

楚雄复式盆地演化及形成的动力学机制

尹福光 蒲心纯 朱同兴

(成都地质矿产研究所)

[内容提要] 楚雄盆地处于中国云南省中部,位于扬子板块西南缘,南西界以红河断裂为界与哀牢山造山带相连,北西界为程海断裂,东边为绿汁江断裂。盆地基底包括结晶基底和褶皱基底双重结构。盆地内发育了中三叠世以后的沉积盖层,西部中三叠世和晚三叠世早、中期为海相沉积,晚期为海陆交互相和陆相沉积;盆地东部为陆相沉积。侏罗—白垩纪整个盆地为巨厚的陆相沉积。楚雄盆地的构造格架分为4个带:(1)哀牢山造山带;(2)褶皱逆冲带;(3)中部沉降带;(4)东部隆起带。盆地形成与演化分为六个阶段:(1)被动大陆边缘沉降阶段;(2)拉张热隆起边缘—裂谷盆地阶段;(3)沟-弧-盆系阶段;(4)残洋-周缘前陆盆地阶段;(5)走滑-拉张盆地阶段;(6)走滑-挤压-改造阶段。楚雄盆地的形成与演化体现了盆地动力学性质转化和复合,在多种动力系统作用下或经过多旋回构造阶段产生了复式盆地。

关键词 楚雄 中三叠世-白垩纪 复式盆地 地球动力学

楚雄盆地指中生代的陆相盆地,位于扬子板块西南缘,是中生代周缘前陆盆地的后继盆地。它的西南缘以红河断裂及哀牢山断裂为界;西北缘以程海断裂为界,与盐源-丽江褶皱带相邻;东邻“康滇古陆”,以绿汁江断裂和普渡河断裂为界(图1)。据盆地周缘的露头 and 盆地内部重力、航磁资料解释,推断楚雄盆地基底具双重结构;下部为下元古界中、深变质的哀牢山群、苴林群和大红山群;上部为中元古界浅变质具塑性褶皱基底的昆阳群。沉积盖层包括震旦系和古生界稳定型盖层沉积。盆地出露的地层(由上而下)有:第三系、白垩系、侏罗系和上三叠统^[1]。晚三叠世西部为深海相—浅海相、滨海相—海陆交互相沉积,晚期转变为陆相沉积;东部为陆相沉积。侏罗、白垩纪为巨厚的陆相红层沉积。

1 沉积学特征

1.1 早期前陆盆地沉降与复理石沉积充填层序盆地

晚三叠世卡尼早期至诺利早期为楚雄前陆沉降与复理石沉积充填时期。上三叠统云南驿组、罗家大山组分布于楚雄盆地西部冲断带内(表1)。

云南驿组下段为灰绿色黑灰色页岩、粉砂岩夹粉砂质泥岩,含丰富的海相瓣鳃类 *Halobia* sp., *Gervillia* sp., 菊石类 *Juvavites* sp., 厚度大于956m。低密度浊流沉积发育,具不完整鲍马序列,浊积粉砂岩极薄,底面发育槽模、沟模构造,具深海海底扇沉积特征,表明从卡尼期始,盆地即处于前陆挠曲沉降的深海部位。

云南驿组中段为纹层状泥晶灰岩、泥灰岩夹砾屑灰岩(碳酸盐碎屑流)和深灰色泥页岩,厚度>550m。从其沉积特征及厚度推测,在靠克拉通一侧可能发育碳酸盐缓坡,而靠造山带一侧发育非沉积性斜坡和陡崖地形,易形成碳酸盐碎屑流。这种断控型碳酸盐碎屑裙,主要发育在挤压、走滑的边缘。它不具台缘斜坡裙加积边缘推进的沉积特征。

云南驿组上段为含菊石、瓣鳃类的泥页岩夹粉砂岩、细砂岩,是一套泥质浊积岩和粉砂浊积岩组成的复理石沉积。从中段灰岩至上段细屑浊积岩,明显地表现出海平面上升的趋势,反映出逆冲继续,前陆快速沉降,造山楔的物屑向盆地充填,碳酸盐缓坡向克拉通后退,并逐渐被陆屑所覆盖。

罗家大山组一段为灰色粉砂质泥岩、粉砂岩夹细砂岩,为含菊石类化石的深海沉积,以祥云米甸镇出露的复理石沉积最为典型,发育不完整的鲍马序列。浊积岩单层向上变薄,粒度向上变细,自下而上发育扇中一扇中前缘—外扇,反映出海平面上升,叶状体向岸退缩的规律。罗二段是厚达500余米以灰黑色页岩为主的层段,含丰富的菊石类化石,局部夹纹层状粉砂岩条带和薄层粉砂岩,总体显深海盆地相面貌。

综上所述,楚雄盆地西部靠造山带一侧,自云南驿组下段至罗家大山组二段中、下部为周缘前陆盆地早期向上变深—变浅—再变深的次级序列,沉积巨厚的复理石岩系。由于造山楔持续逆冲,不断加载于大陆边缘上,促使前陆的沉降速率大于陆屑的充填速率,沉积环境处于非补偿状态。

1.2 晚期前陆盆地磨拉石充填层序

晚三叠世诺利晚期、瑞替期至侏罗纪、早白垩世为晚期前陆磨拉石充填时期,包括上三叠统花果山组、白土田组,下侏罗统冯家河组,中侏罗统张河组,上侏罗统蛇店组和妥甸组,下白垩统高峰寺组和普昌河组。自下而上为海陆过渡相—陆相,可分为海相磨拉石和陆相磨拉石两种类型。

1. 海相磨拉石

前人对磨拉石的理解多限于陆相粗碎屑沉积,对于海相磨拉石则涉及不多。笔者认为,

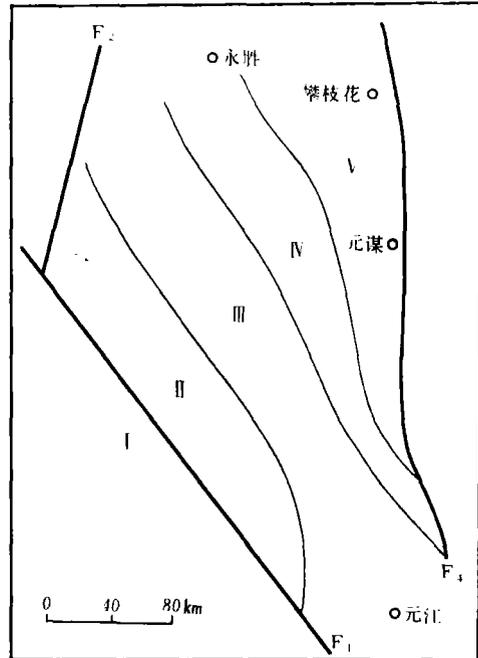


图1 楚雄盆地边界及构造分区图

I. 哀牢山造山带; II. 褶皱逆冲带; III. 中部沉降带;
IV. 东部隆起带; V. 内陆断陷带; F₁. 红河断裂;
F₂. 程海断裂; F₃. 绿汁江断裂;

Fig. 1 The extent and tectonic division of the Chuxiong Basin

I = Ailaoshan orogenic zone; II = fold-thrust zone;
III = central subsidence zone; IV = eastern uplifted zone;
V = inland fault depression zone; F₁ = Honghe fault;
F₂ = Chenghai fault; F₃ = Lüzhijiang fault

盆地西部祥云花果山组为一套滨浅海、海岸三角洲及含煤沼泽沉积,与瑞士亚阿尔卑斯的海相磨拉石层序极为相似。这套海相磨拉石与碰撞后的复理石之间为逐渐过渡关系,没有明显的沉积间断,反映造山作用的连续过程。

2. 陆相磨拉石

陆相磨拉石的沉积时间跨度很长,从瑞替期至早白垩世,厚度大、分布广,又可细分为陆相含煤磨拉石和陆相红色磨拉石。

陆相含煤磨拉石以上三叠统白土田组为代表,厚859m。下段砾岩、砂岩和泥岩为冲积扇—滨浅湖相沉积夹煤层,其底部由块状砾岩、粗砾岩组成的冲积扇,具先逆后正的粒序层理,与下伏花果山组呈强烈冲刷侵蚀接触关系,标志着诺利期末,印支晚幕古哀牢山已露出水面,并向盆地提供大量陆屑。上段以湖三角洲砂岩为主,具明显的逆粒序,发育大型斜层理,与上覆侏罗系红层渐变过渡。

陆相红色磨拉石由侏罗系至上白垩统的一套厚达8000m的红色砂岩、砾岩夹泥岩、泥灰岩组成。砂砾岩的分选性差,层理不规则,相变急剧,常见波痕和交错层理(表2、3)。这套河、湖相沉积在垂向剖面上的分布颇有规律,从 J_1 至 K_1 分为四个旋回,每个旋回自下而上均具有由河流、三角洲→浅湖→深湖→浅湖或三角洲的韵律变化,其中粗屑磨拉石在垂向上的层数和厚度反映了造山作用的幕次和强度。

表2 侏罗系陆相地层特征
Table 2 Characteristics of the Jurassic terrestrial strata in the Chuxiong Basin

地层	沉积体系及沉积相		
	西部 (祥云地区)	中部 (楚参1井)	东部 (龙街、一平浪)
J_3e^3	被剥蚀	被剥蚀	被剥蚀
J_3e^2	普棚为缓坡背景,为滨、浅湖相的泥岩和泥灰岩	深湖相泥晶灰岩 浅湖相泥岩加积型准层序组	龙街为陡坡背景,发育深湖相泥晶灰岩、钙质泥岩、碳酸盐碎屑流,浅湖泥岩,加积型
J_3e^1 J_3s	辫状河、曲流河、湖三角洲,叠置组合形式,进积型准层序组	滨湖、湖三角洲进积准层序组	冲积扇-辫状河或辫状河-湖三角洲
J_3z^3	浅湖-滨湖-湖三角洲,进积型	浅湖-滨湖-前积层,加积型为主	浅湖-滨湖或湖三角洲加积-进积型
J_3z^2	深湖相层纹状泥晶灰岩,具滑塌构造,夹浊积岩,富含介形虫、双壳类化石。浅湖相泥岩,加积型为主	深湖相暗色泥晶灰岩、钙质泥岩,井深546—862m,电阻率曲线高低变化明显,SP曲线近于平直,SR曲线呈锯齿状	深湖暗色泥灰岩、浅湖泥岩
J_3z^1	发育辫状河-河控型三角洲,呈叠置形式,进积型准层序组,底部界面为暴露不整合	三角洲顶积层、前积层河口砂坝,井深862—1434m,GR曲线上主要为漏斗形,有的为复合形,显示河口砂坝逆粒序。自下向上为箱形和钟形,表现三角洲不断向湖中央进积	由河流-三角洲沉积组成,其粒度较西部地区细
J_1f^3	河流-湖三角洲,进积型准层序组	井深1434—1750m,为三角洲底积层至前积层,测井曲线SP为指形、大幅度,GR为指形、复合型、箱形,组合形态为漏斗型,具多个向上变粗的准层序组	分流河道与三角洲前积层叠置组成
J_1f^2 中、上部	浅湖夹湖滩砂坝-三角洲砂体被湖浪改造而成	深湖相浊积岩,自然伽玛曲线钟形-浊流水道。CM图亦显浊流特征	深湖相暗色泥灰岩 浅湖相泥灰岩和泥岩
J_1f^2 下部 J_1f^1	冲积扇-扇三角洲,河流-湖三角洲叠置形式	钻井未到此层位	河流-湖三角洲,进积型

表3 白垩系陆相地层特征
Table 3 Characteristics of the Cretaceous terrestrial strata

地 层	沉 积 体 系 及 沉 积 相	
	西 部 (楚雄地区)	东 部 (西昌—会理地区)
K _{3j} 上段	滨湖泥坪含膏盐泥砾岩、红色蒸发岩及湖三角洲砂岩	湖三角洲粉砂岩及细砂岩, 滨湖泥坪相泥岩夹膏盐蒸发岩
K _{3j} 下段 K _{2m} 上段	K _{3j} 下段浅湖杂色泥岩、泥灰岩 K _{2m} 上段浅湖相紫红色泥岩、粉砂岩夹泥灰岩条带	浅湖相泥岩夹泥灰岩 浅湖及湖三角洲、滨湖
K _{2m} 下段	冲积扇-辫状河-湖三角洲	冲积扇-辫状河
K _{1p} ³	部分被剥蚀, 浅湖相紫红色泥岩夹粉砂岩	部分被剥蚀, 湖三角洲砂岩及浅湖相泥岩
K _{1p} ² K _{1p} ¹	深湖相泥灰岩夹粉砂浊积岩 浅湖相泥岩夹风暴岩	浅湖相泥岩为主
K _{1g}	冲积扇-曲流河-湖三角洲叠置组合形式, 准层序组为进积型	曲流河(边滩)-湖三角洲进积型准层序组

早白垩世末, 强烈的燕山 N 期造山运动构造事件使盆地持续上升, 楚雄盆地的西部边界向东收缩, 东北部元谋古岛扩大形成永仁半岛, 盆地范围显著缩小。沉降中心和沉积中心吻合, 均位于大姚盐丰至楚雄一带, 沉积厚度约 2000m 左右, 盐丰厚达 3000m 左右。以滨浅湖为主。据云南省地矿局科研所(1990)在楚雄苍岭附近的上白垩统中发现数百个恐龙脚印化石, 表明晚白垩世已沦为滨湖地带。

2 盆地构造格架

从第三纪以来, 强大的喜马拉雅造山运动对整个盆地进行了强烈的改造而呈现现有的构造样式。盆地的构造格架包括五个带(图1): (1) 哀牢山造山带; (2) 褶皱逆冲带; (3) 中部沉降带; (4) 东部隆起带; (5) 内陆断陷带。

2.1 哀牢山造山带

地质和地球物理资料说明哀牢山造山带为一典型碰撞造山带, 主要证据有:

(1) 布拉格重力异常、大地电磁测量在反映地表出露的哀牢山群的高阻层($>1500\Omega\text{m}$)之下约 7—10km 深度又有 100—500 Ωm 低阻层的存在; 约 20—30km 深度有壳内低阻层下凹的现象(图2), 表明哀牢山造山带无根。

(2) 沿哀牢山两侧古生代地层(西侧)和上三叠统(东侧)有明显的动力变质现象。

(3) 哀牢山混杂岩带内的同位素年龄资料表明, 这里有前古生代至新生代多期岩浆活动及变质作用的记录。

2.2 褶皱逆冲带

褶皱逆冲带位于盆地的西部, 出露的地层为云南驿组(T_{3y})、罗家大山组(T_{3l})、花果山组(T_{3h}), 属次深海相、浅海相沉积。逆冲带的东界为一系列的逆掩断层, 如程海断裂、鱼泡江断裂。大地电磁特征表明在距地表之下 2—6km 处有一套低阻层(1—3 Ωm), 且有大套地层重复(图3)。

2.3 中部沉降带

中部沉降带是盆地的主体部分, 面积约 230km², 发育于中三叠统至第三系的地层, 从浅海陆棚相碎屑岩夹碳酸盐岩沉积(卡尼期到诺利早期)演变成海陆交互相、陆相沉积(诺利中

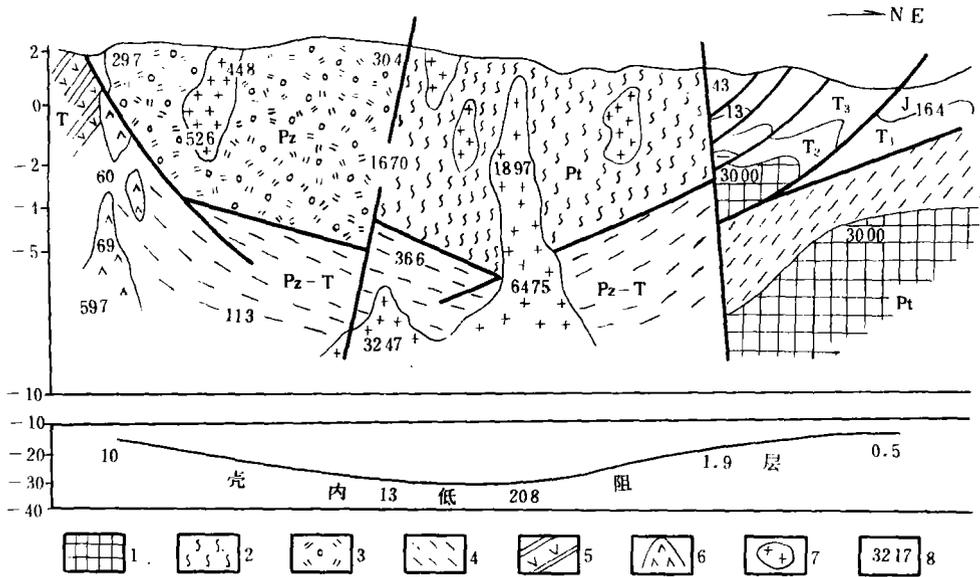


图2 哀牢山造山带之下的低电阻率层显示

- 1. 前古生界结晶基底; 2. 结晶基底参与的混杂变质岩; 3. 变质的古生界; 4. 变质的古生界、三叠系混杂带;
- 5. 三叠系沉积; 6. 超基性岩; 7. 花岗岩; 8. 电阻率值(Ωm)

Fig. 2 The low resistivity layer beneath the Ailaoshan orogenic zone

- 1=pre-Palaeozoic crystalline basement; 2=mixed metamorphic zone including the crystalline basement rocks;
- 3=metamorphic Palaeozoic strata; 4=metamorphic Palaeozoic and Triassic melange zone;
- 5=Triassic sediment; 6=ultrabasic rock; 7=granite; 8=resistivity value(Ωm)

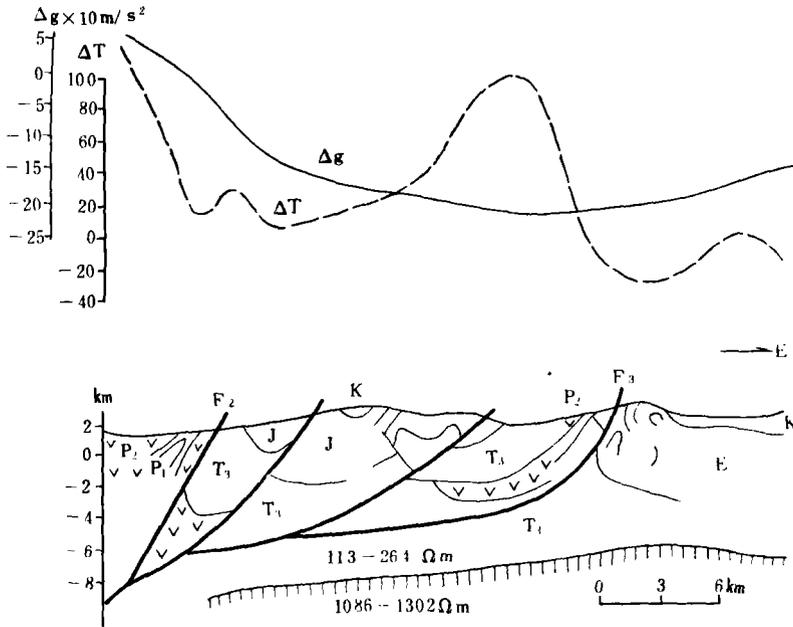


图3 平川推覆构造航磁、重力、大地电磁成果地质综合解释图

F₂: 程海断裂; F₃: 鱼泡江断裂

Fig. 3 Diagrams showing the integration of aeromagnetic, gravity and magnetotelluric data on the Pingchuan nappe in Yunnan

F₂=Chenghai fault; F₃=Yupaojiang fault

期到第三纪)。

2.4 东部隆起带

绿汁江断裂偏西为盆地残留区,是元谋—南华古隆起的一部分。沉积厚度较薄,超覆明显,在地史上以隆升为主。

2.5 内陆断陷带

晚三叠世到侏罗纪,盆地东部老的基底很多断裂复活,形成拉张性断裂和盖层滑脱褶皱,特别是诺利晚期,形成内陆断陷盆地,呈东陡西缓的箕状断陷,南北向展布,沉积厚度达3000m以上,而隆起带只有1000m左右。

3 盆地形成与演化

根据楚雄盆地沉积相的时空展布、造山核心带和前陆逆冲推覆构造演化、前陆沉降、前陆隆起的形成与迁移、内陆断陷盆地形成等,将其划分为六个形成阶段(图4)。

3.1 被动大陆边缘沉降阶段

石炭纪至早二叠世,扬子板块的西南缘显示为被动大陆边缘属性(图4a)。从沉积建造来看,在晚震旦世早期的一套裂谷型火山岩-碎屑岩建造之上,覆盖了一套石炭纪至早二叠世的碳酸盐岩-碎屑岩建造。尤其是盆地的西侧,被动大陆边缘张裂沉降的特征十分明显,古生代时期发育了一套深海盆地的硅质岩和台地碳酸盐岩地层。

3.2 拉张热隆起大陆边缘——裂谷盆地阶段

晚二叠世,扬子板块西南缘的峨眉山玄武岩喷发热事件,表明此时大陆边缘的拉张与分离已到达高峰(图4b)。地球化学资料表明楚雄盆地东部为大陆玄武岩喷发,而西部为大洋喷发。

3.3 沟-弧-盆系阶段

晚二叠世末开始至中三叠世,扬子板块向西斜向俯冲,在哀牢山西部的墨江、雅江附近形成岛弧,时限大致为晚二叠世末期至早三叠世。该岛弧生长至海平面之上成为陆缘火山弧的时限为232—242Ma,主体进入中三叠世(图4c)。这一时期正是盆地的隆升期,从而未接受沉积。

3.4 残洋-周缘前陆盆地阶段

晚三叠世为金沙江-哀牢山洋的洋陆转换阶段。由于扬子板块的俯冲与古哀牢山逆冲推覆构造载荷作用,使扬子板块在石炭纪至中三叠世时拉张变薄的大陆边缘岩石圈挠曲从而产生深陷盆地,沉积了深水—半深水浊积岩(云南驿组和罗家大山组),谓早期“复理石”盆地;当冲断作用继续推进,推覆体到达未变薄地壳,挠曲作用受到阻滞时,可容空间减少,物源供给量加大,沉积了向上变浅的层序,为晚期“磨拉石”前陆盆地(图4d)。

3.5 走滑-拉张盆地阶段

从云南地区侏罗纪和白垩纪地层的岩石中获得古地磁资料表明,红河断裂为一左旋走滑断裂(图4e),此时盆地的力学机制由挤压转为走滑拉张,盆地基底形成一系列近于垂直红河断裂的沉降、抬升相间的块断,表现为现在的古地理格局。古哀牢山海拔高度相对下降,也可能有一夷平过程(王义昭口述,1995)。侏罗纪的沉积物分别向东、西超覆。发育巨厚的泥质岩,部分地段夹泥灰岩(中侏罗世张河组)。

3.6 走滑-挤压-改造阶段

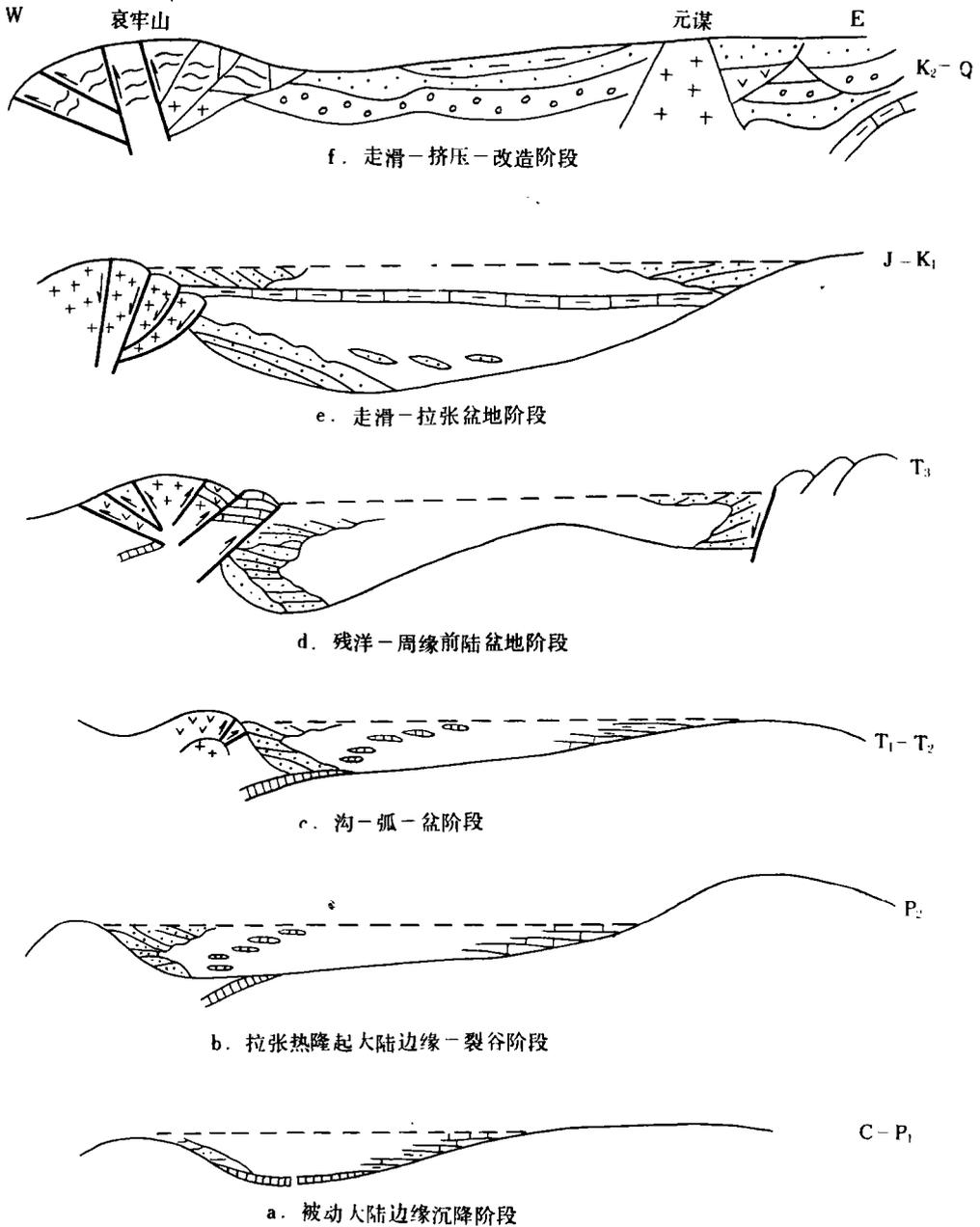


图4 楚雄盆地形成演化阶段

Fig. 4 Evolutionary stages of the Chuxiong Basin in Yunnan

侏罗纪末以后,受到中国大陆广泛的燕山运动的影响,盆地的构造格局有新的变化。基本构造环境是:盆地西部的推覆体不断向盆地构造侵位,同时盆地以东地区普遍发生褶皱隆起,从而形成对盆地的强烈挤压,促使盆地内发生显著的构造形变,从此盆地进入了形变改造阶段。构造形变最强烈的是盆地的东部,沿元谋隆起区可见下白垩统缺失及上白垩统与下伏地层呈明显的角度不整合接触关系。

4. 问题讨论

盆地形成与演化、盆地类型是一个争论较多的问题。要解决它只有从地球动力学的系统论角度进行定性到定量研究,再结合板块构造的发生、发展和消亡的全过程和盆地演化的时间进程才能较好地解决盆地的形成和演化。

楚雄盆地地处特提斯构造域,因而它与特提斯演化密切相关,也受到全球三大陆块群所制约^[2]。在古特提斯洋阶段泥盆纪一早、中三叠世,华夏大陆群与劳亚大陆群的汇聚和古特提斯洋处于萎缩期间,这两大陆群也是联而不合。而到了石炭纪至二叠纪,扬子板块向北漂移,古特提斯洋扩张,先后形成澜沧江洋(泥盆纪一早石炭世)、金沙江洋(石炭世—二叠纪)、甘孜-理塘小洋盆(晚二叠世—中三叠世)及其间的小陆块(陈智樑,1994)^[3]。楚雄地区正位于金沙江洋东北侧,地壳应力为拉张环境,形成被动大陆边缘和陆缘裂谷盆地,以石炭纪至早二叠世的碳酸盐岩-碎屑岩建造沉积为其特征。扬子板块西南缘著名的峨眉山玄武岩喷发代表了被动大陆边缘的拉裂运动达到了顶峰。

早、中三叠世,扬子板块和华夏陆块群一起自东向西漂移,楔入“喇叭口内”,造成金沙江-哀牢山的斜向俯冲碰撞,地壳应力由拉张转变为挤压(图5),形成海沟-弧前盆地。后期,岩石圈进一步挠曲而产生周缘前陆盆地。在楚雄地区,构造活动期,哀牢山构造载荷使盆地快速沉降,其粗粒碎屑物形成沉积楔,而细粒物质沉积在整个盆地。在构造运动安静时期,粗粒物质可以进积到很远,甚至整个盆地(图6)。相反,在拉张盆地中,细粒沉积物为海平面上升或构造运动安静时的沉积物。随着海平面下降,有快速进积粗碎屑岩楔的沉积和不整合界面的形成。由此对照可以证实楚雄地区为一挤压型盆地。

利用盆地中的构造、地层、地球物理资料,用挠曲模式^[4]对楚雄周缘前陆盆地进行定量模拟。弹性或粘弹性板块的弯曲可造成不同的盆地形态,引起地幔形态变化,从而造成特征重力异常 $[B_e(x)]$ 。这是由于前陆隆起地区板块上隆,地幔更高密度物质进入原地壳物质充填区造成异常。分析前陆盆地布格异常 $[B(x)]$ 数据消除地形高度 $[B_{op}(x)]$ 和沉积物 $[B_{sed}(x)]$,以及平均海平面高度之下逆冲带 $[B_p(x)]$ 对重力影响后,把精确的重力校正观测值和不同的弹性板块厚度与板块变形的重力异常 $[B(x)]$ 进行对比后,从

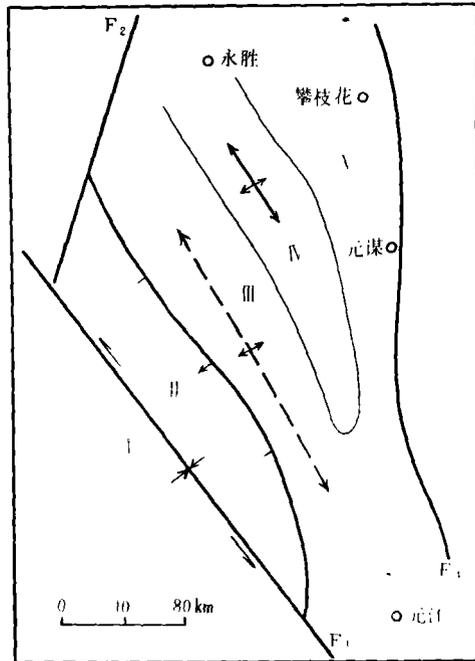


图5 楚雄地区中、晚三叠世构造应力及其构造形迹

F₁ 古哀牢山断裂; F₂ 程海断裂; F₃ 绿汁江断裂
 I. 造山带; II. 推覆带; III. 前陆沉降带;
 IV. 前陆隆起带; V. 内陆断陷带

Fig. 5 Tectonic stresses and trackways in the Chuxiong region during the Middle and Late Triassic.

F₁ = Palaeo-Ailaoshan fault; F₂ = Chenghai fault;
 F₃ = Lüzhijiang fault; I = orogenic zone;
 II = thrust zone; III = foreland subsidence zone;
 IV = foreland uplifted zone;
 V = inland fault depression zone

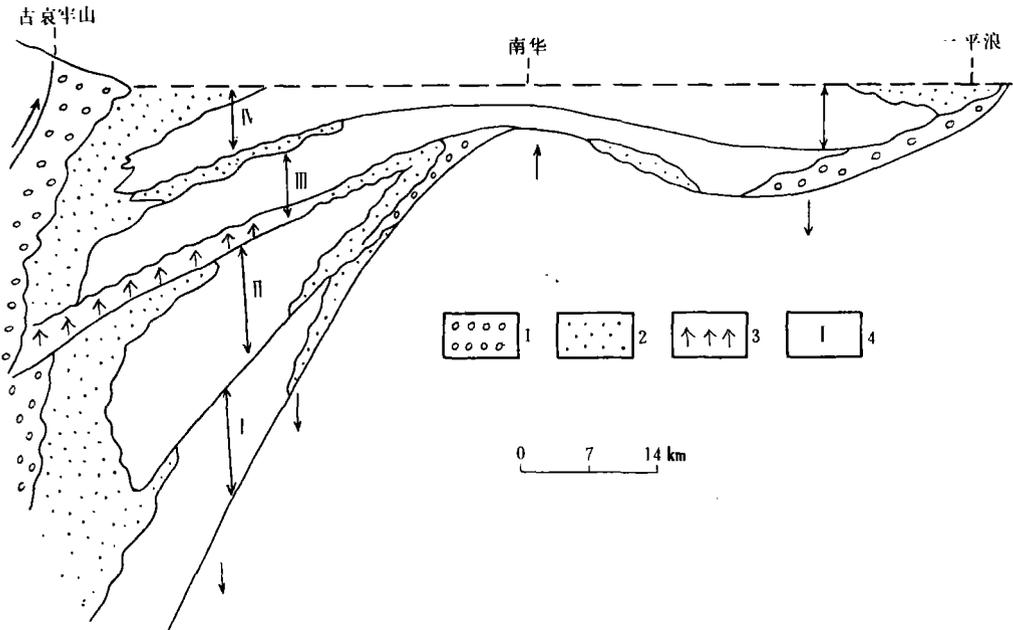


图6 楚雄盆地晚三叠纪沉积层序叠置关系和沉积物的空间展布
1. 砂砾岩; 2. 砂岩; 3. 含煤沉积; 4. 层序编号

Fig. 6 Diagram showing the stacking pattern of the sedimentary sequences and spatial distribution of the sediments in the Chuxiong Basin during the Late Triassic

1=sandstone and conglomerate; 2=sandstone; 3=coal-bearing sediments; 4=sequence number

而确定弹性板块厚度。其公式为：

$$B(x) = B_{up}(x) + B_{in}(x) + B_p(x) + B_{sed}(x) + \sum_{k=1}^4 A_k B_k(x) \text{ (其中 } A_k \text{ 为 Airy 系数)}$$

当基底承受负载产生挠曲沉降时，其底对负载的响应看成材料力学中受力变弯曲的弹性板，其均衡补偿不仅发生在负荷点，而且分布在一个比较大的范围。各点具体的幅度还与负载点的距离有关。盆地构造沉降量 D 为：

$$D \frac{\partial^4}{\partial x^4} [W(x) - W_{in}(x)] + (\rho_m - \rho_s) [W(x) - W_{in}(x)] = W_{in}(\rho_s - \rho_m + t(x)\rho_s g)$$

式中， $W(x) - W_{in}(x)$ 为板块挠曲最大幅度， ρ_m 代表海水的密度， ρ_s 代表沉积层密度， ρ_m 代表海水的密度， g 为重力加速度。 $t(x)$ 为造山带相对于海水平面高度。 $W(x)$ 为板块现在海拔高， $W_{in}(x)$ 为最初海拔高。

解其偏微分方程为：

$$W(x) = W_{in}(x) + W_p(x) + \sum_{k=1}^4 A_k f_k(x)$$

其中： $f_1 = \cos(x/a)e^{-(x/a)}$

$f_2 = \sin(x/a)e^{-(x/a)}$

$f_1 = \cos(x/a)e^{(x/a)}$

$f_2 = \sin(x/a)e^{(x/a)}$

假如 $x < x_1$ 或 $x > x_2$, $f_1 = f_2 = f_3 = f_4 = 0$, 模拟的辅助公式：

$$D = \frac{ExTe^3}{12(1-\sigma^2)}; \alpha = \left\{ \frac{4D}{(\rho_m - \rho_s)g} \right\}^{1/4}$$

式中 α 为岩圈弯曲参数; D 为岩石圈刚度; E 为岩石圈扬氏模量; σ 为松泊比; Te 为岩石圈弹性厚度。

从计算机模拟结果(图7)可以看出:①楚雄盆地在晚三叠世是一个典型的前陆盆地。②盆地的沉降中心、沉积中心、前陆隆起随盆地的演化向内陆迁移。③不同时期前陆逆冲载荷、挠曲动量、挠曲力矩不相同,其挠曲结束时之前逆冲载荷为 $3.123 \times 10^{19} - 6.556 \times 10^{20}$ N,挠曲动量为 2.45×10^9 Nm/s,挠曲力矩为 $4.762 \times 10^{25} - 7.987 \times 10^{25}$ Nm。

布格重力异常也表明在哀牢山之下有一套低阻层(7—10 Ω m),显示中、晚三叠世沉积存在的可能性,证明推覆体现今还保存。

在侏罗纪到早白垩世,由于扬子板块左旋,地壳应力由晚三叠世的近东西向挤压转变成近南北向的走滑(图8),产生哀牢山、红河走滑断层,在楚雄地区产生走滑伸展分量,而形成走滑-拉张盆地。此时的古地理格局由晚三叠世的東西向分带转变成南北分块(图9)。位于盆地中部的楚雄会基关地区,下侏罗统沉积厚度急剧增加,测井曲线、录井资料以及岩心薄片鉴定、粒度分析均显示其沉积环境为深湖夹沉积砂体^[5]。据重力和大地电磁资料,结合钻井(楚参一井)表明在祥云以东和新平叠社莫一带有巨厚的侏罗纪沉积,为两个近东西向的沉降、沉积中心,构成地堑地垒相间的古地理格局。从这些沉积特征证实了此时盆地的构造格局发生重大变化。

晚白垩世开始,强大的燕山运动使红河断裂性质转变成走滑挤压,在楚雄地区形成走滑-挠曲盆地。盆地西部的推覆活动复活,不断地向盆地构造侵位,同时盆地以东扬子板块广大

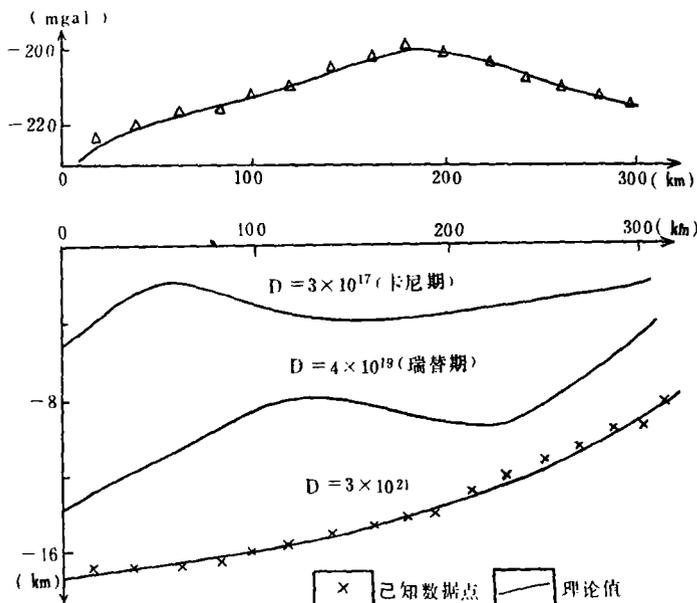


图7 楚雄前陆盆地计算机模拟结果
Fig. 7 Computer modelling of the Chuxiong Basin in Yunnan

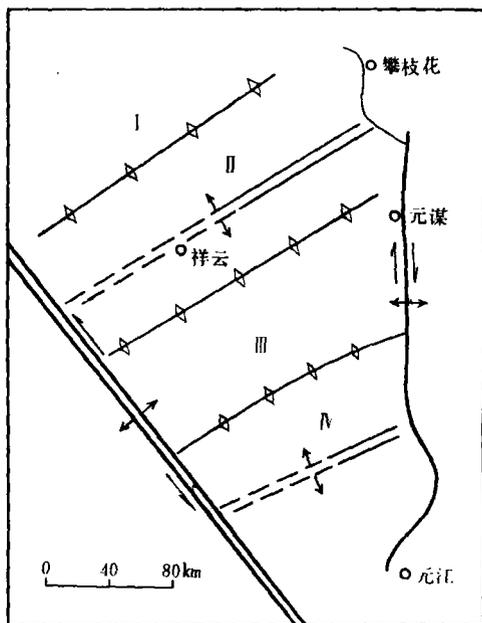


图8 楚雄盆地侏罗纪至早白垩世构造应力分布和古地理
I. 华坪-宾川地垒; II. 永仁-祥云地堑;
III. 元谋-南华地垒; IV. 双柏-新平地堑
Fig. 8 Tectonic stress distribution and palaeogeography of the Chuxiong Basin during the Jurassic to early Early Cretaceous
I = Huaping-Binchuan horst; II = Yongren-Xiangyun graben; III = Yuanmou-Nanhua horst, IV = Shuangbai-Xinping graben

区域普遍发生地台型褶皱隆升,促使盆地内发生显著的构造形变,从此盆地进入了形变改造发展阶段。盆地内为巨厚的紫红色砂泥岩磨拉石建造沉积,在盆内呈断片覆盖。纵向上表现为多套从下往上由粗变细的旋回性沉积,底部发育冲刷充填构造。此时的古地理格局由侏罗纪的近南北向转变成近东西向(图9)。

喜山期的形变、改造在总体上明显地继承了燕山期形变,即依然保持了西部逆掩推覆,东部断褶隆升,中部相对下陷的基本格局。地壳剪切-挤压应力加强(图10),使哀牢山生成现有的“花状”构造样式(图11)。楚雄地区受到强裂的改造变形,转化为山间盆地。

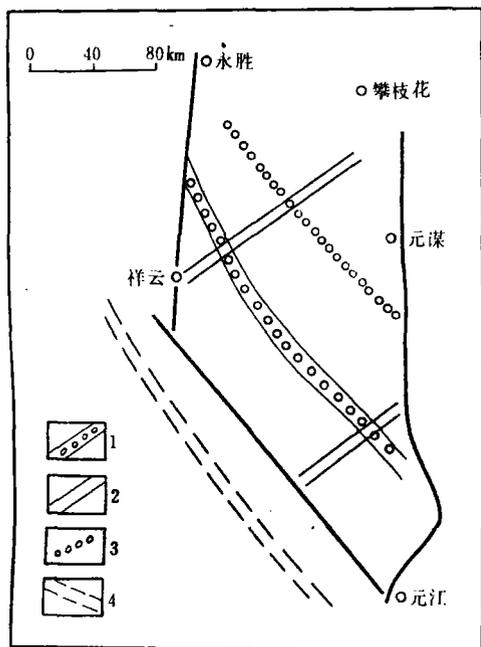


图9 楚雄盆地不同时期沉积拗陷迁移叠加图
 1. 表示中、晚三叠世迁移位置;2. 侏罗纪;
 3. 晚白垩纪—第三系;4. 推测板块结合带
 Fig. 9 Diagram showing the migration and superimposition of the depositional depressions in the Chuxiong Basin during different times
 1=Middle and Late Triassic; 2=Jurassic;
 3=Late Cretaceous to Tertiary;
 4=inferred plate suture zone

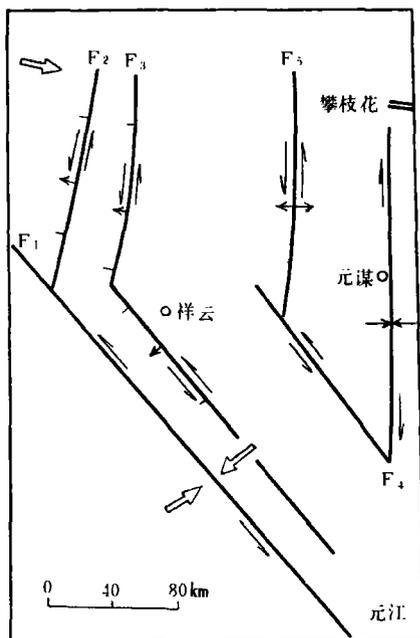


图10 晚白垩世构造应力图
 F₁. 红河断裂;F₂. 程海断裂;
 F₃. 鱼泡江-三街断裂;F₄. 绿汁江断裂;
 F₅. 猛虎断裂
 Fig. 10 Tectonic stress diagram of the Chuxiong Basin during the Late Cretaceous
 F₁=Honghe fault;F₂=Chenghai fault;
 F₃=Yupaojiang-Sanjie fault;
 F₄=Luzhijiang fault;
 F₅=Menghu fault

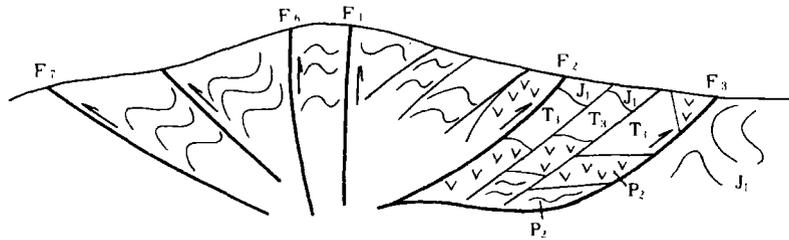


图11 哀牢山造山带构造样式
 F₁. 红河断裂;F₂. 程海断裂;F₃. 鱼泡江-三街断裂;F₆. 哀牢山断裂;F₇. 九甲-墨江断裂
 Fig. 11 Tectonic patterns of the Ailaoshan orogenic zone
 F₁=Honghe fault;F₂=Chenghai fault;F₃=Yubaojiang-Sanjie fault;
 F₆=Ailaoshan fault;F₇=Jiujia-Mojiang fault

从以上分析可以看出,楚雄盆地的形成与演化实质上体现了盆地动力学性质转化与复合,在这种多旋回构造和相应多种动力系统下产生了盆地,而得到现有的复式盆地类型。

本论文是在“中国西部大型盆地分析及地球动力学演化”项目的资助下完成的。文章中的重大观点问题与曾允孚教授、李文汉研究员进行了讨论,在此表示感谢。

参 考 文 献

- 1 陈楚震等. 西南地区的三叠系. 北京: 科学出版社, 1979
- 2 潘桂棠. 全球洋-陆转换中的特提斯演化. 特提斯地质. 北京: 地质出版社, 1994
- 3 陈智樑. 特提斯地质一百年. 特提斯地质. 北京: 地质出版社, 1994
- 4 Kruse, S. E. Bending and unbedding of an elastic lithosphere, the Cenozoic history of the Apennine and Dinaride fore-deep basins. The American Geophysical Union, 1994
- 5 朱同兴、尹福光等. 楚雄盆地下侏罗统沉积特征及其含油气性研究. 滇黔桂石油科技. 贵阳: 滇黔桂石油勘探局出版社, 1995

THE DYNAMIC MECHANISM FOR THE FORMATION AND EVOLUTION OF THE CHUXIONG COMPOSITE BASIN IN YUNNAN

Yin Fuguang Pu Xinchun Zhu Tongxing
Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, CAGS

ABSTRACT

The Chuxiong Basin located in central Yunnan on the southern margin of the Yangtze plate is bounded on the southwest by the Honghe fault, on the northwest by the Chenghai fault, and on the east by the Lüzhijiang fault. The basement of the basin consists of the two-storied architecture of crystalline and folded basement, upon which there exist a sequence of sediments as the sedimentary cover ranging in age from the Middle Triassic to Recent; the marine sediments during the Middle Triassic and early and middle Late Triassic; the alternating terrestrial-marine sediments during the late Late Triassic in the western part of the basin; the terrestrial sediments in the eastern part of the basin, and the thick terrestrial sediments throughout the basin during the Jurassic to Cretaceous.

Tectonically, four zones may be distinguished for the Basin. They are the Ailaoshan orogenic zone, fold-thrust zone, central subsidence zone and eastern uplifted zone. The basin has experienced six stages of evolution, i. e. the passive continental margin subsidence phase, extensional thermal uplift margin-rift basin phase, trench-arc-basin system phase, remnant oceanic-peripheral foreland basin phase, strike-slip and extensional basin phase and strike-slip-compression-reworking phase. The formation and evolution have reflected the transformation and combination of the dynamic regimes of the basin. The composite basin was just formed through multiple processes of dynamic systems and polycyclic tectonic stages.

Key words: Chuxiong, Middle Triassic-Cretaceous, composite basin, geodynamics