

石油技工学校统编教材

矿物岩石学

(第二版)

中国石油天然气总公司劳资局组织编写

石油工业出版社

内 容 提 要

本书着重阐述了矿物学的基础理论、常见矿物的鉴定特征以及沉积岩的形成过程、结构、构造和分类，并对各类沉积岩分别进行了较为详细的论述。此外，还对岩浆岩和变质岩的成分、结构、构造及其常见的岩石类型也作了简要的叙述。

本书不仅可以作为石油技工学校钻采地质专业的教材，也可作为职工培训、职业高中的教学用书和现场石油地质技术人员的参考用书。

图书在版编目（CIP）数据

矿物岩石学/ 中国石油天然气总公司劳资局组织编写 .
2 版 .—北京：石油工业出版社，1997.8
石油技工学校统编教材
ISBN 7 - 5021 - 2043 - 2

. 矿...

. 中...

. 矿物学：岩石学—技工学校—教材

. P58

中国版本图书馆 CIP 数据核字（97）第 11852 号

石油工业出版社出版

(100011 北京安定门外安华里 2 区 1 号楼)

石油工业出版社印刷厂排版印刷

新华书店北京发行所发行

*

787×1092 毫米 16 开本 8 印张 213 千字 印 1 - 2000

1997 年 8 月北京第 2 版 1997 年 8 月北京第 1 次印刷

ISBN 7 - 5021 - 2043 - 2 TE·1719

定价：14.00 元

第二版前言

为了推动石油技工学校深入进行教学改革，进一步提高教学质量，中国石油天然气总公司劳资局地质专业教改小组，于1992年6月邀集14所有关石油技工学校，在四川乐山召开了钻采地质专业教学改革研讨会。会议总结了石油技工学校地质专业自1984年执行部颁教学计划、教学大纲以来所取得的成绩，同时也指出了原教学计划、教学大纲所存在的一些弊端。为了进一步探索培养中级钻采地质工的教学规律与模式，根据总公司劳资局教改领导小组的要求，会议决定制定新的教改方案、教学大纲，修改该专业的原编教材，并编写部分新教材。本书就是根据这次会议制定的新的钻采地质专业教改方案的要求而修编的。

这次修编，保留了原教材的基本内容和主要框架，但对各章节偏多、偏深和不符合新的教学大纲的内容进行了修改和增删。特别是对岩浆岩和变质岩两章的内容，重新进行了改写；对其余章节的部分内容，也进行了必要的修改和文字上的变动。此外，修编教材还增写了绪论。

初稿写成后，于1996年4月，中国石油天然气总公司在贵阳滇黔桂石油技工学校召开的钻采地质专业教学大纲和教材审定会上，对其进行了审定。与会同志对教材初稿进行了认真的讨论，提出了许多宝贵的修改意见，在此表示感谢。

全书由四川石油技工学校杜文健同志修编。在修编过程中，得到了学校领导和有关科室的大力支持，在此一并表示深切的谢意。由于笔者水平有限，书中错误和不当之处在所难免，敬请使用单位和广大读者批评指正。

修编者

1996年12月

第一版前言

本书是根据 1984 年石油部劳资司审定的石油技工学校钻井地质专业《矿物岩石学》教学计划和教学大纲编写而成的。

本书初稿编成后，于 1985 年 5 月在华北石油技工学校开的教材讨论会上进行了初审；同年 12 月在四川南充东观镇召开的定稿会上定稿。

全书共分三篇九章，第一、二、四章由华北石油技工学校王铁章编写，第三章由江汉石油管理局技工学校金长江编写，以下各章由四川石油管理局技工学校杨致君（第五章）、王敏英（第六、七章）、张达尊（第八、九章）编写。全书由张达尊统一修改定稿。

李肇平同志誊抄了大部分章节。杜文健同志帮助清绘全书插图，并对部分章节提出了不少意见。四川石油管理局技工学校各级领导对本书的编写给予了大力支持。在此一并表示感谢。

由于编者水平有限，书中的错误和不当之处在所难免。为此，殷切希望读者批评指正。

编 者
1986 年 11 月

目 录

绪论..... (1)

第一篇 矿 物

第一章 矿物概论..... (3)

第一节 矿物的概念..... (3)

第二节 矿物的形成..... (3)

第三节 矿物的形态..... (6)

第四节 矿物的物理性质..... (9)

第五节 矿物的化学性质..... (15)

第六节 矿物的分类..... (17)

复习思考题..... (18)

第二章 主要矿物简介..... (19)

第一节 自然元素类..... (19)

第二节 硫化物类..... (20)

第三节 卤化物类..... (21)

第四节 氧化物和氢氧化物类..... (21)

第五节 含氧盐类..... (24)

复习思考题..... (33)

第二篇 岩浆岩及变质岩

第三章 岩浆岩..... (34)

第一节 岩浆与岩浆岩的概念..... (34)

第二节 岩浆岩的成分、结构及构造..... (35)

第三节 岩浆岩的分类及常见岩浆岩简介..... (39)

第四节 岩浆岩与油气勘探的关系..... (42)

复习思考题..... (42)

第四章 变质岩..... (43)

第一节 变质作用的因素及类型..... (43)

第二节 变质岩的结构、构造..... (44)

第三节 常见变质岩简介..... (46)

第四节 变质岩与油气勘探的关系..... (47)

复习思考题..... (47)

第三篇 沉 积 岩

第五章 沉积岩概论..... (49)

第一节	沉积岩的物质成分.....	(49)
第二节	沉积岩原始物质的形成——母岩的风化作用.....	(51)
第三节	沉积岩原始物质成分的搬运作用和沉积作用.....	(59)
第四节	沉积物沉积后的作用.....	(69)
第五节	沉积岩的颜色及构造.....	(71)
第六节	沉积韵律.....	(79)
第七节	沉积岩分类.....	(81)
	复习思考题.....	(81)
第六章	碎屑岩.....	(83)
第一节	碎屑岩的物质成分.....	(83)
第二节	碎屑岩的结构.....	(84)
第三节	碎屑岩的主要岩石类型.....	(88)
第四节	火山碎屑岩.....	(93)
	复习思考题.....	(96)
第七章	粘土岩.....	(97)
第一节	粘土岩的结构、构造及颜色.....	(97)
第二节	粘土岩的分类及主要岩石类型.....	(98)
	复习思考题.....	(100)
第八章	碳酸盐岩.....	(101)
第一节	碳酸盐岩的成分及其成分分类.....	(101)
第二节	碳酸盐岩的结构组分和结构组分分类.....	(103)
第三节	石灰岩及白云岩.....	(114)
第四节	碳酸盐沉积物的沉积后作用.....	(117)
第五节	碳酸盐岩的研究方法.....	(119)
	复习思考题.....	(122)
第九章	其他沉积岩.....	(123)
第一节	蒸发岩.....	(123)
第二节	化学岩.....	(124)
第三节	可燃有机岩.....	(128)
	复习思考题.....	(130)
	参考文献.....	(130)

绪 论

一、矿物岩石学的研究对象

矿物岩石学包括矿物学和岩石学两门基础地质学科的内容。由于这两门学科研究的内容密切相关，因此，石油技工学校钻采地质专业择其两门学科的有关内容，合并成一门课程讲授。

矿物学是专门研究矿物的一门自然科学。它主要是研究矿物的化学组成、内部构造、外观形态、物理性质、化学性质，及其在地质作用过程中形成和变化的条件等诸方面的现象和规律，以及它们相互间的内在联系。通过对这些内容的研究，从而为工农业生产所需的矿物原料及其综合利用提供依据。同时，也为探索并阐明地壳及地球内层的物质组成和演化历史提供重要的实际资料。

岩石学是研究岩石的物质成分、结构、构造、成因、分布规律以及成矿关系的科学。

岩石是地壳在形成和发展过程中，由一种或多种矿物在各种地质作用下所形成的地质体，它是组成地壳的主要物质成分。岩石是具有稳定外形的固态集合体。不同的岩石具有不同的矿物成分、结构和构造。

岩石的种类很多，但从成因来看，可分为三大类：

岩浆岩——是由岩浆冷凝而成的岩石，如花岗岩、玄武岩等。

沉积岩——是在地表或地表下不太深的地方，在常温常压下，由砂、砾、泥质或溶解物质，经沉积、固结而成的岩石，如砂岩、石灰岩等。

变质岩——是由原来已存在的各种岩石，受到地壳运动、岩浆活动等内动力地质作用的影响，使之成为适应于新环境的岩石，如大理岩、片麻岩等。

三大类岩石在地壳中的分布情况是不同的。一般在地表部分，沉积岩分布最广，约占地表面积的 $\frac{3}{4}$ ；而距地表愈深，则岩浆岩、变质岩分布愈多，沉积岩则愈少。对于石油技工学校钻采地质专业，对岩浆岩、变质岩仅作简要介绍，重点是讲授沉积岩。

岩石学是一门独立的基础地质学科，其主要任务，目前有以下几个方面：

- 1) 研究岩石的内部特征，包括它的化学成分、矿物成分、结构和构造等。
- 2) 研究岩石的成因及形成岩石时的各种地质作用，以及不同类型岩石间的成因联系。
- 3) 研究岩体的产状、时代、各类岩石的共生组合以及与地质构造的关系，以便说明各种岩石在空间上和时间上分布的规律性。
- 4) 研究岩石与成矿作用的关系及各种矿床对岩石的专属性等。

二、矿物岩石学在工农业生产中的重要作用

随着工农业生产和科学技术的不断发展，需要利用越来越多的矿产资源和地质资料。而自然界中的矿产资源绝大多数又都是存在于岩石中，如沉积岩中的石油、天然气、煤、岩盐、磷矿、铝土矿……；火成岩中的铬、镍、铂、铜、铅锌矿……；变质岩中的铁矿、滑石矿、石棉矿、菱镁矿……。这些矿产和岩石都是地质作用的产物，它们在成因和分布上是紧密相关的。因此，要研究各种矿床的生成及其分布的规律性，就必须研究矿物和岩石。可见研究矿物和岩石，可以直接指导找矿和勘探。

有些岩石本身就是可利用的矿产，如石灰岩和白云岩可作为冶金工业常用的熔剂；石灰岩又是烧石灰和制造水泥的主要原料；白云岩则可作为镁质耐火材料；花岗岩和大理岩可作为良好的建筑材料……。今后随着科学技术的发展，可利用的矿产资源的范围将不断扩大，许多现在认为不能利用的岩石和矿产，将成为可被利用的矿产资源。

矿物和岩石是地质历史发展的产物。在地壳演化的一定时期，发生着构造变动，从而形成不同的岩石、地层和矿产。通过详细地研究这些产物，会发现某些岩石形成于一定的地质时期，分布于一定的空间部位，而元素间常常又有一定的共生组合规律。根据这些认识，人们对区域矿产的分布作出预测，为国家制定长远规划提供重要资料。

此外，国家建设中的许多工程设施，如水利、建筑、交通运输、农业、国防工程等等，都要利用岩石方面的多种资料。

矿物岩石学，也是学习古生物地层学、构造地质学、石油地质学等学科的基础，更是石油钻采地质专业学生必备的专业基础知识。

第一篇 矿 物

第一章 矿物概论

第一节 矿物的概念

地壳是由岩石组成的，而岩石是由一种或几种矿物在地质作用下按一定规律组成的自然集合体。矿物在地壳中分布极广，目前已发现的有 3 300 多种，常见的矿物约 200 多种，但主要造成岩石的矿物只不过 40 来种。

矿物是地壳中的化学元素在各种地质作用下所形成的单质或化合物。它具有一定的化学成分、结晶构造、外部形态和物理性质，是组成岩石的基本单元。

各种矿物都具有一定的特征，如石盐呈立方体颗粒，用小刀很易刻动，易溶于水，有咸味；磁铁矿常呈八面体晶形，有磁性，可以吸引铁屑；金刚石常呈浑圆的类八面体，金刚光泽，硬度极高。

在自然界，矿物有三种存在状态，即固态（如石英、长石、云母）、液态（如石油）和气态（如天然气）。矿物的存在状态并不是一成不变的，只有在一定的地质条件下才是相对稳定的，当外界条件改变至一定程度时，它们就随之发生改变。如黄铁矿（ FeS_2 ），是在还原条件下形成的，而且很稳定。如果黄铁矿出露于地表，在空气充分的氧化环境里， FeS_2 中的硫就被氧化而生成硫酸（ H_2SO_4 ）并被地表水带走，同时低价铁（ Fe^{+2} ）也要氧化为高价 Fe^{+3} ，于是黄铁矿就被分解而形成了与新环境相适应的另一种矿物——褐铁矿（ $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ）。

在实验室由人工合成的单质或化合物，其成分和性质与自然界的矿物相似。但因它不是在各种地质作用下的自然产物，所以不能称为矿物，而只能称为人造矿物。如人造金刚石等。

我们学习矿物的主要目的是认识矿物。在钻井过程中，为了建立正确的岩性剖面，必须准确地识别钻遇岩层中的各种矿物，否则将会由于矿物识别不准，造成岩石定名有误，致使岩性剖面失真。

第二节 矿物的形成

地球上的化学元素处于永恒的运动之中，矿物的形成和变化与其组成的化学元素和地质作用有关。为了更好地掌握常见矿物的特征，下面就矿物形成的地质作用以及矿物形成的方式作概要介绍。

一、矿物形成的地质作用

在地质作用过程中要形成矿物，主要涉及到两个方面：其一是形成矿物的物质来源；其二是形成矿物的地质作用的能量来源。根据物质和能量来源的不同，地质作用又可分为内生作用、外生作用和变质作用三个主要类型。在某种类型的地质作用中所形成的矿物，就叫该类型成因的矿物。

1. 内生作用及矿物成因类型

内生作用包括整个岩浆活动过程，不论是物质来源还是能量来源都是来自地球内部。物质来源于地幔和地壳，能量来源主要是放射性元素蜕变能和岩浆热能。

岩浆是含有各种元素的硅酸盐熔融体，其中还包括少量易挥发的成分及重金属。在地壳运动过程中，岩浆常沿着一些深的断裂运移。随着温度、压力的降低以及其他物理、化学条件的改变，岩浆中的各种组分，便以不同的状态自熔融体中分离出来而形成一系列矿物（或称内生矿物）。按分离过程中的物理、化学条件的变化，内生作用又分为：岩浆作用、伟晶作用、热液作用及火山喷发作用等阶段。

(1) 岩浆作用阶段及岩浆型矿物

这是岩浆熔融体冷却过程的最初阶段，是在地壳深处高温（1 000 以上）、高压（几千个大气压）的情况下进行的。当岩浆向上运动时，温度、压力逐渐降低。在岩浆冷却过程中，不同熔点的组分依次结晶而形成的矿物，主要是硅酸盐。岩浆作用早期形成的是铁、镁矿物（如橄榄石、辉石）。中期形成的为含钙矿物（如基性斜长石、单斜辉石、角闪石等）。末期形成的为含钾、钠的矿物（如酸性斜长石、钾长石等）。最后是过剩的 SiO_2 则形成石英。

(2) 伟晶作用阶段及伟晶型矿物

这一作用可以看成是岩浆作用的继续。岩浆作用阶段后，由于岩浆中的主要组分大都结晶出来了，在残余的岩浆中， SiO_2 、 Na_2O 、 K_2O 以及挥发组分和稀有元素的含量相对增高。由于挥发组分的富集，使残留岩浆的活动性能增高，因而结晶比较容易，往往形成巨大的晶体。形成的矿物仍以长石、石英和云母为主，稀有元素矿物显著增加（如绿柱石、锆英石、铌、钽等）。

(3) 热液作用阶段及热液型矿物

在岩浆期和伟晶期后，以水蒸气为主的挥发性物质愈加浓集，当温度下降到水的临界度（374）以下时，这些物质便冷凝成热水溶液。这种溶液沿裂缝活动，并与围岩发生交代而形成一系列矿物，或从溶液中直接结晶出来，充填在裂缝中。岩浆期和伟晶期后的这种作用称热液作用，所形成的矿物称热液型矿物。按热液型矿物形成的温度，又可分为以下三类：

1) 高温热液矿物 温度在 374 ~ 300 之间，主要形成钨、锡、钼、铋、铁等金属矿物，如钨锰铁矿、锡石、辉钼矿、磁铁矿、磁黄铁矿等。非金属矿物常以电气石、黄玉等出现为其特征，并有石英、云母、萤石等矿物。

2) 中温热液矿物 温度在 300 ~ 200 之间，主要形成铜、铅、锌等金属硫化物，如黄铜矿、方铅矿、闪锌矿等。非金属矿物除石英外，还有方解石、白云石等。

3) 低温热液矿物 温度在 200 ~ 50 之间，主要形成砷、锑、汞、银等元素的硫化物，如雌黄、雄黄、辉锑矿、辰砂、辉银矿等。非金属矿物有石英、蛋白石、高岭土、明矾石及重晶石等。

1 大气压 = 98 066.5 Pa，以下同。

(4) 火山作用阶段及火山型矿物

地下岩浆沿着裂缝或其他孔道喷出地表，冷却、凝固、结晶的过程称为火山作用，所形成的矿物称火山型矿物。岩浆喷出地表，因冷却速度快，结晶程度差，所以颗粒细小，常为隐晶质。火山作用阶段可形成一些重要的有用矿物，如自然硫、雄黄、磁铁矿、金刚石等。

2. 外生作用及矿物成因类型

外生作用是在地表或近地表的常温、常压下进行的，包括风化作用和沉积作用。因其物质和能量来源于地表外部，故称外生作用。

(1) 风化作用及风化型矿物

在以物理风化为主的外生作用中，原来的矿物、岩石发生机械破碎而成细小颗粒，通常，易溶的 K、Na、Ca 等或由变价元素组成的矿物被水带走，而难溶组分如 Fe、Mn、Al、Si 等则在原地残留下来形成风化壳矿物，如褐铁矿、铝土矿、高岭石等。

(2) 沉积作用及沉积型矿物

风化产物在搬运过程中，随着搬运介质搬运能力（风速或水的流速）的减弱，或者搬运介质的物理化学条件发生变化，或者由于生物作用，它们便从风或流水等介质中分离出来，堆积在适当的场所形成沉积物的过程，叫沉积作用。它包括机械沉积和化学沉积两种类型。

机械沉积的矿物有：石英、长石、云母、粘土矿物、自然金、金刚石、锆石、金红石、独居石等。这些矿物不是新形成的矿物，而是经过风化、搬运、沉积等地质作用而富集起来的，有的可形成具有工业意义的矿床。

化学沉积的矿物（按成因）有：胶体凝聚沉淀而成的铁、锰、铝土矿等；真溶液蒸发达到过饱和而沉淀下来的石盐、石膏等；还有生物化学的沉积，如硅藻土、石油、方解石等矿物。

3. 变质作用及变质型矿物

变质作用是在地壳较深部位，早先形成的矿物和岩石，由于受地壳运动和岩浆活动的影响，在高温、高压条件下，使矿物成分、结构、构造发生部分或全部改组，生成新的矿物和岩石的过程。按其发生的原因和条件又可分为接触变质和区域变质两种。

(1) 接触变质及接触变质型矿物

产生于岩浆侵入体与围岩的接触带上。有两种类型：

1) 接触交代型 岩浆侵入围岩时，岩浆中的某些组分与围岩发生化学反应而形成新的矿物。当酸性岩浆侵入体与碳酸盐岩接触时，在接触带附近常可形成硅卡岩矿物，如石榴子石、透辉石等。

2) 接触热变质型 这种变质作用的特点是岩浆的挥发组分基本上没有参与变质作用，主要是引起原矿物的重结晶。如石灰岩（细粒方解石集合体）变为大理岩（粗粒方解石集合体），泥质岩可生成红柱石、堇青石等矿物。

(2) 区域变质及区域变质型矿物

区域变质是指强烈的地壳运动和岩浆活动产生的大面积的变质作用。由此形成的矿物称区域变质矿物，如石墨、蓝晶石、石榴子石、磁铁矿等。矿物组合情况取决于母岩的类型。

二、矿物的形成方式

从矿物形成的地质作用及其类型中可以看出，不同的成矿作用和不同的物理、化学条件下，所形成的矿物也不尽相同，但它们形成的方式却仍有其共同的规律。

1. 由熔融体冷凝、结晶而成

地下岩浆是一种温度很高的熔融体，含有各种元素，当它上升到地壳上部后，温度下降并逐渐冷凝、结晶形成矿物。岩浆岩中的矿物大多数是由这种方式形成的，如长石、云母、石英、橄榄石、角闪石等。

2. 由溶液中结晶而成

这种形成方式分两种情况：一种是湖泊或海洋中含有的各种化学元素，在干旱条件下水分不断蒸发，从而使水溶液中某些化学元素浓度增大，或者是某些化学元素不断带入水中，使其浓度增大而形成过饱和溶液，矿物就从过饱和溶液中结晶出来，如石膏、石盐、芒硝、钾盐、硼砂等大多是由这种方式形成的。

另一种情况是在岩浆作用下，形成的温度为几十至几百摄氏度的热水或气水溶液，这些溶液在某些条件变化时（如温度降低、失水、化学介质条件改变等），某些化学元素在溶液中由于过饱和而沉淀形成矿物。如辰砂、闪锌矿、方铅矿、黄铜矿、锡石、黑钨矿等都是由这种方式形成的。

3. 由固体再结晶而成

由于环境的改变，使原来已经形成的矿物在固态情况下发生成分改组、晶粒变大或生成新的矿物，这种形成方式叫“再结晶”。

4. 由交代作用而成

已经形成的矿物与它周围的某些矿物成分进行交换，这种现象叫“交代作用”。矿物在进行交代时，溶解作用与沉积作用同时发生，即原矿物的成分被溶解，周围的物质就在那里沉积。这样，新矿物就基本上维持了原矿物的外形，此种晶形称为“假象”。如褐铁矿常呈黄铁矿的立方晶形，即褐铁矿具黄铁矿的假象。

5. 由胶体凝聚或老化而成

地壳上有些呈胶体状态存在的物质，它们直接凝聚形成的矿物叫“胶体矿物”。如蛋白石是二氧化硅胶体凝聚的产物。当其失水老化，便结晶而成玉髓。一般胶体矿物都是非结晶质。这类矿物常具有肾状、皮壳状等特殊的构造形态。

6. 由气体直接凝结而成

火山喷发时，硫蒸气在空中或岩石的空洞中冷却成固体，这种形成方式叫“升华作用”。如火山附近常有硫磺晶体，叫做自然硫。还有辉锑矿、雄黄等也是由气体直接凝结而形成的矿物。这种升华的晶体多呈毛发状或细小的粉末。

总之，每一种矿物的形成都是地壳上化学元素运动的结果，它们形成的地质过程都是十分复杂的。

第三节 矿物的形态

矿物的形态是指矿物的外部特征。包括单个晶体的形态和集合体的形态。

一、晶体的概念

在对矿物进行观察时，首先看到的是矿物大都具有一定的外部形态，如石盐呈六面体，方解石呈菱面体，磁铁矿呈八面体等，这些都是有规则的多面体外形。但是，象在花岗岩中的石英、长石等矿物，它们有时并不具备多面体的外形，而且有的甚至成很细小的不规则的粒状，然而它们也都是晶体矿物。所以，外形并不是晶体的本质特征。

随着科学实验的发展，人们逐渐认识到矿物内部质点有些是呈有规律的排列，也有的是

呈无规律的排列。因此，根据矿物内部的构造特点，可将矿物分为结晶质和非结晶质两类。

1. 结晶质和非结晶质

(1) 结晶质

凡是矿物内部质点（分子、原子、离子）作有规律的排列，形成一定的格子构造的固体，称为结晶质（晶体）。质点有规律排列的结果，使晶体内部有一定的格子构造，表现为有规则的几何形体。自然界大部分的矿物都是晶体。若晶体生长有足够的空间和缓慢的结晶环境，就可以形成面平棱直的几何多面体外形。

(2) 非结晶质

凡是矿物内部质点（分子、原子、离子）作无规律的排列，不具格子构造的固体，称为非结晶质（或非晶质）。这类矿物分布不广，种类很少，如火山玻璃。

2. 晶体的形状——单形与聚形

(1) 单形

是指一个晶体的形体。构成晶体的空间格子类型是有限的，只有立方、四方、斜方、单斜、三斜、六方、菱面体等 7 种格子类型，所以单形的种类也是有限的，单纯地考虑几何外形共有 47 种，其中我们必须初步掌握的常见单形有 12 种，见图 1 - 1。

图 1 - 1 常见单形

(2) 聚形

是指由两个或两个以上的单形相聚合而成的形体。自然界产出的晶体，绝大部分都是聚形晶体。如石英矿物为六方柱和六方双锥的聚形晶体，即是由柱体和锥体两种单形聚合在一起；石膏是由斜方柱体和平行双面两种单形聚合在一起。

二、矿物晶体的结晶习性

矿物在形成过程中，虽然受到外界条件的影响，很少出现完好的晶形——理想晶。但由于结晶构造特点，决定了矿物在形成过程中有趋向于某一形态的习惯。如石英晶体呈柱状，云母呈片状、板状，黄铁矿呈等轴状晶体等。晶体的这种习惯称结晶习性，简称晶习。根据晶体在空间三个方向上发育的程度不同，可将结晶习性分为三类。

1. 一向延长型（柱状）

晶体沿一个方向特别发育，其他两个方向发育较差，类似柱子一样。一般呈柱状、棒

状、针状、纤维状。有六方柱、四方柱、三方柱、斜方柱。如电气石、角闪石、石英、石棉等晶形属于此类型。

2. 二向延长型（板状）

晶体沿一个方向比其他两个方向发育较差，呈片状、板状、鳞片状等。如板状石膏、片状云母及石墨等晶形。

3. 三向延长型（等轴状）

晶体在三个方向上发育基本相等，包括等轴状、粒状。有立方体、八面体、菱形十二面体。如石盐、黄铁矿、石榴子石等。

三、晶面条纹

是指晶体在生长过程中留在晶面上的条纹。晶面条纹垂直晶体延长方向的称为横纹，如石英等；晶面条纹平行晶体延长方向的称为纵纹，如电气石。有的晶面条纹互相交错，如刚玉；有的矿物相邻的晶面上的条纹互相垂直，如黄铁矿。磁铁矿菱形晶面上，常有平行长对角线的细纹，见图 1 - 2。

图 1 - 2 矿物晶体上的晶面条纹

四、双晶

在自然晶体中，常发现两个或两个以上的晶体有规律地连生在一起，称为双晶。其中一个晶体为另一个晶体的镜象，即其中一个晶体旋转一定角度后，便可与另一个晶体相重合或平行。最常见的有三种类型，见图 1 - 3。

1. 穿插双晶

由两个相同的晶体，按一定角度互相穿插而成，如正长石的卡氏双晶。

图 1 - 3 几种常见的双晶

(1) 正长石卡氏双晶的外形（穿插双晶）；(2) 石膏的燕尾状双晶外形（接触双晶）；(3) 斜长石的聚片双晶外形（聚片双晶）

2. 接触双晶

由两个相同的晶体，以一个简单的平面接触而成，如石膏的燕尾双晶。

3. 聚片双晶

由两个以上的晶体，按同一规律，彼此平行重复连生在一起而成，如斜长石的聚片双晶。

五、矿物集合体的形态

自然界的矿物呈单体出现的很少，往往是由同一种矿物的若干个单体或晶粒聚集成各种各样的形态，这种矿物的形体叫做矿物集合体的形态。常见有如下几种：

1. 粒状、块状集合体

由大致为等轴的矿物小晶粒组成的集合体，如粒状橄榄石、块状石英等。

2. 片状、鳞片状集合体

由片状矿物组成的集合体，如云母。当片状矿物颗粒较细时，称鳞片状集合体，如绢云母等。

3. 纤维状集合体

组成集合体的单矿物若细小如纤维时，称纤维状集合体，如纤维状石膏、纤维状石棉等。

4. 放射状集合体

由若干柱状或针状矿物自中心向四周辐射排列而成的集合体叫放射状集合体，如放射状阳起石等。

5. 鲕状集合体

由形似鱼子状的圆球体矿物聚集而成的集合体，叫鲕状集合体，如鲕状赤铁矿、鲕状铝土矿等。

6. 晶簇

在岩石孔洞或裂隙中，在共同的基底上生长着许多单晶的集合体，它们一端固定在共同的基底上，另一端则自由发育而具有完好的晶形，叫晶簇。

7. 结核状集合体

由中心向外生长而成球粒状集合体叫结核状集合体，如黄土中的钙质结核。

8. 钟乳状集合体

由同一基底向外逐层生长而形成的圆柱状或圆锥状的集合体叫钟乳状集合体，如石灰岩洞穴中形成的石钟乳。

9. 土状集合体

由粉末状的隐晶质或非晶质矿物组合而成的较疏松的集合体称为土状集合体，如高岭土。

必须指出，矿物所呈现的外形是多种多样的，不同的矿物往往具有不同的形态。但有时不同的矿物可以有相似的外形，如纤维状石膏和石棉；柱状角闪石和红柱石。同一种矿物也会有不同的外形，如板状和纤维状的石膏。所以，不能仅依靠矿物的外形来辨认矿物。

第四节 矿物的物理性质

矿物的物理性质是指矿物在光学、力学、电性等方面的性质，简称为物性。物性不仅是研究矿物的一个重要方面，也是鉴定矿物的重要依据。

一、矿物的光学性质

矿物的光学性质是指矿物对自然光线的吸收、折射、反射等所表现出来的各种性质。包括颜色、条痕、光泽、透明度等。

1. 颜色

颜色是矿物对自然光的吸收程度不同所引起的。阳光（自然光）是由七种不同波长的光色所组成，由于矿物对七色光吸收程度的不同，因而使矿物出现白、灰、黑（全部吸收）等各种颜色；如果只吸收某些色光，就呈现另一部分色光的混合色。根据矿物颜色产生的原因，可将颜色分为自色、他色和假色。

（1）自色

是矿物本身固有的化学组成中的某些色素离子而呈现的颜色。例如赤铁矿之所以呈砖红色，是因为它含有 Fe^{+3} ；孔雀石之所以呈绿色，是因它含有 Cu^{+2} 。自色比较固定，因而对矿物具有鉴定意义。

（2）他色

是矿物混入了某些杂质所引起的颜色。如石英本来是无色的，但含有机质多时呈黑色（墨晶）；含锰呈紫色（紫水晶）。因他色具有不固定的性质，所以对鉴定矿物意义不大。

（3）假色

由于矿物内部有裂隙或因表面有氧化膜等原因，引起光线发生干涉而呈现的颜色。如方解石、石膏内部有细裂隙面时呈现的“晕色”（似虹一样的颜色）。假色只能对某些矿物有鉴定意义，如斑铜矿风化表面呈暗紫色。

对于颜色的描述，一般采用二名法，也就是把次要色调放在前面，主要或基本色调放在后面。如黄褐色，即以褐色为主略带黄色。另外还可用比拟法，如天蓝色、殷红色、乳白色等。为了更好地掌握颜色的描述，一般利用标准色谱和实物对比矿物进行描述。观察颜色时应选择在新鲜面上。

2. 条痕色

条痕色是指矿物粉末的颜色。把矿物放在无釉瓷板上划一下，看瓷板上留下的粉末颜色就是条痕色。这种粉末的颜色可以消除假色，减弱他色，保存自色。条痕的颜色是比较固定的，是鉴定矿物的方法之一。条痕的颜色与矿物颜色可以相同，也可以不同。如黄铁矿的颜色为淡黄铜色，条痕为绿黑色；赤铁矿的颜色有的是铁黑色，也有的为红褐色，但其条痕都是殷红色。在试矿物条痕时，应注意硬度大于瓷板的矿物是划不出条痕的，但可将其碾碎，观察粉末的颜色。

3. 透明度

矿物透过可见光波的能力称为透明度。观察矿物透明度是以矿物边缘是否透过光线为标准。矿物按透明程度分为三类：

（1）透明矿物

矿物碎片厚为百分之一厘米即能透光。肉眼鉴别标志是隔着矿物碎片边缘能清晰地透视对面物体的轮廓。如水晶、冰洲石、石膏、长石等。

（2）半透明矿物

矿物碎片厚度在百分之一厘米到万分之几厘米之间能透光。肉眼鉴别标志是隔着矿物碎片边缘能模糊看到对面物体或有透光现象，如辰砂、闪锌矿等。

（3）不透明矿物

矿物碎片为万分之几厘米仍不能透光。肉眼鉴别标志是隔着矿物碎片边缘不能见到对面任何物体，如磁铁矿、黄铁矿、自然金、石墨等。

矿物的透明度与矿物的集合体方式有关，如方解石单体透明，但细粒集合体就不透明。另外也与矿物的厚薄有关，如透明的白云母在厚度大时也不透明。因此，观察矿物的透明度

一般是在矿物的同一厚度下进行比较，通常以隔着矿物的碎片边缘能否可见对面其他物体为标准。

4. 光泽
- 是指矿物新鲜表面对光线的反射能力。矿物按光泽强弱分为如下几种：
- (1) 金属光泽
- 反射光的能力很强，如同光亮的金属器皿表面的光泽那样。如金、黄铁矿、方铅矿等。
- (2) 半金属光泽
- 反射光的能力强，但没有金属光泽那样光亮。部分不透明或半透明矿物，如磁铁矿、赤铁矿等就具有这种弱的金属光泽。
- (3) 非金属光泽
- 是一种不具金属感的光泽。又可细分为以下几种：
- 1) 金刚光泽 反射光的能力较强，象金刚石所具有的那种光泽。如金刚石、辰砂、锡石等。
- 2) 玻璃光泽 反射光的能力弱，如同玻璃表面那样的光泽。如石英、长石、方解石等。一般为透明矿物所特有。
- 3) 油脂光泽 具玻璃光泽的矿物如石英等，因断口不平或表面有细微小孔而引起光线有一定程度的散射，使矿物表面呈现脂肪似的光泽。
- 4) 丝绢光泽 具有平行纤维状矿物，由于反射光互相干涉而产生象丝绢一样的光泽。如石棉、纤维石膏等。
- 5) 珍珠光泽 呈片状并具极完全解理的浅色透明矿物，因光的连续反射，常呈现一种类似珍珠一样的光泽。如云母、片状石膏就具有这种光泽。
- 6) 蜡状光泽 某些隐晶质致密块状集合体或胶状矿物呈现为蜡状光泽。如蛇纹石、叶蜡石等。
- 7) 土状光泽 疏松土状集合体的矿物表面有许多细孔，光投射其上，就会发生散射，使表面暗淡无光，象土块似的，如高岭土。
- 由于影响光泽的因素较多，因此在观察时，要注意是矿物晶面还是断口的光泽。如石英晶面上为玻璃光泽，而断口则呈现为油脂光泽。另外，在同一种矿物中还要注意个体的大小，个体大的矿物一般要比个体小的光泽强。除此之外，矿物表面的光滑程度也影响光泽的强弱，表面若粗糙不平，一般光泽就会减弱。初学观察光泽时，最好把几种不同光泽的矿物放在一起，对比进行。
- 矿物的颜色、条痕色、透明度及光泽，它们之间存在着一定的内在联系和规律，其相互关系见表 1 - 1 所示。

表 1 - 1 矿物的颜色、条痕色、光泽和透明度之间的关系				
颜 色	无 色	浅 色	彩 色	黑色或金属色
条 痕 色	无色或白色	浅色或无色	浅色或彩色	黑、绿黑、灰黑、褐黑或金属色
光 泽	玻璃 ~ 金 刚		半 金 属	
透 明 度	透 明	半 透 明		不 透 明

二、矿物的力学性质

矿物的力学性质是矿物在外力（如刻划、打击、压、拉等）作用下所表现出来的各种性质。对矿物具有鉴定意义的有硬度、解理、断口，其次还有脆性、延展性、挠性、弹性等。

1. 硬度

硬度是矿物抵抗机械作用（刻划、压入、研磨）的能力或程度。矿物的绝对硬度要用精密的硬度计测定。一般试硬度的方法有两种：

(1) 用两种矿物互相刻划

硬度大的矿物能够刻动硬度小的矿物，通过这样可以比较矿物相对硬度的大小，通常选用十种硬度不同的矿物作标准，称摩氏硬度计。由小到大分为十级，见表 1 - 2。

表 1 - 2 摩氏硬度表

矿物名称	化 学 组 成	硬 度	矿物名称	化 学 组 成	硬 度
滑 石	$Mg_3[Si_4O_{10}](OH)_2$	1	正 长 石	$K[AlSi_3O_8]$	6
石 膏	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$	2	石 英	SiO_2	7
方 解 石	$CaCO_3$	3	黄 玉	$Al_2[SiO_4](F,OH)_2$	8
萤 石	CaF_2	4	刚 玉	Al_2O_3	9
磷 灰 石	$Ca_5[PO_4]_3(F,Cl,OH)$	5	金 刚 石	C	10

摩氏硬度只代表矿物硬度相对大小的顺序。实际上，金刚石的绝对硬度为石英的 1 150 倍；石英的绝对硬度为滑石的 3 500 倍。

如何使用摩氏硬度计呢？如欲试硬度的矿物用方解石刻不动，用萤石则能刻动，那么这个矿物的硬度介于 3 ~ 4 之间。

(2) 用小刀、指甲来刻划

一般指甲可刻动的硬度在 2.5 以下。指甲刻不动，而小刀能刻动的在 2.5 ~ 5.5 之间。小刀刻不动的矿物硬度在 5.5 以上。

试硬度时，应注意在矿物单体的新鲜面上刻划。如在松散或土状、粒状集合体及风化面上刻试，则硬度会降低。

不同的矿物具有不同的硬度，但同一种矿物在不同的方向上，其硬度也不尽相同。如蓝晶石，在平行于晶体的延长方向上硬度为 4.5，而垂直于晶体延长方向上的硬度则为 6.5。一般的矿物这种差异性极小，所以不计。

2. 解理和断口

(1) 解理

矿物受打击后，总是沿一定的结晶方向破裂成光滑的平面，这种性质称为解理。矿物所裂开的光滑平面，称为解理面。如方解石受打击后，破碎成菱面体小块；石盐被打击后，破碎成立方体小块。

根据解理发育程度（破开的难易，解理面平滑程度），可将解理分为如下几种：

- 1) 极完全解理 矿物晶体能裂成薄片，解理面光滑平整。如云母可以一片片地剥开。
- 2) 完全解理 矿物晶体能裂成表面平整的碎块或成厚板状，解理面完好，平整光滑。

如方解石的菱面体解理、石盐的立方体解理等。

3) 中等解理 晶体裂开的碎块上, 既有解理面, 又可见到断口, 破裂面不甚平滑。如角闪石、辉石等。

4) 不完全解理 晶体破裂时, 很难发现平坦的解理面, 常为不规则的断口。如磷灰石等。

5) 无解理 (即断口) 实际上看不到解理面。如石英、石榴子石等。

(2) 断口

矿物受打击后, 不依一定的结晶方向发生破裂而形成的断开面, 称为断口。具有不完全解理或不具解理的矿物以及隐晶质和非结晶质矿物, 在外力打击下便出现断口。断口的形态往往有一定的特征, 可以作为鉴定矿物的辅助依据。常见的断口有以下几种:

1) 贝壳状断口 断口成圆滑的曲面, 具同心圆纹, 似贝壳的膜。如石英的断口。

2) 锯齿状断口 断口形似锯齿。如自然铜等。

3) 参差状断口 断口面粗糙不平, 参差不齐。如磷灰石等。

4) 平坦状断口 断口面平坦且粗糙, 无一定方向。如块状高岭土等。

总的来看, 解理的完善程度与断口的发育程度互为消长。解理发育的矿物, 断口不发育; 无解理的矿物则多产生贝壳状断口; 同一矿物其解理不发育的部位, 则常易产生断口。如云母有一个方向可产生极完全解理, 而垂直于极完全解理方向, 往往产生锯齿状断口。

解理是矿物有效的鉴定特征之一。但应注意解理面与晶面的区别: 解理面常比较新鲜、平整、光亮、无晶面条纹; 加力于晶面后, 平行解理方向, 可连续出现新的解理面。

描述矿物解理时, 应说明解理方向、组数、发育程度及解理的交角大小等。例如石盐具三组完全解理, 解理交角为 90° ; 斜长石具两组完全解理, 解理交角为 86.5° ; 云母具一组极完全解理。

3. 矿物的其他力学性质

矿物的其他力学性质在鉴定矿物时, 仅具有次要意义, 但是对于某些矿物却是显著的特征。矿物的其他力学性质有以下几个方面:

1) 脆性 是矿物受力后易被破碎的性质。如方解石、黄铁矿、方铅矿等。

2) 延展性 是矿物能被锤击成薄片或拉成细丝的性质。如自然金、自然铜等。

3) 挠性 是矿物受力后可以发生弯曲而不折断, 外力释放后不能恢复原状的性质。如蛭石、绿泥石等。

4) 弹性 是指矿物受力变形, 但外力取消后能恢复原状的性质。如云母等。

三、矿物的密度

矿物的密度通常用相对密度来比较。纯净、均匀的单矿物在空气中的质量与同体积水在 4°C 时的质量之比, 称为矿物的相对密度。除石油、地蜡等比水轻的特殊矿物外, 一般的矿物都比水重。按肉眼鉴定的要求, 在野外通常用手掂一掂矿物, 粗略估计矿物相对密度的大致范围。矿物按其相对密度的大小可分为以下三级:

1. 轻矿物

相对密度在 2.8 以下的矿物称轻矿物。如石膏相对密度为 2.3, 石墨为 2.5 等。

2. 中等密度矿物

相对密度在 $2.8 \sim 4$ 之间的矿物称中等相对密度矿物。如萤石为 3.18, 金刚石为 3.5 等。

3. 重矿物

指相对密度在 4 以上的矿物。如方铅矿相对密度为 7.4~7.6，重晶石相对密度为 4.3~4.7 等。

总之，密度是矿物较固定的一种物理性质。非金属矿物中，除刚玉、重晶石外，相对密度均在 2.6~3 之间；金属矿物的相对密度则一般在 4~20 之间，所以可以利用相对密度来鉴定金属矿物和进行轻、重矿物的分离。试验室常用重液（相对密度为 2.86）来分离轻重矿物。相对密度大于 2.86 的为重矿；小于 2.86 的为轻矿。在钻井过程中常加重晶石粉末来加大钻井液的密度。

四、矿物的电性、磁性、发光性、放射性

是指矿物在外界电流、磁场、热源及其他形式作用下所表现出的性质。这些性质仅为部分矿物所特有，对某些矿物具有重要的鉴定意义。这方面的性质，大部分需用专门仪器才能取得较可靠的数据，下面仅作简要介绍。

1. 电性

矿物的电性包括导电性、压电性和热电性等。

1) 导电性 指矿物对电流的传导能力。按导电性的强弱，可分为导体、半导体和绝缘体三种。金属矿物一般都是导体；绝大多数非金属矿物都属绝缘体，其中云母是最好的绝缘体；介于两者之间的属于半导体，如金红石等矿物。

2) 压电性 指某些矿物晶体，具有机械能和电能相互转换的能力。如压电石英。

3) 热电性 指有的矿物受热后生电，如电气石；有的矿物受到摩擦生电，如琥珀。

2. 磁性

是指矿物在外磁场（如磁铁等）的作用下能被吸引或受排斥的性能。磁性对含 Fe、Ni、Co 等元素的矿物具有重要的鉴定意义，因为其大小与含 Fe、Ni、Co 等元素的多少有密切的关系。利用矿物的磁性差异，在探矿、选矿和分离矿物等方面有实际意义。

3. 发光性

指矿物在外来能量（紫外线、阴极射线及 X 射线）的激发作用下，能发生可见光的性质。如果在外界能量激发作用下发光，外界作用消除后停止发光，称萤光（如石油、萤石等）。利用石油的荧光性可以鉴定含在岩石中的微量石油。如果外界作用消失后，还可在一段时间内继续发光，称磷光（如磷灰石）。

4. 放射性

含放射性元素的矿物，由于放射性元素自发蜕变而放出 α 、 β 、 γ 射线的性质，叫矿物的放射性。如铀、钍、镭等矿物均有此种性质。利用矿物的放射性，可以研究矿物岩石的绝对年龄及寻找放射性矿床。

五、矿物的其他物理性质

某些矿物具有吸收水分的能力，称吸水性。具有强烈吸水性的矿物，在吸水后发生体积膨胀，甚至分解、松散（如蒙脱石）。因此，在钻井过程中如遇此类矿物相对富集时，必须引起足够的重视，以防卡钻造成事故。

此外，不同的矿石还有许多不同的物理性质。如在气味上，硫磺燃烧有硫臭；砂受锤击有大蒜臭；水湿高岭土有臭味等。在滋味上，食盐有咸味；明矾有甜涩味；泻利盐有苦味等。摸起来，硅藻土具粗糙感；石墨、滑石具滑感等。

第五节 矿物的化学性质

前面已谈到矿物的形态及物理性质，它们的差异归根到底，决定于矿物本身组成的化学成分及内部构造。现将矿物的化学组成类型、类质同象及同质异象等作一简要叙述。

一、矿物的化学组成类型

矿物是在各种地质作用过程中，由化学元素按照一定的规律结合而成的。它可以由一种元素组成，称为单质矿物；也可以由几种元素组成，称为化合物矿物。单质矿物，如金刚石(C)、石墨(C)、金(Au)、自然硫(S)等。化合物矿物比较复杂，可进一步划分为简单化合物、络合物、复化合物和含水化合物。地壳中绝大多数矿物都是化合物矿物。

1. 简单化合物

是由一种阳离子（一般为金属元素）和一种阴离子结合而成的化合物。如石英(SiO_2)、赤铁矿(Fe_2O_3)、萤石(CaF_2)等。

2. 络合物

由一种阳离子（一般为金属）元素和一种络阴离子组成的化合物。这类矿物为数最多，常形成各种含氧盐矿物。如方解石(CaCO_3)、硬石膏(CaSO_4)等。

3. 复化合物

由两种或两种以上的阳离子和一种阴离子或络阴离子结合而成的化合物。如尖晶石(MgAl_2O_4)、钛铁矿(FeTiO_3)、白云石($\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$)等。

4. 含水化合物矿物

许多矿物在化学组分中含有中性水(H_2O)和 H^+ 、 OH^- 等形式的化合物，都称含水化合物。水在矿物中存在的形式有以下几种：

(1) 结晶水

水呈分子(H_2O)的形式存在于矿物晶格中的特定位置上，即水分子包围阳离子形成“水壳”，与阳离子一道起着构造质点的作用，这种水称为结晶水。在化学式中，写在其他组分之后，并用圆点隔开。结晶水在一定热力条件下可以脱水，脱水后由于原来的结晶晶格被破坏，矿物的物理性质也就随之改变。如石膏($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)加热 $100 \sim 600^\circ\text{C}$ 时，矿物失水，晶格被破坏，转变成不含水的化合物——硬石膏(CaSO_4)。两者的性质完全不同。

(2) 结构水（化合水）

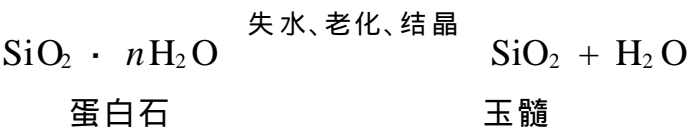
是以 OH^- 、 H^+ 等离子形式参与矿物晶格的水。它没有确定的含量，在晶格中结合强度比结晶水大，因此，只有在很高的温度条件下，当晶格破坏时水才逸出。结构水的失水温度较固定，如高岭石($\text{Al}_4[\text{Si}_4\text{O}_8][\text{OH}]$)的失水温度为 560°C 。所以也可利用结构水的失水温度来鉴定矿物。

(3) 吸附水

呈中性水分子(H_2O)的形式被机械地吸附在矿物颗粒表面和裂隙之中，不参加矿物的晶体构造，其数量不定，随温度的不同而变化。它不属于矿物本身的化学组分，在化学式中不予表示。但在水胶凝体中，胶体水（也是吸附水的一种形式）很不牢固地分布于分散相的表面，含量不定。通常在化学式的末尾用 $n\text{H}_2\text{O}$ 来表示，并与其他组分用圆点隔开， n 表示含量不定。如蛋白石($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)、褐铁矿($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)。

随着时间延长，特别是在较高的温度和压力条件下，胶凝体会失去水分、老化、结晶，

从而转变成晶体矿物。如：



胶体矿物在形态上一般呈鲕状、肾状、葡萄状、结核状、钟乳状等；表面常有裂纹和皱纹，这是胶体失水引起的。

除了上述三种基本类型外，还有些含水矿物属于结晶水与吸附水之间的过渡类型。如沸石水和层间水。

(4) 沸石水

水存在于沸石族矿物晶格的孔穴和孔道中，加热 80 ~ 100 时，水就失去。脱水的沸石降温后能够重新吸水。

(5) 层间水

这种水可存在于蒙脱石矿物中。因蒙脱石具有层状构造，水分子即处于构造层之间并联结成层，当水吸入和排出时，构造层之间的距离相应地增大或缩小。因此，蒙脱石具有吸水膨胀的性质。

二、矿物的化学式

矿物中化学成分的结合方式称为化学式。它有以下两种表示方法：

1. 实验式

只表示矿物中组成元素的种类和数量比的化学式称实验式。如岩盐写成 NaCl；方解石写成 CaCO₃ 等。如果矿物的成分比较复杂，化学全分析所得资料是氧化物的质量百分比时，也可用氧化物的形式写出。如石膏 CaSO₄ · 2H₂O 可写成 CaO · SO₃ · 2H₂O 的形式；钠长石 NaAlSi₃O₈ 可写成 Na₂O · Al₂O₃ · 6SiO₂ 等。

2. 构造式

构造式既能表示矿物组成元素的种类和数量比，又能反映出组成元素在晶体构造中的相互关系和作用，所以它成为矿物学中最常用的化学式。写构造式除了需要化学全分析资料外，还需 X 射线研究矿物晶体的结果。对于我们来说，只要求了解构造式的写法规则就可以了。矿物构造式的书写规定如下：

1) 阳离子写在化学式的前面。如有几种阳离子时，则按碱性自强而弱的顺序排列。如白云石的构造式为 g[CO₃]₂。

2) 阴离子或络阴离子写在阳离子的后面，络阴离子括以方括号。例如正长石 [AlSi₃O₈]₃²⁻、[SiO₄]⁴⁻、[SO₄]²⁻ 等。也可以不用方括号,直接写在阳离子的后面,如方解石 CaCO₃。

3) 附加阴离子(在晶格中仅起中和阳离子过剩电荷的作用)写在阴离子之后。如白云母构造式的写法为 ₃O₁₀](OH)

4) 类质同象代换元素，用小括号括起。主要的元素写在前面，次要的元素依次写在后面，中间用逗号隔开。如橄榄石 g, Fe)₂[SiO₄]。

三、矿物类质同象和同类异象

1. 类质同象

在自然界，绝大多数矿物的化学成分或多或少有些变化，一方面是由于外来机械物质的

混入；另一方面最主要、最普遍的是类质同象化合物的加入。

例如在菱镁矿（ MgCO_3 ）中，经常含有相当数量的铁；菱铁矿（ FeCO_3 ）中又经常含有相当数量的镁。前者，在菱镁矿结晶时，其中部分 Mg^{+2} 被 Fe^{+2} 置换，其化学式可写成 g,Fe)CO_3 ；后者在菱铁矿形成时，其中 Fe^{+2} 被 Mg^{+2} 置换。其化学式可写成 $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{CO}_3$ 。它们的成分类似，晶体构造类型和外形基本相同。阳离子 Fe^{+2} 与 Mg^{+2} 相互完全替换晶格中的位置，若部分替换，则形成一系列中间产物。

这种在结晶物质中，某些质点被类似质点所顶替，而晶体构造保持不变的现象，称为类质同象。类质同象引起的化学元素相互替换的现象是地壳上矿物的普遍现象。其中有些元素可供利用，如方铅矿中总含有一定数量的银，黄铜矿中总含有一定数量的金等有用元素。

2. 同质异象

我们知道：金刚石和石墨都是由碳（C）组成的，但两者性质却截然不同（表 1 - 3），这是因为它们形成于不同的环境，具有不同的内部构造。我们把这种成分相同而结晶构造不同的现象称为同质异象。

表 1 - 3 金刚石与石墨的区别

性 质	金 刚 石	石 墨
晶系和晶形	等轴，八面体，菱形十二面体	六方，片状、鳞片状
颜 色	无 色	黑色，钢灰色
透 明 度	透 明	不 透明
硬 度	10	1
相 对 密 度	3.5 ~ 3.6	2.1 ~ 2.2
光 泽	金刚光泽	金属光泽

同一种矿物生成两种变体者称同质二象。如金刚石与石墨；方解石与文石等。又如 TiO_2 可形成金红石、锐钛矿、板钛矿等三种变体，因此，称为同质三象。同一种矿物有三种以上变体者，称同质多象。

掌握同质多象的规律，对于确定矿物形成温度有一定的意义，有助于研究矿物形成的环境。如金刚石生成于地壳深部的高温、高压条件下；而石墨则主要产于高温、低压的还原条件下。黄铁矿和白铁矿是 FeS_2 的同质二象变体，在相同的温度、压力条件下，碱性介质中 FeS_2 结晶形成等轴晶系的黄铁矿；而在酸性介质中则结晶形成斜方晶系的白铁矿。

第六节 矿物的分类

矿物的分类方法很多，根据不同的要求有不同的分类方法。如工业分类法、成因分类法、化学成分分类法、结晶分类法，还有的按用途及物性来进行分类。

目前在矿物学中比较常用的是晶体化学分类法，它以矿物的化学成分、晶体构造作为分类依据。因为矿物的成分和内部构造决定了矿物的性质，并与一定的生成条件有关，在一定程度上也反映了自然界化学元素结合的规律，所以这种分类法较为合理。

根据这种分类，可把矿物分为五大类。每大类中，还可根据阴离子或络阴离子的种类又分为若干小类，见表 1 - 4。

表 1 - 4 矿 物 分 类

大 类	小 类
1. 自然元素	1. 金属元素，如自然金
	2. 非金属元素，如自然硫
2. 硫化物	1. 简单硫化物，如黄铁矿
	2. 复硫化物，如黄铜矿
	3. 硫盐
3. 卤化物	1. 氟化物，如萤石
	2. 氯化物，如石盐
	3. 溴化物、碘化物等
4. 氧化物及氢氧化物	1. 简单氧化物，如赤铁矿
	2. 复氧化物，如磁铁矿
	3. 氢氧化物，如铝土矿
5. 含氧盐	1. 硅酸盐，如正长石
	2. 碳酸盐，如方解石
	3. 硫酸盐，如石膏
	4. 磷酸盐，如磷灰石
	5. 其他含氧盐类

复 习 思 考 题

- 1. 简述矿物的概念。
- 2. 矿物形成的地质作用有哪几种主要类型？
- 3. 矿物的形成方式有几种？
- 4. 结晶质与非结晶质的主要区别是什么？
- 5. 根据晶体在空间发育程度的不同，可将结晶习性分为几类？
- 6. 最常见的双晶是哪几种类型？
- 7. 常见的矿物集合体形态有哪几种？
- 8. 矿物的光学性质主要有哪些？
- 9. 矿物的力学性质主要有哪些？
- 10. 简述矿物相对密度的概念。矿物按其相对密度的大小可分为哪三级？
- 11. 什么叫单质矿物和化合物矿物？
- 12. 什么叫简单化合物、络合物和复化合物？
- 13. 什么叫结晶水、结构水和吸附水？
- 14. 矿物的化学式表示法有几种？举例说明。
- 15. 简述类质同象和同质异象的概念。
- 16. 矿物分为哪几大类？

第二章 主要矿物简介

自然界矿物种类繁多，但在地壳中的分布却极不平衡。对于这样繁多的矿物，我们不能一一讲述，只在每一大类中选择一些常见的典型矿物加以介绍。

第一节 自然元素类

自然元素类是指某些化学元素以单质的形式在自然界产出的矿物。目前已知单纯的自然元素矿物种类并不多，但所形成的矿物约有 100 余种，占地壳总重量的 0.05 %。主要包括金、银、铜、铂等金属元素和砷、锑、铋等半金属元素以及硫、碳等非金属元素矿物。这类矿物中有重要工业意义的并不多，只有金、银、铂、自然硫、金刚石及石墨等可富集成矿，并有重要的经济价值。

1. 石墨 C

1) 化学组成 化学成分纯净者很少，常含有 SiO_2 、粘土等杂质，有时还含有沥青、气体等。

2) 形态 晶形完整者少见，有时呈六方板状或片状，集合体常呈片状、鳞片状、土状等。

3) 物理性质 铁黑色至钢灰色，条痕为黑色，金属光泽，不透明，一组极完全解理，硬度为 1，易污手，具滑感，相对密度 2.1~2.2，导电，抗腐蚀，熔点高达 3 000 。

4) 成因与产状 主要是由煤层或含碳质的沉积岩区域变质或接触变质作用而成。

5) 鉴定特征 钢灰色、硬度低、具滑感、污手等。

6) 用途 可制坩埚、润滑剂、电极、防锈涂料、铅笔芯及原子能工业的减速剂等。

2. 金刚石 C

1) 化学组成 碳的同质多象变体之一，1850 以上可转变成石墨。常含石墨的包裹体及 Si、Al、Mg、Fe、Ti 等混入物。

2) 形态 常见有八面体、菱形十二面体，集合体为不规则粒状。

3) 物理性质 无色透明，含有杂质而呈黄、褐、紫、蓝、黑等色，强金刚光泽，硬度 10，绝对硬度为刚玉的 150 倍，解理中等，相对密度 3.5~3.6，在紫外线光照射下发紫、蓝、绿色荧光。化学性质极稳定，具有很强的抗酸、抗碱性。

4) 成因与产状 为高温、高压条件下岩浆早期产物，产于角砾云母橄榄岩（金伯利岩）及一些冲积层中。

5) 鉴定特征 极大硬度、强金刚光泽、晶体外形完美、具荧光性。

6) 用途 作高硬切割材料及高级研磨材料，精密仪表零件，原子能工业上的高温半导体，国防工业上的红外光谱仪等尖端产品的原料。在地质勘探工作中作金刚石钻头。此外，晶体完美、色彩鲜艳的可作为贵重的宝石。

3. 自然硫 S

1) 化学组成 常混有泥质、有机质等杂质，火山成因的自然硫还见有硒（Se）、碲

(Te) 等类质同象混入物。

2) 形态 晶形少见，偶见双锥状或厚板状，集合体常呈致密块状、土状、钟乳状等。

3) 物理性质 纯硫呈黄色，含有机质呈黄灰、褐黑等色。条痕为淡黄色，晶面为金刚光泽，断口为油脂光泽。晶体透明至半透明，硬度 1~2。性脆，无解理，相对密度 2.1，熔点低 (119)，燃烧时有硫臭味，淡蓝色火焰，绝热、绝电。

4) 成因与产状 火山喷发过程中由硫蒸气直接结晶或由 H_2S 氧化而成，另外，生物化学沉积过程中也可以生成。

5) 鉴定特征 黄色，断口油脂光泽，晶面金刚光泽，硬度低，易燃而有硫臭味。

6) 用途 主要制作硫酸、农药、医药、火柴以及用于橡胶工业等。

第二节 硫化物类

硫化物类矿物是一系列金属元素与硫相结合的化合物。目前已知有 300 多种，占地壳总重量的 0.15%。此外，还包括砷化合物、锑化物等。除硫化氢为气体外，其余都是固体。常见的矿物有黄铁矿、黄铜矿、方铅矿、白铁矿、闪锌矿等。许多有色金属都是这类矿床中获得的。

1. 黄铁矿 FeS_2

1) 化学组成 Fe 为 46.6%，S 为 53.4%，常含 Co、Ni 类质同象混入物和 Au、As、Sb、Cu 等杂质。

2) 形态 常见晶形为立方体和五角十二面体。立方体晶形者，晶面有细纹，两相邻晶面上的条纹互相垂直，见图 1 - 2。集合体为块状、粒状、结核状。

3) 物理性质 浅黄铜色，条痕为黑色，不透明，金属光泽，硬度 6~6.5，小刀刻不动，性脆，无解理，相对密度 4.9~5.2，燃烧后有臭味。

4) 成因与产状 黄铁矿是分布最广的硫化物，产于各种地质条件：有热液型、沉积型、接触交代型等。在沉积岩中，呈结核状、细分散状存在，反映了强还原沉积环境。黄铁矿在氧化带中生成硫酸铁，经水解后形成褐铁矿。

5) 鉴定特征 以其颜色、条痕、晶面有条纹、硬度大、小刀刻不动及粒状等特征可与黄铜矿相区别。

6) 用途 黄铁矿是制取硫酸的主要原料。

2. 黄铜矿 $CuFeS_2$

1) 化学组成 含 Cu 34.6%、Fe 30.5%、S 34.9%，有时含微量 Ag、Au、Se、Fe 等杂质。

2) 形态 集合体为致密块状或粒状。

3) 物理性质 铜黄色，表面常呈蓝、紫、褐色斑状锍色，条痕绿黑色，金属光泽，不透明，硬度 3~4，性脆，无解理，导电，相对密度 4.1~4.3。

4) 成因及产状 主要产于热液和接触交代矿床中，与黄铁矿、方铅矿、闪锌矿、石英、方解石等矿物共生。

5) 鉴定特征 铜黄色，条痕绿黑色，性脆，可与自然金区别；硬度 3~4，一般不呈晶形，以此可与黄铁矿区别。

6) 用途 为主要炼铜矿石。

第三节 卤化物类

金属元素阳离子（主要是 K、Na、Ca、Mg）与卤族元素（F、Cl、Br、I）阴离子相化合而形成的化合物叫卤化物矿物。卤化物矿物约有 120 多种，最主要的是氯化物和氟化物。溴化物和碘化物极为少见。

1. 石盐（岩盐） NaCl

1) 化学组成 Na 39.4%、Cl 60.6%，常含杂质。

2) 形态 立方体晶形，晶面上常见有漏斗状的阶梯凹陷，集合体常呈粒状、致密块状、板状等。

3) 物理性质 无色透明或白色，常因含杂质而呈灰色、黄色、红色及褐黑色等。玻璃光泽，硬度 2，性脆，立方体解理完全，相对密度 2.1~2.2，易溶于水，有咸味，烧之呈黄色火焰（为 Na 反应）。

4) 成因与产状 主要在炎热、干燥气候条件下，在滨海、泻湖、内陆盐湖等地区，因蒸发或干涸结晶而成。

5) 鉴定特征 有咸味，易溶解，烧之呈黄色火焰并有炸裂声。

6) 用途 为重要的食料及防腐剂，并广泛应用于化学工业和轻工业上。

2. 钾盐 KCl

1) 化学组成 含 K 52.5%、Cl 47.5%，常含 NaCl、Fe₂O₃ 等杂质。

2) 形态 晶形呈立方体和立方体与八面体的聚形，集合体常呈致密粒状块体。

3) 物理性质 无色透明。因含杂质而呈乳白色、红色等，玻璃光泽，硬度 1.5~2.0，立方体解理完全，相对密度 2，味苦咸且涩，易溶，烧之呈紫色火焰。

4) 成因与产状 与石盐相似。

5) 鉴定特征 味苦涩，烧之呈紫色火焰可与石盐区别。

6) 用途 制作钾肥，部分用于化工原料。

3. 萤石 CaF₂

1) 化学组成 含 Ca 51.2%、F 48.8%，常含少量铈。

2) 形态 晶形常呈八面体、六面体或六面体的穿插双晶，集合体呈致密粒状、块状。

3) 物理性质 纯净的萤石无色透明，但一般都含有杂质，而呈鲜艳的蓝、紫、黄等色调。玻璃光泽，条痕为白色，硬度 4，性脆，相对密度 3.2~3.3，在紫外线照射下发蓝、紫色荧光，加热后发磷光。

4) 成因与产状 大部分属热液型，常与中、低温金属硫化物及磷酸盐矿物共生。

5) 鉴定特征 根据鲜艳的颜色，中等硬度，完全解理（解理相交成三角形）颇易识别。

6) 用途 冶金工业作炼钢的熔剂，无色透明者用作光学仪器中的透镜，另外在化学工业上主要用作制取氟化物的原料。

第四节 氧化物和氢氧化物类

本类矿物包括一系列金属和非金属元素与氧或氢氧根相结合形成的化合物。目前已发现的此类矿物约 280 种，共占地壳总重量的 17%。其中硅的氧化物（SiO₂）分布最广，约占

地壳总重量的 12.6%，铁的氧化物和氢氧化物占 3% ~ 4%，其次为 Al、Mn、Ti、Cr、Su 的氧化物。

该类矿物是金属铁、锰、铬、钛、铝、锡等矿物的主要来源，在国民经济中具有很大的价值。

1. 赤铁矿 Fe_2O_3

1) 化学组成 含 Fe 70%、O 30%，有时还含 Ti、Mg 等类质同象混入物。

2) 形态 晶形呈板状、片状、菱面体状，集合体主要有鲕状、肾状、致密块状等。

3) 物理性质 结晶者为铁黑、钢灰色，隐晶质或粉末状者为赭红色，条痕为殷红色，不透明，金属光泽至半金属光泽，硬度 5.5 ~ 6.0，相对密度 5.0 ~ 5.3，性脆，无解理，无磁性。

4) 成因与产状 赤铁矿是一种分布十分广泛的矿物。在外生沉积作用下，常由氢氧化铁脱水形成；内生热液作用中也有产出，主要是在氧化环境下生成。

5) 鉴定特征 形态多为鲕状、肾状，暗红色及殷红色条痕，无磁性等可与磁铁矿区别。

6) 用途 为重要的铁矿石之一。

2. 磁铁矿 Fe_3O_4

1) 化学组成 FeO 为 31%、 Fe_2O_3 69%，常含 Ti、V、Cr、Mn、Ni 等类质同象混入物。

2) 形态 晶形呈八面体或菱形十二面体，其菱形晶面上常有平行长对角线的细纹，集合体通常为粒状、块状。

3) 物理性质 铁黑色至褐色，条痕黑色，金属至半金属光泽，不透明，性脆，硬度 5.5 ~ 6.0，无解理，相对密度 4.9 ~ 5.2，具有强磁性。

4) 成因与产状 磁铁矿分布广泛，生于还原条件下，主要形成于内生和变质矿床中，常与赤铁矿、钛铁矿、铬铁矿等伴生。

5) 鉴定特征 铁黑色，条痕为黑色，密度大，具强磁性。

6) 用途 为炼铁的重要矿石。

3. 石英 SiO_2

石英是自然界分布最广的矿物之一，占地壳总重量的 12.6%。在石英族的类质多象变体中，又以在 570℃ 以下稳定的 α -石英最为常见，也就是一般所称的石英。

1) 化学组成 化学成分较纯，Si 46.7%、O 53.3%，常含有杂质和包体。

2) 形态 晶形完好，多呈六方柱和菱面体组成的聚形（图 2 - 1），柱面上有横纹（图 1 - 2），显晶质集合体有晶簇状、梳状、粒状、致密块状，隐晶质集合体有钟乳状、肾状、结核状等。

图 2 - 1 石英晶形

3) 物理性质 常为无色、乳白色及杂色等，玻璃光泽，断口为油脂光泽，贝壳状断口，硬度 7，相对密度 2.7。

石英常因含有杂质及结晶程度的差异而有若干种：

水晶——无色透明，质较纯。

紫水晶——含锰质呈紫色，透明或半透明。

墨水晶——含有机质呈墨色，半透明。

玉髓——钟乳状，隐晶质块体。

玛瑙——隐晶质块体，具环带状构造。

4) 成因与产状 石英是地壳中分布最广泛的矿物之一，可形成于各种地质条件中。伟晶型产于花岗伟晶岩中，与长石、白云母、电气石等矿物共生。热液型多产于中、低温热液矿床中。机械沉积型化学性质十分稳定，由原生热液细脉或伟晶岩脉，经风化和搬运作用后，在适当的物理化学条件下沉积形成。

5) 鉴定特征 贝壳状断口，硬度大，不易风化，据此可与同它相似的方解石、长石等矿物相区别。方解石用小刀可刻动，硬度低，遇冷盐酸起泡。长石呈柱状，有解理。

6) 用途 为重要的玻璃、陶瓷原料，可制作光学仪器和精密仪器的轴承。无色透明、无缺陷的单晶可作压电石英，是现代国防、电子工业不可缺少的部件。

4. 蛋白石 $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

1) 化学组成 为胶体矿物，成分除 SiO_2 外，还含有 1% ~ 5% 的水，极少数含水量可达 34%，加热 100 ~ 250 °C 时，可失去大部分水。

2) 形态 非结晶质，无一定外形，通常呈致密块状或钟乳状。

3) 物理性质 无色透明，常因含有杂质而呈现各种颜色，玻璃光泽，半透明者常具蛋白光，故称蛋白石，具贝壳状断口，硬度 5 ~ 5.5，相对密度 1.9 ~ 2.5。

4) 成因与产状 主要由 SiO_2 胶体沉淀而成，或为某些硅质生物堆积而成，蛋白石胶体老化后可转变为玉髓（石髓）或石英。

5) 鉴定特征 以硬度极低且含水区别于玉髓。

6) 用途 具有明显色彩的称贵蛋白石，可作装饰品或工艺品。

5. 铝土矿 $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

1) 化学组成 为各种铝的氢氧化物，分布最广的是“三水型铝土矿”，次为“一水硬铝石”和“一水软铝石”。这三种矿物被含水氧化铁、高岭石、赤铁矿、蛋白石等物质胶结，统称铝土矿，其中常含分散元素镓（Ga）。

2) 形态 呈鲕状、豆状、致密块状、多孔状等隐晶质胶体状集合体。

3) 物理性质 灰白至青灰色，含杂质可呈浅红色及灰褐色，土状光泽，硬度一般为 3 ~ 4，贝壳状或平坦状断口，相对密度 2.4 ~ 3.5，有粗糙感。

4) 成因与产状 铝土矿为表生作用的产物，由富铝质的岩石在原地风化残积而成，或者在浅海地带、古湖泊中沉积而成。

5) 鉴定特征 具粗糙感，鲕状构造，无页理，肉眼鉴定较困难，准确的鉴定需根据差热分析、X 射线分析及化学分析等。

6) 用途 为炼铝的重要矿石。

6. 褐铁矿 $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

1) 化学组成 为氢氧化铁胶凝体经脱水作用的产物，包括针铁矿、水针铁矿、纤铁矿、

水纤铁矿以及一些杂质的多矿物细分散混合物，统称为褐铁矿。其成分不定，一般含铁 48% ~ 62.9%。

2) 形态 通常呈钟乳状、葡萄状、蜂窝状、土状、致密块状和结核状等胶体形态产出，有时呈黄铁矿的假象。

3) 物理性质 黄褐至褐黑色，粉末状者显浅黄褐色，条痕为褐色，光泽一般暗淡，不透明，硬度 1~4，相对密度不定（一般为 3.3~4.0）。

4) 成因及产状 褐铁矿主要为表生矿物，由含铁的硫化物、氧化物（赤铁矿、磁铁矿）、菱铁矿等经风化作用而成，因此，在风化壳中极为常见。也可在湖、海盆地中由氢氧化铁胶体溶液凝聚而成。

5) 鉴定特征 根据褐色条痕、颜色、形态等特征可与赤铁矿、磁铁矿相区别。

6) 用途 富集时可作为重要的炼铁原料。

第五节 含氧盐类

含氧盐类矿物包括含氧酸根（络阴离子） $[\text{SiO}_4]^{4-}$ 、 $[\text{BO}_3]^{3-}$ 、 $[\text{AsO}_4]^{3-}$ 、 $[\text{PO}_4]^{3-}$ 、 $[\text{SO}_4]^{2-}$ 、 $[\text{CO}_3]^{2-}$ 、 $[\text{CrO}_4]^{2-}$ 等与金属阳离子所组成的盐类矿物。它们占已知矿物总数的 2/3 左右，是地壳中分布最广和最常见的矿物，其中不少是工农业生产上的重要矿物原料，如磷灰石、石棉、云母、冰洲石、黑钨矿等。

该类矿物种类繁多，在此仅介绍分布最广的硅酸盐类、碳酸盐类、硫酸盐类和磷酸盐类中较常见的矿物。其它盐类，因在地壳中分布不广，矿物种类不多，故不作介绍。

一、硅酸盐类

硅酸盐是极其重要的一类矿物，在自然界中分布十分广泛，已知矿物约有 800 余种，占全部已知矿物种类的 1/4，占地壳总重量的 80% 左右，是岩浆岩、变质岩和沉积岩中最主要的造岩矿物。有的硅酸盐是工业上重要的非金属材料 and 原料，如云母、石棉等。某些有用元素如铍、锂、锆、铯等也是取自硅酸盐矿物。还有的可作宝石，如绿柱石等。

1. 橄榄石 $(\text{Mg, Fe})_2[\text{SiO}_4]$

1) 化学组成 通常所说的橄榄石是指镁橄榄石 $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ 和铁橄榄石 $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$ 两种矿物组分所形成的连续类质同象系列的中间成员。其中 MgO 含量为 40% ~ 50%，FeO 含量为 5% ~ 20%，此外，还常含有 Mn、Ni、Co 等元素。

2) 形态 斜方晶系，晶形少见，常呈粒状、板状晶形，如图 2-2。

3) 物理性质 橄榄绿色、黄绿色，有的也呈淡灰绿色。玻璃光泽，硬度 6.5~7，相对密度 3.3~3.5，性脆，具贝壳状断口。

4) 成因及产状 橄榄石为岩浆早期结晶而成，仅产于基性和超基性岩浆岩中，与辉石、角闪石和基性斜长石共生。橄榄石易分解成红色的伊丁石，沿其裂隙分布，受热液作用，可蚀变成蛇纹石等矿物。

5) 鉴定特征 可根据其粒状外形及橄榄绿色、玻璃光泽、贝壳状断口并结合其产状等特征识别。

图 2-2 橄榄石晶形

2. 锆英石 (锆石) _{4]}

1) 化学组成 ZrO_2 含量为 67.01% , SiO_2 为 32.9% , 并常含有 Hf、Th、U 及稀土元素等。

2) 形态 四方晶系, 晶体常呈四方柱及四方双锥的聚形。

3) 物理性质 纯净者无色, 常染成黄橙、褐红等色。金刚光泽, 有时为油脂光泽, 硬度 7~8, 性脆, 解理不完全, 参差状断口, 相对密度 4.6~4.7。

4) 成因与产状 锆石为花岗岩、碱性岩中的一种常见的副矿物, 在伟晶岩中可形成较大的晶体。因其化学性质稳定, 所以是沉积岩中常见的重矿物。

5) 鉴定特征 以特有的晶形, 硬度大, 无解理和金刚光泽为主要特征。

6) 用途 为提取锆的主要来源, 在原子能、无线电、电子工业、冶金工业、国防及造船工业等方面, 均有重要的意义。

3. 普通辉石 $\text{g, Fe}^{2+}, \text{Al, Fe}^{3+} \text{ } [(\text{Si, Al})_2 \text{O}_6]$

1) 化学组成 化学成分比较复杂。与其他辉石相比以富含 Al_2O_3 (4% ~ 9%) 和 Fe_2O_3 为特征, 并常含 Na、Ti、Co 等类质同象混入物。

2) 形态 单斜晶系, 晶形常呈短柱状, 横断面近于八边形 (图 2 - 3), 具接触或聚片双晶 (图 2 - 4), 集合体一般为粒状或致密块状。

图 2 - 3 普通辉石晶形及解理夹角

右图为横断面

图 2 - 4 普通辉石的双晶

3) 物理性质 绿黑色或褐黑色, 玻璃光泽, 平行柱面有两组中等解理。交角分别为 87° 与 93° , 硬度 5~6, 相对密度 3.2~3.6。

4) 成因与产状 普通辉石为基性和超基性岩浆岩的主要造岩矿物, 常与斜长石、橄榄石、角闪石共生。

5) 鉴定特征 以绿黑色, 短柱状晶形, 横断面近八边形, 两组解理交角近 90° 等特征与普通角闪石相区别。

4. 普通角闪石 $2\text{Na}(\text{Mg, Fe}^{2+})_4(\text{Al, Fe}^{3+}) [(\text{Si, Al})_4 \text{O}_{11}]_2 [\text{OH}]_2$

1) 化学组成 远比其他角闪石矿物成分复杂, 类质同象现象普遍, 并常含有 TiO_2 。

2) 形态 单斜晶系, 晶形多呈长柱状, 横断面为假六边形 (近似菱形), 见图 2 - 5。集合体呈柱状、纤维状。

3) 物理性质 暗绿—绿黑色、褐色, 玻璃光泽, 一组解理完全, 解理夹角 124° , 硬度 5.5~6。相对密度 3.1~3.3。

4) 成因及产状 普通角闪石是分布很广的造岩矿物, 常见于中酸性岩浆岩和变质岩中。

5) 鉴定特征 根据长柱状晶形、暗绿色、横断面形状及解理交角等特征, 可与普通辉石区别。

图 2 - 5 普通角闪石的晶形及解理夹角

右图为横断面

5. 黑云母 $(\text{Mg}, \text{Fe})_3 [\text{Si}_3 \text{AlO}_{10}] [(\text{OH}), \text{F}]_2$

1) 化学组成 成分中 $\text{Mg} : \text{Fe} < 2 : 1$ 。若 $\text{Mg} : \text{Fe} > 2 : 1$ ，则划为金云母。特别富铁而贫镁者叫做铁黑云母。因此，黑云母是金云母和铁黑云母的过渡类型。

2) 形态 单斜晶系，晶体常呈六方板状、柱状（图 2 - 6），集合体为片状或鳞片状。

3) 物理性质 常为黑色、棕色、褐色，有时为绿色。玻璃光泽，解理面上具珍珠光泽，透明，硬度 2~3，薄片具弹性，一组解理完全，相对密度 2.7~3.3，且随着含铁量的增高而增大。

4) 成因与产状 黑云母主要产于岩浆岩和变质岩中。在地表易风化，首先变成水黑云母，进而变成蛭石，最后变成高岭土。有的还可变成绿泥石或绿帘石等。

5) 鉴定特征 主要以板状、片状形态，黑色、深褐色，一组极完全解理，薄片具弹性等为主要特征。

6) 用途 黑云母若富含镁质，颜色呈黄褐色，称金云母，可用作电器工业的绝缘材料。

6. 白云母 $\text{K}_2 [\text{AlSi}_3 \text{O}_{10}] (\text{OH})_2$

1) 化学组成 K_2O 含量 11.8%、 Al_2O_3 为 38.5%、 SiO_2 为 45.2%、 H_2O 为 4.5%，有时还含少量的 Na、Fe、Cr、V 等。

图 2 - 6 黑云母晶形

图 2 - 7 白云母晶形

2) 形态 单斜晶系，晶体呈假六方柱状和板状，集合体呈片状或鳞片状，见图 2 - 7。呈极细小的鳞片状集合体者，称绢云母。

3) 物理性质 无色透明，含少量杂质而常呈浅黄、浅绿等色。玻璃光泽，解理面呈珍珠光泽，硬度 2~3，一组极完全解理，薄片具弹性，相对密度 2.8~3.1，绝缘性能极好。

4) 成因与产状 白云母是分布比较广的一种矿物，是花岗岩、伟晶岩及变质岩中的主要造岩矿物之一。白云母化学性能较稳定，耐风化，因此，可成为细小薄片出现在漂砂及碎屑岩中。在强的风化条件下，白云母还可变成富含水的白云母（伊利石）。

5) 鉴定特征 白色，薄片状，具有极完全解理及弹性，并结合较小的硬度和光泽极易识别。

6) 用途 大片而纯净的白云母作为绝缘材料广泛应用于电气工业上。

7. 海绿石 $_{0\sim 1}(\text{Fe}^{+3}, \text{Fe}^{+2}, \text{Al}^{+3}, \text{Mg}^{+2})_{2\sim 3}[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

1) 化学组成 与云母族矿物比较, 含 SiO_2 较多, 而含 K 较少, 其成分特征是既含高价铁又含低价铁。

2) 形态 单斜晶系, 通常呈直径为一至几毫米的圆粒状侵染体, 分散在硅质或粘土质碳酸盐岩中, 也可成为砂岩的胶结物。

3) 物理性质 暗绿色、黄绿色, 玻璃光泽, 硬度 $2\sim 3$, 性脆, 一组极完全解理, 相对密度 $2.2\sim 2.8$ 。

4) 成因及产状 海绿石是典型的海相沉积成因的矿物, 它生成于弱氧化至弱还原介质、高价铁和低价铁并存的沉积环境, 因此, 海绿石是氧化还原条件的标志矿物之一。此外, 海绿石在砂岩、灰岩及砂中均有产出。

5) 鉴定特征 以绿色、特有的形态、硬度低及成因产状为主要特征。

6) 用途 海绿石为含钾的矿物, 是较好的化肥原料, 又是廉价的绿色颜料。

8. 绿泥石

1) 化学组成 绿泥石是一族矿物的总称。化学成分相当复杂, 主要是 Mg、Al、Fe 的硅酸盐。其中包括叶绿泥石、斜绿泥石、鲕绿泥石及鳞绿泥石等矿物。

2) 形态 晶体呈假六方片状、板状, 常见为鳞片状及鲕状集合体。

3) 物理性质 颜色呈浅绿至暗绿色, 玻璃光泽, 解理面上为珍珠光泽, 硬度 $2\sim 2.5$, 相对密度 $2.6\sim 2.85$, 具滑腻感, 薄片具挠性, 一组解理完全。

4) 成因与产状 富含镁的绿泥石, 主要产于变质岩 (如绿泥石片岩) 及各种热液蚀变岩中。鳞绿泥石为沉积成因。

5) 鉴定特征 以绿色、片状形态、薄片具挠性和低硬度为其特征。

6) 用途 鲕绿泥石大量聚集时, 可作铁矿石开采。

9. 高岭石 $_4[\text{Si}_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$

高岭石是因为最早发现于我国江西省景德镇附近的高岭山而得名。

1) 化学组成 Al_2O_3 含量为 39.5% , SiO_2 为 46.5% , H_2O 为 14% , 有时也含一些杂质。

2) 形态 结晶颗粒细小, 多呈致密块状、土状及疏松鳞片状集合体。

3) 物理性质 白色, 当含杂质时可呈浅红、浅绿、浅黄、浅褐、浅蓝等色。致密块状体为土状光泽, 鳞片者具珍珠光泽, 硬度 $1\sim 3$, 有粗糙感, 手搓易成粉末, 干燥时具吸水性, 掺水后具可塑性, 粘舌, 相对密度近于 2.6 。

4) 成因与产状 高岭土主要是由各种富含铝的硅酸盐岩石 (长石、云母等), 在水和 CO_2 的作用下风化而成。也可由铝硅酸盐矿物低温热液蚀变而成。

5) 鉴定特征 以致密白色土状块体、性软、手搓易成粉末、粘舌、加水后具可塑性为其特征。

6) 用途 主要作陶瓷原料。在钻井过程中可作钻井液原料。此外, 在造纸工业、橡胶工业中作填充原料。

10. 蒙脱石 (微晶高岭土) $_g)_2[\text{Si}_4\text{O}_{10}][\text{OH}]_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$

1) 化学组成 接近高岭土的化学组成, 通常含一定量的镁。

2) 形态 隐晶质土状集合体, 晶粒细小 (直径仅几微米)。

3) 物理性质 白色、粉红、浅灰、浅绿等色。土状光泽或蜡状光泽, 干燥时无光泽。

硬度 1，性柔软，有滑感。吸水膨胀，体积要增大好几倍，并变成糊状物。有很强的吸附力和离子交换能力，相对密度 2~3。

4) 成因与产状 蒙脱石主要是由基性火山岩及凝灰岩等在碱性介质条件下风化的产物。它是膨润土及漂白土的主要成分，也是粘土、黄土中常见的矿物。

5) 鉴定特征 以其颜色、无光泽、性柔软、具滑感及遇水膨胀等为主要特征。

6) 用途 蒙脱石具有很强的吸附能力，在石油工业中可用来清除石油中的碳质、沥青；在纺织工业中用来吸附油腻物；在橡胶工业中用作填充剂。

11. 正长石 $K[AlSi_3O_8]$

因两组解理正交而得名。无色透明的变种叫“冰长石”。

1) 化学组成 含 K_2O 16.9%， Al_2O_3 18.4%， SiO_2 64.7%，经常含钠长石分子，此外还常有 Fe、Ba、Rb、Cs 等混入物。

图 2 - 8 正长石晶形（单晶）

2) 形态 晶形为短柱状或厚板状，常见卡氏双晶，集合体为粒状或致密块状，见图 2 - 8。

3) 物理性质 多为肉红色、粉红色、浅黄红色、浅黄白色等。新鲜面为玻璃光泽，风化面为土状光泽。两组解理完全，交角为 90° ，相对密度约 2.6，硬度 6~6.5，性脆。

4) 成因与产状 主要产于酸性和中性岩浆岩中，碱性岩及伟晶岩中亦有大量分布。此外，正长石也见于各种片麻岩、混合岩等变质岩中，在碎屑岩中也见有正长石成分。正长石风化后可变成高岭土。

5) 鉴定特征 肉红色、硬度大、两组解理正交、短轴状晶形，并常具有卡氏双晶为其特征。

6) 用途 主要用于陶瓷、玻璃、搪瓷等工业，同时也是制取钾肥的原料。

12. 斜长石 $_{2}O_8]$

1) 化学组成 斜长石是由钠长石 $_{3}O_8]$ $_{2}Si_2O_8]$ (用 An 表示) 组成的连续类质同象系列。根据 Ab 和 An 相对含量的不同，可将斜长石分为下列几种：

钠长石	Ab100 ~ 90	An0 ~ 10	酸性斜长石
更长石	Ab90 ~ 70	An10 ~ 30	
中长石	Ab70 ~ 50	An30 ~ 50	中性斜长石
拉长石	Ab50 ~ 30	An50 ~ 70	
培长石	Ab30 ~ 10	An70 ~ 90	基性斜长石
钙长石	Ab10 ~ 0	An90 ~ 100	

上述斜长石的种类区分只能在偏光显微镜下才能进行。由于它们的性质相近，在野外工作中则统称斜长石。此外，在斜长石中还常含有 K、Ba、Sr、Fe 等混入物。

2) 形态 晶形板状、板柱状（图 2 - 9），在岩石中常呈板状或不规则的粒状。斜长石双晶极为发育，其中以聚片双晶最为常见，这是鉴别斜长石的重要依据。

3) 物理性质 一般为白色，或带灰、浅红、浅绿、黄等色。玻璃光泽，硬度 6~6.5，两组解理完全，交角 86.5° ，相对密度 2.6~2.8。

4) 成因与产状 斜长石大量产于各种岩浆岩及变质岩中，在沉积岩的长石砂岩中，也有斜长石的分布。在风化作用下，可生成绢云母和高岭石。

5) 鉴定特征 以灰白色、聚片双晶、解理及共生矿物特征可与相似矿物区分。

6) 用途 可作建筑石料和陶瓷工业原料。

二、碳酸盐类

碳酸盐广泛分布于地壳中，已知的矿物约 80 种，占地壳总重量的 1.7%。分布最广的是钙和镁的碳酸盐，往往形成巨厚的海相沉积层。许多碳酸盐矿物常是金属矿床中的脉石矿物，或者本身就具有工业价值，如菱铁矿等。

1. 方解石 CaCO_3

1) 化学组成 含 CaO 56%，纯净透明的方解石叫“冰洲石”。类质同象混入物有镁、铁、锰、铅、锌、锶（极少）、钴（达 2%）、稀土元素（铈或铍达 1% ~ 2%）等。

2) 形态 晶形变化复杂，常为菱面体、六方柱状及板状体（图 2 - 10），经常呈聚片双晶和接触双晶，集合体多呈致密粒状、晶簇状、钟乳状、鲕状、多孔状及土状等。

图 2 - 9 斜长
石晶形

图 2 - 10 方解石晶形
(1) 单晶；(2) 双晶

3) 物理性质 质纯者无色透明或白色，但因含多种杂质或混入物而呈现灰、深灰、黄、浅红等色。玻璃光泽，透明至半透明，硬度 3，三组菱面体解理完全，性脆，具贝壳状断口，相对密度 2.6 ~ 2.8，遇稀盐酸强烈起泡。

4) 成因与产状 方解石分布极广，主要是由化学及生物化学沉积作用形成；热液作用、接触交代作用和风化作用也可形成。

5) 鉴定特征 以白色、锤击后呈菱形碎块、遇稀盐酸强烈起泡为其主要特征。

6) 用途 可作烧石灰、水泥、合成纤维、冶金熔剂和合成橡胶的原料。此外，冰洲石还是制造光学仪器的贵重原料。

2. 文石（霏石） CaCO_3

1) 化学组成 成分与方解石同。常含有混入物 Sr 和 Pb 。

2) 晶形 晶形呈柱状、尖锥状，常见双晶（图 2 - 11），集合体多为柱状或纤维状的晶簇，也有呈珊瑚状、钟乳状、豆状、鲕状等。

3) 物理性质 无色、白色和各种浅色。玻璃光泽，断口油脂光泽。硬度 3.5 ~ 4，性脆，相对密度 2.9 ~ 3.0，滴冷盐酸强烈起泡。

4) 成因与产状 文石主要形成于外生作用。在沉积成因的碳酸盐岩中，常作为生物的

贝壳产于石灰岩中。文石性质不稳定，在常温下可转变成方解石。

5) 鉴定特征 文石与方解石相似，但文石不具菱面体解理，相对密度和硬度均大于方解石。

6) 用途 因文石产量少，故无工业价值。

3. 白云石 $\text{CaMg}[\text{CO}_3]_2$

1) 化学组成 含 CaO

30.4%、 MgO 21.9%、 CO_2 47.7%，经常含有铁、锰、锌等类质同象混入物，偶含镍和钴。

2) 形态 晶形常为菱面体，有时发育成柱状或板状，晶面常弯曲成马鞍形（图 2 - 12），有时见聚片双晶，集合体呈粒状、致密块状，少数呈多孔状、肾状。

3) 物理性质 灰白色，微带浅黄、浅褐、浅绿等色。硬度 3.5 ~ 4，玻璃光泽，三组（菱面体）解理完全，相对密度 2.8 ~ 2.9，性脆，加稀盐酸起泡不明显。

4) 成因与产状 白云石主要形成于浅海沉积，也有次生的和热液或变质成因的。

图 2 - 12 白云石晶形

5) 鉴定特征 以其弯曲的晶面为特征，和方解石的区别是硬度稍大，且遇冷稀盐酸起泡不明显。

6) 用途 白云石可作耐火材料、建筑石材，冶金工业用作熔剂，还可作玻璃、陶瓷的配料。

4. 菱铁矿 FeCO_3

1) 化学组成 含 FeO 达 62.1%，类质同象混入物有 Mg 、 Mn 等。

2) 形态 晶形为菱面体，也有呈菱面体与六方柱组成的聚形，见图 2 - 13。晶面往往弯曲成马鞍状，有时呈鳞片状，集合体常为粒状、结核状、鲕状、致密块状或土状。

3) 物理性质 灰色、浅褐至深褐色，玻璃光泽，隐晶质集合体为土状光泽，半透明至微透明，硬度 3.5 ~ 4.5，三组菱面体解理完全，相对密度 3.7 ~ 3.9，性脆，碎块用火烧后显磁性。

4) 成因与产状 菱铁矿是在还原条件下形成的，常产于粘土岩、页岩和煤层内。也有热液成因的。

5) 鉴定特征 以菱面体的完全解理、遇热浓盐酸能起泡（与稀冷盐酸不起反应）等特征与闪锌矿等相似矿物相区别。与其它碳酸盐矿物的区别是菱铁矿呈浅褐色，比方解石、文石色深，相对密度稍大，灼烧后的残渣具磁性且变成钢灰色。

图 2 - 11 文石的晶形

(1) 单晶；(2)、(3) 双晶

6) 用途 大量富集时，可作铁矿石。

5. 菱镁矿 MgCO_3

1) 化学组成 含 MgO 47.8%、 CO_2 52.2%，并常含有 Fe、Mn、Ca、Ni 等混入物。

2) 形态 晶形为菱面体或菱面体与六方柱体等组成的聚形，见图 2 - 14。完

图 2 - 13 菱铁矿晶形

整的晶形少见，多呈粒状、块状、土状集合体，风化壳中的菱镁矿常呈白色瓷状变胶体形态。

3) 物理性质 白色，有时微带浅黄色，玻璃光泽，硬度 4 ~ 4.5，三组菱面体解理完全，性脆，呈致密瓷状块体的菱镁矿具贝壳状断口，相对密度 2.9 ~ 3.1。

4) 成因与产状 是由含镁的热热水溶液与超基性岩、白云岩、白云质灰岩经过镁质交代而成，常与方解石、白云石共生。

图 2 - 14 菱镁矿晶形

5) 鉴定特征 白色，致密块状，菱面体解理完全，与方解石的区别是加稀冷盐酸不起泡，加热盐酸才有起泡反应。

6) 用途 用于制耐火砖、水泥、提炼镁等。此外，还可用于橡胶、造纸、陶瓷、制糖等工业。

三、硫酸盐类

硫酸盐是一系列金属阳离子与硫酸根 $[\text{SO}_4]^{2-}$ 结合而成的化合物。这类矿物在自然界中约有 260 种，占地壳总重量的 0.1%，它是很多非金属矿物原料的来源之一。

硫酸盐矿物较多，在此仅介绍石膏和重晶石两种矿物。

1. 石膏 $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

1) 化学组成 CaO 含量为 32.5%、 SO_3 为 46.6%、 H_2O 为 20.9%，机械混入物有粘土、有机质等。

2) 形态 晶形常呈板状，少数为柱状、针状、粒状，常呈燕尾双晶和箭头双晶，见图 2 - 15。集合体呈纤维状的称纤维状石膏，雪白致密块状者称雪花石膏，质疏松呈土状者称土状石膏。

3) 物理性质 通常为白色，纯者无色透明称为透石膏。由于含其它杂质而成灰、褐、黄色等。玻璃光泽，解理面为珍珠光泽，纤维状集合体则呈丝绢光泽。硬度 2，相对密度 2.3，一组极完全解理，另两组解理中等，薄片具挠性，性脆。加热后失水，并变成粉末，称熟石膏。

4) 成因与产状 石膏主要为外生成因，形成于干热气候条件下，以化学沉淀的方式沉

积在泻湖与死海中。在硫化矿床氧化带中，原生硫化物被氧化生成硫酸盐后，再与其围岩石灰岩作用也可形成石膏。

5) 鉴定特征 板状晶体、集合体呈纤维状，硬度 2，加稀盐酸不起泡等，可与碳酸盐矿物区别。

6) 用途 石膏可用于塑造

图 2 - 15 石膏的晶形和双晶

(1) 板状晶形；(2) 燕尾双晶；(3) 箭头双晶

模型、制水泥、医药及肥料等。

2. 重晶石 BaSO₄

1) 化学组成 BaO 含量为 65.7%，SO₃ 为 34.3%，常含有锶、铅、钙的类质同象混入物。

2) 形态 晶形常呈板状、柱状，少数情况下呈粒状，见图 2 - 16。集合体为板状、致密块状、粒状、结核状等。

图 2 - 16 重晶石晶形

3) 物理性质 纯净者无色透明，常为白色，因含杂质而常染成黄白、淡红、淡褐及灰等色。玻璃光泽，解理面为珍珠光泽，透明至半透明，硬度 3 ~ 3.5，性脆，三组解理完全，相对密度 4.3 ~ 4.7，紫外线下呈紫或黄色荧光。

4) 成因与产状 为中至低温热液成因或沉积形成，常与萤石、方解石、黄铜矿、方铅矿等共生。

5) 鉴定特征 白色、板状晶形、硬度小，相对密度大（据此定名），可与长石区别；三组解理完全、交角近 90°，不溶于盐酸，可与碳酸盐矿物区别。

6) 用途 用以制取各种钡盐和化学药品，还可制作优质白色颜料和涂料。在石油工业方面用作钻井液加重剂；在橡胶工业、造纸业中作填充剂和加重剂。

四、磷酸盐类

本类矿物种类较多，约 300 多种，但分布不广，占地壳总重量的 0.6%。现把分布较广泛的磷灰石矿物作简要介绍。

磷灰石的化学式为： $5[PO_4]_3(F, Cl, OH)$

1) 化学组成 含 CaO 55.38%、P₂O₅ 42.06%、F 1.25%、Cl 2.33%、H₂O 0.56%，常含有钠、铈、镁等混入物。

2) 形态 晶形呈长短不一的六方柱状和六方双锥，集合体常呈柱状、块状、肾状、结

核状等。

3) 物理性质 灰白、淡绿、浅黄褐等色，沉积型磷灰石因含有机质往往被染成深灰至黑色。玻璃光泽，断口油脂光泽，硬度 5，性脆，断口不平坦，相对密度 3.1~3.2，透明至微透明，在紫外线作用下，发紫或玫瑰红色荧光，也具磷光，有时显热发光。

4) 成因与产状 主要为沉积型和岩浆型矿物。在各种岩浆岩中呈副矿物出现，有时在基性或碱性岩中形成巨大矿床。在海相沉积中，常成为大型磷块岩矿床。由于磷灰石性质稳定，还可出现在碎屑岩中。

5) 鉴定特征 磷灰石颗粒大时，其晶形、颜色、光泽、不完全解理及硬度可作为鉴定特征；沉积型磷灰石（胶磷矿）因颗粒细小，需用化学鉴定法鉴定（加浓硝酸及钼酸铵，即产生黄色沉淀，含 P_2O_5 千分之几就有明显反应）。

6) 用途 主要用于制造磷肥，以及在化学工业上制造各种磷酸和磷酸盐。

复 习 思 考 题

1. 简述石墨、金刚石和硫的主要物理性质。
2. 黄铁矿有哪些主要物理性质？
3. 简述黄铜矿的物理性质及鉴定特征。
4. 简述石盐和钾盐的主要鉴定特征。
5. 赤铁矿、磁铁矿和褐铁矿的主要物理性质有哪些？
6. 常见的硅酸盐类矿物主要有哪些？
7. 常见的碳酸盐类矿物有哪些？其鉴定特征如何？
8. 掌握长石、云母、石英、方解石、白云石、硬石膏、石膏和重晶石的主要物性和鉴定特征。

第二篇 岩浆岩及变质岩

第三章 岩 浆 岩

石油、天然气及其他各种矿产，都是埋藏在地壳中，而地壳是由岩浆岩、变质岩和沉积岩组成。勘探实践证明：寻找油气田的工作与岩浆岩、变质岩有一定的关系。因为在一定的地质条件下，在岩浆岩和变质岩中也可以形成油、气藏。因此。石油地质工作者除主要对沉积岩进行研究外，同时对岩浆岩和变质岩也应作必要的了解。

第一节 岩浆与岩浆岩的概念

一、岩浆的概念

根据对现代火山所喷出的大量熔岩流及其岩浆岩的研究证明，岩浆是一种处于地下深处天然生成的、富含挥发性组分的高温、高压、粘稠状的硅酸盐熔融物质。岩浆的温度可高达1300℃以上，压力可达数千个大气压。岩浆的化学成分相当复杂，主要是 SiO_2 、 Al_2O_3 ，次为 Fe_2O_3 、 FeO 、 MgO 、 CaO 、 MnO 、 Na_2O 、 K_2O 、 H_2O 、 TiO_2 等，挥发组分主要为水蒸气，次为 CO_2 、 H_2 、 NH_3 、 H_2S 、 SO_2 、 Cl_2 、 HCl 等气体。此外，岩浆中还含有各种重金属及稀有放射性元素等。一般认为岩浆发源于地幔上部软流圈及地壳中的局部地段。

岩浆按其成分可分为基性岩浆（又叫玄武岩浆）和酸性岩浆（又叫花岗岩浆）两大类。

基性岩浆中富含Fe、Mg的氧化物而缺乏K、Na的氧化物和 SiO_2 ；而酸性岩浆中富含K、Na的氧化物和 SiO_2 ，却缺乏Fe、Mg的氧化物。

二、岩浆岩的概念

岩浆在地下与周围的环境是平衡的，但由于温度的升高或压力的降低，都会破坏其平衡，引起岩浆活动。当地壳中存在着脆弱地带或岩石中出现裂缝时，岩浆就向压力减小的地方流动，冲入脆弱地带或沿着裂缝侵入地壳上部，甚至喷出地表。这种从岩浆形成、活动直至冷凝的全过程，称为岩浆作用。由于岩浆作用，使岩浆冷却、凝固、结晶而成的岩石称为岩浆岩。

岩浆仅上升到地壳上部但未到达地面的活动，称为侵入作用。由侵入作用所形成的岩石叫侵入岩。侵入岩又包括深成岩和浅成岩两类：岩浆在地下深处冷凝而成的岩石叫深成岩（图3-1中之10、11）；而岩浆在地下不太深处冷凝而成的岩石叫浅成岩（图3-1中之7、8、9）。当岩浆喷出地表，称为喷出作用，所形成的岩石叫喷出岩或火山岩。

岩浆岩具有以下几方面的特征：

- 1) 岩浆岩大部分为块状及结晶结构岩石，但在岩体边部或喷出岩中，由于急剧冷却，

形成隐晶质及玻璃质，且常见斑状结构。

2) 岩浆岩体常穿插其周围的岩石，使围岩受到热变质的烘烤作用而改变其原有成分和结构。在岩体中常见围岩碎块——捕掳体（图 3 - 1 中之 12）。尤其在岩体边部较常见。

3) 岩浆岩具特有矿物，如霞石、白榴子石、方钠石、条纹长石等。这些矿物在其他岩石中少见。

4) 岩浆岩不见层理构造，但有时可见到假层理。这种假层理通常由于岩浆岩流或覆盖层的彼此挤压造成。在深部所见假层理，则可能是由于岩体各部分的成分不同所造成。

5) 岩浆岩中没有化石。

图 3 - 1 岩浆侵入体与喷出体示意图
1—火山锥；2—熔岩流；3—火山颈及岩墙；4—岩被；
5—破火山口；6—火山颈；7—岩床；8—岩盘；
9—岩墙；10—岩株；11—岩基；12—捕掳体

第二节 岩浆岩的成分、结构及构造

一、岩浆岩的成分

岩浆岩的成分包括两部分：一是岩浆岩的化学成分；二是岩浆岩的矿物成分。

1. 岩浆岩的化学成分

岩浆岩的化学成分与地壳的化学成分大体一样，但各种化学元素在岩浆岩中的含量却相差较大。其主要化学元素有 O、Si、Al、Fe、Ca、Na、K、Mg、Ti 等 9 种，它们的含量约占岩浆岩组分的 99.25 %，所以又被称为造岩元素。其他元素含量在 1 % 以下。各种元素在岩浆岩中的重量百分比如表 3 - 1 所示。

岩浆岩的化学元素常以氧化物的方式存在于地壳中。其中以 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 FeO 、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 、 TiO_2 、 H_2O 等 10 种氧化物为主，其重量百分比占岩浆岩总量的 99 % 以上。这 10 种氧化物中又以 SiO_2 最多，占 59.14 %； Al_2O_3 次之，占 15.34 %，故岩浆岩主要由硅酸盐组成。

SiO_2 的含量直接影响各类岩浆岩的性质，因此，根据 SiO_2 含量的多少，可把岩浆岩分为四类：超基性岩（ $< 45\%$ ）、基性岩（ $45\% \sim 52\%$ ）、中性岩（ $52\% \sim 65\%$ ）、酸性岩（ $> 65\%$ ）。还有一类 SiO_2 含量与中性岩相当的岩石叫碱性岩。而碱性岩与中性岩不同的是 K_2O 、 Na_2O 的含量高。

2. 岩浆岩的矿物成分

岩浆岩中的矿物是岩浆活动的产物，它反映了岩浆岩的化学成分及形成条件。它是岩石分类命名和鉴定的主要根据之一。所以要认识岩石就必须首先认识和研究矿物。

(1) 岩浆岩的平均矿物成分

地壳中已知的矿物种类达 3000 多种，而岩浆岩中最常见的矿物不过 20~30 种，其中最主要的是长石、石英、云母、辉石、角闪石、橄榄石、霞石、白榴石、磁铁矿、磷灰石等 10 种。这 10 种矿物占岩浆岩矿物总量的 99%，故称为造岩矿物。它们在岩浆岩中的平均含量见表 3 - 2。

表 3 - 1 岩浆岩与地壳平均化学成分的对比表

岩 浆 岩				地 壳	
氧化物	重量百分比	元素	重量百分比	元素	重量百分比
SiO ₂	59.14	O	46.59	O	49.52
Al ₂ O ₃	15.34	Si	27.72	Si	25.75
CaO	5.08	Al	8.13	Al	7.51
Na ₂ O	3.84	Fe	5.01	Fe	4.70
FeO	3.80	Ca	3.61	Ca	3.29
MgO	3.49	Na	2.83	Na	2.64
K ₂ O	3.13	K	2.58	K	2.40
Fe ₂ O ₃	3.08	Mg	2.09	Mg	1.94
H ₂ O	1.15	Ti	0.721	Ti	0.58
TiO ₂	1.05				
P ₂ O ₅	0.299				
MnO	0.124				
CO ₂	0.101				

表 3 - 2 岩浆岩的平均矿物成分表

种类	含量，%	种类	含量，%
长石类	60.2%	白云母	1.4%
石英	12.4%	磷灰石	0.6%
辉石	12.0%	霞石	0.3%
黑云母	3.8%	金属矿物	4.1%
橄榄石	2.6%	其他	0.9%
角闪石	1.7%	总计	100%

(2) 岩浆岩中矿物成分的分类

根据岩浆岩矿物的颜色和化学特征，可将矿物分为：

- 1) 铁镁暗色矿物 包括橄榄石类、辉石类、角闪石类、黑云母类等。这些矿物在化学成分上是含 MgO、FeO 高，而含 SiO₂ 低；在矿物的外观上颜色较深，故称为铁镁暗色矿物。
- 2) 硅铝浅色矿物 包括石英、长石等类。其化学成分是含 SiO₂、Al₂O₃ 高，不含 MgO、FeO；在矿物的外观上颜色较浅，故称为硅铝浅色矿物。

根据造岩矿物在岩浆岩中的含量和在分类命名中所起的作用，又可将矿物分为：

- 1) 主要矿物 是指岩浆岩中含量较多，对划分岩石大类起决定作用的矿物。如钾长石和石英就是花岗岩的主要矿物，若没有它们或含量很少，就不能称为花岗岩。
- 2) 次要矿物 指在岩浆岩中数量较少（1% ~ 10% 左右），不影响岩浆岩的大类命名，但它们的存在与否或含量多少，可决定其岩石种属命名的矿物，称为次要矿物。如黑云母花岗岩中的黑云母、角闪石花岗岩中的角闪石，就是次要矿物。
- 3) 副矿物 是指在岩浆岩中含量很少（一般为 1% 左右，最多可达 3% ~ 5%），其存在

与否对岩石大类或种属的命名，一般不起作用的矿物称为副矿物。岩浆岩中最常见的副矿物有磁铁矿、磷灰岩、榍石、锆石、石榴子石、褐帘石等。

二、岩浆岩的结构

岩浆岩的结构是指组成岩浆岩的矿物结晶程度、颗粒大小、形状及其相互组合关系。

1. 按矿物的结晶程度分类

(1) 全晶质结构

岩石中的矿物晶体比较粗大，岩石全部由矿物晶体组成。这种结构常见于侵入岩中，如花岗岩。见图 3 - 2 (1)。

(2) 非晶质（玻璃质）结构

矿物没有结晶，岩石全由玻璃质组成。这种结构是岩浆在急剧冷凝的情况下，矿物来不及结晶而形成的，主要出现在酸性喷出岩如黑曜岩中。见图 3 - 2 (3)。

(3) 半晶质结构

岩石中既有结晶的矿物，又有玻璃质。这种结构多见于喷出岩及部分浅成侵入体的边缘部分，如流纹岩。见图 3 - 2 (2)。

2. 按矿物颗粒的大小分类

(1) 按矿物颗粒的绝对大小分

图 3 - 2 按结晶程度划分的三种结构

1) 显晶质结构 岩石中的矿物颗粒比较粗，用肉眼或借助于放大镜可辨认其颗粒。显晶质结构根据矿物颗粒的粒径大小，又可分为：

巨粒结构——粒径大于 10mm，是伟晶岩常具的结构。

粗粒结构——粒径 5 ~ 10mm，常见于深成岩中。

中粒结构——粒径为 2 ~ 5mm，常见于深成岩。

细粒结构——粒径 0.2 ~ 2mm，一般为浅成岩和部分喷出岩所具有。

微粒结构——粒径小于 0.2mm，常见于喷出岩中。

2) 隐晶质结构 岩石中的矿物颗粒很细，用肉眼无法分辨其颗粒。根据在显微镜下能否分辨出矿物颗粒，又可分为显微晶质结构和显微隐晶质结构。前者在显微镜下能将矿物颗粒分辨出来；后者无法分辨。

(2) 按矿物颗粒的相对大小分

1) 等粒结构 岩石中同种主要矿物颗粒大小大致相等。在稳定条件下形成的侵入岩常具此种结构。见图 3 - 3 (1)。

2) 不等粒结构 岩石中同种主要矿物颗粒大小不等，其粒度大小是依次降低的。此种结构多见于深成岩的边缘或浅成岩中。见图 3 - 3 (3)。

3) 斑状与似斑状结构 岩石中矿物颗粒的大小，分为截然不同的两群，大的称为斑晶，小的称为基质。岩石中的斑晶是散布在细小的基质中的一种结构，这种结构为浅成岩或喷出岩所具有。见图 3 - 3 (2)、(4)。

图 3 - 3 按矿物颗粒相对大小划分的结构

- (1) 等粒结构；(2) 似斑状结构；
- (3) 不等粒结构；(4) 斑状结构

图 3 - 4 矿物颗粒外形完整程度

- (1) 自形晶；(2) 半自形晶；(3) 他形晶

3. 按矿物颗粒的晶形分类

(1) 自形晶结构

矿物晶形完整，具自己特有的晶形，在薄片呈完全的多边形。如果岩石中大多数矿物均具自形晶，就称为全自形粒状结构。见图 3 - 4 (1)。

(2) 他形晶结构

矿物颗粒无一完整的晶面，外形呈不规则状，或充填在其他矿物颗粒之间。若岩石中大多数矿物为他形晶，则称为全他形晶结构。见图 3 - 4 (3)。

(3) 半自形晶结构

矿物晶体部分为完整晶面，部分呈不规则的轮廓。若岩石中大多数矿物为半自形晶时，称半自形晶粒状结构。一般在深成岩和浅成岩中常见此结构。见图 3 - 4 (2)。

4. 按矿物颗粒之间的相互结合关系分类

(1) 花岗结构

全晶质，等粒，岩石中大部分矿物为半自形晶，副矿物常为自形晶。铁镁暗色矿物自形程度比硅铝矿物高。在硅铝矿物中斜长石自形程度比钾长石高，钾长石自形程度比石英高，石英为他形晶充填于其他矿物颗粒之间。这种结构常见于酸性侵入岩。

(2) 辉绿结构

全晶质，大部分矿物为半自形晶，斜长石自形程度高于辉石。较自形的斜长石板状晶体间构成不规则的空间，其间充填了他形的辉石颗粒。这种结构在基性浅成岩中常见。

(3) 文象结构

由于石英与碱性长石同时结晶，在长石的晶体中被无数同向排列的石英柱状晶体有规律

地贯穿，象古代的象形文字一样，故称文象结构。

(4) 条纹结构

常表现为大的钾长石晶体间穿插有一定排列方向的钠长石条纹。

(5) 环带结构

晶体颗粒有明显的环带，斜长石环带内成分不同，内部环带的长石成分偏基性，外部偏酸性。这种环带常见于中深成岩或部分浅成岩的斜长石中。

(6) 蠕虫结构

弯曲的蠕虫状石英穿插生长于和钾长石接触的斜长石中，它是由斜长石交代钾长石后剩余的 SiO_2 单独结晶而成。

(7) 反应边结构

常见于暗色矿物中，如早期形成的橄榄石与熔浆反应生成辉石，或先形成的辉石与熔浆反应生成角闪石，因而在橄榄石边缘形成一圈辉石反应边；或者在辉石的边缘出现一圈角闪石反应边。

上述文象、条纹、环带、蠕虫、反应边等结构，统称为交生结构，即矿物结晶时，互相穿插生长而成。

三、岩浆岩的构造

岩浆岩的构造是指岩石内各种矿物的空间排列方式和充填方式。它反映了岩石外貌的宏观特征。常见的岩浆岩构造有以下几种：

1. 块状构造

岩石中各种矿物成分分布均匀，且紧密相嵌，完全没有次序和方向性，岩石不显层理。这是岩浆岩中最普遍的一种构造，尤其在侵入岩中最为常见。

2. 带状构造

岩石由不同成分或不同颜色的条带相间组成。主要在基性和超基性侵入岩中见到。

3. 流面和流线构造

岩浆岩中的片状矿物、板状矿物及扁平状的析离体、捕掳体平行排列，形成流面构造；柱状矿物和析离体、捕掳体沿延长方向定向排列，形成流线构造。这两种构造多出现于岩浆岩侵入体的边缘部分。

4. 流纹构造

岩石中不同颜色的条纹，拉长了的气孔以及长条状矿物沿一定方向排列所表现出来的构造。它是流纹岩的典型构造，是熔岩流动而形成的。

5. 气孔状和杏仁状构造

岩浆冷却时，气体析出而形成气孔，岩石中呈现出一些圆形或椭圆形的空洞，称为气孔构造。若气孔为硅质、钙质等充填，就形成杏仁状构造。这是喷出岩所特有的构造。

结构和构造是岩浆岩的重要特征，它反映了岩浆岩的生成环境。因此，它不仅是岩浆岩分类和鉴定的重要标志，而且也是研究地质作用方式的依据之一。

第三节 岩浆岩的分类及常见岩浆岩简介

一、岩浆岩的分类

岩浆岩的种类繁多，现已命名的就有 1000 多种。各类岩石因其特点各不相同，若不进

行科学的分类，在生产实践中应用起来就十分不便。

岩浆岩的分类方法很多，有化学成分分类、成因分类、产状分类和矿物成分分类等。本教材采用以矿物成分分类为基础，并结合岩浆岩的结构、构造、产状等特征进行综合分类，详见表 3 - 3。这种分类既反映了岩石内在的客观规律，而且简明扼要，便于实用。

表 3 - 3 岩浆岩分类简表

<div>产状</div> <div>构造</div> <div>结构</div> <div>主要矿物</div> <div>次要矿物</div>				岩石类型	超基性岩类	基性岩类	中性岩类	酸性岩类
				SiO ₂ 含量	< 45 %	45 % ~ 52 %	52 % ~ 65 %	> 65 %
				颜 色	深（黑、绿、深灰） 浅（红、浅灰、黄）			
				主要矿物	橄榄石、辉石、角闪石	基性斜长石、辉石	中性斜长石、角闪石	正长石、酸性斜长石、石英
				次要矿物	基性斜长石、黑云母	橄榄石、角闪石、黑云母	黑云母、正长石、石英	黑云母、角闪石
喷出岩	火山锥熔岩被	块状、气孔状	玻璃质	少见		浮岩、黑曜岩		
		致密块状、气孔状、杏仁状、流纹状	隐晶质、斑状	少见		玄武岩	安山岩	流纹岩
侵入岩	浅成	岩床岩墙	块状	等粒、斑状	少见	辉绿岩	闪长玢岩	花岗斑岩
	深成	岩基岩株	块状	等粒	橄榄岩	辉长岩	闪长岩	花岗岩

二、常见岩浆岩简介

岩浆岩的种类很多，不能一一加以介绍，这里只将部分常见的有代表性的岩浆岩作一简要介绍。

1. 超基性岩类

(1) 基本特性

此类岩石 SiO₂ 含量小于 45 %，铁镁矿物总量约占 50 %，SiO₂ 呈不饱和状态。矿物成分以暗色的橄榄石、辉石、角闪石为主，次为黑云母，故岩石颜色为深色。全晶质粒状结构，多呈小型侵入体，喷出岩少见。本类岩石色深，相对密度大（3.1 ~ 3.6），常呈致密块状构造。其代表岩石有橄榄岩、辉石岩和金伯利岩（喷出岩）。在侵入岩中富含铬、镍、钴、铂等金属矿；喷出岩（金伯利岩）中产金刚石矿。

(2) 主要岩石种类

1) 橄榄岩 暗色（暗绿色、灰绿色、黑色）粒状岩石，具全晶质中、粗粒结构，块状构造。主要矿物为橄榄石，次含不定量的辉石。橄榄石易变成蛇纹石而成为蛇纹石橄榄岩或蛇纹岩。

2) 辉石岩 主要由辉石组成，其含量可达 90 % ~ 100 %，含少量橄榄石、角闪石、铬铁矿、磁铁矿、钛铁矿等。暗色（暗绿色、灰绿色、灰黑色）、中至粗粒结构，块状构造。

2. 基性岩类

(1) 基本特征

本类岩石 SiO_2 含量为 45% ~ 52%，比超基性岩含量略高，铁镁矿物相对减少。矿物成分以辉石、基性斜长石为主，次为角闪石、黑云母及少量橄榄石。颜色较深，密度较大。侵入岩呈致密块状结构；喷出岩常见气孔状和杏仁状构造。其代表岩石为辉长岩和玄武岩。

(2) 主要岩石种类

1) 辉长岩（侵入岩） 由辉石、基性斜长石组成，含少量橄榄石、角闪石、黑云母。岩石呈灰色、灰黑色，具中—粗粒结构、辉长结构或辉绿结构，并见有带状和块状构造。

2) 玄武岩（喷出岩） 通常为黑色、褐色。其矿物成分与辉长岩相同。细粒至微粒结构、斑状结构，并常见气孔状或杏仁状构造。

3. 中性岩类

(1) 基本特征

中性岩的 SiO_2 含量处于饱和状态，达 52% ~ 65%。铁镁矿物含量显著减少，共为 7% ~ 10%， K_2O 、 Na_2O 含量增加，约为 5% ~ 6%。

岩石中的浅色矿物以中性斜长石为主，出现了石英及钾长石；暗色矿物以角闪石为主，次为黑云母及辉石。岩石颜色较浅，多为浅灰色。

中性岩类的代表岩石为闪长岩（侵入岩）和安山岩（喷出岩）。

(2) 主要岩石种类

1) 闪长岩 浅灰、灰绿等色。主要矿物为角闪石和斜长石；次要矿物有正长石、黑云母等；副矿物有磷灰石、榍石、磁铁矿等。等粒结构，块状构造。

2) 安山岩 与闪长岩的成分基本相同。颜色为深灰、紫或绿色。具半晶质或隐晶质斑状结构，常见气孔状或杏仁状构造。

4. 酸性岩类

(1) 基本特征

岩石中 SiO_2 含量达 65% 以上，呈过饱和状态。铁镁矿物大量减少，钾、钠氧化物增多，故浅色矿物大量出现，主要为石英、钾长石、酸性斜长石；暗色矿物以黑云母、角闪石为主。岩石颜色较浅，多呈浅红、浅灰等色。

酸性岩类的代表岩石是花岗岩（侵入岩）和流纹岩（喷出岩）。

(2) 主要岩石种类

1) 花岗岩 肉红、浅灰、灰白等色。主要矿物为石英、正长石和斜长石；次要矿物有黑云母、角闪石等，石英含量大于 20%；副矿物有锆英石、榍石、磷灰石等。全晶质，中、粗粒结构，还有花岗结构、文象结构；具块状构造。

2) 流纹岩 其成分与花岗岩相当。浅灰、灰红等色，半晶质斑状结构，斑晶为石英和透长石，具流纹构造。

5. 碱性岩类

该类岩石的 SiO_2 含量与中性岩近似，为 65%，但碱质含量显著增加。当碱质含量达 10% 左右时，称碱质饱和的碱性岩，即正长岩—粗面岩类；当碱质含量超过 10% 较多时，称碱性过饱和的碱性岩或称碱性岩，即霞石正长岩—响岩类。

该类岩石仅简要介绍正长岩一种。

正长岩常见为浅红色。矿物成分以正长石为主，次为黑云母、角闪石、石英少见；副矿物为榍石、磷灰石、磁铁矿、锆英石等。等粒结构，块状构造。

6. 脉岩类

脉岩在分类表中未反映出来。该类岩石在岩浆岩中是较为重要的一类。所以单独作简要的介绍。

在深成岩体内部或其附近的围岩中，常见到一些岩浆岩呈脉状产出，它们在矿物成分、化学成分及空间分布上与一定的深成岩体有密切关系，这类岩体称为脉岩。脉岩的典型代表有煌斑岩、细晶岩和伟晶岩。

1) 煌斑岩 主要由辉石、斜长石和角闪石组成，灰色，具煌斑结构，斑晶为辉石，有时见基性斜长石，基质为板状斜长石及柱状角闪石等。

2) 细晶岩 细晶岩中浅色矿物较多，故为白色、浅红色。常具典型的他形晶细粒结构(细晶结构)，块状构造。在细晶岩类中常见的有花岗细晶岩、闪长细晶岩、正长细晶岩等。其成分与花岗岩、闪长岩、正长岩相似，不同的是暗色矿物含量少于正常含量，并具他形晶细粒结构。

3) 伟晶岩 伟晶岩具有特殊的粗粒—伟晶结构。矿物成分中有大量挥发性物质及稀有元素组成的矿物，如黄玉、电气石、锂辉石等。花岗伟晶岩是其中常见的最多的一种，其成分与花岗岩相似，具伟晶结构，晶体颗粒特别大，并有石英与长石交生的文象结构。伟晶岩中含有多种稀有元素矿物，因而具有较大的经济价值。

第四节 岩浆岩与油气勘探的关系

按照石油有机成因的观点，岩浆岩虽不具备生油条件，但并不等于其中不能储集油气。因为尽管岩浆岩岩性一般较致密，但有的喷出岩具有原生孔隙(如气孔)，有的由于构造断裂、风化剥蚀的结果，在岩浆岩中形成许多次生孔隙和裂隙，这就使部分岩浆岩具备了储集油气的条件，沉积岩中生成的油气就可运移其中，储集起来形成油气藏。如在日本的新泻盆地内，石油产在石英安山岩、斜长流纹岩、凝灰质角砾岩(属火山碎屑岩)、石英粗面岩及粗粒玄武岩中。在我国江汉平原的玄武岩、安山岩中，也发现有工业油流；山东东营地区，在花岗岩、玄武岩、辉绿玢岩中，发现了良好的油气显示；下辽河在凝灰岩中也获得了工业油流。国内外油气勘探的实践证明，在特定的地质条件下，岩浆岩也可以成为储油气岩层，形成具有工业价值的油气藏。

复习思考题

1. 什么叫岩浆、岩浆作用和岩浆岩？
2. 岩浆岩的主要特点有哪些？
3. 岩浆岩的主要化学元素有哪些？根据 SiO_2 的含量可将岩浆岩分成哪几类？
4. 简述岩浆岩的主要矿物、次要矿物和副矿物的一般概念。
5. 简述岩浆岩结构的一般概念。
6. 按矿物的结晶程度可将岩浆岩的结构分为哪三类？
7. 按矿物颗粒的绝对大小、相对大小，可将岩浆岩的结构各分哪几种？
8. 岩浆岩的构造指的什么？其主要构造有哪些？
9. 岩浆岩主要分为哪几大类？
10. 掌握常见岩浆岩的主要特征及其鉴别方法。

第四章 变 质 岩

第一节 变质作用的因素及类型

一、变质作用的因素

1. 变质作用的基本概念

在地球内力作用的影响下，由于物理化学条件的改变，使早期形成的岩浆岩和沉积岩。在固体条件下改变了原来的成分、结构和构造，变成了新的岩石，这种改变称为变质作用。由于变质作用而形成的岩石称为变质岩。由岩浆岩变质而成的岩石叫正变质岩；由沉积岩变质而成的岩石称副变质岩。

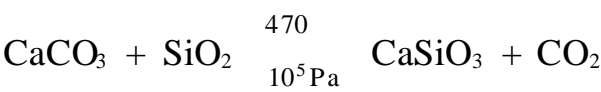
变质岩有自己独特的矿物组合和特殊的结构、构造，以此区别于岩浆岩和沉积岩。

2. 变质作用的因素

变质作用的因素主要包括温度、压力、化学性质活泼的热水溶液，这三者是引起岩石变质的直接外因。

(1) 温度

温度是变质作用最基本的主要因素。温度的增高能增强岩石内部原子和分子的活动能力，引起物质成分的变迁，形成新的矿物及高温变质矿物，促进重结晶作用的进行。如隐晶质硅灰岩中的石英和方解石可形成硅灰石，其反应式如下：



石灰岩、白云岩变为大理岩，也是由于温度升高，石灰岩、白云岩发生重结晶作用而形成的。

变质作用的温度变化一般为 200 ~ 900 。引起岩石变质的热源，可来自于岩浆熔融体放出的热能、岩石中所含放射性元素蜕变放出的热能及构造运动产生的热能等。

(2) 压力

压力在变质作用中具有十分重要的作用。地壳内部的压力有静压力和定向压力两种：

1) 静压力 由上覆岩层的负荷重量而产生的压力称为静压力。它随着岩层埋藏深度的增加而有规律地增大。这种压力不具方向性，岩石四周所受的静压力大小相等。静压力可使岩石中的矿物被压紧，引起岩石体积的缩小，甚至生成一些密度大、分子体积小、不含水的新矿物（如橄榄石和钙长石在高压下可变成密度大、分子体积小的石榴子石），还可使致密细粒的岩石变成粗粒、块状岩石。

2) 定向压力 定向压力是指具有方向性的压力，又叫应力，主要由地壳运动及岩浆活动所引起。它可使岩石产生机械变形以至破碎；在重结晶过程中，可使岩石中片状或柱状矿物在垂直于压力方向上进行定向排列。此外，在定向压力的影响下，沿岩石最大受压方向，矿物颗粒因溶解度升高而易被溶解，垂直于岩石最大受压方向则易于沉淀，从而导致矿物颗

粒作定向排列，使岩石具有片理构造。

(3) 化学性质活泼的热水溶液

存在于岩石孔隙和裂缝中的水溶液及由岩浆侵入或喷发等带来的挥发成分及热液，在温度较高的情况下，具有较强的化学活泼性。在岩石变质过程中，这些化学性质活泼的热水溶液起着化学反应的催化剂作用。同时还可以参加到某些矿物成分中，形成含水或氢氧根的矿物，如云母、绿泥石、蛇纹石、电气石等。此外，热水溶液也可将原岩中的一些成分溶解带走，从而改变原岩的总成分。

在变质作用过程中，上述各种因素是同时作用的，它们互相配合又互相制约。一般情况下温度往往是最重要的主导因素，它和压力总是互相配合的。化学性质活泼的热水溶液，虽对变质作用的影响甚大，但必须依赖于温度和压力的配合，才能更好地发挥作用。

二、变质作用的类型

根据引起变质作用的外在因素，将变质作用分为以下几种主要类型：

1. 接触变质作用

当地壳深处的岩浆上升时，与其接触的围岩受岩浆高温的影响或成分的交代，而使围岩发生变质的现象，称接触变质作用。在岩浆高温的影响下，岩石主要发生重结晶。如石英砂岩变成石英岩，石灰岩变成大理岩等。在气体和液体的影响下，发生交代作用，也可使岩石变质。

接触变质带的宽度与侵入体的深度、类型、规模大小、围岩性质、侵入体和围岩的接触关系等因素密切有关。一般情况下，围岩的变质程度离侵入体愈远愈弱，并逐步过渡到未变质区域。

2. 动力变质作用

岩石受强烈的定向压力作用而发生的变质作用，称动力变质作用。动力变质作用形成的变质岩叫动力变质岩。在这种变质作用下岩石主要发生破碎变形，重结晶作用相对来说是次要的。

定向压力作用于脆性岩石时，岩石发生不同程度的角岩化和破碎现象；作用于柔性岩石时，使岩石发生塑性变形，产生片理化或牵引现象。

动力变质一般出现在构造破碎带上，往往呈狭长的带状分布。

3. 区域变质作用

在广大的区域范围内，岩石受温度、压力、溶液等变质因素的影响而发生的变质作用，叫做区域变质作用。根据不同深度的岩石变质程度的不同，可将区域变质作用分成浅变质带、中变质带和深变质带。浅变质带以定向压力为主要影响因素，其他作用不显著；中变质带仍以定向压力为主，但温度、静压力、水溶液和重结晶作用明显增强；深变质带以高温、高压（静压力）为主要因素，定向压力则不显著。

区域变质作用多发生在造山运动强烈的褶皱带，所形成的变质岩常构成沉积盆地的基底及山脉的中心部分。

第二节 变质岩的结构、构造

由于变质岩是由岩浆岩和沉积岩直接在固体状态下发生变质作用而形成的，因此，其成分、结构、构造、产状等都与原岩有着密切的联系。但同时变质岩又有其自身的特殊变质矿

物，如石榴子石、红柱石、阳起石、透闪石、硅灰石、硅线石、蓝晶石、十字石、金云母、滑石、石墨、蛇纹石等，通常称为变质岩的特征矿物，而与原岩有所区别。这些特征矿物，是在一定的温度、压力条件下形成的，它能说明变质岩形成的条件，因而称为指示矿物。如绿泥石、绢云母为浅变质带的指示矿物；蓝晶石、石榴子石为中变质带的指示矿物；硅线石则代表深变质带的指示矿物。此外，变质岩也有其自身的结构、构造，而与原岩有所区别。

一、变质岩的结构

根据岩石特点和结构成因，变质岩的结构可分为变余结构、变晶结构、压碎结构及交代结构等四种类型。

1. 变余结构

变质岩中残留有原岩的某些结构特征者称为变余结构。这种结构主要是由于重结晶作用不彻底，使原岩的矿物成分和结构特征部分地被保留下来。常见的变余结构有变余花岗结构、变余斑状结构、变余砂状结构、变余泥质结构等。

2. 变晶结构

它是变质岩最基本最重要的结构，是原岩在固态下通过重结晶作用而形成的结构总称。在这种情况下所形成的晶体叫做“变晶”。变晶结构皆为全晶质结构。这种结构根据矿物颗粒的绝对大小、相对大小、形状等还可以进一步细分。

(1) 按矿物颗粒的绝对大小分

- 1) 粗粒变晶结构 颗粒平均直径大于 5mm。
- 2) 中粒变晶结构 颗粒平均直径为 5 ~ 2mm。
- 3) 细粒变晶结构 颗粒平均直径为 2 ~ 0.2mm。
- 4) 微粒变晶结构 颗粒平均直径小于 0.2mm。
- 5) 隐晶质变晶结构 在显微镜下也不易分辨出的结晶颗粒。

(2) 按矿物颗粒的相对大小分

- 1) 等粒变晶结构 岩石中大部分主要变晶矿物的颗粒大小大致相等。
- 2) 不等粒变晶结构 岩石中大部分主要变晶矿物的颗粒大小不等。
- 3) 斑状变晶结构 在较细粒的变质基质中有较大的变晶矿物（变斑晶）。

(3) 按矿物的形状分

1) 粒状变晶结构（花岗变晶结构） 岩石主要由一些粒状矿物（长石、石英、方解石）所组成，紧密镶嵌，一般不具方向性。

2) 鳞片变晶结构 岩石主要由一些片状矿物（云母、绿泥石、滑石）所组成，呈定向排列，常发育在各种片岩中。

3) 纤维变晶结构 岩石主要由纤维状、针状、长柱状变晶矿物（角闪石、阳起石）所组成，一般呈定向排列，或呈放射状、束状集合体。

3. 压碎结构

它是动力变质岩的典型结构。一般在定向压力下该结构矿物发生弯曲、破碎、断开、甚至研磨成细小的碎屑或岩粉等。常见的有碎裂结构、糜棱结构等。

4. 交代结构

它是交代作用所形成的一种结构。在交代或蚀变过程中，岩石里原有矿物的溶解消失和新矿物的产生是同时进行的，而新矿物置换了原有矿物，但仍保持了原来矿物的结构，形成假象矿物或以交代重结晶的方式形成新的矿物特征，称为交代结构。交代结构广泛发育于某

些高级变质岩、交代岩及混合岩中。

二、变质岩的构造

变质岩的构造反映了变质作用的基本特征，这对认识岩石和查明原岩有着重要意义。常见的构造有以下几种：

1. 块状构造

岩石中的矿物成分和结构都很均匀，矿物无一定方向排列，岩石呈致密块状的一种构造。如大理岩、石英岩等。

2. 板状构造

泥质岩石受应力作用达到一定限度后，常出现一组相互平行的板状破裂面，称板状构造。常见于板岩中。

3. 千枚状构造

指岩石中由小片状矿物平行排列，呈薄片状的一种构造。这种构造常见于千枚岩中。

4. 片状构造

该构造是变质岩最典型且较常见的构造之一。它主要由片状、柱状、纤维状矿物（云母、绿泥石等）组成，这些矿物彼此相连且平行排列，呈清晰的薄层状。片状构造简称片理，为片岩所特有。

5. 片麻状构造

岩石中的片状、柱状矿物（如黑云母、绿泥石、角闪石等）平行排列，但数量不多，彼此又不相连，被大量浅色粒状矿物（如石英、长石等）所隔开，呈深浅色泽相间的一种构造。大部分片麻岩都具有这种构造。

6. 条带构造

由不同的矿物成分和结构交替而成的呈现出或宽或窄的条带，称为条带构造。这种条带界线较清楚，并且又有较好的连续性，以此可与片麻状构造相区别。

7. 眼球状构造

沿片状、片麻状构造的片理，分布有眼球状矿物（长石等）的大晶体，称为眼球状构造。

8. 变余（残留）构造

指在变质岩中残留下来的原岩构造。如变余层理构造、变余杏仁构造、变余气孔状构造和变余流纹状构造等。

第三节 常见变质岩简介

一、板岩

板岩是由粘土岩或砂质泥岩经轻微变质而成的。其矿物成分以粘土矿物及云母为主，具变余泥质结构，板状构造。板岩可沿一定方向劈开成平滑的有相当面积的薄石板，岩性较致密，丝绢光泽弱。

二、千枚岩

千枚岩由粘土岩经浅变质而成。它的主要矿物成分为绢云母，次为绿泥石及石英，可见少量变质矿物如石榴石、红柱石等。多呈灰、绿、棕褐等色、具隐晶或鳞片变晶结构，千枚状构造。片理微弱，具有较强的丝绢光泽区别于板岩。

三、片岩

片岩由原岩经受中等程度变质而成。它主要由片状矿物云母、绿泥石、滑石等组成，其次还有石英、角闪石等。具鳞片变晶、千层变晶及斑状变晶结构，具片状构造为其最大特征。常见的片岩有云母片岩、绿泥石片岩、角闪石片岩、滑石片岩等。

四、片麻岩

片麻岩是指变质程度比较深，且具有片麻状构造的区域变质岩。片麻岩的粒度较粗，常为花岗变晶结构或斑状变晶结构。它主要由浅色矿物（石英、长石等）和暗色矿物（黑云母、角闪石等）相间排列成平行条带，而显示出片麻状构造。常见的有花岗片麻岩、黑云母斜长片麻岩等。

五、大理岩

大理岩是由石灰岩、白云岩受热变质或区域变质而形成的。它主要由方解石或白云石颗粒组成，具粒状变晶结构，块状构造。常见的有石英大理岩、硅灰石大理岩、透闪石大理岩等。

六、石英岩

石英岩主要由石英组成，由沉积岩中的石英砂岩经热变质、区域变质而成，为浅灰白色，具花岗变晶结构，块状构造。

七、角岩

角岩由泥质岩经中度接触热变质作用而成。其主要矿物是云母、石英、长石等，一般为黑色、深灰色和灰色，大多具斑状变晶结构，块状构造。角岩硬度比原岩大，是一种致密微晶硅化岩石。

八、硅卡岩

硅卡岩为接触交代变质岩的典型代表。它是中至酸性侵入岩（花岗岩、闪长岩）与碳酸盐类岩石接触时，或侵入岩与中至酸性火山岩接触时，经接触交代作用而成的。

硅卡岩颜色较深，多为暗绿色、暗棕色或灰黄色。其主要矿物为石榴子石、透辉石、磁铁矿、绿帘石、绢云母等。相对密度大，具中至粗粒结构，块状构造。

硅卡岩富含铜、铁、钨、锡、钼、铅锌等多种重要金属矿床，因此具有重要的经济价值。

第四节 变质岩与油气勘探的关系

在油气勘探过程中，往往在沉积盆地边缘以及在盆地内深井钻探至盆地基底时，可遇到变质岩。尽管变质岩一般不具备油气生成和储集条件，但在变质岩基底顶面风化带，或变质岩断裂破碎带，有次生风化裂隙或构造裂隙，可成为油气运移和储集的空间。这样，沉积岩中生成的油气就可运移至变质岩的次生裂缝中聚集起来，形成油气藏。如我国克拉玛依油田，就是在一个大断裂附近的志留—泥盆系变质岩（片岩、板岩、硅质岩等）基底风化带中形成的油气聚集。玉门鸭儿峡油田，石油也产于志留系变质岩基底风化带中。因此，在含油气盆地内，对于深部变质岩基底油气藏的勘探，还是值得注意的。

复习思考题

1. 简述变质作用和变质岩的一般概念。

2. 引起岩石变质的直接外因主要有哪些？
3. 变质作用的类型主要有哪些？
4. 变质岩的结构主要有哪些？
5. 变质岩的构造主要有哪些？
6. 认识常见的几种变质岩并掌握其主要特征。
7. 简述变质岩与油气勘探的关系。

第三篇 沉 积 岩

第五章 沉积岩概论

沉积岩是在地壳表层条件下，主要由母岩的风化产物、火山物质、有机物质等沉积岩的原始物质成分，经过搬运、沉积及成岩作用而形成的一类岩石。它是组成岩石圈的三大岩类之一。

沉积岩的分布面积很广，约占地表面积的 75%，而岩浆岩和变质岩所占的面积则不过 25%。按我国已经进行过地质测量的面积计算，沉积岩的分布面积占 77.3% 左右，而岩浆岩和变质岩仅占 22.7% 左右。沉积岩的分布面积虽然广泛，但主要分布于地表和地表以下不深的地带，且各地的厚薄不一，最厚不过数十公里。这种分布面积与厚度的不均一性，主要与区域构造有密切的关系。如地槽区沉积岩的厚度就大，一般都在数千至数万米以上；而地台区沉积岩的厚度往往很薄，一般只数百至数千米；在古老的结晶地盾，有时则无沉积岩分布。如果以沉积岩的岩石类型而论，页岩、砂岩和石灰岩的分布最广，它们约占全部沉积岩分布面积的 99%。其中又以页岩最多，砂岩次之，石灰岩更次之。

在整个地壳的发展历史中，目前认为地壳的最老岩石年龄为 46 亿年，沉积岩的最老岩石年龄为 36 亿年，其中有生命记载的沉积岩石年龄为 32 亿年（南非），说明沉积岩记载了地壳发展历史 70% ~ 80% 的时间。加之沉积岩及沉积物在地表分布如此广泛，因此，研究沉积岩是了解地球发展和演变的重要手段。

在沉积岩中蕴藏着极为丰富的矿产。据第 19 届国际地质学会的统计资料，世界资源总储量的 75% ~ 85% 是沉积成因的。在我国，几乎全部铝矿、磷矿、锰矿及 2/3 的铁矿都蕴藏于沉积岩中或与沉积岩有关。此外，金、钨、锡、铀、镓、锗、金刚石等，在沉积岩中也有丰富的含量。有些沉积岩本身就是矿产，如石灰岩、部分粘土岩、岩盐等。

石油、天然气、煤、油页岩等可燃有机矿产，几乎全是沉积成因的。因此，从事石油地质工作的人员要了解和掌握石油和天然气的生成、储集，以及在空间上和地质历史时期中的分布规律，就一定要牢固地掌握沉积岩的基本知识、理论和研究方法。

沉积岩的形成大都经历了风化、搬运、沉积和成岩作用四个阶段，而且每个阶段都或多或少在沉积物或沉积岩上留下烙印，使之具有一定特征。这就为研究沉积岩和沉积矿产的历史提供了依据。沉积岩不仅具有成层的产状，而且具有明显的层理、层面构造及有机质和生物化石等，可与岩浆岩及变质岩相区别。

第一节 沉积岩的物质成分

一、沉积岩的矿物成分

沉积岩中已知的矿物有 160 种以上，其中比较常见的矿物近 20 种，约占沉积岩组成总

量的 99%。它们是石英类、粘土类、长石类、云母类、碳酸盐类、硫酸盐类、卤化物类以及铁、锰、铝的氧化物和氢氧化物等（表 5 - 1）。但是，在各种类型的沉积岩中，相共生的矿物一般都不超过 5 ~ 6 种，常见的是 2 ~ 3 种。

表 5 - 1 沉积岩与岩浆岩平均矿物成分对比表

矿物名称	沉积岩平均成分 %	岩浆岩平均成分 %	矿物名称	沉积岩平均成分 %	岩浆岩平均成分 %
橄榄石		2.65	石 英	34.80	20.40
黑 云 石		3.85	白 云 母	15.11	3.85
角 闪 石		1.60	粘土矿物	14.51	
辉 石		12.90	铁质矿物	4.00	
钙长石		9.80	白云石及菱铁矿	9.07	
钠长石	4.55	25.60	方解石	4.25	
正长石	11.02	14.85	石 膏	0.97	
磁 铁 矿	0.07	3.15	磷酸盐矿物	0.35	
榍石及钛铁矿	0.02	1.45	有机质	0.73	

从表 5 - 1 中可以看出，自然界中有些矿物，例如橄榄石、辉石、角闪石、黑云石、钙长石等，主要在岩浆岩中出现，而在沉积岩中则很少或没有。因为这些矿物是在高温高压条件下生成的，当转入常温常压的地表条件时，则变得很不稳定。岩浆岩与沉积岩中都比较多的矿物有石英、钾长石、钠长石、白云母等。但是，岩浆岩中钾长石、钠长石较多，而白云母、石英在沉积岩中最多。沉积岩的特征矿物有粘土矿物、石盐、石膏、硫酸盐、有机质等，它们大都是在常温常压下形成的。

二、沉积岩的化学成分

沉积岩的化学成分主要由 O（占 46%）、Si（占 28.7%）、Al（占 9.50%）、Fe（占 5.8%）及 Ca、Mg、K、Na、Ti 等元素组成的氧化物。其中 SiO₂ 占氧化物总量的 57.95%、Al₂O₃ 占 13.39%，其他氧化物的含量均在 6% 以下。由于沉积岩形成过程中地球化学作用的影响很强烈，且各种化学元素的化学活泼性不同，富集和流失的程度也不一样，因而，沉积岩与岩浆岩在化学成分上也有一些差异，见表 5 - 2、5 - 3。

从以上两表可以看出：

- 1) 沉积岩中 $K^{+1} > Na^{+1}$ ，而岩浆岩反之。这是因为沉积岩中有分布很广的粘土矿物及胶体矿物，这些矿物对于 K^{+1} 有很强的吸附作用，经风化作用产生的游离 K^{+1} ，大都被吸附，而 Na^{+1} 易溶解在水中流失。
- 2) 沉积岩中 $Mg^{+2} > Ca^{+2}$ ，而岩浆岩则反之。这是因为 Ca^{+2} 在地表条件下化学活泼性较 Mg^{+2} 大，易溶解在水中流失。
- 3) 大多数沉积岩中 $Al^{+3} > Ca^{+2} > K^{+1} + Na^{+1}$ ，而岩浆岩反之。这是因为 Al^{+3} 的化学活泼性较小，不容易溶解流失；而且组成沉积岩的矿物在地表条件下稳定的矿物又较岩浆岩多，其中如云母、粘土矿物等，都为铝硅酸盐，故 Al^{+3} 含量较高。

表 5 - 2 沉积岩和岩浆岩的平均化学成分（按元素）

元 素	沉积岩平均成分，%	岩 浆 岩 平 均 成 分，%
O	46.0	46.4
Si	28.7	27.6
Al	9.5	8.1
Fe	5.8	5.1
Ca	0.4	3.6
Mg	1.4	2.1
K	2.6	2.6
Na	1.0	2.8
Ti	0.6	0.7
C	—	—
其他	4.0	1.0
总计	100	100

表 5 - 3 沉积岩和岩浆岩的平均化学成分（按氧化物）

氧 化 物	沉积岩平均成分 %	岩 浆 岩 平 均 成 分 %	氧 化 物	沉积岩平均成分 %	岩 浆 岩 平 均 成 分 %
SiO ₂	57.95	59.14	CaO	5.89	5.08
TiO ₂	0.57	1.05	Na ₂ O	1.13	3.84
Al ₂ O ₃	13.39	15.34	K ₂ O	2.86	3.13
Fe ₂ O ₃	3.47	3.08	P ₂ O ₅	0.13	0.30
FeO	2.08	3.80	CO ₂	5.38	0.10
MnO	—	—	H ₂ O	3.23	1.15
MgO	2.65	3.49	总 和	98.73	99.50

4) 沉积岩中 Fe₂O₃ > FeO，而岩浆岩反之。这是因为沉积岩的生成环境含氧丰富，FeO 易受氧化变成 Fe₂O₃ 的缘故。

5) 沉积岩中富含 H₂O 及 CO₂，而岩浆岩中几乎没有。这是因为沉积岩的生成环境中大量的 C、H₂O、CO₂ 存在之故。

以上区别，主要是由于沉积岩与岩浆岩形成的条件不同所致。

第二节 沉积岩原始物质的形成 ——母岩的风化作用

沉积岩的原始物质主要是母岩风化的产物，此外，还有火山物质、有机物质及宇宙物质等。所谓母岩的风化产物，是指早先生成的岩石（岩浆岩、变质岩和沉积岩）遭受风化后所形成的物质。习惯上将提供沉积物质的岩石称为母岩。

处于地表或接近地表的岩石、矿物，由于长期在温度的变化、大气、水溶液、冰以及生物作用的影响下，使岩石或矿物在原地发生机械破碎和化学变化的过程，叫做母岩的风化作用。

在自然界，根据引起母岩破坏的因素及风化产物的不同，岩石的风化作用可分为以下三种类型：

一、物理风化作用

使岩石和矿物发生机械破碎而又不改变其化学成分的过程叫物理风化作用。引起的物理风化作用的因素是温度的变化、风的作用、水的作用、海洋（湖泊）的作用、冰川的作用及冰劈作用等。这些因素长期作用的结果，就逐渐使岩石和矿物破碎成碎屑，成为沉积岩的原始物质的一部分。

1．温度的变化

地球表面受太阳的辐射有昼夜和季节的变化，因而气温与地表温度也随之有相应的变化。岩石是热的不良导体，昼夜温度的变化仅限于岩石很浅的表层；而由温度变化引起岩石体积膨胀和收缩也仅限于表层。这两种过程的频繁交替，天长日久，就使岩石表层产生裂缝以至呈片状剥落。在荒漠地区，白昼地表温度可高达 $60 \sim 70$ ，而夜晚可降到 0 以下。由于昼夜温差大，所以岩石表面剥落更为严重。另外，岩石常是由多种矿物组成，而矿物的热力学性质又各不相同，因而在昼夜温度变化下体积的膨胀、收缩亦有差异。这样，在不同矿物的界面间就产生应力，使它们彼此容易分离成砂粒。

2．风的作用

风对岩石的破坏作用很大，主要表现在两个方面：一是吹蚀作用，即把地表岩石吹碎；二是磨蚀作用，即风扬起的“飞砂走石”对地表岩石的破坏作用。如果风的这种作用再与强烈的温度变化、突然的暴雨等因素配合起来，对岩石的破坏作用就会更大。由于风对岩石破坏的结果，常在沙漠及半沙漠地区出现特殊的地质现象，如岩石表面上的蜂窝状空洞、条带状的刻槽及石檐、石蘑菇等。

3．流水的作用

地面的各种流水如雨水、融雪水、洪流、河流，对岩石的机械破坏作用很大，其中河流对岩石的机械破坏作用更大，这种机械破坏作用叫侵蚀作用。

（1）河流的作用

河流对岩石的破坏作用决定于流水的动能。动能的大小与流量、流速有关，特别是与流速有关。影响河流流速的因素主要是地形：地形高差愈大，河流流速也愈大，其流动的动能就愈大，对岩石的破坏能力就愈强。河流对岩石的破坏作用主要表现在河底及河床岩石的破坏，即河流向下、向源及向侧侵蚀。向下及向源侵蚀的结果使河谷日益变深和分水岭日益变低；向侧侵蚀的结果，使河谷日益变宽。如此长期侵蚀的结果，使整个河流流域的地表岩石遭受强烈的破坏，使高山峻岭地区逐渐变为高差不大的平原。携带于河水中的岩石碎块经碰撞、磨蚀等作用，由大变小、由砂石变成泥土。

（2）暂时流水的作用

每当下暴雨或融雪时，可见到满山遍野的水在流动着，雨停、雪化之后，这种流水也就慢慢地消失了。暂时流水在未集中到河谷以前，是以分散而密集的小股呈面状或网状的形式流动，这就是片流。这些片流汇集到水沟或山涧里就成为快速流动的“洪流”。

1) 片流的作用 雨水或雪水往往在斜坡上形成片流，产生面状或网状的破坏作用，叫做洗刷作用。洗刷作用主要表现在两个方面：一是洗去地面的风化层，使岩石暴露于地表，易于再次遭受破坏；二是把土壤中易溶解的物质溶滤掉，削弱了土壤的粘结力，便于流水的破坏。

2) 洪流的作用 洪流也称山洪，是片流沿坡面而下，在低洼的地方或沟中汇集起来，成为暂时顺沟流动的水流。洪流水的特点是流量变化快，易涨易退。平时干涸无水，每当雨季和冰雪融化时，特别是暴雨过后，水量迅速增大，水流湍急，不但能把大量的泥砂冲走，有时还能把直径很大的砾石冲出沟口。因此，当山洪暴发时冲刷作用进行得非常强烈。冲刷作用可以使水沟加深、加长和加宽，发展扩大，最后变为冲沟。冲沟在发展过程中不断加深、加宽和伸长，而且沟岔越来越多，形成树枝状的冲沟系。冲沟系的进一步发展可形成长年流水的小溪或河流。

洪流在运动过程中，不仅破坏地形、破坏岩石，同时由于冲刷作用，也大量搬运泥沙和碎石。洪流挟带的碎屑物质除少部分因沟床坡度减缓、流速减小而在冲沟中沉积以外，其他大部分物质为洪流搬出沟口。当洪流流出沟口，地形突然开阔平坦时，水流向四处分散，流速很快降低，大量的搬运物质就在沟口向外呈扇形堆集下来。这种洪流堆集物称为洪积物。

4. 海洋（湖泊）的作用

海洋的波浪对海岸的破坏作用很大，这种作用叫做冲蚀作用。据计算，每平方米的海岸岩石所受到海浪的打击力量约为 $1 \sim 5t$ 。在这样强大的力量打击下，即是很坚硬的岩石，也会遭到破坏。由于海浪的冲蚀作用，可形成一些特殊地形、如海蚀槽、海蚀洞、孤岛、海滩等。

潮汐对海岸也有一定的破坏作用，但与海浪相比要小得多。

湖泊波浪对湖岸的破坏作用与海浪相似，但破坏能力都远不如海浪大。

5. 冰川作用

高寒地区冰雪堆积的速度长期超过各种作用引起的冰雪消耗的速度，便堆集成冰山。这些堆积起来的冰雪，在重力作用下向低处流动即成冰川。在高纬度（如格陵兰、南极洲）和中、低纬度的高山（如喜马拉雅山、祁连山）地区，可见到众多的冰川。现代冰川占据着陆地面积的 11% ，约 $1\,630\text{万 km}^2$ 。

冰川中除冰、积压的雪外，还有融水和岩石碎块。

冰川的运动速度虽然很缓慢，但由于它有很大的厚度，对冰床产生极大的压力，而且在冰川中冻结着许多石块，因此冰川在流动途中就会破坏冰床岩石。冰川对地面的破坏作用叫刨蚀作用，它以挖掘和磨蚀作用两种方式进行。刨蚀作用全部是机械破坏，其破坏力远较流水为大。由于冰川分布的局限性，虽然破坏强度大，但并不普遍，因此在改造陆地的面貌上并不如流水的作用大。

6. 冰劈作用

由于岩石裂隙中的水结冰而引起的膨胀力，使岩石裂隙逐渐加大，从而造成岩石破碎的作用，叫做冰劈作用。

地表岩石空隙中储藏的水，在气温降至冰点以下时就要结冰。体积比原来的水增大 $1/11$ 左右。由于水结冰体积膨胀对岩石空隙两壁产生的压力可达 600MPa ，这样巨大的压力就会扩大和增加岩石的空隙，直至岩石破碎。

这种作用，尤其是在寒暖交替的季节和高寒地区最为显著。在那里，白天冰雪融化变成水渗入岩石裂缝中，到夜晚水变成冰使岩石裂隙扩大，这样天长日久，反复进行，岩石便逐渐被破坏。

二、化学风化作用

化学风化作用是指岩石或矿物，在水和水溶液及大气的参与下，产生的一种破坏作用。

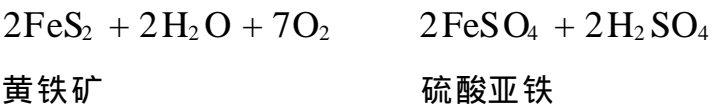
它与物理风化作用不同之处在于，它不仅使岩石破碎，而且还使岩石的矿物成分和化学性质发生显著的变化，并形成新的矿物。

化学风化作用主要包括氧化作用、水化作用、溶解作用、水解作用及结晶作用。

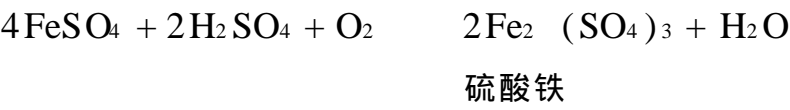
1．氧化作用

在自然界，氧化作用极为普遍，特别是在地表氧气充足的地带更为常见。如铁生锈、木柴腐烂等，都是氧化作用的结果。

在水的协同下，氧与矿物直接发生化学反应，使矿物中的低价化合物变为高价化合物，从而形成新矿物的破坏作用称为氧化作用。如黄铁矿氧化成褐铁矿的反应如下：



在含游离氧的溶液中，硫酸亚铁不稳定，立即变为硫酸铁：



硫酸铁在弱酸性溶液中极易水解成氢氧化铁（褐铁矿）：

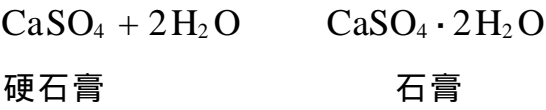


上述反应中，易溶物质被水带走，使岩石中遗留下很多孔洞。新形成的褐铁矿在地表条件下比较稳定，不易水解和溶解，因而残留在原地。由于它比黄铁矿松软得多，因此，坚硬的岩石就被破坏了。

另外，还有菱铁矿、磁铁矿也很容易氧化变成褐铁矿、赤铁矿。而有机质经氧化后则变成有机酸。一些含铁矿物的颜色变褐或变红，碳质页岩、油页岩等经长期风化变为灰绿色或黄绿色，也是氧化作用的结果。氧化作用一般在雨水充足、温暖潮湿的热带和亚热带地区进行得特别强烈。

2．水化作用

有些矿物，特别是极易溶解和易溶解的盐类矿物，与水接触后产生化学反应，水按一定的比例与原矿物结合，形成含水新矿物的作用叫水化作用。水因此成为矿物的结晶水，改变了原来矿物的分子结构。如硬石膏水化成石膏，其反应式如下：

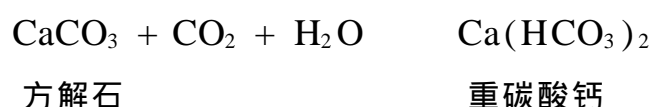


硬石膏经水化成为石膏后，硬度降低，相对密度减小，其体积增大 60%，因此对围岩造成巨大的压力，从而促进了物理风化作用的进行。

3. 溶解作用

水是一种天然的溶剂。有些矿物遇水后，就会不同程度地被溶解；一些质点（离子或分子）逐步离开矿物表面，进入水中，形成水溶液而流失。矿物在水中的溶解度，取决于组成矿物的各种元素的性质（电价、负电性和化合键的类型等），同时也与外界条件，如水的温度、压力、pH 值和浓度有关。

自然界中的水常含有二氧化碳、硫酸、盐酸或各种有机酸等，这时水的溶解能力就会增强，可以溶解更多的矿物。如水中含有 CO_2 时，可以大大加速石灰岩的溶解。因此，溶解作用在石灰岩发育地区相当普遍。当石灰岩与含有 CO_2 的水作用时，就变为重碳酸钙，其反应式如下：



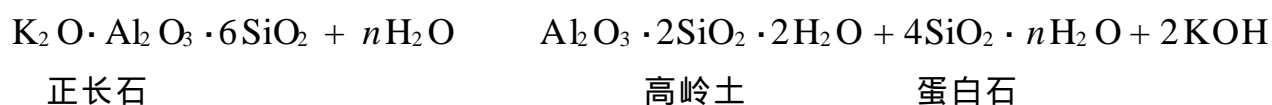
重碳酸钙溶解度很高，比碳酸钙大 30 倍，很易被水带走。因此，石灰岩很快就破坏了。

溶解作用的结果，易溶物质被带走，难溶物质残留原地，同时还可使岩石的孔隙增大，削弱岩石的坚固性，加速物理风化作用的进行。

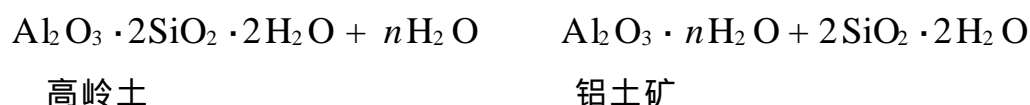
4. 水解作用

纯水本身虽是中性的，但仍具有离解性，即可以部分离解成 H^+ 和 OH^- 离子。而一些弱酸强碱或强酸弱碱所形成的盐类矿物，在水中也能离解成阴、阳离子。因此，某些矿物溶于水后，其离子能和水中的 H^+ 或 OH^- 离子结合而形成新的矿物。

水解作用是指盐类矿物溶解在水中与水发生化学反应形成新矿物，从而使原岩遭受破坏的作用。岩石中大部分矿物属于硅酸盐和铝硅酸盐类，它们是弱酸强碱化合物，因而水解作用也较普遍。如长石水解成高岭土：



上述过程中，正长石中的 K^+ 与水中的 OH^- 化合成真溶液 KOH 随水流走；次生矿物高岭土则残留原地； $\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ 为胶体，在温带气候条件下形成蛋白石残留下来，在热带、亚热带气候条件下，它在碱性溶液中不能聚集，与氢氧化钾一起随水而逐渐流失。高岭土在热带、亚热带气候条件下将进一步风化，将 SiO_2 析出，形成铝土矿：



5. 结晶作用

矿物在水中的溶解度，在一定条件下（主要是温度条件）是有一定限度的。一般矿物的溶解度是随温度的降低而减小。因此，在较高的温度下达到饱和状态的某一矿物溶液，因为温度降低，溶解度也就随之变小，部分多余的矿物就从溶液中结晶出来，这是一般饱和溶液

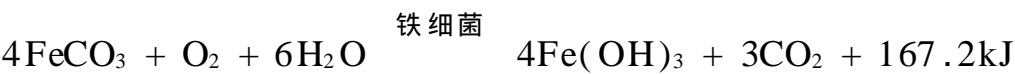
遇冷的必然结果。另外，在地表条件下，由于阳光和风使饱和溶液中的水分蒸发，同样也有部分矿物从溶液中结晶。所以，在温度变化幅度大、湿度小和蒸发强的干旱地区，最有利于溶液中的结晶作用。当地表岩石裂缝中的溶液结晶时，对裂缝的两壁要产生较大的结晶压力，从而加速岩石的崩裂。

三、生物风化作用

生物风化作用是指生物在生长和分解过程中，直接或间接地对岩石和矿物所起的物理、化学破坏作用。它可分为物理风化作用和化学风化作用两种。由于生物广泛分布在地壳表层，因此，生物风化作用也是一种普遍的地质作用。

生物的物理风化作用，如生长在岩石裂隙中的植物，在成长过程中，其根系变粗、增长和加多。它们在蔓延过程中，沿岩石的裂缝象楔子一样劈裂岩石，不断地使岩石裂缝扩大、加深；同时还会产生许多小裂缝，根系又会钻进新的裂缝中促进岩石的崩裂。此外，动物的挖掘和穿凿活动也会加速岩石的破坏。

生物的化学风化作用更为重要和活跃。生物在新陈代谢过程中，一方面从土壤和岩石中吸取养分，同时也分泌出各种化合物如碳酸、硝酸和各种有机酸等。这些都是很好的溶剂，可以溶解某些矿物，对岩石起着强烈的破坏作用。而一些微生物的活动更不可忽视。它们有的可以吸取空气中的氮制造硝酸，有的吸收空气中的二氧化碳制造碳酸，有的吸收硫化物中的硫制造硫酸。甚至在云母的解理面上也有细菌。它们还可使矿物发生氧化或还原作用。例如铁细菌能将亚铁盐变为高价铁盐：



铁细菌利用氧化过程中所产生的能量合成有机化合物。

微生物产生的无机酸（如硝酸等）和有机酸，特别是腐殖酸，破坏作用更强。如以 1g 正长石放入有腐殖酸和 10% 的氨水溶液中密封起来，在 64.5h 后，正长石就全部分解，从分解产物中可以得到高岭土。

由上可知，岩石的物理风化和化学风化彼此是互相紧密联系的。物理风化使岩石破碎，从而增大了岩石与水溶液等的接触面，有利于化学风化作用的进行；化学风化作用又可降低岩石的强度，促进物理风化作用的发展。通常在寒冷和干旱的沙漠地区，以物理风化作用为主；在温暖潮湿的地带，则以化学风化作用占主导地位；尤其是湿热地带，化学风化作用更为显著。在自然界，实际上物理风化和化学风化往往是同时进行、互相影响、互相促进的，它是一个复杂的、统一的过程，只有在具体的条件和阶段上两者才有主次之分。

四、风化作用的影响因素

风化作用的影响因素很多，而且很复杂，但最主要的是受下列因素的影响：

1. 气候因素

气候对风化作用的影响主要是通过温度和雨量的变化来实现的。它基本上决定了风化作用的主要类型及发育程度。在昼夜温差大或寒暑温度变化幅度较大的地区，有利于物理风化作用的进行。温度变化的频率比温度变化的幅度对岩石影响更大。因此，昼夜温差大的地区对岩石的破坏作用更大。温度的高低不仅影响岩石的热胀冷缩和水的物态，而且对矿物的溶解度、生物的新陈代谢、各种水溶液的浓度和化学反应的速度等都有很大的影响。

各地区降雨量的大小，对化学风化有非常重要的作用。雨水少的地区，某些易溶矿物也不能完全溶解，并且溶液易达到饱和，发生沉淀和结晶，从而限制了元素的迁移；而多雨的地区就有利于各种化学风化作用的进行。化学风化的速度，在很大程度上取决于淋溶的雨水量，而且雨水多又有利于生物的繁殖，从而也加速了生物风化。

2. 地形因素

地形使山地气候产生垂直分带现象，从而使得在一个中、低纬度的高山上，能看到不同高度处有不同类型的风化作用以及不同的风化作用速度和程度。

阳坡和阴坡的风化作用也不相同。因为阳坡平均温度高，温度变化的幅度也大些。因此风化作用比阴坡强。

地势的陡缓对风化作用也有影响。陡坡上地下水位低，生物缺少，以物理风化作用为主。而且陡坡上风化产物难以保存，未风化的岩石不断暴露地表接受风化，风化作用也不彻底，很难形成粘土矿物。而缓坡则情形不同，化学风化和生物风化作用强烈，风化产物残留原地，保护了地下的基岩，而风化产物自身经受长期风化后，矿物分解彻底，形成大量的粘土矿物乃至生成某些残余矿床。

3. 岩石矿物本身性质的因素

从岩石的结构和成分上看，相同成分的粗粒岩石一般说来比细粒的易风化，多种矿物组成的岩石比单矿物岩石容易风化，粒度相差大的和有斑晶的岩石比均匀粒级的岩石容易风化。因为在风化过程中，组成岩石的各种矿物风化的速度不会绝对一样，而总是某些矿物风化在先，某些矿物风化在后。先风化的，就要引起附近岩石表层的结构松散。在粗粒岩石中，某些矿物由于风化引起的破坏性，要比细粒岩石中同一种矿物的风化所引起的为大。再者，细粒岩石中的矿物晶体有时具有互相紧密咬合的结构，因而更能抵抗风化作用的侵袭。

就岩石的构造而言，裂缝、层理、页理发育的岩石有利于风化的进行。另外，岩石的类型不同，风化作用的深度和强度也不同。如页岩比砂岩易风化，石灰岩比硅质岩易风化。此外，岩石抗风化的能力还与组成岩石的矿物成分有关。各种矿物抗风化的能力是不同的，也就是说它们在风化作用过程中的稳定性是不相同的。现将主要造岩矿物在风化作用中的稳定性简要叙述如下：

1) 长石类矿物 是地壳中分布最广的含 K、Na、Ca 的铝硅酸盐类矿物。其中钾长石比斜长石耐风化，斜长石中又以酸性斜长石较基性斜长石耐风化。因此，在沉积岩的碎屑岩中，钾长石要比斜长石常见得多。

2) 铁镁矿物 主要为 Fe、Mg、Ca 的硅酸盐矿物，如橄榄石、辉石、角闪石等，以橄榄石最易风化，辉石和角闪石次之。它们的稳定性比长石类矿物还差，所以它们在沉积岩中的含量很少。

3) 石英 是沉积岩的主要造岩矿物。石英在风化作用中稳定性极高，几乎不发生化学溶解作用，一般只发生机械破碎。在长期的风化作用以及搬运和沉积作用过程中，风化稳定性较低的一些矿物就逐渐破坏从而相对地减少，而风化稳定性高的石英却逐渐地相对富集，成为碎屑沉积岩的最主要的造岩矿物。

4) 云母类矿物 在云母类中，白云母的抗风化能力较黑云母强，所以白云母在沉积岩中较常见。但是在化学风化作用下白云母还是可以分解变成水云母，最后变成高岭石。黑云母遭受风化后，K、Mg 被带走，部分铁形成含水氧化铁。在海底风化条件下，黑云母往往变为海绿石。

5) 粘土矿物 如高岭石、蒙脱石、水云母等，本来就是在风化条件下或沉积环境中生成的，所以在风化带中相当稳定。但是，在一定的条件下，它们也要发生变化，转变为更加稳定的矿物，如铝土矿、蛋白石等。

6) 碳酸盐矿物 如方解石、白云石等，风化稳定性甚小，易溶于水并随水转移，因此在碎屑沉积岩中很难见到，只有在干旱的气候条件下，在距母岩很近的快速搬运和堆集中，才可能见到由它们组成的岩屑。

此外，各种硫酸盐矿物如石膏、硬石膏，硫化物矿物如黄铁矿，卤化物矿物如石盐等，它们的风化稳定性最低，最易溶于水，呈溶液流失。

在岩浆岩及变质岩中常见的一些次要矿物，其风化稳定性的差别是相当大的。风化稳定性较大的一些矿物，如石榴子石、锆英石、刚玉、电气石、锡石、金红石、磁铁矿、榍石、十字石、蓝晶石、独居石、红柱石等，在沉积岩中常作为重矿物出现。

为什么各种矿物的风化稳定性差别如此大呢？有人认为矿物的稳定性与它们结晶的温度有关。例如在岩浆岩的主要造岩矿物中，橄榄石的结晶温度最高，其风化稳定性却最低，最易风化破坏。辉石、角闪石、黑云母的结晶温度依次降低，它们的风化稳定性却依次增高。基性斜长石、中性斜长石、酸性斜长石、钾长石的结晶温度也依次降低，它们的风化稳定性也依次增高。石英的结晶温度最低，它的抗风化能力最强。

但并不是所有矿物都是如此。例如金刚石，其结晶温度比橄榄石高得多，但其抗风化能力不但比橄榄石高，甚至比石英还高得多。因此，这一看法还不能完全说明问题，只能大致说明有些矿物是如此。

还有人认为矿物的风化稳定性与其化学成分的化学活泼性（主要指它们在水中的溶解能力）有关。例如 Cl、S 等元素在矿物的风化过程中最易析出，最易溶于水，也最易呈溶液状态流失；Ca、Na、Mg、K 等元素次之；Mn、Fe、Si、Al 等元素最差。这些元素的转移能力相差达几千倍，矿物的风化稳定性正是由这些元素的化学活泼性决定的。但这一看法也不全面。因为它仅仅考虑到元素本身的化学性质而没有考虑到矿物的晶体化学性质。矿物中的元素都是按照一定的晶体化学规律而互相联系着的，元素以及矿物在自然界中的许多性质都是与该矿物的晶体构造性质有关。例如同是 K 和 Na，它们的硅酸盐矿物（如钾长石和钠长石）就远较其卤化物（如石盐和钾石盐）难以溶解。又如同是 Ca 和 Mg，它们的硅酸盐矿物（如斜长石、辉石等）就远较其碳酸盐矿物（如方解石和白云石等）难以溶解。石英中的 Si 也远较各种硅酸盐矿物中的 Si 难以溶解出来。因此，各种矿物的风化稳定性，不仅取决于组成它们的各种元素的性质，还取决于它们的晶体构造以及其生成条件和化合物的性质等因素。

五、母岩风化的产物

1. 一般风化产物

原来的岩石经过风化作用后，产生以下三种不同性质的风化产物：

(1) 碎屑物质

主要是指母岩的岩石碎屑和矿物碎屑。在物理风化作用为主的阶段，碎屑物质最发育。在化学风化作用为主的阶段，碎屑物质很少，只有那些风化稳定性高的矿物才可能保存下来成为碎屑物质。碎屑物质在初始阶段大都残留在母岩区，往后就可能被各种营力搬运走。这类物质是形成碎屑岩的原始物质。

(2) 新生成的矿物

主要是指在化学风化作用过程中新生成的一些矿物，如水云母、高岭石、蒙脱石、蛋白石、铝土矿、褐铁矿等。这些物质在初始阶段也大都存在于母岩的风化带中，所以也常称为“化学残余物质”；以后它们将被各种营力搬运到别处。这类物质是形成粘土岩及风化壳的原始物质。

(3) 溶解物质

主要是指母岩在化学风化作用过程中被溶解的那些成分，如 Cl、S、Ca、Na、Mg、K、Fe 等。这些物质大都呈真溶液或胶体溶液状态随水流走，转移到远离母岩区的湖泊或海洋中去。这类物质是形成化学岩及部分粘土岩的原始物质。

上述三类母岩风化的产物，就是沉积岩最主要的原始物质成分。

2. 风化壳的形成

地壳表层岩石风化的结果，除一部分物质流失转移到他处外，难以风化的碎屑部分以及化学风化的残余部分，在母岩表层上残留下来。这个被风化了的母岩表层部分，称为岩石的“风化壳”，也称“风化带”。

由于气候条件和母岩岩性的差别，各地岩石风化壳的深度不一。一般情况下风化壳的厚度从数厘米至数十米不等。在断裂破碎带和岩溶发育地区，风化影响深度可近千米。

根据风化壳形成的时间，可分为现代风化壳及古风化壳。古风化壳是指地质历史时期（一般指第三纪以前）中形成的风化壳，在风化壳上面有新的沉积层覆盖。

对古风化壳的研究有十分重要的意义：第一，古风化壳的存在是当时地壳上升有沉积间断的有力证据；第二，按照古风化壳的物质组成及发育阶段，可提供研究古地理、古气候方面的线索；第三，风化壳中往往造成某些元素的富集，形成风化矿床（如铝土矿、高岭石及铁矿等）；第四，由于古风化壳岩性比较疏松，岩石孔隙增大，可成为良好的储集层；如有良好的盖层和油源，就可以形成工业油气藏。

第三节 沉积岩原始物质成分的 搬运作用和沉积作用

沉积岩的原始物质成分，在流水、风、冰川、海湖波浪、重力及生物等因素的作用下，不断地被搬运，离开原地向他处转移，并且还将在一定的条件下沉积下来形成沉积物。沉积物再经过成岩作用，即成为沉积岩。

从母岩的风化产物到沉积物，要经过一个复杂的地质过程，这就是沉积岩形成的搬运阶段和沉积阶段。搬运、沉积的方式因原始物质的不同而不同。碎屑物质的搬运和沉积作用是机械的，受力学定律支配；溶解物质的搬运和沉积作用是化学的，受物理化学条件的支配。碎屑物质通过流水、冰川、风、海湖波浪和生物等介质搬运和沉积；化学溶解物质的搬运和沉积的介质主要是水。

一、碎屑物质的搬运和沉积

碎屑物质的搬运和沉积介质是流水、海（湖）水、风、冰川等，其中以前两种介质搬运和沉积最重要。

1. 碎屑物质在流水中的搬运和沉积

流水包括河流、雨水、融雪水等。其中河流对碎屑物质的搬运和沉积作用最为重要。

(1) 影响碎屑物质搬运和沉积的主要因素

碎屑物质在流水中的搬运作用及沉积作用的影响因素主要有两个方面：一为碎屑物质的重力、它们之间的相互吸引力、摩擦力等，其中重力是最主要的；二为流水的动力。当后者大于前者时，碎屑物质处于搬运状态；反之，则处于沉积状态。

碎屑物质的重力主要是由颗粒的大小和相对密度来决定，但碎屑颗粒的形状对下沉速度也有一定的影响。碎屑的粒度和相对密度愈大，其形状愈接近球形，则在水中的下沉速度就愈大，越不易被搬运。

流水的动力主要由流速及流量决定，相同的流量条件下，流速大，则推动碎屑物质的能力也大。实验证明，流水搬运碎屑物质的重量与流速的六次方成正比。如果山区河流流速为平原河流流速的 3 倍，则二者搬运碎屑物质的能力将相差 3^6 倍即 729 倍。因此，山区河流一旦进入平缓地区，其流速突减，它所搬运的碎屑物质就很快地沉积下来。

碎屑物质在流水中的搬运和沉积，与流速和颗粒大小之间的关系最为密切，见图 5 - 1。

流水把处于静止状态的碎屑物质开始搬运走所需的流速叫做开始搬运流速。开始搬运流速要大于已处于搬运状态的碎屑物质所需要的流速，即继续搬运流速。因前者除了克服碎屑物质的重力及摩擦力以外，还需要克服碎屑物质与其周围物质之间的相互粘结力；而后者则只需克服碎屑的重力（在悬浮搬运时）及摩擦力（在滚动搬运时）。

图 5 - 1 碎屑物质在流水中的搬运及沉积受流速及碎屑颗粒大小的控制
1—开始搬运流速曲线；2—继续搬运流速曲线

图 5 - 1 中，开始搬运流速曲线表示流水把处于静止状态的一定粒级的碎屑颗粒搬运走时所需的最小流速。显然它与碎屑颗粒的粒径不成简单的正比关系，其中，细砂的开始搬运流速最小。

图 5 - 1 中的继续搬运流速曲线，表示流速继续搬运已处于运动状态的碎屑颗粒所需要的最小流速。显然此流速小于开始搬运流速。如果流速小于继续搬运流速，则相应粒级的碎屑即开始下沉。因此，此曲线是已处于搬运状态的碎屑物质继续搬运或开始下沉的临界曲线。由图 5 - 1 中的两条曲线可以看出，小于 1mm 的碎屑颗粒它的开始搬运流速与继续搬运流速之间的差异甚大。因为这些细小的碎屑，尤其是粉砂和粘土质点，一旦处于搬运状态就很难下沉。因此，它们常呈悬浮状态被流水搬运到远离母岩的地区。但大于 1mm 的碎屑颗粒，尤其是砾石，它们的开始搬运流速与继续搬运流速均甚大，而且两者差别甚小。这就是说，当它们处于静止状态时很难被搬运，而它们处于搬运状态时，当流速稍有减小就会下沉。因此，这些极大的颗粒大部分沉积在距母岩较近的地区。

同一条河流的上、下游的流速也不一样，上游流速大而下游流速小。靠近河岸和河底的流速由于摩擦阻力作用而小于河床中部。季节和雨量的变化也直接影响着流速的变化，夏秋多雨季节河流流速增大，而春冬干旱季节河流流速降低。由于流速的不断变化，造成大小颗粒混杂沉积，这也是河流沉积物分选不好，纵横向变化较大的原因之一。

(2) 碎屑物质在流水中的搬运方式

碎屑物质在流水中的搬运方式主要有以下三种：

- 1) 悬浮搬运 即碎屑颗粒离开河底悬浮于水中所进行的一种搬运方式。这种方式一般

是搬运颗粒小、密度小、球度低的碎屑。如粉砂、粘土及云母等在水中常呈悬浮搬运。

2) 滚动搬运 指碎屑颗粒在水底滚动前进的搬运方式。这种搬运方式对圆而粗的碎屑物质搬运作用更大。

3) 跳动搬运 指碎屑颗粒间歇性离开河底以跳跃的方式前进搬运。它是介于悬浮搬运和滚动搬运之间的一种搬运方式，因此它所搬运的碎屑颗粒大小也介于两者之间。

同一粒级的碎屑物质由于流速的改变，可由一种搬运方式而转为另一种搬运方式。通常是悬浮搬运占优势，尤其是在平原的河流更是如此。

(3) 碎屑物质在流水搬运过程中的变化

1) 碎屑物质成分的变化 母岩风化过程中尚未彻底风化的那些不稳定成分，在搬运过程中，由于流水中各种酸的溶蚀作用，颗粒之间、颗粒与河床之间的撞击及摩擦作用，使不稳定成分随搬运距离的增加而逐渐破坏和减少，使稳定成分相对增多。例如，随着搬运距离加大，轻矿物中的长石、重矿物中的铁锰矿物逐渐减少，而石英和稳定的重矿物如锆石、榍石等相对增加。

2) 碎屑的粒度变化 搬运过程中由于颗粒与颗粒之间、颗粒与河床之间的撞击和磨蚀作用，使颗粒发生机械破碎，从而使碎屑物质进一步变细。不同性质的碎屑破碎的难易程度不尽相同。如解理不发育、硬度大、脆性小和在水中溶解度较小的矿物，就不易磨损、破碎和溶解；而硬度小、脆性大、解理发育和在水中溶解度大的矿物，就较易受到机械和化学作用的破坏。但不论何种性质的碎屑，其总的变化趋势都是由粗变细。

3) 碎屑的圆度变化 圆度是指碎屑颗粒磨圆的程度。颗粒的圆度随着搬运距离的加大而增大。在搬运初期，圆化速度高，随着搬运距离的加大，圆化速度逐渐减慢。在相同的搬运条件下，矿物的物理性质和颗粒的大小对颗粒的圆化有很大的影响，硬度大、有解理的不易圆化，粗粒的比细粒的易磨圆。

4) 碎屑的球度变化 球度是指碎屑颗粒与球体接近的程度。球度随着搬运距离的加大而变好。碎屑颗粒球度的变化，除与搬运距离有关外，还决定于矿物的结晶构造。例如，片状的云母类矿物即使搬运很远，也得不到很好的球度。

(4) 碎屑颗粒的沉降速度

碎屑物质在静水中的下沉情况可用斯托克实验公式表示：

$$v = Kgr^2 \frac{d_1 - d_2}{\mu}$$

式中 v ——颗粒的下降速度；

g ——重力加速度；

r ——颗粒的半径；

d_1 ——颗粒的相对密度；

d_2 ——水介质的相对密度；

μ ——水介质粘度；

K ——形状系数。

由此公式可以看出，碎屑颗粒在静水中的下沉速度与颗粒的半径的平方成正比。但是，这一关系只适用于粒径小于 0.1mm 的颗粒。对于较粗的颗粒，其沉降速度与半径的平方根

成正比，这是因为当颗粒增大时，介质的粘度对沉降速度的影响逐渐减小，而水介质的浮力的影响将逐渐增大，颗粒下沉时要克服浮力的影响。

由公式还可以看出，颗粒的沉速与相对密度成正比，颗粒的相对密度愈大，其沉速也愈大。另外，颗粒的沉速与介质的粘度成反比，而粘度与温度有关，温度降低，粘度随之升高，颗粒沉速降低；否则，相反。

此外，不同形状的颗粒其沉降也不相同。实验证明，在重量相同的条件下，假定球形颗粒的沉速为 100，则椭球形颗粒的沉速为 84 ~ 61，立方体为 74，长柱体为 50，片状颗粒为 80 ~ 38。由此可见，球形颗粒沉速最大，片状颗粒沉速最小。所以片状矿物常被搬运很远，并与较细的粉砂颗粒和粘土一起沉积。

2. 碎屑物质在海洋、湖泊中的搬运和沉积

海洋中碎屑物质的来源，主要有河流搬运的碎屑物质及海岸冲击海岸所形成的碎屑物质，还有少量冰川搬运的物质和其他途径搬运来的物质。

这些碎屑物质在海洋中的搬运主要由海浪的作用所引起。海浪的大小决定于风速的大小和风的持久性，也决定于海洋面积的大小。在海洋中海浪的高度通常为 2 ~ 5m，暴风时浪高可达 6 ~ 8m，甚至还可达到 12 ~ 13m；波长达 400m；波速达 14 ~ 15m/s。海浪所能影响的深度不超过 200m，一般在 100m 处海浪的影响就很微弱了。根据研究，砾石被搬运的最大深度约为 12 ~ 15m，砂被搬运的最大深度约为 23 ~ 27m，在水更深的地方，只能搬运更细小的物质。可见，海浪的搬运及沉积作用仅在浅海地区才起作用。

当海浪垂直海岸方向前进时，由于海岸附近的水浅，海水深度小于浪高，因此，海浪就不能完成其整个波动。同时由于海底的摩擦作用，海浪下部前进速度落后于上部的前进速度，从而在海浪的上部形成进浪，海水流向海岸；在海浪下部就形成退浪，海水又流向海洋。

沿海岸附近的碎屑物质在这种进浪和退浪的长期作用下，就经常处于往返的搬运状态。在这种情况下，细小的颗粒将从海底被搅起变成悬浮物质搬向远离海岸的地方，较粗大的颗粒则大都在沿岸的浅水地区沿海底作往返滚动。于是引起碎屑物质有规律的重新分布，即近岸处的颗粒粗、相对密度大，远岸处颗粒细、相对密度小。分选好、圆度高是海洋碎屑沉积物的重要特征。

如果海浪运动方向与海岸斜交，则碎屑物质的移动不再是往返的直线运动，而是呈“之”字形的往返运动，如图 5 - 2。

总之，由于海浪作用，碎屑物质在沿岸的浅水地区得到了良好的圆滑和分异，故碎屑物质从海岸至海洋深处作有规律的分布，即造成砾石、砂、粉砂、粘土的带状分布。这种带状分布规律愈近海岸愈明显。

图 5 - 2 碎屑质点沿海岸移动示意图

潮汐（涨潮或退潮）作用对碎屑物质的搬运与沉积也有很大的影响，尤其在狭窄的海峡、海港、岛屿之间，潮汐的搬运作用更为显著，以致使该处的碎屑物质大部被搬走。如我国钱塘江口的一次大潮，竟把防潮堤上高出平常海面 6 ~ 7m，重约 1500kg 的“镇海铁牛”冲走 20m。退潮时潮流又将江口的泥沙搬往外滨，以致使钱塘江口没有三角洲形成。

洋流的规模虽然很大，但对碎屑物质的搬运及沉积作用，却远较海浪及潮汐为小。因为洋流大多发生于大洋之中，该处海水较深，而且海底的碎屑物质也较少之故。

湖泊的搬运和沉积作用与海洋类似，但其规模和强度一般较海洋为小。

3. 碎屑物质在风中的搬运和沉积

风是由于空气的流动而产生的。在干旱的沙漠、半沙漠地区，以及海滨的沙滩地区，风的搬运和沉积作用最为显著。但风只能搬运碎屑物质。

与流水的搬运及沉积作用相比，风的搬运及沉积作用有以下一些特点：

1) 由于空气的密度比水小得多，故风的搬运能力也远比水小，在同样的速度下，风的搬运能力约为水的 $1/300$ 。因此，在一般情况下，风只能搬运较细的碎屑物质，如砂以下的碎屑。只有在特大的暴风时，才能搬运砂和砾石。

2) 由于风的搬运能力有限，所以它对搬运物质的选择性比较强，因此风成沉积的粒度分选性较好。

3) 由于空气的密度小，所以碎屑物质在搬运过程中相互之间的碰撞和磨蚀，以及它们与地表之间相互碰撞和磨蚀都比较强，所以较粗的风沉积物（如砂、砾石等）的圆度都比较好，而且常具霜状表面，有时还具特殊的棱面（如风成棱石）。

风的搬运方式也有悬浮、跳跃、滚动三种，其中以跳跃方式为主，悬浮方式只能搬运细小的粘土及粉砂。只要风速小于碎屑颗粒的重力时，碎屑颗粒就会发生沉积。

常见的风成沉积是各种风成沙丘（沙漠沙丘、滨海沙丘、滨湖沙丘等）和黄土。

由于风的作用，沙丘每年移动的距离可达数十米或百米。沙丘的移动会给人类带来巨大的灾害。它们可埋没耕地、堵塞水渠、道路和毁灭村镇。如我国甘肃民勤县原有的青松堡、沙山堡等 20 多个村庄和 20 000 多亩土地，近 300 年来在风沙的不断侵袭下，几乎全被埋没了，只剩下 3 个村庄和 3 000 多亩土地。

我国为世界黄土最发育的地区，分布面积很广。在阴山以南、秦岭以北的宽广地区内，几乎满山遍野皆是，即使在海拔 2 000m 高的秦岭北坡上也有黄土的存在。

4. 碎屑物质在冰川中的搬运及沉积

在寒冷的两极地区和高寒的山区，冰川的搬运及沉积作用是主要的。冰川对碎屑物质的搬运和沉积作用有以下一些特点：

1) 冰川是固态搬运，搬运能力极强，可以搬运非常巨大的砾石。

2) 冰川搬运毫无选择性。因此，冰川沉积的分选性极差。

3) 碎屑物质在被冰川的搬运过程中，彼此之间很少接触和磨蚀，因此，碎屑颗粒的原始棱角大都保存下来。

4) 冰川搬运的物质可与冰床底部的岩石或两壁的岩石接触磨擦，从而在冰川沉积的砾石上，处于冰床底部和两壁的砾石常留下一些擦痕。

另外，浮冰的搬运能力也是很大的。当海洋上的浮冰分裂开或融化时，它所携带的大量大小混杂的碎屑物质，就会沉积在正常的海洋沉积物中。这样就形成了冰川沉积与海洋沉积的混合相。现代和古代都有这样的沉积。

5. 重力为主的搬运和沉积

以重力为主的搬运及沉积作用包括山崩堆积（坠积）、山麓堆积、洞穴崩塌堆积、泥石流和浊流等。这是一类独特的搬运及沉积作用，其中以浊流沉积对油气勘探的意义最大。所谓浊流，就是水中含有大量泥、砂呈悬浮搬运的重力驱动的底流，它通过海（湖）水流或在

海（湖）水流之下，呈高密度急剧运动的脉动方式，沿海、湖底的峡谷或斜坡流动，甚至直达深海（湖）平原沉积。引起浊流的原因主要是暴风浪、潮流、地震及火山作用等。

近一二十年来，由于海洋地质学的迅速发展和对浊流沉积的深入研究，发现与浊流沉积岩有关的油气资源是极为丰富的，特别是与第三系浊流沉积岩有关的大油田在太平洋沿岸有着广泛的分布。如美国加利福尼亚州的洛杉矶盆地、文士拉盆地、科罗拉多的坦维尔油田和布拉克山区的大克拉累东油田，以及得克萨斯州和路易斯安那州的部分平原油田，其储层都是第三系浊积岩，已开采 1.4 亿 t 石油。

我国渤海湾地区下第三系沙三段，普遍有浊积岩油层。中国科学院地质研究所和辽河石油勘探局还沿浊流源头找到了三角洲油田。

二、溶解物质的搬运和沉积

母岩风化后，母岩中可以转移的元素首先从母岩中析出，并转移到水溶液里，开始进入搬运和沉积阶段。

溶解物质按其溶解度由小到大排列顺序为：Al、Fe、Mn、Si、 P_2O_5 、 $CaCO_3$ 、 $CaSO_4$ 、NaCl、 $MgCl_2$ 。它们的溶解度相差极大，顺序前面与后面的溶解度差值可达数百万倍之多。顺序前面的元素多呈胶体溶液搬运，顺序后面的元素多呈真溶液搬运，见图 5 - 3。

溶解物质搬运和沉积的方式为化学方式。根据溶解物质在溶液中的状态，可分为胶体溶液和真溶液两种搬运和沉积。

1. 胶体物质的搬运和沉积

(1) 胶体物质的主要特点及搬运作用

胶体物质质点较小，一般介于 1 ~ 100nm 之间，多呈分子或分子团状态，因此，在重力作用下很难沉积。同时，也因其质点比真溶液质点大，故扩散能力弱。在凝聚和沉积过程中，胶体

图 5 - 3 自然界胶体溶液和真溶液物质的分布

物质对离子有强烈的吸附能力。

胶体物质的另一特点是普遍带电荷。带正电荷的称正胶体，带负电荷的称负胶体。自然界中常见的正胶体有 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 Cr_2O_3 、 TiO_2 等物质的水化物以及 $CaCO_3$ 、 $MgCO_3$ 、 CaF_2 等。常见的负胶体有 SiO_2 、粘土、腐植质、 MnO_2 、S、 V_2O_5 、 SnO_2 以及 Pb、Cu、Cd、As、Sb 等的硫化物。自然界中主要的胶体物质都是负胶体。

母岩的风化产物形成的胶体物质进入溶液后，因带有电荷而能长期保持稳定状态不被中和，所以长期处于搬运状态。胶体物质因受重力影响很小，这也是长期处于搬运状态的原因。自然界胶体溶液中常有一定量的腐植质，它可以保护胶体不致发生凝聚和沉积，从而大大增加了胶体物质在搬运过程中的稳定性。由于上述种种原因，就使得胶体物质从母岩区向沉积区搬运的漫长过程中，一直保持稳定而不发生沉淀，这也就是河流沉积中胶体物质很少沉积的重要原因。

(2) 胶体物质的沉积

如果胶体溶液因某种因素的作用使胶体质点失去电荷，胶体质点便由原来的互相排斥转变为互相靠近，从而形成大的质点，当质点的重力大于水的浮力时便沉积下来，这种作用叫胶体的凝聚作用，简称胶凝。

引起胶体沉积的主要因素有以下四种：

1) 介质中有不同电解质加入的影响 河流所搬运的胶体物质, 进入海洋和湖泊时, 如果海水或湖水中的各种电解质所带的电荷与胶体物质的电荷不同名, 便发生中和作用, 使胶体物质凝聚而沉积。这是胶体沉积的重要方式。目前世界上发现的海相沉积的大型铁、锰、铝等矿床, 大都是因胶体凝聚沉积而成。在海洋和三角洲沉积的一部分粘土沉积物, 也是由于带电荷的粘土胶体质点, 因电荷中和发生凝聚沉积而成。

2) 介质中正负胶体溶液相混的影响 当正胶体和负胶体相遇时, 正负电荷便发生中和, 从而使胶体物质凝聚而沉积。例如, 氧化铝胶体 (正胶体) 和二氧化硅胶体 (负胶体) 相遇时, 二者相互作用, 电荷发生中和, 形成粘土矿物。这是海 (湖) 粘土岩形成的重要原因之一。

3) 介质的 pH 值和 Eh 值的影响 不同名电介质的加入或不同名电荷胶体的中和, 使胶体凝聚而沉积, 必须有一定的 pH 值和 Eh 值的介质条件。如果胶体物质沉积所要求的 pH 值和 Eh 值得不到满足, 即使有不同名电荷的电解质或胶体, 而且数量相等, 也不会发生沉积。例如 SiO_2 和 Al_2O_3 胶体中和生成高岭石时所需的 pH 值为 4.5 ~ 5.2。

介质的 pH 和 Eh 值对铁、锰胶体沉积影响很大, 典型的例子是海相铁、锰矿物的沉积。例如在海盆地中, 由滨海至浅海 pH 值逐渐增加, Eh 值逐渐减小, 因而在海盆地的不同部位所形成的铁、锰沉积的矿物类型也随之变化, 见图 5 - 4、5 - 5。

图 5 - 4 介质的 pH 及 Eh 值与各种沉积
铁矿形成的关系示意图

1—高价氧化物: 赤铁矿、褐铁矿; 2—铁的硅酸盐、鲕绿泥石、鳞绿泥石; 3—铁的碳酸盐: 菱铁矿; 4—铁的硫化物: 黄铁矿、白铁矿

图 5 - 5 介质的 pH 及 Eh 值与各种沉积
锰矿形成的关系示意图

1—高价锰氧化物: 软锰矿、硬锰矿; 2—高低价锰氧化物: 水锰矿; 3—低价锰氧化物: 菱锰矿、锰方解石

4) 蒸发作用的影响 胶体溶液因蒸发作用而浓度加大, 使分散相质点非常接近, 相互接触而凝聚沉积。如干燥气候下湖泊干涸时, 泥质岩类的沉积, 主要由此原因引起。

胶体物质除受上述各种因素的影响发生沉积外, 细菌作用也可影响胶体发生沉淀。

胶体沉积物常呈钟乳状、肾状、豆状等; 常具贝壳状断口; 多为含水矿物, 且含水量很不固定, 其化学成分也不很固定。

2. 真溶液物质的搬运及沉积

母岩风化产物中的真溶液 (溶质呈离子状态) 物质主要是 Cl、S、Ca、Na、K、Mg 等; P、Si、Al、Fe、Mn 等也可部分呈真溶液状态。

真溶液物质的搬运及沉积作用的根本控制因素是它们的溶解度。即溶解度愈大, 愈易搬运, 愈难沉积; 反之, 溶解度愈小, 则愈易沉积, 愈难搬运。

Fe、Mn、Si、Al 等溶解物质的溶解度较小，易于沉淀。但在它们的搬运和沉积作用中，水介质的各种物理化学条件的影响十分重要。例如 Fe^{3+} 和 Fe^{2+} 沉淀时要求的 pH 值与 Eh 值是不同的，Mn 的情况与 Fe 类似，见图 5 - 6。

图 5 - 6 各种铁、锰矿生成时所需要的 pH 及 Eh 值

SiO_2 的沉淀需要弱酸性条件；而 CaCO_3 的沉淀相反，它需要弱碱性条件，见图 5 - 7。
 Al_2O_3 的沉淀条件更为特殊，它只有在 pH 值为 4 ~ 7 时才沉淀，见图 5 - 8。

图 5 - 7 SiO_2 及 CaCO_3 的溶解度与
介质 pH 值的关系

1— SiO_2 ；2— CaCO_3 在水中的溶解度曲线；
3— CaCO_3 在海水中的溶解曲线

图 5 - 8 Fe^{+3} 及 Al_2O_3 的溶解度
与 pH 值的关系

CaCO_3 的沉淀，除了一定的 pH 和 Eh 条件外，对水介质的温度、 CO_2 含量、压力等，也有一定的影响。水介质温度升高时， CO_2 在水中的溶解度就减小，水中的 CO_2 就向大气中逸出，这就促使溶解的 Ca^{2+} 转 CaCO_3 而沉淀。相反，如果温度降低，反应就会向相反的方向进行。压力的大小也要影响溶解度的变化，压力大，溶解度高，压力小，则溶解度降低。因此，碳酸钙沉积多见于热带、亚热带的浅海（湖）地区。

所以在研究 Fe、Mn、Si、Al、Ca 等溶解物质的搬运及沉积作用时，应充分重视水介质条件的影响。

但对于溶解度大的物质，如 Cl、S、Na、K、Mg 等的搬运和沉积作用，水介质条件的影响不大。它们只有在干热的气候条件下，在封闭或半封闭的盆地中，或者在水循环受限制

的潮上地带，即在蒸发的条件下，才能沉积下来。例如石膏、硬石膏、钠盐、钾盐、镁盐等就是这样形成的。

三、沉积分异作用

所谓沉积分异作用，就是母岩的风化产物在搬运和沉积过程中，依据其本身的特性，在外部条件的影响下，按一定顺序沉积下来，即按一定的规律进行重新分配和组合。

沉积分异作用可分为机械沉积分异作用和化学沉积分异作用。

1. 机械沉积分异作用

主要受物理因素支配的分异作用，叫机械沉积分异作用。机械分异的决定因素是碎屑颗粒本身的特点，如粒度、形状、密度和矿物成分；另外，搬运介质的性质与流速也有很大的影响。

(1) 按粒度分异

碎屑物质在搬运和沉积过程中，粗粒先沉积，细粒后沉积。其结果是沿着搬运方向碎屑物质按砾石 砂 粉砂 粘土的顺序作有规律的带状分布，见图 5 - 9。但是，在自然界影响碎屑物质沉积的因素很多，分异作用常不完全，所以上述的带状分布并非有清楚的界线，往往砾岩中混有一定的细粒物质，或粘土中常含有砂砾，单纯的一种粒级的岩石是很少见的。但总的说来，从母岩区往外，碎屑物质颗粒直径逐渐减小的现象是存在的。

(2) 按密度分异

在重力作用下，矿物颗粒的沉积速度与密度成正比，密度大者先沉积，搬运距离近；密度小者后沉积，搬运距离较远。结果沿着搬运方向出现碎屑物质按密度分异的现象，见图 5 - 10。

图 5 - 9 按粒度大小的分异图解

图 5 - 10 按相对密度机械分异图解

(3) 按形状分异

碎屑物质在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，因而先沉积，搬运的距离也较近。相反，片状矿物具有很强的悬浮能力，易呈悬浮搬运，所以沉积较晚，常被搬运至距母岩区较远的地方。但滚动搬运的碎屑，却是粒状易于滚动，片状的则较难滚动。由于悬浮搬运量远大于滚动搬运量，因此可见到片状的云母相对集中于粘土岩的现象。

(4) 按矿物成分分异

在搬运过程中，母岩的风化产物将继续进行风化，一般是随着搬运距离的加长，不稳定的矿物逐渐遭到破坏，故离母岩近的地区，碎屑矿物成分复杂，重矿物含量高；离母岩远的

地区，则矿物成分简单，并多为性质稳定的矿物，而且重矿物含量低。例如风化稳定性很低的橄榄石、辉石和基性斜长石在搬运过程中，将很快地被风化掉，而风化稳定性很高的石英和白云母，则可被搬运很远。

影响机械沉积分异作用的外界条件也是十分重要的因素，如搬运介质是冰川，沉积物几乎没有分异现象，而流水和风的沉积物的分异现象较为明显。构造和自然地理条件的影响也较为显著。例如由强烈的地壳运动所造成的巨大山脉的隆起，加强了风化和剥蚀作用的进行，从而形成大量的成分复杂的碎屑物质，这样就从根本上加强了机械分异作用的进行。相反，在准平原地区和隆起幅度较小的地区，流水的分异作用远不如前者强烈。因此，河流碎屑沉积物与水盆地（湖盆和海盆）碎屑沉积物的分布，往往与自然地理有密切的关系。

2．化学沉积分异作用

在母岩风化产物中，呈胶体溶液与真溶液搬运部分，在沉积作用过程中，由于各种元素和化合物的化学性质不同，依一定次序分别沉积下来，这种作用即为化学沉积分异作用。普斯托瓦洛夫综合前人资料，系统研究了化学沉积分异的现象，提出了溶解物质的化学沉积分异顺序图解，见图 5 - 11。这一图解可简化为如下几个阶段：氧化物 磷酸盐 硅酸盐 碳酸盐 硫酸盐及卤化物。化学沉积分异作用虽然有一定的事实依据，但主要还是根据物理化学原理得出的综合总结。因此，该图解只能反映化学沉积顺序的总趋势，不能认为每一个化学沉积作用都必须在图解中出现。

图 5 - 11 化学沉积分异图解

化学沉积分异作用产生的根本原因是各种化学元素的化学活泼性不同。元素的化学性质越活泼，它在水溶液中的溶解度越大，就越难沉淀。因此，就可能长期地处于溶解状态而被搬运至远离母岩的区域，如 K、Na、Ca、Mg 等；化学性质较稳定的溶解度较小的元素，比较容易从溶液中沉积出来，如 Fe、Mn、Al、Si 等。它们只有在特殊的条件下，才可以被搬运至远离母岩区的海湖盆地，而且常常是在到达海湖盆地后，就很快地沉积下来。

影响化学沉积分异作用的外界因素很多，例如介质的性质、不同的气候、沉积环境、构造条件、有机物质等。

1) 介质的性质，如 pH 值、Eh 值、温度、压力、CO₂ 含量等对化学元素从溶液中沉积的顺序有极大的影响，因为每一种元素的沉淀，都要求它自己所需要的特定的介质性质。

2) 在不同的气候条件下，化学沉积分异作用是不同的。如在气候寒冷被冰川所覆盖的高纬度地区或高山地区，几乎不发生化学分异作用。又如在潮湿多雨的气候条件下，水介质的 pH 值和含盐度均较低，分异作用不可能进行到硫酸盐和卤化物阶段。

3) 构造条件决定着侵蚀区和沉积区的分布，决定着分异作用的速度和始末，它可能使

正在进行的分异作用在某一阶段中止，而又重新从某一阶段开始。

4) 沉积环境对分异作用也有直接的影响。如在闭塞的海湾、泻湖和内陆咸水湖中，由于介质的含盐度很高，当河流携带大量的化学物质进入水盆地时，很快就會发生沉淀，致使化学分异的产物常分布于狭小的范围之内。反之，在含盐度较低的湖盆地或开阔的海洋中，化学分异作用的速度将进行很慢。

5) 生物对沉积分异作用的影响，主要表现在生物的新陈代谢作用使某些元素富集，引起周围介质条件的改变，从而影响某些物质的搬运和沉积。另一方面生物遗体的堆积可以形成生物岩或有机矿床。

综上所述，影响化学沉积分异作用的因素是多方面的，而各种因素是紧密联系、相互影响的，只不过在某一特定的条件之下，以其中的某一因素为主，其他因素则处于次要地位罢了。因此，不能孤立地去分析各种因素的影响，必须全面地分析各种因素所起的作用。

四、掺和作用

掺和作用又称混合作用或混杂作用。它是与分异作用相对立的：分异作用使物质按粒度、密度、形状、矿物成分和化学成分的不同，进行重新的分配和组合；而掺和作用则使不同成分和性质的物质混杂在一起。碎屑物质的掺和作用在自然界里可以经常见到，例如岩性复杂地区的坡积物，就呈现出明显的掺和现象。母岩的风化产物在被流水的搬运过程中，由各个支流所带来的成分各不相同的物质，将与主流中正在进行分异的物质发生掺和，因而打乱了主流搬运物质的沉积分异顺序，结果使沉积物的性质变得更加复杂。

在化学分异作用进行的同时，由某种岩石和矿物分解出来的元素与另一种岩石和矿物分解出来的元素相互混合，也是掺和作用的表现。

掺和作用的强烈程度，受母岩区岩性及构造条件的影响。如果母岩区的岩性和构造条件十分复杂，则在沉积物形成过程中，掺和作用将表现得极为强烈；在相反的条件下，母岩区岩性比较单一，构造条件也不太复杂时，掺和作用表现就不明显，而分异作用却占优势。不同的沉积区，掺和作用的强弱也有很大的不同。例如河流中掺和作用较显著；而在海盆中分异作用较显著。但在沉积物形成过程中，从总的趋势来看，分异作用仍然占着主导地位，决定着沉积岩及沉积矿产的形成。

第四节 沉积物沉积后的作用

由沉积物转变为沉积岩的作用称为成岩作用。沉积岩形成以后，遭受风化或变质以前的变化称为后生作用。这两种作用都是沉积岩形成和存在的必经阶段，又可称为沉积物沉积后的变化或沉积物沉积后的作用。

一、成岩作用

引起成岩作用的因素主要为沉积物的物质成分（其中包括沉积物中所含的有机质和细菌）以及沉积物所处的物理化学环境，如温度、压力及介质的 pH 值、Eh 值等。

沉积物在成岩作用中的变化主要有压固、胶结、重结晶以及成岩矿物的形成等。

1. 压固作用

这是在压力的作用下使疏松的沉积物固结成岩石的一种成岩作用。压力的来源是上覆沉积物的重力和水体的静水压力。所以压固作用的强度与上覆沉积物的厚度和压力作用时间的长短有关。压固作用的效果视沉积物的粒度而异，粒度细小的软泥沉积物最易压固。如新鲜

软泥的孔隙度可达 80%，被压固成页岩后，其孔隙度降至 20% 以下。但在相同条件下，砂粒沉积物转变成砂岩时变化却很小。压固作用使沉积物颗粒相互密接，同时排除其中的水分，产生脱水作用，从而缩小了沉积物的体积，降低了孔隙度，使沉积物变得固结。

2．胶结作用

胶结作用是指松散的碎屑颗粒被粘土物质或化学沉淀物粘结起来的一种作用。砾石、砂粒等碎屑物质一旦被胶结物胶结，就固结成岩石。最常见的胶结物质是粘土矿物、方解石、蛋白石、玉髓、硅质、铁质、石膏等。

胶结作用的强烈程度取决于胶结物的成分与含量。胶结物含量少而成分为粘土质者，胶结作用就弱，胶结物含量多而成分为硅质或铁质者，则胶结作用强。

3．重结晶作用

在成岩过程中，沉积物的组分借助于溶解或固体扩散等方式，物质质点重新组合，使细小颗粒逐渐合并成粗大的晶粒，称为重结晶作用。沉积物通过重结晶作用，不仅可以固结岩石，同时也形成新的结构和构造。

重结晶作用的产生及其强弱，决定于原始沉积物的成分、质点大小及成分的均一性等。一般是沉积物颗粒越细、溶解度越大、成分越均一，则其重结晶作用越强烈。容易发生重结晶的沉积物为真溶液物质及胶体物质，如碳酸盐类、盐酸盐类、粘土矿物以及胶体 SiO₂ 等。沉积物中各种矿物重结晶的次序与矿物的密度有关，密度大、分子体积小的矿物先发生重结晶作用。所以，在沉积岩中晶体完好的往往是密度较大的矿物，如黄铁矿、白铁矿、菱铁矿、磷灰石等。

4．成岩矿物的形成

在成岩阶段形成的矿物称为成岩矿物。成岩矿物形成的原因主要有两个方面：

(1) 交代作用

在软泥水中的溶解物质可与沉积物发生交代作用形成新的成岩矿物。例如有些白云石是由石灰质软泥与软泥中的硫酸镁反应而成。

沉积物与沉积物之间相互作用也可以形成成岩矿物。例如，在还原条件下，沉积物中的褐铁矿与有机质作用形成菱铁矿，其反应式如下：



(2) 溶解物质的富集和沉淀

溶解于软泥水中的某些元素，在较深的地方，由于水分逐渐减少，Eh、pH 值的改变，浓度达到过饱和状态而发生沉淀时，则可形成成岩矿物。常见的有菱铁矿、白铁矿、菱锰矿、铁白云石、鳞绿泥石、海绿石等。这些矿物在还原条件下才能形成。

在成岩作用过程中的压固作用、胶结作用等对储油物性影响很大。一般说来，成岩作用太强，对石油储集不利。我国几个主要油田都以砂岩储油层为主，一般含胶结物少，而且疏松，说明成岩作用弱。

二、后生作用

从沉积物变成固结的岩石起，到开始风化或者变质作用以前的所有变化，称为后生作

用。影响后生作用的因素主要是温度、压力和地下水的性质（化学成分、pH 值与 Eh 值）。后生作用过程中所发生的变化主要有压固作用、压溶作用、重结晶作用和交代作用。

1．压固作用

成岩作用之后，沉积岩在压力（上覆岩层的静压力以及构造运动所产生的应力）的影响下，压固作用将继续进行。它将使岩石的密度继续增大，孔隙度继续降低，结构和构造继续发生变化，但其变化的程度远不如成岩阶段。在压力的作用下，长石砂岩的孔隙度变化较大，而粘土岩的孔隙度变化不大，但岩石中的云母片可以发生平行排列，显出页理或板状构造。

如果是脆性岩石，在后生作用阶段，当压力增大或在构造应力作用下将被压碎或产生裂缝，这些裂缝中常常有次生方解石、石英、石膏等矿物充填。

2．压溶作用

在相当高的温度下，压力所引起的结果将不是破裂而是使岩石发生局部溶解，叫做压溶作用。如石英砂岩中石英颗粒的齿状接触，石灰岩的缝合线等，多数是后生作用阶段压溶作用的产物。

3．重结晶作用

后生作用阶段的重结晶作用比成岩阶段更为显著，这是因为后生作用是在温度更高、压力更大的条件下进行的。

结晶石灰岩、隐晶质及显微晶的燧石、具有粗大高岭石晶体的粘土等，主要都是在后生作用阶段通过重结晶作用形成的。碎屑岩中石英、长石碎屑颗粒的次生加大现象，也是后生作用阶段重结晶的结果。

4．交代作用

交代作用是相当强烈的后生作用，它是后生矿物生成的主要方式。引起交代作用的因素除了温度和压力以外，地下水还起了很大的作用。沉积岩在地下水溶液的溶解作用以及沉淀作用的影响下，在成分、结构和构造方面均将发生一定程度的变化。石灰岩的白云化是最常见的一种交代作用，其结果生成了后生白云岩。此外，象石膏的脱水作用（变为硬石膏）和硬石膏的水化作用（变为石膏）、盐丘的形成作用、煤的“变质作用”等，都是常见的后生作用现象。

在后生作用阶段，由于交代作用而形成的新矿物称后生矿物。其特点是自形程度好、晶体粗大、杂质少、常切穿层理、在较高温度及压力下较稳定等。常见的后生矿物种类很多，如自然铜、硫黄、石英、赤铁矿、磁铁矿、金红石、长石、方沸石、电气石、石榴石、锆英石、方解石、白云石、菱铁矿、黄铁矿、重晶石等。

如果在后生作用阶段沉积岩的埋藏深度继续加大，温度、压力继续升高，则后生作用逐渐向变质作用过渡；反之，随着埋藏深度的减少，温度、压力降低，后生作用便逐渐过渡为风化作用。

后生作用对油层物理性质的影响有两重性，有利方面是增加一些裂缝和次生孔隙；不利方面是原生和次生裂缝及孔隙又往往被次生矿物所充填。

第五节 沉积岩的颜色及构造

一、沉积岩的颜色

颜色是沉积岩的重要特征之一。通过对沉积岩颜色的研究，可以帮助我们推断沉积岩形

成的环境、划分和对比地层以及了解古气候条件等。

1. 原生色和次生色

根据成因，可把颜色分为原生色和次生色。原生色又可分为继承色和自生色两种。继承色决定于碎屑物质的颜色，常为碎屑岩所具有。如纯石英砂岩呈白色，是由无色透明的碎屑石英造成；长石砂岩呈肉红色，是由碎屑长石颜色造成。自生色取决于原生沉积矿物或成岩矿物的颜色，为大部分粘土岩、化学岩和部分碎屑岩所具有。如含 Fe^{+3} 的页岩就呈红色或黄褐色。次生色是在后生作用或风化作用过程中由原生色次生变化而形成，如红色页岩中局部地方 Fe^{+3} 还原成 Fe^{+2} ，而使岩石变为绿色。原生色的特点是在同一层内常常是稳定不变的，而次生色则呈斑点状，或沿裂隙孔洞分布，可以切过层理，在风化带发育。

自生色和次生色往往是由色素造成。色素通常只有百分之几，甚至小于 1%，但它对岩石颜色的影响很大。常见色素为有机质和铁质。岩石颜色随着有机质含量增加而变深。 Fe^{+3} 与 Fe^{+2} 含量比例不同，可以出现不同的颜色：其比值（指三价铁与两价铁的比值）大于 1 者，为紫色、红色；比值小于 1 者，为绿色、黑色。

2. 常见的颜色

1) 白色 一般不含色素，如质纯的碳酸盐岩、岩盐、高岭土、白垩、纯石英砂岩等。

2) 灰色、黑色 是由于含有机质（碳质、沥青质）和分散状硫铁矿（黄铁矿、白铁矿）的缘故。这些物质含量愈高，颜色就愈深，表明岩石形成于还原或强还原条件。若粘土岩是灰色或黑色，且具有相当的厚度，往往被认为是良好的生油层。在研究黑色或灰黑色岩石时，一定要分辨出它的色素究竟为碳质、沥青质还是细分散硫化铁物质，因为它们代表不同的形成环境。例如碳质与沼泽环境有关，硫化铁物质则与海或湖的停滞水有关。

3) 红色、褐红色、棕色和黄色 这些颜色通常决定于其中所含铁的氧化物或氢氧化物的数量（主要是 $\text{Fe}^{+3}/\text{Fe}^{+2}$ 的比值较高）。这些颜色反映了岩石形成时的介质条件具强氧化性质。

4) 绿色 多数是由于岩石中含有二价和三价铁的硅酸盐矿物（如海绿石和鲕绿泥石），少数是由于含铜和铬的矿物。如孔雀石和铬高岭石，它们都呈鲜艳的绿色。这种颜色反映介质条件属于弱氧化—弱还原性质。

5) 蓝色和天青色 是石膏、硬石膏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 是由于岩石中含有铁的氧化物或氢氧化物的缘故。少数情况下岩石中含有土状萤石亦呈紫色。

3. 颜色的观察及描述

岩石的颜色除与成分有关外，还与粒度、干湿情况有关。粒度越细则相应的颜色要显得深一些，湿的标本要比干的色深一些。

在实际观察描述岩石颜色的过程中，有时用一种颜色无法恰当地描述岩石，这时应采用复合色。复合色中是以后者为主，前者为次。如灰黄色和灰绿色，是以黄色和绿色为主，灰色为次。

恰当地描述颜色，特别是原生色，有相当重要的意义，因为原生色能说明沉积介质的物理化学性质及气候条件，另外还可以作为划分沉积相，甚至划分地层、对比地层的重要依据。对粘土岩来讲，原生色还是判断生油条件的重要标志。因此，认真研究粘土岩的颜色，对于油气田的勘探具有十分重要的意义。

次生色是由后生作用、风化作用产生的，不能说明岩石形成时的介质条件和气候条件。正因为如此，在工作中区分原生色和次生色是完全必要的。

对颜色的描述常受主观印象的限制，同一颜色不同的人描述，差异很大。因此，有人用标本或色谱来制定一套标准色，以便在描述颜色时用来对比。但标本颜色又不一定标准，而且携带也不方便，同时色谱年久也要变色。因此，要精确测定颜色最好还是用光度计。

二、沉积岩的构造

沉积岩各个组成部分在空间的分布和排列方式称为构造。它是沉积岩的重要特征之一。在沉积岩中，构造包括层理、层面特征等内容。

1. 层理

(1) 层理的概念

层理是岩石性质沿垂直方向变化而形成的层状构造。它通过岩石的成分、结构、颜色的突变或渐变而显现出来。层理的出现能说明沉积条件的变化。岩石因有层理而变得非均质。

为了便于描述和研究层理，首先要了解有关层理的基本术语。主要的术语包括层、层系和细层，其关系如图 5 - 12 所示。

1) 细层 又称纹层。它是组成层理的最基本的单位。细层之内没有任何肉眼可见的层，它是在一定的条件下同时形成的产物，在成分上有一定的均一性，厚度甚小，一般为数毫米至数厘米。细层可以是水平的、倾斜的和波状的。

2) 层系 由许多成分、结构、厚度和产状相近的同类细层组合而成，形成于相同的沉积条件。

图 5 - 12 层、层系和细层示意图

A—层；B—层系；C—细层

3) 层 是组成沉积地层的基本单位，为上、下层面所限制，由成分基本一致的岩石组成，是在较大区域内沉积环境基本一致的条件下形成的。它可以由若干细层或层系组成。

一般按层系或细层的厚度不同，层理可分为显微层理（小于 0.001m）、微细层理（0.001 ~ 0.01m）、细层理（0.01 ~ 0.1m）、中层理（0.1 ~ 1m）及大层理（大于 1m）。

按层的厚度不同，层可划分为块状层（大于 2m）、厚层（2 ~ 0.5m）、中层（0.5 ~ 0.1m）、薄层（0.1 ~ 0.01m）、微层或页状层（小于 0.01m）。

需要指出的是，层的厚度和层理的厚度是两个不同的概念，用法也不一样。层的厚度分类用以说明层的厚度状态，在描述时作为形容词放在岩性定名之前，如块状砂岩、薄层状石灰岩等；而层理的厚度分类是按层系（或细层）的厚度来划分的，它用以说明层理的大小，在描述时作为形容词放在层理基本类型之前，如大斜层理、微细水平层理等。

(2) 层理的类型

1) 水平层理 细层彼此平行呈直线状，并平行于总的层面。这种层理是在沉积环境比较稳定的条件下形成的，多出现于海洋、湖泊的深水地带，如图 5 - 13 (1)。

2) 波状层理 细层呈波状，平行于总的层面。它们形成于波浪往返运动的海、湖的浅水地带以及河漫滩等地区。这些地区波浪作用能涉及到水底沉积界面，使沉积物呈波状起伏，形成波状层理。其形态可以是对称的或不对称的，规则的或不规则的，连续的或断续的等。见图 5 - 13 (2)。

3) 斜层理 由一个或一个以上的斜层系所组成,其特征是层系中的细层均以一定角度与层系界面相交。根据斜层理中层系界面的形态以及层系中细层的倾斜方向,可把斜层理分为斜交层理和交错层理两类。

斜交层理——所有的细层均向一个方向倾斜,故又称单向斜层理,如图 5 - 13 (3)。

斜交层理中的层系界面有水平的也有倾斜的。斜层系可以单一地出现,也可以成组出现。成组出现时,斜层系之间常常夹有水平层系。

斜交层理是因搬运介质(如风、流水)呈单向运动形成的,因此,可以用它来判断搬运介质的运动方向。例如

在河流搬运中,当介质具有一定的流速时,在河床底部可以发生一系列形状不对称的沙坡(有人称为沙波、沙纹或沙垄),逆流而上的一方为缓坡,顺流方向为陡坡。沙坡不断顺流水方向移动,陡坡方向不断发生沉积,而缓坡一侧却不断遭到破坏。当介质条件有所变化时(如处于流速变慢的平水期),顺陡坡方向所形成的一系列斜层就可保存下来而成斜层理。

根据斜交层理的成因,可分急流型与缓流型斜交层理。前者的特点是细层平直,向一方向倾斜,倾角较陡,顶角与底角大致相等,往往由分选和磨圆较差的粗砂或细砂砾组成;后者的特点是细层变弯曲,向底层界面变缓,底角小并呈收敛状,由较细的砂、粉砂等组成,其分选、圆度一般较好。前者多形成于河流上游冲积扇、冲积堆等地带,而后者常形成于下游水流缓慢的地带。

交错层理——又称交错斜层理。交错层理是斜层系中细层的倾斜方向与倾角经常变化所形成的斜层理,它以斜层系彼此交错切割为其特征,见图 5 - 13 (4)。

交错层理是在沉积介质作不定向运动的条件下形成的。由于介质的运动方向不断变化,细层的倾斜方向亦不断改变,形成了层系彼此交错切割的现象。海湖滨岸及三角洲地带形成的斜层理一般多是交错层理。

4) 递变层理 递变层理是具有粒度递变的一种特殊的层理,又称粒序层理。这种层理的特点是由底向上颗粒逐渐由粗变细;除了粒度变化以外,没有任何内部细层。它是由泥、砂和水搅混在一起的密度流,周期性地顺斜坡流动,并将砂泥搬运至深水沉积过程中,因水流强度逐渐衰减所致。

递变物质可以是粉砂、砂、砾石。一般说来,物质愈粗,递变层的厚度愈大。大多数砂岩的递变层厚度由几厘米到一米不等,通常为 0.2 ~ 0.5m。递变层常具有非常清晰的底界面,向上逐渐递变为较细物质,最后常过渡为泥质沉积。因此,一般情况下递变层之间常被泥质分隔,这种泥质层是浊流中断时正常沉积的产物。有时偶见下细上粗的反向递变和中间颗粒较粗,上、下颗粒较细的双向递变。反向递变可能是短时间内由继续而来的浊流逐渐增强形成的,双向递变可以看作是由一个反向递变序列叠加一个正向递变序列。

一般认为,大多数递变层理为深水环境的产物,并且主要是由浊流引起。

5) 均质层理 又称块状层理。这是一种呈现大致均质的外貌,不具任何细层构造的层理。特点是内部物质均匀,无论组分和结构都没有分异现象,故不显层理。在细粒与粗粒沉积中都有块状层理出现。这种层理既可以是悬浮物质非常快速地沉积而成,如常见的洪水沉积;也可以是密度很高毫无分选的沉积物沉积而成,如某些浊流沉积。

图 5 - 13 层理类型示意图

(1) 水平层理; (2) 波状层理;

(3) 单向层理; (4) 交错层理

有时，由于生物的强烈搅动作用，使沉积物原生层理完全混合破坏，成为均质层理。这种现象常见于浅海和三角洲沉积中。

除上述五种主要层理类型外，还常见一些过渡类型，如水平波状层理、波状斜层理等。

(3) 研究层理的实际意义

层理是沉积岩区别于其他大类岩石的主要特征之一，其实际意义主要是：

- 1) 可以帮助我们判别地层的产状是否倒转。例如可用斜层理判别地层的顶底。
- 2) 确定沉积环境。例如河床相斜层理中每一个层系由砂或砾石所组成，粒度自下往上逐渐变小，呈韵律性分布；海相斜层理粒度均匀；浊流沉积多呈递变层理等。
- 3) 确定水流强度及方向。层理的厚度及碎屑物质的粒度以及斜层理的交角，常能反映水流运动的强度。如在山区河流中形成的斜层理，不但由砾石等较粗颗粒堆积而成，而且厚度较大，斜层理中细层与界面的交角大，斜层理的倾斜方向即为水流方向。

2. 层面构造

未固结的沉积物，由于机械原因或由于生物活动在其表面所造成的痕迹，有时可以被后来的沉积物所覆盖而保留在层面上，这种构造现象称为层面构造。层面构造形成于岩层的顶面，但也在上覆岩层的底面上留下印模。它包括波痕、泥裂、雨痕、冰雹痕、虫迹，以及各种印痕等。这些构造特征对于确定沉积岩的生成条件、水流方向、地层层序有非常重要的意义。

(1) 波痕

由风、水流或波浪运动在尚未固结的沉积物表面遗留下的一种波状起伏构造，称为波纹。若经成岩和后生作用而保留下来，叫做波痕。波痕构造常发育于砂岩、粉砂岩，也见于石灰岩中。

波痕要素（图 5 - 14）包括波长（ L ）、波高（ H ）、波痕指数（ L/H ）和不对称度（ L_1/L_2 ）。 L_1 为缓坡的水平投影距离， L_2 为陡坡的水平投影距离。

1) 风成波痕 风成波痕呈不对称状，不对称度可达 20 或更大，波痕指数为 20 ~ 50，波谷宽阔，波峰圆滑。陡坡倾向与风向一致，重矿物和粗颗粒矿物集中在波峰处。常见于沙漠及海（湖）滨的沙丘沉积中。

2) 流水波痕 流水波痕呈不对称状，不对称度大于 2 ~ 2.5，波痕指数 5 ~ 20，波峰与波谷均较圆滑，逆流为缓坡，顺流为陡坡，重矿物和粗颗粒集中于波谷处。流水波痕是水介质呈单向运动形成的，多见于河流和海（湖）的滨岸地带。

3) 浪成波痕 浪成波痕呈对称状，波峰尖锐，波谷圆滑，不对称度约为 1，波痕指数为 5 ~ 10，多见于海、湖的浅水地带，由波浪作用形成。

根据不同的波痕类型，可以了解岩石的形成条件。海、湖波痕的波峰走向可以判断海、湖岸线方向（一般波峰走向大致平行于海、湖岸线）；不对称波痕可以指示搬运介质的运动方向；此外，浪成波痕可以判断地层的顶底（波峰尖端指向岩层上部，波谷圆端指向岩层下部）等。

(2) 泥裂

泥裂又称干裂。它是沉积物露出水面时因曝晒干涸所发生的收缩裂缝（图 5 - 15），常见于粘土岩和碳酸盐岩中。在非粘性的砂层不会形成泥裂，但某些覆盖在泥裂表面的砂层底面可以有泥裂印模，这是因为砂在沉积期间充填了泥裂并成为上覆砂岩的一部分。

在平面上，泥裂的典型发育形式呈网格状的龟裂纹，把岩石切割成多角形。泥裂的断面

图 5 - 14 波痕要素

图 5 - 15 泥裂（干裂）

形状常呈“V”字形，但有时也呈“U”字形。泥裂的规模不一，裂缝上部宽度一般小于 20~30mm，深度自几毫米到几十厘米，个别可达 1m。在极干燥情况下，泥质层碎裂成小片，边部向上翘起，这种泥片经过搬运磨蚀即成扁饼状泥砾。

泥裂最常见于海（湖）滨岸、干涸池塘、废弃河道、泛滥平原以及潮间带的沉积物表面。这些地区的泥裂通常和雨痕、冰雹痕等伴生。这些构造的出现说明沉积物暴露于地表，指示当时气候比较干旱。此外，利用泥裂的尖端朝下可指示地层顶底。

（3）雨痕和冰雹痕

雨痕是指雨滴降落在松软沉积物表面时所形成的小型撞击凹穴。如果雨滴垂直降落，则凹穴为圆形；如果雨滴倾斜降落，则凹穴呈椭圆形。凹穴边沿耸起，略高于地面，而且粗糙。降雨多时，凹穴形状不规则。在偶有降雨的地方，雨痕易于保存。所以，雨痕主要见于干燥与半干燥气候条件下的大陆沉积。

冰雹痕形似雨痕，区别在于冰雹痕较大、较深，且不规则，其边沿比雨痕更为参差不齐。

雨痕或冰雹痕若为上覆岩层物质充填，则在上覆岩层的底面形成印模。因雨痕或冰雹痕常见于泥质或砂质沉积物的表面，故可用它们来确定岩层的顶底。

（4）冲刷痕迹及侵蚀下切现象

在岩层顶面有被流水冲刷的凹凸不平的洼坑和切割现象，称为冲刷痕迹及侵蚀下切现象。在冲刷面上，常覆有新的沉积物，新老沉积物接触面不平整，性质有明显差别。新沉积物底部常有下列岩层的碎块，见图 5 - 16（1），它表示在下伏沉积岩形成之后，曾经有过沉积间断。

图 5 - 16 冲刷痕迹示意图

在三角洲或河流流经地区，由于河流改道或流速加大，河床底部早先沉积的较细物质被侵蚀切割而形成凹陷。当流速减缓时，这些凹陷又被后来的物质所充填，在充填物的底部可能有砾石，可见由下而上岩性由粗到细的递变。这种现象是河床沉积的重要标志，见图 5 -

16 (2)。但这种现象分布不广，应与大区域的普遍性的沉积间断区别开来。

(5) 晶体假像和印痕

在含盐度高、蒸发量很大的咸水盆地泥质沉积物中，常有石盐、石膏等晶体沉积，在成岩、后生作用时，沉积物失水、压缩，以致厚度减薄，而盐类晶体比粘土物质收缩小，故突出于泥质物的层面，并在相邻的上、下岩层的底面或顶面，留下晶体的印痕。这些晶体通常被后来别的物质所代替，而仅留下其外形，便称某（指被代替物质）晶体假像。

石盐、石膏等盐类晶体印痕或假像是大陆干燥地区沉积物的特征。如我国北方寒武系馒头统页岩中常见石盐假像和印痕。

另外，有些泥岩层面上的分散状四方形凹穴，是黄铁矿晶体溶解流失遗留下来的印痕，它是还原环境的产物。

(6) 象形印痕和印模

在砂泥交互的岩层中，往往在泥质或细粒岩层的表面上，有一些为流水作用或沉积物刻划等作用所形成的、具有一定形态的凹凸不平的痕迹，称为象形印痕。若这些印痕为上覆砂质岩层底面复印下来，便称为印模。

(7) 生物痕迹

生物留下的痕迹构造常见的有以下几种：

1) 动物足迹 动物足迹是由鸟类、爬行动物、哺乳动物或其它动物在软泥层面上经过时所留下的脚印。

2) 动物爬痕 一些动物爬行时所留下的呈连续状的爬痕，如蠕虫的爬痕。

3) 虫孔 虫孔又称虫迹或生物潜穴，是一些食泥生物如蠕虫类软体动物或其它无脊椎动物的钻孔，多呈直的或弯曲的圆筒状，宽窄不一，分布于层面上或贯穿在层内，呈各种角度与层面相交。一般说来，潮上带虫孔较少，多为垂直的或弯曲的形状；潮间带虫孔较发育，垂直的、倾斜的、弯曲的形状均有；潮下带虫孔以水平的为主。

4) 植物根痕 在某些大陆沉积中，当沉积层内所含灌木根或木本根在分解后被泥砂物质所充填，成为树根假像保存下来，在风化时这些假像中的矿物质可能淋滤掉，就出现一些小孔网；这种植物根还可在成岩过程中被碳化而保存下来。在煤系地层中常可见到这种垂直层面分布的碳化的立生植物根。

3. 其它构造

(1) 结核

结核是指在成分、结构、颜色等方面与围岩有显著区别的矿物集合体。结核的大小变化很大，大者达几米，小者仅几毫米，一般为数厘米至数十厘米。它的形态有球状、扁球状、椭球状以及各种不规则的形状等。结核在岩层中可以单独存在，也有呈串珠状群体顺层断续分布。

按结核的成因可分为同生结核、成岩结核和后生结核等三类。

1) 同生结核 又称沉积结核。结核体与沉积物同时形成，只成分不同。它的特点是结核体不穿过层理，层理弯曲绕过结核体。它是在成岩作用之前，由胶体物质围绕某些质点发生沉淀聚集而成。

2) 成岩结核 成岩结核是成岩作用过程中形成的结核。它的特点是结核体切穿部分层理，部分层理绕过结核而弯曲。

成岩结核有胶体成因的，也有真溶液成因的。胶体成因的成岩结核，如果胶体收缩，体

积缩小，在结核体表面出现网状的张性裂缝，这些裂缝又被其他物质充填而形成一种特殊的结核，称为龟背石。

3) 后生结核 后生结核是在沉积岩的后生作用阶段由地下水的作用形成的。它的特点是结核体切穿层理，不见层理有弯曲的现象。形状不规则，可以出现在层理中，也可出现在岩石裂隙中。

(2) 斑点构造

岩石中含有许多其他成分的斑点状物质。斑点的直径一般在 1mm 以下，以其颜色和成分等区别于周围的岩石。斑点的成因多种多样，如某种物质成分的局部集中，有机质或黄铁矿等局部还原变色或成岩作用的不均一等。

(3) 斑块状构造

海湖盆地底部尚未完全固结变硬的沉积物，由于强烈的波浪冲击而破碎成大小不等的棱角状碎块，当水平静以后，又与新的沉积物一起混合沉积下来，固结成岩。这种现象叫搅混沉积，生成的岩石叫自生角砾岩，外表呈花斑或斑块状构造。这些斑块是些大小不等、分布杂乱的砾石，其成分与周围沉积物不同或相近似。此类构造在砂泥岩中常见，在碳酸盐岩中也可见到。

(4) 滑动构造（揉皱构造）

滑动构造是指斜坡上未固结的沉积物，在重力作用下发生滑动而形成的变形构造。各种类型的不规则的扭曲层理也属于滑动构造。

沉积物顺坡滑动，使沉积层发生变形、揉皱，还常伴随有小型断裂，甚至使岩石破碎，岩性混杂，呈角砾岩状外貌。这些小型断裂、岩石碎块及岩性搅混等特征，常可作为识别滑动构造的证据。这类构造常局限在一定层位，多见于粉砂岩、粉砂质泥岩、细砂岩及石灰岩中。

(5) 叠锥

叠锥常见于泥灰岩、石灰岩及方解石脉中。它是由一串漏斗状锥体套叠在一起组成。锥体一般垂直于层面或脉壁分布，故在层面上呈同心圈状，纵切面则呈“V”形套叠，锥顶朝下和朝上均有。组成物质为方解石，呈纤维状晶体，镜下具波状消光。

(6) 叠层石

叠层石构造也称叠层构造或叠层藻构造，简称叠层石，叠层石由两种基本层组成：富藻纹层和富碳酸盐纹层。富藻纹层，又称暗层。藻类组分含量多，有机质高，碳酸盐沉积物少，故色暗。富碳酸盐纹层，又称亮层，藻类组分含量少，有机质少，故色浅。

以上两种基本层交互出现，即成叠层石构造。它分布发育在潮间带地区。

(7) 鸟眼构造

在泥晶或粉晶的石灰岩或白云岩中，常见有一种毫米级大小的、多呈定向排列的、多为方解石或硬石膏充填或半充填的孔隙，因其形状似鸟眼，故称鸟眼构造；又因其形状似窗格，故也称窗格构造；由于这种充填或半充填的孔隙呈白色，似雪花，所以也叫雪花构造。

鸟眼构造的成因，一般认为主要是潮上带的碳酸盐沉积物因干燥收缩而成，或者是沉积物中的生物腐烂所产生的气泡逸出所致。这种构造只出现在潮上带，所以是良好的环境标志。

(8) 缝合线构造

在碳酸盐岩岩类中，常常见有一种将两个岩层或同一岩层内的两个部分连接起来的齿形

接触面（叫缝合面），侧面上呈不规则的齿状线，称为缝合线。缝合线的形态极不规则，有锯齿状、波状、棱角状等。其产状大多与层理平行，也可见到与层理斜交或垂直者，有些缝合线还常常有分岔现象。一般认为它是由于后生阶段压溶作用所造成。

在缝合线中常可见到有粘土质、沥青质、次生矿物等充填物。缝合线与方解石脉往往互相穿插，有时缝合线切割方解石脉，有时缝合线又被方解石脉所切割。

缝合线常发育在一定的地层层位和岩性内，因此，可用它来作为地层对比的标志。另外，由于缝合线和碳酸盐岩中广泛发育的构造裂缝及各种孔洞之间有一定的联系，所以它还可以作为油气运移、聚集的通道和场所。

(9) 刀砍纹构造

常见于白云岩中，是白云岩中被方解石充填的细小裂缝，经过风化，方解石被溶解掉，在风化面上呈现的裂纹构造。因其似刀砍状，故称刀砍纹构造。

(10) 豹皮状构造

豹皮状构造是由于局部白云岩化或泥质分布不均匀所致。在碳酸盐岩中所形成的斑状构造，由于与虎皮或豹皮的花斑相似，故称为虎皮状或豹皮状构造。

(11) 色环

在岩层中，有些深、浅颜色相间的环带，近看似层理；特别是当岩石的层理不明显时，会误认为层理；但其分布不远，与周围岩层的层理不一致，这种现象叫色环。色环的形成是由于某些胶体溶液（经常是铁的氢氧化物）在岩层中发生周期性沉淀的结果，多形成红、黄色色调深浅相间的色环。这种色环现象，不但在沉积岩中有，在岩浆岩和变质岩中也可见到。

(12) 泥球

泥球是包裹在砾岩和砂岩中的粘土球。它是由于河床向岸侵蚀脱落下来的泥块，在水中滚动磨圆，并在表面上粘附了砂和砾的结果。泥球是河流在洪流期的产物。

第六节 沉积韵律

一、沉积韵律的概念

在地层垂向剖面上，相似岩性的岩石周期性重复的现象，叫沉积韵律或沉积旋回。若仅指岩性的重复叫岩性韵律，若仅指岩相的重复叫岩相韵律。

沉积韵律的成因很多，主要是由于地壳周期性的升降运动引起自然地理环境周期性的变化所致。如海侵、海退、海岸线变迁、水的深浅和离岸远近的变化等。振荡运动比较频繁的地区，韵律较为明显。但是有的韵律也与地壳振荡运动无关，如湖成缟状层理（厚度小于毫米以下的粘土和粉砂的微细层频繁交替组成的微细水平层理）是由于季节性气候变化引起沉积物的改变所致；河流相正韵律除了上述原因外，还可由河流的侧向迁移造成。近年来发展起来的浊流学说，认为浊流沉积物的特点之一就是具有韵律性层理。因此，有人主张将旋回和韵律两者加以区别，旋回指由振荡运动形成，厚度和规模较大；韵律指后一种成因，即与振荡运动无关，厚度和规模都较小。

地壳的发展是不可逆的，不同地质时期的沉积作用及其所产生的沉积岩仅仅是相似而不可能绝对相同。因此，在地层剖面中地层在时间上的组合不但具有韵律性，而且具有方向性。

图 5 - 17 表示由砾岩、砂岩、粉砂岩、粘土岩、煤、石灰岩等组成的地层剖面及其沉积韵律。由图上可以看出，每一小韵律的组成不是绝对相同的，由下往上碎屑岩逐渐减少，而粘土岩逐渐增多。这说明本地区在地质发展过程中是逐渐下降的。同样，相反的发展方向也很常见。

二、沉积韵律的分类

一个韵律通常是由两部分即水进部分和水退部分组成。水进部分的岩性变化规律是自下而上由粗变细，水退部分的变化则与之相反，但在剖面中经常见到缺失。因此，根据间断的有无可分为连续韵律和间断韵律。

1 . 连续韵律（完整韵律）

连续韵律的粒度变化是自下而上由粗逐渐变细，再由细逐渐变粗，其间无岩性的突变，也无间断，如图 5 - 17 之韵律 2。凡是沉降速度大于或等于堆积速度的地区，都会产生连续韵律。

这种韵律在盆地的中央地区最常见。因为这里水深，振荡运动不能使早期沉积的沉积物露出水面而受到侵蚀，从而连续地接受沉积。

图 5 - 17 粒度、岩相韵律图

2 . 间断韵律

间断韵律又称不完整韵律，是在韵律形成的过程中或形成以后，由于地壳上升或地壳沉降速度小于沉积物的堆积速度，使原来的沉积物露出水面遭受冲刷，使韵律本身不完整，或者因冲刷不能完全保留下来，缺失水退部分，甚至缺失部分的水进部分，韵律之间有清晰的间断面。通常见到的多是缺失水退部分。

间断韵律的粒度变化规律是自下而上由粗变细，接着就是侵蚀面，在侵蚀面之上又重复出现另一韵律。这种韵律称为正韵律，如图 5 - 17 中的韵律 1。正韵律常发生在盆地边缘，因为在这里轻微的振荡运动就会导致原来接受沉积的地方变为侵蚀带。河流相韵律多是正韵律。浊流沉积也多是正韵律。一个韵律中粒度变化是自下而上由细到粗的现象，称为反韵律，如图 5 - 17 中的韵律 2 的上半部分。反韵律较常见于三角洲沉积和堤岛沉积。

韵律通常是不对称的，即使是连续韵律，水进部分和水退部分的岩性和厚度也不绝对相同。在盆地以下降为主阶段，水进部分较长，水退部分较短，表现在岩性上为由下往上，粒

度很快由粗变细，细粒部分厚度大；再由细变粗，粗粒部分厚度小。当以上升为主的阶段，则连续韵律的粗粒部分厚度大，细粒部分厚度小。

划分韵律界限时，通常都是由水进刚开始部分，即粗粒岩石开始。若是间断正韵律，便以侵蚀间断面为界。泻湖沼泽相煤系地层，由于泻湖外有沙坝阻挡，海侵时沙坝向岸方向移动，使其海进部分的粒度变化是由细变粗，海退时由粗变细，所以其韵律的起点是细粒部分。

第七节 沉积岩分类

沉积岩分类的主要依据是岩石的成因、成分、结构、构造等。由于沉积岩的多样性，故必须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、构造等特征再作进一步分类。

一、碎屑岩类

1. 正常碎屑岩

主要由母岩风化的碎屑物质组成的岩石。它包括砾岩、砂岩、粉砂岩等。

2. 非正常碎屑岩

主要由火山喷发的碎屑物质组成的岩石，例如火山角砾岩和凝灰岩等。

二、粘土岩类

主要由粘土矿物组成的岩石。由于粘土矿物的成因有两种，即机械成因和化学成因（胶体溶液的化学沉积作用而形成），故单分为一类。

三、碳酸盐岩类

主要由碳酸盐矿物组成的岩石。其成因包括机械沉积、化学沉积和生物化学沉积多种因素，同时在油气勘探上有重要的地位，故单分为一类。

四、化学岩和生物化学岩

主要由母岩经化学分解生成的真溶液，以化学或生物化学方式沉淀析出形成的岩石叫化学岩或生物化学岩。在自然界中，化学作用和生物化学作用的影响常难分开，故把二者影响形成的岩石列为一类，例如铝质岩、铁质岩、锰质岩、硅质岩、磷质岩和盐岩等。

五、可燃有机岩

煤、油页岩、石油等都是生物沉积作用生成的，而且都具有可燃性，故通常称为可燃有机岩或可燃有机矿产。

复习思考题

1. 简述沉积岩的概念。沉积岩与矿产有何关系？
2. 沉积岩的物质成分主要包括哪些？沉积岩与岩浆岩的化学成分有哪些区别？
3. 引起物理风化的因素主要有哪些？影响矿物风化的稳定性主要有哪些因素？
4. 化学风化包括哪几种作用？
5. 风化的产物有哪几种？风化壳是怎样形成的？
6. 影响碎屑物质搬运和沉积的主要因素有哪些？
7. 碎屑物质在流水中有哪些搬运方式？在流水搬运过程中有哪些变化？
8. 引起胶体沉积的主要因素有哪些？

- 9．什么叫沉积分异作用？沉积分异作用有哪两种？
- 10．掺和作用与沉积分异作用有何关系？
- 11．什么叫成岩作用？在成岩作用过程中沉积物有哪些变化？
- 12．什么是原生色和次生色？观察岩石颜色时应注意哪些问题？
- 13．简述层、层系和细层的基本概念？
- 14．层理的类型主要有哪些？
- 15．层面构造主要有哪些？
- 16．沉积岩的其他构造主要有哪些？
- 17．按成因结构可分为哪几种？
- 18．简述沉积韵律的基本概念。
- 19．沉积岩可分为哪几大类？

第六章 碎 屑 岩

碎屑岩是由碎屑颗粒和胶结物组成的岩石，其中碎屑颗粒的含量占岩石总体积的 50 % 以上，是碎屑岩的主要组成部分。

碎屑岩分布很广，其中砂岩是良好的储油、气岩层，我国至今发现的油、气田，多属碎屑岩储油。因此，对于碎屑岩的研究，具有非常重要的实际意义。

第一节 碎屑岩的物质成分

一、碎屑物

碎屑成分包括矿物碎屑和岩石碎屑。由于碎屑物是母岩机械破碎的产物，所以一切组成岩浆岩、变质岩和沉积岩的矿物及其岩屑，都可以在碎屑岩中出现。然而由于各种矿物和岩屑抗风化的程度不同，易风化者在风化和搬运过程中便逐渐转化、分解了。因此，在碎屑岩中能保存下来的常见矿物和岩屑的种类并不多，主要有石英、长石、岩屑、云母和重矿物等几种组分。现将它们的特点介绍于下：

1. 矿物碎屑

(1) 石英

是碎屑岩的主要矿物成分之一，由于抗风化能力强，因此，在砂岩和粉砂岩中最多，其平均含量可达 66.8 %。

石英在沉积岩中，一般呈不规则的粒状，完整晶形极少见；灰白或烟灰色，常因胶结物的浸染光泽不明显，只有在新鲜断口上可见油脂光泽。

碎屑岩中的石英可来自于岩浆岩、变质岩和早期形成的沉积岩。不同来源的石英碎屑，往往具有不同的特点。如来自岩浆岩中的石英，常有副矿物包裹体（如锆石、磷灰石、电气石、金红石等）或气、液包裹体，或具双锥状晶形等；来自变质岩中的石英，常呈碎块状、透镜状或拉长的条状，有的具锯齿状的边缘，有的可能具波状消光或有变质矿物包裹体（如硅线石、红柱石、蓝晶石等）；来自早期沉积岩中的石英，具有磨蚀、圆滑及次生加大现象；一般沉积型的石英，常具有沉积矿物的包裹体及良好的自然晶形等。因此，研究石英碎屑的特点，有助于判断石英的来源，也可利用其性质的不同，作为划分或对比地层的依据。

(2) 长石

碎屑岩中的长石，常是稳定度较高的正长石和微斜长石，其次是酸性斜长石，而中基性斜长石少见。由于长石比石英易风化，所以碎屑岩中长石含量一般少于石英，在砂岩中长石的平均含量为 11.5 %，且主要分布于较粗的砂岩中，而砾岩和粉砂岩中较少。

在长石中，微斜长石最新鲜，颗粒表面很光洁，呈圆粒状，常见清晰的网格双晶。正长石常见高岭土化，颗粒表面呈云雾状，略带浅土黄色，风化程度深时使原颗粒轮廓不清楚。酸性斜长石常有清晰的钠长石双晶，由于表面被绢云母、碳酸盐等矿物交代而略带浅灰色。

我国许多油气田的储集层为长石砂岩，一般长石含量为 25 % ~ 40 % 左右。

(3) 云母

在碎屑岩中常见的有白云母，呈银白色、片状，常富集于岩石的层面上。由于抗风化能力强，故多出现于细砂岩和粉砂岩中。黑云母容易风化分解，因此，在碎屑岩中不多。

(4) 重矿物

在碎屑岩中重矿物含量较少，一般不到 1%。虽然数量不多，但种类繁杂，有风化稳定的重矿物如石榴石、锆英石、刚玉、金红石、电气石等，风化不稳定的重矿物如辉石、角闪石、绿帘石等。前者分布广泛，在远离母岩区的沉积岩中，含量相对增高；后者分布不广，离母岩区愈远含量相对减少。一般成分纯、分选好的石英砂岩中重矿物含量少，且是风化稳定的重矿物，而成分杂、分选差的岩屑砂岩中重矿物含量高，稳定和不稳定的重矿物都可出现。

由于不同类型的母岩经破坏后产生的重矿物不同，因而可根据重矿物的种类及不同轻重矿物的组合来推断母岩的类型。

2. 岩石碎屑

岩石碎屑是母岩经机械破碎而形成的岩石碎块，简称岩屑。岩屑的种类决定于母岩的类型，有岩浆岩、变质岩以及早期形成的沉积岩的岩屑。因此，利用岩屑可以判断母岩的成分和沉积物的来源。岩屑大都集中于砾岩中，而砂岩里则很少，其平均含量约为 10% ~ 15%。

二、胶结物

碎屑岩中的胶结物是指胶结碎屑颗粒的化学成因物质和固结碎屑的陆源泥质物质。胶结物在碎屑岩中的含量小于 50%。

常见的胶结物主要有泥质、钙质（方解石）、铁质（赤铁矿和褐铁矿）和硅质（石英、玉髓）四种。此外，还有石膏、白云石、菱铁矿、海绿石、鲕绿泥石、黄铁矿、重晶石、沸石等矿物，也可作为胶结物在碎屑岩中出现。

肉眼观察时，一般可凭岩石的颜色、粉末、硬度和与酸的反应等作初步判断。例如泥质胶结物多呈土状，岩石较疏松，锤击易破碎；钙质胶结的岩石常呈灰白色，且滴稀盐酸起泡剧烈；铁质胶结的岩石常呈红、褐、黄褐、棕红等颜色；硅质胶结的岩石坚硬，小刀刻不动；白云质胶结的岩石呈浅灰白色，滴稀酸不起泡。

胶结物的成分及含量的多少，对碎屑岩的储油物性有很大的影响，因此，在现场工作中应予以很好的研究。

第二节 碎屑岩的结构

组成碎屑岩的组分主要是碎屑颗粒和胶结物。因此，碎屑岩的结构包括碎屑颗粒的结构、胶结物的结构及胶结类型等三部分内容。

一、碎屑颗粒的结构

是指碎屑颗粒的粒度、圆度、球度及颗粒表面特征等。其中以粒度最重要。

1. 粒度

粒度是指碎屑颗粒的大小，一般用颗粒的直径来表示。它是碎屑岩最重要的特征，也是碎屑岩分类的基础。

(1) 碎屑颗粒粒级的划分

根据石油地质工作者长期的实践经验并结合我国各油田的实际情况，按粒度将碎屑分为砾、砂、粉砂、粘土四级，见表 6 - 1。

表 6 - 1 碎屑的粒度

名 称		直径， mm
砾	巨砾	> 1000
	粗砾	1000 ~ 100
	中砾	100 ~ 10
	细砾	10 ~ 1
砂	粗砂	1 ~ 0.5
	中砂	0.5 ~ 0.25
	细砂	0.25 ~ 0.1
粉砂	粗粉砂	0.1 ~ 0.05
	细粉砂	0.05 ~ 0.01
粘土		< 0.01

(2) 碎屑颗粒的分选性

在自然界，碎屑岩中的碎屑往往不只一个粒级，而是几个粒级。粒级越多，颗粒均匀程度越差。碎屑颗粒大小的均匀程度，就是通常所说的碎屑物质的分选性。分选性的好坏，对碎屑岩的储油物性有很大的影响。岩石分选性愈好，其孔隙率和渗透率越大。通常按岩石中主要粒级含量，将碎屑岩的分选性分为好、中、差三级：

- 分选好——主要粒级含量大于 75 %。
- 分选中等——主要粒级含量为 50 % ~ 75 %。
- 分选差——主要粒级含量小于 50 %。

造成分选性差异的主要原因是形成碎屑岩的条件各不相同，如搬运距离越远分选越好等。

(3) 碎屑岩的粒度命名

粒度是碎屑岩分类命名的基础。碎屑岩一般都是由几个粒级的碎屑组成。由于各种粒级所占的百分比含量不同，应给予不同的命名。现将常用的粒度分类命名（三级命名、复合命名、合并命名）原则叙述如下：

1) 三级命名 将含量大于或等于 50 % 的粒级定为岩石的主名，即基本名；含量介于 50 % ~ 25 % 的粒级以形容词“××质”的形式写在主名之前；含量在 25 % ~ 10 % 的粒级作为次要形容词“含××”的形式写在最前面；含量小于 10 % 的粒级一般不参加命名。

例如某碎屑岩含砾石 12 %，砂为 60 %，粉砂为 28 %，则该岩石应命名为“含砾的粉砂质砂岩”。又如某碎屑岩含砾 30 %，含砂 65 %，含粉砂 5 %，则命名为“砾状砂岩”。

2) 复合命名 若碎屑岩的粒度分选差，所含粒级较多，但又没有一个粒级的含量大于或等于 50 %，且含量在 50 % ~ 25 % 的粒级又不止一个（在两个以上），则以这些含量为 50 % ~ 25 % 的粒级进行复合命名，以“××—××岩”的形式表示。含量多的粒级写在后面，其它含量少的粒级（碎屑含量小于 25 %）仍按三级命名，以形容词的形式处理。

例如某碎屑岩含砾石 8 %，粗砂 6 %，中砂 30 %，细砂 40 %，粉砂 16 %，则该岩石应命名为“含粉砂的中—细砂岩”。又如某碎屑岩含细砾 45 %，粗砂 40 %，粉砂 15 %，则该岩石应命名为“含粉砂的粗砂—细砾岩”。

3) 合并命名 若碎屑岩的粒度分选更差，不但没有大于或等于 50 % 的粒级，而且含量为 50 % ~ 25 % 的粒级也没有或只有一个，这时就采用合并命名。首先将此岩石的全部粒度组分分别合并为砾、砂、粉砂三大级，碎屑总含量大于 50 %，就可定为碎屑岩。然后再结合三级命名及复合命名的原则进行命名。

例如某碎屑岩含中砾 14 %，细砾 18 %，粗砂 18 %，中砂 14 %，细砂 23 %，粉砂 8 %，粘土 5 %。命名时先把各大粒级合并，则变成含砾石为 32 %，砂为 55 %，粉砂 8 %，故该岩石应命名为“砾状砂岩”。

2. 圆度

圆度是指碎屑颗粒在搬运过程中其原始棱角被磨蚀的程度。它是碎屑形状的重要特征之一。

在实际工作中，通常是从平面上进行观察，把碎屑的圆度划分为四个等级，见图 6 - 1。

图 6 - 1 颗粒的圆度（平面观察）

1) 棱角状 碎屑颗粒的原始棱角无磨蚀痕迹或只受到轻微的磨蚀，其原始形状无变化或变化不大。表明碎屑未经搬运或搬运距离很近。

2) 次棱角状或半棱角状 碎屑颗粒的原始棱角已普遍受到磨蚀，但磨蚀程度不大，颗粒原始形状仍明显可见。表明碎屑已经过一定距离的搬运。

3) 次圆状或半圆状 碎屑颗粒的原始棱角已受到较大的磨蚀，其原始形状已有了较大的变化，但仍然可以辨认原始轮廓。表明碎屑经过了较长距离的搬运。

4) 圆状 碎屑颗粒的棱角已基本或完全磨损，其原始形状已难辨认或无法辨认，碎屑颗粒大都呈球状、椭球状。表明碎屑颗粒经过了长时间的搬运和磨蚀。

碎屑的圆度总是随着其搬运距离和搬运时间的增长而增高，这是碎屑颗粒圆度变化的总趋势。此外，还决定于碎屑颗粒本身的成分和物理化学性质，也与碎屑的大小、形状、硬度、种类等有关。相同种类的颗粒，大者易磨圆；不同种类的颗粒，硬度小的易磨圆。

肉眼观察描述碎屑时，对砾石和中、粗粒砂岩要作颗粒圆度的观察和描述，中砂以下的颗粒可以不描述其圆度。

3. 球度

颗粒的球度是指颗粒与球体接近的程度。根据颗粒的三个主轴的相对大小，可分为以下四种类型：

1) 球状（或等轴状） 三轴长度相近或相等。

- 2) 扁球状 (或扁状) 两轴长度相近或相等, 另一轴短。
- 3) 椭球状 (或柱状) 两轴长度相近或相等, 另一轴长。
- 4) 不规则状 三轴不等, 或具有其他特殊的形状。

圆度和球度是两个不同的概念, 球度高的颗粒 (如晶形很好的石榴石), 其圆度不一定好; 球度低的颗粒 (如长柱状的角闪石棱边, 其棱被磨圆了), 其圆度可能好。球度不仅与搬运距离有关, 更与矿物形状有关 (如片状云母矿物的球度很低)。但对同种矿物而言, 一般是随着搬运距离越远, 其圆度和球度均变好。因此, 它们是度量碎屑岩结构成熟度的重要标志。

对于砂粒及砂粒以下的碎屑, 一般可不作球度的研究和描述。对于砾石碎屑, 则应描述其球度。尤其对于能反映成因的特殊形状的颗粒, 如风成三棱石、冰川形成的一个面非常平滑的熨斗石等, 要特别注意加以描述和说明。

4. 颗粒表面特征

颗粒表面特征是指颗粒的表面结构, 一般包括颗粒表面的磨光程度及表面刻蚀痕迹两个方面。

磨光面是指光滑的磨亮的表面。一般水力搬运 (河流及海滩) 的石英砂具有这种外貌。

刻蚀痕迹是由碰撞作用造成的, 如冰川磨蚀造成的擦痕砾石及高速水流造成的表面粗糙、带麻点的砾石等。

此外, 化学溶解作用也可对碳酸盐类砾石的表面溶蚀成一些侵蚀洼坑。

二、胶结物的结构

胶结物的结构是指胶结物自身的结晶程度、颗粒大小、排列和生长方式等。常见的类型有四种:

1. 非晶质及隐晶质结构

蛋白石、磷酸盐、铁质等常呈非晶质胶结物, 它们在偏光显微镜下表现为均质体性质。隐晶质结构用肉眼不能分辨晶粒, 但在偏光显微镜下能见到微弱的晶体光性。如玉髓、隐晶磷酸盐矿物等。

2. 显晶粒状结构

胶结物呈结晶粒状或纤维状分布于碎屑颗粒间。由于晶粒较大, 用肉眼可以分辨, 如碳酸盐和硅酸盐矿物; 也可以围绕碎屑颗粒呈薄膜状或放射状生长, 形成薄膜胶结或栉状胶结, 如方解石、文石、玉髓等胶结物。

3. 嵌晶结构

胶结物的结晶颗粒较粗大, 晶粒间呈镶嵌结构, 每一晶粒中都可以包含有多个碎屑颗粒。如方解石、石膏、沸石等化学胶结物容易形成此种胶结。

4. 自生加大结构

多见于硅质胶结的石英砂岩中, 硅质胶结物围绕石英碎屑颗粒生长, 二者成分相同, 光性一致, 在正交偏光镜下同时消光, 在单偏光镜下借助于原碎屑颗粒边缘的粘土薄膜, 可以辨别出碎屑的轮廓。有时在长石碎屑周围也可以发生自生加大现象。

三、胶结类型

是指胶结物的分布状况及胶结物与碎屑颗粒之间的接合关系。根据胶结物的含量、分布状况以及胶结物与碎屑颗粒之间的接触关系, 可以分为四种胶结类型, 见图 6—2。

1. 基底胶结

图 6 - 2 胶结类型

(1) 基底胶结; (2) 孔隙胶结; (3) 接触胶结; (4) 镶嵌胶结

胶结物含量较多, 占岩石总组分的 25% ~ 50%, 碎屑颗粒孤立地分布于胶结物中, 彼此不相接触呈游离状。见图 6 - 2 (1)。这种胶结物是与碎屑颗粒同时沉积, 或者是紧接着上覆水体中的物质经化学沉淀而形成的沉淀物。这种胶结类型对油、气储集很不利。

2. 孔隙胶结

胶结物含量较少, 充填于碎屑颗粒之间的孔隙中, 碎屑颗粒呈支架状接触。胶结物多是次生的, 分布不均, 多充填于大的孔隙中, 见图 6 - 2 (2)。如方解石常呈晶粒状充填于砂粒中。

3. 接触胶结

胶结物含量很少, 只分布于碎屑颗粒呈点状接触或线状接触的地方。见图 6 - 2 (3)。因为颗粒之间的孔隙中常无胶结物, 因此, 对油、气储集最有利。这种胶结类型, 可能是干旱气候带的砂层, 因毛细管作用, 溶液沿颗粒间的细缝流动沉淀形成; 或者是原来的孔隙胶结物经地下水淋滤改造而成。

4. 镶嵌胶结

在成岩期的压固作用下, 特别是当压溶作用明显时, 砂质沉积物中的碎屑颗粒会更紧密地接触。颗粒间由点接触发展为线接触、凹凸接触, 甚至成缝合状接触, 而构成镶嵌式胶结。见图 6 - 2 (4)。由于胶结物与碎屑物不易区分, 因此, 有人称之为无胶结物式胶结。

上述胶结类型常组成混合型在同一岩石中出现, 这时可用复合名称, 如接触—孔隙式胶结, 而以后者为主要胶结类型。

第三节 碎屑岩的主要岩石类型

一、砾岩

由碎屑颗粒直径大于 1mm 的砾石或角砾石组成的碎屑岩叫砾岩, 其中砾石或角砾石的含量占岩石总量的 50% 以上。

1. 砾岩的特征

砾岩的碎屑成分主要为各种岩石的岩屑, 只有在较细的砾岩或角砾岩中, 有时可见到由矿物组成的砾石, 重矿物极少见或几乎不见。砾石间的孔隙多为砂质和粉砂质充填, 砾石和充填物是由化学沉积物(如硅质、钙质、铁质和泥质等)胶结在一起的。

砾岩的沉积构造常见大型斜层理和递变层理。有时由于层理不显而呈均匀块状。

2. 砾岩的分类

砾岩的分类方法很多，一般按砾石的圆度、大小、成分、砾石在地层剖面中的位置及砾岩的成因等进行分类。

(1) 根据砾石的圆度分

1) 砾岩 圆状及次圆状砾石含量大于 50%。

2) 角砾岩 次棱角状及棱角状砾石含量大于 50%。

角砾岩一般没有经过搬运或只有短距离的搬运，分选极差，有尖锐的棱角突出；而砾岩则经过长距离的搬运，分选好、圆度好、分布较广泛，属正常沉积作用形成。

(2) 根据砾石的大小分

1) 巨砾岩（巨砾角砾岩） 砾石直径大于 1 000mm。

2) 粗砾岩（粗砾角砾岩） 砾石直径为 1 000 ~ 100mm。

3) 中砾岩（中砾角砾岩） 砾石直径为 100 ~ 10mm。

4) 细砾岩（细砾角砾岩） 砾石直径为 10 ~ 1mm。

当岩石中碎屑颗粒大小不一致时，若主要有两种粒级组成，则在定名时，把含量较多的放在后面，较少的粒级放在前面；若砾石含有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，则称混合砾岩。

(3) 根据砾石成分分

1) 单成分砾岩 砾石成分单一，其中某种成分的砾石占 75% 以上。砾石成分最常见的是石英、脉石英、伟晶石英，有时还有燧石、硅质岩、石英岩等稳定性高的砾石。充填物为砂粒，其成分与砾石相同。胶结物成分也较单一，常为钙质和硅质（常见石英次生加大现象），有时还有铁质和泥质。

典型的单成分砾岩，砾石的磨圆度高、分选好、岩层厚度较小、沉积稳定、分布广泛。常见于地形平缓的滨海、浅海地带，如河北蓟县和东北震旦系底部的石英砾岩。

2) 复成分砾岩 砾石成分复杂，但各种成分的砾石含量都不超过 50%，其中大部分砾石抵抗风化的能力不强、分选不好、圆度不高。复成分砾岩的充填物也较复杂，胶结物主要是泥质，偶尔有少量钙质、硅质及铁质。

这种砾岩的厚度可以很大，有的可上千米，多沿山区呈带状分布，它代表巨大的古老山脉迅速破坏堆积的产物。这种砾岩的成因很多，但以造山期后的河流和洪积沉积的最为常见。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) 根据砾岩在地层剖面中的位置分

1) 底砾岩 这种砾岩常常位于海侵层位的最底部，分布于侵蚀面上，与下伏地层呈假整合或不整合接触，为海进开始阶段的产物。

底砾岩的特点是位于侵蚀面之上，底砾岩中常见有下伏岩石的砾石。砾石成分一般比较单纯，以稳定性高的岩石碎屑为主。磨圆度高，分选性好，通常分布范围广，层位稳定，是良好的标志层。由于不整合面是石油运移的良好通道，故底砾岩可作良好的储集层。

2) 层间砾岩 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、波浪的冲击、水盆地的暂时干涸、盆地底部或沿岸的山崩地滑、地壳的微弱升降运动等原因，均可形成层间砾岩（角砾岩）。

层间砾岩的特点是整合地夹于其他岩层之间，它的存在并不代表有侵蚀间断，与下伏地层是连续沉积的。在其砾石成分中，磨圆度差，有不稳定的砾石，如石灰岩、粘土岩及弱胶

结的粉砂岩等岩屑。充填物（杂质）及胶结物成分均比较复杂。通常砾石成分与胶结物成分无大的差别，几乎是同生，所以又叫同生砾岩（角砾岩）。我国华北寒武系的竹叶状灰岩，就是石灰岩在尚未完全固结时，被波浪打碎后继续滚动，接着又被几乎是相同的成分再胶结起来而形成的。

（5）根据砾岩（角砾岩）的成因分

1) 海（湖）成砾岩 指形成于海、湖滨岸地带的砾岩。这种砾岩主要是在波浪作用的滨岸地带，由河流搬运来的砾石沿海岸长期改造而成。其特点是砾石成分单一，多为稳定的砾石，分选性好，磨圆度高，胶结物主要为硅质、铁质。扁平对称的中砾石常见，粗砾很少。在未受构造运动影响的地层中，砾石的排列和砾石最大扁平面的倾向都有一定规律，即砾石的长轴方向平行海岸，砾石扁平面倾向海洋。

海（湖）成砾岩一般厚度不大，但成层分布，常呈透镜状产出，与砂岩共生，可见到海（湖）相贝壳或其他生物碎片。

2) 河成砾岩 河成砾岩形成于河床沉积的底部。其特点介于海（湖）成砾岩与洪积砾岩之间。河成砾岩的砾石成分复杂，分选性差，磨圆度高，胶结物以泥质为主。化石少见，但有时可见大的硅化木。河成砾岩多呈透镜体状或楔状出现，其底部可见冲刷现象，有侵蚀下切的痕迹，呈不平坦的冲刷面。在未受变动的地层中，砾石的长轴多与水流方向垂直，最大扁平面的倾斜方向与水流方向相反。

河成砾岩分布很广，在海湖盆周围，经常有河成砾岩沉积。追索其分布和砾石扁平面的倾斜方向等，可恢复古河床位置，推断沉积来源。

3) 洪（冲）积砾岩 在山间盆地或山前拗陷的边缘地带，常发育有洪（冲）积锥体。它是山区洪水在刚出山口处，流速突减的情况下，碎屑物质快速堆积而成。其特点是分选很差，磨圆度低，砾石形状不规则，扁平面向源倾斜，倾角较大，一般为 $15^{\circ} \sim 30^{\circ}$ 。砾石成分复杂，充填物量多，胶结物多为泥质。岩体多呈透镜状和楔状体，厚度大而变化快，冲刷现象频繁，层理不清晰。从大段地层来看，常具有明显的间断正韵律。如北京西山第三系长辛店砾岩和甘肃祁连山北部上泥盆统的老君山砾岩，都是山麓洪积砾岩。

4) 冰川砾岩 冰川砾岩又通称冰碛岩。它形成于高寒的冰川地带，砾石成分复杂，分选性差，胶结物常为泥质。角砾的形状很奇特，其表面常有钉子形冰川擦痕，擦痕方向与冰川的流向一致。层理不清，常呈块状。砾石排列极为紊乱，最大扁平面的倾角很大，甚至直立。

5) 岩溶角砾岩（洞穴角砾岩） 碳酸盐岩地层中溶洞顶壁坍塌的碎块堆积而成的角砾岩。其特点是成分单一，除可有一部分风化后的红土胶结物外，砾石和大部分胶结物均为碳酸盐物质组成。

6) 残积角砾岩 为母岩风化后的碎块就地堆积而成的角砾岩。其特点是砾石棱角尖锐，无分选，成分单一，继承下伏岩层的岩性。残积角砾岩常见于风化壳中，未经搬运，具有强烈的风化作用痕迹。除此之外，还有由于构造作用形成，分布于断层线附近的断层角砾岩等。

二、砂岩

碎屑颗粒直径为 $1 \sim 0.1\text{mm}$ ，其含量在 50% 以上的碎屑岩称为砂岩。砂岩主要是由砂级碎屑、胶结物及少量重矿物组成。砂级碎屑以石英为主，其次是长石和各种岩屑等。胶结物有泥质、钙质、铁质、硅质等。重矿物含量一般不超过 1%，多为稳定性高的组分。砂岩的

分布远较砾岩广泛，在沉积岩中仅次于粘土岩而居第二位，约占沉积岩总量的 1/ 3 左右。

1. 砂岩的矿物成分分类

砂岩的成分分类方法很多，目前我国石油系统多数矿区和院校采用的是砂岩的矿物成分分类，是用三角形分类图法见图 6 - 3。

(1) 三角形分类图

在图 6 - 3 中，三角形的三个端点分别代表碎屑颗粒的三大类主要成分，即石英、长石和岩屑。其中石英包括少量脉石英，长石包括各种长石，岩屑包括各种岩屑、燧石、云母碎屑。每个端点代表一种成分达 100 %。三角形左腰由上到下和底边由右到左代表长石含量增加的方向；右腰由上到下和底边由左到右代表岩屑含量增加的方向。依此分别找出代表长石和岩屑含量为 10 %、25 % 的所有的点，然后分别将同质、同量的两点用直线连接，则三角形被分成九小格，这就是砂岩三大类中的九小类。各类名称和碎屑成分的含量见表 6 - 2。

图 6 - 3 砂岩的矿物成分分类图
三角形内编号所代表的岩石名称同表 6 - 2

表 6 - 2 砂岩的矿物成分分类表

大类名称	编号	小类名称	主要碎屑颗粒成分含量，%		
			石英	长石	岩屑
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	0 ~ 10
	3	岩屑质石英砂岩	65 ~ 90	0 ~ 10	10 ~ 25
	4	长石岩屑质石英砂岩	50 ~ 80	10 ~ 25	10 ~ 25
长石砂岩 (长石 > 25 %)	5	长石砂岩	0 ~ 75	25 ~ 100	0 ~ 100
	6	岩屑质长石砂岩	0 ~ 65	25 ~ 90	10 ~ 25
岩屑砂岩 (岩屑 > 25 %)	7	岩屑砂岩	0 ~ 75	0 ~ 10	25 ~ 100
	8	长石质岩屑砂岩	0 ~ 65	10 ~ 25	25 ~ 90
	9	混杂砂岩	0 ~ 50	25 ~ 75	25 ~ 75

(2) 说明

- 1) 进行成分定名时，应以碎屑部分为 100 % 计算，胶结物除外。
- 2) 由于石英稳定，来源又多，故在石英砂岩大类里，石英含量必须超过 50 %。
- 3) 长石或岩屑含量达 10 % ~ 25 % 时，则以形容词 “ × × 质 ” 的形式加在主名的前面。
- 4) 当长石含量大于 25 % 时，则定为长石砂岩。
- 5) 当岩屑含量大于 25 % 时，则定为岩屑砂岩。
- 6) 胶结物不作为砂岩矿物成分分类的依据。对单一胶结物含量大于 25 % 者，用 “ × × 质 ” 冠于岩石名称最前面。小于 25 % 者，一律不参加定名。

2. 砂岩的主要类型

砂岩按三个端点组分分为石英砂岩、长石砂岩和岩屑砂岩。在成分、结构、构造方面都

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。

(1) 石英砂岩

石英砂岩的碎屑成分多是稳定性高的组分，最主要的是石英，其含量大于 50%，有的高达 90% 以上。次为少量长石（正长石、微斜长石和酸性斜长石）以及燧石、细粒石英岩、沉积石英岩、变质石英岩等岩屑。重矿物含量很少，往往不超过千分之几，并多为稳定组分，如锆石、电气石等。胶结物大多为硅质，次为钙质、铁质及海绿石等。胶结类型很多，主要为基底式、石英次生加大式（沉积石英岩）、钙质胶结的嵌晶式，胶结物少时呈接触~孔隙式胶结。

石英砂岩一般具中—细粒结构，圆度、分选性都很好。颜色大都为灰白色，有些略带浅红、浅黄、浅绿等色，少数颜色较深。构造方面，各种层理都可出现，其中常见斜层理及交错层理，并可见层面波痕。石英砂岩分布范围较广，浅海、浅湖、河流等沉积区内均可出现。石英砂岩多是在地壳比较稳定，地形平坦，气候潮湿的地质时期，母岩经过充分风化，碎屑经长距离搬运或经过多次沉积旋回而形成的。

(2) 长石砂岩

长石含量大于 25% 的砂岩为长石砂岩。在长石砂岩中的长石多为正长石、微斜长石、条纹长石和酸性斜长石，石英含量小于 75%，岩屑含量小于 25%。在长石砂岩中往往含有较大的云母碎屑，含量高达 10%。所含重矿物，除稳定的重矿物（锆石、电气石、金红石等）外，还可有不太稳定的重矿物（磷灰石、绿帘石、角闪石等）。胶结物常为泥质和钙质，有时为铁质，而硅质较少。泥质胶结物可围绕长石碎屑再生长大或重结晶成绢云母或绿泥石等。胶结类型多为孔隙式、接触式，有时还有基底式。

长石砂岩粒度较粗，一般具粗—中粒结构，分选性和磨圆度变化都很大，由分选差、棱角状到分选好、圆度高的均有。颜色常为浅红和浅黄等继承色。

长石砂岩是富含长石的母岩，经剧烈风化剥蚀后的碎屑物，遭受短距离搬运快速沉积而形成的。常分布于靠近陆源区的山间拗陷或边缘拗陷地区，厚度较大，分布广泛。如四川侏罗系、陕北二叠系及侏罗系、玉门二叠系、唐山震旦系及山西大同前震旦系等均有分布并较发育。

(3) 岩屑砂岩

岩屑含量大于 25% 的砂岩称为岩屑砂岩。其中石英含量小于 75%，长石含量小于 25%。岩屑成分十分复杂，常见的是各类喷出岩、千枚岩、板岩、泥质岩、硅质岩以及粉砂岩和隐晶碳酸盐岩等。长石的含量和种类变化较大，除常见的正长石、微斜长石、酸性斜长石等外，还可有中性和基性斜长石。在岩屑砂岩中有较多的黑云母和白云母存在。

一般情况下，岩屑砂岩的重矿物含量较其他砂岩为高。不稳定的辉石、角闪石、黑云母、绿泥石、绿帘石、甚至橄榄石等都可成为重矿物组分出现在岩屑砂岩中。

岩屑砂岩常见的胶结物为泥质的水云母类，在较大颗粒间还有细粉粒的石英、长石和岩屑等充填物。蛋白石、燧石、方解石等常掺杂于胶结物中，形成了本类岩石的特征胶结物形式——杂乱粒状胶结。

本类砂岩呈灰、黑灰、灰绿等色，缺乏波痕和典型的交错层理，但常出现递变层理。岩屑砂岩的分选性和磨圆度比石英砂岩和长石砂岩都差。

本类砂岩的形成，是在地壳剧烈运动的地质时期，母岩的风化剥蚀加剧，风化产物搬运距离短、堆积速度快等条件下进行的。因此，岩屑砂岩常是地槽区的产物，或近母岩区的湖

泊、河流和山麓地区的沉积产物。

我国的喜马拉雅山、祁连山、秦岭、龙门山等造山带，产有大量的岩屑砂岩。

三、粉砂岩

碎屑颗粒直径为 $0.1 \sim 0.01\text{mm}$ ，其含量在 50% 以上的碎屑岩称为粉砂岩。通常，按颗粒的大小又可分为粗粉砂岩（粒级范围是 $0.1 \sim 0.05\text{mm}$ ）和细粉砂岩（粒级范围是 $0.05 \sim 0.01\text{mm}$ ）两种。

粉砂岩的碎屑组分比较单纯，稳定组分较高，以石英为主，长石次之，岩屑少见，有时含有较多的白云母。重矿物含量较高，可达 2% ~ 3%，多为稳定性高的组分，如锆石、电气石、石榴石等。胶结物以泥质为主，含量相当多，粉砂越细，泥质含量愈高，逐渐向粘土岩过渡；其次是碳酸盐胶结物较常见，若含量也高，则向碳酸盐岩过渡；铁质和硅质较少见。胶结紧密，常为基底式胶结。粉砂岩由于颗粒很细，常呈悬浮搬运，不易磨圆，因此，磨圆度差，但分选性好。层理薄而缓，常出现微细水平层理和波状层理，斜层理少见。粉砂岩的颜色多种多样，随填隙物及混入物的成分不同而变，常见棕红色、暗褐色、浅绿色、浅黄色、灰色、黑色等。

粉砂岩是在经过了长距离的搬运，水动力条件比较安静，沉积速度比较缓慢的环境下形成的。在横向上分布于砂岩和粘土岩的过渡地带；在纵向上也可渐变成砂岩或粘土岩，并可构成韵律性层理。从沉积环境看，粉砂岩多分布于河漫滩、三角洲、泻湖、沼泽和海湖的较深水部位。

砂岩和粉砂岩统称砂质岩类，是重要的储油气层，其储油物性和储集层形态及分布情况都与砂质岩的成因和岩性有紧密的关系。所以对砂质岩类的研究在石油地质工作中占有十分重要的地位。

第四节 火山碎屑岩

火山碎屑岩是指含有 50% 以上的火山碎屑的岩石。它是由火山喷出的碎屑物质在地表经短距离搬运或就地沉积而成的碎屑岩。从成因和成分上来看，火山碎屑岩是火山岩（即喷出岩）与正常沉积岩之间的过渡类型，兼有二者特点。在沉积岩系中它属于碎屑沉积岩中的一种特殊类型。与火山碎屑岩相伴生的还有熔岩、次火山岩（或超浅层侵入岩）和正常沉积岩类。

火山碎屑岩在自然界分布十分广泛，从前寒武纪至第四纪均有分布。我国东部地处环太平洋火山活动地带，中～新生代沉积中有着十分发育的火山岩系。

由于不少重要矿产常与火山碎屑岩有关，火山岩系受到越来越多的重视。在火山岩系中，蕴藏着汞、铅、锌、铜、铁、铝、锡及稀有和放射性元素等矿产。过去认为火山碎屑岩系与石油无关，但现在在各地区的火山碎屑岩中，已陆续发现了一些工业性油气田。例如日本新泻盆地的 35 个油气田，其中有 11 个油气储集是在凝灰岩中，有 4 个储集在火山角砾岩中，有 5 个储集在集块岩中。火山碎屑岩系在我国东部中—新生代地层中广泛发育。随着油气勘探的进展，无论在露头区还是在覆盖区的钻探，也均见到了油气显示。如在渤海海域的石臼坨隆起带上，在新生界地层之下，钻遇了大量中生界的火山岩及火山碎屑岩系，其中有良好的油气显示。

一、火山碎屑岩的特征

1. 火山碎屑岩的物质成分

火山碎屑岩的碎屑物质不能少于 50%，典型（狭义）的火山碎屑岩一般含有 90% 以上的火山碎屑物质。火山碎屑物质按其组成及结晶状况分为岩屑（岩石碎屑）、晶屑（晶体碎屑）和玻屑（玻璃碎屑）三种。此外，还有一些其他物质成分，如正常沉积物、熔岩物质等。

(1) 岩屑

岩屑主要是火山弹和火山角砾，直径较大，一般为 2~100mm。火山弹是由半凝固的熔浆喷上天空后经旋转而形成的椭球形、纺锤形、梨形以及麻花形的熔岩块。火山角砾是由已凝固的熔岩因火山喷发而被炸碎的碎块。它多呈棱角尖锐，大小不等的角砾，有时也包含一些围岩的碎屑。

(2) 晶屑

多为早期析出的斑晶随熔浆喷发被炸碎而成的晶体碎屑。其成分多为石英、长石、黑云母、角闪石、辉石等。粒径多在 2~3mm 左右。它们与熔岩中的斑晶比较具有以下特点：外形往往破碎不全、棱角尖锐、常有不规则的裂纹。有的晶屑还保持着熔岩斑晶的特点，如石英、长石晶体具港湾状的熔蚀外形；黑云母和角闪石晶屑常具弯曲、断裂及暗化现象。

(3) 玻屑

主要为含较多挥发物的炽热熔浆，随火山喷发到空中迅速冷却形成细小的非晶质质点。

玻屑是火山碎屑的特殊成分，其特点是直径都很小，通常大小在 0.01~0.1mm 之间，很少超过 2mm；0.01~2mm 者称火山灰，小于 0.01mm 者称火山尘。玻屑的形状相当复杂，如弓状、弧状、镰刀状、月牙状、鸡骨状、海绵针状等。火山灰呈土状。

火山玻屑不稳定，往往发生去玻化作用，使较老的火山碎屑岩见不到火山玻璃，只有在未受变动的较年青的火山碎屑岩中才能保留玻屑的本来面貌。

(4) 胶结物

典型的火山碎屑岩的胶结物多为火山灰尘。向熔岩过渡的熔岩质火山碎屑岩的胶结物是熔浆物质。向正常沉积岩过渡的火山碎屑岩的胶结物是泥质、钙质等正常沉积物。

2. 火山碎屑岩的颜色、结构和构造

(1) 颜色

火山碎屑岩常与各种火山岩互层产出，由于高温氧化常呈紫红色。此外，也呈嫩绿色、灰白色、白色、浅黄色、灰紫色等。由于成分复杂，又加上容易发生次生变化，所以火山碎屑岩的颜色往往比较复杂，单一色调较少见。即使在同一块标本上，有时颜色也不完全一致，这是野外肉眼鉴定火山碎屑岩的重要特征之一。

(2) 结构

按火山碎屑物质的粒度及其含量，可将火山碎屑岩的结构分为以下几种基本类型：

- 1) 集块结构 由大于 100mm 的火山碎屑物质组成，其含量超过 50% 者为集块结构。
- 2) 火山角砾结构 由 2~100mm 的火山碎屑物质组成，其含量超过 50% 者为火山角砾结构。
- 3) 凝灰结构 由小于 2mm 的火山碎屑物质组成，其含量超过 50% 者为凝灰结构。凝灰结构的特点是碎屑的分选性极差，多具尖锐的棱角状，边缘锋锐，其成分主要由玻屑组成，若玻屑脱玻化则称残余凝灰结构。

(3) 构造

在火山碎屑岩中，常见的构造有：

1) 层理构造 火山碎屑岩通常不显层理，但在水携或风携的火山碎屑沉积中，也可出现小型和大型交错层理以及水平层理。

2) 粒序层理 主要出现在浊流型火山碎屑岩类中。有正向和逆向之分，以正向粒序（即由下而上粒度由粗变细）为常见。

3) 假流动（纹）构造 在部分火山碎屑岩中，由于可塑性的玻屑变形拉长，形成了貌似熔岩中的流动构造，称为假流动构造。

4) 斑杂构造 由颜色、粒度、成分等分布不均，且无方向性的火山碎屑物质所组成的一种构造。

5) 火山泥球构造 是由火山泥球组成的一种构造。多分布在陆相的凝灰岩和层凝灰岩中。

除上述构造外，有时还可见气孔、杏仁构造、豆石构造等，甚至在某些火山碎屑岩中还见有生物搅动构造。

二、主要火山碎屑岩的岩性特征

1. 集块岩

主要由火山弹及火山角砾组成。弹和砾的直径大于 100mm，且含量占 50% 以上，其胶结物为火山灰及细小的火山碎屑，成岩作用主要为压实作用。

2. 火山角砾岩

碎屑物为 2~100mm 的熔岩角砾，分选不好，火山灰胶结，不具层理，呈块状构造。

3. 凝灰岩

由 50% 以上的直径小于 2mm 的火山碎屑物质组成。其外形多呈棱角状，分选性很差，胶结物多为火山灰及细小的玻璃质点，颜色常为粉红色及各种灰色色调（如蓝灰、绿灰、暗灰、褐灰等）。

根据碎屑物的主要成分，可进一步将凝灰岩划分为以下三类：

1) 岩屑凝灰岩 以熔岩碎屑为主所形成的凝灰岩。

2) 晶屑凝灰岩 火山碎屑主要是晶屑，常见的是长石、石英和黑云母等。

3) 玻屑凝灰岩 碎屑和胶结物都是火山玻璃。由于玻屑不稳定，一般在较老地层中常发生斑脱岩化和绿泥石化。颜色鲜艳，呈各种浅色。

上述三大主要类型的火山碎屑岩，它们的共同特点除碎屑物质是火山喷发物外，其胶结物也是火山喷发物。

4. 层火山碎屑岩（层凝灰岩）

碎屑物除了仍以火山碎屑物质为主外，还可见到较多的陆源碎屑，胶结物以正常沉积物质为主，具成层构造，见有化石（硅化木化石）。如河北宣化白垩系火山碎屑岩系的沉积凝灰岩中就有保存完好的硅化木化石，并混有较多磨圆的砾石和砂，凝灰结构不明显。较细的层凝灰岩有时很难与岩屑砂岩区分开，野外工作应注意上、下岩性及其产状；室内则应在镜下仔细观察其成分和结构特点。尤其是对遭受了较强后生作用的岩石，必须仔细观察，方能作出正确结论。

复习思考题

1. 简述碎屑岩的一般概念及其与油气的关系。
2. 碎屑岩中有哪些常见的碎屑物质和胶结物？
3. 碎屑岩的结构包括哪些内容？
4. 碎屑岩的胶结类型有哪几种？
5. 简述碎屑岩的粒度命名原则。
6. 什么是圆度？圆度可分为哪几级？
7. 砂岩按矿物成分通常可分为哪几类？
8. 砂岩在油气勘探中有何重要意义？
9. 什么叫火山碎屑岩？火山碎屑岩的主要特征有哪些？
10. 常见的火山碎屑岩有哪些？

第七章 粘土岩

粘土岩主要是由粒径小于 0.01mm（一般在 0.05mm 以下）的粘土矿物组成的沉积岩，且粘土矿物的含量必须大于岩石总量的 50%。

粘土岩是分布最广的一种沉积岩，约占沉积岩总量的 60% 左右。它是碎屑岩与化学岩之间的过渡型岩石，多数粘土岩是由胶体凝聚沉淀而成，部分也可以是机械沉积或化学沉积的。它具有独特的物理、化学性质，如可塑性、耐火性、烧结性、吸水性、吸附性、稳定的悬浮性及化学惰性，因此，它常是工业上重要的陶瓷原料、耐火材料、石油及纺织品的去污剂和钻井液原料等，具有很大的经济价值。我国各油区的生油岩石绝大多数都是粘土岩，因为它既是重要的生油岩石，而且也是良好的盖层。

组成粘土岩最主要的矿物成分是粘土矿物。粘土矿物的种类很多，但在粘土岩中分布最广的为高岭石、胶岭石（蒙脱石）和水白云母三种，其次是拜来石、绿泥石等。除此之外还有一些矿物碎屑（如石英、长石、云母等）及化学沉淀物（如铁、锰、铝的氧化物及氢氧化物、含水的氧化硅、碳酸盐、硫酸盐、硫化物、磷酸盐及卤化物等）和煤、腐泥、沥青、生物遗体等有机质。这些物质对粘土岩的性质、分类、命名、沉积环境及成因的分析，都有一定的意义。

第一节 粘土岩的结构、构造及颜色

粘土岩的结构、构造和颜色，是肉眼鉴定粘土岩的主要依据。

一、粘土岩的结构

根据粘土质点、粉砂以及砂的相对含量，可将粘土岩的结构划分为以下类型：

1) 粘土结构（又称泥质结构） 几乎全由粘土质点组成，且粘土含量不小于岩石总量 95% 的，称为粘土结构。具此种结构的粘土岩，用手捻或用牙齿咀嚼时无砂粒感；刀割时切面非常光滑；加水滚搓时，可以搓成很细（断面可达 0.5mm）的长泥条；断口呈贝壳状或鱼鳞状，属静水环境下的产物。

2) 含粉砂（砂）的粘土结构 其粘土质点的含量大于岩石总量的 75%，粉砂（砂）的含量为 10% ~ 25%。

3) 粉砂（砂）质粘土结构 粘土质点的含量为岩石总量的 75% ~ 50%，粉砂（砂）的含量为 25% ~ 50%。

后两种结构，尤其是粉砂（砂）质粘土结构的粘土岩，用手捻或牙咬，有明显的砂粒感；刀切面不光滑；断口粗糙；加水滚搓时，泥条粗而短。

含粉砂和砂较多的粘土岩，多是在河漫滩、三角洲及靠海、湖边缘的环境中形成的。

此外，根据粘土岩的其他结构特征，还可有以下几种结构类型：

1) 鲕状粘土结构 鲕粒直径一般小于 2mm，具核心（常为生物或矿物碎屑）及同心圆结构。

2) 豆状粘土结构 豆粒直径大于 2mm，常无核心，同心层结构也不正常，均由粘土矿

物组成，有时被有机质或氧化铁污染而带颜色。

3) 斑状粘土结构 斑晶及基质均由粘土矿物组成，斑晶为粘土矿物晶体，多是由沉积后的重结晶作用形成的。如高岭石粘土岩就具此种结构。

4) 生物粘土结构 指含有动物或植物化石的粘土结构。

根据上述粘土的结构类型，可相应地对粘土岩进行分类，如粘土岩、含粉砂（砂）粘土岩、粉砂（砂）质粘土岩、含鲕粒粘土岩、含生物粘土岩等。

二、粘土岩的构造

粘土岩的构造分大型构造和显微型构造两种。

大型构造包括层理、层面特征（如干裂、雨痕、晶体印模等）及其他构造，如水底滑动构造、团块构造、搅混构造等。粘土岩多具水平层理。细层厚度在 10mm 以下者称页状层理或页理。

常见的显微型构造有：显微鳞片构造、显微杂乱构造、显微定向构造等。显微鳞片构造由极细小的、排列方向不规则的鳞片状粘土矿物构成，常见于泥岩中。显微杂乱构造由极细的鳞片状或纤维状粘土矿物杂乱排列而成，在正交偏光镜下轮流消光。显微定向构造由极细的鳞片状或纤维状粘土矿物沿层面定向排列而成，在正交偏光下同时消光。

三、粘土岩的颜色

粘土岩的颜色取决于粘土矿物的成分、有机质的含量及所含色素的颜色等多种因素。一般成分较纯的高岭石粘土岩、水云母粘土岩、蒙脱石粘土岩等多呈白色、浅灰色或淡黄色；海绿石粘土岩、绿泥石粘土岩则常呈绿色。

粘土岩的颜色可分为原生色和次生色。一般地说，原生色可作为判断形成环境的标志之一。如黑、灰黑及灰绿色粘土岩，多为还原环境的产物；含绿泥石、海绿石、孔雀石及蓝铜矿的粘土岩，常呈绿色或蓝色，多属弱氧化—弱还原环境的产物；红、褐色粘土岩则属氧化环境的产物。但粘土岩的颜色不仅与形成环境有关，色素离子对粘土岩的颜色影响也很大。如含 Fe^{+2} 的氧化物及氢氧化物的粘土岩多呈红色、紫色、褐色；含 Fe^{+2} 化合物（如菱铁矿、黄铁矿）的粘土岩多呈黑灰色或灰绿色；含锰的氧化物或有机炭可使岩石呈黑色。一般有机炭含量愈多，粘土岩的颜色愈深。当粘土岩中存在多种杂色成分或多种色素时，则粘土岩就呈现出杂色的斑点。

第二节 粘土岩的分类及主要岩石类型

一、粘土岩的分类

由于粘土的成分和成因十分复杂，因此，粘土岩可以从不同的角度进行分类，但多数是根据粘土矿物成分或岩石构造特征来分类的。

1. 按构造特征分类

粘土岩的构造分类，是根据层理（页理）进行的，不具页理或页理不发育的称为泥岩；页理发育的粘土岩称为页岩。

2. 按矿物成分分类

在自然界中，粘土岩多数是由两种或两种以上粘土矿物组成的复矿物粘土岩，如高岭石—水白云母粘土岩、蒙脱石—水白云母粘土岩等。由一种粘土岩矿物组成的单矿物粘土岩较少，其中最常见的有高岭石粘土岩、蒙脱石粘土岩、水白云母（伊利石）粘土岩等。

二、粘土岩的主要类型

1. 高岭石粘土岩

以高岭石为主，含量达 99% 以上，其次是多水高岭石和水白云母粘土矿物，非粘土矿物有黄铁矿、菱铁矿、石英、长石、云母、重矿物及有机质等。颜色大都为浅色，如淡灰白、浅灰及浅黄色等；若有机质及黄铁矿较多时，可呈深灰～黑色。外貌呈致密状，性脆，具贝壳状断口，硬度不大，水浸后易崩塌，无膨胀性，表面有滑感，干燥时有粘舌现象。

高岭石粘土岩多产于富含钾长石的母岩风化带中，在湿热气候条件下形成。如江西景德镇高岭村的高岭石粘土岩就属此类。沉积型高岭石则多形成于湖泊、沼泽、河漫滩、牛轭湖及滨海等地区。

高岭石粘土岩分布较广，如华北石炭二叠纪的煤系地层及四川侏罗纪的煤系地层中均有分布，是陶瓷和耐火材料工业的重要原料。

2. 蒙脱石粘土岩

蒙脱石粘土岩又称蒙脱岩、斑脱岩、膨润土粘土岩、胶岭石粘土岩等。它主要由蒙脱石组成，此外还有拜来石、水云母等粘土矿物和方解石、石膏、石英等非粘土物质。颜色均匀而浅，一般为粉红色、乳白色、淡黄色及嫩绿色等。常呈土状，有滑感，油脂～蜡状光泽，胶状结构，吸水性强，吸水后体积膨胀剧烈，晒干后干裂成块状，吸附性强，可塑性较差，耐火性也低。

风化残积型蒙脱石粘土岩主要是由喷出岩、超基性岩及基性、碱性岩风化而成；沉积型粘土岩是在海洋及湖泊中形成的，与喷出岩关系密切。

蒙脱石粘土岩可用作石油化工产品及其他工业产品的净化剂、脱脂剂和漂白剂等，也可作石油钻井液的原料。

3. 水白云母粘土岩

水白云母粘土岩又称伊利石粘土岩，是一种分布最广的粘土岩。

这类粘土岩成分比较复杂，主要由水白云母组成，其次还有高岭石、蒙脱石、拜来石、绿泥石等粘土矿物及石英、长石、云母、有机质等非粘土矿物。较纯净的水白云母粘土岩极少见，多呈黄、灰、红、绿等色。具粉砂质粘土结构和水平层理或微细波状层理。

水白云母粘土岩是含硅酸盐矿物的岩石遭受风化作用初期的产物，同时也可由高岭石粘土岩和蒙脱石粘土岩经后生作用转化而来。

我国西北及西南各含油气盆地的粘土岩，大多属水白云母粘土岩，常为良好的生油岩及盖层。由于成分不纯，工业用途不大，一般多用作烧制粗糙的陶瓷制品的原料。

4. 泥岩及页岩

除以上三种单矿物粘土岩外，还有以水云母为主的复矿物粘土岩。由于这种粘土岩中含有较多的碎屑物质、化学成因的矿物及有机质，故常称这类粘土岩为泥质岩（即泥岩或页岩）。

泥岩及页岩是按构造特征命名的两种粘土岩类岩石，页片状层理（页理）发育的粘土岩叫页岩，页片状层理不发育或不明显的粘土岩叫泥岩。

泥岩及页岩的成分都比较复杂，大多是由多种粘土矿物成分组成的，常见的多以水白云母及高岭石为主。颜色多样，有红、黄、绿、灰、黑等色。在还原环境形成的富含有机质的泥岩是良好的生油岩系。根据其成分、结构、构造、颜色等特征作具体的命名，可分别命名为灰质页（泥）岩或钙质页（泥）岩、硅质页（泥）岩、碳质页（泥）岩、黑色页岩、紫红

色泥岩、油页岩等。

(1) 碳质页（泥）岩

含有大量粉末状分散的碳化有机质的页（泥）岩，称为碳质页（泥）岩。岩石为黑色，能染手，因灰分含量大于 30%，故不能作燃料。含有大量植物化石。在含煤建造中极为常见，常构成煤层的顶板或底板。多形成于滨海及内陆沼泽和湖泊中。可作为沼泽化沉积环境的标志。

(2) 黑色页（泥）岩

页岩和泥岩中含有较多的有机质及细分散状的硫化铁（黄铁矿），致使岩石颜色变黑。黑色页岩具有极薄的层理，外貌与碳质页（泥）岩相似，但不染手，以此区别于碳质页（泥）岩。

黑色页岩形成于温暖潮湿的湖沼还原环境。若含丰富的有机质、微体化石、其厚度又较大时，可能成为良好的生油岩系。近年来，在黑色页岩中，发现了镍、钼、铀和稀土元素矿床。

(3) 钙质页（泥）岩

钙质页（泥）岩中 CaCO_3 的含量小于 25%；若含量超过 25%，则可过渡为泥灰岩。钙质页（泥）岩常与石灰岩、泥灰岩共生，遇稀盐酸可微弱起泡。这种岩石分布广，在海相和陆相沉积中均可出现，但以前者更为常见。

(4) 硅质页（泥）岩

岩石中富含 SiO_2 ，平均含量达 85% 以上。硅质物一般均呈隐晶质或极细小的颗粒，但并非碎屑石英。其硅质的来源有陆源的 SiO_2 胶体，也有海底火山喷发的硅质，还可能有生物化学作用的产物。硅质页（泥）岩比一般的粘土岩的硬度大，常具贝壳状断口。

在野外工作中，对粘土岩的研究，一般都是进行肉眼鉴定，观察和描述岩石的颜色、大致成分、物理性质、结构、构造及与上、下岩层的接触关系、空间分布状况、生物化石、结核及其成因标志等，给岩石以初步定名。但由于粘土岩的颗粒细小、成分复杂，因此，除野外观察定名外，还需结合薄片鉴定、光谱分析、差热分析、X 射线分析、电子显微镜分析、岩石的物理性质测定及其他实验室方法综合研究，相互配合，才能得出正确的结论。

复 习 思 考 题

1. 简述粘土岩的基本概念。
2. 粘土岩的主要结构有哪些？
3. 按构造特征，粘土岩可分为哪几种？
4. 按矿物成分，粘土岩可分为哪几种？

第八章 碳酸盐岩

碳酸盐岩是主要由方解石和白云石等碳酸盐矿物组成的沉积岩。石灰岩和白云岩是碳酸盐岩的主要岩石类型。它们是在沉积盆地中，由生物作用、化学作用和物理化学作用沉淀的碳酸盐沉积物、经过成岩作用而形成的。

碳酸盐岩在地壳中分布非常广泛，约占沉积岩的 20%，仅次于粘土岩和碎屑岩，居第三位。

目前，碳酸盐岩中油气的储量和产量都在急剧增长，其储量已接近世界油气总储量的一半（探明储量约 450 亿 t），产量已达油气总产量的 60% 以上（约 18 亿 t 以上）。

碳酸盐岩在我国不仅分布广，而且层位多。在我国北方，震旦纪、寒武纪、奥陶纪的碳酸盐岩很发育。在我国南方，尤其是西南地区，碳酸盐岩的分布更为广泛，在震旦纪、寒武纪、奥陶纪、志留纪、泥盆纪、二叠纪和三叠纪地层中均十分发育。

碳酸盐岩油气田的勘探和开发在我国有着悠久的历史，如四川在碳酸盐地层中采气已有两千多年，至今仍为我国重要的碳酸盐气田分布区。近年来在华北盆地下第三系、震旦系至奥陶系中，也证实了有高产能碳酸盐岩储集层的存在。因此，研究碳酸盐岩对于油气勘探具有十分重要的意义。

第一节 碳酸盐岩的成分及其成分分类

一、碳酸盐岩的矿物成分

碳酸盐岩的矿物成分近 80 种，可分为碳酸盐矿物和非碳酸盐矿物两大类，但以前者为主。在碳酸盐矿物中，主要是方解石和白云石，其次是文石、菱铁矿、菱镁矿、菱锰矿、铁白云石等。它们大部分是在沉积环境内生成的，但也有少数是来自沉积环境以外的或陆源的。在非碳酸盐矿物中，有在沉积盆地内生成的和来自沉积盆地外的陆源碎屑混入物。前者有石膏、硬石膏、天青石、重晶石、萤石、石盐、玉髓、自生石英、黄铁矿、赤铁矿、海绿石、胶磷矿等；后者有粘土矿物、石英、长石、云母等。

现代碳酸盐沉积物的矿物成分主要是文石、高镁方解石、低镁方解石、白云石、原白云石等。

文石，又叫霏石，是方解石的同质异像变体，斜方晶系，在现代沉积中常呈针状，有时也呈泥状。高镁方解石，又叫镁方解石，其镁含量虽高，但方解石的晶格并未破坏。低镁方解石，相当于一方的方解石。在这三种碳酸盐矿物中，高镁方解石最不稳定，文石次之，低镁方解石较稳定，因此，高镁方解石和文石都易转变成低镁方解石。所以，在古代的碳酸盐岩中，高镁方解石和文石很少或没有。

原白云石是一种高钙的白云石，其钙镁相对含量为 60 40，或钙含量略低于此数。正常的白云石，其钙镁相对含量为 50 50。原白云石欠稳定，最后变为白云石。

二、碳酸盐岩的化学成分

碳酸盐岩的化学成分，以氧化物表示主要有 CaO、MgO 及 CO₂，其余的氧化物还有

SiO₂、TiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、K₂O、Na₂O 及 SO₂、H₂O 等。另外，在碳酸盐岩中还含有一些微量元素或痕量元素，如 Sr、Ba、Mn、Co、Ni、Pb、Zn、Cu、Cr、V、Ca、Ti 等。

碳酸盐岩的化学成分对碳酸盐岩的各种工业用途十分重要。例如水泥用的石灰岩，MgO 的含量必须小于 3% ~ 3.5%，K₂O + Na₂O 的含量要小于 1%，SO₂ 含量须小于 3%，SiO₂ 含量须小于 3% ~ 4%；冶金熔剂用的白云岩，MgO 的含量须大于 16%，SiO₂ 须小于 7%。

三、碳酸盐岩的矿物成分分类

根据碳酸盐岩的方解石和白云石的相对含量，可分为两大类型：方解石含量大于 50% 者属石灰岩类；白云石含量大于 50% 者属白云岩类。在此两大类中，还有一系列的过渡类型。如表 8 - 1。

表 8 - 1 石灰岩和白云岩的岩类划分

岩 石 类 型		方 解 石, %	白 云 石, %	CaO MgO
石 灰 岩 类	纯石灰岩	> 90	< 10	> 24.7
	含白云质灰岩	90 ~ 75	10 ~ 25	24.7 ~ 9.1
	白云质灰岩	75 ~ 50	25 ~ 50	9.1 ~ 4.0
白 云 岩 类	灰岩白云岩	50 ~ 25	50 ~ 75	4.0 ~ 2.2
	含灰质白云岩	25 ~ 10	75 ~ 90	2.2 ~ 1.7
	纯白云岩	< 10	> 90	< 1.7

表 8 - 1 中 CaO 与 MgO 的比值，是与该类岩石的方解石和白云石的相对含量相对应的，所以可直接利用它来判断岩石的类型。例如某岩石分析结果，CaO 为 40%，MgO 为 16%，二者比值为 2.5，故该岩石应属灰质白云岩类型。

常见的碳酸盐岩因含有不同程度的碎屑物质和粘土物质，与碎屑岩和粘土岩之间还有一系列的过渡类型。

而自然界的情况远比上述情况复杂，常常是方解石、白云石、粘土矿物、砂、粉砂、石膏，以及其他成分同时存在。这时，可按以下原则进行命名：

1) 凡含量大于 50% 以上者，作为岩石的基本名称，定为“××岩”；含量为 25% ~ 50% 者，用它作为岩石基本名称的主要形容词，以“××质”表示之，写在基本名称之前；含量为 25% ~ 10% 者，用它作为岩石基本名称的次要形容词，以“含××”表示，写在最前面；含量小于 10% 者，一般不反映在岩石名称中，但有特殊意义者，可用“微含”表示。

例如某一岩石，含白云石 50%，方解石 30%，粘土 15%，海绿石 5%，则定名为微含海绿石含泥质灰质白云岩。

2) 假如岩石中没有含量大于 50% 的成分，则采用复合命名原则，即把含量为 50% ~ 25% 的成分联合起来作为岩石的基本名称，含量较多的写在后面，含量较少的写在前面，中间用半字线相连。含量小于 25% 的，原则同上。

例如某一岩石，含方解石 43%，白云石 37%，粘土 20%，则该岩石可定为含泥质云 - 灰岩。

第二节 碳酸盐岩的结构组分和结构组分分类

一、碳酸盐岩的结构组分

结构是指岩石各组成部分的大小、形态特征、内部构造和颗粒相互间的组合关系。碳酸盐岩的结构在一定程度上反应了岩石的成因，它不仅是岩石的重要鉴定标志，也是岩石分类命名的主要依据。例如，由波浪和流水作用的搬运、沉积而成的石灰岩、白云岩具有粒屑结构；由原地生长的生物构成的生物灰岩、礁灰岩，具有生物骨架结构；由化学、生物化学作用沉淀的石灰岩、白云岩，又经重结晶后而具晶粒结构；白云化灰岩、交代白云岩具残余结构或晶粒结构等。碳酸盐岩的结构主要是由粒屑、碳酸盐泥（基质）、胶结物、晶粒，以及生物骨架五种结构组分组成。此外，还有一些次要结构组分，如陆源物质、其他化学沉积矿物、有机质等。

1. 粒屑（又称颗粒）

碳酸盐岩中的粒屑，与砾岩、砂岩、粉砂岩中的砾、砂、粉砂相似。按粒屑形成的地点可分为盆内粒屑和盆外粒屑两类。

盆外粒屑即陆源碎屑颗粒。按其粒度可分为砾、砂、粉砂和泥四级，其中以泥质含量较多，对碳酸盐岩的储油气影响也最大。在碳酸盐岩中，如果这些陆源组分增多，则碳酸盐岩就向碎屑岩或粘土岩过渡。

盆内碎屑是指在沉积盆地以内形成的各种颗粒。这些颗粒可以是机械破碎作用成因的，也可以是化学凝聚作用或生物成因的，或者是这些作用的综合产物。

碳酸盐岩中的粒屑，大部分是盆内形成的，盆外粒屑一般很少。在本节中，凡提到粒屑，只要不特别注明是盆外的或陆源的，均是指盆内粒屑而言。

在碳酸盐岩中，常见的粒屑类型有内碎屑、鲕粒、生物屑、球粒、团块等。

(1) 内碎屑（亦称盆屑）

内碎屑主要是沉积盆地中沉积不久的、半固结或固结的碳酸盐（主要是碳酸钙）岩层，受波浪或水流作用破碎、搬运、磨蚀、再沉积而成。它可以在下伏的岩层和邻近的岩石中找到母岩。它们多数具有复杂的内部结构，部分也可为均一的或不均一的晶粒所组成。其形状不规则，从等轴状到扁饼状都有，但圆度都较好，只有少数呈次圆和次棱角状。我国北方寒武 - 奥陶系中广泛分布的竹叶状石灰岩中的竹叶状砾屑（图 8 - 1），就是这种类型。这种砾屑多呈扁饼状，圆度好，侧面常呈长条状，似竹叶，因而常被称作竹叶砾屑或“竹叶”。其扁平面多平行层面，但也有呈叠瓦状排列的，其分选大都很好。有的竹叶状砾屑的表面还有一层褐色的氧化圈，与这砾屑共生的还常有砂级的内碎屑、鲕粒和化石碎屑等。

根据直径大小，内碎屑可以划分为砾屑、砂屑、粉屑、泥屑四个级别。其划分标准是长轴直径，依次

图 8 - 1 竹叶状石灰岩
竹叶状砾屑圆度高，大小不一，
边缘有暗褐色氧化铁圈，微 - 细晶
方解石胶结物。山东崮山寒武纪

为 $>1\text{mm}$, $0.1\sim 1\text{mm}$, $0.01\sim 0.1\text{mm}$, $<0.01\text{mm}$ 。

关于内碎屑的成因，大都认为是机械破碎作用形成的。其沉积主要是受水动力条件的控制，一般是在以下两种条件下生成：

- 1) 在潮下高能地带 波浪或水流把海底半固结的石灰岩层破碎、搬运、磨蚀、再沉积而成。在潮汐作用较强的浅滩上，尤其是在潮汐水道中，是这种内碎屑生成的有利地带。
- 2) 在潮间带和潮上带 泥晶碳酸钙沉积物暴露在大气中，发生泥裂和泥卷。这些泥裂和泥卷再被潮汐水流破碎、搬运、磨蚀、再沉积，即成内碎屑。这种内碎屑常具氧化圈。

砾屑灰岩和砂屑灰岩，多为亮晶胶结，孔隙度常较好，可成为油气的良好储集层。如四川川东梁平大天池及长寿卧龙河一带，三叠系嘉陵江组第五段普遍有一层砂屑灰岩及砂屑白云岩，为区域高产稳产气层。

(2) 生物屑（又称生物骨骼或生物碎屑）

生物屑是指具有生物构造的各种生物化石或生物碎屑化石。根据骨骼的显微结构尽可能定出它们的门、纲、目、科、属，但一般只要求定出大的门类即可，如图 8 - 2。

我国南方石炭系、二叠系中的生物灰岩，特别发育，代表陆棚浅水、正常盐度和清水环境的产物。

图 8 - 2 生物碎屑结构

(1) 瓣鳃类介屑石灰岩，(2) 纺锤虫石灰岩；(3) 海百合石灰岩，(4) 富藻（管藻）石灰岩

川中地区侏罗系自流井统的大安寨及东岳庙组灰岩，主要由瓣鳃类生物碎屑组成，为川中油田的产油层，属淡水湖泊沉积。

(3) 鲕粒

鲕粒是指具有核心和同心层或放射层结构的碳酸盐颗粒。颗粒的形状呈球形或近于球形，很象鱼卵，故称鲕粒。鲕粒的核心可由陆源碎屑、内碎屑、生物屑、小鲕粒、球粒、气泡和水滴等物质组成。同心层主要由泥晶方解石组成。现代海洋环境中的鲕粒主要由文石组成。有的鲕粒具有放射状结构，此放射状结构有的可以穿过整个同心层，有的则只限于几个同心层。鲕粒直径在 $0.5\sim 2\text{mm}$ 范围内，直径大于 2mm 者称为豆粒。

根据鲕粒特征，鲕粒可分为：真鲕、表鲕、负鲕、复鲕、变晶鲕、偏心鲕、豆粒等。

- 1) 真鲕 又称为正常鲕，具有一个核心和二层以上的同心层或放射状包壳，包壳的厚

度大于核心的半径，如图 8 - 3、8 - 4。

图 8 - 3 真鲕粒灰岩

鲕粒占 65 %，由隐晶方解石组成同心圈。
胶结物占 35 %，由淀晶、粉晶方解石组成

图 8 - 4 放射状真鲕粒

细晶鲕粒灰岩，鲕粒占 80 %，由纤维
放射状方解石组成，略显同心状。
胶结物占 20 %，由细晶方解石组成

- 2) 表鲕 又称薄皮鲕，核心半径大于同心层的厚度，如图 8 - 5。
- 3) 负鲕 鲕心空心者称为负鲕。它多由选择性溶解而成，也可以是因为鲕的原始核心是气泡、水滴而造成，如图 8 - 6。

图 8 - 5 表鲕

粉晶薄皮鲕灰岩，鲕粒占 60 %，中心为粉晶
方解石集合体构成的核心，其半径大于包壳
厚度。胶结物占 30 %，由粉晶方解石组成

图 8 - 6 负鲕

负鲕灰岩，负鲕占 60 %，胶结物为细晶
方解石，占 40 %

通过铸体实验，有机玻璃可被注入负鲕内部的事实，说明在负鲕包壳上有通道，能让水淋滤核心造成空心的负鲕。另外，在电子显微镜下，能看到负鲕包壳上有窗格状的孔隙通道。

若不能确定是否由鲕溶蚀而成者，可统称为负粒。

- 4) 复鲕 复鲕由几个鲕粒粘贴在一起，外面被大的鲕皮包围，故复鲕具有两个或多个核心。如图 8 - 7。
- 5) 变晶鲕 经过重结晶作用后，原来的鲕粒已变为一个单一的或多个方解石晶体，但鲕粒的同心层和核心的残余尚可看出，这种鲕粒称为变晶鲕。鲕粒由一个方解石晶体组成者，称为单晶鲕；由多个方解石晶体组成者，称多晶鲕，如图 8 - 8、8 - 9。

若不能确定是否由鲕粒变来者，可统称为单晶粒或多晶粒。

图 8 - 7 复鲕

复鲕粒具有完整的同心圈，其内包裹
许多小鲕粒，粉晶基质

图 8 - 8 单晶鲕

单晶鲕灰岩，鲕粒 55%，单晶结构。
胶结物为粉晶方解石

图 8 - 9 多晶鲕灰岩

鲕粒：具多晶结构；胶结物：粉晶方解石

图 8 - 10 偏心鲕

6) 偏心鲕 核心不在鲕粒的中心，而是在鲕粒的底部，如图 8 - 10。

7) 豆粒 直径大于 2mm 的鲕粒，它具有较多的同心层，如图 8 - 11。

关于鲕粒的成因，一般认为其必要条件是： CaCO_3 供应丰富而且要达到饱和；有充分的核心来源；水要受到搅动，水动荡强度大于水流搬运强度。在潮汐作用发育地区，如潮汐坝和潮汐三角洲地区，是形成鲕粒的理想环境。因为这里水介质动荡，水流或波浪作用可使细小的碎屑物质时而悬浮水中，时而沉降于海底。当水介质中的碳酸钙达到过饱和时，方解石晶体便围绕着悬浮质点沉淀，使碎屑质点加大加重而沉于海底。一旦水动荡强度加大，海底已淤积的质点将被搅动起来又悬浮在海水中，在过饱和的水介质中将再次发生围绕质点沉淀方解石晶体。这样反复多次的方解石沉淀，直到水的搅动力掀不起来为止，便完成了形成鲕粒的过程。同心层的层数反应了鲕粒在水介质中悬浮的次数，鲕粒的大小反应了水的动荡强度。川南及川东三叠系灰岩中常有各种鲕粒存在。

(4) 球粒

又称团粒，如图 8 - 12。是呈球形或椭球形的颗粒。它由均一的泥晶碳酸盐组成，不具

明显的内部构造，形态、大小比较均匀，一般在 0.2mm 以下，不个别出现，色较暗，与填隙物界限常不清楚。

图 8 - 11 豆粒

图 8 - 12 团粒灰岩

球粒的成因有多种：有的是碳酸盐泥发生絮凝作用并经波浪振荡、滚动而成；有的是海藻的藻尘经凝聚，滚动而成；有的是生物的粪便，特称粪粒，其特点是富含有机质，大小十分均匀，圆度很高。

现代的球粒和粪粒是较安静环境下的产物。古代的球粒和粪粒也几乎总是出现在泥晶石灰岩中，其岩石也不具强水动力特征。因此，在通常情况下，球粒和粪粒是较安静环境的标志。

(5) 团块 团块是形状不规则的无内部构造的复合颗粒，它又称巴哈马石或葡萄石。伊林 (1954) 曾对巴哈马地区碳酸盐浅滩的碳酸钙沉积物和葡萄石的形状、内部结构和成因，进行过详细的论述。他认为，这些碳酸钙的砂级碎屑，并不是早期的半固结的石灰岩被波浪或水流破碎、搬运、磨蚀、再沉积而成，而是碳酸盐质点在动荡的水力学条件下，由于结晶力和电荷的作用，相互粘结凝聚而成。因其形状似葡萄串，故称葡萄石。

2. 碳酸盐泥（又称泥晶、基质或灰泥）

碳酸盐泥是与颗粒同时沉积的微细碳酸盐质点，大小一般在 0.01mm 以下。常见的结构组分多呈隐晶，在薄片通常为半透明，微显褐色。经成岩作用，其成分和晶粒大小均可改变。碳酸盐泥在沉积过程中的“地位”与碎屑岩中的泥质相当，它充填于颗粒之间，对颗粒起胶结作用。在碳酸盐岩中的百分比可从 0 ~ 100%，可单独组成岩石。

碳酸盐泥的成因有四种：

- 1) 机械磨蚀作用产生的碳酸盐泥，即由波浪和水流把较大的碳酸盐质点机械磨蚀而成。
- 2) 生物磨蚀产生的碳酸盐泥。当生物吃下碳酸盐颗粒并在体内消化它们时，就产生了生物磨蚀的碳酸盐泥。
- 3) 海水的直接无机化学沉积作用产生的文石及文石针。
- 4) 在钙质藻类的组织内生成的针状文石。这种灰泥往往色暗，富含有机质，常称“藻坐”。

3. 亮晶（淀晶）胶结物

亮晶胶结物是颗粒之间的孔隙中以化学方式沉淀出来的物质，主要生成于成岩期。亮晶

胶结物含量一般在 50% 以下，它不可能单独形成一种岩石。常见的胶结物为方解石和白云石，也有如石膏、硬石膏等非碳酸盐矿物。胶结物的粒度一般大于 0.01mm，镜下显得明亮、洁净，通常又将它们称为淀晶。

灰泥和胶结物的成因完全不同，灰泥是在安静环境中沉积的，而胶结物则是颗粒沉积以后粒间水的化学沉淀产物，它存在的前提是必须有粒间孔隙。假如在沉积过程中，水动力条件较强，灰泥被冲洗走，沉积颗粒之间的孔隙基本上只有水液，胶结物才有可能生成。如果水动力条件较弱，颗粒与灰泥同时沉积，粒间孔隙基本上为灰泥充填，就不会再有亮晶胶结物生成。因此，对灰泥和亮晶胶结物的判断，在分析沉积环境时颇为重要。

广义的胶结物（或叫填隙物）应包括亮晶胶结物和碳酸盐灰泥，它们对碳酸盐颗粒均起胶结作用。在碳酸盐岩中胶结物本身的结构有栉壳状、粒状和连生胶结物等。它们的特征和碎屑岩的胶结物结构类似。胶结类型亦与碎屑岩相似，可分出基底、孔隙、接触胶结类型和它们之间的过渡类型。

4. 晶粒

碳酸盐岩无论呈何种结构，它们都是由某种大小和形状不同的碳酸盐晶体组成。晶粒结构是晶粒碳酸盐岩（也称结晶碳酸盐岩）的主要结构组分。隐晶方解石和白云石，主要是原生或准同生的；显微晶以上的方解石和白云石，主要是次生的，即重结晶或交代作用的产物。

根据晶粒直径的大小，可划分为巨晶、粗晶、中晶、细晶、微晶（粗粉晶）、显微晶（细粉晶）和隐晶（泥晶）。晶粒也可以根据晶体的自形程度分为自形晶、半自形晶和他形晶三类；还可以按其相对大小划分为斑晶（指对周围的颗粒来说，其晶粒较粗大）和包含晶（指大晶体中包含的小晶体）。但在实际工作中，多按晶粒的大小划分为主。

5. 生物骨架（又称生物架或生物格架）

它是原地生长的群体生物如珊瑚、苔藓、藻类等组成的坚硬的碳酸盐骨架。这种骨架是生物礁所具有的特殊结构。

（1）造礁生物

造礁生物为生物礁的主要组成物质，它具有如下特点：

- 1) 能分泌碳酸钙，并使海水中的碳酸钙沉淀形成自己的骨骼。
- 2) 能粘结其他碳酸盐碎屑。
- 3) 群体底栖固着生长，长高的速度大于海底其他物质沉积的速度。

根据对现代海洋造礁生物的研究，这类生物的生活规律为：

- 1) 生长在台地的向风一侧水流很强的环境中。
- 2) 最适合的温度是 25 ~ 29℃，在 18.5℃ 以下就难以生存。
- 3) 大都生活于 20m 深度的水底，水体过深缺乏阳光不利于生存；水体过浅阳光中的紫外线会将它们杀死。有利于这类生物生活的水深上限是在潮下带几米处。
- 4) 水体含盐度一般为 2.0% ~ 4.8%。

由于造礁生物生活条件的限制，生物礁大都分布于陆棚或岸边。在平面上多呈圆形或平行海岸的狭长形。其形状大小不一，小的直径仅数米，大的延伸数百米至数千米，厚度可由数百米至千米以上。

（2）生物礁的组成

生物礁由三个部分组成，即礁核、礁前和礁后，见图 8 - 13。

1) 礁核 为生物礁的核心。大都由造礁生物的骨骼构成,能抵抗波浪的冲击,常能看到造礁生物原生的生长痕迹。礁核中生物数量常大于 50%。礁核占礁体体积的 10% ~ 30%。

2) 礁前 为礁向海洋中心延伸的部分。因受强烈的波浪冲刷,其沉积物主要为来自礁核的礁屑物。岩石可呈层状、藕状、透镜状或沟槽状,可向海盆伸入十几公里远。

图 8 - 13 礁 (组合) 示意图

3) 礁后 为礁核背海向陆一侧,又称礁坪。因受礁核的隔挡,常形成一套环境安静的闭塞泻湖相以蒸发岩为主的地层。

由礁核、礁前和礁后组成的碳酸盐集合体,常属线状生物礁类型。但对非线性生物礁,一般都将礁前和礁后统称礁翼。礁翼是指在礁核周围的呈指状延伸并局部覆盖在礁核上的那一部分礁体。它的岩性主要是礁核崩塌下来的碎屑及灰泥。礁翼的体积占整个礁体体积的 70% ~ 90%。

(3) 礁的判断标志

生物礁按其形态可分为点礁、圆礁 (丘礁或礁丘)、层状礁 (藕状礁、滩礁)、环礁等。按地理位置可分为岸礁、堤礁、台礁、按群体分布形态可分为线性礁群、宽带状礁群等。

生物礁的分类虽然多种多样,但最重要的是如何确定礁的存在。其判断标志有以下几点:

1) 生物标志 必须是原地生长的造礁生物。

2) 地貌标志 礁一般具有古地貌隆起 (层状礁除外),其垂直幅度比同期沉积的围岩大,与围岩的界限可呈楔形指状交接。

3) 岩性、结构及构造标志 礁体岩性多为生物成因的碳酸盐岩。其结构、构造是不均一的,通常呈块状,无沉积层理,但在礁核中可见由生物分带的界限所形成的生物型层理。在礁翼可见塌积物等的原始倾斜层理。

礁核岩石具有原生生长骨架状孔隙;礁翼多为礁屑角砾岩。整个礁体岩石具有原生海绵状和多孔状的特点。

4) 次生标志 生物礁因生长时,具有多孔的特点,因而能促进溶液的活动,故易受溶解作用、重结晶作用、白云化、石膏化及硅化等成岩后生变化,产生大量的次生孔隙。因此,生物礁常是油气储集的良好场所。

二、碳酸盐岩的结构组分分类

碳酸盐岩的结构组分分类是以粒屑 (颗粒) 的类型和含量变化为依据的,这种分类可反映各种岩石类型的生成环境。

碳酸盐岩结构组分分类的方法很多,至今还没有统一的意见,本书只介绍福克的石灰岩分类和原石油部碳酸盐岩薄片鉴定规范 (试行稿) 的分类。

1. 福克的石灰岩类型的划分

福克分类 (1962) 引进了碎屑岩的成因观点,他特别强调具有成因意义的结构特征。这个分类适用于完全未受改造的生物灰岩、碎屑灰岩及部分白云化灰岩。

福克认为石灰岩基本上由三个端元组分构成,即异化颗粒、泥晶方解石基质及亮晶方解石胶结物。按每种组分相对比例计算,可把石灰岩划分为三个主要类型 (图 8 - 14),加上

礁灰岩及交代白云岩，一共五个主要类型。

福克的“异化颗粒”就相当于我们前文所讲的粒屑。它包括内碎屑、鲕粒、生物屑、球粒及团块等。

亮晶异化颗粒石灰岩主要由异化颗粒组成，其粒间孔隙主要为亮晶（淀晶）方解石充填，或者空着，很少含有泥晶方解石。这种石灰岩是在水动力条件很强的环境中生成的。强大的和持续的水流或波浪使异化颗粒得到很好的淘洗，使泥晶方解石从沉积环境中冲洗走，因此，沉积下来的主要是分选很好的异化颗粒。在异化颗粒沉积以后，其粒间水沉淀出的亮晶方解石就成了它们的胶结物。这样，就生成了亮晶异化颗粒石灰岩。这种石灰岩与粘土含量很少的砂岩成因很相似。

图 8 - 14 石灰岩分类
阴影区为常见岩石类组分区（未涉及重结晶的）
（据福克，1962）

泥晶异化颗粒石灰岩主要是由异化颗粒及泥晶方解石组成，不含或很少含有亮晶方解石胶结物。形成这种石灰岩的水动力条件比亮晶异化颗粒石灰岩弱。因此泥晶方解石很难被冲洗走，而是和异化颗粒一起沉积下来，形成这种石灰岩。由于异化颗粒的粒间孔隙已被泥晶方解石充填，所以就没有多少空间再让粒间水占据，因而也就不可能沉淀出较多的亮晶方解石。这种石灰岩与粘土质砂岩的成因很相似。

泥晶石灰岩几乎全由泥晶方解石组成。这是水动力条件很弱环境的产物。

福克把亮晶异化颗粒石灰岩和泥晶异化颗粒石灰岩叫做异常化学岩；把泥晶石灰岩叫做正常化学岩。由生物骨架（或格架）所组成的礁灰岩，福克称之为生物岩；由交代作用而成的白云岩，称之为交代白云岩。

福克分类的核心也是它的主要优点，就是把碎屑岩结构分类的观点系统地引进到碳酸盐岩的研究中，他首先提出了异化颗粒和异常化学岩的观点，从此打破了石灰岩全是化学岩的观念。异常化学岩和碎屑岩一样，也是由颗粒（异化颗粒）、充填物（泥晶方解石）和胶结物（亮晶方解石）组成。它除了是化学沉淀成因的以外，同时还受水动力学条件的控制，所谓“异常”，就在这里。他还创建了一整套全新的石灰岩结构分类和术语系统，象内碎屑亮晶石灰岩、球粒泥晶石灰岩等，至今还为许多地质工作者所使用。

2. 原石油部碳酸盐岩薄片鉴定规范（试行稿）中的结构分类

碳酸盐岩中的粒屑（颗粒）种类及含量、亮晶胶结物和泥晶基质的含量，以及三者之间的组合关系都反映了沉积环境。因此，以粒屑、泥晶、亮晶（加上粒间孔隙）作为三个端元来进行结构分类，并用粒屑含量和类型作进一步细分。

考虑到我国的实际情况并使相应的结构命名尽可能简化，采用按粒屑含量 > 50 %、25 % ~ 50 %、10 % ~ 25 %、< 10 % 四级分类。结构组分的百分含量通常按该结构在镜下所占的相对面积来确定。

粒屑类碳酸盐岩主要结构类型以三角形图表示如图 8 - 15。

粒屑类碳酸盐岩的各种类型加上骨架、晶粒等类型，即为常见碳酸盐岩的主要结构类

型，见表 8 - 2。

结构命名原则，以灰岩为例，具体说明如下：

(1) 粒屑总量 > 50 % 时

以粒屑的名称作为主要结构名称，以主要的填隙物（亮晶或泥晶）为次要结构名称。按次要在前，主要在这样的原则组合起来为总结构名称。

1) 某种粒屑在粒屑总量中占有明显优势时，直接以该种粒屑名称作为主要结构名称，其他粒屑不参加定名。例如鲕粒占 60%、生物为 10%、亮晶为 25%、泥晶 5%，应定为亮晶鲕粒灰岩。

2) 有两种含量近似的粒屑联合在粒屑总量中占有明显的优势时，则以该两种粒屑联合作为主要结构名称。例如某灰岩鲕粒为 35%、生物为 27%、砂屑 13%、亮晶 25%，应定为亮晶生物鲕粒灰岩。

3) 各种粒屑中没有一种占明显的优势时，则主要结构名称笼统称为粒屑。例如某灰岩生物为 20%、砂屑为 25%、鲕粒为 30%、亮晶 10%、泥晶 15%，定为泥晶粒屑灰岩。

图 8 - 15 碳酸盐岩主要结构

类型三角形图

1—泥晶灰岩（云岩），粒屑含量 < 10 %；
2—含粒屑泥晶灰岩（云岩），粒屑含量为 25 ~ 10 %；3—粒屑泥晶灰岩（云岩），粒屑含量为 25 ~ 50 %；4—泥晶粒屑灰岩（云岩），粒屑含量 > 50 %，泥晶含量 > 亮晶含量；5—亮晶粒屑灰岩（云岩），粒屑含量 > 50 %；亮晶含量 > 泥晶含量

表 8 - 2 碳酸盐岩的主要结构类型

粒 屑	泥 晶 和 亮 晶 (加 上 粒 间 孔 隙)		粒 屑 类 型					骨 架	晶 粒
			内 碎 屑	鲕 粒	生 物 屑	团 块	球 粒		
> 50	泥 晶 < 亮 晶		亮 晶 内 碎 屑 灰 (云) 岩	亮 晶 鲕 粒 灰 (云) 岩	亮 晶 生 物 屑 灰 (云) 岩	亮 晶 团 块 灰 (云) 岩	亮 晶 球 粒 灰 (云) 岩	礁 灰 岩 (云 岩)	晶 粒 灰 岩 (云 岩)
	泥 晶 > 亮 晶		泥 晶 内 碎 屑 灰 (云) 岩	泥 晶 鲕 粒 灰 (云) 岩	泥 晶 生 物 屑 灰 (云) 岩	泥 晶 团 块 灰 (云) 岩	泥 晶 球 粒 灰 (云) 岩		
25 ~ 50	75 ~ 50		内 碎 屑 泥 晶 灰 (云) 岩	鲕 粒 泥 晶 灰 (云) 岩	生 物 屑 泥 晶 灰 (云) 岩	团 块 泥 晶 灰 (云) 岩	球 粒 泥 晶 灰 (云) 岩		
10 ~ 25	90 ~ 75		含 内 碎 屑 泥 晶 灰 (云) 岩	含 鲕 粒 泥 晶 灰 (云) 岩	含 生 物 屑 泥 晶 灰 (云) 岩	含 团 块 泥 晶 灰 (云) 岩	含 球 粒 泥 晶 灰 (云) 岩		
< 10	> 90	泥 晶 灰 (云) 岩							

应注意的是：在粒屑总量大于 50% 的定名中，正确区分填隙物是泥晶或是亮晶是确定岩石类型的关键，应仔细观察。如果岩石的重结晶作用很强，二者不能区分，则上列各种定名中，凡泥晶或亮晶处应换为重结晶后达到的晶粒级别，例如某灰岩生物为 60%、粉晶为 40%，定为粉晶生物灰岩。

(2) 粒屑总量为 25 % ~ 50 % 时

以粒屑的名称作为次要结构名称，以泥晶作为主要结构名称（如泥晶已重结晶，则以重结晶后达到的晶级为主要结构名称），二者组合起来为总结构名称。仍以主要在后，次要在前

前为原则。

1) 粒屑中某种粒屑占明显优势时, 以该粒屑名称作为次要结构名称。例如某灰岩有孔虫为 30%、腹足类 10%、粉晶 60%, 则称为有孔虫粉晶灰岩。

2) 粒屑中没有一种粒屑占明显优势时, 则次要结构名称笼统称为粒屑。例如某灰岩生物 15%、砂屑 20%、泥晶 65%, 称为粒屑泥晶灰岩。

(3) 粒屑总量为 10% ~ 25% 时

以粒屑的名称作为辅助结构名称, 以泥晶作为基本结构名称 (如泥晶已重结晶, 则以重结晶后达到的晶级作为基本结构名称), 二者合起来就成为总结构名称。按基本结构名称在后, 辅助结构名称在前的顺序排列, 并在辅助名称前冠以“含”字。

1) 有一种粒屑占明显优势时, 以该种粒屑名称作为辅助结构名称。例如某灰岩粪球粒为 15%、生物 8%、粉晶 77%, 称含粪球粒粉晶灰岩。

2) 粒屑中没有一种粒屑占明显优势时, 则辅助结构名称笼统称粒屑。例如某岩石生物含量 8%、砂屑占 5%、泥晶为 87%, 则称含粒屑泥晶灰岩。

以上几条中关于称呼法的具体规定, 目的是在名称中反映粒屑总量的前提下, 也将主要的粒屑类型反映出来; 同时, 也避免了各种粒屑名称的过多出现。这种称呼法的规定也可以推广到各种粒屑的亚种, 对生物可以推广到科、属、种。例如: 䗴 50%、斧足 10%、亮晶 30%, 称为亮晶䗴灰岩。

(4) 粒屑含量 < 10% 时

粒屑不参加命名, 直接以占优势的晶粒级别作为总结构名称; 如果有两个含量近似的晶粒级别联合占优势, 则以二者联合作为总结构名称; 如果有三个含量近似的晶粒级别, 则总结构名称定为不等粒。若是存在几种矿物, 则应按主要矿物的晶粒级别定名。例如泥晶 70%、粉晶 30%, 称泥晶灰岩。泥晶 40%、粉晶 35%、细晶 25%, 称粉晶泥晶灰岩。又如粉晶 30%、细晶 33%、中晶为 37%, 称不等粒灰岩。

但是, 当晶粒中有某种矿物的晶形成为显著的标志时, 可直接以其命名。例如灰岩中去石膏化形成的针柱状晶体达到 25% 以上, 可称为针柱状晶粒 (去石膏化) 灰岩。

(5) 生物骨架结构命名

不论在薄片中看到生物骨架与骨架中充填物的数量比例如何, 只要确定为生物骨架结构 (生物骨架结构必须结合野外产状才能确定), 一律以组成该骨架的生物名称作为结构名称, 定为“××灰岩”。例如生物骨架为珊瑚组成的, 则称为珊瑚礁灰岩。

(6) 残余结构命名

残余结构, 是指原生结构在次生变化过程中, 虽然改变了原来的面貌, 但仍残留着原结构的某些痕迹。对残余结构应仔细观察, 尽可能辨别出原始面貌, 然后对照上述规定定名。例如残余砂屑大致属 25% ~ 50% 的级别, 填隙物为粉晶, 则称为残余砂屑粉晶灰岩。

此外, 考虑到判断油气勘探的储集层的需要, 规范又规定凡镜下面孔隙率达 3% 以上时, 应在名称中表示出来, 即在原名称前加上主要孔隙类型的名称, 如溶孔、晶间孔、粒间孔等。当几种孔隙同时存在时, 则加上“多孔”二字。例如: 原名亮晶鲕粒灰岩, 溶孔 6%, 称溶孔亮晶鲕粒灰岩。原名细晶白云岩, 晶间孔 8%, 称晶孔细晶白云岩。

另外, 在特殊情况下, 如某种构造在野外或镜下观察都是岩石的一种显著标志, 使用构造命名有助于表现岩石的基本面貌时, 可采用构造命名, 如蠕虫状灰岩、纹层状灰岩、竹叶状灰岩、条带状灰岩、葡萄状白云岩、豹皮状灰岩等, 即称“××状”岩石。

在实际工作中，也常采用复合命名法，即岩石的总名称为结构（构造）名称加上矿物名称，结构（构造）名称在前，矿物名称在后，并规定以“化”字表示交代作用形成的矿物。例如方解石 80%、泥质 5%、白云石（化）15%、鲕粒 60%、亮晶 40%，称亮晶鲕粒含白云质（化）灰岩。白云石 70%、石膏 26%、泥质 4%、粉晶 80%、泥晶 20%、纹层状构造，称纹层状粉晶石膏质白云岩。

在实际工作中，如岩石成分和结构都十分复杂，按上述规定定出的名称太冗长，则可根据生产和科研的实际需要舍去某些次要名称（如舍去“含”一级），而突出主要特点。若上述定名办法有碍于表现岩石的基本性质时，可创造新名称和打破以上定名的数量界线，但在使用新名称时应注明标志并附以说明，以便资料统一对比。

三、碳酸盐岩的主要类型

1. 亮晶粒屑灰岩（云岩）

粒屑含量大于 50%，泥晶小于亮晶，称亮晶粒屑灰岩（云岩）。按粒屑类型不同，有亮晶内碎屑灰岩（云岩）、亮晶鲕粒灰岩（云岩）、亮晶生物（屑）灰岩（云岩）、亮晶团块灰岩（云岩）和亮晶球粒灰岩（云岩）等。

2. 泥晶粒屑灰岩（云岩）

粒屑含量大于 50%，泥晶含量大于亮晶，称泥晶粒屑灰岩（云岩）。按粒屑类型不同，有泥晶内碎屑灰岩（云岩）、泥晶鲕粒灰岩（云岩）、泥晶生物（屑）灰岩（云岩）、泥晶团块灰岩（云岩）和泥晶球粒灰岩（云岩）等。

3. 粒屑泥晶灰岩（云岩）

粒屑含量为 25% ~ 50%，泥晶含量为 75% ~ 50%，称粒屑泥晶灰岩（云岩），按粒屑类型不同，可分为内碎屑泥晶灰岩（云岩）、鲕粒泥晶灰岩（云岩）、生物（屑）泥晶灰岩（云岩）、团块泥晶灰岩（云岩）和球粒泥晶灰岩（云岩）等。

4. 含粒屑泥晶灰岩（云岩）

粒屑含量 10% ~ 25%，泥晶含量 75% ~ 90%，称含粒屑泥晶灰岩（云岩）。按粒屑类型的不同，可分为含内碎屑泥晶灰岩（云岩）、含鲕粒泥晶灰岩（云岩）、含生物（屑）泥晶灰岩（云岩）、含团块泥晶灰岩（云岩）和含球粒泥晶灰岩（云岩）等。

5. 晶粒灰岩（云岩）

这种灰岩（云岩）不含粒屑，或粒屑含量小于 10%。按晶粒大小不同，则有隐晶、粉晶、细晶、中晶和粗晶灰岩（云岩）等。

6. 礁灰岩（云岩）

主要由生物礁组成。按造礁生物类型的不同，可分为珊瑚礁灰岩（云岩）、海绵礁灰岩（云岩）等。

近年来，在四川东部的石宝寨、黄泥塘、板东等构造上，于井下上二叠统长兴组中发现生物礁白云岩，并获得高产气流。在板 4 井中，根据岩心、电测、录井、试油资料证实此段主要岩性为粗粒结构的白云岩及生物灰岩，针溶孔洞非常发育，特别是上部白云岩段，电测声波孔隙度高达 15%，有效厚度 42m。生物礁白云岩在川东长兴组分布广泛。这类气藏具有高产稳定的特点。

第三节 石灰岩及白云岩

一、石灰岩

石灰岩是方解石含量大于 50% 的岩石，常简称为灰岩。由于含有其他矿物，所以颜色多种多样，如深灰、浅灰、灰白、浅黄、浅红、灰黑等色。灰岩在野外的鉴定特征是：硬度小于 5.5（用小刀能刻动），加冷稀盐酸强烈起泡，在地貌上常形成奇特的岩溶地形或叫“喀斯特”地形。石灰岩用途很广，是石灰和制造水泥的重要原料。

石灰岩的成分、结构和分类，在本章第一、二节中已经叙述，本节只介绍石灰岩物质成分的成因、沉积作用和石灰岩的沉积环境。

1. 石灰岩物质成分的成因及沉积作用

(1) 石灰岩物质成分的成因

石灰岩和碎屑岩相比，首先表现在物质成分的来源不同。碎屑岩的物质成分主要是由各种地质营力经过较长距离搬运而来；而石灰岩的物质成分则主要是沉积盆地内生成的，其生成方式有化学的、机械的和生物的三种。

1) 机械成因 盆地岸边的垮塌，先成岩石的破碎。

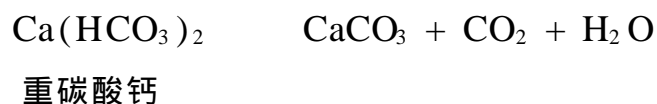
2) 生物成因 通过对现代海洋的研究，证明生物不仅在死后尸体能分解出碳酸盐矿物，就是在某些生物的生长过程中，也能促使 CaCO_3 的沉淀而形成碳酸盐矿物。另外，生物遗体可直接堆积为生物岩。

3) 化学成因 碳酸盐矿物主要是由化学作用沉淀而形成的。

(2) 石灰岩物质的沉积作用

石灰岩物质的沉积亦有化学的、机械的和生物的三种。机械沉积的规律与碎屑岩机械沉积是一样的；生物沉积作用主要是底栖生物的堆积和生物礁式的堆积。下面简要介绍石灰岩物质的化学沉淀作用。

碳酸钙（ CaCO_3 ）难溶于水，它是以重碳酸钙的形式溶解于水中，即



上述反应是可逆的，饱和的 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 溶液一旦释放出 CO_2 ，便产生 CaCO_3 的沉淀，这说明水介质中 CO_2 气体的含量直接影响 CaCO_3 的沉淀或溶解，即 CO_2 含量增大， CaCO_3 不发生沉淀；反之，若 CO_2 含量减少，则 CaCO_3 就沉淀。

CO_2 在水中的含量与温度、压力、植物的光合作用和水介质的搅动等因素有关：温度升高使 CO_2 从水中逸出；光合作用要消耗大量的 CO_2 ；压力减小或波浪的搅动亦可释放出 CO_2 等。

根据对现代碳酸盐沉积的研究，说明温暖、清洁的浅水和水动力较强的水盆，是碳酸钙沉淀的理想场所。因此，有人把碳酸盐的沉积叫做清水沉积，而碎屑岩的沉积叫做混水沉积。

2. 石灰岩的沉积环境

以前，人们大都笼统地认为石灰岩是浅海环境的产物。但现在认识到石灰岩的生成环境大大超出了浅海（即位于平均低潮面以下的浅海区）的范围，在潮间带（即平均高潮面与平均低潮面之间的地带，或称中潮汐带）、潮上带（平均高潮面以上的地带，只有在特大风暴时，潮水才能到达的地带，或称上潮汐带）、深海、湖泊、以及陆上其他环境，均可生成石灰岩。

（1）浅海环境

浅海环境是石灰岩沉积的主要场所，特别是热带浅海。因为这个环境适合于大量生物的生存。藻类的新陈代谢和光合作用，需要吸收大量的 CO_2 ，因而使温暖的浅水成为过饱和 CaCO_3 的海水，沉淀出 CaCO_3 （文石质灰泥），而钙藻的外壳也是文石质灰泥的主要提供者。因此，藻类繁生可以提供大量的碳酸盐物质，但它需要一个温暖、浅水、清洁透明的环境。混浊的海水不仅妨碍它进行光合作用，阻止钙藻的生长，而且悬浮粘土可以堵塞多数底栖无脊椎动物的摄食器官，使这些动物不能繁盛起来，有碍于大量碳酸盐物质的形成，故混水对碳酸盐物质的生成起着抑制作用。如水太深，阳光不足，氧气不够，对藻类和底栖无脊椎动物生长不利；水压大，溶解的 CO_2 多， CaCO_3 不能饱和，因此，深水不会有大量的碳酸盐直接产生。深水碳酸盐沉积主要是表层海水中的浮游生物（抱球虫、有孔虫等）和浅水陆棚区漂运来的灰泥或粉屑。

在开阔陆棚浅水地带，由于波浪、潮汐及水流（包括底流、沿岸流）的作用，簸选走细碎屑沉积物，产生各种砂、砾级碎屑沉积，如鲕粒沙坝、沙嘴、沙滩及鲕粒三角洲等。这一类是以机械作用为主的碳酸盐沉积体。

（2）潮汐带环境

潮汐带包括潮间带和潮上带，这里也堆积有大量的碳酸盐沉积物。潮间带的沉积以灰泥为主，有波浪和叠层构造。潮汐的水道可切割潮间带沉积，并在其中形成砂级颗粒的沉积，其底部还可有砾石。这种潮汐水道的沉积还常具交错层理。潮上带沉积物亦是灰泥和较细的颗粒为主，常具纹理、干裂、鸟眼构造等。早期成岩作用所形成的豆粒和结核状硬石膏及较完整的化石也很常见。这些完整的化石是大风暴时期带来的。

（3）深海环境

所谓深海是指水深在 2 000m 以下的地区。古代深海碳酸盐沉积物很少发现，但在现代深海海底 1/3 以上的地区，却覆盖着有 30% 以上的碳酸盐软泥。

最常见的深海碳酸盐沉积物由浮游有孔虫（主要是抱球虫）的遗体和钙质超微化石组成。深海碳酸盐沉积比浅海少，这是因为在大约 500m 深以下的海水中，对于 CaCO_3 来说就不饱和了。另外，静水压力增大，也加速了海水对 CaCO_3 的溶解作用。如直径为 $1 \sim 2\mu\text{m}$ 的碳酸盐质点沉入不饱和的海水中，它在沉入 1 000m 深以前就被溶解掉了；而大的质点则有可能穿过深水到达海底，但在海底还要继续溶解。如果是具有有机质外壳的介壳，可使海水不与介壳内的碳酸盐物质接触，从而阻止了海水对碳酸盐的溶解作用。所以深海中的 CaCO_3 堆积需要颗粒大、抗溶解力强的质点，而且下沉速度要快。

常把形成深海碳酸钙沉积物的深水深度，叫做“碳酸钙的补偿深度”。在这一深度以上，有碳酸钙软泥生成；以下则没有或很少有碳酸钙沉积物，多为红色深水粘土或硅质软泥，这个深度一般为 4 000 ~ 7 000m。

另外，在碳酸盐台地的边缘，在浅水地区生成的碳酸盐沉积物也可被带到台地以外的深水中堆积下来，而呈浊流沉积物和其他深海沉积物共生。

(4) 湖泊环境

在湖泊中生成的石灰岩，许多特征都与海洋环境中生成的石灰岩类似，如鲕粒、内碎屑、生物结构等，但生物类型大为减少。

湖泊成因的石灰岩厚度，一般比海成灰岩薄，多在几米到几十米之间。

(5) 陆上其他环境

在陆上的泉水出口处和石灰岩的洞穴中都有碳酸钙沉积物。多孔、松软者叫钙泉华；块状的、较致密的则叫石灰华。但石灰华有时也用来描述石灰岩中的洞穴沉积，如石笋、钟乳石、石柱等。它们都是化学沉积物。

二、白云岩

白云岩是指白云石含量大于 50% 的一种碳酸盐岩，亦可简称云岩。在野外，加冷稀盐酸不起泡（仅粉末有微弱反应），常具有刀砍纹，可以与石灰岩区别。

关于白云岩的成分、结构及其分类，在本章的第一、二节中已经叙述。故本节只谈白云岩的成因和成因分类。

1. 白云岩的成因

对白云岩的成因问题，有两种对立的观点。一种观点认为原生白云岩是存在的。白云岩可分为原生和次生两种。另一种意见认为，自然界没有、也不可能有原生白云岩，地层记录中所有的白云岩都是石灰岩发生白云岩化的产物。

主张白云岩为交代成因者，主要从现代沉积和实验岩石学方面寻找论据。他们认为，现代沉积的白云岩还缺少原生的证据；同时，在室温条件下促使白云石沉淀的实验均告失败。

主张存在原生白云岩的人，主要从地质上寻找依据。在前寒武纪，就有大量的白云岩沉积，其中有许多为泥晶结构，成分稳定，顶底界线清晰，薄层延伸可达数公里或数十公里，常见有细纹理，且没有交代残余结构，并有波痕、泥裂等浅水标志，藻白云岩也极为广泛。这样的白云质沉积很难设想是交代作用的产物。

原生白云岩经常与蒸发岩共生，因而许多人认为是在高度盐化的蒸发环境里形成的。也有人为了回避同交代论者的争论，主张把凡能反映海水性质的同生白云岩也纳入“原生”的范畴。

我国南方和北方的碳酸盐岩地层中，白云岩的分布极为广泛。如华北奥陶系、四川三叠系嘉陵江组中的泥晶粉晶白云岩、石炭系和寒武系的白云岩、震旦系的藻礁白云岩等。它们层位稳定，分布广泛，有的还有石膏和硬石膏夹层。它们应属于原生或同生白云岩的范畴。

白云岩生成方式和环境是多种多样的。从生成方式来说，有直接化学沉淀的、白云化作用形成的和机械破碎作用形成的；从生成环境来说，有大陆的、潮汐带的、海洋的均有；从生成环境的水介质的盐度来看，高盐度水（高于正常海水盐度的 5~8 倍）和淡水（淡水白云岩）均有。

2. 白云岩的成因分类

(1) 原生白云岩

1) 化学沉淀的白云岩 内陆的盐湖、咸化泻湖、潮汐带等地区均可生成这种白云岩。多为泥晶、粉晶结构，在层位上常呈区域分布。

2) 同生交代白云岩 或称同生白云岩。它是碳酸钙沉积物刚刚沉积以后，且还在与上覆水体相接触时，由白云化作用所形成的白云岩。

3) 粒屑白云岩 这类白云岩有两种成因：一种是原来的白云岩经过波浪或水流作用的

破碎以后沉积的；另一种是由粒屑灰岩的沉积物在沉积后期经白云化作用形成的。

4) 生物白云岩 为具有生物格架的白云岩或礁白云岩。

(2) 成岩白云岩

在碳酸钙沉积物的成岩阶段由白云化而形成的交代白云岩，叫成岩白云岩。这种白云岩的白云石晶体较大，晶形较完整，透明度较高，晶体内部常有粉末状的方解石包裹体，有时还能见到鲕粒、生物等残余结构。本类岩石常由于交代不彻底而形成斑块或条带状。

(3) 后生白云岩

在石灰岩形成以后，在断层、裂隙等构造因素的控制下，局部范围内发生白云化而形成的交代白云岩，叫后生白云岩。这种白云岩的白云石晶粒粗大，沿断层裂隙发育，与石灰岩多呈突变接触关系。

成岩白云岩和后生白云岩统称为次生白云岩，它与原生白云岩的区别见表 8 - 3。

表 8 - 3 原生白云岩与次生白云岩的区别		
岩 类 项 目	原 生 白 云 岩	次 生 白 云 岩
晶 粒 大 小	微 细 晶 粒	晶 粒 较 粗
结 构、 构 造	泥晶—细晶结构，均一构造，无残余结构	中～粗晶结构，有残余结构，嵌晶和连晶结构，具粒度递变序列，斑块和条带状构造
与 其 他 岩 类 的 共 生 关 系	与石膏、硬石膏、盐岩等蒸发岩共生，为石灰岩的夹层，在横向上与石灰岩呈过渡接触，与红层或粉砂岩共生	与石灰岩共生，呈突变接触
分 布 情 况	区 域 性 分 布	受断层、裂隙控制，分布范围很局限

第四节 碳酸盐沉积物的沉积后作用

碳酸盐沉积物的沉积后作用，主要是成岩作用和后生作用。在此阶段碳酸盐沉积物将发生重大的变化，其变化的作用类型很多，主要有胶结作用、压实作用、矿物的转化作用、重结晶作用、交代作用和溶解作用。

一、胶结作用

胶结作用是一种孔隙水的物理化学和生物化学的沉淀作用，作用的结果是在粒间的孔隙中发生晶体的生长，这类晶体就是胶结物。它能把碳酸盐颗粒或矿物粘结起来使之变成固结的岩石。与碳酸盐颗粒同时沉积的灰泥也起着胶结作用，但一般应与在颗粒孔隙间沉淀的胶结物区别开，这样对研究碳酸盐岩的沉积环境有重要的意义。

二、压实作用

碳酸盐沉积物在上覆层的重荷压力下，发生水分减少、孔隙度降低、体积缩小并进而变得致密的作用称压实作用。

由于碳酸盐沉积物常常发生早期胶结作用，许多碳酸盐岩的压实现象很不显著，但压实现象是存在的，如变形鲕粒、变形砂屑等。

三、矿物的转化作用——方解石化作用

现代浅海的碳酸钙沉积物是由文石、高镁方解石和低镁方解石组成的。但在相应环境中形成的古代石灰岩却都由低镁方解石组成。这一现象说明，文石和高镁方解石在成岩过程中已转变为低镁方解石。由于转变的最终产物是低镁方解石，所以又叫方解石化作用。

矿物的转化作用包括两种情况：一种是矿物的同质多象转化。这种转化仅发生晶格和晶形的变化，并不发生化学成分的变化，如文石转变为低镁方解石即属这种类型。另一种变化有离子的带出即有化学成分的变化，但不发生晶格和晶形的变化。如高镁方解石转化为低镁方解石时有镁离子的带出，但无晶格和晶形的变化。

四、重结晶作用

重结晶作用是指作用后的矿物成分不变，而晶体大小和形状发生了变化的作用，一般情况下晶体增大。碳酸盐岩中重结晶作用是相当普遍的现象。

重结晶方解石有以下主要特征：

- 1) 常含泥晶方解石包体，故较混浊；
- 2) 晶体大小分布不均匀，无规律，常呈集合体状、斑块状等；
- 3) 晶体边界弯曲；
- 4) 可破坏颗粒边界。

五、交代作用

在碳酸盐沉积物或岩石中，原来的矿物被新的矿物取代的作用叫交代作用。

碳酸盐岩中常见的交代作用有白云化，去白云化、硅化和硫酸盐化等。

1. 白云化作用

在岩石形成的各个阶段都可发生白云化作用。白云化作用就是镁离子交代碳酸钙中的钙离子后而形成白云石的作用。这种作用可在高咸化水（含盐度为正常海水的 5~10 倍）或在淡水和低含盐度的地下水中发生。当 Mg/Ca 比值大于 5/1 或 10/1 时，结晶作用较快可形成盐水白云岩。即使 Mg/Ca 比值降到 1/1，只要结晶作用慢，亦可形成淡水白云岩。

在碳酸钙的沉积物或岩石中，白云化作用是十分普遍的现象，这也是白云岩成因的主要因素。

2. 去白云化作用

白云石被方解石交代的作用称为去白云化作用。这种交代可以是彻底的，但常常仅是部分的交代。去白云化的鉴定标志主要是白云石的晶体（菱形）内尚有未完全交代的白云石残余。

3. 硅化作用

碳酸盐矿物被硅质成分交代的作用称为硅化作用。在四川二叠系石灰岩中，常见这种现象。

4. 硫酸盐化作用

石膏和硬石膏交代碳酸盐矿物的现象叫做石膏化和硬石膏化，统称为硫酸盐化作用。这种作用的发生与含硫酸盐的孔隙水的活动有关。

六、溶解作用

石灰岩遇到含 CO_2 的水即可溶解，其反应式如下：



溶解作用可发生于各个阶段：早期成岩的溶解作用；后生阶段地下淡水的溶解作用；表生成岩阶段地表水的溶解作用。溶解作用的结果可以增大孔隙，所形成的新孔隙系统往往是油气渗滤和储集的有效空间。

第五节 碳酸盐岩的研究方法

碳酸盐岩的研究方法很多，本节只对一些常用的方法作一简单的介绍。

一、野外研究方法

碳酸盐岩的野外研究工作是碳酸盐岩研究的基础。野外研究，除一般的野外地质工作所要求的内容外，应特别注意以下几点：

第一、弄清碳酸盐岩的地层层序和它的产状。

第二、对碳酸盐岩进行初步分类、命名和描述。

首先是成分的分类、命名和描述。通常用稀盐酸（HCl 浓度 5% ~ 10%）对碳酸盐岩进行试验，并结合其他岩性特征，把石灰岩 - 白云岩系列划分为以下四个最基本的岩石类型。

1) 石灰岩 在岩石表面加稀盐酸强烈起泡，并可听到响声；把岩屑放入稀盐酸中亦强烈起泡和发出响声，而且岩屑还常在酸中跳动而倾向浮起。

2) 白云质石灰岩 在岩石表面加稀盐酸很快起泡，但响声不大；把岩屑放入稀盐酸中，CO₂ 小泡象串珠一样不断冒出，岩屑只有轻微的跳动。

3) 灰质白云岩 在岩石表面加稀盐酸，只见微微起泡，而且响声小，只有靠近耳边才能听到；把岩屑放入稀盐酸中，反应较弱，也不跳动。

4) 白云岩 在岩石表面上加稀盐酸不起泡或起泡很慢，很微弱，把岩屑放入稀盐酸中，开始不反应或反应很弱，后来才逐渐加快，并有小泡冒出。

岩石表面的新鲜程度、岩屑的大小、岩石的孔隙性及渗透性、岩石表面粘附的碳酸盐粉末等，都会影响上述反应的强度。但是，只要采用大致相同的条件，注意这些因素的影响，经过反复的试验对比，再配合其他岩性特征，是能很好地把上述四种类型的岩石区分开的。

另外，在岩石表面加稀盐酸时，亦可大致判断岩石中粘土含量的多少。如果粘土含量较多，在酸蚀的表面上，常留有一层未溶的粘土膜。这对于判断碳酸盐岩 - 粘土岩系列的过渡类型是很有用处的。

以上是关于碳酸盐岩初步的成分分类和命名。与此同时，还应对碳酸盐岩进行初步的结构分类和命名。通常是在岩石的新鲜面上，先用稀盐酸浸蚀一下，酸蚀后用清水冲洗表面，然后用放大镜进行观察，就可以比较清楚地看出碳酸盐岩的各种结构组分，如各种颗粒类型、灰泥、胶结物以及陆源组分等。在此基础上就可以把碳酸盐岩的一些主要的结构类型，如各种粒屑石灰岩、灰泥石灰岩、不同粒级的结晶石灰岩、生物灰岩等确定下来。

根据上述成分和结构方面的分类和命名，就可以对碳酸盐岩进行初步的野外岩性描述。当然，这一分类、命名和描述都是初步的，可能会出现一些错误。但是这一步工作仍然是最基本的，它的不足和错误可用室内进一步的分析研究方法来补充和改正。

第三、对碳酸盐岩的各种沉积构造，应进行认真的观察和描述。这对于碳酸盐岩的成因及沉积环境的分析是很有用的。

第四、注意孔、洞、缝的观察、描述和统计，并详细观察油气水显示与孔、洞、缝的关系。

第五、有目的地采集各种样品，以供室内各种分析之用。

二、室内研究方法

1. 薄片法

薄片法是碳酸盐岩研究的最基本的方法。在镜下能研究碳酸盐岩的矿物成分、结构、构造、孔隙、裂缝以及成岩后生变化等特征。

岩石薄片鉴定的目的，是在对岩石肉眼观察的基础上，挑选代表性样品，制成薄片，借助于偏光显微镜，进行更精细的观察，以克服肉眼观察的不足，为地层对比、沉积相和储层研究等，提供更加合乎实际（纠正肉眼观察的某些错觉）和更加丰富（补充肉眼所看不到的现象）的第一性资料。

为达到上述目的，在薄片鉴定时，应注意以下两点：

第一、要确实弄清所要鉴定的薄片是解决什么问题。因此，必须尽可能了解区域地质概貌，有条件时应实地观察地层剖面或岩心，亲自参加采样，以便对宏观面貌有确切的了解。

第二、要十分注意样品的代表性：样品代表地层的哪一段；所制的薄片能否代表该样品。因此，鉴定时必须要有包括野外描述（或岩心描述）、样品位置等内容的剖面图；对有特殊要求的样品，必须亲自参加制片过程；具有较大型结构构造的样品（如结核、条带、斜层理等），需磨制大光面配合鉴定。鉴定前必须先看手标本，如已经有岩心的系统揭片资料，则应与揭片一起进行对比观察。

2. 碳酸盐岩的化学分析

碳酸盐岩的化学分析是矿区普遍采用的方法之一。它可以补充薄片鉴定的不足，特别是一些隐晶泥质石灰岩，其泥质成分的含量在镜下很难估计正确。这时，可用化学分析结果加以校正。总之，应将化学分析结果与薄片观察相结合进行岩石的定名。

化学分析的质量，除了分析方法外，还决定于所取样品的代表性。因此，最好在薄片取样的同一部位取化学分析样品。

为了便于地质上应用，化学分析所得的各项离子或氧化物必须换算成矿物成分。

无 SO_3 时，可按下式计算：

$$\text{方解石 \%} = 1.785 \times \text{CaO \%} - 2.483 \times \text{MgO \%}$$

$$\text{白云石 \%} = 4.575 \times \text{MgO \%}$$

有 SO_3 时，按下式计算：

$$\text{方解石 \%} = 1.785 \times \text{CaO \%} - 1.250 \times \text{SO}_3 \% - 2.483 \times \text{MgO \%}$$

$$\text{白云石 \%} = 4.575 \times \text{MgO \%}$$

$$\text{石膏}\% = 1.700 \times \text{SO}_3\%$$

(以上的常数来源是: $1.785 = \text{CaCO}_3 / \text{CaO}$, $2.483 = \text{CaCO}_3 / \text{MgO}$, $4.575 = \text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 / \text{MgO}$, $1.250 = \text{CaCO}_3 / \text{SO}_3$, $1.700 = \text{CaSO}_4 / \text{SO}_3$)。

3. 染色法

碳酸盐矿物与一些化学试剂发生化学反应后, 常呈现不同的颜色。根据这些颜色特征来鉴别碳酸盐矿物的方法, 就是染色法。对于未加盖玻璃片的薄片、平坦的岩石样品表面、岩样的磨光面、岩屑等, 都可用染色法进行鉴定。较简单的染色法在野外工作和钻井队都可进行。

(1) 茜素红 - S 染色法

染色法主要适用于大于 0.01mm 的碳酸盐颗粒或晶粒。最常用的是茜素红 - S (又名茜素磺酸钠) 染色法。它是把茜素红 - S 溶液直接在薄片上染色以区分方解石和白云石 (染色后, 用清水轻轻地冲洗薄片, 然后放在镜下观察)。

茜素红 - S 溶液的配制方法是: 将 0.1g 的茜素红 - S 粉末, 溶解在 100mL 浓度为 0.2% 的盐酸中 (溶液呈桔黄色)。另一种配制方法是: 用一定量的茜素红 - S 加入蒸馏水 (或清洁的软水) 中, 使溶液呈红色, 再加几滴盐酸, 使溶液变为桔黄色。盐酸的浓度不能过大, 以免损坏薄片。染色时最好染薄片的一部分, 不要全部染色。

茜素红 - S 对矿物染色结果是方解石、高镁方解石、文石都呈深红色; 铁白云石、含铁白云石呈紫色; 白云石、菱铁矿、菱锰矿、石膏等不染色。

(2) 鞣酐黄 (或钛黄)

将 0.2g 的鞣酐黄溶解在 25mL 的甲醇中, 并加入 50mL 浓度为 30% 的 NaOH, 然后加热煮沸。热染时, 将岩样放入在沸腾的溶液中沉浸 5min, 其结果是: 方解石、文石、硬石膏不染色; 白云石、高镁方解石、石膏、菱镁矿呈橙红色。

(3) 组合染色剂

把 1g 茜素红 - S 和 5g 铁氰化钾一起溶解在 1000mL 浓度为 0.2% 的稀盐酸中。染色结果是方解石呈深红色; 铁方解石呈蓝红色; 铁白云石染成蓝色。

若试剂的比例不同, 染色结果也不一样, 见表 8 - 4。

(4) 区别天青石与重晶石

用玫瑰红酸钠 0.5% 的饱和溶液和浓度为 20% 的 NaOH 溶液可区别天青石和重晶石。方法是将样品浸入浓度为 20% 的 NaOH 溶液中, 半分钟后取出用水冲洗, 再将玫瑰红酸钠溶液滴于岩样上, 约 2min 后用水冲洗干净, 结果是天青石被染成桔红色或带玫瑰红色; 而重晶石、方解石、白云石不染色。

(5) 区别白云石与菱锰矿

用联苯胺法可区别白云石与菱锰矿。将 2g 的纯联苯胺溶于 100mL 的水 (其中含有 10N 的 HCl) 中。样品先用 HCl 浸蚀并用水冲洗几次, 目的是去掉多余的 HCl, 然后把样品浸入 1% ~ 3% 的 NaOH 稀溶液中约 1.5min, 最后把样品浸入冷的联苯胺溶液中。其结果是: 菱锰矿很快染成蓝色, 白云石不染色。

(6) 区别白云石与菱镁矿

将 1g 二苯基代碳酸、二胍液于 100g 酒精中, 再加入等体积浓度为 20% 的 NaOH 溶液, 然后在水浴中加热。待水浴中的水煮开后, 将薄片放入 5min, 则菱镁矿呈红紫色, 而白云

石、铁白云石不染色。

表 8 - 4 方解石和白云石的染色法

染色结果 染色试剂	矿物	方 解 石			白 云 石	
		无 Fe ²⁺	贫 Fe ²⁺	富 Fe ²⁺	无 Fe ²⁺	Fe ²⁺ / Mg ²⁺ < 1
		方解石 (狭 义)	含铁方解石	铁方解石	白云石 (狭 义)	含铁白云石
0.2% HCl 0.2% 茜素红 - S		红	红	红	不染色	不染色
0.2% HCl 0.5% ~ 1% 铁氰化钾		不染色	亮蓝	暗蓝	不染色	暗蓝
0.2% HCl 0.2% 茜素红 - S 0.5% ~ 1% 铁氰化钾		红	淡黄	紫	不染色	暗蓝

注：试剂按重量百分比配制

另一方法是将 0.15g 二苯氨基脲固体加入 100mL 的乙醇中，再加 NaOH，使 pH = 13 ~ 14，在水浴中煮沸，把岩石的磨光面浸没于沸腾的二苯氨基脲的碱性溶液中，经 30min 后洗净观察：白云石、方解石不染色；而菱镁矿染成鲜红色。

复 习 思 考 题

- 1. 简述碳酸盐岩与油气的关系。
- 2. 碳酸盐岩的主要物质成分有哪些？
- 3. 简述碳酸盐岩的成分命名原则。
- 4. 碳酸盐岩的结构组分主要有哪几种？
- 5. 鲕粒是怎样形成的？
- 6. 鲕粒有几种？其主要特征是什么？
- 7. 碳酸盐泥与亮晶胶结物的形成条件有何区别？
- 8. 灰泥重结晶与亮晶碳酸盐矿物的主要区别有哪些？
- 9. 福克分类的核心是什么？它适合于什么条件？
- 10. 我国常用的碳酸盐分类原则有哪几条？并举例说明。
- 11. 石灰岩物质成分的成因有哪些？
- 12. 简述白云岩的成因。
- 13. 碳酸盐沉积物在沉积后主要有哪些变化？
- 14. 最常用的染色法是什么？如何进行？

第九章 其他沉积岩

在自然界的许多沉积剖面中，常见有石膏、岩盐、燧石和一些铁、锰、铝、磷质的沉积物；另外，还有一些性质特殊呈固体状态的煤、油页岩以及呈液态、气态的石油和天然气等可燃有机岩。它们都属于典型的沉积岩类的范畴。

这些沉积岩跟前面所讲的碎屑岩、粘土岩、碳酸盐岩等，在成因、形成环境以及化学的或生物化学的控制因素等方面，都存在着一定的差别。比如，组成铁、铝、锰质岩石都属于惰性的元素；而磷质、硅质岩及可燃有机岩，它们在成因上生物作用很重要，有的则直接与生物有关；又如岩盐、石膏，却主要由蒸发作用所形成。由于它们在生成环境和形成时物化条件等的差异，因而也表现出在结构、构造等方面的特殊性，象铁、锰质岩常见的鲕状、豆状、球粒、结核等就是例证。

另外，这些岩石本身也是重要的矿产，所以研究它们就更有实际的意义。

第一节 蒸发岩

蒸发岩又称盐岩，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沉积岩。这类沉积岩，主要是因蒸发作用而沉淀形成的，故称为蒸发岩。

蒸发岩的主要矿物成分是：石盐（ NaCl ）、钾石盐（ KCl ）、光卤石（ $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ）、钾芒硝（ $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 3\text{K}_2\text{SO}_4$ ）、泻利盐（ $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ）、芒硝（ $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ）、硬石膏（ CaSO_4 ）、石膏（ $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ）等；混入物可能有方解石、白云石、粘土、石英、长石和云母等。

根据组成蒸发岩的主要矿物成分的不同，可将蒸发岩分为以下三类：

一、石膏岩及硬石膏岩

由于石膏与硬石膏是可以互相转变的两种矿物，一般说来，在地表浅处（小于 100 ~ 150m）硬石膏易转变成石膏，而在深处则石膏转变为硬石膏。因此，除了能组成单矿岩外，有时则以石膏 - 硬石膏岩或硬石膏 - 石膏岩出现。它们的颜色有青灰、白、淡红等色。其结构呈致密状，受重结晶作用之后呈纤维状、鳞片状、结晶粒状等结构。矿物成分除石膏、硬石膏外，还有粘土、石盐、白云石、天青石及碎屑物质等混入物。

石膏岩和硬石膏岩形成于大陆盐湖和泻湖环境，呈层状、透镜状产于碳酸盐岩或红层之中。我国有名的湖北应城等地的石膏矿就产于第三系红色砂页岩中，南京汤山附近的三叠系中，也找到了规模巨大的石膏和硬石膏层。四川井下三叠系中亦有硬石膏层作为油气藏的盖层。

二、石盐岩

石盐岩主要由石盐和各种氯化物组成，纯者无色，因常含 F、Br、Re 等元素而呈现特殊的灰、蓝、红、褐等颜色。石盐常与石膏、硬石膏共生，也可产于钾镁岩层中。我国石盐岩主要分布在三叠系、白垩系和第三系。在西北干旱地区有许多现代盐湖，就是石盐岩形成的环境。著名的江西盐矿是以石盐为主的大盐矿。四川川中地区井下三叠系中有巨厚的石盐

层存在。

石盐岩是提取食盐的原料，也是极其重要的化工原料。

三、钾镁盐岩

由钾石盐、光卤石和泻利盐矿物组成的岩石称为钾镁盐岩。钾镁盐岩中常有石膏、硬石膏、粘土及其他混入物。根据不同的成分，主要有钾石盐岩、光卤石岩等。

1. 钾石盐岩

钾石盐岩主要由钾石盐（15% ~ 40%）和石盐（25% ~ 60%）以及少量的硬石膏、粘土和其他的混入物组成。常有明显的层理，这是由钾石盐、石盐和粘土质硬石膏互层所造成。颜色常为乳白色、红色或红褐色。质柔软，有涩咸味。钾石盐是主要的钾盐矿床。我国云南江城钾盐矿床就是以钾石盐为主。钾石盐是提取钾肥的重要原料。

2. 光卤石岩

光卤石岩主要由光卤石（40% ~ 80%）和石盐（18% ~ 50%）以及少量的硬石膏、粘土所组成。岩石有苦咸味，常含有气体，用钢针在光卤石晶体上刻划时可以听到一种特殊的劈裂声。光卤石常与钾石盐共生。

根据统计资料，在油、盐共生的盆地中，有 46% 的盆地的油气层是产于盐系地层之下；有 41% 的盆地的油气层产于盐系地层之上；13% 的盆地的油气层产于盐系地层之间。这表明油气层产于盐系地层的上部和下部是主要的。在盆地的发展过程中，如果出现干湿交替的气候，将会形成含油气沉积和成盐沉积的交替，在剖面上组成含盐岩系和含油气岩系的旋回沉积。四川南部下三叠统嘉陵江组气田即为含气的碳酸盐岩与硬石膏层的旋回沉积，位于油气层之上的硬石膏层是理想的油气盖层。

在油、盐共生的盆地中，岩石的平面分布常有明显的分带性。在含碳酸盐类岩石的盐盆地中，由盆地边缘往中心，由石灰岩、白云岩、石膏或硬石膏、石盐、钾镁盐等相带组成。在含碎屑岩的盐盆地中，由盆地边缘向中心，由砾岩、砂岩、粘土岩、泥灰岩、钙钠硫酸盐、石盐、钾镁盐等相带组成。油气主要聚集在碳酸盐岩和砂岩分布带中。

第二节 化 学 岩

一、硅质岩

由化学作用、生物化学作用以及某些火山作用所形成的富含 SiO_2 （可达 70% ~ 90%）的岩石称为硅质岩。这里不包括由机械沉积作用所形成的石英砂岩和石英岩。

硅质岩的化学成分主要是 SiO_2 ，此外，还有 CaO 、 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 等混入物。

硅质岩的矿物成分主要是蛋白石、玉髓和自生石英，其次可能有碳酸盐类矿物、粘土矿物、氧化铁以及海绿石等。其中蛋白石为凝胶体，它与玉髓可以是化学沉积的，也可以是生物作用形成的。自生石英多由蛋白石、玉髓重结晶而成。

硅质岩一般为灰黑色、黑色，少数呈白色或红色。硅质岩的结构多为隐晶质和非晶质致密块状结构及生物结构。常呈薄层状或结核状构造。岩石坚硬、性脆，化学性质稳定，不易风化。

根据成因，硅质岩可分为两种类型：一是生物成因的，如硅藻土、海绵岩、放射虫岩、蛋白土等。二是非生物成因的，如碧玉岩、燧石岩、硅华，它们可以是化学成因、次生成因或与火山作用有关。

1. 硅质岩的主要类型

(1) 硅藻土

主要为硅藻类的遗体（硅藻壳）所组成。硅藻的个体很小（0.03 ~ 0.15mm），含量不定、有时可占岩石的 70% ~ 80%。矿物成分主要为蛋白石，有时还混有粘土矿物、碳酸盐、海绿石、石英、云母等。

硅藻土为白色、浅黄、浅灰等色；质轻，相对密度只有 0.4 ~ 0.7；孔隙度大，可达 90% ~ 92%；吸收性强，粘舌，具有硅藻生物结构，层理一般不明显，有时可见薄的水平层理。

硅藻土多分布于近两极地带和温带的现代海洋。在地质历史上大部分产于第三纪和第四纪地层，个别在白垩纪地层中也有发现。

(2) 海绵岩

主要由硅质海绵类生物遗体组成。其中主要生物为海绵骨针，成分多为蛋白石，有时为玉髓，还可有粘土矿物、海绿石和粉砂等混入物。其外貌为细粒状，呈淡灰绿色或黑色。有坚硬和疏松的两种。坚硬的海绵岩外貌呈致密状，不透水，其海绵骨针由不同比例的蛋白石、方英石、玉髓和石英胶结而成。纯净、疏松的海绵岩很少见，只在个别地区的第三纪沉积中见到。

在现代沉积中，海绵软泥甚为少见，只在北方海洋里见到其存在，其中海绵骨针含量为 20% ~ 40%。在地质历史上，海绵岩常见于新生代沉积中。

(3) 放射虫岩

主要成分为放射虫介壳。也可分为疏松和坚硬的两种。疏松的放射虫岩外貌很象硅藻土，质软，灰色或黄灰色。坚硬放射虫岩，其放射虫介壳为氧化硅胶结。

在现代海洋沉积中，放射虫软泥分布地区比硅藻分布区的纬度低，其中放射虫的最大含量可达 60% ~ 70%，并常混有粘土和碳酸盐矿物。在地质历史上，放射虫岩见于古生代、中生代和第三纪地层。

(4) 蛋白土

成分主要为蛋白石。这种岩石具有微孔构造，粘舌头，层理不明显，常呈透镜体产生。

关于蛋白土的成因，有的人认为是原生化学沉积的，但也可能由其他生物成因的硅质岩（主要是硅藻土、部分海绵岩、放射虫岩）次生变化而成。这种岩石主要分布于白垩纪和第三纪地层中。

(5) 碧玉岩

主要成分是自生石英，其次是玉髓。此外，还可能有方解石、菱铁矿、绿泥石、粘土、云母以及有机质等混入物，有时还有少量生物遗体。

碧玉岩常呈红色，也有绿色、灰黄色、灰黑色等。具隐晶质或胶状结构，条带状或层状构造。岩石致密坚硬，具贝壳状断口。

碧玉岩主要分布在地槽区，常与火山岩共生（如甘肃白银厂），呈巨厚层（数百米），称为碧玉岩建造。

关于碧玉岩的成因，大部分与地槽区火山喷发有关，是由火山喷发带出的 SiO_2 沉积而成。

(6) 燧石岩

主要由蛋白石、玉髓和隐晶质自生石英组成。它是一种致密坚硬、具贝壳状断口的硅质

岩。多为灰色或黑色，常呈层状、条带状、凸镜状或结核状产出，并常产于碳酸盐岩中。

关于燧石结核的成因，说法很多，大致有以下几种：

1) 无机来源同生沉淀说 认为燧石结核是二氧化硅胶体遇电解质中和后在海底呈胶凝体沉淀成结核状。 SiO_2 来自大陆的风化产物或火山喷出物，它与生物作用无关。

2) 生物来源同生沉淀说 认为燧石结核是由生物介壳堆积中溶解出来的 SiO_2 胶结而成。

3) 成岩作用生成说 认为燧石结核的形成，是由分散于沉积物中的 SiO_2 在成岩作用过程中聚集而成的。

4) 后生作用生成说 认为燧石结核的形成是在后生阶段的物质重新分配而形成的。

5) 渗滤水交代说 认为扩散在岩层中的水将分散的 SiO_2 溶解，并搬运至一定的部位，充填于岩石中的某些孔隙、裂缝或某些部位中交代围岩而形成燧石结核。

6) 风化作用生成说 认为燧石结核是由于岩石风化时析出的 SiO_2 在下伏层的一定部位沉淀，并交代围岩而形成燧石结核。

上述前三种为原生说，后三种为次生说。

实际上，不同地层不同层位的燧石结核有不同的成因，应视具体情况作具体分析。

至于 SiO_2 的来源也是多方面的，有生物的、火山的和陆源的。

2. 硅质岩的分布和用途

硅质岩在自然界的分布以燧石岩和碧玉岩为最多。从数量上看，又以前寒武纪为多，而以后有逐渐减少的趋势。从成因看，时代愈老，化学成因的硅质岩愈占优势，而自中生代起生物成因的硅质岩就逐渐占优势。几乎完全取代了化学沉积的方式，仅在海底发生火山活动时才有硅的化学沉淀。

我国硅质岩的分布很广，如前寒武系为碧玉铁质岩，以东北鞍山地区最著名；震旦系的燧石层，燧石结核等在华南、华北均有分布；华北的寒武、奥陶及石炭系灰岩中有燧石结核，而华南的石炭、二叠系石灰岩中的燧石结核更为常见；华南寒武、志留系中有硅质页岩；甘肃白银厂及四川宝兴、彭县等下古生代有火山硅质岩—细碧角斑岩建造；在山东、吉林、湖南等白垩系和第三系有硅藻土。

硅质岩在工业上有多种用途：如硅藻土在制糖、食品和石油工业中作为漂白剂；板状硅藻土和蛋白土可作吸收剂；硅藻土和板状硅藻土可作绝热和隔音的材料。燧石可作为研磨原料，如有的可作油石；碧玉岩最好的可作细工石料，色彩美的可作宝石。

二、铝质岩

富含氧化铝 (Al_2O_3)，并含有大量铝矿物（铝的氢氧化物）的化学岩，称铝质岩。铝质岩的化学成分特点是 $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{SiO}_2$ 。若 Al_2O_3 的含量大于 40%，且 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2 \geq 1$ ，即成为铝土矿。

按成因，铝质岩可分为残余铝质岩（如红土）和沉积铝土矿两类。

1. 红土

红土为红色、橙色、褐色、黄色等，新鲜时质软，透水性强，日晒后很快变硬。红土的化学成分主要是 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 和 H_2O 、 SiO_2 ；矿物成分以水铝石和三水铝石为主；其次可含高岭石、赤铁矿、金红石、锆石、石英、云母、长石等矿物。

红土是由铝硅酸盐岩石于热带、亚热带地区遭受破坏分解后形成的残积物，即在强烈的化学风化作用下，易溶解物质被带走，最后残留的一部分 Al_2O_3 和氧化铁在原地堆积而成。

红土主要产于第三纪和第四纪的沉积中，在比较老的地层中也有发现，但分布不广。红土可作为烧砖瓦的原料，广泛用于建筑业中。

2. 铝土矿

铝土矿的外貌多种多样，有的象粘土岩，有的象粉砂岩或细砂岩，有的又象硅质岩。它通常为红色、棕色、灰色，但也有为白色、黄色的；呈致密状，也有呈疏松土状的；岩石以鲕状、豆状较为常见；主要矿物成分为水铝石和三水铝石，此外也有其他混入物。

铝土矿比粘土岩的密度大，有的还有磁性；富铁质的铝土矿与铁矿石很相似，但它的条痕是棕色的，而铁矿石的条痕是赭褐色。

对铝土矿的成因说法很多，但大多数认为是母岩遭受强烈的化学风化后，带出溶解的氧化铝和铁的化合物在海洋、湖泊中沉淀而成。

我国铝土矿主要分布在石炭、二叠纪地层中，都是以水铝石为主的层状矿床。从分布的古地理位置看，主要分布在古陆的边缘地带。

铝土矿是重要的炼铝原料，烧结后可作人工磨料以及耐火材料，同时，也是制造高级水泥的掺料。

三、铁质岩

含有大量铁的化合物的沉积岩叫做铁质岩。铁质岩的主要矿物是赤铁矿、含水氧化铁矿物、菱铁矿、鲕绿泥石等。它可分为氧化铁质岩、菱铁矿岩和硫铁矿岩。

1. 氧化铁质岩

主要由针铁矿和赤铁矿组成，颜色呈黑褐色、褐色、红色等，密度大，条痕为红色，结构为块状、鲕状、豆状等。杂色的氧化铁质岩中常含石英碎屑。

2. 菱铁矿岩

由菱铁矿组成，并含少量的黄铁矿、方解石和粘土等；常呈结核状、透镜状，产于粘土质硅质沉积层中；它可以是原生沉积和成岩作用形成。

3. 硫铁矿岩

由黄铁矿、白铁矿组成；常呈结核状或透镜状，很少成大的堆积，它常产于富含有机质的粘土岩或碳酸盐岩中。

满足工业要求的铁质岩，即称铁矿石，是炼铁的主要原料。大量的硫化铁质岩（硫铁矿岩）可作为提取硫的原料。

铁质岩主要形成于温暖潮湿气候条件下的浅海或滨海，或者是湖泊沼泽地带，它是胶体沉淀而成。由于沉积盆地内的物理化学性质不同，相应地沉积出不同类型的铁质矿物。如在滨海地带，介质的 $\text{pH} = 2 \sim 3$ ，氧化环境时常形成赤铁矿和含水氧化铁矿物；在浅海地带介质的 $\text{pH} = 2 \sim 7$ ，氧化条件较差时，形成低价的硅酸盐（如鲕绿泥石）；在泻湖和沼泽地带，介质的 $\text{pH} > 7$ ，还原环境，形成菱铁矿、黄铁矿等。许多铁质岩都具鲕状、肾状结构，说明它们是胶体成因的。

铁质岩在我国分布比较广泛，著名的有以下一些地区：鞍山地区前寒武系变质岩中的磁铁矿石岩；河北宣化震旦系中的海成鲕状赤铁矿；湖南宁乡、湖北长阳一带的鲕状赤铁矿—鲕绿泥石—菱铁矿；山西、华北等地奥陶系石灰岩的侵蚀面上含铁较高的铁质岩等。

四、锰质岩

锰质岩是富含锰化合物的沉积岩。锰质岩的主要矿物为软锰矿 (MnO_2)、硬锰矿 ($\text{MnO}_2 \cdot m\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$)、水锰矿 [$\text{MnO}_2 \cdot \quad \quad \quad$] 2O_2)、菱锰矿 (MnCO_3) 和

含锰方解石等。锰质岩常和铁质岩一样，具有鲕状及肾状结构。

根据锰质岩中所含主要矿物的不同，可分为以下三种：

1. 硬锰矿软锰矿岩

由 10 ~ 20cm 大小不同的鱼卵石组成，有时为巨大的结核或蜂窝状，灰黑色及黑色，具土状或粒状断口。

2. 碳酸盐质蛋白石菱锰矿岩

层状或块状，常具鲕状或粒状结构，黑色，矿物以菱锰矿为主，次为高岭石、蛋白石、黄铁矿等。

3. 偏锰酸矿岩

由含锰石灰岩经风化改造而成，是风化型矿物的一种。含锰灰岩风化后为猪肝色、褐黑色，较松散，含锰量可达 20% ~ 30%。

具有工业价值的锰矿大多是海成的锰质岩。在成因上与浅海的硅质沉积或砂泥质物有关，常产于海侵岩系的底部，受古地理环境的影响和物理化学条件的控制。在近海岸浅海地带的水体中，由于氧气充足，常形成软锰矿和硬锰矿；在距海岸较远处，氧气不充足的条件下形成水锰矿。随着离海岸距离的增大，在较深的海水地带，成为还原环境，氧气缺乏，则形成碳酸盐锰矿物。

我国锰矿的主要分布时代是：震旦系（湖南湘潭、河北瓦房子、天津蓟县等地）、泥盆系（祁连山）、石炭系（广西）及二叠系（贵州）等。

五、磷质岩

通常把 P_2O_5 含量达 5% ~ 8% 的沉积岩称为磷质岩。磷质岩亦称磷块岩或磷灰岩。它主要由各种磷灰石矿物， $5 [PO_4]_3 F$ ）、氯磷灰石（ $Ca_5 [PO_4]_3 Cl$ ）、羟磷灰石（ $Ca_5 [PO_4]_3 OH$ ）、碳酸磷灰石（ $Ca_5 [PO_4] CO_3$ ）、氧磷灰石（ $Ca_5 [PO_4]_3$ ）等和胶磷矿（ $Ca_3 [PO_4]_2 \cdot 2H_2O$ ）组

硬石膏、云母等混入物。

磷质岩的结构与碳酸盐岩极为相似，常见的有生物结构、碎屑结构（砾状、砂状、粉砂状）、鲕状结构、隐晶结构、微晶结构、亮晶结构、胶状结构、纤维状或放射状结构等。岩石的外貌多种多样，有的分别与粉砂岩、粘土岩、泥灰岩、石灰岩以及硅质岩等很相似，因此，对它们的鉴定必须借助于简单的化学分析。

我国的磷质岩有两种主要类型：结核型和层状型。结核型多产于泥质岩层，层状型多与碳酸盐岩层伴生。

我国的主要含磷层位有震旦系顶部、寒武系底部（如云南昆明、贵州开阳、湖北钟祥等地）、志留系（南京、宜昌、秭归等地）和二叠系（南京、福建、杭州等地）。

关于磷质岩的成因，总的说来不外是生物成因、化学成因以及风化淋滤和残积成因。

第三节 可燃有机岩

煤和油页岩属可燃有机岩，有人亦称为可燃生物岩或可燃有机矿产。石油及天然气也是可燃有机矿产，但它们是液态和气态，而煤和油页岩则是固态。石油和天然气将另有专业课程专门进行讲述。故这里就只讲述煤和油页岩的一些基本知识。

一、煤

成煤的原始物质主要是植物。植物分低等植物和高等植物。低等植物构造简单，如各种藻类，主要由脂肪及蛋白质组成，多繁殖于安静的湖泊或沼泽地带的较深水部位。高等植物构造较复杂，它已有根、茎、叶之分，主要由木质素和纤维素组成，还有树脂、角质层、果壳、孢子、花粉等稳定组分，它们多生在陆地上或浅水沼泽地带。

繁殖在沼泽地带的高等植物，在死亡以后，其遗体就在有水覆盖的沼泽中堆积起来，假如沼泽的水流闭塞，细菌不能充分地分解这些植物遗体，植物的主要组成部分如木质素和纤维素等，就会在这一死水的环境中基本上保存下来，并逐步地转变成腐植质和腐植酸等，这样就形成了泥炭。如果沼泽是水流畅通的活水沼泽，则细菌就会迅速繁殖起来，菌解作用就会很强烈，高等植物的主要组成部分木质素和纤维素就可能几乎全部消失掉，只有那些最稳定的组分如角质层、孢子、花粉等，才会保存下来。这样，就会形成另一类型的煤——残植煤。残植煤和由泥炭进一步演化而成的腐植煤，同属于腐植煤类，但残植煤比较少见。

繁殖在湖泊中的低等植物（藻类）以及其他浮游生物，死亡以后，其遗体沉入水底，由于水的隔绝，水底氧气不充分，为还原环境，因此这些生物遗体得以保存。在细菌的参与下，这些生物遗体腐烂分解，形成腐泥，腐泥进一步演化就成为腐泥煤类。

这样，可根据成煤的原始物质和形成环境，把煤划分为腐植煤（含氢量少，一般小于6%）和腐泥煤（含氢量多，一般达7%~9%甚至更多）两大类。腐植煤在自然界分布最广，我们一般所用的煤大部分是腐植煤；而腐泥煤分布不广，常在腐植煤中呈夹层或透镜体存在。

煤的化学组成，主要是碳、氢、氧三种元素，并含有少量氮、硫、磷和若干稀有元素。

煤的组分，常见的有以下几种：

1) 镜煤 光泽最强，颜色乌黑或油黑，致密，性脆，贝壳状断口，非常均一；显微镜下呈红色、褐色，有时出现植物的细胞结构。

2) 丝炭 外表与木炭相似，呈一束束细长的纤维，灰黑色，丝绢光泽，很软，污手；在显微镜下呈黑色不透明的植物组织，有时见细胞的空腔等。

3) 暗煤 灰黑色 致密，坚硬，密度大；显微镜下可见大量的孢子、花粉、角质层等高等植物的稳定组分。

4) 亮煤 许多性质介于镜煤与暗煤之间；显微镜下大部分均一，含少量孢子、花粉、角质层等。

根据腐植煤中植物遗体的变化阶段，可分为泥炭、褐煤、烟煤及无烟煤。

地史上，有几个最主要的成煤时期。第一个是石炭、二叠纪，如太原、开滦、淄博、枣庄、新汶等煤田；第二个是侏罗纪，如京西门头沟、坊子、大同等煤田；第三个是第三纪，如抚顺煤田、五图以及黄县煤田。这三个时代的地层，是我国找煤的主要对象。

在石油勘探中，常以煤作为借鉴，研究勘探地区和勘探层位的有机质变质程度，从而判断生油或生气的可能性。

二、油页岩

油页岩又称油母岩，是指含有一定的沥青物质或油母物质的页岩。油页岩通过加热（干馏），可以从中提取原油。因此，油页岩也是一种石油资源。另外，通过油页岩的干馏加工，还可以得到许多副产品，如分馏出的气体可作燃料；还可从这些气体中提取其他的化工产品，如分馏出的氨，可制作农用化肥，其残渣可作水泥原料。因此，油页岩的经济价值是相

当大的。

油页岩的页状层理发育，甚至可呈极薄的纸状层理，有时，外表看起来也呈块状，但一经风化，其页理就呈现出来了。油页岩的颜色很多，有褐、浅黄、黄褐、褐黑、灰黑、深绿、黑色等。条痕有褐色至黑色。一般是含油率愈高，其颜色愈暗，风化后，颜色常变浅。相对密度 1.4 ~ 2.3，比一般的页岩轻，干燥的油页岩密度更小。油页岩大都坚韧不易破碎，常具有弹性。含油率高的油页岩，如用小刀刮，刮起的薄片可发生卷曲。油页岩的含油率一般为 4% ~ 20%，高的可达 30%，用火柴即可点燃。

油页岩的生成环境与腐泥煤的生成环境近似，主要为水流闭塞的湖泊环境。另外，在泻湖、海湾等地区都可形成油页岩。

我国油页岩分布很广，几乎各省都有。含油率在 5% 以上者，有山西浑源（18.2%）、吉林桦甸（15.5%）、湖南邵阳（12%）、四川屏山（10%）、广东茂名（8.6%）、辽宁抚顺（5.5%）及陕西延安、横山、子长（7.35%）等地。

油页岩分布的地质时代有石炭纪、二叠纪、侏罗纪、白垩纪和第三纪。

复 习 思 考 题

1. 什么是蒸发岩？蒸发岩主要有哪几种？
2. 硅质岩类的主要矿物成分有哪些？按成因硅质岩可分为哪几类？
3. 铝质岩的主要特征有哪些？
4. 简述铁质岩的主要形成条件？
5. 锰质岩和磷质岩有哪些主要特点？
6. 简述形成煤的原始物质和形成环境？
7. 煤的组分主要有哪几种？
8. 油页岩有何经济价值？
9. 油页岩与煤的生成环境有何区别？

参 考 文 献

- [1] 南京地质学校主编．矿物学．地质出版社，1979
- [2] 诸奇等编．矿物岩石学．石油工业出版社，1980
- [3] 刘贤儒，高福裕主编．岩石学．地质出版社，1980
- [4] 刘宝 主编．沉积岩石学．地质出版社，1980
- [5] 何起祥编．沉积岩和沉积矿床．地质出版社，1978
- [6] 长春地质学院矿产地质基础编写组主编．矿产地质基础．地质出版社，1979
- [7] 华东石油学院岩矿教研室主编．沉积岩石学．石油工业出版社，1982