9卷3期　　沉　积　学　报　　V.9, N.3
1991年9月　　ACTA SEDIMENTOLOGICA SINICA　　Sept.1991

鄂尔多斯盆地西缘砾质冲积扇沉积学特征①

柯保嘉　陈昌明　陈志明　汪寿松
(中国科学院地质研究所)
姜好仁　惠斌耀
(长庆石油勘探开发研究院)

提要　晚三叠世鄂尔多斯西缘冲积扇沉积主要由碎屑流、颗粒流、片流及河道砾岩等组成。文中讨论了各类砾岩的沉积学特征，同时指出，不同成因的砾岩，其粒度分布曲线形态及某些粒度参数亦不同。据此本文提出了根据一系列新的粒度分布曲线形态和粒度参数 *M*df，*R*gs 和 *M*df／*R*gs 等甄别冲积扇中不同类型砾岩的设想。

关键词　冲积扇　砾岩　粒度曲线形态　粒度参数

第一作者简介　柯保嘉　男　34岁　助理研究员　沉积学

在晚三叠世鄂尔多斯盆地西缘的平凉、石沟驿和贺兰山等地发育了一套冲积房屋沉积(图1)。本文拟对这些冲积扇中的砾岩的沉积学特征及粒度分布特点作一探讨。

一、冲积扇砾岩的沉积学特征

研究区冲积扇可分为扇根、扉中和扇端三部分，其中的扇根和部分扇中主要由砾岩构成。根据成因之不同，砾岩包括颗粒流、碎屑流、泥流、片状流、河道砾岩及筛积物等数种沉积（图2)，兹分述如下。

1.颗粒流砾岩

颗粒流（Grain flow）砾岩发现于贺兰山香池子沟。根据野外观察，它们具有两种类型。一类具反向递变层理，另一类不具递变层理，二者的共同特点是均为砾石支撑，砾石含量很高，基质含量甚微。不具递变层理者单层厚0.6—1.6m，其中的砾石大小混杂、堆积紧密、无定向性。粘土矿物和铁质以薄膜形式环绕砾石，成为砾石间的胶结物（图版I, 1)。具反向递变层理的砾岩，砾石具一定的分选性：底部多为直径1—2c[illegible]向上可逐渐变至直径大于10cm的中砾。单层厚1—2m（图版I, 2)。

颗粒流属沉积物重力流的一种，碎屑物的搬运由颗粒相互碰扌[illegible]
(Bagnold，1954)，其中的细碎屑含量通常很低。反向递变是在碎[illegible]

①本文是中国科学院研究基金课题

[illegible]度，[illegible]
(Rupke,
道，砾石无住，

颗粒之间下沉（动力筛效应）造成的（Middleton，1970）。颗粒流的形成，要求斜坡角度较大。据 Middleton（1970），其坡度角须达 18°左右甚至更大些。因此颗粒流常发生于山前坡脚处，离物源区很近。砾石质颗粒流沉积可能是由于松散砾石堆积到一定程度，出现不稳定状态后坍塌流动而成，也可以由地震等因素促使先前堆积起来的砾石发生坍落滚动再沉积而成。从该地颗粒流沉积的砾石球度较高，磨圆较好（图版 I, 1）来看，当属再沉积砾岩。

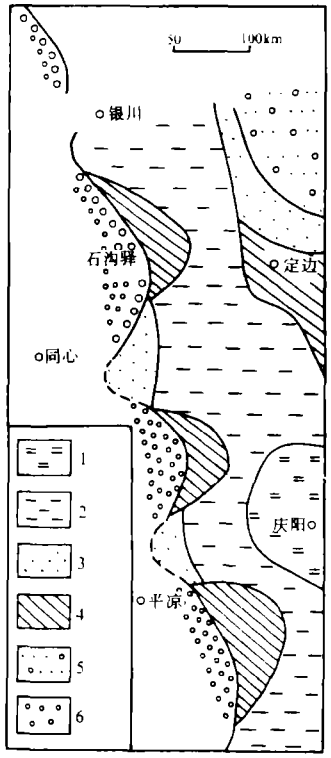


图 1 晚三叠世中期鄂尔多斯盆地西缘沉积环境示意图

Fig. 1 Depositional environments in the west margin of Late Triassic Ordos Basin

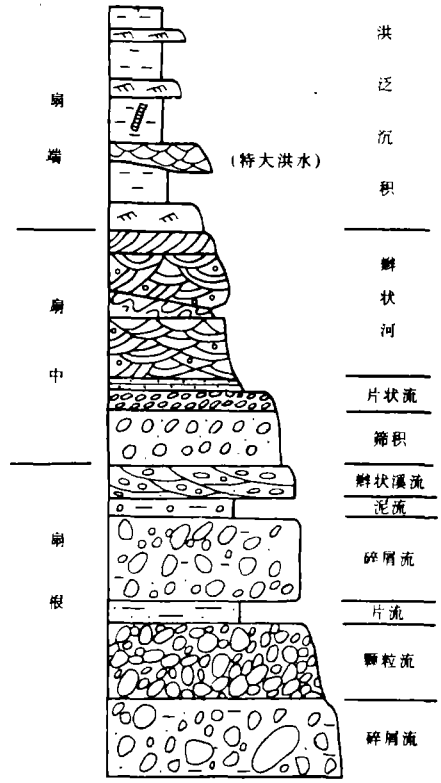


图 2 鄂尔多斯盆地西缘冲积扇相综合模式

Fig. 2 Synthetic alluvial fan model of west margin of Ordos Basin

2.碎屑流砾岩

碎屑流（Debris flow）沉积是扇根的重要组成物，在贺兰山香池子沟和平凉崆峒山、千[illegible]一带甚为发育。它是一种高浓度高粘滞性的沉积物重力流，与牛顿流体不同，具有屈服强[illegible]动方式是层流。当重力的顺坡拉力小于流体的剪切强度时，流动即随之停止[illegible]1978）。由于这种性质，碎屑流沉积往往是泥砂混杂，碎屑物大小悬殊，无沉积构[illegible]何定向，常见砾石长轴垂直于岩层层面。这类砾岩单层厚度较大，常为 1—

5m。

对平凉地区的观察表明，砾岩砾石大小及砾石／基质比有随物源区与沉积区距离的变化而变化的现象。一般说来，，沉积区离物源区越近，砾石大小越悬殊，砾石／基质比越小。如在扇根近物源处，砾石含量占全岩之 60—70%。砾石小者不足 1cm，大者可达 70cm，如同"漂"在岩石之中（图版 I,3）。此为碎屑流砾岩典型特征之一。离物源区稍远，砾石含量增至 65—80%，最大砾径为 20cm 左右。在靠近扇中的扇根处，砾石含量达 75—85%，砾径多为 1—3cm，最大砾径为 10cm 左右。

上述变化表明，随着远离物源区，碎屑流的搬运能力趋向于下降，碎屑物的分选趋向于变好。

关于平凉地区的碎屑流砾岩，有人认为形成于水下环境，我们则认为形成于水上环境。它们是一套厚度很大的暗紫红色砾岩，缺乏递变层理、粒序层理和滑动变形构造等水下沉积常见的沉积特征。相反，泥砾混杂、分选极差、缺乏层理构造和砾石无定向排列等现象，说明碎屑流的粘度很高（即具有剪切强度）。根据 Nemec 等（1984）所述，这正是水上碎屑流的特点。

近年来，国外有人将砾岩的 *BTh*（单层厚度）和 *MPS*（最大砾石砾径，一般取 10 颗最大砾石之平均值）的关系作为鉴别砾岩成因的重要标志（Golppen，et al.，1981；Nemec，et al.，1984）。由于 *MPS* 近似地反映了流体的载荷能力，*BTh* 反映了流体的粘滞性，因此对于碎屑流来说，二者之间当存在正相关关系。对于水上碎屑流，*BTh* 与 *MPS* 之间不仅存在正相关关系，在二者的关系式：

$$D = Fc + \sum Fi\ (Y,\ \cdots)$$

（式中，D＝最大砾径，Fc＝粘结强度系数，$Fi\ (Y,\ \cdots)$ ＝与厚度 Y 有关的其他物理系数）中，还存在一个粘结强度系数（Cohesive strength factor）Fc（Nemec，et al.，1984）。这在它们的回归分析式：

$$MPS = a + bBTh$$

中，表现为存在一个正值系数 a；在二者的投影图上表现为当 $BTh=0$ 时，回归直线在 *MPS* 坐标上有一个截点。

图 3 是研究区崆峒山（a）和干沟（b）的 *BTh*–*MPS* 投影图。从图上可以看出：*BTh* 与 *MPS* 有密切的相关关系，且都存在系数 a，表明它们是水上碎屑流沉积。

3.河道砾岩

冲积扇中的河道砾岩多形成于辫状溪流（Braided stream）中。

Braided stream 和 Braided river 目前译成汉语时都称作辫状河。其实前者指山间河流，沉积物以砾石质的粗碎屑为主，后者指山前平原河流，沉积物多为砂质。为了表示区别，本文将 Braided stream 称作辫状溪流。

辫状溪流沉积的砾岩最大特点是具有水流构造，通常表现为槽状交错层理和叠瓦状构造发育，其次是这种砾岩的底部与下伏岩层常成侵蚀接触（Nemec，et al.，1984）。

在甘肃省华亭县的策底坡和韩家河均发育有辫状溪流形成的砾岩，单层厚 1—3m。槽状交错层理一般虽不及砂岩中的明显，但仍可辨认。其底部多侵蚀下伏岩层，显示出水道沉积特征。这一点与其它性质成因的砾岩不一样。有时砾石集中出现于槽状交错层的底部，其上则为砂质沉积。

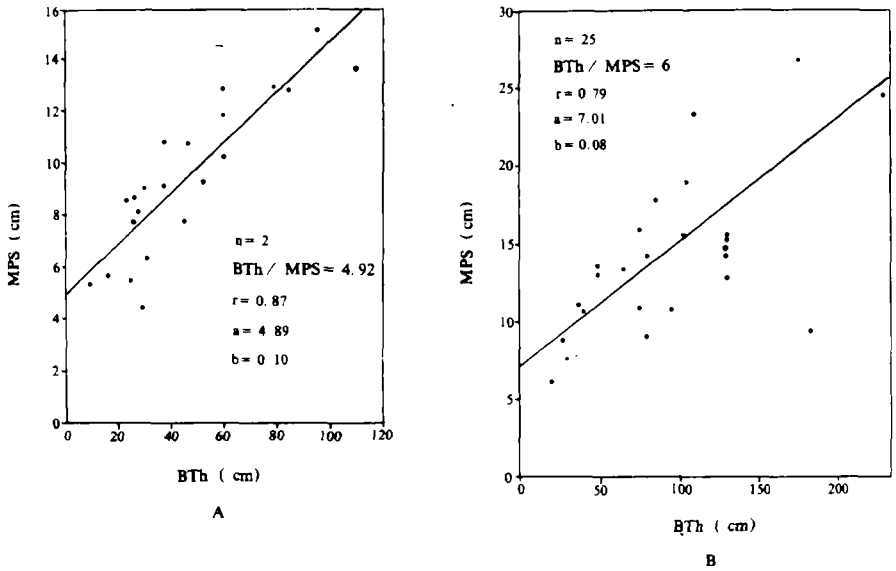


图 3 平凉地区碎屑流砾岩 *BTh-MPS* 投影图

Fig. 3 *BTh / MPS*maps of debris flow conglomerates (a.Kongtongshan area; b.Gangou area)

4.片流砾岩

片流 (Sheetflood flow) 是一种洪水流，出现于冲积扇上河道交汇点 (Hooke, 1967) 以下。在该点以下洪水开始不受河道约束而呈片状散开。

片流砾岩多与砂岩互层，层厚和砾径均较小。研究区策底坡附近的片流沉积即由砾岩夹砂岩透镜体组成，二者成层性很好，砾径多为 2—4cm，砾石扁平面基本顺层排列 (图版 I.4)。砾岩层厚度从 30—40cm 到 1—2m 不等，砂岩夹层一般 20—40cm 厚。

片流持续时间较短，能量消减较快。当能量较高时，主要沉积砾石，形成砾石支撑结构。随着片流能量下降，部分砂质与砾石沉积下来，形成基质支撑结构。片流能量进一步消减，最后砂质大量沉积下来，在砾岩之上形成砂岩披盖层。

5.筛积砾岩

筛积 (Sieve deposit) 砾岩仅发现于贺兰山汝箕沟剖面中，砾岩呈层状分布，侧向延伸较远，单层厚 1.5—3m。砾石分选与磨圆均较好，无明显定向性分布，平均砾径向上变细 (从 8cm 变至 1cm)。岩石为砾石支撑，砾石之间为砂质所充填 (图版 I. 5)，碎屑粒度粗细截然，具有明显的双峰分布特点 (一个峰在代表砾石沉积的厘米级上，另一个峰在代表砂质沉积的毫米级上)。

筛积物的形成与冲积扇中的水流流经较古老的高渗透性沉积物时向下渗漏有关。渗漏现象的出现，使水流迅速变小，结果就沉积了砾石，形成了砾石支撑的筛积物主体。该主体被覆盖后，其中的孔隙逐渐为细碎屑 (经常是砂质) 所渗入和充填，使最后形成的岩石在粒度分布上呈明显的双峰性 (Collinson, 1978)。

6.泥流沉积

这里所谓的泥流（Mud flow）沉积，是指岩石中泥质含量大大超过砾石者。一般说来，这类沉积中砾石含量不超过 30%。

泥流沉积在研究区扇根沉积中所占比例很小，通常呈中一薄层产出。一般特点是：泥中含砾，不含或只含少量的砂质，因此沉积物粗细两极分化截然。砾石含量不超过 25%，砾径多在 1—5cm 之间，砾石分布没有任何定向性，甚至长轴可垂直岩层面。

泥流是一种高粘滞性沉积物重力流，它的产生可能与源区的岩性有关，即源区主要是泥质岩，这些泥质岩（可能已受到一定程度的风化）吸收了一定量的水份后，在重力作用下发生塑性形变，当形变程度超过岩石屈服强度时便发生坍塌和流动。在流动过程中，如遇到松散砾石，会将其裹入流体中一起搬运走，最后的沉积物则出现泥砾混杂的现象。

二、冲积扇砾岩的粒度分布特征

岩石的粒度分布特征，在一定程度上反映了介质的性质、搬运能量及碎屑的搬运方式，因而受到了沉积学工作者的普遍重视。但是迄今为止，这方面的工作几乎全围绕砂岩展开。至于砾岩，问津者极少（Kochel，et al.，1984）。究其原因，皆因二者属性不同。砂岩碎屑粒径较小，且大小和分布比较均匀，故易于取样和测量。砾岩则不然，岩石中常有直径超过数十厘米的砾石，且大小和分布常常都极不均一，给粒度统计工作带来了极大的困难：如果粒度统计的面积小，则无代表性；若面积足够大，则又因工作量颇浩繁，致使在实际工作中常常难于满足要求。此外，目前室内对碎屑搬运机制的模拟,基本上都是针对砂质进行的。因此对形成砂岩的水动力条件了解得较多，粒度分析资料的解释较便利；而砾岩则无此便利条件。这些都使得砾岩的粒度分析工作大大落后于砂岩。

尽管如此，既然岩石的粒度分布在一定程度上反映了搬运介质的性质，那么就应该尽量利用不同的粒度分布特征来揭示搬运介质的属性，为进一步探索岩石的形成环境提供有用的证据。

笔者在野外工作期间，使用直接测量法，对西部 15 处砾岩（其中一处为现代砾质冲积物）的砾径作了统计（图 4）。从图上可以看出，这些频率曲线可分为三类。

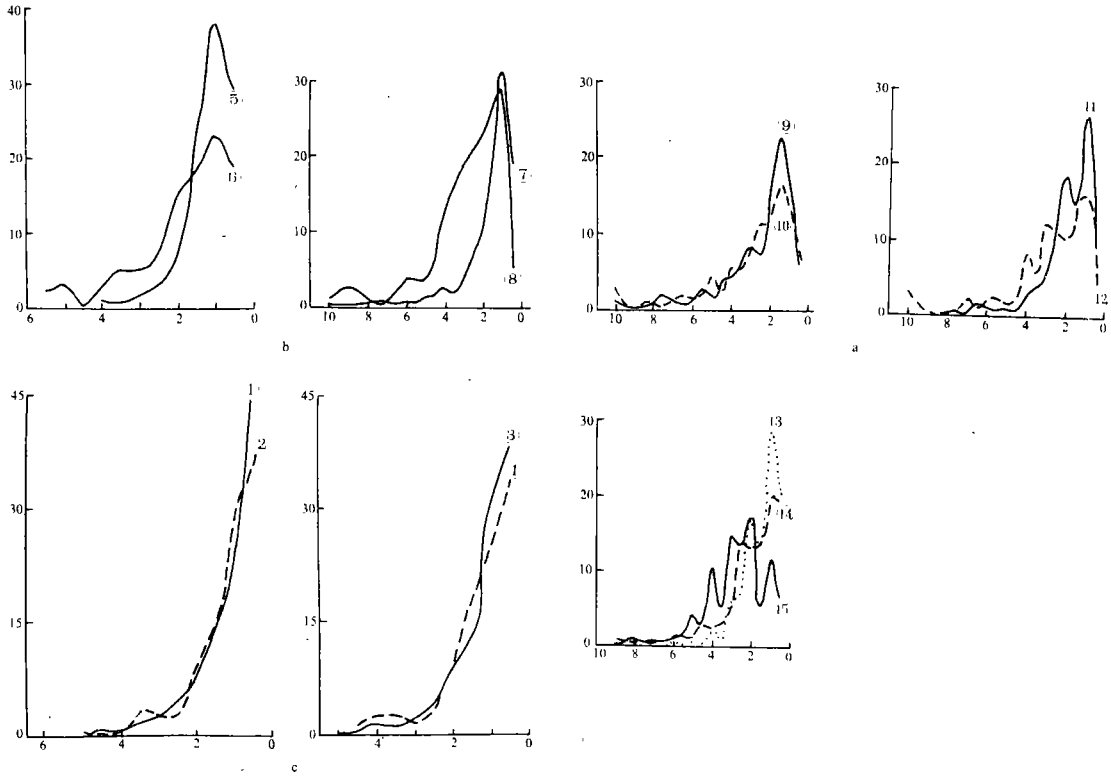
第一类　曲线除在细粒部分有一个主峰外，还有多个次级峰，整条曲线上下波动，多数曲线的左端（粗粒部分）呈现出明显的上升趋势（图 4a）。野外观察时认为，除点 13 为颗粒流沉积外，其余均为碎屑流沉积。由于碎屑流具有较高的粘滞性，所搬运的砾石难于得到分选。而频率曲线则充分反映了这类沉积物砾石大小混杂，分选极差的性质。野外观察结果得到了粒度分布频率曲线的支持。

颗粒流虽不具粘滞性，但由于碎屑的搬运是依靠颗粒之间的碰撞来实现，砾石同样难于得到分选。因此其粒度分布频率曲线碎屑流的相似也就是合情合量的了。

第二类　曲线在细粒部分有一个高峰，在粗粒部分有起伏，但不形成明显的峰（图 4b）。根据野外工作初步认定其为冲积扇河道砾岩，其中 5 号点为现代冲积扇的河道砾石沉积。这类砾岩砾径变化比第一类平稳，起伏不大。分布频率最高的是砾径 1cm 左右的砾石，说明洪水具有一定的选择性搬运特征。

第三类　随着砾径减小，曲线近乎单调上升，只在粗粒部分略有起伏（图 4c）。这是片流沉积的粒度分布曲线。前面已经介绍过，当洪水高涨时，片流能量也较高，大部分碎屑

物都被水流带走，只有极少数较大的砾石能沉积下来。洪水形成的片流消减极快。一但片流迅速消减，细小的砾石就大量沉积，最终形成的沉积物便具有单调上升的粒度分布频率曲线，且曲线斜率较大，缺少过渡性沉积物。



a.碎屑流和颗粒流砾岩的粒度分布频率曲线；b.河道砾岩的粒度分布频率曲线；c.片流砾岩的粒度分布频率曲线

图 4 冲积扇不同成因砾岩的粒度分布频率曲线

Fig. 4 Grain size distribution frequency curves of different types of conglomerates in alluvial fans

除了上述的差异外，从图 4 还可以看出，碎屑流、片流和河道砾岩砾径的最高分布频率值（以 Mdf 表示），此值所对应的砾径值（以 Rgs 表示）以及 Mdf／Rgs 比值均有明显的差异。表 1 列出了上述数据值，其中$\overline{M}$df、$\overline{R}$gs以及$\overline{M}$df／$\overline{R}$gs为这些数值之平均值。

Mdf 反映的是砾石在某一粒级的集中程度。Mdf 越大，表明砾石分选越好，反之亦然。Rgs 表示对应于 Mdf 点的砾径值。它在一定程度上反映了搬运介质的能量：Rgs 越大，介质的能量就越高。Mdf／Rgs 是一个复合参数，当介质搬运能力变小，砾石分选变好时，复合参数越大，反之则减小。因该复合参数同时反映了介质搬运能力和砾石分选状况，且变化比较灵敏，起到了扩大上述三类砾岩之间的粒度参数差异的作用，选用它，企图在实际工作中用于判别砾岩的成因。

这些值在不同成因的砾岩中出现差异并非偶然，相反，笔者认为它们具有成因上的意义。对于碎屑流来说由于具高粘滞性，搬运碎屑能力较强，因此砾径偏大（即 Rgs 偏大）；

同时碎屑流的高粘滞性妨碍了碎屑物的分选，因此粒度分布频率曲线上出现多峰现象，而最高峰的峰值（*M*df）则理所当然地偏低。片流的粘滞性和搬运碎屑能力较之碎屑流要低得多，故所搬运的砾石砾径偏小（*R*gs 偏小），分选亦相对较好（*M*df 偏大）。辫状河道水流的粘滞性可能与片流接近，但搬运碎屑能力价于上述二者之间，故具有介乎二者之间的 *M*df 和 *R*gs 值。

表 1　不同成因的砾岩的 *M*df、*R*gs、*M*df / *R*gs、$\overline{M}$df、$\overline{R}$gs和$\overline{M}$df / $\overline{R}$gs对比表

Table 1　*M*df, *R*gs, *M*df / *R*gs, $\overline{M}$df、$\overline{R}$gs and $\overline{M}$df / $\overline{R}$gs for different types of conglomerates

砾岩类型	点号	*M*df	*R*gs	*M*df / *R*gs	$\overline{M}$df	$\overline{R}$gs	$\overline{R}$df / $\overline{R}$gs
碎屑流	15	17.4	2.2	7.9	19.6	1.5	13
	9	22.4	1.7	13.2			
	10	16.8	1.7	9.9			
	14	20.0	1.2	16.7			
	12	16.6	1.2	13.8			
	11	24.5	1.2	20.4			
河道	8	29.0	1.2	24.5	30.3	1.2	25
	7	31.1	1.2	25.9			
	6	23.0	1.2	25.9			
	5	37.9	1.2	31.6			
片流	4	33.6	0.7	48.0	37.7	0.7	54
	1	43.9	0.7	62.7			
	2	35.3	0.7	50.4			
	3	37.9	0.7	54.1			

为了使这三类砾岩的粒度分布特征的差异性表现得更为明显，用 *M*df 除以 *R*gs，结果见表 1，碎屑流砾岩的值一般在 20 以下，河道砾岩的值一般介于 20—30 之间，片流砾岩的值均超过 40。为了降低个别样品对总体趋势的影响，算出了这三类砾岩的平均值：

$$\overline{M}df / \overline{R}gs(碎) = 13$$
$$\overline{M}df / \overline{R}gs(河) = 25$$
$$\overline{M}df / \overline{R}gs(片) = 54$$

结果表明它们具有很明显的差异。

通过上面的分析，我们认为，不同成因的砾岩的粒度分布频率曲线形态及 *M*df / *R*gs 值确实存在明显的差异。如果通过今后的研究工作对它们作进一步的补充和修改，使之更趋完

善，则很有可能成为探索砾岩成因的一种有用的辅助工具。

需要指出的是，本文得到的是一种实验结果，由于这次工作的测量点数有限，使这项结果的正确程度不可避象地受到了限制。这有待于今后工作的补充、修正。由于野外条件的限制，这次砾石统计面积亦偏小，因此大砾石的出现具有很大的随机性，不够稳定，在粒度分布频率曲线上表现为粗粒部分普遍有起伏，而这种起伏只是为数甚少的砾石造成，可靠程度相对较低。

参加本文野外工作的还有长庆研究院的李道隧、杨晓园同志。叶连俊先生审阅了本文，笔者谨向他们致以谢意。

收稿日期.1989年2月28日

参 考 文 献

〔1〕 Bagnold R A，1954，Experiments on a gravity-free dispersion of large solid spheres in a Newtonian fluid under shear.Proc.Roy.Soc.Landon.ser.A225，p.49—63.

〔2〕 Collinson J. D.，1978，Alluvial sediments. IN：H. G. Reading（ed.）. Sedimentary Environments and Facies.Blackwell scientific Publications，p.15 -79.

〔3〕 Gloppen T.G.et al.，1981，The deposits，internal structure and geometary in six alluvial fan-fan delta bodies（Devonian-Norway）-a study in the significance of bedding sequence in conglomerates.IN：F.G.Ethridge et al.，（eds）. Recent and Ancient Nonmarine Depositional Environments：Models for Exploration，Tulsa，Okalahoma，U.S.A.，p.49—70.

〔4〕 Hooke R.Le.B，1967，Processes on arid-region alluvial fans J Geol.V.75，p 438—460

〔5〕 Kochel R.C and Johnson R.A.，1984，Geomorphology and sedimentology of humid- temperate alluvial fans，Central Virginia IN：E H.Koster and R.J.Steel（eds）. Sedimentology of Gravels and Conglomerates，p.109—122.

〔6〕 Middleton G. V，1970，Experimental studies related to flysh sedimentation. IN：J. Lajoie（ed）. flysh Sedimentology in North America，p 253—272.

〔7〕 Nemec W.and Steel R.J.，1984，Alluvial and coastal conglomerates：their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits IN：E.H.Koster and R.J.Steel（eds.）. Sedimentology of Gravels and Conglomerates，p.1—32.

〔8〕 Rupke N.A.，1978，Deep clastic seas.In：H G Reading（ed.）. Sedimentary Environments and Facies Blackwell Scientific Publications，Calgary，Alberta，Canada p 372—415.

Sedimentology of Gravelly Alluvial Fans on the Western Margin of Late Triassic, Ordos Basin

Ke Baojia Chen Changming

(Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences)

Jiang Haoren Hui Binyao

(Institute of Petroleum Exploration and Exploitation, Changqing Petroleum Bureau)

Abstract

The alluvial fans on the western margin of Late Triassic Ordos Basin can be divided into three parts; upper, middle and lower.

Upper fans mainly consist of conglomerates which genetically include debris flow, grain flow, sheetflood flow, mud flow and braided stream deposits.

Debris flow deposits are mainly composed of clasts. Most of the conglomerates are matrix supported and poorly sorted. With the increase of distance from source area to depositional sites, maximum clast size are reduced, differences among clast size are minimized, ratio of clast to matrix are increased and the rocks are changed gradually from matrix supported to clast supported. Grain flow deposits are identified by their matrix lacking of features. Clasts in these deposits were cemented by iron–oxides, clay minerals or other materials which had precipitated around clasts as thin film through the processes of diagenesis. Sheetflood flow deposits occur as thinly bedded sandstones or gravelly sandstones. And most of their thickness are about tens of centimeters. Braided stream conglomerates are typical for cross beddings and scours on their bases. Mud flow deposits are characterized by a small percentage of clasts and a large percentage of mud. Long axes of some clasts in mud flow deposits may be perpendicular to beddings.

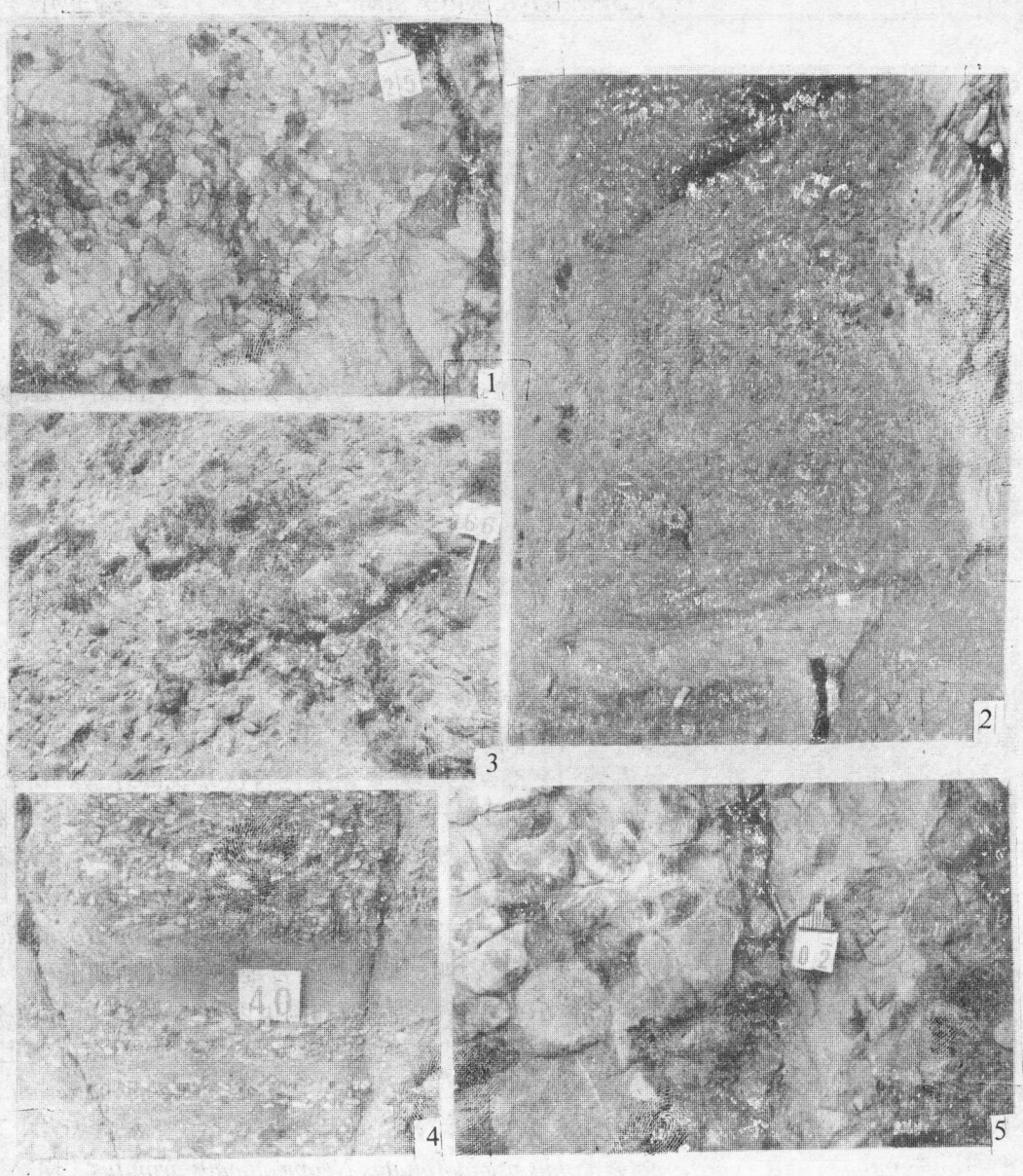
Distribution frequency curves of clast size of the conglomerates mentioned above can be classified obviously into three groups, which are correspondent to debris or grain flow, braided stream and sheedflood flow deposits respectively.

Curves for debris or grain flow deposits are characterized by multiple peaks showing lack of sorting. Curves of braided stream conglomerates possess a peak near the finest end and gently wave in coarse part, showing poor sorting. Curves of sheetflood flow deposits rise from coarsest end to finest end monotonously, representing quick waning down of the flood.

In addition to the shape differences of the curves, the Maximum Distribution Frequency (Mdf) and the Respondent Gravel Size (Rgs) for each of the three deposits are also different. For debris or grain flow deposits, mean Mdf, Rgs and Mdf/ Rgs are 20. 1.5 and 13

respectively, for braided steam ones, they are 30, 1.2 and 23 and for sheetflood flow ones 38, 0.7 and 54. These parameters have their genetic significance. The lower of the values of Mds / Rgs, the higher cohesiveness or transportation energy the flow would have.

The authors believe that it is very hopeful to use these curve patterns and parameters as tools in identifying environments of gravelly alluvial fan deposits.



砾石及粘土矿物和铁质胶结物；　2. 向上变粗砾石粒序；　3. “漂浮”砾石；　4. 顺层排列砾石；　5. 砾石间砂质充填