

# 甘肃敦煌现代边滩砂级颗粒叠瓦构造研究

倪良田 钟建华 李勇 黄雷桐 邵珠福 刘圣鑫 孙宁亮 郝兵  
毛毳 熊志强 田媛 王晓楠 李伟华

(中国石油大学(华东)地球科学与技术学院 山东青岛 266580)

**摘要** 从近年来对甘肃敦煌党河和敦煌阿克塞河进行的详细的工作中发现了在现代边滩砂级颗粒中也会发育叠瓦构造,且远比砾石中的叠瓦构造复杂。首先,研究发现砂级叠瓦构造的倾角比砾石叠瓦构造的倾角变化要大,介于 $12^{\circ}\sim 88^{\circ}$ 之间,倾角均值在 $51^{\circ}\sim 63^{\circ}$ ,明显大于同河段砾石叠瓦构造的倾角 $34^{\circ}$ ,倾角如此之大可能与颗粒的紧密堆积有关;其次,倾向无砾石叠瓦构造那么稳定,有时可在小范围内呈现出双倾向。叠瓦构造倾角的统计分析数据也表明其稳定性不好;三是砂级叠瓦构造可以受薄层的控制,也可以呈层块状;四是根据砂级颗粒的接触关系又可以将其分为两种:颗粒支撑的叠瓦构造和含杂基的颗粒支撑叠瓦构造。颗粒支撑的叠瓦构造发育在“清水”环境,一般是在洪水的稳定期形成的;而含杂基的颗粒支撑砂级叠瓦构造则是发育在浊水环境,可能是在洪水的高峰时期形成的。

砂级叠瓦构造的研究对于沉积环境的研究、古流分析和储层的研究具有重要的意义。颗粒支撑的砂级叠瓦构造还可以形成特殊的屏蔽孔隙,成为很好的储集空间,是砂岩储层出现各向异性的根本。

**关键词** 砂 叠瓦构造 倾角 倾向 水流方向 边滩

**第一作者简介** 倪良田 男 1985年出生 博士研究生 沉积学 E-mail:382938098@qq.com

**通讯作者** 钟建华 男 教授 E-mail:zhongjh@upc.edu.cn

**中图分类号** T122.2 **文献标识码** A

## 0 引言

非三维等轴砾石、尤其是扁平砾石在流水、波浪或重力流的作用下,为了保持其最稳定的排列状态便会发生定向排列,形成类似叠瓦一样的沉积构造,即我们所说的“叠瓦构造”。

美国地质学家 Becker (1893) 在其著作 *Finite Homogeneous Strain, Flow and Rupture of Rocks* 将碎屑颗粒的优选排列作为叠瓦构造<sup>[1]</sup>,是研究叠瓦构造的前驱。随着研究的深入,新问题的不断涌现,有必要进行更深入的研究。

叠瓦构造具有分布的广泛性,无需露头太大而具有很好的实用性<sup>[2]</sup>。很小的露头区即可利用叠瓦构造来研究古水流,条件是必须从多个方向或砾石被风化出来可以在三维上观察。White<sup>[3]</sup>及 Schlee<sup>[4]</sup>等利用叠瓦构造来研究古流方向。Krumbein<sup>[5-7]</sup>和其他的学者指出,在河流中卵石的短轴通常倾向下游,最大的投影面(中间轴和最长轴)倾向上游。对俄勒冈州西北 Santian 河的研究表明,在边心滩上叠瓦的方向

与河流方向有很大的偏离<sup>[8]</sup>。砾石的长轴与搬运水流的方向一致,倾向上游<sup>[6]</sup>,但在另一些情况下,砾石也会倾向下游。与此相反,在河流相砾石的长轴与水流方向有着复杂关系<sup>[8]</sup>,尤其是砾石长轴会垂直水流的现象已有学者注意到<sup>[9]</sup>。Jouansson<sup>[10]</sup>在实验室模拟了叠瓦构造的形成过程并探讨了叠瓦构造的形成机制。Schmincke *et al.*<sup>[11]</sup>、Kamata *et al.*<sup>[12-13]</sup>、Ventura *et al.*<sup>[14]</sup>及 David *et al.*<sup>[15]</sup>等研究了砾级颗粒叠瓦构造,但也有一些人发现在火山碎屑中的叠瓦构造,并通过它们来确定火山口的位置。上个世纪50—60年代是叠瓦构造研究的高峰时期,这期间有许多学者探讨了细粒碎屑岩的叠瓦构造<sup>[16-21]</sup>,有学者从薄片的角度来研究叠瓦构造,但随后少有人追随,表明这种方法用来研究叠瓦构造的适用性有限。近期,如 Millane *et al.*<sup>[22]</sup>介绍了一种利用激光扫描方法自动测定叠瓦构造和河流沉积物确定古流向的方法。绝大数学者只是利用叠瓦构造的倾向来确定(古)水流方向或物源区位置<sup>[23-24]</sup>,只有少数学者研究了叠瓦构造的倾角与环境的关系<sup>[25]</sup>。事实上,后

者的意义同样很大,由于我们目前做的工作极其有限,叠瓦构造倾角的许多意义还未发掘出来。

目前为止,人们对叠瓦构造的研究主要局限在砾石级的颗粒,对于砂级颗粒的叠瓦构造的研究还没有取得突破。在研究过程中我们发现利用数字照相结合照片多倍放大,可以探讨用一种介于微观(薄片尺度)和宏观(肉眼直接观察)之间的方法来研究砂级颗粒的叠瓦构造。事实上,由于砂级颗粒对水流的响应比砾石更敏感,因而砂级颗粒叠瓦构造携带的地质信息远远多于砾石,所以研究砂级颗粒叠瓦构造的意义远比研究砾石叠瓦构造要大。本文从近年来在甘肃敦煌获得的大量现代河流边滩资料出发,初步地研究了砂级颗粒的叠瓦构造。

## 1 党河边滩与沙沟子边滩的特征

本次研究的两个实例,一是敦煌市附近的党河边滩;二是敦煌阿克塞乡附近的沙沟子边滩。其特点以下分述:

(1) 党河边滩。甘肃敦煌市南郊的党河大桥附近。研究区位于党河中下游,河段为一般宽 200~300 m、长近 1 km 的顺直河,见图 1。党河大桥边滩位于党河大桥下游的东岸,边滩宽 150~200 m,长 500~600 m,高 50~120 cm,是一个二级边滩,一级边滩高 50~60 cm,向外微倾斜,倾角在  $6^{\circ}\sim 7^{\circ}$ 。二级边滩高 100~120 cm,二级边滩上生长了很多植物。边滩主要由含砾中粗砂组成,主要发育了平行层理、水平层理、工具痕、障碍痕、泥裂、小型变形层理及叠瓦构造,图版 I。砂粒的矿物成份主要为火山岩岩屑和变质岩岩屑,有少量石英和长石。分选性较好,由于大部分砂粒呈板片状,所以颗粒的直径要用两个参数

来表征,长轴多在 0.5~1.0 mm,短轴多在 0.1~0.3 mm,直径取两者的平均值为 0.47 mm,落在细砂级范畴。在砂粒细层中有时偶含直径数毫米到数厘米的砾石。砾石主要为火山岩,磨圆很好。一级边滩内缘因河流侵蚀而出露良好,成为了理想的研究场所。党河是一个典型的季节性河流,一年大多数时候干涸,为研究创造了得天独厚的条件。

(2) 沙沟子边滩。另一个最典型的实例在敦煌阿克塞的砂沟子剖面(图 2)。砂沟子剖面在阿克塞河上游的砂沟子公路养路站附近,距敦煌 71 km,距阿克塞县城 8 km。阿克塞河是一个流经沙漠的季节性河流,只有在雨季的过流,一年的大多数时间处于干涸。发育两种类型叠瓦构造剖面:一是薄层状颗粒支撑叠瓦构造剖面;另一个是薄层状杂基支撑叠瓦构造剖面。

第一个研究剖面在图 2 中的绿色矩形所在位置。河床主要为中粗砾,成分主要为火山岩和变质岩,磨圆很好到很差,分选较差。所研究的剖面砂粒的成分也是以火山岩和变质岩为主,砂主要由风成砂丘提供,形成这种高成熟度的砂层。整个剖面由细粒物质形成,剖面厚 40~45 cm,长 30 余米,宽 20 余米,平面上呈三角形,尖端指向河床相反方向。细层非常平坦,连续性极好,具明显的正粒序性。同时发育有泥裂、变形层理及冲刷—充填面。可见一直径约 20 cm 的大砾石,偶见直径数厘米的泥砾,说明边滩的能量很高。观察发现,该剖面也有两种类型的叠瓦构造:一种是以层厚较大和颗粒较粗的颗粒支撑叠瓦构造;另一种是层厚相对较小(1~2 cm)和粒度也相对较小、发育在软沉积变形褶皱层中的颗粒支撑叠瓦构造。前者的粒度多在细砂级,含板岩、片岩颗粒较多,



图 1 党河大桥边滩远景图

Fig.1 The birdseye view of the point bar in Dang River Bridge, Dunhuang, Gansu

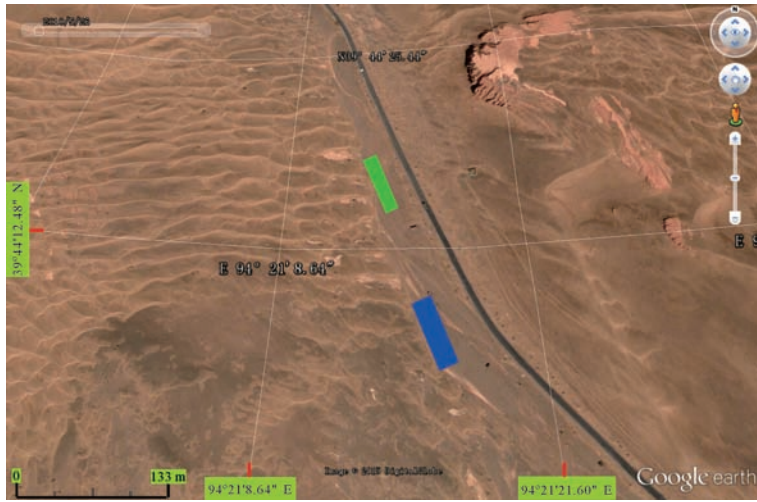


图2 敦煌阿克塞砂沟子剖面位置图

Fig.2 Location of the profile Shagouzi in Akesai, Dunhuang

砂岩颜色相对较深;后者的粒度多在粉砂级,含板岩、片岩颗粒较少,所以颜色偏浅。

第二个研究剖面发育在上一个剖面上游 0.1 km 处蓝色矩形所在位置,河型与上个剖面相同。该剖面的总厚度约 40 cm,长约 65 m,宽 12~34 m,呈三角状顺河道延伸。其内部发育了 10 余个次级的正韵律层。正韵律层的厚度在数毫米到 10 cm 左右。砂级颗粒大部分同样来自于风成砂丘。

上述两个边滩的河床主要为中粗砾,成分主要为火山岩和变质岩,磨圆很好到很差,分选较差。砾石形成的叠瓦构造的倾角在 34°左右。

## 2 砂级叠瓦构造分析

砂级叠瓦构造的分析方法有必要介绍一下操作过程<sup>[27]</sup>。这项研究主要是通过野外照片在室内条件分析进行的,所以野外采集高质量的图像是关键。我们使用的是佳能 SX150 相机。该机有较好的近摄功能,可以在数毫米内对对象进行拍摄。

首先用具有微距摄影功能的相机在 1~2 cm 的近距用 5 M 或 8 M 的像素拍摄一系列图片。回到室内后在电脑上将需要的图片和内容进行放大,一般放大到 2~3 倍就能看到叠瓦构造,最大可以放大到 30 倍(但图像很模糊)。要特别提及的是,由于球差在照片的四个角上会出现四个离散的叠瓦效应,会使砂级颗粒出现向四个角方向的倾向。所以只有在图片最中央(镜头中心线覆盖的小区域)的 5~10% 像素才比较真实,可用于分析研究。在手标本上用 10 倍放大镜仔细观察也可见到这种砂级颗粒形成的叠瓦

构造。此外,判断所截图片视域中是否有畸变形成的加叠瓦构造的另一个可靠依据是:在有的情况下可以见到微区中有相邻的反向叠瓦构造,如果是畸变假叠瓦构造应该同向。需要说明的是,由于本次研究的剖面均平行于河流主流向,所以获得的叠瓦构造倾角基本上同于真倾角。

为了获得更精确的结果,在具体分析时我们采用了两种方法进行对比:一种是网格法(图 3),只对交点上的颗粒进行统计;另一种是平行线法(图 4),对直线相交的颗粒进行统计,当一个颗粒横跨两条直线时只统计一次。

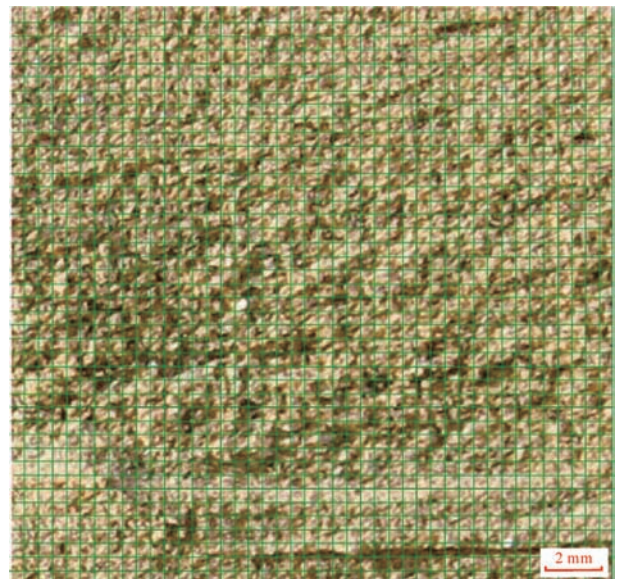


图3 网格法分割图

Fig.3 Segmentation picture by grid method



图4 平行线法分割图

Fig.4 Segmentation picture by parallel line method

根据薄层的厚度、多少、薄层的组合关系、薄层的结构及薄层的产出状况等,本文初步将叠瓦构造分为三种类型,以下分述:

### 2.1 薄层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造

图版 I -A 中的层理很容易将其定为水平层理,实际上这是一种平行层理。细层很薄,厚度多在 1 mm 左右,侧向非常稳定。粒度在细砂到粉砂级,中间还夹有 <1 mm 厚的泥质薄层,所以很容易定为水平层理。薄层中发育了很好的叠瓦构造,其侧向可以过渡为含细砾的平行层理。产于河漫滩靠河道一侧,向外微倾斜,倾角在  $6^{\circ} \sim 7^{\circ}$ ,应为滩脊或滩台(图 3)。边滩表面有少量直径数厘米的砾石,并围绕砾石发育了障碍痕,同时还有植物形成的工具痕和小型侵蚀坑穴,说明这种层理形成于高能环境,是一种平行层理,而不是低能环境下形成的水平层理。

将图版 I -A 中心白色方块部分放大大约 12 倍后得到图 5。对图 5 中的砂级颗粒的粒度进行统计分析,砂级颗粒的粒度分布区间在 0.13 ~ 0.89 mm 之间,粒度中值在 0.45 ~ 0.57 之间,介于细砂和粉砂的过渡粒度,呈较好的正态分布。同时对砂级颗粒叠瓦构造的倾角进行了统计分析,结果总结在图 6、图 7 和表 1 中。从图 5 可以看出叠瓦构造发育,但非常复杂,主要表现为以下三点:①呈双倾向,既有与水流方向一致的正向倾向,也有与水流方向相反的反向倾向。照片中的水流自右流向左,可见叠瓦构造既有左倾倾向,也有右倾倾向,但以右倾倾向为主(图 6、表

1),倾角分布在  $22.00^{\circ} \sim 81.00^{\circ}$  之间,平均为  $53.46^{\circ}$ ,远大于河床砾石叠瓦构造的倾角(约  $34^{\circ}$ )约  $20^{\circ}$ ;从表 1 还可以看出,这种叠瓦构造的均值标准差 11.88;均值的标准误 1.19;方差较大:141.04,说明叠瓦构造倾角比较离散,稳定性较差;②双倾向叠瓦构造可发育在同一薄层中,而且可以在短距离内对冲发育。这一点也说明了图片的真实可靠,没有受畸变的实质性影响。③叠瓦构造的颗粒分选很差,既有长板片状颗粒,也有等轴颗粒,板片状颗粒长轴最大可达 0.8 mm,短轴 0.1 ~ 0.2 mm;等轴颗粒的直径多在 0.1 ~ 2 mm,落在细砂到粉砂之间。由于大量等轴颗粒存在,而等轴颗粒无定向排列存在,使得叠瓦构造的倾角及倾向变化很大,等轴颗粒多的部位叠瓦构造不发育,从图 5 中可以很容易地看到这一点。颗粒之间孔隙非常发育,可占面孔的 25% ~ 30%,是一种很好的储层。

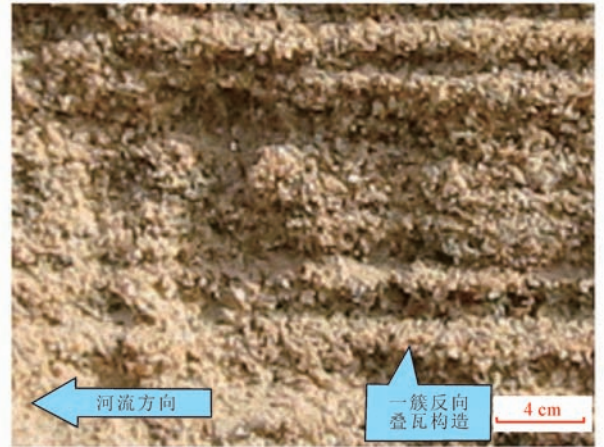
图5 图版 I -A 中心长方形放大约 12 倍后局部照片  
(可以见到复杂的叠瓦构造)

Fig.5 Photography magnified about 12 times of the central diamond of Plate I -A and complicate imbrication is developed very well

从储层的角度来看,发育这种叠瓦构造的砂层有三大特征:一是孔隙非常发育,储层物性极好,从图片上估计其面孔率可达 30% ~ 40%,且多是联通性很好的喉管。二是由于颗粒的定向排列形成了非均质性,在三个方向上有截然不同的渗透率:在垂直方向上渗透率最差,在平行叠瓦构造倾向的方向渗透率中等,在平行叠瓦构造走向的方向渗透率最大。在叠瓦构造颗粒屏蔽的孔洞中流体流动也会很顺畅。三是叠瓦构造的颗粒屏蔽的空洞也具有非均质性,平面上普遍成一种斜立的扁缝形,一般上部呈尖角状,所以剩

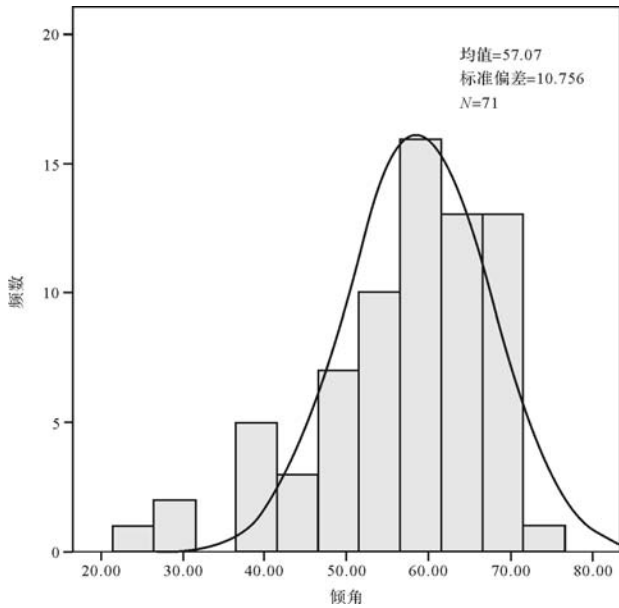


图6 叠瓦构造的网格法倾角分布直方图

Fig.6 Dip angle distributary histogram of imbrication by Grid method

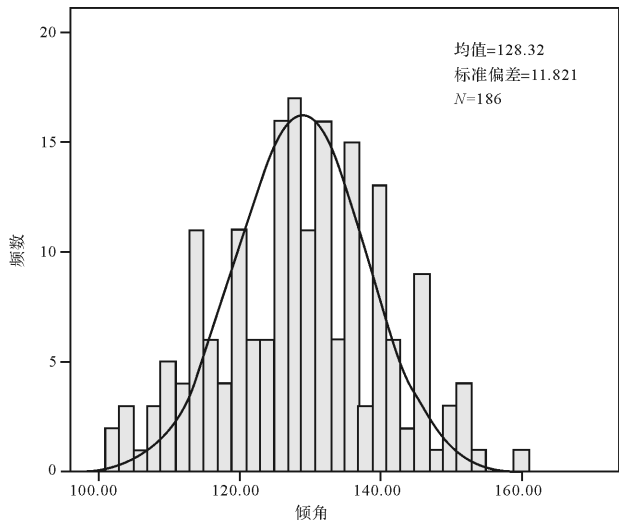


图7 叠瓦构造的平行线法倾角分布直方图

Fig.7 Dip angle distributary histogram of opposite direction imbrication by parallel line method

余油容易躲藏在其中,在开采时这种剩余油比较难以采出,因为油在这种尖角中可以获得最大的比表面积,从而可以获得最大的张力而紧紧地黏在扁缝的顶端。所以开发这种油藏并要获得很好的采收率,对扁缝中流体的微循环规律的研究尤其重要。

图版 I -A 最大的特点是薄层或细层是由叠瓦构造侧向排列形成的,但每个薄层不是由单一的叠瓦构造层形成的,而是由多个叠瓦构造层形成的。这一特

点揭示了水流极浅、沉积物较少,沉积物在沉积面上以多个颗粒叠合形成的薄层移动,每次沉积水流只携带叠瓦构造厚度的薄层粉砂颗粒,所以水流能够很好的把板片状的粉砂颗粒叠置成薄层的叠瓦构造。如果沉积物较多,水流只会把板片状状的粉砂颗粒堆积成厚层的块状叠瓦构造。

## 2.2 块状颗粒支撑砂级叠瓦构造

以阿克塞河砂沟子 1 号剖面(图 2 绿色区域)为例。这种叠瓦构造是发育在没有韵律的“块状”薄层中。砂沟子 1 号剖面规模不大,但叠瓦构造非常漂亮,图版 I -B、图版 I -C、图版 I -D 及图 10。从图片可以看出,分选非常好,物源为风成砂;如果没有风成砂的注入,在这种河段要形成高分选的砂级叠瓦构造是不可能的。从粒度、颜色、结构和构造特点看,叠瓦构造发育在两个单元中:一个是相对较厚和粒度相对较粗的“背景”沉积中;另一个是相对较薄和粒度相对较细的软沉积变形斜歪褶皱中。

在图 I -B 中可以较清晰的看到厚度较大、粒度较粗、颜色较深的薄层和发育了不规则软沉积变形褶皱的薄层;还可以见到中部有两层软沉积变形褶皱层,其厚度在 1 cm 左右,轴面倾向左侧,倾角  $40^{\circ} \sim 45^{\circ}$ ;其颜色明显呈灰白色,粒度也明显偏小。上部还有两层更纤细的呈鱼鳍状或不大规则的软沉积变形褶皱,其轴面倾角更小,从状如鱼鳍的那个规则的软沉积变形褶皱来看,轴面倾角在  $30^{\circ}$  左右,其他的倾角更小,下部还有一些模糊的左倾不规则变形构造,其倾角也很小。说明了上部和下部受到的流水牵引均更强烈。叠瓦构造的倾向与软沉积变形褶皱一样,基本都是倾向左侧,与河流的流向相一致。

对图版 I -B 左下角进一步放大 1 倍得到了图版 I -C,可见见到更加清晰的叠瓦构造。对图版 I -C 中的红框部分再进一步放大,得到图版 I -D(图 3 及图 4 基本来自于此图)。对图版 I -D(图 3 及图 4)中的叠瓦构造用网格法(图 3)和平行线法(图 4)分别进行了统计分析,结果总结在图 8、图 9 中和表 1 中。从表 1 可以看出,上部较粗、较厚部分的叠瓦构造倾角分布在  $12.00^{\circ} \sim 78.00^{\circ}$  之间,平均为  $51.06^{\circ}$ ,远大于河床砾石叠瓦构造的倾角(约  $34^{\circ}$ )约  $17^{\circ}$ ;均值标准差 11.98;均值的标准误 1.20,方差较大:143.41,说明叠瓦构造倾角比较离散,稳定性较差;偏度也很大,在 0.24,可能与样品中的颗粒扁平度较小、颗粒直径差异较大及颗粒不足有关,因为颗粒不足导致颗粒支撑不够、易倾斜,尤其是反向叠瓦构造的存在更是干扰

表1 砂级颗粒叠瓦构造倾角参数表

Table 1 Data of dip angle of imbrication of sand-grains

实例 参数	第一次	第三次	第二次	第四次	第五次	第六次	第七次	第八次	第九次	第十次
	(图版 I -D 网格法)	(图版 I -D 平行线法)	(图版 I -C 网格法)	(图 5 平行 线法)	(图 5 网格法)	(反向) (图 5) 总	(正向)(图 12 平行线法)	(反向)(图 12 平行线法)	(正向)(图 12 网格法)	(反向)(图 12 网格法)
N 有效	110	292	41	71	36	186	143	77	87	52
N 缺失	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
均值	43.89	45.85	43.85	57.07	52.14	51.68	59.08	65.22	55.69	60.08
均值的标准误	0.96	0.55	1.96	1.28	1.90	0.87	0.98	1.29	1.22	1.72
中值	43.5	45	44	59	54.5	62	59	75	55	67.5
众数	43	45	36	59	60	62	50(55)	80	56	61
标准差	10.08	9.39	12.55	10.76	11.40	11.82	11.66	11.31	11.41	12.41
方差	101.66	88.09	157.43	115.70	130.07	139.74	136.02	127.94	130.17	154.11
偏度	0.14	0.32	0.4	-1.01	-0.48	-0.04	0.05	0.22	-0.016	-0.06
偏度的标准误	0.23	0.14	0.37	0.29	0.39	0.18	0.20	0.27	0.26	0.33
峰度	0.49	0.57	0.82	0.72	-0.58	-0.37	-0.82	-0.09	-0.85	0.20
峰度的标准误	0.46	0.28	0.72	0.56	0.77	0.36	0.40	0.54	0.51	0.65
全距	58	56	62	48	43	57	51	50	45	61
极小值	19	21	15	24	28	31	34	58	31	34
极大值	77	77	77	72	71	88	85	88	76	85
和	4 828	13 387	1 798	4 052	1 877	23 868	8 449	8 838	4 845	6 236

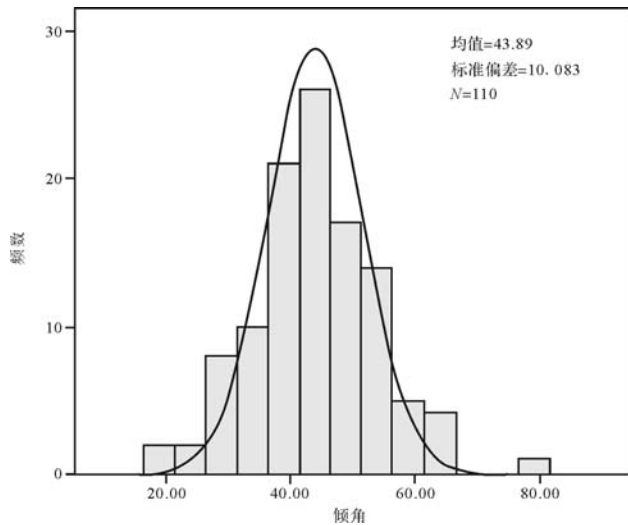


图8 网格法叠瓦构造倾角分布直方图

Fig.8 Dip angle distributory histogram of imbricate by grid method

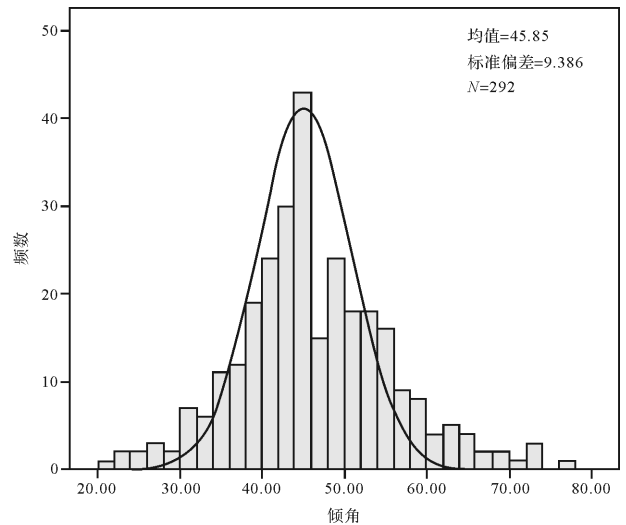


图9 平行线法叠瓦构造倾角分布直方图

Fig.9 Dip angle distributory histogram of imbricate by parallel line method



图10 图版 I -D 下部小部分颜色较浅的薄条带的网格分割图

Fig.10 Segmentation picture of the color lighter band in plate- I -D by grid method

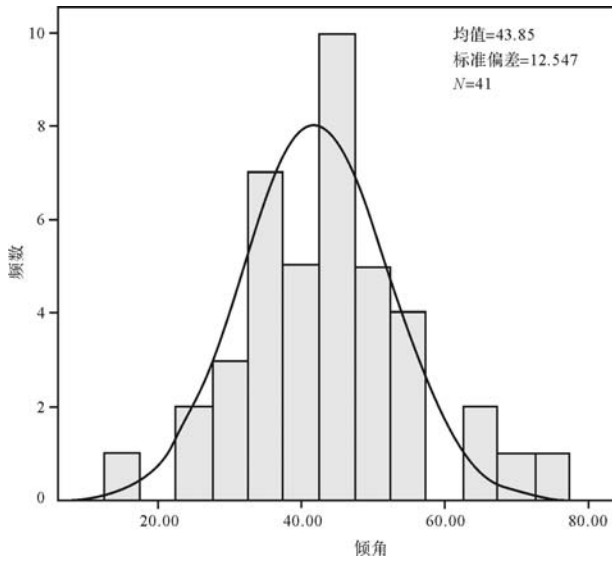


图 11 网格法叠瓦构造倾角分布直方图

Fig.11 Dip angle distributary histogram of imbricate by grid method

了正向叠瓦构造。经检验仍符合正态分布。对图版 I-D 下部颜色较浅的薄条带(图 10a)单独进行了统计分析,结果总结在图 10b 中。叠瓦构造倾角分布在 28.00°~88.00°之间,平均为 43.85°,稍大于河床砾石叠瓦构造的倾角(约 34°)近 10°,但小于上部厚层砂粒叠瓦构造的倾角(51.06°),可能与上部厚层的流动牵引有关,这与叠瓦构造形成时的方式有关:这种叠瓦构造是以一种“泥石流”的方式被一次洪水搬运而形成,而非逐层可以侧向堆叠形成,所以在堆叠过程中紧密堆积,使得其倾角变大,具体过程后文还会详述。

### 2.3 正韵律薄层中的含杂基的颗粒支撑砂级叠瓦构造

砂沟子 2 号剖面(图 2 蓝色区域)是一个发育了 10 多个正韵律的边滩(图版 I-E),主要由粉砂和泥质杂基组成。正韵律在厚度和侧向连续性均非常稳定,厚度多在数 cm 到近 10 cm,侧向延伸可达 20 m。图 12 是从图版 I-E 中心截取的,并被放大 10 倍左右,可以清晰的看到正韵律。

这种叠瓦构造的砂级颗粒粒径变化较大,长度介于 0.05~0.7 mm 之间,大部分来自于风成砂。对图 12 中的叠瓦构造进行了统计分析,结果总结在图 13 和表 1 中。从表 1 可以看出,这种叠瓦构造的倾角分布在 22.00°~81.00°之间,平均为 54.78°,远大于河床砾石叠瓦构造的倾角(约 34°)约 20°;均值标准差 12.19;均值的标准误 1.22 方差较大:148.64,说明叠瓦构造倾角比较离散,稳定性较差;偏度也很大,在 0.384,可能与样品中的颗粒直径差异较大有关,情形与第一个实例相同。此外,我们比较了用网格法和平行线法做的两种结果,发现两种比较接近:用个网格法获得的结果是 59.08°,用平行线法获得的结果是 55.69°,两者仅差几度,相对误差仅在 6%~7%之间。经检验均符合正态分布。无疑这组叠瓦构造是由河流形成的,是在一种河水流速逐渐减小的过程中形成的。

### 3 共生、伴生构造

我们讨论的叠瓦构造是一种沉积构造,因而有必要详细阐述与叠瓦构造共生和伴生的其他沉积构造,这对理解和认识叠瓦构造的成因和环境意义有很大



图 12 图版 I-E 的中心放大 13 倍左右的图片

Fig.12 Photography maganified about 13 times of the center of plate I-E

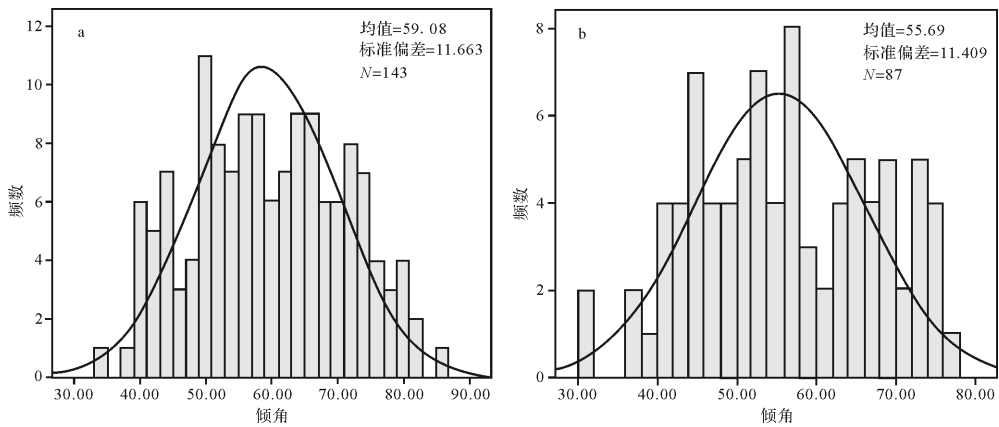


图 13 图 12 中的叠瓦构造倾角分布直方图(图 a 平行线法;图 b 网格法)

Fig.13 Distributary histogram of the dip angle of imbrication in Fig.12 by grid method

帮助。与叠瓦构造共生、伴生的构造主要有平行层理、爬升层理、小型变形层理、工具痕、障碍痕、泥裂及冲刷面—充填面。以下分述:

(1) 平行层理 在没有发现叠瓦构造之前,这种层理开始被认为是水平层理—由于其粒度细,尤其是顶部被一层薄泥膜覆盖,图版 I-E。细层较薄,厚度多在毫米级,少数可达十分之几毫米,侧向连续性非常稳定。在没有发现叠瓦构造之前我们错误的把这种层理定为水平层理,发现叠瓦构造后我们把它纠正为平行层理。研究认为,细层或薄层的几何特点和粒度不是区分水平层理和平行层理的关键,关键是细层或薄层的形成机制,即细层或薄层是以垂向加积还是以水平加积的方式形成的。由于其中发育了叠瓦构造,所以我们可以肯定这种貌似水平层理的层理是一种平行层理。这一结论与发育叠瓦构造的砂层整体特点相一致,如其中偶夹直径 1 cm 的细砾和直径数 mm 的细砾石层、层面上有大量工具痕、障碍痕及冲刷—充填构造等高能特点。从图 5 可以看出自下而上具有明显的正粒序性。如果以是否发育叠瓦构造作为区分水平层理和平行层理,那么我们过去定义的很多沉积相中的水平层理实际上都是平行层理,这一点希望大家在今后的研究中注意。

(2) 爬升层理 在党河剖面比较常见(图版 II-B),有两种类型:一种是波状爬升层理;另一种是交错爬升层理;总的规模都很小,尺度多在(10~20)×(2~4)cm。交错爬升层理的爬升角也很小,多在 10 余度(图版 II-B)。在黄河三角洲爬升层理非常发育,在某些边滩上几乎有一半的砂层里发育的都是爬升层理。经研究发现爬升层理的出现与水流中的搬运物质偏多有关,是“床砂太多无法搬运动”的结

果<sup>[28]</sup>。

(3) 变形层理 有时可见,图版 II-C。规模总体很小,高宽多在数厘米,与包卷层理有点相似,有的为软沉积变形斜歪褶皱。在黄河三角洲的现代边滩上经常可以见到这种变形层理,在形态和规模上非常相似,通过研究发现形成这种变形层理与快速沉降和流水牵引有关<sup>[28]</sup>。但也有学者认为这种变形层理与地震震动有关,我们更相信我们的结论是正确的,但不排除有的这种变形层理成因与地震相关。

(4) 工具痕 在这套发育叠瓦构造的砂层中常见工具痕,这些工具痕多是由植物根茎刻画边滩表面的泥膜形成的(图版 II-D)。其规模一般较小,宽深多在数毫米,长数十厘米到十余米;直或微曲,有时弯折。多以数条或十余条彼此平行的浅沟为特点。延伸方向与水流方向大致相同。在黄河下游由植物形成的工具痕也比较常见<sup>[28]</sup>。洪水将边滩或心滩上的红柳连根拔起,然后将其顺流向下游搬运,路过边滩或心滩时便在其表面刻画出一道道工具痕(也可以称为沟痕)。在山东青岛胶南的灵山岛上,近来我们也发现了大量由植物刻画形成的沟模,说明了灵山岛这套沉积不是深水,而是浅水或正常三角洲沉积<sup>[29]</sup>。

(5) 障碍痕 也比较常见,形态非常完美。由直径数厘米的砾石屏蔽形成的,多呈马蹄状,少数呈浅沟状(图版 II-E),或向尾端收缩成甲鱼尾状。深度在 2~3 mm,宽度在数厘米到 10 余 cm,最大长度可达 1 m。表面多被以一厚 1~2 mm 的薄泥膜。砾石的磨圆大部分很好,部分呈卵形,这种砾石能够屏蔽出非常明显的障碍痕需要水流极浅;水流的深度不能超过砾石,否则砾石会不停的向前滚动,这样就不可能屏蔽出异常水流来形成障碍痕。因此从形成障碍痕的



砾石大小来推测但是的水流深度在 1 cm 左右,是一种极浅水急流的产物。

(6) 泥裂 很发育,在发育叠瓦构造的边滩顶部最少占 2/3 的地方发育有泥裂。泥裂发育在 2~3 mm 厚的泥膜中,泥裂缝宽数厘米,边缘微弱上翘或强烈上翘。泥裂交织成不规则网状(图版 II-F)。

(7) 波痕 较常见,以流水波痕多见,图版 II-G。规模较小,波宽多在 10 cm 左右,波高多在 1 cm 以内,波痕指数大部分大于 10,显示了急流浅水。波脊直、略曲、曲或极不规则。纵向波痕非常发育,波痕的总体特点也显示了浅水急流。

(8) 冲刷—充填面或再作用面 常见构造。曲面,起伏在 1~3 mm。底部为细砾或细泥砾。其上变为平行层理、小型不规则槽状交错层理、小型不规则板状交错层理及爬升层理。层系厚 7~10 cm。图版 II-H 中共有 6 个冲刷—充填面或再作用面。

从上述共生伴生构造可以看出,多以流动构造为主,显示了与叠瓦构造一致的水动力特点。

### 4 不同类型砂级叠瓦构造的成因解析

前人对叠瓦构造的形成机制已经做过研究,如 1932 年 Twenhofel 就首先阐述了叠瓦构造的成因<sup>[27]</sup>,它认为碎屑岩中的叠瓦构造起因于沉积事件中的水流作用,当板片状的颗粒作为床载不能继续被搬运时,当最大的扁平面倾向上游时,它们获得了最大的阻力而不被搬运,进而就形成了叠瓦构造。Laming<sup>[2]</sup>则认为情况并非这么简单,圆形的颗粒则可以通过滚动和滑动形成与水流有一定交角的排列<sup>[2]</sup>,并非像 Twenhofel 所说的那样简单。通过对砂级叠瓦构造的研究,我们认为不同类型的叠瓦构造有着自己不同的形成方式。

前面已介绍了三种不同类型的砂级叠瓦构造:一是受薄层控制的颗粒支撑砂级叠瓦构造;二是受薄层控制的颗粒支撑砂级叠瓦构造;三是杂基支撑的砂级叠瓦构造。这三种不同类型的砂级叠瓦构造有着不同的方式,并具有不同的环境意义,以下分述:

(1) 受极薄层(几乎由一个或数个叠瓦构造颗粒层组成)控制的颗粒支撑砂级叠瓦构造。其特点前已叙述:主要有两点:一是受极薄层控制;二是颗粒支撑。要研究气成因有必要先把它微分,首先按薄层把图版 I-A 中的叠瓦构造层层剥开,然后再把单一薄层中的颗粒逐个分离开来。这一过程即为叠瓦构造形成的一个反序过程,即这种叠瓦构造是由单个砂级颗粒先在侧向叠合成极薄层,然后又由薄层逐层垂向叠合起来,形成了这种特殊的受极薄层控制的颗粒支撑的叠瓦构造,利用图 14 表示其形成过程。显然,形成这种叠瓦构造必须要求水体和沉积底形中没有过多的砂子,每次只有数个粒径大致相等的砂子在沉积底形上移动,使砂子可以在沉积底形上自由移动,周围只有层状水流的作用(紊流必须非常弱),很“从容”的叠合到薄层上,周而复始,形成这种特殊的由薄层控制的颗粒支撑砂级叠瓦构造。所以,形成这种叠瓦构造必须要有几个非常苛刻的条件:一是沉积底形非常平坦;二是沉积物分选非常好,没有杂基和其他更大粒度的颗粒;三是沉积物供应量非常有限,使沉积底形处于一种“饥饿”状态;四是水流较浅,且以层流为主,如果是紊流,颗粒就不可能有序的排列起来形成叠瓦构造。水体必须浅到不足以让沉积底形上有波浪效应形成的上下震荡,推测水流深度在 10~20 cm;五是水流的速度要适中,过快或过慢都不利于形成这种叠瓦构造。水流速度过慢无法搬运砂级颗粒,也就谈不上形成叠瓦构造,过快砂级颗粒无

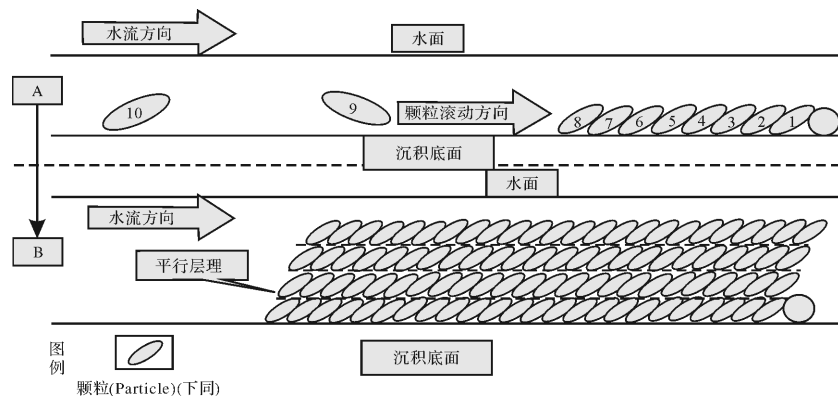


图 14 受薄层控制的颗粒支撑叠瓦构造形成示意图  
Fig.14 Sketch of particle-support imbrication formation under control by thin layer

法停留下来,也同样无法形成叠瓦构造,推测的速度在 10~20 cm/s。邵珠福等<sup>[26]</sup>也在青岛灵山岛的沉积岩纹层中发现了砂级颗粒形成的叠瓦构造。

(2) 受较厚层(由数十个甚至数百个叠瓦构造颗粒层组成,层内无法进一步分出更细的薄层)控制的颗粒支撑砂级叠瓦构造。由前述可知,这种类型的叠瓦构造与第一种类型有些相似,不同的是由单个砂级颗粒侧向叠合形成的薄层变成了由多个颗粒侧向叠合形成的薄层。从这种叠瓦构造的特点看,我们无法很精细的描述其薄层内颗粒纵向和侧向的叠合的序次,它们是以垂向上一次多个颗粒侧向叠合的,所以我们无法在垂向上看到由单个砂级颗粒侧向叠合形成的薄层,如图 15。所以,形成这种叠瓦构造必须也要有几个较苛刻的条件:一是沉积底形同样要非常平坦;二是沉积物分选非常好,没有杂基和其他更大粒度的颗粒;三是沉积物供应量较多,使沉积底形上处于一种砂粒“过剩”状态;四是水流较浅,且以层流为主。水体必须浅到不足以让沉积底形上有波浪效应形成的上下震荡,推测水流深度至少要在薄层厚度

的数倍到十余倍,否则搬运的能量会不足而难以形成这种类型的叠瓦构造。推测这种叠瓦构造是在洪峰期形成的,边滩的滩脊或滩台是主要发育的微相,天然堤上也常见。

(3) 受薄层控制的杂基支撑砂级叠瓦构造。这种叠瓦构造的特点是颗粒粒度连续,而且有大量非形成叠瓦构造的颗粒,使得形成叠瓦构造的颗粒悬浮在这些细粒物质中,形成一种受杂基支撑的砂级叠瓦构造。形成这种叠瓦构造与形成第二种叠瓦构造有些相似,都是在一种“床砂”过多的条件下形成的,所不同的是形成这种叠瓦构造的“床砂”在粒度上是连续的,而不是被很好的分选过,倒有些像泥石流。其次,在水动力学上,形成这种叠瓦构造需要复杂的紊流,由于紊流能够“托举”更多的细粒颗粒,使得搬运物质不被分选;第三,要距复杂物源区较近或被多种粒度的物源不断补充掺杂,使被搬运物质呈现出多种粒度的混合成“泥石流”。第四,在从被搬运的状态转向沉积时,水流必须逐渐放缓,并且由紊流转变为层流,砂级颗粒才能逐渐被“拼贴”成叠瓦构造,如图 16

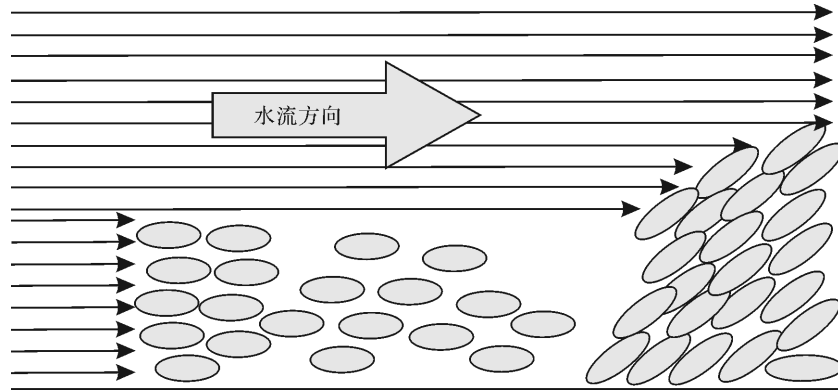


图 15 受较厚层控制的颗粒支撑叠瓦构造形成示意图

Fig.15 Sketch of particle-supported imbrication formation under control by thinner layer

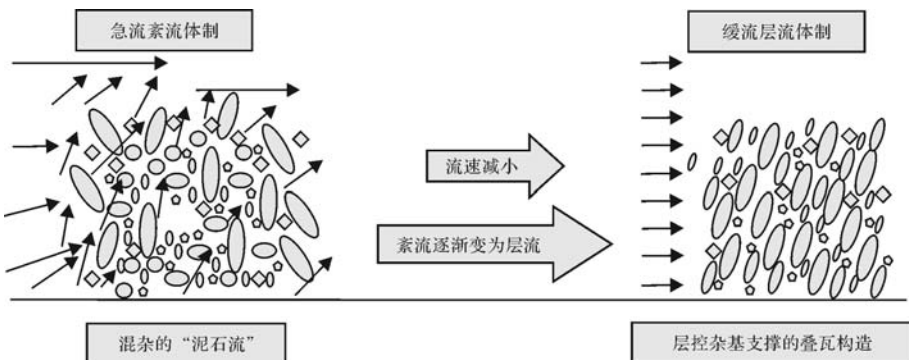


图 16 受薄层控制的含杂基砂级颗粒支撑叠瓦构造形成示意图

Fig.16 Sketch of particle-supported imbrication formation under control by thinner layer

所示。

甘肃敦煌的党河和阿克塞河,都是近物源的高能粗粒河流,边滩的二元结构明显,砂级颗粒无疑是上部单元的沉积,应该是悬浮沉积,但在其中发育有叠瓦构造,这种悬浮沉积无疑成为底部滞留沉积,只不过是像砾石沉积在河道或河床中,而是沉积在边滩上。砂级颗粒在河道中是呈悬浮搬运的,但是一旦进入边滩后由于水流速度骤减和河流深度骤减,紊流也逐渐转化成层流,原先呈悬浮状态的砂级颗粒顷刻间沉到水底,形成一种贴底移动或滚动的滞留沉积,在浅水急流的作用下形成侧向加积的叠瓦构造,如图16所示。形成受薄层控制的砂级颗粒叠瓦构造对水体的深度和速度及搬运物的要求是比较严格的:浅水、层流和高度分选是基础。如果水流较深就有可能形成波浪,进而可能在沉积物表面形成波痕,就不可能形成这种薄层控制的颗粒支撑的砂级叠瓦构造。如果水流不是层流,而是紊流,也不可能形成这种薄层控制的颗粒支撑的砂级叠瓦构造,因为紊流会使砂级颗粒在沉积时出现“晕眩”而难以逐个规则排列起来形成薄层控制的叠瓦构造。高度分选也是薄层控制的颗粒支撑的砂级叠瓦构造形成的物质基础,如果分选不好,砂级颗粒之间就会被大量杂基充填。

甘肃敦煌和阿克塞的边滩沉积序列具有典型的二元结构特点,但发育有叠瓦构造的砂层并非是悬浮组分。砂级颗粒在河道中被搬运时由于受到紊流的作用而呈现出悬浮的特点,但它们一旦进入边滩后随着水流速度和深度的骤减,有许多砂级颗粒迅速沉入水底转变成滚动组分被搬运,在条件合适时停留下来形成薄层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造,利用图17来表示这种过程和结果。

## 5 结论

(1) 在甘肃敦煌和阿克塞现代边滩的砂级沉积中普遍发育砂级颗粒形成的叠瓦构造。叠瓦构造的类型多样,初步分为三种,随着研究的深入类型还会增加。

(2) 砂级叠瓦构造的倾角比砾石叠瓦构造的倾角要大,介于 $12^{\circ} \sim 88^{\circ}$ 之间,倾角均值在 $51^{\circ} \sim 63^{\circ}$ ;倾向也不如砾石叠瓦构造那么稳定,可以在小范围内呈现出双倾向。

(3) 砂级叠瓦构造对水流的响应比砾石要敏感。颗粒支撑的砂级叠瓦构造有可以分为两类,一类是薄层控制的叠瓦构造,另一类是层块控制的叠瓦构造,这两种叠瓦构造均发育在“清水”环境,一般是在洪水的稳定期形成的;而杂基支撑的砂级叠瓦构造发育在浊水环境,是在洪水的高峰时期形成的。

(4) 极薄层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造是在浅水急流的条件下形成的,水动力必须以层流为主,沉积物要分选较好,而层块状砂级颗粒支撑的叠瓦构造是在水深略大,水流速度相对较缓的条件下形成的。

(5) 边滩上发育的部分薄层砂级颗粒支撑的叠瓦构造是由河床中悬浮颗粒进入边滩后转化成滞留颗粒,在浅水层流的作用下侧向叠置形成的,而不是从水体中垂向加积形成的。所以边滩上这种发育有叠瓦构造的毫米级厚薄层、甚至更薄的纹层是平行层理,而不是水平层理。

(6) 砂级叠瓦构造导致储层出现非均质性,使储层在垂向与水平方向上出现明显不同,在水平方向上垂直叠瓦构造的渗透率差于平行叠瓦构造方向上的渗透率。

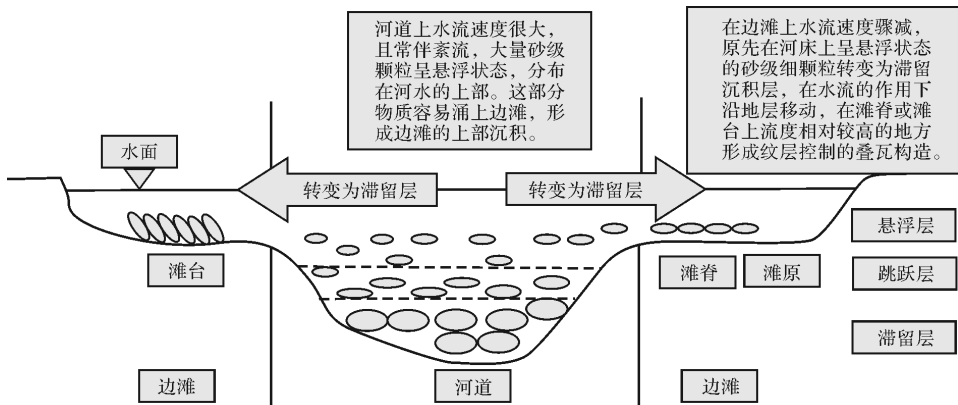


图17 边滩砂级颗粒支撑叠瓦构造形成的过程示意图

Fig.17 Sketch for the particle-supported imbrication formation in the point bar

以上简要的介绍了甘肃敦煌和阿克塞现代边滩上的砂级颗粒叠瓦构造,这些研究是初步的,有许多工作还要继续做下去。必须说明的是并不是所有的薄层或薄层中都见有叠瓦构造,我们认为其原因有五点:一是有的薄层根本就没有发育叠瓦构造;第二是即便发育了叠瓦构造,但因剖面 and 观察方向不是平行于叠瓦构造的倾向,而是近于平行叠瓦构造的倾向;三是薄层太薄和颗粒太细,叠瓦构造发育不明显;四是表面风化破坏了叠瓦构造;五是沉积物本身不是板片状,为球粒状。同时有必要说明的是除了在甘肃敦煌现代边滩上发现了砂级颗粒支撑叠瓦构造外,我们在其他地方也发现了这种叠瓦构造。此文只是研究砂级叠瓦构造的开始,涉及的许多问题还有待于深化,包括其几何学、成因、环境意义及其应用,都有许多悬而未决的问题,有必要今后加强研究。

致谢 本文是在国家自然科学基金、教育部博士点基金的资助下完成的,谨致深深的谢意。

### 参考文献 (References)

- 1 Becker G F. Finite Homogeneous Strain, Flow and Rupture of Rocks (1983) [M]. Portland, OR, USA: Kessinger Publishing, 2010.
- 2 Laming D J C. Imbrication, paleocurrents and other sedimentary features in the lower New Red Sandstone, Devonshire, England [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1966, 36(4): 940-959.
- 3 White W S. Imbrication and initial dip in a Keweenaw conglomerate bed [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1952, 22(4): 189-199.
- 4 Schlee J S. Upland gravels of southern Maryland [J]. Geological Society of America Bulletin, 1957, 68(10): 1371-1410.
- 5 Krumbein W C. Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits [J]. The Journal of Geology, 1939, 47(7): 673-706.
- 6 Krumbein W C. Flood gravel of San Gabriel Canyon, California [J]. Geological Society of America Bulletin, 1940, 51(5): 639-676.
- 7 Krumbein W C. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1941, 11(2): 64-72.
- 8 Byrne J V. Variations in fluvial gravel imbrication [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1963, 33(2): 467-482.
- 9 Potter P E, Pettijohn F J. Paleocurrents and Basin Analysis [M]. Berlin: Springer-Verlag, 1963: 1-296.
- 10 Johansson C E. Orientation of pebbles in running water: a laboratory study [J]. Geografiska Annaler, 1963, 45(2/3): 85-112.
- 11 Schmincke H U, Swanson D A. Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands [J]. The Journal of Geology, 1967, 75(6): 641-664.
- 12 Kamata H, Mimura K. Flow directions inferred from imbrication in the Handa pyroclastic flow deposit in Japan [J]. Bulletin Volcanologique, 1983, 46(3): 277-282.
- 13 Kamata H, Mimura K. Imbrications and the flow directions of the pyroclastic flow deposit from Kuju volcano, southwestern Japan [J]. Bulletin of Volcanological Society of Japan, 1981, 26(2): 281-292.
- 14 Ventura G, De Rosa R, Colletta E, et al. Deformation patterns in a high-viscosity lava flow inferred from the crystal preferred orientation and imbrication structures: an example from salina (aeolian islands, southern tyrrhenian sea, Italy) [J]. Bulletin of Volcanology, 1996, 57(7): 555-562.
- 15 Karátson D, Sztanó Orsolya, Telbisz Tamas. Preferred clast orientation in volcanoclastic mass-flow deposits: application of a new photo-statistical method [J]. Journal of Sedimentary Research, 2002, 72(6): 823-835.
- 16 Dapples E C, Rominger J F. Orientation analysis of fine-grained clastic sediments: a report of progress [J]. The Journal of Geology, 1945, 53(4): 246-261.
- 17 Spotts J H. Grain orientation and imbrication in Miocene turbidity current sandstones, California [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1964, 34(2): 229-253.
- 18 Baker D W, Wenk H R, Christie J M. X-ray analysis of preferred orientation in fine-grained quartz aggregates [J]. The Journal of Geology, 1969, 77(2): 144-172.
- 19 Gibbons G S. Planar sections through imbricate-type fabrics [J]. The Journal of Geology, 1969, 77(3): 339-346.
- 20 Gibbons G S. Orientation of quartz grains in granular sediments [D]. Sydney: University of New South Wales, 1971: 209.
- 21 Gibbons G S. Sandstone imbrication study in planar section; dispersion, biases, and measuring methods [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1972, 42(4): 966-972.
- 22 Millane R P, Weir M I, Smart G M. Automated analysis of imbrication and flow direction in alluvial sediments using laser-scan data [J]. Journal of Sedimentary Research, 2006, 76(8): 1049-1055.
- 23 Rust B R. Pebble orientation in fluvial sediments [J]. Journal of Sedimentary Petrology, 1972, 42(2): 384-388.
- 24 Kauffman M E, Ritter D F. Cobble imbrication as a sensitive indicator of subtle local changes in river flow direction [J]. Geology, 1981, 9(7): 299-302.
- 25 Reineck H E, Singh, I B. Depositional Sedimentary Environments [M]. 2nd ed. New York: Springer-Verlag, 1980.
- 26 Shao Zhufu, Zhong Jianhua, Li Yong, et al. Characteristics and sedimentary processes of lamina-controlled sand-particle imbricate structure in deposits on Lingshan Island, Qingdao, China [J]. Science China Earth Sciences, 2014, 57(5): 1061-1076.
- 27 Twenhofel W H. Treatise on Sedimentation [M]. Maryland: Dover Publications, 1932.
- 28 钟建华, 马在平. 黄河三角洲胜利 I 号心滩的研究 [J]. 沉积学报, 1998, 16(3): 38-42, 51. [Zhong Jianhua, Ma Zaiping. Study on the Shengli I Channel Bar of Yellow river delta [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1998, 16(3): 38-42, 51.]
- 29 钟建华. 灵山岛中生代沉积岩是深水源源堆积岩, 还是陆内三角洲沉积? —与吕洪波教授商榷 [J]. 地质论评, 2012, 58(6): 1180-1182. [Zhong Jianhua. Lingshan Island Mesozoic sedimentary rock is

the deep source turbidite or intracontinental delta deposition? Discuss  
with Professor Lv Hongbo [J]. Geological Review, 2012, 58 (6):

1180-1182.]

## Study on the Imbrication of Sand-scale Particles in Modern Point Bar in Dunhuang City, Gansu

NI LiangTian ZHONG JianHua LI Yong HUANG LeiTong SHAO ZhuFu  
LIU ShengXin SUN NingLiang HAO Bing MAO Cui XIONG ZhiQiang  
TIAN Yuan WANG XiaoNan LI WeiHua

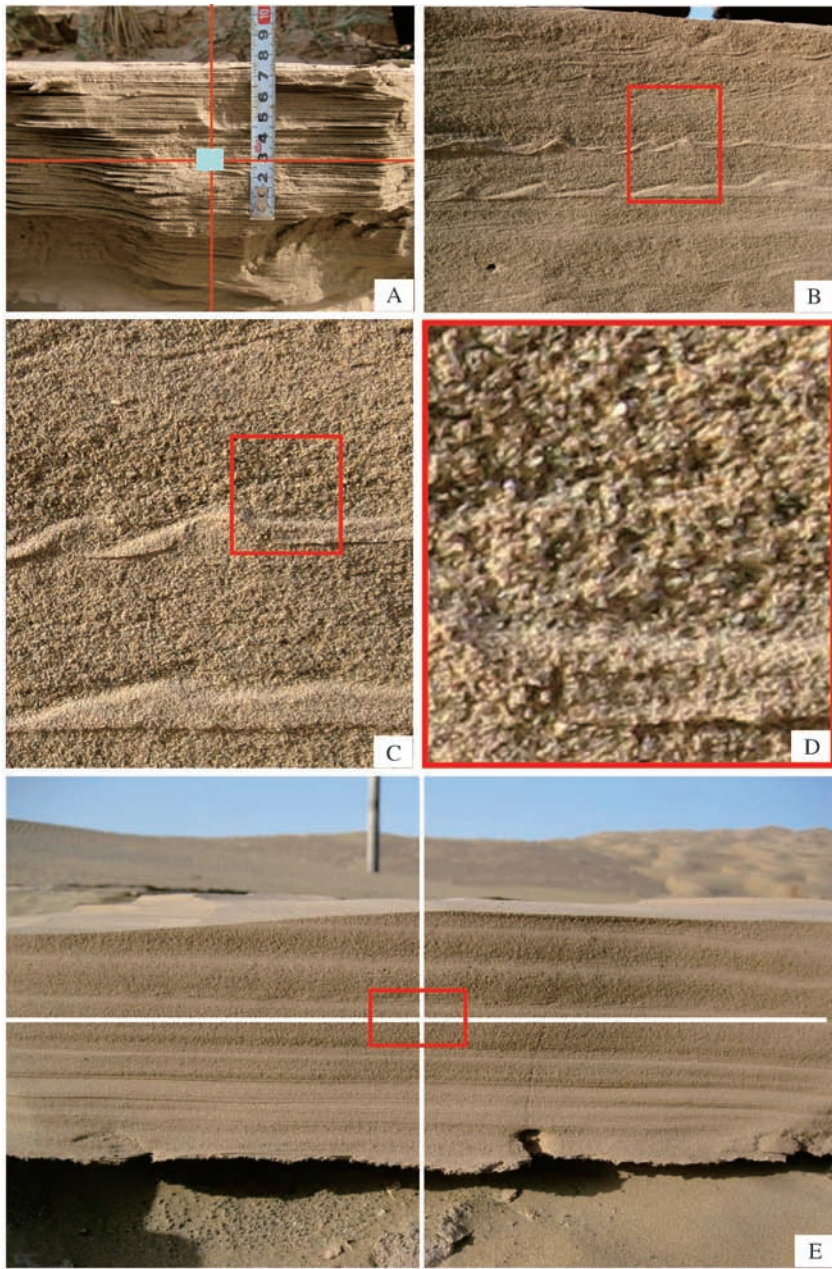
(School of Geosciences, China University of Petroleum, Qingdao, Shandong 266580, China)

**Abstract:** Imbricate structure is a common sedimentary structure. Yet, so far, the research on imbricate structure is mainly confined in gravel, and no systematic study of sand grains is conducted. Actually, just like conglomerate, sand grains also develop imbricate structure, and are very perfect. Meanwhile, their imbricate structure contains much more geologic information than that of gravels. Therefore, the study of sand grains' imbricate structure is much more significant.

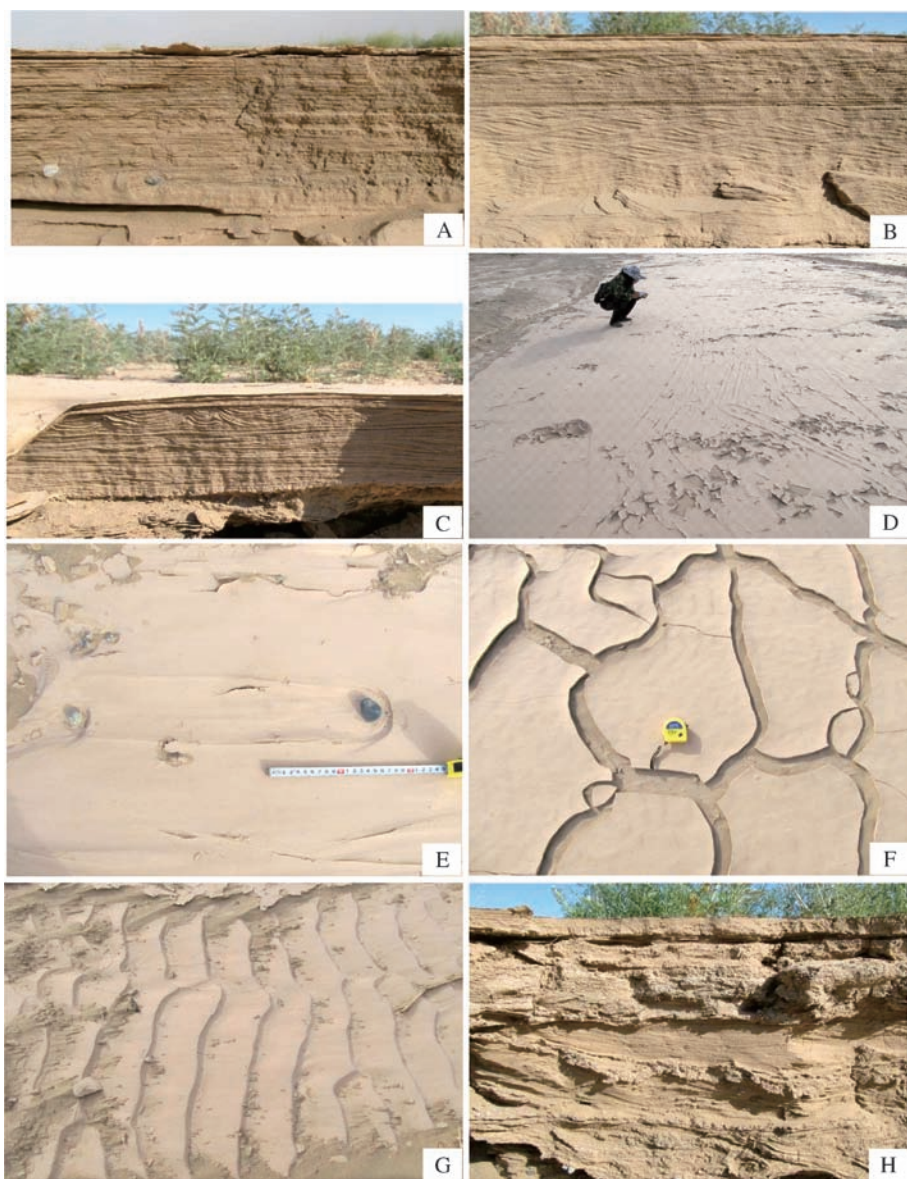
In this study, we preceded detailed work at Dang River and Aksai River of Dunhuang, Gansu in recent years and found that there also develop imbricate structure in sand grains of modern marginal bank, which is far more complicated than that in gravel. First, according to research, the dip angle of sand grains' imbricate structure varies larger than that of gravel grains', ranging from some  $10^{\circ}$  to  $50^{\circ} \sim 60^{\circ}$ . The maximum can reach  $70^{\circ} \sim 80^{\circ}$ , and the average is  $45^{\circ} \sim 50^{\circ}$ , in total, which is obviously larger than the dip angle,  $34^{\circ}$ , of gravel' in the same channel segment. Second, compared with the gravel' trend, the sand grains' trend is not so stable, and sometimes it can appear double trend in small scope. Third, sand grains' imbricate structure can be controlled by lamina, presenting as lamellar. Fourth, according to the contact relation of sand grains, there are two types of imbricate structure, namely grain-braced imbricate structure and matrix-braced imbricate structure. Furthermore, the grain-braced imbricate structure also can be divided into two kinds: lamina-controlled imbricate structure and folium-controlled imbricate structure, both of which develop in "clean water" environment and form in pluvial stabilization period. Meanwhile, matrix-braced sand grains' imbricate structure develops in "muddy water" environment and maybe form in pluvial peak period.

The study of sand grain imbricate structure has significant meaning to sedimentary environment research, paleocurrent analysis and reservoir study. And the grain-braced sand imbricate structure can shape peculiar shield pore and become fine reservoir space, which is the root of sandstone reservoir's emerging of anisotropy.

**Key words:** sand; imbricate structure; dip angle; trend; water flow direction; reservoir anisotropy; point bar



**图版 I 说明** A.貌似水平层理的平行层理。薄层厚度多在 1 mm 以下。其中发育了很好的叠瓦构造。图片中央的白色方块是做叠瓦构造分析的截图(图 5)。辫状河海滩。现代。甘肃敦煌党河;B.敦煌阿克塞沙沟子 1 号海滩。由于照相的距离较远整个图片中的叠瓦构造均是真实的。因此随意选择了中部靠右的一个区域作为放大观察图片;C.B 红框部分放大 4 倍左右的图片。可见软沉积变形斜歪褶皱及叠瓦构造非常清晰。中部的两层软沉积变形褶皱的最大高度在 1 cm 左右,轴面倾向左侧,倾角  $40^{\circ} \sim 45^{\circ}$ 。上部还有两层更纤细的呈鱼鳍状或不大规则的软沉积变形褶皱,其轴面倾角更小,从状如鱼鳍的那个规则的软变形褶皱来看,轴面倾角在  $30^{\circ}$  左右,其他的倾角似乎更小,下部还有一些模糊的左倾不规则变形构造,其倾角也很小。说明了上部和下部受到的流水牵引均更强烈。叠瓦构造的倾向与软沉积变形褶皱一样,基本都是倾向左侧,与河流的流向相一致。海滩相。现代沉积。甘肃敦煌阿克塞河。D.B 中的红框放大近 1.5 倍的图片。可以清晰的看到非常好的叠瓦构造,还有下部的变形粉砂层粒度明显小于上部的牵引层,颜色也偏浅。注意注意屏蔽孔隙非常发育,是非常好的储集空间;E.正韵律层,底部为冲刷侵蚀面,其下为砾石层。韵律层有 10 余个,厚度在数毫米到 7~8 厘米之间,底部薄,顶部厚。海滩相。背景为风成砂丘。阿克塞沙沟子。



**图版 II 说明** A.平行层理。细层很平整,侧向也很稳定。底部的细层含细砾;B.爬升层理。有两套,但规模均很小,爬升角也很小,多在 10 余度;C.变形层理。规模很小,高宽在(1~2)×(3~5) cm。有点类似于包卷层理,“向斜”宽缓,“背斜”尖窄;D.工具痕。多是由植物根茎刻画边滩表面的泥膜形成的。其规模一般较小,宽深多在数毫米,长数十厘米到十余米;直或微曲,有时弯折。多以数条或十余条彼此平行的浅沟为特点。延伸方向与水流方向大致相同。发育在边滩表面;E.障碍痕。由砾石屏蔽形成的障碍痕,呈宽浅沟痕状。在边滩上非常发育;F.泥裂。很发育,在发育叠瓦构造的边滩顶面,发育在 2~3 mm 厚的泥膜中,泥裂缝宽数厘米,边缘微弱上翘或强烈上翘。泥裂纹交织成不规则网状;G.波痕。较常见,以流水波痕多见。规模较小,波宽多在 10 cm 左右,波高多在 1 厘米以内,波痕指数大部分大于 10,显示了急流浅水。波脊直、略曲、曲或极不规则。纵向波痕非常发育,波痕的总体特点也显示了浅水急流;H.冲刷—充填面或再作用面。常见构造。曲面,起伏在 1~3 cm。底部为细砾或细泥砾。其上变为平行层理、小型不规则槽状交错层理、小型不规则板状交错层理及爬升层理。层系厚 7~10 cm。图片中共有 6 个冲刷—充填面或再作用面。