

# 湘西黔东寒武纪深水碳酸盐重力沉积

高振中 段太忠<sup>1)</sup>

(江汉石油学院)

湘西黔东武陵山地区位于江南寒武纪边缘海的西北边缘<sup>[1]</sup>,自早寒武世清墟洞期开始,本区主要表现为—呈北东—南西向展布的深水碳酸盐斜坡。其东南侧为深水盆地。西北侧为广阔的扬子碳酸盐台地。台地边缘区发育有以表附藻、葛万藻为主要造礁生物的蓝绿藻礁和鲕粒滩、砂屑滩。由于台地边缘的快速堆积及其向海推进,造成了台地边缘极大的不稳定性,在重力作用下,发生了大规模的沉积物横向位移。因此,自中寒武世开始,在斜坡带及盆地边缘形成了类型繁多的重力沉积物。

## 一、重力沉积类型

斜坡带和盆地边缘的重力沉积与原地垂直降落沉积间互成层,构成颇具特色的组合。原地沉积具有能反映其成因的下述特点:①颗粒细,粒径皆不大于粉砂级;②以碳酸盐泥为主,可混杂有陆源粉砂、粘土和碳质、硅质沉积;③最特征而普遍存在的沉积构造是毫米级的水平纹层(图版I,1),无任何显示有强水流作用的迹象;④缺乏生物钻孔和其它生物扰动遗迹,所含生物化石主要为浮游三叶虫球接子类:*Hypagnostus* sp., *Diplagnostus* sp., *Ptychagnostus* sp., *Homagnostus* sp., *Pseudagnostus* sp., *Glyptagnostus* sp., *Geragnostus* sp., *Lejopyge* sp., *Peronopsis* sp., *Aagnostus* sp., *Lotagnostus* sp., 盘虫类 *Hupeidiscus* sp., *Sinodiscus* sp., 和海绵骨针 *Protospongia* sp. (图版I,2);⑤普遍含星散状和细纹层状黄铁矿。上述特征表明当时本区为一极宁静的、滞流的深水强还原环境。

与这种长期寂静环境相交替的,是大规模的重力横向搬运所引起的短暂的“恐怖间断”<sup>[2]</sup>。由此形成的重力沉积物,按其内部的离散程度<sup>[3]</sup>可以区分出孤立岩块、滑塌沉积和重力流沉积三种类型。而重力流沉积,按流动的支撑机理<sup>[4]</sup>又可识别出碎屑流、浊流、颗粒流沉积三类。分别讨论如下:

### (一)碎屑流沉积

本区碳酸盐重力流沉积中,碎屑流沉积的砾屑灰岩十分引人注目(图版I,3),不仅规模大,而且层数多,中、上寒武统均有分布。最大累积厚度三百米以上,约占重力流沉积总厚度的70%。在最发育层段可占剖面总厚度的1/3。

<sup>1)</sup>参加工作的还有夏克东、杨先政、张玉清、覃兆军同志。

1. **成份、结构和构造** 碎屑流成因的砾屑灰岩的砾屑成份尽管非常复杂, 但按其来源不同可分为两类<sup>[5]</sup>。一类是来自台地边缘高能环境的外源砾屑, 以亮晶鲕粒灰岩、砂屑灰岩和藻礁灰岩为主, 色浅, 多呈浑圆状, 磨圆较好, 由细砾到巨砾不等, 以粗—巨砾为主, 最大砾径可达5米。另一类为来自深水斜坡带或盆地边缘的内源砾屑, 几乎全为暗色的纹层状、薄板状泥—粉晶灰(云)岩, 呈板片状, 棱角明显, 多属粗—中砾级。外源和内源砾屑均可作为碎屑流的主要组份, 也可以任何比例相混合。

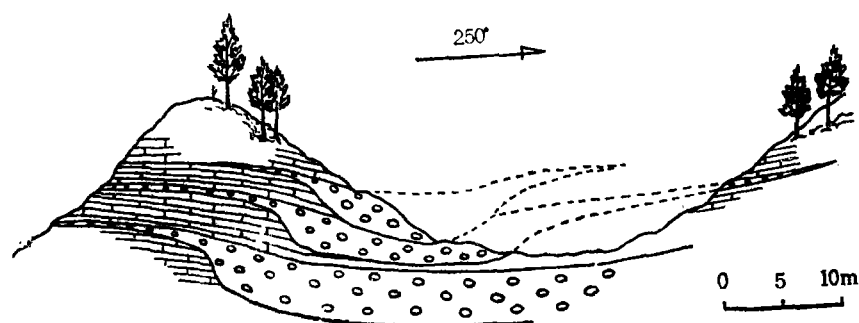
碎屑流成因的砾屑灰岩普遍含有一定量的基质。含量一般由10%—35%, 最高达60%。基质成份以灰泥为主, 少量砂屑、鲕粒、生物屑、陆源粉砂和粘土。灰泥已普遍发生云化而形成自形、半自形的粉晶白云石。

碎屑流砾屑灰岩呈块状构造, 砾屑排列杂乱无序。砾屑灰岩层底部常见明显的截切面(图1); 顶面比较平坦, 其上直接覆盖细粒的纹层状原地沉积, 也可以覆以较碎屑流砾屑灰岩细得多的粒序层。

碎屑流砾屑灰岩单层厚数米到十米, 最薄几厘米, 最厚接近30米。

2. **碎屑流沉积体的几何形态和空间展布规律** 碎屑流沉积呈北西—南东向条带状分布, 剖面上为底凸顶平的透镜体(图1)。两侧薄层部分的砾径, 均较中部小1—2个粒级。

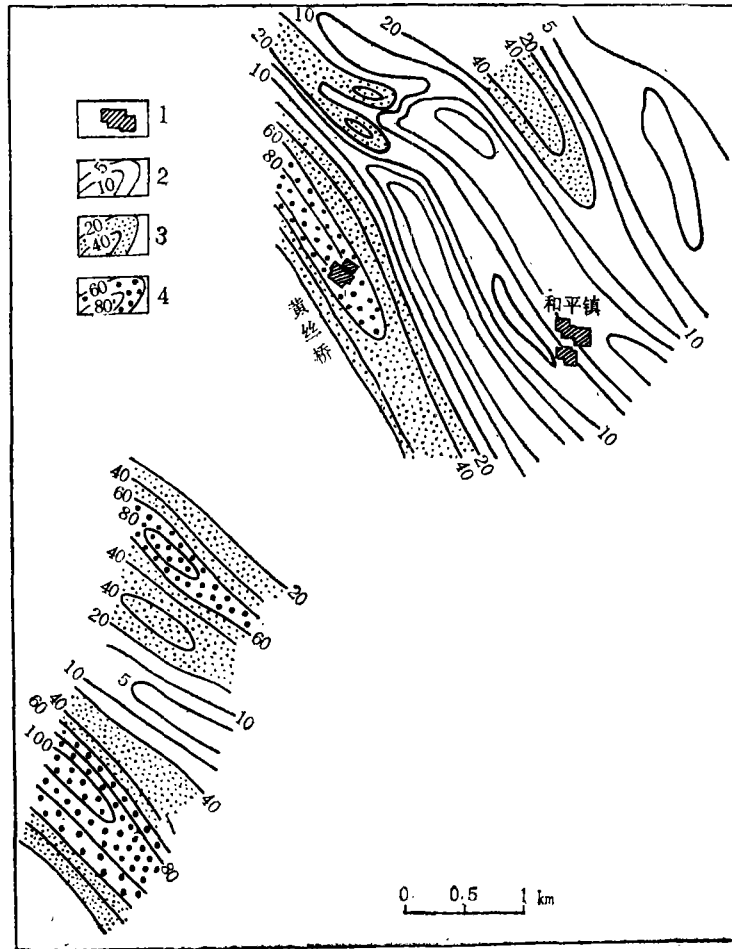
碎屑流沉积的几何形态特征, 反映它是海底水道的充填体。其延伸方向变化在 $100^{\circ}$ — $160^{\circ}$ 之间, 以 $120^{\circ}$ — $130^{\circ}$ 者居多, 与古斜坡走向近垂直。图2是根据99个钻孔资料编绘的和平镇矿区中寒武统花桥组砾屑灰岩累积厚度等值线图。显然, 砾屑灰岩的分布很不均匀。累积厚度达数十米至百余米的、北西—南东向的厚度集中带指示了古海底水道的位置。在水道之间, 砾屑灰岩的累积厚度仅几米到十几米, 甚至缺失。水道彼此近于平行, 间距大致相等, 一般1—2公里。通常水道宽数十米到1公里。另据砾屑灰岩单层厚度分析, 水道一般深至十数米, 最深不超过30米, 向下游(南东方向)逐渐变浅, 但有加宽趋势。



示水道碎屑流沉积和水道的继承性

图1 和平镇西牛垴寒武系砾屑灰岩层的剖面形态

Fig. 1 Profile of Cambrian calcirudyte beds, nearby Xiniuao hill, Showing channel debris flow deposits and inheritance



1. 村镇 2. 砾屑灰岩累计厚度小于20米的区域 3. 累计厚度为20—60米的区域 4. 累计厚度>60米的区域

图2 凤凰和平镇矿区寒武系花桥组砾屑灰岩累积厚度等值线图

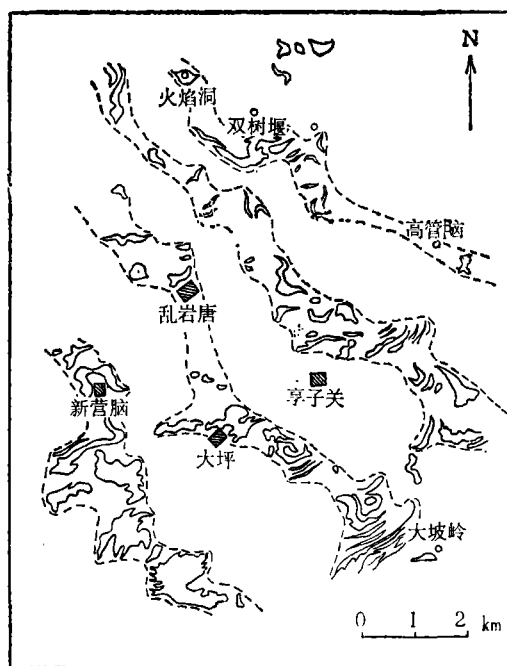
Fig. 2 Isogram of cumulative thickness of Cambrian calcirudytes of Huaqiao Formation, Heping town

图1和图2都说明,水道碎屑流沉积具有继承性。随着时间的推移,水道的位置可以有少许侧向偏移,规模也可以有所变化,但总的趋势具有明显的定位性。图3,表明,砾屑灰岩地面露头的总体分布趋势,仍呈明显的南东向条带。这除了证实南东向水道分布的普遍性外,也进一步证实了水道位置的继承性,因为不同层位砾屑灰岩的地面露头,都恰好位于狭长的南东向条带内。

(二) 浊流沉积

本区中、上寒武统的浊积岩相当发育,虽单层厚度通常只有1厘米至几十厘米,但累积厚度可达百余米。最发育层段约占剖面总厚的1/4。

浊积岩的粒度组成以砂级为主,局部含有较多砾屑。按其来源虽可分出内源和外源两类,但一般总是以外源者占绝对优势。最常见的颗粒成份有:鲕粒灰岩碎屑和单个鲕粒



(据贵州103地质队修改)

图3 享子关地区寒武系砾屑灰岩露头分布图

Fig. 3 Distribution of Cambrian calcirudyte outcrop in Tingziguan

(图版 I, 1)、砂屑和粉屑灰岩碎屑(图版 I, 1、2)、泥晶灰岩碎屑(图版 I, 3)、表附藻灰岩碎屑(图版 I, 2)、葛万藻灰岩碎屑(图版 I, 3)以及海百合、三叶虫碎屑等。

按照 Middleton (1967) 的意见可分出高密度浊流和低密度浊流两种类型, 所形成的浊积岩各具特征<sup>[6、7]</sup>。颗粒体积含量在 20% 左右的低密度流形成的浊积岩具分布递变 (Distribution grading), 即所有颗粒自下而上依次变细<sup>[7]</sup>; 而高密度流所形成的浊积岩则具粗尾递变 (Coarse-tail grading), 即仅粗颗粒部分显示出自下而上变细的特征<sup>[6]</sup>。这两类浊积岩都相当发育, 现分述如下。

**1. 低密度浊流形成的浊积岩** 此类浊积岩规模较小, 单层厚数毫米至数厘米。粒度细, 主要为砂、粉砂级, 少数细砾级。填隙物为灰泥, 但可发生白云化或重结晶, 含量 5—25% 不等。此类浊积岩分布范围很广。完整的鲍马序列由以下五段组成 (参见图版 I, 4):

E. 黑色纹层状泥—粉晶含灰泥云岩。

D. 粉屑灰岩夹极细砂屑纹层。

C. 具砂纹层理的极细砂屑灰岩, 有时可为灰(云)质极细砂岩。本区 C 段砂纹层理的细层毫无例外地倾向南东。

B. 具清晰平行层理的砂屑灰岩。

A. 具正粒序层理的砂屑灰岩, 有时下部含细砾屑。底部与下伏纹层状灰云岩之间常

有小型侵蚀构造。本段粒序层为分布递变，表明此类浊积岩是由低密度浊流形成的〔7〕。

上述完整的鲍马序列虽尚较常见，但更为广泛存在的是AE（图版I，5）、CDE组合，以及AE与ABCDE之间的过渡类型。较近源处以AE组合为主；在较远端，如盆地边缘带，主要出现CDE组合。

**2. 高密度浊流形成的浊积岩** 此类浊积岩规模较大，单层厚多在20厘米以上，厚者可超过一米。粒度粗，最大粒径可达5—8厘米。分布较局限，一般与水道碎屑流沉积共生。最常见ABC序列（参见图版I，6）

C段：具中—大型交错层的中—粗砂屑灰岩，含少量砾屑。交错层均倾向南东。层系厚5—20厘米，顶部常受到切蚀。

B段：具平行层理的粗—极粗砂屑灰岩，含砾石。

A段：具粗尾递变的砂屑—砾屑灰岩。砾屑的粒径和含量向上均减小。底部常具截切面。

此类浊积岩的灰泥含量比低密度流浊积岩更高，一般20—35%，但大部分已白云化和重结晶至细—粉晶。

由于C段之上常受切蚀，故与鲍马序列相当的D、E段一般不存在。因A段具粗尾递变，所以形成于高密度浊流〔6〕。这种ABC序列浊积岩以上寒武统车夫组最发育。

这类浊积岩中的大、中型交错层所指示的流向，与用其它各种方法确定的浊流流向完全一致，说明它也是浊流成因的。同时考虑到它总是与粒序层和平行层理相伴生，并位于它们之上，故我们将其视为与鲍马序列C段砂纹层理相当的产物，也是浊流沉积晚期阶段牵引作用的结果。

至于何以有时形成砂纹层理，有时则形成大、中型交错层，笔者认为这主要与沉积物粒度有关。Southard（1975）根据实验数据所作的床砂形体粒度—流速图表明，粒大于0.6毫米的砂，随流速的增大，由下部平坦床砂直接转变为砂浪和砂垄，而不会产生小砂纹。笔者所描述的大、中型交错层中，大于0.6毫米的颗粒占1/3以上，并含有砾石，因而它们只能形成较大砂波。而这些颗粒能够被搬运，说明水动力条件强，较细的砂也利于形成大砂波。大砂波的迁移就形成大型交错层理。所以在粗粒浊积岩中出现中—大型交错层是毫不奇怪的。Walker（1976）曾描述过深水含卵石砂岩中的发育良好的中型板状和槽状交错层〔8〕，不过他没有将其划归“似鲍马序列”。Allen（1982）则更多地论述了这个问题，并指出生物碎屑浊积岩中的大型交错层更常见〔6〕。

### （三）颗粒流沉积

本区颗粒流沉积的发育程度，远不能与碎屑流和浊流相比，但它却提供了一个颇具特征的良好实例。已发现的颗粒流沉积层，均具有三段结构：

（3）正粒序段：具正递变的亮晶生物屑砂屑灰岩，磨圆很好，分选较差。

（2）块状段：无递变的亮晶生物屑细砾屑灰岩。本段粒度最粗，与上、下段均呈渐变过渡。

（1）反粒序段：具反递变的亮晶砂屑灰岩，常含孤立的较大片状泥晶灰（云）岩砾屑，系侵蚀下伏层的产物，即撕裂砾石。本段与下伏层突变接触，并具小型截切面。

颗粒流沉积单层厚通常5—15厘米。其上下层均为黑灰色纹层状泥—粉晶含泥灰

(云)岩。

上述反粒序的成因与颗粒间的剪切作用产生的离散压力有关(Bagnold, R.A. 1954)。而上部的正粒序可能与沉积时造成的颗粒悬浮有关。

颗粒流沉积的颗粒组分与浊积岩类似,但生物屑含量较高。从结构看,颗粒磨圆度通常比浊积岩的好,分选则较差。但是,颗粒流沉积最显著的结构特征,是其粒间孔隙物不是灰泥基质,而是亮晶胶结物。这种亮晶胶结物具有明显的世代性,沿颗粒边缘为马牙状方解石环边,孔隙中心为粗大的方解石晶粒(图版Ⅰ, 4)。海百合碎屑则具明亮的共轴生长边,生长边的形状明显地受粒间孔隙形态的控制。这说明本区的颗粒流沉积是一种惯性流动体制,而非粘滞流动体制的产物。由于野外露头条件的限制,上述特征主要是基于对钻孔岩心观察结果的综合。因横向观察范围所限,颗粒流沉积是否还有其它一些重要特征尚不清楚。

#### (四) 孤立岩块

孤立岩块是指四周为深水沉积所包围的、来自浅水高能环境的巨大的岩块。它是在重力作用下,由台地边缘顺坡搬运到深水斜坡中的较平缓地带或盆地边缘带停积而形成的。

在本区,这种孤立岩块是相当发育的,也是非常醒目的。其规模从数立方米到万余立方米不等。岩块几乎全为浅灰至灰白色的蓝绿藻礁灰岩块体,与周围深灰至黑灰色薄板状、纹层状深水石灰岩形成鲜明对照。岩块内的生物型层理与围岩层理斜交或垂直。根据对许多岩块薄片的观察,发现岩块中表附藻骨架灰岩内,普遍存在两组不同方向的示顶底构造。其中一组示顶底构造所指示的上方与表附藻的向上生长方向一致;另一组所示的上方则与表附藻的生长方向斜交或垂直(图版Ⅰ, 5)。这说明,岩块是在弱胶结的情况下脱离原礁体的,在转动一个角度后才完成全部胶结作用。其后在重力的作用下,搬运至现今所在的位置。岩块下伏的纹层状碳酸盐岩与岩块接触处常见一系列小揉皱,这些小褶曲轴面的产状指示出岩块滑动的方向是自北西向南东。岩块的上覆层则常形成披盖构造。

本区的孤立岩块常与水道碎屑流和高密度浊流沉积共生,在上寒武统车夫组中最常见。

#### (五) 滑塌沉积

本区的滑塌沉积与前述几种重力沉积有明显差别。它们被搬运的距离较短,岩性多限于在较深水区形成的纹层状、薄层状细粒碳酸盐岩。

由于受岩性、坡度、滑塌体的厚度以及滑动距离等因素的影响<sup>[9]</sup>,滑塌作用的发育程度有很大不同。最初的蠕动,只能使未固结的水平纹层变得弯曲,厚度的均一性也会由此而遭到一定程度的破坏。湘西汞矿带敖溪组第三段上部普遍发育的弯曲纹层就是这种成因。重力作用的进一步加强,可使沉积物发生滑动,滑动层内产生更明显的塑性变形,形成滑塌褶皱(图版Ⅰ, 6)。这种机制形成的原生褶皱,在本区寒武系中屡见不鲜。褶曲的轴向大都近北东向,与斜坡平行;褶曲的轴面一般倾向北西。滑塌层的继续运动,使已变形的岩层发生错断,层的连续性遭到破坏。滑塌过程的最终结果,是滑塌块内的角砾化。这种滑塌角砾岩与碎屑流砾屑灰岩的一般区别是:无外源砾屑;磨圆差;这种

角砾岩向下伏层方向可渐变过渡为正常岩层，而不象碎屑流沉积那样与下伏层之间必有突变的截切面。

综上所述，从弯曲纹层→同生褶皱→原生错断→滑塌角砾岩，构成了一个完整的滑塌系列。然而，沉积物的运动至此并不一定终止，它还可能进一步发展，滑动变为流动，滑动物最终变为沉积物重力流。

滑塌沉积是指示斜坡带的可靠相标志<sup>[9]</sup>。本区寒武系各组段地层中的滑塌沉积分布的位置，随地层时代的变新逐步向东南推移，由此也反映出了斜坡不断向东南推进的趋势。

## 二、重力流沉积的粒度特征

我们在野外露头、岩心、岩石光面和薄片上都以统一的方法进行粒度统计。野外测量时，首先在清晰的露头处画上等间距的测线，再逐一对与测线相交的颗粒进行测量。每个颗粒测量两个数据：先测其最大视长轴，以此确定应将它归于哪一粒级；然后测量颗粒与测线相交的长度，以此作为该颗粒所占含量的量度，填入相应的表格中。分别累积每一粒级内所有颗粒与测线相交的长度，即可由此算得各粒级的体积百分含量。岩心、光面和薄片的统计方法与此类似。本区共作粒度统计点40个，其中野外露头点7个，岩心点7个，岩石光面1个，薄片点25个。现将数据整理和研究结果简要论述如下：

1. 粒度概率曲线特征 本区各类重力流沉积的粒度概率累积曲线有明显的差别（图4）。

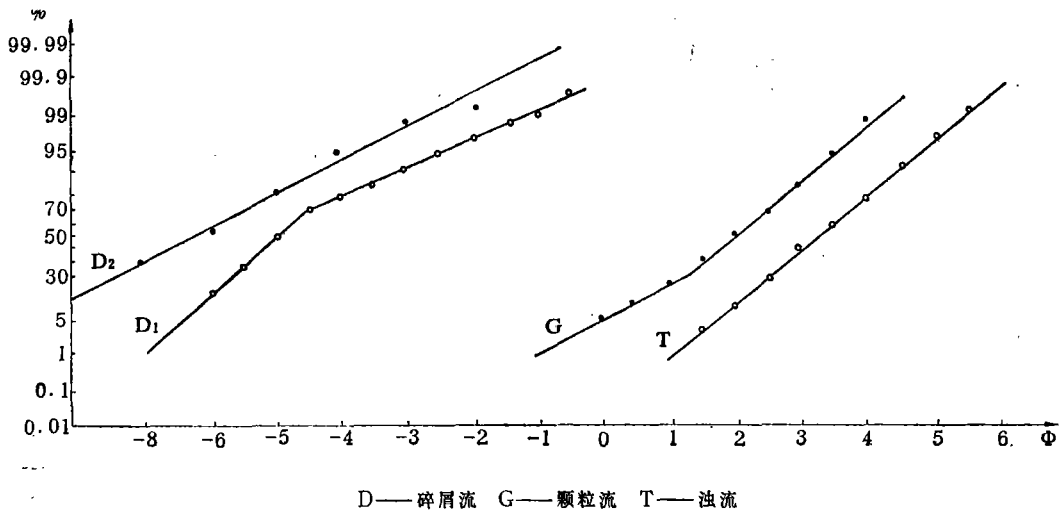


图4 湘西黔东寒武纪重力流沉积的粒度概率曲线

Fig. 4 Grain-size probability curves of gravity flow deposits

碎屑流沉积的概率曲线有两种类型：下陡上缓的两段式和平缓的一段式。两段式反映了外源砾屑和内源砾屑两个次总体，通常下段代表外源次总体。当两种来源的砾屑含量都较高，且粒径差别较大时，两段式才显得比较清楚；否则就常表现为一段式。碎屑

流沉积包含的粒径范围最广,可由 $-12\phi-2\phi$ 。

浊积岩的概率曲线以一段式为主。它与一段式碎屑流曲线的区别是粒径范围小、粒度较细外,斜率也比碎屑流曲线大。浊积岩中也见有少量两段式的概率曲线,其成因尚待研究。

颗粒流沉积的概率曲线为下缓上陡的两段式。粒度范围中等。其下部平坦段的出现,可能与含孤立的、粒径较大的撕裂砾石有关。

**2. 粒度参数和粒度参数离散图** 按照Folk和Ward(1957)提出的图算法,计算了40个粒度点的平均粒径、标准偏差、偏度和峰态;又按Sahu(1964)的环境判别公式,计算了用以区分浊流和河流环境的判别值Y。将上述参数一并归纳为表1。可以看出,不同类型重力流的平均粒径、标准偏差有明显区别,Y值不仅说明均属重力流沉积无疑(均小于临界值9.8433),而且不同类型重力流的Y值也各不相同。但偏度和峰态的数值特征不太明显。

表1 湘西黔东寒武系重力流沉积粒度参数一览表

Table 1 Grain-size parameters of gravity flow deposits

成因类型		碎屑流沉积	浊流沉积	颗粒流沉积
样品数目		15	16	9
平均粒径 Mz( $\phi$ )	变化范围	-6.872~2.500	-3.572~4.480	-0.940~3.570
	平均值	-3.8547	2.1546	2.3021
标准偏差 $\sigma_1$	变化范围	1.172~3.273	0.655~1.676	0.824~1.926
	平均值	1.5974	0.9752	1.0027
偏度SK <sub>1</sub>	变化范围	-0.2503~0.2855	-0.0724~0.5677	-0.1456~0.0738
峰态KG	变化范围	0.7733~1.4712	0.8475~1.2265	0.7568~1.1598
环境判别值 Y	变化范围	-1.2631~5.9388	2.1349~9.7342	2.6173~7.6796
	平均值	1.5133	7.0111	6.3832

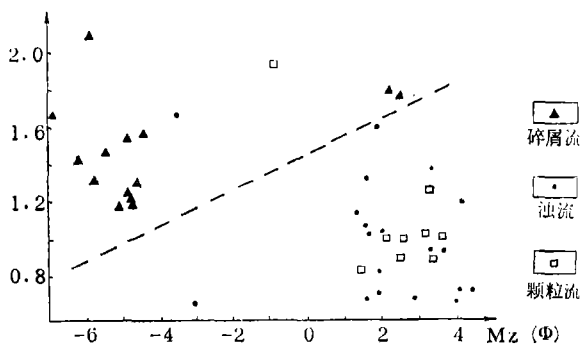


图5 重力流沉积的 $\sigma_1$ -Mz离散图

Fig. 5  $\sigma_1$ -Mz scatter plot of gravity-flow deposits

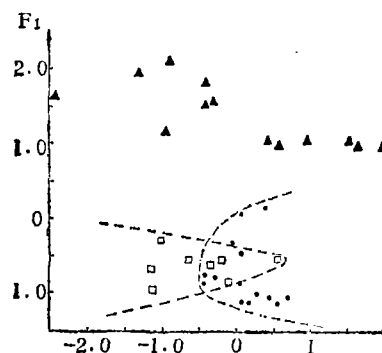


图6 对应分析的主因子载荷图

Fig. 6 Plot of main factor loading corresponding analysis



利用 $M_z$ 、 $\sigma_1$ 作的离散图，能较好地将碎屑流与另两类重力流沉积区分开来(图5)。但浊流与颗粒流则难以区别。

**3. 对应分析** 用对应分析法对粒度参数进行处理，取前两个Q型主因子系数作因子载荷分类图(图6)，它比较清楚地将三类重力流区别开来。虽然浊流与颗粒流之间有相互重叠部分，但各自聚集的中心是清楚的。两个主因子( $F_1 + F_2$ )所提取的信息率为83.7%。

**4. C-M图** 将所有粒度统计点的C、M值投在C-M图上，其总体分布为大致平行于 $C=M$ 线的条带，但三类沉积又都有各自的集中分布带(图7)。以三条平行 $C=M$ 线的直线，分别平分三类重力流沉积的投点，可见浊流、颗粒流、碎屑流沉积依次远离 $C=M$ 线分布；最大分选指标 $I_m$ 分别是 $1.9\phi$ 、 $2.4\phi$ 、 $3.3\phi$ ，反映了其分选性逐次变差。

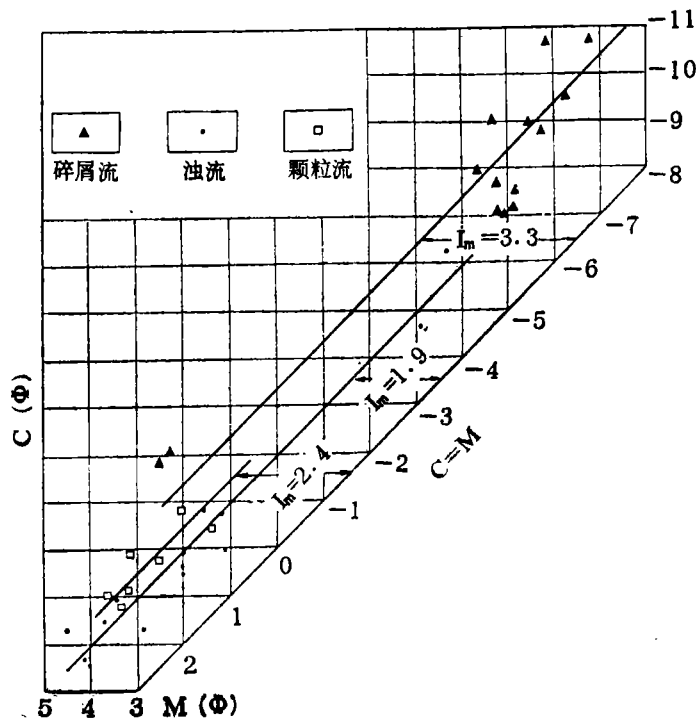


图7 重力流沉积的C-M图

Fig. 7 C-M plot of gravity-flow deposits

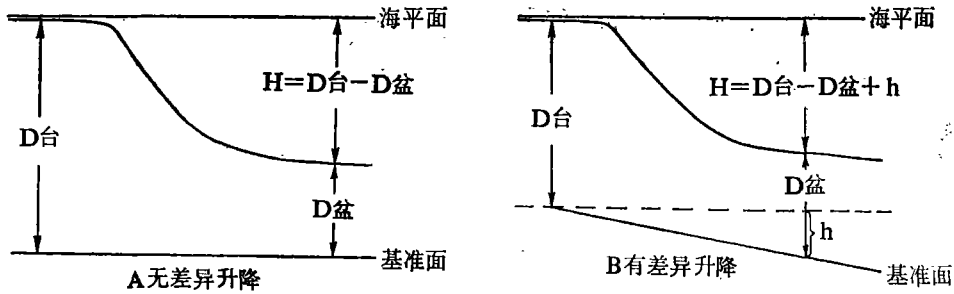
### 三、沉积环境与沉积模式

#### (一) 沉积盆地的古环境特征

**1. 盆地深度和海底坡度** 估算盆地深度，查明海底地貌，是研究古环境的基本要求。但要准确恢复古盆地的深度是相当困难的。笔者认为，对于未补偿的盆地来说，可用地层厚度法来估算古水深。

与浅水碳酸盐台地毗邻的盆地区水深的计算原理如图8所示。采用此法的关键，是选择适当的基准面，比如区域性的假整合面。假整合面的形成意味着经准平原化后再下降沉积，故可认为它代表当时的水平面。如无差异升降，仅因沉积作用导致地貌分异，台地沉积区完全补偿，保持浅水环境；而盆地区未补偿，水体则愈来愈深。这样，欲求

某一地史时期的水深，只要分别求出台地和盆地区与该期相当的地层界面和基准面之间的厚度，二者之差即代表盆地水深（图 8 A）。若台地与盆地区之间有差异升降，即盆地比台地多下沉了一定深度 $h$ ，则盆地区水深应为台、盆厚度差与 $h$ 之和（图 8 B）。反之，若台地下沉幅度大，则厚度差减 $h$ 值即为盆地区水深。上述方法忽略了某些因素，



D台——台地区基准面与所求水深时期的沉积界面之间的地层厚度 D盆——与D台相对应的盆地区地层厚度  
H——所求水深值 h——差异升降值

图 8 与台地相邻的盆地区古水深计算原理图

Fig. 8 Graphic principles of stratum-thickness method for calculating palaeowater-depth

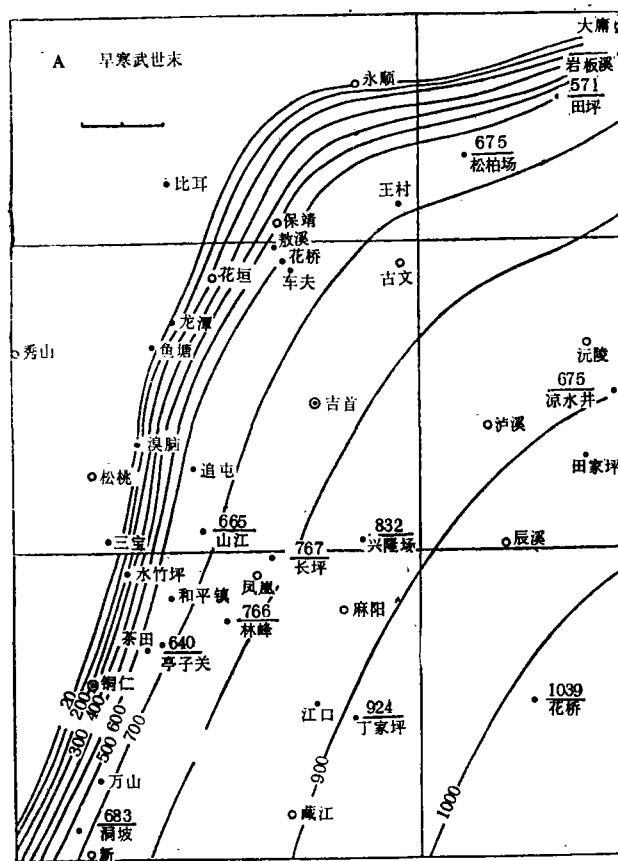
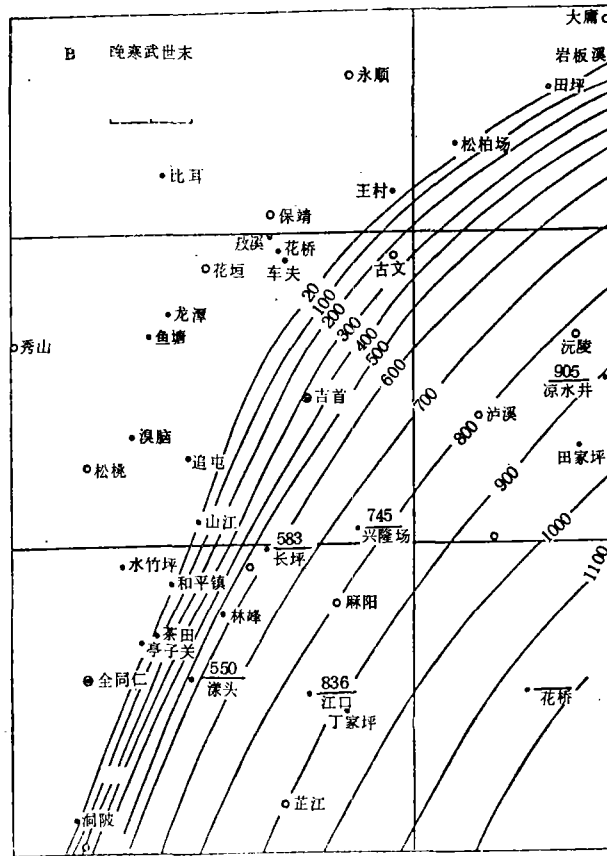


图 9-A 注：图中比例尺为20公里



图中比例尺为20公里

20米等深线是根据台地边缘位置勾绘的

图9—B 湘西黔东寒武纪水深等值线图

Fig. 9 Bathymetric-palaeowater maps at the end of Early Cambrian(A) and of Later Cambrian(B) in west Hunan and east Guizhou

如台地区水深、地层的压实等，不过这些因素对数百米的水深数值来说，可能影响不大。

以本区上、下震旦统之间的假整合面为基准，不考虑差异升降，我们分别计算了早寒武世末、晚寒武世末两个时期的斜坡和盆地区的水深，并编绘出了相应的水深等值线图(图9)。由图9 A可见，早寒武世末台地边缘位于大庸—永顺—鱼塘—铜仁一线，其东南侧有一明显的斜坡。斜坡的深度范围大致为20—600米，平均坡度 $3^{\circ}$ — $4^{\circ}$ ，较缓处尚不足 $2^{\circ}$ 。盆地边缘区水深一般600—800米，坡度 $20'$ — $30'$ 。盆地平原区水深大于800米，坡度仅 $8'$ — $12'$ 。至晚寒武世末，台地边缘已推移至王村—和平镇—洞坡一线，即向南东推进了15—40公里(图9 B)。此时的斜坡和盆地边缘的基本格局与早寒武世末类似，但斜坡的坡度明显变缓，普遍降至 $2.5^{\circ}$ 以下。这是因为中晚寒武世十分发育的重力沉积物的主要堆积场所是斜坡中下部和盆地边缘带，因而使斜坡坡脚较台地边缘更多的向东南推进之故。

上述计算尽管没有考虑实际上很难知道的差异升降值 $h$ ,但其结果与各相区岩性的吻合性仍然是很好的。

**2. 物源和搬运渠道** 无论从重力沉积物的物质组成分析、指相沉积构造分析、重力沉积分布特点,还是海盆古地貌格局来看,均明确无误地指示物源来自西北方向。需要着重指出物源的线状性质。本研究区内东北自大庸,西南至新晃,长达250公里的斜坡带和盆地边缘带,均广泛发育碳酸盐重力流沉积。这显然是由于台地东南边缘的任一部位,都有提供碳酸盐沉积物并使其向下倾泻的条件之故。在坡度适当时,可在整个斜坡上发育一系列彼此平行或近于平行、间距大致相等的搬运和沉积渠道。这些海底水道在斜坡下部向下游变浅、加宽最后消失。粗粒物质常堆积在斜坡中下部的水道内,较细物质可搬运至坡脚和盆地边缘。

由于水道的规模和彼此间距太小,致使它们不能独立地、相互无干扰地形成各自的海底扇体系。结果是,形成了平行古斜坡走向的规模巨大的碳酸盐沉积楔状体,这种沉积体的向台地一侧可以具有锯齿状的边缘。这一情况与通常所见的陆源碎屑重力流形成的那种具有点状物源和单一的、大规模的海底峡谷输送渠道的海底扇体系形成鲜明对照,认识这一点是下面讨论沉积模式的基础。

## (二) 沉积模式

Mcilreath和James对大陆坡深水碳酸盐沉积进行了总结。以大陆架边缘性质和大陆坡坡度为基础,提出了四种碳酸盐大陆坡沉积模式<sup>[2]</sup>,有较普遍的适用性。遗憾的是模式的细致程度,特别是在三维空间上各相的关系方面还不能令人满意。笔者在工作中为建立适用于湘黔地区寒武系这种情况的模式进行了尝试。

综合本区沉积特征、古生物、古地理等资料,并参考了区域构造有关资料,编绘出了本区寒武纪深水碳酸盐沉积模式如图10。下面对三个深水相带的特征进行阐述。

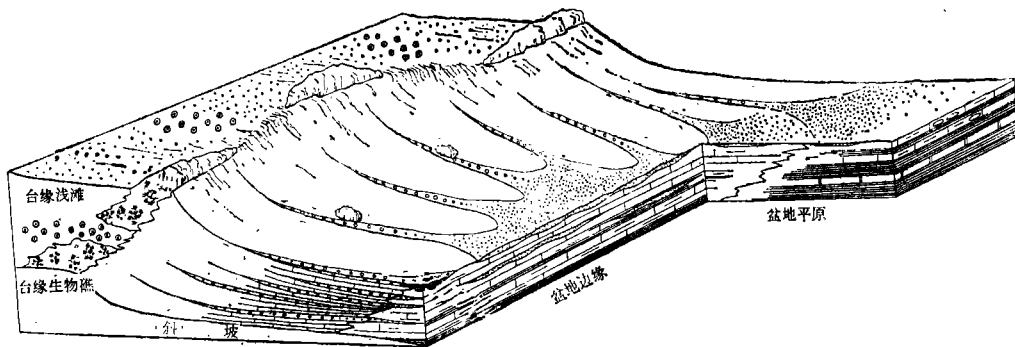


图10 湘西黔东寒武纪深水碳酸盐沉积模式

Fig. 10 Sedimentary model for Cambrian deep-water carbonate sediments in west Hunan and east Guizhou

**1. 斜坡相** 斜坡宽度10—28公里,长度在250公里以上。斜坡上发育了数多而规模不大的海底水道,古地理面貌相当复杂,因而沉积物的类型也极为丰富多采。

斜坡上部,由于坡度较大,重力流沉积很少能在这里停积。主要沉积物是由海面洋流和风浪带来的、从台地上簸选出的细粒物质。以灰泥为主,次为粘土和粉砂。因此该

带沉积物主要是薄层状和纹层状细粒碳酸盐岩或含泥碳酸盐岩。沉积物在斜坡上受重力的作用，往往容易发生蠕动、滑动甚至垮塌。因此该带滑塌现象非常普遍，但较大型滑塌体很少见到，最常见的是由蠕动形成的弯曲纹层和滑塌体迁移后留下的痕迹。

斜坡中下部，坡度变得平缓，是各类重力沉积的主要堆积场所。按沉积组合可分出水道亚相和水道间亚相。水道亚相以水道充填沉积为特征，发育大量厚层、巨厚层碎屑流砾屑灰岩和高密度流形成的ABC序列浊积岩。同时，水道内也有AE序列浊积岩和颗粒流沉积等。由于水道中重力流沉积很频繁，厚度也大，故常有上下两层重力流沉积以侵蚀面直接接触而合并的现象（图1）。原地沉积的纹层状灰岩在水道中比率较小。在水道间亚相中，砾屑灰岩少见，以原地纹层状细粒碳酸盐岩为主，薄层的砂级、粉砂级浊积岩也相当普遍。水道亚相和水道间亚相中均可见滑塌沉积，滑动岩块则多见于水道内，且一般限于斜坡中部。

近斜坡底部，水道变得相当浅，很开阔，向下渐趋消失。重力流沉积以浊积砂屑灰岩、粉屑灰岩为主，AE、ABCDE序列及其间过渡类型均有。碎屑流砾屑灰岩已大为减少，粒度一般较细。侧向相邻的水道沉积间距很小，而且常互相联接而成席状。

**2. 盆地边缘相** 盆地边缘的重力沉积较斜坡相大为逊色。以CDE序列浊积岩最为发育，也时常见到自A段开始的浊积岩，碎屑流砾屑灰岩罕见。偶而见有以砂屑为主、含少许细砾屑的“细碎屑流”沉积，其基质含量达60—70%，分选差，块状，厚度不超过1米。原地沉积以纹层状灰岩、泥灰岩、碳质页岩为主，细粒纹层状黄铁矿相当普遍，偶夹硅质岩薄层。

**3. 盆地平原相** 重力流的影响已极少涉及此区。该相带以硅质岩、碳质页岩为主，少量泥灰岩和灰岩透镜体，偶尔夹有极薄的粉砂级浊流沉积。生物化石以骨针、放射虫为主，次为球节子类三叶虫。该区可能已接近碳酸盐补偿深度，故灰质沉积已微不足道。本区沉积厚度是各相带中最小的。

由于在寒武纪本区各相带不断向海推进，因而形成了一典型的从盆地相到台地相的海退序列。

在野外工作中，湖南地质局405队庄汝礼工程师等许多同志，给予笔者大力支持和热情帮助，贵州地质103队、冶勘一队和贵州汞矿提供了许多方便，中国科学院地质研究所代永定、李菊英同志鉴定了部分化石，在此一并致谢。

（收稿日期1984年1月24日）

### 参 考 文 献

- [1]王鸿祯、刘本培等，1980 地史学教程，107~122页，地质出版社。
- [2]Mcilreath, I. A. and James, N. P. 1978 Facies models 13. Carbonate slopes. Geoscience Canada, V. 5, pp. 189-199.
- [3]Nardin, T. R., et al., 1979, A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In: Geofogy of Continental Slopes (ed. by L. J. Doyle and O. H. Pilkey). SEPM Special Publication No. 27 P. 61-73.
- [4]Middleton, G. V. and Hampton, M. A. 1976 Subaqueous sediment transport and

- deposition by sediment gravity flows. In: Marine Sediment Transport and Environmental Management (ed. D. J. Stanley and D. J. P. Swift), pp. 197-218. John Wiley, New York.
- [5] Kelling, G. and Holroyd, J. 1978 Clast size, shape, and composition in some ancient and modern fan gravels. In: Sedimentation in Submarine Conyons, Fans, and Trenches (ed. D. J. Stanley and G. Kelling). pp. 138-159. Dowden. Hutchinson and Ross, Inc. .
- [6] Allen, J. R. L., 1982, Sedimentary Structures: their character and physical basis- Vo. II p. 395-437 Elsevier Scientific Publication company, Amsterdam-Oxford-New York.
- [7] Crevello, P. D. and Schlager, W. , 1980 Carbonate debris sheets and turbidites, Exuma Sound. Jour. Sedi. Petrol. , V. 50, pp. 1121-1147.
- [8] Walker, R. G. 1976 Facies models 2. Turbidites and associated coarse clastic deposits, Geoscience Canada, V. 3, pp. 25-36.
- [9] Rupke, N. A. , 1978 Deep clastic sea. In: Sedimentary Environment and Facies (ed. H. G. Reading). pp. 372-415. Blackwell Scientific Publication, Oxford London.

## GRAVITY-DISPLACED DEPOSITS OF CAMBRIAN DEEP-WATER CARBONATES IN WEST HUNAN AND EAST GUIZHOU

Gao Zhenzhong      Duan Taizhong  
(Jiangnan Petroleum Institute)

### Abstract

The region of west Hunan and east Guizhou is at the northwestern border of the Cambrian marginal sea in south China. In this region a deep-water carbonate slope with tendency southwestward had developed since Qingxudong period of Early Cambrian. A huge carbonate platform was present at the northwestern side of the slope and a deep-water basin lay at the southeastern lateral.

Many types of carbonate rocks resedimented by gravity were formed at the deep-water area of the basin margin. Based on the textures and sedimentary structures, they were identified as: 1) isolated rock-block 2) sliding and slumping deposits and 3) gravity flow sediments including debris flow, turbidity current and grain flow deposits. They commonly occur in the Middle and Upper Cambrian and their maximum cumulative-thickness is above 400m. A particular association of the slope deposits consists of gravity-displaced sediments interbedding autochthonous sediments,

the majority of which is laminated carbonate mudstone.

Of all gravity-displaced carbonate rocks, debris flow and turbidity current sediments are of most significance in both thickness and distribution.

Debris flow sediments being full of calcirudites and boulders, mostly belong to submarine channel-filled deposits on the slope, they stretch southeastward in banded form, namely perpendicularly to the trend of the slope. The layer of calcirudite, the thickness of individual bed and grain size of sediments decrease apparently toward basin margin, but sedimentary bodies by debris flow extend more like sheet at the end of channels.

There are two types of turbidites: 1) one formed by low-density suspension and 2) the other formed by high-density suspension. The former is relatively thin (<10 cm) in the thickness of each layer, and fine (at most 3 mm in grain size), characterized by regular grading; it occurs in the complete or incomplete Bouma sequences, and can be found in various sub-environments in the deep-water basin. The latter is relatively thick (>20 cm), and coarse (max. grain size up to 8 cm), characterized by coarse-tail grading, parallel-bedding and intermediate or large-scale cross-bedding intervals, which are frequently combined with each other to constitute the equivalent of a-b-c incomplete Bouma sequence.

One grain flow sedimentary unit always consists of three intervals one after another, gradually from the lower to the upper: 1) reverse grading, 2) massive, in which the mean grain size of sediments is the largest, and 3) normal grading; it has another important feature that there is almost no matrix but sparry cement of generation in the voids between grains.

Isolated rock-blocks, from shallow-water environments of carbonate platform margin, are huge rock-fragments of shelf-edge reefs built by *Cyanophyta* (*Epiphyton*, *Girvanella*, etc.); enclosed by dark-coloured, fine and thin-laminated carbonate mudstone; the volume of fragments is over ten thousand m<sup>3</sup>; they are mainly deposited in the middle of the slope.

The sequence of sliding and slumping deposits, four endmembers of which are sediments with curved-lamination, sedimentary folds, faults sedimentary in origin, and autobreccia, is a reliable indicator of the palaeoslope.

The cumulative-frequency curves (in probability scale) of three types of gravity flow sediments have their own characteristics respectively, and on the scatter plots of grain-size parameters it is easy to distinguish debris flow from two other types; but on the main-factor loading plot in correspondence analysis by computer, three types can be differentiated more easily from one another, despite of some overlap; and on the C-M plot not only the distribution of the three types can be shown in the band-shaped area parallel to  $c=m$  line, but also their sorting degrees by  $I_m$  values.

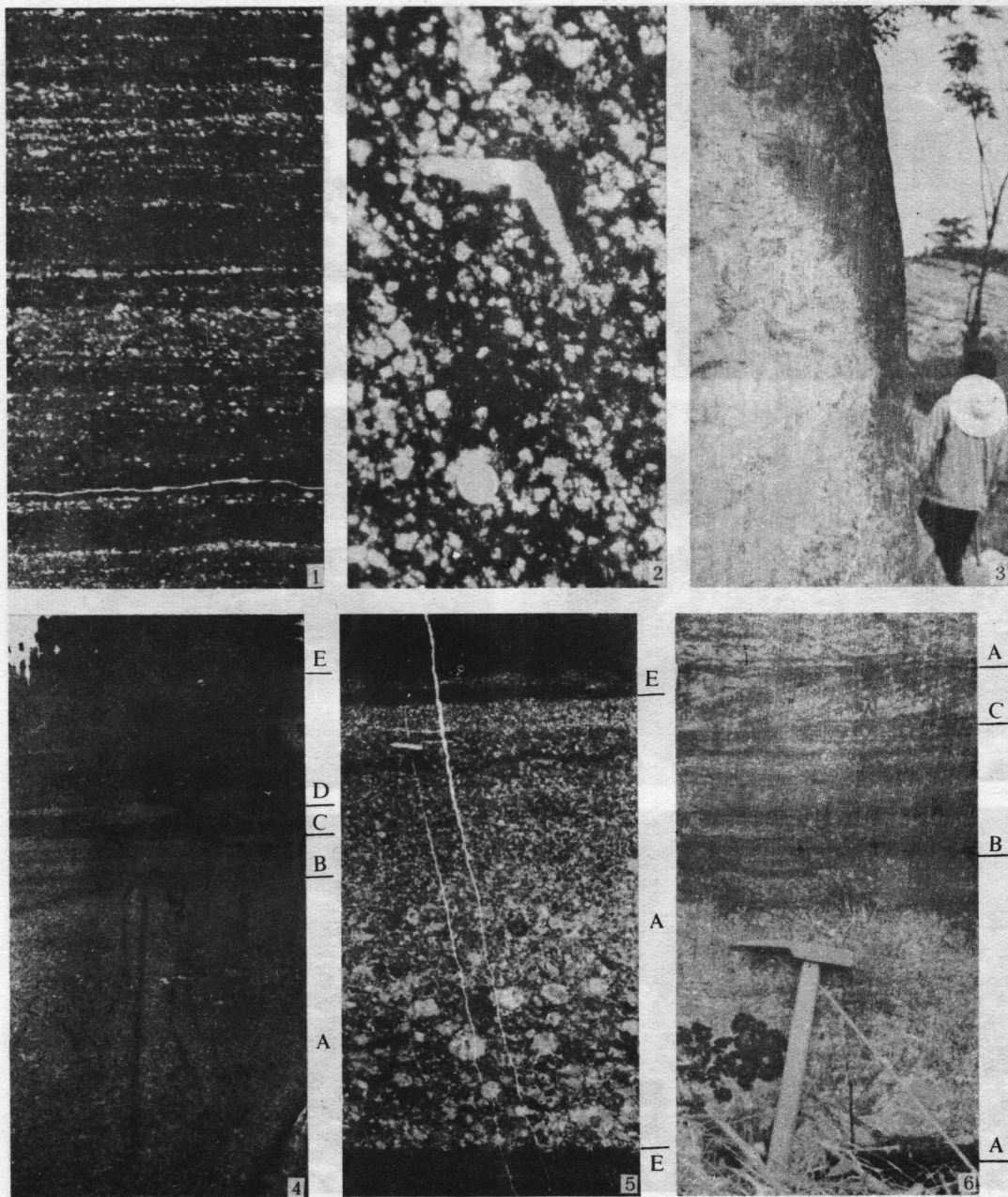
Bathymetric-palaeowater maps by the thickness-stratum method for calculation of water depth indicate that, the slope is  $1^\circ-4^\circ$  gradient, the depth 20-600 m, the basinal-margin rise 20'-40', 600-800m, the basin plain 8'-20', >800m, Palaeocurrent

direction was always southeastward, away from platform to open sea. And the source, platform margin up to 250km long, is obviously a typical linear belt, not a point one.

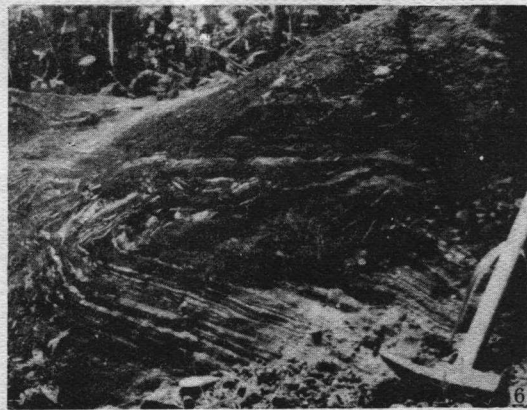
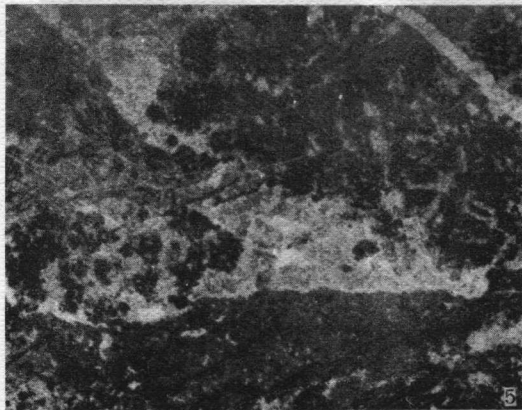
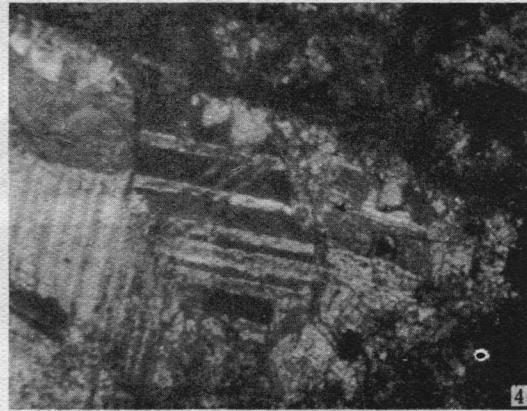
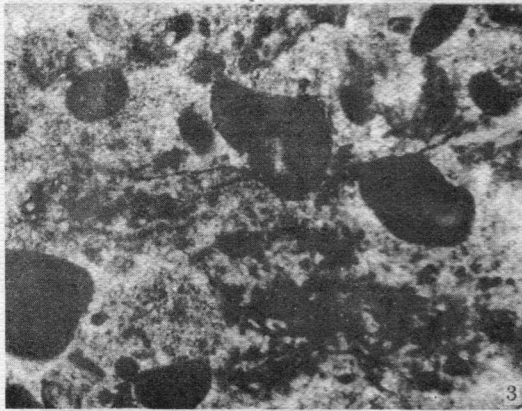
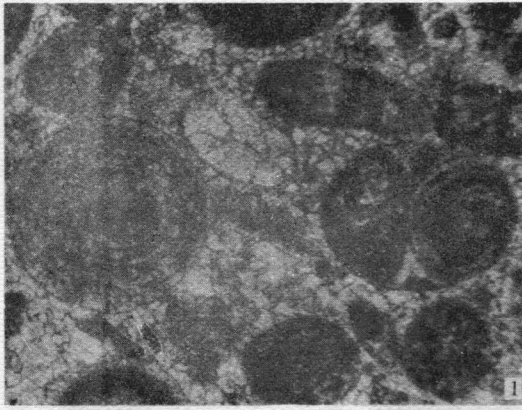
The evidences suggest that debris flows would become, at least partly, turbidity currents during movement down to the slope. And no surprise should be shown at the fact that the sequence of coarse turbidites includes cross-bedding on a large scale, it being simply because their grain sizes are larger.

Sedimentary model in three-dimension has been developed on the basis of sedimentary features, data of palaeontology and palaeogeography. This model unlike fan models, is a carbonate wedge on the gentle deep-water slope with many channels parallel to each other filled by fine or coarse sediments.





1. 原地沉积中的毫米级纹层。湖南凤凰和平镇, 中寒武统花桥组,  $\times 8$  2. 原地沉积中的硅质海绵骨针, 围岩为粉晶云岩。凤凰三拱桥, 中寒武统敖溪组 单光,  $\times 60$  3. 碎屑流沉积的砾屑灰岩外貌。湖南泸溪兴隆场, 上寒武统西阳山组 4. 完整的鲍马序列 (ABCDE, 见图中代号)。和平镇, 中寒武统敖溪组,  $\times 1.3$  5. AE 组合浊积岩。和平镇, 中寒武统花桥组,  $\times 6$  6. 高密度浊流沉积的 ABC 序列。A 为粗尾正粒序段, B 为平行层理段, C 为中型板状交错层。和平镇西牛坳, 上寒武统车夫组。



1. 浊积岩中的鲕粒灰岩砂屑(右), 单个鲕粒(左)和粉屑灰岩砂屑。和平镇, 中寒武统花桥组, 单光,  $\times 57$  2. 浊积岩中的表附藻灰岩碎屑(中、下)和粉屑灰岩碎屑, 右侧为一葛万藻碎屑。凤凰茶田, 中寒武统花桥组, 单光,  $\times 26$  3. 浊积岩中的葛万藻碎屑(右下)和泥晶灰岩砂屑。茶田, 中寒武统花桥组单光,  $\times 23$  4. 颗粒流沉积中的亮晶胶结物, 具明显世代性孔隙边缘为马牙状方解石, 中心为粗大方解石右上方为一葛万藻屑。和平镇, 中寒武统花桥组, 正交,  $\times 150$  5. 孤立岩块中的第二组示序构造, 其指示的上方与表附藻的向上生长方向斜交, 交角 $50^\circ$ 左右。和平镇,  $C_3C \times 3$ 。 6. 滑塌褶皱。凤凰水珠坪, 中寒武统敖溪组。