

<http://www.geojournals.cn/dzxb/ch/index.aspx>

# 川西北碧口地块老河沟岩体和筛子岩岩体 地球化学特征及其构造环境

李佐臣, 裴先治, 丁仁平, 刘战庆, 李瑞保, 孙雨, 冯建赞, 张亚峰

长安大学西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室, 长安大学地球科学与资源学院, 西安, 710054

**内容提要:**老河沟岩体和筛子岩岩体位于碧口地块西南部。岩体的  $\text{SiO}_2$  (69.89%~71.69%) 和  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15.01%~16.25%) 含量均很高, A/CNK 在 1.04~1.12 之间, 为硅和铝过饱和类型, 属典型的强过铝质花岗岩。稀土元素总量 ( $\Sigma\text{REE}$ ) 为  $33.13 \times 10^{-6} \sim 150.42 \times 10^{-6}$ , 稀土元素配分曲线呈右倾型, 具有弱的负铈异常。高场强元素 (Ta、Nb、Ti 等) 具有明显的负异常, 大离子亲石元素 (Rb、Ba、Sr 等) 具有明显的正异常。岩体可能是以杂砂岩成分为主的沉积岩部分熔融形成的花岗岩质岩浆上升侵位过程中形成的, 是一种典型的壳源成因类型。老河沟岩体和筛子岩岩体具有后碰撞岩浆活动的特征, 是印支期华北和扬子地块碰撞导致地壳加厚环境下下地壳部分熔融的产物, 形成于同碰撞(挤压环境)向碰撞后(伸展环境)转化阶段, 为后造山花岗岩类。

**关键词:** 强过铝质花岗岩; 地球化学; 构造环境; 后碰撞; 碧口地块

川西北及其邻区处于秦岭造山带、松潘-甘孜造山带和扬子地块汇聚交接地区, 是研究中国大陆构造及其大陆动力学的关键地区, 是探索中国大陆壳幔三维结构、多块体拼合、陆壳增生、消减机制的天然实验室, 具有复杂的构造图像和拼合历史。前人的研究认为秦岭-大别造山带形成于扬子地块和华北地块在中三叠世末期的碰撞过程中, 到三叠纪晚期扬子地块和华北地块完成拼合(张国伟等, 2001, 2003, 2004a)。松潘-甘孜造山带虽然在新生代时期受到强烈的改造(Dewey J F et al., 1988; 许志琴等, 1992), 但其变形过程主要发生在晚三叠世或印支期(Burchfiel B C et al., 1995; Hsu K et al., 1995; Yin A et al., 2000)。最近的研究表明在勉略带以南、勉略带与商丹带之间、商丹带以北均存在印支期 223~205Ma 的花岗岩体, 这些岩体的出露呈面型分布, 显示与周围构造带没有明显的空间关系。同一时期的花岗岩出露在不同的块体或造山带中, 这些岩体在地球化学特征、岩石成因和构造环境上有什么联系? 因此, 对这些花岗岩进行详细的地球化学研究, 对进一步讨论其构造环境, 块体之间的拼合关系及探索大陆动力学具有重要的地质意义。

碧口地块现今位于扬子地块的西北缘, 分别以

勉略带、青川-阳平关断裂、虎崖断裂与西秦岭造山带、龙门山构造带以及松潘-甘孜造山带相接, 呈长三角形块体, 向东构造尖灭(张国伟等, 1995, 1996)。碧口地块的地层由碧口群和上覆的震旦纪以及古生代沉积岩组成。前人对碧口地块做过大量的研究, 但主要限于碧口群火山岩, 提出了碧口群火山岩形成的各种各样的模式, 如岛弧环境说(夏祖春等, 1989; 张家润, 1990; 卢一伦等, 1997; 闫全人等, 2004; 王宗起等, 2009)、弧内裂谷环境说(董广法等, 1998)、大陆裂谷环境说(夏林圻等, 1996a, 1996b, 2007; 丁振举等, 1998; 匡耀求等, 1999; 徐学义等, 2001)、洋中脊和(或)大洋板内说(裴先治, 1989, 2001; 裴先治等, 2002; 张二朋等, 1993; 刘国惠等, 1993; 陶洪祥等, 1993)和元古宙古陆块说(张国伟等, 2001)。但是对碧口地块的深部地壳性质及其深部作用了解较少, 这在一定程度上影响了对碧口地块构造演化的深入讨论。花岗岩类是揭示深部地壳组成和地球动力学过程的有效途径(Kemp A I S et al., 2003)。近年来, 部分学者对碧口地块中的花岗岩体进行了详细的研究, 对于区内的花岗岩体的成因存在两种不同的认识, 秦江峰等(2005)认为岩体的形成与秦岭造山带在主造山期后岩石圈发生拆沉

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号 40972136、40572121、40234041)和教育部科学技术研究重点项目(编号 104175)资助的成果。

收稿日期: 2009-02-12; 改回日期: 2009-07-15; 责任编辑: 郝梓国。

作者简介: 李佐臣, 男, 1979年生。博士, 讲师。主要从事构造地质学研究。通讯地址: 710054, 西安市雁塔南路126号长安大学443#信箱; Email: lizuochen2003@163.com。通讯作者: 裴先治。Email: peixzh@263.net。

作用和幔源岩浆底侵作用存在联系。而张宏飞等(2007)认为岩浆起因于增厚之后岩石圈在印支期的拆沉作用下地壳玄武质岩类的部分熔融。由此可以看出,对碧口地块中的花岗岩和构造环境有进一步研究的必要。

因此,本文选择碧口地块西南缘的筛子岩岩体和老河沟岩体(图1)作为研究对象,通过详细的岩石学、地球化学研究,结合前人对邻近的南一里岩体和筛子岩岩体的研究成果,综合探讨该区花岗岩体的成因及构造环境、与邻区同时代岩体之间的关系以及岩体与碰撞造山之间的关系。

### 1 地质背景及岩石学特征

老河沟岩体出露于平武县东北部老河沟一带,侵位于下震旦统蜈蚣口组浅变质砂岩、页岩中,岩体边缘接触变质较为明显。岩体呈近椭圆形,分布面积较大,约为 11 km<sup>2</sup>。岩性相对单一均匀,为花岗岩,岩石呈浅灰色-灰色,中粗粒花岗结构,岩体内部岩石结构较粗,颗粒最大可达 0.8cm,岩体边缘岩石较细,颗粒大小为 0.2~0.5cm,块状构造,无变质变形。主要矿物组成为石英,白色,不规则他形粒状,含量 25%~30%;斜长石,灰白色,自形柱状,含量 60%~65%。暗色矿物以黑云母为主,呈暗褐色,半

自形片状,含量 3%~5%。副矿物以榍石和磷灰石为主,其次为锆石、褐帘石、斜黝帘石、磁铁矿等。

筛子岩岩体出露于平武县木皮乡南侧,侵位于碧口群浅灰-浅灰绿色含黑云母绢云母石英钠长片岩、灰绿色绿泥绿帘钠长片岩中,围岩绿泥绿帘石化较为明显。岩体呈近椭圆形,分布面积较小,约为 3.2km<sup>2</sup>。岩性相对单一均匀,为黑云母花岗岩,岩石呈灰色-深灰色,似斑状花岗结构,块状构造,无变质变形。主要矿物组成为石英,白色,不规则他形粒状,含量 30%~35%;斜长石,灰白色,自形柱状,含量 45%~50%。暗色矿物以黑云母为主,呈暗褐色,半自形片状,含量 10%~15%。斑晶由灰白色斜长石组成,斑晶自形程度高,斑晶大小约为 0.5~1×0.8~2cm。副矿物以榍石和磷灰石为主,其次为锆石、褐帘石、斜黝帘石、磁铁矿等。

### 2 岩石地球化学特征

#### 2.1 主量元素地球化学特征

老河沟岩体和筛子岩岩体主量元素和微量元素分析结果见表1。主量元素具有如下特征:

(1) 岩石的 SiO<sub>2</sub> 含量较高且变化范围很窄(69.89%~71.69%),显示硅过饱和的特征。在 TAS 岩石分类图解(图2)上,数据点均落入花岗岩区域内。

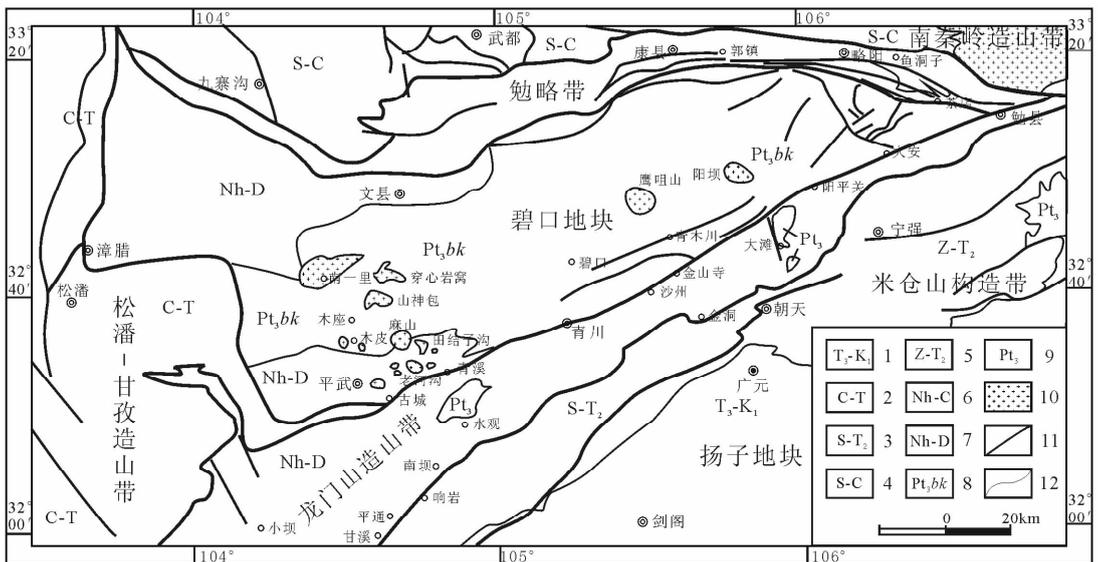


图1 川西北碧口地块及其邻区地质简图

Fig.1 Geological sketch map of the Bikou block and the adjacent areas in northwest Sichuan

- 1—上三叠统一下白垩统;2—石炭系—三叠系;3—志留系—中三叠统;4—志留系—石炭系;5—震旦系—中三叠统;6—南华系—石炭系;
- 7—南华系—泥盆系;8—新元古界碧口群;9—新元古界;10—印支期花岗岩类;11—断裂;12—地质界线
- 1—Upper Triassic-Lower Cretaceous; 2—Carboniferous-Triassic; 3—Silurian-Middle Triassic; 4—Silurian-Carboniferous; 5—Sinian-Middle Triassic; 6—Nanhuan-Carboniferous; 7—Nanhuan-Devonian; 8—Neoproterozoic Bikou group; 9—Neoproterozoic; 10—Indosinian granodiorite; 11—fault; 12—geological boundary

表 1 老河沟花岗岩和筛子岩花岗岩主量元素(%) and 微量元素含量( $\times 10^{-6}$ )Table 1 Major element data components (%) and trace element abundance( $\times 10^{-6}$ ) for Laohegou granite and Shaiziyan granite

Sample	SZY01	M*	LHG02	LHG03	LHG04	LHG05	LHG06
SiO <sub>2</sub>	70.14	71.10	71.56	69.89	70.99	70.25	69.96
TiO <sub>2</sub>	0.26	0.25	0.23	0.30	0.30	0.24	0.24
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.21	15.32	15.20	16.22	15.89	16.25	16.14
TFeO	2.02	1.84	1.58	2.08	1.96	1.68	1.77
MnO	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04
MgO	1.62	1.50	1.07	0.95	0.91	0.99	1.26
CaO	2.41	2.36	2.23	2.67	2.69	2.32	2.33
Na <sub>2</sub> O	5.06	4.83	4.79	4.39	4.23	5.03	5.41
K <sub>2</sub> O	1.73	1.72	2.33	2.20	2.32	2.09	1.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.08	0.08	0.09	0.10	0.11	0.10	0.09
LOI	0.98	0.68	0.36	0.66	0.56	0.92	0.46
TOTAL	99.55		99.46	99.49	100.00	99.90	99.50
Mg#	68.13		63.62	66.57	56.66	64.05	73.97
A/CHK	1.04	1.09	1.05	1.12	1.11	1.10	1.07
Ap	0.18		0.20	0.22	0.24	0.22	0.20
Or	10.38		13.91	13.17	13.80	12.49	10.75
Ab	43.39		40.85	37.54	35.95	42.95	46.17
An	11.66		10.64	12.82	12.78	11.04	11.15
Qz	26.41		28.34	29.37	30.29	26.70	25.10
C	0.80		0.93	1.99	1.76	1.71	1.25
DI	80.48		83.40	79.66	80.23	82.23	81.79
Sr	748.91	800.25	586.97	555.52	567.93	656.55	825.23
Rb	58.52	70.50	73.89	85.95	89.62	72.70	54.77
Ba	584.89	764.75	681.60	1186.80	1085.50	1010.90	956.28
Th	2.96	6.57	4.72	4.68	3.44	3.30	2.00
Ta	0.28	0.63	0.41	0.53	0.50	0.40	0.24
Nb	3.19	6.70	4.09	5.14	4.60	3.88	3.35
Zr	70.71	104.50	86.29	98.78	99.50	87.65	85.24
Hf	2.23	3.10	2.61	2.89	2.89	2.55	2.35
U	0.96	1.35	1.06	1.46	1.37	0.81	0.43
Cu	2.38	6.18	3.37	3.99	5.72	3.41	3.51
Pb	11.60	19.89	17.61	16.39	14.33	15.95	14.06
La	7.52	15.09	9.85	12.83	10.66	10.81	5.92
Ce	15.01	28.85	20.81	22.99	19.10	20.74	12.68
Pr	1.72	3.31	2.42	2.65	2.26	2.36	1.39
Nd	6.93	12.76	9.16	10.35	8.67	9.57	6.11
Sm	1.53	2.50	2.20	2.13	1.81	2.08	1.56
Eu	0.52	0.69	0.60	0.70	0.55	0.63	0.53
Gd	1.67	2.34	2.18	2.20	1.58	1.95	1.73
Tb	0.25	0.31	0.30	0.25	0.23	0.26	0.23
Dy	1.42	1.88	1.59	1.26	1.24	1.41	1.24
Ho	0.30	0.36	0.29	0.22	0.20	0.23	0.23
Er	0.72	0.86	0.76	0.56	0.51	0.66	0.70
Tm	0.11	0.12	0.11	0.08	0.08	0.10	0.11
Yb	0.74	0.92	0.71	0.52	0.53	0.57	0.66
Lu	0.13	0.14	0.10	0.09	0.10	0.10	0.11
Y	7.30	9.63	7.50	5.24	5.58	6.33	6.48
ΣREE	38.57	69.97	51.08	56.82	47.51	51.48	33.19
δEu	0.99	0.91	0.82	0.98	0.98	0.94	0.98

注: M\* 为张宏飞等(2007)测定的木皮岩体(即筛子岩岩体)4个样品的平均值。

(2) Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量较高(15.01%~16.25%), A/

CNK 在 1.04~1.12 之间,平均为 1.08; FeO/(FeO

+MgO) 比值较低(0.29~0.56); 所有样品中均出现刚玉(C), 且 C 值大多数都大于 1%(0.84%~

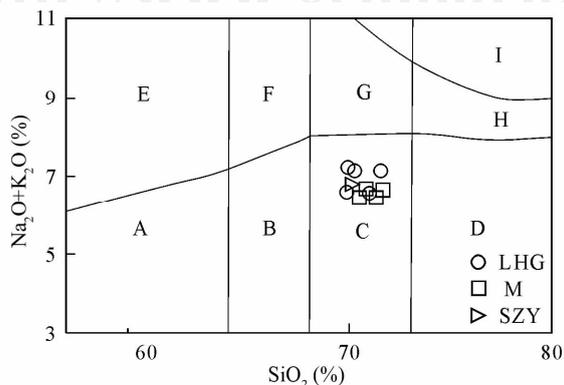


图2 老河沟和筛子岩花岗岩体 TAS 图解  
(据 Efremova and Stafeev, 1985)

Fig. 2 TAS classification diagrams (after Efremova and Stafeev, 1985) for Laohegou and Shaiziyan granite

A—石英闪长岩; B—英云闪长岩; C—花岗岩, 斜长花岗岩; D—淡色花岗岩; E—石英二长花岗岩; F—石英黑云花岗岩; G—亚碱性花岗岩; H—亚钾性淡色花岗岩; I—碱性淡色花岗岩; LHG—老河沟岩体; SZY—筛子岩岩体; M—木皮岩体(即筛子岩岩体, 引自张宏飞等, 2007, 下同)

A—quartz diorite; B—tonalite; C—granite, plagiogranite; D—leucogranite; E—quartz monzodiorite; F—quartz syenite; G—subalkaline granite; H—subalkaline leucogranite; I—alkaline leucogranite; LHG—Laohegou granite; SZY—Shaiziyan granite; M—Mupi granite (That is Shaiziyan, from Zhang HF et al., 2007)

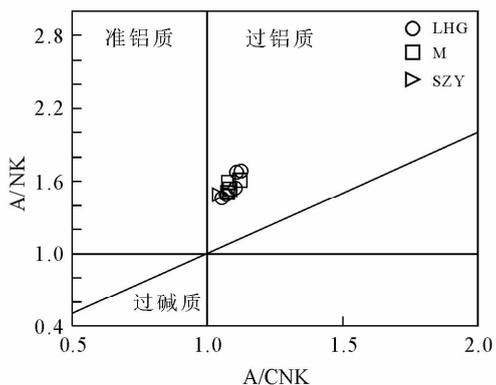


图3 老河沟和筛子岩花岗岩体 A/NK-A/CNK 图解  
(据 Maniar and Piccoli, 1989)

Fig. 3 A/NK - A/CNK diagrams for Laohegou and Shaiziyan granite (after Maniar and Piccoli, 1989)

2.04% 之间, 只有 LHG02 和 SZY01 样品小于 1%), 显示强过铝质特征, 在 A/NK-A/CNK 图解上(图 3)数据点均位于过铝质区域内。

(3)全碱(Alk)含量较高(6.43%~7.21%), K<sub>2</sub>O 普遍小于 Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O 比值平均为 0.41,

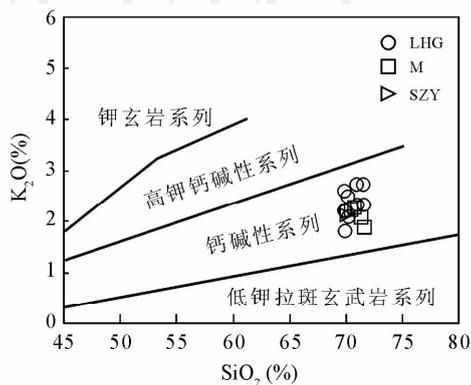


图4 老河沟和筛子岩花岗岩体 K<sub>2</sub>O-SiO<sub>2</sub>图解  
(据 Rickwood P C, 1989)

Fig. 4 K<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> diagrams for Laohegou and Shaiziyan granite (after Rickwood P C, 1989)

相对富钠, 里特曼指数  $\sigma$  在 1.53~1.93 之间, 在 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 图解中(图 4)数据点均落入钙碱性系列范围。

(4)分异指数(DI)为 79.66~83.40, 平均为 81.46, 分异指数具有较高的值和相同的分异趋势, 表明原始岩浆的结晶分异强烈。

(5)在 Harker 图解(图 5)中, 老河沟岩体和筛子岩岩体的 Fe<sub>2</sub>O<sub>3T</sub>、MgO、CaO、K<sub>2</sub>O、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 含量与 SiO<sub>2</sub> 含量呈明显的负相关关系; Na<sub>2</sub>O 与 SiO<sub>2</sub>、Na<sub>2</sub>O/CaO-SiO<sub>2</sub>/CaO、SiO<sub>2</sub>/MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/MgO、Na<sub>2</sub>O/CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/CaO 呈明显的正相关关系。在 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO/Na<sub>2</sub>O 与 SiO<sub>2</sub> 图解中老河沟岩体呈负相关关系, 筛子岩岩体呈正相关关系; 在 CaO/K<sub>2</sub>O-MgO/K<sub>2</sub>O 图解中老河沟岩体呈正相关关系, 筛子岩岩体呈负相关关系; 这些线性关系反映老河沟岩体和筛子岩岩体的原始岩浆可能来源于不同的岩浆源。

(6)老河沟岩体和筛子岩岩体周围无中性和基性侵入岩的参与, 亦无对应的同期火山岩产出, 这说明在花岗岩形成过程中没有地幔的卷入, 是陆壳岩石部分熔融的结果, 岩浆的温度常常不能达到使它喷出至地表的程度, 结合其岩石学和地球化学特征, 认为这两个岩体具有 S 型花岗岩特征。

## 2.2 稀土元素地球化学特征

老河沟岩体和筛子岩岩体的  $\Sigma$  REE 较低 ( $33.13 \times 10^{-6} \sim 150.42 \times 10^{-6}$ , 平均为  $55.91 \times 10^{-6}$ ); LREE 相对富集, HREE 相对亏损, 轻、重稀土元素之间分馏较明显 ( $\Sigma$  LREE/ $\Sigma$  HREE 在 5.64~10.53 之间, 平均为 8.19)。LREE 内部分异较为明显, (La/Sm)<sub>N</sub> 为 2.45~4.29, 平均为 3.44。重稀

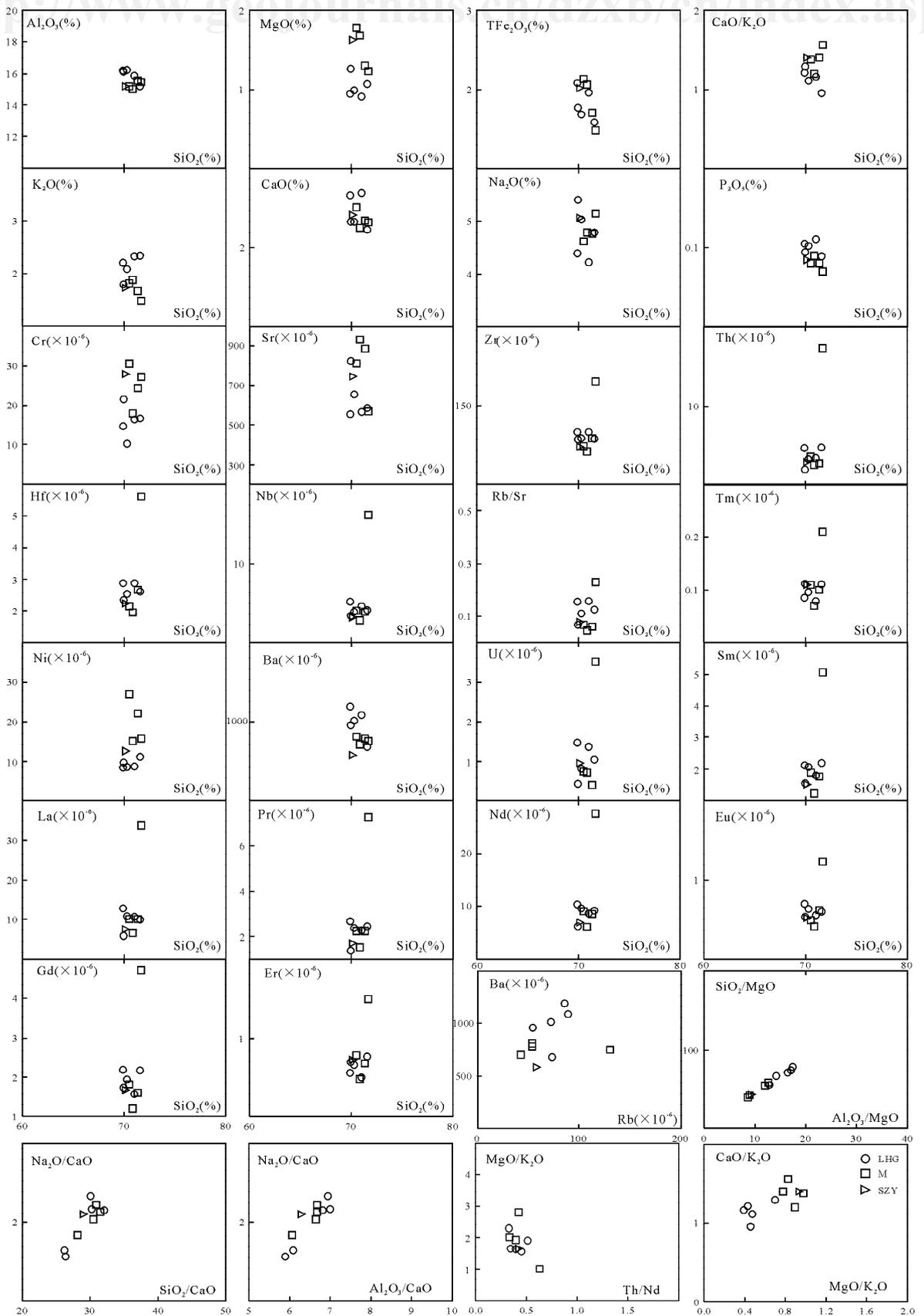


图 5 老河沟和筛子岩花岗岩体的 Harker 图解

Fig. 5 Harker diagram of Laohegou and Shaiziyan granite

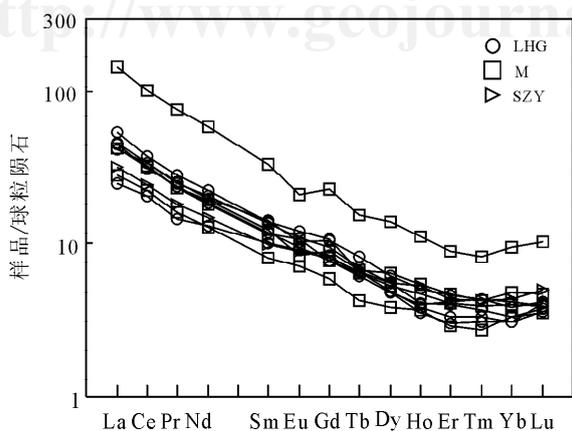


图 6 老河沟和筛子岩花岗岩体的稀土元素球粒陨石标准化曲线(球粒陨石标准化数据据 Sun S S et al., 1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns for Laohegou and Shaiziyan granite body(chondrite data for normalization taken from Sun S S et al., 1989)

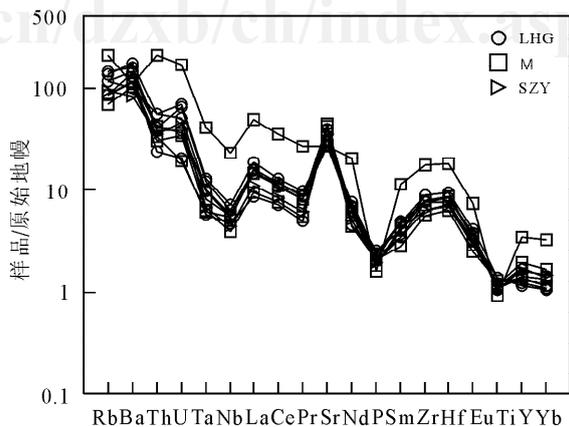


图 7 老河沟和筛子岩花岗岩体的微量元素蛛网图(原始地幔标准化数据据 Sun S S et al., 1989)

Fig. 7 Trace element spider diagram for Laohegou and Shaiziyan granite body(Primitive mantle data for normalization taken from Sun S S et al., 1989)

土明显亏损可能是残留体中含较大数量的极富重稀土的石榴子石和角闪石造成的(Patino-Douce A E et al., 1995)。La/Yb 为 8.95~24.52, 平均为 15.58,  $(La/Yb)_N$  为 6.42~17.59, 平均为 11.18, 表明它是在陆壳底部大压力下源区岩石脱水熔融形成的(王中刚等, 1989)。 $\delta Eu$  在 0.77~1.13 之间, 平均为 0.94, Eu 大多数具有弱的负异常, 区别于幔源型花岗岩, Eu 的负异常可能是斜长石、钾长石的分离引起(王中刚等, 1989)。稀土元素配分图(图 6)为大倾角右倾曲线, 没有四组分效应, 为“斜倾式”。在  $(La/Yb)_N$  和  $(Tb/Yb)_N$  与  $(Eu/Eu^*)_N$  图解(图 8)中, 老河沟岩体与筛子岩岩体显示出不同的演化趋势, 表明这两个岩体有着不同的岩浆来源, 它们不是由同一种岩浆分离结晶而产生的。在 Harker 图解(图 5)中, 老河沟岩体和筛子岩岩体的 La、Pr、Nd、

Sm、Eu、Gd、Er、Tm 含量与  $SiO_2$  含量呈现出不同的线性关系, 亦表明这两个岩体有着不同的岩浆来源。

### 2.3 微量元素地球化学特征

由表 1 和图 7 可知, 老河沟岩体和筛子岩岩体微量元素具有如下特征: 低 Rb、高 Sr、高 Ba 和较低的 Rb/Sr(0.05~0.23)、Rb/Ba(0.06~0.17)、K/Rb(84.74~136.39) 比值。较低的 K/Rb 值和高的分异指数(DI)反映了原始岩浆已经历充分的结晶分异作用(赵振华, 1997)。在原始地幔标准化蛛网图上, 显示高场强元素 Nb、Ta、P、Ti 明显亏损, 而 Rb、Ba、U、Sr 等大离子亲石元素具有明显的正异常, Sr 的正异常和 Th 的负异常显示与岛弧型花岗岩有较明显的区别。Nb、P 的亏损说明斜长石作为熔融残留相或结晶分离相存在, 即在熔融过程中斜长石没有耗尽(Patino-Douce A E et al., 1991,

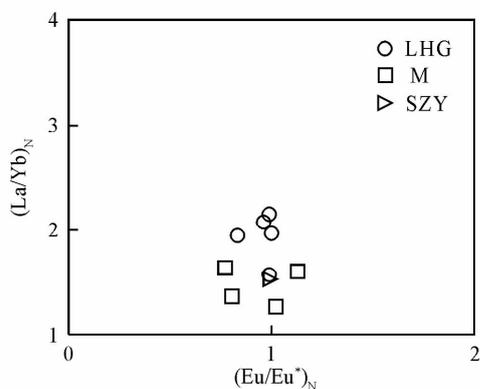
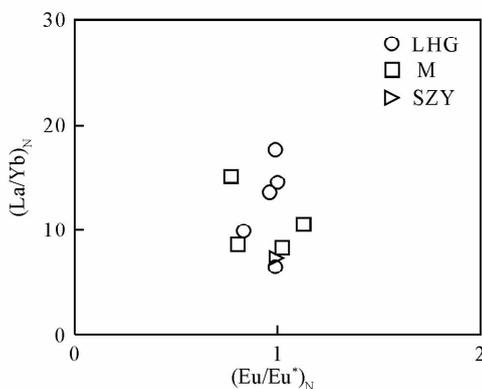


图 8 老河沟和筛子岩花岗岩体  $(La/Yb)_N$  和  $(Tb/Yb)_N$  与  $(Eu/Eu^*)_N$  图解

Fig. 8  $(La/Yb)_N$ ,  $(Tb/Yb)_N$  vs  $(Eu/Eu^*)_N$  diagrams for Laohegou and Shaiziyan granite body

1995)。Zr 的富集和 Nb、Ta、Ti 的亏损表明岩浆源区岩石中以陆壳组分为主(Green TH et al., 1987; Green TH, 1995; Barth MG et al., 2000)。Ba 的亏损与结晶晚期碱性长石的分离关系密切。Ti 的亏损可能同钛铁矿的分离结晶作用有关。Nb 亏损同时还伴随着 Nb/Ta 比值下降, Nb/Ta 比值较低(9.13~15.60, 平均为 11.18), 这表明 Nb/Ta 这一对互代元素已开始分馏, 是一种典型的壳源的成因类型, 反映岩浆作用过程中 Nb 和 Ta 曾发生较明显的分馏, Nb 趋向亏损而 Ta 相对富集。在 Harker 图解(图 5)中, 老河沟岩体和筛子岩岩体的 Cr、Sr、Zr、Th、Hf、Nb、Ni、Ba、U 含量与 SiO<sub>2</sub> 含量、Rb/Sr 比值 SiO<sub>2</sub> 含量、MgO/K<sub>2</sub>O-Th/Nd、Ba-Rb, 均呈现出不同的线性关系, 亦表明这两个岩体有着不同的岩浆来源。

### 3 岩浆起源及构造环境

#### 3.1 岩浆源区判断

在平武地区出露有约 14 个花岗岩岩体, 根据岩体规模选取最大的岩体南一里岩体, 中等规模的老河沟岩体和小规模的筛子岩岩体, 讨论这些花岗岩类的源岩特征和形成环境。张宏飞等(2007)对南一里岩体和筛子岩岩体的同位素研究表明所有样品具有较低的  $\epsilon_{Nd}(t)$  值(-4.7~-8.4) 和较高的  $T_{DM}$  值(1.27~1.83Ga), 但它们具有较低的  $I_{Sr}$  值(0.70539~0.70752) 的特征, 显示主要来自于陆壳物质, 各岩体之间呈现的 Sr 和 Nd 同位素组成的有限差异指示他们岩浆源区组成上的不均一性。此外, 在 S 型花岗岩中存在时代较老的继承性锆石十分常见(Siebel et al., 2003; Propaeh et al., 2000; Schaltegger et al., 1999), 但在 I 型花岗岩中通常比较少见(Siebel et al., 2003), 对南一里岩体定年样品锆石中含有年龄较大的继承锆石(李佐臣等, 2007; 张宏飞等, 2007), 表明其应为 S 型花岗岩, 老河沟岩体和筛子岩岩体也为 S 型花岗岩, 它们的 La/Nb 远远大于 1.0, 区别于地幔来源的岩浆(DePaolo and Daley, 2000), 进一步表明该区的花岗岩类可能均来源于陆壳。在 Zn-SiO<sub>2</sub> 图解中(图 9a), 所有数据点均落入 I、M 和 S 型长英质火成岩区内, 属于分异结晶花岗岩类, 随着 SiO<sub>2</sub> 增加, 而 Zn 减少, 与长英质火成岩的趋势一致(Lentz, 1998)。运用高场强元素 Th/Yb-Ta/Yb 比值图解判断岩浆岩的成因(Pearce, 1982; Pearce et al., 1990) 也是一种较为有效的方法, 在图解中这些数据点均落入平

均上地壳附近, 并且具有分离结晶的演化趋势(图 9b)。在另外的高场强元素 Rb/Y-Nb/Y 比值图解上, 所有数据点均落入总地壳和上地壳范围之内, 均显示出板内富集和俯冲带富集或地壳混染的趋势(图 9c)。在 Th/Y-Nb/Y 图解中(图 9d), 所有数据点均落入大陆上地壳的上方区域内, 反映它们起源于上地壳。可以看出南一里岩体、老河沟岩体和筛子岩岩体的源岩均来自于陆壳物质。

#### 3.2 源区岩石类型的判断

与碰撞有关的强过铝质花岗岩, 其源区虽具有多样性, 但变质沉积岩(如泥质岩、砂屑岩或杂砂岩) 是一个主要的源区(Sylvester P J, 1998)。实验岩石学研究也表明地壳中基性岩类(玄武质成分) 的部分熔融形成化学成分偏基性的准铝质的花岗岩类(Wolf M B et al., 1989; Beard J S et al., 1991; Johannes W et al., 1996; Sisson T W et al., 2005), 而地壳中碎屑沉积岩类部分熔融形成偏酸性的过铝质花岗岩类(Johannes W et al., 1996; Patino-Douce A E et al., 1998a, 1998b), 大量的过铝质花岗岩也不可能由基性源岩部分熔融产生(Chappell B W et al., 1974), 只有泥砂质沉积岩类部分熔融才可能形成强过铝质花岗岩(Vielzeuf D et al., 1994; Patino-Douce A E et al., 1998a; Montel J M et al., 1997; Castro A et al., 1999), 其岩浆起源过程中没有明显地幔的参与(Ferrara G et al., 1991; Harris N B W et al., 1992; Castro A et al., 1999; Patino-Douce AE, 1999)。南一里岩体、老河沟岩体和筛子岩岩体的地球化学特征和岩石学特征表明其属于强过铝质花岗岩, 主要应由以碎屑沉积岩为主的地壳部分熔融形成。在 A/MF-C/MF 图解(图 10a) 中, 数据点大部分落入变质杂砂岩区, 显示岩浆源岩是变质杂砂岩。

Sylvester P J(1998) 认为 SiO<sub>2</sub> 含量在 67%~77% 之间的强过铝质花岗岩, 其 CaO/Na<sub>2</sub>O 比值反映其源区成分特征。由砂岩(或正变质岩) 部分熔融形成的花岗质熔体的 CaO/Na<sub>2</sub>O 比值高于由泥岩部分熔融形成的熔体。泥岩生成的过铝质花岗岩所含的 CaO/Na<sub>2</sub>O 比一般小于 0.3, 而砂屑岩生成的过铝质花岗岩所含的 CaO/Na<sub>2</sub>O 比一般大于 0.3。强过铝质花岗岩的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 比值反映岩浆形成温度, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 比值大于 100 为低温(< 875℃), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 比值小于 100 为高温(> 875℃)(Sylvester P J, 1998)。平武地区花岗岩类 CaO/Na<sub>2</sub>O 比值(0.43~0.75) 均大于 0.3, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/

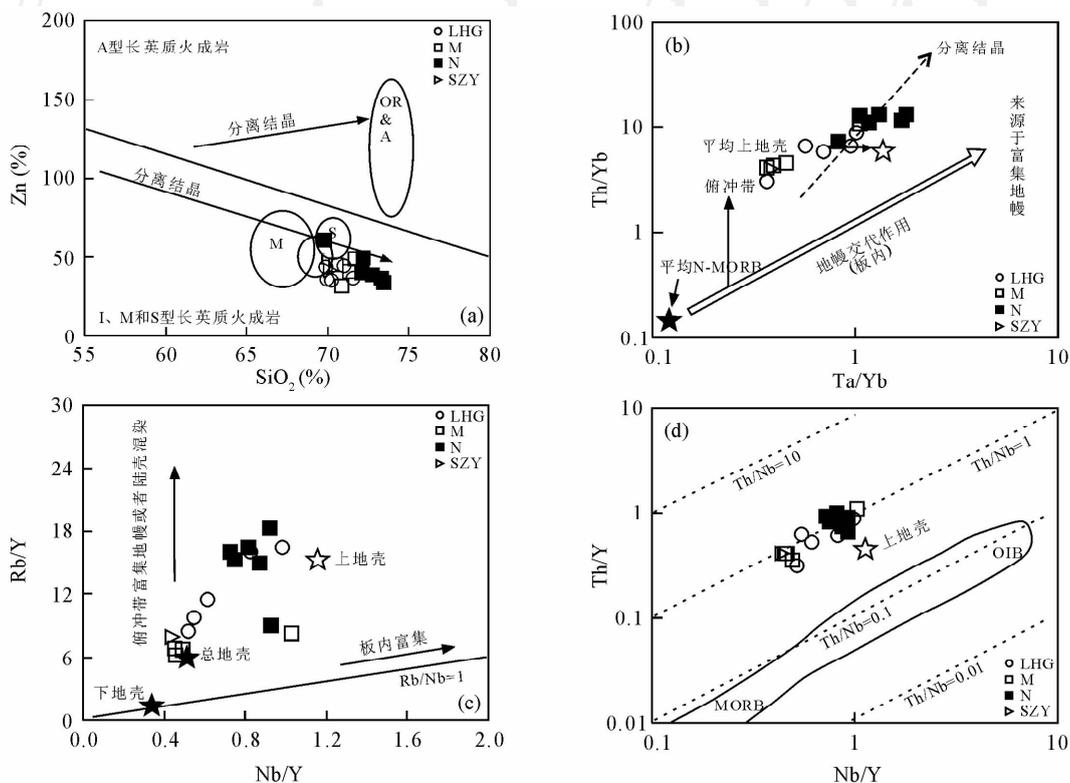


图9 平武地区花岗岩类的物质来源判别图((a)据 Yang X M et al., 2008 修改自 Lentz, 1998;(b)据 Jahn B M et al., 1999;(c)据 Pearce J A et al., 1990;(d)据 Durmus B et al., 2007;b, c, d, MORB, OIB, UCC (上地壳)和总地壳组成数据来自 Taylor and McLennan (1985)b, 板内富集数据来自 Pearce J A et al., 1990), N-南一里岩体(数据引自张宏飞等, 2007) Fig. 9 Diagram for discriminating matter source for granitoids in Pingwu area((a) after Yang X M et al., 2008 modified from Lentz, 1998;(b) after Jahn B M et al., 1999;(c) after Pearce J A et al., 1990;(d) after Durmus B et al., 2007; in (b, c and d). The compositions of the MORB (mid-ocean ridge basalt), OIB (ocean-island basalt), lower-, bulk-, and upper crusts are after Taylor and McLennan (1985); the vectors for within-plate enrichment are based on the data of Pearce et al. (1990) in (b)) (N-Nanyili granite body, That is Nanyili, from Zhang HF et al., 2007)

TiO<sub>2</sub> 比值在 32.98~77.50, 均小于 100, 反映其岩浆源区岩石成分可能为砂屑岩, 其部分熔融温度为高温(大于 875℃), 本区强过铝花岗岩属高温类型, 这与平武地区花岗岩类源岩是杂砂岩熔融所需的高温条件相一致。在 CaO/Na<sub>2</sub>O-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 图解中(图 10b), 随着 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/TiO<sub>2</sub> 比值的减小熔融温度随之增加, 随着 CaO/Na<sub>2</sub>O 比值的减少越靠近粘土岩派生, 所有数据点都在粘土岩派生岩浆为一端员与玄武岩浆为另一端元的混合曲线上, 以砂屑岩派生的区域内, 岩浆温度在 900℃ 和 10% 熔融附近。据此可判断这些岩体的源岩是从砂屑岩或杂砂岩派生的, 其形成温度大于 875℃。

综上所述, 平武地区的花岗岩类岩浆源区岩石成分可能为以砂屑岩成分为主的沉积岩。其岩浆形成温度较高。源区岩石以砂屑岩为主, 表明它是成熟度较低的陆壳部分熔融作用的结果 (Sylvester P

J, 1998)。

### 3.3 构造环境

一些学者认为强过铝质花岗岩是陆-陆碰撞过程中同碰撞早期挤压环境下地壳加厚而发生部分熔融的产物 (Pitcher W S, 1983; Pearce J A et al., 1984; Harris N B W et al., 1986)。然而最近研究发现, 大量原来认为是同碰撞的强过铝质花岗岩是后碰撞期的产物 (Sylvester P J, 1998), 形成于碰撞高峰期后的岩石圈伸展背景 (Williamson B J et al., 1996; Forster H J et al., 1999; Kalsbeek F, 2001), 在碰撞后阶段的前期, 造山带及其邻区可能仍处于挤压应力状态, 持续的陆内俯冲会使区域地壳继续加厚并导致区域重力均衡隆升, 被构造卷入深部地壳的泥砂质沉积岩在加热后抬升减压过程中发生脱水部分熔融, 形成强过铝质花岗岩 (杨坤光等, 1997; Turner S P et al., 1999)。在 log[CaO/

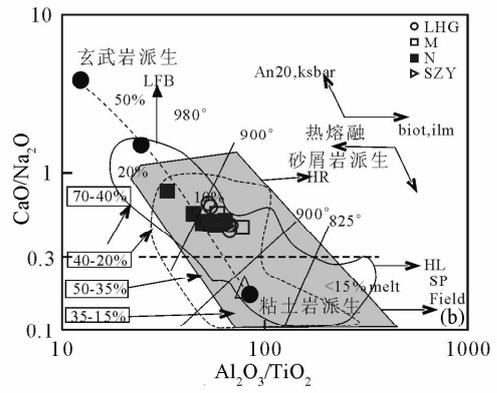
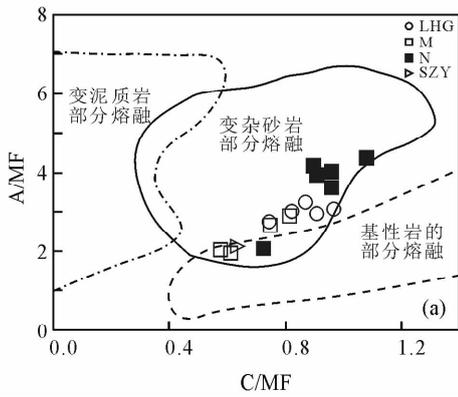


图 10 平武地区花岗岩类源岩成分判别图(据 Sylvester PJ,1998)

Fig.10 Diagram for discriminating composition of source rocks for granitoids in Pingwu area (after Sylvester PJ,1998)

HL—喜马拉雅强过铝质花岗岩;HR—海西强过铝质花岗岩;LFB—拉克兰河褶皱带强过铝质花岗岩  
HL—Himalayan strongly peraluminous granitoids;HR—Hercynian strongly peraluminous granitoids;  
LFB—Lachlan Fold belt strongly peraluminous granitoids

( $K_2O + Na_2O$ )- $SiO_2$  图解中(图 11),南一里岩体、老河沟岩体和筛子岩岩体数据点均落入挤压型与伸展型重叠区界线上,暗示岩浆形成于挤压环境向伸展环境转变的后造山期,在这一过程中主要处于降压和升温的构造环境,降压和升温可能是岩石发生熔融的主要因素(吴福元等,2007),平武地区的花岗岩类其形成温度大于  $875^{\circ}C$ ,也表明其不可能处于升温降压的挤压环境。从宏观上看,平武地区的花岗岩类无变形变质的特征,也指示其形成侵位发生在主碰撞造山变质作用峰期之后。平武地区的花岗岩类是在地壳强烈挤压后伸展减压熔融为主导的机制下,由砂屑岩部分熔融岩浆快速高侵位冷凝形成。

在 Rb-(Yb+Ta)和 Ta-Yb Rb-(Y+Nb)图解(图 12a,12b)上,数据点落入火山弧花岗岩(VAG)和同碰撞花岗岩(Syn-COLG)界线附近。在 Rb-(Y+Nb)图解(图 12c)上,数据点大多数落入火山弧花岗岩(VAG)区域内,在靠近后碰撞花岗岩(Post-COLG)区域一侧,显示平武地区的花岗岩类形成于后碰撞环境。在 Rb/Zr- $SiO_2$ 图解(图 12d)中数据点较集中地落入火山弧和晚或后碰撞花岗岩区域内。可以看出平武地区的花岗岩类是后造山花岗岩形成的构造环境应为同碰撞和碰撞后转化阶段。

#### 4 大地构造意义

近年来对碧口地块、秦岭造山带、松潘-甘孜造山带以及祁连造山带中的印支期岩体的研究表明其形成时间在  $220 \sim 205Ma$ (卢欣祥等,1999;张宗清等,1999;孙卫东等,2000;王晓霞等,2003;李森等,2004;张成立等,2005;晏云翔等,2005;秦江锋等,

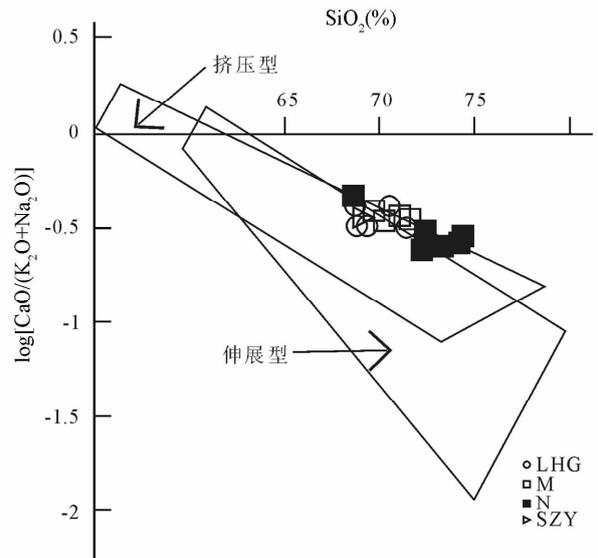


图 11 平武地区花岗岩类  $\log[CaO/(K_2O + Na_2O)] - SiO_2$  图解(据 Brown G C,1982)

Fig.11 Diagrams of  $\log[CaO/(K_2O + Na_2O)] - SiO_2$  for granitoids in Pingwu area(after Brown G C,1982)

2005;胡健民等,2005;Zhang H F et al.,2006a,2006b),并未受到各构造单元边界的限制,显然这些岩体形成晚于构造单元之间的相对运动时间。岩体地球化学特征表明(张宗清等,1999;王晓霞等,2003;张成立等,2005;胡健民等,2005;Zhang H F et al.,2006a,2006b;丁仁平等,2008),这些花岗岩类多为高钾过铝质-准铝质岩石,其主量元素和微量元素具有后碰撞花岗岩的特征,显示它们是在地壳明显增厚背景下由幔源的基性岩浆诱使地壳熔融形成的,是造山晚期或后造山期增厚基性下地壳发生

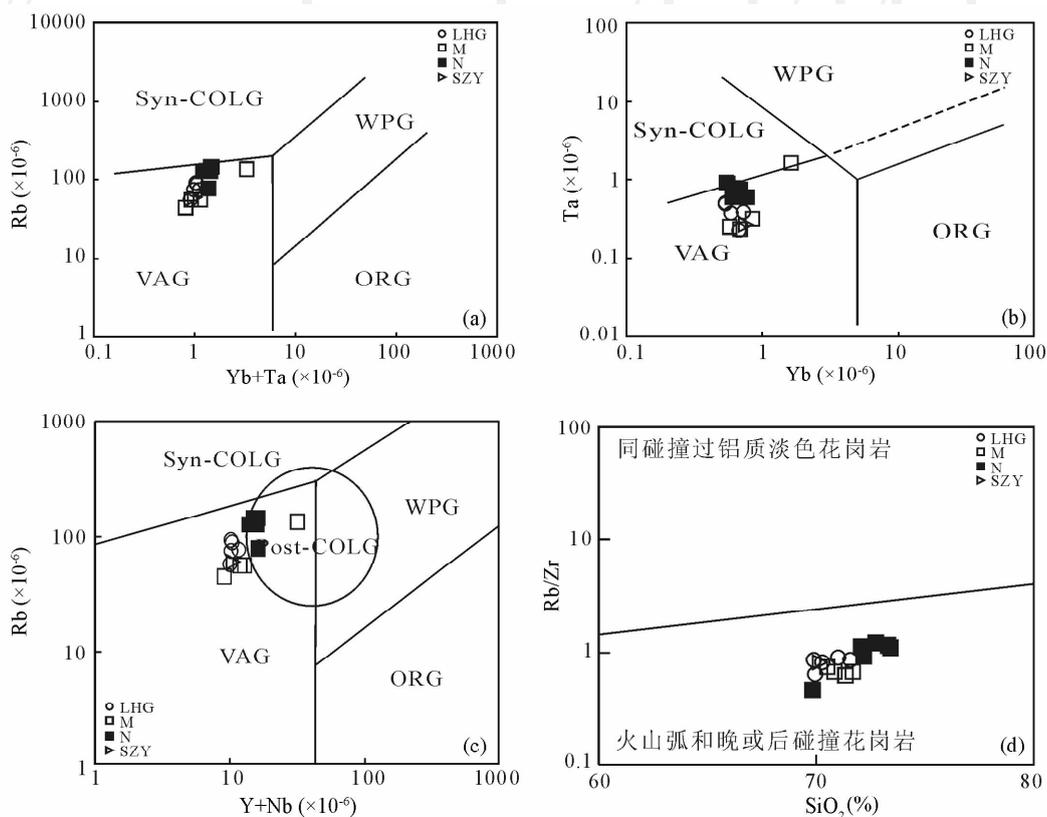


图 12 平武地区花岗岩类微量元素构造环境判别图解

(图 a, b 据 Pearce J A et al., 1984; 图 c 据 Pearce J A, 1996; 图 d 据 Harris N B W et al., 1986)

Fig. 12 Diagrams of the tectonic setting of trace elements for granitoids in Pingwu area

(fig a & b after Pearce J A et al., 1984; fig c after Pearce J A, 1996; fig d after Harris N B W et al., 1986)

VAG—火山弧花岗岩; Syn-COLG—同碰撞花岗岩; WPG—板内花岗岩; ORG—洋脊花岗岩;

Post-COLG—后碰撞花岗岩; MORB—洋中脊玄武岩; OIB—洋岛玄武岩

VAG—volcanic arc granites; Syn-COLG—syn-collision granites; WPG—within plate granites; ORG—ocean ridge granites;

Post-COLG—post-collision granites; MORB—mid-ocean ridge basalt; OIB—oceanic island basalts

拆沉作用的产物。

前人对于碧口地块的基底性质存在不同的认识,任纪舜等(1980)认为其基底是一个古老的硬块; Sengor A M C(1984)认为碧口地块可能缺失大陆基底; Yin A et al(2000)认为碧口地块(松潘地块)是坐落于华南陆盆基底之上的残留洋盆;更多的学者则认为碧口地块具有扬子地块的属性,其基底是陆壳成分(许志琴等, 1992; 杨逢清等, 1994; Burchfield B C et al., 1995; 姜春发等, 2000; 张国伟等, 2001; 张季生等, 2007; 张宏飞等, 2007; 李佐臣等, 2007; 赵永久等, 2007)。平武地区的花岗岩类物质来源于地壳,进一步证实碧口地块具有扬子型大陆基底的特征,表明碧口群火山岩形成于与大陆有关的构造环境。赵永久等(2007)认为基底岩石可能是黑云母片麻岩,其母岩主要是变质的杂砂岩或中性火成岩。因此,结合本次研究认为碧口地块基底

岩石的源岩是以杂砂岩成分为主的沉积岩。

目前的研究认为秦岭造山带沿南秦岭勉略带-大别山的碰撞主要发生在中生代早期,形成南秦岭造山带,并最终完成扬子与华北地块的全面碰撞(李曙光等, 1996; 张国伟等, 2001, 2003, 2004a, 2004b; 赖绍聪等, 2003)。最近几年对碧口地块、秦岭造山带、松潘-甘孜造山带以及祁连造山带中的印支期岩体的地球化学和年代学研究表明(朱茂旭等, 1998; 张宗清等, 1999; 孙卫东等, 2000; 张成立等, 2005; 王晓霞等, 2003; 李森等, 2004; 胡健民等, 2005; 金维浚等, 2005; 秦江锋等, 2005; 晏云翔等, 2005; 张宏飞等, 1997, 2005, 2007; Zhang H F et al., 2006a, 2006b; 李佐臣等, 2007, 2009),这些花岗岩类形成时间在 223~205Ma,多为高钾过铝质-准铝质岩石,其主量元素和微量元素具有后碰撞花岗岩的特征。表明在华北与扬子地块的主碰撞期后,碧口地块、秦

岭造山带、松潘-甘孜造山带以及祁连造山带发生了面型的岩浆侵入活动,这些岩体形成于地壳明显增厚背景下的后碰撞环境。这些岩体的侵位时代比较集中,并未受到各构造单元边界的限制,显然这些岩体形成晚于构造单元之间的相对运动时间。韩宝福(2007)认为后碰撞花岗岩类具有在时间上,形成一定晚于碰撞事件;在空间分布上,可以跨构造单元产出,而不是受到某一个构造单元的严格控制的特征。因此可以看出,这些岩体应为后碰撞花岗岩类。在印支期该区域发生了两期岩浆侵入活动,早期为同碰撞花岗岩,晚期为后碰撞花岗岩。从侵位时代和形成环境来看,这些岩体应为晚期的后碰撞花岗岩。表明在223~205Ma这些区域应为碰撞造山后挤压环境向伸展环境转化阶段的后造山期。

## 5 结论

通过对老河沟岩体和筛子岩岩体地质和地球化学特征及其构造环境的详细研究,得出如下结论。

(1)老河沟岩体和筛子岩岩体均为S型花岗岩,具有铝和硅过饱和、强过铝质特征。原始岩浆已经历充分的结晶分异作用,岩浆来源为壳源。

(2)老河沟岩体和筛子岩岩体是在陆壳底部大压力下源区岩石脱水熔融形成的,其物源是以砂屑岩成分为主的沉积岩部分熔融形成的,是花岗质岩浆上升侵位的产物。碧口地块具有扬子型大陆基底的特征,表明碧口群火山岩形成于与大陆有关的构造环境,同时认为碧口地块基底岩石是以杂砂岩成分为主的沉积岩。

(3)老河沟岩体和筛子岩岩体具有后碰撞岩浆活动的特征,是印支期华北地块和扬子地块碰撞使地壳增厚,导致下地壳部分熔融,为同碰撞(挤压环境)向碰撞后(伸展环境)转化阶段的后造山花岗岩类。

## 参 考 文 献

丁仁平,裴先治,李佐臣,刘少锋,李瑞保,李高阳,刘战庆. 2008. 祁连造山带中段雾宿山群的构造属性探讨. 中国地质, 35(4): 577~589.

丁振举,姚书振,周宗桂,方金云. 1998. 碧口地体中元古代构造属性. 大地构造与成矿学, 22(3): 219~226.

董广法,王国富,刘继顺. 1998. 勉略宁地区东沟坝组火山岩的成因浅析. 大地构造与成矿学, 22(2): 163~169.

韩宝福. 2007. 后碰撞花岗岩类的多样性及其构造环境判别的复杂性. 地学前缘, 14(3): 64~72.

胡健民,孟庆任,石玉若,渠洪杰. 2005. 松潘-甘孜地体内花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其构造意义. 岩石学报, 21(3): 867~

880.

姜春发,王宗起,李锦轶. 2000. 中央造山带开合构造. 北京:地质出版社, 1~154.

金维浚,张旗,何登发,贾秀勤. 2005. 西秦岭埃达克岩的 SHRIMP 定年及其构造意义. 岩石学报, 21(3): 959~966.

匡耀求,张本仁,欧阳建平. 1999. 扬子克拉通北西缘碧口群的解体与地层划分. 地球科学——中国地质大学学报, 24(3): 251~255.

赖绍聪,张国伟,董云鹏,裴先治,陈亮. 2003. 秦岭-大别勉略构造带蛇绿岩与相关火山岩的性质及其时空分布. 中国科学(D辑), 33(12): 1174~1183.

李森,张成立,苑克增,晏云翔. 2004. 南秦岭迷坝岩体的地球化学特征及其地质意义. 西北大学学报(自然科学版), 34(3): 325~330.

李曙光,孙卫东,张国伟,陈家义,杨永成. 1996. 南秦岭勉略构造带黑沟峡变质火山岩的年代学和地球化学——古生代洋盆及其闭合时代的证据. 中国科学(D辑), 26(3): 223~230.

李佐臣,裴先治,丁仁平,刘战庆,王飞,李高阳,李瑞保,李夫杰. 2007. 川西北平武地区南一里花岗岩闪长岩锆石 U-Pb 定年及其地质意义. 中国地质, 34(6): 1003~1012.

李佐臣,裴先治,丁仁平,刘战庆,李瑞保,李高阳,李夫杰,王飞. 2009. 川西北平武地区南一里花岗岩体地球化学特征及其构造环境. 地质学报, 83(2): 260~271.

刘国惠,张寿广,游振东,索书田,张国伟,等. 1993. 秦岭造山带主要变质岩群及变质演化. 北京:地质出版社, 1~190.

卢欣祥,尉向东,肖庆辉,张宗清,李惠民,王卫. 1999. 秦岭环斑花岗岩的年代学研究及意义. 高校地质学报, 5(4): 373~377.

卢一伦,黄建坤,杜定汉,贾金昌. 1997. 碧口群的层序及时代. 中国区域地质, 16(3): 305~314.

裴先治. 1989. 南秦岭碧口群岩石组合特征及其构造意义. 西安地质学院学报, 11(2): 46~56.

裴先治. 2001. 勉略-阿尼玛卿构造带的形成演化与动力学特征. 西北大学博士学位论文, 1~154.

裴先治,张国伟,赖绍聪,李勇,陈亮,高明. 2002. 西秦岭南缘勉略构造带主要地质特征. 地质通报, 21(8-9): 486~493.

秦江锋,赖绍聪,李永飞. 2005. 扬子板块北缘碧口地区坝坝花岗岩体成因研究及其地质意义. 岩石学报, 21(3): 697~710.

任纪舜,姜春发,张正坤,秦德余. 1980. 中国大地构造及其演化——1:400万中国大地构造图简要说明. 北京:科学出版社, 1~124.

孙卫东,李曙光,Chen Yadong,李育敬. 2000. 南秦岭花岗岩锆石 U-Pb 定年及其地质意义. 地球化学, 29(3): 209~216.

陶洪祥,何恢亚,王全庆,裴先治. 1993. 扬子板块北缘构造演化史. 西安:西北大学出版社, 1~141.

王德滋,周金城. 1999. 我国花岗岩研究的回顾与展望. 岩石学报, 15(2): 161~169.

王晓霞,王涛,卢欣祥,肖庆辉. 2003. 北秦岭老君山、秦岭梁环斑结构花岗岩及构造环境——一种可能的造山带型环斑花岗岩. 岩石学报, 19(4): 650~660.

王中刚,于学元,赵振华. 1989. 稀土元素地球化学. 北京:科学出版社, 1~535.

王宗起,闫全人,闫臻,王涛,姜春发,高联达,李秋根,陈隽璐,张英

- 利,刘平,谢春林,向忠金. 2009. 秦岭造山带主要大地构造单元的新划分. 地质学报,83(11):1527~1546.
- 吴福元,李献华,杨进辉,郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题. 岩石学报,23(6):1217~1238.
- 吴元保,郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报,49(16):1589~1604.
- 夏祖春,夏林圻,任有祥. 1989. 南秦岭碧口群海相火山岩岩石学研究. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊,(25):97~107.
- 夏林圻,夏祖春,徐学义. 1996a. 南秦岭中晚元古代火山岩性质与前寒武纪大陆裂解. 中国科学(D辑),26(3):237~243.
- 夏林圻,夏祖春,徐学义. 1996b. 南秦岭元古宙西乡群大陆溢流玄武岩的确定及其地质意义. 地质论评,42(6):513~522.
- 夏林圻,夏祖春,徐学义,李向民,马中平. 2007. 碧口群火山岩岩石成因研究. 地学前缘,14(3):84~101.
- 徐学义,夏祖春,夏林圻. 2001. 南秦岭元古宙板内火山作用特征及构造意义. 岩石矿物学杂志,20(3):255~262.
- 许志琴,侯立玮,王宗秀,付小方,黄明华. 1992. 中国松潘-甘孜造山带的造山过程. 北京:地质出版社,1~190.
- 闫全人,Andrew D. Hanson,王宗起,闫臻,Peter A. Druschke,王涛,刘敦一,宋彪,姜春发. 2004. 扬子板块北缘碧口群火山岩的地球化学特征及其构造环境. 岩石矿物学杂志,23(1):1~11.
- 晏云翔,张成立. 2005. 南秦岭张家坝岩体和新院岩体地球化学特征及其形成环境. 高校地质学报,11(3):425~433.
- 杨逢清,殷鸿福,杨恒书,赖旭龙. 1994. 松潘甘孜地块与秦岭造山带、扬子地台的关系及其发展史. 地质学报,68(3):208~218.
- 杨坤光,杨巍然. 1997. 碰撞后的造山过程及造山带巨型花岗岩的成因. 地质科技情报,16(4):16~22.
- 张成立,张国伟,晏云翔,王煜. 2005. 南秦岭勉略带北光头山花岗岩体群的成因及其构造意义. 岩石学报,21(3):711~720.
- 张二朋,牛道韞,霍有光,张兰芳,李益桂. 1993. 秦巴及邻区地质构造特征概论. 北京:地质出版社,1~291.
- 张国伟,孟庆任,赖绍聪. 1995. 秦岭造山带的结构构造. 中国科学(B辑),25(9):994~1003.
- 张国伟,孟庆任,于在平,孙勇,周鼎武,郭安林. 1996. 秦岭造山带的造山过程及其动力学特征. 中国科学(D辑),26(3):193~200.
- 张国伟,张本仁,袁学城,肖庆辉. 2001. 秦岭造山带与大陆动力学. 北京:科学出版社,1~855.
- 张国伟,董云鹏,赖绍聪,郭安林,孟庆任,刘少峰,程顺有,姚安平,张宗清,裴先治,李三忠. 2003. 秦岭-大别造山带南缘勉略构造带与勉略缝合带. 中国科学(D辑),33(12):1121~1135.
- 张国伟,程顺有,郭安林,董云鹏,赖绍聪,姚安平. 2004a. 秦岭-大别中央造山系南缘勉略古缝合带的再认识-兼论中国大陆主体的拼合. 地质通报,23(9-10):846~853.
- 张国伟,郭安林,姚安平. 2004b. 中国大陆构造中的西秦岭-松潘大陆构造结. 地学前缘,11(3):23~32.
- 张宏飞,欧阳建平,凌文黎,陈岳龙. 1997. 南秦岭宁陕地区花岗岩类 Pb、Sr、Nd 同位素组成及其深部地质信息. 岩石矿物学杂志,16(1):22~32.
- 张宏飞,靳兰兰,张利, Nigel Harris, 周炼, 胡圣虹, 张本仁. 2005. 西秦岭花岗岩类地球化学和 Pb-Sr-Nd 同位素组成对基底性质及其构造属性的限制. 中国科学(D辑),35(10):914~926.
- 张宏飞,肖龙,张利,袁洪林,靳兰兰. 2007. 扬子陆块西北缘碧口块体印支期花岗岩类地球化学和 Pb-Sr-Nd 同位素组成:限制岩石成因及其动力学背景. 中国科学(D辑),37(4):460~470.
- 张季生,高锐,李秋生,王海燕,朱海华. 2007. 松潘-甘孜和西秦岭造山带地球物理特征及基底构造研究. 地质论评,53(2):261~267.
- 张家润. 1990. 川西北地区碧口群之火山岩特征与构造环境. 四川地质学报,10(4):227~236.
- 张宗清,张国伟,唐索寒,卢欣祥. 1999. 秦岭沙河湾奥长环斑花岗岩的年龄及其对秦岭造山带主造山期时间的限制. 科学通报,44(9):981~983.
- 赵永久,袁超,周美夫,颜丹平,龙晓平,李继亮. 2007. 川西老君沟和孟通沟花岗岩的地球化学特征、成因机制及对松潘-甘孜地体基底性质的制约. 岩石学报,23(5):995~1006.
- 赵振华. 1997. 微量元素地球化学原理. 北京:科学出版社,1~238.
- 朱茂旭,骆庭川,张宏飞. 1998. 南秦岭东江口岩体群 Pb、Sr 和 Nd 同位素地球化学特征及其对物源的制约. 地质地球化学,(1):30~36.
- Barth M G, McDonough W F and Rudnick R L. 2000. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. Chemical Geology,165 (3-4):197~213.
- Beard J S and Lofgren G E. 1991. Dehydration melting and water-saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1.3 and 6.9 kbar. Journal of Petrology,32:365~402.
- Brown G C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: Their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: Thorpe R S (ed). Andesites-orogenic andesites and related rocks. New York: John Wiley and Sons, 437~464.
- Burchfield B C, Chen Z L, Liu Y P and Royden L H. 1995. Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions, central China. International Geology Review,37(8):661~735.
- Castro A, Patino-Douce A E, Corregge L G, de la Rosa J D, El-Biad M and El-Hmidi H. 1999. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis. Contribution to Mineralogy and Petrology,135(2-3):255~276.
- Chappell B W and White A J R. 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology,8:173~174.
- DePaolo D J and Daley E E. 2000. Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. Chemical Geology,169,157~185.
- Dewey J F, Shackelton R M, Cheng C and Sun Y Y. 1988. The tectonic evolution of the Tibetan plateau. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences, 327:379~413.
- Efremova S V and Stafeev K G. 1985. Petrochemical Methods of Rocks Study. Nedra, Moscow. 511.
- Ferrara G, Lombardo B, Tonarini S and Turi B. 1991. Sr, Nd and O isotopic characterization of the Gopu La and Gumburanjun leucogranites (High Himalaya). Schweizerische Mineral Petrogr

- Mitteilungen, 71:35~51.
- Forster H J, Tischendorf G, Gottesmann B and Trumbull R B. 1999. Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. *Journal of Petrology*, 40:1613~1645.
- Green T H and Pearson N J. 1987. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(1):55~62.
- Green T H. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 120(3-4):347~359.
- Harris N B W and Inger S. 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 110(1):46~56.
- Harris N B W, Pearce J A and Tindle A G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward MP, Reis AC eds. *Collision tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, 19:67~81.
- Hsu K, Pan G T, Sengor A M C, Briegel U, Chen H, Chen C H, Harris N, Hsu P, Li J, Luo J, Lee T, Li Z X, Lu C, Powell C, Wang Q and Winter EL. 1995. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau; a working hypothesis based on the archipelago model of orogenesis. *International Geological Review*, 37(6):473~508.
- Jahn B M, Wu F, Lo C H and Tsai C H. 1999. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of the continental crust; geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from post-collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China. *Chemical Geology* 157, 119~146.
- Johannes W and Holtz F. 1996. *Petrogenesis and experiment petrology of granitic rock*. Berlin: Springer-Verlag.
- Kalsbeek F, Jepsen H and Nutman A. 2001. From source migmatites to plutons; tracking the origin of ca. 435 Ma S-type granites in the East Greenland Caledonian orogen. *Lithos*, 57, 1~21.
- Kemp A I S and Hawkesworth C J. 2003. *Granitic Perspectives on the Generation and Secular Evolution of the Continental Crust*. Treatise on Geochemistry, 3:349~410.
- Lentz D R. 1998. Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulphide systems; the role of extensional geodynamics. *Ore Geology Reviews* 12, 289~327.
- Maniar P D and Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101:635~643.
- Montel J M and Vielzeuf D. 1997. Partial melting of metagreywackes, Part II: Compositions of minerals and melts. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 128:176~196.
- Patino-Douce A E and Johnston A D. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system; implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107(2):202~218.
- Patino-Douce A E and Beard J S. 1995. Dehydration-melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 Kbar. *Journal of Petrology*, 36(3):707~738.
- Patino-Douce A E and Harris N. 1998a. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 39(4):689~710.
- Patino-Douce A E and McCarty T C. 1998b. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction. In: Hacker BR, Liu J G, eds. *When continents collide; geodynamics of ultrahigh pressure rocks*. Netherlands: Kluwer Academic Publisher, 27~55.
- Patino-Douce A E. 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro A, Fernandez C, Vigneresse J. (Eds.), *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques*, Geological Society, Special Publications, 168:55~75.
- Pearce J A, Bender J F, De Long S E, Kidd W S F, Low P J, Guner Y, Moorbath S and Mitchell J G. 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 189~229.
- Pearce J A, Harris N B W and Tindle A G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4):956~983.
- Pearce J A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS. (Ed.), *Andesites* Wiley, New York, 525~548.
- Pearce J A. 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19(4):120~125.
- Pearce J A, Bender J F, De Long S E, Kidd W S F, Low P J, Guner Y, Yelmez Y, Moorbath S and Mitchell J G. 1990. Genesis of collision volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 44, 189~229.
- Pitcher W S. 1983. Granite type and tectonic environment. In: Hsu K, ed. *Mountain Building Processes*. London: Academic Press, 19~40.
- Propach G, Baumann A, Schulz-Schmalschlager M, Grauert B. 2000. Zircon and Monazite U-Pb Ages of Variscan Granitoid Rocks and Gneisses in the Moldanubian Zone of Eastern Bavaria, Germany. *Neues Jahrbuch Geologie und Palaontologie*, 6, 345~377.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4):247~263.
- Schaltegger U, Fanning C M, Gunther D, Maurin J C, Schulmann K, Gebauer D, Grotz H. 1999. Annealing and Recrystallization of Zircon and Preservation of Monazite in High-Grade Metamorphism: Conventional and In-situ U-Pb Isotope, Cathodoluminescence and Microchemical Evidence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134:186~201.
- Sengor A M C. 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geological Society of America Special*

- Paper, 195:82.
- Siebel W, Blaha U, Chen F and Rohrmuller J. 2003. Geochronology and geochemistry of a dyke-host rock association and implications for the formation of the Bavarian Pfahl shear zone, Bohemian Massif. *International Journal of Earth Sciences*, 94: 8~23.
- Sisson T W, Ratajeski K, Hankins W B and Glazner A F. 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contrib Mineral Petrol*, 148(5): 635~661.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42: 313~345.
- Sylvester P J. 1998. Post-collisional strongly peraluminous granites. *Lithos*, 45(1): 29~44.
- Taylor S R and McLennan S M. 1985. *The Continental Crust: its Composition and Evolution*. Blackwell Scientific, Oxford. 312.
- Turner S P, Platt J P, George R M M, Kelley S P, Pearson D G and Nowell G M. 1999. Magmatism associated orogenic collapse of the Betic-Alboran, SE Spain. *Journal of Petrology*, 40(6): 1011~1033.
- Vielzeuf D and Montel J M. 1994. Partial melting of metagreywackes. Part I: Fluid-absent experiments and phase relationships. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 117(4): 375~393.
- Williamson B J, Shaw A, Downes H and Thirlwall MF. 1996. Geochemical constraints on the genesis of Hercynian two-mica leucogranites from the Massive Central, France. *Chemical Geology*, 127: 25~42.
- Wolf M B and Wyllie P J. 1989. The formation of tonalitic liquids during the vapor-absent partial melting of amphibolite at 10 kbar. *Eos*, 70: 506~518.
- Yang X M, David R, Lentz, Chi G X and Kathleen G. 2008. Thorne Geochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada. *Lithos* 104: 355~377.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1): 211~280.
- Zhang H F, Zhang B R, Harris N, Zhang L, Chen Y L, Chen N S and Zhao Z D. 2006a. U-Pb zircon SHRIMP ages, geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of intrusive rocks from the Longshan-Tianshui area in the southeast corner of the Qilian orogenic belt, China: Constraints on petrogenesis and tectonic affinity. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(6): 751~764.
- Zhang H F, Zhang L, Harris N, Jin L L and Yuan H L. 2006b. U-Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: Constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152: 75~88.

## Geochemical Features and Tectonic Setting of the Laohegou Granite and the Shaiziyan Granite in Bikou Block, in Northwest Sichuan

LI Zuochen, PEI Xianzhi, DING Saping, LIU Zhanqing, LI Ruibao, SUN Yu, FENG Jianyun, ZHANG Yafeng

*Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Faculty of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an, 710054*

### Abstract

The Louhegou granite and the Shaiziyan granite, located in southern margin of Bikou block. The data of occurrence, petrography and geochemical are reported, the source and tectonic setting of the granite are discussed in this paper. The results show that the Louhegou granite and the Shaiziyan granite have high  $\text{SiO}_2$  (69.89%~71.69%), and  $\text{Al}_2\text{O}_3$  composition,  $A/\text{CNK}=1.04\sim 1.12$ . It is a type with supersaturation of Al and Si, a typical strongly peraluminous granites. The  $\Sigma\text{REE}$  has the range of  $33.13\times 10^{-6}\sim 150.42\times 10^{-6}$ , REE diagram shows rightward incline and obvious Eu negative abnormality. The trace elements geochemistry was characterized by evidently negative anomaly of Ta, Nb, Ti, etc positive anomaly of Rb, Ba, Sr. The Louhegou granite and the Shaiziyan granite show post-collisional granitic characteristics. These rocks are post-orogenic granite, and are typical crust source petrogenesis. These granites mass are interpreted as a kind of syn-collisional granites resulted from the crustal thickening caused by the collision between the North China massif and Yangtze massif during the Indosinian. These rocks were transitional environment of compressional orogeny and extensional structure.

**Key words:** strongly peraluminous granites; geochemistry; tectonic setting; post-collision; Bikou block