

# 桂西南早中生代酸性火山岩年代学和地球化学： 对钦-杭结合带西南段构造演化的约束\*

覃小锋<sup>1,2</sup> 王宗起<sup>1</sup> 张英利<sup>1</sup> 潘罗忠<sup>2</sup> 胡贵昂<sup>2</sup> 周府生<sup>2</sup>

QIN XiaoFeng<sup>1,2</sup>, WANG ZongQi<sup>1</sup>, ZHANG YingLi<sup>1</sup>, PAN LuoZhong<sup>2</sup>, HU GuiAng<sup>2</sup> and ZHOU FuSheng<sup>2</sup>

1. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037

2. 广西区域地质调查研究院, 桂林 541003

1. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China

2. Guangxi Institute of Regional Geological Survey, Guilin 541003, China

2010-09-06 收稿, 2011-01-30 改回.

**QIN XF, Wang ZQ, Zhang YL, Pan LZ, Hu GA and Zhou FS. 2011. Geochronology and geochemistry of Early Mesozoic acid volcanic rocks from Southwest Guangxi: Constraints on tectonic evolution of the southwestern segment of Qinzhou-Hangzhou joint belt. *Acta Petrologica Sinica*, 27(3):794–808**

**Abstract** Early Mesozoic acid volcanic rocks are exposed dominantly in the southwestern segment of Qinzhou-Hangzhou joint belt, and are mainly distributed in both sides of the Shiwandashan Mesozoic-Cenozoic basin. The volcanic rocks of Lower and Middle Triassic Beisi Formation are exposed in northwest side of the basin, which consists of alternating volcanic succession of felsic lavas (basaltic andesite-dacite-rhyolite) interlayered with pyroclastic rocks (dominantly agglomerate lava, breccia lava, tuffolava, breccia ignimbrites, ignimbrites) and a dacite sample yielded a zircon SHRIMP U-Pb concordia age of  $246 \pm 2$  Ma. The volcanic rocks of Triassic Banba Formation are exposed in southeast side of the basin, which composed mainly of rhyolite interlayered perlite, tuffolava, agglomerate lava and rhyolite tuff and a rhyolite sample yielded a zircon SHRIMP U-Pb concordia age of  $250 \pm 2$  Ma. Major- and trace-elements as well as Sr-Nd isotope geochemistry researches show: The volcanic rock association belongs to a typical peraluminous high-K calc-alkaline series and are characterized by relative enrichment in LILEs (e.g., K, U, Ba, Rb and Th) and LREEs and pronounced depletion in HFSEs (e.g., Nb, Ta, P and Ti) and HREEs. They also have relatively high  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  (0.713929 ~ 0.722178) and low  $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$  (-10.33 ~ -9.02). Such signatures display geochemical characteristics of typical subduction-related arc volcanic rocks. Together with early Paleozoic MORB-type metabasic volcanic rocks and Permian E-MORB type basalts were formed in an back-arc spreading center setting in the region, appears to support a development of a Paleozoic oceanic basin within the southwestern segment of the joint belt between the Yangtze and Cathaysian blocks (so-called Qinzhou-Hangzhou joint belt), which suggests that the oceanic basin had not been closed until the Indosinian orogeny at middle Triassic resulted in the final collision between the Yangtze and Cathaysian blocks.

**Key words** Early Mesozoic acid volcanic rocks; Chronology; Geochemistry; Tectonic evolution; Southwest Guangxi; Southwestern segment of Qinzhou-Hangzhou joint belt

**摘要** 出露于钦-杭结合带西南段的早中生代酸性火山岩, 主要沿着桂西南十万大山中生代盆地两侧分布。其中出露于盆地北西侧的上-中三叠统北泗组火山岩主要由长英质熔岩(玄武安山岩、英安岩和流纹岩)夹火山碎屑岩(主要为集块熔岩、角砾熔岩、凝灰熔岩、熔结角砾凝灰岩和熔结凝灰岩)等岩石组成, 获得英安岩锆石 SHRIMP U-Pb 谐和年龄为  $246 \pm 2$  Ma; 而出露于盆地南东侧的三叠系板八组火山岩主要由流纹岩夹珍珠岩、凝灰熔岩、集块熔岩和流纹质凝灰岩组成, 获得流纹岩锆石 SHRIMP U-Pb 谐和年龄为  $250 \pm 2$  Ma。主量、微量元素及 Sr-Nd 同位素地球化学研究表明, 这些火山岩属于典型的过铝质

\* 本文受国土资源部百名优秀青年科技人才计划项目、广西壮族自治区“新世纪十百千人才工程”专项资金项目(2006218)、广西自然科学基金项目(桂科自0728089)、中国地质科学院矿产资源研究所基本科研业务费项目(K0914)、中国地质调查局地质矿产调查评价项目(201111020)和地质大调查项目(1212010510805)联合资助。

第一作者简介: 覃小锋, 男, 1969年生, 博士, 教授级高工, 主要从事构造地质和岩石学研究, E-mail: qinxiaofeng@263.net

高钾钙碱性火山岩系,表现出富集大离子亲石元素(如 K、U、Ba、Rb 和 Th)和轻稀土元素,而 Nb、Ta、P 和 Ti 等高场强元素和重稀土元素明显亏损,并具有较高的总同位素初始比值( $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.713929 \sim 0.722178$ )和较低的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值( $-10.33 \sim -9.02$ ),反映其具有俯冲消减作用形成的岛弧型火山岩地球化学特征。结合本区存在有早古生代 MORB 型变质基性火山岩和二叠纪弧后扩张中心环境形成的 E-MORB 型玄武岩的资料表明,扬子板块和华夏板块结合带(称之为钦-杭结合带)西南段有古生代洋盆的存在,该洋盆的俯冲消减过程一直延续至中三叠世的印支运动导致扬子板块和华夏板块发生碰撞才终止。

**关键词** 早中生代酸性火山岩;年代学;地球化学;构造演化;桂西南;钦-杭结合带西南段

**中图法分类号** P588.121;P597.3

## 1 引言

随着对华南地区地质构造研究的不断深入以及一些地球化学和同位素年龄测试数据的积累,华南地区的大地构造基本格局是由两陆块(扬子板块和华夏板块)夹一盆(称之为南盘江洋、南华小洋盆、南华残留盆地、南华裂谷盆地或古特提斯洋)组成已被许多地质学者所肯定(Hsü *et al.*, 1987, 1988, 1990;夏文杰等,1994;马文璞,1996;杨明桂和梅勇文,1997;Ma, 1999;殷鸿福等,1999;王剑,2000;Wang and Li, 2003;王鹤年和周丽娅,2006;Yan *et al.*, 2006)。

大地构造上,桂西南位于扬子板块与华夏板块结合带(称之为钦-杭结合带)的西南端(图 1a),其主体包括《广西地质志》划分的“钦州残余地槽”和“右江再生地槽”的东南部(广西壮族自治区地质矿产局,1985)。该区是华南地区唯一的上志留统至上二叠统深水相连续沉积的出露区,同时也

是特提斯构造域和太平洋构造域叠加交汇的特殊地段,其大地构造属性以及构造-岩浆演化历史异常复杂,华南著名的北东向展布的大容山-十万大山海西-印支期巨型构造-岩浆带就沿着该结合带分布。因此,本区是研究扬子板块和华夏板块拼合造山过程及其相互关系的关键部位,历来受到中外地质学者所瞩目。但由于缺乏构造-岩浆作用的系统研究,目前对于该结合带西南段两陆块的拼合位置、盆地的闭合时间及其构造演化过程等仍然存在较大分歧。例如,一些学者根据十万大山-鹰扬关-武功山-诸广山一带识别出的重要花岗岩类分界线——高  $\epsilon_{\text{Nd}}$ 、低  $t_{\text{DM}}$  花岗岩带(Gilder *et al.*, 1996;Chen and Jahn, 1998),以及钦州地区存在志留纪-中泥盆世等深流沉积及晚泥盆世-中二叠世深水放射虫硅质岩而认为其在西南段界线大概沿着云开地块西北部的“钦防海槽”分布(李日俊等,1993;Pei and Hong, 1995;张伯友,1995;殷鸿福等,1999;吴浩若等,2001;Yan *et al.*, 2006),二者可能在中、晚二叠世之间发生的构造运动(东吴运动)(马文璞,

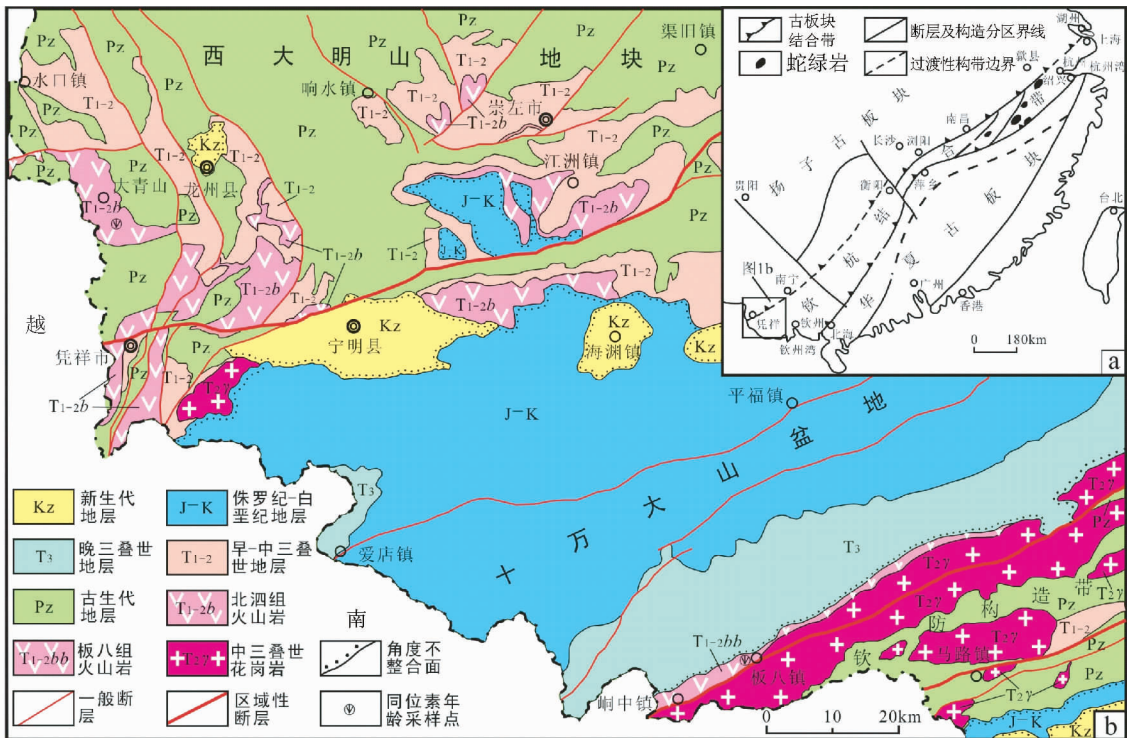


图 1 桂西南早中生代酸性火山岩分布略图(a 图据杨明桂和梅勇文,1997 修改)

Fig. 1 Sketch map showing the geology of Southwest Guangxi (Fig. 1a. modified after Yang and Mei, 1997)

1996)或者中三叠世的印支运动(殷鸿福等,1999;Yan *et al.*, 2006)才最终拼合;另外一些学者(刘宝珺等,1993;夏文杰等,1994;杨明桂和梅勇文,1997)提出两者在早古生代末已经拼合,碰撞带大致沿着桂林-柳州-南宁-凭祥一线分布;一些学者甚至认为扬子板块与华夏板块的结合带沿着赣北-湘中(南)-桂北-康滇地区分布(王剑,2000)。此外,前人对该结合带西南段广泛发育的晚古生代-中生代岩浆岩的研究主要集中在东南部大容山-十万大山基性花岗岩带,而对于西北部基性、中酸性火山岩带的关注较少,对该地区火山岩浆活动的分布特点、性质、形成时代和地球动力学环境等也存在不同认识(杨丽贞等,1997;梁金城等,2001;吴浩若等,2001;汪洋和邓晋福,2003)。

本文在最近完成的1:25万区域地质调查资料(潘罗忠等,2009<sup>①</sup>)基础上,提供一些新的有关桂西南早中生代酸性火山岩 SHRIMP U-Pb 锆石年龄、地球化学以及 Sr-Nd 同位素分析数据(有关晚古生代基性火山岩另文讨论),进而探讨其形成时代、岩石成因和构造背景。这些新资料对于更好地理解扬子板块与华夏板块结合带西南段早中生代的地球动力学环境及其构造演化过程具有重要意义。

## 2 区域地质概况及早中生代火山岩特征

本文研究区包括钦防构造带、十万大山中新世代盆地和西大明山地块(图1b)。其中东南部的钦防构造带普遍被视为是扬子板块与华夏板块结合带(称之为钦-杭结合带)的西南段(杨明桂和梅勇文,1997;Shen *et al.*, 1999;Zhao and Cawood,1999;梁新权等,2005;Liang and Li,2005;Yan *et al.*, 2006),该构造带以出露一套连续沉积厚度大、时限长的泥盆纪至晚二叠世含放射虫硅质岩带和著名的海西-印支期大容山-十万大山花岗岩带而著称。中部的十万大山盆地是一个中新世代盆地,早-中三叠世地层由碳酸盐岩、碎屑岩和火山岩组成,早三叠世碎屑岩具有浊积岩鲍马序列组合特征,但在中三叠世浊积盆地已被充填变浅;晚三叠世地层主要由浅海-海陆交互相砂、泥岩组成;而侏罗纪-新近纪地层属于陆相红层沉积。西北部西大明山地块的褶皱基底由寒武纪深水相浊积岩序列组合;沉积盖层由晚古生代浅海相地层组成,其中早泥盆世含砾砂岩、杂砂岩、粉砂岩和粉砂质泥岩呈角度不整合覆盖于寒武纪褶皱基底之上,中泥盆世-二叠纪地层主要是碳酸盐台地相沉积,但在凭祥-崇左一带的二叠纪地层中夹有较多的硅质岩和枕状玄武岩,枕状玄武岩的地球化学特征显示出岛弧拉斑玄武岩特征(吴根耀等,2002)。此外,沿着凭祥-南宁断裂带两侧还出露有一套由硅质岩、含锰黏土岩和硅质泥岩组成的晚古生代深水相地层,在崇左市龙劲一带深水相地层中还出露有由辉长(辉绿)岩、辉绿岩和枕状玄武岩组成的层状基性堆晶岩系,其地球化学特征显示出E-MORB型特征,可能形成于弧后扩张中心环境(待发表数据)。

早中生代中酸性火山岩主要分布于钦防构造带北西侧

十万大山南麓峒中、板八、扶隆一带以及凭祥-南宁断裂带两侧的凭祥、龙州、崇左一带(图1b)。其中北西侧凭祥、龙州和崇左一带的火山岩主要产于北泗组和板纳组中,前人一般认为其形成于早、中三叠世(广西壮族自治区地质矿产局,1985;杨丽贞等,1997;梁金城等,2001)。下-中三叠统北泗组火山岩可分为2个火山旋回:第I旋回主要为火山碎屑岩-熔岩组合,发育有多个由火山碎屑岩→熔岩的火山韵律(亚旋回),其中熔岩主要由玄武安山岩、英安岩和流纹岩组成,而火山碎屑岩由集块熔岩、角砾熔岩、凝灰熔岩、熔结角砾凝灰岩和熔结凝灰岩等组成,火山岩层在凭祥-崇左一带厚度相对较大,在579~1850m;第II旋回主要为流纹岩-凝灰岩组合,和第I旋回以一层8m厚的泥岩分隔开,岩性主要由流纹岩、角砾熔岩、珍珠岩和凝灰岩组成,厚度在491~825m。中三叠统板纳组火山(碎屑)岩以凝灰岩及凝灰质砂(粉砂、泥)岩为主,厚度在25~120m。南东侧峒中、板八和扶隆一带的火山岩产于板八组中,前人一般认为其形成于中三叠世(杨丽贞等,1997)或晚三叠世(广西壮族自治区地质矿产局,1985;汪洋和邓晋福,2003),岩性以流纹岩为主,顶部出现流纹状珍珠岩、凝灰熔岩、集块熔岩和流纹质凝灰岩,厚度在170~506m。

本文所研究的样品分别采自于凭祥市北西大青山一带北泗组第I旋回火山岩以及东兴市峒中-板八一带板八组火山岩(图1b)。其中北泗组第I旋回火山岩的岩性为英安岩和流纹岩,前者呈灰-深灰色,具斑状结构、偶见流纹构造,基质具球粒-显微嵌晶或显微隐晶结构,斑晶大小在0.05~6mm,以斜长石为主,次为石英及少量辉石、普通角闪石,含量在13%~35%,斜长石呈半自形-自形,局部具环带构造,石英呈不规则状,具熔蚀现象;基质主要由长英矿物组成,次为黏土矿物及钛-磁铁矿、褐铁矿。后者呈深灰-灰黑色,由斑晶和基质两部分构成,具流纹构造、斑状结构,基质具显微嵌晶-球粒结构,斑晶以石英、斜长石为主,次为钾长石及暗色矿物假晶,粒径在0.3~6mm,含量25%~55%,斜长石呈半自形-自形,钾长石呈半自形,局部具显微文象结构,暗色矿物已全部蚀变以假晶出现,石英呈浑圆状、不规则熔蚀状,个别为六方双锥状,内部弧形裂纹发育;基质主要由长英矿物及少量次生绿泥石组成。板八组火山岩主要为流纹岩,岩石呈灰-(浅)灰绿色,具斑状结构,下部以块状构造为主,往上流纹构造逐渐发育,从不明显到明显,从紊流、涡流状到较规则的条带状,顶部偶见杏仁体,为石英充填,基质具显微嵌晶-球粒结构,斑晶大小在0.2~5mm,含量在14%~37%,以斜长石、石英为主,钾长石、辉石假晶次之,呈单体或聚集分布,斜长石以奥长石为主,部分为中长石,多已钠长石化,钾长石部分具微纹,偶见反条纹构造,石英强烈熔蚀;基质主要由斜长石、钾长石、石英和绿泥石及少量暗色矿物组成。

① 潘罗忠,周府生,龙爱林等. 2009. 凭祥、南宁市、凉山(1/3幅)、北海市(1/2幅)幅1:25万区域地质调查报告(内部资料)

表 1 桂西南早中生代酸性火山岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果

Table 1 Zircon SHRIMP U-Pb dating results of the Early Mesozoic acid volcanic rocks from Southwest Guangxi

Spot	<sup>206</sup> Pb/ (%)	U (×10 <sup>-6</sup> )	Th (×10 <sup>-6</sup> )	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>206</sup> Pb* (×10 <sup>-6</sup> )	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>206</sup> Pb* ±%	<sup>207</sup> Pb*/ <sup>235</sup> U ±%	<sup>206</sup> Pb*/ <sup>238</sup> U ±%	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U ±(Ma)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb ±(Ma)
BAN8(流纹岩)										
BAN8-1.1	0.60	432	120	0.29	15.0	0.0516±3.1	0.286±3.3	0.0403±1.2	254.5±3.1	266±71
BAN8-2.1	1.50	188	79	0.43	6.6	0.0501±7.2	0.279±7.3	0.0404±1.3	255.3±3.3	200±170
BAN8-3.1	0.88	327	118	0.37	11.0	0.0507±4.2	0.271±4.4	0.0388±1.1	245.2±2.6	225±98
BAN8-4.1	0.74	291	39	0.14	11.0	0.0767±4.0	0.464±4.4	0.0438±2.0	276.5±5.4	1114±79
BAN8-5.1	1.26	205	80	0.40	7.1	0.0532±6.2	0.291±6.3	0.0397±1.2	250.8±3.0	337±140
BAN8-6.1	0.47	183	99	0.56	26.8	0.0720±3.2	1.684±3.5	0.1698±1.4	1011±13	985±65
BAN8-7.1	0.20	770	287	0.39	59.1	0.0694±1.3	0.854±1.7	0.0892±1.1	550.9±5.7	912±27
BAN8-8.1	0.96	348	112	0.33	11.8	0.0496±5.8	0.267±5.9	0.0391±1.1	247.2±2.7	175±130
BAN8-9.1	0.74	452	268	0.61	15.6	0.0504±4.1	0.278±4.2	0.0400±1.1	253.0±2.7	211±95
BAN8-10.1	0.16	135	112	0.86	55.0	0.1622±1.0	10.580±1.5	0.4732±1.0	2497±22	2478±17
BAN8-11.1	1.46	207	81	0.40	7.1	0.0510±7.0	0.278±7.1	0.0395±1.2	250±3.0	239±160
BAN8-12.1	1.63	177	69	0.40	6.1	0.0563±9.3	0.304±9.4	0.0392±1.3	248±3.2	462±210
BAN8-13.1	1.13	278	119	0.44	10.1	0.0717±11	0.412±11	0.0417±1.3	263.3±3.4	978±220
BAN8-14.1	1.25	323	80	0.26	11.0	0.0520±5.4	0.280±5.5	0.0390±1.1	246.9±2.7	285±120
BAN8-15.1	0.87	242	103	0.44	8.4	0.0536±5.8	0.294±6.0	0.0399±1.2	251.9±3.0	353±130
BAN8-16.1	1.44	185	81	0.45	6.3	0.0497±7.5	0.268±7.6	0.0391±1.3	247.2±3.1	181±180
D1070(英安岩)										
D1070-1.1	0.84	258	56	0.23	8.7	0.0524±5.6	0.280±5.8	0.0388±1.1	245.7±2.7	303±130
D1070-2.1	1.20	364	72	0.20	12.3	0.0500±5.4	0.268±5.6	0.0389±1.4	245.8±3.4	194±130
D1070-3.1	0.85	401	120	0.31	13.7	0.0490±4.5	0.265±4.7	0.0393±1	248.4±2.5	146±110
D1070-4.1	1.87	433	106	0.25	14.1	0.0540±6.2	0.278±6.3	0.0373±1.1	236.0±2.5	371±140
D1070-5.1	0.88	383	84	0.23	12.8	0.0493±4.7	0.261±4.9	0.0384±1.4	242.9±3.2	163±110
D1070-6.1	0.58	279	74	0.27	9.9	0.0582±3.7	0.331±3.9	0.0413±1.2	260.8±3.0	536±81
D1070-6.2	2.17	164	66	0.41	5.5	0.0500±9.4	0.265±9.5	0.0385±1.4	243.4±3.2	194±220
D1070-7.1	0.82	283	122	0.44	9.4	0.0554±4.7	0.293±4.9	0.0383±1.2	242.3±2.8	430±110
D1070-8.1	1.14	359	107	0.31	12.5	0.0647±3.6	0.350±3.8	0.0402±1.1	254.2±2.8	765±77
D1070-9.1	1.10	432	124	0.30	14.6	0.0480±4.7	0.257±4.8	0.0388±1.0	245.3±2.5	98±110
D1070-10.1	1.60	168	78	0.48	5.9	0.0558±7.1	0.308±7.3	0.0400±1.3	252.6±3.2	446±160
D1070-11.1	0.52	185	102	0.57	21.9	0.0682±2.1	1.291±2.3	0.1373±1.0	829.3±8.1	874±43
D1070-11.2	1.05	330	69	0.22	13.5	0.0540±3.8	0.350±3.9	0.0471±1.0	296.4±3.0	372±86
D1070-12.1	0.36	637	79	0.13	26.6	0.0566±1.7	0.378±2.3	0.0484±1.4	304.8±4.3	475±39
D1070-13.1	0.70	282	68	0.25	9.8	0.0505±4.2	0.280±4.4	0.0403±1.1	254.4±2.7	220±97

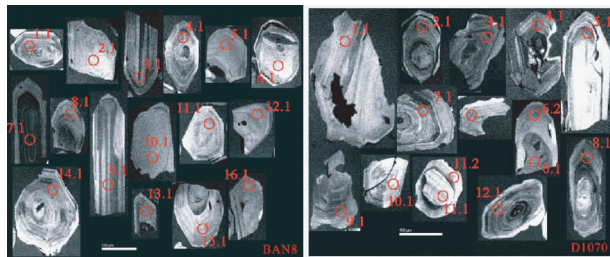


图 2 桂西南早中生代酸性火山岩锆石阴极发光图像和 SHRIMP 测点位置

Fig. 2 Cathodoluminescence images and dating spots of zircons of the Early Mesozoic acid volcanic rocks from Southwest Guangxi

### 3 分析方法

本次研究分别选择北泗组第 I 旋回英安岩样品 (D1070) (22°16'50" N, 106°42'40" E) 和板八组流纹岩样品 (BAN8) (21°40'38" N, 107°37'16" E) 进行锆石 SHRIMP U-Pb 定年。锆石分选在广西区域地质调查研究院进行, 每个样品采集 15kg 新鲜岩石经机械破碎至 60 目后用常规重磁法分选其中的锆石单矿物, 然后通过双目显微镜手工挑选出晶形和透明度较好的锆石颗粒, 将选出的锆石晶体与标样一起固定在直径为 25mm 的环氧树脂靶上, 并将其抛光至一半暴露出锆石的中心部分。然后在北京离子探针中心对抛光好的锆石进行阴极发光 (CL) 成像观察, 以确定锆石颗粒的内

表2 桂西南早中生代酸性火山岩的主量元素(wt%)、微量元素和稀土元素( $\times 10^{-6}$ )分析结果Table 2 Major elements (wt%) and rare earth elements ( $\times 10^{-6}$ ) analytic data of the Early Mesozoic acid volcanic rocks from Southwest Guangxi

样品号	板八-6	BB-1	BB-2	BB-3	BB-4	板1	板2	板3	D1070-1	D1070-2	D1070-3	D1070-4	D1070-6
岩石类型	流纹岩								英安岩				流纹岩
位置	东兴市峒中-板八一带板八组								凭祥市北西大青山一带北泗组第I旋回				
SiO <sub>2</sub>	70.00	69.39	71.17	70.71	71.15	70.51	70.70	71.97	66.97	65.40	65.99	66.04	72.31
TiO <sub>2</sub>	0.65	0.63	0.58	0.61	0.62	0.59	0.60	0.57	0.84	0.94	0.96	0.93	0.51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.68	13.33	12.37	12.79	12.78	12.89	12.93	12.79	13.30	12.81	13.05	13.51	11.66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>T</sup>	5.12	4.96	4.94	4.89	4.68				7.21	8.19	8.41		5.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>						0.46	0.51	0.62					1.42
FeO						3.35	3.33	2.37					5.55
CaO	1.90	2.09	0.74	1.61	1.71	1.67	1.72	1.58	2.12	3.35	2.67	3.00	1.53
MgO	1.12	0.99	1.02	1.02	0.94	0.97	0.98	0.72	1.16	1.19	1.60	1.24	0.62
MnO	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.05	0.05	0.04	0.08	0.08	0.09	0.11	0.05
K <sub>2</sub> O	4.60	4.54	5.91	4.85	4.66	5.16	5.1	4.99	3.97	3.76	3.42	3.27	4.36
Na <sub>2</sub> O	2.07	2.61	1.17	2.09	2.05	2.31	2.00	2.64	2.58	2.08	1.28	1.90	1.92
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.14	0.12	0.13	0.12	0.13	0.14	0.14	0.17	0.19	0.19	0.21	0.10
LOI	1.24	0.96	1.37	0.96	0.94	1.8	1.82	1.38	1.38	1.79	2.13	2.90	1.59
Total	99.60	99.72	99.48	99.72	99.72	99.78	99.78	99.80	99.73	100.08	99.89	99.81	99.88
A/CNK	1.07	1.02	1.28	1.10	1.11	1.04	1.08	1.01	1.07	1.02	1.22	1.11	1.09
$\sigma$	1.65	1.94	1.78	1.74	1.60	2.03	1.82	2.01	1.79	1.52	1.17	1.16	1.35
Sc	11.08	9.13	9.00	8.98	8.55	10.20	9.90	9.70	13.54	14.91	14.08	16.40	10.39
V	44.79	38.84	37.38	34.80	35.47	50.40	46.10	50.90	45.92	44.75	45.91	65.90	17.36
Cr	35.09	44.83	42.02	52.09	36.47	21.80	25.40	23.90	30.77	43.94	28.30	28.70	32.44
Co	9.13	7.28	5.55	7.25	6.50	7.10	7.30	6.90	9.94	10.95	10.25	10.80	4.65
Ni	15.82	13.48	14.77	16.27	19.55	9.90	10.20	10.00	10.73	15.44	13.22	11.80	9.07
Cu	51.69	37.67	57.80	165.50	51.60	14.40	16.00	9.20	24.43	30.71	37.68	14.50	26.14
Zn	92.49	96.93	151.5	112.7	89.31	90.00	79.60	57.70	115.7	110.9	154.4	103.0	110.6
Ga	18.85	18.49	18.67	17.57	17.91	18.80	19.00	15.90	19.11	20.36	20.34	20.00	19.17
Ge	1.53	1.50	1.08	1.68	1.47				1.68	2.57	1.55		1.65
Rb	231	214	344	211	221	252	247	233	169	169	158	155	190
Sr	79.1	77.1	65.4	79.0	89.3	81.3	86.1	65.8	116	142	153	151	87.8
Zr	262	254	262	273	243	295	295	287	286	295	285	296	291
Nb	13.32	12.87	13.20	13.39	13.97	14.40	15.00	15.40	12.58	14.10	14.17	14.90	15.67
Ta	1.20	1.17	1.17	1.18	1.19	1.30	1.30	1.50	1.04	1.16	1.16	1.30	1.28
Ba	792	982	1128	1126	800	833	757	744	795	715	1161	734	919
Hf	6.99	6.58	7.05	7.36	6.28	9.60	9.40	9.30	7.55	7.58	7.64	9.10	7.67
Pb	48.64	53.54	75.93	65.00	32.41	35.20	35.90	63.60	36.42	119.00	95.47	21.50	80.37
Th	26.02	27.56	22.86	23.16	23.32	27.10	27.30	26.30	21.17	19.28	19.23	21.30	23.28
U	5.52	5.72	4.96	5.27	5.10	6.40	6.20	6.20	4.73	4.19	4.08	5.00	5.03
La	46.60	50.98	44.26	51.65	48.80	48.89	48.88	52.16	44.69	45.35	46.42	47.75	54.33
Ce	92.69	100.6	89.72	100.5	96.80	88.91	91.95	100.7	89.44	88.68	90.39	87.70	107.3
Pr	11.30	11.90	11.15	12.16	11.93	11.85	11.78	12.76	11.04	10.91	11.24	11.89	13.39
Nd	41.63	43.79	42.60	44.23	44.11	43.37	42.85	46.71	41.09	41.47	43.06	41.54	50.01
Sm	8.34	8.49	8.83	8.78	8.70	9.07	9.14	9.55	8.65	8.70	8.98	9.33	10.28
Eu	1.21	1.24	1.10	1.18	1.14	1.25	1.24	1.27	1.59	1.60	1.60	1.58	1.62
Gd	8.38	8.81	9.23	8.59	8.57	8.38	8.37	9.03	8.78	8.77	9.19	9.06	10.29
Tb	1.44	1.47	1.49	1.38	1.37	1.46	1.40	1.51	1.45	1.46	1.49	1.54	1.68
Dy	8.61	8.73	9.00	8.00	8.08	8.42	8.10	9.02	8.57	8.56	9.06	9.18	10.13
Ho	1.72	1.74	1.86	1.68	1.66	1.78	1.70	1.80	1.78	1.79	1.89	1.90	2.10
Er	4.69	4.72	5.01	4.52	4.49	4.97	4.70	5.01	4.90	4.94	5.27	5.40	5.72
Tm	0.69	0.70	0.71	0.66	0.67	0.77	0.72	0.78	0.69	0.70	0.78	0.85	0.84
Yb	4.49	4.42	4.50	4.26	4.20	4.70	4.22	4.52	4.49	4.65	4.95	5.31	5.48
Lu	0.69	0.66	0.69	0.66	0.62	0.68	0.59	0.64	0.67	0.72	0.75	0.80	0.83
Y	44.25	43.81	53.31	46.37	48.47	44.66	43.40	45.32	50.61	50.49	51.17	47.69	58.50
Nb/Ta	11.14	10.97	11.27	11.40	11.72	11.08	11.54	10.27	12.07	12.17	12.17	11.46	12.26
$\delta_{Eu}$	0.44	0.43	0.37	0.41	0.40	0.43	0.43	0.41	0.55	0.55	0.53	0.52	0.48
(La/Yb) <sub>N</sub>	7.45	8.27	7.06	8.71	8.34	7.46	8.31	8.28	7.14	6.99	6.73	6.45	7.11
(La/Sm) <sub>N</sub>	3.61	3.88	3.24	3.80	3.62	3.48	3.45	3.53	3.33	3.37	3.34	3.30	3.41
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	1.55	1.65	1.70	1.67	1.69	1.47	1.64	1.65	1.62	1.56	1.54	1.41	1.55

注:其中板1、板2、板3和D1070-4在武汉综合岩矿测试中心完成;其它在中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室完成。Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>T</sup>为全铁含量

表 3 桂西南早中生代酸性火山岩 Sr-Nd 同位素分析结果

Table 3 Sr-Nd isotopic compositions of the Early Mesozoic acid volcanic rocks from Southwest Guangxi

样品号	Sm ( $\times 10^{-6}$ )	Nd ( $\times 10^{-6}$ )	Rb ( $\times 10^{-6}$ )	Sr ( $\times 10^{-6}$ )	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$ $\pm 2\sigma$	$\left(\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_i$	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$ $\pm 2\sigma$	$\left(\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}\right)_i$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	$t_{\text{DM}}(\text{Ga})$
BB-1	8.486	43.79	214.1	77.14	0.117139	0.511984 $\pm 9$	0.511793	8.0596	0.744817 $\pm 19$	0.716189	-10.23	1.84
BB-4	8.695	44.11	221.0	89.33	0.119153	0.511982 $\pm 6$	0.511787	7.1861	0.747703 $\pm 13$	0.722178	-10.33	1.88
D1070-1	8.653	41.09	168.8	115.60	0.127295	0.512064 $\pm 8$	0.511859	4.2338	0.729240 $\pm 18$	0.714425	-9.02	1.91
D1070-3	8.983	43.06	247.6	192.90	0.126103	0.512033 $\pm 8$	0.511830	3.7208	0.726949 $\pm 22$	0.713929	-9.59	1.94

注: BB-1、BB-4 和 D1070-1、D1070-3 的初始 Sr-Nd 同位素比值分别采用 249.7Ma 和 246Ma 计算

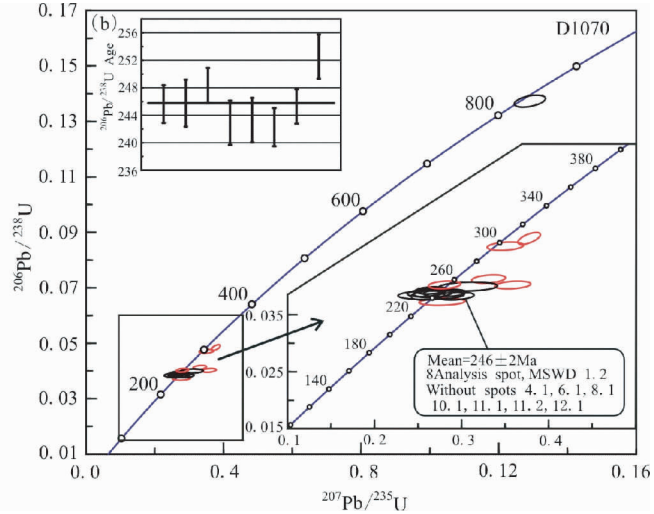
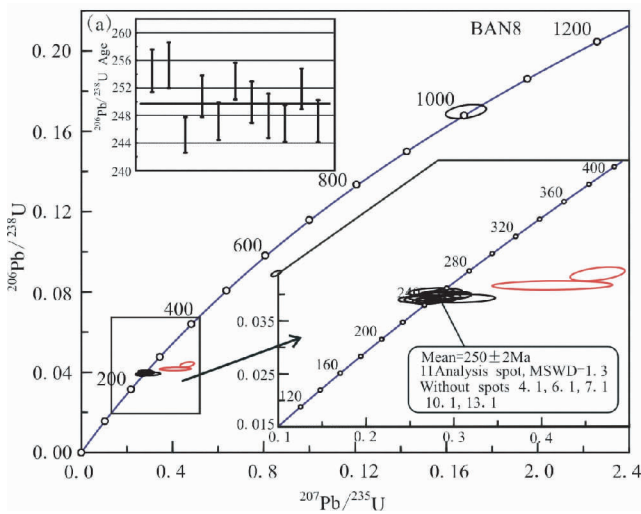


图 3 桂西南早中生代酸性火山岩锆石 SHRIMP U-Pb 谐和图

Fig. 3 Zircon SHRIMP U-Pb concordia diagrams of the Early Mesozoic acid volcanic rocks from Southwest Guangxi

部结构及适合分析的锆石颗粒与位置供 SHRIMP 测定(图 2)。靶完成镀金后,在北京离子探针中心 SHRIMP-II 仪器上进行锆石 U-Pb 同位素定年测试。详细的分析流程和原理参考宋彪等(2002)和简平等(2003)的文章,有关年龄数据处理和谐和图的绘制使用美国 Berkeley 地质年代中心 Kenneth R. Ludwig 编制的计算程序 Isoplot(3.23 版)(Ludwig,2003)进行,分析结果见表 1。

本次研究采集了 13 件岩石样品,首先用手工除去风化表皮后在破碎机中碎成直径为 1~10mm 的碎片,然后在玛瑙磨样机中磨成 200 目以下的岩石粉末。我们对这些粉末进行了系统的主量、微量和稀土元素分析,并选择了其中 4 件样品进行 Sr-Nd 同位素比值测定。岩石的主量元素、微量元素和稀土元素分析有 9 件在中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室完成,4 件样品在武汉综合岩矿测试中心完成,其中常量元素用 X 荧光光谱仪(XRF)分析,微量元素和稀土元素采用电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)和等离子体发射光谱仪(ICP-AES)分析,各分析方法的实验流程及其误差、精度等详见 Ramsey *et al.* (1995)、刘颖等(1996)和李献华等(2002),13 个样品的主量、微量和稀土元素分析结果列于表 2 中。

Sr-Nd 同位素比值测定在中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室 Micromass Isoprobe 型多接受器电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICPMS)上完成,Sr 同位素以国际标准 NBS 987 和实验室标准 Sr-GIG 进行监控;Nd 同位素以国际标准样品的 La Jolla 和实验室标准 Nd-GIG 进行监控。国际标准样品 NBS 987 和 La Jolla 分别为  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710265 \pm 12 (2\sigma, n = 6)$  和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511862 \pm 10 (2\sigma, n = 6)$ ,所有测定的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  和  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值分别用  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  和  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  进行校正。详细的 Sr-Nd 同位素分析流程见韦刚健等(2002)和梁细荣等(2002),Sr-Nd 同位素比值分析结果列于表 3 中。

## 4 分析结果

### 4.1 锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果

板八组流纹岩样品(BAN8)中锆石多为自形柱状晶体,内部显示出典型的岩浆结晶环带结构,部分锆石中则包裹有捕晶(图 2a),其中一个捕晶(如 6.1)的  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  表面年龄为  $985 \pm 65\text{Ma}$ ,表明其可能为捕获元古代变质沉积岩的锆石。锆石的  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  比值在 0.14~0.86 区间变化,其中 11

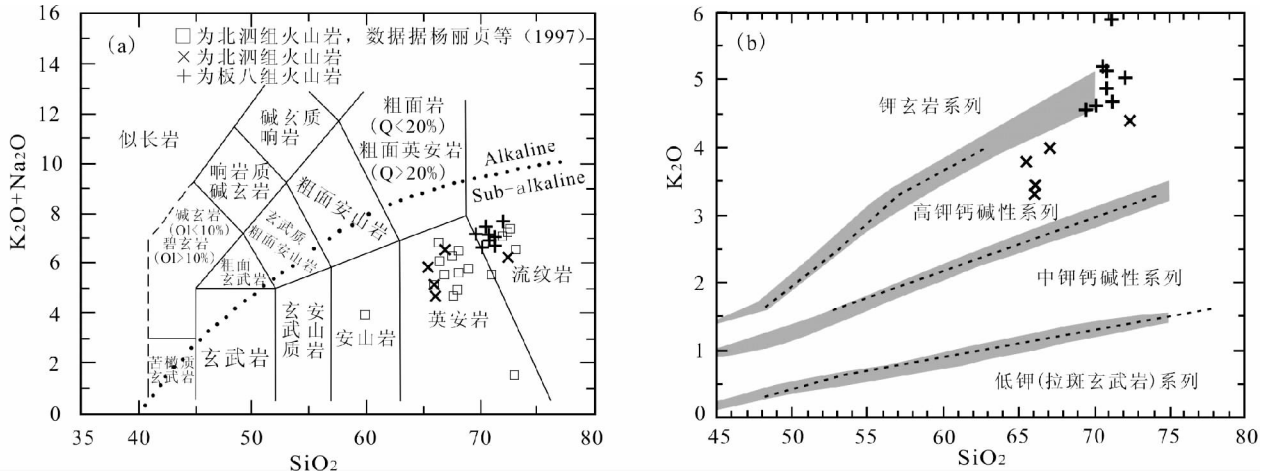


图4 桂西南早中生代酸性火山岩  $\text{SiO}_2\text{-Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  图解(a, 据 Le Maitre *et al.*, 2002) 和  $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$  图解(b, 据 Morrison, 1980)

碱性与亚碱性系列分界线来自 Irvine and Baragar (1971); (b) 图中的图例同(a)图

Fig. 4  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (a, after Le Maitre *et al.*, 2002) and  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{K}_2\text{O}$  (b, after Morrison, 1980) diagrams of the Early Mesozoic acid volcanic rocks from Southwest Guangxi

The boundary between alkaline and subalkaline series is from Irvine and Baragar (1971). Symbols in Fig. 4a are the same as in Fig. 4b

个具明显岩浆结晶环带锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄在245.2~255.3 Ma之间变化(表1), 计算得到的一个加权平均年龄值为 $250 \pm 2\text{Ma}$  (MSWD = 1.3) (图3a) (其中为捕晶或不太谐和的4.1, 6.1, 7.1, 10.1和13.1除外), 这些年龄测定值均落在U-Pb谐和线上(图3), 代表了岩浆结晶年龄。

北泗组第I旋回英安岩样品(D1070)中锆石亦以柱状晶体为主, 多数颗粒环带结构清楚, 部分锆石内部往往含有细小的矿物包裹体(图2b), 显然这是典型的岩浆结晶锆石结构特征。锆石的 $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ 比值在0.13~0.57区间变化, 除捕晶(6.1, 11.1, 11.2和12.1)外, 其它的岩浆成因锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄在236~254.4 Ma之间变化(表1), 选择其中谐和线上8个数值相近的点进行平均, 得到一个加权平均年龄值为 $246 \pm 2\text{Ma}$  (MSWD = 1.2) (图3b) (其中为捕晶或不太谐和的4.1, 6.1, 8.1, 11.1, 11.2, 12.1和13.1除外)。

#### 4.2 主量和微量元素特征

从表2中可以看出, 本区火山岩的 $\text{SiO}_2$ 含量为65.40%~72.31%, 属于酸性岩类, 其中凭祥市北西大青山一带北泗组火山岩的 $\text{SiO}_2$ 含量变化相对较大, 为65.40%~72.31%, 而南东侧东兴市峒中-板八一带板八组火山岩的 $\text{SiO}_2$ 含量总体较高, 在69.39%~71.97%。在碱-硅(TAS)分类图解(图4a) (Le Maitre *et al.*, 2002)上可知, 北泗组火山岩属于英安岩+流纹岩, 根据前人的数据, 还出现有中性的安山岩; 而板八组火山岩主要为流纹岩。火山岩的 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 含量较高, 在11.66%~13.51%之间, 平均为12.84%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^T$ 为4.68%~8.41%, 平均为5.94%;  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 含量较低, 平均值分别为0.69%、1.04%、1.98%、0.15%。铝饱和指数

$A/CNK = 1.01 \sim 1.28$  (平均为1.09), 具有壳源岩石的过铝特点; 全碱( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ )含量在4.7%~7.63%, 且 $\text{K}_2\text{O}$ 大于 $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值变化大, 在1.54~5.05之间, 平均为2.33, 为富钾系列; 里特曼指数( $\sigma$ )为1.16~2.03 (平均1.64), 属于钙碱性岩系; 在 $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ 图解(图4b) (Morrison, 1980)上, 北泗组火山岩落入高钾钙碱性系列区域, 而板八组火山岩主体落入高钾钙碱性系列区域, 部分落入钾玄岩系列区域。在Harker图解(图5)中,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^T$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 、 $\text{MnO}$ 含量与 $\text{SiO}_2$ 含量呈明显的负相关关系, 而全碱( $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ )与 $\text{SiO}_2$ 含量呈正相关关系, 很好地反映了它们的同源性质, 并暗示在岩浆演化过程中有辉石、角闪石、长石、磷灰石和富钛矿物(如钛铁矿等)的分离结晶。上述特征表明, 本区早中生代酸性火山岩总体上属于过铝质的高钾钙碱性火山岩系, 具有富硅、钾、铝、铁, 贫镁、钙的特点。

火山岩的稀土总量较高( $\sum \text{REE} = 227.8 \times 10^{-6} \sim 274.0 \times 10^{-6}$ ), 在球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(图6a, c)上可以看出, 配分曲线总体呈LREE富集的右倾型分布, 轻重稀土存在明显的分馏特征( $(\text{La}/\text{Yb})_N = 6.45 \sim 8.71$ ), 但轻稀土分馏明显强于重稀土( $(\text{La}/\text{Sm})_N = 3.24 \sim 3.88$ ,  $(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.41 \sim 1.70$ ); Eu负异常明显( $\delta \text{Eu} = 0.37 \sim 0.55$ ), 且板八组火山岩相对比北泗组火山岩Eu负异常更加强烈, 表明岩浆在喷发前发生过斜长石的分离结晶作用。在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图6b, d)上, 本区早中生代酸性火山岩均表现为富集大离子亲石元素(LILE, 如K、U、Ba、Rb和Th), 而Nb、Ta和Ti等高场强元素明显亏损, 反映源区可能有较多的壳源物质加入, 其曲线与Sanandaj-Sirjan岛弧型

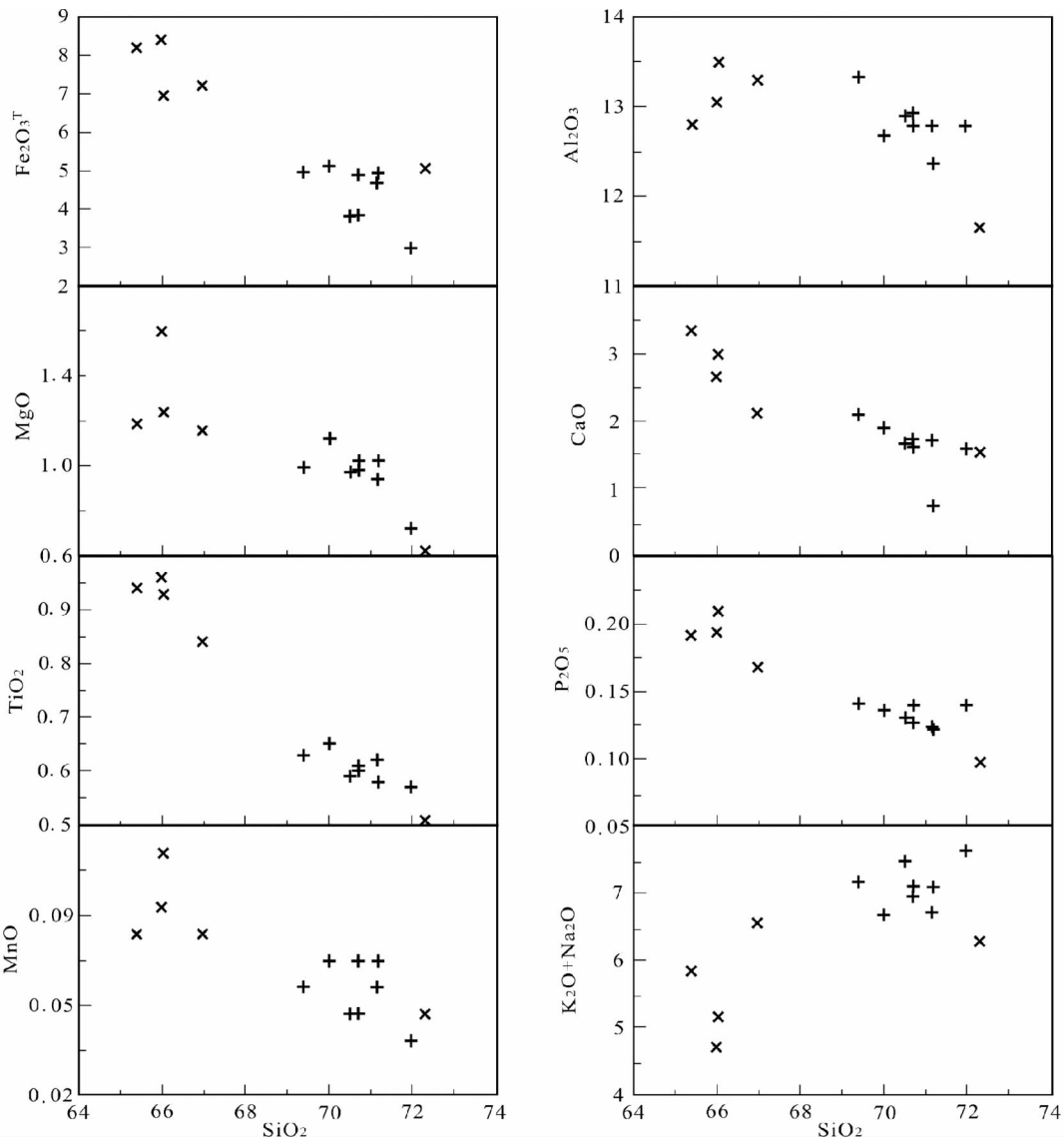


图5 桂西南早中生代酸性火山岩 Harker 图解

Fig.5 Harker diagrams of the Early Mesozoic acid volcanic rocks from Southwest Guangxi

火山岩(Omrani *et al.*, 2008)的曲线较为相似。板八组火山岩和北泗组火山岩样品的微量元素蛛网图(图 6b, d)与稀土元素配分曲线(图 6a, c)形态基本一致(图 6),也表明二者应为同源岩浆演化的产物。

### 4.3 Sr-Nd 同位素组成

从表 3 中可以看出,本区早中生代酸性火山岩的<sup>87</sup>Rb/<sup>86</sup>Sr比值为 0.726949 ~ 0.747703,<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 比值为 0.511982 ~ 0.512064。通过年龄计算的初始同位素组成是:(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> = 0.713929 ~ 0.722178, (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>i</sub> = 0.511787 ~ 0.511859, ε<sub>Nd</sub>(t) = -10.33 ~ -9.02。总体上,北泗组火山岩和板八组火山岩均表现为高的铷同位素初始

比(<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub>和负的 ε<sub>Nd</sub>(t)值,它们相似的 Sr、Nd 同位素组成和特征暗示,其源区性质相似,均显示出富集型地幔源区特征;在<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>(i)</sub>-ε<sub>Nd</sub>(t)图解(图 7)上,所有样品均落在富集的第四象限,数据点趋向于 EM II 端元,但较 EM II 组分更富集,靠近上地壳的区域内。由于火山岩的<sup>147</sup>Sm/<sup>144</sup>Nd 比值小于 0.13,因此采用单阶段模式计算其同位素模式年龄 t<sub>DM</sub>(Li and McMilloch, 1996),获得 t<sub>DM</sub>模式年龄为 1.84 ~ 1.94Ga(平均为 1.89Ga)。由于经过熔融的 Sm/Nd 比值通常要比它的源区低,t<sub>DM</sub>模式年龄通常代表富集事件的最小年龄(Miller *et al.*, 1999),因此 1.89Ga 可能指示了本区一次古元古代的富集事件。



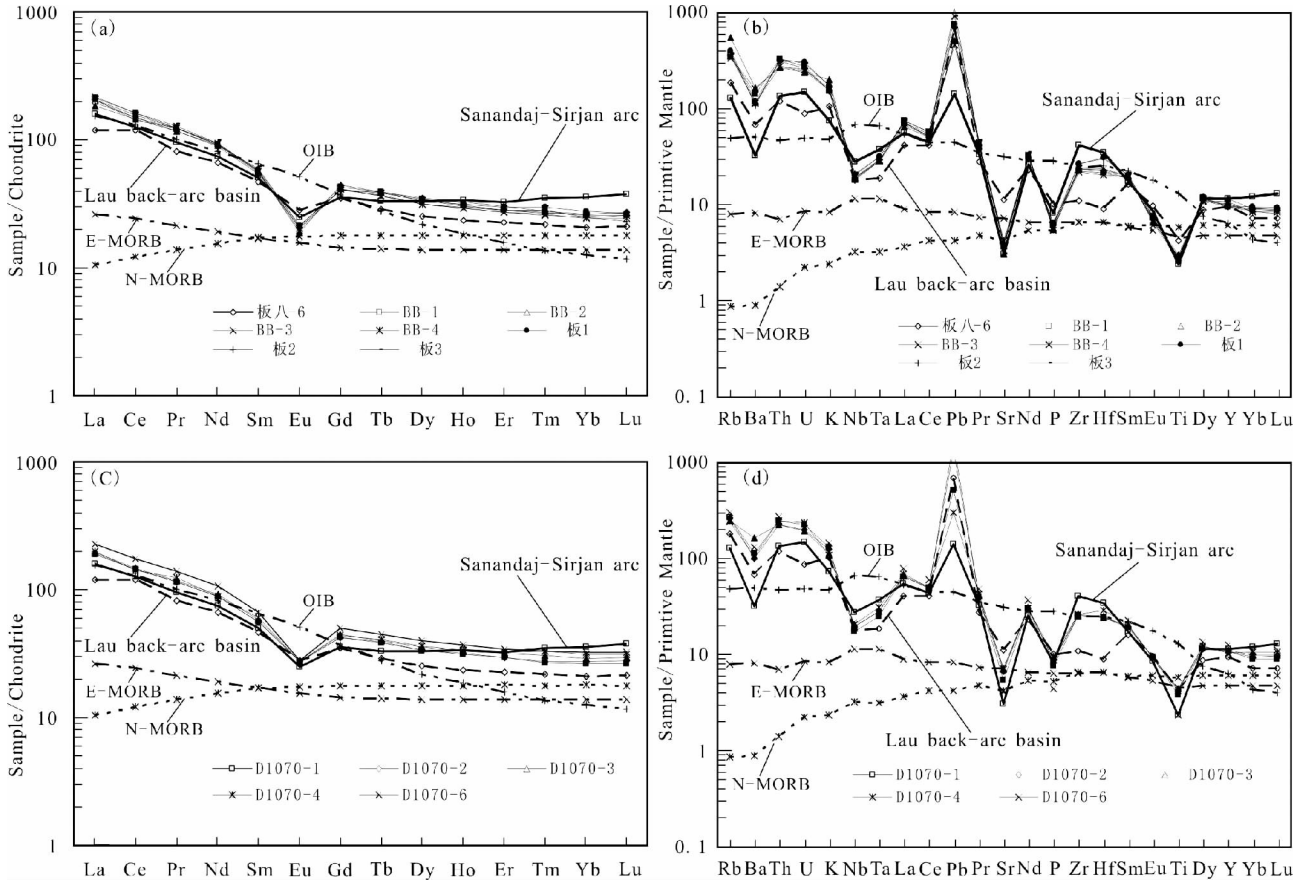


图6 桂西南早中生代酸性火山岩稀土配分模式图解(a, c)和微量元素蛛网图解(b, d)

球粒陨石和原始地幔标准化值据 Sun and McDonough (1989); Sanandaj-Sirjan 岛弧型火山岩数据来自 Omrani *et al.* (2008); Lau 弧后盆地火山岩数据来自 Ewart *et al.* (1998); N-MORB、E-MORB 和 OIB 数据来自 Sun and McDonough (1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns (a, c) and primitive mantle-normalized spider diagrams (b, d) of the Early Mesozoic acid volcanic rocks from Southwest Guangxi

Chondrite-and primitive mantle-normalize values are from Sun and McDonough (1989). The data of Sanandaj-Sirjan island arc volcanic rocks are from Omrani *et al.* (2008); The data of Lau back-arc basin volcanic rocks are from Ewart *et al.* (1998); The data of N-MORB, E-MORB and OIB from Sun and McDonough (1989)

## 5 讨论

### 5.1 早中生代酸性火山岩形成的时代

我们在近年来的 1:25 万区域地质调查中发现(潘罗忠等, 2009), 早中生代(中)酸性火山岩主要分布于十万大山中新世盆地两侧, 其中北西侧主要沿着凭祥-南宁断裂带两侧分布, 出露层位主要为下-中三叠统北泗组和中三叠统板纳组, 出露面积大于 400km<sup>2</sup>, 最大厚度达两千多米; 而南东侧主要分布于灵山-藤县断裂带以西的十万大山南麓, 出露层位为三叠统板八组, 由于受到中三叠世花岗岩的侵入破坏以及中新世地层的覆盖而出露残缺不全, 出露面积大于 100km<sup>2</sup>, 说明本区在印支期存在较大规模的火山活动。然而对桂西南早中生代(中)酸性火山岩目前尚缺乏可靠的同位素年龄资料, 前人对北西侧沿着凭祥-南宁断裂带两侧分布

的该套中酸性火山岩形成时代的认识基本一致, 其中北泗组火山岩根据灰岩夹层中所产的菊石 *Prionolobus sp.*、*Columbites sp.* 等化石而认为其形成于早三叠世; 板纳组火山岩夹层中分别产菊石 *Leiophyllites sp.* 和双壳类 *Posidonia wengensis* 等化石而认为其形成于中三叠世(广西壮族自治区地质矿产局, 1985; 梁金城等, 2001; 汪洋和邓晋福, 2003)。但杨丽贞等(1997)在崇左一带获得北泗组第 I 旋回英安岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 208 ± 24Ma; 广西第一地质大队在凭祥地区开展 1:5 万区调中获北泗组英安岩 Rb-Sr 全岩等时线年龄为 221 ± 88Ma(广西第一地质大队, 1995<sup>①</sup>), 该年龄值比依据古生物化石所定的时代明显偏新。对南东侧沿着十万大山南麓分布的板八组火山岩形成时代的认识目前

① 广西第一地质大队. 1995. 1:5 万鸭水滩幅、凭祥幅(半幅)、龙州幅(半幅)区域地质调查报告(内部资料)

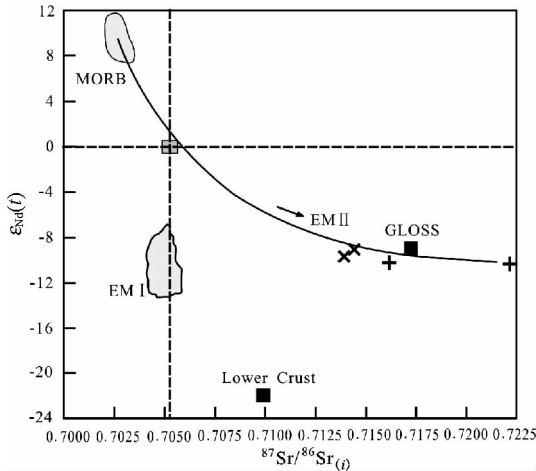


图7 桂西南早中生代酸性火山岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ - $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图解 MORB、EM I、EM II 引自 Zindler and Hart (1986) 和 Hofmann (1997); 代表上地壳的 GLOSS 引自 Plank and Langmuir (1998); 下地壳引自 Ben Othman *et al.* (1984)

Fig. 7  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$  vs.  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  diagram of the Early Mesozoic acid volcanic rocks from Southwest Guangxi

MORB, EM I, EM II mantle end-members are from Zindler and Hart (1986) and Hofmann (1997); Upper crustal components GLOSS data are from Plank and Langmuir (1998); Lower crust data are from Ben Othman *et al.* (1984)

分歧较大, 存在有形成于中三叠世(杨丽贞等, 1997; 吴浩若等, 2001)和晚三叠世(广西壮族自治区地质矿产局, 1985; 汪洋和邓晋福, 2003)两种不同的认识。

本文分别对北西侧北泗组第 I 旋回英安岩和南东侧板八组流纹岩进行了年代学研究, 获得北泗组英安岩的锆石 SHRIMP U-Pb 谐和年龄为  $246 \pm 2\text{Ma}$ , 该年龄值与根据古生物化石确定的年龄一致, 均为早三叠世; 而获得的板八组流纹岩的锆石 SHRIMP U-Pb 谐和年龄为  $250 \pm 2\text{Ma}$ , 该年龄值与前人(广西壮族自治区地质矿产局, 1985; 杨丽贞等, 1997; 吴浩若等, 2001; 汪洋和邓晋福, 2003)对板八组火山岩年龄的认识不同, 他们一般认为其形成时代为中三叠世或晚三叠世, 而本文通过更精确的定年方法, 确定其形成时代为早三叠世早期。

上述年代学研究结果表明, 桂西南早中生代构造-岩浆活动由南东向北西具变新趋势, 由早三叠世早期( $250 \pm 2\text{Ma}$ ) $\rightarrow$ 早三叠世( $246 \pm 2\text{Ma}$ ) $\rightarrow$ 中三叠世, 这与人对桂西南早中生代火山岩形成时代得出的结论刚好相反(由南东向北西具变老趋势, 即由中三叠世或晚三叠世 $\rightarrow$ 早三叠世 $\rightarrow$ 中三叠世)。

## 5.2 构造环境

对本区中酸性火山岩形成构造环境的研究前人资料较少, 已有的零星资料在认识上也存在较大分歧, 有的认为凭祥一带出露的早三叠世中酸性火山岩形成于一种活动陆缘

构造环境(梁金城等, 2001); 汪洋和邓晋福(2003)认为桂西南该套强过铝质三叠纪火山岩属于高钾钙碱性系列, 它的大地构造背景属于印支期后碰撞环境; 也有一些学者认为板八组火山岩形成于火山弧环境, 它是古特提斯洋发生俯冲消减形成的一条印支期岩浆弧(吴浩若等, 2001)。

本研究的微量元素特征表明, 板八组火山岩和北泗组火山岩具有相似的微量元素特征, 均表现为高场强元素 Nb-Ta-Ti 的负异常和 Pb 的正异常, 反映其具有俯冲消减作用形成的岩浆岩地球化学特征(Hergt *et al.*, 1991; Miller *et al.*, 1999)。Pearce *et al.* (1984)认为, 与消减-碰撞作用有关的酸性岩浆岩的构造环境判别是非常复杂的, 这种复杂性也可以从图 8 的各种构造环境判别图解中得到证明, 从这些判别图解中可以看出, 板八组和北泗组酸性火山岩主要落入与碰撞有关和与火山弧有关的花岗岩区内, 说明桂西南早中生代酸性火山岩同时具有消减作用有关的火山弧环境和碰撞造山作用有关的同碰撞构造环境的地球化学特征, 这一现象也导致了一些作者对本区中酸性火山岩是形成于会聚板块边缘的火山弧环境还是形成于陆内碰撞造山环境的争论。

笔者近年来对本区的综合研究成果表明, 在研究区内沿着凭祥-南宁断裂带南侧出露的二叠纪深水相地层中以及研究区北西侧下雷-灵马构造带中均出露有一套 E-MORB 型基性火山岩, 并获得下雷-灵马构造带中基性火山岩的锆石 SHRIMP U-Pb 谐和年龄为  $251 \pm 3\text{Ma}$ (另文发表), 初步认为其可能形成于弧后扩张中心环境。据此, 我们认为至少在晚二叠世晚期-早三叠世桂西南地区处于岛弧环境, 而本区产于该时期的中酸性火山岩应形成于火山弧环境。

## 5.3 岩石成因

活动性小的不相容元素(如 Nb、Ta、Th、Rb 等)是研究岩浆成因及演化的可靠指标。从本区中酸性火山岩各种不相容元素的比值范围(表 4)看, 板八组和北泗组酸性火山岩具有十分相似的不相容元素比值, 且多数比值与大陆地壳相似, 而明显不同于幔源岩石, 表明源区有陆壳物质的加入, 岩浆成因与俯冲作用有关(Hergt *et al.*, 1991; Miller *et al.*, 1999)。此外, 由于 Nb、Ta 都是强不相容元素, 其亲岩浆性的变化是同步的, 其比值在地幔部分熔融或岩浆分离结晶过程中通常是变化很小的, 相对原始岩浆, 其 Nb/Ta 比值大的差异被解释为源区成分不同所致。因此, 可以通过 Nb/Ta 比值的差异情况对生成岩浆的壳-幔作用以及地幔演化过程提供重要的限制(Barth *et al.*, 2000; Pfänder *et al.*, 2007)。本区早中生代酸性火山岩的 Nb/Ta 比值在 10.27 ~ 12.26 (平均 11.50), 均低于球粒陨石、原始地幔(Nb/Ta =  $17.4 \pm 0.5$ )和亏损地幔(Nb/Ta =  $15.5 \pm 1$ )的比值(Jochum *et al.*, 1997), 而更接近大陆地壳的比值(Nb/Ta = 11 ~ 12)(Taylor and McLennan, 1985)。 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(i)}$ 图解(图 7)显示, 本区火山岩位于 EM II 区间范围内, 并且落于以 GLOSS(全球大洋沉积物)为代表的上地壳和 MORB 的混合线上, 而与下地壳

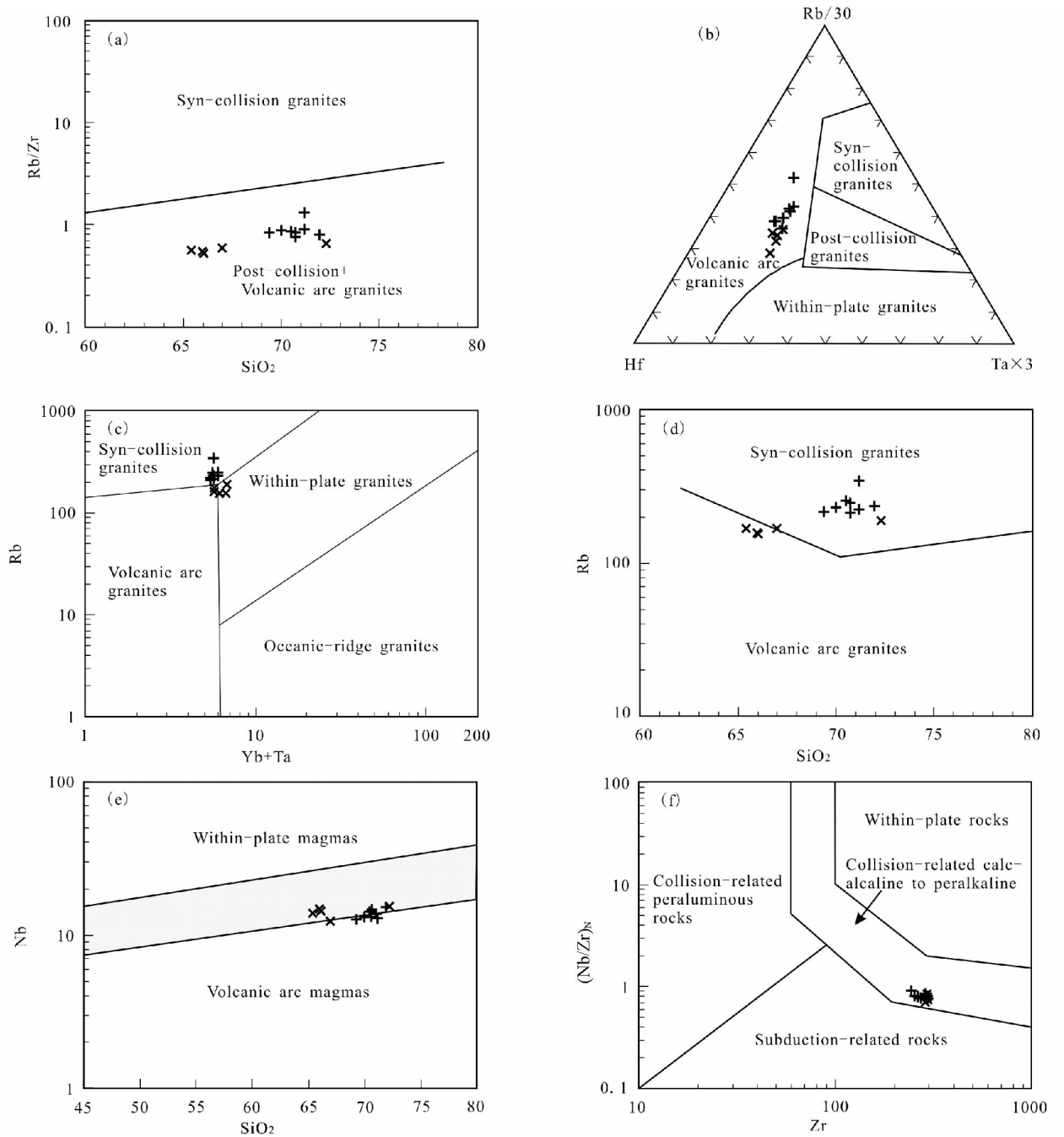


图 8 桂西南早中生代酸性火山岩构造环境判别图解

(a)- $Rb/Zr$ - $SiO_2$  diagram 图解(据 Harris *et al.*, 1986);(b)- $Rb/30$ - $Hf$ - $Ta \times 3$  图解(据 Harris *et al.*, 1986);(c)- $Rb$ - $Yb + Ta$  图解(据 Pearce *et al.*, 1984);(d)- $Rb$ - $SiO_2$  图解(据 Pearce *et al.*, 1984);(e)- $SiO_2$ - $Nb$  图解(据 Pearce and Gale, 1977);(f)- $(Nb/Zr)_N$ - $Zr$  图解(据 Thieblemont and Tegye, 1994),  $Nb$  和  $Zr$  含量是通过原始地幔  $Nb$  和  $Zr$  值进行标准化(据 Hofmann, 1988)

Fig. 8 Discrimination diagrams illustrating tectonic setting of the Early Mesozoic acid volcanic rocks from Southwest Guangxi (a)- $Rb/Zr$  vs.  $SiO_2$  diagram (after Harris *et al.*, 1986);(b)- $Rb/30$ - $Hf$ - $Ta \times 3$  diagram (after Harris *et al.*, 1986);(c)- $Rb$  vs.  $Yb + Ta$  diagram (after Pearce *et al.*, 1984);(d)- $Rb$  vs.  $SiO_2$  diagram (after Pearce *et al.*, 1984);(e)- $SiO_2$  vs.  $Nb$  diagram(after Pearce and Gale, 1977);(f)- $(Nb/Zr)_N$  vs.  $Zr$  diagram (after Thieblemont and Tegye, 1994).  $Nb$  and  $Zr$  contents are normalized to  $Nb$  and  $Zr$  values to the primordial mantle (after Hofmann, 1988)

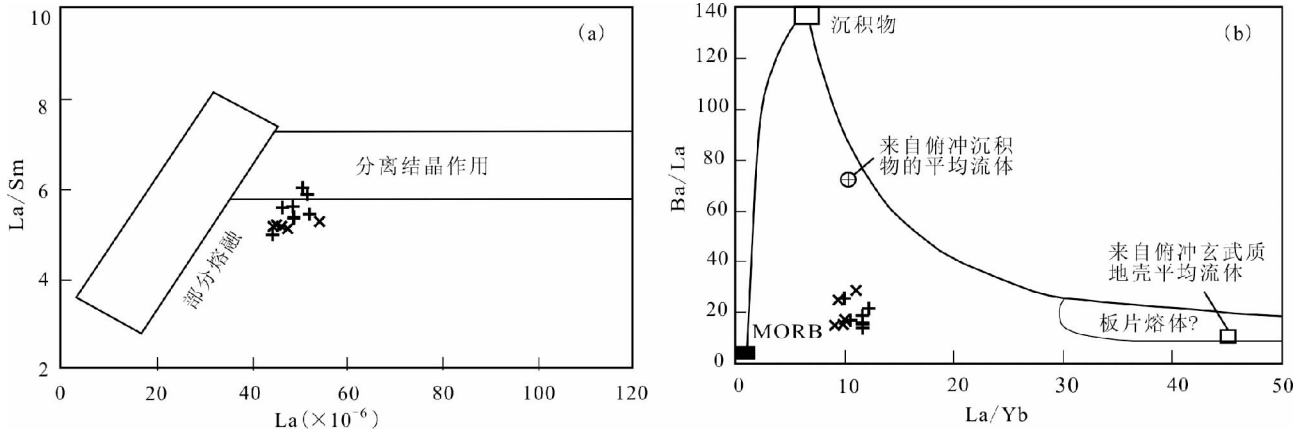


图9 桂西南早中生代酸性火山岩的 La-La/Sm 图解(a)和 Ba/La-La/Yb 图解(b)

图解 b 中沉积物和板片熔体成分据 Yogodzinski *et al.* (1995); 消减沉积物流体平均成分据 Aizawa *et al.* (1999); 消减玄武质地壳流体平均成分据 Kogiso *et al.* (1997); N-MORB 值据 Sun and McDonough(1989)

Fig. 9 La vs. La/Sm (a) and Ba/La vs. La/Yb (b) diagrams of the Early Mesozoic acid volcanic rocks from Southwest Guangxi  
In Fig. 9b: The compositions of sediment and slab-derived melts are from Yogodzinski *et al.* (1995); the average composition of subducted sediment flow is from Aizawa *et al.* (1999); the average composition of subducted basaltic crust flow is from Kogiso *et al.* (1997); the data of N-MORB is from Sun and McDonough (1989)

表 4 桂西南早中生代酸性火山岩不相容元素比值

Table 4 Incompatible trace element ratios of the Early Mesozoic acid volcanic rocks from Southwest Guangxi

比值	Zr/Nb	La/Nb	Ba/Nb	Ba/Th	Rb/Nb	Th/Nb	Th/La	Ba/La
板八组 火山岩	19.48 (17.40 ~ 20.49)	3.53 (3.26 ~ 3.96)	64.89 (48.31 ~ 85.43)	35.63 (27.73 ~ 49.33)	17.58 (15.13 ~ 26.05)	1.83 (1.67 ~ 2.14)	0.52 (0.45 ~ 0.56)	18.34 (14.26 ~ 25.48)
北泗组 火山岩	20.44 (18.59 ~ 22.76)	3.34 (3.20 ~ 3.55)	60.74 (49.26 ~ 81.95)	41.78 (34.46 ~ 60.39)	11.81 (10.40 ~ 13.42)	1.46 (1.36 ~ 1.68)	0.44 (0.41 ~ 0.47)	18.17 (15.37 ~ 25.02)
原始地幔	14.8	0.94	9.0	77	0.91	0.117	0.125	9.6
N-MORB	30	1.07	1.7 ~ 8.0	60	0.36	0.025 ~ 0.071	0.067	4.0
E-MORB			4.9 ~ 8.5			0.06 ~ 0.08		
大陆地壳	16.2	2.2	54	124	4.7	0.44	0.204	25
HIMU-OIB	3.2 ~ 5.0	0.66 ~ 0.77	4.9 ~ 6.9	49 ~ 77	0.35 ~ 0.38	0.078 ~ 0.101	0.107 ~ 0.133	6.8 ~ 8.7
EM I -OIB	4.2 ~ 11.5	0.86 ~ 1.19	11.4 ~ 17.8	103 ~ 154	0.88 ~ 1.17	0.105 ~ 0.122	0.107 ~ 0.128	13.2 ~ 16.9
EM II -OIB	4.5 ~ 7.3	0.89 ~ 1.09	7.3 ~ 13.3	67 ~ 84	0.59 ~ 0.85	0.111 ~ 0.157	0.122 ~ 0.163	8.3 ~ 11.3

注:原始地幔、N-MORB、E-MORB、大陆地壳、HIMU-OIB、EM I -OIB、EM II -OIB 的元素比值据 Saunders *et al.* (1988)和 Weaver(1991)

的平均 Sr-Nd 同位素比值有较大差别。上述特征指示,桂西南火山岩的源区应当为 EM II 型富集地幔。EM II 型地幔被普遍认为是俯冲和再循环的壳源物质与地幔岩发生混合作用的产物(Hart, 1984)。本区中酸性火山岩的  $t_{DM}$  模式年龄为 1.84 ~ 1.94Ga(平均为 1.89Ga),而华南元古代变质沉积岩的  $t_{DM}$  模式年龄为 1.65 ~ 2.14Ga(Li and McMilloch, 1996; Chen and Jahn, 1998),二者基本一致,暗示其可能来源于元古代变质沉积岩或与之相同的源区。

在 La-La/Sm 图解(图 9a)中,本区早中生代酸性火山岩略表现出部分熔融的趋势;而在 Ba/La-La/Yb 图解(图 9b)上看,火山岩样品多靠近亏损地幔而远离沉积物和板片熔体成分区,暗示它们与消减沉积物和俯冲板片组分的加入关系

不大,很可能是受到了上地壳物质的影响;前面已提到,本区早中生代酸性火山岩在稀土元素配分模式图(图 6a)上具有明显的 Eu 负异常,表明岩浆在喷发前发生过斜长石的分离结晶作用,而  $Fe_2O_3^T$ 、 $Al_2O_3$ 、 $MgO$ 、 $CaO$ 、 $TiO_2$ 、 $P_2O_5$ 、 $MnO$  含量与  $SiO_2$  含量呈明显的相关关系(图 5),亦暗示它们在岩浆演化过程中有辉石、角闪石、斜长石、磷灰石和富钛矿物(如钛铁矿等)的分离结晶作用。

上述特征表明,本区早中生代酸性火山岩可能与扬子板块和华夏板块之间古洋壳的俯冲消减作用有直接的成因联系,可能是在俯冲消减过程中洋壳(华南残余洋壳)含水流体引起上覆地幔物质的部分熔融,并在岩浆上升中经历了一定的分离结晶作用和上地壳物质(元古代变质沉积岩?)的同化

混染,即富集组分可能是来自俯冲消减过程中带入的上地壳物质(元古代变质沉积岩?)与地幔岩发生混合作用的产物。

#### 5.4 构造意义探讨

桂西南的钦防构造带和十万大山盆地被认为属于扬子板块和华夏板块结合带(称之为钦-杭结合带或杭-十结合带)的西南端,其具体的界线位置和构造演化一直是引人关注的焦点问题。由于华南地区普遍缺失部分志留纪地层,泥盆系与下古生界呈角度不整合接触,因而普遍认为扬子板块与华夏板块是在中-晚志留世沿着现在的钦杭结合带发生碰撞,形成加里东期碰撞带(杨明桂和梅勇文,1997;殷鸿福等,1999;Yan *et al.*, 2006)。

然而,在该结合带西南段的钦州-防城和北流-岑溪一带,上志留统与下泥盆统是连续的海相沉积,上志留统为一套深水水流沉积,最近我们在岑溪一带早古生代变质地层中还发现了一套具 MORB 型地球化学特征的变质基性火山岩,并获得其 LA-MC-ICP-MS 锆石 U-Pb 谱和年龄为  $441 \pm 3\text{Ma}$  (另文发表),暗示扬子板块和华夏板块结合带西南段有早古生代洋壳的存在。本区泥盆系至上二叠统亦为连续的深水相硅质岩系沉积;前人认为钦防地区下二叠统硅质岩系和上二叠统碎屑岩系呈角度不整合接触,钦防海槽是在早二叠世和晚二叠世之间发生的东吴运动而闭合的(广西壮族自治区地质矿产局,1985),然而王玉净等(1998)对该套硅质岩系详细的放射虫化石研究表明,中-上二叠统是连续沉积的,我们近年来的 1:25 万区域地质调查发现(潘罗忠等,2009),硅质岩系和碎屑岩系接触部位往往呈互层状产出,且上、下两套地层滑塌构造均十分发育,其本质上是在斜坡部位形成的一套沉积混杂岩系,所谓的“角度不整合面”实为滑塌构造面。此外,我们还获得硅质岩系顶部所夹凝灰岩夹层的 SHRIMP 锆石 U-Pb 谱和年龄为  $250 \pm 3\text{Ma}$  (另文发表);而十万大山盆地早三叠世碎屑岩具有浊积岩鲍马序列组合特征。

上述特征表明,钦防地区从下古生界至下三叠统均为连续的深水相沉积;而本区早古生代 MORB 型变质基性火山岩和二叠纪弧后扩张中心环境形成的 E-MORB 型基性火山岩的发现,以及早中生代酸性火山岩形成于火山弧环境的特征表明,扬子板块和华夏板块结合带西南段有古生代洋盆的存在,该洋盆一直延续至中三叠世的印支运动才最终闭合。

## 6 结论

通过以上对桂西南早中生代酸性火山岩的岩石学、年代学以及地球化学(包括 Sr-Nd 同位素)的研究,我们得出以下几点初步认识:

(1)本区北西侧北泗组第 I 旋回火山岩形成于  $246 \pm 2\text{Ma}$ ,而南东侧板八组火山岩形成于  $250 \pm 2\text{Ma}$ ,结合古生物资料表明,桂西南早中生代构造-岩浆活动由南东向北西具变新趋势。

(2)本区早中生代酸性火山岩属于过铝质的高钾钙碱性火山岩系,总体上表现为富集大离子亲石元素(如 K、U、Ba、Rb 和 Th)和轻稀土元素,而 Nb、Ta 和 Ti 等高场强元素和重稀土元素明显亏损,并具有典型 EM II 特征的 Sr-Nd 同位素组成,反映其具有俯冲消减作用形成的岛弧型火山岩地球化学特征,可能是在俯冲消减过程中洋壳(华南残余洋壳)含水流体引起上覆地幔物质的部分熔融,并在岩浆上升中经历了一定的分离结晶作用和上地壳物质(元古代变质沉积岩?)的同化混染形成的产物。

(3)根据早中生代(中)酸性火山岩的研究资料,并结合本区其它一些研究成果认为,扬子板块和华夏板块结合带西南段有古生代洋盆的存在,该洋盆的俯冲消减过程一直延续至中三叠世的印支运动导致扬子板块和华夏板块发生碰撞才终止。

**致谢** 参加野外调查和室内研究的还有梁廷苞高工、龙爱林高工、李锦诚高工、李广宁工程师、谢凌锋工程师、潘艺文工程师、蒋柏昌工程师、周开华工程师和宁金英助理工程师等;地球化学样品分析得到中国科学院广州地球化学研究所同位素实验室的支持;同位素年龄测试得到中国地质科学院地质研究所北京离子探针中心张维老师的帮助,在此一并致以衷心的感谢!

## References

- Aizawa Y, Tatsumi Y and Yamada H. 1999. Element transport by dehydration of subducted sediments: Implication for arc and ocean island magmatism. *Island Arc*, 8: 38–46
- Barth MG, McDonough WF and Rudnick RL. 2000. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. *Chemical Geology*, 165: 197–213
- Ben Othman D, Polve M and Allegre CJ. 1984. Nd-Sr isotopic composition of granulites and constraints on the evolution of the lower continental crust. *Nature*, 362: 144–146
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Guangxi Zhuang Autonomous Region. 1985. *Regional Geology of Guangxi Zhuang Autonomous Region*. Beijing: Geological Publishing House, 1–853 (in Chinese)
- Chen JF and Jahn BM. 1998. Crustal evolution of southeastern China: Nd and Sr isotopic evidence. *Tectonophysics*, 284: 101–133
- Ewart A, Collerson KD, Regelous M, Wendt JI and Niu Y. 1998. Geochemical evolution within the Tonga-Kermadec-Lau arc-back arc systems: The role of varying mantle wedge composition in space and time. *Journal of Petrology*, 39(3): 331–368
- Gilder SA, Gill J, Coe RS, ZhaoXX, Liu ZW, Wang GX, Yuan KR, Liu WL, Kuang GD and Wu HR. 1996. Isotopic and paleomagnetic constraints on the Mesozoic tectonic evolution of south China. *Journal of Geophysical Research*, 101(B7): 16137–16154
- Harris NBW, Pearce JA and Tindle AG. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward MP and Ries AC (eds.). *Collision Tectonics*. Geological Society of London Special Publication, 19: 67–81
- Hart SR. 1984. The DUPAL anomaly: A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. *Nature*, 309: 753–756
- Hergt JM, Peate DW and Hawkesworth CJ. 1991. The petrogenesis of Mesozoic Gondwana low-Ti flood basalts. *Earth and Planetary*

- Science Letters, 105:134 - 148
- Hofmann AW. 1988. Chemical differentiation of the Earth: The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 297 - 314
- Hofmann AW. 1997. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature*, 385: 219 - 229
- Hsü KJ, Sun S and Li JL. 1987. Mesozoic suture in the Huanan Alps and the tectonic assembly of South China. *Science in China (Series B)*, 1107 - 1115
- Hsü KJ, Sun S, Li JL, Chen HH, Pen H and Sengor AMC. 1988. Mesozoic overthrust tectonics in South China. *Geology*, 16: 418 - 421
- Hsü KJ, Li JL, Chen HH and Wang QC. 1990. Tectonics of South China; Key to understanding West Pacific geology. *Tectonophysics*, 183: 9 - 39
- Irvine TN and Baragar WRA. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523 - 528
- Jian P, Liu DY and Sun XM. 2003. SHRIMP dating of Carboniferous Jinshajiang ophiolite in western Yunnan and Sichuan: Geochronological constraints on the evolution of the Palaeo-Tethys oceanic crust. *Acta Geologica Sinica*, 77 (2): 217 - 228 (in Chinese with English abstract)
- JochumKP, Pfänder J, Snow JE and Hofmann AW. 1997. Nb/Ta in mantle and crust. *EOS*, 78: 804
- Kogiso T, Tatsumi Y and Nakano S. 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 148: 193 - 205
- Le Maitre RW, Streckeisen A, Zanettin, Le Bas MJ, Bonin B, Bateman P, Bellieni G, Dudek A, Efremova S, Keller J, Lamere J, Sabine PA, Schmid R, Sorensen H and Woolley AR. 2002. *Igneous Rocks; A Classification and Glossary of Terms, Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge: Cambridge University Press, 1 - 236
- Li XH and McCulloch MT. 1996. Secular variation in the Nd isotopic composition of Neoproterozoic sediments from the southern margin of the Yangtze Block: Evidence for a Proterozoic continental collision in southeast China. *Precambrian Research*, 76: 67 - 76
- Li XH, Liu Y, Tu XL, Hu GQ and Zeng W. 2002. Precise determination of chemical compositions in silicate rocks using ICP-AES and ICP-MS: A comparative study of sample digestion techniques of alkali fusion and acid dissolution. *Geochimica*, 31 (3): 289 - 294 (in Chinese with English abstract)
- Li YJ, Kuang GD, Wu HR and Xian XY. 1993. Qinzhou foreland basin: New understandings about the Qinzhou residual trough. *Guangxi Geology*, 6(4): 13 - 18 (in Chinese with English abstract)
- Liang JC, Deng JX, Chen MH, Jiang BC and Zhu JJ. 2001. The Early Triassic intermediate-acid volcanics and its tectonic environment in southwestern Guangxi. *Geotectonica et Metallogenia*, 25(2): 141 - 148 (in Chinese with English abstract)
- Liang XQ and Li XH. 2005. Late Permian to Middle Triassic sedimentary records in Shiwandashan Basin: Implication for the Indosinian Yunkai Orogenic Belt, South China. *Sedimentary Geology*, 177: 297 - 320
- Liang XQ, Li XH, Qiu YX and Yang DS. 2005. Indosinian collisional orogeny: Evidence from structural and sedimentary geology in Shiwandashan basin, South China. *Geotectonica et Metallogenia*, 29 (1): 99 - 112 (in Chinese with English abstract)
- Liang XR, Wei GJ, Li XH and Liu Y. 2002. Rapid and precise measurement for <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd isotopic ratios using a Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer. *Rock and Mineral Analysis*, 21 (4): 247 - 251 (in Chinese with English abstract)
- Liu BJ, Xu XS, Pan XN, Huang HQ and Xu Q. 1993. *Paleocontinental Sediments, Crust Evolution and Ore Deposits of South China*. Beijing: Science Press, 120 - 136 (in Chinese)
- Liu Y, Liu HC and Li XH. 1996. Simultaneous and precise determination of 40 trace elements in rock samples using ICP-MS. *Geochimica*, 25(6): 552 - 558 (in Chinese with English abstract)
- Ludwig KR. 2003. *User's manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1 - 70
- Ma WP. 1996. Paleotethys in South China, Permian orogeny and the eastwards extension of interchange domain. *Scientia Geologica Sinica*, 31(2): 105 - 113 (in Chinese with English abstract)
- Ma WP. 1999. A new break through in the tectonic studies of south China. *Chinese Science Bulletin*, 44: 23 - 25
- Miller C, Schuster R, Klotzli U, Frank W and Purtscheller F. 1999. Post-collisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis. *Journal of Petrology*, 40: 1399 - 1424
- Morrison GW. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13: 97 - 108
- Omran J, Agard P, Whitechurch H, Benoit M, Prouteau G and Jolivet L. 2008. Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos*, 106: 380 - 398
- Pearce JA and Gale GE. 1977. Identification of ore deposition environment from trace element geochemistry. *Geological Society of London Special Publication*, 7: 4 - 24
- Pearce JA, Harris NBW and Tindle AG. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956 - 983
- Pei RF and Hong DW. 1995. The granites of South China and their metallogeny. *Episodes*, 18(1-2): 77 - 82
- Pfänder JA, Münker C, Stracke A and Mezger K. 2007. Nb/Ta and Zr/Hf in ocean island basalts-Implications for crust-mantle differentiation and the fate of Niobium. *Earth and Planetary Science Letters*, 254: 158 - 172
- Plank T and Langmuir CH. 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology*, 145: 325 - 394
- Ramsey MH, Potts PJ, Webb PC, Watkins P, Watson JS and Coles BJ. 1995. An objective assessment of analytical method precision: Comparison of ICP-AES and XRF for the analysis of silicate rock. *Chemical Geology*, 124: 1 - 19
- Saunders AD, Norry MJ and Tarney J. 1988. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: Trace element constraints. *Journal of Petrology (Special Lithosphere Issue)*, 415 - 445
- Shen ZY, Ye Y, Fang DJ and Tan XD. 1999. Characteristics of magnetic fabrics of Jiangshan-Shaoxing collision belt and its tectonic implications. *Chinese Science Bulletin*, 44(19): 1819 - 1824
- Song B, Zhang YH, Wan YS and Jian P. 2002. The mount making for and the procedure of SHRIMP dating. *Geological Review*, 48 (Suppl.): 26 - 30 (in Chinese with English abstract)
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London: Special Publication, 42: 313 - 345
- Taylor SR and McLennan SM. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell, 1 - 312
- Thieblemont D and Tegvey M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoins de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calcoalcalins. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 319, II: 87 - 94
- Wang HN and Zhou LY. 2006. A further understanding in geological structure of south China. *Geological Journal of China Universities*, 12(4): 457 - 465 (in Chinese with English abstract)
- Wang J and Li ZX. 2003. History of Neoproterozoic rift basins in South China: Implication for Rodinia break. *Precambrian Research*, 122: 141 - 158
- Wang J. 2000. Neoproterozoic Rifting History of South China: Significance to Rodinia Breakup. Beijing: Geological Publishing House, 1 - 146

(in Chinese)

- Wang Y and Deng JF. 2003. The Geodynamic significance of petrochemical features of Triassic strongly peraluminous igneous rocks in the southern part of Guangxi Province. *Geology-Geochemistry*, 31(4): 35–42 (in Chinese with English abstract)
- Wang YJ, Luo H, Kuang GD and Li JX. 1998. Late Devonian-late Permian strata of cherty facies at Xiaodong and Bancheng counties of the Qinzhou area, SE Guangxi. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 15(4): 351–366 (in Chinese with English abstract)
- Weaver BL. 1991. The origin of ocean island basalt end-member composition; Trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 381–397
- Wei GJ, Liang XR, Li XH and Liu Y. 2002. Precise measurement of Sr isotopic composition of liquid and solid base using (LP) MC-ICPMS. *Geochimica*, 31(3): 295–305 (in Chinese with English abstract)
- Wu GY, Ji JQ, He SD and Zhong DL. 2002. Early Permian magmatic arc in Pingxiang, Guangxi and its tectonic implications. *Journal of Mineralogy and Petrology* 22(3): 61–65 (in Chinese with English abstract)
- Wu HR, Kuang GD and Wang ZC. 2001. The Yunkai block since Silurian. *Journal of Palaeogeography*, 3(3): 32–40 (in Chinese with English abstract)
- Xia WJ, Du SG, Xu XH, Bi ZG, Yin JC, Li SL, Zhang CJ and Yi HS. 1994. Sinian Lithofacies, Paleogeography and Mineralization in South China. Beijing: Geological Publishing House, 1–109 (in Chinese)
- Yan DP, Zhou MF, Wang CY and Xia B. 2006. Structural and geochronological constraints on the tectonic evolution of the Dulong-Song Chay tectonic dome in Yunnan Province, SW China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 28: 332–353
- Yang LZ, Chen ZF and Bai YP. 1997. Mesozoic Volcanic Rocks in Southern Guangxi. Wuhan: China University of Geosciences Press, 1–47 (in Chinese)
- Yang MG and Mei YW. 1997. Characteristics of geology and metallization in the Qinzhou-Hangzhou paleoplate juncture. *Geology and Mineral Resources of South China* 9(3): 52–59 (in Chinese with English abstract)
- Yin HF, Wu SB, Du YS and Peng YQ. 1999. South china defined as part of Tethyan archipelagic ocean system. *Earth Science*, 24(1): 1–12 (in Chinese with English abstract)
- Yogodzinski GM, Kay RW, Volynets ON, Koloskov AV and Kay SM. 1995. Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region; Implications for slab melting and processes in the mantle wedge. *Geological Society of America Bulletin*, 107: 505–519
- Zhang BY, Shi MQ, Yang SF, Zhao ZH and Chen HL. 1995. A piece of evidence for the paleo-Tethyan tectonic belt in western Guangdong and eastern Guangxi. *Geological Review*, 41(1): 1–6 (in Chinese with English abstract)
- Zhao GC and Cawood PA. 1999. Tectonothermal evolution of the Mayuan assemblage in the Cathaysia block; Implications for Neoproterozoic collision-related assembly of south China Craton. *American Journal of Science* 299: 309–339
- Zindler A and Hart SR. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493–571
- 李曰俊, 邝国敦, 吴浩若, 咸向阳. 1993. 钦州前陆盆地——关于钦州残余海槽的新认识. *广西地质*, 6(4): 13–18
- 李献华, 刘颖, 涂湘林, 胡光黔, 曾文. 2002. 硅酸盐岩石化学组成的 ICP-AES 和 ICP-MS 准确测定: 酸溶与碱熔分解样品方法的对比. *地球化学*, 31(3): 289–294
- 梁金城, 邓继新, 陈懋弘, 蒋柏昌, 朱继姣. 2001. 桂西南早三叠世中酸性火山岩及其构造环境. *大地构造与成矿学*, 25(2): 141–148
- 梁细荣, 韦刚健, 李献华, 刘颖. 2002. 多收集器等离子体质谱快速精确测定铍同位素比值. *岩矿测试*, 21(4): 247–251
- 梁新权, 李献华, 丘元禧, 杨东生. 2005. 华南印支期碰撞造山——十万大山盆地构造和沉积学证据. *大地构造与成矿学*, 29(1): 99–112
- 刘宝珺, 许效松, 潘杏南, 黄慧琼, 徐强. 1993. 中国南方古大陆沉积地壳演化与成矿. 北京: 科学出版社, 120–134
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用 ICP-MS 准确测定岩石样品中的 40 余种微量元素. *地球化学*, 25(6): 552–558
- 马文璞. 1996. 华南陆域内古特提斯形迹、二叠纪造山作用和互换构造域的东延. *地质科学*, 31(2): 105–113
- 宋彪, 张玉海, 万渝生, 简平. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. *地质论评*, 48(增刊): 26–30
- 汪洋, 邓晋福. 2003. 广西南部三叠纪强过铝质火成岩岩石化学特征的动力学意义. *地质地球化学*, 31(4): 35–42
- 王鹤年, 周丽娅. 2006. 华南地质构造的再认识. *高校地质学报*, 12(4): 457–465
- 王剑. 2000. 华南新元古代裂谷盆地演化——兼论与 Rodinia 解体的关系. 北京: 地质出版社, 1–146
- 王玉净, 罗辉, 邝国敦, 李家骥. 1998. 广西钦州小董-板城上古生代硅质岩相地层. *微体古生物学报*, 15(4): 351–366
- 韦刚健, 梁细荣, 李献华, 刘颖. 2002. (LP)MC-ICPMS 方法精确测定液体和固体样品的 Sr 同位素组成. *地球化学*, 31(3): 295–305
- 吴根耀, 季建清, 何顺东, 钟大赉. 2002. 广西凭祥地区早二叠世的岩浆弧及其构造意义. *矿物岩石*, 22(3): 61–65
- 吴浩若, 邝国敦, 王忠诚. 2001. 志留纪以来的云开地块. *古地理学报*, 3(3): 32–40
- 夏文杰, 杜森官, 徐新煌, 毕治国, 殷继成, 李世麟, 张长俊, 伊海生. 1994. 中国南方震旦纪岩相古地理与成矿作用. 北京: 地质出版社, 1–109
- 杨丽贞, 陈兆福, 白艳萍. 1997. 广西南部中生代火山岩. 武汉: 中国地质大学出版社, 1–47
- 杨明桂, 梅勇文. 1997. 钦-杭古板块结合带与成矿带的主要特征. *华南地质与矿产*, 9(3): 52–59
- 殷鸿福, 吴顺宝, 杜远生, 彭元桥. 1999. 华南是特提斯多岛洋体系的一部分. *地球科学*, 24(1): 1–12
- 张伯友, 石满全, 杨树锋, 赵振华, 陈汉林. 1995. 古特提斯造山带在华南两广交界地区的新证据. *地质论评*, 41(1): 1–6

## 附中文参考文献

- 广西壮族自治区地质矿产局. 1985. 广西壮族自治区区域地质志. 北京: 地质出版社, 1–853
- 简平, 刘敦一, 孙晓猛. 2003. 滇川西部金沙江石炭纪蛇绿岩测年古特提斯洋壳演化的同位素年代学制约. *地质学报*, 77(2): 217–228