

黔南中三疊统江洞沟组浊积岩特征

周经才 杨 宏 廖世南 韦新华

(地质矿产部第八普查勘探大队)

贵州中三疊世拉丁尼克期古地理分异明显^[1]，“S”形堤礁横贯贵州中部和西南部，其西北侧属浅海台地，东南侧为开阔海盆（图1）。盆地相沉积称江洞沟组，是一套砂泥岩组合类复理石沉积，厚逾数千米，在贞丰联合厚达3000余米，尚未见顶¹⁾。

笔者在1975年调查中三疊世生物礁相沉积时²⁾，发现兴义泥凼、册亨、边阳等地的江洞沟组具有明显韵律层，底面印模发育，据其沉积层序，岩石的内部和外部构造，粒度分析资料，认为属陆源碎屑浊流末梢相沉积。

这一研究工作是在贺自爱工程师领导下开展的，曾得到西南石油学院侯方浩副教授的指教，岩石薄片由郑复中工程师鉴定，卜纲红、张掌珠、黄丽君、朱质坤等同志负责打字、绘图、照相，在此一并致以谢意。

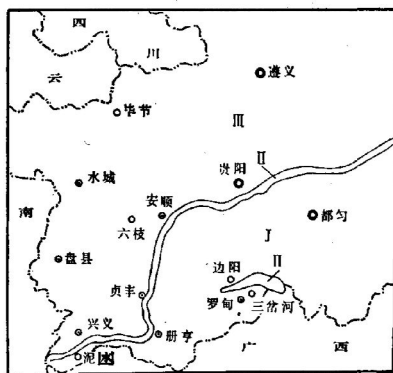


图1 贵州中三疊世拉丁尼克期古地理略图

I—开阔海盆 II—台地边缘堤礁
III—板庚马蹄形环礁 IV—浅海台地

一、浊积岩沉积特征

罗甸三岔河的江洞沟组由于上部已遭剥蚀，仅出露800余米，估计全厚2000米以上。下部砂岩较多，向上逐渐减少，以泥岩为主夹砂岩。上部并夹有角砾状灰岩2层，角砾为生物砂屑灰岩和含生物屑泥晶灰岩，由板庚环礁滑塌而来。生物稀少，偶见以营漂的菊石和瓣鳃类，偶夹少量炭屑和植物碎片。

这套地层乍看十分单调，实际却绚丽多采，由一套砂泥岩交互成层组成若干韵律。单个韵律都具独特的内部构造，可与鲍马层序类比。韵律层之底往往发育槽模、沟模、重荷模等外部构造（即底面构造）。

（一）沉积层序

沉积韵律频繁，在12米厚度内有35个韵律，单个韵律小到数厘米，大达几米。砂

1) 据董卫平同志面告。

2) 参加野外工作的还有李永芳同志。

岩与泥岩之比为1.81,向上泥岩增多,通常 <1 。其内部发育的粒级递变序列具鲍马层序特征^[2,3,4],A段—F段均有发育。

A段——粒级递变段

发育不好,出现频率较低。因砂岩颗粒普遍偏细,粒级递变序列不甚明显。本段由长石细砂岩组成(图版I-3),含粉砂级颗粒较多,不显层理。个别韵律层底部为含泥砾细砂岩,泥砾是对前次浊积泥质岩冲刷的产物。

B段——下部水平纹层段

颗粒排列有一定方向,大多平行层理,因颗粒粗细或夹少量泥质显出微细水平层纹(图版I-1、3)。本段为长石粉砂岩,厚数毫米至40厘米。由于A段不甚发育,B段往往作为新的鲍马层序之底出现,与下伏层突变。

C段——流痕段

显现出两种类型—流水沙纹型斜层理和挠曲包卷层理。斜层理又可分为两种——单向斜层理和交错层理,以前者为主,后者较少。

① 单向斜层理:倾向 230° — 290° 倾角 15° — 20° 。有的仅有一组,有的几组叠加,倾向基本一致,倾角稍有变化(图版I-4),每组斜层理分别显示一次冲刷痕迹。

② 交错层理:为两组及两组以上方向不同的斜层理叠置在一起(图版I-3),其中一组斜层理反应强,代表主流方向,倾向、倾角与单向斜层理一致;另一组反向斜层理则较弱,倾向北东或南东,倾角小, 5° — 10° 。

③ 挠曲包卷层理(图版I-1、7, I-6):由紊流作用,各方向的应力分布不均所造成。在应力集中处,环带变窄;应力分散处,则环带撇开,构成此种形态奇特引人注目的图案。

本段由粉砂级长石砂岩组成,与B段呈过渡关系,以层理构造不同而划分。

D段——上部水平纹层段

类似于B,碎屑颗粒比B段更细,由粉砂级砂岩组成,层理单调,水平微细层纹发育(图版I-4),厚数厘米,最厚可达30—40厘米。是本区出现较多的鲍马段,大多鲍马层序以其为底。

E段——泥质段

主要为粘土矿物,有少量粉砂级石英、长石颗粒混杂其中,并有方解石。有时这些颗粒和片状矿物呈条带状分布而微显层理。厚数厘米至数米,是较为宁静条件下的浑浊沉积。

F段——泥灰岩段

本段出现频率较低,不显层理,厚度变化大,最厚可达10余米。由泥灰岩或钙质泥岩组成,因钙质含量不均,易成球形风化(图版I-8)。本段的存在说明在老的浊流趋于告终,新的浊流尚未发动之际,水介质密度降低,浊度改善,得以沉积此层。

本区鲍马层序有以下几个特征:

① A段、F段不发育,前者粒级递变不甚明显;

② 鲍马层序多以B段、D段为底;

③ 主要鲍马层序为D—E、B—E层序。以前者更为常见,有少量D—F、B—F

层序。

。从各鲍马段的特征和由不同鲍马段组成的层序组合看,大多数沉积层序缺底,碎屑颗粒细,更近似末梢浊积岩(表1)。

表1 罗甸三岔河浊积岩与标准浊积岩特征对比表

滑塌浊积岩	中心浊积岩	末梢浊积岩	罗甸三岔河
组成物质非常粗	粗粒的层	细粒层	细粒层,且多为粉砂
层厚而相当不规则	层厚	层薄	薄层夹中层
递变层发育差或没有递变,不规则甚至反向	非递变的层或递变发育模糊的层	递变层很发育	缺粒级递变层或发育差,单层的粒序递变明显
底面印模少			底面印模较发育
合并层较多	单个砂岩往往合并成厚层	很少合并	单层砂岩很少合并
砂岩具截然的顶底	砂岩顶底总是突变的	砂岩底是突变的,顶是渐变的	砂岩底总是突变的,顶渐变更为更细的层
	A—E层序多		D—E层序多
砂岩中常见泥岩、粉砂岩块	含有泥岩块		砂岩底部偶见泥砾
出现大型交错层理	纹层和波痕纹层少见	纹层和波痕纹层常见	斜层理、交错层理、挠曲包卷层理发育
具滑塌标志			偶有角砾灰岩参与
			有时出现F段,由泥灰岩、钙质泥岩组成

注:标准浊积岩特征据李继亮等(1978)〔5〕

(二) 沉积构造

浊流是一种密度很大的底流,当其流途所及,对海底沉积物的表面冲刷和刻蚀而形成沟槽,尔后浊流所携带的沉积物充填“铸入”造成印模。另一类则因含水的塑性软泥受上覆浊积物的不均匀负载,陷入下伏层中构成底面印模构造。这两种印模的成因迥然不同,前者是水流作用造成的痕迹,可表示水流方向和强度;后者则是重力不平衡作用的产物〔2,6〕。

1. 槽模

由水流对海底沉积物的冲刷作用,造成凹槽。佩蒂庄(F. J. Pettijohn)等〔7〕认为槽形印模好像是局部涡流的产物,其大小取决于涡流规模。据其形状及排列方式分成三种型式:

① 简单型槽模:成群或单个散布于较为平整的底面上,形似雪鱼,长轴几乎平行,方向270—290°,最大可达43×17×3厘米(图版Ⅱ-7)。

② 锥型槽模:与简单型槽模相似,但较前者小,后部圆滑,前部变尖。单独出现,或与简单型槽模伴生。

③ 叠复型槽模:在整块浊积岩底面上鳞次栉比,依次重叠,呈大小不等紧密排列的舌状体,长轴方向大致平行(图版Ⅰ-6, Ⅰ-2、5)。

上述三种槽模的共同特点是,长轴明显,单个槽模高度最大处偏向后部一侧。据此,能较准确地确定浊积物的流动方向,即长轴指示流向,缓坡指前锋,陡坡指源流。

2. 沟模

由浊流携带物在搬运过程中对弱固结沉积物的刻蚀作用留下的线形细沟。这种构造也被称为“拖曳痕”或“拖曳印模”^[7]。

① 线型沟模:笔直,一般宽1—3毫米,个别达12毫米,深2—3毫米,长50—100厘米,个别达数米。有相互平行的单线,也有以夹角10—26°的交叉。交叉的锐角平分线与单线细沟方向大致平行,方向268—297°(图版I-2)。手摸似有断层擦痕之感,顺摸光滑,逆则粗糙。

② 分枝型沟模:形弯曲或分叉,比线型沟模较为细小,沟宽1—2毫米,深1—2毫米,长10—30毫米,汇合尖端指示流向(图2),约280°。

③ 羽型沟模:由众多细小沟模汇集组成(图3),汇集方向指示流向,常与锥型槽模、线状沟模伴生。

根据槽模和沟模所示本区浊流方向为280°左右。

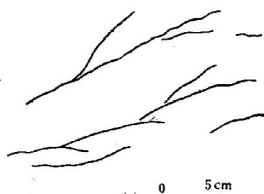


图2 粉砂岩底面分枝型沟模

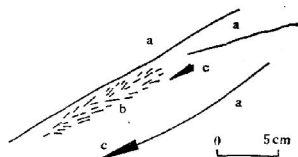


图3 粉砂岩底面印模
a—线型沟模, b—羽型沟模, c—锥型槽模

3. 重荷模

由于上覆沉积物负载的不均衡性及上下层之间介质密度的不同,使得上层粗粒沉积物压入下层细粒沉积物之中。一般为球形、椭球形,排列不定(图版I-5, II-3)。图版II-1中两行圆球体排列规则呈马蹄形的重荷模,可能与上覆浊积物应力相对集中有关,成因有待进一步研究。

(三) 颗粒特征

碎屑成分及粒度受物源区和沉积环境所制约。

1. 成分

罗甸三岔河江洞沟组的砂岩成分,长石占33—56%;石英占15—40%;云母及岩屑极少。后者为硅质岩屑及火成岩屑,占0.5—3%。胶结基质物为方解石及泥质(表2)。石英与长石之比值为0.34—0.94,说明颗粒成熟度较低。刘宝珺教授(1980)^[2]根据杂基含量的多少将砂岩分为两类:砂岩类及杂砂岩类。根据样品中石英(加硅质岩屑)、长石(加火成岩屑)、云母的相对百分含量投影到刘氏砂岩分类图中,大多数为长石砂岩,而长石杂砂岩约占1/4(图4)。长石杂砂岩出现于不同的鲍马层序之中,或在同一鲍马层序下部是长石砂岩,上部为长石杂砂岩,这是不同物源成分或水介质密度和粘度由低到高的标志。

表2 砂岩成分分析表

薄片编号	石英 (%)	长石 (%)	云母 (%)	硅质 屑 (%)	火成 屑 (%)	基质物 (泥质) (%)	胶结物 (方解石) (%)	岩石名称
T ₄ -589	40	45	1	0.5	0	3	10	长石砂岩
T ₄ -598	30	56	2.5	0.5	0.5	3	7	长石砂岩
T ₄ -617	20	42.5	0.5	0	2.5	30	4	长石杂砂岩
T ₄ -624	35	48.5	4	0.5	0.5	7	4	长石砂岩
T ₄ -635	15	44	1.5	0	2.5	35	1.5	长石杂砂岩
T ₄ -651	25	30	0	0	3	7	30	长石砂岩

注：1. 仅选一些有代表性样品列入此表；

2. 每件样品除所列的颗粒、胶结基质物外，尚含有少量炭屑、铁质及稳定矿物，故其百分比总和小于1。

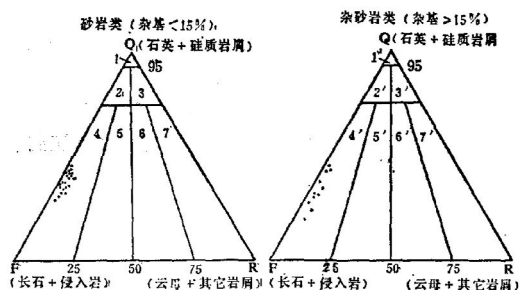


图4 砂岩分类图

(据刘宝珪, 1980)

- 1—石英砂岩, 2—长石英砂岩,
3—岩屑石英砂岩, 4—长石砂岩,
5—岩屑长石砂岩, 6—长石岩屑砂岩,
7—岩屑砂岩,
1'—石英杂砂岩, 2'—长石英杂砂岩,
3'—岩屑石英杂砂岩, 4'—长石杂砂岩,
5'—岩屑长石杂砂岩, 6'—长石岩屑杂砂岩, 7'—岩屑杂砂岩

需要说明的是，我们在这里所称的杂基与刘氏的有所不同，仅指粘土物质。主要考虑到我们的样品颗粒较细，最大粒径 1.5ϕ (0.354 毫米)。若按粒度 <0.0315 毫米 ($>5\phi$) 的非化学沉积颗粒及基质 (粘土) 归于杂基的原则，我们的砂岩样无一例外都应均为长石杂砂岩了。

此外，这些砂岩中还含有少量炭屑、铁质及白钛石、电气石、锆石、磁铁矿、磷灰石等稳定矿物。据其上述稳定矿物组合，推测物源区为中性火成岩。

2. 粒径特征

本区砂岩中颗粒粒径较小，一般 $>2\phi$ (<0.25 毫米)，其中大多数颗粒 $>4\phi$ (<0.0625 毫米)。据10进制的砂岩分类或2的几何级数分类法，分别以 >0.1 毫米或 $<4\phi$ 为细砂，反之则为粉砂。如按前者本区无细砂岩；按后者细砂岩也仅占5%左右，其最大粒径也不过为 1.5ϕ (0.354 毫米)，并含有大量的粉砂级颗粒。粉砂岩中 $<4\phi$ 的颗粒占6.0—49.6%，平均为35.5%。

用薄片粒度分析法对颗粒粒度进行统计，据弗里德曼 (G. Friedman, 1962) 提出的筛析和薄片分析资料换算的经验公式进行换算，求得各项参数列表如下 (表3)：

(1) 平均粒径 $Mz^{(1)}$ ： $>4\phi$ ，属粉砂级。粒度偏细是本区浊积岩的特征。

1) Mz 及以下的 σ_1 、 SK_1 、 Kg 均系福克等 (1957) [8] 提出的公式。

表3 粒度参数表

	最 小 值	最 大 值	平 均 值
Mz	4.787 ϕ	3.468 ϕ	4.093 ϕ
σ_1	0.528	0.933	0.738
SK_1	-0.2075	0.1883	-0.0002
Kg	0.6831	1.1044	0.9369
Y	5.0890	9.4452	7.6725

(2) 标准偏差 σ_1 : 我们样品的标准偏差值在福克等的 0.50—0.71—1.00 区间, 属分选较好—中等级, 其平均值 0.738 属分选中等。

(3) 歪度 SK_1 : 罗甸三岔河江洞沟组的歪度值在福克等划分的 -0.3—0.3 之间, 包括了负偏、近对称和正偏三个级别, 其平均值为 -0.0002 属近对称。

(4) 峰态 Kg : 正态曲线的峰态值为 1.00; 双峰曲线峰态值较低, 说明沉积物未经改造就进入新环境; 含尾部的尖峰曲线, 峰态值较大。我们样品的峰态值在 0.67—0.90—1.11 区间, 属宽至中等, 其平均值 0.9369 为中等, 近正态分布。

(5) 环境判别值 Y : 按萨胡 (B. K. Sahu, 1964)^[9]区分河流沉积与浊流沉积的判别式: $Y = 0.7215 Mz - 0.4030 \sigma_1^2 + 6.7322 SK_1 + 5.2927 Kg$ 计算, 罗甸三岔河江洞沟组砂岩样 Y 值均 < 9.8433 , 故显而易见应属浊流沉积。

二、几种粒度图象特征

(一) 对数粒度概率累积曲线图 (粒度概率图)

维谢尔 (G. S. Visher, 1969)^[10], 根据对数粒度频率累积曲线的不同特征, 划分出三种不同的搬运方式, 即牵引 (滚动或滑动)、跳跃和悬浮。不同成因砂体的概率图是不同的, 搬运介质的水动力条件、自然地理条件、被搬运颗粒的成分和粒径的大小等的变化, 都影响着图形的展布状况。

罗甸三岔河江洞沟组砂岩的粒度概率图有两种类型——直线型和单一折线型。

1. 直线型 此类曲线由单一的直线段组成 (图 5), 粒度概率图为一个简单的正态分布, 属悬浮次总体沉积。这一类型的曲线占整个粒度概率图的 71%, 其斜率大部分小于 50° (39° — 52°), 平均为 46° 。此型曲线与维谢尔 (1969)^[10]所描绘的浊流沉积粒度概率曲线非常类似, 只是维氏的斜率值稍小 (42°)。该区粒度概率曲线斜率较大之原因, 可能是浊流在本区沉积速度稍低, 碎屑颗粒偏细, 水介质密度较小, 全部沉积物均成悬浮搬运, 沉积速度缓慢, 显示出距浊积源流区较远的沉积特征。

2. 单一折线型 由两条直线相交而成的单一折线段 (图 6)。此类曲线与格莱斯特 (R. P. Glaister, 1974)^[11]所作的浊积岩粒度概率累积曲线相似, 只是粒度较小, 占整个粒度概率图的 29%, 多出现于粒度偏大的砂岩。

两条直线段分别代表两种不同的搬运方式和沉积作用。截点为 2.8ϕ — 3.9ϕ , 平均为 3.308ϕ (约为 0.1 毫米)。粒度较粗侧为跳跃次总体, 斜率较陡, 为 49° — 64° , 平

均 55° 。从截点的粒径可以看出, >0.1 毫米的颗粒呈跳跃搬运, 其颗粒含量在 $8-72\%$, 平均为 26% , 约占 $1/4$ 强。整个粒度概率图型主要还是悬浮次总体, 斜率较缓, 为 $32-44^\circ$, 平均 41° 。

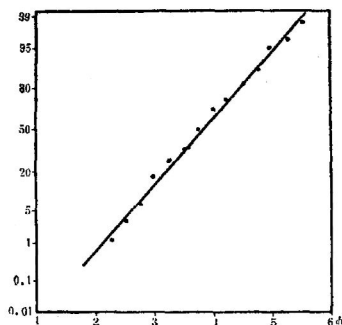


图5 直线型粒度概率图

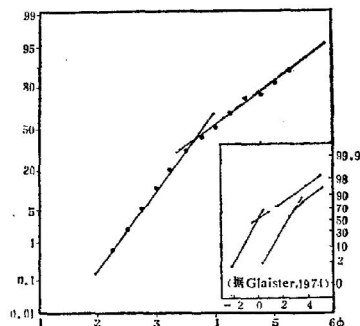


图6 单一折线型粒度概率图

成都地质学院陕北队^[11]把悬浮次总体又分为两种状态: 均匀悬浮和递变悬浮。并认为递变悬浮是移质和底负载(包括跃移和推移)之间的过渡状态。在我们的图型中, 的确两线段斜率相差较小, 平均斜率仅差 14° ; 跳跃次总体的斜率角度也较小, 平均为 55° ; 颗粒粒径较细。从以上三点可看出它与标准跳跃次总体有些区别, 如果把它划为悬浮和跳跃之间的一种过渡类型, 也有一定道理。我们从成因上考虑, 它有别于均匀悬浮搬运方式, 而较接近跳跃搬运方式; 从粒度概率曲线图型中可以看出, 两线段的分界是明显的。因此, 我们把它归于跳跃搬运方式。

总观罗甸三岔河江洞沟组油岩的粒度概率图, 大多数由单一悬浮次总体组成; 少数由跳跃次总体和悬浮次总体并存, 又以悬浮次总体为主; 尚未发现牵引次总体。本区的油岩粒度概率图可与美国加利福尼亚州文士腊盆地朴利欧—皮库组递变油岩对比(图7)。

在上述鲍马层序中, 除A段有粒度递变外, 其它B、C、D段也具细微的粒度变化, 粒度概率图上亦有所反应。如鲍马层序B段(图7), a、b、c、分别为下、中、上三块岩样, 由下往上粒度概率曲线向右下角方向移动, 细颗粒含量增加, 粗颗粒含量减少; 截点也向下方迁移; 跳跃次总体含量由 72% 降到 25% 。这可能是受水动力条件和水介质密度共同制约

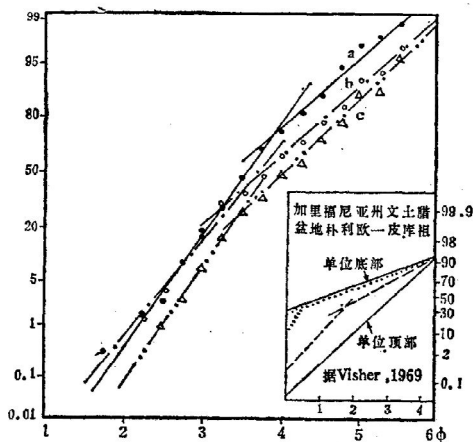


图7 单层内从下往上 a—c 粒度概率曲线的变化趋势

的结果, 逆变悬浮逐渐减弱, 均匀悬浮逐渐增强。随着水动力条件的减弱, 颗粒也愈来愈细。除 B 段外, C 段、D 段也有由下往上变细的趋势。

(二) CM 图

帕塞加 (R. Passaga, 1957, 1964) [13,14] 根据已知环境的样品作出的综合成因图解, C 值为粒度概率累积曲线粗端含量为 1% 的粒径值, 代表搬运营力的能力; M 值 (中位数) 是这种营力搬运的颗粒粒度总范围的统计特征, 为含量 50% 的粒径值。在帕氏制作的 CM 图 [2] 上, 划分出河流牵引流、浊流、静水沉积和海湾沉积。

从表 4 可以看出, 无论 C 值或 M 值, 最大粒径与最小粒径之比略大于 2, 且最大的 M 值也小于最小的 C 值。这一事实说明此区的浊流搬运方式较为简单, 与粒度概率累积曲线图形中反应出来的趋势相当吻合。

表 4 江洞沟组砂岩 C、M 值 (粒径单位以毫米计)

	最小粒径	最大粒径	平均粒径
C	0.105	0.250	0.186
M	0.034	0.081	0.080

罗甸三岔河江洞沟组的砂岩样品投在帕氏 CM 图上 (图 8), 为一平行 $C=M$ 基线, 在帕氏定为浊流基本图型的左下侧, 是一种粒度较细的浊流。

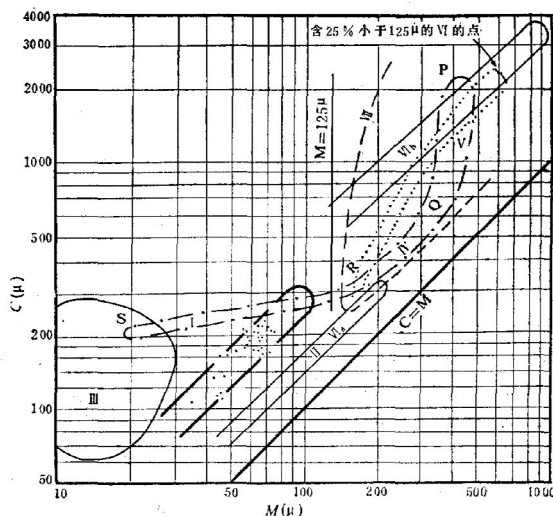


图 8 江洞沟组砂岩 CM 图 (基本图型据 Passaga, 1957)

(三) 标准偏差 (σ_1) 和歪度 (SK_1) 散布图、简单分选系数 ($S_{0.5}$) 和简单歪度 (α_s) 散布图

弗里德曼 (G. M. Friedman, 1967) [15] 通过对现代海洋和河流的样品进行粒度分析, 将某些参数适当配合作出散布图, 借以区分河流相和海 (湖) 滩相沉积。我们将罗

甸三岔河江洞沟组砂岩的粒度分析资料投到 σ_1 和 SK_1 散布图(图9)和 S_{α_s} 和 α_s 散布图(图10)中,绝大多数的点落在河流相。前已述及,本区江洞沟组含有菊石、瓣鳃类等海相化石,偶见少量陆源炭屑,属海相沉积无疑,绝非河流沉积。这一现象是偶然的巧合?为何竟有90%的点偏向河流一侧?

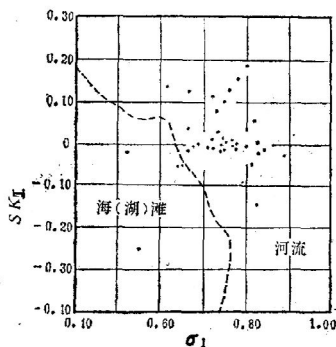


图9 江洞沟组砂岩标准偏差(σ_1)和歪度(SK_1)散布图

(基本图形据Friedman, 1967)

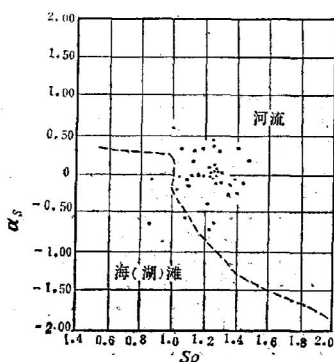


图10 江洞沟组砂岩简单分选系数(S_{α_s})和简单歪度(α_s)散布图

(基本图形据Friedman, 1967)

从水动力学条件看,海滩环境与河流环境截然不同。海滩沉积物在反复经受多方向的沿岸流、潮流的冲刷搬运→沉积→再冲刷→再沉积;而河流沉积物是水流沿一定方向流动,把所携带的物质在适当地点快速沉积下来。浊流也是一种沿一定方向的海底密度流。据近代海洋调查表明,在河流的出口处,往往有一巨大的低角度扇形地,上面呈放射状分布着一个或几个具有天然冲积堤的水道,扇形地的外缘逐渐没入相邻的深海平原。所以,浊流的水体流态、搬运方式较为相似于河流,而有别于海滩。因此,笔者认为,弗氏所作的这两种散布图不限于区别河流相和海滩相沉积,更主要是反应两种不同类型的沉积作用。

同时,在帕塞加的CM图上(图8),河流沉积的图型极为复杂,其中有一段(QR段,即Ⅳ区)平行 $C=M$ 基线,代表网状河、面状水流、水下堤和沙坝沉积。浊流沉积的分布状态亦为平行 $C=M$ 基线,这似乎可以说明浊流与此类河流的沉积作用有一定的相似性。

至于区别河流相与浊流相,可用萨胡判别式,前面已讨论,这一点是不难做到的。

三、结 语

通过上述研究,对罗甸三岔河江洞沟组浊积岩有下列认识:

1. 本区江洞沟组砂泥岩比值低,碎屑岩的颗粒粒度较小,主要为长石粉砂岩。物源来自东方,物源区为中性火成岩。
2. 对数粒度概率累积曲线为直线型和单一折线型,斜率值低,为悬浮搬运方式,有少量跳跃搬运方式。

3. 通过 Y 值的判别和 CM 图形特征, 江洞沟组为浊积岩。
4. 江洞沟组中鲍马层序及底面印模发育, 沉积层序主要由 $D-E$ 段组成, 反应出远离物源区的深水陆源浊流末梢相沉积。

(收稿日期 1983年9月27日)

参 考 文 献

- [1] 贺自爱等, 1980, 贵州中三叠世生物礁, 地质科学, 第3期。
- [2] 刘宝珩, 1980, 沉积岩石学, 地质出版社。
- [3] 华东石油学院勘探系基础地质、石油地质教研室, 1977, 沉积岩, 石油化学工业出版社。
- [4] Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of some flysch deposits, Elsevier Publishing Company, Amsterdam.
- [5] 李继亮等, 1978, 我国几个地区浊积岩系的特征, 地质科学, 第1期。
- [6] Pettijohn, F. J. and Potter, P. E., 1964, Atlas and glossary of primary sedimentary structures, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- [7] Pettijohn, F. J. et. al., 1972, 砂和砂岩, 李汉瑜译, 1977, 科学出版社。
- [8] Folk, R. L. and Ward, W. C., 1957, Brazos River Bar, A study in the significance of grain size parameters, Jour. Sed. Petr., Vol. 27, P. 3-26.
- [9] Sahu, B. K., 1964, Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments, Jour. Sed. Petr., Vol. 34, P. 73-83.
- [10] Visher, G. S., 1969, Grain-size distributions and depositional processes, Jour. Sed. Petr., Vol. 39, P. 1074-1106.
- [11] Glaister, R. P. et. al., 1974, Grain-size distribution on aid in facies identification, Bulletin Canadian Petroleum Geology, Vol. 22, P. 203-240.
- [12] 成都地质学院陕北队, 1978, 沉积岩(物)粒度分析及其应用, 地质出版社。
- [13] Passaga, R., 1957, Texture as characteristic of clastic deposition, Bulletin AAPG, Vol. 41, P. 1952-1984.
- [14] Passaga, R., 1964, Grain-size representation by CM patterns as a geological tool, Jour. Sed. Petr., Vol. 34, P. 830-847.
- [15] Friedman, G. M., 1967, Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribtioin of beach and river sands, Jour. Sed. Petr., Vol. 37, P. 327-354.

TURBIDITES FORM THE MIDDLE TRIASSIC JIANGDONGGOU FORMATION IN SANCHAE AREA, SOUTHERN GUIZHOU

Zhou Jingcai Yang Hong Liao Shinan Wei Xinhua

(The 8th Geological Prospecting and Exploration Brigade,

Ministry of Geology and Mineral Resources)

Abstract

Sanchahe area, Luodian County, Guizhou Province, was in the northern margin of Guizhou-Guangxi Sea Basin and to the south of the Bangen atoll during Ladinic stage. A series of beautiful turbidites with distinct rhythm was deposited there, containing small amount of ammonites, Pelecypoda and other organic clastics. These sediments are now described as the Jiangdonggou Forma-

tion, which have following characteristics,

1. The rhythmic bedding is quite distinct and the Bouma cycle can be clearly distinguished with B, C, D, and E intervals being highly developed. Among other things, the D-E and B-E sequences are more common.

2. Various kinds of underside casts, such as flute casts, groove casts and load casts were developed there. The paleocurrent direction can be determined by the flute or groove casts ranging $268-297^\circ$.

3. Major component of these sediments is feldspar, and then quartz. The argillaceous material occupies 3-35%, while the calcite matrix (cement) is 1.5-30%. Therefore, the sediments belong in feldspathic sandstone. The roundness of particles is poor and grain size are usually more than 4ϕ .

4. As for parameters of grain-size, the average diameter (Mz) of particles is of 4.073ϕ , belonging to silt size, the standard deviation (σ_1) is of 0.738, indicating middle degree of sorting, the mean skewness (SK_1) is of -0.0002, expressing approximate symmetry, the average value of kurtosis (Kg) is 0.9369, showing approximately normal distribution, the average discriminant score (Y) of environment (river or turbidity flow) is of 7.6725, representing turbidity current.

5. In aspect of graphic feature, straight line and simple brokenline are reproduced on probability diagram of grain size with low slope ranging from 32° to 64° , suggesting mainly a graded suspension transport, but a small amount of saltation transport may have taken place. CM diagram shows parallel $C=M$ spacing.

According to sedimentary sequence, underside casts, grain-size and graphic feature, it is presumed that the Jiangdonggou Formation was the distal facies of turbidity current far from its provenance.