

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

李佐臣,裴先治,丁仁平,刘战庆,李瑞保,李高阳,李夫杰,王飞

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:对出露于碧口地块西南部的南一里岩体进行了系统的地球化学研究,重点讨论了南一里岩体的岩石成因、成岩物质来源及其构造环境。该岩体的 SiO_2 和 Al_2O_3 的含量均很高, SiO_2 含量变化为 71.29%~73.05%, A/CNK 在 1.07~1.11 之间; $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ 比值较低,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(ΣREE)为 $56.80\times 10^{-6}\sim 89.12\times 10^{-6}$,稀土元素配分曲线呈右倾型,具有弱的负铈异常。 Ta 、 Nb 、 P 、 Ti 等高场强元素具有明显的负异常,而 Rb 和 Sr 等大离子亲石元素具有明显的正异常。岩浆源区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浆上升侵位形成的,是一种典型的壳源成因类型。南一里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导致地壳加厚环境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; 地壳重熔; 构造环境; 后碰撞; 川西北

花岗岩类是组成大陆地壳的主要岩石,对花岗岩成因研究属于地质科学中的前沿问题。造山带又是大陆上花岗岩最为发育的区域,造山带的演化分为俯冲、同碰撞和后碰撞三个主要阶段。在造山演化的各个阶段都可以产生花岗岩类。碰撞是指伴随主要大洋闭合后两个或多个大陆板块焊接、形成新大陆的重要阶段,后碰撞阶段可以继续发生板块汇聚,产生陆内逆冲和走滑变形以及块体的逃逸(Bonin B et al., 1998),晚期则出现走滑和伸展断裂活动(Sylvester P J, 1998)。后碰撞阶段相当于造山带演化的“晚造山”阶段,可以持续到陆内磨拉石盆地发育和“非造山”阶段开始(Turner S et al., 1992)。因此,花岗岩体的研究与碰撞后造山过程的研究密切配合,是造山带研究的中心问题之一(杨坤光等, 1997)。将野外地质观察、同位素年代学、岩石地球化学与地球物理学结合起来进行综合分析是研究造山带花岗岩演化的必由途径(王德滋等, 1999)。

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直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; Hsü 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、成因和构造环境上有什么联系? 对这些花岗岩进行详细的地球化学研究工作并进一步讨论其构造环境、块体之间的拼合关系及其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,分别以勉略缝合带、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,

注:本文由国家自然科学基金项目(编号 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:2008-03-25;改回日期:2008-11-02;责任编辑:郝梓国。

作者简介:李佐臣,男,1979年生。博士生,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: lizuoichen2003@163.com。

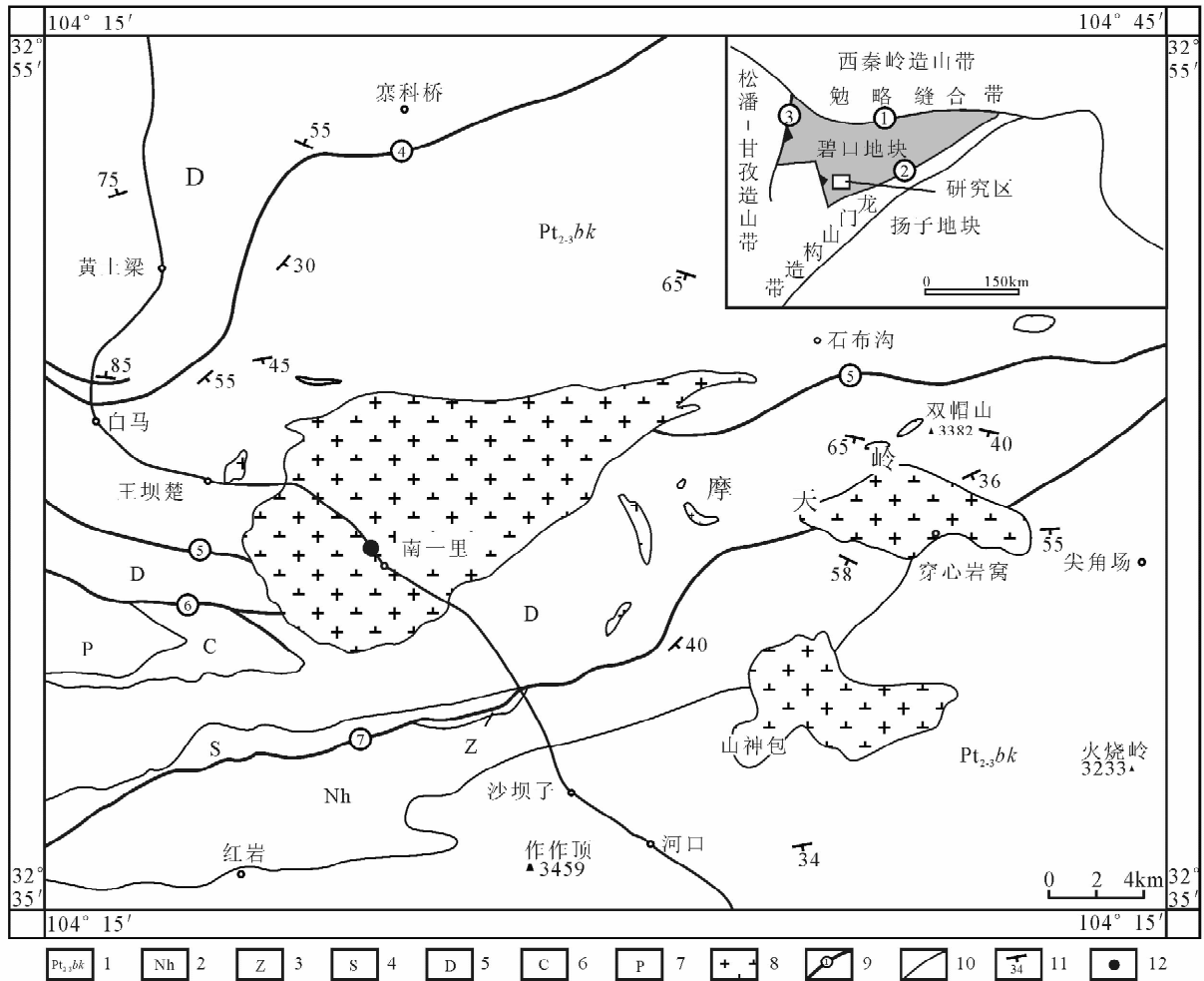


图 1 川西北平武地区南一里一带地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of the Nanyili parts of Pingwu area in northwest Sichuan

1—中新元古界碧口群; 2—南华系; 3—震旦系; 4—志留系; 5—泥盆系; 6—石炭系; 7—二叠系; 8—花岗岩长岩; 9—断裂及其编号(①—勉略缝合带; ②—青川—阳平关断裂; ③—虎崖断裂; ④—文县断裂; ⑤—色纳路—铜钱坡断裂; ⑥—卓龙断裂; ⑦—唐泥沟—铜钱坡断裂); 10—地质界线; 11—岩层产状; 12—采样位置

1—Meso-and Neoproterozoic Bikou group; 2—Nanhuan system; 3—Sinian system; 4—Silurian system; 5—Devonian system; 6—Carboniferous system; 7—Permian system; 8—granodiorite; 9—fault and its serial number (①—Mianxian-Lueyang suture zone; ②—Qinchuan-Yangpingguan fault; ③—Huya fault; ④—Wenxian fault; ⑤—Senalu-Tongqian fault; ⑥—Zhuolong fault; ⑦—Tangnigou-Tongqianpo fault); 10—line of geological limitation; 11—layer occurrence; 12—sample location

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;裴先治,1989;张家润,1990;陶洪祥等,1993;卢一伦等,1997;闫全人等,2004)、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(张二朋等,1993;刘国惠等,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)。在碧口地块内侵入有较多的印支期花岗岩类,对这些岩体进行研究有助于进一步研究碧口地块的深部地壳的属性。近年来,已经有人开始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。可以看出,对碧口地块中的花岗岩类岩浆成因和构造环境有进一步研究的必要,以此来探讨碧口地块的深部地壳的属性。

因此,本文选择碧口地块西南缘的南一里花岗岩体(图 1)为研究对象,通过详细的岩石学及地球化学研究,结合前人的研究成果探讨该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

南一里岩体是碧口地块中最大的岩体,该岩体出露于碧口地块西南缘平武县北部南一里一带,岩体北侧与碧口群变基性火山熔岩、火山碎屑岩、火山凝灰岩等呈侵入接触关系;南侧与泥盆纪变质细砂岩、粉砂质板岩等呈侵入接触关系,色纳路—铜钱断裂和卓龙断裂被岩体切断。岩体边缘见有少量捕虏体。南一里花岗岩体呈近三角形,分布面积约 140km²。岩性相对单一均匀,为黑云母花岗闪长岩,岩石呈灰白色,中细粒-细粒花岗结构,块状构造,无变质变形。主要矿物组成为石英,他形粒状,含量 30%~35%;斜长石,自形柱状,含量 32%±;钾长石,不规则板状,含量 25%±;白云母,半自形片状,含量 3%±。暗色矿物以黑云母为主,含量 8%±。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。

南一里岩体的侵位时代,李佐臣等(2007)和张宏飞等(2007)运用锆石 U-Pb LA-ICP-MS 方法和 SHRIMP 方法作出的年龄分别为 223.1±2.6Ma 和 224±5Ma,认为该岩体是印支期华北地块和扬子地块碰撞导致的地壳加厚环境下下地壳部分熔融的产物,形成于碰撞挤压后伸展减薄阶段。

2 岩石地球化学特征

2.1 主量元素地球化学特征

如表 1 所示,南一里岩体主量元素具有如下特征:

①岩石的 SiO₂ 含量较高且变化范围很窄(71.29%~73.05%),显示硅过饱和的特征。在 Q-A-P 岩石分类图解(图 2)上,数据点均落入花岗闪长岩区域内。② Al₂O₃ 含量较高(14.82%~15.81%),A/CNK 在 1.07~1.11 之间,平均为 1.09;FeO/(FeO+MgO)比值较低(0.55~0.69);所有样品中均出现刚玉(C),且 C 值都大于 1%(在

1.25%~1.64%之间),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(7.33%~7.88%),K₂O 普遍小于 Na₂O,K₂O/Na₂O 比值平均为 0.79,相对富钠,里特曼指数 σ 在 1.84~2.07 之间,在 SiO₂-K₂O 图解中(图 4)数据点大多数落入高钾钙碱性系列范围,仅有两个数据点落入钙碱性系列范围。④分异指数(DI)为 83.01~87.30,平均为 86.08,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,且为同源岩浆。⑤在 Harker 图解(图 5)中,南一里花岗岩的 Al₂O₃、Fe₂O_{3T}、MgO、CaO、MnO 含量与 SiO₂ 含量呈明显的负相关关系;Na₂O/CaO-Al₂O₃/CaO、Na₂O/CaO-SiO₂/CaO、SiO₂/MgO-Al₂O₃/MgO、CaO/K₂O-MgO/K₂O 呈明显的正相关关系。这些线性关系较为一致,反映其原始岩浆具有同来源和同时代的特征。岩石学和地球化学特征综合表明,南一里花岗岩具有 S 型花岗岩特征。

表 1 南一里花岗岩岩石化学成分和标准矿物含量(%)及特征参数

Table 1 Major element data components and norms(%) for Nanyili granite

样号	NYL01	NYL02	NYL03	NYL04	NYL05	NYL06	ND202-1
SiO ₂	73.05	72.39	72.62	72.02	72.68	71.29	72.95
TiO ₂	0.25	0.24	0.23	0.22	0.26	0.24	0.25
Al ₂ O ₃	14.82	15.16	15.28	15.44	14.99	15.81	15.09
Fe ₂ O ₃	0.29	0.39	0.25	0.39	0.69	0.45	0.36
FeO	1.02	1.13	0.93	0.94	0.68	1.09	0.94
MnO	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03
MgO	0.54	0.51	0.47	0.57	0.56	0.74	0.53
CaO	1.60	1.85	1.69	1.92	1.83	2.34	1.81
Na ₂ O	4.15	4.23	4.27	4.26	4.30	4.28	4.18
K ₂ O	3.38	3.40	3.56	3.62	3.10	3.05	3.36
P ₂ O ₅	0.10	0.09	0.12	0.11	0.11	0.09	0.09
LOI	0.70	0.44	0.64	0.42	0.34	0.40	0.44
TOTAL	99.93	99.87	100.09	99.94	99.57	99.82	100.03
Mg [#]	48.54	44.57	47.38	51.93	59.47	54.74	50.11
Ap	0.22	0.20	0.26	0.24	0.24	0.20	0.20
Il	0.48	0.46	0.44	0.42	0.50	0.46	0.47
Mt	0.42	0.57	0.36	0.57	1.00	0.65	0.52
Or	20.13	20.25	21.16	21.55	18.48	18.14	19.93
Ab	35.36	35.96	36.31	36.20	36.59	36.41	35.49
An	7.41	8.72	7.73	8.94	8.53	11.16	8.51
Qz	31.70	29.79	29.80	28.34	31.49	28.43	31.02
C	1.64	1.33	1.58	1.23	1.47	1.39	1.46
Hy	2.64	2.73	2.36	2.53	1.72	3.16	2.39
DI	87.19	86.00	87.27	86.09	86.56	82.98	86.44
A/CNK	1.11	1.08	1.10	1.07	1.09	1.08	1.09
SI	5.76	5.28	4.96	5.83	6.00	7.70	5.66
AR	2.69	2.63	2.71	2.66	2.57	2.36	2.61

2.2 稀土元素地球化学特征

南一里花岗岩稀土元素(表 2)特征表明,ΣREE 较低($56.80\times10^{-6}\sim89.12\times10^{-6}$,平均为 73.03×10^{-6});轻、重稀土元素之间分馏较明显(ΣLREE/ΣHREE 为 $8.96\sim12.36$,平均为 10.41)。

表 2 南一里花岗岩微量元素、稀土元素丰度($\times10^{-6}$)
Table 2 Trace element and REE element abundance ($\times10^{-6}$) for Nanyili granite

样号	NYL01	NYL02	NYL03	NYL04	NYL05	NYL06	ND202-1
Sr	389.88	396.04	275.16	304.65	394.99	381.07	334.74
Rb	165.53	148.28	150.06	158.47	133.76	126.07	121.06
Ba	679.85	582.47	667.41	573.07	580.94	578.97	674.55
Th	7.30	6.83	4.96	6.23	8.40	6.43	8.76
Ta	1.05	1.01	1.02	1.10	0.75	1.05	0.67
Nb	7.48	8.11	7.94	7.62	6.85	7.14	5.60
Zr	117.40	97.32	75.06	83.14	115.37	86.43	98.92
Hf	2.67	2.63	2.16	2.57	3.13	2.67	3.01
Sc	6.21	5.82	4.78	6.12	6.76	6.96	4.58
Cr	7.57	9.29	7.86	10.50	11.50	11.59	5.85
Co	2.34	3.45	2.11	3.08	3.03	3.88	2.41
Ni	8.12	8.71	8.63	9.43	9.35	7.76	7.11
Cs	6.38	12.66	16.65	13.46	9.80	9.50	9.33
Ga	20.71	19.21	20.77	21.45	21.01	19.61	17.98
U	1.69	1.31	2.01	2.85	2.42	3.46	2.36
Cu	6.58	8.73	1.96	5.59	5.51	7.65	7.49
Zn	39.47	40.19	40.09	43.40	39.23	41.80	34.27
La	17.92	14.12	11.88	14.96	19.23	13.69	16.41
Ce	34.96	28.87	22.78	31.40	37.84	28.21	32.46
Pr	3.77	3.00	2.62	3.43	4.16	3.20	3.53
Nd	14.60	11.45	11.02	13.86	16.77	12.77	13.85
Sm	2.70	2.46	2.39	2.95	3.02	2.58	2.48
Eu	0.78	0.64	0.70	0.72	0.78	0.67	0.74
Gd	2.47	2.31	2.19	2.95	2.70	2.64	2.25
Tb	0.34	0.33	0.30	0.39	0.36	0.39	0.33
Dy	1.56	1.68	1.50	1.90	2.03	1.87	1.63
Ho	0.27	0.28	0.24	0.31	0.34	0.32	0.28
Er	0.67	0.73	0.56	0.72	0.89	0.79	0.77
Tm	0.09	0.10	0.08	0.09	0.12	0.11	0.11
Yb	0.56	0.57	0.49	0.58	0.77	0.61	0.65
Lu	0.09	0.08	0.06	0.08	0.12	0.10	0.10
Y	8.72	8.40	7.23	8.64	9.60	8.89	7.46
ΣREE	80.77	66.62	56.80	74.33	89.12	67.95	75.60
δEu	0.93	0.82	0.93	0.74	0.83	0.79	0.96

LREE 相对富集,HREE 相对亏损,LREE 内部分异较为明显,(La/Sm)_N 为 3.20~4.28,平均为 3.76。重稀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(Patino-Douce A E et al., 1995)造成的。La/Yb 为 22.27~31.85,平均为 25.62,(La/Yb)_N 为 13.22~18.91,平均为 15.21,表明它是在陆壳底部大压力下源区

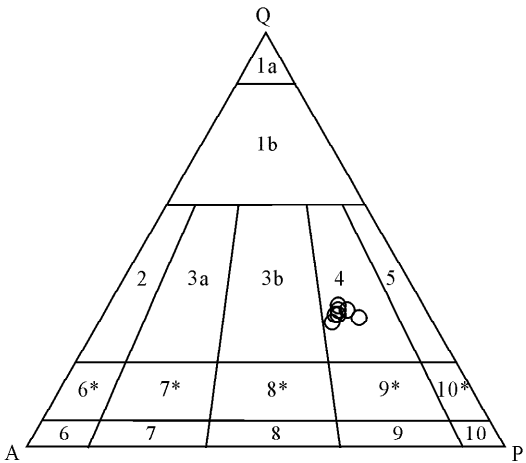


图 2 南一里花岗岩体 QAP 图解
(据 Streckeisen AL,1973)

Fig. 2 QAP diagrams for Nanyili granite
(after Streckeisen AL,1973)

1a—石英岩;1b—富石英花岗岩;2—碱长花岗岩;3a—正长花岗岩;3b—二长花岗岩;4—花岗闪长岩;5—石英闪长岩(斜长花岗岩、奥长花岗岩);6—碱长正长岩;6*—石英碱长正长岩;7—石英正长岩;7—正长岩;8*—石英二长岩;8—二长岩;9—二长闪长岩/二长辉长岩;9*—石英二长岩/石英二长辉长岩;10—闪长岩/辉长岩/斜长岩;10*—石英闪长岩/石英辉长岩/石英斜长岩
1a—Quartzite; 1b—Quartz-rich granite; 2—Alkali-feldspar granite; 3a—Syenogranite; 3b—Adamellite; 4—Granodiorite; 5—Quartz diorite (plagiogranite, trondhjemite); 6—alkali-feldspar syenite; 6*—Quartz alkali-feldspar syenite; 7*—Quartz syenite; 7—Syenite; 8*—Quartz monzodiorite; 8—monzonite; 9—Monzodiorite/monzogabbro; 9*—Quartz monzodiorite / Quartz monzogabbro; 10—Diorite/gabbro/plagioclase; 10*—Quartz diorite/Quartz gabbro/ Quartz anorthosite

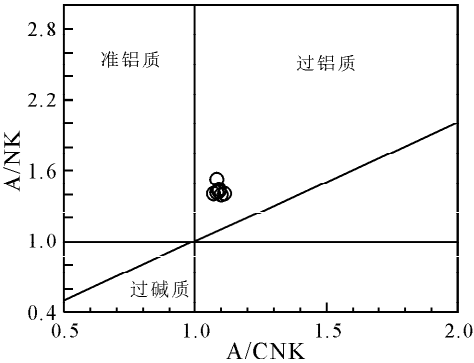


图 3 南一里花岗岩体 A/NK-A/CNK 图解
Fig. 3 A/NK-A/CNK diagrams for Nanyili granite

岩石脱水熔融形成的。Eu 具有弱的负异常,δEu 为 0.74~0.96,平均为 0.86,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

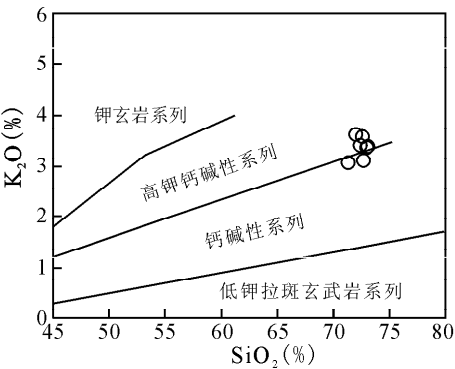


图 4 南一里岩体 K_2O-SiO_2 图解
(据 Rickwood P C,1989)

Fig. 4 K_2O vs SiO_2 diagrams for Nanyili granite
(after Rickwood P C,1989)

线,没有四组分效应,为“斜倾式”。各样品的微量元素蛛网图与稀土元素配分曲线形态几乎完全一致,表明其为同时代和同来源的产物。

2.3 微量元素地球化学特征

由表 2 和图 7 可知,南一里花岗岩微量元素具

有如下特征:低 Rb、高 Sr、高 Ba 和较低的 Rb/Sr (0.33~0.55)、Rb/Ba(0.18~0.28)、K/Rb(84.74~115.18)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,同时也表现出 Ba 的负异常,而 Rb、U、La、Sr、Zr、Hf 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.,1991,1995)。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 T H et al.,1987;Green T H,1995;Barth M G 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 比下降,南一里岩体的 Nb/Ta 比值较低(6.95~9.19,平均为 7.65),这表明 Nb/Ta 这一对互代元素已开始分馏,

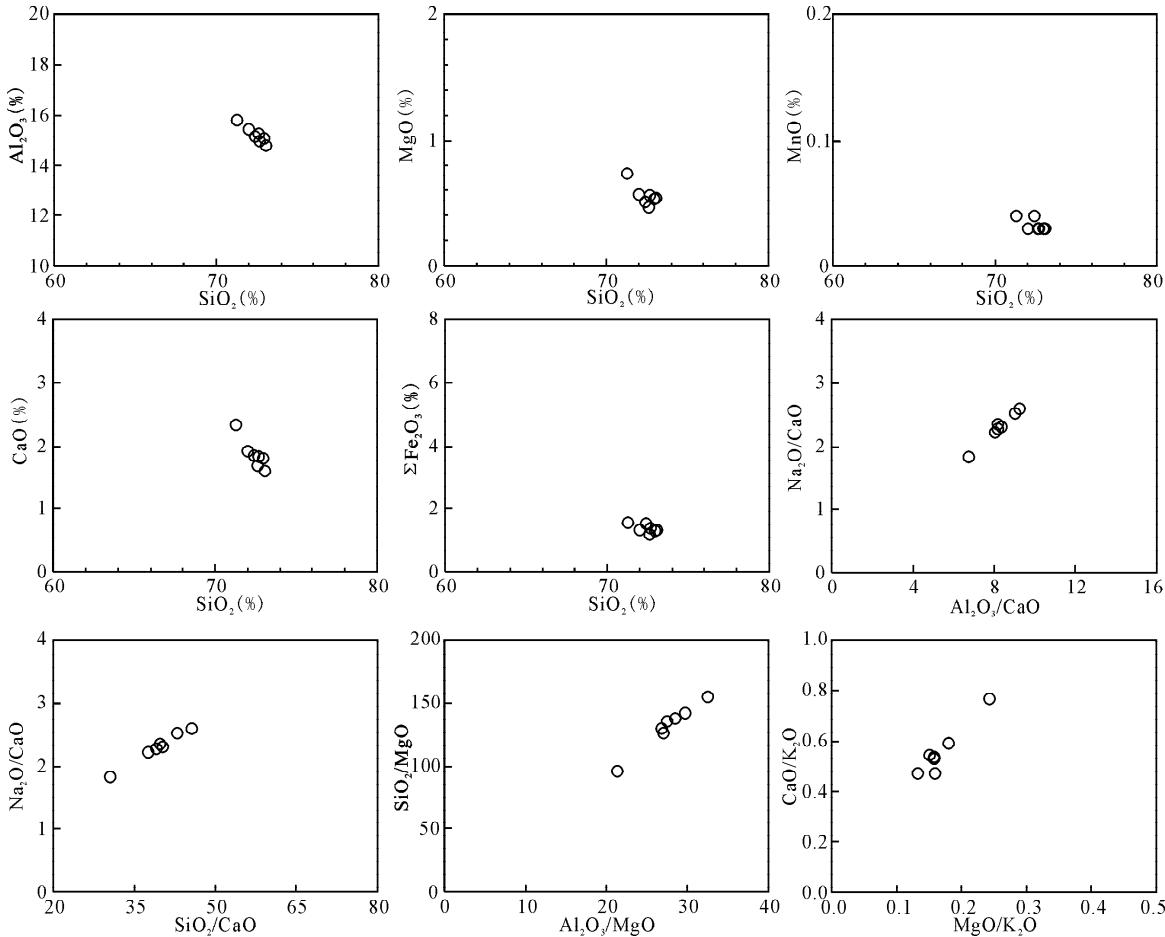


图 5 南一里花岗岩体的 Harker 图解
Fig. 5 Harker diagram of Nanyili granites

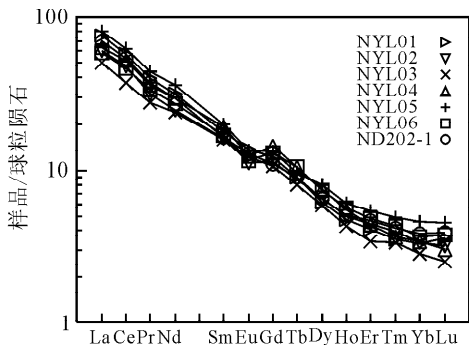


图 6 南一里岩体的稀土元素球粒陨石标准化曲线
(球粒陨石标准化数据据 Sun S S et al. ,1989)
Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns for Nanyili granite body(chondrite data for normalization taken from Sun S S & McDonough W F,1989)

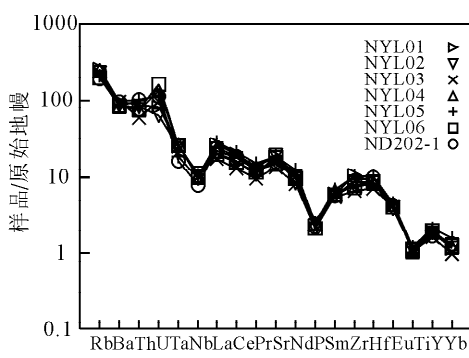


图 7 南一里岩体的微量元素蛛网图(原始地幔标准化数据据 Sun S S & McDonough W F,1989)
Fig. 7 Trace element spider diagram for Nanyili granite body(Primitive mantle data for normalization taken from Sun S S & McDonough W F,1989)

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。

3 岩浆起源及构造环境

3.1 岩浆起源和源区岩石类型的判断

花岗闪长岩可能是地幔岩石熔融后经分异结晶而成,或底侵玄武岩岩浆演化而成,或地壳岩石的深熔作用而成,或混染源区熔融作用而成(Arnaud N O et al. ,1992; Thompson A B,1996; Wang Y J et al. ,2003)。通常认为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 A E,1999)。

强过铝质花岗岩从化学角度来说铝饱和指数大于 1(Sylvester P J,1998),在矿物成分方面则包含了含铝黑云母及其它含铝矿物,如白云母、堇青石等(Miller C F,1985),一般 $\text{SiO}_2 > 67\%$,初始的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0.706$,初始的 $\epsilon_{\text{Nd}} < -2\text{‰}$ (White A J R et al. ,1988)。南一里花岗岩具有硅过饱和、强过铝质的特征,其组成矿物中含有黑云母和白云母,初始的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 在 $0.70872 \sim 0.71091$ 之间,均大于 0.706 ,初始的 ϵ_{Nd} 在 $-6.5\text{‰} \sim -4.7\text{‰}$ 之间,均小于 -2‰ (同位素数据据张宏飞等,2007),显示南一里花岗岩属强过铝质花岗岩,因此南一里花岗岩主要应由以沉积岩为主的地壳部分熔融形成。

Sylvester P J(1998)提出对 SiO_2 含量在 $67\% \sim 77\%$ 之间的强过铝质花岗岩而言,其 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 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 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 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 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比一般小于 0.3 ,而砂屑岩生成的过铝质花岗岩所含的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比一般大于 0.3 。南一里岩体的 $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值($0.39 \sim 0.55$)均大于 0.3 ,表明其岩浆源区岩石成分可能为砂屑岩。

过铝质花岗岩 Rb-Sr-Ba 的变化与它们源岩中起作用的泥质岩及砂屑岩的源区一致,南一里岩体具有低的 Rb/Sr 和 Rb/Ba,显然与砂屑岩或杂砂岩或火成变质岩派生的花岗岩相似,而与粘土岩派生的花岗岩有别(Sylvester PJ,1998;图 8a)。在 C/MF-A/MF 图解(图 8b)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。上述图解表明,南一里岩体的源区岩石可能以变杂砂岩为主。

综上所述,南一里花岗岩物质来源于地壳,其岩浆源区岩石成分可能为砂屑岩成分为主的沉积岩。

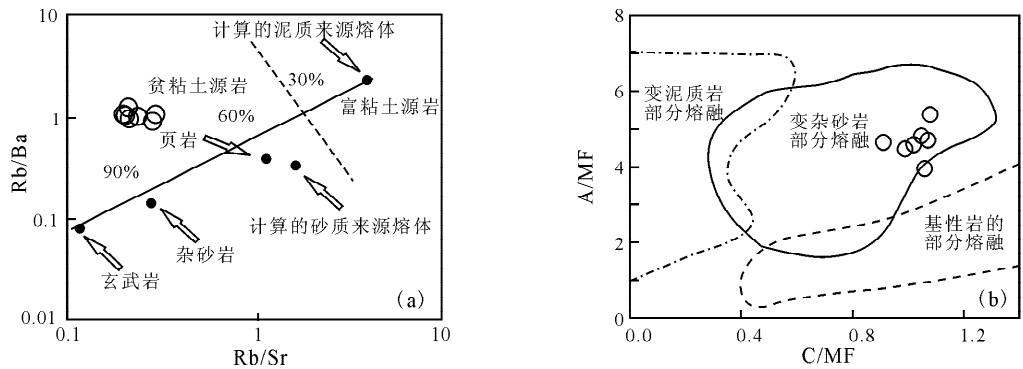


图 8 南一里岩体的 Rb/Ba-Rb/Sr 图解(8a,据 Sylvester P J,1998)和 C/MF-A/MF(8b,据 Alther et al.,2000)

Fig. 8 Diagrams of Rb/Ba vs. Rb/Sr (8a,after Sylvester P J,1998)and C/MF-A/MF

(8b,after Alther et al.,2000) for Nanyili granite

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,1998)。

3.2 构造环境

一些学者曾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)。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;Förster 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)。

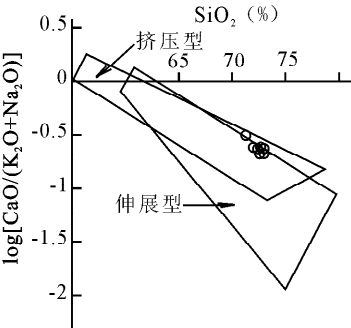


图 9 南一里花岗岩 $\log[\text{CaO}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})]$ - SiO_2 图解(据 Brown GC,1982)

Fig. 9 Diagrams of $\log[\text{CaO}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})]$ - SiO_2 for Nanyili granite(after Brown GC,1982)

形成温度, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2>100$ 为低温($<875^\circ\text{C}$), $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2<100$ 为高温($>875^\circ\text{C}$)(Sylvester P J,1998)。本区强过铝花岗岩 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2=57.46\sim69.07$,均小于 100,反映其部分熔融温度为高温(大于 875°C),本区强过铝花岗岩属高温类型,这与南一里花岗岩源岩是杂砂岩熔融所需的高温条件相一致。在 $\log[\text{CaO}/(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})]$ - SiO_2 图解中(图 9),数据点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)。

南一里岩体属高钾钙碱性系列,而高钾钙碱性系列岩浆岩是后碰撞岩浆活动的重要特征之一(Zhao X X et al.,1996;Liegeois J P et al.,1998)。在 Rb-(Yb+Ta)和 Ta-Yb, Rb-(Y+Nb)图解(图 10a,10b)上,数据点落入火山弧花岗岩(VAG)和同碰撞花岗岩(Syn-COLG)界线上,这里的同碰撞作用显然是一个广义的概念,即把洋盆消失后的陆-陆碰撞及其后的继续汇聚等与碰撞有关的作用均视为同碰撞过程(肖庆辉等,2002)。在 Rb-(Y+Nb)图解(图 10c)上,数据点落入火山弧花岗岩(VAG)和后碰撞花岗岩(Post-COLG)重叠区域内,显示南一里岩体形成于后碰撞环境。在 Rb-Hf-Ta 图解(图 10d)中数据点较集中地落入同碰撞花岗岩、碰撞晚期-碰撞后花岗岩和火山弧花岗岩的界线附近。总之运用多元素多方法图解,也可以看出南一里岩体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。

从宏观上看,南一里岩体无变形变质的特征,也指示其形成侵位发生在主碰撞造山变质作用峰期之

强过铝质花岗岩的 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ 比值反映岩浆

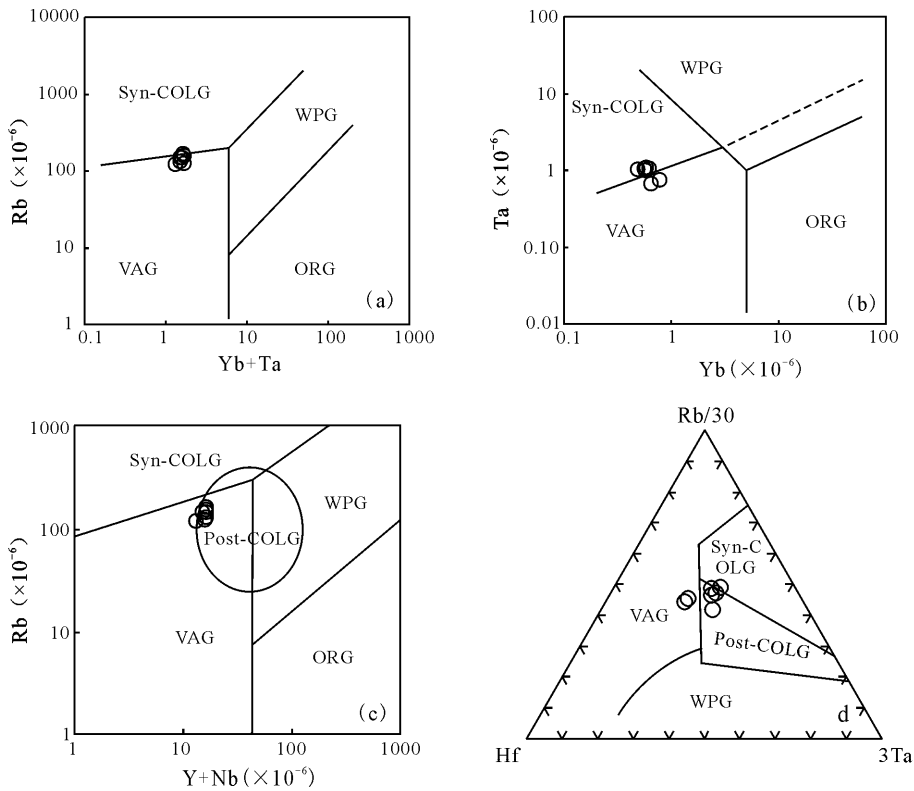


图 10 南一里岩体微量元素构造环境判别图解

(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. 10 Diagrams of the tectonic setting of trace elements for Nanyili granite(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
VAG—Volcanic Arc Granites;Syn-COLG—Syn-Collision Granites;WPG—Within Plate Granites;
ORG—Ocean Ridge Granites;Post-COLG—Post-Collision Granites

后。南一里岩体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。

4 大地构造意义

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;Sengör 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(姜春发等,2000;许志琴等,1992;杨逢清等,1994;Burchfield B C et al. ,1995;张国伟等,2001;高锐等,2006;张季生等,2007;张宏飞等,2007;李佐臣等,2007,赵永久等,2007)。南一里岩体物质来源于地壳,进一步证实碧口地块具有扬子型大陆基底的特征,表明在碧口群火山岩形成于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。张季生等(2007)运用地球物理的方法认为基底具有弱磁性的特征,基底岩石由前南华纪的变质地层所组成。而在扬子地块南华纪地层主要以砂岩、砂砾岩为主,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,并最终完成扬子地块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)。华北地块与扬子地块的碰撞主要发生在 254~220Ma(Hacker B R et al. ,1998;Zhang H F et al. ,2001)。但是现有研究认为在东、西秦岭地区沿勉略带印支期发生碰撞峰期时间至少在 242±21Ma(李曙光等,1996)。而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),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。表明在华北地块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,与典型碰撞造山带的后碰撞花岗岩的出现比碰撞峰期年龄晚 26Ma(如喜马拉雅地区)或 10~20Ma(如阿尔卑斯,Sylvester PJ,1998)相比,这些花岗岩类侵位时代比碰撞峰期年龄至少晚了 20Ma±。如果按后碰撞花岗岩的出现晚于碰撞峰期 26Ma 计算,那么地块华北与扬子地块的碰撞峰期应在 249~231Ma 之间,这与 Yin Q 等(1991)、李曙光等(1996)、Hacker B R 等(1998,2006)、Zhang H F 等(2001)研究结果在误差范围内是一致的。

5 结论

通过南一里花岗岩体的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) 南一里花岗岩为 S 型花岗岩,具有铝和硅过饱和、高钾钙碱性、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、同来源和同时代的。

(2) 南一里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花岗质岩浆上升侵位形成的。证实碧口地块具有扬子型大陆基底的特征,表

明在碧口群火山岩形成于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) 南一里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的碰撞导致的地壳增厚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,即后造山期,为后造山花岗岩类。

参 考 文 献

- 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.
- 高锐,马永生,李秋生,朱铨,张季生,王海燕,李鹏武,卢占武,管焯. 2006. 松潘地块与西秦岭造山带下地壳的性质和关系——深地震反射剖面的揭露. 地质通报, 25(12):1361~1367.
- 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,李锦铁. 2000. 中央造山带开合构造. 北京:地质出版社.
- 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, 24(3):251~255.
- 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闪长岩锆石 U-Pb 定年及其地质意义. 中国地质, 34(6):1003~1012.
- 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.
- 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.
- 秦江锋,赖绍聪,李永飞. 2005. 扬子板块北缘碧口地区阳坝花岗闪长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及 1:400 万中国大地构造图简要说明. 北京:科学出版社.
- 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.
- 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. 北秦岭老君山和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.
- 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.
- 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.
- 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), 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.
- 肖庆辉,邓晋福,马大铨,洪大卫,莫宣学,卢欣祥,李志昌,汪雄武,马昌前,吴福元,罗照华,王涛,等. 2002. 花岗岩研究思维与方法. 北京:地质出版社.
- 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.
- 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量花岗岩的成因. 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.
- 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,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,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.
- 张国伟,孟庆任,赖少聪. 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.
- 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,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,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.
- 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.
- Alther R, Holl A, Hegner E, Langer C, Kreuzer H. 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). Lithos, 50(1):51~73.
- Arnaud N O, Vidal P, Tapponier P, Matte P, Deng W M. 1992. The high-K₂O volcanism of northwestern Tibet: geochemistry and tectonic implications. Earth and Planetary Science Letters, 111:351~367.
- Barth M G, McDonough W F, Rudnick RL. 2000. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. Chemical Geology, 165 (3~4):197~213.
- Beard J S, 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.
- Bonin B, Azzouni-Sekkal A, Bussy F, Ferrag S. 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. Lithos, 45(1):45~70.
- 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, Royden LH. 1995. Tectonics of the Longmen Shan and adjacent regions, central China. International Geology Review, 37(8):661~735.
- Castro A, Patino-Douce A E, Corrège L G, de la Rosa J D, El-Biad M, 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 BW, White AJR. 1974. Two contrasting granite types. Pacific Geology, 8:173~174.
- Dewey J F, Shackleton R M, Cheng C, 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.
- Ferrara G, Lombardo B, Tonarini S, Turi B. 1991. Sr, Nd and O isotopic characterization of the Gophu La and Gumburanjun

- leucogranites(High Himalaya). *Schweizerische Mineral Petrogr Mitteilungen*, 71:35~51.
- Förster H J, Tischendorf G, Gottesmann B, Trumbull R B. 1999. Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany. *Journal of Petrology*, 40:1613~1645.
- Green T H, 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.
- Hacker B R, Ratschbacher L, Webb L, Ireland T, Walker D, Dong S W. 1998. U-Pb zircon ages constrain the architecture of the ultrahigh-pressure Qinling-Dabie Orogen, China. *Earth and Planetary Science Letters*, 161(1):215~230.
- Hacker B R, Wallis S R, Ratschbacher L, Grove M, Gehrels G. 2006. High-temperature geochronology constraints on the tectonic history and architecture of ultrahigh-pressure Dabie-Sulu Orogen. *Tectonics*, 25(5), TC5006.
- Harris N B W, Inger S. 1992. Trace element modelling of pelite-derived granites. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 110(1):46~56.
- Harris NBW, Pearce J A, Tindle AG. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward MP, Reis AC eds. *Collision tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, 19:67~81.
- Hsü K, Pan G T, Sengör AMC, 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, Winter E L. 1995. Tectonic evolution of the Tibetan Plateau: a working hypothesis based on the archipelago model of orogenesis. *International Geological Review*, 37(6): 473~508.
- Johannes W, Holtz F. 1996. *Petrogenesis and experiment petrology of granitic rock*. Berlin: Springer-Verlag.
- Kalsbeek F, Jepsen H, 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, Hawkesworth C J. 2003. Granitic Perspectives on the Generation and Secular Evolution of the Continental Crust. *Treatise on Geochemistry*, 3:349~41.
- Liegeois J P, Navez J, Hertogen J, Black R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization. *Lithos*, 45(1):1~28.
- Miller C F. 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources? *Journal of Geology*, 93:673~689.
- Montel J M, 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, 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, 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. 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.
- Patino-Douce A E, Harris N. 1998a. Experimental constraints on Himalayan anatexis. *Journal of Petrology*, 39(4):689~710.
- Patino-Douce A E, 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.
- Pearce J A, Harris N B W, 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. 1996. Sources and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19(4):120~125.
- Pitcher W S. 1983. Granite type and tectonic environment. In: Hsü K, ed. *Mountain Building Processes*. London: Academic Press, 19~40.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4): 247~263.
- Sengör AMC. 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. *Geological Society of America Special Paper*, 195:82.
- Sisson T W, Ratajeski K, Hankins W B, Glazner A F. 2005. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources. *Contrib Mineral Petrol*, 148(5):635~661.
- Streckeisen A L. 1973. Plutonic rocks: Classification and nomenclature recommended by the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geotimes*, 18(7):26~30.
- Sun S S, 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.
- Thompson A B. 1996. Fertility of crustal rocks during anatexis. *Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 87:1~10.
- Turner S, Sandiford M, Foden J. 1992. Some geodynamic and compositional constraints on "postorogenic" magmatism. *Geology*, 20(10):931~934.
- Turner S P, Platt J P, George RMM, Kelley S P, Pearson D G, Nowell G M. 1999. Magmatism associated orogenic collapse of the Betic-Alboran, SE Spain. *Journal of Petrology*, 40(6):1011~1033.
- Vielzeuf D, 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.
- Wang Y J, Fan W M, Guo F. 2003. Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich diorites-granodiorites in southeastern Hunan Province, South China: petrogenesis and tectonic implications. *Geochemical Journal*, 37(4):427~448.
- White AJR, Chappell B W. 1988. Some supracrustal (S-type) granites of the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal*

Society of Edinburgh:Earth Sciences, 79:169~181.

Williamson B J, Shaw A, Downes H, Thirlwall M F. 1996. Geochemical constraints on the genesis of Hercynian two-mica leucogranites from the Massive Central, France. *Chemical Geology*, 127:25~42.

Wolf M B, Wyllie P J. 1989. The formation of tonalitic liquids during the vapor-absent partial melting of amphibolite at 10 kbar. *Eos*, 70:506~518

Yin A, Harrison T M. 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1):211~280.

Yin Q, Jagoute, Kroner A. 1991. Precambrian (?) blueschist/coesitebearing eclogite belt in central China. *Terra Abstract*, 3:85~86.

Zhang H F, Zhang B R, Harris N, Zhang L, Chen Y L, Chen N S, 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, 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.

Zhang H F, Zhong Z Q, Gao S, Zhang B R, Li H M. 2001. U-Pb zircon age of the foliated garnet-bearing granites in western Dabie Mountains, Central China. *Chinese Science Buletin*, 46(19):1657~1661.

Zhao X X, Coe R S, Gilder S A, Frost G M. 1996. Palaeomagnetic constraints on the palaeogeography of China: implications for Gondwanaland. *Australian Journal of Earth Sciences*, 43(6): 643~672.

Geochemical Features and Tectonic Setting of the Nanyili Granite
in the Pingwu Area, Northwestern Sichuan

LI Zuochen, PEI Xianzhi, DING Saping, LIU Zhanqing, LI Ruibao, LI Gaoyang, LI Fujie, WANG Fei
*Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Faculty
of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xian, 710054*

Abstract

The late Indosinian Nanyili granite, exposing in the southern margin of the Bikou area, was analyzed and discussed so as to better understand its genesis, ore-forming material source and structural setting. The results show that the Nanyili granite is high in SiO₂ (71.29%~73.05%) and Al₂O₃ contents, slightly low ratio of FeO/(FeO+MgO), has A/CNK ratios ranging 1.07~1.11. All these characteristics suggest sthat it belongs to typical peraluminous granite. The ΣREE ranges from 56.80×10⁻⁶ to 89.12×10⁻⁶, REE diagram shows rightward incline and obvious negative Eu abnormality. High field strength elements such as Ta、Nb、P and Ti show distinct nagetive anomly while lithophile elements such as Rb and Sr exhibit obvious positive anomalies. Magma source is probably rising and emplacement of partially melt granitic magma dominated by greywacke, which is typical of crustal genesis. With the features of the post-collisional magmatic activity, the Nanyili granite is the product of partially melt crust in such a geologic condition of crustal thickening resulted from the collision between the North China massif and Yangtze massif during the Indosinian. It formed during the transition period from syncollision (compressional) to post collision (extensional environment).

Key words: strongly peraluminous granites; geochemistry; remelting of the crust; tectonic setting; post-collision; northwest Sichuan

