

华北陆块南缘华山、老牛山及合峪花岗岩体 Sr-Nd, Pb 同位素组成特征及其地质意义

王建其¹, 朱赖民¹, 郭波^{1,2}, 郑俊¹, 姜航¹, 熊潇¹

{ 1. 西北大学地质学系大陆动力学国家重点实验室, 陕西 西安 710069; }
2. 河南省地质调查院, 河南 郑州 450007 }

【摘要】 华北陆块南缘的华山、老牛山及合峪等燕山期花岗岩体的主量元素、微量元素和 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学研究表明, 3 个燕山期花岗岩类总体成分呈酸性, 岩石主要属于高钾钙碱性系列; 它们具有相似的微量及稀土元素组成模式, LREE, HREE 分馏明显, 轻稀土富集, Eu 异常中等或不明显; 富集 Rb, Sr, Ba, Th, K, Pb 和 U 等元素, 亏损 Ta, Nb, Zr, P 和 Ti 等元素, 岩体高 Sr、低 Y 和 Yb, 暗示源区有石榴石残留。岩体的锶同位素初始比值 $I_{Sr} = 0.706\ 878 \sim 0.717\ 383$, 平均 $0.708\ 798$, $\epsilon_{Nd}(t) = -17.93 \sim -12.29$, 平均 -14.99 , 二阶段 Nd 模式年龄 T_{DM} 集中在 $1.6\ Ga \sim 2.1\ Ga$, 具有低放射成因铅同位素组成特征, 初始铅同位素比值为: $^{206}Pb/^{204}Pb = 17.337\ 94 \sim 18.158\ 22$, 平均 $17.630\ 84$; $^{207}Pb/^{204}Pb = 15.457\ 71 \sim 15.530\ 59$, 平均 $15.491\ 12$, $^{208}Pb/^{204}Pb = 37.811\ 19 \sim 38.278\ 67$, 平均 $38.012\ 22$ 。元素和同位素地球化学特征表明, 华山、老牛山及合峪等燕山期花岗岩体是华北陆块南缘加厚地壳底部熔融的产物, 同时有幔源物质的混入。岩体是随着区域构造体制由挤压向伸展转换, 软流圈上涌底侵上覆岩石圈, 加热加厚地壳熔融而形成。

【关键词】 花岗岩类; Sr-Nd-Pb 同位素; 华北陆块南缘

中图分类号: P597+.3 文献标识码: A

文章编号: 1001-6872(2015)01-0063-10

花岗岩的岩相学特征与地球化学组成与其形成的大地构造背景密切相关^[1], 不同类型花岗岩的形成都受到构造动力学背景的约束^[1]。只有准确地划分花岗岩的成岩物质来源和岩体精确年龄, 才能准确地划分花岗岩的成因类型和确定其大地构造背

景^[2]。秦岭造山带由 2 条主缝合带和由其分划的 3 个地块组成, 即由商丹和勉略缝合带、华北陆块南缘、秦岭微地块和扬子地块北缘组成^[3]。华北陆块南缘是秦岭造山带岩石圈现今三维结构的基本要素和重要组成部分(图 1)。华北陆块南缘分布着世界

收稿日期: 2014-10-16; 改回日期: 2015-01-11

基金项目: 国家自然科学基金项目(41272092; 41030423); 中国地质调查局地质调查项目(12120113047600); 陕西省自然科学基金基础研究计划重点项目(2013JZ013)

作者简介: 王建其, 男, 54 岁, 工程师, 地球化学专业, 研究方向: 分析地球化学。E-mail: zllmmm@126.com

通讯作者: 朱赖民, 男, 48 岁; 教授(博导), 研究方向: 矿床地质及地球化学。E-mail: zhulaimin@nww.edu.cn.

第一大钼矿带^[4],该钼矿带西起陕西省的金堆城地区,东至河南省栾川南泥湖—三道庄—上房沟和嵩县雷门沟地区,产出了金堆城、石家湾、南泥湖、三道庄、上房沟、东沟超大型钼矿床和雷门沟等 10 余个大型钼(钨)多金属矿床。钼(钨)金多金属矿床常与燕山期小斑岩体和大花岗岩基相伴产出(图 1),由于小斑岩体与钼(钨)矿化关系密切,小斑岩体的岩石地球化学^[5]和年代学^[6]研究受到了广泛关注。相对而言,大花岗岩基研究比较薄弱^[7]。我们曾对其进行了锆石 U-Pb 定年(华山岩体 $133.8 \text{ Ma} \pm 1.1 \text{ Ma}$,老牛山岩体 $146.35 \text{ Ma} \pm 0.55 \text{ Ma}$,合峪岩体 $134.5 \text{ Ma} \pm 15 \text{ Ma}$),Lu-Hf 同位素组成研究(华山岩体 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -18 \sim -20$, $t_{\text{DM}2} = 2.1 \text{ Ga} \sim 1.8 \text{ Ga}$,合峪岩体 $\epsilon_{\text{Hf}}(t) = -16 \sim -17$, $t_{\text{DM}2} = 2.0 \text{ Ga} \sim$

1.7 Ga),以及全岩元素地球化学结果表明其均为高钾钙碱性系列花岗岩^[8,9],初步确定了岩体的侵入年龄及成岩物质来源,但对这些岩体的成岩物质来源和成岩动力学背景仍缺乏 Sr-Nd-Pb 同位素的综合示踪研究。鉴于此,本文在前期对华北地块南缘的华山岩体、老牛山岩体及合峪岩体岩体研究的基础上,对上述岩体进行了精确的 Sr-Nd-Pb 同位素组成测定,并进一步讨论了岩浆源区、岩石成因及其形成的动力学背景。

1 岩体地质特征

华山岩体位于陕西华阴县南,呈东西向展布,出露长约 21 km,平均宽 6.6 km,出露面积约 130 km²,

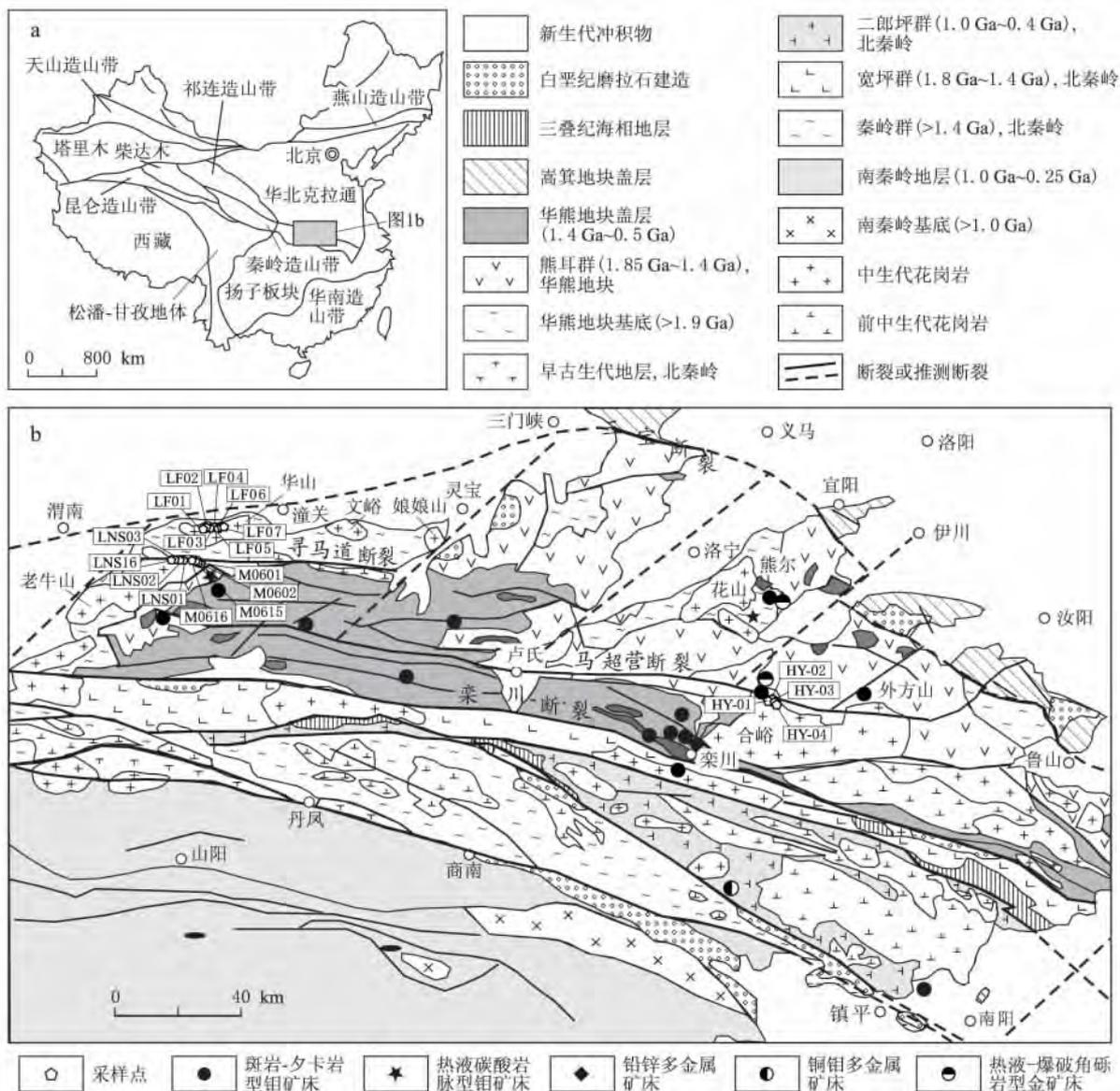


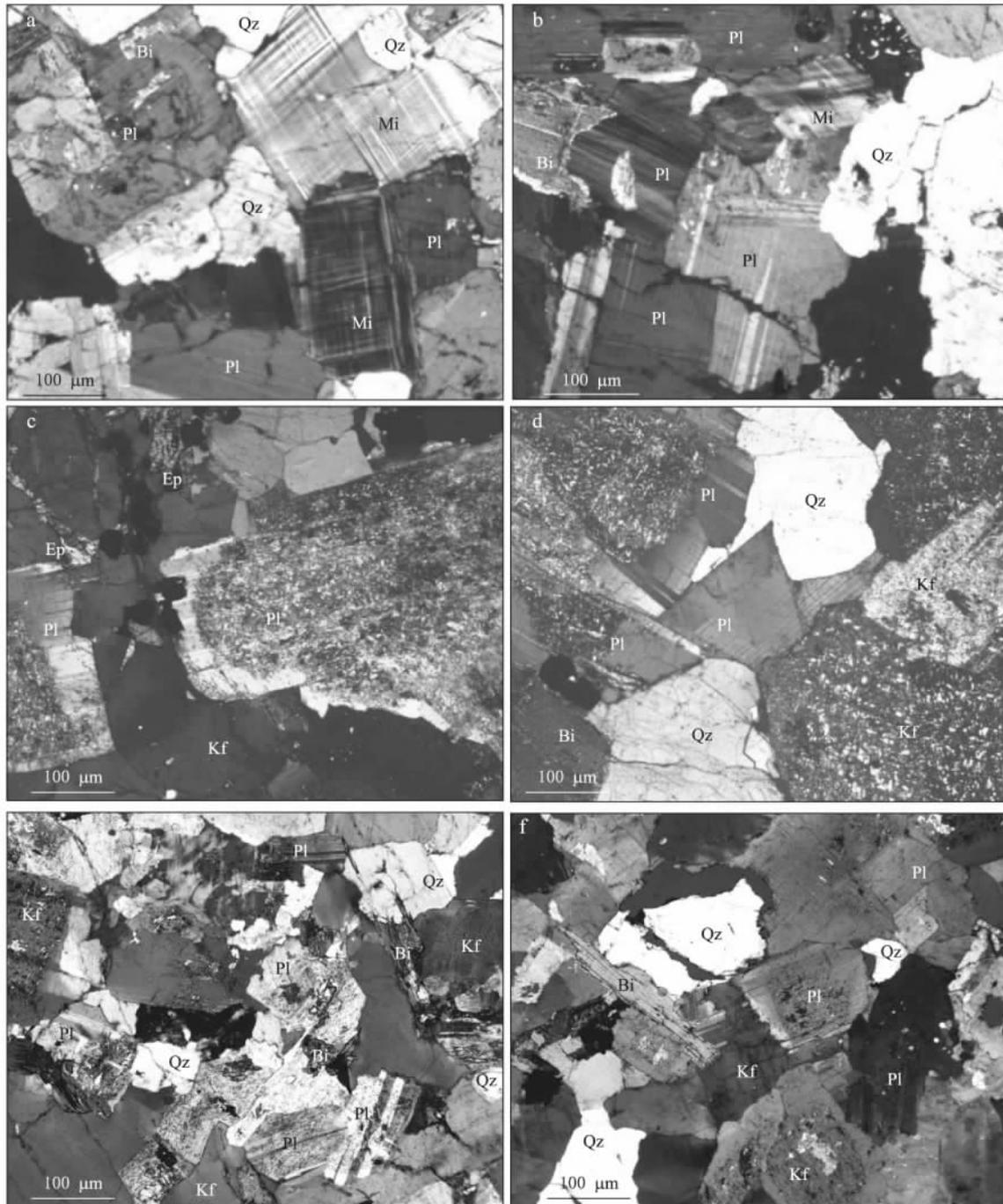
图 1 华北地块南缘地质简图(据文献^[10]修改)

Fig. 1 Geological sketch map of North China Craton

岩体呈岩基沿山前断裂侵入在太古代太华群片麻岩中(图 1), 东南穿切于中元古界熊耳群火山岩和小河岩体中。用于本研究的华山岩体的岩石样品呈灰白色, 具花岗结构(照片 1a, 照片 1b), 矿物粒度一般 1 mm~3 mm。主要矿物为石英(30%~35%), 斜长石(25%~30%), 钾长石(主要为微斜长石, 30%~35%); 暗色矿物主要为黑云母(~1%)。副矿物主要有锆石及榍石等。

老牛山岩体位于陕西华县, 侵入于太华群片麻

岩、官道口群高山河组中, 呈东西向分布, 岩体北部界线近东西向, 东部倾向 NE, 西部倾向 NW, 岩体南侧界线呈齿状, 由北东与北西两个方向构成总体边界呈北东向延伸, 用于本研究的的老牛山岩体岩石样品为灰白色, 中粗粒花岗结构(照片 1e, 照片 1f), 矿物粒度一般 2 mm~3 mm, 个别达到 1 cm 左右, 矿物组成主要为石英(20%~30%), 钾长石(35%~40%), 斜长石(30%~35%), 黑云母(5%左右), 少量钾长石已经发生蚀变, 矿物都为半自形



照片 1 华山岩体(a,b)、合峪岩体(c,d)及老牛山岩体(e,f)的岩石组构及矿物组成特征
Pl. 斜长石; Qz. 石英; Mi. 微斜长石; Bi. 黑云母; Ep. 绿帘石; Kf. 钾长石

Photo 1 Characteristics of petrofabrics and mineral compositions about the Huashan pluton (a,b), Heyu pluton (c,d) and Laoniushan pluton (e,f)

粒状结构。副矿物主要有锆石和榍石等。

合峪岩体位于河南省栾川县合峪一带(图 1),呈北西向哑铃状侵入于熊耳群中,出露总面积达 784 km²,是豫西地区燕山期最大的花岗岩基。用于本研究的合峪岩体岩石样品呈用于本研究的华山岩体的浅肉红色,中粗粒似斑状结构(照片 1c,照片 1d);矿物粒度一般 1 mm~3 mm,斑晶分布不均匀,主要为肉红色钾长石,粒度在 2 cm~3 cm,钾长石斑晶的质量分数在 1%~5%。主要矿物组成为石英(25%~30%)、斜长石(30%~35%)、钾长石(30%~35%)和黑云母(5%左右);斜长石及钾长石多数已经蚀变(照片 1c,照片 1d)。副矿物主要有

锆石、榍石、辉石和绿帘石等。

2 样品测试方法及分析结果

本文所有测试分析都在西北大学大动力学国家重点实验室完成。主量元素分析采用 XRF 玻璃熔饼法完成,测试仪器为日本 Rigaku 公司产 RIX 2100 型 X 射线荧光光谱仪。微量元素采用 ICP-MS(Perkin Elmer 公司具动态反应池的 Elan 6100 DRC)法完成,样品溶解在 Teflon 高压溶样弹中进行。华山、老牛山及合峪花岗岩的主量及微量元素分析结果如表 1 所示。Sr, Nd 和 Pb 采用英国 Nu

表 1 华山、老牛山及合峪花岗岩体的主量元素, $w(B)/\%$ 及微量元素, $w(B)/10^{-6}$ 分析结果

Table 1 Major elements (in percentage) and trace elements (in [$\times 10^{-6}$]) concentrations of the Huashan, Laoniushan and Heyu granites

岩体	华山							合峪		老牛山			
	LF01	LF02	LF03	LF05	LF04	LF06	LF07	HY01	HY02	M0601	M0602	M0615	M0616
SiO ₂	71.98	72.27	73.56	73.44	76.38	75.85	76.15	69.76	71.77	75.46	71.49	76.39	70.31
TiO ₂	0.14	0.14	0.06	0.09	0.03	0.03	0.03	0.32	0.31	0.06	0.13	0.06	0.16
Al ₂ O ₃	14.89	14.85	14.54	14.23	13.27	13.54	13.43	14.65	13.42	13.91	15.8	13.74	16.25
Fe ₂ O _{3T}	1.73	1.68	0.95	1.87	0.61	0.71	0.72	2.96	2.89	0.50	1.56	0.46	1.83
MnO	0.06	0.06	0.03	0.07	0.13	0.11	0.11	0.08	0.08	0.01	0.07	0.03	0.08
MgO	0.30	0.27	0.11	0.21	0.06	0.03	0.03	0.82	0.86	0.07	0.26	0.08	0.3
CaO	1.67	1.71	1.10	1.59	0.88	0.88	0.91	2.35	2.07	0.48	1.51	0.59	1.62
Na ₂ O	4.02	4.12	4.02	4.19	4.49	4.83	4.79	4.32	3.73	3.55	4.13	3.90	4.17
K ₂ O	4.22	4.02	4.92	4.34	3.77	3.99	3.65	3.16	3.55	5.77	5.01	4.59	4.44
P ₂ O ₅	0.06	0.06	0.03	0.09	0.01	0.01	0.01	0.17	0.17	0.02	0.05	0.02	0.06
LOI	0.47	0.38	0.22	0.20	0.54	0.43	0.45	0.92	0.81	0.52	0.32	0.45	0.6
TOTAL	99.54	99.56	99.54	100.32	100.17	100.41	100.28	99.51	99.66	100.35	100.33	100.31	99.82
La	36.06	33.95	15.1	29.09	5.18	4.57	6.35	50.38	42.68	8.83	43.07	5.81	45.54
Ce	66.16	62.9	27.43	53.68	10.28	9.46	13.48	84.08	75.44	18.55	78.22	18.28	94.78
Pr	7	6.63	2.74	5.68	1.08	1.06	1.51	8.02	7.38	2.08	9.02	1.37	9.96
Nd	24.98	23.71	9.71	21.33	3.92	3.88	5.45	27.37	25.53	8.49	31.24	5.38	34.99
Sm	4.05	3.93	1.68	3.42	0.84	0.78	1.02	4.27	4.08	2.61	4.82	1.54	5.2
Eu	1.01	1	0.47	0.85	0.19	0.18	0.2	0.98	0.91	0.54	1	0.35	1.16
Gd	3.01	3.01	1.24	2.49	0.86	0.75	0.85	3.34	3.22	2.85	3.46	1.52	3.55
Tb	0.38	0.37	0.16	0.31	0.15	0.12	0.13	0.45	0.42	0.5	0.56	0.27	0.57
Dy	1.91	1.86	0.83	1.63	0.98	0.8	0.76	2.3	2.2	3.14	2.86	1.76	2.95
Ho	0.35	0.34	0.17	0.31	0.26	0.2	0.18	0.45	0.42	0.59	0.52	0.35	0.52
Er	0.93	0.92	0.49	0.85	0.93	0.74	0.66	1.2	1.13	1.82	1.55	1.16	1.48
Tm	0.14	0.14	0.08	0.14	0.21	0.16	0.14	0.19	0.18	0.34	0.26	0.22	0.24
Yb	0.96	0.91	0.63	0.96	1.91	1.43	1.24	1.33	1.26	2.43	1.77	1.79	1.47
Lu	0.15	0.14	0.12	0.15	0.39	0.29	0.25	0.22	0.21	0.39	0.3	0.31	0.23
Ba	1 462	1 322	697	1 188	101	102	99	339	403	467	2 085	480	2 407
Rb	155	135	185	176	235	256	238	198	208	399	238	309	182
Sr	689	716	453	619	104	107	108	501	432	167	653	177	1 006
Y	11.4	11.1	5.8	10.3	12.9	10.3	9.6	13.7	13	18.8	15.9	12.4	15.2
Zr	164	169	81	152	62	68	71	180	183	99	190	81	230
Nb	19.4	17.4	11.7	17.8	35.5	49.3	60.1	31.1	27.7	63.7	44.6	54.6	31.7
Th	9.13	8.61	10.77	9.03	16.15	16.35	17.91	36.75	32.79	18.89	21.17	14.24	18.7
U	1.77	1.94	1.78	2.77	24.83	29.01	25.88	12.64	9.61	16.09	9.54	12.27	1.97
Pb	47.26	49.93	53.69	61.59	83.76	89.46	89.42	28.6	25.15	49.9	42.1	43.1	40.5
V	9.18	8.95	4.45	8.53	2.76	2.51	2.76	36.33	32.65	10	14.8	5.7	13.5
Hf	4.54	4.55	2.96	4.39	4.46	5.09	5.13	5.18	5.19	5.44	8.23	4.15	9.3
Ta	1.08	1.07	0.75	1.12	1.24	2.28	2.32	2.32	2.14	4.91	2.68	4.54	1.81
Co	126	151	130	112	165	120	122	122	96	224	183	213	141
Cs	1.31	1.02	1.54	1.76	1.15	1.3	1.26	3.43	3.31	4.39	4.15	2.78	2.57
Sc	1.65	1.91	0.95	1.36	2.24	2.1	2.25	4.02	3.95	3.05	3.64	2.22	2.61
K ₂ O+Na ₂ O	8.24	8.14	8.94	8.53	8.26	8.82	8.44	7.48	7.28	9.32	9.14	8.49	8.61
ACNK	1.05	1.04	1.04	0.98	1.02	0.98	1.00	0.99	0.98	1.07	1.06	1.10	1.11
ANK	1.33	1.33	1.22	1.23	1.16	1.10	1.14	1.39	1.34	1.15	1.29	1.21	1.39
Mg [#]	25.56	24.14	18.65	18.19	16.30	7.72	7.62	35.42	37.08	21.71	24.81	25.62	24.51
ΣREE	147.09	139.80	60.84	120.89	27.18	24.42	32.22	184.58	165.07	53.16	178.64	40.11	202.64
LREE/HREE	17.81	17.18	15.42	16.67	3.78	4.43	6.65	18.48	17.26	3.41	14.86	4.44	17.41
δEu	0.89	0.89	1.00	0.89	0.67	0.73	0.65	0.79	0.77	0.61	0.75	0.69	0.83

Instrument 公司生产的 Nu Plasma 多接受等离子体质谱仪进行样品测定,仪器功率 1 300 W,雾化气流量 0.1 L/min,辅助气流量 0.8 L/min,等离子气流量 13 L/min,气体为氦气。分析过程中共测定了四个 USGS 标准物质: BHVO-2, BCR-2, AGV-1 和 Mn ondule,分析过程的前后各加一个质量监控样,中间每 4 个样品加一个质量监控样,仪器测试 Sr 同位素的质量监控样品选用 NIST 987,利用 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710\,248$ 进行内部校正;Nd 同位素的质量监控样品选用 La Jolla,利用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.721\,9$ 进行内部校正;Pb 同位素的质量监控样品选用 NIST 987,利用 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.721\,9$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.496\,3$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.940\,5$ 进行内部校正;全

流程过程本底 $< 20\text{ pg}$ 。测量期间外部标准样品校正采用 AGV-1 标准给出 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703\,931$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512\,758$, BCR-2 标准给出 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.704\,958$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512\,633$, BHVO-2 标准给出 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703\,435$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512\,957$, Mn ondule 标准给出 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.956 \pm 1$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.685 \pm 1$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.964 \pm 1$ 。AGV-1 标准给出 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.569$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.568$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.942$; BCR-2 标准给出 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.742 \pm 1$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.620 \pm 1$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.705 \pm 1$ 。本文所测得的华山岩体、合峪岩体和老牛山岩体的 Sr, Nd, Pb 同位素分析结果分别见表 2, 表 3 及表 4 所示。

表 2 华山、老牛山及合峪花岗岩体的 Sr 同位素测试结果

Table 2 Sr isotope data of the Huashan, Laoniushan and Heyu granitic plutons

岩体	样号	测试对象	Rb/ 10^{-6}	Sr/ 10^{-6}	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ	I_{Sr}
华山	LF01	全岩	155	689	0.651 022	0.710 006	0.000 027	0.708 766
华山	LF02	全岩	135	716	0.545 618	0.709 648	0.000 012	0.708 609
华山	LF03	全岩	185	453	1.181 925	0.710 786	0.000 070	0.708 535
华山	LF04	全岩	235	104	6.545 687	0.720 312	0.000 012	0.707 845
合峪	HY-01	全岩	198	501	1.143 593	0.709 083	0.000 014	0.706 905
合峪	HY-02	全岩	208	432	1.393 293	0.709 532	0.000 013	0.706 878
合峪	HY-03	全岩	182	488	1.079 179	0.709 040	0.000 024	0.706 984
合峪	HY-04	全岩	183	487	1.088 445	0.719 456	0.007 640	0.717 383
老牛山	LNS01	全岩	392	167	6.800 563	0.721 598	0.000 017	0.707 484
老牛山	LNS02	全岩	198	562	1.019 646	0.710 885	0.000 024	0.708 769
老牛山	LNS03	全岩	221	710	0.900 830	0.710 615	0.000 013	0.708 745
老牛山	LNS16	全岩	194	1 016	0.552 565	0.709 817	0.000 018	0.708 670

注: I_{Sr} 计算过程中,选择 Rb 的衰变常数为 $\lambda_{\text{Rb}} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$

表 3 华山、老牛山及合峪花岗岩体的全岩 Nd 同位素测试结果

Table 3 Nd isotope data of whole rocks from the Huashan, Laoniushan and Heyu granitic plutons

岩体	样品号	Nd/ 10^{-6}	Sm/ 10^{-6}	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
华山	LF01	24.98	4.05	0.097 994	0.511 645	0.000 010	-17.68	2.0
华山	LF02	23.71	3.93	0.100 184	0.511 666	0.000 009	-17.32	2.0
华山	LF03	9.71	1.68	0.104 575	0.511 638	0.000 007	-17.93	2.1
合峪	HY-01	27.37	4.27	0.094 301	0.511 901	0.000 011	-12.63	1.6
合峪	HY-02	25.53	4.08	0.096 599	0.511 920	0.000 010	-12.29	1.6
合峪	HY-03	30.44	4.69	0.093 130	0.511 884	0.000 007	-12.94	1.6
合峪	HY-04	30.67	4.75	0.093 615	0.511 915	0.000 009	-12.35	1.6
老牛山	LNS02	42.21	6.68	0.095 656	0.511 798	0.000 010	-14.50	1.7
老牛山	LNS03	31.84	5.07	0.096 246	0.511 753	0.000 010	-15.39	1.8
老牛山	LNS16	38.69	5.97	0.093 264	0.511 676	0.000 010	-16.83	1.9

注: $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 及 T_{DM} 计算过程中选择衰变常数 $\lambda_{\text{Sm}} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$ 。中采用标准值 ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) $_{\text{CHUR}} = 0.196\,7$, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) $_{\text{CHUR}} = 0.512\,638$, $T_{\text{DM}}\text{Nd}$ 计算采用 ($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) $_{\text{DM}} = 0.213\,57$, ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) $_{\text{DM}} = 0.513\,15$

3 个岩体样品的主量、稀土及微量元素分析结果列于表 1。三个岩体总体成分呈酸性,高 Si ($w(\text{SiO}_2) = 69.76\% \sim 76.39\%$),富碱 ($w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 7.28\% \sim 9.32\%$),富铝 ($w(\text{Al}_2\text{O}_3) = 13.27\% \sim 16.25\%$), A/CNK 值小于 1.2, 镁指数较低 ($\text{Mg}^\# = 7.62 \sim 37.08$, 平均值为 22.10), 属于高钾钙碱性系列的过铝质花岗岩(图 2a, 图 2b)。在 $w(\text{SiO}_2) - \lg(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 图(图 3)中,大部分样品落于挤压型和伸展型花岗岩的过渡或重叠区域(图

3b), 反映岩体形成于挤压向伸展转化的构造环境。

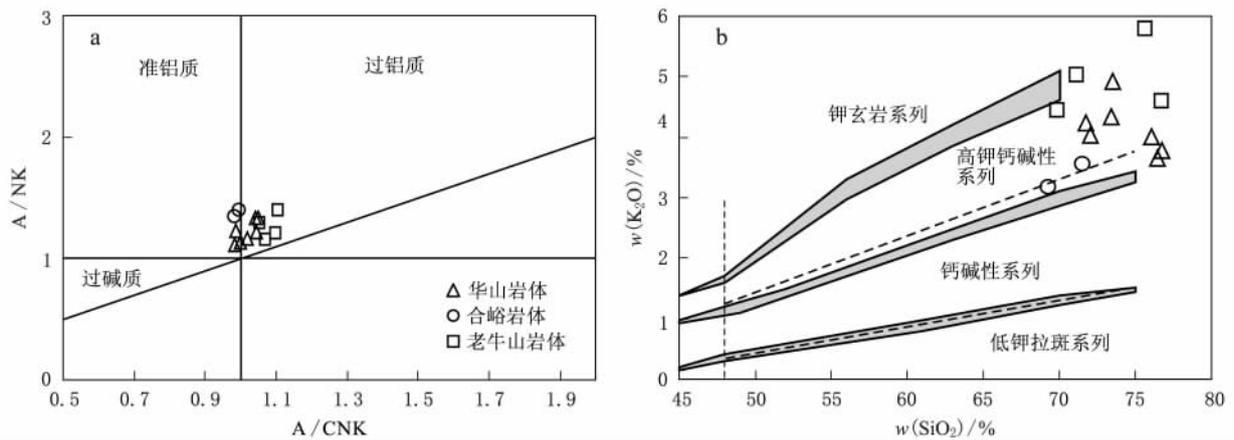
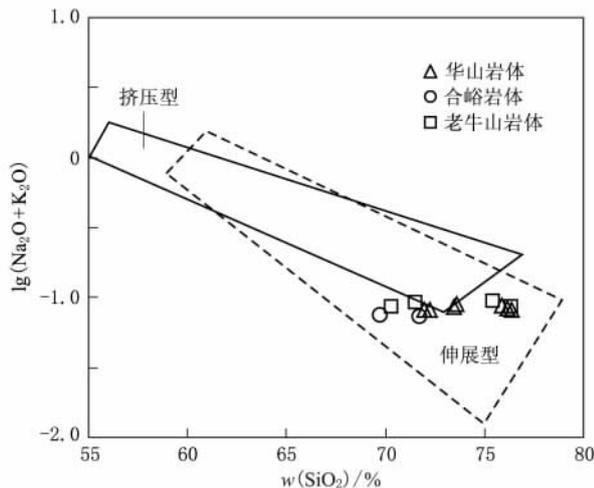
岩体的稀土元素总量(ΣREE)为 $80.54 \times 10^{-6} \sim 247.0 \times 10^{-6}$, 在球粒陨石标准化图上(图 4a), 各样品曲线相似, 近于平行, 曲线向右陡倾斜, 显示出强分异的稀土元素组成模式, 以富集轻稀土和亏损重稀土为特征, $\text{LREE}/\text{HREE} = 3.41 \sim 18.48$, Eu 异常中等或微弱 ($\delta\text{Eu} = 0.61 \sim 1.00$, 平均值为 0.78), 大部分样品呈现出弱的负 Eu 异常。岩体高 Sr ($104 \times 10^{-6} \sim 1\,006 \times 10^{-6}$, 平均 440.92×10^{-6}), 低 Y

表 4 华山、老牛山及合峪花岗岩体的全岩 Pb 同位素测试结果

Table 4 Pb isotope data of whole rocks from the Huashan, Laoniushan and Heyu granitic plutons

岩体	样品号	Pb/ 10^{-6}	Th/ 10^{-6}	U/ 10^{-6}	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$
合峪	HY-01	28.60	36.75	12.64	18.430 18	15.542 91	38.713 15	17.847 24	15.514 52	38.155 64
	HY-02	25.15	32.79	9.61	18.408 38	15.542 51	38.816 65	17.904 77	15.51798	38.251 21
	HY-03	22.94	43.51	12.90	18.841 41	15.563 93	39.058 35	18.095 96	15.527 61	38.230 83
	HY-04	23.21	41.35	12.46	18.870 08	15.565 27	39.056 19	18.158 22	15.530 59	38.278 67
华山	LF01	47.26	9.13	1.77	17.422 48	15.465 49	37.908 45	17.385 62	15.463 69	37.845 93
	LF02	49.93	8.61	1.94	17.376 08	15.459 56	37.894 53	17.337 94	15.457 71	37.838 72
	LF03	53.69	10.77	1.78	17.403 05	15.464 54	37.876 15	17.370 42	15.462 95	37.811 19
	LF04	83.76	16.15	24.83	17.756 57	15.484 44	37.896 48	17.464 89	15.470 23	37.834 05
老牛山	LNS01	55.70	15.41	14.93	17.905 70	15.512 13	38.071 64	17.618 13	15.498 05	37.974 03
	LNS02	44.10	27.20	6.88	17.695 87	15.498 57	38.244 11	17.528 46	15.490 37	38.026 54
	LNS03	47.48	17.15	10.45	17.692 12	15.497 09	38.106 89	17.456 03	15.485 53	37.979 47
	LNS16	48.70	20.76	3.03	17.469 14	15.477 44	38.070 73	17.402 34	15.474 17	37.920 34

注: $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$, $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 和 $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 根据全岩的 U, Th, Pb 含量计算

图 2 华山、老牛山及合峪花岗岩体 A/NK-A/CNK(a)图解与 $w(\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$ (b)图解Fig. 2 A/NK-A/CNK (a) and $w(\text{K}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$ (b) plots for the Huashan, Laoniushan and Heyu granitic plutons图 3 华山、老牛山及合峪岩体 $\lg(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$ 图(据文献^[15])Fig. 3 $\lg(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})-w(\text{SiO}_2)$ plots for the Huashan, Laoniushan and Heyu granitic plutons

($5.80 \times 10^{-6} \sim 18.80 \times 10^{-6}$, 平均 12.34×10^{-6}) 和 Yb ($0.63 \times 10^{-6} \sim 2.43 \times 10^{-6}$, 平均 1.39×10^{-6}), 暗示源区有石榴石残留^[11,12]。花岗岩类的微量元素对原始地幔标准化分布图解(图 4b) 组成模式相

似, 显示岩体富集 Rb, Ba, Th, K, Pb, Hf 和 Y, 亏损 Ta, Nb, Zr, P 和 Ti。在 Rb-Y+Nb 构造判别图解(图 5) 显示, 全部样品落于后碰撞花岗岩区域, 说明岩体属于后碰撞花岗岩。

华山岩体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 测定值为 $0.709\ 648 \sim 0.720\ 312$, 由此同位素比值, 并根据华山岩体的 U-Pb 年龄(134 Ma)^[9] 计算得到的 Sr 同位素初始比值 (I_{Sr}) 在 $0.707\ 845 \sim 0.708\ 766$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 测定值为 $0.511\ 638 \sim 0.511\ 666$, 由此计算得到的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值在 $-17.93 \sim -17.32$ 之间, Nd 模式年龄 T_{DM} 为 $2.0\ \text{Ga} \sim 2.1\ \text{Ga}$ 之间; 在 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)-I_{\text{Sr}}$ 图解(图 6) 上, 华山岩体样品点都投在 B-C 混合源区内^[13]。由本文所测得的铅同位素比值、岩体 U-Pb 年龄^[9] 及岩石 U, Th 和 Pb 的含量计算的初始 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 在 $17.337\ 94 \sim 17.464\ 89$ 之间, 平均值为 $17.389\ 72$; $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 在 $15.457\ 71 \sim 15.470\ 23$ 之间, 平均为 $15.463\ 64$; $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ 在 $37.811\ 19 \sim 37.845\ 93$ 之间, 平均为 $37.832\ 47$ 。在 Zartman(1981)^[14] 铅同位素投图上(图 7) 投在了造山带和地幔线之间。

合峪岩体的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 测定值为 $0.709\ 040 \sim$

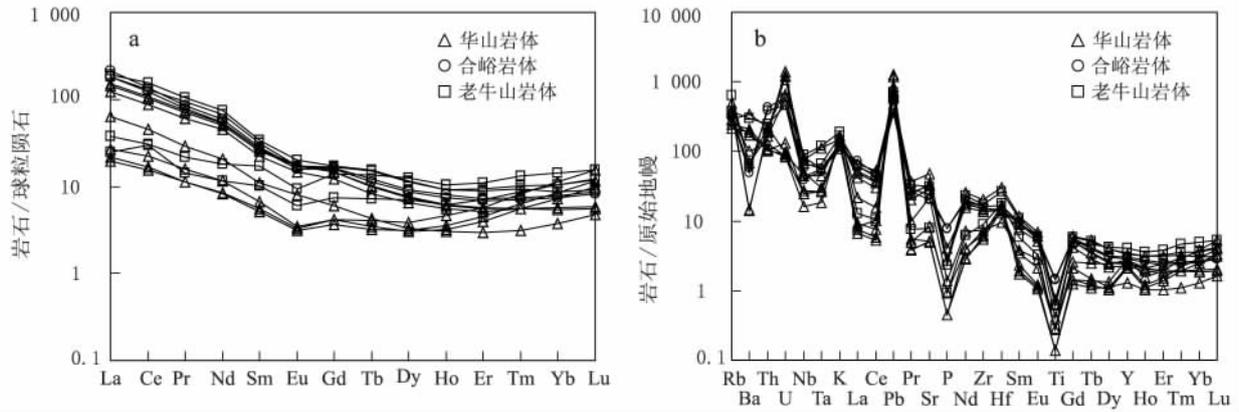


图 4 稀土球粒陨石标准化配分曲线(a)及微量元素对原始地幔蛛网图(b)
(球粒陨石标准值,据文献[16];原始地幔数据,据文献[17])

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element patterns (b) for the Huashan, Laoniushan and Heyu plutons

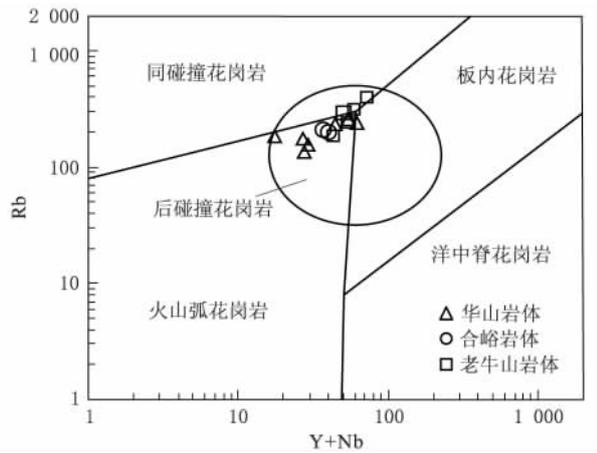


图 5 华山、老牛山及合峪花岗岩体 Y+Nb-Rb 图解(据文献[18])

Fig. 5 Y+Nb-Rb plots for the Huashan, Laoniushan and Heyu granitic plutons

0.919 456, 由此同位素比值,并根据合峪岩体的 U-Pb 年龄(134 Ma)^[9]所计算得到的 Sr 同位素初始比值(I_{Sr})在 0.706 878~0.717 383 之间,显示了壳幔混合 Sr 同位素特征; $^{143}Nd/^{144}Nd$ 测定值为 0.511 884~0.511 920 之间,由此计算得到的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值在 -12.94~-12.29 之间, Nd 模式年龄 T_{DM} 为 1.6 Ga;在 $\epsilon_{Nd}(t)-I_{Sr}$ 图解上,合峪岩体样品点都投在 B-C 混合源区内(图 6)。由本文所测得的铅同位素比值、岩体 U-Pb 年龄及岩石 U, Th 和 Pb 的含量计算的初始 ($^{206}Pb/^{204}Pb$) t 在 17.847 24~18.158 22 之间,平均值为 18.001 55; ($^{207}Pb/^{204}Pb$) t 在 15.514 52~15.530 59 之间,平均为 15.522 68, ($^{208}Pb/^{204}Pb$) t 在 38.155 64~37.278 67 之间,平均值 38.229 09。在 Zartman(1982) 铅同位素投图上(图 9)投在了造山带和地幔线之间。

老牛山岩体的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 测定值为 0.709 817~0.721 598, 由此同位素比值,并根据老牛山岩体的

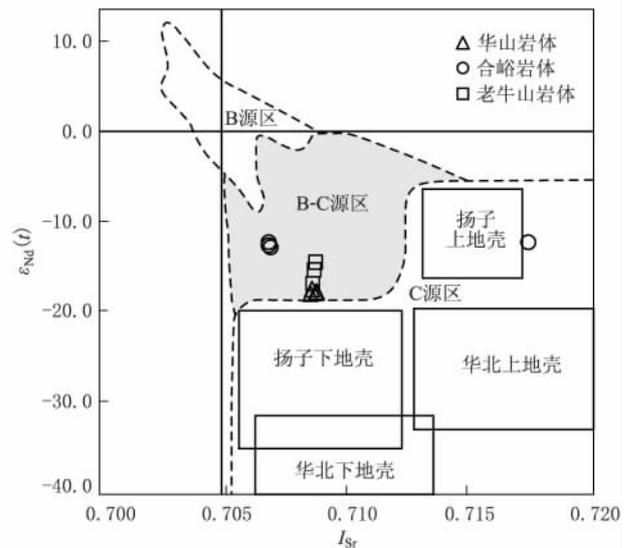


图 6 华山、老牛山及合峪花岗岩体 $\epsilon_{Nd}(t)-I_{Sr}$ 图解(底图据文献[13])

Fig. 6 $\epsilon_{Nd}(t)-I_{Sr}$ plots for the Huashan, Laoniushan and Heyu granitic plutons

U-Pb 年龄(146 Ma)^[8]所计算得到的 Sr 同位素初始比值(I_{Sr})在 0.707 484~0.708 745 之间,显示了壳幔混合特征; $^{143}Nd/^{144}Nd$ 测定值为 0.511 676~0.511 798 之间,由此计算得到的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值在 -16.83~-14.50 之间,在 $\epsilon_{Nd}(t)-I_{Sr}$ 图解(图 6)上,老牛山岩体样品点都投在了 B-C 混合源区内(图 6), Nd 模式年龄 T_{DM} 为 1.7 Ga~1.9 Ga 之间;由本文所测得的铅同位素比值、岩体 U-Pb 年龄及岩石 U, Th 和 Pb 的含量计算的初始 ($^{206}Pb/^{204}Pb$) t 在 17.402 34~17.618 13 之间,平均值为 17.501 24; ($^{207}Pb/^{204}Pb$) t 在 15.474 17~15.498 05 之间,平均为 15.487 03, ($^{208}Pb/^{204}Pb$) t 在 37.920 34~38.026 54 之间,平均值 37.975 09。在 Zartman(1981)^[14] 铅同位素投图上(图 7)投在了造山带和地幔线之间。

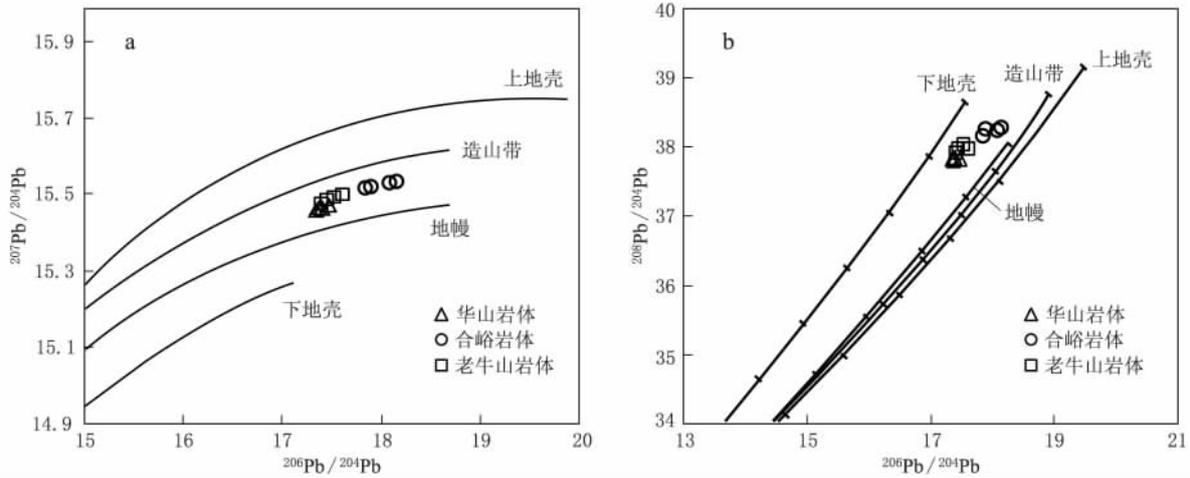


图 7 华山、老牛山及合峪花岗岩体铅同位素构造图解(据文献[14])

Fig. 7 The tectonic diagram of Pb isotope for the Huashan, Laoniushan and Heyu granitic plutons

3 讨 论

3.1 岩体的成因及成岩物质来源

华北陆块南缘的华山岩体、老牛山岩体及合峪岩体具有相似的地球化学特征,指示其在成因上有相似之处。具体表现在:①都富硅、铝和全碱,并都投在了高钾钙碱性系列花岗岩区域内(图 2b);②岩体具有高的 Sr 含量和低的 Y 和 Yb 含量,暗示其存在石榴石相在源区的残留,其形成的深度可能大于 50 km^[19],并且其 LILE(如 Rb, Sr, Ba, Th, K 和 Pb 等)富集, HFSE(Nb, Ta, P 和 Ti 等)亏损,推测岩体应该为加厚下地壳熔融形成。已有研究表明,大陆岩石圈在最大会聚后并逐步由挤压转向松弛的后碰撞阶段,往往会有大量富钾钙碱性岩浆作用发生,在此背景下常有大量花岗岩形成,代表了大陆会聚作用向伸展拉张的转折^[1,19~21],地球化学特征上后碰撞花岗岩富集 LILE 和 LREE,贫化 HFSE,较岛弧火山岩有明显高的碱 ($K_2O + Na_2O$) 和 Sr, Ba 含量。岩石类型上,后碰撞岩浆岩主要为高钾钙碱性系列花岗岩类岩石,可能是板块碰撞后地壳引张阶段的产物^[19]。华山岩体、老牛山岩体及合峪岩体以高硅富碱为特征的高钾钙碱性过铝质花岗岩类岩石(图 2);微量元素及稀土元素蛛网图变化趋势相似(图 4),以富集 LILE 和 LREE,贫化 HFSE 为特征(图 4b),在 Rb-Y+Nb 构造判别图解(图 5)显示,样品落于后碰撞花岗岩区域。在 $w(SiO_2)-lg(K_2O + Na_2O)$ 图(图 3)中,大部分样品落于挤压型和伸展型花岗岩的过渡或重叠区域,反映岩体形成于挤压向伸展转化的构造环境。

3 个岩体的 Sr, Nd 同位素组成特征比较相似,

都具有较低的 I_{Sr} (I_{Sr} 的变化范围在 0.706 878 ~ 0.717 383 之间,平均值为 0.708 798),与华北克拉通南缘中生代花岗岩的 Sr 同位素组成一致^[22,23]。岩体的 Nd 同位素组成也很相似, $\epsilon_{Nd}(t)$ 值以明显的负值为特征,其变化范围在 -17.93 ~ -12.29 之间,平均值为 -14.99; Nd 同位素模式年龄集中在 1.6 Ga ~ 2.1 Ga 之间,与岩体的单颗粒锆石的 Hf 同位素二阶段模式年龄(1.7 Ga ~ 2.1 Ga)吻合^[9],其 Nd-Hf 模式年龄均对应于秦岭造山带在 1.8 Ga ~ 2.0 Ga 左右的地壳增生时期^[24,25],表明岩体为古老下地壳部分熔融而形成^[9]。岩体的样品点在 $\epsilon_{Nd}(t)-I_{Sr}$ 图解(图 6)上,投点落入 BC 源区,暗示岩浆为加厚下地壳熔融的产物,并有地幔物质加入。岩体的铅同位素组成与华南北缘壳幔铅同位素组成相似,以贫放射成因铅为特征^[23,26]。在 Zartman 铅同位素构造图解上(图 7),样品的投点相对集中,主要落在地幔线和造山带线或下地壳线之间,指示其中的铅为地幔与下地壳的混合成因铅。

综上所述,华山、老牛山及合峪岩体具有相似的地球化学特征,地球化学特征显示岩体形成于挤压向伸展转化环境的后碰撞花岗岩,成岩物质来源于加厚的下地壳物质部分熔融,但有地幔物质加入。

3.2 花岗岩成岩动力学背景

秦岭造山带是以主造山期新元古代晚期到中生代初($Pt_3 \sim T_2$)的多板块多类型碰撞造山为主体和基础上,并遭受中生代强烈陆内造山作用叠加改造的一个复合型造山带^[27]。其形成和演化可以概括主要经历了 3 个不同构造演化阶段:①晚太古代—古元古代造山带前寒武纪结晶基底的形成演化;②新元古代—中三叠世,以现代板块构造体制为基本特征的板块构造演化;③中生代以来的陆内造

山作用与构造演化^[27],包括中三叠世和早中侏罗世强烈挤压,侏罗纪—白垩纪发生由挤压向伸展的转变,白垩世末伸展作用深入地幔,碰撞造山作用结束^[22]。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测年方法获得华山岩体、合峪岩体及老牛山岩体的年龄分别为 133.8 Ma±1.1 Ma, 134.5 Ma±1.5 Ma 和 146.1 Ma±4.1 Ma^[8,9],表明岩体的形成处于侏罗纪—白垩纪。侏罗纪—白垩纪秦岭造山带处于挤压—伸展转变期,发生了构造体制的转换,从印支期以近 EW 向构造为主, NNE 近 NS 向构造为次,进入以 NNE-近 NS 向构造为主、近 NW 向构造为次的构造—动力体制大转换的时期,由挤压为主到伸展为主的构造体制转变^[8,27-29]。秦岭前中生代长期受冈瓦纳、劳亚和古特提斯等古板块构造的控制,形成东西向为主的主造山期构造;中生代以来位于太平洋板块、印度板块和欧亚板块内西伯利亚地 3 个构造动力学系统的汇复合部位,东部更多受太平洋板块的影响,使之正处于前后两期动力学系统转换时期和过程之中,原秦岭造山带中华北板块、扬子板块及秦岭微板块三板块的俯冲造山形成的岩石圈根,在中生代新的地幔动力学系统中,东部地幔流动型式与方向发生向太平洋的近 SN 向物理场结构与状态的调整转换^[27],引起秦岭岩石圈地幔拆沉作用^[25],岩石圈减薄,软流圈急剧抬升,幔源物质和热流流体上涌,必然发生强烈壳幔物质交换,中下地壳加热,加厚的下地壳物质发生熔融形成花岗质岩浆,沿构造薄弱带上升到浅层位形成了大量后碰撞花岗岩及有关的斑岩型或矽卡岩型矿床。因此,华山岩体、合峪岩体及老牛山岩体的形成过程可概括为:侏罗

纪—白垩纪之交的挤压向伸展转换时期,早期的碰撞或逆冲推覆使得下地壳增厚,在向伸展机制转换的过程中,软流圈上涌底侵上覆岩石圈、加热下地壳(2.0 Ga~1.8 Ga 左右的增生地壳),使之发生部分熔融形成的岩浆上升侵位形成了这些后碰撞型花岗岩。

4 结 论

4.1 华山、老牛山及合峪等燕山期二长花岗斑岩为富硅铝的高钾钙碱性系列花岗岩,全碱的含量较高, Mg# 较低, LREE, HREE 分馏明显,轻稀土富集, Eu 异常中等或不明显;富集 Rb, Sr, Ba, Th, K, Pb 和 U 等元素,亏损 Ta, Nb, Zr, P 和 Ti 等元素,岩体高 Sr、低 Y 和 Yb,暗示源区有石榴石残留。

4.2 华山、老牛山及合峪岩体的锶同位素初始比 $I_{Sr} = 0.706\ 878 \sim 0.717\ 383$, 平均 $0.708\ 798$, $\epsilon_{Nd}(t) = -17.93 \sim -12.29$, 平均 -14.99 , 二阶段 Nd 模式年龄 T_{DM} 集中在 1.6 Ga~2.1 Ga, 初始铅具有低放射成因铅同位素组成特征, Sr-Nd-Pb 同位素地球化学特征表明,华山、老牛山及合峪花岗岩体是华北陆块南缘加厚的古老地壳熔融的产物,但同时幔源物质的加入。

4.3 侏罗纪—白垩纪之交的挤压向伸展转换时期,早期的碰撞或逆冲推覆使得下地壳增厚,在向伸展机制转换的过程中,软流圈上涌底侵上覆岩石圈,下地壳(1.6 Ga~2.1 Ga 左右的增生地壳)处于强烈的减压增温条件下,发生部分熔融形成的岩浆上升侵位形成了这些后碰撞型花岗岩。

参考文献

- [1] Barbarin B. A review of the relationship between granitoids types, their origins and their geodynamic environments[J]. *Lithos*, 1999, 46: 605-626.
- [2] 王得权, 刘建朝, 程建新, 等. 琼河坝矿集区花岗岩体的 Sr-Nd, Pb 同位素特征及地质意义[J]. *矿物岩石*, 2014, 34(1): 70-77.
- [3] Meng Q R, Zhang G W. Geologic framework and tectonic evolution of the Qinling orogen, central China[J]. *Tectonophysics*, 2000, 323: 183-196.
- [4] Mao J W, Pirajno F, Xiang J F, et al. Mesozoic molybdenum deposits in the east Qinling-Dabie orogenic belt: Characteristics and tectonic settings[J]. *Ore Geology Reviews*, 2011, 43(1): 264-293.
- [5] Zhu L M, Zhang G W, Guo B, et al. Geochemistry of the Jinduicheng Mo-bearing porphyry and deposit, and its implications for the geodynamic setting in East Qinling[J]. *P R China; Chemie der Erde*, 2010, 70: 159-170.
- [6] 包志伟, 曾乔松, 赵太平, 等. 东秦岭钼矿带南泥湖—上房沟花岗岩斑岩成因及其对钼成矿作用的制约[J]. *岩石学报*, 2009, 25(10): 2 523-2 536.
- [7] Yang L, Chen F K, Liu B X, et al. Geochemistry and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic composition of the Donggou Mo-bearing granite porphyry, Qinling orogenic belt, central China [J]. *International Geology Review*, 2013, 55(10): 1 261-1 279.
- [8] 朱赖民, 张国伟, 郭 波, 等. 东秦岭金堆城大型斑岩钼矿床 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及成矿动力学背景[J]. *地质学报*, 2008, 82(2): 204-220.
- [9] 郭 波, 朱赖民, 李 森, 等. 华北陆块南缘华山和合峪岩体锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素组成与成岩动力学背景[J]. *岩石学报*, 2009, 25(2): 265-281.
- [10] 李 诺, 陈衍景, 张 辉, 等. 东秦岭斑岩钼矿带的地质特征和成矿构造背景[J]. *地质学前沿*, 2007, 14(5): 186-198.
- [11] 张 旗, 潘国强, 李承东, 等. 花岗岩构造环境问题: 关于花岗岩研究的思考之三[J]. *岩石学报*, 2007, 23(11): 2 683-2 698.
- [12] Villaseca C, Orejana D, Paterson BA. Zr-LREE rich minerals in residual peraluminous granulites, another factor in the origin of low Zr-LREE granitic melts? [J]. *Lithos*, 2007, 375-386.
- [13] 张 旗, 王 焰, 李承东, 等. 花岗岩的 Sr-Yb 分类及其地质意义[J]. *岩石学报*, 2006, 22(9): 2 249-2 269.
- [14] Zartman R E, Doe B R. Plumbotectonics the model [J]. *Tectonophysics*, 1981, 75: 135-162.

- [15] Brown G C. Calc-alkaline intrusive rocks: Their diversity, evolution, and relation to volcanic rocks. In: Andesites: Orogenic andesites and Related Rocks[J]. **New York: John Wiley & Sons**, 1982, 437-461.
- [16] Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: Its composition and evolution[J]. **Oxford: Blackwell Scientific Publication**, 1985, 1-132.
- [17] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for the mantle composition and process[A]. In: Saunderson A. D. and Norry M. J. (eds.). **Magmaism in The Ocean Basins**[C]. Geological Society of London Special Publication, London: Geological Society of London and Blackwell Scientific Publications, 1989, 42: 313-345.
- [18] Pearce J A. Sources and settings of granitic rocks[J]. **Episodes**, 1996, 19: 120-125.
- [19] 张 旗, 王 焰, 潘国强, 等. 花岗岩源岩问题-关于花岗岩研究的思考之四[J]. **岩石学报**, 2008, 24(6): 1 193-1 204.
- [20] Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal sources? A review[J]. **Lithos**, 2004, 78(1/2): 1-24.
- [21] Liegeois L P. Preface - Some words on the post-collisional magmatism[J]. **Lithos**, 1996, 45: 15-17.
- [22] 陈衍景, 李 超, 张 静, 等. 秦岭钼矿带斑岩体锶氧同位素特征与岩石成因机制和类型[J]. **中国科学(D 辑)**, 2000, 30(增刊): 64-72.
- [23] 张本仁, 高 山, 张宏飞. 秦岭造山带地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 2002, 1-187.
- [24] 张本仁, 张宏飞, 赵志丹, 等. 东秦岭及邻区壳幔地球化学分区和演化及其大地构造意义[J]. **中国科学(D 辑)**, 1996, 26(3): 201-208.
- [25] 高 山, Rudnick RL, Carlson RW, 等. 华北克拉通岩石圈地幔置换作用和壳幔生长耦合的 Re-Os 同位素证据[J]. **地质前缘**, 2003, 10(3): 61-67.
- [26] 张本仁, 张宏飞, 许继锋, 等. 同位素地球化学填图与化学地球动力学在东秦岭造山带研究中的应用[J]. **地球科学-中国地质大学学报**, 1995, 20(5): 551-555.
- [27] 张国伟, 张本仁, 袁学诚. 秦岭造山带与大陆动力学[M]. 北京: 科学出版社, 2001, 1-729.
- [28] 任纪舜, 陈廷恩, 牛宝贵, 等. 中国东部及邻区大陆岩石圈的构造演化与成矿[M]. 北京: 科学出版社, 1992, 1-230.
- [29] 毛景文, 谢桂青, 张作衡, 等. 中国北方中生代大规模成矿作用的其次及其地球动力学背景[J]. **岩石学报**, 2005, 21(01): 169-188.

CHARACTERISTICS OF Sr-Nd AND Pb ISOTOPIC COMPOSITION AND ITS GEOLOGICAL SIGNIFICANCE OF GRANITIC PLUTONS IN THE HUASHAN, LAONIUSHAN AND HEYU AREA AT THE SOUTHERN MARGIN OF NORTH CHINA CRATON

WANG Jian-qi¹, ZHU Lai-min¹, GUO Bo^{1,2}, ZHENG Jun¹
JIANG Hang¹, XIONG Xiao¹

(1. *State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China;*
2. *Henan Institute of Geological Survey, Zhengzhou 450007, China*)

Abstract: The study of major, trace elements and Sr-Nd-Pb isotopic geochemistry in the Huashan, Laoniushan and Heyu Yanshanian granites at the southern margin of North China Craton indicates that the compositions of the granites are acid-stage and belong to high-K calc-alkaline series. Those three plutons share the similar composition pattern of the trace and REE elements, with obvious fractionation between LREE and HREE, enrichment of LREE, medium or not obvious abnormality of Eu, enrichment in LILE (e. g. Rb, Sr, Ba, Th, K, Pb, U) and depletion in HFSE (e. g. Ta, Nb, Zr, P, Ti); and high Sr contents and low Y and Yb contents. This indicates there was garnet residue in magma source area. Three granitic plutons share similar isotopic compositions in Sr, Nd and Pb isotopes, with I_{Sr} value ranging from 0.706878 to 0.717383 (average: 0.708798); $\epsilon_{Nd}(t)$ value from -17.93 to -12.29 (average: -14.99); and with T_{DM} age of Nd concentrating in 1.6 Ga~2.1 Ga, low radiogenic Pb isotopic composition ($^{206}Pb/^{204}Pb$ range from 17.33794 to 18.15822, average 17.63084; $^{207}Pb/^{204}Pb$ value range from 15.45771 to 15.53059, average 5.49112; $^{208}Pb/^{204}Pb$ value ranges from 37.81119 to 38.27867, average 38.01222). The element and isotope geochemical composition features shows that the Huashan, Laoniushan and Heyu Yanshanian granitic plutons were derived from the partial melting of thickened crust of the southern margin of North China Craton, with involvement of mantle-derived materials. In view of those geochemical results and regional geology, it is proposed that during the transformation regime from collisional shortening to extension, asthenosphere upwelling caused the underplating of overlying lithosphere and heated the thickened crust resulting in partial melting, which subsequently emplaced in the crust and form the Huashan, Laoniushan and Heyu etc. Yanshanian granite.

Key words: granitic plutons; Sr-Nd and Pb isotope; Southern margin of North China Craton

ISSN 1001-6872(2015)01-0063-10; CODEN: KUYAE2

Synopsis of the first author: Wang Jianqi, male, 54 years old, an engineer of geochemistry. Now he is engaged in the research of analytical geochemistry.