

岩石矿石组成和结构鉴定

（岩石学、矿相学实习讲义）

地球和空间科学学院

丁强 编

2005-5

目 录

上篇 岩石组成和结构鉴定

第一章 绪论

第一节 岩相学发展简史

第二节 岩石薄片的制作

第三节 偏光显微镜下透明矿物的鉴定

第二章 火成岩标本和薄片观察与鉴定

第一节 火成岩分类

第二节 火成岩结构构造

第三节 火成岩标本观察与描述

第四节 火成岩薄片鉴定

第三章 沉积岩标本和薄片观察与鉴定

第一节 沉积岩分类

第二节 沉积岩结构构造

第三节 沉积岩标本观察与描述

第四节 沉积岩薄片鉴定

第四章 变质岩标本和薄片鉴定

第一节 变质岩分类

第二节 变质岩结构构造

第三节 变质岩标本观察与描述

第四节 变质岩薄片鉴定

第五章 岩石常见矿物镜下鉴定特征

第一节 火成岩常见矿物镜下鉴定特征

第二节 沉积岩常见矿物镜下鉴定特征

第三节 变质岩常见变质矿物镜下鉴定特征

下篇 矿石的组成和结构构造鉴定

第一章 反射光显微镜下金属矿物的鉴定

第一节 绪论（矿相显微镜）

第二节 矿物的反射率与反射色

第三节 矿物的双反射及内反射

第四节 矿物的均质性与非均质性

第五节 矿物的硬度

第六节 金属矿物的综合鉴定和简易鉴定

第二章 矿石的构造、结构及矿物晶粒内部结构

第一节 概述

第二节 矿石的构造

第三节 矿物的结构

第四节 矿物的晶粒内部结构

第三章 矿化阶段和矿物的生成顺序

附录：矿物代号

上篇 岩石组成和结构鉴定

第一章 绪论

第一节 岩相学发展简史

岩石是地球科学研究的物质对象，是构成地壳和上地幔的主要物质。人类对岩石的观察和记录，最早可追溯到古罗马时期，中国战国时候的《山海经》就有矿物和岩石的简单命名记录。但真正的岩石学的出现，是在文艺复兴之后，工业革命时期，自然科学和人文科学大发展所推动而产生的。

早期的地质学家，仅仅凭借着肉眼和简单的工具（放大镜），对岩石进行研究，观察其矿物组成和结构，加以分类，并推测其成因。这种分类和研究，由于受条件的限制，往往会导致错误的结论。地质学史上第一次大争论，霍顿的火成论和沃纳的水成论水火不容的争论，就是围绕着岩石是由岩浆而成的还是水中沉积而成的展开的，在现在看来，这只是地质学上的常识。

1827年，苏格兰地质学家威廉·尼科尔发明了偏光显微镜和薄片制作法，英国地质学家克利夫顿·索比将其应用到岩石研究中。至此，岩石学做为是一门系统的科学，才正式形成。将岩石磨制成薄片，在偏光显微镜下用透射光观察研究其矿物成分和结构，进行系统的记录、分类、命名，这种方法吸引了当时的许多学者，它对地质学的贡献，可与人体解剖学对现代医学的贡献相媲美。德国莱比锡大学的泽克尔和海德堡大学的罗森布施是这一时期的集大成者。泽克尔的《岩石学手册》、《矿物和岩石的显微镜鉴定》，罗森布施的《岩石主要矿物的物理性质》成为岩石学的权威著作，其影响一直延续到今天。

对岩石的物质成分、结构构造进行描述，分类、命名，称为岩类学（岩相学）；进一步探讨其成因，称为岩理学。十九世纪是岩相学的全盛时期，泽克尔、罗森布施及其一大批追随者进行的都是岩相学的研究，使人类对于地球表层物质有了系统、科学的认识，为进一步探讨其形成机制和演化规律，奠定了坚实的基础。

随着科学技术的不断进步，各种新的测试技术、研究方法、学术理论不断被引进岩石学研究领域，但是，以偏光显微镜为基本工具，以矿物光性特征为鉴定依据的岩石薄片鉴定仍然是岩石学研究的基本手段，也是每个地球科学研究者必须具备的基础知识。

第二节 岩石薄片的制作

首先把岩石标本按需要的方位用切片机切成薄板，如果岩石足够坚硬致密，可切成大约厚3mm的薄板，并修理成面积约24*24mm的正方形，将其置于铁板上用粗粒金刚砂和水研磨，磨成两面平行的厚约2mm的薄片。

将此薄片用水洗干净，选择其中的一面在铁板或磨片机的旋转板上，用细粒金刚砂研磨。

然后，在玻璃板上，用细粒钢铝石研磨，进行抛光。

再用水洗，并烘干。将此面用加拿大树胶粘贴在载玻片上。

然后，将帖附在载玻片上的试片的另一面进行研磨，先用金刚砂和水研磨，磨至 0.03mm 厚左右，再用钢铝石抛光。在这样的厚度，石英和长石的干涉色应为白色和灰白色，如石英干涉色偏黄，说明薄片磨厚了，还要继续磨薄。

将磨成适当厚度的薄片洗干净，烘干。在盖玻片上放少量树胶，加热，盖在薄片上，注意要把里面的气泡全部赶出。

制作方向性很强的岩石薄片是，要垂直其片理面而平行其线状构造（延长方向）。

松脆的岩石制作薄片时，要先用加拿大树胶煮一下，使其固结后，再研磨。

将薄片置于偏光显微镜下，我们就可以清楚地观察其矿物成分和结构特征。

第三节 偏光显微镜下透明矿物的鉴定

岩石磨成厚约 0.03mm 的薄片，置于偏光显微镜下观察，我们可以发现有的矿物是透明的（绝大多数硅酸盐、碳酸盐矿物和部分氧化物），有的矿物是不透明的（金属硫化物及部分氧化物）。鉴定不透明矿物需要反光显微镜，将在本书的下篇介绍，这里只介绍透明矿物在偏光显微镜下的鉴定方法。

偏光显微镜下鉴定矿物，分为单偏光、正交偏光、聚敛光下观察三个步骤，其原理在晶体光学中有详尽的论述，这里只介绍和岩石薄片观察描述有关的部分，而形成这些光性特征的光学原理就不详细说明。

单偏光镜下观察

1 晶形

晶形对识别典型的表现有良好晶面的矿物很有用。如石榴子石在薄片常为自形的六边形，白榴石常呈八边形，磷灰石横断面常为六边形而纵断面为柱状，楣石常为菱形，白云石常为信封状，电气石横断面呈弧状三角形而纵断面为柱状，锆石常常呈四方柱状或两端为锥形的长柱状。需要注意的是，由于薄片切面的随机性，上述矿物的斜切面也可以表现为其他的形状，如石榴石和白榴石还可以出现正方形、长方形甚至三角形的晶形，磷灰石也可以表现为正方形或长方形晶形。

2 解理和裂理

某些解理特征明显的矿物，能根据其解理很快确定，如云母具有一组细密、平直而不间断的解理，角闪石的两组解理以 56 度相交，辉石、红柱石、方柱石的两组解理近于正交。但与解理斜交的切面上所表现的角度要比其最大交角要小。具两组解理的矿物，在其纵断面上只表现一组解理，如角闪石、辉石在薄片经常只出现一组解理。由于切面的限制，具有三

组以上解理的矿物在薄片上常常只显示一组或两组解理，甚至表现出没有解理。如方解石和白云石有三组解理，但在薄片上一般只能看到两组。

裂理和解理很相似，但它们的成因不同，薄片中的特征也有所不同。解理往往是沿着矿物晶体中面网间化学键力最弱的方向产生，而裂理面一般是沿双晶结合面或某种细微包裹体的夹层而产生；在形态上，裂理的宽度也明显比解理大，而且大多数情况也没有解理平直。如橄榄石解理不发育，但裂理常见，是一个鉴定特征。

3 颗粒形态和交生关系

某些矿物虽然没有完整的晶形，但其颗粒形态有某种特征，可以作为识别的一种标记。如蛇纹石常为纤维状和网脉纤维状，蓝晶石和硅灰石常呈板片状，云母、绿泥石、滑石、粘土矿物也多呈板状或叶片状产出。

矿物的交生关系有利于快速鉴定交生在一起的矿物。显微文象和蠕虫状交生分别是石英和钾长石以及石英和斜长石交生的信号。

4 颜色和多色性、吸收性

薄片中药物的颜色是矿物对透射光波选择吸收的结果。许多在手标本上明显有色的矿物，在薄片上却是无色的或接近无色。如透辉石、普通辉石、镁橄榄石和贵橄榄石、透闪石。一些矿物有特征的颜色，如黑云母、普通角闪石、电气石、绿泥石、红帘石，可以作为鉴定的标志之一；另一些矿物只显示较淡的颜色，如紫苏辉石、红柱石、绿帘石。应该注意的是，某些矿物的浅色调并不是该矿物的固有颜色，而是切片中的无射矿物当其折射率明显低于加拿大树胶时，所表现的约具粉色的浅淡颜色，而折射率相对较高的矿物可以显示出灰或暗灰黑色。

旋转物台，有的矿物的颜色发生改变，此称为多色性；颜色的深浅发生改变，称为吸收性。这是由于非均质矿物（除垂直光轴以外的切面）的光学性质随方向而异，对各色光的选择吸收及吸收强度都随方向而异。其中，一轴晶矿物有二个主要颜色，如黑电气石（绿-蓝），金红石（黄-暗红褐）；二轴晶矿物有三个主要颜色，如黑云母（暗褐-暗红褐-浅黄），普通角闪石（暗绿-绿-浅黄绿），蓝闪石（深天蓝-蓝-浅黄绿），紫苏辉石（淡绿-淡黄-淡红），十字石（金黄-淡黄-无色），矿物的多色性如果明显，是鉴定的重要依据。

5 贝克线、突起和糙面

薄片两个折射率不同的物质的接触处，可以看到有一道暗边，称为矿物的边缘，在边缘附近还可以看到一条较明亮的细线，称为贝克线；各种不同的矿物表面显得高低不同，甚至有的矿物好象凹下去一样，此称为矿物的突起；有的矿物表面显得较为光滑，而有的矿物则表面粗糙如粗糙的皮革（鲨鱼革），此称为矿物的糙面。

贝克线是由于相邻两物质折射率不同，光线在其接触面上发生折射、反射作用而产生的。提升镜筒，贝克线向折射率大的物质移动；下降镜筒，贝克线向折射率小的物质移动。有时贝克线不很明显，这时缩小光圈或使观察的矿物稍稍偏离焦点，会使贝克线较为清楚的显示

出来，贝克线在具有楔形或透镜状的颗粒边缘表现最为清楚。使用浸油法测矿物的折射率，根据的就是贝克线的原理。

突起与糙面都是由于矿物与覆盖于其上的加拿大树胶的折射率的不同而引起的。矿物与加拿大树胶的差值越大，突起就显得越高，糙面也越明显，矿物的边缘也越粗。所谓正突起与负突起，是指矿物的折射率大于加拿大树胶时为正，小于加拿大树胶时为负。负突起的矿物看起来象是凹下去，具体的测定需要借助贝克线，找到该矿物的颗粒与加拿大树胶的接触处，如果提升镜筒，贝克线向加拿大树胶移动，则该矿物是负突起。负突起的矿物一般微带粉色调。观察突起有时候需要部分关闭台下的光阑使光圈缩小使其更为清晰。

旋转物台，矿物的突起和糙面发生明显改变的现象称为闪突起，如碳酸盐矿物。

贝克线、突起、糙面、矿物的边缘，都是矿物折射率相对大小的反映。由于折射率是矿物最主要的光学常数，因此这些光学特征是鉴定矿物的主要依据之一。如楣石、锆石、金红石可以以其具有正极高突起与其他矿物区别开来，然后根据另外一二个光性特征就可以很快将其鉴定；萤石以负高突起区别于其他光性特征类似的矿物；帘石类矿物都为高正突起，是鉴定的主要依据之一。

（一） 正交偏光下的观察

1 消光

矿物在正交偏光下变黑暗的现象，称为消光。均质矿物和非均质矿物垂直光轴的切面，无论怎么转动物台，在正交镜下总是消光的，称为全消光。非均质矿物除垂直光轴外的其他切面，旋转物台一周，会有四次变暗，即有四次消光，这四个位置称为该矿物的消光位。

消光位是矿物的一个鉴定特征。当矿物处在消光位时，如果其解理缝、双晶缝、晶形或晶面与目镜十字丝之一平行，称为平行消光；如果二者斜交，则称为斜消光，其交角为消光角；如果目镜十字丝为两组解理或两个晶面夹角的平分线，称为对称消光。

一轴晶矿物，大多数切面为平行消光 and 对称消光；二轴晶矿物中，斜方晶系矿物大部分切面是平行消光 and 对称消光，少数可见斜消光，而且消光角一般都较小；单斜晶系矿物，各种消光类型都有，但以斜消光常见；三斜晶系矿物，绝大多数则是斜消光。矿物斜消光时，可以测其消光角，做为一个鉴定参考要素，一般选择干涉色最高的切面，此时切面平行于光轴面。如辉石最高干涉色的切面，如果是平行消光，则为斜方辉石，如果是斜消光，则为单斜辉石。单斜辉石和单斜角闪石，如果切面上只能见到一组解理，可以选择最大干涉色切面观察，角闪石消光角一般不超过 30° ，而辉石消光角一般在 $30^\circ-45^\circ$ ，可以做为它们的一个鉴别特征。

2 、干涉色

非均质矿物除垂直光轴外的其他切面，不在消光位时，则发生干涉作用，显示的颜色，称为干涉色。来自下偏光镜的平面偏光被非均质矿物分解成两条振动方向相互垂直、速度不同的光线，它们进入上偏光镜后继续发生分解，在平行于上偏光方向上的分量就会发生干涉，

从而产生干涉色。

将石英楔插入正交偏光镜间的试板孔内，慢慢推入，干涉色会出现有规律的变化，可以据此将干涉色划分为四到五个级序。绝大多数矿物的干涉色都可以相应从中找到。熟悉干涉色的级序，对于鉴定矿物有重要意义。

干涉色级序的高低，取决于矿物切面上的双折射率的大小。只有在平行光轴面时，矿物的双折射率才最大，此时呈现的干涉色级序最高，对于矿物才有鉴定意义。

某些矿物，在正常的厚度薄片显示出与同旧绸缎般的白色干涉色，且插入石膏或云母试板无变化，其干涉色称为高级白。如方解石、白云石、楣石等。

有些矿物（双折射率低，干涉色接近一级灰）在某些切面的干涉色，在石英楔系列中找不到，称为异常干涉色。如绿泥石、黝帘石、黄长石和符山石的某些变种，呈现一种深蓝色（柏林蓝或超蓝色），或者锈褐色的异常干涉色。

如果薄片矿物本身的颜色较显著，可以遮蔽其低一级干涉色或高级浅色的干涉色，需要仔细分辨清楚。

精确测定薄片矿物干涉色的级序，需要找出该矿物最高干涉色的颗粒，用石英楔或贝瑞克消色器来测试。随着经验的积累，一般的观察者都可以直接区分一、二、三级干涉色。

2 正延性和负延性

长条状矿物或解理发育完好的矿物，可以测试其是正延性还是负延性，做为鉴定的一个特征。当矿物的延长方向与其光率体椭圆切面长半径平行或夹角小于 45° 时，称为正延性；而当延长方向与光率体椭圆切面短半径平行或夹角小于 45° 时，称为负延性。测试的方法，将矿物从消光位转动物台 45° ，插入试板，观察矿物的干涉色是升高还是降低，确定矿物光率体椭圆半径名称，再根据矿物的延长方向是平行于长半径还是短半径，或消光角的性质，来判断其延性。

有的矿物延性既可显示为正也可显示为负，其消光角是在 45° 左右摇摆，或者是其延长方向于 N_m 半径平行。

当其他光学性质相似时，延性是鉴别矿物的一个有效特征。如红柱石与斜方辉石尤其是紫苏辉石很相似，但红柱石是负延性，紫苏辉石是正延性；夕线石以其正延性可以区别于磷灰石和红柱石。

3 双晶

有的矿物的双晶在单偏光下就可以观察到，但大部分矿物的双晶在正交偏光下才表现的明显，此时其相邻两个单体由于不同时消光，呈现一明一暗的现象，转动物台，这种此明彼暗的现象非常明显。双晶对于鉴定某些矿物有重要意义。如微斜长石（格子双晶）、斜长石（聚片双晶）、正长石（卡式双晶）、堇青石（六连晶）、金红石（肘状双晶）、十字石（十字形双晶），而方解石和白云石可以根据其聚片双晶和菱形解理的相交关系进行区别。当两种矿物其他光学特征相近时，有无双晶有时候可以快速鉴别它们，而双晶的形态对于鉴定长石类别有

特别重要的作用。

（二） 锥光镜下的观察

矿物晶体的轴性（一轴晶还是二轴晶）、光性符号（正光性负光性）、光轴角（二轴晶 $2V$ ）、晶体切面方位，是其重要的光学性质，这些在单偏光和正交偏光下都无法鉴定。既然使用直射光不行（单偏光和正交偏光下的入射光彼此近似平行），人们想到了使入射光倾斜来进行观察，锥光镜就是根据这种设想设计的。

在下偏光镜之上、载物台之上，加上一个聚光镜，使透出下偏光镜的平行偏光变成锥形偏光，换上高倍物镜，推入勃氏镜或去掉目镜，上偏光镜继续保留，这样构成一个完整的锥光系统。射入矿片的锥光束，除中央一条光波垂直入射外，其余光波都是倾斜射入，而且越往外倾斜角度越大，不同方向的入射光同时通过矿片，到达上偏光镜后发生的消光和干涉应不相同，在镜下呈现特殊的干涉图，根据这种干涉图可以测出矿物的一些有用的光学性质。

1 一轴晶矿物的干涉图

一轴晶矿物的任何切面都会产生某一种干涉图，可以分为垂直光轴、斜交光轴、平行光轴三种类型。其中以垂直或接近垂直光轴的切面的干涉图易于观察。

垂直光轴的切面，在正交偏光下无论怎么旋转物台都呈黑色或接近黑色，在锥光镜下，其干涉图由一个黑十字与同心圆干涉色色圈组成，黑十字的臂与上下偏光振动方向平行，插入试板，根据四个扇面（象限）中干涉色的升降变化，就能确定 N_e (N_e') 与 N_o 的相对大小，从而确定矿物的光性符号。

在斜交光轴的切面中，黑十字的中心不在视域中心，旋转物台，黑十字及干涉图围绕视域中心旋转，当黑十字偏离中心过多，视域中只见到黑十字的一条臂，但是黑十字的中心仍然可以通过观察臂的移动推断。

知道了黑十字中心的位置，根据四个象限里试板插入以后干涉色的升降，就可以同样测出矿物的光性符号。

平行光轴的切面，当光轴与上下偏光振动方向之一平行时，为一粗大模糊的黑十字，稍稍转动物台，黑十字从中心分裂，并沿光轴方向迅速退出视域。光轴即为 N_e 方向，插入试板即可测出光性符号。

根据一轴晶干涉图的特点，亦可以反过来判断其轴性和切面方向。

2 二轴晶矿物的干涉图

二轴晶矿物的干涉图比一轴晶要复杂得多，可有五种类型的干涉图，即垂直锐角等分线切面、垂直一个光轴切面、斜交光轴（与锐角等分线也斜交）、垂直钝角等分线切面、平行光轴面切面的干涉图。其中，以垂直锐角等分线切面干涉图最有代表性，垂直一个光轴的干涉图对于测定矿物光性也很简捷，而以斜交光轴同时斜交锐角等分线的干涉图最为常见，下面只介绍这三种类型的干涉图，以及如何运用它们测定二轴晶矿物的光性符号。

垂直锐角等分线的切面，处于消光位时（光轴面与上下偏光振动方向之一平行），干涉图由一个黑十字及 8 字形干涉色圈组成，黑十字位于视阈中心，8 字形干涉色圈以两个光轴出露点为中心，其干涉色级序向外逐渐升高。转动物台，黑十字从中心分成两个弯曲的黑带，当转动物台 45° 时，两个弯曲黑带顶点之间的距离最远，它们代表两个光轴的出露点，其距离与光轴角大小成正比。在弯曲黑带顶点内外，与光轴面迹线一致的光率体椭圆切面的长短半径正好相反，此时插入试板，如果两个弯曲黑带顶点之间干涉色升高，而弯曲黑带凹方干涉色降低，则为正光性矿物；如果情况相反，则为负光性矿物。

垂直一个光轴切面的干涉图相当于垂直锐角等分线干涉图的一半，当光轴面与上下偏光振动方向成 45° 夹角时，插入试板，根据弯曲黑带凹凸方向干涉色升高和降低的情况，按照垂直锐角等分线切面同样的方法，可以测定其光性符号。

斜交光轴和锐角等分线的切面最为常见，其干涉图相当于垂直锐角等分线干涉图的一部分，按照切面与光轴面垂直还是斜交可以有两种类型，当光轴面与上下偏光振动方向之一平行时，前者其黑带在视阈中心，后者黑带偏在视阈一侧，转动物台 45° ，插入试板，根据黑带凹凸两边干涉色升降的情况，按照垂直锐角等分线同样的方法，即可测定其光性符号。

根据干涉图的特点就可以反过来判断矿物的轴性和切面方向。

二轴晶平行光轴面的切面的干涉图与一轴晶平行光轴切面的干涉图相似，这种切面不能判断轴性。一般也不用这种切面测光性符号。

3 二轴晶矿物光轴角的估算

二轴晶矿物的光轴角 $2V$ 是一个重要的光学常数，利用其垂直一个光轴的切面的干涉图可以粗略地估算出其光轴角。在光轴面与上下偏光振动方向成 45° 夹角时，可以根据黑带的弯曲程度估量光轴角的大小。注意这只适用于平均折射率为 1.60 的矿物，要较为精确地测定光轴角，需要用垂直锐角等分线的切面进行（马拉尔法、托比法、逸出角法）。

第二章 火成岩标本和薄片观察与鉴定

第一节 火成岩分类

火成岩分类的研究始于 19 世纪 70 年代，最早由泽克尔和罗森布什提出，一百多年来，岩石学家们的分类方案多达 20 种。矿物含量、化学成分、产地和结构、构造一直是分类命名的依据。由于各家分类着眼点的不同，加上火成岩本身的多样性，致使现有的火成岩名称达 1000 多种。这虽然反映了火成岩的复杂和多样的事实，但也表现出人为因素在分类命名中造成的混乱。

一般认为，最通用的化学分类是按 SiO_2 将火成岩分为超基性岩、基性岩、中性岩和酸性岩，最简单的矿物分类是按岩石的色率及含石英的情况分为超镁铁岩、镁铁质岩、中性岩和长英质岩。前者可通用于深成岩及喷出岩；而后者主要用于深成岩。

本着分类方案的科学性、适用性和统一性的原则，国际地科联 (IUGS) 1972 年推荐了火成岩分类命名方案，目前在国内外使用较广。(南大《火成岩石学》P92 图 6-1)

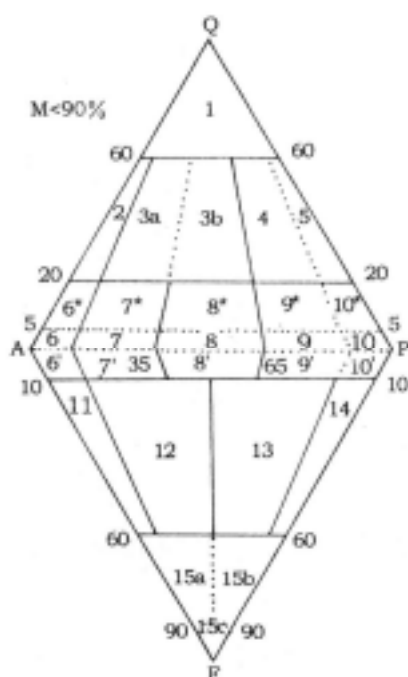


图 2-1 侵入岩的 QAPF 分类双三角图
(IUGS 1972 推荐, Le Maitre, 1989)

Q—石英；A—碱性长石；P—斜长石；F—似长石。
1—富石英花岗岩；2—碱性长石花岗岩；3—花岗岩；3a—正长花岗岩或普通花岗岩；3b—二长花岗岩；4—花岗闪长岩；5—英云闪长岩；6—石英碱性长石正长岩；7—石英正长岩；8—石英二长岩；9—石英二长闪长岩/石英二长辉长岩；10—石英闪长岩/石英辉长岩；石英斜长岩；6—碱性长石正长岩；7—正长岩；8—二长岩；9—二长闪长岩/二长辉长岩；10—闪长岩/辉长岩/斜长岩；6'—含似长石碱性长石正长岩；7'—含似长石正长岩；8'—含似长石二长岩；9'—含似长石二长岩/二长辉长岩；10'—含似长石闪长岩/辉长岩；11—似长石正长岩；12—似长二长正长岩；13—似长二长闪长岩；14—似长石闪长岩/似长石辉长岩；15—似长石岩

1、深成侵入岩的矿物分类

深成侵入岩全部由结晶的矿物组成，一般结晶粒度粗大，矿物含量容易在野外露头、标本或薄片测量，因此用矿物分类直观易行，已被普遍接受。

矿物分类首先要统计岩石中暗色矿物 (M) 的体积分数。对于 $M < 90\%$ 的岩石，进一步统计岩石中石英 (Q)、斜长石 (P) (An 牌号 > 5)、碱性长石 (A) (包括 An 牌号 < 5 的钠长石)、长石 (F) 的含量，使用 QAPF 双三角图进行分类。因为深成岩中石英与似长石不共生，同一岩石只能含 4 种矿物的体积分数总和换算为 100%。然后按图 6-1 所示的方法投点，

最后根据投点落入的区域确定岩石的基本名称。需说明的是：

(1) 该定名只确定了岩石的基本名称, 确定岩石的全名还需考虑暗色矿物的含量和种类。若岩石中暗色矿物含量很少, 可以加“浅色”作定名前缀, 如浅色花岗岩; 若暗色矿物含量高, 可以加“暗色”作前缀, 如暗色辉长岩。岩石中的暗色矿物亦应作为轻前缀参加定名, 如黑云花岗岩, 橄(橄榄石)紫(紫色辉石)辉长岩等。

(2) 在富斜长石的几个分区内, 均有两个以上可选岩石名称, 最终定名还需考虑斜长石的牌号和镁铁矿物的含量和种类。其中辉长岩与闪长岩的区别为前者的 An 牌号大于 50, 且色率大于 40, 而后者的 An 牌号 < 50, 色率为 40, 斜长岩是指斜长石体积分数大于 90% 的岩石。

(3) $M > 90\%$ 的火成岩可统称为超镁铁岩, 它包括 $w(\text{SiO}_2) < 45\%$ 的超基性岩和部分 $w(\text{SiO}_2) > 45\%$ 的基性岩。

2、火山岩的化学分类

与深成岩不同, 火山岩的结晶程度差, 矿物含量很难测定或无法测定, 用实际矿物分类几乎是不可能的。因此, 许多学者在用化学成分计算实际矿物上曾进行过多次尝试。Le Bas 等 (1986) 代表 IUGS 火成岩分会提出了一个火山岩的 TAS (total alkali and silica) 分类方案 (图 2-2), 并被 IUGS 于 1989 年推荐使用。目前在国内被普遍使用。

TAS 分类仅适用于未蚀变的岩石, 但对许多低级变质火山岩也可使用。对于 $w(\text{H}_2\text{O}^+) \wedge w(\text{CO}_2) > 0.5\%$ 的岩石, 分类应考虑精度问题, 在使用该分类时, 化学分析值中应去掉 H_2O 和 CO_2 后再换算成 100%。有些化学分析中无 Fe_2O_3 值, 则要用 Le Maitre (1976) 法计算 FeO 和 Fe_2O_3 含量。

对于高镁火山岩 (岩石中 $w(\text{MgO}) > 8\%$ 者) 有些岩石没有包括在 TAS 图中, 则需根据其岩相学和岩石化学特征确定名称, 如:

(1) 玻镁 (古) 安山岩: $w(\text{SiO}_2) > 53\%$, $w(\text{MgO}) > 18\%$, $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) < 2$, 进一步还可分为以下种属:

苦橄岩: $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) = 1\% \sim 2\%$;

麦镁奇岩: $w(\text{TiO}_2) > 1\%$, $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) < 1\%$;

科马提岩: $w(\text{TiO}_2) < 1\%$, $w(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) < 1$ 。

海相火山岩在上述分类图中没有表示, 常用的名称有细碧岩、角斑岩和石英角斑岩, 它们分别代表基性、中性和酸性的海相火山岩。

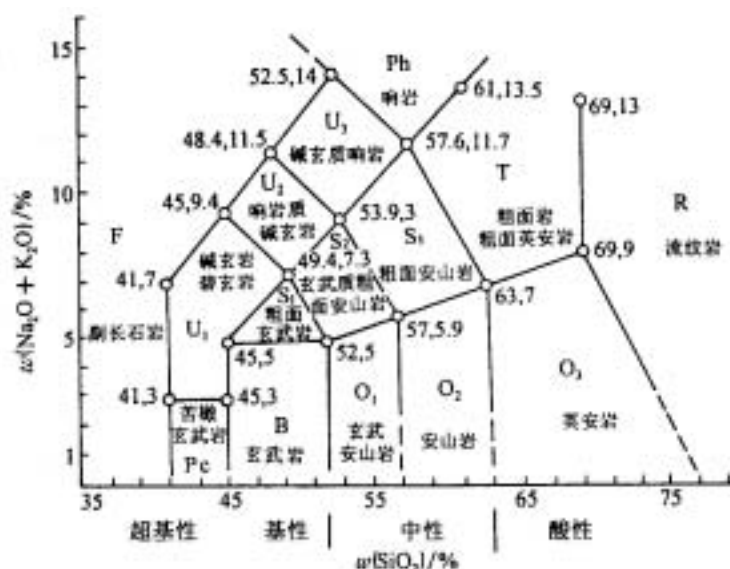


图 2-2 火山岩 TAS 分类图

(M J Le Bas, 1986; IUGS, 1989)

图中小圆圈为 SiO_2 、Alk 的坐标点。附有坐标值: O 为 SiO_2 过饱和, S 为 SiO_2 饱和, U 为 SiO_2 不饱和

第二节 火成岩结构构造

(一) 超基性岩和基性岩结构类型

1、自形-半自形粒状结构

岩石由一些粒状或短柱状矿物组成, 主要矿物多为自形晶和半自形晶, 粒度大小相近, 彼此多成直线接触, 互相镶嵌。这种结构是橄榄岩、辉石岩等超基性岩类中常见的典型结构。这种结构特征反映了岩石形成于深成环境, 岩浆冷凝缓慢, 矿物从熔浆中晶出有充足的时间和一定的自由空间, 而且岩石主要由同一种等轴粒矿物 (如橄榄石、辉石、方解石等) 组成, 矿物颗粒的结晶能力大体相同。

2、包含结构

泛指岩石中一种矿物大晶体中包含小晶体的结构。大矿物称主晶, 被包裹的小矿物称客晶, 后者可以是一种矿物, 也可以是几种矿物。主晶和客晶矿物之间并无固定的成分和温压关系, 故这种结构只表明被包含的矿物结晶早于包嵌它的大矿物, 但主晶常有熔蚀或交代早期客晶的现象。

3、包橄结构

大颗粒的辉石或角闪石或斜长石中包裹着橄榄石小晶体, 构成一种特征的包含嵌晶结构, 被包裹的橄榄石常受到熔蚀圆化, 表明先结晶的橄榄石被岩浆熔蚀过, 以后又被后结晶的辉石、角闪石、斜长石等大晶体所包裹。

在火成堆积岩中, 橄榄石常常是先结晶的堆积晶体, 它们可受到间隙岩浆的熔蚀圆化, 间隙岩浆后结晶形成辉石或角闪石大晶体, 并把它们包嵌, 形成包橄结构。

在辉石橄榄岩、橄榄辉石岩等超基性侵入岩及基性的橄长岩中常见包橄结构。

4、海绵陨铁结构

基本特征是大量金属矿物呈它形晶充填在硅酸盐造岩矿物之间，或这类硅酸盐矿物镶嵌在大量金属矿物的基底上，类似沉积砂岩中的基底式胶结结构。硅酸盐矿物有时不同程度地圆化，在大片金属矿物间呈现似海绵孔状。

海绵陨铁结构是陨石中常见的结构，在地球火成岩富含金属矿物的超基性岩和基性岩中也常出现。构成这种结构的硅酸盐矿物多是橄榄石、辉石、角闪石，也可有少量基性斜长石，金属矿物通常是磁铁矿、钛铁矿及铜镍硫化物（如黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、镍黄铁矿等）。

5、假象结构和网状结构

原生矿物被取代以后，已形成化学成分和晶体结构都不同的新生矿物，但仍然保留着原矿物的晶形，有的甚至还保存着原矿物的解理、裂纹等内部结构，这类结构称为假象结构，能形成假象结构的原生矿物通常是化学性质不够稳定、容易被交代蚀变的矿物。

火成岩中最常见的假象结构有两类：

一类是橄榄石、斜方辉石被蛇纹石取代的假象。这是超基性岩、地幔橄榄岩和金伯利岩中最常见的一种假象结构。

地表所见的超基性岩大多数已强烈蛇纹石化，甚至彻底蛇纹石化成蛇纹岩。由于蛇纹岩常保持完好的原生矿物的假象和岩石结构的残余迹象，故据这些标志可以恢复原岩的矿物组成和岩石类型。

超基性岩体常产于深断裂带上，临近热液通道，在由深处上升的挥发分和热源液影响下，易遭受次生蚀变和交代作用。在低温和中—高压条件下，并有过量水蒸气存在时，橄榄石和辉石都不稳定，被蛇纹石、绿泥石、滑石等取代。当有足够数量的 Ca 时，还可伴生透闪石和碳酸盐类矿物。

超基性岩发生蛇纹石化的过程总是先沿着橄榄石而形成蛇纹岩。蛇纹石族矿物的发育演变顺序通常是由胶蛇纹石—纤维蛇纹石—叶蛇石。因此，常见沿橄榄石边缘、裂隙和斜方辉石解理发育叶蛇纹石，颗粒内部发育胶蛇纹石。（呈隐晶细分散状而显均质性的蛇纹石）

另一类假象结构是似长石类的白榴石常被钾长石、绢云母、方沸石等交代而仍保留白榴石的晶形，这种假象白榴石称作“假白榴石”。在某些富 K_2O 、贫 SiO_2 的火山岩或浅成岩（如白榴粗面岩、白榴玄武岩、白榴石响岩、白榴石钾镁煌斑岩）中，常见这种假象白榴石斑晶。

6、玻基斑状结构

岩石为斑状结构，除部分较大的斑晶矿物结晶体外，基质全部或几乎全部由玻璃质组成。玻基斑状结构常出现于超基性火山岩中，如麦美奇岩（玻基纯橄岩）由橄榄石粗斑晶和黑色玻璃基质组成，玻基橄辉岩由普通辉石和橄榄石斑晶及褐色玻璃基质组成，玻基辉石岩则由普通辉石斑晶和暗色玻璃基质组成。

玻基斑状结构形成的条件，是岩浆在深部曾经稳定了一个阶段，有较好的结晶环境，因

而结晶出一些颗粒较大的自形晶体。后来岩浆携带这些晶体喷出地表迅速冷却，形成玻璃基质。从物质成分看，基性、超基性岩浆粘度小，易流动，喷溢出地表后往往成为快速流动、较薄层的熔岩流，因而冷却迅速，易形成这种玻基斑状结构。

7、鬣刺结构

这种结构主要见于科马提岩，亦称鬣刺岩。

鬣刺结构的基本特征是岩石中橄榄石和辉石常呈细长的针状或复杂形态的中空骸晶，骸晶内部多为空心或被玻璃质充填，骸晶边部呈锯齿状，这些骸晶近平行或杂乱地排列在更细小骸晶状单斜辉石和脱玻化玻璃组成的基质中。这种特征结构在岩石露头、手标本上和薄片中都易于识别，即使岩石遭到较深的变质改造，鬣刺结构的残迹也能清晰地保存下来。

派克等人论述过鬣刺结构的形成机理，认为是熔岩流的上部与海水接触后由于温度差异大遭受快速冷却而成，且叶片状的中空骸晶迅速地自上而下以近于垂直的等温线生长，即近于垂直熔岩的层面生长，因此这种结构对熔岩层面的产状具有指示意义。

8、辉长结构

这种结构是辉长岩的特征结构。浅色矿物基性斜长石和辉石、橄榄石等暗色矿物的数量约各占一半，它们粒度大小近似，自形程度大致相同，在岩石中均匀分布，互相成不规则状排列，反映组成岩石的主要造岩矿物斜长石和辉石是同时从岩浆中结晶的，是一种共结关系。

9、辉绿结构

狭义的辉绿结构指的是自形程度高的斜长石不规则排列成三角形格架，空隙中充填一颗粒度大小与斜长石相当的辉石，斜长石相对于辉石更占优势。

广义的辉绿结构则把凡是斜长石自形程度高于辉石等暗色矿物的结构都称为辉绿结构，它实际上包括嵌晶含长结构、间粒结构、间隐结构、拉斑玄武结构等结构的变种。

10、嵌晶含长结构

在一颗较大的辉石晶体中，杂乱地包含着自形一半自形的长条状斜长石。辉石的数量多于斜长石，粒度也明显大于斜长石，辉石相对于斜长石更占优势。

嵌晶含长结构常见于辉绿岩中，因此也有人把二者当作同义词，统称为辉绿结构。

11、间粒结构

在相对较大较自形的板条状斜长石微晶构成的多角形空隙中，充填着数个细小的辉石、橄榄石、磁铁矿等粒状矿物。斜长石微晶的排列方式，可以杂乱无规则，也可以近于平行或呈放射状。这种结构常见于粗粒玄武岩中，故又称为粗玄结构或粒玄结构。间粒结构与狭义辉绿结构的区别是其斜长石与辉石粒度相差较大，因而斜长石的空隙中往往充填数颗辉石等粒状矿物。

关于间粒结构形成的机理，一般认为是在喷出岩中挥发分大量散失、冷却较快的条件下形成的。具体可能有两种情况：一种情况是当岩浆总组成在 $Di-An$ 干系统共结比 $Di_{58}An_{42}$ 之右侧（南大教材 P63 图 4-29）时，斜长石先结晶组成多角形空隙，较后结晶的铁镁矿物充

填其中；另一种情况是当岩浆总组成在这一共结比之左侧时则铁镁矿物结晶较早，随着铁镁矿物的晶出，岩浆组成演变达共结点才开始有斜长石结晶，但由于斜长石结晶能力比铁镁矿物更强，故多呈自形一半自形板条状，自形程度较差的铁镁矿物被镶嵌在斜长石粒间。因此，间粒结构主要是反映斜长石和铁镁矿物之间的空间关系，而不能反映二者结晶时间的早晚。

12、间隐结构

在细板条状斜长石微晶之间的不规则空隙内，充填着玻璃质（或其脱玻化的产物绿泥石、沸石等次生矿物雏晶）或隐晶物质，也可有少量粒状矿物的辉石和磁铁矿等。间隐结构与玻基斑状结构的区别是，前者结晶相的颗粒很小，为微晶级，后者结晶相较大颗粒，成为斑晶。这种结构也常见于玄武岩中。

13、拉斑玄武结构（填间结构）

在杂乱排列的斜长石微晶搭成的格架中，充填物质既有辉石、磁铁矿等粒状矿物，又有基性火山玻璃或隐晶物质。这是介于间粒结构和间隐结构之间的过渡类型，又可称为“填间结构”。

14、玻晶交织结构和交织结构

在玻璃质基质中，杂乱地分布着一定数量的斜长石微晶和一些尘点状磁铁颗粒。这种结构在安山岩中最常见，又称为“安山结构”。此外在玄武岩和英安岩中也常见这种结构。该结构通常是在岩浆粘度较小、均匀冷却且无固定流动方向的条件下冷凝形成的。

如果针柱状的斜长石微晶数量较多，呈交织状或半平行状密集排列，它们的空隙中充填着少量的玻璃或脱玻化的产物和少量的暗色矿物，则称为“交织结构”。交织结构与玻晶交织结构的区别是微晶数量多于玻璃质。交织结构也是中基性火山熔岩中常见的结构。

在中基性火山熔岩中，常见熔岩层的表层或近表层出现玻晶交织结构，而内部出现交织结构。

上述几个结构的成因，也可以从教材 P63 图 4-29 得到说明。一般来说，玄武岩浆在地下深处岩浆房中处于较高压条件下，首先晶出的是暗色矿物单斜辉石和橄榄石斑晶。随着这些暗色矿物斑晶的析出，岩浆组成沿液相朝着相对富斜长石的方向演变。当这种岩浆喷出到地表，压力降低后，相当于 Di-An 干系统的条件，这时岩浆组成则处于斜长石先结晶的范围，故随着温度下降，斜长石微晶首先析出，搭成多角形空隙，岩浆组成沿液相线朝相对富含 Di 的共结点演变，至共结点，暗色矿物辉石、橄榄石等析出充填于斜长石微晶的那些空隙中。随着冷却快慢条件和岩浆组成条件的变化，可形成玄武岩基质多种结构的变种。当冷却较缓慢时，先晶出的斜长石微晶较大，构成多角空隙也较大，一个空隙中可充填数个后晶出的辉石、橄榄石、磁铁矿颗粒，构成间粒结构；当斜长石微晶晶出以后，如果冷却速度介于上述二者之间，就形成拉斑玄武结构；如果晶出的斜长石微晶数量相对较少，然后剩余岩浆迅速冷却成玻璃质，就形成玻晶交织结构；如果斜长石微晶数量多，少量剩余岩浆迅速冷却成玻璃质，则形成交织结构。

15、细碧结构

这是细碧岩特有的结构。细碧岩是富 Na(Na_2O 含量 $>4\%$)的海相基性熔岩。在细碧岩中，常由钠质斜长石（钠长石-更长石）板条状晶体搭成格架，格架中充填团块状、棉絮状的细晶辉石或隐晶绿泥石、绿帘石、方解石等蚀变产物及铁-钛氧化物等金属矿物微细粒晶体。细碧结构的形态特征类似于间隐结构或拉斑玄武结构，二者的区别在于：间隐结构和拉斑玄武结构的斜长石格架间的充填物为玻璃质和较自形的粒状矿物；细碧结构的斜长石成分为钠长石—更长石，结晶自形程度较低，边缘参差不齐，并可出现燕尾状骸晶，斜长石格架间的充填物为棉絮状晶体或隐晶质。细碧结构的特征反映富钠基性熔岩在海水中冷却和结晶的特殊条件。

细碧岩产出地槽区，常和富钠的角斑岩共生，组成细碧角斑岩系，细碧岩也常是蛇绿岩套上部层位基性火山岩的主要组成部分。细碧岩还常具有典型的枕状构造。

（二）中酸性岩结构类型

1、花岗结构

岩石为全晶质半自形结构。以矿物自形程度论，通常暗色矿物自形程度最好，其次是斜长石，钾长石自形程度较差，而石英完全呈它形充填于其他矿物粒间。中酸性侵入岩，如闪长岩、花岗闪长岩、花岗岩等，都具有这种全晶质半自形结构，而在花岗岩中表现得较为特征，故称之为花岗结构。这种结构反映了岩浆在中深成条件下缓慢冷却结晶的环境及矿物的正常析出顺序。

严格意义上的花岗结构，含有成分的内容，即以钾长石、酸性斜长石和石英为主要矿物的花岗岩成分，且主要矿物分布均匀。按矿物粒度绝对大小，可划分为粗、中、细粒花岗结构；按矿物粒度相对大小，可划分为等粒、不等粒和似斑状花岗结构。

深成花岗岩常呈中粗粒结构，虽然矿物粒度较大，但几个主要造岩矿物相对自形程度通常仍表现出花岗结构的基本特征。

2、二长结构

这是二长岩中常见的典型结构，其特征是主要矿物组成为斜长石和钾长石，且二者含量相近，斜长石自形程度明显高于钾长石和石英，钾长石结晶较晚，有的形成较大的它形晶，包嵌着自形斜长石和一些暗色矿物。

3、粗面结构

这是粗面岩中常见的典型结构，其特征是碱性长石（正长石、透长石或钠长石）呈柱状或板条微晶近于平行定向排列，在斑晶处则平行绕过。粗面结构与交织结构的区别在于，粗面结构的微晶近于平行定向排列，在斑晶处则平行绕过。粗面结构的微晶是钾长石或钠长石，而不是斜长石，且基质中玻璃和暗色矿物都较少。粗面结构在粗面安山岩、粗面玄武岩及响岩中也常见，其碱性长石微晶的排列方向一般代表熔浆的流动方面。

4、响岩结构

在一些具斑状结构的碱性火山熔岩中，基质由自形程度较高的霞石、方钠石等似长石类矿物组成，这些似长石类矿物微晶常呈矩形、方形、六边形或短柱状、长板状，并常呈定向排列，包围着霞石、霓（辉）石等斑晶矿物。这种结构是响岩和霞石岩典型的结构，故称之为响岩结构，或称之为霞石岩结构。

响岩结构反映岩浆中 SiO_2 不饱和，岩浆粘度较小，所以火山熔岩的基质虽冷却较快，但仍可有较充分的条件使似长石类矿物微晶具有较高的自形程度。

5、霏细结构

由极细小（ $< 0.02\text{mm}$ ）的粒状和细纤维状的长英质矿物及隐晶质和少量分散的玻璃质组成的集合体，称为霏细结构。矿物颗粒发育程度不等，通常无明显的晶形轮廓，但在正交偏光镜间已显出光性。霏细结构有两种成因：原生霏细结构一般是酸性岩浆在较快过冷却条件下形成的，矿物粒度相对稍大，颗粒外形较规则，彼此之间界线也较清晰；次生霏细结构一般是酸性火山玻璃脱玻化的产物，矿物粒度相对更细小，且颗粒外形不规则，彼此之间界线模糊。

霏细结构在酸性熔岩（流纹岩、英安岩）和浅成脉岩（花岗斑岩）中常见，

6、球粒结构

在酸性火山熔岩中，常见一种由中心向四周呈放射状排列的长英质纤维构成的球粒。纤维方向通常为平行消光，即纤维延长方面就是光学主轴方向，因此，在正交偏光镜间这些圆形球粒都呈十字消光。由岩浆快速冷凝形成的原生球粒，一般球粒形态完整，岩石中球粒数量较少，彼此孤立地分布于玻璃之中，且流纹构造往往绕过球粒。由火山玻璃脱玻化形成的球粒，一般切穿流纹构造，附着于裂隙壁或斑晶边部生长，且球粒数量多，成片毗连分布，而单个球粒有时形态不完整。若岩石中有许多球粒存在，则可称为球粒结构。

在基性熔岩中出现的形态如上述球粒，而纤维状雏晶、微晶成分是辉石和斜长石者，则称为球状结构。

7、雏晶结构

雏晶是开始结晶的晶芽，还不具有结晶物质的特征，在正交偏光镜间没有明显的光性反映。按照雏晶的发育程度及其形态特征，可分出球状雏晶、串珠状雏晶、针状雏晶、羽状雏晶等。

雏晶进一步发展，可形成骸晶和微晶。骸晶和微晶已具有结晶物质的特征，故在正交偏光镜间显示出清晰的干涉色和消光方位。

除了火山玻璃脱玻化以外，岩浆快速冷凝，一时形成大量结晶中心又来不及长大成晶体，也可在玻璃中出现原生的雏晶、骸晶和微晶。

（三）脉岩典型结构

1、细晶结构

这是细晶岩特有的结构，为典型的细粒它形粒状结构。

狭义的细晶岩又称为长英岩，是浅色脉岩，主要矿物成分是钾长石、酸性斜长石和石英，

暗色矿物含量极少，相当于花岗岩的成分，亦称花岗细晶岩。细晶岩脉通常产于侵入岩体的裂隙或附近围岩中。

细晶岩的成分和产状表明，细晶岩是在岩浆大部分结晶以后由残余岩浆冷凝形成的。细晶结构的形成主要不是由于冷却迅速，而是由于围岩破裂，压力降低，残余岩浆失去挥发分，长石和石英在岩浆中的可溶性降低，趋于过饱和，形成大量结晶中心而形成细粒它形结构。

广义的细晶岩以成分对应的深成侵入岩的名称参与命名，如辉长细晶岩、闪长细晶岩、正长细晶岩、二长细晶岩等。

2、煌斑结构

这是煌斑岩的特征结构。煌斑岩是一类暗色脉岩，其成分特征是 SiO_2 含量变异于超基性岩—中性岩范围内，富含 Mg、Fe、Mn、Ti、Ba，富含 F、Cl、 CO_2 、 H_2O 等挥发分，矿物组成中暗色矿物占优势，产状通常为浅成相，少量为喷出相。

煌斑结构的基本特征是斑状结构和全自形结构。斑晶通常是自形的铁镁矿物（如橄榄石、单斜辉石、角闪石、黑云母等），少数碱性煌斑岩可有石榴石为斑晶。基质通常为细粒、微粒或隐晶质结构。细粒基质中的铁镁矿物也是全自形晶，浅色矿物（如长石类）通常为半自形晶。这种暗色矿物呈完好自形晶的斑状结构为煌斑岩所特有，故称之为煌斑结构。煌斑岩中的暗色矿物质常遭受蚀变，变为绿泥石、碳酸盐和粘土矿物等。蚀变后的暗色矿物常保留原有的自形假象。

煌斑岩脉在纵向和横向上岩石结构常有较明显的分带，这种分带可能与岩浆分异同化作用及冷凝速度等因素有关。

煌斑结构的成因，由于岩浆中硅铝组分少，铁镁组分集中，富含挥发分，因而粘度降低，结晶过程中组分容易扩散，加上有充分的生长空间，故易形成自形程度高的晶体。

（四）火山碎屑岩典型结构

1、凝灰结构

这是火山凝灰岩特有的结构。火山碎屑岩中粒径小于 2mm 的碎屑物含量超过 50%，并被更细小的火山尘物质胶结而成的结构，称之为凝灰结构。按照碎屑物种类，可分为岩屑凝灰结构、晶屑凝灰结构和玻屑凝灰结构。

岩屑凝灰结构比较少见，指的是岩屑含量占碎屑总量 50%以上，偏光显微镜下可见这些岩屑多呈各种棱角状，但仍保持原有岩石的成分和结构特征。岩屑通常是火山通道的围岩（可以是火山岩、侵入岩、沉积岩或变质岩）在火山强烈爆发时崩碎而成。

晶屑凝灰结构，指的是晶屑含量占碎屑总量 50%以上的凝灰结构。晶屑成分常见的是石英、长石、也有辉石、角闪石和黑云母。晶屑形态通常为尖棱角状，或沿解理成阶梯状，或沿裂纹裂开成不规则状，还常有熔蚀港湾状和爆裂纹。其中石英晶屑常见裂纹。这种结构通常是含有大量矿物斑晶粘度较大的中酸性岩浆在火山爆发时，由于强烈的爆炸，使斑晶晶体崩碎成大量细小晶屑，被更细小的火山尘胶结而成。

玻屑凝灰结构，指的是玻屑含量占碎屑总量 50%以上的凝灰结构。玻屑形态多样，外形几乎没有平直的界线。玻屑的形成主要是由粘度较大且含挥发分较多的酸性、中酸性或碱性岩浆上升减压后，由于气体剧烈逸出，使岩浆膨胀发泡成泡沫状，泡壁进一步变薄，破裂炸碎成各种形态的细小玻屑，玻屑常呈凹面多角状，即保持了原泡壁的部分形态。

如有两种碎屑（常见的是晶屑和玻屑）含量都占碎屑总量 25%以上的凝灰结构，可联合命名，且较多者在后，如晶屑玻屑凝灰结构。当三种碎屑成分各自都占 20%以上时，则称为多屑凝灰结构。

2、熔结凝灰结构

这是一种含有较多的塑性岩屑或塑性玻屑的凝灰结构，是熔结凝灰岩的特征结构。熔结凝灰岩的形成是由富含水蒸气、CO₂ 等挥发分的粘稠岩浆强烈爆发时形成的火山灰流，因堆积时仍然保持高温炽热状态，塑性碎屑物在上覆物质的负荷压力下发生塑性变形并互相熔结而成，塑性碎屑常见的是塑性岩屑和塑性玻屑。塑性岩屑是经撕裂后溅落的炽热熔浆团块，被压扁拉长成透镜状、焰舌状、树叉状、条带状等形态，成分与其同源熔岩相同。岩屑和玻屑常平行排列，有的绕过刚性岩屑和晶屑而显示假流纹构造。

（五）典型斑状结构

1、斑状结构

组成岩石的矿物颗粒分为大小明显不同的两群，大颗粒散布在小颗粒、隐晶质乃至玻璃质之中，大颗粒矿物称斑晶，小颗粒矿物和隐晶质、玻璃质则称为基质。有的文献对斑状结构规定了定量界线，即斑晶矿物粒度大于基质矿物粒度 5 倍以上（玻基斑状结构者其斑晶粒度亦应与同种岩石中其他斑状结构的斑晶粒度相当），斑晶的数量应超过 5%。

斑状结构在火成岩中广泛出现，通常是火山喷出熔岩的特征结构，也常见于许多次火山岩和浅成相侵入岩中。

斑状结构的形成与岩石结晶过程中物理化学条件的显著变化有关。通常斑晶和基质是两个世代的结晶产物。岩浆在地下深处处于高温、高压条件，挥发分不易逸散，使一些矿物能缓慢地充分结晶，形成较大个的自形斑晶。随后，携带有斑晶的岩浆上升到地壳浅部或喷溢出地表，由于压力突然降低，挥发分很快散失，温度瞬时升高，然后又急速冷却。这种温压条件的变化，可以使岩浆在深处结晶出的斑晶遭受不同形式的改造，产生熔蚀、暗化、碎裂等现象，同时，岩浆速冷产生的许多结晶中心又来不及充分结晶，从而形成微晶质、隐晶质乃至玻璃质的基质。

由于斑晶和基质是在不同物理化学条件下形成的两个世代的产物，因此，同种矿物特别是固溶体矿物在斑晶和基质中出现，它们的矿物化学成分和结构状态常有明显的差异。如橄榄玄武岩中，斑晶橄榄石富含镁橄榄石分子，Fo 较高；而基质中橄榄石相对富含铁橄榄石分子，其 Fo 比斑晶明显降低。又如，在玄武岩或安山岩中，斜长石斑晶 An 较高，基质中微晶斜长石 An 较低，二者相差可达 20 多号。此外，基质中微晶斜长石的有序度往往也比斑晶斜

长石偏低，反映其快速冷却的无序状态。

2、聚斑结构

同种矿物的斑晶在岩浆运动过程中聚集成堆，形成聚合斑晶，称为聚斑结构，如粗面岩中的透长石斑晶常聚集成聚斑结构。

3、联斑结构

多种矿物斑晶聚集成堆形成的聚合斑晶称为联斑结构。如辉石安山岩中可见到辉石、角闪石、斜长石斑晶聚集成的联斑结构。

聚斑结构和联斑结构都是岩浆运动过程中使斑晶得以聚集，类似流动河水中的悬浮物，可以形成一堆堆的聚集体，故这两种结构是岩浆成因的重要标志。也有人认为，聚斑结构是由某些结晶中心进一步吸收早先晶出的同种矿物斑晶而成；而联斑结构可能有多种成因，如就地同化混染了捕虏体成分，或由于联斑所在地几种矿物晶芽较集中，且晶体生长速度较快所致。

4、暗化边斑状结构

在一些火山熔岩特别是中性火山岩（如安山岩）中，含挥发分的角闪石和黑云母斑晶的周边形成一圈不透明的暗色边缘，称为暗化边。暗化作用强烈时，可使整个斑晶变成暗色不透明状。角闪石和黑云母斑晶暗化边形成的同时，常常伴随着熔蚀现象。在超浅成相的次火山岩中的角闪石和黑云母斑晶亦可出现暗化边和熔蚀现象。这种暗化边是由极细粒的磁铁矿和高温透长石、石英、辉石、橄榄石等矿物集合体组成的。

5、熔蚀斑状结构

火山岩或浅成相岩石通常都具有斑状结构，斑晶矿物常常遭受熔蚀，被熔蚀的斑晶常呈边缘圆化、港湾状、碎块状、骸晶状等残缺不全的形态。

熔蚀斑状结构的成因，是由于在深处岩浆中形成并与岩浆平衡的斑晶矿物，当岩浆升至地壳浅部或喷出地表时，压力降低和温度升高使斑晶遭受局部熔蚀，其中压力降低是一个很重要的因素。

岩浆中的捕虏晶，由于所处地质环境的物理化学条件的变化，也变得不稳定，常遭受岩浆的熔蚀。最常见的是玄武岩和金伯利岩中幔源橄榄岩包体解体的矿物橄榄石、辉石、尖晶石、石榴石等捕虏晶都可以发生熔蚀现象，形成类似的熔蚀斑状结构。

6、花斑结构

这是花斑岩特有的结构。花岗斑岩的一个结构变种，岩石特征是斑状结构，斑晶是钾长石和石英，基质则由钾长石和石英构成显微文象结构。

7、似斑状结构

岩石由大小不同的两群矿物粒组成，大者斑晶，小者为基质。似斑状结构基本特征有 3 点： 基质是显晶质的，粒度可以为粗粒、中粒或细粒； 斑晶和基质的矿物都属同一世代，因而斑晶和基质的矿物成分及结构状态一致或相近； 斑晶矿物没有熔蚀和暗化现象，且基

质矿物往往从斑晶边缘嵌入斑晶，因而斑晶矿物虽有结晶外形轮廓，但常无平整晶面。这些特点表明斑晶和基质矿物是在相同或相近的物理化学条件下结晶的，也是似斑状结构和斑状结构区分的标志。

一般认为似斑状结构的成因是熔体中某些组分的数量多于熔体共结组成所需的量，因而在冷却时这些组分首先从熔体中析出结成较大的完好晶体，成为斑晶，然后，直到熔体组成达到共结成分时，构成共结成分的各种组分同时结晶形成基质。

似斑状结构常见于花岗岩类的中深成和浅成相侵入体中，浅成相花岗岩体中常为细粒似斑状结构，中深成相花岗岩体中则常见中粗粒似斑状结构。

（六）典型矿物交生结构

1、反应边结构

岩浆中早先结晶的矿物或捕虏晶矿物与熔浆发生反应，生成另一种与之成分不同但有反应关系的矿物，这种反应作用不彻底，反应生成的矿物完全或局部呈周边包围着原有矿物，称为反应边结构。通常中间的原生矿物由于同岩浆反应，晶形多不规则。最常见的是富镁橄榄石外围的斜方辉石反应边。此外，也有单斜辉石外的角闪石反应边，角闪石外的黑云母反应边等等。反应边矿物通常不是一个晶体，而是多个晶粒的集合体。

辉长岩中常见反应边结构。

碱性玄武岩和金伯利岩中的幔源捕虏晶橄榄石、辉石、尖晶石等矿物及深源岩浆中结晶的单斜辉石高压巨晶，也常与寄主岩浆发生反应，形成复杂的反应边结构。

2、次变边结构

次生矿物沿原有矿物的外缘进行交代，形成一个次生矿物的外壳，这种环边结构称为次变边结构。当次生矿物交代作用强烈时，原有矿物大部分被次生矿物取代，剩少量残余被包裹于次生矿物之中。

玄武岩和部分辉绿岩中斑晶橄榄石受到热液蚀变，常次变为伊丁石，有的大部分橄榄石斑晶都全部变成伊丁石，以至岩石名称可称作伊丁玄武岩。

在一些富含挥发分的岩石中，蚀变作用强烈，原有矿物常发育次变边结构，如在金伯利岩中常见的橄榄石发生蛇纹石化，由蛇纹石和磁铁矿组成次变环边。

3、环带结构

通常是矿物晶体的生长环带，各环带之间成分有一定差异。

无色透明矿物（如斜长石）的环带结构显示的标志是：各环带的折射率有差异，单偏光下适当缩小光圈，相邻两环带界线上显示出细亮的贝克线或折射率色散；正交偏光镜间各环带的消光位有差异，干涉色也略有差异。

斜长石中经常发育环带结构。一个晶体中环带的数目少则几环，各环带较宽；多则几十环，甚至 100 多环，各环带细而密集。从晶体核部到边缘钙长石分子递减、钠长石分子递增者，为正环带。相反者为反环带结构。从核部到边缘环带成分跳跃变化者则为韵律环带。

环带结构是常见造岩矿物中比较普遍存在的结构，类质同象固溶体系列的矿物均有可能形成环带结构，如钙长石-钠长石，钠长石-钾长石，镁橄榄石-铁橄榄石、顽火辉石-斜铁辉石、霓石-透辉石、钙铁榴石-钙铝榴石等。实际上，凡是成分可变的矿物，如云母类和角闪石类矿物，都可能形成环带结构。

造岩矿物，特别是火山岩中斑晶矿物环带结构的研究，可以为揭示岩浆成分演化趋势和成岩过程的物理化学环境提供许多重要信息。

4、希勒结构

在基性和超基性岩的斜方辉石、单斜辉石、镁铁闪石等暗色造岩矿物中，沿一定的结晶方向有规律地分布着许多磁铁矿、钛磁铁矿、钛铁矿、钛铁晶石等不透明金属矿物的小条片，这种结构称为希勒结构。

希勒结构中这些不透明金属矿物沿一定的结晶方向规律分布表明，它们不是后期交代贯入的，而是在冷却过程中从辉石等主晶矿物中析出的，可看作固溶体离溶作用的产物，实际上也是硅酸盐和金属氧化物不混溶的一种表现形式。

5、砂钟结构

砂钟是古代计时的一种容器，两头大中间小，用砂粒通过量来计时。矿物晶体在不同结晶方位上成分不同，表现出颜色、干涉色和消光位的差异在形态上似砂钟状，称为砂钟结构。

砂钟结构是含钛单斜辉石常见的标志结构，多见于 SiO_2 不饱和的碱性橄榄玄武岩、霞石岩、玻基辉橄岩等偏碱性的基性、超基性岩的钛普通辉石、钛次透辉石和钛辉石中。砂钟结构通常形成于低压、高温、快速冷凝的条件。快速冷凝使熔浆中离子向晶体扩散未达到平衡情况下骸晶在不同方向上选择性吸收离子，在（100）方向上形成富 Al、Ti，贫 Si、Mg 的深色扇形体。

砂钟结构除岩浆结晶成因外，也可以是应力成因和交代成因。

6、文象结构

一种矿物在另一种矿物中均匀交生，交生矿物在较大范围内具有同一消光方位。两种矿物交生常构成楔形、尖棱形连晶，形似古代的象形文字，故名文象结构。最常见的是钾长石和石英交生构成文象结构。尺度大者在野外露头或手标本上均可见到，如许多伟晶岩中常发育这种文象结构；尺度小者仅在显微镜下方可分辨，称为显微文象结构。

文象结构通常是共结作用的产物。具有二元共结关系的矿物，在岩浆结晶过程中，当熔体组成达到共结比时，两种矿物共结，即可形成共结文象结构。除了钾长石-石英外，还有透辉石-钙长石、透辉石-钠长石、透辉石-钛铁矿、透辉石-镁橄榄石等矿物对，均可形成共结文象结构。

共结文象结构的形成，除了两种矿物具有共结关系这一先决条件外，还受岩浆温度的上限、冷却速度、水压状况、地质封闭条件和晶体生长空间等因素的影响。

7、条纹结构和反条纹结构

条纹结构常见于条纹长石。条纹长石是富钾相碱性长石和富钠相碱性长石的交生连晶，可简称为纹长石。其中含量较多的物相称为主晶，含量较少的物相称为嵌晶或条纹。条纹有叶片状、火焰状、纺锤状、乳滴状、细脉状、树枝状等多种形态。按条纹的大小尺度，可划分为 X 射线条纹长石、隐晶条纹长石、显微长纹长石和条纹长石 4 种（表 1-1）。按主晶和条纹的成分，可分为：正条纹长石，主晶为富钾相（钾长石），条纹为富钠相（钠长石），即通常所称的条纹长石，在中酸性岩和钾质碱性侵入岩中常见；反条纹长石，主晶为富钠相，条纹为富钾相，在钠质碱性侵入岩和某些混染岩中可见。

表 1-1 条纹长石的类型

类型	主晶	条纹	条纹厚度 (mm)	鉴别特征	成因类型
X 射线条纹长石	透长石	高钠长石	<0.001	X 射线分析可辨别	分解条纹
隐晶条纹长石	透长石、 歪长石	钠长石	0.001-0.005	显微镜下隐约可见， 光性难辨	分解条纹
显微条纹长石	正长石	钠长石和 更长石	0.005-0.1	显微镜下隐约可见， 光性难辨	分解条纹 和交代条 纹
条纹长石			0.1-1.0	手标本可辨	

条纹和主晶在光性上表现为折射率、干涉色和消光位的差异从而偏光显微镜下显示出清晰的条纹。以正条纹长石为例，条纹钠长石的折射率和干涉色均高于主晶钾长石，二者的消光位也明显不同，但许多条纹消光位一致。

条纹长石的成因有两种，一种是固溶体分解条纹，另一种是交代条纹。

分解条纹长石的条纹通常沿主晶的一定结晶学方向大体互相平行地均匀分布。

交代条纹长石的条纹在主晶中分布不均匀，常呈不规则网脉状、树枝状，有时沿主晶解理、裂隙、边缘分布。

交代条纹长石的形成一般与热液交代作用有关。岩浆期后的热液交代作用，深变质过程的热液交代作用均可形成交代条纹长石。

除长石外，条纹结构在其他矿物中也可出现。辉长岩中紫苏辉石里就常有单斜辉石或铁质矿物的出溶页片，这也是一种条纹结构。

8、蠕虫结构

一种矿物中有另一种矿物的显微嵌晶，这些小嵌晶成乳滴状、放射状、花瓣状，形似细小的蠕虫，在正交偏光镜间清晰可见，且这些蠕虫状嵌晶常具有相同的光性方位。在花岗质岩石中常见的这种蠕虫结构，通常是斜长石或钾长石中分布着蠕虫状石英嵌晶，故又称之为蠕英石。

蠕虫结构有多种成因。按成因不同可分为交代蠕虫、共结蠕虫和分解蠕虫。交代蠕虫，最常见的是斜长石交代钾长石或基性斜长石交代酸性斜长石，多余的 SiO_2 析出成蠕虫状石英。

含铁量高的矿物交代含铁量低的矿物，在后者的残留部分中可以出现前者的蠕虫。有交代型磁铁矿蠕虫出现的附近可能有铁的聚集条件，这是一种值得注意的矿化标志。

玄武岩中的幔源橄榄岩包体及其解体的矿物橄榄石、斜方辉石、铬尖晶石等与玄武质岩浆反应或被熔蚀，也常形成蠕虫结构。

共结蠕虫，通常是由两种具有共结关系的矿物直接交生构成，多分布在两种矿物相邻处。酸性火成岩中常见的石英与钾长石接触处，在石英中有钾长石蠕虫或相反，在钾长石中有石英蠕虫。

分解蠕虫，矿物所处的温度、压力条件改变，失去原有的稳定的物理化学环境，矿物成分发生分解或转变，有些剩余组分形成新生矿物呈蠕虫状产出。

地幔二辉橄榄岩中所见的粗大的顽火辉石中分布着消光方位一致的蠕虫状出溶透辉石，是一种分解蠕虫结构。

9、更长环斑结构

这是更长环斑花岗岩的典型结构。更长环斑花岗岩的基本特征是：岩石为似斑状结构，钾长石大斑晶成自形，常呈浑圆形或球体，其外围环绕着一圈斜长石（多为更长石或钠更长石，少数为中长石）；基质由中细粒的石英、钾长石和黑云母组成。

第三节 火成岩标本观察与描述

在实验室条件下进行岩石标本的鉴定，通常是借助小刀、放大镜等简单工具，对标本进行肉眼观察和初步定名，更深入的研究和精确定名须利用偏光显微镜对岩石薄片进行。

火成岩手标本观察描述内容及程序如下

- 1、颜色及色率
- 2、结构综合命名，根据结晶程度，自形程度，相对粒度，绝对粒度等方面命名。
- 3、构造命名及其特征简述（对较特殊者描述其特征）。
- 4、矿物成份特点及其百分含量：包括矿物学特点，矿物的外部结构特点，如自形程度、粒度大小等；斑状、似斑状结构者，分斑晶和基质分别描述。

5、次生变化及其他

6、初步定名

下面详细论述如何观察描述各方面的特征。

（一）颜色及色率

我们在观察岩石标本时，第一眼的印象便是颜色。岩石的颜色是指标本所呈现的总体色彩。观察颜色时，宜远观其整体，看其总体色调，忌近察其局部。颜色包括色的本身及其色调的深浅。描述时，有三种方法：（1）标准色谱法，又称单色描述法；（2）用复合色描述，如浅褐灰色、深灰绿色、黄绿色等，后者为主色调；（3）形象化描述：如肉红色、砖红色等。三种描述法前均可加“深”“浅”等形容词。

岩石的颜色受以下几个因素影响：（1）暗色矿物含量，含量多则颜色深；（2）粒度的影

响，粒度越细则色较深。

色率，又称颜色指数，是指暗色矿物（铁镁矿物）在岩石中所占的体积百分比。色率是显晶质岩石（尤其是粒度在细粒以上的深成岩）的鉴定和分类的主要标志之一。因隐晶质，玻璃质结构的岩石的颜色，并不能真正客观地反映暗色矿物的含量。

四大类火成岩的色率一般为：

超基性岩 色率 > 90

基性岩 色率 40~90

中性岩 色率 15~40

酸性岩 色率 < 15

注意：岩石的颜色以新鲜的、干燥的断面为准，因为蚀变和风化都可改变颜色。手标本上若有蚀变色风化色，则同时描述出来。

（二）结构

火成岩的结构是指岩石中颗粒的结晶程度、晶粒的相对粒度和绝对大小，自形程度以及它们的相互关系等。总之，是矿物颗粒本身的特点，是分类命名的重要依据之一。

首先根据结晶程度，可把岩石结构分为如下三种

结构	显晶质	隐晶质	玻璃质
特征	用肉眼或放大镜能分辨出矿物颗粒，能观察其大小、形态，自形程度，解理、硬度、颜色等	用肉眼或放大镜不能分辨单个矿物颗粒，具粗瓷状断口，光泽暗淡	不能分辨矿物质颗粒，断面光滑、致密，具贝壳状断口和玻璃光泽

三种结构的描述方式各有相同，对隐晶质或玻璃质结构的岩石则描述颜色、结构、断口光泽等；对显晶质结构则按如下顺序描述

（1）据相对粒度大小，分为等粒、不等粒和斑状、似斑状结构；

（2）等粒、不等粒结构，则按绝对粒度划分如下；

粗粒结构 > 5mm 细粒结构 0.2——1mm

中粒结构 1——5mm 微粒结构 < 0.2mm

对长柱状矿物要分别度量颗粒的长短径。

（3）斑状、似斑状结构则分斑晶与基质分别描述；

（4）按矿物的自形程度分为自形、半自形、他形三种；

（5）如果颗粒间关系肉眼观察比较明显，则描述之，如文象结构等。但大多结构类型肉眼不能细分，以待薄片观察时详细描述；

注意：（1）若岩石中有长石类矿物，且为主要矿物，则以其粒度作为岩石整体粒度的代表；

（2）从外表、成因上搞清斑状结构和似斑状结构的区别；

(3) 在实际的描述过程中, 不一定如上顺序按部就班地全部描述出来, 往往在“结构”这一项中先描述出岩石整个结构的面貌, 具体的粒度大小、每一种矿物的自形程度等多放在矿物成份及其特点中描述。

(4) 结构的命名, 如下例顺序

(全晶质) 半自形中粒等粒结构

斑状结构, 基质呈隐晶结构

似斑状结构, 基质为细粒等粒结构;

(三) 构造特征

构造是指组成岩石的不同矿物集合体在空间上的排列方式和充填方式。其特征与成岩条件关系密切。构造可分为侵入岩构造和喷出岩构造; 前者以块状构造为主, 表现为矿物成份, 颗粒大小分布均匀; 另外可见斑杂状构造, 指不同部位岩石颜色、矿物成份或结构差别很大, 描述时要说明斑杂的外貌和矿物组成特征; 对于条带状构造, 则需分别其条带颜色、疏密、宽窄、粒度、成份等。如果岩石标本取自岩体边部, 可见流线、流面构造, 则需说明构成流线或流面的矿物成份大小、排列方向、疏密等。个别标本可见似片麻状构造, 表现为岩石中暗色矿物呈断断续续的定向排列, 其间为浅色粒状矿物隔开。也常见于岩体边缘。

喷出岩中常见气孔构造、杏仁构造、流纹构造等, 也有块状构造。对气孔构造, 要描述气孔数量、大小、形状、排列方向、内壁光滑程度等。对杏仁构造, 要描述杏仁体是呈放射状充填的还是呈同心状充填, 或是自气孔壁的一侧呈单方向逐渐向内充填的。如果未被填满, 则已充填和未充填的部分分别指向岩层的底面和顶面, 它对于判断火山岩的层序关系很有用。还要说明杏仁体的颜色、形状、大小、矿物成份(通常是方解石、石英、玉髓、蛋白石、绿泥石、沸石等)。当气孔被拉长呈细长条状平行排列时, 即呈现出流动特点时, 即成为流纹构造, 描述时, 注意不同颜色组成的粗细、疏密、拉长气孔的长宽比等。

手标本构造名称的描述, 一般写于结构描述之后。构造内容的详细描述, 可放在描述矿物成份之后。

(四) 矿物成份及其百分含量

矿物成份的观察, 一般要借助于放大镜, 在光线明亮的地方, 运用已学过的矿物学知识, 观察矿物的颜色、晶体、解理、双晶、光泽、断口特征和硬度等, 以及矿物的自形程度、绝对粒度大小等矿物颗粒的结构特征。观察时要考虑矿物的共生组合规律, 抓住有特征指示意义的矿物, 如橄榄石、石英、霞石、白榴石等。

对于等粒结构, 不等粒结构的岩石, 要分主要矿物、次要矿物和副矿物分别描述, 尤其是前二者, 主要矿物, 次要矿物的区分, 不只要考虑到矿物的百分含量, 而且还要考虑到矿物在分类命名的作用和意义。副矿物因含量太少, 颗粒小而不好观察。因为副矿物多为金属矿物及其他非硅酸盐矿物, 在颜色光泽上有特征, 如磁铁矿、钛铁矿、黄铜矿、黄铁矿等具金属色和金属光泽, 榍石在中性岩至酸性岩中常见, 为特征的褐黄色, 金刚光泽、信封状晶体,

仔细观察标本，可以发现，而锆石、磷灰石等副矿物因多为无色，故很不容易观察出来。

对于斑状和似斑状结构的矿物成份，分斑晶和基质描述之。因前者的基质多为隐晶质、玻璃质、半晶质等，矿物成份的描述以斑晶为主，描述其含量，矿物成份、大小、自形程度以及矿物的光学性质、力学性质等。似斑状结构的基质则可按各成份含量大小顺序分别描述之。

百分含量的估计对于初学者往往不易估计准确，但这是岩石命名的主要依据之一，常用方法有如下三种：

1、目估法：是最常用、最简单的方法。有经验的地质人员估计的百分含量，误差可以小于5%。估计时，要选择有代表性的部位，先估计整个岩石中浅色矿物和暗色矿物的比例，然后再细分暗色矿物各种属和浅色矿物的各属的相对含量。特别要注意的是：初学者对颗粒偏细的岩石，往往将暗色矿物含量估计过高，因此，在估计时应有意识地加以克服。

2、直线法：在手标本上选一较平的、有代表的部位做几条直线分别统计各矿物占直线总长的百分比，折合成矿物体积百分比。

3、网格法：又称面积法，常用野外露头的测量。选择岩石新鲜而又平整部位画上网格（对一般粗粒岩石，平整面不小于 30cm^2 ，每一小格为 0.5cm^2 ），统计各矿物分别占网格总面积的百分比，此百分比即为矿物的百分含量。

（五）次生变化

观察和描述岩石的新鲜程度，即有无次生矿物，手标本上观察次生变化较为粗略。

（六）其他

在有些手标本上可见捕虏体、析离体、穿插的细脉、矿化现象、风化面特征，这些也应详细描述。

（七）定名

在对岩石标本进行了仔细观察之后，结合分类命名原则进行综合命名。

对于等粒结构的岩石，一般命名时，考虑如下几个方面：

- 1、根据主要矿物成份，定出大类名称（基本名称），如花岗岩。
 - 2、根据次要矿物，定出岩石种属名称；若有多种，则按含量排列，多者在后，少者在前，如黑云角闪花岗岩（云闪花岗岩）。
 - 3、根据绝对粒度，加上修饰语，如中粒云闪花岗岩。
 - 4、对于某些岩石如基性岩、中性岩类等，颜色特殊如色率较正常为高的暗色辉长岩、暗色闪长岩，命名时考虑色率大小；
 - 5、若有较特殊的构造，则在岩石名称可加上，如似片麻状辉长岩；
 - 6、若次生变化较为明显，则根据次生变化强弱程度命名，如强蛇纹石化橄榄岩；
- 对于斑状结构岩石，可根据斑晶成份定出其名称，如花岗斑岩、闪长斑岩；
- 对于喷出岩，若有斑晶，可大致确定基本名称；在其前可加上颜色或构造作为修饰语，

如气孔状玄武岩、灰绿色安山岩；喷出岩的正确定名须在镜下或经化学分析详细研究。

四 火 成 岩 薄 片 鉴 定

在手标本观察的基础上，再在偏光显微镜下对其薄片进行更为深入、细致的观察和描述。描述的内容主要是矿物成份及其百分含量、结构、构造、次生变化等；在此基础上对岩石正确定名。

（一）矿物成份的观察和描述

岩石薄片，可见多种矿物成份。可按如下顺序观察和描述：（1）在低倍~中倍镜下，在单偏光和正交偏光下反复地把整个岩石薄片概略地浏览一下，根据在镜下的光学性质，大致可分出有几种矿物；（2）对矿物一种一种地仔细观察和描述其光学特征。（3）估计各种矿物百分含量。

描述时，也要按等粒结构（或连续不等粒结构）与斑状结构两种描述方式。前者按矿物含量多少及其在分类命名中的作用，分为主矿物、次要矿物和副矿物分别描述；后者，则分斑晶和基质描述。

描述内容主要是矿物在单、正交偏光下的晶体光学性质，包括形态、颜色、多色性、突起等级、解理特征、包裹体类型、最高干涉色、消光性质、消光角、双晶类型等，也要描述矿物颗粒的一些结构特征如自形程度、粒度大小与其它矿物的关系等，再者是矿物的次生变化特征，如次生矿物类型、大小、分布方式。

对矿物名称的确定，一般要求定到矿物“种”，连续类质同象系列的矿物则要定到“亚种”。如有斜长石时，则必须测其牌号，以确定其亚种名称。

注意：（1）在实际的描述过程中，不一定要把某单矿物所有的光学性质都写出来，要抓住最能反映矿物的鉴定特征，简单而准确的描述。对包裹体，不一致消光特点，光性异常则要进行说明；对常见的造岩矿物不必用锥光测轴性光性，如石英、长石等。对不常见矿物，则系统地鉴定之。

（2）在描述斑状结构的岩石时，若斑晶、基质中都有斜长石，则要分别测其牌号，并比较。若基质为显微晶质结构（肉眼为隐晶质），则要描述其矿物成份特点，若为显微隐晶质、玻璃质，则以其总体特征的观察描述为主。如玻璃折射率大小、颜色等。如为霏细结构，笼统地定成份为长英质，以斑晶为描述的重点。

（3）描述矿物粒度，往往以一个粒度范围表示之。必要时对最大、最小粒度也加以说明。

每种矿物描述完毕后，要估计其百分含量，一般要求用目估法即可。

（二）岩石的结构特点

与手标本观察描述一样，镜下结构也是从四个方面（结晶程度、颗粒大小、自形程度和相互关系）观察和描述，但不是简单地重复手标本结构名称，而是根据镜下矿物之间的关系和自形程度等确定更为准确的结构名称。描述顺序如下：

1) 岩石的整体结构

以粒度和自形程度为主，粒度以主要矿物的粒度为主，有长石时测量长石粒度，如中粒辉长结构；具斑状结构者则描述成：斑状结构，基质具××结构；

2) 次级结构

(1) 每种矿物的粒度范围，描述在矿物成份特点中；

(2) 反映矿物之间关系的结构，多为局部结构，如蠕虫状结构、条纹结构、反应边结构，可描述在矿物成份中，但在结构描述中，对其重要者有必要重复加以强调；

(3) 每种矿物的自形程度，反映在矿物成份描述中。

(4) 对斑状结构的岩石，在此以斑晶的结构特点为主，如粒度范围、自形程度、环带、反应边、暗化边、熔蚀结构等多可在矿物成份中描述。

(5) 基质为火山玻璃者，要观察有无脱玻化现象。

(三) 构造特征

对块状构造者，一般在薄片描述中不再描述，重点对微型构造，如珍珠构造、球粒构造、流纹构造、假流纹构造，气孔—杏仁构造以及矿物颗粒有无定向性排列等进行细致地观察和描述。

(四) 次生变化

岩石的次生变化特征反映了其成岩以后的变化历史。当无次生矿物或次生矿物极少时，可写上岩石新鲜，未发生次生变化；当次生变化矿物较多时，要描述何种原生矿物变成何种次生矿物，以及次生变化的方式（沿裂隙、解理变化，还是呈浸染状，或呈团块状、脉状变化）、次生矿物的主要光学特征、次生变化强弱，如果次生变化极强，原生矿物已模糊不清或几乎全部为次生矿物所代替，即已进入了变质岩的范围，则不属于火成岩的范围。现将几种原生矿物的常见次生产物列表如下：

原生矿物	次生矿物
橄榄石	蛇纹石、透闪石、伊丁石、滑石
辉石	纤闪石、蛇纹石、绢石、绿泥石、方解石
角闪石	蛇纹石、绿帘石、方解石
黑云母	绿泥石
斜长石	绢云母、高岭石、钠长石、方解石、黝帘石
钾长石	高岭石、绢云母

岩石次生变化类型很多，可以是一种类型，也可以是多期次生变化类型叠加；多种次生变化叠加时，要判断次生变化类型的先后，并写出判断依据。

(五) 岩石定名

完成上述几个方面的观察和描述之后，依据主要矿物，次要矿物及有特殊成因意义的矿物的百分含量、结构、构造等特点，按有关分类命名原则，定出岩石确切的名称。

(七) 素描图

素描图是岩石鉴定报告中不可缺少的一部分，在未附照片时，就依靠它形象地再现镜下的岩性特征。根据鉴定人员想表现的内容来决定放大倍数：一般反映粗粒岩石特点时或反映岩石整体结构、成份特点时，用低倍物镜或中倍物镜；而要反映局部结构隐晶质、玻璃质结构或矿物内部某些特点时，则用中~高倍物镜。一般标准是使主要矿物在素描图上占 10mm 为合适。

选择典型的能代表岩石特征的视域非常重要。

素描图要力图真实，但又要重点突出，具代表性。可略去不必要的内容，一般要反映三方面的内容：(1) 矿物成份及其含量相对比例；(2) 岩石结构特点，相对大小、自形程度、形态、相互关系等；(3) 矿物本身的性质；后者则靠铅笔的粗、细、轻、重分出单偏光下观察到的突起、糙面、解理，双晶等。矿物名称用代号标出，在图的下方可配以简单的文字说明，还要注明，单偏光或正交偏光，放大倍数或视域直径。

绘素描图时，可按如下一些顺序

- (1) 先画大的，主要矿物，次要矿物，再画小的矿物；
- (2) 先绘斑晶，后画基质；
- (3) 先画格架矿物，后画充填矿物；
- (4) 先画自形的矿物，后画他形矿物；
- (5) 先画轮廓，后填内容（矿物的轮廓、结构的轮廓、显微构造轮廓）等等。

第三章 沉积岩标本和薄片观察与鉴定

第一节 沉积岩分类

1、沉积岩分类的现状

目前，虽然人们对各种沉积岩的成分、结构、构造和成因等方面的差异和联系已有相当深入的了解，但是直到现在也没有找到一个能为大家普遍接受的分类方案，只有深刻揭示了成因联系的分类才是最科学的分类，而沉积岩的成因涉及面是如此之广，以至于人们可以侧重沉积岩原始物质的来源、原始物质的种类、沉积物的沉积机理、沉积后的变化等诸多方面，即使侧重的是同一方面，也会因素述或概念使用上的不同而出现分歧。随着研究的深入，有些分类已被逐渐淘汰，但其中或有某种较为合理的分类思想，或已为人们长期使用的习惯术语却可被沿用下来，同时新方案中又会出现一些新的术语，结果是同一岩石可以具有不同的名称，同一名称也可以具有不同的内涵。这方面的例子很多，如对砾岩，许多人都理解为陆源碎屑中的一种，但也有人将粒度处在砾级范围内碎屑灰岩也视作砾岩，因此也就有了“同生砾岩”、“准同生砾岩”或“自生砾岩”等等名称，前者的“砾”既有粒度含义，也有来源或生成方面的含义，后者的“砾”只有粒度和“可被机械搬运”的含义。对“砂”或“泥”

也有类似理解上的差异。凡此种种就造成了目前多种分类系统并存的局面。

在诸多分类方案中，有些分类思想可大体反映当代对沉积岩成因的认识水平，例如 Pettijohn (1975) 就将沉积岩或沉积物分成两大类，分别称为 exogenetic 和 endogenetic，常被翻译成“外源的”和“内源的”，也可翻译成“外生的”和“内生的”。这种划分侧重沉积岩或沉积物构成物质的成因。我国有些方案就接受或部分接受了这样的思想。教材中使用的分类方案 (P90 表 5-4) 就是基于这种思路。

表 5-4 本书采用的沉积岩分类

基 本 类 型						附生类型
火山碎屑岩 (按结构细分)	陆源沉积岩		内源沉积岩			附生岩
	陆源碎屑岩 (按结构细分)	泥 质 岩 (粘土质岩) (按成分和固结强度细分)	蒸 发 岩 (盐岩)	非蒸发岩	可燃性有机岩 (碳质岩)	
			(按成分细分)			
集 块 岩	砾岩和角砾岩	高岭石粘土(岩) 蒙脱石粘土(岩)	石膏、硬石膏岩	铝 质 岩 铁 质 岩 锰 质 岩	煤	铜质岩 绿帘角闪岩 海绿石质岩
火山角砾岩	砂 岩	水云母粘土(岩)	石 盐 岩	磷 质 岩	油页岩	新青质岩
凝 灰 岩	粉 砂 岩	泥 岩 页 岩	钾镁盐岩	碳酸盐岩 硅 质 岩		硫质岩 铂质岩

2、陆源碎屑岩的分类

陆源碎屑岩的分类以粒度和成分为基础，以粒度分类在教材与本章第二部分沉积结构——粒度中均有详尽介绍，这里仅就砂岩的成分分类加以说明，(教材 P144 图 6-14)，因为与镜下薄片鉴定密切相关。

以净砂岩为例，在教材图 6-14 中。

- 石英砂岩：石英（在全部碎屑中含量）> 95%；
- 长石英砂岩：75% < 石英 < 95%，长石（含量）> 岩屑
- 岩屑石英砂岩 75% < 石英 < 95%，岩屑（含量）> 长石
- 长石砂岩：长石+岩屑 > 25%，长石/岩屑 > 3
- 岩屑长石砂岩：长石+岩屑 > 25%，1 > 长石/岩屑 > 3
- 长石岩屑砂岩：长石+岩屑 > 25%，1 < 岩屑/长石 < 3
- 岩屑砂岩：长石+岩屑 > 25%，岩屑/长石 > 3

3、碳酸盐岩的分类

碳酸盐的分类，可按矿物成分划分，(教材 P166 表，9-2~9-4)，也可按结构特征划分，后者更能反映其成因，因此成为现在主要的碳酸盐岩划分方法。

在众多分类方案中，Dunham(1962)的方案很有特色，(见教材 168 页表 9-5)他将含量界线放到次要位置，而用支撑类型反映水动力条件，避免了必须统计含量才能划分岩石的不便。因此，至今这种方案仍在世界上流行。

在成因或沉积环境研究中，这种划分未免粗略了一些，所以在实际运用中对有“颗粒”字样的岩石最好将颗粒类型加在“颗粒”二字之前，如生屑颗粒泥晶灰岩、泥晶砾屑颗粒灰岩等等。

原始或新鲜的泥晶大致在 $4\mu\text{m}$ 以下，但在沉积后不久就可重结晶成微亮晶 ($4-10\mu\text{m}$ 左右)，以后还经常重结晶得更粗一些。如果将泥晶限定在原始泥晶的范围，那势必会给岩石分类命名造成额外麻烦，所以在 Folk 之后提出的分类都把泥晶粒度的上限提高到了最细小胶结物亮晶的粒度下限。但对这个下限的看法却因人而异，大致有 $10\mu\text{m}$ 、 $20\mu\text{m}$ 和 $30\mu\text{m}$ 的不同。Dunham 分类规定的泥晶上限是 $20\mu\text{m}$ ，教材则取 $30\mu\text{m}$ (0.03mm)，不到 $30\mu\text{m}$ 者仍称泥晶，超过 $30\mu\text{m}$ 者称亮晶。

在实际工作中或在某些场合还常常使用一些泛称，如生物碎屑灰岩、砾屑（竹叶状）灰岩、鲕粒灰岩等等。这些灰岩并无严格的颗粒含量、支撑类型、泥晶、亮晶等的限制，但概括性也更强一些。

4、泥质岩的分类：

泥质岩的分类主要依据结构（有无原理），粘土矿物成分，其次依化学成分、混入物及颜色。（见教材 P136 表 7-4）

第二节 沉积岩结构构造

由于沉积岩在形成过程中有明显的阶段性，因而沉积岩的结构按其形成次序就有沉积结构、成岩和后生结构的区分。

沉积结构是指在沉积期或部分同生期（包括准同生期）内形成的结构，多少叠加有成岩或后生期的改造，但仍保留了原始的结构面貌。因其直接受控于沉积环境，所以常是判别环境条件的重要依据。理论上，同生期是从沉积到成岩的过渡时期，形成阶段一般独立于沉积和成岩阶段，但此时沉积物仍处在环境水体的包围之中，所有变化仍与沉积环境的物理、化学、生物条件有直接联系，因而部分以同生作用为形成机理的结构或结构特征也可归属于沉积结构的范畴。就沉积结构本身的特点而言，它生沉积岩（陆源碎屑岩）和自生沉积岩（内源碎屑岩）有许多相似性，但内涵却不相同，所使用的术语也已自成体系，故以下还是将它们分开叙述。

成岩结构是在成岩期内形成的结构，其形成基础常是进入成岩期的松散沉积物，所以成岩结构总是叠加在沉积结构之上，一般可分为两种情况：叠加但不影响沉积结构面貌或仅有轻微的、局部的影响，如在碎屑性沉积物中大量胶结物的沉淀只在粒间孔隙内进行，这时成岩结构就由胶结物及其与碎屑颗粒的相互关系反映出来，它们对沉积结构没有妨碍，有时

成岩水深源溶液对沉积物中某些不稳定组分可产生溶解或交代，有些组分也可能发生重结晶，沉积结构就会在这些地方遭到破坏，但这种破坏并不会使沉积结构面目全非，这时辨别沉积结构和成岩结构是很容易的； 叠加严重或完全破坏了沉积结构，原始的结构面貌只有局部残留或荡然无存，这时已不可能看到沉积结构或只能根据残余去“揣摩”，这种情况在碎屑岩中比较少见，但在碳酸岩中却较为常见，因为常见的陆源沉积要比碳酸盐沉积稳定得多。在岩石学特征中，成岩结构可以提供成岩条件、成岩环境、成岩期次等方面的重要判别依据。

后生结构是在后生阶段形成的结构，它叠加在沉积结构和成岩结构之上。这种叠加同样可以是局部的或全方位的，轻微的或严重的，因而现在呈现的结构面貌就可能同时具有沉积、成岩和后生 3 种结构。当然，有些岩石后生变化不明显或太强烈，故也可以不出现后生结构或只表现出后生结构。

成岩阶段和后生阶段是以沉积物是否固结作为划分依据的。涉及松散沉积物固结过程的结构毫无疑问属于成岩结构，如与胶结物有关的结构，与压实有关的结构等。但是，也有一些成岩变化和后生变化具有相同的机理过程和相同的产物（如交代的重结晶），且固结与非固结只是一个渐变过程，其间并无严格界线，故在薄片观察中有些成岩结构和后生结构很难截然区分开来，有时胶结作用也可在后生期的残余孔隙内进行。基于这种考虑，在下面的叙述中，将把成岩结构和后生结构合称为成岩后生结构，而对具体的结构类型再作具体分析。

沉积岩的岩类很多，但结构上却有许多共同点，这里仅以代表性的陆源碎屑岩和碳酸盐岩为例，介绍研究结构的一般原则和方法。

（一）碎屑岩结构

1、沉积结构

（1）粒度：是指碎屑颗粒的绝对大小，在薄片和剖面中均以最大视直径为准（不包括片状矿物）。碎屑岩的沉积结构一般按

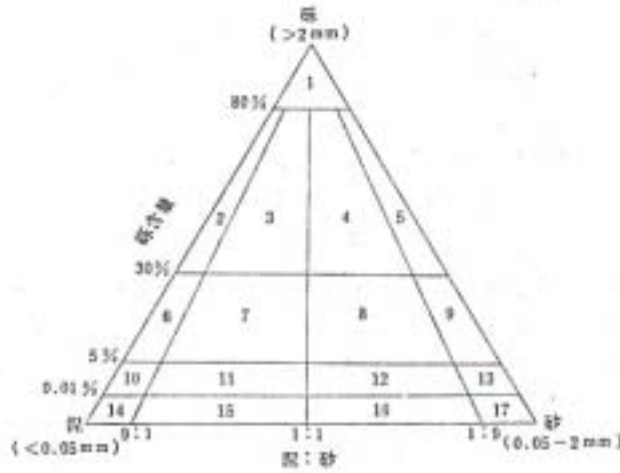


图 3-1 含砾的碎屑沉积用语
(据 Folk 等, 1970 修改)

1. 砾; 2. 泥质砾; 3. 砂质泥质砾; 4. 泥质砂质砾; 5. 砂质砾; 6. 砾质泥; 7. 含砂砾质泥; 8. 含砾砂质砂; 9. 砾质砂; 10. 含砾泥; 11. 含砾砂质泥; 12. 含砾泥质砂; 13. 含砾砂; 14. 泥; 15. 砂质泥; 16. 泥质砂; 17. 砂。其中，砾和砂可按表 I-1 进一步细分，加上“状结构”即为岩石结构名，加上“岩”即为岩石名

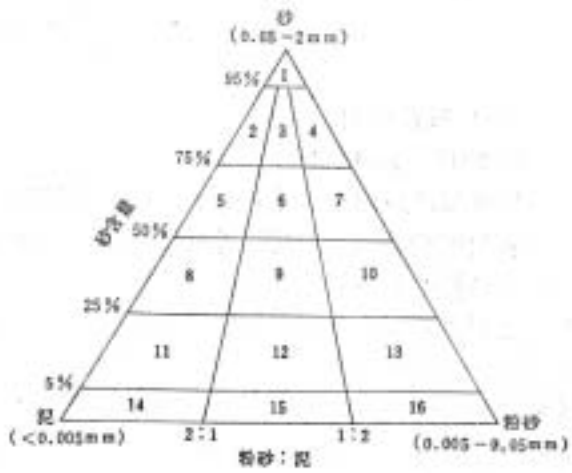


图 3-2 无砾的碎屑沉积用语
(据 Folk 等, 1970 修改)

1. 砂; 2. 含粘土砂; 3. 含泥砂; 4. 含粉砂砂; 5. 粘土质砂; 6. 泥质砂; 7. 粉砂质砂; 8. 砂质粘土; 9. 砂质泥; 10. 砂质粉砂; 11. 含砂粘土; 12. 含砂泥; 13. 含砂粉砂; 14. 粘土; 15. 泥; 16. 粉砂。其中，砂和粉砂可按表 I-1 进一步细分，加上“状结构”即为岩石结构名，加上“岩”即为岩石名

碎屑粒度划分，而且岩石名称与结构名称完全对应，如具砾状结构或砂状结构的岩石即称为砾岩或砂岩等。众所周知，沉积结构的内涵除粒度外，还有诸多要素。之所以只以粒度命名结构乃至整个岩石，是因为粒度最能反映碎屑岩的本质，它是诸要素中唯一的基本要素，而其他要素则都是以它为基础表现出来的或受它的影响。目前，粒度的研究非常深入，对粒度作精确的测量统计（粒度分析）已成为常规的研究手段。在观察普通岩石薄片，根据粒度判别沉积结构类型必须先确定粒级构成，即不同粒级颗粒在所有碎屑颗粒中的百分含量，然后再按某种分类方案分类。现在，可供选择的分类方案很多，繁简不一，教材中重点介绍了伍登—温特沃思与佩蒂庄的分类方案，这里介绍福克等人（1970）提出的方案（图 3-1、3-2），此方案中的名称即可以作为岩石的沉积结构名称，也可以作为岩石的名称，如图 II-1 中 2 区为泥质砾状结构，岩石名称即为泥质砾岩，12 区为含砾泥质砂状结构，岩石名称即为含砾泥质砂岩等。在含砾级碎屑分类图（图 II-1）中，粉砂级碎屑已被合并到泥端元，又画出了砾石含量为 0.01% 的界线，就是说，只要岩石碎屑中砾石含量超过 0.01%（同时小于 5%），即可冠以“含砾”字样，这与其他粒级“含”字的数量界线不同。之所以如此，是因为对沉积结构而言，在含砾的岩石中区分粉砂和泥的意义不大，同时也可避免分类的繁琐，而砾级碎屑却具有重要的成因意义。但要注意，砾石的含量必须在野外露头上估计（或测量），而薄片不能用作砾石含量统计。另外，0.01% 这个含量是非常少的。大体算来，当砾石大小在 5mm 左右时，平面上的平均砾间距离可达 50m 左右。有时候，岩石中没有陆源砾石而有自生（内源）砾石（如泥砾），原则上也可使用这个分类方案，只需将“砾”改成“泥砾”或“钙砾”（方解石质内碎屑）就行了。

表 3-1 碎屑粒级划分

粒 级		粒 径 (mm)
砾	巨砾	250—1000
	粗砾	50—250
	中砾	10—50
	细砾	2—10
砂	极粗砂	1—2
	粗砂	0.5—1
	中砂	0.25—0.5
	细砂	0.1—0.25
	极细砂	0.05—0.1
粉砂	粗粉砂	0.03—0.05
	细粉砂	0.005—0.03
泥	泥	<0.005

为了更确切地反映岩石的粒度特征，两分类图中的砾和砂应该进一步分出粗、中、细等级别，图 II-2 中的粉砂也应分成粗粉砂和细粉砂两段（表 3-1），如粒级是细砾或中砂，则相应结构（或岩石）名中的“砾”或“砂”就应明确为“细砾”或“中砂”等。对砾、砂而言，其粒度可能主要分布在一个粒级段内，结构名称就依这个粒级确定，如中砂状结构，如果主要粒级横跨两个粒级段，可采用二名法，如中细砂状结构等，分选很差的砂可能占有更宽的粒度范围，如从极细砂到粗砂，这时可

取两个相对含量最高的粒级段，仍采用二名法。

理论和实验都证明，粒度是搬运能力的函数。实际观察时不仅要注意主要粒级，也要注意最大和最小粒级及各粒级是均匀分布的还是规律地局部富集的。

（2）分选

到目前为止，已经提出过不少判别分选性的方法。在薄片观察中，当主要粒级成份含量占碎屑总量的 75% 以上，称为分选性好；主要粒级含量在 50~75%，称为分选性中等；没有一

种粒级成份超过 50%，颗粒大小悬殊，称为分选性差。观察砂岩的分选要尽量使用低倍镜以扩大视域范围。

分选考查的是颗粒大小的相对性，因而它所反映的是环境能量的变化幅度。对牵引流沉积而言，分选愈好说明环境能量的变化幅度愈小。这种变化既可以指在某一时刻较高能带入水流和较低能带出水流的能量之差，也可以指在一段时间内这个差值的波动程度。一条河流的上游，河床较窄，坡降较大，流量的变化可使能量以很大幅度变化，而下游河床较宽，坡降很缓，能量变化相对较小，因而一般河流下游沉积较上游沉积分选好。而某些海滩砂，由于长期受到能量隐定的潮汐水的淘洗，其分选可达到很高的程度。重力流沉积的分选一般都比较差或很差，因为它是靠重力搬运的，容易造成“泥砂俱下”的局面。当然，由于继承性关系，某些再沉积型重力流也可以有比较好的分选。

双众数。沉积颗粒基本上由两个相邻粒级的颗粒组成，每一粒级段各自都有比较好的分选，但混合在一起却使整体分选变差了，这时的结构名称可冠以“双众数”字样。双众数常出现在通道性水流或有往复冲刷的环境中。

含斑性。颗粒大小明显分为两群，其间缺少过渡粒级，较小颗粒数量多，称基屑，较大颗粒数量少，散布在基屑中，称斑屑，整体形象类似岩浆岩的似斑状结构，含较多杂基时也像火山岩的斑状结构。

显微粒序性。常为正粒序，由粒度粗细或兼有泥质含量的渐变显示出来。若含泥质，常是重力流、风暴流或带重力流性质的牵引流的沉积产物；若无泥质，也可以由流速渐缓的正常牵引流所形成。粒序通常作为一种构造特征，宏观上观察比较容易，薄片中有较高的递变梯度才可被觉察。

（3）圆度

除对可离解的砾石有时采用定量方法测量圆度外，对岩石中的碎屑只能采用目估法。在搬运过程中，颗粒圆度的变化与粒度和自身性质有关，所以观察时最好将不同粒级和不同成分颗粒的圆度区别开来，尤其要注意圆度是否在不同粒度上有趋势性的不同。在对不同样品作圆度对比时，也要在相同粒级和相同成分的颗粒之间进行。通常是选用石英，必要时才选用长石或岩屑，因为随搬运距离或搓磨时间的加长，石英圆度会逐渐提高，而长石解理发育，岩屑也易沿晶间接合面裂开，圆度变化可能出现反常。就石英而言，它的圆度常是累积搓磨程度的衡量指标，这种累积甚至可包含两个沉积旋回。如在一大群磨圆较差的石英颗粒之间出现一个磨圆极好的石英，那么这个石英就很可能经历了两个沉积旋回（来自母岩中的砂岩）。当颗粒在成岩后期遭到溶蚀时，视圆度会受到影响，观察时应以未溶蚀的颗粒或颗粒的未溶蚀部位为准。

（4）球度和形态

有许多人曾致力于研究球度的定量方法，但除非是对离解出来的砾石，否则，这些方法大多没有实用价值，而且实践证明球度的地质意义也不大明显，因此，在薄片研究中可以不

必考虑。但一些较为特殊的形态却值得注意，虽然它们不是严格意义上的沉积结构特征，但却是具有成因意义的标型特征，如具六方断面或有继承性熔蚀结构的石英来自火山岩，一向伸长的石英可能来自中低级变质岩等。

（5）结构成熟度

上述 4 种结构要素各自从不同角度反映了环境条件相互关联的不同侧面。为了将它们统一起来，常结合杂基含量、分选和磨圆考虑沉积物的结构成熟度，这对深刻认识沉积结构的形成及与环境条件的关系有极重要的意义。在薄片确定成熟度级别时要注意，杂基含量会因压实而减少（当泥质岩屑较多时，压实也可形成大量假杂基，使视杂基含量增高，不过这种影响相对次要些），因而对有明显压实作用的沉积物，可主要依据分选和磨圆判别。一般情况下，碎屑物质的分选总是较圆度提高得更快，所以分选常比圆度有更高的级别。但是结构成熟度与环境条件只有大体上的对应趋势，故用某个级别成熟度去判别环境常有多解性，而且处在中间状态的沉积物也常出现十分复杂的变化，如圆度级别甚至可高于分选级别，这就给套用某种固定成熟度分级造成了困难，遇到这种情况，可侧重考虑圆度，尤其对基质含量较高而圆度又偏好的沉积还可考虑结构退变或结构倒转的可能，即比较成熟的颗粒又被搬运到低能环境中与基质同时沉积下来而使整体成熟度降低了，这在河口湾沉积体系内的泻湖、毗邻三解洲、河口湾的浅海低能环境等地方是经常出现的，某些重力流沉积也可见到类似的结构退变现象（如分选磨圆均好，但杂基含量较高）。总之，对沉积结构作综合分析，既要重视结构成熟度，也不能拘泥于其分级标准，而常需与成分成熟度相互配合，在彼此的共存关系中求得环境或环境条件的合理解释。

（6）沉积结构命名

碎屑岩沉积结构的组成要素很多，理论上这些要素应该在结构名称上都有所反映，如强分选次圆状颗粒支撑细砂结构、中等分选次棱角状弱定向泥基支撑泥质中砂结构等，其优点是可全面概括岩石的主要沉积特征，缺点是太长、太繁琐。用结构成熟度级别去代替分选、磨圆和杂基含量似乎可避免这个缺点，但目前的结构成熟度分级还远不能包括所有自然界中见到的沉积，而且两个名称完全一样的结构也不一定具有完全一样的成因，如同是“强分选次圆状颗粒支撑中砂结构”，既可以产在湖泊里，也可产在海洋中。因此，现在通行的做法是，只以结构要素中最主要的粒度或粒度组成作为结构（以及岩石）命名的原则依据，而将其他要素放到描述、对比或分析中去。当然，对于某些较特殊、成因意义比较大的结构，使用详细一些的名称也是可取的。

2 成岩后生结构

（1）胶结物结构

典型胶结物是继沉积作用之后最早沉淀在粒间孔隙内的化学沉淀物，因而无论它的结晶程度和晶体形态如何，整体上总是被限制在粒间孔隙的范围内，除非它交代了孔隙壁物质。

在同时出现成分相同的碎屑和胶结物时（如碎屑海绿石和胶结物海绿石、玉髓质碎屑和玉髓质胶结物等），上述特征是辨认出胶结物的唯一特征。在其他情况下，辨认胶结物一般不会有困难。在胶结物结构中，非晶质和隐晶质结构相对少见，多局限在蛋白石、玉髓、胶磷矿等少数成分中，偶而呈球粒状结构，即胶结物晶体极纤细，普通显微镜无法看见单个晶体，但它们聚合成放射球粒状却有明显的十字消光；有时也呈半球状以底边附着在孔隙壁上，如隐晶质菱铁矿胶结物就可能具有这种结构。常见胶结物都具显晶质结构，进一步可分为以下几种类型。

微晶结构。胶结物晶体十分细小（微晶级），排列杂乱，光性明显，只是作单晶体观察较为困难，大多数情况下是根据集合体光性来识别。在碎屑岩中常是粘土、泥晶方解石、白云石或海绿石、微晶石英等。除微晶石英可能由玉髓重结晶而成，海绿石为同生胶结物以外，粘土或泥晶碳酸盐则既可能是典型意义的胶结物，也可能是沉积而成的基质。对于粘土，实际上就是自生粘土和它生粘土的问题，或者说是杂基类型的鉴别问题。虽然已提出过一些薄片鉴别方法，但在许多情况下仍难以把握，如无典型证据，可笼统称为杂基。微晶碳酸盐作为基质比作为胶结物常见得多，而且现在还没有有效的方法能将它们准确地区别开来。然而，即使是基质或杂基，它们在成岩期也可起到“焊接”碎屑颗粒的作用，也算得上是实际意义上的胶结物。因此，粘土矿物含量较高的砂岩既可称为杂砂岩（强调粘土的杂基性质），也可称为粘土质砂岩（强调粘土的胶结性质或特指岩石的成分特点）。

晶粒结构。胶结物晶体比较粗大，但小于被胶结的颗粒，在一个粒间孔内有两个以上晶体彼此镶嵌，进一步可分为它形晶粒结构和自形晶粒结构，常见成分是方解石、白云石、菱铁矿、石英等。

丛生状或栉壳状结构。胶结物晶体呈纤状、针状或片状垂直颗粒表面生长，这是紧贴颗粒表面粘土胶结物的典型特征，方解石、绿泥石、沸石等胶结物也可具有此种结构。

加大边结构。胶结物晶体以碎屑加大边形式出现。石英加大边干净透明，与碎屑石英光性方位完全相同。对有痕加大，观察比较容易，但在许多情况下却是无痕加大，这时石英颗粒看起来形态很不正常，常带有不协调的尖角或触角且彼此镶嵌，这是粒间缝中的加大边与碎屑石英已融成一体缘故。这种无痕加大给颗粒的粒度和圆度判别造成了困难，只能用阴极发光方法才能准确鉴别。在阴极射线照射下，碎屑石英常发蓝紫或棕褐色光，而加大边石英则不发光。长石加大边既可以很污浊，也可以很干净。前者一般由粘土矿物转化而来，后者是化学沉淀的结果。加大边长石与碎屑长石在成分上可能稍有不同，如酸性斜长石的加大边可以是钠长石等，所以加大边与碎屑的光性方位也可能有少许差异。

嵌晶结构。胶结物晶体粗大，一个晶体可占据或通过相邻两个或两个以上粒间孔，被胶结的某个或某些碎屑看起来就像嵌在这个晶体内部。方解石、石膏、硬石膏、重晶石、沸石等胶结物易呈这种结构。成因上，这种结构是由其他结构经重结晶改造形成的，通常是后生期的产物。

在同一薄片中常常可以见到两种或两种以上胶结物结构，它们可以由不同矿物构成，出现在不同粒间孔中，如在某处具石英加大边结构，在另一处又具方解石嵌晶结构。有时，不同结构也可同时出现在一个粒间孔中，其成分既可以相同，也可以不同，如被菱铁矿和方解石共同胶结的砂岩，在同一粒间孔中，菱铁矿部分具隐晶质球粒状结构，部分具自形晶粒状结构，或者菱铁矿呈隐晶质球粒状结构，方解石呈它形晶粒状结构等。

（2）胶结类型

碎屑岩中常见的胶结类型是基底式胶结和孔隙式胶结，而镶嵌式胶结、接触式胶结比较少见。

基底式胶结。胶结物含量较高，被胶结的颗粒完全被隔开而呈“漂浮状”。常见的胶结物是泥质或泥晶碳酸盐（重结晶后可能变粗），为基质支撑的岩石所具有，因此严格说来，这时起胶结作用的只是基质而已。

孔隙式胶结。胶结物含量较少，充填在颗粒的格架孔隙之内。这种胶结类型的前提条件之一是颗粒支撑。胶结物既可以是各种化学沉淀物，也可以是基质。

镶嵌式胶结。又称无胶结物式胶结，即看起来没有胶结物，出现在沉积石英岩中。实际上，此时的胶结物均为无痕加大边石英且填满了粒间孔，碎屑和胶结物已混为一体，整个岩石变成纯石英的镶嵌状。薄片上，这种结构与重结晶较强的硅质岩的结晶结构很相像，准确鉴定也只能采用阴极发光方法。

接触式胶结。这是胶结物含量最少的一种胶结类型，即胶结物只出现在颗粒之间的接触点及其附近，粒间孔中央部位则是未被充填的孔隙或基质。砂岩中，这种胶结类型一般形成在干旱地区的浅表地带，那里蒸发量很大，粒间水大部分被蒸干，少量残留在颗粒接触点附近，较深部的粒间水顺毛细管上升弥补这些残留水的蒸发损失，遂使胶结物在这些部位沉淀出来。据悉，原先的孔隙式胶结受地下水淋滤也可形成局部的次生接触式胶结。

（3）压实性结构

压实是松散沉积物的机械受力过程，对沉积结构的保存，尤其是对沉积支撑类型具有一定的破坏性，常发生在胶结作用之前或与胶结作用同时进行，在陆源碎屑岩中极为常见。

变形结构。通常表现为云母片的压弯、折断，泥质岩屑或其他相对柔软自生颗粒（如海绿石、泥砾等）的塑性变形。

似镶嵌结构。形状不很规则的碎屑颗粒大致呈面接触或凸凹接触，好像彼此拼合在一起成为一个整体，粒间孔很小或近于消失，这是在压实过程中颗粒以旋转、位移等方式调整相互关系（或伴有轻度压溶）的结果。

压溶结构，仅见于刚性颗粒（如石英、长石及其构成的岩屑）之间，可以在似镶嵌结构的基础上进一步发展而成，这时颗粒常呈凸凹接触或缝合线接触，粒间孔完全消失。压溶的最后阶段，石英以外的颗粒大大减少或不复存在，石英等的压溶产物或被带走，或在附近石英颗粒表面形成加大边，最后形成沉积石英岩。

(4) 交代结构

当物化条件发生改变时,一种矿物被另一种矿物以化学方式逐渐取代就形成了交代结构,因而交代结构常常只是岩石某个局部的结构,如胶结物交代碎屑或交代另一种胶结物、长石的自身高岭土化、绢云母化、方解石化、钠黝帘石化、黑云母等暗色矿物的绿泥石化等。按交代程度的不同,交代结构大致可分为两类。

交代残余结构。交代不彻底,被交代矿物多少还有残余被保留下来。这是交代行为正在进行或中途终止的产物。当被交代者是碎屑颗粒时,在偏光显微镜下区分交代矿物和被交代矿物不会有困难。这时交代矿物(如方解石)总是在碎屑颗粒边缘、解理或裂隙等部位开始蚕食。如果交代发生在两种化学沉淀物(自生矿物)之间,无论它们是较粗大的晶体还是由细小晶体构成的集合体,判别交代矿物和被交代矿物均可遵循下述原则; 交代矿物穿插在被交代矿物的解理缝或裂隙中; 交代矿物以自形晶出现在被交代矿物内部; 一种矿物内部有几个分离的不规则斑块状别种矿物,这些斑块又是同一个晶体(具一致消光位),通常斑块状矿物是被交代矿物; 如果这些斑块不是一个晶体(消光位不同)或只有一个孤立的斑块,则不能确定交代矿物; 如两种自生矿物以港湾状边缘相邻,也不能作出判别(图 3—3)。

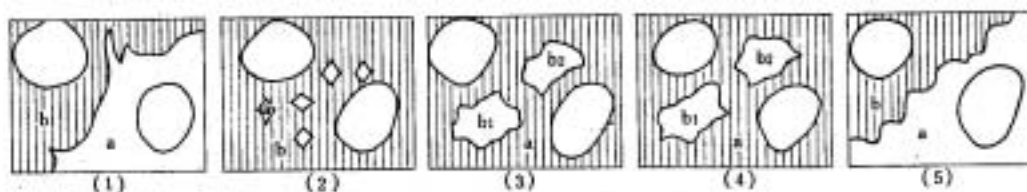


图 3-3 两种化学沉淀物(a、b)之间交代主体的判别示意图

(1)、(2) 矿物 a 交代 b; (3) b₁ 和 b₂ 为同一晶体,通常 a 为交代矿物; (4) b₁ 和 b₂ 不是同一晶体,不能确切判别; (5) 也不能判别。所有图中空白面均表示碎屑颗粒

交代假象结构:一种矿物完全被交代矿物所取代,只有交代前的外部形态被保留下来,即成为交代假象结构或简称假象,因而只有了解了原始形态时才能辨认。在碎屑岩中,较容易辨认的是碎屑假象,如在普通砂岩中,某个或某些砂粒在粒度和圆度上与其他砂粒很协调,但成分已不是常见的石英、长石、岩屑或重矿物,那么这个砂粒就很可能是交代假象。至于交代前此碎屑是石英、长石、岩屑或重矿物,只能按假象的形态、假象内的成分及其他未被交代的碎屑作大致估计。通常具一个以上较平直边缘、断面多少呈长方形者可能是长石假象。斜长石易绢云母化、方解石化、钠黝帘石化,钾长石易高岭土化。火山岩、火山碎屑岩岩屑也可高岭土化或方解石化。石英通常较稳定,有时也可被粘土或方解石交代。

(5) 溶蚀结构

溶蚀结构也是岩石的局部结构。当碎屑或胶结物等被溶解形成次生孔隙时,残留下来的碎屑或胶结物就具有溶蚀结构。这种次生孔隙既可能被保留下来,也可能又被别种矿物充填。充填后的溶蚀结构与交代结构常不易区分。实际上,交代结构只是溶蚀结构的特例,是溶解和充填同时进行的产物。

二、碳酸盐岩结构

1、沉积结构

由于大多数白云岩均系石灰岩交代形成，故碳酸盐岩的沉积结构主要保存在石灰岩中。

少数缺少交代证据的同生白云岩（原生白云岩；沉淀白云岩），其沉积结构可与相应石灰岩同等看待。因此下面的沉积结构基本上只是针对石灰岩而言的。

就像碎屑岩的岩石名称与沉积结构名称相同一样，石灰岩的岩石名称也与沉积结构名称相同，如生物碎屑泥晶灰岩就具有生物碎屑泥晶结构等，这是因为现在流行的任何一种与成因有关的石灰岩分类都是建立在沉积结构基础上的（即结构—成因分类）。但是，石灰岩的结构是如此复杂多变，不仅不同岩石具有不同结构组分，即使相同岩石中一些相同结构组分也有种类和成因上的差异，因此人们可从多种角度、多个层次去考察和分析，这就造成了石灰岩结构—成因分类的众多方案。它们各有特色，难以简单评述。但从世界范围的使用趋势看，邓哈姆（1962）及其由恩布里和克洛凡（1971）修改过的分类似乎更受青睐（见教材 P168 表 9-5），它具有高度的概括性和广泛的适用性，只是在作环境研究时精度还显不够。因此，这里将沿用稍作引伸和修改的这一分类框架（表 3—2，以结构名称给出），其变动要点是：将泥状结构（泥晶结构）与粒泥结构之间的颗粒含量界线由 10% 改为 5%，以便更加突出颗粒的重要性。将泥晶上限由 $20\mu\text{m}=0.001\text{mm}$ 提高到 $30\mu\text{m}$ （即细粉砂级）。严格地说，真正的泥晶正如福克和其他人指出的只在 4μ 以下，但它容易重结晶，所以原始泥晶在岩石中常变得大于这个数值，这就是目前对泥晶粒度还无法作出统一规定的原因。作为结构组分，泥晶常是基质的同义语，基质的粒度上限显然要大于原始泥晶，就像在陆源碎屑岩（砂岩）中不能将基质限定在粘土级一样，这里也不能将其限定在泥晶级，故选用 $30\mu\text{m}$ 是比较合适的。将颗粒结构、泥粒结构和粒泥结构等按颗粒类型进一步细分，细分程度按实际需要决定，如生屑颗粒结构、有孔

表 3-2 石灰岩及其沉积结构分类（据邓哈姆，1962；恩布里、克洛凡修改，1971）

沉积结构能够辨认					沉积结构不能辨认
沉积组分未被粘结				沉积组分被粘结	结晶结构，按晶粒大小进一步细分 粗晶结构（ $>0.5\text{mm}$ ） 中晶结构（ $0.5-0.25\text{mm}$ ） 细晶结构（ $0.25-0.1\text{mm}$ ） 极细晶结构（ $0.1-0.03\text{mm}$ ） 泥晶结构（ $<0.03\text{mm}$ ）
有泥晶（泥晶 $<30\mu$ ）		无泥晶		粘结结构 堆积结构 生物格架结构	
泥基支撑		颗粒支撑	颗粒支撑		
颗粒 $<5\%$	颗粒 $>5\%$				
泥状结构或泥晶结构	粒泥结构，可以颗粒类型作前缀进一步细分	泥粒结构，可以颗粒类型作前缀进一步细分	颗粒结构，可以颗粒类型作前缀进一步细分		
泥晶重结晶后 $>30\mu$					
按结晶结构	在原名称前再冠以“重结晶”				

注：将各名称中的“结构”二字改成“灰岩”二字即为该岩石的岩石名称。

虫颗粒结构；鲕粒泥粒结构、同心真鲕泥粒结构，内碎屑粒泥结构、砂砾屑粒泥结构等。如含两种以上颗粒，还可选取含量较高的两种颗粒以“少前多后”原则命名，如生屑砂屑泥粒结构等。当粒泥结构和泥粒结构中的基质重结晶成 $30\text{ }\mu\text{m}$ 以上时，在原名称前再冠以“重结晶”字样，如重结晶生屑粒泥结构、重结晶鲕粒泥粒结构等。沉积结构不能辨认是指岩石具有结晶结构，这时具体的结构名称可按晶粒大小拟定，但各晶级之间的界线也未取得一致意见。考虑到晶级划分完全是人为的，其成因意义有限，这里将其与陆源碎屑相关级别对应起来，以减少人为划定的数量界线，便于记忆。现将使用此分类系统观察沉积结构时的几个重点问题叙述如下。

（1）颗粒支撑和泥基支撑

这是薄片观察可能遇到的最大难点。同碎屑岩一样，目前也没有确切鉴别它们的一般标准。在实践中，有些可以准确识别，有些只能根据经验估计。观察时，可注意颗粒形状、含量、排列、有否相互搭接及填隙物等方面的特点。对于形态比较规则的鲕粒、团粒、核形石、磨圆较好的内碎屑、较完整的房室状生屑、单个完整的海百合茎环等，含量大致在 70% 左右就可以搭成颗粒支撑。这时总有部分颗粒是相互搭接或者彼此挨得很近，因而常可见到由颗粒围成的“粒间孔”。如果含量远不到此数，颗粒密度势必减小，颗粒彼此就会离得较远，即常说的呈“漂浮状”，当然也不会围出粒间孔的形状来，这时应视其为泥基支撑。对于其他形状的颗粒，如单瓣或稍破碎的双壳类、腕足类、介形虫及三叶虫、头足类等碎片，搭成颗粒支撑的含量变化很大。一般定向性比较好时含量较高，排列杂乱时含量较低。这里无法给出一个确切的数值或范围，只能凭经验、凭悟性估计。据悉，在特殊情况下，颗粒少到 30% 也可搭成颗粒支撑。

实际上，决定支撑类型的关键因素还是基质含量或是颗粒与基质的含量比值。因此，在判别支撑类型的同时，最好还是估计（或统计）出颗粒和基质的含量（如果有基质的话），将其比值作为支撑类型的量化补充。顺便提一下，估计基质时，处在化石空腔内的泥晶不要包含在内；估计颗粒时，要以它们的外表面围成的大小为准，而不管内部空腔中有什么充填。

（2）泥晶基质

前已提到，原始泥晶在 $4\text{ }\mu\text{m}$ 以下，普通岩石薄片的厚度在 $30\text{ }\mu\text{m}$ 左右，就是说，这种泥晶在薄片总是大量重叠在一起的，因而观察时只能看到它们的集合体特征。若集合体内杂质很少，可呈浅灰或淡灰色，给人以雾蒙蒙的感觉。但多数情况下总多少混有杂质（有机质、粘土或铁质等），这时颜色会相应加深。无论杂质情况如何，总有典型的集合偏光现象（无闪突起、无消光位、高级白的干涉色与单偏光镜下的颜色很接近）。泥晶是构成基质的主体，但并非基质的唯一成分。基质中常常还有一些粉屑状微粒，多数可能是自生颗粒的搓磨或破碎的产物，部分也可能是铁质或其他成分。它们分散在泥晶中可使整个基质呈现出麻麻点点的面貌。在薄片识别这样的基质一般不会有困难。但是，泥晶很容易重结晶，故必须将它与亮晶胶结物区分开来，即可按下列特征鉴别它。

如果岩石显然不是颗粒支撑，那么不论填隙物的晶粒有多粗，只能是泥晶重结晶造成的。

如果岩石为颗粒支撑，填隙物又无世代性，则可能是胶结物，也可能是泥晶重结晶的结果。若是重结晶的泥晶，重结晶又不太强烈，其中的颗粒还保持原始形态和边界，那么在局部可能还能看到残留的原始泥晶或在重结晶早期阶段形成的微亮晶，它们与重结晶相对较强烈的大晶体之间在粒度上是逐渐过渡的。如果原始泥晶原本含有较多非碳酸盐杂质，那么重结晶后它们常常会处于相邻重结晶晶体的接触面上，且整个填隙物看起来不很纯净。如果重结晶十分强烈，填隙物晶体将较粗大、明净，不过颗粒边界可能也会遭到不同程度的破坏，故这时仍可将填隙物的前身看成是泥晶。

除上述情况以外，如果岩石为颗粒支撑，颗粒边界完整，填隙物全部由无世代的镶嵌状晶体构成，晶间也无明显杂质，通常都将其看成是亮晶胶结物。

（3）沉积组分被粘结

障积结构和生物格架结构都是构成动物性礁灰岩的主要结构。这里的动物一般是指群体珊瑚、苔藓、层孔虫、海绵等。其主要特征是具有明显动物骨骼生长形成的格架或至少有原地生长痕迹。在格架之间的空隙内，常充填有喜礁生物（腕足、双壳、海百合、骨骼钙藻等）和泥晶，剩余孔隙则可进一步被玛瑙纹状的世代性亮晶方解石充填。这些结构最好在露头上观察和鉴别，实验室中磨制薄片也要尽量加大面积。障积结构常发育在礁翼，生物格架结构常发育在礁核；障积结构还可能出现在生物丘中。

真正靠粘结作用形成的结构实际上只有粘结结构一种，即通常说的叠层石具有的结构。所谓粘结，是指单细胞或简单多细胞蓝绿藻表面一层透明胶质衣鞘对微细质点的机械性粘合或捕集。由于藻体进行光合作用可促使碳酸盐泥晶沉淀出来，因而它们通常都是就近粘结这种泥晶，形成一个个斑点状或丝状“痕迹”。薄片上辨认粘结结构的关键就是辨认这些藻迹及由它们周期性富集形成的亮暗纹层对。由成千上万个这样的藻迹紧密聚集在一个纹层内就构成了“暗层”（富藻层）；与之相邻的纹层，因为藻迹稀少或不含藻迹，只由方解石晶体组成，故称为亮层（贫藻层、富屑层）。亮暗纹层的厚度相等或不等，多在 1mm 左右或以下，其间没有整齐划一的界线。

（4）颗粒

这是碳酸盐岩中最复杂的结构组分，包括它生（外源）颗粒和自生（内源）颗粒两大类。

它生颗粒常常是陆源砂和粉砂，以石英、髓石岩屑最为普遍，也可以是长石或云母，其他成分少见。当这类颗粒含量较多时，可按一般过渡性岩石处理，如含细砂生屑粒泥结构、细砂质泥晶结构等。这类结构的形成通常与附近的陆源性堆积环境（如三角洲、河口湾等）有关。观察这部分颗粒时，可遵照陆源碎屑岩的有关部分进行。泥质或粘土一般也看成是它生组分，同样适用于上述原则。

自生颗粒是个庞杂的家族，其形成和沉积都在同一盆地之内。它们的成分构成、内部结

构、形态及与环境动力条件有关的各种沉积特征全都是该环境直接作用的结果，因此，鉴别颗粒类型及其所有沉积特征是薄片观察的重要环节。

内碎屑。从实际产出情况来看，内碎屑大多是泥晶质的，且常常是典型的泥晶或只有轻微重结晶，但由泥晶和其他颗粒（生屑、鲕粒、内碎屑等）共同构成的内碎屑也不少见。现在被称为藻屑的颗粒，按定义也可归于内碎屑的范畴。在极少数情况下，内碎屑也可由颗粒和亮晶胶结物构成。内碎屑形成的直接原因是波浪、潮汐等的机械破碎（少数可能是垮塌），因而其形成均与高能条件有关，但沉积范围却很广，可根据形态、分选、磨圆、支撑类型、粒基比、定向性等特征综合判别。一般情况下，砾屑和砂屑常在浅水台地、浅滩和潮汐水道内产出；而粉屑则易在低能环境，如泻湖、潮坪等地方沉积；其中的细粉屑为基质组分，更是低能的标志。同砾石一样，对较粗的砾屑也必须在露头上观察。

鲕粒。在偏光显微镜下鉴定鲕粒一般不困难，观察内容包括鲕核的成分和粒度、鲕粒的粒度、包壳的加积形式（放射状或同心状）和相对核径的包壳厚度，从而可以确定不同原生沉积鲕的类型。部分鲕粒可能见不到鲕核，这是薄片未通过鲕核造成的。放射鲕的包壳由纤状、叶片状、柱状方解石、白云石或同时与有机质一起构成。当晶体变短时，可向粒状过渡。包壳厚度可大于或小于鲕核直径。鲕粒粒度一般比常见同心鲕要细小。许多同心鲕在正交偏光镜下可出现十字消光影或在单偏光镜下也可觉察稀疏排列的放射纤状方解石叠加在同心状包壳上，这可能与重结晶作用有关，但仍为同心鲕。目前，对鲕粒的无机成因已不容怀疑，但也未能完全排除有机成鲕的可能性。有些同心鲕的粒度可大到 6—8mm，称为豆粒。在同一岩石中，同心鲕和放射鲕一般不共生，但真鲕和表鲕却可同时出现。无论哪种情况，鲕粒的粒度都反映了水体的扰动能量水平。有时候，鲕粒的粒度也可能不均匀。这时，水体能量水平用最大鲕粒粒度来衡量。鉴于目前发现的放射鲕一般在粗砂级以下，因而其形成可能与较弱的扰动水体有关。高能的同心鲕被搬运到低能环境中与泥晶同时沉积构成泥基支撑，或者完全由放射鲕构成的颗粒支撑（无泥晶）都是可能的。

生物碎屑；常简称生屑。观察时首先是鉴定生物类型。鉴定依据是生屑自身的岩石学特征和生物学特征。前者指的是构成生屑的矿物成分和内部结构（矿物晶体的大小、形态和排列），后者是指与生物生理、生态有关的壳体形态、大小、厚薄和各种显微构造（孔、管、刺等）。

结构研究是要将生屑看成是颗粒，从岩石学的高度或从结构这个层次上去确定它们的粒度、自形程度（破碎程度）及分选、磨圆等，从而为识别沉积条件提供依据。

生屑的磨圆程度不是指一般的“表面光滑程度”，而是指断口或尖棱边角、刺突等处的圆化程度。薄片见到的圆化程度除与机械磨蚀有关外，还与成岩期的溶解有关，因而只有差的圆度才可肯定是沉积特征。圆度很好时必须与水动力条件、搬运距离等联系起来考虑。生屑在底层水中受到的另一种改造，即泥晶化，其典型表现是生屑被富含有机质的泥晶由外向内交代。交代轻微时，只有生屑表面的一薄层变成泥晶，严重时，整个生屑可全部变为泥晶

质而成为一个泥晶铸形（假象）。有时泥晶化会受生屑内部结构的影响，使原来的纤状或片状结构更加清晰。泥晶化无论强弱都是向内发展的，生屑外形不会受到影响。

团粒。这是一种成群出现的、粒度在细砂到粗粉砂之间、外形呈球或卵球形的均一泥晶质颗粒。有内碎屑成因、藻凝聚成因和无脊椎动物的排泄成因。一般内碎屑（砂屑或粗粉屑）成因的团粒因经过了充分分选、磨圆而常具有较清晰的边缘（砂屑或粗粉屑）。藻凝聚成因的藻团粒带有藻粘结的特点，边缘轮廓线常较模糊或呈过渡状，有时可显示一定的粘结性特点。粪团粒较为特殊，不仅有一般团粒的特征，而且常含丰富的有机质，偏光显微镜下颜色很深或不透明，纵断面略呈纺锤状或药用胶囊状。但是，完全由粪团粒组成的颗粒性岩石却很少见，通常它们只聚成一窝产在别的岩石中。团粒因其粒度较细，常沉积在低能条件下，而粪团粒也可产在生屑颗粒岩中，这可能是钻孔生物的原地排泄物。

藻粒。藻粒其含义为与藻有成因联系的颗粒，但其中有些颗粒可能还是多成因的。核形石或藻灰结核是由核心和藻菌类加积形成的同心状包壳构成的颗粒，粒径大到可以厘米计，小则在毫米以下。厘米级核形石形态通常不规则，毫米或毫米以下级核形石也可能呈规则球状或椭球状。核心一般为泥晶团（藻团）或生物碎屑。包壳既可由红藻或骨胳蓝藻在核心表面呈皮壳状生长形成，也可由隐藻类（低等蓝绿藻或者细菌）的粘结作用形成，后者与藻叠层的亮暗纹层对很相似。前已述及，规则球状核形石和有机鲕的成因界线还很不明显，现在还存在不同意见。这里以粒度为界，小于 2mm 者称藻鲕，大于 2mm 者称鲕状核形石或规则球状核形石。

2、成岩后生结构

（1）胶结物结构

地质历史中的石灰岩，其胶结物几乎都是结晶方解石质，除在特殊条件下（高盐地下水）可呈泥晶状外，通常为较干净透亮的晶体，其结构形式大致有以下四种。

丛生状或栉壳状。与碎屑岩胶结物的同类结构类似，但比在碎屑岩中常见得多。胶结物晶体呈一向伸长垂直于被胶结的颗粒表面。在同一颗粒四周，晶体长短有时大致相同，也称等厚环边状。现在认为，这种一向伸长（针状）是对原始文石形态的继承。

叶片状。晶体较粗，看起来与栉壳状很相似，但晶体在延长方向上有弯曲，宽度较稳定。这种晶体在空间上实际是两向延伸的“叶片”，只是在切面中表现为一向伸长而已。这常是原始镁方解石胶结物的形态特点。

粒状。胶结物晶体大致呈等轴状镶嵌，晶间接合面较平直。这是方解石直接沉淀的常见形态。

加大边状。也称共轴增生状，即胶结物晶体沿袭了底质晶体的光性方位，胶结物与被胶结颗粒内部构成了一个光性连续的整体。通常出现在具单晶结构的棘皮或具玻纤、层纤结构的介形虫、有孔虫、竹节石等生屑周围。前者的加大边是一个单晶，与棘皮类单晶的光性方位相同，后者的加大边则由垂直壳体表面的玻纤状或层纤状晶体构成。与碎屑岩中的石英

颗粒一样，这种加大边与生屑颗粒之间可能存在一条由杂质勾勒出来的隐约界线，也可能没有任何痕迹。所不同的是，生屑内部因有有机质的缘故，多少带有一定的色调（如淡褐黄或淡灰）；与完全无色透明的加大边多少有一定的反差。

胶结物晶体的原始矿物相或形态大小与粒间水溶液的化学性质关系极大，因而在胶结过程中，随着时间的推移和粒间水溶液化学性质的变化，胶结物晶体的原始矿物相或形态大小也会跟着发生改变，这就造成了胶结物的世代性特点。薄片上，世代性均表现在同一粒间孔内，第一世代常常是丛生状、栉壳状、叶片状或加大边状，第二世代则是粒状，其间常有较明显的分界线或者上一世代是相对细小的粒状，下一世代是相对粗大的粒状，其间既可以有明显的界线，也可以是过渡的，有时粒状胶结物向粒间孔中央部位进一步加大，甚至还可形成第三个世代。偶而两个世代都是加大边，其间因透明度不同而显出差异或由少许泥晶将它们隔开。当然，由同种形态或同种大小的胶结物晶体填满整个粒间孔，也可形成无世代的胶结物。

上述胶结物特征对推测粒间水溶液化学性质具有重要的意义，常常成为成岩环境和成岩期次的有效标志。

(2) 胶结类型

胶结类型大致可分为 5 种，其中基底式和孔隙式与陆源碎屑岩相同，下面只介绍其他三种。

新月型胶结。胶结物只存在于颗粒之间的接触点及其附近，粒间孔中央部分仍为原生孔隙或被较晚世代的胶结物充填。由于此种胶结物的表面常呈内凹弧形，故邓哈姆称其为新月型，它形成于淡水渗流带的沉淀带。

悬挂型胶结。胶结物和它所附着的颗粒有一致的相对方位，实际上胶结物都出现在附着颗粒的下方（示底性）。这是因为不多的孔隙水受重力影响总是会集中悬挂在颗粒下方造成的，故又称重力型胶结。粒间孔其余空间既可以残留成为原生孔隙，也可以被后世代的胶结物或渗滤粉砂充填。它也形成于淡水渗流带的沉淀带。

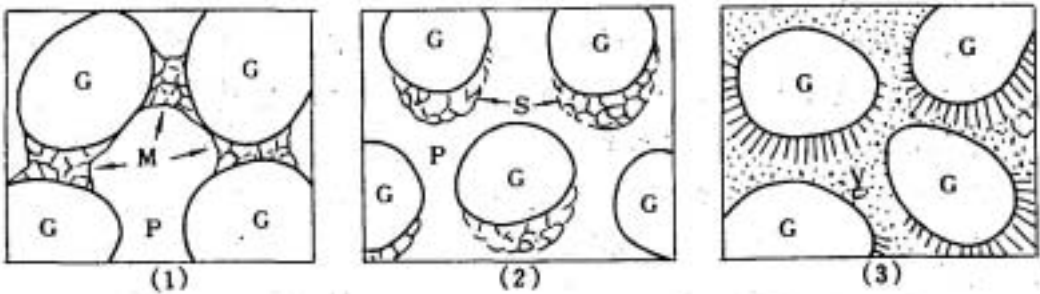


图 3-4 淡水渗流带内的特殊胶结类型

(1) 新月型胶结；(2) 悬挂型胶结；(3) 渗滤粉砂亮晶型胶结；

G. 颗粒；P. 孔隙或较晚期胶结物；M. 新月型胶结；S. 悬挂型胶结；V. 渗滤粉砂

渗滤粉砂亮晶型胶结。渗滤粉砂是从粒间水中沉积（不是沉淀）出来的粉砂或其以下

级别的细屑状碳酸盐，如泥晶、粉屑、微细生屑等。它们可充填在粒间孔的下部空间或粒间的狭缝处，上部空间则被亮晶方解石充填，或者粒间孔壁上为亮晶胶结物，它们充填在粒间孔的中央部位。有时内部还有隐约的水平或顺渗滤水运动方向的纹理。它也是淡水渗流带的特征胶结类型。

（4）交代结构

最常见的交代结构是由白云石交代方解石形成的。白云石易呈菱面体自形晶，当石灰岩的结构组分（颗粒、基质、亮晶胶结物等）中出现菱形白云石晶体时，必然是交代（白云石化）的结果。但是，白云石也可能是它形粒状，某些淡水成因的方解石也可能多少显出菱面体外貌，方解石交代白云石后也可能具有菱面体假象，因此现在对碳酸盐岩的成分或白云石化特征作常规研究均需采用茜素红染色薄片，其中的方解石可染成红色，白云石不染色。一般交代结构也可分为以下两种。

1) 交代残余结构。残余有两类：由原始成分（文石、镁方解石或方解石）和结构形态共同构成的残余，称正残余，例如生屑、鲕粒、内碎屑等颗粒被白云石交代，还保留有部分形态和内部结构残余，这些残余也是方解石质的，成分已完全变为白云石质，仅由原始的结构形态显示出来的残余，即相当于交代假象，称负残余，如上述颗粒被交代后，成分已完全变为白云石质，但借助白云石晶体大小、形态、排列、杂质含量和分布等差异，仍可确定原始颗粒类型。显然，负残余较正残余的交代更强烈。

2) 交代阴影状结构。整个岩石全部白云石化，原灰岩结构基本上已彻底破坏，只有由晶体大小、形状或杂质等显出一些模糊的“阴影”，它们可能反映了原始结构构造的某些特点。

与碎屑岩交代结构不同的是，由白云石化造成的交代结构常常是岩石的整体结构。对这类结构（岩石）的进一步命名目前尚无统一的规范要求，可按交代强弱区别对待。若原灰岩结构保留较多或仍清晰可见（白云石化较弱），可在原灰岩结构名称前冠以“白云石化”或“白云石化残余”等字样，如白云石化生屑泥粒结构，白云石化残余鲕粒颗粒结构等。若原灰岩结构很难确切辨认，但还保留有少量颗粒残余，可总称为交代残余结构，不再细分。

有些纯白云岩，即使是交代成因，如果在薄片上不显任何交代痕迹，也不能说它具有交代结构。如准同生白云石化形成的泥状白云岩或泥晶白云岩、强白云石化形成的结晶白云岩还保存完好的纤细结构构造，既可能是同生交代，也可能是原生沉淀或生物化学成因的颗粒白云岩（鲕粒白云岩、内碎屑白云岩）、藻叠层白云岩等。另外，在有些含纯灰质颗粒的岩石中，白云石是以亮晶胶结构形式出现的，既没有交代痕迹，也不具交代结构。对这些岩石的结构，可按相应的灰岩沉积结构处理。

除方解石可被白云石交代外，白云石也可被方解石交代形成交代结构，这时的方解石称次生方解石（较为少见）。交代还可发生在自生二氧化硅（玉髓或自生石英）、石膏（硬石膏）与方解石、白云石之间，形成交代残余结构，但通常只形成局部结构。

（4）溶蚀结构

若岩石中局部的碳酸盐矿物或其他成分被溶解，未溶部分就具有了溶蚀结构，如生屑、鲕粒等的溶解可形成铸模孔，鲕核溶解后形成负鲕，填隙物被溶解后留下一个颗粒格架等，大量的溶蚀结构都是小规模，可能只在颗粒、基质或胶结物内部形成相对细小的次生孔隙。溶解形成的次生孔隙如果又被同种或不同种矿物充填，则与重结晶或交代假象十分相似。

(5) 结晶结构

没有任何重结晶或交代残余显示，由特征基本相似的方解石或白云石晶体镶嵌构成的结构，即为结晶结构。

第三节 沉积岩标本观察与描述

一、沉积岩标本观察基本内容

沉积岩手标本肉眼观察基本内容包括：颜色、成分及百分含量、结构、构造、动植物化石、接触关系、厚度、岩石在剖面中的位置等等。在此基础上对岩石、岩相进行正确的命名与分析。

1、沉积岩的颜色

颜色的描述按照一定原则和程序进行。以深浅表示色调。如用一种颜色名称不能很好表示岩石主要颜色时，可采用复合名称描述。前面的为次要形容词。例如：深紫红色与浅兰灰色。其中红、灰色是主要颜色放在后面，紫、兰是次要的颜色，放在主色之前，作为形容词。

2、沉积岩的成分

肉眼观察的条件下，一般地着重于矿物成分，而不是化学成分。由于各类沉积岩成分特点不同，观察描述的方面和要求也有差异。

(1) 碎屑岩类

碎屑岩类的成分由两部分组成——碎屑物质和胶结物。碎屑物质是矿物碎屑（碎屑石英、长石、云母等）或岩石碎屑（岩屑）。

根据碎屑岩的粒度应尽可能地鉴定矿物碎屑的成分，并分别估计百分含量。在粒度比较细的碎屑岩中，粗略地估计以某种矿物碎屑为主就可以了。粗碎屑岩应尽可能地鉴定碎屑的成分，并分别估计百分含量。而在中碎屑岩中。除分别估计矿物碎屑外，能区分是硅质岩屑还是非硅质岩屑就可以了。对细碎屑岩的碎屑成分，按实际情况来确定。现将三种碎屑类型特征介绍如下：

石英：无色透明，无解理，断口油脂光泽。硬度大于小刀。

长石：灰白色或肉红色，新鲜长石解理面为玻璃光泽。风化面呈土状。尽量区别开斜长石和钾长石。

岩屑：粗碎屑岩中的砾石可以根据颜色结构造成分来确定岩石碎屑名称。对砂岩中的砂粒则难以确定。首先根据颜色、硬度，对稀盐酸的反应可以区分开硅质（石英岩、燧石），泥

质及碳酸盐岩，而对某些火成岩岩屑要结合颜色大致区别开基性及中酸性。

胶结物的成分也可以通过对稀盐酸的反应、硬度、颜色等确定是钙质、粘土质或硅质等。

（2）粘土岩类

单成分粘土岩可以通过颜色、膨胀性、可塑性、吸附性等区分是高岭石、胶岭石或水云母等粘土矿物。自然界分布最广的是复成分粘土岩，在肉眼的条件下，能确定属于粘土物质就可以了。粘土岩常含有少量碎屑矿物，其它化学成因矿物和数量不等的有机物质，碎屑矿物可以估计总的含量，其它化学成因矿物可以通过稀盐酸的反应、硬度、颜色等简易方法确定属于铁、锰、铝的氧化物和氢氧化物、碳酸盐（方解石、白云石、菱铁矿等）。硅质物质（蛋白石、玉髓），有机物质应尽可能区分是腐泥质、沥青质、炭质或其它动植物遗体。

（3）内源沉积岩

本类岩石的成分，一般说来比较单一，可根据其物理性质或与稀盐酸反应确定其矿物成分或化学成分，应当注意该类岩石中混入的碎屑物质，粘土物质或有机物质。

3、沉积岩的结构

沉积岩的结构，可分为碎屑岩结构、粘土岩结构和碳酸盐岩结构。

（1）碎屑岩结构

包括碎屑的粒度，分选性和外形，胶结物的结构和胶结类型。

粒度：粗碎屑岩和部分中碎屑岩应观察描述碎屑最大粒径、最小粒径和一般粒径。部分中碎屑岩和细碎屑岩只需观察描述一般粒径。

外形：包括园度、球度、形状和表面特征，其中最重要的是园度。

胶结物结构和胶结类型：一般地在肉眼条件下，是不进行胶结物结构观察的，在粗碎屑岩和部分中碎屑岩中，可以区分开接触胶结类型，孔隙胶结类型，基底胶结类型。

（2）粘土岩结构

除泥质结构外，还应注意观察鲕状结构，豆状结构。

（3）内源沉积岩结构

应当观察粒度和颗粒形状（如鲕粒、团粒、团块、生物骨骼等等）在结构粒度较粗的岩石中，应分别观察颗粒的最大粒径，最小粒径和一般粒径。在某些异地碎屑成因（如异地成因的碳酸盐岩），应与碎屑岩一样观察描述分选度、园度、胶结类型。

4、沉积岩的构造

沉积岩的构造包括层理、结核、包体、层面构造、缝合线、迭锥构造、砾石排列、变形构造等等。

（1）层理

层理术语由小而大有“细层”、“层系”（或丛系）“层系组”、“层”。层理的形状与厚度是层理的固有特征。易于观察并能反映介质运动的性质和强度。

层理的基本类型是：水平层理、波状层理、交错层理、平行层理、粒序层理、块状层理

及一系列过渡类型层理，如脉状层理、透镜状层理等。

按照层的厚度，可划分为：

块状层：>2 米	簿层：0.1—0.01 米
厚 层：2—0.5 米	微层：0.01-0.001 米
中 层：0.5—0.1 米	

在自然条件下，层理描述的详细程度应视实际可能而定。

（2）结核

结核的观察与描述包括成分、形状、大小和分布状况。

（3）包体

观察描述内容与结核相同。

（4）层面构造

常见的层面构造有波痕、干裂、雨痕、虫迹和各种印模，层面构造的研究亦可确定岩石的生成条件，水流方向以及地层是否倒转。

（5）变形构造

变形构造包括包卷层理，滑陷滑塌构造，生物作用形成的潜穴“扰动”层等等。

5、动植物化石

观察描述沉积岩中动植物化石时，应把重点放在生物群的特点、数量、保存完整程度，分布状况及化石变化特点（如炭化、硅化等）。

6、正确确定岩石的名称

二、沉积岩描述顺序及分类命名原则

通常以成因划分基本类型，以成分结构作为进一步划分类和亚类的依据，按上述原则，常见的沉积岩分为三大类。

1、碎屑岩

（1）正常碎屑岩：碎屑物质是由母岩风化产物的碎屑物质组成。

碎屑沉积物粒度分类见教材 P98 表 6-2。

粗碎屑岩（砾岩和角砾岩）

除根据碎屑粒度分类外，还可以根据：

碎屑圆度：砾岩和角砾岩

砾石成分：单成分砾岩和复成分砾岩

砾岩在地层剖面中的位置：底砾岩和层间砾岩。

根据沉积相条件等等。

砾岩描述的内容和程序是：岩石颜色，砾石的成分（最常见的为岩屑，白色，硬度大的可能是石英岩或石英砂岩；黑色，灰白色或铁红色而刀子又刻划不动的可能是燧石或碧玉；致密隐晶质，硬度大而有特殊颜色（浅灰绿色、暗紫红色、浅红灰色）可能是凝灰岩，含有

长石斑晶的可能为喷出岩；土状硬度小的为粘土岩；硬度小遇酸，起泡的是灰岩；具有丝绢光泽有片理者为千枚岩或片岩）及含量，粒度及分选性，砾石的圆度、形状及排列方向；胶结物和充填物的含量、成分，胶结类型、层理及其它构造特征。

岩石命名：一般采用结构（粒度）成分相结合的原则命名。例如：细粒石英岩砾岩。

中碎屑岩（砂岩）：

除根据碎屑粒度分类外，可利用放大镜，对砂岩进行成分初略分类命名，砂岩肉眼分类，按粒度见教材 112 页，按成分见教材 114 页图 6-14。

砂岩描述的内容和程序是：颜色、碎屑的含量及成分（常见的碎屑有石英、长石、云母及岩屑）粒度、圆度及分选度；胶结物成分[常见的胶结物有铁质（岩石呈紫红色），粘土质（土状，在水中可泡软而使岩石松散），钙质（加酸起泡），硅质（白色，硬度大于小刀），偶见有海绿石（岩石呈绿色）等]。胶结类型；层理及其它构造特征；生物化石的种类、数量、排列方向及保存的完整程度。

砂岩命名一般采用粒度与成分相结合的原则。例如，中粒长石砂岩。

细碎屑岩（粉砂岩）

粉砂岩成分，一般较砂岩简单，以石英组分为主，因粒度小，肉眼条件下，常不进行成分分类。

粉砂岩描述的内容和程序与砂岩相同，只是由于粒度小，很多内容无法观察。

2、粘土岩

粘土矿物及粒径小于 0.0039 毫米细碎屑占 50%以上，主要由粘土矿物组成。

粘土岩按粘土矿物成分及结构构造和混入物的化成分分类见教材 136 页表 7-4。

泥岩是指页理不发育的粘土岩，页岩则是指页理发育的粘土岩。

对粘土岩标本的描述应根据具体情况实事求是地进行，描述的内容和程序是：颜色，物理性质（硬度、断口、滑腻程度、粘舌性，在水中浸泡的难易程度，膨胀性，可塑性等）；结构和构造；生物化石（种类、数量、保存完整程度、分布等），混入物。

粘土岩中如含有少量粉砂混入物，用手摸之有粗糙感，如含量多时则断口呈土状，如主要为粘土微粒且具可塑性则具脂肪断口或丝绢断口，如无可塑性则具平坦断口或贝壳状断口，蒙脱石粘土在水中易泡软且膨胀性很大，高岭石粘土可塑性不强，遇水膨胀性不显，蒙脱石粘土干燥时标本上会出现裂隙。

3、碳酸盐岩

碳酸盐岩是内源沉积岩中，分布最广的一类岩石，在我国约占沉积岩总面积的 55%。现重点介绍碳酸盐岩分类命名原则。

（1）按矿物成分的分类命名（三级命名）

某矿物（X）含量>50%者，作为岩石的基本名称定“X”岩；某矿物（Y）含量在 25-50%者，作为岩石名称的主要冠词，加在基本名称之前，以“Y”质表示；某矿物（Z）含量在 5-25%

者，作为岩石名称的辅助冠词，加于主要冠词之前，以“含 Z 质”表示。

碳酸盐岩主要是由方解石和白云石组成，根据这两种矿物的相对含量可划分出一系列岩石类型，见教材 166 页表 9-2。此外碳酸盐岩如出现不同含量的粘土矿物则又可出现一系列过渡类型，见教材 166 页表 9-3、9-4。

肉眼条件下，应根据具体情况命名，通常根据加稀盐酸反应可以大致区分：

石灰岩：迅速起泡，反应剧烈，声响大，而且很快消失。

白云岩：缓慢起泡（或不起泡），很微弱，很久之后，仍有少量气泡发生，将岩石用小刀刻成粉末后，再滴酸，则起泡迅速。

白云质灰岩：较迅速起泡，而且气泡量多，声响不大，之后仍有断断续续的气泡发生。

灰质白云岩：虽较迅速发生气泡但量少而微弱，无声响，待片刻（1-2 秒），仍有少量气泡发生。

泥灰岩：加酸后岩石表面会残留一层粘土薄膜。

（2）按结构组分的分类命名

碳酸盐岩描述的内容和程序是：加酸起泡程度、颜色、成分及百分含量、硬度（混入硅质者硬度高）、结构（尽可能观察结构组分，及其百分含量）、构造（层理、结核、波痕、泥裂等）、断口、生物化石等，最后给岩石以正确的命名。例如：鲕状含白云质灰岩。

第四节 沉积岩薄片鉴定

1、碎屑岩的镜下薄片鉴定和描述方法

对砾岩来说手标本观察能解决大部分问题，镜下观察仅补充不足。镜下观察砾岩薄片应注意，因砾石较大，在中倍镜以上往往占据整个视域，应先在低倍镜下或用肉眼把砾石和胶结物分开。而对砂岩来讲镜下对薄片的鉴定研究就重要得多，砂岩由于粒度小，岩石性质方面许多数据和资料将由镜下提供。

实验报告格式：首先估计碎屑物质与胶结物含量；以碎屑物质为基础，分别鉴定并描述各类矿物碎屑与岩石碎屑含量，鉴定特征和次生变化，特别是成因方面的特征；描述重矿物；以胶结物为基础分别鉴定并描述各胶结物的成分，含量，胶结类型；结构：包括碎屑颗粒的最大，最小粒径，一般粒径，分选性，磨圆度；构造特点；根据岩石成分、结构、构造特点进行成因方面的某些分析；最后进行合理的岩石命名。

碎屑岩镜下薄片鉴定的内容如下：

（1）进一步鉴定碎屑颗粒的成分：碎屑岩中主要碎屑颗粒有：

石英

长石

在砂岩中最常见的长石是正长石和微斜长石，还有较少的酸性斜长石，中基性斜长石很

少见。根据光性特征应区别开正长石、微斜长石、透长石和斜长石。通常在砂岩中，由于颗粒较小，正长石的卡式双晶常见不到，而其它光性又与石英很相似，主要根据其折光率略低于树胶，颗粒表面常因风化而不清洁，微带浅棕色土状等特点与石英区别。

长石易风化，正长石和微斜长石常风化成高岭土，使长石表面呈浅棕黄色，土状；斜长石风化后易产生绢云母，其光性与白云母相似只是呈极小的磷片状。长石风化后透明程度减低，则风化程度常分级表示，若是长石表面大部分被风化物质掩盖，则风化程度深；若不到1/4，则风化浅；两者之间为风化中等。

岩石碎屑（岩屑）：在砂岩中可见到各种成分的岩石碎屑，并且碎屑岩中的岩屑是母岩经过风化搬运在一定环境下沉积而成，本身的成分、结构、构造等特征远没有母岩那样清楚，所以鉴定时要十分小心。

云母：在砂岩、粉砂岩中常见白云母碎片，黑云母较少见。根据其极完全解理、较高折光率、高干涉色等特点，就很容易与以上三种碎屑区别开。

各类再生矿物（粒状）有以下特点：无孪化而晶形完整，新鲜透亮或有交代生物或碎屑颗粒现象。

（2）各种碎屑颗粒的百分含量统计：

把薄片前后上下移动，整个观察一遍，薄片中出现最多的粒级颗粒为准，这样大小的颗粒作为计算的单位。

选择碎屑成分具有代表性的视域3~4个左右，来统计各种碎屑所占的面积，有的碎屑大于或小于某标准碎屑者，可估计折算，如3、2、1/2、1/3倍等等，然后按不同碎屑分别相加，得出碎屑的面积数，再将三者加得碎屑总面积，然后计算各种碎屑的百分含量。

根据上述主要碎屑的含量多少，定砂岩名称，如：

岩屑+长石含量 > 25%，且岩屑/长石 > 3，称岩屑砂岩；

长石+岩屑含量 > 25%，且长石/岩屑 > 3，称长石砂岩。

除上述百分含量统计方法，还可以采用与百分含量图谱对比的方法。

（3）碎屑颗粒的结构特征：

粒度：先用物台微尺和目镜微尺，计算出目镜微尺中每一小格的真实长度，然后换上岩石薄片，用目镜微尺测量薄片颗粒的直径，即得颗粒的粒度。

当颗粒非球形时，可取其中间值。但薄片中的片状矿物和重矿物，因它们的水力学特征和石英、长石等矿物截然不同，所以不予计算。对次生加大的石英或长石颗粒测量粒度时将次生加大部分除去。

分选程度：分三级。即分选好，分选中等和分选差。

圆度：分四级，即圆状、次圆状、次棱角状和棱角状。

（4）杂基（基质）的成分和含量

主要指泥质，在镜下呈麻点状隐晶质，由于经常被铁质浸染而带浅褐色，有时粘土矿物

后期重结晶，呈细小鳞片或纤维状的集合体。

(5) 胶结物的成分、含量和胶结物的结构

胶结物主要是指化学成因的物质，有下列几种：

铁质：最常见的铁质胶结物为赤铁矿或褐铁矿，在显微镜下为红色、褐色，不透明或半透明。

硅质：有石英、玉髓和蛋白石等。

钙质和白云质：钙质主要为方解石和文石，白云质为白云石。

除此以外，有时尚有石膏、硬石膏、海绿石等物质作胶结物。

一块岩石中若有二种以上的胶结物，应注意不同胶结物之间，胶结物与颗粒之间的接触关系，以判断其生成顺序。

胶结物成分确定后，便估计其含量，挑选代表性的几个视域，估计每个视域中碎屑颗粒占多少面积，胶结物占多少面积，几个视域平均一下，就直接得出其百分含量。

(5) 胶结物的结构类型与胶结类型：见本章第二部分

(6) 定名：全面定名应包括粒度和碎屑成分的特征。如中粒长石石英砂岩。有时也把自生矿物，其它碎屑成分或胶结物成分反映在岩石名称上，如含白云母海绿石钙质中粒石英砂岩。

(7) 粉砂岩的观察与描述特点：

粉砂岩的观察与描述方法大致与砂岩相同，由于粉砂岩颗粒细小，在标本中难以辨认碎屑和胶结物成分，其外貌与泥质岩类似，所不同者是其断口处，手指摸之有粗糙感。薄片上，由于粉砂颗粒细小，不易磨圆，所以粉砂岩的碎屑均是棱角状，也就是说薄片中对粉砂岩圆度研究是没有意义的，另外，粉砂岩中常含有大量泥质物，这些泥质物不作为杂基处理，也就是说粉砂岩中不存在净砂岩杂砂岩类似的区分。

2、粘土岩在薄片下的鉴定和描述方法

首先估计粘土物质及其它化学溶液物质与碎屑物质的含量，尽可能的鉴定粘土物质的矿物成分和相对含量，描述鉴定特征；确定其它化学溶液物质的成分和含量。描述其特点：碎屑物质的成分及特点；岩石的结构、构造特点及次生变化；岩石命名。

由于粘土矿物颗粒细小，通常因肉眼及显微镜都不能准确鉴定，因此需要采用其他专门性研究方法，如油浸法、染色分析、X 射线衍射法，差热分析、电子显微镜等，薄片中可以观察粘土岩的结构特点。

3、碳酸盐岩在薄片下的鉴定和描述方法

鉴定并描述各矿物成分的含量，鉴定特征；颗粒（鲕粒或碎屑的形态、大小、成分、结构、生物遗体的种类、大小、完整程度和含量），胶结物成分、结构及与颗粒的相互关系，结构特点（如粒度、磨圆度、分选度）；构造特点（如显微层理、干裂、潜穴、鸟眼等次生变化（方解石和白云石化现象）；成因方面的某些分析；岩石命名。

方解石和白云石在薄片下用光学性质是难以分辨，在自形程度上，常常白云石自形程度高呈菱形的全自形或半自形，而方解石则呈他形；在有双晶和两组解理的颗粒，双晶与菱形解理长对角线一致的为方解石，双晶与菱形解理短对角线一致的为白云石；要想将薄片这两种矿物完全区分开，需要做薄片染色，其方法是将配制好的染色试剂涂在未加盖玻片的岩石薄片上，作用时间约半分钟至一分钟，然后用清水轻轻冲洗干净，放在单偏光镜下观察染色效果。现将常用薄片染色方法列表如下：

染色试剂		方解石			白云石		
配制方法是按重量百分比		纯方解石	贫铁方解石	富铁方解石	纯白云石	含铁白云石	铁白云石
1	0.2%HCl 0.1%茜素红 S	红	红	红	不染色	不染色	不染色
2	0.2%HCL 0.5% 赤血盐 (铁氰化钾)	不染色	浅兰	兰	不染色	不染色	不染色
3	0.2%HCL , 0.5%赤血盐 , 0.1%茜素红 S	红	浅紫	紫	不染色	浅兰	兰

第四章 变质岩标本和薄片观察与鉴定

第一节 变质岩分类

与化学分类和物理分类不同，岩相学分类是基于岩石的矿物成分、结构构造等岩相学特征把岩石划分成不同类型，不同岩石类型有不同的基本名称。与火成岩和沉积岩的岩相学分类不同，在变质岩分类中，常可找到一些名称是基于岩石构造的，如片岩；而另一些则基于矿物成分，如榴辉岩，还有基于产地俗成约定的，如麻粒岩、大理岩。

变质岩岩相学分类方案有两类：一类建立在矿物成分基础上称为矿物学分类，通常限于结晶质的区域变质岩，用矿物含量在双三角形分类图解上的投影点位置得出岩石的基本名称，称为矿物学分类，由于矿物学分类基本名称采用片岩、片麻岩等结构名称，会出现岩石名称与岩石构造不符合的问题。而结构分类中岩石的基本名称与结构构造等最显著的特征一致，容易掌握，便于野外工作。近十年来国外岩石学教科书均采用变质岩的结构分类，已成为变

质岩岩相学分类的主流。所有分类在命名岩石时都遵循以下两个原则：“以矿物名称+基本名称命名岩石，基本名称前矿物以含量多少为序排列，含量高的矿物靠近基本名称”的原则；

当岩石的变余结构构造非常发育，原岩十分清楚时，则以“变质××岩”命名之，其中“××岩”是原岩名称，如变质长石砂岩、变质玄武岩等。

教材中以变质作用类型先把变质岩分为几大类，再按成分细分，较为繁琐，且多有重叠，以下仅按结构把变质岩分为面理化和无面理至弱面理化两大类，进一步按结构构造和矿物成分特征划分基本类型。

分类中保持了板岩、千枚岩、片岩、片麻岩等基本名称的构造定义，也保持了大理岩、石英岩、蛇纹岩、榴辉岩等基本名称的矿物成分定义。一些岩石类型如片岩、角岩中，列出了一些有特殊定义的亚类名称，如绿片岩、蓝片岩、钙硅酸盐角岩、钠长-绿帘角岩等。

变质岩岩相学简单分类

岩类		说 明
面 理 化 变 质 岩	糜棱岩	具糜棱结构的动力变质岩
	板岩	具板状构造的变质岩，如钙质板岩、铁质板岩
	千枚岩	具千枚状构造的变质岩，如绢云母-石英-千枚岩
	片岩	具片状构造的变质岩，如蓝晶石-绿泥石-白云母片岩
	绿片岩	主要由钠长石、绿帘石和阳起石、绿泥石组成的绿色片岩
	蓝片岩	含蓝闪石的片岩总称，如蓝闪石-钠长石-绿泥石片岩
	白片岩	主要由滑石、蓝晶石组成的浅色片岩
	片麻岩	具片麻状构造的变质岩、如石榴子石-黑云母-斜长石片麻岩
	眼球状混合岩	具眼球状构造的混合岩、眼球状新成体分布于古成体中
无 面 理 至 弱 面 理 化 变 质 岩	层（条带）状混合岩	具层状（条带状）构造的混合岩，新成体与古成体互层
	构造角砾岩	具碎裂结构、角砾状构造，碎块呈棱角状，无定向的动力变质岩
	构造砾岩	具碎裂结构、角砾状构造，角砾圆化、无定向至弱定向的动力变质岩
	碎裂岩	具碎裂结构，块状构造的动力变质岩
	大理岩	主要由碳酸盐矿物组成的块状变质岩，如透闪石-透辉石大理岩
	石英岩	主要由石英组成的块状变质岩，如白云母石英岩
	蛇纹岩	主要由蛇纹石组成的块状变质岩，如滑石-蛇纹岩
	绿岩	主要由钠长石、绿帘石和阳起石、绿泥石组成的绿色块状区域变质岩
	角闪岩	主要由斜长石和普通角闪石组成的区域变质岩，如石榴子石角闪岩
	麻粒岩	具花岗变晶结构和麻粒岩相矿物组合的长英质和斜长石-辉石质（基性）区域变质岩，如石榴子石-紫苏辉石长英麻粒岩、斜长石-二辉石麻粒岩
	榴辉岩	主要由石榴子石和绿辉石组成的无长石的区域变质岩

粒岩	具变晶结构的无定向、块状变质岩，通常具花岗变晶结构者称××粒岩，如长英粒岩，其余称××岩，如黑云母-角闪石岩、角闪石岩
角岩	无定向、块状接触变质岩，如红柱角岩、夕线石-长英角岩
角砾状混合岩	具角砾状构造的混合岩，角砾状古成体分布在新成体之中
云染状混合岩	具云染状构造的混合岩
夕卡岩	主要由钙-镁-铁（铝）硅酸盐矿物组成的接触交代变质岩，如石榴子石-辉石夕卡岩
云英岩	主要由石英、白云母和萤石、黄玉、电气石等组成的交代变质岩
黄铁细晶岩	主要由石英、绢云母、黄铁矿及碳酸盐组成的交代变质岩
次生石英岩	主要由石英及绢云母、叶蜡石、高岭石、红柱石、明矾石组成的交代变质岩

（据中国地质大学路凤香、桑隆康主编之《岩石学》）

第二节 变质岩结构构造

变质岩结构是变质岩石的重要特征之一和岩石命名的重要依据之一，是变质作用条件和变质作用过程的重要信息和印迹，是变质岩原岩恢复的重要的乃至首要的证据。因此，变质岩结构的观察和分析便成为变质岩岩石学研究工作中的重要内容。

（一）变质岩结构的含义和结构类型划分

1、结构含义

变质岩结构是指组成岩石的矿物颗粒大小、形态、自形程度、晶体间的结合和相互关系，而构造则指组成岩石的矿物或矿物集合体的空间排布状况及其相互关系。

2、变质岩结构类型的划分

从成因角度出发，变质岩结构可以大致分为变余结构、变晶结构、反应结构和变形结构 4 个类型。

变余结构是指变质过程中因变形和重结晶作用不够强烈，致使原岩（仅指岩浆岩或沉积岩）结构的改造不够彻底而部分甚至全部保留下来的结构特征。其特点是，具有变质岩的矿物成分，但显示原岩（岩浆岩或沉积岩）的结构形式。命名时，仅在原岩相应的结构名称前加上“变余”两字即可，如变余辉绿结构、变余砂状结构。

变晶结构是指变质作用过程中形成的结构，是较为彻底重结晶或变质结晶的产物。但是，天然变质岩中往往不乏总体为变晶结构而局部存在变余结构的痕迹，即便在高级变质岩中也偶尔见及。变晶结构中的矿物颗粒彼此紧密镶接，但缺少沉积岩碎屑结构中的碎屑与胶结物或基质的任何结构特点，而与岩浆岩的全晶质结构极为相似，但所有变质矿物基本在固态条件下生长，因而在成因上毫无共同之处。

反应结构是指岩石形成过程中，因不彻底的变质反应形成的一类结构，其中的反应物与生成物多数情况下可以全部或部分地被识别出来。反应结构既可以发生于封闭体系，也可以

形成于开放体系中。开放体系的反应结构包括以往习称的交代结构，封闭体系的反应结构包括传统的变晶结构中相互关系要素有关的部分变晶结构，如附生结构和部分交生结构。之所以把这些变晶结构分出来，并与交代结构合并成反应结构成因类型，乃是由于这类“变晶结构”对了解变质过程尤其重要。当然，在许多情况下，要明确反应结构的体系性质是困难的，但应该明白，绝对封闭的岩石体系是不存在的，即封闭体系有尺度之分。

变形结构即碎裂结构是指以构造应力为主要因素施加于岩石而形成的一类结构，其特征是，岩石或构成岩石的矿物不同程度地受到了变形。一般说来，应力作用使原岩的结构受到破坏，岩石的组成部分程度不等地发生位移。

（二）变余结构

变余结构的识别、观察与分析在变质岩岩石学研究中意义重大，它是恢复变质岩原岩的首选标志。一般说来，变质作用都会使原岩的结构遭受部分乃至彻底的改造。原岩在贫水和结构粗大、变质温度低、变质持续时间较短、无应力或弱应力的情况下可以部分保存原岩结构而使该变质岩显示变余结构。在某些高温变质岩中也可以偶尔识别出变余结构来。

1、变质岩浆侵入体中的变余结构

中酸性侵入体遭受变质、变形以后，一些斑晶和斑晶的环带构造常常还可以保存下来，因此可以识别出变余斑状结构和变余闪长结构。在变形较弱或未变形的岩石部分甚至可以看到从斜长石到钾长石再到石英的自形程度递减序列，据此可以识别出变余花岗岩结构来。大多数情况下，斜长石斑晶中的光性环带已不复存在而蚀变为其他矿物集合体，但矿物集合体也沿袭了原来的环带构造，钙含量较高的条带为帘石类矿物取替，原 An 含量越高，蚀变的矿物集合体中帘石类矿物的含量也越高。强烈的变质、变形常使闪长岩显著片理化，但薄片上仍可以见及众多的具矩形切面和呈半自形晶的矿物，据此可将其断定为变质的闪长岩，因为在变质岩中通过变质生长而成的斜长石毫无例外地为它形晶。

因此，识别变质中酸性侵入岩的变余结构的标志是斑晶为半自形晶和长石具环带构造。基性侵入岩包括辉长岩、辉长辉绿岩、辉绿岩和辉绿玢岩等，其原岩结构可有辉长结构、辉绿结构、斑状结构和间粒结构。变质后，镁铁矿物多半转变为角闪石或绿泥石，斜长石被帘石局部取代而牌号降低，但自形一半自形的板条状斜长石外形尚可保留。如果变质过程伴有强烈的变形，斜长石的排列框架受到破坏，板条状斜长石可重结晶为多晶集合体。

在高温麻粒岩相（ $>750^{\circ}\text{C}$ ）条件下，基性岩浆岩发生高温重结晶，斜长石重结晶为粒状集合体，在正交偏光镜下常具多边形变晶结构，但在单偏光镜下有时仍具板条状外形；辉石可能会加粗，但时常在单斜辉石边缘上生长出细粒的斜方辉石反应边。

2、变质火山岩中的变余结构

对于变质火山熔岩，自形的斑晶矿物仍然是识别变余结构的特征标志。除了长石和石英外，斑晶矿物尚可有辉石、角闪石和黑云母等，斑晶成分及组合与岩石总体化学成分有关。

玻屑、晶屑和岩屑是火山碎屑岩的基本组成。玻屑最易发生变质，除非变质很浅且无变

形或弱变形，否则变质之后难以残留玻屑结构。因此，晶屑和岩屑就成为识别变余火山碎屑结构的主要标志。但晶屑也可以被压扁，有时在压扁的岩屑内原始的岩浆结构仍清晰可辨。一般来说，粗大的晶屑和岩屑易于保留原岩结构。

3、变质沉积岩中的变余结构

粘土矿物是泥质岩类岩石的主要组成矿物。在浅变质、弱变形条件下，常有一些细小的碳质和碎屑残留在变斑晶矿物内，有时也可在基质中见及残留的粘土矿物。大多数情况下，强烈的变形、变质使原始结构荡然无存。

粉砂岩、砂岩和砾岩由碎屑、岩屑、矿屑和基质（杂基和胶结物）组成。碎屑成分在变质过程中较胶结物相对稳定得多。胶结物易于重结晶乃至变质重结晶，生成绢云母、绿泥石和黑云母等层状硅酸盐矿物，碎屑原始的磨圆度和形状等特征仍可辨别。在合适的成分和物化条件下，胶结物可直接变

质为石榴石，但石榴石也是围绕着碎屑生长的；如果碎屑属粉砂级，石榴石便很快发育为具包含变晶结构的变斑晶；对于砂级碎屑，石榴石通常呈环礁状、蜂房状、横隔片状、链状（图 4-1），有时在石榴石变成斑晶内还见及棱角——次棱角状的石英残屑。

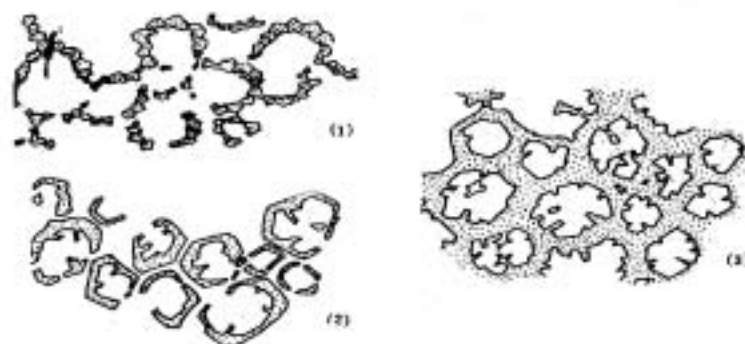


图 4-1 变余砂状结构

（据 J. P. Bard, 1986）

(1) 石榴石呈链状；(2) 石榴石呈横隔片状；(3) 石榴石呈蜂房状

在钙质岩（碳酸盐岩）和部分泥灰岩中，常含丰富的化石碎片。变质以后，化石碎片重结晶为粒度较粗的方解石矿物集合体，但仍可以保留化石碎片的轮廓。泥灰岩中的泥质组分、多变质为石榴石和硬绿泥石等矿物，重结晶的化石碎屑可以成为其包裹物而残留下来。

(三)变晶结构

变晶结构的观察主要包括组成岩石总体矿物颗粒的大小、形状，自形程度和矿物间的结合关系等四方面要素，另外也可以同时从颗粒边界特征加以考察。

1、变晶的粒度和成因

根据矿物颗粒相对大小，变晶结构可分为等粒变晶结构和不等粒变晶结构。等粒变晶结构是指矿物粒度比较均匀的岩石结构，据矿物颗粒的绝对大小可进一步细分为粗粒(>5mm)变晶结构、中粒(5—1mm)变晶结构、细粒(1—0.1mm)和显微(<0.1mm)变晶结构。不等粒变晶结构则是指矿物粒度大小不等的岩石结构，又可分为连续不等粒变晶结构和斑状变晶结构。

连续不等粒变晶结构是指矿物粒度在几个粒级内的分布量无一占优势。这种结构通常见于多期变质岩和大部分交代变质岩石中。如 夕卡岩大部分是在早期接触热变质基础上叠加接

触交代作用而成。由于交代过程的多阶段性，流体又极为丰富，故某些矿物可以发育得较为粗大，但有的中等，有的则很细小，遂形成连续不等粒变晶结构。

斑状变晶结构是指组成岩石的矿物颗粒分属两个较为悬殊的粒度范围，通常较粗粒的矿物含量略低一些。其中，较大的矿物叫变斑晶，小的叫变基质，简称基质。

变质矿物粒度的影响因素非常复杂，概括起来可有变质作用方式、岩石成分、成核速率、反应速率、生长速率、生长时间、温压条件、流体状况等，这些因素又彼此互相制约。

杂质既可以促进颗粒生长，也可以阻碍晶粒界面迁移而抑制变晶生长(图 4-2)。流体的存在可以增进扩散而利于矿物生长。

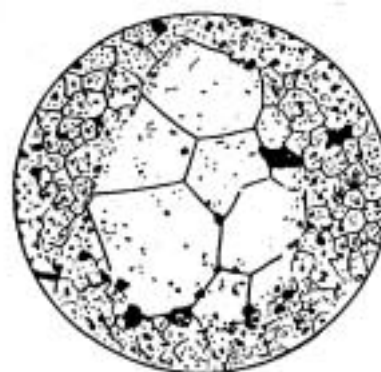


图 4-2 具 120°二面角的镶嵌变晶结构石英岩
(据 S. R. Nockolds 等, 1978)

2. 变晶的晶习与形状

许多变质矿物有比较固定的结晶习性，许多变质矿物有比较固定的结晶习性，称晶习。矿物的晶习体现了矿物的外在三维空间的基本形状，如粒状、柱状、针状、纤状和板片状。据组成岩石的矿物形状，可分为鳞片变晶结构、柱状变晶结构、纤状变晶结构和粒状变晶(又称花岗变晶)结构等。不过，自然界中的岩石大多由多种形状的矿物共同组成，因而复合性结构更为普遍。如鳞片粒状变晶结构，即指主要由粒状矿物、其次由片状矿物组成的岩石结构。对于粒度中等的岩石，可再考虑粒度要素，故称之为中粒鳞片粒状变晶结构，即把粒度要素加在形态要素之前。有些特殊的结构名称仅适用于特定的岩石，如角闪岩结构，即专指接触热变质岩中与显微粒状变晶结构相当的岩石结构。

角闪石和黑云母等柱、片状矿物为岩浆岩和变质岩共有。然而，在变质岩中，其延展率比岩浆岩中的高出 2—3 倍而长成柱状、纤维状、宽片状等，这是应力因素参与作用的结果。在区域变质作用过程中，应力是一个非常活跃的因素。应力的作用可使矿物柱面或层面上的组分溶解，溶解的组分迁移到柱体两端或叶片两侧的低压域内沉淀、生长，结果使柱体加长或叶片加宽。

生长速率大大高于成核速率可导致针状变晶和这一特殊的集合体形式，如束状、蝴蝶结状。粒状矿物边界是针状体成核和生长的有利场所。针状体进一步分散可形成蝴蝶结。在斑点板岩、钙质片岩和变质火山岩中，角闪石常呈蒿束状。

矿物反应一停止，颗粒边界和形状将调整，以降低颗粒边界能。矿物为了变得更稳定，便通过发育规则的界面来降低总表面积。在单矿物岩中常出现的多边形变晶结构和交叉结构即是典型的调整结构。

交叉结构是指云母和角闪石等片、柱状矿物以不同方位相互交叉生长，反映了无应力状况下的生长，常是区域变质作用的构造后变晶，也见于接触热变质岩石中。交叉结构是不同

晶核向外生长导致晶面相互妨碍所致。

多边形变晶结构又称镶嵌变晶结构，其矿物颗粒间的接触界面平整，任何三矿物界面均以近等角度相交，每个矿物切面轮廓形似多边形。在单矿物岩中，切面垂直所有晶界时任何三颗粒结合点的二面角多为 120° ，这也是相干生长的结果。多边形结构的意义是；矿物边界调整期间无应力作用；界面两侧矿物的表面能大体一致；相干生长的矿物已达力学平衡，但并不一定意味着达到了化学平衡。

复矿物岩和矿物各向异性很强的单矿物岩，任何三矿物的界面不以等角度汇聚，晶界也不一定平直，这乃是不同晶界的表面能差不同而产生的张力差异所致(图 4—3)。

当一些片状或柱状矿物定向排列时，粒状矿物(尤其是石英和长石)间界面以近 90° 与片

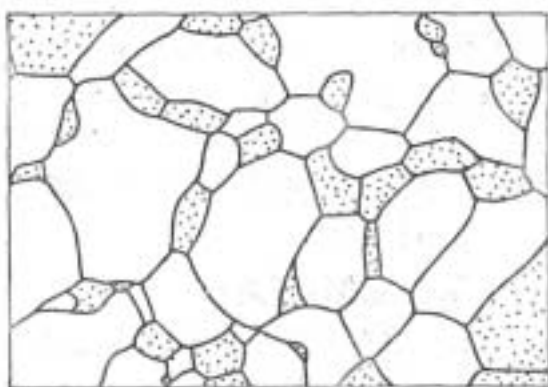


图 4-3 复矿物岩平衡的颗粒边界
(据 R. H. Vernon, 1976)

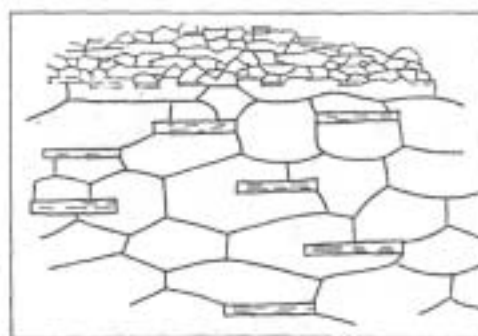


图 4-4 片、柱状矿物低指数晶面对粒状
矿物界面制约关系
(据 R. H. Vernon, 1976)

柱状矿物相交或相适(图 4—4)，也就是说，这些片柱状矿物的晶面，不受长石或石英的碰撞而调整。一些强韧性剪切而成的糜棱岩中退火石英条带重结晶为一系列矩形石英，即是受两侧定向排列的云母片限制生长的结果。

3. 自形矿物的形成与意义

每种矿物都是由一套固有的晶面包围起来的，但天然矿物中并不是所有的晶面都全部发育。当得以出现的晶面都发育完好时，称自形晶；若只有个别晶面发育完好，称半自形晶；无一完整晶面发育者，称它形晶；全自形变晶结构、半自形变晶结构和它形变晶结构即指分别主要由自形晶、半自形晶和它形晶矿物组成的岩石结构。

变质岩矿物基本是在固态下生长的，每个生长中的颗粒都受到外界阻力和晶体本身成面能的限制。同一岩石中，成面能相对大的矿物，其晶面愈易发育成自形。因之，变质矿物的自形程度只反映矿物在固态下的结晶能力或结晶势，而不反映矿物的结晶早晚，这是与岩浆岩矿物的不同之处。实践观察对比可以建立不同岩石类型矿物的结晶势序列，称变晶系列。结晶片岩的变晶系列是楣石、金红石、赤铁矿、钛铁矿、磁铁矿、石榴石、电气石、十字石、蓝晶石、夕线石、硬绿泥石、钠长石、白云母、黑云母、绿泥石、石英、堇青石、正长石、

微斜长石。在该序列中，越靠后的矿物结晶势越低。

粗大矿物的自形程度在手标本上就可以确定，细小的晶体则需在偏光显微镜下综合多个切面的观察分析才能判断。千万注意，切不可将具平直边界(如多边形结构)的矿物断言为自形晶。如图 4—5 所示，石榴石晶界平直，各切面的多边形内角大体相同，因其属等轴晶系，故为自形晶；黑云母(001)面晶界平直，但{110}面参差不齐，为半自形晶；堇青石和石英的晶界虽平直，但不是矿物的实际晶面，应为它形晶。

已建立的变晶系列告诉我们，变质成因的长石和石英毫无例外属它形晶，故变质岩中的半自形—自形长石和石英多半为残余斑晶，其原岩应为岩浆岩。在自由空间和流体介质中生长的角闪石、云母和帘石等矿物，可以成为自形晶。

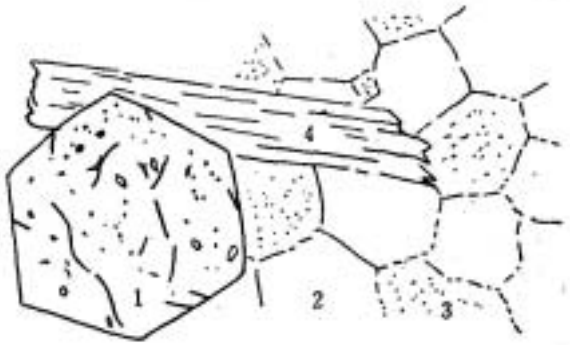


图 4-5 矿物自形特点图解

(据 M. G. Best, 1982)

1. 石榴石；2. 石英；3. 堇青石；4. 黑云母

4. 矿物颗粒间的相互关系

矿物颗粒间的相互关系要素包括包裹、交生和附生，故相应分别有包裹变晶结构、交生结构和附生结构。这三种结构属局部结构性质，仅当描述变斑晶特点时才涉及。附生结构和交生结构多是变质反应产物，将在下一节中介绍，这里仅涉及包裹变晶结构的类型和成因。

包裹变晶结构形式可分两类；包裹物不定向分布的有包含变晶结构和筛状变晶结构；包裹物定向分布的有十字交叉结构、星状结构、砂钟结构和残缕结构。

包含变晶结构是指在较大的颗粒内包含不定向分布的细小矿物，前者称主晶，后者称客晶。主晶矿物多为变斑晶，主要成分常为石榴石、红柱石、蓝晶石、十字石和堇青石，角闪石和黑云母偶见。客晶矿物视原岩成分而定，但常见石英、碳质和石墨等，也偶见长石及镁铁质矿物。包裹物少而主晶边缘封闭完整是包含变晶结构的主要特征。筛状变晶结构特点是包裹物太多，致使主晶矿物边缘不完整，形如筛孔状。包含变晶结构和筛状变晶结构统称为变嵌晶结构。

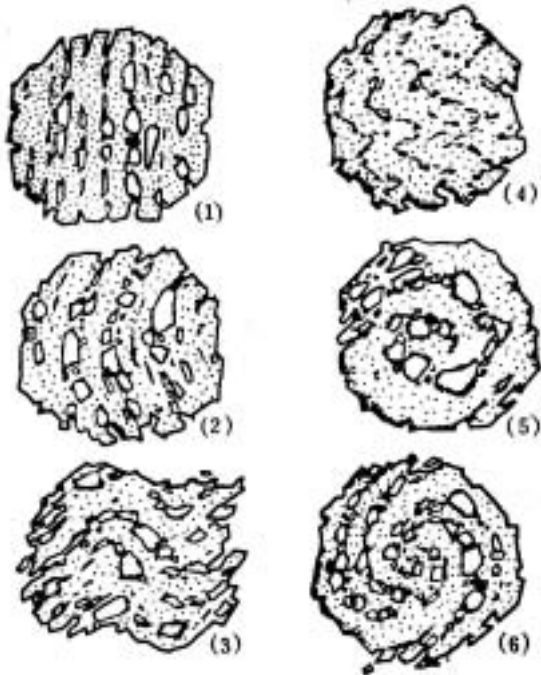


图 4-6 常见的残缕结构样式

(据 J. P. Bard, 1989 修改)

(1)直线状；(2)弯曲状；(3)“S”型旋转状；(4)微褶皱状；
(5)单线螺旋；(6)双线螺旋

残缕结构是指主晶内包裹物呈连续或断续定向排列，并往往与基质中同类矿物

相连通，也可不连通，据定向包裹物的排列特点，又可以分出多种结构名称，即直线状残缕结构、弯曲状残缕结构、“S”型旋转结构、微褶结构、雪球变晶结构—包括单线螺旋结构和双线螺旋结构，这些结构样式统见图 4-6。

双线螺旋结构中的包裹物多半为石英或石墨，它们来自石榴石压力影内，随压力影旋转生长被石榴石包裹。变斑晶转的速率比值越高，包裹物迹线就越复杂，但总体上以双边缘螺旋盘绕为特征。随变斑晶继续生长和旋转，螺线继续盘绕加密，而压力影可以保持侧向发展。这种机制可以解释石榴石旋转大于 800° ，而基质并没有发生同程度片内旋转的结构现象。

十字结构、星状结构和砂钟结构是与主晶矿物晶体构造有关的包裹物的规则排列而形成的结构。十字结构常见于红柱石的变种空晶石，也常见于十字石和堇青石；星状结构多见于石榴石，砂钟结构最常见于硬绿泥石。

（四）反应结构

变质反应是一个极其重要的变质作用方式。不彻底的变质反应使反应物与产物以特别的结构形式保留在岩石中，即便在反应彻底进行后，也会有具某些特征矿物曾发生过反应关系的结构。这种记录隐含了变质反应过程的结构现象，称为变质反应结构，简称反应结构。变质反应在封闭体系和开放体系中均可发生，特别地，把开放体系中发生的变质反应称交代反应，这种反应过程涉及了体系内外物质的带入和带出。同一种变质反应可以有不同的结构现象，同一种结构现象又可以由不同的变质反应所形成，故从结构形式判断变质反应性质和形式时应当慎之又慎。

1、反应边、冠状体、后成合晶和次变边结构

除次变边结构为变质岩所固有的反应结构外，反应边结构、冠状体结构和后成合晶结构均取自岩浆岩的结构名称。

反应边结构指寄主矿物与周围岩浆反应的产物在其边缘上呈带状分布的结构特点，最早将其称为放射晕。冠状体结构指在岩浆岩中(指辉长岩中)，在一个橄榄石或一个紫苏辉石晶体四周封闭环状分布着辉石、角闪石和石榴石等反应产物的结构。后成合晶结构指两个次生矿物的交生体，且其中一个矿物常具蠕虫状习性。

次变边结构的结构特点与冠状体相似。次变边中若有多种矿物，则其中一种矿物一般与核部反应矿物的边缘垂直生长，次变边也不一定要像冠状体那样呈封闭状包绕核部的反应矿物。

从成因来说，反应边、冠状体、后成合晶和次变边都是反应的产物。冠状体和次变边均属反应边，只不过冠状体呈封闭状环绕核部的一种矿物，是一种特殊的反应边。变质岩中矿物的生长与岩浆矿物不同，它们是在固态下成核生长起来的。矿物生长需要物质组分源源不断的补充。在封闭体系中，组分的运输是通过扩散作用实现的。组分在固体中扩散的困难性决定了反应产物必然分布在反应物的附近或周缘。递进变质和退变质的产物都可以形成反应边、冠状体和后成合晶结构，均属次生成因。

后成合晶结构中的矿物至少有两种，它们紧密地交生在一起，其中的一种矿物呈蠕虫状、指状或杆状等特殊形状产出，并因矿物间的密切交生而得名交生结构。冠状体和后成合晶尤其常见于麻粒岩相和高角闪岩相等高温变质岩和榴辉岩中，且大多与退变质有关。

五大化学类型变质岩常见的退变质反应 (据 A. J. Barker, 1990 修改)

镁质变质岩	橄榄石	→ 蛇纹石 + 磁铁矿	富 H ₂ O 流体
	顽火辉石	→ 直闪石	富 CO ₂ 流体
	斜方辉石	→ 滑石 + 蛇纹石	
	和 (或) 橄辉石		
基性变质岩	钙质斜长石	→ 钠质斜长石 + 帘石类矿物	常见于富 H ₂ O 流体的角闪岩相向绿片岩相的退变质
		→ 黠帘石	常见于低级埋藏变质和洋底变质
		→ 绢云母或白云母	有 K ⁺ 加入
		→ 方解石	富 CO ₂ 流体
		→ 方柱石	气成水热变质, 富 CO ₂ 流体
	单斜辉石	→ 普通角闪石或阳起石	
	紫苏辉石	→ 普通角闪石或阳起石	
	普通角闪石	→ 阳起石、绿帘石	
		→ 黑云母	有显著的 K ⁺ 加入
	蓝闪石和蓝闪石	→ 绿色角闪石 (阳起石)	
	石榴石	→ 绿帘石	
	铁铁矿或金红石	→ 榍石	
长英质变质岩	钾长石	→ 绢云母 [白云母、粘土矿物 (如高岭石)]	
	斜长石	→ 绢云母 + 绿帘石类矿物	
	黑云母	→ 绿帘石	
泥质变质岩	石榴石	→ 绿帘石 (黑云母)	
	十字石	→ 绢云母 + 绿帘石	
	红柱石、蓝晶石	→ 绢云母 (白云母)	
	矽线石	→ 绢云母 (白云母)	
	蓝青石	→ 绿帘石 (白云母 + 绿帘石集合体)	
	硬绿帘石	→ 绿帘石 + 绢云母	
	黑云母	→ 绿帘石	
	铁铁矿	→ 榍石	
钙质变质岩	橄辉石	→ 蛇纹石	
	钙长石	→ 绿帘石类矿物 + 绢云母 + 碳酸盐矿物	
	透辉石	→ 透闪石 - 阳起石	
	透闪石	→ 滑石	

2、残余结构和假象结构

残余结构和假象结构是表征反应矿物相特点的反应结构。残余结构有反应残余和屏蔽残余两种。反应残余是指不彻底的反应所致的反应矿物相的残留现象，残留矿物边部通常呈港湾状或溶蚀状，四周为冠状体、次变边或附生等包绕，屏蔽残余则是指由于被某个矿物包裹，无法与其他矿物反应而有幸存留下来的矿物，故称为屏蔽残余包裹物。

假象结构是指一个矿物或一个矿物集合体取代先存的某个矿物后具有该矿物的特征外形和某些内部构造特征。假象矿物既可纯为先存矿物近等化学转变而成，也可以是交代反应的

结果。

4. 条纹结构

条纹结构又叫条纹构造，是指在一个矿物晶体内部嵌有其他矿物相的交生现象。这些矿物的形态各异，但多为条纹状、绳状、杆状、补丁状、火焰状、条带状或网状。条纹矿物称客晶，包容条纹的矿物称主晶。客晶矿物以具相同的光性方位与包裹物相区别，以不具熔蚀状或港湾状边缘与变质反应和交代残余矿物相区别。变质岩中的条纹有出溶和交代两种成因机制。交代条纹多见于长石中，与混合岩化过程有关。

出溶条纹又称出溶叶片，是指高温混溶的矿物相在低温条件下分解出两种以上的固溶体端员，量少的客晶呈条纹等各种形状分布在主晶内。在矿物成分一定时，冷却过程愈慢，作用时间越长，出溶的条纹数量就越多。出溶条纹明显受主晶晶格结构方位控制，出溶前后主晶的大小和形状仍保持不变。钾长石出溶钠长石条纹（正条纹长石）和中—奥长石出溶钾长石条纹（反条纹长石）为最常见的条纹结构。在麻粒岩相岩石中，还可见主、客晶数量几乎一致的条纹长石，称中条纹长石。

极高温变质岩中的辉石不仅与岩浆岩一样发育单斜辉石—斜方辉石条纹，而且还常见到石榴石和尖晶石(同时可有帘石等)的出溶纹。

高温变质的黑云母和角闪石混溶了较多的 Ti，冷却过程中，Ti 将呈金红石或钛铁矿出溶。

高温变质方解石常富含镁，在冷却过程中镁将出溶，形成白云石条纹分布在方解石内。

4. 环带结构

环带结构又可称环带构造，是指矿物在不改变晶体结构的情况下成分或光性从核部到边缘有规律的变化现象。成分的环带状变化称成分环带，光性的环带状变化叫光性环带。光性环带与成分环带可以一致，也可以不一致。

光性环带包括子矿物内的包裹物、生长纹、颜色或多色性的规律变化和正交偏光镜下干涉色的规律变化。

角闪石、帘石和黑云母及斜长石等矿物的颜色或干涉色的规律变化实质是成分变化的反映。变质岩中斜长石的环带数目一般较少，属简单环带。

（五）变形结构

变形结构主要见于动力变质岩，应力是造就变形结构的主要因素。因矿物的强度不一，岩石局域受应力作用程度不一，变形后颗粒的大小也不一。较大的颗粒称碎斑，较小的颗粒称碎基。强应变期后的退火可形成细粒的重结晶颗粒。重结晶颗粒和碎基统称基质。变形结构就是指动力变质岩的碎斑，碎基和重结晶颗粒的大小和数量特征及相关关系；脆性变形形成碎裂结构，塑性变形产生糜棱结构，它们是动力变质岩的总体结构。若从显微尺度观察，动力变质岩中的颗粒内部和一些颗粒周缘有着某些特殊的配置关系，类似于构造概念中的空间排列和充填，所以称“显微构造”。

1、碎裂结构

碎裂结构的典型特征是组构凌乱，无定向性，颗粒边缘呈参差状，基质一般缺少重结晶颗粒。碎裂颗粒按其粒径可分为构造角砾或构造砾(>2mm)、碎斑(0.5—2mm)、碎粒(0.1—0.5mm)、碎粉(<0.1mm)。构造角砾或构造砾一般为岩石质，碎斑颗粒多为矿物质，两者界线一般变化在2—5mm之间，但切勿硬套。

碎斑和碎基是碎裂类结构的主要组成要素。根据某种粒径的碎裂颗粒在岩石中的含量百分比可分：压碎角砾结构，角砾>90%，碎基<10%，且主要由碎斑颗粒和碎粒颗粒组成；

碎斑结构，碎基10%—50%，碎斑50%—90%，后者由碎斑颗粒和角砾组成；碎粒结构，碎基占50%—90%，碎斑大部分由碎斑颗粒组成，少见角砾；碎粉结构又称超碎裂结构，碎基占90%以上，

粒度<0.1mm。两种典型的碎裂类结构如图4-7所示。

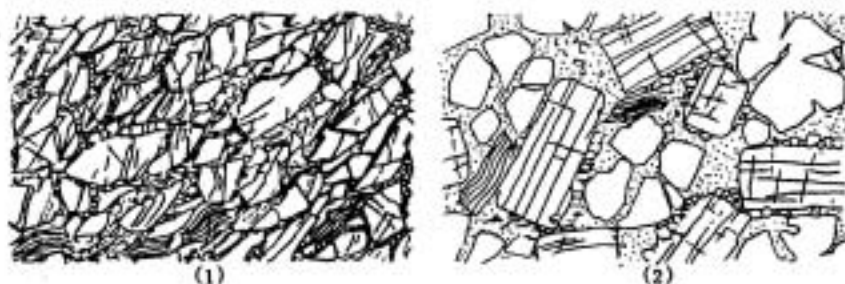


图4-7 两种典型的碎裂结构

(据 J. P. Bard, 1989)

(1) 挤压特点，略有压扁；(2) 张性特点，总特点为破裂后的颗粒没有

碎裂结构表明，岩石发生动力变质时处于地壳浅部，温度低，应变速率高，应力加载快。极高的加载速率可使局部发生熔融、产生熔浆，加载终止后，因与环境温差甚大，熔浆快速冷却成玻璃，形成玻化岩或假玄武玻璃，玻化岩在断裂带多呈不规则的细脉状。

2. 糜棱结构

糜棱结构的基本特征是发育流动面理，碎斑边缘圆化而成透镜体状，碎斑和重结晶颗粒是糜棱结构的基本要素，但其中也或多或少含有碎基物质；重结晶作用在动态过程中进行时称动态重结晶。动态重结晶物质在单偏光镜下呈带状集合体，正交偏光镜下呈一系列压扁拉长、边缘呈锯齿状的颗粒，拉长方向与剪切方向斜交，转动载物台显醒目的丝带状消光，故又称拔丝结构。

据碎斑与基质以及基质中动态重结晶颗粒的量比，划出：初糜棱结构，基质占10%—50%，碎

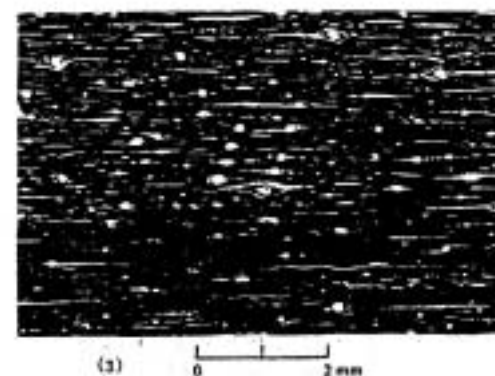
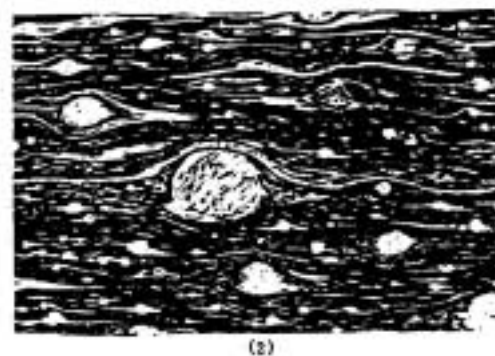
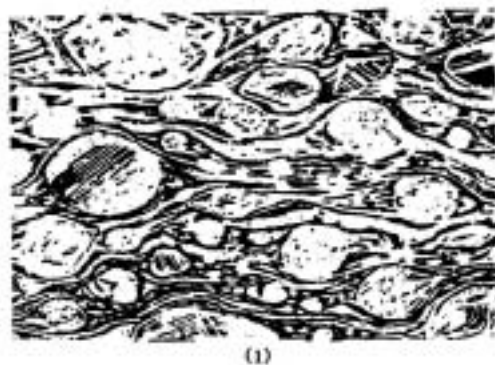


图4-8 同种岩石糜棱类结构演化

(据 M. Higgins, 1971)

(1) 初糜棱结构；(2) 糜棱结构；3. 超糜棱结构，其中透镜状白色部分为碎斑

斑>50%，基质中动态重结晶颗粒占一半以上； 糜棱结构，基质占 50%— 90%，基质中的动态重结晶颗粒亦占 90%以上； 超糜棱结构，基质>90%，且几乎全为动态重结晶颗粒组成。同种岩石从初糜棱结构经糜棱结构到超糜棱结构，主要颗粒变小(图 4-8)。不同岩石在同一变形条件下结构的粒度界限不一，不宜硬性规定，基质含量及其动态重结晶颗粒在其中的含量才是细分结构的可靠标志。

应力停止作用后的退火过程将导致静态重结晶，与动态重结晶不同，静态重结晶颗粒多具平直边缘，呈多边形或矩形状，内部无应变现象，层状硅酸盐矿物常发育自形晶。

千糜结构(构造)的特征是基质占 90%以上的糜棱类岩石沿片理面发育大量细小的层状硅酸盐矿物；手标本上显示清楚的丝绢光泽。变余糜棱结构是指糜棱结构因退火作用其动态重结晶颗粒全部转变为静态重结晶颗粒，但眼球状碎斑仍保存完好的岩石结构，相应岩石为变晶糜棱岩。全部静态重结晶的超糜棱岩具有与区域变质岩的变晶结构相似的岩石结构，因而可按变晶结构的命名原则命名。

糜棱结构的存在表明岩石形成于地壳较深部位、温度较高、应变速率低和加载慢的过程中。

3，显微构造

显微构造包括显微裂隙、波状消光、带状消光、扭折带、变形纹、出溶纹、机械双晶、压力影和云母鱼等。

显微裂隙指光学显微镜下可见的微细裂隙，多限于晶内，也可穿过晶体，多呈不规则状、平行状或共轭状，一般不破坏岩石的完整性。显微裂隙分剪裂隙和张裂隙，前者裂隙面平直、紧闭、少见充填物，后者锯齿状、较开放、有充填物。波状消光、带状消光及扭折带均是晶内不均匀的消光现象，是由晶内滑移变形机制所致。

波状消光是指在正交偏光镜下转动载物台时，晶内消光影呈扇状、云影状或不规则状掠过切面，消光界面不明显。波状消光是晶格受变形发生不均匀扭曲或弯曲的光性表现，也可见于区域变质岩中同构造和前构造生长的矿物中。

带状消光是晶内一种较宽、晶带较清晰的规则带状消光影。扭折带是指界面更清晰、更平直、消光影过渡更截然的消光带，是带状消光的极端。带状消光多发育在解理双晶不发育的非层状硅酸盐矿物中，如石英、橄榄石。扭折带则发育在层状硅酸盐矿物和解理双晶发育的非层状硅酸盐矿物中：如云母、长石、方解石等，地幔橄榄岩类(变质岩)中的橄榄石也常发育扭折带。矿物发育带状消光和扭折带，表明晶格链已发生了尖锐扭折，严重者已形成滑移面。

变形纹又称毕姆纹，是变形晶体内部平直或微微弯曲的密集平行纹带，宽不足 2 μ m，消光位与主晶略偏离 1°—3°，因而在同一切面上折射率和双折射率略有差异，表现为接触边界有贝克线或色散及干涉色亮度的不同。天然变形纹多见于石英，在斜长石、辉石和橄榄石中亦有。

机械双晶又称变形双晶或滑移双晶，是矿物晶体在应力作用下沿晶内某二滑移面发生双晶滑移，导致滑移面两侧的晶格具有镜面映像的对称关系，在正交偏光镜下表现为聚片或歪格子双晶形式，但以晶纹一般较密集，弯曲尖细，楔状或火焰状尖灭在晶体内部而区别于晶纹平直等宽的生长双晶(图 4-9)。机械双晶多见于方解石和白云石，长石和辉石也可见及。

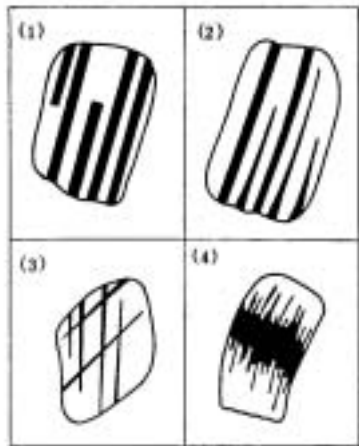


图 4-9 生长双晶和机械双晶
(据 A. J. Barker, 1990)
(1) 生长双晶；(2) - (4) 变形双晶

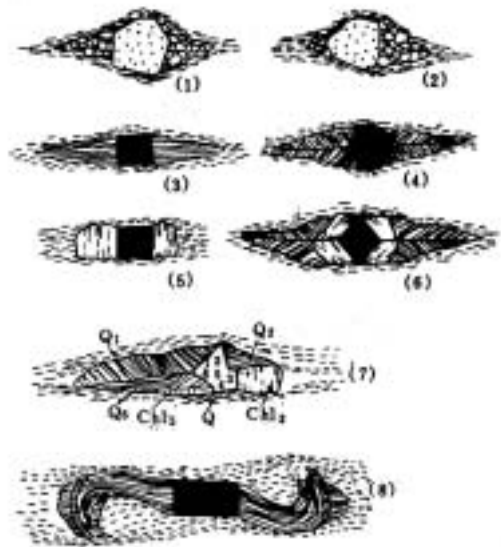


图 4-10 对称 (1) 和非对称 (2) 压力影及多种压力影 [(3)、(4)、(5)、(6)] 和复合压力影 [(6)、(7)、(8)]
(据 J. P. Dard, 1989)

压力影是指一些矿物受应力作用时，在两侧低受力域或应力屏蔽区内沉淀了受应力较强部位溶解下来的物质，形成了一个结构不均匀区，刚性的晶体叫中心晶体，沉淀的物质为压力影；片状或纤状矿物定向排列的压力影称压力裾，它们可垂直或平行中心晶体的晶面生长。共轴变形一般形成斜方对称压力影，非共轴变形一般形成单斜对称压力影。多期次或递进变形可形成复合压力影(图 4-10)。

云母鱼构造是指韧性剪切带内一些云母碎斑呈菱形状(垂直岩石剪切面切片)产出，形似鱼而得名。云母鱼是脆性变形与晶体塑性变形作用的结果。云母(001)解理的夹角可以指示剪切方向，强烈的剪切可使云母鱼分解(图 4-11)。角闪石也偶见呈鱼状构造，可称角闪石鱼。

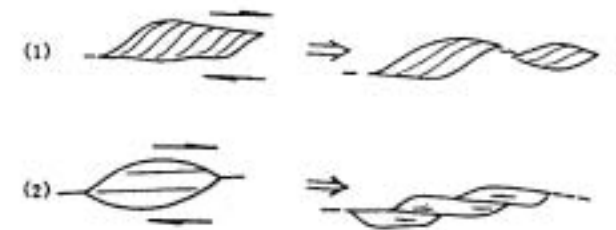


图 4-11 云母鱼分解呈藕断丝连状或阶梯状
(据 A. J. Barker, 1990)

确定构造变形作用的物化条件，尤其是 PT 条件，向来是构造岩研究的一个重要内容。粗略地看，脆性变形见于低温，塑性变形见于较高的温度环境。对同一种矿物而言，低温的变形产生微破裂、破碎、碎粒和碎粉化。随温度和围限压力增高，可因晶内滑移而产生玻状消光、带状消光、扭折带及变形纹，

因位错滑动和位错蠕变及扩散蠕变而出现动态重结晶、压力影、压溶缝合线、应力蠕英、剪

切出溶纹、亚颗粒和粒化。随温度继续上升，岩石从破碎到脆—塑性过渡的碎裂流动或高温的塑性流动乃至超塑性流动。

同种矿物在不同温度、应变速率、流体条件和围限压力等条件下因有不同的变形机制而有不同的显微构造。在同一条件下同一岩石内不同的矿物亦可有不同的变形机制。

第三节 变质岩标本观察与描述

变质岩是由岩浆岩、沉积岩或变质岩经过变质作用而形成的。在变质作用过程中原来岩石的矿物成份和结构构造发生了改变。由于变质作用的类型和变质程度的不同。矿物组合和结构构造也不相同。可根据其矿物组合和结构构造推断原岩成份的变质因素。

变质岩石标本的观察和描述与岩浆岩侵入岩相似，但要注意它的特点，不要混同。

1、变质岩中对于矿物含量不必过于注意，一般不要求精确定量，而对于反映岩石变质程度和变质环境的“矿物组合”则应十分重视。

2、变质岩结构与构造是变质岩区别于岩浆岩、沉积岩的重要特征，也是各种类变质岩之间的重要区别标志，观察和描述过程中，应对其十分注意。

3、变质岩中的结晶顺序的确定，以考虑变质矿物的结晶力大小以及它们之间的反应的关系为主。

（一）变质岩的矿物成分特点

变质岩的矿物成份与原岩成份有密切的继承性和依存关系，也决定于变质作用类型与强度。下面将变质岩的矿物成份与岩浆岩做一比较。

1、长石、石英、云母、角闪石、辉石和橄榄石在两类岩石均可作为主要造岩矿物。在此情况下结合岩石的结构、构造和产状特征，以及这些矿物的相对含量和共生规律作为区别依据。

2、有些矿物主要在变质岩中出现，在特殊情况下分别可见于岩浆岩、沉积岩。常见者有：帘石类、符山石、绿纤石、黑硬绿泥石、绿泥石、蛇纹石、滑石、透闪石、阳起石、硅灰石、镁铁闪石、硬玉、硬绿泥石、刚玉、红柱石、蓝晶石、夕线石、堇青石、兰闪石、石榴子石、石墨等，这些变质矿物是鉴定变质岩的主要标志。

3、在矿物的化学成份上（与岩浆岩相比），有如下特点：

（1）铝的硅酸盐（ Al_2SiO_5 ）类矿物，如红柱石、蓝晶石、夕线石等只出现于变质岩；

（2）变质岩中只出现多种岛状硅酸盐，不含铁的镁橄榄石常见，并常形成复杂的钙镁铁锰铝硅酸盐——石榴子石类。岩浆岩中只出现同时含铁镁的贵橄榄石[$(Fe,Mg)_2Si_2O_6$]。

（3）变质岩中可出现铁镁铝的铝硅酸盐，如堇青石、十字石等，而岩浆岩中则一般只有含钾钠钙的铝硅酸盐，即长石类矿物。

（4）纯钙的硅酸盐（ $CaSiO_3$ ）硅灰石只出现于变质岩中

(5) 变质岩中常见与硅酸盐平衡共生的碳酸盐矿物

4、从内部结构及结晶习性上看，变质岩中具层状、链状晶格构造的矿物普遍，如绿泥石、云母、角闪石、辉石等，外形的延长及延展性比岩浆岩中同类矿物为大。另外可出现分子排列紧密的、分子体积小、比重大的一些高压矿物。如榴辉岩、蓝闪片岩中的一些特征矿物（绿辉石、钙镁铝石榴子石、蓝闪石、硬玉等）。

变质岩可见红柱石、蓝晶石和夕线石等同质异像矿物；

斜长石类的环带构造少见，变质岩矿物变形现象发育。

根据变质岩中矿物成份可推测其原岩的岩石类型，也用来判断变质岩的变质强度（即变质级，以温度为主要变质因素，其次压力）。但要以矿物的共生组合为依据，不能单以某种矿物作为判断依据。

变质岩矿物成分与原岩成份的关系，参看教材 23 页表 -3。

变质岩中常见矿物的稳定范围，参看教材 27 页表 -4。

(二) 变质岩的结构构造

1、变质岩结构

一般在薄片观察，参看本章第二部分

2、变质岩构造及其描述

(1) 变余构造——如变余层理构造、变余气孔状构造等；

(2) 变成构造——变质结晶和重结晶过程中所形成的构造。常见者如下：

斑点状构造——低温热变质作用形成的新矿物（结晶）集中成小斑点。

板状构造——低级区域变质作用形成的板状劈理；

千枚状构造——具显微晶质结构的新生矿物定向排列而成片理：粒度 $<0.1\text{mm}$ ，片理面上见丝绢光泽，可见微皱纹；

千糜构造——与千枚状构造相似，是应力作用下压碎重结晶的产物；

片状构造——显晶质的片、柱矿物与粒状矿物组成的定向构造、矿物粒度 $>0.1\text{mm}$ ；片理揉皱呈褶皱构造，中高级区域变质作用形成的片岩常具片状构造。

片麻状构造——片状、柱状矿物在粒状矿物中断续定向分布而成，若片状柱状和粒状矿物分别集中，则成粒度、色调不同的条带状构造。为区域变质岩片麻岩所具有。

块状构造——矿物成份、结构均一，无定向排列；

(3) 混合岩的构造

是混合岩中基体和脉体两种组成的构造组成方式，可以反映混合岩化时的物理、化学条件、作用方式及混合岩化强度。

常见者如下：

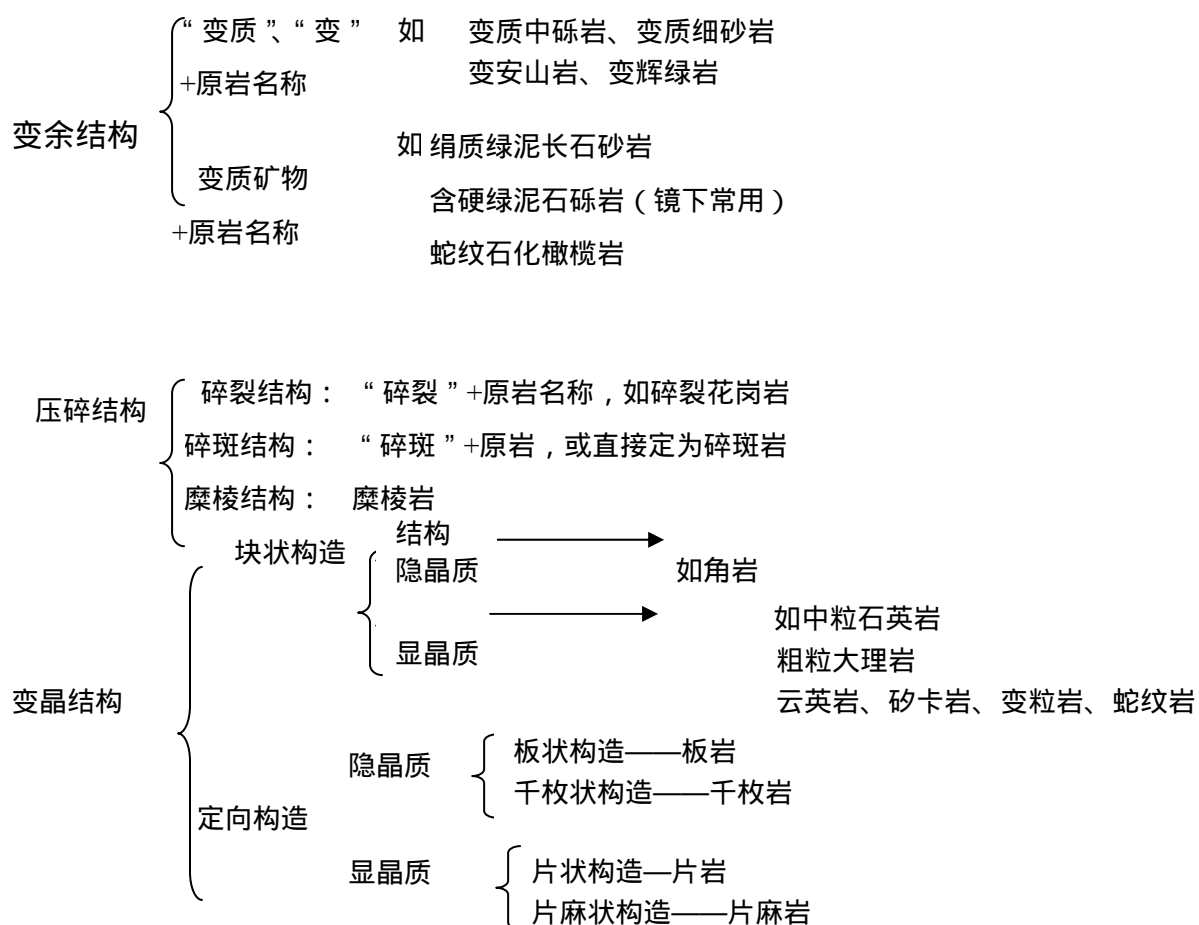
构造名称	长英质脉体	基体
眼球状构造	沿片理成眼球状	可见原来结构构造
网脉状构造	不规则地穿切基体，呈网状，分支状、脉状；数量较少	
角砾状构造	呈网状分支状，数量较多	被脉体切割成角砾状
条带状构造	呈条带状（色浅）	被脉体分成条带状（色深）
肠状构造	呈肠状揉皱	片理发育，多具揉皱
片麻状构造	强列的混合岩化，使脉体基体界限不清，略具方向性	
雾迷状构造 （阳影状构造）	基体脉体完全不清，有时只见交代残留的某些轮廓成斑杂状	
块状构造	完全均匀，混合花岗岩多具此构造	

描述混合岩的构造时，要说明脉体的数量、形状、颜色与基体构造的关系以及基体的形状、结构、构造、颜色、最后给以准确的构造命名。

（三）变质岩的命名

变质岩的分类命名比较复杂，考虑因素较多，从总的趋势来看，以产物的特征（变质岩的矿物组成、含量、结构、构造）来划分变质岩的基本类型及其命名比较合适的，其成因、恢复原岩则是岩矿研究工作的进一步的成果。

一般按照如下顺序来为其命名：



混合岩多根据构造命名。

（四）变质岩手标本的描述顺序

1、颜色：指颜色总体的色调。

2、结构：观察结构时注意矿物的粒度大小（相对及绝对大小）肉眼可见的矿物的形状和自形程度等，给予岩石以正确的结构名称；如同时具有几种结构则须指出它们相互之间的关系并加以组合，例如：某岩石按颗粒的相对大小呈斑状变晶结构，但基质部分由鳞片状矿物组成，全岩结构与基质结构要分开描述。如某岩石大部分是鳞片状矿物，部分是纤维状，则称为纤维鳞片变晶结构，多在后，少在前。

3、构造：注意观察矿物的排列是否具有定向性，并结合矿物粒度、形状分布等准确定出构造名称；

4、矿物成份：描述肉眼和放大镜下可见的矿物成分的矿物学性质（鉴定特征），特别要注意变质岩特有矿物，因为它能反映原岩的化学成份和变质作用的物化条件，帮助我们推知变质作用的性质和变质程度的深浅。另外，要注意矿物的组合，因为它也可以反映变质岩生成的环境。对等粒变晶结构，大致定出矿物含量多少；如为斑状变晶结构则分变斑晶和变晶基质描述，先描述变质斑晶，后描述基质部分，分别描述其含量、矿物成分、结构特点等。

5、其他特征：如断口、岩石中有无细脉穿插、有无小褶曲等。

6、命名：结合结构、构造及矿物成份给岩石以正确的名称。

7、大致推测原岩类型及变质程度。

第四节、变质岩薄片鉴定

变质岩薄片的显微镜下鉴定，是室内工作的重要项目之一。通过这项工作，可以确定岩石的矿物成份，结构和构造，变质矿物的组合及其含量变化，借以补充和修正野外的（肉眼的）岩石命名和分类。进一步还可研究：矿物的生成顺序，发生发展以及交代和蚀变等变化，从而追索变质过程，判断岩石成因，并恢复原岩性质。通过对矿物间相互关系以及矿物成份和种类的变化研究，可以了解变质过程中元素迁移富集的规律，结合岩石化学资料，更合理的划分变质岩和变质相，科学地进行分类命名。

镜下的详细研究，必须充分利用野外观察中所取得的一切资料，只有这样，才能取得更好的效果。观察薄片时，一般先用低倍镜浏览一下薄片，了解岩石的概貌以及结构和构造，并初步估计各种矿物的含量，然后用中倍镜或高倍镜鉴定各种矿物的光学性质并分析研究其相互关系。

注意研究岩石中矿物的种类，各种矿物的形状、大小、相互接触关系、排列特征以及可能存在的生成顺序。在深变质岩和各种类型的混合岩中，尤其注意观察不同系列薄片中的一系列的变质分异和交代现象以及新矿物晶体生长发育的变化，借以推断变质岩形成过程中物理化学环境的变化，详细分析和研究变余矿物的成分和变余（残留）结构和构造的特征，供以推断原岩的性质。有意义的结构和构造应进行素描。

对于同一类型的岩石，如其变质程度不同，应注意它们所含同一矿物的光学性质的多色性、光轴角、消光角等的异同和变化趋势。

在描述时，也可以把肉眼及显微镜下观察的材料加以综合描述。综上所述，把变质岩薄片观察的项目归纳为以下四点要求：

- 1) 确定矿物成分、结构、构造、变质矿物组合及其含量变化。补充修正岩石标本及命名和分类；
- 2) 通过一系列薄片观察，查明矿物的生成顺序、发生、发展以及变化、蚀变等现象。在野外宏观地质现象的指导下，分析变质过程。提供有关岩石成因、恢复原岩的资料；
- 3) 通过观察、统计矿物之间的相互关系和矿物成分、种类、数量、光学性质的变化，从矿物演变的角度来协助研究变质过程中的物化环境和元素迁移、富集的规律；
- 4) 确定各种变质岩中造岩矿物、特征变质矿物的组合及变化、然后结合化学分析资料，正确地划分和合理地解释变质带、变质相及其排列和顺序。然后还可以地质条件为背景探索其成因类型。

最后应对变质岩作出正确的命名。

第五章 岩石常见矿物镜下鉴定特征

第一节 火成岩常见矿物镜下鉴定特征

1、均质体

矿物 \ 光性特征	晶形	折射率	颜色	突起	解理	双晶	变化
火山玻璃 $\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{FeO}$ $\text{MgO}, \text{CaO}, \text{Na}_2\text{O}$ 等	无定形	1.48-1.61	无色-淡黄 淡红、褐	负低- 正中	无	无	常有脱玻化现象，可产生长石、磷石英、方石英、蒙脱石等产物。
石榴石 $\text{K}[\text{Al Si}_2\text{O}_6]$	四角三八面体，溶蚀后呈浑元状，多含环状分布包体	1.508-1.511	无色	负低	无	聚片双晶	转熔成正长石和霞石，但保留其外形
方沸石 $\text{Na}[\text{Al Si}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$	六角形或八角形或不规则粒状	1.479-1.493	无色	负低	(100)解理不完全	聚片双晶	
萤石 CaF_2	立方体或八面体，薄片常呈他形	1.433-1.435	无色-浅绿 -浅紫	负高	(111)完全,常见二、三组解理	无	

2、一轴晶矿物

光性特征 矿物	折射率	晶形	颜色	突起	解理	双折率与干涉色	消光	延性	光性
霞石 (Na,K)AlSiO ₄	No=1.529-1.549 Ne=1.526-1.543	不规则 粒状	无色	正低或负 低	(1010)、 (0001)不完 全，常见一 组横向裂纹	0.003-0.005 级灰	平行消光	负	-
石英 SiO ₂	No=1.544,1.538 Ne=1.533,1.546	六方双锥、柱 状 他形粒状	无色、表面干净	正低	无	0.009,0.008 1 级灰- 1 级黄白	平行消光	正	+
磷灰石 Ca ₅ [PO ₄] ₃ (F,Cl,OH)	No=1.629-1.667 Ne=1.624-1.666	六面柱状，横 切面六边形， 粒状	无色或弱多色 性	正中	差，(0001) 不完全	0.001~0.005 1 级灰	纵切面平行消光， 横切全消光	负	-
黄长石 Ca ₂ (Al,Mg) [(Si,Al) ₂ O ₇]	No=1.632-1.669 Ne=1.639-1.658	四方板状或 短柱状，常见 “ 钉齿构造 ”	无色-淡黄棕	正中-正 高	(001)中等， (110)不好	0.007,0.011 1 级灰-黄,异常干 涉色(靛兰)	平行消光	多为正 少数为负	- +
锆石 Zr(SiO ₄)	No=1.923-1.96 Ne=1.968-2.015	四方双锥，四 边形或八边 形	无色-灰黄、淡橙	正极高	(110)不完全	0.044-0.062 - 级 兰、绿、红	平行消光	正	+
电气石	No=1.639-1.692 Ne=1.620-1.657	柱状，放射状 集合体，横断 面呈弧状三 角形。	多色性显著，黑 电气石为黄-兰- 红紫，镁电气石 无色-淡黄，锂电 气石无色-淡红， No > Ne	正中- 正高	无，具横断裂 纹。	0.019-0.035 - 级 常为本身颜色假 冒，有时见异常干 涉色。	平行	负	-

3、二轴晶矿物

1)碱性长石

碱性长石以二轴负晶、负突起，可见解理与石英和霞石相区别，且除透长石外，单偏光下表面多混浊；斜长石多具聚片双晶，单偏光，下表面较干净，除钠长石外，均为正突起。如有次生变化，碱性长石多为高岭土化，而斜长石多为绢云母化。

矿物	颜色(单偏光)	双晶	延长	光性	2V	解理	消光
透长石	无色透明,表面干净	少, 偶见卡氏双晶, 曼尼巴哈双晶	负	-	高透长石 0-63 ° 低透长石 0-44 °	(001)、(010)完全, 但通常不很发育	低透长石 Np a=5 ° -8 °
正长石	无色, 表面常风化 成高岭土而混浊	卡氏双晶, 有时见巴温诺, 曼尼巴哈双晶	负	-	44 ° -84 °	(011)完全, (010)较完全, 但都不常见	Np a=3 ° -12 ° Ng//b
微斜长石	无色, 表面常见混浊的 红褐色	纺锤状格子双晶	正或负	-	44 ° -84 °	具格子双晶切面上有一组解理	Np a=13 ° -18 ° Np b=18 °
歪长石	无色透明	细格子双晶, 较平直	正或负	-	30 ° -60 °	具格子双晶切面上有二组解理	Np a=10 °

2)斜长石牌号的测定：

斜长石大多具聚片双晶，其消光角随成份变化而呈规律变化，因此消光角法是测斜长石牌号最常用的方法。

斜长石牌号的鉴定

(1)⊥ (010) 各切面中最大消光角法(米希尔-列维法)。选切面方法要求颗粒具有钠长石双晶，即双晶结合面为（010）的切面，其特点是：

- 双晶缝（010）平行十字丝或与十字丝相交成 45 ° 时，两组单体干涉色相等，不显双晶。
- 一组解理缝最细最清楚，且与双晶缝平行。
- 相邻两个单体与双晶缝之间的消光角相等或近于相等。

测消光角：对于选好的晶粒，分别测量双晶两部分的消光角 $N'_p \wedge (010)$ ：

将所选切面置于视域中心，使双晶缝平行纵丝，记录物台读数 x_0 。

逆转物台小于 45 °，使一组单体消光，记录物台读数 x_1 ；然后顺转物台，使另一组单体消光，记录物台读数 x_2 (图 5-1)。

计算消光角 $\alpha = (|x_1 - x_0| + |x_2 - x_0|) \div 2$ 。

检查消光时与纵丝平行的光率体半径是否为 N'_p ，若为 N'_g 则需 90 ° - ，因为 An75 以下的斜长石 $N'_p \wedge (010)$ 均 < 45 °。

观察 N'_p 的突起正负：正突起，取正值；反之，取负值。

重复上述步骤，测 5——6 个颗粒，取其中最大值作 $\perp(010)$ 各切面的最大消光角。

查图定种属：

在图 5-2 中，沿纵坐标，按正或负查取所测最大消光角，然后引横线与图中实线(低温)或虚线(高温)相交一点，作垂线，在下方横坐标上可读出相应的 A_n 含量，确定其牌号和变种名称。如果同一岩石中有不同成分的斜长石时，此方法不能分别测出，而只能测得最基性的一种。

(2) 卡纳复合双晶消光角法

选切面

必须具有卡钠复合双晶并 $\perp(010)$ ，其特征如下：

双晶缝平行十字丝由于 $\{010\}$ 解理清楚而钠长石双晶不明显，与十字丝相交 45° 时只显卡斯巴双晶，不显钠长石(聚片)双晶。双晶缝最细最清晰。

卡斯巴双晶的每一部分中的钠长石双晶，对于结合面 $\{010\}$ 的消光角相等或近似相等。

测消光角仿照(1)法，分别测出卡斯巴双晶左侧单体消光角 x 和右侧单体消光角 y (图 5-3)

$$x = (|x_1 - x_0| + |x_2 - x_0|) \div 2 ; y = (|y_1 - x_0| + |y_2 - x_0|) \div 2$$

一般情况下 $x \neq y$

查图定种属

在图 5-4 中，根据 x 、 y 两个消光角值，其中数值较小者查纵坐标；数值较大者查图中曲线，两者相交于一点，垂直向下在图底线上得到长石号码。

该方法的优点是：只需要一个合适的颗粒即可测出斜长石成份，比 $\perp(010)$ 各切面最大消光角法更简便，而且若能分别测出岩石中大小不等颗粒的成分，即可得到岩石中斜长石成份域值。缺点是切面要求严格，不易选中，而且只适用于侵入岩。

(3) 微晶法

该法适用于火山岩中的斜长石微晶，也称平行 a 轴切面中最大消光角法。火山岩中的斜长石微晶，粒度细小，没有或难见双晶，但它往往呈平行 a 轴延伸的长条状，易于测得长条方向与 N'_p 的夹角，可利用此消光角查图确定其号码。其操作步骤如下：

$N'_p \wedge a$ ，即 N'_p 和晶体长边(沿 a 轴延伸)之间的消光角，如果测得轴名是 N'_g ，需用 90° 减去该角。重复此法测 10—20 个颗粒，取其最大值。

取最大消光角在图 5-5 中的纵坐标上引一条横线与图中曲线交于一点，由该点向底边引垂线即可得出 A_n 值。注意：当 $N'_p \wedge a$ 小于 20° 时，若 N'_p 为负突起，查曲线最低点的左侧，若为正突起，则查其右侧。

该法类似于方法(1)，也仅代表斜长石微晶中最基性者，不能求得域值，测得的成分比微晶平均号码偏高。

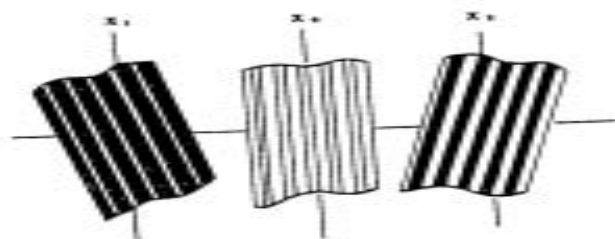


图 5-1 上 (010) 切面上斜长石消光角的测量

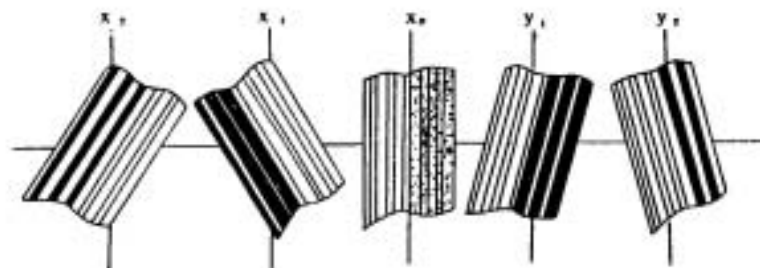


图 5-3

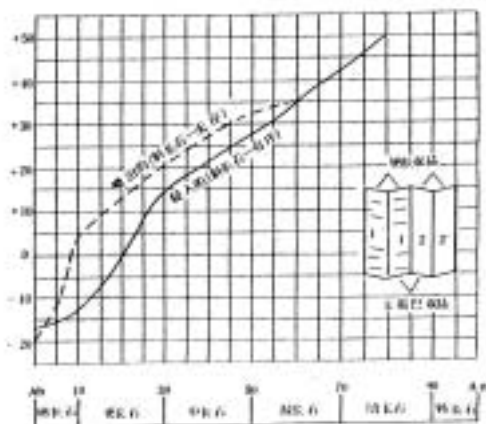


图 5-2 斜长石上 (010) 晶面上最大消光角和成分的关系 (Berri, 1957)

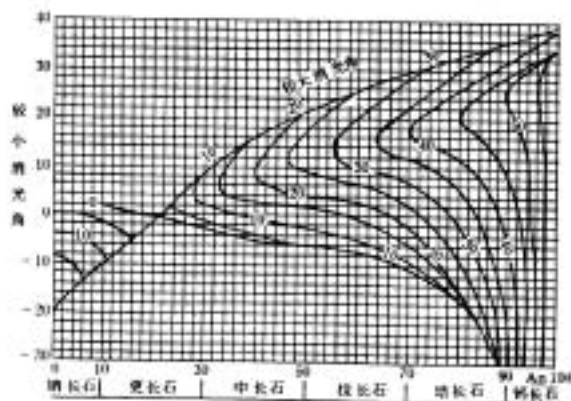


图 5-4

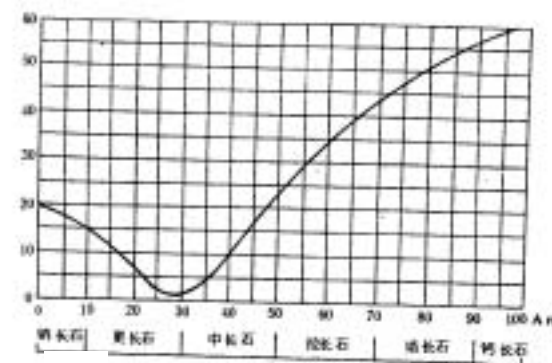


图 5-5 平行 a 轴切面中最大消光角 $N_p' \wedge a$ 与成分的关系 (E. W. Heinrich, 1965)

3)铁镁矿物及其他

矿物	光性特征	单偏光				正交偏光					次生变化	与光性相似矿物的鉴别	
		薄片 中常见 外形	解理	颜色及多 色性	折射率	突起	双折率及 最高干涉 色	消光角 及消光 类型	延性	光性			2V
橄榄石 (Mg,Fe,Mn,Co) ₂ [SiO ₄]	不规则粒 状,或半 自形晶	(010)不 完全,多 具裂纹	无			正高	二级—三 级顶部	平行消光	(+)(-)	二轴(+,-)	80 ° -90 °	蛇纹石、 磁铁矿或 滑石、伊 丁石	与辉石类矿物区别是有 裂纹,无解理,干涉色 高。
顽火辉石 Mg ₂ [Si ₂ O ₆] (斜方)	柱状 粒状	(110)、 (110)完 全,横断 面两组解 理近正交 (100)裂 开	无至弱(有 色变种古铜 辉石)	Np=1.657-1.667 Nm=1.659-1.672 Ng=1.665-1.677		正中 -正高	0.008-0.010 一级淡黄	平行消光 横断面对 称消光	+	二轴(+) 晶	60 ° -80 °	成辉石假 象的蛇纹 石(绢 石)、滑 石、纤闪 石	与橄榄石的区别是干 涉色低,糙面不明显。 与紫苏辉石区别是无 多色性 与单斜辉石区 别是多数一组解理切面 平行消光
紫苏辉石 (Mg,Fe) ₂ [Si ₂ O ₆] (斜方)	柱状 粒状 板状	同上	Ng—淡绿 Nm—淡黄 Np—淡红	Np=1.689-1.711 Nm=1.698-1.724 Ng=1.702-1.727		正高	0.010-0.016 一级橙黄- 红	同上	+	二轴(-) 晶	45 ° -65 °	蛇纹石、 滑石、纤 闪石、黑 云母	与橄榄石的区别是有 颜色,双折率低,解理 发育。 与单斜辉石区别有特殊 多色性(浅红),平行消光 较低的干涉色。
透辉石 CaMg[Si ₂ O ₆] (单斜)	短柱状 粒状	同上	无色或 淡绿色	Np=1.665-1.699 Nm=1.672-1.706 Ng=1.696-1.728		正高	0.029-0.031 二级顶部	横断面对 称消光 C∧Ng =38 ° -48 °		二轴(+) 晶	56 ° -63 °	同上	与普通辉石不易区 别,C∧Ng永远<48 °。 与斜方辉石区别斜消 光,干涉色高。
普通辉石	短柱状 横断面 为八边 形	同上	无色至淡 绿、淡黄, 具弱多色性	Np=1.671-1.743 Nm=1.672-1.750 Ng=1.694-1.772		正高	0.024-0.029 二级中部	C∧Ng =39 ° --55 °		二轴(+) 晶	42 ° -60 °	易变成纤 闪石,或 绿泥石、 黑云母	普通辉石富铁和钛时, 最大消光角可达 55 °。 最高干涉不超过 级 中部。

岩浆岩造岩矿物鉴定表

光性特征 矿物	单偏光					正交偏光					变 化	与光性相似矿物的区别
	薄片 中 常见 外 形	解理	颜色及 多色性	折射率	突起	双折率及 最高干涉 色	消光角及消光 类型	延性	光性	2V		
易变辉石 (Mg,Fe,Ca) (Mg,Fe)Si ₂ O ₆	柱状 板状 粒状	(110)、(110) 完全，横断 面两组解理 近正交 (100)裂开	无或具 微弱颜 色	Np=1.682-1.722 Nm=1.684-1.722 Ng=1.750-1.751	正高	0.023-0.029 二级底-二级 顶部	C \wedge Ng=37 ° -44 °		一轴 或二 轴(+)晶	0 ° -30 °	纤闪石、 蛇纹石、 绿泥石	与其它辉石的区别 是 2V 小 与顽火辉石区别干 涉色较高。斜消光。
钛辉石 Ca(Mg,Fe,Ti,Ac)[(Si,Al) ₂ O ₆]	短柱状	同上	薄片 中 呈浅紫 色调，多 色性较 明显，褐 黄-褐紫- 紫	Np=1.695-1.741 Nm=1.700-1.746 Ng=1.728-1.762	正极 高	0.021-0.033 二级中部到 顶部,有异常 干涉色。	C Ng=32 ° -55 °		二轴 (+)	42 ° -65 °		以紫色多色性 ,异常干 涉色与其他辉石区别。
霓石 NaFe Si ₂ O ₆	长柱状及 针状	同上	Ng-浅绿 Nm-黄 绿， Np 绿-深 绿	Ng=1.800-1.836 Nm=1.780-1.820 Np=1.750-1.776	正高	0.040-0.060 三级-四级	C \wedge Ng=0 ° -8 ° 近平行消光	(-)	二轴 (-)晶	60 ° -70 °	绿泥石、 绿帘石、 褐铁矿	与普通角闪石的区 别是解理交角近 90 ° 折射率高、负延性，吸 收公式相反 与碱性角闪石区别 解理交角大于干涉色高
霓辉石	柱状、针 状、粒状	同上	绿色-黄 绿-淡绿	Ng=1.730-1.800 Nm=1.710-1.780 Np=1.700-1.750	正高	0.030-0.050 二级中部到 三级底	C \wedge Ng>50 °	(-)	二轴 晶 (+)(-)	70 ° -90 °	绿泥石、 绿帘石	与角闪石的区别是 消光角大，吸收公式相 反(碱性角闪石例外)。 解理交角大。突起高。 与霓石区别一般为 斜消光，干涉色较低。
直闪石	长柱状、纤 维状	(110) 解 理 发 育，横断面上 两 组 解 理 交 角 56 °	无色或 具浅色 多色性	Ng=1.615-1.722 Nm=1.605-1.710 Np=1.596-1.694	正中- 高	0.013-0.028 二级	平行消光	(+)	二轴 (+)晶	60 ° -90 °	滑石、蛇 纹石	与透闪石区别在于 平行消光 与顽火辉 石区别在解理交角<60 ° 干涉色较高。 与黝 帘石区别在于折射率 小，干涉色较高。
Ca ₂ Mg ₅ [Si ₄ O ₁₁] ₂ (OH,F) ₂	柱状、放射 状或针状 等集合体	同上 (100)裂理发 育	无色	Ng=1.622-1.640 Nm=1.612-1.630 Np=1.599-1.619	正中	0.021-0.023 二级顶部	C \wedge Ng=16 ° -21 °	(+)	二轴 (-)晶	83 ° -86 °	滑石、方 解石、绿 帘石	与普通通角闪石区 别在于无色无多色性 与磷灰石区别在有 解理，正延性，二轴性 与白云母区别斜消 光，突起高。

阳起石 $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_4\text{O}_{11}(\text{OH,F})_2$	柱状或放射状	同上	绿色,弱多色性,Ng-无或绿色, Nm-黄绿,Np淡黄 $\text{Ng} > \text{Nm} > \text{Np}$	$\text{Ng}=1.640-1.670$ $\text{Nm}=1.630-1.697$ $\text{Np}=1.619-1.688$	正中-高	0.025-0.027 0.045 二级中部	$C \wedge \text{Ng}=10^\circ -15^\circ$	(+)	二轴(-)晶	$65^\circ -83^\circ$	绿泥石、方解石、滑石、蛇纹石	阳起石与褐色普通角闪石可根据颜色区别 阳起石与绿色普通角闪石区别在阳起石色淡,多色性弱,突起低。 阳起石与霓石区是色浅正延性。吸收公式与霓石相反。
---	--------	----	--	---	------	---------------------------	---	-----	--------	----------------------	----------------	---

矿物 \ 光性特征	单偏光					正交偏光					次生变化	与光性相似矿物的区别
	薄片常见外形	解理	颜色及多色性	折射率	突起	双折率及最高干涉色	消光角及消光类型	延性	光性	2V		
普通角闪石 $\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe}^{2+})_4(\text{Al,Fe}^{+3})[(\text{Si,Al})_4\text{O}_{11}][\text{OH}]_2$	柱状或针状横断面为六边形	(110)、(110)完全,横断面两组解理交角 56° (001)裂开	绿色或褐色,(前者富 Fe^{2+} ,后者富 Fe^{3+})强多色性 $\text{Ng} > \text{Nm} > \text{Np}$	$\text{Ng}=1.638-1.701$ $\text{Nm}=1.630-1.691$ $\text{Np}=1.620-1.681$	正中-高	0.018-0.020 二级底部	$C \wedge \text{Ng}=13^\circ -34^\circ$	(+)	二轴(-)晶	$53^\circ -85^\circ$	黑云母、绿泥石、方解石,石英,绿帘石等	与霓石的区别是干涉色低,正延性、吸收公式与霓石相反 阳起石区别,如是褐色多色性颜色就能区别,绿色的区别见阳起石与绿泥石区别在于突起干涉色都比绿泥石高,两组解理,一组解理时斜消光。 与黑云母区别在于斜消光,吸收无黑云母强,有两组解理。
钠闪石 $\text{NaFe}_3^{2+}\text{Fe}_3^{3+}[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2$	半自形柱状晶体纤维状集合体	同上	深兰色,多色性特殊。Ng-黄绿,Nm-兰,Np-深兰。 $\text{Np} \gg \text{Nm} > \text{Ng}$	$\text{Ng}=1.668-1.720$ $\text{Nm}=1.662-1.711$ $\text{Ng}=1.654-1.701$	正高	0.014-0.016 级,常为矿物本身,深兰色所假冒	$C \wedge \text{Np}=31^\circ -21^\circ$	(-)	二轴(-)晶	$80^\circ -90^\circ$	菱铁矿,褐铁矿	深兰色,多色性强,及小消光角、负延性与其他角闪石区别。兰闪石为正延性。

矿物	光性特征		单偏光			正交偏光					次生变化	与光性相似矿物的区别
	薄片	解理	颜色及多色性	折射率	突起	双折率及最高干涉色	消光角及消光类型	延性	光性	2V		
黑云母 $K(Mg,Fe^{2+})_3[(Al,Fe)Si_3O_{10}](OH,F)_2$	假六方片状、鳞片状	(001)解理极完全	黄褐、褐色、褐红色。多色性和吸收性极强。 Np-淡黄、褐色， Ng=Nm 暗绿、暗红褐 Ng=Nm>Np	Ng=1.610-1.697 Nm=1.609-1.696 Np=1.571-1.616	正中	0.039-0.081 二级常为矿物的颜色假冒	平行消光	+	二轴(-)晶	0-35°	绿泥石及细小绿帘石颗粒	与角闪石区别的是吸收性强，平行消光。突起比褐色角闪石低。与褐帘石区别突起低，吸收强。
白云母 $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$	片状、鳞片状	(001)解理极完全	无色或很浅	Ng=1.588-1.624 Nm=1.582-1.619 Np=1.552-1.570		0.036-0.054 二级顶部到三级，十分鲜艳	平行消光	+	二轴(-)晶	35°-50°	高岭石、石英	与滑石相似，但滑石光轴角更小。

矿物	光性特征		单偏光			正交偏光					与光性相似矿物的区别
	薄片	解理	颜色及多色性	折射率	突起	双折率及最高干涉色	消光角及消光类型	延性	光性	2V	
楣石	菱形、楔形，少数呈粒状、板状、柱状	(110)较完全，(111)差	无色-浅黄褐-淡绿	Ng=1.943-2.110 Nm=1.870-2.034 Np=1.843-1.950	正极高，糙面显著	0.10-0.192 高级白，因本身颜色带微褐	$Np \wedge a=21^\circ$		+	17°-40°	正极高突起，高级白干涉色
伊丁石	常呈橄榄石假象或镶嵌于其边缘	(001)、(010)、(100)完全	多色性明显，红褐-橙褐-浅黄		正高	可达 - 级，常呈本身的红褐色	平行		±	20°-80°	与黑云母的区别在于突起高，有几组解理，多色性没有黑云母强。

第二节 沉积岩常见矿物镜下鉴定特征

沉积岩中已经知道的矿物达 160 种以上，但它们中的绝大多数都比较稀少或分散，只有大约 20 种左右是比较常见的，而且在同一岩石中的矿物还多不超过 5-6 种，有些仅 1-3 种。

从矿物的“生成”这个角度出发，沉积岩中的矿物可分为他生矿物和自生矿物两大类。他生矿物指在母岩中已存在的矿物，以矿物碎屑的形式赋存于沉积岩中，自生矿物是在沉积岩的形成过程中以化学或生物化学方式新生成的矿物。有些矿物，如石英、长石，在他生、自生矿物中都可出现，但在镜下有不同的特征。

1、硅质矿物

矿物	结晶特点	折射率	颜色	突起	解理	双折率与最高干涉色	鉴定特征
蛋白石 $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$	非晶质、无固定外形， 充填于岩石空隙中	1.406—1.460	无色	负高	无，有不规则裂纹	全消光	与萤石的区别在于萤石有晶形、解理，
玉髓 SiO_2	呈隐晶质或放射状，球 粒状集合体	No=1.53—1.533 Ne=1.538-1.543	无色，浅 褐黄	负低	无	级灰白	负低突起，米粒状集合体

碎屑石英与沉积石英：前者是由母岩中石英受物理风化后经搬运沉积而成，外形常具棱角或磨光，有时有溶蚀现象。由火成岩来的石英碎屑常有小气泡或小针状矿物包裹体，变质岩来的石英，波状消光极明显，常有变质矿物包裹体和碎裂现象。沉积生成的石英，没有磨光的痕迹，彼此呈镶嵌状，或其颗粒外形与所在空间相适应，一般没有包裹体，在硅质胶结砂岩中，围绕石英碎屑生成次生加大边。

2、碳酸盐矿物

	折射率	结晶特点	消光角	解理	双晶	突起	干涉色
方解石 CaCO_3	No=1.658-1.740 Ne=1.468-1.550	不规则的等轴粒 状	闪突起显著双晶 纹清晰的颗粒上， 双晶纹与 Ne' 的 消光角 $>55^\circ$	(10 $\bar{1}$ 1)极完全 常 见两组斜交解理	聚片双晶常见， 双晶纹平行菱形 解理的长对角线	闪突起显著	高级白，在薄片边缘 方解石薄层和双晶带 常显鲜艳的干涉色
白云石 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)$	No=1.679-1.703 Ne=1.5-1.52	常呈菱面体	Ne' 与 聚片 双 晶之间消光角 20° - 40°	(10 $\bar{1}$ 1)极完全 常 见两组斜交解理	聚片双晶纹平行 菱形解理短对角 线	闪突起显著	同上
菱、铁矿 FeCO_3	Ne=1.782-1.875 No=1.875~1.633	菱面体 常呈粒 状、鲕状，在边 缘或解理附近有 黄色锈斑或黑色 铁质蚀变物		(10 $\bar{1}$ 1)极完全 常 见两组斜交解理	很少见到双晶	闪突起不显 著	同上

3、粘土矿物

粘土矿物是一些细分散的含水铝硅酸盐类，在沉积岩中分布非常广泛，根据其化学成份、矿物结晶习性，可分为三种主要类型：(1)高岭石；(2)伊利石；(3)蒙脱石。由于粘土矿物大多晶体十分细小，用肉眼和显微镜研究都非常困难，精确的鉴定需要用差热分析，x-射线分析，电子显微镜，染色法等。

镜下特征 类 别	结晶特点	颜色	突起	解理	最高干涉色	消光性质	延性
高岭石 $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$	晶粒细小，常呈假六方板片状，鳞片状，蠕虫状，放射状，粒状集合体	无色-浅黄	正低	(001)完全，常呈弯曲状	I 级灰白	(001)面上近均质，(010)面上斜消光	正
蒙脱石 (胶岭石)	蠕虫状、页片状、毡状、粒状集合体	无色-浅黄-浅粉	负低	(001)完全	可达 II 级，但一般不超过 I 级	平行	正
伊利石 (水白云母)	鳞片状、羽毛状集合体	无色-浅绿-浅黄褐	正低-正中	(001)完全	II 级低部到中部	平行	正

4、其他

光性特征 矿物	结晶特点	折射率	颜色及多色性	突起	解理	双折射率多高干涉色	消光	2V
海绿石	多呈浑元状，或以集合体形式充填于碎屑空隙	Np=1.592-1.612 Nm=1.613-1.643 Ng=1.614-1.644	绿色-黄绿-兰绿，多色性明显	正中	(001) 完全	0.022-0.032级，但常显本身的绿色	平行消光，常显集合偏光(微晶始终明亮)	10°~24° (-)
(硫酸盐矿物) 石膏 $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	粒状、板状、片状、土状集合体	Np=1.520-1.521 Nm=1.522-1.523 Ng=1.529-1.530	无色	负低	(010)完全 (100)、(011)清楚	0.009-0.010 I 级白 I 级淡黄	平行或斜消光	58° (+)
硬石膏 $CaSO_4$	板状、纤维状、块状集合体	Np=1.569-1.573 Nm=1.572-1.579 Ng=1.613-1.618	无色	正低	(010)(100)(001)三级解理完全，呈假正方解理	0.044-0.045 可达 I 级绿	平行	42°-44° (+)
天青石 $SrSO_4$	板状、页片状、土状，细粒或纤维状集合体	Np=1.622 Nm=1.624 Ng=1.631	无色	正中	(001)完全，(210)清楚，(010)不完全	0.009 I 级灰白	平行	51° (+)
重晶石 $BaSO_4$	板状，纤维状，粒状集合体	Np=1.636 Nm=1.637 Ng=1.648	无色	正中	常见两组直交解理	0.012 I 级橙黄	平行	37° (+)

第三节 变质岩常见的变质矿物镜下鉴定特征

光性特征 矿物	晶系	结晶特点	解理	薄片颜色	突起	双折率及最高干涉色	消光角	延性	2V	鉴定特征
绿泥石	单斜	假六方片状，鳞片状，放射状，隐晶状	(001)完全	绿-黄绿弱多色性	正低-正中	0.03-0.005，极灰，常有兰，紫或锈褐色异常干涉色	平行消光	可正可负		颜色，级灰和异常干涉色，突起较低
(绿帘石类) 绿帘石	单斜	柱状、粒状，断面近六边形	(001)完全 (100)差	多色性显著浅绿-浅黄-褐	正高-正极高	0.019-0.046 - 级鲜艳干涉色	柱面平行消光，断面斜消光	可正可负	(-)64°-90°	正极高突起，多色性，较高的干涉色，近平行消光
黝帘石 与斜黝帘石	斜方	柱状、粒状	(100)完全 (001)差	无色	正高	0.006-0.007 级灰，常有靛兰，锈褐异常干涉色	黝帘石为平行消光，斜黝帘石为斜消光	可正可负	0°-50° (黝) 65°-90° (斜黝) (+)	正高突起，低干涉色及异常干涉色，二轴正晶
褐帘石	单斜	柱状、粒状	(010)完全 (100)、 (110)差	多色性显著红褐-褐-黑	正高-正极高	0.013-0.036 级，常呈本身颜色	柱面平行消光，		(-)40°-123°	正极高突起，多色性，常有绿帘石镶边，环带结构

光性特征 矿物	晶系	结晶特点	解理	薄片颜色	突起	双折射率及 最高干涉色	消光角	延性	2V	鉴定特征
黑硬绿石	单斜 斜方	假六方片状，束状，鳞片状集合体	(001)完全 (010)裂理	多色性强，浅黄- 金黄-褐	正中	0.033-0.111 从 级中部 到高级白,变 化大	平行	正	(-)0° -40°	与黑云母的区别是黑云母解理极完全，而黑硬绿泥石有裂理,干涉色变化大。
蛇纹石	单斜 斜方	片状，纤维状，粒状集合体，常交代橄榄石，辉石与磁铁矿构成网状。	(001)完全	无色	正低- 正中	1 级灰白	平行	可正 可负		无色，干涉色低，平行消光，突起较低
兰闪石	单斜	长柱状、粒状、纤维状集合体	纵切面上 (110)完全， 横切面闪石 式解理	多色性显著：兰-紫- 浅黄绿	正中	0.008-0.022 常为 级,但 多带本身的 兰紫色	大多纵切面斜消光 $Ng \wedge c = 4^\circ - 14^\circ$	正		与钠闪石和钠铁闪石的区别在于后两者为负延性
红柱石 Al_2SiO_5	斜方	柱状，横断面正方形。晶体中有十字形碳质包裹物称空晶石	(110)解理清楚，横切面两组交角近90°	无色或浅红色 $N_p =$ 浅红色， $N_m = N_g =$ 黄绿色	正中	$N_g - N_p =$ 0.009-0.011 级灰白-黄	大多数切面平行消光	负	(-)2V=83° -85°	与矽线石区别,干涉色低,负光性,负延性，与紫苏辉石区别,负延性.
矽线石 Al_2SiO_5	斜方	针状，纤维状、束状、毛发状集合体	柱状晶体 (010)完全	无色	正中-正 高	$N_g - N_p = 0.019-0.022$ 二级 兰(柱面)	平行消光	正	(+)21° -30°	与磷灰石区别：干涉色高,正延性。与透闪石区别,平行消光

光性特征 矿物	晶系	结晶特点	解理	薄片颜色	突起	双折率及最高干涉色	消光角	延性	双晶	2V	镜下鉴定特征
兰晶石 Al_2SiO_5	三斜	柱状、板状、有时呈放射状集合体	(100)完全，(010)不完全，有(001)裂理	无色至淡兰，Ng-浅靛蓝 Nm-浅紫兰，Np-无色	正高	Ng-Np=0.012-0.016级黄橙，最高可达级兰	在(100)切面上 $Ng\Delta c = 30^\circ$ 其他切面小,近平行消光	正	简单或聚片双晶	$(-)82^\circ - 83^\circ$	与红柱石、矽线石的区别是可为斜消光,较高的突起,弱多色性
堇青石 $\text{Mg}_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$	斜方	常呈假六方柱状，多见锆石、磷灰石等包体	少见，(010)中等	无色，厚切片则有弱多色性	正低-负低	Ng-Np=0.008-0.018级灰白-级黄	平行晶体外形，六连晶对顶单体同时消光	负	六连晶或三连晶	$42(-)^\circ - 76^\circ (+)$	与石英区别:双晶特别,二轴晶，与长石区别，双晶与消光性质。
十字石	斜方	短柱状、粒状，常包裹石英，电气石，云母等成筛状结构	(010)不显著	弱多色性，Ng-金黄,Nm-浅黄，Np-无色	正高	Ng-Np=0.010-0.015一级黄至红	柱面平行消光,横切面对称消光	正	十字形贯穿双晶。	$(+)79^\circ - 90^\circ$	金黄色多色性,平行消光,并常见石英等包裹物。
石榴子石	等轴	粒状、粒状集合体，有时见六边形断面	无，常有裂纹	无色，淡红，淡棕	正高-正极高	均质体。有光性异常呈一级环带构造			偶见扇形双晶		含 Ca-AL 石榴石常有光性异常，常是二轴晶，干涉色很弱

光性特征 矿物名称	晶系	结晶特点	解理	薄片颜色	突起	双折率及最高干涉色	消光角	延性	双晶	2V	镜下鉴定特征
透闪石-阳起石	单斜	长柱状至纤维状 断面菱形	(110)完全, 横切面可见闪石式解理	无色(透), 淡绿(阳)。阳起石有弱多色性, 浅绿-浅黄绿-浅黄	正中	Ng-Np=0.022-0.024 二级兰至黄	C Ng=16° -21°	正	常见简单或聚片双晶	(-)86° -83°	透闪石与硅灰石区别, 砂灰石延长可正可负
刚玉 Al ₂ O ₃	六方	短柱或粒状, 六方双锥	无解理, 裂纹发育, 可见菱形裂理	无色或其它浅颜色	正极高	No-Ne=0.008-0.009, 干涉色与石英相似, 但因硬度大, 薄片最高二级兰	平行于晶形或对称于菱形裂理	板状, 正延性; 粒状, 负延性		一轴(-)	高突起, 硬度大, 干涉色级多见
符山石	正方	混合群状、岛状, 柱状或细粒状集合体, 横断面为正方形	(110)不完全	无色或浅绿、浅棕、浅玫瑰色	正高	No-Ne=0.004-0.006 一级灰, 可有异常干涉色, 黄褐、浅紫、深兰、混浊白色	平行消光	负		一轴(-)	黝帘石(010)解理完全, 符山石解理差
硅灰石 Ca[SiO ₃]	三斜	长柱状、针状, 放射状集合体	(100)完全	无色	正中	Ng-Np=0.013-0.014, 极橙黄, 柱面为极灰白至黄	纵切面平行消光 NpΔc = 28° -34°	正负都有	有时见简单、聚片双晶	(-)38° -60°	与透闪石相似, 但透闪石消光角小, 干涉色高

光性特征 矿物名称	晶系	结晶特点	解理	薄片颜色	突起	双折率及最高干涉色	消光角	延性	双晶	2V	镜下鉴定特征
滑石 $\text{Mg}_3[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2$	单斜	片状集合体	(001)完全	无色	正低	$\text{Ng-Np}=0.037-0.057$ ，与白云母相似，可达Ⅰ级上部	平行消光	正		$(+) 6^\circ-30^\circ$	与白云母的区别是2V较小，伴生矿物为含镁矿物
硬绿泥石 $\text{Fe}_2\text{Al}_2[\text{AlSi}_2\text{O}_{10}](\text{OH})_4$	单斜	假六方板状，常见放射状集合体，砂钟构造	(001)完全，(110)中等，(010)裂理。	多色性显著， Ng-浅黄 Nm-浅兰 Np-浅绿	正高	$\text{Ng-Np}=0.010-0.012$ ，极橙红	C Ng= $5^\circ-25^\circ$	负	简单双晶、三连晶、聚片双晶	$(+) 2V=36^\circ-70^\circ$	与绿泥石区别，突起高

下篇 矿石的组成和结构构造鉴定

第一章 反射光显微镜下金属矿物的鉴定

第一节 绪论

一、基本概念

利用反光偏光显微镜研究金属矿物、矿石的成分和结构、构造，进行鉴定，并分析其生成顺序和分布规律。

- 1、研究对象：金属矿物（不透明、半透明）；矿石。
- 2、研究工具：反光偏光显微镜（矿相显微镜）。
- 3、研究内容：1）鉴定金属矿物。（金属矿物学）
2）研究矿石的结构、构造，分析矿床的矿化期、矿化阶段、矿物的生成顺序和成因。
- 4、研究方法：1）野外阶段：结合矿床学研究,采集标本、样品，编号。
2）室内阶段：将采集的标本和样品磨制成光片，利用矿相显微镜进行鉴定研究。包括其中金属矿物的物理性质（反射率、颜色、双反射、反射多色性、偏光性、内反射、硬度），矿石的内部形态特征、结构构造等。
3）综合整理，编写报告。
- 5、研究意义：为研究矿床成因提供重要的依据；指导找矿勘探；指导矿石技术加工。

光片：2*1.5*1（cm）、4*2.5*1.5（cm）

二、矿相显微镜

1、安装

2、原理

1) 垂直照明器：

(1) 光源

(2) 聚光透镜

(3) 滤色镜（使白光变成单色光）

(4) 孔径光圈（调节入射光束直径,其作用往往为初学者忽视。从聚光透镜射出的光锥的角度由孔径光圈控制，当光圈很小时，光锥仅从轴部射出，近于平行，这时观测的矿物反差最为鲜明，而且在正交偏光下，入射光的椭圆偏振化程度最小。）

(5) 视阈光圈（调节视阈大小）

(6) 校正透镜（消除球差、色差）

(7) 反射器（分为玻片式和棱镜式两种）

2) 物镜：

透射光物镜

反射光物镜（比透射光物镜稍短）

*物镜的分辨率由数值孔径 N.A 决定。

3) 上偏光镜

4) 目镜

光路图：光源 聚光透镜 滤色镜 孔径光圈 视阈光圈 校正透镜 反射器 物镜 光片 物镜
反射器 （上偏光镜） 半五棱镜 目镜

第二节 矿物的反射率与反射色

一、反射率（R）

矿相显微镜下垂直入射光经矿物光面反射后的反射光强度（ I_r ）与原入射光强度（ I_i ）之比。

即 $R = I_r / I_i$

反射率是鉴定金属矿物的最重要的光学常数，它表示了矿物对投射于其磨光面上的光线的反射能力，也就是在反光下的明亮程度。

均质矿物（非晶质和等轴晶系矿物）各向反射率相同，只有一个反射率。

非均质矿物，中级晶系（一轴晶）矿物有两个主反射率， R_e 和 R_o ；低级晶系（二轴晶）矿物有三个主反射率， R_g , R_m , R_p 。

决定矿物反射率的因素主要有：

1、矿物的反射率，取决于组成矿物质点的性质，质点的结合类型和结合力的大小。

通俗的说，具有金属键的不透明矿物，其外层电子可以自由地在晶格间移动，当光波射到矿物表面，其能量被外层电子吸收，当具有较高能量的激发态电子重返低能级时，就会释放相当于其吸收能量的光量子，从而产生强烈的反射光。而具有离子键、共价键、分子键的透明矿物，其外层电子束缚在原子核周围，不能在晶体内自由移动，当光波射到矿物表面时，矿物的外层电子不能被激发，因而入射光的能量不能被吸收，大部分入射光得以透过。

用能带理论可以更好地说明：

根据能带理论，电子运动时的能量限制在一定的区域中，也就是说其能量变化是分级的。完全被电子充满的原子轨道形成较低能量的能带称为满带 E_L ，部分被电子充满的原子轨道形成较高能量的能带称为导带 E_H ，满带和导带之间的能量差称为禁带 E_g 。

对于透明矿物， $E_g >$ 入射光能量，外层电子不能被激发从 E_L 跃迁至 E_H ，而在跃迁回 E_L 时释放所吸收的能量，因此不能产生反射光；

对于不透明矿物， E_L 和 E_H 是重叠的， $E_g = 0$ 或很小，外层电子可以在整个晶体里自由运动，易于激发，然后跃迁回基态释放吸收的能量，产生很强的反射光；

对于半透明矿物， E_g 可小于等于或大于入射光能量，以至部分色光的能量能够被吸收，经激发的外层电子在跃迁回基态时释放吸收的能量产生反射光，而部分不能被吸收的色光透过矿物。

2、矿物的反射率还取决于其吸收系数与折射率。

弗涅耳公式：反射率与折射率、吸收系数之间的关系。

$$R = (N - N_s)^2 / (N + N_s)^2 \quad (1) \quad \text{透明矿物}$$

$$R = (N - N_s)^2 + K^2 / (N + N_s)^2 + K^2 \quad (2) \quad \text{吸收性矿物（不透明）}$$

N_s : 光片与目镜之间的介质的折射率。

*吸收系数 (K): 光波进入矿物后衰减的程度系数。 K 越大, 光波衰减越强, $K = 0.73$, 即为不透明矿物 (强吸收性矿物)。

当介质为空气时, $N_s=1$, 弗涅耳公式变为

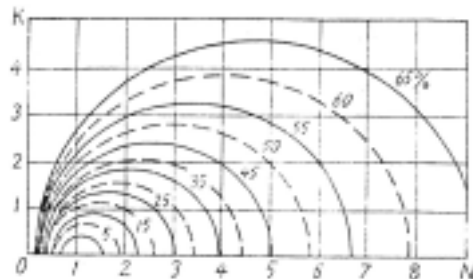
$$R = \frac{(N-1)^2}{(N+1)^2} \quad (3)$$

$$R = \frac{(N-1)^2 + K^2}{(N+1)^2 + K^2} \quad (4)$$

由公式 (4) 可以制出 R 、 K 、 N 的关系曲线 $K^2 + (N - \frac{1+R}{1-R})^2 = \frac{4R}{(1-R)^2}$, 其中 R 为以 $K=0$, $N =$

$(1+R)/(1-R)$ 为圆心, $L = \frac{2\sqrt{R}}{1-R}$ 为半径的一系列同心半圆 (图 4-1)。如果已知 K 、 N , 就可从图中求出

R 的值。从图中可以看出, R 随 K 和 N 的增大而增大。



垂直入射时, 反射率 $R(\%)$ 和矿物
光学常数 N 、 K 的关系

(王曙超H. 皮勃修改)

3、矿物的反射率还随入射光波长的变化而变化。一般所说的反射率是指在白光下的反射率。事实上, 在不同波长的入射光的条件下, 同一种矿物的反射率是不同的。除白光外, 国际矿相委员会统一以 470、546、589、650 毫微米波长的蓝、绿、黄、红色光做为鉴定矿物的特征波长反射率。

4、矿物的反射率还受浸没介质折射率 N_s 的影响。 N_s 越大, R 越小。

另外, 矿物反射率还受光片的磨光程度影响。

二 反射率的测定方法

1 光电法 (绝对值)

矿物反射光通过光电管或光电倍增管, 光能变成电能, 用检流计测出电流的大小, 与标准矿物进行比较, 既可算出欲测矿物的反射率。

均质矿物反射率的测定: 均质矿物任意切面上的反射率均相同;

非均质矿物反射率的测定: 非均质矿物, 任意切面上均有两个主反射率 R_1 、 R_2 , 需先在正交偏光下确定消光位, 再在单偏光下测定此消光位的主反射率, 然后旋转物台 90° , 测出另一主反射率。

如果要测出非均质矿物的 R_e 、 R_o , R_g 、 R_m 、 R_p , 需磨制定向切片 (平行光轴)。

由于测试方法和仪器的不同, 目前国际上还没有统一的反射率标准值。

2 视测对比法 (相对值)

用某些矿物 (均质) 作为标准, 把未知矿物和它们进行亮度比较, 得出相对反射率。

这种方法对于鉴定无显著色调，反射色为不同深浅灰色的矿物，比较有效。

* 标准矿物：	R (白光)
黄铁矿	51%
方铅矿	42%
黝铜矿	31%
闪锌矿	17%

选为标准矿物要求：为均质矿物，化学性质稳定，化学成分固定，硬度较高，易磨光，常见。

作业：以四种标准矿物为标准，用视测对比法确定未知矿物的反射率范围。

(毒砂，黄铜矿，磁黄铁矿，磁铁矿，菱铁矿)

三、非均质矿物的光性符号及其测定

一轴晶矿物， $R_e > R_o$ ，为正光符； $R_e < R_o$ ，为负光符。

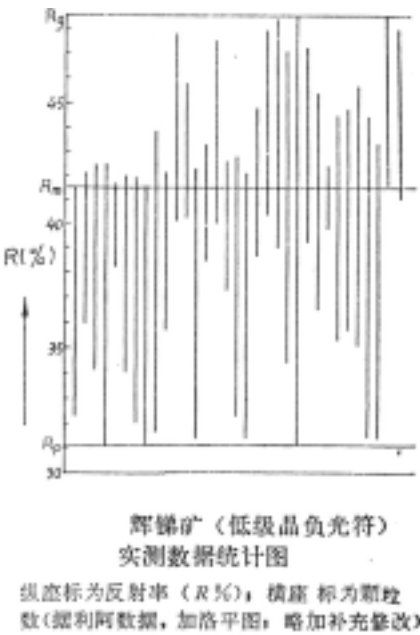
二轴晶矿物， $R_g - R_m > R_m - R_p$ ，为正光符； $R_g - R_m < R_m - R_p$ ，为负光符。

非均质矿物光性符号的测定，可运用卡梅伦法：

一轴晶矿物：将所测同种矿物的主反射率 R_1 、 R_2 列表，其中有一组数值近似相等，为 R_o ，如果 R_o 为较小的一组数值，证明 $R_o < R_e$ ，为正光符；如果 R_o 为较大的一组数值，则为负光符。

二轴晶矿物：测出的 R_1 、 R_2 没有一组近似相等，此时需统计作图。

取纵坐标为 R_1 、 R_2 的值，将 R_1 、 R_2 连成直线，由于每一组 R_1 、 R_2 之间，必含有 R_m 值，所以，做一条能穿过所有 R_1 - R_2 直线的水平线，即为 R_m 值。从图中还可近似得出 R_g 、 R_p 的值，比较 $R_g - R_m$ 和 $R_m - R_p$ 的长度，即可确定其光性符号。



四 、反射色

1 矿物光片在矿相显微镜白光垂直照射下，其垂直反射光所呈现的颜色 (表色)

反射色是一种特殊的表色。

成因：白光照射到矿物的光面上，如果各色光做等量反射，则反射色呈无色类的白色、灰白色、灰色、灰黑色；如果各色光做选择反射，则反射色呈显著、鲜艳的颜色。

体色：白光照射透明和半透明矿物，大部分光透过，只有少量光被等量吸收或选择吸收，透射光所呈现的颜色，叫做体色。如果是等量吸收，则呈现无色、白色、灰白色、灰色；如果是选择吸收，则呈现显著颜色。

矿物的表色与体色是互补的。

* 矿物的颜色：矿物在肉眼下所见的颜色。

不透明矿物：矿物的颜色与反射色基本一样。

透明矿物：矿物的颜色决定于其体色，而与反射色不同。

半透明矿物：矿物的颜色是其表色与体色的综合。

例如：	矿物的颜色	反射色
石英	无色	深灰
雄黄	黄红	灰白
孔雀石	绿	灰白
黄铜矿	黄铜色	黄铜色
黄铁矿	淡黄	淡黄

矿物的反射色可由其反射率色散曲线来说明。即矿物的反射率随反射光波长变化的曲线。矿物的反射色必以反射力最强的色光为主。如色散曲线在某个波段上升，则该矿物的反射色呈现此波段的颜色；如色散曲线平缓，则矿物的反射色呈白色或灰白、灰色。

2 反射色的分类：

无色（白或灰白）类：毒砂，方铅矿，闪锌矿，雄黄，雌黄，磁铁矿。

微弱颜色类：黝铜矿，闪锌矿，铬铁矿，赤铁矿，软锰矿，辉铜矿。

显著颜色类：铜蓝，自然铜，黄铜矿，斑铜矿，磁黄铁矿，黄铁矿。

按照颜色的深浅可分为深、浅、微三级。

3 反射色的颜色指数（定量）：

亮度：颜色的明亮程度（ R_{vis} ）。

色调：颜色的种类，与色光波长有关，以 d 表示。

色调与光波长的关系（波长单位为毫微米 nm）

<450	450-480	480-510	510-550	550-570	570-590	590-610	>610
紫	蓝	青	绿	黄绿	黄	橙	红

纯度：颜色的纯粹程度（ Pe ）。以色光与白光的比例来表示，纯白光 $Pe=0$ 。颜色的深浅可以用纯度来定量表示：深色（颜色明显）矿物， $Pe>0.1$ （某色光占 10% 以上，其他为白光相混合）；浅色矿物， $0.05<Pe<0.1$ ；微带色调矿物， $0.01<Pe<0.05$ 。

精确地测定矿物的颜色指数，对于鉴定矿物，区分类质同象体，鉴别其中的有用矿藏，有着重要作用。

4 反射色的目视观察

注意：1）观察反射色首先要调正好光源，使之观察方铅矿为标准白色。

一般用低倍镜，光源调强，广开孔径光圈和视阈光圈。

2）人眼对辨别颜色之间的差异要比识别某种颜色的绝对性质更为有力。因此，将未知矿物与已知矿物的颜色进行比较对比，对于鉴定矿物较为有效。（如黄铜矿、磁黄铁矿和镍黄铁矿，色调都是黄色，要反复比较它们的颜色差异，才能把它们鉴别。）

3）矿物的反射色容易受周围矿物的影响，产生视觉错觉（视觉色变效应）。同一种矿物，当与

较暗矿物共生时，颜色会显得较淡；当与较亮的矿物共生时，会显得较暗；当与反射色显著的矿物共生时，其反射色向周围矿物的补色方向偏移（红+青=蓝+黄=绿+品红=白）。

4) 光片表面 要擦干净。

作业：观察、描述几种矿物的反射色（黄铁矿，黄铜矿，辉铜矿，斑铜矿，铜蓝，磁黄铁矿，镍黄铁矿，软锰矿）。注意其周围矿物的影响。

第三节 矿物的双反射及内反射

一、双反射和反射多色性

1、概念

在矿相显微镜的单偏光下，转动物台，非均质矿物光片有的可见亮度发生变化，称之为双反射现象，如果反射色有变化，则称为反射多色性。在同一个切片上，方位不同的同种矿物不同颗粒，其亮度与颜色的变化，也是双反射和反射多色性现象。

2、原理：

非均质矿物由于各向反射率不同，因此转动物台会有明暗的变化；而且在各向上选择反射也不同，即在不同方向反射色不同，从而呈现反射多色性。

1) 双反射形成的原理

要理解矿物的双反射现象，需要了解一些吸收性晶体光学的基本原理：

对于透明矿物，反映光波振动方向与折射率之间的关系的立体几何图形称为光率体。而对于吸收性矿物（不透明和半透明矿物），其折射率是复数， $N' = N - iK$ ，其实部 N 决定于光波在晶体中的传播速度，其虚部 K 决定于光波在吸收性晶体中的传播时振幅的衰减（ i 为 -1 ），类似于透明矿物的光率体，可以做出反映光波振动方向与 N 、 K 、 R 的关系的立体几何图形，称为复数光学指示体。下面我们仅介绍 R 的复数光学指示体，以及由此产生的双反射现象。

均质矿物（等轴晶系）：其复数光学指示体为元球，任何切面均为元切面，切面上光波任何振动方向上的反射率都相等；

一轴晶矿物：其复数光学指示体为旋转椭圆体（两根主轴相等）。

垂直光轴切面为元切面，任何方向上 R 均相等。此时与均质矿物一样，没有双反射现象。

平行光轴切面为一“束腰椭圆”，主反射率为 R_e 和 R_o ，此时双反射现象最明显。

任意切面仍为束腰椭圆，主反射率为 R_e' 和 R_o ， R_e' 的值在 R_e 和 R_o 之间，所以双反射现象没有平行光轴切面上明显。

二轴晶矿物：

斜方晶系：其复数光学指示体为三轴不相等非旋转对称椭圆体。在平行光轴切面上，主反射率为 R_g （最大主反射率）和 R_p （最小主反射率），此时双反射现象最明显；在垂直等反射轴切面上，主反射率为 R_m ，不显双反射；其他任意切面上，主反射率为 R_g-R_m 、 R_m-R_p ，可见双反射现象。

单斜晶系的复数光学指示体为非旋转不完全对称椭圆体（只有一个光性对称面，一个对称中心），三斜晶系的复数光学指示体为非旋转不对称椭圆体（只有一个对称中心），任何切面均不可能是元切面，其主反射率在 R_g-R_m 和 R_m-R_p 之间变化，因此都显示双反射现象。

2) 反射多色性形成的原理

非均质矿物的反射多色性可以用反射率色散曲线来说明，非均质矿物的色散曲线随方向而异，所以在不同方向上反射色不同。

3) 决定矿物双反射和反射多色性的强弱的因素

矿物的双反射和反射多色性的强弱决定于切面上的相对双反射率。

即 $2(R_1 - R_2) / (R_1 + R_2)$

R_1 为切面上的最大反射率， R_2 为最小反射率。 $R_1 - R_2$ 为绝对双反射率。

相对双反射率越大，矿物的双反射现象越明显。

矿物	R_g	R_p	$R_g - R_p$	相对双反射率 (%)	双反射
毒砂	57	55	2	4	不显
磁铁矿	18	16	2	12	弱
磁黄铁矿	45	38	7	17	显
铜蓝	23	8	15	97	强
辉锑矿	47	30	17	44	强

相对双反射率包含了矿物本身的亮度在内， $R_1 + R_2$ 越大，反差越小； $R_1 + R_2$ 越小，反差越大，双反射越明显。

4) 双反射率的测定

切面上某种矿物双反射率，等于该切面主反射率之差 $R_1 - R_2$ ，其值可以在 0 到 $R_e - R_o$ 或 $R_g - R_p$ 之间变化。

5) 双反射和反射多色性的观察方法和视测等级

在单偏光镜下转动物台，双反射强的矿物，在某些单晶即可观察到；双反射弱的矿物，或者双反射虽然强但切面垂直光轴因而不显双反射，此时单晶往往不容易观察到双反射现象，这样就需要观察同种矿物的多颗粒集合体，不同颗粒因为结晶方位不同，而显示亮度和颜色的变化。

无色和微弱颜色类矿物一般只能观察到双反射（亮度的变化），显著颜色类矿物主要观察其反射多色性（颜色的变化）。

矿物的反射多色性和其反射色一样，也会因为共生矿物反射色的影响，产生视觉色变效应。

一般需在强光，广开孔径光圈和视阈光圈条件观察，因双反射在反射光较强时可以看的更为清楚。

双反射视测分级：

- (1) 强：铜蓝，辉锑矿，砷镁铁矿。
- (2) 弱：磁黄铁矿，软锰矿，菱铁矿，硬锰矿。
- (3) 不显：所有的均质矿物，黄铜矿，辉铜矿等。

作业：观察描述以下几种非均质矿物的双反射和反射多色性（铜蓝，磁黄铁矿，辉锑矿，菱铁矿，软锰矿，硬锰矿，砷镁铁矿）。

二、矿物的内反射

1、内反射色

透明矿物和半透明矿物的光片，当光线射向光片表面一部分反射回来，一部分透入矿物内部，碰到矿物内部的解理面、裂隙、晶粒界面、孔洞、包裹体等界面时，光线会被反射或散射出来，显示的矿物内部的颜色，称为内反射色（体色）。

不透明矿物因为光线基本不能透入矿物内部，因此没有内反射色。

透明矿物的颜色与其内反射色基本一致。

半透明矿物的反射色与内反射色为互补色。

1、决定内反射的因素

1) 吸收性能

吸收系数 $K = 0.025$ 强烈内反射

$0.025 < K < 0.73$ 弱内反射

$K > 0.73$ 不显内反射

2) 反射率

一般来说，反射率越小的矿物，内反射越明显。

$R < 44\%$ 无内反射

$R = 30\sim 44\%$ 少数有

$R = 30\sim 18\%$ 大部分有内反射

$R > 18\%$ 有强烈内反射

2、内反射的观察方法

1) 斜射法

使光线斜射在矿物的光面上，如果是透明或半透明矿物，表面的反射光倾斜射出，不能进入目镜，而进入矿物内部的透射光反射出来改变了方向，一部分进入目镜，从而反应矿物的内反射或内反射色。

2) 正交偏光法

垂直入射的直线偏光被矿物光面反射，反射光基本上仍然是原振动方向的直线偏光，不能通过上偏光镜。对于透明和半透明矿物，进入矿物内部的透射光反射出来，一部分垂直反射光改变了偏振方向，就能透过上偏光镜而被观察到，显示矿物的内反射或内反射色。

非均质矿物要转到消光位进行观察。（消除偏光色的影响）

*用正交偏光法最好使用高倍物镜，在较强的光源下观察。

用钢针刻划矿物表面，观察刻划出的粉末，会更明显。

显内反射的矿物：孔雀石，蓝铜矿，黑钨矿，雄黄，雌黄，辰砂，闪锌矿、菱铁矿、白钨矿、赤铁矿等。

作业：用正交偏光法观察描述几种矿物的内反射。

第四节 矿物的均质性与非均质性

一、基本概念

在正交偏光镜下观察矿物时，均质矿物（非晶质矿物和晶质的等轴晶系矿物）的垂直入射光经反射后仍保持原偏振方向不变，故经过上偏光镜后显示“消光”（全黑或亮度很小），而且转动物台也不发生亮度和颜色的变化，此称为矿物的均质性。

中级晶族垂直 C 轴的切面也可显示均质性。

非均质矿物（等轴晶系以外的晶质矿物）的反射偏光除在消光位外均改变了原偏振方向，这样就有一部分反射偏光能通过上偏光镜，显示一定的亮度或颜色，而且转动物台，还有明暗的交替变化（必要条件）或颜色的变化，此称为矿物的非均质性。

* 偏光色：在正交偏光下，非均质矿物从消光位（全黑或最暗位置）转动 45 度达到最亮，此时显示的颜色称为该矿物的偏光色。

非均质矿物不一定有偏光色（可以仅有亮度的变化），但有偏光色的矿物就有非均质性。

二、原理

1、非均质矿物反射偏光振动面的旋转

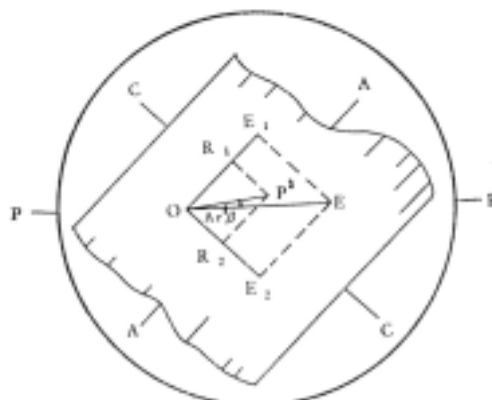


图3-1 一轴晶透明矿物在反射中的偏光振动面旋转示意图

先以透明非均质矿物方解石为例（徐国风教材图 3-1）。图中光片为平行光轴的切面，水平轴 AA 与前偏光振动方向 PP 成 45 度交角，振动方向 OE 的入射光投射到光片后被分解成两组互相垂直的平面偏光 OE1、OE2，经反射变成光强为 OR1、OR2 的平面反射偏光，因 $R_1 > R_2$ ，故 $OR_1 > OR_2$ ，合成的反射平面偏光振动方向 OP' 与入射光振动方向产生了一个夹角 A，称为“非均质旋转角”。OP' 在垂直于 OE 方向上的分量的反射光即能通过上偏光镜，使矿物在正交偏光下显示一定的亮度。

不透明非均质矿物的反射光除发生偏光振动旋转外，还有椭圆偏化现象，基本形式类似。

从图 3-1 可以看出， R_1/R_2 越大， OR_1/OR_2 就越大，非均质旋转角 A 就越大，进入上偏光镜的反射偏光就越强，矿物的非均质性也就越强。

从图 3-1 还可以看出，转动物台，当一个主反射率方向（OR1 或 OR2）与前偏光镜方向 AA 平行时，反射光只延着此主反射率方向反射，角 A 为零，此时矿物最暗，称为“消光位”；转动物台 360 度，矿物可以出现四次消光，因而显示“四明四暗”现象。

2、非均质矿物偏光色的成因

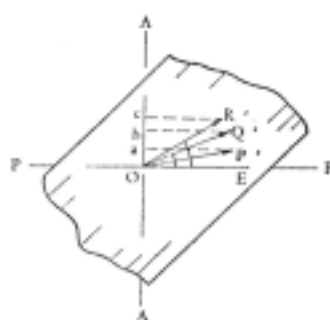


图3-5 非均质矿物偏光振动面旋转的色散现象示意图

如图 3-5 所示，由于矿物的反射率随入射光的波长而变化，因此不同色光的非均质旋转角也不同，图中 OP'、OQ'、OR' 分别为红、橙、绿光的合成反射偏光的振动方向，它们在 AA（上偏光振动方向）线上的投影 oa、ob、oc 能通过上偏光镜，其合成的混合色就是矿物的偏光色。

一、视测分级

1、均质：转动物台一周，全黑或亮度不变，如黄铁矿，方铅矿，黝铜矿，闪锌矿，磁铁矿，铬铁矿，

镍黄铁矿。

2、强非均质：转动物台一周，可以看到四次明暗的变化，偏光色明显。如铜蓝，毒砂，磁黄铁矿，辉锑矿，辉钼矿。

3、弱非均质：转动物台一周，有微弱的明暗变化，偏光色也暗弱。如黄铜矿，辉铜矿，自然铋，黑钨矿。

二、观察方法

1、用中低倍镜和较强的光源，光片要压平，擦干净。

2、注意观察同种矿物的集合体。

3、在完全正交偏光下，非均质现象往往较模糊，把上偏光镜旋转很小的角度（3-5度），就会观察得比较清楚。

4、非均质矿物的不同切面方向的非均性强弱不同，应以显最大非均性的切面（平行光轴切面）为准。

5、有强内反射作用的非均质矿物，其内反射效应往往掩盖了它的非均质现象。

* 注意：偏光色和内反射色同是在正交镜下观察，它们的区别在于，内反射色是从矿物内部反射出来的透射光形成的，矿物内部是明亮的，而偏光色是矿物表面的反射光经过上偏光镜显示的颜色，矿物内部是暗的。另外，换用斜射法即可马上分别内反射色的偏光色。

作业：在正交偏光下，观察描述几种非均质矿物的非均性与偏光色（铜蓝，毒砂，磁黄铁矿，黄铜矿）。

第五节 矿物的硬度

矿物抵抗外来机械作用（压入、刻划、研磨）的能力即为矿物的硬度。除反射率外，矿物的硬度是金属矿物最重要的一个鉴定标志。

矿物的硬度取决于矿物的化学成分及类质同象混入物，矿物的晶体结构，切面方向等。

1、刻划硬度

用钢针和铜针刻划矿物，可将矿物分成三个等级：

低硬度——能为铜针刻划（M 低于 3）

中硬度——能为钢针刻划，而不能为铜针刻划（M 在 3-5 之间）

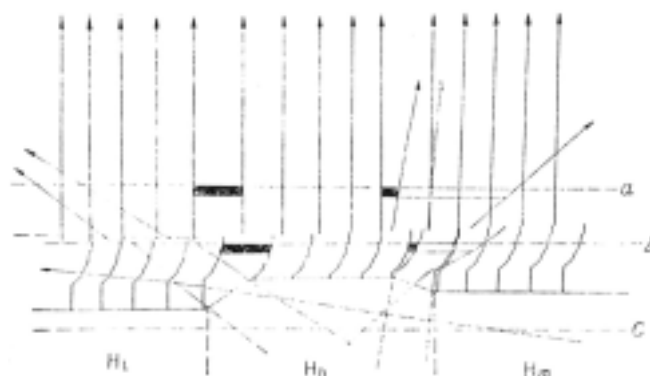
高硬度——不能为钢针刻划（M 大于 5）

M：摩氏硬度。

2、抗磨硬度

在磨制光片过程中，由于光片中共生矿物的抗磨能力不同，软矿物易被磨损而凹下，硬矿物难被磨损而相对突起，在两种矿物的交界处势必形成过渡的斜面。

矿相显微镜下（单偏光），相邻两种矿物的交界线处靠近低硬度矿物一侧有一条亮线，提升镜筒，亮线向低硬度物移动；镜筒下降，亮线向高硬度矿物移动。



垂直照射下光线在不同硬度矿物接触斜面上的反射情况
图中Hh—高硬度矿物；Hm—中硬度矿物；Hl—低硬度矿物

用此法可以比较相邻两种矿物的相对硬度。

3、抗压硬度

用金刚石制成正方形锥体，以一定负荷压入矿物光面，使矿物形成一压痕，(徐国风教材图 6-3)即可求得矿物的抗压硬度值（维氏硬度 H_v 或 VHN ）。

$$H_v = P/S = 1.8544P/d^2 (\text{kg/mm}^2)$$

P 为负荷压力， d 为正方形压痕的对角线长度。

作业：1) 用金属针刻划法测定几种矿物的硬度等级。

2) 用亮带移动法比较光片中相邻矿物的硬度。（用高倍镜，调暗光源）

第六节、金属矿物的综合鉴定和简易鉴定

一、综合鉴定

利用金属矿物的鉴定表进行鉴定。（表格分组式）

根据矿物的反射率与标准矿物比较（黄铁矿，方铅矿，黝铜矿，闪锌矿）分成五大组，在每一组中再根据硬度分成三个等级，这样共划分为十五个表。（P266）每种矿物在矿相显微镜下的光学性质（反射率、反射色、双反射、反射多色性、内反射、均质非均质性）、硬度等特征分列表中。

这种方法的缺点是，某些矿物的性质变化较大而必须将其分别编排在不同的鉴定表里，造成重复和繁杂。

鉴定程序：首先，用视测对比法将未知矿物与标准矿物进行比较，确定其反射率范围，再用金属针刻划确定其硬度等级，根据这两项结果确定该矿物在哪个表中，然后在矿相显微镜下仔细观察其光学性质，综合分析、对比，确定该矿物的名称。

二、简易鉴定

抓住某些矿物在矿相显微镜下一项或几项独特的光学性质，快速而简便地定出其名称。（P227 表 12-1）

作业：熟习常见金属矿物的主要鉴定特征，能用简易鉴定法将它们快速鉴定出来。

第二章 矿石的构造、结构及矿物晶粒内部结构

第一节 概 述

一、基本概念

矿石：由有经济价值的一种或几种矿物和其他矿物组成的矿物集合体。

矿石的构造：组成矿石的矿物集合体的形态特征，即矿物集合体的形态、相对大小、空间相互结合关系。主要是指肉眼能看见的形态特征。

矿石的结构：矿石中矿物晶粒的形态特征，即矿物晶粒的形态、相对大小、空间结合关系以及与矿物集合体的结合关系。主要是在显微镜下观察到的形态特征。

矿物晶粒的内部结构：单个矿物晶粒内部所显现的环带、双晶、解理等形态特征。

二、研究意义

帮助分析矿床成因，提供找矿依据；对矿石进行工业评价，选择矿石加工技术方法和选矿流程。

第二节 矿石的构造

矿石构造的分类是以其地质成因为基础，分为岩浆矿石构造、伟晶成矿构造、气成热液矿石构造、风化矿石构造、沉积矿石构造、变质矿石构造。

一、形态分类

块状构造

浸染状构造

斑点状构造

豆状构造

条带状构造

脉状构造

角砾状构造

环状构造

晶簇状构造

多孔状构造

胶状构造（鲕状、肾状、结核状构造）

层状构造

生物状构造

残留构造和假象构造

变余构造

片状和片麻状、皱纹状构造

二、成因分类

（一）岩浆矿石构造

1、岩浆分异的矿石构造

在岩浆结晶分异作用和熔离作用中，由于温度和压力的变化，矿物比重的差异和矿化剂的影响，而形成的矿石构造。

2、岩浆贯入和岩浆喷溢矿石构造

由结晶分异作用或熔离作用形成的含矿熔浆，上侵到浅部围岩或直接喷出地表，冷凝后形成的矿石构造。

3、火山岩浆矿石构造

（二）伟晶矿石构造

岩浆在地壳一定深度的构造空间缓慢分异、冷凝、结晶，形成的矿石的构造。

（三）气成热液矿石构造

含矿气液沿围岩的裂隙、破碎带流动，经过充填或交代方式成矿。

（四）风化矿石构造

原生岩石和矿石在地表经表生作用和次生富集作用而形成的矿石构造。

（五）沉积矿石构造

由各种沉积作用形成的矿石的构造。

（六）变质矿石构造

经变质作用形成的矿石构造。

各种成因的矿石形成不同的构造形态，那么，从矿石构造形态就可以反推矿床的成因。

第三节 矿石的结构

一、矿石结构的形态类型

自形、半自形、他形粒状结构；

斑状结构；

包含结构；

文象结构；

骸晶结构；

残余结构；

交叉结构；

网状结构；

镶边结构；

乳浊状结构；

叶片状结构；

格状结构；

结状结构；

草莓结构；

碎屑结构；

花岗变晶结构和斑状变晶结构；

花岗压碎和斑状压碎结构；

揉皱结构。

二、矿石结构的主要成因类型

1、熔体和溶液的结晶结构

2、熔体和溶液的交代结构

3、胶体物质再结晶结构

4、沉积结构

5、结晶物质再结晶和压力结构

6、固溶体分解结构

固溶体：在固态条件下，一种组分内溶解了其他组分，组成单一结晶相的均匀晶体。

固溶体分解：随着温度下降，原来单一的均匀固溶体，分解成两种或两种以上不同的结晶相，其总成分不发生变化，即出溶作用。

第四节 矿物的晶粒内部结构

矿物晶粒内具有双晶、环带和解理等特征，称为矿物的晶粒内部结构。

非均质矿物可在矿相显微镜正交偏光下显示其晶粒内部结构。

1、双晶

由两个或两个以上的同种晶体，彼此按一定的对称关系结合而成的规则连生体。

主要有：

简单双晶

聚片双晶

复合双晶

下列矿物常显示双晶结构：方铅矿，闪锌矿，辉铜矿，毒砂，辰砂，磁黄铁矿，铜蓝。

2、环带

矿物晶体内部，沿晶面方向有一系列环状的线或条带，这些环带的化学成分不同，反映出反射色和硬度的不同。其成因是由于矿物生长过程中，介质的组份和所在环境的变化而产生。

常见环带结构的金属矿物有：磁铁矿，黄铁矿，毒砂，黝铜矿，铬铁矿，方铅矿，黑钨矿。

3、解理

矿物晶粒在形成过程中或形成以后受外力作用可形成解理。

常见的具有解理的金属矿物：

方铅矿（三组），闪锌矿，磁黄铁矿（两组），辉铜矿，菱铁矿，黄铁矿，铜蓝，孔雀石。

第三章 矿化阶段及矿物的生成顺序

一、基本概念

矿化期：发生矿化作用的地质成矿作用时期。不同的矿化期成矿地质条件不同。

矿化阶段：在同一个矿化期内，于相同或相似的地质和物理化学条件下，形成一组矿物共生组合的过程。

矿物生成顺序：同一个矿化阶段，形成的一组矿物，它们的先后生成顺序。

矿物的世代：同一种矿物，在同一个矿化期内，先后多次析出，每形成一次即称为该矿物的一个世代。

二、时期的划分和顺序的确定

1、矿化期的划分

根据成矿地质条件，矿物组合和矿石构造特点。

2、矿化阶段的划分

1) 矿石构造方面的标志：早期形成的矿石被晚期形成的矿石穿插、胶结、交代。

2) 矿体构造方面的标志：晚形成的矿体穿插、错开早形成的矿体，或在其内部穿插形成外早内晚的条带构造。

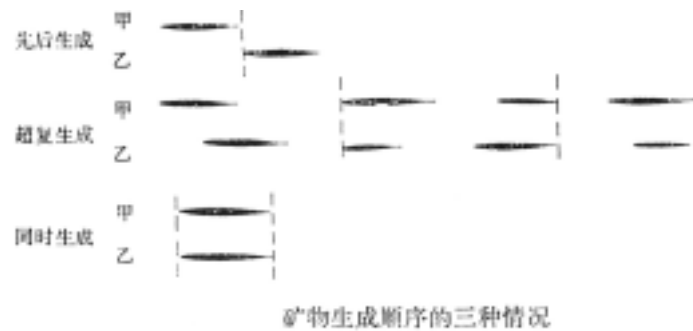
3) 矿物共生组合方面的标志：不同的矿物共生组合，反映不同的矿化阶段。

3、矿物生成顺序的确定

早期形成的矿物可被晚期形成的矿物穿插、胶结、包裹、交代。

由固溶体分解和重结晶形成的矿物是同时形成。

两种矿物形成时间有重叠称为超覆。



4、矿物世代的确定

根据同种矿物结晶程度的不同，粒度、晶形、习性的不同，矿物颜色、内部结构的不同可以将其划分为不同的世代。

三、矿物生成顺序图表

将某矿床的矿化类型、矿化演变特征等资料，用图表方式表示即为矿物生成顺序图表。其中主要包括：

- 1、矿床形成所经历的矿化期、矿化阶段、矿物生成顺序和矿物世代等。
- 2、矿石中主要矿物及其相对含量。
- 3、各矿化阶段内有成因意义的典型矿物共生组合和结构构造。

附 录

矿物代号

矿物代号	英文名称	矿物名称	矿物代号	英文名称	矿物名称
Ab	Albite	钠长石	Lc	Leucite	白榴石
Ac	Acmite	锥辉石	Lm	Laumontite	浊沸石
Act	Actinolite	阳起石	Lw	Lawsonite	硬柱石
Ae	Aegirine	霓石	Mc	Mica	云母
Af	Alkali feldspar	碱性长石	Mgn	Magnesite	菱镁矿
Alm	Almandine	铁铝榴石	Mi	Microcline	微斜长石
Als	Al ₂ SiO ₅ mineral	Al ₂ SiO ₅ 矿物	Mm	Montmorillonite	蒙脱石
Am	Amphibole	角闪石	Ms	Muscovite	白云母
An	Anorthite	钙长石	Mt	Magnetite	磁铁矿
And	Andalusite	红柱石	Ne	Nepherine	霞石
Andr	Andradite	钙铁榴石	Ol	Olivine	橄榄石
Anl	Analcite	方沸石	Om	Omphacite	绿辉石
Ant	Anthophyllite	直闪石	Opx	Orthopyroxene	斜方辉石
Ar	Aragonite	文石	Or	Orthoclase	正长石
Aug	Augite	普通辉石	Pg	Paragonite	钠云母
Bi	Biotite	黑云母	Phl	Phlogopite	金云母
Cc	Calcite	方解石	Phn	Phengite	多硅白云母
Ch	Chlorite	绿泥石	Pie	Piemontite	红帘石
Cld	Chloritoid	硬绿泥石	Pig	Pigeonite	易变辉石
Co	Corundum	刚玉	Pl	Plagioklase	斜长石
Coe	Coesite	柯石英	Prh	Prehnite	葡萄石
Cpx	Clinopyroxene	单斜辉石	Prl	Pyrophyllite	叶蜡石
Crd	Cordierite	堇青石	Pu	Pumpellyite	绿纤石
Cum	Cummingtonite	镁铁闪石	Px	Pyroxene	辉石
Di	Diapside	透辉石	Pyr	Pyrope	镁铝榴石
Dia	Diamond	金刚石	Q	Quartz	石英
Dol	Dolomite	白云石	Rie	Riebeckite	钠闪石
En	Enstatite	顽火辉石	San	Sanidine	透长石
Ep	Epidote	绿帘石	Sps	Spessartine	锰铝榴石
F	Fluid(H ₂ O)	流体 (H ₂ O)	St	Staurolite	十字石
Fa	Fayalite	铁橄榄石	Stp	Stilpnomelane	黑硬绿泥石
Fo	Forsterite	镁橄榄石	Tc	Talc	滑石
Ga	Gmet	石榴子石	Tr	Tremolite	透闪石
Gl	Glaucophane	蓝闪石	Ts	Tschemmakite	契尔马克分子
Gra	Graphite	石墨	V	Vapour	蒸汽
Gro	Grossular	钙铝榴石	Wo	Wollastonite	硅灰石
Gt	Gamet	石榴子石	Se	Sericite	绢云母
Hb	Homblende	普通角闪石	Ser	Serpentine	蛇纹石
Hd	Hedenbergite	钙铁辉石	Sil	Sillimanite	夕线石
Hy	Hypersthene	紫苏辉石	Sp	Spinel	尖晶石
Ill	Illite	伊利石	Zo	Zoisite	黝帘石
Jd	Jadeite	硬玉			
Jed	Jedrite	铝直闪石			
Kao	Kaolinite	高岭石			
Kf	K-feldspar	钾长石			
Ky	Kyanite	蓝晶石			
L	Liquid melt	液体=熔体			

