

Paleogeographic Evolution of the Upper Triassic Xujiahe Formation within a Sequence Framework in the Sichuan Basin

Yingjiao Li^{1,2}, Longyi Shao²

¹Chongqing Institute of Geology and Mineral Resources, Chongqing

²College of Geoscience and Surveying Engineering, China University of Mining and Technology (Beijing), Beijing
Email: Yingjiao_Li@163.com

Received: Feb. 6th, 2017; accepted: Feb. 25th, 2017; published: Feb. 28th, 2017

Abstract

The Xujiahe formation is a succession of continental, coal-bearing strata that is deposited in alluvial fan, braided and meandering rivers, overbank or shallow lacustrine and deltaic environments. Within the Xujiahe formation, five sequence boundaries are proposed based on cores and outcrops including tectonic unconformities and basinal facies-tract dislocations associated with fluvial rejuvenation and incision. Sequence boundaries define third-order sequences (SQ1, 2, 3 and 4) that correspond to Member 1, Members 2 and 3, Members 4 and 5, and Member 6 and 7. paleogeographic units include alluvial fan, fluvial, delta plain and front, and shallow lacustrine. Shallow lacustrine widely developed during SQ1, and small sand bars deposited in the central and northern basin. Alluvial fans developed in front of the fold-and-thrust belt in western basin in SQ2 and SQ3, while fluvial and deltaic units well developed in the basin, and the lacustrine area shifted to the west. Tectonic uplift occurred in SQ4, and the strata were eroded in the northwestern basin. A number of deltaic lobes developed in the basin, lake area shank and present as a belt parallel to the west margin of the basin. Coal accumulation centers mainly developed in the regions along the boundary of delta plain and delta front.

Keywords

Xujiahe Formation, Sequence Stratigraphy, Lithofacies Paleogeography, Sichuan Basin

四川盆地上三叠统须家河组层序格架下的岩相古地理演化

李英娇^{1,2}, 邵龙义²

¹重庆地质矿产研究院, 重庆

²中国矿业大学(北京)地球科学与测绘工程学院, 北京
Email: Yingjiao_Li@163.com

收稿日期: 2017年2月6日; 录用日期: 2017年2月25日; 发布日期: 2017年2月28日

摘要

四川盆地须家河组为一套陆相含煤地层, 沉积环境为冲积扇、辫状河、曲流河、三角洲和湖泊。须家河组中发育五个层序界面, 包括构造不整合面和河流下切侵蚀面两种类型; 四川盆地上三叠统须家河组共划分为四个层序, 由下至上为层序I、层序II、层序III和层序IV, 分别对应于须家河组一段, 须家河组二、三段, 须家河组四、五段和须家河组六、七段。须家河组发育的岩相古地理单元主要包括冲积扇、河流、三角洲平原和前缘以及滨浅湖。层序I盆地中汇水不深, 但范围较广, 盆地中部和北部发育有零星的砂坝沉积; 层序II和层序III在盆地西部山前地带发育有冲积扇, 盆地中河流和三角洲发育, 湖泊的位置向西部迁移; 层序IV盆地西北部的构造抬升, 地层被剥蚀, 盆地中发育多个三角洲朵体, 湖泊范围缩小沿平行于盆地西缘方向呈带状分布。聚煤中心主要发育在三角洲平原和三角洲前缘的过渡位置。

关键词

须家河组, 层序地层, 岩相古地理, 四川盆地

Copyright © 2017 by authors and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

1. 引言

四川盆地是我国陆上重要的能源盆地, 广布盆地的须家河组不仅发育重要的工业煤层, 也是重要的含油气地层。关于须家河组前人已做了大量工作, 包括地层[1] [2] [3], 沉积环境[4] [5] [6] [7], 层序地层[8] [9] [10] [11]和构造背景[12] [13] [14] [15], 但前人研究主要集中于川西前陆盆地[12] [13] [15] [16] [17] [18] [19], 而盆地内主要的油气产区则集中在川中、川东和川西及川西南地区[20] [21], 主要的煤田广旺煤田位于盆地北部, 乐威煤田位于川中地区, 华蓥山煤田则位于盆地东部[22]。本文从煤炭角度针对四川盆地上三叠统须家河组进行全盆地的层序地层格架下岩相古地理演化研究, 对陆相含煤盆地的层序地层模式、沉积充填及煤炭资源聚集规律研究具有重要的意义。

2. 地质背景

2.1. 构造背景

四川盆地构造位置属于扬子板块的一部分, 在前震旦纪晋宁运动中固结、稳定下来。扬子古板块在震旦纪末从南半球低纬度的澳大利亚板块分离出来, 至泥盆纪时到达赤道附近, 直到晚三叠世时仍在赤道附近徘徊, 为晚古生代聚煤提供了有利的古气候条件。晋宁运动(图 2)使得扬子陆块的基底变质巩固, 而澄江运动(图 2)形成了四川盆地的盆地格架, 加里东运动(图 2)导致四川盆地东南部江南古陆的褶皱和抬升[14]。扬子板块北面以秦岭 - 米仓山 - 大巴山推覆造山带为界和华北板块相接, 东南面以武陵山 - 雪峰山推覆造山带为界和江南古陆为邻, 西面则以龙门山 - 攀西推覆造山带为界紧邻松潘 - 甘孜地块和青藏高原(印支)地块[23] (图 1)。印支运动(图 2)使上扬子海盆出现了大规模地海退, 盆地抬升成陆遭受剥蚀, 形成

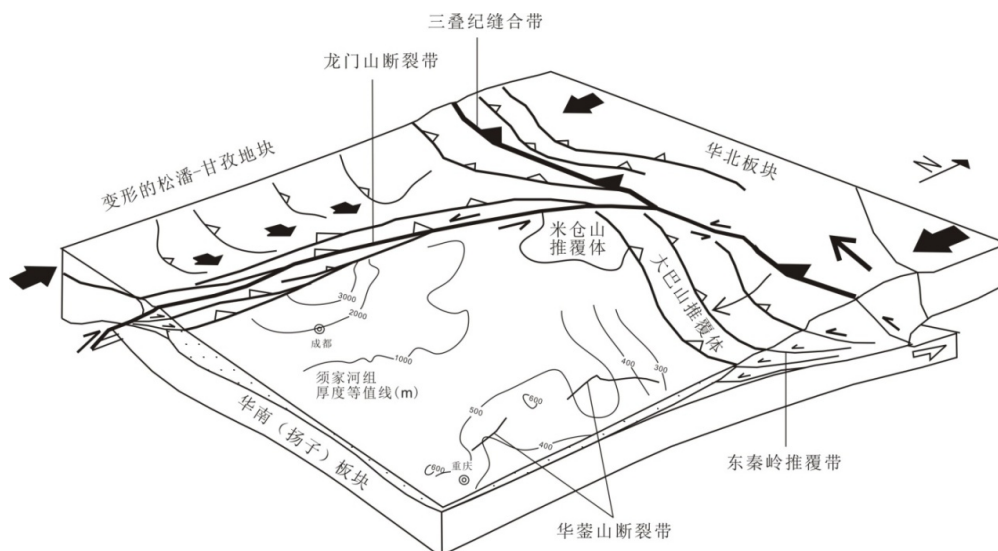


Figure 1. Schematic map showing tectonics of the Sichuan Basin (according to Meng *et al.*, 2005) [23]
 图 1. 四川盆地构造简图(据 Meng *et al.*, 2005, 有修改) [23]

界	地层层序			地层符号	厚度(m)	同位素年龄(Ma)	构造旋回	构造运动	
	系	统	组						
新生界	第四系			Q	0-380	2.6	喜马拉雅旋回	喜山运动晚幕	
	新近系			N	0-300			喜山运动早幕	
	古近系			E	0-800	65	燕山旋回	燕山运动中幕	
中生界	侏罗系	上统	蓬莱镇组	J ₃ p	650-1400			137	燕山旋回
			遂宁组	J ₃ s	340-500				
		中统	沙溪庙组	J ₂ sh	600-2800				
			新田沟组	J ₂ x					
		下统	自流井组	J ₂ z	200-900				
	珍珠冲组		J ₂ zh						
中生界	三叠系	上统	须家河组	T ₃ xj	250-3000	205	印支旋回	印支运动晚幕	
			雷口坡组	T ₂ l	900-1700			印支运动早幕	
		下统	嘉陵江组	T ₁ j					
			飞仙关组	T ₁ f					
古生界	二叠系	上统	长兴组	P ₃ ch	200-500	250	海西旋回	东吴运动	
			龙潭组	P ₃ l					
	石炭系	中统	茅口组	P ₂ m	200-500	295	加里东旋回	云南运动	
志留系			S	0-1500	354	加里东旋回	加里东运动		
奥陶系			O	0-600					
寒武系			C	0-2500					
元古界	震旦系	上统		Z ₂	200-1100	543	扬子旋回	桐湾运动	
		下统		Z ₁	0-400			澄江运动	
	前震旦系			AnZ		680		晋宁运动	

Figure 2. Stratigraphy and tectonic events in the Sichuan Basin (According to Ma *et al.*, 2007) [25]

图 2. 四川盆地地层及构造运动表(据 Yongsheng Ma 等, 2007) [25]

一广泛发育的构造不整合面[1], 及一系列彼此平行的北东向为主的大型隆起和凹陷, 成为晚三叠世聚煤盆地形成发展的构造基础。盆地东部华蓥山断裂带是四川盆地东西沉积分异的地质界限, 对上三叠统须家河组的沉积和聚煤有着显著的控制作用(图 1)。

2.2. 地层

四川盆地地层发育齐全, 自前震旦系至第四系均有出露[14] (图 2), 其中新生界地层仅在盆地西部零星分布。二叠纪至中三叠世主要发育一套碳酸盐岩地层, 早三叠世晚期至中三叠世早期发育有膏盐沉积物, 晚三叠世开始逐渐过渡为陆源碎屑沉积。三叠系飞仙关组、嘉陵江组、雷口坡组、须家河组及侏罗系自流井组、沙溪庙组、蓬莱镇组为重要的产油气层, 晚二叠世龙潭组、长兴组和晚三叠世须家河组为重要的含煤地层(图 2)。

须家河组为一套陆相含煤地层, 在四川盆地广泛分布, 厚度由西向东减薄, 总体表现出前陆盆地的沉积特征(图 1)。须家河组在盆地西北部整合或不整合于下伏晚三叠世马鞍塘组碳酸盐岩斜坡礁滩沉积之上[14] [15] [24], 在泸州、开江等地不整合于早三叠世嘉陵江组碳酸盐岩之上, 其余广大地区则不整合于中三叠世雷口坡组碳酸盐岩地层之上[2] [22] [24]。须家河组与上覆下侏罗统白田坝组在四川盆地西北部龙门山前缘一带呈高角度不整合接触, 其余地区须家河组与上覆下侏罗统珍珠冲组为整合接触, 地层划分主要是根据岩性和生物组合特征的变化。须家河组为一套灰色、黑色的含煤地层, 而珍珠冲组则为一套杂色、红层建造; 晚三叠世须家河组生物组合为 *Pyilozamites-Lepidopteris* 组合, 早侏罗世珍珠冲组生物组合为 *Dictyophyllum-Clathropteris-Coniopteris Ass.Z* 组合, 双壳类晚三叠世最上一个组合为 *Yunnanophorus-Permophorus*, 早侏罗世为 *Pseudocardina Ass.Z* [2]。

须家河组由下至上共划分为七段(图 3), 岩性韵律性明显, 一段时代归属诺利期 - 早瑞替期, 二段至



Figure 3. Sequence stratigraphic framework of the Xujiache Formation in the Sichuan Basin
图 3. 四川盆地须家河组层序地层格架

七段时代归属瑞替期。二、四、六段主要由粗碎屑岩为主, 包括砂岩、砾岩夹薄层粉砂岩、泥页岩; 一、三、五、七段则主要以细粒沉积为主, 包括粉砂岩、泥页岩夹煤层和薄层砂岩。盆地西北部部分地区六段被剥蚀, 七段仅发育于盆地中部和东部。

3. 层序地层格架与层序 - 沉积模式

3.1. 层序格架的建立

本次研究根据岩心、露头剖面 and 测井资料对比在须家河组中共识别出 5 个层序界面。主要包括构造不整合面和河流下切侵蚀面两种。构造不整合面包括须家河组的底面和顶面, 以雷口坡组石灰岩与须家河组碎屑岩之间的的风化不整合及盆地西北部须家河组和白田坝组之间的高角度不整合[26] [27]为代表。河流下切侵蚀面包括须家河组二、四、六段的底面, 为与河流回春下切作用相关的冲刷面或岩性的突变面, 在全盆地可对比[8] [9] [10]。须家河组中识别的初始湖泛面主要为覆盖于二、四、六段河流相砂岩之上的细粒的湖相或泛滥平原沉积的底面, 最大湖泛面主要为一、三、五段相对厚层湖相泥岩的底面, 或相对厚层煤层的顶面[10]。

根据上述层序地层划分原则, 四川盆地晚三叠世须家河组共划分为四个层序, 分别命名为层序 I、层序 II、层序 III 和层序 IV, 四个层序分别对应于须家河组一段, 须家河组二、三段, 须家河组四、五段和须家河组六、七段, 各层序划分出相应的低位体系域(LST)、湖侵体系域(TST)和高位体系域(HST) (图 3)。整个晚三叠世沉积地层年限为 227 Ma (卡尼期)到 206 Ma (瑞替期) [17], 共持续 21 Ma, 每个层序对应 5.2 Ma, 层序级别属三级层序。

3.2. 层序 - 沉积模式

四川盆地晚三叠世经历了由海到陆的转变过程。从中二叠世到中三叠世, 四川盆地沉积了一套厚度超过 5 km 被动大陆边缘的碳酸盐岩台地夹膏盐沉积, 在这套台地碳酸盐岩沉积之上, 开始了晚三叠世的沉积[14] (图 4)。印支运动早幕的一系列构造运动导致了盆地西部龙门山推覆构造带的隆升, 晚三叠世四川盆地由被动大陆边缘转化为一压扭性前陆盆地, 沉积厚达 4 km 的须家河组地层, 横向上表现为西厚东薄的楔形, 由下至上发育四个三级层序, 四个三级层序发育不一(图 4)。

四川盆地晚三叠世须家河组主要岩性为粗粒的砂砾岩和细粒的泥质岩类的交替沉积, 总体及各层序的厚度变化趋势与前陆盆地系统地层模式一致。沉积环境主要为陆相的河流 - 湖泊沉积, 发育的沉积体系

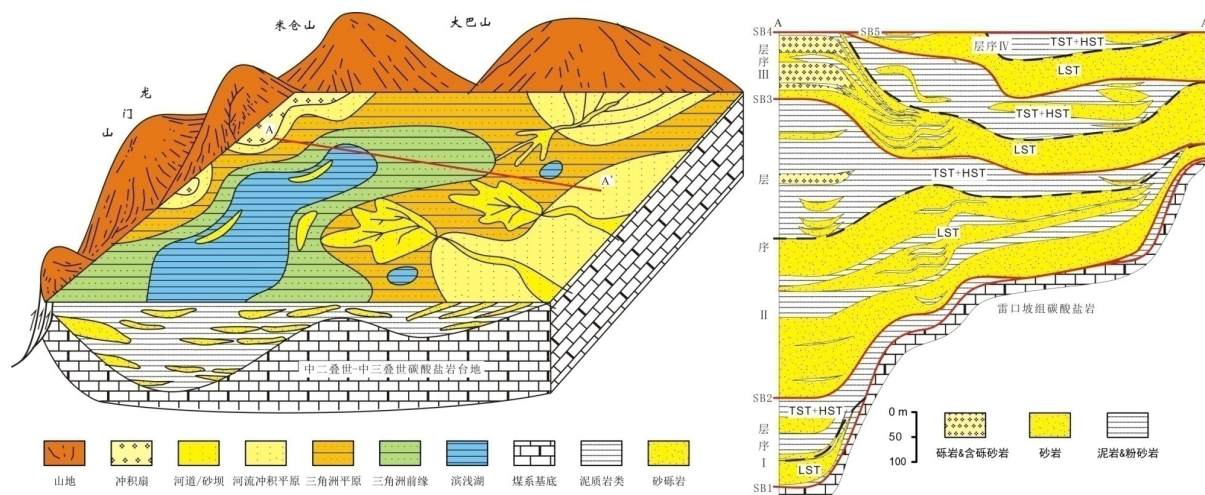


Figure 4. Sequence-depositional model of Xujiahe formation of the upper triassic in the Sichuan basin
图 4. 四川盆地上三叠统须家河组层序 - 沉积模式图

主要包括冲积扇、辫状河和曲流河、三角洲以及湖泊。冲积扇沉积体系主要发育于四川盆地西北部接近龙门山山地一带, 主要见龙门山山前及广旺矿区, 须家河二、四、五、六段中地层中, 又以四段、五段最为发育; 辫状河沉积体系主要发育于四川盆地边缘靠近物源地区, 如广旺矿区、龙门山、大巴山山前一带, 发育范围不广, 以及盆地东部河流冲积平原的近陆源地区, 以须家河组中上部较发育; 曲流河沉积体系在整个四川盆地发育较广, 其中又以盆地中部乐威矿区及盆地东部华蓥山矿区等发育较好, 岩性由下至上二元结构明显, 常发育大段连续的砂体, 主要发育于须家河组二、四、六段中; 三角洲沉积体系在四川盆地广泛发育, 各段中均有发育, 在盆地西部一段三角洲沉积受到海水的影响; 湖泊沉积体系主要发育在须家河一、三、五段, 包括滨浅湖沉积和与曲流河相关的岸后湖泊沉积, 半深湖、深湖不发育(图 4)。

层序格架内发育的特征为由低位体系域(LST)河流相砂岩和砾岩向上逐渐过渡为湖侵和高位体系域(TST + HST)的岸后和湖湘的细砂岩、粉砂岩和泥岩, 上覆的三角洲和湖湘沉积以及透镜状的河流相河道和岸后细粒沉积则为高位体系域早期加积的产物, 高位体系域晚期进积沉积发育不好(图 4)。

4. 层序格架下的岩相古地理演化

4.1. 层序 I 岩相古地理特征

层序 I 对应于须家河组一段, 沉积厚度最大值位于盆地西部龙门山前大邑天宫庙剖面, 达 835.1 m。沉积厚度向东南方向变薄, 至盆地中部铁佛资威一带厚度低于 10 m, 表明该区域为下降起区, 沉积厚度小。在盆地东部重庆一带厚度略有增大, 至 100 m 以上, 表明该区为次级的沉积中心, 至盆地边缘沉积厚度不足 10 m(图 5)。

层序 I 砂岩厚度从盆地西部、东北部和东南部向盆地中心减小。砂岩厚度高值区位于盆地西部, 达 200 m 以上, 砂体沿平行于龙门山造山带方向分布, 向盆地中减薄, 表明盆地西缘龙门山带为主要的砂岩物源区。盆地东南部砂岩厚度最大值为 50 m, 表明盆地东部的江南古陆为次要的砂岩物源区。在盆地的中部和北部, 以及沿盆地东北和东南缘分布有砂岩厚度为 0 m 的区域, 表明这些区域为湖泊汇水区域, 为细粒的泥质岩类沉积(图 5)。

泥岩厚度高值区位于盆地西部, 龙门山前大邑天宫庙剖面, 达 600 m 以上。泥岩厚度由盆地西部向东、向北降低, 低值区厚度小于 25 m。在重庆西部一带泥岩厚度高达 100 m。泥岩厚度的分布表明盆地西部龙门山为主要的物源区(图 5)。

层序 I 整体砂泥岩比值不高, 仅在盆地东南和东北边缘有发育有高于 4 的点, 表明河流的河道位置。砂泥比值 0 的范围较大, 与砂岩厚度范围一致, 主要发育于盆地中部和北部, 以及盆地东缘及东南缘, 表明这些区域当时水位较深, 无砂岩沉积。在盆地中部, 砂泥比 0~0.5 之间有局部的高于 1 值的点, 这些零星区域则可能为河口坝、远砂坝沉积, 或者是被湖水搬运到离三角洲河口较远的位置的滨湖砂坝沉积。层序 I 砂泥比值显示出河道即砂泥比体高值区域主要有两个来源, 一个为盆地东北部的大巴山推覆带, 另一个则为盆地东缘的江南古陆, 盆地北部龙门山、米仓山为次要的物源区(图 5)。

根据砂泥比值等值线图, 并结合砂岩、泥岩的厚度分布特征, 恢复了四川盆地晚三叠世须家河组层序 I 的岩相古地理图(图 5)。层序 I 主要发育的古地理单元有三角洲平原、三角洲前缘、砂坝、河道、滨湖和浅湖。本期主要为细粒沉积, 盆地中汇水不深, 但范围较广。河流自盆地西部、东南和东北方向向汇入盆地中, 盆地边缘发育三角洲朵体, 河道向盆地中分叉, 三角洲前缘向滨湖相区延伸更远, 发育有零星的砂坝, 为河口坝或远砂坝沉积。滨湖相在层序 I 分布较广, 中部又有两个较大的汇水中心, 为浅湖相, 其余地区浅湖相零星分布与三角洲朵体间。盆地中部和北部浅湖区之前 3)。

层序 I 煤层厚度最大值位于龙门山前大邑天宫庙剖面, 达 3 m 以上, 煤层发育于三角洲平原环境。

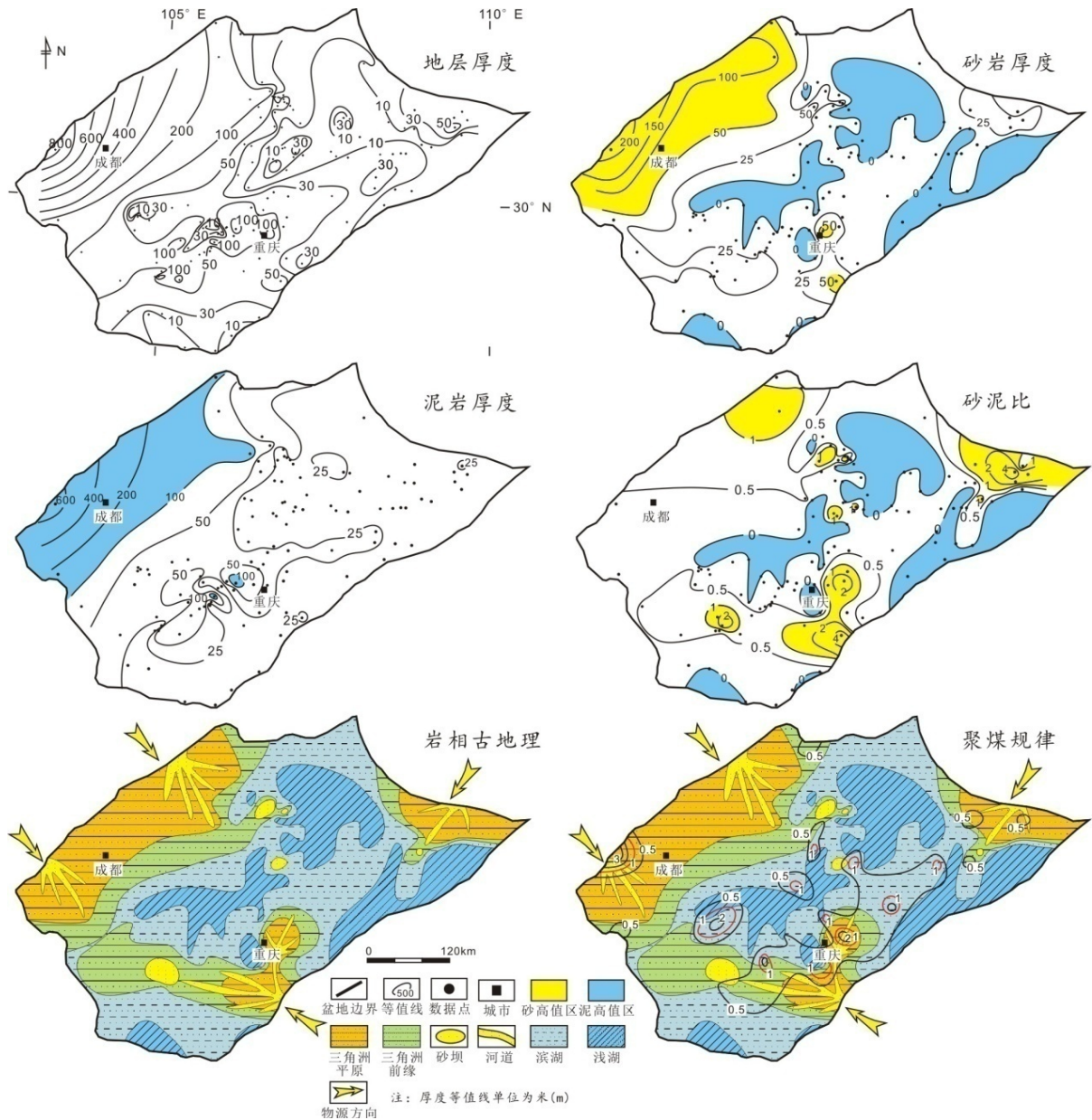


Figure 5. Paleogeography characteristics of Sequence I

图 5. 层序 I 岩相古地理特征

期聚煤中心零星分布于盆地中部和东部, 厚度 1 m 以上, 局部可达 2 m 以上。煤层发育的主要位置为滨湖和三角洲平原, 煤层分布较广, 但不稳定, 连续性差, 常形成个别井田或局部可采煤层(图 5)。

4.2. 层序 II 岩相古地理特征

层序 II 对应于须家河组二段和三段, 沉积厚度差异较大。沉积厚度高值可达 1400 m 以上, 高值区为盆地西部龙门山前缘。沉积厚度从西北向东南方向持续变薄, 在盆地中、南部仅在局部地层略增大至 150 m 以上。沉积厚度的变化特征表明层序 II 盆地充填为一自西向东持续减薄的楔形体。层序 II 地层厚度自盆地中向盆地的北部和南部也出现减薄的趋势, 变化至 150 m 以下。在川中北部龙岗地区有地层厚度大于 300 m 的资料点, 表明该区为局部的凹陷区或汇水中心(图 6)。

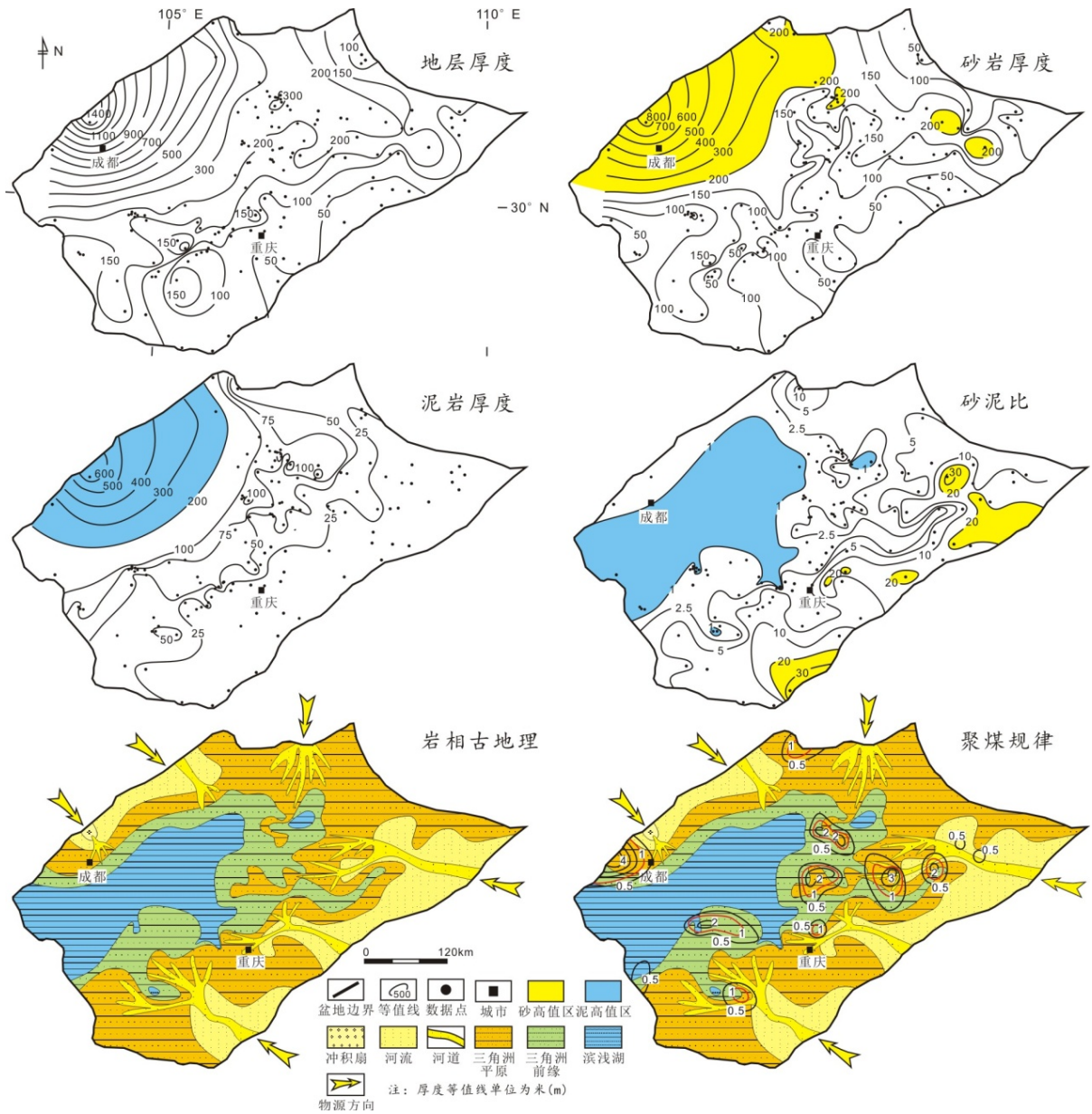


Figure 6. Paleogeography characteristics of sequence II

图 6. 层序 II 岩相古地理特征

砂岩厚度的变化趋势与地层厚度变化趋势一致, 呈现西厚东薄的分布特征。高值区位于龙门山前, 厚度达 800 m 以上, 但在盆地西北角广元须家河剖面砂岩厚度低于 200 m, 推测为局部的隆起区, 或位于河道间, 砂体沉积厚度不大。在盆地北部沿平行于大巴山方向有局部高于 200 m 的区域, 可能为大巴山或西部龙门山三角洲的河道入水口砂体沉积。层序 II 砂岩厚度自西向东、向南和向北均降低, 表明西部的龙门山为主要的砂岩物源区。砂岩厚度图表现出明显的前陆盆地特征, 在盆地中部厚度减小至 50 m, 后又向东南方向增大(图 6)。

层序 II 泥岩厚度分布特征较单一。高值区位于盆地西部龙门山前, 厚度可达达 600 m 以上。泥岩厚度由自盆地西部向东降低, 在盆地的东部整体厚度都较低, 不足 25 m, 表明这一区域并无汇水中心。在盆地的中部发育有局部的高于 100 m 的区域, 为局部的汇水中心(图 6)。

根据砂泥比值等值线图,并结合砂岩、泥岩的厚度分布特征,恢复了四川盆地晚三叠世须家河组层序 II 的岩相古地理图(图 6)。层序 II 主要发育的古地理单元有冲积扇、河流、三角洲平原、三角洲前缘、河道和浅湖。冲积扇仅发育与龙门山中段山前位置,范围不大。河流相在盆地西部和东部发育,河道自盆地西部龙门山和东部江南古陆流入,河道向盆地中分叉,过渡为三角洲平原沉积。三角洲朵体沿盆地的西北和东部分布,朵体之间分流间湾区发育有零星的汇水中心。湖泊的位置较层序 I 变化较大,发育于西部。古地理相带的分布表明龙门山和江南古陆为层序 II 主要的物源区,西北部的米仓山为次要的物源区(图 6)。

层序 II 煤层厚度最大值为龙门山前大邑天宫庙剖面,达 4 m 以上,为三角洲平原环境。层序 II 的湖侵体系域及高位体系域是盆地内主要的聚煤时期,煤层厚度较大,分布较广。聚煤中心主要分布于盆地中部,厚度可达 2 m 以上,局部达 3 m 以上。本期主要的成煤环境为三角洲平原,煤层主要发育于三角洲平原和前缘的边界处,另外在资威铁佛一带也有厚达 2 m 的聚煤中心。河流相带中煤层发育较差,无明显的聚煤中心(图 6)。

4.3. 层序 III 岩相古地理特征

层序 III 对应于须家河组四段和五段,沉积厚度变化较大,最厚可达 1400 m 以上,高值区位于龙门山中段山前地带。层序 III 厚度向盆地中及盆地南北部变薄,在重庆附近和盆地东北角发育有两个地层厚度高于 200 m 的区域,在盆地西北角地层厚度降低至 200 m 以下,表明为区域发育的隆起区,沉积厚度不大(图 7)。

砂岩厚度分布特征为自盆地西部向盆地中部减小后增大再减小,高值区位于盆地西部,厚度最大达 800 m 以上,砂体向盆地中减薄,表明盆地西缘龙门山带为主要的砂岩物源区。盆地中部岩平行于盆地西缘龙门山带分布的低于 100 m 的带状区域,砂岩厚度不大,表明沉积时该区为隆起或水下隆起地带。盆地东部分布的砂岩厚度高于 150 m 的区域,这些砂岩并不连续,表明沉积中心为区域零星分布(图 7)。

层序 III 泥岩厚度高值区位于盆地西部,总体趋势为西厚东薄。最高值位于龙门山中段山前地带,厚度可达 800 m 以上,向东减薄至 0 m。汇水中心位于盆地西部,在盆地东北角泥岩厚度有小范围的高于 100 m 的区域,可能为河流泛滥平原发育的岸后湖泊。泥岩厚度的分布表明盆地西部龙门山为主要的物源区(图 7)。

层序 III 整体砂泥岩比值变化较大,高值可达 60,低值小于 1。砂泥比值从盆地西部边缘、东部边缘及东北缘相盆地中减小,高值区主要分布于盆地东部和东北部,代表主要的河道发育位置。盆地西部砂泥比值较高,在盆地西北边缘砂泥比值达 10 以上。砂泥比低值区主要位于西部,范围较大。在盆地东北部和南部各有小范围砂泥比值低于 1 的区域,可能为河漫湖泊或间湾湖泊沉积中心。砂泥比值的趋势表明河流主要从盆地东部江南古陆、北部大巴山带和西北部的米仓山(图 7)。

根据砂泥比值等值线图,并结合砂岩、泥岩的厚度分布特征,恢复了四川盆地晚三叠世须家河组层序 III 的岩相古地理图(图 7)。层序 III 主要发育的古地理单元有冲积扇、河流、三角洲平原、三角洲前缘、河道和浅湖。冲积扇相主要发育于西部山前地带,在龙门山前往往发育单个冲积扇体,在西北部米仓山前冲积扇发育,行成联扇平原。河流相在盆地西部、东部和东北部较发育,河流自盆地边缘向盆地中由辫状河过渡为曲流河,最后入水过渡为三角洲平原沉积。本期三角洲发育,总体表现三角洲为自西、北和东向盆地的西部湖泊汇入。滨浅湖相区主要分布于盆地西部,范围较大,在盆地南部也有小范围的汇水中心发育。在盆地东北三角洲朵体之间有一小的汇水中心,为间湾湖泊。物源区主要为盆地西部的龙门山和盆地东部的江南古陆,盆地北部大巴山为次要的物源区(图 7)。

层序 III 的湖侵体系域及高位体系域是盆地主要的聚煤时期,煤层厚度较大,连续性好,分布较广。

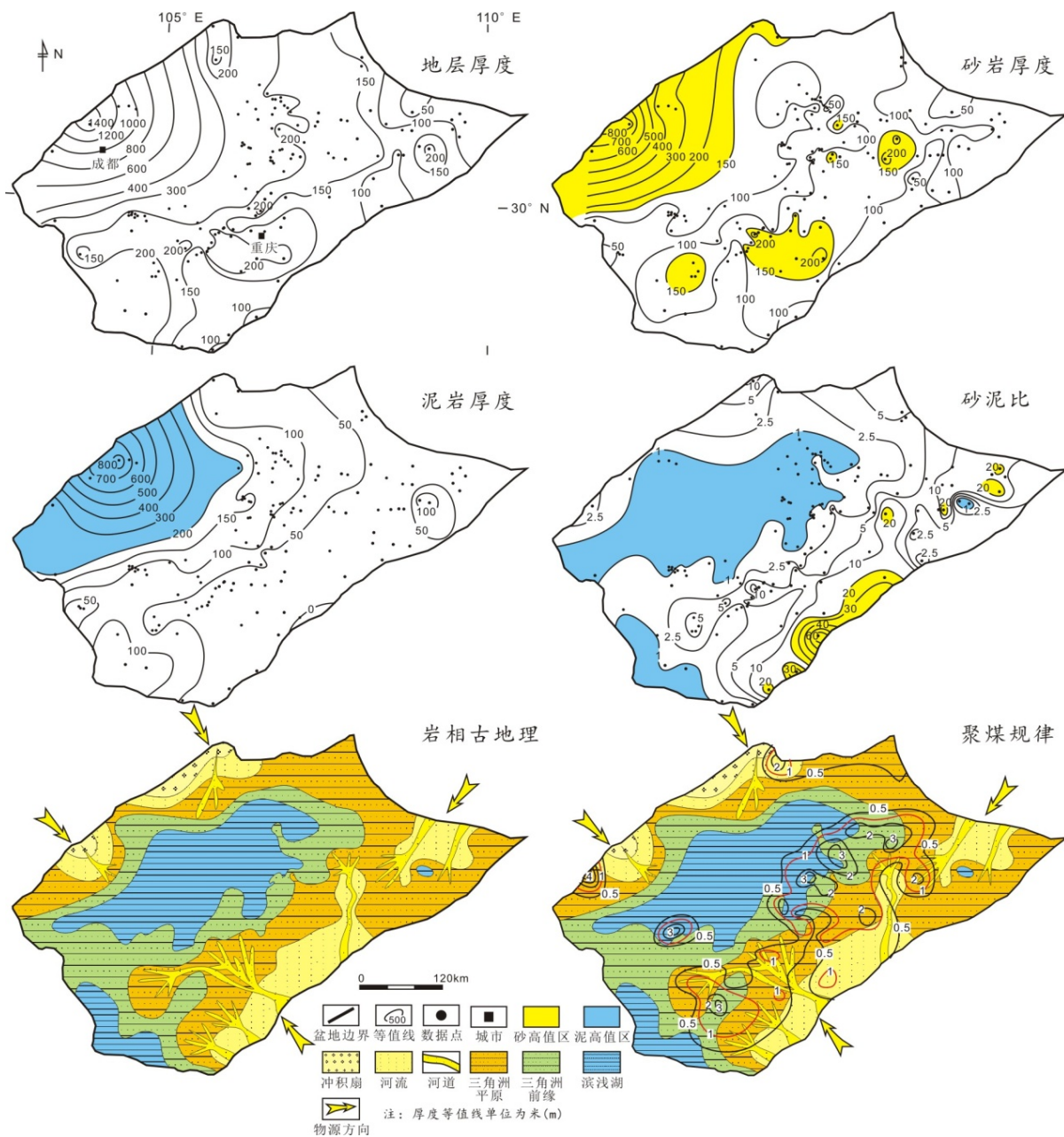


Figure 7. Paleogeography characteristics of Sequence III
图 7. 层序 III 岩相古地理特征

煤层最厚为龙门山前大邑天宫庙剖面, 达 4 m 以上, 为三角洲平原环境。聚煤中心广泛分布于盆地东部, 厚度 1 m 到 3 m 以上, 主要发育于三角洲平原和滨浅湖区域。本期河流相中发育有一个聚煤中心, 厚达 2 m, 为高水位时期曲流河岸后沼泽成煤(图 7)。

4.4. 层序 IV 岩相古地理特征

层序 IV 对应于须家河组六段和七段, 沉积厚度较薄, 厚度最大不足 300 m, 盆地西北部由于构造抬升遭到剥蚀。沉积厚度由盆地边缘向盆地中心增大, 表明层序 IV 时期沉积中心位于盆地中部。高值区为一盆地中沿东北 - 西南方向分布的带状区域, 厚度在 150 m 以上, 向西北、东南和东部厚度减小不足 50

m。本期盆地属前陆盆地发展的后期阶段，沉积等厚线的分布表明西北部龙门-米仓山的抬升对盆地沉积的影响较大，使得陆源碎屑向盆地中搬运再作用(图 8)。

砂砾岩总厚度表现为由西北向盆地东部增厚，低值区域位于盆地西北和南部，厚度不足 50 m，在盆地中部也有零星分布低于 50 m 的区域，可能为局部的隆起区。砂岩最厚位于盆地东部重庆一带，厚度可达 250 m 以上。砂岩富集的区域主要分布于盆地的中南部和东北部，为层序IV沉积期主要的三角洲和河流的发育位置，砂岩物源区主要为盆地东部的江南古陆(图 8)。

层序 IV 泥岩厚度分布总体表现为由盆地东部和西北部向盆地中部增大，整个盆地泥岩厚度不大。泥岩高值区零星散布于盆地中部，仅在中南部发育有相对大范围的高值区，厚度达 80 m 以上，表明当时盆

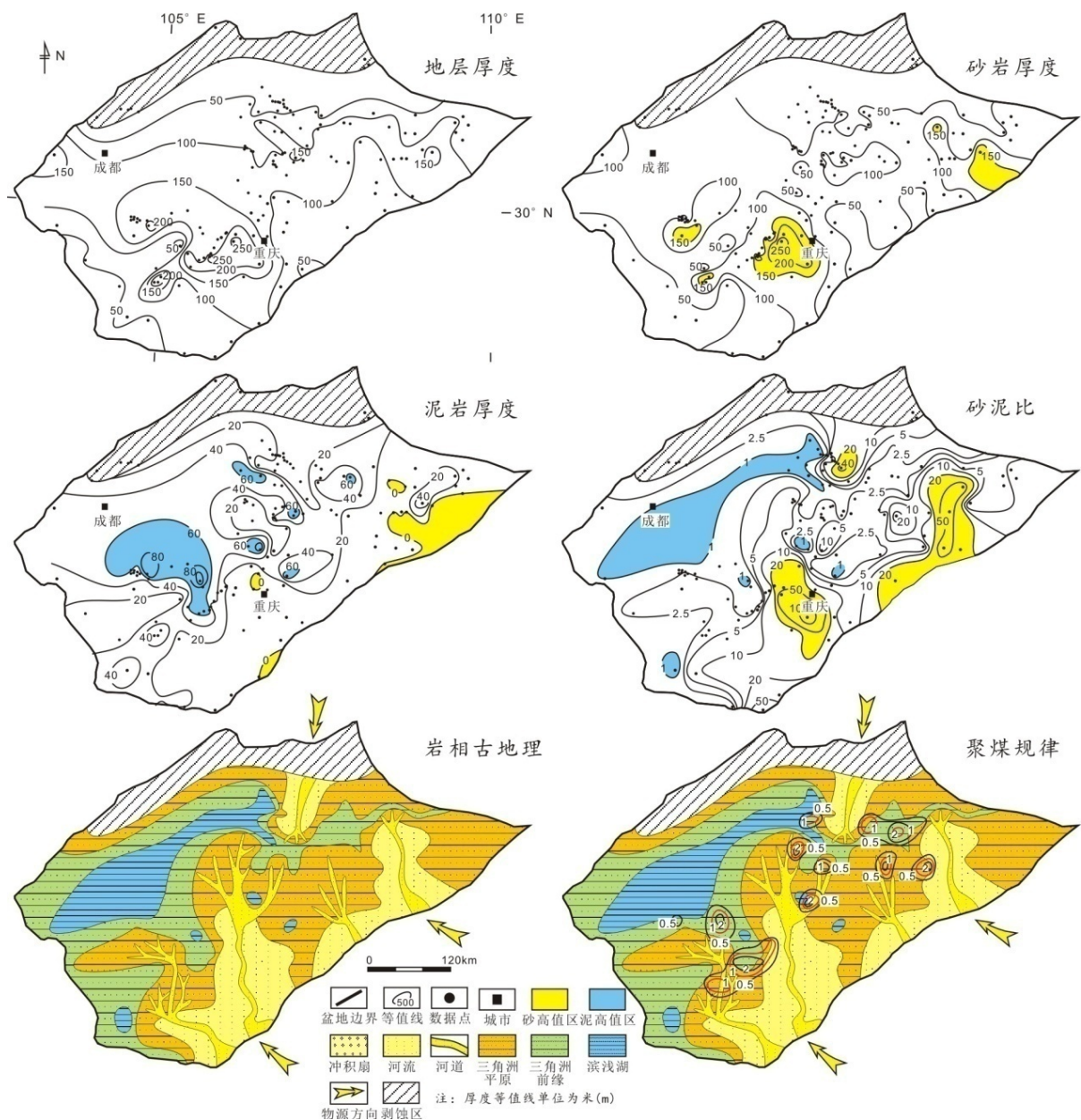


Figure 8. Paleogeography characteristics of Sequence IV

图 8. 层序 IV 岩相古地理特征

地的汇水位置比较分散, 没有大区域的湖泊发育。沿盆地东缘分布有一系列泥岩厚度为 0 m 的区域, 表明这些地区为河道发育的位置, 砂体发育而无泥岩沉积(图 8)。

层序 IV 整体砂泥岩比值变化较大, 高值可达 50 以上, 总体趋势表现为自东向西降低。砂泥比值低值区主要为西部沿平行于龙门山方向分布的条带状区域, 砂泥比值小于 1, 为层序 IV 的主要湖泊区域, 另外在盆地南部零星分布一些砂泥比值低于 1 的区域, 可能为河漫湖泊或间湾湖泊的汇水中心。砂泥比值的分布特征表明层序 IV 主要的物源为盆地东部的江南古陆, 西北部米仓山为次要的物源区(图 8)。

根据砂泥比值等值线图, 并结合砂岩、泥岩的厚度分布特征, 恢复了四川盆地晚三叠世须家河组的岩相古地理图(图 8)。层序 IV 主要发育的古地理单元有河流、三角洲平原、三角洲前缘、河道和浅湖。河流相发育于盆地的东部和西北部, 河流类型由辫状河向盆地中过渡为曲流河, 最后入湖分叉, 发育为三角洲平原沉积。三角洲沉积在层序 IV 沉积期较为发育, 发育多个三角洲朵体。在三角洲朵体间和分流河道间发育有零星的间湾湖泊。由于盆地西北部的构造抬升, 使得盆地西部米仓山成为层序 IV 的重要物源, 在盆地西北部米仓山前发育有河流相沉积, 最后汇入盆地中, 带入大量构造抬升再作用的陆源碎屑。三角洲前缘岩三角洲平原和湖泊外围成带状分布。湖泊沉积主要发育于盆地西部龙门山前, 沿平行于盆地西缘方向呈带状分布, 湖泊的范围较层序 II 和层序 III 沉积期缩小, 盆地东部河流发育, 汇入西部的湖泊中。层序 IV 主要物源区为盆地东部的江南古陆(图 8)。

层序 IV 煤层发育不佳, 厚度小且分布不广。聚煤中心零星分布于盆地中部, 厚度可达 2 以上, 主要的成煤环境为三角洲平原, 另外在三角洲前缘也发育有两个厚度达 2 m 以上的聚煤中心, 河流相中煤层不发育(图 8)。

5. 结论

(1) 四川盆地上三叠统须家河组沉积环境主要为陆相的河流 - 湖泊沉积, 共发育五类沉积体系, 包括冲积扇、辫状河、曲流河、三角洲和湖泊。

(2) 须家河组共发育五个三级层序界面, 包括构造不整合面和河流下切侵蚀面两种类型; 划分为四个层序, 由下至上命名为层序 I、层序 II、层序 III 和层序 IV, 分别对应于须家河组一段, 须家河组二、三段, 须家河组四、五段和须家河组六、七段。

(3) 须家河组个层序发育的岩相古地理单元主要包括冲积扇、河流、三角洲平原、三角洲前缘和滨浅湖。其中层序 I 盆地中发育两个较大的汇水中心; 层序 II 和层序 III 在盆地西部山前发育有冲积扇, 盆地中河流、三角洲发育, 湖泊的位置向西部迁移; 层序 IV 盆地西北部构造抬升, 地层被剥蚀, 盆地内发育多个三角洲朵体, 湖泊范围缩小, 沿平行于盆地西缘方向呈带状分布。

(4) 三角洲古地理单元聚煤最好, 滨浅湖古地理单元次之, 聚煤中心常分布于三角洲平原和三角洲前缘的过渡位置。

参考文献 (References)

- [1] 何天华, 廖乘风. 四川盆地上三叠统划分、对比及印支运动对油气的控制[J]. 四川地质学报, 1985: 42-57.
- [2] 张健, 李国辉, 谢继容等. 四川盆地上三叠统划分对比研究[J]. 天然气工业, 2006, 26(1): 12-15.
- [3] Deng, B., Liu, S., Jansa, L., et al. (2012) Sedimentary Record of Late Triassic Transpressional Tectonics of the Longmenshan Thrust Belt, SW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 48, 43-55.
<https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.12.019>
- [4] 姜在兴, 田继军, 陈桂菊, 等. 川西前陆盆地上三叠统沉积特征[J]. 古地理学报, 2007, 9(2): 143-154.
- [5] 施振生, 杨威, 金惠. 川中 - 川南地区上三叠统沉积相研究[J]. 沉积学报, 2008, 26(2): 211-220.
- [6] 赵霞飞, 吕宗刚, 张闻林, 等. 四川盆地安岳地区须家河组——近海潮汐沉积[J]. 天然气工业, 2008, 28(4): 14-

18.

- [7] 朱如凯, 赵霞, 刘柳红, 等. 四川盆地须家河组沉积体系与有利储集层分布[J]. 石油勘探与开发, 2009, 36(1): 46-55.
- [8] 高彩霞, 邵龙义, 李长林, 等. 四川盆地东部上三叠统须家河组层序地层及聚煤特征研究[J]. 古地理学报, 2009, 11(6): 689-696.
- [9] 高彩霞, 邵龙义, 李大华, 等. 四川盆地东部上三叠统须家河组层序 - 古地理特征研究[J]. 古地理学报, 2011, 36(10): 1659-1667.
- [10] 李英娇, 梁万林, 邵龙义, 徐锡惠, 佟鑫. 四川省晚三叠世含煤地层层序地层及聚煤特征[J]. 中国煤炭地质, 2011, 23(8): 32-37.
- [11] 郑荣才, 李国晖, 雷光明等. 四川盆地须家河组层序分析与地层对比[J]. 天然气工业, 2011, 31(6): 12-20.
- [12] 刘树根, 庞家黎. 川西晚三叠世前陆盆地的形成与演化[J]. 天然气工业, 1995, 15(2): 11-15.
- [13] 刘树根, 赵锡奎, 罗志立, 等. 龙门山造山带 - 川西前陆盆地系统构造事件研究[J]. 成都理工学院学报, 2001, 28(3): 221-230.
- [14] 郭正吾. 四川盆地形成与演化[M]. 北京: 地质出版社, 1996.
- [15] Yong, L., Allen, P.A., Densmore, A.L., *et al.* (2003) Evolution of the Longmen Shan Foreland Basin (Western Sichuan, China) during the Late Triassic Indosinian Orogeny. *Basin Research*, **15**, 117-138. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2003.00197.x>
- [16] 曾允孚, 李勇. 龙门山前陆盆地形成与演化[J]. 矿物岩石, 1995, 15(1): 40-49.
- [17] 刘树根. 龙门山冲断带的隆升和川西前陆盆地的沉降[J]. 地质学报, 1995, 69(3): 204-214.
- [18] 颜仰基, 吴应林. 巴颜喀拉——川西边缘前陆盆地演化[J]. 岩相古地理, 1996, 16(3): 16-29.
- [19] Wu, S.X., Jin, Z.J., Tang, L.J., *et al.* (2008) Characteristics of Triassic Petroleum Systems in the Longmenshan Foreland Basin, Sichuan Province, China. *Acta Geologica Sinica-English Edition*, **82**, 554-561. <https://doi.org/10.1111/j.1755-6724.2008.tb00606.x>
- [20] 邓康龄. 四川盆地形成演化与油气勘探领域[J]. 天然气工业, 1992, 12(5): 7-12.
- [21] Zhao, W.Z., Wang, H.J., Xu, C.C., *et al.* (2010) Reservoir-Forming Mechanism and Enrichment Conditions of the Extensive Xujiahe Formation Gas Reservoirs, Central Sichuan Basin. *Petroleum Exploration and Development*, **37**, 146-157. [https://doi.org/10.1016/S1876-3804\(10\)60022-5](https://doi.org/10.1016/S1876-3804(10)60022-5)
- [22] 四川煤田地质局. 四川省煤炭资源预测与评价[R]. 1995.
- [23] Meng, Q.-R., Wang, E. and Hu, J.M. (2005) Mesozoic Sedimentary Evolution of the Northwest Sichuan Basin: Implication for Continued Clockwise Rotation of the South China Block. *Geological Society of America Bulletin*, **117**, 396-410. <https://doi.org/10.1130/B25407.1>
- [24] 杨遵仪. 中国地层典: 三叠系[M]. 北京: 地质出版社, 2000.
- [25] Ma, Y., Guo, X., Guo, T., *et al.* (2007) The Puguang Gas Field: New Giant Discovery in the Mature Sichuan Basin, Southwest China. *AAPG Bulletin*, **91**, 627-643. <https://doi.org/10.1306/11030606062>
- [26] 邹光富, 夏彤, 楼雄英. 四川广元地区上三叠统小塘子组, 须家河组层序地层研究[J]. 沉积与特提斯地质, 2003, 23(3): 73-80.
- [27] 林良彪, 陈洪德, 胡晓强, 等. 四川盆地上三叠统构造层序划分及盆地演化[J]. 地层学杂志, 2007, 31(4): 415-422.

期刊投稿者将享受如下服务：

1. 投稿前咨询服务 (QQ、微信、邮箱皆可)
2. 为您匹配最合适的期刊
3. 24 小时以内解答您的所有疑问
4. 友好的在线投稿界面
5. 专业的同行评审
6. 知网检索
7. 全网络覆盖式推广您的研究

投稿请点击：<http://www.hanspub.org/Submission.aspx>

期刊邮箱：ag@hanspub.org