条优先发育并形成局部滑移,如图2(b)中 $\Delta h$ 和 $\Delta l$ 所表示的,那么这个初始的正方形单元即分为两个三角形,同时潜在的另一组滑移线已被错断为 $b'_1$ 和 $b''_1$ 两段潜在的滑移线。此时如果要沿着 $b'_1$ 和 $b''_1$ 发生左型错动势必克服切断 $o'o''$ 代表的小阶梯的阻力,相比之下,沿着平行于 $a_1$ 的滑错面的 $a_2$ 潜在剪切线继发育一个 $a_2$ 滑移面(如图2c)所受到的内在阻力和边界的约束要比发生 $b'_1b''_1$ 曲折形滑移的阻力和约束要小,如果边界条件容许,可继续发育 $a_3$ 、 $a_4$ 等,构成单组滑移的局域化发展。与此同时,在 $AB'O$ 三角区内,即压出区内,也可能发展另一组局域化的偏共轭断裂发育区。

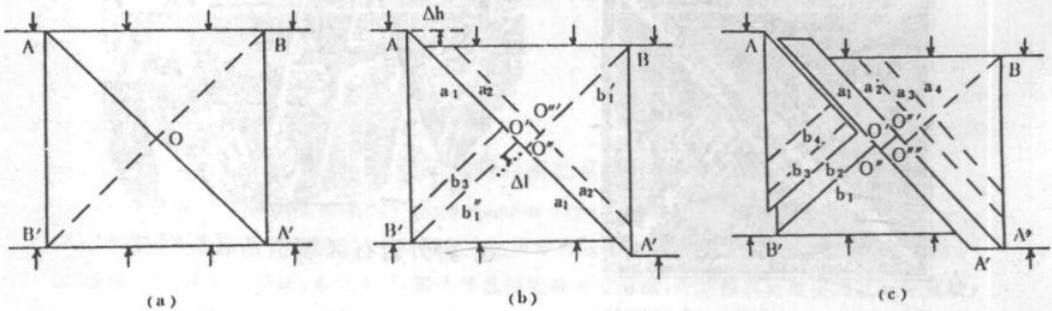


图2 偏共轭态滑移的发展模式图

Fig. 2 Model map of the development of deflection-conjugated slips.

(a)偏共轭态滑移的初始阶段; (b)单方位滑移组的发展; (c)单方位滑移组的区域化发展

从上述讨论可以认识到,试件进入变形的滑移阶段必然出现非均匀滑移,使得 X 型裂纹呈现单组滑移为主另组次之的偏共轭状态。以上只是从正方形试件,把它作为一个变形单元理解,来讨论其滑移场形成的条件、类型和内部滑移图式和机制。然而自然界的变形区则是十分复杂的,可形成各种形状的变形区。下面我们只是以一种最为基本和最常见的矩形变形区来讨论其剪切断裂的分布问题。

图版 I a 是矩形薄粘土试件挤压实验的结果(沈淑敏提供),图版 III 中的三张照片是三个矩形厚粘土块的挤压结果。其中都可以看到隐隐约约的均匀分布的 X 型微裂网纹,在此基础上看到高一级的剪切断错滑移线,这它们都表现了典型的指示剪切断错的羽状斜列结构。它们展布的图象与图 2(c)是相似的,在这一级断错线之间的次级滑移窄条位错距离很小,有时它们就是与主断错线配套的另一方向不甚发育的剪切破裂组。在矩形试件中还可清楚地看到在一个挤入区的一侧,很大的范围内只发育一个方向的断错,而另一方向,滑移线都未发展为高一级的断错,呈现典型的偏共轭状态。

图 3(a)是矩形试件实验结果的归纳,图中给出了偏共轭滑移场的几种典型的状况, a 组和 b 组及其切出的“空白”三角区代表一个较大范围内,东侧以发育左型滑移为主,西侧以发育右型滑移为主,中间是滑移发育不明显的配置关系。中国的东部以北东向滑移为主,西部以北西向滑移为主,中间恰是大剪切滑移带不发育的地区。这种区域的配置状况可与之相比。MNO 三角区代表一组发育明显,另组发育次之或隐没的状况,这是偏共轭态剪切滑移场的基本状态(图 3(b))。OPQ 三角区代表一个压入区或压出区内部次级局域化单组滑移的状态(图 3(b)、(c)),这与更局域的边界条件的非均匀和滑移场的发展历史的配置有关。QRS 三角区代表某种均等条件下正共轭滑移场的状态(图 3(c))。总之,滑移场由于受力条件和动力作用边界的某种差异的影响,加之受压体内部的非均匀或先存结构的内在条件,变形区发生局域化的偏共轭态滑移场这是必然的,普遍的。

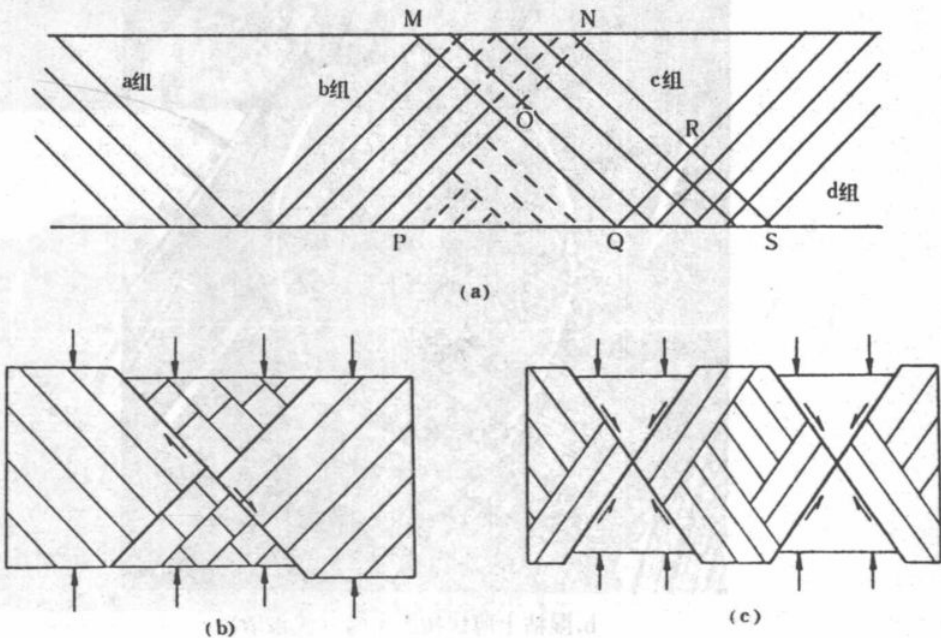
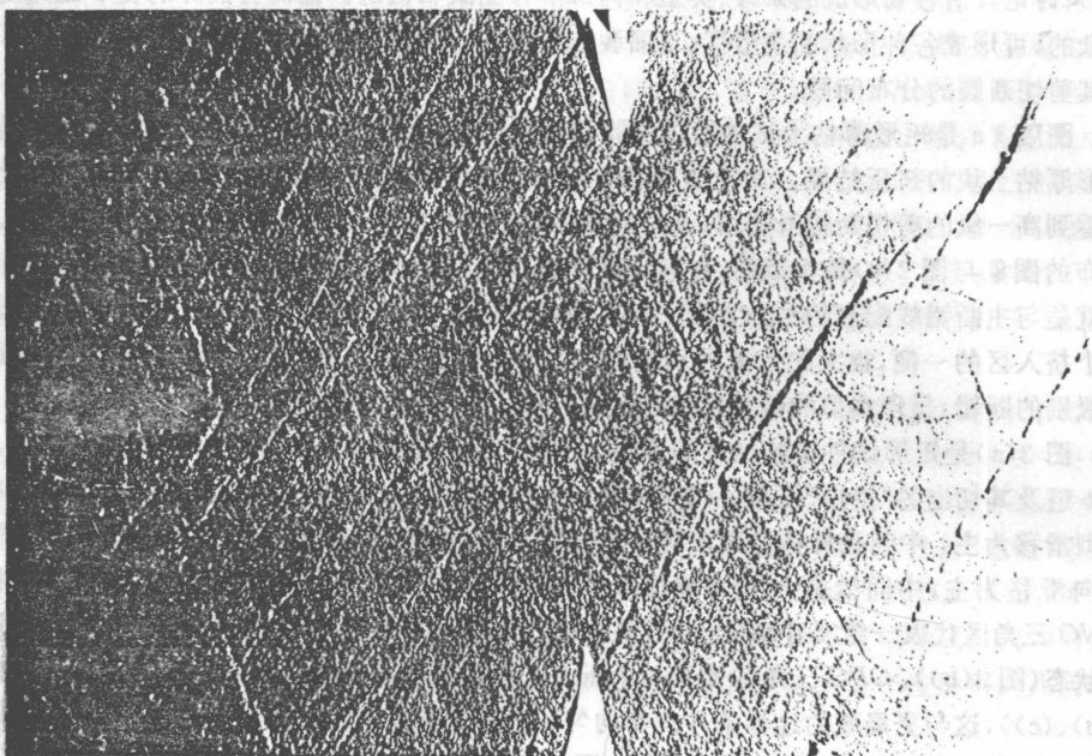


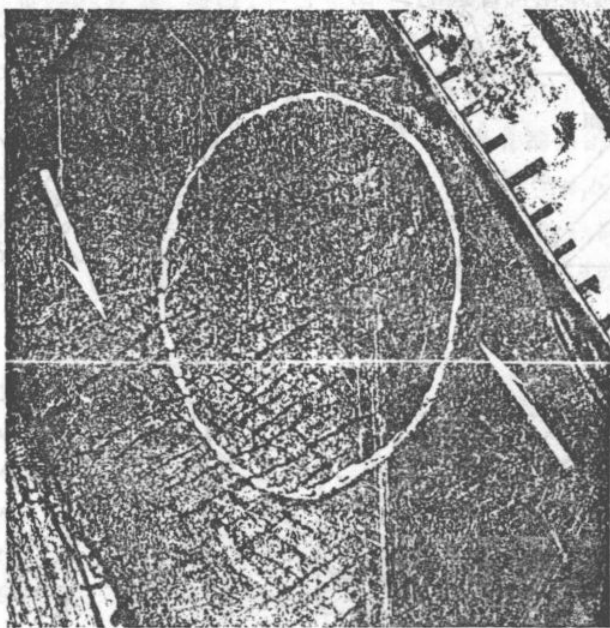
图 3 矩形变形区共轭破裂实验

Fig. 3 Experiments of conjugated fractures in a rectangular deformation area.

(a)偏共轭滑移场内几种典型的状况;(b)挤压边出现单一挤入区的滑移场图象;(c)挤压边出现复式挤入区的滑移场图象

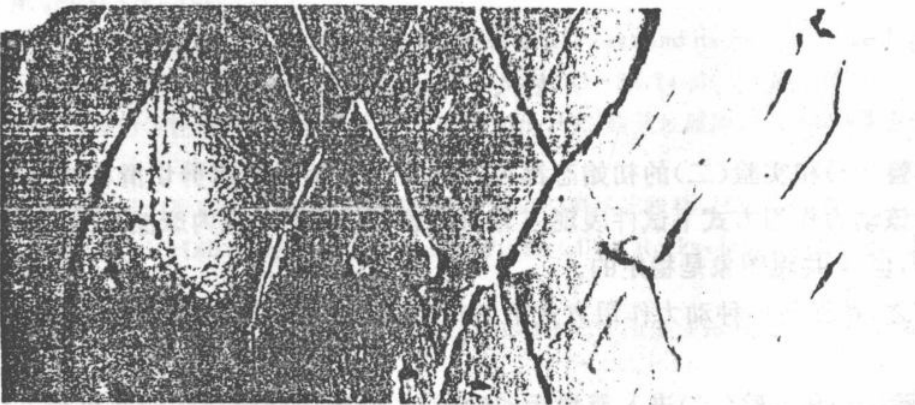
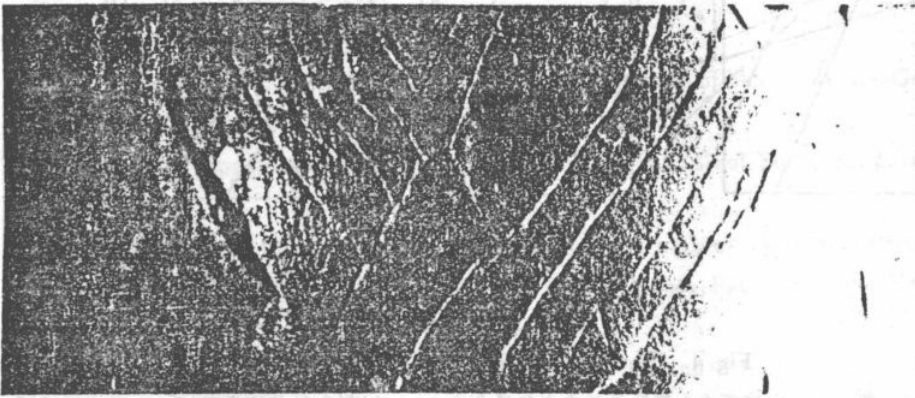
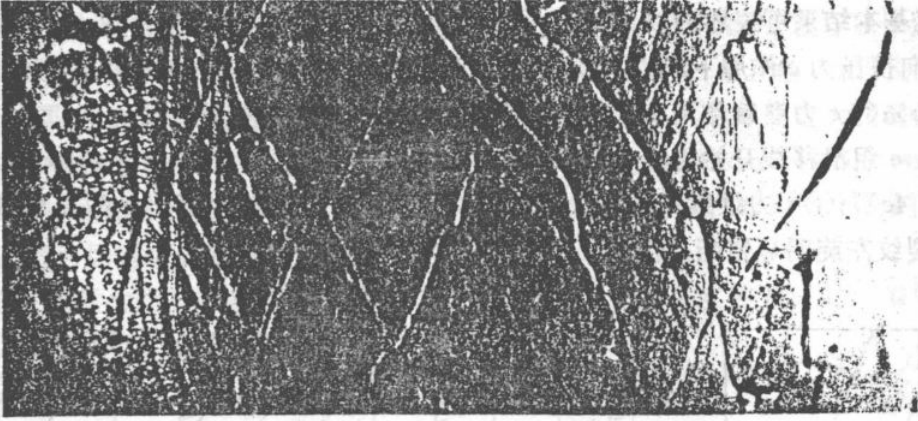


a. 矩形湿粘土薄块挤压实验 (沈淑敏)



b. 湿粘土薄块扭压实验 (沈淑敏)

图版 III



矩形厚粘土块挤压实验

### 三、剪切挤压偏共轭剪切破裂实验研究(二)

这是又一种产生偏共轭剪切破裂的力作用方式。本文作者早期曾做过此类实验的系统研究<sup>[10,11]</sup>。其基本结果可表述为以下几点:①图4(a)中的剪切力 $a$ 和挤压力 $b$ 的合成等效于合力 $c$ ;②在斜向挤压力 $c$ 作用下产生 $m$ 、 $n$ 两组X型共轭剪切线——吕德氏线,它代表切应力线的分布(图4b);③ $c$ 力继续作用下, $n$ 组剪切线切割的窄条发生左型滑动位错,同时发生微小的右型旋转, $m$ 组滑移线开始隐没,此运动方式与边界剪切挤压动力作用方式协调, $n$ 组滑移易于实现(图4c);④ $c$ 力继续作用下, $n$ 组滑移线切割的窄条发生更明显的左型滑动位错, $m$ 组早期的裂纹左旋明显错断。图版I b是这种实验的结果(沈淑敏提供)。

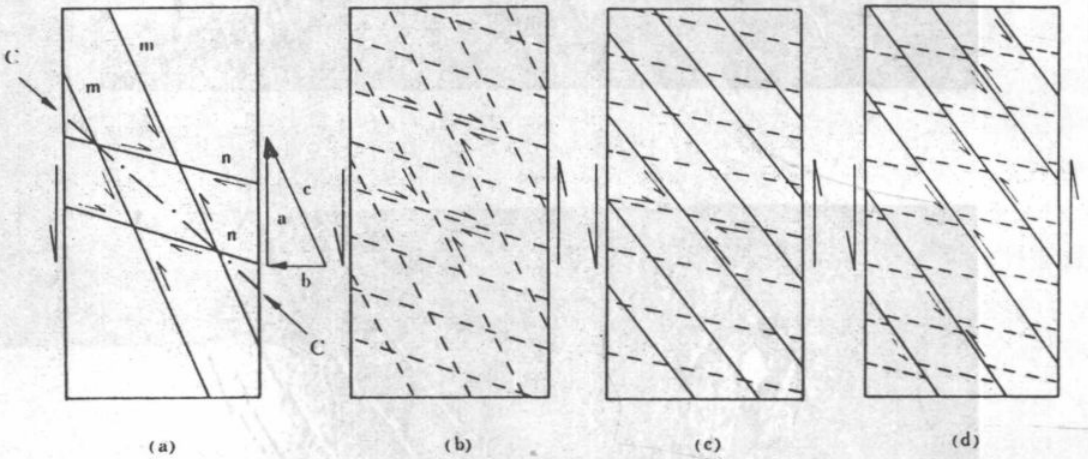


图4 剪切挤压实验结果

Fig. 4 Results of shearr-compression experiments.

(a)剪切力 $a$ 和挤压力 $b$ 等效于二力之矢量合力 $c$ ; (b)斜向的共轭滑移线——应力场描写;  
(c)开始以单组滑移线发展——过渡为滑移场; (d)单组剪切滑移——偏共轭滑移场

### 四、讨 论

(1) 实验(一)和实验(二)的初始态都可产生X型共轭的两组剪切滑移线——吕德氏线,它们可作为该动力作用方式下试件表现应力场的描写。共轭角或内摩擦角的大小随介质的粘度而变<sup>[12,13]</sup>,但X共轭图象是稳定的。

推而广之,在任何一种动力作用方式下,初始态都可以产生吕德氏线,无论它是微观的还是宏观的。

(2) 实验(一)和实验(二)进入滑移运动阶段时,共轭的两组剪切线都出现了仅其中一组发育,另一组不发育,或者是一组强发育另一组弱发育的现象,我们建议称其为偏共轭剪切。自然界变形体具有或多或少的内、外非均匀条件时,其变形的运动学阶段时常会发生或者必然要发生偏共轭滑移现象。就变形区的整体而言,这就是局域化偏共轭滑移的普遍性。

(3) 实验(一)的动力作用方式下,偏共轭剪切出现在全场的不同象限区,并在全场对称出

现;而实验(二)的动力作用方式下。偏共轭剪切在全场是始终一致的,所以前者是否可称作正面对称式或双侧偏共轭剪切,后者则可称作斜向非对称式或单侧偏共轭剪切。

4. 目前发现成组的北北西向剪切断裂,主要分布在中国西部<sup>[14]</sup>,以至蒙古高原区,而中国东部则主要发育北北东向剪切断裂组<sup>[14]</sup>,就这个大格局来看,河西系可能属于实验(一)的正面对称式偏共轭剪切组的一组。如果是这样的话,“河西系”与“新华夏系”就应属于同一应力场内发育于不同象限区的对称的两组偏共轭剪切组。不过这需要进一步证明,而且我们也还不能完全排除“河西系”是实验(二)的动力作用方式所造成的可能性。这涉及更大区域的区域地球动力作用方式问题。Nur, A(1993)最近对南加州1992年发生的 Landers—Mojave 地震破裂的研究表明,偏共轭剪切带的变形必然伴随旋转,旋转一定角度之后,即可产生新的破裂<sup>[15]</sup>,这是偏共轭态滑移场的进一步发展的问題。

此文是在地质力学开放实验室的资助下完成的,文中有两张实验照片是沈淑敏研究员精心实验的结果并热心提供使用,在此一并表示感谢。

### 参 考 文 献

- [1] 李四光,地质力学概论,科学出版社,1973。
- [2] Nur, A., Ron, H. and Scotti, O., Fault mechanics and the Kinematics of block rotation; *Geology*, V. 14, 1986, p746—749.
- [3] Willis, B., Mechanics of Appalachian Structure; 13th Ann. Rept. U. S. Geol. Surv., pt. 2; 1893, pp. 217—81.
- [4] Mead, W. J., Notes on the Mechanics of Geologic Structures; *Fourn. Geol.*, Vol. 28, 1920, pp. 505—23.
- [5] Tokuda, S., On the Echelon Structure of the Japanese Archipelagos; *Jap. Fourn. Geol. Geog.*, Vol. V, 1926—7, pp. 41—76.
- [6] Lee, J. S., Some Characteristic Structural Types in Eastern Asia and their bearing on the problem of Continental Movements; *Geol. mag.*; Vol. 66, 1929, Passim.
- [7] Frocht, M. M., Photoelasticity, 1948.
- [8] Nadai, A., Plasticity, 1931.
- [9] Chang, W. Y., Adaptation as a mode of development of fractures and its relation to geological phenomena Contributions from the institute of geology, No. 8, pp. 53—88, 14 pls., 1 Fig, 1948.
- [10] 马宗晋等,节理力学性质的判别及其分期,配套的初步研究,构造地质问题。(1965)科学出版社,15—30页。
- [11] 钟嘉猷等,剪切带的形成和发展,断块构造文集。(1983)科学出版社,162—177页。
- [12] Brace, W. F. et al., Dilatancy in the Fracture of Crystalline Rocks, *Journ. Geophys. Res.*, Vol. 71, 1966, pp. 3939—53.
- [13] Bombolakis, E. G., Photoelastic study of Initial Stages of Brittle Fracture in Compression, *Tectonophysics*, Vol. 6, 1968, pp. 461—73.
- [14] 马宗晋,中国地震震中分布图的构造解释(1992)中国地震。
- [15] Nur, A., Ron, H. and Beroza, G., The Landers—Mojave Earthquake line: a New fault system? *GSA Today* March 30, 1993.

# Properties of Deflection Conjugated Shear Faults of the Hexi System<sup>①</sup> Structure

Ma Zongjin

(Institute of Geology, State Seismological Bureau, Beijing 10029 China)

Zhong Jiayou

(Institute of Geology, Academin Sinica, Beijing 100029 China)

Li Tao

(Institute of Geology, State Seismological Bureau Beijing 100029 China)

## Abstract

The essential of the Hexi system structure is a group of NNW trending shear faults with approximately equal spacing, while there is no another group of shear fractures which should equally developed and be a conjugated set with it. Results of modeling experiments demonstrate that conjugated shear cracks usually occur on the whole surface of the sample at the initial stage. This is the characteristic representation of the two dimensional differential stress field imposed on the sample. When it is continually loaded, the sample enters into the stage of macroscopic slip, Within every quadrant of the sample, one group of fracture slip becomes dominant and the another group degrades to be secondary or even vanishes, This unequal state of shear fracture development is called deflection conjugated form. Deflection conjugated fractures can be produced under both the boundary force condition of normal compression and oblique press (wrench). The Hexi system structure belongs to deflection conjugated fractures by normal compression.

---

① Hexi system: Proposed by Li Siguang, as a group of NNW structures which developed in the Qilian Mountain and its northern zones of basin, Gansu province

# 南岭花岗岩浆演化序列及其铀成矿模式

刘师先

(广东省地质科学研究所)

**摘要** 南岭花岗岩浆活动频繁而强烈,在不同的构造环境中演化,即有喷出至浅成和深成至浅成序列。由于这两个序列的演化机理不同,尤其是分异作用不同,因而各具不同的铀成矿机理,形成不同的铀矿床类型。

南岭花岗岩浆活动频繁而强烈,分布广泛,约占全区面积的 28.82%,出露面积由西向东增加,由 8.6%增至 66.67%,东部沿海一带几乎全为花岗岩和火山岩占据。其分布受构造制约,以本区主导的纬向构造控制的近东西向花岗岩带为主,其次是南北向,北东向和北北东向展布的岩带。岩浆随着纬向、经向、华夏和新华夏构造体系多期多阶段交替活动,尤以南岭东部沿海地区,构造复合控制的岩浆岩带特别醒目。

岩浆演化分异的结果,带来了丰富的钨、锡、稀有稀土等矿产,其中钨蕴藏量为世界之冠。燕山期花岗岩和火山岩铀矿储量,占我国铀矿储量的一半以上。

## 一、南岭地区岩浆演化序列特征

根据岩浆岩形成的地质环境和构造应力场、以及岩浆活动方式、岩性特征等,将花岗岩浆演化序列划分为喷出至浅成和深成至浅成二个演化序列。从加里东至燕山期,这两个岩浆演化序列都有不同程度的发育,尤其是燕山期既有喷出至浅成序列,又有深成至浅成序列,乃是本区岩浆演化的特色。

## 二、燕山期两个岩浆演化序列特征

### 1. 深成至浅成岩浆演化序列

该岩浆演化序列岩浆岩有以下特征:①以侵入岩为主,且主要为花岗岩;②至少经历四个阶段 10 次侵入活动,岩浆活动由强至最强至弱,多形成复式岩体;③控岩构造从早期的巨型褶皱向晚期的深大断裂转化,岩浆岩亦随之早期形成于深成稳定环境,演化至晚期为浅成和超浅成不稳定环境。氧化率从早期至晚期有升高的趋势(表 1);④早期岩体无相变,晚期岩体相变发育,岩石结构有花岗结构、似斑状结构和斑状结构;⑤岩浆分异极明显,以结晶分异为主,但气液分异也较强。早期至晚期花岗岩的分异指数渐增(表 1、图 1)  $\delta\text{Eu}$  值低(表 2),岩浆分异的最后两个阶段以煌斑岩脉侵入告终,早期至晚期花岗岩由中酸性 $\rightarrow$ 酸性 $\rightarrow$ 超酸性,  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  含量明显递增,  $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$  和  $\text{TiO}$  降低(表 1)。石英含量相应增加, 26.7% ( $\gamma_5^a$ ) $\rightarrow$ 31.6% ( $\gamma_5^b$ ) $\rightarrow$ 36.9% ( $\gamma_5^c$ ) $\rightarrow$ 43.4% ( $\gamma_5^d$ )。斜长石成分从中性向酸性演化,即  $\text{An}_{30\sim 40}$  ( $\gamma_5^a$ ) $\rightarrow$  $\text{An}_{27\sim 35}$  ( $\gamma_5^b$ ) $\text{An}_{29\sim 32}$  ( $\gamma_5^c$ ) $\rightarrow$  $\text{An}_{8\sim 13}$  ( $\gamma_5^d$ );⑥气液分异结果,两个阶段花岗岩白云母化、电气石化或黄玉化、萤石化及团块状伟晶岩发育,即形成第二和第四阶段的二云母花岗岩。

表1 南岭燕山期深成至浅成序列岩浆岩化学成分表

Table 1 Chemical composition of plutonic - hypabyssal magmatic rocks of Yanshanian in Nanling region.

亚 期	阶 段	代 号	样 品 数	岩 石 名 称	分 析 结 果 (%)													氧化率 $f$	分 异 指 数 $DI$	里 特 曼 指 数 $\delta$	碱 度 率 $A \cdot R$	$\frac{Al_2O_3(mol)}{Na_2O+K_2O+CaO}$			
					SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	灼失						U	Th	F
晚 期	四	$\beta_{03}^{3b}$	2	辉绿岩	48.42	1.56	13.40	3.44	6.72	0.195	6.81	7.73	2.84	1.285	0.319	2.03	5.30	0.0002	0.0010	0.104	0.51	42.4	3.14	1.49	0.68
		$\gamma_5^{3b}$	3	细粒石榴子 石花岗岩细 粒二云母 花岗岩	73.61	0.05	13.28	0.53	0.56	0.09	0.98	0.87	4.04	5.56	0.81	0.53	0.47	0.0028	0.0017	0.039	0.99	95.93	3.16	3.84	0.94
	$\gamma_5^{3a}$	10	中细粒二云母 花岗岩	74.76	0.078	13.04	0.70	0.73	0.07	0.32	0.53	3.41	4.60	0.069		1.00	0.0019	0.0024		1.32	93.19	2.01	3.16	1.14	
	总平均	13		74.54	0.073	13.10	0.66	0.69	0.07	0.48	0.61	3.55	4.85	0.066		0.88	0.0021	0.0023		1.24	93.82	2.18	3.31	1.09	
早 期	二	$\delta x_3^{2c}$	3	闪斜煌斑岩 石英闪长岩	50.65	2.45	12.87	5.08	9.27	0.235	4.93	7.69	2.54	1.48	0.364	0.95	0.0000	0.0009		0.53	46.67	2.28	1.44	0.67	
		$\gamma_3^{2c}$	17	中粒黑云母 花岗岩	72.90	0.182	13.06	1.07	0.95	0.07	0.89	1.12	3.08	4.93	0.075	0.61	0.0015	0.0036	0.118	1.67	89.54	2.18	2.70	1.05	
一	期	$\gamma_5^{2b}$	57	中粒斑状二 云母花岗岩	71.64	0.22	13.98	0.95	1.77	0.06	0.51	1.02	3.00	5.27	0.16	0.96	0.0014	0.0029		0.92	87.9	2.30	2.68	1.20	
		$\eta\gamma_5^{2a}$	16	中粗粒斑状黑 云母二长花 岗岩	69.32	0.43	14.43	1.47	2.24	0.06	1.10	1.59	2.88	0.1	0.29	0.83	0.73	0.0011	0.0041	0.71	83.11	2.39	2.20	1.10	

$$f = \frac{Fe_2O_3}{FeO}$$