

# 豫西太原组、山西组中潮道沉积 的类型和特征

李宝芳、刘光华、李 祯、付泽明

(中国地质大学北京研究生院)

**内容提要** 豫西太原组中的潮道为陆表海滨岸潮道类型,其特点为:向上变细的层序,冲刷切割下伏的灰岩层,具大型板状、槽状交错层理和双向交错层理,潮道曲流砂坝发育。山西组下段的潮道为障壁后潮道,位于障壁砂坝后的潮坪区,潮道砂岩泥质杂基较高,正粒序,砂体自海向陆分叉尖灭;潮坪、潮道等亚环境组合影响了其上发育的煤层的厚度变化。山西组上段的潮道为下三角洲平原潮道类型,多位于分流河口,砂岩为正粒序,双(单)粘土层和潮汐周期层序发育。

**主题词** 潮道类型 古潮差 单(双)粘土层 潮汐束状体 河南西部 晚古生代煤系

**第一作者简介** 李宝芳 女 52岁 副教授 煤田地质学

本文系根据豫西太原组和山西组中潮道沉积的特征和相的共生关系,对潮道沉积按环境进行分类,总结古代潮道类型的环境标志并探讨其时空分布规律,帮助进一步搞清华北煤盆地南带晚古生代的岩相古地理和大地构造背景,为扩大寻找燃料矿产资源提供地质依据。

研究区位于河南省中西部,包括华北晚古生代聚煤盆地南带西部的荣巩、新密、禹县、平顶山、朝川、登封、宜洛等煤田。石炭、二叠纪煤系总厚600—850m,包括太原组、山西组和石盒子群,含煤层数和厚度自北向南增加。本文仅涉及煤系下部的太原组和山西组。

晚石炭世太原组缺早期沉积,直接假整合超覆在中、上寒武统灰岩的风化壳上,由陆表海碳酸盐和硅质碎屑沉积交替组成,并夹有薄煤层。灰岩的层数和厚度及在剖面中所占比例自北向南、自西向东增多。太原组内的潮道沉积在区内分布较广,以剖面中段最常见。

早二叠世早期山西组下段,含有本区的主采煤层(二<sub>1</sub>煤),煤层发育在由海退潮坪和潮道演化成的滨海平原沼泽中,煤层顶板为含半咸水化石的海湾相泥岩、粉砂岩。上段是河流作用占优势并有潮汐作用影响的浅水三角洲沉积,由分流河道注入半咸水海湾形成。在三角洲平原向海一侧的分流河道口及其两侧潮坪发育区,都有潮道发育。

## 一、太原组的潮道类型和沉积特征

太原组由灰岩和碎屑岩交替组成。灰岩以生物碎屑泥晶灰岩和泥晶生物碎屑灰岩为

主,含正常海化石组合,其中以瓣和海百合茎最常见,还有腕足、珊瑚、苔藓虫、有孔虫、双壳类、棘皮、介形虫等,并有较多的遗迹化石 *Zocphycos* 等。灰岩层位稳定,单层厚度不大(一般仅 1—8 m)分布面积广,形成于陆表海潮下、低至中等能量的环境;夹有部分正常浪基面至风暴浪基面之间的风暴沉积。由于陆表海面积大,海底坡度十分平缓,潮汐作用强,潮汐沉积物常见。本区太原组的潮道沉积绝大部分属于碎屑潮道,还偶见碳酸盐潮道沉积。

### (一)碎屑潮道沉积

分布于荥阳谷山井田、新密平陌井田的太原组中段,禹县云盖山和平顶山太原组的中段和上段。以谷山井田岭沟和新中剖面为例,碎屑潮道的主要沉积特征如下:

肉眼和镜下观察表明潮道充填物由厚层中粒石英砂岩组成,下部粗粒含石英砾。石英颗粒分选中等,次圆状,胶结物以硅质为主,含有泥质和铁质。砂岩厚约 5 m,正粒序,向上逐渐变细,层组厚度相应也有减小的趋势。

底部有极明显的冲刷面,表明潮道有很强的底侵切割能力。潮道砂岩底与下伏太原组下段第三层含燧石结核的生物碎屑灰岩接触(图版 I, 1),切割深度约 2 m。砂岩中含有来自下伏灰岩中的燧石结核碎块,还有被潮流搬运来的硅化漂木,直径可达 30 cm。向潮道边部过渡,砂岩中粘土杂基相对增多,底侵切割幅度减小。

沉积构造以大型交错层理为主,下部槽状,上部板状,古流方向为南东向,硅化木的长轴方向接近东西。剖面的中上部还见到大型双向交错层理。潮汐点坝砂岩具有纵向交错层理(Reineck, 1973)。<sup>[6]</sup>

有侧向加积形成的潮汐点坝。谷山井田新中剖面的潮汐点坝沉积(层位较岭沟剖面略高)主要由中粒石英砂岩组成,呈侧向叠复的透镜状层系(图版 I, 2),各层组间均夹有代表潮流憩水期沉积的细碎屑和泥质薄夹层,同时还有潮流作用引起的大型双向交错层理(图版 I, 3)。双向交错层理指示的古水流方向为  $10^{\circ}$ — $190^{\circ}$ ,而点坝侧向加积的方向为  $110^{\circ}$ ,二者近于垂直。点坝砂岩的上、下和侧向均与潮坪砂泥互层共生。

砂体形态在平面上呈弯曲的带状(图 1);断面呈厚薄不等的席状,由若干较厚的透镜状砂体互相联结而成。透镜状砂体为潮道充填物,厚达 30—40 余米,由于潮道易发生侧向迁移,砂体横向分布最宽可达 20 余公里。

新密平陌井田砂锅洞沟剖面中,太原组中段的砂岩也属潮道沉积。由中粒石英砂岩组成,大型板状交错层理十分发育。底部还含有破碎的菱铁矿结核砾石,这是由于潮道侧向迁移过程中切割了潮坪沉积物,松散的砂泥等细碎屑物质被潮流带走,菱铁矿结核作为滞留沉积物保存在潮道底部。

禹县云盖山矿区的太原组上段,类似的潮道砂岩分布于东部 24—26 勘探线之间。该矿区太原组上段第六层含燧石结核灰岩(L<sub>6</sub>)厚约 6—8 m,层位稳定,大面积发育。但在此处却变为潮道沉积,灰岩被潮道石英砂岩所取代。该砂岩在 2406 孔厚约 10 m,下部粗粒并含石英细砾石,向上为中粒,具大型板状交错层理,顶部变为细粒并过渡到潮坪砂泥互层沉积。从通过潮道发育区的沉积断面图上看,此潮道砂岩的横断面为透镜状,宽约 500 余米,与两侧的 L<sub>6</sub> 灰岩呈相变关系。

太原组中的碎屑潮道沉积由底部具有冲刷面的石英砂岩组成,具有正粒序和大型交

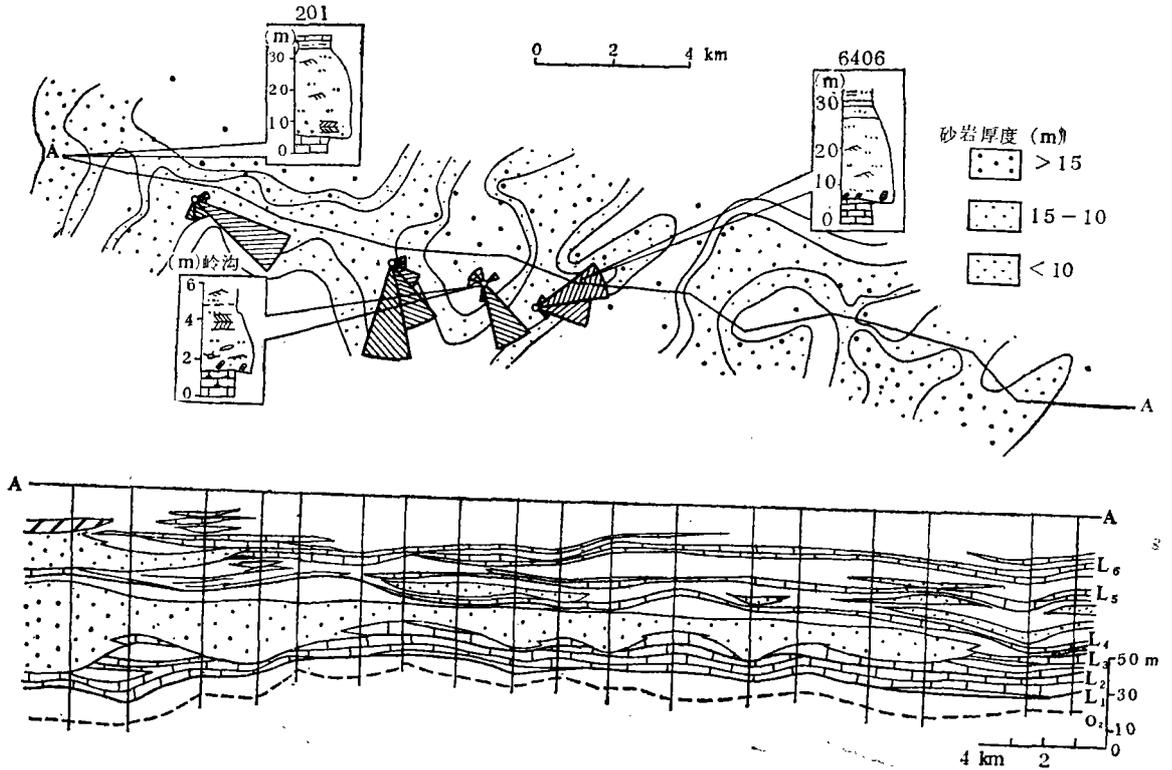


图1 荣巩煤田太原组中部砂体形态图

Fig.1 Sand-body geometry of the middle part of Taiyuan Formation in Xingong Coalfield.

错层理，与河道沉积有相似之处。但本区潮道砂岩与曲流河道沉积也有明显的不同，其区别主要在于：1)潮道砂岩的成分比河道砂岩更为纯净。本区石炭纪砂岩一般为分选磨圆较好的石英砂岩，而二叠纪河流三角洲砂岩大都为岩屑砂岩、岩屑长石砂岩和长石岩屑砂岩等。因为潮流对沉积物的搬运方向与河流三角洲相反，是由海向陆地方向搬运的，碎屑物已通过沿岸流的再搬运和簸选，成分更单纯。2)具有双向交错层理。此层理一般是潮流作用所产生的特有沉积构造中的一种，主要由往复式的对称潮流所引起。具备这种潮流条件的一般是在滨岸潮道口或河口的潮下带环境。潮流在潮道内向上游方向上溯，其不对称性逐渐增强，不再出现双向交错层理。相反，河流为单向水流，流向由陆向海，除河口以及下游区段受潮汐作用影响外，交错层理和古流皆为单向式，很难出现双向交错层理。3)具有潮汐曲流砂坝。潮道与曲流河道相似，也是弯曲的水道，同样可以形成曲流砂坝，但水流方向、流速的稳定性不同，沉积特征也有差异。潮流除具有往复性外，还具有波动性。在各个潮汐周期中，无论涨潮阶段或落潮阶段，流速都是变化的，由零—最大—零。表现在沉积层序中，不同粒度的沉积物频繁交替出现，即砂岩层系中易夹有许多泥质薄夹层。因为涨潮流或落潮流在流速最大时沉积砂，憩水期沉积泥。本区潮汐曲流砂坝由一系列侧向叠置的透镜状砂岩组成，中粒砂岩层组厚约20—

30cm, 各层组界面间均夹有粉砂和泥质薄夹层; 而河水是单向的, 水流速度变化与潮汐周期无关, 曲流砂坝中很少出现这种因周期性水流速度变化而形成的泥质薄夹层。

4) 相的共生关系不同。潮道两侧的越岸沉积物是潮坪砂泥互层, 天然堤、决口扇不发育, 潮道砂岩的顶部也被潮坪沉积物覆盖; 河道砂岩则无论垂向和横向都与天然堤、泛滥盆地沉积共生, 缺乏潮汐作用引起的沉积构造如双向交错层理、双粘土层、潮汐周期层序等, 生物潜穴和生物搅动构造少见, 但含较多的植物碎屑和印痕。

太原组的碎屑潮道沉积与三角洲分流河道砂质沉积物也有一定区别, 主要表现在:

1) 潮道砂岩之下缺乏反粒序的河口坝砂岩和远端坝砂泥互层沉积。2) 晚石炭世的碎屑潮道沉积与含正常海化石群的灰岩关系十分密切, 常切割灰岩(如在荥阳谷山井田)或侧向与灰岩呈相变关系(如禹县云盖山)。与潮下碳酸盐共生的砂质沉积只能是潮道而不可能是河道或三角洲的分流河道。因为若陆地上的水系直接注入海盆, 海水势必变混浊, 含盐度降低, 附近不可能同时形成含正常海化石组合的碳酸盐。

### (二) 碳酸盐潮道沉积

太原组中的碳碱盐潮道沉积见于禹县云盖山大涧村附近太原组中段, 由厚层同生的角砾状碳酸盐岩组成, 厚仅1—2m。其中内碎屑灰岩的砾石多为扁平状, 大都有一定排列方向, 并显大型板状交错层理, 偶见双向交错层理(图版I, 4)。潮道灰岩切割了其下滨岸沉积的薄层石英细砂岩和粉砂岩, 以致在灰岩中可见到直径达10cm以上的钙质粉砂岩砾石。碳酸盐砾石是海盆内形成的内碎屑, 由风暴潮带至滨岸碎屑沉积区堆积。因此灰岩呈宽约200m的透镜状垂向和横向皆为滨海细碎屑砂质沉积物所环绕。底部的石英细砂岩成分很纯, 薄层状, 夹粉砂岩, 具波状和小型槽状交错层理, 是滨海环境下的硅质碎屑沉积。潮道灰岩中的双向交错层理指示的古水流方向为SE—NW, 与区域海岸线方向(EW)有较大交角。

本区太原组主要由开阔陆表海沉积组成, 下段和上段以碳酸盐沉积为主, 代表海侵阶段的沉积; 中段以碎屑沉积为主, 为短暂海退阶段的沉积。因而潮道沉积在太原组中段更常见。从潮道的空间分布来看, 在豫西的中部比西部更发育。其原因可能与海岸潮差的变化有关: 西部宜洛一带的沉积特征表明太原组中段是一套小潮汐海岸的障壁岛—泻湖体系的沉积, 反映该区当时潮汐作用较弱, 潮差小(小潮汐海岸的潮差应小于2米, 据Davis, 1964; Hayes, 1974)。(2、4)向东到豫西中部, 太原组中段是一套开阔陆表海滨岸地带的碎屑沉积, 障壁岛砂岩不很发育, 缺乏较闭塞的泻湖沉积, 而且潮道砂岩中泥质杂基较少, 说明当时该区海岸能量较高, 潮差较大(至少在2米以上), 属于开阔海的滨海环境, 从而潮道沉积也比较常见。

总之, 太原组的潮道沉积以成分单纯的砂岩或碳酸盐岩、具有双向交错层理和潮汐曲流砂坝为主要特征, 形成于开阔海滨岸的潮下带或短小障壁岛之间的入潮口附近, 因此可称为开阔海滨岸潮道。

## 二、山西组下段的潮道类型和沉积特征

山西组底部沉积, 覆于太原组顶部灰岩之上, 是泻湖海湾环境下形成的黑色泥岩,

含黄铁矿、菱铁矿结核, 偶见个体极小的薄壳腕足类化石, 厚仅 1—3 m。其上普遍为泻湖海湾潮坪沉积的砂泥互层及与其共生的潮道砂岩沉积。潮坪、潮道沉积之上为广布在豫西的全区主采煤层(二<sub>1</sub>煤)。潮坪沉积分布广而厚度不大, 一般只有 6—8 m, 而潮道砂岩可厚达 20—30 m, 甚至有近 40 m 者。潮道砂岩主要分布在莱阳的谷山井田、新郑的三李井田、登封的暴雨山井田、洛阳的龙门井田和平顶山的 32 线附近(图 2)。

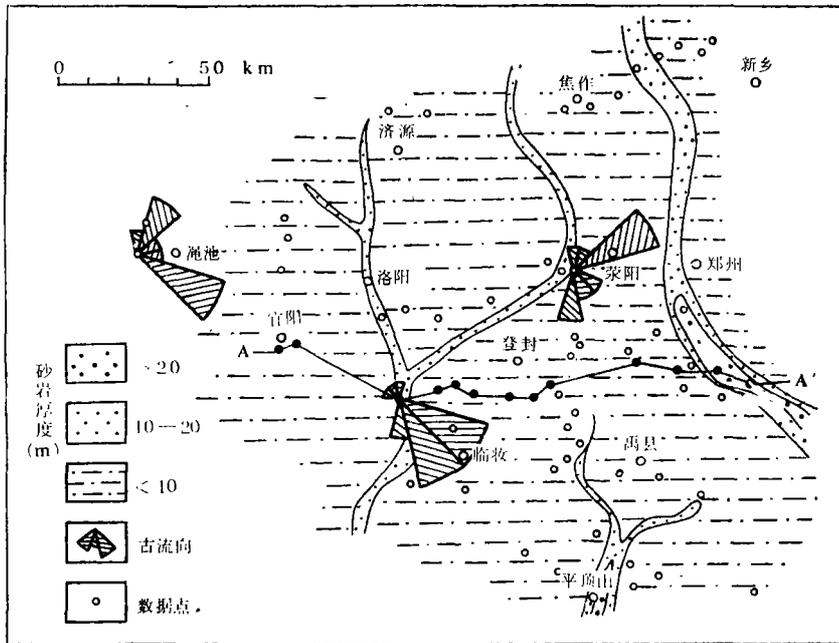


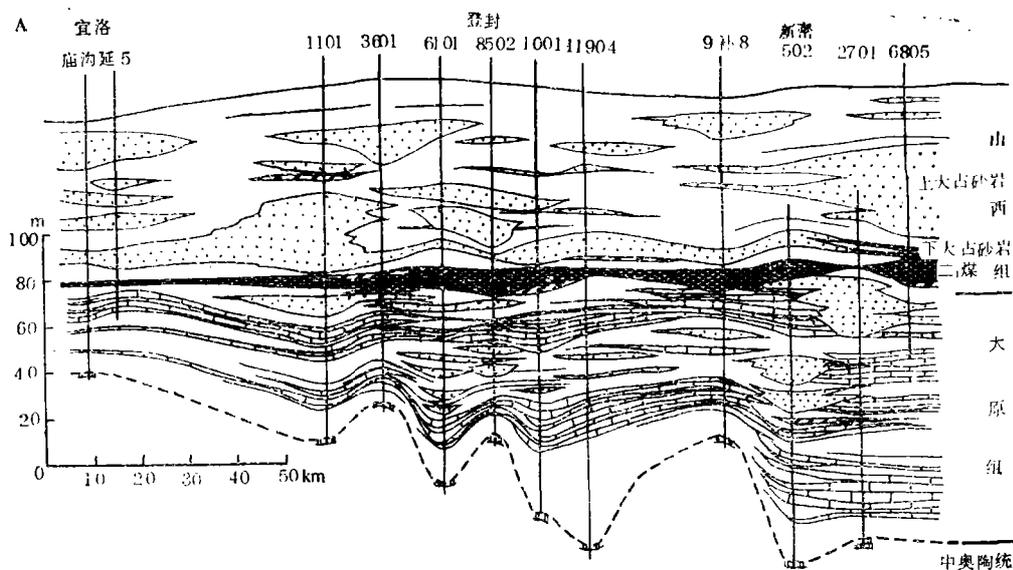
图 2 豫西山西组底部潮道砂岩分布图

Fig. 2 Distribution of tidal channel sandstones of basal Shanxi Formation in Western Henan

山西组下段的潮道沉积与太原组潮道沉积有许多相似之处, 如: 1) 潮道沉积由正粒序的砂岩组成, 底有冲刷面和作为滞留沉积存在的菱铁矿结核的砾石, 有时还见粗大的褐铁矿化的树干(暴雨山井田); 2) 大型板状交错层理十分发育, 中上部还出现大型双向交错层理和曲流砂坝侧向加积形成的纵向交错层理; 3) 具有潮汐曲流砂坝沉积, 侧向叠覆的砂岩透镜体之间夹有代表潮流憩水期沉积的粉砂和泥质薄夹层(图版 I, 5)。

山西组下段的潮道沉积与太原组的潮道沉积对比, 存在一些明显的差别: 1) 砂岩成分比较复杂。砂岩中岩屑含量有所增加, 属石英砂岩至岩屑石英砂岩类, 泥质杂基、碳质碎屑和植物粉片都明显增多, 并含有白云母。表明沉积环境已不属于开阔海的滨岸地带。2) 相的共生关系不同。与潮道砂岩横向共生的为半封闭环境下形成的碎屑潮坪沉积, 由薄的砂泥互层组成, 泥质成分较太原组的明显增加, 透镜状层理、薄的波状互层层理、压扁层理十分发育, 菱铁矿结核更为常见, 并有丰富的垂直和倾斜的生物潜穴和生物搅动构造。上述特征表明山西组下段的潮道可能分布在障壁后潮坪上, 由于有障

壁砂坝与外海相隔，这里的环境能量降低，海水淡化，还原程度增高成为弱还原环境。横向不再有开阔海的灰岩、石英细砂岩、粉砂岩等出现，而且共生的潮坪也以潮间带的砂泥混合潮坪为主，并包括部分潮下带上部的砂坪沉积。3) 砂体形态不同。山西组下段的潮道砂岩呈带状分布，断面上呈孤立的透镜状砂体，宽一般数公里，周围被潮坪砂泥互层所限制(图3)。从潮道向侧翼潮坪过渡，砂岩急剧变薄，逐渐被砂泥互层所代替。4) 潮道砂岩的顶部有煤层发育。该煤层是本区的主采煤层，层位稳定，横向连续性好，煤层厚度自潮坪发育区向潮道砂岩的顶部逐渐变薄，煤质有时也相应变差。就豫西全区来看，煤层厚度有自北(陆地方向)向南(海的方向)逐渐变薄、分叉的变化趋势。5) 本区东部主煤层底板砂岩中可能还包括了少量河口潮汐砂脊的沉积。如荥阳谷山井田的姜子沟剖面，充填海湾的首先是具有少量生物潜穴的潮坪沉积，其上的中粒砂



剖面位置见图2和图4

图3 豫西太原组和山西组沉积断面图

Fig. 3 Depositional corss section of Taiyuan and Shanxi Formations in Western Henan, location is showed in Fig. 2 and 4.

岩底部冲刷面不甚明显，砂岩比较干净，硅质胶结为主，具有大型互相切割的双向交错层系，古流方向与砂体的长轴方向一致，有可能属于河口潮汐砂脊。

山西组下段是海退末期的沉积，其沉积特征与Gallowag和Hobday (1983)〔3〕以及Barwis和Hayes (1978)〔1〕所描述的中潮汐海岸障壁后潮坪和沼泽的特征相似。从垂直层序上不难看出环境的演化：首先泻湖很快被充填，然后在其上广泛发育了潮坪、潮道和规模较小的潮沟以及潮坪上的积水洼地——潮池(如禹县煤田，据扬起、李宝芳等，1985)〔7〕。最后全区被成煤沼泽所覆盖。因此，山西组下段的潮道应属于中潮汐海岸障壁后潮道类型。推测当时古潮差为2—4 m。与小潮汐海岸古地理的区别在于障

壁岛发育不连续，坝后没有长期发育的大面积泻湖山体，泻湖被快速充填后发育了大规模的潮坪以及共生的潮道，成煤条件也要优越得多。

### 三、山西组上段的潮道类型和沉积特征

本区主煤层形成后，由于泥炭层被压实和盆地底盘的缓慢下沉，全区被半咸水盆地所覆盖，此后开始形成了一套相当厚的三角洲体系的沉积。山西组上段底部的大占砂岩是这套三角洲体系最底部的沉积。上段的潮道即分布在下三角洲平原入海的一端，以平顶山煤田的大占砂岩潮汐作用的标志最为明显。

豫西的大占砂岩是全区重要标志层，系河流作用占优势并受潮汐作用影响的三角洲沉积，形成于半咸水盆地中。主要沉积特征如下：1) 砂岩成分较主煤层以下的潮道砂岩有明显变化，长石和岩屑含量增加，杂基显著增多，高达15%左右，为岩屑石英砂岩或长石岩屑石英杂砂岩。砂岩层面间有大量顺层分布的泥质、碳质和大片的白云母，这种现象越向南越明显。在平顶山，该砂岩的胶结物中还含有较多的菱铁质。上述现象都表明大占砂岩是形成于流通不畅的环境条件下的砂质沉积。2) 沉积构造以大型板状、槽状交错层理最常见，并有楔状交错层理、双粘土层（图版 I，6）、单粘土层（图版 I，7）厚薄不等的潮汐周期层序（图版 I，8），但没发现有双向交错层理。3) 垂直层序有正粒序、反粒序和粒度上、下变化不大等三种不同情况。其中反粒序的大占砂岩代表了三角洲河口坝和前缘相沉积，正粒序的代表三角洲分流河道或潮道的沉积，粒度上、下变化不大者常为大型决口扇（如云盖山区）的特征。4) 砂体图形态从全区来看为自北向南伸长的朵状（图4），断面上呈厚薄不等的席状（图3），古流方向以指向南（下游方向）的为主，具有河流作用占优势的三角洲砂体的特征。

本区越向南，大占砂岩中潮汐作用的标志越丰富，限于南部平顶山为掩盖区，无法看到全貌，但岩心中仍不乏出现。单粘土层是潮间的有特有标志，根据潮汐周期层序中有潮汐束状体的数目可以判别潮汐海岸的类型（据梁瑞仁，1980）\*。图版 I，8 中的潮汐束状体和双粘土层，由于地层时代古老，经历过长期的成岩和压实作用，粘土层很薄。每个潮汐周期中，主要流形成的束状体砂层厚，可大于 2 mm；次要流形成的束状体砂层很薄，厚不足 1 mm，双粘土层趋近于重叠。在图版 I，8 中还可看出潮汐周期层序，两个大潮期束状体之间约有 14 对双粘土层，即 28 个潮汐束状体，因此应属于半日潮海岸。经成岩压实后，大潮束状体的细砂层厚约 2.5 mm，小潮束状体的细砂层厚不到 0.2 mm，有时不连续。每对束状体中主潮流沉积的又比次潮流沉积的砂层厚。因此，从双粘土层的发育情况，可以看出主潮流与次潮流能量变化相差较大，说明是不对称潮流作用的产物，而砂岩交错层所反映的古流向以自北（陆）向南（海）的方向占优势，从而进一步说明本区山西组上部的潮道以落潮流为主，这与河水与落潮流的方向一致有关。

\* 梁瑞仁，1980，沉积学讲座汇编，海洋地质调查专刊（1981），地质部上海海洋地质调查局科技情报资料室。



明煤系为典型的海退相序。

从潮道的空间分布来看, 主煤层以下的潮道在豫西大面积内分布较广, 而主煤层以上的潮道仅见于本区南部的平顶山一带, 向北潮汐标志越来越少。由此可见海岸是自北向南扩展的进积型海退海岸, 进一步证明华北晚古生代的古地理格局是陆在北而海在南。潮道、潮坪的广泛发育, 说明晚古生代华北南部大陆架十分平坦开阔, 地壳处于缓慢下沉的稳定发展阶段, 属克拉通边缘盆地的性质。目前煤系的保存边界并不是盆地的沉积边界, 向南仍存在寻找燃料矿产的沉积条件。

野外工作期间胡益成、邹鼎峙、刘太顺、阎伯筠等同志给予了热情帮助和提供了野外观察点; 宋志坚、杜士清同志参加了部分野外工作; 论文撰写过程中杨起、何镜宇、李思田教授给予了大力支持并提出了宝贵意见; 本院照相室、绘图室承担了图版冲印和图件清绘工作, 作者在此一并致以衷心感谢。

收稿日期 1986年8月23日

#### 参 考 文 献

- [1] Barwis, J. H., and Hayes, M. O., 1979, Regional patterns of modern barrier island and tidal inlet deposits as applied to paleoenvironmental studies, In: J. C. Fern and J. C. Horne (eds.), Carboniferous depositional environments in the Appalachian region, p. 472-498. Univ. South Carolina, Carolina Coal Group.
- [2] Davis, J. L., 1964, Zeits. Geomorphologie, No. 8, p. 127-142.
- [3] Galloway, W. E., Hobday, D. K., 1983, Terrigenous Clastic Depositional Systems. Springer-Verlag, N. Y. Inc.
- [4] Hayes, M. O., 1975, Morphology of sand accumulation in estuaries, in L. E. Cronin ed., Estuarine Research Vol. 2, New York, Academic Press. p. 3-22.
- [5] Rahmani, R. A., 1983, Facies relationships and paleoenvironments of a Late Cretaceous tide-dominated delta, Drumheller, Alberta, in: Eleventh International Congress on Sedimentology, Field Excursion Guide Book.
- [6] Reineck, H. E., Singh I. B., 1973, Depositional Sedimentary Environments. 陈昌明, 李继亮译, 1979, 陆源碎屑的沉积环境, 石油工业出版社.
- [7] Yang Qi, Li Baofang et al., 1985, The depositional models and coal-forming characteristics of the late Paleozoic coal measures in Yuxian, Henan, In: Dixieme Congre's International de Stratigraphie et de Geologie du Carbonifere, Compte Rendu, Vol. 3, p. 255-268.

## THE TYPES AND CHARACTERISTICS OF TIDAL CHANNEL DEPOSITS IN WESTERN HENAN PROVINCE

Li Baofang Liu Guanghua Li Zhen Fu Zeming  
(Beijing Graduate School, China university of Geosciences)

### Abstract

There are different types of tidal channel deposits in Taiyuan Formation ( $C_3^{2-3}$ ) and Shanxi Formation ( $P_1^1$ ) in western Henan Province. Taiyuan Formation consists mainly of alternated carbonate and clastic deposits and Shanxi Formation of coal-bearing clastic deposits.

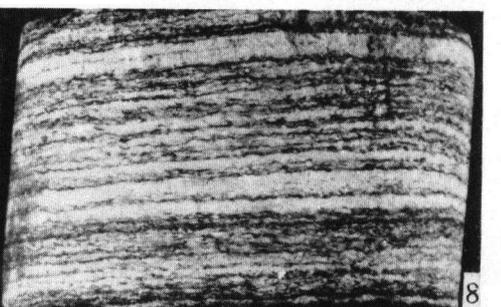
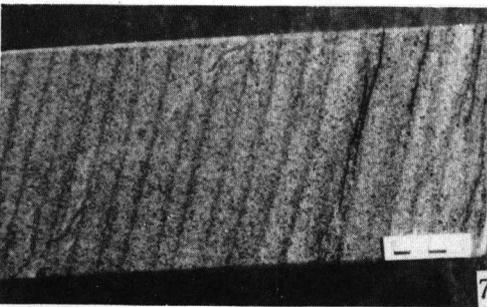
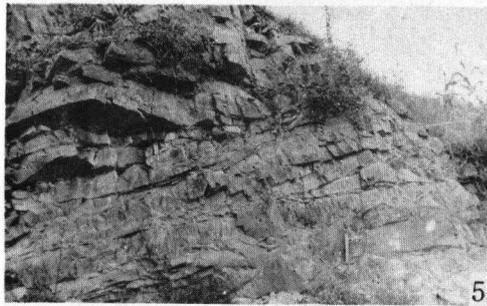
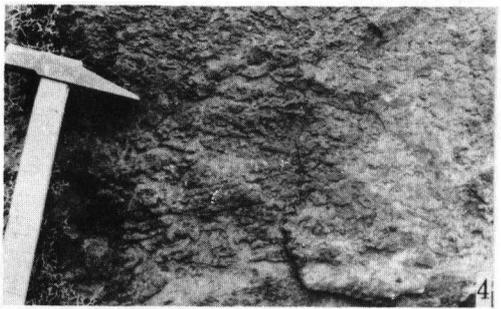
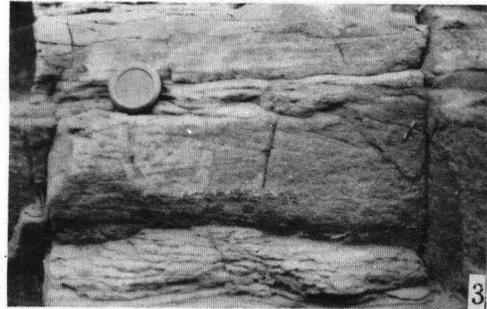
Most of the tidal channel deposits are clastics and a few are carbonates in Taiyuan Formation. The main characteristics of clastic tidal channel deposits are as follows: 1. Consist of quartz sandstones fining upwards. 2. With erosion surface and lag deposits at the bottom. 3. With large-scale tabular and trough cross bedding and a few herringbone and longitudinal cross bedding. 4. Tidal channel point bars formed by lateral aggradation. 5. Sand bodies spread widely owing to the migration of tidal channels and their thickness varied laterally. 6. Tidal channel sandstones associate with fine clastic deposits of shorezone laterally and overlain the bioclastic limestones bearing normal marine fossils assemblage. Carbonate tidal channel deposits consist of flat angular conglomerates of intraclast limestones, large-scale tabular and herringbone cross bedding may be found occasionally, and associated with thin bedded quartz sandstones of shore-zone in vertical and lateral sequence. Both clastic and carbonate tidal channel deposits are all developed on the shore zone of epeiric sea, therefore, they may called shore-zone tidal channel of epeiric sea.

Depositional characteristics of the clastic tidal channels in the lower part of Shanxi Formation are similar to those of Taiyuan Formation. The differences are as follows: 1. Sandstones comprise more muddy matrix and plant fragments. 2. Coexist with tidal flat fine grain deposits in vertical and lateral which contain abundant siderite nodules. 3. Sandstones are more thick and distribute as narrow banded in plane view and lenses in cross section, gradually they were change into tidal flat deposits to lateral fanks. 4. The main coal bed was developed continuously over the tidal flat and tidal channel sand stone deposits. The thickness of the coal bed decreases sharply away from tidal and the quality becomes poor. This type of tidal channels is distributed on the back-barrier of mesotidal coast, therefore may be named tidal channels of back-barrier.

The upper part of Shanxi Formation developed in the tidal channel deposits of the distal lower delta plain. The main characteristics are, 1. Composed of sublitharenites, and comprises numerous carbonaceous and plant fragments, muscovites concentrated on the surfaces of the bedding, mudclasts. 2. With large-scale tabular and trough cross bedding, especially rare of double-mud-layers, single-mud-layers and tidal cyclic sequences formed by tidal currents. 3. Sandstones fining upwards, coexist with mouth bar coarsening upwards and lower delta plain deposits in lateral. These channels distributed in the distal of the distributary channels of lower delta plain, the fluvial and tidal currents used the same channel, and the distributary channel mouths were also tidal channels. Other tidal channels developed on tidal flats of interdistributary bays. In ancient deposits, it is difficult to distinguish them only by the depositional indicators, so may be called by a joint name - tidal channels of the distal lower delta plain.

Tidal channels underlying the main coal bed all characterized by herringbone cross bedding and tidal point bars, indicating the existence of symmetric tidal currents. While tidal channel deposits overlying the main coal seam lack of herringbone cross bedding, but occur asymmetric tidal current depositional indicators such as tidal bundle, double-mud-layers and single-mud-layers. Paleocurrent pointed to the south (seaward), thus the channels were ebb tide dominated tidal channels.

Different types of tidal channel deposits occur in regular order in the coal-bearing strata; from bottom to top, the shore zone tidal channels of epeiric sea occurred earlier, tidal channels associated of back-barrier subsequently, and tidal channels developed in distal of the lower delta plain occurred at last. That shows the variation of the tidal channel types in the regressive sequence during late Late Carboniferous to early Early Permian. Tidal flats and tidal channel deposits underlying the main coal seam are extensive in central western Henan, but those overlying the main coal seam are restricted only in the south part of the study area. That proved that the paleogeographic framework of North China during Late Paleozoic was landward north and seaward south. The wide developed tidal flats and tidal channels indicate that the shelf was very flat, therefore, it was a marginal craton basin in the southern part of North China. Thus the exploration for fossil fuels may be expand southward.



1. 石英质的潮道砂岩, 正粒序, 底有冲刷面, 切割了下伏的L<sub>3</sub>灰岩, 荣阳岭沟 (C<sub>3</sub><sup>2-3</sup>中段)。 2. 侧向加积的潮汐点砂岩, 荣阳新中 (C<sub>3</sub><sup>2-3</sup>中段)。 3. 潮汐点坝下部细砂岩中的大型双向交错层理, 荣阳新中 (C<sub>3</sub><sup>2-3</sup>中段)。 4. 碳酸盐潮道沉积, 砾状灰岩, 内碎屑灰岩砾石的定向排列显大型双向交错层理, 禹县大涧西坡 (C<sub>3</sub><sup>2-3</sup>中段) 5. 由潮汐点砂岩侧向加积而成的中粒石英砂岩, 各层组间均夹有极细砂、粉砂和泥质的薄层, 荣阳西苇园 (P<sub>1</sub>—煤底部)。 6. 下三角洲平原分流河道口的砂岩, 具槽状交错层理 (右下角为底部), 双粘土层 (3435号岩心下部) 和菱铁矿砾石 (3430号岩心), 平顶山南部 3215 孔 (P<sub>1</sub>上段的大占砂岩)。 7. 中粒砂岩中的单粘土层 (右为下部), 平顶山 36-18 孔大占砂岩 (P<sub>1</sub>上段)。 8. 双粘土层, 厚薄不等的潮汐束状体及其组成的潮汐周期层序, 平顶山 4115 孔大占砂岩 (岩心直径为 18 厘米)。

131-1