





第一节 深水重力流沉积

(Deep-water Gravity Flow Deposits)

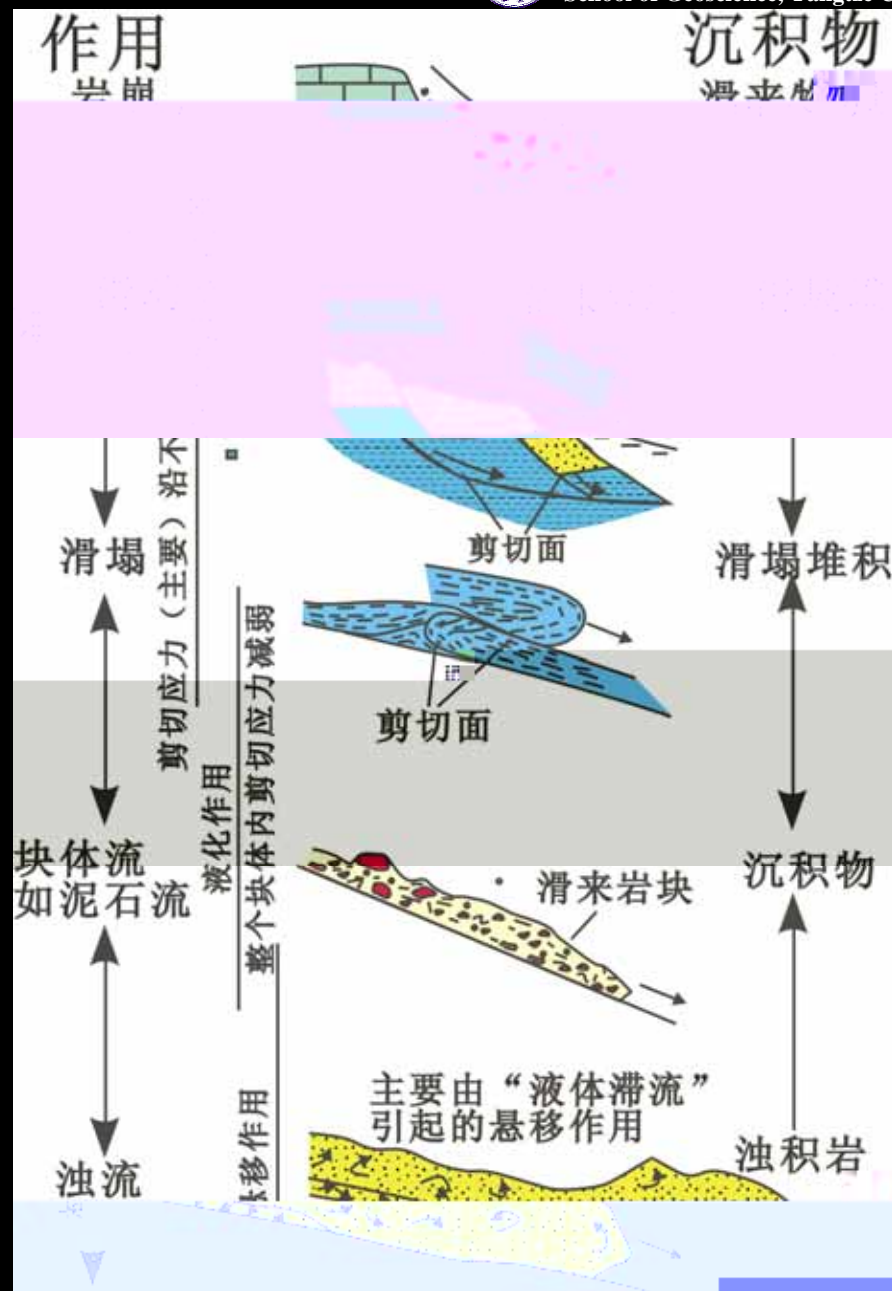
一、概述

沉积物重力流是指在重力作用下发生流动的弥散有大量沉积物的高密度流体。它常被简称为**沉积物流**或**重力流**，也称其为**块体流**。

重力流并不是特定沉积环境的产物，而是一种特定流体所形成的沉积物及其组合类型，可出现在**湖泊**、**冲积扇**中，但主要出现在**半深海**、**深海中**。

二、形成的基本条件

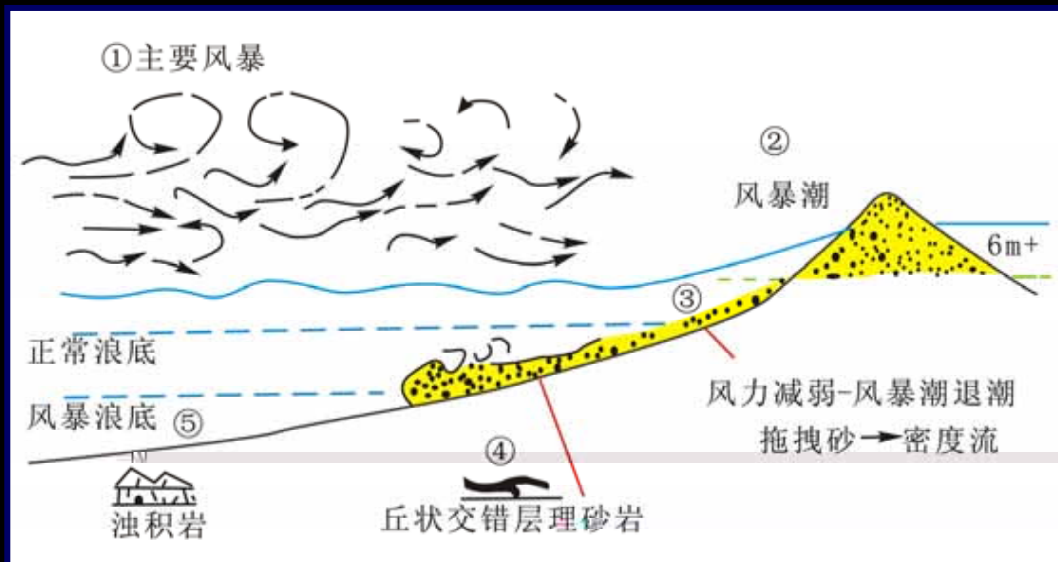
- ◆ 足够的水深
- ◆ 足够的坡度
- ◆ 充沛的物源
- ◆ 一定的触发机制



重力流的搬运过程 (据Kruit et al ,

足够的水深：

- 一般水深为1500~1800m，最小100m，最深8000m
- 足够水深是相对而言的，海洋中与湖泊中有较大差异
- 足够的水深确保重力流沉积物不被冲刷改造，必须在风暴浪基面以下





足够的坡度：

- 一般认为最小坡度为 $3\sim 5^{\circ}$
- 重力流的密度对坡度有补偿作用，只要有足够的密度差，最小坡度为 $2\sim 3^{\circ}$ 即可
- 足够的坡度是造成沉积物不稳定和易受触发而作块体流运动的必要条件



充沛的物源：

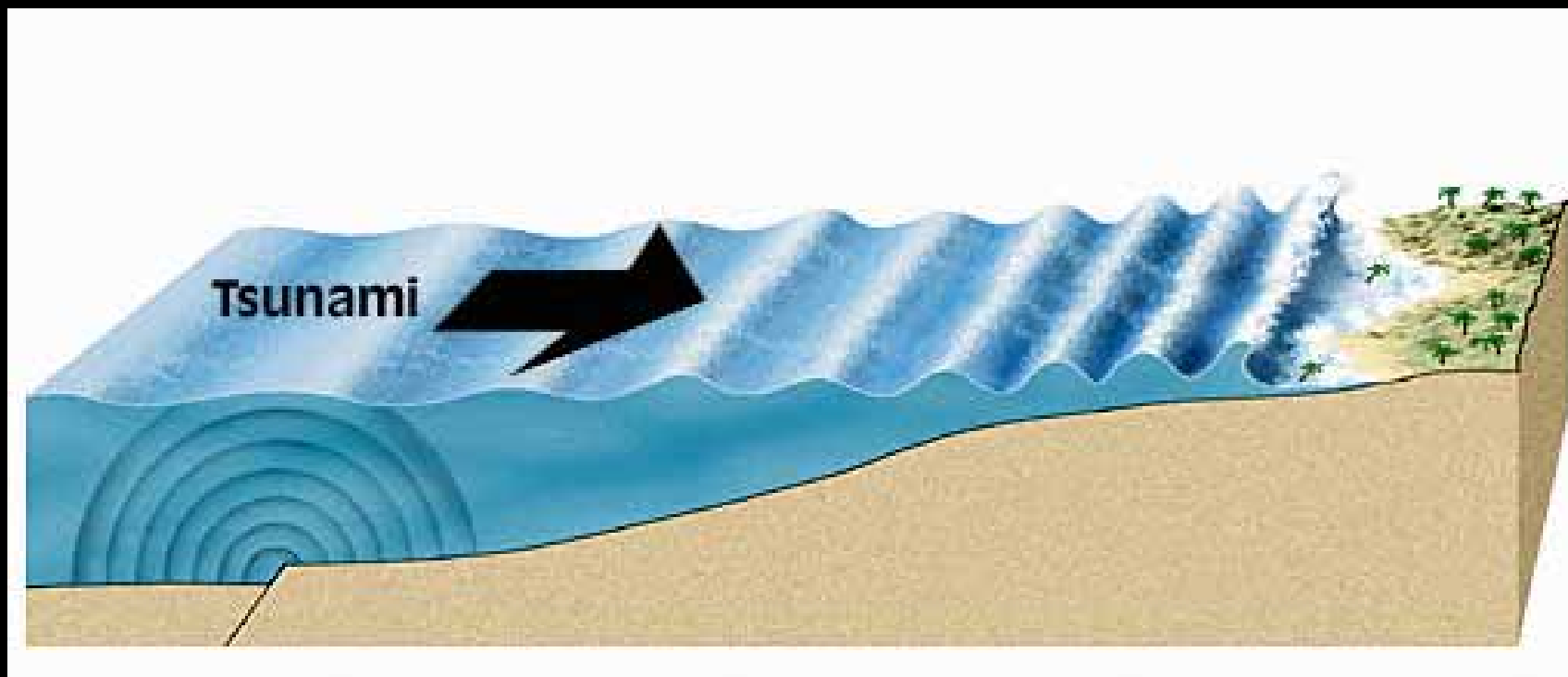
- 洪水注入的碎屑物质
- 火山喷发的喷溢物质
- 浅水的碎屑物质
- 碳酸盐物质

物源的成分决定重力流沉积物类型。



一定的触发机制：

洪水、地震、海啸、巨浪、风暴潮、火山喷发





三、重力流的分类

1. 按照物质成分可分为：硅质碎屑重力流、碳酸盐重力流、火山碎屑重力流等。
2. 按照形成场所可分为：海洋重力流、湖泊重力流、陆地重力流等。
3. 按照沉积物支撑机理可分为：碎屑流、颗粒流、液化流、浊流等。



根据力学性质划分的块体搬运类型（据Nardin et al., 1979）

块体搬运作用			力学性质		沉积物搬运和支撑机理		沉积物构成	
岩 崩			弹性		沿较陡的斜坡以单个碎屑自由崩落为主，滚动次之		颗粒支撑的砾石，无组构在开放网络中杂基含量不等	
滑 坡		沿不连续剪切面崩塌，内部很少发生变形或转动			层理基本上连续未变形，可在趾部和底部发生某些塑性变形			
		沿不连续剪切面崩塌，伴有转动，很少发生内部形变			具有流动构造，如褶皱、张断层、擦痕、沟模、旋转岩块			
沉积物重力流	块体流		岩屑流		塑性		杂基支撑，随机组构，碎屑的粒度变化大，杂基含量不等，可有反向粒级递变，流动构造，撕裂构造	
							流体界线	
	颗粒流	惯性粘性	粘性		松散的构造格架被破坏，变为紧密格架，流体向上运动，支撑非粘性沉积物，坡度 $>3^{\circ}$			
					孔隙流体逸出支撑非粘性沉积物，厚度薄（ $<10\text{cm}$ ），持续时间短			
					由湍流支撑			
					鲍玛序列等			
	流体流		液化流		泄水构造，砂岩脉，火焰状—重荷模构造、包卷层理等			
流化流								
浊 流								



四、重力流沉积的类型和特征

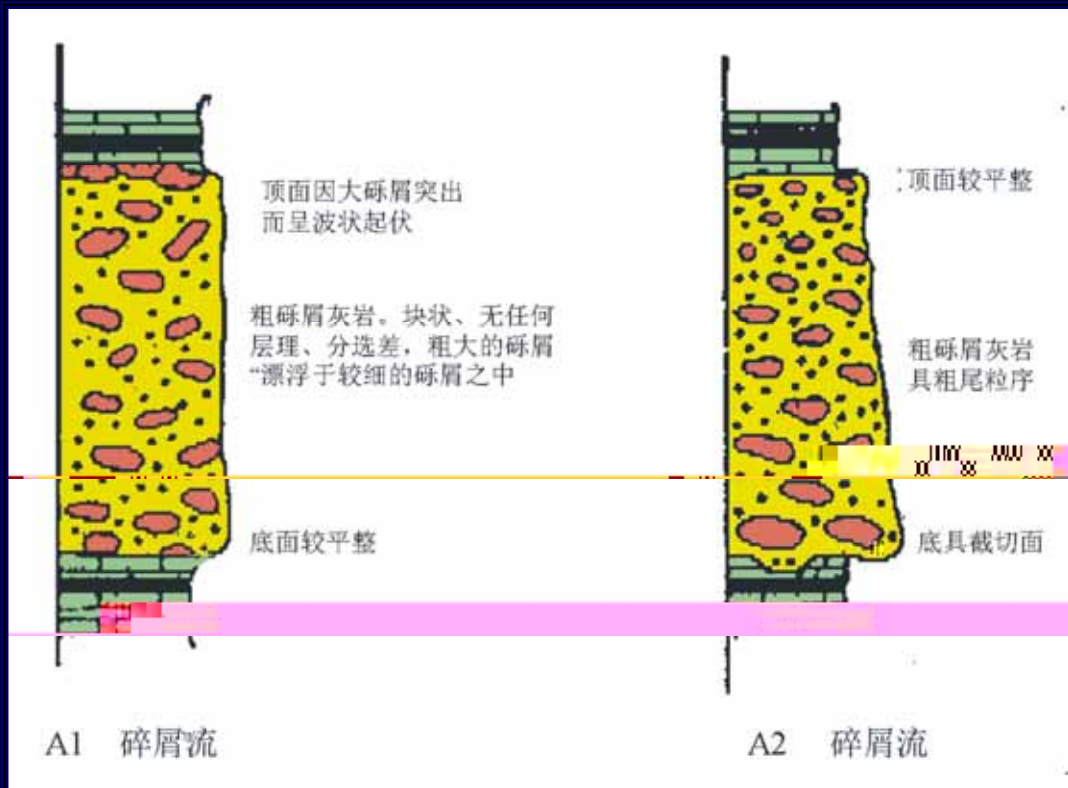
1. 碎屑流（debris flow）沉积

流体性质：砾、砂、泥和水混合的高密度流

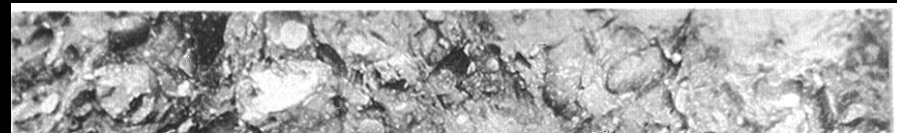
结构：泥和水混合组成杂基，砂和砾悬浮，通常呈块状，无分选、无粒序，顶部有时可显正粒序

运动机制：依靠杂基的浮力运动

产状：充填体（发育在水道中）、席状



碎屑流沉积的层序模式





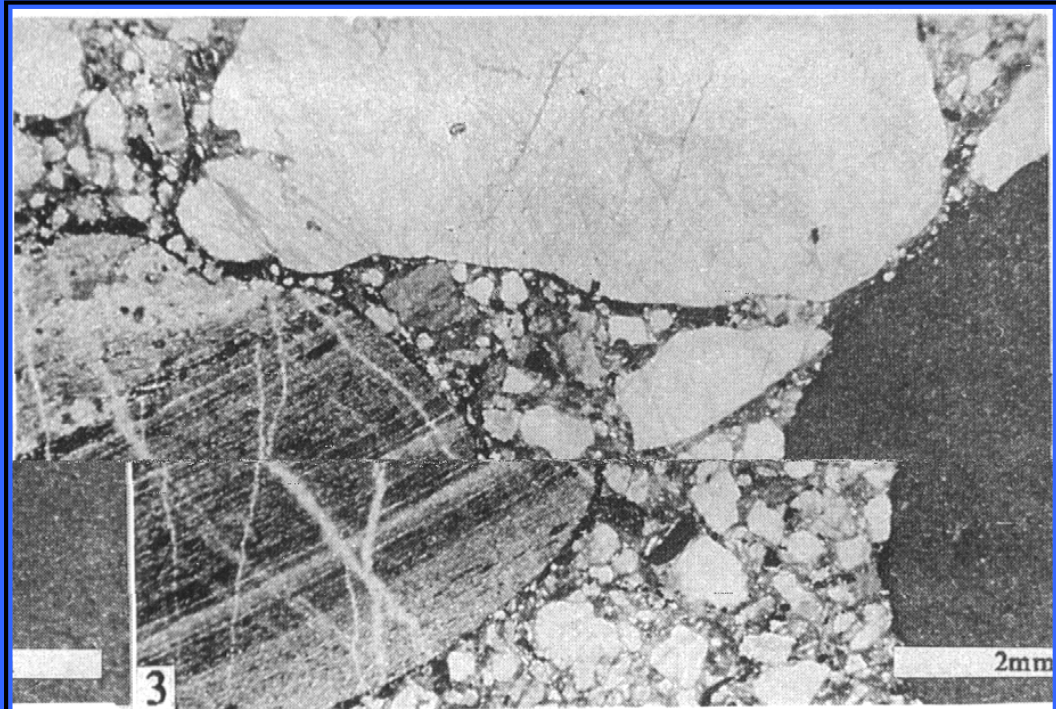
海南福山
凹陷下第
三系流沙
港组碎屑
流沉积







颗粒流沉积的层序模式



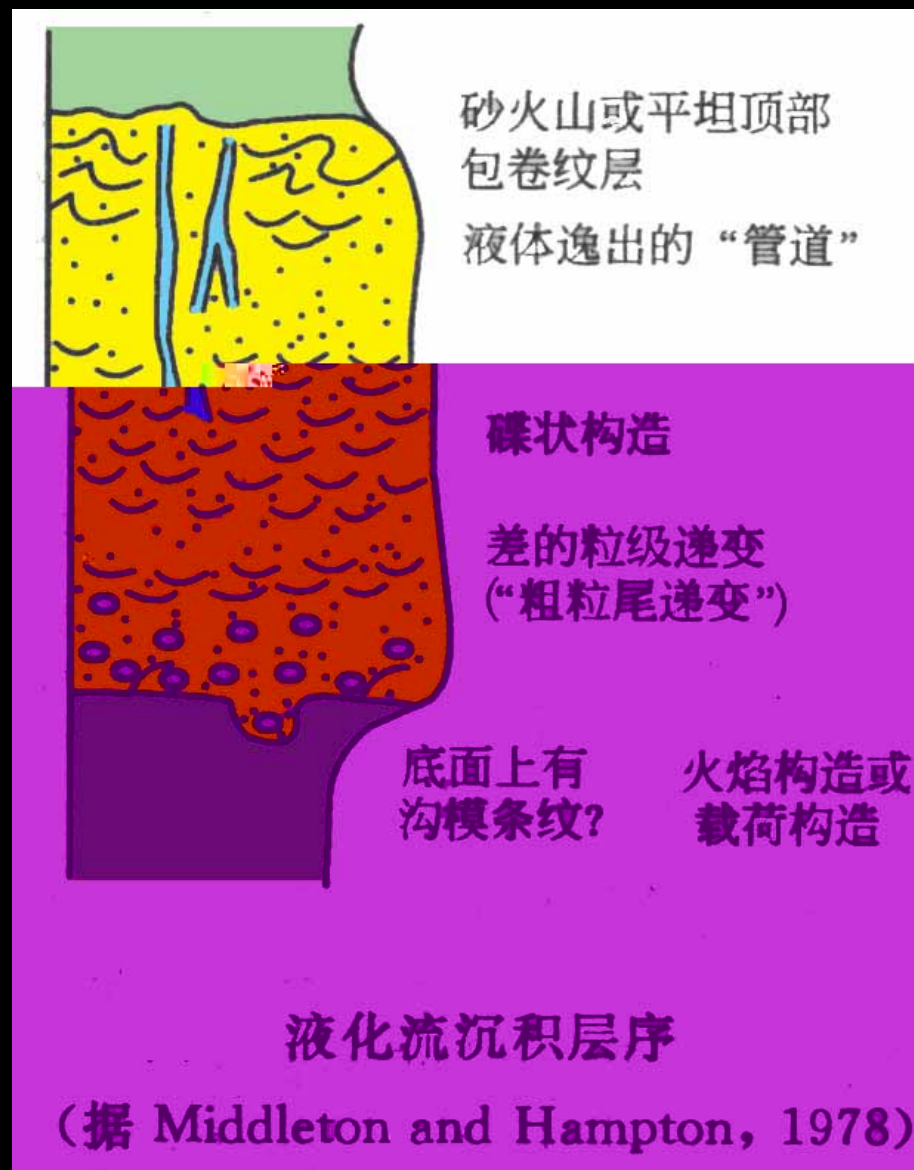
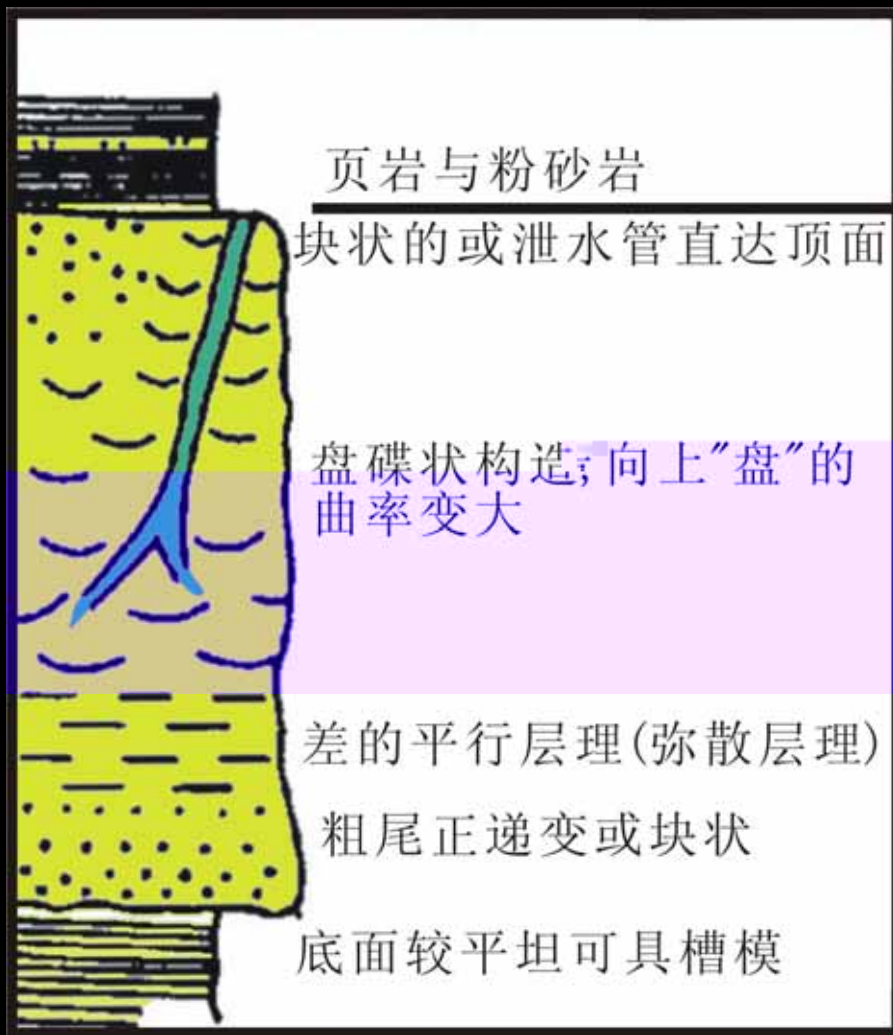


3. 液化流（liquefied flow）沉积

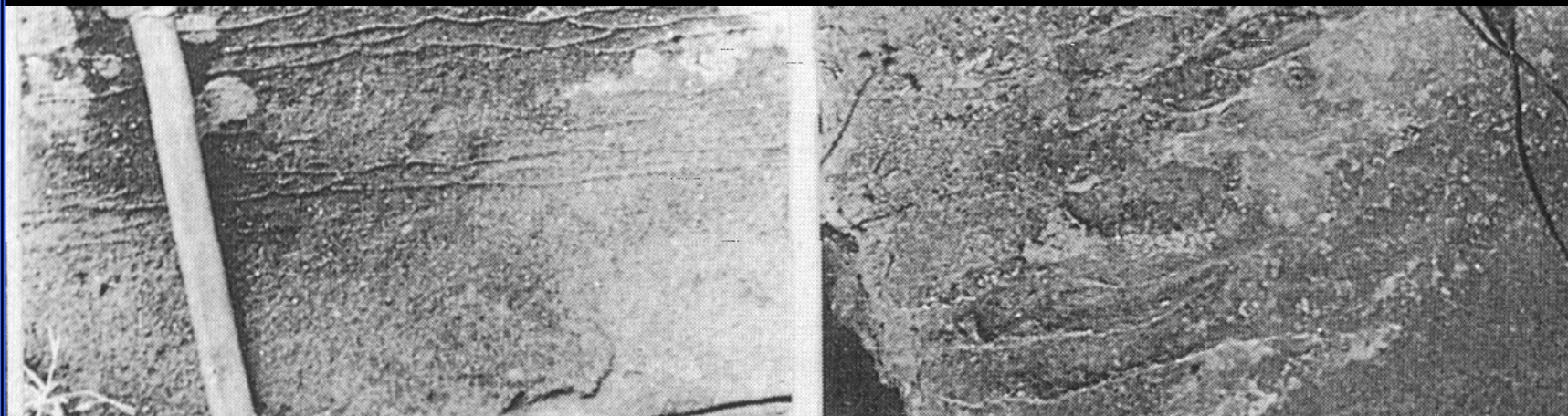
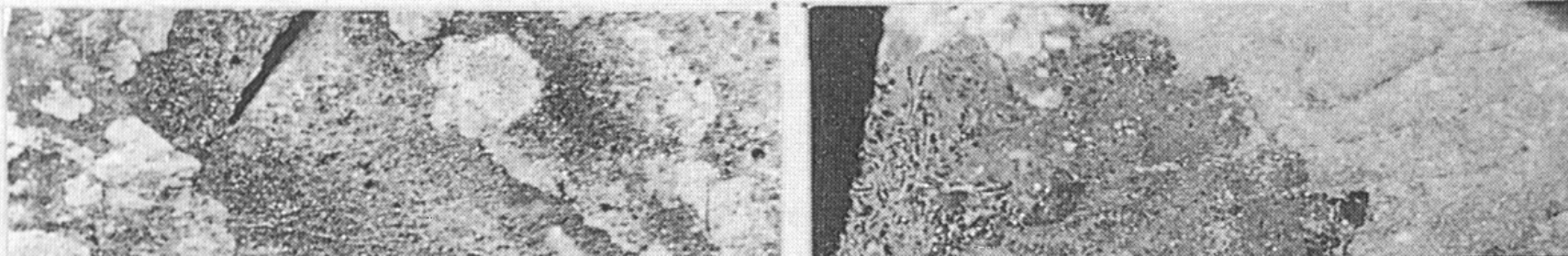
形成条件：快速堆积，沉积物中饱含水

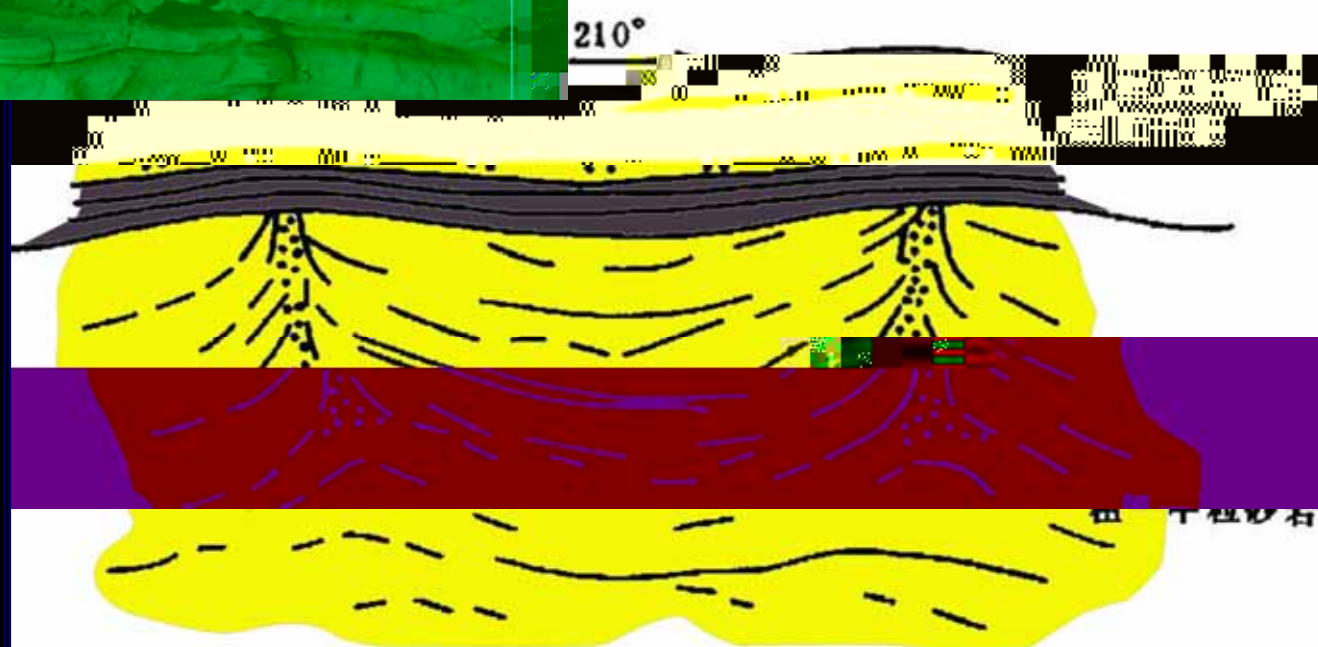
结构：沉积物较细，以中细砂岩为主，成分成熟度和结构成熟度都低

构造：通常为块状层理，向上为不太发育的平行纹层，再向上为盘碟构造段，有时可见泻水管构造。



液化流沉积层序模式





液化流沉积中的泄水管构造素描图

组中部)

(云南宁蒗牛克夕, 下泥盆统班满到地

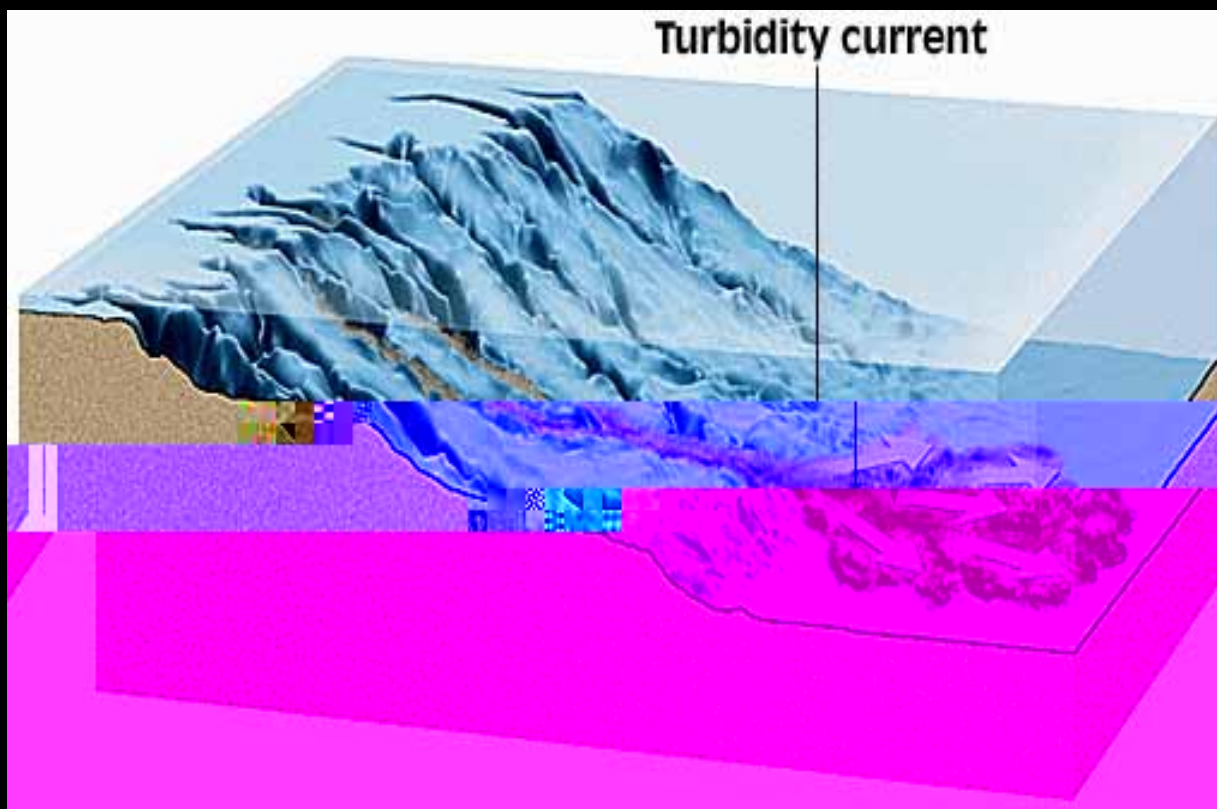


4. 浊流 (turbidity current) 沉积

浊流是靠液体的湍流来支撑碎屑颗粒，使之呈悬浮状态，在重力作用下发生流动。

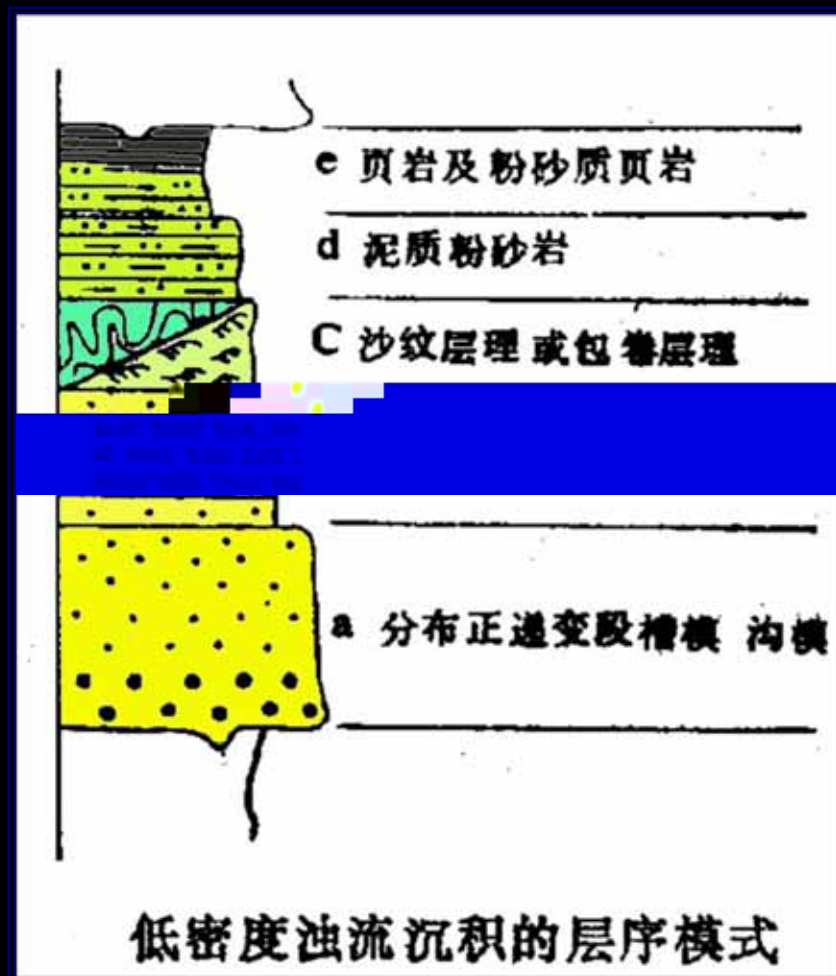
■ 低密度浊流沉积 (经典浊积岩)

■ 高密度浊流沉积





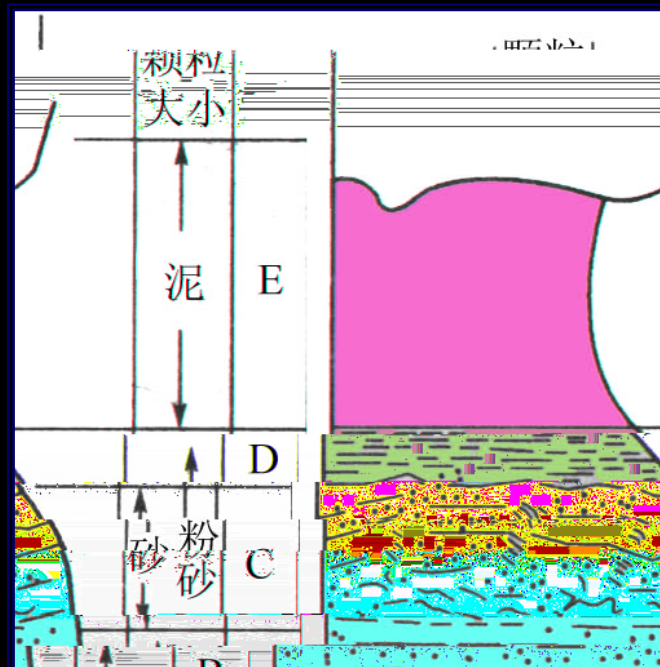
低密度浊流沉积的层序模式



典型浊积岩的鲍玛序列

A段——底部递变层段：主要由砂岩组成，底部含砾石。下粗上细的正粒序，底面见冲刷—充填构造和印模。

B段——下平行纹层段：与A段为渐变关系，多为中细砂，含泥质，显平行纹层，粒度变化不太明显。片状炭屑和长形碎屑定向分布，见剥离线理。

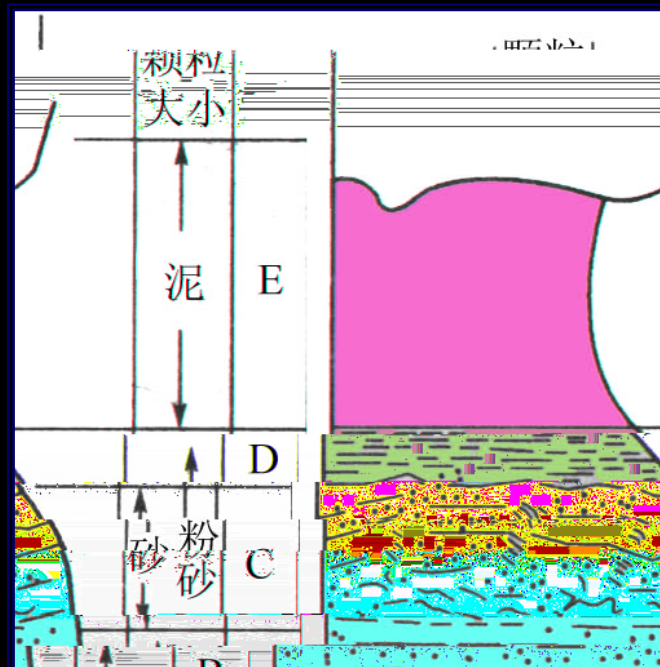




典型浊积岩的鲍玛序列

C段——流水波纹层段：以粉砂为主，有细砂和泥质，呈小型流水波纹和上攀波状层理，常见包卷层理、泥岩撕裂屑和滑塌变形层理。

D段——上平行纹层段：由泥质粉砂岩和粉砂质泥岩组成，具断续平行纹层。由薄的边界层流形成，厚度不大。

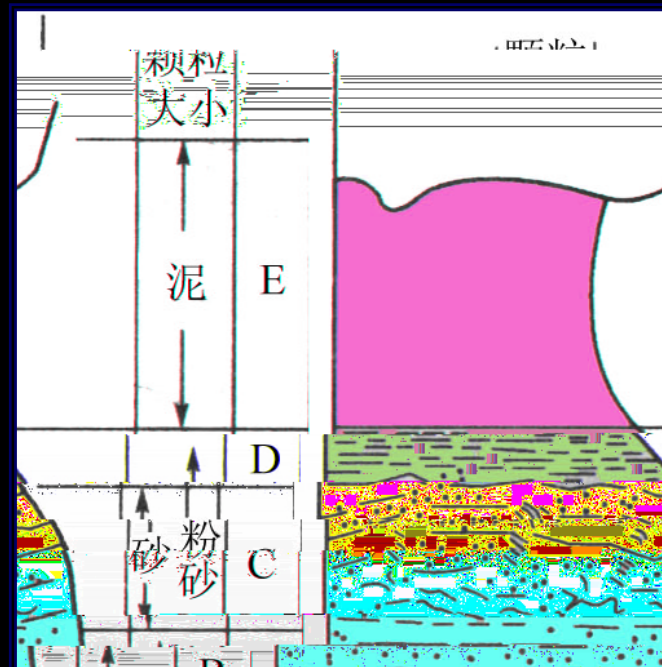




典型浊积岩的鲍玛序列

E段——泥岩段：为块状泥岩，仍属低密度重力流沉积。

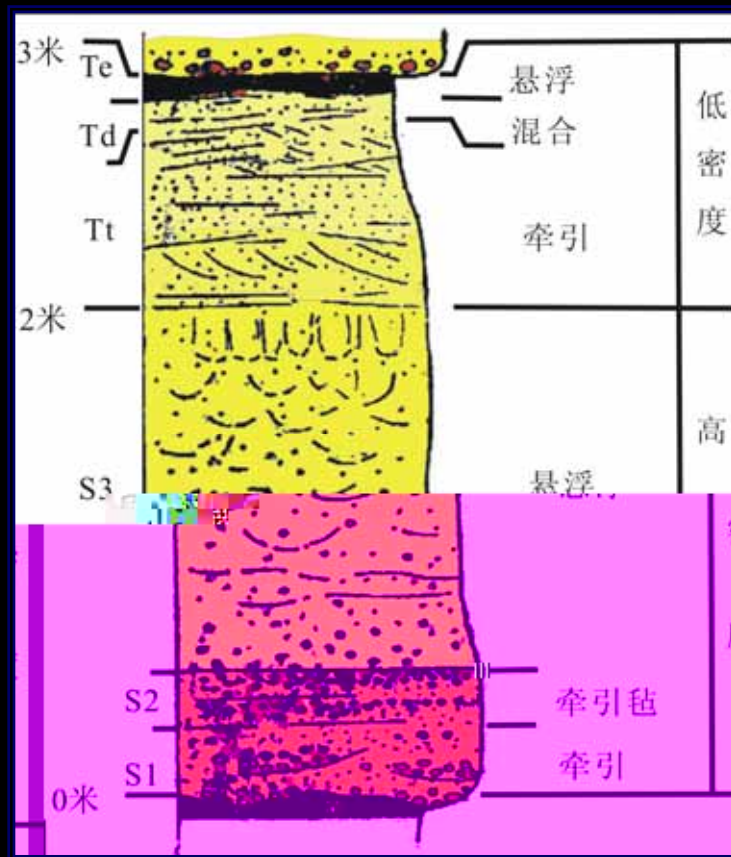
F段——深水页岩段：为远洋深水沉积的页岩或泥灰岩、生物灰岩层，含深水浮游生物化石，显微细水平层理，不属于浊流沉积，但是判断深水浊流沉积的重要标志。







高密度浊流沉积的层序模式



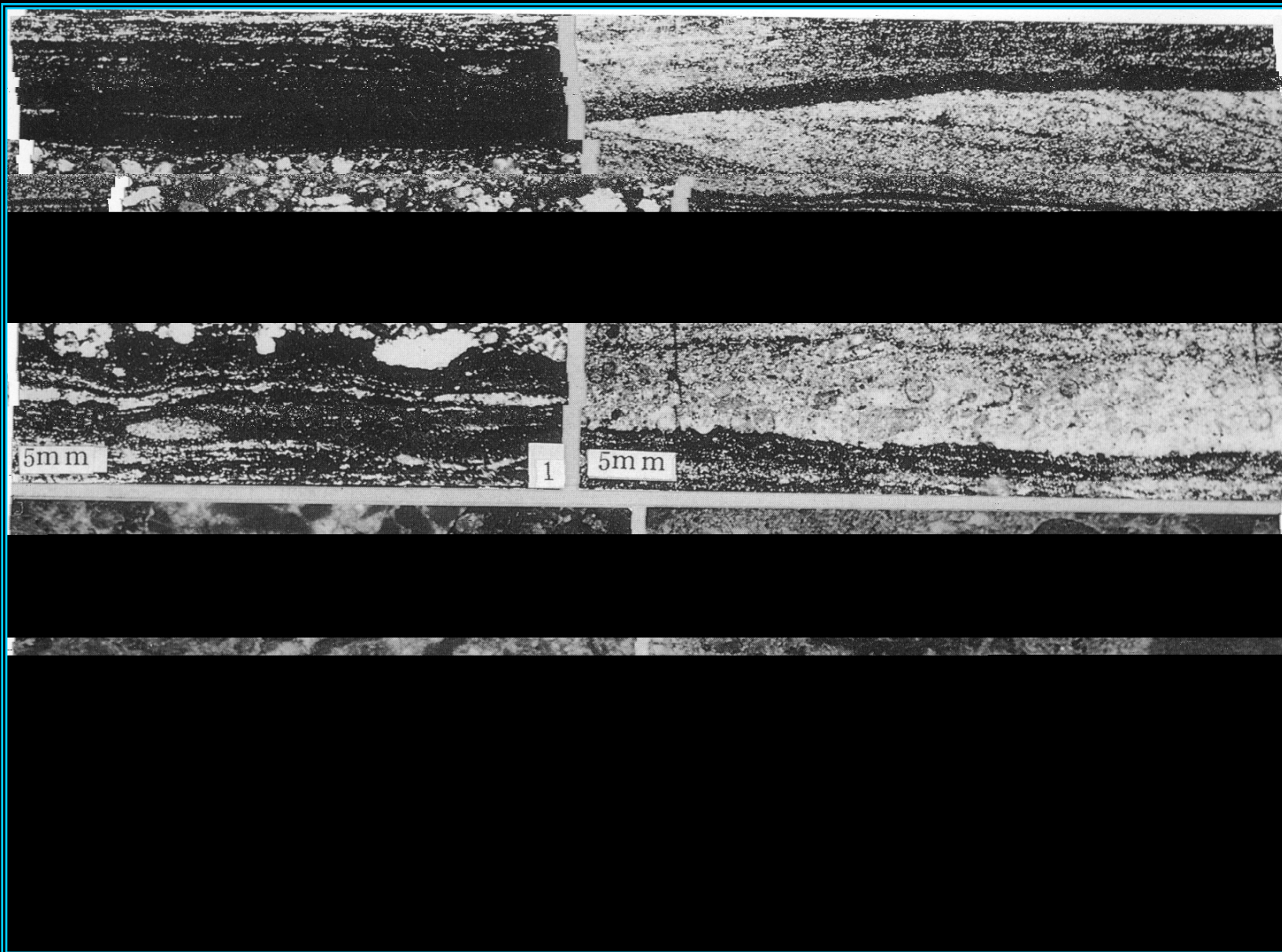
砂质高密度浊流的理想沉积
高密度(S1~3)段和晚期低密度

一般为中粗砂级，常含**细砾**。粗尾粒序层理、平行层理、**大中型交错层理**构成鲍玛序列。



◆低密度浊流由粘土、粉砂和细到中粒砂的质点，由流体的湍动就可以进行悬浮搬运，与浓度无关。

◆高密度浊流由粘土到细卵石的宽广质点范围，由湍流和自身高浓度引起阻碍沉降作用和细粒物质的悬浮联合搬运，当颗粒浓度大于20%~30%时，才变得有效。





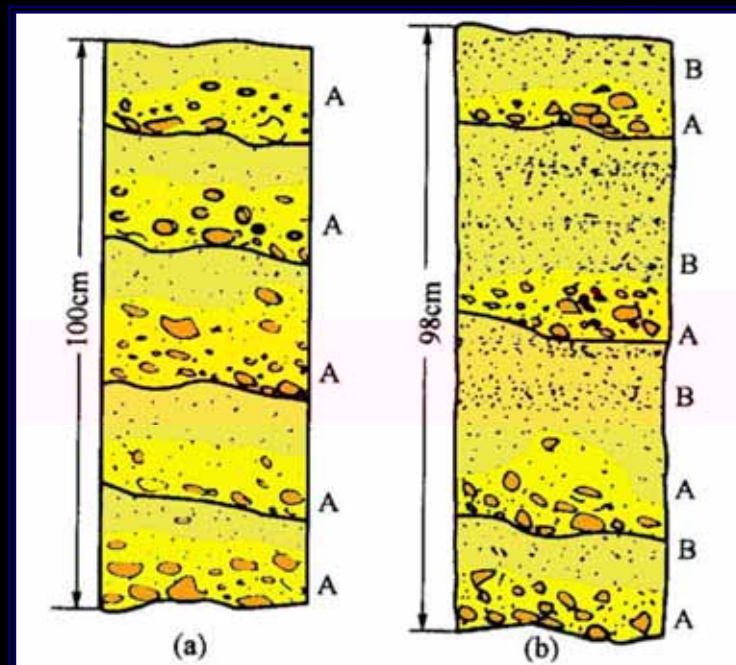






◆较细的段比其下较粗段具有更大的展布面积（强度）

◆后一次浊流将前一次浊流的上部系列冲走
(频率)



叠覆递变含砾粗砂岩，显“AAA”和“ABAB”序列（据刘孟慧，1984）



浊积岩的鉴别标志

1. 浅水陆源碎屑沉积与深水页岩（或泥灰岩）共生或组成韵律层。碎屑成分是陆源的、浅水的，可含浅水化石、植物屑和鲕粒等，但无浅水沉积构造（如浪成波痕、泥裂等），说明陆源碎屑浊积岩的碎屑主要来自浅水环境，但在深水中沉积。





2. 浊积岩常具完整及不完整的鲍玛层序。

3. 有滑动及沉积物液化的证据（包卷层理、滑塌构造和重荷模等）。

4. 有高密度流动的侵蚀痕—底面印模构造。

5. 岩石颜色深，反映深水缺氧沉积环境。

6. 粒度资料显示递变悬浮的沉积特点。

7. 单层（甚至只有几个厘米）在大面积上分布稳定。



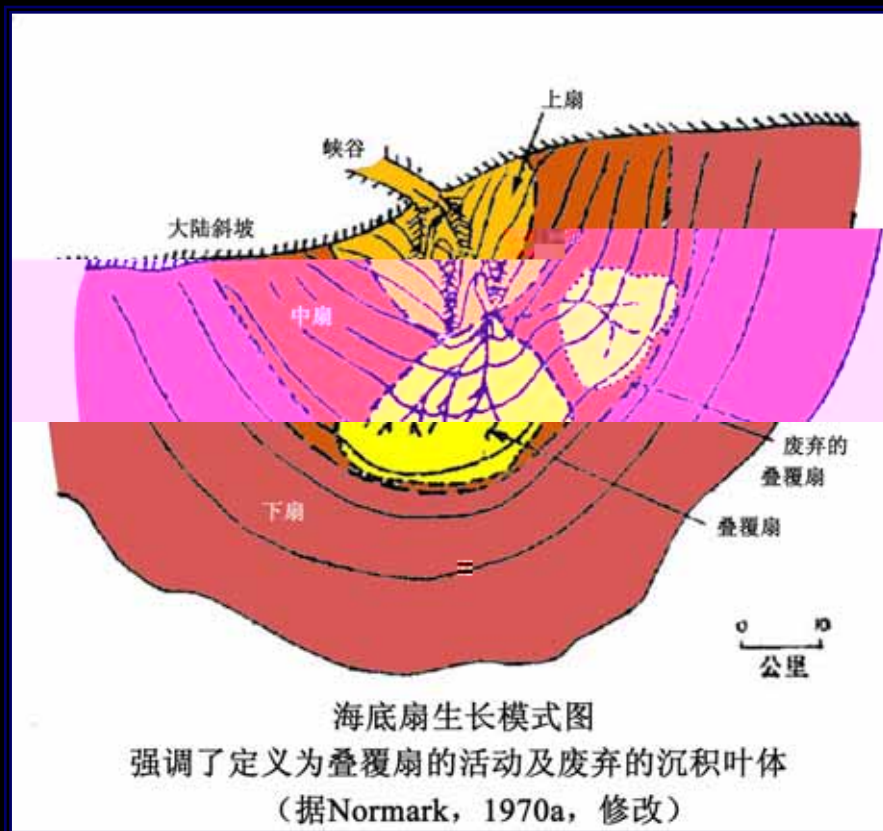
五、重力流沉积的综合相模式

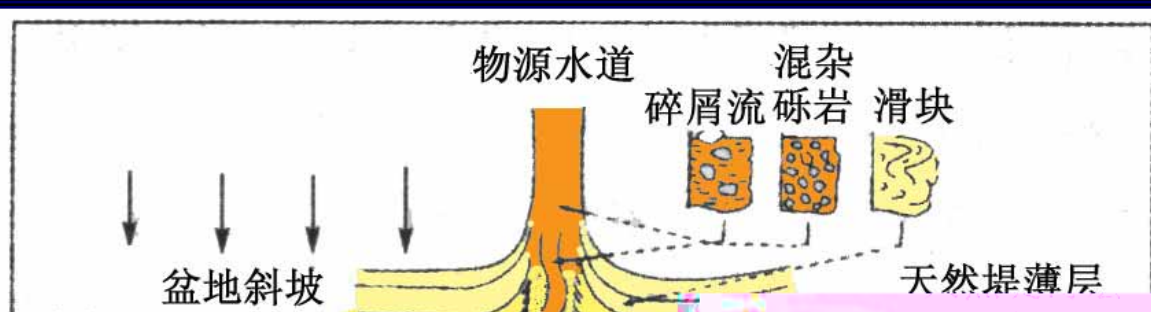
扇模式、槽模式、坡角楔状体模式

1. 海底扇模式

海底扇模式是在对现代海洋浊积扇形态进行调查的基础上，结合古代地层中的岩相特征和层序研究逐步完善的。

海底扇模式基本上也适用于**湖底扇**。

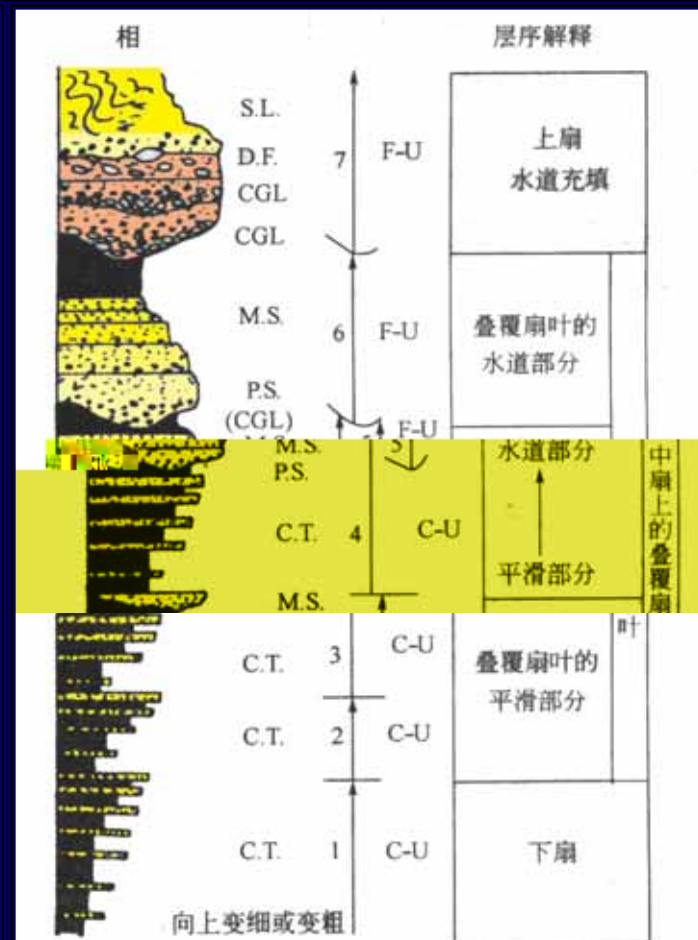




砾岩：反向正向递变

上扇

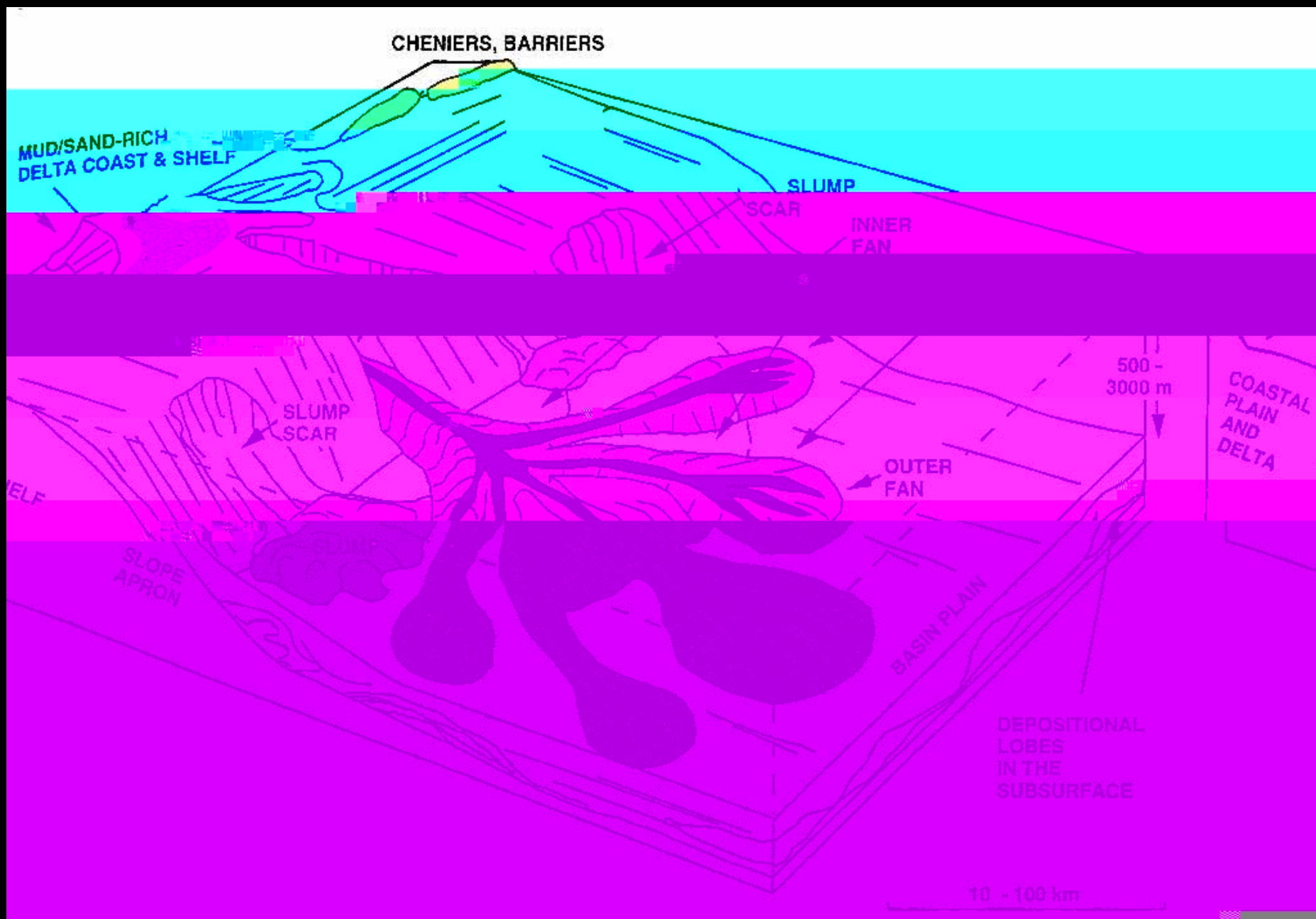
含砾砂岩



海底扇的推进式相模式 (据沃克, 1978)

C-U 代表向上变厚和变粗的层序; F-U 代表向上变薄变细的层序; C. T. 为典型浊积岩; M. S. 为块状砂岩; P. S. 为含砾砂岩; CGL 为砾岩; D. F. 为碎屑流沉积; S. L. 为滑塌沉积

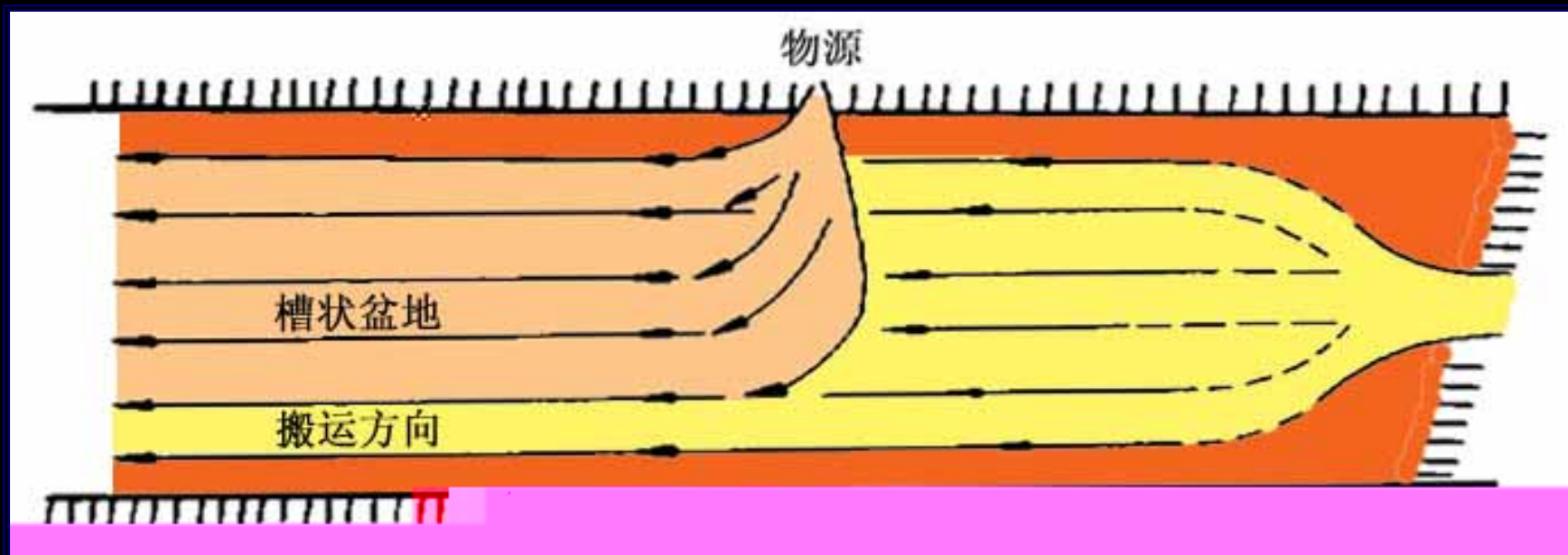






2. 海槽轴向搬运沉积模式

在长形海槽盆地中，重力流进入盆地后沿轴向搬运和沉积。







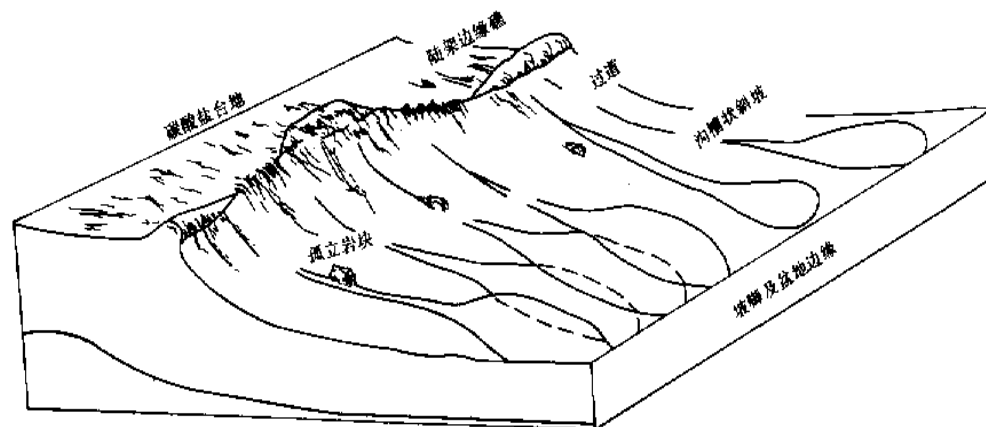
3. 坡脚楔状体模式

该模式主要适用于**碳酸盐**沉积区。由于碳酸岩台地前缘普遍发育向深水盆地过渡的斜坡带，而重力流的物源区又是沿碳酸盐台地边缘分布的线状物源，而非点状物源，故**不形成海底扇而形成坡脚楔状体**。

由于斜坡坡度不同，其分布特征也不同。
可分为：①沟槽型；②陡坡型；③缓坡型。



沟槽型 (中等坡度型)





本节要点：

- 深水重力流形成的基本条件
- 重力流沉积的类型
- 经典浊流沉积层序（鲍玛序列）（重点）
- 浊积岩的鉴别标志（重点）
- 重力流沉积的模式