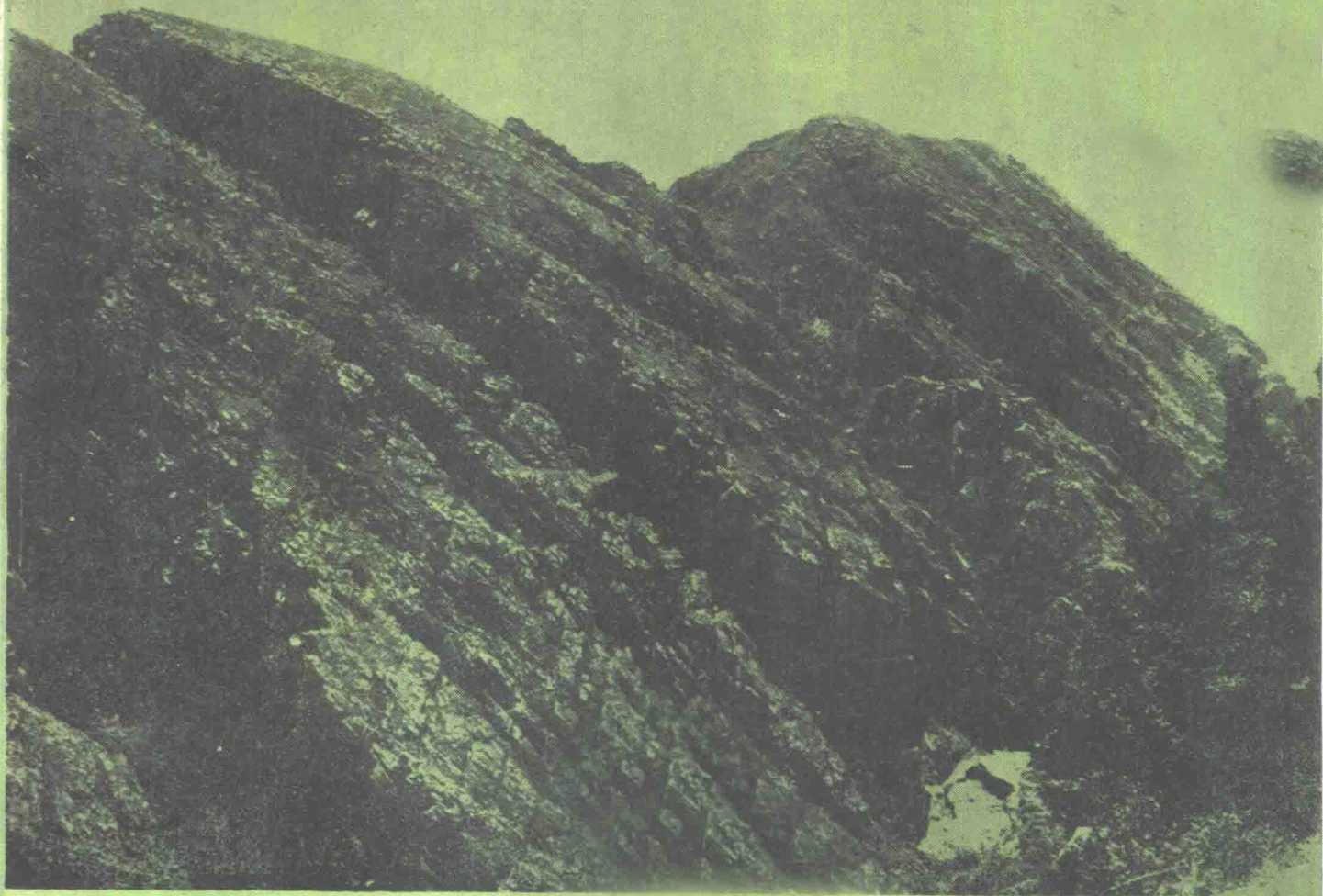




武汉地质学院区地教研室 著

地质构造形迹图册

地质出版社

074

地质构造形迹图册
武汉地质学院区地教研室 著

*

国家地质总局书刊编辑室编辑

地质出版社出版

地质印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

*

1978年3月北京第一版·1978年3月北京第一次印刷

印数 17,800 册·定价 1.60 元

统一书号: 15038·新226

序 言

本书的目的是, 试图通过照片真实地反映岩石的各种不同构造形迹的形态特征及其相互关系, 尽可能地参照李四光同志关于鉴定每一种构造形迹(结构面)的力学性质的原则, 阐明它们的力学意义, 并对它们的形成作一力学成因的简单解释。作为野外地质工作者和地质专业的工农兵学员学习构造地质学和地质力学的辅助材料。

一个地区地质构造的研究, 总是首先从研究野外各个露头 and 手标本上所出现的最基本的和最常见的构造形迹及其相互关系开始, 从而获得感性认识。毛主席指出: “人们总是首先认识了许多不同事物的特殊的本质, 然后才有可能更进一步地进行概括工作, 认识诸种事物的共同的本质。”(《矛盾论》)。在通过对野外许多露头和手标本上呈现的构造形迹的反复多次和大量观察的基础上, 就可以根据这些观察到的, 彼此之间有密切成生联系的、不同性质、不同大小、不同方位的构造形迹联系起来考虑, 进行概括工作, 逐步产生对一个地区构造组合型式整体(构造体系)概念的认识。循此继进, 使用判断和推理的方法, 进而就可以得出这个地区构造变形发生的原因及其发展过程的理性认识。如果经过了反复检验, 人们达到了思想中所预想的结果时, 我们就可以运用所掌握的规律去能动的改造世界, 为社会主义建设服务。

本书的照片, 多是那些规模不大, 能在野外露头和手标本上直接见到的构造形迹, 即小型构造。它们是地质构造调查的中心内容之一, 是我们认识自然界复杂的和千姿万态的构造现象及其规律的基础, 在构造地质和地质力学的研究中具有很大的意义。因为小型构造与同它们性质相同的中型、大型、乃至巨型的构造形迹, 在力学性质上以及形成的方式上并没有什么根本不同, 而且它们之间往往有着密切的成因联系。研究小型构造可以指示变形过程中局部构造运动的方向和性质, 也可以说明岩石变形时的应力分布情况, 从而它可以帮助阐明它所处的大型构造的性质、几何形态及形成过程。同时, 在某种意义上, 可以把小型构造看作是大型构造的缩影, 所以从小型构造上所表现出的岩石的各种变形间的相互关系, 有助于了解各种大型构造间的有机联系, 可用来进行“比较构造”分析; 它们还为地质条件下岩石受力变形的状态提供了具体例证。不同序次的小型构造形迹之间的交切关系, 可以指示不同构造变形幕的序次, 有助于建立区域构造变形史。由于地质构造规律对固体矿产资源的分布、地下水和其他液体、气体资源的分布和动态以及在工程地质和地震地质方面都有着重要的控制和影响, 因此, 小型构造的研究具有极其重要的生产实践意义, 这也正是我们研究它们的根本目的。

图册中所选择的照片, 虽然未能包括全部变形构造, 但是它们基本上反映了构造地质学中的主要部分。因为尽管存在于自然界的构造形迹, 似乎是种类繁多、千变万化, 其实, 它们的形态具有很大的一致性, 种类也是有限的, 基本上可以概括为面状构造(节理、断层、面理)和线状构造(线理、窗槛构造)以及在几何上兼有二者特征的褶皱和香肠构造。它们当中有些是在手标本中或在露头的范围内不间断和均匀地分布的, 就好像受原子层的排列所控制的矿物的劈开面一样, 它贯穿整个岩体, 而且都具有同样的平均方位, 这种构造称为透入性构造, 如面理和线理。而另一些, 从小范围来看, 则是非透入性构造, 如断层等。

构造的成因是个复杂的问题,有些目前已研究的较清楚,有可能给予一定的说明;另一些的成因目前还不很清楚,对于这些构造,照片本身则可启发读者进一步去探索它们之间的内在联系及其成因。

为了便于阅读和较系统地理解和分析照片中展现的各种构造图象,也使每张照片的说明尽可能简明扼要,免于过多的重复,我们在各类构造形迹之前,写了一个综合说明。

图册中共选择 170 幅照片。对于每一张照片都针对某一主要构造现象给予简要说明,为了帮助分析变形与应力的关系,部分说明并附有简单素描和力学分析图示。照片的编排,只是为了较集中地、突出地反映某一类构造形迹而安排的。实际上,相同的构造形迹在其它部分的照片中也可以看到。由于这些照片不在于说明具体某一地区的构造特征,因此,具体构造的地理方位则一般从略了。构造的比例以照片中的实物表示,或在说明中加以注解。

图册中的照片是我们多年来从事教学、生产和科研过程中积累的。由于工作区域和内容的局限性,所以图册内容还远不能反映我们祖国的丰富多彩的构造现象,希望今后能得到广大的地质工作同志的支持,在再版时能充实更多更好的照片。图册中的照片除署名者外,都是本教研室的同志拍摄的。由于水平所限,有不妥之处,请读者批评指正。

目 录

第一章 节理	1
(一) 剪节理	1
(二) 张节理	2
(三) 节理的序次及其力学性质的转变	3
(四) 节理与岩石物理性质的关系	4
第二章 断 层	5
(一) 断层面的形态	5
(二) 断层面上的位移痕迹	6
(三) 断裂带中的破碎岩石	6
(四) 断裂带中的片理化和透镜体化	8
(五) 断层附近的牵引现象和伴生褶皱	8
(六) 断层附近的羽状破裂	8
第三章 褶 皱	10
(一) 褶皱的形态	10
(二) 褶皱形成的力学方式	12
(三) 小褶皱与有关大褶皱的关系	13
(四) 褶皱形态与岩石物理性质的关系	14
(五) 复合褶皱	15
第四章 香肠构造和窗槛构造	16
(一) 香肠构造	16
(二) 窗槛构造	17
第五章 面理和线理	19
(一) 面理	19
(二) 线理	21
主要参考文献	23
I 节理图版	25
II 断层图版	46
III 褶皱图版	67
IV 香肠构造和窗槛构造图版	97
V 面理和线理图版	109

第一章 节 理

在野外基岩露头中,断裂构造是岩石中几乎随时可见的构造现象之一。仔细地观察这些断裂,可以看到有些裂缝两侧的岩石,沿破裂面仅有微不足道的或者没有显著的相对位移;而另外的一些断裂,则其两侧岩石发生了较大的相对位移。通常把前者称为节理,后者称为断层,两者统称为断裂,都是岩石的破裂结构面。

节理总是成群出现的,它们的分布表现为有规律的一定组合型式。具有成因联系的互相平行或近乎平行的节理,称为节理组;由两个或两个以上的节理组以相当稳定的角度相交组成一个节理系。

在许多情况下,节理有垂直于节理面的微量的运动,这就产生了节理缝隙,因之,它往往控制内生矿物的沉淀,为它提供沉淀空间;也提供了地下水、石油、天然气的运动通道和储集的场所;节理的大量出现,决定了岩石的软弱带,给岩石带来不均一性,直接影响了涉及与基岩有关的工程建设等等。因此,节理的重要性,首先在于它的实际意义;其次,节理本身又是一种小应变的变形结果,可直接作为应力分析的根据。由于节理的发育与褶皱和断层等的密切成因联系,并且其分布具有一定的格式和规律性,那些被脉充填的节理还可作为变形过程中面状变位的标志,所以进行节理的研究,对了解与它有成因联系的大构造的变形过程地应力活动方式和方向是很有帮助的。

节理有着不同的地质成因。但是,对进行构造分析和对矿产、水文地质及工程地质条件影响最大的主要是构造成因的构造节理。

构造节理是在地应力作用下发生的。根据它与岩层或褶皱轴的几何关系,可划分为:与岩层走向或褶皱轴向平行的纵节理(图 I-27);与之垂直的横节理(图 I-28)及与之斜交的斜节理。从力学的观点来看,节理破裂面主要可分为两类:垂直于主压应力方向使邻接的两壁张开而成的裂隙和与主压应力斜交大致位于最大剪应力方向沿破裂面错动的裂隙。它们分别属于张性和剪性节理。在野外把这两种类型的节理清楚地分开,对于构造分析和生产实践都是很重要的,但有时也是困难的,因为许多节理,可以是这两种典型类型之间的过渡。图版中的照片着重在于说明这两类节理的特征及其某些规律。

(一) 剪节理

① 剪节理面的产状稳定,裂面平直,常为闭合的或有很薄的脉充填(图 I-1, 2)。沿节理面可以有少量位移,常切过岩石中的砾石或结核(图 I-3),有时切过早期的脉体(图 I-4),而显示位移的方向和距离。

节理面上常有擦线等摩擦痕迹。

② 剪节理常成群出现,排列成节理组。有的平行排列(图 I-1, 2);有的成斜列(图 I-5, 6)。野外观测和模拟实验都证明了在简单剪切作用下形成的剪节理,往往与剪切带交角较小的一组发育较明显,并成斜列,其单个剪节理面与整个剪切带的方向成 5° — 20° 左右的夹角(相当于该岩石变形时的内摩擦角的一半),其锐角方向指向本盘的滑动方向;而另一组与

剪切带交角较大的剪节理发育常不明显。

③ 经常也可以见到两组剪节理,相互交切成X型,即所谓X节理,构成一共轭节理系。特别是在挤压力作用下,往往见有两组剪节理同时发育。它们是一对共轭的剪切面,将岩石切成方形或菱形的块体,构成棋盘格式构造。共轭现象是剪节理最重要而稳定的特征之一。它们与应力轴有一定的关系,两组节理的交线,为中间应变轴(B轴),相当于中间主应力轴(σ_2 轴),较常见的是其交线垂直于层面的(图 I-7, 8, 9),也有平行于层面的(图 I-14, 15),两组节理所交的锐角等分线,一般为最小应变轴(C轴),相当于主压应力轴(σ_1 轴)(图 I-7)。有时两者成直角相交(图 I-8, 9)甚至进一步加大,尤其在岩层发生较大塑性变形时,可以以钝角等分线为主压应力轴(图 I-15)。

④ 在褶皱中,经常可见到X节理既有与褶皱轴斜交的,又有与之平行的,它们分别构成斜节理和纵节理。它们有时进一步发育成为剪性斜断层和纵断层。

剪节理若含矿,其矿脉形态较简单,产状稳定,脉壁平直,厚度较薄。但有时呈现斜列或X型组成的网状脉体,沿X节理的交线,往往是成矿有利地段,矿体膨大成矿柱出现。

(二) 张节理

① 张节理的形状一般较不规则,裂面不平直,常为张开的,而被脉所充填,脉的厚度变化较大(图 I-17, 18)。

② 张节理面可以是垂直层面而平行分布的(图 I-18, 19);也可以由许多张裂面形成一个带,每条张节理延长不远即行消失,而在其左右侧又发育同一方向的张节理,成所谓“尖灭侧现”的现象(图 I-4, 17)。它与剪节理的斜列表现型式不同,可以叫它为“侧列”。

③ 张节理经常追踪两组剪节理而形成锯齿状节理(图 I-13, 20)。这种节理在拉伸和剪切应力联合作用下,两壁发生位移时,则锯齿状裂缝往往表现为不均匀的张开,顺时针向(图 I-29)与逆时针向位移所形成的最大张开部位恰好相反。

④ 经常见到在岩石的剪切带中发育有被脉充填的雁行张节理,构成一节理组。在开始发育的雁行张节理中,单个小脉与剪切带的边界排列成 45° 左右的交角,但有些脉的中部与剪切带的交角常变大,甚至可以是反向的,使单个脉弯曲成S形(图 I-24)。它说明脉初始以与剪切带成 45° 交角发育,垂直于简单剪切所派生的最大拉伸方向,随着运动的继续发展,早期的脉被逐渐旋转,但在脉的末端继续以与带相交 45° 角而延伸生长。雁行张节理脉的末端与剪切带边界相交的锐角指向本侧的运动方向。从脉的S形也可判断其两侧岩石的运动方向,因逆时针向剪切形成正S形(图 I-24),而顺时针向剪切形成反S形(图 I-22, 24)。

沿着一对共轭剪切面出现的雁行脉也经常成两组共轭出现,构成一节理系。其剪切带相交的锐角等分线,一般与主压应力轴一致(图 I-21-24)。与共轭剪节理一样,在塑性变形量较大时,也可以是钝角等分线与主压应力轴一致。从雁行张节理的排列形式及其S形弯曲,可以判断其所在剪切带的运动方向,从而可以确定主压应力轴的位置。

⑤ 在褶皱中,经常见到两组张节理。一组为与褶皱枢纽平行的纵节理,在横剖面上成垂直于层理的放射状节理(图 I-25, 26, 27),它常局限于层内,多成楔形,尖端指向背斜的核部(图 I-25)。另一种是横切褶皱枢纽的横节理,它与枢纽垂直,切过早期的纵节理,并且切过岩层(图 I-28)。利用纵、横节理可帮助确定褶皱枢纽的倾伏方向及倾伏角。即在纵节理面上,岩层面与它的交线的倾斜方向即为枢纽的倾伏方向,或横节理面的法线方向就是倾伏

方向。纵节理和横节理,往往进一步发育成纵张和横张性断层。

张节理由于它的开启性,因此是脉状矿体赋存的有利位置,但由于节理形状常不规则,因而矿脉形状和厚度变化较大。随着节理组合形态的不同,充填其中的矿脉也可呈“尖灭侧现”和雁行排列出现。充填于锯齿状节理中的矿体,由于节理两壁错动的方向不同,控制了矿体的宽窄和位置,在张开最大的部位,往往形成矿柱并成雁行排列。未经充填的张节理,一般含水和导水性能都较好,且对岩体的稳定性影响也较大,是边坡、地下工程的坍方和冒顶的危险地段。

在自然界中,除了上述典型的张性和剪性节理外,经常还可见许多过渡性的类型,如张剪性或压剪性节理(图 I-29)。它可以是在产生时就处于过渡性的方位(如张剪性)上形成的,节理面上的羽痕构造可能是这种张剪性裂面的特征之一(图 I-30-33);另一种是早期形成的节理,后期发生性质的改变,而使其兼有两种节理的性质(图 I-4, 12),或由于追踪早期的节理形成的不平坦裂面,在后期运动时,不同部位可以表现出不同的性质(图 I-29)。

(三) 节理的序次及其力学性质的转变

在野外露头上,经常可以看到不同性质、不同方向、不同大小的节理出现于同一地点或某一构造上,但是这并不说明这些节理的形成就一定是在同一应力作用方式下并同时形成的。在许多情况下,它们在形成的时间上和反映的应力方式上却是各不相同的。正如李四光同志指出的:“对同一岩块或地块中,在同一方式的动力作用期间所产生的各项构造形迹是一连串的现象;在反映局部应力作用方式的意义上,它们并不是前后或彼此一致的”。因此,对一个地区的节理进行研究时,经常可以发现有两种节理:一种是作为地区内区域性应力的直接构造形迹的第一序次的节理(图 I-11);另一种是由于随着第一序次的构造形迹(例如节理、褶皱和断层)的出现才引起的一系列派生的局部应力所形成的节理,这是属于第二序次或更低序次的节理。由于不同序次节理反映不同的应力作用方式,因此,分清节理的种类和序次,对研究节理的分布规律和进行区域构造分析是有着重要意义的。第一序次的节理可以直接用于分析区域构造变形形成时的区域性应力状态;而第二或更低序次的节理,则可用于查明局部构造变形的局部应力作用方式,进而通过许多局部应力作用方式的查明,分析推求区域性应力作用方式。例如,图 I-21-24中,每一个小的张节理(被方解石脉充填了的)是次级(低序次)节理,它是由于沿着剪切带的剪切作用所派生的,而两组共轭的剪切带就本露头来说,它则是第一序次(高序次)节理。因此,我们根据张节理可以推求出剪切带的运动方向、应力作用方式及其变形量,进而根据剪切带的应力作用方式确定出此处露头所受的应力状况。

李四光同志又指出:“当岩层或岩块揭开它形变的序幕,不同序次的构造形迹就会跟着产生。再次发生的构造形迹,有的可能是新生的,有的可能是由旧的构造形迹转变而来的。”节理就是其例,它的力学性质并不是一成不变的,它可以随着变形的不断发展而改变其性质,如图 I-12,就是节理力学性质由剪性转变为张性的例子,图 I-29 就是由剪性转变为张剪性的例子。

分清节理的序次及力学性质的转化情况,具有重要的意义。对区域构造分析来说,不同序次和性质转化后,它在反映应力作用方式上显然是不同的。性质转化了的节理,当然对成矿上和工程地质上必然产生不同的影响。

(四) 节理与岩石物理性质的关系

节理发育程度除受构造应力控制外,还与岩石物理性质有关。在同一地点、同一应力状态下,不同物理性质的岩石可以发育不同性质、不同方向、不同密度和不同排列方式的节理。一般较强硬岩层中的节理密度比较弱岩层中的要小,厚层岩层中的比薄层岩层中的要小,在脆性岩层中常发育张节理,而塑性岩层中常发育剪节理(图 I-14, 18)。也可以是张节理只发育在脆性岩层中,而相邻的塑性岩层以塑性变形方式不显示节理(图 I-19)。

由于在变形过程中,原生的层理面作为不连续界面使岩石呈现不均质性,所以许多节理常表现为层内节理(图 I-12, 18)。在不同层中,节理性质、密度等可以有所变化,但其所反映的受力情况仍是一致的(图 I-14, 15)。只有在变形过程中,由于变质作用或其他原因,层面作为一个不连续面已不起作用时,岩石作为一个整体而破裂,这时可以看到切过很多层的大节理面(图 I-11)。

第二章 断 层

断层与节理一样,都是岩石中的一种破裂结构面,所不同的是断层两侧沿着破裂面发生显著的位移(图Ⅱ-1)。它是地壳中广泛出现的一种构造形迹,其规模可大可小,差别极大。

断层对成矿作用有很大的影响。对于内生矿床来说,许多大断层往往是岩浆和矿液运移的通道,而许多小断层则经常成为贮矿的空间。断层的存在可以造成储油或储气的圈闭或隔挡。但“事物都是一分为二的”,断层的存在可能破坏了油气储存或矿体、矿层的连续性。另一方面由于断层的存在破坏岩石的均一性,使地基不稳定,坑道冒顶和突水以及水库漏水等。此外,许多地震的发生与断层活动有关,尤其是构造地震多是由于断层的活动引起的。因此,对断层的认识和研究在找矿勘探、工程地质和水文地质以及地震预报等方面都具有重要的实际意义。其次,断层破裂结构面是研究构造形迹的极其重要的基本内容,通过对它的研究,可以进行区域构造应力场的分析。因此它是构造地质学中的一个十分重要的部分。

断层无论其规模如何,都是由两个基本部分组成:一是断层面,也可以是一个相当宽的断裂带,沿规模稍大的断层往往有破裂的、压碎的和研磨极细的各种碎裂岩石存在,而成为具有一定宽度的断裂带;另一个是断层的两盘,即断层面所分开的两侧岩块。断层的力学性质及其位移方向,就是通过断层面或断裂带本身的形态、组成和组成的相互关系以及两盘的位移踪迹来加以判断的。

断层可以根据它与褶皱轴的关系分为:纵断层、横断层、斜断层;也可按与岩层产状的关系分为:走向断层、倾向断层、斜向断层、层间断层。以上两种分类是纯几何关系的划分。为了研究断层本身的性质,还可以把断层按其两盘相对运动的方向分为:正断层、逆断层、平推断层、平推—正断层和平推—逆断层;按其力学性质又可分为:压性断层、张性断层、剪性断层、压剪性断层和张剪性断层。

断层的研究首先是要认识断层,搞清断层的产状,确定两盘的位移方向和大小,追索断层的规模,调查断层的活动时代,同时还必须着重研究断层面的力学性质及其转变,以了解其分布规律及进行区域构造应力场的分析。这些工作对于实际和理论研究方面都是很重要的。本图册的照片着重于提供那些与断层作用有关的伴生构造现象,帮助读者认识断层、确定断层的位移方向及其力学性质。这是野外工作中最基础的工作。关于层状或具有面状标志的地质体被错断,虽也是认识断层和确定断层性质的重要标志之一,如一般较大规模的断层都在地层的错断、或地层的重复和缺失等方面有所表现,但涉及范围较大,普通的照片上不易全面反映,所以在此不作专门说明。

(一) 断层面的形态

断层面或断层带的形态,往往在一定程度上反映出断层的力学性质。例如,锯齿状的断层面常为张性断层,它往往是迁就早期X型剪性裂纹而形成的,因此它的清晰程度取决于X型剪性裂纹的发育情况。断层面平直如刀切的常为剪性断裂(图Ⅱ-4)、而一些较大的压性或压剪性断裂面在平面上或剖面上常成舒缓波状(图Ⅱ-3)。

许多大的断层面,由于两侧岩石的差异性风化或近期的再活动,常可形成断层崖,当被

水系切割后,可以形成三角面(图Ⅱ-5)。

(二) 断层面上的位移痕迹

1. 摩擦镜面及擦痕

由于断层沿断层面的滑动,在断层面上或断裂带中的岩石表面常留下了摩擦和滑动的痕迹。在硬而脆的岩石中,擦面常被强烈地磨光而形成摩擦镜面(图Ⅱ-4, 12)。在断层擦面上,尤其是在镜面上,往往可以看到一些线状的擦痕(图Ⅱ-6),一般认为是从断层两盘掉下来的岩石碎块,在断层运动时被压碎的同时对断层面刻划的结果。擦痕有时表现为一头尖而浅,而另一头宽而深,它可以指示另一盘的相对运动方向是由宽而深向尖而浅的方向移动。在擦痕面上,有时可见一种不对称的波状起伏,一边缓一边陡。它是由于原始断裂面不平坦受摩擦而成,迎着摩擦运动的一面被削成平缓的坡,在另一面形成陡坡,犹如冰川中的羊背石,它也可以指示两盘相对运动的方向(图Ⅱ-12)。擦痕的方向通常被认为是代表断层的最后一次滑动的方向,但有时在一个断裂带的几个平行的小擦面上,可以见到不同方向的摩擦,尤其在一些较大的断裂带中更是如此,它可能表示在总的位移方向中个别层间的不均一或多次位移的踪迹。

2. 断层面上纤维状生长矿物

在断层面上有时许多粗看起来像擦痕的线状构造,实际上是沿断层面生长的纤维状晶体。如在砂岩中断层面上的纤维状石英(图Ⅱ-9),在石灰岩中断层面上的纤维状方解石(图Ⅱ-8)。它们是在断层两盘滑动的过程中,在相邻两壁逐渐分开时生长的结晶,其生长的方向受断层滑动方向控制,形成许多平行于断层运动方向的纤维状晶体,虽然这些矿物本身的结晶习性不一定是成纤维状的,如石英和方解石。在断层暴露时,各纤维被横断开而形成了一系列的小阶梯状断口,构成了阶梯状陡坎的外貌,顺着下阶梯方向为其对盘的运动方向。因此,根据纤维状矿物的方向和小的阶梯状陡坎,可以判断断层相对运动方向,它与手摸起来向着光滑的方向运动的原则相一致。有时在一断层面上,可见到弯曲的纤维状结晶出现,它反映了断盘在位移方向上的逐渐改变(图Ⅱ-13)。

3. 断层面上次级羽状剪切面所形成的陡坎

在一些断层面上,可以看到另一种类型的陡坎(图Ⅱ-7),它们是由一组与主断裂成很小交角(5° — 20°)的羽状剪切面与主断裂面相交而形成的陡坎。其陡坎指示断盘的方向与上述纤维状生长矿物所形成的陡坎方向相反,它指示着断层对盘的运动方向是逆陡坎的方向。这种陡坎一般仅出现在位移量较小的断裂面上,因此在一般大的剪节理面上也可见到(图Ⅱ-5)。

上述所列举的几种断层面上出现的位移摩擦痕迹,它们在一定程度上反映了断层形成时的力学性质。一般具陡坎和纤维状结晶的破裂面常是位移量不大的剪性结构面;而具有摩擦镜面和擦痕的破裂面除出现于剪性结构面外,更常见于压剪性的结构面上;一般单纯的张性结构面上,位移痕迹较少发育。

(三) 断裂带中的破碎岩石

这是指在断裂带中,由于断层作用使断层两侧的岩石发生了破裂、研磨、粉碎以及有限的重结晶和新生矿物所形成的岩石。

破碎岩石根据其破裂作用的强弱、胶结以及重结晶的程度，由弱到强可以分为以下几类：(1)断层角砾岩；(2)碎裂岩：较强的碎裂作用和研磨下形成的细粒胶结的岩石，其中大的矿物和岩块构成“碎斑”，不具有面理和条带构造，缺乏重结晶现象；(3)糜棱岩和断层泥；(4)千糜岩：具有明显的千枚状或片状构造和显著的重结晶现象，在细糜棱物质间有新生的纤维状或片状矿物产生；(5)玻化岩：是原岩受到强烈地错动，由于摩擦而产生高温局部熔融后，又快速冷凝而成的黑色玻璃质岩石，如“假玄武玻璃”，它往往产生于糜棱岩带中。但真正熔融的岩石是极少见的，主要是由极强烈的研磨以致在镜下如同玻璃的光性一样的粉碎物质组成的。

破碎岩石的不同类型，一般可反映出断层错动的强烈程度以及断层的力学性质。

下面仅就照片中出现的几种简述如下：

1. 断层角砾岩

一般是在近地表低温的条件下弱碎裂作用和研磨形成的，主要由带棱角的岩石碎块和次要的研磨比较厉害的物质或外来的充填物组成基质构成。固结程度差别较大，既可成松散状，也可成胶结较紧的岩石。

断层角砾岩根据其成因及所表现出的角砾的形状、结构和排列的不同，可以分为以下几类：

一类是压碎角砾岩和压碎砾岩。在断裂带中由于挤压作用，产生多组剪切面把岩石切成菱形带棱角的碎片(构成压碎角砾岩)；如果进一步发生塑性变形，在垂直于压缩方向拉长并圆化了碎片的棱角，则形成长轴互相平行的砾石，好像被拉长的砾石(构成压碎砾岩)。在角砾或砾石之间，空隙较少，多为剪切作用所产生的原岩细粒物质所充填构成胶结物，有时常在胶结物中发育着围绕砾石的平行于剪切面的流劈理。这一类的角砾岩或砾岩是在强烈的垂直于断层面上的压应力作用下形成的，其共轭剪切面把岩石剪切成透镜体状，砾石或角砾的扁平面(相当于交叉剪切面的锐角等分面)的排列方向相当于压扁面(AB面)，它一般平行于断层面分布。反映了岩石受垂直断层面的强烈挤压形成的，它常是压性或压剪性断层的特征(图Ⅱ-14, 15)。

另一类是张裂断层角砾岩。角砾由大小不一的棱角状岩块和搓碎更小的碎粒组成。角砾的岩石性质一般与两盘岩石相同，无定向排列。角砾间常有空隙，故孔隙率较高，多张开的小裂隙和被脉充填的裂隙，脉中多小晶洞。角砾的胶结物多属外来的充填物，常见有碳酸盐、硅质、有时有铁质胶结，以高铁为主，如褐铁矿等。一般质地较疏松。这类角砾岩的特点说明它是在作用于断层面上的压应力很小的情况下形成的，它反映出垂直于断层面的拉伸脆性破裂的结果，它一般是张性断层的产物(图Ⅱ-16, 17)

还有一种具有滚转砾石的断层砾岩，其中的砾石成长圆形或椭圆形，砾石棱角被圆化，表面有许多擦痕。砾石的长轴与断层运动方向垂直，而擦痕方向与运动方向平行(图Ⅱ-18)。它说明砾石曾沿断层面在断层运动时发生滚转，据此亦可判断断层的性质及运动方向。

2. 糜棱岩

是在断层带上岩块或矿物被强烈地搓碎和研磨后又胶结起来的粒度较为均匀而细小的岩石(图Ⅱ-19)，常具有由于剪切运动所形成的由不同程度的碎裂和研磨的物质或不同的颜色构成的纹带或条带状等流动构造，使其外表有时呈似流纹岩的外貌。它可以有少量的重结晶现象，形成绿片岩相的矿物，如石英、绿帘石、绿泥石、方解石等。

糜棱岩的特点反映了它是在温度不太高的条件下沿着一定方向的强烈搓碎和研磨作用的结果。它是压性或压剪性断层的特征。在单纯的张性断层中一般没有糜棱岩的形成。

(四) 断裂带中的片理化和透镜体化

在有些断层中,虽然经受挤压和剪切作用,但并没有形成压碎角砾岩或压碎砾岩,而只是使断裂带中的脆性岩石形成菱形化或透镜体化,其旁的塑性岩石发育平行于断层面的片理,形成板岩、千枚岩或片岩(图 II-20, 21, 22)。它是压性或压剪性断层的特点。关于片理化和透镜体化问题,可参阅以下相应的部分。

(五) 断层附近的牵引现象和伴生褶皱

1. 邻断层的揉皱带

在一些大的断裂带中,由于形成断层时的挤压和剪切作用,常使其旁的岩层发生强烈的褶皱。最常见的情况是一系列倒转褶皱与迭瓦状断层相伴生,它们共同反映了压性断层的特征(图 II-25)。在一些复杂的断裂带附近,有的岩层受强烈褶皱和破碎,可以形成复杂的破碎褶皱(图 II-23),越近断层变形越强烈,甚至可形成压碎角砾岩(图 II-15, 27)。这一般都是压性或压剪性断层的特征。

2. 断层的牵引褶皱

这是指断层附近的岩层或片理的弯曲,它常给人以一种似乎这些弯曲是由于受断层面的摩擦力的牵引而形成的印象,因而被统称为断层的牵引褶皱。实际上它可有不同的成因:

一种是由于断层运动时沿断层面的挤压和摩擦,引起两侧岩层的褶皱,形成压性的人字型构造(图 II-3, 24, 28)。小褶皱的轴面与主断层面所交的锐角指向对盘的运动方向。它常见于压剪性或剪性断层附近,也偶见于张剪性断层附近,远离断层逐渐消失。

另一种是真正的牵引弯曲(图 II-29)。它是由于断层两盘相对错动时沿断层面的摩擦力引起的,它只影响断层面附近的岩石,离开断层面,岩层的产状即逐渐恢复正常。岩层的弯曲仅表现为单个的挠曲,它的形成是通过岩层塑性的拖曳和拉伸实现的。这种牵引现象的形成与断层的性质有关,在剪性和压剪性断层上较显著。上下滑动的断层其牵引弯曲枢纽倾角较小,近乎水平;平推断层其牵引弯曲枢纽倾角陡峻近乎直立。断层两侧岩石的性质对牵引褶皱的形成也有影响,一般在厚层脆性岩石中不易形成,相反产生平行于主断层面的折断形成的构造(图 II-30)。

还有一种是挠曲和断层过渡(图 II-26)。它实质上是岩层先发生塑性变形形成褶皱,然后进一步发育为断层,它的特点是断层末端转变过渡为挠曲,或是在挠曲的核部转变为断层。由于这类断层前的挠曲在断层后与真正的牵引现象的状态十分相似,因此,它具有相同的指示断盘运动方向的作用,岩层弯曲的弧顶为该盘的运动方向。

必须注意,断层牵引现象弯曲的方向,除决定于断盘的运动方向外,还受断层两盘岩层产状的影响,对于倾斜岩层发生牵引现象一般它在剖面上和平面上都同时出现,因此,在不同位置上观察牵引现象,可得出断盘不同的运动方向,在这种情况下,必须结合其他标志加以正确判断。

(六) 断层附近的羽状破裂

由于断层的运动,在断层两侧或一侧的岩石中,常可产生羽状排列的张、剪或张剪性节理或小断层,它们构成入字型构造。张性入字型小断裂常为脉所充填,脉成楔形,远离断层而变细,表示它是从断层面附近向外发育的,脉与主断层面的交角一般为 45° ,尤其是在脉的末端(图 II-31)。张剪性小断裂与主断裂的交角一般为 20° - 40° 不等,常表现为一系列次级的小阶梯状断层(图 II-32, 34)。剪性入字型的剪切面与主断面的交角一般在 20° 以下(图 I-5)。所有这些羽状小断裂都很清楚地指示出断层两盘的相对运动方向,它与主断层相交的锐角指向本盘的运动方向。一般具有羽状断裂的断层都带有剪切性质的特点。

以上各种断层标志,可以帮助我们认识断层和判断断层的运动方向及其力学性质。但是自然界的现象是复杂的,尤其是一些较大的断层常常经历了多次的运动,各次运动的性质不尽相同,因此,留下了错综复杂的形迹。“世界上的事情是复杂的,是由各方面的因素决定的。看问题要从各方面去看,不能只从单方面看。”所以我们对断层的研究必须收集丰富的各种标志,辩证地应用这些标志来说明断层的本质。

第三章 褶皱

褶皱(褶曲)是地壳上广泛发育的构造形态之一,它是成层或面理化的岩石由于构造变动而发生的弯曲变形(图Ⅲ-1)。它很形象地给予人们关于岩层发生塑性变形的概念。在野外所见的褶皱形态是丰富多样的,但是从岩层弯曲的方向看,基本上是两种:一种是向上弯曲,其内部为较老的岩层,外部为较新的岩层,它称为背斜;另一种是向下弯曲,其内部为较新的岩层,外部为较老的岩层,它称为向斜。如若岩层的新老顺序不明,则前者称为背形,后者称为向形。

为了描述和说明褶皱,分别给予它的不同部位以一定的名称,也称褶皱的要素:褶皱的中心部分叫核;两侧较平直的部分称为翼;从一翼向另一翼过渡的弯曲部分称为转折端;褶皱的岩层在横剖面上的最大弯曲点称为枢纽点(或顶),同一层面上各枢纽点的连线叫枢纽;连接褶皱各层的枢纽构成的面称为轴面,它是一个标志性的面,一般也可把轴面看成是平分两翼的对称面;轴面与水平面的交线称为轴;组成背斜和向斜的同一岩层最高点的连线和最低点的连线分别称为脊和槽。

大多数褶皱是由于岩层受了垂直于褶皱轴面方向的挤压而形成的,所以褶皱轴面作为一个标志性面,属压性结构面。因此,它是构造分析中,恢复构造应力场的一个很重要的根据。另一方面,许多其它构造形迹的形成,如断层、节理、面理等等都常与褶皱的形成有着密切的成因联系,因而,它也是分析研究其他构造形迹的构造背景。褶皱对成矿有着重要的意义,如许多热液矿床主要发育于褶皱的转折端,构成鞍状或带状矿床,或在其翼部层间破碎带构成似层状矿床。与褶皱相伴生的其它小构造也控制矿体的形状和分布。背斜构造是油气田圈闭位置的重要决定因素,而向斜构造往往可构成自流水盆地。因此,对褶皱的研究有着很大的实际意义。

(一) 褶皱的形态

褶皱的形态是丰富多样的。可以对褶皱从不同的角度进行分类和描述,因此,有许多关于褶皱形态的类型和名词。这里只对图册中所反映的若干野外常见的形态以及具有特殊成因意义的其它褶皱形态作一简单的说明。

1. 平行褶皱和相似褶皱

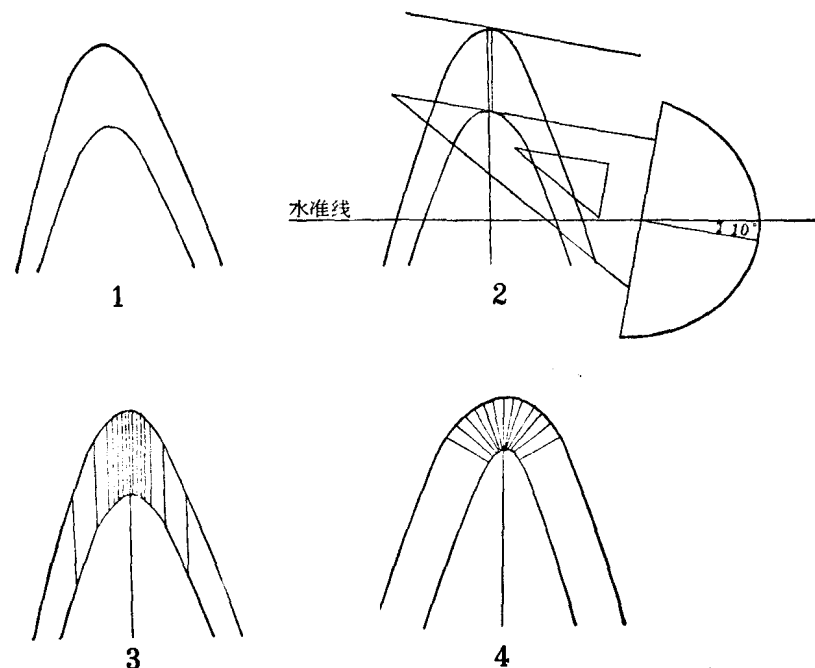
它们是褶皱的两个基本的形态类型。主要是根据组成褶皱岩层的相邻层面之间的几何关系来划分的,即取决于两个面的相对弯曲和它们之间的距离。

典型的平行褶皱的几何特点是:各层岩层作平行弯曲,同一岩层的厚度在褶皱各部分是一致的(图Ⅲ-2左侧,图Ⅲ-9下部);弯曲的各层具有同一个曲率中心,向着褶皱的核部方向,曲率逐渐变大,岩层变形越强烈;向外曲率变小,岩层越平缓,总体看来成同心圆状,因此,它也称同心褶皱(图Ⅲ-29右中部)。

典型的相似褶皱的几何特点是:组成褶皱的各岩层作相似的弯曲,各层弯曲的曲率保持不变;各层的厚度发生有规律的变化,两翼薄而转折端加厚,平行轴面量出的厚度在褶皱各

部位保持一致(图Ⅲ-7)。

确定这两种褶皱类型的较简便和灵敏的方法是作反映各层倾斜程度变化的等斜线。它们的格式能帮助我们确切地区分不同的褶皱形式,从而可以用它来进行褶皱的几何分类。这对研究褶皱的形成方式也是很有意义的。等斜线的作法是:



等斜线作法示意图

(1) 在垂直褶皱枢纽的剖面或照片上,用透明纸画下褶皱的相邻弯曲面,如图中1;

(2) 在画好的弯面图上,任取一与轴面垂直的线作基准,然后按每 10° 间隔作一系列不同弯面的切线,如图中2。其间隔也可比 10° 大或小,取决于弯面的具体形状和要求的精细程度;

(3) 用直线把相邻弯面上等斜的切点联起来就是等斜线,如图中2。

用同样的方法可以把所有要研究的层都作出来。

通常等斜线并不平行,它们彼此偏离的程度以及向上或向下收敛(即反扇形或扇形)将作为分类的基础。如:

A. 平行褶皱:它的内弯面的曲率比外弯面大。其等斜线垂直于这些弯面,成向核部收敛的扇形排列。弯面之间的距离,即岩层的厚度,到处一样,如图中4。

B. 相似褶皱:它的各弯面的曲率是相同的。等斜线互相平行,并平行轴面。沿等斜线量度的两弯面之间的距离相等,这个距离相当于轴面位置上的厚度,如图中3。

在自然界中,平行褶皱和相似褶皱并不是绝然分开的两种类型。它们之间存在着一系列的过渡形态(图Ⅲ-13)。它们只是一套连续过渡的形态中的两个绝然的界线。正如恩格斯所指出的:“——一切差异都在中间阶段融合,一切对立都经过中间环节而互相过渡,对自然观的这种发展阶段来说,旧的形而上学的思维方法就不再够了。”(《自然辩证法》1971

年版,第190页)。所以,把自然界的褶皱严格地分入上述两个典型的类型中是不可能的。本图册中的平行褶皱是指层的厚度在褶皱各部分大体上一致的褶皱,实际上,在褶皱的转折端仍稍有加厚(图Ⅲ-2,3);而相似褶皱是指转折端强烈加厚的褶皱,使各层弯曲的形态大致相似,其弯曲曲率并非完全相等,平行轴面的厚度也不完全相等(图Ⅲ-1,4,6,27)。

2. 其他褶皱形态

A. 尖棱褶皱 主要发育于薄层的强硬岩层或软硬岩层的互层中,是一种组成褶皱的各岩层具有相同夹角的尖棱转折端和平直的翼部的褶皱(图Ⅲ-10,11,12)。它是由翼部的层间滑动和围绕着一个“膝折面”(相当于轴面的位置)折迭而形成的。由于褶皱各层曲率相同,因此,它是一种相似褶皱的比较特殊的类型。在转折端由于强烈变形,常可形成平行轴面的断裂(图Ⅲ-10,11),也可形成虚脱构造。

B. 箱状褶皱 是转折端成箱形的褶皱。它的顶不是一个点,而是比较平坦的一段,其两翼则比较陡峻。顶和翼之间具有两个箱角,有些表现为圆滑的形态(图Ⅲ-15,19),另一些呈现为棱角状(图Ⅲ-16)。在一些小型箱状褶皱中,可见到两个箱角在褶皱的核部合成为一尖棱褶皱内核(图Ⅲ-16,17),或者合成为较复杂的挤压褶皱(图Ⅲ-19)。但某些大型箱状褶皱不一定都具备有上述的特征。从箱状褶皱具有不同的形态特征来看,它可以是由于基底断块差异上升引起的横弯褶皱作用形成的,特别是一些大型箱状褶皱可能是由此原因形成。但它也可以是由上覆重荷下的侧压力作用的结果,图Ⅲ-15那样的许多小型箱状褶皱可能是这种成因的。它也可以是由两个共轭的“膝折带”组合成的棱角状箱状褶皱(图Ⅲ-16)。因此,它可以有不同的成因,必须根据具体特征加以分析。

(二) 褶皱形成的力学方式

由于形成力学方式及其组成的岩层的物理性质的不同,决定了褶皱构造的形态丰富多样,也决定了褶皱中各岩层的相互关系和各种小型构造发育的特点及其分布的情况。

大多数的褶皱是由于侧向(沿层理方向)挤压作用形成的,即纵弯褶皱作用,它是褶皱形成的最普遍和最重要的方式;此外还有横过层理的垂直作用力作用形成褶皱的横弯褶皱作用、剪切褶皱作用及流褶皱作用等。但是实际上一个褶皱的形成常常是几种褶皱作用一同或者先后起作用形成的,因此,往往要把一个褶皱简单地归入是由某一种褶皱作用形成的,并不一定合乎实际情况。

下面我们着重于对本图册中的照片所能反映的,同时也是最普遍和最重要的褶皱形成方式,即纵弯褶皱作用加以说明。

当一个岩层或一套岩层作为整体受侧向挤压而弯曲时,整个岩层在压缩方向缩短,并且在褶皱的岩层各部分出现了不同的次生应力状态。在褶皱的顶部,岩层的外侧遭受拉伸,岩层的内侧遭受挤压,两者之间有一个中和面(即所谓的中和面褶皱作用)。在这种褶皱中,将可见到一系列内部小构造的有规律分布。比如,在受拉伸的外侧,在脆性岩层中垂直于拉伸方向形成张节理,构成褶皱顶部的放射状张节理(图Ⅲ-3,I-25,26)。由于张节理由外侧向内逐渐发展,所以每个张节理常成尖顶向内的楔形出现。当张节理逐渐向内发展,则中和面也逐渐向内移动,直到最后节理可以完全切过整个岩层(图I-27)。在受压缩的内侧,常形成次级小褶皱(图Ⅲ-28)或逆断层(图Ⅲ-29)或压性的轴面劈理(图V-8)。

当一套成层岩石受到侧向挤压时,岩层面在形成褶皱的过程中起着重要的作用,它的弯