

文章编号：1671-1505(2024)06-0000-20 DOI:10.7605/gdlxb.2024.06.101

基于沉积过程分析的扇三角洲沉积模式研究： 以滦平盆地桑园剖面下白垩统西瓜园组为例^{*}

张文森¹ 鲜本忠^{1,2} 季汉成^{1,2} 马国福³ 肖文华³
田荣恒¹ 陈思芮¹ 杨百智¹

1 中国石油大学（北京）地球科学学院，北京 102249

2 油气资源与工程全国重点实验室，中国石油大学（北京），北京 102249

3 中国石油玉门油田勘探开发研究院，甘肃酒泉 735019

摘要 洪水类型与流量变化是影响扇三角洲地貌形态与沉积特征的主要因素，但不同类型洪水作用下扇三角洲沉积单元发育规律研究薄弱。论文以滦平盆地桑园剖面下白垩统西瓜园组为例，通过剖面测量和岩相划分，恢复了沉积流体类型、沉积过程及其沉积响应单元，建立了不同洪水作用下扇三角洲沉积模式。根据岩相组合将该剖面的主控沉积过程解释为碎屑流、洪流与片流 3 种洪水，分别对应于碎屑流建造期、洪流建造期与片流建造期。结合沉积过程与砂砾岩沉积形态特征，将目的层解释为 8 种沉积单元，具体包括扇三角洲平原环境的陆上碎屑流舌状体、洪流主控辫状河道和扇三角洲前缘的水下碎屑流舌状体、高密度浊流水道、牵引流下分流河道、高密度浊流朵体、水下片流朵体及滑塌体。在扇三角洲碎屑流建造期，发育多期垂向上叠置的、向湖盆进积的碎屑流舌状体；在洪流建造期，平原中形成洪流主控辫状河道，而进入湖盆后洪流转化为高密度浊流，发育高密度浊流水道与朵体；在片流建造期，则以水下快速沉积形成的水下片流朵体为特征。洪水期扇三角洲前缘沉积物快速沉积和沉积物坡失稳易于形成滑塌体，而间洪期则以平原上辫状河道和前缘中低流态水下分流河道的发育为特征。基于洪水类型及其沉积过程的扇三角洲沉积规律的研究，深化了对其砂体形态与结构规律的认识。

关键词 扇三角洲 沉积过程 洪水流体类型 沉积单元 滦平盆地

第一作者简介 张文森，男，1994 年生，中国石油大学（北京）博士研究生，主要从事沉积学研究工作。

E-mail: wenmiao@163.com

通讯作者简介 鲜本忠，男，1973 年生，中国石油大学（北京）教授，博士生导师，主要从事沉积学与储层地质学研究。E-mail: xianbz@cup.edu.cn

中图分类号 P **文献标志码** A

Depositional model of fan deltas based on analysis of sedimentary processes: a case study of the Lower Cretaceous Xiguayuan Formation in Sangyuan section of Lu'anping Basin

* 国家自然科学基金项目（编号：42172109, 42172108）、中国石油天然气集团有限公司—中国石油大学（北京）战略合作科技专项（编号：ZLZX2020-02）、国家重点研发计划项目（编号：2018YFA0702405）和中国石油大学（北京）科研启动基金项目（编号：2462020BJRC002, 2462020YXZZ020）联合资助。[Co-funded by the National Natural Science Foundation of China (Nos. 42172109, 42172108), China National Petroleum Corporation-China University of Petroleum (Beijing) strategic cooperation science and technology project (No. ZLZX2020-02), State's Key Project of Research and Development Plan (No. 2018YFA0702405) and Science Foundation of China University of Petroleum (Beijing) (Nos. 2462020BJRC002, 2462020YXZZ020)]

ZHANG Wenmiao¹ XIAN Benzhong^{1,2} JI Hancheng^{1,2} MA Guofu³ XIAO Wenhua³
TIAN Rongheng¹ CHEN Sirui¹ YANG Baizhi¹

1 College of Geosciences, China University of Petroleum (Beijing), Beijing 102249, China

2 National Key Laboratory of Petroleum Resources and Prospecting, China University of Petroleum (Beijing), Beijing 102249, China

3 Research Institute of Petroleum Exploration and Development of Yumen Oilfield, Gansu Jiuquan 735019, China

Abstract Flood flow types and variable discharge are the critical controls on fan delta morphology and depositional characteristics. However, characteristics of depositional units formed by variable flow types are poorly understood. The well exposed Sangyuan section of Lower Cretaceous Luanping Bain is measured in detail. Based on the division of lithofacies, flow types and depositional processes are interpreted, with corresponding depositional units determined. Depositional models are constructed responding to various types of flood flow. Three types of flood flow are identified based on the classification of lithofacies associations, containing debris flow, hyperconcentrated flood flow and sheetflood flow. According to the processes and geometry, eight types of depositional units are identified, including subaerial debris-flow tongue deposits, hyperconcentrated flood flow-dominated braided channels, subaqueous debris-flow tongue deposits, high-density turbidite channels, subcritical-flow dominated subaqueous distributary channels, high-density turbidite lobes, subaqueous sheetflood dominated lobes, and slump deposits. During the development of debris flow-dominated fan delta, multistorey debris-flow tongue deposits gradually prograding into the lacustrine basin are developed. During the development of hyperconcentrated flood flow-dominated fan delta, hyperconcentrated flood flow-dominated braided channel are developed in the fan delta plain. Transformed by hyperconcentrated flood flow, high-density turbidity current is formed in the fan delta front, generating high-density turbidite channels and lobes. During the development of sheetflood flow-dominated fan delta, unconfined sheetflood flow is developed when flood flows are transported out of the incised channels, generating subaqueous sheetflood dominated lobe in the fan delta front. The rapid deposition of sandstones in the fan delta front during flood flow stage leads to the instability of sediment and the development of slumps. During base flow stage, subaerial braided channels and subaqueous distributary channels dominated by subcritical-flow structures are developed. This study sheds light on the analysis of sandbody geometry and depositional architecture of fan delta formed by variable types of flood flow.

Key words fan delta, depositional process, flood flow types, depositional unit, Luanping Basin

About the first author ZHANG Wenmiao, born in 1994, is a Ph.D. candidate of China University of Petroleum (Beijing). He is mainly engaged in sedimentology. E-mail: wenmiao@cup.edu.cn.

About the corresponding author XIAN Benzhong, born in 1973, is a professor and Ph.D. supervisor of China University of Petroleum (Beijing). He is mainly engaged in sedimentology and reservoir geology. E-mail: xianbz@cup.edu.cn.

扇三角洲是冲积扇作为物源直接进入海洋或湖泊形成的粗粒扇体 (Nemec and Steel, 1988), 记录了山前的构造活动、气候条件和基准面变化 (Blair and Bilodeau, 1988; Hartley, 1993; Harvey, 1996, 2002), 同时, 含油气盆地中的扇三角洲可作为良好的油气储集体 (纪友亮等, 2012;

唐勇等, 2018)。对扇三角洲形成过程与沉积模式的研究有利于认识盆地的沉积充填演化, 并指导油气勘探。

在对扇三角洲的研究中, 不同学者基于构造背景、盆地水动力情况、气候条件等提出过多种扇三角洲分类方案与沉积模式。Ethridge 与 Wescott

(1984) 基于不同的构造地理环境, 提出缓坡型(陆架型)、斜坡型以及吉尔伯特型(陡坡型)。其中吉尔伯特型三角洲以明显的底积层、前积层、顶积层三层结构为特征。薛良清与 Galloway (1991) 基于扇三角洲前缘被波浪、潮汐改造的程度, 将扇三角洲划分为河控、浪控与潮控扇三角洲。Nemec 与 Steel (1988) 基于气候条件, 提出牵引流主控的扇三角洲多发育于湿润气候条件, 而碎屑流主控的扇三角洲多发育于干旱气候条件。石占中与纪友亮 (2002) 提出湖平面频繁变化下的扇三角洲沉积模式, 分为洪水期沉积模式和枯水期沉积模式 2 种类型。由于流体沉积物浓度与流速的不同, 洪水期扇三角洲中可形成多种类型的流体 (Gao *et al.*, 2020), 其在扇三角洲平原与前缘可形成不同类型的沉积单元 (Nemec *et al.*, 1984; Blair, 1999a, 1999b; 张可等, 2022)。扇三角洲水槽物理模拟与数值模拟研究表明, 洪水的持续时间与流量变化是影响扇三角洲地貌形态与沉积特征的主要控制因素 (Nicholas *et al.*, 2016; Miller *et al.*, 2019; Leenman *et al.*, 2022)。研究表明, 洪峰流量越高, 河道越容易进行侧向迁移。在扇三角洲前缘中, 水下分流河道的形态与演化同样受到洪水流量变化的影响。在高流量的洪水期, 扇三角洲表现为向湖盆进积, 河道内部以沉积作用为主, 在间洪期河道的侵蚀作用增强, 以河道长度增加、河道内沉积作用较弱为主要特征。然而, 洪水期不同类型流体对扇三角洲地貌形态与沉积特征的影响研究较少, 亟需建立不同类型流体建造下扇三角洲的沉积模式。

滦平盆地是早白垩世形成于华北克拉通北缘伸展裂陷体系内的陆相断陷湖盆 (Wei *et al.*, 2012; Meng *et al.*, 2022), 研究对象桑园剖面斜交物源方向, 记录了滦平盆地断陷晚期的浅水扇三角洲沉积特征 (张可等, 2022)。前人研究表明, 桑园剖面扇三角洲沉积于湖盆水体较浅的环境, 保存了陆上与水下的沉积物, 具有重力流与牵引流共存的沉积物搬运机制 (张英利等, 2007; Wei *et al.*, 2012; 张可等, 2022), 并识别出洪水期的异重流沉积及其对基准面变化的响应 (Yan *et al.*, 2020)。根据岩相特征与剖面形态, 认为桑园剖面扇三角洲发育分流河道、河口坝、席状砂 3 种沉积单元, 其中河

口坝具有反韵律与正韵律特征 (张可等, 2022; Zhang *et al.*, 2023), 分流河道中既保存有牵引流沉积构造, 又发育重力流成因的粗粒沉积。作者认为沉积单元内部岩相组成差异形成于不同类型的流体, 应基于不同洪水类型建造期, 对沉积单元进行划分并建立扇三角洲沉积模式。通过对野外露头剖面的观察与实测, 本次研究的主要目的为: (1) 分析扇三角洲体系的沉积过程, 总结不同的洪水类型; (2) 识别不同类型流体形成的沉积单元类型; (3) 建立不同洪水类型作用下扇三角洲沉积模式。

1 地质概况

滦平盆地是华北克拉通北缘燕山褶皱—逆冲构造带上的箕状断陷湖盆, 盆地形态与同时期裂陷体系内的其他断陷湖盆明显不同(图 1-a), 盆地北部受控于东南倾向的高角度红旗正断层, 西部以东倾的小白旗正断层为界, 面积约 800 km² (图 1-b) (Meng, 2003; 武法东等, 2004)。

滦平盆地基底由太古宙至古元古代变质岩构成, 之上依次出露中生代中侏罗统、上侏罗统、下白垩统及新生界第四系。然而, 侏罗系与下白垩统的地层划分存在争议。河北省第二区域地质测量大队 (1975)^① 认为中侏罗统发育九龙山组、髫髻山组与土城子组, 上侏罗统至下白垩统发育张家口组、大北沟组与西瓜园组。李佩贤等 (2004) 进一步将原义的大北沟组细分为狭义的大北沟组和大酒店组。然而, 据凝灰岩层 U-Pb 锆石定年数据 (牛宝贵等, 2003; Wei *et al.*, 2012), 张家口组底部的熔结凝灰岩层 U-Pb 锆石年龄为 136.3 ± 3.4 Ma, 上部的火山岩层 U-Pb 锆石年龄为 135.4 ± 1.6 Ma, 顶部的熔结凝灰岩层定年为 131.4 ± 1.2 Ma, 大北沟组凝灰岩层锆石定年为 130.1 ± 2.5 Ma。孟庆任 (2017) 认为华北北缘中生代地层下一中侏罗统由南大岭组与下花园组构成, 将九龙山组、髫髻山组与土城子组归为上侏罗统, 下白垩统划分为张家口组、大北沟组与西瓜园组 (Wei *et al.*, 2012; Meng *et al.*, 2022)。同时, 晚侏罗世—早白垩世早期, 燕辽地区是热河动物群的发源地 (王恩恩, 1990), 滦平盆地古生物化石可与辽西

^① 河北省地质局第二区域地质测量大队. 1975. 河北北部中生代地层. 见: 华北中生代地层和近期玄武岩专题会议地质资料汇编 (上册)

盆地进行对比(田树刚等, 2008)。滦平盆地大北沟组 *Nestoria* 群占绝对优势, 下部与上部分别发现 *Jibeilimnoida* 属和 *Keratesthes* 属, 西瓜园组的下部与中部发育 5 种叶支介化石, 分别为 *Eosetheria ovata*, *Diestheria jeholensis*, *Diestheria yixianensis*, *Eosetheria xiaolanggouensis*, 以及 *Eosetheria aff. Middendorffii*, 并且与辽西盆地义县组的化石群比较好。西瓜园组上部发育 *Eosetheria fuxinensis*, 可与辽西盆地九佛堂组化石群进行对比(图 1-e)。结合古生物特征和定年数据, 根据与同时期辽西盆地义县组与九佛堂组地层的对比, 将西瓜园组的年龄确定为 130~120 Ma (Wei et al., 2012), 因此, 作者在文中采用此类地层划分方案(图 1-e)。

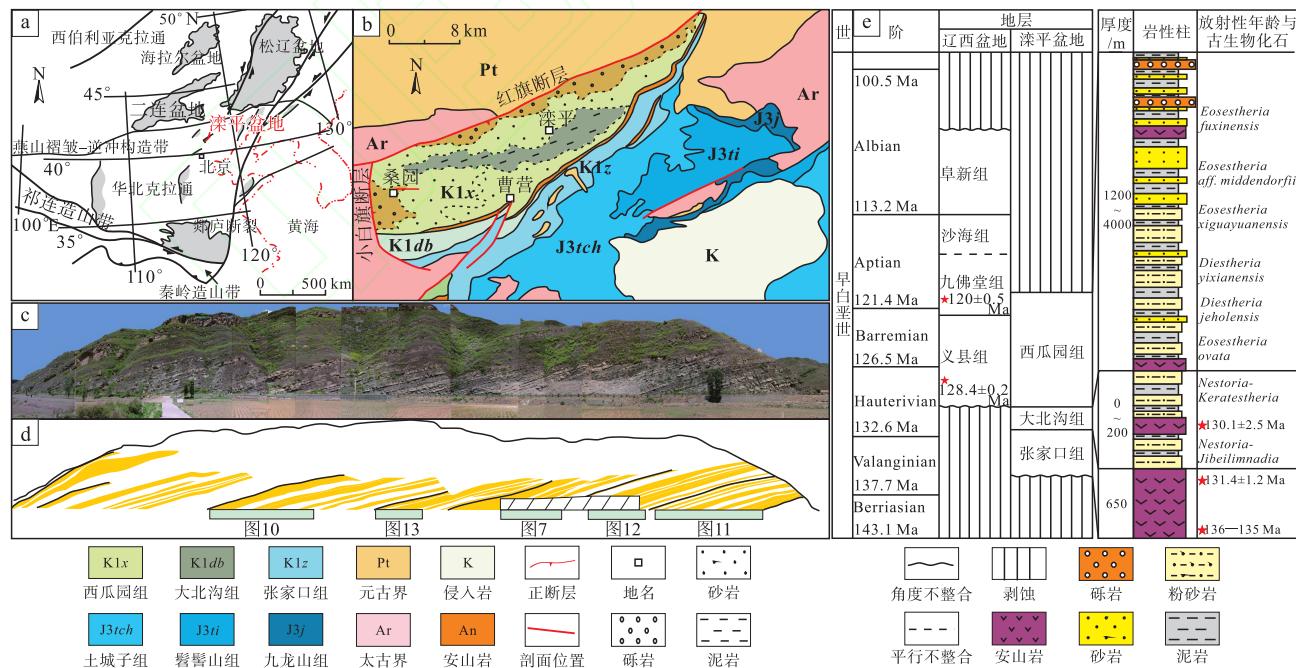
早白垩世滦平盆地处于裂陷期, 西瓜园组构成滦平盆地的主体, 张家口组与大北沟组分布于盆地东南侧(Cope et al., 2010)(图 1-b)。西瓜园组沉积期, 滦平盆地处于湿润气候条件, 整体上以深湖相深色泥页岩为主(赵健龙等, 2023), 在深湖泥岩中可观察到深水重力流沉积, 盆地北部和西部受边界正断层控制, 发育粗砾扇三角洲体系(张英利等, 2007)。受晚白垩世构造抬升影响, 西瓜园组在多个 NW 倾向的剖面出露, 记录了沉积物的垂

向演化特征(纪友亮等, 2013; 王成等, 2022)(图 1-c, 1-d)。研究对象桑园剖面位于滦平盆地西部, 沿 NW—SE 向出露, 物源方向来自 NWW 向, 记录了西瓜园组沉积晚期西部扇三角洲的沉积特征。地层倾向 NW 指示了西瓜园组沉积晚期桑园剖面扇三角洲主要受北部红旗断层控制, 西部边界断层停止活动, 坡度减缓(Wei et al., 2012)(图 1-b), 部分中波痕与泥裂构造的发育表明其形成于浅水环境(张可等, 2022), 因此, 桑园剖面记录了滦平盆地断陷晚期长轴浅水扇三角洲的沉积特征。

2 岩相类型及其组合特征

2.1 岩相类型

根据沉积物的岩性、粒度、沉积结构和构造, 在桑园剖面中识别出 12 种岩相类型, 其中 4 种砾岩相, 6 种砂岩相以及 2 种泥岩相(图 2)。砾岩中砾石颗粒支撑形式、排列方式、粒度变化与沉积构造反应了沉积过程与流体类型, 将砾岩相划分为多级颗粒支撑砾岩相、粒序层理支撑砾岩相、韵律层理砾岩相以及后积层理砾岩相。基于沉积构造的不同将砂岩相分为平行层理砂岩相、似压扁一波状层



a—中国东北部大地构造与滦平盆地位置图(据 Meng et al., 2022; 有修改); b—滦平盆地地质图以及桑园剖面位置(据 Wei et al., 2012; 有修改); c—桑园剖面出露特征; d—桑园剖面砂体分布; e—滦平盆地白垩统地层发育特征(据牛宝贵等, 2003; Wei et al., 2012)

图 1 滦平盆地区域地质概况

Fig. 1 Regional geological setting of Lu'anping Basin

岩相代码	岩相名称	岩相特征	成因解释	岩相照片	
C1	多级颗粒支撑砾岩相		非粘结性碎屑流整体快速冻结沉积		
C2	粒序层理砾岩相		流体性质介于碎屑流与牵引流之间的洪流底部粗粒段沉积		
C3	韵律层理砾岩相		高密度浊流沉积		
C4	后积层理砾岩相		逆行沙丘沉积		
S1	平行层理砂岩相		高流态河道沉积		
S2	似压扁-波状层理砂岩相		水下超临界流沉积		
S3	槽状交错层理砂岩相		河道下切迁移充填沉积		
S4	板状交错层理砂岩相		顺流加积辫流坝沉积		
S5	重荷模构造砂岩相		沉积物的快速沉积		
S6	滑塌构造砂岩相		高沉积速率导致沉积物失稳		
M1	水平层理泥岩相		浅水泥岩沉积		
M2	块状构造泥岩相		深水泥岩沉积		

图 2 涼平盆地西瓜园组桑园剖面典型岩相类型

Fig. 2 Lithofacies description and interpretation of the Lower Cretaceous Xiguayan Formation in Sangyuan section of Luanping Basin

理砂岩相、槽状交错层理砂岩相、板状交错层理砂岩相、重荷模构造砂岩相以及滑塌构造砂岩相。将泥岩相分为水平层理泥岩相与块状构造泥岩相。

1) 多级颗粒支撑砾岩相 (C1)。由次圆状—圆状、分选较差的粗砾组成, 多级颗粒支撑, 砾石杂乱分布, 发育块状构造, 与下伏沉积物呈粒度突变接触, 接触面平整。解释为非粘结性碎屑流整体快速冻结沉积 (Fisher, 1971; Hampton, 1975; Nemec and Steel, 1984)。

2) 粒序层理砾岩相 (C2)。由次圆状—圆状、分选中等的中细砾组成, 颗粒支撑, 可见正粒序发育, 与下伏沉积物呈侵蚀接触, 上伏沉积物普遍发育砂岩层, 并呈突变接触。粒序层理砾岩的发育指示了砾石颗粒的机械分异作用, 反应了湍流逐渐成为颗粒间的主要支撑作用。解释为流体性质介于碎

屑流与牵引流之间的洪流底部粗粒段沉积 (Piereson and Scott, 1985; DeCelles *et al.*, 1991; Blair, 1999a; Gao *et al.*, 2020)。

3) 韵律层理砾岩相 (C3)。由层状粗砾岩与粗砂岩韵律层相互叠覆形成, 分选较差, 次圆状至圆状, 垂向上发育多期粒度变化, 可见向上变细与向上变粗粒序层理。解释为高密度浊流沉积, 粒度的变化指示了流体能量随时间的波动 (Cartigny *et al.*, 2013)。

4) 后积层理砾岩相 (C4)。由圆状、分选好的细砾岩组成, 发育向上游倾斜的后积层理, 中砾发育在后积层理底部, 分选较差, 可见其与平行层理伴生, 底部发育侵蚀面。解释为由超临界流的水力跳跃形成 (Ono *et al.*, 2021)。与平行层理相伴生的后积层理砾岩, 多发育于片流沉积中, 由片流中

超临界驻波的频繁形成和破坏形成(Blair, 1999a)。

5) 平行层理砂岩相(S1)。由磨圆、分选较好的中砂岩组成, 发育平行层理, 为牵引流成因, 解释为高流态沉积, Fr 介于 1~1.3 之间 (Cain and Mountney, 2009)。

6) 似压扁一波状层理砂岩相(S2)。由分选磨圆较好的中细粒砂岩组成, 发育似压扁一波状层理与泥质披覆, 底部发育小型重荷模构造, 指示了高流态流体的快速沉积。层理背流面呈下凹形态, 迎流面呈上凸形态, 反应了背流面具侵蚀性而迎流面具沉积性, 解释为水下超临界流形成的小型逆行沙丘沉积 (Martin, 2000; Cartigny *et al.*, 2014; Tan and Plink-Björklund, 2021, 2024; Ono *et al.*, 2021)。

7) 槽状交错层理砂岩相(S3)。由磨圆、分选较好的中粗砂岩组成, 发育槽状交错层理, 底部发育侵蚀界面, 砂体呈顶平底凸状, 垂向上多期砂岩叠置。解释为低流态牵引流主控下河道下切、迁移充填沉积 (Jo *et al.*, 1997)。

8) 板状交错层理砂岩相(S4)。由磨圆、分选较好的中粗砂岩组成, 发育板状交错层理, 表明其形成于低流态牵引流环境中, Fr 小于 1, 交错层理的形成为牵引流流体内部床砂底形迁移形成, 解释为顺流加积辫流坝沉积 (Miall, 1977; Tunbridge, 1984)。

9) 重荷模构造砂岩相(S5)。由覆盖在泥岩之上底部发育瘤状突起的粗砂岩构成, 解释为泥质沉积物尚未固结时上覆砂岩的快速沉积 (Owen and Moretti, 2011)。

10) 滑塌构造砂岩相(S6)。由褶皱的砂泥岩互层组成, 解释为三角洲前缘因高沉积速率导致沉积物失稳而形成的软沉积物变形 (Heifetz *et al.*, 2005; Strozyk *et al.*, 2009; Wetzler *et al.*, 2010; Ogiwara and Ito, 2011)。

11) 水平层理泥岩相(M1)。灰绿色泥岩中发育水平层理, 为低能环境下浅湖沉积。

12) 块状构造泥岩相(M2)。深灰色泥岩呈块状构造, 为深湖相泥质沉积。

2.2 岩相组合

根据岩相垂向上的组合特征, 在桑园剖面中识别出 8 种岩相组合类型 (FA1—FA8)(图 3)。

2.2.1 岩相组合 FA1

主要发育多期多级颗粒支撑砾岩相(C1), 砾

岩成层状, 横向上延伸较远, 各砾岩层接触面较平坦(图 3-a; 图 4-a)。层内可见粒度变化, 横向上多级颗粒支撑砾岩相过渡为砂岩相, 砾岩呈底平顶凸状, 垂向上可见砾岩逐渐覆盖砂岩(图 4-a)。多期多级颗粒支撑砾岩相构成的板状砾岩解释为洪水期非粘结性碎屑流快速冻结堆叠形成的碎屑流舌状体, 碎屑流因流体浓度较高, 流体底部紊流受到抑制, 侵蚀性较弱, 底界面较平坦。底平顶凸状的砾岩为单期碎屑流形成的舌状体, 垂向上砾岩覆盖砂岩解释为后期舌状体堆叠覆盖于早期沉积体之上。

2.2.2 岩相组合 FA2

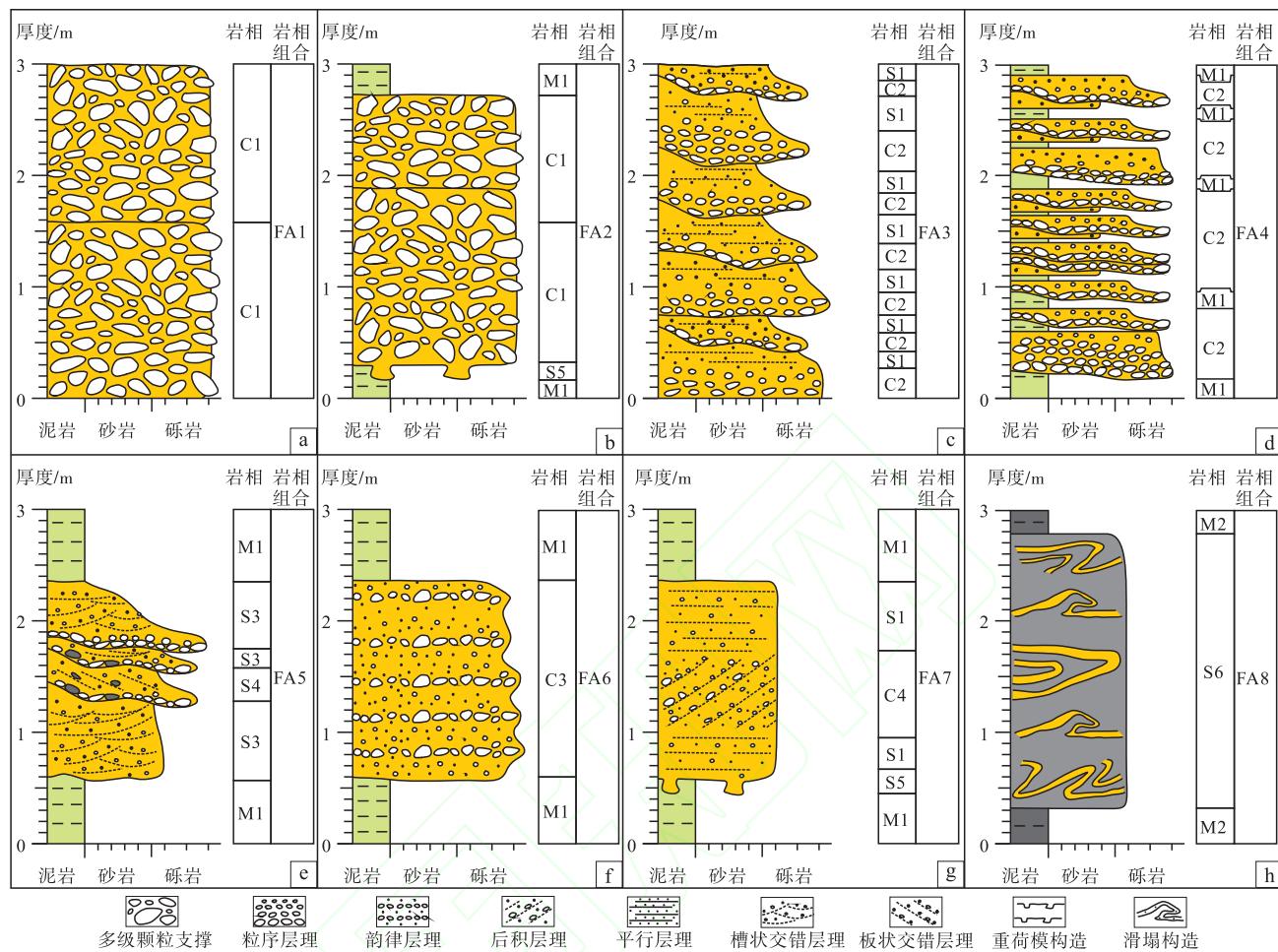
主要发育多级颗粒支撑砾岩相(C1)与水平层理泥岩相(M1)(图 3-b), 垂向上多期叠置, 接触面较平坦, 砾岩层与下部灰绿色水平层理泥岩突变接触, 砾岩层底部可见重荷模构造(图 4-a)。多级颗粒支撑砾岩相与灰绿色泥岩相的发育, 解释为洪水期陆上碎屑流搬运至水下形成的水下碎屑流舌状体, 砾岩层底部的重荷模构造指示了高浓度水下碎屑流进入湖盆水体快速沉积于泥岩之上。

2.2.3 岩相组合 FA3

主要发育粒序层理砾岩相(C2)与平行层理砂岩相(S1)(图 3-c), 砾岩多呈顶平底凸状, 发育下凸型底界面, 与下伏砂岩或泥岩接触, 与上部砂岩呈突变接触, 整体上由底部粗粒段与上部细粒段构成, 在垂向上频繁叠置(图 4-b), 同时可见原位植物根茎保存于河道中(图 4-c), 解释为洪流形成的陆上辫状河道(FA3)。可见粒序层理砾岩相与多级颗粒支撑砾岩相伴生, 指示了洪水由碎屑流向洪流的过渡, 随着洪水浓度的降低, 流体底部侵蚀能力增强, 洪流主控型辫状河道发育于陆上碎屑流舌状体之后, 并侵蚀改造早期碎屑流沉积物。同时, 在辫状河道中可见粒序层理砾岩相后积层理砾岩相的过渡, 指示了水力跳跃过程的发育(图 4-c)。流体在水力跳跃过程初期由超临界流向亚临界流过渡, 由于流速的下降发生快速沉积, 形成多级颗粒支撑砾岩相与粒序层理砾岩相。随后沿顺流方向, 在河道迎流面流速增加, 流体向超临界流过渡, 发育后积层理。辫状河道中水力跳跃的发育, 表明其形成于辫状河道的急滩与深潭, 河道间泥岩夹层指示了间洪期的富泥质沉积(图 4-c)。

2.2.4 岩相组合 FA4

主要发育粒序层理砾岩相(C2)与水平层理



a—岩相组合 FA1; b—岩相组合 FA2; c—岩相组合 FA3; d—岩相组合 FA4; e—岩相组合 FA5; f—岩相组合 FA6;
 g—岩相组合 FA7; h—岩相组合 FA8

图 3 涞平盆地下白垩统西瓜园组桑园剖面典型岩相组合类型

Fig. 3 Lithofacies association of the Lower Cretaceous Xiguayuan Formation in Sangyuan section of Luanping Basin

泥岩相 (M1) (图 3-d)，砾岩多呈顶平底凸状，垂向上多期叠置(图 5-a, 5-b)，并下切侵蚀底部灰绿色泥岩，为洪水期洪流入湖后在水体较浅处形成的高密度浊流水道 (FA4)。当流体中携带沉积物浓度降低时，流体向牵引流过渡，上部砂岩层受到侵蚀改造，可发育槽状交错层理(图 5-b)。

2.2.5 岩相组合 FA5

主要发育槽状交错层理砂岩相 (S3)、板状交错层理砂岩相 (S4) 与水平层理泥岩相 (M1) (图 3-e)。槽状交错层理砂岩相多发育于冲刷面之上，多期相互叠置，与下伏多期粒序层理砾岩相和板状交错层理砂岩相侵蚀接触(图 5-c)，为间洪期低流态河流下切侵蚀形成的水下分流河道，冲刷面垂向上多期叠置，指示了水下分流河道的频繁迁移。

2.2.6 岩相组合 FA6

主要发育韵律层理砾岩相 (C3) 与水平层理泥岩相 (M1)，底部常与呈块状构造的砾岩接触(图 6-a)，为洪流进入湖盆在浅水快速沉积形成的高密度浊流朵体(图 3-f)。底部的呈块状构造的砾岩为早期碎屑流进入水体形成的水下碎屑流舌状体，垂向上粒度与沉积构造的转变反应了随着流体浓度的降低，水下碎屑流向高密度浊流的过渡。在露头剖面中，板状韵律层理砾岩相的上游方向，可见 S 型顺流加积厚层粒序层理砾岩相，底部发育侵蚀面，砾岩沿顺流方向逐渐尖灭，后期砾岩超覆于 S 型加积砾岩(图 7-a, 7-b)。侵蚀面的发育指示了洪水期高能流体进入湖盆时侵蚀湖盆泥岩形成侵蚀型水道，随着流体能量的降低，逐渐在水道中形成顺流加积型砂砾岩体并充填侵蚀水道。当地貌低

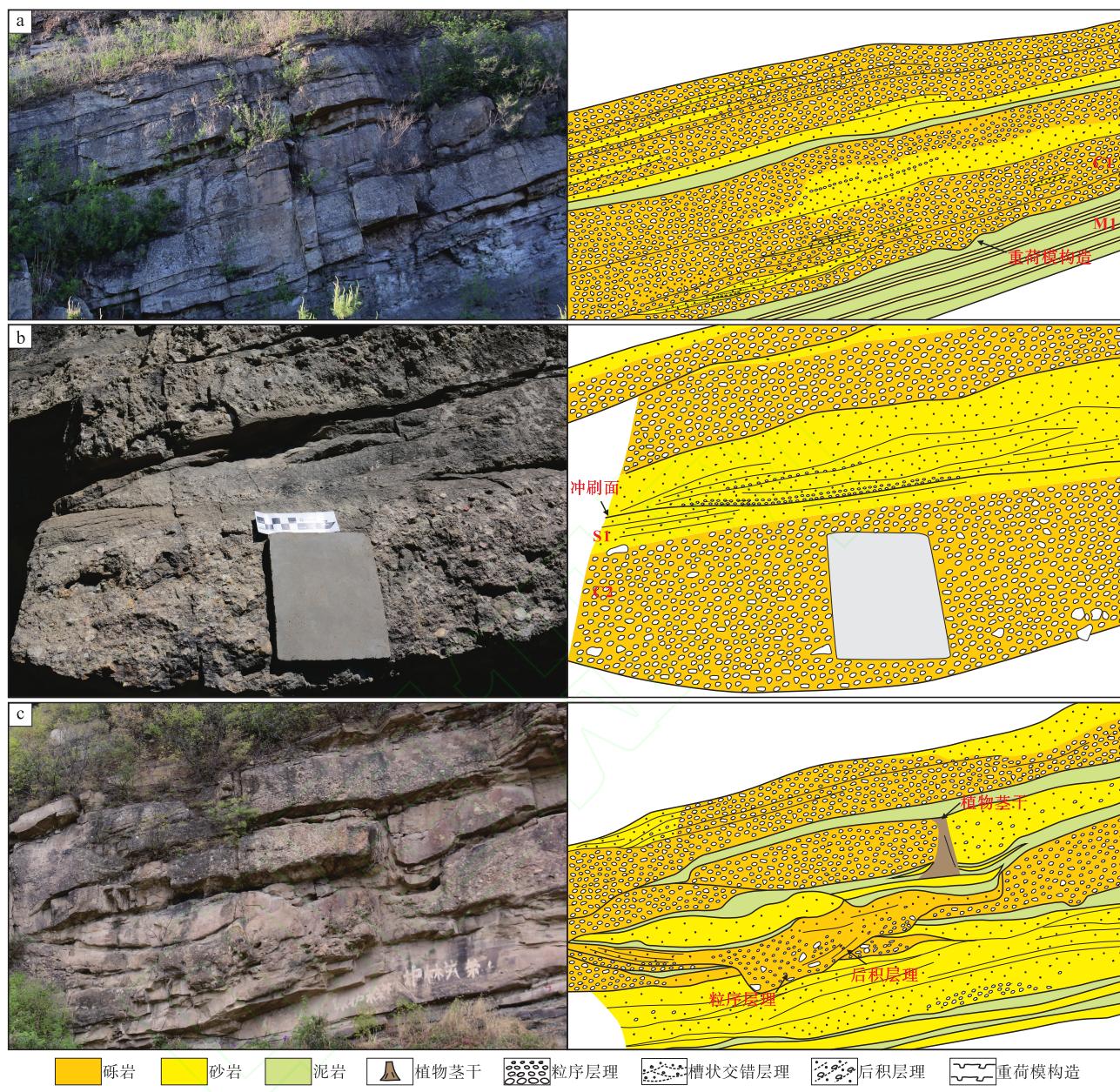


图 4 漆平盆地下白垩统西瓜园组桑园剖面碎屑流朵体与辫状河道典型照片与解释

Fig. 4 Typical photos and interpretation of debris-flow dominated lobes and braided channels of the Lower Cretaceous Xiguayan Formation in Sangyuan section of Luanping Basin

地充填后，后期高能流体在向湖盆运动时可在近端发生侵蚀或过路不沉积作用，在远端沉积高密度浊流朵体（Mutti *et al.*, 2003）（图 7-c）。

2.2.7 岩相组合 FA7

主要发育后积层理砾岩相（C4）、平行层理砂岩相（S1）与水平层理泥岩相（M1）（图 3-g），可见平行层理与后积层理共同发育（图 6-b），层状砂岩底部发育重荷模构造。平行层理砂岩相的发育指示其形

成于高流态片流，与后积层理的共同发育指示了片流中驻波的形成与破坏。水下片流朵体形成于非限制性片流入湖初期，在浅水处因流体流速快速下降，沉积物快速沉积，底部发育重荷模构造。当洪水沿扇三角洲斜坡运动时可形成超临界流，并发育小型水力跳跃过程，形成具似压扁一波状层理的小规模旋回阶地或逆行沙丘，在砂岩底部也可见小型重荷模构造，指示了流体中沉积物的快速沉积（图 6-c）。

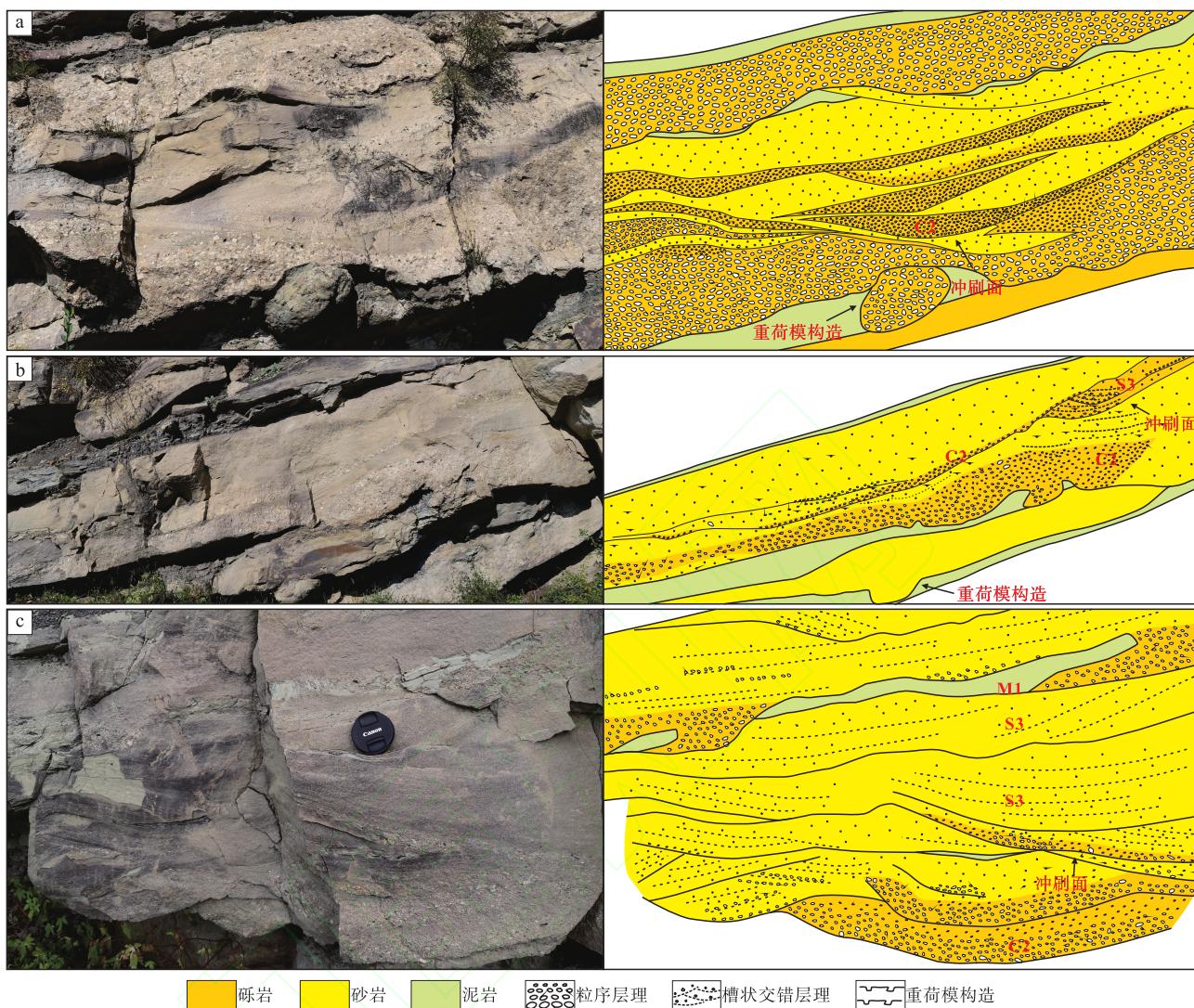


图 5 涮平盆地西瓜园组桑园剖面水下分流河道典型照片与解释

Fig. 5 Typical photos and interpretation of subaqueous distributary channel of the Lower Cretaceous Xiguayuan Formation in Sangyuan section of Luanping Basin

2.2.8 岩相组合 FA8

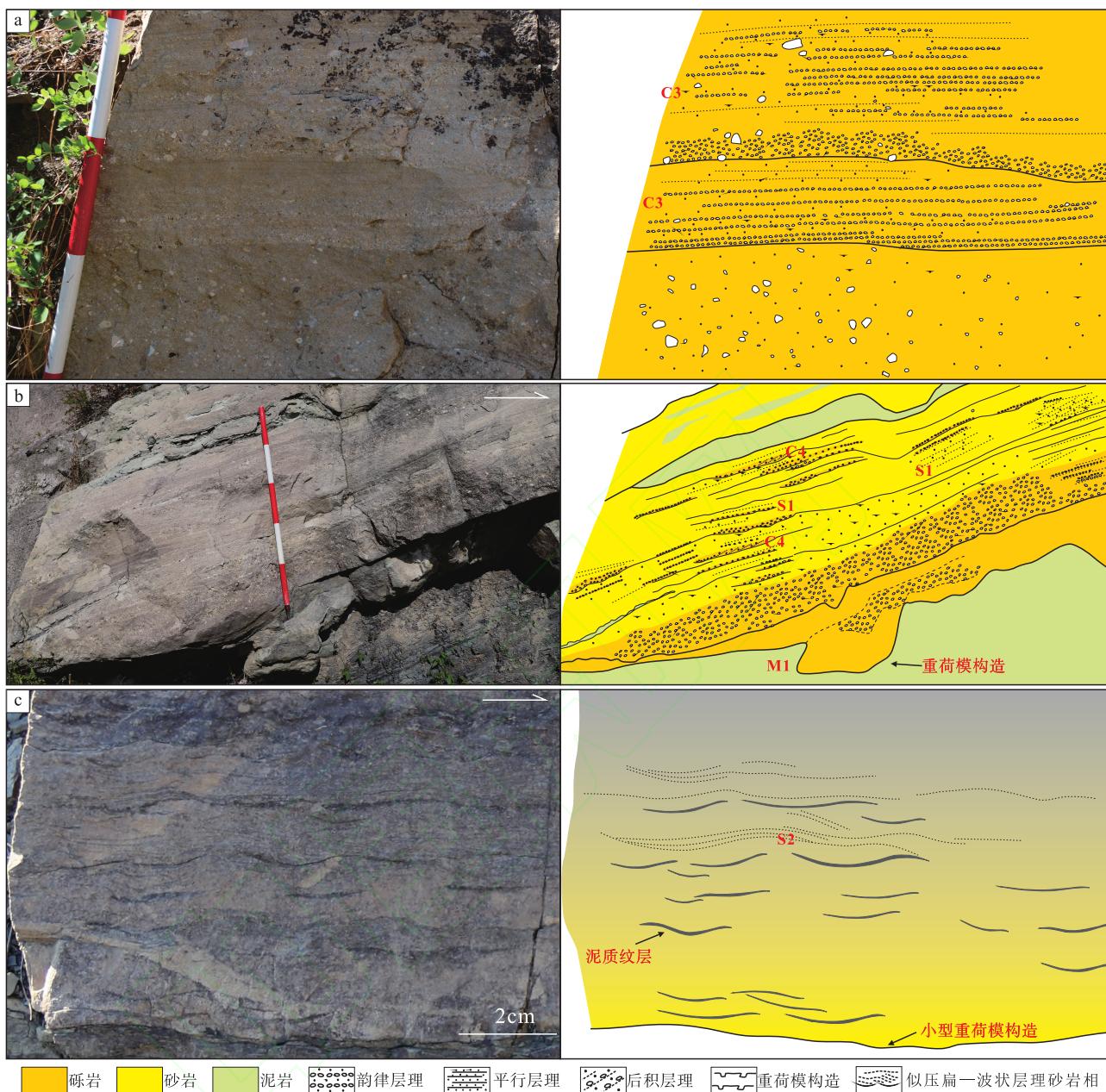
主要由块状构造泥岩相 (M2) 夹滑塌构造砂岩相 (S6) 构成(图 3-i)，滑塌构造的发育反应了斜坡上未固结沉积物受高沉积速率或震动的影响而失稳，多发育于水体较深的深灰色泥岩中。滑塌体在桑园剖面中多处发育，指示了扇三角洲前缘砂体的快速沉积导致的沉积物失稳(图 7-a, 7-b)。

3 沉积过程

扇三角洲洪水期主要发育舌状流动的碎屑流、沿沟槽中线状流动的洪流以及呈薄层片状流动的片

流 3 种流体类型，间洪期主要发育低流态牵引流(图 8；图 9)。

碎屑流主要由多级支撑砾岩相构成。流体浓度较高，高浓度沉积物抑制了湍流的形成，流体底部侵蚀能力较弱，砾石间相互碰撞是主要的支撑机制 (Lowe, 1982)。当碎屑流向湖盆运动时，碎屑流头部砾石颗粒最粗，运动速度较慢，向流体尾部浓度逐渐降低，形成低密度稀释性的尾部流体。砾岩中粒度变化指示了发育多期碎屑流涌浪 (Major, 1997)。每次碎屑流涌浪将早期沉积物推移至两侧，并向外扩散依次沉积，砾石集中于舌状体前端与侧缘，形成朵体前端与侧向堤坝 (de Haas



a—高密度浊流朵体; b—水下片流朵体; c—水下朵体发育小型超临界流构造

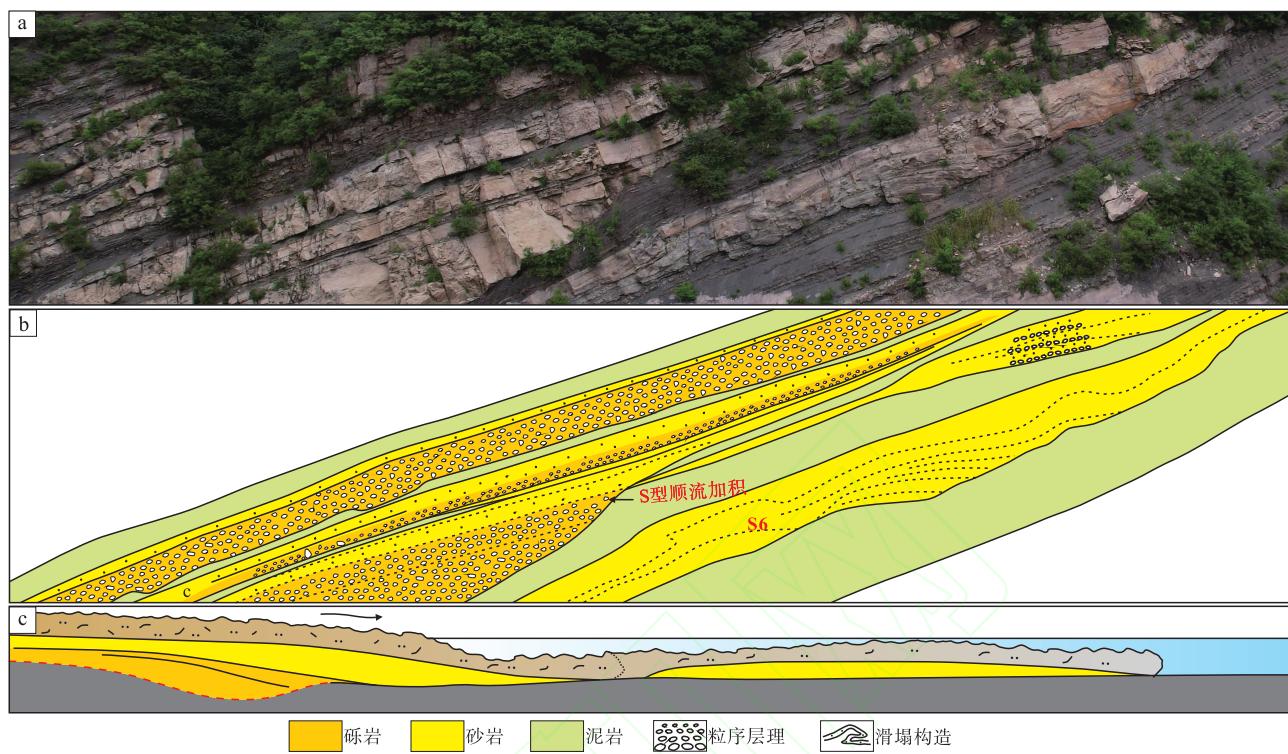
图 6 涼平盆地西瓜园组桑园剖面浅水朵体典型照片与解释

Fig. 6 Typical photos and interpretation of shallow-water lobes of the Lower Cretaceous Xiguayuan Formation in Sangyuan section of Luanping Basin

et al., 2015)。当碎屑流进入湖盆水体时, 形成水下碎屑流, 流体快速沉积形成底部发育重荷模构造的砾岩(图 8-a)。

随着碎屑流粗粒砾石的沉积与流体中沉积物浓度的下降, 碎屑流表面悬浮砂质颗粒, 流体垂向上转化为具双层结构的流体, 即底部高密度砾质流体在上部稀释性流体施加的剪应力下流动, 即形成洪流, 流体性质上为介于碎屑流与牵引流之间的过渡

态流体 (Todd, 1989)。流体垂向上分离作用不稳定且较短暂, 存在于由碎屑流侧向堤岸和前端舌状体形成的沟道型地貌低地中。洪流主要由粒序层理砾岩相构成, 顶部可发育平行层理砂岩。洪流进入湖盆水体时, 底部高浓度段在上部低浓度段流体施加的剪切力下搬运, 搬运过程与牵引毯相同 (Sohn, 1997; Cantigny *et al.*, 2013), 形成高密度浊流, 发育韵律层理砾岩相(图 8-b)。



a—朵体与滑塌体典型露头照片；b—朵体与滑塌体解释；c—朵体沉积过程解释

图 7 涮平盆地下白垩统西瓜园组桑园剖面朵体与滑塌体剖面解释

Fig. 7 Anatomy of lobes and slump deposits of the Lower Cretaceous Xiguayuan Formation in Sangyuan section of Luanping Basin

随着洪水流出扇三角洲平原的限制性下切河道时，形成非限制性的片流，进入湖盆水体时，形成水下片流。水下片流沉积主要由平行层理砂岩以及小规模后积层理砾岩构成，因快速沉积底部发育重荷模构造(图 8-c)。

间洪期流体流量与流速减小，扇三角洲以低流态牵引流为主，发育板状交错层理与槽状交错层理砂岩相(图 8-d)。在扇三角洲平原部分，可侵蚀早期粗粒碎屑流沉积物，当存在地貌低地时，可形成水力跳跃过程(图 4-c)。在扇三角洲前缘部分，剖面中可见多级颗粒支撑砾岩覆盖于槽状交错层理砂岩之上(图 2)，二者的突变接触指示了洪水期碎屑流砾岩快速沉积于前缘水下分流河道砂岩。同时在剖面中可见交错层理砂岩发育于粒序层理砾岩之上(图 5)，指示了间洪期低流态牵引流对早期洪流沉积物的侵蚀改造。

4 沉积相与沉积模式

4.1 沉积相

洪水期不同类型的洪水在扇三角洲的陆上与水

下部分形成不同类型的沉积微相单元(图 9)。其中扇三角洲平原主要发育陆上碎屑流与陆上洪流，扇三角洲前缘发育水下碎屑流、高密度浊流、水下片流。间洪期，由于洪水浓度与流速的下降，以低流态牵引流为主。

4.1.1 扇三角洲平原

扇三角洲平原洪水期主要发育陆上碎屑流舌状体(FA1)与洪流主控辫状河道(FA3)(图 9)。典型露头剖面显示，垂向上由下部的深色泥岩夹薄层粉砂岩向上逐渐过渡为厚层砾岩，整体上表现为粒度向上变粗，厚度向上增大的进积型叠加样式。其中厚层砾岩顶底界面平坦呈板状，或表现为顶平底凸状(图 10)，也可见后积层理较发育的多期叠置型下切侵蚀河道(图 4-c)。

多级颗粒支撑构造砾岩相的普遍发育指示了扇三角洲由碎屑流形成的多期舌状体建造形成，顶平底凸状砾岩的发育表明随着流体中沉积物浓度下降，流体侵蚀能力增强，早期碎屑流舌状体受洪流侵蚀改造，形成洪流主控的辫状河道。当洪流逐渐向牵引流过渡时，在辫状河道中可发育水力跳跃过

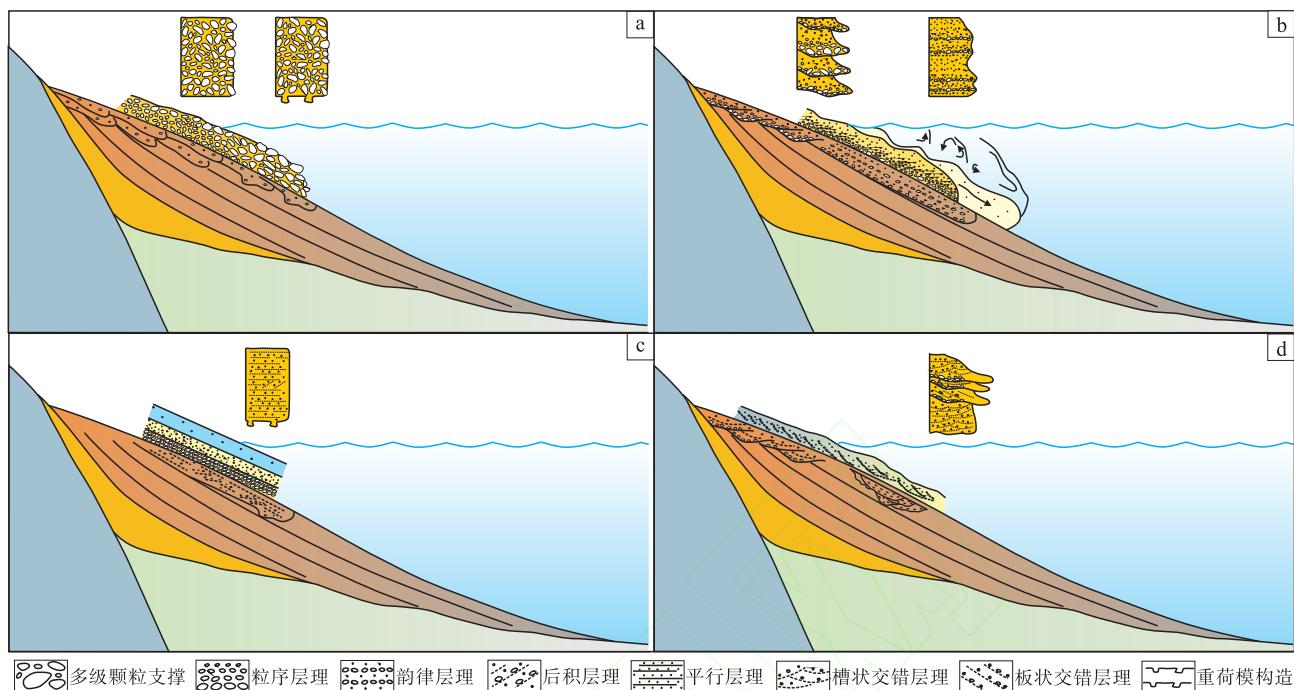


图 8 漆平盆地下白垩统西瓜园组桑园剖面扇三角洲沉积过程

a—碎屑流建造期；b—洪流建造期；c—片流建造期；d—间洪期

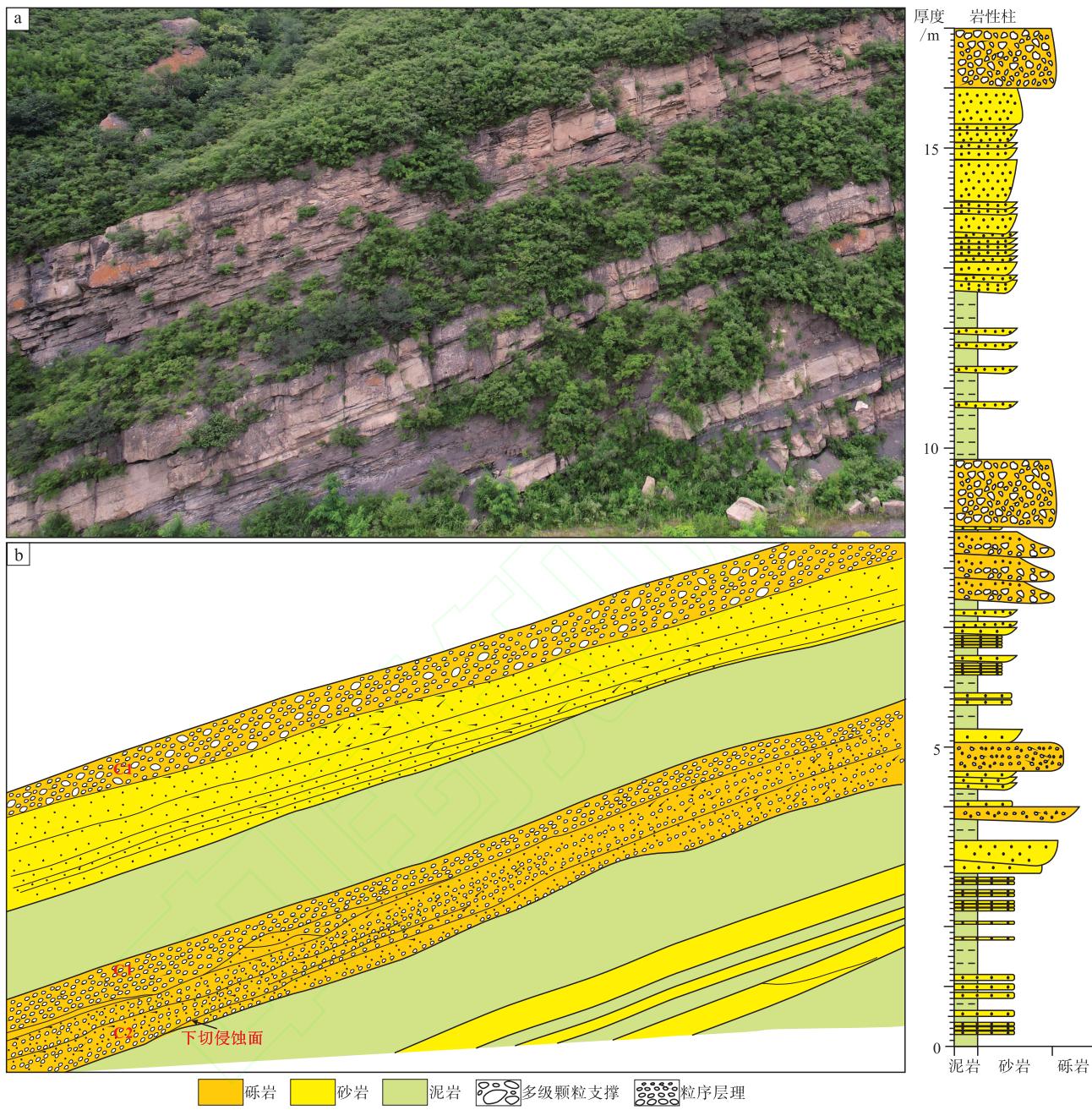
Fig. 8 Depositional process and evolution of fan delta of the Lower Cretaceous Xiguayuan Formation in Sangyuan section of Luanping Basin

扇三角洲发育阶段	流体形态	平面形态	流体类型 (陆上、水下)	流体特征	沉积单元类型	沉积单元剖面特征
洪水期	碎屑流		陆上碎屑流		陆上碎屑流舌状体	
			水下碎屑流		水下碎屑流舌状体	
	洪流		陆上洪流		洪流主控辫状河道	
			高密度浊流		高密度浊流水道	
	片流		水下片流		水下片流朵体	
间洪期	河流		低流态牵引流		牵引流主控水下分流河道	

砾岩 砂岩 泥岩 多级颗粒支撑 粒序层理 韵律层理 后积层理 平行层理 槽状交错层理

图 9 漆平盆地下白垩统西瓜园组桑园剖面沉积单元特征与流体成因

Fig. 9 Classification of depositional units and genesis of the Lower Cretaceous Xiguayuan Formation in Sangyuan section of Luanping Basin



a—扇三角洲平原典型露头照片；b—扇三角洲平原砂砾岩体解释
图 10 漆平盆地下白垩统西瓜园组桑园剖面扇三角洲平原剖面解释

Fig. 10 Anatomy of fan-delta plain division of the Lower Cretaceous Xiguayuan Formation in Sangyuan section of Luanping Basin

程，形成辫状河道的急滩与深潭。垂向上砂砾岩进积型叠加样式的发育，指示了扇三角洲平原碎屑流舌状体向湖盆的进积。

4.1.2 扇三角洲前缘

扇三角洲前缘的沉积物受来自平原不同类型流水的影响，发育水下碎屑流舌状体（FA2），高密度浊流水道（FA4），牵引流主控水下分流河道

（FA5），高密度浊流朵体（FA6），水下片流朵体（FA7）以及滑塌体（FA8）（图 9）。扇三角洲前缘典型剖面显示，垂向上朵体与河道表现为不同的叠加样式。

桑园剖面下部扇三角洲前缘段剖面垂向上由底部厚层层状砾岩向上过渡为顶平底凸状砾岩，砂砾岩层厚度向上逐渐减小（图 11）。层状砾岩由底部

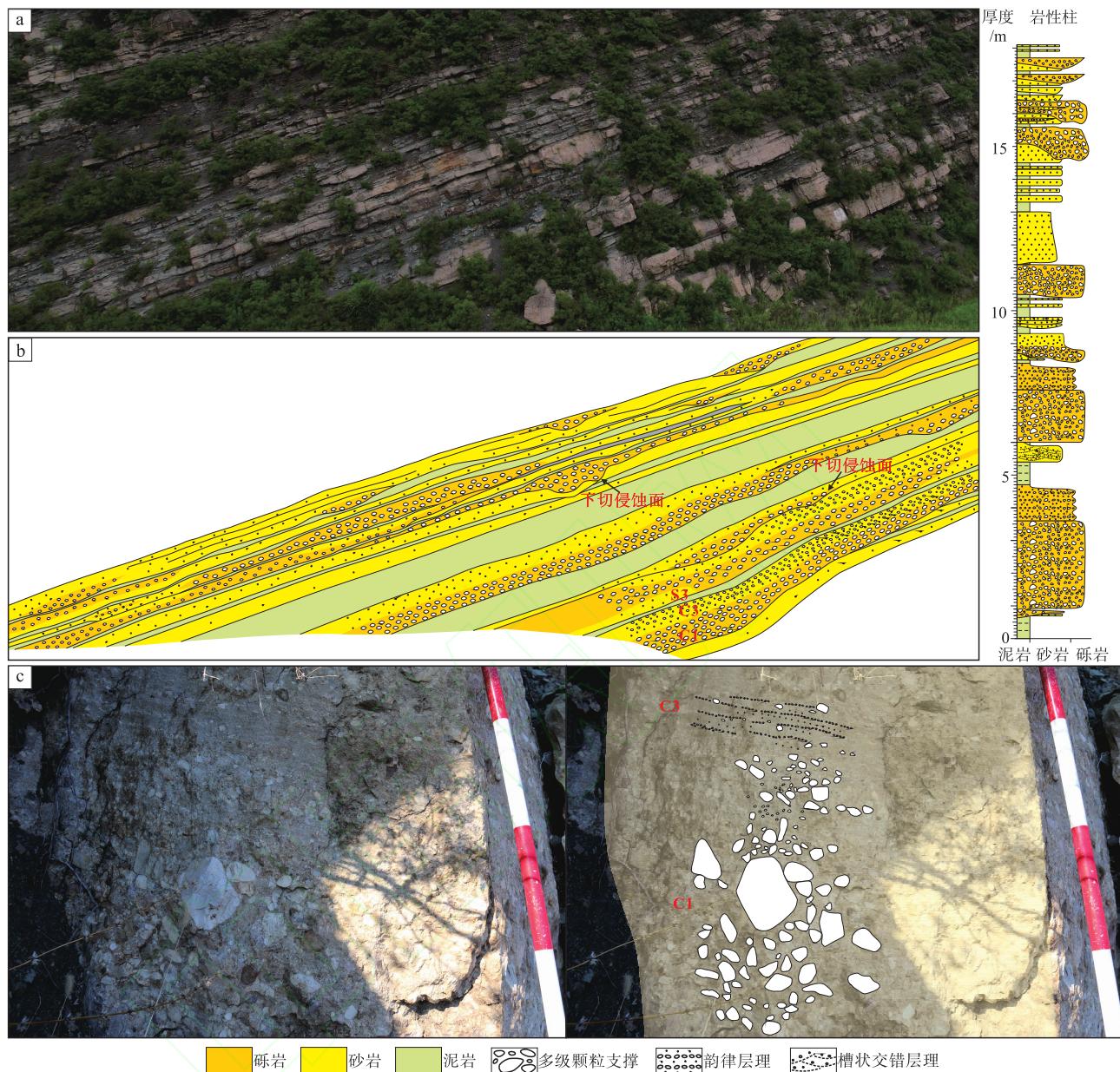


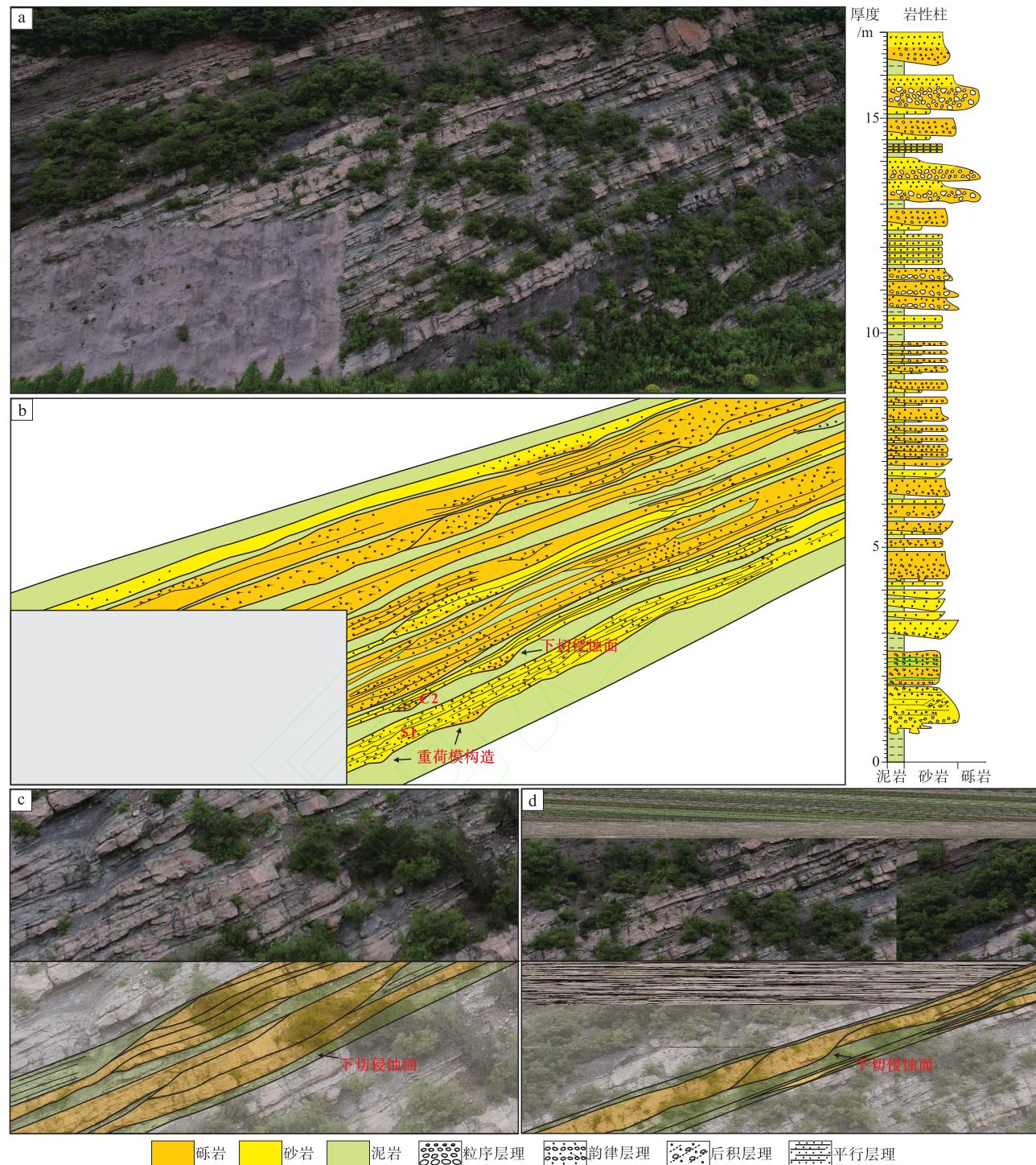
图 11 漆平盆地下白垩统西瓜园组桑园剖面扇三角洲前缘剖面解释

Fig. 11 Anatomy of fan-delta front division of the Lower Cretaceous Xiguayuan Formation in Sangyuan Section of Lu'anping Basin

的多级颗粒支撑砾岩相向上过渡为韵律层理砾岩相(图 11-c), 并与下伏槽状交错层理砂岩相呈突变接触(图 2)。顶平底凸状砾岩发育正粒序构造, 厚度横向减薄并逐渐尖灭, 以侵蚀面与下伏砂岩、灰绿色泥岩为界。层状多级颗粒支撑砾岩相的发育以及上覆于槽状交错层理砂岩表明, 其为陆上碎屑流入湖后在前缘牵引流主控水下分流河道之上沉积形成的碎屑流舌状体, 随着流体浓度的降低, 水下碎屑流向高密度浊流转化, 形成发育韵律层理的高

密度浊流朵体。垂向上顶平底凸状砾岩的发育表明前缘河道发育比例增加, 河道中充填正粒序砾岩表明河道由洪水期高能流体下切侵蚀湖相泥岩形成。

桑园剖面中下部扇三角洲前缘段剖面初始阶段发育厚层层状砾岩, 底部发育重荷模构造, 沉积于深灰色泥岩之上, 向上过渡为顶平底凸状砾岩, 砂砾岩厚度逐渐减小(图 12-a)。层状砾岩段主要发育后积层理与平行层理(图 6-b; 图 12), 顶平底凸状砾岩发育于灰绿色泥岩中, 主要为正粒序砾



a—扇三角洲前缘典型露头照片；b—扇三角洲前缘砂砾岩体解释；c—叠置型河道；d—迁移摆动型河道

图 12 滦平盆地下白垩统西瓜园组桑园剖面扇三角洲前缘水下分流河道样式剖面解释

Fig. 12 Anatomy of fan-delta front division of the Lower Cretaceous Xiguayuan Formation in Sangyuan section of Luanping Basin

岩，垂向上表现为不同形态与叠置样式，可分为叠置型河道与迁移摆动型河道。中部砾岩垂向上相互叠置（图 12-c），河道规模较小，泥质夹层较发育，砂层逐渐上超于河道边界。上部砾岩层呈孤立

状分布并横向迁移，河道规模较大（图 12-d）。后积层理与平行层理的发育指示了层状砾岩为非限制性水下片流朵体（FA7），底部发育的重荷模构造指示了洪水入湖后的快速沉积。之后叠置型河道

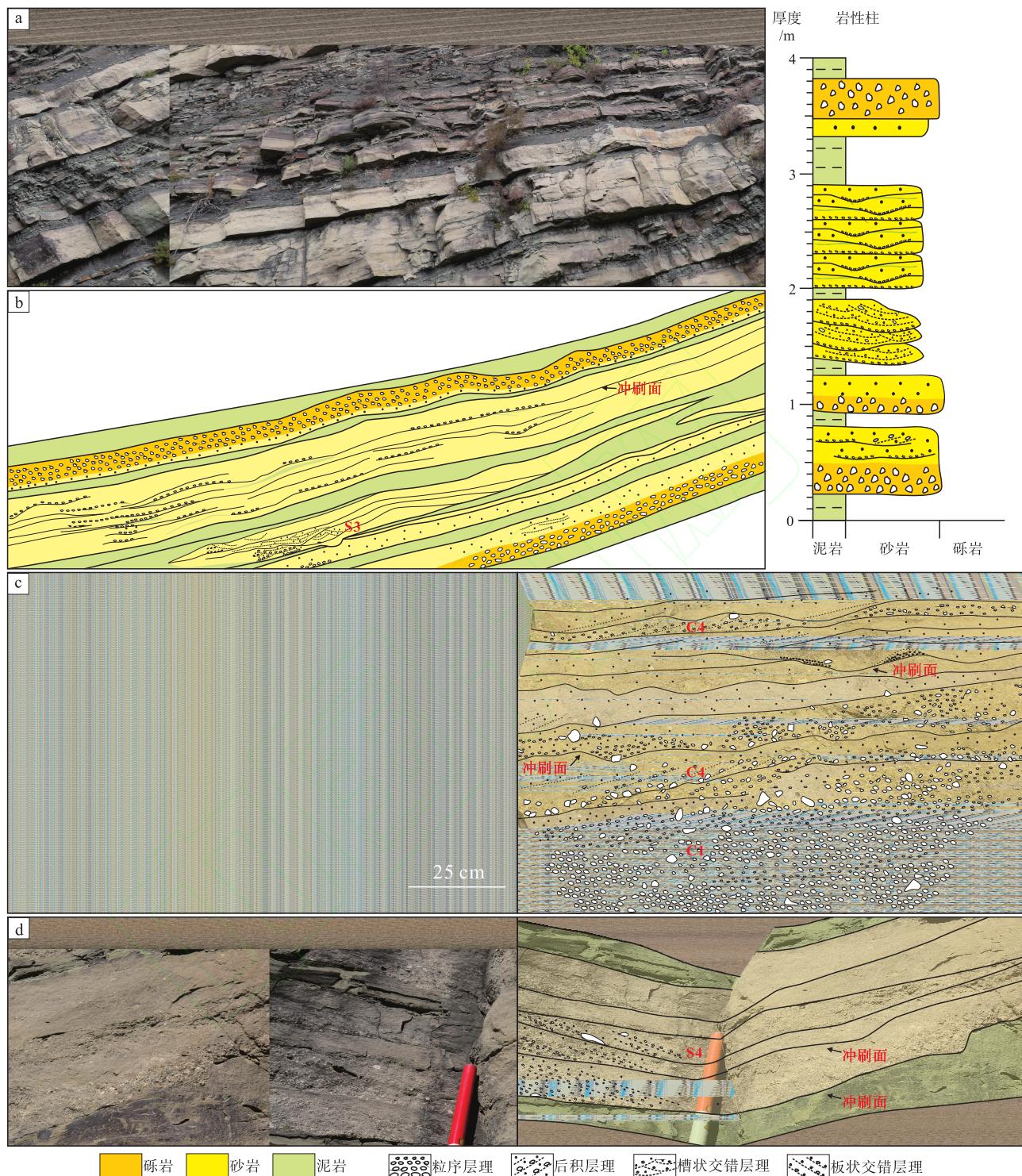
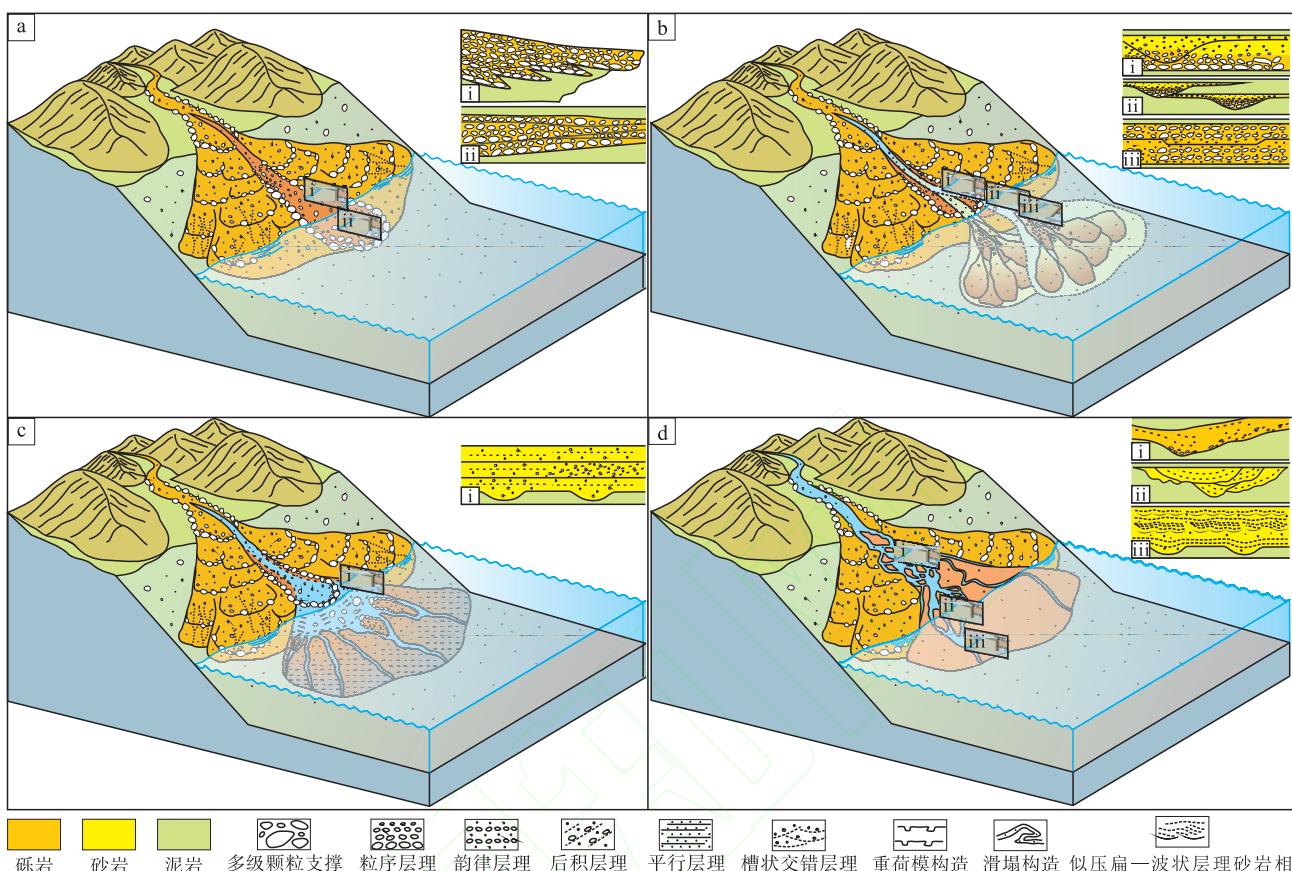


图 13 漆平盆地下白垩统西瓜园组桑园剖面扇三角洲前缘剖面解释

Fig. 13 Anatomy of fan-delta front division of the Lower Cretaceous Xiguayuan Formation in Sangyuan section of Luanping Basin

的发育指示了可空纳空间较小，河道横向摆动性较差，河道顶部覆盖泥岩层，指示了河道最终的废弃。顶部孤立状河道发育且横向迁移，指示了可

空纳空间的增大，河道横向摆动性较好。河道沉积主要为正粒序砾岩表明由洪水期高密度浊流下切侵蚀形成。



a—碎屑流建造期扇三角洲沉积模式与沉积单元特征；b—洪流建造期扇三角洲沉积模式与沉积单元特征；c—片流建造期扇三角洲沉积模式与沉积单元特征；d—间洪期扇三角洲沉积模式与沉积单元特征

图 14 陆相断陷湖盆扇三角洲沉积模式与沉积单元特征

Fig. 14 Depositional model and microfacies units of fan delta in lacustrine rift basins

桑园剖面中部扇三角洲前缘段剖面整体上以层状砾岩为主，垂向上砾岩层厚度逐渐增大，由下部的单砾岩层向上转变为叠加型砾岩层（图 13-a, 13-b）。单层砾岩底部发育多级颗粒支撑砾岩相，向上粒度逐渐减小，发育韵律层理砾岩相和后积层理，砾岩层顶部发育灰绿色泥岩相（图 13-c）。层内粒度的变化指示了洪水能量的波动与衰减，随着洪水中沉积物浓度的降低，流体由水下碎屑流向高密度浊流转变。多期叠加型砾岩间以下切侵蚀面与下伏泥质粉砂岩或砂岩为界（图 13-d），为河道侵蚀形成的沟道化条带。河道沉积物为正粒序砾岩或填充板状交错层理砾岩相，正粒序的砾岩由高密度浊流下切侵蚀形成，随着沉积物浓度的降低，流体牵引作用增强。

4.2 沉积模式

扇三角洲主要由洪水期建造形成，根据流体类

型不同，洪水期扇三角洲可分为碎屑流建造期、洪流建造期与片流建造期，间洪期扇三角洲以低流态牵引流建造为主（图 14）。

1) 碎屑流建造期。扇三角洲平原发育近端下切河道与远端碎屑流舌状体，下切河道中充填碎屑流沉积物，连接山间汇水盆地与远端碎屑流舌状体。粗砾石在流体搬运下向头部与两侧运动，形成富砾石质堤岸（图 14-a）。当扇三角洲向湖盆进积时，多期碎屑流舌状体垂向上叠置并向湖盆进积（图 14-a-i），碎屑流进入湖盆形成水下碎屑流舌状体（图 14-a-ii）。

2) 洪流建造期。洪流在扇三角洲平原中侵蚀改造早期碎屑流舌状体，形成洪流主控辫状河道（图 14-b-i）。由于洪流成因与碎屑流密切相关，其沉积物覆盖于碎屑流舌状体之上（图 4-b；图 6-a；图 11-c）。同时，高能的洪流在辫状河道中可发育水力跳

跃过程，形成辫状河道的急滩与深潭，发育块状层理、后积层理等沉积构造。当具双层结构流体性质的洪流进入湖盆水体时，形成高密度浊流，流体底部高密度砂砾岩段沉积形成牵引毯，在上部低密度稀释性流体的剪应力作用下搬运。洪流进入湖盆水体初期，因流体侵蚀能力较强，侵蚀湖相泥岩，形成高密度浊流水道(图 14-b-ii)。水道末端，形成顺流加积朵体，以侵蚀面与下部泥岩为界，远端过渡为层状高密度浊流朵体(图 14-b-iii)。

3) 片流建造期。随着流体中碎屑颗粒的沉积，流体浓度降低，流体由洪流向牵引流过渡。当流出下切河道末端即扇三角洲交叉点或碎屑流侧向堤岸时，流体受河道限制性降低，水流横向上升发散，形成非限制性的片流(图 14-c)。当非限制性片流入湖时，形成以平行层理和后层层理为主的朵体，底部发育重荷模构造(图 14-c-i)。

4) 间洪期。扇三角洲平原以辫状河道为主，扇三角洲前缘主要发育牵引流主控的水下分流河道(图 14-d-i)，当流体沿扇三角洲斜坡运动时，形成超临界流，并发育水力跳跃过程，形成小规模旋回阶地或逆行沙丘，在砂岩底部也可见小型重荷模构造(图 14-d-ii)。

5 结论

1) 在滦平盆地桑园剖面扇三角洲沉积中识别出碎屑流、洪流与片流 3 种洪水类型，流体中沉积物浓度依次降低，分别对应于扇三角洲碎屑流建造期、洪流建造期与片流建造期。洪水进入湖盆水体后可转化形成水下碎屑流、高密度浊流以及水下片流。

2) 在扇三角洲中划分为 8 种沉积单元，其中扇三角洲平原主要发育陆上碎屑流舌状体、洪流主控辫状河道，扇三角洲前缘发育水下碎屑流舌状体、高密度浊流水道、牵引流主控水下分流河道、高密度浊流朵体、水下片流朵体以及滑塌体。

3) 在扇三角洲碎屑流建造期，发育多期垂向上叠置的向湖盆进积的碎屑流舌状体；在洪流建造期，在扇三角洲平原形成洪流主控的辫状河道，进入湖盆后水体转化为高密度浊流，形成高密度浊流水道与朵体；在片流建造期，洪水越过河道时形成片流，在水下快速沉积形成水下片流朵体。洪水期扇三角洲前缘砂体快速沉积导致沉积物失稳从而发

育滑塌体；间洪期在平原发育辫状河道，在前缘则发育低流态水下分流河道等沉积。

致谢 感谢 3 位审稿专家为本文提供的意见和建议。

参考文献 (References)

- 纪友亮, 李清山, 王勇, 胡斌. 2012. 高邮凹陷古近系戴南组扇三角洲沉积体系及其沉积相模式. 地球科学与环境学报, 34(1): 9–19.
[Ji Y L, Li Q S, Wang Y, Hu B. 2012. Fan delta sedimentary system and facies models of Dainan Formation of Paleogene in Gaoyou sag. Journal of Earth Sciences and Environment, 34(1): 9–19]
- 纪友亮, 吴胜和, 周勇, 商超, 卢欢. 2013. 河北滦平东杨树沟剖面砂岩中的发散状层理及其成因探讨. 古地理学报, 15(1): 43–48.
[Ji Y L, Wu S H, Zhou Y, Shang C, Lu H. 2013. Radiational bedding in sandstone and analysis of its origin in Dongyangshugou section of Luanping, Hebei Province. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 15(1): 43–48]
- 李佩贤, 柳永清, 田树刚. 2004. 冀北滦平盆地侏罗系—白垩系岩石地层研究新进展. 地质通报, 23(8): 757–765. [Li P X, Liu Y Q, Tian S G. 2004. Advances in the study of the Jurassic-Cretaceous lithostratigraphy in the Luanping Basin, northern Hebei. Geological Bulletin of China, 23(8): 757–765]
- 孟庆任. 2017. 中国东部燕山期沉积盆地演化与资源效应. 矿物岩石地球化学通报, 36(4): 567–569. [Meng Q R. 2017. Development of sedimentary basins in eastern China during the Yanshanian Period. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 36(4): 567–569]
- 牛宝贵, 和政军, 宋彪, 任纪舜. 2003. 张家口组火山岩 SHRIMP 定年及其重大意义. 地质通报, 22(2): 140–141. [Niu B G, He Z J, Song B, Ren J S. 2003. SHRIMP dating of the Zhangjiakou formation volcanic rocks and implications. Geological Bulletin of China, 22(2): 140–141]
- 石占中, 纪友亮. 2002. 湖平面频繁变化环境下的扇三角洲沉积. 西安石油学院学报, 17(1): 24–27. [Shi Z J, Ji Y L. 2002. Fan-delta Sedimentation Formed Under the Environment of lake level frequently varying: taking the First Member of Kongdian Formation, Huanghua Depression as an Example. Journal of Xi'an Petroleum Institute (Natural Science Edition), 17(1): 24–27]
- 唐勇, 徐洋, 李亚哲, 王力宝. 2018. 玛湖凹陷大型浅水退覆式扇三角洲沉积模式及勘探意义. 新疆石油地质, 39(1): 16–22. [Tang Y, Xu Y, Li Y Z, Wang L B. 2018. Sedimentation model and exploration significance of large scaled shallow retrogradation fan delta in Mahu sag. Xinjiang Petroleum Geology, 39(1): 16–22]
- 田树刚, 牛绍武, 庞其清. 2008. 冀北滦平盆地早白垩世陆相义县阶的重新厘定及其层型剖面. 地质通报, 27(6): 739–752. [Tian S G, Niu S W, Pang Q Q. 2008. Redefinition of the Lower Cretaceous terrestrial Yixianian Stage and its stratotype candidate in the Luanping basin, northern Hebei, China. Geological Bulletin of China, 27(6): 739–752]

- (6) : 739–752.]
- 王成, 姜在兴, 孔祥鑫, 张元福, 张建国, 袁晓冬, 刘晓宁. 2022. 滦平盆地西瓜园组中段厚层砾岩沉积特征及成因机制研究: 来自滦页 1 井全井段连续取心的证据. 地学前缘, 29(3) : 340–355. [Wang C, Jiang Z X, Kong X X, Zhang Y F, Zhang J G, Yuan X D, Liu X N. 2022. Sedimentary characteristics and genesis of thick conglomerate in the middle section of Xiguayuan Formation, Luanping Basin: insight from a consecutive coring study of well LY1. Earth Science Frontiers, 29(3) : 340–355]
- 王思恩. 1990. 热河动物群的起源、演化与机制. 地质学报, (4) : 350–360. [Wang S E. 1990. Origin, evolution and mechanism of the Jehol Fauna. Acta Geologica Sinica, (4) : 350–360]
- 武法东, 陈永进, 侯宇安, 张峰, 李寅. 2004. 滦平盆地沉积-构造演化及高精度层序地层特征. 地球科学: 中国地质大学学报, 29(5) : 625–630. [Wu F D, Chen Y J, Hou Y A, Zhang F, Li Y. 2004. Characteristics of sedimentary-tectonic evolution and high-resolution sequence stratigraphy in Luanping Basin. Earth Science: Journal of China University of Geosciences, 29(5) : 625–630]
- 薛良清, Galloway W E. 1991. 扇三角洲、辫状三角洲与三角洲体系的分类. 地质学报, 65(2) : 141–153. [Xue L Q, Galloway W E. 1991. Fan delta, braid delta and the classification of delta systems. Acta Geologica Sinica, 65(2) : 141–153]
- 张可, 吴胜和, 许允杰, 熊绮聪, 高子杰, 余季陶. 2022. 湖盆扇三角洲河口坝发育程度及粒度韵律特征: 以滦平盆地桑园剖面下白垩统西瓜园组为例. 古地理学报, 24(3) : 415–432. [Zhang K, Wu S H, Xu Y J, Xiong Q C, Gao Z J, Yu J T. 2022. Sedimentary characteristics of mouth bar within lacustrine fan delta: insights from the Lower Cretaceous Xiguayuan Formation of Sangyuan outcrop, Luanping Basin. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 24(3) : 415–432]
- 张英利,渠洪杰,孟庆任. 2007. 燕山构造带滦平早白垩世盆地沉积过程和演化. 岩石学报, 23(3) : 667–678. [Zhang Y L, Qu H J, Meng Q R. 2007. Depositional process and evolution of Luanping Early Cretaceous basin in the Yanshan structural belt. Acta Petrologica Sinica, 23(3) : 667–678]
- 赵健龙, 张元福, 袁晓冬, 霍艳翠, 葛鹏程, 蔡曦曜. 2023. 深源物质对滦平盆地白垩系西瓜园组古环境及油气成藏的影响. 古地理学报, 25(6) : 1394–1406. [Zhao J L, Zhang Y F, Yuan X D, Huo Y C, Ge P C, Cai X Y. 2023. Effects of deep source materials on palaeoenvironment and hydrocarbon accumulation in the Cretaceous Xiguayuan Formation, Luanping Basin. Journal of Palaeogeography (Chinese Edition), 25(6) : 1394–1406]
- Blair T C, Bilodeau W L. 1988. Development of tectonic cycloths in rift, pull-apart, and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. Geology, 16(6) : 517–520.
- Blair T C. 1999a. Sedimentary processes and facies of the waterlaid Anvil Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. Sedimentology, 6(5) : 913–940.
- Blair T C. 1999b. Sedimentology of the debris-flow-dominated Warm Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. Sedimentology, 46(5) : 941–965.
- Cain S A, Mountney N P. 2009. Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, Southeast Utah, USA. Sedimentology, 56(6) : 1774–1800.
- Cartigny M J B, Eggenhuisen J T, Hansen E W M, Postma G. 2013. Concentration-dependent flow stratification in experimental high-density turbidity currents and their relevance to turbidite facies models. Journal of Sedimentary Research, 83(12) : 1047–1065.
- Cartigny M J B, Ventra D, Postma G, van Den Berg J H. 2014. Morphodynamics and sedimentary structures of bedforms under supercritical-flow conditions: new insights from flume experiments. Sedimentology, 61(3) : 712–748.
- Cope T, Ping L, Xingyang Z, Xuanjie Z, Jinmin S, Gang Z, Shultz M R. 2010. Structural controls on facies distribution in a small half-graben basin: Luanping basin, northeast China. Basin Research, 22(1) : 33–44.
- de Haas T, Braat L, Leuven J R, Lokhorst I R, Kleinhans M G. 2015. Effects of debris flow composition on runout, depositional mechanisms, and deposit morphology in laboratory experiments. Journal of Geophysical Research: Earth Surface, 120(9) : 1949–1972.
- DeCelles P G, Gray M B, Ridgway K D, Cole R B, Pivnik D A, Pequera N, Srivastava P. 1991. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana. Sedimentology, 38(4) : 567–590.
- Ethridge F G, Wescott W A. 1984. Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan-delta deposits. In: Koster E H, Steel R J (eds.). Sedimentology of Gravels and Conglomerates. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10: 217–235.
- Fisher R V. 1971. Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. Journal of Sedimentary Research, 41(4) : 916–927.
- Gao C, Ji Y, Wu C, Jin J, Ren Y, Yang Z, Liu D, Huan Z, Duan X, Zhou Y. 2020. Facies and depositional model of alluvial fan dominated by episodic flood events in arid conditions: an example from the quaternary poplar fan, North-Western China. Sedimentology, 67(4) : 1750–1796.
- Hampton M. 1975. Competence of fine-grained debris flows. Journal of Sedimentary Research, 45(4) : 834–844.
- Hartley A J. 1993. Sedimentological response of an alluvial system to source area tectonism: the Seilao Member of the Late Cretaceous to Eocene Purilactis Formation of northern Chile. In: Marzo M, Puigdefabregas C (eds.). Alluvial Sedimentation. Wiley: 489–500.
- Harvey A M. 1996. The role of alluvial fans in the mountain fluvial systems of southeast Spain: implications of climatic change. Earth Surface Processes and Landforms, 21(6) : 543–553.
- Harvey A M. 2002. The role of base-level change in the dissection of alluvial fans: case studies from southeast Spain and Nevada. Geomorphology, 45(1–2) : 67–87.
- Heifetz E, Agnon A, Marco S. 2005. Soft sediment deformation by Kelvin

- Helmholtz Instability: a case from Dead Sea earthquakes. *Earth and Planetary Science Letters*, 236(1–2): 497–504.
- Jo H R, Rhee C W, Chough S K. 1997. Distinctive characteristics of a streamflow-dominated alluvial fan deposit: Sanghoi area, Kyongsang Basin (Early Cretaceous), southeastern Korea. *Sedimentary Geology*, 110(1–2): 51–79.
- Leenman A S, Eaton B C, MacKenzie L G. 2022. Floods on alluvial fans: Implications for reworking rates, morphology and fan hazards. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 127(2): e2021JF006367.
- Lowe D R. 1982. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(1): 279–297.
- Major J J. 1997. Depositional processes in large-scale debris-flow experiments. *The Journal of Geology*, 105(3): 345–366.
- Martin A J. 2000. Flaser and wavy bedding in ephemeral streams: a modern and an ancient example. *Sedimentary Geology*, 136(1–2): 1–5.
- Meng Q R. 2003. What drove late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract? *Tectonophysics*, 369(3–4): 155–174.
- Meng Q R, Zhou Z H, Zhu R X, Xu Y G, Guo Z T. 2022. Cretaceous basin evolution in northeast Asia: tectonic responses to the paleo-Pacific plate subduction. *National Science Review*, 9(1): nwab088.
- Miall A D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13(1): 1–62.
- Miller K L, Kim W, McElroy B. 2019. Laboratory investigation on effects of flood intermittency on fan delta dynamics. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124(2): 383–399.
- Mutti E, Tinterri R, Benevelli G, Biase D D, Cavanna G. 2003. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6–8): 733–755.
- Nemec W, Steel R J. 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: Koster E H, Steel R J (eds.). *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10: 1–31.
- Nemec W, Steel R J. 1988. What is a fan delta and how do we recognize it. In: Nemec W, Steel R J (eds.). *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Blackie: 231–248.
- Nemec W, Steel R J, Porebski S J, Spinnangr A. 1984. Domba conglomerate, Devonian, Norway: process and lateral variability in a mass flow-dominated, lacustrine fan-delta. In: Koster E H, Steel R J (eds.). *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10: 295–320.
- Nicholas A P, Sambrook Smith G H, Amsler M L, Ashworth P J, Best J L, Hardy R J, Szupiany R N. 2016. The role of discharge variability in determining alluvial stratigraphy. *Geology*, 44(1): 3–6.
- Ogiwara H, Ito M. 2011. Origin and internal organization of widespread composite soft-sediment deformation units in a deep-water forearc basin: the lower Pleistocene Kazusa Group on the Boso Peninsula, Japan. *Sedimentary Geology*, 237(3–4): 209–221.
- Ono K, Plink-Björklund P, Eggenhuisen J T, Cartigny M J. 2021. Froude supercritical flow processes and sedimentary structures: new insights from experiments with a wide range of grain sizes. *Sedimentology*, 68(4): 1328–1357.
- Owen G, Moretti M. 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology*, 235(3–4): 141–147.
- Pierson T C, Scott K M. 1985. Downstream dilution of a lahar: transition from debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water Resources Research*, 21(10): 1511–1524.
- Sohn Y K. 1997. On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, 67(3): 502–509.
- Strozyk F, Huhn K, Strasser M, Krastel S, Kock I, Kopf A. 2009. New evidence for massive gravitational mass-transport deposits in the southern Cretan Sea, eastern Mediterranean. *Marine Geology*, 263(1–4): 97–107.
- Tan C, Plink-Björklund P. 2021. Morphodynamics of supercritical flow in a linked river and delta system, Daihai Lake, Northern China. *Sedimentology*, 68(4): 1606–1639.
- Tan C, Plink-Björklund P. 2024. Centimeter-scale sedimentary structures in a lacustrine delta front, northern China: ripples or froude supercritical-flow bedforms? *Sedimentary Geology*, 467: 106667.
- Todd S P. 1989. Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Trabeg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology*, 36(4): 513–530.
- Tunbridge I P. 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the Middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, UK. *Sedimentology*, 31(5): 697–715.
- Wei H H, Meng Q R, Wu G L, Li L. 2012. Multiple controls on rift basin sedimentation in volcanic settings: insights from the anatomy of a small Early Cretaceous basin in the Yanshan belt, northern North China. *Bulletin*, 124(3–4): 380–399.
- Wetzler N, Marco S, Heifetz E. 2010. Quantitative analysis of seismogenic shear-induced turbulence in lake sediments. *Geology*, 38(4): 303–306.
- Yan D, Xu H, Xu Z, Lei Z, Tian M, Cheng L, Ma Y, Wang Z, Ostadhassan M. 2020. Sedimentary architecture of hyperpycnal flow deposits: Cretaceous Sangyuan outcrop, from the Luanping Basin, North East China. *Marine Petroleum Geology*, 121: 104593.
- Zhang K, Wu S H, Wang H H, Mi Z R, Qu J H, Wang Z K, Wang H N. 2023. Sedimentary architecture of shallow-water fan-delta front in a lacustrine basin: Sangyuan section of Lower Cretaceous Xiguayuan Formation, Luanping Basin, northeast China. *Swiss Journal of Geosciences*, 116: 3.

(责任编辑 郑秀娟)