

西南三江造山带火山岩-构造组合及其意义

莫宣学, 邓晋福, 董方浏, 喻学惠, 王 勇, 周 肃, 杨伟光

(中国地质大学, 北京 100083)

摘 要: 岩石构造组合是指表示板块边界或特定的板块内部环境特征的岩石组合。中国西南“三江”造山带的火山岩可划分为五种火山岩-构造组合: 洋脊型/准洋脊型组合, 岛弧及陆缘弧组合, 碰撞型组合, 碰撞后组合及陆内拉张型组合。阐述了各种火山岩-构造组合的特点及构造含义。对在造山带火山岩岩石-构造组合分析中经常遇到的一些问题, 如“构造岩片”研究方法、地球化学判别图解的使用条件、准洋脊型火山岩组合的构造含义、蛇绿岩带-火山弧的成对性、岩浆作用的同步性和滞后性、以及火山岩的深部“探针”作用等问题进行了讨论。

关 键 词: 中国西南; 三江造山带; 火山岩-构造组合

中图分类号: P588.14; P542.4

文献标识码: A

1 引 言

按 Dickinson(1971)^[1]的定义, 岩石构造组合(petrotectonic assemblage)是指表示板块边界或特定的板块内部环境特征的岩石组合。岩石构造组合分析是恢复古板块构造格局和历史的最有效的手段之一, 也是研究造山带火山作用与大地构造关系的基本方法。

为了将岩浆作用与大地构造有机地联系起来, 不同学者提出了划分火成岩岩石构造组合的不同方案。Carmichael et al. (1974)^[2]将火成岩, 特别是火山岩划分为大洋盆地玄武岩组合, 大陆拉斑玄武岩省及大陆深源镁铁质岩浆组合。该分类虽然也联系了构造环境, 但更强调火成岩的自然组合。Condie(1982)^[3]以构造环境为主线划分出五种岩石构造组合: 大洋组合, 消减带相关组合, 克拉通裂谷组合, 克拉通组合和碰撞相关组合。类似地, Hyndman(1985)^[4]也提出了五种岩石构造组合: 大洋扩张脊组合, 大陆裂谷带组合, 洋-陆会聚边缘组合, 陆-陆碰撞带组合和板内组合。二者大同小异。

把岩石构造组合分析的思想应用于西南三江火山岩和侵入岩研究, Mo, Lu & Deng(1991)^[5], 莫宣学、路风香等(1993)^[6]提出了构造岩浆类型的概念。它是指在一定构造环境下所产生的具有共同的岩石化学、地球化学特征的一种或几种火山岩组合或(和)侵入岩组合的总称, 并将三江火山岩划分出洋脊和准洋脊型、岛弧与陆缘弧型、碰撞型、碰撞后型及大陆内部拉张型(含裂谷型)等五种构造岩浆类型。这里的构造岩浆类型与岩浆岩构造组合是同义的。构造岩浆类型或岩浆岩构造组合体现了构造环境与岩浆作用之间的内在联系。不同的构

收稿日期: 2001-05-06; 修订日期: 2001-05-15

基金项目: 国家基础研究规划重点项目(G1998040800)、国家自然科学基金项目(49772107)、国家科技攻关项目(96-914-01-03)及国土资源部“九五”科技攻关项目(95-02-001)资助。

造环境具有不同的动力学条件、不同的岩浆源区特征和不同的热状态,影响着岩浆的起源和演化机制,因而对火成岩组合和化学特征具有制约作用,形成不同的构造岩浆类型(或组合),进而又影响和制约着内生成矿作用,构成一个统一的构造-岩浆-成矿动力学体系。因此,正确鉴别构造岩浆类型(或组合)是火山岩研究中的一个基本任务,对大地构造和区域成矿的研究有重要的意义。然而值得注意的是,由于构造作用和岩浆作用的复杂性,岩浆岩特点和构造环境之间的对应关系也会出现复杂的情况。在同一构造环境中产生多种火成岩组合的情况是常见的,而在不同构造环境中出现具类似特点的火成岩组合的情况也不乏其例。因此,必须把构造岩浆类型与其他(沉积的、变质的等)岩石构造组合结合起来,进行综合的、全面的岩石构造组合分析,才能得到比较正确的认识^[7]。

近十余年来,三江火山岩研究又有许多新成果问世^[8~20]。本文拟在原有工作^[5,6]的基础上,综合这十几年的研究成果,对三江造山带的火山岩-构造组合以及造山带岩石构造组合分析中常遇到的一些问题,进行讨论。

2 “三江”造山带的火山岩-构造组合

西南三江造山带位于云南、四川、青海、西藏四省(区)交界的金沙江-澜沧江-怒江流域,喜马拉雅-特提斯构造域的东段与太平洋构造域西段的交汇部,是我国主要的火山岩分布区之一。火山活动时期自元古宙至第四纪,尤以石炭纪至三叠纪最强烈。新生代火山活动虽然规模不大,但构造意义十分重要。三江造山带具有以下火山岩-构造组合:(1)海洋火山岩-构造组合;(2)岛弧及陆缘弧火山岩-构造组合;(3)碰撞型火山岩-构造组合;(4)碰撞后火山岩-构造组合;(5)陆块及微陆块内火山岩-构造组合。其时空分布见图1。

2.1 海洋火山岩-构造组合

海洋火山岩-构造组合又可分为洋脊型-准洋脊型及洋岛型两种火山岩-构造组合,它们的特点及形成的构造环境是不相同的。

2.1.1 洋脊型-准洋脊型火山岩-构造组合

洋脊火山岩发育在甘孜-理塘-金沙江-哀牢山和澜沧江-昌宁-孟连等缝合带内,以拉斑玄武岩为主。准洋脊火山岩主要发育在金沙江带,尤以霞石-拖顶-巴塘中心绒最为典型,以橄榄拉斑玄武岩及拉斑玄武岩为主。洋脊型-准洋脊型火山岩常与橄榄岩(蛇纹岩)、放射虫硅质岩或其他深水沉积岩共生,有时还有基性岩墙、堆晶岩等。其形成时代为早石炭世-三叠纪,代表古特提斯洋盆发育时期。

在岩石化学及地球化学特征上(图2,图3,表1),洋脊型玄武岩与三江其他类型玄武岩相比,低 K_2O (0.25%~0.6%)是其最重要的标志。但与现代MORB的世界平均值相比, K_2O , K_2O+Na_2O , Al_2O_3 含量偏高, MgO 含量大多偏低, P_2O_5 含量低, TiO_2 含量低-中等。稀土元素的特点: $(La/Sm)_N=1.12\sim 1.31$, $(La/Ce)_N=0.99\sim 1.36$,绝大多数相当于Bryan et al. (1976)^[21]划分的II型(E型)MORB。微量元素比值多数接近II型。说明三江洋脊型玄武岩的源区相对较富集 K_2O 、LREE和不相容元素。准洋脊玄武岩与洋脊玄武岩相比, K_2O 含量较高,通常>0.5%,为典型MORB的2.5倍左右, TiO_2 属于中-高类型, P_2O_5 亦较高,一般>0.3%, ΣREE 高于洋脊玄武岩,并为LREE富集型($(La/Sm)_N>1.5$)。

2.1.2 洋岛型火山岩-构造组合

三江地区的洋岛玄武岩组合主要分布在昌宁-孟连带内的曼信、依柳、老厂和双江等地,

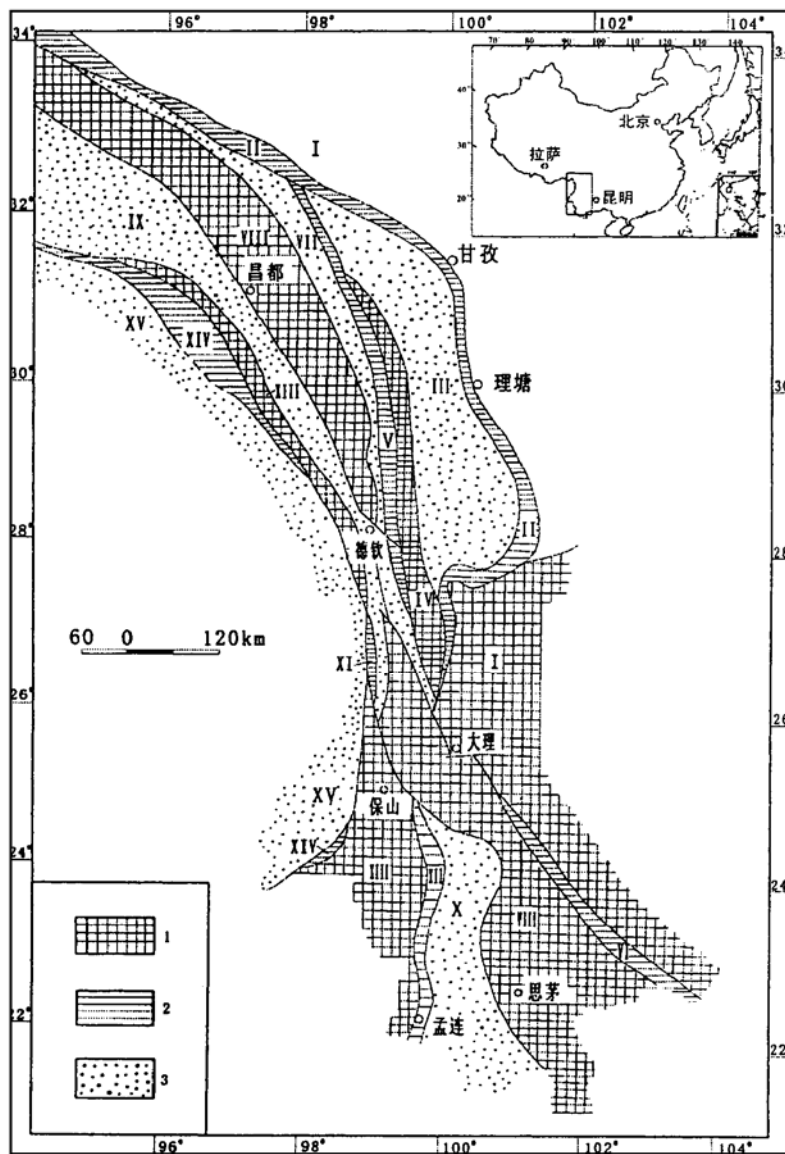


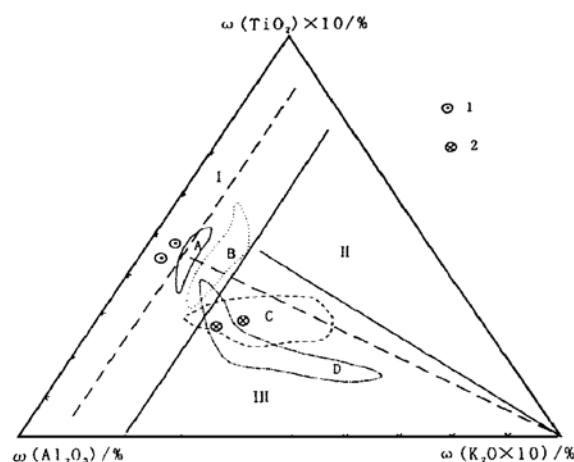
图 1 “三江”地区火山岩-构造分区图

Fig. 1 Subdivision of Sangjiang tectono-volcanic belt

1. 陆块或微陆块 (intracontinental massif/micro-massif volcanic districts); 2. 洋脊/准洋脊 (MORB/para-MORB volcanics belts); 3. 火山弧 (arc volcanics belts)

I. 扬子板块西缘火山岩区 (the western margin of Yangzi platform volcanic district); II. 甘孜-理塘洋脊型火山岩带 ($P_2-T_3^1$) (Ganzhi-Litang MORB volcanics ophiolite belt ($P_2-T_3^1$)); III. 义敦弧火山岩带 ($T_3^1-T_3^2$) (Yidun island-arc volcanic belt ($T_3^1-T_3^2$)); IV. 中咱微陆块火山岩区 (Zhongza continental micro-massif volcanic district); V. 金沙江洋脊/准洋脊火山岩-蛇绿岩带 (C_1-P_1) (Jinshajiang MORB/para-MORB volcanics ophiolite belt (C_1-P_1)); VI. 哀牢山洋脊/准洋脊火山岩-蛇绿岩带 (C_1-P_1) (Ailaoshan MORB/para-MORB volcanics ophiolite belt (C_1-P_1)); VII. 江达-维西弧火山岩带 ($P_1^2-T_3$) (Jiangan Weixi arc volcanic belt ($P_1^2-T_3$)); VIII. 保山微陆块火山岩区 (Zuogong-Baoshan continental micro-massif volcanic district); IX. 丁青-八宿洋脊/准洋脊型火山岩-蛇绿岩带 (T_3-K_1) (Dingqing-Basu MORB/para-MORB volcanics ophiolite belt (T_3-K_1)); X. 波密-腾冲弧火山岩带 (J_3-K_2) (Bomi-Tengchong arc volcanic belt (J_3-K_2))

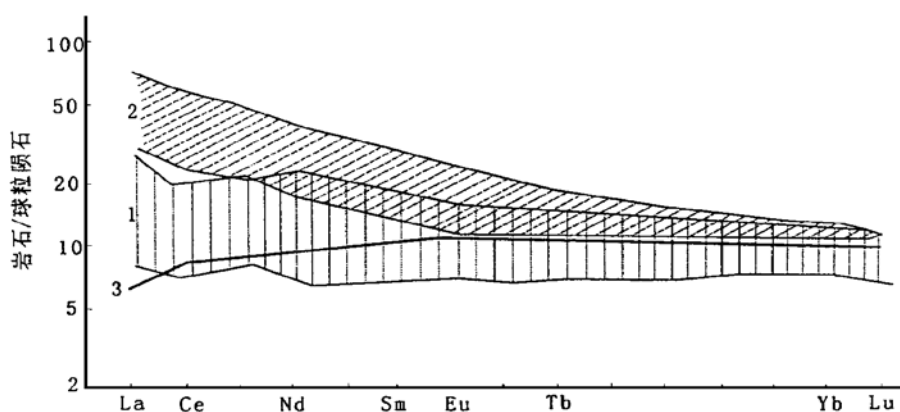
常与洋脊型/准洋脊型玄武岩相伴, 时代为石炭纪-二叠纪。剖面上以曼信、依柳两地为例, 下部以碱性系列玄武岩为主, 上部以火山碎屑岩为主, 顶部与上覆台地相碳酸盐岩呈整合过渡关系。碱性玄武岩之下伴生着洋脊型/准洋脊型拉斑玄武岩, 其中夹有远洋非补偿深水型放射虫硅质岩。本区洋岛玄武岩属碱性玄武岩系列, 岩石类型有碱性橄榄玄武岩、碧玄岩、粗面玄武岩等。除 K_2O+Na_2O 含量高之外, 本区洋岛玄武岩还以高 TiO_2 为特色, 含量大于 3%, 稀土元素分布型式为 LREE 富集型, $(La/Yb)_N = 10.39 \sim 23.79$, 无负 Eu 异常, 与印度洋西部的 Reunion 岛相当^[22]。微量元素蛛网图可与现代洋岛玄武岩对比。



I. 洋脊玄武岩 (MORB); II. 大陆裂谷玄武岩 (continental rift basalts); III. 造山带玄武岩及安山岩 (orogenic basalts and andesites); A. 三江各带洋脊玄武岩的平均值范围 (Average value of MORB from various belts in Sangjiang area); B. 三江准洋脊玄武岩平均值范围 (Average value of para-MORB in Sangjiang area); C. 三江各带弧玄武岩平均值范围 (Average value of arc-basalt from various belts in Sangjiang area); D. 三江各带弧后玄武岩平均值范围 (Average value of back-arc basalt from various belts in Sangjiang area); 1. 世界洋脊玄武岩的平均值 (Average value of modern MORB in the world); 2. 美国西部及爪哇北部弧玄武岩的平均值 (Average value of arc-basalts from Western U.S.A. and Northern Java)

图2 “三江”地区不同类型玄武岩的 TAK 图解
(据莫宣学、路凤香等, 1993, 有修改)

Fig. 2 TAK diagram for various types of basalts in Sangjiang area



1. “三江”洋脊型玄武岩分布范围 (The area with vertical lines represents Sangjiang MORB); 2. “三江”准洋脊型玄武岩分布范围 (The area with oblique lines represents PARA-MORB in Sangjiang area); 3. 世界洋脊玄武岩稀土分布的密集区 (据 Lofgren, 1981) (The area with heavy solid lines represents MORB in the world (after Lofgren, 1981))

图3 “三江”地区洋脊及准洋脊型玄武岩稀土分配型式 (据莫宣学、路凤香等, 1993)

Fig. 3 REE patterns of MORB and PARA-MORB in Sangjiang area

图4和图5分别为昌宁—孟连地区三种海洋火山岩组合的 REE 分布型式及微量元素分布型式的对比。由图可知, 从洋脊型玄武岩→准洋脊型玄武岩→洋岛玄武岩, 轻稀土元素与不相容元素的富集程度是逐渐增高的。

2.2 岛弧及陆缘弧火山岩—构造组合

三江造山带弧火山岩组合十分发育, 类型及构造环境多种多样。有岛弧和陆缘弧, 大陆弧和洋内弧, 压性弧和张性弧, 同步型和滞后型等。在一个火山弧内, 还有主弧带、弧后盆地、弧内裂谷和弧间盆地等类型。其时代为二叠纪—三叠纪末, 被认为是古特提斯洋岩石圈俯冲消减的产物。其中, 有一部分明显地具有岛弧或陆缘弧火山岩的岩石组合及地球化学特征, 却形成于碰撞之后陆内环境的火山岩, 被称为“滞后型弧火山岩”^[5,6], 其最晚的喷发年龄只有几万年, 本文将其归入碰撞后火山岩一节中叙述。

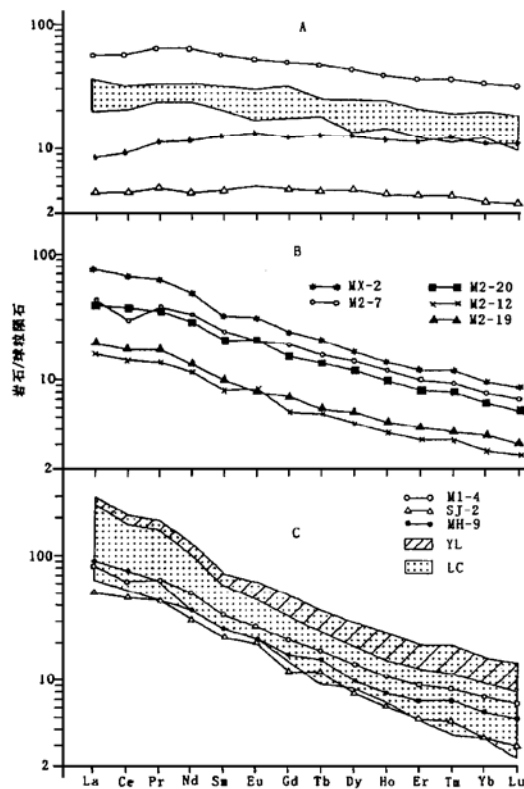
图2和图6分别给出了三江造山带弧玄武岩及弧后玄武岩的主元素特征以及几个典型火山弧的岩石组合。表2、表3和表4分别列出了三江弧火山岩组合中玄武岩、安山岩及酸性火山岩的主元素含量。

表 1 “三江”地区洋脊及准洋脊玄武岩主元素平均含量(%)

Table 1 Average contents of major components of MORB/ para-MORB in Sanjiang area (%)

	甘孜-理塘带			洋脊型 吉义独	金沙江带				澜沧江带 (洋脊型) 营盘
	理塘	热如柯	土官村		中心绒	准洋脊型 巴塘	准洋脊型 呷金雪山	准洋脊型 霞若-拖顶	
样品数	2	8	2	1	3	1	5	9	2
SiO ₂	47.84	47.00	51.20	49.06	52.61	49.33	47.84	49.49	48.28
TiO ₂	1.69	1.74	0.73	1.79	0.98	2.61	2.70	2.19	1.12
Al ₂ O ₃	14.95	15.85	13.56	13.18	15.33	14.70	14.16	15.05	17.24
Fe ₂ O ₃	3.69	3.21	1.87	4.13	2.68	2.84	5.74	3.71	5.49
FeO	8.14	8.75	7.81	9.46	7.20	10.22	9.79	8.59	6.06
MnO	0.19	0.13	0.16	0.32	0.09	0.18	0.26	0.20	0.18
MgO	8.98	10.77	12.70	6.40	7.07	6.31	6.31	6.77	11.43
CaO	10.76	9.39	8.60	13.15	9.42	9.40	9.46	10.13	6.02
Na ₂ O	3.12	2.61	2.62	1.96	3.76	2.93	3.08	2.61	3.72
K ₂ O	0.25	0.39	0.69	0.35	0.52	0.76	0.52	0.91	0.37
P ₂ O ₅	0.40	0.16	0.07	0.17	0.30	0.69	0.13	0.34	0.08
总和	100.01	100	100.01	99.97		99.97	99.99	99.99	99.88
Mg [*]	0.58	0.62	0.70	0.46	0.57	0.47	0.57	0.50	0.65

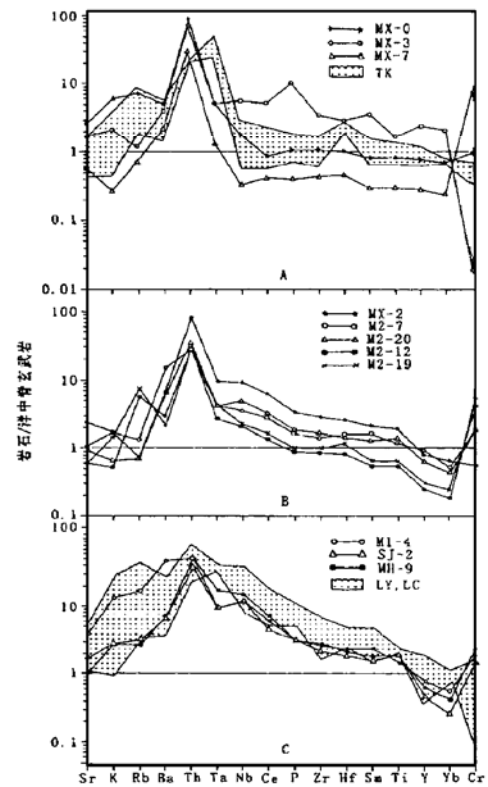
注: 1. 表中数据为除去 H₂O 和 CO₂ 计算的平均值; 2. 表 1- 表 4 数据主要来自莫宣学, 路凤香等(1993), 经过补充及修改。



A. 曼信(MX)、铜厂街(TK)洋脊型玄武岩[MORB (in Manxin and Tongchangjie)]; B. 曼信准洋脊型玄武岩、堆晶岩[Para-MORB (in Manxin)]; C. 洋岛型玄武岩(OIB) [OIB (in Manxin, Yilin, Laochang etc.)]

图 4 昌宁-孟连火山岩带三种海洋玄武岩的稀土元素分布型式(据莫宣学、沈上越、朱勤文等, 1998)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns for MORB, Para-MORB and OIB in Changning-Menglian volcanic belt



A. 曼信(MX)、铜厂街(TK)洋脊型玄武岩[MORB (in Manxin and Tongchangjie)]; B. 曼信准洋脊型玄武岩、堆晶岩[Para-MORB (in Manxin)]; C. 洋岛型玄武岩(OIB) [OIB (in Manxin, Yilin, Laochang etc.)]

图 5 昌宁-孟连火山岩带三种海洋玄武岩的微量元素分布型式图(据莫宣学、沈上越、朱勤文等, 1998)

Fig. 5 MORB-normalized trace element abundance diagrams for MORB, Para-MORB and OIB in Changning-Menglian volcanic belt

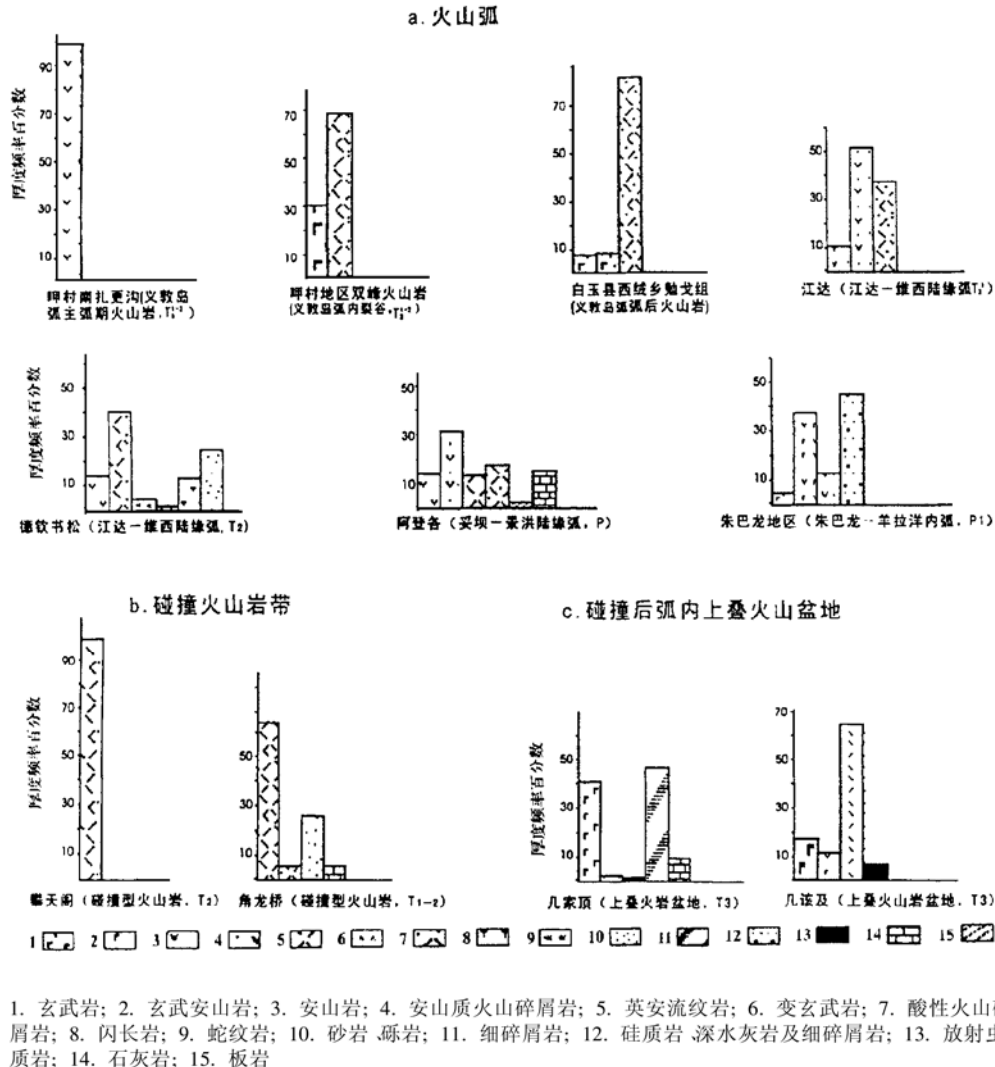


图6 “三江”地区火山弧及碰撞火山岩带中若干典型剖面的岩石组合及厚度频率图

Fig. 6 Histograms of thickness for various volcanic rocks, showing petroassemblages of volcanic arcs and collision zones in Sanjiang area

由上述图表可以看出,三江各火山弧主弧带火山岩属钙碱性系列或岛弧拉斑玄武岩系列,火山岩组合主要由玄武岩-安山岩-英安岩-流纹岩及相应成分的火山碎屑岩构成。陆缘弧及成熟岛弧中火山碎屑岩的比例高,爆发指数可以超过50%,中-酸性火山岩的比例明显超过基性火山岩,并常与陆相沉积岩伴生,如江达-维西弧、妥坝-景洪弧、义敦弧。洋内岛弧火山岩组合以岛弧拉斑玄武岩、玄武安山岩为主,常与海相沉积岩相伴,如朱巴龙-羊拉洋内弧。

三江弧火山岩的主要判别标志是:(1)钙碱性系列或岛弧拉斑系列火山岩组合,特别是造山安山岩的出现;(2)火山岩的成分极性,即朝着大陆方向火山岩中 K_2O 的含量逐渐增高;(3)火山弧中玄武岩以低 TiO_2 (一般 $\leq 1\%$),高 Al_2O_3 (常大于15%),亏损高场强元素,具Nb, Ta, Zr, Hf的负异常。这些特点,与世界上典型火山弧是相似的。

表 2 “三江”地区火山弧中玄武岩主元素平均含量(%)

Table 2 Average contents of major components of arc-type basalts in Sanjiang area (%)

			样品数	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	Mg'
义敦火山弧	昌台	弧前期	6	51.06	2.77	16.74	3.72	8.15	0.25	4.71	6.65	4.18	1.3	0.47	0.42
		主弧期	4	54.14	1.06	16.64	1.34	6.49	0.14	7.97	7.05	3.57	1.56	0.15	0.65
		弧间	4	51.68	1.4	16.27	2.76	7.78	0.18	6.57	7.38	4.72	1.02	0.23	0.53
		弧后期	2	51.3	1.16	18.6	1.35	7.46	0.14	6.09	4.55	2.75	4.64	0.9	0.55
江达-维西弧	贡卡	主弧期	1	51.66	1.19	17.45	2.7	5.77	0.12	8.25	9.37	2.63	0.73	0.12	0.64
	东竹林大寺	主弧期	1	46.99	0.93	17.94	2.45	7.22	0.14	9.22	12.05	2.48	0.61	0.04	0.64
	朱巴龙	主弧期	1	52.36	0.85	18.42	3.25	5.3	0.16	5.56	10.42	2.06	1.4	0.21	0.55
	多加岭	主弧期	7	53.22	1.07	21.78	4.82	4.13	0.16	3.46	5.77	3.95	1.44	0.2	0.42
	江达车所乡	弧后期	11	53.54	1.05	15.9	3.53	6.94	0.09	7.23	5.71	4.39	1.09	0.27	0.56
	几家顶	弧后期	7	50.85	1.44	15.92	3.23	8	0.18	7.59	8.95	3.02	0.58	0.24	0.55
	崔依比	弧后期	1	52.87	0.62	17.36	4.67	5.01	0.15	8.04	5.73	4.53	0.94	0.1	0.61
	朱巴龙	弧后期	2	49.9	0.89	16.45	2.69	7.29	0.18	9.37	9.67	2.33	0.99	0.25	0.63
妥坝-盐南			主弧期(早)	3	50.98	1.51	16.91	4.03	5.04	0.13	8.23	8.38	4.07	0.51	0.63
井-南佐弧			主弧期(晚)	3	55.8	1.16	16.86	3.06	5	0.15	5.04	6.94	2.57	5.83	0.54
云县弧	云县(T ₃ ¹)		6	52.67	1.86	17.22	3.55	6.37	0.19	5.24	6.04	3.45	2.76	0.65	0.53
	云县(T ₃ ²)		7	49.08	2.1	16.38	6.01	6.45	0.33	6.73	6.49	3.34	2.32	0.78	0.5
	帮沙(Pz)		15	51.40	1.35	17.74	4.56	5.89	0.25	6.18	6.38	4.50	1.39	0.47	0.48
* 美国西部火山弧玄武岩				53.02	1.14	17.64	3.23	5.49	0.14	5.9	8.9	3.23	1.05	0.26	0.58
* 印尼 Sunda 弧玄武岩				51.4	1.09	19.7	9.12	9.12	0.19	4.74	9.13	3.29	1.09	0.26	0.51

表中数据为除去 H₂O 和 CO₂ 后计算的平均值

* 示引自 Basaltic volcanism on the terrestrial planets (1981), Basaltic Volcanism Study Project pp. 206, Table 1.2 7. 12。

表 3 “三江”地区火山弧中安山岩主元素平均含量(%)

Table 3 Average contents of major components of andesites

	义敦弧			江达-维西弧			妥坝-南佐弧	云县弧	* 新大不列颠中 K 安山岩	世界中 K 高 Si 安山岩平均值
	弧前期	主弧期	主弧期	江达	东竹林大寺	朱巴龙	阿登各	邦沙(Pz)		
样品数	4	8	3	20	1	3	4	18		888
SiO ₂	57.23	63.32	64.66	60.33	54.94	55.68	60.06	56.60	58.60	59.70
TiO ₂	1.54	0.69	0.76	0.77	0.88	1.1	0.72	1.05	0.89	0.70
Al ₂ O ₃	15.63	15.33	15.59	15.89	17.56	15.68	16.53	16.83	15.40	17.1
Fe ₂ O ₃	5.10	1.77	1.89	4.14	1.75	2.35	2.09	4.31	2.2	2.8
FeO	4.40	3.63	3.20	3.00	7.49	7.00	3.07	4.18	6.7	3.8
MnO	0.12	0.10	0.10	0.11	0.12	0.16	0.07	0.15	0.18	0.12
MgO	1.77	2.80	1.67	1.86	6.96	4.03	2.57	3.62	3.2	3.2
CaO	3.89	3.91	4.21	4.68	5.80	5.49	3.95	2.85	7.0	6.6
Na ₂ O	3.79	3.34	3.70	4.01	3.99	3.61	5.05	5.27	3.8	3.3
K ₂ O	2.34	2.61	1.95	1.66	0.47	0.77	1.05	1.57	1.5	1.5
P ₂ O ₅	0.32	0.14	0.14	0.15	0.04		0.18	0.47	0.25	0.19
ΣH ₂ O	1.91	2.38	1.70			3.5	2.60			
CO ₂	1.53	0.21	0.02	3.23		0.51	1.54	3.01	0.37	1.0
总和	99.57	100.23	99.59	99.83	100	100.12	99.48	99.91		99.0

* 引自 Gill(1981) P. 99, P. 100 表 5.1 及 5.2

三江弧后火山岩组合有玄武岩- 流纹岩, 高钾玄武岩(或钾玄武岩)- 流纹岩(义敦弧及景洪弧的弧后盆地), 细碧岩- 角斑岩(江达弧车所乡弧后盆地), 或玄武岩单独出现。弧后玄武岩

表 4 “三江”地区火山弧型及碰撞型酸性火山岩主元素平均含量(%)

Table 4 Average contents of major oxide components of acidic volcanic rocks from various volcanic arcs and collision zones in Sanjiang area (%)

	样品数	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	ΣH ₂ O	CO ₂	总和
火 山 弧 型	火义敦弧前期	2	75.10	0.34	11.43	3.14	1.37	2.06	0.39	0.29	3.33	3.53	0.06	1.16	0.03
	义敦弧间	5	73.01	0.15	14.25	1.14	1.40	0.03	0.47	0.59	3.98	3.58	0.057	0.93	
	火义敦弧后期	3	68.24	0.43	15.75	1.63	1.53	0.06	1.31	0.80	5.17	2.85	0.21	1.40	99.52
	江达	12	71.89	0.25	13.81	1.73	1.47	0.05	0.78	0.85	3.74	3.35	0.10	1.89	99.91
	崔依比	3	75.68	0.28	11.89	1.59	1.19	0.06	0.59	0.49	4.70	1.31	0.05	1.64	99.72
	南佐-阿登各	1	70.29	0.62	13.95	3.12	1.31	0.03	0.73	0.72	5.06	1.67	0.18	1.49	99.75
	云县	4	75.21	0.22	12.42	1.63	0.60	0.02	0.47	0.45	1.45	5.77	0.04	1.23	99.72
	邦沙	6	68.24	0.37	15.68	2.55	1.40	0.06	0.73	0.79	2.52	5.27	0.11	2.45	100.17
	攀天阁	6	76.34	0.36	12.69	0.86	0.44	0.07	0.18	0.17	1.53	4.80	0.05	1.92	99.61
	角龙桥	4	73.09	0.45	12.42	1.45	1.41	0.07	0.64	1.19	2.76	3.93	0.14	1.15	99.49
碰 撞 型	竹卡	10	72.82	0.27	13.21	1.13	1.55	0.09	0.39	1.08	2.96	4.61	0.05	0.99	99.90
	南澜沧江	6	77.10	0.29	11.39	1.60	0.62	0.05	0.51	0.23	0.42	5.62	0.04	1.78	99.73
	美国西部大陆边缘		75.78	0.18	13.08	1.01	0.39	0.06	0.23	0.68	3.68	4.86	0.02		

在岩石地球化学上具有双重特性,既有岛弧玄武岩的特性,又有类似洋脊型或准洋脊型玄武岩的特性。三江地区还出现了产于弧前环境的玻镁安山岩(Boninites)^[23]。

从火山弧的应力状态来分,三江造山带有人们熟知的压性弧和不太熟悉的张性弧。张性火山弧是指经历过张-压交替历史、具有弧内裂谷(或裂陷)的火山弧;产生张性火山弧的原因可能是由于俯冲角较陡,在成弧前为张性应力背景。压性火山弧通常具有弧前-主弧-弧后的空间配置格局;而张性火山弧却复杂得多,常表现为弧前-外弧-弧内裂谷(陷)-内弧-弧后盆地的空间格局。义敦岛弧是一个研究得较详细的典型的张性古岛弧^[24],著名的四川呷村特大型富银铅锌矿床就形成于该火山弧的弧内裂谷带中,与其中的双峰式火山岩组合内的流纹岩有密切的成因关系(图7)。世界上很多地区的情况都表明,张性火山弧是黑矿型块状硫化物多金属矿床形成最有利的构造环境,应当引起特别的注意。

三江造山带的许多火山弧不仅在穿弧方向有分带性,而且在沿弧方向有分段性。例如,前面提到的义敦岛弧,其北段(呷村-赠科一带)与中段(乡城一带)为张性火山弧,与黑矿型块状硫化物矿床关系密切,而其南端(中甸雪鸡坪-红山一带)则为压性弧,与斑岩型矿床有成因联系。这反映了沿弧方向在板块动力学机制和岩浆源区特点上的不均一性,不仅控制着岩浆活动,而且也制约着成矿作用。

2.3 碰撞型火山岩-构造组合

三江造山带碰撞型火山岩出露在澜沧江带竹卡、盐井、忙怀及金沙江带的攀天阁、书松、几家顶、鱼归、鲁春、角龙桥等地,岩性比较简单,为流纹岩-流纹质次火山岩,英安(斑)岩-流纹(斑)岩,间夹砂岩、千枚岩、片岩等,时代为早三叠世到晚三叠世,代表了三江古特提斯洋封闭、陆陆碰撞事件。

表4给出了三江造山带碰撞型与火山弧型酸性火山岩的对比。可以看出,碰撞型火山岩具有高SiO₂(最高可达78%以上)和高K₂O的特征, K₂O > Na₂O, Al/(Na+K+Ca/2)值为1.20~1.69,显示其源区与S型花岗岩相似。主元素、稀土元素配分型式、微量元素蛛网图与美国西部碰撞型火山岩具可比性。有些地方,火山沉积岩系厚2342.7m,其中火山岩厚

1 776. 9m, 占 75. 8%; 次火山岩厚 1 039. 7m, 占火山岩的 58. 5%。说明次火山岩在碰撞型火山岩组合中的重要性。

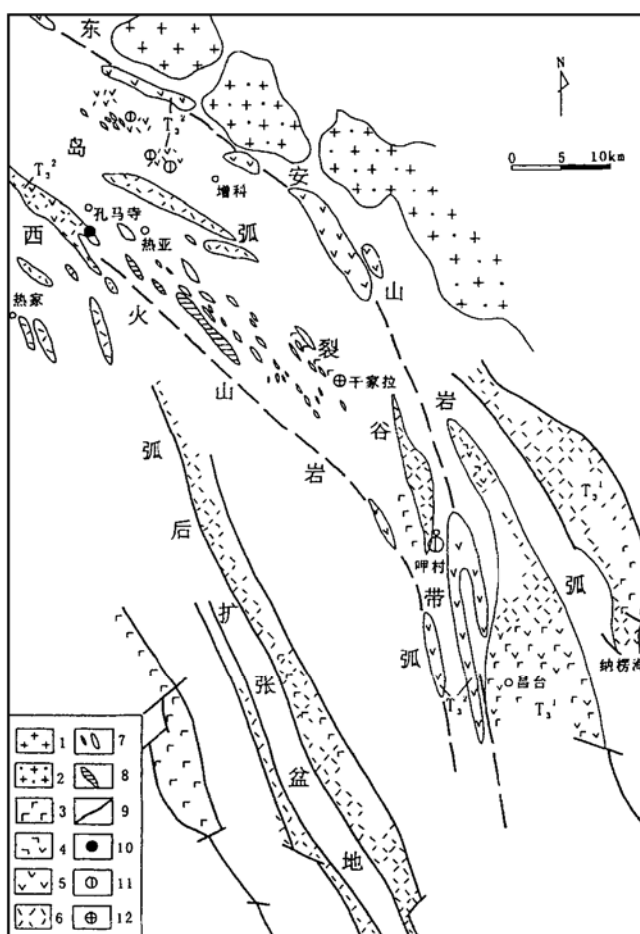
2.4 碰撞后火山岩- 构造组合

碰撞后火山岩组合包括从碰撞事件发生以后到近代所产生的所有火山岩, 在三江造山带主要有三种类型。

(1) 上叠式火山盆地组合 空间上位于碰撞带或火山弧内的上叠式火山盆地中, 叠加在碰撞型火山岩带或弧火山带上, 时间上发生在紧接碰撞之后晚三叠世拉张期。北部以几家顶一带最为发育, 形成一套多旋回多韵律的玄武岩- 碳酸盐岩- 含放射虫硅质岩组合。中南部以崔依比- 几该及一带出露较好, 发育一套由细碧岩- 石英角斑岩双峰火山岩与相应的火山碎屑岩、含放射虫硅质岩、砂泥岩构成的火山岩- 沉积岩组合。在澜沧江南段, 中三叠世碰撞型英安岩- 流纹岩之上, 发育着晚三叠世晚期钾质粗面玄武岩- 流纹岩组合。

在鱼归- 几家顶剖面中, 发育 25 个火山- 沉积旋回, 形成一套玄武岩- 碳酸盐岩- 含放射虫硅质岩的半深海岩石组合, 发育粒序层。粒序层由下往上为中、细粒杂砂岩→粉砂岩→泥岩, 更上为含放射虫硅质岩、玄武岩。鱼归- 几家顶一带辉绿岩脉广泛发育, 计有 16 条辉绿岩脉穿插在该火山- 沉积岩系中, 强烈显示了该套地层火山岩产于拉张环境。火山沉积岩系出露厚度约 1 652. 3m, 其中火山岩厚 725. 2 m, 占 43. 9%, 熔岩在火山岩中占 95% 以上, 表明火山喷发方式主要为溢流式。

火山岩主要为玄武岩, 少量为玄武安山岩, 以拉斑玄武岩系列占绝对优势, 个别为钙碱性系列。稀土元素配分型式为轻稀土富集的右倾斜式, 有微弱的负铈异常及明显的负钕异常。微量元素的特点是富集 Nb、Ta、Zr、Hf, 强烈富集大离子亲石元素 K、Rb、Ba, 亏损 Ti。主元素



1. 印支期花岗岩 (granites of Indosinian period); 2. 燕山- 喜马拉雅期花岗岩 (granites of Yanshan-Himalayan period); 3. 玄武岩类 (basalts); 4. 玄武安山岩类 (basaltic andesites); 5. 安山岩类 (andesite); 6. 流纹岩类 (rhyolites); 7. 辉绿岩 (diabases); 8. 超基性岩 (ultramafic rocks); 9. 断裂 (faults); 10. 孔马寺汞矿 (Kongmasi Hg deposit); 11. 黑矿型多金属矿 (Kuroko-type polymetallic deposits); 12. 千家拉金- 铜矿点 (Ganjiala Cu-Au occurrence)

图 7 四川义敦岛弧北段火山岩- 构造简图
(据莫宣学、侯增谦等, 1993, 有修改)

Fig. 7 Sketch map of northern portion of Yidun island arc, W Sichuan, showing the distribution of volcanic rocks and the subdivision of tectonic units within the arc

及微量元素兼具造山带火山岩及洋脊型玄武岩的双重特征。

现已发现,最大的一个晚三叠世上叠式火山盆地群,北起藏东的生达盆地,经几家顶、鲁春、红坡牛场,南至崔依比、几该及,其中铜多金属块状硫化物矿床有很好的找矿前景。

(2) 碰撞后弧火山岩或滞后型弧火山岩^[5,6]组合 这类火山岩具有弧火山岩的组合与特征,却形成于碰撞之后陆内环境。例如,云南腾冲火山群喷发于上新世—晚更新世(2.93~0.09Ma)的大陆板内环境,但火山岩却为典型的钙碱性系列玄武岩—安山岩—英安岩弧火山岩组合;其东西两侧的璐西蛇绿(混杂)岩带和密支那蛇绿(混杂)岩带的定位时间表明,洋盆闭合、大陆碰撞完成于晚白垩世末期,也就是说,腾冲弧火山岩的形成至少滞后于俯冲作用停止时间65Ma^[20]。类似地,具由陆缘弧岩浆岩性质的藏东玉龙斑岩带^[25]侵位于52.0~33.2Ma的陆内环境,滞后于金沙江洋盆在江达段的闭合时间(晚二叠世末)约180Ma。此外,如位于金沙江缝合带西侧的西藏江达火山岩带^[18]、位于澜沧江南段的云县—景洪火山岩带内晚三叠世小定西组火山岩^[9]和澜沧江北侧囊谦盆地火山岩^[15]等,都具有弧火山岩特点,然而其形成时间均在碰撞之后,滞后于俯冲停止时间。关于这套火山岩的成因及意义,将在后面讨论。

(3) 陆内拉张型火山岩组合(暂称) 这类火山岩组合形成较晚,碱性程度较高,与古俯冲作用似无直接联系,更多地显示出陆内拉张或裂谷型火山岩的特点。例如,滇西洱海东侧的高钾火山岩—次火山岩,马关一带的碧玄岩,剑川—丽江一带的富碱小侵入体^[13]等,都属此类。有时可以见到,在同一地区(如囊谦盆地)早期发育碰撞后(滞后型)弧火山岩,后期发育不具弧火山岩特征的陆内拉张型火山岩,如同Rio Grande裂谷中的火山岩那样,反映出随着裂谷(陷)的发展,岩浆源区的性质和条件发生的变化。

2.5 陆块及微陆块内火山岩—构造组合

在三江造山带,有若干被活动带包围着的相对稳定的微陆块。陆块中的火山岩主要为高原溢流玄武岩,或裂谷型火山岩,它们既不同于活动带内的火山岩,彼此之间也存在着差异。例如,扬子西缘发育二叠纪高TiO₂溢流玄武岩,是峨眉山玄武岩的延伸。中咱微陆块发育晚二叠世裂谷型碱性玄武岩与拉斑玄武岩,以及晚三叠世裂谷型双峰式火山岩组合。保山微陆块发育石炭纪溢流型拉斑玄武岩。微陆块内火山岩组合,对于了解三江造山带的陆下地幔,以及判断微陆块的亲缘归属(亲扬子还是亲冈瓦纳)具有重要意义。对这种组合,莫宣学等^[6]已有较详细的阐述。

3 讨 论

3.1 “构造—岩片”研究方法

由于造山带内复杂的构造变形和大规模的推覆、走滑、滑脱,造山带火山岩不可能象非造山区的那样在广阔范围内稳定分布;相反,它常被切割成一些相对独立的块体,或称为构造—岩片。这些岩片之间常以较大规模的断裂或韧性剪切带为界。在每个岩片内部基本上保持了各种岩石构造组合间原始的空间配置关系,并有自己的构造—岩浆演化特点与热历史。但每个岩片与其相邻岩片之间的关系则是多种多样的,大致有三种:①相邻两岩片之间完全保持原始的空间配置关系;②原始关系虽经搅动,在两个相邻岩片之间造成了某种重叠、缺失或移位,但尚未达到不可恢复的程度;③两个相邻岩片是本来毫无成生联系的“地体”,只是由于构造变动才使它们拼贴在一起。第一种情况少见,而后两种情况在造山带是常见的。因此,在进行造山带火山岩研究时要采取先分解后综合的工作程序。首先对每个构造—岩片本身的火山

岩和火山作用进行扎实的研究。弄清其中各种岩石构造组合的空间配置关系, 总结出它的构造- 岩浆演化特点和热历史。然后, 在此基础上将各个岩片进行联系对比, 研究相邻岩片之间的边界性质和相互运动的方向, 仔细地甄别它们之间的关系属于上述哪一种情况, 最后获得所研究的造山带火山岩与火山作用全貌的认识。这两个步骤, 第一步是认识的基础, 第二步是认识的飞跃。只有基础工作经得起推敲和时间的考验, 认识才能有正确的飞跃。

作者在西南“三江”造山带进行的火山岩研究, 就是按这个思路做的。“三江”地区较大规模的构造- 岩片有 20 多个。它们之间的关系总体上属于上述第二种情况。作者首先对各构造- 岩片的火山岩进行逐个的分解研究, 然后经过联系、对比、综合, 归纳成 15 个构造- 火山岩带(见图 1)。进而又将“三江”火山岩的空间配置关系综合为四对蛇绿岩- 弧火山岩带夹持着若干微陆块火山岩区的基本格局。

在造山带内各种成因和规模的混杂岩带是常见的, 也应按照先分解、后综合的思路进行研究。必要时, 还应选择典型地段进行较大比例尺的详细填图, 不能仅靠路线研究。

此外, 造山带内的岩石常叠加着多期的变质变形。在这种情况下, 应当尽量采取由新及老、层层“剥皮”的解析方法进行研究。

3.2 蛇绿岩带与弧火山岩带的成对性

在“三江”和其他造山带的研究中, 发现蛇绿岩带与弧火山岩带常常相伴成对地出现。它们之间的成因联系可以通过二者在形成时间上的相关性、空间上的共生、弧火山岩的穿弧成分极性、弧内岩石构造单元的空间配置来判定。实践证明, 运用蛇绿岩带与弧火山岩带的成对性, 能够比单纯根据蛇绿岩带更准确地勾画出古板块边界, 确定古洋盆和活动大陆边缘的相对位置, 更有根据地判断是否出现过洋壳, 是否发生过俯冲作用并判定俯冲的方向和速度。因此, “成对性”的概念是对岩石构造组合分析的一个新发展。在“三江”地区作者曾识别出四对蛇绿岩- 弧火山岩带, 并藉此恢复出怒江、澜沧江、金沙江、甘孜- 理塘四个洋盆及相关的活动陆缘的位置、洋盆扩张速度和宽度、闭合速度和宽度、俯冲方向, 从而描绘出一幅“三江”地区在古特提斯阶段发展演化的图画。有趣的是, 这幅“图画”竟与古地磁资料基本吻合^[19]。现以甘孜- 理塘蛇绿岩带及相伴的义敦岛弧火山岩带为例作一剖析。研究表明, 甘孜- 理塘蛇绿岩生成时间为晚二叠世末—中三叠世(代表洋盆张开时间), 而其西邻的义敦岛弧形成于晚三叠世的早中期(代表板块俯冲时间), 二者在时间上相互联系。岛弧自东向西可以分为: 弧前区、主弧区和弧后区。弧前区无火山岩, 主弧区以安山岩为主的钙碱性系列火山岩占主导, 弧后区发育钾玄岩- 流纹岩组合。沿穿弧方向, 火山岩的成分极性表现得很明显。这些特点表明, 甘孜- 理塘蛇绿岩带与义敦岛弧火山岩带之间不仅在空间上紧密相伴, 而且在成因上、时间上均有密切的相关性——正是甘孜- 理塘洋板块向西俯冲造就了义敦岛弧。这就比较充分地证明了甘孜- 理塘蛇绿岩带和义敦岛弧火山岩带的成对性, 它们分别代表甘孜- 理塘洋与中咱微陆块东部的义敦活动陆缘。尽管经过后来的碰撞造山使地壳大大地缩短, 但其相对位置仍较好地保存下来。运用 Sugisaki(1976)图解, 根据甘孜- 理塘蛇绿岩中洋脊型火山岩的 K_2O 、 Na_2O 和 θ 值($\theta = SiO_2 - 47(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$)估算出甘孜- 理塘洋的扩张速度(0.85cm/a)和洋盆宽度(476km)。根据义敦岛弧火山岩的 K_2O 、 Na_2O 、 θ 值估算出俯冲速度(4.96cm/a)、俯冲闭合宽度(1 082km)和减去在俯冲期间洋盆的扩张宽度所得到的纯闭合宽度(708km)。这个例子, 生动地说明了蛇绿岩带- 弧火山岩带成对性的重要作用。

然而应当指出, 并不是所有的蛇绿岩带都必定伴以火山弧, 也不是所有的火山弧旁边都能

找到蛇绿岩带。其中有种种复杂的情况,应当具体分析。

3.3 “准洋脊型火山岩”的构造意义

近年来,在一些造山带中发现了一种在构造环境和岩石共生组合上与洋脊型火山岩相似,但在地球化学上却显示出某种富集特点的火山岩类型。在“三江”地区它有以下具体特点:①与洋脊型火山岩同处于扩张带,经洋壳俯冲或陆-陆碰撞后可形成板块或微板块之间的缝合带;②与洋脊玄武岩具有相似的岩石共生组合,可与蛇纹岩、基性侵入岩、辉绿岩墙、超镁铁-镁铁质堆晶岩及放射虫硅质岩共生;③与洋脊玄武岩相比, K_2O 含量较高,通常 $>0.5\%$,为典型 MORB 的 2.5 倍左右, TiO_2 属于中-高类型, P_2O_5 亦较高,一般 $>0.3\%$, ΣREE 高于洋脊玄武岩,并为 LREE 富集型 $(La/Sm)_N > 1.5$ 。如果仅根据岩石的地球化学特征和 Pearce 判别图解,有可能把它定为洋岛型或大陆溢流型。但是,全面的岩石-构造组合分析和地质构造背景分析表明,其生成的构造环境与洋脊型火山岩类似。因此,它被当作一种新的构造岩浆类型划出,称为准洋脊型火山岩^[6]。

准洋脊型火山岩的地球化学特征与 Dmitriev 等^[26]提出的现代大洋中 TORK 型玄武岩类似。TORK 型玄武岩分布于现代大洋中脊附近,被认为是扩张洋脊上有热点型岩浆活动叠加的火山岩类型,岩浆来源较深。TORK 可以看作是准洋脊型火山岩的现代类比物。

准洋脊型火山岩在地球化学上具“富集”特点,反映了其岩浆来源于比较富集的地幔源区。可能有两种情况:(1)类似于 TORK,是扩张洋脊上叠加以热点型岩浆活动;(2)一部分准洋脊火山岩发育于由大陆裂谷发展而成的小洋盆环境,扩张历史较短,宽度不大,大陆岩石圈向大洋岩石圈转化不彻底,使其岩浆源区部分地具有大陆岩石圈地幔的特征,从而使由其导源的岩浆具较富集的特点。这种情况可称为“源区的继承性”。很显然,这两种情况所代表的构造环境是不完全相同的。

准洋脊型火山岩的分布在我国西部造山带中有一定的普遍性,而且很多地方的洋脊型火山岩(MORB)也多为较富集的 E 型,真正的 N 型较少见。如果这一事实能够得到确认的话,那么很自然地会引起人们的思考,是由于古洋脊下的地幔岩浆源区比现代洋脊下的岩浆源区富集,还是因为古洋脊下的地幔地温比现代低(导致较低熔融程度的岩浆产生),抑或是因为中国西部造山带地区的古洋盆多为陆→洋岩石圈转化不彻底的小洋盆或大陆边缘盆地,或者是由于真正的大洋中脊火山岩不易保存。这些问题的解决,将会有助于深化对古岩石圈地幔组成与热状态以及我国西部造山带形成演化特点的认识。

3.4 岩浆活动的“同步性”与“滞后性”

越来越多的事实表明,岩浆作用与构造作用在时间上的同步性和滞后性都是存在的。然而过去对岩浆作用的滞后性问题重视和研究不够,因而一些“异常”事实,曾一度使人感到困惑不解。例如,作为板块俯冲作用产物的岛弧与陆缘弧火山岩,为什么在俯冲作用停止相当长时间以后还可以在大陆内部产生?

在研究“三江”火山岩时,作者开始注意到火山岩浆作用的滞后性问题,发现有一部分火山岩明显地带有弧火山岩特征,但却形成于碰撞作用之后,如前面所列举的那样。

其实不仅在“三江”,在我国西部其他一些造山带和东部太平洋地区也都见到具上述特点的火山岩-次火山岩的报道。在国外也有类似的例子。据 Condie^[27]报道,在南非 Kaapvaal 地区古俯冲事件发生于 3.6~3.3Ga,以后便进入克拉通阶段。然而后来又先后发生了 3.0、2.8、2.7、2.2、0.2Ga 五次具陆缘火山弧性质的玄武质岩浆喷发,最近一次喷发的滞后时间竟

达 3 000Ma 之久。在 Rio Grande 裂谷, 许多裂谷早期形成的玄武岩也清晰地显示出俯冲带相关火山岩的特征(Aldrich et al., 1986^[28])。

这些事实说明: 岩浆活动的滞后现象是一个不容忽视的、带有普遍性的客观事实; 是岩浆作用, 尤其是造山带岩浆作用与构造作用相互关系复杂性的表现。碰撞后产生的弧火山岩在大陆造山带内是一种常见的构造岩浆类型, 有必要单独划出。作者将在洋盆完全闭合、陆- 陆碰撞拼合后产生的具有弧火山岩属性的火山岩- 次火山岩组合称为“滞后型”或“碰撞后”弧火山岩^[5, 6]。

现代岩浆起源理论研究已经证明, 以钙碱性系列岩石, 特别是安山岩为特点的弧火山岩的成因与大洋板块的俯冲作用是密切相关的, 是俯冲消减带特有的产物^[29, 30]。那么, 为什么在俯冲作用停止以后还会有滞后型弧火山岩出现呢? 其原因是由于在俯冲阶段源区没有产生岩浆的热条件, 俯冲的洋壳和上覆地幔楔都比较“冷”, 地温达不到源岩的固相线温度(即起始熔融温度), 故那时没有岩浆产生。但是俯冲下插到地幔中的大洋板块, 已成为新岩浆源区的组成部分, 无疑会给后来岩浆的成分打上自己的烙印。在俯冲停止、洋盆闭合、碰撞拼合一段时间之后, 由于某种原因(诸如陆内会聚、软流圈上隆、断裂诱发等等)改变了源区的热状态, 将地温提高到源岩的起始熔融温度以上, 使之部分熔融产生岩浆(图 8)。这种岩浆, 在形成时间上滞后于俯冲作用, 喷发在大陆板内环境, 但在成分上却含有古俯冲洋壳和大洋岩石圈的信息(或称为“俯冲带组分”, SZC), 是古洋壳和古活动陆缘的历史见证, 也是研究俯冲板片与周围地幔之间相互作用的理想对象。这样, 也就不难理解为什么在陆内环境下还能够产生安底斯活动陆缘型的大规模成矿作用, 如西藏玉龙超大型斑岩铜钼矿床的形成。

3.5 从地球各层圈之间相互作用研究造山带火山作用

火山岩浆主要来源于岩石圈深部(地壳和上地幔)和软流圈顶部, 某些岩浆类型(如热点型)则与来源于下地幔、甚至核- 幔边界的地幔流(Plume)有关。火山作用实质上是地球各层圈之间, 特别是壳- 幔之间、岩石圈- 软流圈之间相互作用的结果。火山岩浆是地球各层圈之间物质和能量交换的“使者”。如果能够通过对火山岩及其所携带的深源岩石包体的正、反演研究, 弄清岩浆源区的特点和岩浆起源演化过程中的各种物理化学条件, 并把它们放到区域构造演化的时- 空格架中加以分析, 那么就自然地获得了许多重要的地球动力学参量, 如源区上地幔与地壳的物质组成、热状态、氧化还原状态、流体活动、流变学特点, 以及软流圈顶面的埋深(即岩石圈厚度)、温度和熔体数量等, 从而为建立地壳- 上地幔的岩石柱状剖面, 划分上地幔、下地壳的地球化学省, 恢复古岩石圈演化历史提供重要的依据。因此, 火成岩及其所含的深源岩石包体被当之无愧地称作探测岩石圈深部的“探针”和“窗口”。它在中国东部新生代玄武岩与上地幔的研究中, 在中国西部造山带火山岩的研究中, 都已发挥了重要的作用。“岩石探针”方法与地质、地球物理、高温高压实验的有机地结合, 将会把我国深部地质与深部地球物理的研究推上新的高度。

3.6 正确应用地球化学判别图解

以 Pearce 为代表的一些学者, 基于对现代各种板块构造环境中产生的火成岩的成分统计, 建立了若干判别构造环境的地球化学图解, 在推动火成岩与板块构造关系的研究上, 曾起过积极的作用。但是, Pearce 本人也承认这种图解有严重的局限性。这是因为: (1) 某种元素的丰度或元素比值与构造环境之间并不一定具有单一的对应关系, 这就出现了同一种(甚至同一块)火山岩成分点在判别图解中的多解现象; (2) 作为现代火成岩成分的一种统计规律, 它能

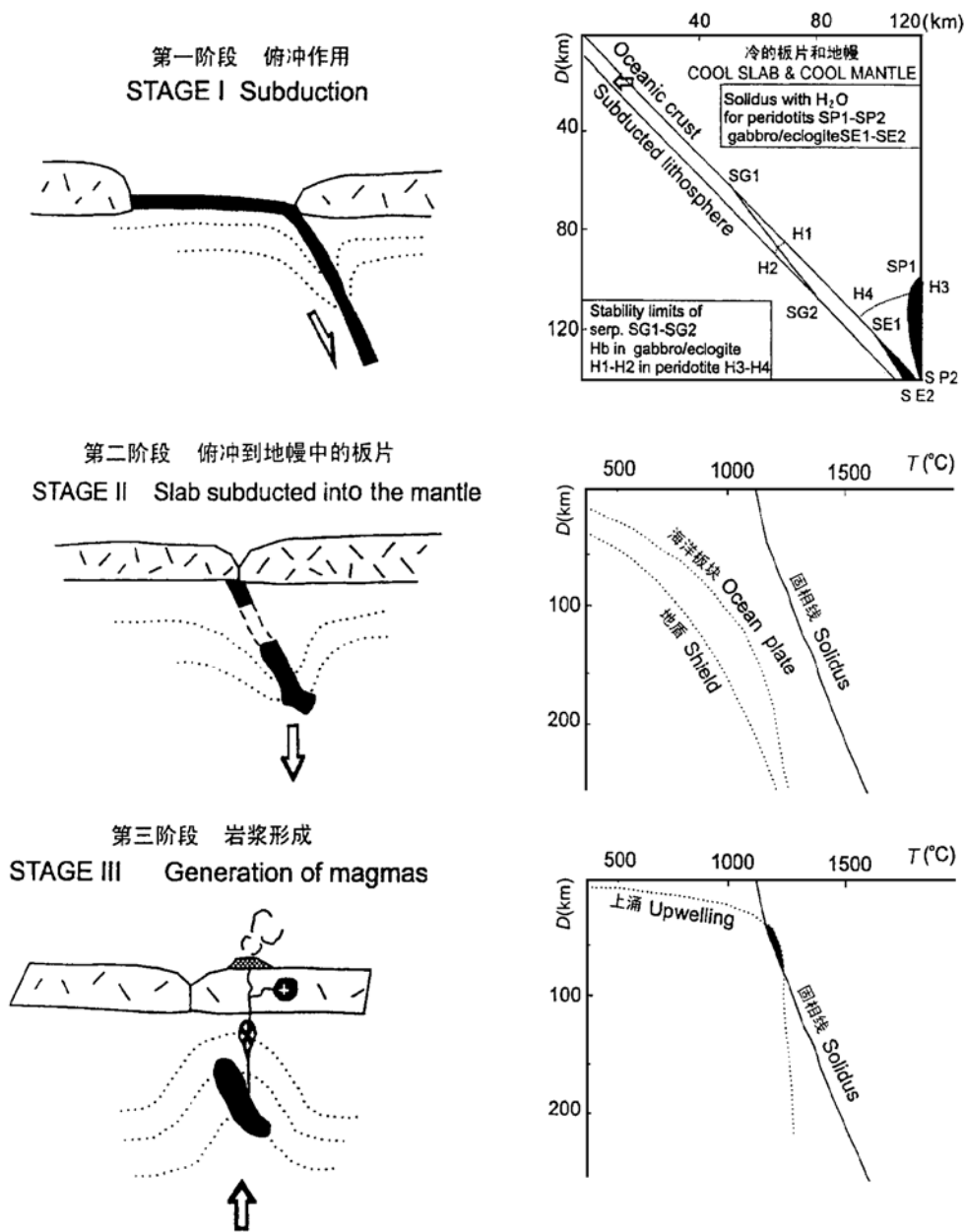


图8 三江地区滞后型弧火山岩成因解释模型

Fig. 8 A model to explain the possible processes for the formation of post-collisional arc volcanic rocks

否完全适用于古构造环境,特别是太古宙、元古宙的构造环境,还有待证明;(3)多数判别图解实质上都是经验图解,对于选用的元素与构造环境之间是否存在内在的必然联系,尚缺乏足够的研究。因此判别图解的使用是有条件的,而不是万能的,不能把判别图解当成“灵丹妙药”和单纯靠投点来确定构造环境。

笔者认为,判别图解是可以用的,但不应把它当做判别构造环境的主要手段,更不能当作

唯一的手段。判别构造环境, 主要靠全面的岩石- 构造组合分析和对区域地质背景的全面研究。判别图解可以作为一个辅助手段发挥作用。

在运用火山岩岩石化学与地球化学特征来鉴别构造环境时, 要注意三个方面。①不要只用一、两个元素的丰度或比值, 而应当全面地考虑主元素、次要元素、微量元素、稀土元素所表现出来的综合特征。②要根据研究地区的实际, 摸索和总结出本地区对构造环境最敏感的、最有指示意义的元素或元素组合。比如, 在“三江”地区, 极低的 K_2O 含量是鉴别洋脊玄武岩的一个较为可靠的主元素标志; 很高的 TiO_2 含量是扬子板块和亲扬子的微陆块中板内玄武岩的一个明显的主元素标志; 低 TiO_2 、高 Al_2O_3 、亏损高场强元素(Nb, Ta, Zr, Hf 等), 特别是在微量元素蛛网图上出现 Nb 谷是鉴别岛弧及陆缘弧玄武岩的较可靠的地球化学标志, 等等。在一个地区总结出的规律, 不可无条件地应用于其它地区。③可能更重要的是, 应当对元素- 构造环境的内在联系进行理论的研究, 并在此基础上对已有的种种判别图解、判别标志进行“去伪存真”的筛选。只有这样, 才能真正提高运用岩石地球化学方法研究大地构造环境的水平和准确度。

最后还应当指出的是, 不应把对岩浆作用与构造作用之间关系的研究, 即构造- 岩浆分析, 仅仅局限于判断岩浆岩形成的构造环境, 更重要的是要动态地研究构造- 岩浆之间相互作用的全过程, 揭示火山作用及其与大地构造和深部过程关系的规律。

致谢 王德滋院士鼓励作者撰写本文, 并在学术上给予了宝贵的指导, 谨致衷心的感谢。

第一作者简介: 莫宣学, 男, 1938 年 12 月生, 教授, 博士生导师, 主要从事火成岩- 大地构造及有关成矿作用的教学和研究。

参考文献(References):

- [1] Dickinson W R. Plate tectonics in geologic history. *Science*, **1971**, 174: 107-113.
- [2] Carmichael I S E, Turner F J, Verhoogen J. *Igneous petrology*. New York: McGraw-Hill, **1974**.
- [3] Condie K C. *Plate tectonics and crustal evolution* (2nd edition). Pergamon Press, **1982**.
- [4] Hyndman D W. *Petrology of igneous and metamorphic rocks* (2nd edition). New York: McGraw-Hill, **1985**.
- [5] Mo X, Lu F, Deng J. Volcanism in Sanjiang Tethyan orogenic belt: New facts and concepts. *Jour. of China University of Geosciences*, **1991**, 2(1): 58-74.
- [6] 莫宣学, 路凤香, 沈上越, 等. “三江”特提斯火山作用与成矿. 北京: 地质出版社. 1993. 1-267. [Mo X X, Lu F X, Shen S Y, et al. Sanjiang Tethyan volcanism and related mineralization. Beijing: Geological Publishing House, **1993**, 1-267.]
- [7] 莫宣学. 我国西部造山带火山岩研究中的一些新问题. 见: 中国地质大学岩石教研室编. 岩石学论文集. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992. 47-55. [Mo X X. Several new aspects on study of volcanic rocks in orogenic belts. In: Petrological Group of China University of Geosciences, ed. Selected papers on petrology. Wuhan: China University of Geosciences, **1992**, 47-55.]
- [8] 沈上越, 魏启荣, 程惠兰, 莫宣学. “三江”哀牢山—李仙江带火山岩构造岩浆类型. 矿物岩石, 1998, 18(2): 18-24. [Shen S Y, Wei Q R, Cheng H L, et al. Tectonomagmatic types of volcanic rocks in Sanjiang Ailaoshan-Lixianjiang region. *Minerals and Rocks*, **1998**, 18(2): 18-24.]
- [9] 莫宣学, 沈上越, 朱勤文, 等. 三江中南段火山岩- 蛇绿岩与成矿. 北京: 地质出版社, 1998. 1-128. [Mo X X, Shen S Y, Zhu Q W, et al. Volcanic rocks, ophiolites and related mineralization in middle and south part of Sanjiang region. Bei-

- jing: Geological Publishing House, 1-128.]
- [10] 钟大赉,等. 川滇西部古特提斯造山带. 北京: 科学出版社, 1998. 1-231. [Zhong D L, et al. Paleor-Tethyan orogenic belt in west Sichuan and west Yunnan. Beijing: Science Press, 1998, 1-231.]
- [11] 赖绍聪. 青藏高原北部新生代火山岩的成因机制. 岩石学报, 1999, 15(1): 98-104. [Lai S C. Genetic mechanism of the Cenozoic volcanic rocks in North Qing-Zang(Tibet) Plateau. *Acta Petrologica Sinica* 1999, 15(1): 98-104.]
- [12] 朱勤文, 张双全, 谭劲. 南澜沧江结合带火山岩岩浆成因——洋脊洋岛与弧岩浆作用的性质. 现代地质, 1999, 13(2): 137-142. [Zhu Q W, Zhang S Q, Tan J. Volcanic magma genesis of South Lancangjiang suture zone: The nature of magmatism from mid-ocean ridge, oceanic island and arc environments. *Geoscience*——Jour. of Graduate School, China University of Geosciences, 1999, 13(2): 137-42.]
- [13] 吕伯西, 钱祥贵. 滇西新生代碱性火山岩-富碱斑岩深源包体岩石学研究. 云南地质, 1999, 13(2): 137-142. [Lu B X, Qian X G. Petrological study of deep-seated nodules in the Cenozoic alkaline volcanic rocks and alkali-rich porphyries in West Yunnan. *Yunnan Geology*, 1999, 13(2): 137-142.]
- [14] 吴根耀, 王晓鹏, 钟大赉, 聂泽同, 梁定益, 何馥香. 川滇藏交界区二叠纪-早三叠世的两套弧火山岩. 地质科学, 2000, 35(3): 350-362. [Wu G Y, Wang X P, Zhong D L, et al. The Permian and Early Triassic two sets of arc volcanic rocks at the junction of Sichuan, Yunnan and Tibet. *Geological Sciences*, 2000, 3: 350-362.]
- [15] Deng W, Sun H, Zhang Y. K-Ar age of the Cenozoic volcanic rocks in Nangqian basin, Qinghai Province and its geological significances. *Chinese Science Bulletin*, 2000, 45(11): 1014-1019.
- [16] 董云鹏, 王炳泉, 常向阳, 邓尚贤. 哀牢山缝合带中两类火山岩地球化学特征及其构造意义. 地球化学, 2000, 29(1): 6-13. [Dong Y P, Zhu B Q, Chang X Y, et al. Geochemical characteristics of two sets of volcanic rocks in Ailaoshan suture zone and implication for tectonics. *Geochemistry*, 2000, 29(1): 6-13.]
- [17] 李大明, 李齐, 陈文寄. 腾冲火山岩区上新世以来的火山活动. 岩石学报, 2000, 16(3): 362-370. [Li D M, Li Q, Chen W J. Volcanism in Tengchong volcano area since Pliocene. *Acta Petrologica Sinica*, 2000, 16(3): 362-370.]
- [18] 胡享生, 莫宣学, 范立, 等. 西藏江达沟-弧-盆体系的火山地质学与岩石学标志. 见: 地质矿产部青藏高原地质文集编委会. 青藏高原地质文集, 北京: 地质出版社, 1990, 20: 1-15. [Hu X S, Mo X X, Fan L, et al. Volcanic geological and petrological signature of Jiangda trench-arc-basin system, Tibet. In: Selected papers on geology of Qinghai-Xizang(Tibet) Plateau. Beijing: Geological Publishing House, 1990, 20: 1-15.]
- [19] 邓晋福, 莫宣学, 魏启荣, 等. 蛇绿混杂岩——俯冲岩浆弧的成对性及火山岩石构造组合推导的“三江”地区特提斯演化模型. 见: 中国西部特提斯构造演化及成矿作用学术讨论会文集. 成都: 电子科技大学出版社, 1991. [Deng J F, Mo X X, Wei Q R, et al. Coupled ophiolitic mélange zone subduction related magmatic arc and a model of Sanjiang Tethyan evolution deduced from volcanic petrotectonic assemblages. In: Proceedings of the workshop of Tethyan tectonic evolution and related mineralization in west China. Chengdu: University of Electronic Science and Technology Press, 1991, 6.]
- [20] 赵崇贺, 陈廷芳. 论云南腾冲新生代火山作用的一种新构造岩浆类型——碰撞后弧火山作用. 现代地质, 1992, 6(2): 119-129. [Zhao C H, Chen T F. A new tectonomagmatic type of the Cenozoic volcanism: post-collisional arc volcanism. *Geoscience*——Jour. of Graduate School, China University of Geosciences, 1992, 6(2): 119-129.]
- [21] Bryan W B, et al. Inferred geologic settings and differentiation in basalts from the Deep Sea Drilling Project. *Jour. Geophys. Res.*, 1976, 81: 4285-4304.
- [22] Henderson P. 稀土元素地球化学(中译本), 北京: 地质出版社, 1989. 91-194.
- [23] 谭劲, 莫宣学, 邓晋福. 川西乡城地区首次发现的晚三叠世玻镁安山岩. 见: 地质矿产部青藏高原地质文集编委会. 青藏高原地质文集. 北京: 地质出版社, 1990, 21: 177-188. [Tan J, Mo X X, Deng J F. Late Triassic boninites firstly discovered from Xiangcheng area, West Sichuan. In: Selected papers on geology of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. Beijing: Geological Publishing House, 1990, 21: 177-188.]
- [24] 侯增谦, 莫宣学. 义敦火山岛弧的形成演化及其对“三江”地区黑矿型块状硫化物矿床的控制作用. 地球科学, 1991, 16(2): 153-164. [Hou Z Q, Mo X X. Formation and evolution of Yidun volcanic island arc and its controlling effects on Kuroko type of massive sulfide deposits in Sanjiang region. *Earth Science*——Jour. of China University of Geosciences, 1991, 16(2): 153-164.]
- [25] 马鸿文. 西藏玉龙斑岩铜矿带花岗岩岩石学与成矿. 武汉: 中国地质大学出版社, 1990. [Ma H W. Petrology of gran-

- ites and related mineralization in Yulong porphyry copper belt, Tibet. Wuhan: China University of Geosciences, **1990**, 1: 75-131.]
- [26] Dmitriev L V, et al. Quenched glasses for TOR: petrochemical classification and distribution in Atlantic and Pacific Oceans. Abstracts of the 28th International Geological Congress, **1989**, 1: 399.
- [27] Condie K C, Crow C. Geochemistry of basalts from the Kaapvaal craton, South Africa: Evolution of mantle sources during the late 3 Ga. Abstracts of the 28th International Geological Congress, **1989**, 1: 320.
- [28] Aldrich M J Jr, Chapin C E, Laughli A W. Stress history and tectonic development of the Rio Grande Rift, New Mexico. *Jour. Geophys. Res.* **1986**, 91: 6199-6211.
- [29] Wyllie P J. Plate tectonics and magma genesis. *Geologisches Rundschau Baud*, **1991**, 70: 128-150.
- [30] Wyllie P J, Ryabchikov I D. Volatile components, magmas, and critical fluids in upwelling mantle. *Jour. Petrology*, **2000**, 41(7): 1195-1206.

Volcanic Petrotectonic Assemblages in Sanjiang Orogenic Belt, SW China and Implication for Tectonics

MO Xuan-xue, DENG Jin-fu, DONG Fang-liu, YU Xue-hui

WANG Yong, ZHOU Su, YANG Wei-guang

(China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract Sanjiang Orogenic Belt is located geographically in the area of Jinshajiang, Lancangjiang and Nujiang (abbreviated from the “three rivers area”), and tectonically at the junction between the Himalaya-Tethyan tectonic domain and the Pacific tectonic domain. It is one of the key areas to understand the Tethyan evolution, Indian-Eurasia collision and the uplift of Tibet Plateau and its eastern extension. Various volcanic rocks of Proterozoic to Cenozoic age occur in Sanjiang Orogenic Belt. The majority of volcanic rocks, however, formed during the Tethyan and post-Tethyan stages, i. e., from early Carboniferous to the Cenozoic. Volcanic petrotectonic assemblages as geological records and a lithoprobe play an important role in understanding tectonic evolution and corresponding deep processes of the Sanjiang area.

Five types of volcanic petrotectonic assemblages in Sanjiang Orogenic Belt have been recognized as follows: Oceanic assemblages including MORB/Par-MORB(or MORB-LIKE) assemblage and OIB assemblage, island arc and continental marginal arc assemblage, collision-related assemblage, post-collisional assemblage and intracontinental assemblage. Fig 1 shows a frame of their spatial and temporal distribution.

Sanjiang MORB and par-MORB assemblages occur in four major suture zones, being closely associated with peridotite (or serpentinite), gabbro, diabase, radiolarian chert or deep water limestone, and sometimes accumulates in ophiolites. Geochemically, Sanjiang MORB are mainly E-type MORB, although they have the lowest K₂O content and (La/Yb)_N ratio among all types of volcanic rocks in Sanjiang Orogenic Belt.

Par-MORB is mainly tholeiites and geochemically more enriched in K₂O, LREE and incompatible elements than E-MORB but less enriched than OIB.

Sanjiang OIB occurs so far only in Changling-Menglian belt and is associated with overlying limestone and sometimes underlying MORB/para-MORB. They are mainly alkaline olivine basalts and the most enriched type in $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, LREE and incompatible elements among all types of oceanic volcanic rocks in Sanjiang Orogenic Belt.

Island arc and continental marginal arc volcanic petrotectonic assemblage in Sanjiang orogenic belt is of high variety, although they are mainly composed of basalts, basaltic andesites, andesites, dacites and rhyolites, belonging to calc-alkaline or island-arc tholeiitic series. Arc volcanic rocks in Sanjiang Orogenic Belt formed in various environments, such as oceanic island arc, continental island arc, continental marginal arc, fore-arc, main arc, back-arc and so on.

Among them, it was particularly important to recognize tensional arcs in Sanjiang Orogenic Belt. A typical example of tensional arcs is Yidun arc formed in Late Triassic, which is characterized by an intra-arc rifting with a bimodal volcanic suit. A large Kuroko-type Pb-Zn-Ag ore field was developed within the intra-arc rifting basin (see Fig. 7 in text). The southern end of Yidun Arc, however, became a compressive one associated with many porphyry-type copper deposits.

It is also amazing to see a special type of volcanic rocks, which contain strong subduction zone components (SZC) but formed in post-collisional intra-continental environments. We therefore called it "post-collisional arc volcanic rocks" or "delayed arc volcanic rocks". Condie et al (1989), Aldrich et al (1986) reported similar cases in Kaapvaal of South Africa and in Rio Grande rift, respectively. A possible explanation for the delay of arc type volcanism and for the formation of post-collisional arc volcanic rocks was presented (see Fig. 8 in text). It is apparently that geotherm in the source region during the subduction was too low to reach the solidus of source rock. The subducted or collapsed slabs, however, might react with surrounding mantle and become a new source rock for magma generation afterwards. In post-collisional stage some kind of geological events such as upwelling, convection, intra-continental convergence/subduction might cause generation of magmas, which contained undoubtedly subduction zone components (SZC).

Other post-collisional volcanic assemblages in Sanjiang Orogenic Belt are those formed either in overlapping rifting basins within collision zone or in intra-continental rifting basins. The former is potentially valuable for prospecting of VMS-type base metal deposits.

Volcanic assemblages developed in relatively stable blocks within Sanjiang Orogenic Belt are helpful to understand the subcontinental mantle as a lithoprobe. They are composed of either tholeiites or alkali basalts with/without acidic volcanic rocks, formed in the period of time from the Carboniferous to the Triassic.

In addition, several aspects regarding to the application of petrotectonic assemblage approach to orogenic belts are also discussed, for instance, reconstruction of tectonic configuration from petrotectonic slices, comments on geochemical discrimination diagrams, and tectonic implication of coupled ophiolite zone and volcanic arc, of delayed arc volcanic rocks, and so on.

Key words: Southwest China; Sanjiang Orogenic Belt; volcanic petrotectonic assemblages