结构面力学性质鉴定

一、序　言

地质力学，是运用力学原理研究地壳构造和地壳运动规律的一门地质科学的边缘学科。它是我国卓越地质学家李四光同志在本世纪二十年代初开始倡导研究的，长期以来，立足我国地质实际，在广泛实践的基础上，总结群众经验，坚持“独立自主，自力更生”，走自己的道路发展起来的，至今已有半个多世纪的历史。它的理论和方法，只是到了解放后，在党和毛主席的英明领导和亲切关怀下，才开始得到应用和发展，预测了我国油区的分布规律，对我国石油工业的发展做出了卓越的贡献；指导寻找隐伏矿产，已取得了重要成果；在水文地质、工程地质、地热地质和地震地质等方面也已取得了一定成效。显示出地质力学在理论方面的科学意义和生产实践中的指导作用，它的强大生命力和今后发展的广阔前景。

因而，学习、掌握和运用这一学科于生产实践，解决生产中不断提出的新问题，已成为广大地质工作者当前的迫切要求，也是摆在地质力学工作者面前的一项艰巨而光荣的任务。

为了广泛普及地质力学知识，提高地质力学工作水平，使其更好地为无产阶级政治服务，为社会主义经济基础服务，为巩固无产阶级专政服务，其中首要的一个问题是如何有效地识别、准确地鉴定各种结构面的力学性质。这是地质力学工作的先行步骤，也是地质力学进行构造体系分析的一项基础性工作。

为此，认真总结鉴定结构面力学性质的标志和方法，就成为当前亟待解决的问题，也是一项十分有意义的工作。

但是，由于笔者水平有限，对这一工作的实践经验还很不够，所以，对这一问题的解决也就不一定会令人满意。恳请同志们批评、指正，以求逐步得到完善。

二、结构面的概念

由于地壳运动的影响，组成地壳的岩层、岩块或地块就要长期遭受地应力的作用。当地应力超过岩层、岩块或地块的强度极限或屈服极限时，岩层、岩块或地块的原来形状和内部结构就要发生变形或位移，产生诸如褶皱、断裂、节理（或裂隙）、劈理和片理等具有一定形态特征和力学意义的形变的形象（或形体）和位移的踪迹，以及跟随构造形变和位移而显现出来的岩石颗粒、矿物成分、岩块、矿床等的特殊结合形态。前述

这些形变的形象和位移的踪迹，称为地质构造形迹，或构造（结构）单元。

上述构造迹象，包括岩石和矿体的各部分原来组成以及它们相互组合的形象。统称为结构要素。所以，结构要素的概念，概括的范围较广；既包含了次生构造形迹，又包含了原生构造形迹。这就是说，所谓结构要素，它是表征地壳岩层或岩体在形成过程中由物质组成及其相互关系所反映的，或在后来形变过程中由各种形变的形象和位移所反映的各种形态特征的基本要素。

严格地说，原生构造形迹并不属于地质力学或构造地质学的范围。但为了研究岩层或岩体成生过程中的应力状态，以及对任何物质结构、构造的认识，若不了解它的原形，就很难知道它经过了什么样的变形。所以，地质力学在一定范围内，也要涉及岩层、岩体以及其中所含矿体（如果有的话）的产生方式的问题。

在充满着岩石的地壳中，即使是一个极不规则的岩体或矿体，不管大小，都必然有它的界限（分界面）；即使是一部分极其复杂的组织结构，无论如何纷繁，也必然有它的条理，而且除了个别特殊情况外，它的外形常常和它内部组成的条理是分不开的。

这里说的条理中的“理”，是指一切结构面或构造面而言的；其中的“条”，就是通常所说的线条或线理。如果把一般构造地质学所研究的各种问题加以分析、归类，结构面和线条便成为处理一切地质构造问题的中心问题之一。

结构要素，按传统的习惯，是指小型或小中型构造形迹而言的。但是，地质力学认为，就其实质而言，无论小型、中型、大型乃至超巨型，只有规模大小的不同，而无本质的区别。所以，把它们统称为构造形迹。

为了描述和制图方便，各种结构要素，在三度空间的方位，通常以连续性构造（如褶皱轴面）或不连续构造（如破裂面）的平面或曲面来表示，就称这些面为结构面或构造面。

结构面在地质图或构造体系图上常常是用各种类型的结构面在地面的出露线，或与地面的交切线来表示的，这种出露线或交切线称为构造线或结构线。那么，这就意味着，有多少种类的结构面，就有多少种类的构造线或结构线，如压性、张性、扭性、压扭性和张扭性等构造线或结构线。但是，实际地质图或构造体系图上还考虑了构造形态特征，所采用的构造线，最常用的有：褶皱轴线、冲断线与各种断层线；成群的片理、劈理、节理或裂隙、线条和流纹等等构造形迹，其排列在地面的方向和密度，有时也可依适当的方式、用构造线表示出来，并分属上述不同力学性质。对于各种不同构造线的意义和表示的方法，地质力学要求，加以严格规定，这样才可以直接了当地把构造线称为指标线。

众所周知，地质构造现象是错综复杂、变化多端的。然而，既然一切构造形迹的产生，都是在一定条件下，由于地应力——挤压、引张、直扭或旋扭等方式——的作用所产生的，也必然要显示压、张、扭、压扭、张扭等力学性质的不同特征。因而，按照力学原理分析研究它们的特征，则无论是如何错综复杂的构造形迹，却都是可以区分的，也是错综有序、条理井然的。

力学性质不同的结构面所表现的形态特征可以是相似的，但绝大多数是不一样的。

这是因为，它固然一方面与应力性质和作用方式有关，但另一方面还决定于岩石的力学性质，而岩石力学性质还受温度、压力、溶液及应力的大小、作用快慢、时间长短、作用次数等影响。这里的关键问题是，要求对每一结构面的形态特征进行深入细致的观察，去伪存真的分析，由表及里、透过现象地去抓住结构面的力学本质，并按照力学性质加以分类，从而为找出它们的内在联系和组合形态规律，为分析、研究构造体系奠定可靠的基础。

三、结构面的分类

构成地壳各部分岩石中的各种结构面，由于分类的依据不同，分类的方法也不尽相同。大体说来，可从它们的形态、发生和地质力学等不同观点，各分成下列各类（见表1）：

（一）形态观点的分类：

1、分划性结构面

把岩层、岩块或地块划分为大小不同的岩片或块片而使它们显示出有层次、有条理或其它形式的排列及结合的各种断裂和纹理等，都可称为分划面或联接面。这类结构面的特点是可以直接观察而得以辨认，如断裂面、侵入体接触面和层面等（图1）。



图 1

2、标志性结构面

指示一个地区中某一部分岩层、岩体的某些组成部分或成份间相互的几何关系和它们排列的方位而划定的一切多少具有座标性的标准面，都可称为标志面或定位面。这类结构面的特点是只具几何意义，而不能直接观察辨认。所以只能从几何观点根据构成某一部分岩体的各部分或成份的排列方式来推定。其效用是，对于一定范围内经过变动的岩体和岩层的各部分，乃至其中矿物成分的排列规律和方位作一定的指示，来确定这种标志性结构面，例如褶皱轴面（图2）、某些S面等。

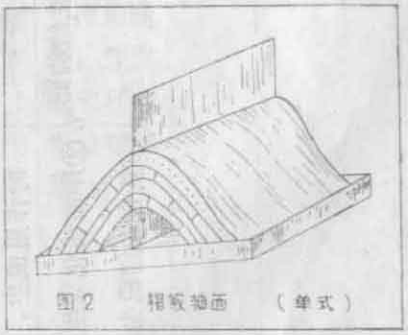


图 2

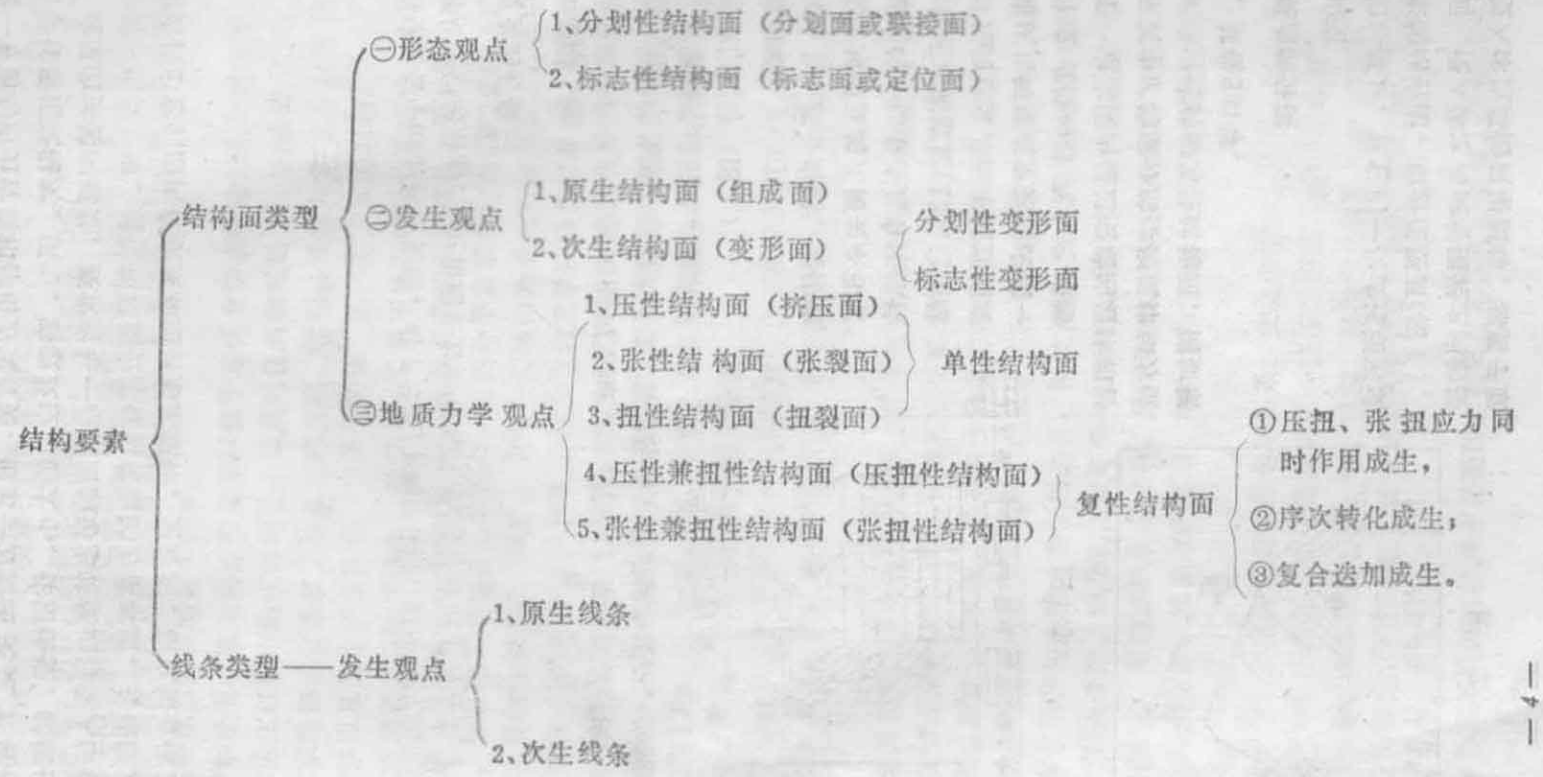
（二）发生观点的分类

1、原生结构面

岩层或岩体的各部分，在它们一次或逐渐形成过程中所遗留下来的结合面，如岩层层面（图1）、不整合面、间断面、侵入体之间或与围岩之间的接触面（图1）、侵入体边部的流层面等，都属于原

结构要素分类表

表 1


结构要素
结构面类型
㈠形态观点
1、分划性结构面（分划面或联接面）
2、标志性结构面（标志面或定位面）
㈡发生观点
1、原生结构面（组成面）
2、次生结构面（变形面）
分划性变形面
标志性变形面
㈢地质力学观点
1、压性结构面（挤压面）
2、张性结构面（张裂面）
3、扭性结构面（扭裂面）
单性结构面
4、压性兼扭性结构面（压扭性结构面）
5、张性兼扭性结构面（张扭性结构面）
复性结构面
①压扭、张扭应力同时作用成生，
②序次转化成生；
③复合迭加成生。
线条类型——发生观点
1、原生线条
2、次生线条

生结构面，也称为组成面。

2、次生结构面

岩层或岩体的各部分，在它们遭受地应力作用过程中所发生的形变和相对位移的一切有形迹的或几何的平面或曲面，都属于次生结构面，也称为变形面。它包括定位面的全部和联接面的一部分。属于几何性的，如褶皱轴面（图2）、某些S面等；属于有形迹的，包括一切分裂面或破裂面，如断层面、冲断面、节理或裂隙面、劈面等。它们又分别称为标志性变形面和分划性变形面或分裂面。

（三）地质力学观点的分类

各种类型的结构面，从地质力学观点来说，可分为下列5类（详见表2）

结构面力学性质分类简表

表2

力学性质分类 / 构造名称 / 构造形式	单性结构面			复性结构面				
				同时作用		序次转化		复合加选
	压性结构面	张性结构面	扭性结构面	压扭、扭压	张扭、扭张	压·扭 扭·压	张·扭 扭·张	压-扭 扭-张
连续性变形或位移生成的结构面	大小褶皱各类褶皱陡立地层带流层流线褶纹部分岩组类型	一般为均质岩组	部分扭曲带一部分岩组类型	部分斜歪褶曲，雁行状褶曲，部分扭曲带部分岩组类型	少部分扭曲带少部分岩组类型			
不连续性位移或形变生成的结构面	冲断层—仰冲断层（逆冲断层）俯冲断层平层（逆掩断层）对冲拉伸巨型逆断层，又称推覆体，褶皱构造）逃顺式构造部分走向断层，裂隙或节理少部分正断层面劈理片理碎带	张性——裂纹裂缝裂隙或节理，断裂或断层裂谷，部分断层地垒部分走向断层，裂隙或节理倾向或横断层，裂隙或节理。追踪断裂或裂隙开理或部分劈理碎带	侧冲错断层—平移断层剪节理，剪盘隙叉(X)裂大理剪分逆断层正断层扭张结面断向隙裂剪	斜冲断层——平移逆或逆平移断层部分带状或弧形断裂隙或节理，滑劈理或应变滑劈理	斜落断层——平移正或正平移断层，部分带状或弧形断裂，裂隙或节理少部分破劈理			

1、压性结构面，或简称为挤压面。如各种形式（单式或复式）的褶皱轴面（图2、3）、冲断面、逆断层或逆掩断层面（图4）、片理、叶理、劈理、少数正断层面、陡立地层带和其它形式的挤压带，等等。

2、张性结构面，或简称为张裂面。如断裂面、大部分正断层（图5、6）、一部分节理、裂隙（照片1）、裂缝和劈理，等等。

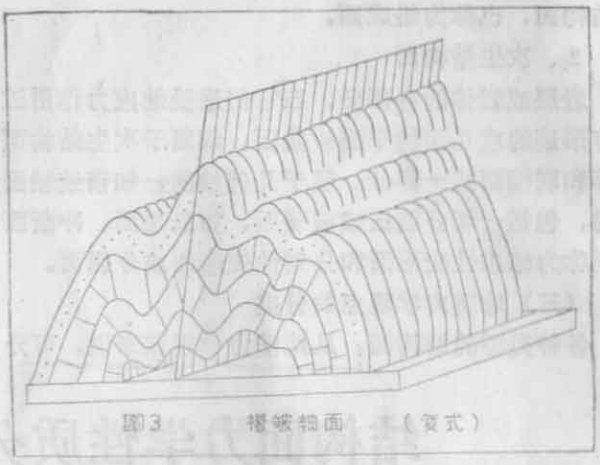


图 3

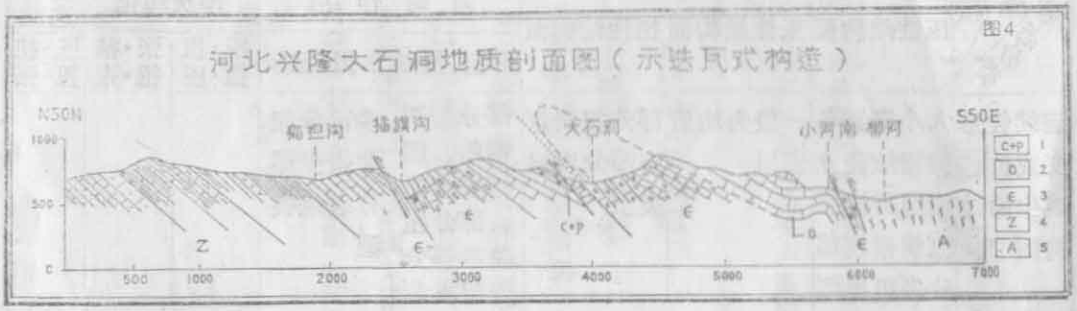


图 4

8、扭性结构面，或简称为扭裂面。如平错断层（图7）、少部分正断层（图8α·bb′）或逆断层（图8C·C′）、一部分节理、裂隙和劈理，等等。

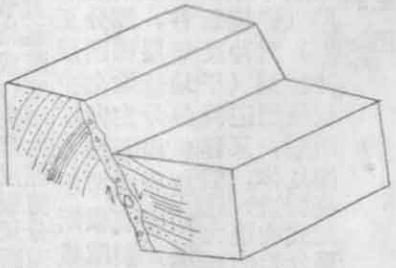


图 5 正断层示意图

4、压性兼扭性或扭性兼压性的结构面，或简称为压扭性或扭压性结构面。如斜冲断层、平移逆断层或逆平移断层（图9）、一部分旋扭面和其它，等等。

5、张性兼扭性或扭性兼张性的结构面，或简称为张扭性或扭张性结构面。如斜落断层、平移正断层（图10）或正平移断层、一部分旋扭面和其它，等等。

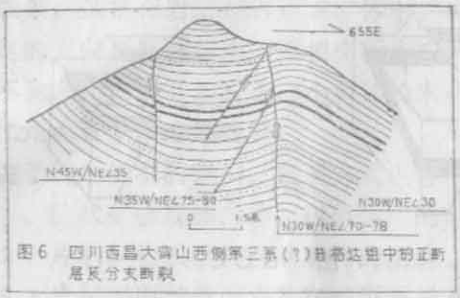


图6 四川西昌大营山西侧第三系(?)苴德拉组中的正断层及分支断裂

图 6



照片1 四川重庆北碚白庙子背斜及张裂隙。

平错断层示意图 图7

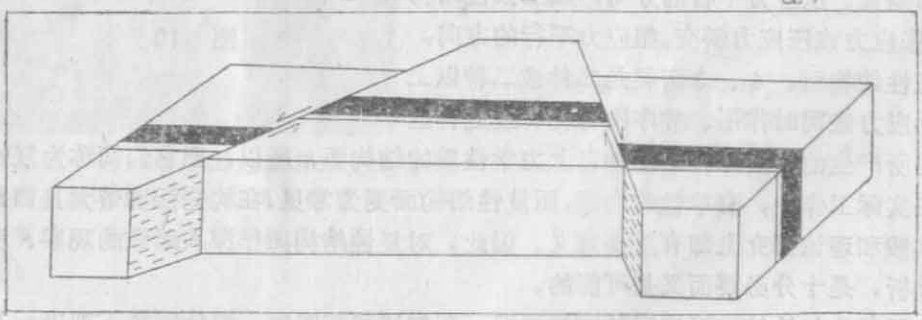


图 7

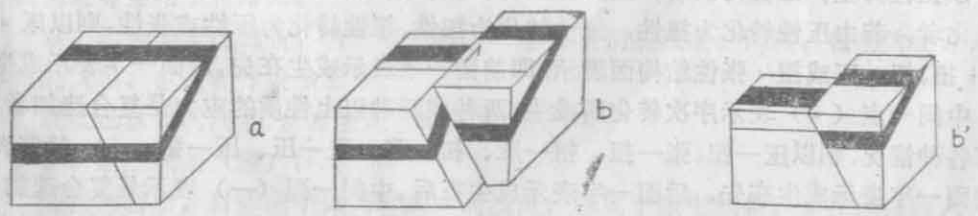


图8 倾斜岩层经平错位移结果似正断层(b)和逆断层(C)

图 8 a、b、b′

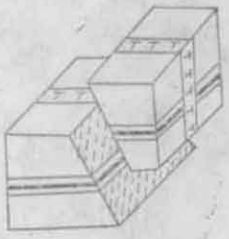


图9　斜冲断层

图　9

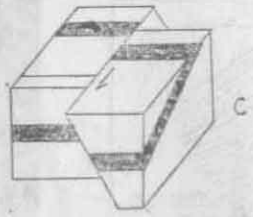


图　8 CC′

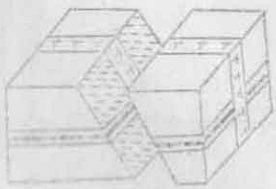


图　10

上述分类中，1、2、3类是最基本的，是受单一性质的应力作用所产生的属单一性质的结构面，所以，把它们简称为单性结构面。这种单一性质的应力，可以由挤压、引张，也可以是由扭动作用所产生。在这些作用过程中，与压应力垂直、张应力平行的方向，成生压性结构面；与张应力垂直、压应力平行的方向，成生张性结构面；与张应力或压应力斜交、扭应力平行的方向，成生扭性结构面。4、5两类是二种或二种以上性质的应力或同时作用、或序次转化、或复合迭加作用所产生的，属二种或二种以上力学性质的结构面，所以，把它们简称为复性结构面。在实际工作中，有单性结构面，而复性结构面更为常见，在构造活动带尤其如此，在生产实践和理论研究上却有重要意义。因此，对复性结构面作深入细致的观察、反复认真的分析，是十分必要而又是可能的。

为了区分复性结构面这三种不同情况，在叙述和作图时，拟分别用下列表示方法：由两种性质的应力同时作用所成生的结构面，若以压性为主，扭性为次者，则为压扭性，反之，以扭性为主，压性为次者，则为扭压性，张扭、扭张意义相同；两种性质的应力是序次转化者，若由压性转化为扭性，张性转化为扭性，扭性转化为压性或张性，则以压·扭、张·扭、扭·压或扭·张性结构面表示，即前面一字表示成生在先，后面一字表示成生在后，中间一点（·）表示序次转化所成生；两种或两种以上性质的应力是复合迭加者，可以有各种情况，则以压—扭、张—扭、扭—压、扭—张、张—压、压—张、……等等表示。前面一字表示成生在先，后面一字表示成生在后，中间一画（—）表示是复合迭加，若有几次复合迭加，可依次增加，如先压、后扭、再张，则用压—扭—张性结构面来表示，反映多构造体系活动在同一结构面上多次复合迭加，等等。余者依次类推。

必须指出，上述结构面力学性质的分类，是以平面应力场为前提而提出来的。这是有理论和事实作为依据的。

四、线条及其分类

线条，是指在岩层、岩体或矿体中，由于一部分乃至全部岩石或矿物成分的颗粒朝着一定的方向延展或两组裂面相交所形成的一切构造形象和痕迹。其中，岩石成份的颗粒，不拘大小，大者如石砾，小者如粉末；矿物成分的晶粒，不拘形态，但以柱状矿物，如角内石类，为最普遍。

由于线条类型的差别，延展方式也各不相同。概括可分为四类：

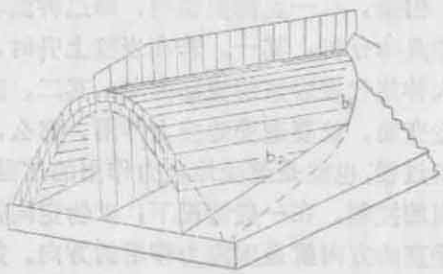
1、柱状矿物或捕虏体、包裹体等的定向排列；

2、片状矿物或破碎粒状矿物的压扁、拉长，定向排列，还可能伴有滚动；

3、岩层层面和劈面或其它破裂面相互交切的痕迹，往往互相平行排列（图11），



照片二　四川华蓥山三柏梯路上志留纪页岩中两组破劈理(分别以两支铅笔指示)一组近于顺层；另一组与岩层近于垂直。



劈理面与层面的交线。
b_1. 劈理面在岩层层面上的迹线，
b_2. 岩层层面在劈理面上的迹线。

图 11

前者如笔状构造（照片2），后者如两组共轭扭裂面相交的线便是；

4、岩层层面上所发生的褶皱（包括曳引褶曲、寄生褶曲）、香肠构造、窗棂构造和杆状构造等互相平行排列。

以上四种类型的线条，当然不会包罗一切可鉴别的线条。同时，目前为止，对线条本质的认识，也还要作很多工作。

现就已认识的线条，从发生观点可分为二类：

1、原生线条（理）：

是指与岩层、岩体或矿体同时成生的线条，都属于原生线条。如往往在侵入体边缘部分出现的流线、流纹等。

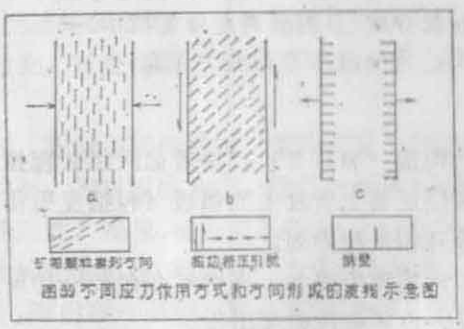
原生线条的形成，是岩浆在侵入上升的过程中，由于各部分流速的差异，中、早期结晶的长条线矿物（如角闪石、长石和石英等），片状矿物（如云母等）和捕虏体等随流动而成生流线、流面或流层等。

流线：是一些针状或柱状矿物或长条形捕虏体等，如漂在流水中的木材，随水流动而平行岸边排列那样，其长轴方向呈近于平行的定向排列。流线的延长方向，一般反映了岩浆的、或矿液的流动方向。但是，岩体中的流动构造并非随处可见，而是要看岩浆结晶流动抑或宁静状态而定；前者流动构造明显，后者则不明显。同一岩体的不同部位也不相同：一般在岩体边部接触带，冷却快，阻力大，流速慢，捕虏体又多，流动构造常较为明显；岩体中心部位，温度高，冷却慢、流速快，捕虏体又少，流动构造往往不甚明显或不甚发育。另外，与侵入体侵入的深度和大小也有关系；深成相，大岩体，一般不明显；中深成相或浅成相的小侵入体，流动构造一般较明显。

流面：指岩体中的片状矿物或扁平捕虏体，呈平行接触面排列成面状或层状构造，也经常发育在岩体的边部，其形成条件与流线相似。

流线只能指示岩浆流动的方向，不能说明接触面产状；而流面则可确定接触面产状，而不能说明岩浆流动的方向，两相结合起来，才能判断岩浆运动的总趋势。

但是，有一点需要说明，即这种流动构造其实并不一定真正代表岩浆流动方向，而要作具体分析：其一，若在岩浆上升时，不受其它因素干扰，那么，这时形成的流动构造大体能代表岩浆的流动方向；其二，既然有岩浆侵入活动，则一定是伴随地壳运动和构造变动，就要遭受地应力作用，那么，岩浆流动就要受到地应力的制约，在其上升侵入的过程，也就是遭受地应力作用的过程，矿物排列的方式和方向，就要受地应力性质和方向的控制。在一般情况下，矿物定向排列的方向代表最大的张应力方向，与面状构造相垂直的方向就是压应力作用的方向。如两个岩墙状岩体中的流线构造，一与接触面平行，一与接触面斜交；前者显示垂直接触面的方向为压应力作用的方向（图12α），后者则反映岩体是在平行接触面扭动作用下侵入的（图12b）；若脉体较宽，则在边部出现，中间则不发育。若岩浆侵入过程中，处在张应力作用下，则矿物晶体往往垂直两壁生长（图12C）。



图的不同应力作用方式和方向形成的波痕示意图

图 12

α b c

2、次生线条（理）

岩层、岩体或矿体成生以后，遭受地应力作用，其内部产生相对运动所形成的线条，都属于次生线条。地质力学或构造地质学所研究的线条，主要是这一类。

次生线条的形成，是在地应力作用下，组成岩石的粒状物质（如砾石、矿物颗粒、鲕粒、化石、气孔、包裹体等）被压扁拉长，定向排列，以及扭裂面与扭裂面、扭裂面与层面、轴面与层面或裂面等相交的线和两盘岩块滑动所产生的擦痕等。

这些线条的延伸方向，一般为最大引张方向或滑动方向；面状构造（如片理等）的垂直方向即为压应力作用的方向。同样，伴随主断面力学性质的改变，线条或面状构造的产状也要发生变化：在压应力作用下，同级、序的线条或面状构造与主断面平行；在

破裂结构面力学性质鉴定特征简表

表3

编号	鉴定特征 / 结构面类型 / 鉴定项目	压性结构面	张性结构面	扭性结构面	压扭性结构面	张扭性结构面
1	断盘在空间的位移	一般，上盘上冲，下盘俯冲，或两盘压紧。个别例外。	一般，上盘下落，下盘上升，或两盘拉开。个别例外。	两盘在水平面上作相对位错。	一般，上盘斜冲，下盘斜落，或两盘平移、压紧。	一般，上盘斜落，下盘斜升，或两盘平移拉开。
2	断裂面的形态	沿走向，倾向均呈舒缓波状，断面倾角一般较缓，连续性好，产状不稳定。	呈粗糙不平、参差不齐，或折线、锯齿形状；倾角一般较陡。连续性差，产状变化大。	呈光滑平直，倾角一般较陡，连续性好，产状稳定。	一般，呈平直光滑，略具舒缓波状或弧形产出。连续性好，产状较稳定。	呈平直但不光滑，有时具锯齿状，齿形既不对称，也不实貌。连续性较差，产状不稳定。
3	断面痕迹	常具擦痕、阶步。擦痕产出与断面倾向一致，阶步与断面走向一致，均示上盘逆冲。	一般无擦痕、阶步。若两盘发生滑动，则擦痕与断面倾向一致；阶步与断面走向平行，均示上盘下落。	擦痕、阶步均很发育。擦痕与断面走向一致，阶步与断面倾向平行，其特征则视两侧滑移方向而定。	擦痕、阶步非常发育。擦痕、阶步均与断面走向或倾向斜交，均示上盘斜冲。	擦痕、阶步不很发育。它们均与断面走向或倾向斜交。均示上盘斜落。
4	断面组合形式	成群出现，大体平行，组成挤压带或冲断带，常呈冲断面在平面上合而分，分而合，中夹透镜状岩块，剖面上常成迭瓦式、对冲、反冲等。	成群出现，大体平行，组成张裂带。单条裂隙很短，且互不衔接，断续出现呈平行或雁行状。剖面上时呈阶梯、地堑或地垒等。	成群出现，平行产出或雁行排列，组成扭裂带或两组交叉成网格状。	常呈雁行或弧形产出。呈雁行者，首尾相列，靠得很近，重迭较少，与主断面或扭动方向交角较小，一般小于30°。	常呈雁行或弧形产出。呈雁行者，首尾相列。离得很远，重迭较多，与主断面或扭动方向之交角较大，一般大于45°。
5	断面两侧岩层产状变化特征	常呈陡立、倒转或紧密褶皱、揉皱现象。当出现较大褶皱时，上盘常为背斜，下盘常为向斜，枢纽呈水平，轴面常与断面平行。或相交很小角度。	常无多大变化或变化很小；甚至断面间充填的角砾还大致保持原来岩层产状。有的正断层两盘常呈宽缓挠曲，上为向斜，下为背斜。	两侧岩层常有变化，往往牵引成小褶皱。其枢纽近直立，轴面与断口呈斜交，或枢纽呈水平，轴面与断口呈斜交。	特征与压性结构面相似，岩层褶皱或发生变化后，其枢纽或轴面或层面与断面走向或倾向斜交，示上盘斜冲。	特征与张性结构面相近，但岩层褶皱或发生变化后，其枢纽或轴面或层面与断面走向或倾向斜交，示上盘斜落。
6	断面两侧次、级构造的特征	常见低次、级构造与高次、级断裂面相交之线呈水平，为剖面入字型构造，或旋扭轴呈水平。均示上盘逆冲。	时可见低次、级构造与高次、级断裂面相交之线呈水平，为剖面入字型构造，或旋扭轴呈水平。均示上盘下落。	常见低次、级构造与高次、级断裂面相交线或旋扭轴与倾向一致，组成平面上入字型构造，示平面上的扭错。	常见低次、级构造与高次、级断裂面相交之线与走向或倾向线斜交，示斜冲。	时见有低次、级构造与高次、级断裂面相交线与走向或倾向线斜交，示斜落。

7	断裂构造岩	常具压裂岩、压碎岩、压扁角砾岩、糜棱岩等。角砾面部光滑，发亮，呈定向排列，角砾中常具劈面，其产状与断面平行。或相交很小角度。	常具角砾岩、碎裂岩、结构松散，大小混杂，既不定向也无劈面。	常具次（圆化）角砾岩、碎裂岩和糜棱岩等，时具定向，斜列其中，角砾表面也较光滑，其中也有劈面，但也有扭错。	特征与压性结构面相似。唯角砾具定向，并斜列其中。	特征与张性结构面类似。唯角砾棱角时被磨园，定向，斜列。
8	应力矿物	应力矿物常见，片状或柱状矿物呈定向排列。	一般没有。	见有片状、柱状矿物，但较压性结构面中为少为窄。	常见柱状、片状矿物呈定向，并斜列。	有时可见片状、柱状矿物呈定向，并斜列。
9	压溶重结矿物	常见石英、方解石由于压溶重结晶充填在裂隙中，并呈团块等不规则状。	一般没有。	时有石英、方解石呈薄膜，紧贴断面上。	常具石英、方解石充填或紧贴断面。	偶见石英、方解石充填裂隙中。
10	硅、钙化和层理消失	断面附近常出现钙、硅化等。层理模糊或消失。	一般没有。	偶尔出现。	有时出现。	偶尔发生。
11	断面通过粒状岩石时的特征	沿颗粒压扁或压裂，定向排列，断面绕粒而过。	沿颗粒拉开，出现凹凸园坑或突起，裂面绕粒而过。	颗粒常被穿切，断面整齐平直，切颗粒而过，不受干挠。	类同压性结构面特征，唯颗粒压扁后斜列定向。也可见有穿切砾石而过。	类同张性结构面特征，唯颗粒斜列定向。
12	控制岩脉、矿脉的结构面力学性质鉴定	脉体常呈尖灭再现、波状弯曲、透镜状等。脉壁（特别充填脉）同压性结构面形态相似。	呈反复曲折，脉体形态复杂、脉壁粗糙（特别是充填脉尤是如此）与张性结构面形态相似。	呈形态简单，有时呈尖灭侧现，×形或网状。脉壁与扭裂面特征相近，充填脉尤是如此。	常呈雁行排列，与压扭性破碎带总体走向的夹角较小。脉壁与压扭面特征相近，充填脉尤是如此。	常呈雁行排列，与张扭性破裂带总体走向夹角较大。脉壁与张扭面特征相近，充填脉尤是如此。
13 14	劈理、叶理和片理	常见压性劈理、片理、叶理与主干断裂面平行，或呈有很小夹角。	一般不见叶理和片理。偶见张性劈理。	常见扭（破）劈理与主断面平行，压性劈理、叶理、片理常与主断面斜交。	压性劈理、片理、叶理与主干断面呈较小的交角，或斜列错开，雁行排列。	很少发生片理、叶理。偶见扭性劈理和张性劈理。
15	岩组类型	石英、云母的极密部产生于垂直 αb 面的压应力，αb 面即为压性结构面。	等密线图没有规律性，且无密集中心。	片状矿物的极密部近于平行S面；排列：石英光轴平行S面，⊥b，平行 α 排列，αb 面即为扭裂面。	略	略

褶皱力学性质鉴定特征简表

表4

编号	力学性质 / 褶皱特征	压性	压扭同时	序次转化	复合迭加	备注
1	单个褶曲的平面形态	呈直线状	常呈弧形弯曲	常呈波状或弧形弯曲	沿单个褶曲呈起伏或弯曲状。	
2	褶曲轴面、轴线和两翼岩层的产状	一般，轴面平整，轴线呈直线状，两翼岩层的走向与轴线平行延伸。	轴面、轴线和两翼岩层走向均发生弧形弯曲；呈帚状者，岩层一般向一端收敛，另一端撒开。	一般轴面、轴线和岩层产状发生弯曲变化，并常在中间一段轴面和岩层陡立或直立，两端侧倾向相反。	视复合迭加的褶皱方位和成生方式而定。	
3	褶曲枢纽和高点排列方式	枢纽高低起伏，串珠状高点呈断续直线排列。	枢纽高低起伏，高点斜鞍相接，雁行排列，常弧形展布。	主背斜枢纽高低起伏，低一级序褶皱斜列主背斜上，雁行排列。	〃 〃 〃	
4	褶皱组合形式	大多互相平行。	大多弧形斜列。	主背斜上低一级序小褶皱呈雁行排列，斜鞍相接。	交叉、横跨、限制或再褶皱。	
5	两翼岩层层面上的擦痕产状	与枢纽垂直，示上覆岩层往上冲移，下覆岩层往下滑动。	与枢纽斜交或呈倾斜产出，示上覆岩层斜向冲移。	与枢纽先垂直，后近水平，示上覆岩层先上冲，后水平滑动。	视复合迭加褶皱的方位和成生方式而定。	
6	两翼岩层层间小构造（包括破劈理、拖曳褶皱、张性裂隙等）与岩层层面交线的产状	与枢纽平行或近水平，示上覆岩层往上冲移。	与枢纽斜交或呈倾斜，示上覆岩层斜冲。	与枢纽先平行或近水平，后垂直或直立，示上覆岩层先上冲，后水平滑动。	〃 〃 〃	
7	与褶曲轴线平行的同级序冲断面特征	仅显示压性破裂面的特征。	呈斜冲，显示压扭性破裂面特征。	示先压而后扭的特征。	〃 〃 〃	
8	与褶曲垂直的同级序横张断裂面特征	仅显示张性破裂面的特征。	呈与褶曲轴线大角度相交，斜列错开，显示张扭性破裂面的特征。	显示先张性后扭性破裂面的特征。	〃 〃 〃	
9	与褶曲平行的张性断裂面特征	仅呈张性破裂面的特征。	呈张扭性破裂面特征。	显示先张性后扭性破裂面的特征。	〃 〃 〃	
10	与褶曲轴线斜交的两组扭裂面特征	均为扭性破裂面的特征。	显示一组为张扭性，一组为压扭性破裂面特征。	一组先扭后张，一组先扭后压。	〃 〃 〃	

扭应力作用下，同级、序的线条或面状构造与主断面斜交；在张应力作用下，在主断面附近或在其上，也可以出现少量垂直主断面拉长的岩石颗粒。那些低级、序的线条或面状构造，它们的排列方向，或者与形成它们的压应力作用方向垂直，或者平行，要根据具体情况进行分析，加以区分。

可见，次生线条或面状构造（原生线条也一样）的研究，主要通过实际矿物、砾石、捕虏体等的测量，确定它们的排列方向和方式，以及与主断面的关系。一旦测定了矿物颗粒等的定向排列方式和方向以后，其所遭受的应力性质和方向也可以得到判定。

对线条的研究方法，一是在实地测量，如对石砾、捕虏体等；另一种是采集定向标本，经定向切片后借助于电子扫描仪，费氏台进行测量，其结果用吴氏网等表示出来，结合野外实际观察进行分析。前者称为砾组分析法；后者称为岩组分析法。

线条的研究，不但对鉴定结构面力学性质有重要作用，而且对岩体或矿体形成过程中的方式和方向也有实际意义。

五、结构面力学性质鉴定方法概述

目前，对结构面力学性质的鉴定方法，主要在野外进行实地宏观调查，有时也采取一定的定向标本，进行岩组和应力矿物的研究。

不同力学性质的结构面，具有不同的外部和内部的形态特征、结构构造。表3、表4是不同力学性质结构面的一些主要特征和标志，可借以鉴别不同结构面的力学性质。

当然，在进行具体鉴定时，上述特征不一定各处均有，或每一结构面都完全具备，而往往只有其中较为突出的一项或几项。同时，由于同一力学性质的结构面穿过不同力学性质的岩层或岩体时，其特征也不相同。所以，在进行具体分析研究时不要机械地套用。

结构面力学性质鉴定方法，初步总结过去实践经验，大体分为连续性结构面力学性质的鉴定和不连续性结构面力学性质的鉴定。由于后者内容较多，将复性结构面中序次转化和复合迭加的结构面鉴定另列一节。

六、连续性结构面力学性质鉴定

由上已述，连续性结构面主要包括褶皱轴面、扭曲面和某些S面等。可见大体可分二类：一是平分两翼岩层产状的褶皱轴面或扭曲面；二是岩石颗粒或矿物晶体或晶轴的定向排列。从力学性质上来看，可分为压性、扭性或压扭性结构面，张性或张扭性结构面较少。

（一）褶皱力学性质的鉴定

褶皱，是成层岩层的波状弯曲，大多是由于两侧挤压成生。其规模大小不等：大者

延伸几百至几千公里的超巨型拗褶，即指地向斜和地背斜；小者如褶纹，即小型或微型褶皱，有时需要在高倍显微镜下才能辨认，其中等规模者，有大型拗褶，系地块以隆起和拗陷等表现出来，具体如陆梁、陆槽、长型盆地、穹窿和连串鼓包等，小一点，如褶曲，其形态殊异，有对称褶曲（图13）〔可分圆顶（图14）、尖顶（图15）、



图13 河北兴隆县马家庄北面奥陶纪灰岩组成的直立褶曲

图 13

图 14

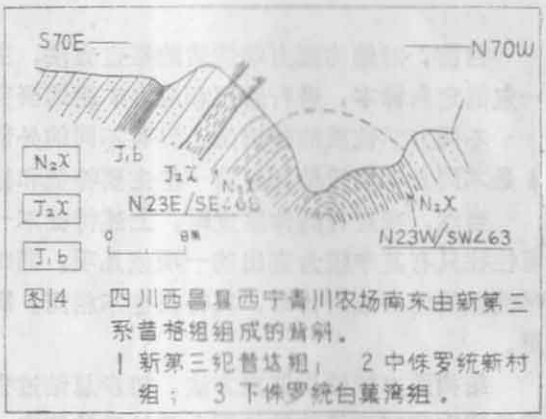


图14 四川西昌县西宁青川农场南东由新第三系普格组组成的背斜。
1 新第三纪普格组； 2 中侏罗统新村组； 3 下侏罗统白基湾组。

梳状（照片3）、箱状（照片4）等〕，倾斜（图16）、倒转（图17）、同斜（图17）、平卧（照片5、6）、翻卷（图18）、扇形（图19）、复式、沙尼贞、



嘉陵江灰岩组成的梳状褶曲。
上，伍洞岩西约100米由中三迭系
照片3 四川重庆天府背斜

照片4 地点同照片3，箱状褶曲。



肠状等褶曲，大都属压性或压扭性结构面。有时，在区域地质调查和分析地质图时，单斜地层走向延伸比较稳定时，或为褶皱之一翼时，也可代表压性结构面的走向，若为陡立地层(倾角在60°以上)，尤可作为压性结构面看待。由此可见，原生的岩层层面，在遭受了地应力作用发生褶皱以后，就转化为次生结构面了，原生的陡立地层层面也就成为压性结构面（照片7）；岩体中的次生结构面，在遭受又一次地应力作用后发生褶皱，这时的次生结构面就起了原生结构面的作用，



图 15 河北兴隆县平安堡东南铁路桥边震旦纪薄层灰岩中的一冲断层一侧的尖棱紧密褶皱（冲断面具水平擦痕，示西侧北移，东侧南错，褶皱被切割）

图 15

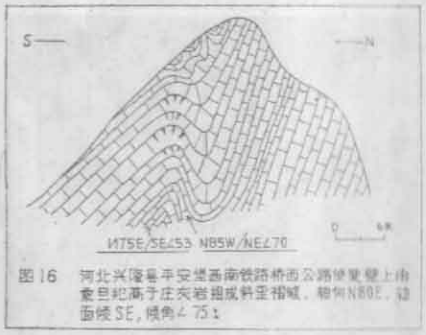


图16 河北兴隆县平安堡西南铁路桥西公路侧壁上由震旦纪高于庄灰岩组成斜歪褶皱，轴向N80E，轴面倾SE，倾角∠75±

图 16

图 17

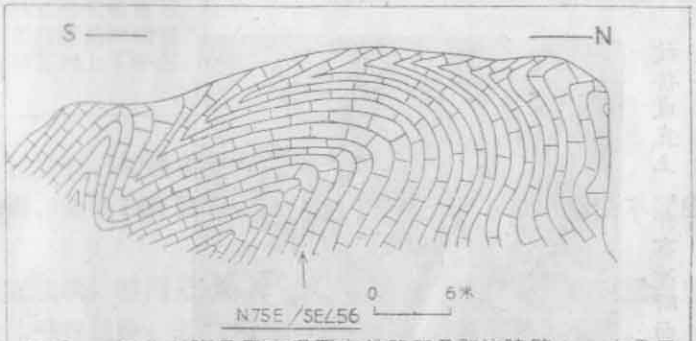


图18 河北兴隆县平安堡西南铁路西公路边陡壁上，由震旦纪高于庄灰岩组成的平卧卷曲褶曲向斜轴向北75E。

图 18

也就是说，次生结构面转化成了原生结构面（照片8）。这些是不难理解的，也是大家所熟知的。



图19

图19　河北兴隆县平安堡西南铁路桥东，由震旦纪高于庄灰岩组成的扇形褶皱（轴向N30E）。

那些由于基盘断裂活动所造成的挠曲，其对称面就不代表压性结构面，只是反映上下方向的扭错。这种扭错究属何种性质的结构面，需视活动的基盘断裂性质而定。但这毕竟不是褶皱形成的主要方式。也有的是自下而上的顶拱，如岩浆侵入（照片9）、岩盐刺穿等，形成穹窿，其对称面也不属于压性结构面。虽然岩浆和岩盐等塑性、粘性较大的物质往上侵入和刺穿时，大多是由于两侧挤压所造成的，而其特点却迥然不同。如四川渡口攀枝花辉长岩体的局部往上顶拱时，使震旦纪大理岩



照片5　四川重庆天府背斜由中三迭系嘉陵江灰岩组成的平卧褶向。



照片6　同照片五

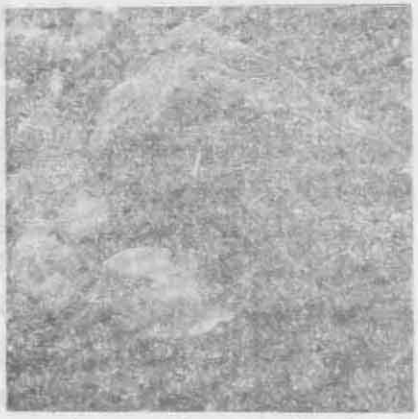


照片7　河北兴隆县土城子北，被挤成直立，并有冲断面存在。铁路逐洞北侧，震旦系高于庄灰岩

照片　8

层向上弯曲，同时在岩层层间产生垂直层面的张裂隙和斜交层面的两组扭裂面，其上下方向的夹角为锐角，约60°左右（照片9、图20），说明上下方向的挤压，即主压应力方向为上下方向，是由下而上的顶拱所成生。这些在褶皱的形成方式中也不是主要的。

此外，不少褶皱除了压性外，还兼具扭性。这是与褶皱成生时的应力活动方式或褶皱成生后的复合迭加有关的。概括地说，褶皱的成生，除了直接起源于岩层、岩块和地块两侧的挤压而代表压性外，一种由旋扭产生，是由于水平方向的扭动所派生；其三是在褶皱成生后，另一方向的褶皱复合迭加。几种不同的成因，具有不同的特点。使某些褶皱既具压性，又具扭性。与不连续性结构面相同，也是由于压扭同时，序次转化和复合迭加所造成的。连续性结构面力学性质的鉴定，可以根据下列方面（表4）加以鉴别。为了对这些特征很好理解起见，分别下列各点说明如下：



照片9 四川波口晕技花辉长岩体局部上顶，使震旦纪大理岩层发生弯曲，在层间有张裂隙和扭裂面。

图20



图20 晕技花辉长岩体侵入大理岩时使岩层发生弯曲并形成垂直层理的张裂和斜交层理的两组扭裂及小断层说明正对上下挤压方向

盆期背斜轴向弯曲型式图

图21



图 21

1、褶曲的平面形态、轴面、轴线和两翼岩层产状特征

褶曲的平面形态、轴面、轴线和两翼岩层产状特征，在一定程度上反映不同的力学性质：

压性者：褶曲往往呈直线状，特别是水平褶曲，轴面较比平整，轴线也呈现直线状，两翼岩层走向与轴线大体平行延伸；若有局部变化，而其总趋势是不变的。

压扭同时者：褶曲常呈弧形弯曲，其轴面、轴线和两翼岩层走向一般也跟着发生弧形弯转；岩层分布往往呈一端收敛，另一端撒开，与伴生的褶曲分布规律一致。

序次转化者：褶曲往往呈有规律的波状、弧形或S形弯曲（图21、22），轴

面、轴线和两翼岩层走向也跟着发生这样的变化；若为S形或反S形者，轴面发生扭曲，常在中间一段的褶曲轴面和岩层倾角变为陡立或直立，两端倾向往往相反，倾角变缓显示除水平扭动外，还围绕水平轴转动，呈拧麻花状。如四川重庆天府背斜即是如此。

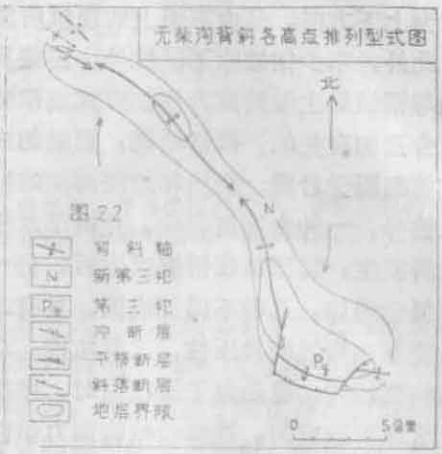


图 22

复合迭加者：其总的来说，要视复合迭加的褶皱方位和成生方式而定；若垂直相交者，轴面、轴线保持各自的延展方向不变，岩层走向发生有规律弯曲变化；若为斜交者，则轴面、轴线发生有规律位移或弯曲，岩层走向也要相应引起变化。

2、褶曲枢纽起伏变化和高点的排列方式

褶曲枢纽，是指褶曲中同一岩层的层面与轴面的交线。枢纽可以是水平的、倾斜的，也可以呈波状起伏的。它标志着褶曲在延伸方向上产状的变化。同时，这一交线的起伏变化，也反映出褶曲顶部高点和鞍部的不同特点。而这些交线和高点的排列方式，在一定程度上反映了褶曲的力学性质：

压性者：枢纽可以是水平的或高低起伏的，枢纽高低起伏时，其高点呈串珠状直线排列，都反映出是由于挤压作用所引起的褶曲，不过是由于不均匀罢了。

压扭同时者：枢纽往往呈弧形倾斜或高低起伏，然而，其上的高点及其延展方向不成直线形，而是斜鞍相接，雁行排列，弧形展布。

序次转化者：在主背斜或主褶曲上的枢纽呈高低起伏，一些低级、序的小褶曲往往呈斜鞍相接，雁行排列，其排列规律反映了沿主背斜或主褶曲轴面两侧经过了扭动，并指示出扭动的方向(图23)。

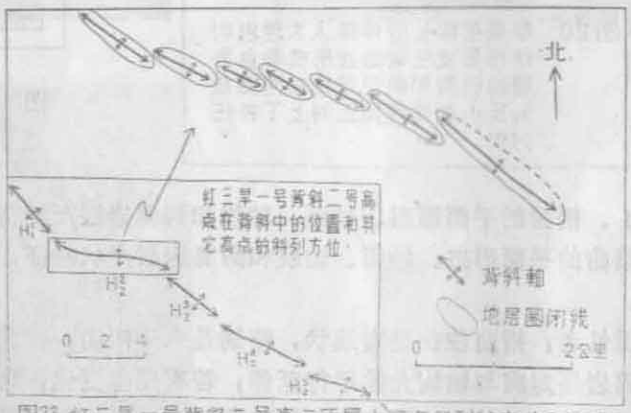


图23 红三旱一号背斜二号高点所属小正点斜列的方位和方式

图 23

复合迭加者：总的来说，要看复合迭加的褶皱方位和成生方式而定；若垂直横跨，则枢纽呈一起一伏，颇有规律，显示等距性，高点也呈串珠状直线延伸；若为斜交横跨，除与上特征相同外，还常常伴随着扭动，那么，枢纽不仅起伏变化，高点还要发生偏移，也颇有规律性。

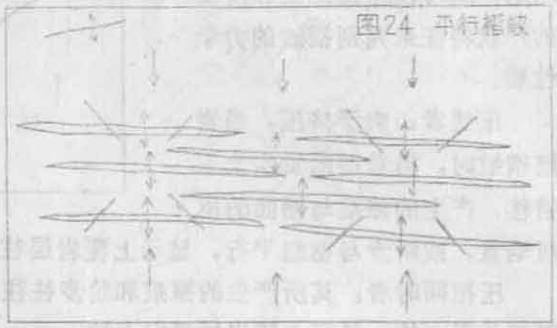


图 24

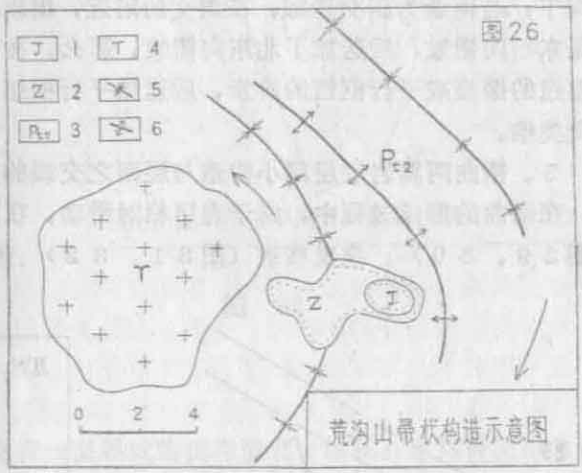
3、褶皱的组合形式

不仅单褶曲各部分特点反映褶曲形成时的力学性质，它们的组合形式则往往反映得更为确切：

压性者：背斜、向斜相间排列，纵有相参差不齐，大多互相平行延展（图24），如东西向、南北向、北东、北北东、北西或北北西向初次构造（图25）等。


图 25

压扭同时者：褶皱大多呈弧形展布，并成一端收敛，另一端散开，显示扭动作用所造成（26图），荒沟山帚状构造便是如此，山字型构造则反映不均匀滑动所产生的扭动所成生（图27）。



1. 火山碎屑岩； 2. 石英岩，石英砂岩； 3. 片岩，千枚岩；
4. 花岗岩； 5. 向斜； 6. 背斜。（地质科技 1974.1）

图 26

序次转化者：主背斜和向斜上的低级、序小褶皱常呈斜歧相接，雁行排列。青海柴达木红三旱一号背斜的二号高点即为例证（图28）。四川重庆天府背斜上的低次、级小褶皱的组成形式也是如此。

复合迭加者：两组不同方向的褶皱相复合，可出现横跨（图28）、限制、再褶皱等。

4、褶曲两翼岩层层面上擦痕的产状

当成层岩层遭受地应力作用，就要发生褶皱和断裂。岩层在褶皱过程中，岩层之间就要发生磨擦，层面上就要留下擦痕和阶步。由于地应力性质和作用方式不同，岩层在空

间的位移也不相同，留下的擦痕和阶步的产状也不相同。反过来，就可以根据擦痕和阶步的产状特征来判别褶皱的力学性质。

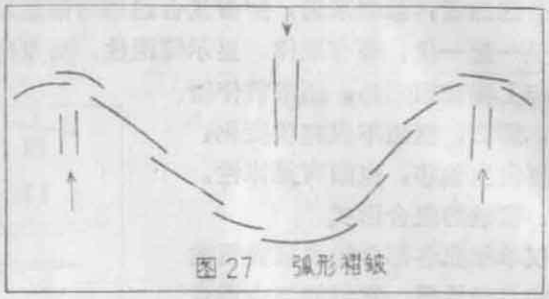


图27 弧形褶皱

图 27

压性者：由于挤压，当岩层褶皱时，沿着层面发生上下错移，产生的擦痕与褶曲的枢纽垂直，或阶步与枢纽平行，显示上覆岩层往上冲移。

压扭同时者：其所产生的擦痕和阶步往往与褶曲的枢纽是斜交的，显示上覆岩层斜向上冲。

序次转化者：一般为先压后扭，所以，所产生的擦痕，先是与枢纽垂直，后与枢纽平行，阶步则相反，先是与枢纽平行，后与枢纽垂直。

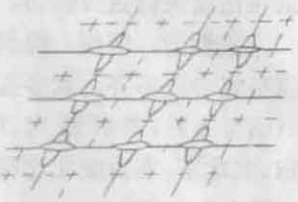


图28 东西向褶皱横跨在北北东向褶皱上。

图 28

复合迭加者：总的来说，视迭加的褶皱方位和成生方式而定：若两者垂直迭加，则擦痕和阶步的方向一致，但表示上下位移的方向相反，即前者示向上，后者示向下；若两者为斜交迭加，在斜交的附近，出现的两种不同方位的擦痕和阶步，如果先是东西向褶皱，后迭加了北东向褶皱，那么，在东西向褶皱的层面上，将出现先是垂直枢纽的擦痕或平行枢纽的阶步，后迭加平行枢纽的擦痕或垂直枢纽的阶步。其它，则依此类推。

5、褶曲两翼岩层层间小构造与层面之交线的产状

在褶曲的形成过程中，由于岩层相对滑动，在层间派生低级、序的破（扭）劈理（图29、30）、拖曳褶皱（图31、32）、张性裂隙、旋扭构造（图33），等等。

图 29

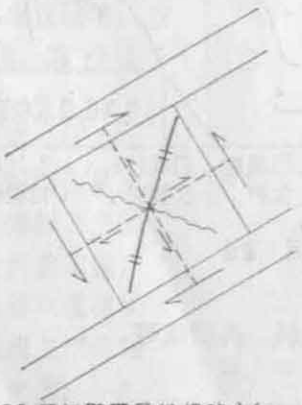


图29 层间劈理及其扭动方向

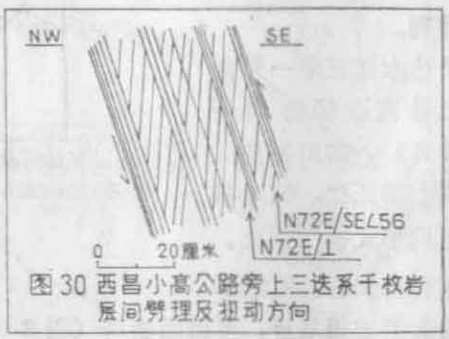


图30 西昌小高公路旁上三迭系千枚岩层间劈理及扭动方向

图 30

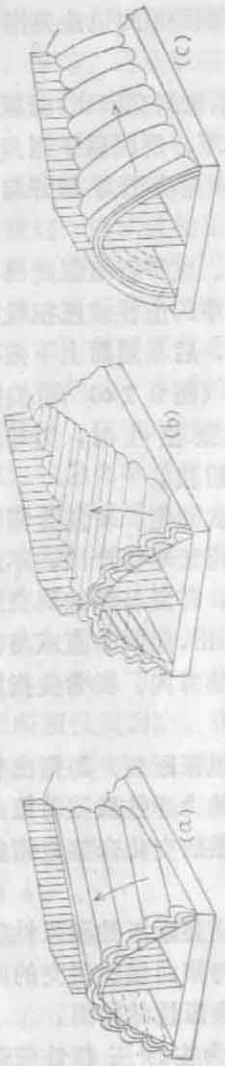


图31 大褶曲上的拖曳褶曲，与拖曳褶曲的枢纽垂直方向为上盘滑动方向；(a)上移；(b)斜移；(C)侧移。

图 32

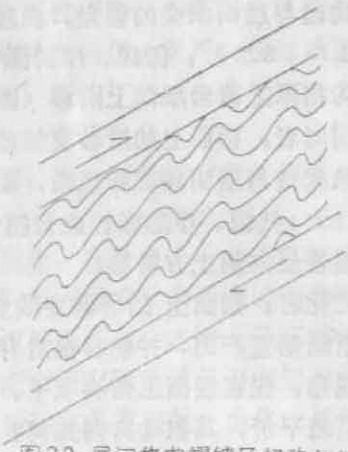


图32 层间拖曳褶皱反扭动方向



图33 四川乐山沙湾层间旋扭构造反扭动方向

图 33

这些低级、序的构造与岩层层面相交有一交线或旋扭构造有一轴线，称这种交线为滑移交线，称这种轴线为滑移轴线，而滑移交线和滑移轴线的垂直方向为滑移方向。因此，可以根据层间小构造的力学性质或旋扭构造的旋扭方向，和滑移方向，确定上下岩层的相对错移方向：压性或压扭性构造与层面相交的锐角方向，指示对层沿滑移方向为相对错移的方向；张性或张扭性构造与层面相交的锐角方向，指示本层沿滑移方向为相对错移的方向。由于褶曲的不同力学性质，其相对错移的方向也就不同，滑移交线或滑移轴线和锐角的产状也不相同。反过来，运用这些产状不同的滑移交线或轴线的产状和锐角指向来鉴别褶皱的不同力学性质。

压性者：褶曲上的滑移交线或滑移轴线近水平、或平行枢纽产出，低级、序的压性

或压扭性构造与层面相交的锐角，在层面以上角尖朝下，层面以下则角尖朝上（图29、30、31a、32）；低级、序的张性或张扭性构造与层面相交的锐角尖指向却好与上相反，均指示上覆岩层向上滑移（图29）。

压扭同时者：褶曲上的滑移交线或滑移轴线呈倾斜、或枢纽斜交产出，低级、序的压性或压扭性构造与层面相交的锐角，在层面以上角尖斜向朝下，层面以下则角尖斜向朝上（图31b）；低级、序的张性或张扭性构造与层面相交的锐角尖指向却好与上相反，均指示上覆岩层向斜上方滑移。

序次转化者：褶曲上的滑移交线或滑移轴线先呈水平、或平行枢纽产出，后呈垂直、或与枢纽垂直产出，并前者被后者切割或横跨；低级、序的压性或压扭性构造与层面相交的锐角，先在层面上角尖朝下，层面以下则角尖朝上，后在层面上下角尖均指向水平或与枢纽平行，其扭动方向如何？须视角尖指向来定，（图31c）角尖指向左，则上覆岩层向右错移，诸如此类；低级、序构造若为张性或张扭性时，则与上却好相反。均指示上覆岩层先向上冲，后为水平方向扭动，即先压后扭。

复合迭加者，总的来说，须视迭加的褶皱方位和成生方式而定。若复合褶皱垂直迭加，在迭加复合的附近，滑移交线或滑移轴线均为水平或与枢纽平行产出，不过，角尖的指向前后却好相反，指示上覆岩层先往上冲，后往下滑移；若复合褶皱斜交迭加，在迭加复合附近，滑移交线或滑移轴线先为水平或与枢纽平行产出，后为垂直或与枢纽垂直产出。指示上覆岩层先往上冲移，后水平错移。其水平错移的方向，视角尖指向而定。

6、与褶曲有关的断裂面特征

与褶曲有关的断裂有：与褶曲轴线平行的冲断层和二次纵张断裂，与褶曲轴线垂直的横张断裂；与褶曲轴线斜交的两组扭断裂等。这些断裂面的力学性质随着褶曲的力学性质变化而发生变化，因而，反过来可以根据断裂面力学性质的变化来鉴定褶曲的力学性质的变化。

压性者：与褶曲轴线平行的冲断层和二次纵张断裂，分别显示压性和张性破裂面特征；与褶曲轴线垂直的横张断裂，显示张性破裂面的特征；与褶曲轴线斜交的两组扭裂面，只显示扭性破裂面的特征。因而，在这种情况下的褶曲为压性结构面。

压扭同时者：与褶曲轴线平行的冲断面显示斜冲，以压为主的压扭性破裂面的特征；二次纵张断裂，则显示斜落，以张为主的张扭性破裂面的特征；与褶曲轴线相垂直的横张断裂，显示斜落，以张为主的张扭性破裂面的特征；与褶曲轴线斜交的两组扭裂面，则一组为斜落断裂，显示以扭为主的扭张性断裂特征，另一组为斜冲断裂，显示以扭为主的扭压性断裂特征，并且常常一组较发育，另一组不甚发育。

序次转化者：与褶曲轴线平行的冲断面显示先压性后扭性，为压·扭性断裂特征；二次纵张断裂显示先张后扭，为张·扭性断裂特征；与褶曲轴线垂直的横张断裂，显示先张性后扭性，为张·扭性断裂；与褶曲轴线斜交的扭性断裂，显示先扭后压或张，则一组为扭·压性，另一组为扭·张性。

复合迭加者：总的来说，须视复合迭加的褶皱方位和成生方式而定。若两者垂直迭加，则与先成褶曲轴线平行的冲断面和二次纵张断裂，均为张性断裂；与先成褶曲轴线

垂直的横张断裂，在另一褶曲复合迭加的同时成为压性断裂，为张——压性断裂；与先成褶曲轴线斜交的两组扭裂面，在另一组褶曲复合迭加后仍为扭性，但扭动方向相反。诸如此类，等等。这些破裂结构面力学性质的变化，说明了先成褶曲轴面的力学性质经历了先压后张的改变，这种褶曲的力学性质为压——张性。

此外，断裂在另一褶曲复合迭加时，一可限制，另一可使断裂发生褶皱。断裂的褶皱，在两组褶曲垂直横跨时发生的机会尤多。

对褶皱这一连续性构造形迹力学性质的这些变化，在过去，一般是不注意的，往往只是描述形态特点，或者个别褶曲形态的成因解释，但因影响褶曲形态的因素较多，同样形态的褶曲，可以在不同条件下形成，所以，仅仅停留在这个水平上是不够的。既要研究其形成，同时还要研究形成以后的发展变化；既要研究形态及其形态形成的原因，更要抓住力学性质这一本质的揭示。因而，上述分析研究是重要的。当然，这样分析研究还仅仅是开始，还很不够的，是否正确，也还要经实践检验，需要今后不断总结。

（二）扭曲力学性质的鉴定

扭曲是岩层遭受地应力作用后发生的突然弯曲。在垂直方面的突然弯曲，有构造阶和挠曲，前者指倾斜岩层中有一段岩层板为平缓（近于水平）而成阶梯状；后者指在缓倾斜岩层中有一段岩层突然变陡而成膝状。此前已述及，显示上下方向的错动，其力学性质视下部断裂性质而定。在水平方面，岩层延伸方向的突然弯曲，称为扭曲。其弯曲剧烈部分的连线，代表扭性结构面所在位置。当其扭曲极为剧烈时，还会出现扭（破）劈理（图34）。



图34岩层的扭曲现象

图 34

扭曲力学性质的鉴定，可依据如下特点：

1、在正常延伸的岩层中，突然发生弯曲，有时一个接一个，呈阶梯状；

2、在扭曲部分，往往出现扭裂面或扭（破）劈理，平直光滑，切穿扭曲各层；

3、在扭曲部分出现的扭裂面上，往往出现擦痕和低级、序的构造，所显示的错移方向与扭曲方向协调一致。

以上特点，可以判断扭性和扭动的方向。但其究竟是张扭还是压扭性？要结合在扭曲部分的扭裂面的性质及其排列方式来定（容后讨论）。

七、不连续性结构面力学性质鉴定

不连续性结构面又叫破裂面，是指各种断裂、劈理、片理、节理或裂隙等。它包含

的种类繁多，分布的范围广泛，规模大小悬殊，形态变化多样，但在断裂面上或破裂带内，常常留下地应力作用的各种痕迹，可供鉴别构造形迹的力学性质。对于这些痕迹，很久以来，被人们所忽视；对于构造形迹的力学本质的认识，也只有少数人在探索。为了寻找构造形迹之间的内在联系，及其组合的规律，实践证明，这是必经的途径。因此，除了上述对连续性结构面力学性质的鉴定外，现着重讨论不连续结构面力学性质的鉴定，是十分必要，又是具重要实际和理论意义的。

（一）断裂的形态和力学性质的关系

在一般情况下，断裂的形态和破裂结构面的力学性质之间有一定对应关系的，如逆断层是压性结构面；但在另一些情况下，却并不具备，如逆断层就不一定是压性结构面。这是因为，所谓逆断层，是指断面上盘往上升，而造成断面上盘上升的原因，可以是由于两侧挤压引起，也可以是扭动或旋扭引起，则前者形态与力学性质有对应关系，后者就没有对应关系。诸如此类，等等。

从地质力学工作的要求来说，认识断裂的形态固然重要，但更重要的是，通过形态作为响导，去抓断裂面的力学性质，这样才抓住了本质。所以，在此打算从断裂形态开始，进而鉴别破裂面的力学性质。现分别讨论如下：

1、压性断裂：

凡成生与压应力有关、走向与压应力垂直的断裂，称为压性断裂，或压性破裂结构面。这一概念，与纯粹物理学上的概念是有所不同的。

在物理学上，在单纯的挤压情况下，是不可能出现压性破裂面的，所以，对于断裂力学性质的分类中，也只有张性和扭（剪）性破裂两类。同样，把剖面上出现的二组共轭扭断裂，称之为扭（剪）性断裂。

但是，地质力学从水平应力场或平面应力场出发，同时，剖面上二组共轭扭断裂的走向与压应力垂直，以及断面附近出现挤压现象等理论和事实出发，把这两组剖面上的共轭扭断裂划为压性结构面（图35）。

这种划分，还可以作进一步说明。在一般情况下，岩石容易沿剪应力作用面发生扭

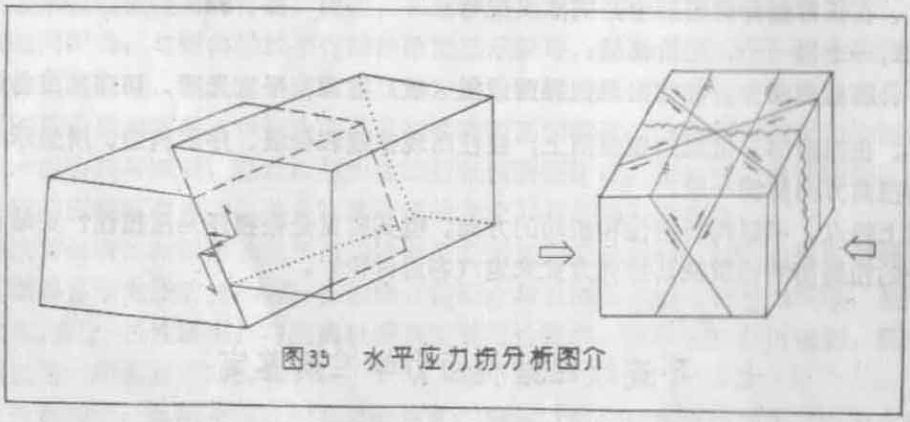


图35 水平应力场分析图介

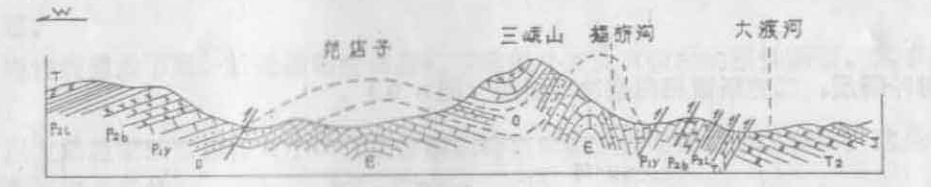
图 35

（剪）裂面，最不容易沿挤压应力作用面产生挤压面。这是因为，岩石的抗剪强度远远小于抗压强度的缘故。所以，在挤压过程中，最早出现的是剪裂面或扭裂面，而不是压裂面，这是事实。但地应力作用不是同材料力学上假定的那样，到材料破裂为止了，而是继续还在作用。当在剖面上的两组扭裂面一出现，挤压应力就在那里集中，同时分解为平行和垂直断裂面的两个分力，导致一方面向上仰冲或另一侧向下俯冲；另一方面产生挤压作用，出现挤压现象。按照地质力学观点，这种断裂就称为压性断裂，而不是压扭性断裂，更不是扭性断裂，这是必须说明，也是不能混淆的。

压性断裂的形态名称，主要有以下几种：

逆断层：上盘上冲，下盘俯冲，倾角较大，一般在45°以上（图 3 6）。

图 36



1.冲断层 2.白云质灰岩 3.硅质灰岩 4.页岩 5.玄武岩 6.灰岩 7.砂岩 8.硅质灰岩 9.侏罗系 10.上三迭系 11.下三迭系 12.上二迭统乐平组 13.上二迭统峨嵋山玄武岩 14.下二迭统阳新组 15.泥盆系 16.寒武系

图36四川乐山县范店子—插旂沟地质剖面素描图

逆掩断层，又叫平冲断层：倾角小于45°以下的逆断层（图 3 7）。

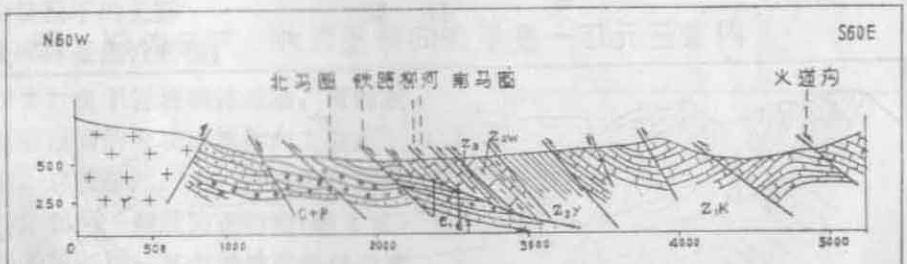
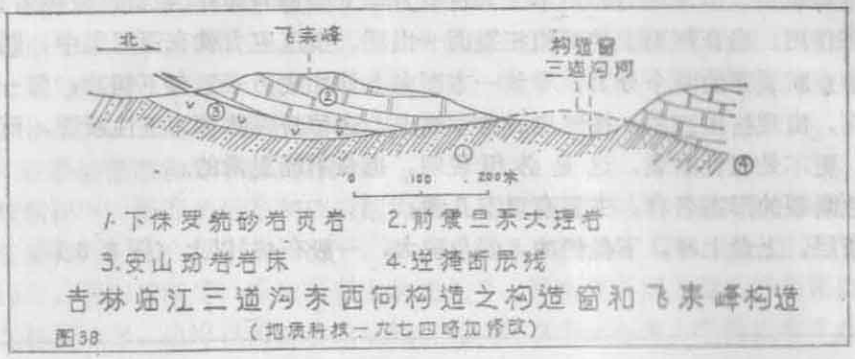


图37河北兴隆北马圈子地质剖面图

图 37

褶皱构造，又叫推复体，断面倾角很缓，小于25°，一般在15°——10°左右，断面波状舒缓，规模巨大，往往形成飞来峰、构造窗或拉错（图38）。

图38



吉林临江三道沟东西向构造之构造窗和飞来峰构造

图38 （地质科技一九七四增加修改）

对冲断层：二冲断面相向逆冲的断层（图39）。

图 39

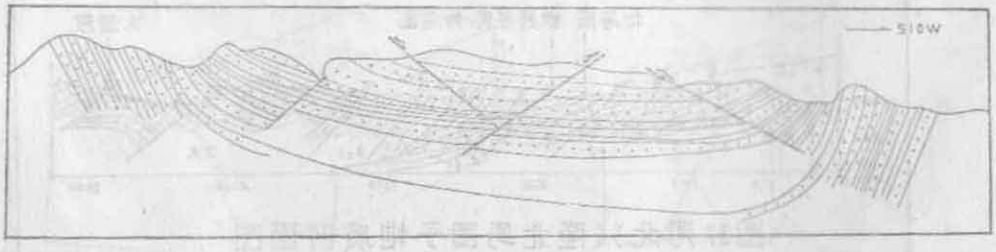


图39 四川昌徐路西北66°西1.5公里沟中上侏罗系飞天山组长石石英砂岩中的对冲断层

反冲断层：二冲断面相背逆冲的断层（图40）。

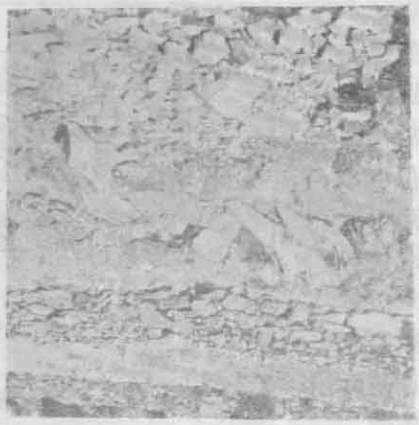
内蒙三元店一章盛茂向斜层反冲、对冲断裂 图40

图 40



俯冲断层：在压应力作用下，断层两盘，上盘向上冲移，称为仰冲，下盘向下冲移，称为俯冲，这实际上是相对的。但有时用所谓主动盘和被动盘来命名的。若主动盘向下滑移，称为俯冲断层，反之，称为仰冲断层。

瓦迭（或迭瓦）式构造：指一系列走向、倾向大体平行的冲断层所组成的冲断层群，形如瓦片迭堆一起，称为迭瓦式构造（图36、37）、（照片10）。



照片十　河北兴隆县属于营子石片沟中北东向小冲断层在煤系地层中极为发育，铁锤柄所指即为一冲断面，其上裂面皆是组成迭瓦式构造。

拉铺：平伏的巨型逆掩断层，规模巨大，有时成飞来峰和构造窗等（图38）

以上断层名称，均表现为上盘上冲，下盘下降，或两侧压密紧缩，并显挤压现象。因而，均属压性断层。

压性裂隙或节理，就是指那些两盘位移量很小或没有位移的压性断裂，其本质没有区别。

以上是根据断面倾角大小和两盘位移的特点来确定断层的形态名称的，这是与力学性质有对应关系的一面；而另外一些情况下，断裂的形态名称与力学性质就不具对应性，例如：

天山某地压性断层面弧形弯曲至反倾向　图41

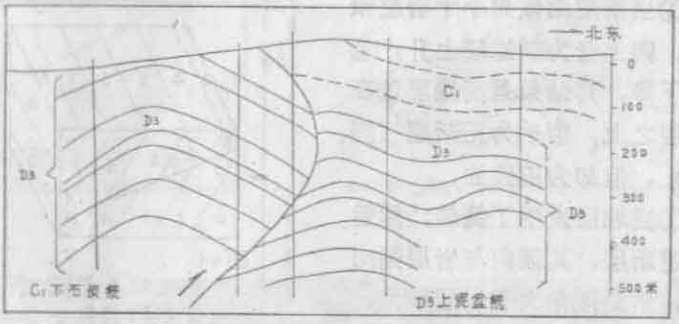
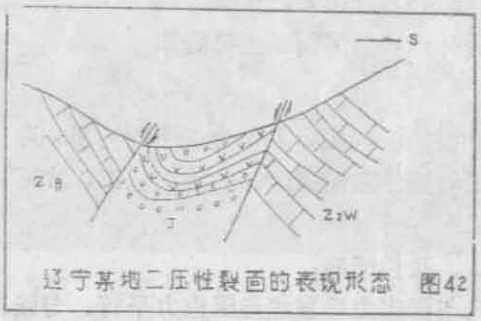


图　41

（1）由于断面弯曲以至反倾向，同一断裂面呈波状弯曲甚至反倾向，出现所谓正逆断层（图41）。在这种情况下的正断层部分同样是压性断层。

（2）由于岩块整体运动，有时在两个断裂面间的岩块呈整体向上或向下的运动，这就必然产生，一侧的断层为逆断层，则另一侧就为正断层（图42）而这时的正断层，其力学性质仍然属压性。

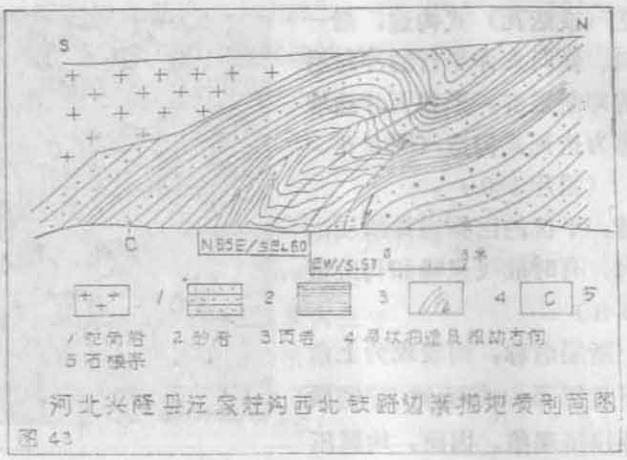


辽宁某地二压性裂面的表现形态　图42

图　42

（3）形为逆断层，力学性质却为张扭性，河北兴隆县汪家庄沟西北的铁路边，石炭系地层发生褶皱后，由

于上面相对于下面的水平扭动，产生了旋扭轴为水平的帚状构造，根据旋扭面的展布规律，旋扭面以上向上位移，以下向下位移，形为逆断层，若按形态名称与力学性质之间的一般对应关系来看，逆断层应为压性结构面；而实际是，旋扭面往上收敛，向下撒开，向左上方弯突，应为张扭性断裂（图43）。这是形为逆断层，实为张扭性。



河北兴隆县汪家庄沟西北铁路切深褶皱剖面图

图 43

图 43

（4）断层面产状与地层产状的特殊关系，在鉴定是否为逆断层时，往往根据地层的新老关联来判断的，如断面上盘，若老地层上升，下盘新地层下降，为逆断层。但是下列两种情况却是相反：

①当断层面倾角小于岩层倾角时，则上盘为新地层上升，老地层下降，其结果是新地层盖在老地层之上，似乎为正断层（图44），但却为压性的；

②当地层发生了倒转，然后产生逆断层，其倾向与岩层倾向相同，断面倾角大于岩层倾角，或倾向相反时，其结果是，新地层覆盖在老地层之上，也似为正断层（图45），但也为压性断层。

另外一些顺层断层也可能如此。

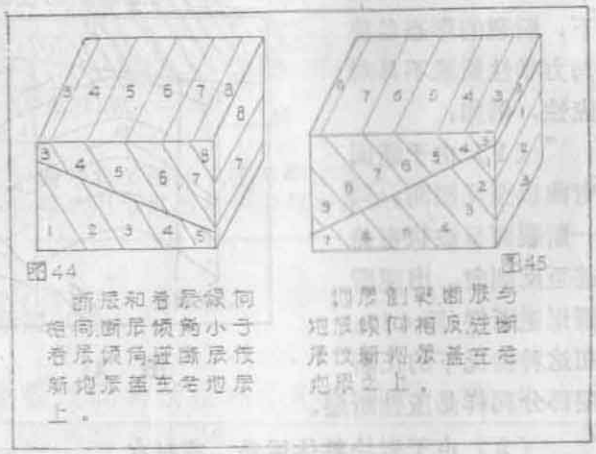


图44

断层和岩层倾向相同断层倾角小于岩层倾向逆断层使新地层盖在老地层上。

图45

断层倾向和地层倾向相反逆断层使新地层盖在老地层之上。

图 44　　图 45

这些情况，实际上均为压性结构面。可见，在依据地层不连续来确定断裂力学性质时，同时要注意断裂两侧的挤压现象，才可以避免光从形态上看问题而容易出现的某些错误。

2、张性断裂：

凡与张应力垂直或与压应力平行、与张应力有关的断裂，称为张性断裂。其一些形态名称有：

裂纹：岩石中一些隐蔽的、无明显的裂开的细纹，前者也有称为隐裂隙，须打击才能沿裂纹开裂，肉眼则不可能看得清楚；

裂缝：岩石中一些有明显裂口的裂开；

裂隙或节理：规模较裂纹、裂缝为大，但无明显位移的张裂隙或节理（图46、47）；

断裂：具有一定规模、且有明显位移的裂开；

裂谷：规模和深度均较大的裂开，在形态上常成深谷；

正断层：一般为断层上盘向下滑移，下盘上升的断层（图48）；



图46

西北构造分析北35东约200米近东河山黄土高原下白垩系泥质粉砂岩沙质泥岩中发育一组与岩层走向（N10W/SWL50）和垂直的张裂隙（N88E/SEL83）斜交（N60W/SW62）的垂裂隙。 图45



图47

背斜构造顶部发育的张裂 图47

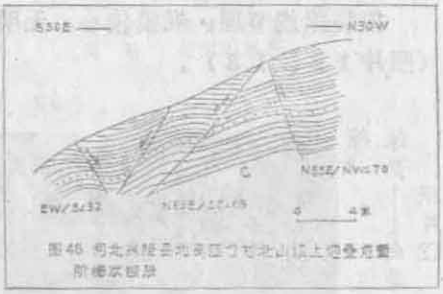


图48

图48 河北兴隆县北东区寺下北山镇上侏罗统重力滑塌层断层

开断层：两盘拉开的断裂；

地堑：两断裂面的倾向相向，中间的断盘向下滑移的断裂构造（图48）（照片11）；

地垒：两断裂面倾向相背，中间的断盘向上升起的断裂构造（图48）；

梯断层：沿一系列断裂面的上盘依次向下滑移，呈阶梯状（图49）。

以上断层及断层群，均表现为上盘向下滑移，下盘往上升起，或



照片11 北京平谷县关上镇北弧形构造带的张性裂面，（窄口，锯齿状，泥土及碎石块充填）。长城石英岩不整合覆于前震旦系片麻岩之上（向北摄）

者拉开。因而均属张性断裂。但是也可以出现例外的情况，例如，由于引张产生的断裂，有时因断裂面间的岩块整体运动，也可以出现，一侧为正断层，另一侧为逆断层，但挤压现象很不显著，要有也是属于第二序次的成分，这种形为逆断层，实属张性断层；其次，由于逆岩层倾向的水平扭动，在剖面呈正断层，这种正断层并不是张性断裂，而是扭断裂。因此，形态特征一定要结合其它特征进行综合分析，注意去伪存真，抓住本质。

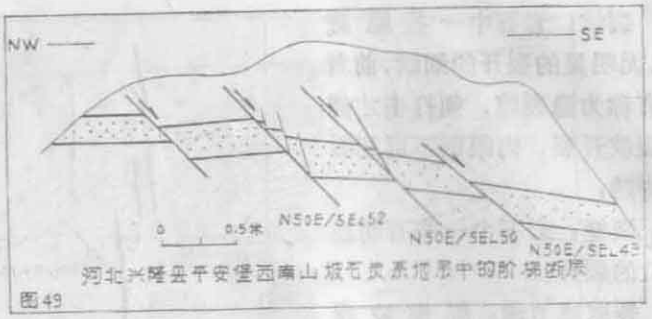
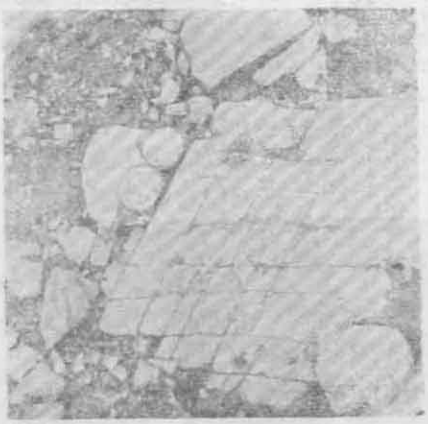


图 49

3、扭性断裂：

凡与张应力或压应力斜交，与扭应力平行，且与扭应力有关的断裂，称为扭性断裂。其一些形态名称有：

扭裂隙或节理：规模较小，无明显位移的扭性裂隙或节理，曾称为剪裂隙或剪节理（照片12、13）。



照片12 河北兴隆县大水泉沟侏罗——白垩纪火山岩系中之扭裂隙。



照片13 河北兴隆县大水泉沟西，北东向两组扭裂面。一带，火山岩系中发育极好的北

平移断层（平错断层、横冲断层、侧冲断层、掀断层）：规模较大，沿水平面有明显位移的断层（图50）。

棋盘格式（交叉断裂、X断裂）：两组扭断裂或裂隙相交义所组成的构造（照片12、13）。

少部分正断层：由上已有述及，现有二种情况：其一，垂直岩层走向发生的扭断层，当上盘逆岩层倾向水平错移，则在剖面上外表出现的似为正断层，而实为扭断层（图8b）；其二，当扭断裂上盘并保持完全水平错移，而略有倾斜地向下错移时，也可以出现正断层，但实际仍为扭性断裂或平移断层。

少部分逆断层：也有两种情况，即其一，垂直岩层走向发生的扭断层，当上盘顺岩层倾向产生水平错移时，在剖面上看，可出现似为逆断层，而实际为扭断层（图8c）；其二，当扭断层上盘并不保持完全水平错移，而略有倾斜地向上错移时，也可以出现逆断层，但实际仍为扭断裂或平移断层。

因此，在鉴别是否为扭断裂时，固然岩层的相对位移要考虑，而更要抓住断裂位移的直接痕迹，才不会被某些现象所迷惑。

4、压扭性断裂：

这里的压扭性断裂，是指压、扭应力同时作用形成的断裂。其形态名称有：

斜冲断层（平移逆断层）：断裂的上盘向斜上方逆冲（图9）或也出现压密紧缩现象。

一部分旋扭构造（图50）或弧形断裂、节理或裂隙：也具有压扭性特征。

其它，等等。

5、张扭性断裂：

这里的张扭性断裂，是指张、扭应力同时作用形成的断裂。其形态名称有：

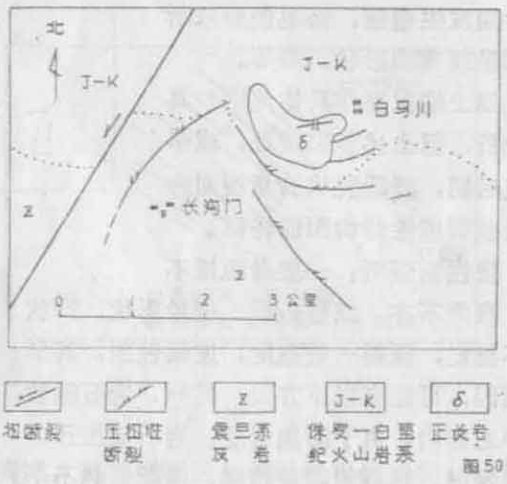


图 50

斜落断层（平移正断层）：断裂的上盘向斜下方滑落（图10）或向两侧拉开。

一部分旋扭构造（图33）或弧形断裂、裂隙或节理，也具有张扭性特征。

有些旋扭构造形为逆或正断层，实为张扭或压扭性。

其它，等等。

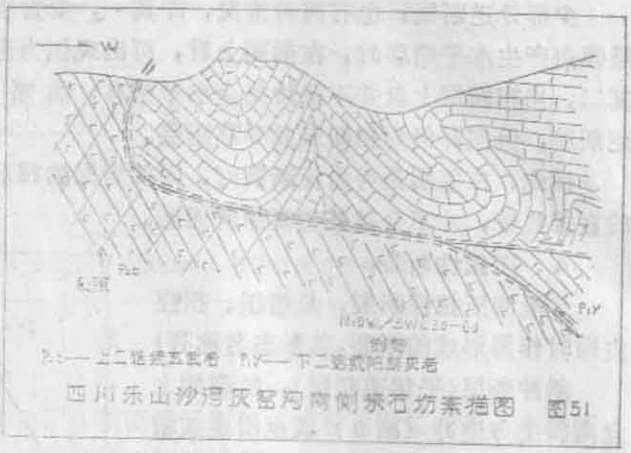
压扭性或张扭性断裂除上所述外，还有由于序次转化和复合迭加形成的断裂，其特征与上述略有不同：前者是一次一次迭加，后者表现为同时作用成生。有关序次转化和复合迭加所形成的断裂，容后讨论。

（二）断裂面的形态特征：

不同力学性质的断裂面，具有不同的形态特征。因此，不同的形态特征，对鉴定不同力学性质的结构面是一个重要标志。

压性断裂面：沿走向和倾向均呈舒缓波状，其中沿走向尤为明显，断裂面倾斜越是平缓，则起伏变化越是明显。其原因可能如下：其一，由于不同岩石力学性质的摩擦阻力不同，在断裂不断推移的过程中，往往遇有较为坚硬的岩层阻碍而发生翘起，断裂面也就越近地表越陡，以致倾向反了过来（图51、52）。四川乐山县灰窑沟，下二迭统阳新灰岩逆冲而遇上二迭统玄武岩时，由于较软的灰岩遇上了较硬的玄武岩，断裂面便由缓骤然变陡，以致近地表断层倾向翻转了过来；四川峨嵋山挖断山断裂也是如此，这些就是例证；其二，开始出现的断裂面是一些小断裂、断断续续，后经发展才逐步连

通起来，因此，在连通过程中，就往往出现弯曲；其三，受早期扭性或张性断裂的制约，后期压性断裂在发展过程中，不同形状的岩块被压扁、拉长，而断裂面则呈现弯曲形状；其四，断裂面在后期发生褶皱，而也使原来断裂面呈现弯曲形状，等等。



四川乐山沙湾灰岩构造侧视石膏素描图 图51

图 51

以上情况要作具体鉴别，具体分析，但上述多数情况，或早期或后期，舒缓波状的断裂面特征是破裂压性结构面的特征。

张性断裂面：一般是粗糙不平，参差不齐，或呈折线、锯齿形状，产状也不稳定，倾斜一般也陡，连续性差。其形成原因，可能有以下方面：其一，岩石颗粒大小之影响，由于两侧岩层、岩石被拉开，组成岩层、岩石的颗粒越粗，则断面越不平整，粗糙异常；岩层、岩石的颗粒越细，则断面越是平整，致密块状岩石拉断时往往成为贝壳状，以致与扭裂面越不易于区分，这是因为张裂面常常绕岩石颗粒而过的缘故；其二，受先成断裂之制约，张断裂往往迁就两组扭断裂面，而成为弯弯曲曲折，成锯齿状；其三，岩石各部分的粘结力不同所影响，由于岩石各部分成分不同，粘结力也有差异，当引张拉开时，粘结力小的部位就先拉开，粘结力大的部位后拉开而拉的要长一些，这样形成的裂面就成为凹凸不平，等等。



顺层或近山压性面裂的"仰起现象

图 52

以上情况要作具体鉴别，具体分析，但粗糙不平，在多数情况下，是张裂面所特有的特征。

扭性断裂面：通常比较平直光滑，无论岩层、岩石的颗粒大小、性质软硬，抑或粘结力大小，虽然可能出现某些差异，但它均能保持。迁粒状岩石切颗粒而过；迁软硬相间岩层也穿切而过；迁粘结力大小的岩层也同样切割延展。因而，其产状稳定，倾角较陡，连续性好，真是刀切一样。

压扭性断裂面：一般也光滑平直，略具舒缓波状或曲率较为均匀的弧形产出，连续性较好，产状也比较稳定。但剖面上的弧形断裂上下产状却有变化，倾向也可反转。

张扭性断裂面：一般比较平直但较不光滑，有时具锯齿状，但其锯齿状既不对称，也不尖锐，连续性较差，产状也较不稳定。

（三）断裂面上的痕迹特征

由于断裂两盘相对错动、相互摩擦，在断裂面上就留下了擦痕、阶步、小型或微型羽裂（入字型构造）和小褶纹等断裂面痕迹。它们如何产出，则取决于断裂两盘在空间相对位移的方位。断裂面力学性质不同，在空间相对位移的方位也不相同，断裂面上的痕迹的产状也就不同。所以，运用断裂面上留下的痕迹，不仅可以判断两盘的相对位移方位，而且也可以判断断裂面的力学性质。

擦痕：

广泛出露在断裂面、岩层面、裂隙面、劈理面上，就是说，凡是经过了相对错动、互相摩擦的面，一般均可以见到。



图 53

擦痕是一种线条。它的形态种类较多：①钉头擦痕：呈一端粗而深、另一端细而浅的擦痕（图53），它反映对盘由宽而深的一端向窄而浅的一端错移；②擦线：是比较细小而均匀的擦痕，这种擦线要经过细致观察，才能辨认其两端宽窄、深浅和消失等不同情况，再来判断两盘相对错移的方向；③擦痕峰谷：指粗大的擦痕，呈现波峰、波谷或擦沟、擦脊，相间排列，呈波浪之状，故名两波峰之间距，可达几公分至几十公分，延长不远逐渐变缓以致消失，由宽而深变为浅而缓或消失的一端，即为对盘移动的方向。在波峰、波谷内，时有次级擦痕出现；④摩擦镜面：当两盘间产生剧烈摩擦时，沿滑动面常形成硅、铁质等薄膜，并被磨光发亮。镜面上一般无擦痕，只有根据摩擦镜面向一端逐渐成为锯齿状消失，那么，这一端的陡坎指向，就是对盘错移的方向。

以上所述，只是指一般情况而言，还可能出现例外的情况。例如，局部的转动、外界因素的影响等，在实际工作中，需进行一系列的统计，或者可以排斥某些特殊的情况，有时还要根据其它一些特征进行综合判定。

阶步：

是指断裂两盘错移时，在断面上留下的一侧平缓、另一侧陡峻的痕迹（图54）。其特点是：每一陡坎都延伸不远，但彼此近于平行，陡缓方向一致。一般指示对盘由缓向陡的一端移动。若摩擦镜面上有方解石、石英等组成薄膜时，薄膜上都打上了阶步和擦痕的烙印。擦痕线条与阶步垂直，并常常位于阶步缓坡一侧，且至阶步为止。利用阶步确定断盘位移方向较擦痕效果更好。因阶步陡缓常常较擦痕要明显得多。有时两者结合使用。但要说明的是，阶步的成生原因是何？是由于断盘错移还是断盘崩塌，抑或断盘滑落造成？要沿擦面往里面追索、剥开观察，以及结合周围地质现象综合加以考察，加以区分，在确定阶步是断盘位移时成生后，才能运用擦痕、阶步判断断盘位移方向。

阶步的成生，大致有如下原因：（1）由于断裂面的表面岩片在滑动过程中被拉断，

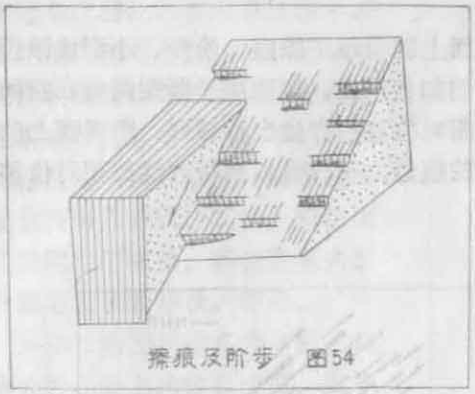


图 54

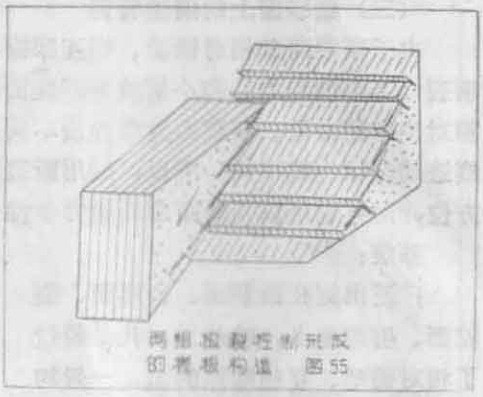


图 55

（2）断裂面表面沿两组扭裂面错开，一组扭裂面与断面夹角较小，一组扭裂面与断面夹角较大，则当断裂面两侧错动时，夹角较大的一侧即为阶步之陡坎，夹角较小的一侧为阶步的缓坡，形成如日常洗衣服的搓板一样，有时也称为搓板构造（图５５）。以上两种阶步都是断裂错动所造成的。（３）由于边坡沿原裂面滑落或崩塌，有时造成与断裂构造移动方向相反的阶步，或另外形成一些阶步，这种就称为非构造阶步，也就是由于外部原因造成的。所以，由上已述，要结合周围地质现象综合加以考察，加以鉴别。

小型或微型羽裂或入字型构造

是指错动断裂面一侧或两侧的张性或张扭性裂隙或节理所组成的羽裂或入字型构造（图５６）。当一盘掉落，另一盘保存时，看到这些张性或张扭性羽裂插入断盘之内，在剖面上形成入字型构造或羽裂，也有称为反阶步。此与阶步在断裂表面上不同。它与断裂面相交的锐角，是指本盘或所在盘前进的方向，而与阶步陡缓不同来指示两盘位移方向是不同的。但要注意，羽裂尖端有时也可能被拉断而形成陡坎，而误认为是阶步，则将会得出相反的结论。

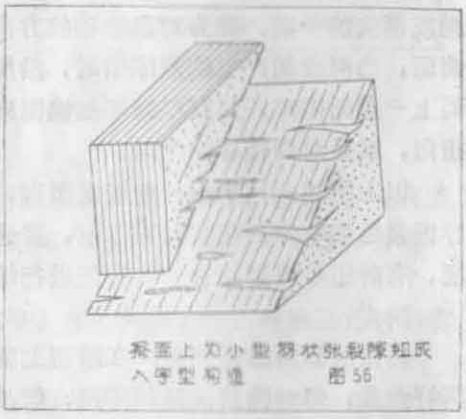


图 56

褶纹：

是指断裂面上出现的微小的波状弯曲，是由于断裂两盘或岩层两侧在错动过程中使断裂表面的岩片或岩层发生弯曲所成的。这种褶纹，规模一般很小，两翼多不对称，由缓向陡，是指向对盘错移的方向，并垂直小褶纹的轴线错动。常在较软地层或付变质岩中，如北京房山县磁家乌一带、川滇交界的会理群或昆阳群等地层中的断裂面或层面上经常可以见到。

上述擦痕、阶步、小型或微型羽裂或入字型构造和褶纹等断裂面上的小型或微型构造，虽然是断盘错动的直接标志，但有时往往只反映断裂带内的局部运动。一个较大断裂的两盘，即使均匀地朝着某一方向错动，而断裂面间的碎块也难免不会出现转动、挪动、滑动等局部运动，而局部运动的方向与断盘整体运动的方向往往也不一致，甚至可以完全相反。在这种情况下，仅仅根据局部的擦痕、阶步等小型或微型构造的产状而轻率地确定一个断裂的位移方向，就难免不发生差错，而要沿断裂面或断裂带进行较大量的统计，取得多数擦痕的产状，来确定断裂面两侧的位移方向，才比较可靠。其次，要依据其它地质特征综合判定。在野外观察擦痕、阶步等时，应查明所测的擦痕、阶步等的断面是主断面，抑或与主断面平行的断面，还是低级、序断面，要把主、次断面上的擦痕、阶步等分别统计，然后把不同断面在不同的观测点统计所得结果进行分别的和综合的分析和比较，最后得出断盘相对错动方向，这样得出的结果才比较可靠。

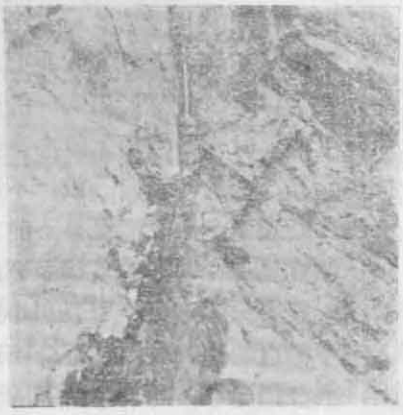
若断裂经过多次不同方向的错动，在多数情况下，保存比较清晰的擦痕、阶步等，往往是代表主要的，或最后一次的错动所留下的痕迹。但有时在同一断裂面上出现两组或两组以上的擦痕或阶步，互相交切，被切者形成在先，切者则形成在后。如四川重庆北碚沥鼻峡背斜的东南翼，侏罗系大安寨灰岩中，有一断面（北47°东，倾向南东，倾角62°）上，有二组擦痕，一为倾向北东，倾角78°，示上冲；一为倾向北东，倾角37°，并且后者切割了前者，显示由南东向北西错移（图57）（照片14），符合新华夏系

图57



沥鼻峡背斜东南翼侏罗系灰岩中断面上发育的两组擦痕——①组NE倾倾角78°示上冲②组NE倾倾角37°示斜冲并切割上冲的一组

照片14



构造序次转化的应力活动方式的特点。有时，在互相平行的断面上，出现两种或两种以上不同方向的擦痕，如四川渡口市平地一水库边，有一北西向断裂带中，平行的两个裂面上有两个方向的擦痕，一为垂直产出，一为水平擦痕，谁先谁后，很难确定。但结合断裂带特点就可以知道，断裂带挤压产生上冲的垂直擦痕在先，水平扭动产生的水平擦痕在后。

对擦痕的统计方法，与裂隙等的统计方法相似，测量擦痕的倾向和倾角，记录擦痕、阶步的特点，填在预先制成的表格内，用图件综合，经分析后往往可以直观地确定

断裂两盘的错移方向。

关于擦痕的产状，即倾向、倾角的测量，可直接在断面上用罗盘量出。倾向，指擦痕在断面的倾斜方向；倾角，指擦痕与断面上的水平线的夹角。擦痕走向无须测，它对判断断面错动并无实际意义。

一般来说，在压性、压扭性和扭性断裂面上，擦痕比较发育，张扭性断裂面次之，张裂面上一般不发育。但这也不是绝对的，是可以转化的。当张性断裂的上盘由于重力关系向下滑移的过程中也可以产生擦痕。不过它的产状和特点与压性破裂面不同罢了。为了便于认识不同擦痕所反映的不同断裂面的力学性质，现分述如下：



照片15　四川重庆北碚盐井溪和平石灰厂采石场中，嘉陵江石灰岩层面（N52E/NW∠85）上有大批擦痕，SW倾、倾角78°示上冲。

压性断裂面：擦痕常见，且与断裂面倾向一致（照片15），阶步在断裂下盘的表面上，呈下缓上陡；擦痕呈下深而宽、上浅而窄；褶纹轴面倾斜方向与断面倾向一致，轴线与断面走向一致，但倾角不同，两者呈一定交角；小型或微型羽裂或入字型构造与褶纹轴面产状相反。均表示上盘向上逆冲，下盘向下滑移。

张性断裂面：单纯的张裂面一般无大批擦痕。若张裂面两侧的岩块发生位移时，断裂面上就会产生擦痕，其产状也与倾向一致，不过阶步在断裂下盘的表面上呈下陡上缓；擦痕呈上深而宽、下浅而窄；褶纹一般少见或不见；羽裂和小型入字型构造的锐角尖，在下盘指向上，上盘指向下。均表示断裂的上盘向下，下盘向上滑移。



照片16　河北兴隆县平安堡西南铁路桥西侧、南北向扭裂面上极为发育之水平擦痕，其指示所在盘向南移动。

扭性断裂面：常见大批擦痕，与断裂面走一致；阶步陡缓方向和擦痕深浅、宽窄变化，需视水平扭动方向而定。如河北兴隆县平安堡西南公路边，南北向扭裂面上的水平擦痕极为发育，其所在盘的擦痕呈南深而宽，北浅而窄；阶步南缓而北陡。指示所在盘向南移动（照片16）。

压扭性断裂面：擦痕、阶步等非常发育，均与断面走向、倾向斜交；擦痕在上盘斜上方深而宽、斜下方浅而窄；阶步则在斜下方陡而斜上方缓；有时出现褶纹，其轴线与

断裂面走向或倾向线斜交，轴面倾向与断面倾向略同，轴面与断面呈一定夹角；羽裂和小型入字型构造与断面夹成的锐角尖，在下盘指向斜上方，在上盘指向斜下方。均指示上盘向斜上方斜冲。

张扭性断裂面：擦痕、阶步等不很发育。如若发生，擦痕、阶步与断面走向或倾向线斜交；擦痕在断裂下盘表面上，斜上方深而宽、斜下方浅而窄；阶步则在斜下方陡而斜上方缓；褶纹一般不出现；羽裂和小型入字型构造与断面构成的锐角尖，在下盘指向斜上方，在上盘指向斜下方。均指示上盘向斜下方滑移（照片17）。



照片十七　四川重庆天府背斜白岩洞二迭系长兴灰岩中张扭裂隙及擦痕。



照片18　四川渡口兰尖矿区东北，渡口——盐边公路边垭口处，辉长岩与上三迭统砾岩以断裂相接触处，砾石被压扁、拉长，分布在主断面两盘组成入字型构造的分支构造。

（四）不同力学性质断裂面通过粒状岩石时的特征

所谓粒状岩石，是指由颗粒状的矿物、岩屑、石砾、化石、鲕粒、杏仁、包裹体、俘虏体和结核等组成的岩石。

不同力学性质的断裂面通过这些粒状岩石时，因不同应力对岩石作用后所产生的断裂面特点也不相同。可根据不同特点来鉴别断裂面的不同力学性质。

压性断裂面：当其通过粒状岩石时，其中的颗粒常被压扁拉长，定向排列，并有张裂和扭裂面伴生；两组扭裂面之交线和压扁面等，与主断裂面平行或相交一个很小的角度。在砾石等的表面上，常留下压坑、压印、压弯和错移等不同压痕。断裂面通过其中时绕颗粒而过，呈弯曲裂面。这些现象在断裂带或挤压带特别显著，当远离断裂带时，则越不明显，以致恢复沉积时或侵入时的原始状态（照片18）。

张性断裂面：当其通过粒状岩石时，其中的颗粒既无定向，也无拉长，断裂面则绕颗粒而拉开，断裂面上可见到凸出的砾石或凹下的砾坑，断面粗糙的程度随颗粒大小而定；越大则越粗糙，越小则越平直，粉砂质岩石或泥岩之类，裂面与扭裂面一样。砾石表面无压的痕迹，这可从砾石本身的特征与压性断裂面相区别（图58b）。

扭性断裂面：当其穿过粒状岩石时，扭裂面无阻地切割砾石颗粒而过，并往往把砾石等切成薄片状，一片一片地以同一步调发生错移和扭动。在扭裂面间的砾石等有时也可以见到定向排列，但与主扭裂面斜交，指示主断裂面的扭动方向（图58、a）。

压扭性和张扭性断裂面，当其通过粒状岩石时，分别与压性、扭性或张性、扭性断裂面通过时的特征相类似。只是砾石等颗粒在空间排列的方位有所不同，注意鉴别即行。

（五）断裂面组合的形式

断裂面的出现，往往是成群成带，因而，无论在平面上还是剖面上，都成一定组合形式。不同力学性质的破裂面，其组合形式是不同的。所以，可以用不同组合形式来鉴别断裂的不同力学性质。

压性断裂：往往成群出现，密集成带，组成冲断带或逆掩断层带。其中个别断层并不严格平行，常以小角度相交但又互不穿切，在走向和倾向上呈合而复分，分而复合。两条断裂面间便出现透镜状岩块或岩片。一些走向大致平行、倾向大体一致的仰冲断裂带，往往组成瓦迭或迭瓦式构造（图36、37）。一些倾向相反的仰冲断裂带，则常组成对冲（图39）或反冲（图40）断裂带。

张性断裂：往往成群出现，大体平行，组成张裂带。其中个别断裂往往参差展布，延伸不远即行消失，然后又有一条在旁出现（图46）。产状很不稳定，有时弯弯曲曲的张裂隙相接，成不规则网状，在平面和剖面上均有表现。若为走向、倾向相同的正断层依次向下滑移，呈阶梯状，称为梯断层（图49）。若正断层之走向一致，倾向不同时：两断层相向倾斜，中间岩块下滑，称为地堑（图48、照片11）或盆地；两正断层相背倾斜，中间岩块上升两侧下降，称为地垒（图48）。

扭性断裂：常成群出现，平行产出或雁行排列，延伸较远，产状稳定，往往组成扭裂带；或两组扭裂面一定角度相交，组成菱形、长方形或正方形等棋盘格式或网格状（照片12、13）

压扭性断裂：常成群出现，雁行排列或弧形展布（图50）。呈雁行排列者，往往首尾侧列，两两靠得很近，往往重迭较少，一般在五分之一以下，与主断裂面或扭动方向的交角较小，一般小于30°；弧形展布者，或者呈一端收敛，另一端撒开，或者呈平



图58a 变质岩中原生的扭裂隙(a)和破裂隙(b)

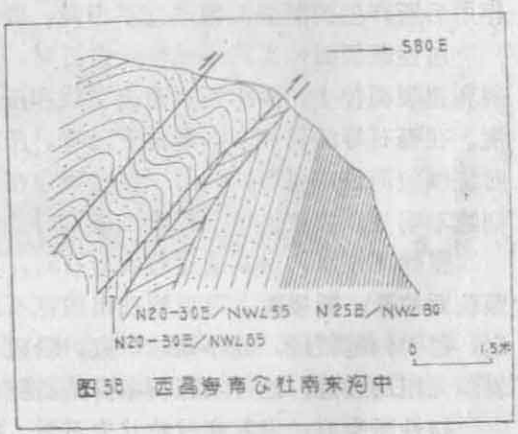


图58 西昌海南公社南东沟中

图 58b

行的弧形等。

张扭性断裂：常成群出现，雁行排列或弧形展布（图３３）。呈雁行排列者，往往首尾侧列，两两靠得较远，重迭部分较多，一般在三分之二左右，与主断裂面或扭动方向的交角较大，一般在４５°以上；呈弧形展布者，或者呈一端收敛、另一端撒开，或者呈平行的弧形等。

（六）断裂两侧岩层变化和次级构造

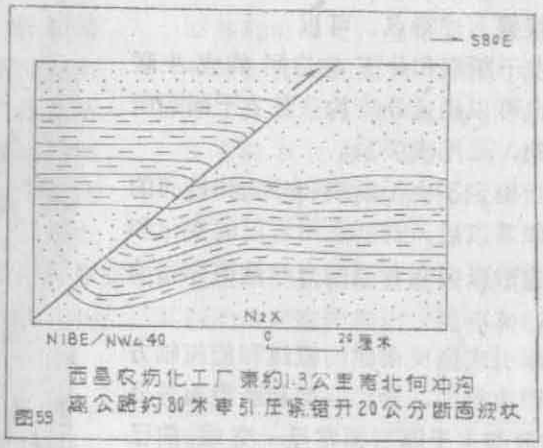
断裂两侧岩层变化，包括岩层牵引（图５８b、５９）、陡立和揉皱现象（照片19）等。次级构造包括断裂（图６０）、褶皱（图６１）或拖曳褶皱和旋扭构造（图６２、照片２０）等。由于断裂两盘相互错动而产生的拖动作用，使岩层发生弯曲（照片21）、褶皱和低级序构造，即压性、压扭性断裂，张性、张扭性断裂和旋扭构造等。根据这些构造现象的产出状态不同，来鉴别主断裂面的力学性质和断裂两侧的错动方向等。

如何鉴定主断裂面的力学性质和断裂两侧错动的方向呢？首要的问题是，怎样辨别分支构造与主干断裂间的内在联系。总结实践经验，主要有如下方面：

（１）分支构造的规模必小于主干断裂；

（２）分支构造仅仅分布于断裂的一侧或两侧，远离主干断裂则逐渐减弱以致消失；分布在两侧者，没有对应性；

（３）分支构造相对发生要晚些，它与主干断裂间既非限制关系而是控制关系，又决不穿过主干断裂；



西昌农场化工厂东约1.3公里南北向冲沟
离公路约80米牵引压紧褶升20公分断面波状
图59

图 59

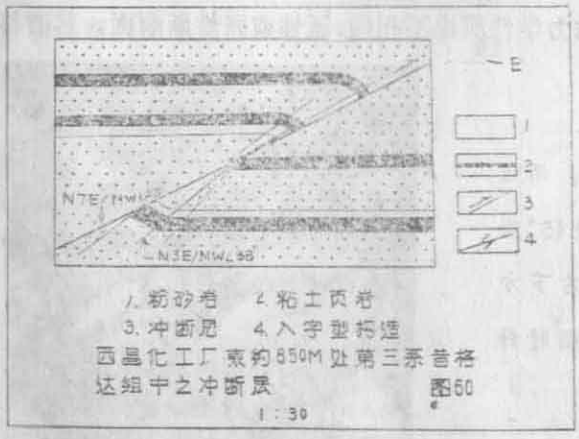


图60

图 60

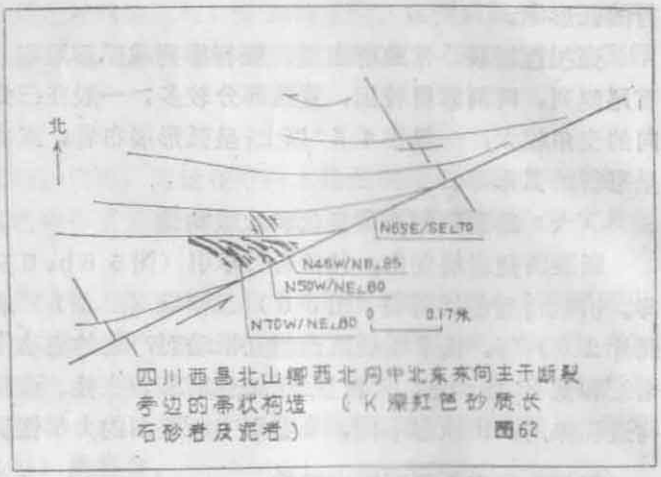


西昌黑马鄂亚扣打垭140
米北20°东之断面间的北
50东倾竖褶曲
图61

图 61

（4）挨次控制，成一定规律展布，分支构造与主干断裂往往呈一定角度：张性或张扭性的分支构造，与主干断裂交角约为60°左右；压性或压扭性的分支构造，与主干断裂交角为15°—20°左右。

（5）主干断裂和分支构造显示的应力活动方式的统一性（图63、照片22）。



四川西昌北山乡西北向中北东东向主干断裂旁边的牵状构造（K 紫红色砂质长石砂岩及泥岩）

图62

根据上述特点，可以确定主干断裂和分支构造间的成生联系，也可以确定分支构造是主干断裂所派生的，是序次关系。

当确定了主干断裂和分支构造间的内在联系以后，就要运用岩层的变化和分支构造来判别断裂的力学性质和错动方位。

牵引或拖曳褶曲的枢纽和旋扭轴方位，褶曲轴面、岩层层面和断裂面等分支构造与主干断裂面常呈一交线。前已述及，这一交线称为滑移交线。垂直滑移交线：就是断裂两盘沿断面错移的方向。滑移交线的产状不同，反映断裂面的力学性质也不相同：压性或张性断裂面，其滑移


照片19　四川重庆天府背斜摩天坡F1断层上盘中三迭统嘉陵江灰岩被挤压成片理化和揉皱现象。


照片20　四川渡口汽车站背后，两组扭裂隙（一为北60°东/北西∠47°—为北45°西/北东∠50°）在左上角有旋扭构造，向右下方弯实，右上角收敛，内旋反时针，外旋顺时针扭动。



照片21 四川乐山县前富沟公路边，上泛流岭眉山云式岩因断层上冲，拉状节理发生牵引弯曲。



照片22四川重庆北碚——合川公路82公里处，上侏罗统砂岩中有一冲断面（铁锤所指或人量之前方），产状北48°东/北西∠72°，其上有羽状裂隙，北28°东/北西∠32°显示南西向北东斜冲。

交线呈水平或与断面走向一致(图64 A64B)，由褶曲轴面、岩层层面、压性或压扭性断裂面等构成的分支构造的倾向，与主断裂面的倾向一致或不一致，倾角不同，由张性或张扭性断裂面组成的分支构造的倾向，与主断裂面的倾向相同或相反，倾角则不相同，均显示主断裂面上盘往上逆冲，为压性结构面；相反，则主断裂面的上盘往下滑落，为张性结构面；滑移交线、枢纽和旋扭轴呈直立或与主断裂面的倾向一致时，为扭性结构面（图65、66），其扭动方向需视轴面、层面和断面等产状而定；压扭性或张扭性断裂，其滑移交线呈倾斜产出，前者由轴面、层面、压性或压扭性断裂面构成的分支构造与主干断裂面的倾向相反或相同，倾角不同，由张性或张扭性断裂面组成的分支构造与主干断裂面的倾向相同或相反，倾角不同，均显示主断裂上盘向斜上方逆冲（图67），为压扭性结构面；后者的分支构造与主干断裂的产出状态相反，均显示主干断裂的上盘向斜下方滑移，为张扭性结构面。

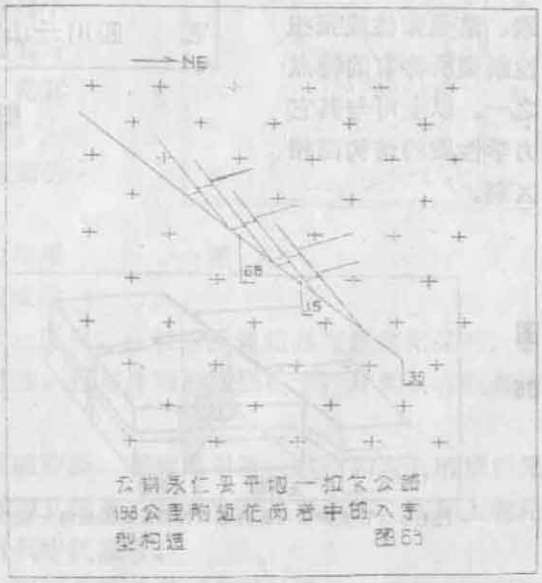


图63 云南永仁县平地—扭衣公路198公里附近花岗岩中的入字型构造

岩层的牵引现象的特点是，越靠近断裂面越是强烈，越远离断裂则越是减弱以致消失；同时，岩层

牵引弯曲的曲率可以很大，但这只是单个弯曲，不会产生连续反复的褶皱。

此外，在逆断层或逆掩断层的附近，常有挤压现象，岩层强烈揉皱，在断层的下盘尤为显著，且越近断裂越是剧烈，越远离则越是平缓以致消失，如河北兴隆县平安堡西南公路边，北东向断裂附近即是如此，汪家庄东面，东西向冲断层附近也很清楚（图68）。这些挤压现象，大多显示压性或压扭性，个别的也可以是由于张性或张扭性正断层在上盘下滑时的局部二次挤压所造成。在张性断裂附近，常有引张现象，两侧岩层呈拉伸状态，岩层产状变化不大，显示拉断现象，如岩块往往掉进裂缝，在断裂无显著位移时，则断裂内外的岩层和岩块的产状颇相近似，如浙江温州三汙大岙白咀山，基性岩脉中的北45°西的张性断裂中，掉进裂缝的岩块的产状，与两侧大体一致。这是张性或张扭性断裂所特有的特点之一。以上可与其它力学性质的结构面相区别。

图 64 A

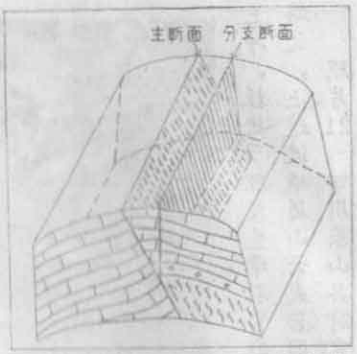
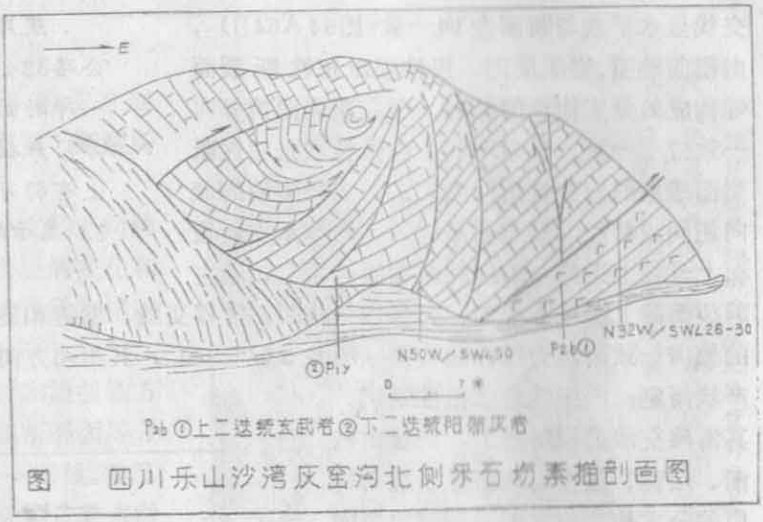


图64 分支断面与主断面的交线和主断裂走向一致



Pab ①上二迭统玄武岩 ②下二迭统阳新灰岩

图 四川乐山沙湾反宝沟北侧采石场素描剖面图

图 64 B

图 65

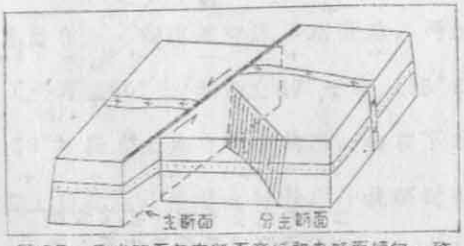


图65 分支断面与主断面交线和主断面倾向一致

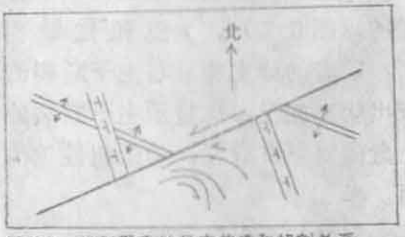


图66 拉裂面分的分支构造和切割关系

图 66

（七）劈理片理和叶理

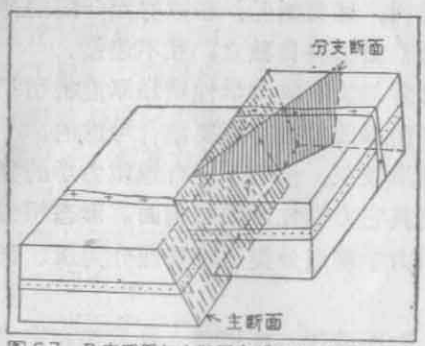


图67 分支断面与主断面交线和主断面斜冲方向垂直

图 67

对劈理和片理该怎样认识？到目前为止，没有一致的看法。岩石既具弹性，又有塑性，在地应力作用下，既有塑性形变，又有脆性形变，应该说是不足为怪的。从形态论的观点却常常成为争论的焦点。它们既可独立存在，又可与更高一级的褶曲和断裂相伴而随。对它们进行本质的研究，对鉴定褶曲、断裂的力学性质和发生、发展过程，都是有重要意义的。



图68 河北兴隆汪家庄东面、东西向冲断层素描图

图 68

一）劈理

过去，对劈理所下的定义和所进行的分类命名，却是众说纷纭，莫衷一是。

通常，所谓劈理，是指岩石中沿一定方向平行排列的、密集的劈开面。它虽有塑性变形的特征，但并不排斥它具有劈开的性质。因此，究其实质而言，劈理仍然是一种不连续性结构面。

劈理的分类命名，最为流行的是，按劈面的滑移和矿物的排列等分为三类：

（1）流劈理，是岩石在强烈的地应力作用下，垂直于压应力方向发生塑性流动，其组成的岩石和矿物颗粒在塑性流动过程中发生转动、压扁、拉长以及重结晶等呈定向排列，由此也就产生了易于劈开的薄弱面而成为流劈理。它与片理的区别在于，片理具有较高的重结晶。

（2）破劈理，指岩石中密集而平行的破裂面，在劈面附近，矿物和岩石的颗粒无明显的定向排列。劈面间距，一般为几毫米至几厘米。间距大于几厘米的，实际上就是裂隙或节理。破劈理一般在以脆性为主的岩石中较发育。

（3）滑劈理，又称应变滑劈理，指在岩石中沿劈理面有明显滑移，且在劈理面附

近有矿物和岩石颗粒呈一定的定向排列，远离则无，在被劈面分隔的薄片内，常形成微型褶曲，其褶曲轴面与劈面一致，而褶曲常各自独立，互不连接。

劈理的发育程度和产出状态，常常与岩石的力学性质和厚度密切相关，所以，在研究劈理时，岩石力学性质和所在的岩层厚薄等是必须要结合考虑的。

显然，对劈理这样的分类，已沿用较久，但它不符合地质力学的要求。如破劈理可以是扭性，也可以是张性，还可以是其它力学性质的结构面。形态相似，本质不同。命名一样，实质有别。因此，按照地质力学观点分类，将劈理分为压、张、扭等类。

（1）压性劈理，简称压劈理

大体说来，通常所称的流劈理、轴面劈理、板劈理、直劈理和推劈理等名称，都可能属于压性劈理（照片２３、２４）。



照片23 北京延庆石槽矿区，白花岗片岩中，产状北40°—50°东/北∠80，压性劈理（无球足所示）（向北东摄）

照片２４ 同照片２３说明。

压性劈理的特点：劈面常显示舒缓波状，有滑感，有时有少量州云母、绿泥石等出现，单个面延伸不远或稍远；劈面间或劈面上的矿物颗粒或岩石颗粒，如石英、化石等往往被压扁拉长或滑动，呈定向排列，扁平面与劈面平行；经敲击后易于沿劈面裂开，劈面间距从１毫米３——６条至间隔１０余公分一条；常成群出现，象头发丝一般，并越近主要压性结构面越是密集，反之则越是稀疏，以致消失；劈面产状往往也与主断面一致，并沿断面稳定分布，在这样情况下，劈面其它特征虽不十分清晰，但也可依此来作为寻找和判断主要断裂是否存在、力学性质及其产状的线索。这些特征表明，共同遭受了不均匀的挤压、压扁拉长和滑动作用。

所谓轴面劈理（图１１），是指它的产状和褶曲轴面相一致的劈理，除上述特点外，它可以穿过褶曲两翼、转折端或倾伏端等，产状比较稳定。轴面劈理和褶曲形成一样，是两侧挤压作用所造成。所以，是一种压性劈理或压扭性劈理。

滑劈理的特点，由上已述，它可能是一种压扭性或压性劈理。滑劈理面上有滑动和劈面附近的矿物或岩石颗粒有定向排列，是因压应力作用过程中，矿物或岩石颗粒压

扁拉长、转动和同时滑动所造成；靠近劈面这种定向排列明显，远离则逐渐变为凌乱而无规则，同时出现微型褶曲，这是可能与压应力强弱和岩石力学性质有关，而其力学性质并没有根本不同。

照片 25

（2）张性劈理，简称张劈理

通常所称的破劈理中的一部分是属于这一类的，指岩石中平行而密集的破裂面（照片25）。

其特点是，劈理面粗糙不平，常成微小的锯齿状，常微显裂口，在显微镜或放大镜下观察时尤为清楚；劈理面附近的矿物颗粒或岩石颗粒不具定向排列，只是围粒拉开或被拉断，既使在显微镜下也是如此，这是与扭劈理所不同的；常与压性劈理或片理相垂直，但两者所显示的特点却完全不同。张性劈理主要在脆性岩石中发育。如平武县城东北公路边，片理中所夹的石英脉中，受挤压后，在与挤压方向上出现平行面密集的张劈理，与片理相垂直；云南元谋县黄瓜园去永仁的公路边，片岩中的中酸性岩脉，受挤压后，同样产生与片理垂直的密集劈理面，其特点如上所述。

这一类型劈理的提出，不仅有理论意义，而且有实践意义。一些控制水、矿产分布和影响工程地质稳定的张性破裂带，其中不少是经张劈理所造成的。在生产实践中是值得注意的。

（3）扭性劈理，简称扭劈理

通常所称的破劈理的大部是属这一类的。

其特点是，劈理面平直、光滑，延伸稳定，密集成带；常出现在扭断裂附近，并与其平行，或在层间，则往往出现两组：一组与层面近于平行，称为顺层劈理，另一组与层面成较大的角度（60°左右）相交，这两组劈理，统称为层间劈理或层间破劈理；劈理面附近的矿物或岩石颗粒一般不具定向排列，偶尔在显微镜下才能观察到某些矿物的定向性；劈理面常切割矿物或岩石的颗粒而过，这是与张性或压性劈理绕粒而过所不同的。一个层间劈理的典型例子，是在四川华蓥山溪口附近，志留纪黄绿色的页岩中，有两组劈理：一组平行层理，另一组与层面相交60°左右的角度，构成笔状构造、显示十分清晰（照片2）。都反映了是由于最大扭应力作用所产生。所以，称为扭性劈理。

综上所述，压性劈理可以与高一级的褶曲和断裂平行延伸，相伴而生，也可在断裂的一侧或两侧派生，还可以单独成群构成压性劈理带；张性劈理常可与高一级的张裂带伴生，也可在断裂两侧派生，还可以单独成张劈理带；扭性劈理常可与扭断裂、层间滑动伴生，也可以单独构成扭劈理带。压劈理在塑性较大的岩层中较为明显，张劈理和扭劈理在脆性较大的岩体或岩层中最为常见；同时，岩层厚薄，对它们的产出状态和发育程度都有较大影响，当在不同岩石力学性质的岩层中穿过时，往往呈S形、反S形、

扇形呈弯曲形态的劈理。

二）片理

片理，是组成岩石的矿物形变、容变和相变的综合反映，都在变质岩中出现。岩石由于遭受地应力的强大作用，在变质过程中产生矿物形状和成分的改变，形成片状、针状或柱状矿物的定向排列，而显示片理构造。

片理的特征与流劈理或板劈理相似，有人就把它们当成是一回事；都是出现在变质岩中，重结晶现象显著，云母、绿泥石等矿物特别发育，但是，片理较之流劈理，具有更高的重结晶，云母、绿泥石类矿物更是片理的显著特征。它们共同的一点是，都是由于压应力作用所产生，其走向都代表压性构造线方向（照片２６）。



照片２６　片理：四川汶川县老界下游。在闪长岩脉中的北78—80°西挤压片理

片理与高一级褶曲、断裂的关系，有如下不同情况：（１）与褶皱轴面平行的，称为轴面片理；（２）与岩层层面平行的，称为顺层片理；（３）与断裂带有关的片理有：一类与断裂带平行，称为伴生片理，在挤压性断裂带常见；一类与断裂斜交，称为派生片理，分布在带有扭性的断裂的一侧或两侧。

但无论是那种情况，片理总是属于压性或压扭性结构面。片理走向的垂直方向为主压应力作用的方向。同时，在压应力作用下，重结晶作用比较显著，与褶曲、断裂同时产生。

顺层片理一般在中深变质中出现，特别是在较古老的变质岩中尤为普遍，且与原生层理完全一致，当发生褶曲时，也与岩层一起褶皱。所以，有时见到顺层和非顺层的片理同时出现，一种情况是，两组片理互相交叉，如河北遵化马兰峪和云南元谋朱布村等地出现；另一种是，先形成的顺层片理发生褶皱过程中，又出现平行褶皱轴面的片理。这就不仅可以判断它们之间的先后关系，而且可以分析、研究这个地区构造发生、发展的历史。

在断裂带中或断裂附近出现的片理，若是与断裂带平行，则呈带状分布，且越靠近断裂变质越深，反之则浅，以致消失，如四川江油岳村断层上盘的志留纪页岩变质或片理即是如此；当断裂规模较小时，则往往出现压性或压扭性劈理，产状与断裂基本或完全一致；当断裂规模较大，则常见比较明显的片理，甚至形成片岩或片麻岩。若片理与断裂斜交，其交角一般在15°——30°左右，靠近断裂表现强烈，远离则变弱，以致消失，其规模也较小，成为主干断裂的分支构造。上述片理的共同特点是，都与断裂有关，因此，分布局限，靠近断裂增强，远离则逐渐减弱或消失。

三）叶理

是指岩石呈纸片或鳞片状劈开或裂开。

其特点是：

（１）岩石中纸片或鳞片状的裂开岩片，呈定向排列，平行挤压面；

（2）纸片或鳞片状的岩片表面光滑发亮，重结晶现象隐约可见；

（3）往往在较软的页岩、泥岩等岩石中发育；

叶理在挤压带中常见，为压性或压扭结构面。例如，四川重庆沥鼻峡背斜的南东翼，在盐井溪附近，侏罗系中的灰岩夹页岩层，当遭受挤压以后，灰岩被挤成透镜体，称为构造透镜体，页岩被挤成如鳞片状，呈定向排列，小鱼鳞片的压扁平面，与挤压面平行分布，并常围绕构造透镜体展布（照片27）。类似的例子，在四川渡口南山公路边，上三迭系中的砂页岩，遭受挤压后，砂岩挤成透镜体，页岩挤成叶理，并也包围构造透镜体展布（照片28）。



照片27 四川重庆沥鼻峡背斜南东翼，盐井溪附近侏罗系灰岩和页岩挤压成构造透镜体和叶理。

照片 28

（八）压溶、重结晶和钙、硅化现象

在压性、压扭性或扭性断裂面附近，常见形状极不规则的石英、方解石等的晶片、晶块和晶团发生，往往呈凌乱分布，且越近断裂面或挤压带越是增多，越远离断裂面则逐渐减少以至消失。

这种现象的产生，是由于岩石在遭受挤压应力作用下的矿物晶面或棱面，在热能增加和间隙溶液或组成岩石的矿物富含（OH）根的影响下，比未遭受压应力作用的同类矿物的晶面或棱面，有更高的自由能和更强烈的溶解作用。因此，在遭受压应力作用和未遭受压应力作用的面间的化学势或自由能就产生了一个差异。这种差异一旦出现，就要使溶解的物质从压应力高的部位向压应力低或张应力作用部位（裂隙或晶面间隙）发生化学迁移，并在那些部位的组分浓度升高，自由晶出。石英、方解石和钠长石等在压应力作用下具有较高的溶解度，所以在低温高压下可促使这些矿物的溶解、分泌和迁移，在断裂附近适宜的部位（压应力低或张应力作用和矿物晶面间隙中）沉淀及重结晶。由于岩石遭受挤压以后，裂隙纵横交错，石英、方解石等的晶片、晶块或晶团便呈极不规则地散布，且越近断裂带越多，反之则减少，以致消失。这种现象在压性、压扭性或扭性破裂面附近常见，在张性或张扭性裂面附近就没有或很少出现。所以是鉴别压性、压扭性或扭性破裂面的一个标志。

此外，有些钙、硅等物质溶解析出后，并不结晶沉淀，或充填，或贴在压性、压扭性和

扭性裂面上，而是以渗透交代作用为主，往往使岩层的层理等原始结构、构造消失，呈条带状，耸立在地表，或者在断裂附近，或者在断裂应该通过的位置分布。如河北迁西县贾庄一带，震旦纪长城石英岩遭受挤压后，中间的岩层直立，硅质增加，层理已消失难辨，在地表呈一小山脊，沿断裂应该通过的位置延展；层理消失带的两侧，岩层的层理完好保存，层理消失带和两侧层理完好的岩层间，均以冲断层相隔，断面的倾向相背，构成对冲断层（照片29）。



照片29　河北迁西县贾庄北西向层理消失带（人对着观察处即是。）

（九）断裂构造岩

当地应力作用超过岩块或地块的强度极限时，就要发生断裂和错动，使断裂带的岩石产生变形、机械破碎、重结晶和新矿物等，使原来的岩石无论是结构、构造，抑或物质成分发生改变。所以，由于地应力作用所产生的，由变形、破碎、重结晶和新矿物等组成的岩石，称为断裂构造岩，又称为动力变质岩、碎裂变质岩，有时简称为构造岩。

断裂构造岩的成生，都是有一个过程的。岩石或矿物，在它所处的环境下，遭受地应力作用时从产生裂隙开始，到完全粉碎，以致发生其它物理、化学变化，这个过程是相当复杂的。一方面受一定环境下岩石力学性质的影响，另一方面也受应力性质、大小、快慢和时间长短的影响。在脆性岩石和脆性形变的情况下，往往形成角砾岩或碎裂岩，而很少有塑性形变的痕迹；在塑性岩石和塑性形变的情况下，大多形成流状或片状构造，即使有碎裂出现，也是在塑性形变以后产生的，并有塑性形变伴随，有时还有新生矿物和重结晶现象，以致形成片岩和片麻岩等。这只是一般情况而言的。实际上，岩石的脆性和塑性是互相转化的，往往出现许多过渡的情况，看来也比较复杂。尽管是这样即岩石的塑性和脆性随温度、介质、围压、应力大小、作用时间和快慢等变化，但无论这些变化出现了各式各样的特点，而不同性质应力对脆性或塑性或它们过渡形变的特点是具根本性的。所以可以根据断裂构造岩的这种根本性特点，来鉴别不同结构面的力学性质。

过去，对断裂构造岩的分类标准很不统一，命名也相当混乱。有的以结构分类，这是一般岩石学的分类标准，虽比较直观、野外应用也方便，但缺少成因概念，往往由于现象和成因不一致而造成错误的结论；有的以碎裂程度分类，对断裂带来说，同一成因可以出现不同的现象，边上和中间碎裂程度可以不同，有时还有分带性、重结晶等不同碎裂程度，这种分类仍然没有成因概念，当然也可能出现某些错误结论。地质力学结合力学成因，吸取上述分类的优点，试图提出另一种分类，即根据断裂构造岩的结构、构造，碎裂程度，重结晶和新矿物等不同特点，以及它们表现的力学性质加以分类，做到既直观、野外易于辨认，又有力学成因的概念，应该说是比较合理的，虽然目前区分的条件还没有完全掌握，

仅就可能区分的几种，试讨论如下：

1）破裂岩

指岩石或岩层经地应力作用后，开始破裂，尚未有显著位移的岩石。根据应力性质的不同，破裂岩的特点不同，可分为：

（1）压裂岩　指岩石或岩层经挤压作用后，开始破裂而无显著位移的岩石（照片80）。其特点是：

①由于挤压作用，使岩石或岩层中产生扭性、张性和压性裂纹，使之分割成大小不等的块体，而无显著位移，块体往往呈扁菱形、三角形等，分割菱形的两组扭裂面的钝角等分线，与主压应力方向一致。其岩块的裂面挨着裂面，裂角对着裂角，微显压扭，而压扁而平行挤压面或断裂面。

②组成压裂岩的原岩的矿物成分、结构构造都还清楚，岩层产状也基本保存，尚未卷入强烈破碎带内，这是与压碎岩有所不同的。

③压裂岩的裂面上，常见地下水活动时留下来的铁锈颜色，其透水性较强，矿液也常常循之运移，在地应力驱驶下矿液上升运移尤为显著。

④压裂岩常分布于断裂带两侧（图69）或构造微动地带和地段。若进一步发展，就要出现角砾，再行错移，粒径逐渐变小，被胶结后便成为断裂角砾岩。

⑤有些压裂岩的表面尚未显示裂纹，仍似完好整体，经敲击后才沿裂纹开裂，这种裂纹称为隐裂隙，这在工程上是很重要的。其裂纹的性质，须经显微镜下才能鉴别。

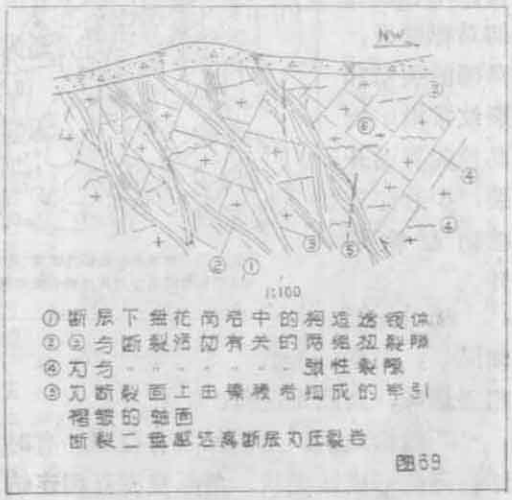
（2）扭裂岩　指岩石或岩层经扭动作用后，开始破裂而无显著的位移的岩石。其特点是：

①由于扭动作用，使岩石或岩层中产生扭性或张性裂纹，使之分割成大小块体，而无显著位移；分割菱形块体的两组扭裂面，往往



照片30　北京轻质石膏矿区，岩石被挤压，而形成两组共轭破裂（其中一组产状为北70西/北西∠68另一组产状为北60东/南东∠86，）向北东逆。

云南永仁平地矿Fi断裂剖面图



①断层下盘花岗岩中的构造透镜体
②③与断裂活动有关的两组扭裂隙
④为与……一致性裂隙
⑤为断裂面上由爆破岩粉组成的平引褶皱的轴面
断裂二盘都是高断压力压裂岩

图69

图69

是一组与扭动方向近于平行，另一组与扭动方向呈较大的角度，呈方菱形，其长对角线与扭裂斜交。此与压裂岩为扁菱形所不同的。

②扭裂岩常分布在扭断裂带内，但扭动并不强烈。若进一步发育则将出现角砾并斜列扭裂面之中。

③在扭裂岩中，常有地下水和矿液活动，并有晚期褐铁矿充填。

（3）张裂岩　指岩石或岩层经引张作用后，开始破裂而无显著位移的岩石。其特点是：

①由于引张作用，在岩石或岩层中产生密集的张裂隙或张裂纹，使之分割成宽窄不等的条状岩块。其长条状块体的垂直方向，就是张应力方向。

②张裂岩中，常有地下水和矿液大量活动，并往往被矿脉或岩脉所充填。

此外，可能有张扭或压扭裂岩，但还须深入研究而加以区分。

2）断裂角砾岩

是指由于断裂两盘的相对运动，或引张、或挤压，或错动等过程中，发生岩块坠碎、挤碎或搓碎而又胶结所形成的、具角砾状构造的岩石，也称为构造角砾岩；若无棱角而是滚圆状或次棱角状，则胶结后的岩石便称为断裂砾岩或构造砾岩。一般为脆性破裂的岩石所形成的。由于所受应力的性质不同，断裂角砾岩的特征也不相同。现分述如下：

（1）张性角砾岩　指在张应力作用下形成的脆性破裂所构成的角砾岩（图70、71）。其特点是：

①角砾棱角尖锐，角砾界面多不平行，不存在任何对称要素，角砾的裂面和裂纹常沿矿物晶粒的界面开裂，少有穿过矿物颗粒裂开。



图70　河北迁西县某地张性角砾充填物（放大）
角砾为震旦纪高于庄灰色砂砾岩质角砾

图 70

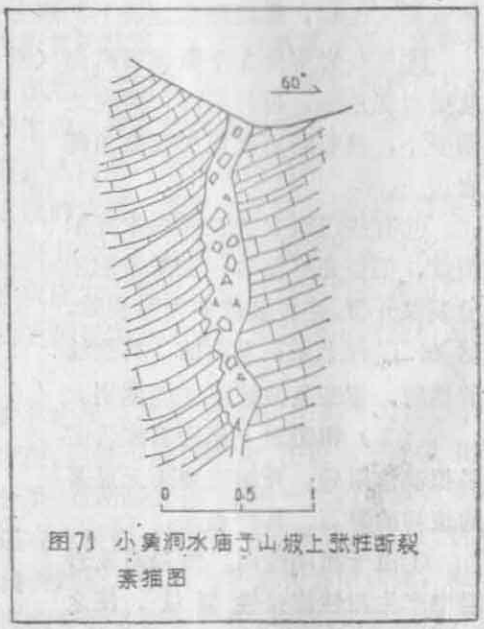


图71　小黄洞水庙子山坡上张性断裂素描图

图 71

②角砾粗细混杂，大小相差悬殊，杂乱无定向。

③结构疏松，角砾间常有空隙，有时为胶结物环绕形成被壳状。角砾被壳互相连结，中间留有空洞。被壳多为方解石、石英等组成，往往由于粗细、晶粒形态和铁染程度不同，而构成圈层。晶洞、孔洞常见，后来的次生

矿物晶体常垂直洞壁生长。

④胶结物多为外来物质，如次生的铁、钙、泥和硅质等。当为铁质胶结时，以高铁为主，如褐铁矿等。染色也以褐铁矿为主。

⑤角砾岩厚薄不等，有的较薄，有的较厚，一般厚达几米至几百米。

⑥角砾成分，与未被破裂的岩石大多完全相同。

⑦角砾内部无劈面，表面一般无擦痕或镜面，而是粗糙不平；两侧岩石无片理化和新生应力矿物，无条带构造；组成角砾或两侧的岩石中的矿物不发生化学成分和物理性质的变化。

（2）压性角砾岩　指在压应力作用下形成的脆性破裂所构成的角砾岩（照片31、32）。其特征有：

①角砾常沿两组扭裂面或张裂面裂开。在轻微挤压或错动时，角砾虽大小相差悬殊，粗细混杂，包括基质中的矿物颗粒，都已略具定向排列，平行断裂面分布，角砾表面微具擦痕，内部时有劈面；当遭受强烈挤压和错动时，角砾棱角发生圆粒化，呈次棱角状，也有扁豆状、椭圆形，称为断裂砾岩或构造砾岩，或条带状，其中并有扭裂面或张裂面，角砾面部擦痕、镜面等显著，角砾明显定向排列，碎屑粉末亦有增多趋势。



照片31　河北兴隆县老西沟南面铁路西侧，侏罗——白垩系火山岩系中东西向冲断层带内之压碎角砾岩。(b)是(a)的局部放大，均系铁锤所指处。

②胶结物多为原岩压碎后的粉末，外来物质较少。

③角砾岩一般压得紧，空隙少；组成角砾岩的角砾或两侧岩石中的矿物常发生化学成分和物理性质的变化，有时伴有绿泥石、绢云母等应力矿物和片理、压性劈理带等；垂直压应力方向的高铁矿物有还原为低铁的现象，形成灰色或灰绿色。

④在较硬的角砾或矿物颗粒旁边，经常出现压力影。这是压溶、迁移、重结晶沉淀现象。

（3）扭性角砾岩　指在扭应力作用下形成的脆性破裂所构成的角砾岩（图72）。

其特征有：

①角砾常成菱形和三角形，有时界面虽带弯曲，但常常是清楚整齐的；角砾内部常有两组扭裂面和角砾界面平行；由于扭动，常具圆粒化现象。当棱角完全消失，形成所谓构造砾岩。产生构造砾岩，



照片32　四川重庆—合川公路芭蕉石河边，压扭性断层一侧的板状岩块和破碎现象。

一是顺层错动，特别在软硬相间的地层中更易于形成；一是断裂错动形成的碎岩。

②角砾排列方式，长轴常与断面斜交，与断面相交的锐角方向指示对盘扭动方向。

③角砾细小，擦面和镜面极为明显。

④胶结物多为原岩错碎物质，充填在角砾与角砾之间，角砾间空洞甚少。

⑤扭裂面常穿切矿物颗粒和角砾等，基质中常有绿泥石、绿帘石等应力矿物。外来胶结物多沿扭裂面构成细脉，有时细脉成雁行排列，也多褐铁矿细脉和铁质渲染，有时变为赤铁矿小片。



图 72

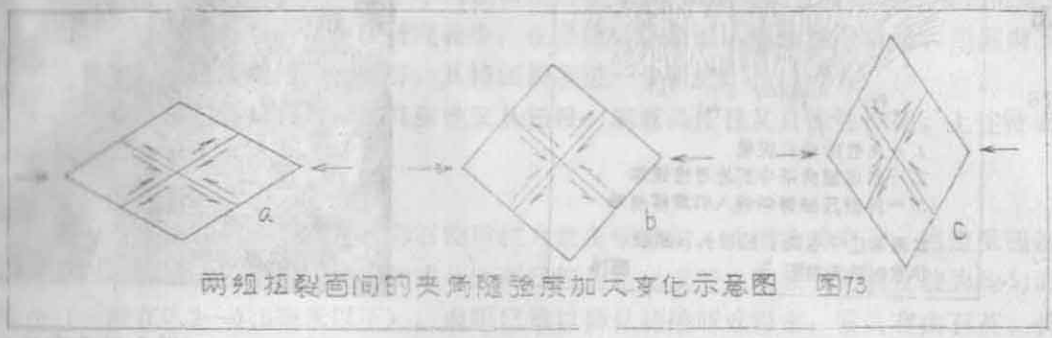
压、扭或张、扭应力同时作用形成的脆性破裂所构成的角砾岩，其特征为既有压性、又有扭性，既有张性、又有扭性角砾岩的特征，其中角砾的排列方向、角砾粗细程度、擦痕和镜面的明显程度等与单纯的张性、压性和扭性角砾岩是略有差异的。但基本特征是可以参考鉴定的。

上述五类角砾岩的特征，只是指一般情况而言。原岩不同，在同一性质应力作用下形成的角砾岩可能不同，但具有共同特征，大体来说，张性角砾岩不具任何对称性；扭性角砾岩略具单斜对称；压性角砾岩略具斜方对称。张扭、压扭性角砾岩其对称要素又要复杂一些。事实上，角砾岩或其他断裂构造岩的变化是比较复杂的。既有原岩力学性质的演化历史问题，也有不同或相同性质应力作用的多次迭加问题。这是由于断裂的多次活动所造成的（详后），现在只是见到其错综复杂过程的总结果。但是，无论怎样错综复杂，只要反复实践，都是可以鉴别的。

无论那一类角砾岩的形成，都是有个发展过程的。开始，往往是在两组相互交叉的“×”型扭断裂面或张裂面的基础上发展起来的。它们之间的夹角随变形强度、岩石力学性质和发展阶段的不同而异的（图７３）。一般讲，起初两组扭裂面相交的锐角等分线对着主压应力方向（图７４）；随后，由于应力增强，塑性加大，岩石压扁，逐渐变成直角（图７５）以致钝角等分线对着主压应力方向（图７６、照片３３）。所以，单单强调某一种情况为唯一的，那是片面的，不符合实际的。必须具体地进行具体分析。若地应力强度继续增加，破裂的岩石在断裂位错过程中变为角砾。就断裂带来说，也往往是由开始破裂的边缘，逐渐向中间过渡，到完全错动成为角砾岩。呈现由完整的岩石至角砾岩或其它等的分带性。

断裂角砾岩的发育程度很不一致，大断裂有时只有很薄的角砾岩带，小断裂有时往往出现较厚的角砾岩带，角砾的大小也往往不尽相同。这种大小不一，多寡不等的角砾和角砾岩带，是与断裂错移的程度（包括位移的大小和速度）、断裂出露的深浅和切割的岩石的力学性质等有关的。一般讲，角砾岩多形成于地壳浅部脆性岩石之中，深部由于围压

和温度增高的塑性岩石，角砾岩也就逐渐难以形成；加力快而强烈，岩石变脆而易于破碎成为角砾岩，加力慢而强烈，岩石变塑性而不易破碎成为角砾岩，而褶皱和塑性变形倒是常见的现象。因此，在断裂带中有时出现角砾，有时只产生褶皱和塑性变形，或者上部

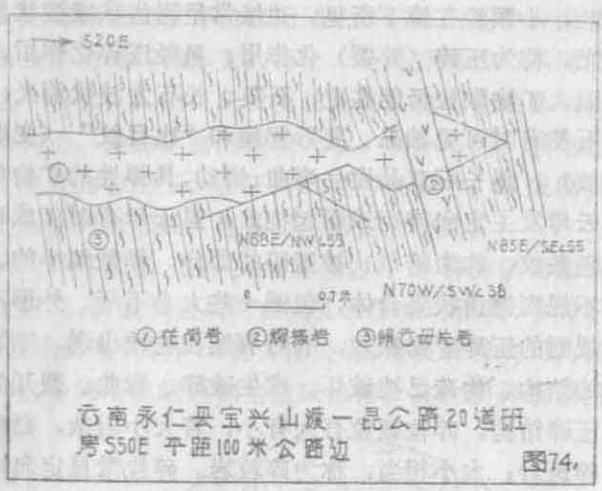


两组拉裂面间的夹角随挠度加大变化示意图　图73

图 73 a b C

成角砾岩，下部为褶皱或塑性变形，可能就是这个原因。

有时，断裂的错距并不大，破碎带却十分明显；有时也有相反的情况出现。但无论何种情况，都要求对角砾带的力学性质进行鉴定，这特别在缺乏地层标志的岩浆岩和变质岩地区，更为重要。这是岩石遭受地应力作用所遗留下来的一个重要标志。



云南永仁县宝兴山渡一昆公路20道班房S50E 平距100米公路边　图74.

图 74

3）碎裂岩

指岩石遭受挤压、扭错作用形成的碎块所构成的岩石。由于遭受的应力性质不同，碎裂岩的特点不一。主要有：

（1）压性碎裂岩　又称为压碎岩，或靠细岩。是岩石遭受挤压或岩块上冲过程中形成的。碎粒呈棱角状、次棱角状（照片34），或沿扭裂面破碎形成透镜体边缘的扭裂面相交的钝角平分线方向为压应力作用方向；大小一般为5——15毫米，碎块间充填着数量较少、颗粒细小的岩屑和粉末，或鳞片状矿物集合体，一般不胶结或微胶结，此与断裂角砾岩不

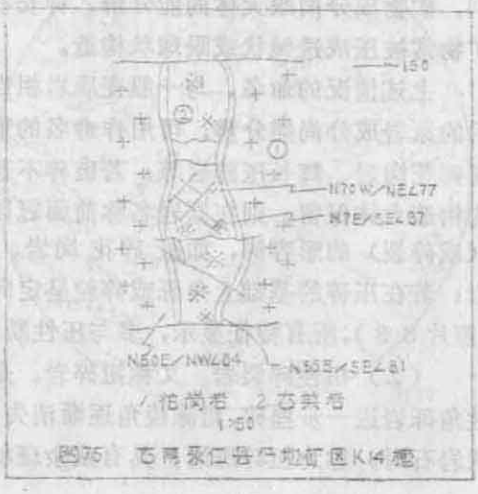


图75　云南永仁县什拉矿区K14点

图 75

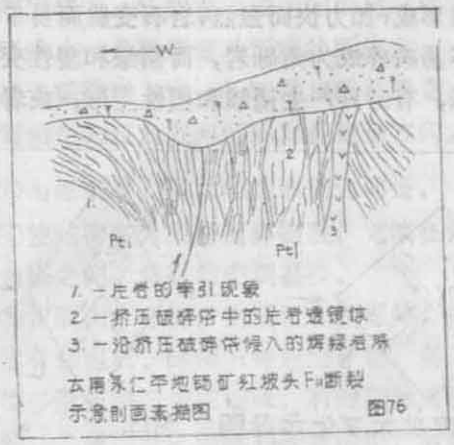
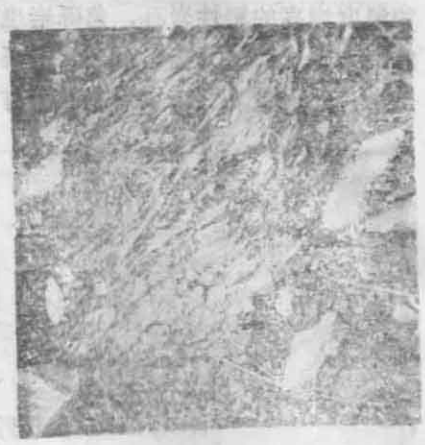


图 76 云南永仁平地铜矿红坡头Fu断裂示意剖面素描图 图76



照片33 四川合川至重庆公路南侧，沥鼻峡背斜上盐井溪压扭性断裂带中挤压透镜体。（地层为下三迭统飞山关组灰岩、页岩）。



照片34 四川华蓥山沥鼻峡背斜东南翼，麻柳坪附近，侏罗系石英砂岩中，发育的东西向冲断层，（铁锤方向即与断层平行，铁锤东南侧为压碎带，其中并有压性劈理发育，平行断面产生）向东摄。

同；在大矿物颗粒的边缘，常见压碎成许多细小颗粒，小颗粒在镜下所见，边缘常呈锯齿状或波状消光，称为压碎（碎裂）化作用；虽经压碎化作用，而大矿物颗粒仍能鉴定，石英、长石为波状消光，石英有时可见轴晶、菱形解理和“比目纹”（变形纹），斜长石双晶发生弯曲、错动，具弹性的矿物如云母发生定向排列或引起挠曲，黑云母有时压成暗色条纹，称为暗线；被压碎的部分，都呈细小的、不规则锯齿状集合体，包围一些大小不等、外形不规则的压碎矿物颗粒，有时有棱角物质出现，原岩的结构、构造已被破坏，成生破碎、弯曲、裂开的压碎结构。碎粒颗粒有大有小，若大小混杂，则称碎斑岩；大小相当，称为碎粒岩。碎粒微显定向排列，矿物成分肉眼大体尚能分辨，钾长石等较坚韧矿物常被压成透镜状或眼球状构造。

上述情况的命名，与一般变质岩相当。若破碎后的原岩成分尚能分辨，可用作命名的形容词，如压碎花岗岩、辉长压碎岩等；若破碎不甚，原岩结构构造大体保留，则在原岩名称前面冠以“压碎”（或碎裂）的形容词，如压碎花岗岩、压碎大理岩；若在压碎的基础上角砾或碎粒呈定向排列，矿物也压扁拉长，这种岩石称为压扁岩（照片38）。所有特征显示，多与压性断裂伴生，为压性碎裂岩。

（2）扭性碎裂岩 又称扭碎岩。是岩石遭受扭应力作用岩块间扭错所形成的。扭性角砾岩进一步挫碎，角砾棱角逐渐消失，成为次棱角或园粒化，当构成粗细不等的碎粒状岩石时，称为扭碎斑岩，具有残余斑状构造又称杵状构造，残斑可以是岩石或矿物的

碎块，碎块中经常具扭裂纹，与断面平行的一组尤为发育，碎块有时呈定向排列，与扭列面斜交，显示扭动方向，即与断裂面成锐角相交，指向对盘的扭动方向，当扭碎斑岩进一步被错碎，残斑消失，成为大体均匀的碎粒状岩石时，称为扭碎粒岩。其特征是，外形和砂岩相似，但常常具有粗细不同的极细的扭条纹。注意与压性劈理和片理相区别。

至于有无张性碎裂岩，现在研究较少，也是值得注意的。如张性正断层，当其向下滑移过程中，也可能被错碎，等等，其特征尚须进一步研究。

张扭性或压扭性碎裂岩，既具张性又具扭性，或既具压性又具扭性特征。上述特征可参照进行鉴定。

4）糜棱岩

指一些化学性质较为稳定、岩石性质较为致密硬脆的，或塑性的岩石，当遭受强烈挤压、碾磨和错动，使原岩的矿物成分大部已极为粒化或塑性淬裂成为粒度较为均匀而细小（一般在0.2—0.5毫米以下）、肉眼已难以辨认的碎屑或粉末，常具有由石英、长石或其集合体构成的眼球状或透镜体残余、不规则条带状构造和糜棱结构的岩石。

糜棱岩具有透镜体和条带状构造，是与碎斑岩或碎粒岩相同的方面；而其中有流动构造，外表如流纹岩、常有重结晶和新生矿物等塑性形变的特征，是与碎裂岩所不同的方面。正是这样，有“变晶糜棱岩”这个名称，其中有斑状变晶出现，表明重结晶和新生矿物是经常发生的。这里所指的流动构造，是由矿物的颗粒大小、成分不同、颜色差异等构成相间排列而显示出来，是由于地应力作用下，在压碎或碾磨过程中，组成物质的移动、形变、重结晶和新生矿物的定向排列所形成，也是塑性形变的结果。

由于压应力或扭应力作用可以形成两种不同形 态特 点的糜棱岩 ：一称为镜面糜棱岩，是由于岩石遭受挤压或扭错而发生破裂，而破裂岩块间在直接发生相对错动，中间不存在任何其它物质，造成所谓压性或扭性镜面糜棱岩；二称为糜棱岩，是破裂岩块间夹有一定厚度的岩石，当它们发生相对错动时，中间所夹岩石因挤压或扭错，发生磨碎或塑性形变后的碎裂，构成所谓糜棱岩。前者是一个面，可以当成结构面，后者不是一个面，而是糜棱岩带。带的宽窄很不固定，从镜面糜棱岩开始，可达几十公里宽的带。带的宽度越大，糜棱岩由于岩石种类不同，应变速度不同，碎裂和塑性形变不同，以及外来物质的加入，构造活动的阶段等影响不同，其特点也不一样。



图 77

就糜棱岩来说，在不同性质的应力作用下所形成的糜棱岩的特征，是不一样的。一般来说，糜棱岩是由于压应力和扭应力作用所形成的，张应力作用是形成不了糜棱岩的。而压应力形成的糜

棱岩和扭应力形成的糜棱岩其特征不同。可借以鉴别不同的力学性质。

（1）压性糜棱岩　指在压应力作用所成生的糜棱岩。其特征是：

①压性糜棱岩的矿物成分，在显微镜下才看得比较清楚，主要为锯齿状、波状消光的石英细小碎粒集合体（图77）。石英晶粒中常有变形纹和带状消光现象。石英光轴常呈定向排列，一般与运动方向平行；石英形态方位有时可见，长轴垂直压应力方向，长石和绢云母也如此产出。这些矿物是在较大范围的温度和压力下，化学性质较为稳定、细小的石英、长石，一部分由原来矿物的直接碎裂、挤压磨磨而成生；另一部分已经过重结晶作用；也有新生的应力矿物等。由于原岩的物质组成不同，变成的糜棱岩也有差异。若由花岗岩变为糜棱岩，常产生一些新生的低温应力矿物，如绢云母、绿泥石、黝帘石等，以及由钾长石变成绢云母，或由某些铁镁矿物变成的绿泥石、透闪石等。若由橄榄石变为糜棱岩，常由细小的碎粒化橄榄石组成，同时还残留眼球状残碎斑晶。其中橄榄石显示波状消光和平行（100）面的变形条纹。岩石具条带状构造。不含蛇纹石、滑石等，表明是在高温、缺乏挥发分的情况下成生的。一般认为，橄榄岩常常是位于比较深的断裂带上的。上述现象的产生，固然一方面可能是由于深处热的岩浆沿断裂带上升时挤压破碎形成；另一方面，也可能是主要方面，由于这些断裂带往往是地应力的集中带，机械能转化为热能，使温度升高，同时挤压破碎而成生。

②压性糜棱岩是在封闭压力很大、高度压碎变形的产物。所以，往往使碎粒化质点紧密焊合一起，比重增大，体积变小，如分别为2.72和2.71的花岗岩变成糜棱岩后，比重增加为2.735、2.78，并结合成致密坚硬的岩石。在地表常凸出如城墙一般，分布于山脊之上，而往往还被误认为是角岩、硅质岩、中酸性浅成岩或火山岩和细晶岩脉等。在野外观察时，结合其产状、两侧伴生构造等，注意与上述岩石类型相区别。糜棱岩必具片状构造，往往使岩石呈薄片状，矿物颗粒呈压扁拉长，保留眼球状残留矿物，如钾长石等，眼球状或透镜体中，常有与压应力方向一致的张裂隙，其中还充填矿物碎屑；眼球状的长轴方向与片状或带状构造平行，也即错动位移的方向。

③垂直压应力方向或在压应力作用的面上，含铁矿物为低铁矿物，如褐铁矿变为磁铁矿。同时也出现比重较大的矿物，如钛铁矿或其他含钛矿物的边缘上，出现金红石等。

④常见压力影。压力影往往出现在硬颗粒拉长方向两端或张裂隙部位。压力影的两端一般呈对称形状。

以上特征，是指一般情况而言的，实际情况远比这些复杂。不仅与碎裂过程、原岩性质有关，而且与原来物质和外来物质的变更也有关系。只能根据具体情况进行具体分析，给予不同命名。就碎裂情况来说，由上已分为压碎岩或霏细岩和糜棱岩；就原岩和糜棱化程度不同，可给予不同命名。压性镜面糜棱岩——由于挤压形成糜棱岩镜面和擦痕，其特点是：一般阶步不明显，阶步光滑，除擦痕外，没有阶步下的次生矿物形成。有时只有擦痕，光滑平缓的阶步也被擦磨趋平。上述现象，只在致密或坚硬岩石中所见。一些粗晶粒结合力松软的岩石，往往磨擦成槽，称为“擦槽”或梳状构造。

糜棱花岗岩　花岗岩发生糜棱化，而花岗岩的许多特征仍可识别的岩石。

花岗糜棱岩　花岗岩已全部变为糜棱岩，而花岗岩的特征大部或完全消失的岩石。

糜棱片岩　岩石中片状矿物，在糜棱化后可成为糜棱片岩；也有是在原岩中并无片状矿物，而是经压扁作用形成的片状，如逆掩断层面下的灰岩，经常成为钙质片岩，是由灰岩形成的片岩。如西安骊山温泉附近，逆掩在片麻岩之上的灰岩，已发生了片理化现象。

片麻糜棱岩　经常在花岗岩类岩石中的断裂附近，具有片麻理的糜棱岩。现习用为糜棱片麻岩。

眼球状糜棱岩　具有眼球状构造的糜棱岩。

带状糜棱岩　具有带状构造的糜棱岩。

超糜棱岩遭受高度压碎、强烈碾磨，糜棱岩中的眼球状构造已消失，全部残斑斑晶都碾成粉末，完全由极细的糜棱物质所构成的岩石。粒径在0.02毫米以下，规模一般较小，有时仅厚几毫米至几厘米，并已转变为很细的透镜状条带，断续地夹于糜棱岩中。原岩的结构构造残余已不复存在，岩石呈隐晶质、十分均一的条带，一般位于断裂带中应力最大、最集中的地段。

断层泥是由于断层两侧的岩石受挤压、摩擦、碾磨成为疏松的粉末充填于断裂中的现象。它是在封闭压力比较低的情况下形成的，此与糜棱岩形成环境所不同的。一般多发育在含泥质的岩石中。

玻化岩　岩石遭受高度压碎、强烈碾磨生热所产生的暗色煤石状岩石。外表酷似黑曜岩、致密状玄武岩和炉渣等。过去认为是在高温下熔融形成。后经X光和折射率测定，证明是极为细小的隐晶质所组成。但其是挤压、错动所成还是重结晶所致，尚未有一致认识。可能两者兼有。其特点是，无偏光性，具条带状构造，往往呈有间断续的条带，产于某些糜棱岩中。

假熔岩　在强烈挤压、碾磨生热的作用下，一些超糜棱岩进一步碎裂，并发生熔化，沿压性或压扭性裂面出现的棕至黑色的玻化物质，称为假熔岩或玻化岩，也称为假玄武玻璃、火石状碎裂岩等。由于强烈挤压或压扭应力作用，断裂两盘发生位移和碾磨，产生热量的局部集中而使超糜棱岩的物质熔化。通常，对这种热量的估计不足。固然不能排除由地下热流顺断裂带侵入的可能，而一旦这种情况发生，就不是孤立的。因此也是可以区别的。只有在压或压扭应力足够大、地下热流量足够多，熔化物质发生侵入、出现带砾石的岩脉时，才比较难以区分它究属何种原因所引起？若假熔岩形成后，断裂带仍有活动，则可使假熔岩破裂，发生重结晶，出现晶珠、晶棒等雏晶形体。

（2）扭性糜棱岩　是在扭应力作用所成生的糜棱岩。其特征是：

①在扭性糜棱岩中，常有残余晶粒和残余透镜体。残余晶粒多成菱形，压扁现象却不明显，扭裂纹常常出现，且平行扭断裂面；残余透镜体中张裂隙较少，扭裂隙较多，而且平行或大致平行扭裂面的一组最为发育。

②石英残余晶粒中，有时可见石英沙钟构造，但往往斜列于扭裂面中，不存在变形纹。

③在扭应力作用下发生的重结晶，随结晶颗粒扩大，彼此逐渐靠拢，形成多边形矿物颗粒，称为多边化。重结晶的石英、方解石等却有这种现象。同时，重结晶的颗粒或

岩石碎屑、糜棱物质常成为球状或椭球状，其长轴方向与水平面垂直，反映水平面上的扭应力作用。

④扭裂面上的黑云母常常变为多硅白云母，而次生的白云母也是多硅白云母。它常含铁质，微显黄色。其特征是，比一般白云母的分子式含有更多的硅质，呈一轴晶，负光性，并常常平行扭裂面分布。

⑤在扭裂面附近，矿物碎屑往往成雁行排列，与其斜交，显示扭裂面扭动的方向。

⑥在扭性糜棱岩中，不存现还原现象。在扭裂隙中褐铁矿仍为褐铁矿或变为赤铁矿晶片，少有磁铁矿出现。不出现比重或密度增大的矿物，如钛铁矿或含钛矿物边缘或裂隙中分解成为白钛铁矿时，其中以锐钛矿为主，成细小的正方八面体晶形。

⑦也常见压力影，但不成对称形状。石英晶粒的次生长，也属于压力影现象，成不对称的加大，不受晶轴影响或无明显影响。

上述扭性糜棱岩的特征，只是一般情况而言。实际情况远比这些复杂。除残余岩屑和矿物颗粒发生形变外，还常见扭裂隙中有很细的碎屑物质和后期填充，矿物成分的改变和新矿物的成生。由于原岩力学性质不同，所处环境差异，糜棱岩化的情况也不相同。但反映应力性质和方式大体是相同的。就碎裂化程度不同，其命名也不一样。由上已列扭裂岩、扭性角砾岩、扭性碎裂岩等，而扭性糜棱岩中，除糜棱岩外，由于扭应力作用，往往经扭动磨擦生热，使糜棱物质发生熔化，出现玻璃状岩、假熔岩或火石状碎裂岩，有时还贯入断裂附近的围岩裂缝中，呈极细的脉，也不是完全为玻璃质体。许多扭性或互扭性断裂带中常常见到这类物质出现。

5）千糜岩

又称千枚糜棱岩。是指遭受强烈压碎、塑性形变和重结晶作用成生的、介于糜棱岩和千枚岩之间的岩石。粒度与糜棱岩相当，构造与千枚岩相似。所以，既与千枚岩有某些相似之处，又与糜棱岩那种致密坚硬有所不同。新生矿物的种类，主要决定于原岩的矿物和化学成分。较常见的有：与钾长石有关的绢云母；与角闪石、黑云母等有关的绿泥石；由斜长石变化的钠长石和绿帘石类矿物；由辉石变为纤闪石；同富镁矿物和有些铁镁矿物有关的滑石、透闪石、碳酸盐矿物，等等。其中，数量多的新生矿物为绢云母、绿泥石等呈鳞片状首先发育，其次为钠长石、绿帘石类矿物和重结晶的石英、方解石等微粒。不同类别的新矿物和重结晶矿物的组合，也决定了岩石的不同色泽。具有显微糜棱鳞片变晶结构，千枚状构造；其成因和产状却与千枚岩不同。组成千糜岩的微粒或集合体具定向构造，常有重结晶作用形成的、由石英颗粒集合体组成的扁平透镜体，称为扁豆状构造，石英颗粒的光轴也多呈定向排列，联合消光。表明为压性或压扭性应力作用下形成，为压性或压扭性结构面。

千糜岩随原岩成分不同，其特点也不太一样。一般来说，若由塑性较大的基性、超基性岩变来，则暗色矿物和云母较多，利于发生紧密小褶曲和密集滑动面（包括压性面、扭性面和解理面等），以及各种物理和化学变化；但脆性较大的酸性岩在挤压或扭动作用下，若速度缓慢、深度较大或机械能转变为热能等，一方面可以由脆性变为塑性形变的压扁作用形成长条状石英晶体；另一方面也可以是重结晶使石英细粒结合起来，

形成长条状石英晶体，以石英为主的状况下，外表看来似石英片岩。若绢云母增多，岩石表面呈丝绢光泽，就过渡为石英千糜岩或石英绢云母千糜岩。

区别千糜岩和千枚岩是不容易的。但也不是不可能的。在多数情况下，要根据产状、构造条件（特别是断裂破裂带）和与围岩的关系等，来加以区别。一般讲，千枚糜棱岩呈条带状产出，分布范围狭窄，常见一组以上的劈理，紧密小褶曲发育，在显微镜下可以见到片状矿物和石英光轴的定向排列等；而千枚岩与此就不相同。

千糜岩的进一步命名，可根据矿物成分和数量来进行，如长石绿泥绢云千糜岩等，但要注意与变余糜棱岩相区别，后者是在破碎后碎基和碎斑发生重结晶为特征。



照片 35绿泥石片岩

6）绿色片岩

又称绿泥石片岩等。是具有塑性的基性、超基性岩在挤压和重结晶作用下的产物（照片85）。其特点是：

①绿片岩呈鳞片变晶结构，片状构造。片理间的擦痕、挤压面或滑动面和小揉皱发育。据西北地质研究所在陕西商南秦岭断裂带上所采的细粒蓝闪石石英片岩标本来看，显然是经过了糜棱岩化以后，在压扭应力作用下，重结晶成为蓝闪石，有时呈放射状，部分地区的糜棱岩中，具有细小褶皱，并沿压裂面或压扭面有错动现象。丝柱状细小。蓝闪石成褶皱状分布。可见蓝闪石是在错动和褶皱之后形成的。青海祁连山百径寺的柘榴石蓝闪石片岩中，柘榴石包裹体很多，还有所谓“雪球构造”，也说明蓝闪石是受压性或压扭性应力作用的产物。湖南衡山花岗岩中黑风潭附近，半公尺宽的蓝闪石片岩带，看来也是压性或压扭性应力作用的结果。

②矿物成分以绿泥石为主，阳起石、绿帘石和透闪石等次之。

③分布范围狭窄，一般在几公分至几十公尺不等，常夹在挤压带中，向两侧逐渐过渡而变为原岩。

以上特点，结合其他一系列断裂带的标志，与区域变质、接触变质甚至自变质、热液蚀变带等相区别。

区域变质的绿泥石片岩呈大面积分布，并伴有其他区域变质岩的特征；

热液蚀变带虽也分布在断裂破碎带的狭小范围之内，但与成矿有关的绿泥石化，大多与绢云母化、硅化、电气石化和碳酸盐化等同时出现，而且绿泥石的晶形完好，自形程度较高，无片理或片理构造不发育等。岩组为均质岩组。常伴有金属矿物的浸染。

超基性岩经挤压还可成生滑石片岩、蛇纹石片岩等。常与绿色片岩共生。滑石片岩色黄绿、灰白，致密或鳞片变晶结构，片状构造，主要矿物为滑石，少量绿泥石、阳起石和蛇纹石等；蛇纹石片岩的结构构造与滑石片岩相同，此可与蚀变形成的蛇纹岩相区别。

花岗岩类的酸性岩，经强烈挤压、错碎和重结晶，可形成石英绢云母片岩或片理化绢云母化花岗岩，若在较深处、缓慢的错动尤其利于成生。一般呈灰白色，鳞片变晶结构，片状构造；由绢云母、石英和部分残余长石组成，有些绢云母的显微鳞片呈定向状集合体，并大致保持了原来长石颗粒的外形或细长的条带；石英呈变晶颗粒状，波状消光，有时见有压裂纹、变形纹或比目纹，光轴常定向排列；花岗岩遭受挤压后，常常体积缩小、比重增大，如比重为2.69的花岗岩体经压碎成为石英绢云母片岩后，比重增至2.77。在野外调查时，要注意与云英岩相区别，用岩组分析的方法，往往可以起到重要作用。

总上所述，断裂构造岩形成的条件是很复杂的。它不仅与原岩的力学性质、即脆性或弹性、塑性等，对抵抗不同性质应力的强度极限大小和化学性质等内因有关，而且与其所处的地质环境，包括埋藏深度、温度、围压，应力性质和大小，作用时间长短和速度快慢等外因有关。同一岩石的脆性或弹性和塑性，在一定条件下彼此是可以转化的。温度越高（如埋藏深度愈大，应力愈大，即机械能转化为热能愈大），塑性越大，应力的作用速度越是缓慢，即使是脆性的岩石也要变为塑性；相反，塑性岩石也可变为脆性；应力作用的速度愈快，同样，即使是塑性岩石也主要表现为脆性或弹性。另外，岩石力学性质虽然相同，但受应力作用的性质不同，形成的断裂构造岩也有差异：如花岗岩受张应力拉伸或重力作用，就产生张性角砾岩；如受强大而急促的压应力强烈压碎作用，就产生花岗糜棱岩；若温度增加，或缓慢而强大的压性、压扭性和扭性应力作用下，岩石的塑性形变则显著增加，岩石在破碎的同时，伴有重结晶作用，产生强烈的绢云母化、化学变化等，形成石英绢云母片岩；若在花岗糜棱岩和石英绢云母片岩之间，则形成绢云母千枚糜棱岩。相反，若应力性质相同，原岩力学性质和化学成分不同，则产物也异。如在相同的压应力或压扭应力作用下，花岗岩变为花岗糜棱岩或绢云母千枚糜棱岩；而超基性岩则变为绿色片岩或绿泥石千枚糜棱岩等。这两种岩石力学性质虽然不同，但反映压性、压扭应力性质的结构、构造和应力矿物是相同的，这是本质方面。

断裂构造岩的鉴定要结合野外观察，注意研究它与原岩的过渡关系，特别是它的产状、分布规律及与围岩的关系，以及与伴生构造的关系，沿走向和倾向、上和下等进行必要的追索，详细观察原岩的力学性质（脆性或弹性、塑性或揉性等）、应力性质（压、张、扭、压扭、张扭等）、作用次数、大小等，绘制一定比例尺的平、剖面图、素描图和照像等，采集必要的定向标本进行岩组和应力矿物的分析研究。只有在广泛收集资料的基础上，进行综合分析，并注意与其他成因的同类名称的岩石相区别。

（十）应力矿物

在地应力的作用下，不仅岩石要发生形变和破裂，而且组成岩石的矿物也要产生形变。破裂、物理性质和化学成分的改变。因此，就把由于地应力作用产生外部形状、内部结构构造变化的矿物，以及成分变化的矿物和新生矿物等，都称为应力矿物。由于地应力性质不同，应力矿物的特点也不相同。

一般来说，矿物晶格的变形，是通过位错，导致“平移”或“滑移”、扭曲或折曲、双晶或孪生等。这些形变的发生，与所受应力的性质、大小、快慢、矿物性质和介质环境等有关。在地质这一自然界中，只看到形变的结果，看不到形变的发生、发展的

过程；而影响形变的因素又很复杂。但是，了解形变的发生、发展的过程和影响因素又是研究工作所必须。试图从现象开始，追索其成生的力学本质，找出与结构面力学性质的关系。现分别简述如下：

1、矿物的形变和破裂

组成岩石的矿物，在自然界中不是孤立的，而是处于矿物的集合体中的。因此，当岩石遭受地应力作用时，矿物无疑也要受到地应力的影响。虽然由于地应力大小、作用快慢不等，矿物的力学性质和所处的环境不同，产生形变和破裂的特征也不尽相同，但是反映地应力性质的形变和破裂的特征是有本质区别、有规律可循的。

1）压应力作用下矿物的形变和破裂的特征

（1）压力影是软硬显著不同的矿物或砾石等在同一压应力作用下所产生的一种形变和再沉积现象。

当软硬不同矿物或砾石集合体在遭受同一挤压作用时，硬软矿物的抵抗力不同，压缩和伸长不等，便在压扁的硬矿物或砾石两端出现压应力小或张应力部位，称这种部位为压力影；而实际上压力影是通过挤压硬矿物或砾石时被压溶的物质迁移至压应力小或张应力部位充填而显现出来的。所以，一般也就把这种形变和新沉积物充填当作整体现象看待，称它为压力影。

其特点是：①形成压力影的条件是，要有较坚硬的矿物或砾石与较软矿物或基质同时存在，当遭受挤压的情况下，在其两端形成压应力小或张应力部位。如磁铁矿、黄铁矿晶体或石英岩砾石的两端，常有丝状石英或方解石等充填，整体构成眼球状或椭球形。②在挤压作用下成生的压力影，反映压应力状态，常和片理方向一致，具有斜方对称要素。若在断裂带中出现，应属压性断裂，或者可以说曾在某一个阶段，断裂是处于压应力作用下的。在扭动作用下，矿物晶体、颗粒或砾石等发生扭动旋转，形成的张性空隙也跟着转了一个角度。这样形成的压力影，往往呈单斜或三斜对称要素。这种压力影若在断裂带中出现，其断裂性质和两侧的扭动方向要视压力影在断裂带中的产状来定，若压力影所代表的压扁面与断裂面的相交线呈直立或与倾向一致，则为水平扭动所形成，断裂为扭性；若交线与走向一致，则往上仰冲为压性，往下滑落为张性；若交线与走向或倾向斜交，示向斜上方仰冲为压扭性；示往斜下方滑落为张扭性。③布丁构造、香肠构造或构造透镜体间的空间，若为次生物质充填，也属于压力影的一种，其特点和与断裂面的关系，也如上所述。

（2）变形纹　又称为变形页理、毕姆纹或毕姆带。主要见于石英晶粒内，所以又叫石英变形纹。但并不限于石英中有，其他矿物中同样也有，不过石英中比较明显，认识最早，分布较广而已。现以石英为例，其中的变形纹是指石英晶粒内出现的一种条带状细纹。在压应力作用下，石英晶格轻微滑动所产生的细微破裂面，并常沿（0001）底面成平行菱面（柱面）方向发生；有时也与（0001）面相交为6°——7°或10多度的交角，也有时出现大致平行C轴的变形纹，外形很象钠长石聚片双晶。同时，在这些细微破裂中，常常被尘状包裹体（固体、液体或气体等）所充填，成条带状暗色细纹。变形纹的特征表明，实际与宏观的压性劈理极为相似。它与底面（0001）平行或有交角，一

般认为，是反映应力的速度不同有关。前者在急速的应力作用下，如地震所发生的冲击波所形成；后者在缓慢的应力作用下所形成，而且越慢交角越大。

这种现象虽在十八世纪已经发现，也已作了人工实验，但至今还未有一致认识，仍需要继续研究。

（3）压应力形成的双晶是指在压应力作用下所产生的机械双晶。如果在断裂或断裂带中斜长石出现肖钠长石双晶律，则断裂或断裂带是在压应力作用下形成的，应属压性或压扭性结构面。

肖钠长石双晶接合面（h01）几乎与（001）面垂直，呈83°角度相交。

由于机械力形成双晶似乎已为公认，如何与自生双晶区别是值得研究的问题。有人试验证明，压力在五千巴的封闭条件下，温度在400°——500°C之间，可以形成肖钠长石双晶①。在这以前，有人就用拉长石作过试验，也可以出现这种双晶。但是在压力去掉后，双晶则随即消失。这似乎与弹性形变相类似。当弹性形变时间延长，会产生永久形变。按照同样的道理，肖钠长石的形成可能不需要试验条件下那样的温度和压力，而在漫长的地质时间，在低压下可以产生的可能。所以，在断裂或断裂带中有这类双晶出现时，是属于压性或压扭性结构面。

如这类双晶在金属矿床中出现，那么，研究其分布规律和成生过程，对提供进一步找矿的线索，是很有意义的。说明这类矿床是在压应力或压 扭应力 躯动或作 用下的产物。

（4）沙钟构造 在应力作用下，使矿物晶粒发生成分或方位上的变更，在晶粒中或晶粒形体形成如古代沙钟模样的构造。许多矿物都具有这种构造。其成因虽有争论，但在断裂或断裂带中出现，认为是在压性或压扭性应力作用下的产物。石英沙钟构造在压性断裂中出现时对C轴对称，包裹体沿扭裂方向分布（图78）。微斜长石的沙钟构造，在压或压扭性断裂带中出现时，微斜长石斑晶成斜方形，似沿解理及其对角线方向发生破裂，有时并有细脉充填。在压或压扭应力强烈作用下，为细粒钠长石交代成为沙钟构造。钠离子体积较钾离子为小，在定向压力作用下，钠长石化也具方向性，表明钠长石化有时也反映压应力作用。斜长石的沙钟构造在断裂带中或断裂带两侧的片麻岩中出现时，其产生的状况不同，发育历史也不相同，特点也有差异，主要表现在主体双晶纹，前者显著，后者不显著；前者在应力作用后发生重结晶作用而形成，后者则应力作用较小，双晶纹发育不完全所致（图　　）。可见，虽同为沙钟构造，其意义却不完全相同。这在具体鉴定时所要注意区分的。一般来说，矿物中的沙钟构造，大多是遭受了挤压作用所产生的两组扭裂面发



图78　斜长石沙钟构造，沙钟主体不显双晶。

①cαYτeY，и·ι·，δc·в·Rαleigh·，1969，вμll·geol·soc· AmeY·V·80，PP1231—1264·

生错移而形成的。实验表明，石英沙钟构造，是因其抗剪（扭）强度要比抗压强度小，在遭受挤压作用产生脆性变形时，首先出现一对“x”扭裂纹并沿其滑动，同时出现平行柱面或棱面的裂纹，与“x'”扭裂纹间的夹角的一个平分线方向一致，可作为压性裂面看待，显示与其垂直的方向为压应力作用的方向。

（5）棋盘格线　又称为吕德尔线或切尔诺夫线。它是由于矿物晶体受力作用后内部产生的微细的两组共轭扭裂纹，并沿其发生滑动所留下来的痕迹。由于这种作用主要是在固态情况下发生，在作用过程中排析出来的气、液或固态物质不易逸散，往往以细小的包裹体表现出来，构成规则的平行线纹。所以又称为X线纹或交叉线纹。但与通常所称的X裂纹或交叉裂纹略有区别，后者只是裂开而无细小包裹体存在。在挤压作用下形成的棋盘格线，其两组扭裂纹的钝角等分线方向常与石英C轴投影方向一致，此可与扭动作用产生的棋盘格线相区别。

图　79

（6）晶体混浊　指矿物晶体遭受地应力作用后，内部结晶格架发生改变或吸收外来元素，使矿物晶体外表像风化的土状。如一些无色透明的石英，当其受压或压扭应力作用后，常常可以见到这种像风化了的长石那样的土状，颜色变为棕色，镜下见有许多细小包裹体。并且受应力作用越强，混浊越为明显；经受应力作用的次数越多，混浊程度就越厉害，多次活动断裂带中最古老的矿物晶体也就是最混浊的矿物。所谓构造运动前的矿物，其混浊程度可以不同，但多少显示混浊现象；所谓构造运动后的矿物，一般却呈完全透明而不显混浊。

图　80

看来，产生这种矿物晶体的混浊现象和断裂带中矿物形成的年代和受应力强弱等很有关系。其原因大体有二，其一，由于矿物结晶格架上原子的疏密变更，在压或压扭应力作用下，矿物结晶格架上的原子要发生疏密变更，一改常态，显出混浊；其二，矿物成分变更，由于压或压扭应力作用后，矿物结晶格架发生应变而成为不稳定状态，要吸收外来元素来降低其自由能，有的外来物质（如铁质）的分子，通过

扩散，进入晶体内部，有的结合成为细小晶体，构成次生的包裹体，如果外来物质的分子有较大的结合力，可使主体矿物分解，形成新矿物，受晶体内部裂纹或空隙控制而顺其沉淀。所以外表混浊，在镜下常常见到许多细小包裹体，就是这个原因。

（7）碎裂和旋转晶粒　晶粒的碎裂和旋转是断裂带中常常可以见到的现象。但是，要判别这些现象的应力性质如何？则要结合具体特征才能区分。

晶体的碎裂随晶粒的力学性质，所受应力性质、大小和作用时间的不同而不同。但晶体碎裂是有一个过程的：脆性变形，首先产生裂纹，然后发展成为破裂，再发生错动而改变其位置；塑性变形，先是压扁拉长，达到一定程度同样发生破裂。开始发生的破裂有张裂纹和扭裂纹。张裂纹是在围压小的情况发生，与压应力方向平行；扭裂纹是在围压的情况下出现，常成X形。这是一般的实验结果。在自然界中也大体如此，不过常常两者同时出现。河北怀来歪头山断裂带中的片麻岩，其中石英透镜体成长条状，钛铁矿也呈透镜状。在石英透镜体中，有与透镜体压扁面平行的压性裂纹；与透镜体压扁面垂直的张性裂纹；和透镜体压扁面斜交的X形扭性裂纹，其钝角等分线与主压应力方向一致。这表明是处于塑性变形，开始破裂阶段。若断裂带强烈破碎，或为糜棱岩，则其中的残余石英碎屑，可见到从碎屑开始，至完全碎裂的几个阶段，开始出现扭性裂纹；其次出现弯曲和破裂，未破裂处有x形扭裂纹；然后出现扭曲、碎裂，并各自分离；最后，经强磨错碎成粉末状。这在挤压、扭动都可形成，要结合其它特征来确定。

旋转晶粒，是指在断裂面间转动的矿物晶体。由于晶粒本身的力学性质和受力情况不同，其特征也有差异。如石英晶粒在挤压错动的情况下，其主体略成球形，但尚未完全滚动，然而其中已开始碎裂，并有扭动而未完全分离。当挤压错动进一步发展，石英晶粒就完全变成球形，在镜下可见偏心圆形的球形消光，消光带成同心环状，甚为特征。同时，其它矿物也常常构成细小球体。

通常，把旋转晶粒认为是扭应力作用下的产物。其实并不一定。扭应力固然可以产生，挤压或引张所产生的错动也同样可以形成。如何鉴别？则主要看这种晶粒的旋转轴或旋转中心的产状以及旋扭方向所反映的错动在空间的方位来决定，即反映断面两侧是沿倾向的上下错动、沿走向的水平错移，抑或沿斜向的扭错，就可以判别其所表明的结构面力学性质如何。因此，不仅要识别那些是旋转晶粒，而且要找出旋转轴和旋转方向，然后要恢复到野外的空间方位，来判断断面两侧的空间错移方向，进而鉴别断裂面的力学性质。判别方法如前所述。

2）扭应力作用下矿物形变和破裂的特征

（1）压力影（详见1）节。

（2）扭应力作用下形成的双晶　是指在扭应力作用下产生的机械双晶。其双晶纹非常多而细，分布均匀，平均每条双晶纹的宽度为0.002毫米，如河北遵化茅山花岗岩中北西向扭断裂带中的更长石双晶，其双晶纹方向和扭裂面一致。有的双晶面通过几个颗粒，其方向保持不变。所以，即使其中有的晶体为重结晶形成，而有的则是扭应力作用下所形成的。

（3）扭折　也称为折曲。一般认为是在既不能滑动，又不能形成双晶的情况下发

生的。所以出现的机率要比滑动和双晶来得少些，作用的应力也要大些。人工试验证明，引张和挤压都可以出现扭折，但均与主应力斜交，即在扭应力最大的地带发生，常见于云母、长石、辉石、方解石等矿物发生扭折，并与扭裂方向一致。有时在片岩中和片理方向一致，后者说明在片理形成以后曾又经过扭动。

（4）棋盘格线　经常在一些扭性断裂中出现，石英C轴与棋盘格线相交的锐角平分线方向一致，可与压性断裂中的石英C轴与棋盘格线相交的钝角等分线一致相区别。这种情况在统计规律上是如此。究竟如何？尚须作进一步的研究。

（5）扭裂纹　指矿物晶体中那些光滑平直的裂纹。常与变形纹和张裂纹斜交。

3）张应力作用下矿物形变和破裂的特征

（1）张裂纹　指矿物晶体中那些粗糙不平、参差不齐的破裂纹，常与变形纹、压扁面等垂直，其特征清晰可鉴。

（2）张性碎裂　在张裂纹中充填有棱角状的碎块、碎屑等。大小混杂，杂乱无章，结构松散。如不发生错移或移距不大，则同一晶体的碎粒在镜下所见，其光性是相同的，一般有异常光性出现。

2、矿物物理性质的变化

矿物的物理性质，是指矿物的光学性质、电学性质和磁性等。产生矿物物理性质的变化，多般是受了压应力、压扭应力或扭应力作用的结果。当矿物晶体遭受这些应力作用后，其结晶格架要发生变形，跟着就要引起物理性质的变化。主要有：

1）光学性质的改变　当矿物晶体受应力作用结晶格架发生变形后，光率体也要变形，那么光性就要产生异常。这种变化，不同矿物有不同的反映。

绿泥石的重折率增大，干涉色可由Ⅰ级深灰升高到Ⅱ级深蓝或紫色；

方解石、磷灰石，刚玉等均为一轴晶（－），可变为二轴晶（方解石2V＝4°—14°、刚玉2V可达58°），方解石还可呈鳞片状；

黑云母的光轴角可由0°—20°增至35°左右，受挤压可压成暗线（指由黑云母碎片组成的暗色条纹），暗线一般与最大压应力作用方向垂直，或与构造运动方向平行；

微斜长石的光轴角受压应力作用而变小，由77°—84°变小到40°，光性由“负”变为“正”光性，一般称为同微斜长石或正微斜长石；

斜长石产生波状消光；

石英受应力作用后，常见大致平行C轴的波状消光带，有时还见有对称波状消光，酷似辉石雏骨构造，中有主消光带，两侧有对称倾斜的波状消光带。这在一般波状消光中是少有的现象，是受应力作用后内部结晶构造沿晶面发生旋转滑动的结果。在塑性变形的条件下，石英晶粒被压成长条状，不同晶粒同时消光，形成所谓联合消光，即相同方位的晶粒同时消光连成黑暗消光带，平行片理、片麻理。有人进行“轴向分布分析”的结果认为，断裂带中的这种现象当表示压性。当石英遭受强大的压应力作用，可由一轴晶正光性变为二轴晶，光轴角一般为10°—20°。根据文献记载：光轴角最大可达24°。实验结果：每增加88.91公斤／厘米^{2}的压力，光轴角将增加1°。当然，自然界的条件要比实验室复杂得多。但无论怎样，是有启发作用的。当发生强烈错动时，石英光轴一

般倾向于平行滑动方向，即平行擦痕方向，也有在一些片麻岩或千枚岩中，石英光轴却垂直片理方向排列。这可能与在缓慢压应力作用下石英光轴方向抗压强度最大这个因素有关。测定石英光轴方向，在一般情况下，可不必用费氏台进行大量测量，只需在定向切片上利用石膏试板测量石英干涉色相同的颗粒的比例，结合波状消光的位置，确定光轴定向的情况，就能半定量地概略判定应力的性质和方向。但是必须注意，在应力，特别是压或压扭应力作用下，石英反映最敏感。在一般情况下，石英方位主要地代表最后一次主应力作用的方向；当然也不排斥部分地保留有早期应力作用留下的方位。一些反映比较迟钝的矿物，则往往保持了早期应力作用的方位；当然也不排斥部分地反映最后一次应力作用下的方位。因而要结合具体地质情况，进行具体分析，最后得出符合实际的先后几期应力作用的性质和方向。

2）磁性的改变　当应力作用于磁性矿物时，磁性要发生变化的现象，是很普遍的。

磁铁矿在磁化时会发生变形，虽变更数量很小，但磁化强度就等于所加力的数量。当增加压应力作用，可使磁化率减小，产生所谓“压磁效应”。试验结果表明，各种花岗岩随压应力增加而磁化率逐渐减小，与上的结论是一致的。因此，在地应力集中的挤压地带，是磁化率很小或等于零的地带。相反，张应力分布的地带，是磁化率变高的地带。这正好说明了大洋中脊（或洋脊）是无磁化率地带，就是一个挤压地带。

3）电性和重力的变化　岩石或矿物，在挤压或压扭应力作用下，矿物结晶格架压密压紧，相应电阻率要增高，重力要加大。所以电性和重力也常与应力矿物的种类、结构构造、数量多少和空间位置等有关。电阻率高或重力高带，是个挤压带或压扭断裂带。

4）地热的改变　由于挤压或压扭应力作用，就要产生机械破坏或机械运动，这种机械能在一定的程度就要转化为热能，如大洋中脊出现热异常带，所以挤压带或压扭应力作用地带是个地热异常带，相反，这样一些地热带，就可能是挤压或压扭应力作用的地带，对于一个地带是这样，对于一个矿物也是如此，如出现压溶或产生新矿物。

3、矿物成分的变更和产生新矿物

在断裂带，特别是压性、压扭性或扭性断裂带中，矿物成分的改变、重结晶或产生新矿物等现象，是很普遍的。在压、压扭或扭应力作用下，原来矿物获得能量而处于不稳定状态，它要通过结晶格架的改变和外来成分的加入，使原来矿物成分改变和产生新矿物而达到平衡。同时，断裂带又是地下水上升或热液运移的通道，从两侧岩石中扩散而来的物质有向断裂带迁移富集的现象，加之遭受应力作用，机械能转变为热能，矿物也就比较容易生成。因此，常可以出现铁、镁物质从断裂两侧向断裂带移动和富集的趋势。有时，即使是一些铁、镁质成分不太高的中酸性岩或石英、长石砂岩，在断裂或其两侧亦常常出现绿泥石条带。如河北迁西县忍字口以北的滦河北岸，南北向构造带中，原为肉红色的震旦纪长城石英岩遭受强烈挤压后，铁质增加，使岩石骤然变成橘红色，出现片理，产生绿泥石条带。类似现象颇多，现择主要者分别如下：

1）矿物成分的变更：

（1）环带石英　在压或压扭性断裂中，常常可见这种石英。它的成生，与一般情

况不同，而是在封闭条件下，水和石英接触时，水向石英晶体内浸润、扩散而成。实验证明，在高压下，水可以进入石英。自然界蛋白石脱水可成石英，从反面说明这个问题。在显微镜下可见，石英晶粒的突起，边上较中间为低，贝克线有向中心移动的现象。这种环带石英的外环的折射率低；中心折射率高，可能是外环掺水的结果。水分子进入石英晶体中，导致折射率降低，需要在压性封闭条件下，有一定水压力才能形成。

（2）蠕状石英　常见在压扭或扭性断裂带中或两侧分布，但主要在斜长石中。其特点是：总体延展方向受断裂或断裂带控制，延长方向虽断断续续不太固定，但距压扭或扭性断裂面两侧稍远的斜长石中即行消失。受压、压扭或扭应力作用所产生的蠕状石英，不少人认为与斜长石成分有关；斜长石越基性，蠕状石英的数量就越多。中长石比钠长石析出的二氧化硅就要少，这同石英含量有关。这是因为在压、压扭或扭应力作用下，产生铝代硅的结果。应力愈大，斜长石愈向基性转化。由钠长石变为斜长石，是由于铝代硅，导致电价不平衡，钾、钠为钙所交代，便构成基性斜长石。但在地表压力条件下，就不发生铝——硅交替现象，如沉积岩中的自生长石是钠长石和冰长石等。随压、压扭或扭应力作用的加大，变质程度的加深，分子体积的缩小，便析出二氧化硅，构成蠕状石英。但这是在断裂活动后期的重结晶。

关于蠕状石英的成因，除了由于应力作用，分子体积缩小所析出的二氧化硅和斜长石分子排列及晶架发生变形，以杂质或固体溶解状态的石英分离出来而构成蠕状石英外，还有：（1）交代作用，斜长石交代钾长石后析出二氧化硅，但也有人认为是钾长石或硅化作用所形成；（2）石英与长石共结交生；（3）在外界条件影响下，如热震动等，使钾长石中含过饱和不稳定的二氧化硅析出；（4）钾长石的固溶体分离等看法。分歧很大，莫衷一是。在应用时要作具体分析。斜长石在应力作用下以更长石较为稳定。同样，在斜方辉石中也有铝——硅交替现象，铝的含量增高与应力作用有关，而且只要有一点Al_2O_3增加，其折光率就可增高，有人就以此作为测定应力的“压力计”。因此，蠕状石英能否作为压、压扭或扭应力作用后的标型矿物，是值得注意的。

（3）条纹长石，在压性或压扭性断裂带中，条纹长石各式都有，而以极细的丝状条纹长石为主要。一种情况是，由于钾长石在破碎后重结晶，而又为钠长石化或更长石化的结果，可见外圈（有时有几圈）为钠长石或更长石，也有完全为钾长石所构成的环带微斜长石；有时出现大量条纹长石，条纹常定向排列，并和片理或压扭性裂面平行；另一种情况是，钾长石和斜长石同为碎屑，钾长石重结晶为微斜长石时，斜长石被包容成所谓“条纹长石”。实际是运动后的现象。但在这种情况下，钾长石重结晶是属于压性条件下的产物，这种断裂应属于压性。

（4）金红石　在压或压扭性断裂带中，常见含钛矿物分解为金红石。表明金红石在压或压扭应力作用下容易形成。这样的断裂带中，黑云母常分解出金红石，黑云母具钢针构造，金红石集中的量远较钢针为多。有时云母边上放许多丝状红柱石集合体，云母变为绿泥石。含铁较多的黑云母，可分离出磁铁矿颗粒，云母本身为绿泥石化；有的是外围为绿泥石环绕，有的成分散细点。有的石英透镜体裂纹中充填有来自黑云母的细小金红石晶体，构成所谓“蓝石英”，表明是遭受应力作用后的产物。

上述几种，是在压性或压扭性应力作用下的产物。但严格说来，所有矿物都会出现这种现象；有的可能明显，有的不那么明显罢了。其共同特点是，分布受断裂带控制，靠近断裂带发育，远离则逐渐消失；有时扩散虽然较远，但也不会超过一定限度，有时原来矿物完全消失，以致成为新生矿物。当然同种矿物不同成分其反应可以不同，但不同应力作用也可以有不同反应。含铁黑云母的反应情况已如上述；含铁镁黑云母在压应力作用下可生成丝状阳起石，有时也可为绿泥石所交代。处在这种断裂带中，一般体积都有所缩小。在压性或压扭应力作用下，榍石经常是不稳定的，颜色由黄褐色变为深褐色，常常变为钛铁矿。屑石中产生裂纹，平行（221）的裂理非常发育，并成为片状，双晶也沿此滑动，有时裂理还成菱形，或破碎成不规则形状。在破裂过程中常常部分分解。在有铁质存在的情况下，钛铁矿是常见的矿物。

普遍含钛矿物在应力作用下，边缘上均有白榍石出现，除针状金红石外，多数呈细小八面体的锐钛矿，有时也见板钛矿，但不如锐钛矿多。其成因如何？尚待研究。有时见到重结晶的榍石，说明静止状态下榍石还是个稳定相。这表明矿物相和应力状态有着密切联系。

2）新生矿物

上述可见，由于断裂带的岩石经挤压、扭动，其中的矿物为了适应新的情况，其内部结构排列和化学成分多少都要有所改变，形成新矿物。这种新矿物，就是狭义所说的“应力矿物”。往往在岩石或矿物的破裂接触面上产生新的矿物薄膜，如绿泥石、绢云母、叶腊石、滑石、镜铁矿和石墨等。由于原岩的化学和矿物成分的不同，在一定应力作用下，可形成不同的应力矿物：中酸性岩中常产生绢云母、叶腊石、绿泥石、绿帘石、黝帘石等；基性岩中除绿泥石较多外，还有滑石、方解石等；超基性岩中橄榄石经挤压可变成为绿泥石、滑石和碳酸盐等；霞石会转化为绢云母的聚集体，并较钾长石更为灵敏；辉石、角闪石、黑云母等均易变成绿泥石；辉石、角闪石在高压低温下可变为蓝闪石；粘土页岩受挤压可变成绢云母和绿泥石的小鳞片，并与片理平行方向发育；含碳质岩石中的碳常成石墨；铁质常成镜铁矿薄膜，氧化铁变为赤铁矿；赤铁矿和褐铁矿在压应力作用下变成磁铁矿，压应力减低，还可向褐铁矿、赤铁矿转变，磁性也随之消失；褐铁矿和斜长石可合成黑云母；钾长石可变为绢云母、白云母等。一般来说，在压应力、压扭应力甚至是扭应力作用下所产生的矿物，其晶体构造以层状（如绿泥石、绢云母、叶腊石滑石等）、链状（角闪石等）为主，岛状（绿帘石等）次之，并常常发生在错动面上或其附近。它们的主要劈面或联晶面，大都平行于片理或主要挤压面。其次，由上已述，遭受应力作用后的岩石或矿物，往往发生光性和光率体的变化等。现择主要新生矿物为例，介绍如下：

（1）硬绿泥石　在压性断裂带中最为常见，其次在压扭或扭性断裂带中也可见到。往往呈带状分布。一般认为，是在区域压应力不太大、岩石未达显著变形前，但作用时间是够长而促使其发生重结晶所产生的。当压应力达到足以使岩石发生破裂程度时，硬绿泥石即行分解。如北京西山硬绿泥石带与八宝山断裂带接触处[①]，硬绿泥石板岩中

①北京大学地质地理系地质力学专业，显微镜下结构面的鉴定，1975·5·

仍可见到硬绿泥石斑点的形象，已为铁矿等细小集合体所代替。这就表明，硬绿泥石对应力强弱、次数反映的灵敏性；也反映它分布的极不规律性，是有其内在原因的。正因为这样，对硬绿泥石带过去一直未被人们所认识，甚至还否定它是应力矿物。

（2）绿纤石　是类似绿帘石的一种矿物，在通常所说的绿泥石中，有不少是绿纤石。所不同的是，绿泥石为二轴晶正光性，绿纤石为二轴晶负光性，解理角近于90°。是压性或压扭性断裂带中可见的矿物。

（3）蓝闪石　是一种碱性闪石，具特殊的蓝色。在压性、压扭性断裂带经常出现。对其成因，还是众说纷纭，莫衷一是。一般认为是在低温高压下形成。从现有资料来看，如湖南衡山花岗闪长岩体中，在黑龙潭附近的北20°西的断裂带内，有蓝闪石和肠状褶皱的石英细脉。断裂带宽约半米，含有长石（主要为微斜长石）透镜体，呈眼球状构造，并有片理。这些特征表明，此断裂带应该是以压为主的断裂，蓝闪石也应该是在压或压扭应力作用下形成的。蓝闪石片岩带在世界各大断裂带普遍发育。

（4）硬玉　是一种碱性辉石，在压或压扭应力作用下的产物。其特点是，重折率较一般辉石低（辉石，Ng—Np=0.021—0.025；硬玉，Ng—Np=0.011—0.022），具辉石的特征解理，同为沿（110）两向解理，交角为87°和93°，且可见平行(100)面的裂开。微带绿色。薄片上无色或微绿色。实验证明，在高压高温下可以合成。自然界中常和蓝闪石片岩共生。在巨大的蓝闪石片岩带中，都有这种矿物集合体，成透镜状，以"构造包裹体"出现。硬玉虽是压或压扭应力作用下的产物，但较之蓝闪石形成时的压力要更高一些。

（5）绿辉石　在压或压扭应力作用下的产物。其特征是呈未成熟的葡萄绿色，属透辉石—钙透辉石系列，是一种向普通辉石过渡的矿物。有点象透辉石，但其光轴角大，2V=63°—68°，最大可达83°（透辉石光轴角，2V=60°±），比重大，是榴辉岩的主要矿物成分。有关榴辉岩问题虽有争议，但从其共生关系上（常和柘榴石、斜长石、石英、绿色角闪石以及蓝晶石、顽火辉石、蓝闪石、黝帘石、白云母、金红石、磷灰石、钛铁矿和磁铁矿等共生）和透镜体的产状上以及常与蓝片岩同生于断裂带上。说明这种矿物的成生是在应力局部集中地段，较高的压或压扭应力作用下的产物。并经常退变为角闪石和蓝闪石。

（6）旋转柘榴石　又称雪球构造，即形成方式和过程类似滚雪球一样，一边滚转，一边生长。从包裹体的分布形式上可以看到旋转的样子。有关旋转柘榴石的形成方式和过程归纳起来有二：（1）桶状旋转，即有一个长轴，围之而旋转；（2）滚珠式旋转，呈圆球滚动一样。前者根据旋转轴的分布，可以判断在两断面相对滑动方向和结构面力学性质；后者要结合圆球滚动的轨迹，才能判断两断面的滑动方向，再判别结构面力学性质。不能简单地认为，只要见到滚动而不拘其方式、方向，就一概认为是扭性的，这是不全面的。必须具体问题具体分析。

（7）多硅白云母　常分布在扭或压扭性断裂带中。它不同于普通白云母是，一轴晶〔普通白云母为二轴晶（－），2V=30°—47°〕干涉图，无色或浅黄色，成联晶片状，片理有时与扭裂面近于一致。在扭应力作用下，云母常沿底面扭动。如果结晶过程中

发生这种扭动，就会构成一轴晶光性，实验也可以得到证明。多硅白云母不仅可在细小扭裂面上产生，而且也可以在规模巨大的扭断裂带或压扭断裂带中产生。并常和蓝闪石共生，也是蓝片岩中的主要矿物之一。

（8）软玉　是细小透闪石集合体，常成致密块状。透闪石的成因虽有热变质和区域变质形成，但这里指示是扭或压扭应力作用下的产物。其特点是，在扭或压扭裂缝中，透闪石晶粒较粗，解理发育，均呈他形变晶结构。有时在扭裂面上出现底面上的柱状解理，说明透闪石柱体倾向于平行扭裂面。但究竟如何扭错？要视其在空间的方位而定。然后，来判断其所属结构面的力学性质。

上列矿物，多半是在应力局部集中的情况下所产生，而且大多是在压、压扭或扭应力作用下的产物。但是构造运动是反复、多次的。地应力也就有多次作用或应力性质的不断变化。早期形成的矿物，可以被后期应力所改造；后期改造后产生的新矿物，往往又可以产生变化。说明了矿物形成过程的复杂性。如果这种复杂性吸引人们去探索而找到先后变化的规律，那么，不仅可以查明矿物史，而且可以追索地壳运动史，应力性质转化和作用次数等，为矿物学的研究提出了新课题。

至于运动后的矿物，虽与运动前经改造和运动中产生的矿物有些不同，但有不少是共同的，所以，不另作讨论。只要在观察时注意，是可以区分的。

破裂压性结构面中的矿物种类和特征，有点类似区域变质中的矿物，但其规模较小，强度到不一定小。无论是矿物形变抑或细脉系统，大多是一定对称要素，以斜方对称为主；扭性结构面中结构的对称要素，以单斜为主，有时也有三斜。新相矿物，破裂压性结构面上矿物与区域变质的略同；压扭或扭性结构面中的较为复杂，矿物种类与一般区域变质的矿物不同，如蓝闪石、多硅白云母等。断裂带往往是个氧化带，如有定向磁铁矿分布，表明是压应力作用面所在；扭应力作用的断裂带，一般也没有还原作用；张裂带只有外来物加入而形成被壳和细脉充填，很少有新相矿物出现。在压性结构面附近有张和扭裂隙，其中的充填物可以反映结构面形成的深（有的是矿物本身的细粉充填，表示围压大，封闭状态，深度大）成环境和应力性质及其变更情况。

（十一）岩组分析

由上已述，在地应力作用下，已经固结的岩石和组成岩石的矿物要发生形变、破碎和内部结构、构造的变化，甚至还有新矿物的产生。从地质力学的要求，对形变岩石内部结构、构造变化和所受应力性质之间关系的研究，是岩组分析所要承担的任务和攻研的主要内容。

形变岩石的定向组构，也即组成岩石的矿物或矿物光轴的定向排列，由于地应力性质不同，其方式也不一样，明显程度也有差异。一般来说，压性、压扭性和扭性结构面等的定向组构比较明显；张扭性结构面次之，张性结构面则常常不显示定向组构。经过测定，把这些定向组构以一定方式表示在图上，其岩组图象当也各不相同。因而，可根据不同岩组图象，并结合宏观调查，来判断结构面的不同力学性质和破裂岩块在空间相对错移的方位。

破裂岩块在空间相对错移的方位，一般是反映结构面力学性质的。前已述及，地质

力学主要是以平面应力场来分析和处理问题的，从结构面两侧岩块在空间相对错移方位来判断结构面力学性质是一个很重要的方面。例如，压性断裂的上盘，一般是往上冲移；张性断裂的上盘，一般是向下滑移；扭性断裂两侧岩块是在水平面上作相对位错，等等。但是，在过去的岩组分析中很少从这方面去考虑。只是直观地看到错动就认为是扭（剪）性的，而不考虑它们在空间是怎样的错移方位。这是不符合地质力学的要求的。这一点是很重要的，否则就容易造成混乱、产生错误。这样，就要求我们不但要了解是否有错动，而且还要知道是怎么错移的，把这种错移方位放到野外的实际断面上去，看断面两侧的岩块在空间的错移方位，然后确定其力学性质。用岩组分析方法鉴定结构面力学性质的要求才算达到。

关于岩石中的一些裂开面，在过去的岩组学中一般都称为S面，即包括岩层的层面、片理面、劈理面、裂隙或节理面以及断层面，等等，断层仅仅区分是正断层或逆断层。对这些裂开面的力学性质则研究甚少。这也是不能满足地质力学的要求的。在地质力学的工作中，最基本的是，不仅要知道有裂开面的存在，而且还要知道裂开面的力学性质，以及它们的成因。在所谓S面中，既有原生结构面，又有次生结构面。次生结构面中还有压、张、扭性等区别。原生与次生结构面还有个转化问题。例如，地层的层面一般认为是原生结构面，在变形程度不很强烈的时候，都是这样认识和处理问题；但当其发生强烈变形、达到陡立程度时，就从原生结构面转化为次生结构面，力学性质就成为压性；劈理面、裂隙或节理面和断裂面等，都有压、张、扭性之别，甚至还有压扭、张扭之分；片理一般认为是压性的，等等。这是单性结构面的情况。在地质这一自然界中还有复杂的情况出现，而岩组是这种错综复杂的综合反映。要从这种综合结果中区分出不同力学性质的转化、迭加及其先后顺序和次数，是很困难的，但又要求能够做到，就必须改进研究方法，从多方面考虑才行。

在岩组分析中，为了便于对变形岩石的组构和与岩石变形作用有关的运动进行分析，并对比这种运动方向和岩组要素（片理或层理、线理等的产状）之间的关系，常常需要确定一个直角座标系统作为参考的标准，这三个互相垂直的座标轴 a、b、c，称为岩组轴，与所代替的三个主要应变轴A、B、C相区别。定向薄片均垂直于岩组轴切制。a轴往往与岩石变形时的运动或最大伸长方向相一致；b轴是物质绕之运动或滑移的方向，或有时是几组结构面的交线；ab面相当于岩组的岩石滑动面；ac面是变形面。这是一般的情况，但往往对力学性质的确定将出现错综复杂的情形。

现试从岩组类型，来分析结构面的力学性质：

1、压性结构面　包括片理、压性劈理、叶理和压性断裂等。在它们成生和活动过程中，除了产生定向组构外，或多或少要沿着这些面产生某些滑动。从三度空间来说，一般是其上盘向上冲移。因此，在压性结构面两侧或其中的矿物排列方式或组构可能出现下列各种情况：

1）矿物或矿物光轴呈定向排列，岩组类型如（图81）所示，为斜方对称岩组，S构造岩，ab面为挤压面，一般与最显著的片理面或其他构造结合面重合，ab面与另对称面的交线，特别在有线理与交线平行时，定为b轴方向，c轴垂直于ab面。在岩组图上

出现的一个极密部，并平行α轴。如某地花岗岩中有一条断裂FF′（图82），分别垂直断裂面走向切α片，平行断裂面走向切b片，测定其石英光轴方位后，分别获得S—构造岩岩组图形，如图(83、84)。

石英在断裂中，其光轴平行滑动方向，α片中石英的干涉色最低，在岩组图上出现一个极密部；b片则干涉色最高，光轴定向排列近于水平，极密部在两侧。由此可见，断裂为压性断裂。结合宏观现象，如擦痕方向，来确定断裂的力学性质。

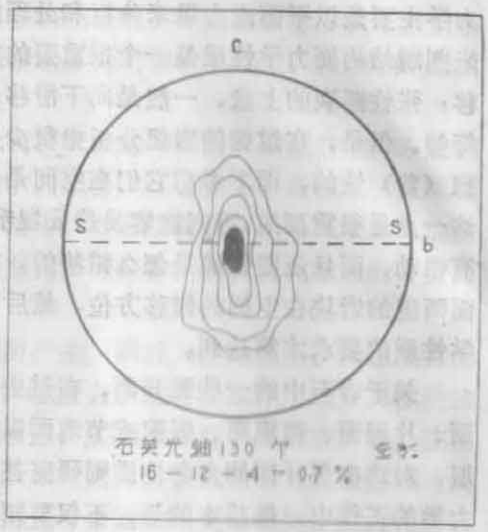
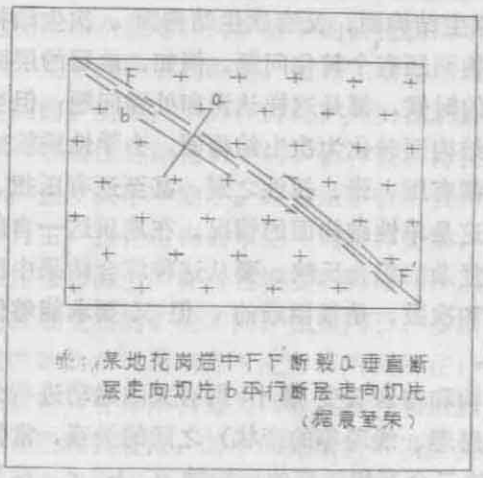


图 81



某地花岗岩中F-F′断裂a-垂直断层走向切片 b-平行断层走向切片
（据晨星荣）

图 82



垂直断裂走向的a-片石英光轴方位走向情况
（据晨星荣）

图 83

2）当岩石遭受挤压，有时要产生一对共轭X扭裂面，在扭裂面发生滑移的过程中，矿物将沿扭裂面排列，且越近扭裂面越为显著，岩组呈斜方对称型组构，S构造岩，（图85）所示石英光轴的αc环带，并有强极密，分布在αb面两侧约45°的位置；（图86）所示很强的云母极密，为解理平行αb面，但有初发αc环带趋向。这些岩组的对称性，一般反映了构造运动的对称性，也就是说，具有斜方对称的构造岩，岩组轴α、b、c与运动σ_1、σ_2、σ_3往往是重合的[①]。石英和云母的极密部反映垂直于αb面的压应力所产生的。所以，压应力为C轴方向，αb面为挤压面。由于压应力逐渐增大，产生的

①Turner F·J·and Weiss L·E·,1963 Structural analysis of metamorphic tectonites Mc-Graw-Hill, New York and London.

一系列应变椭球体园切面也有变化，从而形成了αc似环带，石英属Ⅰ型极密，记录了变形的最终结果。



图 84



图 85

3）矿物或岩石碎屑在断裂面间，随断裂两盘的错移而产生滚动或旋转，岩组类型如（图87）所示，一方面组构具有对称性；另一方面组构型式具小园双环带和极密部。这就表明，平行αb面即断层面的差异运动，在发生差异运动的过程中，石英底轴面(0001)围绕b轴发生过相对的旋转，说明断层两盘相对位移时伴随石英颗粒的粒间



图 86



图 87

旋转。在宏观或镜下观察所见，石英颗粒边缘的园粒化现象也表明了这种颗粒的旋转运动的存在。这种岩组类型常为单斜对称，αc面为对称面，R＝b，R轴总是垂直于物质的运动方向，称为R构造岩。一般认为这种类型的岩组是在又弱又慢的应力作用下所形成的。所以，石英光轴绕b轴旋转，在αc面上形成环带。S构造岩大多在比较强烈的应力作用下产生，使石英光轴集中于岩组轴α的部位。

逆或逆掩断层为压性结构面，其岩组类型如（图８８）所示，方解石形成B构造岩。这时的B（＝b）轴平行断层面走向，e极点形成αc环带，e的定向决定于B轴带或相交的另一组逆或逆掩断层以及分支构造等（相当于剖面上的一对x扭裂面）这种结构面为压性结构面。而是在它们错动过程中引起绕B轴（平行断层走向）的旋转而产生e极点的αc环带。



图　538个方解石(0112)极类测定岩组(%)

图　８８

又如四川峨眉山挖断山一两河口断裂，其走向为北20°西，倾向北东，倾角75°，挤压带宽约20公分，测定方解石光轴为明显的轴环带R构造岩岩组，表明是在持续而微弱的应力作用下，沿垂直于R轴（b轴）的α作逆向滑动。宏观观察，断裂上盘由茅口组薄层灰岩组成的牵引褶皱分布，轴向北5°东，表明北东侧向北北西扭动。可见，挖断山一两河口断裂的宏观和断裂上盘茅口灰岩中的方解石光轴的岩组分析表明，其力学性质以压性为主，兼具扭性。这种扭动可能是后期复合迭加。

上述各种情况，都是可能在同样的压应力作用下，在压性结构面两侧的不同（图89）部位或不同情况下出现的。因此，上述关于“S”、“B”和“R”构造岩这些名称，仅反映其排列形式和运动方式，具形态意义，但不能满足地质力学的要求。虽尚不准备另列名称，但在判断结构面力学性质时，要结合具体情况和宏观资料分析是十分必要的。

综上所述，对压性结构面来说，岩组图的特点有：一、αb面为挤压面，c_2^*为主压应力方向；二、由于挤压作用逐渐加强，应变椭球体园切面也逐步变位，岩组图上出现环带，但其中的极密部同样显示垂直于αb面为压应力作用方向，即C轴，αb面也为压性结构面；三、矿物晶面的定向排列，如（图90）所示，中长石（010）晶面呈北西向定向排列，为S构造岩；同时，宏观及镜下所见，闪长岩中的斜长石受挤压破碎和碎粒化，双晶弯曲和波状消光等，一致地显示闪长岩曾遭受了北北东——南南西方向的压应力作用所形成的；四、断面间的岩石碎屑或矿物颗粒由于断裂两盘错移而发生滚动或旋转，其滚动轴或旋转轴为b，反映了上盘垂直b＝R轴向上冲移。

这些特点总的表征了垂直αb面的挤压和上盘向上冲移。

2.扭性结构面：按照地质力学主要从平面应力场出发，其扭动是指沿水平面作相对错移。因此，矿物颗粒、矿物光轴或岩石碎屑等呈定向排列呈水平或平行于α轴，斜列于裂面间，或者在扭裂面间发生滚动或旋转，其滚动轴或旋转轴平行于断裂面倾向。（图原91）所示，黑云母的极密部位置说



图 89 方解石光轴方位岩组图
等密间距4—3—5—7.4%
测定方解石光轴方位100个



图 90 程潮内长岩 据1004中长石(010)解理极点测定 （裘盛荣）
<0.5—1.5—2.5—3.5—4.5<%

明，沿S面的运动，使黑云母片（001）近于平行S面排列。多数石英光轴也平行S，垂直b，平行α排列，则αb面为扭性面，扭动方向为顺时针。这是由黑云母极密部及环带对bc面的不对称分布特点而辨认。石英光轴平行于α轴分布（图81），也可能是石英的柱面沿一个扭裂面（平行S面）且光轴平行α轴的滑动所致。

3、张性结构面：张性结构面是由于引张所产生，岩石和矿物的内部结构一般未显



黑云母140个解理极点
4—2—1%

图 91

图 92



石英光轴 200个
75—4—2—1% 最高为8%

示定向排列，等密线图也没有规律性，密度一般都∠3.5%，而且没有密集中心。

4、压扭性结构面：是指压、扭应力同时作用所产生的那些结构面，如斜冲断层、裂隙等。（图92）所示，石英和白云母呈斜方对称的S构造岩岩组，是由垂直于S面的压应力所引起，平行于S面的错移，使石英光轴沿 ab面扭错，（图93）所示，这种错移是沿 ab面的斜向冲移，但未引起云母（001）解理片绕b轴的旋转，而仅仅是沿 ab面的斜向滑移。ab面为压扭性结构面。

5、张扭性结构面：是指张、扭应力同时作用所产生的那些结构面，如斜向滑落断层、裂隙等。（图94）所示，主断面走向北310°—340°西，倾向北东，倾角75°—90°



白云母100个解理极点
5－5－3－1％　图92

图　93

图94



图93　石英光轴1045
5-4-3-2-1%(据曾庆来)

滑动镜面上残留的擦痕表明，错动方向为南东向北西倾斜50°—60°角度向下斜向滑落。从石英光轴定向图可见，南半部有一个最大值（密度5％），它向北西倾斜50°—60°。这样的岩组分析，从石英光轴的定向排列可帮助证实了断裂上盘沿主断面发生过斜向滑落，其力学性质为张扭性断裂。

此外，属于序次转化和复合迭加等类复性结构面的岩组类型的分析，将在下节介绍。

近几年来，国内外逐渐采取X射线岩组学来代替费氏台岩组分析法，预示着岩组分析将扩大到新的领域。

（十一）控制岩脉和矿脉的结构面力学性质的鉴定

岩脉和矿脉是已经被充填或封闭的断裂或裂隙的反映，鉴定其力学性质，不仅具有理论意义，而且对找矿、勘探也有重要实际意义。

由于不同力学性质结构面的形态特征不同，交代或充填其中的岩脉或矿脉的形态及其组合特征也各不相同，归纳起来，可根据下列方面来鉴别控制岩脉或矿脉的结构面力学性质，即：①脉体的形状；②脉壁的形态及脉壁上的痕迹（擦痕、羽列和分支脉等）；③脉体内的夹石或残留石砾的形态及其排列方式；④脉体群的组合排列形式；⑤产状相

同、形态相似，但不含脉的裂隙的特征等。现分别叙述于下：

1、压性破裂面中充填的岩脉或矿脉的特征

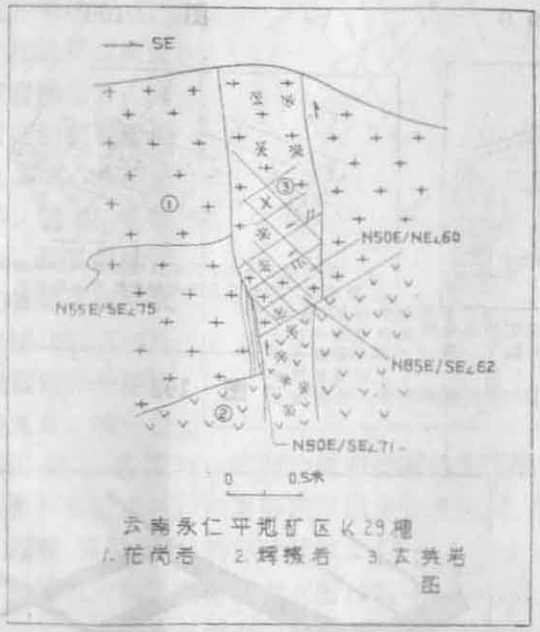
一些压性断裂，沿其走向伸展很长，顺其倾斜延伸较深。岩脉或矿脉往往受其控制，或者成为含矿热液的良好通道，起着导矿作用；或者成为散矿、布矿构造，起着储矿或容矿作用。其特点是：岩脉或矿脉的厚度变化大，产状和形状与断裂大体相似，舒缓波状，呈透镜状，尖灭再现，现又尖灭，成串珠状（图95）；也有呈合而分，分又合（图96），脉间夹石（实际是围岩，又俗称中石）也成透镜状，平行脉体展布，脉体群大体平行分布。在平面上如此，在剖面上也这样。

图 95

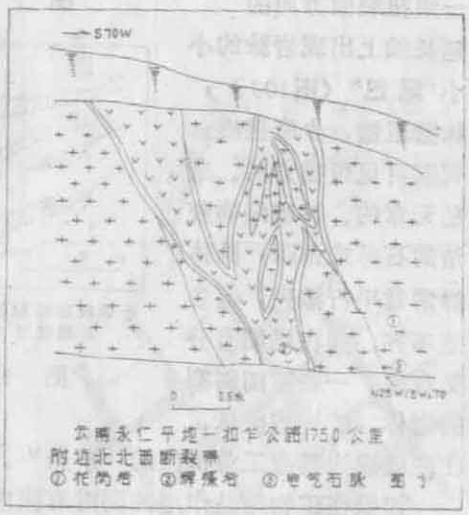
图 96

在剖面上，

图 97



云南永仁平地矿区K29地
1.花岗岩 2.辉绿岩 3.古老岩
层



云南永仁平地—扣车公路175.0公里
附近北北西断裂带
①花岗岩 ②辉绿岩 ③电气石脉 图 9

图 98

单脉沿倾斜方向的倾角有变化，脉体波状弯曲（图97），呈尖灭再现（图98）；往往在缓处膨大增厚，矿便在那里富集，在陡处缩小减薄以至尖灭；规模不等的脉体平行出现，深浅不同或雁行排列，或者密集成带，主脉两侧出现许多细脉；有时在主脉一侧或两侧出现羽状、入字型（图99）等分支脉；脉壁上出现顺倾向的擦痕等指示上盘岩块往上冲移。

若在矿的结晶作用的同时有压应力作用，则晶体出现定向排列，其长轴与主断面平行（图 ）。

2、张性破裂面中充填的岩脉或矿脉的特征：

由于张性断裂一般规模不及压性或扭性断裂大，延伸也较浅，连续性差，所以，对大岩体不起主要控制作用。但在较大规模的压性或压扭性断裂带上或其附近时，则常常成为岩浆或矿液等较为有利的赋存场所（图100）形成形态复杂(图101)，厚度变化大，反复曲折，呈追踪现象（图102），常沿一组扭裂面方向的延长线上出现岩脉的小小"尾巴"（图103）；脉壁粗糙，少有擦痕；有时可见带棱角的、杂乱无章的、被胶结物胶结的石砾或角砾；脉体群常常平行排列，但参差不齐，并在尾端有分叉现象。一些宽阔斜裂的岩体，矿体或矿脉，往往就成为具有工业价值的"矿床"。

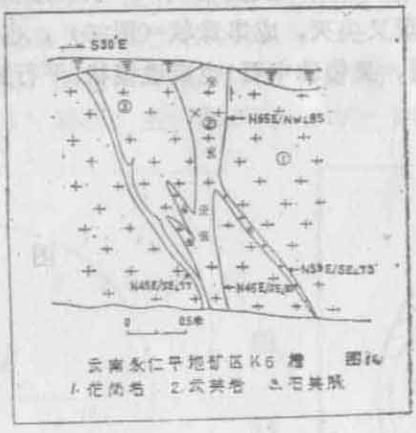


图 99



图 100

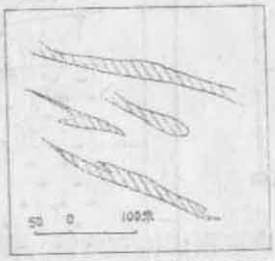


图 101



图 102

如果在矿物结晶作用的同时有张应力作用或裂隙继续张开，晶体常常垂直脉壁生长。但要与溶洞或溶解后出现的空隙壁上晶体垂直生长相区别，后者往往在结晶后留出空洞，并呈一圈一圈地出现，前者往往并不留有空间，也无明显圈层出现。

3、扭性破裂面中充填的岩脉或矿

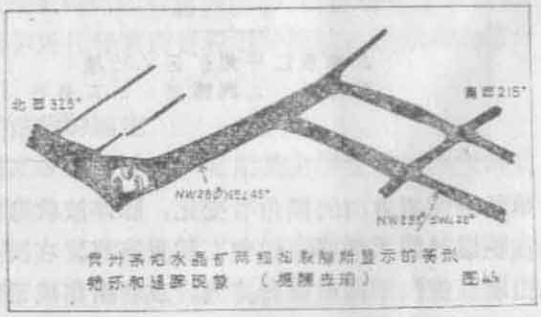
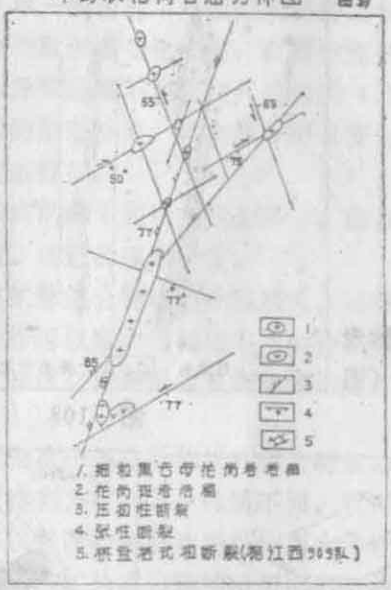


图 103

脉的特征：

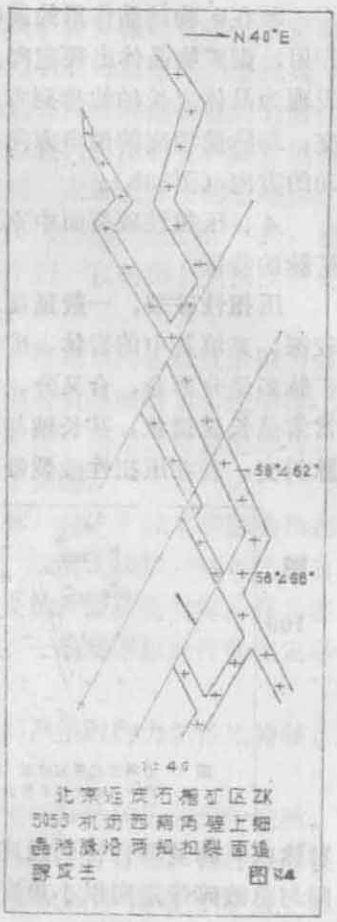
由于扭性破裂面往往呈平直光滑延伸，对受控制的岩脉或矿脉的厚度、产状影响不大，在平面或剖面上均比较稳定；通常，它的形态简单，脉体平直，单体延伸较远、较深，呈似板状（图104）；脉壁光滑平直，有时可见水平或近水平的擦痕，往往将早成裂隙或岩脉错开；有时两组扭裂面同时出现，互相交切，组成网格状，交叉处脉体往往膨大成柱状（图105、106），但常常为一组比较发育，另一组则比较不甚发育；有时为雁行排列的张裂隙或张扭裂所取代时，则岩脉或矿脉呈尖灭侧现，首尾相接，重迭较大，约单脉长的1/2—2/3，与主扭裂面方向之夹角较大（图107、照片36）其两侧扭动方向为脉群斜列的反方向错移；若为扭性或压扭性裂隙所取代时，则岩脉或矿脉也呈尖灭侧现，其首尾相接，重迭较少，约单脉长的1/3—1/4，与主扭裂面方向的夹角也较小（图108），其扭动方向为脉群斜列的顺方向错移；在平面上，有时在主脉的一侧或两侧发育有张性羽状脉（图109、110）和旋扭轴近直立的旋扭构造（图111）。指示脉体充填前两侧的扭动方向。

照片 36



→图104

←图105



北京延庆石幔矿区水3053孔岩西南角壁上细晶岩脉沿两组扭裂面追踪反主 图104



图105 广西茶垌变两组"X"型共轭扭裂控制的水晶矿

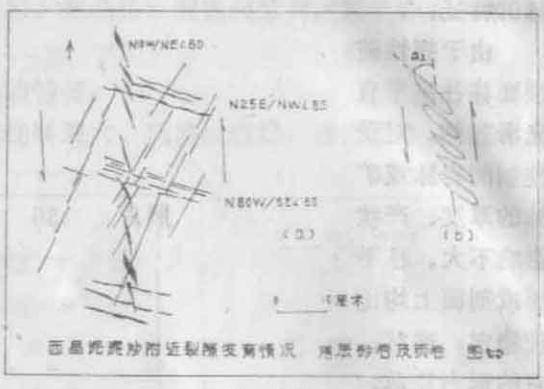
图 106

—77—

若在矿物结晶作用的同时有扭应力作用，则矿物晶体出现定向排列。常常表现为晶体之长轴的排列方向与脉壁斜交，与脉壁相交的锐角方向指示对盘扭动的方向（图33b）。

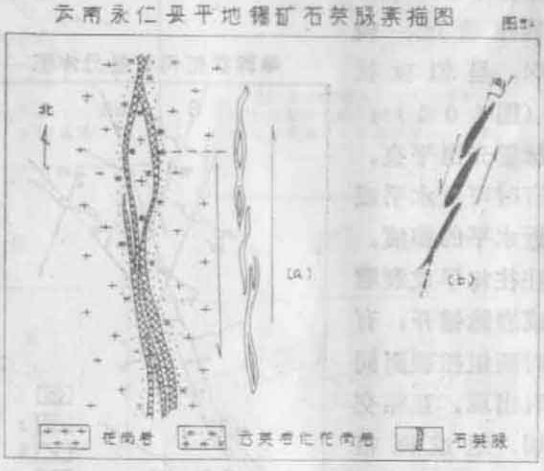
4、压扭性破裂面中充填的岩脉或矿脉的特征：

压扭性破裂，一般延展较长，延伸较深。充填其中的岩体、矿体、岩脉或矿脉多呈分而合、合又分，波状弯曲，常常呈长透镜状，其长轴与主岩脉或矿脉斜交；若在压扭性破裂带中为许多小岩脉或矿脉呈雁行排列组成时，其单脉走向与总破碎带走向以小角度相交，如（图原86）所示，其细脉首尾相接，重迭较少，平面和剖面上均出现雁行排列；若以扭性为主，压性为次，则在平面上出现雁行排列，剖面上为一组相互平行的岩脉或矿脉；相反，若以压性为主，扭性为次，则却为相反，在剖面上呈深浅递变的雁行排列，在平面上呈平行的岩脉或矿脉；若矿脉或岩脉受到扭曲，则以膨大处为中心，向两端往往呈相反的倾向，说明除了平移，还有旋扭。



西昌姚安附近裂隙发育情况 (a)裂隙产状及统计 (b)

图 107



云南永仁县平地铺矿石英脉素描图

图 108

图 109

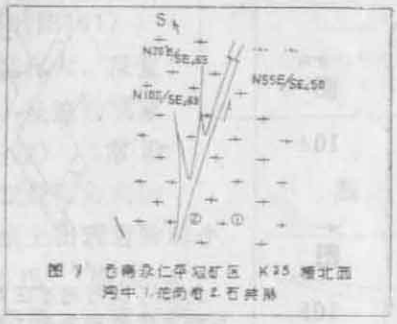


图 9 云南永仁平地矿区 K25 号北面
网中 1.花岗岩 2.石英脉



图 10 单斜构造中伟晶岩脉
主脉两侧羽毛状支脉

图 110



图 11 晶洞产于单斜构造旋扭处

图 111

5、张扭性破裂面中充填的岩脉或矿脉的特征：

由于张扭性破裂面形态特征所决定，其间所充填的岩脉或矿脉多辗转弯曲，宽宽窄窄，从局部看来，脉壁还较平直，脉中常夹具次棱角状或棱角状石砾或角砾，往往具一定方向排列，其长轴方向与脉壁略成斜交，与脉壁相交的锐角方向为对盘错移的方向；若张扭裂带为许多小脉呈雁行排列，则单脉走向与总体走向以较大角度相交，其首尾相接，重迭较少，如（图原８５）所示的那样，脉体多呈短而粗、末端成分支的透镜体。张扭裂带若以扭性为主，张性为次，则在平面上呈雁行排列，剖面上呈互相平行；相反，若以张性为主，扭性为次，则却为相反，在平面上互相平行，在剖面上呈深浅递变的雁行排列。它们所指示的扭动方向与压扭性者也却为相反。

上述各类控制岩脉或矿脉的破裂结构面力学性质的鉴定，以充填的岩脉或矿脉为最清楚。而如果由于受气、热液交代作用所形成的岩脉或矿脉，则对结构面的力学性质特征将产生掩盖或破坏，那么就给鉴定结构面力学性质增加不少困难。但是，从总的来看，上述特征仍可参照使用，不过，在使用时要注意观察研究以下问题：

（1）在岩性单一的情况下，裂隙两侧的蚀变交代应大体一致，矿脉或岩脉的形态特征也应大体反映裂隙形态变化特征；在岩性复杂的情况下，蚀变交代因岩性不同而有差异，这时就要选择那些极不容易交代的岩层（如灰岩中所夹的砂岩或页岩等）作为鉴定结构面力学性质的形态特征，其余部分即是变化了的部分，一般就不以此作为鉴定结构面力学性质的形态特征。

（2）在岩脉或矿脉中的蚀变残余部分，往往反映结构面产生时的力学性质特征，要注意其中的结构、构造的观察研究。

（3）岩脉或矿脉组合特征的分析研究，往往可以判断控制脉体构造的力学性质。因为经过交代蚀变作用以后，结构面本身的特征常可破坏，但其组合特征，往往可以保留，所以岩脉或矿脉组合排列形式及规律的研究，可以反映控制脉体的结构面力学性质。

（4）主脉两侧次一级小脉的排列组合特征，往往可以反映控制主脉的结构面力学性质。如分支脉的排列方式和力学性质不同，就可以反映控制主脉构造两侧岩块的上冲或下滑的不同，借以判断控制脉体的结构面力学性质。

（5）注意与控制矿脉或岩脉的破裂面形态相似、产状相同的那些含脉或不含脉的断裂，特别是不含脉断裂的力学性质相对比，往往也可以鉴别由于蚀变交代作用形成的岩脉或矿脉的结构面力学性质。

至于有人曾根据矿脉中充填后期石英脉的特征作为鉴定控制矿脉裂隙力学性质的特征，那是不可靠的。后来经过进一步野外观察和岩组分析证明，其结论也是错误的。因此可见，对这种现象的观察研究，一是要反复、细致的观察研究；二是不要被表面现象所迷惑。这应该引以为戒。

岩浆岩体或矿体的形态特征和分布状况，常常显示构造体系的特点。如南岭的一系列东西延展的花岗岩体，就反映了东西向构造带的特点，同样，川滇南北带的一系列花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩和辉长岩等，反映了南北向构造带的特征；秦岭、阴山东西带中的岩体也呈东西延展；东南沿海一带，燕山期花岗岩多呈北东或北北东方向展布，反

映了华夏系、新华夏系的分布规律；脉岩也是如此，如云南永仁县平地一带，北东东向展布的云英岩呈雁行排列，反映与新华夏系的一组北东东向扭或压扭性裂隙的特点，清楚地反映出构造的规律性。

八、复性不连续结构面力学性质鉴定

上述压、张、扭这种力学性质单一的结构面的鉴定，它们的特征一般比较明显也比较容易鉴定。然而，在许多场合，由于构造体系本身的发生、发展和演化；由于不同构造体系的复合，结构面的力学性质就要发生质的变化，而且这种变化是常常可见，在中生代以前成生的构造，这种变化尤其多见。产生这种变化，由上已述，可有三种情况：（1）两种不同性质的应力同时作用所产生，其鉴定方法也如上述，此不重复；（2）由于同一构造体系的发生、发展和演化，同一结构面的力学性质产生质的变化，称为结构面力学性质的序次转化，简称为序次转化；（3）由于两个不同构造体系的复合，不同力学性质的构造成分在同一结构面上的迭加，称为结构面力学性质的复合迭加，简称为复合迭加。因此，结构面的力学性质就显得比较复杂，往往在同一结构面上迭加了二种或二种以上的不同力学性质。所以，常常称这类结构面为复性结构面。这就要求在鉴定结构面力学性质时，要注意和区别这些复杂情况，即要查明压扭同时或张扭同时，还是先压（张）后扭，抑或先扭后压（张）等，以及作用次数和先后顺序。当一个复性结构面力学性质的变化查明以后，那么通过这个结构面力学性质先后变化顺序，就可以了解这个地区一个构造体系发生、发展和演化的历史，或者先后几个构造体系的复合迭加；同时，对与这些构造体系发展或复合的有关阶段或有关构造体系有内在联系的岩浆活动和成矿作用的规律性控制。

对于这类结构面的鉴定，除了两种不同性质应力同时作用所形成的结构面外，对于其余两类结构面的鉴定，其主要方面可参考上述单性结构面的一些特征。总起来说，它们既具有压性（或张性），又兼具扭性，或者相反，或者先后数次不同力学性质更替和迭加。

对于这类结构面的鉴定方法，总结已有的经验，具体作如下补充：

（一）结构面的形态遭受改造。如先为锯齿状的张性结构面，在后期产生扭动时，往往在其突出部分被磨平，并留下近水平扭动的一些痕迹。一个显著的例子是四川乐山轸溪穿洞子沟中，在三迭系飞仙关砂页岩中，有一系列张性断裂，走向北40°西，倾向北东，倾角40°—50°，显示张性的特征有：与陡立的北东向地层，相垂直；断面是锯齿状，裂口张开；在其上下有两组扭裂面，示张裂方向的挤压等。当后期产生扭动后，在断面上或其两侧的特征有：岩层错开，并产生牵引现象；断面上具水平擦痕；在裂面间的岩块呈斜列等，共同统一显示北东侧（即上盘）向南东错，南西侧（即下盘）向北西错。综合起来看，此为先张后扭。结合区域构造体系来看，其位于五渡溪山字型构造的北翼。至所以产生后期的扭动，是由于山字型构造发展的后期结构面力学性质的序次转

化，为张、扭性结构面（图112）。

（二）在同一断裂面或同一组断裂面上具有不同方向的擦痕，相互穿切，（图上、照片 ），表示上冲在先，近水平的扭动在后。结合区域构造体系的发展特点来看，为同一构造体系的一组构造成分力学性质的序次转化，为压、扭性结构面。

（三）同一断裂面，一侧或两侧，出现不同产状的分支构造或旋扭构造，它们或者互相切割，则被切者在先，切者在后。如山东莱芜弧形断裂，在其一侧有一系列石英脉，靠近断裂者变粗，约宽达5—10公尺，远离则逐渐尖灭，其产状，保持与弧形断裂成26°—30°的夹角，其性质属张性，指示外侧顺时针、内侧反时针扭动；又根据擦痕、小型入字型构造等，又显示其相反的扭动方向。此外，断裂面两侧的片理、叶理和压性劈理的不同产状，也可以判别其性质变化。当其与主断面平行，则表示压性；当其与主断面斜交，则为扭性；若前者被后者所切，则为先压后扭，若相反则为先扭后压。结合区域构造体系。分析，判定它们是序次转化，抑或复合迭加。

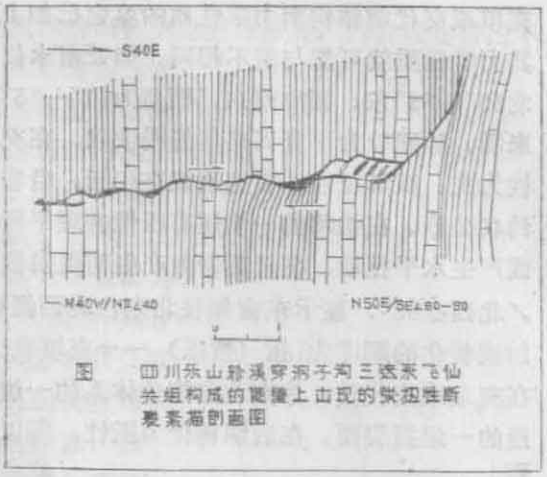


图 四川乐山舒溪穿洞子沟三迭系飞仙关组构成的褶皱上由泥的张扭性断裂素描剖面图

图 112

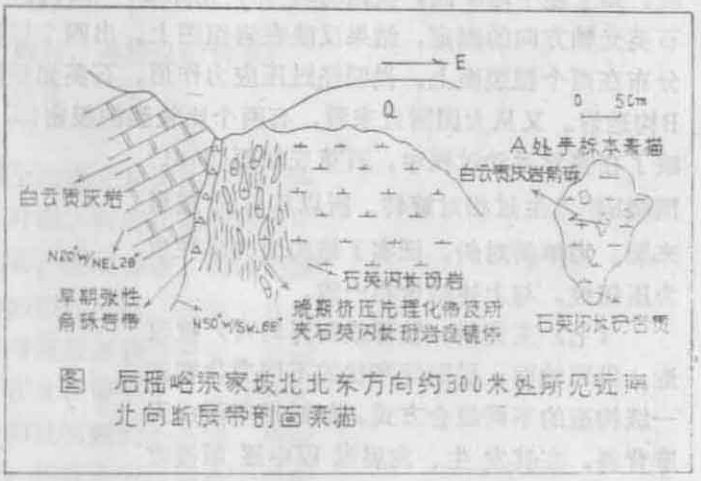


图 后孤峪梁家坡北北东方向约300米处所见流洞北向断层带剖面素描

图 113

（四）断裂构造岩的变化。如河南卢氏后瑶峪梁家坡的北北东向断裂中，一些张性角砾岩，其成分主要为硅质条带白云岩，角砾棱角完好，大小混杂，硅质或钙质胶结，甚为坚硬；随后石英闪长玢岩顺断裂侵入，靠近断面石英闪长玢岩胶结了早期张性角砾岩。后期，这些张性角砾岩被挤压破碎成构造透镜体，周围为片理所包围，最后微微扭错，断面造成细小粉末，断面也较新鲜，无铁质充填。由构造岩的变化可见，北北东向断裂的力学性质为先张、后压，又扭，结合区域构造体系发生、发展的特点，其为张一压·扭性结构面，即表示，东西构造带的近南北向断裂的张性，北北东向的压性，和序次转化后的扭性（图113）。

（五）岩脉或矿脉充填或交代前后的变化与结构面力学性质的转变。岩脉或矿脉在

充填或交代前结构面力学性质的鉴定已如上述。但在其交代或充填后再一次进行改造，其力学性质就可能与前不相同。如云南永仁平地矿区K29槽（图79）中，有一条走向为北50°—55°东，倾向南东，倾角为71°—75°的云英岩，穿过了二长岩和辉绿岩。从总体来看，脉壁较为平直而略具舒缓波状，在充填或交代前，其结构面力学性质应属于以扭性为主，微具压性。在充填或交代后，沿着脉壁两侧发生错移，并把辉绿岩脉上下错开约40公分。在错移的一侧还有压性劈理平行脉壁展布。大致在错开的同时或以后，伴随或产生水平扭动，在云英岩内产生两组扭裂面：一为北5°西／北 东∠ 60°；一为北85°东／北西∠ 62°。显示东南侧往北东，北西侧往南西扭动。可见，这一结构面的力学性质迭加或转化的顺序为：扭（微压）—→充填或交代—→扭—→压。根据区域构造体系分析，在充填或交代前，为南北向构造体系的一组扭裂面；充填或交代时或后，为新华夏系构造的一组扭裂面，在后期转化为压性。所以，这一结构面力学性质为扭—扭、压性结构面。

（六）岩组分析。不同力学性质在同一结构面上先后迭加，在岩组图上必然有所反映。如上述平地矿区，根据北64°东／南东∠ 76°的褐铁矿染石英脉的围岩——云 英岩作石英光轴方向的测定，结果反映在岩组图上，出四个极密部（图114），两个极密部正好分布在两个扭裂面上，说明经过压应力作用，石英光轴沿扭裂面分布，并定向排列，属B构造岩。又从大园附近来看，有两个比较强的极密部，它和扭性劈理的 极点近似，反映了在差异运动过程中，石英底轴面(0001)围绕b轴发生过相对旋转。所以从总的 图形来看，为单斜对斜，证实了结构面力学性质为压扭性。与上述结论相一致。

图 114

（七）主背斜（轴部或两翼均可）被改造，出现轴面、层面等产状的不同变化和次一级构造的不同组合方式。如四川华蓥山天府背斜，在其发 生、发展过 程中逐 渐被改造，由南向北，从水岚垭至戴家沟一带，轴线东凸，则东翼陡峻，西翼缓倾，冲断层发育于陡翼，断面西倾，断距大；戴家沟至大岩湾一带，岩层陡立，两翼倾角相近并呈对称，轴面近直立，断距甚小；大岩湾至扬柳坝一带，两翼由直立至倒转，东翼缓倾，西翼陡峻，轴面东倾，轴线微微向西弯凸。南北两弯凸部位，均系高点处，整体看来，呈S 形。在 扬柳坝至庁家坡一带，一些小褶皱呈雁行排列，分布在背斜轴部。结合其它特点可见，天府背斜不仅具有水平挤压，而且还有水平和上、下岩层间的反时针扭动，也表示先压后扭的序次转化，即为压·扭性结构面（图115）。

此外，由于断裂面力学性质的序次转化和复合迭加，影响断裂两侧岩层牵引现象的

不同变化。因而，对断层两侧岩层产状变化规律的调查测定极为重要，当发现在挤压不甚剧烈处早期产状平缓者没有改变，而在挤压厉害的地方岩层产状急剧变陡，再结合其它特征和区域构造体系的分析，来判断其力学性质的转变过程。如上述后瑶峪梁家坡北北东向断裂两侧地层平缓显示早期张性，而后期又挤压不甚，结合其它特点确定其结构面力学性质。

（八）、构造体系的分析。当鉴定了结构面力学性质为复性后，再进行先后力学性质转变顺序的分析和确定；如有直接穿切关系时，可直接确定其先后，确定其序次转化或复合迭加；若无直接穿切关系时，则同一地区的构造体系的分析，根据各构造体系发生、发展和演化的阶段，或不同构造体系先后迭加，来确定力学性质先后转变的顺序。从而可以就一个断裂来了解区域构造发展的大体历史，和力学性质的演变历史。

图 115

为了说明上述问题，现试举数例，再行说明如下：

1、结构面力学性质的序次转化

以四川华蓥山地区为例：

（1）四川华蓥山天府背斜上的北北东向冲断层，在其断面间或附近，有压性劈理、叶理、构造透镜体等均平行断裂面展布；岩层直立乃至倒转；岩层揉皱，局部层理消失，许多小褶皱轴面产状也与断裂面平行；断面上具甚为发育的上冲擦痕，以及断面本身舒缓波状等特征，显示应属压性。当进一步调查发现，在此断裂面上，还具有大量水平或近水平的擦痕；断层一侧或两侧的小褶皱、冲断层以及张性断裂与主干断裂斜交，组成入字型构造；与主干断裂平行或近于平行的小褶皱作雁行排列；陡立地层间的羽状张裂也呈陡倾斜产出，表明为扭性特征。综合来看，为压扭性结构面。但两者谁先谁后呢？根据：①水平或近于水平擦痕穿切了近垂直的上冲擦痕；②主背斜轴部进一步产生雁行排列的小褶皱；③区域构造体系的分析，只有新华夏构造体系一种等来看，应挤压在先，水平扭动在后，先压后扭，属序次转化，称压·扭性结构面。

（2）四川华蓥山沥鼻峡背斜上有一断裂斜切而过，其走向为北75°东，倾向北西，倾角78°。其既具扭性（照片 ）特征；又具压性（照片 ）特征。根据：①断裂仍较平直；②在断裂面北西侧有分支构造与其组成入字型，并与北北东向褶皱斜交等，应属新华夏系构造的一组扭裂面（照片37）；另据较为强烈的挤压现象来看。又显示压性。两者之关系为何？根据新华夏系构造的特点，这一组断裂面应为先扭后压，属序次转化，为扭·压性结构面。



照片37　四川合川芭蕉湾下三迭统飞仙关组灰岩中北75°东，压扭裂面。

（3）四川华蓥山保和场背斜上有一北北西向的断裂，与褶皱斜交。其间具张性特征：裂面张开，其间充填有结构松散的角砾，角砾具棱角，大小混杂，杂乱无章，垂直落差50米沿断层岩溶和泉水发育等；又具扭性特征：裂面两侧构造线被错移，并伴随拖曳现象，水平错距10米，以及羽状张裂与其组成入字型构造等。从新华夏系构造的发生、发展特点分析，其为新华夏系构造的另一组扭裂面，后来转化为张性的，属序次转化，为扭·张性结构面。

（4）在天府背斜上，张性断裂屡见不鲜，至后期也转化为扭性，特征如上述，属序次转化，为张·扭性结构面。

2、结构面力学性质的复合迭加

（1）四川乐山刘家沟陈烷房对岸的前震旦纪花岗岩中，有一组北20°西的裂隙，其中充填了辉绿岩脉，并将近东西向的另一组岩脉切穿、扭错，使北东侧向北北西移，南西侧向南南东扭动；后期，北北西向的辉绿岩脉遭受挤压，产生压性劈理，近于平行岩脉。这些现象说明，北北西向断裂有过多次活动，其性质和活动方式应为先扭（属新华夏系构造的扭裂面）或张扭，后挤压（属于南北向构造体系的成分），系复合迭加，称为扭—压性结构面。

（2）云南永仁县平地矿区K130槽中，东西向张裂追踪北北西和北东 东向 的两组扭裂面，则示先扭后张，前者属南北向构造体系的成分，后者属新华夏系的构造成分，为复合迭加（或归并），称为扭—张性结构面（图82）。

余者依此类推。

上述各项特点，并非所有断面均有，也不是处处都能具备，而是综合起来，有这些特点。在实际工作中，往往是出现二至三项特点就可以确定其性质。

同时，必须指出，在鉴定复性结构面的力学性质时，常常会发现最主要或最后一次运动留下的痕迹最为明显而清晰，往往改变了先成形迹的面 貌而贬低了先成形迹的意义，或者前后形迹混淆，或者先成形迹之残余被忽略，或者变 的复杂而难以辨认，等等。因此，在鉴定这类结构面力学性质时，既要注意结构面本身的特征，也要结合区域构造体系发生、发展阶段和复合联合等进行分析研究，才能更确切地得出结构面力学性质的正确结论。

各类结构面力学性质的鉴定主要依据野外观察和研究，也可以从岩组和应力矿物分析提供佐证。

结　　语

《结构面力学性质鉴定方法》一文，是笔者几年来学习地质力学的一些粗浅体会的初步总结。根据实践，对结构面的地质力学分类作了局部补充，并对各类力学性质结构面所包含的构造形态名称作了具体说明；对连续性结构面力学性质的鉴定，初步提出了一些方面作为尝试，对不连续性结构面力学性质鉴定作了系统归纳，并提出了复性结构面的鉴定方法。通过这样的总结工作，以期能提高地质力学在野外工作的水平，为地质力学分析工作打下可靠的坚实的基础；同时，在生产实践方面收到一定的成效。在这一工作中，承我室徐旃章和李福佩两同志协助提供和收集部分资料，使工作顺利进行。在此致谢！

参考文献：（略）