第86卷 第1期 地 质 学 报 ACTA GEOLOGICA SINICA Vol. 86 No. 1
2012年1月 Jan. 2012

四川类前陆盆地盆-山耦合系统和沉积学响应

郑荣才[1)]，李国晖[2)]，戴朝成[1)]，李楠[2)]，王昌勇[1)]

1)油气藏地质及开发工程国家重点实验室，成都理工大学，成都，610059；

2)中国石油西南油气田分公司勘探开发研究院，成都，610051

内容提要：依据四川盆地晚三叠世须家河期至白垩纪盆地构造和沉积演化史的综合分析结果，认为该盆地属于发育在大型周缘前陆盆地基础上的陆内压性叠合盆地，具类前陆盆地性质。盆地形成和演化受周边龙门山、米仓山-大巴山和雪峰山3个造山带多期次非同步异方位的逆冲推覆活动控制，可划分为受盆缘造山带逆冲推覆作用控制的川西、川东北和川东南3个盆-山耦合次系统，区域上构成了独具特色的"三坳围一隆"构造-沉积格局。对应各造山带异方位的交替逆冲推覆活动，盆-山耦合过程又可划分为早期周缘前陆盆地（$T_3m \rightarrow T_3xt$）、中期类前陆盆地（$T_3x \rightarrow J_3$）、晚期萎缩衰亡（K）3个演化阶段。各演化阶段盆-山耦合过程的沉积学响应具有特征的异同性：差异性为对应各造山带逆冲推覆应力方位的变化，各亚阶段沉降-沉积中心位置各异，往复迁移于川西、川东北和川东南3个坳陷带；相似性为各次系统地层分布都呈自前缘坳陷带向前陆斜坡带和前陆隆起带上超减薄变细的楔状体，具有相似的沉积组合、相带展布和油气地质特征。

关键词：四川类前陆盆地；造山带；盆-山耦合系统；构造-沉积格局；沉积学响应

四川盆地是发育在青藏高原东部最重要的压性盆地之一，该盆地具备前陆盆地结构、沉积充填序列和构造演化历史（孙肇才，1998；顾家裕等，2005；罗志立，1979；何登发等，1996；许效松等，1997；刘和甫等，1994；Allen et al.，1986；陈发景等，1996），但由于其形成仅与大陆岩石圈板内挤压挠曲作用有关，不存在同期大洋—大陆板块间的碰撞或俯冲作用，因而缺乏同期岩浆弧或蛇绿混杂岩带，也缺失下部被动大陆边缘的沉积。同时，该盆地发育在碰撞造山期开始之后很长的时间间隔内，可从晚三叠世延续到晚白垩世，其形成过程与距离颇远的甘孜-理塘洋和扬子陆块碰撞带进一步会聚产生的远程挤压造山效应有关，是板块碰撞后陆内远程效应的结果（何登发等，1996；许效松等，1997；刘和甫等，1994），其沉积充填序列更依赖于板内挤压挠曲构造运动和湖平面升、降变化及多物源供给条件。因此，在严格的前陆盆地定义上，它与国外的前陆盆地在性质上有一定的区别（Allen et al.，1986）。对这种在中国普遍存在的、特征异于典型前陆盆地的陆内会聚盆地，不同学者对其称谓各不相同，如"C型前陆盆地"（顾家裕等，2005）、"再生前陆盆地"（刘和甫等，1994）、"类前陆盆地"（陈发景等，1996）抑或"前陆类盆地"（罗志立，1979）等，但不同学者所描述的此盆地构造背景、沉积充填序列、构造演化和构造样式等特征，大部分具有类似的含义和概念，本文采用陈发景教授"类前陆盆地"概念（陈发景等，1996），将其称之为"四川类前陆盆地"。

1 四川类前陆盆地基本地质特征

1.1 四川类前陆盆地的形成与演化

古生代至早、中三叠世，扬子陆块西部边缘盆地属于较稳定的被动大陆边缘盆地，以沉积海相碳酸盐岩为主（颜仰基等，1996）。扬子陆块西部边缘俯冲和挤压挠曲运动始于中三叠世晚期（刘和甫等，1994），具有近于直交的"剪刀式"或"双向俯冲式"板块构造动力学模式（许志琴等，1992）（图1）。按构造-沉积旋回级次划分原则（郑荣才等，2001），同时考虑区域性构造不整合界面的发育位置和沉积超覆特征，参照许效松等（1997）和刘和甫等（1994）意见，以相当卡尼阶的上三叠统马鞍塘组底部的构造不整

注：本文由国家重大专项《四川盆地岩性油气藏富集规律与目标评价（编号 2011ZX05001-005）》部分资助的研究成果。

收稿日期：2010-02-01；改回日期：2011-08-20；责任编辑：郝梓国。

作者简介：郑荣才，男，1950年生。教授，博导。沉积学和石油地质学。Email：zhengrc@cdut.edu.cn。

DOI：CNKI：11-1951/P.20120104.1640.004 网络出版时间：2012-1-4 16:40

网络出版地址：http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20120104.1640.004.html

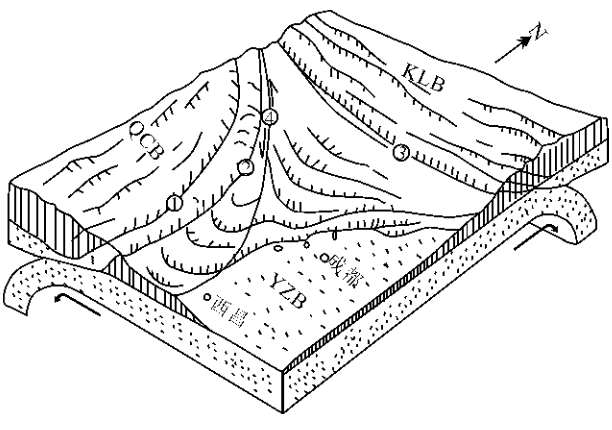

图 1　扬子板块西缘印支晚期双向俯冲示意图
（据许志琴等，1992）

Fig. 1　The sketch map showing Bi-directional Western Yangtze plate subduction during Late Indosinian(after Xu Zhiqin et al. ,1992)

YZB—扬子陆块；KLB—昆仑-秦岭地体；QCB—羌塘-昌都陆块；①—金沙江蛇绿混杂岩带；②—甘孜-理塘蛇绿混杂岩带；③—阿尼玛卿蛇绿混杂岩带；④—鲜水河平移断层

YZB—Yangtze landmass; KLB—Kunlun-Qinling terrane; QCB—Changtang-Changdu landmass; ①—Jinshajiang ophiolitic mélange zone; ②—Garge-Litang opholitic mélange zone; ③—A'-nyemaqen ophiolitic mélange zone; ④—Xianshuihe strike-slip fault

合面作为上扬子陆块由被动大陆边缘折向前陆盆地演化阶段的分界面，将四川盆地晚三叠世至晚白垩世的构造演化划分为三个阶段(表 1)：

(1)早期周缘前陆盆地演化阶段($T_3m \rightarrow T_3xt$)，扬子陆块北部边缘向北俯冲于昆仑地体—秦岭陆块之下，并于中三叠世拉丁中晚期与柴达木陆块和秦岭陆块发生陆-陆碰撞而使北古特提斯小洋盆(即阿尼玛卿洋盆)关闭，残留阿尼玛卿蛇绿岩缝合带。西部边缘向西俯冲，形成自西往东“海沟倒退式俯冲作用”，留下金沙江蛇绿岩缝合带和甘孜-理塘蛇绿岩缝合带，以及江达-德钦“安第斯山”型陆缘火山岛弧和义敦火山岛弧(许志琴等，1992)，并于晚三叠世卡尼-诺利早期俯冲于羌塘-昌都陆块之下而使南古特提斯洋关闭，于晚三叠世卡尼-诺利早期形成三角形的具周缘前陆盆地性质的巴颜喀拉-松潘-甘孜海槽(刘和甫等，1994)，在相当四川盆地主体范围的中西部形成相对应的前陆斜坡带和前陆隆起带。该时期周缘前陆盆地的主体位于松潘—甘孜地区，龙门山、米仓山-大巴山及川西和川东北地区都处在前陆斜坡带，而川中的乐山—泸州属于前陆隆起带。

(2)中期陆内类前陆盆地演化阶段($T_3x \rightarrow J_3$)，随着北、南古特提斯洋消亡，晚三叠世诺利晚期—瑞替期以来的劳亚陆块、羌塘-昌都陆块及扬子陆块的碰撞拼贴，及其长期近于直交的“剪刀式”陆内会聚过程所产生的北西向南东方向推挤的巨大合力，最终形成北东—南西走向的松潘-甘孜褶皱带(许志琴等，1992)，原来具周缘前陆盆地性质的巴颜喀拉-松潘-甘孜海槽几乎全被褶皱构造侵位，并导致扬子板块西部边缘发生板内俯冲(罗志立，1979；何登发等，1996)，从而进入陆内类前陆盆地演化阶段，沿米仓山-大巴山、龙门山和盐源逆冲带前缘，从北到南依次发育相连接的四川类前陆盆地、西昌类前陆盆地和楚雄类前陆盆地(郑荣才等，2001)(图 2)。就其中的四川类前陆盆地而言，按盆-山耦合过程主控因素变化，盆地的构造演化可细分为龙门山类前陆盆地(T_3x)、米仓山-大巴山类前陆盆地($J_1 \rightarrow J_2$)、龙门山-雪峰山复合类前陆盆地(J_3)3 个演化亚阶段。

(3)晚期由萎缩(K_1)和衰亡($K_2 \rightarrow K_3$)2 个亚阶段组成。

1.2　构造格局和盆-山耦合系统划分

综前所述，四川类前陆盆地是晚三叠世诺利晚期开始叠合发育在松潘—甘孜周缘大前陆盆地基础上的次级压性盆地(刘和甫等，1994)，其沉积基底为中三叠统海相灰岩，之上依次堆积了陆棚相的马鞍塘组暗色泥岩夹细碎屑岩和透镜状介壳灰岩组合，滨、浅海相→三角洲相的小塘子组细-中碎屑岩、暗色泥岩夹薄煤层组合，河-湖相的须家河组煤系地层组合，以及侏罗系至白垩系的陆相红层碎屑岩组合。有关四川盆地的构造格局和沉积演化序列控制因素，多数学者以强调龙门山造山带为主(顾家裕等，2005；罗志立，1979；何登发等，1996；许效松等，1997；刘和甫等，1994)，仅部分研究者注意到米仓山-大巴山和雪峰山两造山带也具有同样重要的作用(孙肇才，1998)。本项目研究认为该盆地构造格局受三个造山带多期次非同步异方位的逆冲推覆交替活动控制，如果将整个四川盆地构造格局视为一个盆-山耦合大系统，按造山带非同步的主应力方位转换和盆-山耦合过程的阶段性，可划分为 3 个相对独立的，但成因上有联系和相互制约的盆-山耦合次系统，自西向北和往东依次为受龙门山逆冲推覆作用控制的川西坳陷盆-山耦合次系统，受米仓山-大巴山逆冲推覆作用控制的川东北坳陷盆-山耦合次系统，受雪峰山逆冲推覆作用控制的川东南坳陷盆-山耦合次系统(图 3)。区域上，此 3 个次系统以共享同一川中前陆隆起的特殊构造性

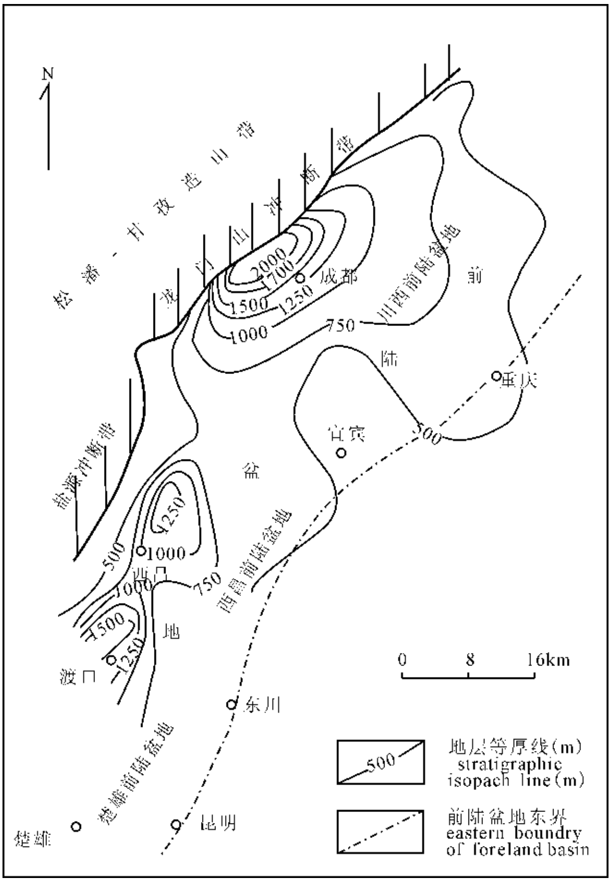

图 2 扬子板块西缘晚三叠世晚期前陆盆地示意图
（据陈智梁等，1987，补充修改）

Fig. 2 Outline map showing foreland basin in Late Triassic on the western margin of Yangtze plate (supplemented and revised after Chen Zhiliang et al., 1987)

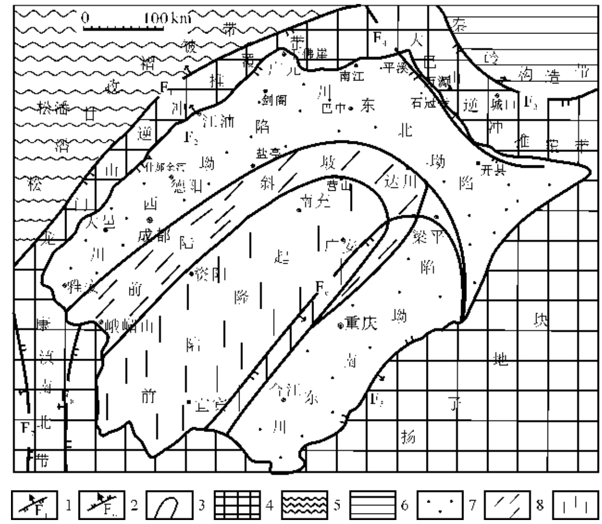

图 3 四川类前陆盆地位置及构造简图

Fig. 3 Simplified positional and structural map of Sichuan Analogous foreland basin

1—逆冲断层；2—正断层；3—构造单元边界；4—印支期古陆；5—印支期褶皱带；6—前印支期褶皱带；7—坳陷；8—前陆斜坡；9—前陆隆起

1—overthrust fault; 2—normal fault; 3—tectonic unit boundary; 4—Indosinian hinterland; 5—Indosinian fold zone; 6—pre-Indosinian fold zone; 7—depression; 8—foreland slope; 9—forebulge

质和具备非常独特的“三坳围一隆”构造-沉积格局为显著特征。由于此三个造山带的逆冲推覆活动不仅初始启动期有先后，而且一旦启动后的逆冲推覆期与休眠期的交替活动过程也是非同步的，因此，盆内各坳陷带的盆-山耦合过程具有强烈的阶段性和迁移性，其中以川西坳陷盆-山耦合次系统启动最早，于晚三叠世卡尼阶即开始沉降，幅度也最大，川东北坳陷盆-山耦合次系统于晚三叠世瑞替阶开始沉降，幅度次之，而川东南坳陷盆-山耦合次系统启动最晚，于晚侏罗世才开始进入持续沉降状态，沉降幅度相对前 2 两者要小的多。对应各盆-山耦合次系统压性构造主应力方位非同步的转换序次，致使晚三叠世至晚白垩世的盆地沉降-沉积中心围绕川中前陆隆起带有规律地往复迁移于川西、川东北和川东南 3 个坳陷带。

2 盆-山耦合系统沉积响应过程

造山带与沉积盆地是形成于统一地球动力学系统中的一对孪生体，盆山耦合系统形成演化过程中造山带与沉积盆地之间物质循环和能量交换等相互作用关系的总和即为盆山间的耦合关系。受龙门山、米仓山-大巴山和雪峰山诸造山带多期次非同步异方位的逆冲推覆交替活动影响，盆地演化过程中各盆-山耦合次系统的构造沉降和沉积充填序列表现出非常强烈的阶段性和迁移性，有不同的沉积响应特征。

2.1 早期周缘前陆盆地演化阶段（$T_3m \rightarrow T_3t$）

所谓早期周缘前陆盆地，是指同造山期形成的、外貌呈西窄东宽近三角形的松潘-甘孜海槽（许效松等，1997；刘和甫等，1994），堆积有相当拉丁晚期至诺利早期近万米厚的西康群深海扇相的复理石沉积楔，与该时期相当的四川大部分地区受相邻板块碰撞影响一度隆升为陆，形成中三叠统雷口坡组与上三叠统马鞍塘组之间的构造不整合，包括龙门山、川西和川中地区在内，都属于早期周缘前陆盆地前陆隆起带的组成部分，至卡尼晚期—诺利早期受甘孜海槽巨厚沉积楔重力负载引起的强烈拖曳坳陷影

表 1　四川类前陆盆地构造演化与沉积学响应特征

Table 1　The Characteristics of tectonic evolution stages and their sedimentary response in Sichuan Analogous Foreland Basin

地层系统		实测ESR年龄数据(Ma)*1	基准面旋回		主要沉积环境演化序列	地震反射界面*2	构造演化		
统	组(段)		超长期	长期			演化阶段		活动状况
上白垩统	灌口组(K_3g)		SLSC7	LSC20	冲积扇→河流		晚期萎缩消亡阶段	龙门山—米仓山—大巴山复合亚阶段	
中白垩统	夹关组(K_2j)			LSC19	冲积扇→河流				
下白垩统	天马山组(K_1t)；古店组(K_1g)		SLSC6	LSC18	三角洲→浅湖→滨湖				
	剑门关组(K_1g)；苍溪组(K_1c)	144(底界)		LSC17	冲积扇→河流	T_K			
上侏罗统	莲花口组(J_3l)；蓬莱镇组(J_3p)		SLSC5	LSC16	三角洲→浅湖→扇三角洲	T_1^1	中期类前陆盆地阶段	龙门山—雪峰山复合亚阶段	稳定坳陷晚期强烈隆升
		154(底界)		LSC15	三角洲→浅湖→滨湖	T_1			强烈坳陷
	遂宁组(J_3s)	156.0(底界)		LSC14	浅湖(局部为半深湖)	T_2		米仓山—大巴山亚阶段	稳定坳陷
中侏罗统	上沙溪庙组(J_2ss)	158(顶界)	SLSC4	LSC13	河流				稳定坳陷晚期隆升
		168.5(底界)		LSC12	半深湖→三角洲	T_3			
	下沙溪庙组(J_2xs)	172(顶界)；175(底界)		LSC11	河流(三角洲洲)→浅-半深湖	T_4^2			强烈坳陷
	凉高山组(J_2l)；新田沟组(J_2x)			LSC10	浅湖→半深湖→扇三角洲				稳定坳陷晚期隆升
		189(顶界)		LSC9	滨湖(冲积扇)→浅湖→滨湖	T_4^1			
下侏罗统	自流井组(J_1z)：白田坝组(J_1b)：大安寨段		SLSC3	LSC8	滨浅湖→半深湖(生物碎屑滩)→滨湖				稳定坳陷晚期隆升
	自流井组(J_1z)：白田坝组(J_1b)：马鞍山段			LSC7	浅湖砂坝→生物碎屑滩→滨、浅湖				
	自流井组(J_1z)：东岳庙段			LSC6	滨、浅湖→生物碎屑滩→半深湖→浅湖				
	自流井组(J_1z)：珍珠冲段	208(底界)		LSC5	滨、浅湖(生物滩)→滨湖	T_4			
上三叠统	须家河组(T_3x)	209(顶界)	SLSC2	LSC4	扇三角洲(河流)→湖泊(沼泽)→扇三角洲→湖泊(沼泽)			龙门山亚阶段	强烈坳陷晚期强烈隆升
		214(底界)		LSC3		T_5^0			
	小塘子组(T_3t)	223(底界)	SLSC1	LSC2	浅海→海相三角洲→滨岸	T_5^{01}	早期边缘前陆盆地阶段		
	马鞍塘组(T_3m)	231(底界)		LSC1	滨浅海→深水陆棚→浅水陆棚	T_6			
中三叠统海相碳酸盐岩组		240(顶界)			局限台地		被动大陆边缘		

注：* 1. ESR 年龄由成都理工大学核技术应用四川省重点实验室梁兴中教授测定；* 2. 地震反射界面据西南石油局物探研究院 2009 年资料❶.

响，川西地区开始向北西下倾和挠曲沉降，并伴随前陆隆起向东侧的川中古隆起方向迁移，逐渐沉没而进入向北西方向缓倾斜的前陆斜坡带，沿中三叠统构造不整合面自西向东依次发育了马鞍塘组和小塘子组海相地层的沉积超覆作用，范围由龙门山向川中和川北地区扩大但厚度逐渐减薄并依次尖灭（图4A），其余地区都属于以乐山-泸州古隆起（即川中古隆起）为核心的前陆隆起部位。

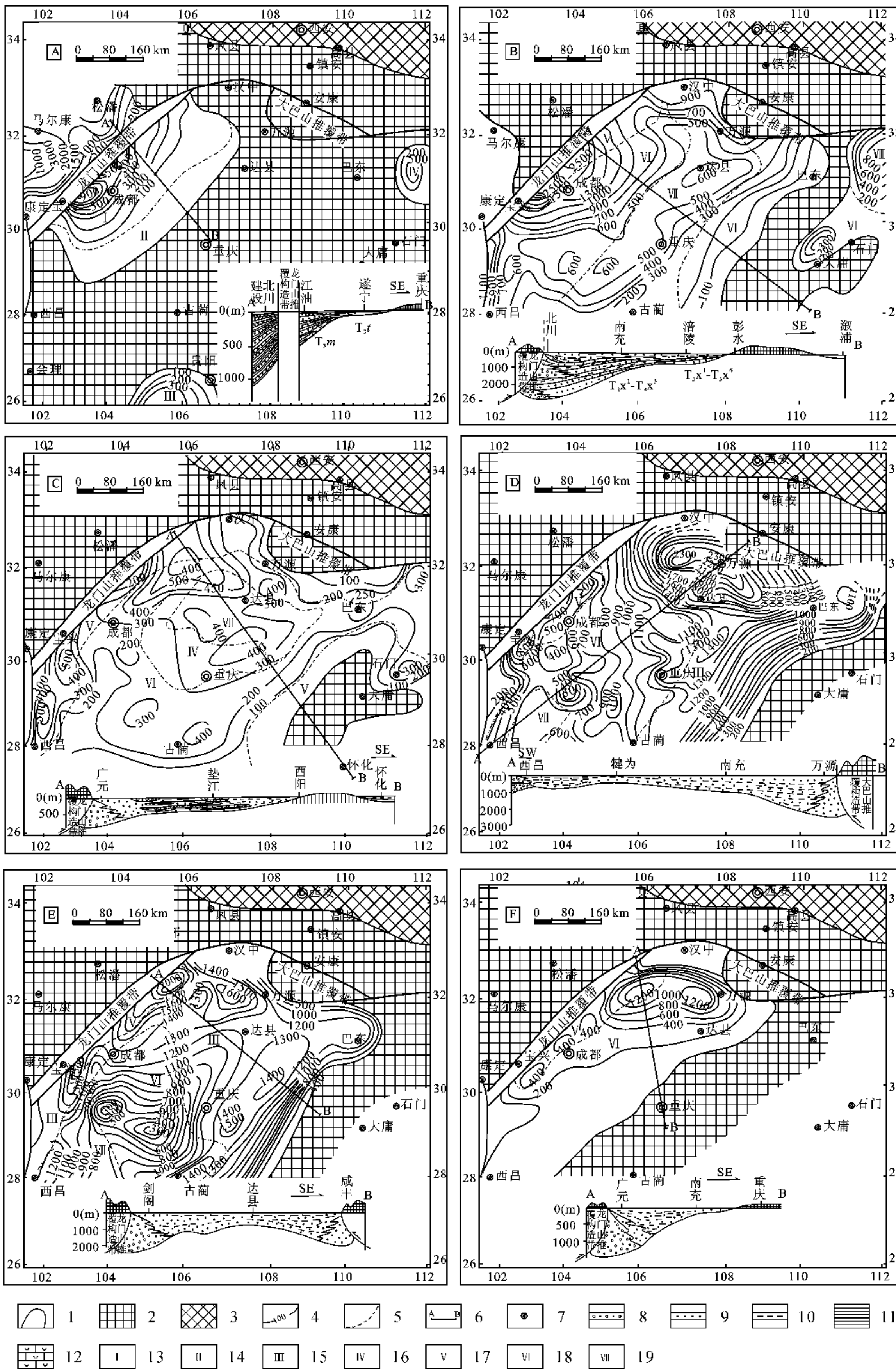
A
B
C
D
E
F
0 80 160 km
102
104
106
108
110
112
34
32
30
28
26
西安
凤县
商县
镇安
汉中
安康
松潘
马尔康
万源
达县
巴东
成都
康定
重庆
石门
大庸
西昌
古蔺
会理
贵阳
怀化
龙门山推覆带
大巴山推覆带
SE
SW
0(m)
500
1000
2000
3000
建北
设川
龙门山推覆构造带
江油
遂宁
重庆
北川
南充
涪陵
彭水
溆浦
广元
垫江
酉阳
犍为
南充
万源
大巴山推覆带
剑阁
古蔺
达县
咸丰
T_3t
T_3m
T_3x^1-T_3x^3
T_3x^4-T_3x^6
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19

图 4　四川类前陆盆地各构造-沉积演化阶段地层等厚图和分布样式

Fig. 4　Stratigraphic isopach maps and distribution types during the tectonic-sedimentary evolution stages in Sichuan Analogous Foreland Basin

A—马鞍塘-小塘子组沉积相和地层等厚图；B—须家河组沉积相和地层等厚图；C—自流井组沉积相和地层等厚图；D—沙溪庙组沉积相和地层等厚图；E—蓬莱镇组沉积相和地层等厚图；F—下白垩统沉积相和地层等厚图；1—构造单元边界；2—印支期古陆；3—前印支期褶皱带；4—地层等值线；5—沉积相分界线；6—剖面线；7—地名；8—砂砾岩 9—砂岩；10—泥岩；11—页岩；12—介壳灰岩；13—滨浅海相；14—海岸平原相；15—河流相；16—湖泊-沼泽相；17—冲积扇-河流相；18—河流-湖泊相；19—湖泊相

1—Tectonic unit boundary; 2—Indosinian hinterland; 3—pre-Indosinian fold zone; 4—isopach line; 5—depositonal facies boundry; 6—section line; 7—location; 8—glutenite; 9—sandstone; 10—mudstone; 11—shale; 12—shell limestone; 13—littoral-neritic sea facies; 14—coastal plain facies; 15—fluvial facies; 16—lake-swamp facies; 17—alluvial fan-fluvial facies; 18—fluvial-lacustrine facies; 19—lacustrine facies; A—Sedimentary facies and isopach map of Maantang-Xiaotangzi Formation; B—Sedimentary facies and isopach map for Xujiahe Formation; C—Sedimentary facies and isopach map of Ziliujing Formation; D—Sedimentary facies and isopach map of Shaximiao Formation; E—Sedimentary facies and isopach map of Penglaizhen Formation; F—Sedimentary facies and isopach map in Lower Cretaceous

2.2　中期类前陆盆地演化阶段(T_3x→J_3p)

继羌塘地块、华北地块与扬子陆块碰撞后相继发生的陆内汇聚作用始于晚三叠世诺利晚期，止于晚白垩世(许效松等，1997)。由早期(T_3x→J_2s)陆内汇聚形成的逆冲推覆山链，自北西向南东(龙门山逆冲推覆山链)和自北东向南西(米仓山-大巴山逆冲推覆山链)两个方向朝扬子陆块的北西边缘和北东边缘推进，不仅使早期松潘-甘孜周缘前陆盆地全被构造侵位，形成西侧的松潘-甘孜褶皱山系，同时由扬子陆块西侧的松潘-甘孜褶皱山系和北侧的南秦岭褶皱山系前缘部分，被逆冲推覆到扬子地块西侧边缘的龙门山和北侧边缘的米仓山-大巴山地区，与扬子地块发生碰撞后沿龙门山断裂带和城口断裂带发生“C 型”俯冲(陈发景等，1996)及大幅度强烈绕曲沉降，形成各呈北东向和北西向展布的，但呈弧形联接的前缘坳陷带(图 3)，从而由早期规模巨大的“松潘-甘孜周缘前陆盆地”构造演化阶段进入到规模相对较小的陆内上叠“四川类前陆盆地”构造演化阶段。

四川类前陆盆地构造演化阶段的早、中期(T_3x→J_2s)，是以川西和川东北地区受到龙门山和米仓山-大巴山两造山带非同步的、但又相互制约的交替逆冲推覆活动为主要特征，而雪峰山造山带的褶皱滑脱拆离和逆冲推覆作用于晚侏罗世至早白垩世(J_3p→K_1j)才开始活跃，因此，在垂向演化史中，各造山带非同步的逆冲推覆主应力方位各异，致使晚三叠世至早、中侏罗世的沉降-沉积中心往复迁移于川西和川东北两个坳陷带，至晚侏罗世迁移到川西和川东南 2 个坳陷带，因此，于川西-川北和川东南出现多个沉降-沉积中心的格局(图 5)。在相带的平面展布格局中，与各沉降-沉积中心毗邻发育的造山带前缘冲积扇和(扇)三角洲沉积体系的主体，也具有伴随逆冲推覆作用主应力方位的变化而往复迁移于盆地周边造山带前缘的特点(图 6)。因此，在“三坳围一隆”格局中(图 3)，不同坳陷部位的构造和沉积演化序列，地层分布形式和相带展布规律的阶段性和活动性以该阶段最为强烈，以对应各造山带逆冲推覆活动形成的构造不整合面为分界面，可将该阶段盆地的构造-沉积演化史进一步划分为 3 个反映盆-山耦合次系统非同步异方位演化过程的 3 个亚阶段(表 1)。

2.2.1　龙门山类前陆盆地亚阶段(T_3x)

该亚阶段始于诺利晚期止于瑞替期，以龙门山和米仓山-大巴山两造山带先后逆冲推覆引起地壳强烈挠曲沉降为主，沿此两造山带前缘先后发育了由北东向朝北西向转换与联接的川西坳陷和川东北坳陷 2 个盆-山耦合次系统。沉积学响应有如下特点：

(1)早时(T_3x^{2-3})受松潘-甘孜褶皱带向南东推进的构造侵位影响，龙门山率先进入逆冲推覆状态和主体露出海面，部分隆升幅度较大的地区构成了北东向分布的岛链和可供给大量物源的造山带雏形，岛链以西为大面积收缩的多岛残余海盆地，以东为大幅度沉降的川西坳陷。据龙门山中段江油厚坝林青 1 井和南段大邑神仙桥、彭洲九龙沟和狮子山等地须二段发育有厚 25～150m 的冲积扇砾岩，砾石成分主要为来自上古生代的台地相灰岩，砾岩由西向东变细、厚度减薄，并向规模巨大的辫状河三角洲和湖泊沉积体系过渡，说明龙门山须二段时期的逆冲推覆和隆升幅度已初具规模(郑荣才等，2008b)。盆地的沉降-沉积中心位于江油—都江堰一带及其以西地区(图 5)，围绕周边造山带和前陆隆起带，须二段以发育湖相辫状河三角洲为主(郑荣才等，2008a，2008b，2009)，三角洲主体由众多辫状分流河道连续叠置形成的似毯状巨厚砂体组成，于

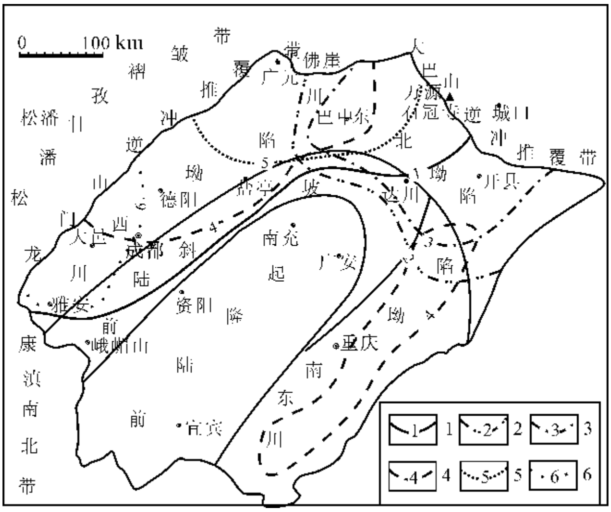

图 5 四川类前陆盆地各地质时期沉降-沉积中心位置示意图

Fig. 5 Subsidence-sediment center position during different geologic time in Sichuan Analogous Foreland Basin

1—须家河早期（$T_3x^{2\text{-}3}$）沉降-沉积中心；2—须家河晚期（$T_3x^{4\text{-}6}$）沉降-沉积中心；3—早侏罗世沉降-沉积中心；4—中侏罗世沙溪庙期沉降-沉积中心；5—晚侏罗世沉降-沉积中心；6—中-晚白垩世沉降-沉积中心

1—Subsidence-sediment center in Early Xujiahe period（$T_3x^{2\text{-}3}$）；2—Subsidence-sediment center in Late Xujiahe period（$T_3x^{4\text{-}6}$）；3—Subsidence-sediment center in Early Jurassic；4—Subsidence-sediment center in Middle Jurassic Shaximiao period；5—Subsidence-sediment center in Late Jurassic；6—Subsidence-sediment center in middle-late Cretaceous

区域上广泛分布，间夹湖泊-沼泽和前三角洲相的薄层泥、粉砂岩和薄煤层，厚度在川西坳陷的沉积-沉降中心为 800 ～1500m 以上，其余地区一般为 200～400m。至须三段，龙门山持续隆升而川西坳陷进一步大幅度沉降，3 个坳陷带虽然都为湖泊-沼泽环境（郑荣才等，2008a，2008b，2009），但厚度达 800～1200m 以上的大套暗色泥岩夹薄层粉砂岩和煤层组合也仅出现在川西坳陷的沉降-沉积中心。区域上，须二和须三段地层分布形式呈北西巨厚，向南东方向范围扩大但迅速减薄的楔状体（图 4B），但在东北—南西方向上呈较稳定的板状体，显示自川西坳陷带→川中前陆斜坡带和前陆隆起带大幅度上超的箕状盆地充填格局。

（2）晚时（$T_3x^{4\text{-}6}$）受更强烈的逆冲推覆和大幅度隆升影响（安县运动），形成真正定义上的龙门山造山带（王金琪，2003），充沛的物源由构造山系剥蚀区自西向东迅速注入盆地和快速堆积在前缘坳陷

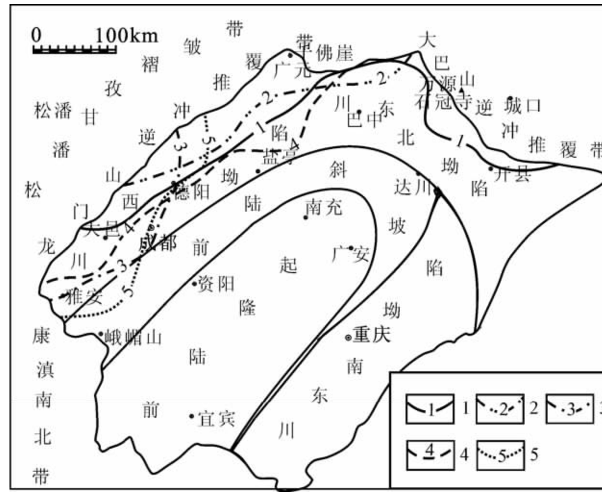

图 6 四川类前陆盆地各地质时期冲积扇砾岩分布略图（据许效松等（1997）资料略作补充）

Fig. 6 Distribution of alluvial fan conglomerate during different geologic time in Sichuan Analogous Foreland Basin（Slightly supplemented after Xu et al.，1977）

1—须家河组砾岩分布区；2—白田坝组砾岩分布区；3—下和上沙溪庙组砾岩分布区；4—莲花口组和剑门关组砾岩分布区；5—夹关组和灌口组砾岩分布区

1—Conglomerate ranges of Xujiahe Formation；2—Conglomerate ranges of Baitianba Formation；3—Conglomerate ranges of Lower and Upper Shaximiao Formation；4—Conglomerate ranges of Lianhuakou Formation and Jianmenguan Formation；5—Conglomerate ranges of Jiaguan Formation and Guankou Formation

带，由逆冲推覆和沉积物加载双重负荷作用，不仅造成地壳进一步挠曲变形和早期地层（T_3m→$T_3x^{2\text{-}3}$）局部被卷入造山带，形成须四段与须三段之间的构造不整合（图 7），同时因沉降幅度加大，迫使坳陷向东横向生长和前陆隆起带同方向迁移，形成自西向东的沉积超覆作用。如与早时的构造-沉积格局相比较，以须四段沿龙门山造山带前缘大面积堆积冲积扇砾岩为显著特征，厚度可达 400～600m，岩性一般以厚层块状的碳酸盐质粗砾岩和卵石岩为主，灰岩砾石大者可达 50cm 以上，含有晚石炭世至中三叠世常见的䗴珊瑚、腕足和海百合等化石。向上和向坳陷中心方向粒度变细，逐渐相变为（扇）三角洲-湖泊相的砂岩夹泥岩和薄煤层组合为主，砂岩中富含灰岩屑和燧石岩屑（郑荣才等，2007），含有少量锆石、石榴子石、十字石、角闪石和黝帘石重矿物，表明该亚阶段物源区主要为推覆到龙门山造山带上的石炭系和二、三叠系台地相地层，部分为卷入造山带的古老变质岩地层。

（3）川东北地区须四段与须三段呈更大规模的

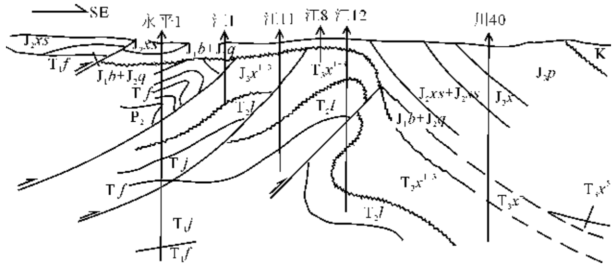

图 7　江油海棠铺须家河组—侏罗系构造剖面

Fig. 7　Tectonic profile from Xujiahe Formation to Jurassic in Haitangpu, Jiangyou

构造不整合接触，不整合面之下的须二段和须三段厚度很薄，仅 200～300m，也属于辫状河三角洲-湖泊相砂岩夹泥岩和薄煤层组合，但须四段至须六段于南江、通江和万源等地发育有更粗、厚度更大和分布范围更广的冲积扇砾岩，厚度可达 400～800m，粒级以粗卵石为主，大者可达 70cm，成分主要为硅质岩和浅变质岩，少量为火成岩，而来自下伏地层的碳酸盐岩砾石极少。砂岩中含有丰富的硅质岩、变质岩和火成岩岩屑，但不含灰岩岩屑，重矿物为锆石、电气石为主，次为石榴子石、金红石、角闪石和绿帘石组合，与龙门山造山带前缘同时期砂岩的重矿物组合有明显差别，说明陆源碎屑主要来自北东部逆冲推覆的米仓山-大巴山造山带。在地层分布形式上，须四至须六段呈北东地区巨厚，向川中古隆起的南西方向逐渐减薄的楔状体，相带展布在米仓山-大巴山造山带前缘发育大型冲积扇为主，向南逐渐过渡为河流、三角洲和湖泊相砂、泥岩互层夹薄煤层组合，显示自川东北坳陷带经川北前陆斜坡带至川中前陆隆起带上超的充填格局，同时也反映伴随米仓山-大巴山进入逆冲推覆状态，盆地沉降-沉积中心开始由川西坳陷进入向川东北坳陷方向弧形迁移的演化历史。

2.2.2　米仓山-大巴山类前陆盆地亚阶段(J_1-J_2)

早、中侏罗世龙门山造山带逆冲推覆活动减弱，主体以相对稳定的低幅隆升为主，而米仓山-大巴山造山带进入强烈逆冲推覆活动期，这一构造主应力方位由川西坳陷盆-山耦合次系统向川东北坳陷盆-山耦合次系统的转换，不仅标志着盆地演化进入米仓山-大巴山类前陆盆地亚阶段，同时亦出现了如下几个构造-沉积格局的重大变革：

(1)受松潘-甘孜褶皱带进一步隆升为陆的影响，残余海完全向西退出，整个类前陆盆地进入与海完全隔绝的内陆湖盆沉积期，以广泛发育红层碎屑岩建造与前期含煤碎屑岩建造形成反差极大的鲜明对比。

(2)川西坳陷因受龙门山造山带脉动性低幅隆升影响，大部分地区缺失相当下侏罗统自流井组珍珠冲段至东岳段的地层，部分地区甚至缺失相当自流井组至下沙溪庙组的地层。

(3)川北和川东北地区因受到米仓山-大巴山逆冲推覆和沉积物快速堆积加载的双重负荷作用，形成自西向北东方向迁移的弧形高速沉降带，其中早侏罗世沉降-沉积中心长轴平行于龙门山北段(图 4C)，位于偏向西侧的江油、梓潼、广元和南江一带，以发育于广元—汉中—南江一带的下侏罗统白田坝组厚达 300～500m 的冲积扇砾岩为标志，砾岩很粗，以粗卵石岩为主，分布范围较广(图 6)，呈北西厚南东薄的楔状体。中侏罗世沉降-沉积中心继续向北东方向迁移至南江—万源—达县—巴东一带，长轴与米仓山-大巴山造山带相平行(图 4D)，以发育河流、三角洲和湖泊相沉积为主，地层厚度巨大，仅上沙溪庙组即可达 1400～2300m。前期位于前陆隆起带北段的南充和广安地区，该时期因受到川东北坳陷大幅度沉降和向南横向生长影响，形成向北东缓倾的川北前陆斜坡带，前陆隆起主体向南退缩至川中泸洲和川南犍为等地，形成自川东北坳陷带经川北前陆斜坡带至川中前陆隆起上超的构造-沉积格局，地层分布呈北东巨厚南西减薄的楔状体(图 4D)，而在北西—南东方向上呈较稳定的板状体。

(4)相带展布特征上，具有毗邻造山带的盆缘为继承性的冲积扇、河流和(扇)三角洲沉积区，坳陷内以发育湖泊-沼泽相沉积为主的特点。

2.2.3　龙门山—雪峰山复合类前陆盆地亚阶段(J_3s—J_3p)

该亚阶段以雪峰山自东向西的滑脱拆离和褶皱造山运动开始启动，盆地以同时承受西侧龙门山造山带和东侧雪峰山造山带隔盆相望的对峙逆冲推覆作用为主要特征，川西坳陷和川东南坳陷同时进入强烈沉降期，而米仓山-大巴山造山带则处于相对平静的休眠期。盆地的构造-沉积格局较前期又有所变化，特点为：

(1)早期遂宁组(J_3s)，除了在龙门山造山带前缘发育有小型冲积扇和三角洲相的砾岩、砂砾岩夹泥岩沉积外，整个盆地以发育滨、浅湖相的鲜红色泥岩夹薄层粉砂岩为主，厚度一般为 300～400m，区域分布很稳定。

(2)晚期莲花口组(J_3l 或 J_3p)，受盆地西侧和

东侧两个造山带的对峙逆冲推覆作用逐渐增强的影响，形成 2 个沉降-沉积中心(图 4E)：其一位于川西坳陷，为沿龙门山造山带前缘分布的继承性沉降-沉积中心，其长度与平行的龙门山造山带近于一致，堆积有厚达 800～2000m 的莲花口组冲积扇砾岩，砾石大小一般为 10～30cm，最大可达 70cm 以上，成分以来自泥盆系—三叠系的灰岩和砂岩为主，次为古老地层来源的石英岩和浅变质岩等硅质砾石，含量自南向北增多；其二位于川东南坳陷，沉降-沉积中心位于川东南古蔺—黔北习水—渝东涪陵和万洲一带，呈与雪峰山造山带平行和长度近于一致的北北东向带状展布，以蓬莱镇组河、湖相紫红色中厚层状砂岩、粉砂岩夹薄层泥岩为主，厚度可达 1200～1500m。

(3)川西坳陷与西侧的龙门山造山带过渡部位，如新场、孝泉、马井和白马庙等地，或与东侧的前隆斜坡带过渡位置，如中江、金堂和成都龙泉驿等地的蓬莱镇组，都发育有北东向展布的三角洲裙带，岩性为紫红色中-厚层砂岩与薄层粉砂岩、泥岩互层组合，厚度为 800～1200m。

(4)川中前陆隆起带上的蓬莱镇组以沉积滨湖和河流相薄层紫红色泥岩、粉砂岩夹中厚层砂岩为主，厚度减薄为 600～800m，向自贡和川南方向进一步减薄为不足 300m。

(5)北西—南东向剖面地层分布，呈自东、西二侧盆缘向盆内方向由厚变薄和由粗变细的、由冲积扇或河流相过渡为三角洲和湖泊相沉积，组成自东、西二侧坳陷向川中前隆起带上超的楔状体(图 4E)。

2.3 晚期萎缩衰亡阶段(k_1-k_3)

从早白垩世开始，受燕山期周缘构造山系多次逆冲推覆和构造侵位事件影响，不仅形成白垩系与侏罗系之间的区域构造不整合，同时也促使盆地先后向西和向南 2 个方向大幅度退缩，进入萎缩衰亡演化阶段。按引起盆地萎缩衰亡的主控因素差异，可划分为早期萎缩和晚期衰亡 2 个亚阶段。

2.3.1 早期萎缩亚阶段(K_1)

该时期盆地呈北宽南窄的北东向带状展布，长度与龙门山造山带近于一致，宽度伴随川东南坳陷的构造隆升由北往南大幅度向西收缩，最宽的北部仅相当于米仓山-大巴山造山带长度的三分之二，而狭窄的南部则不足五分之一(图 4F)。区域构造-沉积格局由前期“三坳围一隆”萎缩为川西坳陷与川东北坳陷夹峙川中隆起组成的“二坳夹一隆”，沉降-沉积中心位于川北剑阁、广元、旺苍和川东北南江、

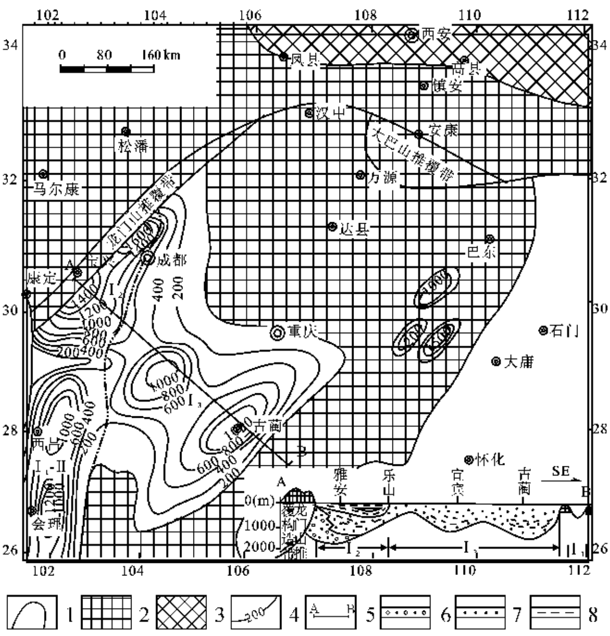

图 8 四川类前陆盆地中、上白垩统地层等厚图和分布样式(据邓康龄，1992)

Fig. 8 Stratigraphic isopach map and distribution type during Middle-Upper Crataceous in Sichuan Analogous Foreland Basin(after Deng Kangling，1992)

1—构造单元边界；2—印支期古陆；3—前印支期褶皱带；4—地层等值线；5—剖面线；6—砂砾岩；7—砂岩；8—泥岩；$Ⅰ_1$—冲积扇-河流相；$Ⅰ_2$—冲积扇-盐湖相；$Ⅰ_3$—河流-沙漠相；Ⅱ—河流-湖泊相

1—Tectonic unit boundary; 2—Indosinian hinterland; 3—pre-Indosinian fold zone; 4-isopach line; 5-section line; 6-glutenite; 7-sandstone; 8-mudstone; $Ⅰ_1$—Alluvial fan-Fluvial facies; $Ⅰ_2$—Alluvial fan-Salinelake facies; $Ⅰ_3$—Fluvial -desert facies; Ⅱ—Fluvial -lacustrine facies

通江、万源等地弧形的联合前缘坳陷部位，展布方位自西向东由平行龙门山北段的北东向转折为平行米仓山-大巴山西段的北西向，堆积有剑门关组冲积扇砾岩，厚度为 400～600m，在剑阁等地最厚可达 1200m，向东和向南 2 个方向逐渐减薄和变细为河流、三角洲与湖泊相的天马山组(或苍溪组→古店组)紫红色砂砾岩、砂岩和泥岩互层组合。在北北西—南南东向剖面上，地层分布呈北部粗而巨厚，向南急剧减薄变细的楔状体(图 4F)，具有自前缘坳陷带向南东方向前陆隆起带上超的构造-沉积格局，说明该亚阶段坳陷沉降活动受龙门山和米仓山-大巴山两造山带联合的逆冲推覆作用控制，盆地的萎缩主要受雪峰山自东向西进一步的滑脱拆离和褶皱构造侵位所致。

2.3.2 晚期衰亡亚阶段(K_2-K_3)

该时期因受到龙门山北段、米仓山-大巴山和川

东南褶皱带三个造山带强烈挤压和褶皱构造侵位的叠加影响，川北、川东北和川东南大部分地区发生大幅度隆升，迫使盆地大面积向南退缩至川西南、川中和川东南地区，盆地的展布呈与米仓山-大巴山造山带近于平行的北西向，宽度仅相当于龙门山造山带的中南段(图 8)，构造-沉积格局有如下几个特点：

(1)自西向东发育有川西、川中和川东南 3 个北东向坳、隆相间的格局，虽然仍显示压性盆地性质，但已不再具备前缘坳陷与前陆斜坡和前陆隆起带的分带性，这一与前期相悖的构造格局可作为四川类前陆盆地衰亡和开始进入走滑挤压盆地演化阶段的标志(李勇等，2006)。

(2)在自西向东平行展布的 3 个坳陷中，川西坳陷规模为最大，堆积有巨厚的夹关组和灌口组冲积扇砾岩，厚度为 800～1000m，最大可达 1600～1800m，代表该时期的沉降-沉积中心位置；与冲积扇东侧相邻的中部坳陷为内陆干盐湖，持续沉积的石膏和钙芒硝厚度可达数百米，反映沉积作用发生在与前期完全不同的干旱炎热气候条件下，而最东侧的坳陷为沙漠相沉积区(江新胜等，2005)。

(3)受干旱气候影响，沙漠相沉积普遍发育，如乐山、宜宾等地的中、上白垩统巨厚的风成砂岩(大佛砂岩)，层位稳定，厚度为 600～800m，最大厚度可达千余米，具有极好的分选性和发育有巨大的风成砂斜层理构造。

3　结论

(1)通过四川盆地上三叠统须家河组至白垩系的盆地结构、沉积充填序列和构造演化史综合分析，确定该盆地于晚三叠世至晚白垩世的形成演化受周边龙门山、米仓山-大巴山和雪峰山 3 个造山带多期次、非同步、异方位逆冲推覆活动联合控制。

(2)按盆地周边各造山带逆冲、推覆、顶蚀与前缘坳陷带沉降、横向生长和充填史的物质循环和能量交换关系，可将四川类前陆盆地构造-沉积格局划分为分别受控于龙门山、米仓山-大巴山和雪峰山 3 个造山带逆冲推覆作用控制的川西坳陷盆-山耦合次系统、川东北坳陷盆-山耦合次系统、川东南坳陷盆-山耦合次系统，区域上此 3 个次系统构成了独具特色的“三坳围一隆”构造-沉积格局。

(3)对应盆缘各造山带交替的逆冲推覆活动和主应力方位转换，在早期周缘前陆盆地、中期类前陆盆地、晚期萎缩衰亡 3 个演化阶段的基础上，将中期类前陆盆地阶段进一步划分为龙门山类前陆盆地(T_3x)、米仓山-大巴山类前陆盆地($J_1 \rightarrow J_2$)、龙门山-雪峰山复合类前陆盆地(J_3)3 个演化亚阶段，将晚期萎缩衰亡阶段进一步划分为萎缩(K_1)和衰亡($K_2 \rightarrow K_3$)2 个演化亚阶段。

(4)各演化阶段和亚阶段盆-山耦合过程的沉积学响应具有独特的异同性：差异性为对应各造山带逆冲推覆活动的主应力方位变化，各演化阶段的沉降-沉积中心位置各异，具有往复迁移于川西坳陷、川东北坳陷和川东南坳陷的特点；相同性为各盆-山耦合次系统的次级构造单元展布都平行于造山带，对应逆冲推覆主应力方位，地层分布呈自前缘坳陷带向前陆斜坡带和前陆隆起带方向上超和由厚变薄、由粗变细的楔状体，具有相似沉积相组合、相带展布规律和油气地质特征。此异同性是控制四川类前陆盆地“三坳围一隆”格局中各层位油气藏围绕川中前陆隆起带分布的最重要因素(戴朝成等，2010)。

注　释

❶ 西南石油局物探研究院. 2009 年内部资料.

参　考　文　献

陈发景，汪新文，张光亚，曹守连，冉隆辉，杨光. 1996. 中国中、新生代前陆盆地的构造特征和地球动力学. 地球科学——中国地质大学学报，21(4)：366～372.

陈智梁，陈世瑜. 1987. 扬子地块西缘地质构造演化. 重庆：重庆出版社，121～157.

戴朝成，郑荣才，朱如凯，高志勇，翟文亮. 2010. 四川盆地须家河组层序充填样式与油气分布规律. 地质学报，84(12)：1817～1828.

邓康龄. 1992. 四川盆地形成演化与油气勘探领域. 天然气工业，12(5)：7～12.

顾家裕，张兴阳. 2005. 中国西部陆内前陆盆地沉积特征与层序格架. 沉积学报，23(2)：187～193.

郭正吾，邓康龄，韩永辉，等. 1996. 四川盆地形成与演化. 北京：地质出版社.

何登发，吕修祥，董大忠，林永汉. 1996. 前陆盆地分析. 北京：石油工业出版社.

江新胜，潘忠习. 2005. 中国白垩纪沙漠及气候. 北京：地质出版社，39～40.

李勇，周荣军. 2006. 青藏高原东缘大陆动力学过程与地质响应. 北京：地质出版社，10～24.

刘和甫，梁惠社，蔡立国，沈飞. 1994. 川西龙门山冲断系构造样式与前陆盆地演化. 地质学报，68(2)：101～113.

罗志立. 1979. 扬子古板块的形成及其对中国南方地壳发展的影响. 地质科学，4(2)：127～138.

孙肇才. 1998. 中国中西部中—新生代前陆类盆地及其含油气性. 海相油气地质，3(4)：16～30.

王金琪. 2003. 龙门山印支运动主幕辨析——再论安县构造运动. 四川地质学报，23(2)：65～69.

许效松，刘宝珺，徐强，潘桂棠，颜仰基，吴应林，陈智梁，蒲心纯.

1997. 中国西部大型盆地分析及地球动力学. 北京：地质出版社，3～24.

许志琴，侯立玮，王宗秀. 1992. 中国松潘—甘孜造山带的造山过程. 北京：地质出版社，73～101，170～182.

颜仰基，吴应林. 1996. 巴颜喀拉—川西周缘前陆盆地演化. 岩相古地理，16(3)：16～29.

郑荣才，彭军，吴朝容. 2001. 陆相盆地基准面旋回的级次划分和研究意义. 沉积学报，19(2)：249～245.

郑荣才，魏钦廉，高红灿，叶泰然. 2007. 川西坳陷中段须四段钙屑砂岩储层特征及有利区块预测. 成都理工大学学报(自然科学版)，35(5)：489～496.

郑荣才，朱如凯，戴朝成，高红灿，翟文亮. 2008a. 川东北类前陆盆地须家河组盆-山耦合过程的沉积-层序特征. 地质学报，82(8)：1078～1087.

郑荣才，朱如凯，翟文亮，高红灿，戴朝成，耿威. 2008b. 川西类前陆盆地晚三叠世须家河期构造演化及层序充填样式. 中国地质，35(2)：246～255.

郑荣才，戴朝成，朱如凯，翟文亮，高红灿，耿威. 2009. 四川类前陆盆地须家河组层序—岩相古地理特征. 地质论评，55(4)：484～495.

Allen P A, Homewood P. 1986. Foreland Basin. Oxford: Blackwell scientific publication.

Basin-Mountain Coupling Syestem and Its Sedimentary Response in Sichuan Analogous Foreland Basin

ZHENG Rongcai[1)], LI Guohui[2)], DAI Chaocheng[1)], LI Nan[2)], WANG Changyong[1)]

1) *State Key Laboratory of Oil and Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu*, 610059; 2) *Research Institute of Exploration and Development, Southwest Oil and Gas Field Company, PetroChina, Chengdu*, 610051

Abstract

According to integrated analysis of the basin tectonic-sedimentary evolutionary history from Upper Triassic Xujiahe period to Cretaceous, it's believed that the Sichuan basin belongs to intracontinental compressional superimposed basin which is developed on the basis of a large peripheral foreland basin and has the features of analogous forland basin. The basin formation and evolution are controlled strictly by polychromic, nonsynchronous and multidirectional thrusting-napping processes of Longmen Mountains, Micang Mountains-Daba Mountains and Xuefeng Mountains. And it can be divided into three secondary basin-mountain coupling systems controlled respectively by overthrust on the marginal orogenic belt, which are western Sichuan, northeast Sichuan, and southeast Sichuan. And it has formed a peculiar tectonic-sedimentary pattern, which is called "three depressions around one uplift". Corresponding to the multidirectional and alternative thrusting-napping activity in each orogenic belt, the basin-mountain processes can be divided into three evolutionary phases, including early peripheral foreland basin($T_3m \rightarrow T_3xt$), middle analogous forland basin($T_3x \rightarrow J_3$), and late atrophy phase(K). The sedimentary response to coupling processes between basin and mountain in each evolutionary phase is of particular similiarities and differences. The differences are that different thrusting-napping stress positions in each orogenic belt had different subsidence-sediment center positions, which were moving back and forth among western Sichuan depression, northeast Sichuan depression, and northeast Sichuan depression. The similiarities are that stratigraphic distribution of all the secondary basin-mountain coupling systems has the features of onlap and wedge shape which is become thinner from the front depression, foreland ramp to forebulge zone. They also have similar combinations of sedimentary facies, distribution rules of facies belts, and petroleum geologic characteristics.

Key words: Sichuan analogous foreland basin; orogenic belt; basin-mountain coupling system; tectonic-sedimentary pattern; sedimentary response