目　录

译者前言
前　言
感　谢
第一章　导言 …… (1)
§1—1　专用工具 …… (1)
第二章　野外技术 …… (3)
§2—1　观测什么 …… (3)
§2—2　做法 …… (4)
§2—3　野外记录 …… (4)
§2—4　记录图表 …… (5)
§2—5　成果表示法 …… (10)
§2—6　标本采集 …… (11)
§2—7　地层实践 …… (11)
第三章　沉积岩类型 …… (13)
§3—1　主要岩石类型 …… (13)
§3—2　砂岩 …… (15)
§3—3　砾岩和角砾岩 …… (19)
§3—4　泥质岩 …… (19)
§3—5　石灰岩 …… (21)
§3—6　蒸发岩 …… (28)
§3—7　铁质岩 …… (29)
§3—8　燧石 …… (30)
§3—9　磷酸盐沉积物 …… (31)
§3—10　富有机质沉积物 …… (31)
§3—11　火山碎屑沉积物 …… (32)

第四章　沉积岩结构 …… (36)
§4—1　引言 …… (36)
§4—2　沉积物粒度和分选性 …… (36)
§4—3　颗粒形态 …… (38)
§4—4　沉积物组构 …… (39)
§4—5　结构成熟度 …… (42)
§4—6　砾岩和角砾岩结构 …… (42)
§4—7　沉积岩颜色 …… (43)
第五章　沉积构造和沉积体几何形态 …… (45)
§5—1　引言 …… (45)
§5—2　侵蚀构造 …… (45)
§5—3　沉积构造 …… (50)
§5—4　石灰岩（包括白云岩）的沉积构造 …… (69)
§5—5　沉积后构造 …… (75)
§5—6　生物沉积构造 …… (83)
§5—7　沉积体几何形态和侧向相变 …… (91)
第六章　化石野外工作 …… (93)
§6—1　引言 …… (93)
§6—2　化石的分布和保存 …… (93)
§6—3　化石组合和多样性 …… (96)
§6—4　骨屑的成岩作用 …… (100)
第七章　古水流分析 …… (102)
§7—1　引言 …… (102)
§7—2　古水流测量 …… (102)
§7—3　古水流测量有关的构造 …… (105)
§7—4　成果表示和矢量平均值的计算 …… (108)
§7—5　古水流型式的解释 …… (110)
第八章　下一步做什么？相的鉴别与分析 …… (112)

第一章 导 言

本书旨在提供沉积岩的野外工作指南。它叙述怎样鉴别常见的岩性、结构和沉积构造以及如何记录和测量这些特征。

§1—1 专用工具

除野外记录簿（规格约10×20厘米）、钢笔、铅笔、工作服、鞋袜和帆布背包外，野外地质工作者的基本装备还有地质鎚、鏨、放大镜、罗盘-倾斜仪、皮尺或钢尺、酸瓶、样袋和软尖笔等。照相机对地质工作者是必要的。地形图和地质图以及有关文献也应携带。

对于大多数沉积岩，一公斤左右（2磅）的地质锤已足够重了。为预计要大量采集样品，准备一套鏨子是必要的。放大镜是基本工具之一，建议采用放大十倍的，用它可观察小到0.1毫米或更小的颗粒和特征。为熟悉在放大镜下观察颗粒粒度，可将颗粒对照刻度为毫米或半毫米的标尺检查。罗盘-倾斜仪也是重要工具，测定倾斜、走向和其他构造测量之用，也用子测量古水流方向，这时要校正罗盘磁北对真北的偏角。该偏角通常在区域地形图上标出。须知，高压电线、铁塔、金属器物（如铁锤）和某些岩石（一般是基性-超基性火成岩体）都会影响磁针的读数，产生虚假结果。测量岩层厚度和沉积构造的尺寸要用皮尺或钢尺（尺长数米为好）。一塑料瓶盐酸（盐酸浓度约10—20%）对于鉴别钙质

沉积物很有用。如加些茜素红S，可把石灰岩和白云岩分开。聚乙烯或布制样袋及标本编号用钦尖笔（felt—tip)(采用防水、快干墨水为好）也是必备的。易碎样品和化石宜用报纸精心包好，以防损坏。

研究未固结岩石或现代沉积物时，需备有小铲和锹。对于松软沉积物的垂直剖面，可在野外制备环氧树脂布膜，制作这种布膜的技术在鲍马（1969）的书中有介绍。

其他用得着的非专业器物，如口哨、救急备品、火柴、压缩食品、小刀、雨布和野外铺盖也要带在帆布包中。

第二章　野外技术

§2—1　观测什么

在野外，对沉积岩有六个方面需要观察并应尽可能详细记录。这六个方面是：岩性—沉积物的组成和/或矿物特征；结构—沉积物中颗粒的特征和排列方式，野外观测结构最重要的是粒度；沉积构造—出现在层面上或层内，有些构造记录了该岩石形成时的古水流特征；沉积物颜色；岩层或岩石单位的厚度和沉积岩体整体的几何特征；沉积岩内所含化石的性质、分布和保存情况等。沉积岩野外研究的主要内容由表2—1列出。

表 2—1　沉积岩野外研究的主要内容及本书有关章节

A．根据岩石的矿物特征/组成查明岩性；参见第三章。

B．观察结构：颗粒形状及磨圆度、分选程度、组构及颜色；参见第四章。

C．在层面上下和层内观察沉积构造；参见第五章。

D．推断沉积岩层、岩石单位和岩体的几何形态；参见§5—7。

E．寻找化石，注意化石种类、产出方式和保存情况；参见第六章。

F．测量提供古水流方向的所有构造；参见第七章。

G．用记录图表和野外记录簿上的笔记、素描记载沉积序列的细节；参见第二章。

H．考虑(或许晚些时候)存在的岩相、沉积作用、环境解释及古地理；参见第八章。

I．进行实验室工作以期证实和补充岩石组成/矿物特征、结构、构造、化石等的野外观察，并进而探讨其他方面如沉积物的成岩作用和地球化学。

相是根据沉积岩的各种标志综合确定的，它是特定沉积环境或特定环境中沉积作用的产物。野外资料搜集之后，下一步就是相的鉴别和分析。第八章将扼要讨论这类问题。

§2—2 做　　法

每平方公里需要观察多少露头点取决于研究目的、有效工作时间、水平及垂直相变以及工作区构造的复杂程度。对特定的群或组的踏勘需取间隔较远的剖面；研究具体层位时，一切可利用的露头都要进行观察；各个岩层应作侧向追索。

露头工作最好的做法，是先离开一定距离观察岩石，注定总的关系及出现的褶皱、断层。有些大型构造(如水道❶、侵蚀面）和沉积单位的几何特征，最好也隔一定距离观测。然后，仔细查看露出的是什么岩性及岩相。利用沉积构造，如交错层理、粒序层理、冲刷痕、底面构造、石灰岩的示底构造或用劈理/层理关系确定地层上下关系。

露头所显示的情况基本弄清之后，可决定该剖面是否值得详细描述。如果值得，最好用记录图表形式（§2—4）记载岩层序列。如果露头条件不足以完成记录图表内容，则在野外记录簿上必须有足够的笔记和素描。总之，并非所有野外资料都能用记录图表表示。

§2—3 野外记录

野外记录簿应尽可能保持整洁面有条理。所测剖面的位置应以座标网格和草图准确标出，有关地层资料也应记入。

---

❶ 原文为Channel，也有译为"沟槽"　"渠迹"、"河道"(河流水道)和"潮道"(潮流水道)的。——译者注

随着时间的流逝，上述事情容易忘记。随手简单记下的偶然事件，如气候或看到的一只鸟，在将来翻阅记录簿时会勾起对工作现场的回忆。

野外记录本的记载应当真实、准确地描述所见事实，无需任何解释。在以后分析野外资料时，再写出这些解释性内容。对观察对象的形状、尺寸和排列方向要加以描述。要绘出整洁而准确的素描图，并附比例尺。如拍照片，不要忘记放入比例尺。要在记录本上记下照片的地点和主题。

沉积岩层或岩石单位以及整个沉积岩体的几何形态的沉积物属性不能恰当地记入记录图表（见§5—7）。要对在采石场或岩壁上所见岩层形态及侧向厚度变化进行素描、照像及描述。岩石单位也可能有侧向相变。在露头不好的地区，为了推断侧向相变，需要局部详细填图及作出许多小剖面柱状图。

§2—4 记录图表(graphic logs)

搜集沉积岩野外资料的标准方法是绘制岩石序列的记录图表（图2—1和图2—2）。它给人以剖面的直观印象，便于对比和比较不同地区的相应剖面，有助于看出岩层的重复、旋回及总的变化趋势。

记录图表的垂直比例尺取决于需要和可能做到的详细程度。对于精度高的工作，用1:10或1:5。但很多情况下，以1:50（即图表上1厘米等于0.5米）或1:100（1厘米等于1米）为宜。

记录图表没有固定的格式。的确，不同岩石序列所能记录的特征是不同的。必需记录的和因而在记录图表上需占一栏的特征有岩层或岩石单位的厚度、岩性、结构（特别是粒

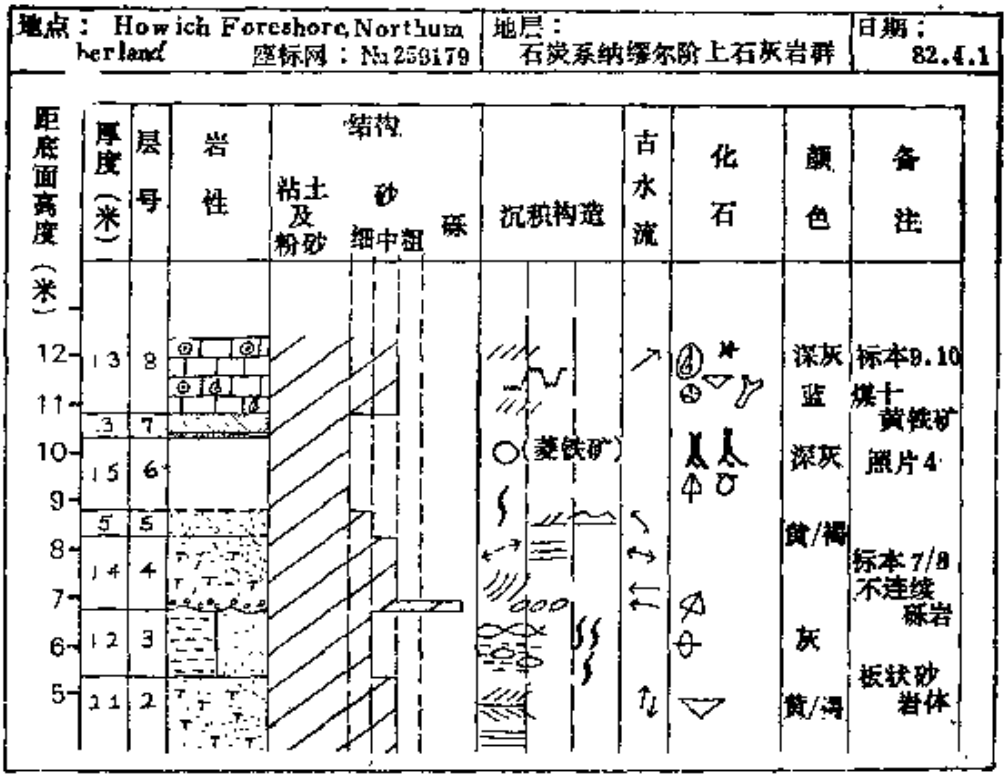


图 2—1　记录图表实例 符号见图2—2

度)、沉积构造、古水流、颜色和化石。岩层接触性质也可标出。对于特殊的或补充的特征，另加一栏（“备注”）也会有用。如想在野外度过一段时间，出发前准备好这种图表是有益的。有一种作法是把图表绘在野外记录簿上。不过，由于记录簿大多规格太小，这种作法仍不太令人满意。

当露头连续或大体连续时，无疑可绘出柱状图，这时就可选最好的路线进行测量。如露头好但不处处连续，可沿剖面平移，找到接续岩层的露头。在剖面的岩石（通常是泥质岩石）未出露地段，需作少量挖掘。否则，要在记录图表上记入“无露头”。记录图表最好从岩石序列底部向上填记。

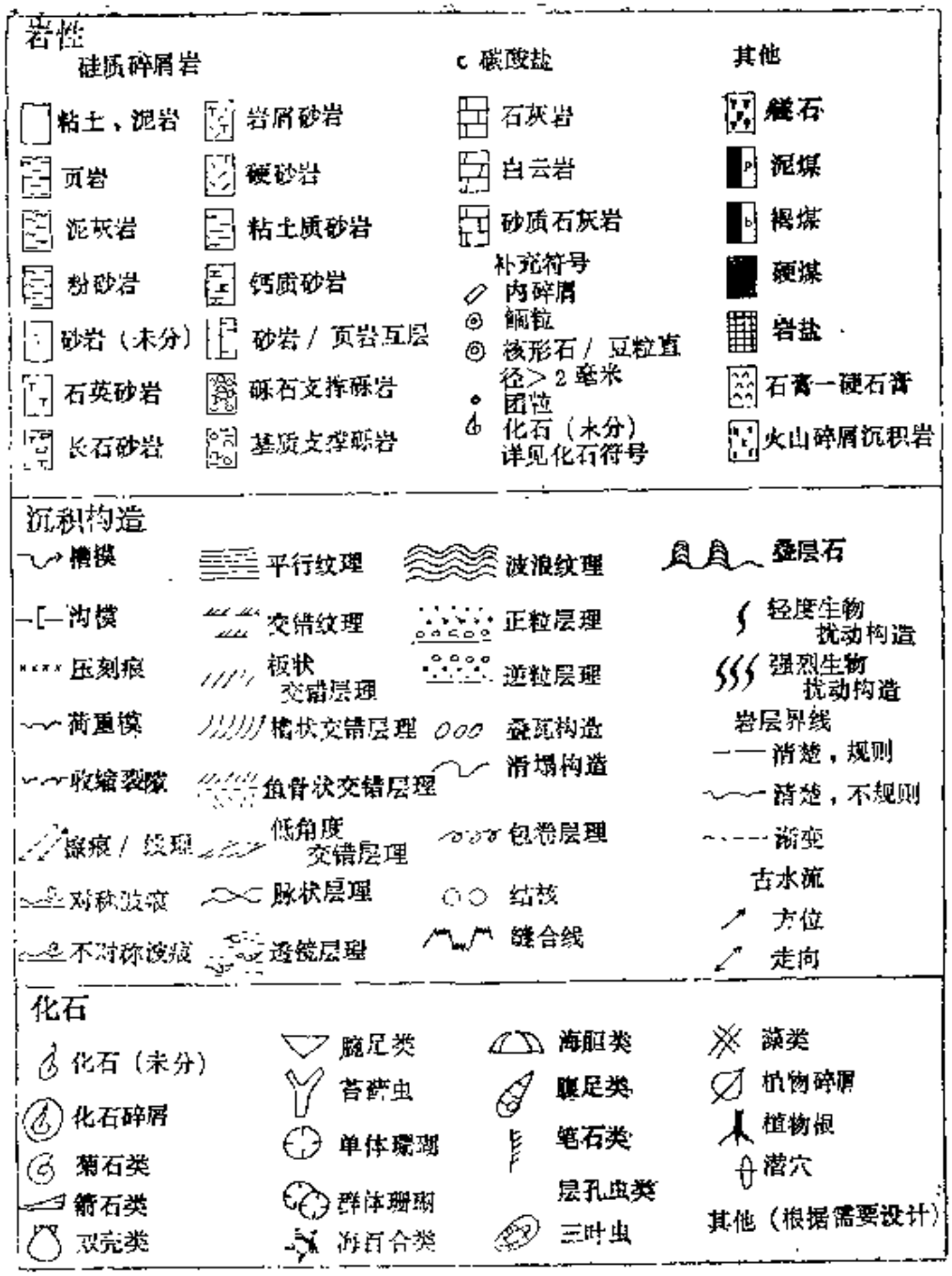


图 2—2　记录图表中使用的岩性、构造和化石符号

§2—4—1 岩层/岩石单位的厚度

岩层/岩石单位的厚度用皮尺测量。在岩层高角度倾斜、露头面又与层理斜交地段，测量厚度必须细心。注意岩石序列中要划出不同岩石单位界线的地段。如果层面清楚或岩性变化明显，这样就比较容易。看起来一样的薄层，如果记录图表采用小比例尺，可组合成单一岩性的岩石单位。如果岩性不同的薄层迅速交替出现，也可作为一个岩石单位，并要记下各岩层的厚度和特征，注意岩层厚度自下而上的增减情况。对每一岩层或岩石单位加以编号常很有用，便于以后参考。编号要从最低层位开始。

§2—4—2 岩　　性

在记录图表上，用适当的花纹把岩性画成单独一栏（图2—2）。岩性如有可能进一步划分，要补充更多的符号或用颜色铅笔着色。如两种岩性呈薄层互层，则把岩性栏用竖线分为两半，绘上两种花纹。更详细的说明和观察结果应记入野外记录簿。涉及的岩层或岩石单位，用其数字编号表示。

§2—4—3 结构(粒度)

在记录图表上有一水平标尺(结构栏)，用来表示粘土、粉砂、砂（分为细粒、中粒和粗粒）和砾。如果图示粗粒沉积物，砾可进一步分级。可用细竖线画出各粒级界线，来帮助记录粒度(或晶体大小)。测出岩石单位的粒度后，将其标在记录图表上，并用斜线涂成阴影区：阴影区越宽，岩石粒度越粗。也可把表示岩性和/或沉积构造的花纹叠加在结构栏上。其他结构特征如颗粒组构、磨圆度和形态应记在野外记录簿中，但某些特殊之点可记在备注栏内。如岩石序列中有砾岩和角砾岩，应特别注意这些特征（§4—6）。

§2—4—4 沉积构造和岩层界线

岩石序列中出现的沉积构造和岩层界线可用符号记在一栏里。沉积构造出现在岩层顶、底面及岩层内部。如果层面构造和层内构造都很发育，可把两者分别绘在各自的栏内。常见沉积构造的符号见图2—2。有关沉积构造的测量数据、素描图和文字描述应放在野外记录簿里。

要注意岩层界线的特征：a）清楚而平整的，b）清楚但不平整的，c）渐变的。各自可分别用直线、凹凸线或虚线表示在岩性栏内。

§2—4—5 古水流方向

在记录图表中，古水流方向可用箭号或走向线记入单独栏内或结构栏附近。古水流方向的测量数据应记入野外记录簿中。

§2—4—6 化石

记录图表上所表示的化石，是化石中出现的主要化石类型。常用的化石符号见图2—2。这些符号记在靠近沉积构造的化石栏内。如果化石是组成岩石的主要成分（如某些石灰岩），主要化石类型的符号可绘在岩性栏内。化石本身的观察记在野外记录簿中（第六章）。

§2—4—7 颜色

沉积岩的颜色最好用彩色图记录，如作不到这点，则在颜色栏记入代表颜色的缩写词。

§2—4—8 “备注”栏

备注栏用于岩层或岩石单位的特殊内容，如风化程度和自生矿物的出现（黄铁矿、海绿石等）以及沉积构造、岩石结构或岩性的补充资料。标本号也可记入此栏。照片或素描图的位置应记入野外记录簿。

§2—5 成果表示法

野外资料一经搜集完毕，就要考虑如何向别人介绍或交流这些资料。这里，有两种常用的形式：简明柱状图和岩相图。

简明柱状图通常由一个描绘粒度、主要沉积构造和简略岩性的柱状图构成。对于岩石序列的性质，该图提供一个直观印象（图2—3）。如有必要介绍更多资料，可把岩性表示在紧靠简明柱状图的一个栏内。

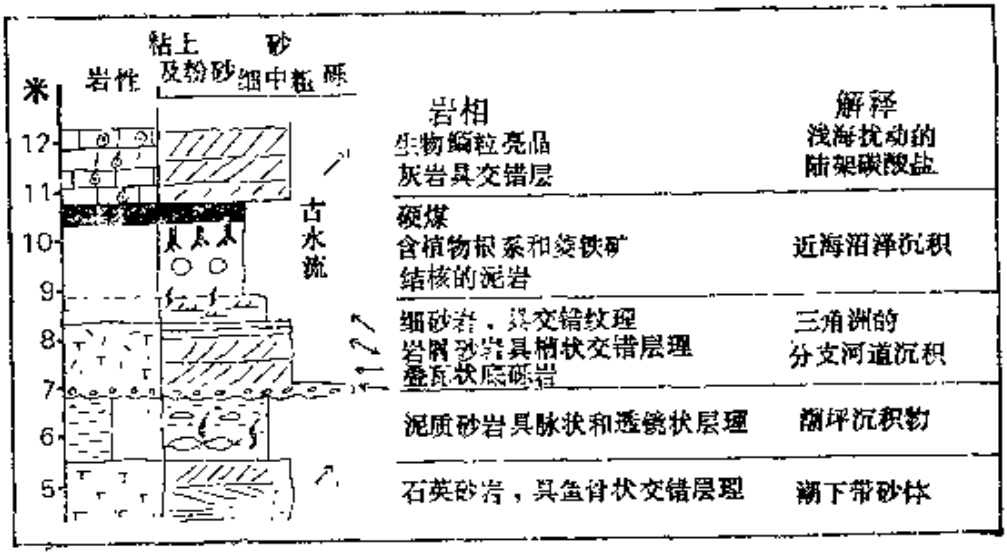


图 2—3 简明柱状图实例

（据图2—1资料）

岩相图表示一个地区内同一地层的侧向岩相分布。为了表示岩相的具体特征如沉积物粒度、厚度和砂岩/页岩比的变化情况，可绘制几种图件。

§2—6 标本采集

标本规格取决于岩石性质和使用目的。对于很多实验室工作，手标本大小的样品已足够用。样品要从就地岩石上采集，应经检查是岩性上有代表性的未风化的新鲜岩石。不要忘记在岩石样品上做标记，要用防水毡尖笔给标本（和标本袋）编号。很多情况下，标本的向上标志是有用的或必须的。为此，要绘上一个指向地层顶部的箭头，为详细研究岩组，还应标出样品的方向（走向和倾斜）。标本号和定向数据可记入野外记录簿并附标本素描，以保安全。

为了提取微体化石、如中、生代-新生代泥岩中的有孔虫和古生代石灰岩中的牙形石，还要采集化石样品。像手掌大小的标本即可满足试验研究需要。大化石也可在野外采集到，以后清洗、鉴定。最好不要仅仅这样采集：只拿走研究计划真正需要的样品。要确保采集到的化石标本在整个动物群中具有代表性。不同岩层或岩相的动物群要用单独的样袋保存。很多化石需用很纸单独包裹。

§2—7 地 层 实 践

在地层上，很据岩性（岩石地层学）、化石（生物地层学）和时间（年龄地层学）划分岩石。野外工作时，主要用纯描述性的岩石地层学术语研究沉积岩。岩石地层学的基本单位是组（formation）。组具内部岩性均匀性，并用作基本填图单位。相邻组在物理性质或古生物特征上应易区分。组间界线可以是渐变的，但在特定的剖面上即使是人为的界线也应明确规定。组的厚度虽无固定标准，但通常为10^2—10^3米。在一个地区内，厚度会有侧向变化。组是长期大规模形成的。

在地层上相邻又相关的组（如沉积于同一盆地）可组合成一个群（group）。群的厚度一般大于10^3米。组可全部或部分地再分成若干段（members），各具具体的岩性特征。段内如有一特殊岩层，也可用它命名。岩石地层单位用地名命名（英语第一个字母大写）。

建立岩石地层，要遵循Hedberg（1976）所编《国际地层指南》或Holland等人（1976）的《地层规程指南》。现在，世界很多地方仍沿用旧的地层名称，不遵守国际规范。

第三章　沉积岩类型

§3—1　主要岩石类型

在野外，为鉴别沉积岩的类型，要注意两个主要特征：组成-矿物成分和粒度。

按照成因，沉积岩可概括为四大类（表3—1）。

表 3—1　沉积岩的四大类型（1—4）和主要岩类

1	2	3	4
陆源碎屑岩	生物化学—生物有机岩	化学沉积岩	火山碎屑岩
砂　　岩	石灰岩+白云岩	铁 质 岩	凝 灰 岩
砾岩和角砾岩	燧石、磷酸盐	蒸 发 岩	集 块 岩
泥　　岩	煤		

最常见的岩性是砂岩、泥岩和石灰岩（可变成白云岩）。其他类型往往仅限局部发育。

在某些情况下，岩石是否属于沉积成因必须仔细研究。表明沉积成因的标志一般包括：

1）有层理；

2）层面和层内有沉积构造；

3）有化石；

4）有经过搬运的颗粒（即碎屑）；

5）有一定是沉积成因的矿物（如海绿石，鲕绿泥石）。

§3—1—1 陆源碎屑岩

陆源碎屑岩包括砂岩、泥岩、砾岩和角砾岩。其组成主要是碎屑颗粒（硅酸盐矿物，特别是岩屑）。砂岩主要由直径1/16毫米到2毫米的颗粒组成（§3—2），通常层理清楚，层面及层内常有沉积构造。

砾岩和角砾岩（§3—3）由大的碎屑（卵石、粗砾和巨砾）组成，砾石在砾岩中圆一些，在角砾岩中多带棱角，砂质和泥质杂基可有可无。

泥岩（§3—4）颗粒很细，粒径大多小于1/16毫米，主要由粘土矿物和粉砂级石英组成。很多泥岩层理不好，露头欠佳，颜色多变，化石含量也不固定。

§3—1—2 石灰岩（§3—5）

石灰岩含有50%以上的$CaCO_3$，所以，标准试验加稀酸（HCl），岩石嘶嘶作响。很多石灰岩具灰色色调，但也有其他各种颜色。每见化石，且常大量存在。白云岩由50%以上的$CaMg(CO_3)_2$组成，几乎不与稀酸反应，但易与温酸或较浓酸作用。盐酸中加茜素红S，可把石灰岩染成粉红色到淡紫色，白云岩则不染色。很多白云岩呈米黄色或褐色、硬度常大于石灰岩。大多数白云岩系由石灰岩交代而成。交代后原始构造遭到部分或全部破坏。化石保存不好，这也表示有白云岩化作用。

§3—1—3 其他岩性

石膏是常见于地表露头的唯一蒸发岩沉积物（§3—6），主要以细晶结核形式产出，但也常伴生有纤维状石膏（纤维石膏）脉。只有干旱地区，才能在地表见到硬石膏和石盐等蒸发岩。

铁质岩（ironstone）（§3—7）有层状、结核状、鲕状和

交代形式。这类岩石的地表露头常常风化成锈黄色或褐色。有些铁质岩感到比其他沉积物沉重。

燧石（§3—8）大多呈隐晶质到微晶质的硅质岩石，以坚硬的层状体或结核产于其他岩石（特别是石灰岩）中。很多燧石呈深灰色到黑色或呈红色。

沉积磷酸盐（§3—9）（磷灰岩）常由聚集的骨屑和/或磷酸盐结核组成。磷酸盐本身一般是隐晶质的，新的破裂面上暗无光泽，显浅褐色或黑色。

有机沉积物（§3—10）如硬煤、褐煤和泥煤是人们熟知的，油页岩以其气味和深色也可认出。

火山碎屑沉积物（§3—11）包括凝灰岩、由火山成因的物质组成（主要是熔岩碎屑、火山玻璃和结晶物质）。火山碎屑岩颜色不一，由于绿泥石交代，很多呈绿色。火山碎屑岩的地表露头常常风化很深。

§3—2 砂　　岩

砂岩由岩屑（岩石颗粒）、石英颗粒、长石颗粒、基质和胶结物等五种主要成分组成。基质由粘土矿物和粉砂级的石英组成。这些细粒物质大多是与砂粒一道沉积的。不过，不稳定颗粒的成岩分解也可形成基质。粘土矿物可在成岩阶段沉淀于孔隙间。胶结物也是在成岩阶段围绕颗粒或在粒间沉淀下来，常见的是石英和方解石。成岩阶段的赤铁矿，常把砂岩染成红色。

砂岩成分多半是物源区地质和气候的反映。某些颗粒和矿物，其机械性质和化学性质均较稳定。矿物按稳定性递减的顺序是石英、白云母、微斜长石、正长石、斜长石、角闪石、黑云母、辉石和橄榄石。成分成熟度是个有用的概念。

不成熟砂岩含有很多不稳定的颗粒（岩屑、长石和铁镁矿物）；成熟砂岩由石英、一些长石和岩屑组成；高度成熟砂岩则几乎全由石英组成。一般说来，成分不成熟的砂岩靠近物源区沉积，高度成熟砂岩乃是经长途搬运、累经改造的产物。因此，砂岩中存在的矿物与物源区地质条件、那里的风化程度以及搬运路线长度有关。

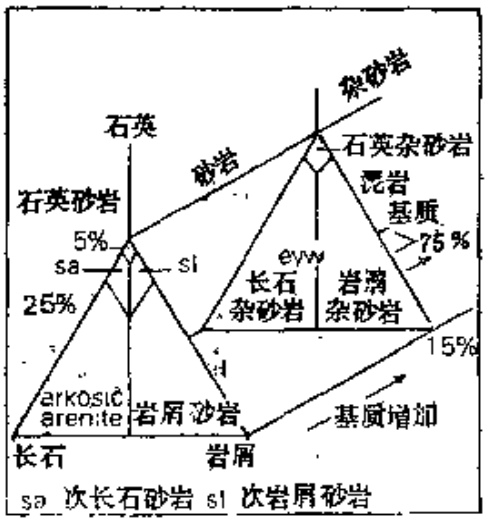


图 3—1 砂岩分类

在野外，仔细用放大镜观察，可分出砂岩的主要类型：石英砂岩、长石砂岩、岩屑砂岩和杂砂岩（据Pettijohn等，1973）

已普遍采用的砂岩分类是根据岩石中石英（+燧石）、长石、岩屑和基质的百分数确定的（图3—1）。另外含有非碎屑成分的砂岩称为混杂砂岩（hybrid sandstone），这将在下面讨论。

砂岩组成采用节点法●，借助计点器和岩石显微镜在薄片上确定。

在野外，用放大镜周密观察，有可能查定砂岩组成和命名。这以后可在实验室利用薄片验证。要力求用放大镜估计砂岩的基质含量，然后确定它是砂岩还是杂砂岩。颗粒的性质最好在其断裂面上确定。石英颗粒呈乳白到透明玻璃状，无解理面但有贝壳状断口。长石颗粒常被粘土矿物轻微（乃至全部）交代，故不显示石英那样的新鲜玻璃状外观。在断裂面上借助反光通常可见长石的解理面和/或双晶面。岩屑

● 原文将nodal analysis 误印为modal analysis——译者

可依其混杂性质辨认，它们还可显示蚀变现象（如变成绿泥石）。至于云母类，白云母由其银灰色和片状辨认；黑云母较少见，由其褐-黑色辨认。砂岩的某些胶结物可在野外鉴别：除用酸试验方解石外，很多这类胶结物呈大的嵌晶包裹着几个砂粒。用放大镜不难看到这类晶体的解理破裂面。石英胶结物常在石英颗粒上呈增生（overgrowths）形式，增生常发育成晶面和终止界面。这些用放大镜可以看见。

§3—2—1 石英砂岩

石英砂岩在成分上高度成熟，这类岩石是(但不限于是)高能浅海环境的典型岩石，也是沙漠中风成（风吹）沙海的典型岩石。沉积构造，特别是大、中、小型交错层理普遍发育（第五章）。由于只含石英，石英砂岩常呈白色或浅灰色(特别是浅海环境的)。风成石英砂岩常呈红色，这是由于细而分散的赤铁矿包裹石英颗粒的缘故。胶结物常为石英和方解石。由于沉积物受到淋滤作用，把所有不稳定的颗粒溶解掉，也能形成石英砂岩。致密硅岩就是这样形成的，产于煤层之下，含有植物根系（黑色有机条纹）。

§3—2—2 长石砂岩

长石砂岩的鉴定特征，是高百分比的长石颗粒。不过，在地表露头上，长石颗粒可发生变化，尤其是变成高岭土（白色粘土矿物）。许多长石砂岩呈红色或粉红色，这一方面是含有粉红色长石，但也与赤铁矿的染色作用有关。有些粗粒长石砂岩，如果不见层理，看起来象花岗岩。很多长石砂岩，颗粒呈次棱角状到次滚圆状，中等分选，颗粒间存有相当多的基质。在半干旱的气候条件下，较快的剥蚀作用和堆积作用形成许多长石砂岩。长石砂岩的典型沉积环境是河流而不是海洋。

§3—2—3 岩屑砂岩

岩屑砂岩在组成和外观上均有很多变化，这与其岩屑种类有关。在页状砂岩（phyllarenites）中，泥质沉积岩碎屑是主要的；在灰屑岩中以石灰岩碎屑占优势。某些岩屑砂岩中常见火成岩和变质岩的颗粒。在野外，能认出岩屑砂岩就可以了，详细分类有待岩相学的研究。很多岩屑砂岩是三角洲和河流沉积物，但也可在别的环境里堆积。

§3—2—4 硬砂岩

硬砂岩多为坚硬的深灰色岩石，基质很多。长石和岩屑颗粒常见，用放大镜常可清楚鉴别。虽然硬砂岩不受沉积环境限制，但很多是较深水盆地浊流沉积的，故具有典型浊积岩的沉积构造（底面构造、粒序层理和内部纹理。见第五章）。

§3—2—5 混杂砂岩（Hybrid sandstone）

混杂砂岩含有一种或多种非碎屑成分，如自生矿物海绿石或方解石颗粒。绿砂（greensands）由海绿石（钾铁铝硅酸盐）组成，还含有数量不定的硅质碎屑砂粒。海绿石往往形成于海洋大陆架中缺少沉积物地区。钙屑砂岩（Calcavenaceous sandstones）含有相当多的（10—50%）碳酸盐颗粒、骨屑和鲕粒。含50%以上碳酸盐颗粒时，岩石变为砂质（石英质）石灰岩。钙质砂岩（calcareous sandstones）中，$CaCO_3$作为胶结物存在。

要进一步获得砂岩的组成和矿物成分的资料，必需采集标本，制成薄片加以研究。砂岩的岩相即岩相学上不同的砂岩，对于解释当时沉积物来源和古地理具有重要意义。

§3—3 砾岩和角砾岩

对于描述砾岩和角砾岩有重要意义的关键特征是其所含碎屑的种类和岩石结构。按碎屑来源，砾岩和角砾岩分为内成的（Intraformational）和外成的（extvaformational）。内成的碎屑来自沉积盆地内部，其中很多是泥岩和泥晶灰岩的碎块，经准同生侵蚀作用或沿海岸线的去湿干缩作用剥离下来随后再搬运造成的（图3—4）。外成碎屑来自沉积盆地以外，因此年龄老于周围的沉积物。砾岩中碎屑的种类应当观察：复矿碎屑砾岩具有许多不同类型碎屑；单矿碎屑砾岩只含一种碎屑。

砾岩和角砾岩中外成碎屑的性质具有重要意义，它能提供有关沉积物来源和当时物源区出露岩石的有用资料。为使砾石性质的统计有意义，应鉴别数百次，但少些勉强也可。如有可能，可对砾岩地层序列的不同层位或工作地区的不同位置进行砾石统计。这些资料，可揭示沉积阶段由于上升与剥蚀，物源区出露岩石在特征上发生的变化，或表明有几个不同地区在提供物质。

为了说明砾石-巨砾沉积岩的沉积机制，结构很有意义。要把碎屑支撑砾岩与基质支撑砾岩分开（§4—4和§4—6）。应测量砾石形状、大小及排列方向。岩层的厚度和几何形态以及各种沉积构造也应测量。

砾岩和角砾岩沉积于各种环境，特别是冰川、冲积扇和辫状河。再沉积砾岩是深水堆积的，常存在浊积岩组合中。

§3—4 泥质岩（mudrocks）

泥质岩在所有岩性中为量最多。由于粒度细，野外常难

描述。泥质岩是主要由粉砂（4到62微米）和粘土（<4微米）级颗粒组成的沉积岩的总称。粉砂岩和粘土岩是分别以粉砂和粘土级物质为主的沉积岩。粘土岩能以其粒度细和外观均一去识别。含粉砂或砂的泥质岩，牙咬时有“砂”感。页岩的特征是剥裂性，总沿层理裂成页片。很多页岩是薄层的（§5—3—1）。泥岩(mudstones)则不剥裂，多具块状构造。泥板岩（argillite）是固结较好的泥岩，板岩则具劈理。泥灰岩是钙质泥岩。泥质岩向砂岩过渡，由粘土-粉砂-砂组成混合物的术语见图3—2。

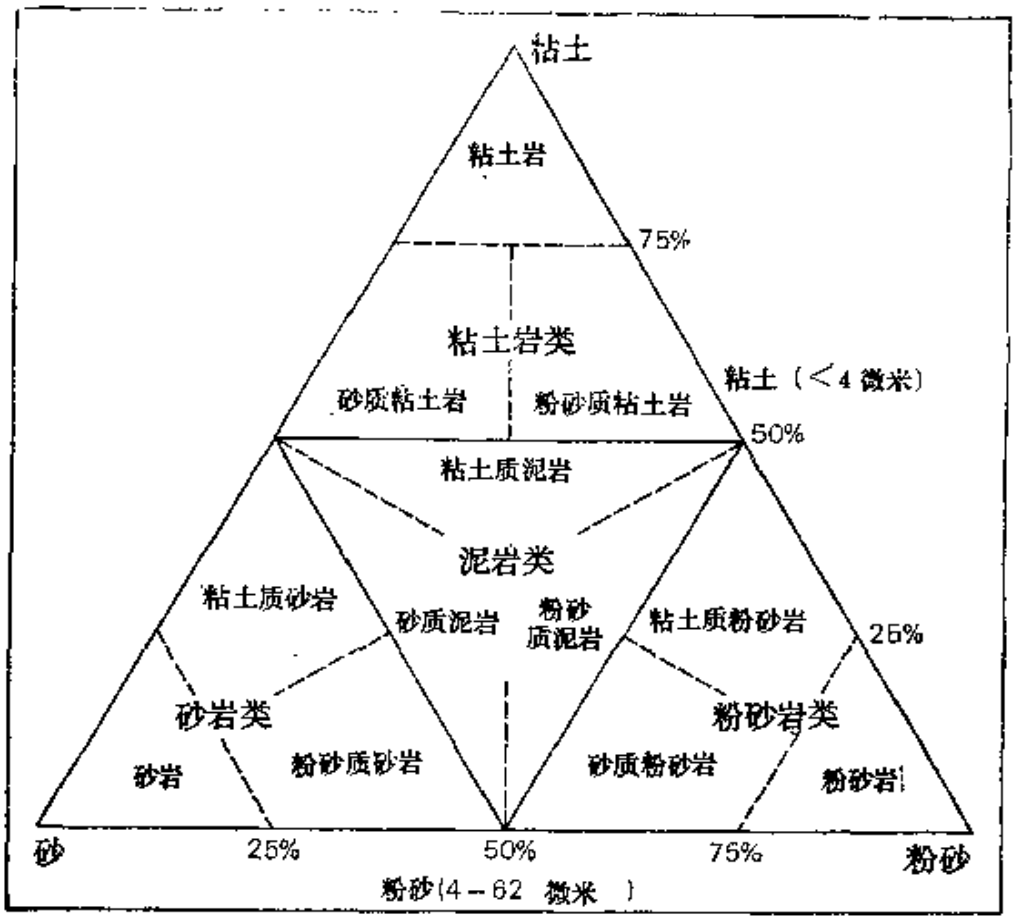


图 3—2 描述砂-粉砂-粘土粒级沉积岩的图表

(据 M. D. Picard)

泥质岩主要由粘土矿物和粉砂级石英组成，也含有其他矿物，有机质含量可达百分之几或更多。随着碳含量的增加，泥质岩颜色变深，最后变成黑色。用鎚敲击富含有机质的岩石，产生特殊气味。泥质岩中常有结核发育，结核一般为方解石、白云石、菱铁矿、燧石或黄铁矿（§5—5—7）。很多泥质岩都含化石（包括微体化石），需在实验室提选。

泥质岩实际上可以沉积在各种环境中，尤其是河流泛滥平原、湖泊、低能海岸线、三角洲、外陆架和深海盆地。泥质岩连同所含化石的来龙去脉，对于环境解释有重要意义。

在野外，所见泥质岩的类型一经确定，就可用一两个反映典型特征或显著特征的形容词去描述。要说明的特征有颜色、剥裂程度、沉积构造和矿物、有机质和所含化石等（表3—2）。

表 3—2　研究泥质岩时应观察和说明的特征及描述术语举例

泥质岩特征	可能性及描述术语
A　颜　色	灰、红、绿、杂色斑点等
B　裂开情况	易成页片（页岩）、不易成页片（泥岩）、块状、土状、易成板状、纸片状、易劈开（板岩）。
C　沉积构造	层状或纹层状、生物扰动或块状（看不出构造）
D　非粘土矿物	含石英、云母、钙质、石膏、黄铁矿、菱铁矿等
E　有机质	富有机质、沥青质、碳质、不含有机质等
F　化　石	含化石、笔石、介形类

§3—5　石灰岩

在野外，石灰岩象砂岩一样，只能以有限的方式来描述，详细情况经过薄片和揭片（peels）研究才能知道。石灰岩大多由三种成分组成，即碳酸盐颜粒（异化颗粒）、泥

晶（泥晶方解石）和亮晶（胶结物）。主要异化颗粒有骨粒、鲕粒、团粒和内碎屑。很多石灰岩与砂岩十分相似，由沿着海底搬运过的砂粒级碳酸盐颗粒组成；其余的可与泥质岩相比，是细粒的、由石化碳酸盐泥（即泥晶）组成。有些石灰岩由碳酸盐骨架就地生长而成，象礁灰岩那样（§3—5—3）；或通过藻类的丝状体捕集并粘结沉积物而成，象叠层石那样（§5—4—4）。

现代碳酸盐沉积物由文石、高镁方解石和低镁方解石组成。低镁方解石组成的石灰岩乃原始文石颗粒经成岩交代和原始高镁方解石镁质的成岩消失而成。石灰岩的其他成岩变化，重要的有白云石化和硅化。

虽然碳酸盐系列的大多数属浅海成因（潮上带到浅部潮下带），但石灰岩也有形成于深水（深海岩层和浊积岩层）和湖泊中的。称之为钙质结砾岩（Calcretes）或钙质层（Caliches）的结核状石灰岩，可发育在土壤中（§5—5—7）。

§3—5—1 石灰岩成分

骨粒（生物碎屑）是很多显生宙石灰岩的主要成分。骨粒出现的类型与沉积时的环境因素（如水温、深度、盐度）和当时无脊椎动物的演化与变异情况有关。提供骨粒物质的主要生物大类有软体动物类、腕足类、珊瑚、棘皮动物类（特别是海百合类）、苔藓虫类、藻类和有孔虫类。次要的或局部重要的大类为海绵类、甲壳类（特别是介形类）、环节动物类和锥壳类（Cricoconarids）。

在野外，应力求鉴定出石灰岩中碳酸盐骨骼的主要类型。如以大化石出现，应有可能定出大类。碳酸盐骨骼如保存良好或数量丰富，能供古生态研究使用（第六章）。需要核对的一个特征是骨骼物质是否在原地生长。如果是，需确

定这些物质在沉积时期是否象礁那样构成石灰岩的骨架（§3—5—3）。

鲕粒是球状到次球状颗粒，直径一般为0.2毫米到0.5毫米，也可达几毫米。大于2毫米的称为豆粒。鲕粒由围绕核心的同心状包层组成，核心一般为碳酸盐或石英颗粒(图3—3)。近代鲕粒大多由文石组成，但古代鲕粒全为方解石（除非白云石化）。

团粒是次球状到长形颗粒，长度一般小于1毫米。团粒由泥晶（见下）组成，很多团粒在成因上是粪粒（faecal）。

内碎屑是沉积后又经搬运的碳酸盐碎块，多为长达几厘米的石片，来自潮坪带碳酸盐泥的去湿干缩作用或准同生侵蚀作用，并形成内成砾岩（图3—4）。在沉积时，几种碳酸盐颗粒被胶结在一起组成集合体。

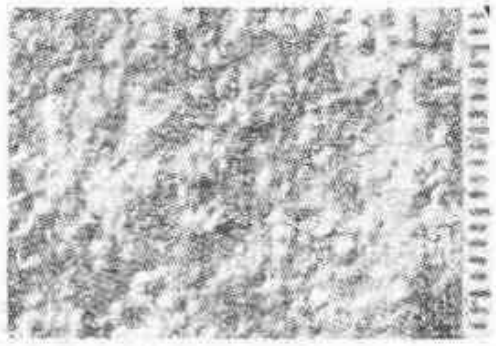


图 3—3 鲕粒，有时可清楚看到同心构造

比例尺以毫米计。侏罗纪，英格兰北部



图 3—4 由泥晶石灰岩的石片（内碎屑）组成的内成砾岩

晚寒武纪，挪威

泥晶是很多生物碎屑石灰岩的基质，又是细粒石灰岩的主要成分。泥晶由直径大多小于4微米的碳酸盐颗粒组成。很多现代碳酸盐泥，即泥晶的前身都是生物成因，由碳酸盐

骨骼（如钙藻类）分解而成。古代石灰岩中的泥晶，成因尚不清楚，很难排除直接或间接的无机沉淀作用。

亮晶是明亮的大小相同的方解石胶结物，沉淀在粒间孔隙和较大孔洞里。纤维状方解石胶结物也有产出，它们包裹颗粒或作为孔洞衬里。

§3—5—2 石灰岩类型

描述石灰岩采用三种流行方案（表3—3）。按福克（Folk）方案，常见的石灰岩类型有生物亮晶灰岩、生物泥晶灰岩、鲕粒亮晶灰岩、团粒亮晶灰岩和团粒泥晶灰岩。福克的生物灰岩（biolithite）是指碳酸盐生物就地生长形成的石灰岩（如礁）。按邓哈姆（R. J. Dunham）的方案，常见的石灰岩类型有粒状灰岩（grainstones）、泥粒状灰岩（packstones）、粒泥状灰岩（wackstones）和泥状灰岩（madstones）。顿哈姆的粘结灰岩（boundstone）相当于福克的生物灰岩。

在野外，用放大镜留心观察，能按福克或邓哈姆的命名系统确定所见石灰岩类型。鉴别主要颗粒类型并不困难，不过，对于细粒石灰砂岩（calcarenifes）把基质和胶结物分开却不可能。后面将讨论石灰岩的结构（第四章），要记住：在碳酸盐沉积物中，骨粒的大小、形状、磨圆度及分选程度与原始骨骼的大小、形状和周围介质扰动程度有关。虽然所有的硅质碎屑岩的沉积构造同样都能在石灰岩中形成，但有些构造却只限于碳酸盐中才有（§5—4）。

§3—5—3 礁灰岩（Reef Limestones）

礁灰岩是碳酸盐物质的原地聚集或堆积。礁灰岩有两个突出特点：不成层的块状外观（图3—5和图3—6）和碳酸盐骨骼特别是群体生物占绝对优势，它们很多都堆积在生长位

表 3—3 石灰岩分类表

根据占优势的粒度(A)、主要成分(B)(按福克方案)和结构（C）(按邓哈姆方案)。(B) 中，如有需要可加前缀，如生物-细粒亮晶灰岩。

A 石灰碎岩	2毫米 石灰砂岩	62微米 石灰泥岩

B 主要成分	岩石类型	
	亮晶胶结物	泥晶基质
细粒	细粒亮晶灰岩	细粒泥晶灰岩
团粒	团粒亮晶灰岩	团粒泥晶灰岩
生物碎屑	生物亮晶灰岩	生物泥晶灰岩
内碎屑	内碎屑亮晶灰岩	内碎屑泥晶灰岩

原地生长：生物灰岩

C 结构特征			岩石类型
无泥	颗粒支撑		粒状灰岩
			泥粒状灰岩
有碳酸盐泥	泥支撑	颗粒>10%	粒泥状灰岩
		颗粒<10%	泥状灰岩

沉积时组成物质有机地粘合起来：粘结灰岩

置上。有些骨骼可构成骨架，其上或其中生活有其他生物。常见孔洞构造为内部的沉积物或胶结物填充。礁灰岩有各种各样的几何形态，但常见的是斑礁(patch reef)和堤礁(barriev reef)。斑礁是小而不连续的礁体，平面上呈圆形（图3—6)；堤礁是大而长的礁体，其后有泻湖石灰岩伴生。生物丘（bioherm）是小规模的碳酸盐岩隆（buid-up)，生物

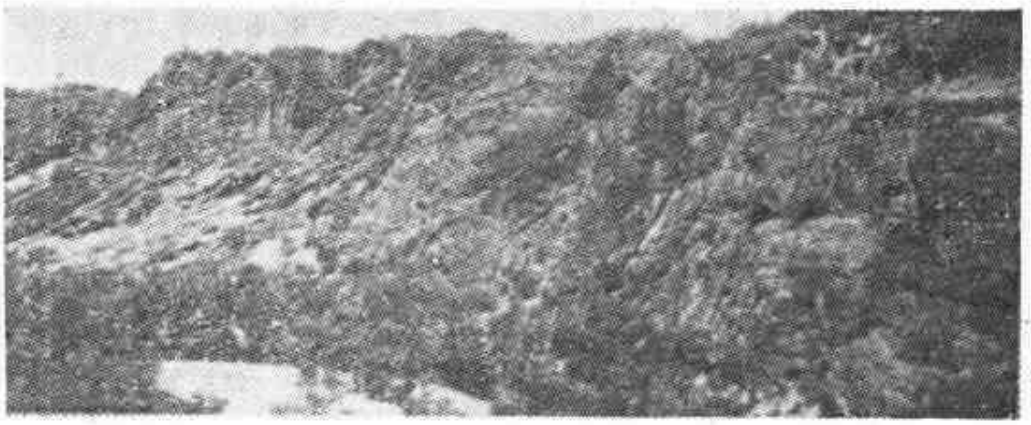


图 3—5　杂礁体（泥盆纪，澳大利亚坎宁盆地），中部为不成层的块状礁灰岩，右侧是层理清楚的礁后灰岩，左侧为可看出原始沉积倾斜的礁前灰岩

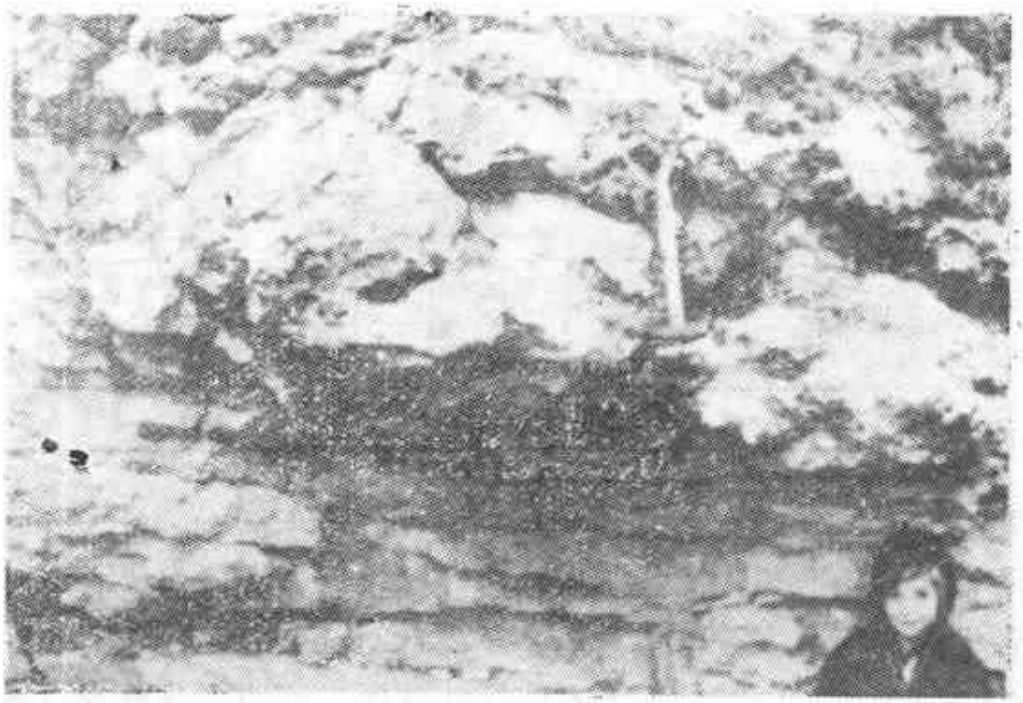


图 3—6　由块状珊瑚群体组成的小斑礁，与其下面的层状生物碎屑灰岩迥然不同。侏罗纪，英格兰东北部

层（biostrome）则是侧向扩展的岩隆，生物骨架对于两者都可有可无。和很多礁灰岩伴生的有礁源碎屑构成的礁层。特别是和堤礁伴生的礁屑，在前方形成礁裙（礁前灰岩，图3—5）。

再一个属于碳酸盐岩隆的类型称做泥状礁丘（mud mound）（从前称为圆礁丘 reef knoll），由块状泥晶组成，常散杂骨屑，具孔洞构造（如层孔 stromatactis，§5—4—1）。

所有碳酸盐岩隆，显而易见的是它们的块状特征，与相邻的或上覆的层理清楚的石灰岩形成鲜明对比。很多碳酸岩岩隆都是生物间复杂的相互作用的结果，因此可说生物是造成岩隆的原因。对于骨架包壳和粘结，生物起着辅助但仍属重要的作用；生物还直接用礁体作为环境屏障或食物来源。

§3—5—4 白云岩

大多数白云岩（特别是显生宙的），是由石灰岩交代而成。白云岩化在半干旱地区的潮间-潮上带，于沉积后不久即准同生阶段发生，也能发生于更晚的成岩阶段。设法确定白云岩出现的类型，对于相分析有重要意义。早期白云岩颗粒一般很细并伴有标示潮上带条件的构造，如干裂（§5—3—6）、蒸发岩及其假晶（§3—6）、隐藻纹层石（§5—4—4）和窗孔构造（§5—4—1b）。

成岩阶段晚期白云岩化，从局部交代岩石某些颗粒，变化到全部交代。晚期白云岩化常使石灰岩的原始构造面貌全非，以致化石保存不好，沉积构造难以确定。根据白云岩化程度，碳酸盐岩可分四类（图3—7）。白云岩的孔隙度比原生石灰岩高。很多前寒武纪白云岩不具交代痕迹，可能是原生白云岩，其上能看到石灰岩的所有特征，特别是叠层石（§5—4—4）极其常见。

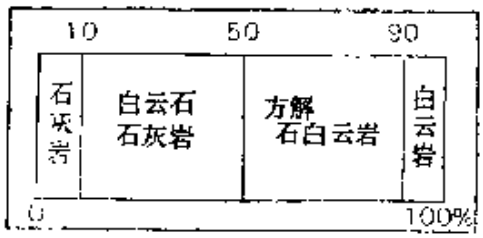


图 3—7 按白云石含量石灰岩-白云岩的划分表

§3—5—5 退化白云岩 (dedolomites)

退化白云岩是交代白云岩而成的石灰岩。这类岩石相当少见，其方解石的生长形式特殊，可呈巨大的放射-纤维体（“炮弹”）。

§3—6 蒸 发 岩

石膏大多以结核体产于泥质岩中，或以紧密堆集的结核聚集体产出(结核间有薄层沉积物)，形成鸡笼网状结构(Chicken-wire texture，图3—8)。成层产出的石膏可扭曲成所谓肠状结构 (enterolithic texture)。结核状和肠状结构对于沉积在萨布哈（潮上带）环境的石膏-硬石膏是典型的。与有机物或方解石成交互纹层的石膏-硬石膏属另一类型，形成于水下（较深水）。石膏-硬石膏可被再搬运，显有流动构造和再沉积形成浊积岩和滑塌构造。纤维石膏脉常同石膏沉积物伴生。

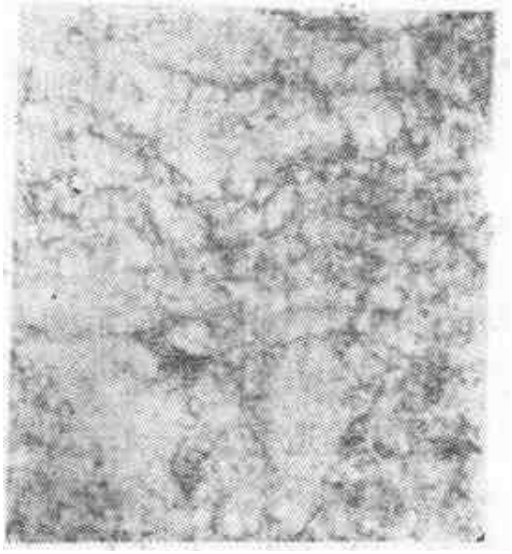


图 3—8 结核状（鸡笼网状）和层状石膏（来自硬石膏）。结核间有薄粘土层产出第三纪，伊拉克，视域范围2米

野外可见蒸发岩假晶，但需用薄片确定。石盐假晶容易鉴定，因为它有立方体外形和漏斗状晶形（图3—9)。菱形、

透镜状和燕尾状石膏晶体是很特征的（图3—10）。硬石膏和石膏结核可被多种矿物如方解石、石英、特别是白云石交代。

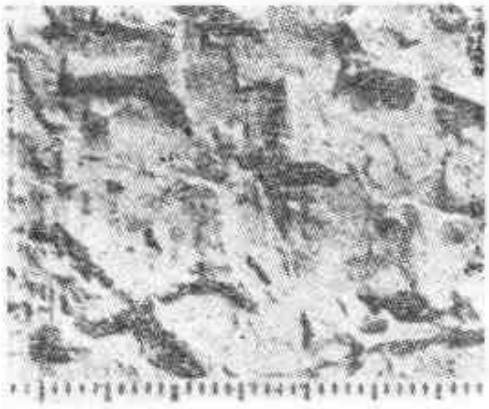


图 3—9 石盐假晶根据立方体外形和压陷的晶面（漏斗状）确定
（比例尺以毫米计，侏罗纪，英格兰南部）

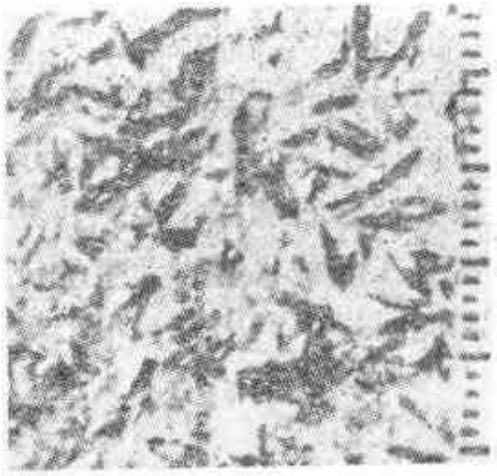


图 3—10 方解石交代石膏的假晶
（据透镜状外形鉴别）。（比例尺每格1毫米，侏罗纪，英格兰南部）

蒸发岩溶去后来被充填地段，上覆岩层常常发生塌陷。在塌陷处细心观察，可以发现过去存在蒸发岩的迹象。退化白云岩常与蒸发岩溶解层位有关。

§3—7 铁 质 岩

有多种沉积岩属铁质岩，铁质岩中出现的矿物也有多种。前寒武纪条带状含铁建造常为厚度大、侧向扩展的矿床，其特点是具有细密的燧石-铁矿物条带。显生宙铁质岩大多厚度小，范围有限，交错过渡为正常海相沉积岩。有很多铁质岩呈鲕状，鲕粒可由赤铁矿（红色）、鲕绿泥石（绿色）、针铁矿（褐色）和少量磁铁矿（黑色）组成。其他铁质岩，常见的有赤铁石灰岩、鲕绿泥石泥岩、菱铁泥岩和黄铁泥岩

。等在赤铁石灰岩中，赤铁矿浸染交代碳酸盐颗粒。所有这些类型都能在野外识别，但需以后室内验证。菱铁矿和黄铁矿常在泥质岩和其他岩石中形成结核。

对于铁质岩，注意力要集中到沉积环境上，值得研究含铁岩层和邻近岩层中各种化石。要查定这些化石是否反映正常海洋条件；它们可以指示低盐条件。另外，对待铁质岩要象其他岩石那样，观察其结构和沉积构造。铁(和其他金属)富集在与枕状熔岩共生的沉积物中。铁锰结核在深海石灰岩和泥质岩中产出，但很少见。

§3—8 燧　　石

燧石可分层状和结核状两类（图 3—11和图 3—12)。大多数层状燧石见于较深水岩系，相当于现代洋底的放射虫软泥和硅藻软泥。有些层状燧石，用放大镜可见放射虫呈微小斑点（直径约 1/4 毫米)，需用薄片查定其存在。很多燧石层，外表呈块状，但可有交错纹理和粒序层理（第五章)。有些层状燧石与枕状熔岩伴生，是蛇绿岩套的一部分，另一些则产于完全没有火山岩系组合的岩系里。

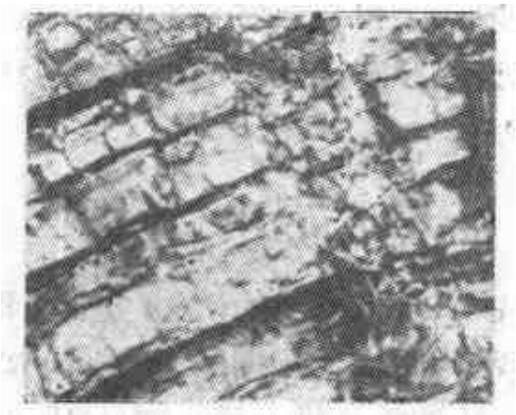


图 3—11　成页片状裂开的层状燧石
(石炭纪，法国南部)

结核状燧石常见于石灰岩和某些别的岩石中，为成岩阶段交代产物。有时燧石规则地产在一定层位里。火石是产于白垩纪白垩中的燧石结核的俗称。很多燧石结核的二氧化硅来自溶解的海绵针。

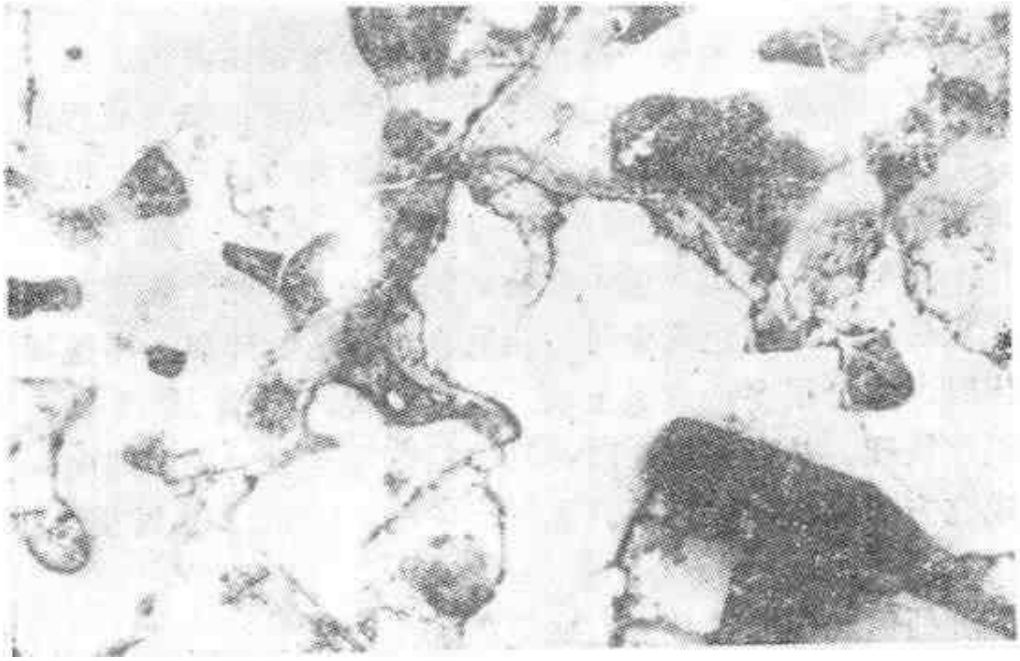


图 3—12　结核状燧石（火石），在甲壳动物潜穴的充填物中（潜穴主岩为白垩）

（白垩纪，英格兰东北部）

§3—9　磷酸盐沉积物

在这类比较罕见的沉积物里，磷酸盐主要是胶磷矿，呈脊椎动物骨骼碎屑和结核产出。结核往往是粪石，但在海相磷灰岩中也可由碳酸盐泥、碳酸盐颗粒和硅质微体化石交代而成。很多磷酸盐沉积物的形成，再搬运作用具有重要意义。

§3—10　富有机质沉积物

泥煤、褐煤、硬煤和油页岩是主要的有机质沉积物。沥青和其他固态或半固态碳氢化合物极少在其他岩石里产出。有机质沉积物分为腐殖类和腐泥类。前者主要在沼泽中由生

物就地发育而成，后者由有机质呈悬浮液搬运、沉积而成。在成因上，煤大多属于腐殖类，油页岩则属腐泥类。

煤的等级（rank）这一术语是指它的有机质变质程度，有若干性质如碳和挥发份的含量，可用来确定等级，但这需要实验分析。

在野外，软质褐煤中植物质仍可认出。对于硬质褐煤，当煤质较软、颜色暗褐时才能见到很少植物碎屑。褐煤新采出时，水分很多，或呈土状，或很坚实。沥青质硬煤、色黑、质硬、具光亮层；破碎时，沿割理（突出的节理面）裂成立方形煤块，且染手。无烟煤明亮、闪光、具贝壳状断口。

烛煤和烛藻煤是腐泥质沉积物，主要堆积在湖泊里。块状，细粒，无层纹，具贝壳状断口。

油页岩含有三分之一以上无机物质（主要是粘土）；呈纹层状，用小刀可削成卷曲薄片，形似刨花。

§3—11 火山碎屑沉积物

火山碎屑（Tephra）这个词是指从火山喷出并形成火山碎屑沉积的物质。火山碎屑包括火山玻璃渣（浮岩或火山渣）、晶体和岩屑。前者破碎成玻璃碎片，中者主要是石英及长石，后者来自早期的喷发熔岩和围岩。根据粒度，火山碎屑分为火山尘、火山灰、火山砾和火山弹（表3—4）。结核状火山砾由火山尘包层及内核组成（图3—13）。

火山碎屑岩按成因分成降落火山碎屑岩、流动火山碎屑岩和玻质碎屑岩三类（表3—5）。降落火山碎屑岩的特点是厚度及粒度随远离喷发地而逐渐变小，一般具正粒序层理。降落在水中或陆地上时，可被水流、波浪和风再次搬运。因

表 3—4　火山碎屑颗粒和沉积物按粒度分类表

火山碎屑颗粒(火山碎屑)		火山碎屑沉积物术语
火山弹(流体喷发)		集块岩
	火山角砾(固体喷发)	火山角砾岩
64毫米		
	火山砾	火山砾岩
2毫米		
	火山灰	凝灰岩：玻质凝灰岩、石质凝灰岩、晶质凝灰岩
0.06毫米		
	火山尘	

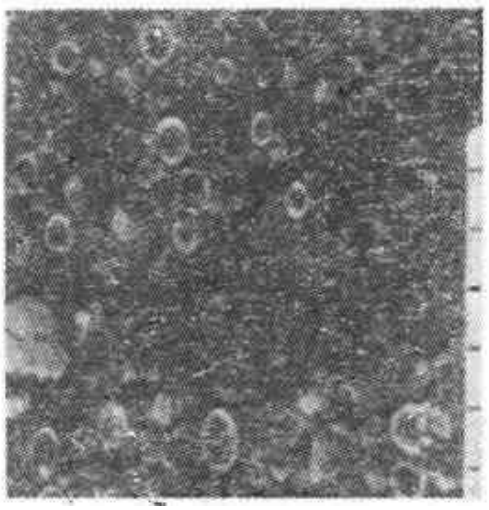


图 3—13　火山砾-凝灰沉积物中的结核状火山砾和火山灰
(奥陶纪，英格兰西北部　比例尺每格1厘米)

此显有交错纹理或平行纹理。这类沉积物能在广阔范围展布，可用来进行地层对比。流动火山碎屑岩主要形成于陆地环境。其中，熔结凝灰岩的特点是外观均一，较细的火山灰粒几无分选。粗岩屑可具正粒序层理，大的浮岩碎屑则呈逆变粒序。展平又伸长的浮岩及玻璃体(称为火焰 fiamme)，是流动成因的证据（图3—14)。很多熔结凝灰岩，其中心部分可见焊接现象，与岩层上下部分相比，这里的火山灰粒熔焊成致密的、孔隙减少的岩石。熔结凝灰岩流的典型厚度为几米到十米或更多。底潮沉积 (Base-surge deposits) 的特点是有发育完好的内部层理及交错层理（图3—15)，包括逆沙丘交错层理(§5—3—3)，这是因为底潮沉积是由快速流动

表 3—5　火山碎屑沉积物的主要类型

A	降落火山碎屑沉积物：由火山口喷发的火山碎屑形成
B	流动火山碎屑沉积物(和熔岩流类型)
	(i)　熔结凝灰岩(流体化的火山灰流)
	(ii)　底潮沉积物(载灰蒸汽流)
	(iii)　火山泥流沉积(泥石流)
C	玻质碎屑：与水接触成碎片和颗粒的玄武岩熔岩

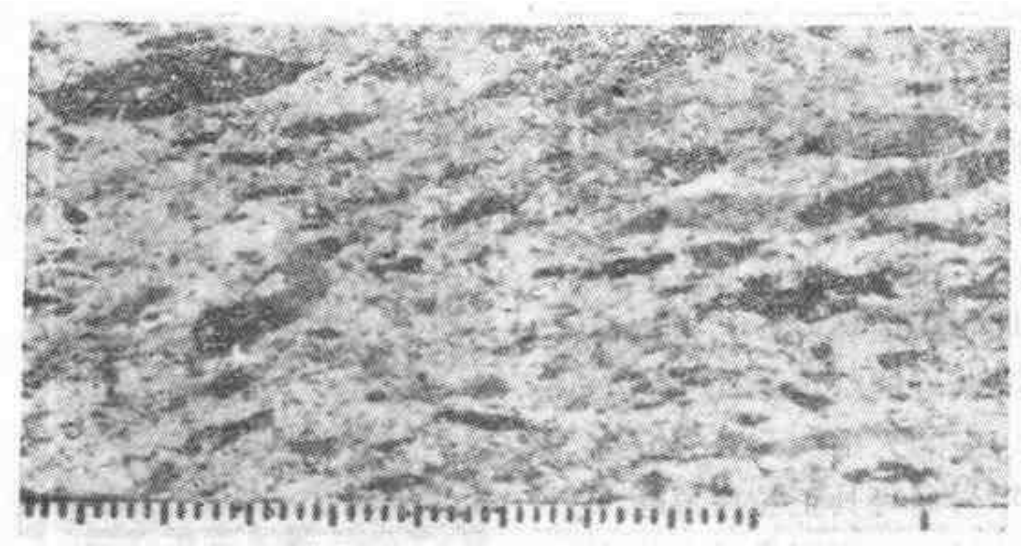


图 3—14　熔结凝灰岩，显示伸长的玻质碎屑（火焰）
（第三纪，新西兰，比例尺每格 1 毫米）

的载灰蒸汽流形成的。火山泥流（lahar）沉积物由火山泥流形成，其特点是有含“漂流”碎屑的基质支撑组构（§ 4—4）。玻质碎屑岩是熔岩喷入水中，迅速冷却引起碎裂，形成的玻质碎屑。这类沉积物主要由直径几毫米到几厘米的熔岩碎片组成。靠近喷出地点，无分选，层理不发育。但可被再搬运和再沉积，显示象其他碎屑沉积物那样的沉积构造。玻质碎屑岩是海底基性火山活动的典型产物。

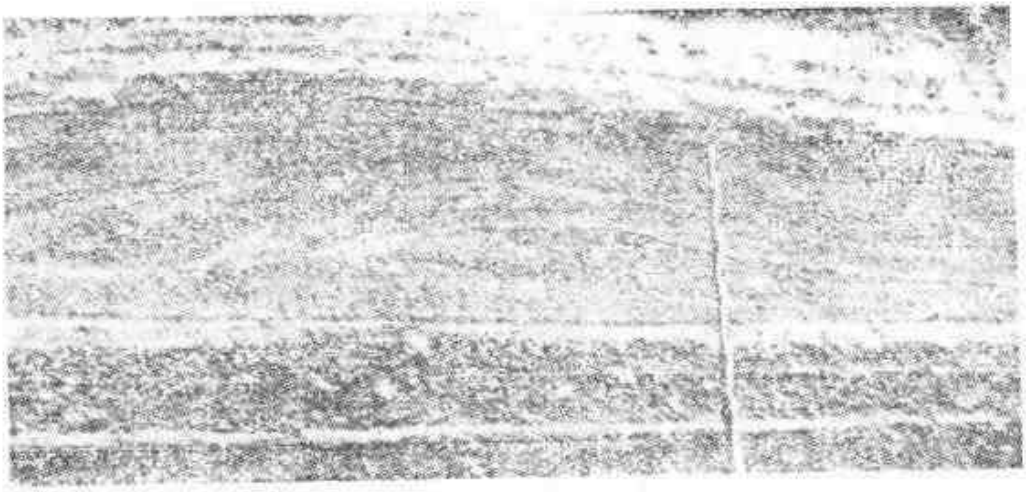


图 3—15　底潮沉积和降落火山沉积。上部为底潮凝灰岩，显示发育完好的层理（逆沙丘交错层理），向右流动；下部为降落火山碎屑沉积

（第四纪，德国。测量标尺示比例尺）

第四章　沉积岩结构

§4—1　引　　言

沉积岩的结构涉及粒度及其分布、颗粒形态及其表面特征和沉积物组构。颜色也在本章讨论。结构是沉积岩的一个常用描述要素，在解释沉积机理和沉积环境方面有重要意义。在孔隙度与渗透性之间的经济关系上，结构也有控制意义。很多沉积岩的结构只能通过岩石薄片进行研究。对于砂和粉砂级的沉积物，除了估计粒度和说明颗粒的分选性及磨圆度外，在野外难以做更多工作。对于砾岩和角砾岩，粒度、颗粒形状及排列方向可在野外准确测量。还可研究砾石的表面特征和岩石组构。沉积岩结构的观察内容见表4—1。

表 4—1　沉积岩结构的野外观察内容

1.粒度及分选性：所有岩性都要估测（表 4—2，图 4—1）。对砾岩要测量最大碎屑粒度和厚度，检查两者相互关系。
2.颗粒形状（图 4—2）：（对于砾岩碎屑有重要意义）寻找砾石的刻蚀面及擦痕。观察颗粒磨圆度（图 4—3）。
3.组构：（a）观察砾岩的长形碎屑及任何岩石所含化石的优选方位；测量方位，作玫瑰图。（b）观察碎屑或化石的叠瓦排列。（c）研究基质－颗粒关系（特别是在砾岩中），判定是基质支撑结构还是颗粒支撑结构。

§4—2　沉积物粒度和分选性

阿登-温特沃斯（Udden-wentworth）的粒度标尺（表

4—2）已被广泛接受和采用。为使工作精确，采用单位 ϕ。ϕ为对数变换：$\phi = -\log_2 S$，这里S是以毫米表示的粒度。

对于由砂级颗粒组成的沉积物，用放大镜可确定其主要粒级，定出极粗、粗、中、细和极细等粒级。粉砂级物质与粘土级的区别是前者牙咬时有沙感。对于化学岩石如蒸发岩、重结晶石灰岩和白云岩，要估测的是结晶粒度而不是碎屑的粒度。结晶粒度的术语如表4—3所示。

表 4—2 粒度分级术语（据J.A.阿登和C.K.温特沃斯）和硅质碎屑岩的类型。砂-粉砂粘土混合物分类名称见图3—2

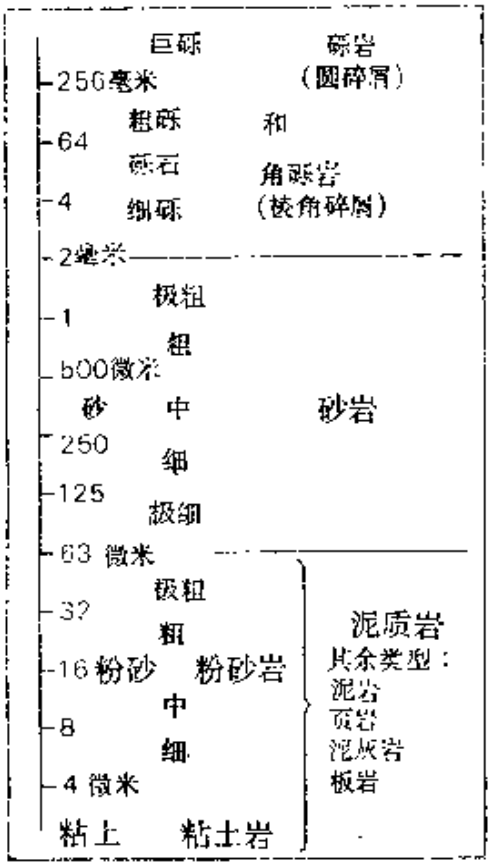
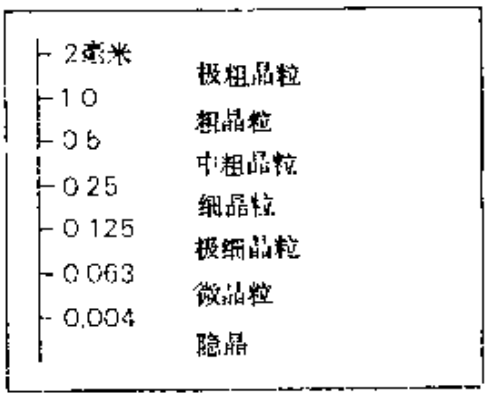


表 4—3 描述结晶岩石的非正式术语



为使工作精细，特别是对硅质碎屑沉积物，可利用各种实验室技术进行粒度分析，包括过筛、薄片节点统计和沉降法（见 Folk, 1974）。在野外，只能粗估砂级沉积物的分选性：用放大镜观察，与图4—1的示意图对比。

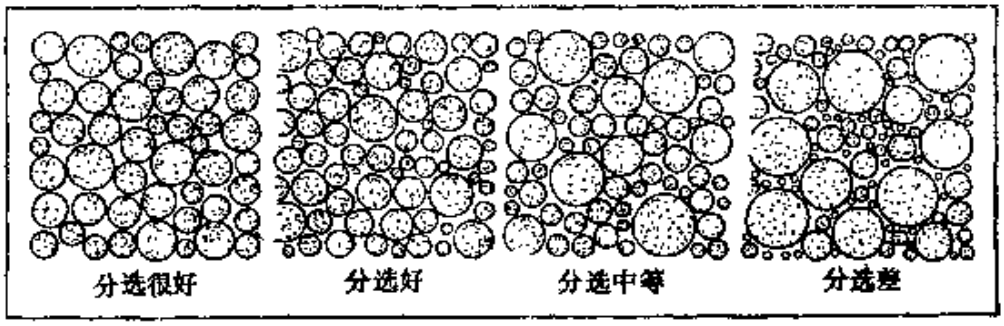


图 4—1　分选性的肉眼估测示意图

广义而言，硅质碎屑沉积物的粒度反映环境的水力能量：粗一些的颗粒是在更快速水流中搬运和沉积的，泥岩则往往在静水中沉积。砂岩的分选程度反映沉积过程，随扰动作用和再搬运作用的加剧而提高。可是碳酸盐沉积物的粒度一般反映组成沉积物的生物骨骼和钙化坚硬部分的大小，它们受到或可能受到水流的影响。分选作用这个术语可用于石灰岩，但应记住，有些石灰岩类型如鲕粒和团粒灰岩总是分选很好的。因此，分选作用这一术语不一定反映沉积环境。

关于砾岩和角砾岩的粒度和分选性参看 § 4—6。

§ 4—3　颗粒形态

颗粒形态包括形状、球度和圆度三个方面。形状由长轴、中轴和短轴的不同比率确定；球度表示颗粒形状接近球形的程度；圆度是指颗粒棱角的曲率。颗粒形态有四种（图 4—2）。这些术语常用来描述砾岩和角砾岩碎屑的形态，在野外使用多半无困难。

球度和圆度可用公式计算（见Folk, 1974）。作为一种描述参数，圆度比球度更有意义。大多数场合，图4—3的简单术语已足够了。这些术语对砂岩的砂粒和砾岩的砾石都适

用，但对石灰岩则用处较小，因为有些颗粒如鲕粒和团粒起初就很圆。对石灰岩里的骨粒，应检查是不是破碎的，或经磨蚀改造成现在形状。

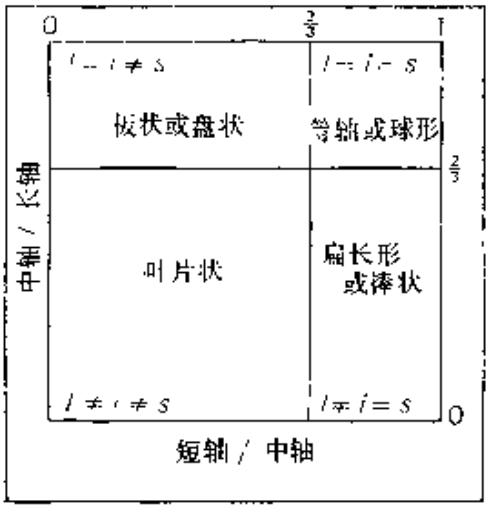


图 4—2 根据长轴（l）、中轴（i）和短轴（s）划分的四种颗粒或碎屑形态

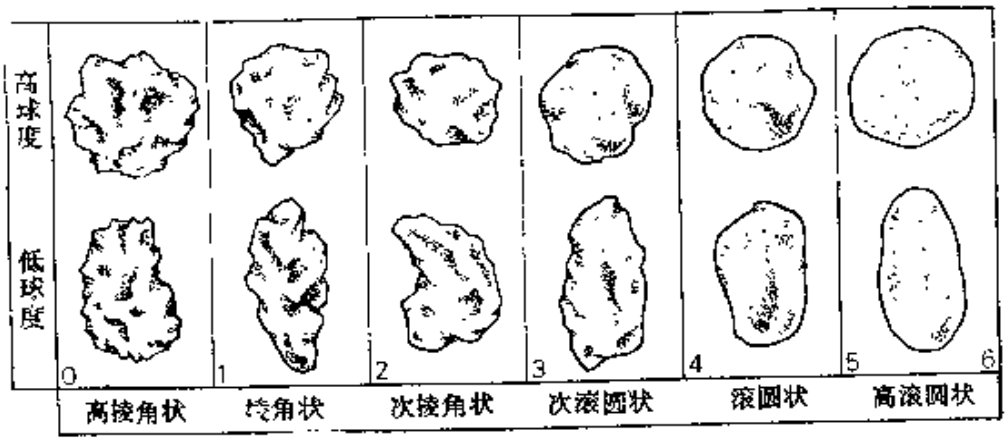


图 4—3 沉积颗粒的圆度类型。各类均示出颗粒的低球度和高球度

§4—4 沉积物组构

组构是指沉积物中颗粒的相互排列，包括颗粒的排列方向及其填集方式（packing）。

在沉积岩的很多类型中，可看到长形颗粒的优选方位。这种情况可由砾岩或角砾岩的长形砾石和石灰岩、泥质岩或砂岩中的化石表现出来。这些特征在野外均可看到。很多砂岩的长形砂粒显示优选方位，但需在显微镜下观察验证。

颗粒的优选方位起因于颗粒同沉积介质（水、冰、风）的相互作用，它既可平行（较常见）也可垂直流动方向。因此，测量砾石、化石或颗粒的方位能指示古水流方向（§7—3—4）。优选方位也可因构造变形引起，为此，在适度的构造变形区工作时，还要测量褶曲轴、劈理和线理。板状和盘

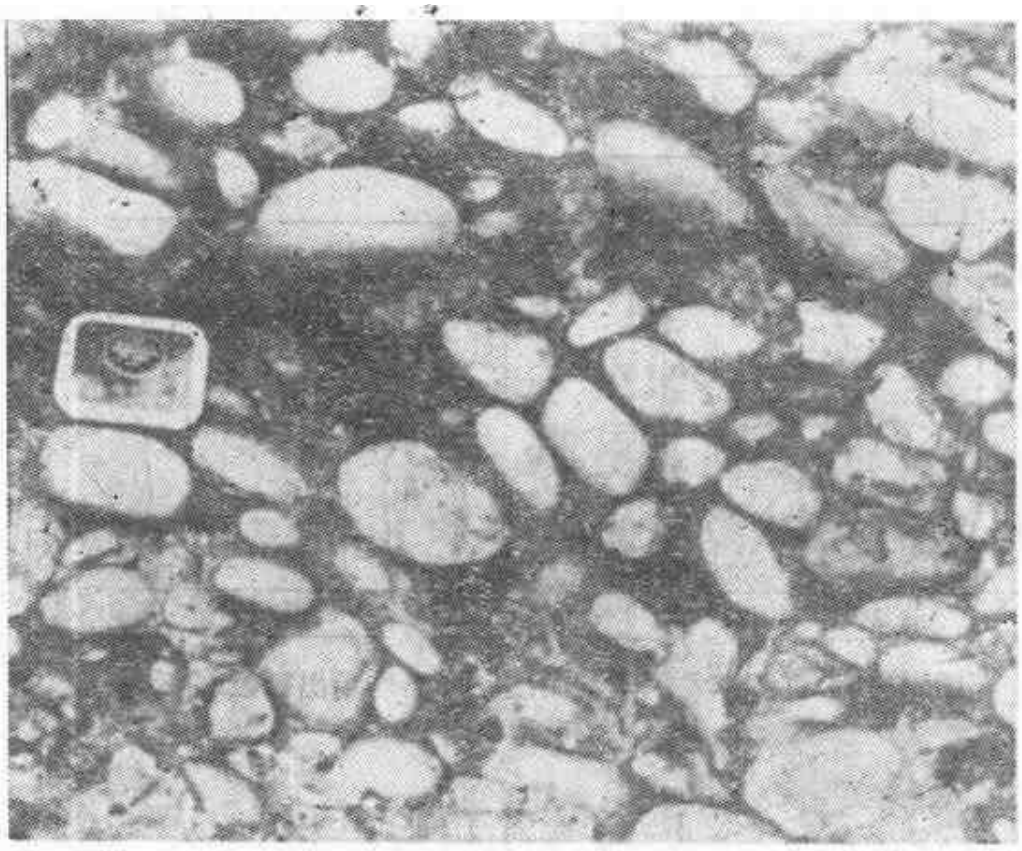


图 4—4　由滚圆状到高滚圆状砾石组成的砾岩，具碎屑支撑组构和发育良好的叠瓦状组构，表明从右向左搬运

（第三纪，约旦。视域范围 0.75 米）

状砾石或化石常显示叠瓦状排列。在这种组构中，它们互相重叠（象一叠纸牌），倾向上流方向（图4—4）。

细粒基质的数量及基质-颗粒关系影响沉积物的填集方式和组构，对解释沉积机理和沉积环境上有重要意义。沉积物，当其颗粒相互接触时是颗粒支撑的(grain-supported)，基质象胶结物那样存在于颗粒之间。当其颗粒彼此不接触时，沉积物是基质支撑的（matrix-supported)(图 4—4和图4—5)。



图 4—5　具有基质支撑组构和次棱角到次滚圆状砾石的砾岩

(冰碛岩，晚前寒武纪，挪威)

对于硅质碎屑沉积物和石灰岩，颗粒支撑组构标志水流和/或波浪广泛的再搬运作用和去泥作用。当悬浮物（泥）与

较粗的底沙（bed load）分离时，颗粒支撑组构表示浊流沉积。具有基质支撑组构的石灰岩（粒泥状灰岩和泥状灰岩，表 3—3），大多反映静水沉积作用。砾岩和角砾岩的组构将在§4—6讨论。

§4—5 结构成熟度

砂岩中，分选度、圆度和基质含量都影响沉积物的结构成熟度。结构上不成熟的砂岩，分选差，颗粒有棱角，含一定基质；而结构上高度成熟的砂岩，分选好，颗粒圆度好，无基质。结构成熟度一般随再搬运次数的增多和搬运距离的加大而提高，如风成砂岩和海滩砂岩是典型的成熟到高度成熟的岩石。河流砂岩则成熟度差。结构成熟度通常与成分成熟度（§3—2）协调一致。应当记住，成岩作用会改变沉积结构。在野外，砂岩的结构成熟度用放大镜仔细观察能估计出来。

§4—6 砾岩和角砾岩结构

在野外，测量这些粗粒沉积岩石的粒度没有困难，用直尺或皮尺都行。对于砾岩和角砾岩，应测最大碎屑的尺寸，因为这一数据大都反映水流的能力。测量砾岩的厚度也有用，因为对于某些搬运和沉积作用（例如泥石流和洪水），最大砾的尺寸和厚度之间有相关性。不过，辫状河砾岩没有这种关系。砾石尺寸和层厚最大，通常说明搬运路程短。从广阔区域或从厚的垂直岩系测量砾岩的最大砾石尺寸和厚度可揭示泥砂供应率的变化。这些或反映物源区的远近，或可涉及气候或大地构造方面的更重要的变化。

描述粗沉积物的粒度分布，可用图4—1中所介绍的分选

性术语，但在很多情况下，这些术语并不适宜，因为粒度分布不是单峰的。如果考虑到砾石间的基质，很多砾岩的粒度分布是双峰或多峰的。观察整个一砾岩层的粒度变化也很重要。一个层内砾石的正粒序是常见的，但也可出现逆粒序，特别是在底部（§5—3—4）。

砾石形状和圆度，可参考图4—2和图4—3描述。至于形状，有些沙漠和冰川环境的砾石表面平展。刻蚀面（facets）是由风的磨蚀作用（这类砾石叫风棱石或三棱石）或冰川磨蚀作用引起的。冰川沉积物中，砾石的特殊外观是有擦痕。涉及大的范围或厚的岩系，砾石的圆度会有很大变化，这可能与搬运路径长短有关。

应注意砾石组构，特别是查清长形碎屑的优选方位。如可能，要测量几十或更多的长轴方位和叠瓦组构（长轴平行水流，倾向上游）。露头如好，可测出长轴对层面的倾角，以便确定叠瓦角（angle of imbriation）。在河流和其他砾岩中，砾石因滚动出现垂直流向排列；如砾石滑动则引起平行流向排列。在冰川沉积中，碎屑主要平行冰体运动方向排列。

砾石-基质关系应予观察（§4—4）。砾石支撑（图4—4）是河流和海滩砾石的典型组构；基质支撑（图4—5）则是碎屑流沉积物、冰碛物和冰碛岩的典型组构。

§4—7 沉积岩颜色

颜色能提供岩性、沉积环境和成岩作用的有用资料。虽然颜色种类变化无穷，在很多情况下，对其简单估测就足够了。为使工作精细，可采用颜色图表。现有几种颜色图表已广为利用。很明显，最好观察岩石新鲜面上的颜色，但如色种不一，还要注意风化面的颜色，它能指示岩石的成分，如

铁的含量。

很多沉积岩的颜色取决于两个因素：铁的氧化态和有机质含量。铁以三价离子（Fe^{3+}）和两价离子（Fe^{2+}）两种氧化态存在。有三价铁的岩石，常含赤铁矿。即使不到1%的微少含量，足以使岩石显红色。岩石中有含水的三价铁——针铁矿或褐铁矿时，呈黄—褐色。赤铁矿的形成需要氧化条件，这往往存在于半干旱和陆地环境的沉积物中。这类环境（沙漠、干盐湖和河流）形成的砂岩和泥质岩，由于赤铁矿颜色常变成红色（发生在早期成岩阶段），称为红层。也有很多红色海相沉积物为人所知。沉积物中还原条件占优势时，铁以两价形式存在，含在粘土矿物中使岩石层绿色。绿色可由原来红色沉积物还原而成，反之亦然。对于红色和绿色沉积物，要注意是否一种颜色（一般是绿色）局限或靠近较粗层位或沿节理和断层面发育，这是后期形成的标志。

沉积岩中的有机物形成灰色，随着有机质含量增加颜色变黑。富有机质沉积物一般形成于缺氧条件。细粒浸染的黄铁矿也导致暗色。其他颜色如橄榄色和黄色可由几种成分混合而成。沉积物中具有特殊颜色的矿物还有海绿石和鲕绿泥石，均呈绿色。

第五章　沉积构造和沉积体几何形态

§5—1　引　　言

沉积构造是沉积岩的重要属性，出现在上下层面和层内，可用来推断沉积作用、沉积条件、形成沉积物的古水流方向（第七章）和褶皱区地层的上下关系。表5—1列出了沉积构造索引。

沉积构造形式繁多，其中很多几乎在任何岩石中都可出现。沉积构造是在沉积期间和沉积前后经过物理作用和/或化学作用或者经过生物作用形成的。沉积构造可分四类：侵蚀构造、沉积构造、沉积后构造和生物构造。

沉积体几何形态是一种整体规模的重要特征，在§5—7中讨论。

§5—2　侵蚀构造

常见的侵蚀构造有槽模、沟模、压刻痕、一般冲刷构造和水道构造。前三者都出现在某些砂岩和其他岩层的底面上。

§5—2—1　槽模

槽模根据形态容易鉴别（图5—1）。槽模出现在岩层底面，在平面上呈细长形到三角形（踵状），一端为圆形指向上游，另端向下游方向张开。在剖面上，槽模不对称，陡的部分在上游端。其长度不一，可为几毫米到几十厘米，它是受水流中涡流的局部冲刷作用产生的，是浊积层的典型构造。

表 5—1 沉积构造索引（主要类型和本书有关章节、插图）

顶面构造	底面构造
波痕：观察对称性/不对称性和波峰形状；水流波痕、浪成波痕还是风成波痕？§5—3—2；图：5—5、5—6、5—7、5—8	槽模：三角形、不对称构造；§5—2—1；图5—1
收缩裂隙：干裂或胶体脱水收缩裂隙；§5—3—6；图5—2	沟模：连续/不连续脊线；§5—2—2；图5—2
剥离线理（原生水流线理）：§5—3—1；图5—4	压刻痕：各种类型；§5—2—3
雨痕：§5—3—7；图5—22	荷重模：球形构造；§5—5—5；图5—33冲刷和水道构造：前者规模小，后者大；§5—2—4和§5—2—5；图5—3和5—18
足迹和移迹：爬行迹、步行迹、搜索迹、停息迹；§5—6—2；表：5—5、5—6；图：5—39到5—46	

层内沉积构造	局限于或主要存在于石灰岩中的构造
层理和纹理：§5—3—1；表5—2	孔洞构造：常被方解石充填；§5—4—1
粒序层理：正粒序和逆粒序；§5—3—4；图5—20	示底构造：图5—23
交错层理：类型很多，见表5—3和§5—3—3	鸟眼：图5—24
块状层理：§5—3—5	似纹层状窗孔：常存在于隐藻石灰岩中
滑塌和滑塌层理：§5—5—1；图5—32	层洞构造：底面平坦、顶面参差的孔洞（图5—25）
变形层理：各种具体类型；§5—5—2	叠层石：平面纹层状、柱状、穹顶状，生物礁层，生物礁丘；§5—4—4；图5—28到5—30
砂岩脉：§5—5—3	硬底：据表面包壳和穿孔鉴别；§5—4—2；图5—26
碟状构造：上凹纹层、碟间的柱状构造；§5—5—4	帐篷构造：假背斜构造；§5—4—2；图5—27
结核：§5—5—7；表5—4	
缝合线：缝合面；§5—5—6；图5—35	
潜穴：摄食和居住的生物构造；§5—6；图5—39到5—46	

槽模也可在河流砂岩或其他砂岩的底面上看到。

槽模是古水流方向的可靠标志，应测量其方位（第七章）。

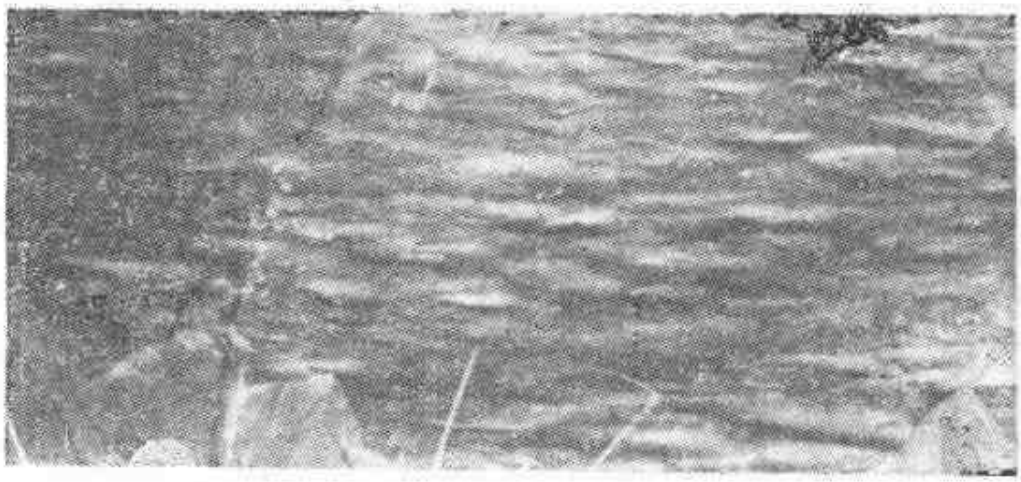


图 5—1　硅质碎屑浊积岩底面上的槽模，流向从左到右

（志留纪，英格兰西北部，视域范围 50 厘米）

§5—2—2　沟模

沟模是岩层底面上的长形脊线，宽度几毫米到几十厘米（图 5—2）。沟模沿侧向逐渐消失，过几米后重又出现。在岩层底面上，沟模走向可互相平行或变化到几十度或更大角度。沟模是沿水流拖动物体（泥块或木头等）刮切的凹沟经充填而成，常发育在浊积岩和其他沉积物如河流、暴风沉积砂岩的底面上。沟模指示水流方向，应测量其方位(第七章)。

§5—2—3　压刻痕

这是在水流携带的物体与沉积物表面不时相碰触形成的。这类构造有椎刺痕(prod mark)、滚动痕(roll marks)、刷痕 (brush marks)、弹跳痕 (bounce marcs) 和跳跃痕 (skip marks) 等，压刻痕是它们的简称。物体如在水中跳动前进，留下刻痕可重复多次。造成压刻痕的物体常为泥屑及动植物碎屑。也象槽模和沟模那样，压刻痕在岩层特别是在浊积岩底面上以铸体形式存在。

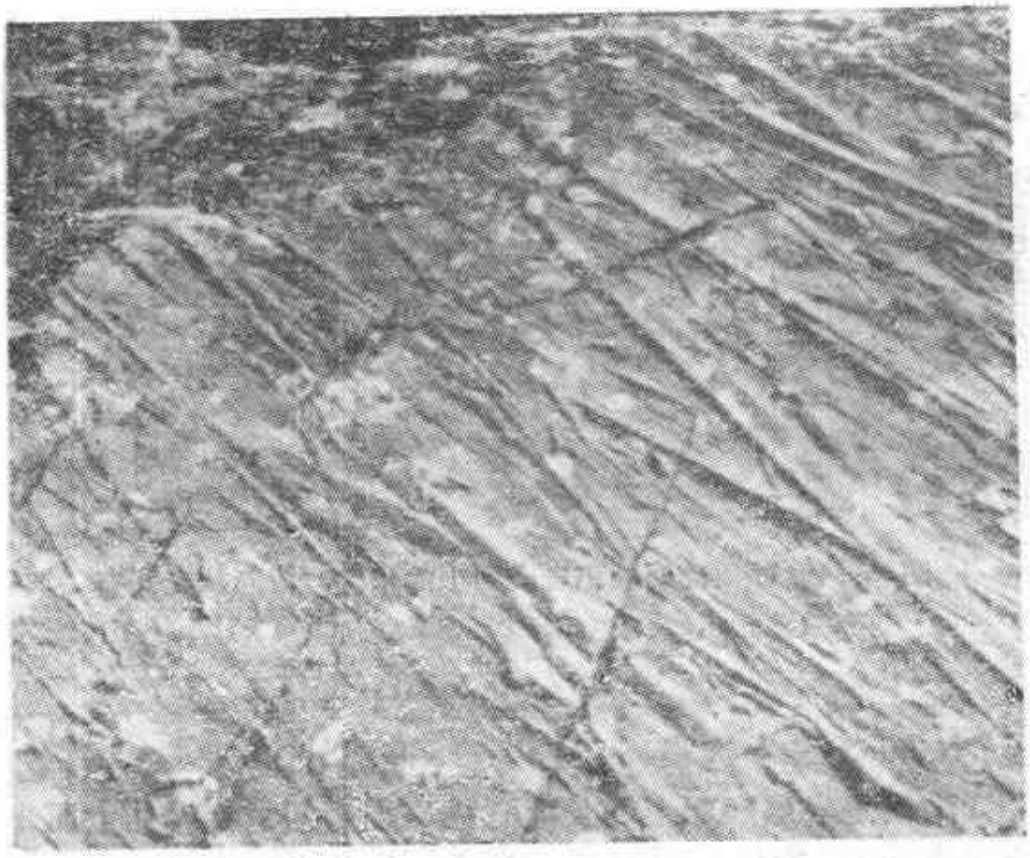


图 5—2　硅质浊积岩底面上的沟模
（石炭纪，英格兰西南部，视域 2 米）

§5—2—4　冲刷痕和冲刷面

冲刷痕和冲刷面由水流侵蚀而成。冲刷痕是小型构造，一般宽度小于 1 米，见于岩层底部和层内；平面上常沿流向伸长。随着规模增大，冲刷痕就变为水道构造（§5—2—5）。冲刷面的典型特征是切削下伏沉积物，使层理被截断，并且在冲刷面上盖有粗粒沉积物（图5—34）。冲刷面常不规则，虽有起伏但可能是平滑的。冲刷痕和冲刷面既不限于岩性，也不限于环境，只要水流有足够强度冲刷下伏沉积物便可形成。它们常在单一的侵蚀事件中产生。

§5—2—5　水道构造

水道构造是大型构造，其宽可从数米到数千米，是沉积物长期搬运通过的场所。很多水道构造在横剖面上向上凹曲（图5—3）。水道的充填物在平面图上成为长形（鞋带状）的沉积体。象冲刷痕那样，水道构造可根据对下伏沉积物的交切关系去识别（图5—3和5—18）。水道常被比下伏或邻近沉积物粒粗的泥沙充填，并常有底砾岩层。很多水道充填有交错层砂岩。有些大型水道构造不能一下看出，因此要从远处观察采石场和岩壁，仔细追索沉积单位的侧向延续情况。

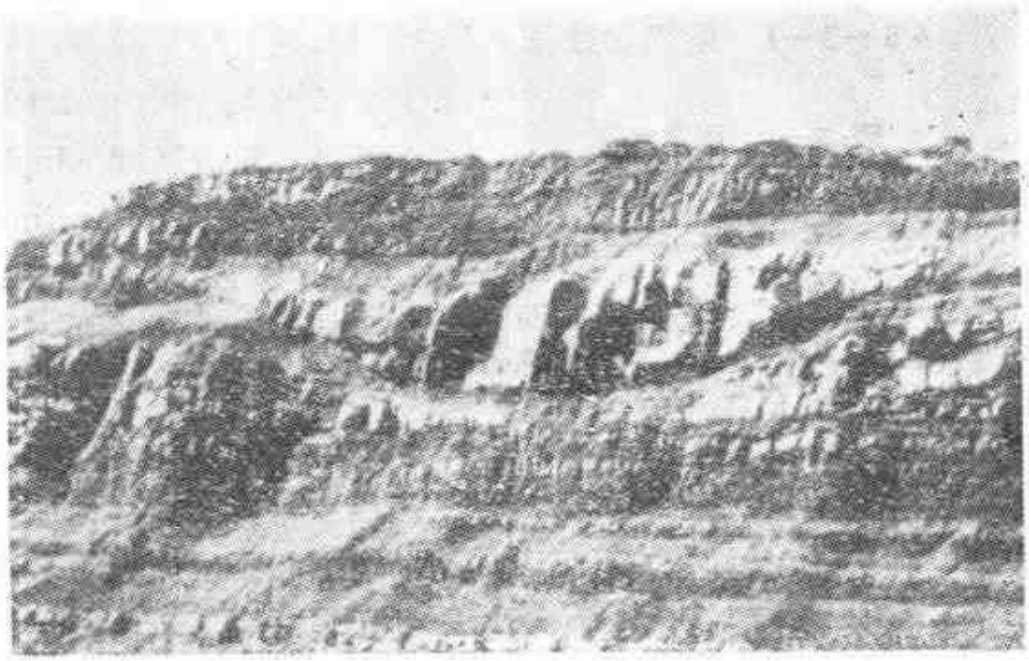


图 5—3　被粗砂充填的河流水道，向下切入砂岩和泥质岩，崖壁横切河道长轴

（二叠纪，南非）

水道构造出现在许多不同环境（河流、三角洲、潮下-潮间带和海底扇形地）的岩系中。对于河流和三角洲的水道要查找侧向加积作用（lateral accretion）的证据（§5—3—

3j)，它标示水道的侧迁（河曲作用）（图5—18）。要设法测出水道构造的方位，它常指明古斜坡的方向，对恢复古地理有重要意义。

§5—3 沉积构造

层理、纹理、交错层理、波痕和泥裂这类构造是人们熟知的，它们出现在岩层的顶面或层内。在石灰岩中往往还有其他构造，包括各种类型的孔洞、藻叠层石、由同生胶结作用形成的（硬底和帐篷构造）和近地表溶解作用造成的（古岩溶面）特殊构造。

§5—3—1 层理和纹理

广义层理（stratification）包括层理（bedding）和纹理（lamination）。层理厚（大于1厘米），纹理薄（小于1厘米）。平行纹理（也称平面纹理或水平纹理）是岩层中常见的内部构造。描述层和纹层厚度的术语列于表5—2。

表 5—2 层厚术语

	巨厚层
1 米	
	厚层
0.3 米	
	中厚层
0.1 米	
	薄层
0.03 米	
	极薄层
10 毫米	
	厚纹层
3 毫米	
	薄纹层

§5—3—1a 层理

层理是由沉积作用方式的变化产生的，可用沉积物粒度、颜色或矿物-组成的变化去解释。层面代表沉积作用长期或短期的间断。层的界线可以是渐变的。要在层的分界处查找侵蚀（冲刷）的证据，在层面上注意波痕和泥裂这类构造，在底面上观察侵蚀构造如槽模、沟模、压刻痕等。还要在层

的横剖面上注意内部沉积构造如交错层理、粒序层理等。对于石灰岩，层面可为一度出露过的古岩溶面或同生胶结作用产生的硬底面（§5—4—2 和 §5—4—3）。不过 要知道，层面，特别是石灰岩和白云岩的层面，可被压溶作用改造成缝合线（§5—5—6）。岩层界面可受压实作用和负荷作用面变形，砂岩和下伏泥质岩的界面常受这类影响（§5—5—5）。构造变动例如层面滑动和劈理的形成也可改变岩层的界线。层厚是必须测量的有用数据，在某些情况下，它不只是描述性参数。例如，在有些砾岩中，层厚与沉积物粒度之间有一定关系（§4—6）。对于某些水流沉积物如浊积岩，层厚往下流方向变小。

§5—3—1b 平行纹理（也称平面层理 flat bedding）

平行纹理也由粒度、矿物组成和颜色的变化去解释。平行纹理可由几种方式形成，其基本类型只有两种：由强水流沉积的称为上部平底相纹理，由悬浮液、低密度浊流或弱牵引流沉积而成的称为下部平底相纹理。

上部平底相纹理主要出现在砂岩中，这是上部水流动态（见沉积学教科书）中高速流动的水下沉积产物。纹层厚几厘米，通过细微的粒度变化可以看出。这类平行纹理的特点是纹层面上存有剥离线理，也称原生水流线理（图5—4）。在适当光线下观看时，这种层面上可显出一种低脊组构，脊高只及



图 5—4 剥离线理（即原生水流线理），走向自上而下（泥盆纪，比利时，视域40厘米）

几个颗粒。这种线理是由靠近沉积物表面的湍急的涡流作用引起的。剥离线理平行水流方向出现，所以它的方位指示古水流的走向。

下部平底相纹理缺乏剥离线理，出现在粒度大于0.6毫米的沉积物中。它是下部水流动态中低速的牵引流驱动底沙运动的产物。

纹理主要由悬浮液或低密度浊流沉积而成，发育在各种细粒岩石特别是泥质岩和某些石灰岩中。如果沉积于悬浮水流，纹层具典型正粒序层理（§5—3—4），好象冰川和非冰川湖的纹泥。纹层可由方解石、石盐或石膏-硬石膏这些矿物的周期沉淀形成，也由表层水里的浮游生物"霜"引起有机质沉积而产生。很多细粒纹层状沉积物是在有屏障的环境如泻湖、湖泊和浪基面下较深的海盆地沉积的。

在野外，可用放大镜观察纹理情况，搞清它是不同岩性的细微夹层还是粒度变化或二者皆有。如是砂岩，要把岩石剥裂开来，在层面上寻找剥离线理。如是石灰岩，要查定纹理是由颗粒的机械运动形成的，而不属隐藻（即叠层石）成因（§5—4—4）。要测量纹层的平均厚度和具平行纹层的岩石单位的厚度。

§5—3—2 沙波、沙丘和沙浪[1]

这些床沙体[2]主要发育在砂级沉积物里。沙波常见于层面上；但大型的沙丘和沙浪难以保存。在净沉积作用（net

---

[1] 沙波原文为ripple，也有译作"波纹"和"沙纹"的；沙丘原文为dune，也译作"沙垅"或"沙堆"；沙浪原文sand wave，也有译作"沙坝"的。——译者

[2] 床沙体原文bedform。该词译法不一，见有"床沙形态"、"床沙形体"、"床积物形态"、"床沙沉积物"、"底形""底床形态"和"床沙体类型"等译名。——译者

sedimentation）下，沙波、沙丘和沙浪的推移形成各种类型交错层（§5—3—3）。交错层是最常见的内部沉积构造之一。风与水都能使沉积物推移而形成这类交错层。

§5—3—2a　浪成沙波

浪成沙波是波浪作用于未粘结的沉积物特别是中粒粉砂到砂级沉积物形成的。其特点是形态对称。不对称的浪成沙波确实有之，实难同直脊的水流沙波相区别。浪成沙波的波脊一般是直的，常有分枝现象（图5—5）。有时分枝而又复

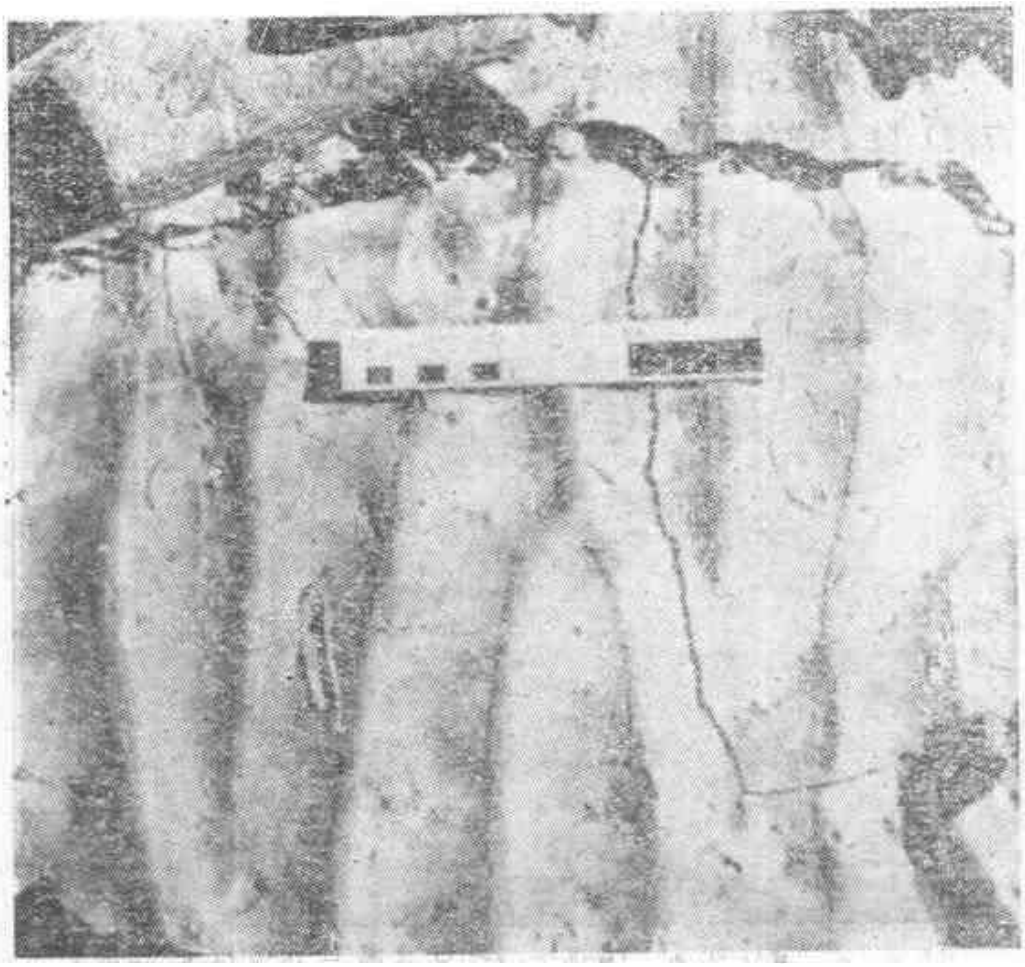


图 5—5　浪成沙波，波槽处有些痕迹化石
（泥盆纪，利比亚）

合，形成小凹陷。在剖面上，波槽往往比波脊更圆些。波脊可呈尖形。浪成沙波的波痕指数（图5—7）一般为 6 或 7 。波长受沉积物粒度和水深影响。较大沙波出现在较粗沉积物和较深水中。

浪成沙波因水深变化的影响形成变形波纹，例如具扁平波脊或双脊。在沙波（水流的或浪成的）范围内水流方向有变化，可发育一组次生沙波，形成干涉波纹。变形波纹和干涉波纹是潮坪沉积的典型构造。

§ 5—3—2b　水流沙波、沙丘和沙浪

水流沙波由单向水流形成，所以不对称。顺流面（下流方向）陡，逆流面缓（图 5—6）。按形态，常见的有三种水

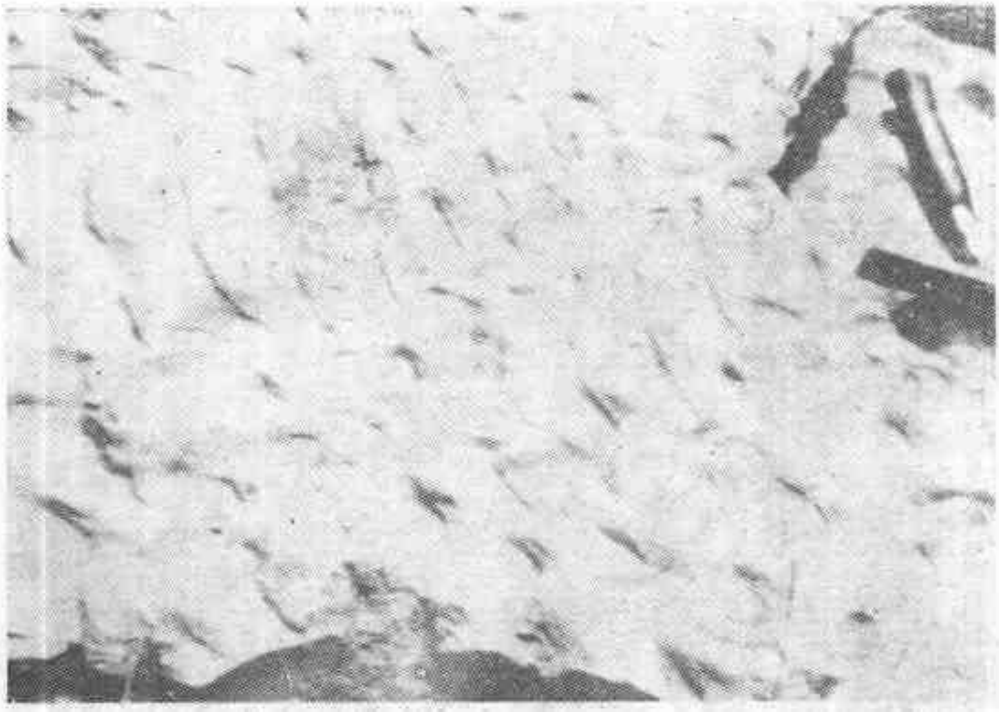


图 5—6　水流沙波，这种不对称波纹属直线脊与舌状脊之间的过渡型式，流向自右至左

（三叠纪，英格兰西北部）

流沙波：直脊的、弯脊或波状脊的和舌状脊的（图5—8）。确有新月形沙波，但不多见。随着流速的增加，直脊沙波经过渡型弯脊沙波变为舌状脊沙波。水流沙波的波痕指数(图5—7）一般在 8 到15之间。粒径大于0.6毫米（粗砂）的较粗沉积物，不能形成水流沙波。

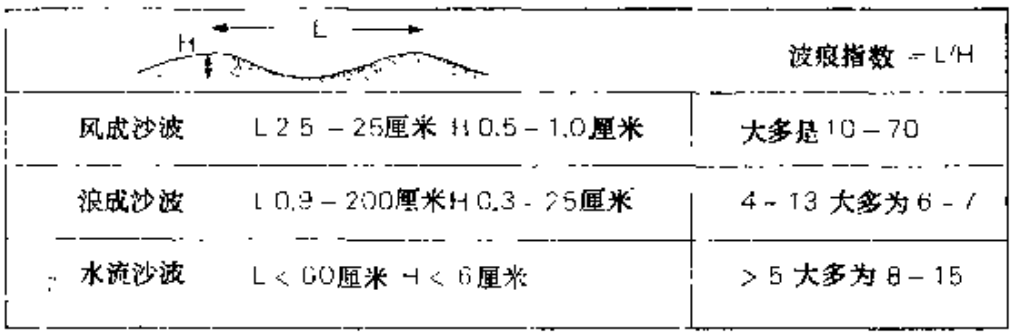


图 5—7 风成、浪成及水流沙波的波长、脊高和波痕指数

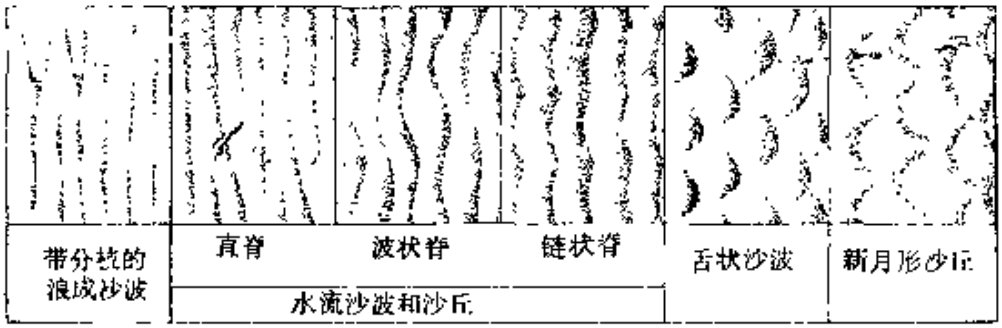


图 5—8 浪成沙波，水流沙波和沙丘的波脊平面图。舌状沙丘和新月形水流沙波少见。绘点的是逆水一例

（较缓，面向上游），即水向右流。沙丘是大于沙波的床沙体(见正文)

水下沙丘（也称大沙波）和沙浪（沙坝bars）是形态象沙波的大型沉积构造。沙丘和沙浪虽很难完整保存下来，但由其推移所成的交错层理却是极其常见的构造（§5—3—3b)。沙丘一般长几米到十米以上，高达0.5米。其形状随流

速增加可由直脊变为弯脊，直到新月形脊。在沙丘的背部和槽部常有沙波形成。沙浪大于沙丘，长、宽数百米，高达数米，形态多为舌状。沙浪出现在河流里，在浅海陆棚也有这类构造。河流沙浪在流速和水深均小于沙丘的形成。

§5—3—2c 风成沙波和沙丘

风成沙波和沙丘象水流沙波，不对称。风成沙波一般具有长而平行的直线波脊，并分枝，象浪成沙波。波痕指数很高（图5—7）。这类沙波难得保存。风成沙丘也难保存，但其推移产生的交错层理是古代沙漠砂岩的特征（§5—3—3i）。风成沙丘有两种常见类型：新月沙丘（新月构造）和剑形沙丘（长形沙脊）。在一个广阔地区，填出风成砂岩的分布图及厚度图可以发现大型剑形沙丘的存在。风成砂岩具有特征的大型交错层理（§5—3—3i）。

§5—3—3 交错层理

交错层理是很多沉积岩的内部构造，由于主要层理方向成一定角度的层理组成。从前用的术语如水流层理、假层理或花彩层理最好废弃。很多交错层理是由沙波、沙丘和沙浪形成的。不过，砂级沉积物中的交错层理也可由侵蚀凹地和冲刷构造的充填作用、小三角洲的生长（入湖或入泻湖）、逆沙丘的发育、河道内弯沙坝的侧迁和海滩前滨的沉积作用形成。交错层理还可在砾岩中形成

在野外，交错层理值得仔细观察，因为它是沉积学解释，包括古水流分析（§7—3—1）的极其有用的构造，更详细的内容参考表5—3所列有关章节。

§5—3—3a 交错纹理和交错层理

在一个岩层内部，可形成单层系（a single set）或多层系（称为层系组a coset）的交错层（图5—9）。仅就规模

表 5—3　砂岩中交错层理的处理方法

1.测量：(a)层系厚度、(b)层系组厚度、(C)细层[①]厚度、(d)交错层最大倾角、(e)为古水流分析用的交错层倾向（见第七章）。

2.确定是交错纹理(层系厚＜6厘米，细层厚＜几个毫米）还是交错层理（层系厚一般＞6厘米，细层厚＞几个毫米）（见§5—5—3a）。

3.如是交错纹理：

(a)研究前积层的形态：板状或槽状（§5—3—3b,图5—12）；

(b)它是爬升沙波交错纹理（§5—3—3d），查明逆流一侧是侵蚀面还是未经侵蚀的纹层（图5—13）。

(c)它是水流沙波还是浪成沙波交错纹理？要寻找不整合形式纹层、覆盖前积层的纹层、起伏或人字形纹理，这些都是浪成交错纹理的特征（§5—3—3e，图5—14）。

(d)有无构成脉状层理的泥质覆盖物？有无造成波状层理的泥质互层？在泥质岩中有无构成透镜状层理的交错纹层透镜体（§5—3—3f,图5—15）？

4.如是交错层理：

(a)观察交错层系的形态：槽状、板状或楔状（§5—3—2b,图5—12）。

(b)观察前积层：板状或槽状、与底部成角度接触或切线过渡。

(c)在底积层内查找交错纹层：顺流的或逆流的（§5—3—3b,图5—10）。

(d)研究沉积物结构：注意粒度分布，查找交错层中沉积物的分选性和粒级变化，和粗细层更替情况（§5—3—3c）

(e)在鱼骨状交错层中查找水流改向的证据（§5—3—3g）。

(f)在交错层系中查找内部侵蚀面，它们是否为再作用面（§5—3—3h）？

(g)在交错层单位内部查找低角度的层面，它们是否为侧向加积作用面（§5—3—3i）？

(h)考虑交错层是风成的（特点：交错层系厚度大、倾角陡，§5—3—3j）、海滩-前滨成的（特点、削顶层系中的低角度交错层，§5—3—3K）或由小型三角洲的推进而成的（§5—3—3l）。

① 原文为cross bed/cross lamina，直译应是"交错层/交错纹层"，指层理的最小单位。这里按习惯译为"细层"，下同。——译者

大小，交错层理（cross-stratification）分交错纹理（cross—lamination）和交错层理（cross—bedding）两种基本类型。交错纹理的层系高小于6厘米，细层厚度只有几毫米；

交错层理的层系高一般大于 6 厘米，每个细层厚度有好几个毫米到 1 厘米或更多。

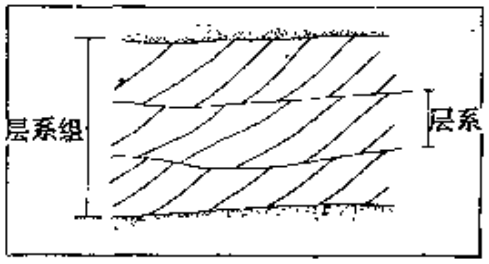


图 5—9　由三个交错层系构成的层系组

§ 5—3—3b　交错层形态

沙波、沙丘和沙浪顺流（顺风）推移，沉积物从其逆流一侧向上运移而后拥入顺流一侧时便形成交错层理。交错层的形态反映顺流（风）一侧斜坡的形态，与水流特点、水深和沉积物粒度有关。交错层的陡倾斜部分称为前积层，与水平部分成角度接触或切线接触。切线接触时，交错层下部的缓倾斜层称为底积层。大型交错层的底积层内由于沙丘槽部形成沙波，可发育有顺流的或逆流的交错纹理（图5—10）。交错层系的上界面总是侵蚀面。大多数交错纹理的层系也具有这个特征，但逆流一侧的纹层偶尔也有保存下来的（§ 5—3—3 d）。

形成交错层理的原始床沙体保存下来（一般是沙波），交错层理又与它的形态谐调一致时，这种交错层单位称为谐调层系（form set）。

交错层单位的立体形态常见的有两种类型：板状交错层和槽状交错层。前者层系间界面一般为平面，后者为彩弧状（槽状）（图 5—11）❶。楔状交错层单位也有所见（图 5—12）。板状和楔状交错层理主要由平面细层组成，细层与

❶ 该图为前积层倒转的楔状交错层，原书误作槽状交错层。为使文图一致，这里应改为"图5—12(b)"。——译者

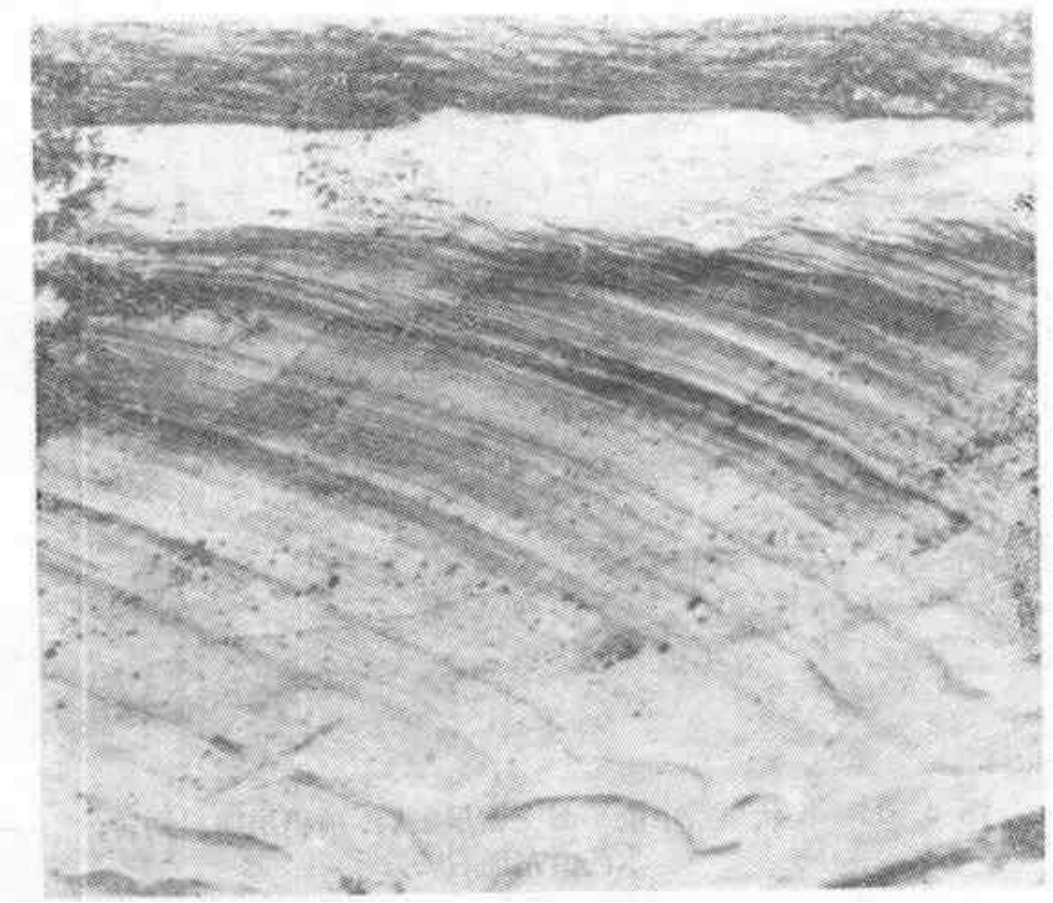


图 5—10　成切线接触的大型交错层理（层系高 60 厘米），底积层具交错纹理，发育完好。注意前积层的下部，细粒物质有所增加，这是床沙体槽部有悬浮物沉积的结果。水流方向自左而右。上部层理的变形乃沉积物脱水所致

（石炭纪，英格兰东北部）

层系的底面成角度接触。槽形交错层理由勺形细层组成，与底面成切线接触❶。

板状交错层理是由直脊即二维床沙体产生的；槽状交错

---

❶ 此处，原书插图说明与正文不一致，改为“图5—12(a)”将更确切，但插图说明中的“板状”也要改为“楔状”。——译者

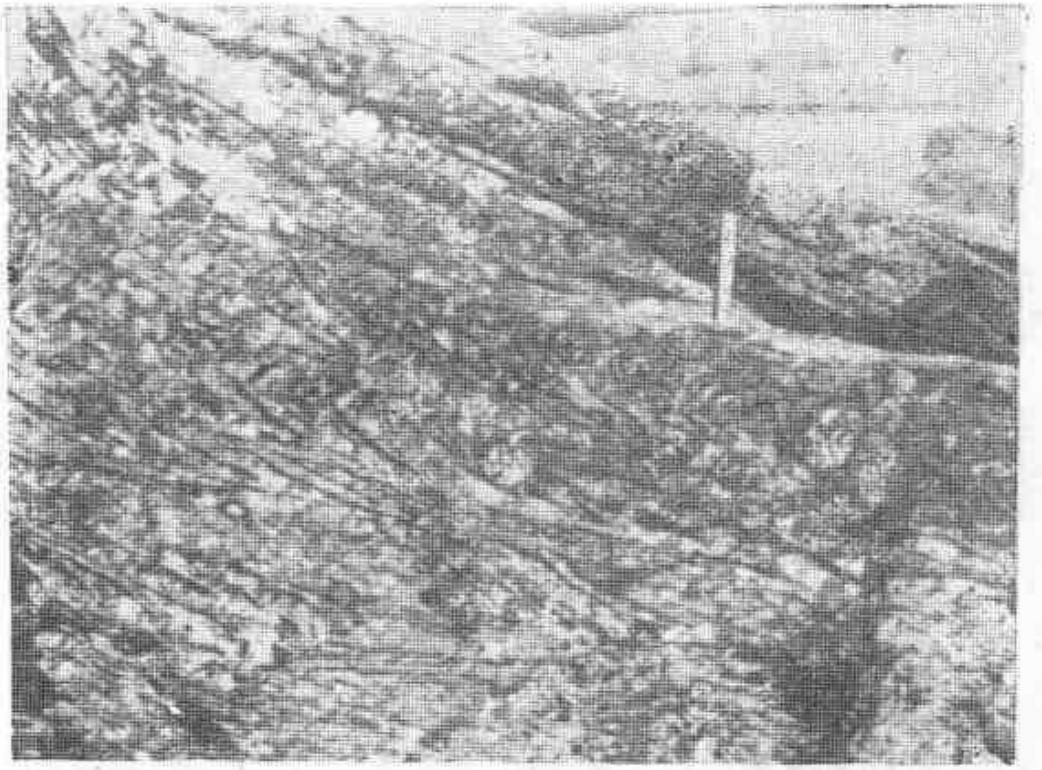


图 5—11　楔状层系中的平面交错层细层、前积层明显倒转，水流由左而右

（石炭纪，英格兰东北部）

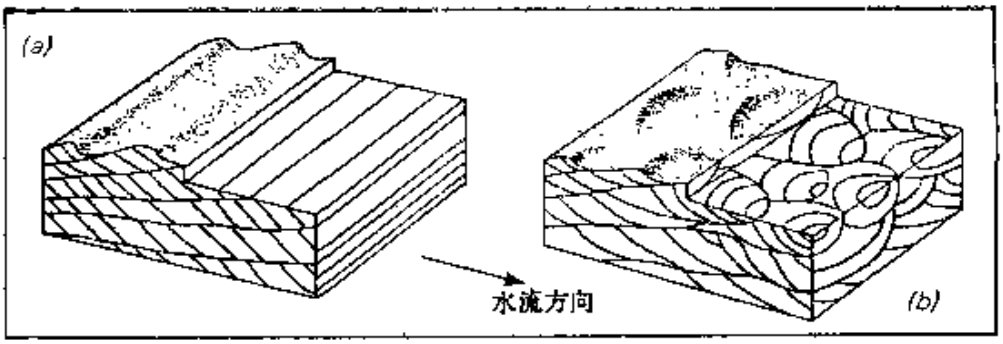


图 5—12　板状（a）和槽状（b）交错层理。（a）中，细层一般呈平面状与底界角度接触；（b）中细层为勺状，与底界切线接触

层理则由弯脊即三维床沙体所形成。板状交错纹理由直脊沙波形成；而板状交错层理大多由沙浪产生，也可由直脊沙丘产生。槽状交错纹理主要由舌状沙波形成；而槽状交错层理大多由新月形和弯曲沙丘产生。

§5—3—3c　交错层的分选作用

仔细观察交错层的单个细层会看出粒度分布的变化。当沉积物在顺流一侧断续塌落时，交错层显出良好分选性：粗粒向外侧（顺流方向）和底部集聚。由沉积物塌落形成的粗粒厚层会与细粒薄层交互出现。后者是在塌落间歇时由悬浮物沉积的。如果塌落连续发生，则分选性较差，且无细粒层。由于细粒沉积物和植物碎屑被流体搬运越过沙波或沙丘脊部，沉积于槽部，所以这些物质常集中在交错层或交错纹层的底积层内。§5—3—3d到§5—3—3n举了一些特殊类型交错层理的实例。

§5—3—3d　爬升沙波交错纹理

当沙波搬移并沉积许多沉积物时，沙波将会依顺流方向沿其背部向上爬升，形成爬升沙波交错纹理，也称沙波漂移。由于快速沉积作用，逆流一侧纹层可保存下来，放纹理连续发育（图5—13）。

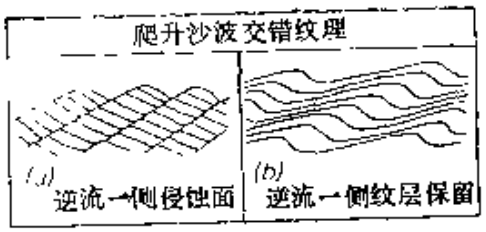


图5—13　爬升沙波交错纹理（沙波漂移）的两种类型。(a)交错纹层的层系以侵蚀面分界；(b)逆流一侧保存着纹层，因而交错纹层是连续的

§5—3—3e　浪成交错纹理

浪成沙波内部构造多变，纹层与沙波外形不相谐调（即纹层形态不整合）。浪成沙波交错纹理与水流沙波的这类层

理的另外两个不同特点是底部层系界线呈不规则的波浪状和有覆盖前积层的纹层（图5—14）。

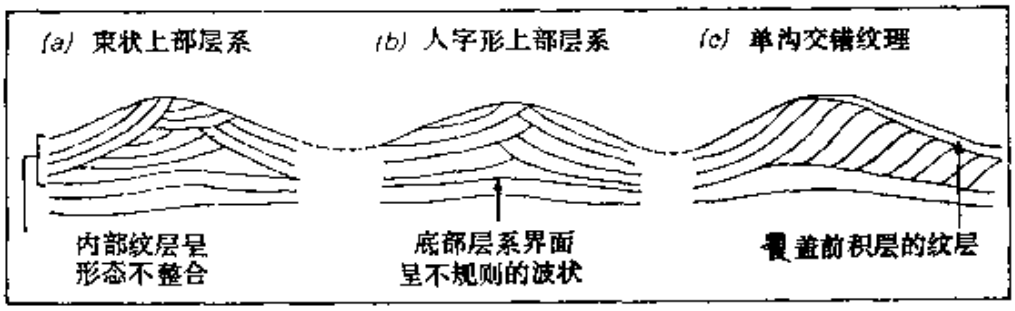


图 5—14　浪成沙波的三种内部构造

§ 5—3—3 f　脉状层理、透镜状层理和波状层理

在某些沙波出现地区，粉砂和砂组成的波纹周期地移动，平时又有泥质物沉积。脉状层理出现在交错纹层夹有泥质扁平体处，这里一般是沙波槽部。透镜状层理产在泥质物占优势的地方，砂质透镜体内存有交错纹理。波状层理产在具沙波交错纹理的薄岩层与泥质岩交互出现的地段（参看图5—15）。这些层理类型产于潮坪带和三角洲前缘沉积物中，只要有泥砂供给或水流（或波浪）活动强度发生变化的条件便常常形成。

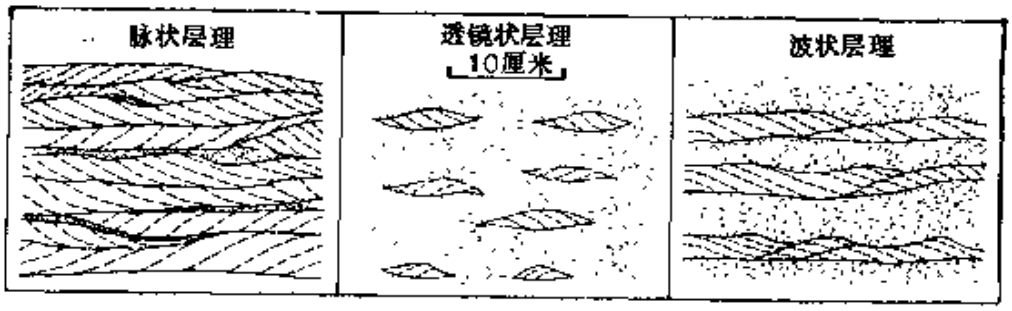


图 5—15　脉状层理、透镜状层理和波状层理示意图

§5—3—3g　鱼骨状交错层理

鱼骨状交错层理是指相邻层系的交错层倾向相反的双向交错层理（图5—16）。这种交错层理产生于水流反向引起沙丘或沙浪改变其推移方向的地方。它是潮砂沉积物的特征，但不是普遍具有的特征。

§5—3—3h　再作用面（reactivation sarfaces）

仔细观察某些交错层的层系将会发现它们内部有横切交错层的侵蚀面（图5—16）。这些再作用面代表由水流条件的短期变化引起床沙体形态的调整。再作用面可因潮汐水流反向出现在潮沙沉积物中（其中一个方向的水流不够强，不足以引起许多泥沙移动因而也就不能形成那个方向的交错层理）；或因河流水位变化形成于河流沉积物中；或由风强改变形成在风成沙之中。

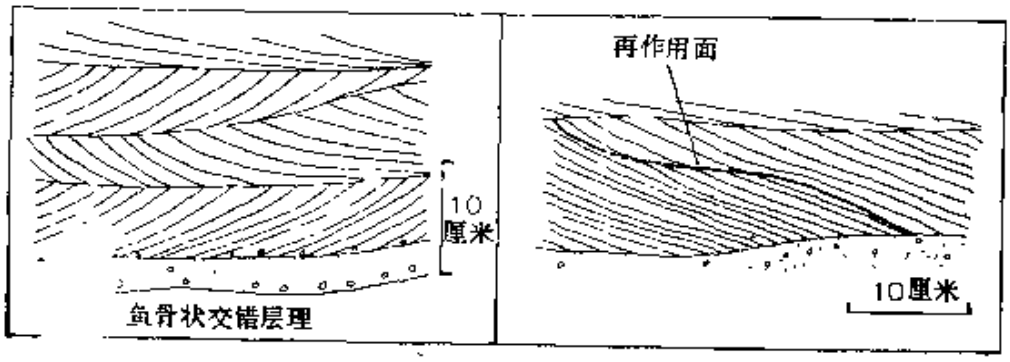


图 5—16　鱼骨状交错层理和交错层理中的再作用面

§5—3—3i　风成交错层理

与水下交错层理相比，风成交错层理的层系通常要厚得多，交错层的细层本身具高角度倾角（图5—17）。风成交错层的层系高一般为几米（可达30米）。交错层形态呈板状或槽状，成切线接触的底界极其常见。前积层倾角常常大于

30°。风成砂岩序列一般只由若干大型交错层的层系组成。如果对交错层风的成因不能肯定，还要查看沉积物的组成和结构（§3—3—1和§4—2）。水下形成的交错层理，厚度一般小于2米，交错层倾角通常小于25°。



图 5—17　风成交错层理特点：层系高几米到许多米，倾斜陡（常大于30°）

（露头高15米，二叠纪，英格兰东北部）

§5—3—3j　侧向加积作用面或山字型交错层理

在交错层河道砂岩内部，有时可见明显的大型交错层理和小型交错层理，两者方向互相垂直(图5—18)。这种山字型交错层理是河道侧迁形成的。代表内弯沙坝的连续生长。在野外剖面上，这些侧向加积作用面一般只有几个，相间几米，高1米或1米以上，侧向延续几米到10米以上。侧向加积作用面是蛇曲河道砂岩的典型构造，但也可见于三角洲和潮道沉积物中。

§5—3—3k　小型三角洲交错层理

湖泊和泻湖的小型三角洲形成时，可有大型交错层理发育，它代表三角洲的推进前缘（三角洲坡）。交错层单位的厚度（通常几米）反映三角洲赖以发育的水体深度。前积层倾角10°到25°，由向细粒过渡的砂组成。有发育完好的粉砂—粘土底积层，主要由三角洲前缘的悬浮物沉积而成。顶积层也很发育，是由河流在三角洲顶部沉积的砾石、砂和较细

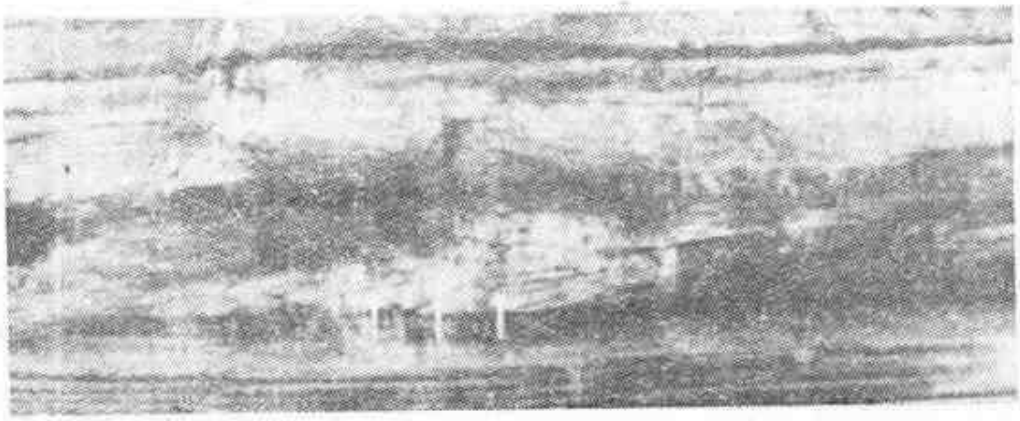


图 5—18　侧向加积作用面（标箭号者），示大型（山字型）交错层理。出露在横跨小河道的崖壁剖面上（实际是一条较大河道切割出来的）。古水流方向指向观察者。判断依据：砂岩层内部的小型交错层理及河道充填物本身的方位。河道充填物上覆向上变粗的砂岩，后者为薄煤层所覆盖

（石炭纪，英格兰东北部，崖壁高 7 米）

的透镜状沉积物组成。

小型三角洲交错层理的鉴别特征是存在发育完好的顶积层和底积层（前者与沙丘和沙浪形成的交错层不同）和只有一个厚的层系。这类交错层理呈楔形或扇形，产于湖泊或泻湖的边缘环境。

§5—3—3 l　逆沙丘交错层理

逆沙丘交错层理较为少见，但很重要，因为它是上部水流动态的高速流动的标志。逆沙丘是粒度为砂级的床沙体，它因沉积物沉积在床沙体的逆流坡上而向上游方向迁移。由逆沙丘迁移形成的交错层理指向上游。所以，要肯定逆沙丘交错层理的指向与流向相反的设想，需要取得流动方向的其他证据。这类交错层理倾角一般较小，比低速水流水下沙丘所形成的较难确定。逆沙丘交错层理是从浊积岩、河流砂岩

和火山碎屑的底潮沉积物（图3—15）中知道的。

§5—3—3m　海滩交错层理

沉积在中到高强波能海滩上的硅质碎屑及碳酸盐砂，其特点是低角度的平面交错层理按削顶层系排列（图5—19）。这种低角度层理一般向滨外倾斜，但在滩肩向陆一侧沉积的沙，也形成向岸倾斜的层理。层系间的界线代表海滩轮廓的季节变化。交错纹理在波浪的来回冲刷中形成的，常具原生水流线理（§5—3—1b）。沉积物的结构和组成有助于确定海滩成因（§4—2和§3—2—1）。

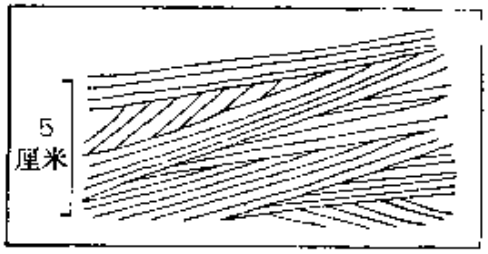


图 5—19　海滩-前滨交错层理。由低角度的平行纹层砂（其剥离线理）的削顶层系组成，有些交错纹理单位可与生物潜穴和富集的重矿物伴生

§5—3—3n　砾岩中的交错层理

交错层理在砾岩中不是不常见，通常为单一层系，层系高0.5米到2米，细层常呈平面状，组成板状、楔状及透镜状等交错层单位。河流环境（辫状河和泛滥河）沉积的砾岩常有交错层理，这是在高水位时沙坝向下游迁移形成的。

§5—3—4　粒序层

粒序层展现从底到顶的粒级变化。最常见的是正粒序层理，其中底部颗粒最粗，往上逐渐变细（图5—20）。粒度的向上减小，可由岩层中各种颗粒看出；当基质粒度变化很小时，只能由大颗粒表现出来。复粒序层理是一个层内有几个粒序单位的层理。

逆粒序是粒级向上增大的粒序，较为少见。逆粒序可能贯穿整个岩层，较常见的是在一个岩层底部几厘米内出现，

往上则为正粒序。逆粒序可只影响粗颗粒。粒序层理在砾岩中观察(和测量)没有困难，在砂岩里观察则需借助放大镜。

正粒序层理常由减弱的水流形成，水流减速时，最粗（最重）的颗粒先沉积，之后沉积较细颗粒。这种粒序层理是浊流和暴风水流沉积的典型构造。复粒序层理可能反映水流的脉动变化。

逆粒序是沉积时期水流强度增加和其他因素引起的。由回流沉积在海滩的纹层常具逆粒序。在块状流（如颗粒流和泥石流）沉积的最下部也能形成逆粒序。



图 5—20 砂岩里的粒序层理，底部为粗砂级颗粒，到顶部变为中粗级砂粒

（前寒武纪，英格兰）

§5—3—5 块状层

块状层没有明显的内部构造。首先需要查明的是，情况真是这样，而不是仅由于表面风化的结果。野外采集试块，经室内切削、磨光，可看清确实存在的内部构造。表面染色或借助本地医院X射线照相可以发现内部构造。

如果岩石确无构造，这是有意义的。要设法推断为什么。有两个可供选择的答案：沉积时没有任何构造或由于诸如生物扰动（§5—6—1）、重结晶及脱水作用（§5—5）破坏了沉积构造。如果是原始构造遭到破坏，仔细研究岩层或再切制染色试块会发现这方面的证据：仍保留有轻微的纹理，沉积物显得被搅扰而均匀化了。真正块状层的形成条件

是快速沉积作用（“倾卸作用”），当时没有足够的时间发育床沙体。块状层理是某些浊流和颗粒流砂岩以及泥石流沉积的特征。

§5—3—6 收缩裂隙（泥裂）

收缩裂隙出现在很多细粒沉积物中，它的形成多因露出晒干引起沉积层或纹层的收缩、破裂。很多干裂在层面上呈多边形（图5—21），其大小相差很大，直径由几毫米到几米。裂隙多边形可有几种，沉积碎屑因干缩而崩离下来。

沉积物也可在水下开裂。脱水收缩裂隙就是因盐度变化引起沉积物脱水而成。这类裂隙以不完全的多边形为特征，常呈三岔状或纺锤状（图5—21），有时会误认为痕迹化石。

干缩和脱缩裂隙中常有较粗的充填物，在垂直剖面上呈楔形，会因压实作用变形和褶皱。干缩裂隙是曾露出地面的标志，往往见于海洋和湖泊滨线沉积物中。脱缩裂隙在浅水潮下湖泊沉积物中也是常见的。

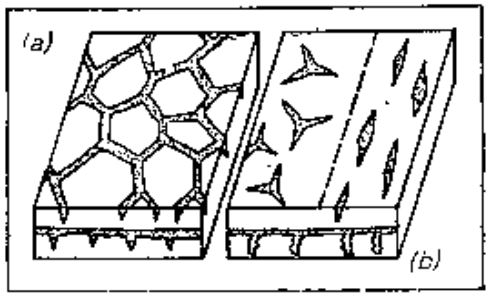


图 5—21 收缩裂隙（a）由干缩作用形成，典型的成完整多边形，直线边如图所示；有的不大规则。(b)由脱（水收）缩作用形成，一般是不完整多边形，似鸟爪或纺锤。(a)中裂隙未受多少后期压实作用，剖面上仍显V字型，(b)中裂隙充填物因压实而呈肠状褶皱

§5—3—7 雨痕

雨痕是有凸边的小坑，



图 5—22 泥岩表面上的雨痕（二叠纪南非）

是雨点打击细粒沉积物的松软暴露面形成的（图5—22）。

§5—4 石灰岩（包括白云岩）的沉积构造

§5—4—1 孔洞构造

很多石灰岩起初具有孔洞构造，但沉积后不久就被泥沙和碳酸盐胶结物充填。这类构造包括示底构造、窗孔（包括鸟眼）、层孔、席状裂隙和水成岩脉。

§5—4—1a 示底构造（geopetal structure）

示底构造这一术语适用于被内部沉积物和胶结物（一般为亮晶方解石）充填的一切孔洞（不限于石灰岩中）。整个孔洞充填物是极其有用的示顶标志（白色亮晶在顶部），内部沉积物的表面代表沉积当时或刚沉积后的“水准”。示底构造常常在骨粒底下及其内部形成（图5—23）。

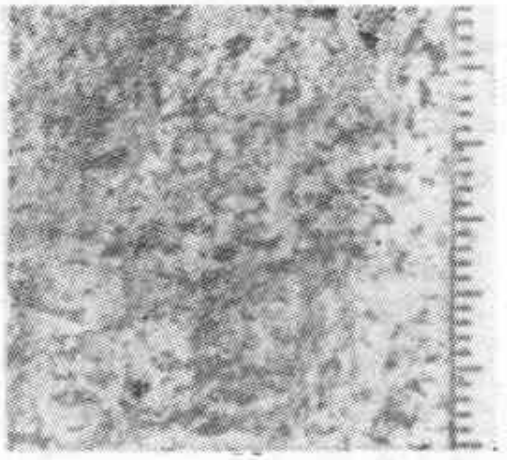


图 5—23 贝壳底下的示底构造

精心测量示底构造可以看出许多石灰岩都具有原生沉积倾斜，前礁灰岩就常有这种情况。

§5—4—1b 窗孔（包括鸟眼）

窗孔通常是被亮晶方解石充填的孔洞构造，产于泥晶（常为团粒状）灰岩或白云岩中。常见的窗孔有两种：大小相等到不规则的窗孔（鸟眼）和似纹层状窗孔。鸟眼一般宽几毫米，由潮坪碳酸盐沉积物的气体包裹和干裂作用产生（图5—24）。似纹层状窗孔是平行层理的长形孔洞构造，常

见于隐藻纹层之间。

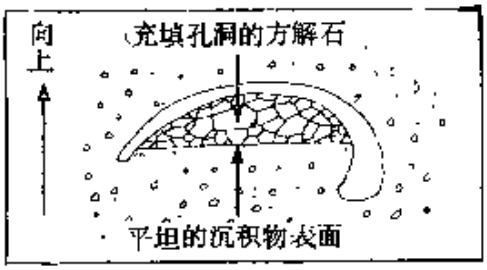


图 5—24　团粒灰岩中亮晶充填的鸟眼（窗孔）
（石炭纪，威尔士，比例尺以毫米计）

§5—4—1c　层孔（Stromatactis）

这是另一类型的孔洞构造，其特点是内部沉积物底面平滑，顶面参差不齐。胶结充填物常为纤维方解石，继之变为晶簇状方解石（图5—25）。层孔在泥丘灰岩（块状生物泥晶灰岩）中常见，其成因尚不清楚，有可能用沉积物脱水作用、局部海底胶结作用以及沉积物的冲刷作用去解释。



图 5—25　生物泥晶灰岩中的层孔孔洞：内部充填物的不规则顶面为纤维状及晶簇状方解石，充填物底面光滑

§5—4—1d　席状裂隙及水成岩脉

席状裂隙和水成岩脉是连续的孔洞构造，它们或平行或切割层理，两者在规模上都有很大变化，特别是水成岩脉，它能穿入许多米。这两种构造或被与主岩同时代、同岩性的沉积物充填，或被完全不同的晚得多的物质充填。席状裂隙和水成岩脉是由准同生构造运动引起的石灰岩体破裂所成。

有些类似的构造（规模常大一些），当石灰岩体上升并同大气水接触时，可在其内部发育。石灰岩的溶解作用（岩溶作用）能导致孔洞系统的形成。这些孔洞随后又被沉积物（常为红色或绿色非海相的灰泥和较粗沉积物）充填。

§5—4—2　硬底（Hardgrounds）和帐篷构造（tepeestructures）

硬底和帐篷构造是石灰岩的潮下带同沉积胶结作用的证据，部分或全部是在海底岩化（硬化）的。硬底的顶面常常是海底胶结的最好证据。硬底面常常有底栖固着生物如牡蛎、龙介蠕虫及海百合包壳，也有环节动物、石蛏类双壳类（lithophagid bivalves）和海绵动物的钻孔（图5—26）。许多硬底面经磨蚀呈平面状，常可追索相当大的范围；另有一些则为起伏的不规则面，此乃海底发生溶解作用的结果。

由于碳酸盐沉积物的同沉积胶结作用，被胶结的表面层可涨裂成多边形，胶结层受上推作用形成帐篷构造(假背斜，图5—27)，而在胶结层破裂处会有逆冲现象。孔洞也有在胶结表面层下面发育的，然后被沉积物充填、胶结起来。帐篷构造可与硬底一起发育在浅的潮下带沉积物及潮坪碳酸盐中。这两种构造虽不常见，但它们却提供了沉积环境和成岩作用的重要资料。

§5—4—3　古岩溶面

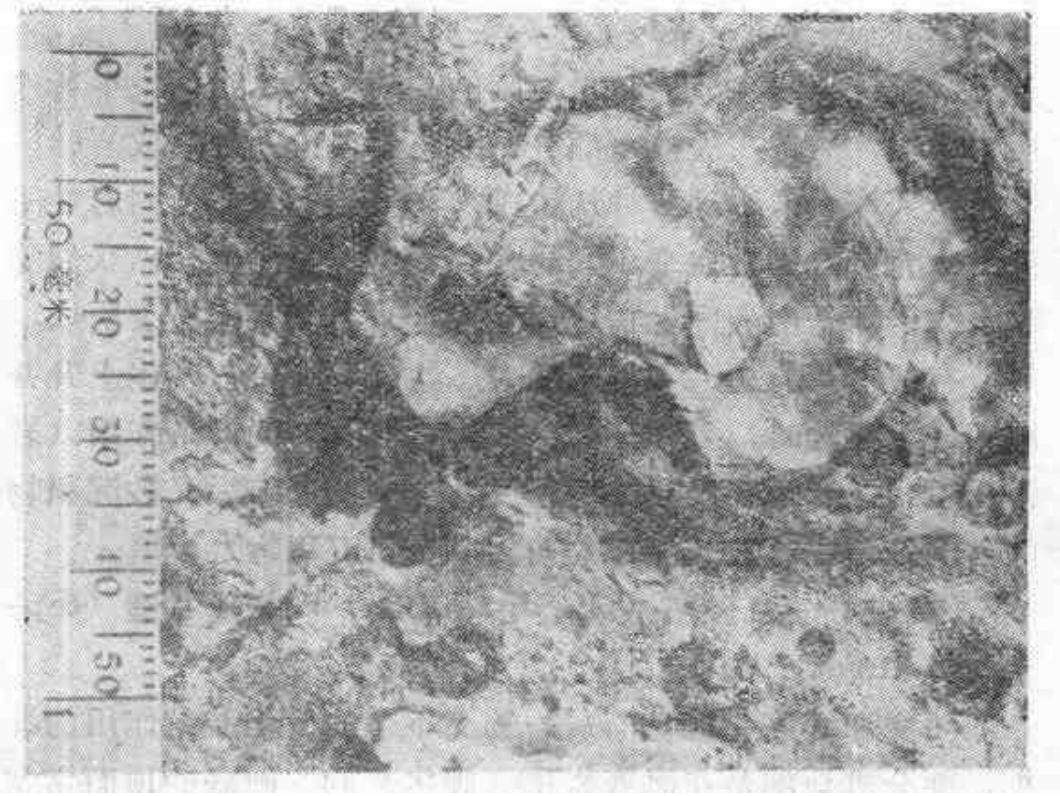


图 5—26　硬底表面外观，可见包壳的牡蛎及钻孔现象（圆孔）
（侏罗纪，英格兰西部）



图 5—27　纹层状灰岩中的帐篷构造
（三叠纪，威尔士，视域 1 米）

古岩溶面是近地表溶解作用的结果，具不规则的地貌，时有坑洼。岩溶面为粘土层覆盖，粘土层可能代表土壤，有特殊的矿物。

与古岩溶面伴生的纹层状薄壳，出现在石灰岩顶上，但可被溶解面切断。薄壳一般由浅褐色泥晶碳酸盐组成，纹理不清，可有小的管状体，乃根

系所在位置。古岩溶面很重要，因为它是岩石长期露出地表的标志。

§5—4—4 叠层石

叠层石是由不同生长形式的纹理组成的生物-沉积构造。主要由蓝-绿藻的表面丝状体捕集并粘结碳酸盐颗粒所成。叠层石在前寒武纪碳酸盐岩系中很常见，但也在很多显生宙碳酸盐岩系中出现。

叠层石型式不一，有称之为隐藻纹层石（crystalgal laminite）的平面型式（图5—28），常显有干缩作用的影响；也有丘状（象甘兰）和柱状（雪茄状）型式。叠层石的纹理由泥晶、团粒及细小骨粒组成，厚不到几毫米。对于平面型式，可从纹层的皱褶起伏及厚度变化超出纹层不规则面

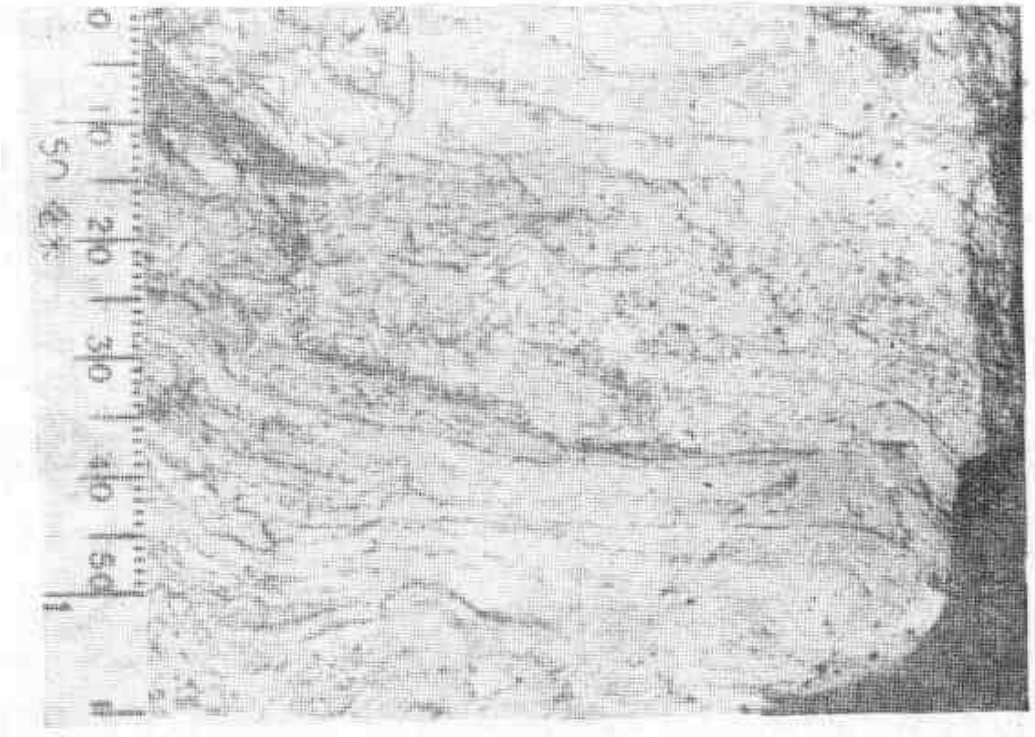


图 5—28 隐藻纹层石
（前寒武纪，挪威）

参差范围等特征判定其隐藻成因。在隐藻纹层石中，常有长形孔洞（似纹层状窗孔§5—4—1b）。

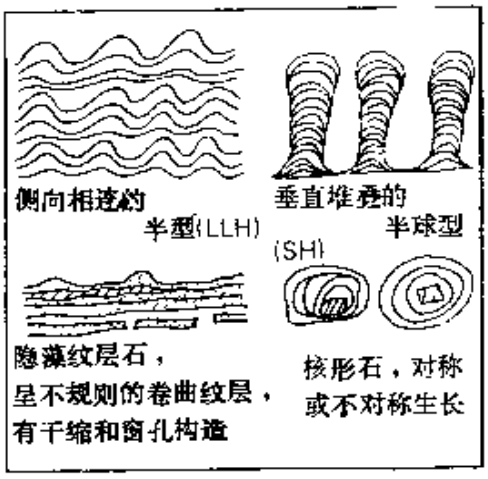


图 5—29　四种常见的隐藻构造：丘状、柱状、平面叠层石及核形石

图 5—29 示出在野外描述叠层石的常用符号。叠层石形态常常向上变化，以适应环境变化。大型叠层石构造可由低级藻丘和藻柱构成。图 5—29 所示简略符号为描述叠层石的这些变化和变种提供了方便。

核形石是不附着在任

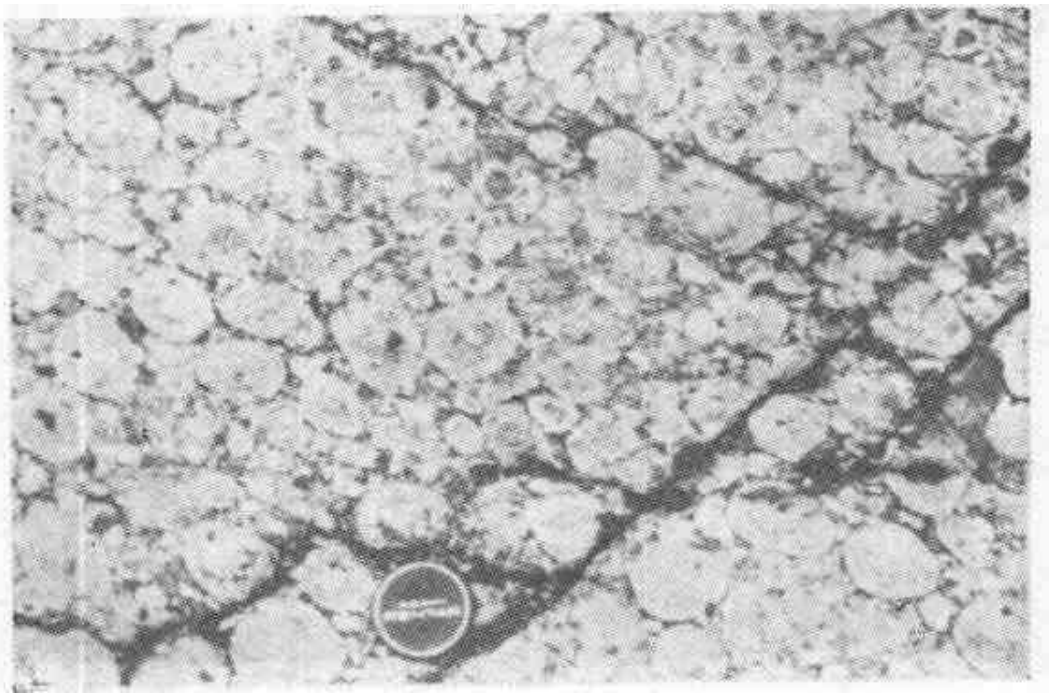


图 5—30　核形石
（石炭纪，英格兰东北部）

何物体上的球状到半球状隐藻构造（藻球），常具同心纹理（图5—30）。

§5—5 沉积后构造

许多构造形成于沉积之后，有的起因是沉积物的整体运动（滑塌），有的则由于脱水和荷重引起的内部调整作用。沉积后的物理化学作用和化学作用产生缝合线、溶解层和结核。

§5—5—1 滑塌（Slump）和滑动（Slides）

原来沉积在斜坡上或靠近斜坡的沉积体，能顺坡向下移动。如果沉积体内部几乎没有变形（石灰岩多属这种情况），则这种下移称为滑动（slides）。沉积体滑动可发生角砾化作用，形成大小不等的岩块。如果沉积体下移时内部发生变形，称为滑塌（slumps）较好。滑塌体一般要出现褶皱；在整个范围内，常见平卧褶曲、不对称背斜及向斜和逆冲褶曲（图5—31）。褶曲轴的方向平行斜坡走向，褶曲倒转方向为顺坡方向。为了确定滑塌及古斜坡方向，有必要测量滑塌褶曲轴及轴面的方向。滑塌和滑动可在几米或几公里范围内发生，其中很多是由地震触发的。

在一个岩石序列中，可根据上下有未受扰动岩层的产出和下部界面（滑塌或滑动在此面上发生）切割层理，推断滑塌或滑动的存在（图5—32）。应当确信，沉积物也可发生侧向整体运动。岩层某些类似的包卷和角砾岩化可由脱水和其他作用产生。

§5—5—2 变形层理

变形层理以及诸如错动层理，包卷层理、扭曲层理等术语都可用于起初是沉积时形成的层理、交错层理和交错纹理



图 5—31　有滑塌褶曲、逆冲断层和角砾化的结核石灰岩层
（泥盆纪，德国，视域1.5米）

后来发生变形但沉积物没有发生大规模横向运动的场合。

包卷层理主要出现在具有交错纹理（纹理已变形呈波状、小背斜和陡向斜）的沉积物中，包卷常不对称，或顺古

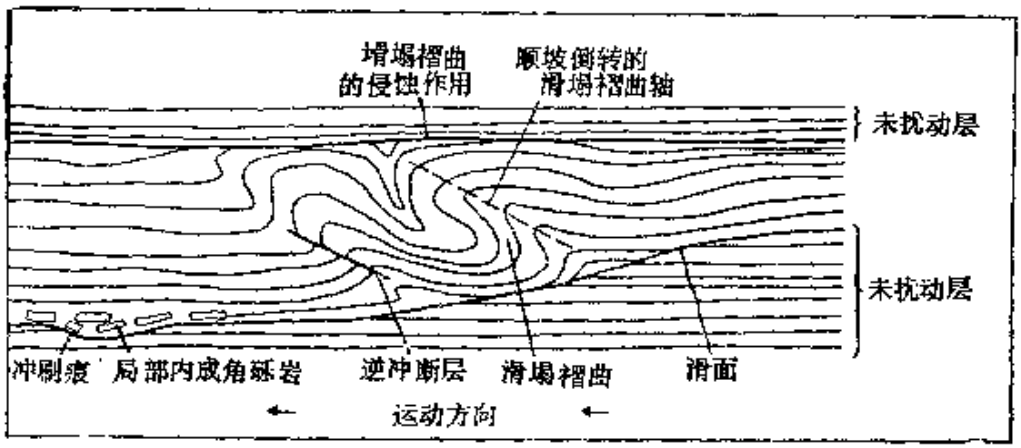


图 5—32　滑塌岩层的主要特征、滑塌可在几厘米到几公里内发生

水流方向倒转。扭曲层理和错动层理用对层内不大规则的变形，包括不规则的褶皱、扭曲和错动，没有任何优选方位或排列。某些岩层可发生大规模的或局部角砾化作用。倒转交错层理波及交错层的最上部，并且总是向顺流方向倒转。

变形层理可由许多作用产生。某些包卷层理和倒转交错层理认为是由沉积物表面水流的剪切作用和运动沙体的摩擦牵引作用引起的。脱水作用如流体化作用及液化作用（常由地震引起）导致包卷、扭曲及错动作用的发生。

§5—5—3　砂岩岩脉和沙火山

砂岩岩脉和砂火山比较少见，但不难识别。砂岩岩脉横切层理，为沙充填；沙火山（由向上运动到沉积物表面的砂岩岩脉形成）呈锥形，中心低洼，出现在层面上。由地震诱发的脱水作用是这些构造的起因。

§5—5—4　碟状和柱状构造

这类构造是由上凹的纹层（碟）组成，直径一般几厘米。碟为无构造带（柱）分隔开来。碟状和柱状构造是水向

上和向四周通过沉积物形成的，这类构造虽不局限于特殊环境或特殊沉积机理的砂岩，但它们是海底扇形地沉积物流动沉积的常见构造。

§5—5—5　负荷构造

负荷构造是由一个层差异沉降到另一层内所成。荷重模常见于泥质岩之上的砂岩底面上，是球状的圆形构造，一般不具任何优选延长方向或定向（图5—33）。泥可向上注入砂中，形成火焰构造（图5—34）。另外，负荷作用的结果，沉积物（通常是沙）可沉入下伏的泥质沉积物中，成为不连续的泥块，形成所谓球状和枕状构造。在较小的范围内，各个沙波可以下沉到下伏的泥中，形成下沉沙波或砂岩球。

应密切注意砂岩与泥质岩的分界处，因为该处常常发现重力负荷作用。

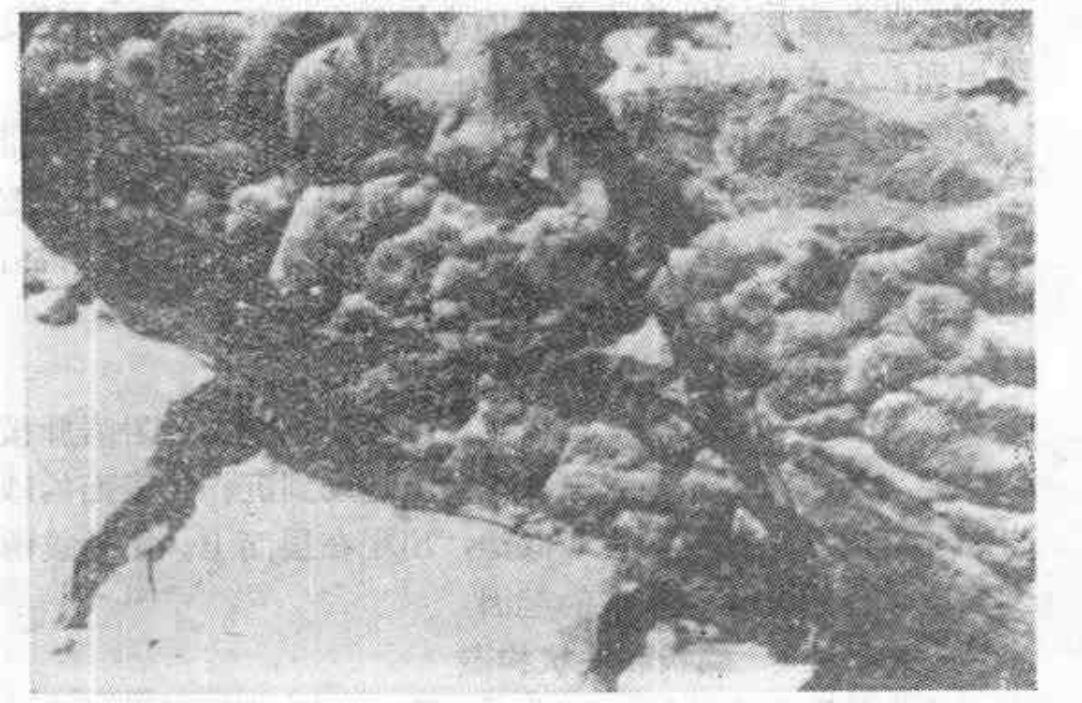


图 5—33　砂岩层底面的负荷构造
（晚前寒武纪，挪威，视域范围1米）

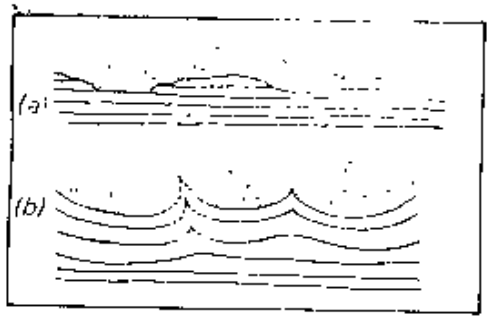


图 5—34 （a）砂岩底部的冲刷面，分界处的泥质纹层有削顶现象；（b）通过砂细泥里沉降形成的加荷面。泥向上注入（火焰构造）和泥质纹层的洼陷、扭曲现象。冲刷面可因负荷作用变形

§5—5—6 压溶及压实作用

在覆盖层和构造压力作用下，沉积岩体内部沿一定界面会发生溶解作用。在石灰岩层接合处及其内部，常见的压溶现象是缝合线缝合不规则的溶解缝，难溶物质（主要是粘土）沿此缝聚集（图5—35）。有起伏不大的溶解缝出现在泥质较多的石灰岩中，并能过渡为附近泥质岩石的劈理面。压溶作用的存在，可由穿过缝合线的化石的部分缺失得到证明。极端强烈的压溶作用可使石灰岩出现角砾岩

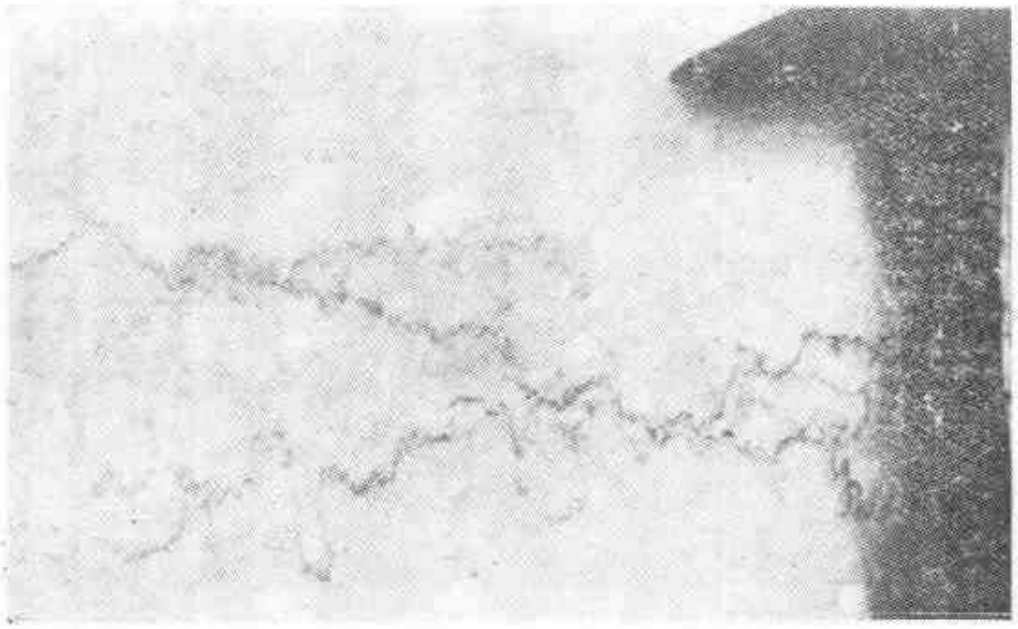


图 5—35 泥晶灰岩中的缝合线
（白垩纪，英格兰东部）

化外观。在砂岩和砾岩的砾石之间也可形成缝合线。

泥质沉积物的压实作用在沉积后开始。压实作用的主要效应是压碎化石和把沉积物厚度减少到10%（泥质岩中有早期成岩结核部分最清楚，§5—5—7）。压溶作用与压实作用并存时，还使石灰岩—泥质岩的接触界线变得更清楚。

§5—5—7 结核

结核常常形成于沉积后的沉积物中（图5—36）。构成结核的矿物一般是细粒的方解石、白云石、菱铁矿、黄铁矿-胶磷矿和石英（燧石），直径几毫米到几十厘米的方解石、黄铁矿和菱铁矿结核常在泥质岩中见到。在石灰岩中常见燧石结核。有时在砂岩中产生巨大的、直径数米的方解石和白云

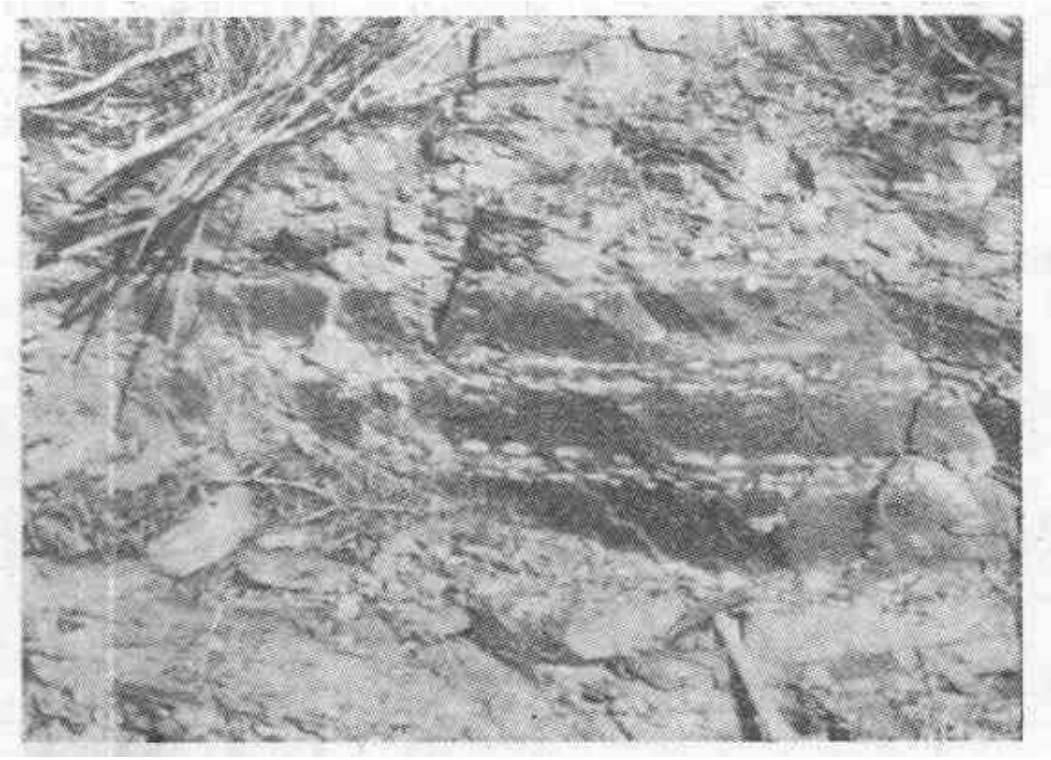


图 5—36 泥质岩中的钙质成岩结核
（泥盆纪，德国）

石结核。结核可任意分布，也可沿一定层位聚集。

结核形状变化很大，从球形到扁平、伸长甚至极不规则形状。有的结核围绕化石聚集，有的在动物潜穴内形成。大多数结核与沉积物原有的不均匀性有关。有时，结核具有为矿物质充填的放射状和同心状裂隙。这些往往由方解石和菱铁矿组成的龟甲结核的裂隙，是结核形成后不久因收缩（脱水）作用产生的。

成岩过程中，结核可在不同时期形成。泥质沉积物中的结核，大多形成于成岩早期，主要压实阶段之前。钙质结核一般产在海相泥质岩中(但它们确也形成于土壤中，称为钙质结砾岩，见后)。黄铁矿结核在富有机物的泥质海相沉积物中较为常见，菱铁矿则在富有机物的非海相沉积物中较常见。由于早期成岩作用的影响，宿主沉积物的纹理随结核偏移（图5—37），结核可使原始纹层厚度得以保存，压缩量可根据这些结核（图5—37)推算。成岩早期结核中的化石和潜穴，不受压实作用的影响，因此不被破坏和压缩变形。紧挨沉积物与水的界面形成的成岩早期结核露出海底或遭再搬运，因而能被生物包壳或钻孔（这时的结核起硬底作用，见§5—4—2)。石灰岩中的燧石结核和砂岩中的碳酸盐结核，主要也是成岩早期形成的。泥质沉积物中的成岩晚期结核形成于压实作用之后，所以宿主沉积物的

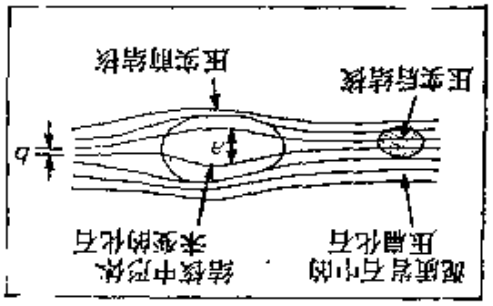


图 5—37 泥质岩中的压实前(成岩早期)和压实后(成岩晚期)结核。可从成岩早期结核中用公式[(a－b)＋a]×100%概算压缩量

纹理通过结核不发生偏移（图5—37）。

钙质结核（钙质结砾岩或钙质层）发育在半干旱环境的土壤中，那里蒸发作用胜过沉淀作用。在地质文献中，它们主要见于红层岩系，特别是河流泛滥平原的粉砂岩中。当海相沉积物出露时，其内也可产生结核。在野外，钙质结砾岩通常以浅色泥晶结核产出，直径几厘米，往往向下伸长（图5—38）。钙质结核或是随机分布的，或是紧密聚集的，可见纹层和豆状结构。通过岩相学研究很好地证实了钙质结砾岩的存在，但如它们发育在较粗的沉积物中，野外可清楚看到的特点是砾石和颗粒分离。钙质结砾岩是古气候的有用标

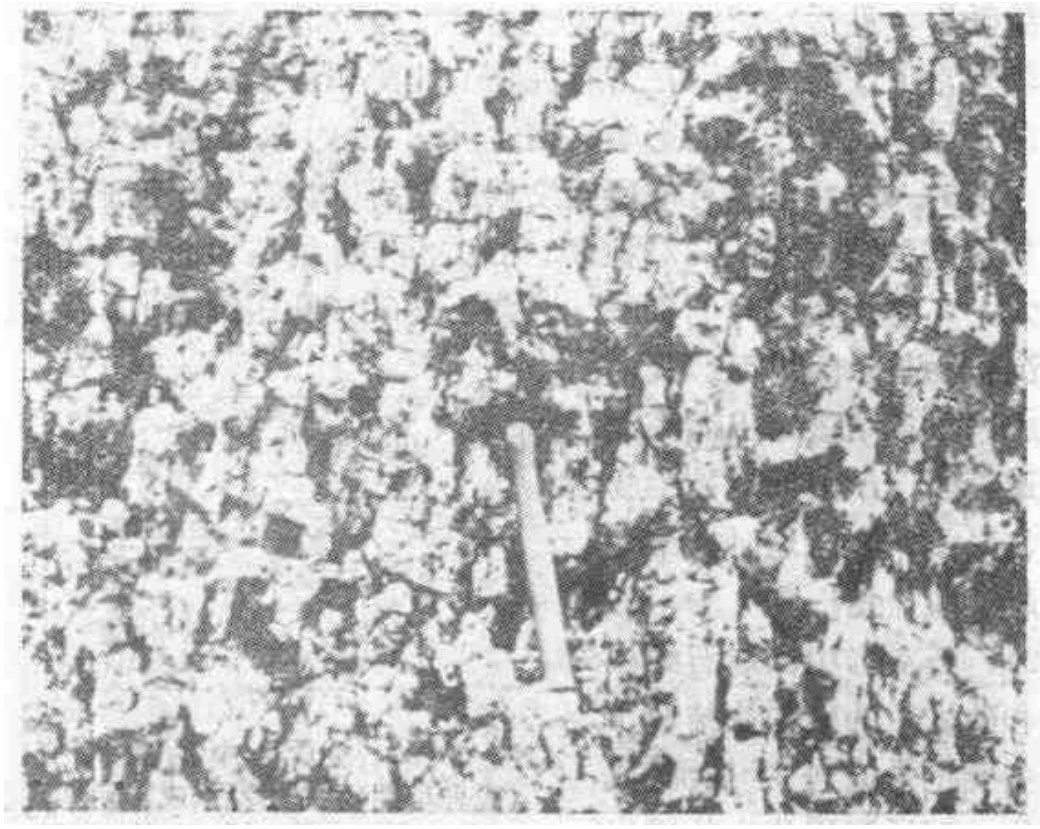


图 5—38　由细粒方解石的长形结核组成的钙质结砾岩（钙质古土壤）
（泥盆纪，英格兰西部）

志，但也反映着一个漫长的无沉积时期(几万年)，在此期间有成土作用发生。

结核的描述内容如表 5 — 4 所列。

表 5—4　结核研究方法

1. 确定结核成分和宿主沉积物的性质。
2. 测量结核大小和间距。
3. 描述形状和结构。
4. 观察内核（如化石）。
5. 设法确定形成时间：
   （a）成岩早期：含有形体未变的化石，局部经再搬运，如是压实阶段以前形成的，宿主沉积物的纹理有偏移现象。
   （b）成岩晚期：含有压扁的化石，因是压实阶段以后形成的，宿主沉积物的纹理不受影响。
6. 查定是否为钙质结砾岩（成土结核）。

§5—6　生物沉积构造

除 §5—4—4中介绍的隐藻纹层石和叠层石外，由于动植物的活动，沉积物中还可形成很多构造。生物沉积构造型式繁多，有的因生物破坏使纹理和层理模糊不清；有的能定出具体名称，是独立的、条理清楚的痕迹化石（足迹化石）。痕迹化石常用引起这类构造的动物活动来解释，但动物本身的性质往往难以或不可能推断，因为不同的生物常有相似的生活方式。而且，一种动物可以产生不同的构造，随动物习性和沉积物特点（粒度、含水量等）而定。甲壳动物、环节动物、双壳类软体动物和海胆常常造成潜穴构造；层面移迹（trails）和足迹（tracks）与甲壳动物、三叶虫、环节动物、腹足类软体动物和脊椎动物的活动有关。

植物根系可以造成与潜穴有些相似的构造，但这种构造

常具碳化芯（§5—6—4）。应注意不要把常在潮间带岩石中看到的现代生物痕迹如多毛类环节动物和海绵的钻孔以及笠贝类的足迹误认为痕迹化石。有些沉积构造，如胶体脱水收缩裂隙、压刻痕、去水构造、成岩结核以及低级变质阶段产生的斑点和线理也可引起混淆。

痕迹化石的考察内容列于表5—5。

表 5—5　痕迹化石的描述方法和考察内容

1.素描（或照像）构造；测量大小、宽度和直径等。移迹、足迹和潜穴的注意要点见下。

2.移迹和足迹（在层面上）：

（a）考察移迹：注意型式是否规则，移迹是直的、弯曲的、波状的、螺线形的、蛇曲的还是放射状的。

（b）观察移迹本身：如呈连续的沟或脊，注意有无中间分界和装饰现象（如人字形花纹），对于附属标志或脚印，要测量大小及间距（步态），查找尾痕。

3.潜穴（层内所见最好，层面上也可看到）：

（a）描述形态和与层理交角，有几种可能：水平的、近于垂直的、垂直的；简单直管、简单弯管或排列不规则管、U型管。如是分支潜穴，注意分支型式是否规则，潜穴直径有无变化。

（b）观察穴壁：有无泥或团粒镶衬物（查看抓痕），附近沉积物纹理是否因潜穴影响而偏移？

（c）考察潜穴充填物：是否不同于附近的沉积物（较粗或较细，骨屑较多或较少）？充填物是否为团粒？在潜穴充填物内部有无弯曲的回填纹层？

（d）查找横膜构造（Spreite），这是与U型潜穴伴生的纹层。

§5—6—1　生物扰动

生物扰动是指生物对沉积物的破坏作用。这类构造有单个的潜穴构造（常充填不同颜色、成分和粒度的沉积物）和沉积物完全被破坏，沉积构造消失，外观呈搅拌状的构造。生物扰动层可呈结核状结构，也可形成较粗及较细沉积物的分

离。

§5—6—2 痕迹化石

对发育和保存完好的痕迹化石，最好按其形成方式来研究。痕迹化石的基本类型有在上层面和下层面形成的爬行迹（crawling）、搜索迹（grazing）和停息迹（resting），还有主要形成在层内的摄食（feeding）和居住（dwelling）构造（表5—6，图5—39）。

表 5—6 各类痕迹化石的主要特征

爬行迹：	直线型或曲线型花纹不复杂移迹
搜索迹：	层面上移迹较复杂，常为对称或规则的花纹：螺线形、放射状、蛇曲状
停息迹：	动物生活过程中在停歇处留下的印痕（不是化石的铸模）
居住构造：	简单到复杂的潜穴系统，但不具沉积物经系统加工的迹象，潜穴可呈线条状或团粒状
摄食构造：	简单到复杂的潜穴系统，往往是有条理的分支型式，是沉积物经系统加工的标志。

爬行迹是动物移动（不一定是爬行）造成的，所以一般在层面上呈笔直或弯曲的移迹，与常说的摄食和搜索构造不同（见后）。爬行迹可由很多类型动物在各种环境中造成。常见的爬行迹是甲壳动物、三叶虫和环节动物形成的。脊椎动物如恐龙留下的脚印也是痕迹化石。

停息迹是动物停歇在沉积物表面时留下躯体印痕造成的。星鱼的停息迹虽属罕见，但确有之。

搜索迹见于沉积物表面，是凹积-摄食生物摄取食物时系统地加工沉积物构造的。这些生物构造具有条理清楚的螺线状，蛇曲状和放射状花纹（图5—40）。搜索迹往往形成于比较平静的沉积环境里。

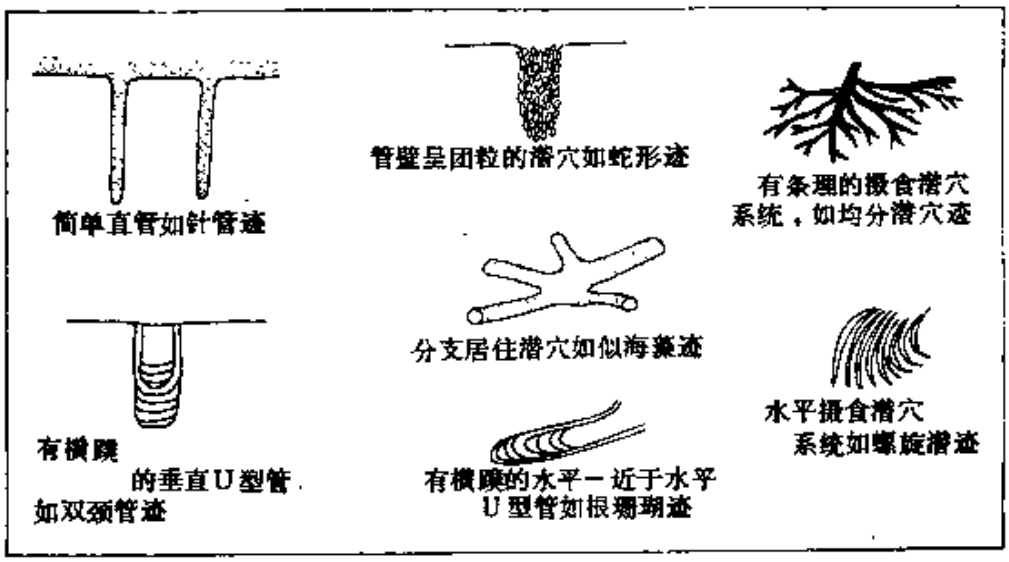


图 5—39　常见的居住潜穴和摄食潜穴示意图

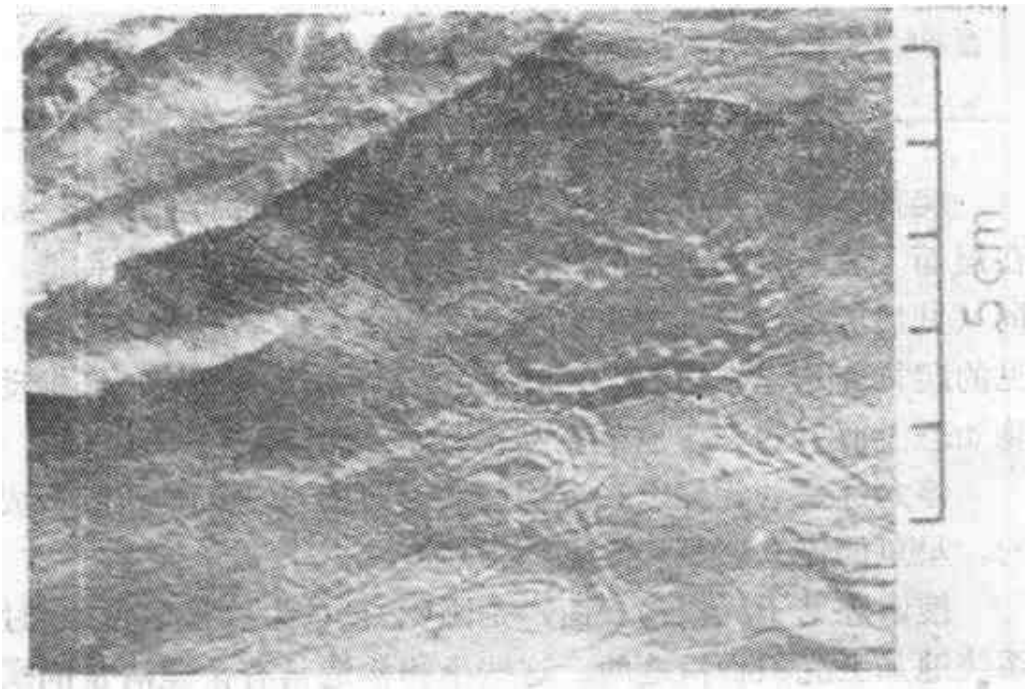


图 5—40　类沙蚕迹（Nereites）属搜索迹
（志留纪，威尔士）

居住构造（图5—39、图5—41和图5—42）是各种潜穴，有简单的垂直管穴，也有U型管穴。它们可与层理垂直、近于垂直或平行。U型管穴中，上凹的纹层称为横踞（Spreite），出现在U型管之间及其下面，这是动物为适应沉积作用和侵蚀作用而向上、向下运动形成的。当某些造穴动物被迅速埋没时，它们要向上移动，以便重新回到沉积物与水界面的相对位置上。这样它们就留下一个特殊的逃逸构造，使附近纹层偏移，形成V形条纹构造。别种潜穴，特别是甲壳动物的，具简单到不规则的分支系统，穴壁由团粒或粘土构成（图5—43）。有些居住潜穴具有弯曲纹层，是动物回填作用的标志。



图 5—41 针管迹（Skolithos）为简单的垂直居住潜穴
（石炭纪，威尔士）

摄食构造是囤积—摄食生物在沉积物内寻找食物时形成的痕迹化石。最常见的一种摄食构造是简单无岔的、经回填的水平或近于水平的潜穴（直径5—20毫米）。其他摄食潜穴很有条理，有的具规则的分支型式，有的在生物系统地加工沉积物时形成，潜穴方向变化规则。图5—39、图5—44和图5—45是摄食构造实例。

§5—6—3 痕迹化石在沉积研究上的用途

生物沉积构造能在水深、盐度、能量等级等方面提供环境解释的重要资料，当没有实体化石时更有价值。有可能在沉积序列中区分出不同的痕迹化石系列，从而确定不同的痕迹化石相。痕迹化石可作为沉积速度的标志：强烈的生物扰动



图 5—42　根珊瑚迹（Rhizocorallium）为具横蹼的水平U型管穴

（侏罗纪，英格兰东北部）

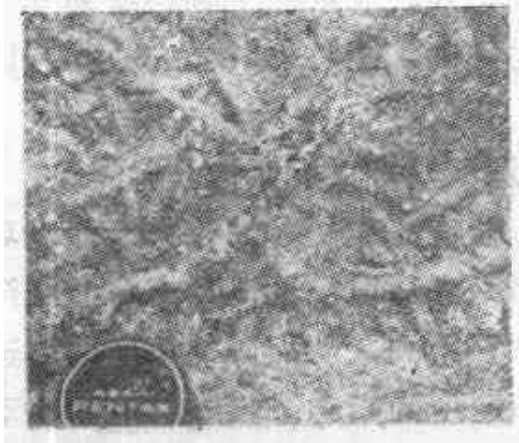


图 5—43　方向凌乱的潜穴系统，可能为甲壳动物所造

（侏罗纪，英格兰南部）

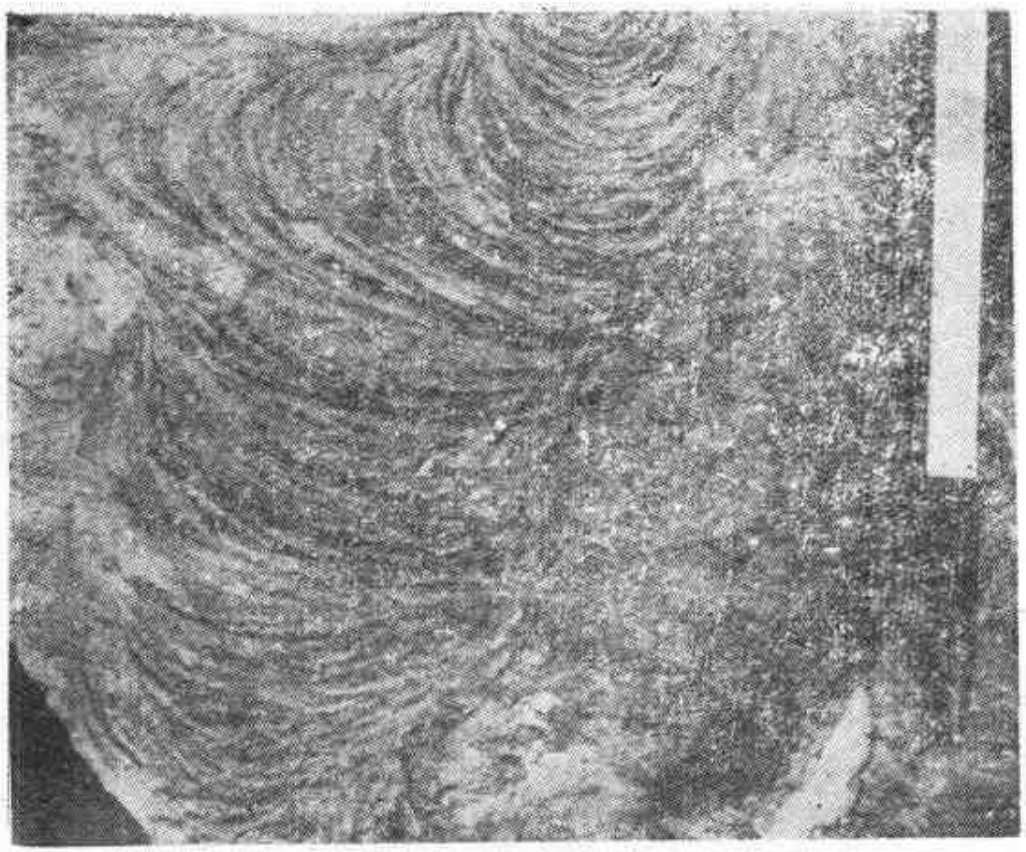


图 5—44 螺旋潜迹（Zoophycos）属摄食潜穴系统
（石炭纪，英格兰东北部视域20厘米）

层位含有保存完好的摄食和搜索痕迹以及层面有钻孔（硬底，§5—4—2），反映沉积缓慢；具横蹼和逃逸构造的U型管穴则反映沉积迅速。

痕迹化石也是沉积物坚实程度的标志。如果沉积物是软的，在一纹层上形成的足迹可传给下面的纹层（图5—46）。当潜穴被较粗的沉积物充填或是在成岩早期优先岩化时，周围的沉积物常常受到压实。

痕迹化石可以显示优选方位，这反映当时的水流方向（例如双壳类软体动物的停息迹就显有这种特征）。有些痕

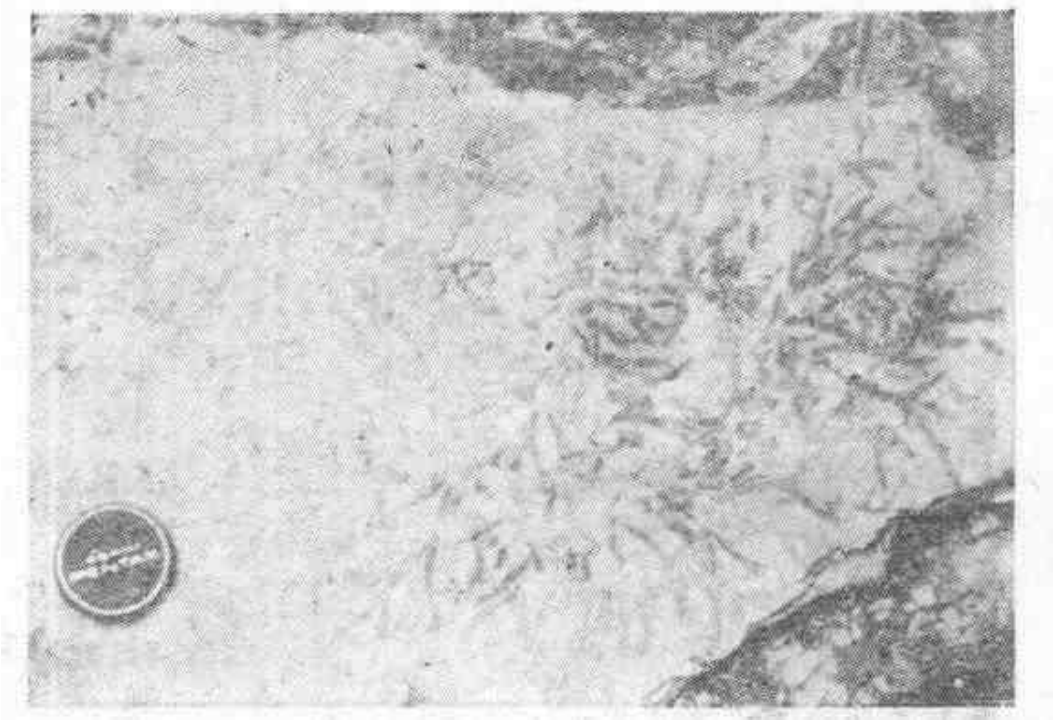


图 5—45　均分潜穴迹（Chondrites）属摄食潜穴系统
（泥盆纪，英格兰西南部）

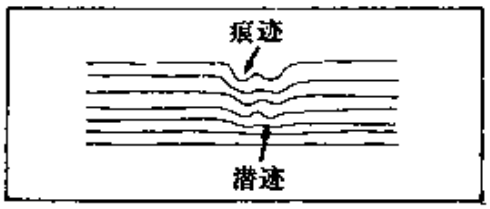


图 5—46　动物在沉积物表面造成痕迹传到下面的纹层形成潜痕

迹化石还可用来指示地层的上下关系。

§5—6—4　根系层（roo tletbeds）

植物的根系以类似动物掘穴的方式破坏沉积层的内部构造。根和根稍很多都是垂直的，有些是水平的，也有许多是任意分支的。根常常碳化，出现黑色脉纹，有很多则保存着印痕。根系层的确定说明植物的就地生长，因而是地表条件。根系层之上可能出现煤层。植物碎屑容易搬运，因此常有富含植物的沉积物。对与根系有关的植物层也要观察，聚集的植物碎屑如是由

水冲来的，会有很多物质是植物的地上部分：叶、茎和枝丫。

§5—7 沉积体几何形态和侧向相变

有些沉积岩单位可追索很大范围，很少看出特性(即相)或厚度的变化。另一些则侧向不稳定。研究沉积体的几何形态如在露头上观察，应着眼于各个岩层或岩石单位；对于较大的区域范围，就该考虑沉积体或特殊岩相组或相关岩相组的形态。

单独岩层或岩石单位的形态，侧向延展的称板状；界面是平面但厚度有变化的称为楔状；两个界面或二者之一是曲面的称为透镜状（图5—47）。在较大范围内，如沉积体分布在几平方公里到几千平方公里，长宽比近于1时称为席状或毯状，长度远大于宽度的长形沉积体，如无分支，可称窄带状或鞋带状；有分支则称树枝状；分支复合的称为带状。很多长砂体顺古斜坡下延，乃河道充填物。长形沉积体也可平行滨线，在海滩和砂堤的发育中形成。沉积体可为不连续的实体，呈荚状或补丁状。后一术语描述某些礁灰岩特别适合。粗的碎屑沉积物常在斜坡脚下形成扇形或锥形。冲积扇、扇形三角洲和海底

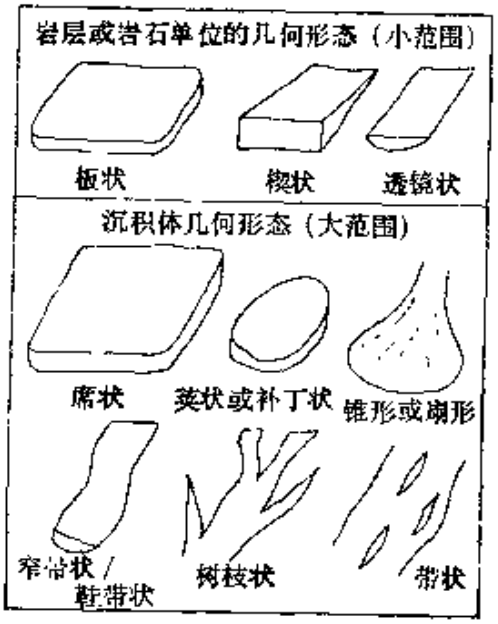


图 5—47 岩层或岩石单位（几米到几十米范围内）和沉积体(公里或区域范围）常见的几何形态，

扇形地沉积便是实例。

相由沉积岩的岩性、结构、构造和古生物等特征来确定，在沉积序列中常有侧向及垂向变化。这些变化可涉及确定岩相的一个或全部参数。侧向变化可为实变，范围不过几米或几十米；也可渐变，范围超过几公里。相变反映沉积作用的环境条件发生变化（第八章）。

观察单个岩层或岩石单位的几何形态通常并无困难。先在采石场或崖头上沿层追索，观察其形态，然后记录和素描（或照相）。对于大型沉积体，如果露头象有些山区和无植被区那样好，就有可能直接看到侧向变化和沉积体形态。露头局限时，要在几个或许多不同位置上对岩石序列的相同部分详细记录。为了确保各个剖面层位相同，在岩石序列中必须找到侧向连续的岩层或相同的化石带。如果认为一个露头不好的地区有侧向相变，为了证实这种相变，需要详细填图和记录全部可以利用的露头。

第六章　化石野外工作

§6—1　引　　言

化石是沉积岩的重要组成部分。首先，化石可用来解决地层问题、确定岩石序列年龄和别处岩石序列的对比关系。把化石鉴定到种的程度是不易的，大多有待专家来做。化石在沉积岩的环境解释上用处极大。在这个意义上，很多有用的野外观察，非古生物专业工作者，眼力敏锐就能完成。化石可指示水深、扰动程度、盐度和沉积速度，还提供古水流方向和古气候的资料。有时，沉积序列的全部环境解释可能就取决于找到的几种化石。甚至有时一种解释会被新发现的化石推翻。在野外观察化石应注意其分布、保存和与沉积物关系、化石组合及多样性和化石的成岩作用。化石野外研究项目如表6—1所列。

§6—2　化石的分布和保存

研究或记述一个沉积序列时，应注意化石的分布。整个岩石单位的化石可以均匀分布而不优先聚集在一定层位或个别层内。这种情况，只有在沉积物处处均一时才会出现。化石常常分布不均，它们在某些层状体、透镜体、囊状体或岩隆（如礁，贝壳堤）内优先产出。总要调查所见化石类型、确定其相对分布情况。看看化石类型与岩相有无相关性。化石在特定范围内聚集，可能是水流活动或在有利环境中优先

表 6—1　化石野外研究项目

A．化石在沉积物中的分布

1．主要是原地生长的化石

（a）化石是否构成礁？礁的特征是：群体生物、生物间有相互作用（如包壳生长）、有原生孔洞（被沉积物和/或胶结物充填）和不成层的块状外观（§3—5—3）

(i) 描述群体生物的生长形式，礁内向上有变化吗？

(ii) 有些骨骸是否构成礁的骨架？

（b）如不是礁，则确定化石是底表动物还是底内动物。对于底表动物要研究化石如何保存下来的（例如覆盖①）。

（c）底表动物化石有无反映当时水流的优选方位？如有应测量。

（d）化石在底质上包壳吗？底质是硬底吗？

（e）植物遗体是不是根系？

2．不是原地生长的化石

（a）化石聚集成囊状、透镜体或侧向延展的层还是在沉积物中均匀分布？

（b）化石是否产于特殊岩相？不同岩相的动物群数量上有差别吗？

（c）如果化石集中产出、破碎的和脱铰的化石占多大比率？保存有微细的骨骼构造（如贝壳上的壳针）吗？观察化石的分选性和磨圆度、寻找叠瓦排列、粒序层理、交错层理、冲刷基底和底面构造。

（d）化石显有优选方位吗？如果有，要测量

（e）化石有钻孔和包壳吗？

（f）注意生物扰动程度和出现的各种痕迹化石。

B．化石组合和多样性

1．估量不同化石类型在层内或层面上的相对丰度确定化石组合的成分。

2．剖面上各层的化石组合相同吗？存在几种不同的化石组合？各组合与不同岩相有关系吗？

3．研究化石的再加工和搬运程度，化石组合代表该区生活的生物群落吗？

4．研究化石组合的成分、例如组合中只有几个种占优势吗？它们是广盐性还是狭盐性生物？某些化石类型因其缺乏值得注意吗？所有各类化石都有相似的生活方式吗？深海类型占多数吗？底内生物缺乏吗？

C．生物骨骸的成岩作用

1．原生矿物保存了还是骨骸被交代了（如白云岩化、硅化、赤铁矿化、黄铁矿化等？

2．骨骸溶去后留下铸型吗？

3．化石优先产在结核中吗？

4．化石是原形的还是压实过的？

① 原文误印为 Smoothering，应为 Suothering。——译者

生长的结果。

§6—2—1 原地聚集的化石

在有利条件下，化石可以原封不动地保存下来，几乎没有损坏或脱铰。至少，某些生活在沉积物表面或内部的生物化石仍在其生长原地。通常在生长原地产出的化石有腕足类（图6—1）、某些双壳类、珊瑚虫（图6—2）、苔藓虫和层孔虫。联系出现的实体化石，考察底内动物活动的一般范围（生物扰动量）是有价值的。

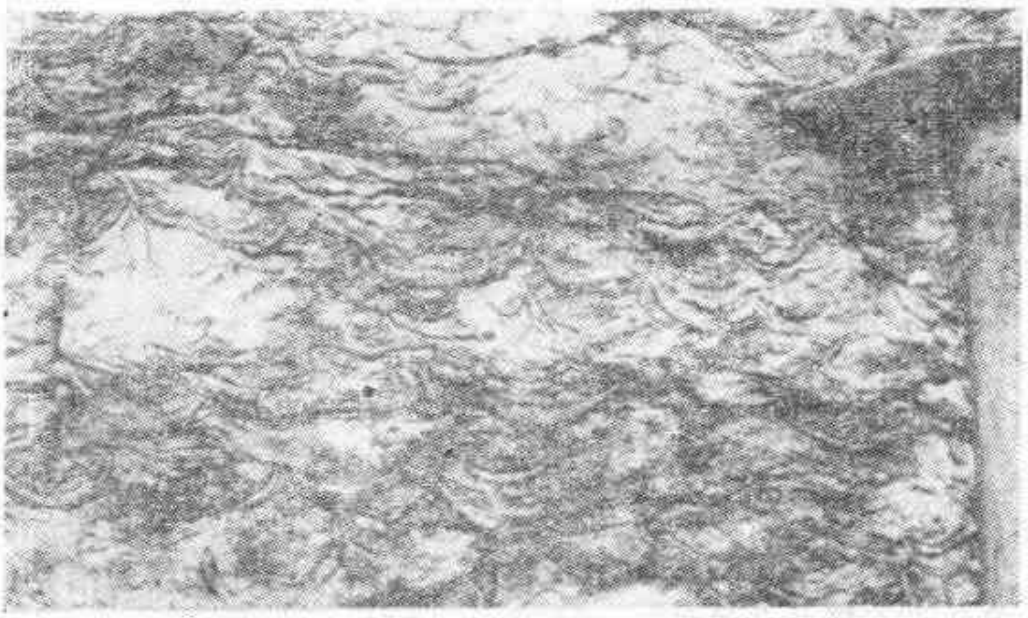


图 6—1 原地生长的腕足类（长身贝类）
（石炭纪 威尔士）

化石可以组成礁或岩隆（§3—5—3）。其中，化石大多处在生长原地，可能有些生物交相掩映生长。原地聚集的化石，群体生物可占优势，岩石外貌显示不成层的块状特征。孔洞在礁灰岩中是常见的，大小孔洞都可被内部充填物和方解石胶结物充填。

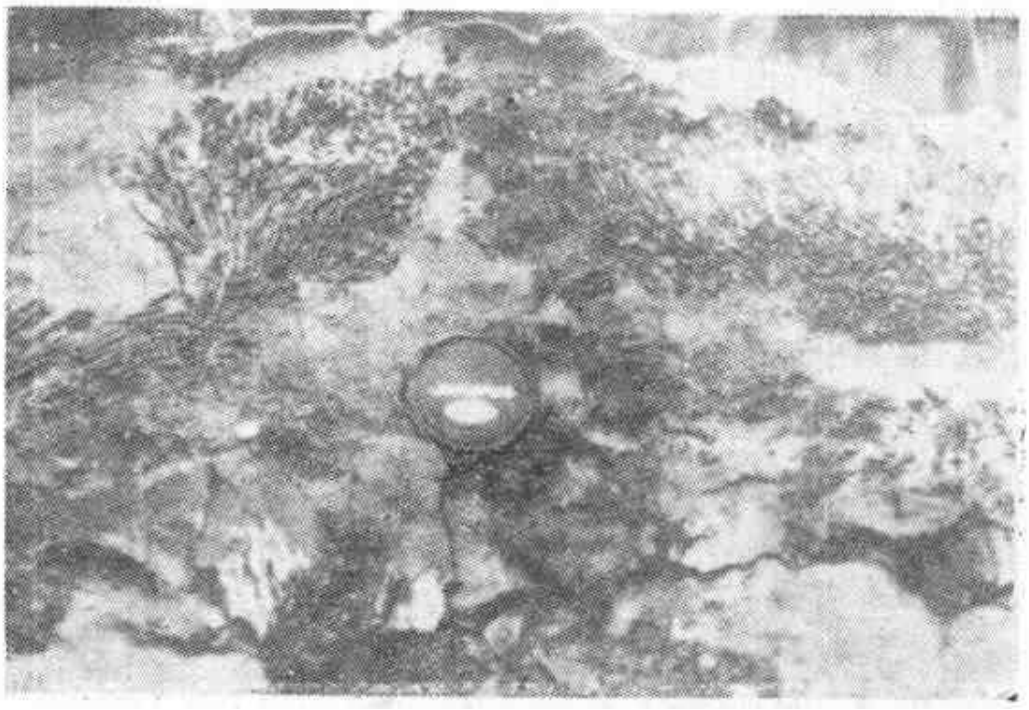


图 6—2　原地生长的群体珊瑚（石柱珊瑚属，未定种）
（石炭纪，威尔士）

§6—2—2　水流聚集的化石

经水流聚集的骨屑物质（图6—3），有几种聚集方式。经暴风水流搬运的骨屑，沉积成暴风层，侧向稳定，有明显的冲刷基底。暴风层或显示正粒序、颗粒分选好和纹理清楚；或分选不好，各级粒度广泛混杂，沉积物显有“倾卸堆积”的外貌，无内部构造。暴风层厚度由几厘米到几十厘米，具有潮下陆棚和潮下台地沉积特征。微弱水流的扬簸作用，清除掉较细泥沙和骨粒也可使化石聚集起来。这种化石滞流堆积一般呈延续不好的透镜体和囊状体，也产在浅海陆棚碳酸盐序列中。富含化石的岩石还可以由迁移的潮汐水道对沉积物的再般运产生。

水流活动和再搬运的程度影响破损的和脱铰的碳酸盐骨



图 6—3　水流堆积的腕足类贝壳、很多仍铰连着，有的具示底构造

（石炭纪，英格兰西北部，视域30厘米）

屑在化石聚集体中所占的比例。随着水流湍急程度的增高，化石从保存完好（全部细微构造完整，并连接在一起）逐渐变为保存不好（化石遭磨损且破碎）。对于具体化石应观察以下各点：海百合—茎长和所有茎板是否分离，萼如存在，是否与茎连在一起；双壳类、腕足类和介形类—壳瓣是否铰连？如铰连，壳瓣是张开还是闭合的？如不铰连，每种壳瓣是否相等？某些腕足类和双壳类—用于锚定的壳刺是否仍与壳体相连？三叶虫—外骨骼是否完整？

§6—2—3　优选定位

长形贝壳或骨屑受水流影响，其长轴往往具优选方位（图6—4）。这种线状排列可以平行水流，如骨屑受到滚动，

也可垂直水流，但不多见。海百合茎、笔石、锥壳类（Cricoconarid）、长形双壳类贝壳、单体珊瑚、箭石类、直椎鹦鹉螺和植物碎屑常作优选排列。有些方位可以代表生物生活期间的水流方向。古水流分析将在第七章讨论。

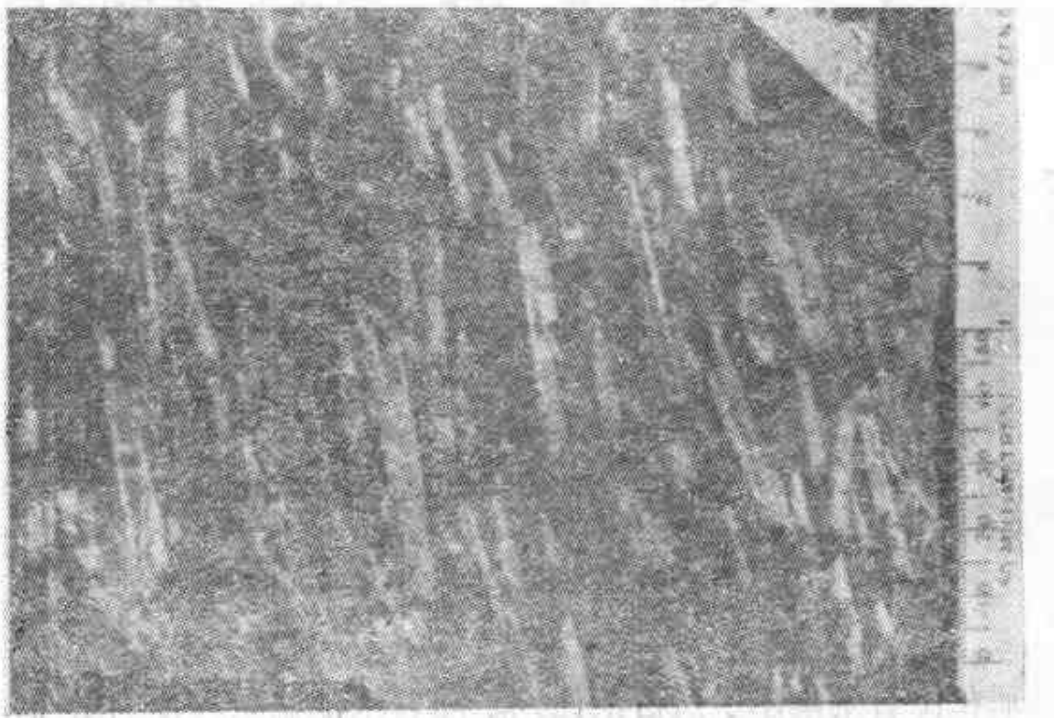


图 6—4　按优选方向排列的笔石
（奥陶纪，威尔士）

§6—3　化石组合和多样性

§6—3—1　化石组合

现存的化石及其相互关系能为环境分析提供有用资料。首先要估测不同类型化石的相对丰度，定性地测定化石组合。为了准确分析化石组合，需把大块沉积物精心破碎，并鉴定计算。这项工作最好在实验室进行。如能找到好的层面露头，可在一个正方形内（一般取 1 平方米的特定面积）统

计各种化石的数量。通过仔细分析一个剖面上不同层的或一个地区同时代不同岩相的化石组合，能看出组合的变化。组合可按其主要成员描述，要选出一个或几个已知的特殊类型。例如长身贝类-石柱珊瑚属组合（Productid—lithostrotion、assemblage）（常见于下石炭系），小鞘枕属-穿孔贝-海绵组合（Micraster-terebratulid-sponge）（常见于上石炭系）。

化石组合也是死亡组合。很多化石组合是由生活在不同地区的动物遗体组成的。骨屑被水流带到一起，所以一般由破碎的和脱铰的骨骸组成。有些死亡组合是由生活在相同地区的生物骨骸组成。这时，在生长原地可产出某些化石，骨骸迁移最少。礁和岩隆是原地死亡组合的最好实例。

生物死后，如果骨骸很少迁移，则化石组合可代表生长地区的生物群落。生物群落可用如同化石组合那样的主要种来表示。也可参照岩相来描述（例如泥沙群落）。把化石组合归因于生物群落是一重要步骤，因为生物群落受环境因素制约，生物群落的变化标志着环境的变化。

生物群落一经确定，就有可能考察存在的种，进而推断不同生物在该群落中起的作用。应该记住，化石记录很多（不是大多数）未能保存下来，容易保存的显然是动物的硬体部分。研究群落时应当想到那些只有间接证据或者没有证据的动植物。这时，痕迹化石、团粒、粪粒和藻类纹理倒是重要的依据。

要查看化石组合的一个特征是有无包壳生物和钻孔生物存在。大块骨屑可作其他生物的底质，牡蛎、苔藓虫、藤壶、某些无铰腕足类、藻类和龙介蠕虫常常在别的生物骨骸上包壳。钻孔动物如龙介、石蛏类双壳类和海绵可破坏骨骸

和其他坚硬的底质（如硬底面，§5—4—2），造成特殊的孔和管。骨骸被钻孔和包壳多发生在沉积速度低的环境。沉积物里的潜穴在这类环境中也较常见。

§6—3—2 物种的多样性

化石组合中物种的数量和类型由环境因素决定。这些因素（水深、盐度、搅动强弱、底质条件，充氧作用等）最佳时，物种类型就最多。底内底栖生物、底表底栖生物、自游生物和浮游生物通通出现。当有环境压力时，物种数量就要减少，动物群和植物群的某些成员就会消失。但这时适应环境而生存下来的物种将大量繁殖。随着深度增加，深海化石如鱼、笔石、头足类、海浪蛤类双壳类（posidonid bivalves）和某些介形类将占统治地位。同时，随着停滞程度的增加，底栖生物最终全部淘汰。能适应正常海水条件的（狭盐性的）只有珊瑚、苔藓虫、层孔虫和三叶虫。此外，还有许多其他生物的具体属、种也属狭盐性。有些类型（广盐性的）能适应很高的盐度，如某些双壳类、腹足类、介形类和轮藻类。如沉积物含有大量的这类少数物种，应属于超盐或低盐条件。有些情况下，随着盐度的过高或过低，生物骨骸的形状和大小都要发生变化。蒸发岩假晶（§3—6）是超盐条件的极好标志。

§6—4 骨屑的成岩作用

化石骨屑的原始成分在成盐阶段往往要发生变化。很多碳酸盐骨骼由文石组成；过去的在动物活着时也由文石组成。大多数这类化石，其文石已被方解石交代。其他交代化石的矿物有白云石、黄铁矿、赤铁矿和二氧化硅。有时，化石可被全部溶去，仅留下铸型，这种情况，对于文石组成的

化石优先发生。

如果泥质岩系中有成岩早期结核，结核内含的化石可以保存得好一些，因为和周围泥质岩里的化石相比，受到的压实作用较轻，结核作用能优先围绕化石进行，例如，沉积物中鱼的腐烂，形成一种微化学环境，有助于矿物沉淀。

第七章　古水流分析

§7—1　引　　言

古水流通常反映区域古斜坡特征，因此，它是沉积岩研究的一个不可缺少的部分。古水流分析为古地理提供数据，为相分析提供有用资料。古水流测量应成为野外的常规工作。古水流方向是岩相的重要特征，必须全面描述。

沉积岩的许多不同特点都可作为古水流的标志。有些构造反映水流方向（方位），也有些构造只反映水流的流经途径（走向）。沉积构造中，最有用的是交错层理和底面构造（槽模及沟模），但其他构造也可提供可靠依据。

§7—2　古水流测量

对一个岩层或岩石序列测量越多，得出的古水流方向越可靠。不过测量结果的变化性（离散）要慎重考虑。。

首先要评价露头。如果只有一种岩相，测量可在任意岩层或所有岩层内进行。如果一层（或一个露头上的很多层）的测量结果很近似（单峰古水流型式，图7—1），测量大量数值就无意义。在露头上测出20—30个数据会得出足够精确的矢量平均值（§7—4）。随后，还应在附近和远些范围找相同岩相的其他露头测量，以便得出这一区域的古水流型式。如果一个层内的读数变化很大，需搜集大量数据（20以上或是50以上，由散值离散程度决定），才能确定平均方向。

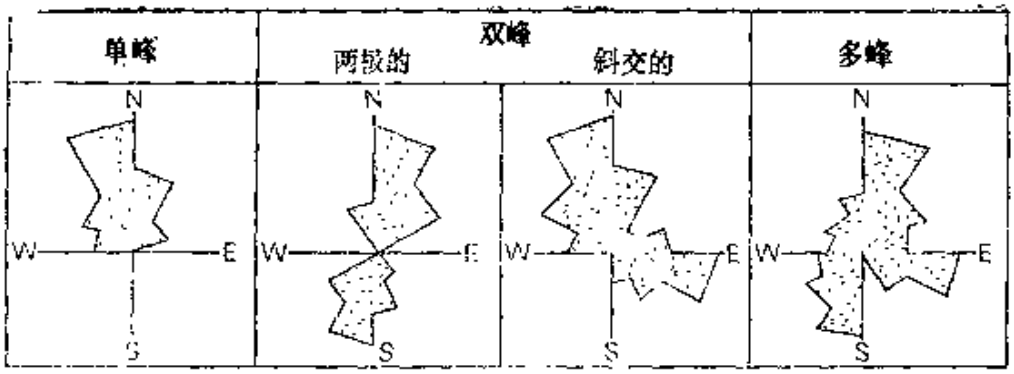


图 7—1　古水流型式的四种类型。以间隔30°的数据绘成玫瑰图。通常以"流向"表示古水流方位，图上单峰古水流型式表示的流向为从南向北

来自不同沉积构造的测量数据要分别处理，至少在开始时应当如此。数据岩很近似，可把它们组合起来。同一个露头不同岩相的数据也要分开。它们可能是不同类型的或不同方向的水流沉积的。测量数据，应在野外记录簿中列表记录。

如果沉积构造的形态或方位（或两者）经构造作用改变了，测量数据就不能代表水流方向。鉴别出可能发生的两种变化：翘起和变形很重要。翘起是指沉积构造所在的平面发生偏斜的简单变化，它不改变沉积构造形态。变形是指沉积构造形态的变化。用翘起的沉积构造确定古水流方向时，必须消除翘起的影响。其做法较简单，将在后述。对于变形的沉积构造，消除影响则不简单，需要仔细查明含有沉积构造的岩体受过的应变。具体做法介绍已超出本书范围，可在Ragan（1973）所著《构造地质学》中找到很好的说明。变形岩体的明显标志是存在劈理、小褶皱、变质组构和变形化石这样一些证据。

受翘起影响的线状构造，其方位改正步骤如下：

1)测量含有沉积构造的层面（或底面）的倾向和倾角，在赤平投影网上绘出代表该面的大圆。

2）在大圆上标出沉积构造的方向与层面走向所夹的锐角（即沉积构造的倾伏）。

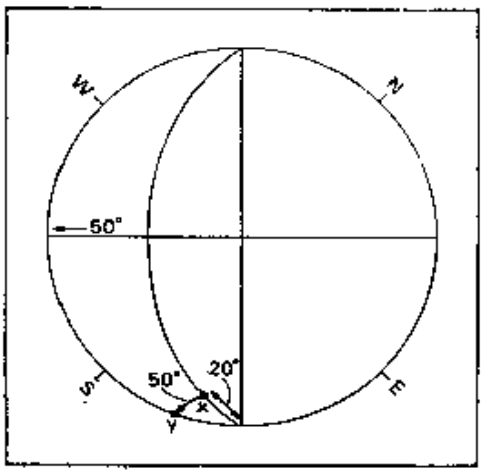


图 7—2 翘起对线状构造方位影响的改正实例。岩层倾向225°，倾角50°。有向南东倾伏20°的线状构造。岩层在赤平投影图上绘成大圆，线状构造的倾伏标在大圆上（X）。然后，把层面恢复到水平位置。随之，沿小圆找到线状构造的原始方位于Y点。转回赤平投影图，Y的方位测出，为155°

3）把大圆转到水平位置，沉积构造的倾伏（即翘起）对沉积构造方位的影响随即消除，其原始方位亦可算出（图7—2）。

改正翘起影响面状构造（如交错层理）方位的步骤如下：

1）测量面状构造的倾角和倾向，在赤平投影图上绘出该面的极点。

2）同法，绘出包含面状构造的岩层的极点。

3）把岩层转到水平位置，并以相同角度转动面状构造的极点。

4）面状沉积构造新的极点位置代表它消除翘起影响后的方位（图7—3）。

最后，提醒注意：如果翘起的地层是褶曲的一部分，该褶曲轴又是倾斜（即倾伏）的，必须在消除翘起之前，先把褶皱轴转到水平位置，以改变翘起方位。完成这些改正后，能肯定古水流方向就是它形成时的方向吗？遗憾的是不能。

因为还应当知道露头围绕垂直轴的转动情况，并加以改正。可是，很少知道这种转动。

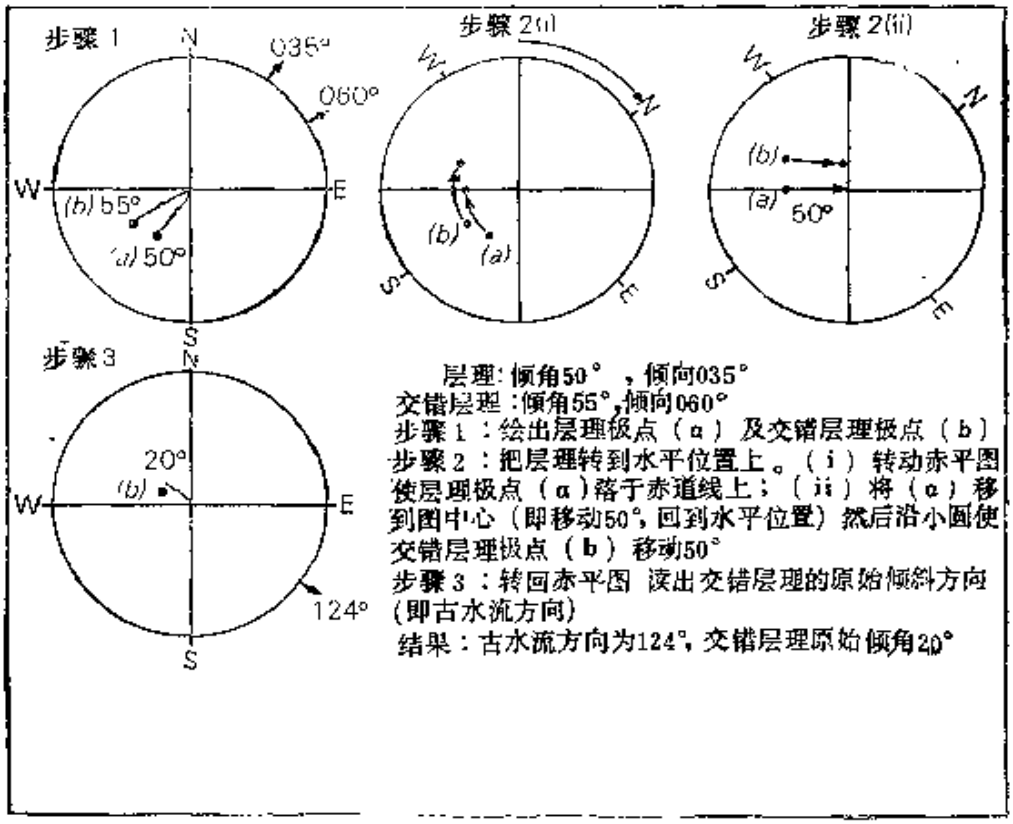


图 7—3 用赤平投影法改正构造翘起对交错层理的影响

构造翘起改正用的赤平投影图见图7—4

§7—3 古水流测量有关的构造

§7—3—1 交错层理

交错层理是最有用的构造之一，不过，首先要确定出存在哪种类型的交错层（§5—3—3）。水下沙丘或沙浪（这些类型很多）和风成沙丘迁移形成的交错层理最适于古水流（或古风流）测量。要查明交错层理是平面（板状）类型还是槽

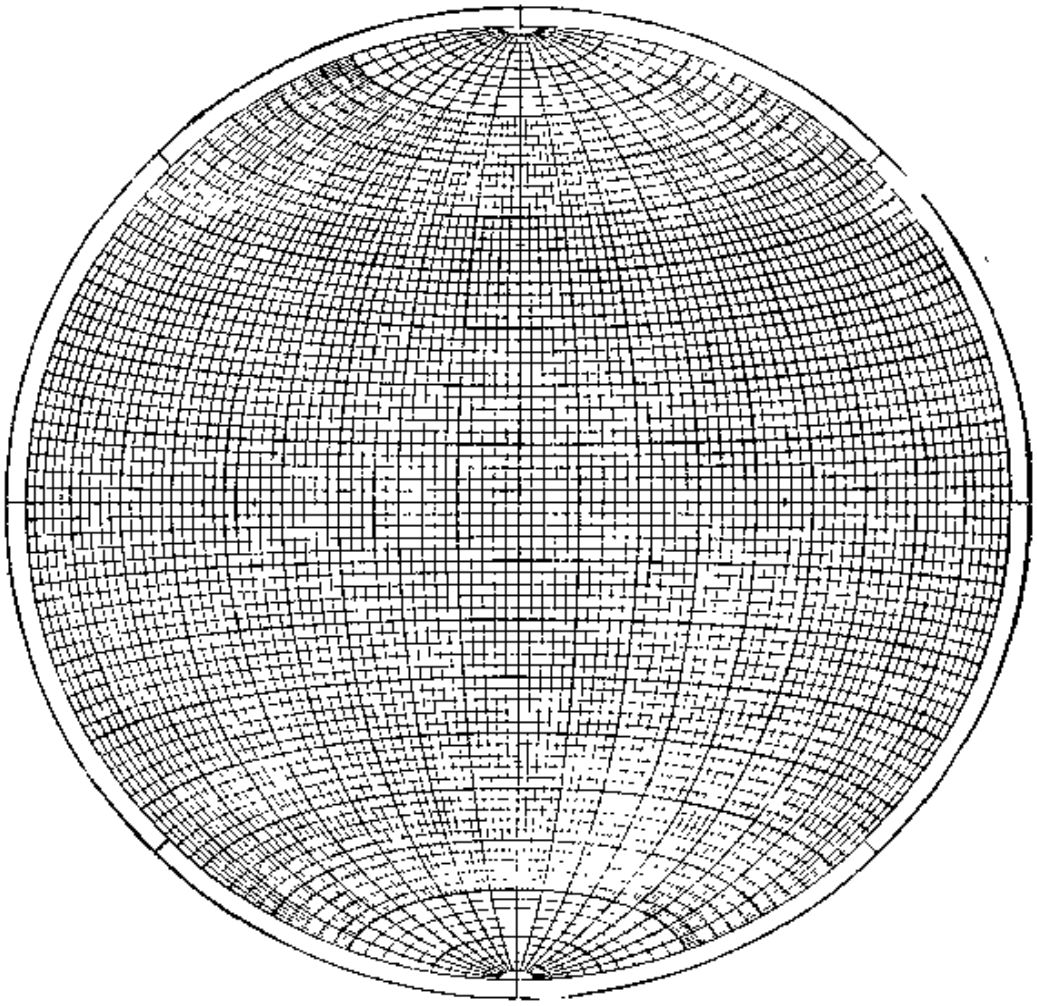


图 7—4　赤平投影图

状类型（图5—12和§5—3—3b）。

对于板状交错层理，古水流方向就由最大倾斜方向确定。如果露头是以三度空间或两度空间显示层理面，直接测量毫无问题。如只有一个垂直面显示交错层理，则所得数据不太令人满意，因为所测的露头面方向，不见得恰好是古水流方向。不过，仔细观察岩石面，能看出一些交错层面，这样就可定出实际倾斜方向。如果连这点也不可能做到，只好测量岩石表面的方位而无其他选择了。

对于槽状交错层理，最根本的要有三度空间露头或显有交错层面的剖面露头，以便看清交错层的形态，准确测出沿槽轴的倾斜方向。由于交错层的形态关系，在垂直剖面上可展示与水流方向偏斜90°的交错层理。这样，槽状交错层理的垂直剖面用于古水流测量就不可靠了。这时它只能用来作为不得已而最后测量的对象。

§7—3—2　波痕和交错纹理

古水流方向容易从水流波痕和交错纹理取得。波痕的不对称性（顺流的背水一侧较陡）和交错纹理的倾斜方向容易测量。不过，波痕和交错纹理往往由不能反映区域古斜坡的局部方向的水流形成。例如，在浊积岩层中，交错纹理的方位可有很大变化，与底面构造记录的古水流方向实际上不一致。交错纹理是浊流有所减弱并在海底来回游荡时形成的。交错纹理虽有这些缺点，但没有更适合的指向构造（交错层理或底面构造）时，测量波痕和交错纹理的方位总是有价值的。

浪成波痕是记录局部滨线走向和风向的小型构造，要测其脊线方向。或者，如果存生交错纹理，还应测其倾斜方向。

§7—3—3 底面构造

槽模指示水流方位（§5—2—1）。有些压刻痕也能指示水流方位，即使不然，至少也可标示流动路线。沟模提供水流流动路线。槽模通常按同一方向定位，所以，一个层上测几个数据再加上露头上其他岩层的数据就足够了。至于沟模，因其方位会有很大变化，应测较多数据（20个以上），以便能计算每个岩层的水流矢量平均值（§7—4）。

§7—3—4 碎屑和化石的优选方位

延长率至少为3:1的长形砾石和化石，能平行或垂直主要水流方向排列。要查找这类优选方位。如果推测或看出优选方位的存在，应测量并标明足够数量的长形物体的延长方向。在很多情况下，得到的会是平行主要水流方向的双峰分布。砾石、颗粒和化石大多提供流动路线或走向。有些化石，例如直锥头足类和多螺纹腹足类，可用来推断流动方向（尖端优选指向上流）。

§7—3—5 其他指向构造

剥离线理记录水流走向，测量上不成问题。水道构造和冲刷构造也能保存古水流走向。滑塌褶曲记录发生滑塌的古斜坡方向（褶曲轴平行古斜坡走向，背斜倒向下坡）。基岩上的冰川擦痕，指示冰体的运动方向。

§7—4 成果表示和矢量平均值的计算

将古水流测量结果以10°、15°、20°或30°间隔分组（视数据多少及变化而定），然后选择适当比例沿数值半径作玫瑰图。此图习惯上为表示水流流向绘制的（不同于风的玫瑰图），也用来代替表示水流方位的构造数据。

虽然根据玫瑰图一般能清楚地看出主要古水流（或古风

流）的方向，但为准确起见，有必要计算平均古水流方向（即矢量平均值）。计算数据的离差（或方差）也是值得的。矢量平均值和离差只能就单峰古水流型式计算（图7—1）。

为从表示方位的构造数据得出矢量平均值，每一观测值都看成是既有方向又有大小（大小通常取 1，但可加权）。分别用方位角的余弦和正弦乘以大小算出每一矢量的南北及东西分量。把各分量相加，用南北分量除东西分量得到合成矢量的正切就是矢量平均值

$$\text{东西分量}=\sum n\cdot\sin\sigma$$

$$\text{南北分量}=\sum n\cdot\cos\sigma$$

$$\tan\bar{\sigma}=\frac{\sum n\cdot\sin\sigma}{\sum n\cdot\cos\sigma}$$

其中，σ＝每一观测值的方位角，从0—360°

n＝观测矢量的大小，一般取 1。如将数据分为若干组（0—15、16—30、31—45，等等），则为每组的观测个数。

$\bar{\sigma}$＝合成矢量（即矢量平均值）的方位角。

如果只能测得水流走向，每一观测值都是以 0 到180°角差测量的，乘 2 后计算各分量：

$$\text{东西分量}=\sum n\cdot\sin 2\sigma$$

$$\text{南北分量}=\sum n\cdot\cos 2\sigma$$

$$\tan 2\bar{\sigma}=\sum\frac{\sum n\cdot\sin 2\sigma}{\sum n\cdot\cos 2\sigma}$$

矢量平均值的大小（r）表示数据的离差，它与线性数据的均方差或方差相当。

$r=\sqrt{(\overline{\sum n}\cdot\sin\sigma)^2+(\sum n\cdot\cos\sigma)^2}$对于方位数据

$r=\sqrt{(\overline{\sum n}\cdot\sin 2\sigma)^2-(\sum n\cdot\cos 2\sigma)^2}$对于非方位数据.

用百分率（L）计算矢量平均值的大小

$$L=\frac{r}{\sum n}\cdot 100$$

矢量平均值大小为100%，表明全部观测值具有相同方位，或处于相同的方位组中。矢量大小为0%时，数据的分布完全是随机的，这时没有矢量平均值。

关于两度空间方位分布的意义和研究方法的进一步讨论，见 Poffer 和 Peffijohn（1977）所著《古水流和盆地分析》。

野外工作后，晚上计算矢量平均值会是容易的。计算结果记入地质图或记录图表。原始数据应予保存。

§7—5 古水流型式的解释

古水流型式有四种（图7—1）：单峰型式（有一个主要流向）、双极双峰型式（两个相反流向）、斜交双峰型式（两

表 7—1 主要沉积环境的古水流型式和最佳指向构造与一般指向构造

环境	指向构造	典型分布型式
风成	大型交错层理	常为单峰型式，也可有双峰和多峰型式，随风向/沙丘类型而定
河流	交错层理，也有剥离线理、波痕	顺古斜坡的单峰型式，离差反映河流弯曲
三角洲	交错层理，也有剥离线理、波痕	指向滨外的单峰型式，如海洋作用重要，则为双峰型式或多峰型式
海洋陆架	交错层理，也有波痕、化石方位	因潮汐往复，常为双峰型式，但可垂直或平行滨线。也有单峰和多峰型式。
浊积盆地	槽模，也有沟模、剥离线理和波痕	常为单峰型式。如为浊积物，顺坡或沿盆地轴线方向，如为平积层则平行斜坡

个流向相差不到180°）及多峰型式（有几个主要流向）。分析古水流型式需要结合岩相研究，以便获得最多资料。河流、三角洲、风成沙、滨线浅海陆棚、浊积盆地等主要沉积环境的古水流（古风流）型式的特点列于表7—1。河流、三角洲、浊积盆地的古水流与局部的或区域的古斜坡有关，但浊积盆地中的水流可沿盆地轴流动。滨线陆棚环境和沙漠中的古水流和古风流方向与区域古斜坡无关，这点在古地理解释时需要注意。

第八章　下一步做什么？
相的鉴别与分析

沉积序列的全部野外资料搜集之后，有待解释这些资料。许多沉积岩研究多是围绕阐明沉积条件、环境和过程进行的。野外资料对阐明这些问题特别重要。其他研究多涉及岩石的特殊方面，如经济矿产资源存在的可能性、具体构造的成因或成岩演变等。继野外工作之后，岩石的实验室研究在很多情况下都是必须的，此项工作不限于推断或证实沉积物的组成。

相分析

如果研究的目的是判定沉积过程和沉积环境，那就应当利用手边的全部野外资料鉴别岩石序列中存在的相。相由一套特殊的沉积物属性来确定，如特征的岩性、结构、沉积构造系列、化石、颜色、几何形态、古水流型式等。相是沉积环境中一种或几种作用产生的，但其外观自然会受沉积后的成岩作用明显影响。沉积序列内部可有很多不同的相存在，但一般数目不会太大。一个具体的相往往会在序列中重复几次或很多次。一个相因其一个或几个特征发生变化而在垂向或侧向变为另一个相。有时可分出亚相。亚相的沉积物在许多方面彼此相似，但有某些差异。

相最好以纯描述性术语，用几个恰当的形容词客观地进行分类，例如可叫交错层粗砂岩相或块状砾石泥岩相。相可

用编号或字母表示（相A，相B，等等）。不过，相往往以环境表示，如河流相或泻湖相，或以其形成机理表示，如浊积砂岩相或暴风雨层相。在野外早期研究阶段，相只应按描述意义述及，按作用和/或环境去解释可晚些进行。

详细研究和记录岩石序列后，要仔细查看记有一切沉积特征的记录图表，找出特征相似的层或单元。首先要抓沉积构造，因为它最好地反映沉积作用，然后查看结构、岩性和所含化石。有可能发现若干具有相似特征的不同沉积类型，它们会属于相同的相，应命名或编号作为参考。

各种相一经分开，就可参照已发表的近代沉积物和古代沉积相的说明并按已建立的相模式加以解释。很多教科书写有现代沉积环境、沉积物及其古代对比物等方面的评述，可参阅书后所列的进一步阅读材料，特别是Reading（1978）和Walker（1979）所著。有些相，按沉积环境和沉积条件很好解释；有些则不显示环境特征，必须参照相邻相的关系进行解释。例如，窗孔团粒灰岩，几乎肯定沉积在潮坪环境，而交错层粗砂岩可以是河流的、湖泊的、三角洲的、浅海的、甚至深海的各种环境，且由各种不同的作用形成。许多沉积作用产生特定的相，但这些作用能在几种环境中进行，如浊流在湖盆地和海盆地里都可出现。

分析垂直相序往往有助于相的解释。整合垂直相序（没有大的间断）中的相是原来侧向相邻的环境的产物。自1894年J. Walther阐明他的沉积相律以来，这个概念一直受到重视。垂直相序是一个环境向另一环境推进（补偿）或侧向迁移产生的。在岩石序列有缺失处，会见到相与相之间的突变或侵蚀接触，这时的相序不一定反映侧向相邻的环境，但很有可能是相隔很远的环境的产物。缺失部分代表的是沉积物

被侵蚀的其他环境。

在沉积序列中，往往见到相成组地出现在一起，形成相组合。构成一个组合的相，一般是在同一个广阔环境里沉积的，其中或有几种不同的沉积作用在进行，或是沉积条件不够稳定。

在相序中或相组合中，相之间的关系可以是完全随机的。但在很多实例中，各种相作规律地重复，形成沉积旋回（也称韵律）。在多旋回的序列中，每个旋回的顶（也是底）界线清楚。这里常常有出露的层位（根系层、土壤层或煤层）或侵蚀面。整个旋回内沉积物的特征往往是由下而上作系统变化，如粒度逐渐增大或减小、岩性和所含化石有变化、沉积构造的规模和数量有变化等。沉积旋回主要发育在河流和三角洲的碎屑沉积物中。在野外，由于岩性和结构的重大变化，这种旋回常常容易看出。许多其他环境的沉积物中也有沉积旋回。石灰岩序列的沉积旋回在野外可能不甚明显，需要通过实验室工作鉴定显微相。

虽然有些岩石序列的旋回在野外或在记录图表上展示明显，但在有些况情下，沉积作用的旋回型式会多是主观的，或者完全不明显。可用各种不同方法研究岩石序列相的关系、随机性和重复性。简单的做法是统计每个相被其他相覆盖的次数和标出相间界线的型式（突变还是渐变）。根据这些数据作相关系图或把这些数据列成表格（以“数据组”形式）与相的随机排列数值表进行对比。详见Reading（1978）或Walker（1979）著作。至于更精确的数据统计，可用马尔柯夫链分析法。

主要沉积相的基本特征如表8—1到表8—10所列。表中内容确属肤浅，只打算提供各种相的主要外观标志。这些内容

决不是完全的。事实上，用一两页篇幅充分概括各种岩相特征是不可能的。相解释需要更多的思考和勤奋工作，而不是只凭几张表。现在，相分析工作已做得很细。为得到帮助，应先参阅“进一步阅读材料”中列出的教科书，然后再读科技杂志。

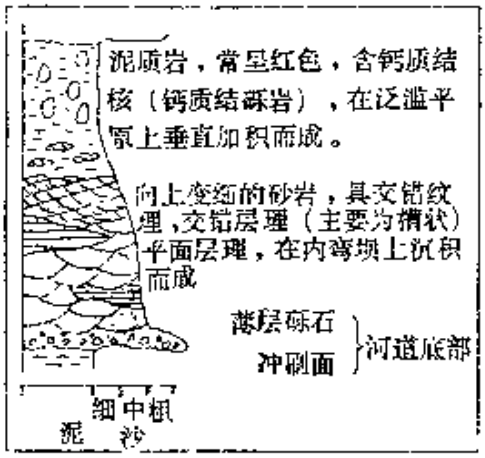


图 8—1 河曲侧迁形成的向上变细的典型沉积序列。厚度不一，由几米到几十米。在砂岩层内部可形成侧向加积作用面

表 8—1 河流相的一般特征

沉积作用：	复杂。冲积系统包括蛇曲河（有发育很好的泛滥平原）、辫状河和冲积扇。河道的侧向迁移是首要特征，在泛滥平原上有河漫滩沉积和决口扇。河道作用在辫状河中占优势。在冲积扇上出现槽洪、漫洪和碎屑流
岩　性：	砾岩、砂岩、泥质岩都有。常有薄层内成砾岩。砂岩多为岩屑砂岩和长石砂岩。
结　构：	河流沉积砾岩多为叠瓦状砾石支撑组构，碎屑流砾岩为基质支撑组构。河流砂岩多呈红色，由棱角状到滚圆状颗粒组成，分选程度中等。
构　造：	河流砂岩有板状和槽状交错层理、平面层理＋剥离线理、水道构造和冲刷面。较细的砂岩可见波痕和交错纹理。河流沉积砾岩常为透镜状，具不完善的交错层理。泥质岩常为块状，具根系构造和钙质结核（钙质结砾岩）。
化　石：	植物化石占优势(碎屑或原地植物)、鱼骨和鳞、淡水软体动物。

续表

古 水 流：单向的，但方向离散与河流类型有关。

几何形态：砂体可呈窄带状、带状和扇状。

相　　序：取决于冲积系统类型。冲积扇序列普遍向上变粗或变细（与气候/构造变动有关）。蛇曲河形成向上变细的交错层砂岩层，厚达数米，具侧向加积作用面，与泥质岩互层，泥质岩常含钙质结砾岩。砂质辫状河形成透镜状交错层砂岩，泥质岩互层不多。

有关章节：§3—2、3—3、§3—4、§5—2、§5—3。

有关插图：图4—4、图5—3到图5—13、图5—18、图5—38、图8—1

表 8—2　风成相的一般特征

沉积作用：风成砂是典型的沙漠沉积，但也沿海岸线形成。

岩　　性：纯净的，（无基质）富石英砂岩，无云母。

结　　构：砂粒的分选性和磨圆度均好（"小米种子"），或有磨砂外表（暗淡）。砂岩常为赤铁矿染成红色，砾岩会有风蚀面。

构　　造：主要是大型交错层理（层系高几米到几十米）。交错层倾斜达35°。

化　　石：稀少，偶见脊椎动物脚印和骨骼。

相 组 合：可与水成砂岩和砾岩伴生，也与干盐湖泥质岩和蒸发岩、干旱地区土壤伴生。

有关章节：§5—3—2c、§5—3—3；

有关插图：图5—17。

表 8—3　湖泊相的一般特征

沉积作用：沉积在不同规模、形状、盐度和水深的湖泊中。在浅水部分，浪和暴风流作用重要；深水部分，浊流（常为河水潜流）重要。常有生物化学和化学沉淀作用。湖泊沉积作用受气候控制强烈。

岩　　性：各种各样：砾岩、砂岩、泥质岩、石灰岩、泥灰岩，蒸发岩、燧石、油页岩和煤。

构　　造：浪成波痕、泥裂、叠层石等在湖岸线沉积物中常见。韵律纹理可具脱水收缩裂隙，是深水湖泊沉积的特征。共生的是浊流成因的互层粒序砂岩。

化　　石：陆相无脊椎动物（特别是双壳类和腹足类），脊椎动物（脚印

续表

及骨骼）、植物（特别是藻类）。

相　　序：往往反映气候或构造事件引起的水位变化。

相 组 合：常与河流和风成沉积物共生。在湖泊相序内部可见土壤层。

有关章节：§5—3

有关插图：图5—5、图5—14、图5—21

表 8—4　冰川相的一般特征

沉积作用：发生于各种环境：各类冰川下面、冰川湖中、冰水平原上、冰川海陆架和盆地。有各种作用，包括运动冰川和融化冰川、融冰河流、融水密度流和冰山等作用。

岩　　性：有冰碛岩——复矿砾岩、砂岩、含分散碎屑（滴石）的泥质沉积物。

结　　构：砾岩（冰碛岩）分选差、基质支撑，棱角状碎屑可具擦痕和刻面，长形碎屑可具优选方向。

构　　造：冰碛岩一般为块状，有些可呈层状；泥质沉积物往往呈韵律纹层（"纹泥"）状；河流冰川砂岩有交错层理和交错纹层、平面层理、冲刷构造和河道构造。

化　　石：除冰川海洋沉积物外，一般没有化石（或有派生的）。

几何形态：冰碛岩侧向延展。

相　　序：无典型相序。

有关章节：§4—6

有关插图：图4—5、图8—2。

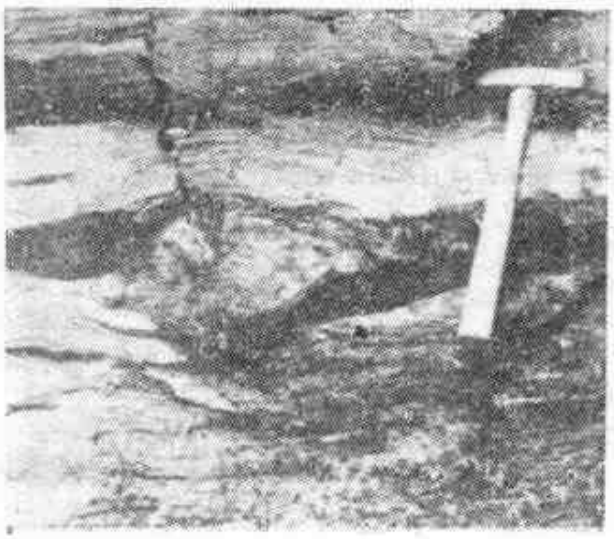


图 8—2　纹层状韵律泥质岩，含巨砾（滴石），巨砾由冰山融化掉入

（奥陶纪，非洲西部）

表 8—5 三角洲相的一般特征

沉积作用：	复杂。有几种类型的三角洲（舌状和鸟足状，特别是后者）和许多三角洲的亚环境（分支河道和天然堤、沼泽和湖泊、河口和远沙坝、分支间湾和前三角洲斜坡）。很多三角洲以河流作用为主，但海水的再搬运和再分配也重要。
岩　　性：	主要是砂岩（常为岩屑砂岩）；泥质砂岩、砂质泥岩、泥岩；也有煤层和铁质岩。
结　　构：	没有特征结构，砂粒的分选性和磨圆度均属中等。
构　　造：	砂岩中常有各种类型的交错层理、平面层理和河道构造。较细粒的沉积物具脉状层理和波状层理。有些泥质岩含有根系。菱铁矿结核常见。
化　　石：	有些泥质岩和沙岩含海相化石；其他的含陆相化石，特别是双壳类。植物常见。
古 水 流：	主要流向滨外，如海水再搬运作用明显，可有沿岸水流或向岸水流。
几何形态：	沙体形态不一，有窄带状，也有席状，取决于三角洲类型。
相　　序：	主要由向上变粗的沉积单位（泥质岩到砂岩）组成，由于三角洲的推进为煤和煤层下的粘土覆盖；但也有变化，特别是在顶部。
有关章节：	§3—2、§3—4、§5—2、§5—3。
有关插图：	图5—3到图5—16、图5—18、图8—3

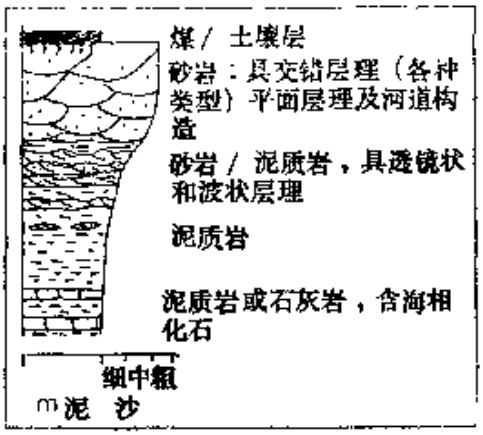


图 8—3 由三角洲推进产生的典型（简单）向上变粗的序列，厚度10—30米或更多。如分支间湾发育，这个序列会有许多变化，特别是靠近顶部

表 8—6 浅海硅质碎屑岩相的一般特征

沉积作用：	发生在各种环境和亚环境中，包括潮坪、海滩、堤岛、泻湖和近岸到滨外陆架。波浪、潮汐和暴风水流是最重要的作用。
岩　　性：	主要是砂岩（常为石英砂岩）、泥质砂岩、砂质泥岩、泥岩，也有薄层砾岩。
结　　构：	虽然砂岩颗粒的磨圆度和分选性良好，但没有特征结构。
构　　造：	砂岩中有交错层理（可为鱼骨状且有再作用面）、平面层理(海滩砂岩有截顶层系)、浪成波痕、水流波痕、交错纹理、脉状层理、透镜状层理、脱水干缩裂隙、暴风流成因的薄层粒序层理；泥质岩可含黄铁矿结核，生物扰动构造和各种痕迹化石常见。
化　　石：	海相动物群，其多样性取决于海水盐度、湍动级别和底质条件等。
古 水 流：	流向不定，由平行岸线到垂直岸线；型式不定：单峰型式、双峰型式或多峰型式。
几何形态：	沙坝或海滩为线状砂体，广阔陆缘海台地为席状沙体。
相　　序：	变化很大，取决于确切的环境条件和海平面的历史（上升或下降）。向上变细和变粗的沉积单位均可形成。
相 组 合：	石灰岩、铁质岩和磷酸岩都可在浅海硅质碎屑岩相中产出。
有关章节：	§3—2、§3—4、§5—3、§5—6。
有关插图：	图5—4到图5—16、图5—19、图5—39到图5—45、图8—4、图8—5。

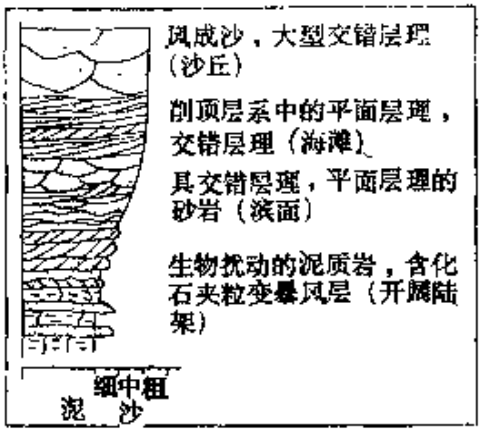


图 8—4 浅海硅质碎屑序列的一个实例。向上变粗序列是海滩或堤岛推进的结果。典型厚度10米或更大

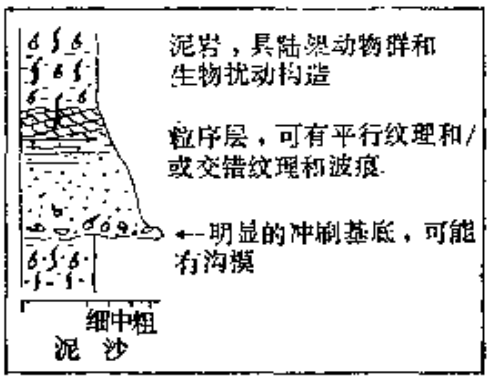


图 8—5 暴风层特征，常见于浅海陆架岩系的硅质碎屑岩或碳酸盐岩中，层厚一般小于20厘米

表 8—7　深海硅质碎屑岩的一般特征

沉积作用：	特别是受到浊流、碎屑流、等深密度流（Contour current）和悬浮体的沉积作用，形成在海底斜坡、海底扇形地和多种类型的海盆地中。
岩　　性：	砂岩（组成上常为硬砂岩）和泥质岩，也有砾岩。
结　　构：	无特征结构。砂岩常富基质；砾岩主要为基质支撑结构，属碎屑流成因。
构　　造：	浊流成因的沙岩中，粒序层（与半深海泥岩互层）具鲍玛序列（图8—6），底痕常见，水道构造可为大型的，也有滑塌构造和脱水构造。有些砂岩可成块状，泥岩细纹层状。
化　　石：	泥质岩主要含深海化石，砂岩互层可含来自浅海的化石。
古 水 流：	变化大，可顺坡流动或沿盆地轴线流动。
相　　序：	浊积岩序列的砂岩可向上变粗、变厚或变细、变薄。
有关章节：	§3—2、§5—2、§5—3。
有关插图：	图5—1、图5—2、图5—31、图5—32、图8—6、图8—7、图8—8。

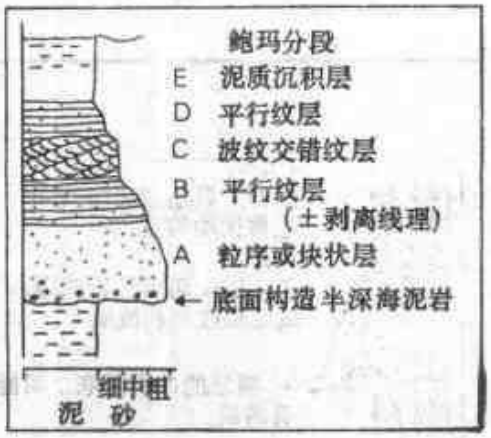


图 8—6　理想的浊积岩，具鲍玛分段。在很多浊积岩中，并非所有分段都发育。常见的是AE、BCE、CDE和CE等序列。浊积岩层厚几厘米到1米或更厚

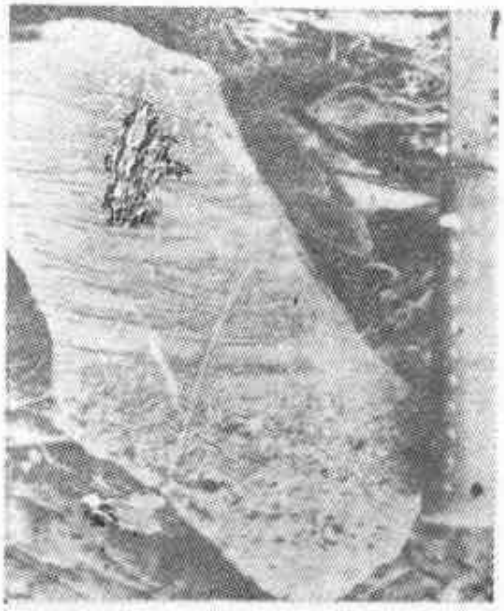


图 8—7　浊积岩层，具ABC序列：下部粗粒块状层（A），中部平行纹层（B）、上部交错纹理层和顶部包卷纹理层（C）。该浊积岩是生物碎屑石灰岩

（泥盆纪，英格兰西南部）

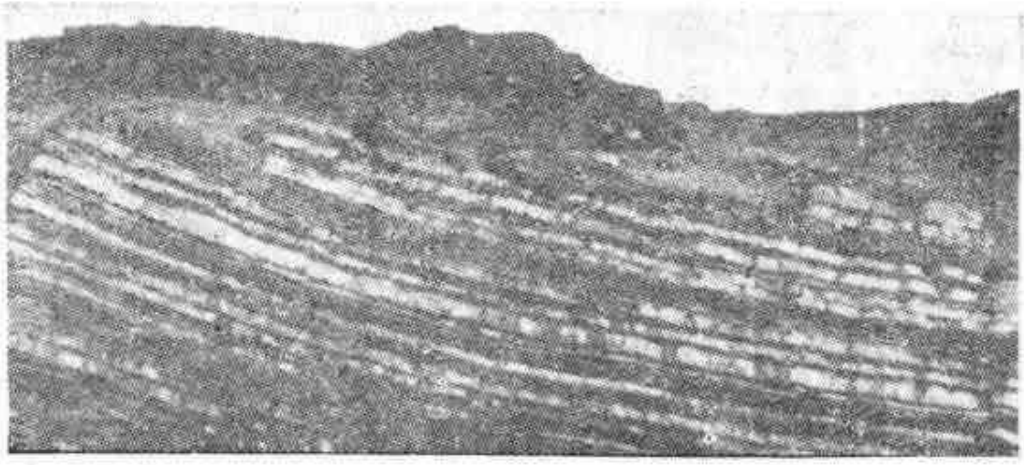


图 8—8(下部) 与半深海泥岩互层的浊积岩层，这些浊积岩为石灰岩（浅海化石丰富），层序颠倒

（泥盆纪，英格兰西南部）

表 8—8 浅海碳酸盐相的一般特征

沉积作用：	沉积于不同环境和亚环境：潮坪、海滩、堤、泻湖、近岸到滨外陆架和台地、陆缘海、海底浅滩和礁（陆架边缘，特别是补丁礁）。生物作用和生物化学作用对沉积物的形成和沉积是主要的，不过，波浪、潮汐和暴风水流的物理作用也重要。
岩　　性：	多种石灰岩，特别是生物亮晶灰岩、鲕粒亮晶灰岩、生物泥晶灰岩和团粒石灰岩，也有白云岩。石灰岩可硅化。伴有蒸发岩，特别是硫酸盐岩（或其交代产物）
结　　构：	各种各样
构　　造：	各种各样，包括交错层理、平面层理、冲刷痕、波痕、干裂、叠层石、窗孔、层孔和缝合线等。礁灰岩有块状和很多在生长位置上形成的无层生物构造。
化　　石：	有种类多，数量大的正常海相化石，也有种类有限、数量少的高盐相或低盐相化石。
古 水 流：	变化大，平行或垂直岸线。
相　　序：	类型很多，但向上变浅的序列常见。
有关章节：	§3—5、§5—3、§5—4、§5—6、§6—1到§6—4。
有关插图：	图3—3到图3—7、图5—23到图5—30、图5—39到图5—45、图6—1到图6—4、图8—9。



古岩溶面和/或萨布哈蒸发岩，可被交代（陆上、潮上带）

窗孔泥晶灰岩和隐藻纹层石（潮坪）

生物泥晶灰岩，有限的动物群（泻湖）

颗粒/生物碎屑粒状灰岩十交错层理（浅滩、堤岛）

生物泥晶灰岩，富含各种动物群化石，有暴风粒序层（开阔陆架）

图 8—9　向上变浅的碳酸盐序列实例，在此简化的示意图上有很多变化因素，特别是有礁发育时

表 8—9　深海碳酸盐相和其他深海相的一般特征

沉积作用：	发生在深水陆缘海、外陆架和台地、海底斜坡、各种海盆地和盆地内的滩、脊部分的悬浮物沉积作用和再沉积作用。
岩　　性：	深海石灰岩，一般细粒，主要含深海动物群化石。石灰浊积岩，较粗，主要由浅海化石组成。其他有燧石、磷灰岩、铁锰结核及其富集部分、半深海泥岩等。
构　　造：	深海石灰岩常呈结核状，硬底常与席状裂隙和水成岩脉伴生，缝合线常见；浊积石灰岩有如图8—6所示的粒序层理和其他构造（底面和层内构造），但往往发育欠佳；层状燧石可为粒序的和纹层状的。深海沉积物可有滑塌褶曲和角砾构造。
化　　石：	深海化石占优势，石灰浊积岩中有来自浅海的化石
相　　序：	无典型相序。深海相可以上覆或下伏于浊积岩序列，或跟着台地碳酸盐沉积，也可与火山碎屑沉积物和枕状熔岩伴生。
有关章节：	§5—3、§3—8。
有关插图：	图3—11、图5—31、图5—32、图5—35、图5—36、图8—6到图8—9。



古岩溶面和/或萨布哈蒸发岩，可被交代（陆上、潮上带）

窗孔泥晶灰岩和隐藻纹层石（潮坪）

生物泥晶灰岩，有限的动物群（泻湖）

颗粒/生物碎屑粒状灰岩十交错层理（浅滩、堤岛）

生物泥晶灰岩，富含各种动物群化石，有暴风粒序层（开阔陆架）

图 8—9　向上变浅的碳酸盐序列实例，在此简化的示意图上有很多变化因素，特别是有礁发育时

表 8—9　深海碳酸盐相和其他深海相的一般特征

沉积作用：	发生在深水陆缘海、外陆架和台地、海底斜坡、各种海盆地和盆地内的滩、脊部分的悬浮物沉积作用和再沉积作用。
岩　　性：	深海石灰岩，一般细粒，主要含深海动物群化石。石灰浊积岩，较粗，主要由浅海化石组成。其他有燧石、磷灰岩、铁锰结核及其富集部分、半深海泥岩等。
构　　造：	深海石灰岩常呈结核状，硬底常与席状裂隙和水成岩脉伴生，缝合线常见；浊积石灰岩有如图8—6所示的粒序层理和其他构造（底面和层内构造），但往往发育欠佳；层状燧石可为粒序的和纹层状的。深海沉积物可有滑塌褶曲和角砾构造。
化　　石：	深海化石占优势，石灰浊积岩中有来自浅海的化石
相　　序：	无典型相序。深海相可以上覆或下伏于浊积岩序列，或跟着台地碳酸盐沉积，也可与火山碎屑沉积物和枕状熔岩伴生。
有关章节：	§5—3、§3—8。
有关插图：	图3—11、图5—31、图5—32、图5—35、图5—36、图8—6到图8—9。