绪　言

矿物学主要研究矿物的自然形态、化学成分、内部构造、性质、成因产状和用途及其相互关系。它的任务主要包括两方面：一是研究矿物的自然形态、化学成分、内部构造、物理性质以及它们的相互关系；二是研究自然界矿物的共生组合及形成规律，以了解其形成条件，便于指导找矿和勘探工作。

岩石学包括火成岩、沉积岩和变质岩三部分。它主要是研究岩石的化学成分、矿物成分、结构构造、成因产状以及分布规律，从而直接为找矿勘探服务。

在地质科学中，矿物、岩石方面的研究成果，广泛应用于矿床学、煤田地质学、地球化学、地质测量、构造地质学等学科。因此，矿物岩石学是地质科学中的一门基础学科。

为了在本世纪内把我国建设成为工业、农业、国防和科学技术现代化的社会主义强国，地质工作应该先行，为国家提供大量的矿产资源和地质资料。而矿产资源本身就是有用矿物的聚集体。它们的形成又都与一定的岩石有密切关系。所有地质工作都不能离开矿物和岩石。在煤田地质勘探工作中，矿物、岩石的肉眼鉴定和描述又是我们每个地质工作者必须掌握的基本技能，所以在编写过程中既考虑到原来学科的系统性和基本理论，同时也考虑到现场工作的实际需要，对常见矿物、岩石的肉眼鉴定和描述作了较详细的叙述。

本书由方少木同志执笔。初稿承蒙山西矿业学院张玉山同志审阅，并提出很多宝贵意见，在此表示衷心感谢。书中错误和不当之处，敬希读者批评指正。

编　者

35065

目　录

第一篇　矿　物

第一章　矿物的自然形态 …… 1
第一节　矿物单体的形态和性质 …… 1
第二节　矿物晶体的连生和双晶 ……12
第三节　矿物的结晶习性和矿物集合体形态 ……13
第二章　矿物化学 ……17
第一节　矿物的化学组成 ……17
第二节　矿物的化学式 ……20
第三章　矿物的物理性质 ……21
第一节　矿物的光学性质 ……22
第二节　矿物的力学性质 ……25
第三节　矿物的其它性质 ……28
第四章　矿物的成因 ……29
第一节　化学元素在地壳中的分布规律 ……29
第二节　矿物的形成方式 ……30
第三节　形成矿物的地质作用及矿物的成因类型 ……32
第四节　矿物的组合、共生和伴生 ……35
第五章　矿物研究方法简介 ……35
第六章　矿物的分类和命名 ……39
第七章　矿物各论 ……40
第一节　自然元素大类 ……41
第二节　硫化物大类 ……42
第三节　氧的化合物大类 ……47
第四节　卤化物大类 ……51
第五节　含氧盐大类 ……53
一、硅酸盐类 ……53
二、磷酸盐、钒酸盐、砷酸盐类 ……63

三、硫酸盐类 ……64
四、钨酸盐类 ……66
五、碳酸盐类 ……66

第二篇　火成岩（岩浆岩）

第一章　火成岩的基本特征 ……71
第一节　火成岩的概念 ……71
第二节　火成岩的矿物成分和化学成分 ……72
第三节　火成岩的产状 ……76
第四节　火成岩的结构和构造 ……80
第五节　火成岩的分类及肉眼鉴定表 ……83
第二章　火成岩各论 ……87
第一节　超基性岩类(橄榄岩类) ……87
第二节　基性岩类(辉长岩-玄武岩类)……88
第三节　中性岩类(闪长岩-安山岩类)……89
第四节　酸性岩类(花岗岩-流纹岩类)……91
第五节　半碱性岩类(正长岩-粗面岩类)……93
第六节　脉岩类 ……94
第七节　火成岩的肉眼鉴定和描述 ……97
第三章　火成岩多样性的原因……104
第四章　火成岩体野外观察的基本方法……106

第三篇　沉　积　岩

第一章　沉积岩的形成过程……115
第一节　沉积物的形成……115
一、母岩的破坏——风化作用 ……115
二、主要造岩矿物和岩石在风化过程中的变化 ……118
第二节　沉积物的搬运与沉积……123
一、机械搬运与沉积 ……123
二、化学搬运与沉积 ……125
三、生物搬运与沉积 ……132
第三节　沉积物的成岩作用和沉积岩的后生作用……133
一、沉积物的成岩作用 ……133
二、沉积岩的后生作用 ……136
第二章　沉积岩的基本特征……139

第一节　沉积岩的物质成分……139
一、沉积岩的物质来源……139
二、沉积岩的矿物成分和矿物类型……140
第二节　沉积岩的结构、构造和颜色……142
一、沉积岩的结构……143
二、沉积岩的构造……143
三、沉积岩的颜色……153
第三节　沉积岩的分类……156
一、概述……156
二、沉积岩的主要类型……156
第三章　碎屑岩……157
第一节　碎屑岩的成分和结构……157
一、碎屑岩的成分……158
二、碎屑岩的结构……162
第二节　火山碎屑岩……165
一、火山碎屑岩的一般特征……165
二、火山碎屑岩的分类和命名……167
三、火山碎屑岩的类型……169
四、研究火山碎屑岩的意义与其鉴别特征……170
第三节　砾岩和角砾岩——粗碎屑岩……171
一、一般特征、分类和命名……171
二、粗碎屑岩的观察、鉴定和描述……176
第四节　砂岩和粉砂岩——中碎屑岩和细碎屑岩……180
一、一般特征……180
二、砂岩和粉砂岩的分类和命名……181
三、砂岩和粉砂岩各论……184
四、砂岩和粉砂岩的成因标志、鉴定内容及描述方法……188
第四章　粘土岩……192
第一节　粘土岩的概念……192
第二节　粘土岩的成分、结构和构造……192
第三节　粘土岩的物理性质……195
第四节　粘土岩的成因类型及岩石类型……197
第五节　粘土岩的分布、鉴定和描述方法……202

第五章　化学岩及生物化学岩……204
第一节　化学岩及生物化学岩总论……204
一、概述……204
二、化学岩及生物化学岩的结构……204
第二节　铝质岩……206
第三节　铁质岩和锰质岩……209
第四节　硅质岩……211
第五节　磷质岩……213
第六节　碳酸盐岩……215
一、概述……215
二、碳酸盐岩的分类……215
三、碳酸盐岩的主要类型……218
四、碳酸盐岩的鉴定与描述……226
第七节　盐岩……227
第六章　沉积岩岩相及沉积旋回……228
第一节　概述……228
一、沉积相的概念和分类……228
二、沉积相的成因标志……229
三、沉积相的变化……231
第二节　各类沉积相的特征……235
一、大陆相……235
二、海相……241
三、海陆过渡相……244
第三节　沉积旋回……248
一、概述……248
二、含煤建造中旋回结构的划分、分类和命名……249
第四节　相分析……253
一、相分析的任务、方法与步骤……253
二、岩比法……258

第四篇　变　质　岩

第一章　变质岩的基本特征……264
第一节　变质作用与变质岩的概念……264
第二节　变质作用的因素和类型……265

第三节　变质岩的矿物成分……268
第四节　变质岩的结构和构造……271
第二章　变质岩各论……274
第一节　接触变质作用及其岩石……274
第二节　气成热液变质作用及其岩石……278
第三节　动力变质作用及其岩石……280
第四节　区域变质作用及其岩石……281
第五节　混合岩化作用及其岩石……285
第六节　变质岩的肉眼鉴定和描述……286

第一篇　矿　物

矿物是组成地壳的基本单位。什么叫做矿物呢？矿物就是在地壳中由各种地质作用形成的化合物或自然元素。如石英、方解石、黄铜矿、云母、金刚石等。矿物绝大部分是固体，它具有一定的物理化学性质和内部构造，而且几乎所有的固体矿物都是晶质体。

现在已知的矿物有两千多种，其中较常见的有一百余种。我们研究矿物的目的在于鉴定矿物和利用矿物，为找矿、勘探服务，为发展国民经济建设需要服务。

本篇主要通过矿物的自然形态、外表特征，物理性质及其与化学成分、内部构造的关系，达到认识最常见最主要的矿物的目的。

第一章　矿物的自然形态

自然界中矿物的形态可分为单体、连生体、集合体等三种形态。

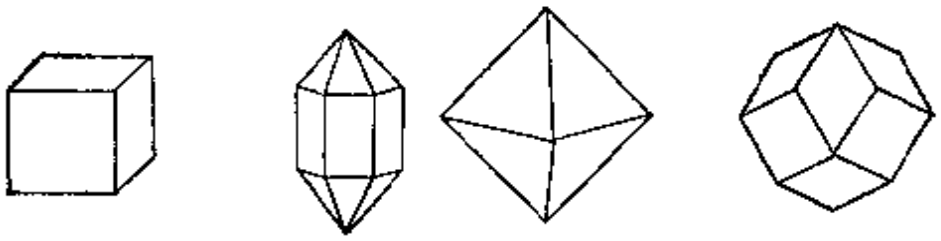
第一节　矿物单体的形态和性质

一、晶体的概念

我们知道自然界中的矿物绝大部分是固体，而且几乎所有的固体矿物都是晶质体。那么，什么叫做“晶体”呢？最初人们从形态上获得晶体的概念是：“晶体是具有规则的多面体外形的固体”。如图1-1是食盐、水晶、磁铁矿和石榴石矿物的晶体。

晶体由晶面、晶棱和角顶三个要素组成：

晶面：晶体外表的规则平面称晶面。



a、食盐　　b、水晶　　c、磁铁矿　　d、石榴石

图 1-1　食盐、水晶、磁铁矿、石榴石的晶体

晶棱：两个晶面相交的直线称晶棱。

角顶：晶棱的相交点称角顶。

晶面、晶棱、角顶总称为晶体的界线要素，体现了晶体外形上的规律性。但是晶体这种规律的几何外形并不是人工磨成的，而是在地壳中各种地质条件作用下、或在实验室内、晶体按照本身的规律性自发生成的，是由晶体内部性质所决定的。因此，要彻底了解晶体的本质就必须研究晶体的内部构造。

根据X 射线对晶体分析研究的结果表明：一切晶体不论其是否具有多面体的外形，它内部的质点（原子、离子、分子）总是作有规律的排列的。而非晶质体其内部质点的排列是没有规律的。绝大部分固体，特别是矿物都是属于晶体（晶质体）。非晶体包括液体、气体及某些固体——玻璃、琥珀、松香和凝固的胶体等。

由此可见：晶体并不一定具有整齐规则的多面体外形，凡是具有一定的内部构造，质点(原子、离子、分子)作有规律排列的固体，都称为晶体。

二、晶体的内部构造

如上所述，晶体内部构造最明显的特点是：质点作有规律的排列，而不是杂乱无章的。那末，质点如何排列的呢？质点在空间是作格子状排列的。这种格子称为空间格子（图1-2）。

空间格子是表示晶体内部构造规律性的几何图形。从晶体的意义来说则可称为晶格。

空间格子有下列要素：

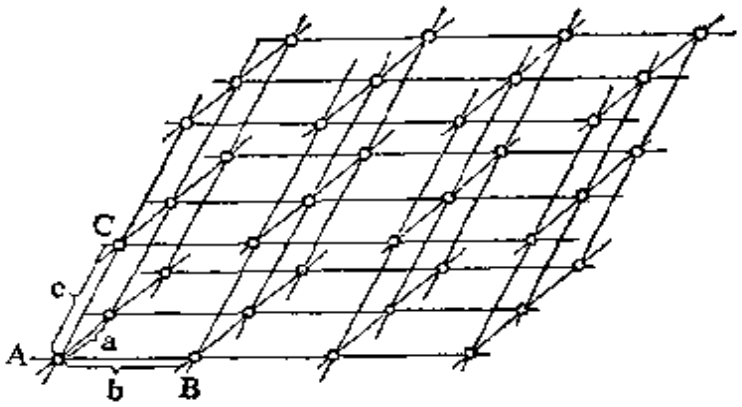


图 1-2　空间格子

结点：空间格子的点，它代表晶体构造中相当的点。在实际的晶体构造中占据结点位置的可能是相同的原子，也可能是相同的离子和分子。

行列：结点作直线排列叫行列（图1-3）。一条行列中相邻结点之间的距离称为该行列的结点间距（图1-3a）。同一行列中结点间距不变，平行的行列中结点间距相等，不平行的行列中结点间距一般不等。

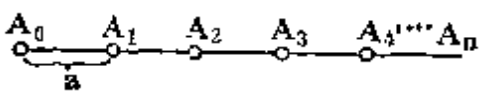


图 1-3　行列

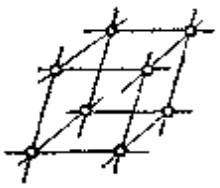


图 1-5　平行六面体

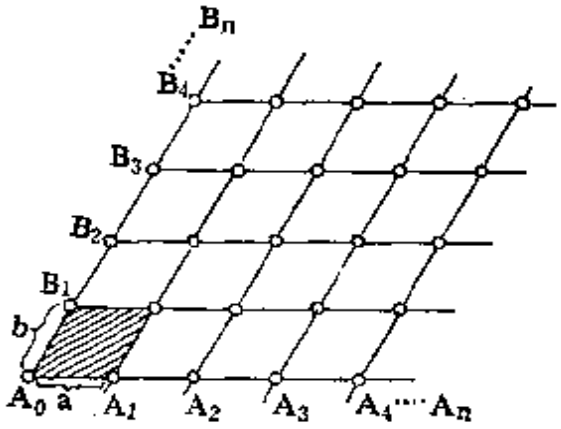


图 1-4　面网

面网：结点在平面上的排列称面网（图1-4）。结点在面网上分布是在平行四边形的角顶上，面网中单位面积内的结点数目称为网面密度。平行面网的网面密度是相等的。不平行的面网则一般不等。

平行六面体（又称晶胞）：空间格子一个单位（图1-5）是由

三对平行而且相等的面网构成的。结点分布在角顶上。

所有的晶体构造中都具有这种空间格子，没有例外，只不过具体形式不同而已。因此，晶体是具有格子构造的固体。如（图1-6）即表示石盐（NaCl）晶体中钠离子和氯离子的规律分布情况。

那末晶体的内部构造与实际晶体的外形有什么有机的联系呢？实际晶体的晶面即相当于网面密度较大的面网，晶棱即相当于质点排列较密的行列，而角顶则相当于结点。

三、晶体的基本性质

晶体最基本的，最特殊的性质是具有格子构造。它使晶体具有下列一些基本性质：

1．自限性：晶体在适当的环境中可以自发地形成具几何多面体的形态。

2．均一性和异向性：晶体是具有格子构造的固体，整个晶体具有同样的构造，这决定了在同一晶体中各个部分的性质也是一样的。如同一晶体的不同部分的化学成分、密度等都一样，这叫晶体的均一性。

在晶体平行的方向上性质虽然相同，但在不平行的方向上则一般具有不同的性质，这种性质称为异向性。例如蓝晶石在不同的方向上具有不同的硬度（图1-7）。

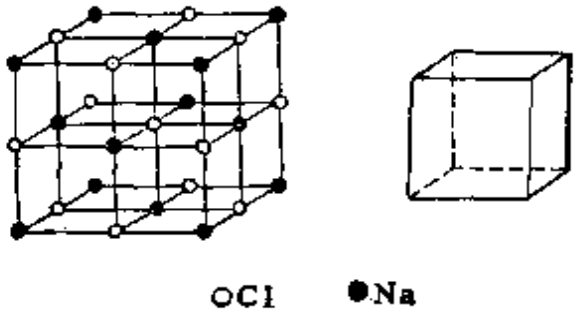


图 1-6　石盐的晶体构造和晶形

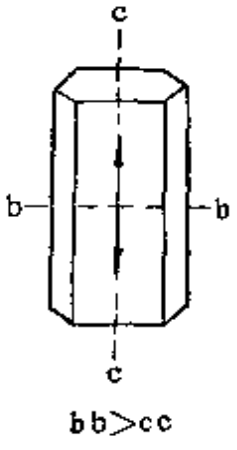


图 1-7　蓝晶石硬度的异向性

晶体的均一性和异向性都是晶体内部构造的反映。

3．对称性：由于晶体内部质点作有规律的排列，因而反映在晶体的外表形态上常有相同部分作有规律的重复，这种现象叫晶体的对称性。对称性是晶体的主要特征之一。（在下面将专门讨论）

4．定熔性：晶体具有一定的熔点，非晶质体没有一定的熔点。

5．稳定性：晶体可以长久地保持它自己的状态。因为晶体中质点彼此紧密联系、很少发生位移，所以比较稳定。非晶质体则不是这样，它往往容易转变成为晶体。

晶体的上述基本性质、表现在各种矿物的物理性质上。掌握这些特性对于鉴定矿物是具有实际意义的。在第三章中将专门讨论。

四、晶体的形状

由于晶体内部质点作有规律的排列，所以在生长发育条件好的时候，晶体常具有规则的几何外形。如前面我们所讲到的石盐的内部构造是钠（Na）和氯（Cl）离子在三度空间作等距离的立方格子状排列，所以石盐常是立方体的晶形。而非晶质的矿物因内部质点排列不规则，所以就没有规则的几何外形。

晶体究竟有多少种形状呢？

晶体的形状很多，从矿物结晶的单体形态来说可分为两种：即单形和聚形 。

1．单形：由同形等大的晶面构成的晶体，称为单形。如立方体、八面体、菱面体等（图1-8）。

晶体中总共有47种单形（图1-9）。

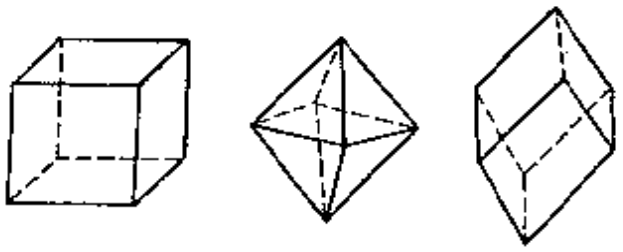
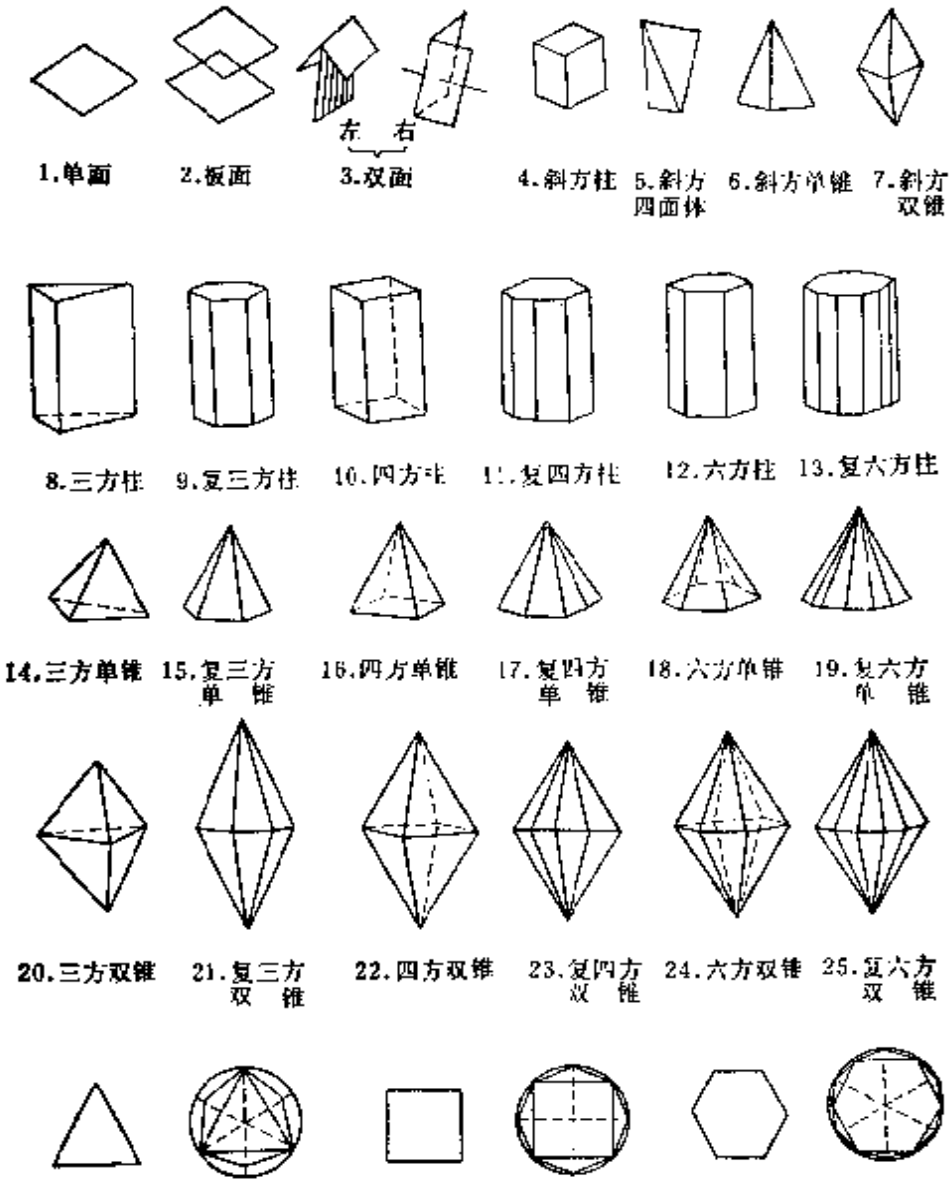


图 1-8　单形：立方体、八面体、菱面体

2．聚形：由两种或两种以上形状和大小的晶面构成的晶体称为聚形。如图1-10a为方铅矿立方体和八面体的聚形；图1-10b为六面体（由 a 面组成）和八面体（由 o 面组成）二个单形组合



各种柱、单锥、双锥的横断面

而成的聚形。

由于聚形是由两个或两个以上的单形所组成的晶形，所以聚形的种类繁多，就是最常见的也有四五千种。

晶体的外形主要是其内部构造决定的，同一种矿物由于生长环境的关系，也可以构成不同的晶体外形。可是，它们的内部构

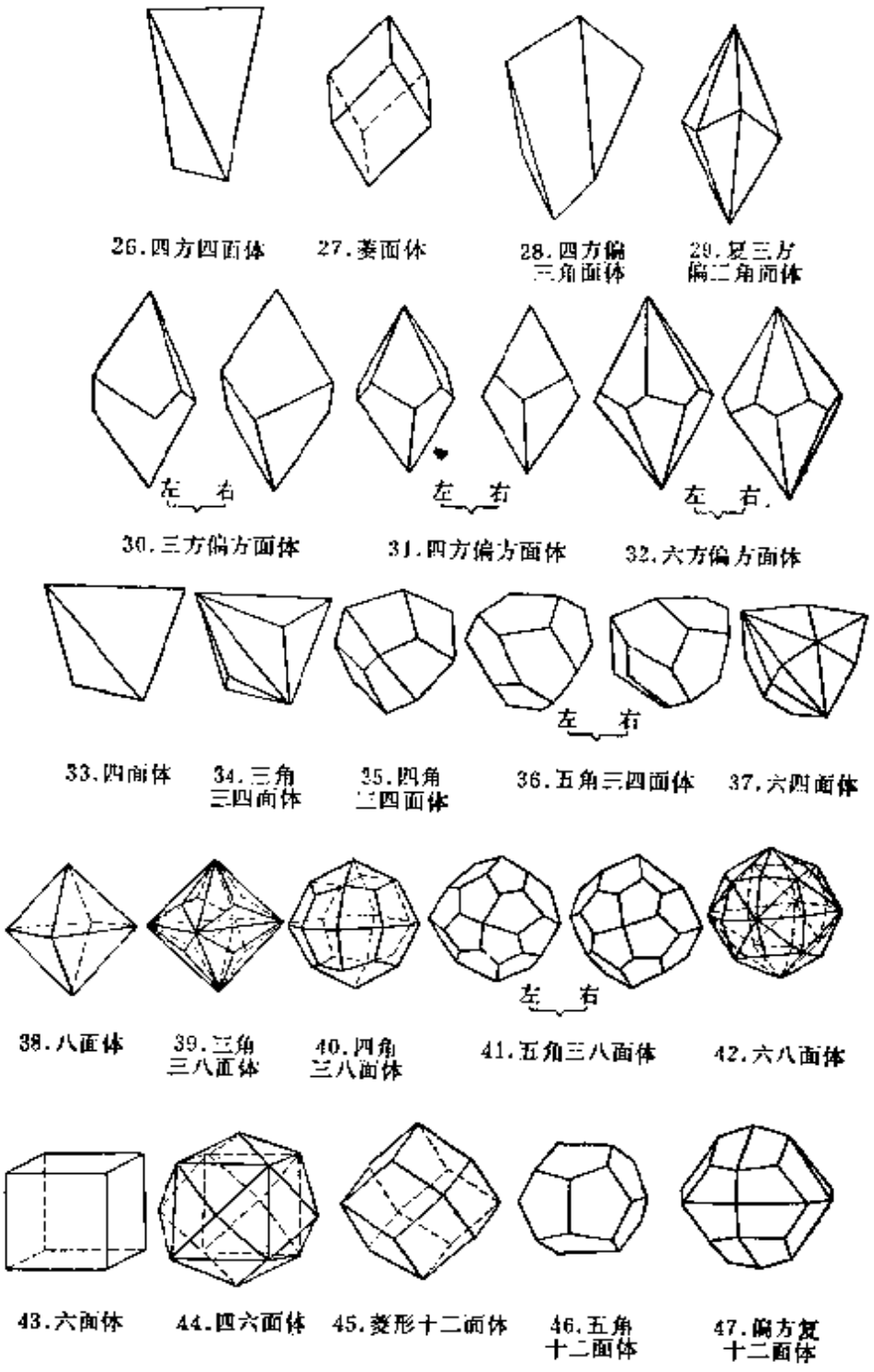
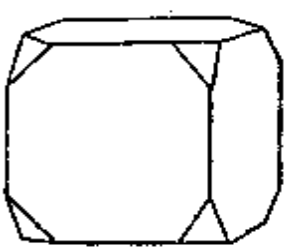


图 1-9 晶体的 47 种单形

造以至对称类型却总是一样的。例如黄铁矿有立方体、五角十二面体及八面体的晶形（图1-11）。萤石有八面体、立方体、菱形



a、方铅矿立方体和八面体的聚形



b、方铅矿六面体和八面体的聚形

图 1-10　方铅矿的聚形

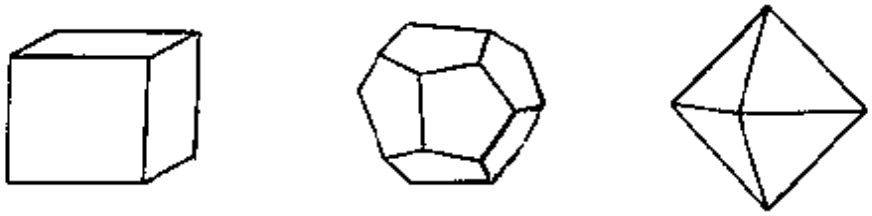


图 1-11　黄铁矿的晶体

十二面体等晶形（图1-12）。方解石有三百多种晶形，常见的有菱面体和复三方偏三角面体（图1-13）。

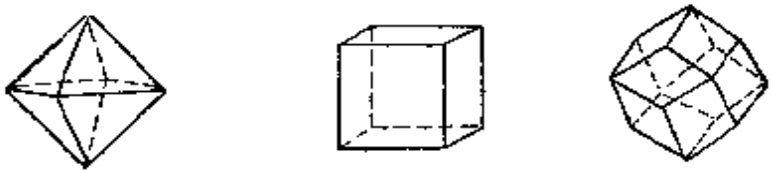


图 1-12　萤石的晶体

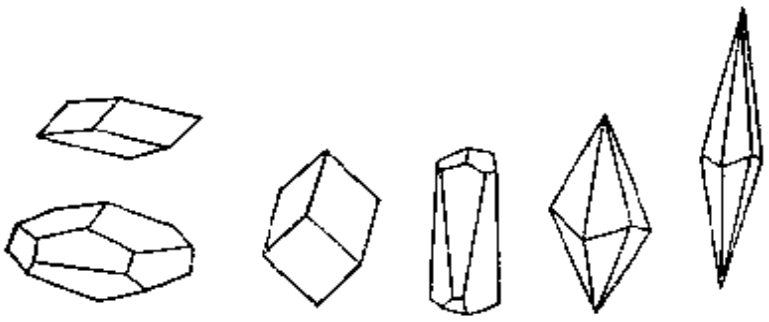


图 1-13　方解石的晶体

不同的矿物由于内部构造相似，也可以形成相同的晶形。例如岩盐和方铅矿都具有立方体的晶形（图1-14）。

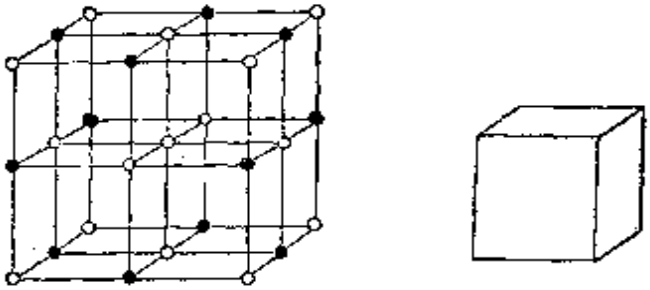


图 1-14　方铅矿、岩盐的晶体构造和晶体

五、晶体的对称

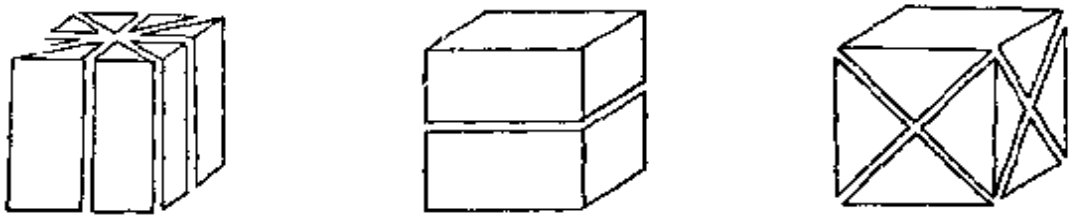
物体相同部分有规律的重复叫做对称。

当我们转动方铅矿的立方体晶体时，发现相当的晶面、晶棱和角顶都作有规律的重复。这种现象称为晶体的对称性。晶体外形的对称性取决于其内部构造的对称。

一般常用一些辅助几何形象（点、线、面）表示晶体作有规律的重复，这些几何形象称为对称要素。

对称要素有对称面、对称轴及对称中心三种。

1．对称面（P）：即把晶体分为两个镜像相等部分的假想平面，这个假想平面称为对称面，以P来表示。如立方体的方铅矿中有9个对称面，用9P表示（图1-15）。



a、四个垂直对称面　　b、一个水平对称面　　c、四个倾斜对称面

图 1-15　方铅矿立方体的九个对称面

2．对称轴（L）：是通过晶体中心的假想直线。当晶体围绕此直线旋转时则晶体上的晶面、晶棱和角顶都作有规律的重复。这条假想直线称为对称轴。以L表示。所谓有规律的重复，就是每旋转一定的角度即重复一次，旋转360°重复n次。我们把重复的次数称为轴次。二次对称轴以“L^2”表示；三次对称轴以“L^3”

表示；以此类推（图1-16）。

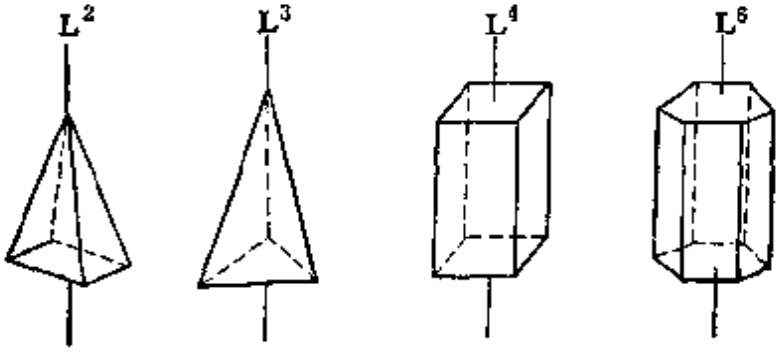


图 1-16　晶体中的各种对称轴

在晶体中由于受到内部构造规律的制约，它只可能出现L^1、L^2、L^3、L^4和L^6，而不可能有五次的以及高于六次的对称轴。这就是结晶学里的对称定律。

因为任何物体都存在L^1，故没有实际意义。

一个矿物晶体可能有几个对称轴及几种类型对称轴。

3．对称中心（C）：假设晶体有一中心点O，通过这点的等距离的两端出现相互对应的部分，这点就称为对称中心，以C来表示(图1—17)。

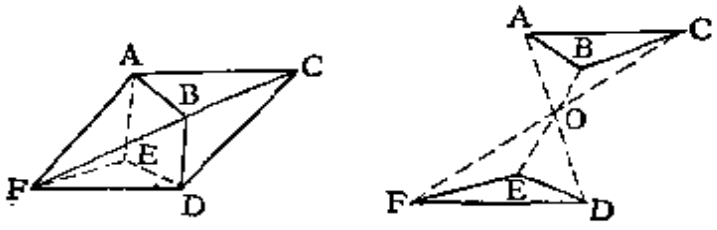


图 1-17　对称中心

要确定晶体有无对称中心，可把晶体放平、看上下晶面是否大小相等、彼此平行、方向相反。如果是则有对称中心；反之则无。一个矿物晶体只有一个对称中心。

六、晶系和晶族的划分

晶体中，对称要素可以单独存在，也可以共同存在。现在我们来谈谈对称要素的组合规律。例如常见的火柴盒形状的晶体，

它的全部对称要素为：$3L^2 3PC$。立方体晶体的全部对称要素为 $3L^4 4L^6 6L^2 9PC$ 等等。一个晶体全部对称要素的总和称为对称类型。

晶体对称要素的组合形式经过数学的、严谨的证明，共有32种对称类型。

晶体可以按照其对称特点进行分类。根据晶体中是否有一个或几个高次对称轴（指 L^3、L^4、L^6）存在，把晶体分为三个晶族：即高级晶族、中级晶族和低级晶族。高级晶族的特点是高次轴多于一个，又称等轴晶系；中级晶族只有一个高次轴，依据其主轴的轴次，分别划分为三方、四方、六方晶系；低级晶族没有高次轴，依据二次轴或对称面的数目又分为斜方、单斜、三斜晶系。

三个晶族、七个晶系的对称特征见表 1-1 。

表 1-1 各晶族、晶系的对称特征表

晶族	晶系	对称特征
高级晶族 (高次轴多于一个)	等轴晶系	一定有四个三次轴
中级晶族 (只有一个高次轴)	三方晶系	一定有一个三次轴
	四方晶系	一定有一个四次轴
	六方晶系	一定有一个六次轴
低级晶族 (没有高次轴)	斜方晶系	L^2或P的数目大于1
	单斜晶系	L^2或P的数目等于1
	三斜晶系	无对称面或对称轴最多只有一个c

自然界中矿物晶体发育良好的不常见，常见的往往是晶体发育不完全只可以见到部分晶面。这就需要应用上述结晶学的知识来恢复晶体形态，帮助我们认识矿物。例如在野外见到一个矿物的断面是正方形，可以推测有一个L^4，而属于四方晶系。如果是一个柱状晶体，其断面是一个平行四边形，则可能为斜方柱，属于斜方晶系或单斜晶系。

第二节　矿物晶体的连生和双晶

一、晶体的连生

在自然界中，矿物的晶体不但能够形成多种多样外形的单体，而且还能有两个或两个以上的单体生长在一起，这就是晶体的连生。

晶体的连生一般有不规则的连生和规则的连生两种。如果许多单个的晶体连生在一起，彼此之间并没有一定的规律，例如水晶晶族、辉锑矿的柱状晶族(图1-18)，就叫做不规则的连生。也有一些晶体，它们的连生是服从于一定的规律的，这就叫做规律的连生。双晶是在晶体的规则连生中最重要最常见的一种。下面我们主要讨论双晶。

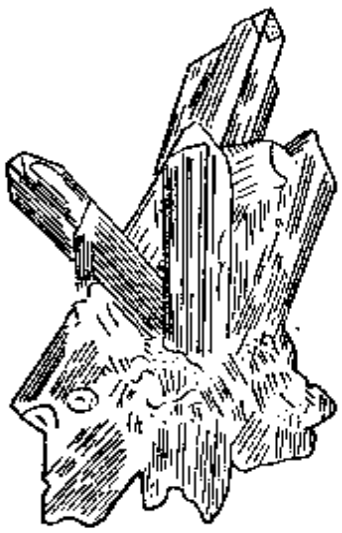
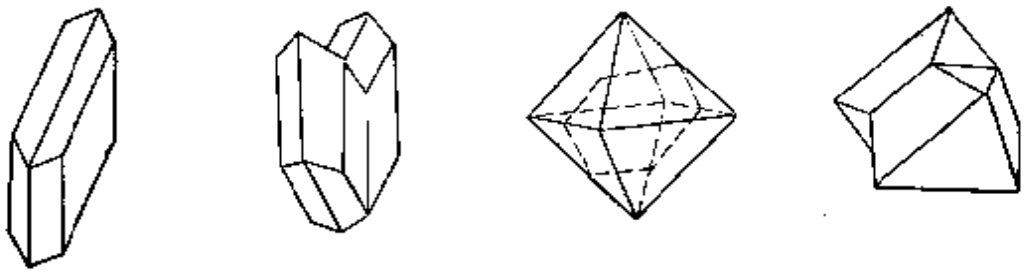


图 1-18　辉锑矿的柱状晶族

二、双晶

同种晶体按照一定规律连生的叫做双晶。根据个体连生的方式常见的双晶有以下几种：

1．接触双晶：它是两个晶体按规则的接合面相接触而成的双晶。如图1-19石膏的双晶便是接触双晶。

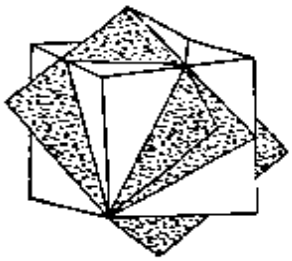


石膏晶体　　石膏燕尾双晶　　尖晶石晶体　　尖晶石接触双晶

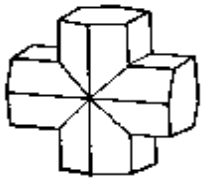
图 1-19　石膏和尖晶石的接触双晶

2．穿插双晶：是由两个晶体有规律的互相穿插而成的双

晶。如图1-20的萤石、十字石及正长石的双晶。



萤石穿插双晶



十字石十字双晶



正长石卡斯巴双晶

图 1-20 萤石、十字石、正长石的穿插双晶

3．聚片双晶：许多个体按同一规律连生在一起，而接合面又互相平行的双晶，叫聚片双晶。这种双晶个体很小，肉眼观察时，在晶面或解理面上可见到许多平行的条纹（双晶纹）。如斜长石的聚片双晶（图1-21）。在鉴定岩石时，把长石置以适当位置，可见亮、暗相间的条纹（图1-22）。

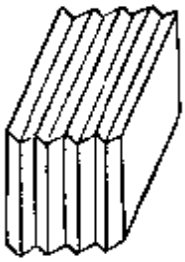


图 1-21 斜长石聚片双晶

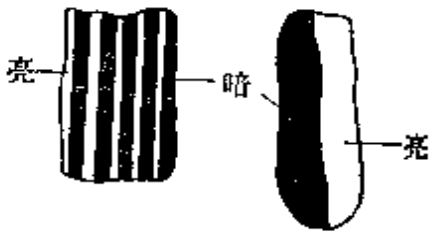


图 1-22 斜长石和正长石的双晶

在自然界中许多矿物经常成双晶出现，例如斜长石、锡石、正长石、方解石、十字石、石英等。特别是斜长石几乎总是成双晶出现。不同的矿物它们构成双晶的规律一般也不相同，因此双晶可以作为识别矿物的特征之一。双晶对于某些矿物的利用有很大的影响，例如用做压电材料的压电石英就不允许有双晶存在。

第三节 矿物的结晶习性和矿物集合体形态

一、矿物的结晶习性

矿物晶体的生长往往趋向于某一形态的习惯叫做矿物的结晶习性。根据晶体在三度空间发育程度的不同可分为：

1．一向延长：晶体沿一个方向延伸、如柱状、棒状、针状、毛发状……等。常见的矿物如角闪石、电气石、石英等为柱状；石棉、纤维石膏等为纤维状、毛发状。

2．二向延长：晶体沿两个方向伸长，如板状、片状、鳞片状等。常见的矿物如重晶石、石膏为板状；绿泥石、云母等为片状或鳞片状。

3．三向等长：晶体在三度空间上发育均等，呈粒状。常见矿物如石榴子石、黄铁矿等为粒状。

二、晶面条纹

晶体的晶面上常常具有细纹，称为晶面条纹。条纹的特点和方向受晶体内部构造控制，服从于对称定律，是鉴定某些矿物的重要特征之一。如石英的柱面上有横纹；绿柱石晶面上具纵纹；内生的菱铁矿晶体（立方体）常有晶面条纹；而表生的黄铁矿晶体则无。所以晶面条纹也具有一定的鉴定上的意义。图 1-23 为常见矿物的晶面条纹。

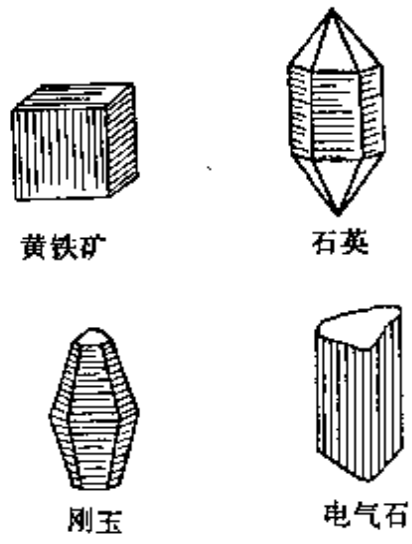


图 1-23　晶面条纹

三、矿物集合体的形态

矿物很少成单体出现，往往是由一种或几种矿物聚集而成的集合体在自然界中出现。矿物集合体的形态很多，通常是按照它们类似于某种物体而给以适当的名称，如放射状、葡萄状、片状等等。下面叙述几种常见的集合体形态。

1．粒状集合体：如磁铁矿常是由许多不完整的八面体颗粒堆积而成的，称为粒状集合体。

2．放射状集合体：针铁矿、白铁矿、角闪石、阳起石等柱状矿物有时呈放射状排列，构成放射状集合体。

3．纤维状集合体：石棉、纤维石膏、硅灰石等纤维状矿物

常构成纤维状集合体（图1-24）。

4．片状、鳞片状集合体：由二向伸长的矿物单体所组成的集合体，大的叫片状，如云母；需要在放大镜底下才能分辨的叫鳞片状，如绢云母、绿泥石。

5．晶簇：是指生长在同一基底上的单晶的集合体(图1-25)。晶簇中常常形成有工业价值的矿物晶体，如石英、黄玉、绿柱石、萤石等。

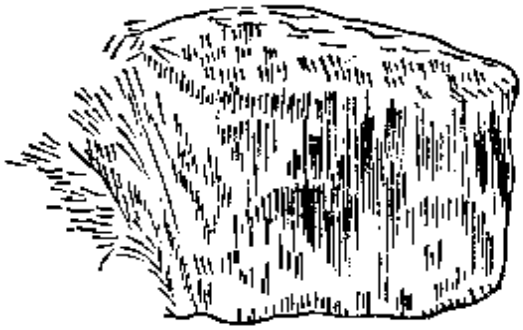


图 1-24　纤维状集合体（石棉）

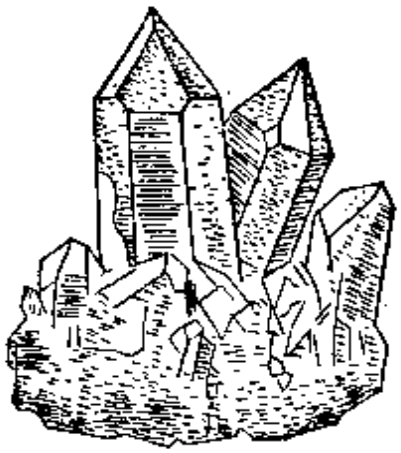


图 1-25　石英晶簇

6．结核体：在已形成的沉积物中，矿物质围绕某一中心自内向外逐步生长而生成的集合体。它既可以在致密的岩石中形成，也可以在疏松的沉积物中形成。它多数是由围岩物质供给而形成的。常见的有磷灰石、菱铁矿、褐铁矿、白铁矿之结核（图1-26）及黄土中的钙质结核等。

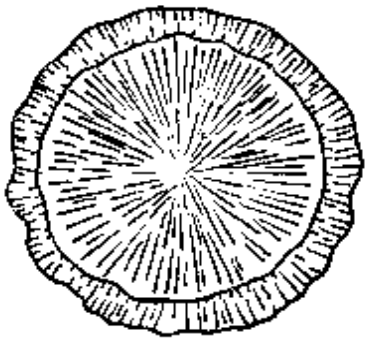


图 1-26　结核体（白铁矿）



图 1-27　孔雀石的同心层状

结核体的内部构造可以是放射状、同心层状（图1-27）或致密状。直径小于2毫米者称鲕状，如鲕状赤铁矿、鲕状石灰岩。大于豆粒者为豆状，如豆状铝土矿。

矿物集合体很多，除上述者外尚有板状（图1-28）、树枝状、钟乳状、葡萄状、土状（图1-29）、粉末状等。不一一叙述。

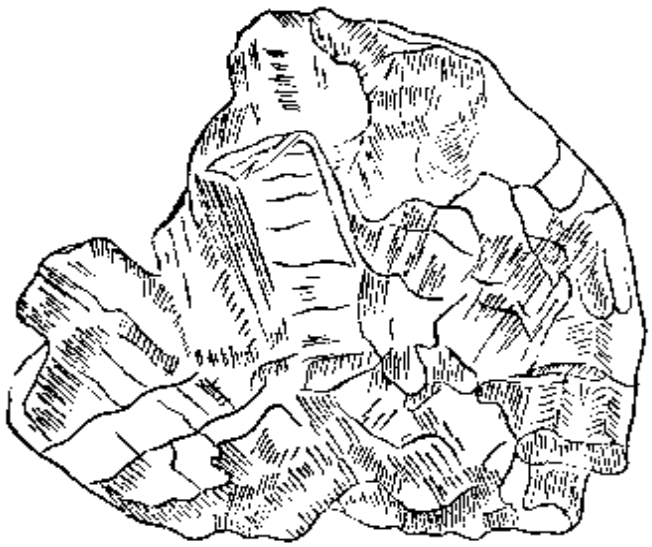


图 1-28　板状集合体

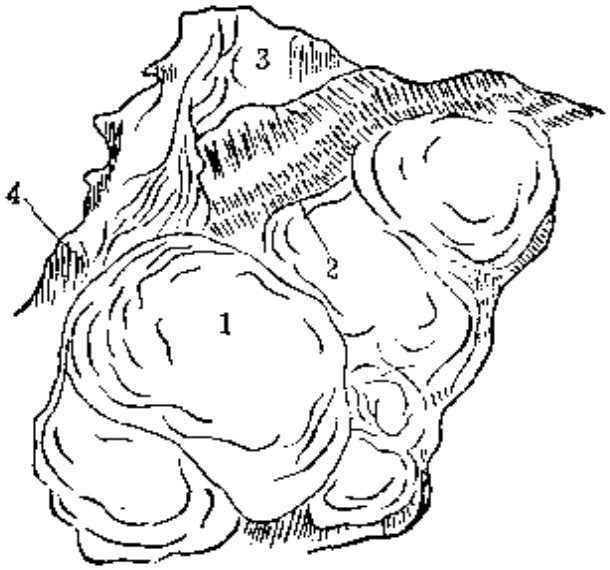


图 1-29　葡萄状及土状集合体

1、2—蓝铜矿；3—孔雀石；4—褐铁矿

第二章　矿　物　化　学

矿物是在自然界各种地质作用下经过物理和化学变化而形成的，具有一定的物理性质和化学性质的元素化合物或自然元素，其性质决定于它的化学成分和内部构造。因此，了解矿物的化学成分和化学特性对研究矿物来说是极其重要的。

第一节　矿物的化学组成

矿物的化学组成可分为单质和化合物两大类。化合物中又可以分为组成固定的化合物和组成可变的化合物。

一、单质

同种元素自相结合而成的矿物叫单质矿物，如金刚石、自然铜、石墨、自然硫等。

二、组成固定的化合物

组成矿物的化学成分固定不变，如方铅矿（PbS）、孔雀石（$Cu_2[CO]_3[OH]_2$）等。因此它们的物理性质如硬度、比重、熔点等都有固定的数值。

有些矿物仍可混入极少量的杂质，但这些杂质在晶格中不占有固定的位置，所以不会影响矿物成分相对的固定。如在方铅矿（PbS）中可含银（Ag）达百分之几。

三、组成可变的化合物

这类化合物的组成成分不固定，不是机械混入，而是由类质同像所引起的。如闪锌矿（ZnS）中常含有一定量的铁（Fe）。Fe^{2+}在晶格中部分地代替了Zn离子的位置。

所以自然界中绝大多数矿物在成分方面或多或少都有些变化，绝对的纯是没有的。其原因一方面是由于外来机械物质的混入，另一方面最主要的最普遍的是类质同像化合物的加入。

那末什么叫做类质同像呢？

（一）类质同像的概念

我们看到，闪锌矿（ZnS）有浅褐色的、有黑色的。经化验证明色浅的含Fe少、色深的含Fe多，但是它们的晶形、解理等却完全一样。这表明两种闪锌矿的晶体构造相同。也就是说，由Zn、Fe两种元素和S结合与单由Zn一种元素和S结合构成的晶体构造是一样的。即结晶时少量的Fe^{2+}充当了Zn^{2+}进入晶格，没有引起晶格的改变。

我们把在某种结晶物质中，部分质点（原子、离子、离子团和络阴离子）被相类似的质点所代替，而晶体构造保持不变的现象，称为类质同像。这种矿物称为类质同像混入物（或称固溶体）。

（二）形成类质同像的条件

从上可知：类质同像形成的前提是相互代换的质点，其性质相类似。那末，什么样的质点才是类似质点呢？相类似的质点决定于元素离子（原子）的特性。

1．互相代换的离子，其半径大小要相似。如Fe^{2+}（0.83Å）和Zn^{2+}（0.83Å）、或Fe^{2+}（0.83Å）和Mg^{2+}（0.78Å）（Å＝10^{-8}厘米）可以互相代换。一般情况下质点的半径差率（$\Delta r=\frac{r_1-r_2}{r_1}\cdot\%$）＜10～15%时，易于形成类质同像混入物。

2．相互代换的离子，其化学键性要相似。如上面说到Zn和Fe与S结合时均为离子共价键，可以互相代替，形成类质同像。

3．互相代换的离子，总电价应该相等。如闪锌矿中Fe^{2+}代换Zn^{2+}，其代换方式是一个换一个。而云母中Mg^{2+}代换Al^{3+}，其代换方式为$3Mg^{2+}\rightleftharpoons 2Al^{3+}$，总电价保持相等。

另外温度、压力对于类质同像的形成也有重要的影响。一般温度升高，压力减少有利于形成类质同像。

（三）研究类质同像的意义

矿物中类质同像的现象是很普遍的，有些非常稀少但又具有

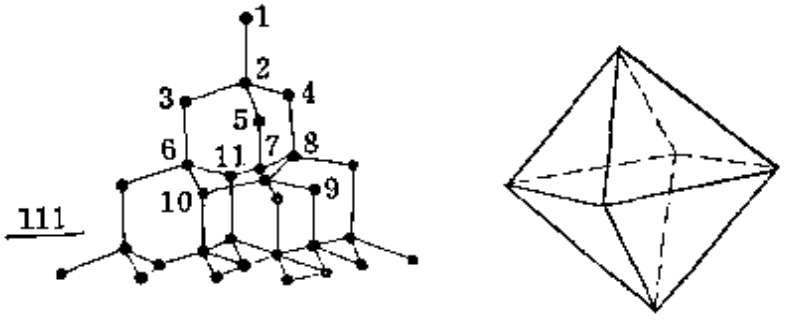
很重要工业价值的元素，它们在自然界中极少形成独立的矿物出现，往往以类质同像的方式赋存于某一矿物中。如 镉 (Cd)、铟 (In)、锗 (Ge)、镓 (Ga)、铊 (Tl) 等元素就常以类质同像的方式赋存于闪锌矿中；铌 (Nb)、钽 (Ta) 等元素赋存于黑钨矿中等。这就成为提取稀有元素的主要来源。

四、同质异像（同质多像）

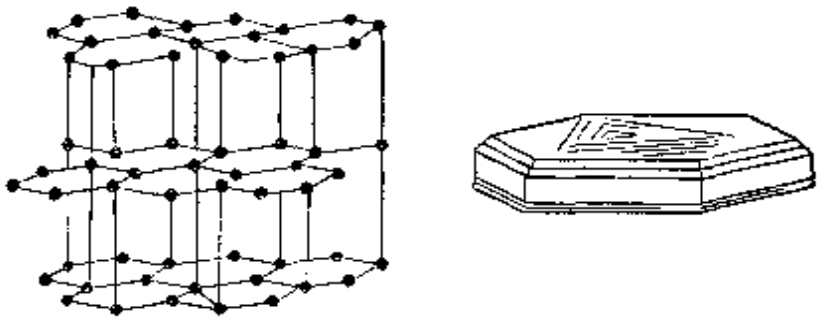
化学成分相同的物质，在不同的环境下形成在性质和构造上完全不同的晶体，这一现象称为同质异像。这样形成的晶体称为同质异像体。例如碳（C）的同质异像体——金刚石和石墨，它们的物理性质及化学性质截然不同(图1-30)。

金刚石：成分是碳（C）、等轴晶系、无色或淡黄色、硬度10、比重3.5、透明。

石墨：成分是碳(C)、六方晶系、黑色或钢灰色、硬度1、比重2.2、不透明。



a、金刚石



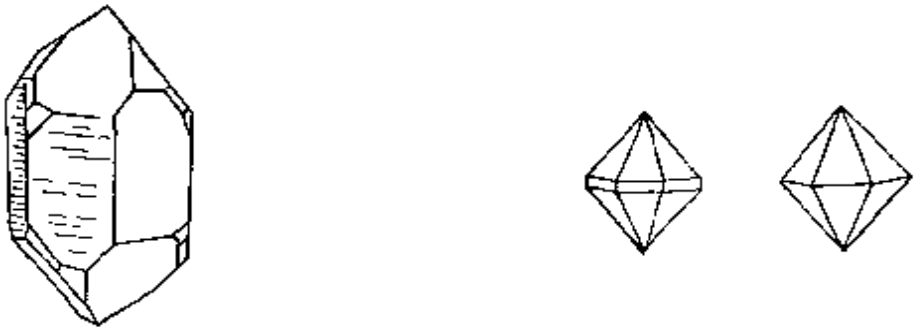
b、石墨

图 1-30　金刚石和石墨的构造和晶体

又如石英（SiO_2），在常压下α石英（低温石英）当温度升高到573℃时，可转变为β石英（高温石英）；而当温度降低至573℃以下时，β石英又可转变为α石英。

$$\alpha\text{石英} \underset{\text{(降低)}}{\overset{573℃\text{(升高)}}{\rightleftharpoons}} \beta\text{石英}$$

β石英与α石英的成分都是SiO_2，但β石英为六方晶系，而α石英则为三方晶系（图1-31）。



α石英晶体　　β石英晶体

图 1-31　低温、高温石英晶体

同质异像变体的转变温度是比较固定的。故可做为地质温度计（亦称矿物温度计）。用来确定矿物形成的温度和判断形成环境和条件。

第二节　矿物的化学式

矿物是地壳中的化学元素在一定的地质条件下相互结合达到稳定的产物（稳定是相对的、暂时的、有条件的）。因此，自然界出现的矿物，不论是自然元素、还是化合物，都是地壳中化学元素的一种存在形式，可用化学式来表示。

矿物的化学式是根据化学全分析的结果计算得出的（具体计算从略），其表示方法有下面两种。

一、实验式

实验式仅表示矿物中含有那些主要元素及其数量，如方解石为$CaCO_3$、方铅矿为PbS、黄铜矿为$CuFeS_2$等。这种表示方法没

有反映出各种组分之间的相互关系及其存在的形式，只能作为化学分析资料的证实。

二、晶体化学式（构造式）

通过X 射线的分析，可以了解矿物的内部构造和各种组分之间的结合方式。如方解石是由 Ca^{2+} 和$[CO_3]^{2-}$结合而成，其构造式写为$Ca[CO_3]$。又如滑石的构造式为$Mg_3[Si_4O_{10}][OH]_2$。这种表示方法不仅反映了矿物中元素的种类及其数量比，同时也反映出阳离子和酸根（络阴离子）的结合方式。因此，现在广泛应用构造式来表示矿物的化学成分。

运用晶体化学式（构造式）应遵循下列原则：

1．阳离子写在前面，有多种阳离子时，按碱性由强至弱排列。如白云石$CaMg[CO_3]_2$。

2．阴离子写在阳离子的后面，如方铅矿PbS。

阴离子团用[ ]表示，若有多种阴离子团时，主要的在前，附加的在后，如白云母$KAl_2[AlSi_3O_{10}][OH]_2$。

3．类质同像互换的离子用（A，B）表示，含量多的在前，如闪锌矿（Zn，Fe，Cd，In）S。

4．结晶水以XH_2O表示（X 为固定数），如石膏为 $Ca[SO_4]\cdot 2H_2O$；胶体水以nH_2O表示（n为不定数），如蛋白石$SiO_2\cdot nH_2O$；水分子写在化学式的最后。

第三章　矿物的物理性质

在研究和鉴定矿物时，仅仅根据矿物的形态还不能完全解决问题。例如黄铁矿（FeS_2）、方铅矿（PbS）、和石盐（NaCl），它们都可呈立方体产出。在鉴别它们的过程中，我们稍加观察就会发现：三者各具不同的特性，黄铁矿呈淡铜黄色金属光泽；方铅矿呈灰色金属光泽；而石盐呈无色透明的玻璃光泽。这样对比之后，就可以区别了。可见，要鉴定矿物和研究矿物除形态外，还要掌握矿物的物理性质，即矿物在光学、力学、电磁学以及其他方面

的性质。

每种矿物都具有一定的物理性质，这是由矿物的化学成分和内部构造所决定的。矿物的物理性质除了做为鉴定矿物的重要依据外，有些矿物特殊的物理性质还可以为国民经济建设所直接利用。如金刚石的高硬度、石英的压电性、含铀矿物的放射性等，在工业上、国防上和尖端科学技术上都得到广泛的应用。对于那些比重大的或具磁性的矿物还可以做为找矿、选矿的依据。而具有美丽色彩和光泽的宝石类矿物（如蓝宝石、绿宝石、硬玉、软玉等）则为名贵的传统工艺美术原料。

矿物的物理性质包括光学性质、力学性质、电磁学性质及其它方面的性质等。下面我们着重介绍肉眼能够观察到的物理性质。

第一节　矿物的光学性质

矿物对于光线的反射、折射、吸收等所呈现的光学现象称为矿物的光学性质。包括矿物的颜色、条痕、光泽、透明度等。

一、颜色

矿物的颜色是矿物对白光中光波吸收的表现，是一种最明显最容易认识的标志。如辰砂（HgS）呈朱红色、孔雀石（$Cu_2[CO_3][OH]_2$）呈鲜绿色、磁铁矿（Fe_3O_4）呈铁黑色。颜色是鉴定矿物的重要特征之一，某些矿物常常具有特殊的固定的颜色。

根据矿物呈色的原因分为自色、他色和假色三种：

1．自色：是矿物本身固有的颜色，是由于矿物的化学成分中含有带色离子所引起的，具有重要的鉴定意义。主要带色离子（色素离子）有Ti（钛）、V（钒）、Cr（铬）、Mn（锰）、Fe(铁)、Co（钴）、Ni（镍）等。其中以铁最明显，如含三价铁的赤铁矿为樱红色、含二价铁的磁铁矿为铁黑色。根据矿物的颜色变化有时可以推测矿物中某种元素的含量多少。如闪锌矿一般为黄褐、浅褐色，含铁多时则呈深褐色。

2．他色：是矿物中含有外来带色杂质、气泡等所引起的颜

色称为他色。如石英本来无色透明，因含有机质微带棕黄色（烟水晶）或呈黑色（墨晶），因含微小气泡呈白色。

3．假色：是矿物表面因有氧化薄膜、或因裂隙等原因引起光线发生干涉而呈现的颜色称为假色。如斑铜矿因表面有一层氧化物薄膜产生锖色（烤蓝色）、方解石因内部有微细解理而成晕色。

一般我们采用标准色谱描述矿物的颜色，也可根据常见的实物来命名，如天蓝色、玫瑰红、橄榄绿、桔黄、乳白等。有时可用红中带黄、蓝色微带绿色等词来描述。

观察矿物颜色时，应看矿物的新鲜面，对于硫化物类矿物尤为重要。初学者时常不易准确的辨别和描述，特别是对那些过渡型的颜色。但只要我们勤观察、多对比、反复练习就会逐步掌握的。

二、条痕

条痕是指矿物粉末的颜色。

一般是将矿物在瓷板上擦划出的粉末痕迹进行观察，对硬度大于瓷板的矿物需碾成细粉末来观察。

矿物条痕的颜色比较固定，它可以消除假色、减弱他色，所以更具有鉴定意义，特别是对于那些暗色矿物意义更大。例如赤铁矿和褐铁矿有时也呈现出和磁铁矿一样的黑色，但它们的条痕却完全不同，磁铁矿条痕是黑色，赤铁矿条痕是樱红色，褐铁矿的条痕是褐黄色。根据条痕色即可将三者区别。

在瓷板上试验条痕时，不必用力过猛，以免矿物破碎成较大颗粒，得不到矿物的粉末。矿物粉末越细，条痕色越正确。另外要用矿物新鲜面进行擦试。当很多矿物共生在一起时，要选择单体来试条痕，才能得到欲试矿物的条痕色。

三、光泽

光泽是指矿物表面反光的能力。有些矿物反光能力强，如金刚石具有灿烂的光泽；有些矿物反光能力弱，如高岭土具有土状光泽。所以光泽也是鉴定矿物的标志之一。

矿物反光能力的强弱由反射率（R）来决定（即矿物表面反

射光线的强度与照射到矿物表面光线强度的比率)。反射率大则光泽强；反之，则弱。根据反射率的大小将光泽分为四个等级：

1. 玻璃光泽：象普通玻璃一样的光泽。如石英、方解石、磷灰石、长石等。具玻璃光泽的矿物大都为透明矿物。

2. 金刚光泽：象金刚石一样灿烂的光泽。如金刚石、锡石、闪锌矿、锆石等。

玻璃光泽和金刚光泽又都称为非金属光泽。

3. 半金属光泽：介于金属光泽与非金属光泽之间的过渡光泽，如赤铁矿、黑钨矿等。

4. 金属光泽：象铜、铅等金属一样的光泽，如辉锑矿、方铅矿、黄铜矿等。绝大部分为不透明的矿物。

矿物的光泽除上述外，尚有一些特殊的光泽：

5. 脂肪光泽和树脂光泽：具有玻玻光泽和金刚光泽的矿物因反射面不平或解理、晶面条纹的影响而产生。如石英断口呈脂肪光泽，锡石断面呈树脂光泽，同松脂的反光一样（又称松脂光泽)。

6. 丝绢光泽：具有平行纤维状构造的矿物产生象丝绢一样的光泽，如石棉、纤维石膏等。

7.珍珠光泽：具有极完全解理的矿物在解理面上呈现出珍珠一样的光泽，如云母等。

8. 腊状光泽：隐晶质或胶体矿物所呈现的象腊一样的光泽，如叶腊石等。

9. 土状光泽：疏松土状集合体如高岭石具有很多细孔，使表面暗淡无光、象土块似的没有光泽称土状光泽。

影响光泽的因素很多，因此观察光泽时应注意是矿物的晶面还是断口的光泽。初学时最好把几种不同光泽的矿物放在一起对比，进行观察。

四、透明度

矿物透光的程度叫透明度。矿物透明的程度总是相对的，没有绝对透明的矿物，也没有绝对不透明的矿物。观察矿物的透明

度，要在同一厚度下才能比较（通常以0.03毫米为标准）。肉眼观察时，可观察矿物碎片的边缘。

根据矿物透光能力相对大小分为三类：

1．透明的：如石英（水晶）、方解石（冰洲石）等，能透见物像。

2．半透明的：能模糊地透见物像，如闪锌矿、辰砂等。

3．不透明的：不能透见物像，如石墨、磁铁矿等。

对某些矿物原料（如压电石英、冰洲石），透明度是一个重要的条件。

上述四种光学性质（颜色、条痕、光泽、透明度）都互相联系、互相影响着。它们之间的关系见表1-2。

表 1-2 矿物光学性质相互关系表

颜色	无色	浅色	彩色	黑色或金属色
条痕	无色或白色	白色或浅色	浅色或彩色	黑色或金属色
透明度	透明	半透明		不透明
光泽	非金属	半金属		金属

第二节 矿物的力学性质

矿物的力学性质是指矿物在外力作用下（如打击、刻划、拉压等）所呈现的性质。

一、硬度

矿物抵抗某种外来机械作用（如刻划、研磨、压入等）的能力叫做矿物的硬度。矿物的硬度比较固定，是鉴定矿物的重要依据之一。

一般以下列十种矿物作为鉴定矿物相对硬度的标准，这就是摩氏硬度计：

1．滑石、2．石膏、3．方解石、4．萤石、5．磷灰石、6．正长石、7．石英、8．黄玉、9．刚玉、10．金刚石。

滑石的硬度为一度、石膏为二度、其余依次类推。显然后面的矿物可以刻划前面的矿物。但必须提出：这是相对硬度。

在测定矿物硬度时用上述标准硬度的矿物与所要测定的矿物进行比较。如矿物能被石英所刻划，而该矿物又能刻划正长石，那末此矿物的硬度在6～7之间。野外工作中硬度在7以上的矿物较为少见。为了鉴定硬度在6以下的矿物可以采用如下工具：指甲硬度2.5，回形针为3.5，小刀或玻璃为5.5～6。这些工具在野外测定矿物的硬度就够了。在测定矿物硬度时应注意选好晶面，轻轻的刻划就可以了，不必用力过猛。

二、解理

结晶矿物在外力作用下沿一定方向裂开成光滑平面的性质叫做解理。这种规则的裂开面叫做解理面（图1-32）。

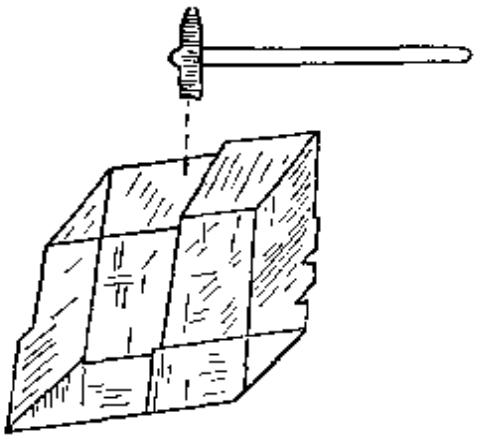


图 1-32　解理及解理面

虽然同一种矿物可以生成不同的晶形，但具有相同的解理。如方解石有三百多种晶形、但都具有菱面体解理。因此解理是鉴定矿物的重要特征之一。

解理面常与晶面平行。

根据矿物受力后裂开的难易程度、解理片的厚薄与解理面的光滑程度，可将解理分成五级：

1．极完全解理：解理面极平滑，裂成极薄的层状，如云母可一层一层的剥开，故劳动人民称之为“千层皮”。其他如石墨、辉钼矿等亦是。

2．完全解理：晶体能裂成表面平整的碎块，如方解石（图1-32）、方铅矿、岩盐等。

3．中等解理：在矿物的碎块上既有解理面，又有断口，如辉石、角闪石等。

4．不完全解理：在矿物碎块中难于找到解理面，断口常见，如锡石、磷灰石等。

5. 极不完全解理：实际上无解理。矿物碎块上都是断口，如石英、黄铁矿等。

三、断口

断口是矿物受打击后所产生的不规则的裂开面（破裂面）。没有解理的矿物则完全是断口。

按照断口面的形状可分为如下几种：

1. 贝壳状：矿物破裂后具有弯曲的凹面和同心状构造，很象贝壳如石英、燧石等矿物的断口。

2. 平坦状：断口面虽然粗糙，但还平坦，如锡石。

3. 参差状：断口面很粗糙而且不平坦，如黄铁矿。

4. 锯齿状：断口面突起尖锐尤如锯齿一般，如黄铜矿的断口。

总的来说：解理与断口互为消长。解理发育的矿物断口不发育，解理不发育的矿物或无解理的矿物则多出现断口。

四、比重

矿物的比重是指矿物在空气中的重量与同体积的水在4℃时重量之比。每种矿物都有它自己的比重。比重是鉴定矿物又一重要特征。在找矿勘探工作中常利用矿物的比重作为重力探矿和选矿的依据。

根据比重把矿物分为三类：1. 轻的：比重小于2.5；2. 中等的：比重在2.5～4之间；3. 重的：比重大于4。

矿物的比重决定于它的化学成分和内部构造。在通常情况下，组成元素的原子量越大，则比重越大；反之则小。组成矿物的质点排列越紧密则比重越大。如金刚石与石墨都由碳组成，但前者质点排列紧密，比重为3.5；后者排列较疏，则比重为2.2。

矿物的比重和光泽也有一定的关系，一般非金属光泽的矿物比重较轻、在2.5～3之间。刚玉和重晶石的比重则在3.5以上，是特殊情况。具有金属光泽的矿物比重多在5左右，如黄铜矿、方铅矿等。

五、韧性

矿物经压力、切割、打击或弯曲时呈现的一种抵抗力称韧

性。韧性包括脆性、柔性、挠性、弹性和延展性等。

第三节　矿物的其它性质

一、矿物的电学性质

1. 导电性：矿物对电流的传导能力叫导电性。它和矿物的内部构造有关。根据矿物对电流的传导能力不同可分：

绝缘体：如石棉、白云母等。

导体：如自然矿物（金、铜等）及一部分硫化类矿物（黄铜矿、方铅矿）等。

半导体：如金刚石、自然硫等。

导电性具有重要实际意义，根据矿物导电性的差异可用以找矿，即所谓电法勘探。

2. 压电性：某些晶体在压力或拉力作用下产生电荷的性质叫压电性。如压电石英在电子工业上得到广泛使用（用于无线电的振荡器及制造雷达等）。

二、矿物的磁性

矿物的磁性是指矿物能被磁铁吸引或排斥的性质。

磁性是含 Fe、Co、Ni 的少数矿物所特有的性质，因此它是重要的鉴定特征。矿物的磁性还被用于选矿和找矿，即所谓磁选和磁法勘探。

三、放射性

放射性是含铀（U）、钍（Th）、镭（Ra）等放射性元素的矿物由于它们蜕变时放出 α、β、γ 射线的性质。根据这个性质可以找寻在国防上和原子能工业上迫切需要的放射性元素矿床，并可计算矿物和地层的绝对年龄。

四、吸水性

某些矿物有吸收空气中水分的能力，如高岭石(能粘舌头)。

第四章　矿物的成因

研究矿物的成因，可以了解矿物的形成环境及其规律，根据其规律可以指导找矿、勘探，扩大和发现新的矿物原料基地。

第一节　化学元素在地壳中的分布规律

研究矿物的成因，首先应该了解地壳中的化学元素分布的最一般规律。

门捷列夫周期表中的绝大部分元素都是地壳成分中的成员。但各种元素在地壳中的含量却大不相同。根据克拉克等人的计算，元素在地壳中的含量是极不一致的，有的差几十亿倍。其中O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K、Mg八种元素之和达98.5%，它们也是构成地壳的各种岩石的主要成分。其余所有的各种元素之和小于1.5%。

由于各种元素本身的性质不同，它们在地壳中的分布也就有所不同。有些元素是比较集中的，而另一些元素则是比较分散的。

根据地壳中元素相互结合所表现出来的相似性可将元素分为：

亲硫元素：如Cu、Pb、Zn、Cd、Hg、Sb、Bi及贵金属等。它们多与S结合成硫化物类矿物并往往形成重要矿床。

亲石元素：这类元素是O、Si、Al、Ca、Mg、Na、K、Li、Rb……以及稀土金属等，它们所组成的硅酸盐类矿物是构成地壳岩石的最主要组成部分。

亲铁元素：最能与铁共生的元素。这些元素是Fe、Mn、Ni、Co、Mo及P、C、Pt族元素。

上述亲硫元素所构成的矿物往往富集而成金属矿床，故又叫

成矿元素。而亲石元素组成的矿物则构成了岩石和非金属矿床，故又叫做成岩元素。至于亲铁元素中的某些元素则往往具有两重性作用，它们既可以做为造岩元素、又可做为造矿元素，如铁、锰等。

成矿元素和成岩元素在地壳中集中和迁移的性能上有重大的差别（所谓元素的迁移是指地壳中元素的分散和集中的移动）：

1．成岩元素在内生地质作用中趋于分散；而成矿元素则趋于大量的集中，如各种亲硫元素形成的重要金属矿床。

2．成岩元素在外生地质作用下即在地表条件下，常形成巨大的矿床，如岩盐、石灰岩、铝土矿、石膏等；而成矿元素则主要趋向于分散。Fe、Mn、V例外。

3．成岩元素常呈硅酸盐、氧化物、碳酸盐、硫酸盐、磷酸盐出现，极少与S、Se、Te组成化合物，除C、S外极少呈自然状态；成矿元素则与之相反并常呈自然状态出现。它们所形成的化合物不同，这些化合物表现在物理性质上也有显著的差别。成矿元素的矿物（金属矿床）多为不透明、金属光泽、比重大、硬度小、易熔；而成岩元素组成的矿物（非金属矿物）则多为透明、玻璃光泽、比重小、硬度大、难熔。当然这里也有少数例外情况。

从以上可知：地壳中化学元素的集中、迁移和分散的性能是不同的，但也是有规律的。这种差异性和规律性是由原子本身所固有的性质（主要是原子结构、尤其是外电子层构造的控制）和外界条件（温度、压力、物质的浓度、酸碱度等）作用的结果。

第二节　矿物的形成方式

矿物形成的方式和途径主要有以下几个方面：

一、从溶液中形成

这是最常见的一种途径，而且规模最大。从液体中晶出矿物又可分为两种情况：一种是从溶液中形成，主要是溶液温度的降低和蒸发作用的结果。地史上各种盐类矿床的沉积都属于这种形

成方式。另一种情况是从熔体中形成，岩浆熔体的结晶作用就属于这一种。构成地壳95%的火成岩，其组成矿物主要是由于这种方式形成的。

二、从气体中形成

这是由气体的升华作用直接形成的。例如火山口附近所形成的硫磺、氯化铁等矿物即是直接由气体状态生成的。

三、成于固态物的转变

主要是因环境的改变而引起。如在温度和压力的影响下，非晶质体变成晶质体，结晶细的变成结晶粗的，即所谓再结晶作用形成的矿物晶体。石灰岩经再结晶作用变成大理岩就属于这一种。

四、成于交代作用与假象

交代即置换的意思。含矿物质的溶液与先形成的矿物发生化学作用，结果使旧的物质（即先形成的矿物）被新的物质所置换，从而产生新的矿物，这个过程就叫做交代作用。

这种方式生成的矿物往往保留原矿物或其他有机体的外形，因此叫做假象。硅化木是一个典型的实例。

假象可以分为：

1．交代假象：新的物质交代旧的物质而形成的假象叫做交代假象。如方解石形的石英假象、即方解石被SiO_2（石英）所交代形成的。

2．换质假象或蚀变假象：即早先形成的矿物由于化学风化作用失去了一部分成分，同时又加入了新的成分，形成新的矿物，这种现象叫做换质假象。如黄铁矿形的褐铁矿假象，即黄铁矿风化后变为褐铁矿，但仍保留前者的外形，这种假象在内部往往或多或少保留一些原来的矿物成分。

3．充填假象：一种矿物质充填在原矿物被溶蚀后留下的空间，即形成所谓充填假象，如石盐的粘土假象。

假象在自然界中普遍存在，尤以氧化物、碳酸盐、硫酸盐类矿物为多。假象可以说明矿物生成后与溶液所进行的化学反应，

对有关矿物的成因和找矿方向具有一定的实际意义。

五、成于胶态的转变

胶体凝聚而成的矿物称为胶体矿物。胶体矿物脱水向结晶状态转化便成为变胶体矿物。

胶体矿物常呈同心圆状、钟乳状、被膜状或疏松多孔状的集合体，如褐铁矿、铝土矿等。变胶体矿物常呈同心层状、放射状，如针铁矿等。

六、成于生物作用

某些生物的骨骼是由矿物质构成的，它们死亡后的遗骸就可以堆积成矿物集合体，如硅藻土、生物石灰岩等。微生物的生命活动对某些矿物的形成起极大作用，如磷块岩矿床、沉积铁矿和沉积锰矿的形成等。

第三节　形成矿物的地质作用及矿物的成因类型

形成矿物的地质作用主要有三大类：内力地质作用（主要为岩浆作用）、外力地质作用和变质作用。

一、内力地质作用及其形成的矿物——内生矿物

由地质内营力所引起的一系列的、形成矿物的地质作用叫做内生成矿作用。在整个内力地质作用过程中所形成的矿物叫做内生矿物。

内生成矿作用主要表现为岩浆作用。岩浆是埋藏在地下深处的成分复杂的硅酸盐熔融体。岩浆活动的各个阶段都可形成矿物，主要类型有：

（一）岩浆型

这类矿物是从地下深处高温高压的岩浆中结晶形成的，是火成岩的造岩矿物，如橄榄石、辉石、角闪石、云母、长石类石英等。同时还可形成各种有用矿物，如铬、镍、钴、钛、铁、铜、铌、钽等元素构成的矿物。如果这些有用矿物能够大量聚集成矿，在这一阶段形成的矿床叫做岩浆矿床。

（二）伟晶型

是伟晶期形成的矿物。即温度在700～350℃，围岩压力大于岩浆内部压力条件下的残余岩浆中结晶或交代围岩形成的矿物。主要矿物有：钾长石、石英、云母和稀有元素、放射性元素(Nb、Ta、Se、Be、Th、U、Li、Rb、Cs等)的矿物。如果其中有的有用矿物大量聚集成矿，这一阶段形成的矿床叫做伟晶矿床。矿物晶体粗大，个别的可达几十米，重达数百吨。

（三）热液型

是热液期形成的矿物。即在温度375～50℃，从岩浆期后热液中结晶或交代围岩形成的矿物。按其形成温度分为：

1．高温热液型：形成温度在375～300℃之间，主要生成W、Sn、Mo、Bi、Fe等元素所组成的矿物组合。蚀变围岩中的矿物以石英和云母为主。

2．中温热液型：形成温度在300～200℃之间，主要生成Cu、Pb、Zn等元素所组成的矿物组合。蚀变围岩中的矿物以绿泥石、绢云母、石英为主。

3．低温热液型：形成温度在200～50℃之间，主要生成As、Sb、Hg、Ag等元素所组成的矿物组合。蚀变围岩中的矿物以高岭石、明矾石、方解石、石英为主。

热液型的矿物集合体多呈脉状产出，称之为矿脉。充填形成的矿脉与围岩界线清楚，交代形成的矿脉与围岩多呈渐变关系。热液期形成的矿床统称热液矿床。

（四）火山型

是由岩浆喷出地表或火山喷气结晶而成的矿物。如透长石、白榴石、自然硫等。一般粒度较细或呈隐晶质。

近年来我国在火山岩地区找到了大型铁矿床和铜矿床。

二、外力地质作用及其形成的矿物——外生矿物

是指在地表或近地表的常温常压下，由阳光、H_2O、O_2、CO_2和生物作用而形成的矿物，主要有下面两种类型：

（一）风化型

岩石或矿物遭受化学风化时，易溶的物质被水带走，难溶的

物质残留在地表生成氧化物、氢氧化物、硫酸盐及某些碳酸盐等矿物形成残余矿床。如含铁矿物风化形成褐铁矿（$2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$）；闪锌矿风化形成菱锌矿（$ZnCO_3$）；黄铜矿氧化成孔雀石等。风化型矿物多呈蜂窝状、多孔状、钟乳状等形态。

物理分化作用不能形成新矿物，但可使原生矿物残留富集形成残积矿床（碎屑矿床）。

（二）沉积型

主要是化学沉积作用形成的新矿物。有的矿物是由过饱和的溶液结晶而成（如石盐、钾盐）；有的矿物可由胶体沉淀而成（如蛋白石、硬锰矿）；有的矿物则由生物沉积而成（如石油、煤、磷块岩等）。

机械沉积作用，可使性质稳定的矿物富集、形成砂矿。如金刚石、金等砂矿床。

三、变质作用及其形成的矿物——变质矿物

是由早期的矿物、岩石经变质作用形成新的矿物。变质作用有下列两种成矿类型：

（一）接触变质型

是由于岩浆侵入围岩发生变质而形成的矿物。又分：

1. 热变质型：主要是围岩受岩浆热力的影响而发生再结晶作用。如硅质石灰岩中可形成方解石、硅灰石；泥质岩中可形成红柱石、堇青石、夕线石等矿物。

2. 接触交代型：岩浆侵入与围岩发生交代作用形成一系列新的变质矿物，如花岗岩类岩石与碳酸盐岩发生接触交代变质形成柘榴石、透辉石、绿帘石等矿物。同时还有 Fe、Cu 等元素的矿物大量集中形成接触交代矿床。

（二）区域变质型

是由于强烈的地壳运动，使广大区域内的矿物、岩石普遍发生变质作用而形成一系列的变质矿物。其形成的矿物决定于原来的岩石成分及变质程度。常见的矿物有角闪石、云母、蓝晶石、石榴子石等。

第四节　矿物的组合、共生和伴生

在自然界中各种矿物的出现是互相联系的。在同一地质作用下有的矿物可以同时产出，有的则有先后之分。

不论矿物生成时间的先后，只要在空间上共同存在的就称之为矿物的组合。

属于同一成因类型的并在同一成矿阶段形成的矿物组合称为矿物的共生组合。

不同成因或不同成矿阶段所形成的矿物组合叫做伴生。

研究矿物的共生组合规律，对于阐明矿物的成因、岩石的鉴定和综合利用矿产资源有重大意义，对于找矿勘探更有指导意义。

第五章　矿物研究方法简介

一、肉眼鉴定

是根据矿物的形态和物理性质特征进行观察以达到初步鉴定矿物的目的。鉴定时可借助放大镜、双筒镜和简单的化学试剂。这种方法简便，是所有从事地质工作的同志必须熟练掌握的基本方法。为此要求能够正确的鉴别矿物的物理性质和外形特征，能分清主次，尤其要抓住类似矿物特别是常见造岩矿物的共性和特性。虽然肉眼观察对有些矿物很难达到正确鉴定的程度，但仍可根据矿物的特征和共生组合规律进行初步鉴定和估计，为进一步选用其他鉴定方法提供依据。所以肉眼鉴定是野外地质工作极其重要的鉴定方法。

二、简易化学分析

是根据不同矿物、采用几种简单的化学药品、对矿物中的主要元素作简单的定性分析。其中方法很多，主要有粉末研磨法、斑点试验、显微化学分析、磷酸溶液法等。以上方法都很简便，适合于野外工作，并可补充肉眼鉴定之不足，但精度较差，对所

鉴定矿物的种类也有局限性。

三、偏光显微镜和反光显微镜法

这是对矿物、岩石进行观察的一种最广泛应用的鉴定方法。对于透明矿物可磨制成一定厚度（0.03毫米）的薄片，在偏光显微镜下观察鉴定。对于不透明的矿物可磨成光片，在反光显微镜下观察鉴定。

四、化学定性、定量分析

这种方法可以分析矿物中的主要化学元素，也可以分析矿物的全部化学元素，精度高但手续复杂。矿物的系统定量分析还要求有纯净的试样。在找矿勘探过程中只选择有代表性的样品。作系统定量分析时一般只分析矿物中有用组分和有害组分的含量就可以了。

五、光谱分析

光谱分析是利用光谱仪测出每种元素在受到足够热量时所发出的特有光波谱线，通过分光镜后再用照像记录下来，根据谱线特征以达到鉴定矿物中所含元素的目的。这种方法灵敏度高，可以检出矿物中含量极微的金属元素。且操作迅速、试料极少（几毫克即可），已被广泛应用。对稀有元素的定性(又能近似定量)测定更是有效。

六、差热分析

是利用某些矿物因含水、OH^-、CO_2等在受热时，由于物理和化学的变化（如失水、氧化、还原、同质异像体的转变等）产生一定的吸热或放热效应所呈现的差热曲线来鉴定矿物。

为了测定矿物的吸热或放热效应，须选择某种中性体（这种物质在一定的温度间隔内，不会发生急剧的物理化学变化）与欲测定的矿物同时加热进行比较。图1-33为高岭石的差热曲线，在500℃以前几乎无变化，510～600℃时发生吸热效应，继续加热时发生二次放热效应，950～1000℃的放热效应剧烈而显著，1200～1300℃时是一个弱的放热效应。

高岭石的脱水曲线如图1-34所示。高岭石中的结构水〔OH〕

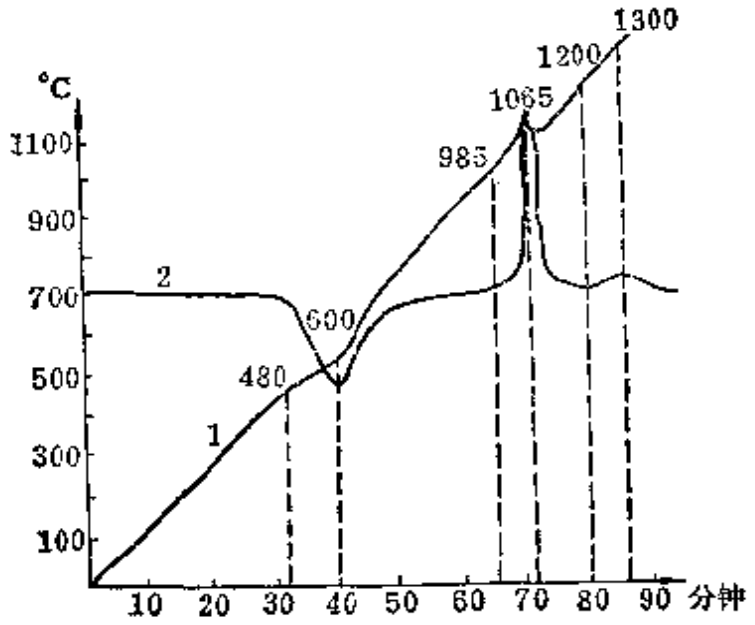


图 1-33　高岭石的差热曲线

1—温度与时间的关系曲线；2—中性体与标本的温度差和时间的关系曲线

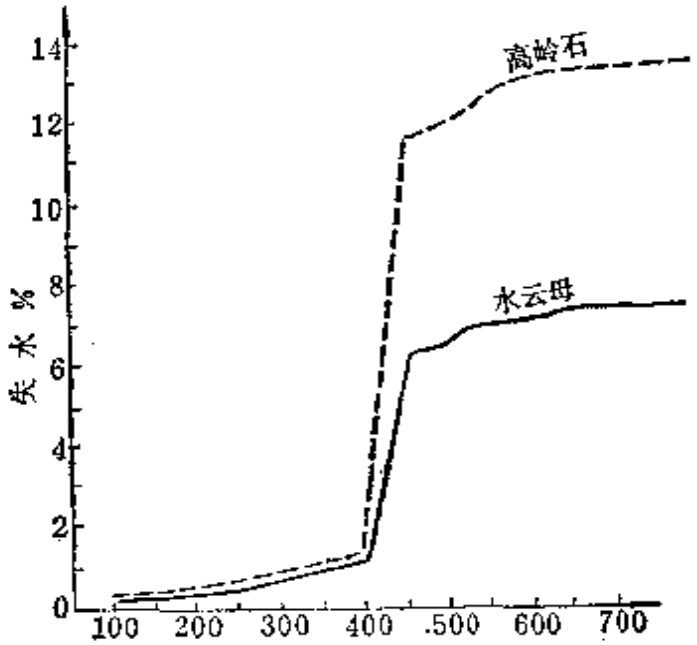


图 1-34　高岭石和水云母的脱水曲线

主要在400～500℃范围内析出，低温时失水很少。

差热分析对显微镜下难鉴定的隐晶物质或细分散物质（如粘土矿物、铝土矿、某些碳酸盐类矿物、氢氧化铁矿物等）的鉴定具有重要意义。

七、X射线微区分析

又称电子探针，这是五十年代后广泛应用的一种新的鉴定方法，常应用于矿物、岩石、金属涂层薄膜等固体样品的定性定量分析。

仪器的主要原理是：一灯丝发射出电子束经过聚焦后打在要研究的样品上面。某一元素的原子被轰击以后、某些内层轨道的电子被击出，外层电子进行补偿，从高能态的轨道跃入低能态的电子放出多余能R，因此发射出元素的特征射线。由于元素的电子结构不同，放出的能量不同，使激发产生的特征X射线的波长也不同。利用$n\lambda = 2d \sin \theta$的原理，将特征X射线通过已知晶面间距（d）的晶体产生衍射并用记数装置记录其射线的强度。由于不同元素有不同波长的特征X射线，从而进行元素的定性分析。因为特征X射线的强度同元素的浓度成正比，记录特征X射线的强度同标准样品的特征X射线强度进行比较来进行元素的定量分析。

此种方法对于微细矿物、稀有分散元素的鉴定效果极好。

八、电子显微镜法

普通显微镜放大倍数最多不过2500倍，其分辨能力约5微米左右；电子显微镜则可以放大几十万倍到上百万倍，因此可以研究小于1微米的粘土矿物颗粒，对细分散物质的研究具有特殊重要的意义。

电子显微镜之所以能把微粒放大几十万倍而且还很清晰是因为它用高压（上百千伏）下产生的电子流，这种电子流产生的电磁波波长极短（一般在$4\sim7\times10^{-2}$Å）。而普通可见光（电磁波的一种）的波长却在4000～8000Å，这么长的光波当然无法测出细小的粒子，这就好比用大筛眼的筛子来筛小米一样地不起作用。

总之，矿物的鉴定和研究方法很多，随着我国经济和技术水平的不断发展和提高，一定会有更新更多的鉴定方法和手段涌现出来。

第六章　矿物的分类和命名

矿物的种类有三千多种，为了系统全面地研究就需要从其特殊的个性中找出共性进行有机的综合归纳，从中找出规律。这样就必须对矿物进行科学分类。

从矿物化学中我们已经知道，晶体化学不仅能反映矿物的化学组成，而且能够揭示矿物内部构造的特点，也就是能够反映出矿物最本质的东西。所以目前广泛采用晶体化学作为矿物分类的基础。

首先将矿物分为无机矿物和有机矿物。在无机矿物中又分为大类、类、亚类、族、亚族、种、变种等。

具体分类如下：

第一大类：自然元素

第二大类：硫化物

第三大类：氧的化合物

　　第一类：氧化物

　　第二类：氢氧化物

第四大类：卤化物

第五大类：含氧盐

　　第一类：硅酸盐

　　第二类：硼酸盐

　　第三类：磷酸盐、钒酸盐、砷酸盐

　　第四类：硫酸盐

　　第五类：钨酸盐、钼酸盐

　　第六类：铬酸盐

　　第七类：碳酸盐

　　第八类：硝酸盐

以上分类均为无机矿物。有机矿物分类此处从略。

关于矿物的命名还很不统一，正确合理的命名必须能反映矿物的成分或性质特点。一般矿物的名称是按以下几方面命名的：

1．我国习惯上对呈现金属光泽或可从中提炼金属的矿物称为××矿，如黄铜矿等；对于非金属光泽的矿物称为××石，如重晶石等；可作宝石用及玉类的矿物称为玉，如硬玉、软玉等；在地表次生的被膜状矿物大都称为华，如钨华、铅华等。但也有例外。

2．有根据矿物的某些特征或性质来命名的，如：形态：石榴石；成分：钨锰铁矿；颜色：孔雀石；解理：方解石；比重：重晶石；成分和性质的综合特征：蓝铜矿、方铅矿等；还有根据地名来命名的，如香花石等。

3．古代有的或早已习用的矿物名称，如：金、银、石英、长石、云母等。

为便于学习和查阅，对每种矿物一般按下列顺序列表：矿物名称、化学成分、形态、物理性质、鉴定特征、成因及产状、用途等。

第七章　矿物各论

以下介绍常见矿物的肉眼观察和鉴定（附：矿物鉴定特征表，表1-3至1-21）。

表 1-3

类别	自然元素			
矿物 / 性质	自然金 Au也有含Ag	石墨 C	金刚石 C	硫 S
	特点			
形态	等轴晶系，晶形少见，常呈不规则粒状和树枝状集合体	六方晶系，晶体少见，常呈片状、鳞片状集合体	等轴晶系，晶形常为八面体、菱形十二面体、立方体、晶面弯曲呈浑圆状	斜方晶系，晶体少见，常呈致密状、土状、被膜状等

续表

类别	自然元素			
矿物性质	自然金 Au也常含Ag	石墨 C	金刚石 C	硫 S
	特点			
颜色	金黄色	铁黑色至钢灰色	无色透明，少带黄、褐、绿等色	黄色、黄灰、褐黑
条痕	为光亮的金黄色	光亮的黑色		黄白色
光泽	金属光泽	金属光泽	强金刚光泽	金刚光泽脂肪光泽
硬度	2.5～3	1（污指）	10	1～2
解理及断口	无解理	一向极完全解理	中等解理	无解理
比重	19	2.1～2.2	3.47～3.56	2.05～2.08
其它性质	富延展性、良导体	有滑感、薄片具挠性	性质	有硫臭、性脆、易熔
主要鉴定特征	由颜色、硬度小、富延展性、比重大、空气中不氧化等与黄铁矿、黄铜矿区别	形态、颜色、条痕、硬度小、污指、有滑感等	硬度最大、标准金刚光泽、晶面弯曲呈浑圆状	颜色、硬度小、性脆、光泽、易熔、有硫臭味
成因、产状、用途	热液成因形成含金石英脉；也可在外生条件下形成，形成砂矿、含金砾岩等。 制造精密仪器	煤经过进一步变质可以形成石墨。 冶金上制造石墨坩埚	岩浆早期结晶产物，产于橄榄岩、金伯利岩中。 用于镶嵌钻头、半导体管等、装饰品	火山升华作用形成及沉积作用形成。 用于制造硫酸、杀虫剂等

第一节 自然元素大类

自然元素矿物是某种元素呈单质在自然界中独立出现的矿物，主要包括铂族元素（钌、铑、钯、锇、铱、铂）、部分铜族元素（银、金、铜）、半金属元素（砷、锑、铋）和非金属元素

（硫、碳）等。这类矿物虽然在自然界为量不多，但其中的金、铂、硫、碳等元素可以显著富集成矿。

这类矿物有如下通性，即：强金属光泽；不透明；硬度小、比重大；无解理、富延展性；电、热的良导体；化学性质稳定、多见于砂矿中。

第二节　硫化物大类

本类矿物包括一系列金属元素阳离子与硫阴离子相结合的化合物，其中最主要的元素有铜、铅、锌、汞、铁、钴、镍、银、钼、铋、锑、砷等，因此硫化物是一系列有色金属和铁合金金属的重要来源。硫化物类矿物已知的共有二百多种，占地壳重量的0.25%，其中硫化氢和硫化铁占大部分，达75%。它们往往可以富集形成矿床，许多金属都是从这类矿床中获得的。

本类矿物中类质同像和同质异像的现象比较普遍。

表 1-4

类别	硫化物类			
矿物 / 性质	辉铜矿 Cu_2S	黄铜矿 $CuFeS_2$	黄铁矿 FeS_2	白铁矿 FeS_2
	特点			
形态	斜方晶系，晶形极少见，常呈致密块状、粉末状集合体产出	四方晶系，晶体稀少，常见为致密块状或粒状	等轴晶系，晶体常为立方体、五角十二面体。晶面有晶纹（内生）；常为致密块体、粒状或呈结核状产出	斜方晶系，晶体为板状，常呈球状、结核状、矛头状、鸡冠状等集合体、也有呈钟乳状、致密状产出的
颜色	铅灰色，风化表面呈黑色	铜黄色、带斑状暗黄色	浅铜黄或稻草黄色	淡铜黄色、微带灰或绿、新鲜断口近白色

续表

类别	硫化物类			
矿物性质	辉铜矿 Cu_2S	黄铜矿 $CuFeS_2$	黄铁矿 FeS_2	白铁矿 FeS_2
	特点			
条痕	暗灰	黑色带绿	绿黑或褐色	暗灰绿色
光泽	金属光泽	金属光泽	金属光泽	金属光泽
硬度	2～3	3～4	6～5.5	5～6
解理及断口	不完全	锯齿状断口	参差状或贝壳状断口	参差状或贝壳状
比重	5.5～5.8	4.1～4.3	4.9～5.2	4.6～4.9
其它性质	小刀刻划留下亮痕	性脆	性脆	性脆
主要鉴定特征	铅灰色、低硬度、略具延展性。 溶于HNO_3溶液呈绿色，并留下S的残渣	黄铜矿与黄铁矿相似，可以其铜黄色和较低的硬度加以区别	根据颜色、晶体形状、晶面有晶纹、硬度和白铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿等区别	与黄铁矿不易区别，可以其板状或鸡冠状晶形及颜色较浅的特征区别于黄铁矿。如为结核状或致密状者，则以新鲜断口上显现轻微浅绿色及具不完全解理加以区别
成因、产状、用途	热液作用形成，硫化矿床经次生氧化后也可形成。 为含铜最高矿物，重要的铜矿石	岩浆型与磁黄铁矿共生，也可以热液及接触变质形成。 重要铜矿石，是提炼铜的矿物原料	各种地质条件下均可形成，主要为热液型、沉积型、接触变质型，风化后变成褐铁矿。 提炼硫酸	热液型：出现在各种热液矿床中，与黄铁矿、黄铜矿等共生。 沉积型：主要在碳质粘土岩、粉砂岩及煤层中，呈结核状或不规则粒状产出。 提炼硫酸

硫化物类矿物具有以下通性，即：多呈金属光泽；条痕色较深；多为不透明矿物；硬度低、比重大。

表 1-5

类别	硫化物类				
矿物 / 性质	斑铜矿 Cu_5FeS_4	方铅矿 PbS	闪锌矿 ZnS	辉锑矿 Sb_2S_3	辉铋矿 Bi_2S_3
	特点				
形态	等轴晶系，晶体极少见，通常呈致密块状和散粒状	等轴晶系，晶体呈立方体、八面体或立方体与八面体的聚形，集合体呈散粒状	等轴晶系，晶体为菱形十二面体，常为粒状集合体或致密块体	斜方晶系，晶体为柱状、板状，集合体为致密粒状	斜方晶系，常为长柱状、针状晶体，常呈纤维状或放射状集合体
颜色	新鲜断口为暗红色，表面呈紫、蓝斑状	铅灰	褐、褐黑色	铅灰色	铅灰色略带锡白色
条痕	黑色	灰黑色	白、淡黄、淡褐	铅灰色	铅灰色
光泽	金属光泽	金属光泽	金刚光泽半金属光泽	金属光泽	金属光泽
硬度	3	2～3	3～4	2～2.5	2～2.5
解理及断口	无解理	立方体解理完全	完全解理	完全解理	完全解理
比重	4.9～5	7.4～7.6	3.5～4	4.5～4.6	6.4～6.6
其它性质	性脆	性脆	性脆铁闪锌矿近黑色	晶体常为暗蓝锖色解理面上有横的聚片双晶纹	与 KOH 不起反应

续表

类别	硫化物类				
矿物性质	斑铜矿 Cu_5FeS_4	方铅矿 PbS	闪锌矿 ZnS	辉锑矿 Sb_2S_3	辉铋矿 Bi_2S_3
	特点				
主要鉴定特征	以颜色和锖色及较低的硬度为特征。表面锖色易与辉铜蓝相混，但小刀刻之可见新鲜面之暗铜红色	以颜色、光泽、立方体完全解理、硬度小、比重大为特征	以颜色、条痕、光泽、晶形及解理为特征	晶形、颜色、条痕等为特征。 滴 KOH 立刻呈现黄色，随后变桔红色	颜色较辉锑矿浅，呈锡白色，光泽也较强，比重大。两者在自然界不共生
成因、产状、用途	内生成因的斑铜矿常与黄铜矿共生；次生者由黄铜矿变化形成。 重要铜矿石	属热液和接触交代型矿物，常与闪锌矿共生。 为最重要的铅矿石、提取铅	成因和产状同方铅矿。 最重要的锌矿石、提取锌	为中、低温热液矿物，常与辰砂、方解石、重晶石等共生。 重要锑矿石	主要为高温热液型及接触交代型矿物。 重要铋矿石

表 1-6

类别	硫化物类				
矿物性质	辰砂 HgS	雄黄 AsS	雌黄 As_2S_3	辉钼矿 MoS_2	毒砂 FeAsS
	特点				
形态	三方晶系。晶形呈小厚板状或菱面体状，一般为粒状或致密块状集合体	单斜晶系。晶体呈柱状，通常呈致密块状或粒状	单斜晶系。晶体呈短柱状，集合体呈杆状、片状，有时呈放射状排列	六方晶系。晶体呈六方板状，集合体呈叶片状或鳞片状	单斜晶系，晶体为柱状、短柱状，集合体为粒状

续表

类别	硫化物类				
矿物性质	辰砂 HgS	雄黄 AsS	雌黄 As_2S_3	辉钼矿 MoS_2	毒砂 $FeAsS$
	特点				
颜色	鲜红、深红、黑红	桔红色	柠檬黄色	铅灰色	锡白色或浅黄色
条痕色	红	淡桔红色	鲜黄色	亮灰色	灰黑色
光泽	金刚光泽	金刚光泽 树脂光泽	金刚光泽	金属光泽	金属光泽
硬度	2～2.5	1.5～2	1～2	1	5.5～6
解理及断口	完全解理	较完全解理	完全解理	极完全解理	
比重	8.09～8.20	3.4～3.6	3.4～3.5	4.7～5	5.9～6.2
其它性质	表面有时呈铅灰色之锖色、性脆	半透明	击之蒜臭味	薄片具挠性、油腻感、不导电	性脆、击之有蒜臭味
主要鉴定特征	鲜红的颜色和条痕、低硬度和大的比重	桔红色、低硬度、常与雌黄共生	根据颜色、条痕与雄黄区别	铅灰色、比重较大、光泽强、鳞片状集合体	锡白色、晶面具纵纹、硬度高、击之臭蒜味
成因、产状、用途	低温热液型矿物、常与辉锑矿、雄黄、雌黄、黄铁矿等共生。 是唯一提炼汞的矿物原料	低温热液型矿物。 是提取砷的矿石、用于制杀虫剂	低温热液型矿物 用途与雄黄相同	高温热液及接触交代形成。 炼钼的重要矿石	高-中温热液型矿物。 炼砷之矿石

第三节 氧的化合物大类

本大类包括金属及非金属的氧化物类和氢氧化物类矿物，共约二百种以上，占地壳重量的17%左右。其中许多矿物是自然界分布很广的矿物，如石英约占地壳重量的12.6%。铁、铝、锰等的氧化物分布也很广。

与氧化合为氧化物的元素基本上都是亲石元素，也有亲铁元素和亲硫元素。氧化物类矿物的通性如下：多数矿物由于含Fe、Mn、Cr等色素离子，色较深；多为不透明、半透明；玻璃光泽到半金属光泽；硬度一般大于5.5、解理不完全或无解理；化学性质较稳定、熔点高；常成完好的结晶等。

氢氧化物类矿物是含水氧化物或氢氧化合物。与之化合的金属阳离子主要是Fe^{++}、Mn^{++}、Mg^{++}、Al^{+3}、Fe^{+3}等。这类矿物大部分在地表由风化作用或沉积作用形成，往往形成重要的沉积矿床，在国民经济中占有重要地位。氢氧化物类矿物的通性如下：晶体多呈片状或鳞片状集合体，也有呈肾状、钟乳状等；由于含色素离子，矿物颜色较深，光泽较强。

表 1-7

类别	氧化物、氢氧化物类			
矿物性质	赤铁矿 Fe_2O_3	磁铁矿 Fe_3O_4	铬铁矿 $FeCr_2O_4$	刚玉 Al_2O_3
	特点			
形态	三方晶系。晶体常呈片状、板状，一般以片状、鳞片状、鲕状、肾状、乳房状集合体或致密块体出现	等轴晶系。晶体多为八面体、菱形十二面体，集合体常呈粒状或致密状块体产出	等轴晶系。晶形呈八面体，常呈致密粒状集合体产出	三方晶系。晶体常呈桶状、短柱状，集合体为分散粒状，少数为致密块状
颜色	铁黑到赤红	铁黑色	黑色	常呈蓝灰色或黄灰色

续表

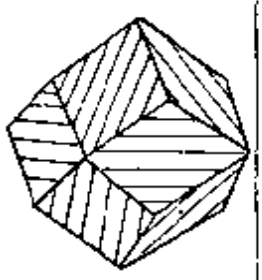
类别	氧化物、氢氧化物类			
矿物性质	赤铁矿 Fe_2O_3	磁铁矿 Fe_3O_4	铬铁矿 $FeCr_2O_4$	刚玉 Al_2O_3
	特点			
光泽	金属、半金属、土状	半金属	半金属	玻璃光泽
条痕色	浅红到樱桃红	黑色	褐色	无
硬度	5.5～6	5.5～6	5.5～7.5	9
解理及断口	无解理，有菱面体裂开	无解理	无解理	无解理
比重	5.0～5.3	4.9～5.2	4.0～4.8	3.95～4.10
其它性质		具强磁性	微具磁性	半透明至透明
主要鉴定特征	主要根据形态、条痕色（这是区别其它相似矿物很重要的特点）、硬度、比重	颜色、条痕色均为黑色。 形态见备注。 具强磁性	褐色条痕、弱磁性	其晶形、晶面上常有横的晶纹，常呈特有的浅蓝灰色，硬度大
备注	根据赤铁矿集合体形态和性质又可分为： 1.镜铁矿：为粒状、片状集合体、金属光泽、明亮如镜。 2.土状赤铁矿：质软，土状光泽。 3.肾状赤铁矿 4.鲕状赤铁矿 为主要铁矿石之一	主要的铁矿石之一 	产于超基性岩中，为早期岩浆矿物。 为炼铬主要矿石	区域变质、接触交代变质及岩浆作用均可形成，主要是在高温和富铝的条件下形成的。 作研磨材料及钟表轴承、激光材料等

表 1-8

类别	氧化物、氢氧化物类			
矿物性质	锡石 SnO_2	硬锰矿 $mMnO\cdot MnO_2\cdot nH_2O$	石英 SiO_2	晶质铀矿 UO_2
	特点			
形态	四方晶系。晶形短柱状，集合体为不规则粒状或致密块状	常呈隐晶质胶体状态产出，常见为肾状、钟乳状、致密块状、土状等集合体	晶体为六方柱状。晶面上有条纹，常呈晶簇，常见为柱状、粒状集合体或致密块体	等轴晶系。呈立方体、八面体及菱形十二面体，集合体呈分散粒状
颜色	褐、褐红、黑	黑色	无色或各种颜色	黑色、氧化带中褐色
光泽	金刚光泽	半金属光泽	晶面为玻璃光泽；断口为油脂光泽	沥青光泽
条痕	浅褐色	褐黑色	无	深褐黑色
硬度	6～7	4～6	7	6～7
解理及断口	贝壳状断口		贝壳状断口	无解理
比重	6.8～7.0	4.4～4.7	2.5～2.8	8～10
主要特征	颜色、条痕、比重大、光泽等为特征	胶体形态、黑色条痕、硬度较大	石英以其晶形、无解理、贝壳断口和较高硬度为特征，据此可与氟石、长石等矿物相区别	以颜色、光泽、比重、强放射性等为特征
备注	伟晶型、高温热液型、接触交代型矿物。 炼锡的主要矿石。锡可制白铁、冶炼易熔合金和抗锈合金等	外生条件下风化或沉积作用形成，常与软锰矿共生。 为重要的锰矿石。锰是炼钢的必不可少的原料	石英晶体无色透明者称为水晶。紫色称紫水晶；黄色称黄水晶；黑色称墨水晶。 隐晶质的石英按形态可分为： 1.玉髓（石髓）：钟乳状，腊状光泽。 2.燧石：结核状、	伟晶型、热液型，在次生氧化带中极易分解形成各种铀的次生矿物。 为提取铀的重要原料。主要用于原子能

续表

类别	氧化物、氢氧化物类			
矿物性质	锡石 SnO_2	硬锰矿 $mMnO\cdot MnO_2\cdot nH_2O$	石英 SiO_2	晶质铀矿 UO_2
	特点			
备注			1. 块状，色较深。 3. 玛瑙：同心状或平行带状，腊状光泽。 用途：压电石英、光学石英、高级玻璃原料等	工业，是发展现代国防和工业的重要矿产资源

表 1-9

类别	氧化物、氢氧化物类				
矿物性质	蛋白石 $SiO_2\cdot nH_2O$	铝土矿 $Al_2O_3\cdot nH_2O$	褐铁矿 $Fe_2O_3\cdot nH_2O$	软锰矿 MnO_2	针铁矿 $HFeO_2$
	特点				
形态	为胶体矿物，非晶质，通常为致密玻璃状或块状体	土状、颗粒状、豆状集合体或致密块体	常为肾状、多孔状、土状集合体，或致密块体、结核体等	晶体呈针状、纤维状，通常为致密状或土状块体	斜方晶系。常呈柱状、针状，集合体呈葡萄状、肾状等
颜色	本身无色，常含杂质而呈黄、褐、红、绿等色	白、灰白、褐红（含铁）	锈黄、黄褐、棕黑色等	黑色	红棕色或黑棕色
光泽	玻璃或腊状	土状	半金属、土状	半金属、土状	丝绢或金刚光泽
条痕	无		黄褐、褐	黑色，污手	棕黄
硬度	5～5.5	1～3	5～5.5，土状1.5	1～2.5	4.5～5.5
解理及断口	贝壳状断口				解理完全

续表

类别	氧化物、氢氧化物类				
矿物性质	蛋白石 $SiO_2 \cdot nH_2O$	铝土矿 $Al_2O_3 \cdot nH_2O$	褐铁矿 $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$	软锰矿 MnO_2	针铁矿 $HFeO_2$
	特点				
比重	1～2.5	2.4～2.6	3.6～4	4.7～5.0	4～4.4
其它		有土气味		性较软	
主要鉴定特征	形态、光泽。以硬度低与玉髓区别	硬度、形态、光泽等为特征	以外形、褐色和条痕为特征，与赤铁矿、磁铁矿相区别	比重大、硬度小、污手、颜色与条痕均为黑色	与褐铁矿相似，但以结晶质和较大的硬度可区别
备注	以硬度较小和形态区别于致密块体的石英和隐晶质石英。 主要为沉积作用形成	主要的铝矿石，为风化作用和沉积作用形成	重要的铁矿石，产于外生条件下。凡含铁矿物风化后均可形成褐铁矿。常与针铁矿（针状、柱状、纤维状）共生	主要的锰矿石，多为外生条件产物，属风化型和沉积型。常与硬锰矿共生	为次生矿物，产于铁矿氧化带中，与赤铁矿、褐铁矿共生。为炼铁矿石

第四节　卤化物大类

卤化物类是指由碱金属和碱土金属中的轻金属（最主要是K、Na、Ca、Mg）与卤族元素所组成的矿物。本大类矿物共约一百多种，[illegible]和外生过程中[illegible]重性是无[illegible]易溶于[illegible]

在此开始

表 1-10

类别	卤化物类			
矿物性质	萤石(氟石) CaF_2	石盐 NaCl	钾盐 KCl	光卤石 $KMgCl_3 \cdot 6H_2O$
	特点			
形态	晶形为立方体、八面体等，集合体呈致密粒状、块状	常呈立方体晶形	常呈立方体晶形	正方晶系、通常为粒状或块状集合体
颜色	无色、或染成绿、蓝、紫等	无色透明或白色	无色透明或乳白色	无色透明、常因含铁的氧化物呈红、褐色
光泽	玻璃光泽	玻璃光泽	玻璃光泽	玻璃光泽
条痕色	无	无	无	无
硬度	4	2	1.5～2	2～3
解理及断口	完全八面体解理	立方体完全解理	立方体完全解理	无解理
比重	3.18	2.1～2.2	1.97～1.99	1.60
其它	具萤光性	易溶于水，有咸味	味苦咸且涩，易溶于水	发萤光，易潮解
主要特征	可根据其晶形、八面体解理、硬度等识别	可根据硬度小、立方体完全解理，有咸味等特征识别	可根据味苦且涩、硬度小、易溶于水等鉴定	发强萤光、易溶于水，味辛辣苦咸
备注	热液型矿物。用于炼钢溶剂等	外生条件下蒸发沉积作用形成	产于干涸盐湖中，常位于盐层之上，与石盐、石膏、硬石膏等共生，为蒸发沉积作用形成。用于制造钾肥	沉积作用形成，常产于沉积盐层的上部。用于制造钾肥

第五节　含氧盐大类

本大类包括各种含氧酸根（氧与某些阳离子所构成的络阴离子）和金属元素所组成的盐类。无论在矿物数量上或重量百分比方面都占地壳的绝大部分。大多数含氧盐是离子化合物。根据酸根再分为如下几类。

一、硅酸盐类

硅酸盐类矿物约占矿物总数的三分之一，构成地壳总重量的75%。它们是火成岩和变质岩的最主要造岩矿物，在沉积岩中也占很显要的地位。它们之中有许多是极为重要的非金属矿产，如云母、石棉、高岭石等；此外某些稀有金属如锆、铍、铯、铷等也大多来自硅酸盐矿物。

组成硅酸盐矿物的金属阳离子最主要的是钾、钠、钙、镁、铁、铝等，它们在一定条件下可以互相替换，所以类质同像现象在硅酸盐矿物中广泛出现。

硅酸盐矿物按其晶体结构中络阴离子形式的不同，可相应地归属于五种不同的结构类型，即岛状、环状、链状、层状和架状结构硅酸盐。

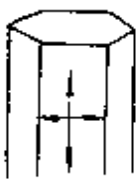
表 1-11

类别	硅酸盐类			
矿物性质	橄榄石	石榴子石	红柱石	锆石
	$(Mg,Fe)_2[SiO_4]$	$A_3B_2[SiO_4]_3$ A：Mn^{++}、Fe^{++}、Mg^{++}、Ca^{++} B：Al^{+3}、Fe^{+3}、Mn^{+3}、Cr^{+3}	$Al_2[SiO_4]O$	锆石（锆英石） $Zr[SiO_4]$
	特点			
形态	斜方系。晶体呈柱状、板状，通常为粒状集合体	常呈菱形十二面体和四角三八面体晶形。集合体呈散粒状或致密块状	斜方系。晶体呈柱状，横断面近正方形。集合体为放射状、似菊花状，又名菊花石。断面呈黑十字形的中空晶石	四方晶系。短柱状，常呈四方双锥之聚形

续表

类别	硅酸盐类			
矿物性质	橄榄石 $(Mg,Fe)_2[SiO_4]$	石榴子石 $A_3B_2[SiO_4]_3$ A：Mn^{++}、Fe^{++}、Mg^{++}、Ca^{++} B：Al^{+3}、Fe^{+3}、Mn^{+3}、Cr^{+3}	红柱石 $Al_2[SiO_4]O$	锆石（锆英石） $Zr[SiO_4]$
	特点			
颜色	黄绿色，浅灰绿	红、褐、绿等色	新鲜时为玫瑰红色，常为灰白色	无色透明或褐、橙
条痕色	无	无	无	
硬度	6.5～7	6.5～7.5	7～7.5（风化后硬度降低）	7～8
光泽	玻璃光泽	油脂光泽	玻璃光泽	金刚光泽
比重	3.3～3.5	3.51～4.52	3.1～3.2	4.68～4.8
解理及断口	贝壳状断口	断口不平坦，通常无解理	中等解理，断口不平坦	
主要特征	黄绿色、玻璃光泽、呈粒状产出	可根据晶形、颜色、高硬度、油脂光泽等鉴别	以特有的颜色及集合体形态，横断面近正方形和柱面解理为特征	常以晶形、高硬度、大比重为特征
备注	超基性岩主要造岩矿物。 橄榄石受热液作用后，变为蛇纹石、滑石等	主要为接触交代变质型矿物，常产于砂卡岩中。 可作研磨材料	为接触变质型矿物，常为粘土岩受热变质而成。 可作耐火材料	是火成岩的重要副矿物。性质稳定，可形成砂矿。 锆石是锆和铪的唯一来源，它们都是核反应堆中的重要材料。锆的氧化物用于火箭和宇航工业

表 1-12

类别	硅酸盐类				
矿物性质	蓝晶石 $Al_2[SiO_4]O$	夕线石 $Al_2[SiO_4]O$	黄玉 $Al_2[SiO_4][F(OH)]_2$	榍石 $CaTi[SiO_4]O$	十字石 $Fe(OH)_2 2Al_2SiO_5$
	特点				
形态	三斜晶系。呈扁平柱状	斜方晶系。晶体细长，常呈针状和棒状。岩石中呈纤维状、放射状	斜方晶系。晶体呈柱状，有时呈粒状产出，柱面有纵纹	单斜晶系。晶体常呈扁平信封状，断面呈楔形	斜方晶系。晶体常呈短柱状、十字形和交叉双晶，有时呈不规则柱状
颜色	蓝、青	灰色、浅褐、浅绿	浅黄、浅蓝、浅绿	黄、褐、绿、灰	红褐至褐黑色
光泽	玻璃光泽	玻璃光泽	玻璃光泽	金刚光泽油脂光泽	玻璃光泽
硬度	4.5～6	7	8	5～6	7～7.5
解理及断口	完全解理 {100}	完全解理 {010}	非解理方向呈贝壳状断口	中等解理 {110}	
比重	3.56～3.68	3.23～3.25	3.52～3.57	3.29～3.56	3.65～3.77
其它	性脆		久经日晒，其色渐退		
主要特征	根据其特有的蓝青色，扁平柱状的晶形，明显的异向性硬度等鉴定 	以针状、柱状晶形，产于接触变质带中为特征	柱状晶形。柱面有纵纹，平行 {001} 面完全解理，高硬度	以楔状晶形为主要特征	根据颜色、晶形、双晶形状很易识别。其横断面呈菱形，可与红柱石相区别

续表

类别	硅酸盐类				
矿物性质	蓝晶石 $Al_2[SiO_4]O$	夕线石 $Al_2[SiO_4]O$	黄玉 $Al_2[SiO_4](F(OH))_2$	榍石 $CaTi(SiO_4)O$	十字石 $Fe(OH)_2 2Al_2SiO_5$
	特点				
备注	属区域变质型矿物，为富铝质的沉积岩经变质形成的，产于各种片岩中	高温变质矿物，为富含铝质的沉积岩经变质后形成，产于各种片岩及片麻岩中	伟晶型及气成高温热液型矿物。 作研磨材料及仪表轴承	常为火成岩副矿物，区域变质和接触变质也可形成	区域变质及接触变质形成

表 1-13

类别	硅酸盐类				
矿物性质	电气石 $(Na,Ca)(Mg,Al)_6[Si_6Al_3B_3(O,OH)_{30}]$	透辉石 $CaMg[Si_2O_6]$	硅灰石 $Ca_3[Si_3O_9]$	透闪石 $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}]_2(OH)_2$	蔷薇辉石 $(Mn,Ca)[SiO_3]$
	特点				
形态	三方晶形。晶体呈柱状，柱面上有纵纹、横断面为球面三角形。 集合体为棒状、针状、纤维状等	单斜晶系。晶体短柱状，横断面为假正方形。 集合体为粒状、放射状、致密块状等	三方晶系。为板状晶体。 集合体为放射状、片状、纤维状等	单斜晶系。晶体为长柱状、针状，集合体为放射状、纤维状等	三斜晶系。晶体常呈板状，少数呈柱状，集合体为粒状块体
颜色	黑、绿、蓝、褐、红等	浅绿、浅灰、黑绿	白色微带浅灰、浅红	白色、淡绿、淡黄、灰	淡红、蔷薇红色
光泽	玻璃光泽	玻璃光泽	玻璃光泽 珍珠光泽	玻璃光泽	玻璃光泽
硬度	7～7.5	5.5～6	4.5～5	5～6	5～5.5

续表

类别	硅酸盐类				
矿物性质	电气石 $(Na,Ca)(Mg,Al)_6[Si_6Al_3B_3(O,OH)_{30}]$	透辉石 $CaMg[Si_2O_6]$	硅灰石 $Ca_3[Si_3O_9]$	透闪石 $Ca_2Mg_5[Si_4O_{11}](OH)_2$	蔷薇辉石 $(Mn,Ca)[SiO_3]$
特点					
解理及断口	无解理，参差状断口	中等解理	中等解理	中等解理	断口参差状
比重	2.9～3.25	3.27～3.38	2.78～2.91	2.9～3.0	3.4～3.75
其它	具热电性、压电性			性脆	
主要特征	柱状晶形，柱面有纵纹，高硬度、无解理为特征 	以短柱状晶体，淡绿、浅灰色为特征，在变质岩中常呈放射状产出  透辉石的横断面晶形	白色带浅红，集合体为放射状、常与透辉石、透闪石共生	与阳起石的区别是颜色浅。阳起石色较深，呈各种不同的绿色	根据颜色、光泽等识别。硬度大、不溶于酸，可与菱锰矿（$MnCO_3$）区别
备注	伟晶型和气成热液型矿物。 用于电气工业	为接触交代变质矿物	为变质型矿物，主要产于中酸性火成岩与石灰岩的接触变质带中	变质型矿物、产于接触变质带中，与透辉石、硅灰石等共生。透闪石的隐晶质致密块体变种叫软玉	产于低温热液及接触交代矿床

表 1-14

类别	硅酸盐类				
矿物性质	绿帘石 $Ca_2(Al,Fe)_3[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$	绿泥石 $(Mg,Fe)_5Al_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_8$	蛇纹石 $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$	普通辉石 $Ca(Mg,Fe,Al)[(Si,Al)_2O_6]$	绿柱石 $Be_3Al_2[Si_6O_{18}]$
	特点				
形态	晶体为柱状，晶面有平行条纹，常呈柱状、粒状集合体，也有致密块体	单斜晶系。常见为片状或鳞片状之集合体	单斜晶系。常呈隐晶致密块体，也有纤维状集合体	单斜晶系。晶体为短柱状，横断面呈八边形，常见为粒状散布于基性火成岩中	六方晶系。晶体呈柱状，柱面具纵纹
颜色	黄绿色至黑绿色	草绿至暗绿色	黄白、黄绿、灰绿等	黑、绿黑、褐黑、褐	浅绿、黄绿、深绿
光泽	玻璃光泽	玻璃光泽，解理面上珍珠光泽	油脂、丝绢、腊状等光泽	玻璃光泽	玻璃光泽
条痕色				灰绿	
硬度	6.5	2～2.5	2.5～4	5～6	7.5～8
解理及断口	{001}完全	解理极完全		二向解理交角近90°	断口不平坦
比重	3.35～3.38	2.5～2.85		3.1～3.6	2.63～2.91
其它		有滑腻感	有滑感		性脆
主要特征	以柱状晶体、特有的黄绿色及解理等为特征	以深绿色、解理、鳞片状之集合体、无弹性等为主要特征	以颜色、较低的硬度、断口面呈脂肪光泽等为特征。硬度大于指甲，区别于滑石	以短柱状的晶形，绿黑色等为特征	以晶形、颜色、硬度大为特征

续表

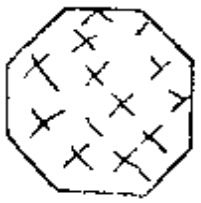
类别	硅酸盐类				
矿物性质	绿帘石 $Ca_2(Al,Fe)_3[Si_2O_7][SiO_4]O(OH)$	绿泥石 $(Mg,Fe)_4Al_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_8$	蛇纹石 $Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$	普通辉石 $Ca(Mg,Fe,Al)[(Si,Al)_2O_6]$	绿柱石 $Be_3Al_2[SiO_{18}]$
	特点				
备注	是典型的变质矿物，常由辉石、角闪石，斜长石等变质而成。它的形成与热液作用有关	在火成岩中为次生矿物，由辉石、角闪石、黑云母变来。 常为浅成变质作用形成	呈纤维状构造，丝绢光泽，叫温石棉。 常由橄榄岩、白云岩等变质而成。 用于耐火、纺织隔热等方面	辉石与角闪石区别：辉石为短柱状，其两组解理交角呈90°左右。  角闪石为长柱状，其假想解理交角为124°左右	为伟晶型及气成热液型矿物。其变种有绿宝石（祖母绿）、蓝宝石等。 为铍的重要矿物，是核武器的重要原料

表 1-15

类别	硅酸盐类			
特点 矿物性质	角闪石	长石：长石族矿物在地壳中分布最广。下面介绍正长石、钾微斜长石和斜长石三种。斜长石是个总称，根据化学成分又可分为基性斜长石、中性斜长石和酸性斜长石。这三种斜长石肉眼无法辨认。它们分别为基性、中性和酸性火成岩的主要造岩矿物		
		钾长石 $K[AlSi_3O_8]$		斜长石（是钠长石和钙长石的一系列类质同象）
		正长石	钾微斜长石	
形态	单斜晶系。晶体为细长柱状，横断面为六边形，为单斜晶系。  集合体为粒状和放射状，散布于中性火成岩中	单斜晶系。晶体呈柱状、板状，常以粒状分布于岩石中	三斜晶系。晶形与正长石相似	三斜晶系。晶体以板状为多，常以粒状分布于岩石中。在{001}解理面上可见到细致双晶纹

颜　色	暗绿至黑色	肉红色、灰白色、浅黄色等	与正长石同	常为白、灰白色，有时也有肉红、浅绿等色
光　泽	玻璃光泽	玻璃光泽	玻璃光泽	玻璃光泽
条痕色	灰绿，灰黑			
硬　度	5.5～6	6～6.5	6～6.5	6～6.5
解理及断口	两向解理，其交角为124°	二向中等解理，交角90°，故名	二向中等解理，交角不垂直，微斜交，故得名	二向中等解理，交角为86°，互相斜交，故名
比　重	3.1～3.3	2.57	2.57	2.61～2.76
主要特征	根据长柱状晶形、暗绿色、解理和产状等鉴定	根据颜色、硬度及产状等鉴定	肉眼特征与正长石相似。镜下具格子状双晶	根据颜色、聚片双晶纹等与正长石区别
备　注	是中性火成岩的主要造岩矿物	无色透明的变种叫透长石，产于酸性喷出岩中	含铁和铬的绿色变种叫天河石。 含钠的变种叫钠微斜长石（歪长石）	基性长石产于基性火成岩；中性长石产于中性火成岩；酸性长石产于酸性火成岩

表 1-16

类别	硅酸盐类				
矿物性质	云母族矿物		蒙脱石（胶岭石）	高岭石	白榴石
	白云母	黑云母			
	$KAl_2(AlSi_3O_{11})(OH)_2$	$K(Mg,Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH,F)$	$(Al_2Mg_3)(Si_4O_{10})(OH)_2\cdot nH_2O$	$Al_4(Si_4O_{10})(OH)_8$	$K(AlSi_2O_6)$
特点					
形态	单斜晶系。晶体呈板状、片状，集合体为片状、鳞片状块体	同白云母	集合体为鳞片状或为隐晶质块体	常见为疏松的鳞片状、土状集合体或致密块状	晶体特征为四角三八面体，有时以粒状集合体出现
颜色	无色，含杂质时为各种浅色	色较深，近于黑色或深褐色	白、玫瑰红、浅绿色	白色、白黄、浅褐	无色、白色带淡黄、淡绿色调
光泽	珍珠光泽丝绢光泽	同白云母	土状光泽	土状光泽	断口为玻璃光泽或油脂光泽
硬度	2～3	2～3	1	1	5～6
解理	平行{001}为极完全解理，易裂成薄片	同白云母			无解理
比重	2.76～3.12	3.02～3.12	2.58	2.6	2.45～2.50
其它	薄片，透明	薄片，透明稍差	性柔软，有滑感，具可塑性及强吸水性	粘舌，粗糙感	断口贝壳状
主要特征	根据形态、解理、透明度、光泽等鉴定	同白云母	吸水后体积剧烈膨胀	根据形态、硬度低、吸舌性、可塑性等鉴定	以晶形和浅颜色为特征

续表

类别	硅酸盐类				
矿物性质	云母族矿物		蒙脱石（胶岭石）$(Al_2Mg_3)[Si_4O_{10}](OH)_2 \cdot nH_2O$	高岭石 $Al_4[Si_4O_{10}](OH)_8$	白榴石 $K[AlSi_2O_6]$
	白云母 $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$	黑云母 $K(Mg,Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH,F)$			
	特点				
备注	鳞片状集合体为绢云母。分布广，为主要造岩矿物。可作绝缘、隔热材料	风化后变成蛭石。分布广，为主要造岩矿物。可作绝缘材料、隔热材料等	表生矿物。由基性或超基性岩在碱性环境下风化而成	表生矿物。为钾长石类矿物风化产物。用于陶瓷原料	为标准高温岩浆型矿物，是富含碱质的熔浆凝固时形成，不与石英共生

表 1-17

类别	硅酸盐类				
矿物性质	滑石 $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$	叶腊石 $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$	绿泥石 $FeAl_2(Al_2Si_2O_{10})(OH)_8$	霞石 $Na[AlSiO_4]$	海绿石 K、Al、Fe、Mg的含水硅酸盐矿物
	特点				
形态	单斜晶系。晶体呈板状，少见，常呈片状或致密块状的集合体	与滑石极相似，常见的为隐晶质的致密块体，又称寿山石	单斜或三斜系。通常为片状或弯曲壳状集合体	六方晶系。晶体呈柱状、板状、集合体为粒状或致密块状	通常为直径1至数毫米的放射状和同心圆结构的小圆粒分散在硅质或粘土质沉积岩中
颜色	淡绿、白、浅黄、浅灰等	淡绿、浅黄	棕黄，黑绿	无色，灰白色带浅黄、褐、红等	暗绿、黄绿
光泽	玻璃光泽 腊状光泽	腊状光泽	玻璃光泽 珍珠光泽	玻璃光泽 油脂光泽	无光泽或油脂光泽
硬度	1	2～4	5～6	5～6	2～3

续表

类别	硅酸盐类				
矿物性质	滑石 $Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$	叶腊石 $Al_2[Si_4O_{10}](OH)_2$	硬绿泥石 $FeAl_2[Al_2Si_2O_{10}](OH)_4$	霞石 $Na[AlSiO_4]$	海绿石 K、Al、Fe、Mg的含水硅酸盐矿物
	特点				
解理及断口	{001}解理极完全		{001}面解理完全	不完全解理	
比重	2.7～2.8		3.4～3.6	2.6	2.0～2.7
其它	不导电、导热		性脆	性脆	性脆
主要特征	低硬度、滑感、浅色、片状，具有完全解理、集合体为致密块状等	与滑石极相似，肉眼不易区别，可用染色法试之，用紫尿酸铵试剂	与绿泥石相似，但有较高的硬度，性脆	以产状，共生矿物，解理不完全或无，断口面为油脂光泽等为特征	根据其颜色、特有的形态、低硬度及产状识别
备注	为含镁岩石（超基性岩、白云岩）受热液作用交代形成	为酸性喷出岩和凝灰岩经热液作用变质而成	变质型矿物，产于变质较浅的粘土质片岩中	碱性火成岩的造岩矿物，不与石英共生	是表生沉积矿物，产于浅海沉积物中（砂岩、粘土岩、泥灰岩）及近代浅海绿色淤泥中

二、磷酸盐、钒酸盐、砷酸盐类

磷在自然界中主要以P^{5+}的形式存在于磷酸盐矿物中，它与O^{2-}结合成$[PO_4]^{3-}$络阴离子。$[AsO_4]^{3-}$和$[VO_4]^{3-}$的络阴离子性质也极相似，所以通常就把磷酸盐、钒酸盐和砷酸盐矿物归为一类。

本类矿物共有250种左右，仅次于硅酸盐、但其重量只占地壳的0.7%。矿物成分复杂、类质同像普遍，且多在外生条件下形成，内生条件下主要形成于岩浆作用的晚期。本类矿物是磷和稀有分散元素及放射性元素的重要来源，具有重大经济意义。

三、硫酸盐类

硫是变价元素，在硫酸盐中硫以最高的价次（S^{6+}）出现，并与氧组成$〔SO_4〕^{2-}$络阴离子。由于$〔SO_4〕^{2-}$是半径很大的络阴离子，所以也只有半径较大的阳离子（如Ba、Sr、Pb等）才能与它构成稳定的无水化合物。半径较小的阳离子则需要有H_2O配合，形成一层水壳后增大其体积才能与$〔SO_4〕^{2-}$结合成稳定的含水化合物。这就是很多硫酸盐矿物含有结晶水的道理。

本类矿物已超过250种，是非金属矿物原料来源之一。在成因上，它们多形成于外生作用和内生作用的热液阶段，这也是硫呈最高价次（S^{6+}）所决定的。

本类矿物的一般通性为：无色或浅色、如混有色素离子则带色；透明至半透明；玻璃光泽；硬度较低、一般小于小刀，含水硬度可降低为2左右。

表 1-18

类别	磷酸盐类	硫酸盐类			
矿物性质	磷灰石 $Ca_5〔PO_4〕_3(Cl, F)$	石膏 $Ca〔SO_4〕\cdot 2H_2O$	硬石膏 $Ca〔SO_4〕$	水绿矾 $Fe〔SO_4〕\cdot 7H_2O$	黄钾铁矾 $KFe_3〔SO_4〕_2〔OH〕_6$
特点					
形态	六方晶系。常见晶体为六方柱，集合体为粒状、致密块状、土状、结核状等	单斜晶系。晶体成板状，双晶常见，常成燕尾双晶。集合体为致密块状、纤维状、粒状等	斜方晶系。晶体成厚板状，但少见。常见为粒状及块状体	单斜晶系。晶体呈假菱面体，集合体为针状及纤维状。常见致密细脉状、钟乳状或结核状、也可呈土状、皮壳状产出	三方晶系。晶体呈假立方体形的菱面体或板状。通常成晶质皮壳、粒状集合体、团块状、粉末状或土状等
颜色	绿、黄绿、黄、浅紫、灰白等	白色、灰、肉红、黄、褐等	白、灰、蓝、红等色	淡绿色、少数培灰色、失水后变黄褐色	赤黄、土黄、黄褐至土褐色
条痕色	白、灰白	白、其它浅色	灰白	无色	淡黄

续表

类别	磷酸盐类	硫酸盐类			
矿物性质	磷灰石 $Ca_5(PO_4)_3(Cl,F)$	石膏 $Ca(SO_4)\cdot 2H_2O$	硬石膏 $Ca(SO_4)$	水绿矾 $Fe(SO_4)7H_2O$	黄钾铁矾 $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$
特点					
硬度	5	2	2～3.5	2	2.5～3.5
解理及断口	贝壳状断口	一向极完全解理	三组解理互相垂直	贝壳状断口	断口参差状至贝壳状
光泽	玻璃光泽	玻璃光泽及珍珠光泽	玻璃或珍珠光泽	玻璃光泽	玻璃至金刚光泽
比重	3.2	2.3	2.8～3.0	1.8～1.9	2.91～3.26
其它	紫外线下有黄光，磷光	透明至半透明	透明至不透明	性脆、味涩	性脆、手捏有滑感
主要特征	以晶形、颜色、光泽、硬度为特征，或用化学试剂（钼酸铵硝酸溶液）	以低硬度、一组极完全解理、板状晶形、光泽等为特征	硬度较高，可与石膏相区别。与盐酸不起泡，可与大理岩或其它碳酸盐岩区别	形态、颜色、硬度低、味涩及次生产出为特征	小菱面体之结晶及集合体形态，颜色、手捏之有滑感及次生产出为特征
备注	岩浆型及沉积型矿物。 制造磷肥	透明晶体叫透石膏。纤维状集合体叫纤维石膏。 化学沉积形成。为制造化肥及水泥之重要原料	水化作用后可变成石膏。 制造化肥（硫酸铵）的原料	为次生矿物，在氧气不足的条件下，自硫酸盐过饱和溶液（黄铁矿、白铁矿等硫化物分解而来）中结晶而成。在含煤建造粘土岩及粉砂岩中也常见	为硫化矿床氧化带极常见之次生矿物（干燥区）。在沉积岩中，由黄铁矿也可产生黄钾铁矾

表 1-19

类别	硫酸盐类	
矿物 / 性质	重晶石 $Ba(SO_4)$	明矾石 $KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$
	特点	
形态	斜方晶系。厚板状晶体，集合体为粒状及致密块状	三方晶系。晶体为菱面体，假立方体或厚板状晶形，但少见。通常为致密块状、纤维状、细粒状，与暗色石灰岩很相似
颜色	无色透明、灰白、淡红、浅褐	纯者白色，常染成紫、红色
光泽	玻璃光泽，珍珠光泽	玻璃光泽，珍珠光泽
硬度	3～3.5	3.5～4
解理及断口	完全解理	中等解理
比重	4.3～4.7	2.6～2.8
其它	性脆	
主要特征	可根据大的比重，板状晶形，在盐酸中不起作用与碳酸盐类矿物相区别	常呈致密块体产出
备注	为低温热液型及沉积型矿物。其粉末可作加重剂，用于钻探工程	为中酸性火山岩或喷出岩经含硫酸的低温热液蚀变产物

四、钨酸盐类

钨在地壳中的含量少，形成的矿物种类不多，仅十余种，且绝大部分成为钨酸盐产出。我国钨的产量和储量都居世界首位。钨在冶金工业上是极其重要的金属，是冶炼特种钢不可缺少的原料，在机械制造、国防工业、宇航工业等部门都有重要意义。

钨酸盐类的矿物比重都很大(6～8)；硬度中等(4～5)。重要的钨酸盐矿物是内生成因的，并形成具有工业价值的矿床。次生成因的是少数。

五、碳酸盐类

碳酸盐类矿物在地壳中分布很广，矿物总数在80种以上。它

们主要是在地表条件下形成的，如钙，镁的碳酸盐往往形成巨大的海相沉积层。在内生条件下的热液阶段也常大量地与金属矿物相伴生。碳酸盐有的本身就是重要的工业原料，如石灰岩，菱镁矿等；有的则是重要的金属矿产资源，如铁、锰、锌等的碳酸盐。

本类矿物中类质同像和同质异像较普遍，一般通性为：多为无色或浅色；具玻璃光泽；硬度较低(3～5)；比重较小；多具菱面体解理。

表 1-20

类别	钨酸盐类		碳酸盐类		
性质 \ 矿物	黑钨矿 $(Fe,Mn)WO_4$	白钨矿 $CaWO_4$	菱镁矿 $MgCO_3$	孔雀石 $Cu_2[CO_3][OH]_2$	菱锰矿 $MnCO_3$
特点					
形态	单斜晶系。晶体常呈厚板状或柱状，常为板状及粒状集合体	四方晶系。晶体为双锥形。集合体为粒状或块状	三方晶系。晶形为菱面体。常为粒状集合体	单斜晶系。针状、柱状。集合体为钟乳状、肾状等	三方晶系。晶形为菱面体，集合体为粒状及放射状的肾状和球状
颜色	褐黑、黑	灰白色	白色、灰黄、淡蓝、肉红	鲜绿色	玫瑰色、深红色
条痕	褐			淡绿	白色
光泽	半金属光泽	油脂或金刚光泽	玻璃光泽	玻璃或金刚光泽	玻璃光泽
解理及断口	完全解理	中等解理	菱面体解理	中等～完全解理	中等～完全解理
硬度	4.5～5.5	4.5	4～4.5	3.5～4	3.5～4.5
比重	6.7～7.5	5.8～6.2	2.9～3.1	3.9～4.1	3.6～3.7
其它	略有磁性	萤光性	呈瓷状者为贝壳状断口	性脆	性脆

续表

类别	钨酸盐类		碳酸盐类		
矿物性质	黑钨矿 $(Fe,Mn)WO_4$	白钨矿 $CaWO_4$	菱镁矿 $MgCO_3$	孔雀石 $Cu_2(CO_3)(OH)_2$	菱锰矿 $MnCO_3$
	特点				
主要特征	以颜色、条痕、比重大等为识别特征	根据颜色、光泽、比重大等来识别	色浅、菱面体解理、晶形、低硬度、与盐酸不起泡等为特征	根据绿色、形态特征，加盐酸起泡来识别	以颜色、晶形、在热稀盐酸中剧烈起泡为特征
备注	产于高温热液形成的石英脉中。钨矿石	接触交代型，产于矽卡岩中。钨矿石	热液交代或超基性岩次生变化产物。耐火材料、合金等原料	含铜硫矿床为次生氧化作用形成产于铜矿床氧化带中	海相沉积形成，在热液阶段也可形成。可作锰矿石

表 1-21

类别	碳酸盐类			
矿物性质	霰石(文石) $CaCO_3$	方解石 $CaCO_3$	白云石 $CaMg(CO_3)_2$	菱铁矿 $FeCO_3$
	特点			
形态	斜方晶系。呈柱状针状。集合体为棒状、放射状、鲕状、钟乳状等	三方晶系。晶体常见为菱面体，集合体为晶簇状、粒状、钟乳状、鲕状及致密块体等	三方晶系。晶形为菱面体，晶体常呈弯曲马鞍状。集合体为粒状或致密块体	三方晶系。晶形为菱面体、鳞片状。常见为粒状、块状、鲕状、结核状等集合体
颜色	白、黄白、淡绿	白、灰白、灰色、褐	白、灰、粉红	灰、灰白、黄褐、氧化后为深褐色
条痕	白	白	白	白、淡黄
光泽	玻璃、脂肪光泽	玻璃光泽	玻璃光泽	玻璃、半金属、土状光泽
硬度	3.5～4	3	3.5～4	4～4.5

续表

类别	碳酸盐类			
矿物性质	霰石（文石）$CaCO_3$	方解石 $CaCO_3$	白云石 $CaMg(CO_3)_2$	菱铁矿 $FeCO_3$
	特点			
解理和断口	贝壳状断口	三向菱形完全解理	三向菱形完全解理	三向菱形完全解理
比重	2.9～3.0	2.6～2.8	2.8	3.5～4.5
其它性质	加盐酸起泡	加盐酸起泡	加冷盐酸不起泡，粉末加盐酸起泡	与冷盐酸作用缓慢，较长时间后反应处呈黄绿色($FeCl_3$)
主要特征	以柱状、针状晶形及解理不好与方解石区别	以晶形、解理、硬度小、遇盐酸起泡等为特征	以晶形、解理、粉末加冷盐酸起泡等为特征	以形态、颜色、比重及与冷盐酸作用的反应为特征
备注	低温热液或沉积作用形成	主要由化学及生物化学沉积作用形成，热液、接触交代及风化作用也可形成。为烧石灰、水泥原料	沉积作用和热液作用均可形成。 用于建筑及耐火材料	沉积作用及热液作用均可形成。 大量富集可作铁矿石

第二篇 火成岩
（岩浆岩）

岩石是地壳的主要组成部分，它组成了地壳的岩石圈。岩石是由矿物组合而成的（少数喷出岩是玻璃质），也可以说，岩石是由矿物所组成的有规律的集合体，是自然生成的产物。

现在自然界已知的岩石有二千多种，但从形成的原因来看，可归结为如下三大类：

1．火成岩（岩浆岩）：是由岩浆或熔岩流冷凝而成的岩石。如花岗岩、玄武岩等。

2．沉积岩：是在表生条件下，象砂、砾、泥质和溶解物质等经沉积固结而成的岩石。如砂岩、砾岩、石灰岩等。

3．变质岩：是由火成岩或沉积岩在不同的温度、压力条件下经改造而形成的岩石。如片麻岩、大理岩等。

上述三大岩类的划分界线并不是很严谨的，因为在自然界中某些岩石在成因和特征上具有双重特征。根据资料统计，从地表至地壳深达16公里的范围内，火成岩占95％（包括变质的火成岩在内），沉积岩占5％（包括变质的沉积岩在内）。由此可见，火成岩不仅是构成地壳的主要物质成分，而且也是沉积岩与变质岩的主要物质来源。沉积岩占的比例虽然较少，但由于在地表形成，因此地壳表面绝大部分被沉积岩所覆盖，据统计出露面积达75％左右。

第一章　火成岩的基本特征

第一节　火成岩的概念

火成岩又称岩浆岩，它是由岩浆冷凝固结之后形成的。那末岩浆究竟是什么东西呢？

大家知道，现代火山喷发时从火山口溢出的熔岩流，就是由地壳内喷出到地表的岩浆。人们通过对现代火山口的观察得知：天然熔岩流是流动缓滞的高温粘稠的熔融体，其表面温度高达1000～1200℃，表面以下一米左右处温度约为750～850℃。表面温度之所以升高是由于自熔岩流中逸出的气体与空气接触发生强烈氧化作用和其它放热反应的结果。

天然熔岩流的化学成分是比较复杂的，它是由Si、Al、K、Na、Ca、Mg、Fe等氧化物所组成的硅酸盐，另外还常含有少量的金属硫化物和氧化物。根据实验结果，SiO_2含量愈多，熔岩流的粘度愈大，流动性就小；反之，则粘度愈小，流动性愈大。

岩浆与熔岩流相比具有更多的挥发物质，因为当岩浆喷出地表成为熔岩流时，会有大量挥发性物质逸出，其中主要是水汽、CO_2、SO_2等。所以，岩浆是天然生成的、炽热的、含挥发性组分及金属硫化物和氧化物的复杂的硅酸盐熔融体。

在地下深处的岩浆具有很高的温度和压力，与其所处的环境是相对平衡的。当地壳出现破裂带时，由于局部压力降低就打破了岩浆与其环境之间的相对平衡，岩浆就要向压力降低的方向运移，沿着破裂带上升到地壳的上部或喷出地表，同时还不断地改变着自己的化学成分和物理化学状态，直至冷凝成为岩石。这种包括了岩浆活动和冷凝的整个运动过程叫做岩浆活动或岩浆作用。

在不同地质条件下，在地壳的不同部位，凡是由岩浆冷凝固结而成的岩石叫做火成岩(或称岩浆岩)。岩浆侵入或喷出地表，在不同的深度具有不同的环境，就形成了不同特点的岩石。因此根据其形成的具体环境和条件不同，可将火成岩分为三类：

1．深成岩：是在地壳较深处（一般在3～6公里以下）冷凝而形成的火成岩，如花岗岩。

2．浅成岩：在地壳较浅处（或近地表）形成的火成岩，如花岗斑岩。

3．喷出岩：岩浆上升溢出地表冷凝形成的火成岩，如流纹岩。

深成岩和浅成岩可以统称为侵入岩。

岩浆中的金属硫化物和氧化物在岩浆活动过程中，在一定的地质环境和物理化学条件下，可以富集成为许多重要的矿产。它们或产在火成岩体内，或产在岩体边部，或产在岩体周围的围岩中。这说明这些矿产的形成是岩浆作用演化的产物。

第二节　火成岩的矿物成分和化学成分

一、火成岩的矿物成分

岩石是由矿物组成的。火成岩中的矿物是岩浆作用的产物，它反映了火成岩的化学成分和形成条件，因此它是火成岩的分类和命名的主要依据之一。

组成火成岩的矿物种类繁多，但最常见的也就十几种，即橄榄石、辉石、角闪石、黑云母、斜长石、钾长石、石英及似长石类矿物等。这些称为火成岩的主要造岩矿物。牢固地掌握造岩矿物的鉴定特征是我们鉴定岩石的重要关键。

（一）根据矿物在火成岩分类和命名中所起的作用分类

1．主要矿物：岩石中含量最多的矿物（>10%），是在岩石的大类划分和命名上起决定性作用的矿物。例如辉长岩的主要矿物是辉石和基性斜长石，二者缺一不可。假如没有辉石而全部为基性斜长石，就不能称为辉长岩，只能称为斜长岩；如果只有辉

石，没有基性斜长石，则称为辉石岩。它是属于超基性岩类，而不属于基性岩类。

2．次要矿物：岩石中含量次于主要矿物（一般为5～10%左右），它影响岩石的种属的命名，而不影响大类的划分。一般多以该类矿物作为形容词附加于岩石名称之前。例如，闪长岩中含少量石英，则可称为石英闪长岩。

3．副矿物：岩石中含量最少的矿物（通常不超过1～3%），它对岩石的分类和种属命名没有影响。火成岩中常见的副矿物有磁铁矿、钛铁矿、锆石、榍石、独居石、磷灰石等。这些矿物在岩石中含量虽然很少，但有时可成为重要的矿产。

（二）根据矿物的颜色分类

1．暗色矿物（铁镁矿物）：此类矿物富含Fe、Mg成分，矿物颜色较深，常见的有橄榄石、辉石、角闪石和黑云母等。

2．浅色矿物（硅铝矿物或长英矿物）：此类矿物富含Si、Al、K、Na、Ca等成分，由于不含有色元素，矿物颜色较浅，常见的有长石类矿物（钾长石、斜长石）、似长石类、石英、白云母等。

岩石中暗色矿物和浅色矿物的含量之比，反映了各大类岩石中的化学成分变化，并可以利用颜色深浅的不同，迅速判别岩石的大类。如超基性岩几乎不含浅色矿物，而全由暗色矿物组成；基性岩中暗色矿物约为40～50%；中性岩中约为30～40%；酸性岩中只有10～15%。因此，根据岩石中暗色矿物与浅色矿物含量的比例即可以判别岩石属于那一大类，然后再根据矿物成分、结构、构造等对岩石进行定名。

（三）根据矿物的成因分类

1．原生矿物：即在岩浆结晶过程中所形成的矿物。如橄榄石、辉石、角闪石、长石、石英等。

2．次生矿物：即原生矿物经过风化、蚀变等作用所形成的新矿物。如橄榄石变成蛇纹石、伊丁石；斜长石变成绿帘石、黝帘石；辉石、角闪石变成绿泥石；钾长石变成高岭土；酸性斜长

石变成绢云母等。

二、火成岩的化学成分及其与矿物共生组合的关系

火成岩中各种化学元素都有，但含量不同，其中主要的元素有O、Si、Al、Fe、Mg、Ca、Na和K等八种元素，其含量占火成岩总组分的99%以上。这些元素可统称为造岩元素。其次为Ti、P、H、Mn等。

上述的一些主要造岩元素在火成岩中多以氧化物形式存在，所以火成岩的化学成分常用氧化物表示，其中SiO_2的平均含量最高，约占59.14%，其次为Al_2O_3占15.34%。现将火成岩中各种主要元素及氧化物的平均含量列于表2-1。

表 2-1 火成岩的平均化学成分（5159个火成岩化学分析的平均值—克拉克1924）

氧化物	重量百分比	元素	重量百分比
SiO_2	59.14	O	46.42
Al_2O_3	15.34	Si	27.59
Fe_2O_3	3.08	Al	8.08
FeO	3.80	Fe	5.03
MgO	3.49	Ca	3.61
CaO	5.08	Mg	2.09
Na_2O	3.84	Na	2.83
K_2O	3.13	K	2.58
H_2O	1.15	Ti	0.721
TiO_2	1.05	P	0.158
P_2O_5	0.299	H	0.130
MnO	0.124	Mn	0 125
CO_2	0.101		
其它	0.376	其它	0.586
总计	100.00	总计	100 00

在火成岩中各种主要氧化物之间有很密切的关系，在各大类岩石之间矿物成分和化学成分上具有一定的变化规律，这主要决定于矿物的共生组合关系（图2-1）。

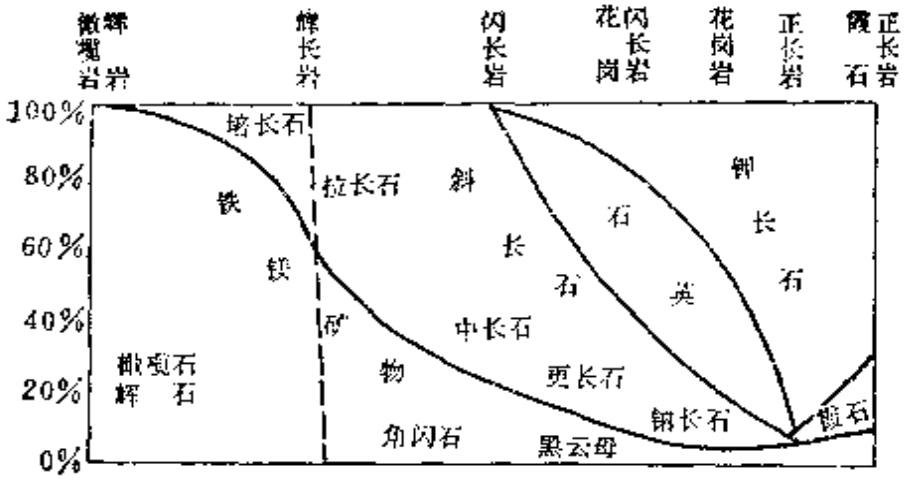


图 2-1 各类侵入岩矿物成分变化的关系

各类火成岩的其它氧化物随SiO_2的含量变化也有规律的变化（如图2-2所示）：（1）SiO_2含量增加，FeO、MgO则减少，反映在矿物成分上从超基性岩⟶酸性岩暗色矿物减少。（2）CaO在超基性岩中含量少，在基性岩中大量出现，以后又逐渐减少；

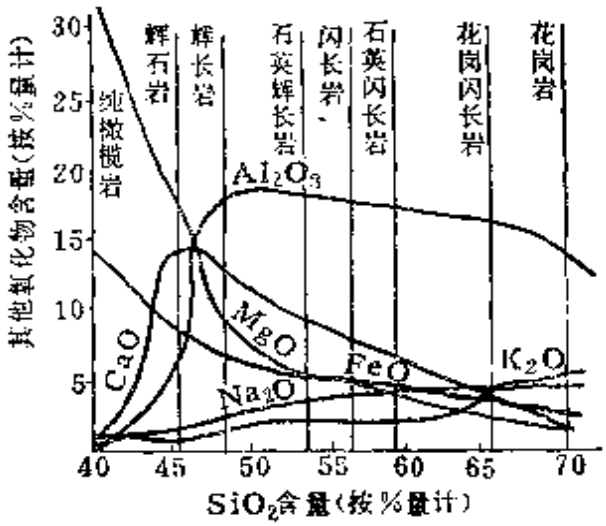


图 2-2 火成岩中SiO_2与其它主要氧化物之间的关系

Al_2O_3在基性岩中大量出现，以后则变化不大，反映在矿物成分上为基性岩中富含Ca、Al的斜长石大量出现。（3）Na_2O、K_2O的含量变化是随SiO_2含量的增加而增加的，所以在超基性岩中几乎没有，但在酸性岩中则大量增加，这反映在矿物成分上为酸性岩中富含钾长石和钠长石。

由此可见，火成岩中各种氧化物随SiO_2含量的增加而有规律

的变化与矿物的共生组合有极其密切的关系。根据SiO_2的含量，把火成岩分成五类，与其它氧化物的变化情况综合于表2-2。

表 2-2 火成岩的化学分类及其与氧化物变化关系表

岩石大类	SiO_2含量 %	其它氧化物变化情况			
		FeO、MgO	CaO	K_2O、Na_2O	Al_2O_3
超基性岩	<45	↓	↓	↓	↓
基性岩	45～52				
中性岩	52～65				
酸性岩	65～75				
超酸性岩	>75	减少	减少	增加	变化不大

第三节 火成岩的产状

在野外，可采到火成岩是以一定形态的岩体产出的。火成岩的产状就是指岩体的大小、形状及其与围岩的关系。这些产状特征是同它形成期间所处的地质构造环境与岩浆的活动性以及岩浆在地壳中凝固的深度密切相关的。因此，把火成岩体作为地质体来研究，对于火成岩分类和指导找矿都具有重要意义。

根据岩浆活动方式和岩体的形态特征，可把火成岩的产状分为侵入岩体和喷出岩体两种。

一、侵入岩体的产状

根据岩体与围岩的接触关系，分为整合侵入体和不整合侵入体两种。

（一）整合侵入体

与周围岩石的层理或片理呈平行接触关系的侵入体。它们主要是沿着层理或片理侵入而成，因此它和围岩产状是整合的。根据其形态不同又可分为：

1. 岩床：又称岩席。是与围岩层理或片理平行的板状侵入体（图 2-3）。岩床厚度一般较小且稳定，常由几十厘米至几十米，而面积较大。呈岩床产出的岩体以基性、超基性岩为常见。如京西侏罗纪门头沟煤系底部的辉绿岩岩床。

2．岩盖：又称岩盘。岩浆侵入于岩层间时，往往向两侧延伸不远而顶起上覆岩层，中央厚，边缘薄，底部平整，上部呈穹窿状的圆形侵入体。其形成深度一般较浅。呈岩盖产出的以中酸性侵入体为常见(图2-4)。

3．岩盆：它的形状正好如岩盖相反，呈盆状。岩盆是岩浆侵入到岩层之间，其中央部分在岩浆强大静压力下使岩层底板断裂而下沉，致使侵入体底面均向中心倾斜呈盆状（图2-5)。一般规模较大，多由基性岩或碱性岩构成。我国云南某矿床的矿体即位于超基性岩盆的底部。

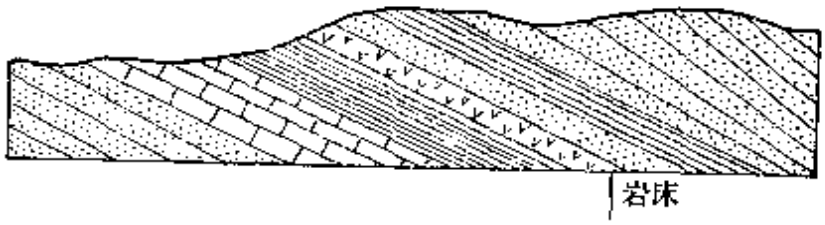


图 2-3　岩床



图 2-4　岩盖

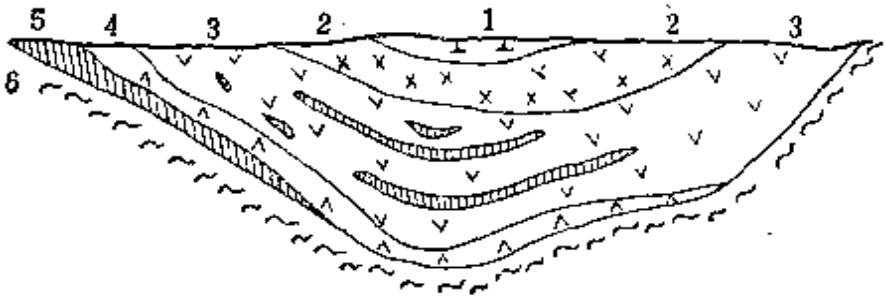


图 2-5　岩盆剖面图

1—辉长岩；2—辉石岩；3—辉石橄榄岩；4—纯橄榄岩；5—铜镍矿矿体；6—片麻岩

（二）不整合侵入体

切穿围岩层理或片理的侵入体。一般是由于岩浆沿斜交层理或片理的裂隙侵入而形成的，如岩墙、岩脉、岩株及岩基等。

1．岩墙：与围岩层理或片理斜交的板状侵入体。厚度可从几厘米到几公里，长可达几百米至数千米。在断裂发育地区常成群出现，是由很多大致相互平行或放射状岩墙组成的，可称之为岩墙群。

2．岩脉：一般是指岩体内部的板状侵入体，与岩墙相似，但形态不如岩墙规则，延伸不远。

3．岩株：又称岩干。是一种很常见的侵入体。它在平面上往往近于圆形，与围岩的接触面比较陡，面积一般小于一百平方公里。北京房山花岗闪长岩侵入体就是一例，出露面积仅56平方公里左右。岩株的边部常有不规则的枝叉伸入围岩，叫做岩枝。

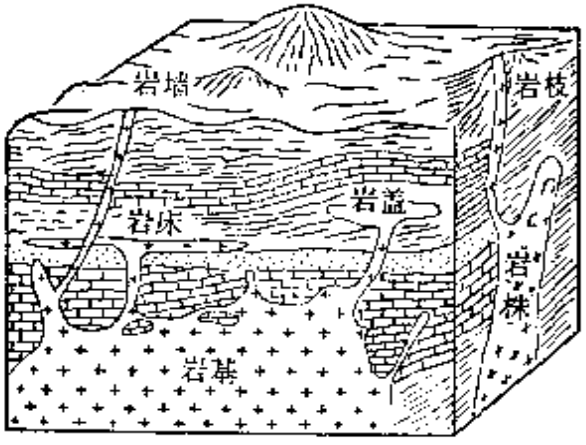


图 2-6　岩体各种产状之间的关系示意图

4．岩基：是侵入体中规模最大的一类，一般出露面积大于100平方公里。平面上呈长圆形，直径从数十公里到数百公里，长度甚至可达上千公里。以往认为岩基是没有底的，根据近年来的勘探资料表明，很多岩基并非是无底的和无限向下延伸的，而是有向下逐渐变小的趋势。岩基的顶部常成不规则形状，成分比较稳定，常由花岗岩类组成。

上述侵入体产状并不是孤立的，有时彼此是有联系的(图2-6)。

二、喷出岩体的产状

根据岩浆从地下上升到地表的方式，可分为中心式喷发和裂隙式喷发两种类型。相应的产状有：

1．火山锥：岩浆沿一定的管状通道喷出地表，往往在火山

口附近由喷发的火山弹、火山碴、火山灰等堆积而成，有时还夹有熔岩。从立体来看成锥状（图 2-7）。我国著名的大同火山群和一些第三纪、第四纪火山均为此类。世界上著名的金刚石矿多分布于火山锥内，故要注意寻找火山口。

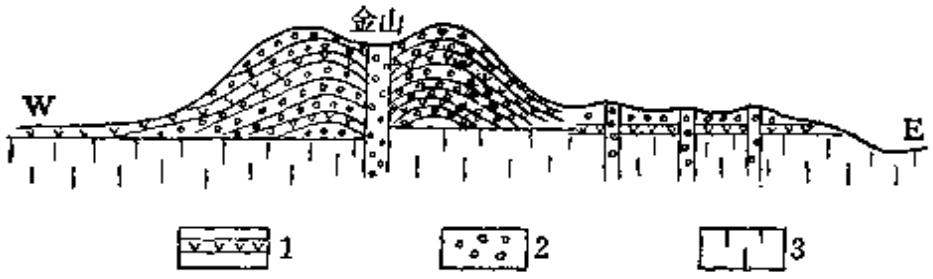


图 2-7　通过金山及其寄火山的东西向剖面示意图

1—玄武岩流；2—火山砾及火山弹；3—黄土

2．熔岩流及熔岩被：熔岩顺着山坡或河谷填充在地形低洼处，形成熔岩流。一般说来，基性的熔岩，由于岩浆的粘度小，常形成这种产状。熔岩流的宽窄与地面坡度有关，坡度愈大则熔岩流就愈窄。当熔岩大面积分布，便形成熔岩被，多为裂隙喷发形成的产状。这种方式一般在喷出时没有强烈的爆发现象，因此火山碎屑物质很少。我国张家口北部汉诺坝在第三纪时有大量玄武岩沿东西向裂隙及火山口溢出，厚达三百米，分布面积有一千多平方公里，构成了蒙古高原的一部分。另外，我国西南二迭纪峨嵋山玄武岩流，分布面积亦很广。

三、次火山岩体的产状

次火山岩亦称潜火山岩，系指一种与火山岩系伴生的浅成侵入体，与火山岩基本上同空间、同时间、同外貌、同成分，即与火山岩同源不同相的产物。

次火山岩的产状和喷出岩稍有不同，大致有层状、脉状、似层状、钟状、透镜状、环状、柱状或筒状等，大小不等，有时呈小型岩株及岩颈。与喷出岩的关系，有的界线不清，逐渐过渡，有的比较清楚。一般说来，基性的产状多窄而长，顺层侵入的较多；酸性的多宽而短，切割层理的较多；中性的则介于二者之

间，产状变化大，如宁芜地区一些中性为主的次火山岩，常见的产状就有岩墙、岩床、岩枝、岩株、岩瘤等等。

第四节　火成岩的结构和构造

我们知道了火成岩的矿物成分和化学成分，还得进一步了解它们是如何组成岩石的。各种火成岩都有它自己的组成方式，所以我们掌握了岩石的矿物成分外，还得掌握岩石的结构、构造等，才能正确定名。例如，花岗岩和花岗斑岩，二者的矿物成分完全相同，但却叫不同的名称，这是因为二者的结构不同，使岩石外貌特征也不一样。火成岩的结构、构造能够反映火成岩的生成环境和生成条件，它是研究岩石的重要内容之一，是识别岩石的一个重要标志，同时它又是岩石分类命名的重要根据。

一、火成岩的结构

结构是指组成岩石的矿物的结晶程度、颗粒大小、形状以及各矿物之间的组合方式等所反映出来的岩石构成上的特点。一般说来，岩石结构的形成决定于岩石形成时的物理化学条件（如温度、压力、浓度、冷却速度等）。

火成岩的结构，根据肉眼能鉴别的标志，主要有以下几种：

（一）根据岩石的结晶程度

指岩石中结晶物质的发育程度，即岩石中结晶质和非晶质（玻璃质）部分的比例，可分为：

1．全晶质结构：岩石全部是由矿物晶体组成的。这是在温度下降较慢的条件下，岩浆得以从容结晶而形成的，所以多出现在侵入岩中。

2．半晶质结构：岩石中既有矿物晶体也有非晶质的玻璃质。部分喷出岩和浅成岩具有这种结构。

3．玻璃质结构：岩石几乎全部由玻璃质组成，这是在岩浆温度下降快速的条件下（如喷出地表），岩浆中的各种组分来不及作有规律的结合（结晶）即已冷凝，因而形成没有结晶的玻璃质。

玻璃质在一定条件下会逐渐转化为结晶物质，这种现象称为

退玻璃化作用。

（二）根据岩石中矿物颗粒的大小

指岩石中矿物颗粒的绝对大小和相对大小。

1．绝对大小：根据火成岩中主要矿物晶体的绝对大小，可分为：

1）显晶质结构：岩石中的矿物颗粒，凭肉眼或借助于放大镜即可看到。进一步根据矿物颗粒直径的大小分为：

粗粒结构：矿物颗粒直径＞5毫米。

中粒结构：矿物颗粒直径5～2毫米。

细粒结构：矿物颗粒直径2～0.2毫米。

微粒结构：矿物颗粒直径＜0.2毫米。

2）隐晶质结构：岩石中的矿物晶体不能用肉眼或放大镜看出，岩石呈致密状，有时与玻璃质结构难以区别，但隐晶质结构往往没有强的玻璃光泽。一般直径＜0.2毫米的微粒结构，肉眼已无法辨认其矿物颗粒，就称隐晶质结构了。

2．相对大小：是指同一种主要造岩矿物的大小是否均一来区分，因不同矿物由于结晶习性不同，在同一岩石中其大小的差别常常都是相当大的。根据矿物相对大小可分为：

1）等粒结构：同一种主要矿物大小基本上相等。

2）不等粒结构：同一种主要矿物大小不等，但变化是连续的。

3）斑状和似斑状结构：矿物成分可明显地按大小分为相对大小的两群，相对粗大的一群称为斑晶，相对细小的一群称为基质。如基质为显晶质则称似斑状结构；如基质为隐晶质或玻璃质则称斑状结构。斑状结构中通常是斑晶先结晶，生长得比较大时基质才冷凝。

（三）根据矿物的自形程度

岩石中矿物外形的完整程度是不同的，根据其自形程度可分为如下三种：

1．自形晶：就是组成岩石的矿物具完整的晶形。这种晶体在生长时具有足够的空间和充分的生长条件，如斑状结构岩石中

的斑晶。如果岩石中大多数的矿物是由自形晶组成，就称为全自形粒状结构。

2．半自形晶：晶体部分为完整的晶面，部分为不规则的轮廓，这说明在结晶时很多矿物都在析出，条件不允许它充分发展。如果岩石中大多数矿物由半自形晶组成或由自形程度不等的矿物组成，则称为半自形粒状结构。大多数深成岩和浅成岩具有这种结构。

3．它形晶：无一完整晶面，形状多半是不规则的，充填在其它已经析出的矿物颗粒空隙之间。如岩石中大多数矿物为它形晶，则称为全它形粒状结构。

以上是根据三个不同的角度来划分火成岩的结构，在同一岩石中也可同时反映出来。如花岗岩可为全晶质、粗粒、半自形粒状结构等。

二、火成岩的构造

构造是指不同矿物集合体之间，或矿物集合体与岩石的其它组成部分之间的排列方式及充填方式的特点。一般说来，岩石构造的形成主要决定于地质条件，如构造运动、岩浆的流动等。常见的火成岩构造有以下几种：

1．块状构造：岩石中的各种组分均匀分布，无定向排列，也无特殊聚集现象的均匀块体称块状构造。这是火成岩最常见的构造，如花岗岩等。

2．斑杂构造：岩石的不同组成部分在结构上或矿物成分上差异很大，因此整个岩石看来是不均一的。往往是暗色的斑晶矿物不均一的聚集在浅色的岩石中。引起斑杂构造的原因很多，可由于析离体和捕虏体形成，也可由不均匀不彻底的同化混染作用和交代作用形成。

3．条带状构造：岩石是由不同组分的条带相间构成，通常是暗色矿物和浅色矿物相间构成条带状，在基性侵入岩中最常见。

4．流纹构造：某些喷出岩中常出现颜色不同的条带，这些条带不是由矿物颜色不同所反映，而是由不同颜色的玻璃质反映

出来。不同颜色的玻璃质形成条带揭示了岩流成分不均一和岩流流动的特点，常为流纹岩的典型构造。

5．气孔构造：岩浆溢出地表后气体逃逸而留下空洞，称为气孔构造。多见于喷出岩。气孔的拉长方向往往可指示岩浆流动的方向。

6．杏仁构造：喷出岩的气孔被后来的次生物质充填称为杏仁构造。杏仁体中的充填物是次生的或外来的，不影响对岩石的命名。杏仁体多具有极圆或不规则曲线的轮廓，要注意不要与斑晶混淆。大多数充填物是方解石、玉髓、绿泥石、沸石等。

火成岩的构造除上述常见者外还有很多，不一一叙述。

上述结构和构造是反映火成岩形成时的物理化学条件和地质环境的重要现象。因此通过对它的研究，可以进一步推断火成岩的形成环境。例如花岗岩和花岗斑岩，二者矿物成分和化学成分都相同，但结构不同。花岗岩为全晶质等粒结构；而花岗斑岩则为斑状结构。这就表明花岗岩是在深成的地质条件下形成的，属深成岩；而花岗斑岩是在浅成的地质环境中形成的，为浅成岩。

总之，结构和构造是识别岩石的一个重要标志，也是岩石分类命名的基础之一，因此要很好掌握它们的特征以运用于实际工作中，并要善于分析和了解它们所代表的地质意义。

第五节　火成岩的分类及肉眼鉴定表

在地壳中，火成岩种类很多，现已知的已达一千种以上。它们是有规律地共生组合在一起的。

人们为了利用岩石共生规律以及对它们进一步研究，很早就开始对火成岩进行分类。火成岩分类的基础主要是化学成分、矿物成分、结构构造、产状和成因等几方面。由于分类的基础不同，就产生了各种不同的分类方法，其目的都是为了掌握火成岩内在的、复杂的规律性。

根据肉眼鉴定火成岩的要求，拟定了一个简要的火成岩分类表（见表2-3）。那末我们如何来运用这个鉴定表呢？当我们在野

表 2-3 火成岩的分类及肉眼鉴定表

大类			超基性岩			基性岩	中性岩	酸性岩	半碱性岩	碱性岩
SiO_2 含量			<45%			45～52%	52～65%	>65%	52～65%	52～65%
颜色			暗色 ——→ 中色 ……→ 浅色						中色	浅色
主要浅色矿物			无石英			无石英	石英 0～20%	石英 >20%	无或少量石英	无石英
			无（少）长石			基性斜长石	中性斜长石	钾长石、酸性斜长石	钾长石（少量斜长石）	钾长石、似长石
产状		主要暗色矿物	橄榄石 >95%（辉石）	橄榄石 75～95% 辉石 5～25%	辉石 95%（橄榄石）	辉石（橄榄石）（角闪石） 55～60%	角闪石（黑云母）（辉石） 40～20%	黑云母（角闪石） 10～15%	角闪石 辉石 黑云母 40～50%	碱性辉石 碱性角闪石 富铁黑云母
		主要结构构造	岩石名称							
深成岩	岩基 岩株 岩盆 岩床 岩盖	粗粒，中粒，细粒结构，有时有似斑状结构，块状，条带状构造	纯橄榄岩	橄榄岩	辉石岩	辉长岩	闪长岩	花岗闪长岩 / 花岗岩	正长岩	霞石正长岩
浅成岩	岩管 岩墙 岩脉 岩床 岩盖	中粒、细粒、隐晶结构	角闪云母橄榄岩（金伯利岩）			辉绿岩	微晶闪长岩	微晶花岗岩	微晶正长岩	
		斑状结构				辉绿玢岩	闪长玢岩	花岗斑岩	正长斑岩	霞石正长斑岩
	脉岩		煌斑岩			细晶岩		伟晶岩		

		岩石名称						
喷出岩	熔岩流 熔岩被 火山锥	浅色矿物斑晶 暗色矿物斑晶 结构特征	无（少）长石	基性斜长石	中性斜长石	钾长石（透长石）石英	钾长石（斜长石）	钾长石霞石
			橄榄石	辉石 角闪石 （黑云母）	（黑云母） （角闪石	暗色矿物斑晶少见		碱性辉石 碱性角闪石
		斑状结构 基质为隐晶-玻璃质气孔、杏仁、流纹构造	岩屑碎岩	玄武岩 辉绿岩	安山岩 安山玢岩	流纹岩	粗面岩	响岩
		玻璃-隐晶质结构		火山玻璃岩（黑曜岩、松脂岩、珍珠岩）				

外或室内如何着手来鉴定火成岩呢？

首先应根据野外产状及岩石的结构、构造区分出深成岩、浅成岩（包括脉岩）和喷出岩。

其次是根据矿物的颜色、晶形等外表物理特征确定出几个主要及次要矿物。也就是说要抓住矿物最主要的鉴定特征，把主要造岩矿物鉴定出来。

然后分别估计其百分含量（可参照图2-8），并查看鉴定表，以确定属于那一大类，从而准确的定出岩石的名称。

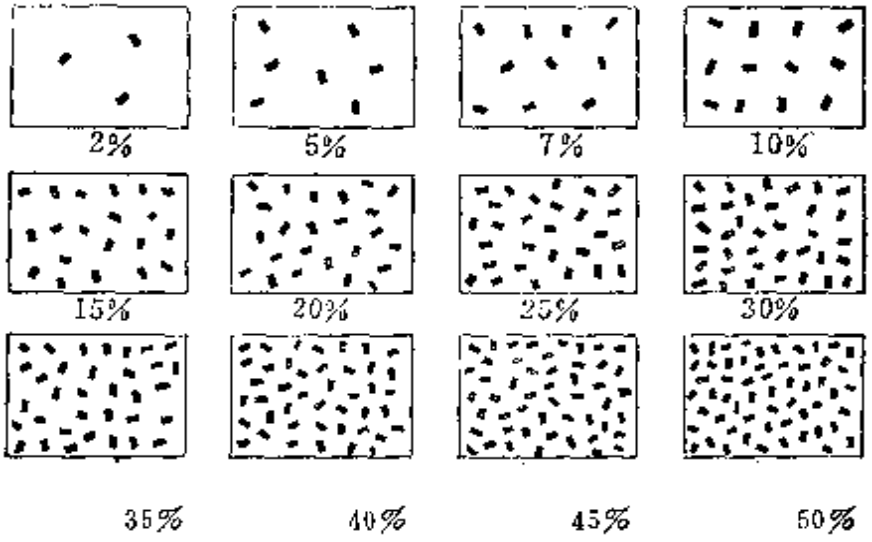


图 2-8

在鉴定矿物和运用鉴定表区分大类时，要注意以下几个方面：

1．石英的有无及其含量。对于喷出岩来说，还要注意有无橄榄石。

2．钾长石的有无及其含量。

3．暗色矿物的种属及其含量。

4．在鉴定具斑状结构的岩石时，要特别注意斑晶的成分及其含量。

一般说来，首先是用结构、构造和岩石的颜色来大致确定火成岩的产状（深成、浅成、喷出）及其大类，然后再根据主要和次要造岩矿物的百分含量确定其种属名称。

第二章　火成岩各论

第一节　超基性岩类(橄榄岩类)

本类岩石在化学成分上含SiO_2很低(＜45%)，MgO含量高，可达40%以上；铁的氧化物含量也高，可达10%。反映在矿物成分的特点上，铁镁矿物占绝对多数，主要为橄榄石、辉石、角闪石等；硅铝矿物很少或无。所以岩石的颜色较深，常呈深绿色、黑色；比重大；常为单矿物岩或近单矿物岩。

超基性岩的主要种属如下：

1．纯橄榄岩：是由＞95%的橄榄石组成的，常含少量辉石及磁铁矿。岩石新鲜时呈暗绿色、黑色、灰绿色等。细粒结构，致密块状构造。

纯橄榄岩一般均受一定程度的蛇纹石化，变成蛇纹石化橄榄岩或蛇纹岩（彻底蛇纹石化)。蛇纹石化橄榄岩因有较多的细微磁铁矿析出，故使岩石颜色变深。

2．辉橄岩：由75～95%的橄榄石和5～25%的辉石组成，岩石为暗绿色，细—中粒结构，块状构造。

3．辉石岩：由90～100%的辉石组成，岩石一般呈暗绿、灰绿或灰黑色。中—粗粒结构，块状构造。辉石呈短柱状，具有较好的晶形，辉石岩的次生蚀变作用是辉石角闪石化，生成角闪岩。

4．金伯利岩（角砾云母橄榄岩)：是金刚石矿床的母岩。我国金伯利岩的产状有两种：即岩管和岩脉。主要岩石类型有斑状金伯利岩和金伯利角砾岩两种。我国近年来先后在贵州、山东、江苏北部等地发现金伯利岩。

超基性岩在地表分布面积很小，形成的岩体也很小，常呈单斜脉状体或透镜体，且成串珠状分布。与其有关的矿产有铬、镍、钴、铂、金刚石等，有重大的经济意义。我国内蒙、西藏、甘

肃、四川等地均有产出。

第二节　基性岩类（辉长岩-玄武岩类）

本类岩石化学成分上的特点是SiO_2含量为45～52%，比超基性岩稍高，但仍低于其它岩类，习惯上称为基性岩。与超基性岩的区别是含有相当量的斜长石（基性），深色矿物含量在40%以上，主要为辉石，其次为橄榄石、角闪石。因为含有大量的基性斜长石，所以CaO、Al_2O_3的含量比超基性岩要高，而FeO、MgO的含量较低。这类岩石在地表分布较广，尤其是喷出岩更为常见。

基性岩的主要种属如下：

一、辉长岩

是基性侵入岩的代表。主要是由中粒—粗粒的辉石和斜长石所组成，也可有少量橄榄石或角闪石、黑云母等。辉石为黑色或暗褐色，短柱状，标本上常见为一些等轴形的颗粒。斜长石为基性斜长石，呈较窄的长方板状晶体，常呈灰白色、有时呈深灰色，颗粒较粗的斜长石常可见到细而密集的聚片双晶的双晶纹。斜长石都有比较好的解理，解理面上闪耀着玻璃光泽，断口面上略具油脂光泽。

辉长岩的颜色决定于暗色矿物与浅色矿物含量的比例，一般呈灰黑色、暗灰色。粗粒结构，块状构造，有时呈条带构造。

二、辉绿岩或辉绿玢岩

它们是本类岩石的浅成侵入体或脉岩，按其结构可分为辉绿岩和辉绿玢岩两种。

辉绿岩的颜色为暗绿色或黑色。细粒至隐晶结构。在新鲜断口处常可见到呈针状杂乱排列的斜长石微晶，在斜长石之间常分布着不易分辨的暗色矿物(一般为辉石)，这种结构为辉绿结构。辉绿岩因粒度比较细，所以颜色总比深成的辉长岩要深。辉绿岩中如果有斜长石作为斑晶存在，这种岩石称为辉绿玢岩。

三、玄武岩

是本类岩石喷出岩的代表。从成分上看，玄武岩和辉长岩是

相似的，但它是岩浆喷出地表冷凝形成的，因此二者的结构、构造完全不同。玄武岩多呈黑色或暗灰色、暗褐色等，风化后呈土红色或褐色、灰绿色等。很多玄武岩具斑状结构，基质是玻璃质或隐晶质。斑晶的成分为橄榄石、辉石或斜长石。橄榄石常次生变为伊丁石，称伊丁石玄武岩，如南京方山；斑晶辉石常具有完整的晶形，短柱状、晶体发育；基性斜长石多呈细针状，不定向排列。把标本置于适当位置可以看到针状斜长石的解理面所反射出来的明显玻璃光泽。

大部分玄武岩具气孔构造和杏仁构造。

玄武岩往往大面积分布，形成岩流或岩被，面积可达几十万平方公里。我国川、滇、黔三省的二迭纪峨嵋山玄武岩就是大规模岩流。

基性岩在地表分布的特点与超基性岩类有很大的不同，侵入岩常呈岩盆、岩盖、岩床、岩墙，有时呈小岩株，常与超基性岩或中性岩共生，分布不算多。但喷出岩却有大面积分布，是喷出岩中分布最广的一种。本类岩石与其有关的矿产有钛、钒、铜、镍等。

第三节　中性岩类（闪长岩-安山岩类）

本类岩石从化学成分上看SiO_2含量比基性岩增多了，一般为52～65%，FeO、Fe_2O_3、MgO各约3%，CaO约6%，都比基性岩低，而Al_2O_3含量可达16～17%，比基性岩高。反映在矿物成分上，暗色矿物比基性岩减少了，约占30～40%，主要是角闪石，其次是辉石、黑云母；浅色矿物显著增多，主要是中性斜长石，有时可出现少量钾长石和石英。

中性岩的主要种属如下：

一、闪长岩

是本类岩石侵入岩的代表。矿物成分主要由角闪石和中性斜长石组成，此外可有少量的辉石、黑云母、钾长石和石英。暗色矿物与浅色矿物的比例为3～4：7～6，因为浅色矿物较多，

岩石颜色较浅，一般为灰白—灰绿色(表2-4)。

主要矿物：角闪石多呈完好的长柱状晶形，色绿黑，玻璃光泽，有比较好的解理面，矿物粉末常带绿色，风化后常变为绿泥石；中性斜长石多呈白色或灰白色，为长方宽板状晶形，新鲜面具玻璃光泽，常可见到聚片双晶的双晶纹，风化后呈土状，这时斜长石颗粒微带淡绿色。闪长岩一般为块状构造。

闪长岩的岩体产状常为小岩株、岩盖及岩墙等，空间分布上与辉长岩或花岗岩、正长岩共生或成过渡关系，也可成独立岩体。闪长岩与石灰岩的接触带上常形成铜、铁等接触交代变质矿床（夕卡岩矿床）。

表 2-4　闪长岩和过渡性岩石矿物含量表

岩石名称 / 矿物及含量%	闪长岩	石英闪长岩	正长闪长岩	花岗闪长岩
斜长石	55	54	36	40
钾长石	1	1	27	10～30
石英	<6	5～15	1	15～25
暗色矿物	32	15～30	23	15～20

二、闪长玢岩

是具有斑状结构的闪长岩，称闪长玢岩。多形成脉岩，在浅成侵入体或闪长岩体的边部产出。闪长玢岩常呈灰绿色、灰黑色或灰色。斑晶是中性斜长石或角闪石。中性斜长石斑晶多半是宽板状晶体，常可见聚片双晶的双晶纹。基质为细粒或隐晶质，颜色较深。

三、安山岩

为本类岩石的喷出岩代表。其外貌特征上很象玄武岩，颜色常呈深灰色、黑或紫红色，玻璃质或斑状结构。斑晶中的矿物可以是角闪石，也可以是辉石或黑云母。角闪石呈长柱状或针状，暗绿色；辉石呈黑色或灰绿色，短柱状晶体，辉石的光泽较角闪石更近于半金属光泽。浅色矿物则是斜长石，常为长方形晶，风

化后呈土状。基质多为隐晶质或玻璃质，可呈多种不同颜色。岩石常具气孔及杏仁状构造。

中性岩在地壳的分布特点与基性岩相似，也是喷出岩多于侵入岩。安山岩与玄武岩一样，是地壳中分布最广的喷出岩之一。在地质分布上本类岩石可以独立存在，又经常与基性或酸性岩类共生或过渡。例如闪长岩一方面与辉长岩有过渡关系，另一方面也可与花岗岩呈过渡关系。

辉长岩←辉石闪长岩←闪长岩→石英闪长岩→花岗闪长岩→花岗岩

←暗色矿物增加 向基性过渡　　石英增加　钾长石增加 向酸性过渡→

同样，喷出的安山岩和玄武岩或流纹岩的关系也很密切，常常共生在一起，并相互过渡。与本类岩石有关的矿产有铁、铜、金等金属矿产。

第四节　酸性岩类(花岗岩-流纹岩类)

本类岩石的化学成分特点是SiO_2含量高，＞65%，属于硅酸过饱和，所以有大量的石英析出，习惯上称为酸性岩类。K_2O 和 Na_2O含量增多，铁镁的氧化物减少。反映在矿物成分上是暗色矿物大量减少，含量一般＜15%，主要是黑云母、角闪石，而辉石很少见；硅铝矿物大大超过铁镁矿物，除了酸性斜长石外含有大量的钾长石和石英，石英含量可达25%。深色矿物和浅色矿物含量的比例反映在岩石的颜色上，一般岩石都是比较浅色的，常呈浅灰红色。由于酸性熔岩流的粘度比较大，因此反映在本类岩石的喷出岩上玻璃质常见。

酸性岩的主要种属如下：

一、花岗岩

是酸性深成岩的代表。主要由浅色矿物组成，因此为浅色，以粉红、灰白色为主。浅色矿物主要有石英（＞20%）、钾长石和酸性斜长石，一般情况下钾长石多于斜长石，但有的花岗岩中长石以斜长石为主。钾长石多呈粉红色，有时也有灰白色。灰白

色的钾长石和斜长石常常很难区分，可以注意钾长石常有卡氏双晶，反射光下常见一个长石个体呈现反光不同的明暗两半，中间为一直线所分；另外，钾长石常见条纹构造，这些条纹在晶体中略呈定向，但不是平行线，条纹的颜色常比钾长石主体为浅。斜长石一般是比钾长石少，多呈乳白色，聚片双晶常见。如斜长石含量多，这时如何与闪长岩区别就要充分注意其石英的含量了。石英常呈不规则粒状，由于无色透明，肉眼看去呈灰色，油脂光泽。暗色矿物通常是黑云母，有时也有角闪石、辉石。黑云母褐黑色，鳞片状晶体，易于识别。花岗岩一般都是中粗粒等粒结构，也有似斑状结构，则称为似斑状花岗岩。

花岗岩和闪长岩之间的过渡岩石常有花岗闪长岩、石英闪长岩等(表2-5)。

花岗岩在产状上多呈岩基、岩株、岩盖、岩枝等。

表 2-5 花岗岩种属分类表

岩石名称 / 矿物成分	花岗岩	花岗闪长岩	石英二长岩
石英	>20一般为25～30	>15一般为20～25	<20
钾长石:斜长石	钾长石>斜长石	钾长石<斜长石	钾长石=斜长石

二、花岗斑岩

多形成浅成侵入体和脉岩。颜色多为较浅的砖红色、灰白色等。具斑状结构。斑晶为钾长石和石英，一般情况下长石斑晶多于石英斑晶，基质呈微粒到隐晶，断口呈瓷状，触之有细砂感。

花岗闪长斑岩的成分相当于花岗闪长岩，具斑状结构，常为浅成侵入体和脉岩。

三、流纹岩

是本类喷出岩的代表。一般说来流纹岩的结晶程度均不高，除少数斑晶外，基质多由玻璃质组成。岩石颜色为粉红色、灰白

色或砖红色，多数具明显的流纹构造。斑晶主要由钾长石和石英组成。钾长石以无色透明的透长石为常见，晶形为长方形，易于辨认；石英斑晶多呈浑圆形，而且常常呈烟灰色。石英变圆的原因是早先生成的斑晶，由于岩流溢出地表与空气强烈氧化而温度升高，斑晶受到熔蚀的缘故。在流纹岩的斑晶中一般很少见到暗色矿物。

英安岩是与花岗闪长岩成分相当的喷出岩，斑晶成分以斜长石为主，还有钾长石和石英。

石英斑岩的斑晶以石英为主，也有少量钾长石，基质为致密状，暗色矿物少见。

火山玻璃质岩石有松脂岩、黑曜岩、珍珠岩、浮岩等，也是比较常见的。

酸性岩在地表分布是很广的，但与基性岩相反侵入岩多于喷出岩。深成岩常形成大的岩基和岩株，在我国中生代有大量发育，如南岭花岗岩等。花岗岩类岩石与各种有色金属、稀有金属和放射性元素矿床有密切的关系，本身又是很好的建筑材料，有重要的经济意义。

第五节　半碱性岩类(正长岩-粗面岩类)

这类岩石在化学成分上的一个重要特点是富含碱质，即K_2O和Na_2O含量较高，因此虽然SiO_2含量为60%左右，也称本类岩石为半碱性岩。反映在矿物成分上硅铝矿物以钾长石为主，斜长石很少，有时含石英；铁镁矿物含量比酸性岩多，一般为20%左右，其中以角闪石为主，次为辉石和黑云母。岩石一般为浅色。

本类岩石的主要种属如下：

一、正长岩

颜色多为粉红、砖红、灰、绿灰等，岩石的颜色主要决定于主要矿物钾长石的颜色。钾长石可以是正长石也可以是微斜长石，由于在手标本上区别它们比较困难，总称钾长石就可以了。斜长石含量不多。暗色矿物可以出现角闪石、黑云母或辉石。一

般含石英＜5％，当含石英多时，就形成与花岗岩过渡的种属，称石英正长岩（花岗正长岩）。如果斜长石含量与钾长石相近时，就构成了与中性或基性岩之间的过渡种属，一般称为二长岩。

正长岩体一般不大，多形成小的岩株、岩盖或岩墙等，也可以与花岗岩等共生。

二、正长斑岩

是本类岩石的浅成侵入体、脉岩，或为正长岩体的边缘相。常具斑状结构，斑晶都是钾长石，基质为隐晶质。

三、粗面岩

色较浅，一般呈粉红、黄褐、绿灰等色。斑状结构发育时可见钾长石斑晶。在肉眼鉴定上和流纹岩的主要区别是粗面岩的斑晶中无石英；与安山岩的区别是长石斑晶不同，粗面岩的斑晶是钾长石，安山岩的斑晶是斜长石。粗面岩中也常发育有气孔或杏仁构造。

本类岩石地表分布比较少，岩体也比较小。正长岩常常和花岗岩、闪长岩等共生。而粗面岩常常夹在流纹岩、安山岩、玄武岩中，并构成复杂的火山岩系。与本类岩石有关的矿产有铁、铜、金、稀有金属及放射性元素矿床等。

此外，尚有一大类岩石叫碱性岩类（霞石正长岩-响岩类）。这类岩石的特点是SiO_2含量较低而碱质含量很高，是硅酸不饱和的岩石，绝不含石英。这类岩石的代表种属有霞石正长岩（深成）、霞石正长斑岩（浅成）和响岩（喷出）。由于这类岩石少见，不一一叙述。

第六节　脉　岩　类

火成岩除了深成岩及喷出岩外，还有一些岩石经常呈脉状产出。它们在矿物成分上、化学成分上及空间分布上与一定的深成岩体有密切的关系，这类岩石统称脉岩。脉岩往往出现在某些深成岩体之内或岩体附近的围岩中。

根据成分特点可将脉岩分为两类：即未分脉岩和二分脉岩。未分脉岩的矿物成分与同类深成岩相一致，例如呈脉状产出的辉绿岩、闪长玢岩、花岗斑岩……；二分脉岩则在矿物成分和结构上与一般深成岩很不相同，它们的成分或者是暗色矿物集中，或者是浅色矿物集中，故称为二分脉岩。

由于未分脉岩我们在前面相应的岩类中已经介绍过了，所以下面着重介绍二分脉岩。

一、煌斑岩

是一种脉状产出的暗色岩石，全晶质等粒状或斑状结构。斑晶主要是暗色矿物，以辉石、角闪石和黑云母为主。暗色矿物无论在斑晶或基质中均具有较自形的晶体，浅色矿物有的岩石以斜长石为主，有的岩石以钾长石为主。

煌斑岩的进一步分类主要是根据长石的成分和暗色矿物的种类。分类如表2-6：

表 2-6 煌 斑 岩 分 类 表

长石成分 / 暗色矿物	正长石为主	斜长石为主	无 长 石
	岩 石 名 称		
黑 云 母	云 煌 岩	云斜煌岩	黄长煌斑岩
辉石或角闪石	闪斜正煌岩	斜长拉辉煌斑岩	
碱性辉石或碱性角闪石	碱性闪辉正煌岩	斜闪煌斑岩	碱 煌 岩

煌斑岩脉在自然界分布很普遍，是我们在野外工作当中经常遇见的一种深色脉岩。有时岩石成细粒或隐晶结构，则肉眼不易辨认其矿物成分，与基性的脉岩也不好区别，这时可统称为暗色脉岩。与其有关的矿产为铅、锌、钼矿等。

二、细晶岩

是一种主要由浅色矿物组成的细粒结构的脉岩，主要矿物成分为石英和长石，二者含量在90%以上。暗色矿物包括辉石、角

闪石、黑云母等。细晶岩都是细粒结构，标本上形似砂糖。细晶岩的颜色都比较浅，一般为灰白、黄白、灰绿等色。根据矿物组合的不同，可把细晶岩相应的分为如下几种：

1．辉长细晶岩：主要由基性斜长石和辉石组成的具细粒结构的脉岩。

2．闪长细晶岩：主要由中性斜长石和角闪石组成的具细粒结构的脉岩。

3．花岗细晶岩（又称长英岩）：白色至肉红色，主要由正长石及石英组成，次要矿物有酸性斜长石、白云母及电气石等。花岗细晶岩是相当于花岗岩成分的具细粒结构的脉岩，是细晶岩中最常见的一种。一般所称的细晶岩即指花岗细晶岩而言。

三、伟晶岩

是一种主要由浅色矿物组成的、颗粒特别粗大的具粗粒结构的脉岩。矿物颗粒一般为1～2厘米以上，有时可达几米，常具文象结构。伟晶岩中以与花岗岩成分相当的花岗伟晶岩为最常见，其矿物成分以钾长石和石英为主，此外，常有富含挥发分的矿物如白云母、电气石、黄玉、萤石等。

伟晶岩有时具有明显的分带现象（图2-9），从边缘向中心

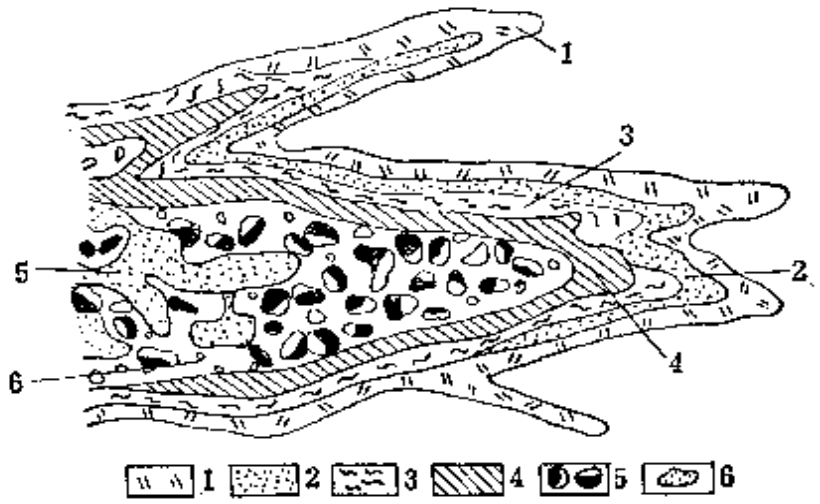


图 2-9 伟晶岩分带示意图

1—细晶岩外壳及花岗结构的伟晶岩带；2—长石、石英中粒文象伟晶岩带；3—斜长石、石英粗文象伟晶岩带；4—微斜长石、石英文象伟晶岩带；5—块状长石带；6—石英核心

依次出现：细晶岩（长英岩）、文象结构带、单矿物带。在单矿物带中有发育的晶洞，如石英带的晶洞中可开采水晶矿。

关于伟晶岩的成因还有争论，有人认为是残余岩浆的产物，也有人认为是重结晶和交代作用的结果。

伟晶岩与各种稀有金属矿产如Be、Li、Nb、Ta、U、Th、Ce、La、Zr等密切有关，也与水晶、黄玉、白云母、钾长石等非金属矿产有关，具重要经济意义。

第七节　火成岩的肉眼鉴定和描述

由于在野外工作中，肉眼鉴定占有主要的地位，因此在火成岩各论的基础上，对火成岩的肉眼鉴定再作全面扼要的介绍。

一、深成岩的肉眼鉴定和命名

1．主要依据：一般应从岩石产状、结构构造、矿物成分的含量、颜色等方面入手。

首先根据野外产状、岩石的结构构造区分出深成岩、浅成岩和喷出岩。这三类岩石结构构造的特点列于表2-7。

其次是根据矿物的颜色、晶形、解理等外表特征确定出几个主要及次要造岩矿物，也就是要抓住最主要的鉴定特征，一定要把主要造岩矿物鉴定出来，然后分别估计其百分含量（可参照图2-8），并查阅火成岩鉴定表（表2-3），确定属于那一大类，从而准确的定出岩石名称。

2．鉴定要点：由于深成岩常具等粒全晶质结构，矿物颗粒比较粗大，因此比较易于鉴定，主要是详细鉴定其矿物成分。在运用鉴定表时，要特别注意石英的有无和含量；钾长石、斜长石的有无及含量；暗色矿物的含量和是什么暗色矿物。

石英：在岩石中的特点是多成粒状，具油脂光泽，呈烟灰色，具贝壳状断口，易于和灰白色的斜长石相区别。

长石类的鉴定：首先根据颜色，一般钾长石多为肉红色，斜长石多为灰白色，但也有例外情况，有时钾长石可有白色和深灰色，斜长石可有淡红色和蔷薇色。所以，鉴定长石最可靠的是双

表 2-7 深成岩、浅成岩、喷出岩产状、结构、构造的区别

特征 \ 岩类	深成岩	浅成岩	喷出岩
产状	呈大的侵入体（岩基、岩株、部分岩盆、岩盖等）产出。（基岩产出老仪花岗岩）接触带附近的围岩有明显的变质圈	多呈岩床、岩株、岩脉（墙）产出，围岩可有狭窄的接触变质圈	可呈层状，围岩一般无变质晕
构造	常具块状构造	块状构造，有时可有少量气孔，一般无杏仁状构造	经常为气孔状、杏仁状、流纹状构造
结构	常具等粒（中粒、粗粒居多）全晶质结构。岩体中心可出现似斑状结构	多呈细粒或斑状结构、基质多为中粒至隐晶质、玻璃质少见	具斑状结构、隐晶质结构和玻璃质结构
成分	基本相同		一般斑晶中的暗色矿物含量比相应的浅成岩少

晶，只要晃动手标本注意观察，斜长石往往具有许多平行的细双晶纹而可以区别于同颜色的钾长石。钾长石常具卡氏双晶，即解理面在光的照射下可见一明一暗两个单体，以区别于斜长石。另外还要注意矿物的共生组合关系综合的加以区别。斜长石和钾长石的区别可见表2-8。

暗色矿物：鉴定暗色矿物，经常遇到的困难是如何区别辉石和角闪石。这两类矿物的一般鉴别特征可参考表2-9。

在火成岩中常见的普通辉石和普通角闪石其颜色均为深灰黑色至黑色，光泽也很相似。这时鉴定形状和断面就比较重要。要注意其解理交角，辉石近直角，而角闪石呈菱形。这都需要在放大镜下细心观察，并充分注意其矿物的共生组合规律。

需要指出的是，如果当肉眼不能确定岩石中存在的是那一种长石，或也很难区别辉石和角闪石时，暗色矿物的相对含量就成

表 2-8 钾长石和斜长石肉眼鉴定对比表

特征 \ 矿物	钾长石	斜长石
颜色	肉红色、浅红色、浅黄色、白色、火山岩中的透长石为无色透明	灰白色、灰色、白色
形状	厚板状、断面近方形、常为半自形至他形、斑晶为自形	薄板状、断面近长条状、常为半自形至自形
双晶	常可见卡氏双晶、即在解理面上在光的照射下可见一明一暗两个单体	常见聚片双晶，即在解理面上是一组明亮一组晦暗的数个单体
次生变化	变为高岭土、在晶面上呈土状	变为绿帘石、绢云母等，晶面上呈浅绿色、暗灰色等
产状	一般分布在花岗岩、正长岩及霞石正长岩类中	一般分布在辉长岩、闪长岩和花岗岩类中

表 2-9 辉石和角闪石肉眼鉴定对比表

特征 \ 矿物	辉石	角闪石
颜色	黑色、棕色、暗绿色	黑色至绿黑色
晶形	短柱状、粒状，其断面为八边形或近正方形	长柱状，其断面为六边形或菱形
解理交角	(110)∧(110)两组解理交角近90°，断口往往成阶梯状	(110)完全，两组解理夹角为124°与56°，呈菱形
光泽	玻璃光泽至半金属光泽	玻璃光泽至丝绢光泽
共生矿物	常与基性斜长石、橄榄石等共生	常与中性斜长石和黑云母等共生
产状	产于超基性，基性岩及部分中性岩中	产于中性及中酸性岩中

了鉴定的重要标志了，当然这样的可靠性就会差些。一般在花岗岩中暗色矿物很少达到10%，往往略为少些；正长岩暗色矿物不超过20%；二长岩中暗色矿物约占25%左右；闪长岩中通常为30～

35%；辉长岩中通常为40～50%，或略多些。当然也有例外情况。

当岩石颜色较浅，主要是由浅色矿物组成时就要充分注意石英的有无。当含石英时，可能是石英闪长岩、石英二长岩、花岗闪长岩、花岗岩等。不含石英时，可能是正长岩、二长岩、霞石正长岩等。它们相互之间的区别应根据石英、钾长石、暗色矿物含量的比例和是否含似长石类矿物等来命名，见表2-10。

表 2-10　花岗岩、闪长岩、正长岩过渡种属分类表

岩石名称	钾长石和斜长石	暗色矿物含量%	石英含量%
石英闪长岩	绝大多数为斜长石	15～30	5～15
花岗闪长岩	钾长石<斜长石	15～20	15～25
花岗岩	钾长石>斜长石	5～10	>25
斜长花岗岩	绝大多数为斜长石	5～10	>25
花岗正长岩	绝大多数为钾长石	5～10	10～20
石英二长岩	钾长石＝斜长石	10～15	5～15
二长岩	钾长石＝斜长石	20～30	<5
正长岩	绝大多数为钾长石	10～20	<5
霞石正长岩	绝大多数为钾长石*	10～20	0

* 出现特征的霞石。

二、浅成岩和脉岩的肉眼鉴定和命名

浅成岩中脉岩占有一定的地位，在含煤建造的地层中也是很常见的。下面着重介绍脉岩的鉴定。在鉴定浅成岩和脉岩时需要注意如下几种情况：

1．浅成岩和脉岩当有斑晶出现时，则可根据斑晶浅色矿物成分分为两大类：斜长石为斑晶的叫玢岩；钾长石和石英为斑晶的叫斑岩。如果玢岩中同时有角闪石斑晶或基质中可鉴定出有角闪石的，称为闪长玢岩；斑晶中如果没有石英斑晶，仅有钾长石斑晶，则称为正长斑岩；既有石英又有钾长石斑晶的则为花岗斑岩；如仅有石英斑晶的则称为石英斑岩。

2．浅成岩和脉岩常具有细粒等粒结构，如能定出矿物成分，

再结合岩石颜色的深浅，查表可得相应深成岩的名称，前面加上“细粒”或“微晶”两字。如为无斑隐晶结构，很致密，肉眼分辨不出矿物成分来，这时可根据颜色深浅粗略命名为浅色脉岩（又可称霏细岩）和暗色脉岩。

3．有的脉岩在成分上和结构上与一般深成岩不同，即所谓二分脉岩，可分成暗色二分岩和浅色二分岩。

暗色二分（脉）岩是由较多暗色矿物组成的脉岩，种类繁多，颗粒细小，斑晶多为暗色矿物，且自形程度很好。如肉眼又很难分辨其矿物成分时可统称煌斑岩。如为细粒—隐晶结构可统称为暗色脉岩。

浅色二分（脉）岩主要是由浅色矿物组成的脉岩。根据结构可分为细晶岩和伟晶岩。细晶岩是一种主要由浅色矿物组成的细粒脉岩，几乎全由长石和石英组成，有时可含少量的暗色矿物，最常见的为与花岗岩相当的花岗细晶岩。

在实际工作中，细晶××岩（细晶闪长岩）与××细晶岩（闪长细晶岩）是两个不同的概念，它们的成因是不同的，必须加以区别。

细晶岩在含煤建造的地层中是比较常见的脉岩，伟晶岩则少见。由于其矿物晶体粗大，故易于鉴定。

三、喷出岩的肉眼鉴定和命名

喷出岩的肉眼鉴定比较困难，除了斑晶以外，石基部分常呈细粒至玻璃质结构，肉眼很难分辨，一般需要镜下鉴定才能正确命名。肉眼鉴定只能根据颜色、斑晶成分、结构、构造及次生变化等方面综合考虑来初步确定岩石名称。

1．颜色：一般由基性岩到酸性岩，颜色由深逐渐变浅。先根据颜色可大致确定所属大类。但也有例外，如含有微粒磁铁矿的流纹岩颜色也较深；黑曜岩常呈黑色；玄武岩受次生蚀变以后颜色变浅，常呈绿色。所以还要结合成因条件来考虑。

2．斑晶成分：对鉴定喷出岩具有特别重要的意义。如玄武岩很少具斑状结构，一般为细粒全晶质结构，有时可见有橄榄石

斑晶；安山岩中则有斜长石和角闪石的斑晶，斜长石常呈方形板状；流纹岩则常出现石英和透长石的斑晶等。

3．结构、构造：玄武岩中气孔及杏仁构造常见；流纹岩中的基质常显流纹构造；粗面岩有时可见粗面结构等。

现将常见的喷出岩肉眼鉴定特征列于表2-11。

表 2-11 喷出岩主要类型肉眼鉴定表

岩石名称 / 特征	玄武岩	安山岩	粗面岩	流纹岩
颜色（新鲜）	黑绿色至黑色	灰紫色、紫红色	浅灰色、灰紫色	粉红色、浅灰紫色、灰绿色
斑晶成分	辉石、基性斜长石、橄榄石（可变成伊丁石）	辉石、斜长石、角闪石、黑云母、（斜长石斑晶最常见）	透长石、黑云母、角闪石	石英、透长石
结构、构造	细粒至隐晶质结构、具气孔及杏仁构造	隐晶质、斑状结构、有时有气孔、杏仁状构造	斑状结构、隐晶质结构、块状构造	隐晶质至玻璃质、具气孔、杏仁、流纹构造（常见）
其他	常见原生六方柱状节理	蚀变后常显绿色，灰绿色致密块状岩石	常具粗面结构	石英常具熔蚀现象

四、火成岩的描述方法

在实际工作中不仅要会鉴定岩石，对岩石作出正确的定名，同时还要把岩石的特征如实地进行描述，作为原始资料，便于综合分析研究。描述火成岩的内容一般包括颜色、结构、构造、矿物成分、性质、含量、岩石名称等几部分。

1．颜色的描述：要描述岩石总的颜色，如灰白色、棕黄色、黑绿色等。在地表露头上见到的火成岩其表面因风化颜色变浅，要描述新鲜面的颜色，风化后的颜色也要一并描述。火成岩颜色的深浅常常可以反映暗色矿物和浅色矿物相对含量的比例。

2．结构构造的描述：要尽量反映岩体的产状，要描述是全晶质、半晶质还是玻璃质；是粗粒、中粒还是细粒结构；是块状构造还是气孔状构造等。气孔的大小、多少、外形，矿物排列的方向等都要详细描述。因为通过这些现象可以使我们了解到岩石的生成环境、含挥发性成分的多少及熔浆流动的方向等。

3．矿物成分的描述：凡是能够用肉眼辨认的矿物都要加以描述，并分别估计它们的百分含量。哪些是主要矿物，哪些是次要矿物。对主要矿物的性质、颗粒大小、形态特征等都要描述；次要矿物也要作简单的描述。还要分清那些是原生矿物，那些是次生矿物，都要分别描述。描述的重点是岩石中的主要矿物成分。

此外，其它特征如断口面上的情况、产状、流线、流面、与围岩接触情况、风化情况、捕虏体、析离体等情况也都要描述。总之，凡是能够见到的特征都要描述。描述应重点突出，层次分明。

4．岩石的定名：在肉眼鉴定和详细描述的基础上定出岩石的基本名称。一般在岩石基本名称前面加上颜色、结构，如肉红色中粒花岗岩等。对深成岩要定名到种属；对于浅成岩和喷出岩要求定出大类名称即可。

五、火成岩描述实例

石英闪长岩（周口店）：

浅灰色，中粒、等粒结构，粒径2～3毫米，块状构造。暗色矿物约占25%，浅色矿物约占75%，前者为普通角闪石和黑云母，后者为斜长石、钾长石和石英。

角闪石为黑色一暗绿色，玻璃光泽、长柱状，颗粒大小为1～1.5×3毫米，约占15%；

黑云母为黑色，珍珠光泽，半自形至自形，颗粒直径为2毫米左右，片状，约占10%；

斜长石为灰白色，玻璃光泽，半自形，长柱状，颗粒大小为1.5×3毫米，见聚片双晶，约占50%；

钾长石灰白色，微带粉红色，玻璃光泽，自形程度比斜长石差，宽板状，具卡氏双晶，垂直柱面解理发育，约占15%；

石英乳白色，油脂光泽，他形粒状，直径约1毫米大小，占5%；

除以上主要和次要矿物外，有时可见黄棕色的榍石自形晶体，含量约为1～2%。

定名：浅灰色细粒-中粒石英闪长岩。

第三章　火成岩多样性的原因

前面我们介绍了自然界存在的各种各样火成岩，现在我们来进一步讨论为什么会形成这样多种成分不同的岩石呢？火成岩多样性的原因主要有以下几个方面：

一、岩浆分异作用

是指岩浆还没有结晶之前在液态中发生的分异作用。也就是说，某种成分均一的岩浆在液态中没有外来物质加入的情况下，由于内部原因引起了物质成分发生变化或分裂成几种成分不同的岩浆，这种作用称为岩浆分异作用。

岩浆分异作用的主要原因有：

1．扩散作用：由于岩浆熔融体各部分的温度不同，边缘部分靠近围岩，就较中心部分散热快，温度低。在均一的熔体中，由于各部分的温度不同，就会引起浓度的变化。因此，就促使中心部分高熔点组分向边缘部分扩散。

在野外，我们可以看到某些酸性的侵入体，在岩体的边缘部分往往暗色矿物较集中，其成分较岩体中心部分要基性些，这种现象有时可用扩散作用来解释。

2．熔离作用：高温均一的岩浆，冷凝过程中可以分成几种成分不同的互不相混的岩浆，这种作用称熔离作用。如超基性岩和基性岩中的条带构造；喷出岩中的球粒结构（例如张家口中生代珍珠岩中的“放射状”球粒），一般认为是熔离作用形成的。

某些超基性岩体中的金属硫化物矿床，就是熔离作用形成的熔离矿床。

3．气运作用：岩浆中所含的气态物质，在岩浆分异过程中可以搬运不同的物质成分，从而使岩浆的成分发生改变，另外它还影响岩浆的结晶条件，使岩石在结构上发生很大变化。气运作用极为重要，某些火山岩系中的铁、铜矿床及非金属矿床的成因都与它密切有关。

二、结晶分异作用

从岩浆冷凝开始结晶，一直到完全冷凝变成固相为止，这一阶段中发生的分异作用称为结晶分异作用。引起结晶分异的原因很多，主要有重力分异和压滤作用两个方面。

1．重力分异：岩浆中早期析出的晶体，由于和岩浆的比重不同，引起下沉与上浮而使晶体与熔体发生分离。例如岩浆中早期析出的是一些高熔点的暗色矿物——橄榄石等，它们因比重较大而沉至岩浆底部，因此岩浆上部FeO、MgO 的含量相对减少，而 Al_2O_3、SiO_2的含量则相对增多。一般岩体上部多为较酸性的岩石，而下部多为较基性的岩石，即可认为是重力分异作用的结果。

2．压滤作用：岩浆自早期析出了熔点高的基性矿物后，在晶体的空隙之间保留下一些残余的酸性岩浆。当受到构造应力的作用时，这些岩浆即可向压力小的方向运移而形成较酸性或碱性的侵入体。某些伟晶岩及斜长岩的成因可能与这种作用有关。

三、同化混染作用

岩浆在侵入过程中熔化或溶解了围岩及捕虏体而使岩浆的成分发生改变，这种作用称为同化混染作用。

岩浆同化混染作用的强弱程度与地质构造条件、热力学条件、火成岩体的大小、挥发性物质的含量以及围岩的性质等有关。一般的规律是在断裂构造活动带，火成岩体很大，岩浆源很深，温度很高，挥发性组分含量愈多，岩浆的成分与围岩的成分差异愈大，同化混染作用就愈强烈。

北京房山花岗闪长岩体是同化混染作用一个很好的例子。该岩体南部与上震旦统和古生代的碳酸盐岩（石灰岩）相接触，发生了明显的同化混染作用。主要表现为钙质的增加并伴随有铁、镁质的富集，使得岩体边缘部分暗色矿物相对增多，岩石变得比较基性些，变成石英闪长岩以至闪长岩。同时还出现大量的捕虏体和析离体，暗色矿物集合体也呈不均匀分布，使岩石呈现斑杂状构造。在接触带的大理岩中还形成一些钙硅酸盐类矿物，如透辉石、夕灰石等。整个岩体从中心到边缘呈现由似斑状花岗闪长岩——花岗闪长岩——石英闪长岩以至闪长岩的有规律的变化。

上述火成岩多样性的主要原因，不仅能重迭发生，而且有着密切的关系并相互影响。火成岩的形成往往是这些作用的综合结果。在火成岩的整个形成过程中，其所处的地质条件和物理化学条件是十分复杂的，因此在解释火成岩多样性的原因时，必须综合各种有关资料进行全面分析，以便得出比较正确的结论。

第四章　火成岩体野外观察的基本方法

火成岩是地质体，它的发生、发展都受一定地质条件及时间的制约。因此在野外工作时，不能孤立地描述一块岩石，而要研究岩体，就是将火成岩体作一个完整的地质体来研究，也就是必须结合区域地质和找矿来研究，这样才能达到研究岩石学的目的，也就有可能解决其它有关的地质问题。

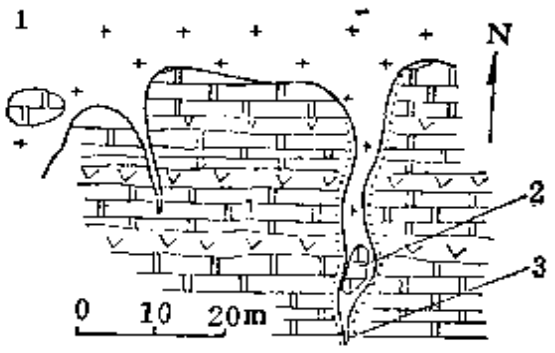


图 2-10　房山一条龙北坡侵入接触平面图

1—岩体；2—石灰岩捕虏体；3—烘烤道

一、侵入岩地区的观察

侵入岩地区一般应观察侵入体的接触关系、岩体本身的原生构造、侵入深度与相变、侵入体的剥蚀深度以及分异和同化混染现象等。

1.侵入岩体的接触关系，通常有三种情况（表2-12）：

表 2-12　侵入体与围岩接触关系表

接触关系	主　要　标　志
侵入接触	岩浆侵入于围岩之中，其主要标志是： 1．围绕岩体的围岩中有接触变质带，产生接触变质岩石（如角岩、大理岩等），说明岩体的形成时代晚于围岩（图2-10）； 2．有小型岩枝伸入于围岩之中； 3．在岩体边缘有较细粒的边缘相，有时有流动构造和大量围岩捕虏体
沉积接触	是侵入岩体遭受剥蚀后为沉积岩层所覆盖的接触关系（图2-11）。 1．在接触带上没有接触变质现象，说明岩体的形成时代早于上覆沉积岩层； 2．在上覆沉积岩层底部的沉积物中常有被剥蚀的侵入体砾石； 3．在接触面上岩体表面发育有不平整的侵蚀面或风化壳； 4．岩体顶部的岩脉或矿脉有被截然切断的现象
断层接触	侵入体与围岩之间为断层关系（图2-12），不能确定侵入体的相对时代。 1．侵入体与围岩是截变关系，在接触带上有断裂现象，如擦痕、构造岩等； 2．如有岩脉、矿脉则被切断位移

2．侵入岩的先后顺序，可注意观察下列一些地质现象，从而作出判断：



图 2-11　岩体与围岩呈沉积接触关系示意图

1）具冷凝边缘的为晚期侵入体（图2-13）。晚期侵入体的边部一般由于冷却速度较快，结晶颗粒较细，形成了冷凝边；

2）被切割穿插的岩体为早期侵入岩体（图2-14）；

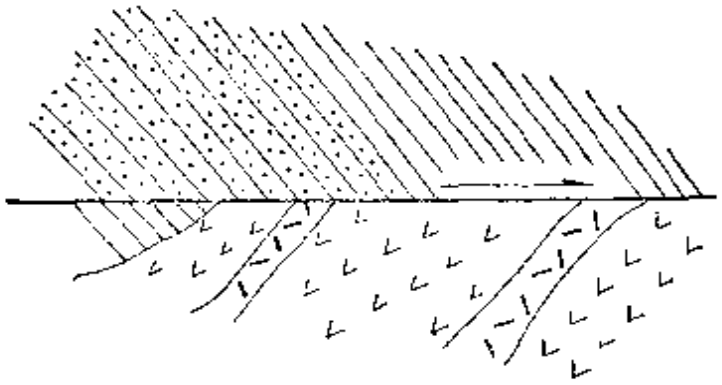


图 2-12 侵入体与围岩呈断层接触关系示意图

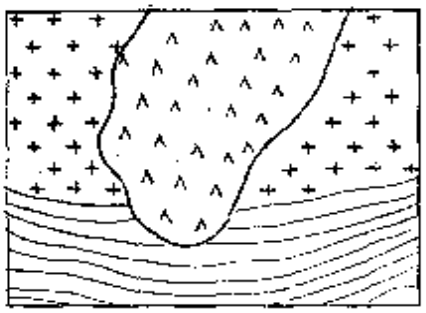


图 2-13 具冷凝边的晚期侵入体

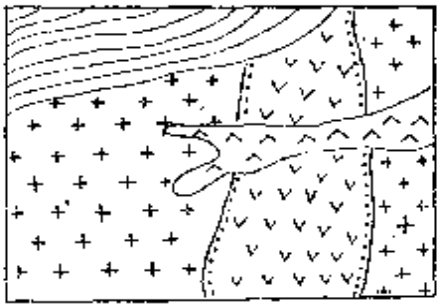


图 2-14 侵入体彼此切割关系

3）具早期岩石捕虏体的岩体为晚期侵入体（图2-15）；

4）具烘烤现象或接触变质现象的岩体为早期侵入岩体（图2-16）。

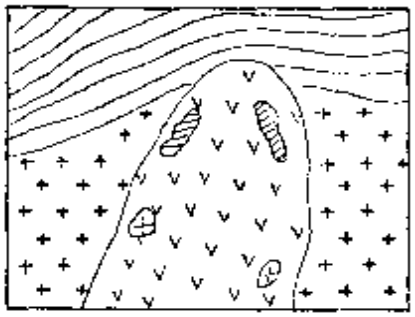


图 2-15 晚期侵入体边部有早期岩体的捕虏体

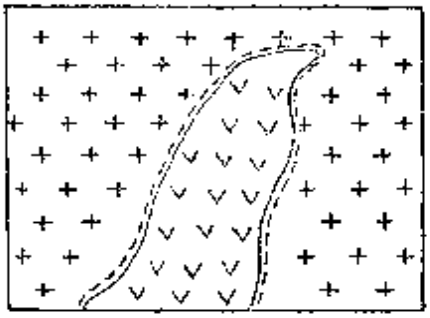


图 2-16 早期侵入体边部受烘烤现象示意图

3. 侵入体的原生构造：岩石的原生构造反映火成岩形成时期岩浆活动的性质。岩浆冷凝固结成为岩体，一般经过两个阶段：一是液态阶段形成流动构造；二是凝固阶段形成原生节理。

流动构造的形成是由于岩浆在上升过程中各部分流速不同，

中、早期结晶形成的柱状矿物、片状矿物和捕虏体等随之成一定方向排列，形成流线和流面（图2-17）。流线只能指出岩浆流动方向，不能说明接触面的产状；而流面则可以确定接触面的产状，但不能说明岩浆流动方向。所以必须把两者结合起来，才能判断岩浆活动总的情况。

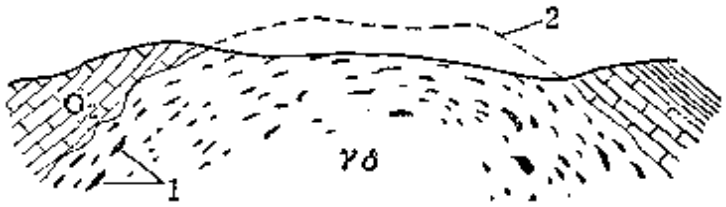


图 2-17　岩体各部位的流动构造示意图
1—捕虏体；2—地质界线

测量时应先找出流面，测量方法与测量地层产状方法相同。其次在流面上找出流线（柱状或片状矿物排列的总趋势，而不是某一个矿物的方向），量出它们的产状。最后将流面、流线的产状标志在图上。

在确定原生节理的时候，首先判断流线的位置，然后分出纵节理（与流线平行）、横节理（与流线直交）以及斜节理和水平节理（与接触面平行），测出它们的产状。用大量的测量结果进行统计，绘制出节理图。

在构造运动时形成的岩体，其流动构造、原生节理等还受区域构造力的影响。因此我们在观察时，还须同时研究围岩的构造特点。

4．侵入岩体的侵入深度与相变

1）侵入岩体的侵入深度：可分为深成相、浅成相、喷出相三类。现将深成相与浅成相的特征归纳对比如下（表2-13）。

2）侵入岩体的相变：在同一岩体中，不同部分岩性发生变化，此即岩体的相变。一般按结构分为三个岩相带，其鉴别特征如表2-14。

表 2-13　深成相与浅成相岩体特征归纳对比表

识别标志	深成侵入体	浅成侵入体
矿物成分	具有稳定的矿物组分，由于岩浆冷却缓慢，液相和固相之间可发生充分的反应，矿物由一种变体转变成为另一种变体，低溶体发生分解。如钾长石是微斜长石，多少含有钠长石的条纹，且十分新鲜。长石经过充分反应之后，晶体成分变得均匀，不具环带结构	钾钠长石多为正长石，格子状钠长石，无或少条纹构造，经常变得浑浊和染成浅红色。酸性及中性斜长石常具环带结构，晶体中心经蚀变后变得浑浊
岩性特征	岩性变化小，边缘相薄。为全晶质中、粗粒等粒结构或似斑状结构。岩体边部可以出现细粒或斑状结构，绝无玻璃质。 常成块状构造。 边缘相流动构造很平缓	岩性变化大，岩体边部与中心结构差别明显。边缘相厚度大，呈细粒-隐晶质，有时可有玻璃质。中央相具斑状结构。 可出现晶洞构造。 流动构造陡立
引起的变质作用及矿化	在接触带上可产生强烈的云英岩化带，砂卡岩化较弱，一般无含水矿物。大型侵入体的顶部，矿产分带现象明显，矿化很复杂。 对围岩可形成区域的深成变质作用，岩体边部同化混染作用强	形成较厚的砂卡岩带，绿帘石、绢云母化带。有大量的含水矿物。 岩体对围岩的同化混染作用弱，机械作用强
岩浆分异现象	分异作用较好时，在深成花岗岩地区常发育大量的细晶岩脉与伟晶岩脉	分异不好
岩体形态	岩基、大型岩株、大型岩墙	小岩株、岩盆、岩盘、岩床、岩墙

表 2-14　侵入岩体的相变鉴别特征表

相带名称	鉴别标志
边缘相	位于岩体的边部，由于冷却较快，常形成细粒或斑状结构，原生流动构造明显。有些岩体的边部尚可见似片麻状构造。常有显著的同化混染现象，捕虏体与析离体较多。边缘相的宽度与围岩的吸热性、接触面的倾角及岩体侵入深度有关。侵入深度大、接触面平缓，岩体的顶部边缘相较宽

续表

相带名称	鉴　　别　　标　　志
中央相	岩体的中央部分，由于散热慢，凝固的时间长，常成粗粒等粒结构，有时也出现似斑状结构。流动构造不明显或没有，捕虏体也很少，与边缘相的岩性往往有明显差别
过渡相	其特征介于边缘相与中央相之间

二、火山岩地区的观察

火山岩由熔浆喷出地表而成，常呈层状产出，在地层剖面中占有一定的位置。在火山岩地区工作时，要确定其产状要素、厚度、时代、喷发类型、分布及与矿产有关的蚀变现象等。

（一）火山岩系地层的研究

在火山岩地区开始工作，首先要选择具有代表性的地段进行剖面测量，其任务是统一命名、详细分层、确定标志层、查明接触关系等。

1．火山岩系地层产状复杂，成分、厚度变化较大，在进行分层对比时，需根据火山岩系中的沉积夹层、不整合面、岩性等特征来考虑。

2．熔岩中气孔与杏仁状构造的分布，可以判断其上下顺序。通常近熔岩的顶板处，气孔及杏仁状体分布较多，特别在基性——中性熔岩中尤为显著。且气孔的拉长方向即表示岩浆的流动方向。

3．当岩浆溢出地表后，因顶部及底部冷却较快，不利于结晶而形成隐晶质或玻璃质的冷凝带。其顶部冷凝带较厚，当形成玻璃质而其中又有气孔时，则成泡沫状或熔渣状。底部冷凝带较薄。中间则形成结晶质岩石。

4．当火山岩系中夹有正常沉积物时，说明火山喷发有间断。根据沉积夹层可以判断其产状，若沉积物含有化石时，又可确定喷发时代。同时根据沉积物的性质还可判断其为陆相喷发或海相喷发。

5．从火山岩岩性的特征，研究火山喷发的演变。

（二）火山喷发环境的研究

火山喷发的环境有海和陆之分。由于生成环境和岩浆来源演化过程的不同而有异。海相火山岩多地处海底，喷发时具有一定的压力和温度，岩浆主要导源于地幔，故岩性、产状和分布特征上均与陆相喷发岩有明显的差异。兹列表（表2-15）对比如下：

表 2-15 海底喷发与陆相喷发火山岩系主要特征对比表

确定标志	喷发陆相	喷发海相
岩性	由厚度巨大的熔岩、凝灰岩、凝灰熔岩及火山角砾岩互层，相变大，不稳定。熔结凝灰岩为其特征	岩性分布较稳定，火山角砾岩较少见，岩石多遭受钠长石化而构成细碧角斑岩系
颜色	在氧化作用下熔岩多为红褐色	海水分解下易变成绿色
结构构造	一般见不到枕状构造 火山碎屑分选不好	火山岩常可见枕状构造，特别是细碧角斑岩系。火山碎屑按重力分选常具良好层理，可逐渐相变成层凝灰岩
化石	植物化石、淡水动物化石，在层凝灰岩中可有硅化木	海相化石——有孔虫类、放射虫类、硅藻类；有时有礁灰岩
喷发物	火山弹、火山泥球常见	少或无
层面标志	古风化壳、冲刷坑洼	一般层面比较稳定
特殊矿物	高岭石、蒙脱石、波岭石等粘土矿物	海绿石、鳞绿泥石、绿泥石
接触关系	构造运动后期的裂隙喷发常形成不整合在下伏岩系上，上下岩层常呈不平坦接触	为地槽下沉阶段所形成，一般整合产于其它海相沉积岩层中
共生沉积相	陆相山麓亚相 陆相残积-洪积亚相 陆相坡积-坠积亚相 陆相冲积亚相 湖沼-沼泽亚相共生	与海相沉层互层，常有富硅质沉积夹层：如碧玉岩、硅质页岩、硅化凝灰岩共生

（三）火山构造和火山喷发型式的确定

火山构造可分为中心喷发构造和裂隙喷发构造两类。

1．中心式喷发及其古火山口特征：中心式喷发，多数具有锥形火山丘呈圆形疙瘩状分布，由火山碎屑岩及熔岩构成。火山口常是凹下呈圆盆状，而常为火山角砾岩所充填，有时也可以为次火山岩所侵入。火山碎屑岩常呈环带状分布，越近火山口火山碎屑粒度越粗。熔岩距离火山口越近则越厚。在火山口附近往往具流动构造陡峻以及沿火山口四周的放射状、环状断裂纹岩墙等。虽然老的火山口遭受破坏，但也可从这些特征推测古火山口的位置。

2．裂隙式喷发：一般与断裂有关，多沿一个方向呈带状分布，沿裂口熔岩厚度大，向两侧逐渐变薄。有时在裂隙带上可以看到一系列火山道岩墙。

第三篇 沉积岩

沉积岩是在地表或地表以下不太深的地方，由母岩（火成岩、沉积岩、变质岩）经过风化、搬运、沉积、成岩等作用和某些火山作用所形成的产物，经过改造而成的层状岩石。

以上概念包含四方面的意义：

1．沉积岩生成的条件

沉积岩是在地表或地表以下不太深的地方，在常温、常压的地表条件下生成的。

2．沉积岩的物质来源

主要是各种母岩风化的产物，此外，尚有某些火山作用的产物，同时，还包括一些有机物质和其它物质。

3．沉积岩的生成过程

沉积岩的生成过程一般经过四个阶段：即母岩的风化，风化产物的搬运，沉积作用和成岩作用。在这些阶段中包含着物理的、化学的和生物的综合作用。

4．沉积岩是成层的岩石

沉积岩常呈层状产出，即一层一层地叠加在一起。有时见到它们呈水平层，但比较多的是见到它们向一个方向倾斜，这是后期构造运动造成的。

沉积岩的分布面积很广，据统计在地球表面约有75%的面积覆盖着沉积岩。沉积岩种类很多，但分布最广的是粘土岩，其次为砂岩和石灰岩。沉积岩中含有许多与工农业生产有关的重要矿产，如煤、石油、天然气、铁、锰、铝、磷、石灰岩、盐类等，故有重大经济意义。世界上大约矿产资源总值的75%是取自于外生矿床的。

例如，煤大多数蕴藏在石炭二迭系、侏罗系和第三系的地层

中。其中石炭二迭系的煤主要产在滨海盆地沉积物中；而侏罗系的煤则产在山间盆地沉积物中；第三系的煤主要产在断陷盆地和山间盆地的沉积物中。

我们知道，“煤是工业的粮食”。煤本身就是沉积岩的一个类型，煤层的围岩几乎全部都是由沉积岩组成的。因此，对沉积岩的研究是所有煤田地质勘探专业人员的基本课题。它的主要任务是：在全面研究沉积岩的基础上，着重分析含煤建造的岩石物质成分、结构、构造、沉积相、旋回和古地理方面等的规律性。同时，也为分析含煤建造的成因条件、煤层对比，以及有效地进行煤田预测和合理地进行煤田普查与勘探工作打下稳固的基础。

第一章　沉积岩的形成过程

沉积岩是内力地质作用与外力地质作用矛盾的产物。在沉积岩形成过程中有许多矛盾，而其中母岩的破坏和新岩石的形成是主要矛盾。而这一对矛盾事实上包含着一系列的发展过程，大致可以分为如下几个阶段：即沉积物的形成、沉积物的搬运与沉积、沉积物的成岩作用和沉积岩的后生作用。

第一节　沉积物的形成

一、母岩的破坏——风化作用

我们知道，构成地壳的岩石是不断地发生、发展和变化着的。已经形成的岩石（母岩），由于各种外力地质作用的影响，总是不断的在发生变化。这种变化使母岩崩解离散，这就是沉积岩形成的第一阶段——风化作用阶段。

所谓风化作用就是使出露在地表或地表附近的岩石，在大气、水溶液及温度变化和生物作用的影响下发生破坏的一种作用。

风化作用不仅在大陆上进行，也可以在海底发生，我们叫海底风化作用或海解作用。

风化作用按其性质可以分为三种类型：即物理风化作用、化学风化作用和生物风化作用。

（一）物理风化作用

由于温度的变化、水、冰、风以及生物活动等使地壳表层的岩石发生机械破碎，而化学成分不发生变化的过程，称为物理风化作用。

温度的变化是物理风化作用诸因素中的重要因素。由于温度的变化而引起的岩石导热性和热膨胀性的不均一，是地壳最表层岩石机械破碎的最重要原因。特别是温度的昼夜变化，对岩石的破碎有极大影响。

岩石是矿物的集合体。当岩石因受昼夜温度的变化而膨胀和收缩时，由于组成岩石的矿物的热学性质的不均一，它们之间的联结力就会逐渐削弱以至消失，从而岩石就逐渐地破碎为矿物碎屑。

除岩石的热学性质外，岩石的颜色、结构和构造对岩石的破坏也有很大影响。

另外，水、冰、风以及生物活动等都是物理风化作用的重要因素。

物理风化作用的结果，使地壳表层岩石发生机械破碎，形成碎屑物质——岩石碎屑和矿物碎屑。这便是沉积岩的最主要的原始物质成分——沉积物的重要组成部分之一。

（二）化学风化作用

化学风化作用是在氧、水和溶于水中各种酸的作用下，使母岩遭受氧化、水化和溶滤等作用，促使其分解而产生新矿物的过程。它不仅使岩石发生崩解，更主要的是使地表条件下不稳定的矿物改造成为稳定的矿物组合。这一过程主要是经过氧化、溶解、水化等形式来进行的。

1．氧化作用

氧化作用主要是游离氧的作用，其实质是将母岩中的元素由低价变成高价。所以，发生氧化的多半是多价元素，如 Fe 、

Mn、Cr、V、S等。在氧化作用下，母岩中低价氧化物、硫化物及有机物等首先遭到氧化。氧化后，一般低价氧化物变成高价氧化物，不含氧的化合物将变成为含氧的化合物。因此，原来的岩石就由于氧化作用而发生了成分上的变化。

岩石的氧化作用可以从其风化后的颜色表现出来。例如，含铁的岩石氧化后常呈红褐色；含锰的岩石氧化后常呈黑色；含铜的岩石氧化后常呈绿色；含有机质的岩石氧化后常呈浅灰色等。

2．溶解作用

自然界中的水很少是纯水，如果水中含有一定的酸类（如H_2CO_3、HCl、H_2SO_4、HNO_3和有机酸等），对岩石或矿物的溶解作用将会成倍增加。溶解作用的过程，首先是酸和岩石中的金属元素（主要是Li、Ca、Mg、K、Na等碱金属和碱土金属元素以及Fe、Mn、Cr等有色元素）相结合形成化合物，然后被淋滤或溶解带走。例如，含有碳酸的水对碳酸盐矿物或岩石的溶解作用是很强烈的，在石灰岩发育的地区，由于地下水及地面流水中溶解有大量的碳酸，因此，对石灰岩的溶解作用就十分强烈而形成特殊的“岩溶”地形（喀斯特地形）。

3．水化作用

地球表面约有71%的面积覆盖着水体。而水是一种活泼的作用剂，水中常常有一部分水分子解离为H^+和HO^-离子，它们的化学活动性很强，使得矿物发生水解或水化作用，生成许多富含水的矿物。所以，水化作用便是原来不含水或含水少的矿物和水发生化学反应后，就吸收水分到矿物中来，形成另一种含水或含水多的新矿物。如：

$$CaSO_4 + 2H_2O = CaSO_4 \cdot 2H_2O$$

（硬石膏）　　（石膏）

水化作用形成的含水新矿物改变了矿物的原来结构，硬度也降低了，这就削弱了岩石抵抗风化作用的能力；另外，由于水化作用常使矿物体积膨胀，从而使岩石产生裂隙促进了风化。

综上所述，水、氧、二氧化碳等因素是造成母岩化学风化的

外部条件，这些因素是要通过组成岩石元素的化学性质和矿物的晶体化学性质才能起作用的。所以，母岩的物理化学性质的不均一性是化学风化的根本原因。

化学风化作用的结果，形成了风化阶段的化学溶液物质和粘土物质，这便是沉积岩最主要原始物质成分——沉积物的另一重要组成部分。

（三）生物风化作用

在生物作用的影响下，岩石产生机械的和化学的破坏作用，叫生物风化作用。

生物的机械风化作用表现在生物的生活活动上。如生长在岩石裂隙中的植物根，随着植物的生长就逐渐扩大裂隙并引起岩石崩解。穴居动物也不断地对岩石、土壤进行着机械破坏作用。尤其是人类对大自然的利用和改造的巨大工程，对岩石的机械破坏作用则更显著。

生物对岩石的化学破坏作用要比机械破坏作用强烈得多。生物对岩石的化学风化作用主要表现在两个方面：一是生物的新陈代谢作用引起对岩石的破坏作用；二是生物死亡后遗体的腐烂分解对岩石的破坏作用。微生物的作用更为可观，它能大大促进化学风化作用的进行。

上述风化作用的三种基本类型是相互联系、相互促进、相互影响的。在不同的地形和气候条件下，它们作用的程度不同。例如，在内陆干旱的沙漠地区和在寒冷干燥的高山地区，就以物理风化作用为主；而在温暖潮湿的平原地区，则以化学风化作用为主。

二、主要造岩矿物和岩石在风化过程中的变化

（一）主要造岩矿物在风化过程中的习性

各种矿物在风化过程中的稳定性是不同的，这和矿物自身的物理性质、化学成分、内部构造以及矿物所处的风化条件有关。下面就主要造岩矿物在风化过程中的变化简述如下：

1．长石类

长石是最主要的造岩矿物，在地壳中占55%，因此长石的风化对地壳岩石的风化具有重大意义。在长石类矿物中，钾长石要比斜长石难于风化；而在斜长石中，酸性斜长石又较基性斜长石难于风化。所以在沉积岩中比较常见的碎屑长石是钾长石和酸性斜长石，而基性斜长石极少见到。

钾长石的具体风化过程可用下式表示之：

$$K[AlSi_3O_8] \longrightarrow \underset{\text{(水云母)}}{KAl_2[(Si,Al)_4O_{10}][OH]_2\cdot nH_2O}$$

(钾长石)

$$\longrightarrow \underset{\text{(高岭石)}}{Al_4[Si_4O_{10}][OH]_8} \longrightarrow \begin{cases} Al_2O_3\cdot nH_2O\text{(铝土矿)} \\ SiO_2\cdot nH_2O\text{(蛋白石)} \end{cases}$$

由上式可以看出，钾长石在风化过程中最先转移的成分是K，其次是Si，而Al则大都一直保留到最后阶段，而在原地相对地富集起来。同时，矿物也是由无水的铝硅酸盐逐步地变为含水的铝硅酸盐和硅酸盐，以至最后变为在地表最稳定的含水的铝和硅的氧化物。

2．铁镁矿物

主要是Fe^{2+}、Mg、Ca的硅酸盐，如橄榄石、角闪石、辉石和黑云母等。它们在风化过程中的稳定性远不如长石类矿物，故此类矿物在沉积岩中含量很少。它们的风化过程可以用下面的式子来表示：

铁镁矿物$\longrightarrow$ 蛇纹石、绿帘石、绿泥石及其它

$$\text{中间产物} \begin{cases} \text{可溶盐：}R''CO_3 \\ Fe_2O_3\cdot nH_2O \\ SiO_2\cdot nH_2O \end{cases}$$

由上式可知，此类矿物在CO_2、H_2O和O_2的作用下，分解结果是Fe^{2+}、Mg、Ca成为碳酸盐分离出来，一部分溶于水中被带走，大部分Fe^{2+}进一步氧化成为含水氧化铁堆积在原地。分离出来的SiO_2则成为蛋白石、玉髓、石英，有一部分成为胶体状态被搬运走。由于风化后大量氧化铁的形成，风化产物多呈棕色、褐色和红色。

3．白云母

白云母远比黑云母难以风化，又由于片状易在水中搬运，所以在沉积岩中分布甚广。白云母风化后去钾加水，常变成水云母，最后变成高岭石。

4．石英

石英是所有母岩中最难风化的主要造岩矿物。在风化过程中它几乎不发生化学分解，一般只发生机械破碎。因此，在长期的风化、搬运和沉积过程中，石英就相对地富集起来，成为碎屑沉积岩的最主要矿物成分。

5．粘土矿物

所谓粘土矿物是指水云母、高岭石、蒙脱石等含水的硅酸盐矿物。它们大都是长石或云母风化的产物，是粘土岩的主要矿物成分。它们继续风化，最后将变为风化带中更为稳定的矿物，如铝土矿和蛋白石等。

6．碳酸盐矿物

主要是方解石和白云石，是碳酸盐类岩石的主要造岩矿物。由于它们硬度小，解理发育，就容易机械破碎。又由于在富含CO_2的水中极易溶解，所以在风化、搬运和沉积过程中就很难被保存下来。它们的矿物碎屑在碎屑沉积岩中是极少见的。

7．有机物

有机物在风化过程中很不稳定，只有在迅速搬运和沉积的情况下才能被保存下来。它们之中较稳定的部分是角质层、孢子、花粉、树脂体等。沉积岩的孢子分析就是建立在这个原理的基础上的。

（二）主要岩石在风化过程中的变化

岩石是矿物的集合体。岩石在风化过程中的变化主要决定于它所含的矿物成分在风化时的习性，其次是地形、气候等外界因素。

1．火成岩

基性和超基性岩主要是由容易风化的铁镁矿物（如橄榄石、辉石等）和基性斜长石组成的，因此容易风化。酸性岩则相反，

主要是由较难风化的石英、钾长石、酸性斜长石以及少量暗色矿物（多为黑云母）组成，其风化过程中的稳定性就远较超基性和基性岩为高。

2．变质岩

变质岩的风化情况与火成岩相似，其中石英岩在风化过程中的稳定性最强，其次是板岩和千枚岩，大理岩的稳定性就比较差。在片麻岩和片岩中，含深色矿物多的就容易风化，含浅色矿物多的抵抗风化的能力就强些。

3．沉积岩

沉积岩本身主要是由风化产物组成的。其造岩矿物大都是由原来母岩中较难风化的碎屑矿物或者是在风化及沉积过程中新生成的化学沉淀矿物。因此，它们在风化作用中的稳定性一般都较高。

碎屑岩不易风化，因其组成主要为难溶的碎屑物质。粘土岩也较难风化，只在温暖潮湿的地区可分解形成铝土矿。最难风化的是硅质岩。

碳酸盐岩较易风化，风化后易溶组分如Ca、Mg、CO_3溶于水而转移，残留物质就地堆积形成红粘土。

盐岩最易风化。

（三）风化壳

地壳表层岩石风化的结果，除一部分易转移的组分溶解于水被搬运外，难以转移的碎屑成分或化学残余矿物，就残留在风化母岩的表面。这种风化产物的残留地带，我们统称为风化壳。风化壳的厚度决定于当时具体的自然地理条件。根据风化壳形成的时间，可分为现代风化壳和古代风化壳，二者以第三纪为界限。

古风化壳可以根据以下特征加以识别：

1．风化壳一般具有明显的分带性，往下就逐渐过渡为未风化的母岩，往上常为海浸沉积岩层所覆盖。

2．风化壳中常含有大量的粘土矿物、铁和铝的氧化物及氢氧化物，有时还有未经分选和磨圆的碎屑。碎屑物成分与下伏岩

层的成分一致。

3．由于风化壳内有大量上述风化残余物质的堆积，所以其颜色往往以红、棕、褐等色为特征，靠近风化壳下部的母岩也常有褪色现象。

4．堆积在风化壳上的物质常具荳状、鲕状、蜂窝状等结构特征。

5．风化壳与上下岩层的接触面往往是不平整的，其物质成分常呈透镜状产出。

古风化壳的存在即代表一个长期的沉积间断。例如在我国华北自中奥陶世广泛沉积了碳酸盐岩以后，地壳上升开始海退，其中经历了长期的沉积间断，直到中石炭世才开始海浸接受沉积。由于中奥陶世碳酸盐岩长期遭受风化，就形成了分布广泛的古风化壳，在侵蚀面上还形成了山西式铁矿。

风化壳的发育及其特征，反映了当时一定的自然地理条件，可帮助我们分析区域地质发展历史和岩相古地理，对找矿勘探具有重要意义。

（四）母岩的风化产物——沉积岩最主要的原始物质成分

母岩经过风化作用后，主要形成以下三类物质：

1．碎屑物质：主要是物理风化作用阶段形成的产物，其次是化学风化作用时稳定性高的残留碎屑物质。这类物质构成碎屑岩的主要物质成分。

2．不溶解残余物质：母岩经强烈的化学风化作用分解后，一部分物质呈真溶液或胶体溶液被流水带走；另外也新形成一些不溶解的残余矿物，如粘土矿物、褐铁矿、铝土矿等，这些物质是粘土岩的主要物质成分。

3．化学溶液物质：这是在化学风化作用时形成的溶于水的真溶液物质和胶体溶液物质（如K、Na、Ca、Mg等形成的真溶液和Al、Si、Fe等形成的胶体溶液）。这些物质转移至海湖盆地后，在一定条件下沉积下来，就形成了第三类主要的沉积岩——化学岩及生物化学岩。

由此可见，母岩自风化作用开始就有物质成分的分异作用。母岩的这三种风化产物，也就是这三种沉积岩的原始物质组成。

第二节　沉积物的搬运与沉积

风化作用的产物除少数残留在原地堆积形成风化壳外，绝大部分被搬运，于是就进入了沉积岩形成过程的第二阶段——风化产物的搬运与沉积阶段。搬运风化产物的自然营力主要是河水、湖水、海水、风、冰川、重力和生物等，搬运至适当的场所才沉积下来。由于各种风化产物的性质不同，它们的搬运方式和沉积方式也不相同。碎屑物质通常以机械方式搬运和沉积；溶解物质则以化学及生物化学方式搬运和沉积。

一、机械搬运与沉积

风化和剥蚀产物中的碎屑与粘土物质，一般都是以机械方式搬运沉积的。这些物质以悬浮状态、滚动或跳动的方式被流水或风搬运。当水流和风的速度减小时，或是因泥沙量过大带不动时，碎屑和粘土就会沉积下来；当流速过大时，又可继续搬运。

在流水中搬运的碎屑成分还可进一步发生变化（如长石碎屑可变成高岭石等）。在地表流水和风的搬运过程中，碎屑还有分选的现象。即碎屑物质在搬运和沉积过程中，根据其自身的特征——粒度、比重、形状和矿物成分，在重力的影响下，沿着运动的方向，按照一定规律沉积的现象，这就是机械沉积分异作用。它主要表现在以下几个方面：

（一）按碎屑颗粒大小分异

碎屑物质在搬运和沉积过程中随着搬运介质速度的逐渐减小，大的碎屑颗粒首先沉积，因此搬运距离较近；而细的碎屑颗粒搬运较远，沉积较晚。这样就沿着搬运的方向，碎屑物质按照砾石——砂——粉砂——粘土的颗粒大小顺序，作有规律的带状分布。因此砾岩——砂岩——粉砂岩——粘土岩也相应地作有规律的带状分布，如图3-1所示。

碎屑物质按粒度进行分异的现象，无论在古代和现代沉积中

都普遍存在。如河流及海湖盆地的沉积物，均表现出从上游至下游，岸边至中心，按照粒度的大小作有规律的带状分布。但由于自然界其它因素的影响，这种分异作用很难进行得十分彻底，因此，各沉积物之间常以过渡或渐变的形式出现。在砾岩中可以混有一定数量的细粒物质，在粘土岩中也同样可以含有一定数量的粗粒物质，甚至形成各种混积岩。图3-1只是反映了机械沉积物在空间和时间上分布的一般规律，实际情况常常是十分复杂的。

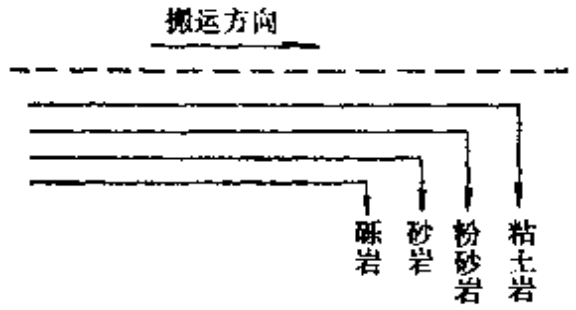


图 3-1 碎屑物质按粒度分异示意图

（二）按碎屑颗粒比重分异

碎屑颗粒比重大小的差异，也决定着机械沉积分异作用的产生。颗粒的比重与沉积速度成正比。在重力作用下，比重大的沉积快，搬运近；比重小的沉积慢，搬运远。因此，碎屑物质在搬运和沉积过程中，沿着搬运的方向按比重大小进行分异，如图3-2所示。随着机械沉积分异作用的产生，可以形成许多有经济意义的如铂、金、锡、锆石、独居石、金刚石等砂矿床。

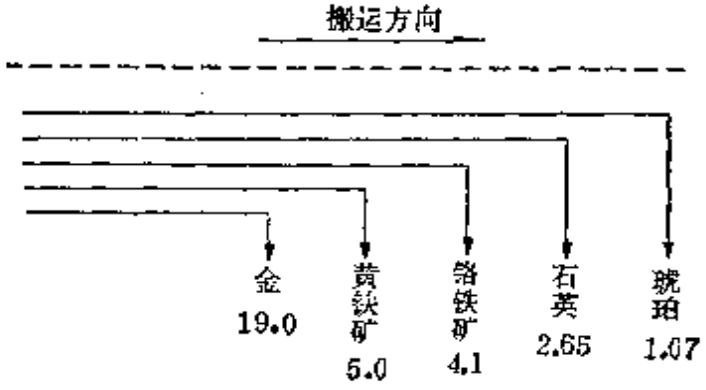


图 3-2 按比重的机械分异图

（三）按碎屑颗粒形状分异

碎屑物质呈悬浮状态进行搬运时，粒状矿物的悬浮能力小，重力对它的作用较大，就先沉积，搬运距离较近；而片状矿物具

有较强的悬浮能力，故沉积较慢，搬运距离就远。碎屑颗粒作滚动搬运时，粒状颗粒易于滚动。就搬运量来说，悬浮搬运量占主要地位。所以总的来看还是粒状矿物易于沉积。在野外经常可以见到粒度极细的粉砂岩和粘土岩中含有大量的片状云母，在层面上看就更明显。而在粘土岩中则很少见到石英颗粒。

（四）按碎屑矿物的稳定度分异

矿物的稳定度相差很大，稳定度小的矿物在长期的搬运过程中就逐渐被风化掉，稳定度高的矿物就可被搬运到很远的距离，所以沿着搬运方向就呈现出按矿物稳定度的机械分异现象。例如稳定度低的暗色矿物和基性斜长石在沉积岩中很少见；而稳定度高的石英、白云母等就在沉积岩中大量出现。

以上机械沉积分异的各种原因是同时并存又相互联系的，其产物往往是各种因素综合的结果，但这当中粒度分异常起主要作用。

二、化学搬运与沉积

风化产物中的化学溶液物质，有胶体溶液和真溶液两种。溶解度小的如Fe、Mn、Al、Si等多呈胶体溶液搬运和沉积；溶解度大的K、Na、Ca、Mg等易成真溶液搬运和沉积。Al、Fe等元素在自然界呈胶体及真溶液的数量分布见图3-3。

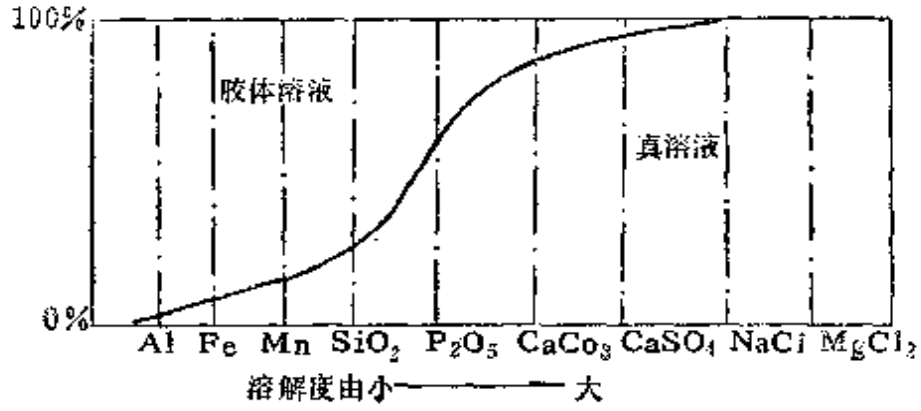


图 3-3　Al、Fe等元素在自然界呈胶体及真溶液的数量分布

（一）胶体溶液物质的搬运和沉积

1. 胶体溶液物质的特征

胶体溶液的性质介于粗分散系（即悬浮液）和离子分散系（即真溶液）之间。胶体质点的大小介于1～100毫微米之间。它们多呈分子状态，但还不是离子状态。因此，胶体溶液的性质既不同于碎屑物质又不同于真溶液。这样大小的质点在普通显微镜下不能见到，在超倍显微镜或电子显微镜下就能见到。

自然界中易形成胶体的元素有Si、Al、Fe、Mn、P、S、C等；最常见的胶体化合物是Al_2O_3、Fe_2O_3、SiO_2、MnO_2、$CaCO_3$、$CaMg(CO_3)_2$、粘土矿物、硅质矿物、磷酸盐矿物等。

胶体溶液物质具有一系列的重要特性，如胶体的质点都带有电荷，有较大的表面积、扩散现象等。特别是胶体质点的带电性，带正电荷的称为正胶体，带负电荷的称为负胶体。如Fe、Al的含水氧化物的胶体为正胶体；Si、Mn的含水氧化物的胶体为负胶体。表3-1为自然界最常见的正胶体及负胶体。

表 3-1　自然界中常见的正胶体及负胶体

正　胶　体	负　胶　体
Al_2O_3　的水化物	SiO_2
Fe_2O_3　的水化物	泥质胶体
Cr_2O_3　的水化物	腐植质胶体
TiO_2　的水化物	MnO_2
$CaCO_3$	S
$MgCO_3$	V_2O_5
CaF_2	Pb、Cu、Cd、As、Sb 等的硫化物

带同种电荷的胶体质点之间是互相排斥的，这是胶体质点在重力影响下难以沉淀的根本原因。如果胶体的电荷能够长期保持稳定状态而不被中和，则胶体质点就可以长期处于搬运状态。在自然界中胶体溶液含有一定量的腐植质，就可以大大增加胶体的稳定性，有利于胶体溶液的搬运，使胶体质点不易发生凝聚而下沉。

2．胶体溶液物质沉积的因素

1）电解质的作用

假如胶体质点的电荷遇到外界电解质的作用而中和了，它们之间的排斥力就消失，就会互相凝聚成为大的质点，就会在重力的影响下迅速沉淀，成为胶体化学沉积物。这是胶体溶液物质沉积的最主要原因。

2）胶体的相互凝结

假如带有相反电荷的二种胶体溶液相混合，由于相互中和，也会引起胶体凝聚作用。例如部分高岭石的形成就是这个原因。其反应式如下：

$$\underbrace{\boxed{Al_2O_3 \cdot nH_2O^+}}_{\text{铝的氢氧化物水溶液}} + \underbrace{\boxed{2SiO_2 \cdot nH_2O^-}}_{\text{硅酸的溶液}} = \underbrace{\boxed{H_2Al_2Si_2O_8 \cdot H_2O}}_{\text{高岭石凝胶}}$$

在自然界中，属于胶体相互凝结形成的沉积物是很多的，除高岭石外，还有蒙脱石、鲕状或钟乳状的赤铁矿等。这些铁矿石是由于带正电荷的Fe_2O_3水溶液与SiO_2负胶体相互凝结形成的，如果用盐酸去溶解这些铁矿石的话，往往留下“硅质的骨架”。

由于自然界中负胶体多于正胶体，因此正胶体易于在早期就中和沉淀下来，而留在溶液中的主要是负胶体质点，所以负胶体常较正胶体在地表搬运得远些。但某些正胶体，如氢氧化铁和氢氧化铝的水溶液在腐植酸的保护下，仍可搬运得很远。

3）浓度的增大而凝结

胶体溶液由于蒸发浓度增大时，胶体质点便互相靠近而凝结。这一现象在干燥气候带的水盆地中最常见。

4）毛细管的凝结作用

胶体溶液沿着岩石的毛细管上升时，常发生中和作用而使胶体发生沉淀。这是由于水的OH^-离子可以使毛细管壁带有负电荷，因此带正电荷的胶体通过毛细管时，由于毛细管壁中的负电荷对它发生中和而沉淀。

此外，放射性射线的影响、介质的Eh值、温度、压力等条件对胶体溶液的沉积也有一定的影响。

3．胶体沉积物的特征

胶体溶液凝聚沉淀的物质叫凝胶体。凝胶体由于失水或陈化可以发生重结晶作用，经过重结晶的凝胶体叫偏胶体。

胶体沉积的矿物或岩石常具有以下特征：

1）常以钟乳状、肾状、球状、葡萄状、鲕状、结核状及龟背石等产出。未脱水硬化的凝胶体常呈冻状、糊状、膏状；

2）大多数胶体沉积物具有贝壳状断口；

3）具有较大的孔隙度、裂隙性，经敲击易裂成尖棱角状碎块，在水中裂开时常有响声；

4）重结晶的偏胶体矿物常具微晶结构、放射状或扇状结构；

5）胶体矿物由于质点细小，吸收性强，多数具有粘舌现象；

6）胶体矿物的化学成分不固定，是由于它吸收不定量的水分以及阳离子交换能力强，同时它还能吸附有机颜料及脂肪等。

（二）真溶液物质的搬运和沉积

真溶液物质的搬运和沉积主要决定于它们的溶解度。即溶解度愈大，愈易搬运，愈难沉积；反之，溶解度较小的则易于沉积，搬运就困难一些。K、Na、Ca、Mg等元素的溶解度较大，Fe、Al、Mn等元素的溶解度小，故前者较后者易搬运而不易沉积。

水介质的条件对物质的溶解度是有影响的。例如水介质的酸碱度（pH）值，氧化还原电位（Eh）值以及水介质的温度、压力和CO_2的含量都对某些物质的溶解度有影响。

1。介质的pH值

pH值对大部分溶解物质的沉淀有显著的影响，对Fe、Ca、Al等成分的溶解度就有着很大的影响，但对易溶解的盐类则影响不大。如Fe^{3+}、Fe^{2+}，特别是Fe^{3+}只有在强酸性（pH＜2～3）的水介质中才稳定，才能作长距离的搬运，而当pH值大于3时，Fe^{3+}即开始沉淀（图3-4）。所以，其溶解度是随介质的pH值加大而降低的。

$CaCO_3$的溶解度也是随pH值加大而显著降低，所以它们是在酸性介质中搬运，碱性介质中沉淀。

SiO_2的溶解度则相反，随pH值的增大而加大（图3-5）。因

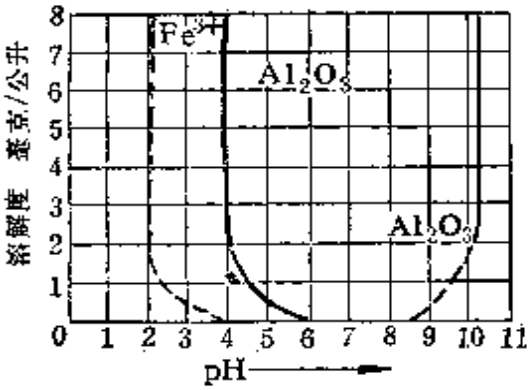


图 3-4 Fe^{3+}及Al_2O_3的溶解度和pH值的关系（据C·W·科林斯，1939）

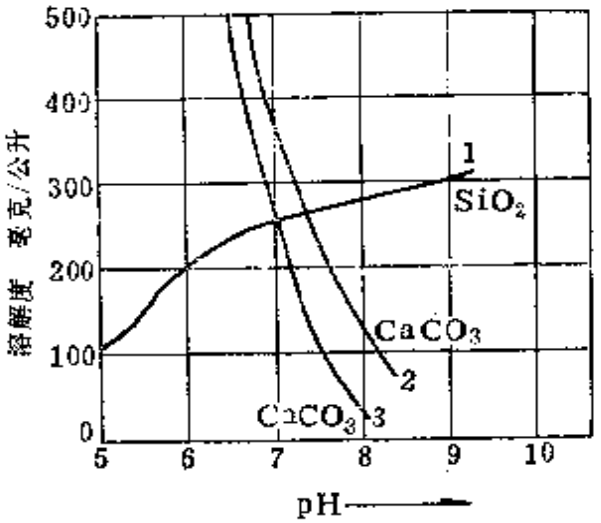


图 3-5 SiO_2及$CaCO_3$的溶解度和介质的pH值关系：1—SiO_2；2—$CaCO_3$在水中溶解曲线；3—$CaCO_3$在海水中溶解曲线（据C·W·科林斯，1950）

此，SiO_2是在碱性介质中搬运，酸性介质中沉淀。

Al_2O_3的情况就比较特殊，它是在pH＝4～10的范围内沉淀，当pH值＜4时，Al是以阳离子（Al^{3+}）形式搬运；pH＞10时，则呈络阴离子（$[AlO_4]^{-5}$）形式搬运。

总之，各种物质从真溶液中沉淀时均有一定的pH值（表3-2）。

2．介质的Eh值

Eh值对原子价可变元素的氧化物影响最大，如Fe、Mn，而对一般元素影响小，如Al、Si等。

Eh值对Fe、Mn等变价元素的溶解度有很大的影响。在Eh值高的氧化环境中，Fe、Mn多呈高价，而在Eh值低的还原环境中则呈低价。而高价的Fe和Mn的溶解度要比低价的Fe和Mn的溶解

表 3-2 常见的金属氧化物、碳酸盐、卤化物沉淀时所需最低 pH 值

金属氧化物	Fe^{3+}	Al	Cu	Fe^{2+}	Pb	Ni	Mn^{2+}	Mg
pH值	2	4～10	5.3	5.5	6.0	6.7	8.7	10.5
金属碳酸盐	Fe、Mn	Sr、Cu、Zn、Mn	Sr、Ba、Ca	$MgCa(CO_3)_2$	Na、Mg
pH值	6	7	7.5～8	9	10～11
卤化物	NaCl	KCl
pH值	6.6	6.6～6.8

度小数百倍以至数千倍。因此，前者就较难搬运而较易沉淀。同时，在不同氧化还原条件下沉淀的矿物形式也不一样。在强氧化条件下多沉积成褐铁矿、赤铁矿、软锰矿等；在强还原条件下则形成黄铁矿、硫锰矿等；在过渡条件下多沉积成菱铁矿、菱锰矿、海绿石等(图3-6)。

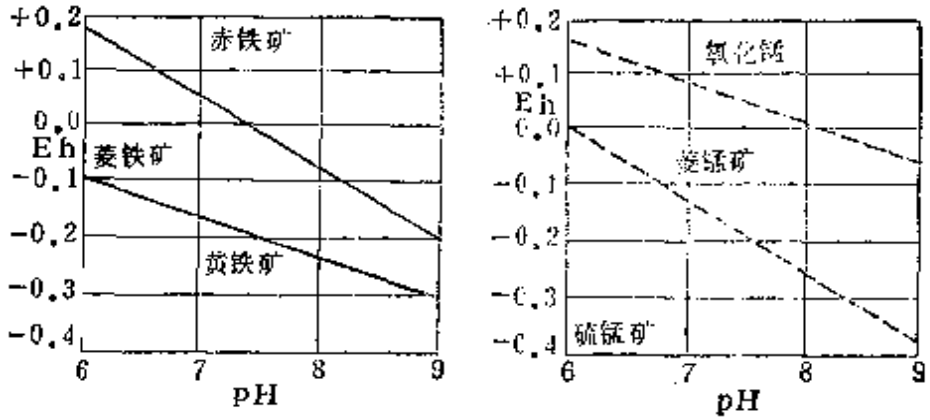


图 3-6 各种铁、锰矿物的沉淀和Eh和pH值的关系

(据克鲁宾及狄瑞尔)

3. 水介质的温度、压力

水介质的温度、压力和CO_2的含量对$CaCO_3$的搬运和沉淀影响较明显。当水介质的温度升高时，CO_2在水中的溶解度就小，水中的CO_2就向大气中逸出，这样就促使溶解的$Ca(HCO_3)_2$转变为$CaCO_3$而沉淀；相反，如果温度降低则不利于$CaCO_3$的生成。压力的高低也主要是影响水中CO_2的含量，压力高时CO_2含量可

以增多，$CaCO_3$就不易沉淀，如下式所示：

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \underset{\text{温度升高}}{\overset{\text{压力增大}}{\rightleftharpoons}} Ca(HCO_3)_2$$

所以石灰岩多为湿热气候条件下浅海沉积的产物。因此，在研究Fe、Mn、Al、Si、Ca等成分的搬运和沉积时，应当重视水介质条件对其溶解度的影响。但对于溶解度大的成分，如Cl、S、K、Na、Mg等的搬运和沉积，水介质条件的影响则不大，它们只是干热的气候及封闭或半封闭的水盆地的特殊条件下，才有可能沉积下来。石膏、岩盐、钾盐、镁盐的沉积条件就是如此。这些呈真溶液状态的盐类物质，由于水分的大量蒸发，溶液的浓度不断增高，当溶液的浓度达到了过饱和状态时，盐类物质就会沉淀下来而形成矿床。

4．离子的吸附作用

溶液中某些元素往往是通过离子吸附作用而沉淀的，如粘土矿物对K、Ca、Mg、Pb、Zn、Cu的吸附；$Fe(OH)_3$对Bi、Cu、Pb、As的吸附。某些铀矿的富集则是与磷酸盐及有机物质对铀的吸附有关，所以在含磷和含煤地层中常含铀。

（三）化学溶液物质的化学沉积分异作用

在沉积物形成的过程中，与机械分异作用的同时还有化学沉积分异作用。

化学沉积分异作用的根本原因是各种元素化学性质的不同。元素的化学性质越活泼，在水溶液中的溶解度越大，就愈难沉淀，就可能长期处于溶解状态而被搬运至远离母岩的区域。相反，化学性质较稳定和溶解度较小的元素，比较容易从溶液中沉淀出来。一般低价的、离子半径大的、能量系数小的元素，如K、Na、Ca、Mg等碱性和碱土性元素的化学性质比较活泼，溶解度较大，在溶液中不易析出，搬运较远，它们常成为沉积分异的最后产物；而高价的，离子半径小的、能量系数大的元素，如Fe、Mn、Al、Si等，由于化学活泼性较差，所以从溶液中析出较早，就常在海湖近岸地带沉积。各种化学溶解物质化学沉积分

异作用大致顺序如下（图3-7）：

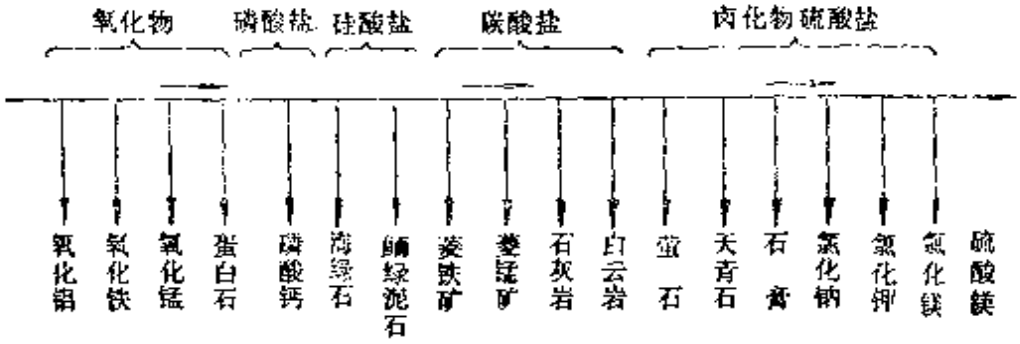


图 3-7　化学溶解物质化学沉积分异示意图

由上可知，化学沉积分异的顺序可以大致归纳为：

氧化物——硅酸盐——碳酸盐——卤化物及硫酸盐。

在自然界中，上述分异作用的各个阶段，可以是相互重叠和相互过渡的。而且，分异作用也不是自始至终一次进行到底，常常是从分异顺序中某一阶段开始，又在其中的某一阶段中断，几种化合物发生中断或重复出现的可能性都是存在的，要根据具体情况来分析。

三、生物搬运与沉积

生物在母岩风化产物的搬运和沉积过程中起着重要的作用。特别是对溶液物质的搬运和沉积，除了受上述各种物理化学因素的影响之外，生物的作用也是一个不可忽视的重要因素。生物的搬运和沉积作用，主要以下面两种方式进行。

（一）直接的作用

生物在其生活过程中，不断从周围的介质中吸取它们自身所需要的物质成分，组成自己的骨骼和肉体，从而使某些元素相对地富集起来。当它们死亡之后，其遗体的堆积物在一定的条件下，就可以形成某些生物岩或可燃性有机岩，如生物灰岩、硅藻土、某些磷灰岩以及煤和石油等。某些黑色页岩中的一些稀有元素的富集，也可能与生物的活动有关。在煤灰分中某些元素的富集含量较岩石圈一般的含量大几十倍至几千倍，如Ge大1,600～2,000倍、As大1,600倍、Be大100～500倍、B大1,000倍、Sc大

70～130倍、Co大150倍、Ni大80倍、Ga大30～40倍等。

（二）间接的作用

由于生物的新陈代谢作用而引起了介质条件的变化，因而对某些溶解物质的沉积发生影响。例如，光合作用，需要从介质中吸收一定量的CO_2，这就可以促使溶液中的$Ca(HCO_3)_2$转变为$CaCO_3$而沉淀；又如，由于生物遗体的分解，产生大量的腐植酸，造成还原环境，从而有利于Fe，Al等组分的搬运或转移。

总之，生物的搬运和沉积作用，随着地球的发展其重要性愈来愈显著。

第三节　沉积物的成岩作用和沉积岩的后生作用

风化产物经搬运、沉积之后，形成了松散的、富于水分的沉积物，即形成了沉积岩的原始材料。在构造作用的影响之下，随着地壳拗陷的不断沉降，又不断接受新的沉积物堆积，先生成的沉积物则被埋藏得愈来愈深，其所受的压力和温度也愈来愈高，介质条件也发生了变化，与沉积时的环境完全不相同了，结果导致沉积物发生一系列的变化，使松散含水的沉积物固结成为岩石。我们将沉积物转变为沉积岩的一系列变化称为沉积物的成岩作用；将沉积物转变为沉积岩的阶段称为成岩作用阶段。

沉积岩形成以后还会不断的发生变化。在构造作用的影响下，随着地壳继续拗陷，沉积岩沉降到相当深的地方，岩石将逐渐过渡为变质岩。另外，在构造作用的影响下，沉积岩也可以逐渐接近地表，岩石将遭受风化破坏，进入到表生作用阶段。我们将沉积岩形成以后，遭受风化或变质以前的变化称为沉积岩的后生作用；将沉积岩形成以后，遭受风化或变质以前的阶段称为后生作用阶段。

由此可知，沉积物的成岩作用和沉积岩的后生作用是沉积岩发展过程的必经阶段。任何一种沉积岩都是处在一定的发展阶段上。

一、沉积物的成岩作用

（一）引起成岩作用的主要因素

引起成岩作用的主要因素可以分为内因和外因二个方面，主要的内因是沉积物的物质成分及所含有机质和细菌；主要的外因是沉积物所处的物理化学环境，如温度、压力、介质的Eh值和pH值等。

1．沉积物的成分

沉积物的成分可以影响成岩作用的方式与强度。碎屑物质在成岩过程中变化较小，几乎只进行胶结作用；胶体物质内部疏松，含有大量水分，在成岩过程中水分被排除，且发生重结晶作用；真溶液物质在成岩过程中重结晶作用最显著，易出现较大晶粒；有机质是沉积物的组成部分，在成岩过程中变化很灵敏，同时还可影响介质的物理化学性质。

根据H·M·斯特拉霍夫对顿巴斯含煤沉积的研究，有机质的含量还会影响“矿物相”。图 3-8 说明铁矿物的分布与有机质含量的关系。图中根据有机质的含量明显地划分为三个区域。第Ⅰ区中，有机质的含量为0.03%，铁矿物主要呈氧化铁出现，并称之为“红色相”；第Ⅱ区中有机质的含量为0.3～1.5%，铁矿物以菱铁矿与鳞绿泥石为主，谓之“菱铁矿相”；第Ⅲ区中有机质的含量在1.5%以上，铁矿物以黄铁矿为代表，称之为“黄铁矿相”。大量的菱铁矿及黄铁矿、白铁矿结核出现于含煤沉积中，便是与

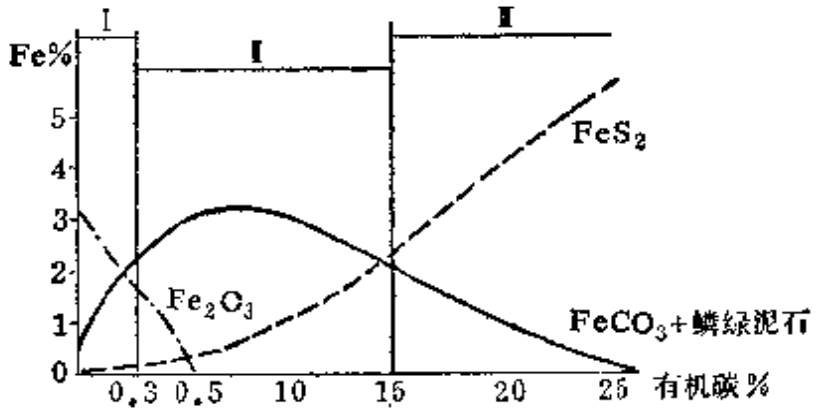


图 3-8　海成粘土岩中有机质和铁的形成关系（据斯特拉霍夫）

Ⅰ—红色相；Ⅱ—菱铁矿相；Ⅲ—黄铁矿相

有机质的分布有密切关系。

2．Eh 值和 pH 值

Eh 值和 pH值的变化受沉积物中有机质含量的制约。富含有机质的软泥沉积物，因介质中氧气缺乏，Eh 值常为负值，因而呈还原环境。砂和砾的沉积物中，有机质少，氧气充足，Eh 值较高，易形成氧化环境。

Eh 值和 pH值的变化可以影响元素的溶解度以及矿物在沉积物中存在的形式，特别是对铁矿物、锰矿物、粘土矿物影响最为明显。

3．温度与压力

沉积物沉积后，又不断被上覆沉积物所覆盖，所以在成岩作用时，由于温度与压力的增加，就会使沉积物发生脱水作用、压固作用、重结晶作用、胶结作用等。

（二）沉积物在成岩阶段的变化

1．压固作用

先生成的沉积物在上覆沉积物及水体的压力下，会逐渐排除水分，减小体积和孔隙度，成为固结的沉积岩。压固作用的强度因沉积物的成分和质点大小而不同。软泥等细粒沉积物最容易发生压固作用，例如新鲜的软泥，它的孔隙度达80%；被压固后形成的页岩，其孔隙度小于20%。

通过压固作用，岩石发生脱水，并且密度增大，硬度增加，松软的沉积物变成固结的岩石，例如泥炭被压固后，体积缩小20～30倍，并转变为坚硬的煤。

2．胶结作用

胶结作用是在碎屑沉积物的颗粒孔隙间生成一些物质，从而把松散的碎屑物质胶结起来的一个变化过程。这些胶结物质多数是在碎屑颗粒之间的溶液中沉淀出来的。常见的胶结物质是泥质、钙质、硅质及铁质等。胶结作用除了发生在成岩作用阶段外，也可见于后生作用阶段。前者称原生胶结，后者称次生胶结。

3．重结晶作用

在温度和压力升高的影响下，原来沉积物中一些非晶质物质发生结晶而成为晶质物质，或是细粒的结晶物质再次结晶而成为粗粒物质。这种作用在化学和生物化学沉积岩中表现最为明显。如石灰岩、白云岩与盐岩最易发生重结晶作用。

一般地说，沉积物的颗粒越细、溶解度愈大、成分越均一，则重结晶作用越明显。此外，沉积物中各种矿物重结晶的次序也和矿物的比重有关。比重大、分子体积小的矿物先发生重结晶作用。因此，在沉积岩中晶体完好的与呈结核出现的矿物往往是比重较大的矿物，如黄铁矿、白铁矿、菱铁矿、磷灰石等。在碳酸盐岩中白云石的晶形常常比方解石完整也是这个道理。

4．胶体的陈化

胶体沉积物即凝胶体含有大量的水分且不稳定，随着时间的增长，它要逐渐失水，体积收缩，变得致密坚硬，并进一步发生重结晶作用，这一过程称为胶体的陈化或老化。胶体的陈化最常见于粘土岩及硅质岩中，例如在硅质岩中常可见到由非晶质的蛋白石转变为球粒结构的玉髓，最后变为石英颗粒的现象。

5．成岩矿物的生成

在成岩作用过程中，由于温度、压力以及介质条件的变化，原来沉积物中的矿物成分也会发生变化。一些不稳定的矿物可以溶解、消失，同时形成新的适合于成岩期物理化学环境的矿物，这些矿物称为成岩矿物。最常见的成岩矿物有以下几种：

1）铁和锰的硫化物和碳酸盐，如菱铁矿、铁白云石、菱锰矿、黄铁矿、白铁矿等；

2）铁和锰的硅酸盐，如鳞绿泥石、海绿石；

3）白云石；

4）粘土矿物，如蒙脱石、拜来石、水云母及沸石等。

以上成岩矿物所含都为低价元素，矿物自形程度一般也较好。

二、沉积岩的后生作用

后生作用是指沉积岩形成后所发生的变化。在后生作用阶段，构造运动是重要因素。随着地壳拗陷，沉积岩埋藏深度逐渐

加大，温度和压力逐渐增高，则后生作用逐渐向变质作用过渡；相反，随着地壳上升，沉积岩埋藏深度减小逐渐接近表生带，温度和压力降低，后生作用也可过渡到表生作用。所以，后生作用是沉积岩形成后在一定条件下的进一步转化，直到风化作用及变质作用为止。

在后生作用阶段，由于温度、压力的增大，地下水的活动，沉积岩在结构、构造上、矿物成分上都可发生明显的变化。温度的升高可以使岩石继续发生重结晶，特别是粘土岩和某些化学岩，以及煤、盐岩等对此反应最敏感，其重结晶作用的程度远较成岩作用阶段强烈。粗结晶的石灰岩主要是在这阶段形成的，长石、石英等矿物的次生加大也在这阶段发生。压力增大，主要使岩石的孔隙度显著减少，在粘土岩中可使粘土矿物发生定向排列并形成页理构造。

在后生作用阶段，还可以形成很多新的稳定矿物，其种类很多，除氧化物、碳酸盐、硫酸盐外，还可出现硅酸盐，如金红石、石榴石等。后生矿物一般具有以下一些特点：

1．具有较好的晶形，内部的包裹体很少，晶体较大，透明度高。例如后生阶段形成的白云母常常是透明的，而成岩阶段生成的白云母则常是晦暗的；

2．后生矿物可以切穿岩层，在岩石中的分布也是不均匀的；

3．某些矿物质可以重新运移聚集，在沉积岩层中形成后生结核。

交代作用是后生矿物的主要形成方式。矿物之间的交代顺序常取决于溶解度顺序，另外，也取决于随深度变化而引起的pH值变化等因素。例如，随着沉积岩埋藏深度的增大，有粘土——方解石——石英这样的交代顺序。所以在老地层中多为硅质交代碳酸钙，硅质胶结多于碳酸钙胶结，并可见到硅质胶结物中有碳酸钙的残余。

常见的交代作用有硅化、白云石化、菱铁矿化、重晶石化等。

综上所述，沉积岩的形成阶段包括沉积岩的形成，发展和转

化的全部过程，是一个长期的，十分复杂的发展过程。这一过程可以明显的划分出三个阶段：即沉积作用阶段、成岩作用阶段和后生作用阶段。

进行沉积岩阶段分析最基本的方法是根据沉积岩的矿物成分、结构、构造、空间分布等几方面进行（表3-3）。在沉积作用阶段所形成的矿物成分、结构和构造特征，是当时沉积环境的直接反映，所以利用这些标志能指示沉积物沉积时的条件，用来恢复古地理环境；成岩作用阶段形成的矿物、结构、构造等特征，

表 3-3 沉积作用、成岩作用、后生作用三阶段的划分标志

沉积岩形成阶段	矿物成分	结构	构造	空间分布
沉积作用阶段	多生成氧化物和氢氧化物，常见沉积矿物有隐晶质与鲕状方解石、白云石、盐类矿物等 Al、Fe、Mn、Si、P的氧化物等	常见为隐晶～微晶结构、碎屑结构、生物结构、鲕状结构	结核多与层理平行、或被层理围绕	沉积物呈层状分布，面积广，分布均匀、稳定、水平方向变化不大，垂直方向变化大
成岩作用阶段	由于介质多呈还原环境，富含 CO_2、H_2S、NH_3 等气体，有菱铁矿、黄铁矿等形成	晶形较好，晶体较大常含包裹体及杂质，透明度差，晶体晦暗	结核可部分切穿层理或被层理围绕，可形成晶体印痕	物质呈层状或大的扁豆体分布、同层中成分分布不均匀、可集中呈近块状
后生作用阶段	介质多呈弱还原环境、有碳酸盐、硫酸盐、氧化物等矿物生成	晶形更好、晶体更大、很少含包裹体，透明度好	结核多半切割层理、其分布与裂隙系统有关。有缝合线、透镜构造的形成	分布多呈不规则状，分布与地下水裂隙系统有关、与层理关系不大

是沉积物固结成岩以前物理化学条件的直接反映，利用这些标志可以部分相似的恢复沉积时的条件；后生作用阶段所产生的后生矿物，结构和构造，则不能指示沉积环境，只能说明岩石形成以

后所遭受的次生变化。

在实际工作中，首先应该注意区分沉积、成岩、后生三个阶段所造成的岩性特征，然后再利用这些资料对岩相古地理作出正确的解释。

第二章　沉积岩的基本特征

第一节　沉积岩的物质成分

一、沉积岩的物质来源

沉积岩的物质来源极为丰富，其中分布最广、含量最多的为母岩风化产物，其次为有机物质，再次为火山喷发物质。

（一）母岩风化产物

母岩风化后所产生的物质有固态的矿物，岩石碎屑；也有液态的溶解物质，其中包括胶体溶液物质和真溶液物质。

（二）有机物质

主要是古代的动植物和微生物。它们死亡后形成各种有机物加入到地壳岩石圈中。据统计，地壳中有机质的含量约为 3.8×10^{15} 公吨。由于有机质在地表及地壳中分布很普遍，所以它在现代沉积物和沉积岩的形成过程中起着重要作用。它不仅可以聚集形成煤、石油、油页岩、白垩、硅藻土等很多重要的沉积岩和沉积矿产，而且对某些元素的富集成矿也起了很大的作用。

（三）火山喷发物质

火山喷发时往往带来大量的火山物质，这些火山物质就直接加入到大陆或海洋的沉积物中。虽然它们所占数量不多，但却能形成集中的厚度很大的火山碎屑岩。我国东南沿海浙江、福建的上侏罗统、下白垩统建德群，即由火山岩及火山碎屑岩所组成。

（四）宇宙物质

宇宙太空降落在地球上的天体物质，如陨石等。这类物质数量甚少。

二、沉积岩的矿物成分和矿物类型

（一）沉积岩矿物成分的特点

沉积岩中已经发现的矿物达160种左右，但最常见的造岩矿物不过20余种。这20余种矿物组成了全部沉积岩矿物成分的99%以上。每种沉积岩中所含矿物通常不过5～6种，最常见的只有2～3种。沉积岩中常见的是下列一些矿物：

硅质矿物：石英、玉髓、蛋白石。

粘土矿物：高岭石、蒙脱石、水云母。

碳酸盐矿物：方解石、白云石、菱铁矿。

氧化铁矿物：褐铁矿、赤铁矿、针铁矿。

铝硅酸盐及硅酸盐矿物：长石、白云母、黑云母、绿泥石、海绿石等。

硫酸盐矿物：石膏、硬石膏等。

卤化物矿物：岩盐、钾盐等。

含水氧化铝矿物：水铝石、水铝矿、勃姆石等。

有机物质。

以上矿物在沉积岩中分布最广的是三种，即：石英及其它硅质矿物、粘土矿物和碳酸盐矿物。此三类矿物约占沉积岩所有矿物的78%。由此可见，沉积岩的矿物成分与火成岩有很大的差别

表 3-4 沉积岩与火成岩的平均矿物成分（%）对比表

矿物名称	沉积岩	火成岩
石英	31～34	20～21
玉髓	9	少见
云母类矿物	19～20	7
长石	7～15	49～50
粘土矿物	7～9	少见
碳酸盐	13～20	少见
氧化铁	3～4	4～5
石膏、石盐等	1	—
橄榄石、辉石、角闪石	少见	17～18
其它矿物	<3	<1

（表3-4）。

从沉积岩与火成岩矿物之间的对比关系来看，可以分为三种情况：

1．只有在火成岩中大量存在的矿物，如橄榄石、辉石、角闪石等铁镁质矿物，它们是在高温高压条件下由岩浆冷凝结晶形成的成分复杂的矿物，转入地表常温常压的条件就变得不稳定了。所以在沉积岩中这类矿物很少，仅在碎屑岩中偶尔发现，且多已风化。

2．在沉积岩和火成岩中都有的矿物，如石英、长石、云母和铁的氧化物等。其中有的在火成岩中稍多些，如长石类矿物，它们是在岩浆中结晶形成的，在地表容易遭到破坏，不易保存。特别是中-基性斜长石在沉积岩中很少见到，在沉积岩中主要是钾长石和少量酸性斜长石，但在火成岩中各种长石都有出现。而另一些矿物则在沉积岩中相对增多，如石英和白云母等，不仅因为它们在地表条件下稳定，不易变化，同时在沉积岩形成过程中亦能生成。例如，在沉积岩中除了次生石英以外，还可以生成大量低温隐晶质和非晶质变种玉髓、蛋白石等。沉积岩中的云母几乎全是白云母，而在火成岩中白云母和黑云母含量大致相等。

3．沉积岩中特有的矿物，它们是在沉积岩形成过程中，在地表常温、常压及 O_2、CO_2、H_2O 充足的条件下新形成的矿物。如粘土矿物、岩盐、石膏、碳酸盐、有机物质等。

（二）沉积岩的矿物类型

沉积岩主要由母岩风化产物经改造而成的，因此可按母岩的破坏分解情况，将沉积岩中的矿物成分分为三种基本类型：

1．碎屑矿物

为母岩机械破坏的产物，如石英、长石、云母等轻矿物及某些重矿物。

石英：是极普遍的碎屑矿物，各类母岩中均有供给，其抵抗风化的能力最强，很难分解，因而在沉积岩中可以大量出现。

长石：其含量仅次于石英，因为抵抗风化的能力弱，所以长

石保存与否就决定于沉积时的气候条件和地壳运动的强度。在干燥气候条件下长石不易风化，易于保存；相反，在潮湿气候条件下，化学风化强烈，易分解成高岭石等粘土类矿物。在地壳运动剧烈地区，由于碎屑物质未经长期风化和搬运而迅速埋藏下来，因而长石易于保存；在地壳运动缓慢地区，长石经长期化学风化，多变为粘土矿物而不存在。另外，长石是否保存与其成分有关，一般中-基性斜长石易于风化，而酸性斜长石和钾长石抵抗风化能力较强，在沉积岩中出现较多。

云母：为沉积岩中第三类分布较广的矿物，主要为白云母，而黑云母由于含 Fe、Mg 质较多，易于风化分解，在沉积岩中分布就极少。

重矿物（比重大于2.9的矿物）：如锆石、磷灰石、石榴石、蓝晶石、金红石、十字石等，这些矿物虽然含量极少，但性质比较稳定，在划分地层和对比地层上有重要意义。

2．粘土矿物

为硅酸盐或铝硅酸盐类矿物化学分解的产物，是沉积岩中数量较多的矿物。它们种类繁多，主要有高岭石、蒙脱石（胶岭石）、水云母等。所有的粘土矿物有极高的分散性，其粒度大小一般不超过1～2微米（即0.001～0.002毫米）。这类矿物可以是胶体成因的。

3．化学沉淀矿物

包括从胶体溶液中及从真溶液中沉淀出来的矿物，如硅质矿物（蛋白石、玉髓、沉积石英）；碳酸盐矿物（方解石、白云石、菱铁矿、菱镁矿）；硫酸盐矿物（石膏、硬石膏等）；氢氧化物（褐铁矿、铝土矿等）；铁的硅酸盐（海绿石、含铁绿泥石等）；磷酸盐矿物（磷灰石）；盐类矿物（石盐、钾盐等）。

第二节　沉积岩的结构、构造和颜色

结构、构造和颜色是沉积岩的重要特征，它主要决定于岩石的成分，同时也反映了岩石的生成环境，因此，是岩石鉴定、分

类、命名和研究沉积环境的重要依据。

一、沉积岩的结构

沉积岩组成部分形貌上的特征及相互间的组合关系称为结构。如颗粒大小、形状、粒度、圆度等等。根据沉积岩结构的成因特点可分为下列五种基本类型：

1．碎屑结构：主要为碎屑岩所有。

2．火山碎屑结构：主要为火山碎屑岩所有。

3．泥质结构：为粘土岩的结构特征。

4．化学结构：为化学岩的结构特征。

5．生物结构：为生物化学岩和生物岩所特有。

除上述五种基本类型外，在沉积岩中还往往同时可以出现两种或两种以上的混合类型结构。关于各种结构类型的特征将在各类岩石的有关章节中再介绍。

二、沉积岩的构造

沉积岩的构造是指沉积岩中各个组成部分的空间分布和排列方式所反映出来的岩石综合特征。由于沉积岩形成条件的特殊性，决定了其空间分布的典型构造标志为层理构造，其次是各种层面构造、结核、缝合线等等。

（一）层理

层理是沉积岩最重要的构造特征，也是与火成岩、变质岩区别的重要标志。所谓层理就是岩石性质沿垂直方向变化而表现出来的层状构造。它是通过岩石的成分、结构、颜色等的变化而显现出来的。影响层理形成的外部因素是很多的，但最主要的是地壳振荡运动。由于地壳振荡运动引起自然地理环境的变迁，海陆分布、地形的变化，介质性质、运动方向和强度的变化等。另外，气候条件的变化、沉积分异作用也影响层理的形成。

1．层理的基本术语

层理的类型很复杂，为便于描述与研究，常使用很多术语。常用的基本术语有细层、层系、层系组、岩层（层）等。下面说明这些术语的基本标志（图3-9）。

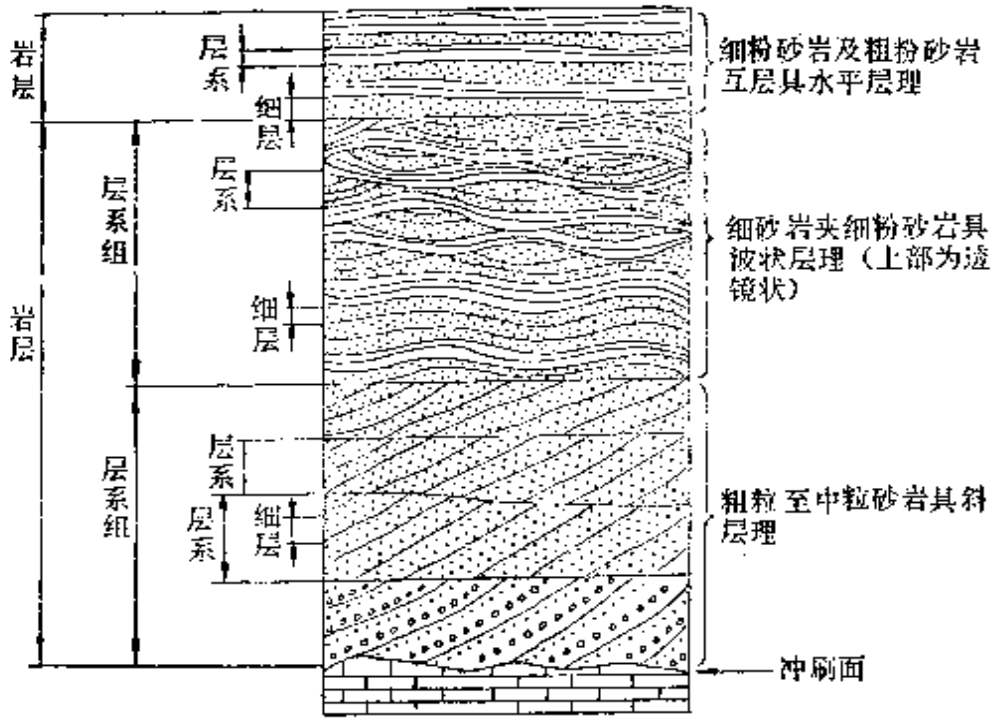


图 3-9　层理的基本类型及细层、层系、层系组与岩层之间的相互关系

1）细层：是层理构造的基本组成单位。它在成分上和结构上都是比较均匀一致的。厚度通常为几毫米，或不到一毫米；例外的情况，可达几米。细层是一定介质动力条件下的同时期内的形成物。

2）层系：由两个或两个以上在结构、成分、厚度、产状等方面相似的同类型细层组成的。厚度可由数厘米至十余米。属于一个层系的细层是在同一沉积环境相似介质动力条件下不同时期的形成物。

3）层系组：两个或两个以上相邻且性质相似的层系可以构成一个层系组。如数个相邻的斜层系就构成一个斜层系组。相邻层系组是在同一沉积环境中不同介质动力条件下形成的。

4）岩层：是层理最大的组成单位，它可以包括一个或数个层系组或层系。相邻岩层是在不同沉积相条件下形成的。岩层的分界面常常是两种不同岩性的分界面。不同岩层的形成主要是地壳振荡运动的结果，因此由于构造运动在地层中出现的冲刷面，必然是两个岩层的分界面，但分界面不一定都是冲刷面。

以上叙述的是一套完整的层理系统。但自然界层理的类型及其变化是多种多样的。有的一个岩层中只包含几个单调的细层，而没有层系和层系组；也有的是一个岩层包含一至数个层系，而没有层系组；还有的岩层由于层理不明显，连细层、层系、层系组等层理现象也分不清。所以在实际工作中要恰当地使用层理术语并进行观察和描述。

2. 层理的分类及其地质意义

研究层理首先要注意它的形态和大小，因为层理的形态反映了介质运动的特性，层理的大小则往往反映了介质运动的强度。

1）根据层理厚度的大小，通常可分为：

巨厚层或块状层	>2米
厚层	2～0.5米
中厚层	0.5～0.1米
薄层	0.1～0.01米
微层或叶片层	0.01～0.001米
显微层	<0.001米

2）根据岩层中层理的形态，可以分为水平层理、波状层理和斜层理三种基本类型，分述如下：

（1）水平层理：层理与岩层的延展方向平行，即平行于岩层面。这种层理的出现，是在水动力比较稳定的条件下形成的。这种条件多出现在海洋、湖泊的深水地带。因为这里潮汐、波浪等作用的影响很小，整个水体几乎处于相对静止状态，物质很少受到水体运动的影响而成层沉积，呈现水平层理（图3-10）。

一般说来，水平层理多出现在粘土岩和化学岩及生物化学岩中，在碎屑岩中出现较少，这是因为碎屑物质往往在未搬运到水介质稳定的地区之前就已经沉积了。

（2）波状层理：层面具波状形态，其总的方向平行于总的岩层面（图3-11）。波状层理是在沉积介质有两个不同或相反方向波浪运动的条件下形成的。一般出现在水介质稍浅的地区，这些地区波浪作用能涉及到水底的沉积界面，使沉积物呈波状起伏，形成了波状层理。

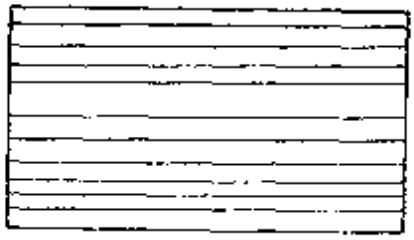


图 3-10 水平层理

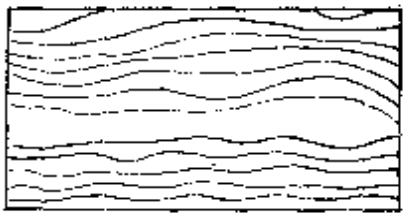


图 3-11 波状层理

波状层理常出现于粉砂岩和细砂岩中。

（3）斜层理：斜层理是由一系列与岩层面成角度相交的细层所组成的(图3-12)。它主要出现于碎屑岩中，在砂岩和粉砂岩中尤为常见。

斜层理根据其产状又可分为单向斜层理和交错斜层理两种：

① 单向斜层理：就是所有的细层都是向同一方向倾斜的，层系间的界面呈水平或倾斜状。斜层系可以是单一的，亦可成组出现。成组出现时斜层系间常夹有水平层系，组成水平层系的物质比组成斜层系的物质为细。

单向斜层理多半是由河流或激流形成的。单向斜层理的倾向代表水流的方向。根据单向斜层理水介质运动的强度不同，又可分为急流型和缓流型两种类型：

急流型：所有细层均向同一方向倾斜，细层界面平直，与上下的水平层系约成45°交角（图3-13)。表明水介质流速加大，常见于山间的河流沉积。

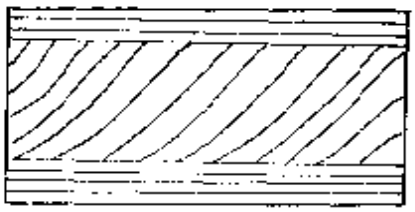


图 3-12 斜层理

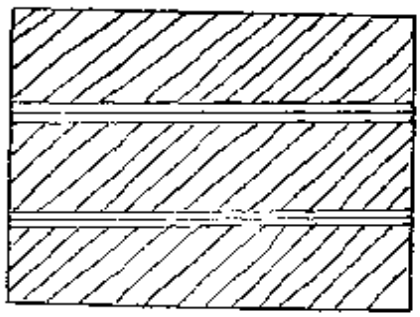


图 3-13 急流型斜层理示意图

缓流型：形态与急流型相似，唯缓流型的细层呈凹面向前的曲线状，倾角较小，一般为15～30°,细层与水平层系底部界面交

角小，呈收敛状，甚至与下伏界面趋于一致（图3-14）。这种层理代表水介质运动缓慢条件下的沉积，常见于平原地区的河流沉积中。

② 交错斜层理：层系界面彼此交错、切割，而且层系中细层的倾斜方向与倾角也是经常变化的，水平层系较少出现（图3-15）。它是当沉积介质作不定向的运动时形成的，如三角洲、海湖滨岸地区。由于水介质的流动及波浪作用不定向，常可形成交错斜层理。

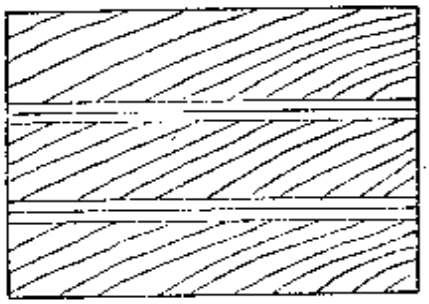


图 3-14 缓流型斜层理示意图

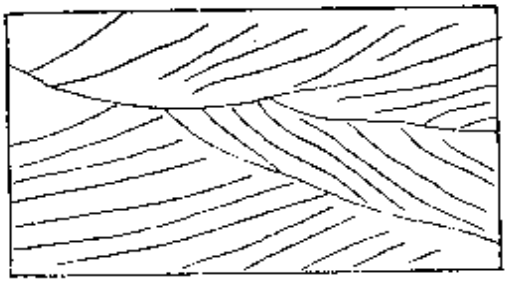


图 3-15 交错层理示意图

风成的交错斜层理其斜层系的倾角较小，一般不大于30°，并且没有水平层系（图 3-16），层理繁杂紊乱，纵横交错，倾向多变。

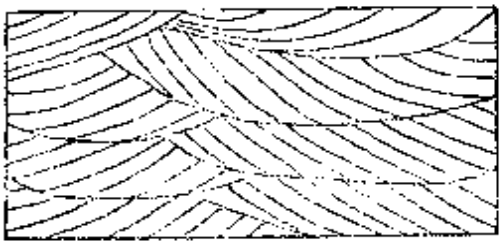


图 3-16 风成交错层理

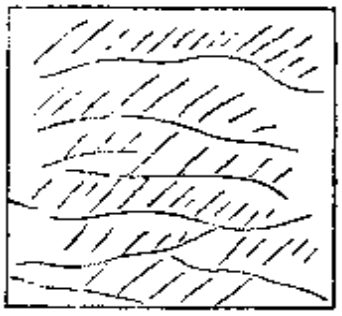


图 3-17 斜波状层理

除上述水平层理、波状层理、斜层理三种基本的层理类型外，尚有一系列过渡类型，如斜波状层理（图3-17）；透镜状层理（图3-18）等。

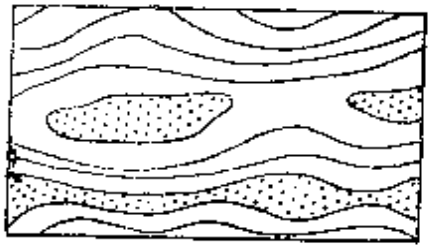


图 3-18 透镜状层理

斜波状层理是斜层理和波状层理之间的过渡类型，通常是在介质运动强度较弱且作定向流动条件下形成的，一般出现在河漫滩的洪水时期。

透镜状层理是由不同成分的波状层理组合而成的。它是在有波浪作用的浅水地带，由粗细不同的沉积物交替沉积而形成的。

3. 研究层理的意义

层理的研究在煤田的普查勘探工作中有很重要的实际意义。首先，根据沉积岩层具有的成层构造特点合理的来分层；其次，根据对斜层理的研究，可以帮助我们来判断地层的顶底，以恢复沉积岩的原始产状。如图3-19所示为三种不同的情况：a、顶向上，地层正常，但已发生倾斜；b、顶向左，地层直立；c、顶向下，地层已经倒转。

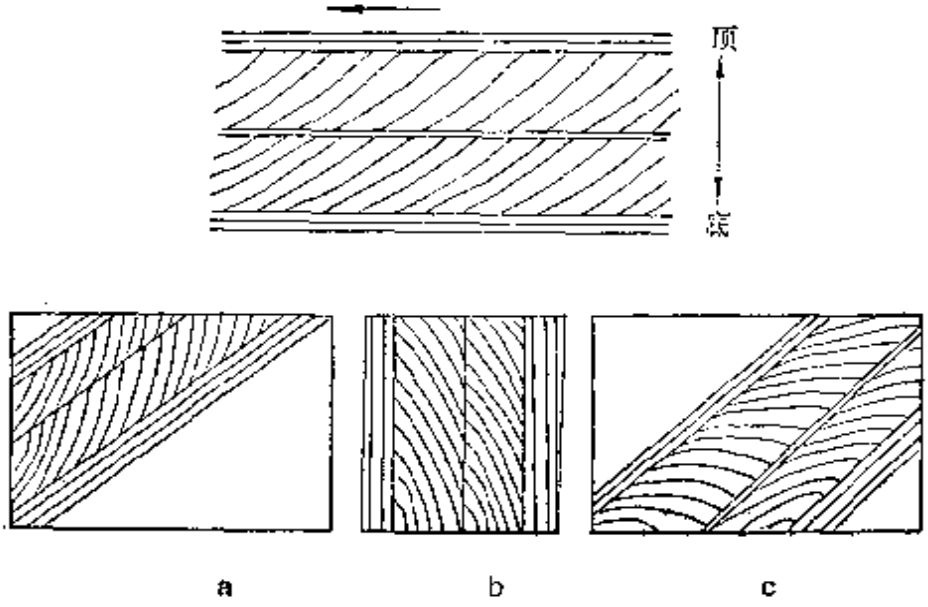


图 3-19　用斜层理确定地层顶底

还可以利用层理的特征来判断当时的沉积环境，判断介质运动的方向和强度。例如，河床相斜层理的特点是斜层理中的每一个层系组由砂或砾所组成，粒度自下往上逐渐变小，呈韵律性分选；而海相斜层理则粒度较均匀。另外，在斜层理中，细层的倾斜方向指示水流运动的方向。

4. 层理的描述

在煤田普查勘探工作中，应当对层理进行细致的观察和描述。一般对层理的描述应注意以下问题：

1）关于细层的描述应注意：

细层的形态：直线的、曲线的或波状的；

细层与细层的关系：平行的或交错的；

细层的倾斜程度：缓的或陡的及其倾斜角度；

细层间界线的连续性与清晰程度；

细层间颗粒的分选性；

细层之间的交替规律：有韵律的互层或无韵律的互层等；

细层的厚度及其均匀性：均匀的还是连续变化的等。

2）关于层系、层系组的描述应注意：

层系、层系组相互间的关系：平行的或切割的；

层系、层系组的方向：是同向还是异向；

层系、层系组间界线的清晰程度；

层系、层系组的厚度等。

3）关于层理形成的原因和显现特征应注意描述：

粒度的变化；

成分的变化；

颗粒的排列方式和方向：水平排列或倾斜排列；

包裹物、植物碎屑，片状矿物的定向或顺层分布情况；

层间裂隙的泥质及其它充填物；

岩石颜色的变化等。

（二）层面构造

常见的层面构造有波痕、泥裂及各种印模等。研究这些层面的构造标志，也可以帮助判断其沉积岩生成条件、介质运动的方向和确定地层的顶底等。下面对波痕及印模作扼要的叙述。

1．波痕

由风吹、水流或波浪在尚未固结的沉积物表面作用而生成的一种波状起伏的构造，经成岩和后生作用后被保留下来，叫波痕。它是由无数相互近于平行的波状曲线所组成，波峰的延向垂

直于作用力的方向（图3-20）。有时风、水流等作用力不只一个方向，也可以形成二组以上的波痕，互相干扰而成蜂巢状。

波痕在砂岩和粉砂岩中最为常见。

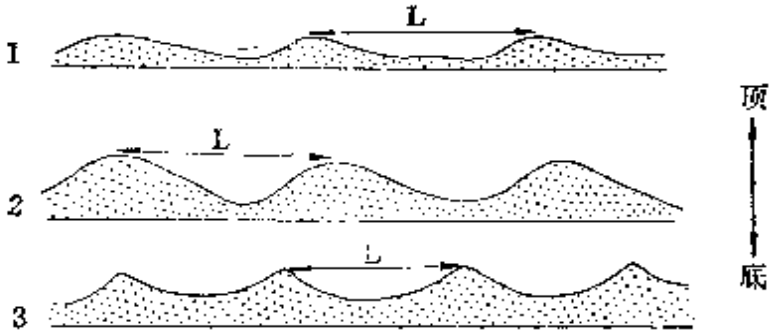


图 3-20 各种不同成因波痕图

1—风成波痕；2—水流波痕；3—浪成波痕

2. 印模

是指形成于岩层层面上的凹凸不平的印痕。它的成因是多种多样的，最常见的一种是由于水流携带砂质物质冲刷粘土层而形成的。其形状有舌状、长条状、针状等，彼此平行排列。

印模可以确定水流的流向，水流是向着印模的尖端流动的（图3-21）。此外，根据印模还可以帮助我们判断地层的顶底。

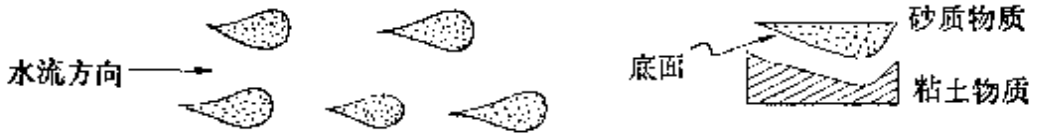


图 3-21 舌状印模示意图

（三）结核

结核是指岩层中与围岩成分有显著差别的矿物团块。其形状极为多种多样，有球状、卵状、扁球状及各种不规则形状。结核可以单独存在，也可以成群体呈断续层状分布。其大小从数毫米一直可达几米，甚至更大。

结核在沉积、成岩、后生作用各个阶段均可生成，特别是软泥沉积物及容易被溶液渗透的岩石，最有利于结核的生成。它的成因与胶体沉积、软泥中物质的运移以及地下水的渗透有关。岩

石中分散物质的重新分配和集中均可产生结核。

1．沉积结核（同生结核）：是结核体与沉积物同时形成的结核。

沉积结核的生成方式，可以是胶体物质围绕某些质点中心沉淀而成，具有同心圆状结构和核心；也可以是胶体物质呈凝块析出，其成分与同时生成的沉积物不同。常见的沉积结核有硅质结核、现代海底的磷、锰、铁结核。沉积结核和围岩界限清晰，围岩层理多绕结核而过（图 3-22 a），结核体的排列方向和层理是一致的，只可能见于层面中，不可能在节理面中出现。

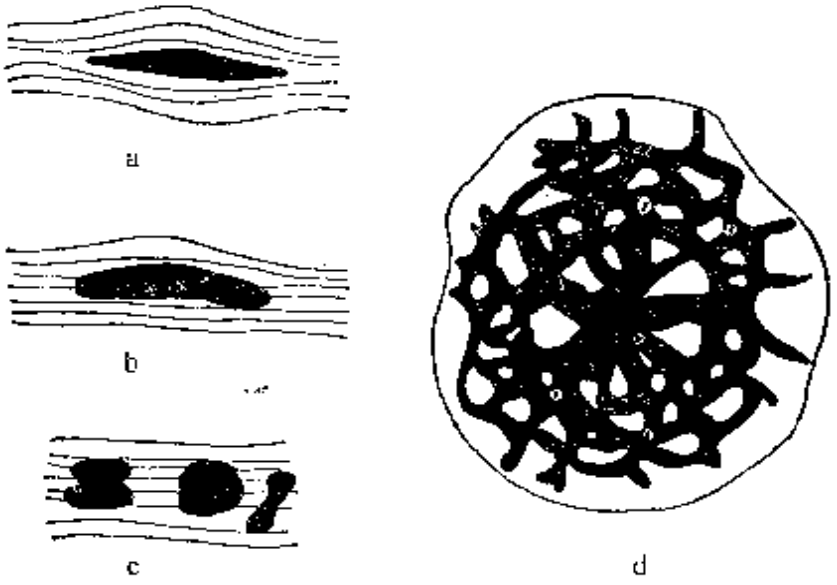


图 3-22　结核类型示意图

a—沉积结核；b—成岩结核；c—后生结核；d—龟背石（菱铁矿。Ф·В·丘赫诺夫）

2．成岩结核：是在成岩作用过程中形成的。它的特征是结核体部分切穿层理，部分被层理掩盖起来，在结核体上部层理发生弯曲现象（3-22b）。

成岩结核生成于富含胶体物质的沉积物内部，在软泥中更为常见。成岩结核形成的原因是沉积物脱离沉积环境后，胶体物质围绕某些中心体凝结沉淀而成。胶体物质系来自沉积物的内部，也可以和沉积物发生局部化学反应而成。因此，结核体与围岩往往呈过渡关系，界限不明显。结核干燥时体积收缩，常产生裂隙

或空洞，其中充填各种矿物质，通常裂隙由内向外逐渐尖灭，这种结核称龟背石（图3-22d）。

3．后生结核：是在沉积岩形成以后产生的，多由地下水的作用形成。后生结核的特征是结核体切穿层理，而见不到层理发生弯曲现象（图3-22c）。孔隙度较大的沉积岩有利于后生结核体的生成。这种结核的成分往往是和胶结物的成分是一致的，其形状往往不规则，可以出现于层理面中，也可以出现于节理面或岩石的裂隙中。

在含煤建造中结核分布颇广，常见的有菱铁矿结核、黄铁矿和白铁矿结核及燧石结核等。有的还可形成具有工业价值的沉积矿床，如湖南中部早石炭世测水组含煤建造和四川盆地早侏罗世香溪群含煤建造中的菱铁矿矿床。黄铁矿、白铁矿和菱铁矿结核多分布于沼泽相、湖泊相、泻湖相、海湾相的粉砂岩和粘土岩中，燧石结核则分布于浅海相的石灰岩中。

含煤建造中的菱铁矿、黄铁矿和白铁矿结核多形成于沉积和成岩阶段。菱铁矿结核体常呈浅灰色或淡青色的致密微粒状，有时因含有大量有机物质和粘土物质而呈深灰或青灰色，风化面氧化成褐铁矿而呈黄褐色或红褐色。通常菱铁矿结核体比围岩比重大、硬度高，多分布于湖泊相、泻湖相的粉砂岩和粘土岩中，也可出现于煤层本身或其顶底板岩石中。它代表了弱还原环境的生成物。

黄铁矿和白铁矿结核体常呈金黄色、黄白色、淡绿色等，风化成褐铁矿后呈黄褐色。有时它们呈粒状集合体或细粒分散状。多产于深水湖泊相、沼泽相的粘土岩或产于煤层之中，且多与菱铁矿结核体共生。代表还原至强还原环境的生成物。

对含煤建造结核的成分、形状、大小、数量及分布等作详细研究，不仅可以了解含煤建造沉积岩的形成过程，而且还可以用来划分和对比地层，称结核对比法。

（四）缝合线

缝合线是指常发育于碳酸盐类沉积岩剖面中的一种锯齿状曲

线（图3-23），而平面上则是一种参差起伏的表面。发育着缝合线的面称为缝合面，沿此面易裂开。

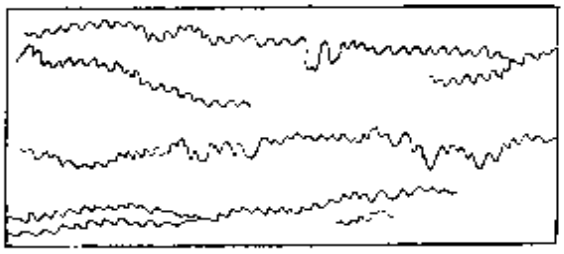


图 3-23 缝合线构造示意图

缝合线构造除常出现在碳酸盐类岩石中外，在砂岩、粘土岩、凝灰岩、甚至在变质岩的片岩中也可出现。它的分布多与层面平行，也可以斜交。与层面平行的缝合线分层间缝合线和层内缝合线；前者发育于两种不同岩性的层间；后者发育在同一层岩层之内。

缝合线构造一般认为是一种次生现象，关于它的成因曾有过不少解释，最流行的观念是溶解压力说。即沉积岩在后生作用阶段，相邻岩层由于地下水溶液沿岩层面或其它裂缝进入，在压力作用下，不纯的碳酸盐岩发生选择性溶解作用并互相挤压而形成。

对缝合线的研究可以帮助我们判断层面（因为一般缝合线代表层面）和推断岩层的顶底板（因为缝合线的底板上有褪色带，顶板上有碎屑石灰岩等伴生现象）。原生的缝合线还有对比地层的意义。

三、沉积岩的颜色

沉积岩的颜色不仅是鉴定岩石的重要特征，而且它也反映了岩石的成分、成因和结构，有助于我们寻找沉积矿产。我们描述岩石时，总把颜色放在最前面，并把它作为分层对比和分析古地理环境的重要标志之一。

（一）沉积岩颜色的成因

在观察和描述颜色时，首先应当分清颜色的成因。根据沉积岩颜色的成因一般分为继承色、自生色、次生色和混合色四种。

1．继承色：主要是由组成岩石的矿物碎屑的颜色来决定的，在某种程度上它继承了原岩的颜色。碎屑沉积岩常具有这种颜色。如长石砂岩常呈浅红色，是因为砂岩中的长石碎屑是由花岗岩中的钾长石机械破坏后而继承下来的。

在沉积岩中继承色能被保留下来，说明当时风化、剥蚀、搬运和沉积作用都进行得很快，化学风化弱；同时也说明了在成岩和后生阶段化学作用也较弱。

2．自生色：是在沉积和成岩阶段自生矿物造成的颜色。如海绿石砂岩呈绿色，是因其中含有绿色的自生矿物海绿石。具鲕状结构的铁质岩呈红褐色，是因岩石由红褐色自生赤铁矿组成的等等。化学岩的颜色常属这种类型。

继承色和自生色也可统称为原生色。一般原生色均匀稳定，沿走向方向颜色不变，与层理一致，分布面积广。

3．次生色：是岩石形成以后，由于后生作用或风化作用，引起原来岩石的成分发生变化，产生新的次生矿物，致使岩石变色。它主要取决于次生矿物的颜色。如在露头上见到的红褐色砂岩或粘土，是由于原来岩石中所含的黄铁矿分解生成红色的褐铁矿所致。

次生色颜色不均匀，呈斑点状，沿层理面或裂隙处颜色有变化，局部分布，在风化带较发育。

4．混合色：具有两种或两种以上成因的颜色称混合色。多数沉积岩具混合色。

（二）各种自生色的沉积环境

沉积岩的自生色可以帮助我们分析沉积介质的物理化学条件，并间接的来推断当时的古地理环境。常见的自生色如下：

1．白色或很浅的色调：是由于岩石中不含Fe、Mn的化合物和有机物，或含钙量很高，如质纯的岩盐、白云岩、石灰岩、高岭土和石英砂岩等。

2．灰色和黑色：岩石中含有机质（碳、沥青质）或含有二价铁的细分散状的黄铁矿。含量多时就呈黑色；少时呈灰色。这表明当时沉积介质是还原性质的。

3．红黄色：是由于岩石中含铁的氧化物或氢氧化物多的缘故，表示当时沉积介质是氧化性质的。它是大陆沉积物的特征，并显示是在气候比较炎热干燥的条件下形成的。

海成的沉积物也有呈红色的，这多半是由于海底火山喷发物质的影响或沉积物氧化所致。

在红色地层中常夹有红绿色或绿紫色的斑点或其它杂色，这是由于铁的氧化程度不同所造成的。局部地方的铁发生还原而显现斑点。观察时可以发现绿色的斑点中心常为黄铁矿晶体或有机物质。

4．绿色：多数是由于岩石中含有二价和三价铁的硅酸盐（如海绿石、鲕状绿泥石等）引起的，少数是因有含铜和含铬的矿物（如孔雀石和铬高岭石等）。

碎屑岩中的绿色除了自绿色的自生矿物造成以外，有的是由于含有绿色的碎屑矿物（如角闪石、阳起石、绿泥石、绿帘石等）所致。

假如岩石中二价铁和三价铁同时存在，其颜色就决定于这两者的对比关系。总的规律是由二价铁至三价铁，岩石颜色由黑色—灰色—绿色—黄色—棕色—红色，介质性质也由还原—弱还原—中性—弱氧化—氧化，铁的矿物由黄铁矿—菱铁矿—鲕绿泥石—海绿石—褐铁矿和赤铁矿。

5．蓝色和天青色：是石膏、硬石膏、天青石和岩盐等特有的颜色，有时蓝色是由蓝铁矿和蓝铜矿引起的。

6．紫色：紫色和红色很难分开，都是由于岩石中含有高价铁的氧化物或氢氧化物的缘故。少数情况是含土状萤石所致。

（三）颜色的描述方法

颜色的描述应按照一定的规则，以利于统一和便于使用。描述时应该以深浅表示色调，如果用一种颜色名称不足以表示岩石的主要颜色时，便可用复合名称。描述时把主色放在后面，次色放在前面当作形容词。例如深紫红色、浅蓝灰色等。

影响颜色的因素是多方面的，除了岩石的成分外，粘度大小、干湿程度等都有关系。描述时还因主观的估计不同，同种颜色经不同人描述也不会完全一致。近年来用光度计来鉴定颜色可以作出定量的精确测定。

颜色是沉积岩的重要鉴定特征之一，它可以用来对比地层，也是分析岩相古地理的重要标志，还可以确定沉积时介质的性质——氧化或还原环境；同时对于地球化学找矿也是重要的标志之一。

第三节 沉积岩的分类

一、概述

沉积岩种类繁多，对它的分类是沉积岩石学的重要问题之一。分类的目的在于按其本质上的差异，将种类繁多的沉积岩分别归属于不同的类型，以便更好地认识它们和利用它们。所以分类应该明确清晰而又系统，还要便于应用。

由于沉积岩的多样性，故通常采用多级分类的方法。一般是以成因作为基本类型的划分依据，而以成分、结构、构造等特征作为进一步分类的依据。

岩石成因指的是沉积作用的性质和环境，沉积物质的来源，沉积分异的顺序，成岩作用的方式等。所以成因分类的优点在于这种分类不仅反映了各类岩石在成因上的不同，而且也反映了主要成分及结构特点上的差异。

二、沉积岩的主要类型

根据上述原则可把沉积岩划分为三大类。

（一）碎屑岩类

主要为碎屑物质组成的岩石。根据碎屑物质的成因、成分和结构构造的特点可分为二个亚类。

1．火山碎屑岩：主要由火山喷出的火山碎屑物质就地或在附近堆积而形成的岩石，如集块岩、火山角砾岩、凝灰岩等。

2．正常碎屑岩：主要由母岩经过风化作用后所产生的碎屑物质组成的岩石，如砾岩（角砾岩）、砂岩、粉砂岩。

（二）粘土岩类

主要由母岩化学分解的产物粘土矿物所组成。其中常含少量细碎屑物质。本类岩石可按固结程度、成分、结构、成因而进一

步细分。

（三）化学岩和生物化学岩类

本类岩石是母岩化学分解所形成的溶解物质，呈真溶液或胶体溶液搬运，通过化学作用及生物的作用沉积形成的岩石。由生物遗骸直接堆积而成的岩石亦属此大类。本类岩石按成分可细分为：铝质岩、铁质岩、锰质岩、硅质岩、磷质岩、碳酸盐岩、盐岩、可燃性有机岩等。

在各种基本类型的岩石之间，可以出现一系列过渡类型的岩类。这些岩石称为混积岩。

第三章　碎　屑　岩

碎屑岩是以碎屑物质为主组成的岩石。大多数碎屑岩其碎屑物质是由母岩经机械风化破碎的产物，这种碎屑岩称“正常碎屑岩”或简称“碎屑岩”；少数碎屑岩是由火山喷发的碎屑物质直接堆积形成的，叫“火山碎屑岩”。

碎屑岩在沉积岩中占有很重要的地位，对它的研究具有重要的意义，其主要原因是：

1．分布广：在沉积岩中碎屑岩是分布很广的一类岩石，它仅次于粘土岩而居第二位，特别是砂岩。

2．碎屑岩是研究岩相古地理的很好依据：碎屑岩多半保存了其原生沉积时的特点，比其它沉积岩容易保存更多的成因标志，就为恢复它们的沉积条件和古地理环境提供了较多和可靠的依据。

3．在含煤建造中，特别是陆相含煤建造中，碎屑岩的数量常占重要地位，它们和煤层的形成和赋存条件密切有关，所以对煤田地质勘探工作来说，碎屑岩常是重要的研究对象。

第一节　碎屑岩的成分和结构

成分和结构是我们鉴定岩石最重要的特征。

一、碎屑岩的成分

碎屑岩的成分由两类物质组成，一类为碎屑颗粒，占岩石含量的50%以上，它是决定碎屑岩主要性质的物质；另一类为胶结物，它是胶结碎屑颗粒的物质，多数为化学沉淀物及粘土物质，是碎屑岩的次要组分。

碎屑颗粒又可分为矿物碎屑和岩石碎屑。

（一）矿物碎屑

在碎屑岩中已发现的矿物碎屑有一百多种，其中主要的是石英、长石、云母、重矿物和岩屑。

1. 石英

石英是碎屑岩中分布最广的矿物。尤其在砂岩和粉砂岩中，据统计平均含量达66.8%。由于石英的物理和化学性质稳定，抵抗风化能力强，在火成岩和变质岩中含量又较多，所以母岩破坏后分离出来的石英，经风化搬运过程中的溶解磨蚀以后，大部分仍能被搬运到沉积盆地中堆积下来。

不同来源的石英碎屑其特点往往不同，因此可根据石英的特点来推断来自何种母岩，但这通常需要在镜下才能解决。由于搬运过程中的磨蚀和胶结物的污染，肉眼观察时，石英原来的油脂光泽在碎屑颗粒上往往变得晦暗不清，但在新鲜断口面上仍清晰可见。石英颗粒的颜色常为灰白、烟灰、也有淡黄、褐黄以至深褐色等。质纯的石英为无色透明，有时在岩石中由于其背景的颜色而呈现出不同的色调。胶结物的性质也会影响石英颗粒的色调，如胶结物为紫红色的氧化铁时，则石英颗粒也随之呈现出红色色调。

2. 长石

长石在碎屑岩中的含量仅次于石英。在我国含煤地层的砂岩中，长石的含量相当高。

长石较石英易于风化，颗粒表面常因高岭土化或绢云母化而被污染，不如石英光洁。同时碎屑的轮廓也常显得模糊不清，而石英颗粒的轮廓往往是很清晰的，用放大镜观察易于区别。其

次，风化后的长石硬度降低，小刀刻得动，而石英颗粒是刻不动的。鉴定时还要注意风化后的长石与粘土质的胶结物质相区别，一般前者色调较浅，常残留自形或半自形轮廓，而后者色调较深，没有一定形状。

在各类长石中，最稳定的是钾长石，其次是酸性斜长石，基性斜长石最易风化，所以碎屑岩中常见的多是钾长石（正长石为主，微斜长石为次）。由于长石易风化，所以长石主要分布于较粗粒级的碎屑岩中，粉砂岩中含量较少。

碎屑岩中长石的含量、种类和标型特征与沉积盆地周围母岩性质、地形、气候和构造运动等因素有关。若盆地周围山区主要为富含长石的花岗岩类和片麻岩类岩石，则风化破碎后形成的长石碎屑就多。长石颗粒能否保留下来转入沉积物中，还与当时风化作用性质和程度有关。如该区地壳运动剧烈，地形差异大，气候干燥寒冷，则风化作用以机械破碎为主，而且剥蚀强烈，搬运和沉积迅速，碎屑物质经过较短距离的搬运便堆积下来，因而大量的长石得以保存。反之，如当时地壳运动比较缓和，地形平缓，气候潮湿温暖，则化学风化作用显著，侵蚀搬运和堆积慢，长石碎屑受到较长时间的溶蚀，就大部分被分解，不易保存下来。

由此可见，利用长石碎屑可以判断母岩性质，在推断古气候、古地形、古构造以及碎屑物质的搬运方向、确定陆源区的位置等方面都是很有意义的。

3．云母

碎屑岩中云母类矿物以白云母居多，黑云母因容易风化分解，在碎屑岩中很少出现，除非在离母岩很近的地区，有时可见到母云母。白云母的化学性质稳定，抵抗风化的能力强，在砂岩、粉砂岩甚至粘土岩中都较常见，因易破碎成鳞片状，多集中分布在层面上。

4．重矿物

在碎屑岩中重矿物的含量一般不超过1%，但却很重要。它

们以碎屑成因为主，多数是火成岩和变质岩的副矿物。这些矿物的特征明显，种类多，性质稳定，且多富集在沉积岩层的剥蚀面上或其附近，因之，多利用重矿物来追索母岩、划分和对比地层。

由于同一种副矿物也可以出现在几种不同的母岩中，所以我们利用重矿物来判断母岩性质时，不是利用个别矿物，而是利用重矿物的组合（矿物群）。不仅要用重矿物组合，而且要结合轻矿物组合，只有这样才有把握。

现将各主要岩类的轻、重矿物组合列表如下（表3-5）：

表 3-5　各类岩石的轻、重矿物组合

（根据 1947 В·Л·巴图林表）

母　岩	矿　物　组　合	
花岗岩和花岗闪长岩	重矿物	锆英石、榍石、磷灰石、黑云母、普通角闪石
	轻矿物	石英、正长石、微斜长石、酸性斜长石
安山岩和玄武岩	重矿物	辉石、普通角闪石
	轻矿物	安山岩或玄武岩的碎屑、中、基性斜长石
超基性岩	重矿物	尖晶石、铬铁矿、橄榄石、紫苏辉石
	轻矿物	超基性岩的碎屑、基性斜长石、蛇纹石
变质岩	重矿物	蓝晶石、十字石、夕线石、石榴石
	轻矿物	具波状消光和镶嵌结构的石英
沉积岩	重矿物	锆英石、金红石、石榴石、电气石（它们颗粒较圆）
	轻矿物	颗粒圆滑或具自生加大的石英

（二）岩石碎屑（岩屑）

在碎屑岩中特别是粗粒碎屑岩中，会有各种各样的岩屑出现。砂岩中也常见，粉砂岩中则基本上没有岩屑。

岩屑的出现具有一定的规律，凡是晶粒较粗的岩石碎屑，如花岗岩、片麻岩等，常出现在粗粒碎屑岩中；而隐晶质、玻璃质或细晶质的喷出岩岩屑和变质岩中的千枚岩、片岩岩屑，则常出现在中粒和细粒碎屑岩中。

另外，岩屑能否被保存下来与原来母岩抵抗风化能力的强弱有直接的关系。例如，燧石岩、石英岩和石英砂岩等是抵抗风化能力较强的岩石，这些岩石的岩屑常常可以被保存下来；反之，抵抗风化能力较弱的岩石，如石灰岩、粘土岩等则岩屑就不易被保存。

岩屑是判断母岩性质最直接、最可靠的标志。岩屑的特征与母岩的特征基本相同。但岩屑在风化、搬运过程中，因溶解、磨蚀等原因而可能产生一些异样特征，这就要与母岩进行对比鉴定。一般粗粒岩屑较易鉴定，颗粒较细的岩屑鉴定就困难一些。

（三）胶结物质

是使碎屑颗粒胶结起来的物质，在岩石中分布较均匀。胶结物质主要是化学成因的物质，它使最初沉积下来的松散碎屑物，经过胶结物的胶结作用才成为固结的岩石。一般说来，碎屑岩的固结主要是由于胶结作用。

常见碎屑岩的胶结物质有硅质、钙质、泥质、铁质、海绿石质等几种。用肉眼观察时，可以根据下列特征来初步鉴定：

1．硅质胶结物：主要是蛋白石、玉髓和石英。与碎屑岩中的石英颗粒颜色相同，致密状，碎屑颗粒与胶结物之间界限不易分辨，硬度大于小刀，加稀盐酸不会起泡，岩石胶结牢固，锤击之不易破碎。

2．钙质胶结物：主要以方解石为主，白云石、菱铁矿次之。一般钙质胶结物色浅，常为白色、灰白色或淡黄色，硬度小于小刀，滴加10%浓度的稀盐酸就会剧烈起泡，即为钙质（方解石）胶结物；如果滴加稀盐酸不起泡，但刮成粉末后再加盐酸就微弱起泡，则为白云质（$CaMg[CO_3]_2$）。如是菱铁矿胶结的，则岩石的比重就较大。

3．泥质（粘土质）胶结物：其矿物成分以水云母为主，其次是高岭石和蒙脱石。泥质胶结物为土状，泥黄色、硬度小，有粘舌性，有时用水可以泡软。岩石胶结比较疏松，锤击之易破碎，且常有泥土味。

4．铁质胶结物：主要是铁的氧化物和氢氧化物，如赤铁矿、褐铁矿等。常呈红、褐、黄褐、棕红等颜色，因而岩石也随之显现红、褐色等色调，比重也较大。

5．海绿石和鲕绿泥石质胶结物：常呈绿色，风化后岩石颜色常带有褐色斑痕。

以上五种胶结物是最常见的，其次还有硫酸盐质（石膏、硬石膏）胶结物、磷酸盐质胶结物等。

上述胶结物质中以泥质胶结物分布最广，在任何成因的碎屑岩中都可出现，但主要见于分选较差的岩石中。钙质胶结物多发育在海洋沉积的岩石中，在大陆沉积中也可见到；白云石质和菱铁矿质胶结物主要是海洋沉积，也见于水流不畅的海湾或泻湖环境；硅质胶结物多数形成于成岩作用晚期或后生作用阶段；铁质胶结物常见于海洋沉积物中，也出现在大陆沉积物中；海绿石和鲕状绿泥石在滨海浅海环境中沉积较普遍，湖泊沉积中也有。

二、碎屑岩的结构

对碎屑岩结构的观察从以下四方面入手，即：碎屑颗粒的大小（粒度）、形状（磨圆度）、分选性（分选度）和胶结类型。

（一）碎屑颗粒的大小

碎屑颗粒的大小，称为“粒度”。它是碎屑岩的最重要和最基本的结构特征。在正常碎屑岩中粒度的变化是连续的。为了研究和使用方便，将其分为一系列的等级，叫“粒级”。

通常把碎屑岩的碎屑颗粒划分为三个粒级：即砾、砂和粉砂。目前常用的粒度分级可见表3-6。

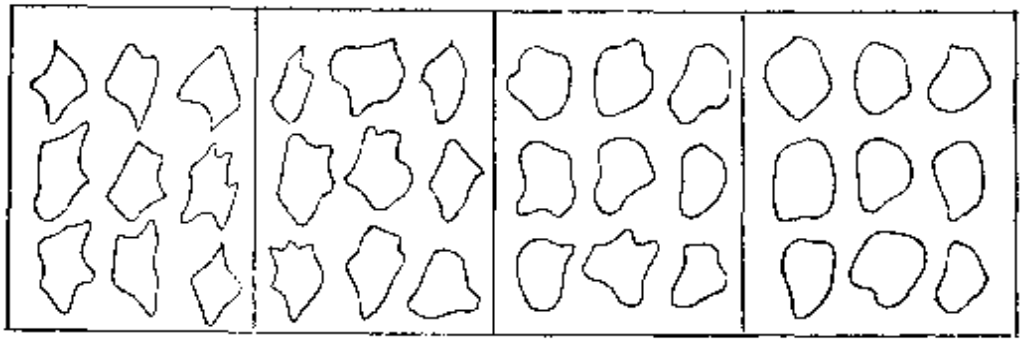
按碎屑颗粒的粒度来划分碎屑岩的结构类型是以其中主要粒级占50%以上来确定的。如次要粒级占50～25%，则在前面加“××质”，如粉砂质细粒砂岩，次要粒级＜25%，则在前面加“含××的”，如含细砾的粗粒砂岩等。

（二）碎屑颗粒的形状

在肉眼观察和描述时，通常把碎屑的磨圆程度（滚圆度或简称圆度）划分为棱角状、次棱角状、次圆状及圆状四级（图3-24）。

表 3-6　碎屑颗粒粒度分级表

碎屑粒径范围(毫米)	粒级名称			岩石命名（该粒级含量>50%）		
>1000	岩块		粗碎屑	岩块岩(岩块角砾岩)		粗碎屑岩
1000～500	粗	巨砾		粗	巨砾岩(巨砾角砾岩)	
500～250	中			中		
250～100	细			细		
100～50	粗	卵石		粗	卵石岩(卵石角砾岩)	
50～25	中			中		
25～10	细			细		
10～5	粗	砾石		粗	砾石岩(砾石角砾岩)	
5～2	细			细		
2～1	巨	砂	砂＝中碎屑	巨	砂岩＝中碎屑岩	
1～0.5	粗			粗		
0.5～0.25	中			中		
0.25～0.1	细			细		
0.1～0.05	粗	粉砂	粉砂＝细碎屑	粗	粉砂岩＝细碎屑岩	
0.05～0.01	细			细		
<0.01	粘　　土					



a、棱角状　　b、次棱角状　　c、次圆状　　d、圆状

图 3-24　碎屑颗粒的圆度

1．棱角状：颗粒具尖锐的棱角，说明碎屑基本未经搬运磨损。

2．次棱角状：颗粒具棱角，但尖角并不十分突出，棱线较平直，有磨损的痕迹，一般说明碎屑经短距离搬运。

3．次圆状：棱角有显著磨损，棱线略有向外凸出，一般说明碎屑经过较长距离的搬运。

4．圆状：颗粒的棱角全部磨损消失，棱线向外凸出呈弧线状，一般说明碎屑曾经过长距离的搬运和磨损。

碎屑颗粒的圆度除与搬运距离有关外，主要还决定于颗粒本身的成分和物理化学性质，也与碎屑大小、形状、硬度、种类等有关，如同种类颗粒大者易磨圆，颗粒硬度小的易磨圆等。

（三）碎屑颗粒的分选性

分选性是指相同粒级的碎屑颗粒相对集中的程度。肉眼观察时，通常把分选性分为三级：

如同一个粒级颗粒集中的程度达到75%以上时，叫分选性好。

如同一个粒级颗粒集中的程度不足50%时，叫分选性差。

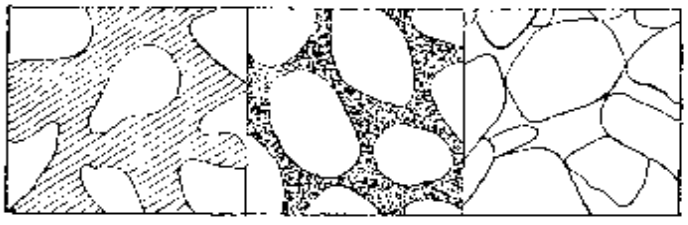
介于以上二者之间的叫分选性中等。

（四）胶结类型

胶结物质在碎屑颗粒中的存在状态叫胶结类型。胶结物质是指充填于碎屑颗粒之间的粘土物质及化学沉淀物质，如泥质、钙质、铁质、硅质等。它们在岩石中不占主要地位，其含量<50%。

胶结类型能反映出胶结物质在岩石中的含量以及生成条件和沉积后遭受的次生变化情况。一般对砾岩、巨粒和粗粒砂岩中的胶结物及胶结类型可直接用肉眼观察确定，更细粒级的砂岩及粉砂岩则需借显微镜来鉴定。

胶结类型主要有以下几种（图3-25）：



a、基底胶结　b、孔隙胶结　c、接触胶结

图 3-25　胶结类型

1. 基底胶结：胶结物含量较多，碎屑多孤立地分散在胶结物中，彼此不相接触或仅有少数颗粒相互接触（图3-25 a）。此种胶结类型的胶结物，大部分是和碎屑颗粒同时沉积而成的。这种胶结类型最坚实。

2. 孔隙胶结：胶结物的含量不多，碎屑颗粒彼此相接触，胶结物质仅充填在颗粒间的空隙之中（图3-25 b）。

3. 接触胶结：胶结物含量更少，只是在颗粒接触处才有胶结物，胶结不结实。接触胶结的孔隙度最大，易于透水，有利于水和石油在地下的运移（图3-25 c）。

以上三种胶结类型在碎屑岩中经常见到，是最基本的胶结类型，但在同一岩石中，上述两种甚至三种类型同时存在的情况也是常见的，可称为混合胶结类型。

除上述胶结类型外尚有嵌晶胶结、再生生长胶结、溶蚀胶结等类型。胶结类型与岩层的时代也有关，较古老的岩层，胶结物充填较充分，不易见到接触胶结。

第二节　火山碎屑岩

一、火山碎屑岩的一般特征

（一）概述

火山碎屑岩是指含有50%以上的火山碎屑物质所组成的岩石。这些火山碎屑物质是火山喷发时的产物。这些物质直接从空中坠落，未经搬运或只经过短距离的搬运便堆积下来。如果这些物质降落在熔岩流里面，便形成向熔岩过渡的熔岩火山碎屑岩；如果降落在水盆地中，便与正常沉积的物质混杂在一起，这种岩石称为层火山碎屑岩。因此，从成因和成分上来看，火山碎屑岩是喷出岩和正常沉积岩之间的过渡产物。

需要指出的是喷出岩破坏后所形成的碎屑物质，再经搬运沉积而形成的岩石不是火山碎屑岩，而是正常碎屑岩；喷出的熔岩流直接冷凝而成的岩石，也不是火山碎屑岩，而属于火山岩（喷出岩）。

（二）火山碎屑岩的物质成分

火山碎屑岩的碎屑物质包括三种：熔岩碎屑（包括少量围岩碎屑称岩屑）、晶体碎屑（称晶屑）、玻璃碎屑（称玻屑）。

1．岩屑：包括喷出的熔岩碎屑和少量的围岩碎屑。尚未完全凝固的熔岩物质具有可塑性和粘性，当喷发至空中，由于本身发生旋转运动常形成椭圆形、纺锤形的熔岩块，称之为火山弹。围岩碎屑是已凝固的火山岩及其它岩石，当火山喷发时被冲碎形成，多半为尖棱角状的角砾，岩屑的形状多样，大小不一，可由微细粒到直径达数米的巨块。

2．晶屑：指岩浆未喷发前在地下结晶时析出的矿物斑晶（如石英、长石、黑云母、辉石、角闪石等），在火山喷发时被崩碎形成。晶屑的大小一般不超过2～3毫米，其特征是常具有尖锐的棱角，但经常保持原来晶体的自形程度（图3-26）。石英、长石的晶屑还常有熔蚀现象。

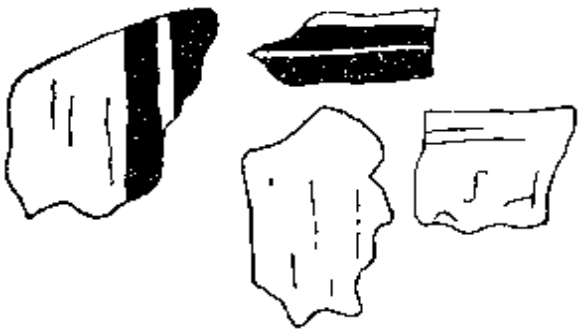


图 3-26 晶屑外形

3．玻屑：即火山玻璃碎屑。火山爆发时，炽热的熔浆受到其内部的气体和液体的巨大压力，被冲碎成极小的物质，抛往空中旋转时迅速冷却而来不及结晶，就形成了玻璃质。玻屑常具有尖锐的棱角和各种奇特的外形（图3-27）。

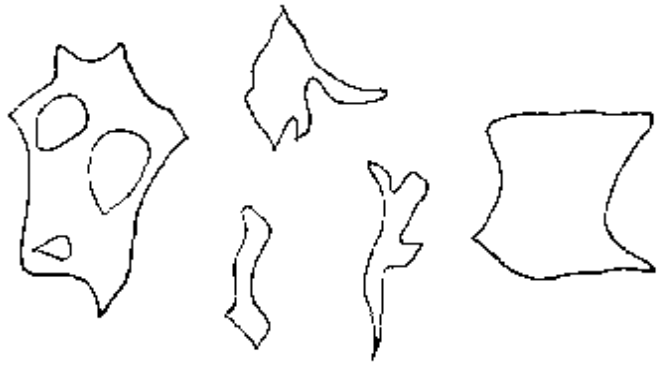


图 3-27 玻屑外形

以上三种成分（岩屑、晶屑和玻屑）往往不单独存在，而是混杂在一起，不过以一种为主，共同构成火山碎屑岩的物质成分。

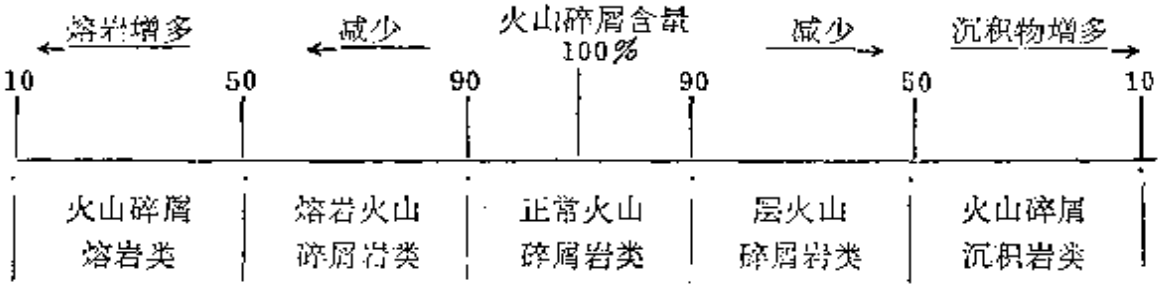
（三）火山碎屑岩的颜色和结构

火山碎屑岩常与各种熔岩成互层产出。由于高温氧化，常呈紫红色，此外也常有嫩绿色、灰白色、灰紫色等。细粒的火山碎屑岩风化后常成粉末状。由于火山碎屑物质很少经过水的搬运，故分选性极差，碎屑多具棱角状，边缘锋锐。此种结构称为凝灰结构，为一般火山碎屑岩的典型结构。

二、火山碎屑岩的分类和命名

目前主要从以下三方面进行分类和命名：

1．根据火山碎屑物质、沉积物质和熔岩物质三者的相对含量把火山碎屑岩划分为以下五种基本类型：



火山碎屑岩中，火山碎屑物质的含量应在50%以上，如火山碎屑物质含量＜50%，已过渡为熔岩或正常沉积岩的范围。

2．根据粒度、结构可把（正常）火山碎屑岩分为如下三类：

1）直径＞100毫米具集块结构的称集块岩；

2）直径 100～2 毫米之间的具火山角砾结构的称火山角砾岩；

3）直径＜2毫米具凝灰结构的称凝灰质岩。

凝灰岩还可以根据其火山碎屑物的物质状态分为晶屑凝灰岩、玻屑凝灰岩、岩屑凝灰岩和混合类型凝灰岩（凝灰岩）等（图3-28）。

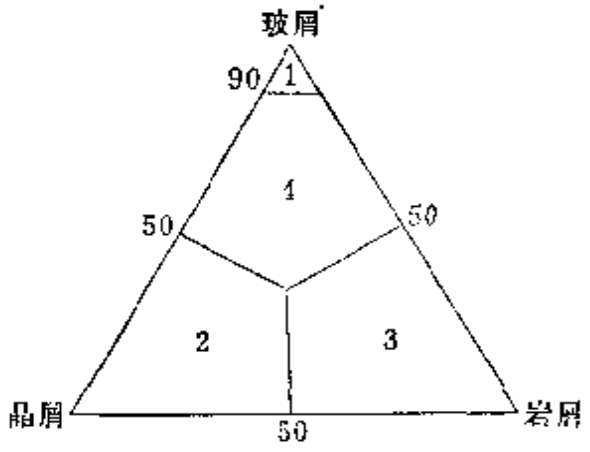


图 3-28 凝灰岩三种物质状态含量三角图解

1—玻屑凝灰岩；2—晶屑凝灰岩；3—岩屑凝灰岩；4—混合类型凝灰岩（凝灰岩）

由于火山碎屑物质的分选性较差，不同粒度的碎屑物质常混杂在一起，在命名时应把含量较多的碎屑名称放在后面、少的放在前面，如凝灰火山角砾岩，表示粗粒火山碎屑物（直径>2mm）含量较多。

3. 根据原始熔浆成分的不同来划分，如流纹质的、安山质的、粗面质的等。可以结合火山碎屑物质的粒度来命名，例如安山集块岩、玄武质火山角砾岩、流纹质凝灰岩等。

上述火山碎屑岩分类列于表3-7。

表 3-7 火山碎屑岩及其过渡岩石分类表*

岩石类型			←向喷出岩过渡			向沉积岩过渡→	
			火山碎屑熔岩	熔岩火山碎屑岩	正常火山碎屑岩	层火山碎屑岩	火山碎屑沉积岩
火山碎屑物 %			10～50	50～90	>90	90～50	50～10
熔岩或沉积物 %			熔岩 90～50	熔岩 50～10	熔岩或沉积物 <10	沉积物 10～50	沉积物 50～90
碎屑大小（毫米）	>100		集块熔岩	熔岩集块岩	集块岩	层集块岩	凝灰质砾岩（角砾岩）
	100～2	100～20	火山角砾熔岩	熔岩火山角砾岩	粗粒火山角砾岩	层火山角砾岩	
		20～2			细粒火山角砾岩		
	<2	2～0.1	凝灰熔岩	熔岩凝灰岩	粗粒凝灰岩	层凝灰岩	凝灰质砂岩
		0.1～0.01			细粒凝灰岩		凝灰质粉砂岩
		<0.01			微粒凝灰岩		凝灰质粘土岩

* 根据刘善平、王小平火成碎屑岩分类表略加修改。

火山碎屑岩的描述内容包括：颜色、碎屑成分、大小及其含量、碎屑形状、分选性、胶结物特点及其含量、岩石成层性、次生变化、定名。

三、火山碎屑岩的类型

（一）集块岩

熔岩碎屑占90%以上，其直径一般大于100毫米，多由火山弹及熔岩角砾组成。胶结物为火山灰及细小火山碎屑。集块岩代表强烈火山喷发时期火山口附近的堆积。根据原始岩浆成分的不同，又可分为安山集块岩、流纹集块岩、粗面集块岩等。

（二）火山角砾岩

火山碎屑一般为2～100毫米，多数为大小不等的熔岩角砾，也有少数其它角砾，此外尚可混入一些晶屑，通常为凝灰质所胶结。火山角砾岩多半为棱角状，无任何分选现象，岩石无层理或层理不明显。根据火山角砾的成分不同，又可分为安山质火山角砾岩、流纹质火山角砾岩等。

火山角砾岩常与集块岩共生，产于火山口附近。

（三）凝灰岩

火山碎屑物质小于2毫米。常由玻屑、晶屑及少量岩屑组成，其外形多呈棱角状，分选性很差，胶结物不多，为火山喷发的直接产物。一般根据碎屑中某一种物质占多数可分别命名为岩屑凝灰岩、晶屑凝灰岩、玻屑凝灰岩及混合类型的凝灰岩。常见的是混合类型的凝灰岩。岩石的颜色通常为粉红色及各种灰色色调（如蓝灰、绿灰、暗灰、褐灰等）。在较新和未受构造变动的地层中，如白垩纪、第三纪地层中易于保存新鲜的凝灰岩。而在老地层中的凝灰岩，多数已发生重结晶。由于风化作用，凝灰岩表面常具斑脱岩化。

（四）层凝灰岩

火山碎屑物占50～90%，并含少量（10～50%）的正常沉积物。颜色有暗淡的，也有鲜艳的。层凝灰岩的颗粒多为中细粒，粗粒的少见。一般这些火山碎屑物质是经过风或水的搬运后，在

河谷、湖泊或海洋中沉积而成，所以常与正常沉积岩呈过渡关系。因之，在碎屑物之间常有部分比较磨圆的砾石或砂粒存在，并可能含有化石和具有层理构造。如河北下花园侏罗系玉带山统火山岩系地层中，就有含硅化木和其它植物化石的层凝灰岩与凝灰岩，它们与砂岩、页岩过渡或成夹层。

（五）凝灰质岩类

火山碎屑物质较少，仅占10～50%，主要为沉积碎屑物组成。这种岩石是细粒的火山碎屑质点经过较长距离的搬运后和正常沉积物混合沉积而成。本类岩石细分时采用正常沉积岩的命名方法，如凝灰质砂岩、凝灰质粉砂岩等。

四、研究火山碎屑岩的意义与其鉴别特征

火山碎屑岩常与火山岩及沉积岩密切伴生，在我国东南沿海地区的福建、浙江一带中生代陆相含煤地层中有广泛的发育。福建的梨山煤系和浙江的乌灶煤系上部，就是由一套火山碎屑岩层所组成；在北京附近和东北广大地区，在中生代的陆相含煤建造地层上部，也常见到火山碎屑岩层的分布。

这种具有一定厚度，分布稳定的火山碎屑岩层，常可作为地层划分和对比的依据。在煤田普查勘探工作中，我们要注意对火山碎屑岩的观察，因为有时把它作为标志层，在对比煤层、含煤组以至大区的地层对比上都会有帮助的。

在火山碎屑岩及有关的熔岩中还常有很多的金属矿产和非金属矿产，如铁、铜、黄铁矿、明矾石、叶腊石、高岭石等。

此外，研究火山碎屑岩还可以帮助我们了解区域的整个地质发展历史中的火山活动情况，有助于了解区域构造的性质和特点。

在野外阶段，对火山碎屑岩的鉴别是比较困难的。我们可以从成因特征、物质成分、结构、构造、胶结物以及含化石情况等方面去鉴别它们（表3-8）。

表 3-8 火山碎屑岩、正常碎屑岩、喷出岩特征鉴别

岩石类型 / 特征	火山碎屑岩	正常碎屑岩	喷出岩
成因特征	是由火山喷发作用形成的火山碎屑物质，就地堆积或只经过短距离的搬运而形成的岩石	是在地表由母岩(火成岩、变质岩、沉积岩)经风化、搬运、沉积、成岩等作用而形成的层状岩石	是熔岩流溢出地表直接冷凝而形成的岩石，属火成岩的喷出岩
物质组成特点	由火山碎屑物质(岩屑、晶屑、玻屑)及少量同岩碎屑组成。物质成分与熔浆成分一致	由各类母岩的岩石碎屑和矿物碎屑所组成	由喷出的熔浆成分所决定。无同岩碎屑
胶结物	以火山灰为主	为硅质、钙质、铁质、粘土质等所胶结	无胶结物。有斑晶和基质之分
结构和构造	具棱角状，分选极差，凝灰结构为典型结构。一般为块状构造，无层理或层理不明显	碎屑结构，具层理构造	有玻璃结构、隐晶结构、斑状结构等。有流纹构造、气孔构造、杏仁构造
产状	呈夹层或透镜状	层状	岩流，岩被等
含化石否	一般无化石。层凝灰岩中有时有硅化木化石	常含各种化石	无任何化石

第三节 砾岩和角砾岩——粗碎屑岩

一、一般特征、分类和命名

(一) 粗碎屑岩的一般特征

粗碎屑岩包括砾岩和角砾岩，岩石中大于 2 毫米的砾和角砾占岩石总量的一半以上，小于 2 毫米的碎屑（砂或粉砂）称作充填物。

粗碎屑岩的成分主要为岩石碎屑，这是在成分上区别于砂岩

和粉砂岩的重要特征。岩屑类型可以多种多样，这决定于当时母岩成分、风化程度及搬运距离。矿物碎屑以物理、化学性质较稳定的石英和钾长石为常见。其它不稳定矿物及重矿物几乎没有。

胶结物通常有两类：碎屑的砂、粉砂和化学成因的物质。二者相互伴杂，充填于砾石之间的空隙成为充填物。这是一种特殊的胶结类型，叫杂乱胶结。

粗碎屑岩多呈厚层块状，层理不明显，有时具有大的斜层理。由于搬运距离一般较近，所以在反映母岩成分方面显得特别重要，尤其是角砾岩的成分完全取决于母岩的成分。

（二）粗碎屑岩的分类和命名

粗碎屑岩分类命名方式很多，一般按圆度、粒度、成分、在地质剖面中的位置、地质成因及沉积相条件等进行分类。

1．根据碎屑的圆度

按碎屑圆度把粗碎屑岩分为角砾岩和砾岩两种：

1）角砾岩：是棱角状及次棱角状的砾石含量大于半数以上的岩石。这种岩石的显著特点是碎屑大小不等，形状各异，多半带有棱角。根据角砾岩的成因又可分为：

（1）残积角砾岩：母岩风化后的碎块就地堆积而成。棱角尖锐，毫无分选，成分单一，向下就逐渐过渡为母岩。

（2）山崩滑坡角砾岩：这是由于重力作用形成的角砾岩，成分简单，分选很差。一般为山麓堆积，故常与构成山坡的基岩成分相同。

（3）冰川角砾岩：砾石成分复杂，分选极差，常有泥砂质混入物，胶结物质主要为粘土，大砾石表面常有冰川擦痕，砾石排列紊乱，无一定方向。

（4）岩溶角砾岩：又称洞穴角砾岩。多见于石灰岩发育的地区，为洞穴顶壁坍塌堆积而成。其特点是角砾为石灰岩，胶结物也是石灰质的或风化后的红土。

此外，还有成岩角砾岩、断层角砾岩等。角砾岩虽然分布不广，厚度不大，但它们的成分、结构和构造可以充分反映它们的

形成环境。

2）砾岩：是指圆状及次圆状的砾石含量超过半数以上的岩石。这种岩石的显著特点是砾石棱角均已磨圆，分选较好。这类岩石分布比角砾岩广泛得多，常为陆台区的底砾岩，有时在广大范围内延伸达数百公里。关于砾岩的进一步分类及沉积相条件将在下面再介绍。

2．根据砾石的大小

相应粒级的碎屑超过半数以上的含量时，把砾岩（角砾岩）又可分为：

1）岩块砾岩（岩块角砾岩）：砾石直径＞1000毫米；

2）巨砾岩（巨砾角砾岩）：砾石直径1000～100毫米；

3）卵石岩（卵石角砾岩）：砾石直径100～10毫米；

4）砾石岩（砾石角砾岩）：砾石直径10～2毫米。

如砾石主要由两种粒级组成，则把含量较多的放在后面，较少的放在前面。如细粒、粗粒砾石岩；中粒巨砾岩等。如砾石含三种或三种以上的粒级，而任一粒级的含量都不超过半数时，则可称混合砾岩。

3．根据砾石的成分

根据砾石成分，可把砾岩分为两类：

1）单成分砾岩：砾石成分单一，多为抵抗风化能力最强的矿物和岩石碎屑组成，如石英岩、燧石岩和石英等。砾石磨圆度高，分选性好，胶结物成分也较单纯。这种砾岩分布广，岩层厚度较小，但沉积稳定，多属滨海沉积。海浸层位的底砾岩就属此种类型。河北蓟县和东北震旦系底部的石英砾岩就是单成分砾岩。

在个别情况下，砾石是由抵抗风化能力弱或较弱的粘土岩、石灰岩和花岗岩的碎屑组成的。这是附近侵蚀区母岩经快速侵蚀和堆积的产物。这样形成的砾岩虽然成分单一，但是分选不好，厚度变化大，分布也不广，多为山区河流沉积的产物。

2）复成分砾岩：砾岩成分复杂，砾石通常由多种岩石碎屑

组成，而又以抵抗风化能力不强的砾石占多数。这种砾岩分选和圆度都不好，但厚度可以很大，有的可达几千米，多沿山区成带状分布，分布面积不广，变化也很大，它是巨大的古老山脉迅速破坏堆积的产物。这种砾岩成因很多，但以河流沉积的最为常见，也有冰川、海成及其它成因的，是磨拉石建造的主要组成部分。如酒泉盆地第三系疏勒河组砾岩和祁连山东部下石炭统老君山砾岩均属此种类型。

4．根据砾岩在地质剖面中的位置

根据在地质剖面中的位置可把砾岩分为：

1）层间砾岩（角砾岩）：在沉积过程中，由于沉积环境的局部变化，如水流对盆地底部的冲刷，波浪的打击或山崩地滑等原因所形成的砾岩，都属于层间砾岩（角砾岩）。这种砾岩（角砾岩）整合地夹在其它岩层中，不能代表任何侵蚀间断。通常砾石成分和胶结物成分无大差别，几乎是同时生成的，所以又叫做同生砾岩。例如我国北方寒武系的竹叶状石灰岩，就是灰岩在尚未完全固结时，被浪打碎后继续滚动，接着又被几乎是相同的成分再胶结起来而形成的。

2）底砾岩（基底砾岩）：分布于古老侵蚀面上，常常位于海浸层位的最底部，它代表一个长期的沉积间断后，一个新时代沉积的开始。由于经过长期的风化、侵蚀，因此，这种砾岩的成分比较简单，稳定成分的砾石较多，多属于单成分砾岩。砾石的分选和圆度都较好，一般厚度不大，但很稳定，在划分地层时有其重要意义，也是煤田地质勘探工作中的良好标志层。

5．根据砾岩的沉积相条件

在野外实际工作中，要尽可能确定砾岩的沉积相条件。在含煤建造中，特别是陆相含煤建造中，经常遇到的是以下两种基本类型：

1）河流相砾岩：这类砾岩在陆相含煤建造中是常见的，它是古河床的沉积物，所以称之为河床相砾岩。主要成因标志如下：

（1）粒度：由山区河相砾石组成，砾石较粗大，一般比海

相砾石大。粒度成分常具有韵律性分选，即由下往上粒度逐渐由粗变细。

（2）成分：砾石成分复杂，可由各种砾石组成，包括从山区带来的各种各样的砾石。另外，还有许多机械混入物，如石英、长石、暗色矿物及各种岩屑。胶结物成分也多种多样，以粘土质为主。

（3）结构：其中大的砾石圆度较好，小的砾石和细的碎屑都呈棱角状或次棱角状，分选也较差。

（4）砾石的排列方向及层理特征：在未经构造变动的地层中，河床相砾岩中的砾石其长轴多与水流方向垂直，最大扁平面向水流冲击方向倾斜，与斜层理的细层倾向是相反的(图3-29)。



a、剖面　　b、平面

图 3-29　河床相砾岩的砾石排列示意图

河床相砾岩的砾石粗大，层理一般表现不太清楚，有时可见大型的斜层理。其底部与下伏岩层之间常有一个冲刷面，冲刷面上常含有下伏岩层的砾石，这是河床相砾岩的重要标志之一。

（5）产状、相变和相的组合特征：河床相砾岩沉积不稳定，厚度变化较大，相变也较大，有时在短距离内就可能变薄或尖灭。砾岩本身产状常呈透镜状或不规则状。

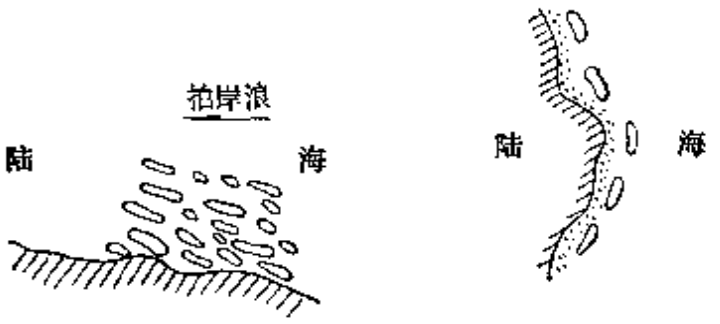
河床相砾岩一般往上逐渐过渡为河床相砂岩或河漫滩相砂岩、粉砂岩；山区河流的河漫滩不发育，河床相砾岩常直接与湖泊相沉积共生。

2）滨海相和浅海相砾岩：这种砾岩在海陆交互相的含煤建造中可见到。它主要有以下的成因标志：

（1）成分和结构：山河流或海岸供给的砾石，经滨海波浪的长期作用而堆积形成，成分简单，以性质稳定的石英、石英岩

和燧石岩等为主。砾石大小均匀，圆度及分选性均较好。胶结物主要为铁质、硅质等。

（2）砾石排列方向：在未经构造运动的岩层中，扁平砾石的长轴方向多平行海岸排列，最大扁平面向着海洋方向倾斜，倾角一般为7～8°。砾石的倾向与斜层理的细层倾向一致(图3-30)。



a、剖面　　b、平面

图 3-30　滨海相砾岩砾石排列方向示意图

（3）产状和层理：这种砾岩常呈透镜体产出，产状较稳定，常与具有斜层理的石英砂岩共生。如果处于海浸层位的底部，就称为底砾岩。层理一般不发育，有时可见单向斜层理及交错层理，少数为波状层理。

（4）相变和相的组合特征：滨海相砾岩通常生成厚度不大的均一岩层，较河床相砾岩为稳定。在剖面上，滨海相砾岩一方面常过渡为浅海相砾岩或浅海相砂岩；另一方面也可过渡为沙洲、沙坝、沙咀相砂岩。

浅海相砾岩与滨海相砾岩比较，其成分上往往有较多的粘土质、硅质、钙质的胶结物，常保存有底栖动物化石；在鉴别时还应考虑相的组合关系。如不易区别时，可称滨海—浅海相砾岩。

现将含煤建造中上述两种较常见砾岩相之特征列表对比如下（表3-9）。

二、粗碎屑岩的观察、鉴定和描述

（一）粗碎屑岩的研究意义

对粗碎屑岩的研究，不仅在理论上，而且在实际上都具有很大的意义。由于砾岩常形成于强烈的构造运动期后，它们的大面

表 3-9 河床相、滨海相砾岩特征比较表

相的名称 / 相的成因标志	河床相砾岩	滨海相砾岩
岩性	砾石较粗大，常有砂岩夹层，砾石的分选度、滚圆度较差，砾石成分复杂	砾石较小，分选度、滚圆度较好，成分较简单
层理	一般不明显，有时可见大型的单向斜层理	一般不发育，有时可见单向斜层理，交错层理及波状层理
砾石及包裹体	砾石扁平面常逆流倾斜，倾度较陡，一般为15～30°	砾石扁平面常向海倾斜，倾角平缓，一般为7～8°
生物化石	含植物碎屑，底部可含硅化木化石及树枝树干印痕，常平行水流方向排列	可含贝壳或其它生物碎片
冲刷面	底部常有冲刷面，含有下伏岩层的砾石	不存在或不明显
产状	分布不稳定，厚度、横向及纵向变化均较大；常呈透镜状产出或分叉	分布较稳定，厚度不大，岩性均一
相的组合	向上常常过渡为河床砂，岩相河漫滩砂岩及粉砂岩相	向上常过渡为浅海砂岩相或过渡相（如砂洲、沙坝、沙咀砂岩相等）
含煤建造中的分布	分布于陆相含煤建造中	分布于海陆交替相含煤建造中

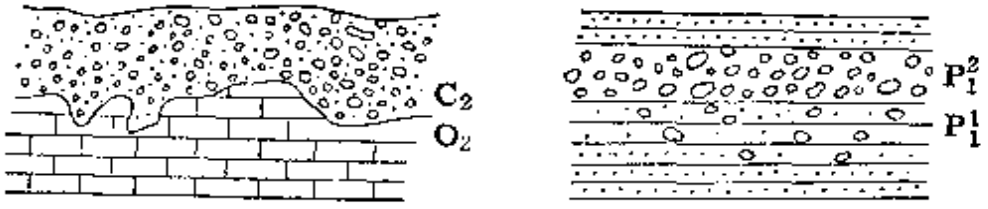
积出现就常与侵蚀面伴生，因此在地层学上常可作为沉积间断的标志和划分地层的依据。角砾岩往往具有明显的成因特征，对它们的研究有助于了解地质发展历史、地壳运动情况、古地理和古气候情况等。根据砾石分布特点可以了解古海(湖)岸线的位置、古河床的分布；对砾石作详细定向测定可以了解古水流的方向；根据砾石成分可以直接推测陆源区的母岩成分。

在某些砾岩中可含有贵重的矿产，如金、铂、金刚石等，有的陆相含金砾岩中含有丰富的沥青铀矿。

（二）粗碎屑岩的观察方法

对粗碎屑岩来说，应当特别强调野外的观察，主要从以下几方面进行：

1．首先应区分是底砾岩还是层间砾岩。前者有划分地层的意义，与下伏岩层有明显的沉积间断，比较截然；而后者是夹在一套岩层之中，与下伏岩层没有明显的沉积间断（图3-31）。



a、底砾岩　　b、层间砾岩

图 3-31　砾岩种类剖面示意图

2．观察砾岩的粒度及分选性。测量固结岩石的粒度时，可在一平方米的范围内，无选择地测量所有大于2毫米碎屑的最大直径，然后求平均值。

3．鉴定所有的砾石成分，并统计各种成分的百分含量。

4．观察砾石的圆度及形状。在一平方米的范围内无选择地测量所有碎屑的圆度及形状特点，统计后得出平均值。

5．描述砾石的表面特征，如擦痕、溶蚀等。

6．统计砾石占碎屑的百分含量。

7．鉴定胶结物质成分及胶结类型，同时还要注意充填物的成分。

8．鉴定其中所含砂岩和粘土岩的夹层或透镜层的成分。

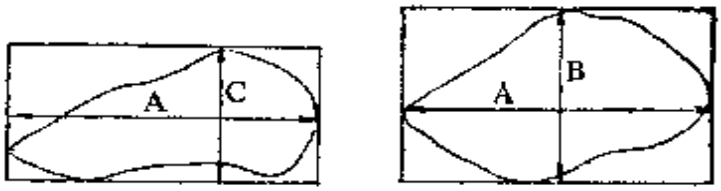
9．观察砾岩层的构造特点，如层理等。

10．观察砾石的排列性质及其排列方向，纵向和横向的变化。

11．观察砾岩的颜色。

根据砾石的长轴排列方向及最大扁平面（图3-32）倾向及倾角来推断古海岸线位置、古水流方向、水系网的分布、水流速度

等是很有效的方法。



a、剖面图　　b、平面图

图 3-32　砾石的三直径图

（三）鉴定和描述

对粗碎屑岩的鉴定和描述内容包括：

1．岩石颜色；

2．砾石的含量、成分、粒度和分选度；

3．砾石的圆度、形状、表面特征及排列方向；

4．胶结物和充填物的含量、成分、胶结类型、岩石胶结紧密的程度；

5．岩层层位、厚度、岩体产状；与上下岩层的接触关系，有否冲刷现象等；

6．层理及其它构造特征；

7．横向及纵向变化情况；

8．岩石成因（形成过程及沉积相条件）；

9．岩石命名：颜色、胶结物、成分、粒级。如灰黄色粘土质石英岩细粒砾岩。

描述举例：砾岩（河北宣化）

岩石浅灰色。其中砾石占70%，胶结物占30%。砾石大小很不均匀，由20～2毫米者为多，一般大小为10～5毫米（占40%），分选性不好。砾石圆度多属次圆和圆级。砾石断面多呈长椭圆形。

砾石成分以白云岩和石灰岩为主，此外还有硅质岩及较少量的喷出岩。白云岩砾石多呈白色、硬度小，粉末滴稀盐酸起泡微弱，有的具有硅质条带，有的砾石表面具有明显的氧化圈。硅质岩砾石中主要是燧石，有少量石英岩及棕红色碧玉。燧石由灰色

到黑灰色，致密坚硬。喷出岩砾石一般较小，呈灰色和浅红色，可能为中性喷出岩。

胶结物为浅灰色，局部带有浅绿色，滴稀盐酸剧烈起泡，可知含钙质较多。此外，并有很多细小的岩石碎屑和矿物碎屑，构成了全部胶结物及充填物。绿色矿物可能为绿泥石。胶结类型属基底式。

整个岩石属圆砾状结构，胶结得很致密，块状构造，局部地方可见到不明显的定向排列。

命名：浅灰色钙质复成分细粒砾岩。

第四节　砂岩和粉砂岩——中碎屑岩和细碎屑岩

一、一般特征

（一）概述

凡是由直径2～0.1毫米的碎屑物质，其含量＞50%组成的沉积岩均为砂岩；凡是由直径0.1～0.01毫米的碎屑物质，其含量＞50%组成的沉积岩均属粉砂岩。

砂岩和粉砂岩合称砂质岩，是沉积岩中分布很广的主要岩石。它可形成于各种古地理环境中。无论是陆相或海陆交互相的含煤建造中，砂岩和粉砂岩都是最常见的岩石。

（二）砂岩和粉砂岩的物质组成

1．矿物成分

砂岩和粉砂岩的矿物成分是很复杂的，但主要的种类并不多。其中最主要的是石英，其次是长石、粘土矿物（细粒云母和高岭石多在细粒岩石中存在）、重矿物（磷灰石、锆英石、金红石、石榴石、电气石、磁铁矿）、方解石、白云母、海绿石、绿泥石等一些硬度较大和化学性质较稳定的矿物颗粒。

砂岩中岩屑的含量与粒度有关，随粒度变细而逐渐减少。岩屑种类多以细晶或隐晶质为主，如喷出岩、板岩、千枚岩、硅质岩和泥岩等岩屑。粗粒砂岩中可能出现花岗岩、片麻岩等岩屑。

粉砂岩的矿物成分以石英和长石为主，基本上不含或很少含

岩屑，但经常含有云母、绿泥石的小鳞片和粘土矿物等。

F·W·克拉克曾提出过砂岩的平均矿物成分（以百分数计）如下：

石英	66.8	褐铁矿	1.8
长石	11.5	碳酸盐	11.1
粘土矿物	6.6	其它矿物	2.2

2．胶结物成分

砂岩和粉砂岩的胶结物多为硅质（包括非晶质的蛋白石、隐晶质的玉髓和结晶质的石英等）、碳酸盐质（方解石、白云石等）、铁质（多为非晶质）粘土质及石膏等。

大部分的胶结物是在成岩阶段和后生阶段生成的，在沉积阶段生成的较少。

碎屑颗粒的成分对胶结物的生成有显著的影响。例如，碎屑主要为石英，在成岩和后生阶段由于上覆岩层加厚产生的巨大压力，促使碎屑物质产生了局部的溶解，便形成了硅质胶结物。石英砂岩的自生加大胶结物就是这样形成的。因此一般的说，如砂岩和粉砂岩的成分复杂，其胶结物的成分也常是比较复杂的。

另外，由于沉积盆地介质性质的变化，新的胶结物还可以交代旧的胶结物，这种现象也是常见的。因此，我们对砂岩和粉砂岩胶结物的研究，也可以帮助我们了解沉积岩的形成及变化过程。

二、砂岩和粉砂岩的分类和命名

砂岩和粉砂岩的分类方案很多，主要是根据粒度、成分和成因来进行分类，现分别介绍如下：

（一）根据粒度分类和命名

根据砂岩中碎屑物的粒级大小来划分砂岩的种类，通常是以某一粒级的含量大于50%为划分界限（表3-10）。

如有含量相近的二个粒级组成，则可采用复合命名，如中-细粒砂岩；如有三种粒级含量相近则可称为不等粒砂岩。

（二）根据碎屑成分分类和命名

表 3-10 砂岩按粒度分类表

岩石名称(该粒级>50%)		粒度(毫米)
砂岩(中碎屑岩)	巨粒砂岩	2～1
	粗粒砂岩	1～0.5
	中粒砂岩	0.5～0.25
	细粒砂岩	0.25～0.1
粉砂岩(细碎屑岩)	粗粒粉砂岩	0.1～0.05
	细粒粉砂岩	0.05～0.01

目前对于砂岩的成分分类方法很不一致，在国际上主要采用两种分类方法：一种主要根据砂岩中碎屑物的成分进行分类；另一种除考虑碎屑成分外，还考虑到混入的基质(有称"粘土杂基"或"碎屑杂基")数量，这些基质主要是粘土物质。由于肉眼鉴定主要依据碎屑物质成分，所以这里仅介绍根据碎屑成分对砂岩的分类和命名。

砂岩按碎屑成分分类是以轻碎屑颗粒为准，即按石英、长石和岩屑三者的比例关系。因为这三者是砂岩的主要成分。

一九六一年北京石油学院《沉积岩石学》中提出的砂岩分类方案，从目前来看在国内是被普遍采用的，现介绍如下(图3-33)：

石英、长石和岩屑分别代表三端元成分。化学成因的矿物和重矿物不包括在分类之中。胶结物成分在岩石命名时作为形容词，也不做为分类的依据。

石英端元包括石英、石英岩屑、燧石岩屑和其它硅质岩屑。石英含量的多少大致表示了岩石形成时风化作用的强弱程度，它是砂岩矿物成熟度的良好标志。如它的含量高，说明陆源区化学风化强烈，其中不稳定物质大都被破坏，一般代表经长距离搬运、沉积缓慢的、构造运动比较稳定的地区的产物。

长石端元只包括长石，不包括它们的风化产物高岭土。如长石主要是钾长石和酸性斜长石，说明母岩是酸性火成岩或花岗片

麻岩；如中性斜长石为多，则母岩主要是中性火成岩。如长石量多且新鲜，说明陆源区以物理风化为主，侵蚀强烈，搬运及沉积较快，构造运动比较强烈。

岩屑端元包括除硅质岩屑（石英岩、燧石岩、硅质岩）外之各种岩屑。它所代表的地质意义和长石基本相同。

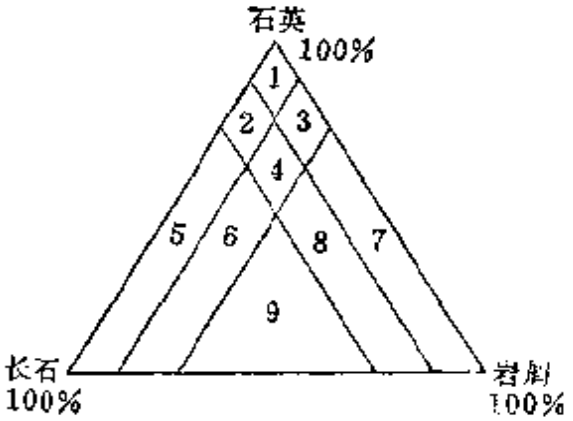


图 3-33　砂岩按碎屑成分分类图

表 3-11　砂岩碎屑成分分类表（据北京石油学院沉积岩石学）

四大类名称	九小类名称		石英含量（%）	长石含量（%）	岩屑含量（%）
石英砂岩（石英>50%）	1	石英砂岩	80～100	0～10	0～10
	2	长石质石英砂岩	65～90	10～25	<10
	3	硬砂质石英砂岩	65～90	<10	10～25
	4	长石硬砂质石英砂岩	50～80	10～25	10～25
长石砂岩（长石>25%）	5	长石砂岩	0～75	>25	<10
	6	硬砂质长石砂岩	0～65	>25	10～25
硬砂岩（岩屑>25%）	7	硬砂岩	0～75	<10	>25
	8	长石质硬砂岩	0～65	10～25	>25
混积砂岩	9	混积砂岩	<50	25～75	25～75

图3-33和表3-11，把砂岩分为四大类（即石英砂岩、长石砂岩、硬砂岩、混积砂岩）、九小类。其中大类和小类的划分标志表现在石英、长石和岩屑的含量界限上，如：

石英砂岩大类：石英含量>50%，长石和岩屑含量均<25%；

长石砂岩大类：长石含量>25%，岩屑含量<25%；

硬砂岩大类：岩屑含量>25%，长石含量<25%；

混积砂岩大类：石英含量<50%，长石和岩屑含量均>25%。

在表3-11中，石英砂岩可称为单矿物砂岩；长石砂岩、硬砂

岩和混积砂岩可称为复矿物砂岩。当野外肉眼不易鉴定其成分时，可以此命名。

在砂岩基本类型的划分中没有考虑次要矿物和某些特殊矿物，当岩石中含有这些矿物时可采用附加定名。如含云母达5～10%的长石砂岩可称为含云母长石砂岩。当含有特殊自生矿物，如海绿石、沸石、铜矿物等时，则可称海绿石石英砂岩，含沸石长石砂岩，含铜石英砂岩等。

上述砂岩分类三角图也适用于粉砂岩，即根据三端元组分，也相应的可分为石英粉砂岩、长石粉砂岩和岩屑粉砂岩三类。由于粉砂岩的物质成分辨识比较困难，所以肉眼鉴定时就根据粒度来命名了。

三、砂岩和粉砂岩各论

石英砂岩、长石砂岩和硬砂岩等三类砂岩，在成分、结构、构造等几方面都有各自的特点，这些特点反映了它们不同的生成过程和沉积环境。

（一）石英砂岩类

凡碎屑矿物成分以石英为主，其含量>50%，长石和岩屑的含量都小于25%的砂岩均属此类。有的砂岩其石英含量高达90%以上，可称为纯石英砂岩。

本类岩石的碎屑组分主要是石英、燧石及硅质岩屑，含少量长石、碳酸盐碎屑，重矿物很少。石英颗粒常被磨得很圆，大小均一，多呈烟灰、灰白、褐灰色等。有时颗粒被氧化被膜或化学成因物质的薄膜所包裹而呈现淡绿、淡黄等色调。由于搬运过程中的磨蚀和胶结物质的污染，表面光泽暗淡，油脂光泽已不显著，但在新鲜断口面上仍可看到。

胶结物成分多为硅质、碳酸盐质和铁质，也有海绿石质和粘土质胶结的。硅质胶结物如为石英时，则往往是部分碎屑石英发生再生生长（次生加大）现象，多见于纯石英砂岩中。这种石英砂岩可称为石英岩状砂岩。如全部碎屑石英均发生再生生长，颗粒与胶结物的界线不清，就可称为沉积石英岩，以区别于变质石

英岩。我国华北地区震旦系下马岭组石英砂岩，在唐山一带多为石英次生加大胶结，部分为海绿石质胶结。

石英砂岩一般为中-细粒砂岩，颗粒圆度高，分选好，颜色常呈黄白色或浅色，但受胶结物影响而变化很大，如为铁质胶结时，岩石常呈红褐色等。层理类型多种多样，可有水平层理、波状层理及斜层理。波痕常见。分布面积广且稳定，但厚度不大。

石英砂岩多为地壳运动比较缓慢的地台区的沉积，常为滨海或浅海沉积。有人认为典型的石英砂岩是潮湿温暖气候地区的产物。因为这样的气候条件下化学分解很彻底，母岩中的不稳定组分已被破坏，于是石英及硅质岩屑便富集起来。

石英砂岩在华北震旦系下部长城统分布甚广，为纯石英砂岩，石英再生生长胶结，有的可称为石英岩状砂岩及沉积石英岩，成厚层块状产出，常见波痕及斜层理。在华东地区的泥盆系中上部五通组及侏罗系中下部象山群也较发育。

（二）长石砂岩类

凡碎屑中长石含量大于25%的砂岩属于长石砂岩。其中石英含量在75%以下，岩屑在25%以下。

长石以正长石和微斜长石为多，其次为酸性斜长石，中性斜长石很少，基性斜长石一般不出现。有时含少量白云母及岩屑（花岗细晶岩、页岩、粉砂岩）。钾长石多呈肉红色或浅棕黄色，风化后表面呈土黄色。白云母碎片常沿层面平行排列。胶结物成分多为粘土质、碳酸盐质、铁质等，硅质胶结物较少。粘土质胶结物有时可围绕碎屑长石生长成再生长石或重结晶成绢云母或绿泥石等。胶结类型多为孔隙式和接触式，有时为基底式胶结。

长石砂岩颗粒较粗，一般为粗-中粒，常呈肉红色或红灰色，外貌似花岗岩，碎屑圆度和分选度常较差。

长石砂岩的形成是由于富含长石的母岩，如花岗岩类和花岗片麻岩类岩石破坏后形成的。最常见的长石砂岩多半是在干燥寒冷的地区，由于花岗岩岩体的上升，母岩经受剧烈的物理风化和侵蚀作用，碎屑经过较短距离的搬运，在山间盆地或山前盆地内

快速堆积而形成的。在这样的环境条件下适宜于长石的保存，且常形成很厚的沉积，有时可达数百米。长石砂岩常与硬砂岩及其它复成分砂岩共生。

还有一种产于花岗岩类岩石或花岗片麻岩侵蚀面上的，称为基底长石砂岩。这种长石砂岩因其碎屑没有经过搬运，就地堆积，所以其特征是厚度不大，分选很差，颗粒呈棱角状，如胶结良好其外貌与花岗岩相似。基底长石砂岩的存在，证明花岗岩体与上覆岩层之间为沉积接触，因此可以帮助我们确定花岗岩时代的上限。

我国长石砂岩分布很广，例如河北唐山震旦系长城统底部的长石砂岩，其中长石碎屑的含量可达50%以上，以正长石和微斜长石为主，岩屑含量较少。胶结物常为钙质、铁质胶结，也有粘土质胶结的，有时粘土质胶结物已重结晶变为绢云母或绿泥石。

（三）硬砂岩类

凡碎屑中岩屑含量在25%以上的砂岩属硬砂岩。其中石英含量在75%以下，长石含量在25%以下。岩屑含量高是本类岩石的特点。

硬砂岩中岩屑种类很多，最常见的是喷出岩、千枚岩、板岩、凝灰岩、粘土岩等细晶或隐晶质类的岩屑，粗粒砂岩中可能出现花岗岩类的岩屑。石英也不少，常具尖锐的棱角，长石中主要是斜长石。有时还能见到黑云母的碎片。在鉴定时尽可能定出岩屑种类，并力求在岩石名称上得到反映。碎屑的大小变化很大，包括从砂到细砾直至细小质点的所有粒级，所以典型的硬砂岩又称为“微角砾岩”。重矿物含量较多，种类复杂，其成分随母岩而变化。

胶结物主要是粘土物质，有时混有海绿石、沸石及碳酸盐类等物质。胶结物经轻微变质后常变成绢云母及绿泥石等。胶结类型常属基底式胶结。

硬砂岩常呈暗灰色、灰绿色等。岩石颗粒较粗，多为中-粗粒结构，圆度及分选均极差。它常与粉砂岩及粘土岩成互层出现，

且常与基性喷出岩、长石砂岩和复成分砾岩共生。典型的硬砂岩常与泥板岩共生，常具韵律性层理，每一韵律的下部为硬砂岩，上部为泥板岩。硬砂岩中也可见斜层理。

硬砂岩的形成与长石砂岩相似，是在侵蚀区附近，由于母岩的强烈风化侵蚀，碎屑物质快速沉积形成的。

硬砂岩有海洋沉积的，也有大陆沉积的。我国许多中生代盆地内均有硬砂岩的广泛分布。如北京西山侏罗系九龙山组的硬砂岩属大陆沉积。祁连山及秦岭褶皱带的山前拗陷，侏罗系的沉积中也广泛发育陆相的硬砂岩沉积。在我国南方，如江西、湖南前泥盆系地层及浙西皖南奥陶系地层中也有广泛的分布。

（四）粉砂岩

凡是由直径0.1～0.01毫米的碎屑物质其含量 >50% 所组成的沉积岩称为粉砂岩。粉砂岩中常含有一定量的砂和粘土，当粘土物质逐渐增多时，粉砂岩即过渡为粉砂质粘土岩。

粉砂岩多呈粉红色及各种不同的颜色。其碎屑成分一般较砂岩简单，主要矿物是石英、其次为长石、云母、绿泥石及粘土矿物等。其中白云母（或绢云母）较为常见，在粉砂岩层面上特别集中，平行层理分布。重矿物含量可达2～3%。

胶结物多为胶体沉积物质，其中以粘土质为多，还有碳酸盐质、铁质、硅质等，有时还混杂有绢云母及绿泥石等矿物。胶结紧密，常属基底胶结。

粉砂岩常具极薄而清晰的层理，多为水平层理。由于颗粒太细，不易磨圆，常为棱角状至次棱角状，分选程度中等。

根据粒度可把粉砂岩又分为粗粉砂岩和细粉砂岩。粗粉砂岩容易与细砂岩相混。它们之间的区别是：用肉眼基本尚能分辨其碎屑颗粒的属细砂岩，分辨不清的则属粗粉砂岩（因为 0.1 毫米的颗粒肉眼基本能分辨）。细粉砂岩也容易与粘土岩相混。它们之间的区别是：细粉砂岩的结构不如粘土岩那样均一，用手指碾磨时会有粗糙感，破碎后的碎块常成棒状或不规则状；泥岩的碎块很象细粉砂岩，但结构均一，手碾磨之有滑感而不粗糙，且常具

贝壳状的断口面；页岩也很均一细致，摸之也有滑感，由于页理发育，破碎后常成很薄的小碎片。此外在粉砂岩中，沿层理面常可见到有白云母碎片的分布，而粘土岩中比较少见。

粉砂岩由于颗粒细小，用肉眼分辨其物质成分、粒度大小、胶结物质等较困难。因此，往往需要用显微镜方法或其它方法来鉴定。野外鉴别时，只能根据粗糙的外貌和断口，粉末中含有较多量的粉砂质点来大致确定。

粉砂岩在各种地理条件下均可形成，一般多产于湖泊及海盆地的底部流水缓慢地带或砂质与粘土质沉积的过渡区域。

粉砂岩分布很广，很多红层及杂色岩层大多是由粉砂岩组成的。例如华北三迭系杂色岩层、南方宁镇山脉三迭系黄马青组的红层、中南、西南一带中生代红色地层中都分布有较多的杂色粉砂岩。

第四系沉积物中的黄土及黄土状岩石也属粉砂岩。它们是一种由粉砂和粘土质点所组成的黄灰色或棕黄色土状岩石，主要由0.05～0.01毫米的细碎屑所组成。其特点是质地均匀，以手搓之易成粉末，含有多量的奇形怪状的钙质结核，无明显层理，具多孔性，垂直节理发育。我国黄土主要分布在西北广大的黄土高原上，华北平原也很常见，长江以南也有零星分布。

四、砂岩和粉砂岩的成因标志、鉴定内容及描述方法

（一）含煤建造中砂岩和粉砂岩的成因标志

在含煤建造中，砂岩和粉砂岩也是极其常见的。我们可以根据其成分、结构、构造等岩性特征，生物化石及其分布情况，以及与共生岩层的关系等成因标志来分析它们的沉积相条件。

1．河流相砂岩和粉砂岩

河流相砂岩（粉砂岩）的特点是碎屑颗粒的大小不均匀，磨圆度和分选性均较差，常含有砾石、粉砂和粘土质点，具有河成单向斜层理，很难有完整的化石保存。其分布范围较广，但岩性和厚度不够稳定，常呈透镜状产出，侵蚀和切割的现象也较多。

从河流整体来说，从上游到下游三角洲，从河床到河漫滩都

可生成砂岩，但它们的岩性特征、分布状态都有所不同。

1）河床相砂岩

河床相砂岩的碎屑成分常较复杂，可含有不同数量的石英、长石和岩屑，最常见的是各种石英砂岩，长石砂岩甚至硬砂岩。胶结物常为粘土质，有时含钙质或铁质。单向斜层理发育，倾角较大（由25～35°）。由粒度的韵律性分选而形成的韵律性层理往往是河床相砂岩的典型特征。

河床相砂岩的底部常发育冲刷面，冲刷面上常含有下伏岩层的砾石和煤屑。如冲刷剧烈，常对下伏或附近的煤层起破坏作用。

除硅化木外，一般不含其它生物化石。河床相砂岩往上常过渡为河漫滩相砂岩和粉砂岩，也常与三角洲相砂岩与粉砂岩共生。

2）河漫滩相砂岩和粉砂岩

河漫滩沉积的砂质岩粒度较细，通常由细砂岩和粉砂岩组成，层理较薄，有机质较多，故岩石颜色较灰暗。其上部往往出现褐灰色的含有机质较多的夹层。完整的化石少见，有时可见植物碎片或树叶。沿剖面往下常过渡为河床相沉积，往上常过渡为湖泊相或沼泽相沉积。

2．湖泊相砂岩和粉砂岩

在我国中生代的陆相含煤建造中，湖泊相的砂岩和粉砂岩分布很广。

湖泊沉积从湖岸到湖心，由于机械的沉积分异作用影响，沉积物由粗到细呈条带状分布。碎屑物颗粒大小均匀，分选和磨圆均较好。层理类型较多，在滨湖三角洲可出现单向斜层理和交错层理；浅湖和湖心区的砂质岩中可出现波状层理和水平层理。淡水动物化石往往是湖泊相沉积的重要特征。湖泊相沉积的砂岩和粉砂岩在剖面上往往与沼泽相和河漫滩相沉积的砂岩和粉砂岩共生或过渡。

3．滨海和浅海相的砂岩和粉砂岩

在海陆交互相的含煤建造中，有滨海相和浅海相的砂岩和粉砂岩分布。

滨海相砂岩和粉砂岩由于碎屑物质受到长期的搬运和波浪反复的冲刷，碎屑颗粒的磨圆度和分选性均较好，颗粒表面光滑洁净，很少有粉砂及粘土的质点，成分单纯，主要为石英颗粒及其它硅质碎屑。层理类型常是缓倾斜的交错层理，层面上波痕较常见。化石可有海生贝壳的碎片等。

浅海相砂岩和粉砂岩的碎屑成分仍以石英质碎屑为主，但往往含有较多的云母碎片和粘土矿物，甚至可以向粘土岩逐渐过渡。层理类型有水平层理或平缓的交错层理。常含有丰富的海相生物化石。浅海相砂岩和粉砂岩分布面积广且稳定。

在岩相组合上，滨海相和浅海相常呈过渡关系，也常与海陆过渡相共生。

（二）砂岩和粉砂岩的鉴定内容和描述方法

砂质岩的肉眼鉴定内容包括岩石的颜色、粒度、碎屑矿物成分和胶结物成分，岩石致密或疏松程度，层理类型及其它构造特征，层的厚度、化石种类、风化及次生变化的特征等。

1．颜色：要观察岩石的整体颜色。如碎屑成分复杂，颜色多而杂时，可把标本放远一点看，描述主要的颜色。有时可把次要的颜色放在前面来形容主要的颜色，如红褐色，即以褐色为主，略带红色。对颜色的描述要分清新鲜面和风化面的颜色。

2．观察碎屑物的成分并分别估计它们的百分含量，含量多的写在前面，少的写在后面。

3．观察碎屑物的结构，指出碎屑物的粒度、圆度、分选度、排列情况及碎屑的表面特征（如粗糙、光滑、光泽等）和风化后的变化情况。

4．观察胶结物的成分及胶结类型，包括胶结物质的成分、颗粒大小、形状、排列方式等。胶结的紧密程度、胶结类型等。

5．岩石的构造特征，指出层理的类型、层理厚度、形状、大小、结构等及其它构造特征。

6．与上下岩层的接触关系。

7．生物化石的种类、保存的完整程度、产出和排列情况。

8．风化情况、次生变化、地貌上的特点。

9．成因特征（沉积相的条件和相的组合情况等）。

10．岩石命名：颜色＋胶结物＋粒度＋岩石名称，如灰黄色粘土质粗粒石英砂岩。

砂岩和粉砂岩肉眼描述举例：

1．长石砂岩（河北唐山）

黄红色，不等粒砂状结构。碎屑成分主要为石英和钾长石，还含少量白云母碎片。碎屑颗粒大小不均，属中-粗粒。石英无色透明，约含60%；钾长石表面新鲜，呈肉红色，解理清楚，解理面上玻璃光泽强，约含30%；白云母呈白色，珍珠光泽强，沿层理面分布较多。胶结物为粘土质和铁质，胶结较紧密。

命名：黄红色粘土质中-粗粒长石砂岩。

2．石英砂岩（河北宣化）

暗紫色，颜色分布不很均匀。中粒砂状结构，颗粒大小比较均匀。碎屑成分主要为石英、呈灰紫色，含量约占80%；有的地方还可以见到少量黄铁矿，呈细粒星散状分布；由颜色可知其胶结物为铁质，铁质胶结物分布不均匀，有的地方铁质聚集成团块，有的已风化成褐铁矿，沿节理面浸染有风化后的氢氧化铁。胶结致密、坚硬，块状构造。

命名：暗紫色铁质中粒石英砂岩。

3．粉砂岩

新鲜面呈肉红色，风化面常为灰白色。主要特征为含砂质点和粘土质点，成分较复杂。肉眼能分辨的矿物成分有石英、白云母碎片和粘土矿物。粘土质和铁质胶结，具薄层状构造。

命名：肉红色粘土质粉砂岩。

第四章　粘　土　岩

第一节　粘土岩的概念

粘土岩是由50%以上的颗粒直径小于0.01毫米的极细质点——粘土矿物所组成的岩石。它在地壳中分布很广，占沉积岩总体积的80%左右，所以是沉积岩中最常见的一类岩石。

粘土岩在所有类型的含煤建造中都是很常见的岩石，特别是煤层的顶底板经常是由粘土岩构成的。

这类岩石是母岩在风化过程中所产生的碎屑细微质点和胶体沉淀矿物的混合物。它们有的经过搬运，有的未经过搬运。未经固结的这些疏松的沉积物称为粘土，经过固结成岩作用以后，就形成了各种各样的粘土岩。

由此可见，粘土岩在矿物成分和成因意义上，都具有碎屑岩和化学岩的双重性质，可以认为是碎屑岩和化学岩之间的一种过渡类型的岩石。但是它也具有独特的成分、结构、性质和成因条件，因之成为沉积岩中的一个独立的岩类。

由于粘土岩的矿物颗粒非常细小，甚至用显微镜方法也不易辨认，一般需要用专门的方法来对它进行研究。所以肉眼只能根据它的物理性质（颜色、硬度、断口等）和结构、构造来鉴定。

第二节　粘土岩的成分、结构和构造

一、粘土岩的成分

粘土岩的物质成分比较复杂，矿物成分中以粘土矿物为主，其次是碎屑矿物和自生的非粘土矿物及少量的细微岩石碎屑。另外，还含有被吸附的各种很有价值的金属阳离子和数量不等的有机质。

粘土岩中所含的矿物种类很多，绝大部分为铝硅酸盐类矿物，其中又以粘土矿物为主。其组成大致可分为三类：

（一）粘土矿物

粘土矿物的种类很多，在粘土岩中分布最广的为高岭石、蒙脱石（胶岭石）和水云母（水白云母）三种。直径一般都小于0.01毫米。粘土矿物有时组成单矿物的粘土岩，有时则组成粘土岩的胶体部分。沉积岩中的粘土矿物按其成因可分为两种：一种是陆源碎屑的粘土矿物，是由陆源区母岩风化搬运而来的；另一种是自生的粘土矿物，即在水盆地中新生成的（包括胶体沉积和化学沉积的）和成岩及后生阶段生成的粘土矿物。这两种成因的粘土矿物，用一般方法是不能区别的，只有在电子显微镜下根据其形态特征才能区分。

（二）碎屑矿物

粘土岩中常含有少量的碎屑矿物，主要是石英、长石、云母、绿泥石和重矿物，还有一些细晶质或隐晶质的岩屑，如酸性喷出岩、硅质岩、板岩等。它们的颗粒大小相当于粉砂级（在0.01毫米的粒级内），构成了粘土岩中的砂或粉砂部分。

（三）其它化学成因矿物

粘土岩中常含有除粘土矿物以外的其它化学成因的矿物，如铁、锰、铝的氧化物和氢氧化物、硅质矿物（蛋白石、玉髓等）、碳酸盐矿物（方解石、白云石、菱铁矿）、硫化物（黄铁矿、白铁矿）、硫酸盐、磷酸盐及盐类矿物等。

当上述矿物的含量增加至一定数量时，便可形成各种过渡类型的岩石。如碳酸盐矿物增加则形成钙质粘土岩或泥灰岩；水铝石增加可使粘土岩向铝质岩过渡等。

除了上述几种组分以外，粘土岩中还含有数量不等的有机质，主要是腐泥质、沥青质、碳质及动植物遗体等。有些暗色的粘土岩中有机质的含量是很高的。

二、粘土岩的结构

粘土岩中粘土矿物的质点很细微，一般均呈显微结构，必须在显微镜下甚至电子显微镜下观察。肉眼观察时，粘土岩中最常见的结构有以下几种：

1．泥质结构：几乎全由0.01毫米以下的细微质点所组成，岩石均一致密。这种结构是粘土岩的一种最常见的结构。如果质点再细，则呈致密状结构，或称凝胶状结构。

如粘土岩中含有一定数量(5～25%）的砂（粉砂）时，手搓之有粗糙感，可称为砂质（粉砂质）泥质结构。

含有植物碎屑（胶状有机物质、树脂、孢子及其它植物残体）的粘土岩，称为植物泥质结构。这是富含有机质的粘土岩中常有的结构，如黑色页岩、炭质页岩等。

2．鲕状结构：鲕粒直径一般小于2毫米。为粘土岩、铁、锰、铝、硅质岩和碳酸盐岩等常见的一种结构。鲕粒本身常具同心圆结构，同心圆中心常是生物碎屑或矿物碎屑组成，一般多认为系在温暖或湿热气候、地形平缓、介质动荡的浅海条件下形成的。这种结构多见于胶体成因的粘土岩中。

3．豆状结构：豆粒直径大于2毫米，一般无同心圆结构，均由粘土矿物组成，有时被有机质或氧化铁污染而带色。

4．砾状或角砾状结构：粘土质沉积物受到波浪的冲击和侵蚀所产生的碎屑（称同生碎屑或内碎屑），又被粘土物质胶结而成。也有的是在成岩阶段由于沉积物脱水，体积收缩而成。

三、粘土岩的构造

粘土岩的构造可分为大型构造和显微构造两种。肉眼观察的是大型构造，包括层理构造和层面构造等。

1．粘土岩的层理构造：一般多为薄的水平层理。如果粘土岩具有发育极好的水平层理，而层的厚度小于1厘米的称为页岩。页岩常具有极薄的纸片状层理，这种层理称为页理。页理的形成是由于片状矿物（如水云母、白云母、绿泥石等）沿层理面平行排列所致。它是在水动力条件平静的环境下形成的。

粘土岩有时成块状构造，其层理厚度大于1厘米的可称为泥岩。

2．粘土岩的层面构造：常见的粘土岩的层面构造有泥裂、雨痕、晶体印痕等。另外，在粘土岩中常含有各种结核，如菱铁

矿、黄铁矿、白铁矿、钙质结核等。这些结核也能说明沉积介质的物理化学条件和沉积物的沉积环境。如有黄铁矿、白铁矿和菱铁矿的存在则说明当时为还原环境。

3. 常见的其它构造：

1）皱纹构造：在沉积过程中由于水下滑动或水的涡流搅动而形成；或由粘土岩的层理被揉皱而成。

2）团块构造：植物根的残体呈团块状分布，称为团块构造，多在粉砂质粘土岩中出现。

3）斑点构造：由于粘土岩中颜色分布不均匀而呈斑点状。

第三节　粘土岩的物理性质

粘土岩具有一些重要的物理性质，有些性质对鉴定岩石具有一定的意义，有一些特征的性质，在工业上有一定的实用意义。

一、颜色

由于粘土岩的成分复杂，故颜色也是极其多样的。常见的有白色、灰色、土黄、绿色、红色、褐色、灰黑色、黑色等。这主要决定于粘土矿物成分和混入物（包括色素离子、有机物及其它混杂物质）。

成分较纯的高岭石粘土岩、水云母粘土岩和蒙脱石粘土岩常呈白色、浅灰色、淡灰黄色或淡绿色等。

粘土岩的颜色多为自生色和后生色。其中色素离子的含量对粘土岩颜色的影响很大，如Fe^{3+}常使粘土岩呈红色、紫色；Fe^{2+}使岩石呈灰色、绿色等；锰的氧化物可使岩石呈褐色。含多种色素时，就呈现杂色斑点。

含有机炭的粘土岩为深浅不同的灰黑色，有机炭的含量多则粘土岩的颜色就愈深。沥青质的存在可使岩石呈不同色调的褐色。在粘土岩中有时由于细分散的FeS_2混入，使岩石呈灰黑色。

二、断口

粘土岩的断口和它的粒度组分、矿物成分以及构造有关。矿

物成分比较单纯和均一的粘土岩，其断口面往往是平坦光滑的，有时甚至呈贝壳状断口。如果粒度组分和矿物成分较复杂，岩石中含有较多的砂和粉砂，则断口面常是不平整的和粗糙的。

除外，粘土岩还有如下的一些特殊的物理性质：

三、可塑性

潮湿的粘土在外力作用下能改变形状，当外力取消后仍保持此种形状的性能称之为可塑性。

一般高岭石粘土岩的可塑性最强；水云母粘土岩次之；蒙脱石粘土岩最差。有机物质可以使粘土岩的可塑性降低。

粘土可塑性的测定，最常用的是下列公式：

$$K = (D - D_0)P$$

式中K为可塑性程度；D为试验前50毫米长泥球的直径；D_0为压缩后球的直径；P为加压机上所加的重量。粘土的可塑性程度低的为2.0～3.0，而高的可达7.2。

由于粘土岩具可塑性，常用作陶瓷等工艺原料。

四、耐火性

即粘土在高温下不熔化的性能。因为粘土矿物熔点很高，所以粘土岩具有较强的耐火性。有些粘土当温度升高到1580℃以上才熔化，这种粘土称为耐火粘土。耐火粘土的熔点一般在1580～1770℃之间。

粘土岩的耐火度决定于其所含的矿物成分、化学成分及杂质含量。耐火度随Al_2O_3的含量增长而增加，随Fe^{3+}、TiO_2及SiO_2含量的增加而降低。纯高岭石粘土岩耐火度最高；水云母粘土岩其次；蒙脱石粘土岩较低。

五、烧结性

是指粘土质点在加热时仅仅边缘有局部的熔化而矿物的性质未变，因而使质点相互粘结成坚硬的瓷质石块的性能。达到烧结的温度叫烧结度。从局部熔化烧结至全部熔化变成流体的温度范围，称为熔融范围。熔融范围愈大，工业价值愈高。高岭石粘土的烧结温度为1280～1400℃之间，熔融范围约为350～450℃。利

用烧结性可以鉴定粘土岩的矿物类型。

六、吸附性

粘土具有吸收气态物质、液态物质、脂肪、有机物质、碱类等的性能，称为吸附性。粘土的吸附性在很大程度上决定于它的分散性以及它的矿物性质。由于各种粘土矿物吸收颜色的性质不同，因此可以借助于有机色剂来鉴定粘土矿物。在粘土岩中，以蒙脱石粘土岩的吸附性最强，因此常用来漂白物质与净化石油。高岭石粘土岩的吸附性最差。

七、吸水性

某些粘土岩能吸收大量的水分，同时体积显著膨胀，可达50%甚至更多。蒙脱石粘土岩的膨胀性最强，能吸收相当于本身体积的八倍的水分，吸水后体积可膨胀10～30倍，因此又称为膨润土。利用这一性质常作为钻井泥浆的原料。

第四节　粘土岩的成因类型及岩石类型

一、粘土岩的成因类型

（一）残积型

各种母岩经分解，在原地堆积形成残积粘土。故残积型粘土多停留在原岩的上部及其附近。残积粘土岩往往含有多种杂质，单成分的粘土岩较少。

（二）沉积型

粘土物质在水盆地中沉积而成。

在沉积的粘土岩中，又有两种生成情况：一种是母岩风化分解时游离的SiO_2和Al_2O_3呈胶体溶液状态被搬运至海湖盆地，由于电解质的作用，通过胶体质点的凝聚沉积下来的；另一种是碎屑粘土颗粒被搬运至水盆地中，以机械沉积的方式堆积下来的。在粘土岩中，胶体沉积是最主要的。

二、粘土岩的岩石类型

粘土岩的岩石类型，一是根据矿物成分，一是根据岩石构造特征来分的（表3-12）。

表 3-12 粘土岩主要岩石类型

主要结构	分类原则	岩石名称	主要特征
泥质结构	按矿物成分分	高岭石粘土岩	以高岭石为主，遇水不膨胀，烧结性好
		胶岭石粘土岩	以胶岭石为主，吸附性好，吸水后膨胀
		水云母粘土岩	以水云母为主，遇水不膨胀，有页理
	按岩石构造分	泥岩	没有页理、质地致密、块状岩石
		泥板岩	具有板理构造的
		页岩	有页理，胶结好，根据成分又可分为：钙质页岩、硅质页岩、碳质页岩、油页岩等

（一）按矿物成分分类

自然界中大多数粘土岩是由两种或两种以上的粘土矿物组成的复矿物粘土岩，只有少数是主要由一种粘土矿物组成的单矿物粘土岩。其中最常见的是高岭石粘土岩、蒙脱石粘土岩和水云母粘土岩。

1．高岭石粘土岩

质纯时为白色，混有杂质时变为淡灰色、淡黄色等，含有机质时为深灰至黑色。外观呈致密状、土状，常具贝壳状断口，性脆、粘舌头，捻之有滑感，硬度低，用手可以捏碎，用水可以泡软。

矿物成分以高岭石为主，有时可达90%以上，除高岭石外，常含多水高岭石和水云母等粘土矿物，其它常见的混入物有黄铁矿、菱铁矿、碎屑石英、长石、云母等。

我国华北石炭二迭系含煤建造中的高岭石粘土岩经常含有水铝石、勃姆铝矿及微量的有机质。肉眼有时可见由高岭石组成的

小球状斑点或浅色的高岭石晶体。厚度由数毫米、几厘米、几十厘米或一二米不等。多呈夹矸出现，或为煤层的直接顶底板。层位较稳定，相变较小，常可利用它来对比煤层。

高岭石粘土岩大都是在潮湿温暖气候条件下，由铝硅酸盐及硅酸盐矿物受化学风化分解后，经过搬运作用，在浅海或滨海、湖泊、沼泽、河漫滩、牛轭湖等地区的酸性介质中沉积而成。

残积成因的高岭石粘土岩常具残余结构或斑状结构、碎屑结构、凝胶状致密结构、鲕状或豆状结构等。多呈致密块状或土状构造。江西景德镇的高岭石粘土属残积成因，它产在花岗岩类岩体的风化壳上部。

高岭石粘土岩最重要的物理化学性质是高耐火性和可塑性，因此在冶金、陶瓷工业上用途极广。

含水氧化铝较多的称为“硬质粘土”，在水中不能泡软，不具可塑性，工业价值较高；含铝较少的叫软质粘土，在水中能泡软，具可塑性。

高岭石粘土岩多分布在华北石炭二迭系，与含煤建造密切共生，如内蒙大青山、河北峰峰、开滦等地；江西余江的硬质粘土产于中石炭世含煤建造中；河北古冶石炭二迭系含煤建造中产有软质粘土。

2．蒙脱石粘土岩

蒙脱石（胶岭石）粘土岩又称斑脱岩或膨润土，一般为粉红色、灰白色、淡黄色、淡灰绿色等，常呈土状，硬度低，有滑腻感，吸收性及吸水性极强，浸入水中剧烈膨胀，可塑性不好。

矿物成分主要为蒙脱石、拜来石、绿高岭石，常见的混入物有蛋白石、方解石、石膏、重晶石及有机质等。

蒙脱石粘土岩主要是喷出岩、基性和超基性岩的化学风化产物，在碱性介质中沉积而成。我国目前已知的这类岩石主要是酸性凝灰岩和熔岩的分解产物。其成分除蒙脱石外，还常常含有未分解的长石、石英及火山碎屑物质。河北宣化、张家口一带的侏罗--白垩系火山岩系中有产出。

蒙脱石粘土岩的吸附性很强，所以广泛地利用于净化各种石油产品。此外，由于其吸水膨胀性，常用在钻井工程中作泥浆的原料。

3．水云母粘土岩

水云母粘土岩的颜色以黄、灰、绿、红色为主，除白色以外，其它各种颜色均可见到。

矿物成分比较复杂，除水云母外，还经常含有其它粘土矿物和石英、长石、云母、绿泥石等矿物碎屑，以及岩石碎屑和有机物等。由于水云母是铝硅酸盐矿物化学风化的初期产物，水云母形成时，母岩风化尚未达到最后高岭石阶段，因之，水云母粘土岩的成分上的特点是比较复杂的，在自然界中很少见到质纯的水云母粘土岩。

水云母粘土岩常呈粉砂质泥质结构，多呈水平层理或极细的波状层理。大多经历过机械搬运作用。其生成条件极为广泛，各种海洋及大陆环境中均可形成。分布极广，普遍作为烧制砖瓦的原料。

上述粘土岩的矿物成分命名在野外使用是困难的，因为粘土矿物的准确鉴定需借助于室内方法。常按粘土岩的构造特征——层理（页理）及劈理显著与否来进行分类，然后再根据颜色、成分等具体命名。

（二）常见的粘土岩

1．炭质泥岩和炭质页岩

在泥岩和页岩中含有大量碳化了的有机物质，这些碳质物呈细分散状的粉末均匀地分布于岩石中，肉眼很难分辨。有时，岩石中含有某些植物化石或碳化植物碎屑，具有植物泥质结构。岩石呈黑色，能污手。在含煤建造中极常见，常形成煤层的顶板或底板。

2．黑色泥岩和黑色页岩

泥岩和页岩中含较多的有机物质或细分散的黄铁矿，致使岩石颜色变黑。生物化石少见。外貌与炭质泥岩和炭质页岩相似，

其区别是不污手。我国古生代地层中常可见到黑色页岩，有时含有沥青质。

3．钙质泥岩和钙质页岩

在泥岩和页岩中含$CaCO_3$不超过25%，含量多则过渡为泥灰岩。滴加稀盐酸可微弱起泡。这种岩石分布很广，海相和陆相沉积中均可出现，在前者更为常见。

4．硅质泥岩和硅质页岩

岩石中特别富含SiO_2，达85%以上，可逐渐过渡为生物化学成因的硅质岩。硅质物一般均为呈隐晶质或极细小的颗粒存在，岩石的硬度比一般粘土岩高。硅质来源可能是陆源风化的SiO_2胶体，也可能与海底火山喷发有关。我国南方二迭系孤峰组中常有硅质页岩的分布。

5．铝质泥岩和铝质页岩

颜色较浅，常为浅灰或灰白色，铁质浸染时可呈红褐色调。铝质泥岩常呈致密块状，具贝壳状断口和腊状光泽，有时可为鲕状结构。岩石中Al_2O_3含量高时可向铝质岩过渡。在我国石炭二迭系含煤建造中常见这种岩石。

6．铁质泥岩和铁质页岩

岩石中常含菱铁矿和其它铁的硅酸盐矿物，如鳞绿泥石、鲕绿泥石等。比重较大，新鲜时常呈各种绿色，风化后表面呈黄褐色。常具贝壳状或平坦状断口。我国华北石炭二迭系、华南二迭系及各地的侏罗系含煤建造中常见此种岩石。

7．油页岩

是一种黑色或棕黑色的页岩。含油率常为4～20%，可用以提炼石油。岩石常具极薄的水平层理。由于岩石粘结性较强，有时外表呈块状，但一经风化后，层理就很清晰地显现出来。油页岩质地较轻。且具有弹性，用小刀刮之可成连续之刨花状岩片。我国广东茂名、辽宁抚顺等地有油页岩的广泛分布。

第五节　粘土岩的分布、鉴定和描述方法

一、粘土岩的分布

粘土岩的分布极为广泛，各地质时代的地层中均有大量产出。其中具有工业价值的高岭石粘土矿床，已知的即有一百余处以上。华北、西北和东北的粘土矿床主要产在石炭二迭系含煤建造中。东北的粘土矿床分布在太子河流域及辽东半岛。华北的粘土矿床主要分布于河北、河南、山东、山西各含煤盆地中及大青山地区。华南各省的粘土矿床分布较零星，大多与含煤建造有关。湖南、四川、云南各省的粘土矿床产于石炭系和二迭系的含煤建造中，也有的是中生代或更新的产物。

蒙脱石粘土岩在我国分布也很广，在华北主要分布在河北宣化、张家口一带中生代火山岩系中。在东北地区和东南沿海的浙江、福建一带都分布于中生代的火山岩系中，且多为凝灰岩经次生变化而成。

水云母粘土岩的分布则更广，几乎全国各地都有，许多页岩中的粘土矿物即主要由水云母组成。

二、粘土岩的鉴定和描述方法

对粘土岩的鉴定主要是在野外进行的，但由于粘土岩的颗粒细小，成分复杂，又具有一系列的特殊物理性质，因之，除野外观察外，尚需在室内用实验室方法进行综合研究，才能得到正确的结论。

一般在野外靠肉眼鉴定，主要描述岩石颜色、大致成分、物理性质、结构、构造、上下岩层接触关系、空间分布状况、生物化石、结核及其它成因标志等。

1．颜色：要注意干燥时和潮湿时的颜色有所不同，新鲜面和风化面也不同，都要分别观察描述，并注意呈现各种颜色的原因。

2．成分和混入物：粘土岩的矿物成分肉眼很难观察，但要注意有无碎屑物质，可用手指搓捻来判断。滴加稀盐酸确定有无

方解石或其它碳酸盐类矿物。

3. 物理性质：要注意观察岩石固结的程度，硬度、断口、触感、光泽、粘舌性、在水中浸泡后的变化、可塑性、膨胀性、吸附性等，这些物理性质可以反映粘土岩的矿物成分。

4. 结构和构造：有无鲕粒、豆粒、结核、包裹体等；劈理、层理（页理）的显著程度。

5. 产状：水平方向的变化，上下岩层的接触关系及有关成因标志，初步判断沉积环境和形成条件。

6. 生物化石：注意种类、数量、保存完整程度及分布状况。

7. 命名：粘土岩因为颗粒细小，肉眼无法鉴定其成分，在野外通常根据粘土岩的固结程度和构造特征来分类和定名（表3-12）。先定出主要名称：有页理构造的叫页岩；无页理的致密块状的叫泥岩；有部分板理的称泥板岩（板状泥岩）。然后再根据次要成分和颜色来命名，命名顺序为：颜色、次要成分、岩石构造特征。如灰色钙质页岩；黄灰色铁质泥岩等。

描述举例：

1. 蒙脱石粘土岩（河北宣化）

浅肉红色或白色，断口粗糙，不很滑腻。在水中很易泡软，并可膨胀到原体积的2～3倍。粘舌性能不高，较疏松，具裂隙。含有少量的分解残余物。块状构造。

2. 紫色页岩

灰紫色，成分大部分为泥质及粘土矿物，肉眼不能分辨；少部分为碎屑矿物，有石英、长石、云母及绿泥石等。岩石具纸片状、片状的页理构造。

第五章　化学岩及生物化学岩

第一节　化学岩及生物化学岩总论

一、概述

化学岩及生物化学岩是母岩风化产物中的溶液物质，呈胶体溶液或真溶液状态被搬运，然后在湖泊或海洋中以化学或生物化学方式沉积下来形成的岩石。

本类岩石的形成方式是多种多样的，但归纳起来主要有下列三种：

1．化学沉积（胶体溶液及真溶液沉积）；

2．生物沉积（生物遗体的堆积和生长）；

3．生物化学沉积。

从形成方式来看，本类岩石和碎屑岩及粘土岩的不同在于生物的活动起了重要作用，而机械作用则居于次要地位。它们的形成与介质的物理化学条件密切相关，例如介质的浓度、pH 值和氧化还原条件等均起着重要的作用。而且一定的物理化学条件下形成一定成分的岩石，因此这类岩石的成分比较简单。

按照化学成分、矿物成分及成因特点，本类岩石可分为八小类：即铝质岩、铁质岩、锰质岩、硅质岩、磷质岩、碳酸盐岩、盐岩、可燃性有机岩。其中除碳酸盐岩分布较广外，其它岩石在沉积岩的总量中为数不多，但常可富集形成重要的矿产，而且有的还经常和煤层密切伴生，或出现在含煤建造中，因此对它们应当有基本的了解，以便在煤田地质勘探过程中进行综合找矿，综合评价。

二、化学岩及生物化学岩的结构

化学岩及生物化学岩的结构，根据成因可分为化学结构、生物结构和碎屑结构三种基本类型（表3-13）。

（一）化学结构

表 3-13 化学岩及生物化学岩主要结构成因分类表

成因类型	结构类型	分布特点
化学结构	结晶结构	各种化学岩及生物化学岩
	鲕状结构	碳酸盐岩、铝质岩、铁质岩、锰质岩等
	豆状结构	碳酸盐岩、铝质岩、铁质岩、锰质岩等
生物结构	全贝壳结构	主要见于贝壳石灰岩中
	生物碎屑结构	大都见于石灰岩及硅质岩中
碎屑结构	碎屑结构	各种岩石中均可能有所分布

1. 结晶结构

1）按结晶颗粒大小划分如下：

结构	颗粒大小（毫米）	分辨标志
粗粒	>2	肉眼能见晶体
中粒	2～0.5	肉眼能见颗粒
细粒	0.5～0.01	放大镜下有时能见微小颗粒
隐晶质（泥晶）	<0.01	无法辨认颗粒

2）按颗粒外形可分为：

（1）自形结构：岩石中大部分颗粒是自形晶体，如白云岩、石膏、岩盐等有时具自形结构。

（2）半自形结构：岩石中只有少数颗粒为自形晶，大部分颗粒为半自形晶。

（3）他形结构：岩石中绝大多数的颗粒都是他形晶，较常见。

2. 鲕状和豆状结构

常见于胶体化学成因的岩石中，鲕状结构是一种由直径<2毫米的球形鲕石和相同成分的胶结物质所组成。如>2毫米则可称为豆状结构。

鲕石一般具同心圆状，即沉淀物围绕某矿物质核心层层向外生长，系在温暖或湿热气候、地形平缓、介质动荡的浅海条件下

形成。具鲕状结构的岩石很多，如石灰岩、白云岩、硅质岩、赤铁矿岩、磷质岩、铝质岩等。

也有的鲕石，其内部常具放射状构造，例如石灰岩中的鲕石。这种鲕石的成因与溶液中$CaCO_3$达到过饱和状态有关。在过饱和溶液中$CaCO_3$可以呈极细的结晶质点从溶液中沉淀出来，然后在成岩作用过程中，通过聚集结晶作用生成具有放射状构造的鲕石。

在成岩作用及后生作用过程中，由于重结晶作用的进行，鲕石可以完全失去其内部构造的特点而变成结晶粒状集合体。

（二）生物结构

全部或大部由生物遗体所组成的岩石的结构称为生物结构，常为生物化学成因的岩石所特有，常见于石灰岩、硅质岩及磷质岩中。

根据生物遗体的完整程度又可分为全贝壳结构及生物碎屑结构。

1．全贝壳结构：主要由完整的生物遗体或化石所组成，大都是在水介质条件比较平静的环境下沉积而成。

2．生物碎屑结构：主要由破碎的生物碎片所组成，一般是在水介质运动强烈的环境下沉积而成。

（三）碎屑结构

是由原生沉积物在同生或成岩过程中被破碎成为碎屑，然后又被同类的沉积物胶结而成的。如竹叶状石灰岩及角砾状灰岩的结构就属此种类型。我国华北地区上寒武统及奥陶系的竹叶状石灰岩，其中的“竹叶”是一些扁平的石灰岩质砾石，在剖面上看起来类似竹叶，故得名。

第二节　铝　质　岩

一、概述

富含Al_2O_3的化学岩称为铝质岩。这种岩石的外貌特征与粘土岩极为相似，成因上也有密切的联系，一般按岩石中Al_2O_3与

SiO_2 的量比来划分：如$Al_2O_3:SiO_2>1$称铝质岩；$Al_2O_3:SiO_2<1$称为粘土岩；$Fe_2O_3\geqslant Al_2O_3$则称为铁铝岩；如果氧化铁高达45～60%，即成为铁矿。

铝质岩有两种类型：即红土和铝土矿。

（一）红土

红土常呈红色和橙色，主要矿物成分为高岭石、富铝矿物、富铁氧化物及氢氧化物和某些碎屑矿物。它是在气候炎热湿润的条件下，母岩中的硅酸盐和铝硅酸盐矿物遭受充分的化学分解，容易迁移的元素被水淋溶而带走，剩下最稳定的 Fe、Al 元素则成氧化物和氢氧化物残留在地表风化壳里，形成了红土风化壳。碳酸盐类岩石风化后形成的红粘土，也是在相同的气候条件下形成的，在我国南方石灰岩发育地区有广泛的分布。

（二）铝土矿

铝土矿是优良的铝质岩，在工业上是提炼铝的矿石。工业上对铝矿石的要求主要取决于 Al_2O_3 的含量及铝硅比值。一般要求 Al_2O_3 的含量不低于40%，表内储量$Al_2O_3:SiO_2>2.6$；表外储量$Al_2O_3:SiO_2>2.1$；最低工业平均品位 $Al_2O_3:SiO_2>3.8$。铝土矿与含煤建造有密切的成因联系。

二、铝土矿

（一）一般特征

颜色通常为灰色、深灰、灰白，含有铁质时呈棕黄、棕红、深绿等色。岩石为隐晶质或微晶质、致密块状，常见鲕状、豆状和土状结构，也可有碎屑结构和泥质结构。铝土矿的外貌有的像粘土岩、粉砂岩，也有的像褐铁矿等铁矿石。它们还经常伴生在一起，所以要注意鉴别。它与粘土岩的区别是硬度、比重都较大，无可塑性，常为鲕状、豆状结构，断口较粗糙，但也可以呈平坦状或次贝壳状断口。与铁矿石的区别是比重较小，具有淡棕色条痕。

铝土矿主要成分由铝的含水氧化物所组成，如三水铝矿 $Al(OH)_3$、一水软铝石（勃姆铝土矿）AlO(OH)、一水硬铝石

（水铝石）$HAlO_2$ 等，此外尚有粘土矿物、石英、玉髓、褐铁矿、方解石、白云母、铁绿泥石等矿物。

由于矿物颗粒细小，肉眼很难分辨，鉴定铝土矿主要是根据其物理性质。

（二）形成条件

铝土矿形成于湿热气候带，陆源地区经过长期的风化侵蚀呈准平原状态，使岩石得以充分的分解。从母岩中分解出来的氧化铝，以真溶液或胶体溶液状态进行搬运，在湖泊和滨海地区沉积而成。

我国的沉积铝土矿大多产在石灰岩的古老侵蚀面上。如华北铝土矿产于中奥陶统石灰岩的侵蚀面上；华南贵州一带的铝土矿产于寒武系白云质灰岩的侵蚀面上等。而且铝土矿多分布于古陆的边缘地带。如山东淄博铝土矿位于胶辽古陆西缘；贵州中部铝土矿位于黔中隆起南北两侧等。这充分说明陆源区的古老岩系，经过长时期的沉积间断，遭受彻底的风化侵蚀，其中铝硅酸盐得到充分的分解，因而在古陆的边缘拗陷地区，就为铝土矿的沉积提供了良好的沉积环境。

我国的沉积铝土矿在石炭二迭系含煤建造中很常见，都是以水铝石为主的层状铝土矿。各地的含矿岩系大致可以分为三个部分：下部是赤铁矿层或含铁质的粘土岩和绿泥石粘土岩；中部是铝土矿层和高岭石粘土岩；上部为炭质页岩或煤层。其岩性顺序自上而下大致如下：

黑色页岩或煤层
高岭石粘土岩
铝土矿层
高岭石粘土岩
绿泥石质粘土岩
鲕状赤铁矿层或含赤铁矿的粘土岩

下伏地层：中奥陶统石灰岩

铝土矿的主要用途是提炼金属铝及各种铝合金。此外铝土矿还可做人造磨料、耐火材料、高铝水泥等的原料。

第三节　铁质岩和锰质岩

铁质岩和锰质岩在成因上有密切的联系，在剖面上它们也常成上下关系分布，经常是共生在一起的。

一、铁质岩

（一）一般特征

铁质岩是含有大量含铁矿物的沉积岩。如铁矿物含量高，即为沉积铁矿，可供开采。一般铁矿床含铁达45%以上的矿石称为高炉富矿，低于45%的称为贫矿石。

铁质岩的主要矿物成分为赤铁矿、针铁矿、菱铁矿、鲕绿泥石等。常具鲕状、苣状结构或隐晶质结构。在野外常呈层状、透镜状、结核状产出。

根据其所含主要矿物成分，铁质岩的主要类型分为：

1．赤铁矿型铁质岩：由赤铁矿和针铁矿等矿物组成。岩石呈褐红色，深褐色或棕色。比重大，常具鲕状、苣状和肾状结构，有时也可为致密块状或疏松状等。

2．菱铁矿型铁质岩：成分较单纯，几乎全由菱铁矿组成。岩石常呈浅灰色或青灰色。致密状或粒状。矿层为层状、透镜状或结核状产出。

3．鲕绿泥石型铁质岩：主要由鲕绿泥石组成，常呈暗绿色，有时近黑色，具鲕状结构。

以上以赤铁矿型铁质岩为最重要，常可形成规模较大的沉积铁矿床。

（二）形成条件和分布

铁大部分呈 $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$ 的胶体状态被搬运，一部分是以重碳酸盐或硫酸盐的真溶液状态被搬运，而后一部分在地表的氧化条件下也往往可以变为胶体。由于腐殖质的护胶作用，使之保持胶体状态而不会立即沉淀。这些含铁的胶体溶液借助河流带入海洋后，由于海水电解质的作用而发生凝聚沉淀，形成了沉积的铁质岩。很多铁质岩的鲕状或苣状结构，就是胶体成因的标志。

由于海洋盆地不同的地带其pH值和氧化还原条件的不同，所以相应的就有不同的铁矿物沉淀。在滨海地带 pH= 2～3，处于氧化环境，多形成赤铁矿和含水氧化铁矿物；而到浅海地带 pH值较高，氧化条件较差，则形成低价铁的硅酸盐，如鲕绿泥石、鳞绿泥石等；在泻湖和沼泽环境，pH＞7，处于还原环境，则形成黄铁矿、菱铁矿等。

我国铁质岩最著名的有河北宣化龙关一带震旦系的海成鲕状赤铁矿，叫宣龙式铁矿；在湖南宁乡、湖北长阳一带上泥盆统的海成鲕状赤铁矿—鲕绿泥石—菱铁矿，叫宁乡式铁矿；此外，湖南中部一带下石炭统含煤建造中的菱铁矿、赤铁矿结核，叫测水式铁矿；还有在我国南北方奥陶系石灰岩侵蚀面上有含铁较高的铁质岩，我们常称为山西式铁矿。

二、锰质岩

锰质岩是由含锰的化合物所组成的沉积岩。如锰矿物的含量高，达到开采的工业品位时可称为锰矿。工业上要求矿石中含锰不低于30%。碳酸锰矿石因作冶炼的熔剂，锰的含量可低于30%。

锰质岩的主要含锰矿物有硬锰矿、软锰矿、水锰矿、菱锰矿等。在锰质岩的主要类型中，以硬锰矿岩和软锰矿岩分布最广。世界上很多大型锰矿均属此种类型。矿石颜色为黑色或黑灰色，具斑点状、粒状或土状断口。常具鲕状结构，有时呈结核状、多孔状或土状产出。此外，还有碳酸盐型锰质岩，主要由菱锰矿、锰方解石等组成，常为淡灰色或粉红色，呈致密块状，有时呈薄层状或结核状产出。

海成锰质岩在成因上通常与淡水硅质胶体沉积物或砂泥质沉积层有关，并且产在海浸岩系的底部。含锰的母岩风化后，形成酸性的含锰胶体溶液，借助河流带入海洋后，遇到碱性的海水便发生沉积形成锰质岩。一般在近岸地带处于氧化环境生成软锰矿和硬锰矿；随着远离海岸逐渐变为还原环境则生成碳酸盐型锰质岩。还常含有黄铁矿，并常与含黄铁矿的黑色页岩或炭质页岩相伴生。

我国震旦系、泥盆系、二迭系地层中含有丰富的锰质岩，它们多属浅海相沉积的碳酸盐型锰质岩，一般矿床的规模较大。其中以东北辽宁和湖南湘潭一带的震旦系沉积锰矿，广西、贵州一带上泥盆统和二迭系的沉积锰矿最为有名。

铁矿是钢铁工业的重要原料。锰矿也是钢铁工业不可缺少的原料之一，常作为熔炼钢铁时的脱氧剂和脱硫剂，也是各种合金钢的基本元素。

第四节　硅　质　岩

一、概述

硅质岩是指主要由沉积的氧化硅矿物——蛋白石、玉髓和石英所组成的由化学及生物化学作用形成的岩石。石英砂岩和石英岩的成分虽然也主要由氧化硅组成，但它们是由机械沉积作用生成的，故不属于硅质岩的范畴。

硅质岩的分布很广，在沉积岩中的分布仅次于粘土岩、碎屑岩和碳酸盐岩，而居于第四位。硅质岩的颜色多呈灰黑色，少数呈白色或红色。主要矿物成分由非晶质的蛋白石、隐晶质的玉髓和结晶质的次生石英等硅质矿物所组成，化学成分比较简单。另外还常含有碳酸盐、氧化铁、海绿石、粘土矿物等混入物。结构多为隐晶质和非晶质的致密状结构或生物结构。常呈薄层状或结核状产出。岩性坚硬，不易风化。

硅质岩按其成因可分为两大类：

1．生物成因的硅质岩：有硅藻土、放射虫岩和海绵岩等。

2．非生物成因的硅质岩：有蛋白土、碧玉岩、燧石岩和硅华等。

以上两类硅质岩中以燧石岩最为常见，其次是碧玉岩和硅藻土。

二、硅质岩的主要类型

（一）硅藻土

主要是由硅藻遗体所组成，其含量可达70~90%。岩石呈白

色或浅黄色。主要矿物成分为蛋白石，也可以有碳酸盐的混入物。具有典型的生物结构，但个体细小，只有在显微镜下才能见到。比重小、很轻、很软。多孔、孔隙度高达90～92%。吸附性强、粘舌头。胶结疏松，用手研磨有粗糙感。一般可见薄的水平层理。

硅藻是生活在湖海盆地中的一种微体硅质生物，由于它们需要在粘土质矿物中吸收大量的二氧化硅，所以硅藻土经常与粘土质沉积物密切共生。

硅藻土多分布于较新的地层中，较古老的地层中少见，这是因为硅藻土很不稳定，受地质作用的影响易变成其它硅质岩的缘故。我国的硅藻土主要产于第三纪和第四纪沉积中，个别产于白垩纪地层中。山东、吉林、湖南等地均有产。

硅藻土由于其孔隙度大，吸附性强，在制糖、炼油等工业部门中，可用作过滤、漂白的材料，在建筑工业中用作绝热隔音的材料等。

（二）碧玉岩

多呈红、棕、绿等颜色，有时颜色分布不均匀呈斑块状。矿物组成以玉髓和细粒石英为主，另外可含黄铁矿、粘土、氧化铁、有机质等混入物。有时由于氧化铁呈带状分布，而呈现出美丽的红色条带，可称玛瑙。富含碳质的黑色或黑绿色碧玉称为试金石。

碧玉岩常为隐晶质结构或胶状结构，条带状构造，致密坚硬，常具贝壳状断口。

大部分碧玉岩是由海底火山喷发的硅质经化学或生物化学沉积作用形成的，常与火山岩共生而成为巨厚层的碧玉岩建造，有时可厚达数百米。著名的有我国东北鞍山地区前震旦系的碧玉铁质岩建造。

（三）燧石岩

主要由玉髓、沉积石英及蛋白石所组成。岩石致密坚硬，常具贝壳状断口。颜色多呈灰色或黑色，呈层状、透镜状、结核状产出，通常生于碳酸盐岩中，其次生于粘土岩中。

1．层状燧石岩：呈薄层状，总厚度可达数十至上百米。常与含磷或含锰的粘土岩和碳酸盐岩相伴产出。

2．燧石结核：多产于石灰岩中。这些结核常沿层理分布，也可斜交和切穿层理分布。结核的形状多种多样，大小可由几厘米到几十厘米。这些形状不同、大小不等的燧石结核其长轴与岩层层面平行时，呈串珠状分布于层面上，而在剖面上就构成了燧石条带（图3-34）。在我国华北、东北、华南的震旦系地层中常有大量的燧石条带灰岩分布。

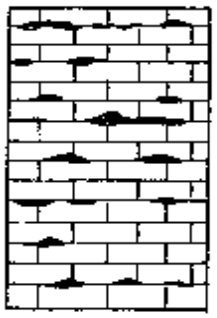


图 3-34 石灰岩中的燧石结核产状

关于燧石岩的成因，一般认为层状燧石岩是由胶体的SiO_2直接沉积形成的；而燧石结核多半为成岩或后生阶段的产物。其中燧石结核平行层理分布的属原生胶体沉积；斜交层理或切穿层理的燧石结核常是成岩或成岩以后交代形成的。

第五节 磷 质 岩

一、概述

通常把含P_2O_5在5～8%以上的沉积岩称为磷质岩或磷块岩。工业上对磷块岩矿床的品位要求其P_2O_5的含量一般应不低于8%。

磷块岩的矿物成分主要是各种磷灰石（氟磷灰石、碳磷灰石、氢氧磷灰石等）和非晶质的胶磷矿（高度分散的磷酸钙矿物）组成。并常有石英、白云石、方解石、绿泥石、粘土矿物、氧化铁及有机质等混入物。

在纯的磷块岩中，磷酸盐矿物含量可达90～98%。磷酸盐矿物在岩石中或为主要成分，或为结核和胶结物质存在。磷块岩的外貌是多种多样的，颜色、结构、构造的变化均很大，有时与粉砂岩、粘土岩及泥灰岩等极难区别。因此在野外往往要用硝酸加钼酸铵的简易方法来鉴定。其反应式如下：

$$PO_4^{3-} + 12MoO_4^{2-} + 3NH_4^+ + 24H^+ = (NH_4)_3PO_4 \cdot 12MoO_3 \cdot 6H_2O \downarrow +$$

$+6H_2O$

上述鉴定反应式是在酸性溶液中进行的。溶液中如有 PO_4 存在，加钼酸铵后，即得鲜黄色钼磷酸铵沉淀物。

磷质岩肉眼鉴定的主要特征为：

1．颜色：有黑、灰、白、褐、黄紫、砖红等各种颜色，但风化面往往有蓝灰色或白色土状物。

2．结构、构造：常见有砂质结构、泥质结构、鲕状结构、生物碎屑结构等。构造为结核状构造、层状或条带状构造。

3．硬度：均小于 5，用小刀或地质锤均能划动。

4．比重：新鲜时比重略大于硅质岩及砂岩。但风化后比重减小，风化较强时其外貌常呈朽木状（如象埋在地下多年的半腐烂的朽木）。

5．锤击特征：用锤子敲打标本之棱面常有脆感，碎块呈尖棱角状。

在野外工作中，如遇上述特征的岩石应采取标本再作室内鉴定。

二、磷质岩的主要类型

磷质岩的主要类型有二：

（一）层状型磷块岩

常呈暗灰、浅灰或灰黑色，组成矿物有胶磷矿、细晶磷灰石及磷灰石等。共生矿物有粘土矿物、石英、氧化铁、黄铁矿、海绿石等。矿石一般为致密状或鲕状结构。层状产出，层厚可达十几米，为含磷富、规模大的磷块岩矿床。

我国层状型的磷块岩多产于碳酸盐岩层中，规模大、质量好，多形成于开阔的海洋浅海陆棚区。主要分布于我国西南地区，如贵州、湖北上震旦统的磷块岩，云南、四川下寒武统磷块岩等。

（二）结核型磷块岩

呈暗灰、褐或黑色的球状或扁豆状结核产出。主要由胶磷矿、氟磷灰石组成，有时尚含铀、钒等矿物。常产于粘土岩中。如南方二迭系孤峰组中的磷质结核。

磷块岩最主要的用途是作农业肥料，另外可作火柴、炸药等的原料。

第六节 碳 酸 盐 岩

一、概述

由碳酸盐矿物组成的岩石称碳酸盐岩。自然界中常见的碳酸盐岩主要是石灰岩和白云岩，它们是由碳酸盐矿物——方解石及白云石所组成的沉积岩。

碳酸盐岩的矿物成分包括溶解和不溶解两种组分：构成溶解组分的矿物主要是方解石及白云石，另外还有文石、铁白云石、菱铁矿及其它碳酸盐类矿物。在白云岩中还可以有石膏、硬石膏等硫酸盐类的矿物；不溶解的组分主要是粘土矿物，其次是石英、长石、海绿石、铁的氧化物等。此外还有各种生物遗体。

碳酸盐岩大部分形成在海洋和泻湖中，有时也形成在淡水盆地中。这类岩石在地壳中的分布仅次于粘土岩和砂岩，占沉积岩总量的20%左右而占第三位。

碳酸盐岩是含煤建造中的重要岩石类型，特别是在我国上古生代过渡相含煤建造和以海相为主的含煤建造中尤为发育。碳酸盐岩常作为含煤建造的标志层，是划分煤层和进行煤层对比的重要依据，也是煤田开采的重要技术条件之一。所以，掌握碳酸盐岩的岩性特征及其基本规律对煤田地质勘探工作者来说是十分重要的。

二、碳酸盐岩的分类

根据碳酸盐岩的成分分类可分为石灰岩和白云岩两个基本类型，它们之间还常组成各种过渡类型。在石灰岩、白云岩与粘土岩、碎屑岩之间也存在过渡类型的岩石。碳酸盐岩除了常采用成分分类外，目前还大量采用结构-成因分类，并正从定性分类走向定量分类。岩石的分类和命名是为了要正确的反映岩石的成因和形成条件，所以碳酸盐岩的结构和成因是分类的基础。下面介绍上述两种分类。

（一）碳酸盐岩的成分分类

本类岩石根据主要矿物方解石和白云石的相对含量以及砂质、粘土质混入物的多少，在石灰岩与白云岩之间以及它们与砂岩、粘土岩之间又可划分出一系列的过渡类型。这些过渡类型的岩石是经常遇到的。特别是在我国北方石炭二迭系的含煤建造中，带有粘土质混入物的碳酸盐岩是很常见的，现综合列表如下（表3-14）。

表 3-14 石灰岩与白云岩、石灰岩(白云岩)与粘土岩、石灰岩(白云岩)与砂岩之间的过渡类型岩石分类表

过渡类型	岩石名称	含量比率%			
		方解石 $CaCO_3$	白云石 $CaMg(CO_3)_2$	粘土	砂
石灰岩与白云岩	石灰岩	100～95	0～5		
	含白云质灰岩	95～75	5～25		
	白云质灰岩	75～50	25～50		
	石灰质白云岩	50～25	50～75		
	含灰质白云岩	25～5	75～95		
	白云岩	5～0	95～100		
石灰岩(白云岩)与粘土岩	石灰岩（白云岩）	100～95	100～95	0～5	
	粘土质石灰岩(白云岩)	95～75	95～75	5～25	
	泥灰岩(白云质泥灰岩)	75～50	75～50	25～50	
	粘土质泥灰岩	50～25	50～25	50～75	
	含灰质(白云质)粘土岩	25～5	25～5	75～95	
	粘土岩	5～0	5～0	95～100	
石灰岩(白云岩)与砂岩	砂岩	0～5	0～5		95～100
	含灰质(白云质)砂岩	5～25	5～25		75～95
	石灰质（白云质）砂岩	25～50	25～50		50～75
	砂质石灰岩（白云岩）	50～75	50～75		25～50
	含砂质石灰岩(白云岩)	75～95	75～95		5～25
	石灰岩（白云岩）	95～100	95～100		0～5

上表三种过渡类型的岩石在野外我们只能做到初步的定名，要确切的定名，只有借助于化学分析的方法。

（二）碳酸盐岩的结构——成因分类

五十年代后对碳酸盐岩提出了新的分类方案，现介绍两种分类方案。

1．R·L·福克（1962）的分类

目前，R·L·福克的分类较为全面。该分类引用了碎屑岩的成因观点，认为碳酸盐岩的成因除化学沉淀（基质）外，还有经过搬运的组分，即机械作用形成的颗粒——异化颗粒组成。

这个分类的基础包括三种容易鉴别的组分，即：异化颗粒、泥晶（或称微晶）方解石（白云石）、亮晶（或称淀晶）方解石（白云石）。这些组分可见于未受改造的石灰岩及部分受白云岩化的石灰岩中。

1）异化颗粒：是指各种分散的经过搬运的碳酸盐颗粒。在海洋石灰岩中，可鉴别出四种异化颗粒，即：骨屑（骨骼颗粒）、鲕粒（包括豆粒）、内碎屑及球粒。

内碎屑（或称石灰碎屑物；同生碎屑；盆屑）是指经过改造的碳酸盐沉积物的碎屑，是在地层内部形成的，不包括外来的碳酸盐岩碎屑，所以它不是陆源碎屑。

球粒（或称团粒）是微小均匀的卵圆形或球形颗粒，它不象鲕粒那样具有内部构造，直径常在0.04～0.08毫米之间，它可能是由粪粒和藻类颗粒形成的。

2）泥晶（微晶）方解石：是一种化学沉淀形成的小于0.004毫米的结晶颗粒。泥晶可以由文石、方解石、镁方解石或白云石组成。

3）亮晶（淀晶）方解石胶结物：由比较透亮、干净、颗粒较粗的方解石组成，其粒径大于0.01毫米，常呈孔隙充填胶结物沉淀于碳酸盐岩的原生孔隙中。

以上泥晶和亮晶又称基质，是沉积盆地中形成的化学沉淀物，是形成后不移动的碳酸盐组分。

福克依据上述基础，把碳酸盐岩分为五类：

Ⅰ．亮晶异常化学岩。

Ⅱ．微晶异常化学岩。

Ⅲ．微晶岩（正常化学岩）。

Ⅳ．原地礁灰岩（未受扰动的礁灰岩）。

Ⅴ．交代白云岩。

根据福克的分类(表3-15)，岩石名称应当是复合命名的，能够反映岩石中的两个主要组分。第一部分反映了岩石的异化颗粒类型；第二部分反映了异化颗粒之间的物质、胶结物或基质。如异化颗粒为砾石，可在名称上加上粒屑二字。

从分类表可以看出：第Ⅰ类灰岩，粒屑和亮晶（淀晶）方解石占优势，表示强水流分选。现代沉积物中如粒屑之间存在着空隙，将会充填亮晶方解石。第Ⅱ类以粒屑和泥晶（微晶）为主，表示弱水流分选。而第Ⅲ类几乎全部由泥晶组成，表示在稳定环境中的宁静堆积，有时有水流局部扰动。第Ⅳ类为就地成因的未受扰动的生物岩。第Ⅴ类则为广泛白云石化的岩石。

2．成都地质学院根据内碎屑、鲕粒、骨屑、球粒、泥晶、淀晶之间的数量关系，提出石灰岩分类方案。这里略加修改，列表如下（表3-16）。

对白云岩的分类（表3-17）首先划分成原生白云岩和交代白云岩。原生白云岩按成因又分成沉积白云岩、碎屑白云岩和生物白云岩；交代白云岩是各种石灰岩被白云石矿物交代后形成的，白云石化程度各有不同，原来石灰岩的各种结构类型尚能看到，可根据交代程度和残余结构两个方面进一步分类命名。

以上碳酸盐岩的结构——成因分类不能单凭肉眼观察，而需配合显微镜下观察。

三、碳酸盐岩的主要类型

（一）石灰岩

按结构和成因又可分为生物石灰岩、化学石灰岩、鲕状石灰岩、碎屑石灰岩、白垩等五类。

1．生物石灰岩

生物石灰岩是石灰岩中分布最广的一种，它是由各种底栖原

表 3-15　碳酸盐岩的分类(R·L·福克1962)

					石灰岩，部分白云岩化的石灰岩及原生白云岩					交代白云岩(Ⅴ)		
					异化颗粒>10% 异常化学岩（Ⅰ和Ⅱ）		异化颗粒<10% 微晶岩(Ⅲ)		未受扰动的微晶石灰岩(Ⅳ)	有异化颗粒痕迹		无异化颗粒痕迹
					亮晶方解石 > 微晶泥 胶结物 基质	亮晶方解石 < 微晶 胶结物 泥基质	异化颗粒 1～10%	异化颗粒 <1%				
					亮晶异常化学岩	微晶异常化学岩						
异化颗粒的体积含量	内碎屑 >25%				内碎屑亮晶砾屑石灰岩 内碎屑亮晶石灰岩	内碎屑微晶砾屑石灰岩* 内碎屑微晶石灰岩*	最主要的异化颗粒类型	内碎屑：含内碎屑的微晶石灰岩*	微晶石灰岩：扰动微晶石灰岩；微晶白云岩	生物岩	异化颗粒明显	细晶内碎屑白云岩	中晶白云岩
	内碎屑小于25%	鲕粒 >25%			鲕粒亮晶砾屑石灰岩 鲕粒亮晶石灰岩	鲕粒微晶砾屑石灰岩* 鲕粒微晶石灰岩*		鲕粒：含鲕粒的微晶石灰岩*				粗晶鲕粒白云岩	
		细粒小于25%	化石与球粒的体积比 >3:1		生物亮晶砾屑石灰岩 生物亮晶石灰岩	生物微晶砾屑石灰岩 生物微晶石灰岩		化石：含化石的微晶石灰岩				隐晶生物白云岩	细晶白云岩
			3:1/1:3		生物球粒亮晶石灰岩	生物球粒微晶石灰岩		球粒：含球粒的微晶石灰岩				极细晶球粒白云岩	
			<1:3		球粒亮晶石灰岩								

注：（1）每一列上边的异化粒粒直径>1毫米，下边的<1毫米。

（2）*为表示不常见的岩石类型。

表 3-16 石灰岩的分类

岩石名称 \ 粒屑		经过波浪和流水搬运沉积的粒屑灰岩				原地生成的灰岩	
		石灰碎屑物(内碎屑)	骨屑	鲕粒	球粒	礁灰岩	化学及生物化学灰岩
基质含量	<10	碎屑灰岩	生物碎屑灰岩 生物介壳灰岩	鲕状灰岩	球粒灰岩	群体珊瑚、层孔虫、群体藻、苔藓等礁灰岩	泥晶灰岩；泥晶泥晶灰岩；结晶灰岩，按重结晶颗粒大小分成：巨晶(>1 mm)、粗晶(1～0.5)、中晶(0.5～0.25)、细晶(0.25～0.1)灰岩；石灰华；钟乳石等
	10～50	泥晶(泥晶)碎屑灰岩	泥晶(泥晶)生物碎屑(介壳)灰岩	泥晶(泥晶)鲕状灰岩	泥晶(泥晶)球粒灰岩	泥晶(泥晶)礁灰岩	
	50～90	碎屑泥晶(泥晶)灰岩	生物碎屑(介壳)泥晶(泥晶)灰岩	鲕状泥晶(泥晶)灰岩	球粒泥晶(泥晶)灰岩	珊瑚、藻类、层孔虫、苔藓虫等泥晶(泥晶)灰岩	

说明：1. 如各种粒屑含量小于10%时，可按它们的总含量来命名，称粒屑灰岩。

2. 各种粒屑含量大于10%，数量又彼此接近时，可联合命名，粒屑之间加短横线"—"。

3. 某种粒屑大于50%时，称主要粒屑，某种粒屑为25～50%时，称次要粒屑，放在主要粒屑之前。

表 3-17 白云岩的分类

白云石化程度 \ 原生结构变化		交代白云岩的原生结构					
		碎屑	骨屑鲕粒		球粒	原地生物	泥晶、结晶等
交代白云岩	白云石<50%	白云质碎屑灰岩	白云质骨屑灰岩	白云质鲕粒灰岩	白云质球粒灰岩	白云质礁灰岩	白云质泥晶灰岩，白云质结晶灰岩
	白云石50～75%	残余碎屑灰质白云岩	残余骨屑灰质白云岩	残余鲕粒灰质白云岩	残余球粒灰质白云岩	残余礁块白云岩	残余泥晶(结晶)灰质白云岩
	白云石75～90%	结核状白云岩、团块状白云岩、孔洞状白云岩、斑块状白云岩、角砾状白云岩、不等粒镶嵌状白云岩。(各种原生残余结构可作附加定名)					
	白云石>90%	各种结晶白云岩：巨晶白云岩、粗晶白云岩、中晶白云岩、细晶白云岩、不等粒结晶白云岩					

续表

白云石化程度	原生结构变化	交代白云岩的原生结构					
		碎屑	骨屑	颗粒	球粒	原地生物	泥晶、结晶等
原生白云岩	沉积白云岩	隐晶白云岩、微晶或细晶白云岩（重结晶后可形成各种结晶白云岩，它们与交代白云岩的区别是：后者或多或少有石灰岩板交代残余结构）					
	原生碎屑白云岩	砾屑白云岩、砂屑白云岩					
	原生生物白云岩	藻白云岩					

生动物、腕足类和各种软体动物的硬壳以及其它钙质生物遗体所组成的。一般温暖气候带的浅海区有利于形成生物石灰岩。礁石灰岩是它的代表性岩石（图3-35）。

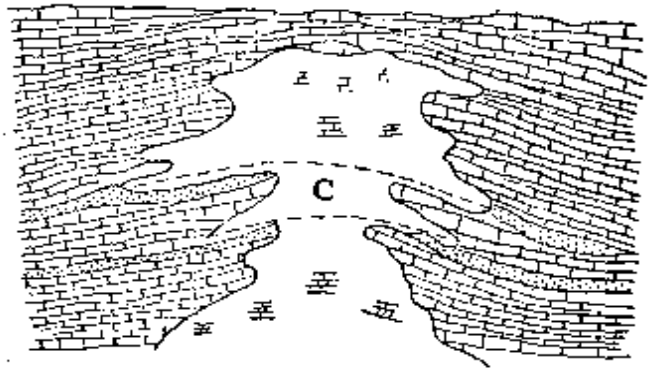


图 3-35 典型生物礁石灰岩（宝塔礁体）

C—礁核

礁石灰岩大部分都是由各种造礁生物遗体及群栖的其它生物遗体组成。如当代珊瑚礁主要是由石灰质水藻、珊瑚、软体动物介壳、有孔虫类等组成的，多属原地生长的固着生物，因此保持了生物生长的位置，块状构造或多孔状构造，孔隙内常充填各种生物碎屑。主要特征是产状为暗礁状，周围被成层的石灰岩包围。小型礁灰岩长宽达数十米到数百米，延伸达千米，大型礁灰岩厚达数百米到上千米，延伸数千米，有时达数百公里，常是油气的良好储集场所。我国贵州西南上二迭系，广泛发育着礁石灰

岩，是贵州寻找油气的有利地区。由于世界上大量油气藏都产在生物礁石灰岩中，因此对它的研究具有重大意义。

除礁石灰岩外，生物石灰岩中比较常见的还有骨屑灰岩，包括生物碎屑灰岩和生物介壳灰岩，它们都是经过流水搬运、分选的。

生物介壳灰岩主要是由比较完整的腕足类、瓣鳃类、腹足类等的生物贝壳组成，具全贝壳结构，一般成不太厚的层状或透镜状，通常按主要生物组合进一步命名。

生物碎屑灰岩主要是由破碎了的、甚至磨圆了的生物碎屑组成，能看到不完整的生物结构。有时能见清楚的斜层理。这类灰岩是成层良好的灰岩中较发育的一种类型。它与鲕状灰岩和各种碎屑灰岩共生，主要形成于滨岸浅水地带。

2．化学石灰岩

由纯化学方式从水中沉淀出的方解石组成。无生物化石。常见的是一种致密状的隐晶质石灰岩，因颗粒很细，肉眼无法观察其颗粒界线。常为致密块状，具贝壳状断口。一般为浅灰色至黑色，含粘土质及氧化铁混入物时可呈淡黄色。有时可见到局部重结晶现象，其重结晶部分色调较浅，透明度也较高。

化学石灰岩的沉积，受温度与压力两个因素控制，如下式所示：

$$Ca(HCO_3)_2 \underset{\text{压力增大}}{\overset{\text{温度升高}}{\rightleftharpoons}} CaCO_3\downarrow + CO_2\uparrow + H_2O$$

上面的化学反应式说明：$CaCO_3$的溶解度随着温度的升高而降低，随着压力的增大而增大。所以海洋中化学石灰岩也沉积在温暖的浅海区。

3．鲕状石灰岩

具鲕状结构，鲕粒大小通常在2毫米以下，鲕体含量＞50%。它的鲕体主要由隐晶质或微粒方解石组成，胶结物亦为细粒的或隐晶质的方解石。岩石常含数量不等的生物碎屑或灰岩碎屑。它是兼具化学和碎屑成因的一种岩石。

鲕状石灰岩的形成，除海水中的$CaCO_3$需达到饱和状态外，还要在温暖、而且动荡的水介质条件下才能形成。在动荡的水介质中其CO_2很易逸出，此时$CaCO_3$便围绕陆源碎屑或生物碎屑的质点发生沉淀而形成鲕体。鲕体常具同心圆状构造，但有时因重结晶作用或白云石的交代而被破坏。

鲕状石灰岩最典型的是产于华北寒武系张夏统石灰岩中，岩石中常常含有三叶虫的碎片，并可发生白云石化，使白云石晶体穿透鲕体。江南一带奥陶系宝山组石灰岩中也有鲕状石灰岩的分布。

4．碎屑石灰岩

是由大小不同的石灰岩碎屑或碳酸盐颗粒组成。按碎屑大小可分为砾状、砂状、粉砂状碎屑石灰岩。我国华北寒武系、奥陶系普遍存在竹叶状灰岩，它是典型的砾屑灰岩。砾石形状长椭圆形或扁圆形，切面呈长条形，似竹叶。砾石圆度高，大小不一，几毫米到几厘米。砾石成分为泥晶石灰岩。有些层位的竹叶状灰岩具紫红色氧化圈，它们应属于陆源碎屑，即在地表氧化形成。而无氧化圈的竹叶状灰岩是典型的盆屑成因，即位于高能量的潮上带生成的泥晶石灰岩，经过潮水波浪的改造，形成磨圆的砾石又被带到低能量的潮下带，再被泥晶碳酸钙胶结形成。胶结物的结晶程度常较砾石粗，并常有白云石化现象。竹叶状灰岩又称同生砾岩（角砾岩）。

5．白垩

为石灰岩的特殊类型。肉眼观察是一种白色、疏松、土状的岩石。化学成分是碳酸钙。矿物成分主要由粉末状的方解石组成。岩石外貌似硅藻土，区别方法是后者滴稀盐酸不起泡。

白垩常沉积在含盐度正常、温暖气候带的浅海底部。

石灰岩除上述五类外，还有几种过渡类型的岩石，在实际工作中也很常见，其中包括：

6．硅质石灰岩及硅质条带石灰岩

它们是石灰岩与硅质岩之间的过渡类型岩石。硅质石灰岩的

硅质物是微粒石英和玉髓，是以细分散状态存在于岩石中（占5～25%）；而硅质条带石灰岩中的硅质物是以条带形式夹在石灰岩中，条带宽自几毫米至几厘米不等。在手标本中区别这种石灰岩的方法是，其硬度较普通石灰岩大，加稀盐酸微弱起泡，在自然露头中抵抗风化的能力比普通石灰岩强，硅质条带显得凸出且平行层理排列，在剖面上看得十分清楚。

这种石灰岩在我国震旦系地层中分布很广，如北方震旦系雾迷山组中就有这类岩石产出。

7．含锰石灰岩

含锰约3～10%，锰以分散状态存在于石灰岩中，叫含锰石灰岩。岩石新鲜时为蓝灰色、灰黑色，易风化，风化后呈赭色、褐色、多孔、污手，有时还可形成锰土。

含锰石灰岩常产于含磷岩层或含锰岩层中，多为浅海相沉积，不仅可作锰矿开采，而且也是寻找磷矿的标志。我国广西上泥盆统、石炭二迭系以及湖南吉首、湖北钟祥等地的震旦系上部含磷岩层中，广泛分布着这类岩石。

8．泥质灰岩及泥灰岩

是石灰岩与粘土岩之间的过渡类型岩石。它是一种结构均一的极细粒的岩石，其外貌有时与泥板岩很相似，但滴盐酸强烈起泡，以此区别。矿物成分除方解石外，尚有石英、硫酸盐、海绿石等矿物混入物。这类岩石一般为浅色，也有红、棕、紫等色，有时具薄层理和韵律层理。风化时易碎裂成片。

泥质灰岩及泥灰岩是粘土及碳酸盐物质同时沉积生成的。它们可以是泻湖沉积、海相沉积或陆相湖泊沉积。这类岩石在我国北方石炭二迭系含煤建造中很常见。南方下石炭统的和州组石灰岩、三迭系青龙群石灰岩，均为泥质灰岩或泥灰岩。

（二）白云岩

白云岩主要由白云石组成，另外还有方解石及粘土矿物，有时可有石膏、硬石膏等硫酸盐类矿物的混入物。一般为细粒及中粒晶质结构，有时也有鲕状结构及碎屑结构。颜色为浅灰色、灰

色、灰白色等，含泥质较多时为灰黄色。纯白云岩加稀盐酸不起泡，但其粉末加盐酸起泡。在野外白云岩的露头上经常可以看到很多纵横交错的刀砍状的溶沟为其特征。

白云岩多半是在含盐度较高的封闭或半封闭的水盆地中形成的，故其中很少有生物化石。按白云岩的成因可分为原生、成岩和次生三种：

1．原生沉积白云岩

是干燥性气候条件下在含盐度较高的封闭或半封闭的水盆地中沉积而成的。它的特征是呈层状，无生物化石，常与石膏相间成层。颜色有白色、灰白色等。结构一般为均匀的微粒结构，有时也可见鲕状结构。我国华北下奥陶统地层中有原生沉积的白云岩。

2．成岩白云岩

多为钙质软泥经过改造而成，呈层状或透镜状，层理一般不明显，生物化石常被白云石交代。白云石的晶体常呈不规则的菱形，有时尚可保存原来沉积物的结构，如鲕状结构等。断口粗糙。

交代作用是已形成的碳酸钙软泥被含镁的物质如$MgSO_4$所交代，其反应如下：

$$2CaCO_3 + MgSO_4 + 2H_2O \longrightarrow \underset{\text{（白云石）}}{CaMg(CO_3)_2} + \underset{\text{（石膏）}}{CaSO_4 \cdot 2H_2O}$$

因此，在成岩白云岩中常有石膏共生。

3．后生白云岩

是由含镁溶液交代了已经硬化的石灰岩中的方解石而形成的。层理不明显，通常呈透镜状、块状或不规则状产于石灰岩中。岩石多孔，具不等粒结构。白云石晶体多呈自形，透明度也较好，有时可见白云石细脉穿插围岩的现象。岩石中常见保存有未受白云石化的残留部分。这都说明后生白云岩是原来的石灰岩经含镁溶液交代而成的。若交代作用不彻底、不均匀时，则在石灰岩中可见斑块状或斑点状的白云石的集合体，其颜色较浅，使岩石出现豹皮状的斑纹，即形成所谓豹皮灰岩的白云质灰岩。

四、碳酸盐岩的鉴定与描述

在野外鉴定碳酸盐岩应使用放大镜和5～10%浓度的稀盐酸，观察和描述的基本内容包括：

1．加盐酸起泡剧烈程度：可用5～10%浓度的稀盐酸滴在岩石新鲜面上，并根据起泡剧烈程度(强、中、弱三级)进行区分：起泡强烈的为较纯石灰岩；起泡中等可能含有白云质；弱的可能为白云质灰岩或灰质白云岩。硅质石灰岩，加酸起泡情况随硅质含量的增加而减弱；石灰岩含泥质时，加酸起泡情况亦随泥质含量的增加而减弱。可根据起泡情况及泥质薄膜残留情况将岩石大致定名为泥质灰岩或泥灰岩等。

2．颜色：风化面的颜色和新鲜面的颜色往往不一样。碳酸盐岩的颜色多种多样，主要取决于岩石中所含杂质或混入物的性质，如粘土质、有机质、氧化铁、氧化锰及其它氧化物和氢氧化合物等。

3．成分：主要矿物成分及其它矿物混入物要尽可能的鉴定出来，可与滴稀盐酸后的反应结合进行观察与鉴定。

4．结构：观察岩石的结构类型属结晶结构、鲕状结构、生物结构、碎屑结构或其它。

5．构造：包括层理、结核、波痕、泥裂等，碳酸盐岩中的缝合线构造、叠锥构造、裂隙和洞穴的发育程度等。

6．生物遗体：包括种类、数量、与层理的关系、完整程度、排列情况等。

7．岩石的物理性质：硬度、硅质混入物，如硅质条带、燧石条带、燧石结核，还有断口、脆性等。

8．岩层的厚度及接触关系。

9．最后应当根据肉眼观察的结果，给以定名并对岩石的相条件进行初步分析。

碳酸盐岩肉眼描述举例：

1．石灰岩

灰色、具参差状断口，结晶颗粒大小不等，其中分布有方解

石晶体，由0.5～2毫米大小，解理面上具玻璃光泽。加稀冷盐酸剧烈起泡。致密块状，层理不明显。含有丰富的生物碎屑，如纺缍虫、海百合茎（直径1～2毫米）等。具缝合线构造。裂隙发育。有燧石结核体，成条带状或串珠状平行层面分布。

定名：灰色中粒含燧石条带灰岩。

2．鲕状石灰岩

暗紫色，具鲕状结构。加稀盐酸强烈起泡。主要成分为方解石，并有大量氧化铁的混入物，故岩石呈暗紫色。鲕粒一般呈圆形，大小为1～2毫米，成分为隐晶质方解石和铁质；还有少量不规则的生物碎屑，大小为1～3毫米，含量小于5％。胶结物也是方解石和铁质，鲕体和胶结物的界线不很清晰，二者含量比约为7:3左右。断口粗糙，较致密，性脆。岩石呈厚层状产出，与上下岩层为渐变关系。

定名：暗紫色含铁质鲕状石灰岩。

第七节　盐　　岩

一、概述

盐岩主要是由易溶于水的钾、钠、钙、镁的卤化物和硫酸盐所组成的化学成因的沉积岩。

组成盐岩的矿物有一百多种，主要矿物为岩盐、钾盐、光卤石、泻利盐、芒硝、石膏、硬石膏、重晶石、天青石、苏打等。

盐岩中除盐类矿物外，往往有白云石、粘土矿物、氧化铁等混入物。盐岩层本身含碎屑混入物一般很少，但在整个盐岩系中，粘土岩的夹层较多。

盐岩的化学成分甚为均一，根据其化学成分决定盐岩的矿物组成和类型。

二、盐岩的主要类型

根据主要矿物成分的不同，盐岩分为下面几种：

（一）石膏岩和硬石膏岩

多呈青灰色、青褐色、浅红色、白色、淡黄色等。常具结晶

粒状、纤维状、鳞片状等结构。矿物成分简单，常为单矿物岩石。有时有白云石、石盐、天青石、重晶石、粘土矿物和碎屑物质的混入物。

石膏岩和硬石膏岩外貌多种多样，如含较多粘土杂质，结构致密，就很像泥质岩；如重结晶程度较好，为结晶粒状结构，就很像大理岩。所以在鉴定时要注意区别：它在水中不能泡软，无可塑性、可与泥质岩区别；滴稀盐酸不起泡，可与大理岩区别。

石膏岩和硬石膏岩多为原生纯化学沉积，往往是在气候干旱的条件下，在泻湖或内陆湖泊中由于水的大量蒸发作用而沉积形成的。常呈层状或透镜状，产于碳酸盐岩系或红层中。通常与石灰岩、白云岩、岩盐等共生。我国山西太原奥陶系石膏岩即产于碳酸盐岩系中；湖北应城的第三系石膏岩产于红层中。

（二）岩盐

主要由石盐及各种氯化物组成，纯者无色，常因含有某些混入物而呈现灰、蓝、褐、红等色。通常与石膏岩或硬石膏岩共生。

我国岩盐主要产于三迭系、白垩系和第三系的地层中。在西北干旱地区还有许多内陆盐湖。最著名的江西周田大盐矿产于白垩系红层中。

（三）钾盐岩

主要由钾盐和石盐组成，并含有少量硬石膏、粘土和其它混入物。常呈乳白色，红褐色及红色，硬度低，有烧盐味。我国青海柴达木盆地有规模巨大的钾盐矿。

第六章　沉积岩岩相及沉积旋回

第一节　概　　述

一、沉积相的概念和分类

（一）沉积相的概念

我们从现代沉积作用中知道，一定的沉积物都是在一定沉积

环境下形成的。在不同的沉积环境条件下所形成的各种类型的沉积物，便具有不同的特征。如颜色、物质组成、结构、构造、厚度、生物化石等都会有差别。这些差别表明了沉积环境总的特征，也表现为自然地理景观的差异。

因此，我们可以将今论古，根据沉积岩、沉积矿产的特征及其空间分布的特点，来恢复它们形成时的古地理条件，以便查明沉积矿产的赋存规律，有效地指导矿产资源的普查勘探和预测工作。沉积相的理论就是为了解决这一任务而提出的。

现代关于沉积相的概念是指具有一定的岩性特征和古生物标志的岩石或岩层，这些特征和标志能反映沉积物形成时的自然地理条件。所以沉积相既是沉积物的物质表现，又代表当时的古地理环境，即具有沉积物特征和古地理的双重概念。

沉积物的特征包括岩性特征、古生物特征和地球化学特征，而最主要的是岩性特征。沉积物的生成条件主要指沉积物生成时的自然地理条件或古地理条件。只有把以岩性为主的沉积物特征和以古地理条件为主的沉积物生成条件有机地联系起来，才能反映沉积相的全面和完整的概念。我们对于沉积岩层中的岩性和古生物特征进行研究，借以恢复当时沉积物的沉积环境的方法称为岩相分析方法。

（二）沉积相的分类

沉积相既然是一定的沉积物沉积时的古地理环境，那么沉积相也就应该按自然地理环境进行分类与命名。首先将沉积相划分为大陆相、海相、海陆过渡相三大类，然后每类再根据自然地理环境划分为若干相（表3-18）。

二、沉积相的成因标志

确定沉积相主要是根据对钻孔地层剖面和露头地层剖面资料的详细分层描述和分析，其中包括各种素描图及照相等资料，然后把沉积相的全部成因标志进行综合全面的分析，初步确定沉积相的类型。对主要成因标志的描述要求如下：

1．沉积岩的颜色：颜色是沉积岩最醒目的标志，同时也反

表 3-18 沉积相的分类

大陆相	海相	海陆过渡相(过渡相)
风化壳相	滨海相	河湖相
山麓相	浅海相	三角洲相
河流相	半深海相	沙坝、沙坝相
湖泊相	深海相	海湾相
沼泽相		滨海湖泊与沼泽相
冰川相		
沙漠相		

映岩石的成分和生成条件，常作为分层对比和推断古地理条件的重要标志之一。观察颜色时，首先要分清颜色的主次和成因，只有原生色对相分析才有意义。

2. 沉积岩的物质成分：在野外，要尽可能利用放大镜鉴定出岩石的碎屑矿物、胶结物质成分、岩石碎屑及其它物质组成，确定出岩石的名称。如肉眼鉴定有困难，可通过显微镜等方法补充修正。

3. 岩石的分层厚度：可以反映出某一种沉积环境在时间上的持续性，同时也是绘制剖面图的数据。

4. 沉积岩的结构：观察岩石的粒度、磨圆度、分选度和颗粒形状；胶结物的结构和胶结类型；泥质结构、鲕状结构、生物结构及晶粒结构等。

5. 沉积岩的构造：主要是层理的类型，它可以反映介质运动的性质和强度。

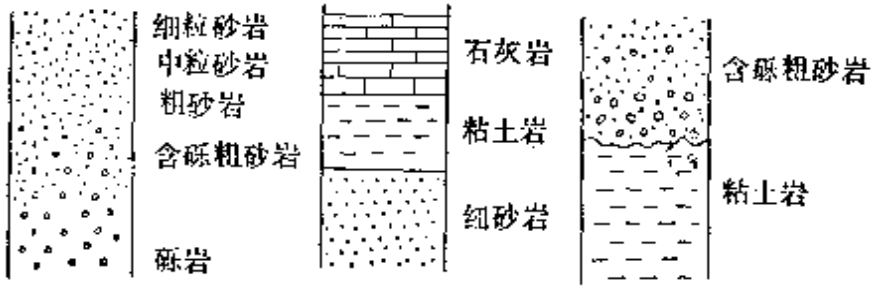
结核：观察其颜色、成分、大小、形状、数量、内部构造与围岩的关系、分布特点等。

包裹体：观察其成分、大小、形状、含量及岩石中的分布状况等。

其它层面构造：包括波痕、泥裂等。

6. 分层的接触关系：可分为过渡接触、明显接触和冲刷接触三种类型。过渡接触是逐渐过渡，由沉积环境逐渐变化而引

起，分层之间没有明显的界限（图3-36a）；明显接触是由沉积环境突然变化而引起的，分层之间有明显的接触面（图3-36b）；冲刷接触说明在下部分层沉积之后，曾经有过短暂的沉积间断，并有冲刷现象发生，上下分层之间有明显的不平整的接触面，其冲刷面上岩层底部往往含有下伏岩层的砾石（图3-36c）。



a、过渡接触　　b、明显接触　　c、冲刷接触

图 3-36　分层接触关系示意图

7．生物化石：应观察生物群的特点以及名称、大小、成分、数量、完整程度及埋藏情况等。

8．岩层在剖面中的位置，即沉积相的组合、过渡关系。

以上列举的是确定沉积相的重要成因标志。各种沉积相的鉴定标志见表3-19。

单个剖面的沉积相确定后，还需通过对多个剖面的对比研究不断校正。只有通过多个剖面的研究，才可查清岩层空间形态及其变化，有助于沉积相的确定。

三、沉积相的变化

沉积相在水平方向和垂直方向上的变化称为相变。

由于自然地理条件的差异，同一时间生成的沉积物的岩性和古生物特征往往在水平方向上，也就是在空间上会有一定的变化。这种现象叫做相的侧向变化或横向变化。例如当沉积区海底的地壳运动相对稳定时，海相沉积物的性质变化决定于沉积地段与海岸的距离。常常在滨海地区以沉积粗粒碎屑物为主，远离海岸则逐渐过渡为沉积细粒碎屑为主，再远则以粘土质和化学沉积为主（图3-37）。同样湖泊相、河流相等的沉积物，也往往具有

表 3-19 沉积相鉴定标志表

沉积相 \ 特征		鉴定标志					
		形成环境	岩性	层理	化石	结核、包裹体	其它
陆相	河床相	形成于古代河床中，由于古代河床经常迁移使之沉积面积较大	由各种粒度的砂岩组成，含少量砾石，分选好，呈长条状分布，从剖面上看，粒度变化下粗上细	常见有大的直线型或收敛型斜层理及特有的河床相韵律层理	植物碎片、硅化木、镜煤化树干等	炭质、泥质、粉砂质、包裹体	底部有冲刷面、其上与河漫相共生
	河漫相	形成于河漫滩上	细砂岩、粉砂岩为主、夹泥质岩	斜波状层理、缓波状层理等	植物化石不完整		常在河床相之上
	湖泊相	形成于内陆湖泊中或河流入湖泊的地带	细碎屑岩为主，仅在湖岸见有粗碎屑岩	细水平层理为主	植化叶部化石、淡水动物化石	菱铁矿结核及泥质、粉砂质包裹体	为煤层顶板或位于河漫相之上
	沼泽相	形成于沼泽环境	粘土岩、粉砂岩为主、细砂岩较少	在细砂层中可见水平层理	植物根部化石垂直于层面	菱铁矿结核	为煤层底板
	泥炭沼泽相	植物茂盛的沼泽环境	煤、炭质泥岩				位于沼泽相上部
过	泻湖海湾相	形成于泻湖海湾地带	粉砂岩、粘土岩互层	层理不清、有时见缓波状层理	有海百合、腕足类、瓣鳃类等动物化石	黄铁矿、菱铁矿结核	可为煤层顶板

滨	沙坝相	形成于海湾与外海过渡的地带	中～粗粒砂岩、底部有时含砾石、分选度、磨圆度均较好、砂岩成分简单、呈透镜状	交错波状层理	可见动物化石碎屑、如介壳类化石碎片等	泥质岩、粉砂岩包裹体、菱铁矿结核及钙质结核	底部有规模不大的冲刷面与潟湖海湾相共生
相	三角洲相	形成于河流入海处，由于流速顿减而沉积形成	细～中粒砂岩、分选度、磨圆度中等，呈扇形分布	大型交错层理、楔形交错层理、斜波状层理等	植物碎片	泥质岩、粉砂岩包裹体、菱铁矿结核	水平方向上常与河床相共生，上部为潟湖相
海	滨海相	靠近海岸线处海水涨落潮的地带内	各种粒度的砂岩、分选度、磨圆度均较好，石英砂岩、砾岩的成分单纯	波状层理为主、缓波状层理，斜层理等，层面上常有波痕、泥裂等	化石少，偶尔见动植物化石碎片		常位于浅海相底部
相	浅海相	形成于浅海环境	粉砂岩、粒土岩、化学岩及生物化学岩	以水平层理为主，也有缓波状层理	大量海相动物化石	在粉砂岩及粘土岩中常有碳酸盐结核	常位于滨海相之上

这种横向变化的现象。

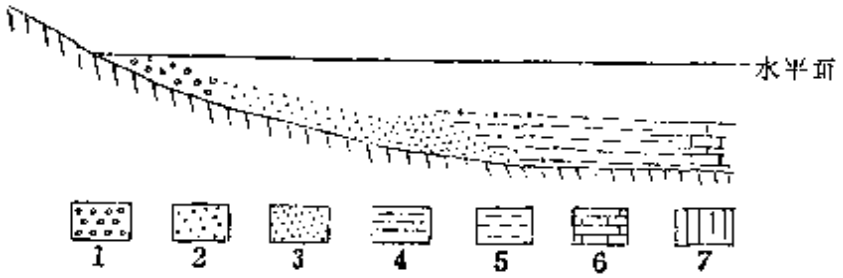


图 3-37 同一时间海相沉积物在空间上的变化示意图

1—砾岩；2—粗砂岩；3—细砂岩；4—砂质泥岩；5—粘土岩；6—石灰岩；7—基底岩石

如果同一地区由于地壳运动或其它因素而发生自然地理条件的变化，则沉积物的生成条件在时间上也发生了改变。因此在同一地区不同时期形成的沉积物的岩性和古生物特征，就会在垂直方向上显现出差异来。这种现象叫做相的纵向变化，或称相的递变。

由地壳运动引起的沉积区的上升或下降而发生的海进或海退层序，是我们在野外常见的相递变现象。

当沉积区海底上升或陆地下降，这样就发生了海进。海岸线推向大陆，因而原来的滨海地区沉积的粗粒碎屑物将被浅海的细粒沉积物所覆盖，原来海水较浅地区的细粒沉积物将为海水较深地区的粘土质或碳酸盐沉积物所覆盖等。因之在沉积物的垂直顺序上，即沉积相的纵向变化上，就发生了由下而上从粗粒碎屑沉积到细粒沉积以至化学沉积的变化，也就是离海岸带远的岩相迭在离海岸带近的岩相之上的现象。这就是海进层序沉积相的特征（图 3-38）。

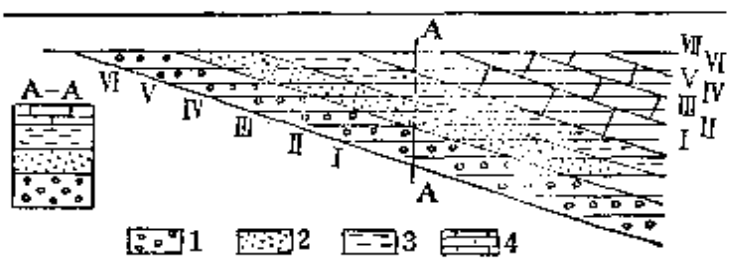


图 3-38 海进层序（B·B·别洛乌索夫）

1—砾岩；2—砂岩；3—页岩；4—灰岩

海退层序沉积相的特征则刚好相反（图3-39）。如沉积区海底迅速下降，还可能引起粗粒碎屑沉积物直接覆盖在粘土质以至化学沉积物的上面（图3-40）。

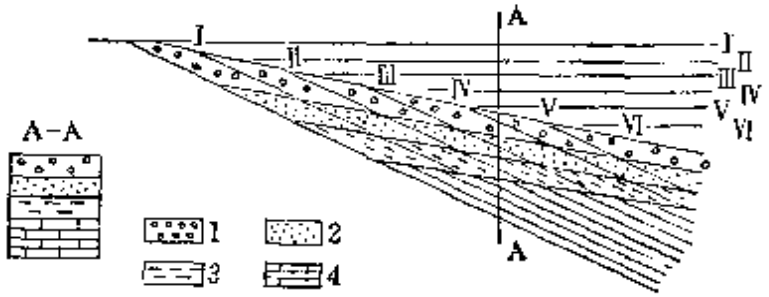


图 3-39 海退层序（B·B·别洛乌索夫）

1—砾岩；2—砂岩；3—页岩；4—石灰岩

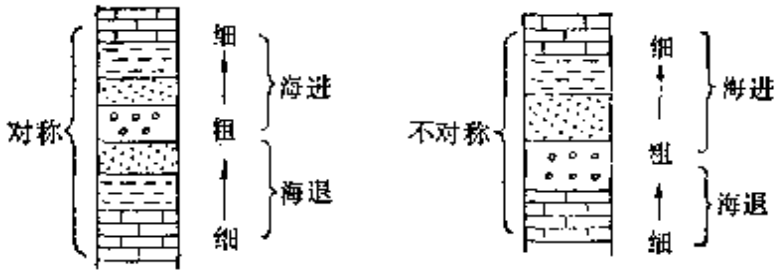


图 3-40 海退与海进岩石组合

沉积相的特征在纵向变化上有规律性的交替出现的现象叫做沉积相的韵律，也叫做沉积相的周期或旋回。这主要是由于地壳节奏性的振荡运动引起了自然地理条件有规律的变化，因此沉积物的特征在垂直剖面上也就反映了一套共生岩相的有规律的交替。

研究沉积相及其变化，可以帮助我们恢复当时的沉积自然地理条件，查明或预测沉积矿产的形成及分布规律，指导找矿和勘探工作。

第二节 各类沉积相的特征

一、大陆相

（一）概述

1. 影响陆相沉积的主要因素

大陆环境复杂，受许多因素控制，其中最主要的因素是气候、地形、生物界、母岩成分和构造运动等。

1）气候：气候能间接影响到剥蚀与堆积的性质和强度，不同的气候带可有不同的风化作用及堆积物。因此，气候的分带性使陆相沉积物也呈带状分布。

2）地形：大陆环境剥蚀作用和堆积作用的强弱和分区往往决定于地貌条件，风化产物的搬运、沉积分异及其分布特点在很大程度上取决于地形，特别是机械沉积分异作用的强度主要决定于地形等因素。

3）生物界：起重要作用的是陆上植物，其次为陆上动物及淡水动物。陆上植物是形成一系列巨厚陆相可燃性有机岩沉积的重要因素，另外，许多湖泊中的化学沉积（如 Fe、Mn 沉积）与细菌和生物活动有密切关系。由于生物界受气候与地形的控制，所以与生物界有关的大陆沉积物也常有分带现象。

4）母岩成分：在外因条件（地形、气候、生物界和构造运动）相同情况下，由于母岩成分（内因）不同，其风化性质、速度及风化产物也不一样；而在不同气候条件下，不同的母岩成分其风化情况就更不一样，从而直接影响沉积物的特性。

5）构造运动：它确定了侵蚀区与剥蚀区的位置及侵蚀堆积的强度，因此在不同的构造单元具有不同类型的沉积物。

以上这些影响陆相沉积的因素是互相联系又互相制约的，它们在构造运动总的影响下，以气候和地形为主的上述各种因素互相作用的结果，使得陆相沉积在大陆上呈有规律性的分布。

2. 陆相的一般特征

陆相沉积由于其形成条件复杂，在时间上和空间上相变比较快。其总的特征是：主要由各种成分（碎屑物、化学沉淀物质及有机物质）、各种粒度（由粗到细）的碎屑岩和粘土岩组成。碎屑岩的成分较海相、过渡相复杂，大规模的碳酸盐岩、盐岩沉积比较少见。有些矿物如海绿石、磷酸盐、沉积沸石等，几乎未曾

在陆相沉积中发现。碎屑物质的分选度、磨圆度均较差。层理类型复杂。在粒度细的沉积层中，含有保存完整程度不同的各类植物化石，有时也可见到一些湖泊淡水动物化石。由于陆相沉积物搬运距离不大，沉积物离母岩较近或直接覆盖在母岩之上，沉积物的厚度一般不大，且分布亦不稳定。由于是氧化环境，沉积物的颜色常呈红色，或红色与浅绿色相间，有时也可见灰白色沉积物（粘土岩、石英砂岩等）和黑色沉积物（煤层或碳质页岩）等。

陆相可以进一步划分为风化壳相、山麓相、河流相、湖泊相、沼泽相、冰川相、沙漠相等。

（二）风化壳相

风化壳相是母岩受风化作用后残留于原地（未经搬运）的沉积生成物，沿剖面向下与母岩呈逐渐过渡关系。

风化壳相沉积物的特征与母岩、地形、气候等条件密切有关。例如温带区花岗岩的剥蚀面上往往形成粘土型风化壳；热带准平原化的玄武岩区往往形成红土型风化壳。由于风化作用随深度不同，所以风化壳常具垂直分带现象，如闽南第三纪玄武岩风化壳由上而下可划分为三个带（孙善平1958）：

1．富含铝土矿的红土带：氢氧化铝（水矾土）80～85%、氧化铁5～10%及少量伊丁石，厚1～5米。

2．红土带：红土中含有少量铝土矿和玄武岩块，厚3～6米。

3．破碎的原生岩石：玄武岩变成灰紫色，部分已红土化，厚1～4米。

风化壳相不仅见于较新的地质时期中，在较老的地质时期中也能见到。古风化壳的标志产物是红色土和红土、绿脱石、含镍矿石、高岭石、黄土和黄土状岩石。

（三）山麓相

山麓相沉积常见于山前或山间盆地边缘的山麓地带。碎屑物被山间急流夹带而出，至山口由于流速顿减而沉积下来形成冲积扇（由洪积物组成）。冲积扇范围逐渐扩大，其间再加上坡积物

和坠积物充填，使冲积扇连接一片，总称为山麓相。

山麓相沉积的特点是：沉积物主要由粗碎屑物组成，靠近山麓碎屑粒度最粗，几乎完全未经分选磨圆、无层理，离山麓渐远碎屑粒度逐渐变细，并具有一定程度的分选和磨圆。有时尚可见到较陡的直线型斜层理或其它类型的层理。不含动植物化石。沉积物的总厚度常较大。

（四）河流相

河流相又称冲积相，它是指基岩及其风化产物遭受河流冲刷、搬运后，在河谷中沉积下来的一套沉积物。

河流相沉积是陆相中最常见的沉积类型，无论是古代或现代分布都很广。在我国中生代和新生代的陆相含煤建造中都有大量的河流相沉积；在晚古生代的海陆过渡相及以海相为主的含煤建造中也有少量河流相的分布。

河流相沉积物的特征变化较大，主要决定于河流的大小、流域地形及河谷发展阶段等（图3-41）。通常在河谷的不同部位，沉积特征就不一样，因此河流相又可细分为河床相和河漫滩相等。

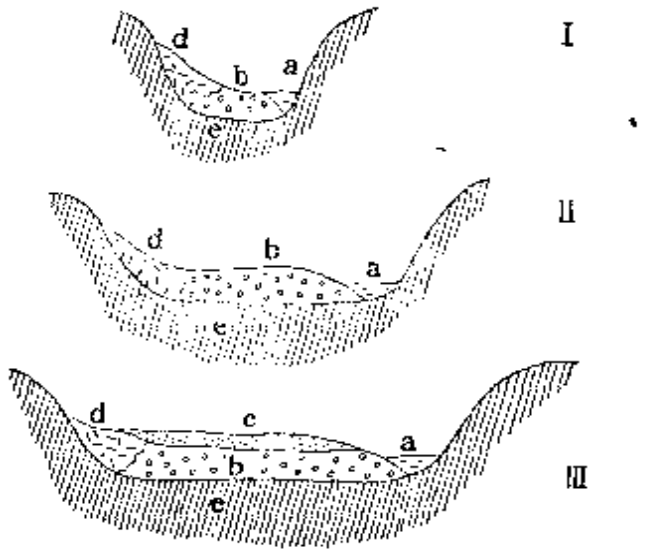


图 3-41　河谷发育与河流相沉积物形成示意图

（Ⅰ、Ⅱ、Ⅲ指河谷横剖面顺序发展阶段）

a—河床；b—河床沉积物；c—河漫滩沉积物；d—坡积物；e—基岩

1．河床相

河床相沉积是河流活动的产物。河流发育的初期以垂直侵蚀为主，随着河流的发展，侧向侵蚀越来越占主要地位，河谷不断加宽，流速逐渐降低。所以沉积物的粒度在剖面上由下而上逐渐变细，沉积物分布面积也逐渐增大。在含煤建造中，特别是陆相和过渡相的含煤建造中，常见大片发育的河床相沉积物在数十公里长的距离内连续分布。

河床相的主要特征是：

1）由各种粒度的砂岩组成，主要是中-粗粒砂岩或砂质砾岩、含砾砂岩等，也可有少量砾岩。分选性一般不好，磨圆度中等或较差，在剖面内自下而上粒度逐渐变细。

2）常有大的直线型或收敛型斜层理。有时尚可见到河床相砂岩所特有的直线型韵律分选斜层理（图3-42）。

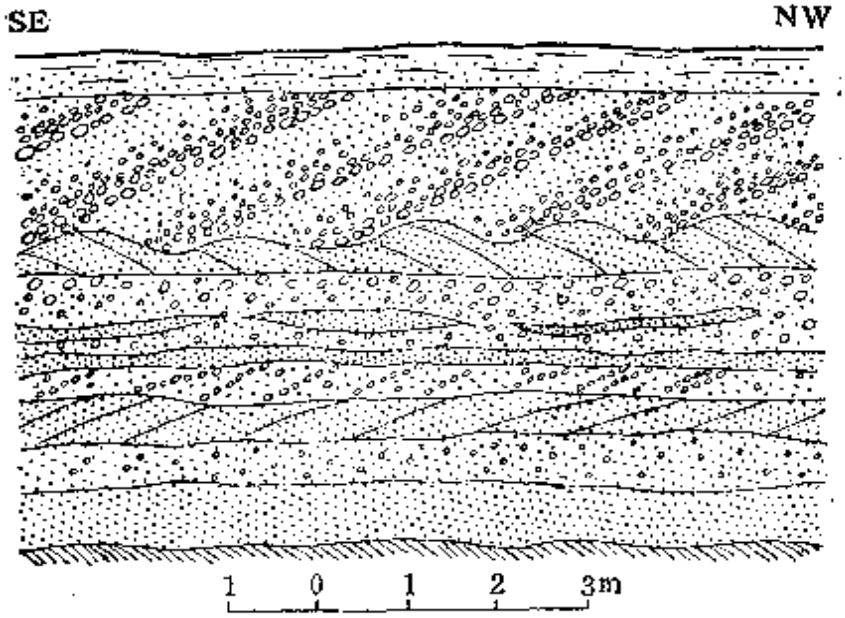


图 3-42 韵律性斜层理示意图(А·Б·鲁欣)

3）在河床相中有时可找到硅化木化石和植物化石的碎片，还常有碳质、泥质、砂质、粉砂质的包裹体等。

4）河床相与下部沉积物之间的关系常呈冲刷接触。

2．河漫滩相

河漫滩沉积是河流洪水时期的沉积物。由于河流涨水，河水

漫过了河漫滩，流速因水面加宽而顿减，河流携带的泥砂等悬浮物就在河漫滩上沉积下来。河漫滩相的主要特征是：

1）沉积物主要由中-细粒砂岩及粉砂岩组成，并常有泥质岩的夹层。

2）层理类型复杂，常有各种小型的斜层理，斜波状层理、断续的缓波状层理甚至透镜状层理，有时也有小的收敛型斜层理。

3）有时能找到植物化石，常见保存不好的植物碎屑化石。

河漫滩相是河流发展过程中的产物，经常与河床相共生，出现在河床相之上，或在横向上与河床相沉积过渡。

（五）湖泊相

湖泊沉积是陆相沉积中分布最广的沉积物之一。湖泊相沉积的物质成分决定于多种因素，如湖泊的大小和深度、气候环境、含盐度、淡水的间歇流入或经常流入等。湖泊相可根据其形成地理环境分为大陆湖泊相和滨海湖泊相（属过渡相）；根据含盐度湖泊又可以分为淡水湖和盐湖两类。我国中生代和新生代含煤建造中有大量的湖泊相沉积，均属大陆淡水湖泊相。其主要特征是：

1．沉积物一般以细碎屑岩为主，但在近岸处由于拍岸浪的影响，常有砂坝或砂堤沉积，在所形成的细-中粒砂岩中可能出现砾石。向湖心过渡，沉积物逐渐变细，多为粉砂质或粘土岩沉积。由湖岸向湖心方向有时可看到沉积物平行湖岸的分带现象。

2．细水平层理是湖泊相的重要标志之一。这种层理的显示往往是由于沉积岩性和颜色的变化（可能与季节的周期变化有关）、植物碎屑沿层面的分布等而引起的。在湖岸处可见到波状层理。

3．经常有大量保存完好的植物茎叶化石，有时还有淡水动物化石。在泥灰岩、页岩中，有时还可找到鱼化石。如浙江中生代湖相地层中含丰富的鱼化石。

湖泊相沉积在垂直剖面上常出现在河漫滩相和沼泽相之间，或在泥炭沼泽相之上作为煤层顶板存在。

（六）沼泽相

沼泽是湖泊进一步发展的产物，湖泊发育到最后阶段，上面长满了植物便形成沼泽。所以在含煤建造中沼泽相沉积的底部常有湖泊相的沉积。沼泽又常是泥炭沼泽的前身，因此沼泽相在剖面上也经常和泥炭沼泽相共生，作为煤层的底板出现。

沼泽相与湖泊相的沉积环境不同。沼泽水流不畅通，介质处于还原条件，主要是粘土岩、粉砂岩和大量泥炭沉积，且常有菱铁矿、黄铁矿呈结核、透镜体或细分散状态分布。其中含有大量植物化石和植物根部化石。由于植物根部化石和菱铁矿结核的存在，使沼泽沉积物，特别是泥岩常具团块状结构。

二、海相

（一）概述

1．影响海相沉积的主要因素

海洋占地球表面积的71%，是主要的沉积场所，因之海相地层分布最广。影响海相沉积的因素主要是海底地形、气候、海水的物理化学性质、海中生物、海岸地形、海盆地与陆地隔绝的程度及海底火山喷发等。

海底地形决定了海流分布和水化学状况，因而影响沉积物的成分和分布，特别是对粒度分布影响较大。

海水的物理化学性质如温度、压力、含盐度等，不仅影响沉积物的形成和分布，而且也决定了海洋生物界的分布。

海中生存着种类繁多的生物，它们的生存取决于海水深度、海底地形、含盐度、海水温度及气候条件等。生物对某些沉积物的形成过程起了重要作用。

海岸地形影响海相沉积物来源的性质，如海岸陆地切割厉害则搬运来的多为粗粒碎屑，反之如为平缓地形则多为细粒碎屑和化学沉积物。

气候、海与陆地隔绝的程度则会影响海中生物界的生存、海水的含盐度及沉积物的形成和分布。

在海洋里，特别是地槽型的海洋里广泛发育着海底火山，因

此生成了特殊的火山岩和火山碎屑岩。

上述影响海相沉积的诸因素是相互联系又相互影响的。各个因素的作用和意义也是随着地质历史的发展过程而变化着的。在不同的发展阶段其主导因素总是决定了沉积物的基本性质和分布规律。

2. 海相沉积物的一般特征

沉积地层中以海相分布最广，海相沉积总的特点是分布面积广，有相当大的稳定性。含有大量海相生物化石。沉积物有各种碎屑沉积、粘土沉积、铝、铁、锰、磷、硅质沉积和碳酸盐沉积等，其中以粉砂质、粘土质和碳酸盐类为主。在沉积分异作用的支配下，随着远离海岸，碎屑沉积的粒度愈来愈小，同时底栖生物的数量、沉积物的堆积速度也逐渐减小。海相的碎屑沉积其碎屑颗粒的分选度、磨圆度均较好。层理简单，以水平层理及缓波状层理为主。在近岸的海相沉积中还可见到斜层理和泥裂、波痕等层面构造。

根据海洋生物界的分布，结合海水深度和海底地形，将海相划分为：滨海相、浅海相、次深海相和深海相四个类型（图3-43）。

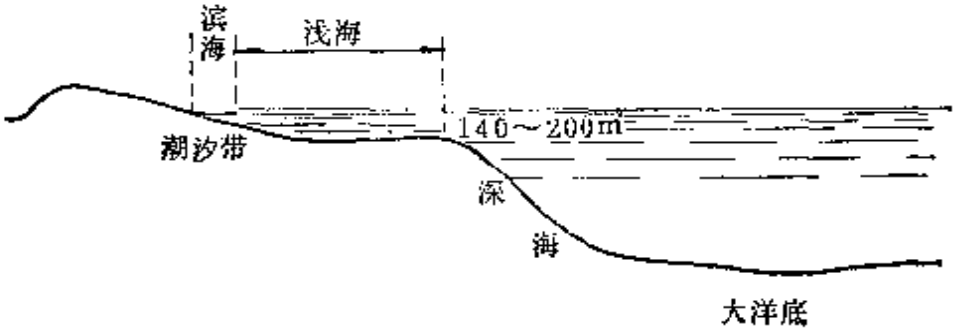


图 3-43 海底分带示意图

（二）滨海相

滨海相沉积发生在涨潮线和退潮线之间的岸坡区。这里海水时进时退，水浪强大，冲刷厉害，经常处在一种动荡的环境，这对滨海相的形成有重大影响。生物以固定在岩石上的钻洞生物为

主。沉积物常暴露于空气中，故滨海相系处于氧化条件下。海岸的地形、岩性和产状是影响滨海相沉积物特点的重要因素。

滨海相在岩性上以碎屑岩为主，碎屑物一般分选良好，磨圆度高、碎屑成分单纯，以砾石、角砾及砂为主，常可见含海绿石、铁的氧化物和氢氧化物的石英砂岩。层理多为斜交层理、交错层理、波状层理等，并有波痕、泥裂等层面构造。化石少见，不易保存，偶有动植物化石碎片。与下伏岩层常为不整合、假整合（冲刷）或明显接触。

滨海沉积在沉积时常常被浅海沉积所改造，所以在地质剖面中不易保存，特别是海退沉积中就经常缺失。

（三）浅海相

从退潮线至200米海深的范围内叫浅海带或陆棚带，其宽度随海底坡度而定，有时可达数百公里（图3-13）。浅海沉积环境的特点是，水介质经常处于运动状态，有明显的海浪作用和海流作用，使得海水不断搅动并波及海底。同时氧气充分，阳光充足，底栖生物大量繁殖（如斧足类、腹足类、造礁珊瑚等），还有各种浮游生物。因为浅海区是氧化环境，有利于氧化矿物的形成。仅在某些滞流的海盆地内由于硫化氢的聚积而造成还原环境。浅海相中岩相分带十分明显，常根据岩性进一步划分为浅海相粉砂岩、浅海相粘土岩和浅海相石灰岩三种。这也是含煤建造中最常见的浅海相沉积。

1．浅海相粉砂岩：一般分选极好，碎屑成分简单，绝大多数为石英质单矿物砂岩，磨圆度好。可具波状层理或水平层理，有时可见斜层理。常可含海绿石、磷酸盐矿物。一般不含动植物化石。

2．浅海相粘土岩：其粘土矿物大多是由河流搬运来的胶体粘土质点凝结而成的，因此以高岭石为主并有其它矿物的混入，还可有植物碎片及孢子花粉混入物。岩石颜色常为暗灰色。由于是胶凝作用形成的，所以粒度常不均一，多为砂质或粉砂泥质结构。层理不明显。富含各种浅海动物化石，如腕足类、海百合

茎、珊瑚等。浅海相粘土岩一般代表着比浅海相粉砂岩更深一些的沉积环境。

3．浅海相石灰岩：浅海相石灰岩可以是化学成因的，也可以是生物成因的。化学成因的以鲕状灰岩为主；生物成因的以礁石灰岩为主。浅海相石灰岩所含动物化石很丰富，其所代表的形成环境可由所含动物化石的生态来判断。在含煤建造中常见的灰岩一般成层较薄，有时含菱铁矿为主的结核，大者呈透镜体沿一定层位分布。灰岩多居于旋回的海进层位，在海陆过渡相含煤建造中常以煤层顶板出现。因其富含化石，岩性特殊，厚度小，分布稳定，是进行煤层对比最好的标志层。

在浅海相沉积中还有铁、铝、锰的鲕状岩和磷、硅质沉积岩等。现代浅海区大陆架下还蕴藏着丰富的石油资源。

（四）次深海相和深海相

次深海相沉积位于大陆斜坡范围，其深度界于200～300米至2000～3000米深处；深海相沉积则发生在2000～3000米深度以下的大洋底部。一般说来，在次深海及深海区，海水深度大，波浪作用不能涉及到海底，沉积环境平静，沉积物以各种软泥沉积为主，如次深海相中常见蓝色软泥、红色软泥、绿色软泥；深海相中主要沉积抱球虫的石灰质软泥，含硅藻和放射虫的硅质软泥和红色软泥等。

近十多年来由于海洋地质学的不断发展，证实了在深海区不仅有各种软泥沉积，而且还有由于浊流作用形成的沉积物。大洋底部强大的浊流周期性地把浅海中的沉积物夹带到深海中，沉积物成岩后就形成了“浊积岩”。这种浊积岩空间分布很广，通常由砂岩、砾岩、粉砂岩和泥质物组成，各成分的含量因地而异。因此浊积岩它仅反映成因概念，不代表某种岩石类型。从地质分布来看，大部分浊积岩见于复理石建造和类复理石建造中。浊流沉积是沉积岩石学研究中的一个新领域。

三、海陆过渡相

（一）概述

海陆过渡相简称过渡相，位于海陆之间的过渡地带。这一地带宽狭不一，一般的几公里至几十公里，主要取决于海岸线的形状和入海河流的大小。在大河入海处，局部可宽达几百公里。

过渡相最大的特点是含盐度不正常。这首先反映在生物的变化上，无论是生物的数量、种类都急剧减少，如含盐度过高则无生物。过渡相常见的特殊生物有无绞腕足类、钙质藻、介形虫及苔藓虫等。

其次反映在沉积物上，例如淡化泻湖的沉积物多为分选较好的砂质粘土或粘土并与海相过渡；咸化泻湖则生成一些盐类沉积和与盐类沉积有关的石灰岩、白云岩、泥灰岩等。

过渡相沉积厚度比较大，堆积速度比较快，在时间上、空间上与陆相、海相沉积是过渡关系。我国晚古生代含煤建造中过渡相沉积占主要地位。

过渡相又可划分为泻湖相、三角洲相、沙咀沙坝相、海湾相、滨海湖泊与沼泽相等类型（图3-44）。

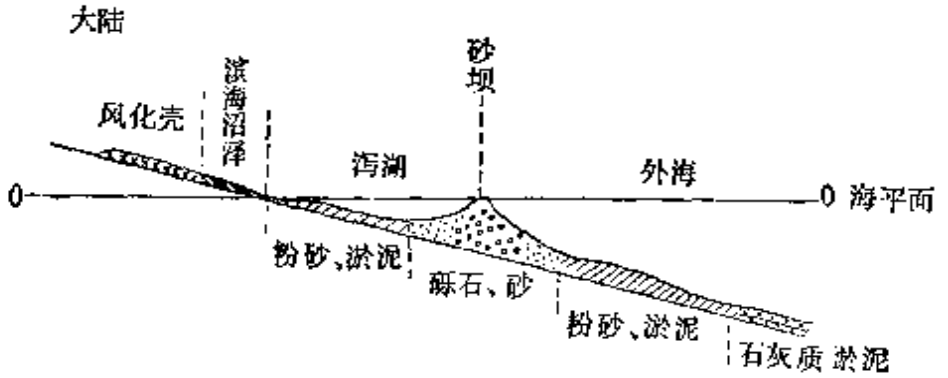


图 3-44 海陆过渡带沉积环境变化示意图

（二）三角洲相

三角洲相沉积发育在河流入海口部位，一端与陆相沉积过渡，另一端则可与海相沉积过渡。它的范围则视河流的大小及河流下游的地形而异，当代三角洲面积占浅海带面积5～8%。

三角洲的沉积物几乎全部由河流供给，最初以大小不等的角度分布在坡面上，坡面的上部位置较陡，在深处变得平缓起来，

几乎成水平状态。这些斜层的上面构成平台，河流即在这个平台上发育。沉积物愈来愈多时，就会使水下三角洲露出水面，这样三角洲沉积就逐渐向外扩展增长起来。如长江三角洲平均每年约伸展25米。黄河三角洲向海里伸展更快，根据黄河水利委员会调查，在1949～1951年之间，黄河三角洲在40公里扇面范围内向前推进了10公里。

一般在海岸不断上升(即海平面下降)的情况下，有利于三角洲的形成。河流一次又一次地分支，形成很浅的小河，沉积物就在河口淤积起来，形成一系列洲堤。如海岸线下降引起侵蚀基准面下降，流量较大的河流就会发生冲刷作用，使一些洲堤的位置愈来愈靠近大陆。但也不是所有上升海岸都能形成三角洲，还要看河流携带的沉积物含量及岸坡的形状。只有沉积物含量大的河流及岸坡较缓时才能形成三角洲。

巴利尔（1912）认为三角洲沉积构造是由以下四部分组成的（图3-45）：

1．水上平原沉积（陆面三角洲）：为陆相成因，其中包括了河流沼泽，湖泊泻湖等相，有时还有风成沉积。它们分布在剖面的各层位内，在垂直及水平方向变化都很大。陆面三角洲沉积岩性复杂，有粉砂岩、砂岩等，在剖面中常呈透镜状产出。层理类型则视具体沉积环境不同而异，河流、湖泊、沼泽各有本身的层理特点。

2．水下平原沉积：为海平面以下的平缓平原部分，是在河流与海水两种因素影响下形成的。水下平原比陆面三角洲略低，它们被岸堤隔开。沉积物以碎屑岩为主，其中混有大量胶体物质。由于水下支流发育，可生成各种碎屑岩（细砾、砂、粉砂等），随着远离河口则逐渐过渡为海相沉积。又由于水下支流常改道，所以形成的沉积物在剖面中常呈大小不等的透镜体产出，其粗碎屑岩常代表古河床。而在水下支流之间则沉积了较细的物质，如砂质粘土、粘土并混杂有易凝结的Fe_2O_3及SiO_2等胶体。层理类型以水平层理为主，且海成波痕发育。动植物群可有淡水

的也可有咸水的，也有被河流带来的陆上生物。

3．前缘斜坡沉积：位于水下平原之下，为三角洲前缘部分，具一定坡度。河流所携带的碎屑物质在此处全部沉积下来，且常有胶体物质同时沉积。动物群是微咸水的，典型海水动物群很少。

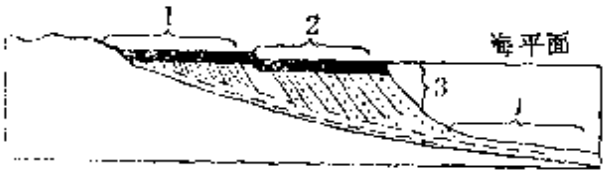


图 3-45　三角洲沉积构造示意图

1—水上平原沉积；2—水下平原沉积；3—前缘斜坡沉积；4—底部沉积

4．三角洲底部沉积：为典型的海相沉积环境。由细小碎屑物质与河流带来的胶体物质组成。有规则的水平层理，含典型的海生动物群。

上述三角洲各部分之间的界线并不是很明显的。除根据岩性、层理、生物等特点确定三角洲相外，还要注意岩相的共生组合。三角洲沉积往往与泻湖沉积、沙洲、沙坝及其它滨海沉积、大陆沉积形成互层。三角洲相在华北石炭二迭系含煤建造地层中很常见，是一个比较重要的沉积岩相。它的特点是常与河流相及海相沉积共生，厚度不稳定，岩性以砂岩为主，斜层理发育。

近年来，根据地质资料还证实了世界上很多著名的大油气田亦与三角洲相沉积有关。如科威特的布尔干油田（储量约 100 亿吨）的主要产油层布尔干砂岩就是三角洲相沉积。所以三角洲相也是找油的线索之一。

（三）泻湖相

泻湖是指被砂洲、砂坝等从海洋中隔离开来的孤立海水盆地。其中可有一条狭小的海峡与海洋沟通。由于泻湖中的水不能与海洋中的水自由交流，正常的海水循环被破坏了，使泻湖中的含盐度经常发生变化。

根据含盐度把泻湖相又分为淡化泻湖相和咸化泻湖相两类。淡化泻湖相的生成条件是气候潮湿、雨量充沛，注入泻湖的淡水量多于咸水的注入量。其沉积物主要为细粒碎屑岩和粘土岩沉

积，动植物化石单调。我国晚古生代的含煤建造中有大量的淡化泻湖相沉积；咸化泻湖相则生成于气候干旱、蒸发量大、淡水补给困难的条件下，其沉积物有碳酸盐、硫酸盐、卤化物等，还有细粒碎屑及粘土沉积。化石极少或无。

泻湖沉积与湖泊相沉积有时较难区分，因此要借助于相的共生组合来判断。泻湖相沉积常与海相沉积伴生。

（四）沙洲、沙坝、沙咀相

它们是由砂或介壳等碎屑物质由于海浪急流的作用堆积而形成的海岸洲堤。它们主要由中-粗粒碎屑岩组成，水平方向粒度变化大，成分单纯，常经过一定的分选和磨圆。交错层理发育，与相邻相的过渡地带可有缓波状层理或倾角平缓的斜层理甚至水平层理。岩石中常有菱铁矿的包裹体等。沙洲、沙坝、沙咀相在我国华北石炭二迭系含煤建造中有分布。

第三节　沉　积　旋　回

一、概述

由于地壳周期性的隆起和拗陷，造成海进和海退、侵蚀和沉积的交替作用，于是形成一套相似的岩石组合在剖面上作有规律的交替。我们把这种在成因上有联系的多种沉积岩相的组合，并在沉积岩层的剖面上作有规律的、周期性的交替现象叫沉积的旋回性。

旋回性是含煤建造的主要特征之一。几乎所有的含煤建造都存在着明显的或不明显的旋回性。在不同时间、不同条件（大地构造、古地理等）下形成的沉积旋回，无论在厚度、岩相组合及其横向变化上都有它们自己的特点。

沉积地层的这种旋回性是经历了较长的地质时间的，分布的范围常比较宽广。

沉积岩层的旋回性与沉积相的关系很密切，正确的划分沉积相往往给划分沉积的旋回性提供良好的基础；反之，根据沉积旋回的特征又有利于确定沉积相。

少数研究者提出了所谓粒度旋回，即岩石粒度有规律的交替，并认为这种旋回的形成也是地壳振荡运动的结果。他们认为地壳振荡运动最明显的反映是在岩石的粒度变换上。实际上，引起岩石粒度变换的因素很复杂，如古地理因素、季节性变化、气候变化等都会引起沉积物的粒度变换。因此，我们研究沉积的旋回性时，最重要的还是研究沉积相的变换和交替。目前所谈的旋回指的都是岩相旋回。

二、含煤建造中旋回结构的划分、分类和命名

（一）含煤建造中沉积旋回的组合和划分

既然旋回是沉积相有规律性的组合和交替，那末沉积旋回的研究首先应从分析岩相入手，并找出它们共生的规律性。不同古地理环境下形成的旋回就有不同的岩相组合。

大陆环境下形成的旋回，其底部常由河床相或山麓相开始，向上逐渐过渡为河漫滩相、湖泊相、沼泽相、泥炭沼泽相，最后以湖泊相告终（图3-46）。同时大陆型旋回底部较厚的冲积层往往也具有多阶性。每阶的最下面是颗粒最粗的砂岩，盖在下伏岩层的冲刷面上，其上为具有斜层理的河床相砂岩，往上斜层理倾角逐渐变缓，层组间缝合线变得十分明显；再往上斜层理消失，出现了水平层理或波状层理等河漫滩相的标志。每个陆相旋回中

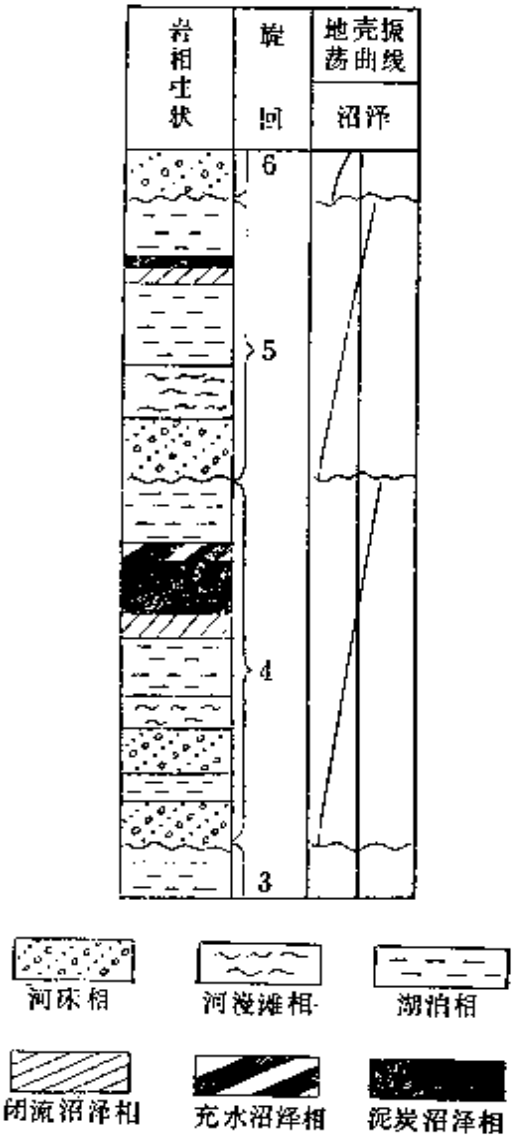


图 3-46 华北华南中生代陆相含煤建造

岩相的这种有规律变化与地形由高差悬殊到逐渐夷平的过程是相适应的。而一个新旋回的开始又和地壳活动的重新加剧和地形高差重新增大相一致。因此，陆相旋回的底部常有一个冲刷面。旋回的岩性岩相组成及旋回厚度和横向变化都比较大，大面积内不易对比。

近海条件下形成的旋回多由海相、陆相及过渡相组成。由于含煤建造的旋回性是地壳节奏性的振荡运动所造成，因此一个完整的旋回必然包括海退相组和海进相组，而旋回的中心部分是泥炭沼泽沉积。所以划分旋回的基本原则是：将海退的开始作为旋回的起点，而把煤层放在旋回之内并作为海进的开始。煤层以下为海退相组；煤层以上为海进相组。这样煤层正好位于旋回的中部，有利于对煤层上下部分沉积的特点进行研究（图3-47）。

一般旋回的海退部分岩性岩相组合复杂，各种岩相都可能在旋回的海退部分出现，沉积物以砂质、粉砂质为主，岩性岩相稳定性差，沉积厚度变化也较大。旋回的海进部分岩性岩相组合比较简单，除了煤层之外多是粘土质和碳酸盐类沉积，在大面积之内稳定，常是含煤建造和煤层对比的良好标志层。

可以看出旋回海退和海进部分在岩相组合及其稳定性等方面明显地具有不对称性。这是因为在海退过程中，随着地壳不断上升海岸线逐渐后退，使大片地区出露水面，河流广泛发育，出现了起伏不平的地形，大量砂质碎屑物被带入海中，这些碎屑物就组成了河口水下三角洲、砂咀砂坝砂洲等的沉积。各地区又因隆起速度不一，海岸更加弯曲，因而也加速了海湾和泻湖的形成。所以旋回的海退部分过渡相往往极为发育。

在海退末期，海进的前夕，地壳运动由不断上升而转向稳定，由于河流的侧向侵蚀加强，大片地区夷平，沼泽遍布，植物茂生，出现了成煤环境。

海进开始后，地壳又不断下降，高低不平的陆地已被夷平，水系衰退，因而带到海中的碎屑物质极少。在开阔的浅海环境下却极适合于粘土岩、化学岩和生物化学岩的形成，所以海进剖面

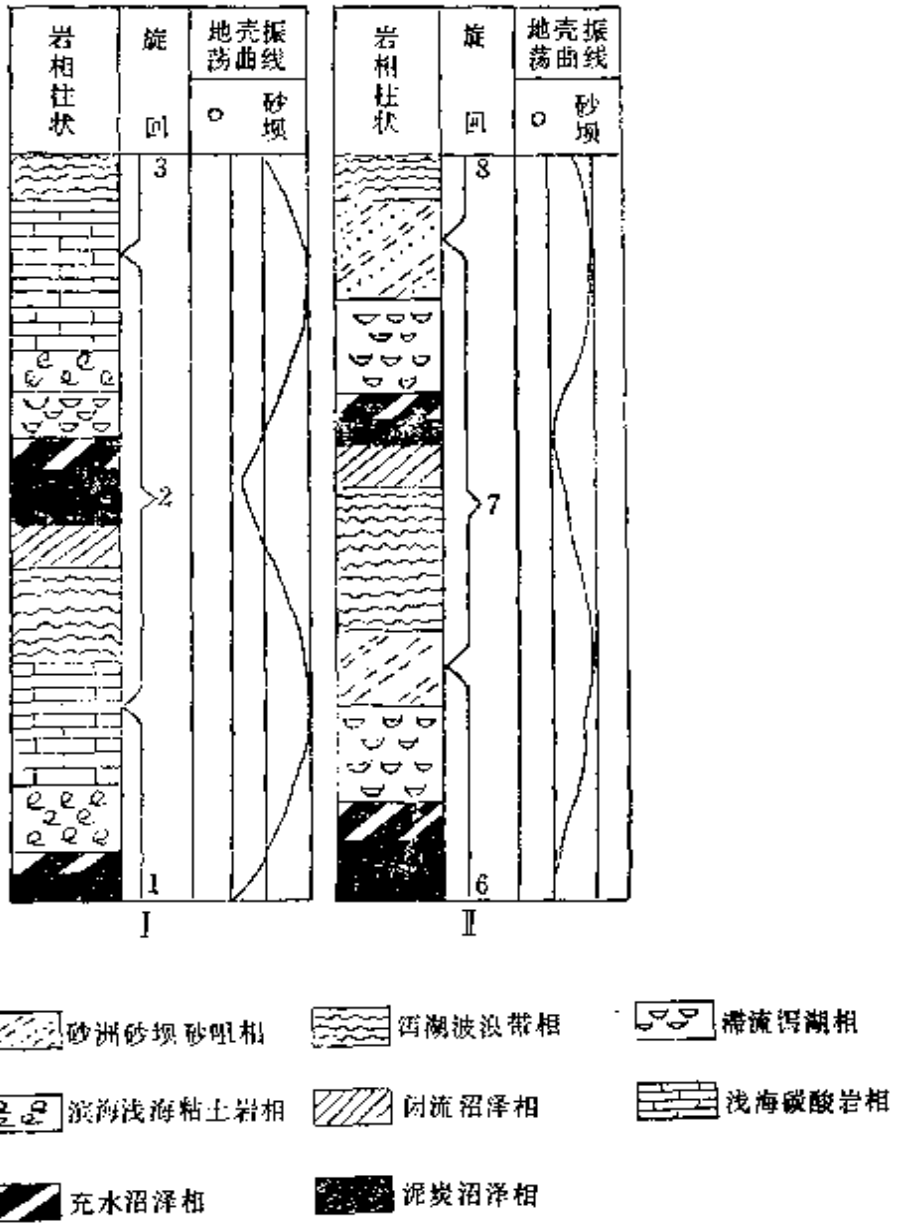


图 3-47 Ⅰ—华北中晚石炭世本溪群、太原群、部分华南晚二迭世龙潭组含煤建造；
Ⅱ—部分华北早二迭世山西组、部分华南晚二迭世龙潭组含煤建造
（据四川矿院）

岩相组合一般比较简单。

（二）旋回的分类和命名

为了进一步研究旋回，必须对旋回进行分类和命名，找出旋回之间的相同点和不同点，以便了解成煤时期的古地理环境和地

壳运动的性质，应用于解决煤层的对比问题。旋回的分类和命名一般采用的方法有以下三种：

1．根据旋回的形成条件

根据旋回形成的条件，可以分为三大类：大陆旋回、过渡旋回和海相旋回。这三种类型旋回中除了都具有沼泽相和泥炭沼泽相外，其区别在于：大陆型旋回中其沉积物基本上皆属陆相；过渡型旋回中则皆为泻湖海湾相等过渡相沉积；海相旋回中，无论是旋回的海进或海退部分主要都由海相沉积组成。

当旋回的岩相组成比较复杂，海相、陆相和过渡相沉积所占比例不相上下的时候，可以称为复杂类型旋回。

2．根据旋回的起点相和终点相

这种分类命名的基础在于旋回的中部都是陆相含煤沉积，旋回间的差别主要表现在旋回的起点相和终点相上。旋回名称有冲积相——泻湖相旋回；三角洲相——泻湖相旋回等。

3．根据旋回的完整程度

根据旋回形成过程中有无冲刷侵蚀以及岩相保留完整程度，可将旋回分为完整和不完整两大类：

1）完整旋回：旋回形成过程中未曾发生侵蚀冲刷作用，各种相的沉积物全部被保存下来。

2）不完整旋回：旋回在形成过程中或形成以后受到了冲刷作用，各种相的沉积未能全部保存下来。不完整旋回根据冲刷程度的不同又可分为两类：

（1）海退不完整旋回：在旋回的海退部分中存在着侵蚀面或冲刷面，其下可能保留了部分海退相序的沉积或完全没有保留。这时侵蚀面或冲刷面直接和前一旋回的海进部分相接触（图3-48）。

（2）海进不完整旋回：侵蚀冲刷作用比前一类更为强烈，不但把本旋回的海退部分完全冲刷掉，而且还把前一旋回的海进部分也冲刷掉，甚至连前一旋回的煤层也遭到了破坏(图3-49)。在这种情况下，单根据一个垂直剖面中的岩相组合就很难确定原

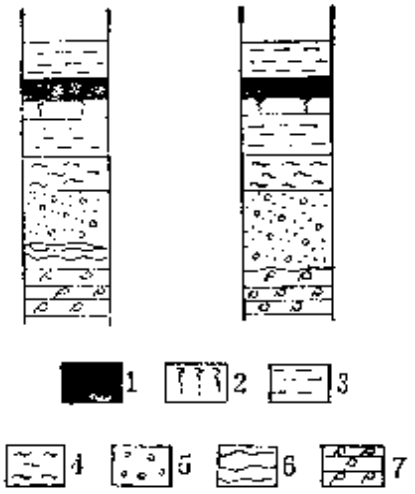


图 3-48 海退不完整旋回

1—泥炭沼泽相；2—沼泽相；3—湖泊相；4—河漫滩相；5—河床相；6—砂洲、砂坝砂咀相；7—浅海相

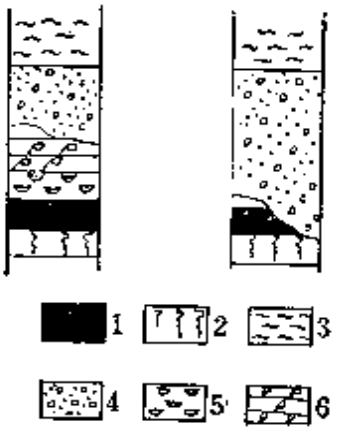


图 3-49 海进不完整旋回

1—泥炭沼泽相；2—沼泽相；3—河漫滩相；4—河床相；5—海湖海湾相；6—浅海相

来旋回的存在与否，必须借助于邻近区域垂直剖面的资料加以对比判断。

以上三种分类以第一种最适合于大面积内进行对比。第二种较适用于小面积内对比，因为在这种情况下，只划分大陆型、过渡型等已经不能满足实际工作要求的精度。至于第三种，它只能应用于有侵蚀冲刷存在的旋回，因此有其局限性。

此外，还可以根据旋回结构的复杂性，划分为结构简单的旋回（含单一煤层者）和结构复杂的旋回（含多煤层者）；根据旋回中含煤情况，划分为含煤旋回和无煤旋回；根据旋回的厚度，划分为厚度小的、中等的和厚度大的等等。

总之，利用岩相旋回分析来进行含煤建造和煤层的对比，要比单凭某些岩性特征来进行对比为正确，可以解决更大区域内的对比问题，因为控制旋回的地壳振荡运动总是具有区域性的特征。在含煤建造垂直剖面中，从一个旋回到另一个旋回的发展，可以看出含煤建造变化的性质及成煤古地理条件的变迁。

第四节 相 分 析

一、相分析的任务、方法与步骤

（一）相分析的任务

在地质历史的漫长的发展过程中，在一定自然地理环境中形成的沉积物和古生物都有一定的特色。根据这个道理，在排除岩石形成后的各种变化（后生变化、风化）的基础上，综合沉积岩的各种原生成因标志和古生物特征，可以分析沉积时的古地理环境。这种分析称为岩相古地理分析（或简称相分析）。

相分析通常以岩相的野外分析为主，采用野外与室内相结合的综合方法进行分析研究。其主要任务是：

1．确定沉积相形成的条件：即研究各种相在什么样的条件下形成的。这些条件包括古地理、古气候、古构造及物理化学条件。这是相分析的基本目的与任务。

2．查明沉积岩系中矿产的生成与分布规律。

3．阐明沉积作用与大地构造的关系，以进一步了解地壳运动与地质发展历史，作出矿产预测。

在相分析工作过程中，为了最终达到矿产预测的目的，应当着重解决以下几个方面的问题：

1．确定沉积盆地周围的陆源物质来源区。恢复来源区的地势和古气候；确定母岩的成分；确定母岩侵蚀顺序和侵蚀速度，阐明构造运动的活动性和性质。

2．确定陆源物质搬运介质的性质、搬运强度和速度。

3．确定沉积区的界限条件。恢复沉积盆地的水动力和水化学条件（盆地深度、水流方向及强度、物理化学性质、含盐成分、生物界等）及沉积盆地底部的地形及其活动性等。

4．确定成岩作用和后生作用性质及其对沉积岩的影响。

（二）相分析的方法与步骤

通过相分析，恢复成煤盆地的古地理环境，查明煤层的赋存规律，找出最有利的成煤地带以指导找矿。其研究步骤大致可分为三个阶段：

第一阶段：

着重对组成含煤建造的一套沉积岩层进行系统和全面的描

述，并对其形成条件作出正确的判断。无论是地表露头、岩心、槽、井探及井下人工露头等，都应该对所见岩石的颜色、物质成分、结构、构造、古生物生态特征、所含结核和包裹体、岩层产状、厚度、接触关系等进行细致的观察和描述，力求正确全面。分层应该细致，不应把很大的一段地层简单地描述为两种岩石的互层。对煤层的观察和描述，如煤层厚度、厚度变化、分叉及尖灭、煤层顶底板、煤层在旋回中的位置等应该列为重点。

野外观察和描述时，除文字描述外，还应包括各种素描图并编制柱状图。对其各种成因标志特征应特别注意研究，并在此基础上初步确定沉积岩层的相条件。

对于所选的重点剖面应结合沉积岩的详细描述，逐层采集有代表性的标本，以便在室内进一步研究。

完成了重点剖面的原始编录后，应立即编制出完整的岩性岩相柱状图，通常比例尺为 1:200 或1:50。在图中应表明时代、层号、岩性类型、化石包体、岩相的类型、旋回的特点、地壳振荡曲线等。

第二阶段：

通过岩性岩相柱状图的编制，已掌握了勘探区或井田若干点上含煤建造岩性、岩相、旋回及煤层的基本特点。下一步的任务是沿倾向和走向进行柱状对比，即在勘探区或井田范围内在不同方向上掌握其岩性、岩相旋回以及煤层的稳定程度和变化规律，由点发展到线，并通过编制岩性岩相剖面图反映出来。

在编制岩性岩相剖面图时，其剖面一般是选择垂直构造线的方向进行的，当然也可以根据需要选择其它方向。为了排除岩层由于构造变动在产状上引起变化，常把一层最稳定的岩层（煤层、标志层、海相层等）画成水平产状，其余的岩层与它相应的排列起来。各点（钻孔、露头）画出岩性柱状，然后再根据旋回特征结合岩性、岩相等特征进行对比，用岩相图例联结起来（图3-50），这样可以十分清楚地反映出沿剖面方向上岩性、岩相、煤层分布、地质构造以及旋回变化的基本规律。

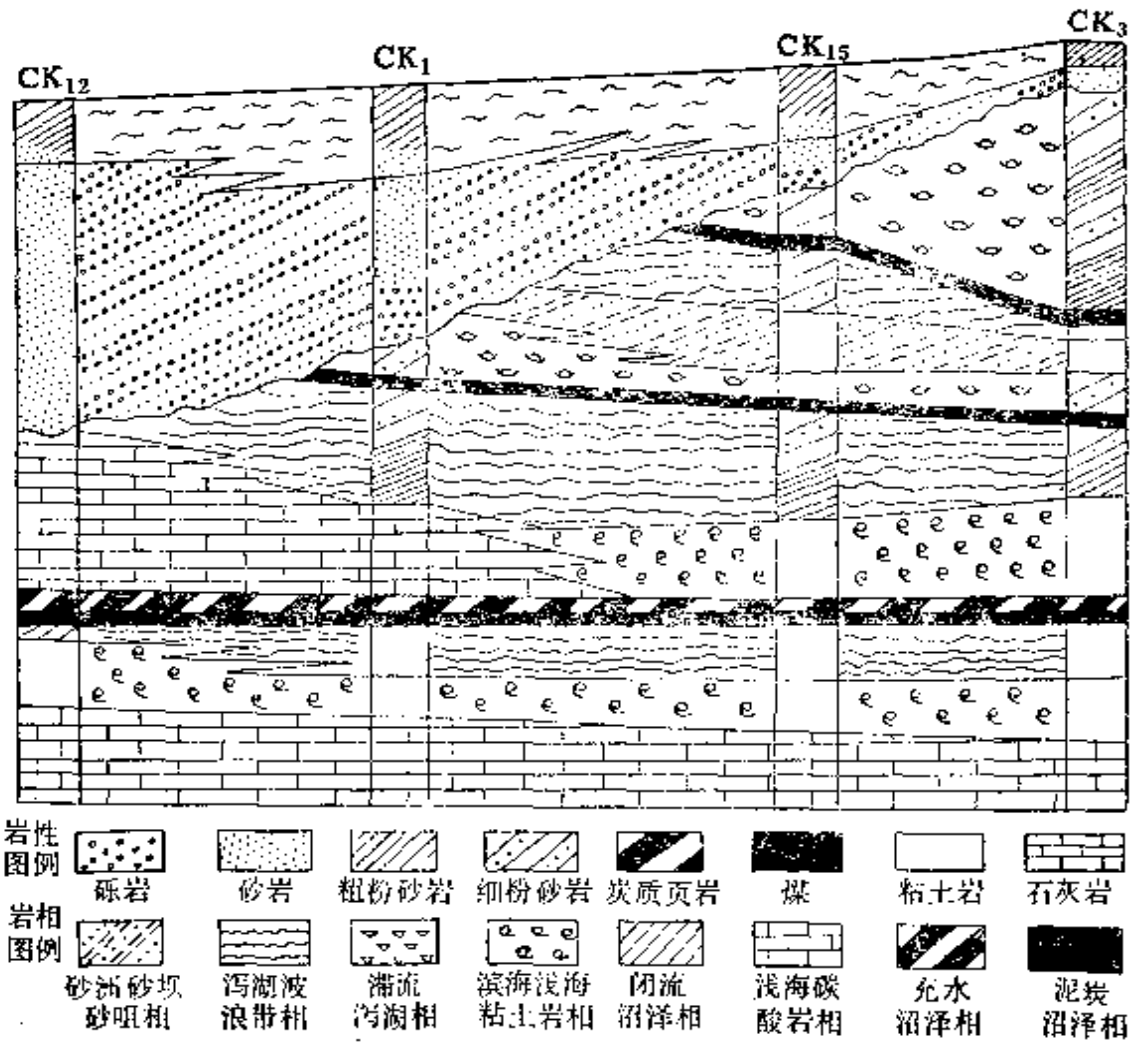


图 3-50 岩性岩相剖面图

第三阶段：

在岩性、岩相剖面分析对比的基础上，综合和分析各种资料编制相图和古地理图是第三阶段的主要内容。由于人们对沉积相的概念有不同的理解，所以对相图和古地理图的意见也不一致。

相图一般是指小范围、大比例尺的表示沉积岩相在空间分布的综合性图件。在煤田地质工作中所编制的相图主要有二种类型：一种是对煤层（常是主要煤层）的底板（水退部分，对煤的生成有意义）与顶板（水进部分，对煤的保存有意义）各作一张相图，借以了解煤层的生成与赋存规律；另一种是为了地层的划分作某些岩层的相图，看该沉积相稳定情况如何，如浅海灰岩——泥质岩相图等。

古地理图一般指范围较大、比例尺较小的能反映沉积相形成条件和空间分布规律的综合性图件，习惯上又叫岩相——古地理图。古地理图常用的也有二种：一种是表示时间很长（常为一个纪）和范围很大（如华北）的古地理图，表示该区域当时的海陆分布、物质来源和海进方向等，是概略性的综合图件（图3-51据马俊文）；另一种是表示时间较短（如某一个旋回的海进部分或海退部分）、范围较小（某一煤盆地）的古地理图。这种图内容丰富，要把古地理研究的成果表示出来，如侵蚀区、沉积区的环境、古气候、母岩成分及沉积盆地的性质等。

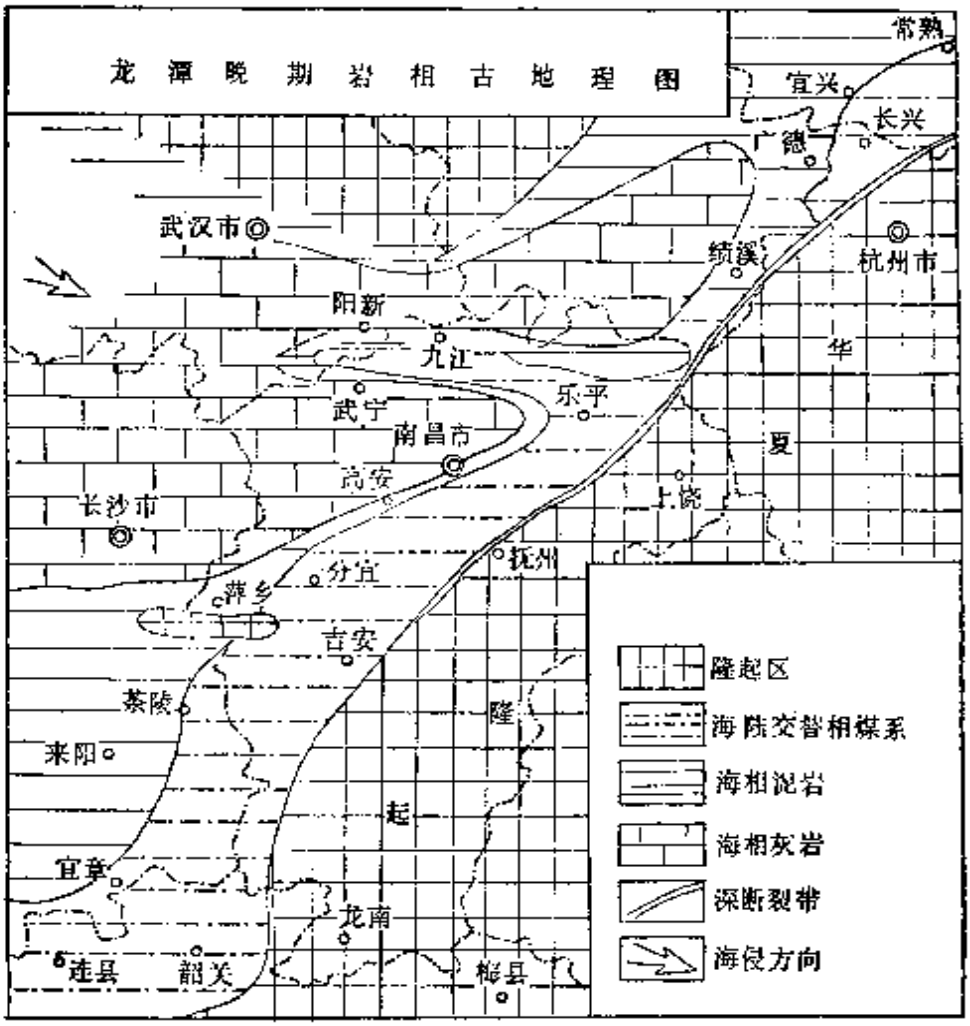


图 3-51　华南东部龙潭晚期岩相古地理图(据马俊文)

相图和古地理图是综合各种有关地质资料经过分析推断后编制出来的高度综合性图件，比例尺一般要比地质图小1/3，1/5

或1/2。

二、岩比法

在进行相分析过程中，要编制的图件很多，现仅就岩比法编制岩比图作简单介绍。岩比图在美国叫相图，在我国目前应用也很广。有些已在东北三省煤田预测中运用，并取得了一定的效果。

岩比图的作法是根据肉眼鉴定资料在剖面中选择三种不同类型的岩石，求出各种岩石的比率用100%三角图表示（图3-52）。

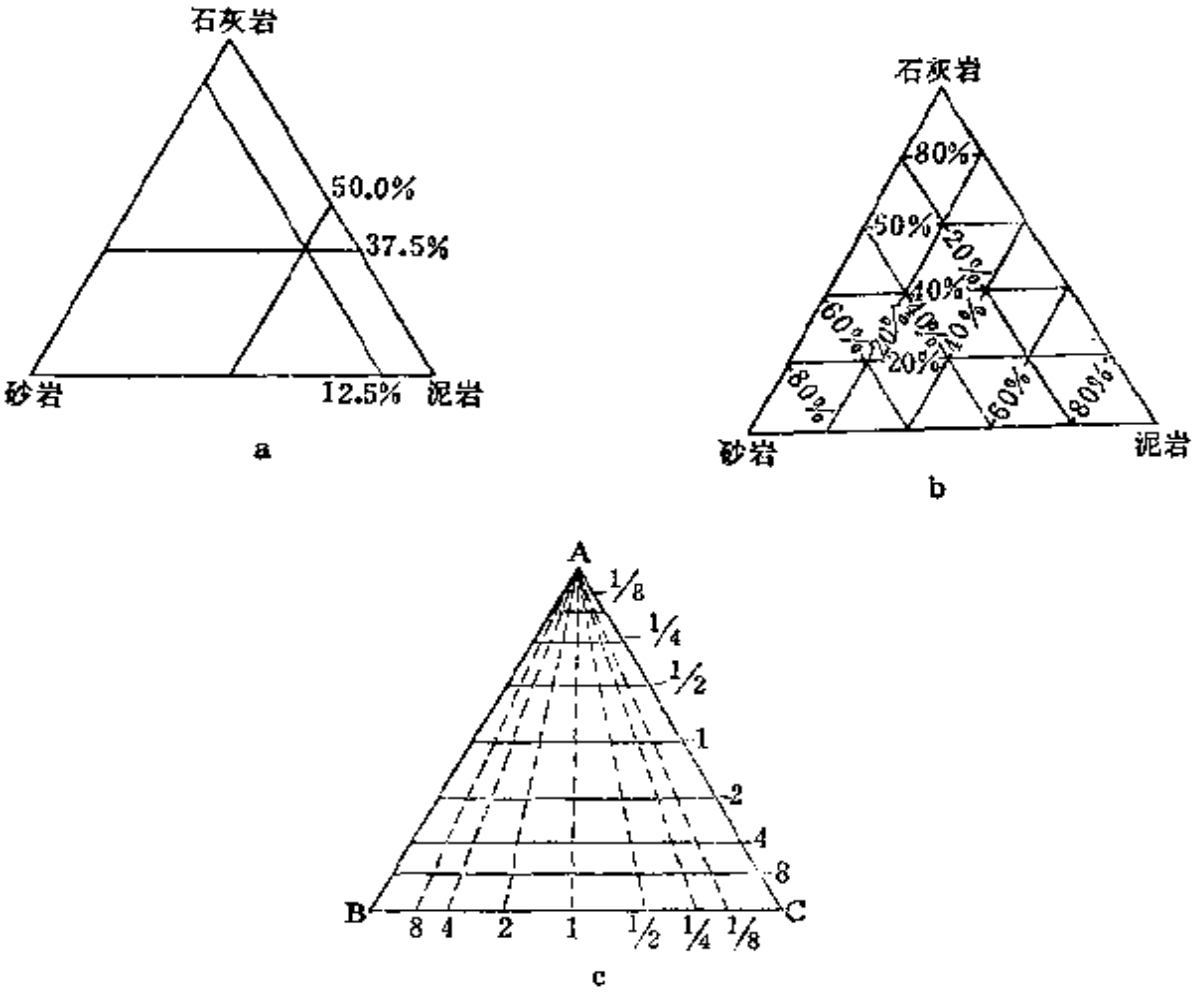


图 3-52　100%三角图

a—表示画点的方法；b—表示百分率线的排列；c—表示比率线的分布

如为四种端点成分的系统，最好是合并有关端点成分以便减成三个端点成分。选择端点成分是岩比图设计的一部分。

在计算岩石比率时，砾岩可归并到砂岩类，粗粉砂岩(0.1～0.05毫米）也可归入砂岩。细粉砂岩（0.05～0.01毫米）则可归入粘土岩类。然后根据剖面中各种岩性分别计算其总厚度，再计算岩比。

第一比率，又叫碎屑岩比

$$\text{碎屑岩比} = \frac{\text{砂岩总厚} + \text{泥岩总厚}}{\text{化学岩总厚}}$$

第二比率，又叫砂泥岩比

$$\text{砂泥岩比} = \frac{\text{砂岩总厚}}{\text{泥岩总厚}}$$

将三角形划分为 9 等分（图3-53）

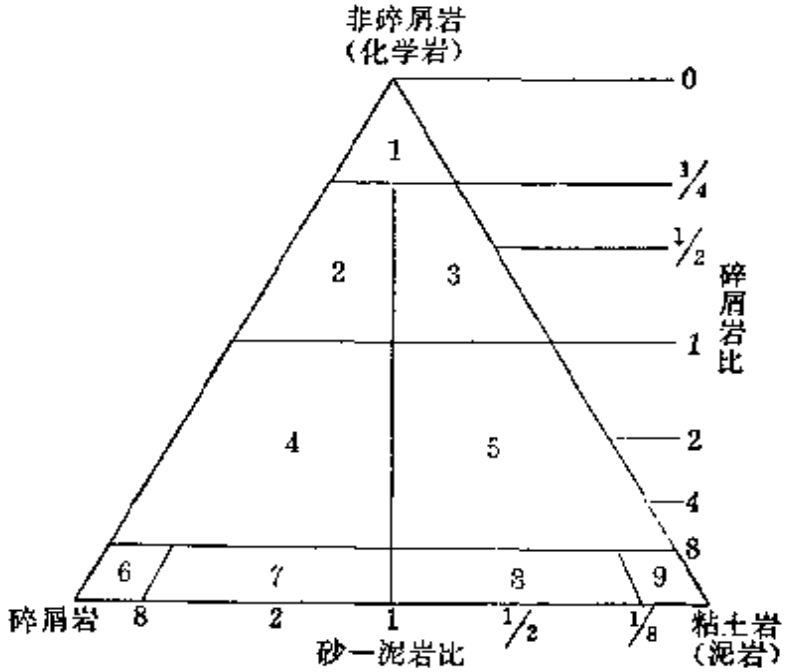


图 3-53　岩比之计算图解

1—化学岩相（碳酸盐岩、蒸发岩等）；2—砂岩-化学岩相；3—泥岩-化学岩相；4—化学岩-砂岩相；5—化学岩-泥岩相；6—砂岩相；7—泥岩-砂岩相；8—砂岩-泥岩相；9—泥岩相

以上是九种类型岩相，具体工作时可按工作地区的实际情况来划分。因三角图解不一定是 9 等分，所以应先求出各钻孔不同岩性总厚度所占的百分比。

$$砂岩百分比 = \frac{砂岩}{砂岩 + 泥岩} \times 100\%$$

$$泥岩百分比 = \frac{泥岩}{砂岩 + 泥岩} \times 100\%$$

这两种百分比求出一个即可，一般多用砂岩百分比。

$$碎屑岩百分比 = \frac{砂岩 - 泥岩}{砂岩 + 泥岩 + 化学岩} \times 100\%$$

$$化学岩百分比 = \frac{化学岩}{砂岩 + 泥岩 + 化学岩} \times 100\%$$

这两种百分比一般多采用化学岩百分比。

表3-20总结了与标准三角图有关的九种岩相类别的每类组成，以便进行比较。

表 3-20 岩相类别和特征

岩相	碎屑岩比	化学岩百分比	砂-泥岩比	砂岩百分比
1.非碎屑岩(化学岩)相	<1/4	>80%	—	—
2.砂岩-化学岩相	1～1/4	50～80%	>1	>50%
3.泥岩-化学岩相	1～1/4	50～80%	<1	<50%
4.化学岩-砂岩相	1～8	50～10(11)%	>1	>50%
5.化学岩-泥岩相	1～8	50～10(11)%	<1	<50%
6.砂岩相	>8	<10(11)%	>8	>90(89)%
7.泥岩-砂岩相	>8	<10(11)%	8～1	90(89)～50%
8.砂岩-泥岩相	>8	<10(11)%	1～1/8	50～10(11)%
9.泥岩相	>8	<10(11)%	<1/8	<10(11)%

注：岩比8换算为百分比一般写作90%，实际上更接近于89%；
岩比1/8换算为百分比一般写作10%，实际上更接近于11%；
岩比2为77%，3为75%，1/2为33%，1/3为25%。

实际工作中对各钻孔应描述岩层的颜色、岩性、厚度、深度四项内容，分别计算各不同岩性岩层的总厚度，计算出：

1．砂泥岩比；2．碎屑岩比；3．砂岩百分比；4．化学岩百分比。然后作出等值线图。如作砂岩百分比图时，将各钻孔的砂岩百分比标在图上并勾出等值线，等值线间隔可采用10%等。

再在图上划分出几个不同岩性的区，如泥岩区、泥岩-砂岩区……，各分区所采取的等值线百分数可自行选择，还可以作辅助的等值线来表示。在化学岩百分比等值线图上也同样分出那些是富化学岩相区，那些是富碎屑岩相区。

将砂岩百分比等值线图和化学岩百分比等值线图上所划分的相区重合套起来分析就可得出完整的岩比图。在套图时如两图等值线有重迭现象，则首先以化学岩百分比图上的等值线为准，分出富化学岩相区，然后在砂泥岩区内再套上富砂岩相区和富泥岩相区。

以上可以按典型岩相区划分。对大区域编图应按典型相区来划分，但小区域编图则不受典型岩相区划分的限制，可另按本区岩性特征或结合成因划分岩相。按上述程序划分相区后，前者用

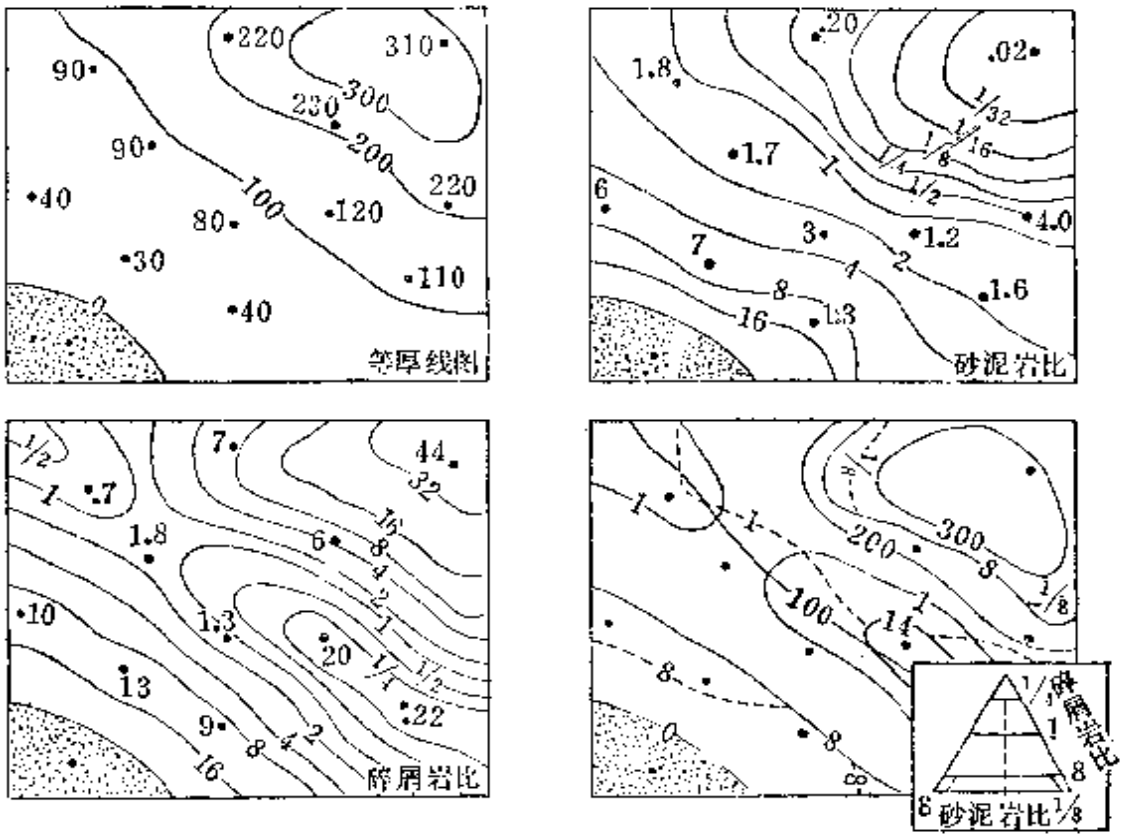


图 3-54　三角岩比图编制过程

右下图表示编制三角比率图时采用的方法图解。左上图为等厚线底图；右上图和左下图为砂泥岩比率和碎屑岩比率图。采用三角形图例的岩比图（成分A、B和C的分布如图3-52）表示选择的比率等值线，可把图分成九个相区（据斯洛司等，1960）

典型岩比三角形图作图例，后者自己划分的相区按不同岩性的岩比或百分比编出工作区岩比图的三角形图例。图例上用不同花纹或数字、符号来表示不同岩相区，如富砂岩相区、富泥岩相区……等。三角形图例上花纹或数字、符号应与平面图一致（图3-54）。

一般岩比图常和等厚线图画在同一张图上来解释，这样可以了解构造背景。厚度最大的地方一般如泥岩和化学岩是深水区，厚度小的常应为隆起的浅水区。但实际情况往往并不是这样，最厚处不见得就是深水相，主要还应该根据岩相来确定水的深浅，而厚度大小则是代表长期隆起或是拗陷。所以，二者既有联系又有区别，不能把它们等同起来。

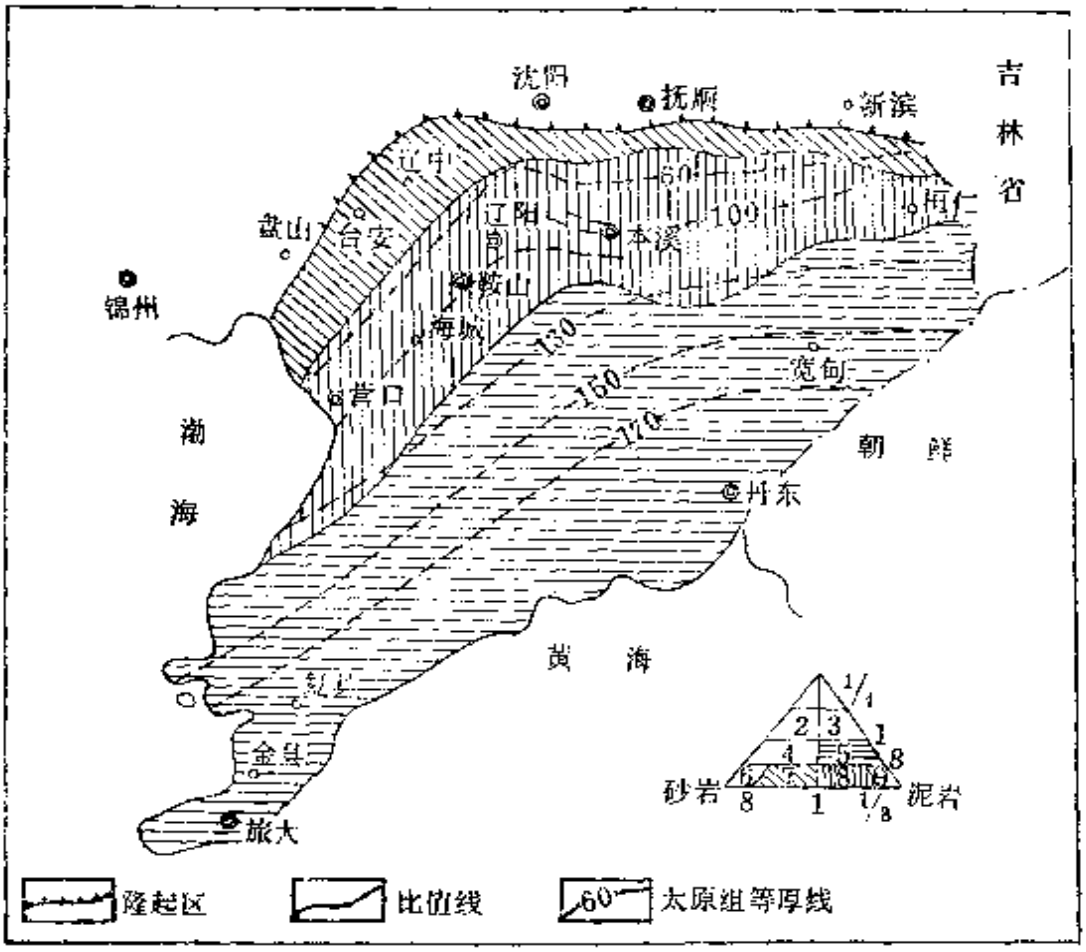


图 3-55 辽东地区晚石炭世太原组岩比图（辽宁煤田勘探公司）

1—非碎屑岩相；2—砂岩化学岩相；3—泥岩化学岩相；4—化学岩砂岩相；5—化学岩泥岩相；6—砂岩相；7—泥岩砂岩相；8—砂岩泥岩相；9—泥岩相

在边缘一般斜坡带岩相较粗；在边缘浅滩带岩相可能就比较细。从岩相的分布和变化还可以看出沉积物的物质来源区（图3-55）。

在具体工作时，如本区没有化学岩，三角形图例的三个端点可以自行选择，只要有三组不同成因类型的岩石即可，如砾岩、砂岩和泥岩；灰色页岩、黑色页岩和红色页岩等等。

第四篇　变　质　岩

第一章　变质岩的基本特征

第一节　变质作用与变质岩的概念

无论是火成岩或沉积岩，其所处的平衡状态和稳定性都是相对的和暂时的，当外界条件发生变化时它们就要继续受到改造。变化方向主要有两个方面：如重新暴露地表，就要受到风化剥蚀，形成新的沉积物，通称风化作用；如下降到地壳深处，由于温度升高，压力加大，并伴随地壳的构造运动和岩浆活动，物质便会发生重结晶和重新组合，使原来的岩石无论在物质成分上，还是在结构构造上都会发生改变，从而成为一种新的岩石类型。这种由于内力作用而使得原先形成的固体岩石发生重新改造的地质作用，就称为变质作用。由变质作用生成的岩石称为变质岩。由火成岩变成的岩石叫正变质岩，由沉积岩变成的岩石叫副变质岩。

在变质作用过程中，无论是岩石的变形还是物质成分的重新组合，都是在固态情况下进行的，这与岩浆作用是不同的。当然，在变质作用过程中，也有少量液态物质（气水溶液）参与，但就整体来说还是固态的。

变质作用的产物除形成一般的变质岩外，还形成一系列的变质矿床。与变质作用有关的矿产，种类多、分布广。例如在古老地层中的沉积变质铁矿（鞍山式铁矿）就是一种最主要的铁矿类型。此外铜、钨、钼、铅、锌、大理岩、菱镁矿、石墨、刚玉、磷及其某些稀有元素等一般多是与变质作用有关的矿产资源。

第二节　变质作用的因素和类型

一、变质作用的主要因素

是什么原因促使岩石发生变质的呢？变质作用一方面取决于原岩的物质成分和结构、构造；另一方面则是温度、压力（包括应力）和具有化学活动性的流体。前者是内因、后者是导致原岩发生变质作用的外部条件。现就引起原岩发生变质的主要因素分述于下：

（一）温度

温度是变质作用的主要因素之一，原岩发生重结晶（矿物成分在固态下重新生长），新矿物的形成都与温度的变化有关。

如石灰岩变成大理岩、石英砂岩变质成石英岩等。都是由于温度升高，使原岩的矿物成分在固态下发生重新结晶，重新生长，即重结晶作用所造成的。

另外温度升高，可使岩石产生新的矿物，也就是新的变质矿物的形成。如：

$$\text{高岭石} \underset{\text{放热}}{\overset{\text{吸热}}{\rightleftharpoons}} \text{红柱石} + \text{石英} + \text{水}$$

$$H_4Al_2Si_2O_9 \rightleftharpoons Al_2SiO_5 + SiO_2 + 2H_2O$$

又如细粒硅质石灰岩，在温度比较低的情况下，发生重结晶作用就形成石英大理岩；在温度较高时则形成新矿物硅灰石，而变质成硅灰石大理岩了。

$$\text{方解石} + \text{石英} \underset{\text{1 大气压放热}}{\overset{470^\circ C\text{吸热}}{\rightleftharpoons}} \text{硅灰石} + \text{二氧化碳}$$

$$CaCO_3 + SiO_2 \rightleftharpoons CaSiO_3 + CO_2\uparrow$$

由此可见，由于温度升高，可使岩石的矿物组分发生改变，从而形成新的岩石。

那么，热能的来源来自何处？一般认为有如下几方面：

1．地壳岩石中含有放射性元素，由于蜕变而放出的热量。

2．岩浆的热能。

3．地热增温、平均每30～50米升高1℃。

4．机械能转变的热：如构造作用所产生的热能。

（二）压力

压力一般分静水压力和定向压力（应力）。前者是指由上覆岩层的负荷重量所决定的压力；后者是指主要由构造运动所产生的压力。一般认为压力的影响主要有下列几方面：

1．在一定的温度下，压力的增加，往往形成比重大、分子体积小的矿物组合。例如比重为3.1的红柱石（Al_2SiO_5）在压力增大后变为比重为3.6的蓝晶石（Al_2SiO_5）。

2．静水压力的增大或减小还可以影响某些矿物（特别是含CO_3根的矿物和含H_2O的矿物）的分解或生成。例如：

方解石＋石英⇌硅灰石＋气体

$$CaCO_3 + SiO_2 \rightleftharpoons CaSiO_3 + CO_2\uparrow$$

上面反应式中，如果在一定温度下，外界压力减小，则CO_2可以自由逸出，因而有利于硅灰石的生成；反之，外界压力增加，则不利于CO_2的逸出，那么硅灰石就要分解而生成方解石和石英。

3．定向压力（应力）引起变质岩中定向构造的形成，使岩石的结构、构造发生改变，如片理构造的形成等。另外，由于挤压必然引起增温，同样可以促使岩石发生重结晶作用和导致新矿物的形成。

应力一般随着深度的增加而减小，而静水压力则随着深度的增加而增加，它们之间互为消长。

（三）具有化学活动性的气体和液体

具有化学活动性质的流体，主要是在地壳内沿裂隙或孔隙循环。这些循环的气态和液态的溶液，其中常含有CO_2、HF、SO_3、H_2O等。它们在矿物重结晶过程中是不可缺少的，起着化学反应的催化剂的作用。例如近来人工实验证明了：

$$SiO_2 + 2MgO \longrightarrow Mg_2SiO_4\text{（镁橄榄石）}$$

上述反应在干燥的状态下进行，温度高达1000℃四天之内只

形成了26%的镁橄榄石。而在水参与的情况下只需要几分钟，温度只需要450℃，反应就进行得极为完全。

另外，这些化学性质活泼的孔隙溶液，在变质过程中，往往可参加到某些矿物的成分中去，形成含（OH）的矿物或其它气成矿物，如蛇纹石、绿泥石、云母、萤石、电气石等。

应该指出，上述变质因素在变质过程中往往是互相配合，而以一种变质作用因素为主。

二、变质作用的主要类型

对于变质作用类型的划分至今还未完全统一，我们采用了较普遍的、依据变质作用的主要因素、并结合地质条件为基础的分类。现列举主要类型如下：

1．接触变质作用：它发生在火成岩体和围岩的接触带上，主要是由于岩浆的高温和从岩浆中分出的溶液所引起的变质作用(后者常称接触交代变质作用)。

2．气成热液变质作用：这主要是在岩浆分出的气态或液态溶液影响下对岩石所引起的变质作用，往往伴随有物质的带入或带出。

3．动力变质作用：发生在断裂带附近，主要是在定向压力的影响下使岩石发生变质作用。

4．区域变质作用：它是在大面积内发生的区域性的变质作用，是地壳活动带伴随强烈构造运动所发生的一种综合性的变质作用。

5．超变质作用：这是向岩浆作用过渡的一种特殊的变质作用。在超变质作用过程中，广泛发育着岩石局部的或全部的重熔作用，岩石开始向岩浆状态转化。超变质作用发生于褶皱带的深部。

同一地区的岩石常常可以遭受不同时期的多次的变质作用。这种变质作用迭加的现象，称为复变质作用。如果岩石先遭受了低温的变质作用，然后又受到高温的变质作用称为进变质作用。反之，若先受到的是高温变质，然后再受到低温的变质，则称为

退变质作用。

第三节　变质岩的矿物成分

变质岩的矿物成分主要决定于原岩的化学成分和变质作用类型，其次是交代作用的强烈程度。而原岩成分的多样性及变质作用的复杂性，就决定了变质岩的矿物成分比起火成岩来要复杂的多，但它们却有一定的规律性可循。

一、变质岩的矿物成分特点

变质岩的矿物成分，虽然与其他二大类岩石（特别是火成岩）的矿物成分有些相似之处，但有它自己的许多特点，如表4-1。

表 4-1　火成岩、沉积岩和变质岩中的矿物

火成岩、沉积岩、变质岩中均有的矿物	主要在火成岩中的矿物	主要在变质岩中的矿物	主要在沉积岩中的矿物
石英	霞石	红柱石	蛋白石
钾长石	白榴石	蓝晶石	石髓
白云母	黝方石	夕线石	粘土矿物
黑云母	方钠石	十字石	水铝石
斜长石	透长石等	堇青石	盐类矿物
角闪石		硬绿泥石	煤等
辉石		透闪石	
橄榄石		阳起石	
磁铁矿		硅灰石	
磷灰石		柘榴子石	
榍石等		符山石	
		绿帘石	
		蛇纹石	
		滑石	
		方柱石等	

从上表可以看出变质岩的矿物成分可分如下三类：

1．有些矿物只出现于变质岩中，这些矿物通常称为变质岩的特征矿物，如红柱石、夕线石、堇青石、蓝晶石、符山石等等。

2．有些矿物虽不是变质岩所特有，但也经常出现在变质岩

中，如绿泥石、白云母、钠长石等等。

3．有些矿物不仅在变质岩中出现，在其他二大类岩石中也经常出现，如石英、钾长石、磷灰石等等。即所谓贯通矿物。

上述三类矿物中的前二类（尤其第一类）是变质岩和其他二大岩类的重要区别之一，也是变质岩分类命名的主要依据，所以变质岩的特征矿物是鉴定变质岩的最主要特征之一。

二、变质岩矿物成分与原岩化学成分的关系

变质岩的矿物成分，在没有交代作用参与的情况下，首先决定于原岩的化学成分。如石灰岩变质形成大理岩，主要由碳酸盐矿物（方解石、白云石）组成，可含一种或几种钙硅酸盐及钙镁硅酸盐矿物（硅灰石、透闪石、透辉石等）。而石英砂岩变质后则形成石英岩。所以变质岩的矿物成分，主要决定于原岩的化学成分。从表4-2中可以看出，由于原岩化学成分不同，变质岩可能出现的矿物也不同。这一点在变质岩的鉴定和找矿方面都有很大的意义。另一方面根据变质岩的矿物共生组合，也可以帮助我们恢复变质岩原始岩性，而且可以为寻找有关变质矿床指出方向。

根据化学成分特点，各种类型原岩中可能出现的常见矿物及特征矿物如表4-2。

表 4-2　变质矿物与原岩化学成分的关系表

原岩性质	化学成分主要特点	变质岩的主要常见矿物	变质后可能出现的特征矿物
粘土质及粉砂质	Al_2O_3较高 SiO_2较高 CaO较低	绢云母、白云母 石英、钾长石 中性斜长石等	红柱石；夕线石、蓝晶石、十字石、堇青石、铁铝榴石 硬绿泥石、紫苏辉石
碳酸盐岩类	以Ca、Mg的碳酸盐为主、可含一定的SiO_2、Al_2O_3杂质	方解石 白云石	硅灰石、方柱石、透闪石、钙铝榴石、透辉石、符山石等

续表

原岩性质	化学成分主要特点	变质岩的主要常见矿物	变质后可能出现的特征矿物
凝灰质及基性火成岩	MgO、FeO、CaO较高 SiO_2、Na_2O、K_2O较低	绿泥石、阳起石，角闪石、黑云母	绿帘石，铁铝榴石、透辉石、蓝闪石
镁质碳酸岩及超基性火成岩	MgO很高，SiO_2、Al_2O_3；Na_2O、K_2O较低	白云石、方解石、金云母、菱镁矿	滑石、蛇纹石、硅镁石、方镁石、镁橄榄石
硅质及长英质	SiO_2为主可有少量杂质	石英、磁铁矿	

三、变质岩的矿物成分与变质作用的关系

变质岩的矿物成分，是由各方面的因素决定的。原岩的化学成分虽然决定了变质后可能出现的矿物种类和范围，但在每一变质岩中具体出现那几种矿物，则还要取决于变质时的物理化学条件。

例如：硅质石灰岩变质后可能出现方解石、石英、硅灰石三种矿物。在温度较低时，出现方解石和石英，形成石英大理岩；而在温度较高时则出现硅灰石，形成硅灰石大理岩。由此可见，根据矿物成分可以推断原岩变质时的物理化学条件。

在变质岩中，有些矿物的稳定范围较窄，反映外界的温、压条件的变化较灵敏。它们的出现可以明确指示变质作用的性质和强度。这些矿物称为临界矿物，如硬绿泥石、十字石、蓝闪石、红柱石、夕线石、蓝晶石、硅灰石等。

近年来，在国外比较注意变质反应的实验，配合野外作了一些工作，这对了解变质岩的形成条件具有一定意义，并提出：

1．低温高压下稳定矿物组合：蓝闪石、硬柱石、硬玉（一种含Na的辉石）。

2．高温低压下稳定矿物组合：红柱石、堇青石、硅灰石等。

3．高温高压下稳定矿物组合：绿辉石(透辉石的绿色变种)、镁铝榴石等。

此外，不同类型的变质作用所形成的变质矿物也有差异。例如：原岩为粘土质的岩石受区域变质时易出现硬绿泥石、十字石、蓝晶石等矿物；而受接触变质时，则易形成红柱石、堇青石等矿物。

第四节　变质岩的结构和构造

一、变质岩的结构

变质岩的结构分为三大类：变晶结构、碎裂结构和变余结构。分布最广的是变晶结构。

（一）变晶结构

变晶结构是变质岩在固体状态下，经重结晶作用而产生的一种结构。

岩石在变质作用过程中发生重结晶，所有的矿物，一般的说是同时形成的。这和火成岩不同，矿物的自形程度不代表结晶的先后次序，而只能说明矿物结晶能力的强弱。

下面介绍几种最常见的变晶结构：

1．花岗变晶结构：岩石主要由等轴粒状的矿物组成，颗粒大小不一定相等，可分为等粒花岗变晶结构和不等粒花岗变晶结构。

2．角岩结构：实质上是一种显微花岗变晶结构，肉眼观察则为隐晶质的，分不清颗粒，是接触变质的角岩所具有的特征结构。

3．鳞片变晶结构：岩石主要由鳞片状或片状的矿物所组成。

4．纤维变晶结构：岩石主要由纤维状，长柱状的矿物所组成。

上述的主要变晶结构都是按矿物的形态来划分的。有时同一块岩石中往往既有粒状矿物，也有柱状矿物或片状矿物。这时，则把主要的一种结构放在命名的后面，次要的结构作为形容词放

在命名的前面，如：鳞片花岗变晶结构等等。

5．斑状变晶结构：形态上与火成岩中的斑状结构相似，但其成因完全不同。变质岩中的斑状变晶结构其斑状变晶和基质是同时或稍晚于基质结晶的，所以常有包裹物。斑状变晶常为自形的，但也有他形的。基质的结构可以各式各样，如花岗变晶结构、角岩结构、鳞片变晶结构等。因此，斑状变晶结构还常是以这样的方式命名，如基质具鳞片变晶结构的斑状变晶结构，基质具角岩结构的斑状变晶结构等等。

（二）碎裂结构

这是动力变质作用所造成的特有的结构。岩石在定向压力下变形，并伴随有矿物弯曲、裂开、破碎甚至受到研磨而形成碎裂结构。若更甚者叫糜棱结构。

（三）变余结构

这是岩石在变质过程中，由于重结晶作用进行得不完全，原来岩石的矿物成分和结构特征被部分的保留下来而形成的。

这种结构特别发育于低级变质的岩石中。研究这种结构对恢复变质岩的原始本性有重要意义。

变余结构的命名，一般都是在原岩结构之前加“变余”二字。

与沉积岩有关的变余结构，常见的有变余砾状结构、变余砂状结构等。其主要特征是原来的砾岩或砂岩的胶结物都已发生了重结晶或片理化，如原来的泥质胶结物已重结晶为绿泥石、绢云母等，但其砾石或砂粒仍基本未变，保留砾岩或砂岩的外貌。

与火成岩有关的变余结构，常见的有变余斑状结构，变余辉绿结构，变余花岗结构等。

变余斑状结构：原来基质一般已全部重结晶，但仍保留了变余的斑晶。如变质火山岩中常见变余的比较自形的长石斑晶或石英斑晶等。

变余辉绿结构：辉石已变为绿泥石、纤维状角闪石等，充填在变化不大的晶形保持良好的斜文石之间，仍具辉绿结构的外貌。

变余花岗结构：黑云母等暗色矿物已变为绿泥石，长石则发生绢云母化等，但岩石仍保留花岗结构的外貌。

二、变质岩的构造

按成因，变质岩的构造可以分为两大类：即变余构造和变质构造。前者是原岩构造经变质后没有完全破坏而保留下来的；后者则是由变质作用形成的。

（一）变余构造

常见的有变余层状构造、变余波痕构造、变余杏仁构造、变余流纹构造等。

（二）变质构造

1．斑点构造：这是接触变质的斑点板岩所特有的一种构造，表现为碳质、铁质或堇青石、红柱石等矿物的雏形聚集而组成斑点。肉眼鉴定不出斑点的成分。

2．板状构造：为板岩所特有，出现一种互相平行的破裂面，好似板状，板理面上是暗淡的或只有微弱的丝绢光泽。

3．千枚状构造：岩石呈薄片状，片理面上呈丝绢光泽。为千枚岩所特有的构造。

4．片状构造：为结晶片岩所特有的构造。岩石主要为云母、角闪石、绿泥石等片状矿物或柱状矿物组成。这些矿物连续的平行排列。

5．片麻状构造：为某些片麻岩所特有的构造。岩石主要由粒状矿物所组成，而少量的片状或柱状矿物呈断续的平行排列，或者这些柱状或片状矿物集结成宽度和长度都不大的薄的透镜状呈不连续的平行排列。

6．条带状构造：岩石中组分或结构不同的部分呈条带状排列。如以浅色粒状矿物为主的条带和暗色的粒状矿物为主的条带相间排列。

7．块状构造：岩石中矿物和结构的分布都较均匀。矿物的排列无方向性。

第二章　变质岩各论

第一节　接触变质作用及其岩石

一、概述

接触变质作用是当岩浆侵入围岩时，在二者接触带附近所发生的一种变质作用。

接触变质作用包括两种情况：一种无交代作用发生，主要是岩浆的热力影响到围岩使其变质，称热接触变质（或简称热变质）；另一种除岩浆热力影响外，还发生了交代作用，称接触交代变质作用。本节主要讨论热变质及其岩石。接触交代变质及其产物——夕卡岩，放在下一节讨论，因它与气成热液变质联系在一起。

温度是引起接触变质作用的主要因素。岩浆侵入后与之直接相邻的围岩所达到的温度最高，随着远离侵入体温度逐渐降低。所以围绕侵入体常顺序出现不同变质程度的岩石，平面上呈环带状分布。这种环带称为接触变质晕(圈)。靠近侵入体的为高级变质的岩石，向外渐变为中级、低级直至未变质的岩石(图4-1、2)。接触变质晕在地质上主要是具有等温线的意义，反映该处岩石当时所曾达到的最高温度及其物理化学环境。在侵入岩未出露的地区，利用接触变质晕可以推断隐伏岩体，对指导找矿具有实际意义。

接触变质晕的范围主要决定于侵入体的形态、大小、成分、侵入深度以及围岩的性质等。

研究接触变质作用及其变质晕的分布，对于寻找与岩浆作用有关的矿床、特别是一些高温热液矿床具有重要意义。利用变质晕找煤时，特别是找炼焦用的烟煤，也是今后值得注意的问题，因为煤对热变质反应是很灵敏的。

接触变质岩石在我国分布很广，在含煤建造的地层中也是常

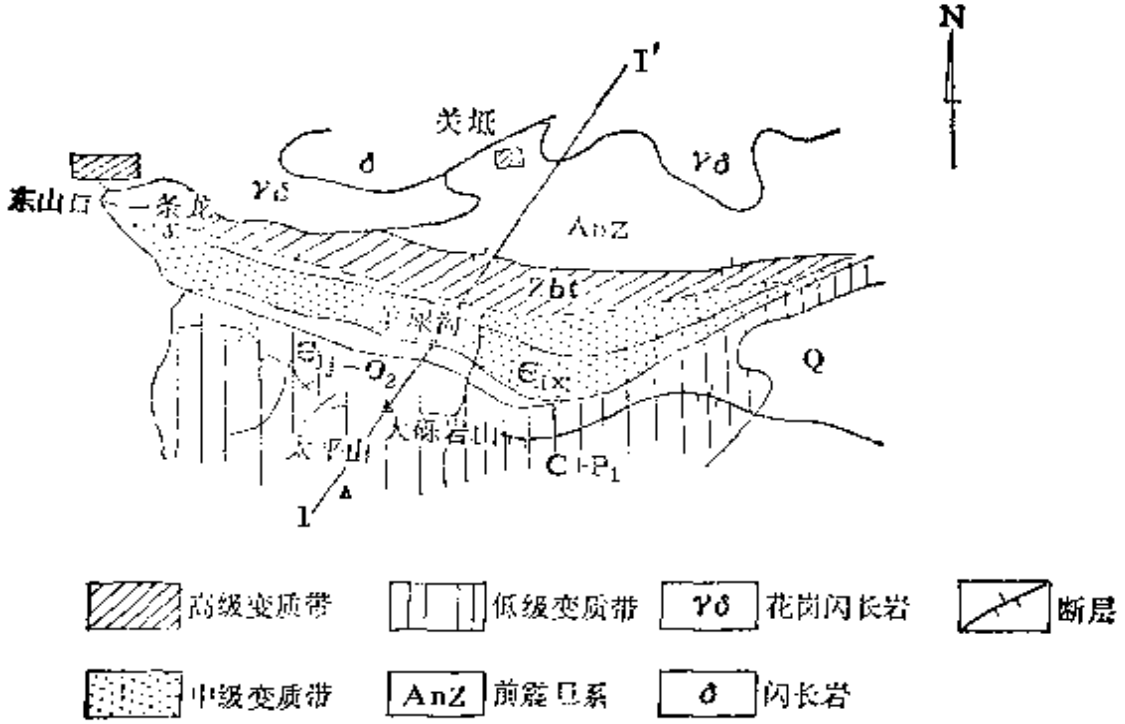


图 4-1 房山侵入体南缘接触变质晕平面分布图

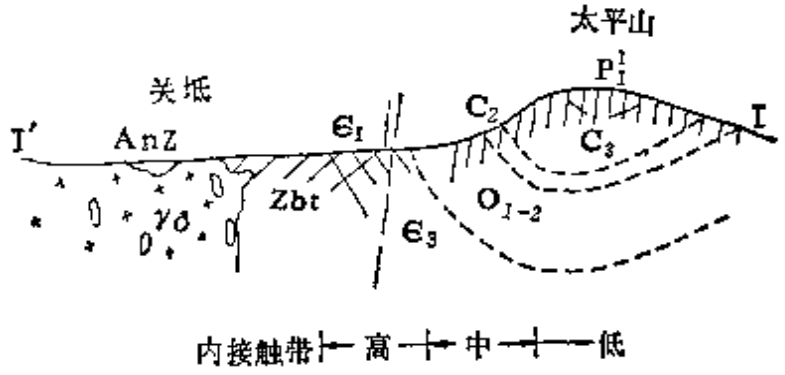


图 4-2 房山侵入体南缘接触变质晕剖面示意图

见的。特别是泥质岩及碳酸盐岩对于变质温度的反映比较灵敏，因此可以产生一系列的特征矿物。现以房山侵入体南部的接触变质晕为例（图4-3）。

最后应指出的是，接触变质作用的产物多为角岩，即基质具有角岩结构——花岗变晶结构，并且岩石中常常有比较大的变斑晶出现。

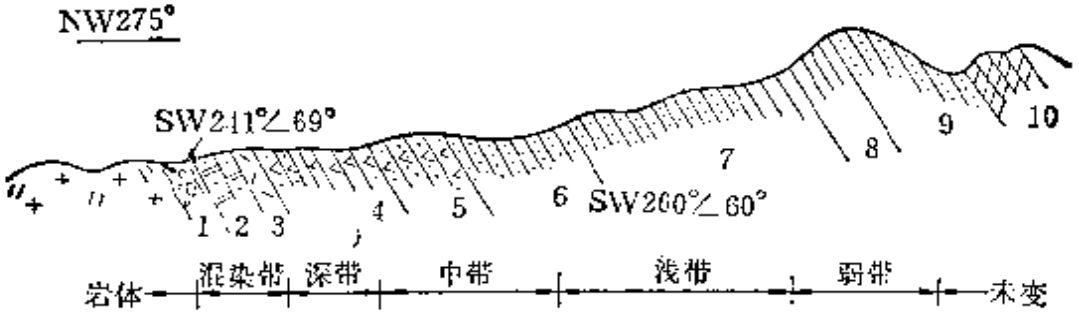


图 4-3 房山车厂附近接触带剖面

1—花岗闪长岩与石灰岩相接触混染岩带	5米
2—镁橄榄石方柱石大理岩	18米
3—夕线石角岩	12米
4—红柱石堇青石角岩、黑云母角岩、堇青石角岩	98米
5—黑绿色二云母石英片岩	25米
6—白云母角岩、粒状红柱石角岩	103米
7—白云母石英角岩	205米
8—绢云母变质砂岩	36米
9—斑点板岩、碳质板岩、千枚状粉砂岩、变质砂岩	85米
10—长石石英砂岩	

二、热接触变质岩的类型

（一）泥质岩石的热变质

泥质岩主要由各种粘土矿物所组成，并含有不定量的石英、长石、云母、绿泥石等。它们受岩浆热力影响后能生成典型的角岩或泥质角岩。但在接触变质晕中、其矿物组合随距离侵入体远近而有所不同，一般按变质程度划分为高级、中级及低级变质。

1．板岩：为泥质岩石低级热变质产物，一般为隐晶质，有明显的板理。按变质程度由浅而深可有：

斑点板岩：碳质及铁质成斑点状聚集，形成斑点状构造，其余大部分没有重结晶，岩石基本上保持了原岩的特点。

瘤状板岩：变质进一步加深，在绿泥石、绢云母构成的细粒基质中，有红柱石、空晶石、堇青石等变斑晶被包裹成瘤状物，因之可有红柱石板岩、堇青石板岩等类型。

2．角岩：为泥质岩中级热变质产物，特点是原岩中的组分已经重新组合，以致原岩的结构、构造基本消失，但是没有化学成分的交代发生。组成的主要矿物是云母、石英、钾长石、酸性

斜长石等。一般为黑至暗灰色的致密块状岩石。红柱石、堇青石常为变斑晶出现，因之可有红柱石角岩、堇青石角岩等类型。

3．泥质岩的高级热变质产物，主要形成片麻岩，如夕线石片麻岩、堇青石片麻岩等。

（二）碳酸盐岩石的热变质

由方解石组成的较纯石灰岩，在热变质时仅发生重结晶，颗粒变粗，形成大理岩。白云质灰岩或白云岩在中级、低级变质中也只发生重结晶。当高级变质时，白云石则发生分解形成方镁石大理岩或氢氧镁石大理岩。反应式如下：

$$\underset{\text{白云石}}{CaMg(CO_3)_2} \longrightarrow \underset{\text{方解石}}{CaCO_3} + \underset{\text{方镁石}}{MgO} + CO_2\uparrow$$

$$MgO + H_2O \longrightarrow \underset{\text{氢氧镁石}}{Mg(OH)_2}$$

若碳酸盐岩中含一定量硅质，在中级、低级变质时只分别重结晶，形成石英大理岩。到高级变质时，可形成硅灰石大理岩。其反应如下：

$$CaCO_3 + SiO_2 \longrightarrow CaSiO_3 + CO_2\uparrow$$

当原岩为泥质石灰岩或泥灰岩时，变质岩可出现一系列钙铝硅酸盐矿物，如透闪石、透辉石、绿帘石等，分别称为透闪石大理岩、透辉石大理岩等。含杂质的白云质灰岩变质后则形成镁橄榄石大理岩。由于橄榄石部分或全部蛇纹石化、就形成蛇纹石大理岩。

（三）碎屑岩的热变质

石英砂岩变质较浅时，砂状结构未完全消失，呈变余砂状结构，称变余砂岩。变质较深时，则砂状结构消失，呈花岗变晶结构，成为石英岩。

粉砂岩变质后呈角岩结构，称长英角岩。

砾岩变质后呈变余砾状结构，胶结物发生重结晶，称变余砾岩。

第二节　气成热液变质作用及其岩石

一、概述

岩浆侵入围岩时，不仅会以高温使周围的岩石发生热接触变质，而且岩浆活动期后的气体热水溶液对已冷凝的火成岩及其围岩也会发生强烈的变质作用，使岩石的矿物成分、结构、构造发生一系列的变化。这种变质作用称为气成热液变质作用，通常也叫蚀变作用。

由于岩浆期后析出的气水溶液往往带来很多有用物质、形成气成热液矿产，因此蚀变作用与成矿作用的关系极为密切，是找矿的重要线索。

蚀变的种类很多，一方面是因为围岩种类多种多样，另一方面是因为岩浆期后析出的气水溶液随岩浆性质而异。不同的气水溶液与不同的围岩作用就可以形成多种多样的蚀变岩石，同时也形成了相应的矿床——气成热液矿床。

二、气成热液变质的主要岩石类型

（一）夕卡岩

夕卡岩是由柘榴石、辉石（透辉石）及其它钙铁硅酸盐矿物组成的岩石。它是在深度不大或中等深度的条件下由石灰岩与火成岩侵入体经气成热液交代作用形成的。

夕卡岩的矿物成分，包括柘榴石类、辉石类、角闪石类。此外尚有含钙的硅酸盐矿物如方柱石、符山石、绿帘石及硅灰石等。

夕卡岩的成因：一般认为是中酸性或酸性岩浆侵入体与碳酸盐类岩石接触时，由于岩浆侵入带来的高温气体热液与碳酸盐类岩石发生强烈的交代作用，从而形成了上述一系列的新矿物。由这些矿物组成的岩石即为夕卡岩。

在夕卡岩形成的晚期，常有金属矿物的大量聚集而形成矿床，即通常所称的夕卡岩矿床。我国长江中下游地区的铁、铜矿床大多属夕卡岩矿床类型，如湖北大冶铁矿、安徽铜官山铜矿

等。因此，夕卡岩常常可作为找寻富铜、富铁及其它金属矿产的重要标志（图4-4）。

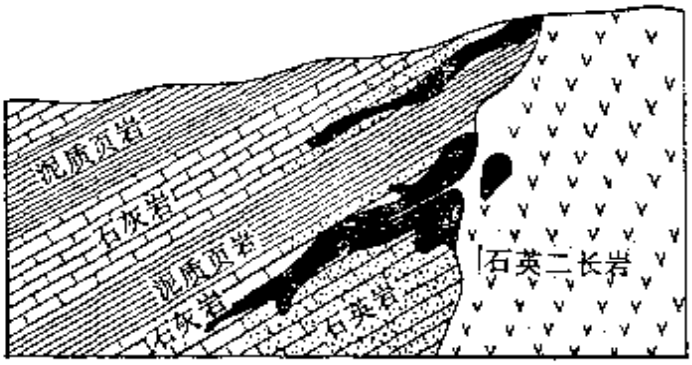


图 4-4　夕卡岩及夕卡岩矿床地质剖面示意图
（黑色部分表示磁铁矿矿体）

（二）蛇纹石化和蛇纹岩

蛇纹岩几乎全由蛇纹石组成，此外可有少量滑石、菱镁矿、磁铁矿等。一般呈黑色、暗灰绿色至黄绿色。风化后呈灰色。其中常有很多细小交错的磁铁矿细脉。隐晶质。新鲜的蛇纹岩具腊状光泽，硬度小，其中常见有纤维状石棉分布。石棉纤维均垂直于脉壁。

蛇纹岩主要由橄榄岩等超基性岩石经热液蚀变而成。因这类岩石富含橄榄石、辉石等铁镁矿物，在变质过程中受热液作用，发生水化或碳酸盐化形成了蛇纹石等矿物。反应式大致如下：

$$\underset{\text{橄榄石}}{6Mg_3Fe[Si_2O_8]} + 12H_2O + O_2 \longrightarrow \underset{\text{蛇纹石}}{3Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8} + \underset{\text{磁铁矿}}{2Fe_3O_4}$$

蛇纹岩常伴生有铬、镍、钴、铂以及滑石、石棉、菱镁矿等重要金属、非金属矿产。这种岩石在我国江苏北部、安徽大别山地区均有分布。

（三）云英岩化和云英岩

云英岩主要由白云母和石英组成（石英在50%以上，白云母40～50%），此外尚有黄玉、锂云母、电气石、萤石、绿柱石等富含挥发组分的矿物。一般呈灰黄、灰绿或粉红色，其颜色取决于所含的矿物成分。通常为鳞片变晶结构。

云英岩主要是酸性侵入岩，特别是黑云母花岗岩受气化热液

交代作用而形成。原岩中的黑云母、斜长石、正长石在气化热液作用下先后都被交代，转变为石英、白云母等矿物。

云英岩化是钨、锡矿床的主要找矿标志。在钨、锡矿脉两侧或附近常有云英岩的分布。我国南岭地区如江西、湖南、广东、广西等省的花岗岩地区广泛发育有云英岩。

第三节　动力变质作用及其岩石

一、概述

动力变质作用是由于地壳构造运动的影响，岩石在强烈定向压力（应力）下发生变化的一种变质作用。在这种变质作用中岩石的变形、破碎是主要的，重结晶作用相对来讲只具有次要的意义。

机械性质不同的岩石对应力的反应是不相同的。刚性岩石在强大的定向压力作用下，往往发生破碎、断裂。某些矿物如方解石则发生晶体的滑动，形成滑动聚片双晶。而柔性岩石则产生褶皱以至形成板状劈理。

由动力变质作用形成的岩石一般都出现在构造破碎带中，成狭窄的条带状分布。

二、动力变质作用的岩石类型

（一）碎裂岩

这是一类受到较强烈的挤压、压碎，而其破碎程度尚未达到糜棱岩阶段的岩石。原岩常破碎成大小不等的碎块及矿物晶屑，分布在被粉碎的细粒基质中构成碎裂结构或碎斑结构（图4-5）。



a、碎裂结构　　b、碎斑结构

图 4-5　碎裂岩的结构

如定向压力强烈，持续时间又长则碎块都成定向排列的眼球状，岩石就具明显片理，而称为压碎眼球状构造。在这类岩石中矿物的重结晶作用并不普遍，绢云母、绿泥石、方解石等新生矿物的生成只是局部的现象。

（二）糜棱岩

糜棱岩是原岩经过强烈压碎作用的产物，是由断裂带两侧的岩石彼此强烈研磨而成。糜棱岩是由极细的破碎颗粒组成的，岩性坚硬致密，大部分具带状构造。若具千枚状构造则叫千糜岩。

第四节　区域变质作用及其岩石

一、概述

区域变质作用是在温度、压力及具有化学活动性的流体等因素的综合作用下而使岩石发生变化的一种复杂的区域性的变质作用。这种变质作用一般延续的时间较长，影响的范围很大，具有区域性的意义，因而称为区域变质作用。

发生区域变质的地区常是地史上地壳活动的中心地带，常经历过复杂的地壳运动，有时还伴随有大规模的岩浆侵入活动。地壳上所有前震旦纪地层都是由区域变质的岩石组成。我国山东泰山、山西五台山、中条山、吕梁山、河南嵩山、辽东半岛、秦岭等地都是最古老的变质岩系地区。

由区域变质作用形成的岩石都是结晶质的，具有结晶片理及其他定向构造。区域变质岩的变质强度取决于引起岩石变质的因素的强度，并通过岩石的矿物成分及结构构造反映出来。因而根据变质岩的矿物成分和结构构造能推断其形成的物理化学条件。过去在研究区域变质岩的过程中，认为温度、静压力及应力都是随深度而变化的，因而提出了变质作用深度带的概念，把地壳深度分为浅、中、深三个变质带。各带的变质岩其变质强弱不同、相应的其矿物组成和结构构造也不相同。近年来，认为深度不能完全决定变质岩变质程度的强弱，还需要考虑地壳构造运动和岩浆活动对变质作用的影响。但是变质程度基本反映了其形成时的

物理化学条件这一事实确是无容置疑的。故仍常沿用变质带这一概念，只是将变质作用深度换成了变质作用程度。现将各变质带、变质程度、相应的物理化学条件和常见的特征矿物及主要构造列于表4-3。

表 4-3 变质带及其常见的特征矿物

变质带	变质程度	温度(℃)	静压力	应力	常见特征矿物	主要构造
浅带	低级	<300	不大	较强	绢云母、绿泥石、硬绿泥石、钠长石、蛇纹石、滑石、氢氧镁石、白云母	板状 千枚状 片状
中带	中级	300～500	较大	很强	白云母、黑云母、铁铝榴石、十字石、蓝晶石、透闪石、阳起石、绿帘石、角闪石、酸性斜长石	片状 片麻状
深带	高级	500～700	很大	极强	矽线石、堇青石、紫苏辉石、黑云母、碱性长石、基性斜长石、透辉石、橄榄石	片麻状 眼球状 块状

二、区域变质的主要岩石类型

（一）板岩

是泥质、粉砂质、凝灰质岩石经轻微变质而成，具板状构造，破裂面平整，光泽暗淡。基本上无新生矿物，少数矿物有微弱重结晶，绝大部分仍为隐晶质。矿物成分很难用肉眼识别，偶而在板状破裂面上可见到由粘土矿物重结晶而成的绢云母和绿泥石等矿物。颜色因所含成分不同而异。进一步命名可按颜色、杂质……，如灰绿色板岩、钙质板岩等。

（二）千枚岩

变质程度比板岩稍高，空间上常与板岩共生并互相过渡。

千枚岩一般呈浅色，具明显丝绢光泽。破裂面较板岩薄，面上常形成皱纹状，为千枚状构造。矿物颗粒很细，主要由绢云母、绿泥石、石英等组成。大部分新生矿物肉眼可见，进一步定

名可按颜色及所含矿物成分进行，如黄色绢云母千枚岩、灰绿色绿泥石千枚岩等。

（三）片岩

为具有明显片理构造的岩石。片理是由片状或柱状矿物呈定向排列而成的。常见的片状及柱状矿物有云母、绿泥石、滑石、角闪石、阳起石、绿帘石等。粒状矿物主要为石英和长石。矿物都呈显晶质、肉眼能够分辨。常具鳞片变晶结构、纤维变晶结构、斑状变晶结构等。

片岩进一步的划分与命名一般按主要的片状或柱状矿物的名称而定，如云母片岩、绿泥石片岩、角闪石片岩等。若主要由两种矿物组成，则少的在前，多的在后、如滑石绿泥石片岩；若内含特征变质矿物，则特征性矿物在前面作为形容词，如十字石云母片岩；当有粒状矿物石英、长石存在，若长石＋石英＜50%时不参加命名，若长石＋石英＞50%时，石英含量又多于长石则石英参加命名，如石英绢云母片岩、石英白云母片岩等；若长石的含量多于石英，则此类岩石向片麻岩过渡了（表4-4）。

表 4-4 各种片岩分类表

片状矿物 / 粒状矿物	绢云母	绿泥石	白云母	黑云母	二云母	特征矿物 石榴石、十字石、蓝晶石、夕线石
长石＋石英＜50%	绢云母片岩	绿泥石片岩	白云母片岩	黑云母片岩	二云母片岩	十字石黑云母片岩
长石＋石英＞50%	石英绢云母片岩	石英绿泥石片岩	石英白云母片岩	石英黑云母片岩	石英二云母片岩	十字石石英黑云母片岩

常见的片岩有：云母片岩、绿泥石片岩、滑石片岩、角闪石片岩、石墨片岩等。

（四）片麻岩

是具有片麻状构造的结晶较粗的岩石。常为花岗变晶结构或斑状变晶结构。岩石大多由石英、长石、云母及角闪石组成，各

主要矿物的含量大致相等。一般长石含量>30%（这是划分片麻岩和片岩的标志）。片状矿物通常较相应的片岩要少（<30%）。除外还有少量石榴石、十字石、夕线石、蓝晶石等特征矿物。

片麻岩的常用名称：

1．根据成因分：正片麻岩（由火成岩变来）和副片麻岩（由沉积岩变来）。

2．根据长石种类分：钾长石片麻岩（钾长石>30%）和斜长石片麻岩（斜长石>30%）。

3．根据次要矿物和特征矿物分：黑云母片麻岩、角闪石片麻岩等（次要矿物>15%就可直接命名）。夕线石片麻岩、堇青石片麻岩等（特征矿物>5%可直接命名）。具体分类和命名可参看表 4-5：

表 4-5 片麻岩分类表

长石>30% / 暗色及特征矿物%	斜长石	钾长石	斜长石+钾长石	长石类型未定
黑云母 15～30	黑云母斜长石片麻岩	黑云母钾长片麻岩	黑云母二长片麻岩	黑云母片麻岩
角闪石 15～30	角闪斜长片麻岩	角闪钾长片麻岩	角闪二长片麻岩	角闪片麻岩
特征矿物>5	夕线石斜长片麻岩	夕线石钾长片麻岩	夕线石二长片麻岩	夕线石片麻岩

片麻岩除根据长石种类及暗色矿物进行分类命名外，也常援引矿物成分与其相应的火成岩名称或依构造特点来命名。如花岗片麻岩、正长片麻岩、辉长片麻岩、眼球状片麻岩、带状片麻岩等。

（五）石英岩

是由石英砂岩变质而成的，主要矿物成分为石英。如原岩中含钙、铁、泥质时，经浅变质可形成含少量绢云母、绿泥石的石英岩；经中变质可出现白云母、黑云母、角闪石的石英岩；而深变质时可出现含辉石的石英岩。

纯净的石英岩呈白色或灰色，若含铁的氧化物，常染成红褐色，呈隐晶或粒状变晶结构，致密坚硬，块状构造。石英岩是区域变质作用中常见的岩石，另外在热接触变质条件下也可形成。

区域变质岩也常见大理岩，还有角闪岩及斜长角闪岩、麻粒岩、榴辉岩、变粒岩等。

第五节　混合岩化作用及其岩石

一、概述

在区域变质岩发育的地区，特别是在前古生代的区域变质岩系中，经常出露一种岩性介于正常变质岩和火成岩之间的岩石。它们最大的特点是在野外露头及标本上均可见岩性。结构很不均匀，明显的可分两部分：其中一部分为原来的变质岩（如片岩、片麻岩、变粒岩、斜长角闪岩等）；另一部分则外貌近似于花岗岩类物质（如伟晶岩、细晶岩等）。前者称为“基体”，后者称为“脉体”，两者界线有时明显，有时是渐变的，很难分辨。

另外，也常见到呈大面积出露的，在成分上很象花岗岩，但具有不同程度的片麻状构造，其片麻理和区域变质岩的片理产状一致，且两者没有明显的地质界线的岩石。

具上述特征的岩石可统称混合岩。形成这种混合岩的过程称为混合岩化作用。所以混合岩化作用实质上是介于变质作用和典型的岩浆作用之间的一种地质作用。混合岩化强烈时，甚至局部发生重熔现象，可形成花岗岩质岩石，这个过程则称为花岗岩化作用。就其形成方式和趋势来看，花岗岩化作用和混合岩化作用没有实质的差别，但就作用强度来看花岗岩化作用代表混合岩化作用的高级阶段。

由于混合岩化作用是一种介于变质作用和岩浆作用之间的地质作用，所以近年来，常称之为超变质作用。

二、混合岩化作用的岩石类型

从混合岩产出的地质情况看，分边缘混合岩（即出现于某些深成花岗岩质岩体的边缘部分构成边缘混合岩带）和区域混合岩

（是强烈区变作用形成的，分布广）。

从成因特点和作用的强度情况看，混合岩的主要类型有下列三种：即注入混合岩、混合片麻岩、混合花岗岩。

（一）注入混合岩类（注入片麻岩）

这类混合岩的特点是脉体数量较少，只占15～50%。基体中矿物受交代作用不强烈。脉体与基体之间有较明显的界线，黑白相间。浅色部分代表后来加入的长石、石英质的脉体，暗色部分则为原岩成分，如斜长角闪岩、黑云母片麻岩等。这类混合岩命名时常为混合岩化加变质岩的名称，如混合岩化斜长角闪片麻岩。

注入混合岩常具有特征的构造，则可以其构造来命名。有：角砾状混合岩、眼球状混合岩、条带状混合岩、肠状混合岩等。

（二）混合片麻岩

基体含量很少，脉体含量＞50%。因强烈交代作用，脉体与基体也无明显的差别和界线，出现一种较均匀的片麻岩，成分与花岗岩相似，但片麻状构造还较明显，暗色矿物分布不均匀，其较集中部分有时能大致反映被混合岩化的基体轮廓。

（三）混合花岗岩

混合花岗岩是混合岩化作用最深（花岗岩化）的产物，其岩性与岩浆成因的花岗岩类岩石极为相似、不易区别。岩石总的矿物成分相当于花岗岩或花岗闪长岩。但有些地方具有暗色矿物较集中的斑点、条带或团块，成不均匀分布。它们反映了交代残留的基本轮廓，使岩石具阴影构造，叫阴影混合岩（又名雾迷岩）。

我国江西武功山地区是典型的混合岩分布区。另外如江苏连云港朐山地区也有各种混合岩的产出。

第六节　变质岩的肉眼鉴定和描述

变质岩的种类很多，但它们各有特征，只要我们掌握住它们最主要的特征，特别是变质岩的构造，对于常见的变质岩是不难识别的。

一、变质岩的肉眼观察和描述方法

变质岩的肉眼观察和描述方法也与其它岩石相似，其主要内容为矿物成分、结构和构造等特点。而这些也是变质岩命名的主要根据。

（一）观察内容

1. 矿物成分的观察

在观察变质岩时，除含量最多的主要造岩矿物应注意观察外，更要注意对变质矿物的观察，这是因为：首先，它能反映出变质前原始岩石的化学成分，能够帮助我们恢复和判断它是由什么岩石变来的，如红柱石（$Al_2O_3SiO_2$）的存在说明此种岩石在变质前是富含 Al_2O_3 的泥质岩；其次它可以反映出变质作用过程中的物理化学条件，帮助我们分析和判断变质作用的性质和变质程度的深浅。如蓝晶石和红柱石的化学成分是一样的，但蓝晶石一般仅出现在区域变质的岩石中，而红柱石则主要出现在接触热变质的岩石中。

2. 结构、构造的观察

变质岩结构的观察是根据矿物颗粒的大小、形状以及自形程度等方面来进行的。在观察时，要注意岩石的结构类型（变晶结构、变余结构、碎裂结构等）。这在判断岩石的变质类型和变质作用程度方面起重要作用。尤其是变余结构和一些特殊结构，对于我们解决变质岩的形成历史和恢复原始物质成分方面往往具有重要意义。

变质岩构造的观察主要根据矿物颗粒的排列方式，分为块状构造与定向构造（如片状、片麻状、眼球状等）。其次是矿物成分或结构的不同部分在岩石中的分布状况（如带状和斑点状等）。

结构和构造在变质岩定名时起很重要的作用。如具有片麻状构造的岩石叫片麻岩，具片理构造的叫片岩等。在野外实际工作中，变质岩的产状及其上下岩石的特征也是不可缺少的观察内容之一。

（二）描述方法

变质岩在肉眼观察时描述的要点如下：

1．颜色：指岩石总体的颜色（如灰色、浅绿色等）。

2．矿物成分：要描述肉眼及用放大镜可见的矿物成分。如有变斑晶，则先描述变斑晶，然后再描述基质部分。如无变斑晶，则按矿物百分含量多少的顺序先后一一加以描述。其中对变质矿物更要注意描述。

3．结构、构造：如岩石同时具有几种结构特征时，应指出它们之间的相互关系，并加以综合。例如：某一岩石按颗粒的相对大小而言是斑状变晶结构，但基质部分为鳞片变晶结构，则此岩石的结构应描述为“基质具鳞片变晶结构的斑状变晶结构”。又如岩石是由大部分的鳞片变晶和部分的纤维变晶所组成，则此岩石的结构应称为“纤维鳞片变晶结构”等等。

另外，也要注意描述岩石中矿物颗粒的绝对大小。

4．岩石的断口（如贝壳状、平坦状、参差状等）、光泽（如闪光的、暗淡的等）。

5．其他特点：如细脉穿插、小型褶皱、产状特点等。

6．风化程度。

7．岩石名称。

变质岩描述实例：

1．红柱石角岩：（北京周口店）

岩石为深灰色，基质为细粒变晶结构的斑状变晶结构。变斑晶为长柱状红柱石，颜色深灰色，在新鲜的岩石断口处变斑晶和基质很难区别，只有在岩石风化面上由于变斑晶较基质的抗风化力强而显露出来。柱长5～10毫米不等，横断面近方形，由于风化光泽暗淡。基质主要由0.5毫米左右的细粒矿物组成，由于颗粒细小，除黑云母外其他很难鉴别，块状构造。

2．黑云母斜长片麻岩：（河北建屏）

岩石为灰白色，常夹有黑灰色细条带，断面不平整。具极明显之片麻构造，颗粒大小及分布均匀，为中粒等粒鳞片花岗变晶结构。矿物成分以灰白色闪亮的斜长石(50%)、乳白色石英(25～

30%）和黑云母（20%）组成。块状构造。

二、变质岩原始性质的观察和恢复

恢复变质岩的原始岩性，对于了解原始的生成环境、变质条件及过程，了解与某些矿产的成因联系，借以指导找矿等方面是十分重要的。

为了做好这项工作，除在野外需要仔细观察外，还要配合一定的室内分析研究。一般从以下几方面进行观察与研究：（1）不同的岩性组合，接触关系及产出方式。（2）残留的结构和构造。（3）矿物成分及矿物组合。（4）岩石化学的特征。

一般来说，变质的沉积岩和变质的火成岩各有其特点，特综合于表4-6，可结合野外的具体实践作为初步区分的依据。

表 4-6　变质的沉积岩和变质的火成岩特征表

沉积变质的	基性侵入岩变质的	基性火山岩变质的
1. 成层状分布，厚度稳定 2. 角闪石有定向排列，线理与层理一致 3. 角闪石、斜长石变斑晶少见 4. 条带状混合岩化	1. 形状不规则，岩体呈脉状或顺层侵入围岩 2. 颗粒较粗，常无定向排列，中心部分呈块状构造 3. 常见角闪石、斜长石变斑晶或残余斑晶 4. 枝状、角砾状混合岩化	1. 成层状分布，厚度变化大 2. 有定向排列，颗粒较细 3. 常有角闪石、斜长石变余斑晶，变余气孔构造 4. 枝状混合岩化

除上述基本依据外，变质岩中矿物的共生组合亦为重要标志。如刚玉的出现及其共生岩层中有矽线石片麻岩等，说明原始岩石为富含 Al_2O_3 的泥质岩。另外残留的结构、构造是判断原始岩性的主要方面，如成层性良好的变质岩通常是继承沉积岩的原生层理而成的。又如酸性火山岩流区域变质后，有的具有变余流纹构造，有的还有变余斑状结构等。总之，对变质岩原始岩性的恢复必须经各个方面进行细致的观察和分析、综合各方面资料才能作出正确的判断。

常见的主要变质岩的肉眼鉴定特征见表4-7。

表 4-7　主要变质岩肉眼鉴定表

	原　　岩	变质岩石	主要变质矿物	结　构、构　造	产　状　及　其　他
热接触变质	泥　质　岩	板岩：斑点板岩、瘤状板岩 角岩：红柱石角岩、堇青石角岩	绢云母、红柱石、堇青石、黑云母、石墨	变余泥质结构、鳞片变晶结构；板理、斑点构造 角岩结构、块状构造	围绕火成岩侵入体产生围岩的热变质圈。愈靠近侵入体、变质程度愈高，变质矿物出现也比较多，晶体生长也比较大，原岩的结构、构造也有较大的改造，多形成变晶结构；反之，远离侵入体，则原岩变质程度较弱，以变余结构为主
	碎　屑　岩	变质砂岩、变质砾岩 石　英　岩	绢云母、绿泥石、红柱石、赤铁矿、磁铁矿	变余砂状结构，变余砾状结构，块状构造 粒状变晶结构；块状构造	
	碳酸盐类岩石	结晶灰岩 大　理　岩	方解石（为主）、透闪石、阳起石、矽灰石、透辉石	粒状变晶结构、纤维变晶结构；块状构造	
气成热液变质	中酸性侵入体与碳酸盐类岩石接触带	矽卡岩（接触交代岩）	柘榴石、透辉石、绿帘石、符山石……	不等粒变晶结构；块状构造	似层状、透镜状、不规则状等
	酸性侵入岩（沉积岩变质岩）	云　英　岩	石英、白云母、电气石、萤石、黄玉	鳞片变晶结构，粒状变晶结构；块状构造	沿气成热液石英脉的两侧发育
	超基性岩	蛇　纹　岩	蛇纹石、滑石、磁铁矿	隐晶质结构；块状构造	不规则透镜状、脉状等
	中酸性喷出岩	次生石英岩	石英、绢云母、高岭石、叶腊石、黄铁矿	隐晶、细粒结构；块状构造	似层状

动力变质	各类岩石	碎裂岩	绢云母、绿泥石	破裂结构	沿断裂带发育
		糜棱岩	绢云母、绿泥石、透闪石	糜棱结构；不明显的片麻状构造	
		千糜岩	绢云母、绿泥石、钠长石、绿帘石	糜棱结构；千枚状构造	
区域变质	泥质岩、酸性火成岩、火山凝灰岩	板岩	绢云母、绿泥石	隐晶质结构、变余泥质结构、变余粉砂结构、板状构造	板岩、千枚岩、片岩一般为层状产出；片麻岩则除了呈层状外，有的还保留原火成岩侵入体的轮廓（片岩也是这样），板岩—千枚岩—片岩—片麻岩反映了变质程度愈来愈深
		千枚岩	绢云母、绿泥石	变余泥质结构、变余粉砂结构；千枚状构造	
		片岩	白云母、黑云母、绿泥石、角闪石、滑石为主（石英＋长石＜50%）	鳞片变晶结构，纤维变晶结构；片状构造	
		片麻岩	长石、石英为主，片状矿物为云母、柱状矿物为角闪石	粒状变晶结构，片麻状构造	
	碳酸盐类岩石	大理岩	方解石、白云石为主（有蛇纹石、透闪石、透辉石）	粒状变晶结构；块状构造	层状
	石英砂岩、硅质岩	石英岩	石英为主（少量长石、云母、祈榴子石等）	粒状变晶结构；块状构造	
	中基性火成岩、含铁镁的沉积岩	绿色片岩	绿泥石、绿帘石、阳起石、角闪石为主、少量石英、长石	鳞片变晶、纤维变晶结构；片状构造	层状产出
	超基性岩、富镁沉积岩	蛇纹石片岩、滑石片岩	蛇纹石，滑石	同上	同上

参 考 文 献

1、南京大学地质系：《岩石学（火成岩、沉积岩）》，1976。
2、南京大学地质系：《矿物学》，1974。
3、长春地质学院矿岩教研室：《矿物学基础》，1972。
4、四川矿业学院地质系普矿教研室：《沉积岩石学》，1974。
5、北京矿业学院等：《中国煤田地质学》煤炭工业出版社，1961。
6、北京石油学院矿物岩石教研室：《沉积岩石学》中国工业出版社，1961。
7、成都地质学院：《沉积岩石学》中国工业出版社，1962。
8、北京大学地质地理系地球化学专业：《岩石和岩体野外工作方法》，1975。
9、长春、桂林、辽宁冶金地质学校：《矿物岩石学》，1973。
10、南京地质学校：《结晶学、矿物岩石学》，1973。
11、何镜宇：《关于岩相古地理分析的几个问题》，1974。
12、华东地质研究所：《火山碎屑岩类鉴定方法》，1976。
13、西安矿业学院：《沉积岩石学》，1976。
14、辽宁省煤田地质勘探公司：《辽宁省构造体系与煤田分布关系的初步认识》，1975。
15、西安煤田地质研究所：《煤田地质情报》，1975.4。