

引用格式: 丁晓琪, 高景云, 韩树杰, 等. 2026. 鄂尔多斯盆地东北部山西组分流河道砂体构型特征——以陕西府谷天生桥剖面为例[J]. 沉积学报. doi: 10.14027/j.issn.1000-0550.2026.018

DING XiaoQi, GAO JingYun, HAN ShuJie, et al. 2026. Architecture of Distributary Channel Sandbodies in the Shanxi Formation, Northeastern Ordos Basin: Evidence from the Tianshengqiao section, Fugu, Shaanxi province [J]. Acta Sedimentologica Sinica, doi: 10.14027/j.issn.1000-0550.2026.018.

DOI: 10.14027/j.issn.1000-0550.2026.018

CSTR: 32268.14/j.cjxb.62-1038.2026.018

鄂尔多斯盆地东北部山西组分流河道砂体构型特征

——以陕西府谷天生桥剖面为例

丁晓琪¹, 高景云¹, 韩树杰¹, 林飞兰¹, 樊翔天¹, 韩玫梅²

1. 成都理工大学能源学院(页岩气现代产业学院), 成都 610059

2. 西南石油大学地球科学与技术学院, 成都 610500

摘要 【目的】鄂尔多斯盆地北部山西组致密砂岩气是盆地的重要产层之一, 但山西组不同层段砂体的垂向叠置关系和横向分布差异大, 给开发井的部署和建产区的优选带来挑战。【方法】通过剖面实测和无人机倾斜摄影建模, 建立山西组数字剖面。在岩相划分和层次界面识别的基础上, 进行砂体构型识别, 研究不同构型砂体的叠置关系和分布规律。【结果】研究表明: (1) 山西组为三角洲平原沉积, 砂体主要为辫状河道沉积微相。温暖潮湿气候条件下植物发育, 决口不明显, 取而代之的是漫溢。(2) 砂体构型主要有四种类型, 分别是纵坝、横坝、下切河道和层状砂。(3) 自下而上山西组砂体构型为下部纵坝与层状砂复合, 中部横坝, 上部下切河道。【结论】研究区河道砂体构型的有序变化是北部索伦洋逐渐关闭、盆地北部构造隆升的响应。构造隆升导致分流河道从早期的宽浅型过渡为中期的宽深型, 最终变为窄深型下切河道。研究揭示了构造—气候协同控制下河道演化—构型分异—储层非均质性的响应机制, 为盆地东北部山西组储层研究提供了新视角。

关键词 砂体构型; 河道; 山西组; 天生桥剖面; 鄂尔多斯盆地

第一作者 丁晓琪, 男, 1981 年出生, 博士, 副教授, 沉积储层地质, E-mail: xiaoqingding@qq.com

通信作者 高景云, 男, 博士研究生, E-mail: jingyun_gao_0276@163.com

中图分类号: P618.13; P531 文献标志码: A 文章编号: 1000-0550 (2026) 00-0000-00

0 引言

鄂尔多斯盆地是我国第二大沉积盆地, 蕴藏着丰富的油气资源。其中, 山西组作为盆地上古生界重要的天然气产层, 是大牛地、苏里格、神木一米脂等多个大型气田的主要产层(张春林等, 2021)。然而, 该层系气藏的开发效果目前仍不够理想, 主要原因在于山西组内部不同层段发育的河道砂体类型多样, 其在宽厚比、叠置样式及内部渗流屏障分布等方面均表现出显著差异(冯强, 2021; 雷涛等, 2024)。因此, 详细研究这些差异是山西组气藏高效开发的关键。

山西组形成于海陆过渡的关键地质时期（陈全红，2007；陈洪德等，2011），其沉积环境长期以来存在争议。早期基于零星钻井和地表露头资料，认为该组沉积于太原期海退背景下的残留海环境，以障壁岛—潟湖体系为主（葛道凯等，1994；贾建称，2007）。随着钻井数量的积累，研究发现山西组在盆地范围内具有“满盆砂”的宏观分布特征（陈安清等，2012），并在岩心中发现海绿石、咸水介形虫和有孔虫等指示间歇性海侵的生物与矿物证据（刘家铎等，2006；庞军刚等，2006）。近年来，更多学者提出盆地山西组属于河控浅水三角洲平原沉积，具有“大平原、小前缘”的典型特征（陈安清等，2010；翟咏荷等，2023；欧阳诚等，2024）。在该认识推动下，基于“相控砂体”理论指导，进一步于河道砂体中识别出多种心滩微相（王玥等，2018；曹桐生，2023；雷涛等，2024）。随着致密砂岩气勘探开发的不断深入，为满足砂体内部渗流屏障精细表征的需求，研究人员将“构型分析法”引入到砂体评价过程中，形成了更为系统和完善的沉积构型认识体系（商宗龙，2019；张小菊等，2024）。

尽管前人对山西组沉积环境及砂体类型开展了较为广泛的研究，但在三角洲平原分流河道（本文述及的“河道”均为该背景下的“分流河道”，为表述方便，下文统称为“河道”）构型的垂向有序演化机制方面，尚未给予充分关注。特别是关于构造活动如何控制河道类型及其所形成砂体构型的演变规律，仍缺乏系统性的解析。为此，本文以鄂尔多斯盆地东北部天生桥剖面山西组为研究对象，基于砂体构型的精细解析，重点揭示晚古生代构造活动对山西组河道类型与砂体构型的控制机理。同时，通过统计不同时期各砂体构型的宽厚比、单个增生体厚度和泥岩夹层分布频率等数据，实现砂体构型的定量几何刻画，并对储层非均质性进行半定量讨论。通过野外实地勘测、系统采样与数字建模相结合的研究手段，系统分析了不同层段的岩石相、层次界面和砂体构型，结合区域构造背景，阐明了构造活动对河道类型及砂体构型的控制机制。本研究不仅建立了山西组砂体纵向的有序演化模式，也为理解盆地东北部构造—沉积响应过程提供了重要的沉积学证据。

1 地质背景

鄂尔多斯盆地在晚石炭世至早二叠世期间，经历了从海相、海陆过渡相到陆相沉积环境的完整演化序列。山西组沉积主体形成于近海环境，自北向南依次发育河流、三角洲及滨浅湖/海沉积体系。陕西府谷天生桥剖面山西组以三角洲平原沉积为主（图 1a）。该剖面位于鄂尔多斯盆地东北缘，距离府谷县城约 2 km（图 1b），与神木气田、大牛地气田和苏里格

气田呈东西向展布，沉积相带具有良好的区域对比性。该剖面下二叠统山西组连续发育、出露良好，完整记录了构造背景控制下的沉积演化。

晚石炭世本溪组沉积期，华北地台北部索伦洋持续向南俯冲，同时南部勉略洋（属古特提斯洋分支）发生快速扩张，导致华北地台整体进入缓慢沉降阶段并开始接收沉积（何登发等，2021）。太原组沉积期，伴随区域性的沉降，华北海发生大规模海侵，进而发育了典型的障壁海岸沉积体系。早二叠世山西组沉积初期，受北侧索伦洋残余洋盆与南侧秦祁洋相向俯冲作用的影响（图1c），华北地台（包括鄂尔多斯盆地）发生区域性抬升，导致海水向东南方向退出，沉积环境由海相逐渐过渡为陆相（陈洪德等，2001；刘锐娥等，2003；赵靖舟等，2010；李文厚等，2021）。在此构造背景下，盆地北缘的阴山发生显著隆升，剥蚀作用增强，为盆地北部的河流相沉积提供了重要物源（陈洪德等，2001）。该时期盆地内部的古地形总体较为平缓，在北部物源的持续供给下，发育了一套以辫状河三角洲为主的粗碎屑沉积体系。下石盒子组沉积时期，盆地北部的构造活动再次增强，阴山古陆进一步隆升，海水持续向东南方向退出，盆地全面进入陆相沉积阶段（赵振宇等，2012）。

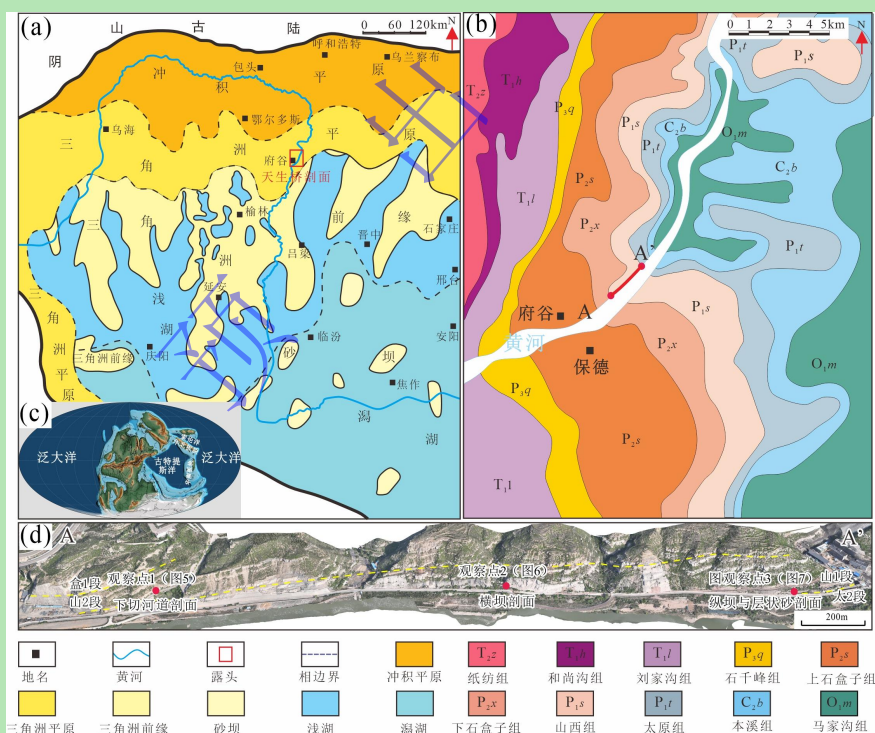


图1 研究区地质背景与剖面位置图（据李文厚等，2021 修改）

(a) 华北地区早二叠世山西组沉积略图；(b) 天生桥剖面位置图；(c) 早二叠世全球古地理格局；(d) 天生桥剖面山西组剖面全景图

Fig.1 Geological settings and location map of the study area (modified from Li et al., 2021)

(a) depositional sketch of the Early Permian Shanxi Formation in North China; (b) location map of the Tianshengqiao section; (c) global paleogeographic framework of the Early Permian; (d) panoramic view of the Shanxi Formation at the Tianshengqiao section

2 研究方法

2.1 数字露头建模方法

研究采用大疆 Mavic3 Pro 无人机进行数据采集，该机搭载视距提示系统，并配备有高精度卫星定位（Global Positioning System, GPS）模块和惯性测量单元（Intertial Measurement Unit, IMU），获得的影像附带拍摄点的位置信息（Position Oriental System, POS）。数字露头建模与构型分析方法如图2所示。本次无人机观测分两个层次进行：一是飞行高度 60 m、航向重叠率 80%、旁向重叠率 70%的宏观航摄，共采集照片 6 420 张。相机传感器尺寸为 4/3 英寸，像元尺寸 3.3 μm ，镜头等效焦距 24 mm，根据公式 $\text{GSD} = (\text{像元尺寸} \times \text{航高}) / \text{焦距}$ 计算，理论地面采样距离（GSD）为 0.83 cm。经 12 个地面控制点几何校正，模型关键界面空间定位误差小于 2 cm，满足宏观地质解译的精度要求。二是针对出露良好的新鲜剖面，采用 5~10 m 贴近摄影测量，采集照片 3 270 张，理论 GSD 约 0.1 cm，模型相对精度可达 0.5 cm（图 2c），能够有效支撑厘米级甚至毫米级沉积构造的定量解释。为保障数据质量，航拍选择在上午 10 点至下午 2 点光照条件最佳时段进行，最大限度减少阴影干扰。采用 Context Capture Center 软件对采集的影像进行处理，完成空中三角测量解算。经空间参考系统校正与精细三维重建，生成纹理分辨率为 4 096×4 096 像素的高精度三角网格模型，技术思路见图 2a。建模过程中，通过人工掩膜剔除植被覆盖区及现代坡积物，以避免其在模型中形成虚假的地层界面。最终建立了覆盖府谷天生桥剖面山西组出露区、总长约 2.7 km 的高精度数字露头模型（图 2d）。

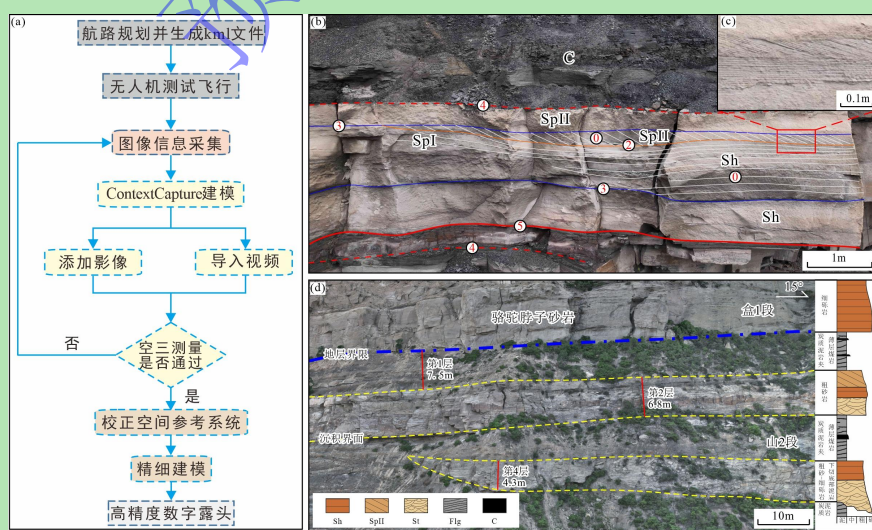


图2 基于数字露头的构型分析方法：建模、界面识别与特征测量

(a) 数字露头建模流程图；(b) 界面级次与砂岩接触关系图；(c)：局部剖面解释精度对比图；(d) 数字露头地层岩性分

析图

Fig.2 Methodology for digital outcrop-based architectural analysis: modeling, interface identification, and feature measurement

(a) flowchart of digital outcrop modeling; (b) diagram of bounding surface hierarchy and sandstone contact relationships; (c) comparison of interpretation accuracy of a local outcrop; (d) lithological analysis diagram of the digital outcrop.

2.2 构型界面识别与定量研究方法

在 Dasviewer 软件平台中, 基于建立的高精度数字露头模型, 结合野外实地观测与验证, 对 Miall (1985) 的构型界面分级方案进行了系统识别与划分。5 级界面一般是河道边界, 在模型中表现为河道侵蚀面, 与底界面突变接触, 延伸长度超过 100 m, 是划分不同期次河道的标志。4 级界面通常是单一河道或大型坝体的边界。在数字露头模型中, 通过追踪砂岩顶部的突变面或坝体侧翼的尖灭线进行识别, 其界面上下的岩性或岩相通常会发生明显变化。3 级界面通常为增生体的边界, 存在于 4 级界面限定的构型单元内部。在模型中表现为明显的、连续的薄层泥岩/炭质泥岩披覆层/落淤层, 其界面上下的岩性一般相同或相似 (图 2b)。

基于数字露头模型的可测量性和 Dasviewer 软件的测量工具, 对不同砂体构型的几何参数进行精确的测量和统计 (图 2d)。所有几何参数 (厚度、宽度、倾角) 均在三维空间中进行测量以确保方向准确性。地层真厚度通过垂直拟合地层平面进行测量; 河道真宽度在垂直于古水流方向 (根据板状交错层理倾向或地层产状推断) 的剖面上测量; 倾角通过在三维模型中拟合至少三个不共线的点构成的平面获取真倾角。主要的测量参数包括河道/坝体的宽度、厚度和夹层分布频率等。所有统计数据最终汇总于构型单元几何参数统计表。

3 剖面特征

山西组自上而下划分为山 2 段和山 1 段。依据中石化华北局大牛地气田小层划分方案, 进一步将山 2 段细分为山 2-2 和山 2-1 小层, 山 1 段细分为山 1-3、山 1-2 和山 1-1 小层, 共计 5 个小层 (图 3)。下面对山西组各小层自上而下做简要描述。

1) 山 2-2 小层 (厚 27.5 m)

该层与上覆下石盒子组骆驼脖子砂岩整合接触, 沉积相带属于三角洲平原沉积。该小层发育两套呈条带状展布的砂体, 其顶界平直、底界凸起, 显示出典型的下切河道砂体特征, 河道砂体与下伏炭质泥岩呈冲刷接触。砂岩岩性以灰色 (含砾) 粗粒岩屑砂岩为主, 分选性较差。砂岩发育似块状层理、平行层理和交错层理, 砂岩内未见泥岩夹层。

2) 山 2-1 小层 (厚 13 m)

该小层发育典型的下切河道充填砂体,具有顶平底凸的形态特征。砂体厚度大,但横向延伸性差。其厚度在数十米范围内即由 8~10 m 锐减至约 2 m。厚层砂岩由两期河道切割—叠置形成,其间发育约 10 cm 厚的炭质泥岩夹层。河道砂岩岩性主要为灰色—灰黄色(含砾)粗粒岩屑砂岩,分选差。砂岩发育似块状层理及高流态平行层理,泥质夹层不发育。

3) 山 1-3 小层(厚 14.5 m)

该小层主要由辫状分支河道沉积的厚层砂岩与分流间湾的炭质泥岩组成。砂岩主体表现为顶平底平的带状展布特征,岩性以灰黄色粗粒岩屑砂岩为主,粒序特征不明显。条带状分布的厚层砂体由多个横坝和纵坝砂体复合构成,不同构型砂体之间可见 0.1~0.5 m 厚的泥岩夹层。砂岩主要发育高角度板状交错层理和槽状交错层理。

4) 山 1-2 小层(厚 44 m)

该小层中部及上部以炭质泥岩为主,夹薄层砂岩,底部发育一套分支河道砂岩。砂岩整体呈现带状展布,岩性以灰色(含砾)粗粒岩屑砂岩为主,其中顶部含少量漂砾,底部砾石含量较高,局部可见砾石呈层状排列。厚层砂岩由多期分流河道砂体叠置形成,单期砂体之间发育数厘米到数十厘米的炭质泥岩、煤线或废弃河道成因的铁质砂岩夹层。砂体内部广泛发育板状交错层理、槽状交错层理及平行层理,整体反映出高能量河流环境下的沉积特征。

5) 山 1-1 小层(厚 51 m)

该小层顶、底部各发育 1 套厚层砂岩。顶部砂岩以灰白色砾岩、含砾粗砂岩和粗砂岩为主,砾石成层性好且具有定向性,分选较好。砂岩主体为富石英的岩屑石英砂岩,内部发育多期由砾岩至含砾粗砂岩再到粗砂岩构成的正粒序旋回,表现出显著的加积作用。沉积构造以平行层理为主,其次为高角度板状交错层理和槽状交错层理。底部的厚层砂岩又名“北岔沟砂岩”,岩性主要为灰色粗砂岩和含砾粗砂岩,分选较差,成分以岩屑砂岩为主。该砂体呈现明显的前积特征,发育大量槽状交错层理和低角度板状交错层理。中部为一套煤层与炭质泥岩互层,由于煤层自燃影响,野外露头中普遍可见褐红色烧变岩。

山西组上部的山 2 段砂体多呈顶平底凸形态,河道砂体边界清晰,厚度大,宽深比较小。河道砂体明显下切于下伏地层之中,砂岩内部夹层不发育。与山 2 段窄厚状的砂体形态不同,山西组下部的山 1 段砂体多呈条带状展布,河道边界较为模糊,宽深比较大。河道与下伏地层多为平整接触,下切及冲刷现象不明显。砂岩粒度变化较大,从中砾岩到细砂岩均有发育,但以细砾岩和粗砂岩为主。

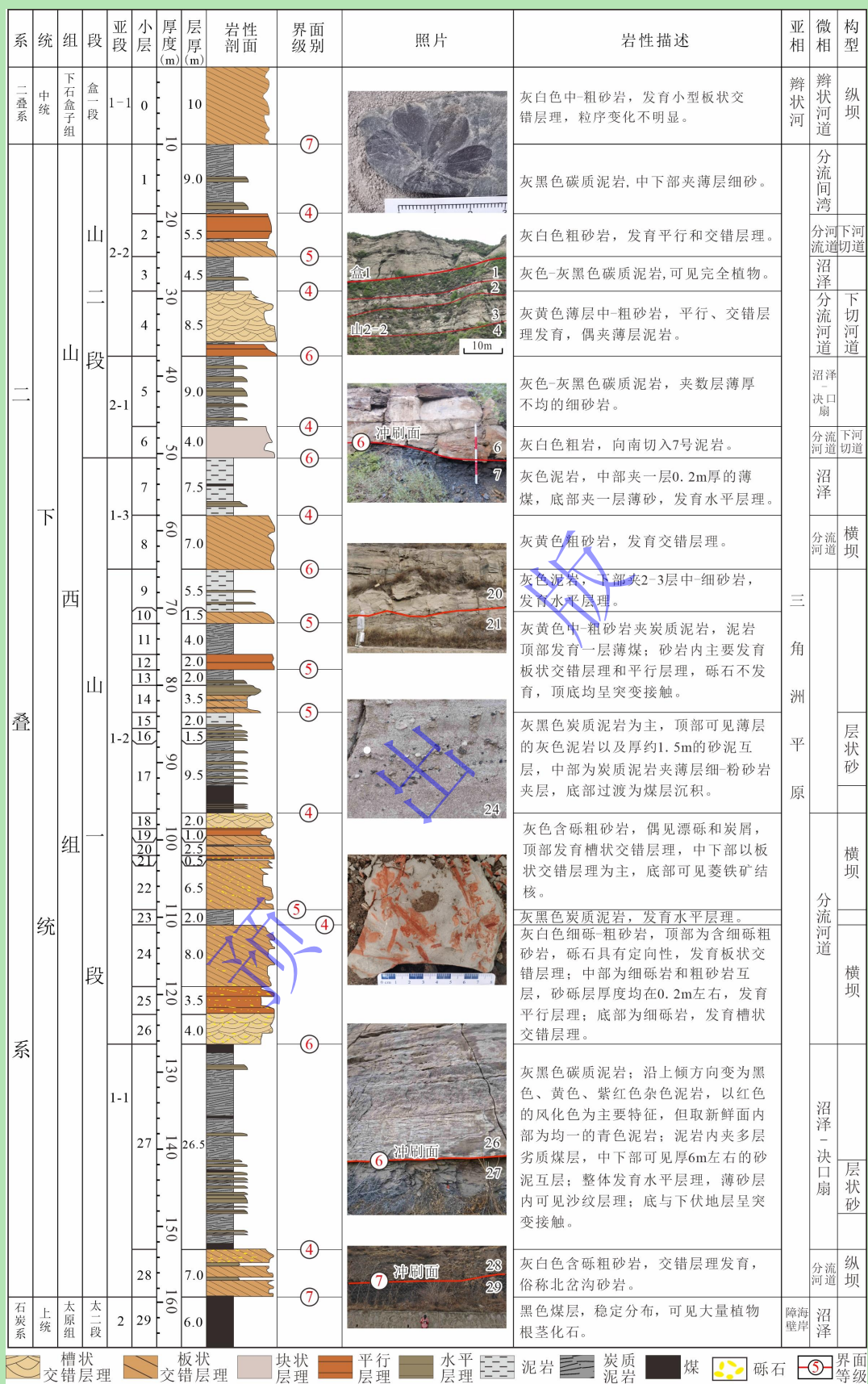


图3 鄂尔多斯盆地天生桥剖面山西组岩性柱状图

Fig.3 Lithological column of the Shanxi Formation in Tianshengqiao section, Ordos Basin

4 沉积特征

4.1 岩石相特征

Miall (1996) 将岩相的概念、划分方案及研究方法引入河流沉积的研究, 推动了岩相分析方法在该领域的广泛应用。基于数字露头与野外实地勘察, 在天生桥剖面山西组中识别出砾岩相 (G)、砂岩相 (S)、细粒岩相 (F) 和煤岩 (C) 4 大类, 共计 10 种岩相类型 (表 1)。

1) 块状层理砾岩相 (Gm)

该岩相以石英砾 (粒度 4~10 mm) 为主 (图 4a), 砾石间充填粗砂。砾石分选中等, 磨圆度为次圆—圆状。较粗的粒度指示其形成于强水动力环境, 高流速流体抑制底形发育, 导致沉积物粒度分异不明显, 从而形成似块状层理 (Fisher et al., 2007; Collinson and Mountney, 2019)。宏观上该岩相呈透镜状, 平面展布不连续, 厚度变化较大。

表 1 鄂尔多斯盆地天生桥剖面山西组岩相类型及特征

Table 1 Lithofacies types and characteristics of the Shanxi Formation in Tianshengqiao section, Ordos Basin

岩相代码	岩相名称	岩相标志	主要岩性	沉积环境及成因
Gm	块状层理砾岩相		砾岩/ 砂质砾岩	河道充填, 滞留沉积
Gh	平行层理砾岩相		砾岩	砾石坝
SpI	低角度板状 交错层理砂岩相		中-粗砂岩	纵向砂坝的顺流加积 或斜列砂坝、层状砂
SpII	高角度板状 交错层理砂岩相		粗砂-含砾 粗砂岩	前积体顺流加积 或侧向加积
St	槽状交错层理砂岩相		含砾中- 粗砂岩	前积体、侧积体、 河道充填等
Sm	块状砂岩相		中-粗砂岩	河道充填
Sh	平行层理砂岩相		细-粗砂岩	河道充填、前积体、 层状砂
Flg	灰色水平层理细粒岩相		粉砂质/ 泥岩	废弃河道沉积、 层状砂
C	煤岩		煤层	沼泽

注: 岩相的名称可以用一定的代码表示, 代码分两个部分组成: 第一部分表示岩性 (粒度), 用大写字母表示, 如 G (Gravel)、砾岩、S.砂岩、F.泥岩等; 第二部分用于反映此岩相的特征, 一般为沉积构造的类型或颜色, 用 1~2 个小写字母组成, 如 p.板状交错层理, t.槽状交错层理, m.块状层理, h.平行层理, l.水平层理等。

2) 平行层理砾岩相 (Gh)

该岩相仍以石英砾为主，砾石直径 2~10 mm，分选中等，磨圆度为次圆—圆状。根据砾石粒径变化可识别出一定的成层性，发育平行层理（图 4b）。宏观形态为板状或透镜状。平行层理反映高流态水动力条件，是识别砾石坝构型的重要标志。

3) 低角度板状交错层理砂岩相 (SpI)

该岩相主要由灰白色粗砂岩组成，细层与层系界面的夹角小于 10° （图 4c），指示该岩相为平缓的 2D 沙丘沉积。宏观形态通常为板状，横向连续性较差。该岩相常见于纵向砂坝（Galloway and Hobday, 1996）。

4) 高角度板状交错层理砂岩相 (SpII)

该岩相岩性为灰白色含砾粗砂岩，底界面可见直径 2~10 mm 的漂砾。层系与层系界面斜交，倾角一般大于 15° （图 4d）。宏观形态呈现板状，横向连续性较好。高角度板状交错层理指示沉积时水动力条件较强，2D 沙丘发育滑落面，可将其作为横向砂坝的识别标志（Galloway and Hobday, 1996）。

5) 槽状交错层理砂岩相 (St)

该岩相岩性以灰白色或灰黄色（含砾）粗砂岩为主，分选中等。相邻层系之间呈斜交接触，夹角通常小于 30° （图 4b, e）。宏观上呈透镜状，横向连续性较差。在同等条件下，槽状交错层理相较于板状交错层理，形成于水体能量更高，水体更浅的环境（Collinson and Mountney, 2019）。

6) 似块状层理砂岩相 (Sm)

该岩相主要由灰黄色中—粗砂岩，偶见漂砾，分选中等。块状砂岩相在山西组较为常见，但识别难度较大（图 4f），与平行层理易混淆。在缺乏明确指向平行层理证据的情况下，暂将其定为似块状砂岩相。该类层理多形成于沉积物供给充分、床沙底形发育受抑制的环境（Fisher *et al.*, 2007）。“似块层理”的特征也在实验环境中得以证实（Alexander *et al.*, 2001）。该岩相在下切河道中较为发育。

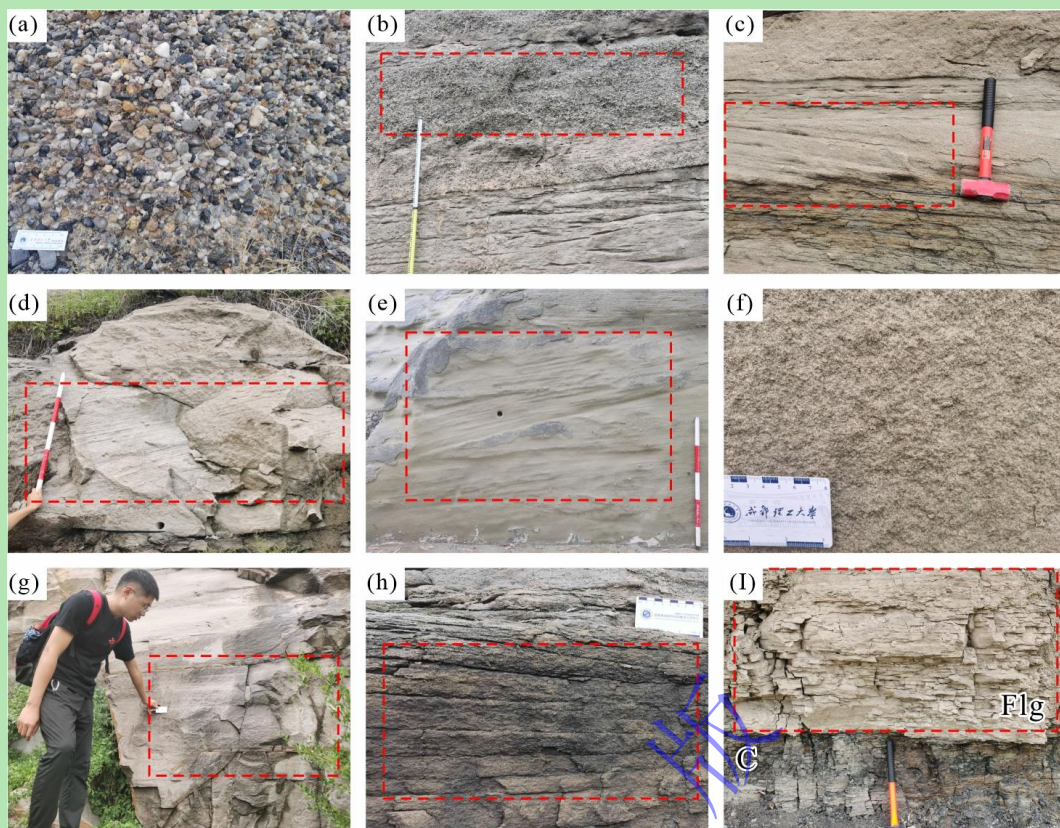


图4 鄂尔多斯盆地天生桥剖面山西组典型岩相照片

(a) 块状层理砾岩相 (Gm); (b) 下部为槽状交错层理砂岩相 (St), 上部为平行层理砾岩相 (Gh); (c) 自下而上依次为水平层理细粒岩相 (Fl), 低角度板状交错层理砂岩相 (Sp I) 和平行层理砂岩相 (Sh); (d) 高角度板状交错层理砂岩相 (Sp II); (e) 槽状交错层理砂岩相 (St); (f) 块状层理砂岩相 (Sm); (g) 平行层理砂岩相 (Sh); (h) 水平层理细粒岩 (Fl); (i) 下面为煤层 (C), 上部为水平层理细粒岩相 (Flg)

Fig.4 Typical lithofacies photographs of the Shanxi Formation in Tianshengqiao section, Ordos Basin

(a) massive-bedded gravel facies (Gm); (b) trough cross-bedded sandstone facies (St) overlain by parallel-bedded gravel facies (Gh); (c) succession from horizontal-bedded fine-grained facies (Fl) through low-angle planar cross-bedded sandstone facies (SpI) to parallel-bedded sandstone facies (Sh); (d) high-angle planar cross-bedded sandstone facies (SpII); (e) trough cross-bedded sandstone facies (St); (f) massive-bedded sandstone facies (Sm); (g) parallel-bedded sandstone facies (Sh); (h) horizontal-bedded fine-grained facies (Fl); (i) coal seam (C) overlain by horizontal-bedded fine-grained facies (Flg)

7) 平行层理砂岩相 (Sh)

该岩相以灰黄色粗砂岩为主, 分选较好, 磨圆度为次圆—圆状。沉积物岩性均一, 细层呈水平状, 与层系界面近平行, 层面可见剥离线理。宏观上该岩相多呈板状产出 (图 4c, g), 为浅水急流环境下高速稳定单向水流的沉积产物。

8) 水平层理细粒岩相 (Flg)

该岩相岩性以灰黑色细砂岩—粉砂岩为主, 富含炭屑、云母和变质岩岩屑。单层砂体厚度 10~20 mm, 宏观呈薄板状 (图 4h, i)。其形成于低流态环境, 水体能量骤降导致搬运

能力减弱，使片状矿物和岩屑大量沉积（Nichols, 2009）。常见于越岸沉积、决口扇体或废弃河道中。

9) 炭质泥岩及煤岩 (C)

该岩相主要由黑色煤岩和炭质泥岩组成。宏观上呈连续板状分布，在剖面上可见煤层渐变为炭质泥岩或突然尖灭（图 4i）。煤岩作为有机沉积物，主要由植物遗骸和其他有机物质组成，指示了温暖潮湿的古气候条件，是识别泥炭沼泽环境的重要标志。

4.2 层次界面划分

自 Allen 在第一届国际河流沉积学研讨会上首次提出“河流构型”的概念以来，构型内部层次界面等级的划分逐渐成为国际沉积学界研究的重点。随后 Allen(1983)、Miall(1985)、Mutti and Normark (1987) 相继提出了不同的构型界面分级方案。其中 Miall (1985) 所提出的方案将界面自 0 级（纹层）至 8 级（盆地充填复合体）划分为 9 个级别，该方案的体系较为系统和完善，目前应用较为广泛。在此理论基础之上，本研究对天生桥剖面山西组的层次界面进行了系统识别与归纳（表 2）。

表 2 天生桥剖面山西组层次界面级别总结

Table 2 Summary of the bounding surface hierarchy recognized in the Shanxi Formation, Tianshengqiao section

界面级别	描述	沉积过程（举例）
0~1 级	沙丘迁移形成的细纹层，或沙波迁移形成的沙纹层理， 界面延伸数厘米	沙波迁移形成沙纹层理，交错层理中的细层，数小时完成
2 级	沙丘迁移形成的交错层理，界面略具冲刷特征，可呈微波状， 界面延伸数米	沙丘迁移形成交错层理，数天或数月完成
3 级	大型底形内的增生体，如侧积体、前积体。 界面上下的岩性组合基本相似，界面延伸可超过 10 m	数年一次的洪水，边滩及心滩的迁移主要发生在洪水期， 一次洪水边滩可侧积数米
4 级	大型底形，如点坝、天然堤、决口扇。界面可以是侵蚀面， 也可以是整合面，可以水平也可以波状，界面延伸可超数百米	百年一遇的洪水，河道迁移形成的心滩、边滩； 河道决口形成的决口扇；河道漫溢形成的天然堤等
5 级	不规则的底界面界定了河道的边界。侵蚀深度可超过 1 m，延伸长度 100 m 到数百米不等	可以是与海平面变化、构造活动相关的异旋回，也可以是河道自身决口、改道形成的自旋回
6 级	大型河道复合体的底界，界面延伸长度可达数千米	与海平面变化、构造活动相关的异旋回。 如山西组北岔沟砂岩的底界

4.3 砂体构型特征

根据层次界面等级的划分，结合各类砂体的岩相组合、几何形态和沉积作用等特征，在山西组砂岩中识别出下切河道、横坝、纵坝和层状砂 4 种构型单元，其详细沉积学特征如表 3。

表 3 天生桥剖面山西组砂体构型单元识别特征

Table 3 Identification features of sandstone architectural elements in the Shanxi Formation, Tianshengqiao section

构型单元	构型单元代码	岩相组成	剖面几何形态	相序
下切河道	CH	Gm, Sm, SpI, Sh	充填（填积）形成顶平底凸的透镜体	中一下部岩性均一，顶部粒度略细，具正粒序
横坝	TB	Gh, SpII, St, Sh	垂向加积（加积）形成毯状，顶平底平	砂岩与细—中砾岩的互层，粒序不明显
纵坝	LB	Gm, SpI, St, Sh	沿水流方向为前积体（前积），呈现“交错地层” 垂直水流方向为透镜状	砂—砾岩中夹薄层落淤层，粒序不明显
层状砂	LS	Sh, SpI, Fl	漫溢洪水垂向加积（漫积）形成薄板状或席状	单个层状砂具正粒序，复合体粒序特征不明显

4.3.1 河道充填

在地质学中，“河道”这一术语涵盖的范围较为宽泛，广义上可包含多种内部构型单元（Einsle, 2000）。本文所讨论的河道，特指边界清晰、结构单一的河道沉积体，不能进一步区分侧积体（如边滩）或前积体（如心滩）等次级构型单元，因此统一命名为“河道充填”。

在剖面上，山西组河道充填表现出典型的下切—充填特征。该构型单元宏观上顶平底凸，河道边界清晰（图 5a），砂体最大厚度可达 10 m，宽度通常介于 60~150 m，宽深比较小。河道强烈下切下伏地层，最大侵蚀厚度达 8 m（图 5b）。河道充填的岩性以含细砾粗粒岩屑砂岩为主，底部可见砾石滞留沉积。砂岩分选差，成分成熟度低。其岩相组合主要包括 Gm、Sm、SpI 和 Sh。从垂向序列上看，河道底部层理不明显，多呈似块状层理；向上则逐渐出现多种层理类型（图 5c）。该构型单元的底界面一般为 5 级界面或更高级别的构型界面（表 4）。下切河道充填在山 2 段中广泛发育。

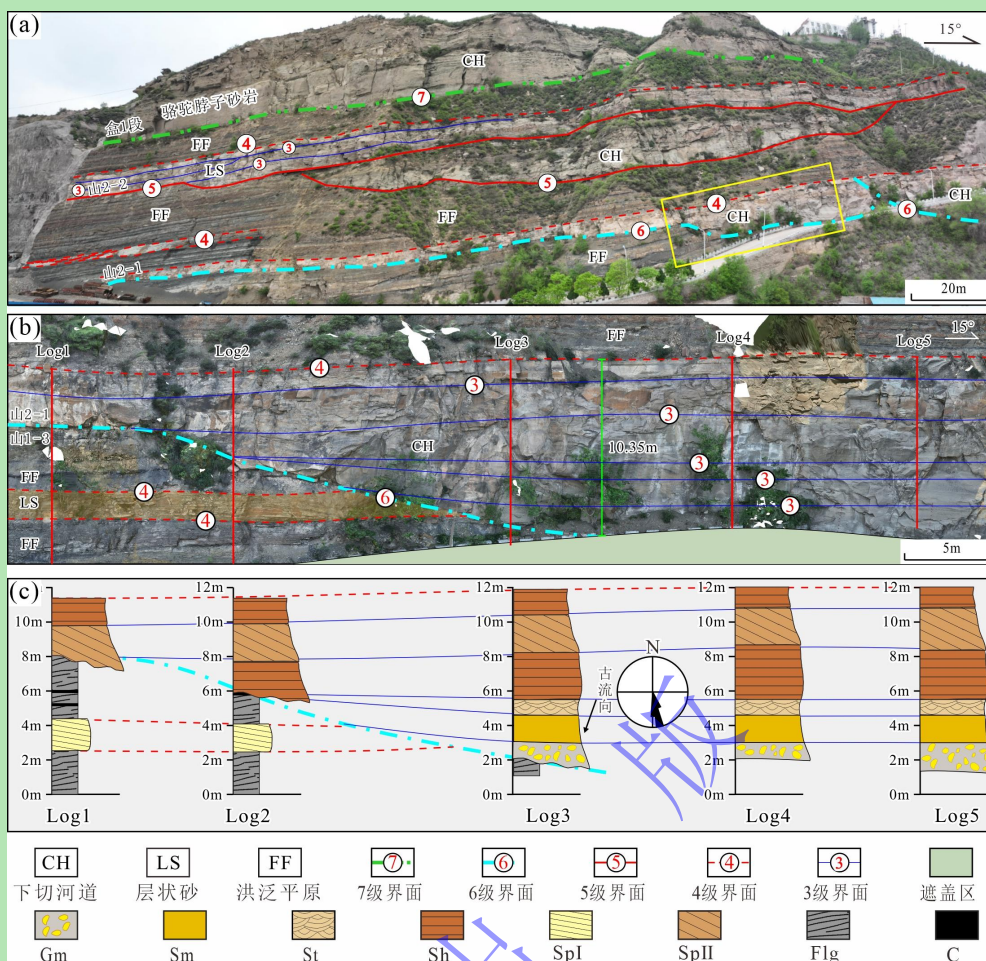


图5 天生桥剖面山2段下切河道构型解剖图

(a) 山2段野外大尺度野外剖面；(b) 下切河道中尺度野外剖面，剖面为(a)图中黄色框处；(c) 岩性剖面；图片来自数字露头截图

Fig.5 Architecture of incised channels in the 2nd member of Shanxi Formation, Tianshengqiao section
(a) large-scale field photograph of the 2nd member, Shanxi Formation; (b) meso-scale photograph of the incised channel, photograph coming from yellow box in figure (a); (c) lithological profile; images were from the digital outcrop screenshot

表4 天生桥剖面山西组典型砂体构型实例特征统计表

Table 4 Summary statistics of the typical sand-body architectures case characteristics in the Shanxi Formation, Tianshengqiao section

构型类型	实例编号	小层位置	界面组合	宽度/m	厚度/m	宽厚比	岩相组合
下切河道	CH-01	山 2-1 小层下部	底界 6 级冲刷面	72	10.4	6.9	Gm+Sm+Sh
下切河道	CH-02	山 2-1 小层上部	底界 5 级冲刷面	135	11.2	12.1	Sm+SpI+Sh
横坝	TB-01	山 1-2 小层下部	底界 6 级界面, 砂坝与砾石坝以 3 级界面分隔, 前积倾角 18° ~22°	385	12.8	30.1	SpII+St+Sh
纵坝	LB-01	山 1-1 小层底部 (北岔沟砂岩)	底界 7 级界面, 前积体之间发育 3 级界面	450	7.8	57.7	Gm+SpI+Sh
纵坝	LB-02	山 1-1 小层中部	底界 5 级界面, 前积倾角 5° ~8°	446	10.5	42.5	SpI+St+Sh
层状砂	LS-01	山 1-2 小层中部	底界 4 级界面, 内部 1-2 级界面	850	3.2	265.6	Sh+Fl
层状砂	LS-02	山 1-1 小层下部	底界 4 级界面, 多层叠置	1200	5.5	218.2	SpI+Sh+Fl
层状砂	LS-03	山 1-1 小层中部	底界 4 级界面, 多层叠置	950	4.8	197.9	SpI+Sh

4.3.2 横坝

横坝构型在数字露头中很好识别，其显著特征是粒度较粗，砂体纯净，颜色呈灰白色或黄白色（图 6a, b）。顺古水流方向和垂直古水流方向，都表现为加积特征。该构型底部一般为 5 级或更高级别界面，砂坝与砾石坝之间以 4 级界面分隔，坝体内部则发育 3 级界面。横坝构型主要发育在山 1 段中部（图 6c）。

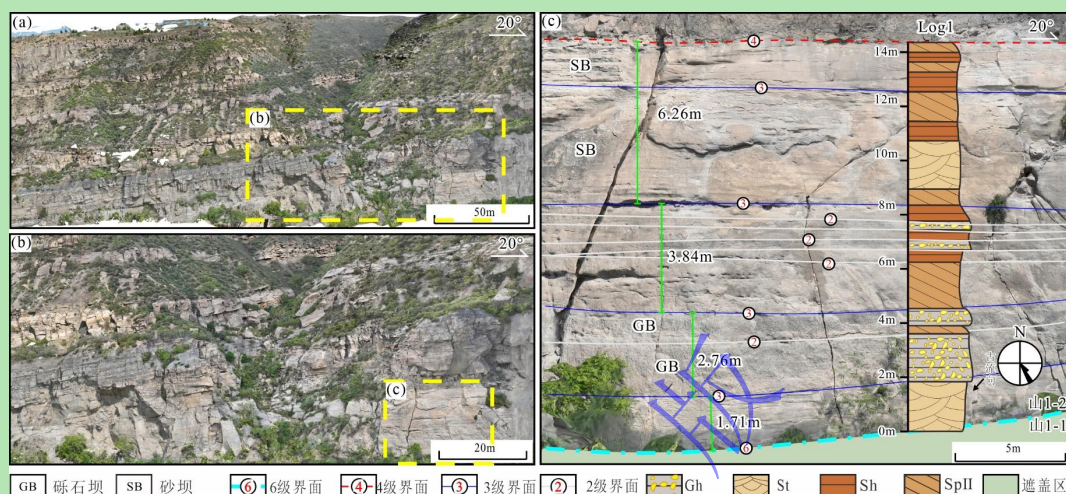


图 6 天生桥剖面山 1 段宏观剖面与横坝构型解剖图

(a) 山西组宏观剖面 1; (b) 山西组宏观剖面 1 局部; (c) 横坝构型解剖图; 图片均来自数字露头截图

Fig.6 Architectural diagram and macroscopic profile of transverse bar in the 1st member of the Shanxi Formation, Tianshengqiao section

(a) macroscopic view of section 1; (b) close-up of section 1; (c) architectural diagram of transverse bar; images were from the digital outcrop screenshot

横坝作为广义河道体系中的重要构型单元，可根据沉积物粒度的差异进一步划分为砂质坝和砾质坝。该构型受周期性洪水事件控制：洪水活跃期以砾岩沉积为主，而洪水衰退期水体能量衰减，此时砂岩成为主要沉积物，从而在宏观上呈现砾岩与砂岩互层的特征（图 6c）。单个砾石坝厚度一般为 2~4 m，多个砂坝与砾石坝垂向叠置可形成总厚度超过 10 m 的厚层复合砂体。横坝主要沉积于水体能量大，水深较深的分流河道中，在枯水期也不易出露水面。沉积物受水流长时间淘洗，不稳定的岩屑和杂基含量较低，岩性以粗粒、细砾质岩屑石英砂岩和石英砂岩为主，颗粒分选中等，成分成熟度高。其下游常发育滑落面，因此高角度板状交错层理是该构型的典型沉积构造（Galloway and Hobday, 1996）（表 4）。主要的岩相有 Gh、SpII、St 和 Sh。

4.3.3 纵坝

通过数字露头可以观察到纵坝是由一系列的前积体构成。在垂直古水流方向，前积体呈现顶凸底凸的透镜状（图 7a）；在顺古水流方向则表现为明显的前积特征（图 7b）。纵坝的顶、底界面通常为 4 级构型界面，内部则发育多个 3 级界面。向下游方向的倾角通常小于 10° 。纵坝构型主要分布于山 1 段底部。

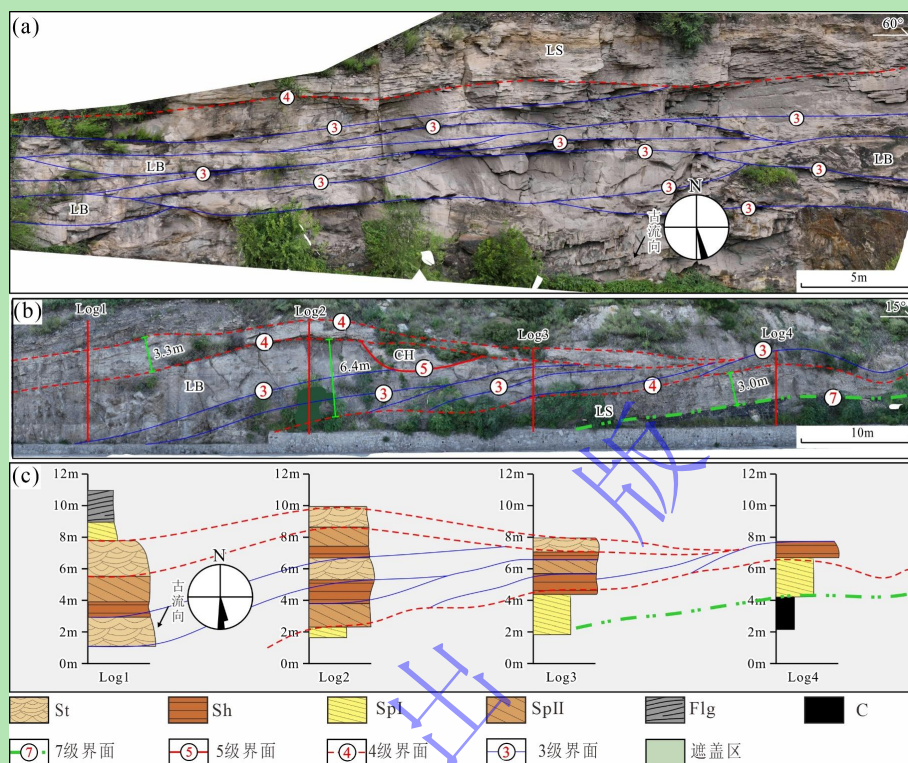


图 7 天生桥剖面山 1 段纵坝和层状砂构型解剖图

(a) 垂直水流方向纵坝剖面图；(b) 顺水流方向纵坝剖面图（临近剖面），图片均来自数字露头截图；(c) b 图的岩性解释；
Fig.7 Architectural diagram of longitudinal bar and laminated sands in the 1st member of the Shanxi Formation, Tianshengqiao section

(a) longitudinal bar in the section perpendicular to flow direction; (b) longitudinal bar section parallel to flow direction (adjacent section), images were from the digital outcrop screenshot; (c) lithological interpretation of (b).

纵坝由多个独立的前积体叠置形成，单个前积体厚度通常为 1~2 m，多个前积体叠置形成的纵坝复合体厚度可达 10 m 以上。岩性以粗粒岩屑砂岩为主，其次为长石岩屑砂岩，颗粒分选较差，成分成熟度较低。纵坝的沉积机制与横坝类似，均受季节性水流变化控制，但多发育在水浅、河宽的辫状河中。丰水期，沉积物从纵坝的迎水面搬运至背水面发生沉积，推动坝体向下游前积；枯水期坝体暴露于水面，于顶部形成泥质落淤层，因此纵坝内部常发育多个落淤层夹层，这些夹层多是 3 级界面（表 4）。该构型的岩相组合主要包括 Gm、Spl、St 和 Sh（图 7c）。

4.3.4 层状砂

层状砂构型可发育于辫状分流河道内部,也可能跨过堤岸在分流河道两侧形成,通常被认为是洪水漫出河道后形成的片流沉积。该构型在平面上可以延伸较远,剖面上多呈席状展布。单层厚度一般小于 0.2 m,多层叠置累计厚度可达数米。底界面大多较为平整,偶见微弱冲刷痕迹(图 7)。

层状砂的岩性以中—细粒岩屑砂岩为主,云母和炭屑含量较高,并多富集于层面,反映洪水退却后水体能量减弱、沉积物以悬浮沉降为主的漫积过程。层状砂构型内主要发育平行层理和小型交错层理,指示缺乏大型底形发育的水动力环境。其岩相组合主要包括 Sh、SpI 和 Flg(图 7c)。层状砂岩常与纵坝呈渐变接触,多发育于纵坝的顶部,该构型底界多为 4 级界面,内部则以 1 级和 2 级界面为主(表 4)。层状砂构型主要分布于山 1 段下部和中部。

5 讨论

5.1 砂体构型的有序演化是构造响应的产物

山西组沉积初期,随着海水向东南方向退出,鄂尔多斯地区逐渐演变为近海三角洲平原环境。山西组下部发育的分流河道(北岔沟砂岩)具有“宽而浅”的特征,主要由一系列的纵坝和层状砂构成(图 8, 9)。纵坝由多个增生体垂向叠置形成,单个增生体厚度为 1~2 m,宽度介于 20~60 m。通常,单个增生体的最大厚度可近似代表河道水深(Miall, 2014),这一经验关系适用于保存完整的河道砂体,据此推断该时期河道深度为 1~2 m。因此,可以说这些辫状水道具有“一腿深、一里宽”的特点。层状砂多发育于纵坝的顶部或河道的边缘,指示河道废弃后接收洪水漫溢带来的细砂岩。北岔沟砂岩标志着盆地北部的隆升事件的开始。尽管隆升为盆地提供了大量物源,但盆地内的河道并未发生明显下切,说明隆升主要发生于物源区。

山西组中部(山 1-2、山 1-3 小层),发育以横坝为主的分流河道(图 8, 9)。横坝厚度通常大于 10 m,宽度大于 200 m(未见边部)。坝体内部未见细粒沉积物,整体由含细砾的粗粒石英砂岩构成。反映河道水深显著增加,且河道内存在持续水流。横向砂坝长期处于水下环境,经水流持续淘洗导致石英含量增高,该现象主要与长期的水动力改造有关,而非物源区变化所致(James and Dalrymple, 2010)。

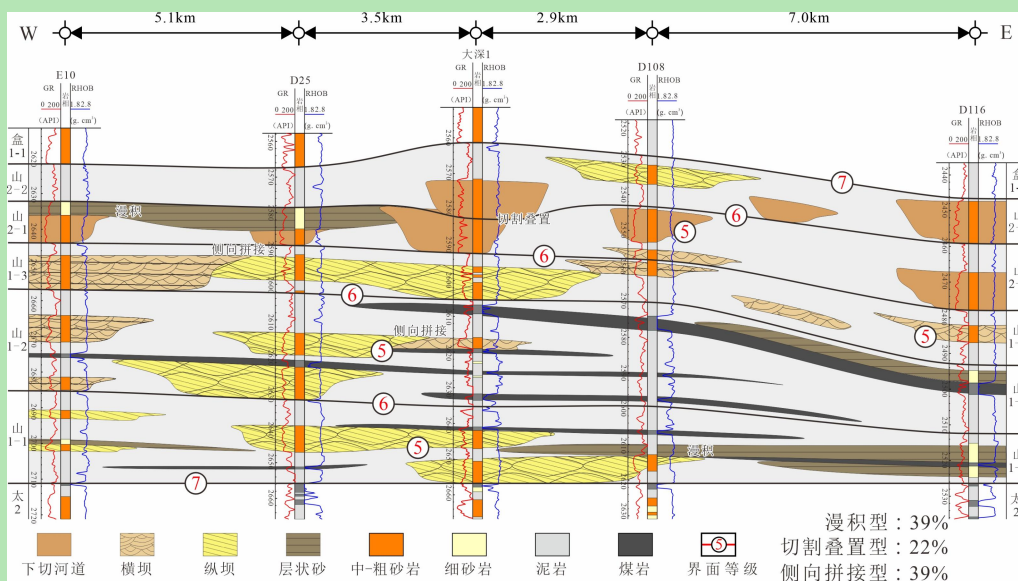


图 8 鄂尔多斯盆地大牛地气田山西组砂体构型分布图

Fig.8 Distribution of sand-body architectures in the Shanxi Formation, Daniudi gas field, Ordos Basin

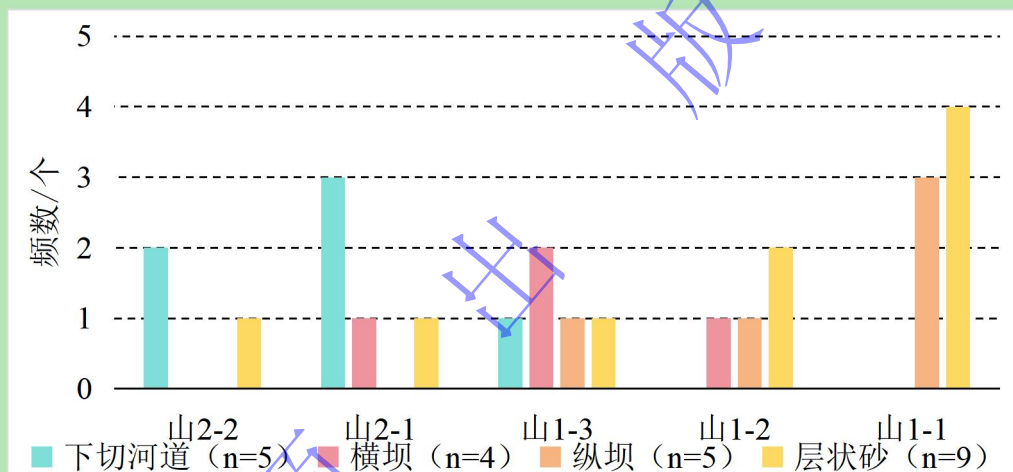


图 9 天生桥剖面山西组砂体构型分布柱状图

(a) 下切河道以边界清晰、结构单一的河道沉积体为统计单元；(b) 横坝多由砂坝和砾石坝叠置形成，故合并为一个统计单元；(c) 纵坝以心滩复合体为统计单元；(d) 层状砂以一套连续沉积的砂泥互层组合为统计单元

Fig.9 Columnar distribution of sand-body architectures in the Shanxi Formation, Tianshengqiao section

(a) incised channels: a single channel deposit with clear boundaries and simple internal structure is used as the statistical unit; (b) transverse bars: formed by stacking of sand bars and gravel bars, thus treated as a single statistical unit; (c) longitudinal bars: a channel bar complex is used as the statistical unit; (d) laminated sands: a set of continuously deposited sand-mud interbeds is used as the statistical unit

山西组上部（山 2 段）的绝大部分河道在剖面上均呈现顶平底凹的形态，且普遍具有明显的下切特征，下切幅度可达 8 m（表 5、图 8）。从河流沉积动力学角度分析，若仅为单一孤立河道出现下切现象，其成因可能与河流自旋回作用相关，如决口水道的侵蚀下切过程（Miall, 2014）。然而，同一时期大部分河道均表现出显著且幅度较大的下切，便难以用自旋回作用加以解释，更倾向于受异旋回因素的主导控制。

表 5 构型单元几何参数统计表

Table 5 Geometric parameters of architectural elements

构型单元	宽度/m	厚度/m	宽厚比	单个增生体厚度/m	夹层分布频率/(条/m)
下切河道	60~150	7.2~10.5	11.0	/	0.22
	95	8.6			
横坝	200~500	4.2~14.6	31.4	1.5~3.3	0.15
	320	10.2		2.2	
纵坝	n×10 ¹ ~10 ²	5.4~18.2	48.5	1.2~2.5	0.77
		12.5		1.8	
层状砂	n×10 ² ~10 ³	0.4~6.2	142.8	0.1~0.2	4.16
		3.2		0.15	

注：最小值~最大值，横线下方为平均值

屈红军等(2020)通过碎屑锆石 U-Pb 测年确定,山西组砂岩包含中新元古代锆石年龄记录,指示物源主要来自阴山新隆起区。表明阴山古陆在早二叠世已开始强烈隆升,且隆升时限与山西组沉积期高度重合。高分辨率层序地层研究表明,山西组内部发育区域性可对比的侵蚀面及基准面下降旋回(陈洪德等,2011;翟咏荷等,2023);此外,孢粉资料显示山西组晚期区域气候呈现干旱化趋势,植被覆盖度降低导致地表径流强度显著增强,进一步加剧了河道的侵蚀下切作用(魏文艳等,2022)。上述证据表明,物源供给变化、地表径流增强及基准面下降等因素共同参与了山西组上部(山2段)河道的演化过程。但区域构造隆升作为根本性地质驱动力,通过调控物源供给强度、基准面变化及古气候条件,间接主导了河道下切特征的形成与演化。这种隆升作用自物源区向沉积区传递,导致河道下切形成下切河谷;而在间歇性沉降阶段,下切河谷发生快速充填的机制,与印度河上游等现代河流在构造活跃区和气候变化区的观测结果一致(Wu et al., 2023; Feng and Gleason, 2024)。

自山西组沉积期(可能始于太原组沉积期),北部的索伦洋发生俯冲消减(图1c),导致盆地北缘的阴山持续隆升(李锦轶和刘建峰,2024),该挤压构造应力持续由物源区向沉积区传递。在此构造背景下,砂体构型的宽厚比从下部层状砂(142.8)、纵坝(48.5),到中部的横坝(31.4),再到上部的下切河道(11.0)逐渐减小,反映了水动力条件从弱到强,砂体展布从广阔毯状砂向受限河道砂变化的沉积环境序列(表5)。盆地北部山西组三角洲平原分流河道也逐渐由“宽浅型”向“宽深型”演化,最终转变为“窄深型”下切河道(图10)。大牛地气田的井资料与府谷天生桥剖面的演化趋势具有一致性,说明该演化规律在盆地东北部具有较好的代表性。伴随物源区的隆升,来自北部大洋的潮湿水汽被阴山阻挡,于山麓南侧(盆地北部)形成类似现代雨影效应的局地干燥化过程。研究剖面南部(临

兴地区)的孢粉化石也显示,太原组—山西组早期,植物面貌以真蕨类、石松类和楔叶类占优势,代表了温暖潮湿的热带—亚热带气候;到了山西组晚期—石盒子组,松柏及种子蕨类等抗旱植物开始增加,反映了当时的气候开始偏干旱(魏文艳等,2022)。这一古气候转型直接控制了煤层的分布:煤层主要发育于山西组下部的山1段,而在山2段中已几乎无可采煤层分布(图8)。

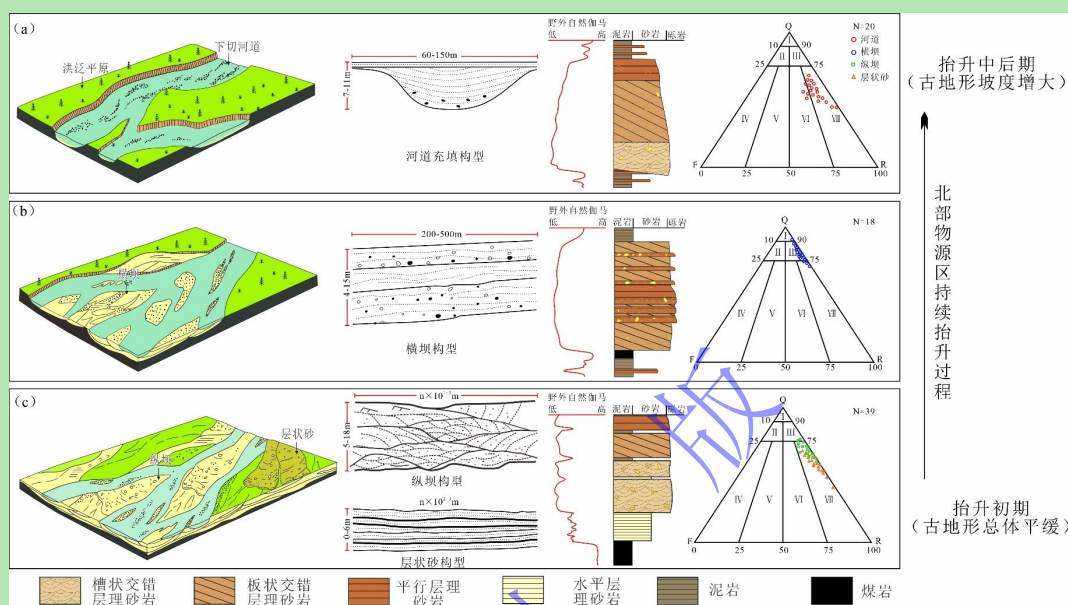


图 10 构造活动控制下的河道类型、砂体构型和砂岩组构

(a) 山西组晚期; (b) 山西组中期; (c) 山西组早期

Fig.10 Channel types, sand-body architectures, and sandstone component changes controlled by tectonic activity

(a) late Shanxi Formation; (b) middle Shanxi Formation; (c) early Shanxi Formation

5.2 水体能量、构型砂体、砂岩组构具有耦合性

山西组早期的宽浅型辫状分流河道内主要发育纵坝砂岩储层和层状砂岩储层。由于河道具有“宽而浅”的特征,导致河道频繁改道,水体流量及能量波动显著。间歇性洪水—枯水变化导致纵向砂坝频繁暴露,形成落淤层渗流屏障(图10c),导致夹层分布频率较高(表5),非均质性较强。水体能量不稳定使得砂岩分选较差,不稳定组分含量较高,石英含量偏低,形成一套粗粒—细砾质岩屑砂/砾岩。在后期成岩过程中,强烈的压实作用损失大量的原生粒间孔,而不稳定组分溶蚀则形成粒内溶孔。砂岩整体孔隙结构较差,储层质量中等。相较于纵坝,层状砂岩以中—细粒岩屑砂岩为主,不稳定组分含量与夹层分布频率(表5)更高,非均质性最强,储层质量最差。

山西组中期的宽深型分流河道主要发育横坝砂体。该时期河道水深较大、水流稳定,砂体在水下经长时间淘洗,颗粒分选中等,不发育细粒渗流屏障(图10b),夹层分布频率最

低（表5），非均质性最弱。不稳定的组分被水流带走，性质稳定的石英颗粒相对富集，沉积物以粗粒—细砾质的岩屑石英砂/砾岩和石英砂/砾岩为主。刚性石英颗粒有效抑制了压实作用的持续进行，使得大量的原生粒间孔得以保存，是山西组最优质的储层。

晚期分流河道表现为窄深型下切河道，以河道充填砂岩为主。河水流速快，水体能量高，单期河道砂岩内部几乎不发育细粒渗透屏障（图10a）。由于沉积速率高，不稳定组分未经充分淘洗便被快速堆积，形成含细砾粗粒岩屑砂岩。尽管砂岩单层厚度大、粒度粗，但分选较差、石英含量低、成分成熟度低，导致储层质量不如横坝砂岩储层。

综上所述，本研究将无人机倾斜摄影与数字露头建模技术应用于山西组砂体构型分析。该技术为野外露头的连续观测提供了新视角，也为砂体构型界面的精准识别与几何参数的精确测量起到了辅助作用（表5）。在此基础上，依托高精度数字露头，首次系统识别了山西组分流河道的4种砂体构型单元（下切河道、横坝、纵坝和层状砂），并精细刻画了其对应的3~5级界面。与以往研究多侧重于单一因素（如物源或海平面）对砂体控制的分析相比，本文进一步将山西组河道垂向序列（宽浅→宽深→窄深）与北部索伦洋闭合、阴山隆升引起的构造应力传递及区域干旱化过程相结合，提出了“构造隆升—径流增强—砂体构型”的有序演化模式（图10），阐明了构造与气候协同控制下，河道演化—构型分异—储层非均质性的多级响应机制，为盆地北部山西组储层研究提供了新视角。

6 结论

（1）山西组三角洲平原分流河道沉积特征差异显著。下部发育宽浅型辫状河道，其砂体构型以纵坝和层状砂体为主；中部为宽深型河道，砂体构型以横坝为主；上部为窄深型下切河道，砂体构型表现为河道充填。

（2）河道类型的变化导致水体的流量、流速、稳定性和碎屑物的堆积速率发生变化，进而造成山西组砂体特征呈现显著分异：下部的纵坝表现为厚度大，分布广，渗流屏障多，且砂岩成分成熟度低；中部的横坝厚度差别大，内部岩性均一，砂岩成分成熟度高；上部的下切河道构型具有厚度大，分布窄，内部砂岩岩性均一，但成分成熟度低的特征。

（3）河道类型与砂体构型的垂向有序演变，是北部索伦洋闭合，盆地北缘持续隆升及其所产生的挤压应力向盆内传递的构造响应。与此同时，阴山隆升在其南麓形成雨影区，导致气候趋于干旱，森林沼泽逐渐消亡，地表径流增加。

参考文献 (References)

- 曹桐生. 2023. 辫状河道砂体精细刻画与储集性能研究：以鄂尔多斯盆地杭锦旗地区盒1段为例[D]. 成都：成都理工大学：1-113.
[Cao Tongsheng. 2023. Study on fine characterization and reservoir performance of braided channel sand bodies: A case study of He 1 member of lower Shihezi Formation in Hangjinqi area, Ordos Basin[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology: 1-113.]
- 陈安清, 陈洪德, 侯明才, 等. 2012. 鄂尔多斯盆地北部晚古生代沉积充填及富气规律[J]. 地球科学：中国地质大学学报, 37(增刊)：151-162. [Chen Anqing, Chen Hongde, Hou Mingcai, et al. 2012. Late Paleozoic sedimentary filling and gas accumulation in the north Ordos Basin[J]. Earth Science: Journal of China University of Geosciences, 37(Suppl): 151-162.]
- 陈安清, 陈洪德, 向芳, 等. 2010. 鄂尔多斯盆地东北部山西组—上石盒子组三角洲沉积及演化[J]. 地层学杂志, 34(1)：97-105.
[Chen Anqing, Chen Hongde, Xiang Fang, et al. 2010. Delta deposits in the Shanxi and Shangshihezi Formations in the northeastern Ordos Basin[J]. Journal of Stratigraphy, 34(1): 97-105.]
- 陈洪德, 侯中健, 田景春, 等. 2001. 鄂尔多斯地区晚古生代沉积层序地层学与盆地构造演化研究[J]. 矿物岩石, 21(3)：16-22.
[Chen Hongde, Hou Zhongjian, Tian Jingchun, et al. 2001. Study on sequence stratigraphy of deposits and tectono-sedimentary evolution in Ordos Basin during Late Palaeozoic[J]. Mineralogy and Petrology, 21(3): 16-22.]
- 陈洪德, 李洁, 张成弓, 等. 2011. 鄂尔多斯盆地山西组沉积环境讨论及其地质启示[J]. 岩石学报, 27(8)：2213-2229. [Chen Hongde, Li Jie, Zhang Chengong, et al. 2011. Discussion of sedimentary environment and its geological enlightenment of Shanxi Formation in Ordos Basin[J]. Acta Petrologica Sinica, 27(8): 2213-2229.]
- 陈全红. 2007. 鄂尔多斯盆地上古生界沉积体系及油气富集规律研究[D]. 西安：西北大学：1-152. [Chen Quanhong. 2007. Research on sedimentary systems and hydrocarbons enrichment of the Upper Palaeozoic of the Ordos Basin[D]. Xi'an: Northwest University: 1-152.]
- 冯强. 2021. 下寺湾区山西组致密砂岩储层微观非均质性与含气性研究[D]. 西安：西安石油大学：1-59. [Feng Qiang. 2021. Study on microscopic heterogeneity and gas-bearing properties of tight sandstone reservoirs of Shanxi Formation in Xiasiwan district[D]. Xi'an: Xi'an Shiyou University: 1-59.]
- 葛道凯, 杨起, 李宝芳. 1994. 平顶山煤田山西组沉积体系与聚煤模式[J]. 应用基础与工程科学学报, 2(1)：52-64. [Ge Daokai, Yang Qi, Li Baofang. 1994. Depositional systems and coal accumulation of Shanxi Formation in Pingdingshan coalfield, Henan province, central China[J]. Journal of Basic Science and Engineering, 2(1): 52-64.]
- 何登发, 包洪平, 开百泽, 等. 2021. 鄂尔多斯盆地及其邻区关键构造变革期次及其特征[J]. 石油学报, 42(10)：1255-1269. [He Dengfa, Bao Hongping, Kai Baize, et al. 2021. Critical tectonic modification periods and its geologic features of Ordos Basin and adjacent area[J]. Acta Petrolei Sinica, 42(10): 1255-1269.]
- 贾建称. 2007. 沁水盆地晚古生代含煤沉积体系及其控气作用[J]. 地球科学与环境学报, 29(4)：374-382. [Jia Jiancheng. 2007. Coal depositional system and its controlling role of coalbed methane in Late Palaeozoic of Qinshui Basin[J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 29(4): 374-382.]
- 雷涛, 莫松宇, 李晓慧, 等. 2024. 鄂尔多斯盆地大牛地气田二叠系山西组砂体叠置模式及油气开发意义[J]. 岩性油气藏, 36(2)：147-159. [Lei Tao, Mo Songyu, Li Xiaohui, et al. 2024. Sandbody superimposition patterns and oil and gas exploration significance of Permian Shanxi Formation in Daniudi gas field, Ordos Basin[J]. Lithologic Reservoirs, 36(2): 147-159.]
- 李锦轶, 刘建峰. 2024. 阴山山脉主要地质特征：从克拉通到复合造山带[J]. 地质通报, 43(12)：2089-2130. [Li Jinyi, Liu Jianfeng. 2024. Major geological features of Yinshan mountains: From craton to composite orogenic regions[J]. Geological Bulletin of China, 43(12): 2089-2130.]
- 李文厚, 张倩, 李克永, 等. 2021. 鄂尔多斯盆地及周缘地区晚古生代沉积演化[J]. 古地理学报, 23(1)：39-52. [Li Wenhui, Zhang Qian, Li Keyong, et al. 2021. Sedimentary evolution of the Late Paleozoic in Ordos Basin and its adjacent areas[J]. Journal of Palaeogeography, 23(1): 39-52.]

- 刘家铎, 田景春, 张翔, 等. 2006. 鄂尔多斯盆地北部塔巴庙地区山西组一段海相、过渡相沉积标志研究及环境演化分析[J]. 沉积学报, 24(1): 36-42. [Liu Jiaduo, Tian Jingchun, Zhang Xiang, et al. 2006. Depositional markers of marine transition facies and its evolution of member 1 of Shanxi Formation, Tabamiao area, North Ordos Basin[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 24(1): 36-42.]
- 刘锐娥, 黄月明, 卫孝锋, 等. 2003. 鄂尔多斯盆地北部晚古生代物源区分析及其地质意义[J]. 矿物岩石, 23(3): 82-86. [Liu Rui'e, Huang Yueming, Wei Xiaofeng, et al. 2003. Analysis of provenance of Late Paleozoic in the northern Ordos Basin and its geological significance[J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 23(3): 82-86.]
- 欧阳诚, 段新国, 方健, 等. 2024. 河控浅水三角洲平原亚相沉积模式探讨: 以鄂尔多斯盆地 S59 区块山西组一段为例[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 51(1): 102-116, 129. [Ouyang Cheng, Duan Xinguo, Fang Jian, et al. 2024. Discussion on a sedimentary model of river-controlled shallow-water delta plain subfacies: Taking the Shanxi Formation of the S59 block gas field in Ordos Basin as an example[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 51(1): 102-116, 129.]
- 庞军刚, 李文厚, 郭艳琴, 等. 2006. 陕北子洲地区二叠纪山西组沉积环境[J]. 煤田地质与勘探, 34(5): 5-8. [Pang Jungang, Li Wenhou, Guo Yanqin, et al. 2006. Sedimentary environment of Permian Shanxi Formation in Zizhou region, northern Shaanxi[J]. Coal Geology & Exploration, 34(5): 5-8.]
- 屈红军, 韩星, 陈硕, 等. 2020. 鄂尔多斯盆地东北部上古生界碎屑锆石测年及盆地耦合探讨[J]. 大地构造与成矿学, 44(3): 501-513. [Qu Hongjun, Han Xing, Chen Shuo, et al. 2020. U-Pb dating of detrital zircon from the Upper Paleozoic clastic rocks and Basin-mountain coupling of the northeastern Ordos Basin[J]. Geotectonica et Metallogenia, 44(3): 501-513.]
- 商宗龙. 2019. 辫状河三角洲沉积砂体构型与非均质性研究[D]. 西安: 长安大学. [Shang Zonglong. 2019. Study on the configuration and heterogeneity of braided river delta sedimentary sand bodies[D]. Xi'an: Chang'an University.]
- 王玥, 郭彦如, 张延玲, 等. 2018. 鄂尔多斯盆地东北部山西组层序格架下的砂体成因类型、构型及分布[J]. 岩性油气藏, 30(3): 80-91. [Wang Yue, Guo Yanru, Zhang Yanling, et al. 2018. Genetic types, configurations and distribution of sand bodies of Shanxi Formation in northeastern Ordos Basin[J]. Lithologic Reservoirs, 30(3): 80-91.]
- 魏文艳, 杨雄涛, 邱琨祁, 等. 2022. 鄂尔多斯盆地东缘临兴地区石炭—二叠系孢粉组合[J]. 世界地质, 41(3): 437-450. [Wei Wenyan, Yang Xiongtao, Qiu Kunqi, et al. 2022. Carboniferous-Permian sporopollen assemblages from Linxing area, eastern margin of Ordos Basin[J]. World Geology, 41(3): 437-450.]
- 翟咏荷, 何登发, 开百泽. 2023. 鄂尔多斯盆地及邻区早二叠世构造—沉积环境与原型盆地演化[J]. 地学前缘, 30(2): 139-153. [Zhai Yonghe, He Dengfa, Kai Baize. 2023. Tectono-depositional environment and prototype basin evolution in the Ordos Basin during the Early Permian[J]. Earth Science Frontiers, 30(2): 139-153.]
- 张春林, 张嘉琪, 宋泽章, 等. 2021. 鄂尔多斯盆地东部二叠系山西组煤系气成藏地质条件与资源潜力预测[J]. 中国石油勘探, 26(6): 110-124. [Zhang Chunlin, Zhang Jiaqi, Song Zezhang, et al. 2021. Gas accumulation conditions and resource potential in coal measure strata of the Permian Shanxi Formation in the eastern Ordos Basin[J]. China Petroleum Exploration, 26(6): 110-124.]
- 张小菊, 邓虎成, 伏美燕, 等. 2024. 多级界面约束下构型对储层非均质性控制作用: 以川西沙溪庙组曲流河为例[J]. 沉积学报, 42(4): 1384-1400. [Zhang Xiaoju, Deng Hucheng, Fu Meiyun, et al. 2024. Controls of architecture under the constraints of a multi-level interface on physical property heterogeneities from the meandering river of the Shaximiao Formation in western Sichuan[J]. Acta Sedimentologica Sinica, 42(4): 1384-1400.]
- 赵靖舟, 王力, 孙兵华, 等. 2010. 鄂尔多斯盆地东部构造演化对上古生界大气田形成的控制作用[J]. 天然气地球科学, 21(6): 875-881. [Zhao Jingzhou, Wang Li, Sun Binghua, et al. 2010. Effect of structural evolution on the formation and distribution of Upper Paleozoic giant gas fields in the east Ordos Basin[J]. Natural Gas Geoscience, 21(6): 875-881.]
- 赵振宇, 郭彦如, 王艳, 等. 2012. 鄂尔多斯盆地构造演化及古地理特征研究进展[J]. 特种油气藏, 19(5): 15-20. [Zhao Zhenyu, Guo Yanru, Wang Yan, et al. 2012. Study progress in tectonic evolution and paleogeography of Ordos Basin[J]. Special Oil & Gas Reservoirs, 19(5): 15-20.]

- Alexander J, Bridge J S, Cheel R J, et al. 2001. Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds[J]. *Sedimentology*, 48(1): 133-152.
- Allen J R L. 1983. Studies in fluvial sedimentation: Bars, bar-complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the brownstones (L. Devonian), Welsh borders[J]. *Sedimentary Geology*, 33(4): 237-293.
- Collinson J D, Mountney N. 2019. *Sedimentary structures*[M]. 4th ed. London: Dunedin Academic Press: 105-140.
- Einsele G. 2000. *Sedimentary basins: Evolution, facies, and sediment budget*[M]. 2nd ed. Berlin: Springer: 422-461.
- Feng D M, Gleason C J. 2024. More flow upstream and less flow downstream: The changing form and function of global rivers[J]. *Science*, 386(6727): 1305-1311.
- Fisher J A, Nichols G J, Waltham D A. 2007. Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca systems, northern Spain[J]. *Sedimentary Geology*, 195(1/2): 55-73.
- Galloway W E, Hobday D K. 1996. *Terrigenous clastic depositional systems: Applications to fossil fuel and groundwater resources*[M]. 2nd ed. Berlin: Springer: 96-112.
- James N P, Dalrymple R W. 2010. *Facies models 4*[M]. St. John's: Geological Association of Canada: 332-341.
- Miall A D. 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits[J]. *Earth-Science Reviews*, 22(4): 261-308.
- Miall A D. 1996. *The geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*[M]. Berlin: Springer: 75-98.
- Miall A D. 2014. *Fluvial depositional systems*[M]. Cham: Springer: 322-335.
- Mutti E, Normark W R. 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: Problems and concepts[M]//Leggett J K, Zuffa G G. *Marine clastic sedimentology: Concepts and case studies*. Dordrecht: Springer: 1-38.
- Nichols G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*[M]. 2nd ed. Hoboken: Wiley: 45-61.
- Wu Q H, Ke L H, Wang J D, et al. 2023. Satellites reveal hotspots of global river extent change[J]. *Nature Communications*, 14(1): 1587.

Architecture of Distributary Channel Sand Bodies in the Shanxi Formation, Northeastern Ordos Basin: A case study of the Tianshengqiao section, Fugu, Shaanxi province

DING XiaoQi¹, GAO JingYun¹, HAN ShuJie¹, LIN FeiLan¹, FAN XiangTian¹, HAN MeiMei²

1. College of Energy / College of Modern Shale Gas Industry, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

2. School of Geoscience and Technology, Southwest Petroleum University, Chengdu 610500, China

Abstract: [Objective] Tight sandstone gas in the Shanxi Formation of the northern Ordos Basin is one of the major productive intervals. However, marked variations in vertical superposition relationships and lateral distributions of sand bodies across different members of the Shanxi Formation pose significant challenges to development well placement and the optimization of productive zones. [Methods] This study integrates field profile measurements with unmanned aerial vehicle (UAV) oblique photogrammetry to construct a three-dimensional digital outcrop model of the Shanxi Formation. Based on lithofacies classification and hierarchical bounding-surface identification, a detailed sand-body architectural elements analysis was conducted to investigate the superposition relationships and distribution patterns of different architectural sand bodies.

[Results] The results indicate that: (1) The Shanxi Formation was deposited in a delta-plain environment, with sand-body mainly occurring as braided distributary channel microfacies. Under a warm, humid climate, dense vegetation flourished, inhibiting distinct crevasse splays; instead, overbank flooding (splay deposition) became the dominant process. (2) Four principal architectural elements are recognized: longitudinal bars, transverse bars, incised channels, and laminated sandstones. (3) Vertically, the sand-body architectures of the Shanxi Formation show a clear evolution: the lower part consists of a composite of longitudinal bars and laminated sands, the middle part is dominated by transverse bars, and the upper part is characterized by incised channels. **[Conclusions]** The orderly variation in channel sand-body architecture within the study area represents a response to the gradual closure of the northern Solon Ocean and the concurrent tectonic uplift in the northern Ordos Basin. This tectonic uplift drove the evolution of distributary channels from an early, wide and shallow morphology, through an intermediate, wide and deep form, to a final, narrow and deeply incised channel style. Our study elucidates the coupled tectonic-climatic controls on channel evolution, architectural differentiation, and reservoir heterogeneity under the synergistic control of tectonics and climate, providing a novel perspective for reservoir characterization of the Shanxi Formation in the northeastern Ordos Basin.

Key words: sand-body architecture; channel; Shanxi Formation; Tianshengqiao section; Ordos Basin

