

南秦岭新院岩体及其包体的锆石 SHRIMP U-Pb 定年和意义

雷敏¹⁾, 吴才来¹⁾, 武秀萍²⁾, 郜源红¹⁾, 吴锁平¹⁾, 陈其龙¹⁾, 秦海鹏¹⁾

1) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037; 2) 安徽省地质矿产局 321 地质队, 安徽铜陵, 244033

内容提要: 南秦岭新院岩体位于略阳县城以北约 35 km 处, 呈椭圆形, 出露面积约 200 km², 主要岩性为花岗闪长岩, 岩体中含有大量的铁镁质微粒包体和细晶岩脉。锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果表明, 花岗闪长岩的结晶年龄为 219.6 ± 4.6 Ma, 其中的铁镁质微粒包体的结晶年龄为 221.5 ± 4.2 Ma, 晚于勉县—略阳洋盆闭合时期 (242 ~ 221 Ma)。根据岩体及其包体的岩石学、地球化学研究, 结合区域地质特征, 我们认为, 该岩体形成于陆内碰撞造山的构造环境。即印支期扬子板块向北发生俯冲碰撞之后 (即主造山期后), 岩石圈发生拆沉作用, 导致地幔软流圈物质上涌使下地壳发生部分熔融而形成花岗质岩浆, 同时, 部分幔源基性岩浆上侵到花岗质岩浆房, 发生岩浆混合, 形成花岗闪长岩, 尚未混合的基性岩浆团块形成包体。

关键词: 南秦岭; 新院岩体; 地球化学; 锆石 SHRIMP U-Pb 定年; 岩浆混合

秦岭造山带是中央造山带的重要组成部分, 其构造演化是研究华北与扬子板块相互作用的关键。商南—丹凤 (商丹缝合带)、勉县—略阳 (勉略缝合带) 两缝合带从北向南将秦岭造山带划分为三块: I, 商丹带以北的北秦岭; II, 夹于商丹和勉略缝合带之间的南秦岭; III, 勉略带以南的扬子板块北缘 (张国伟等, 2001; 张本仁等, 2002; 晏云翔等, 2005)。其中, 勉略构造带是中国大陆构造中划分南北、连接东西的重要构造带, 是秦岭—大别造山带中除商丹古缝合带以外又一条印支期板块拼合的古缝合带, 同时是中国大陆与印支期完成主体拼合的主要缝合带 (Sun et al., 2002; 秦江锋等, 2007), 勉略带内发育一套古生代浅变质沉积碎屑岩系, 并存在大量中生代花岗岩体和部分早古生代基性杂岩脉, 这些岩浆侵入体是造山带构造演化的重要证据, 保存并记录了秦岭造山带形成和演化的重要信息。

本文研究的新院岩体位于商丹带南部, 略阳县城以北约 35 km 处, 呈椭圆形, 出露面积约 200 km², 靠近勉略带的南秦岭西部地区的印支期花岗岩体 (图 1)。长期以来, 很多学者对于该岩体及其所在岩体群开展了大量的研究工作, 包括岩石学、地质年代学、地球化学等方面, 认为该岩体形成于后碰撞造山的构造环境, 且岩体的地球化学特征表现出了在

地壳增厚背景下下地壳物质发生部分融入形成的 adakite 的特征 (晏云翔等, 2005; 张宏飞等, 2000, 2005)。然而, 对于该岩体及其所在岩体群中所出现的大量镁铁质微粒包体的成因研究不多, 特别是对包体及其寄主岩同时开展锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究的更少。由于包体的研究对讨论岩浆混合作用、探讨岩体的形成和深部壳幔相互作用具有十分重要的意义 (张成立等, 2008; 王涛等, 2000, 2009; 弓虎军等, 2009; 莫宣学等, 2002; 张旗等, 2007)。因此, 本文在前人的工作基础上, 拟通过对新院岩体及其包体的岩石学、地球化学和锆石 SHRIMP U-Pb 年代学的研究, 讨论岩体形成的构造环境及其中所发育包体的成因关系, 并进一步探讨中生代秦岭造山带壳幔相互作用及岩浆作用的动力学过程。

1 岩体地质背景及岩石学特征

秦岭造山带西部勉略带北侧, 发育一条长约 400 ~ 500 km, 东向西展布的印支期花岗岩带, 主要由东江口岩体群、五龙岩体群、光头山岩体群组成。岩体大多数呈近等轴状或略有拉长的椭圆形, 以岩株或岩基形式侵入到古生代地层中, 岩性主要有二长花岗岩、花岗闪长岩和奥长环斑花岗岩, 岩体规

注: 本文为中国地质调查局地质调查项目 (编号 1212010711816)、中国地质科学院基本科研业务费项目 (编号 2010-SYS-3) 的成果。

收稿日期: 2011-01-17; 改回日期: 2011-06-24; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 雷敏, 女, 1980 年生, 博士。岩石学专业。联系电话: 13810100694, Email: leiminlm@126.com。

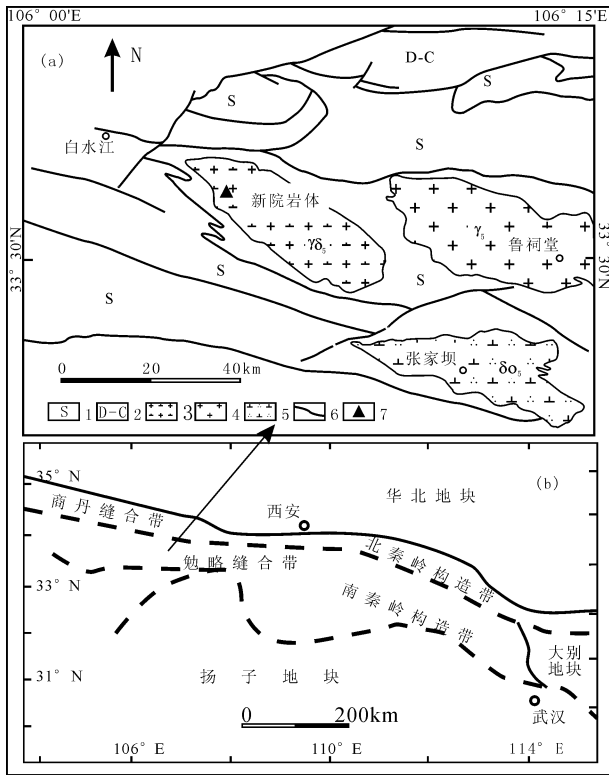


图1 南秦岭新院岩体地质简图

Fig. 1 Geological sketch map of the Xinyuan granitoid, southern Qinling Mountains

1—志留系; 2—泥盆系—石炭系; 3—花岗闪长岩; 4—花岗岩;
5—石英闪长岩; 6—地质界线; 7—采样点

1—Silurian; 2—Devonian—Carboniferous; 3—granodiorite; 4—granite; 6—geological boundary; 7—sampling location

模从几十平方千米到 1000 km² 以上, 总出露面积超过 3000 km², 其主体侵位时间为 206 ~ 220 Ma (孙卫东等, 2000; 张国伟等, 2001)。新院岩体位于光头山

岩体群的西部, 出露于略阳县的两河口镇和九股树乡一带, 与围岩志留纪浅变质碎屑岩呈侵入接触关系。从平面上看, 该岩体出露形状近椭圆形, 野外可见岩体边部接触带具有强烈的变形。岩体中还分布有宽约 25 cm 的花岗质细晶岩脉。

岩体的主体岩性由中细粒黑云母花岗闪长岩和英云闪长岩组成, 主要矿物为: 斜长石 (48% ~ 54%)、石英 (20% ~ 26%)、黑云母 (12% ~ 13%)、钾长石 (11% ~ 14%)、角闪石 (2% ±) 等, 另外, 相对主要造岩矿物而言, 还含有极少量副矿物, 如磁铁矿、磷灰石和钛铁矿。岩体中发育大量的暗色镁铁质微粒包体, 稍有定向分布, 局部地方成群出现 (图 2a)。包体呈灰黑色, 椭圆形或扁平状, 大小不一, 最大的为 30 cm × 40 cm, 一般 5 cm × 10 cm ~ 10 cm × 15 cm, 具有典型的岩浆细粒结构 (图 2b), 由角闪石 (15% ~ 20%)、斜长石 (30% ~ 50%)、石英 (10% ~ 15%)、黑云母 (5% ~ 10%) 组成, 另外含有少量副矿物, 如磁铁矿、针状磷灰石、榍石。可见, 新院岩体中的包体与其寄主岩所含的矿物组合类似, 但暗色矿物含量较高, 特别是角闪石含量达 15% ~ 20% 左右 (图 2)。岩体中花岗质细晶岩脉的主要矿物组成及含量分别为: 石英 (30% ~ 35%)、钾长石 (35% ~ 40%)、斜长石 (20% ~ 25%)、白云母 (3% ~ 5%), 以及少量的副矿物磁铁矿、磷灰石和钛铁矿。

2 研究方法

2.1 化学全分析

本文选择新院岩体中较新鲜的主体岩性黑云母花岗闪长岩, 以及岩体中的暗色镁铁质包体和细晶

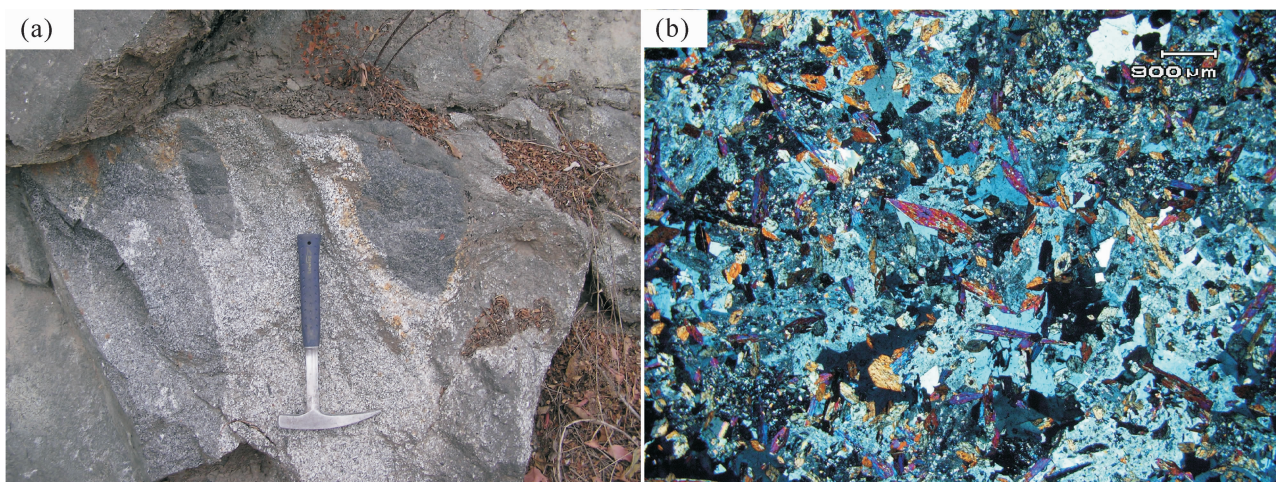


图2 南秦岭新院岩体中镁铁质包体野外及显微镜照片 (正交偏光)

Fig. 2 Photos of field and microscope (orthogonal polarized) of the enclave of the Xinyuan granitic pluton, southern Qinling

岩脉的样品进行主量元素、微量元素分析。主量元素和微量元素分析均在中国地质科学院测试研究所(国家地质实验测试中心)完成。

该批样品用不同的分析方法检验,并插入国家一级标准物质 GBW 进行监控,随机抽取 10% 样品作内检分析,氧化物用 X 荧光光谱仪 3080E 测试,执行标准分别为:Na₂O、MgO、Al₂O₃、SiO₂、P₂O₅、K₂

O、CaO、TiO₂、MnO、Fe₂O₃、FeO 按 GB/T14506. 28-1993 标准;H₂O⁺按 GB/T14506. 2-1993 标准;CO₂按 GB9835-1988 标准;LIO 按 LYT1253-1999 标准;稀土元素 La、Ce、Pr、Nd、Sm、Eu、Gd、Tb、Dy、Ho、Er、Tm、Yb、Lu、Y 和微量元素 Cu、Pb、Th、U、Hf、Ta、Sc、Cs、V、Co、Ni 用等离子质谱 Excell 测试,执行标准为 DZ/T0233-2001;微量元素 Sr、Ba、Zn、Rb、Nb、Zr、Ga

表 1 新院岩体黑云母花岗岩长岩、包体及细晶岩脉的主量元素、微量元素分析结果

Table 1 Major elements and trace elements contents of the Xinyuan biotite granodiorite, enclave and aplitic dyke

岩性	花岗岩长岩						包体	细晶岩脉	岩性	花岗岩长岩				包体	细晶岩脉
	样品号	07CL220	07CL222	07CL223	07CL225	07CL221				07CL226	样品号	07CL220	07CL222		
SiO ₂	67.71	66.47	66.05	62.87	56.00	75.00		Yb	1.22	1.78	1.63	1.74	3.80	0.60	
TiO ₂	0.39	0.43	0.52	0.56	0.58	0.02		Lu	0.17	0.28	0.25	0.24	0.48	0.09	
Al ₂ O ₃	15.96	16.30	15.75	16.21	14.39	13.98		REE	88.68	99.88	127.90	113.61	155.31	14.66	
Fe ₂ O ₃	1.04	0.67	1.57	0.91	2.03	0.15		LREE	78.61	86.13	115.48	102.51	122.09	9.60	
FeO	2.07	2.64	2.34	3.14	5.77	0.13		HREE	10.07	13.75	12.42	11.10	33.22	5.06	
MnO	0.06	0.07	0.08	0.08	0.21	0.01		LREE	7.81	6.26	9.30	9.24	3.68	1.90	
MgO	1.77	1.88	2.24	2.07	5.62	0.05		HREE							
CaO	3.40	3.72	3.25	4.01	7.00	1.29		δEu	0.81	0.80	0.79	0.86	0.53	0.36	
Na ₂ O	3.64	3.46	3.43	3.89	3.08	3.20		(La/Yb) _N	12.16	8.52	12.24	11.00	4.20	1.21	
K ₂ O	3.20	3.03	3.40	3.01	1.88	5.11		(Gd/Yb) _N	2.49	2.13	2.11	1.66	2.36	2.34	
P ₂ O ₅	0.11	0.14	0.14	0.16	0.16	0.01		Li	22.87	2.17	21.21	40.17	37.71	3.45	
H ₂ O ⁺	0.62	1.28	0.96	1.58	1.96	0.08		Be	2.49	0.24	2.61	3.33	2.99	3.37	
CO ₂	0.44	0.25	0.46	1.06	1.26	0.30		Sc	5.26	0.12	5.97	5.05	20.70	1.18	
LOI	0.82	1.24	1.15	2.26	2.58	0.37		V	55.30	62.50	90.90	68.50	118.00	1.08	
总量	101.23	101.58	101.34	101.81	102.52	99.70		Cr	33.20	36.20	39.80	31.40	234.00	1.77	
Mg [#]	51.23	50.83	51.57	48.26	56.89	25.19		Co	8.14	9.20	11.40	10.50	25.70	0.18	
(Na ₂ O + K ₂ O)	6.84	6.49	6.83	6.90	4.96	8.31		Ni	13.50	14.90	16.30	12.00	111.00	1.08	
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	0.88	0.88	0.99	0.77	0.61	1.60		Cu	9.14	12.60	18.10	10.50	22.10	3.80	
A/CNK	1.02	1.04	1.04	0.96	0.73	1.07		Zn	63.40	61.90	114.00	83.00	109.00	3.24	
里特曼								Ga	19.50	21.40	22.30	22.00	23.00	13.60	
指数(σ)	1.89	1.79	2.02	2.40	1.89	2.16		As	0.83	2.25	0.32	0.40	6.15	<0.1	
固结指数(SI)	15.10	16.10	17.26	15.90	30.58	0.58		Rb	71.53	70.85	111.40	62.86	69.64	84.29	
分异指数(DI)	74.44	71.02	72.88	70.46	46.87	92.73		Sr	386.10	398.60	398.20	286.00	464.30	33.60	
La	22.00	22.50	29.60	28.40	23.70	1.08		Y	11.90	16.10	15.80	17.90	41.60	5.61	
Ce	29.90	31.80	50.90	46.00	45.40	1.78		Zr	112.00	141.00	61.90	182.00	134.00	37.00	
Pr	3.92	4.95	5.99	4.89	6.45	0.62		Nb	8.31	9.64	9.69	9.58	9.28	2.18	
Nd	18.10	21.30	23.30	18.40	33.60	4.09		Mo	1.04	0.38	0.88	0.85	3.52	<0.1	
Sm	3.69	4.39	4.54	3.77	11.00	1.82		Cd	0.20	0.21	0.22	0.23	0.84	<0.1	
Eu	1.00	1.19	1.15	1.05	1.94	0.21		Sb	0.19	0.35	0.35	0.37	15.40	0.20	
Gd	3.76	4.70	4.26	3.59	11.10	1.74		Cs	4.66	3.62	8.68	5.27	4.89	4.52	
Tb	0.42	0.57	0.59	0.52	1.49	0.22		Ba	1233.00	1053.00	1048.00	641.00	763.00	56.10	
Dy	2.32	3.43	3.17	2.66	8.40	1.29		Hf	2.76	3.84	1.92	2.92	3.20	2.47	
Ho	0.50	0.67	0.56	0.51	1.82	0.28		Ta	0.73	1.16	0.81	0.74	0.61	0.38	
Er	1.47	2.03	1.73	1.58	5.43	0.74		W	0.17	0.28	0.29	0.24	0.38	0.12	
Tm	0.21	0.29	0.23	0.26	0.70	0.10		Pb	30.50	33.90	33.30	21.70	18.90	43.70	
								Bi	0.10	0.15	0.12	0.03	0.28	2.79	
								Th	9.96	8.32	13.30	8.02	5.41	2.17	
								U	4.31	<0.05	4.59	4.28	3.80	15.20	
								Sr/Y	32.45	24.76	25.20	15.98	11.16	5.99	

注:常量元素氧化物的单位为%;微量元素和稀土元素的单位为 μg/g。Mg[#] = n(MgO) / [n(MgO) + n(FeO)] × 100。

用X荧光光谱仪2100测试,执行JY/T016-1996标准。用不同的分析方法交叉检查,参考国际标准GBW校正。分析精度分别为:主要氧化物 Na_2O 、 MgO 、 Al_2O_3 、 SiO_2 、 K_2O 、 CaO 、 FeO 为1%; Fe_2O_3 、 P_2O_5 、 TiO_2 、 MnO 、 H_2O^+ 、 CO_2 为10%;微量元素La、Ce、Pr、Nd、Y、Sr、V、Zn、Ga、Rb、Cs、Pb、Th、Nb、Zr、Ba为15%;Sm、Eu、Gd、Tb、Dy、Er、Yb、V、Co、Ni、U、Hf、Ta、Sc为20%;Tb、Ho、Tm、Lu为25%。所有分析结果见表1。

2.2 锆石 SHRIMP U-Pb 同位素分析

野外分别采集样品07CL220,07CL221各约2kg,破碎至80~120目,用水淘洗粉尘后,先用磁铁除去磁铁矿等磁性矿物,再用重液选出锆石,最后在双目镜下挑出锆石。锆石的分选由河北廊坊区调院完成。将锆石和标样一起粘在玻璃板上,用环氧树脂

胶浇筑,制成薄片并抛光。然后,拍摄正交偏光和阴极发光照片。在美国斯坦福大学离子探针SHRIMP-RG上测定锆石的U、Th和Pb同位素含量及同位素比值。实验选择的标样为R33($419 \pm 1.1\text{Ma}$),数据的误差取 $\pm 1\sigma$ 。数据处理使用美国Berkeley地质年代学中心Kenneth R. Ludwig编制的计算程序(Ludwig, K. R. 2001, 2003)。所有分析结果见表2。

3 研究结果

3.1 地球化学特征

新院岩体中寄主岩样品的主量元素变化特征为: $\text{SiO}_2 = 62.87\% \sim 67.71\%$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15.75\% \sim 16.30\%$ 、 $\text{MgO} = 1.77\% \sim 2.24\%$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 0.67\% \sim 1.57\%$ 、 $\text{FeO} = 2.07\% \sim 3.14\%$ 、 $\text{CaO} = 3.25\% \sim$

表2 南秦岭新院岩体和包体锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果

Table 2 Zircon SHRIMP U-Pb dating results of the Xinyuan granitic pluton and enclave in southern Qinling Mountains

样品编号	U	Th	Th/U	$n(^{207}\text{Pb})/n(^{206}\text{Pb})$		$n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$		$n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄 (Ma)	
	($\times 10^{-6}$)			测值	相对误差 (%)	测值	相对误差 (%)	测值	相对误差 (%)	测值	误差 ($\pm 1\sigma$)
07CL220-1	852	123	0.15	0.0506	1.53	0.2386	1.60	0.0342	0.46	216.9	1.0
07CL220-2	305	61	0.21	0.0495	3.41	0.2378	3.50	0.0349	0.77	221.3	1.7
07CL220-3	396	85	0.22	0.0511	2.33	0.2361	2.42	0.0335	0.67	211.8	1.5
07CL220-4	468	109	0.24	0.0531	2.01	0.2607	2.10	0.0356	0.61	224.7	1.4
07CL220-5	352	70	0.21	0.0539	2.57	0.2504	2.67	0.0337	0.69	213.2	1.5
07CL220-6	568	61	0.11	0.0487	2.78	0.2304	2.84	0.0343	0.58	217.9	1.2
07CL220-7	1893	112	0.06	0.0505	1.07	0.2498	1.11	0.0358	0.30	227.0	0.7
07CL220-8	250	89	0.37	0.1756	0.80	5.4750	0.98	0.2261	0.56	1299.0	7.2
07CL220-9	547	118	0.22	0.0485	4.51	0.2211	4.57	0.0330	0.73	209.5	1.5
07CL220-10	287	64	0.23	0.0484	3.76	0.2195	3.84	0.0329	0.81	208.8	1.7
07CL220-11	417	140	0.35	0.0544	2.11	0.2490	2.21	0.0332	0.65	210.2	1.4
07CL220-12	308	60	0.20	0.0492	2.91	0.2307	3.01	0.0340	0.77	214.8	1.7
07CL220-13	411	129	0.32	0.0593	1.12	0.7515	1.23	0.0920	0.51	566.5	3.3
07CL220-14	76	16	0.22	0.0733	2.91	1.3829	3.13	0.1369	1.15	823.1	9.1
07CL220-15	516	80	0.16	0.0520	2.07	0.2424	2.15	0.0338	0.61	214.4	1.3
07CL221-1	6201	4288	0.71	0.0510	0.59	0.2509	0.62	0.0357	0.19	225.4	0.5
07CL221-2	5652	3722	0.68	0.0507	0.58	0.2505	0.61	0.0358	0.18	226.2	0.5
07CL221-3	8234	6188	0.78	0.0505	0.72	0.2538	0.75	0.0365	0.18	231.2	0.6
07CL221-4	368	40	0.11	0.0504	9.54	0.2225	9.59	0.0320	0.90	204.9	1.5
07CL221-5	2808	1164	0.43	0.0502	12.70	0.2364	12.72	0.0341	0.63	217.0	1.0
07CL221-6	677	100	0.15	0.0503	3.95	0.2350	3.98	0.0339	0.55	215.0	1.1
07CL221-7	8892	6659	0.77	0.0504	0.46	0.2617	0.48	0.0376	0.14	237.9	0.8
07CL221-8	5780	3723	0.67	0.0502	0.58	0.2416	0.61	0.0349	0.17	221.4	0.6
07CL221-9	7497	4718	0.65	0.0508	0.52	0.2465	0.55	0.0352	0.18	222.8	0.4
07CL221-10	4370	2143	0.51	0.0509	0.63	0.2504	0.67	0.0356	0.22	225.5	0.6
07CL221-11	10364	9238	0.92	0.0507	0.44	0.2629	0.46	0.0376	0.13	237.4	0.5
07CL221-12	8229	4879	0.61	0.0506	0.47	0.2580	0.49	0.0370	0.16	233.4	0.7
07CL221-13	1414	518	0.38	0.0490	53.33	0.2233	53.39	0.0330	2.42	210.0	4.5

4.01%、 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.49\% \sim 6.90\%$ ，在 TAS 和 An—Ab—Or 岩石分类图解(图 3)上，寄主岩样品点均落入花岗闪长岩范围内。岩石的 $\text{K}_2\text{O} / \text{Na}_2\text{O}$ 比值为 0.77~0.99，反映岩体富钠，且 K_2O 与 Na_2O 呈负相关性。岩石的里特曼指数 $\sigma = 1.79 \sim 2.40$ (< 4)，铝饱和度 $A/\text{CNK} = 0.96 \sim 1.04$ ，表明该岩体属准铝质到过铝质的高钾钙碱性系列(图 4a、b)。岩体中暗色镁铁质微粒包体的 SiO_2 和全碱含量比寄主岩的低，分别为 $\text{SiO}_2 = 56\%$ ， $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 4.96\%$ ，在 TAS 图上落入辉长闪长岩区域内。与寄主岩相比，包体具有明显的低铝，富镁、铁、钙的特征

($\text{Al}_2\text{O}_3 = 13.98\%$ 、 $\text{MgO} = 5.62\%$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 2.03\%$ 、 $\text{FeO} = 5.77\%$ 、 $\text{CaO} = 7\%$)。岩体中穿插有细晶花岗岩脉，其硅和钾的含量比寄主岩的高，分别为 $\text{SiO}_2 = 75\%$ ， $\text{K}_2\text{O} = 5.11\%$ ，但其余主要元素比寄主岩的低。据表 1 可知，寄主岩、包体以及岩脉的分异指数(DI)分别为 72.20、46.87、92.73，我们知道，分异指数是岩浆分离结晶程度和岩浆基性程度的标志，分异指数越大，说明岩浆分离结晶作用越强烈，酸性程度越高，因此表明三者的分离结晶作用由强到弱依次为：细晶岩脉 > 花岗闪长岩 > 镁铁质包体，其酸性程度也依次减弱。

岩石的稀土元素总量为 $\Sigma\text{REE} = 88.68 \times 10^{-6}$

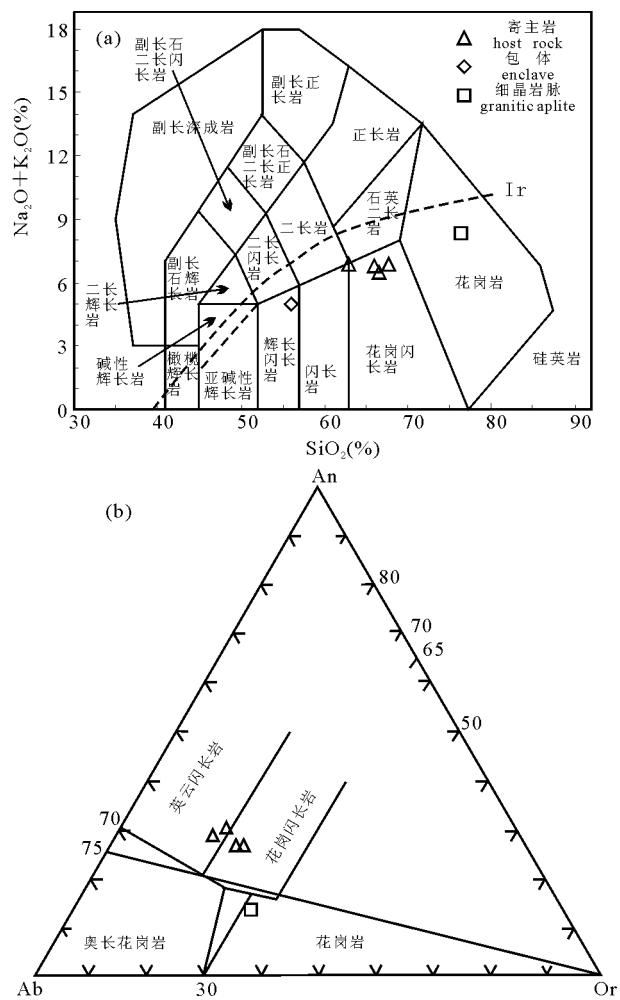


图 3 (a) 南秦岭新院岩体 ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)— SiO_2 分类图解 (仿 Middlemost, 1994); (b) 南秦岭新院岩体 An—Ab—Or 分类图解 (仿 Barker, 1979; O'Connor, 1965)

Fig. 3 (a) The classification diagram according to ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) vs. SiO_2 of the Xinyuan granitic pluton in southern Qinling Mountains (after Middlemost, 1994); (b) the classification diagram according to An—Ab—Or of the Xinyuan granitic pluton in southern Qinling Mountains (after Barker, 1979; O'Connor, 1965)

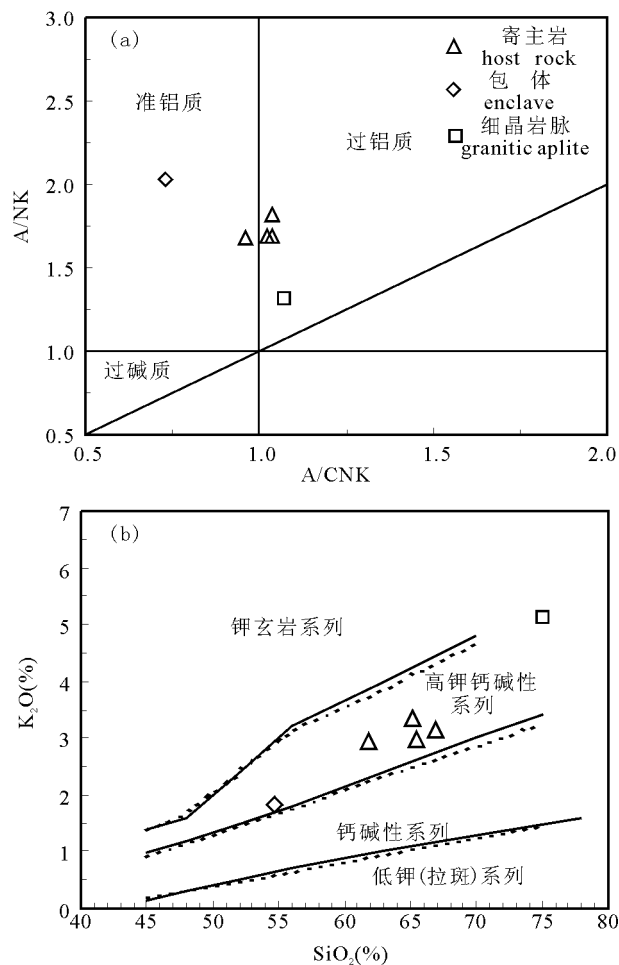


图 4 (a) 南秦岭新院岩体 A/NK — A/CNK 图 (仿 Rollinson, 1993); (b) 南秦岭新院岩体 SiO_2 — K_2O 图 (仿 Maniar et al., 1989)

Fig. 4 Diagram of A/NK vs. A/CNK (a) (after Rollinson, 1993) and SiO_2 — K_2O (b) (after Maniar et al., 1989) of the Xinyuan granitic pluton in southern Qinling Mountains
 $A/\text{NK} = n(\text{Al}_2\text{O}_3) / [n(\text{Na}_2\text{O}) + n(\text{K}_2\text{O})]$; $A/\text{CNK} = n(\text{Al}_2\text{O}_3) / [n(\text{CaO}) + n(\text{Na}_2\text{O}) + n(\text{K}_2\text{O})]$

~127.9 × 10⁻⁶, 球粒陨石标准化配分曲线为右倾型 (图 5a), 轻重稀土中等分馏 (La/Yb)_N = 8.52 ~ 12.24, 重稀土分馏弱 (Gd/Yb)_N = 1.66 ~ 2.48, 各样品均表现为较弱的负铕异常 (δEu = 0.78 ~ 0.86), 说明岩体中可能存在斜长石和角闪石相的分离结晶或源区残留了这些矿物 (张旗等, 2006)。岩体内包体的稀土总量为 ΣREE = 155.31 × 10⁻⁶, 轻重稀土分馏相对寄主岩弱, (La/Yb)_N = 4.20, (Gd/Yb)_N = 2.36, 稀土配分模型为具有明显的负铕异常的右倾型 (δEu = 0.53)。花岗质细晶岩脉的稀土总量非常低, ΣREE = 14.66 × 10⁻⁶, 轻重稀土分馏相对寄主岩弱, (La/Yb)_N = 1.21, (Gd/Yb)_N = 2.34, 具有明显的铈和铈的负异常 (δCe = 0.51, δEu = 0.36)。

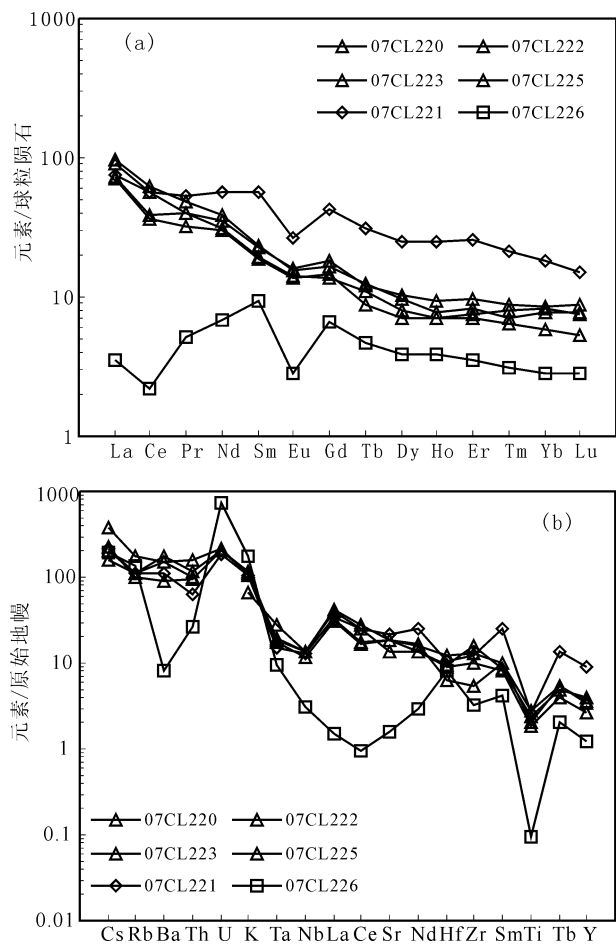


图 5 (a) 南秦岭新院岩体球粒陨石标准化稀土元素配分模式和 (b) 原始地幔标准化微量元素蛛网图

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace elements patterns (b) of the Xinyuan granitic pluton in southern Qinling Mountains

球粒陨石标准化值据 Boynton, 1984; 原始地幔标准化值据 Sun and McDonough, 1989

Chondrite data are from Boynton, 1984; primitive mantle data are from Sun and McDonough, 1989

新院岩体及其包体均具有较高的 Ba、Sr 含量 (Ba = 641 × 10⁻⁶ ~ 1233 × 10⁻⁶, Sr = 286 × 10⁻⁶ ~ 464 × 10⁻⁶) 和较低的 Y 和 Yb 含量 (Y < 18 × 10⁻⁶, Yb < 2 × 10⁻⁶) (表 1), 暗示源区可能存在石榴子石相的残留 (张旗等, 2007)。在原始地幔标准化的微量元素蛛网图上 (图 5b), 岩体及其包体、表现出较一致的特征, 即普遍富集 Cs、Rb、Ba、K、Sr 等大离子亲石元素, 亏损 Nb、Ta、Ti、Y 等高场强元素。而穿插于岩体中的花岗细晶岩脉微量元素特征与两者有很大差别, 强烈富集 U, 明显亏损 Ba、Th、La、Ce、

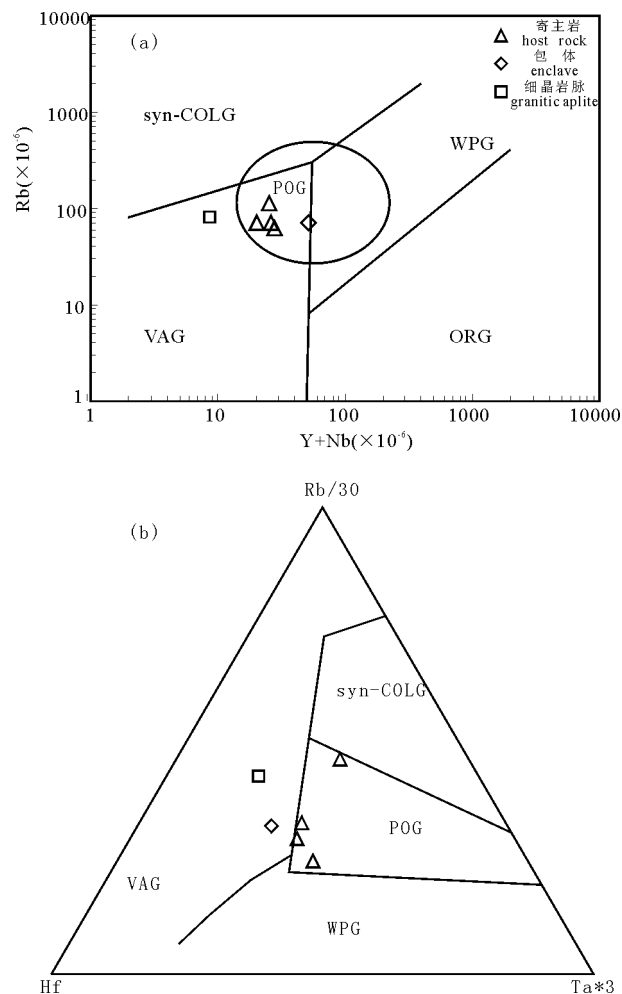


图 6 南秦岭新院岩体的构造环境判别图

Fig. 6 Tectonic discrimination plots for the Xinyuan granitic pluton in southern Qinling Mountains

(a) Rb—(Y + Nb) 图解; (b) (Rb/30)—Hf—(Ta * 3) 图解 (仿 Pearce et al., 1996); VAG—火山弧花岗岩; Syn-CLOG—同碰撞花岗岩; WPG—板内花岗岩; ORG—洋脊花岗岩; POG—后碰撞花岗岩

(a) Rb—(Y + Nb); (b) (Rb/30)—Hf—(Ta * 3) (after Pearce et al., 1996); VAG—volcanic arc granite; Syn-CLOG—syn-collision granite; WPG—within plate granite; ORG—ocean range granite; POG—post orogenic granite

Sr、Nb、Ta、Ti 等微量元素,反应了大陆地壳物质参与岩浆活动的特征。在 Rb—(Y + Nb) 图解(图 6a) 和 (Rb/30)—Hf—(Ta * 3) 图解(图 6b) 中,所有的样品点均落入后造山花岗岩区域和火山弧型花岗岩区域内,说明它们具有后造山花岗岩的地球化学属性,可能暗示该岩体形成于主造山期后伸展阶段,为陆内碰撞造山环境。

3.2 锆石 SHRIMP U-Pb 定年

分别采集新院岩体的花岗闪长岩(07CL220)和镁铁质微粒包体(07CL221)样品做锆石 SHRIMP U-Pb 定年研究。定年结果如表 2,选择的代表性锆石阴极发光图像如图 7。

样品 07CL220:采自新院岩体的西北边(坐标:

N33°33.432',E106°8.551'H1141m),灰白色,中粒—中细粒结构,块状构造,主要矿物为斜长石、石英,其次为碱性长石、黑云母和角闪石,含少量黄铁矿。锆石为自形柱状,锥面和柱面发育,长宽比为 2:1 ~ 2.5:1,该样品共测定了 15 个点(表 2)。在阴极发光照片上显示,大多数锆石均具有明显的振荡环带结构(图 7a);从测定的结果来看,该样品锆石的 U、Th 含量变化较大,分别为: $75 \times 10^{-6} \sim 1893 \times 10^{-6}$ 和 $15 \times 10^{-6} \sim 139 \times 10^{-6}$ (表 2),U 和 Th 之间相关性较差($R^2 = 0.1651$)(图 8a),Th/U 值变化于 0.06 ~ 0.37 之间,其中除锆石 07CL220-1、6、7 和 15 的 Th/U 比值分别为 0.15、0.11、0.06 和 0.16 外,其余锆石的 Th/U 比值均大于 0.2,以上特征表明,它们

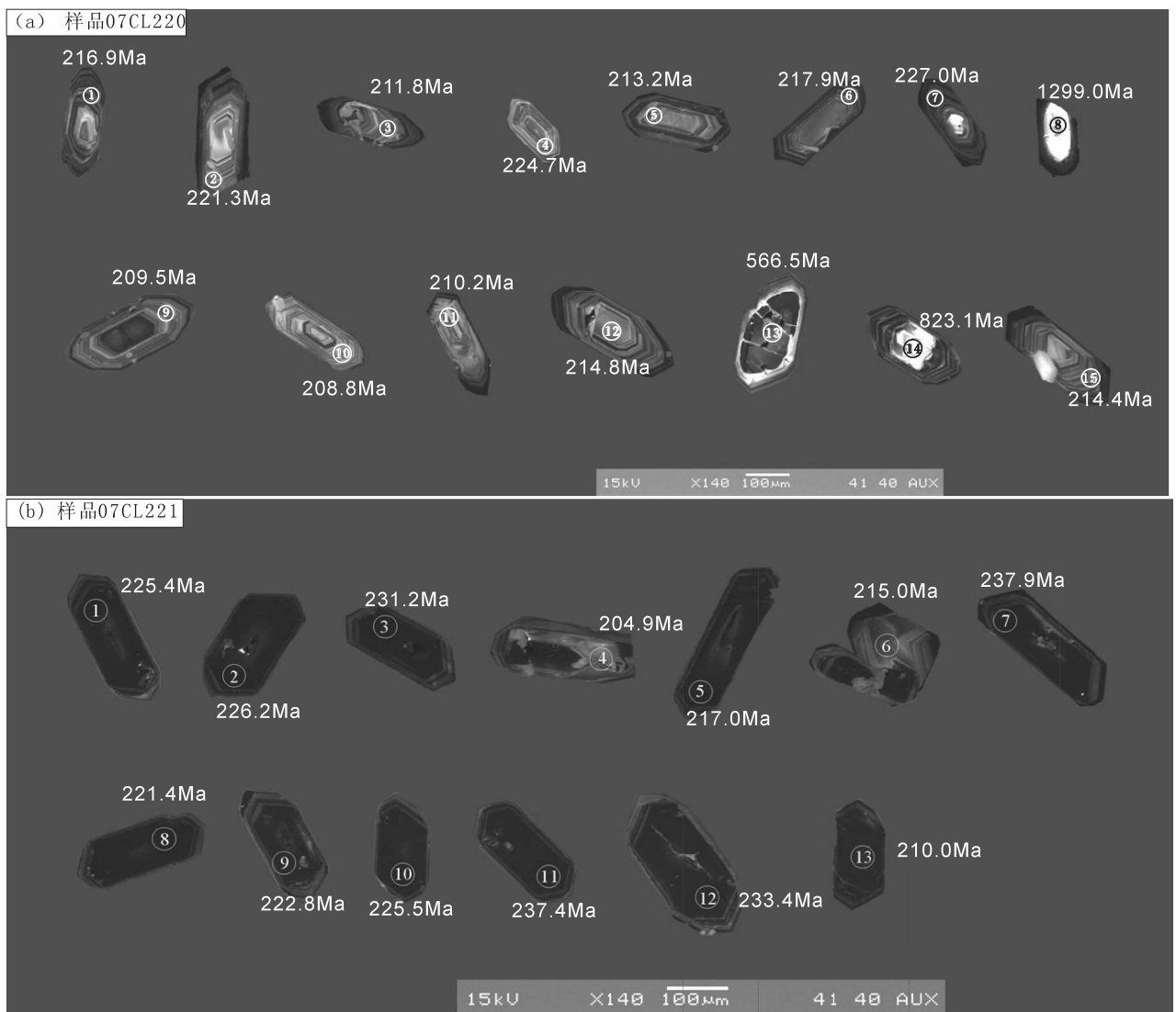


图 7 南秦岭新院岩体(a) 样品 07CL220 及其包体(b) 样品 07CL221 的阴极发光图像
Fig. 7 Cathodoluminescence (CL) images of zircons from granodiorites (a) (sample 07CL220) and enclaves (b) (sample 07CL221) in the Xinyuan granitic pluton, southern Qinling Mountains

是岩浆结晶形成的锆石(Vavra, 1990)。一般认为岩浆成因锆石的Th/U值大于0.5,变质重结晶的锆石则小于0.1(Hoskin et al., 2000)。锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化于208.8~1299.0Ma之间(表2),其中07CL220-8年龄最大,为1299Ma,其次,07CL220-13和07CL220-14分别为566.5Ma和823.1Ma,结合阴极发光图像来看,这三个测点均是老的继承性锆石,其中07CL220-13有明显的裂纹,可能有Pb的丢失,造成其年龄值比07CL220-8和07CL220-14小,但仍大于其余岩浆结晶的锆石年龄。除去这些点,其余锆石的年龄比较稳定,变化于208.8~224.7Ma之间,加权平均年龄为 $219.6 \pm 4.6\text{Ma}$ (图9b),根据 $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})-n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$ 图解,得出 $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})-n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$ 谐和年龄为 $216.6 \pm 5.9\text{Ma}$ (图9a),两者基本一致。

样品07CL221:该样品采自岩体中的镁铁质微

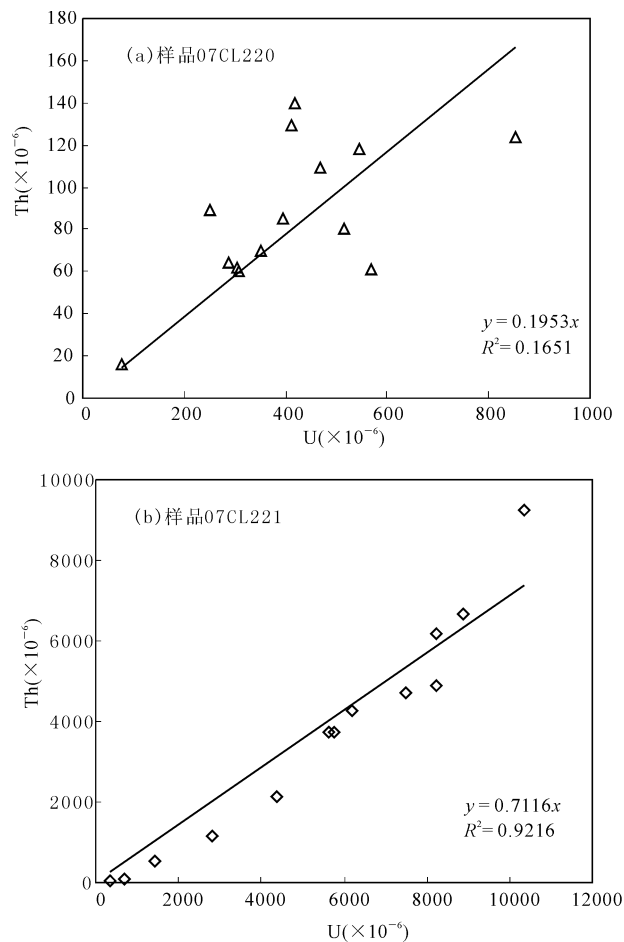


图8 南秦岭新院岩体中花岗闪长岩及包体锆石的Th和U关系图

Fig. 8 Relationship between Th and U in the Zircons from the granodiorite (a) and enclave (b) in the Xinyuan granitic pluton, southern Qinling Mountains

粒包体。包体的大小为 $30\text{cm} \times 20\text{cm}$,灰黑色,扁平状,细粒结构,主要矿物为斜长石、角闪石,少量石英。锆石的锥面和柱面发育,为自形柱状,长宽比为2.5:1~4:1。该样品共测定了13个点(表2),阴极发光照片显示,大多数锆石均具有明显的振荡环带结构(图7b)。测定结果表明,锆石的U、Th含量分别变化于 $368 \times 10^{-6} \sim 10364 \times 10^{-6}$ 和 $40 \times 10^{-6} \sim 9238 \times 10^{-6}$ 之间,Th、U之间相关性较好($R^2 = 0.9216$)(图8b),Th/U值平均约为0.57,均为岩浆结晶锆石。根据锆石的 $n(^{206}\text{Pb})/n(^{238}\text{U})-n(^{207}\text{Pb})/n(^{235}\text{U})$ 图解,得出谐和线交点年龄为 $222.5 \pm 4.7\text{Ma}$ (图9c),与其加权平均年龄 $221.5 \pm 4.2\text{Ma}$ 基本一致(图9d)。

4 讨论

根据锆石SHRIMP U-Pb定年结果,新院岩体中花岗闪长岩的结晶年龄为 $219.6 \pm 4.6\text{Ma}$,其中的暗色镁铁质微粒包体的结晶年龄为 $221.5 \pm 4.2\text{Ma}$,二者的形成年龄在误差范围内基本一致。该岩体紧邻勉略缝合带北,其形成时代稍晚于勉-略洋盆闭合的时代(242~221Ma),也晚于大别山超高压变质作用发生的时代(232~221Ma)(李曙光等,1996)。前人研究表明,当构造体制由碰撞后挤压向陆内伸展作用发生转换的时候,由于地幔的上拱,便会导致地壳的减薄,从而引起与其相关的热流的增加,此时下地壳受到热流的烘烤从而发生部分熔融,进而导致花岗岩浆的形成(Foste et al., 2001; Keay et al., 2001)。根据野外观察结果,新院岩体接触带比与其同期形成的光头山岩体($216 \pm 2\text{Ma}$)和迷坝岩体($220 \pm 1\text{Ma}$)(近圆形)变形强烈,说明岩体的源区受到强烈的挤压而导致岩浆上升侵位于围岩中。岩浆深部源区受到挤压作用,可能与扬子板块向北发生俯冲碰撞作用有关。结合岩体的定年结果,笔者等认为,该岩体形成于南秦岭造山带岩石圈由碰撞后挤压阶段向伸展阶段转换的时期。而前人研究表明,在中生代时期,扬子板块向北发生俯冲碰撞,从而使增厚的下地壳发生了岩石圈拆沉作用(李曙光等,1998;高山等,1999),导致地幔软流圈物质上涌并底侵于下地壳底部,进而使其发生部分熔融形成花岗岩浆。因为,地幔软流圈上涌,不仅为下地壳的部分熔融提供重要的热源,而且为地壳的生长也提供了物质。岩体中存在的大量镁铁质微粒包体便是很好的证据。由于幔源的基性岩浆比壳源的酸性岩浆的温度高,而且粘度小,但酸性岩浆的体积

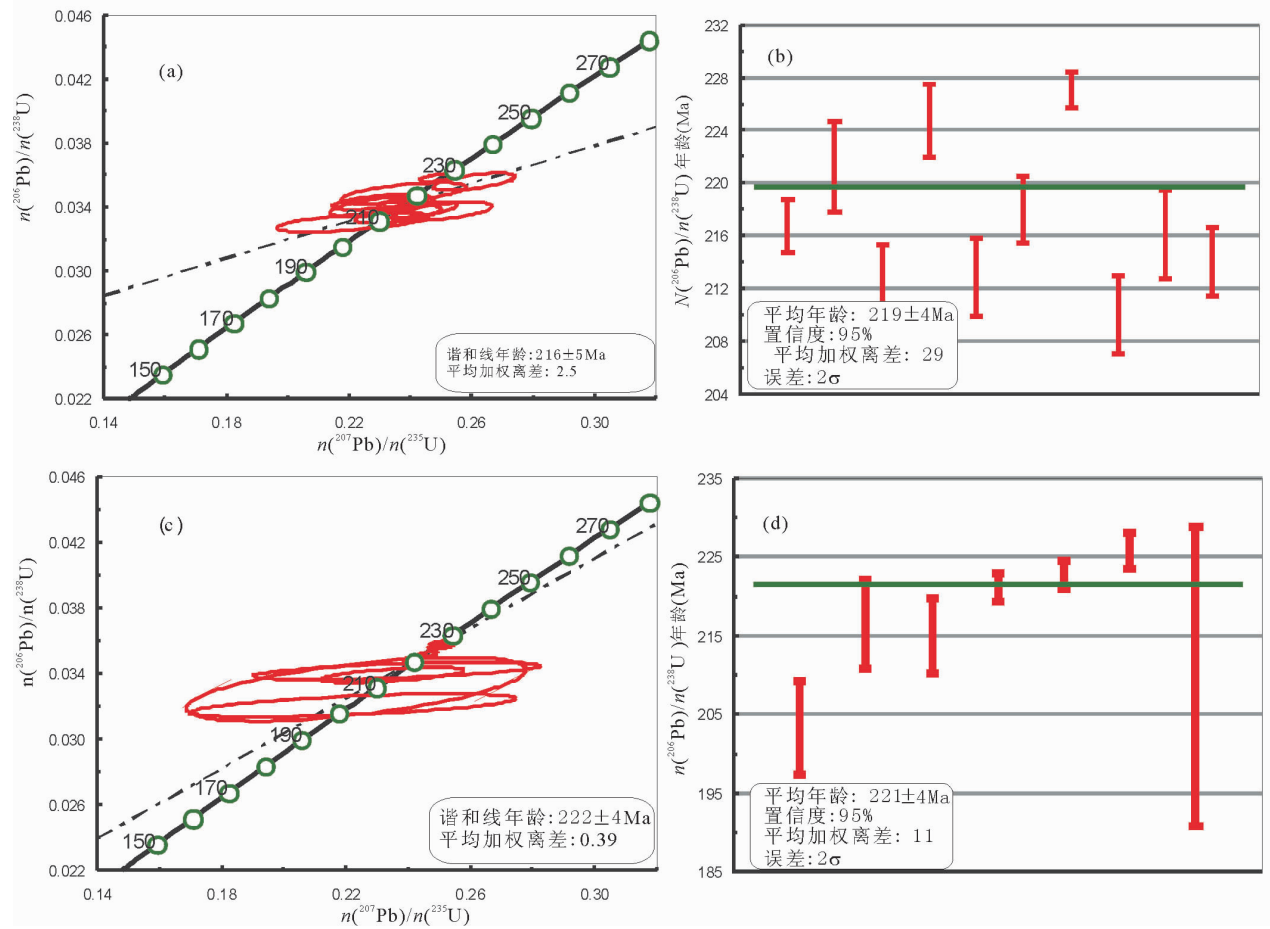


图 9 南秦岭新院岩体中花岗闪长岩及其包体的锆石 U-Pb 协和线图(a,c)和平均年龄图(b,d)
 Fig. 9 Zircon U-Pb Concordia diagram (a, c) and averaged age (b, d) of granodiorite and enclaves from the Xinyuan granitic pluton, southern Qinling Mountains

大,所以,当幔源岩浆注入到酸性岩浆时,两者发生强烈的混合作用,而当这种混合作用不彻底的时候,尚未被酸性岩浆均一化的基性岩浆团块发生快速冷凝固结晶,形成镁铁质微粒包体。到了岩浆活动后期,酸性岩浆房中的岩浆继续结晶分异而形成更偏酸性的花岗质细晶岩脉。那么,根据岩浆的固结指数(SI)与分异指数(DI)呈负相关关系的特征指示,分异程度越高[$DI_{\text{细晶岩脉}}(92.73) > DI_{\text{花岗闪长岩}}(72.20) > DI_{\text{包体}}(46.87)$],岩浆越偏酸性,而固结指数则越低[$SI_{\text{细晶岩脉}}(0.58) < SI_{\text{花岗闪长岩}}(16.09) < SI_{\text{包体}}(30.58)$],从包体、寄主岩和细晶岩的 SiO_2 含量与固结指数的关系来看,它们具有非常好的负线性关系(图 10),也说明该岩体由酸性的壳源岩浆与基性的幔源岩浆混合后形成。

在上述前提之下,即寄主岩花岗闪长岩由代表基性端元的镁铁质包体和代表酸性端元的细晶岩脉

混合而成,那么,利用微量元素 Nd 和 Sr 在两个端元(基性端元和酸性端元)中的浓度,简单模拟计算二者以多少比例混合,能产生寄主岩(Petrelli *et al.*, 2005)。

假设基性端元比例为 f_a ,酸性端元比例为 f_b ,那么 $f_a + f_b = 1$,可得到如下公式:

$$[Sr]_{\text{mix}} = f_b[Sr]_b + (1 - f_b)[Sr]_a \quad (1)$$

$$[Nd]_{\text{mix}} = f_b[Nd]_b + (1 - f_b)[Nd]_a \quad (2)$$

公式(1)和(2)合并可得如下线性方程:

$$[Sr]_{\text{mix}} - [Sr]_a = \frac{[Sr]_b - [Sr]_a}{[Nd]_b - [Nd]_a} \times \{ [Nd]_{\text{mix}} - [Nd]_a \} \quad (3)$$

该线性方程斜率为 $\frac{[Sr]_b - [Sr]_a}{[Nd]_b - [Nd]_a}$,结合各样品

Sr、Nd 浓度做出 Sr—Nd 相关关系图(图 11)。取包体为基性端元,细晶花岗岩脉为酸性端元,可在图中得出一条混合比例直线,从而得出二者的混合比例,

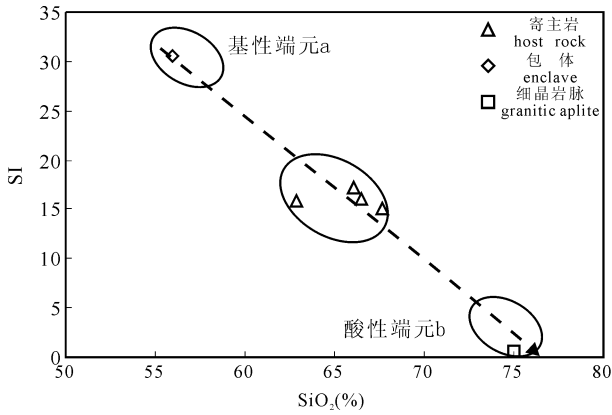


图 10 南秦岭新院岩体 SI (固结指数) 和 SiO₂关系图 (据邱家骧, 1991)

Fig. 10 SI vs. SiO₂ Diagram of the Xinyuan granitic pluton, southern Qinling Mountains (the base map after Qiu Jiexiang, 1991)

即寄主岩中基性端元的组成约占 53% ~ 70%, 酸性端元约占 46% ~ 30%。从图中还可以看出, 寄主岩样品点未完全落在二端元岩浆混合线上, 有所偏离, 可能说明基性岩浆与酸性岩浆的不均匀混合或不完全混合。

5 结论

(1) 南秦岭勉略缝合带北侧新院岩体花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 结果表明, 花岗闪长岩的形成年龄为 219.6 ± 4.6 Ma, 其镁铁质微粒包体的形成年龄为 221.5 ± 4.2 Ma, 两者在误差范围内基本一致。

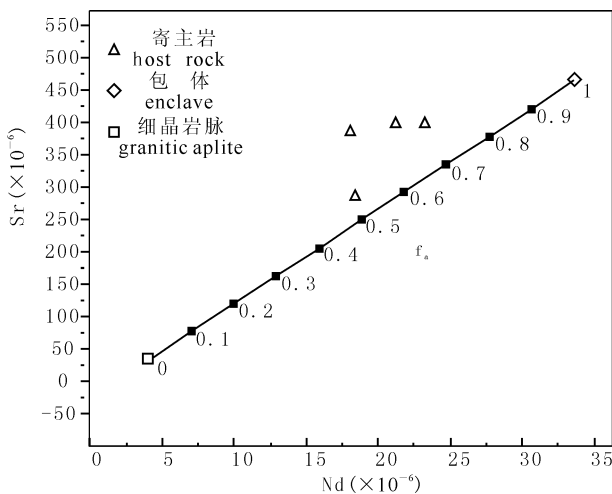


图 11 二端元岩浆混合模式图 (据 Petrelli et al., 2005)

Fig. 11 Two end-member magma mixed-mode plot (from Petrelli et al., 2005)

(2) 岩石地球化学研究表明, 新院岩体属准铝质到过铝质的高钾钙碱性岩石系列, 岩体与包体均富集 Cs, Rb, Ba, K, Sr 等大离子亲石元素, 亏损 Nb, Ta, Ti, Y 等高场强元素, 穿插于岩体中的花岗细晶岩脉强烈富集 U, 亏损 Ba, Th, La, Ce, Sr, Nb, Ta, Ti 等微量元素, 结合构造环境判别图表明它们具有后造山花岗岩的地球化学属性, 暗示该岩体可能形成于主造山期后伸展阶段, 为陆内碰撞造山环境。

(3) 根据区域地质特征以及岩浆的分异演化特征, 我们认为, 扬子板块向北发生俯冲碰撞之后 (即主造山期后), 岩石圈发生拆沉作用导致地幔软流圈物质上涌, 使下地壳底部发生部分熔融而形成花岗质岩浆, 而此时秦岭岩石圈的构造体制从挤压向伸展转变, 幔源岩浆大量上涌进入花岗岩浆, 二者发生混合, 形成了南秦岭勉略带以北的印支期花岗岩体及镁铁质微粒包体。

致谢: 赵志丹教授、章雨旭研究员审阅了本文, 并提出了启发性的修改意见, 笔者在此表示衷心的感谢!

参 考 文 献 / References

高山, 张本仁, 金振民. 1999. 秦岭—大别造山带下地壳拆沉作用. 中国科学(B辑), 29(6): 532 ~ 541.

弓虎军, 朱赖民, 孙博亚, 李森, 郭波. 2009. 南秦岭沙河湾、曹坪和柞水岩体锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及其地质意义. 岩石学报, 25(2): 248 ~ 264.

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.

李曙光, 聂永红, Hart S R, 张宗清. 1998. 俯冲陆壳与上地幔的相互作用—II. 中国科学(D辑), 28(1): 18 ~ 22.

莫宣学, 罗照华, 肖庆辉. 2002. 花岗岩类岩石中岩浆混合作用的识别与研究方法. 见: 肖庆辉, 邓晋福, 马大铨, 等. 著. 花岗岩研究思维与方法. 北京: 地质出版社, 53 ~ 70.

秦江锋, 赖绍聪, 李永飞. 2007. 南秦岭勉县—略阳缝合带印支期光头山埃达克质花岗岩的成因及其地质意义. 地质通报, 26(4): 466 ~ 471.

孙卫东, 李曙光, Yadong Chen, 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.

王涛. 2000. 花岗岩混合成因研究及大陆动力学意义. 岩石学报, 16(2): 161 ~ 168.

王涛, 王晓霞, 田伟, 张成立, 李伍平, 李舫. 2009. 北秦岭古生代花岗岩组合、岩浆时空演变及其对造山作用的启示. 中国科学(D辑), 39(7): 949 ~ 971.

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.

张本仁, 高山, 张宏飞, 韩吟文, 等. 2002. 秦岭造山带地球化学. 北京: 科学出版社, 1 ~ 187.

张成立, 王涛, 王晓霞. 2008. 秦岭造山带早中生代花岗岩成因及其构造环境. 高校地质学报, 14(3): 304 ~ 316.

张国伟, 张本仁, 袁学诚, 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,高山,张利,钟增球,张本仁. 2000. 桐柏北部二郎坪蛇绿岩片中花岗岩:地球化学、成因及对地壳深部物质的指示. *地质科学*, 35(1): 27~39.
- 张宏飞,靳兰兰,张利,Harris N,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.
- 张旗,王焰,李承东,王元龙,金惟俊,贾秀勤. 2006. 花岗岩的 Sr—Nb 分类及其地质意义. *岩石学报*, 22(9): 2249~2269.
- 张旗,潘国强,李承东,金惟俊,贾秀勤. 2007. 花岗岩混合问题:与玄武岩对比的启示——关于花岗岩研究的思考之一. *岩石学报*, 23(5): 1141~1152.
- Barker F, Millard Jr H T. 1979. Geochemistry of the type trondhjemite and three associated rocks. In: Barker F. ed. *Trondhjemites, dacites, and related rocks*. Amsterdam: Elsevier, 517~529.
- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: Henderson P. ed. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier, 63~114.
- Foste D A, Schafer C and Fanning C M. 2001. Relationship between crustal partial melting, plutonism, orogeny, and exhumation: Idaho—Bitterroot batholith. *Tectonophysics*, 342: 313~350.
- Hoskin P W O, Ireland T R. 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator. *Geology*, 28: 627~630.
- Keay S, Lister G and Buick I. 2001. The timing of partial melting, Barrovian metamorphism and granite intrusion in the Naxos metamorphic core complex, Cyclades, Aegean Sea, Greece. *Tectonophysics*, 342: 275~312.
- Ludwig K R. 2001. *Squid 1. 02: A user's manual*; Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 2, 15~35.
- Ludwig K R. 2003 *User's manual for Isoplot 3. 00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 40: 1~70.
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635~643.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37: 215~224.
- O' Connors J T. 1965. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. United States geological Survey Professional Paper 525-B:79~84.
- Pearce J A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19: 120~125.
- Petrelli M, Poli G, Perugini D, Peccerillo A. 2005. Petrograph: a new software to visualize, model, and present geochemical data in igneous petrology. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6. Q07011, 15 PP., doi:10.1029/2005GC000932.
- Rollinson H R. 1993. Using geochemical: evaluation, presentation, interpretation. New York: Longman Group U K Ltd., 1~352.
- Sun S S and McDonough W E. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts implication for mantle composition and process. In: Saunders A D, Norry M J. eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, 42: 313~345.
- Sun Weidong, Li Shuguang, Chen Yadong, and Li Yujing. 2002. Timing of synorogenic granitoids in the south Qinling central China Constraints on the evolution of the Qinling—Dabie Orogenic Belt. *Geology*, 110: 457~468.
- Vavra G. 1990. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contrib Mineral Petrol*, 106: 90~99.

Zircon SHRIMP U-Pb Datings of Granite and Its enclave from Xinyuan Pluton, Southern Qinling Mountains, and Their Geological Significances

LEI Min¹⁾, WU Cailai¹⁾, WU Xiuping²⁾, GAO Yuanhong¹⁾, WU Suoping¹⁾, CHEN Qilong¹⁾, QIN Haipeng¹⁾

1) *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037;*

2) *No. 321 Geological Team, Anhui Bureau of Geology and Mineral Resources, Tongling, Anhui, 244033*

Abstract: The Xinyuan granitic pluton, located at the North side of the Mianxian—Lüeyang (Mian-Lüe) suture zone, Southern Qinling Mountains, occurs in batholith with an outcrop area of 200 km². It consists of granodiorite, mafic microgranular enclaves (MME) and granitic aplite. Zircon SHRIMP U-Pb datings yielded an age of 219.6 ± 4.6 Ma for the granodiorite and 221.5 ± 4.2 Ma for the MME, which were later than the closing time of the Mian-Lüe ocean basin (242~221Ma). In the basis of the studies on petrology and geochemistry of the granite and enclaves, combined with the regional geological features, we believed that the Xinyuan pluton was formed in intracontinental collision setting after Yangtze plate subduction northward. In that setting, lithospheric delamination led to mantle upwelling with a lot of mantle material and hot energy, causing partial melting of lower crust to generate granitic magma. Partly ascended mantle magma mixed with the granitic magma during the period of transition from compression to extension in orogen, forming the granodiorite and the mafic microgranular enclaves.

Key words: South Qinling Mountains; Xinyuan granitic pluton; geochemistry; zircon SHRIMP U-Pb dating; magma mixing