

太原东山晚古生代含煤岩系沉积环境与古河道地貌和水文参数

陶成才

杨起 李宝芳

(中国科学院地质研究所)

(中国地质大学, 北京)

太原东山-寿阳勘探区位于沁水盆地西北隅。煤系沉积环境演化规律是:本溪组主要是受潮汐作用影响的泻湖和海湾沉积环境,太原组和山西组下部是三角洲沉积环境,向上过渡为上三角洲平原—冲积平原沉积环境。依据地层三分法原则,提出了东山与西山岩石地层对比,并阐述“东山砂岩”命名的必要性。定量地质学可以作为研究古代沉积环境的辅助方法。

一、东山与西山岩石地层对比

东山与西山隔太原市遥遥相对。西山地层研究历史悠久。在东山工作或从事研究的人员,曾提出一系列东山与西山地层对比方案(表1)。在此,作者讨论一下“骆驼脖子”砂岩对比问题。

表1 太原东山与西山岩石地层及标志层对比表

Table 1 Correlation between lithostratigraphy and marker beds of the East and West Hills, Taiyuan

	西 山	东 山			
		119地质队	148地质队	作 者	
山西组(P _{1s} ?) 砂岩、泥岩、煤层(煤 线)、叠锥灰岩组成,具 植物化石	骆驼脖子砂岩 K ₄ 底 2 煤层 3 煤层 北岔沟砂岩 K ₅	骆驼脖子砂岩 K ₆ 底	骆驼脖子砂岩 K ₄ 底 第八煤层 第九煤层 北岔沟砂岩 K ₅	东山砂岩 K ₆ 底	
		K ₇ 砂岩		K ₇ 砂岩	
		K ₈ 砂岩		K ₆ 砂岩	
		第八煤层		第八煤层	
		第九煤层		第九煤层	
太原组(C _{2t}) 砂岩、页岩、灰岩、煤层 和煤线组成,具海相动 物化石	东大窑灰岩 L ₄ 斜道灰岩 L ₃ 毛儿沟灰岩 K ₂ 庙沟灰岩 L ₁ 8、9 煤层 晋祠砂岩 K ₁	北岔沟砂岩 K ₅	东大窑灰岩 L ₄ 斜道灰岩 L ₃ 毛儿沟灰岩 K ₂ 庙沟灰岩 L ₁ 第十五煤层 晋祠砂岩 K ₁	北岔沟砂岩 K ₅	
		猴石灰岩 K ₄		东大窑灰岩 L ₄	东大窑灰岩 L _{4t}
		钱石灰岩 K ₃		斜道灰岩 L ₃	斜道灰岩 L _{3t}
		四节石灰岩 K ₂		毛儿沟灰岩 K ₂	毛儿沟灰岩
		第十五煤层		庙沟灰岩 L ₁	庙沟灰岩 L _{1t}
		晋祠砂岩 K ₁		第十五煤层	第十五煤层
				晋祠砂岩 K ₁	晋祠砂岩 K ₁
本溪组(C _{2b}) 铁铝质岩、页岩、透镜状灰岩等细粒沉积物					
中奥陶统石灰岩					

前人一般视东山 K₃ 砂岩与西山骆驼脖子砂岩为同一层,从而将东山自北岔沟砂岩(K₅)至 K₃ 砂岩这段地层定为山西组, K₃ 砂岩随命名为骆驼脖子砂岩。作者认为东山 K₃ 砂岩不能与西山骆驼脖子砂岩对比为一层,理由有以下三点:

1. 西山煤田七里沟和北岔沟剖面骆驼脖子砂岩长石含量达 10%,个别样品达 17.44%,而东山剖面 K₃ 砂岩长石含量 < 5%。

2. 七里沟、北岔沟剖面骆驼脖子砂岩距 2# 煤层分别只有 9m 和 12m,而东山剖面 K₃ 砂岩距第八煤层 > 40m(图 1)。本区作为地台型连续沉积,即使有河流冲刷,也不致于造成地层厚度如此悬殊。

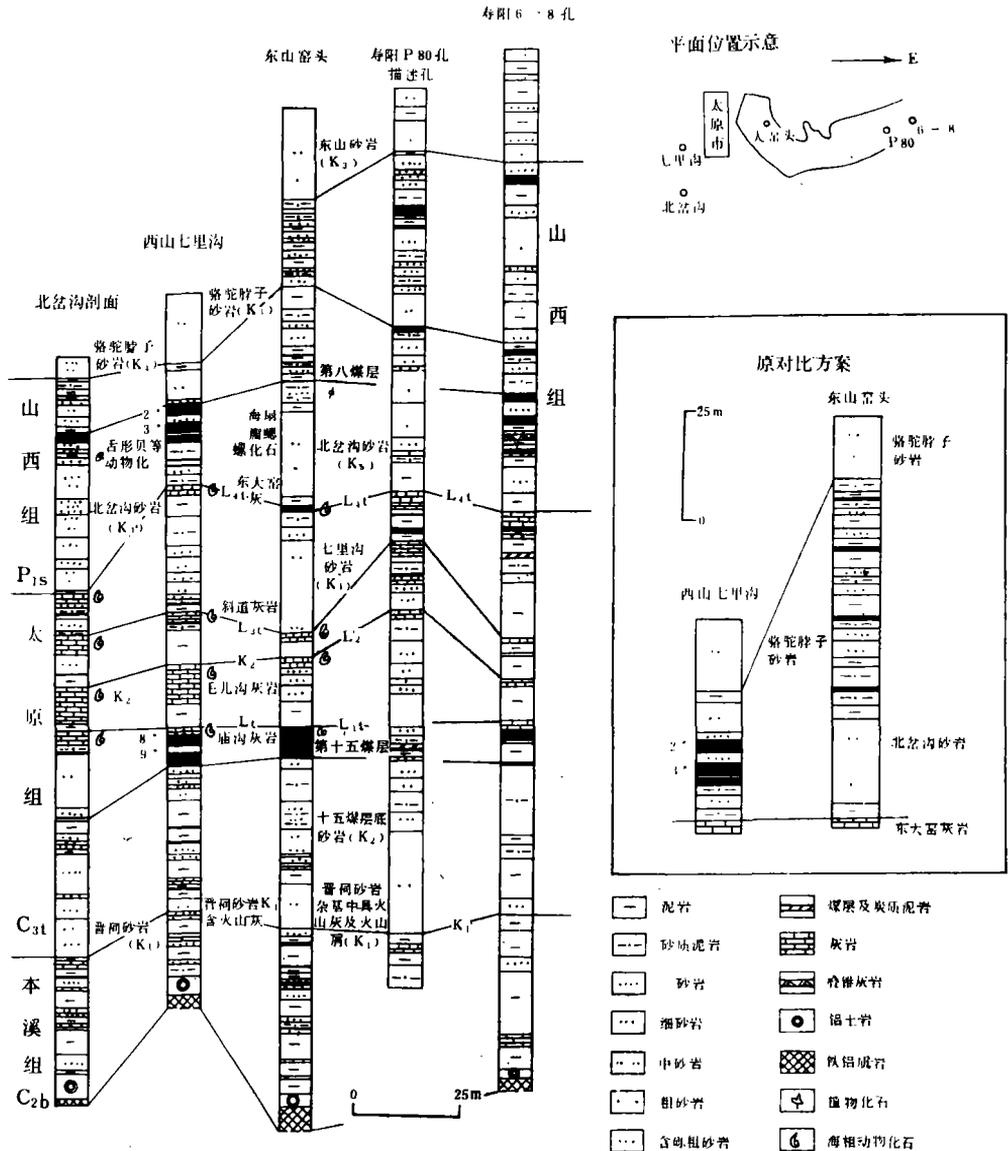


图 1 太原东山与西山岩石地层及标志层对比

Fig. 1 Columnar sections showing the correlation between lithostratigraphy and marker beds of the East and West Hills, Taiyuan

3. 西山煤田骆驼脖子砂岩之上尚有几层煤线和薄煤层,而东山 K_2 砂岩之上没有煤线或其相应层位。煤层出现与否固然受许多因素制约,如河流来回摆动冲刷煤层等,但是,在研究区内普遍没有煤线出现,这意味着 K_2 砂岩层位高于西山骆驼脖子砂岩。

西山煤田骆驼脖子砂岩可与东山 K_2 砂岩对比为同一层位(图 1)。鉴于“组”是地方性岩石地层单位,因此,东山的山西组仍可置于 K_2 砂岩之下,这既符合“组”的理论定义,又与勘探队现行的界线一致,便于应用。

K_2 砂岩在东山剖面很发育,出露完整,因此,作者建议把 K_2 砂岩命名为“东山砂岩”(图 1)。

二、沉积特征和沉积环境

(一)本溪组沉积特征和沉积环境

本溪组由铁铝质岩、黑色页岩和透镜状灰岩等细粒沉积物组成。滨海湖泊、泻湖和海湾以及潮坪等沉积相构成本溪组的沉积格架。

1. 滨海湖泊沉积

华北地台自晚奥陶世抬升以后,经过漫长的风化剥蚀,使可迁移的元素都被搬运走,剩下 Fe 和 Al 的氧化物以及 SiO_2 残留在原地,形成风化壳。直到中石炭世,随着地壳的沉降和海水的侵入, Fe_2O_3 、 Al_2O_3 、 SiO_2 形成胶体物质而聚沉为铁铝质岩和具贝壳状断口的铝土矿,厚度 1—4m 不等,低洼处沉积厚度较大。铁铝质岩向上是厚度 < 5m 的灰色—深灰色泥岩,仅含植物根、茎、叶及碎片化石,块状,粘土矿物是高岭石和伊利石。因此,本溪组底部是沉积介质偏酸性的淡水—微咸水滨海湖泊沉积环境(图 2)。

2. 泻湖和海湾沉积

自仅含植物化石泥岩向上是黑色页岩和透镜状灰岩(图 3)。页岩内有少量完整的叶化石以及海豆芽、瓣鳃类化石,其中,瓣鳃类化石的纹饰呈放射状和网状,壳薄。据生态学研究,放射状或网状纹饰的薄壳瓣鳃化石形成于半咸水到咸水的环境。海豆芽化石是半咸水的指相化石。页岩的粘土矿物是蒙脱石和高岭石。透镜状灰岩内产 *、腕足、棘皮等海相化石,岩石类型是(含)生物泥晶灰岩和泥晶灰岩,本溪组有 2—4 层,在很短的距离内即可尖灭(图 3)。作者认为,有些薄层透镜状泥晶灰岩是细粒沉积物在差异压实作用下发生“假海侵”期的产物。此外,灰岩以及黑色页岩常具有菱铁矿结核和黄铁矿条带。因此,本溪组中上部是水动力较弱、环境较为局限、闭塞的泻湖和海湾环境(图 2)。

3. 潮坪沉积

本区本溪组中上部泻湖和海湾环境受潮汐作用影响比较明显。脉状、透镜状、波状以及粉砂岩与泥岩薄互层层理时尔可见,它们是涨、退潮期和潮憩期交替出现的情况下由砂和泥交互沉积而成的。煤屑和球粒构造也是潮坪沉积的标志。煤屑是潮上带泥炭沼泽受到侵蚀在潮坪中形成咖啡地(coffee ground)的遗迹,比如,在现代的 Jade 湾、北海等潮坪地带,这种局部的咖啡地十分常见(Klein. G. dev, 1976)。球粒构造是由食沉积物的生物,如蠕虫类和甲壳类,将排泄物垒成砂级颗粒而形成的。现代观察和古代研究表明,球粒构造一般只保存于碳酸盐中,泥质中很少发现(Friedman G. M et al 1978),这是由于灰泥球粒化以后、压实作用之前,已经被碳酸钙胶结,因此,上覆负荷作用不能破坏其原来的球粒构造。而泥质球粒构造

随着向泥岩方向转变,压实作用破坏其原有的球粒形态,因此,本区泥质岩中所发现的球粒,只有极少数尚保留球粒外形,绝大多数已被压扁顺层定向排列了(图4)。

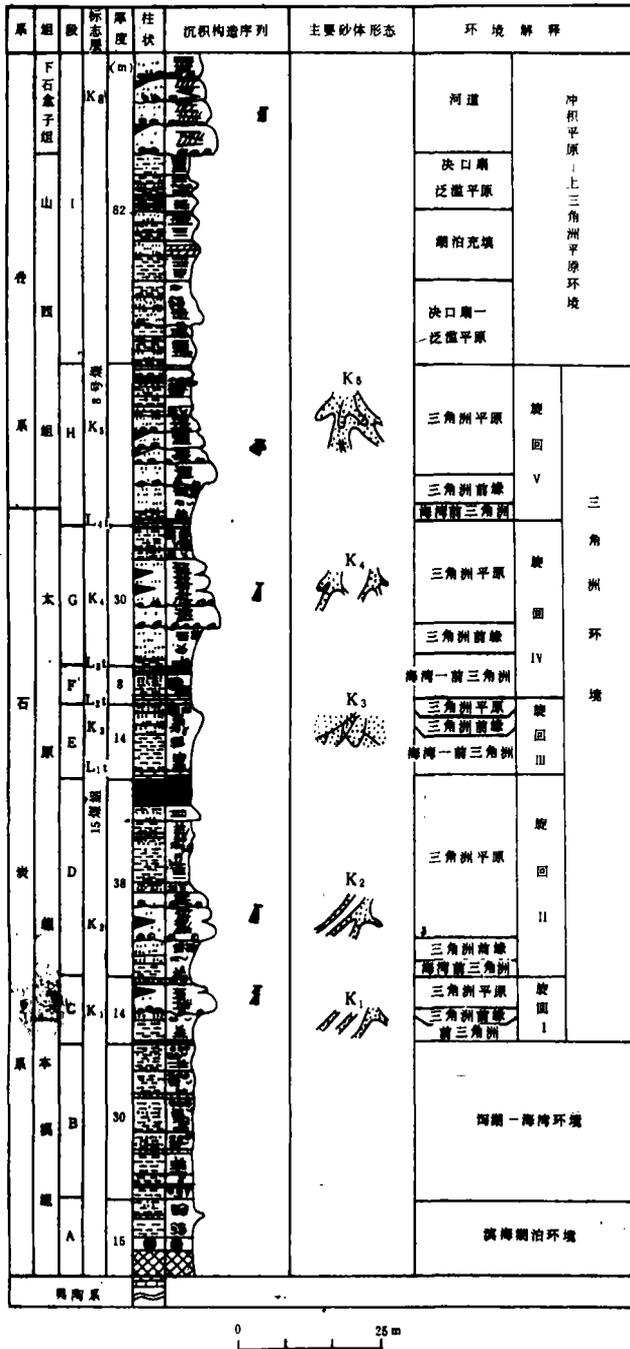


图2 太原东山剖面晚古生代含煤岩系沉积环境演化柱状图

Fig. 2 Columnar section showing the evolution of sedimentary environments of the Late Palaeozoic coal-bearing strata in the East Hill section, Taiyuan



图3 泻湖相黑色页岩和海湾相透镜状灰岩(本溪组,东山大窑头)

Fig. 3 Lagoonal black shales and bay lenticular limestones. Locality, Dayaotou, East Hill, Benxi Formation

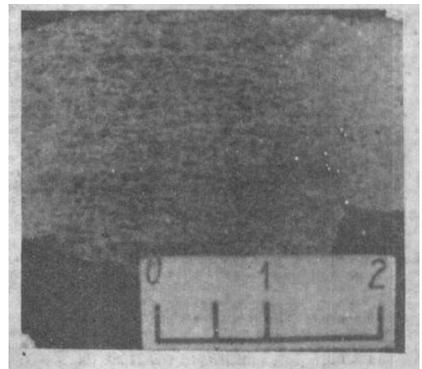


图4 泥质岩中压扁状球粒构造(本溪组, P25孔)

Fig. 4 Flattened pelletal structure in mudstones. Locality, Borehole P25, Benxi Formation

4. 海湾充填沉积

本溪组晚期,研究区西部大窑头和东部寿阳一带,开始有一些规模较小的河流向海湾注入,形成向上变粗的海湾充填沉积,即底部是含海豆芽化石的黑色页岩或含海相化石的透镜状灰岩,向上为粉砂岩与砂质泥岩互层层理的沉积,再上是细一中砂岩沉积。砂岩厚度<3m,缓角度交错层理。从此,揭开了三角洲沉积的序幕。

(二)太原组和山西组下部沉积特征和沉积环境

1. 三角洲沉积

太原组以含火山灰和火山玻屑的晋祠砂岩为其底界,连续沉积于本溪组之上。岩性由砂岩、泥岩、灰岩、煤层组成。研究认为,太原组和山西组下部由五套以河流作用为主的滨海浅水三角洲旋回组成(杨起等,1982;Donaldson A. C,1974),各三角洲旋回之间均为一层海侵灰岩沉积(图2)。可识别出以下各亚相沉积:

(1)开阔海湾-前三三角洲沉积

吴家峪、庙沟、毛儿沟、斜道和东大窑灰岩多为含海百合茎、瓣、珊瑚、腕足等生物泥晶灰岩,有动藻迹(*Zooplycos*)、生物觅食迹化石(图5),个别灰岩层面上时而见到波痕以及破碎的贝壳,灰岩一般含菱铁质和极少量黄铁矿,可见,这些灰岩形成于海侵期间的开阔海湾环境。



图5 灰岩顶面上混乱状和螺旋形弯曲系的生物觅食构造(东山大窑头)

Fig. 5 Disturbed and spiral feeding structure on the top surface of limestones. Locality: Dayaotou, East Hill, Benxi Formation

灰岩之上即为前三三角洲的深灰色—黑色页岩沉积,少量植物碎片化石和较多的生物潜穴沉积构造,具有钙质结核、黄铁矿结核和菱铁矿结核。前三三角洲沉积厚度<5m,这是表征本区属于浅水三角洲沉积的证据之一。

(2)三角洲前缘沉积

以细一中粒砂岩为主,板状和槽状交错层理,反粒序,杂基含量较高,可达10%,分选和磨圆较差。但本区某些前缘砂岩,杂基含量<5%,分选、磨圆度较高,为颗粒支撑结构的石英细砂岩,推测这种砂岩是由波浪或沿岸流重新改造的结果。尤其在庙沟灰岩和毛儿沟灰岩之间,砂体呈广阔的席状,石英细砂岩中有海绿石矿物。经薄片鉴定发现,本区海绿石大致有两种成因类型:一是碎屑状海绿石,呈粒状,粒径0.1~0.2mm,轮廓清楚,颗粒外表新鲜,为翠绿色,未见氧化铁膜(图6左),表明它在初生成时是一种凝胶状的矿物集合体,已具有一定的外形,后来经过波浪改造,使其呈一定程度的磨蚀外形。不规则裂纹把海绿石分割成几个碎粒,但各粒间仍保持着原来的相对位置,没有发生位移,这种裂纹应是盆内自生的胶状体经脱水收缩而形成的,也即是说,这种海绿石属于盆内成因;另一种是由黑云母转变成的海绿石,这种海绿石仍保持黑云母外形(图6右)。加利赫(E. W. Galliher, 1935)认为,黑云母在转化时, Fe^{2+} 多数被氧化成 Fe^{3+} ,并把多余的钾扩散到海水中,结晶结构由三八面体转变成

二八面体而成海绿石(刘宝珺, 1979)。本区砂岩来源区深成岩或变质岩的黑云母含量有时可达3~5%, 但能够转变成海绿石的只是极少数, 且主要集中分布在庙沟灰岩与毛儿沟灰岩之间的薄层前缘席状砂中, 这是由于海绿石的形成尚需要一定的外部条件: 一是要动荡流动的海水, 这样有利于形成团粒和离子迁移; 二是要求稍长时间的沉积间断或陆源碎屑物质沉积非常缓慢, 才能有充分的机会形成海绿石。

(3) 三角洲平原沉积

分流河道沉积 晋祠砂岩(K_1)、第十五煤层底砂岩(K_2)、庙沟灰岩与毛儿沟灰岩之间的部分砂岩(K_3)、七里沟砂岩(K_4)以及北岔沟砂岩(K_5)分别为五套三角洲旋回中的分流河道和河口坝复合体沉积(图2)。它们具有以下几个共同特点: ①砂体对下伏地层明显冲刷, 常常看到砂体与前三三角洲黑色页岩接触(图7), 表明属于以河流作用为主的浅水三角洲沉积; ②木屑、硅化木、泥砾等在冲刷面上组成滞留沉积, 向上为大型板状交错层理, 且规模向上变小。前积纹层由直线形变化为切线形和弯曲形(concave), 粒度相应由粗变细, 表明沉积介质能量逐渐减弱、悬浮载荷愈来愈多的逐渐废弃过程; ③各砂体内部, 一般有一个或数个大型泥质透镜体(长数十米, 宽数米)和内部冲刷面, 前者是河道废弃期沉积的残余, 后者是河道重新活动的象征; ④古流离散度小, 一般在 $0-30^\circ$ 之间, 表明河道直, 坡度均匀; ⑤太原组分流河道砂岩杂基粘土矿物以蒙脱石为主, 说明为碱性环境。山西组下部北岔沟砂岩粘土杂基是高岭石、蒙脱石矿物组合, 反映淡、咸水混合的沉积介质, 且北岔沟砂岩之上可见天然堤沉积, 表明河道可能发生了一定程度的蛇曲作用(M. Moody-stuart, 1966)。因此, 可以认为, 太

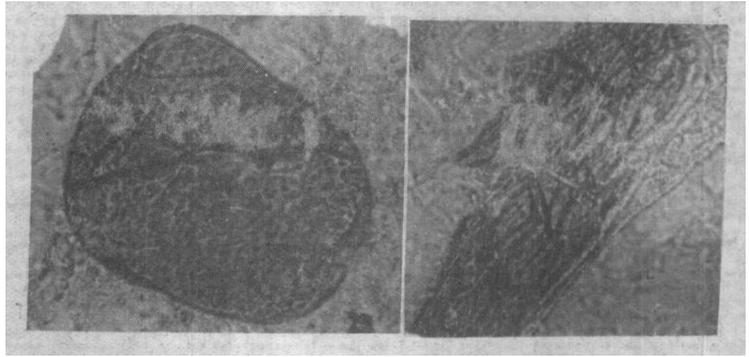


图6 碎屑状海绿石(左, 单 $\times 63$)和由黑云母转变成海绿石(右, 单 $\times 63$), P_{25} 孔。

Fig. 6 Left: detrital glauconite, plane-polarized light, $\times 63$; right: glauconite after biotite, plane-polarized light, $\times 63$. Locality: Borehole P_{25} , Benxi Formation



图7 分流河道砂岩(北岔沟砂岩 K_5), 冲刷前三三角洲泥岩, K_4 是东山砂岩(东山大窑头)

Fig. 7 Distributary channel sandstones (Beichagou sandstones K_5) scouring prodelta mudstones. K_4 represents the East Hill sandstones. Locality: Dayaotou, East Hill, Benxi Formation

原组砂体是下三角洲平原水下河道沉积,北岔沟砂岩是下三角洲平原—过渡带的分流河道沉积;⑥自晋祠砂岩至北岔沟砂岩,砂体规模、交错层系厚度、水文学估计(参见表2),都有逐渐增大的趋势,反映陆源物质供应愈来愈多的演化过程;⑦砂体在平面上呈分枝状,剖面上呈透镜状。

分流间湾沉积 有两种特征性的沉积物:一是静水期从悬浮物中沉积的细粒物质,多为泥岩,沉积构造是水平层理、粉砂岩与泥岩薄互层层理最为常见,有海豆芽和植物叶片化石以及生物潜穴和挠动构造;其次是决口水道所带进来的粗粒沉积物,这种砂体规模较小,厚度<5m,前积纹层倾向偏离主河道的流向。

2. 三角洲沉积垂向层序及沉积相的空间配置

依据沉积构造、粒度变化,本区三角洲沉积可归纳为两种类型垂向层序(图8)。

I型 自下向上粒度由细逐渐变粗,即前三角洲泥质岩、三角洲前缘细—中砂岩、分流河道砂砾岩。沉积构造自下向上逐渐大型化—水平纹层、小型交错层理、大型交错层理。这种序列(图8 I)出现在分流河道下切作用不明显的地方。

II型 自下向上粒度由细突然变粗,即前三角洲黑色页岩至具冲刷面和大型板状交错层理的分流河道砂砾岩(图7)。这种序列(图8 II)出现在主河道频繁活动且下切作用十分明显的地方,它是表征该区以河流作用为主的浅水三角洲的证据。

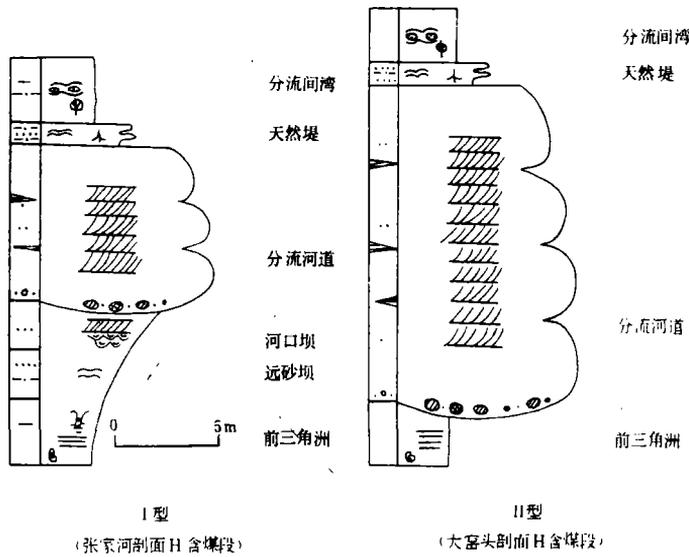


图8 三角洲沉积的两种类型垂向层序

I型:向上逐渐变粗的垂向层序 II型:向上突然变粗的垂向层序

Fig. 8 Two types of vertical sequences of the delta sediments

1=gradually coarsening-upward sequence; 2=sharply coarsening-upward sequence

本区三角洲沉积在垂向上演化具有继承性。在五套三角洲旋回中,主河道发育在东山大窑头和寿阳一带,从而,造成这两带砂体极为发育,占60%以上,三角洲垂向层序主要呈II型(图9大窑头剖面,寿阳P₈₀和119-9-5孔),而在这两带之间,泥质岩等细粒沉积物占绝对优势,三角洲垂向层序呈I型,且分流河道有时不发育(图9 P₂₅孔)。这种相空间配置规律对

于煤田预测和勘探具有指导性意义,富煤带和厚煤带即分布于 I 型层序地区。

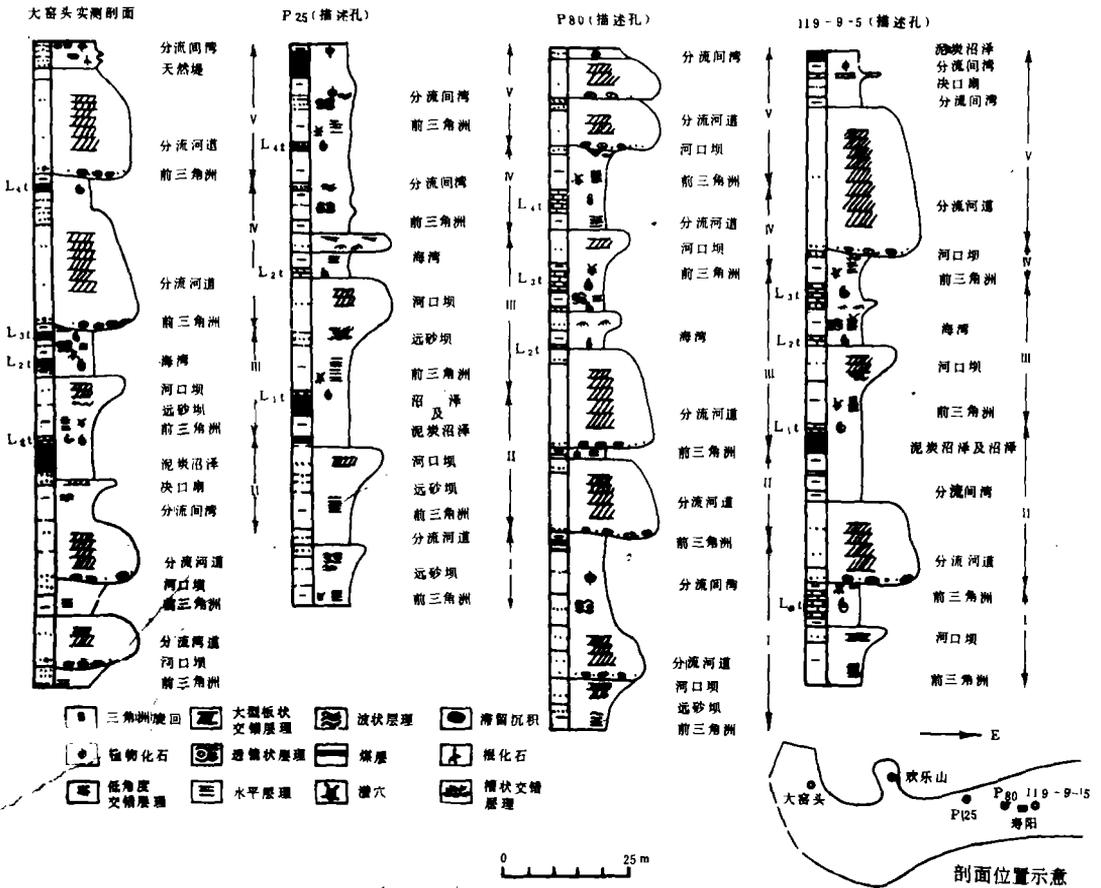


图9 三角洲沉积垂向层序沉积相的空间配置

Fig. 9 Spatial arrangement of vertical sequences and sedimentary facies of the delta sediments

(三)山西组中上部沉积特征和沉积环境

山西组中上部是上三角洲平原—冲积平原沉积环境。在侧向上,主要有两种共生沉积:一是河道沉积,二是湖泊—泛滥盆地沉积。

1. 河道沉积

与三角洲分流河道一样,自下向上,沉积构造小型化和正粒序,但两者具有许多不同方面,概括如下:

(1)岩石学特征差异

在成分成熟度方面,河流砂较分流河道砂低。前者所含泥质岩屑、碳酸盐岩屑以及燧石岩屑比后者多,胶结物中有碳酸盐。前一现象反映沉积区与供给区构造差异更趋明显,后一现象表征时常暴露,受到蒸发作用所致。

在结构成熟度方面,河流砂分选、磨圆不如分流河道砂。然而,分流河道砂岩杂基含量却较高,多为杂砂岩,这可能由于呈悬浮状态搬运来的粗分散系统的泥质以及呈胶体状态搬运

来的粘土,在河口处由于流速顿减以及电解质加入,促使它们快速沉积下来形成杂砂岩。

(2)砂体排列形式差异

三角洲砂体主要集中分布于太原东山及寿阳两个带,反映沉积环境演化的继承性。而河流砂体侧向迁移快,广泛分布(图 10),冲刷面上具有湖泊-泛滥盆地和岸后沼泽被冲刷改造成的滞留沉积(图 11),与分流河道冲刷三角洲前缘砂和前三三角洲泥截然不同。

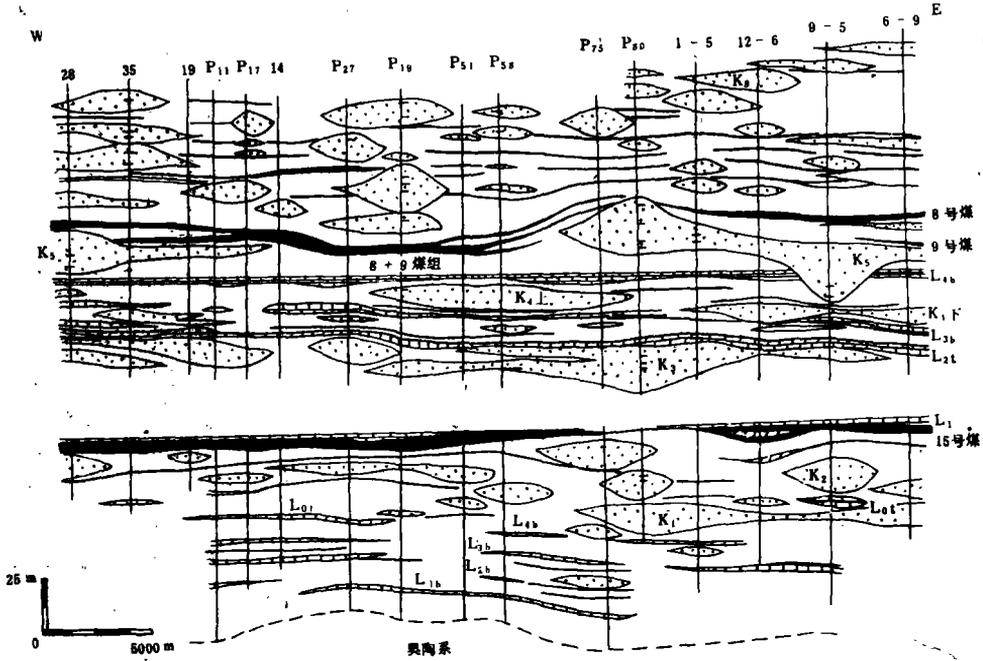


图 10 太原东山-寿阳勘探区沉积走向断面图

Fig. 10 Strike profiles through the East Hill-Shouyang exploratory area, Taiyuan

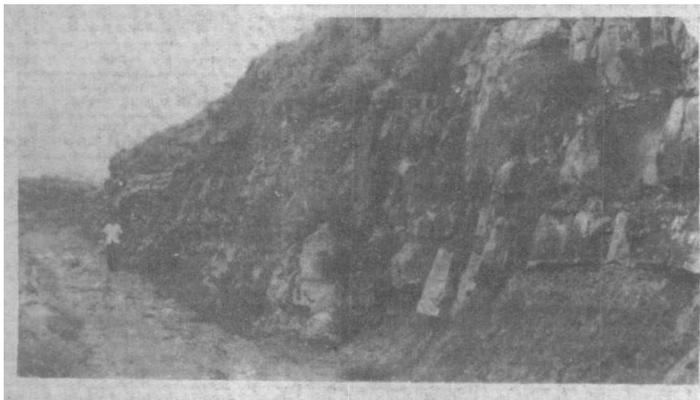


图 11 河流砂岩及冲刷面 (东山砂岩 K₅, 大窑头)

Fig. 11 Fluvial sandstones (East Hill Sandstones K₅) and their scouring surface.

Locality: Dayaotou, East Hill, Benxi Formation

(3)相序不同

无论在平面上还是空间上,河流相与淡水湖泊-泛滥盆地相共生,而分流河道与半咸水分流间湾相共生。

2. 湖泊-泛滥盆地沉积

(1)湖泊沉积

主要由页岩、粉砂岩和叠锥灰岩等细粒沉积组成。叠锥灰岩或形成于洪水下跌期,如某些叠锥灰岩下部是湖泊充填细砂岩,其上为间洪期的叠锥灰岩;或形成于遭受不到碎屑输入的湖泊之部位,如叠锥灰岩上、下岩性是湖泊相的黑色页岩。碳、氧同位素分析表明,叠锥灰岩的 $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ (PDB) ≈ -1.38 , $\delta^{13}\text{C}\text{‰}$ (PDB) ≈ -5 。据研究,从前寒武纪到第四纪,海相碳酸盐样品 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化范围是 -1.66 — $+1.96$,一般在零值左右变化,淡水石灰岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 -2 — 6.64 之间,一般在 -4 左右(Keith M. L. 1963. 10)。再利用 Keith 和 Weber 判别海相与淡水相灰岩的经验公式:

$$Z = a(\delta^{13}\text{C} + 50) + b(\delta^{18}\text{O} + 50)$$

式中 a 、 b 分别等于 2.048 和 0.498。当 $Z > 120$ 时,为海相成因; $Z < 120$ 时,为淡水成因(Keith, M. L. 1963. 10)。将本区 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 值代入上式,得 Z 值 < 110 ,可见,叠锥灰岩形成于冲积平原上的淡水湖泊里。

(2)决口扇-泛滥盆地沉积

以深灰色和灰色泥岩为主,具植物碎片化石和大、小菱铁矿结核,夹粉砂岩薄层和板状交错层理砂岩透镜体。细粒物质代表泛滥盆地沉积,砂岩透镜体代表泛滥地面上的决口扇沉积,其后者以规模比较小($< 5\text{m}$)、弱冲刷以及与区域性古流方向(0 — 30°)有一定交角(30 — 90°)而与河道砂体相区别。

三、古河道地貌和水文估计

水力学定律告诉我们:一定能量的洪水只能搬运一定粒径的沉积物。据此,我们可以从古河道剖面来估算水流量、沉积物负载等各变量。

1. 古河道水深,宽度计算

(1)深度计算

根据交错层系厚度求河水深度公式(刘宝瑞 1979):

$$\log D_m = 0.8217 \log H_m + 0.8901$$

D_m 示水深, H_m 为交错层系厚度。计算结果见表 2。

表 2 古河道地貌和水文估计一览表

Table 2 Estimates of geomorphic and hydrologic data of the ancient channels

砂体名称	代号	层系厚度 (m)	深度 (m)	宽度 (m)	宽/深比	坡度 (m/Km)	年平均洪水 (m^3/sec)	年平均流量 (m^3/sec)
晋祠砂岩	K ₁	0.30—0.90	2.80—7.1	200—400	63.8	0.532	1981	533
十五煤层底砂岩	K ₂	0.60—1.00	5.5—7.8	330—430	57.5	0.452	2374	715
七里沟砂岩	K ₄	1.20—1.70	9.0—12.0	470—590	50.6	0.303	4231	1784
北岔沟砂岩	K ₅	1.10—2.10	8.4—14.3	450—680	50.0	0.265	5319	2553
东山砂岩	K ₆	0.90—1.35	7.1—1.00	400—515	53.0	0.357	3321	1216

注:宽/深比值为平均值 如 K₁ 砂体宽/深比 = $(200/2.8 + 400/7.1) \div 2 = 63.8$

(2)宽度计算

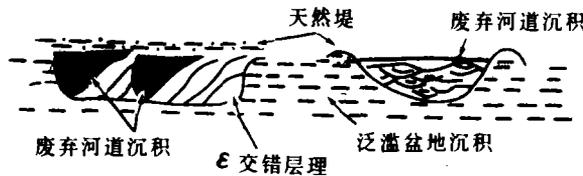
根据 M. Moody-stuart(1966)所建立的低弯度河和高弯度河沉积模式,形成本区主要几层砂体的河道属于低弯度河(表 3)。由前面求得的水深值,再据 M. Moody-stuart 的低弯度河宽-深关系图,求得宽度值(表 2)。

表 3 低弯度河与高弯度河判别标志

Table 3 Diagnostic features of high- and low-sinuosity streams

	高弯度河	低弯度河	本研究区
ε 交错层理	典型	无	无
废弃河道沉积	常见,且插进河床砂岩内	很薄的一层,平铺在整个砂体之上,由于河道多次活动,所以不易保存	砂岩内有大型泥质透镜体,是河道废弃期沉积的残迹
天然堤	覆盖在砂体之上	少见且分布在河道的侧翼	少见
古流类型	流向随时间而发生变化	古流离散度小	古流离散度小 (0~30°)

剖面示意



2. 古流速研究

Southard (1971)认为,在自然界的河道中,控制底床形态因素主要有七点:流水深度、平均流速、流体密度、流体粘度、沉积物平均粒径、沉积物密度以及重力加速度等。后来,Middleton 和 Southard(1978)进一步研究证明,底床形态主要受流速控制,而流水深度影响很弱,除非在极浅的水域中的上部流动状态下(Reineck H. E., 1980)。根据水槽实验和野外剖面河道深度-流速-底床形态之间的关系图(Reineck, 1980),图解法估算了本区形成各分流河道和河流的流速大约是 0.59m/sec。

Gibbs R. J. (1971)的球体颗粒沉降速度经验公式:

$$V = \frac{-3\eta + \sqrt{9\eta^2 + 9r^2 + Pf(Ps - Pf)(0.015476 + 0.18941r)}}{Pf(0.011607 + 0.14881r)}$$

V:速度(cm/sec) η:流体的动力粘度(泊)

r:球体颗粒半径(cm) Pf:流体密度(g/cm³)

Ps:球粒颗粒密度(g/cm³) g:重力加速度(cm/sec²)

本区悬浮颗粒一般达 0.18mm(2.5φ),经计算,0.18mm 石英颗粒沉降速度为 3cm/sec。

Rouse (1937)编绘了石英颗粒沉降速度精确经验曲线(Blatt et al, 1980),由曲线求得 0.18mm 颗粒沉降速度亦大约在 3cm/sec 左右。

沉积学理论认为,颗粒呈悬浮状态搬运主要是涡流作用的结果。在涡流内,流体向上平均流速约等于向前平均流速的 $1/12$ (Friedman G. M., et al, 1978)。因此,要使 0.18mm 石英颗粒呈悬浮状态搬运,向前的平均流速至少应 $>36\text{cm/sec}$ (3×12)。

3. 坡度及水文学研究

S. A 舒姆研究认为,河道地貌特征及水文情况与河道宽-深比明显相关(国外地质, 1977),因此,古河道坡度、水文学估计,可用宽深比求得(表 2)。

完成了河道坡度 S 上的宽-深比 F 以及河道满槽宽度 W 的多重回归分析,得方程:

$$\log S = 1.48085 + 0.94774 \log F - 0.87937 \log W$$

$$r = 0.84 (\text{相关系数})$$

此方程式表明,坡度与宽深比直接相关,与宽度反相关。

完成了年平均洪水 Q_m 、年平均流量 Q_n 上的宽深比 F 及河道满槽宽度 W 的多重回归分析,得方程如下:

$$\log Q_m = 1.1946 - 0.66227 \log F + 1.55584 \log W$$

$$r = 0.90 (\text{相关系数})$$

$$\log Q_n = -1.24661 - 1.13327 \log F + 2.42853 \log W$$

$$r = 0.9 (\text{相关系数})$$

这两个方程说明流量直接与宽度正相关。

各计算值列于表 2。

4. 几点结论(定量计算意义)

(1)表 2 反映了除东山砂岩(K_8)以外,太原组砂体随着层位提高,其层系厚度、河道宽度、深度、流量等参数均增大,表明随着时间推移,河道活动程度愈来愈强烈,填入到海湾中的沉积物愈来愈多。在沉积物具体表现方面亦有这种变化趋势的反映,自晋祠砂岩向上,泥质岩屑、多晶花岗岩石英、片麻岩型石英含量增多,砂体规模增大;

(2)东山砂岩(K_8),除了坡度以外,上述各参数值均比太原组的小,这可通过对现代河流的研究得到解释:现代河流绝大多数是下游流量大,河道宽度、深度也相应增大,如世界上最大的亚马逊河在沃比杜希处的河道深为 200 呎,宽度 1500 呎,而沿其流域下游 900 哩处的宽为 1~3 哩,深为 300 呎左右(国外地质,1977)。因此,东山砂岩已不是三角洲平原上的分流河道沉积了,而是冲积平原上的河流沉积,它距源头的距离要小于太原组的各分流河道。这一结论与沉积特征相吻合。

流经河道的水量愈大,河道规模就愈大;通常当流量增加时,宽、深增加,而坡度降低,因此,自晋祠砂岩至北岔沟砂岩,坡度依次减少。

5. 定量方法评述

上面确定古河道三维特征和水文情况是由河道剖面露头资料得来的。需要指出的两点是:

第一,河道地貌和水文量之间统计关系不够准确,如 Moody-Stuart(国外地质,1977)根据河道深估算 Spitsbergen 泥盆纪河道内流量,得出的范围是 50 至 10 万立方呎/sec,数值可能偏小。本文所计算的流速值肯定亦是偏小,因为沉积学研究结论是这样的:流速 $<50\text{cm/sec}$ 时,不可能形成沙波(sand waves)或直脊大波痕(Friedman G. M., 1978; Reineck H. E.,

et al, 1980)。当然,也就不能形成大型板状交错层理,而前面计算值是 36cm/sec,显然与本区实际情况不符。看来,图解法流速值 0.59m/sec 与实际情况以及与沉积学理论比较吻合;

第二,公式建立是基于对现代河流体系的研究,而本区晋祠砂岩(K_1)、第十五煤层底砂岩(K_2)、七里沟砂岩(K_3)、北岔沟砂岩(K_6)是三角洲分流河道中的沉积物,因此,难免使公式应用具局限性。然而,计算结果比较好地反映了本区海退型剖面特点,即沉积物输入愈来愈多、离物源区愈来愈近等特点。所以,笔者认为,定量地质学方法在沉积古地理研究方面有一定意义。

作者感谢太原东山煤矿地测科、山西省一四八煤田地质勘探队、煤炭部一一九地质队、寿阳段五煤矿地测科等单位提供资料和大力协助。

主要参考文献

- 杨起、李宝芳等,1982,河南禹县煤田晚古生代煤系的沉积模式和聚煤特征,地球科学, No. 3 (Vol. 18)。
 刘宝珺,1979,沉积岩石学,地质出版社。
 国外地质,1977,河流的古河道, No. 4。
 Donaldson, A. C., 1974, Pennsylvanian Sedimentation of Central Appalachians. Geol. socs. America. Inc special paper 148.
 Friedman, G. M. & Sanders, J. E., 1978, Principles of Sedimentology. John Wiley & Sons.
 Gibbs, R. J., & Matthews, M. D., 1971, The relationship between sphere size and setting velocity. Jour. Sed. Pet. Vol. 41, pp. 7-18.
 Keith, M. L. & Weber, J. N., 1964, Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. Geochim. Cosmochim Acta 28.
 Moody, M—Stuart, 1966, High & low sinuosity stream deposits, with examples from the Devonian of Spitsbergen. Jour. Sed. pet. Vol. 36, No. 4.
 Reineck, H. E. & Singh, I. B., 1980, Depositional Sedimentary Environments. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York

SEDIMENTARY ENVIRONMENTS, PALAEOCHANNEL MORPHOLOGY AND HYDROLOGIC PARAMETERS OF THE LATE PALAEOZOIC COAL-BEARING STRATA IN THE EAST HILL AREA, TAIYUAN, SHANXI

Tao Chengcai

(Institute of Geology, Academia Sinica)

Yang Qi Li Baofang

(China University of Geosciences, Beijing)

Abstract

The correlation between lithostratigraphy and marker beds of the East Hill and West Hills, Taiyuan, Shanxi has been proposed by the authors according to the tripartite method. The formerly named "Luotuobozi Sandstones" now has been renamed as the "East Hill Sandstones" (K_8).

The regressive palaeogeographic evolution has been recorded in the coal-bearing strata over 200 m thick. The Benxi Formation composed dominantly of black shales, lenticular limestones and thin coal beds with higher sulfur contents is interpreted as the littoral lacustrine sediments and tidally influenced lagoonal and bay sediments. From the Jinci Sandstones (K_1) upwards, there are gradations from lagoon and bay to fluvial-dominated shallow-water deltaic environments. In the Taiyuan Formation and the lower part of the Shanxi Formation, there are five deltaic cycles, each of which, about 20-30 m in thickness, was deposited in the order from bottom to top: limestones, black shales, siltstones, tabular cross-bedded sandstones, rhizoliths and coal seams, whereas in the Shanxi Formation, only abundant plant remains have been recognized. The channel sandstone facies are found to be interspersed with the lacustrine and flood-basin facies.

The estimates of hydrologic parameters such as flow velocity and flow amount of river water and the analysis of palaeogeomorphology were also made by the authors on the basis of the current theory on sedimentology and the data from measured sections. They may be well-concurred with the geological information. It is concluded that the quantitative geological analysis will be a stimulation to the study of sedimentary facies and palaeogeography.