

右江沉积盆地的性质及演化讨论^①

陈洪德 曾允孚

(成都地质学院沉积地质矿产研究所)

前 言

右江盆地是指海西—印支期由师宗—弥勒断裂、红河断裂、紫云—南丹—河池断裂和灵山断裂所围限的滇黔桂地区。长期以来,由于该盆地所处的特殊构造背景、独特的岩相-构造格局和丰富的矿产资源,许多地质工作者都予以充分注意,对该盆地的性质提出了众多有益的观点和认识,除传统的槽、台、洼学说外,先后有“弧间盆地或弧后盆地”、“湘桂边缘海”、“弧后裂谷地槽”、“右江裂谷带”和“裂陷槽”等等。笔者参考了这些前人的工作成果,并据自己的研究,参与这一讨论,亦望同行指正。

一、右江沉积盆地的性质

笔者认为,右江海西—印支期沉积盆地应主要归属于古特提斯构造域,具有被动型裂谷盆地的沉积、构造、成矿与岩浆活动特点。

1. 古特提斯于泥盆纪初沿金沙江-红河断裂带开裂。我国著名地质学家王鸿祯教授将扬子地台以西、松潘、甘孜三角地带以及巴颜喀拉地带称为古特提斯,并认为从泥盆—石炭纪开裂(王鸿祯,1983)。根据我国许多地质工作者的研究(段新华,1985、李才,1987、费鼎,1986等),沿西藏龙木错—双湖—澜沧江向东至近北西向的金沙江-红河断裂带都发现了作为板块缝合带的证据——蛇绿岩套、蛇绿混杂岩堆积和双变质带。该断裂带控制了两侧生物地层的面貌,如滇西腾冲陆相泥盆纪中的异甲鱼与曲靖、滇东等地的异甲鱼有明显的差异;保山与施甸地区的泥盆纪珊瑚亦有较大区别;在西藏查桑地区中泥盆统查桑群到下石炭统日湾擦卡组、江爱扎布一带的晚石炭世地层所反映的生物面貌、地层结构、接触关系都与申扎、永珠等地同时代地层、生物有差异;加之广西龙州地区中泥盆世晚期上百米厚的海底碱性玄武岩的喷发,都表明自泥盆纪开始就存在“古特提斯洋”打开的趋势,并沿金沙江-红河断裂带与太平洋相通。

2. 右江地区地处古特提斯与江南古陆间的大陆边缘位置,区内以北西向断裂为主,与金沙江-红河断裂带延伸方向一致,系伴随古特提斯洋打开而产生的晚古生代同沉积期断裂。

往东以北东向断裂占优势,大都属于基底断裂。从南往北,火山活动的时间由早到晚,强度亦逐渐减弱,靖西、龙州地区,海底玄武岩喷发于中泥盆世晚期到晚泥盆世早期,而在隆林、百色地区,玄武岩喷发的时间则主要在晚石炭到二叠纪,到丹池地区目前尚未发现玄武岩,仅有凝灰岩分布。整个晚古生代的海侵方向亦从南往北,泥盆纪地层不断向北超覆。从生物特点看,根据林文球副教授及笔者等人的研究,本区属于古特提斯生物区、华南生物分区的桂西-滇东南生物地理小区,出现典型的古特提斯型生物群落,如 *Calceola* (D_1)、*Stringocephalus* (D_2) 和 *Cyrtospirifer* (D_3),并且从西向东,古特提斯型生物分子有逐渐减少的趋势。这些都表明右江地区自泥盆纪初就受到古特提斯的影响,但从西向东,从南往北,这种影响逐渐减弱。

3. 具典型的盆-台结构。右江地区由多个北西向及北东向次级盆地组成,大都为平行断裂延伸的狭长型盆地(图 1),有半地槽式(如百色盆地)和地槽式(如广南牟利—靖西—龙州盆地),亦有早期为半地槽式,后期转化为地槽式(如丹池盆地),构成了该区泥盆纪中晚期到二叠纪所特有的深水盆地与浅水台地交错排列的复杂古地理景观。沉积相分异明显,盆地区以(含)放射虫硅质岩和浊流沉积为主,而台地区则多为浅水碳酸盐岩沉积,两者过渡区往往发育大规模的滑塌、崩落堆积和重力流沉积。引人注意的是北西向次级盆地与北东向次级盆地具有不同的性质。北西向盆地以张性裂隙陷为主,北东向盆地则多表现为走滑盆地的特点,如泥盆纪时期,灵山断裂为左旋走滑断裂,使得沿其发育的次级盆地具有走滑盆地的沉积特

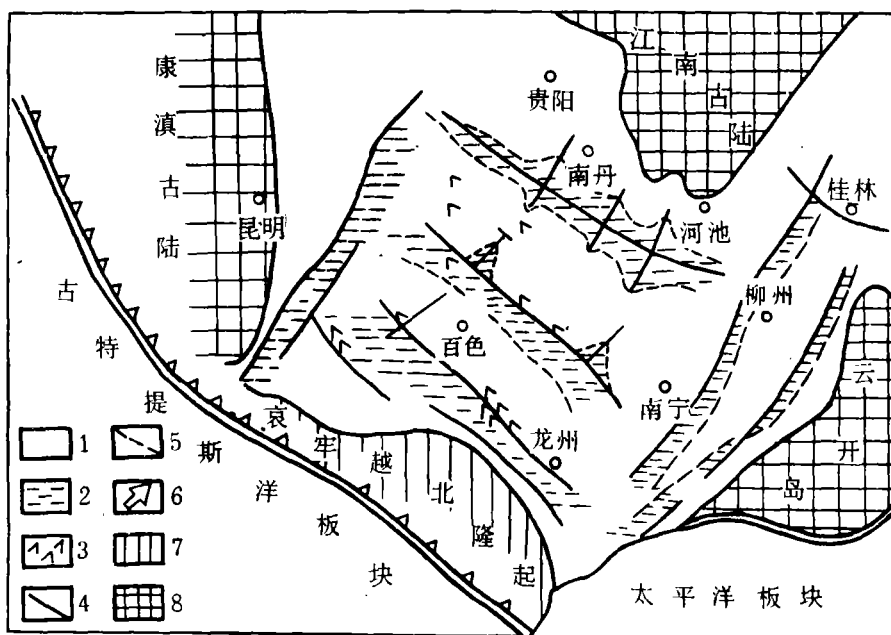


图 1 右江海西期盆地大构造与岩相古地理格局

1. 滨岸与台地沉积区; 2. 盆地沉积区; 3. 玄武岩与辉绿岩; 4. 同沉积活动断裂;
5. 相区界线; 6. 板块运动方向; 7. 晚期隆起区; 8. 古陆

Fig. 1 Tectonics, sedimentary facies and palaeogeography in the Youjiang Basin during the Hercynian

- 1=sedimentary province of shore and platform; 2=sedimentary province of the basin; 3=basalt and diabase; 4=synsedimentary active fault; 5=limit of facies regions; 6=direction of plate movement; 7=lately uplifted area; 8=old land

点(沉德琪,1987)。最近,在丹池地区和师宗—弥勒地区都发现北东向同沉积断裂活动具走滑特点,并发育相应的次级走滑盆地。这可能是伴同古特提斯洋的打开,一方面在江南古陆南缘产生一系列北西向的裂陷带,另一方面由大洋扩张导致北东向的转换断裂作用,这种作用在大陆边缘区的影响,某些表现为沿北东向基底断裂的走滑活动,某些则为同沉积期产生的北东向走滑断层作用,这与西班牙白垩纪至早第三纪 Basko-Kantabrischen 盆地的构造、沉积作用特点极为相似(Theo Engeser,1984)。

4. 具裂谷带典型的双层结构。裂谷带早期扩张、晚期收缩的历史决定了裂谷沉积序列的双层结构特征,即早期的非补偿性沉积和晚期的超补偿性沉积(何启祥,1985)。该区在泥盆纪早期为一套厚度较大的冲积相及过渡相的灰色、红色碎屑岩沉积,局部地区出现白云岩,往上过渡为陆缘浅海的盆-台沉积,到二叠纪出现大量的深水放射虫硅质岩和浊流沉积,代表了非补偿性沉积阶段。到三叠纪经厚达数千米的陆源碎屑浊流的超补偿沉积,盆地逐渐收缩变浅,由海相变成陆相沉积。

5. 具有大陆边缘裂谷带的沉积作用特点。由于海西期基底沉降幅度大和同沉积断裂活动,造成该区独特的盆-台格局,使得北部江南古陆的风化产物更多地集聚在靠近古陆的丹池地区,南部广大地区则主要为内源沉积。因此,沉积厚度在丹池地区达 6000—7000m(表 1),并且向南往广南—富宁—靖西—龙州地区厚度明显减薄,总体构成一个沿大陆边缘延伸的具透镜状切面的沉积棱柱体。另外,从表 1 中还可看出,当构造活动表现为较强烈的拉张时(D_1 、 D_2 、晚— D_3 、 C_1 、 P_2),盆地相区的沉积厚度一般都较台地相区大,而在缓和间歇期,台地相区碳酸盐沉积的厚度则大于盆地相区。

表 1 丹池地区泥盆纪—三叠纪沉积厚度统计(m)

Table 1 Devonian—Triassic sediment thickness (in m) in the Danchi area

时代 相区	D_1	D_2	D_3	C_1	C_{2+3}	P_1	P_2	T_1-T_3
盆地区	>1700	1000	300	450—1730	650	300	400—800	>2000
台地区		900	700—1000	800	700	800	400	2460

6. 具裂谷带的岩浆活动特点。该区海面期岩浆活动十分活跃,从早泥盆世开始到二叠纪都陆续有基性侵入岩体和基性火山岩的分布。

据广西区域地质志资料,海西期基性岩体分布于都安、马山、永州、巴马、西林、田林和那坡地带,岩体群大致呈北西向展布,多分布于深大断裂两侧及与次级断裂交叉处(图 1),以辉绿岩、辉长辉绿岩及少量橄辉辉绿岩为主。该期基性岩体以富镁、铁质,高碱、铝质和贫钙为特征,具有深源特点。

该区火山活动主要呈间歇性的火山喷发和溢出,早泥盆世至晚二叠世均发现有火山活动,形成的火山岩计有 13—16 个层位,累计最大厚度达 674m(广西区域地质志,1985)。这些火山岩多顺层分布,整合夹于地层之中,且能见到较典型的枕状构造,表现出海底火山活动的特点,如发育于靖西下石炭统岩关阶中的枕状玄武岩,岩枕呈肾状、椭球状,大小多为 $0.5 \times 3m$,互相重叠,长轴方向基本一致,具定向排列,枕间由铁质、钙质、玉髓质等沉积物充填。枕体由外至内显示三层结构,外壳为厚约 0.4—12mm 的致密冷凝边,气孔—杏仁体带

则围绕枕体边发育;内核为枕状主体,成分由钠长石化斜长石、绿泥石、方解石组成,具显微辉绿结构。此外,在那坡县坡荷上泥盆统、龙州科甲中泥盆统中都见有类似的枕状玄武岩。

海西期火山岩主要为碱性、过碱性玄武岩,印支期则主要以钙碱性火山岩为特征(表2)。在K-Ti-Mg、AK-OK图中(图2、3),海西期玄武岩投点均落在陆内、发散板块边缘和大陆裂谷以及与大洋玄武岩区的过渡带上。有趣的是在AK-OK关系图(图3)中从泥盆纪到二叠纪,玄武岩投点有从陆内经裂谷到大洋玄武岩区的变化趋势。Log τ -log σ 关系图也表明了同样的变化特点(图4),泥盆纪玄武岩主要在C区,二叠纪玄武岩则主要落在非造山带火山岩区(A),到印支期,绝大多数样品掉在B区,反映出盆地从陆内经陆缘到初始洋盆的裂谷作用演化趋势。王鸿祯教授(1986)曾指出“右江地区经过裂陷作用,出现洋壳,又受强烈褶皱推覆结束地槽进程,”本区火山岩的特征证明了这一看法。

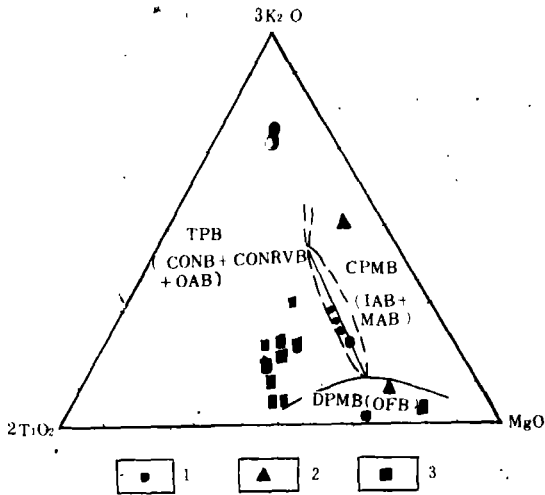


图2 右江盆地海西期玄武岩的 $3K_2O-2TiO_2-MgO$

与板块构造环境关系图

TPB - 板内玄武岩; CONB - 大陆玄武岩; CONRVB - 大陆裂谷玄武岩; OAB - 大洋碱性玄武岩; DPMB - 发散板块边缘玄武岩; OFB - 大洋玄武岩; CPMB - 会聚板块边缘玄武岩区; IAB - 岛弧玄武岩区; MAB - 山弧玄武岩区; 1 - 泥盆纪火山岩; 2 - 石炭纪火山岩; 3 - 二叠纪火山岩

Fig. 2 Ternary diagram of $3K_2O - 2TiO_2 - MgO$ versus plate tectonic settings of the Hercynian basalts in the Youjiang Basin
TPB=intraplate basalt; CONB=continental basalt; CONRVB=continental rift basalt; OAB=oceanic alkaline basalt; DPMB=divergent plate margin basalt; OFB=ocean-floor basalt; CPMB=convergent plate margin basalt; IAB=island-arc basalt; MAB=mountain-arc basalt
1 = Devonian volcanic rocks; 2 = Carboniferous volcanic rocks; 3=Permian volcanic rocks

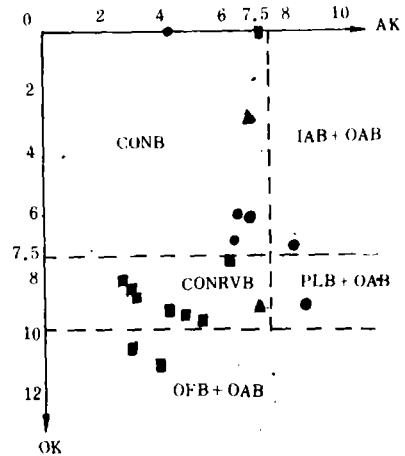


图3 右江盆地海西期玄武岩 OK 与 AK 关系图 (据 Fe · Chaycs)

OK (经验大洋系数) = $(MgO + 2TiO_2) - 3K_2O$;
AK (铝系数) = $Al_2O_3 - \frac{1}{2} (FeO) - TiO_2 - K_2O$;
PLB 大洋斜长玄武岩, 其它图例同图 2

Fig. 3 Plot of OK versus AK for the Hercynian basalts in the Youjiang Basin
OK (empirical coefficient for ocean) = $(MgO + 2TiO_2 - 3K_2O)$; AK (aluminum coefficient) = $Al_2O_3 - \frac{1}{2} (FeO) - TiO_2 - K_2O$; PLB=oceanic plagiobasalt. For the others see Fig. 2

表 2 右江盆地海西—印支期火山岩化学成分统计

Table 2 Chemical compositions of the Hercynian—Indosinian volcanic rocks in the Youjiang Basin

时 代	地 区	编 号	岩 石 名 称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	CO ₂	Σ 总 和	σ	Log σ	τ	Log τ	OK	AK	碱 度 率	原始资 料来源
晚三叠世	板八	1	流纹斑岩	70.95	0.57	12.94	0.71	4.43	0.07	0.78	1.39	2.07	5.12	0.16	1.32	0.19	100.70	1.85	0.27	19.07	1.28			1.91	
		2	长石石英斑岩	73.06	0.40	13.37	0.91	2.35	0.05	0.94	1.15	2.23	4.55	0.16	1.48	0.03	100.77	1.57	0.20	27.63	1.44			1.89	
		3	英 安 岩	65.50	0.50	15.46	0.16	5.85	0.03	2.40	1.76	2.27	2.92	0.18	2.88		99.91	1.20	0.08	26.38	1.42			1.72	
		4	长石石英斑岩	73.21	0.54	12.12	1.29	3.01	0.05	1.34	0.46	1.86	2.19	0.12	2.07	0.10	100.36	1.21	0.08	18.00	1.28			1.84	
中三叠世	板左	5	石英钠长斑岩	71.55	0.46	13.13	0.88	3.39	0.18	1.29	0.27	2.59	4.12	0.15	2.18	0.07	100.28	1.58	0.20	22.91	1.36			1.82	
		6	英安斑岩	68.41	0.73	13.42	0.43	4.32	0.20	1.29	3.27	1.32	3.17	0.18	4.32	0.01	102.07	0.79	-0.10	16.58	1.22			1.38	
		7	凝 灰 岩	68.22	0.64	11.79	4.89	1.35	0.05	1.65	0.20	0.34	4.59	0.12	4.50	0.10	99.44	0.93	-0.08	17.89	1.25			2.2	
		8	长石石英斑岩	72.22	0.54	11.95	1.6	3.52	0.07	0.87	1.51	1.92	4.29	0.12	1.65	0.25	100.31	1.32	0.12	18.57	1.27			1.8	
早三叠世	梵祥	9	中性斑岩	67.91	0.83	12.73	2.15	4.85	0.09	1.03	2.42	2.51	3.20	0.21	2.31	0.16	100.20	1.31	0.12	12.31	1.09			1.99	
		10	角砾凝灰斑岩	67.84	0.70	13.16	2.76	3.53	0.07	0.84	2.13	4.65	1.47	0.19	1.96	0.18	99.57	1.51	0.17	10.77	1.03			2.33	
		11	酸性凝灰斑岩	77.18	0.36	11.78	0	1.98	0.01	0.25	0.70	1.03	4.54	0.11	2.46		100.40	0.91	-0.04	29.86	1.48			2.61	
		12	凝灰角砾斑岩	73.80	0.39	11.58	0	4.16	0.16	0.24	1.01	2.17	4.88	0.11	1.10	0.55	99.95	1.62	0.21	24.13	1.38			2.05	
		13	角砾斑岩	68.34	0.81	12.42	1.26	6.57	0.08	0.89	2.29	3.75	1.98	0.18	1.98	0.57	100.12	1.30	0.11	10.70	1.03			2.31	
		14	中性斑岩	59.94	0.97	14.71	1.80	7.83	0.08	2.94	3.94	1.76	2.18	0.20	3.20	0.16	99.71	0.92	-0.04	13.35	1.13			1.47	
		15	酸性斑岩	76.47	0.27	13.97	0.94	0.56	0.02	0.51	0.28	0.06	4.01	0.05	2.73		99.87	0.49	-0.31	51.52	1.71			1.8	
		16	角砾斑岩	50.25	1.13	15.23	3.41	7.27	0.08	5.79	8.89	3.20	1.49	0.12	2.94		99.80	3.03	0.48	10.65	1.03			1.48	
		17	细碧岩	51.10	1.91	13.48	1.44	10.34	0.18	4.82	8.70	2.84	1.02	0.26	3.54		99.63	1.84	0.26	5.57	0.75			1.42	

广西区域地质志

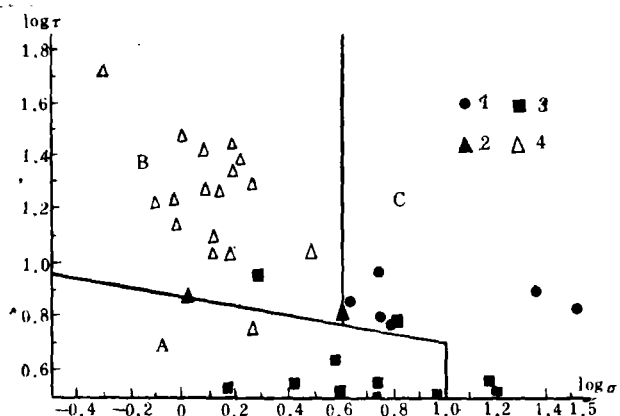
续表 2

时 代	地 区	编 号	岩 石 名 称	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O ⁺	CO ₂	总 和	σ	log σ	τ	log τ	OK	AK	碱 度 率	原始资 料来源
二叠纪	炉西邱北施一井	18	玄 武 岩	45.57	3.23	13.52	2.22	12.31	0.26	5.01	8.12	2.76	1.00	1.64			100.67	5.29	0.72	3.33	0.5	8.47	3.13	1.42	黔 西 地 质 志
		19		44.57	3.12	12.49	0.45	11.45	0.21	5.11	5.81	3.44	0.34	0.76			99.96	9.10	0.96	2.9	0.46	10.33	3.3	1.52	
		20		43.76	3.14	13.36	2.00	11.58	0.26	5.78	9.15	3.06	0.39	0.76			99.97	15.66	1.19	3.28	0.52	10.98	4.04	1.36	
	21	45.7		3.14	13.70	0.72	12.57	0.23	5.97	8.83	2.04	1.15	0.81			99.99	5.32	0.73	3.71	0.57	8.8	3.13	1.32		
	22	42.73		2.89	14.52	2.56	11.61	0.18	7.38	6.23	2.48	1.31	0.46			100.02		≈ 1.16	4.17	0.62	9.23	4.52	1.51		
	23	50.28		2.67	11.76	0.27	11.17	0.19	5.23	8.73	2.55	0.77	0.54			100.00	1.51	0.18	3.45	0.54	8.26	2.74	1.39		
	那 峰	24	橄辉玄武岩	44.43	1.26	13.56	3.41	8.61	0.20	12.53	9.43	1.32	0.33	0.18	3.88	0.25	99.39	1.90	0.28	9.71	0.99	14.72	7.17	1.15	
		25	马 峰	46.88	3.12	13.64	1.74	11.48	0.19	5.47	9.23	3.11	0.74		3.85	3.85	99.45	3.82	0.58	3.38	0.53	9.49	4.04	1.4	
		26	唐 马	46.97	2.81	13.37	3.29	9.69	0.19	5.43	10.31	2.77	0.42	0.44	3.35	3.35	99.04	2.56	0.41	3.77	0.58	9.79	6.29	1.31	
	27	唐 马	47.98	2.51	14.50	2.53	9.04	0.17	6.68	8.45	2.97	1.32	0.31	3.15	3.15	99.61	3.70	0.57	4.59	0.66	7.74	6.15	1.46		
早石炭纪	靖西	28	辉绿岩	46.13	1.15	13.75	2.48	8.13	0.15	10.45	7.17	2.32	1.61	0.11	5.40	0.20	99.05	4.93		9.94					广 西 地 质 志
	29	玄 武 岩	51.83	1.64	14.33	3.54	5.37	0.12	8.65	4.30	2.80	3.00	0.42	3.72	0.11	99.83	3.81	0.58	7.03	0.85	2.93	7	1.9		
	30	角砾熔岩	51.91	1.09	13.40	0.14	8.79	0.15	8.82	7.30	2.69	0.52	0.14	5.40		100.35	1.16	0.06	9.83	0.99	9.44	7.40	1.37		
	31	粗面斑岩*	45.07	1.43	14.58	7.35	1.05	0.10	2.73	11.53	3.62	5.21	0.22	4.02		96.91	37.67	1.57	7.66	0.88	<0	7.41	2.02		
晚泥盆地	那坡	32	玄 武 岩	49.95	1.43	14.58	2.24	7.24	0.18	7.90	6.67	3.65	1.38	0.24	4.58		100.04	3.64	0.64	7.64	0.88	7	8.15	1.62	
	33	粗面斑岩*	46.61	1.60	15.38	7.49	4.11	0.06	3.83	5.50	1.49	7.68	0.31	3.30	3.40	100.76	23.29	1.37	8.88	0.94	<0	4.05	2.57		
	34	武 德	47.44	1.70	13.85	3.45	7.74	0.18	9.23	6.90	3.26	1.87	0.43	3.56	0.78	100.36	5.93	0.77	6.23	0.79	7.02	6.41	1.66		
中泥盆地	科 甲	35	玄 武 岩	47.94	1.60	14.28	2.88	7.98	0.17	8.75	7.80	3.24	1.93	0.50	3.40	0.20	100.67	5.41	0.73	6.90	0.84	6.16	6.76	1.61	
		36		46.52	1.77	13.75	5.11	5.70	0.12	9.17	6.67	2.46	2.15	0.40	4.20	1.24	99.26	6.04	0.78	9.38	0.8	6.26	6.98	1.58	
早泥盆地	八 渡	37	玄 武 岩	46.78	1.36	15.91	0.36	11.60	0.08	6.77	4.13	3.59	0.08	0.14	7.34	7.34	98.14	3.56	0.76	9.06	0.96	9.25	8.67	1.45	

* 李建林确定为玄武岩 1988 年

7. 具有裂谷带的成矿作用特点。由于裂谷带所特有的强烈拉张构造背景,成矿物质既可来自深部,又可从古老地层中淋滤吸取大量金属元素,陆壳的剥蚀也能提供部分成矿物质,高地温梯度的存在有利于成矿物质的活化、转移和含矿热卤水的形成,张性深大断裂的活动为矿液和岩浆的运移提供通道,还有利于形成盆内次级隆起和拗陷,造成封闭的还原环境,使矿质不易散失等。因此,裂谷带常能形成巨大的层控和层状金属矿床。右江地区沿深大断裂带有多金属成矿带形成,如广南—富宁—靖西—龙州盆地中的牟利锑矿带、灵山断裂控制的锰矿带、丹池锡多金属成矿带等。这些深大断裂的同沉积期活动,一方面可提供大量的成矿元素,或直接形成热水沉积矿床,或形成矿源层;另一方面可成为后期岩浆热液或地下热卤水运移矿质的通道,形成沉积-改造型矿床。如沿丹池大断裂带分布的丹池锡多金属成矿带,系同沉积期断裂活动引起海底火山活动,提供大量矿质并初始富集,再经后期岩浆活动叠加、改造形成。矿床主要分布于丹池大断裂与次级北东向断裂交叉部位的次级拗陷中(陈洪德,1988),这与红海陆间裂谷区海底热卤水成矿特点较为相似,不同之处在于本区裂

图4 海西期—印支期火山岩成分 $\log r$ - $\log \sigma$ 关系图



$$r = \frac{Al_2O_3 - Na_2O}{TiO_2}, \quad \beta = \frac{(Na_2O + K_2O)^2}{SiO_2 - 43}$$

A-非造山带火山岩; B-造山带与岛弧区火山岩;
C-A、B两区派生的碱性火山岩;
1-泥盆纪火山岩; 2-石炭纪火山岩; 3-二叠纪火山岩;
4-三叠纪火山岩

Fig. 4 $\log r$ versus $\log \sigma$ diagram of the Indosinian volcanic rocks

A=volcanic rocks in nonorogenic belt; B=volcanic rocks in orogenic belt and island-arc region; C=alkaline volcanic rocks derived from A and B;
1=Devonian volcanic rocks; 2=Carboniferous volcanic rocks; 3=Permian volcanic rocks; 4=Triassic volcanic rocks

陷规模较红海小。

晚古生代右江裂谷盆地与国内外现有裂谷带相比,于早泥盆世初期的陆内裂谷阶段尚未发现大规模的深源火山岩,这也正是国内某些同行认为右江地区不能作为裂谷盆地的主要理由。实际上,在不同的裂谷带,火山作用特点是很不一致的,如莱茵裂谷和贝加尔裂谷火山活动不如东非裂谷强烈,而东非裂谷的西支几乎没有火山作用(王东坡,1987)。正是考虑到裂谷带火山活动的差异,Sengor, A. M. C. 和 Burke, K. (1978)将裂谷分为主动和被动裂谷两种类型,Turcotte, D. L. 和 Emermen, S. H. (1983)进一步指出,在被动型裂谷中,地壳的穹起和火山活动是次要的。右江裂谷盆地的形成可能与区域性张应力引起岩石圈拉张破裂有关,由区域性拉张作用导致地壳减薄和破裂,然后才发生大规模火山活动,这可能正是该区到石炭和二叠纪才有大规模海底玄武岩喷发的原因。

二、右江沉积盆地的演化

右江裂谷盆地的演化阶段可大致划分为陆内裂谷、被动大陆边缘、弧后裂谷、强烈拗陷与充填—关闭等阶段(图 5)。加里东构造运动造成区域隆升,区内普遍缺失奥陶系和志留系,泥盆系与下奥陶统或寒武系呈平行不整合或微角度不整合接触。早泥盆世初期,由于区域性扩张和地幔热运动影响,使地壳发生拉张破裂,形成陆内地堑、半地堑式盆地。金沙江—红河断裂带泥盆纪初期为笔石页岩相,地层、古生物特征都可与钦州残余海槽对比,因此,可以认为在志留纪末期该带是与钦州地区相通的海槽。云南墨江地区从早泥盆世初到中泥盆世早期都为套以发育浊积扇为特征的槽盆相沉积(据郑荣才、刘文均最近野外工作),最近在广西田林八渡地区早泥盆世中期益兰组上段泥质粉砂岩、粉砂质泥岩中发现了过去尚未发现过的海西期最早的海底基性喷出岩,包括基性熔岩、角砾熔岩和基性火山角砾岩,厚达 160 多米,这些都充分表明右江地区泥盆纪初曾发生较强烈的拉张沉降和深断裂活动。从早泥盆世吉丁期开始,随着古特提斯沿金沙江—红河断裂带的打开,区域性扩张加剧,强烈裂陷,使得右江地区进入大陆边缘裂谷(被动陆缘 I)阶段,形成典型的盆-台相间格局和大规

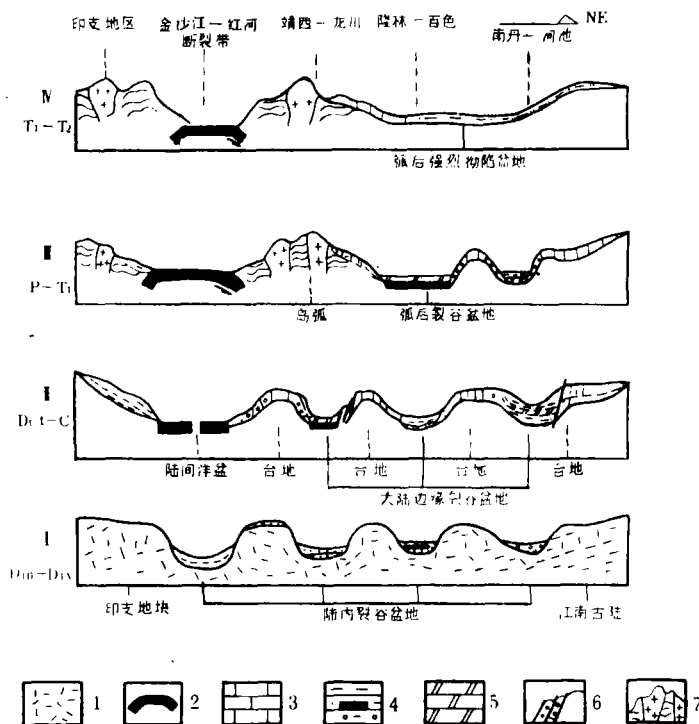


图 5 右江裂谷盆地演化阶段系列剖面示意图

1. 陆壳, 2. 洋壳, 3. 灰岩, 4. 碎屑岩及基性火山岩, 5. 硅质岩, 6. 台缘断裂及滑塌角砾岩, 7. 岛弧

Fig. 5 Schematic cross-sections showing the evolutionary stages of the Youjiang Basin

1=continental crust, 2=oceanic crust, 3=limestone, 4=clastic and basic volcanic rocks, 5=siliceous rocks,

6=platform-margin fault and slump breccia, 7=island arc

模的海底火山活动。早二叠世东吴运动对本区造成强烈影响,一方面,华夏古陆与江南古陆完全对接碰撞,钦州—灵山残余海槽褶皱隆起,桂东的鹰阳关、大瑶山、云开古陆连成一片,并成为该期碎屑岩沉积的主要来源区,并造成区内部分地区早一晚二叠世地层之间的不整合接触;另一方面,古特提斯洋板块开始往北西滇黔桂板缘之下俯冲,形成哀牢山—靖西、龙州岛弧带(卢重明,1986;段新华,1984),使右江地区由被动陆缘向活动陆缘转化,进入弧后裂谷盆地阶段,引起该区大规模的海底玄武岩喷发,如在罗平拗陷区内玄武岩厚达1600m,并夹多层重力流沉积的钙屑灰岩和放射虫硅质岩(西南石油学院地质系碳酸盐研究室,1982),基底已带有初始洋壳性质。岩相古地理格局亦发生很大变化,丹池盆地与隆林—百色盆地逐渐连成一体,台地不断缩小,盆-台格局慢慢消失。早三叠世到中三叠世拉丁期,古特提斯洋板块进一步向北东俯冲挤压、大量火山岩的喷发造成热收缩以及盆内巨厚沉积物堆积所产生的重力作用,引进右江盆地进入强烈拗陷阶段(图5,IV),其显著特点是表现为整体拗陷,造成区内普遍厚达2000—5000m的陆源碎屑浊流沉积,仅在局部地区保存有碳酸盐孤台,随着古特提斯洋的俯冲关闭和沉积物的超补偿充填,中三叠世拉丁期,盆地范围开始缩小,到晚三叠世卡尼期,在强烈的印支运动影响下,广西境内全部上升成陆,但在贵州龙头山则发育有较好的晚三叠世沉积,包括卡尼期的赖石科组、把南组和诺利期的火把冲组和须家河组(贵州地质概述,1976)。至于古特提斯洋开始削减和关闭的时间,李春昱(1982)认为藏北—金沙江一带以晚古生代晚期到早中生代,洋壳可能向北削减,而任纪舜则认为金沙江—红河裂谷系中三叠晚期转化为沟弧系。从右江地区的构造与岩相古地理格局演化看,古特提斯洋可能于早二叠世东吴运动时开始向北削减,完全关闭于晚三叠世末期,且右江盆地是从南东向北西逐渐关闭的。

结 语

本文编写过程中曾与张锦泉副教授、刘文均副研究员、董榕生副教授和郑荣才同志进行了多次讨论,在此谨表谢意!

主 要 参 考 文 献

- 广西地质矿产局,1985,广西壮族自治区区域地质志,地质出版社
王鸿祯,1983,试论西藏地质构造分区问题,地球科学,第1期
王鸿祯等著,1986,华南地区古大陆边缘构造史,武汉地质学院出版社
王东坡,1987,大陆裂谷沉积特征及含矿性,世界地质,第5期
卢重明,1986,扬子准地台西南陆缘的活化与右江地槽的形成,贵州地质,第1期
李才,1987,龙木错—双湖—澜沧江板块缝合带与石炭二叠纪冈瓦纳北界,长春地质学院学报,第2期
何启祥,1985,论古裂谷沉积作用,长春地质学院学报,第3期
沈德琪,1987,华南中晚泥盆世沉积相古地理及有关矿产,岩相古地理通讯,第1期
段新华,1981,论哀牢山—藤条河断裂——古板块俯冲带,地质学报,第4期
郭令智,1980,华南大地构造格局及演化,国际交流地质学术论文集,地质出版社
Sengor, A. M. C. and Burke, K., 1978, Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysics. Res. Lett.* 5.

Turbotte, D. L. and Emerman, S. H., 1983, Mechanisms of active and passive rifting. In: P. Morgan and B. H. Baker (Editors), Processes of continental rifting. Tectonophysics, 94.

Theo Engeser, Joachim Reither, 1984, Die Kretaeisch — altdertiare Tektonogenese des Basko — kantabrischen Beckens (Nord spanien). Z. dt. geol. Ges. 135.

NATURE AND EVOLUTION OF THE YOUJIANG BASIN

Chen Hongde

Zeng Yunfu

(Institute of Sedimentary Geology and Mineral
Resources, Chengdu College of Geology)

Abstract

The study of sedimentation, tectonism and magmatism shows that the Hercynian-Indosinian Youjiang Basin may be ascribed to a passive rift basin which was controlled during its formation and evolution by the opening and closing of the palaeo-Tethys. The basin consists of several regional fault-related secondary NW-and NE-trending basins in which lithofacies and tectonic framework are quite variable in character. The NW-trending basins were formed largely by extensional faulting, whereas the NE-trending ones have the characteristics of the strike-slip basins. The following five stages have been distinguished for the evolution of the Youjiang Basin: (1) intracontinental rifting stage; (2) passive marginal rifting stage; (3) back-arc rifting stage; (4) strongly subsiding stage, and (5) filling-closing stage.