

地震地质力学文集

第 1 集



国家地震局地震地质大队实验室

1976.12

35083

天文地质

1. 华北地区现代受力方式与地球自转角
速度变化趋势的关系 安 欧 李群芳 蒋丽芳 沈洁贞 (1)
2. 中国大震活动与地球自转变化的关系 安 欧 (42)

构造应力场基础理论

1. 地壳构造模拟实验的相似条件 安 欧 (55)
2. 岩体弹性常量和裂面摩擦系数
对应力分布的影响 安 欧 蒋丽芳 李群芳 (62)
3. 华北地区现代在东西向压缩下构造应力场的
光弹模拟实验 高德录 郭士凤 陈葛天 李淑恭 付伟 (93)
4. 断层周围应力场的分布及变化特征 黄忠贤 何承恩 (103)
5. 祁吕贺兰山字型东翼河津—霍县段受力方式
发展过程的初步探讨 江南生 (119)

现场观测和地震预报方法

1. 古构造残余应力测量方法 安 欧 (127)
2. 用地应力地应变异常时间报震中的两个方法 安 欧 王文清 (134)

震源力学

1. 一九六六年邢台地震震源力学的
几个问题 安 欧 王文清 蒋丽芳 李群芳 (154)
2. 一九七六年和林格尔6.3级地震的发展构造、
震区受力方式及发震机制的探讨 王贵华 (167)

岩石组构

- 构造岩分类命名的探讨 玄孝千 (176)

华北地区现代受力方式与地球自转角 速度变化趋势的关系

安 欧 李群芳 蒋丽芳 沈洁贞

确定地区的受力方式及导致这种受力方式的主要原因，是用模拟实验研究区域构造应力场、应变场及断裂活动，分析区域构造运动发生、发展和转变的历史，探讨构造运动的力源，所必需的基础工作。

用模拟实验方法，研究一个地区的构造应力场和应变场及断裂活动方式，由于所要模拟深度以上的构造、底部边界条件、下层老构造、基岩而和地表地形都一定，因之只要岩体在力学性质上的分布和裂面的摩擦条件及锁结情况不变，则一个地区的水平构造应力场和构造应变场的分布规律、形式及变化特征和断裂的活动方式，将取决于区域受力方式。可见，只有了解了一个地区在各时期的受力方式，才能确定对模型的加力方式，模拟出该地区各时期更符合实际情况的应力场、应变场和断裂活动方式。因之，研究一个地区的受力方式及其转变和造成它们的主要原因，并进一步了解作为这种主要原因的另一种运动在过去、现在和推断的将来的情况，是确定模拟该地区过去、现在和将来的实验模型的加力方式的前提。

一个地区受力方式有变化，其所造成的构造运动必将随之变化。因之，根据造成区域受力方式的主要原因的变化规律，可预测该区构造运动的发展和转变，以指导构造运动研究与构造应力场和应变场及断层活动观测的部署；反之，根据构造运动发生、发展和转变的实际资料，又可进一步探讨地区受力方式的变化，及至造成各种受力方式的主要原因的变化规律。这两个过程，不仅都会对古构造运动历史和岩浆活动多期性研究的进一步深入有所启示，而且对矿产资源勘探、工程地质勘查和设计以及地震预报和控制工作的布局，都会有战略和战术上的帮助。

研究造成区域受力方式的主要原因，由局部到全区，由地区到整块大陆，由各大陆和海洋到整个地壳，这是探讨地壳运动的直接成因和进一步探索其间接成因的重要步骤。伟大的革命导师恩格斯说：“一个运动是另一个运动的原因。”地壳运动，作为天体运动的一个局部，必然是另一个规模和质量更大的物质运动的结果。因之，地区受力方式及其变化的原因，最直接的应是地球这个天体的某种运动的特征。只有掌握了它，并进一步探索它过去的变化规律和今后的发展趋势，才能对过去的构造运动从本质上深入理解，并对今后的构造运动及其应力场的变化逐渐进行趋近实际的推断。

国内外断裂活动观测说明，断裂现代活动与地球自转角速度相对变率，有同步关系（图1）。地壳，可发生不造成弹性振动的柔性断裂及已有断裂的柔滑和造成弹性振动的脆性断裂及已有断裂的脆性再活动。前者不引起地震，后者则是地震的直接成因。作为地壳这种特殊断裂活动形式所引起的附生现象的地震，其活动频度与地球自转角速度相对变率也有反步和同步对应关系（图2）。这些均说明，地壳现代构造运动与地球自转角速度的变化，确有帮助

的关系。

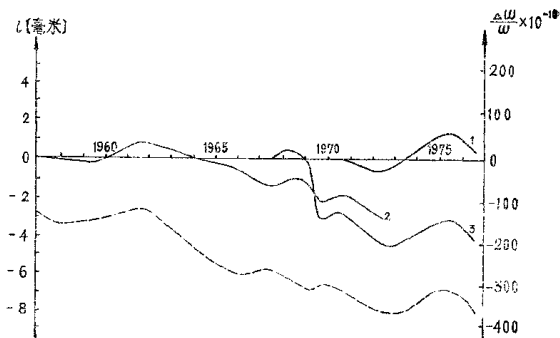


图 1

1—华北地区北东向晋河断裂带河测点东西向短基线测得的断裂活动曲线；2—中亚塔吉克斯坦加尔姆地区苏尔张布断裂北盘向南平均位移曲线（据B. B. 埃曼）；3—华北地区北东向八宝山断裂大灰厂测点垂直走向短基线测得的断裂活动曲线；虚线为地球自转角速度相对变率的多年变化。

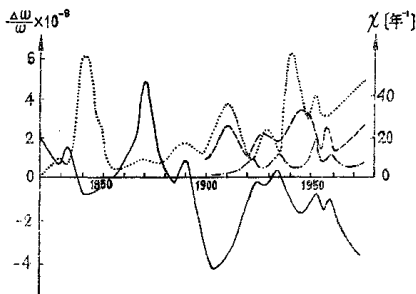


图 2

地球自转角速度相对变率（实线）与全球7级以上地震频度（虚线）、中国6级以上地震频度（间线）及布列颠区域地震频度（点线）的关系。

一、观测分析

取用的说明华北地区受力方式的观测资料,有震源机制解、断裂活动测量、地震地表现象、大地测量和地应力绝对值测量。地球自转角速度的多年变化数据,取自天文观测结果。所讨论的地理范围是构造上的华北地区,指阴山东西构造带以南,秦岭东西构造带以北,祁吕贺兰山字型脊柱以东,东至海城地区。其中有北东-北北东向构造、北西向构造、纬向构造、经向构造、山字型构造和各种小规模局部构造体系。东西、南北、北东、北西各种走向的构造条件基本上全面具备,有一定代表性。

(1) 华北地区地壳深层受力方式

华北地区自 1668 年以来,震源深度 5~45 公里,多数在 10~30 公里,有震源机制解的大于 3 级的地震,其纵波初动分布所定的震源机制解的发震时主压应力轴方向与当时地球自转角速度变化趋势(图 3)的对应关系,示于图 4。从此图可知,地球自转加速时发震的主压应力轴方向分布在北西象限(图 4, A),地球自转匀速(取为年均值变化幅度小于 $5 \times 10^{-10} \times \frac{\Delta \omega}{\omega}$ 的转折段,一般从最大或最小的转折极点向后延半年)时发展的主压应力轴

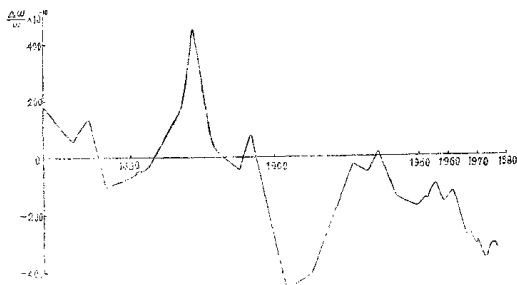
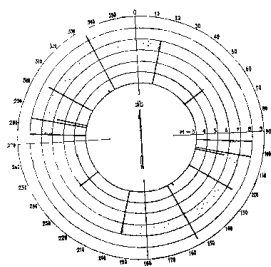


图 3

地球自转角速度 ω 的相对变率 $\frac{\Delta \omega}{\omega}$ 年均值随时间的变化

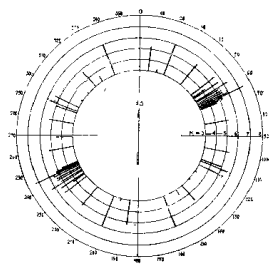
方向在南北分布的约大于 90° 范围的角域(图 4, B),地球自转减速初期发震的主压应力轴方向分布在北东象限(图 4, C),地球自转减速两年以上发震的主压应力轴方向在东西分布的约 90° 范围的角域(图 4, D)。它们在地区平面上的分布,示于图 5。

华北地区地壳平均厚 35~40 公里,震源多在老变质岩系以下,花岗岩和玄武岩层中。因此,这些震源处的主压应力方向,反映的是华北地区地壳下层受力方式与地球自转角速度变化的关系。



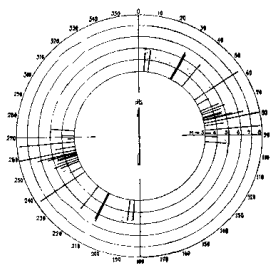
地球自转加速时地震的震源主压应力轴方向

A



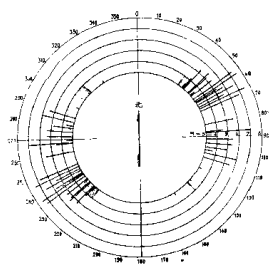
地球自转匀速时地震的震源主压应力轴方向

B



地球自转减速初期地震的震源主压应力轴方向

C



地球自转减速两年以上地震的震源主压应力轴方向

D

图 4

震源处地震时主压应力方向，在地球自转加速、匀速、减速初期和减速两年以上分布的角域均为 90° 左右，范围这样宽散的原因，主要有：

1. 地球自转角速度改变量，在一个增或减的变化趋势时期内，并非固定值，在有的时段中大，在有的时段中小，每年内还有波动，我们在图 3 中取的是年平均值。这必将使得既使在一种地球自转变趋势时期内，所发生地震震源处主压应力方向，也不能都在一个方向，而是分散在相当大的一个角域内。

2. 目前国内外由纵波初动分布解得的震源机制的主压应力方向，均取两节面划成的压缩象限的平分角线方向。但实验证明，获得同样纵波初动符号分布的震源区主压应力方向，不一定都在压缩象限中二节面角平分线方向，而是可以在这个象限内与断节面夹角由几度到

华北地区 震源机制解的主压应力方向图

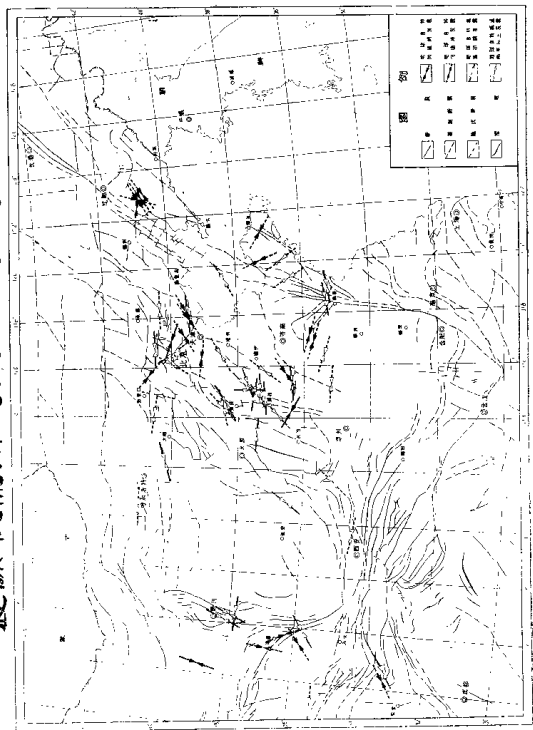


图 5

六十余度角域中的任一方向。也就是在压缩象限角域内与断节面夹角由几度到六十余度范围内的任一方向压缩，所造成的纵波初动符号的四象限分布，几乎均相同。而目前已有的震源机制解，都是取这个角域的平分线方向作为主压应力方向，这就必然带来了由 $-15^{\circ} \sim +40^{\circ}$ 多的最大可能误差。把大理岩或有机玻璃园板沿直径切开(图 6)，中心用硬铅笔芯插入小孔中或用微量胶水粘合锁住，加力后由于沿切口剪切而断开。从断开处发出的弹性波，用 SHQ-8 A 压电式加速计，在模型边缘接收。其输出信号，经 ZK-2 型阻抗变换器 R，送入 GZ-2 型六线测震仪 S 放大。用 SR-10 B 脉冲示波器，显示纵波图形，照相记录。孔 B 中放一同样加速计，用其收到的信号经放大和单次触发电路 C，去触发示波器水平扫描。在模型边缘接收纵波是从 0° 开始至 180° ，每 10° 间隔一个， 85° 和 95° 处加两个测点。在加力角 α 为 30° ， 45° ， 60° 三个方向加压力 ($\alpha > 60^{\circ}$ 时，使锁住段错断，由于平行切开面的剪切分力较小而较难)，尽管这种加力角 α 改变，由于一个节面为沿直径的原断面，据纵波初动符号四象限分布确定的另一个付节面与断节面夹角，均在 $85^{\circ} \sim 95^{\circ}$ 之间。这个最大 10° 的角差，用地震台网是难以区别的。即当断节面走向一定时，主压应力轴在纵波初动符号为负的 $85^{\circ} \sim 95^{\circ}$ 角中 α 为 $30^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 的 30° 角域内任一方向，所造成的四象限分布，均相同。其所以如此，是因为只有当震源岩体震前是连续的面没有任何断裂存在时，初次发生的剪断裂即新生的断节面，也是剪切错动最大的面，才正好在最大剪应力面方位，另一个与它共轭的最大剪应力面即是付节面(图 7, A)，此时主压应力方向才正好是四象限中纵波初动符号为负的角域内二节面交角的平分线方向；而当震源岩体中震前已存在一个断裂即原有断节面时(图 7, B)，则其为岩体中早已存在的低强度面，只要主压应力方向在它的一侧与它的交角小于 90° 的任一方向作用，此已有的断裂均可发生顺主压应力方向的剪切错动，因为这些方向的主压应力均在断

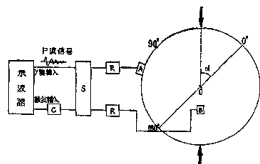


图 6

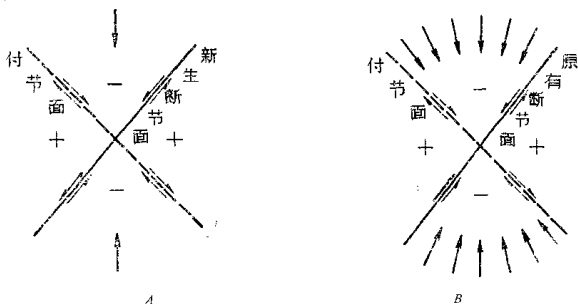


图 7

裂的错动方向有个剪切分力作用，但由于此分力随 α 角增大而减小加之断面上摩擦强度的作用，使得实际主压应力方向与断节面交角不易大于 70° ，此时付节面常不发展成为断裂而只有划定象限的作用，即主压应力在纵波初动符号为负的象限中与断节面交角小于 70° 的任一方向作用，所造成的纵波初动符号分布均以已有断裂为一个节面即断节面，并被它原有的面定走向所划分，另一付节面的方向则被断节面的走向所规定，面与它保持似共轭关系。此时二节面主要是断节面上的剪切错动量最大，但它们并不一定是最大剪应力面，仅是因为此方位的强度低。只有当主压应力正好在二节面平分角线方向时，此二节面才是最大剪应力面。

3. 断裂改变主压应力线方向。由固体力学理论和实验知，若已有断裂面上的摩擦系数大到足以使裂面在一定大小的构造应力作用下不活动，即相当此裂面不存在，则主压应力线通过此裂面时不改变方向。若已有断裂面非常滑动面近于自由表面，则主压应力线通过此种裂面时，不管原方向如何，均得转向与裂面垂直。若裂面上摩擦系数大小介于使裂面不活动和为自由表面之间的各值，则主压应力线通过此种裂面时，不管原方向如何，均得转向与裂面成一定交角，裂面上摩擦系数愈小这个角愈近于 90° 。若断裂两盘岩体弹性模量相差一个数量级以上，则高模量一盘的主压应力线相反趋向平行于断裂走向偏转。地壳中整体和局部活动的断裂是很多的，地震多发生在此类断裂带上，它们将使得通过其所在部位的主压应力线方向或向右旋或向左旋有较大偏转。

4. 局部岩体强度分布的不均匀和底部胶结状态不一致，均影响主压应力线的分布，而使其发生偏转。

(2) 华北地区地壳浅层受力方式

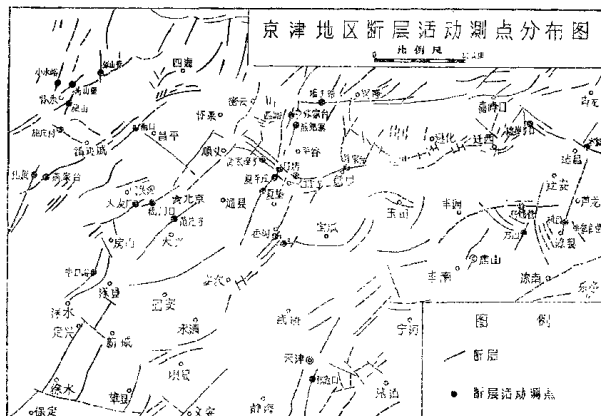


图 8

1. 断裂活动测量

华北十年来的断裂活动观测点，分布在京津地区（图 8）和山西浮山侯马地区（图 9）。

每个测点，一般设一组跨断裂的斜交测线和垂直测线（图 10）。对每一测线进行短基线
和短水准测量，个别的只有一种测线或短基线及短水准一种测量。短水准观测，以上盘上升
为缩短，上盘下降为伸长。

由于测线长只有几十米至百余米，跨断裂，故观测结果主要是断裂活动量，岩体的形变
只占其中很小一部分。图 11 的跨断裂与不跨断裂段的测量结果充分说明了这一点，测线间
两盘连续岩体形变量只占观测结果的 1/3~
1/30。故测得的主要是反应断裂两盘的相对错
动量。

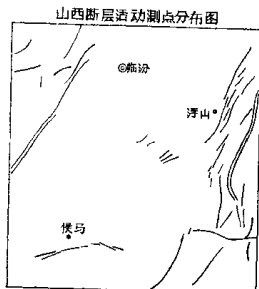


图 9

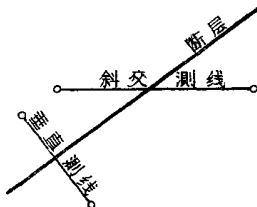
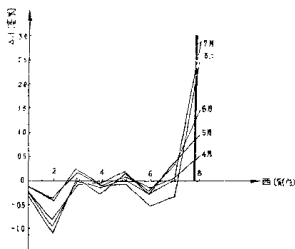


图 10

断裂的张、压、扭活动方式，由两测线的伸缩来确定。

垂直基线的伸缩和垂直水准的高差变化及斜交水准的高差变化，均反应断裂两盘的水平
伸张和压缩，因之均可单独用来确定断裂的张、压活动。垂直基线缩短，直接反应断裂的压
缩。垂直基线伸长，反应断裂的伸张，也受断裂扭动的影响，因为断裂无张压而只有扭动也
使垂直基线伸长（图 12）。但由于断裂
扭动方向与垂直测线垂直，又据观测结



范庄子水准76年3月—8月剖面图

图 11

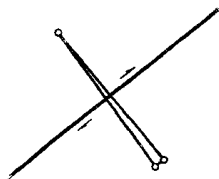


图 12

果知, 断裂年扭动量最大只有几毫米, 而垂直基线长几十至百余米, 故由于断裂扭动引起的垂直基线伸长量只有 10^{-4} 毫米数量级, 在测量误差范围之内, 可忽略。故垂直基线的伸缩, 均可视为只反应断裂的张压活动。

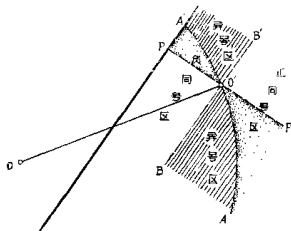
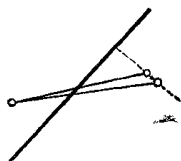


图 13

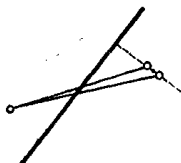
用斜交测线的观测结果不能单独判断断裂的扭动, 必须与垂直测线的变化相配合。此时, 由于二测线的交角为 $30^\circ \sim 60^\circ$, 故垂直测线的伸缩对斜交测线的影响, 和斜交测线的改变量为同一数量级, 不可忽视。当其与垂直测线的变化符号相反时, 设测线的一端 O (图 13) 位置不变, 则其另一端 O' 由于断裂两盘相对错动而移到带阴影的异号区中, $\widehat{AA'}$ 为以 O 为圆心 $\widehat{OO'}$ 为半径的圆弧。当斜交测线缩短垂直测线不变或伸长时, O' 端移入异号区 $AO'B$ 中, 反应断裂顺斜交测线缩短方向扭动 (图 14, A); 当斜交测线伸长垂直测线不变或缩短时, O' 端移入异号区 $A'O'B'$ 中, 则反应断裂顺斜交测线伸长方向扭动 (图 14, B)。故当斜交测线长度的改变与垂直测线的符号相反时, 可用斜交测线的伸缩确定断裂的错动方式是顺时针扭动还是反时针扭动。但当斜交测线长度的改变与垂直测线的符号相同时, 则不能简单地用其确定断裂的错动方式。二测线均伸长时, O' 点移入正同号区 $AO'B'P'$ 中; 二测线均缩短时, O' 点移入负同号区 $A'O'BP$ 中。若断裂只有伸长, 则 O' 端向 P' 方向移动,



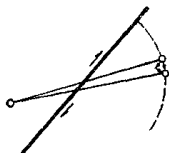
图 14



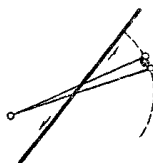
A



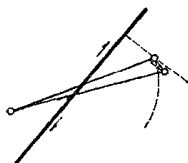
B



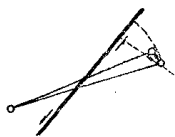
C



D



E



F

15

使斜交测线伸长, 但并无反时针扭动 (图 15, A)。若断裂只有压缩, 则 O' 端向 P 方向移动, 使斜交测线缩短, 但并无顺时针扭动 (图 15, B)。若 O' 端沿 $O'A$ 弧线向 A 方向移动, 则断裂张伸又顺时针扭动, 但斜交测线并不缩短 (图 15, C)。若 O' 端沿 $O'A'$ 弧线向 A' 方向移动, 则断裂压缩又反时针扭动, 但斜交测线并不伸长 (图 15, D)。若 O' 端移入 $AO'P'$ 区中, 斜交测线伸长, 但断裂为张伸加顺时针扭动 (图 15, E)。若 O' 端移入 $A'O'P$ 区中, 斜交测线缩短, 但断裂为压缩加反时针扭动 (图 15, F)。可见, 当 O' 端移入 $AO'P'$ 和 $A'O'P$ 两区中时, 斜交测线伸长和缩短, 并不反应断裂反时针和顺时针扭动, 而是相反, 在 $AO'P'$ 区中斜交测线伸长反而反应断裂顺时针扭动, 在 $A'O'P$ 区中斜交测线缩短反而反应断裂反时针扭动。 O' 端在 $P\bar{P}'$ 上, 移向 P' 或移向 P 时, 斜交测线伸长或缩短, 但断裂并

无扭动。 O' 端在圆弧 AA' 上,移向 A 或移向 A' 时,斜交测线无伸缩,但断裂却发生了顺时针或反时针扭动。因之, $AO'P'$ 和 $A'O'P$ 两带点区为反向区, AA' 和 PP' 为过渡扭界。同号区中,只有 $B'O'P'$ 和 $BO'P$ 两区,为同向区,即当 O' 端移入这两区中时,斜交测线伸长反应断裂顺测线伸长方向扭动,斜交测线缩短反应断裂顺测线缩短方向扭动。当具体遇到两测线测量结果是同符号时,为区别 O' 端是移入了同向区还是反向区,须经过计算来确定。

当两测线均伸长, O' 端移入正同号区中(图 16, A)。 θ 为斜交测线与断裂走向的交角,若 $\alpha < \theta$, O' 端移入了反向区,则断裂顺斜交测线缩短方向扭动;若 $\alpha > \theta$, O' 端移入了同向区,则断裂顺斜交测线伸长方向扭动。 θ 角已知,因之判别 O' 端移入了同向区还是反向区的关键,在于求 α 的大小。如图

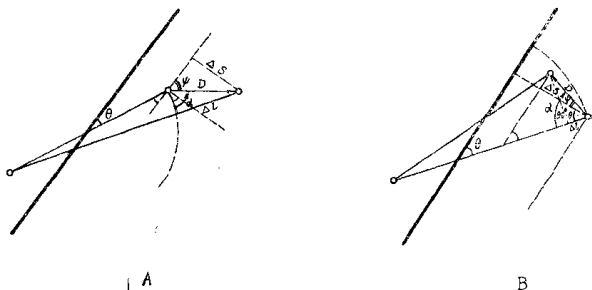


图 16

$$\sin \psi = \frac{\Delta S}{D},$$

$$\sin \alpha = \frac{\Delta L}{D},$$

二式相除后,移项,得

$$\sin \psi = \frac{\Delta S}{\Delta L} \sin \alpha. \quad (1)$$

又

$$\psi = 90^\circ - (\alpha - \theta) = (90^\circ + \theta) - \alpha,$$

则

$$\sin \psi = \sin[(90^\circ + \theta) - \alpha] = \sin(90^\circ + \theta) \cos \alpha - \cos(90^\circ + \theta) \sin \alpha.$$

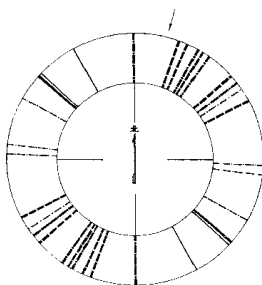
代入(1),得

$$\sin(90^\circ + \theta) \cos \alpha = \left[\cos(90^\circ + \theta) + \frac{\Delta S}{\Delta L} \right] \sin \alpha,$$

则

$$\tan \alpha = \frac{\sin(90^\circ + \theta)}{\cos(90^\circ + \theta) + \frac{\Delta S}{\Delta L}},$$

$$\alpha = \tan^{-1} \left(\frac{\cos \theta}{-\frac{\Delta S}{\Delta L} - \sin \theta} \right).$$

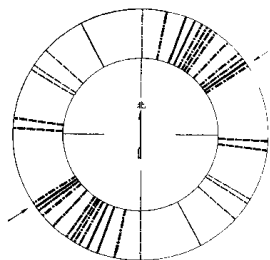


京津地区伸展活动方式确定的主应力轴方向

1969~1970

- | | |
|--------------|-----------|
| 张性顺时水平挤压断展走向 | 水平张性断展走向 |
| 压性顺时水平挤压断展走向 | 水平压性断展走向 |
| 张性反时水平挤压断展走向 | 地区主压应力轴方向 |

C



京津地区伸展活动方式确定的主应力轴方向

1970~1971

- | | |
|--------------|-----------|
| 张性顺时水平挤压断展走向 | 水平张性断展走向 |
| 压性顺时水平挤压断展走向 | 水平压性断展走向 |
| 张性反时水平挤压断展走向 | 地区主压应力轴方向 |
| 压性反时水平挤压断展走向 | |

D

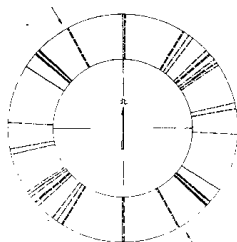


京津地区伸展活动方式确定的主应力轴方向

1971~1972

- | | |
|--------------|-----------|
| 张性顺时水平挤压断展走向 | 水平张性断展走向 |
| 压性顺时水平挤压断展走向 | 水平压性断展走向 |
| 张性反时水平挤压断展走向 | 地区主压应力轴方向 |
| 压性反时水平挤压断展走向 | |

E

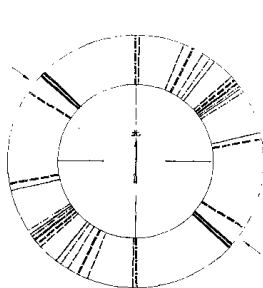


京津地区伸展活动方式确定的主应力轴方向

1972~1973

- | | |
|--------------|--------------|
| 张性顺时水平挤压断展走向 | 压性顺时水平挤压断展走向 |
| 压性顺时水平挤压断展走向 | 水平压性断展走向 |
| 张性反时水平挤压断展走向 | 地区主压应力轴方向 |
| 压性反时水平挤压断展走向 | |

F

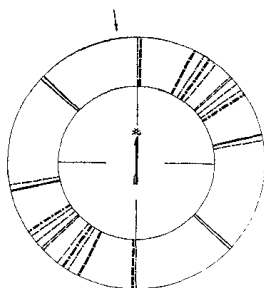


京津地区断层运动方式确定的主应力场方向

1973 ~ 1974

- | | |
|---------------|----------|
| 张性斜对水平挤压断层走向 | 水平张性断层走向 |
| 压性斜对水平挤压断层走向 | 水平压性断层走向 |
| 张性反斜对水平挤压断层走向 | 地区主应力场方向 |
| 压性反斜对水平挤压断层走向 | |

G



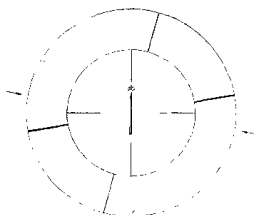
京津地区断层运动方式确定的主应力场方向

1974 ~ 1975

- | | |
|---------------|----------|
| 张性斜对水平挤压断层走向 | 水平张性断层走向 |
| 压性斜对水平挤压断层走向 | 水平压性断层走向 |
| 张性反斜对水平挤压断层走向 | 地区主应力场方向 |
| 压性反斜对水平挤压断层走向 | |

H

图 17

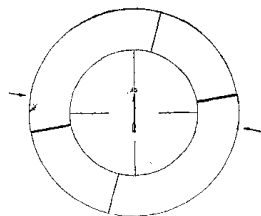


山西祁连山地区断层运动方式确定的主应力场方向

1972 ~ 1973

- | | |
|---------------|----------|
| 张性斜对水平挤压断层走向 | 水平张性断层走向 |
| 压性斜对水平挤压断层走向 | 水平压性断层走向 |
| 张性反斜对水平挤压断层走向 | 地区主应力场方向 |
| 压性反斜对水平挤压断层走向 | |

A



山西祁连山地区断层运动方式确定的主应力场方向

1973 ~ 1974

- | | |
|---------------|----------|
| 张性斜对水平挤压断层走向 | 水平张性断层走向 |
| 压性斜对水平挤压断层走向 | 水平压性断层走向 |
| 张性反斜对水平挤压断层走向 | 地区主应力场方向 |
| 压性反斜对水平挤压断层走向 | |

B

图 18

表 1

年 限	地球自转角速度年 变化趋势	断裂带地区壳层所受 主压应力方向分布范围	测 区
1967~1968	减 速	北东象限	京 津
1968~1969	减 速	北东象限	京 津
1969~1970	匀 速	近 南 北	京 津
1970~1971	减 速	北东象限	京 津
1971~1972	减 速	北东象限	京 津
1972~1973	加 速	北西象限	京津、山西
1972~1974	加 速	北西象限	京津、山西
1974~1975	匀 速	近 南 北	京 津

为分析断裂活动的逐年变化趋势,取垂直和斜交测线变化量的年均值。所得京津和山西二断裂测区中,断裂逐年张、压、扭活动反应的二地区逐年受力方式,示于图 17 和图 18。将这些观测结果与图 3 中地球自转角速度相对变化趋势对比,得到表 1。从此表可知:地球自转加速时,测区断裂活动所反应的地壳浅层受力方式,为方向在北西象限内的压缩;地球自转匀速时,为近南北的压缩;地球自转减速时,为方向在北东象限内的压缩。

2. 地震地表现象

地震时发生的地震断裂的力学分析和独立建筑物(烟囱、水塔、电线杆、石碑、古塔、单墙、整体性好的厂房)及器物的倾倒、扭转和移动方向,是分析发震时震区地壳浅层受力方式的重要依据。

华北地区,收集到了这些方面资料的大震,有 1927 年 5 月古浪 8 级地震,1966 年 3 月邢台 7.2 级地震,1967 年 3 月河间 6.3 级地震,1975 年 2 月海城 7.3 级地震,1976 年 4 月和林格尔 6.3 级地震和 1976 年 7 月唐山 7.8 级地震。

古浪地震时发生的地震断裂带最长者 14 公里(图 19),走向北西 $60^{\circ} \sim 70^{\circ}$,是水平顺时针剪切所成。走向北西 $10^{\circ} \sim 25^{\circ}$ 的地堑,宽 5 米。它们共同反应此次地震时震区受力方式为北北西向压缩。

邢台地震时发生的地震断裂,在力学性质上只有两种:一种是张性断裂,特点是呈锯齿状,裂面粗糙,裂口宽一般几厘米至几十厘米,大者 1 米,两盘上下错动一般几厘米至 50 厘米,大者 1 米;另一种是扭张性断裂,特点是除具张性特征外,裂面较直,水平错动

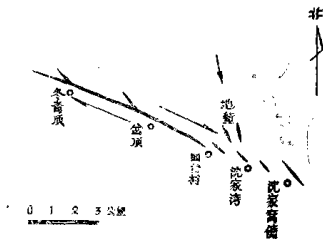


图 19

(如差步错移),错距一般 1~7 厘米,大者 16 厘米,有的伴分枝断裂或呈羽状。其所以如此,是因为地震瞬时岩石体处于弹性为主塑性为辅的力学状态,故震时在水平扭力作用下突然发生的地震断裂的力学性质,均可带有张性和扭性。另外,发震时基岩中已存在的古构