

## 论文

# 青岛灵山岛纹层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造的发现及其意义

邵珠福<sup>①</sup>, 钟建华<sup>①②\*</sup>, 李勇<sup>①</sup>, 毛毳<sup>①</sup>, 刘圣鑫<sup>①</sup>, 倪良田<sup>①</sup>, 田媛<sup>①</sup>, 刘云田<sup>③</sup>,  
崔新颖<sup>①</sup>, 王晓楠<sup>①</sup>, 李伟华<sup>①</sup>, 林刚山<sup>①</sup>

① 中国石油大学地球科学与技术学院, 青岛 266580;

② 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640;

③ 中石油青海油田分公司, 敦煌 736202

\* 联系人, E-mail: 957576033@qq.com

收稿日期: 2013-07-20; 接受日期: 2013-12-13; 网络版发表日期: 2014-07-11

国家自然科学基金项目(批准号: 41172093)、教育部博士点基金项目(编号: 20030425008 和 20060425509)和中国石油大学自主创新科研计划项目(编号: R1301003A)资助

**摘要** 叠瓦构造是一种常见的沉积构造. 但至今对其研究还主要局限在砾石中, 其实在砂级沉积中同样可以发育叠瓦构造. 山东青岛灵山岛造船厂-千层崖一带主要发育一套细粒沉积岩(细砂岩、粉砂岩和泥岩), 其中发育多纹层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造. 发育砂级颗粒支撑叠瓦构造的纹层最多可达200~300层, 纹层厚度大部分在0.3~0.4 mm, 最薄不足0.1 mm. 叠瓦构造倾角0°~90°, 平均40°~50°, 远大于河床砾石叠瓦构造的倾角(约34°); 不同特点和成因的纹层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造倾角统计分析参数明显不同, 与颗粒的板片性、颗粒的分选及形成介质的动力条件有关. 灵山岛多处剖面发育多尺度软沉积变形构造; 槽模、重荷模和沟模等也常见; 碳屑非常发育, 常常与细碎屑构成厚数毫米、长数厘米到十余厘米的细脉; 镜煤透镜体常见, 在灯塔剖面约有15~20层黑色含煤细脉泥岩薄层. 通过对灵山岛纹层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造的研究, 发现叠瓦构造远非只能用于古流分析, 它分布的广泛性及提供的流体性质、运动特点和沉积环境等信息是其他任何沉积构造难以项背的. 三角洲间湾和前缘较深水自生底流(bottom flows)或冬季河流冷水(密度大于深部湖水)注入三角洲间湾或前缘形成的“贴地”底流也是形成纹层控制的颗粒支撑叠瓦构造的重要介质和营力. 结合沉积构造和岩性、岩相组合研究, 认为灵山岛的沉积岩是在内陆较浅水三角洲环境中形成的, 而不是深水环境, 更不是海底斜坡, 与板块碰撞无关.

**关键词**  
纹层  
砂  
颗粒支撑  
叠瓦构造  
灵山岛

叠瓦构造分布广泛, 对其研究无需太大露头, 因而实用性较强(Laming, 1966). 通过很小的剖面就可

以利用叠瓦构造研究古水流, 条件是砾石必须在多个方向或完全被风化出来从而可以在三维空间观察.

中文引用格式: 邵珠福, 钟建华, 李勇, 等. 2014. 青岛灵山岛纹层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造的发现及其意义. 中国科学: 地球科学, 44: 1761-1776

英文引用格式: Shao Z F, Zhong J H, Li Y, et al. 2014. Characteristics and sedimentary processes of lamina-controlled sand-particle imbricate structure in deposits on Lingshan Island, Qingdao, China. Science China: Earth Sciences, 57: 1061-1076, doi: 10.1007/s11430-014-4848-x

White(1952)及 Schlee(1957)等利用叠瓦构造研究古流方向. Krumbein(1939, 1940, 1941)指出在河流中砾石短轴通常倾向下游, 最大投影面(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, 在边滩、心滩上叠瓦的方向与河流方向有很大的偏离(Byrne, 1963). 砾石的长轴与水流方向一致, 倾向上游, 但有时砾石也会倾向下游(Krumbein, 1940). 河流相砾石的长轴与水流方向之间有着各种关系, 尤其是砾石的长轴会垂直水流这一现象被不少学者发现(Potter 和 Pettijohn, 1963). Jouansson(1963)借助实验室模拟叠瓦构造的形成过程并探讨了其形成机制. 很多学者也发现了火山碎屑岩中叠瓦构造, 并通过它们来确定火山口位置(Schmincke 和 Swanson, 1967; Kamata 和 Mimura, 1981, 1983; Gventura 等, 1996; Karatson 等, 2002). 20 世纪 50~60 年代是叠瓦构造研

究的高峰期, 主要成果均产自那个年代. 这些成果主要是针对砾石级颗粒进行的, 也有部分学者探讨了细粒碎屑岩中的叠瓦构造, 并从薄片的角度对其研究(Apples 和 Rominger, 1945; Spotts, 1964; Bake 等, 1969; Gibbons, 1969, 1971, 1972), 但此方法用来研究叠瓦构造的适用性有限, 随后少有人追随. Millane 等(2006)介绍了一种利用激光扫描技术自动测定叠瓦构造和河流沉积物来确定古流向的方法. 绝大部分学者都是利用叠瓦构造的倾向来确定(古)水流方向或物源区位置(Rust, 1972; Kauffman 和 Ritter, 1981), 只有少数学者研究了叠瓦构造倾角与环境的关系(Reineck 和 Singh, 1980), 事实上, 后者的意义同样重大. 限于当前的研究思路, 叠瓦构造倾角的许多意义还未发掘出来.

前已述及, 对叠瓦构造的研究主要局限在砾石

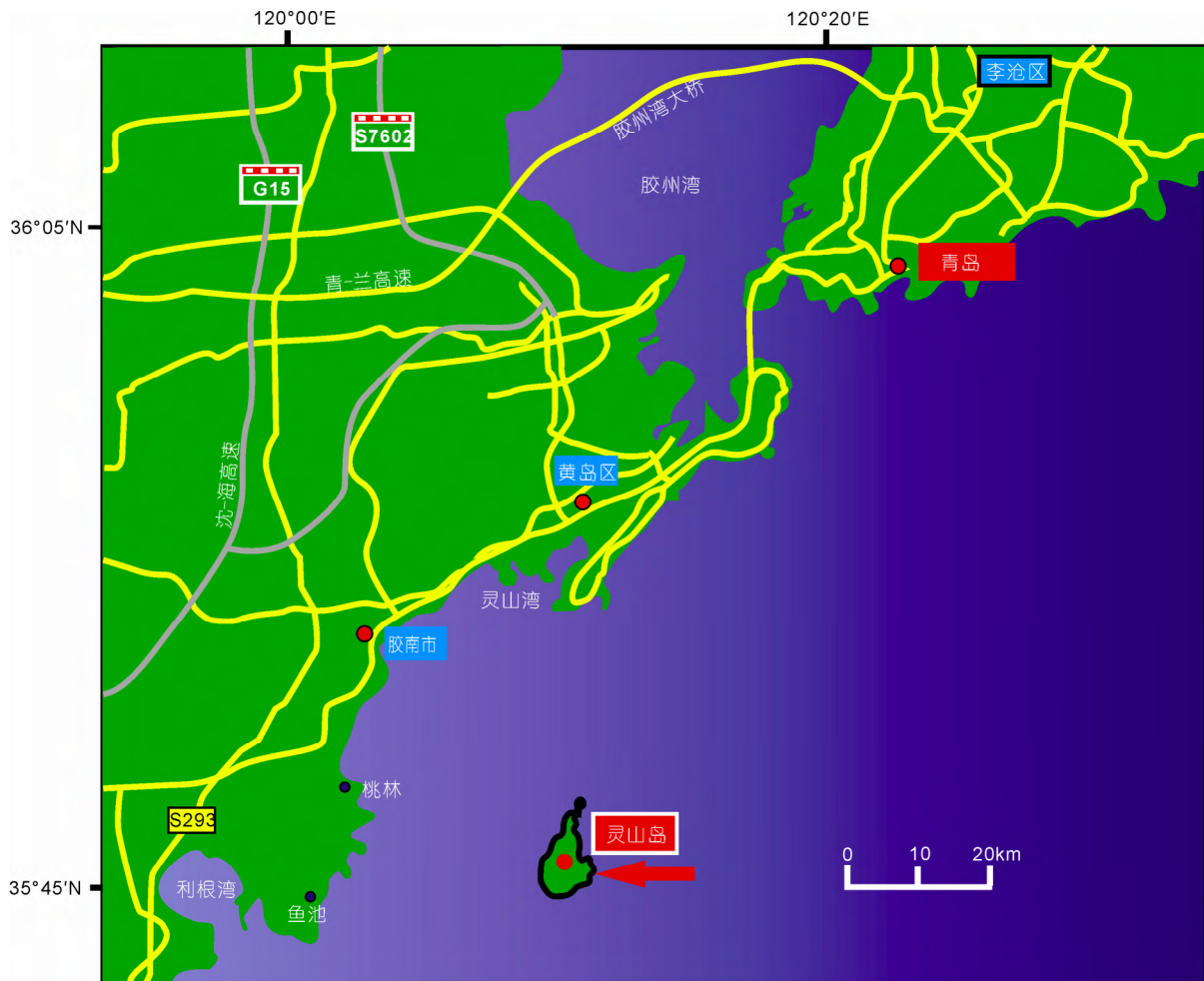


图 1 研究区交通位置图

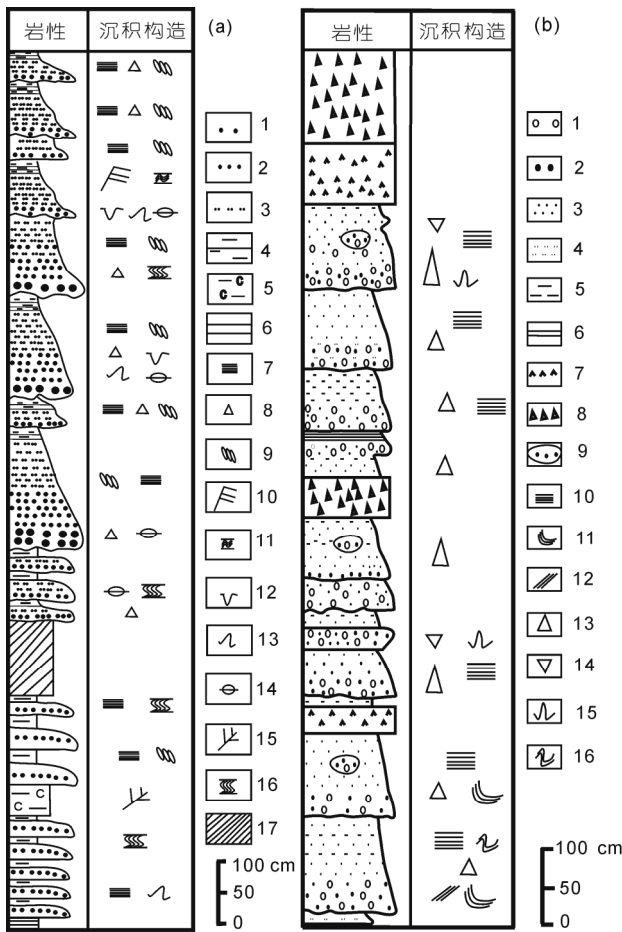


图2 灵山岛灯塔(a)和羊角洞(b)剖面岩性柱状图

(a) 灯塔剖面岩性柱状图. 1-中砂岩; 2-细砂岩; 3-粉砂岩; 4-泥岩; 5-炭质泥岩; 6-页岩; 7-平行层理; 8-粒序层理; 9-叠瓦构造; 10-爬升层理; 11-波状层理; 12-砂球、砂枕; 13-火焰构造; 14-泥砾; 15-植物碎片; 16-揉皱构造; 17-覆盖区. (b) 羊角洞剖面岩性柱状图. 1-砾岩; 2-粗砂岩; 3-砂岩; 4-粉砂岩; 5-泥岩; 6-页岩; 7-中性侵入岩; 8-火山碎屑岩; 9-含砾粗砂岩团块; 10-平行层理; 11-槽状交错层理; 12-板状交错层理; 13-正粒序; 14-反粒序; 15-火焰构造; 16-变形构造

级的颗粒, 对于砂级颗粒叠瓦构造的研究还没有取得突破. 通过研究, 笔者发现利用数字照相结合多倍放大技术, 可以研究介于微观尺度(薄片尺度)和宏观尺度(肉眼直接观察)之间的砂级颗粒的叠瓦构造. 事实上, 由于砂级颗粒对流水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.

山东青岛市胶南灵山岛因发育多套多尺度滑动、滑塌构造而引人注目. 灵山岛位于青岛市胶南灵山

湾内, 具体位置见图 1. 吕洪波等(2011, 2012)首先对该岛的沉积岩及其软沉积变形构造进行了研究, 认为这套地层是远源浊积岩. 但笔者发现其中广泛发育纹层控制的颗粒支撑的叠瓦构造, 部分是由具层流性质的牵引流形成的, 而非浊流, 结合其他地质特点, 认为这是一套以陆相三角洲为主体的较浅水沉积, 主要为(水下)天然堤、(水下)决口扇、三角洲前缘或侧缘斜坡. 目前关于这套地层的时代还没有可靠的定论, 吕洪波等(2011)根据孢粉认为是侏罗纪, 但火山岩锆石测年结果为 119.2 Ma, 为早白垩纪(王安东等, 2013). 笔者对灯塔剖面 and 羊角洞剖面进行了详测, 结果总结在图 2 中. 可以看出这套地层有如下特点: (1) 岩性总体较细, 剖面下部以泥岩、粉砂岩和细砂岩为主, 除同生泥砾外, 未见真正的砾石. 但在羊角洞剖面上部发育数十米厚的砾岩、砂砾岩, 顶部为火山角砾岩、凝灰岩; (2) 不同厚度的岩层共生, 在底部和顶部为中厚层状的砂岩, 而中部则以厘米级的薄层为主; (3) 岩层的稳定性非常好, 即便是厘米级的粉砂岩层, 侧向上也可以延伸数米甚至数十米; (4) 颜色较深, 尤其是中部的薄层细粒碎屑岩, 颜色多为深灰至灰黑色; (5) 软沉积变形构造非常发育, 可见 4-5 层变形层(图 3(c)); (6) 其他沉积构造也非常发育, 如沟模、槽模、重荷模、火焰构造、砂球和砂枕、布丁构造等(图 3(d)); (7) 岩性组合具有砂泥互层的特点, 综合上述特点, 该地层易被误认为是一套深水复理石建造, 实际是一套三角洲砂泥岩组合(有部分浊积岩); (8) 碳化植物碎屑或印痕多见, 在有的层位甚至形成富集, 揭示其邻近地区有泥炭沼泽发育. 碳屑多呈镜煤状, 具钢灰色光泽(图 3(f)), 质地较纯、变质程度较高, 可能受到了岩浆热液作用; (9) 在羊角洞剖面中上部发育一套反映牵引流为主的粗粒沉积, 多见中、大型板状交错层理(图 2(b)和 3(h)), 主要由砾岩、砂砾岩、含砾砂岩夹泥岩和火山岩(包括侵入岩)组成. 初步研究认为是一套三角洲平原相沉积. 羊角洞剖面层位在灯塔剖面之上, 两者构成了一个典型的水退体系.

## 1 研究方法

首先用具有微距摄影功能的相机在数厘米的近距用 5 M 或 8 M 相素拍摄一系列具有纹层的岩层图片, 将所需图片进行放大, 一般放大至 2~3 倍即可见



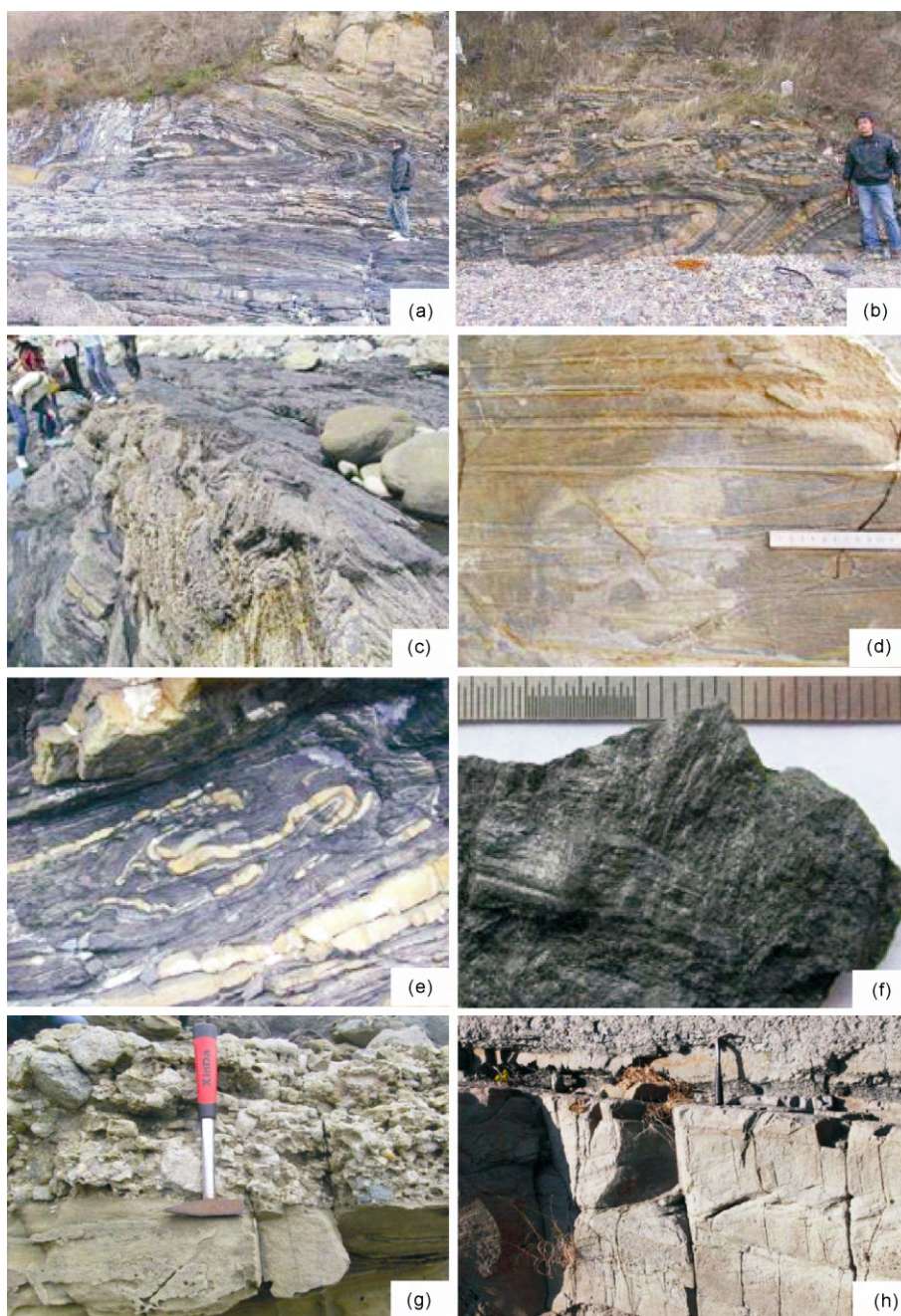


图3 灵山岛典型沉积物及沉积构造特征

(a) 大型软变形平卧褶皱, 三角洲前缘相, 造船厂剖面; (b) 大型软变形平卧褶皱, 三角洲前缘相, 造船厂剖面; (c) 中大型连续软变形褶皱, 三角洲分流间湾相, 灯塔剖面; (d) 细砂岩底面的密集沟模, 决口扇相, 灯塔剖面; (e) 中小型的无根软沉积变形褶皱, 三角洲前缘相, 造船厂剖面; (f) 碳化植物碎屑, 泥炭沼泽相, 灯塔剖面; (g) 砾岩, 分选较差、磨圆一般, 右倾叠瓦构造, 分流河道相, 羊角洞剖面; (h) 中型板状交错层理, 三角洲分流河道相, 羊角洞剖面

叠瓦构造. 需特别提及的是由于球差的存在会使照片四个角上出现离散的叠瓦效应, 使砂级颗粒出现倾向四个角方向假叠瓦(图 4). 只有在图片最中央的

信息最真实, 才能用于分析研究, 判断所截图片视域中是否为假叠瓦构造的一个可靠依据是: 真实叠瓦构造中可见微区中有相邻的反向叠瓦构造, 如果是

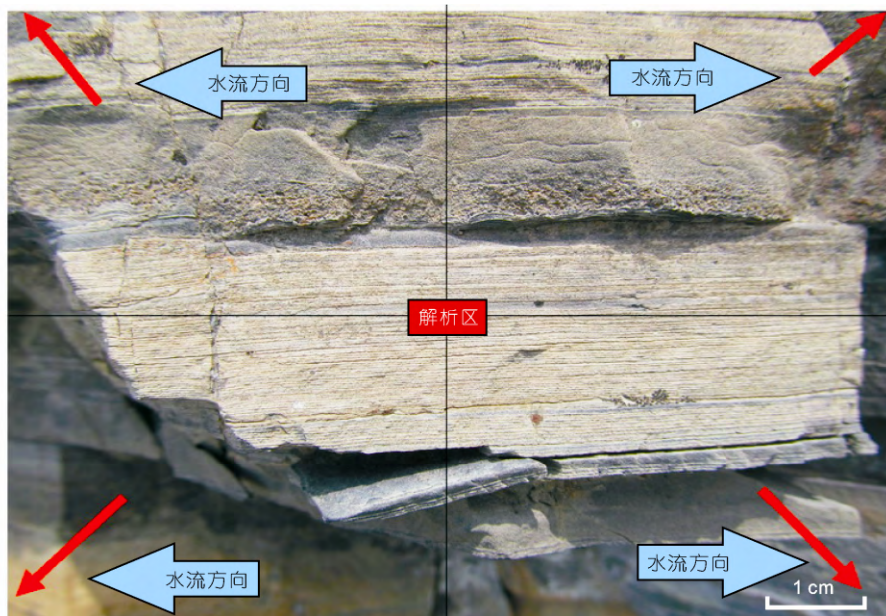


图4 照片上的四个角因摄影畸变形成的假叠瓦构造

畸变假叠瓦构造, 倾向应该相同. 此外, 在手标本上用放大镜也可以观察到砂级颗粒形成的叠瓦构造.

用这种方法获得的影像较模糊, 并且目前还无法有效改进. 笔者试图将手标本切平抛光后采集图像, 但无法获得砂级颗粒的排列图像, 因为只有差异风化作用才可以把叠瓦构造从“均质”的岩石中解析出来, 新鲜的岩石面上无法看到叠瓦构造.

## 2 结果讨论

首先解释一下“纹层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造”, 其中有4个关键词: 一是纹层控制, 一般的纹层概念是指极薄的水平层理, 但本文中纹层概念指极薄的水平细层, 其厚度多在1 mm以下, 甚至0.1 mm以下, 具有清晰的边界. 所谓“纹层控制”指的是砂级颗粒严格的沿毫米级的平行层理规则的排列. 二是“砂级”, 指的是砂级颗粒, 即粒度在0.001~2 mm的碎屑颗粒. 三是“颗粒支撑”, 指的是形成叠瓦构造的砂级颗粒一个挨一个紧密侧向排列, 其间没有被更细小的颗粒分隔. 四是“叠瓦构造”, 即一般的沉积学上叠瓦构造术语.

通过对灵山岛细粒碎屑岩的细致观察, 发现部分水平纹层中的砂级颗粒发育叠瓦构造. 根据纹层的多少、纹层的组合关系、纹层的结构、纹层的厚度

及纹层的产出状况等, 可将这种叠瓦构造分为多种类型, 由于类型尚未明确, 仅介绍7个具有代表性的实例.

(1) 第1个实例来自于灯塔剖面东南约200 m处, 图5(a)是该剖面拍摄到的照片. 这种纹层的特点是层多, 单一纹层厚度0.1~1.0 mm. 形成叠瓦构造的砂级颗粒长0.1~0.6 mm, 宽0.05~0.5 mm. 形态相似的板片状砂级颗粒极易被水搬运, 也容易形成叠瓦构造. 图5(a)中的纹层新鲜面呈灰黑色, 风化后呈铁锈色或棕红色, 由百余个纹层组成了一个纹层组. 宏观上纹层侧向分布稳定、延伸数十米远, 放大后发现纹层并不稳定. 纹层有两种(图5(b)): 一种是呈黄褐色、几乎完全由砂级颗粒组成的薄纹层, 厚度在0.1~0.2 mm, 不稳定, 时断时续, 突出呈细脊状; 另一种是呈棕红色的厚纹层, 厚度在0.5~0.7 mm, 为一组含砂的泥纹层, 连续性好于薄纹层. 这套纹层发育于一套细粒沉积中, 总体能量较弱. 对图5(b)中的薄纹层的叠瓦构造倾角进行统计分析, 结果总结在图5(c)和表1中. 叠瓦构造的倾角分布在 $29.9^{\circ}$ ~ $89.0^{\circ}$ , 平均为 $48.4^{\circ}$ , 大于河床砾石叠瓦构造的倾角(约 $34^{\circ}$ )约 $14^{\circ}$ ; 方差较大, 为 $146.3(^{\circ})^2$ , 说明叠瓦构造倾角比较离散, 稳定性较差; 偏度也很大, 为 $1.5(^{\circ})^3$ , 在研究的7个样品中最大, 可能与样品中颗粒扁平度较小、颗粒直径差异较大及颗粒不足有关, 颗粒不足导致颗粒支



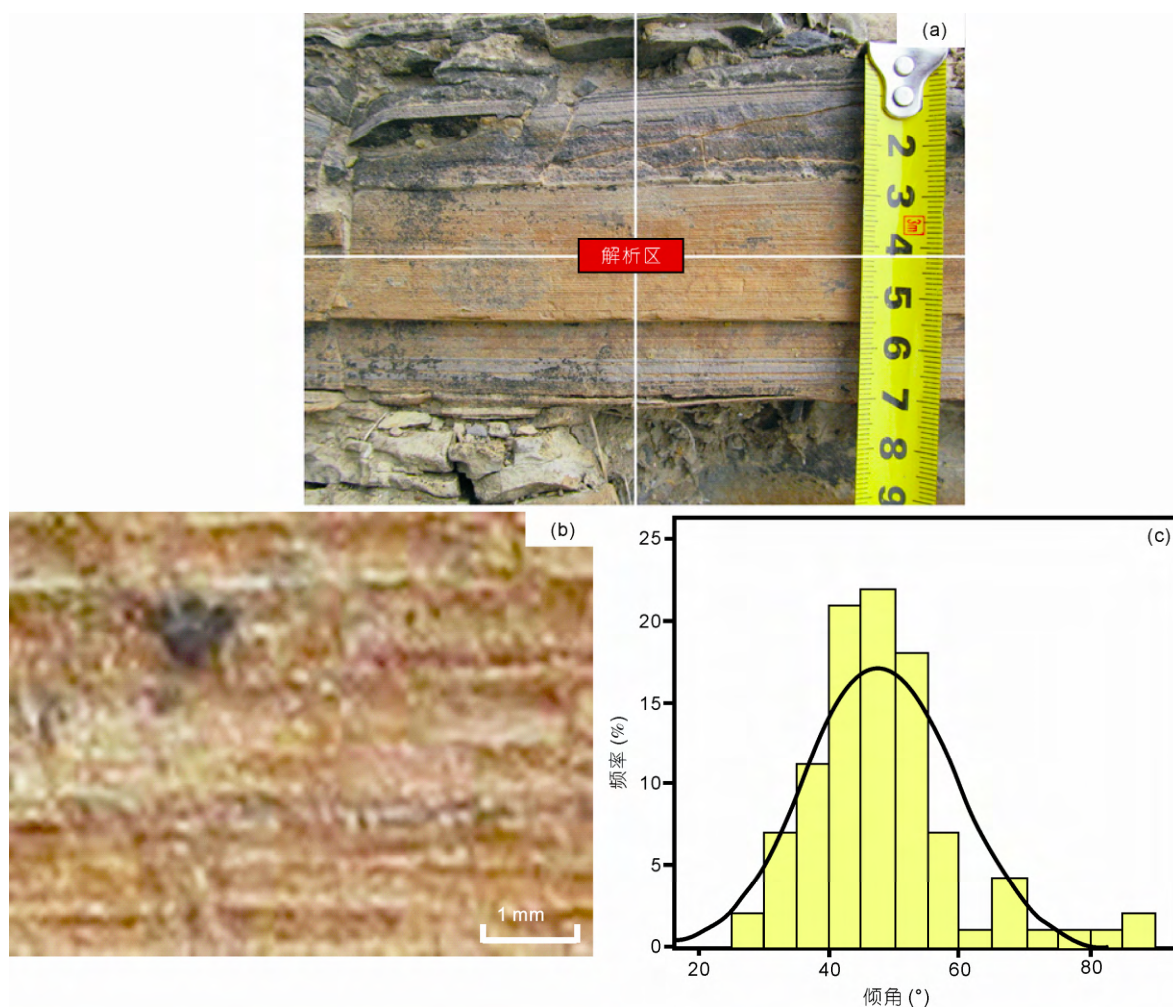


图5 实例1纹层控制的叠瓦构造特征

(a)为由百余个纹层组合形成的较厚纹层组; (b)为(a)中心红色矩形放大图片; (c)为(b)中叠瓦构造倾角统计直方图

撑程度不够, 颗粒随机排列, 尤其是反向叠瓦构造的存在更干扰了正向叠瓦构造, 使得图中多处出现近于直立的叠瓦构造, 使统计值出现了一些高角度值. 经检验叠瓦构造符合正态分布. 由于研究剖面与沟模、槽模等具有流向意义的沉积构造基本平行, 所以所测得的叠瓦构造倾角基本可以看成是真倾角.

形成这种倾角的叠瓦构造必须是牵引流, 而非浊流, 因为平整的纹层组必须是由平整的纹层一层一层叠合起来形成的, 平整的纹层是在平坦的沉积底形上由砂级颗粒一个一个在层流牵引下侧向叠合形成的. 如果是紊流, 就没有这种高度平整的纹层和纹层组. 因为紊流会使颗粒堆积无序, 不可能形成这种平整的纹层和纹层组. 非常值得一提的是: 纹层中

有少数反向的叠瓦构造, 如图5(b)左下角十余个颗粒排成的左倾的反向叠瓦构造, 揭示了底流方向的多向性, 也反映了纹层中叠瓦构造的真实性, 本次研究暂没考虑这种反向叠瓦构造.

(2) 第2个实例来自于造船厂剖面, 图6(a)是该剖面拍摄到的照片. 这是一组发育在泥岩中的叠瓦构造, 总体能量很低. 从图6(a)及(b)可以看到纹层呈黄褐色, 厚0.1~0.3 mm, 稳定性较好, 侧向延伸可达10 m. 对纹层中的叠瓦构造的倾角进行统计分析(图6(a), 表1), 发现叠瓦构造的倾角在5.0°~82.0°, 平均47.4°; 方差高达200.8(°)<sup>2</sup>, 说明叠瓦构造倾角比较离散, 可能与样品中的颗粒偏小和局部颗粒支撑不够有关, 颗粒支撑不够导致在“断点”附近的叠瓦构造

表1 叠瓦构造倾角分布频率统计参数表

| 参数                       | 实例 1   | 实例 2   | 实例 3   | 实例 4<br>(上层) | 实例 4<br>(下层) | 实例 5   | 实例 6   | 实例 7   |
|--------------------------|--------|--------|--------|--------------|--------------|--------|--------|--------|
| 有效(%)                    | 100    | 100    | 100    | 100          | 100          | 100    | 86     | 100    |
| 缺失(%)                    | 0      | 0      | 0      | 0            | 0            | 0      | 0      | 0      |
| 平均倾角(°)                  | 48.4   | 47.4   | 39.7   | 52.5         | 49.7         | 37.8   | 49.8   | 40.2   |
| 均值的标准误差(°)               | 1.2    | 1.4    | 1.7    | 1.0          | 0.8          | 0.7    | 1.6    | 1.4    |
| 中值(°)                    | 46.0   | 47.5   | 41.5   | 51.4         | 49.9         | 37.6   | 46.0   | 41.0   |
| 众数(°)                    | 29.9   | 42.0   | 25.0   | 46.1         | 40.1         | 32.7   | 45.0   | 44.0   |
| 标准差(°)                   | 12.1   | 14.2   | 16.9   | 10.3         | 8.0          | 6.6    | 14.7   | 13.6   |
| 方差(° <sup>2</sup> )      | 146.3  | 200.8  | 284.3  | 106.1        | 64.6         | 44.1   | 215.6  | 186.1  |
| 偏度(° <sup>3</sup> )      | 1.5    | 0.4    | 0.3    | 0.7          | 0.7          | 0.1    | 1.3    | 0.1    |
| 偏度的标准误差(° <sup>3</sup> ) | 0.2    | 0.2    | 0.2    | 0.2          | 0.2          | 0.2    | 0.2    | 0.2    |
| 峰度(° <sup>4</sup> )      | 2.1    | 0.9    | 0.1    | 1.2          | 3.0          | 0.2    | 1.0    | 0.3    |
| 峰度的标准误差(° <sup>4</sup> ) | 0.5    | 0.5    | 0.5    | 0.5          | 0.5          | 0.5    | 0.5    | 0.5    |
| 倾角全距(°)                  | 59.1   | 77.0   | 90.0   | 59.4         | 55.6         | 34.8   | 59.4   | 74.0   |
| 倾角极小值(°)                 | 29.9   | 5.0    | 0.0    | 29.7         | 27.7         | 22.1   | 30.6   | 7.0    |
| 倾角极大值(°)                 | 89.0   | 82.0   | 90.0   | 89.0         | 83.3         | 56.9   | 90.0   | 81.0   |
| 总和(°)                    | 4843.4 | 4736.0 | 3973.0 | 5251.7       | 4965.3       | 3778.5 | 4282.7 | 4022.0 |

无法“立”起来,所以多处可见倾角很小的叠瓦构造;经检验叠瓦构造倾角符合正态分布,显示主控因素的稳定性.注意观察图 6(a)还可以发现,即便是在同一纹层中也可以出现反向叠瓦构造,说明水流在小范围内还是比较复杂的.

从纹层的厚度和结构特点看,形成这种纹层的条件极苛刻,极薄的纹层(0.1 mm)是由单个颗粒侧向叠合而成的,这种沿着一个稳定的方向不停的堆叠需要一个较长时期的稳定水动力和物源条件.首先底形要保证平整,不能有任何坑穴或起伏;其次要求物源单一,岩性、粒度和形态都要相似,这种砂级颗粒很可能是水体内部的二次搬运产物,而非真正意义上的河流搬运物;最后是水流必须是以单向层流为主,不能有紊流,否则砂级颗粒就会堆叠不均,难以形成有单个颗粒叠合形成的纹层.从其围岩的粒度和颜色看,这是在一种水下较深的相对高能、还原条件下形成的,但绝不是深水源远流,也不是正常河流的牵引流,而是水体内部的自生“贴地”层流,估计可能流速为 10~20 cm s<sup>-1</sup>.可能是湖泊中因温度、盐度或密度的变化形成的内生流,或者是河流在冬季因温度偏低、密度较大,注入湖泊后下沉形成“贴地”底流,注意这种底流与 Shanmugam 所描述的底流不同(Shanmugam, 2003).

(3) 第 3 个实例来自于灯塔剖面.图 4 是该剖面

拍摄到的照片.由两组纹层组(顶部和中部)夹一层灰黑色薄层粉砂岩(中上部)组成,两组纹层组纹层数量近百层.本次研究对象为下部纹层组,灰白色的纤细纹层厚度 0.1~0.4 mm;纹层的侧向厚度较稳定.组成纹层的砂级颗粒大小变化较大,小者长度不足 0.1 mm,大者长度可达 0.6 mm.对图 7(b)中的右倾叠瓦构造的倾角进行了统计分析,结果总结在图 7(b)和表 1 中.从图 7(b)可以看出,颗粒的倾向复杂,但以右倾为主.正向叠瓦颗粒的倾角 0°~90°,平均值 39.7°,稍大于河床砾石叠瓦构造的倾角,再从纹层之间发育有侵蚀冲刷面看,单向水流速度也较大,导致颗粒的倾角更加接近河床砾石的倾角;统计方差在 7 个研究样品中最大,达 284.3(°)<sup>2</sup>,说明叠瓦构造倾角较离散,稳定性较差,可能与样品中的颗粒变化较大、短轴颗粒偏多和反向叠瓦构造有关.颗粒粒度变化较大难以形成板片状颗粒那种规则的“背靠背”支撑,使得颗粒在短轴颗粒较多的地方倾角变缓或变成反向.颗粒的侧向叠置也不大规则,有的在中间叠置,有的则首尾相连,使相邻纹层之间界限模糊(图 7(a)).有的纹层底面有明显的侵蚀冲刷.这些特点表明了这种纹层是在自右向左的单向水流条件下形成的,且水流的速度比较大,可能是在水下分流河道末端、水下天然堤、水下边滩或分流间湾条件下由较强势的层流形成,总体能量较高.

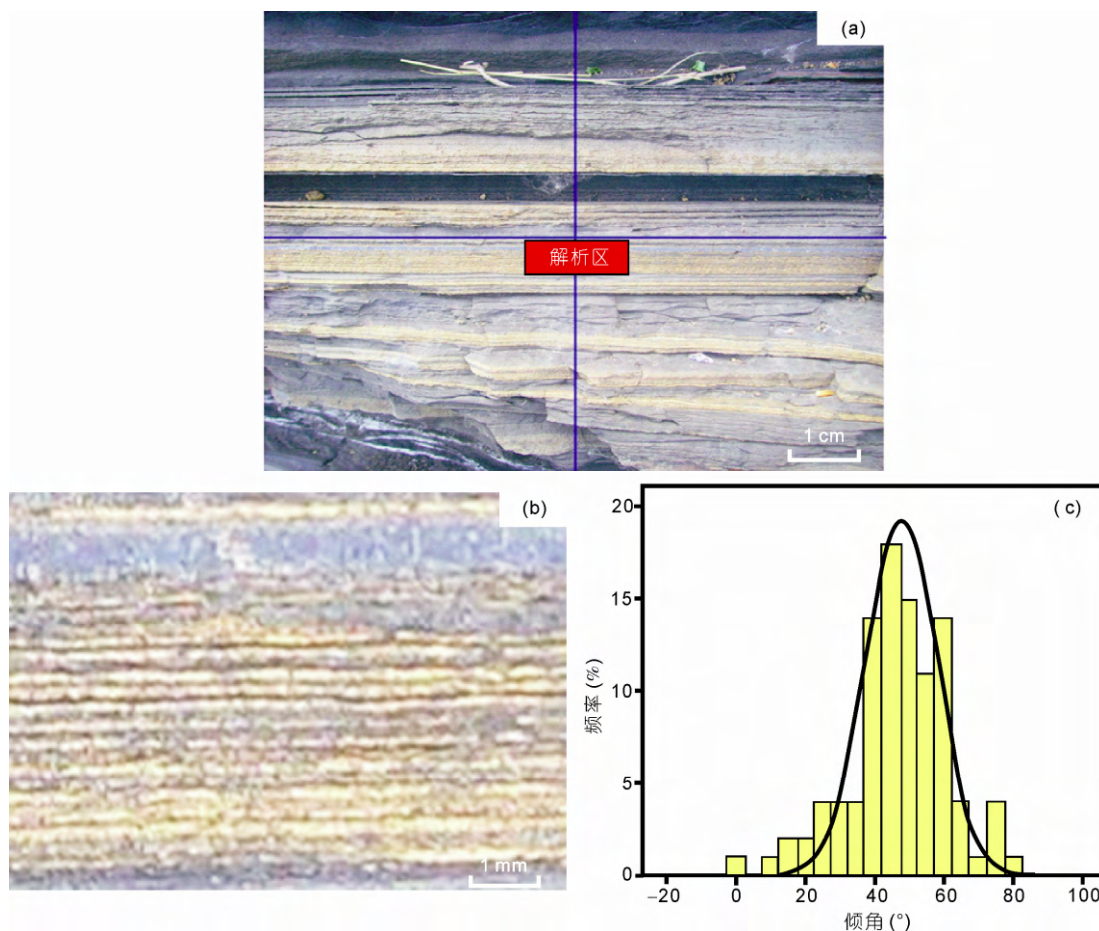


图 6 实例 2 纹层控制的叠瓦构造特征

(a)为夹于泥岩中的纤细的纹层; (b)为(a)中心红色矩形放大后的图片; (c)为(b)中叠瓦构造倾角统计直方图

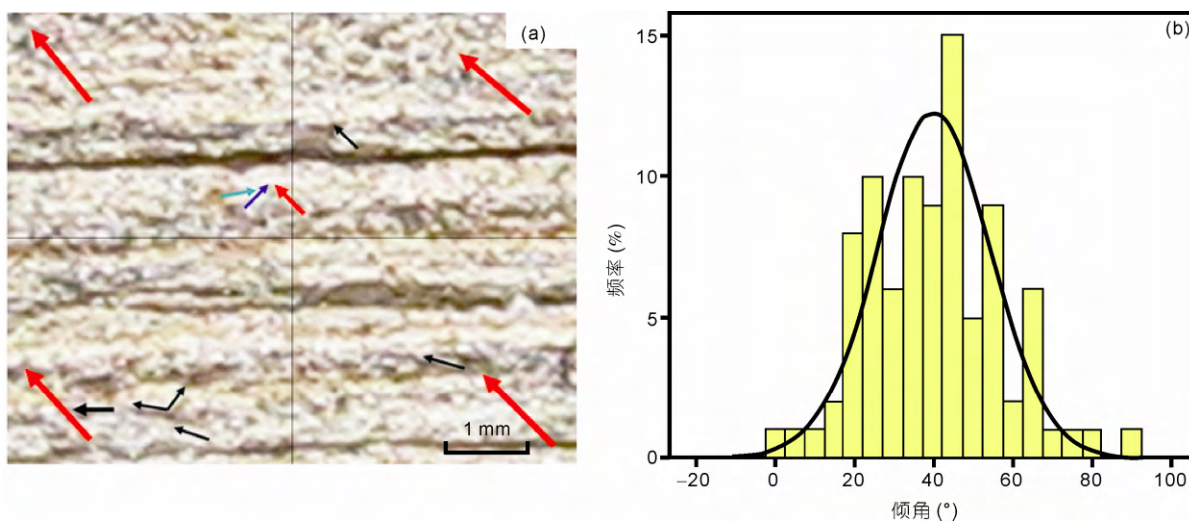


图 7 实例 3 纹层控制的叠瓦构造特征

(a)为图 4 中心红色矩形放大后图片; (b)为(a)中叠瓦构造倾角统计直方图



(4) 第4个实例来自于灯塔剖面中部. 图8(a)是该剖面拍摄到的照片, 中部厚约2 cm的黄褐色薄层状粉砂岩中发育叠瓦构造, 其下灰色纹层中发育纹层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造. 粗看纹层较稳定, 但放大后发现纹层厚度变化大(图8(b)), 介于0.1~1.0 mm, 纹层呈豆荚状. 顶、底面波状起伏. 灰色纹层和黄褐色薄层粉砂岩之间为一冲刷侵蚀面, 两者互相嵌入, 凹凸不平, 说明上部叠瓦构造层形成于相对高能条件.

无论是在上部的薄层粉砂岩还是下部的纹层中, 叠瓦构造均以右倾为主. 分别进行统计分析, 结果见图8(c)和(d)及表1. 图8(c)是上部粉砂岩中叠瓦构造倾角直方图, 其倾角分布范围 29.7°~89.0°, 平均 52.5°, 远大于河床砾石叠瓦构造的倾角(34°), 均值的标准误差为1.0°, 标准差为10.3°, 方差为106.1(°)<sup>2</sup>,

三项参数值在7个样本中均属中等, 可能是一种牵引流和沉积重力流的复合流, 因为颗粒太多导致彼此约束从而使倾角偏大; 图8(d)是下部纹层组的叠瓦构造倾角直方图, 倾角分布范围 27.7°~83.3°, 均值 50.2°, 与上部的薄层状叠瓦构造倾角非常接近, 均值的标准误差为0.8°, 标准差为8.0°, 方差为64.6(°)<sup>2</sup>, 三项参数值在7个样本中均较小, 只比实例5稍大. 这种叠瓦构造与牵引流有关, 因为颗粒太多且受到杂基的约束从而使倾角偏大. 这种牵引流也不是一般河流意义上的, 而是水体内部的自生“贴地”底流, 或者是河流在冬季因温度偏低、密度增大, 注入湖泊后下沉形成的“贴地”底流.

(5) 第5个实例来自于灯塔剖面最南端, 图9(a)是该剖面拍摄到的照片. 此实例特点是纹层较厚, 在0.5~1.0 mm, 纹层厚度不稳定, 顶底界面参差不齐,

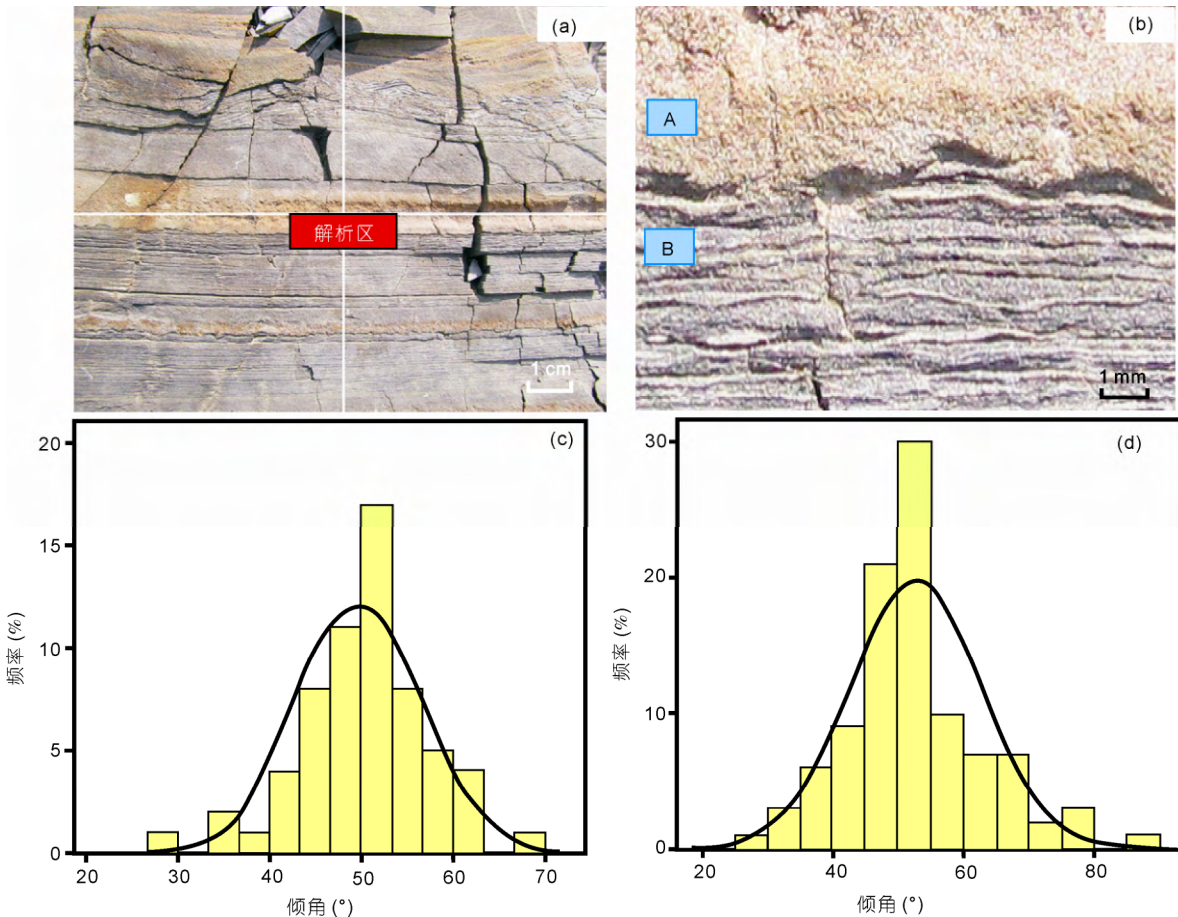


图8 实例4 纹层控制的叠瓦构造特征

(a)为极薄层粉砂岩与纹层组合; (b)为(a)中心红色矩形放大后照片; (c)为(b)中上部分部叠瓦构造倾角统计直方图; (d)为(b)中下部分叠瓦构造倾角统计直方图

显示因冲刷而形成的底蚀, 说明总体能量较高; 纹层新鲜面呈深灰色, 风化后铁锈色, 侧向稳定性中等, 风化后纹层和叠瓦构造非常明显. 纹层可以分为两种: 一种是以砂级叠瓦构造层为代表的突脊, 另一种是以泥质为主的凹槽. 叠瓦构造以左倾为主, 但倾角变化极大. 对图 9(b)中的叠瓦构造倾角进行统计分析, 结果见图 9(c)和表 1, 从图 9(c)可以看出叠瓦构造的倾角分布在  $15^{\circ}\sim 65^{\circ}$ , 平均  $37.8^{\circ}$ , 与河床砾石叠瓦构造的倾角非常接近, 也是本研究区叠瓦构造倾角最小的实例. 倾角均值的标准误差为  $0.7^{\circ}$ , 标准差为  $6.6^{\circ}$ , 方差为  $44.1(^{\circ})^2$ , 偏度为  $0.1(^{\circ})^3$ , 在 7 个研究实例中均为最小值, 揭示了叠瓦构造只受到了 1~2 个主控因素的影响. 此类叠瓦构造系牵引流形成, 纹层底部形态也揭示出水流较为频繁地强烈侵蚀, 这种牵引流可能具有河水牵引流的性质, 而非水体内部的自生“贴地”层流, 因此形成这种纹层的水动力明显大于前几种.

(6) 第 6 个实例来自于灯塔剖面近中部, 图 10(a) 是该剖面拍摄到的照片. 是由极细纹层和极薄的透镜状粉砂层的组合模式. 极细纹层厚度在  $0.1\sim 0.2\text{ mm}$ , 透镜状粉砂层厚度约  $0.5\text{ cm}$ , 两者都发育左倾叠瓦构造. 极细纹层新鲜面呈灰黑色, 风化后呈灰黄色, 稳定性较好, 侧向延伸可达数十米; 呈水平或宽缓波状, 微弱突起, 其间为更薄的含粉砂的泥质纹层, 厚度不足  $0.05\text{ mm}$ , 纹层顶面非常平整, 底面具微弱起伏, 可能与粉砂岩纹层形成时的底侵蚀有关, 也间接说明形成纹层的水流流速较大. 对图 10(c)中纹层中的叠瓦构造倾角进行统计, 结果见图 10(d)和表 1, 叠瓦构造倾角范围  $30.6^{\circ}\sim 90.0^{\circ}$ , 平均  $49.8^{\circ}$ . 倾角均值的标准误差为  $1.6^{\circ}$ , 标准差为  $14.7^{\circ}$ , 方差为  $215.6(^{\circ})^2$ , 叠瓦构造倾角数据较离散, 受到了多因素的影响, 可能与样品中的颗粒变化较大和短轴颗粒偏多有关. 颗粒粒度变化较大难以形成板片状颗粒那种规则的“背靠背”支撑, 使得颗粒在短轴颗粒较多的地方倾

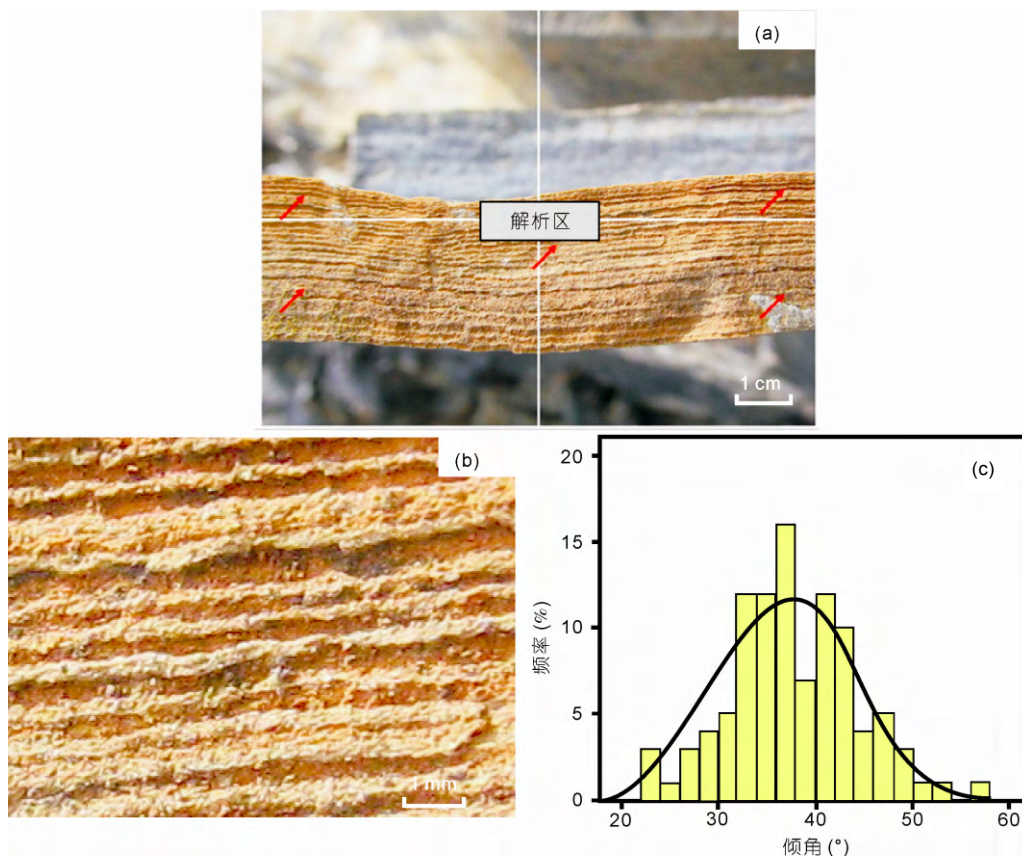


图 9 实例 5 纹层控制的叠瓦构造特征

(a)为较厚的纹层及纹层组; (b)为(a)中心灰色矩形放大后图片; (c)为(b)叠瓦构造倾角统计直方图



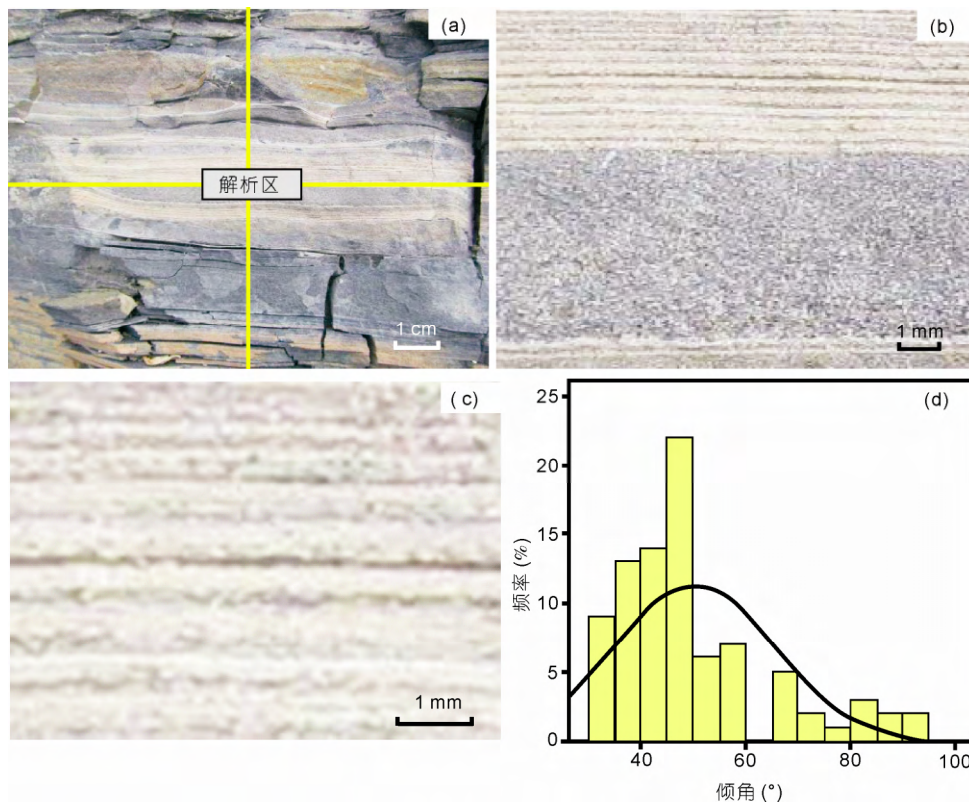


图 10 实例 6 纹层控制的叠瓦构造特征

(a)为极细纹层与透镜状粉砂层; (b)和(c)为(a)中灰色矩形放大图片; (d)为(c)叠瓦构造倾角统计直方图

角变缓. 形成这种平整的纹层需要很平的底形、分选很好的砂粒和很好的层流, 而非浊流. 水流性质可能与实例 2 相似.

(7) 实例 7 也来自于灯塔剖面近中部, 层位上略高于实例 6, 如图 11(a). 发育典型的纹层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造. 纹层组厚 3.5 cm, 由百余个极薄的纹层组成. 单个纹层厚 0.2~0.3 mm. 对图 11(a)中心的红色部分放大后得到了图 11(b), 从中可以看出纹层的厚度稳定性一般. 纹层中叠瓦构造无论是倾向还是倾角均比较复杂, 但仍以右倾为主. 形成叠瓦构造的砂级颗粒形状和粒度变化大、分选性较差, 叠瓦构造大部分叠复无规律, 使其显得杂乱. 对图 11(b)叠瓦构造倾角进行统计分析, 结果见图 11(c)及表 1. 叠瓦构造的倾角范围 7°~81°, 平均 40.2°, 在 7 个实例中为第二小; 均值的标准误差为 1.4°, 标准差为 13.6°, 方差为 186.1(°)<sup>2</sup>, 三项参数在 7 个样本中数值中等, 揭示倾角数值比较离散, 可能与样品中的颗粒变化较大和短轴颗粒偏多有关. 同实例 6, 颗粒粒度变化

较大难以形成板片状颗粒规则的“背靠背”支撑, 使得颗粒在短轴颗粒较多的地方倾角变缓. 形成这种平整的纹层同样需要很平的底形和稳定的层流, 可能是在覆水较深的间湾、前缘或前三角洲环境中由极缓的内生“贴地”底流形成的, 双倾向可能与底流的局部流向反转有关. 但可以肯定这种纹层绝非浊流形成的, 因为紊流条件下难以形成稳定的厚 0.2~0.3 mm 极薄纹层, 这种层流可能与实例 2 中的水流性质相似.

### 3 同生与伴生构造

同生与伴生构造是辅助分析叠瓦构造形成环境的重要元素. 灵山岛发育纹层控制的颗粒支撑叠瓦构造的沉积岩中同生与伴生构造非常发育, 部分总结在图 2 中, 以下对其中的 15 种进行介绍.

(1) 软沉积变形褶皱. 多尺度软沉积变形褶皱是灵山岛沉积岩中最引人注目的特点(图 3(a)~(c)),



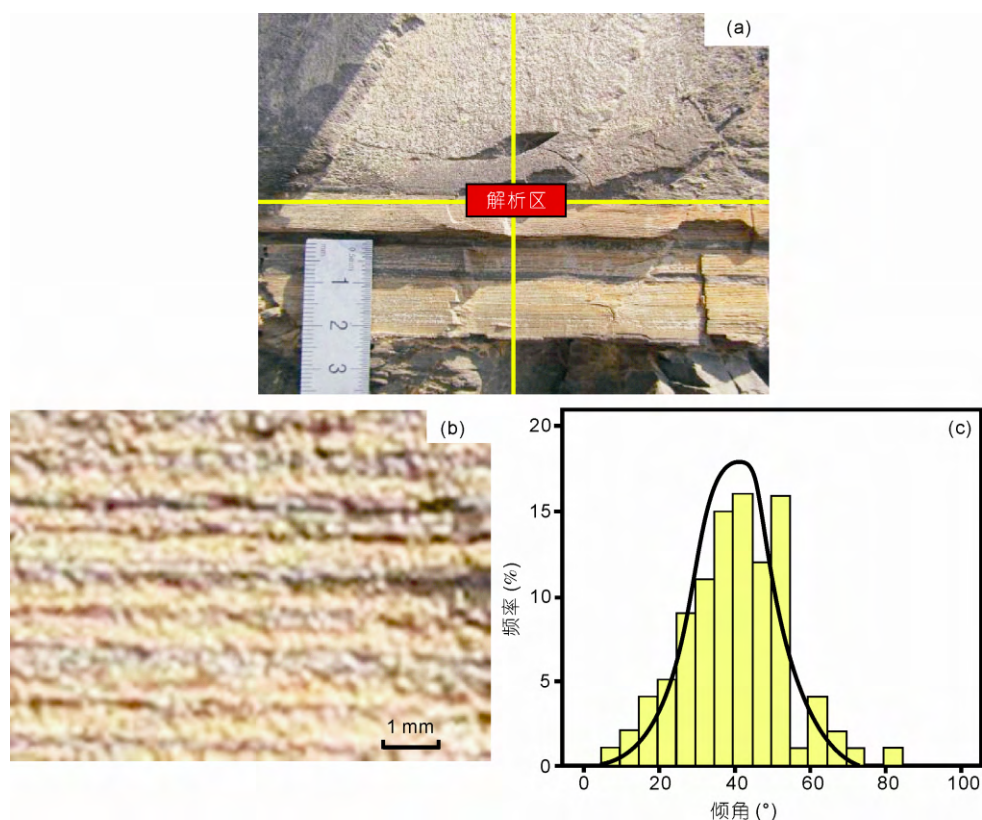


图 11 实例 7 纹层控制的叠瓦构造特征

(a)为非常细密平整的纹层组; (b)为(a)中心红色矩形放大后图片; (c)为(b)叠瓦构造倾角统计直方图

软沉积变形褶皱大者规模在数米, 小者在数厘米. 大多不规则、不和谐, 少数复杂呈肠状. 大型软沉积变形褶皱多呈平卧状或斜歪状, 滑动变形较强烈. 软沉积褶皱常与正常岩层呈过渡关系, 且具有明显的层控性, 说明其滑动距离不大, 滑动斜坡较缓, 是三角洲前缘的近距离滑动. 小型软沉积褶皱相比就异常复杂, 连续性很差, 常常呈无根褶皱状, 弯曲成平卧“S”形, 且两端常常被细化呈尖灭状, 悬浮在泥岩中, 滑动牵引在此部位终止, 揭示滑动距离不远, 为三角洲前缘内的短程滑动, 而非陆坡远程滑动. 变形褶皱另一个特点是没有大规模液化, 尤其是在大型软沉积变形褶皱发育的造船厂剖面, 变形基本都是在没有液化的条件下发生的.

(2) 沟模. 非常发育, 广泛见于砂岩底面, 其下为薄层泥岩. 规模一般较小, 小者宽度多在 1~3 mm, 突起高度 1 mm, 可见长度 10~40 cm; 相对大者宽度 1~2 cm, 突起高度 2~3 mm, 可见长度多在 10~40 cm, 最大可见长度达 1 m; 总体近于平行产出, 少数斜交,

交角多在 30°以内. 宽度总体稳定, 偶见局部变宽者; 一般不分叉, 但表面常有毫米级宽、不足毫米高的次级纵沟、纵肋(图 3(d)), 初步认为沟模系三角洲平原或前缘上的植物在流水的作用下刻划半固结的泥层, 尔后被砂层充填形成, 而不是砾石或其他物质刻划形成的. 所以从沟模也可以判断灵山岛的沉积岩是在较浅水条件下形成的, 而非深水条件. 沟模一般被定为是浊流的产物(Shanmugam, 2003), 并非所有沟模都是浊流产物, 取决于沟模本身的特点、类型和成因. 在现代河流中也可见由植物在泥层上刻划形成的沟痕(工具痕).

(3) 重荷模. 非常发育, 多呈不规则瘤状突起, 长、宽多在 2~3 cm, 突起高度多在 2~3 mm. 多发育在薄层砂岩底面. 但研究区重荷模与一般的重荷模有所不同, 主要区别在于其具有一定的方向性, 但又与槽模明显不同.

(4) 槽模. 非常发育, 几乎在薄中层砂岩的底部都能见到, 但这种槽模与一般槽模不同, 最大的不

同是过于扁平, 其次是内部有次级的褶皱和浅沟, 与纵向沟脊构造有些相似(Draganits 等, 2008). 宽度多在 2~3 cm, 高度多在 2~3 mm, 长数厘米到 20~30 cm, 呈舌状或条带状. 常与重荷模共生, 两者常成过渡关系. 槽模的延伸方向与沟模基本一致.

(5) 布丁构造. 规模较小, 由夹于暗色泥岩中的数厘米厚的薄层粉砂岩在小型同生正断层的切割下形成的菱形体组合而成, 组成布丁构造的菱形体有十余个至几十个, 少数菱形体两端有牵引拖尾细化现象, 偶见因变形较大而呈眼球状者. 菱面体因受简单剪切作用而多有旋转变形. 布丁构造的存在说明在无液化的滑动软变形层中挤压和伸展是同时存在的.

(6) 无根软变形褶皱. 规模小到中等, 形态复杂, 多呈钩状、肠状或平卧“S”状(图 3(e)). 发育在暗色泥岩中, 层控性明显. 从无根软变形褶皱看, 这一部位泥岩有明显加厚, 可能是在滑动的末端, 滑动牵引在此部位终止.

(7) 砂球、砂枕构造. 不大发育, 规模较小, 多在数厘米到十余厘米, 孤立产于暗色泥岩中, 很少成群.

(8) 变形层理. 比较发育, 如果不考虑中大型滑动滑塌构造中的变形层理及其牵引变形层理, 在灵山岛上发育的原生层控变形层理规模一般较小, 多在数厘米到十余厘米, 揭示其能量相对较小.

(9) 同生泥砾、泥屑. 较为常见, 粒径多在 2~3 cm, 少数片状者长度可以超过 10 cm. 磨圆和分选很差, 许多泥砾、泥屑显示出只是在原位被撕裂或拉断, 而没有明显被远距离搬运的特点. 有时与镜煤煤脉、煤屑和变形层理共生. 一般认为发育有泥砾、泥屑的沉积属碎屑流沉积, 而不是浊流沉积(Shanmugam, 2003), 所以千层崖剖面不是浊积岩相, 而是三角洲前缘相沉积.

(10) 侵蚀冲刷面. 非常发育, 侵蚀冲刷面呈起伏曲面状, 规模较小, 起伏高度多在数厘米, 冲刷面处有时见泥砾和小型变形层理, 揭示其形成时相对高能作用过程.

(11) 火焰构造. 由暗色泥岩向上挤入砂岩中形成, 规模较小, 高度多在数毫米, 少量规模较大者超过 1 cm. 火焰构造呈简单的锯齿状或较复杂的火焰状, 局部火焰构造具有明显的定向性.

(12) 同沉积断裂. 较常见, 特点是局限在薄层砂岩中发育, 控制同沉积断裂的薄层砂岩厚度 10~20

cm, 断裂规模较小, 落差多在数厘米. 不切穿上下岩层. 同沉积断裂是形成布丁构造的主要因素.

(13) 滑叠构造, 或称软双重构造. 在造船厂剖面和灯塔剖面地层中均有发现, 规模一般很小, 高度多在数厘米, 长约 10~20 cm. 滑叠构造的形成与滑动滑塌体沿半固结的砂质沉积物表面滑动牵引有关.

(14) 碳化植物印痕、碳屑和镜煤煤脉. 吕洪波(2011)首先发现了灵山岛沉积岩中发育碳屑, 通过研究, 笔者发现除碳屑外, 地层中还有大量的碳化植物印痕和镜煤煤脉(图 3(f)). 碳屑多与砂、泥碎屑混合产出, 多显异地堆积的特点, 可能是被洪水或风暴搬运到异地堆积而成, 但不会离其形成的泥炭沼泽太远. 如图 3(c)大型软变形褶皱的顶部可见呈水平状密集分布、结构保存很好的碳化植物残体(图 3(f)), 可能为沼泽沉积. 镜煤煤脉常见, 宽度多在 2~3 mm, 长 6~10 cm, 多顺层分布, 偶见囊状或微型鸡窝状. 镜煤煤脉光泽较亮, 裂隙发育, 宽 1~2 mm. 在千层崖剖面镜煤煤脉和煤屑常与变形层理、泥砾和冲刷充填面共生, 揭示其相对高能沉积环境; 部分镜煤煤脉和煤屑产于叠瓦构造发育的砂岩中. 碳化植物碎屑的大小与沟模宽度一致, 二者在成因上可能相关联.

(15) 多尺度板状交错层理. 在羊角洞剖面发育了一套由砾岩、砂砾岩(图 3(g))、砂岩和泥页岩组成的碎屑岩系(夹多层顺层侵入的暗色基性岩), 其中发育明显的小型、中型和大型板状交错层理(图 3(h))及其他交错层理. 这套地层在造船厂、灯塔和千层崖剖面之上, 其间被一层黄绿色火山碎屑岩相隔, 地层产状大致相同, 地层连续. 造船厂、灯塔和千层崖剖面主要为(湖泊)三角洲前缘相(有少量前三三角洲相), 而其上的羊角洞剖面则为(湖泊)三角洲平原相, 两者构成是一个水退体系, 并非是大地构造性质和沉积环境大相径庭的两套地层.

以上同生和伴生沉积构造除反应原始沉积物不稳定、易被准同期的滑动改造外, 还在一定程度上反应了浅水沉积, 这又证实了由纹层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造所揭示的现象是正确的.

## 4 成因分析

受纹层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造的颗粒排列和纹层的几何特点奇特, 厚度不足 1 mm 的纹层由一系列板片状颗粒一颗一颗有序地排列起来, 并且

侧向延伸数十厘米、甚至数米, 同时还要在垂向上叠置数十层、甚至百余层后仍能够继续形成性质相同的纹层控制的叠瓦构造. 这既要保证物源高度一致, 又要保证水动力条件基本稳定.

在研究叠瓦构造成因时, 先按纹层把叠瓦构造一层一层剥开; 然后再把单一纹层中的颗粒一个一个分离开. 这其实就是受纹层控制的颗粒支撑的叠瓦构造形成的一个反序过程, 即叠瓦构造是由一个一个砂级颗粒先侧向叠合成纹层, 然后又由一层一层的纹层垂向叠加而成, 其形成过程如图 12 所示. 显然, 形成这种叠瓦构造必须要求水体和沉积底形中无过多的砂级颗粒, 每次只有数个粒径大致相等的砂级颗粒在沉积底形上自由移动, 受层流作用, 砂级颗粒“从容”地叠合至纹层上, 周而复始, 形成发育叠瓦构造的纹层组. 所以, 形成这种叠瓦构造条件苛刻: 一是沉积底形非常平坦; 二是沉积物分选好、杂基少; 三是沉积物供应量有限, 使沉积底形上处于“饥饿”状态; 四是水流以层流为主, 如果是紊流, 颗粒就不可能有序的排列起来形成叠瓦构造. 此外, 水流的速度要适中, 流速过慢无法搬运砂级颗粒, 也就无法形成叠瓦构造, 流速过快砂级颗粒无法停留下来, 同样也无法形成叠瓦构造. 推测的水流速度为  $10\sim 20\text{ cm s}^{-1}$ , 可能是水体内部的自生“贴地”底流. 自生底流的成因可能与温度及盐度有关, 也可能是冬季高密度河流注入湖泊后下沉形成的“贴地”底流、决口扇或重力流形成的边界效应及其诱导的自生底流, 总之, 这种水动力成因很复杂. 虽然浊流也可以派生牵引流, 但其动力学特点更接近紊流, 虽能使砂级颗粒形成叠瓦构造, 但难以形成本文中纹层控制

的叠瓦构造.

在未发现叠瓦构造之前, 灵山岛的纤细纹层被定为水平层理, 依据是: 多由细粒的粉砂和细砂组成; 多产于暗色的泥岩中, 表明是安静的深水产物; 纹层非常薄, 多  $< 1\text{ mm}$ , 甚至可达  $0.1\text{ mm}$ ; 纹层非常稳定, 侧向延伸远; 纹层常叠合产出, 多者可达  $200\sim 300$  层. 但纹层中叠瓦构造的发现证实这些纹层可能为平行层理.

## 5 结论

以上介绍了灵山岛的纹层控制的颗粒支撑砂级叠瓦构造, 这种叠瓦构造的发现具有如下意义.

(1) 灵山岛细粒沉积岩中发育纹层控制的砂级颗粒支撑的叠瓦构造. 叠瓦构造的倾角变化较大, 介于  $0^\circ\sim 90^\circ$ , 多在  $40^\circ\sim 50^\circ$ , 大于河床砾石叠瓦构造的倾角十余度.

(2) 通过对纹层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造的研究, 认为灵山岛的沉积岩是在较浅的水体中形成的, 而不是前人所说的是在大陆斜坡条件下形成的. 可能形成于三角洲环境, 主要为(水下)天然堤、水下边滩、水下分流河道末端、(水下)决口扇、分流间湾和三角洲前缘, 也有可能为前三角洲. 但绝对不是深水源远流相, 更不是大陆边缘相. 羊角洞剖面发育在粗碎屑中的板状交错层理揭示有浅水高能条件存在的可能. 另从大地构造格局来讲, 早白垩世中国东部已完全进入板内构造体制, 不存在板缘盆地和板缘沉积.

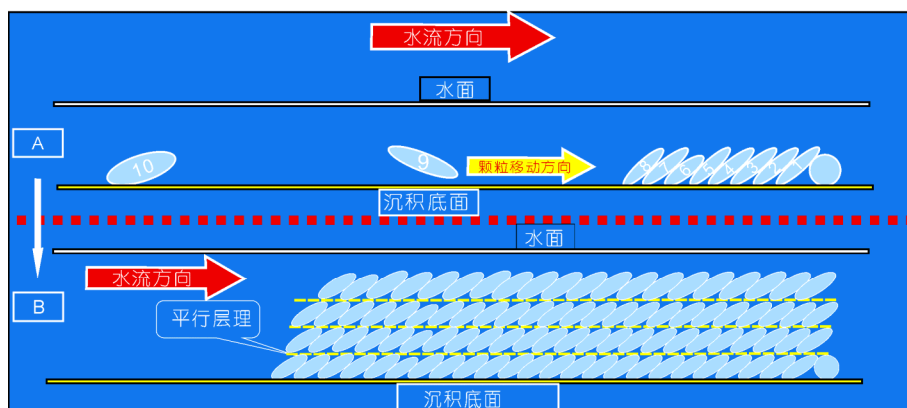


图 12 纹层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造形成示意图



(3) 过去认为灵山岛的代表低能条件的水平层理实际上是相对高能条件下形成的平行层理, 甚至是产于泥岩或页岩中 0.1 mm 厚的纹层都是平行层理: 因为这些纹层中叠瓦构造的存在表明它们是由粉砂级颗粒在水流作用下通过侧向叠合而成, 而不是静水的条件下发生垂向加积形成。

(4) 不同纹层的叠瓦构造倾角统计参数不同, 由单向水流形成的叠瓦构造倾角和方差等参数最小。其他性质的牵引流(贴地底流)和重力流牵引形成的叠瓦构造倾角和方差等统计参数明显偏大。

(5) 在与陆相三角洲有关的较深水中, 一种水体自生的“贴地”底部层流发育, 它们是形成极薄(<1 mm)纹层控制的颗粒支撑叠瓦构造的主要流体, 其成因和运动规律均很复杂。

(6) 灵山岛纹层控制的砂级颗粒支撑叠瓦构造的发现揭示了叠瓦构造远非只能用于古流分析, 它

分布的广泛性及提供的流体性质、运动特点和沉积环境等信息是其他任何沉积构造难以项背的。三角洲间湾和前缘较深水自生底流也是形成纹层控制的颗粒支撑叠瓦构造的重要介质和营力。

最后需着重指出的是, 由颗粒支撑的叠瓦构造组成的纹层, 尤其是那些极薄的纹层(厚度<1 mm)具有很好的沉积环境指示意义。一是它指示水动力特点, 即形成这种纹层的水流是一种以层流为主的水流, 而非紊流, 也不是像河流一样的牵引流, 而是静水条件下水体底部的自生“贴地”底流; 二是水流速度较缓而不是急流; 三是沉积底形很平坦, 总体能量小; 四是搬运物不多, 只在沉积底形上有薄薄的一层。这种沉积物可能是被二次搬运的“内部”碎屑。高能的辫状河和浊流沉积中都难以形成这种纹层。只有在三角洲和浅湖、浅海的特殊环境才具备这种条件, 以三角洲相的分流间湾和前缘最为有利。

## 参考文献

- 吕洪波, 王俊, 张海春. 2011. 山东灵山岛晚中生代滑塌沉积层的发现及区域构造意义初探. 地质学报, 85: 938–946
- 吕洪波, 张海春, 王俊, 等. 2012. 山东胶南灵山岛晚中生代浊积岩中发现巨大滑积岩块. 地质论评, 58: 80–81
- 王安东, 周瑶琪, 闫华, 等. 2013. 山东省灵山岛早白垩世软沉积物变形构造特征. 古地理学报, 15: 717–728
- Apples E C, Rominger J F. 1945. Orientation analysis of fine-grained clastic sediments. J Geol, 53: 246–261
- Bake D W, Wenk H H, Christie J M. 1969. X-ray analysis of preferred orientation in fine-grained quartz aggregates. J Geol, 77: 144–172
- Byrne J V. 1963. Variations in fluvial gravel imbrications. J Sed Petr, 33: 467–482
- Draganits E, Schlaf J, Grasemann B, et al. 2008. Giant submarine landslide grooves in the Neoproterozoic / Lower Cambrian Phe Formation, northwest Himalaya: Mechanisms of formation and palaeogeographic implications. Sed Geol, 205: 126–141
- Gibbons G S. 1969. Planar sections through imbricate-type fabrics. J Geol, 77: 339–346
- Gibbons G S. 1971. Orientation of quartz grains in granular sediments. Dissertation for Doctoral Degree. Sydney: University of New South Wales
- Gibbons G S. 1972. Sandstone imbrication study in planar sections: Dispersion, biases, and measuring methods. J Sed Petr, 42: 966–972
- Gventura R, De Rosae C, Mazzuoli, R. 1996. 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). Bull Volcanol, 57: 555–562
- Jouansson C E. 1963. Orientation of pebbles in running water: A laboratory study. Geog Annaler, 45: 85–112
- Kamata H, Mimura K. 1981. Imbrications and the flow directions of the pyroclastic flow deposit from Kujū volcano, southwestern Japan. Bull Volcanol Soc Japan, 2nd set, 26: 281–292
- Kamata H, Mimura K. 1983. Flow directions inferred from imbrication in the Handa pyroclastic flow deposit in Japan. Bull Volcanol, 46: 277–282
- Karatson D, Sztano O, Telbisz T. 2002. Preferred clast orientation in volcanoclastic mass-flow deposits: Application of a new photo-statistical method. J Sed Res, 72: 823–835
- Kauffman M E, Ritter D F. 1981. Cobble imbrication as a sensitive indicator of subtle local changes in river flow direction. Geology, 9: 299–302
- Krumbein W C. 1939. Preferred orientation of pebbles in sedimentary deposits. J Geol, 47: 673–706
- Krumbein W C. 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. J Sed Petr, 11: 64–72
- Krumbein W C. 1940. Flood gravel of San Gabriel Canyon, California. Geol Soc Amer Bull, 51: 639–676
- Laming D J C. 1966. Imbrication paleocurrents and other sedimentary features in the lower New Red Sandstone, Devonshire, England. J Sed Petrol, 36: 940–959
- Millane R P, Weir M I, Smart G M. 2006. Automated analysis of imbrication and flow direction in alluvial sediments using laser-scan data. J Sed

Res, 76: 1049–1055

Potter P E, Pettijohn F J. 1963. *Paleocurrents and Basin Analysis*. Berlin: Springer-Verlag. 1–296

Reineck H E, Singh I B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. 2nd ed. New York: Springer-Verlag

Rust B R. 1972. Pebble orientation in fluvial sediments. *J Sed Petrol*, 42: 384–388

Schlee J S. 1957. Upland gravels of southern Maryland. *Geol Soc Amer Bull*, 68: 1371–1410

Schmincke H U, Swanson D A. 1967. Laminar viscous flowage structures in ash-flow tuffs from Gran Canaria, Canary Islands. *J Geol*, 75: 641–664

Shanmugam G. 2003. Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. *Mar Petrol Geol*, 20: 471–491

Spotts J H. 1964. Grain orientation and imbrication in Miocene turbidity current sandstones, California. *J Sed Petrol*, 34: 229–253

White W S. 1952. Imbrication and initial dip in a Keweenawan conglomerate bed. *J Sed Petrol*, 22: 189–199