

滇黔桂裂谷^①

夏邦栋 刘洪磊

(南京大学地球科学系 210008)

吴运高 杨惠民

(贵州石油勘探指挥部, 贵阳 550000)

滇黔桂裂谷位于扬子板块的西边缘。裂谷作用自泥盆纪开始, 到三叠纪结束。裂谷沉积-火山岩系厚逾万米, 其中产出有双模式火山岩, 有裂谷型建造序列, 有以碳酸盐沉积为特征的台地沉积及以泥质与硅质沉积为特征的槽盆沉积的分异。裂谷演化早期与中期碎屑沉积物来源于东西两侧的谷肩地区并在裂谷轴部汇聚后向南搬运; 裂谷演化晚期碎屑沉积物来源于南部及东南部并向北及并西向搬运。该裂谷应该是一个向南开口的裂陷槽。

关键词 裂谷 裂陷槽 双模式火山岩 复理石 磨拉石 台地沉积 槽盆沉积

第一作者简介 夏邦栋 男 58岁 教授 沉积-大地构造

一、概述

扬子板块最终形成于800Ma前的晋宁运动。随后, 板块之上接受了震旦系到志留系的板内沉积。这一沉积的厚度较薄。在板块南侧出现了厚度可达10km的同期沉积, 该沉积体以“华南加里东褶皱带”的形式拼接于扬子板块。扬子板块遂此增生扩大。滇黔桂裂谷位于扩大了

的扬子板块西南缘。裂谷作用自泥盆纪开始发生, 到三叠纪结束。裂谷沉积体厚度逾万米, 包含有丰富的、具裂谷特征的火山岩。裂谷沉积体叠覆在扬子板块与“华南加里东褶皱带”两种不同性质的基底之上。

滇黔桂裂谷是一个多支裂谷。如图1所示, 其西主支为NNW向伸长并向南开口, 可称为滇黔桂裂谷; 东主支为NEE向伸长并向南西方向开口, 可称为桂湘裂谷。两者在它们的南端联为一体。

在西主支的东侧有一短小的次一级裂谷支, 它位于扬子板块南缘, 其延伸方向和扬子板块与华南加里东褶皱带之交接带的延展方向(NEE向)平行, 可称为黔中裂谷分支。

本文拟就滇黔桂裂谷(含黔中裂谷分支)的发育问题作出初步探讨。

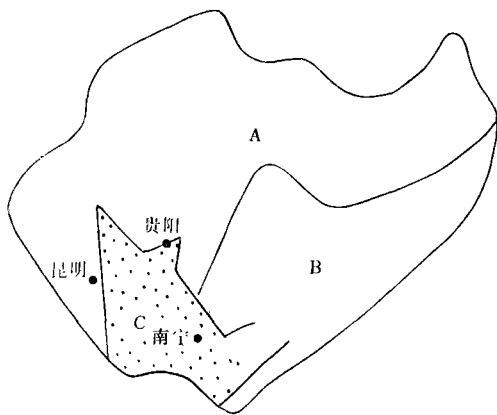


图1 扬子板块(A)、华南加里东褶皱带(B)及滇黔桂裂谷(C)的空间关系

① 本文为国家自然科学基金课题(项目编号:488013)的研究成果。

二、裂谷作用与裂谷断裂

陆内裂谷是板块开始分裂的产物。对于刚性很强的陆壳板块来说,在其边缘或内部发生裂谷作用是一种普遍的现象,是板块进一步演化的必然表现。

在陆壳板块上的裂谷作用总是由切割深(达下地壳,常至地幔)的断裂所控制的。裂谷断裂控制着裂谷的发生、发展及其演化过程。它可能是在裂谷作用期间形成的,但更多的是基底地质体中的断裂在裂谷作用期间的复活。裂谷发生的部位及裂谷形态的多样性常常与后一情况密切相关。米兰诺夫斯基(Милановский, 1976)对此有过中肯的论证。

1. 裂谷的边界断裂

裂谷的边界断裂决定着裂谷位置与基本轮廓,同时,它又在很大程度上控制裂谷的沉积作用、岩浆活动、成矿作用以及构造变形。与裂谷作用有关的地质体的分布范围尽管在某些时候可以越过边界断裂,但裂谷盆地的主体位置始终是受边界断裂限制的。边界断裂的确定对于认识裂谷和讨论裂谷的演化具有头等意义。应该强调的是:就绝大部分陆内裂谷和拗拉谷说来,边界断裂不是一条(一个带),而是两条(两个带),两条边界断裂所围限的空间就是裂谷盆地的主体所在。

滇黔桂裂谷的边界断裂是西侧的小江断裂和东侧的紫云-都安断裂,黔中裂谷分支的边界断裂是纳雍-瓮安断裂与三都断裂。兹分述如下:

(1)小江断裂(带) 走向SN,断裂以西为呈SN向伸展的“康滇古陆”,断裂以东为裂谷所在。小江断裂的活动始于晋宁期,随后长期继承发展。“康滇古陆”在晚古生代的许多时间里是向裂谷供应碎屑物质的蚀源区。沿该断裂(带)有晚古生代(二叠纪为主)的玄武岩大量喷发。此外,该断裂还控制了构造变形的样式。裂谷沉积的构造变形以梳状褶皱为特点,而康滇古陆上同时期地质体的构造变形具有块断性质。新构造时期该断裂也有强烈活动。沿该断裂带,地形起伏显著,其高差可达300m,且地震活动频繁。

该断裂带还是地壳厚度的突变带。断裂西侧地壳最大厚度为48km,越过断裂向东地壳厚度迅速减薄为36km。

(2)紫云-都安断裂(带) 走向NW。断裂以东为扩大了扬子板块(在这里包含江南古陆及黔中古陆两个次一级单元),断裂以西为裂谷所在。该断裂开始发育于早泥盆世,随后一直继续活动。断裂以东的地区在泥盆纪—二叠纪的许多时间里是向西供应碎屑物质的蚀源区,几乎在整个泥盆纪和二叠纪期间该断裂都是沉积相与厚度的突变带。早二叠世末期的玄武岩在断裂以西普遍分布,且厚度大,在断裂以东仅零星见及。断裂带还是岩浆活动的重要通道,许多火山岩及浅成岩体沿断裂带呈线状展布。

有意义的是,紧靠该断裂西侧的一个狭长形地带是一个与该断裂走向平行展布的深拗陷带,其中泥盆系到二叠系的地层厚度很大,故有人将这一深拗陷带的北段(在贵州境内地段)看成是裂谷,称之为“六盘水裂谷”(贵州省地质矿产局, 1987)。实际上,它是滇黔桂裂谷内部的若干地堑型断陷带中突出的一个。它作为裂谷的一个组成部份,有助于说明整个裂谷的存在。

以紫云-都安断裂为界,其东西两侧地质体的构造变形特征截然不同。东侧为NE走向的褶皱系统,西侧主要是向北突出的弧形构造系统(图2)

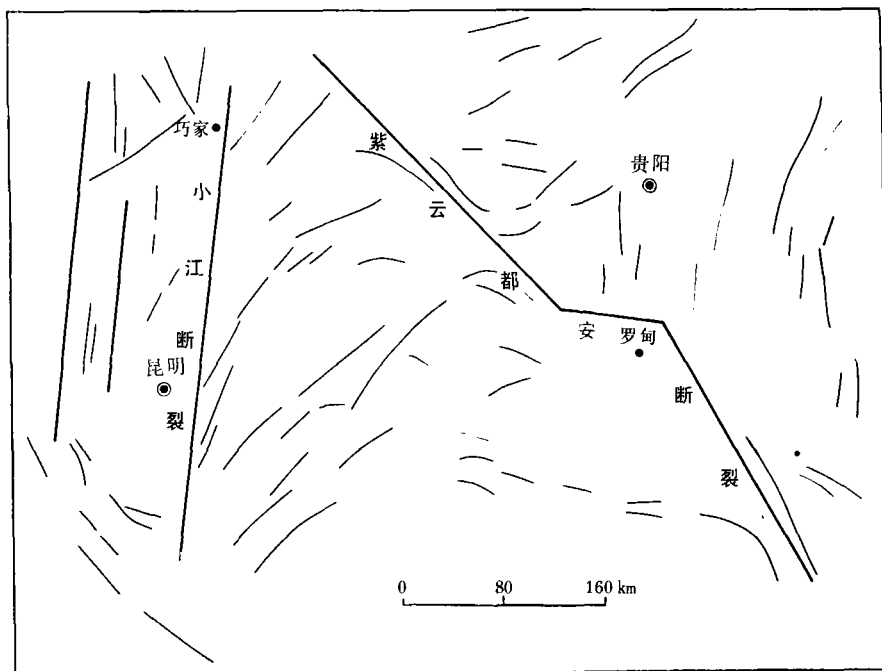


图2 滇黔桂裂谷构造变形概略图

(3)三都断裂与纳雍-瓮安断裂 它们分别为NEE及NNE走向。两者在它们的NE端收敛合拢,在其SW端分别与紫云-都安断裂交接。该两断裂将黔中裂谷分支围限成为向西南开口并汇合于滇黔桂裂谷的三角形地带。该两断裂存在的重要标志是:在此两断裂所围限的范围内,晚古生代尤其是泥盆纪与石炭纪期间,沉积剖面完整,沉积厚度巨大(沉积厚度大大超过两侧谷肩者),而且靠近两断裂的地带出现近岸相沉积。应该指出该两断裂从早古生代早期业已活动,致使两断裂间的早古生代沉积厚度也特别大。因而,黔中裂谷分支似乎是一个从早古生代开始并在晚古生代继承发展的裂谷拗陷。

2. 谷内断裂

谷内断裂将裂谷切割成不同块段,它在控制裂谷内部结构的不均一性及谷内不同块段在沉积作用、岩浆作用、成矿作用以及构造变形等各个方面的差异性上有特别重要的意义。此外,裂谷作用中地壳的拉张不仅要靠裂谷边界断裂活动来表现,也要靠谷内断裂的活动来调节。

谷内断裂有纵向与横向两种。谷内纵向断裂的走向与裂谷的伸展方向一致;谷内横向断裂的走向则与之重叠。

本区纵向与横向断裂均很发育,极为特征。主要的纵向断裂有:右江断裂,那坡-龙州断裂,文山-麻栗坡断裂。主要的横向断裂有:宜良-盘县断裂,师宗-弥勒断裂,开远-平塘断裂(即南盘江断裂)等(图3)。

以上断裂的存在几乎是公认的。这里应着重指出,由于它们相互交叉,裂谷被切割成若干块段,相邻块段沿断裂发生引张,致使相邻块段之间的部位发展成为狭长形的深水槽地,而块段本身则成为面状展布的浅水台地,遂造成裂谷内“槽地”与“台地”相间的古构造格局

(两者的沉积特征绝然不同,详见后)。

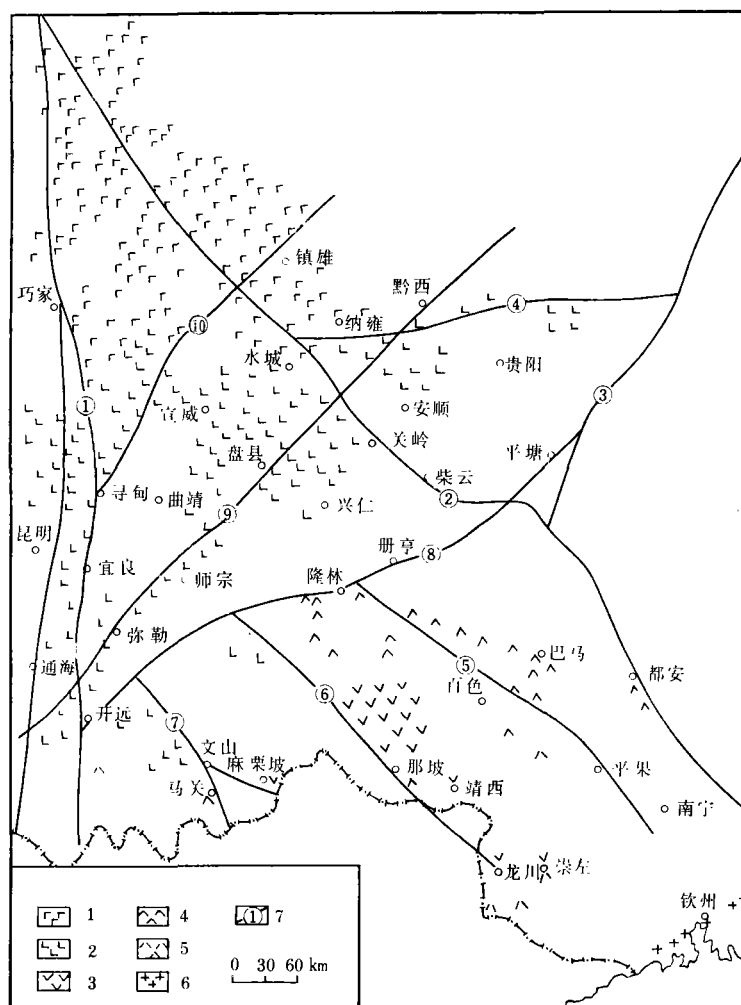


图3 滇黔桂裂谷断裂及岩浆岩分布略图

1. 峨嵋山玄武岩(P_2); 2. 峨嵋山玄武岩(P_{1-2}); 3. 基性及超基火山岩; 4. 基性及超基性侵入岩; 5. 酸性及中酸性火山岩; 6. 酸性及中酸性侵入岩; 裂谷断裂及其编号: ①小江断裂; ②紫云-安都断裂; ③三都断裂; ④纳雍-瓮安断裂; ⑤右江断裂; ⑥那坡-龙州断裂; ⑦文山-麻栗坡断裂; ⑧开远-平塘断裂; ⑨师宗-弥勒断裂; ⑩寻甸-威信断裂。

槽地的长度由百余公里到数百公里,宽约数十公里。如果以纵向槽地的实际宽度之和来度量裂谷的横向扩张量,并同时考虑到后期挤压造成的宽度的减少程度是合适的话,那么,滇黔桂裂谷的总扩张量在100~200km之间。

显然,裂谷形态是向南开口的,这一形态特征表明,裂谷南段的扩张量大于裂谷北段的扩张量,而与此对应的是谷内纵向断裂主要发育于裂谷南段,如右江断裂,那坡-龙州断裂以及文山-麻栗坡断裂等。这些纵向断裂的北端均止于开远-平塘断裂而未继续向NW方向延

伸。可见,开远-平塘断裂在运动学上起着转换作用。根据这一构造配置特征可以进一步推断,沿开远-平塘断裂带还可能发育拉分盆地(Pull-apart basin),这一点是值得今后工作中留意的。

沿上述谷内断裂,尤其是在纵向与横向断裂的交汇处岩浆活动极为重要(详见后)。此外,在裂谷演化后期,沿谷内断裂发生了较强烈的挤压和扭动,使槽地内的沉积物发生较紧闭的褶皱变形,而槽地间的沉积物变形和缓(柳淮之,1986)。

此外,上述谷内断裂还是控制谷内地块作差异性升降运动的枢纽。其中的开远-平塘断裂在这方面表现尤为突出,其北盘缓慢而持续地上升,南盘缓慢而持续地下降。沿断裂带发生的这种差异性升降作用为这一地带发育生物礁创造了极为有利的构造和地形条件。这也就是沿该带发育有多时期与多种生物礁体的重要原因。

三、裂谷的岩浆活动

裂谷是与造山带具有同样重要意义的另一种岩浆活动带,尤以具有大量岩浆喷发为特征。大陆裂谷火山岩是以碱质含量高为特点,而且随着地壳的不断拉开、变薄,火山岩的性质逐渐向拉斑系列演化,火山作用的部位也愈来愈向裂谷轴部集中(Милановский, 1986)。此外,双模式火山岩对于几乎所有的前新生代古裂谷说来都是特征性的。

滇黔桂裂谷内具有广泛的岩浆活动(图3),且火山岩的性质具有裂谷火山岩的上述各项特征。

火山岩从中泥盆世开始出现于裂谷南端。如在桂南的那坡、龙州及靖西一带,中泥盆世地层中有许多层基性火山岩产出,并伴生有辉绿岩岩墙。早石炭世地层中产出的基性火山岩在上述地区也很普遍。在这里泥盆—石炭纪火山岩厚度最大可达400m。火山岩主要为玄武岩与粗面岩。其 δ 指数值在3.46~37.66,属于碱性及过碱性系列。在岩石化学成分变异图中,玄武岩多落入裂谷带过渡玄武岩及碱性橄榄玄武岩区域(黄家骏,1983)。与此不同的是,沿开远-平塘断裂带及其以北的裂谷北段(如黔西六盘水、普安以及滇东的宣威一带),泥盆—石炭纪火山岩缺乏,但从早二叠世晚期开始玄武岩浆就大规模喷出,陆相为主兼有海相。玄武岩的最大厚度达1000m。根据25件岩石化学成分计算,它们属于钾质系列的弱碱性拉斑玄武岩与高碱玄武岩。在构造环境的判别图中它们的投影点主要落在板内玄武岩区(图4)及大陆裂谷玄武岩区(图5)。

二叠纪玄武岩也产出在裂谷的南段,与北段相比其岩性相似,但其分布的广泛程度和厚度要远不如北段。

值得注意的是,在早中三叠世,火山岩及相应的浅成侵入岩集中发育于裂谷后中部的南盘江流域及其以南地区,其中除基性岩以外还出现了酸性熔岩,构成双模式火山岩。如广西那坡地区基性熔岩呈层状产于下三叠统罗楼群的中上部,厚198~734m,具有枕状和块状构造,主要为拉斑玄武岩(Рачев, 1977)。广西凭祥地区此时发育酸性、中酸性熔岩,凝灰岩和火山角砾岩,局部地点也有玄武岩产于下三叠统罗楼群上部或北泗组中,其最大厚度达2022m。根据46件岩石化学资料所作碱—硅图(图6),该两地区早三叠世火山岩的 $\text{SiO}_2\%$ 含量在54~66之间有明显间断,显示了火山岩的双峰性。此外,从其分异指数(D. I.)与样品频率(n)直方图(图7)中也清楚看出,火山岩分异指数大致在45~70之间有显著的低值甚至间断,

其直方图图形表现为双峰特征。

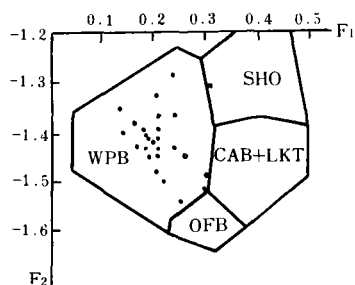


图4 玄武岩的构造环境判别函数 F_1 — F_2 图

(据 J. A. Pearce, 1976)

WPB: 板内玄武岩区; SHO: 钾玄武岩区; CAB: 钙碱性玄武岩区; LKT: 岛弧拉斑玄武岩区; OFB: 大洋玄武岩区。

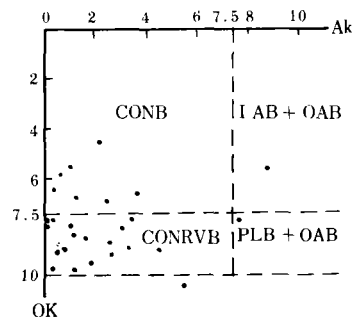


图5 玄武岩的 OK—AK 关系图

(据 F. Chayes)

CONB: 大陆玄武岩区; CONRVB: 大陆裂谷玄武岩区; OAB: 大陆碱性玄武岩区; IAB: 岛弧玄武岩区; OFB: 大洋玄武岩区; PLB: 大洋斜长玄武岩区。

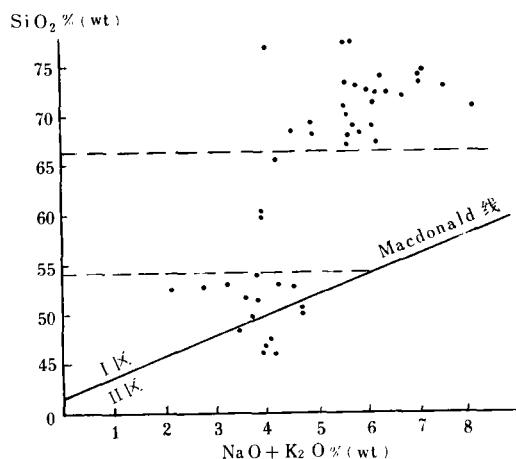


图6 那坡—凭祥地区早三叠世火山岩硅碱图

I 区: 拉斑玄武岩; II 区: 碱性玄武岩。

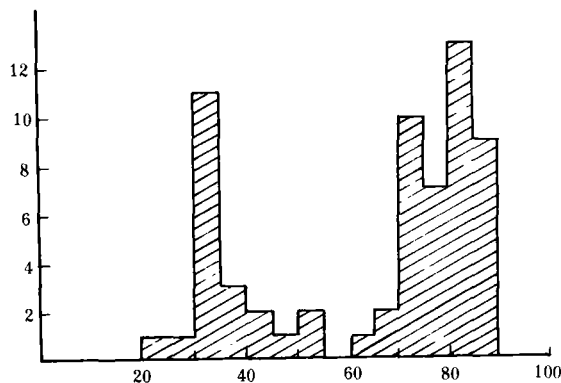


图7 那坡—凭祥地区早三叠世火山岩

分异指数(D. I.)—样品频率(n)直方图

从裂谷火山岩的发育情况分析,裂谷的拉开是由南往北逐渐发展的,表现为裂谷演化早期(泥盆纪—石炭纪)的火山岩出现在裂谷南端,且具有较强碱性;中期(二叠纪)的火山岩主要见于裂谷北段,其碱性减弱并具有拉斑质特征;裂谷演化晚期(三叠纪)的火山岩又再次移至较南地段,且出现双模式火山岩。火山岩的性质及其时空分布的上述特征符合裂谷演化的一般规律。

事实也进一步表明,火山岩的产出部位是受着前述 NW 向及 NE 向谷内断裂控制的,它们或沿断裂,或出现在断裂交切带。此外,区内还发现有基性、超基性岩。如在紫云—都安断裂带南段的都安、马山、永州一带出现碱性玄武岩、粗安岩及玻基辉橄岩的共生组合,玻基辉橄

岩中含有二辉橄榄岩包体(柳淮之,1986)。事实说明这些基性、超基性岩的岩浆来自上地幔,同时也进一步证明紫云-都安断裂所具有的超壳性质。

四、裂谷的演化及沉积作用特征

裂谷的演化具有三个阶段,各阶段的沉积作用与沉积建造特征有显著不同。

1. 早期——裂陷阶段

从早泥盆世及中泥盆世早期的沉积作用(包括莲花山组、那高岭组、翠峰山组及丹林组地层)为标志。这一时期的沉积是一个具有典型性意义的裂谷型磨拉石(Трачев, 1977, 夏邦栋, 1989)。它们堆积在下伏奥陶纪地层组成的剥蚀面上,是砾岩、砂岩、粉砂岩及泥岩等碎屑岩的组合。其下部常为特征性的紫红色,其最大厚度可达1800m(以南丹地区为代表)。其沉积速率约为64m/Ma。

这一裂谷型磨拉石在由边界断裂所限制的裂谷范围内普遍分布,在边界断裂以外的谷肩地区几乎完全缺失。陆源碎屑物就是从谷肩地区向裂谷内作横向供给的。此外,在裂谷盆地的边缘,在近边界断裂处是海陆交互相沉积,向裂谷盆地轴部方向它们过渡为浅海沉积。建造的相与厚度分布状况清楚地反映出滇黔桂裂谷盆地的位置和轮廓,说明了边界断裂对裂谷形成的控制意义。此外,这一阶段,谷内断裂已经明显活动,盆地的结构极不均匀,显示了谷内台地与槽盆的分野。两者不仅沉积环境有别,而且沉积厚度相差也可以达数倍之巨。(图8)。

2. 中期——沉陷阶段

从中泥盆世(中泥盆世早期除外)开始到中三叠世初,裂谷演化进入到以沉积大量的碳酸盐岩与泥质岩为特征的阶段。这一阶段的重要特色是裂谷内部台地与槽盆的分野发展成熟,出现台地相与槽盆相两种沉积序列。尤其是在这一阶段的前期(中泥盆世到早石炭世),两种沉积序列的特征迥异,在国内外所有裂谷的沉积中堪称典型。兹将它们的特征对比见下(表1)。

这一阶段的最大累积沉积厚度约为5000m,其沉积速率约为35m/Ma。

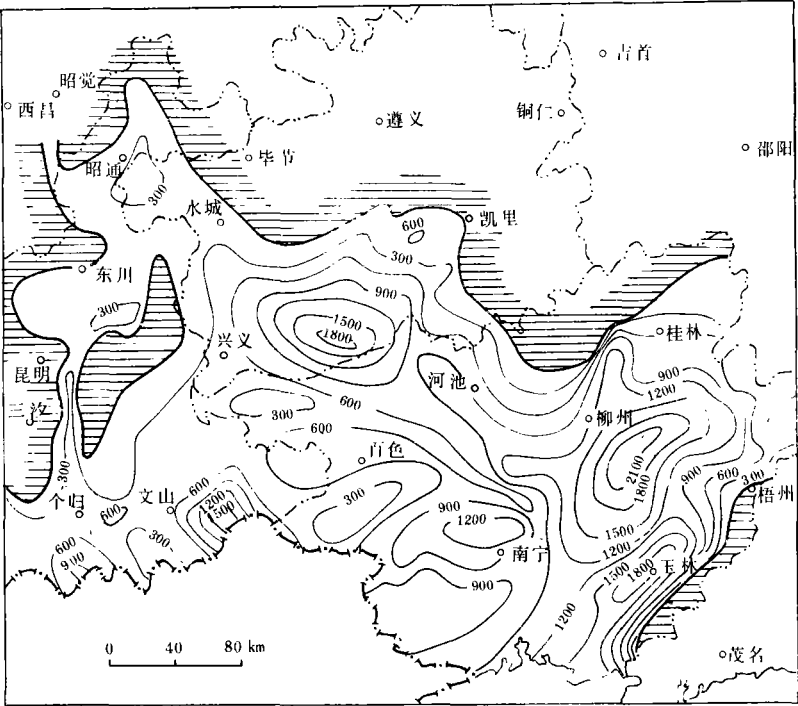
这一阶段裂谷的边界断裂,尤其是东侧的紫云-都安断裂对沉积范围的控制作用减弱,因而沉积作用向东扩大到谷肩地区。而且大致从中石炭世开始,黔中分支裂谷盆地边界变得模糊起来,该盆地逐渐萎缩、消失。

这一阶段谷内地壳的脉动性升降运动十分重要。由于谷内地块曾发生多次大面积上升,因而多次出现区域性假整合接触关系以及短暂的较粗粒碎屑沉积。几次主要的谷内地块上升期和沉积间断期为:(1)泥盆世与石炭纪之交(紫云运动);(2)石炭纪与二叠纪之交(黔桂运动);(3)早晚二叠世之交(东吴运动);(4)二叠纪与三叠纪之交(苏皖运动);(5)早、中三叠世之交(册亨运动)。

上述假整合关系中,(1)~(4)诸项为文献记载过的,(5)项则为笔者初次提出。其根据是:

(1)紫云新苑的江洞沟组(T_2^2)底部存在着沉积砾岩。砾石成分有泥质岩与灰岩两种,其中泥质岩砾石来自下伏的新苑组(T_2^1),灰岩砾石则来自更老的罗楼群(T_1),说明这一间断期的剥蚀深度较大。同时砾石是经过搬运后再沉积的,因而具有颗粒支撑结构,长轴定向性

和成层性,粒度递变性以及较好磨圆度等。所有上述特征能说明该砾岩为底砾岩。
在西林石炮也有类似性质的砾岩产出。砾岩产出的层位与奥伦尼克期和安尼界线吻合,砾石成分为晚古生代之石灰岩。



70m(而此时紫云地区新苑组的泥质岩厚达200m),说明册亨及隆林地区这时处于隆升状态,甚至曾遭受剥蚀,故泥质岩缺乏。

应该指出,正确认识和分析这一阶段盆地内部不同地块的差异性升降作用性质及其分布状况,有助于了解这一阶段盆地内部的古地理状况,从而说明盆地内油气的运移和聚集的规律,并可藉以探讨古潜山圈闭、假整合面圈闭以及成岩圈闭等多种圈闭发生的可能性。

3. 晚期——封闭阶段(消亡阶段)

裂谷盆地进入消亡阶段的最主要标志是巨厚的碎屑岩形成(Dikenson, 1974; Hoffman et al., 1974; 夏邦栋, 1986; 夏邦栋, 1988)。

本裂谷在这一阶段中形成的沉积体就是中晚三叠世复理石及其随后的晚三叠世磨拉石。关于这一复理石的岩石学特征已有较详细描述(洪庆玉等, 1979; 周经才等, 1984), 本文不拟赘述。值得强调的是, 根据苟汉成^①以及刘鸿飞^②的观测, 该复理石的古流向指向主要分而在 $290^{\circ}\sim 320^{\circ}$ 之间。笔者在贵州紫云地区的实测表明, 槽模指向北, 波痕陡坡指向NW或NE。此外, 贺自爱(1986)根据综合性标志提出, 复理石的物源区在东南部位。根据以上资料, 可以断定: 在裂谷盆地的东南方向, 这时出现了一个新生的高地, 正是因这一高地的不断隆起与快速剥蚀, 提供了大量陆源碎屑物质向西北方向搬运, 并在这一高地的前方形成复理石。这时的古地理和古构造格局与前述两个阶段的情况是根本不同的, 即在前述两阶段中盆地是向南开口, 外海在南方, 沉积物主要来自东西两侧, 然后在谷内集中并主要向南搬运; 而在复理石形成阶段, 在盆地原来的开口端出现了新的, 而且是最重要的蚀源区。古地理与古构造格局的这种变化是裂陷槽(Aulacogen)的最特征性现象(Dikenson, 1974; Hoffman et al., 1974, 夏邦栋, 1988)。

这一复理石的厚度达3000m以上, 其沉积速率达240m/Ma。

继复理石之后出现的晚三叠世磨拉石最大厚度超过1000m, 其沉积速率约60m/Ma。碎屑物较复理石为粗, 其中出现较多的砾岩与含砾砂岩, 其沉积环境由海相变为陆相。由于磨拉石与复理石在沉积作用上往往有逐渐演变的性质, 因而两者的界线在某些地区并不能截然划分。但是它们之间的接触关系在本区由南往北的总体表现为由不整合(十万大山地区)变为假整合(黔桂交界地区)最后变为整合(如六盘水地区)。另一方面, 裂谷南端的强烈构造变形发生在大约200Ma前的印支期; 而裂谷北段的强烈构造变形推迟到晚白垩世末期, 推迟约130Ma。这些事实有助于说明在裂谷消亡阶段在裂谷盆地南缘所出现的新生高地是处在不断发展和强化并向北推进和扩大之中, 以致最终导致裂谷盆地的消亡; 同时也说明该磨拉石具有前陆盆地型磨拉石(夏邦栋, 1987)的基本特点。

综上所述, 裂谷演化过程中出现了裂谷型磨拉石→碳酸盐及泥质沉积组合→复理石→前陆盆地型磨拉石的沉积建造序列, 而且几乎在这一序列的每一建造成员中均伴着火山岩的形成。其沉积速率经历了由快→慢→快的变化过程。建造演化的上述特征同国内外前中生代裂谷具有极大的相似性(Dikenson, 1974; 夏邦栋, 1986, 1988)。

① 苟汉成, 1984, 滇黔桂地区上三叠统浊积岩形成的构造背景及物源区初步探讨。

② 刘鸿飞, 1984, 滇黔桂毗邻地区中、上三叠统的深水陆源碎屑浊积岩。

五、结论与推论

1. 扩大了扬子板块的西南边缘在滇黔桂交界地带出现一个从泥盆纪到三叠纪的裂谷系统。这一裂谷系统由滇黔桂裂谷与黔中裂谷支构成,它们总体延伸方向为南南东并与另一个走向为北北东的可能的裂谷——桂湘裂谷在它们的南端相联。因而本裂谷系统是一种多支裂谷而非单支裂谷。裂谷的这种多支性是受先成的基底断裂控制的。

2. 滇黔桂裂谷发育了裂谷型的沉积作用,它构成了一个颇有代表性的建造序列:裂谷型磨拉石→碳酸盐沉积及泥质沉积组合→复理石→前陆盆地型磨拉石。在裂谷盆地演化的各个阶段都出现了火山岩,其中双模式火山岩是极为特征的。

3. 谷内断裂的活动极为重要。裂谷盆地被谷内的纵向与横向断裂分割成不同的地块,地块本身成为盆地内的台地,水体较浅;相邻地块之间的地带成为盆地内的槽盆,水体较深。两者的沉积特征有显著差异。这一特点在国内外的裂谷中堪称典型。

4. 本裂谷系统发育在陆壳基础之上,尽管裂谷的横向拉张十分明显,但是盆地的发展毕竟未进入出现洋壳的程度,裂谷范围内未发现蛇绿岩套及混杂岩。

5. 建造序列的沉积学特征表明,在裂谷发育的前期与中期,盆地向南开口,外海在南方;在裂谷发育的晚期,盆地的封闭首先从南缘开始,并逐渐向北推移,古水流方向发生反向。这些事实表明滇黔桂裂谷具有裂陷槽的基本特征。有趣的是,北西走向的红河缝合带正好位于本裂谷系统的南侧,该缝合带所代表的盆地也是从泥盆纪开始启开,逐渐发展成为大洋,并在早三叠世前后大洋发生关闭,出现俯冲,最后于中三叠世完成了缝合过程(罗志立,1984;陈炳蔚等,1984)。由此看来,红河缝合带与滇黔桂裂谷系统很可能构成一个完整的三叉裂谷系。这是非常值得加以重视的并进一步研究的问题。

(收稿日期:1990年12月9日)

参 考 文 献

- [1] Милановский Е.Е. Неора 1976; 262
- [2] 贵州省地质矿产局. 贵州省区域地质志, 1988; 563~564
- [3] 柳淮之. 桂林冶金地质学院院报, 1986; (1): 9~19
- [4] 黄家骏. 中国区域地质, 1983; (5): 51~64
- [5] 钟自云等. 桂林冶金地质学院院报, 1989; (1)
- [6] Трач А.Н. Неора 1977; 217

- [7]夏邦栋. 石油实验地质, 1989; 11(4): 313~319
- [8]Dickenson WR. *Bull AAPG* 1974; Continuing Education Course Note Series 1; 1~56
- [9]Hoffman P, Dewey JF, Burke K. *Paleontologists and Mineralogists* 1974; (19): 38~55
- [10]夏邦栋. 石油实验地质, 1986; 8(1): 8~21
- [11]夏邦栋. 地质学报, 1988; 62(4): 301~310
- [12]洪庆玉, 侯方浩. 西南石油学院院报, 1979; (1): 16~30
- [13]周经才, 杨宏, 廖世南, 韦新华. 石油与天然气地质, 1984; 5(4): 385~395
- [14]贺自爱. 石油与天然气地质, 1986; 7(3): 207~217
- [15]罗志立. 中国地质科学院院报, 1984; 10号: 93~101
- [16]陈炳蔚, 艾长兴. 中国地质科学院院报, 1984; 9号: 99~107

THE YUNNAN-GUIZHOU-GUANGXI RIFT SYSTEM

Xia Bangdong Lu Honglei

(*Department of Earth Sciences, Nanjing University*)

Wu Yungao Yang Huimin

(*Guizhou Petroleum Prospecting Headquarters, Guizhou*)

Abstract

The Yunnan-Guizhou-Guangxi Rift System is located on the western margin of the Yangtze Plate and its rifting activities initiated at the time of Devonian and ended at the Triassic Period. In the rift system, the sedimentary volcanic rocks over 10000 m have been developed with bimodal rift volcanic rocks, sedimentary sequences of rift type, carbonate sedimentary rocks characterized by platform sedimentation, and pelitic and siliceous sediments characterized by sedimentary differentiation of trough-basin. During the early and middle stages of the rift evolution, the clastic sediments were derived from the east and west sides of the rift shoulders and were migrated southward after they accumulated at the rift axis while the clastic sediments were sourced from its southern and southeastern areas and migrated towards north and northwest during the late stage of the rift evolution.

Therefore, this rift opens towards south and can be named as a rifted-trough.