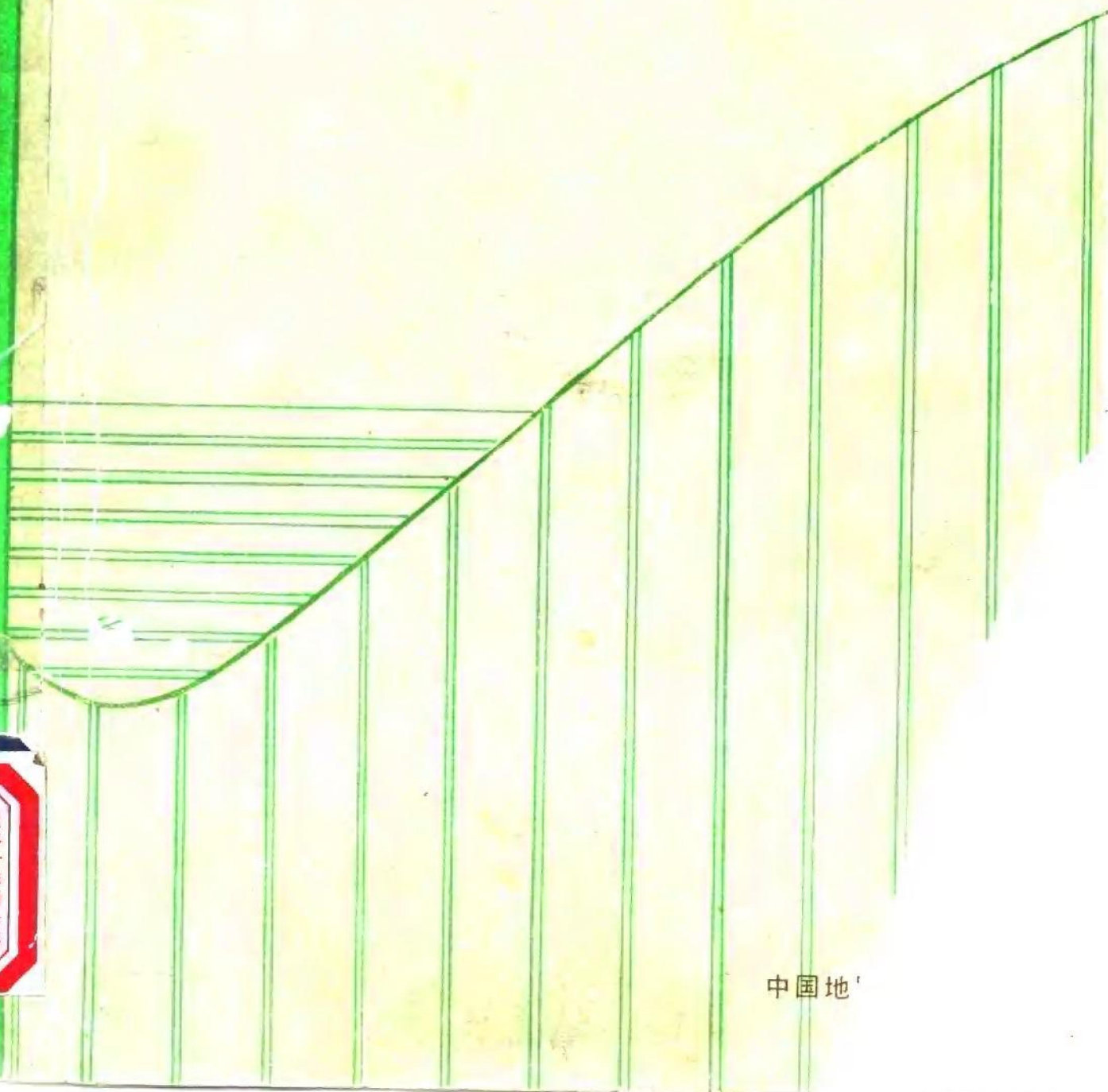


# 沉积物的成岩作用

〔英〕A·帕克、B.W. 塞尔伍德 编



中国地

054596



# 沉积物的成岩作用

(英) A·帕克 B·W·塞尔伍德 编

贾振远 万静萍 袁炳存 等译

陆恩泽 校

P 512  
012



200798235

中国地质大学出版社

**Sediment Diagenesis**

edited by

**A · Parker and B · W · Sellwood**

**1981**

**D. Reidel Publishing Company**

**沉积物的成岩作用**

贾振远 万静萍 袁炳存 等译

陆恩泽 校

责任编辑 赵福堂

\*

中国地质大学出版社出版

(武汉市喻家山)

中国地质大学出版社印刷厂印刷 湖北省新华书店经销

\*

开本 787×1092 1/16 印张 14.25 字数 364 千字

1989 年 10 月第 1 版 1989 年 10 月第 1 次印刷(照排胶印)

印数 1—1000 册

ISBN 7-5625-0198-x / P · 58

定价: 3.00 元

## 译者的话

成岩作用是当前沉积地质学中非常活跃，而又发展迅速的一个领域，这是因为仅依靠沉积岩石学和沉积相，以及沉积环境的研究，还不能深入的认识各个沉积单位的真面貌。任何沉积体都经历过不同的地质历史时期，经历过物理、化学和生物的改造。这种改造作用常常使岩石原来的面貌发生改变，改变的结果不仅影响岩石的结构、构造及其成分，而且影响岩石的储集性能；而岩石的储集性能直接影响矿床（石油、天然气、金属、非金属和水）的形成和储量。所以成岩作用的研究是地质学领域各方面的学者、工程技术人员极感兴趣的一个问题。

本书就是在这种学科发展的背景上问世的。它汇集了当前成岩作用方面著名学者较杰出的研究成果，内容比较广泛。该书不仅讨论了各个岩类（碎屑岩、粘土岩和碳酸盐岩等）的各种成岩作用现象，而且对各种成岩作用的发生、发展与改造进行了分析和阐述。它不仅提供了用先进技术所获得的大量资料，而且还展示了许多实验模拟的结果。所以本书将为你开展成岩作用方面的研究提供理论、介绍研究方法和大量的实际资料。知音者得之，必然是如获至宝。

本书的译者及分工如下：前言：贾振远；第一、三、五部分：万静萍；第二部分：袁炳存；第四部分：万静萍、马立祥；第六部分：贾振远；第七部分：贾振远、高永丰；第八部分：高永丰、贾振远。全书由陆恩泽校对，并由贾振远在专业方面进行了统一审定。

由于译者水平有限，译文中谬误之处在所难免，敬请读者不吝赐教。

（因篇幅所限，译本略去原文书中的参考文献，请谅。）

译者  
1987年11月

5409/122

## 目 录

译者的话

主要碎屑沉积环境的相、层序和砂体 .....	〔英〕 T.Elliott ( 1 )
压实成岩作用 .....	〔美〕 George V.Chilingarian ( 28 )
砂岩中的成岩作用 .....	〔挪〕 Knut Bjorlykke ( 88 )
粘土的成岩作用 .....	〔法〕 Bruce Velde (114)
沉积相对砂岩成岩作用的控制 .....	〔德〕 Hans Fuchtbauer (141)
碳酸盐岩的沉积模式 .....	〔加〕 Noel P.James (150)
碳酸盐沉积物的早期成岩作用 .....	〔英〕 R.G.C.Batkurst (186)
灰岩中的埋藏成岩作用 .....	〔美〕 Harold R.Wanless (201)

# 主要碎屑沉积环境的相、层序和砂体

〔英〕 T. Elliott

## 一、绪 言

控制碎屑沉积物成岩作用的因素有许多种，其中之一就是沉积物堆积处所的沉积环境 (Hayes, 1979; Nagtegaal, 1980)。这种控制作用表现在以下几方面：

1. 沉积环境控制着沉积相的类型，其中包括原生孔隙和可渗透性砂体的大小、形态及分布范围。这些砂体影响着成岩孔隙流体在沉积体中的流动，最终可能成为烃类的储集层。

2. 沉积环境的物理作用和生物作用影响着沉积物的结构，即颗粒大小、分选情况及填集等方面的特点。由于结构决定沉积物的原始孔隙度和渗透率特性，因此它会对沉积物成岩作用的进程起决定性的作用。

3. 沉积环境的物理作用在一定程度上也会影响沉积物的原始组分，不过物源和构造位置在这方面也是相当重要的。

4. 沉积环境必然会控制早期的即浅层的成岩作用，当然早期的成岩作用本身也非常重要，并且还会影响后期即深埋阶段成岩作用的进程。重要的影响因素包括孔隙水（无论是盐水、淡水还是混合水）的成分，氧化还原反应，方解石的早期风化淋滤或沉淀以及蒸发盐矿物或与土壤有关的矿物的发育。

因此，沉积环境可以影响早期成岩作用，影响成岩作用对之起作用的那些原始物质，同时也影响沉积物在不同范围内的渗透性（这种性质会控制成岩流体的通过）。所以在推断沉积物成岩历史的工作中，识别碎屑岩沉积环境是很重要的一部分。下面我们就从碎屑沉积物的沉积作用、沉积相和砂体等方面来论述一下主要的碎屑沉积环境（湖泊和冰川环境除外）问题。我们论述的重点是那些规模较大的砂体的面貌，以便揭示在不同沉积环境中产生的砂体的差异，从而推断砂体成岩作用环境的产生与变迁。虽然在许多情况下，砂体的结构可以根据沉积相及其沉积构造推断出来，但我们还是对岩石组成特征与结构方面的详细情况作了简短论述。文中侧重砂体的多样性是很有必要的，因为就目前说来，仅仅依据沉积层序是不能充分地识别沉积环境的。目前的情况是，当沉积环境被比较有把握地识别出来时，还需要验证一下，这个解释是否合理。例如，在一套河流层序中有哪些河床类型？它们是否在空间上有变化？沉积层序的总的组成和结构是什么？如果是一些三角洲层序的话，就要判明，该剖面代表着三角洲的哪一部分？这个三角洲属于哪一种类型？当所论述的砂体含烃类时，上述这几点尤其重要，因为沉积环境的确切性质的研究也包含预测砂体的几何形态，走向及其范围。本文并不是孤立地、抽象地论述沉积环境及其产物，

而是力求使读者对每种环境所表现的不同特征得到一些概念。

由于本文叙述得比较简单扼要，所以就不可避免地带有选择性和有所省略，读者如有兴趣，愿看更多的资料，可参看 Reading (1978), Walker (1979) 编辑的图书以及国际沉积学协会、经济古生物学家和矿物学家学会各种特刊上的论文。

## 二、大陆沉积环境和砂体

### (一) 冲积扇

冲积扇是发育在高起伏、迅速风化的地区与低起伏的沉积平原或盆地毗连处的一种局部性地质体。通常，断崖分隔了这些地区，而且由于斜坡破坏和河流的作用，沉积物从物源区被搬运到冲沟中或深切断崖的峡谷里。沉积物负载流在峡谷口的扩展和减速使沉积物大量地沉积下来，形成冲积扇，分布于沉积盆地的边缘。多数冲积扇都分布在从半干旱到干旱区的内陆盆地中，一直伸展到干盐湖中 (Blissenbach, 1954; Bluck, 1964; Denny, 1967)。但是也有的冲积扇出现在湖泊、冲积平原、三角洲平原或海岸带(“扇三角洲”)，还有的形成于极地和湿热带地区 (Gole 和 Chitalc, 1966; Legge 等, 1966)。

在冲积扇上发生的沉积作用主要受气候的控制，气候会影响风化作用的强弱及所产生的沉积物的类型以及把沉积物搬运到冲积扇的水的排泄作用。Bull (1972, 1977) 曾在冲积扇中识别出四种主要沉积作用：河流沉积，漫流沉积，衰退的席状流沉积及碎屑流(或泥石流)沉积。干旱区冲积扇的特点是具有周期性的与洪泛有关的沉积事件，包括扇根地区的碎屑流(如果当地有粘土存在的话)，扇中到扇端区广布的席状流以及晚期由于洪水排泄的减弱而受河床改造等。潮湿区冲积扇一般都受比较连续的河床作用的控制。另外，在扇端区它们可能受席状洪水的控制，在扇根区还可能受偶而产生的碎屑流控制。通常，冲积扇只有一部分在任何时候都活动(特别是干旱区的冲积扇)，但是，在冲积扇的停滞区，原有沉积物会经受一种沉积期后的改造作用 (Denny, 1967; Walker, 1967)。沉积在冲积扇上的不稳定碎屑物在原地破碎，形成细粒基质，这种基质，有可能渗透到下伏砾石层中。此外，在扇端常会形成土壤，沉淀盐；在比较潮湿的地区植物繁盛，有泥炭堆积。

冲积扇层序通常是一些厚而粒粗的层序，位于沉积盆地的边缘(图1略)。在冲积扇中，沉积物搬运的距离和持续的时间都比较短暂，可能只包括一个很短的洪水诱发事件，其活动范围只有几公里。因此，冲积扇沉积物经常分选差，在组成上是未成熟的砾岩或角砾岩和砂岩，在很大程度上反映着向冲积扇提供物质的排泄盆地基岩的地质情况。从一些实例可看出：一般说来，越接近扇端区，粒度越小，同时，沉积过程、扇面地形及沉积相也发生了一些变化。这些变化可能使冲积扇的相类型产生一种高级序列。但是被分隔的单个冲积扇是比较少见的，因为相邻的冲积扇常会从侧方结合起来成为一个连续的、局部呈舌状的重迭的冲积扇(山麓冲积扇)的前缘，从而就使得全部相类型变得复杂。典型的相包括基质支撑的砾石(由碎屑流沉积的)，具水平层理的碎屑支撑的砾石(河床和筛积作用)，具交错层理的含卵石砂岩(河床作用或漫流作用)以及具平行和波状纹层的细粒到中粒砂岩(漫流作用)。

产生冲积扇的最常见的盆地类型是地堑、半地堑和走向滑动或倾向滑动断层所限制的

盆地。数公里厚的冲积扇沉积层序通常产生在这样的盆地中，因为断层可为沉降作用提供堆积机制。通过厚层冲积扇层序进行详细的相分析，常可查明规模不同的相序 (Steel, 1974; Heward, 1978)。在厚层冲积扇中，10m 到 100m 规模的向上变细和向上变粗的层序特别普遍，这样的层序反映了从中等发育程度到长期发育的冲积扇受控于构造变动的特性。根据向上变细的层序似乎可以推知在构造平静时期由于陡壁后退和 (或) 物源区植被覆盖，使冲积扇后退了。向上变粗的层序是由于物源区构造活动重新加剧，冲积扇发生前积作用而产生的。在挪威泥盆纪的 Hornelen 盆地中，冲积扇沉积中包括有 150 多个和盆地一样宽、越往上颗粒越粗的层序，厚度平均 100m。学者认为每一个层序都是由于在构造作用下，盆地底部变低，然后冲积扇发生前积作用而形成的 (Steel, 1976; Steel 等, 1977)。

## (二) 冲积河床和泛滥平原

现代冲积河床的式样差别很大，但是，如果将沉积物负载的所有特征 (砂或粉砂为主，砂为主，和以砾石为主) 和河床类型 (辫状河床，曲流河床，直河床和网状河床) 综合在一起，而后进行划分的话，就可以大致划分出一些冲积河床的类型 (Miall, 1977; Collinson, 1978; Schumm, 1981) (图 2)。其中最重要的 (或者可能是研究得最多的) 类型是以砾石为主的辫状河床，以砂为主的辫状河床和曲流河床。最近曾有许多研究者强调了现代和古代网状河道体系的重要性 (Putnam 和 Oliver, 1980; Smith 和 Putnam, 1980)。

冲积扇上的河流通常都是一些以砾石为主要搬运物的辫状河 (在潮湿区的冲积扇上更是如此)，但是在那些有大量砾石供给，岸坡较陡以及排泄量较大的地方，也会形成流程颇长的主要河流体系。河床被纵坝分割成一系列分叉河道，这种纵坝在河流水位较低时会有极大一部分出露，就是在河流水位较高时仍会有一部分露出来 (Bluck, 1974; Boothroyd 和 Ashley, 1975)。当水位较高时，会有迭瓦状砾石在浅水的坝顶区垂向加积，这时，坝的前缘就会向下游移动。分叉河道的底和两侧通常是侵蚀部位，在这里发生的主要是沉积物的搬运作用而不是沉积作用；但也会出现沉积作用，这时在河床底部就会产生具有交错层理的含砾砂，而在河道两侧则会产生形状特殊的砂围子。当水位较低时，有些河道会暂时被废弃，这时，以粉砂或泥为主的相可能堆积在停滞水区附近。在这些河流中，沉积作用比较混乱——一个别分叉河道会出现加速发育，有些会消失，另外，分叉河道和坝的位置都会移动。

以搬运砂子为主的辫状河出现在砂粒级物质来源丰富、坡度适中及排泄量变化不定的地区。这些辫状河的河道宽而浅，河底遍布有横坝或纵坝，在排泄量较小的时期会使河水

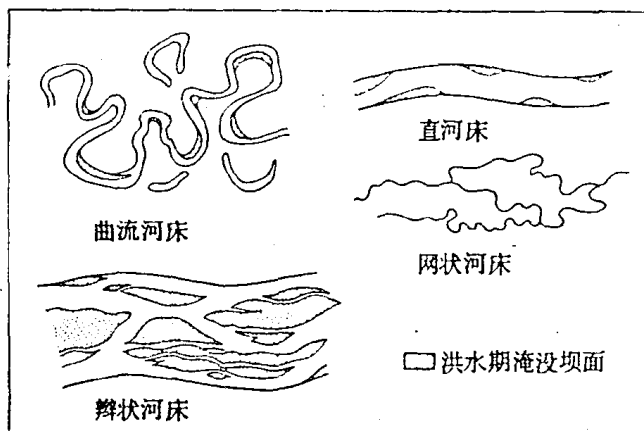


图2 河床的主要类型

(据 Miall, 1977)



分流，因而产生一种辫状河床 (Smith, 1970; Collinson, 1970; Cant 和 Walker, 1978)。当水位较高时，坝前缘的滑动面会向下游移动，并在侧向上广泛地产生平板状交错层理。当河流水位下降时，坝会被切割，这时会有一些小的河道在碎坝间徘徊 (Smith, 1971)。不活动的滑动面被这些河道或被风吹动的波浪侵蚀掉一小部分。在这些低水位的河流作用下会产生一些低能相的反作用面和低能相的单元，这些产物会使这些交错层系遭到局部破坏 (Collinson, 1970)。在这些河流中，通过沉积作用会产生一些由具有平板状交错层理的砂岩构成的、底部有侵蚀面的层序，这些层序具有次级槽状交错层和波状纹层。从坝和低水位分叉河道经常移动的情况来看，这些层序不象是高级序列，而且其相型也不可能归入一个单一的垂直层序里。看来需要把它们归入另外一种层序类型 (见 Cont 和 Walker, 1978)。

大部分已经研究过的曲流河沉积物是以砂为主，不过在所研究过的实例中也有一些是以砾石为主和以泥或粉砂为主的 (如 Gustavson, 1978; Woodyer 等, 1979)。曲流河的特点是：它们具有单一的，不分叉的河床，其中沉积作用集中在位于河曲内侧的点沙坝位置上，而侵蚀作用则出现在河曲的凹岸上。河曲周围螺旋状流动型式使得层流剪切应力从点沙坝表面起越往上越减弱，从而使沉积物颗粒逐渐变细，搬运速度逐渐减低。这种情况可以从底形和内部构造上看起来。学者认为，河曲周围的这种流动型式可产生那些越向上颗粒越细的具有侵蚀底面的砂岩段 (Allen, 1970 a)，但是现在已有学者对河曲周围的这种流动型式是否能够发育到如此程度提出了疑问 (Jackson, 1975)。在对螺旋流概念的批评中，有一个意见认为：尽管曲流河床沉积物多半比较有规律，但也需要几种层序来归纳它们的多样性，单靠一种层序是做不到的。曲流河的另一重要特点是它们一般都表现出历时长短居中的河床到历时较长的河床的习性，这种习性又影响着由河床沉积作用产生的砂体的性质 (图 3)。由于沉积作用集中在点沙坝上，这些砂坝就向两侧迁移，并稍具下游组分。当河道以这种方式迁移时，就会产生这种具侵蚀底的板状砂体，但砂体宽度因曲

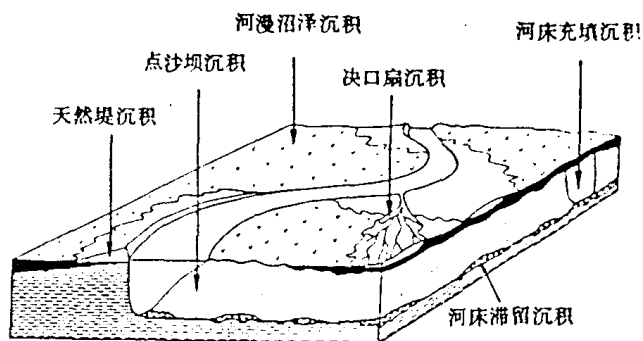


图3 加压机于因点沙坝侧向迁移而产生的具有侵蚀底的板状砂体的弯曲河床典型的亚环境和沉积体

(据Allen, 1970a. 请和图5对比)

流截直和流槽切断 (chute cut-off) 而受到限制，由于这些河床的废弃而产生的粘土阻塞使河道不能向两侧迁移得很远。由于河床的沉积作用集中在弯曲带内，该区不久就会抬升于泛滥平原的一般高度之上。这时，不久就会有一大片河床被废弃或决口，河床位置会发生大规模的移动。因此，当河床以这种方式改变位置时，因河道侧向迁移而产生的板状砂体就会被包围在细粒泛滥平原相的内部 (Allen, 1965a)。

古代冲积层序通常包括以下两个部分：一个是表示先前河床带所在位置的、具有侵蚀底面的粗粒部分，一个是堆积在邻近的洪积平原的较细粒部分 (图 4)。垂直剖面中，在几米到几十米范围内，常可看到粗粒部分和细粒部分非常有规则的相互更替的现象。粗粒

部分包括砾岩和砂岩（也可能是其中的一种）。这一部分的分选程度一般为中等或者较差，成分不成熟。沉积构造变化多端的现象记录了水力强弱不定的单向牵引流的效应，并且表明，沉积物在河床内的搬运和沉积是河床底形和坝（也可能是其中的一种）的一系列向下游迁移的过程中进行的。细粒部分通常能显示出沉积层上升或接近于出露的证据（收缩裂纹、古土壤、煤线、足迹等）。虽然泛滥平原沉积作用所沉积的主要是漫堤洪泛提供的细粒沉积物，但是，如果在洪水期河堤局部决口，也可能因决口扇事件沉积薄层席状砂（图4）。这些薄层在连接粗粒河床过程中可能起过很大作用，否则，后者就会孤零零地存在于一些细粒的、渗透性较差的泛滥平原相里了（见后面对河床结构所做的注解）。近几年来，对泛滥平原细粒沉积中的古土壤所做的研究为河床沉积作用提供了很多有益的启示。古土壤可反映出泛滥平原上最小的沉积作用的延续时间，而且经常在侧向上扩张，从而在冲积层序中提供了有用的对比层。另外，古土壤也反映了沉积作用发生时的气候条件。气候会影响河流排泄的性质，因而可以使我们更精细地解释河床各部分的沉积作用。研究得最充分的古土壤是钙结砾岩或钙结层。学者在比照现代土壤对它们进行研究以后，认为古土壤是在半干旱气候中形成的（Allen, 1974; Leeder, 1975）。碳酸钙结核主要是由于交代作用造成的，另外也有一小部分是来自于原来的沉积物被交代而生成的，这样的古土壤可能产生有规律的垂直的土壤剖面。学者认为，这些剖面的发育主要决定于形成时间的长短，因此常被用来测量泛滥平原的加积作用（Leeder, 1975）。当然，在这方面碳酸钙供给速度的大小也肯定起过重要作用。

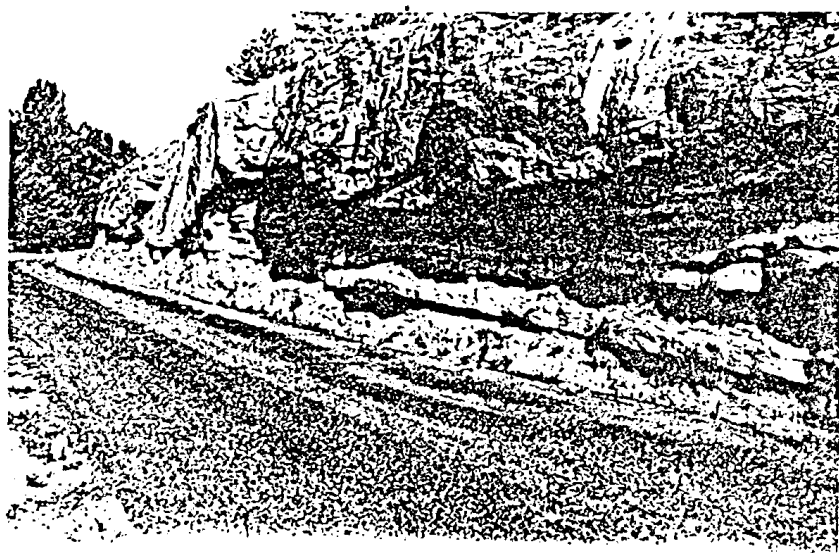


图4 以砂岩为主的冲积河床具有一个明显起伏的侵蚀面，该面切入以薄而平的，具有侵蚀底的砂岩—粉砂岩（被解释为决口扇沉积物）为主的天然堤层序中。据认为，明显起伏的侵蚀面反映了主要洪泛期河流排泄量的实际变化，后者使得河床明显下落。西班牙比利牛斯山 Campodarbe 附近第三纪 Campodarbe 层

识别古代冲积层序中的河床类型是相当困难的，以碎屑支撑的砾岩的侵蚀底序列为主的层序以粗粒底负载物质为主（图 5），故常被解释为卵石辫状河床沉积。在平坦层状的迭瓦状砾岩和具有交错层理的砾岩、砂岩楔以及局部河床充填层序紧密共生的地方，上面的解释可能是正确的（如 Eynon 和 Walker, 1974），否则，这种解释就可能过于简单了。以砂岩为主的粗粒部分也很难用河流古弯曲来解释。具侵蚀底面、颗粒向上变细的层序中，粗粒部分显示粒度逐渐减小并伴以层内构造的弱水流沉积系列，这种层序最初被解释成曲流河侧向迁移的产物（Allen, 1979 a、b），但是关于这一解释的正确性，最近已有人表示怀疑。现在人们认为这个问题是比较复杂的（见前）。要想鉴别古代层序中的曲流河床只有依靠下面两个可靠的标志：1) 在粗粒部分中存在一些缓倾斜侧向加积面（或“C”型交错层理），这些面沿着垂直于河床水流的方向排列，并记录着一系列点砂坝面的位置（图 6）；2) 在粗粒段上层面对存在弯脊，可称之为曲流环形河道的旋转坝地形（Puigdefabregas, 1973; Nami, 1976）。上述两种标志是比较少见的，当不具备这些标志时，可利用层内构造的类型，沉积构造的垂直层序及其相对方位、粗粒部分和细粒部分的比值以及粗粒部分的宽度等去求出以砂岩为主的河床充填的低弯幅度与高弯幅度之比。（Moody-Stuart, 1966; Cant 和 Walker, 1976; Collinson, 1978 b）。



图5 卵石支撑砾岩组成的厚的河床化单元（约15m），被解释为卵石辫状河床沉积。注意观察仅高出路面的侵蚀面，砾石内部（直箭头）反映河床充填层中有大坝的缓倾斜的层理面以及照片右上部的稍低水位的砂围子（弯箭头）。西班牙比利牛斯山 Campodarbe 附近，第三纪 Campodarbe 层。

另外，冲积沉积物的现代研究中还有一个课题是探讨河流在多种因素控制下沉积巨大的沉积体的方式问题（图 7 略）。现在学者已拟定了“冲积结构格式”这样一个术语来描述这项研究工作，对于沉积岩成岩作用的研究来说，在一个冲积层序的结构格式中有一点至关重要，即河床细粒部分的漫堤相中，粗粒部分被连接或被分离的程度（Leeder, 1978；

Allen, 1978; Bridge 和 Leeder, 1979)。对于这个问题, 学者最初是利用中期到长期河流作用的不同模式来预测河床砂体的大概形态和排列方式的 (Allen, 1965, a; 1974)。例如, 据认为假使河流连续地漫过它的泛滥平原或急流流过短的和长的决口阶地或侵蚀到泛滥平原中, 这些差别都会反映在层序的结构格式中。当前对这个问题的研究工作是从 Leeder (1978) 开始的, 其中包括对由于冲刷作用才改变其位置的河床类型进行的数学和计算机模拟。目前, Bridge 和 Leeder (1979) 对这个问题做了最精辟的分析。他们模拟了一个简单的围限泛滥平原内的决口河流, 并说明了沉积时期的压实作用。现在已模拟了河床大小、加积速度以及决口频率的效应, 同时也考察了作为冲积处所的地堑和半地堑的位置。河床砂连接的范围是在两度空间上进行观察的, 通过连续的横过水流剖面进行定量计算。这些研究对于弄清流体 (成岩孔隙水、烃、地下水) 通过岩石的方式等问题是有意义的, 研究的成果正开始在地下或出露的河流层序中接受检验 (Galloway, 1981)。



图6 照片中部具侵蚀底的河床砂岩显示整个砂岩部分向左低角度倾斜。古河流横穿过这些砂岩层面的倾斜方向 (朝着观察者)。在此照片中还可以看到粒度沿倾斜面向上变细的情况。因此, 这些面解释为记录了曲流河床中一系列点砂坝向左侧迁移时, 在其位置上形成的侧向加积面。其它河床砂岩可在峭壁的底部和顶部看到, 剖面其他部分由含古土壤面的细粒漫堤相组成。西班牙比利牛斯山蒙大拿纳附近第三纪 Montlobat 层; 见 Puigdefabregas 和 Van Vliet (1978)

### (三) 风成沙海

在某些环境中砂子的风力搬运和风力沉积是一种重要的作用, 而在热带沙漠中, 其作用尤其重大, 这里有时可形成浩瀚的风成沙海或“砂质沙漠 (ergs)” (Glennie, 1970; Wilson, 1973; Breed 等 1979)。沙海一般都形成于构造低洼区, 而且可能覆盖 10 000—500 000km 的范围。沙的厚度通常小于 100m, 但也可能达几百米。沙海边缘区由岩石露头、冲积扇、间歇河道及内地盐沼组成, 而中部地区主要是成片分布的大规模的风成底形

(aeolian bedforms), 被布满砾石的基岩面和偶尔形成的间歇湖分开。关于现代沙海的底形, 学者曾描述了很多种, 其中包括横沙丘、新月型沙丘、纵沙丘(或称赛夫沙丘)、穹形沙丘和金字塔型沙丘(或称星型沙丘)。现已鉴别出这些不同底形的沙丘在某些沙海中的分布情况: 新月型沙丘出现在沙子比较缺乏的边缘区, 纵沙丘和金字塔型沙丘出现在中心区(Mainguet 和 Callot, 1974)。由于对这些风成底形的沟渠认识得较差, 所以人们对大规模的风成底形的内部构造了解得还不够多。现有的有限证据表明, 由颗粒流和颗粒充填层组成的大规模的陡倾斜前置层有着相当重要的意义。前置层的倾斜方向多种多样, 在赛夫沙丘中, 可能是双峰态。在前置层中普遍存在着反映风的强度和方向变化的大型反作用面, 由于搬运介质的粘度低, 所以组成这些底形的沙子分选程度极好, 滚磨得很圆, 而且颗粒较细(0.1—1.0mm)。粘土和粉沙碎屑以悬浮方式搬运, 形成了黄土, 沉积在沙海之外。粗粒碎屑由于不可能随之搬运去, 在风蚀面上形成滞后沉积。由于跳跃式的碰撞和大气中产生的颗粒的碰撞, 由风搬运的沙粒经受着相当大的磨蚀和磨圆作用, 有时可形成圆度特别高的“玉米粒”状的颗粒。

识别古代沙海沉积物是以一系列标志为依据的, 但其中尚没有一个是明确的。然而, 在一些结构上成熟的、与完全是在干旱及暴露条件下形成的沉积物相伴生的、通常不含化石的砂岩中, 常常呈现出为数极多的大规模的交错层理, 这些交错层理可能为我们提供一些可靠的标志。美国西南部典型的、巨大的风成砂体中就包括有几个由100—700m厚的、具有大规模交错层理的砂岩层。另外, 例如纳瓦约(Navajo)砂岩也是由一个厚达600m, 以石英为主的细粒砂岩层组成的, 目前保存的范围达965km×400km, 因此, 这是一个巨大的风成沙海。在这个砂岩层系中主要是一些厚度在15m以上的陡倾斜的板状和楔状交错层系(McKee, 1979)。在欧洲, 二叠纪的风成沙丘砂岩构成了北海南部主要气田的储集岩(Glennie, 1972)。风成沙丘相出现在沙漠盆地边缘的冲积扇(或旱谷)和盆地中央的干盐湖沉积物之间。在这些砂岩中, 与环境有关的早期沉积作用包括岩盐石膏的胶结作用(后者最后变为石膏)以及由于铁镁矿物交替, 沙粒周围氧化铁包壳的生成作用(Glennie等1978)。

### 三、岸线环境和砂体

碎屑岸线可以进一步分成三角洲岸线和“非三角洲岸线”两种, 前者形成的处所是在那些有一条大河把大量沉积物搬运到盆地边缘的有限地方。后者包括有海滩、海滩-堡岛、沿海沙脊、潮坪及河口复合体等, 它们主要是由于近岸波浪、与波浪有关的作用及潮汐作用而产生的。当然, 这些大类中有很多是相互重叠的, 因为所有的非三角洲岸线都出现在那些明显受波浪或潮汐作用影响(也可能兼受这两种作用的影响)的三角洲之间的地区。但是三角洲常常在大河河口周围的沉积中心区形成很厚的沉积系列, 这一点还是很有特色的。关于三角洲岸线和非三角洲岸线产生巨大砂体的能力, 学者已研究得很清楚, 下面所要讲的是由这些体系产生的砂体的分布范围。

#### (一) 三角洲岸线

三角洲形成于一个成熟的、系统化的排泄盆地中, 该盆地位于一条能够搬运大量泥、

粉砂和砂的主干河流的末端。在河口区，负载沉积物的河水水流向四处分散、流速减小并和盆地的水体混合。由于这些急骤的水动力变化，河流负载的沉积物大部分在紧邻河口的地方沉积下来。但是沉积物进入河口紧邻地区的数量是随着盆地内的各种作用的大小而增减的，特别是随着近岸波浪和潮汐作用而消长。为了形成一个三角洲，河流所搬运的沉积物数量必须大于盆地内的各种作用所能改造的沉积物数量 (Wright 和 Coleman, 1973; Coleman 和 Wright, 1975; Elliott, 1978)。近年来对三角洲的研究工作主要是根据不同三角洲的作用机制对它们进行对比。通过这方面的研究，学者将三角洲划分为三种类型，即河控三角洲、浪控三角洲和潮控三角洲 (图 8)，在上述对比过程中，学者还查明，这些不同类型三角洲之间的相类型极为不同。例如，密西西比河控三角洲具有一系列放射状“指状砂坝”，紧挨现有分支河道所在位置的下方，从而反映了河道及其河口坝呈线状朝海延伸的状况 (Fisk, 1961; 图 9)。与此相反，罗纳河三角洲受波浪影响较大，由来自海岸堡岛的略呈舌状、席状的砂所组成，个别地方被一些线状的、位于现存分流河道及废弃的分流河道下面的河床砂体所切割 (Oomkens, 1967; 图 10)。到目前为止，对现代三角洲差异性最具综合性研究就是对 34 个三角洲的有关资料所作的全面分析 (Coleman 和 Wright, 1975)。通过对这些资料所做的多元统计分析，产生了 6 种独立的三角洲模式。对于这些模式，最初用砂岩分布形式表示其特征，然后通过考察一个代表某特定类型的现代三角洲加以验证 (图 11)。尽管该项研究中所使用的三角洲实例只对少数几个根据其相类型作了全面的描述，但还是使读者对三角洲层序中可能存在的砂体的类型获得了一定的概念。

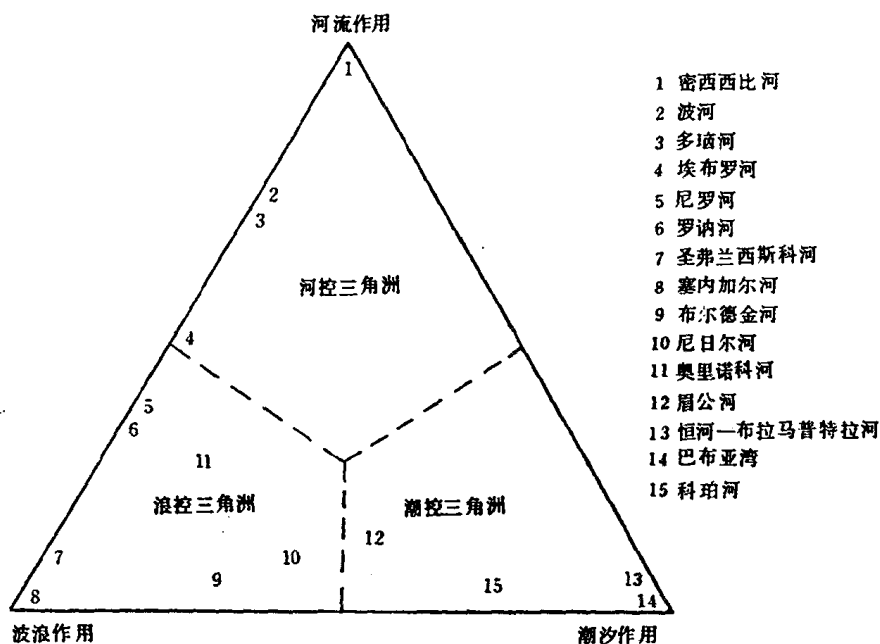


图8 现代三角洲的类型图表  
(据 Galloway, 1975 原图修改)

所有三角洲的共同之点是，它们都可以简单地分为两个主要组成部分：1) 三角洲前

缘，包括河口，岸线区及其前三三角洲以外的伸展部分，2) 三角洲平原，包括分流河床和间湾相、湖、天然堤沼泽，在某些三角洲中还包括潮汐坪。

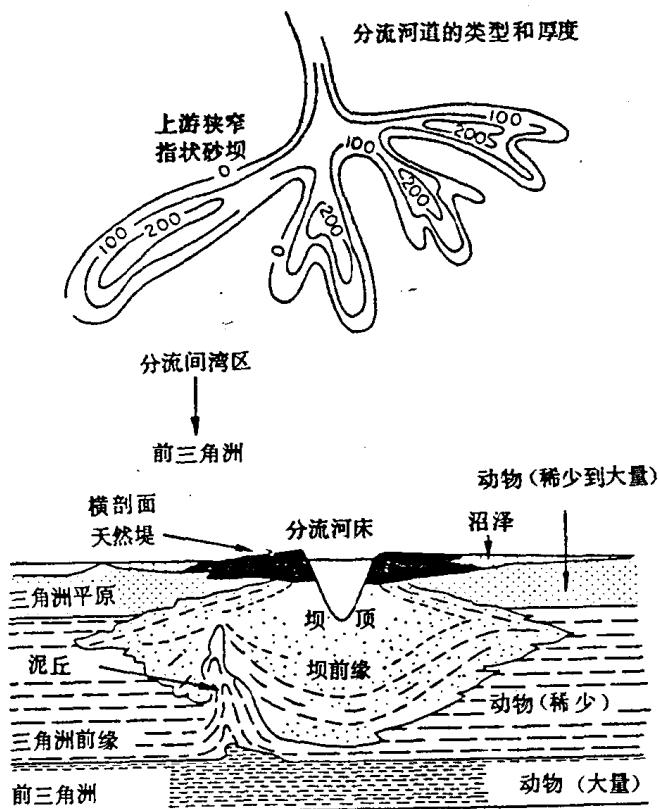


图9 现代密西西比河三角洲长条形“指状砂坝”；据Fisk (1961)，最近已经确证，泥的底辟作用已基本改变了指状砂坝内部沙子的分布情况，见 Coleman 等 (1974)

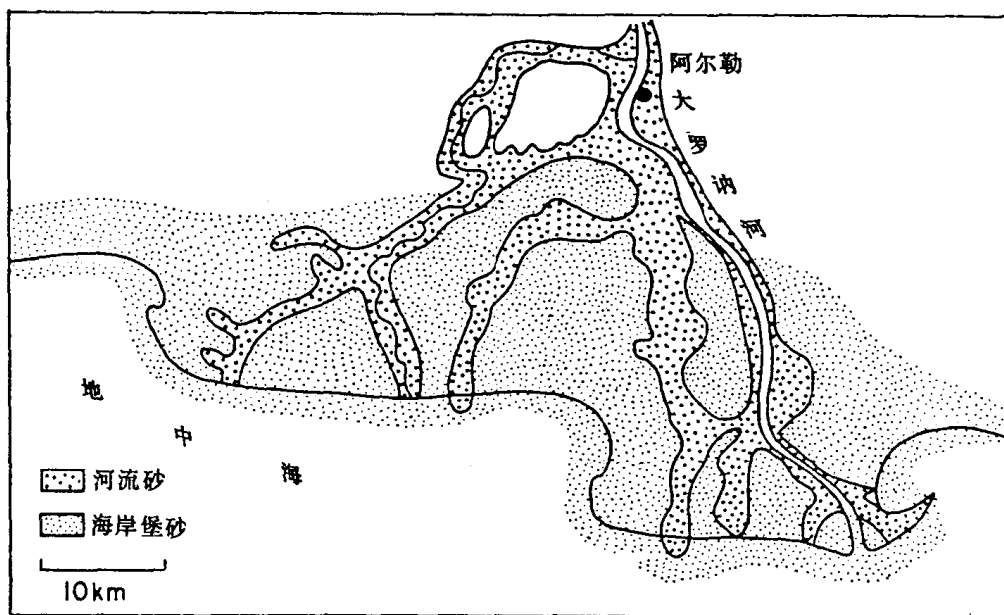


图10 罗纳河三角洲中砂体的分布情况；该图表明：沿岸堡岛沉积物的稍具叶状的平行于岸线的席状砂被线状分流河道砂体分开

(据 Oomkens, 1967)

**三角洲前缘相组合** 在三角洲前缘区，最粗的沉积物沉积在河口和岸线附近，而颗粒较细的沉积物则被继续搬运，颗粒越细，搬运距离越远，一直被搬运到盆地中，并且沉积在水比较深的部位。因此，通过三角洲前缘的前积作用就会产生一种规模较大的向上变粗的层序，该层序的详细特征依三角洲前缘的作用机制而异 (Oomkens, 1967; Coleman 和 Wright, 1975)。在局部地区，当前积作用连续发生时，这些层序的上部会被分流河床侵蚀 (见 Oomkens, 1967)。

**三角洲平原相组合** 三角洲平原区通常以河流作用为主，不过在那些从中等到高等的潮汐变化区，三角洲平原的较低部位也可能以潮汐作用为主 (如尼日尔河三角洲; Allen, 1965, b; Oomkens, 1974)。以河流作用为主的三角洲平原通常都具有几条分流河道，使主干河道的总排泄物分流到盆地中。决口扇是三角洲平原上的一种普遍现象，它可造成大量废弃分流河道，横穿过三角洲平原。分流河道的相层序及其砂体与冲积河床的相似，只不过由于分流河床经常决口，砂体的宽度与深度的比值要比同一体系中的冲积河床砂体的同一比值小一些 (Oomkens, 1974)。以河流作用为主的三角洲平原的分流间地区内，通常存在湾和湖，在分流河道漫堤洪泛期，这里会接受细粒的沉积物。如果洪泛期间河堤被破坏的话，砂流经决口河道和决口扇沉积到湾里。某些情况下还会形成小规模的一次级前积三角洲 (Coleman 等, 1964; Gagliano 和 Van Beck, 1975)。所有这些沉积物会迅速地充填湾内的大部分地区，形成极多的小规模湾内充填的向上变细的层序以及细粒的席状砂体。

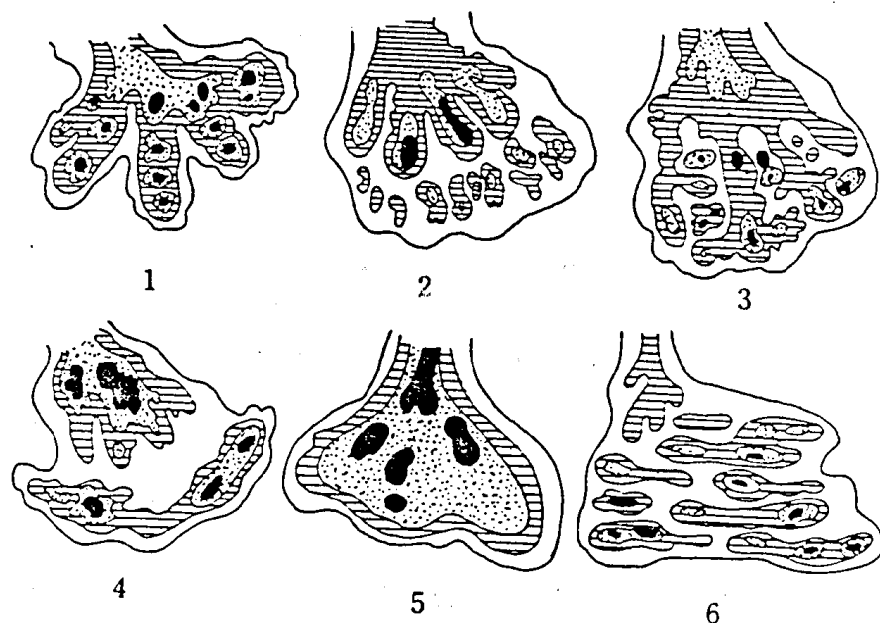


图11 根据现代三角洲的多元统计分析得出，并以砂岩分布形式描述的三角洲模式。明暗度的增加表示砂子厚度增加。各个模式所代表的现代三角洲是：1) 密西西比河三角洲；2) 贡格斯-布拉马普特拉河三角洲，奥尔德河三角洲；3) 伯德金河三角洲，伊拉瓦底江三角洲；4) 布拉索斯河三角洲；5) 圣弗兰西斯科河三角洲，格里贾尔瓦河三角洲；6) 塞内加尔河三角洲 (据 Coleman 和 Wright, 1975)

在以潮汐作用为主的三角洲平原上，有一些河口湾分流河道，其两侧为广大的潮上带



和潮间坪地区，被潮脊和潮湾分开。在尼日尔河三角洲中，潮汐分流水道沉积了以砂为主的层序类似于河口和潮湾层序。潮汐分流水道不容易发生决口，但是在沿岸漂移的方向上可以侧向迁移，并产生具侵蚀底的板状砂体，这和潮间堡岛内的潮湾的情况相似（见后面）。

**古代三角洲相和砂体** 古代三角洲层序由一些比较厚的、但分布地点比较局限的层序组成，这些层序经常可分成重复出现的旋回。每一旋回都包括一个大体向上变粗的层序，该层序可能反映出汇水盆地由于三角洲前移而被充填的情况。在每一个旋回的内部都可以识别出许多反映三角洲不同亚环境的相序，因而可据以解释三角洲的模式，并且在某些情况下还可据以解释三角洲的类型。

三角洲前缘以一些规模较大的向上变粗的层序为代表，它们记载了从细粒的岸外或前三角洲相向上变为以砂岩为主的岸线相的情况。这些层序是由于三角洲前缘的前积作用而产生的，而且经常被河流或潮汐分流河道层序削截（图 12）。到目前为止，在地质记录中识别出来的三角洲层序主要是一些以河流作用为主的三角洲前缘层序（Fisher 等，1969；Elliott, 1976, a；Horne 和 Ferm, 1976）。这些层序起始于一个由悬浮状态沉积在三角

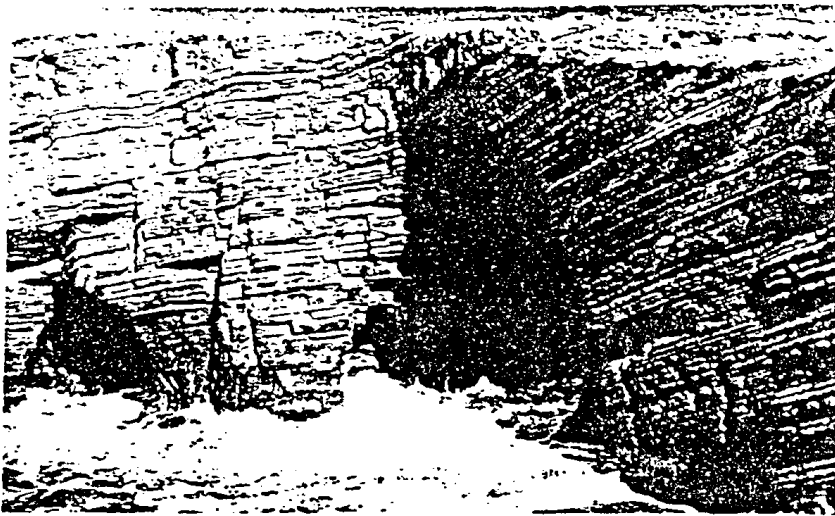


图12 一个大规模的三角洲前缘的向上变粗层序，从中部到上部（80m），被一个平坦的侵蚀面截切，这个侵蚀面标志着一个10m厚的小型分流河道砂岩的底。河道砂岩的外貌呈席状，其部分原因是：观察者是沿着平行水流方向（向右）观察的。爱尔兰克莱尔郡、上石炭统

洲前缘底部或其以外地区由颗粒均匀的泥岩或细到中粒粉砂岩构成厚的、均匀的层段。这种岩相看起来可能呈块状，但由于悬浮沉积物供给量变化不定，其中的粒度大小稍有不同，因此经常显示出扩散条带化特征。在该种相的几个实例中曾看到，具侵蚀底的薄层粗粉砂岩—细砂岩存在于泥岩—粉砂岩内部。这些岩层内的构造表明，它们是弱水流的产物，常类似于薄层浊积岩。这些岩层可能反映出河成密度流的沉积作用。在河成密度流中，沉积负载流的密度超过盆地中的水体的密度，也就是说，河成密度流可能是由于三角洲前缘较高处的滑塌事件而产生的。这些层系的中部由以细粒为主的沉积物组成，其中有