

巴颜喀拉-川西边缘前陆盆地演化

颜仰基 吴应林

(地质矿产部成都地质矿产研究所)

[内容提要] 巴颜喀拉古特提斯洋的消亡过程反映在巴颜喀拉残留盆地到边缘前陆盆地转化的沉积记录中。鉴于这个前陆盆地与其向克拉通延伸的组成部分——四川盆地现为龙门山逆冲带所分隔,以致已往的沉积盆地研究多将其相割裂,本文将结合巴颜喀拉洋的消亡过程,把这两个盆地视为一个统一整体来加以分析,研究其演变历程。

晚二叠世,扬子板块向西楔入的同时,发生向北(昆仑-柴达木陆块)和向南(羌塘-昌都陆块)的双向俯冲消减。本文提出了巴颜喀拉洋的主体闭合,从而开始转化为边缘前陆盆地阶段的时间是在拉丁(T_2^1)中晚期,而不是晚三叠世的见解。这点可由拉丁中晚期时,四川盆地川中广大地区形成与前陆挠曲沉降相对应的前陆隆起得以证明。此时期发生的前陆沉降,结束了被动边缘的饥饿($T_1-T_2^1$)沉积盆地状态,充填了厚逾2,000—10,000m的类复理石沉积,并向扬子克拉通边缘超覆。随着逆冲带的由北向南推进,在诺利—瑞替期形成了滨海含煤磨拉石和陆相含煤磨拉石(逆冲褶皱带地区大多后期被剥蚀)。晚三叠世中晚期,逆冲带侵位推进到四川盆地西部边缘的龙门山地带,从而前陆盆地迁移入四川盆地内,进入陆内汇聚的后造山陆相磨拉石前陆盆地阶段。晚白垩世—早第三纪,因四川盆地晚期的抬升,这一前陆盆地便逐渐萎缩消亡。

关键词 巴颜喀拉-四川盆地 中晚拉丁期转折 边缘前陆盆地演化

1 引言

巴颜喀拉古特提斯洋的主体在中晚拉丁期(T_2^1)闭合,从而转化为边缘前陆盆地。这个前陆盆地与其向扬子克拉通东延的组成部分——四川盆地现为龙门山逆冲推覆带所分隔,以致已往的沉积盆地研究多半将其分割,分别分析它们的演化。本文将结合该区古特提斯洋的消亡过程,把这两个盆地作为统一整体加以分析,研究其演变历程。

四川盆地位于扬子陆块西北隅,其基底具有双层结构,由结晶基底和褶皱基底两部分组成。结晶基底形成于早元古代末的小官河运动(1700Ma)^[1,2],以康定群为代表。褶皱基底的非均质性明显,已往文献大多把晋宁运动(850Ma)作为基底和盖层的转变期,潘杏南等(1986)^[1]认为褶皱基底由数个构造层叠加的,扬子陆块的西部可能由四个构造层:东川运动、满银沟运动、晋宁运动和澄江运动构造层。巴颜喀拉盆地位于扬子陆块、柴达木陆块、北

① 本文是国家计委专项辅助第三十届国际地质大会科研项目“东特提斯地质构造形成演化”和地矿部“八五”重点基金项目“中国西部大型盆地分析及地球动力学研究”成果之一,参与共同研究讨论的还有潘桂棠、陈智樑、许效松、徐强、李兴振、江新胜等。

方陆块及羌塘-昌都陆块之间(图 1),成一倒三角形,盆地几乎全为三叠系复理石沉积(数千至数千米厚)所盖,仅在边缘分布有少量前三叠纪地层和超镁铁混染岩带,是否存在结晶基底,目前仍无可靠资料。不过从其长期的槽盆演化历史来看,可能是拉张型过渡壳或活化的软基底,在近陆块的边部,如松潘微陆块,可能有一些结晶基底的残陆块。

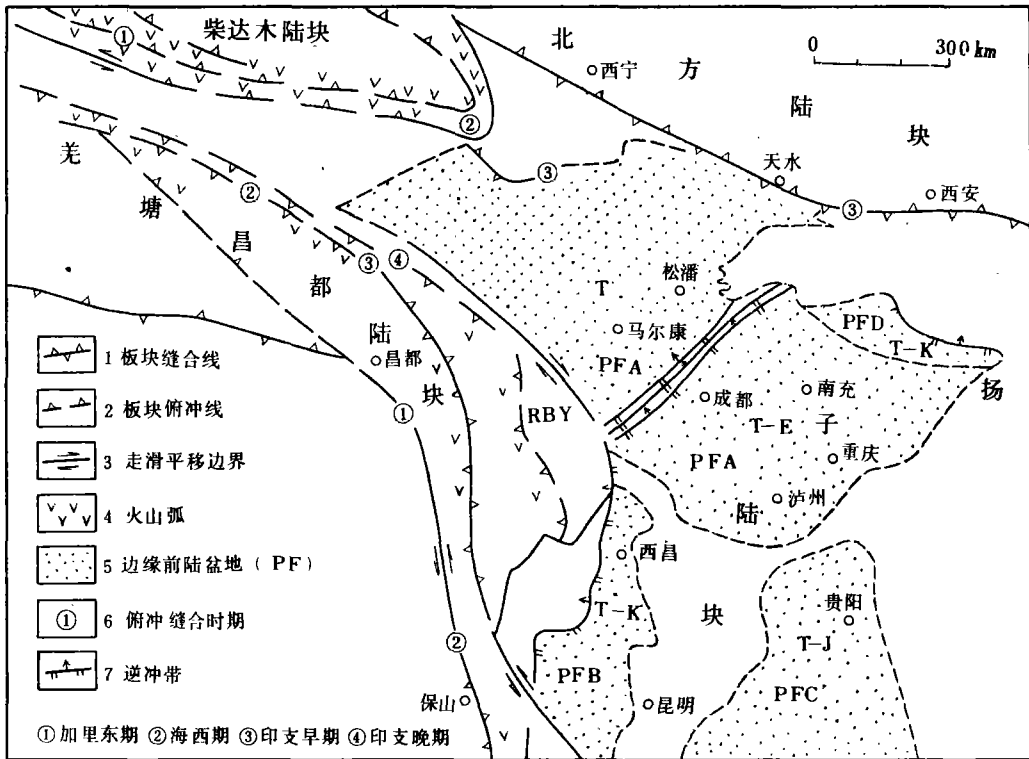


图 1 巴颜喀拉-川西边缘前陆盆地构造背景

PFA. 巴颜喀拉-川西前陆盆地; PFB. 楚雄-西昌前陆盆地;

PFC. 南盘江前陆盆地; PFD. 大巴山前陆盆地; RBY. 雅江残留盆地

Fig. 1 Tectonic settings of the Bayan Har-West Sichuan peripheral foreland basin

PFA=Bayan Har-West Sichuan foreland basin; PFB=Chuxiong-Xichang foreland basin;

PFC=Nanpanjiang foreland basin; PFD=Dabashan foreland basin; RBY=Yajiang remnant basin;

1=plate suture zone; 2=plate subduction zone; 3=strike-slip boundary; 4=volcanic arc;

5=peripheral foreland basin; 6=subduction-suture stage; 7=obduction zone;

①=Caledonian; ②=Hercynian; ③=early Indosinian; ④=late Indosinian

深部地球物理资料^[3]显示,巴颜喀拉盆地区和四川盆地的克拉通区之地壳结构有明显差异:前者地壳厚度为 59—68km,速度结构多变,层面发育,可分 7—9 层。地壳平均速度为 6.69—6.41km/s,上地壳速度为 5.77—6.04km/s,层厚 17—22km,底部常见 5.8—6.1km/s 的低速层;中地壳速度 6.26—6.33km/s,层厚 17—23km,其中部存在厚 2—6km、速度为 5.8km/s 的低速层;下地壳速度 6.96—7.04km/s,厚 21—28km。下地壳为梯度过渡层,壳、幔速度差很小,Pn 不发育;四川盆地的地壳结构特点是地壳厚度较小,41—45km,结构较稳定,界面少,可分 5—6 层,平均速度较低,6.1—6.2km/s。上地壳速度 4.3—6.2km/s,厚 22km;中地壳速度为 6.5km/s,厚约 13km,无低速层;下地壳速度为 7.0km/s,厚 8—10km/s;

壳、幔界面近似一级间断面, P_n 发育, 速度为 8.0km/s 。由此可见, 龙门山断裂带两侧地壳结构差异明显。龙门山断裂带的地壳结构极为反常: 界面极少且不连续; 与西部低速层相当的深度中地壳出现速度为 $6.60\text{—}6.70\text{km/s}$ 的高速体, 低速层消失; M 面被断开, 东浅西深, 断距达 12km 。断裂带下部的 P_n 速度为 7.8km/s , 其两侧均为 8.0km/s 。深部为东倾的俯冲断裂带, 而地表及浅层为西倾仰冲断裂带, 他们都终止于西侧的中地壳或上地壳低速层。坚硬的四川地块呈一楔形插入西侧的松潘-甘孜褶皱系的造山带较软弱地壳之中。他们实际上是在特殊条件下发育的一对共轭剪切破裂构造在剖面上的一种组合形式。

现今的四川盆地并非其原始沉积盆地范围, 中生界时的沉积盆地要大得多, 王鸿祯院士称之为川滇盆地^[4], 极盛时期达到 50 余万平方公里, 包括图 1 中的大巴山前陆盆地、楚雄-西昌和南盘江前陆盆地; 至于古生代至中生代早期碳酸盐台地时期的沉积, 则更是遍及整个扬子陆块区域。因此, 它只不过是扬子陆块经历了长期演化, 在印支运动后期出现雏形, 经燕山直至喜马拉雅造山运动才得以定形而成现今面貌, 即通常是指由龙门山(西)、大巴山(北)、七曜山(东)、大娄山和大相岭(东南及南)等逆冲推覆山系所环绕的地貌盆地或构造盆地^[5-7]。虽然已往研究指出, 巴颜喀拉-四川前陆盆地是中国南部地壳在压缩背景下形成的^[8], 但对其盆地类型和演化阶段以及转折时间看法不尽一致。罗建宁等(1992)^[9]认为在早、中三叠世时, 巴颜喀拉盆地已是边缘前陆盆地的早期阶段。然而大多数人认为巴颜喀拉洋盆的封闭和前陆盆地的转折时期是始于晚三叠世。罗志立等(1992)^[10]认为, T_2 末至 T_3 早期扬子陆块西侧的松潘-甘孜地区为边缘海, T_3 中(须家河)期后, 龙门山同沉积断裂带反转, 在其山前形成与 C 型俯冲有关的前陆盆地。邓康龄等(1992)^[11]鉴于扬子陆块西缘的甘孜-阿坝弧后盆地的认识, 认为四川盆地是位于板内的弧盆褶皱山系前陆盆地, 经历了成盆前(卡尼-诺利早期)的弧后盆地东缘大陆架阶段、前陆盆地阶段(诺利中晚期)、坳陷盆地阶段(侏罗纪-中始新世)、构造盆地形成发展阶段(晚始新世后)。刘树根^[12]把川西前陆盆地划分为被动大陆边缘发展阶段(马鞍塘 T_{3m} 期)、地貌盆地发展阶段(小塘子 T_{3t} -须家河三段时期 T_{3t}^3)、前陆盆地发展阶段(“须四”-第四纪)。本文认为随着巴颜喀拉洋的主体闭合碰撞从而开始转化为边缘前陆盆地的转折时期是拉丁期的中晚期, 即天井山(T_{2t})中晚期。巴颜喀拉-四川边缘前陆盆地经历了边缘前陆盆地阶段(T_{2t} - T_{3t})、后造山(陆相磨拉石)前陆盆地阶段(T_{3x} -E), 晚白垩世开始萎缩衰亡的演化。同时也指出, 巴颜喀拉地区在古特提斯洋盆闭合消亡过程中于晚三叠世早、中期时在雅江地带存在一残留盆地, T_3 晚期充填消亡。

2 前陆盆地前的演化

扬子陆块(克拉通), 即所谓的台区, 从晚震旦世灯影期开始, 经古生代直至中三叠世拉丁期发生前陆盆地转折这一漫长时期, 虽然受到加里东和海西运动的影响, 但主要表现为碳酸盐台地环境。而所谓槽区的巴颜喀拉盆地是一个有长期演化历史的洋盆。自然, 对其了解只能借助于其周缘的陆块边缘的演化特征。

2.1 扬子陆块西部边缘

中、晚元古代是一个活动边缘($1700\text{—}800\text{Ma}$), 由南向北是以大红山群(云南)、会理群(西昌)、盐边群、峨边群(峨边-石棉)、盐井群(宝兴)、碧口群(平武)为代表的火山弧, 经满

① 邓康龄、韩永辉、刘应楷等, 1992, 四川盆地形成与演化(研究报告)

银沟运动(1000Ma)、晋宁运动(850Ma)而成具双层基底的陆块。晋宁运动发生造山,形成陆相磨拉石盆地(双水井组),以后发育了以大相岭、小相岭的开建桥组、苏雄组为代表的中酸性火山岩和龙门山、西昌一带的碱性花岗岩侵入^[2,12]。

晋宁期以后,开始转变成被动边缘,停止了由洋壳俯冲造成的大陆边缘的火山、岩浆作用(而后的火山岩浆作用转到了柴达木陆块边缘和三江地区),主要表现为边缘强烈沉降,在前震旦纪火山弧沉积的基底上,发育了巨厚的沉积盖层:震旦纪—泥盆纪主要为浅海—深海沉积,地层厚度震旦系—寒武系超过 5000m,奥陶系超过 3000m,志留系 3000—4000m,泥盆系 4000—5000m,大体在泥盆纪—石炭纪开始了碳酸盐缓坡、台地的发展。

石炭—二叠纪开始发生巴颜喀拉盆地的弧后扩张及二叠纪玄武岩溢流喷发,沿理塘、道孚、康定一带形成大洋裂谷(如图 2),使理县—松潘一带发生暴露,在下二叠统三道桥组,或东大河组之上,被早、中三叠世(波茨沟组或掏金沟组)地层由南向北超覆(邓永福,1985)^①。德格—中甸陆块可能开始从这里分裂出来。

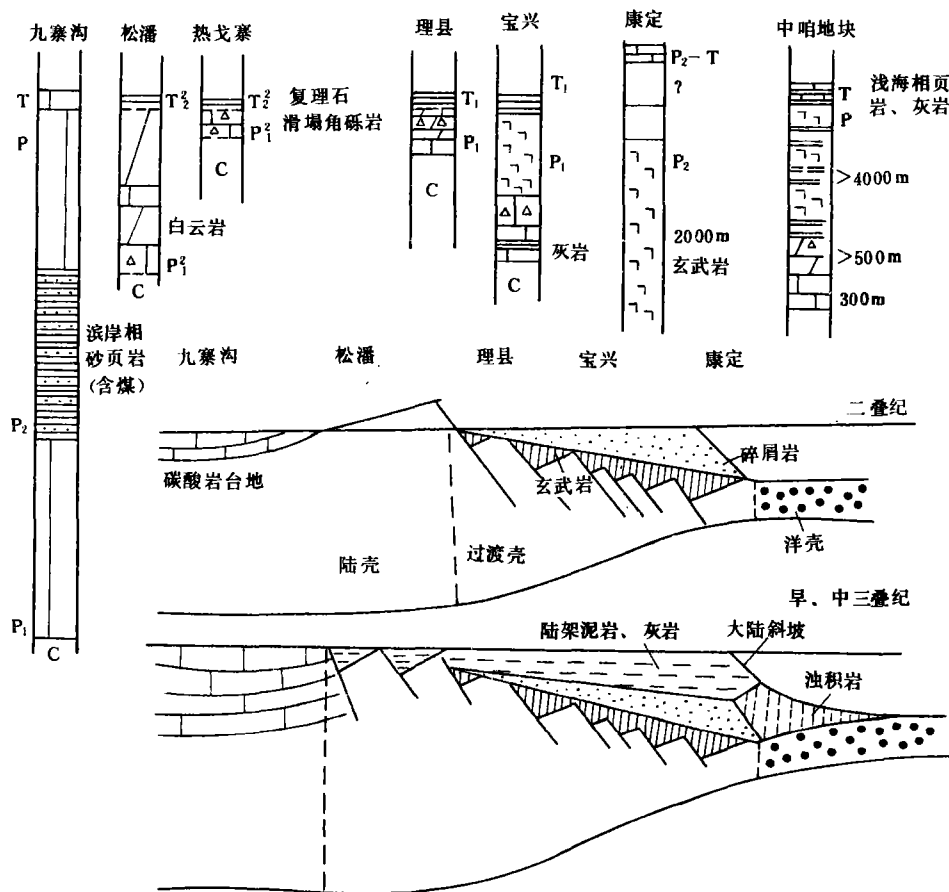


图 2 二叠纪扬子陆块边缘裂谷模式

Fig. 2 Model for the rifts on the margins of the Yangtze landmass during the Permian

摩天岭北缘—玛沁—一线是扬子西缘与北缘的分界线,摩天岭地区的中三叠世晚期存在

① 邓永福, 1985, “川西高原三叠纪‘西康群’专题研究报告”, 四川省地矿局区调队(内刊)

(约 230Ma)碱性玄武岩^[2],沿该线发生了板内拉裂。玛沁以西阿尼玛卿是扬子陆块和柴达木陆块的消减带,而在玛沁以东仅是一种拉裂。

2.2 柴达木陆块南缘

柴达木陆块南缘是一个发育时间久、具多旋回演化的火山岩浆弧、消减带及弧前增生楔构成的杂岩体,表明它是一个活动边缘。

早古生代早期形成了昆仑北带向北俯冲的原特提斯前锋弧,俯冲引起的弧后扩张形成以柴北缘蛇绿岩带为代表的弧后盆地(潘桂棠等,1995)。

晚古生代发生大洋消减,因洋壳俯冲形成了昆中断裂南主要石炭纪地层中的蛇绿混杂带及弧前增生楔,最后发生了晚二叠世的俯冲造山,使陆块隆起及大规模的花岗岩侵入。

三叠纪的俯冲造成了岛弧火山岩沉积,早、中三叠世(洪水川组、闹仓堡组)主要在南昆仑东段,晚三叠世向东北转向鄂拉山地区。三叠纪中、下统(隆务河组、古浪堤组)的蛇绿混杂岩带主要分布在昆南缘的布青山一下大武、玛积雪山等地区,它是扬子陆块与柴达木陆块洋壳消减对接留下的。

2.3 北方陆块边缘(西秦岭)

早古生代北方陆块边缘(北秦岭)为陆缘火山弧,为玄武岩、安山熔岩、凝灰岩(雾宿山群);西秦岭为大堡群、白龙江群,主要为黑色硅质岩、凝灰岩、碳质板岩(甘肃省地矿局,1989),为大陆边缘火山弧前增生楔。

早古生代晚期的洋壳俯冲碰撞发生前陆挠曲。在增生楔的挠曲隆起上发展成两个条状碳酸盐台地(泥盆系—三叠系),其间的南秦岭北带成为盆地,曹宣铎等(1994)^[13]认为是石炭纪形成的裂陷槽。因此西秦岭是在弧前增生楔上形成的薄陆壳,这里的超基性岩体(海西期)及同熔型花岗岩、闪长岩体(印支期)很多(张二朋等,1993)^[14]。这些超基性岩体可能主要是底辟侵入的。这些都表现了薄陆壳上的拉裂和挤压特征。

2.4 羌塘-昌都陆块

早古生代在昌都青泥洞一带发生了向北俯冲的原特提斯前锋弧,早古生代晚期洋壳俯冲碰撞使弧前增生楔变形褶曲,其上形成了泥盆—石炭纪碳酸盐台地。石炭—二叠纪(可能是早二叠世)开始发生弧后扩张,西金乌兰一带的洋脊玄武岩是其残留物(张以菲等,1994)^[15]。晚二叠—早、中三叠世洋壳向西俯冲形成了江达-维西陆缘火山弧和边缘弧前增生楔。中三叠世晚期与扬子陆块(德格-中甸)发生碰撞。晚三叠世扬子陆块继续向西楔入,而向北的消减转为沿柴达木陆块边缘走滑,俯冲转向羌塘-昌都陆块及德格-中甸陆块边缘。

由上可见,扬子陆块边缘在晋宁期(850Ma)以后转变为被动边缘,柴达木、羌塘-昌都陆块早古生代为活动边缘(岛弧),其中柴达木陆块在晚三叠世转变为走滑,羌塘-昌都陆块边缘的俯冲一直持续到晚三叠世以后。

3 前陆盆地的演化

巴颜喀拉-四川前陆盆地的演化可分为两个阶段:(同造山)边缘前陆盆地阶段和后造山(陆相磨拉石)前陆盆地阶段。三叠纪地层系统及对比参见表1。

3.1 边缘前陆盆地阶段

3.1.1 巴颜喀拉洋盆的封闭(228—229Ma)

主要表现为扬子陆块与北方陆块、柴达木陆块间的板块碰撞,其标志主要有:

(1) 扬子陆块上的前陆隆起, 这是由于板块碰撞及冲断体的加载, 使俯冲一侧的岩石圈板块发生挠曲, 而在克拉通边缘形成前陆隆起 (图 3)。该隆起是以泸州为中心, 称泸州隆起, 其中心已被暴露剥蚀到早三叠世的上部 (嘉陵江组)。

前陆隆起是板块碰撞发生“盆山转换”的开始, 在板块碰撞形成前陆挠曲时, 使克拉通边缘上升, 海水变浅及暴露。发生上升暴露的时间一般作为板块碰撞时间^[17]。过去都只能根据地层暴露不整合面的下界时间确定为中、晚三叠世间, 最近我们在江油马鞍塘剖面天井山组上部找到了与此次暴露和沉降相关的层序界面 (图 4), 从而比较精确的确定为在中三叠世拉丁中晚期。

(2) 西秦岭及柴达木地区的同碰撞花岗岩, 其时代约 230Ma 左右。

(3) 柴达木陆块东端阿尼玛卿混杂带, 可能反映扬子陆块与柴达木陆块间的洋壳消减。

3.1.2 扬子陆块边缘沉降 (230—232Ma)

它是由于俯冲板块岩石圈被持续加载而导致陆块边缘裂陷和沉没, 从而使上扬子碳酸盐台地边缘发生后退 (图 5), 如云南丽江晚三叠世的斜坡比中三叠世的颗粒白云岩浅滩后退了 10km, 绵竹晚三叠世海绵礁基座在天井山白云岩上。此外, 还导致前陆隆起后海平面迅速上升, 在扬子陆块边缘沉积锰质岩, 并发现放射虫 (殷鸿福等, 1992)^[18]。

巴颜喀拉盆地因前陆挠曲而迅速沉降, 结束了饥饿盆地 (T_1-T_2) 沉积状态, 转入饱和充填阶段 (图 6)。在盆地中的一些孤立碳酸盐台地发生迅速沉没并消亡, 如西秦岭南带宕昌等地的三叠系剖面, 安尼阶郭家山组 (T_2^1g) 厚 280m, 主要为生物亮晶灰岩; 早、中拉丁阶秦峪组 (T_2^1q) 厚 758m, 主要为泥晶灰岩与粉砂岩、页岩; 拉丁晚期的滑石关组 (T_2^1h) 厚 2880m, 主要为一套细碎屑浊积岩夹灰及滑塌灰岩角砾岩; 其上为上万米的晚三叠世卡尼—诺利阶 (?) 的细碎屑浊积岩 (殷鸿福等, 1992)^[18]。

3.1.3 盆地充填

由于陆内汇聚形成近东西向 (NWW) 分布和向南逆冲推覆的山链, 从晚三叠世 (约 232Ma) 开始, 前陆盆地进入了陆屑充填, 先后主要发育了两期浊积扇, 即杂谷脑期和雅江期。从山链上下来的碎屑物最初基本上都汇入了雅江残留盆地, 在这里充填了 1 万多米的半

表 1 三叠纪地层系统及对比表

Table 1 Triassic stratigraphic system and division in the study area

地层系统	四川盆地分区		巴颜喀拉盆地分区
	中东部	西部	
上覆层	J_1	J_1	Q 或 R
T_3	瑞替阶	须家河组	雅江组
	诺利阶	须家河组	格底村组
		小塘子组	两河口组
	卡尼阶	马鞍塘组	瓦多组
T_2	拉丁阶	天井山组	侏倭组
	安尼阶	雷口坡组 (巴东组)	杂谷脑组
	奥伦阶	嘉陵江组	淘金沟组
T_1	印度阶	大冶组	波茨沟组
		飞仙关组	
下伏层	P_2	P_2	P

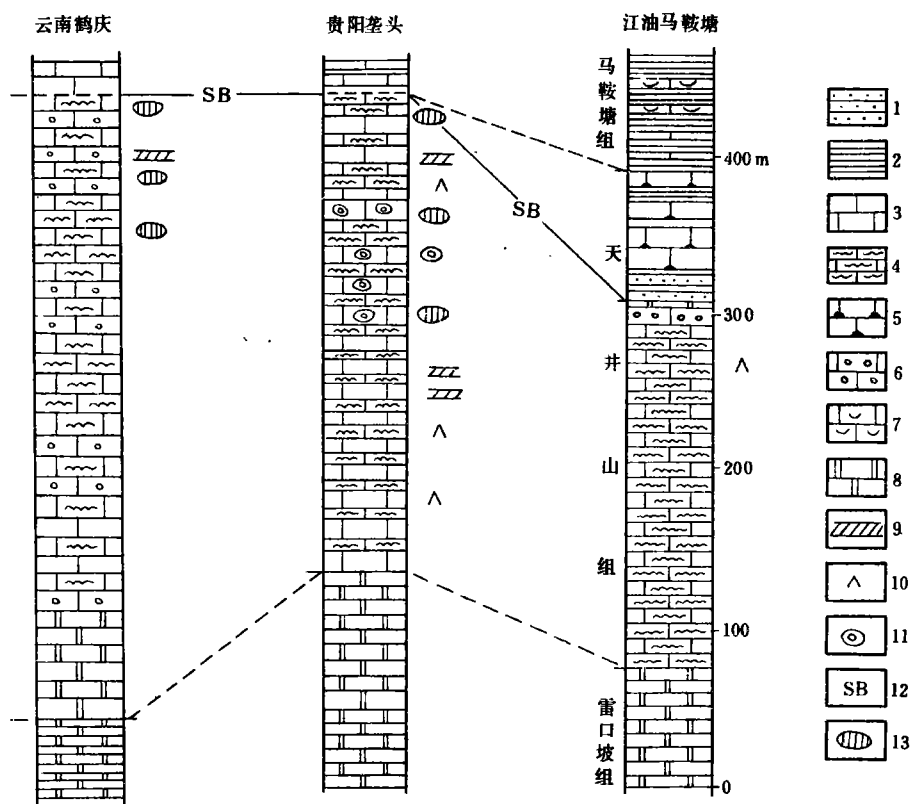


图 4 扬子陆块西缘及西南缘中三叠世与前陆隆起相当的层序界面

1. 砂岩; 2. 页岩; 3. 灰岩; 4. 藻席灰岩; 5. 燧石灰岩; 6. 鲕粒灰岩; 7. 生物粒屑灰岩;
8. 白云岩; 9. 斜层理; 10. 藻丘及帐篷构造; 11. 豆石; 12. 层序界面; 13. 古溶蚀

Fig. 4 Middle Triassic sequence boundaries corresponding to the foreland bulge on the western and southwestern margins of the Yangtze landmass

1=sandstone, 2=shale, 3=limestone, 4=algal mat limestone, 5=cherty limestone, 6=oolitic limestone, 7=bioclastic limestone, 8=dolostone, 9=oblique bedding, 10=algal mound and tepee structure, 11=pisolith, 12=sequence boundary, 13=fossil erosional surface

深海的浊积岩和复理石(西康群)。而在克拉通边缘,晚三叠世早期的物源仍主要来源于克拉通内部(如马鞍塘组、小塘子组,231—225Ma),但随盆地被充填变浅,沉积物流入克拉通内部造成诺利—瑞替期须家河组磨拉石沉积(228—215Ma)。

3.1.4 前陆逆冲推覆

从地层的完整性分析,高层位的(即晚三叠世诺利期以上)沉积物主要保存在西秦岭盆地和雅江盆地,地层的完整性好、厚度大(超过 16000m);而它们之间的金川—若尔盖地区厚度只有 3000—5000m,这个厚度高于同时期的克拉通内沉积(如图 6),但比雅江盆地则低得多,这可能反映了岩石圈的差别,雅江盆地是前陆盆地边缘的残留盆地,它的岩石圈很薄,克拉通内的盆地岩石圈比较厚,由造山带向克拉通地层减薄。

山链的推覆在早期(卡尼期)比较慢,进入诺列期以后比较快,约在沉积须家河组 4 段时,逆冲推覆体达到龙门山边缘,形成沿龙门山边缘分布的冲积扇,如江油佛爷洞的扇就由三叠系天井山组的碳酸盐岩组成。龙门山的冲起标志边缘前陆盆地阶段演化的结束。

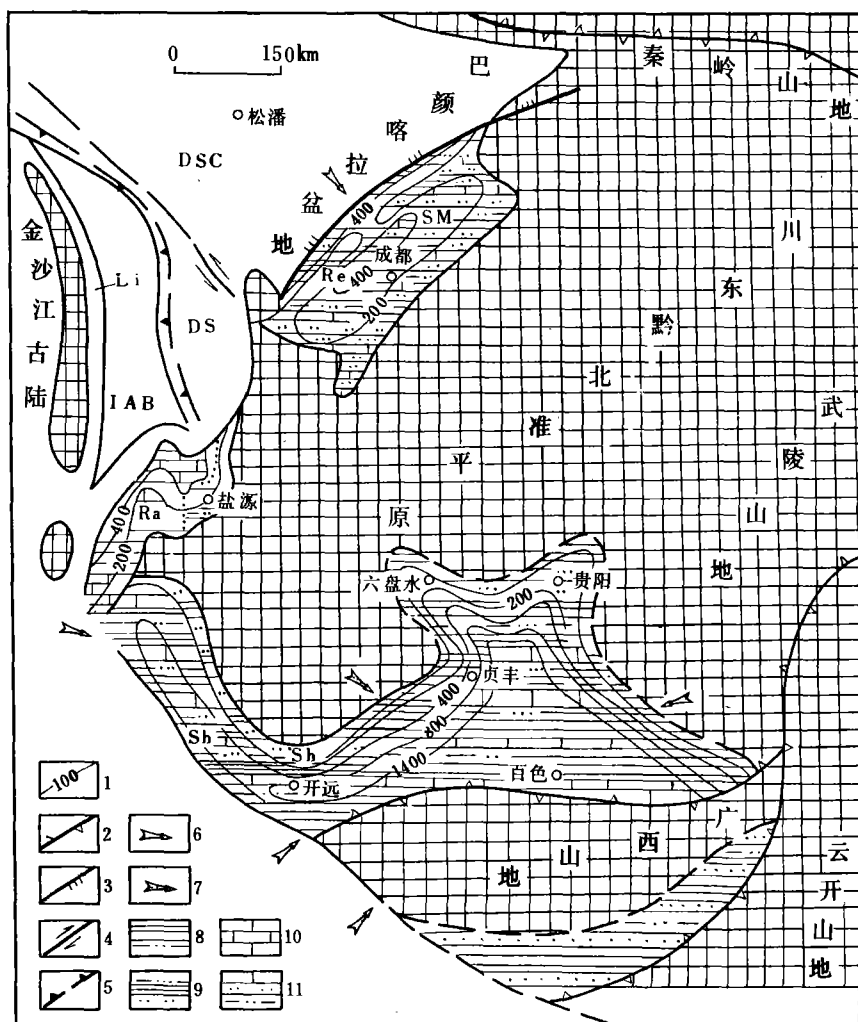


图5 扬子陆块西缘晚三叠世卡尼期岩相古地理图

1. 沉积等厚线; 2. 板块结合带; 3. 逆冲推覆带; 4. 走滑平移断裂带; 5. 板块俯冲带; 6. 海侵方向;
7. 物源方向; 8. 含泥岩、砂岩—粉砂岩组合; 9. 含粉砂、泥岩—砂岩组合; 10. 灰岩; 11. 含灰岩、砂岩—粉砂岩组合;
DS. 深海相; DSC. 半深海盆地相; IAB. 岛弧相; Li. 滨岸相碎屑岩、泥岩; Ra. 碳酸盐缓坡相;

Re. 生物礁相; Sh. 陆架相; SM. 浅海相

Fig. 5 Sedimentary facies and palaeogeographic map of the western margin of the Yangtze landmass during the Carnian (Late Triassic)

- 1=sediment isopach; 2=plate suture zone; 3=thrust-nappe zone; 4=strike-slip fault zone;
5=plate subduction zone; 6=transgressive direction; 7=sediment supply direction;
8=mudstone-sandstone-siltstone association; 9=siltstone-mudstone-sandstone association;
10=limestone; 11=limestone-sandstone-siltstone association;

DS=deep-sea facies; DSC=bathyal basin facies; IAB=island-arc facies; Li=littoral clastic rocks and mudstone; Ra=carbonate ramp facies; Re=organic reef facies; Sh=shelf facies; SM=shallow marine facies;

3.2 后造山(陆相磨拉石)前陆盆地阶段

板块后继俯冲发生的陆内会聚,自晚三叠世中晚期开始,自北而南向上扬子克拉通不断推进的逆冲推覆山链,使原来的边缘前陆盆地几乎全被构造侵位,由于逆冲侵位推进到上扬

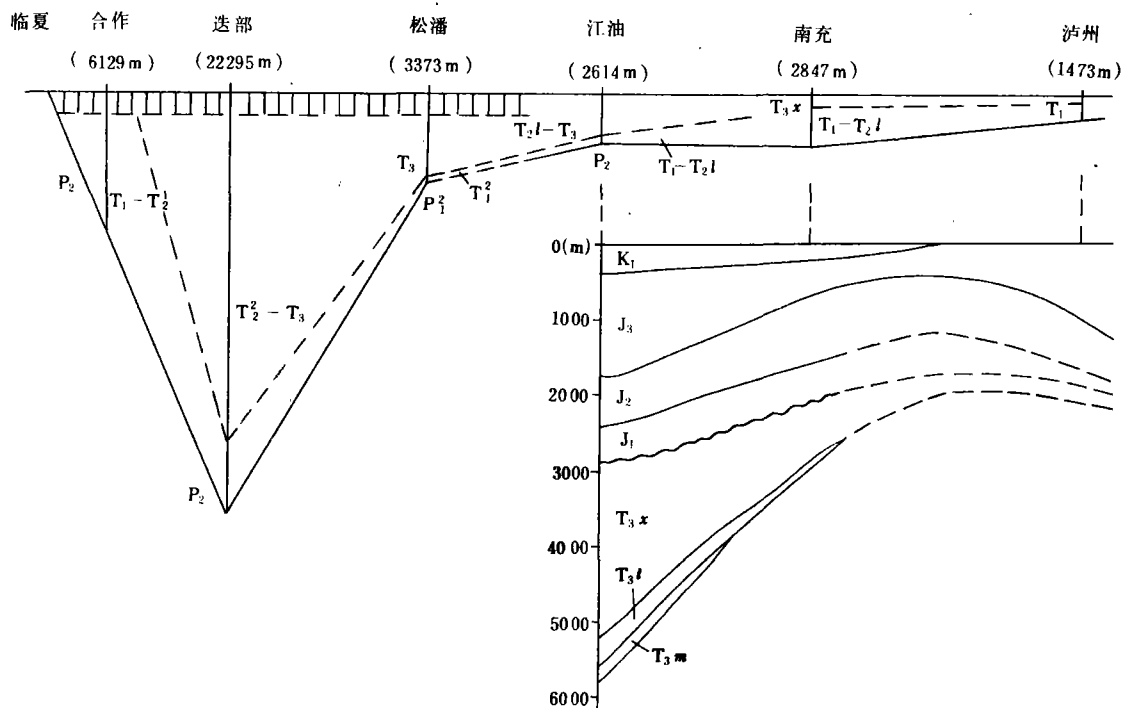


图6 巴颜喀拉-川西前陆盆地沉积剖面略图(据作者观察及多种资料^[2,18,19]综合)

示 T_2^l — T_3 前陆沉降及对应的川中前陆隆起,以及 T_3 地层向克拉通超覆

T_2^l : 雷口坡组; T_3^m : 马鞍塘组; T_3^l : 小塘子组; T_3^x : 须家河组

Fig. 6 Sedimentary section across the Bayan Har-Sichuan foreland basin, showing the foreland subsidence and the central Sichuan foreland uplift during the late Middle and Late Triassic, and the overlapping of the Late Triassic strata onto the craton

T_2^l = Leikoupo Formation; T_3^m = Ma'antang Formation;

T_3^l = Xiaotangzi Formation; T_3^x = Xujiahe Formation

子克拉通西部和北部边缘,从而前陆盆地迁移入“四川盆地”内,开始了向后造山(陆相磨拉石)前陆盆地的转化。从逆冲推覆山链剥蚀下来的陆屑,一部分流向西南边的雅江残留盆地;一部分流向扬子克拉通上的后造山前陆盆地,形成须家河组陆相磨拉石沉积。从晚三叠世中晚期到早第三纪,前陆盆地在西缘—北缘逆冲推覆山系的前沿挠曲沉降区,充填了厚度数千米至万米的沉积物,大体由6个以上向上变粗的巨旋回陆相磨拉石组成。

晚三叠世诺利早期的小塘子组沉积,仅限于华莹山以西的盆地西部地区,主要为滨海—浅海环境的滨外及三角洲砂坝、沼泽、潟湖相砂、页岩夹煤线沉积,沉降中心在绵阳、成都、邛崃以西,厚度50—800m。该组的砂岩除石英砂岩外,还有岩屑石英砂岩、岩屑砂岩或长石岩屑砂岩。四川什邡金河地区的小塘子组砂岩成分(石英67%、长石13.5%、硅质岩屑8.5%,石英岩、千枚岩岩屑4%,砂岩、泥岩岩屑3.6%,碳酸盐岩屑3.4%)揭示物源区不远,推测龙门山区已有部分地段上升,提供了陆屑物源^[6]。

晚三叠世诺利—瑞替期的须家河组沉积逐渐向东(川中前陆隆起)超覆,范围逐渐向东扩大(图6),同时南盘江前陆盆地亦向北(川中前陆隆起)超覆而连成一体,所以沉积范围南

达桂西北—滇东南,面积近 500000km²,此时期的“四川盆地”仅为川滇黔盆地的一部分。须家河组主要为河流相砂岩与半咸水、晚期为微咸水—淡水湖泊相、湖沼相含煤粉砂岩、泥质岩系所组成。须家河组二段至四段砂岩岩屑递增,碳酸盐岩屑增多,反映了逆冲带抬升的剥蚀区逐渐向扬子克拉通边缘推进,在小塘子组沉积物源区之东侧,更近现今的盆缘又出现了新的剥蚀区,如什邡金河须二段岩屑含量 21.8%,须三段则增至 35.4%,出现大量碳酸盐岩屑;梓潼、江油等地砂岩岩屑含量:须二段为 13—22%,须三段增至 44%^[6],须四段在盆地西北和北缘万源、南江、广元至什邡一带,发育有冲积扇砾岩,砾石成分主要为碳酸盐岩,次为石英砂岩,少量燧石,无论岩性还是所含化石,都与现今龙门山逆冲推覆带出露的 D—T₂ 地层相同,据报道^[20]还发现含有晚三叠世早期的卡尼期有孔虫的灰岩砾石。

须家河组轻重矿物含量的变化^[21]和古流向也表明龙门山北段(安县以北)和南秦岭、大巴山推覆带已接近现今的盆缘,提供了主要物源。须二段长石和岩屑含量变化为盆地边缘高,向成都—盐亭一带递减,石英含量与此相反,江油、广元一带石英<70%,盐亭、射洪一带含量高达 86%。根据我们所测和已有报道的古流向^[21,22,23],须二段在广元地区主要为南南东至南南西流向,也有反映前陆隆起供给物源的由东向西的古水流指向;须三、四段主要指向南及南西的流向,什邡地区的须二段古流向 74°,近于向东,反映其西侧龙门山后山逆冲隆起剥蚀区提供的物源。

虽然前陆盆地沉积充填物的碎屑成分和古流向反映出龙门山北段和大巴山逆冲推覆带的复合作用,但是从盆地的沉积充填几何形态来看,前陆强烈挠曲沉降中心位于近龙门山带一侧,最大沉积中心位于成都大邑地区,沉积充填物自西向东及北东方向超覆,反映出龙门山带逆冲推覆加载占据主导地位。这点也可以从须四段厚度较大的冲积扇砾岩主要沿龙门山北段山前分布以江油、安县地区地震剖面及钻孔资料反映出须四段不整合于下伏须三段得以说明。

晚三叠世末与早侏罗之间的晚期印支运动波及范围较广,形变强烈。在龙门山北段山前,即盆地西北缘的广元—江油、安县地区,可见到白田坝组(J₁b)不整合于须家河组或中、下三叠系乃至上古生界地层之上。罗启后^①在研究了大量地震剖面后指出,四川盆地西北部—中部地区,上三叠统须家河组被 J₁ 地层所削顶。这次强烈的构造事件代表了来自西面和北面的巴颜喀拉和秦岭造山带分别向东和向南的一幕挤压逆冲作用,尤其是前者表现更为明显,影响更大。

晚三叠世末的晚期印支运动之后,早侏罗世早期在盆地的北缘和西北缘沉积了白田坝组(J₁b)冲积扇砾岩,砾石成分主要为石英(岩状)砂岩,根据其成分以及阴极发光、显微镜观察,认为主要来自 D₁ 平驿铺组沙岩^[11]。根据我们实测和其他研究者的工作^{[22][23]},西北缘剑阁金子山地区的白田坝组下部古流向主要为向南和南西,上部古流向为南东东至南东,反映出早期南秦岭、大巴山和晚期改变为主要由龙门山北段地区的物源供给。

晚三叠世末的构造事件后,早侏罗世经早期的强烈剥蚀、夷平,盆地转入到一个平静时期(J₁—J₂ 早期千佛崖/新田沟期),反映在早侏罗世的沉积特征则是:①盆地沉积范围较之 T₂ 晚期须家河时期有所扩大,北抵汉中,东北角形成向东经鄂西北与赣湘粤盆地相通的水道,盆地东部边界向东推进了约 50km;②山前由逆冲载荷引起的挠曲沉降不明显,沉降中

① 罗启后,1975,四川盆地中西部三叠系上统划分对比的新进展,西南地层古生物通讯(内部刊物),第七号,9—18 页。

心与沉积中心大体符合,沉积物厚度相对较小,300—600m;③以湖相细碎屑岩、泥页岩为主(重要生油层),生物介屑灰岩(重要的油气储层)广为发育。中侏罗世早期(千佛崖/新田沟期),盆地中东部仍以湖相灰、黑色泥页岩夹介屑粉砂岩为主,西部以河流相、泛滥平原相砂岩、紫红色泥岩为主。

中侏罗世中期(下沙溪庙组)开始至早白垩世,是燕山期构造活动强烈时期,由于盆地受到来自西、北、东三面挤压应力的影响,沉积格局又有较大变化,气候由潮湿转变为比较干旱。

中侏罗世中、晚期(下和上沙溪庙组)转为以河流相沉积为主,龙门山南段出现了600余米厚冲积扇砾岩,反映南段开始成为龙门山的升降的主要地区,后龙门山的逆冲推覆可能发生在这个时期。由于盆地北部和东部的强烈上升,盆地东北角的通道逐渐封闭,盆地沉积范围稍有收缩。沉积充填几何形态明显呈现出东、西和北缘为沉积厚度大的挠曲沉降区,中部为相对隆起地带,尤其是北面大巴山前的强烈沉降表明此时期是大巴山强烈逆冲推覆时期。张国伟等认为^[22],秦岭构造带在印支期碰撞造山作用后,燕山期构造活动突出而强烈,不但在秦岭带内,而且涉及到南北两侧稳定地块边缘的逆冲推覆构造,发生沿基底和盖层中的软弱层一系列不同级别、多层次的滑脱逆冲推覆的强烈板内构造变形。这强烈变形实际上在中侏罗世早期则已有前奏,在早侏罗世湖相区的西南部地区(大体是雅安、乐山、宜宾、兴文地区),在早侏罗世沉积之后,开始逐渐上升,缺失新田沟(千佛崖)组沉积^[19],盆地内该组砂岩的岩屑含量向上增多便是这一强烈的构造变形的开始所引起的效应。

晚侏罗世早期的遂宁组沉积,除龙门山前缘有少量粗碎屑沉积外,主要为滨浅湖相的棕红色泥岩为主夹粉、细砂岩沉积,代表了构造平静期沉积。晚期又出现了类似于中侏罗构造活动期的沉积格局,但大巴山前缘拗陷不及中侏罗世时明显,以河流相沉积为主,而此时龙门山受到强烈挤压逆冲,在其山前形成挠曲沉降,沉积了上百至数百米厚的莲花口组扇砾岩(剑阁金子山达500m)以及河流相砂砾岩、砂、泥岩沉积,残留厚度1200—1600m。扇砾岩的砾石成分主要为来自龙门山带的D—T地层的碳酸盐岩及石英(岩状)砂岩和砂岩、燧石等,不同扇体其碳酸盐和砂岩类砾石含量有所差异,剑门关地区的古流向为南东及南东东^[23]。这时期的东缘山区也有大幅度上升,因而盆地的东侧亦发生强烈沉降,沉积了1000余米厚的河流相砂、泥岩。中部为相对隆起区,在内江、古蔺一带的西南部地区为砂质岩、泥页岩互层的河湖交替相沉积区。

早白垩时期,盆地向西收缩,其范围较之侏罗纪大为减小,大体在华莹山及其以西地区。沉降中心在大巴山和龙门山前缘,反映此时期它们仍受到强烈挤压逆冲。龙门山前缘于早期(剑门关组)扇砾岩发育,其上为汉阳铺组和剑阁组河流相为主的砂、粉砂、泥岩沉积。

晚白垩世,前陆盆地开始逐渐萎缩衰亡。侏罗纪末—早白垩世在华南地区发生了强烈褶皱,并向西北推进波及四川,早白垩世之后发生广泛沉积间断,晚白垩世盆地沉积范围更加缩小,大体限于江油—重庆以南,古蔺一带以西及西昌、会理一带的西南隅。中部泸州隆起,沉积厚度较薄(数百米),东侧古蔺、西侧龙门山南段山前地区及西昌、会理地区为沉降中心,沉积厚度千余米至2000m,龙门山南段山前地带(灌县—芦山—天全)于早期(夹关组)和晚期(灌口组)均发育有扇砾岩。晚白垩世时期,气候日趋干旱,除西缘和南缘外,整个盆地以风成沉积作用为主,晚期(灌口组)在龙门山前缘扇砾之东侧发育有石膏、钙芒硝沉积的内陆盐湖。

老第三纪沉积盆地继续萎缩,在龙门山南段的芦山地区发育有名山组的扇砾岩堆积,扇砾岩的东侧为沙漠相及盐湖相石膏、钙芒硝沉积。

始新世末,发生强烈上升,前陆盆地衰亡,进入以剥蚀为主的构造发展新阶段。

参 考 文 献

- 1 潘杏南、赵济湘. 西昌-滇中地区前寒武纪构造演化. 国际前寒武纪地壳演化讨论会文集(一), 北京:地质出版社, 1986
- 2 四川省地质矿产局. 四川省区域地质志. 北京:地质出版社, 1991
- 3 崔作舟、陈纪平. 龙门山及川西高原地区的地壳结构与深部构造. 中国地质科学院 562 综合大队集刊, 1994, 第 11—12 号, 1—19
- 4 王鸿祯(主编). 中国古地理图集, 北京:地图出版社, 1985
- 5 郭正吾. 四川盆地地质结构特征及其含油气性. 中国中生代盆地构造和演化(朱夏编). 北京:科学出版社, 1983, 172—179
- 6 邓康龄. 四川盆地形成演化与油气勘探领域. 天然气工业, 1992, 第 12 卷, 第 5 期, 7—12
- 7 吴崇筠、薛叔浩等著. 中国含油气盆地沉积学. 北京:石油工业出版社, 1992, 294—319
- 8 朱夏. 试论中国中生代油气盆地的地球动力学背景. 中国中生代盆地构造和演化(朱夏主编). 北京:科学出版社, 1983, 1—10
- 9 罗建宁、张正贵、陈明等. 三江特提斯沉积地质与成矿. 北京:地质出版社, 1992
- 10 罗志立、龙学明. 龙门山造山带崛起和川西前陆盆地沉降. 四川地质学报, 1992, 第 29 卷, 第 1 期, 1—17
- 11 刘树根. 龙门山冲断带与川西前陆盆地的形成演化. 成都:成都科技大学出版社, 1993
- 12 陈智梁、陈世瑜. 扬子地块西缘地质构造演化. 重庆:重庆出版社, 1987
- 13 曹宣铎、胡云绪、赵江天. 秦岭石炭纪裂陷盆地的沉积构造演化. 西安:陕西科学出版社, 1994
- 14 张二朋、牛道福、霍有光. 秦巴及邻区地质-构造特征概论, 北京:地质出版社, 1993
- 15 张以菊、郑健康. 青海可可西里及邻区地质概论. 北京:地震出版社, 1994
- 16 吴应林、颜仰基、秦建华. 扬子台地西缘早、中三叠世古地理重建. 岩相古地理, 1995, 第 15 卷, 第 3 期, 17—33
- 17 Einsele, G. Sedimentary Basins, Evolution, Facies, and Sediment Budget, Springer-Verlag, Berlin, 1992
- 18 殷鸿福、杨逢清、黄其胜、杨恒书、赖旭龙等. 秦岭及邻区三叠系. 武汉:中国地质大学出版社, 1992
- 19 四川盆地陆相中生代地层古生物编写组. 四川盆地陆相中生代地层古生物. 成都:四川人民出版社, 1984
- 20 邓康龄等. 四川盆地西部晚三叠世早期地层及其沉积环境. 石油与天然气工业, 1982, 第 3 卷, 第 3 期
- 21 邓康龄等. 四川盆地西部上三叠统岩相及其与油气关系的探讨. 石油地质文集(7), 北京:地质出版社, 1983, 150—159
- 22 赵玉光、肖林萍. 龙门山中生代前陆盆地时间地层格架及其盆地生长的动态模型研究. 四川地质学报, 1994, 第 14 卷, 第 3 期, 217—224
- 23 崔秉荃等. 川西拗陷的沉降与龙门山的崛起. 成都地质学院学报, 1991, 第 18 卷, 第 1 期
- 24 张国伟等. 秦岭造山带的形成及其演化. 西安:西北大学出版社, 1988

EVOLUTION OF THE BAYAN HAR-WEST SICHUAN PERIPHERAL FORELAND BASIN IN SOUTHWESTERN CHINA

Yan Yangji Wu Yinglin

*Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources,
Chinese Academy of Geological Sciences*

ABSTRACT

The consumption of the Bayan Har Ocean in the Palaeo-Tethys was reflected in the depositional records of transition from remnant oceanic basin to peripheral foreland basin. Since the Bayan Har foreland basin was separated from its extended part toward Yangtze craton (Sichuan Basin) by the present-day Longmenshan overthrust zone, the previous study of each sedimentary basin was carried out independently. In this paper, an integrated study has been conducted so as to give a viable explanation for the evolution of the two basins.

While the Yangtze plate as a subduction one wedged westwards during the Late Permian, there occurred bidirectional subduction toward the Kunlun-Qaidam landmass in the north and toward the Qiangtang-Qamdo landmass in the south. The authors contend that the initiation of the transition from the remnant oceanic basin to peripheral foreland basin, when the bulk of the Bayan Har Ocean was closed, dates back to the middle-late Ladinian (T_2^2) rather than the Late Triassic, as is interpreted by most geologists at home. This new idea is supported by the formation of the foreland bulge in the vast area of central Sichuan basin in correspondence with the flexural subsidence of the foreland basin during the middle and late Ladinian. The subsidence of the foreland basin led to the termination of the starved sedimentary basin (T_1 - T_2^1) on the passive margin, where more than 2000- to 10000-m thick flyschoid deposits were laid down and overlapped onto the Yangtze cratonic margin. The littoral coal-bearing molasse deposits and continental coal-bearing molasse deposits were accumulated in response to the progradation of the overthrust zone from north to south during the Norian and Rhaetian. The foreland basin was migrated into the area of western Sichuan Basin during the middle and late Late Triassic when the evolutionary stage of the postorogenic foreland basin with the continental molasse commenced under the influence of intracontinental convergence. Finally, the later uplifting of the Sichuan Basin permitted the termination of the foreland basin during the Paleogene.

Key words: Bayan Har-Sichuan Basin, transition during the middle and late Ladinian, evolution of the peripheral foreland basin