

# 湖泊相浊积岩的主要特征及其地质意义

何起祥 刘招君 王东坡 胡振国 刘万洙

(海洋地质研究所)

(长春地质学院)

## 引言

1855年, Forel 首先在瑞士康士坦司湖和日内瓦湖中发现由悬浮物引起的高密度流。1939年, Johnson 引入浊流的概念, 随后, 在许多天然湖泊和人工水库中, 都观察到了与高密度流有关的沉积现象。不仅混浊河流可以引起高密度流, 滑坡作用也是重要的触发机制 (Lawson 1919; Daly 1936; Grover and Howard 1938; Johnson 1939; Bell 1947; Gould 1953, 1960)。

但是, 自从五十年代经过 Kuenen 等人 (1950) 的研究, 将巨厚复理石的成因与深海浊流联系起来以来, 湖泊浊流沉积作用反而被忽视了。

实际上, 在湖泊沉积中, 浊积岩是极为常见的。在我国的一些古湖盆中也迭有发现。除了与大规模滑坡作用有关的阵发型浊积岩外, 与河流洪水期有关的稳定型浊积岩也屡可见及。1982—1983年间, 笔者等在四川西部攀西地区的某些中生代湖盆中发现了浊积岩。其中某些标志可能具有一定的普遍意义。本文结合国外某些湖盆的现代沉积资料, 探讨湖泊相阵发型和稳定型浊积岩的沉积学特征及其地质意义。

## 一、湖泊相阵发型浊积岩的基本特征

1875年, 瑞士苏黎世湖畔的霍尔根村 (Horgan) 附近, 因山洪暴发引起大规模的滑坡事件。体积近 100,000 立方米的卵石、砂、粘土、灰泥和白垩由近岸地区下滑, 形成浊流, 注入深湖 (Heim, 1933), 与对坡相遇后折向沿轴运动, 形成了厚达三米的纵向浊积岩系 (Longitudinal turbidites)。根据钻探资料算得的湖底浊积物总量为 1,500,000 立方米 (K. Kelts 等, 1980), 相当于滑塌物质体积的 15 倍。说明泥石流下滑过程中, 侵蚀作用引起的沉积物再活动, 对浊流的形成具有重要意义。

该浊积岩系的横向序列具有一定的典型性。在近湖盆边部的水下扇部分, 堆积着层理不清的块状含砾软泥或泥基支撑的砾石堆积, 同生滑塌褶皱发育。外侧为未见递变层理的粗砂岩, 代表坡度转折处, 浊流能量突然降低而形成的一套粗碎屑沉积。浊积层分布在湖盆的中心部分。由具递变层理的砂、粉砂和泥组成。其底界清晰, 顶界过渡, 上部具模糊的流水层理。共有六个韵律, 与滑坡次数一致。浊积层的厚度取决于滑坡过程中再活动物质的数量, 而非简单地与滑坡规模一致。

在攀西地区会理县下厂沟一带江舟古湖盆的上三叠统湖相沉积中，有一套发育完整的浊积岩序列，直接覆盖在会理群浅变质基底之上（表1），其纵向序列与霍尔根浊积岩系极为相似。

剖面的底部，是一套变化极大的楔状滑塌堆积。由泥基支撑的角砾组成，角砾成分有板岩、细砂岩、粉砂岩、灰岩、花岗岩及玄武岩等。大小混杂，分选极差，横向变化大，往往与基底岩性有关，反映了它们的近源性。泥基含量变化亦大。可由泥质角砾岩变化至角砾质泥岩。底界清晰，具冲刷构造，代表与上覆浊积岩相关的滑塌作用的产物（图版I，1）。

紧接着是一套包括九个韵律的浊流沉积。总厚9.4米。每个韵律都有下粗上细的特点，可与波马序列相比较。

A段为具递变层理的岩屑杂砂岩，泥基支撑明显，底部具槽模（图版I，3）。

B段为具平行层理的细粒杂砂岩，与A段相过渡，二者有时不易区分。

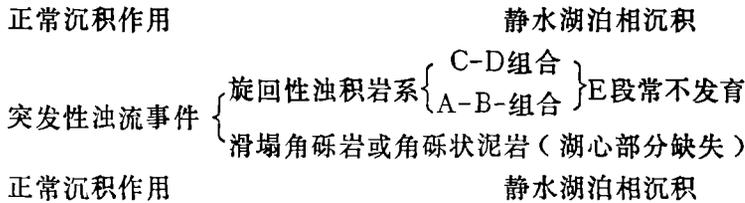
C段为具小型上爬层理或交错层理的细砂岩或粉砂岩。

D段为灰黑色的粉砂岩或泥质粉砂岩，具清晰的水平层理。

E段为垂向加积的正常静水湖泊相的泥质岩或粉砂岩，具断续水平层理。常含生物化石。E段的存在与否，是判断浊积岩系在时间上是否连续，因而也是划分浊流事件的依据。

这是一套阵发型浊积岩系。九个韵律可以归结为四个旋回，第一、二旋回连续，无E段隔开，时间上大致衔接。每个旋回以A-B-D组合开始，以A-B-C-D（图版I，2）或C-D组合结束。第三、四旋回都只有一个C段，分别以28厘米和27厘米的E段与相邻旋回分开，代表两次规模较小的浊流事件的远端沉积。

下厂沟上三叠统阵发型浊积岩与苏黎世湖霍尔根事件产生的浊积岩在相序上的相似性，当然决非偶合。角砾状滑塌堆积罕见于海相浊积岩系，但却常见于湖泊相浊积岩序列中，乃系湖盆规模较小的缘故。因此，可视作小型构造湖盆阵发型浊积岩的特征之一。根据上述两个实例，可将湖泊相阵发型浊积岩的典型序列归纳如下：



浊积岩系代表灾变性的突发事件，夹于正常的沉积相序之间，其产状不能用瓦尔特相律解释。

A、B、C、D各段粒度分布的概率累计曲线极为特征，在纵向上有系统的变化规律（图1）。

应当指出，关于浊流中碎屑组分的搬动方式，目前尚不甚了然。故而对概率累计曲线的解释亦无统一意见。Walker（1979）根据沉积构造的研究认为，A段为混浊水流的快速堆积；B段为上流动体制（Upper flow regime）的牵引流沉积；C段具明显的牵引流沉积构造，但属下流动体制（Lower flow regime）。而据Tucker（1981）的

表 1 会理下厂沟上三叠统阵发型浊积岩的纵向序列  
 Table 1 The vertical sequence of the Upper Triassic episodal turbidites found in Xiachangnu, Huili county, Sichuan Province

层号	厚度	岩性特征	沉积相
17	0.43	灰黑色薄层泥质粉砂岩、具断续水平层理	静水湖泊相
16	0.19	深灰色细砂岩，具上爬层理 底界清晰，向上粒度变细	C段
16	0.27	灰黑色泥质粉砂岩、块状、具 断续水平层理，顶界受冲刷	E段
14	0.48	深灰色细砂岩，具上爬层理或波状层理	C段
13	0.28	灰黑色泥质粉砂岩、块状局部 具断续水平层理或波状层理	E段
12-2	0.1	灰色粉砂岩，具上爬层理和水平层理	C段
12-1	0.20	灰色细粒杂砂岩、块状构造	A + B段
11-2	0.02	灰色粉砂岩，具水平层理	D段
11-1	0.23	深灰色中粒杂砂岩、块状构造	A + B段
10-2	0.05	深灰色粉砂岩、具水平层理	D段
10-1	0.65	深灰色中粒杂砂岩，下部为块状层 理，上部为平行层理、底部具槽模	A + B段
9	0.95	深灰色薄层粉砂岩具水平层理 中央夹细砂岩薄层，具上爬层理	D + C段 + D
8	3.56	底部为含砾粗砂岩，透镜体上部为 具交错层理的细砂岩，粒度由下向 上变细，底部具冲刷面。	水下谷道相
7	0.55	底部为具递变层理的粗砂岩，分布 为稳定；中部为具上爬层理的中粒 砂岩；顶部细砂岩，具水平层理。	D + C + A + B段
6	0.02	深灰色粗粉砂岩，具水平层理	D段
5	0.55	中细粒杂砂岩，下部具平行层 理，上部具上爬层理。	C + 段 B
4	0.32	深灰色含细砾粗砂岩，具递变层 理，底面槽模发育。	A段
3	0.04	灰黑色泥质粉砂岩、具水平层理	D段
2-2	0.38	中粒砂岩，具平行层理	B段
2-1	0.20	含细砾粗粒杂砂岩块状构造底面冲刷接触	A段
1	0.95	滑塌角砾岩横向变化大	滑塌堆积
下伏		会理群浅变质岩系	

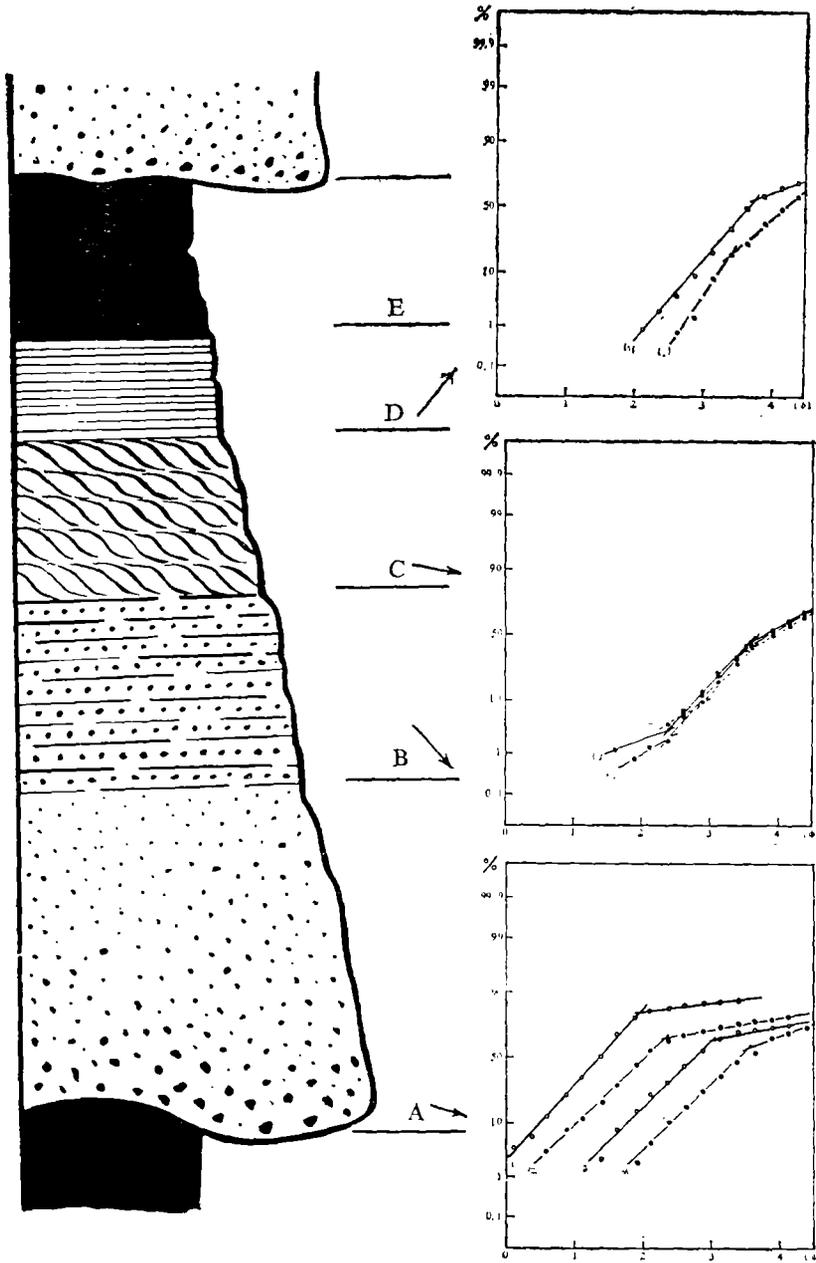


图1 四川会理下厂沟上三叠统阵发性浊积岩的概率累计曲线。A、B、C、D

各段的曲线形态各具特点，反映了水流性质、水流速度及湍动强度的变化

Fig. 1 The log-probability cumulative frequency plots of the Upper Triassic episodic turbidites, Xiachangou, Huili, Sichuan province. The plots of the A, B, C, D sections of a turbidite sequence show systematic variations of the characteristics and velocity of current as well as of turbulence intensity.

意见，D 段为沉积物云的产物。这些意见，与水槽实验结果基本一致，概率累计曲线的解释可以参考这一研究成果。

下厂沟的资料表明，A段的概率累计曲线，由两个总体组成，分别代表高速高密度流的递变悬浮组分和均匀悬浮组分。其最大特点是无拖运总体，曲线只有一个截点，一般在 $1.5\phi$ 左右。

B段的曲线与A段相似，未见明显的拖运组分，似与Walker的结论有出入。

C段的概率累计曲线由三个总体组成，除了上述两种悬浮组分外，出现明显的拖运总体。后者的含量由下而上逐渐增高，最高可达15%，其粒度上限亦为 $1.5\phi$ 左右，与A、B段相连续，细截点为 $2.5-3\phi$ ，反映水流湍动强度及密度的减小。拖运组分的出现，标志着由高速密度流向牵引流的转变，正是形成流水层理的原因。

D段的曲线与A、B段相似，皆为悬浮组分。沉积物粒度极细，垂向加积居于主导地位，为沉积物云的粒度分布特点。

整个序列，由下而上，截点有规律地右移。反映了水流性质的转变及水流速度和湍动强度由大变小的过程，是一次浊流事件由始发至终结这一全过程中水动力学状况依次变化的写照。

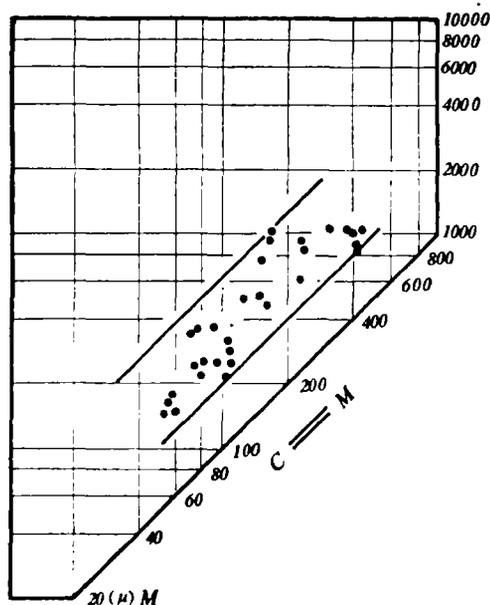


图2 四川会理下厂沟上三叠统阵发型浊积岩的CM图

Fig. 2 The CM diagram of the Upper Triassic episodic turbidites found in Xiachangou, Huili County, Sichuan Province.

在CM图上，样品的点群平行于 $C = M$ 线分布（图2）为典型的浊积岩CM图，随着水流强度的减弱，C、M值系统地减小，反映了递变悬浮的特点。

该阵发型浊积岩底面槽模指示的水流流向为 $115^\circ$ 左右，与盆地轴向（ $170^\circ-180^\circ$ ）高角度斜交，属水下扇型浊积岩。

## 二、湖泊相稳定型浊积岩的基本特征

稳定型浊积岩与阵发型不同，是由携带大量悬浮载荷的洪水期河流形成的。有关此类浊积岩的系统资料在文献上不多见。

江舟古湖盆上三叠统稳定型浊积岩，发育在下厂沟剖面的偏上部，厚约40米，由20个大小不等的韵律组成，单个韵律的厚度一般小于1米（表2）。

表2 会理下厂沟上三叠统稳定型浊积岩的纵向序列

Table 2 The vertical sequence of the Upper Triassic steady turbidites, Xiachangou, Huili County, Sichuan Province

层号	厚度	岩性特征	沉积相
78	2.85	下段为灰黑色薄层粉砂质页岩，具断续水平层理，含菱铁矿结核，为三角洲的底积层，中部为向上变粗的细砂岩，具波状层理；上部为泥质粉砂岩，含植物根系，为中粗粒砂岩的分支河道切割。	三角洲
77-4	0.41	下部为具递变层理的粗砂岩，具底面槽模，向上为具上爬层理的细砂岩。	C + A+B段
77-3	0.50	同上，A+B段增厚	C + A+B段
77-2	0.70	同上，A+B段增厚	C + A+B段
77-1	0.60	同上，A+B段增厚	C + A+B段
76	0.72	灰黑色薄层粉砂岩，具水平层理。	静水湖泊相
75	1.78	透镜状中粗粒净砂岩，底部具冲刷面，向上粒度变细具大型板状交错层理，单向。	水下河流相
74	15.90	深黑色粉砂质泥岩，具断续水平层理，含瓣鳃化石及植物碎片，有菱铁矿结核。	静水湖泊相
73-4	0.40	下部为具递变层理的中粒砂岩，上部为上具爬层理的细砂岩	C + A+B段
73-3	0.78	顶部为具断续水平层理的泥砂，其它特征同上，底面具槽模。	E + C + A+F段
73-2	0.22	同上，底面具沟模	E + C A+B段
73-1	0.35	同上，底面具槽模	E + C A+B段
72-7	1.00	下部为块状构造的中粒砂岩，偏上见模糊的平行层理，上部为具断续水平层理的粉砂质页岩。	E + A+B段

72-6	0.30	下部为具模糊平行层理的中粒砂岩，中部细砂岩具上爬层理，上部粉砂岩具水平层理。	D + C + B 段
72-5	0.10	具上爬层理的细砂岩	C 段
72-4	0.25	下部为具上爬层理的细砂岩，上部为具水平层理的粉砂岩，见有水成岩脉	D + C 段
72-3	0.14	同上	D + C 段
72-2	1.05	下部为具递变层理的中粒砂岩，中部块状砂岩间或见模糊的平行层理，上部为具水平层理的深灰色泥岩。	D + B + A 段
72-1	0.85	下部具递变层理的中粒砂岩，底部具冲刷面及槽模，中部为具上爬层理的细砂岩，上部为具水平层理粉砂岩，三层界线过渡，顶部泥岩，具断续水平层理及揉皱。	E + D + C + A+B 段
71	6.31	灰黑色粉岩质泥岩，具不连续水平层理，瓣鳃化石甚丰	静水湖泊相
70-4	0.30	下部具递变层理中粒砂岩，上部为具上爬层理的细砂岩	C + A+B 段
70-3	0.25	下部中粗粒砂岩，具递变层理，中部为具上爬层理细砂岩，上部具水平层理泥质粉砂岩，见有水平虫孔。	E + C + A+B 段
70-2	0.12	下部为具递变层理的中粗粒杂砂岩，中部为具平行层理的中细粒砂岩，上部为具小型斜层理的细砂岩。	C + A + B 段
70-1	0.24	下部为具递变层理的中粒砂岩，底面具槽模及冲刷构造，中部为具平行层理的细砂岩，上部为具包卷层理的细砂岩。	C + B + A 段
69	4.39	灰黑色粉砂质泥岩，夹薄层钙质粉砂岩，具不连续的水平层理，含全壳型瓣鳃化石及植物碎片。	静水湖泊相
68	1.24	深灰色中粒砂岩，层理不显，含植物杆及植物碎片	滨湖相
67	20.17	灰黑色粉砂质泥岩，含炭质高，具水平层理，顶部见泥灰岩，含植物根茎。	沼泽相

该浊积岩系的下伏地层，是一套具有断续水平层理的静水湖泊相泥岩，常见植物和淡水瓣鳃化石，夹钙质层。层理发育不佳，可能与生物扰动作用较强有关。这一套静水湖泊相沉积发育在产有直立的植物茎及植物根系的沼泽沉积之上，反映了一个退积序列 (Regradational sequence)。

浊积岩系的上覆沉积是一套进积型 (Progradational) 三角洲组合 (图版 I, 4)。基底为暗色块状泥岩，属前三角洲亚相；中部为粒度向上变粗，层厚向上增厚的细砂岩，具小型交错层理，代表进积的三角洲前缘砂体；顶部为含植物根系的粉砂质泥岩，

常为迭加的河流相切割,属水上三角洲亚相。

浊积岩系产于静水湖泊相与三角洲相之间,相当于一个退积序列的顶峰部位。在相序上与上下沉积物组成了一个连续的相组合,可以用瓦尔特相律予以解释。

二十个浊积韵律构成四个旋回,旋回之间有较厚的静水湖泊相分隔,说明每期浊流之后,都有一段正常沉积作用的间歇期。若按沉积速度0.2毫米/年计算,各间歇期的长短如表3。

第一旋回包括四个韵律,每个韵律皆从具递变层理的A段开始。底面具槽模,向上粒度变细。B段具模糊的平行层理,C段小型交错层理或上爬层理清晰,D段发育程度不一,具较好的水平层理(图版I,1、2、3)。

第二旋回包括七个韵律,下部多A-B-C-D组合,上部多C-D组合,代表一期多次活动的浊流事件,浊流强度向上逐次递减。

表3 下厂沟上三叠统稳定型浊积岩各间歇期待续期时间

Table 3 The persistent time of interval stage of the Upper Triassic steady turbidites, Xiachangou, Huili County, Sichuan Province

	间歇期沉积厚度(米)	间歇期持续时间(年)
第四旋回浊积岩		
第Ⅱ间歇期	15.90	79500
第三旋回浊积岩		
第Ⅰ间歇期	0.70	3500
第二旋回浊积岩		
第Ⅰ间歇期	6.30	31500
第一旋回浊积岩		

第三旋回由四个韵律组成,均属A-B-E或A-B-C-E组合。E段极薄,为求简便,划为一个旋回。

第四旋回包括五个韵律,B段不显著,难与A段区分,均属A-B-C组合。

由上可见,稳定型浊积岩的相序特征与阵发型浊积岩是有区别的:(1)稳定型浊积岩总是发育在一个退积序列的顶部,与三角洲相有密切的成因联系,可以用瓦尔特相律解释其产状规律;而不像阵发型浊积岩,只代表一个灾变事件,与上下沉积之间毫无相序上的关联;(2)尽管单个浊积韵律只代表一次瞬时事件,但整个浊积岩系所代表的时限却往往较长。上述剖面中,泥岩夹层总厚度22.90米,其持续时间可达11.5万年之久。

稳定型浊积岩的粒度偏细,在概率累计曲线图上(图3),A段的曲线由三个总体组成。较粗的总体分选较好,由下而上,其含量由57%降到10%,代表山洪暴发期间河流侵蚀作用引起的再活动的河流砂,可称之为再沉积总体。随着浊流的发展,再沉积组分在数量减少的同时,粒度反而变粗,其粒度上限由 $2.55\phi$ 变到 $2.10\phi$ ,反映了河流序

列的反剖面。但再沉积总体的反粒序并不影响A段总的正粒序规律，由下而上，A段的 $\phi_{50}$ 由 $2.45\phi$ 变化到 $3.05\phi$ 。

B段的概率累计曲线与阵发型浊积岩相似，亦由两个总体组成，由下而上，其截点有规律地右移，由 $3.54\phi$ 变化到 $3.67\phi$ ，标志着水流湍动强度的减弱。

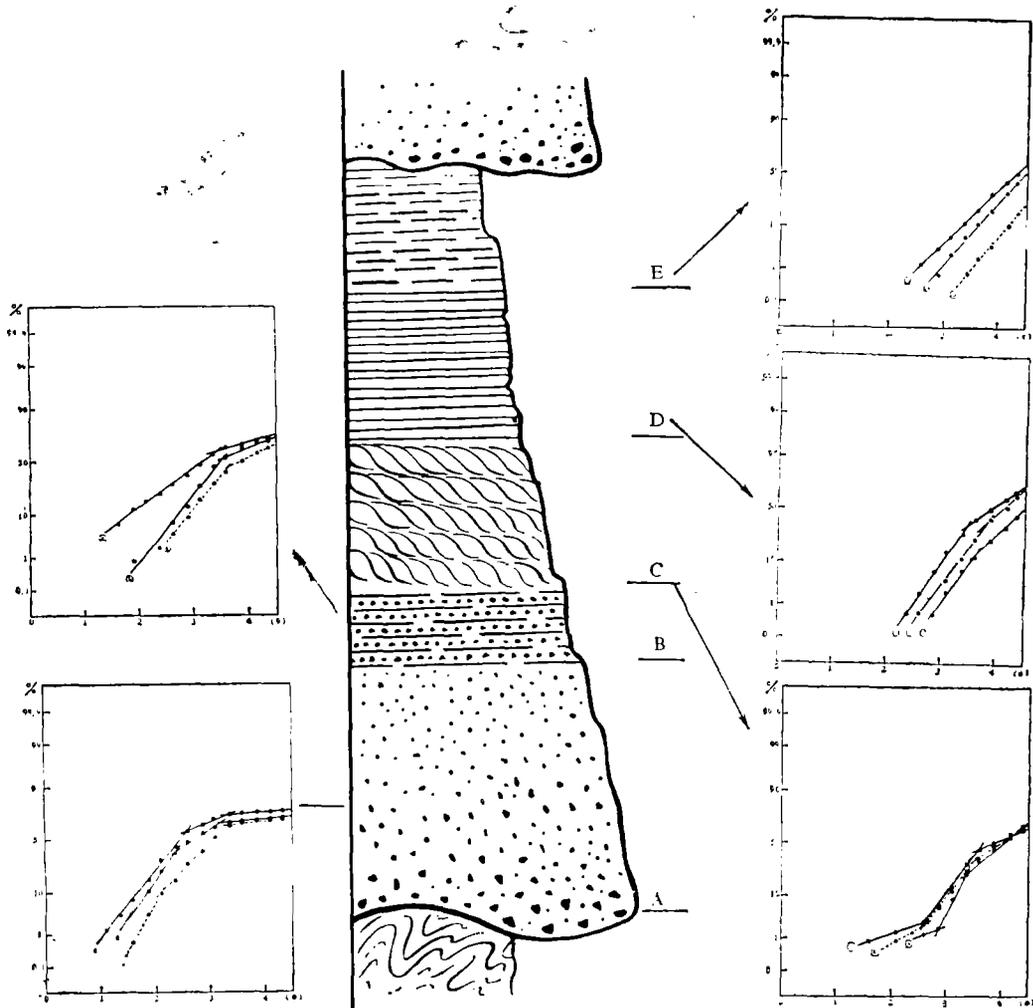


图3 四川会理下厂沟上三叠统稳定型浊积岩的概率累计曲线

Fig. 3 The log-probability cumulative frequency plots of the Upper Triassic steady turbidites, Xiachangou, Huili County, Sichuan Province.

与阵发型浊积岩一样，C段亦由三个总体组成，包括一部分拖运组分。粗、细截点均系统地向右移动，说明床底剪切力和水流湍动强度均在减小。

D段的概率累计曲线由两个悬浮总体组成，其截点在 $3-4\phi$ 之间，E段只有一个总体，为正常的湖相沉积。

稳定型浊积岩的CM图，点群平行于 $C=M$ 线分布（图4）。但最底部的一些样品C值偏大，反映河流影响的存在。

A段底面槽模指示的水流流向为 $160^{\circ}$ — $170^{\circ}$ ，与盆地轴向及经白果湾南流的河流流向一致。

在渡口市三滩附近的上三叠统中，也有一套稳定型浊流沉积。三滩剖面属于金河盆地，位于江舟盆地之西，其稳定型浊积岩距底界223.00米，与下厂沟稳定型浊积岩距底面229.60米相比，二者的层位完全相当。在两个相邻盆地内同时出现浊积岩系，说明该

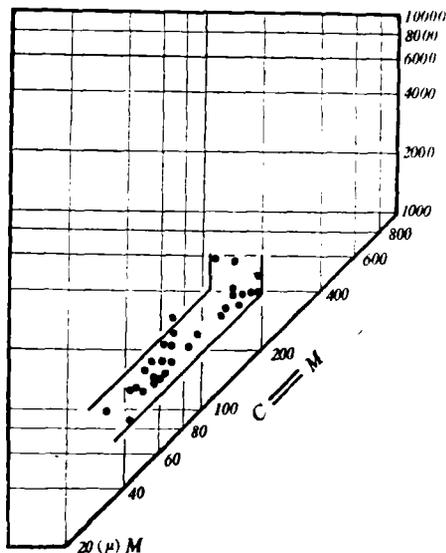


图4 四川会理下厂沟稳定型浊流岩的CM图

Fig. 4 The CM diagram of the Upper Triassic steady turbidites found in Xia-changou, Huili County, Sichuan Province.

浊流事件的诱因，很可能是影响范围较广的气候事件。

三滩剖面的相序为：三角洲相—静水湖泊相—稳定型浊积岩系—静水湖泊相—三角洲相，也是处于一个退积序列的高峰部位。浊积岩系包括九个韵律，由B-C-D组合变到C-D组合，A段不发育，可能更偏向湖盆的中央部位。

### 三、讨 论

五十年代以来，浊流理论已为大多数沉积学家所接受。实际上，浊流沉积在地质记录中的分布要比人们想象的普遍得多。它们可以从不同角度划分为各种各样的类型。按其形成环境，有海相浊积岩和湖相浊积岩；按其形成深度，有深水浊积岩和浅水浊积岩；按其触发机制，有阵发型浊积岩和稳定型浊积岩；按其分布状况，有水下扇型浊积岩和纵向浊积岩等。但是，无论何种浊积岩，都有类似的沉积特征，都需要一定的形成条件，那就是物源条件、触发机制和滞水环境。

形成浊流需要足够的细粒悬浮物。这些物质的来源，除了触发因素带来一部分外，绝大多数与浊流运动过程中对底质层的侵蚀和冲刷有关，因此浊流沉积物具有近源的特点，其中有大量再沉积组分。

重力作用、地震、火山活动引起的滑坡是阵发型浊积岩的主要触发机制。但是山洪暴发引起的洪水，侵蚀力极强，也是造成浊流的原因之一。这就是所谓稳定型浊流。阵发型浊流可以出现在各种环境里，特别是深水环境；但稳定型浊流却只能出现在湖泊环境或特定的滨海环境里。

作为一种短时间的突发事件，浊积物只有在不平静的滞水环境中才能保存。海相浊积岩一般只能停积在浪基面以下的海域，或者更确切地说，斜坡带以下的静水区；在湖泊中多产于偏向湖心的静水部分。

因此，并不是所有的湖泊中都可以形成浊积岩的。湖泊相浊积岩是高山深湖环境里一种典型沉积。但是由于物质供应量的限制，其厚度一般较小，粒度亦偏细。稳定型浊积岩在湖泊沉积中比较常见。由于混浊河流多属低密度流，故在海洋沉积中罕见。

湖泊相阵发型和稳定型浊积岩有许多相似之处，比如都有波马序列，都有大体上相似的粒度分布特征等，但亦有许多重要的区别（表4）。在沉积剖面中识别它们并不是很困难的。

阵发型湖泊相浊积岩的形成，必须以高峻的地形和强烈的差异运动为前提。稳定型浊积岩虽然直接导因于洪水期河流，但实际上也只有泥砂混杂的山区河流，才有足够的能量孕育浊流。因此，这两类浊积岩，都是裂谷盆地或造山期后盆地沉积建造的重要成

表4 湖泊相阵发型浊积岩和稳定型浊积岩的特征比较表

Table 4 The comparison of episodical and steady turbidites in locustrine facies

	阵发型浊积岩	稳定型浊积岩
剖面结构	典型的波马序列。底部往往有角砾状滑塌堆积	典型的波马序列，无滑塌堆积与之共生
相序特征	夹于静水湖泊相泥岩之间	位于退积序列的顶部，与三角洲或河口沉积关系密切
	灾变事件，与上下沉积之间的关系不能用瓦尔特相律解释	与洪水期有关，与上下沉积之间的关系可以用瓦尔特相律解释
	时间上的瞬时性	多旋迴，延续时间往往较长
粒度分布	粒度变化范围大，一般较粗	一般偏细
	A段的概率累计曲线只有两个总体，无再沉积组分，B段与A段相似，C段具有牵引流的典型特征，D段为垂向加积曲线特征，E段为静水湖泊相沉积，只有一个总体。	A段的概率累计曲线有三个总体，有明显的再沉积组分，B段与阵发型浊积岩相似，C段为典型的牵引流曲线，同阵发型浊积岩，D段同阵发型浊积岩，E段同阵发型浊积岩。
	分选差，CM图上Im值大	分选差，但较阵发型浊积岩好，CM图上Im值小。
	都是近源组分	可有远源的河流组分。
空间分布	分布局限	分布范围较广，甚至跨盆地。
控制因素	构造活动性	构造活动性及气候事件

员。

川西康滇地轴上的中生代裂谷盆地，从晚三叠世开始发育。强烈的差异运动，形成了两个相对高差达千米以上的地堑型盆地，一东一西，均呈南北向延伸。西边的金河盆地发育稍早。渡口一带丙南组（T<sub>3</sub>）红色河流-冲积扇相的砾质沉积，为干旱气候条件下的沉积纪录，从大养地组开始，气候转潮湿，盆地转入湖泊阶段。侵蚀基准面的抬升，减少了粗碎屑的输入量。但总的构造格架和地貌景观并未发生根本性的变化。快速堆积作用，准备了足够的物质；同期断裂的频繁活动为阵发型浊积岩的形成提供了触发条件；湖泊深部，水体滞流，有利于浊积岩的保存。在这样的条件下，阵发型浊积岩的形成是有其必然性的。当然，这些条件同时也是形成稳定型浊积岩的地质前提。但稳定型浊积岩一般出现于洪流高潮期或相对湖侵最大的时期，可能标志着一个较大的气候事件。

#### 四、结 论

（一）湖泊相浊积岩是高山湖泊中的典型沉积，是裂谷初期沉积建造的重要成员；

（二）湖泊相阵发型浊积岩代表一个灾变性的突发事件，而稳定型浊积岩则与一定的气候事件有关；

（三）上述两类浊积岩可从剖面结构、相序关系和粒度分布三方面予以区别。本文提出的概率累计曲线，比较全面地反映了浊积岩的特征和浊流的发育过程，与沉积构造所反映的水流性质一致，可能具有一定的普遍意义。

在野外工作中，得到攀西裂谷队的支持，薛康成、彭国清、杨顺、王德典、林俭等同志参加了野外工作。在此一并致谢。

（收稿日期1983年10月17日）

#### 参 考 文 献

- 〔1〕 Bouma A.H.1962, *Sedimentology of Some Flysch Deposits; A Graphic Approach to Facies Interpretation* Elsevier, Amsterdam 168 p.p.
- 〔2〕 Forel F. A. 1885 *Les ravines sous-lacustres des fleuves glaciarees* Acad. Sci. Paris CT Read vol .101 p. 725—728
- 〔3〕 Heim A. 1933 *Bergsturz und Menschenleben* Fretz und Wasmuth, Zürich
- 〔4〕 Johnson D. 1939 *The Origin of Submarine Canyons* Columbia Univ. Press, New York
- 〔5〕 Kelts and Hsü K. 1980 *Resedimented Facies of 1875 Horgen Slumps in Lake Zürich and A Process Model of Longitudinal Transport of Turbidity Currents—Eclogae Geologicae Helvetiae vol.73 No.1, p. 271-281*
- 〔6〕 Kuenen and Migliorini 1950 *Turbidity Currents as A Cause of Graded Bedding* Jour. Geol. vol.58 p.91-127

- [7] Middleton G.V. and Bouma A.H. (Ed.) 1973 Turbidites and Deep Water Sedimentation Soc. Econ. Paleont. Mineral. Short Course Notes
- [8] Walker R.G. and Mutti E. 1973 Turbidite Facies and Facies Association in Middleton et al(Ed); Turbidites and Deep Water Sedimentation Soc.Econ.Paleont. Mineral.Short Course Notes

## CHARACTERISTICS OF LACUSTRINE TURBIDITES AND THEIR TECTONIC SIGNIFICANCE

He Qixiang

(Institute of Marine Geology, Qingdao)

Liu Zhaojun Wang Dongpo Hu Zhenguo Liu Wanzhu

(Changchun College of Geology)

### Abstract

Turbidites are common in tectonically active lake basins. There are two kinds of turbidites, i. e. episodic and steady turbidites. Several examples are discussed in this paper based on the data from western Sichuan, China and Switzerland. Facts demonstrate that the recognition of the two is possible according to their sedimentary sequence, grain size distribution and their relations with the surrounding facies.

The episodic turbidite might be triggered by catastrophic events, e. g. earthquake, volcanism and gravitational slumping. Owing to the small size of the basin in mountainous region, argillaceous breccia or brecciated mudstone occurs at the bottom of the sequence, indicating a slumping on great scale. The thickness of the breccia is rather variable. The content of the breccia is obviously related to the source rock nearby. The occurrence of the breccia is, therefore, a significant feature of the episodic turbidite of a lake basin. The breccia is found in the late Triassic Jiangzhou basin and in the lake Zürich where a catastrophic slumping took place 100 years ago and resulted in a turbidite sequence with argillaceous breccia at the bottom. The episodic lacustrine turbidites occur within the deep-water lacustrine muddy deposits as a result of catastrophic slumping and interrupt the normal facies sequence. The grain size distribution shows very typical characteristics on the log-probability plot coincident with the conclusion reached by Walker (1979) from the hydrodynamic analysis of the Bouma sequence. All the samples from the beds A and B of the Bouma sequence own a grain size distribution of suspended load, but the bed C is distinct with a traction component which is of log-normal distribution and appears as an independent population.

The steady turbidites owe their origin to flood river. Although they have simi-

lar profile structure except the lack of slumping-induced breccia, the position of the steady turbidite in the facies sequence is definite, usually they occur at the top part of a regradational sequence, indicating a largest flood stage, so that the existence of steady turbidite might indicate a climatic event prevailing in a wide area. The pattern of grain size distribution of the steady turbidite is basically the same as that of the episodic turbidite. But there are some deposited components in the bed A, which constitute an independent population with better sorting and reversed graded sequence. Lacustrine turbidites are typical members of the sequence of the incipient rift, and are of importance to understanding ancient rifts.

### (上接第7页)

新的有关有机物转化方面的研究资料。由于赫斯教授参加了DSDP研究项目,所以在讲演中能较深入地讨论有关远洋硅质沉积的成岩作用问题,在讲演的同时,还展示了有关的深海钻探的取芯薄片。

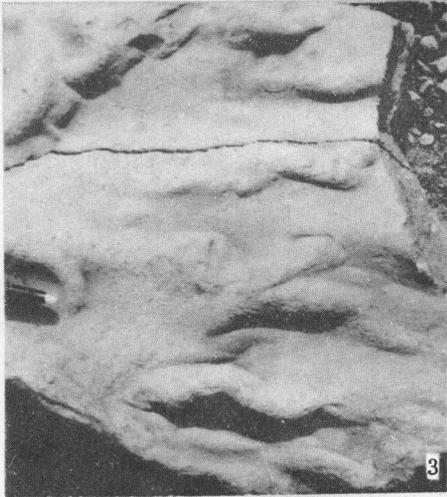
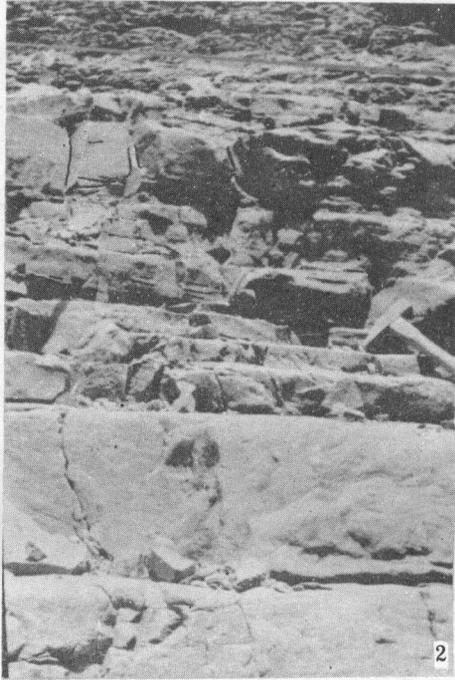
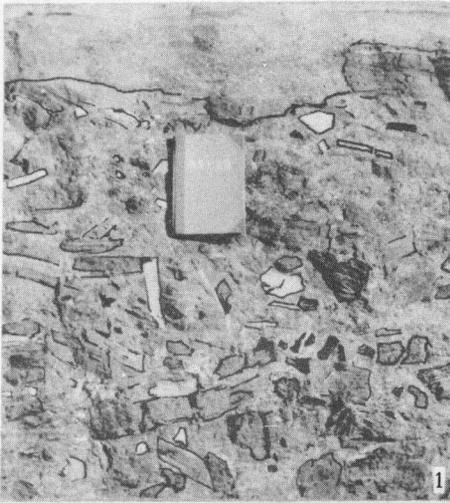
关于砂岩的成岩作用及孔隙演化,是本次讲座的一个重点部分。史密特博士根据其多年来的卓越研究,提出了自成一家的学说。这早已在我国传播了。在此次讲座中,他的报告涉及到砂岩的机械压实作用、化学压实作用(胶结、交代、溶解作用过程)、起因和控制因素、水力学状态和质量转移;对孔隙度、结构和矿物学变化的基本看法、孔隙的收缩、增大、转变和再分配等问题。他列举了大量实例加以论证。此外,还介绍了分析和研究方法,以及在资源勘探开发中如何使成岩作用的研究发挥效益的问题。最后,在成岩作用与大地构造一讲中,讨论了一些规律性的问题,如成岩作用的分带及被动大陆边缘的成岩作用等。

在讲课的同时,还安排了岩石薄片观察5次。观察内容包括深海钻探取芯样品、砂岩的成岩变化……等。讲学于16日结束,17日去峨眉参观三叠系剖面(龙门洞及川主二剖面),专家对于中国地质学家在该处所做的工作给予很好的评价,并认为该剖面是世界上少有的一个具有独特特点的好剖面。史密特博士根据他在欧洲和北美等地的研究经验,对于该剖面的解释和就与之有关的油、气、钾盐的远景所发表的精辟意见,给我们很好的启发。

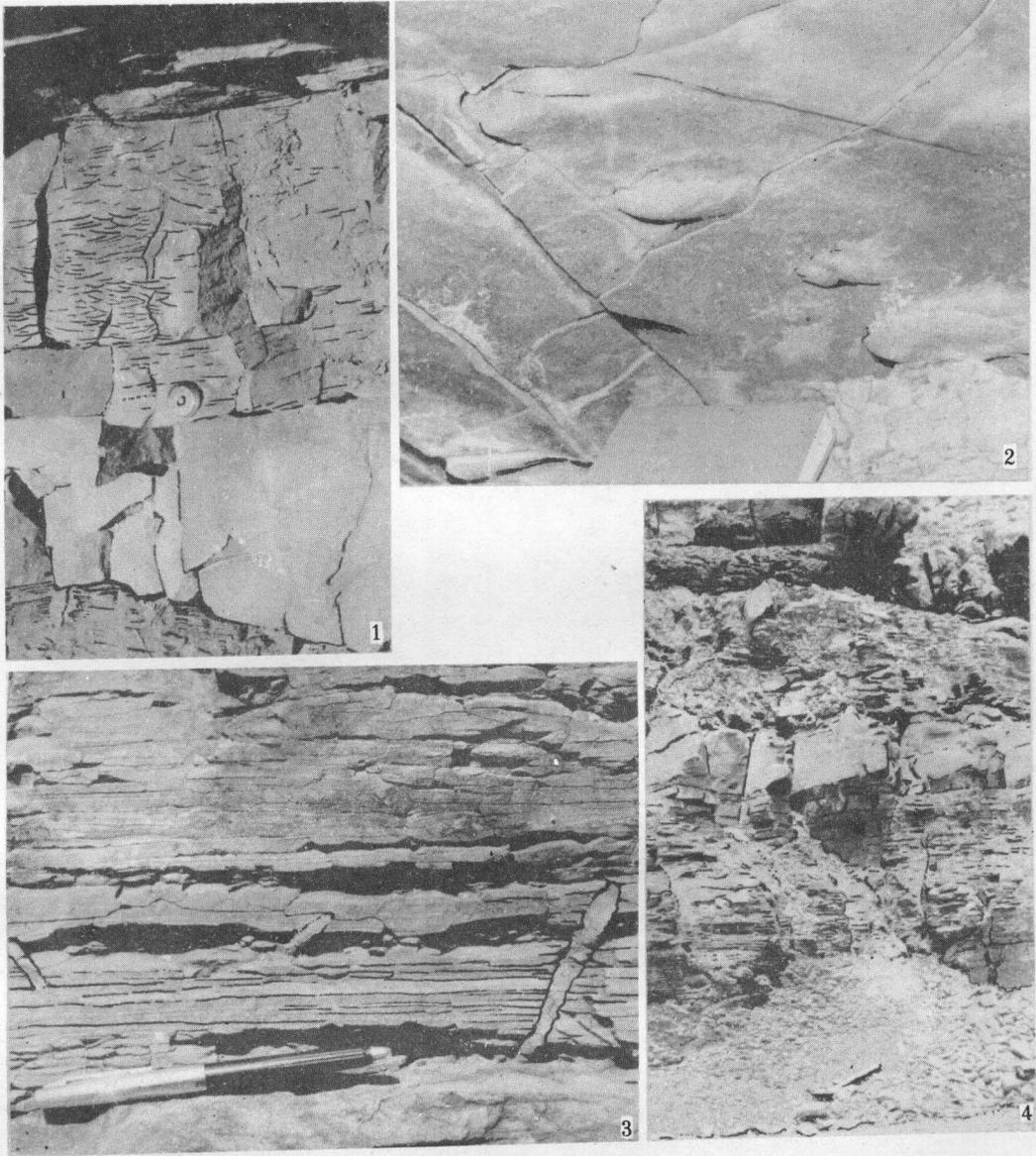
这次讲谈的特点是:1.内容全面新颖而深入,演讲人有丰富的经验,学术上有独到见解,许多材料是在国外尚未发表过和讲过的;2.理论与实践密切结合,讲学中不仅有理论基础,还有大量应用实例,展示了幻灯片、安排了薄片观察、并介绍了工作方法;3.讲课人认真准备,一丝不苟,他们为此次讲学准备了一年多,在讲课期间,从早到晚每天工作在16—17小时以上;4.听讲的学员认真听讲,刻苦学习,正如二位专家所说:“中国的同行这样集中精力认真听讲,是我们在其它任何国家的学习班上没有见过的”。

据学员们反映,在这次学习班上,不仅学到了许多新的知识,了解了当前世界上的研究动态,扩大了视野,而且掌握了有关成岩作用的基本理论和工作方法。这次讲学对于我国这一领域的研究,定会有很大的促进作用。

(刘宝珺 1984, 9月8日)



四川会理下厂沟上三叠统阵发型浊积岩： 1. 其下部的滑塌堆积。 2. 典型组合A-B-C-D。 3. A段的底面槽模



四川会理下厂沟上三叠统稳定型浊积岩： 1. 典型组合A-B-C-D。 2. A段的底面槽模。 3. D段的水平层理和水成岩脉。 4. 浊积岩系上覆的三角洲组合。