

新疆和硕县乌什塔拉红山花岗岩岩浆 起源及成因机制

张天宇, 樊双虎, 陈淑娥, 苏春乾, 白金鹤, 彭小华,
王鲲鹏, 袁伟, 杨先彬

(长安大学地球科学与国土资源学院, 陕西 西安 710054)

摘 要: 红山花岗岩体位于新疆南天山乌什塔拉乡以北, 乌瓦门-拱拜子和辛格爾两大区域性大断裂中间; 岩石类型主要为二长花岗岩, 其次为花岗闪长岩; SiO_2 含量为 61.95%~76.37%, 全碱 (ALK) 含量较高, 为 6.35%~8.3%, 绝大部分具有高 K 钙碱性花岗岩的特征。A/CNK 值为 0.94~1.08, 属于准铝质-弱过铝质花岗岩类; $\sum \text{REE} = 137 \times 10^{-6} \sim 244.5 \times 10^{-6}$, LREE/HREE 为 4.1~6.7, 表明 LREE 明显富集, δEu 为 0.14~0.27, 显示出中等程度的 Eu 负异常。大离子亲石元素 K、Rb 及高场强元素 Zr、Hf、Th 相对富集, 而 Nb、Ta、P、Ti 等相对亏损。锆石 U-Pb SHRIMP 同位素年龄为 $297 \pm 3 \text{ Ma}$ (待发表数据)。综合分析地球化学特征, 认为其可能来自于石榴子石稳定的深部地壳, 源区有相当比例的黑云母, 最适源区物质可能是碱性和高 K 钙碱性的安山岩和玄武质安山岩。地幔岩浆的低侵作用可能是导致下地壳物质部分熔融的主要原因。结合区域地质背景及微量元素投图分析, 认为岩浆形成于从挤压环境向伸展环境转变的碰撞-后碰撞造山期。

关键词: 红山; 花岗岩; 地球化学; 岩浆起源

中图分类号: P588

文献标识码: A

文章编号: 1009-6248(2013)02-0018-12

Magmatic Origin and Petrogenesis of Hongshan Granite in Wushitala, Heshuo County, Xinjiang, China

ZHANG Tian-yu, FAN Shuang-hu, CHEN Shu-e, SU Chun-qian, BAI Jin-he,
PENG Xiao-hua, WANG Kun-peng, YUAN Wei, YANG Xian-bin.

(College of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an, 710054, China)

Abstract: The Hongshan granite pluton is located in north Wushitala town, south of Tianshan Mountain, between Wuwamen-Gongbaizi and Xinge'er, the two huge regional fractures. The granite is composed mainly of monzonitic granites together with granodiorites. As to the chemical components, SiO_2 takes up 61.95%~76.37%, the Alkali content is relatively higher, with $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ of 6.35%~8.3%. SiO_2 and K_2O values of most samples are plotted of high-K calc-alkaline granites. The A/CNK value of 0.94~1.08 shows that Hongshan granites belong to metaluminous-peraluminous type of granites. Hongshan granites are also characterized by higher REE gross of $137 \times 10^{-6} \sim 244.5 \times 10^{-6}$, LREE/HREE of 4.1~6.7, which indicates LREE obvious enrichment. δEu is 0.14~0.27, demonstrating moderate negative Eu anomalies. In addition, Hongshan granites are enriched in K, Rb (LILE) and Th, Hf, Zr (HFSE), and depleted

收稿日期: 2012-10-16; **修回日期:** 2013-02-21

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目“新疆 1:5 万马兰村、新井子等四幅区域地质调查”(项目编号: 1212010010205)

作者简介: 张天宇 (1987-), 男, 在读硕士, 从事造山带构造岩浆作用研究。E-mail: 15091638547@163.com

in Ta, Nb, P, Ti, Sr, etc. The Zircon U-Pb SHRIMP isotope age is 297 ± 3 Ma (unpublished data). According to the comprehensive analysis of the geochemical characteristics, these granites most likely come from lower crustal materials in the stable garnet field with a significant proportion of biotite. Alkaline and high-K calc-alkaline andesite and basaltic andesite may be the most suitable source material. The underplating or intraplating scheme may be the main reason of the partial melting of lower crustal materials. In combination with regional geological background and trace element diagrams of the tectonic settings, it is suggested that these high-K calc-alkaline granites were emplaced during the orogenic period of collision to post-collision when the compression environment is transformed to extension environment.

Key words: Hongshan; granite; geochemistry; magmatic origin

1 引言

在南天山褶皱带之中，分布着众多的花岗岩侵入体，构成了天山山脉花岗岩密集区之一。作为造山带中最常见的岩石类型之一，花岗岩的地球化学性质、岩浆起源及成因机制的研究对南天山地区构造-岩浆热事件研究具有重要的意义。到目前为止，一些学者在岩石学、地球化学和地质年代学方面对南天山及其邻区的晚石炭世—早二叠世花岗岩侵入体进行了大量研究，为研究南天山造山带岩浆演化提供了大量重要的信息（姜常

义等，1999；杨富全等，2002；高俊等，2006；罗金海等，2008；黄河等，2010a；黄河等 2010b)。但是，由于南天山地区花岗岩星罗棋布，有关花岗岩岩浆起源及成因机制研究相对比较薄弱。因此，笔者在新疆和硕县乌什塔拉地区开展 1：5 万区域地质调查基础上，选取红山花岗岩（锆石 U-Pb SHRIMP 同位素年龄为 297 ± 3 Ma）（待发表数据）（图 1）为研究对象，从岩石学和地球化学入手，探讨岩石成因、岩浆源区及成因机制等问题，为进一步研究南天山地区岩浆活动及构造运动提供新的依据。

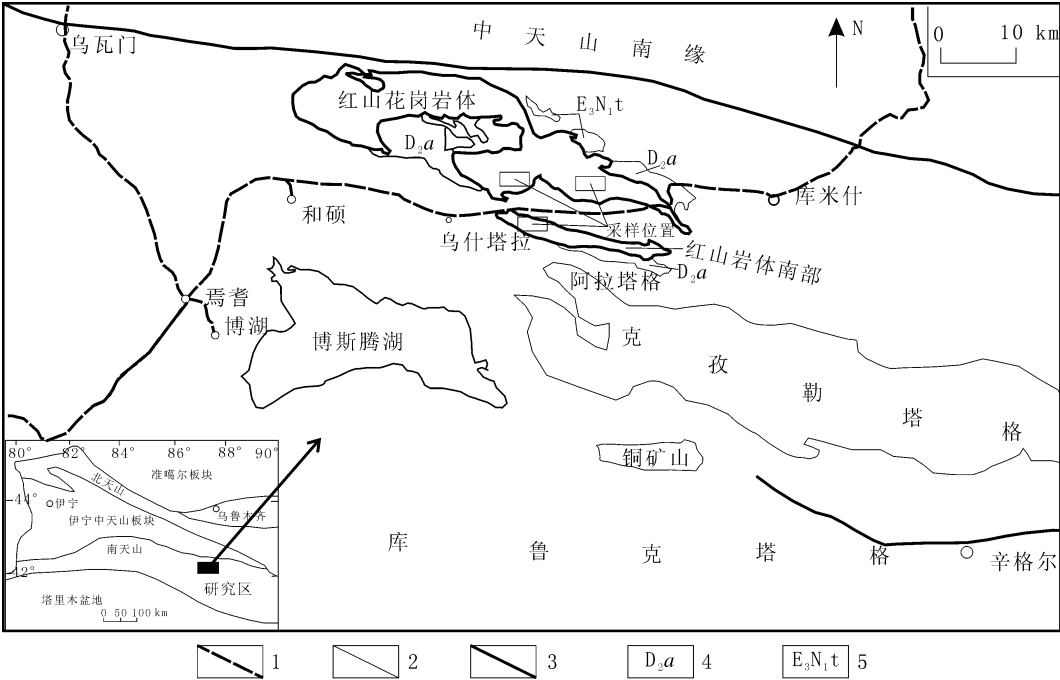


图 1 新疆乌什塔拉红山岩区地质简图

Fig.1 Geological sketch map of the Hongshan granite
1. 公路；2. 地层界线；3. 断层及岩体边界；4. 阿拉塔格组；5. 渐新一更新统

2 岩体地质及岩相特征

红山花岗岩体位于新疆和硕县乌什塔拉以北，位于乌瓦门-拱拜子和辛格尔两大区域性大断裂中间，其东南部为库米什以南的榆树沟-铜花山-硫磺山蛇绿混杂岩体带，岩体呈条带状沿北西西方向产出，与区域构造线方向大致相同。调查区内红山岩体出露面积超过 500 km²，是调查区内出露的最大岩体，主要产出于调查区的北部。该岩体侵入于中泥盆阿拉塔格组中，围岩遭受明显的热接触变质作用，发育接触变质相带，常见各种角岩及矽卡岩，岩体中可见泥盆纪地层的顶垂体。岩体中可见大量沿断裂发育的中酸性岩脉。主要为闪长玢岩、闪长岩、石英闪长岩、土黄色花岗细晶岩、花岗斑岩和钾长花岗岩等岩脉。岩相和岩性比较单一，以浅灰色二长花岗岩为主，结构、成分较稳定，没有受到韧性变形构造作用的影响，多呈块状构造，仅在岩体边部，断续出现呈囊状产出的花岗闪长岩或石英闪长岩，宽度介于数米至数十米之间，其与二长花岗岩呈过渡关系。

3 岩石特征

红山花岗岩中的二长花岗岩为浅灰色，粗粒似斑状结构，块状构造。主要矿物成分为斜长石（25%~35%）、钾长石（35%~45%）、石英（20%~25%）和黑云母（5%~10%）。其中，斜长石为白色，半自形-他形板状，聚片双晶发育，普遍轻度绢云母化；钾长石为肉红色，呈斑晶产出，半自形-自形晶，发育卡氏双晶，粒径一般为 10~35 mm；石英均为他形粒状，黑云母半自形片状，均匀分布在基质中。副矿物以磷灰石、锆石和磁铁矿为主。

4 岩石地球化学特征

笔者所采样品蚀变较弱，经过清除表面杂质后，制成粉末，进行主、微量元素分析。主元素在宜昌地质矿产研究所用湿化学法分析，相对标准偏差<2%~8%。微量及稀土由宜昌地质矿产研究所用 ICP-MS 方法分析，相对标准偏差<10%。主

量元素和微量元素分析结果见表 1。

4.1 主量元素地球化学特征

红山花岗岩的 SiO₂ 含量为 61.95%~76.37%，变化范围较大，大部分介于 62%~72%，在 TAS 岩石分类图解上主要投影到花岗岩和花岗闪长岩中（图 2）。结合手标本和薄片实际矿物含量统计结果，

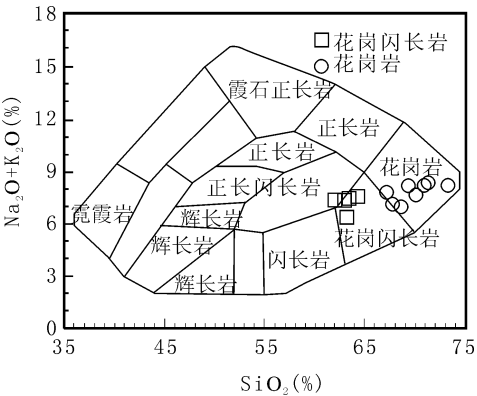


图 2 红山花岗岩 TAS 图解

Fig. 2 TAS classification diagrams for Hongshan granite

将红山花岗岩定名为花岗闪长岩和二长花岗岩。CIPW 标准矿物中出现稳定的 q、or、ab、an 组合，表明岩石属于 SiO₂ 饱和型。Al₂O₃ 含量较高，为 12.40%~16.23%，A/CNK 值为 0.94~1.08，平均值为 0.99，数据点在 A/NK-A/CNK 图解上的投影表明岩体属于准铝质-弱过铝质花岗岩类（图 3）。全碱（ALK）含量较高，为 6.35%~8.3%，

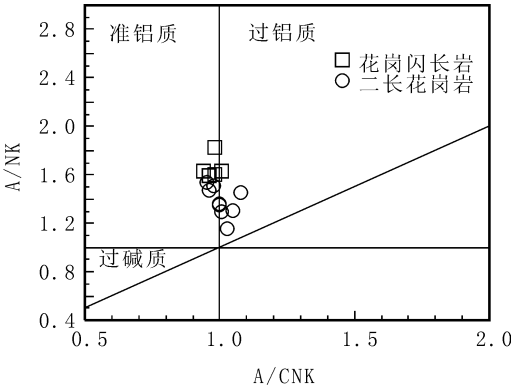


图 3 红山花岗岩 A/NK-A/CNK 图解

Fig. 3 A/NK-A/CNK diagrams for Hongshan granite

平均为 7.6%，K₂O 含量为 2.73%~5.24%，含量普遍高于 Na₂O，K₂O/Na₂O 为 0.75~1.76，平均为 1.25，表明红山花岗岩相对富 K，里特曼指数

表 1 红山花岗岩主量元素 (%) 和微量元素 ($\times 10^{-6}$) 含量表

Tab. 1 Major elemens data components (%) and trace element abundance ($\times 10^{-6}$) for Hongshan granite

样品号	D070	D162	D163	D165	D5097	D5111	D5402	D5614	D6436	D1295	D2209/1	D2209/2	D6438	D6439
岩 性	二 长 花 岗 岩									花 岗 闪 长 岩				
SiO ₂	70.84	67.7	68.61	67.16	69.3	71.36	76.37	70.11	73.32	62.98	61.95	63.19	64.41	63.41
Al ₂ O ₃	14.37	14.51	14.47	15.29	14.7	14.09	12.4	14.81	13.8	16.14	16.21	16.23	16.16	15.91
Fe ₂ O ₃	0.972	1.92	1.65	1.42	1.01	0.83	0.58	0.27	0.68	1.84	1.99	1.79	1.01	1.56
FeO	1.44	2	1.94	2.07	2.03	1.57	0.83	2.31	0.96	3.09	3.28	3.12	2.92	3.19
CaO	2.04	2.87	3.14	3.03	2.12	1.7	0.75	1.92	1.4	3.98	3.39	4.17	3.48	3.6
MgO	1.01	1.71	1.52	1.37	1.05	0.78	0.46	1.24	0.5	1.96	2.21	2.13	1.93	2.28
K ₂ O	4.99	3.81	3.54	4.36	4.65	4.87	4.61	4.24	5.24	3.94	3.76	2.73	4.18	4.22
Na ₂ O	3.2	3.35	3.41	3.46	3.52	3.43	3.47	3.42	2.98	3.42	3.57	3.62	3.38	3.28
TiO ₂	0.42	0.67	0.60	0.58	0.55	0.46	0.22	0.42	0.30	0.83	0.94	0.91	0.78	0.82
P ₂ O ₅	0.14	0.23	0.21	0.19	0.20	0.14	0.07	0.17	0.08	0.26	0.30	0.30	0.29	0.33
MnO	0.09	0.10	0.08	0.09	0.07	0.06	0.06	0.07	0.04	0.11	0.10	0.09	0.08	0.08
LOI	0.19	0.74	0.46	0.54	0.40	0.37	0.04	0.64	0.44	0.8	1.64	1.13	0.47	0.67
Total	99.70	99.60	99.62	99.55	99.60	99.67	99.86	99.62	99.74	99.36	99.35	99.41	99.09	99.36
K ₂ O/Na ₂ O	1.56	1.14	1.04	1.26	1.32	1.42	1.33	1.24	1.76	1.15	1.05	0.75	1.24	9
DI	84	76.71	76.71	77.41	82.4	86.04	92.8	81.71	88.83	69.35	69.65	66.83	71.91	69.99
δ	2.41	2.08	1.89	2.53	2.54	2.43	1.96	2.16	2.23	2.71	2.84	2.00	2.67	2.76
A/CNK	1.00	0.98	0.95	0.96	1.00	1.00	1.03	1.08	1.05	0.94	1.01	0.98	0.98	0.96
FM	0.59	0.54	0.56	0.60	0.66	0.67	0.64	0.65	0.66	0.61	0.60	0.59	0.60	0.58
C	0.28	0.12	0.00	0.00	0.43	0.38	0.47	1.46	0.84	0.00	0.75	0.37	0.36	0.10
Li	42.34	32.38	16.42	21.05	34.33	30.02	36.28	111.6	19.73	26.12	20.16	29.18	32.23	35.13
Be	3.50	2.44	2.68	2.14	4.13	3.78	6.55	7.66	5.77	2.44	2.63	2.60	5.11	4.16
Sc	12.29	12.73	12.25	13.71	8.25	7.15	6.60	11	6.43	14.23	15.73	15.71	7.75	7.50
V	29.72	53.42	50.26	46.92	45.76	35.09	12.24	43.98	22.13	73.7	84.51	80.15	83.24	95
Cr	23.1	17.94	15.3	19.25	12.92	14.82	40.97	32.88	13.68	59.9	20.9	22.33	32.2	38.29
Co	5.99	9.24	8.41	8.04	5.93	5.07	3.32	7.89	3.913	14.04	12.54	12.19	12.28	13.04
Ni	9.99	11.79	10.37	10.75	11.36	11.17	15.49	15.19	7.58	48.04	12.94	12.51	14.91	15.2
Cu	7.4	13.05	10.37	12.43	8.27	6.60	4.524	11.23	4.11	27.55	17.18	16.23	15.44	15.87
Zn	25.18	47.11	43.27	41.97	45.46	34.56	23.7	47.47	24.34	59.17	63.97	62.65	56.38	58.75
Ga	15.38	16.84	15.84	16.74	16.75	15.06	13.19	19.62	11.96	17.99	18.58	20.24	17.67	16.35
Rb	207.8	135.3	130.7	131.2	110.6	103.7	275.8	203.6	163.1	110.2	92.38	85.9	44.91	28.14
Sr	248.9	385	365.2	353.2	185.3	156.6	62.78	168.2	204.2	391.4	509	469.7	294.1	258.9
Zr	146.2	196.5	203.3	217.2	258.2	186.3	139.3	199.8	193	342.6	337.3	319.3	288.2	303.6
Nb	12.88	14.59	13.22	11.07	13.64	14.17	20.98	15.22	9.69	11.26	14.64	14.37	16.89	12.57
Cd	0.19	0.31	0.27	0.29	0.47	0.42	0.31	0.42	0.30	0.5	0.41	0.41	0.41	0.46
In	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.07	0.03	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05
Cs	6.22	4.07	6.24	3.47	4.92	3.45	4.85	29.68	6.21	6.18	5.89	6.99	5.78	4.36
Ba	666.8	556.9	440.7	856.9	662.2	628.6	175	393.7	684.4	943.1	1071	815.1	891.1	834.8
Hf	3.84	5.12	5.4	5.32	6.17	4.46	4.16	5.31	4.91	7.38	7.83	7.40	7.27	7.89
Ta	1.29	1.28	1.13	0.87	1	1.06	1.72	1.88	0.95	0.70	0.97	0.92	1.32	0.68
Pb	18.02	14.74	14.28	15.17	21.83	20.93	25.6	36.13	23.24	23.34	13.91	13.87	19.58	17.41
Bi	0.25	0.04	0.09	0.05	0.15	0.14	0.15	2.06	0.12	0.09	0.08	0.08	0.15	0.12
Th	29.29	28.57	13.25	13.71	15.62	15.99	31.84	20.81	19.7	8.47	11.26	12.48	10.95	7.47
U	3.50	3.47	2.28	1.70	2.49	2.44	4.12	4.25	2.36	2.14	2.57	2.49	2.92	2.66
Nb/Ta	9.96	11.44	11.69	12.72	13.64	13.34	12.21	8.09	10.17	16.02	15.06	15.59	12.81	18.51
Th/U	8.38	8.24	5.81	8.05	6.27	6.56	7.74	4.90	8.37	3.96	4.38	5.00	3.75	2.81
Nd/Th	1.00	1.18	2.34	2.14	1.88	1.67	0.62	1.06	1.09	2.97	3.30	3.09	3.48	3.54
Rb/Sr	0.83	0.35	0.36	0.37	0.60	0.66	4.39	1.21	0.80	0.28	0.18	0.18	0.15	0.11
La	45.92	53.9	33.65	35.51	34.88	28.59	34.25	26.87	32.38	26.7	40.33	49.44	36.49	24.91
Ce	86.6	100.5	75.3	73.45	72.33	60.57	61.09	53.33	56.01	58.82	87.61	99.97	81.35	62.89

续表 1

样品号	D070	D162	D163	D165	D5097	D5111	D5402	D5614	D6436	D1295	D2209/1	D2209/2	D6438	D6439
岩 性	二 长 花 岗 岩									花 岗 闪 长 岩				
Pr	8.55	9.63	8.37	7.93	8.08	7.15	6.03	5.86	6.20	6.62	9.61	10.35	9.746	6.81
Nd	29.23	33.73	31.02	29.29	29.43	26.78	19.68	22.07	21.45	25.15	37.11	38.57	38.12	26.42
Sm	4.69	5.25	5.19	4.97	4.94	4.53	2.91	4.13	3.29	4.42	6.42	6.48	6.78	4.61
Eu	0.98	1.04	1.02	1.16	1.03	0.91	0.4	0.76	0.88	1.25	1.60	1.54	1.50	1.12
Gd	4.77	5.33	5.07	5.00	4.60	4.21	2.91	4.00	3.21	4.74	6.69	6.63	6.22	4.32
Tb	0.55	0.61	0.61	0.57	0.58	0.51	0.34	0.49	0.36	0.55	0.81	0.79	0.79	0.49
Dy	2.92	3.18	3.16	3.08	3.06	2.61	1.86	2.59	1.87	2.94	4.39	4.11	4.16	2.58
Ho	0.56	0.61	0.61	0.57	0.59	0.51	0.38	0.48	0.34	0.57	0.84	0.78	0.76	0.47
Er	1.65	1.84	1.80	1.75	1.67	1.47	1.19	1.34	0.97	1.67	2.35	2.27	2.1	1.28
Tm	0.23	0.25	0.25	0.24	0.23	0.20	0.18	0.19	0.14	0.22	0.33	0.31	0.28	0.17
Yb	1.59	1.80	1.81	1.71	1.62	1.43	1.34	1.32	0.90	1.58	2.00	2.05	1.78	1.09
Lu	0.25	0.30	0.31	0.26	0.26	0.21	0.23	0.24	0.18	0.27	0.33	0.34	0.32	0.21
Y	15.64	17.31	17.42	16.18	13.84	12.36	11.05	13.39	8.84	15.89	22.51	20.92	16.8	9.91
δEu	0.21	0.20	0.20	0.23	0.22	0.21	0.14	0.19	0.27	0.27	0.24	0.24	0.23	0.25
(La/Yb) _N	19.45	20.23	12.53	14.01	14.51	13.52	17.25	13.70	24.23	11.39	13.57	16.29	13.80	15.38
(La/Sm) _N	3.80	4.80	3.95	6.46	4.08	4.50	6.16	4.44	3.97	7.41	4.10	6.19	3.38	3.40
ΣREE	204.12	235.28	185.58	181.67	177.14	152.04	143.84	137.06	137.01	151.39	222.94	244.53	207.18	147.28
ΣLREE	174.98	203.01	153.53	151.15	149.66	127.62	123.95	112.25	119.33	121.71	181.09	204.81	172.49	125.64
LREE/HREE	6.01	6.29	4.79	4.95	5.45	5.23	6.23	4.52	6.75	4.10	4.33	5.16	4.97	5.81

σ 为 1.80~2.84，在 K₂O-SiO₂ 图解中（图 4），数据点绝大部分投影入高 K 钙碱性系列范围。分异指数（DI）为 69.35~92.8，平均为 78.17，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。铁镁指数 FM=FeO/（FeO+MgO）值为 0.54~0.67，平均为 0.61，在 F/（F+M）-SiO₂ 图（图 5）上表现为富镁质花岗岩。在 Harker 图解（图 6）中，红山岩体的 TFeO、MgO、CaO、K₂O、P₂O₅、TiO₂ 含量与 SiO₂ 含量呈现明显的负相关，K₂O 与 SiO₂ 含量呈正相关，但 Na₂O 与 SiO₂ 的含量相关性不明显，反映出钙

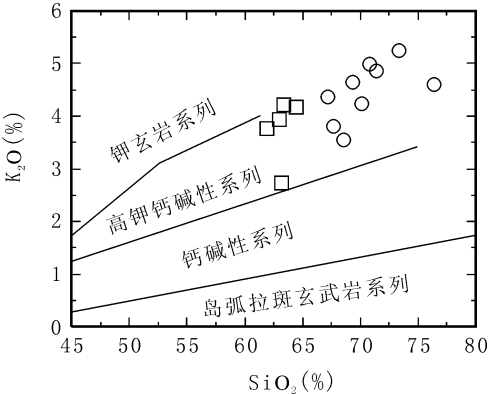


图 4 红山花岗岩 K₂O-SiO₂ 图解

Fig. 4 K₂O-SiO₂ diagrams for Hongshan granite

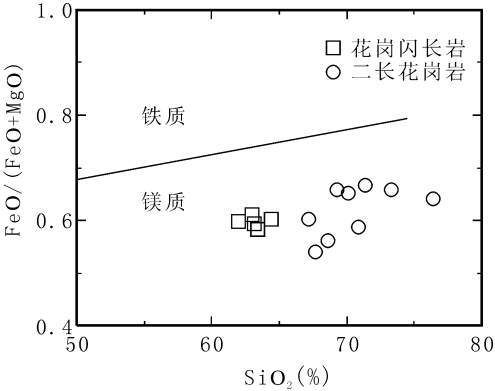


图 5 红山花岗岩 F/（F+M）-SiO₂ 图解

Fig. 5 F/（F+M）-SiO₂ diagrams for Hongshan granite

碱性岩浆的演化趋势（Chappell, B. W. et al., 1992），在 Na₂O/CaO-SiO₂/CaO、SiO₂/MgO-Al₂O₃/MgO、Na₂O/CaO-Al₂O₃/CaO、CaO/K₂O-MgO/K₂O 图解中，花岗闪长岩与二长花岗岩呈现良好的相关关系，这表明 2 种花岗岩具有相同的岩浆来源，并且二长花岗岩的分异程度强于花岗闪长岩。

4.2 稀土元素地球化学特征

红山花岗岩总体上稀土总量较高（表 1），变化范围较大，ΣREE 为 137×10⁻⁶~244.5×10⁻⁶，平均为 180.5×10⁻⁶，LREE 明显富集，轻重稀土

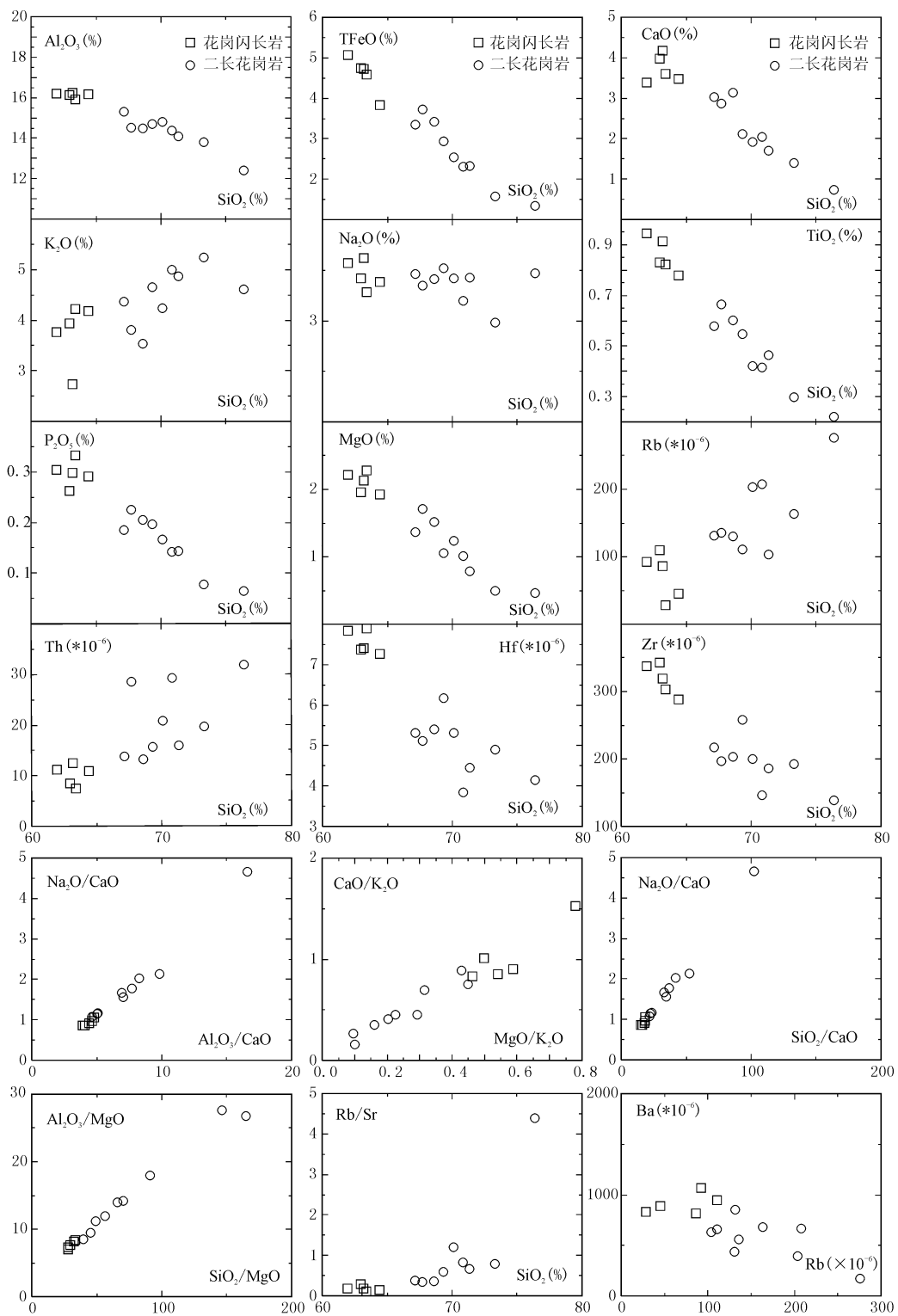


图 6 红山花岗岩的 Harker 图解

Fig. 6 Harker diagram of Hongshan granite

之间分馏程度较高, LREE/HREE 的值为 4.1~6.7, 平均为 5.3, $(La/Sm)_N$ 为 3.8~7.4, 平均为 4.8。δEu 值为 0.14~0.27, 平均为 0.22, 具有较明显的负异常, 表明岩浆源区有大量的斜长石残留或者在岩浆演化过程中斜长石发生过较强的分离结晶作用。在稀土元素配分图上 (图 7), 曲线表现为陡右倾曲线, Eu 出现较强烈的负异常, 但不具 Ce 的负异常, 说明岩石没有受到低温蚀变作用的影响。二长花岗岩的重稀土亏损程度 $(La/Yb)_N$ 为 12.5~24.2 (平均为 16.6), δEu 为 0.14~0.27 (平均为 0.2); 花岗闪长岩 $(La/Yb)_N$ 为 11.4~16.3 (平均为 14.1), δEu=0.23~0.27 (平均为 0.25)。二长花岗岩 $(La/Yb)_N$ 和 δEu 比值比花岗闪长岩略高, 这表明二长花岗岩比花岗闪长岩经历了更强烈的磷灰石、榍石、锆石等副矿物及斜长石的分离结晶。

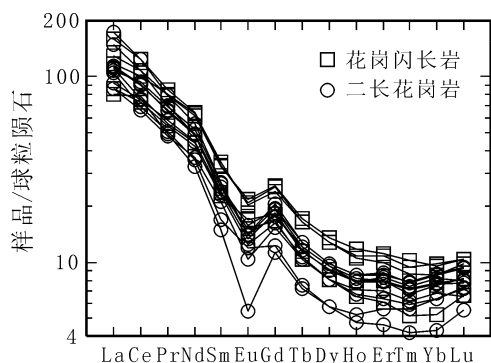


图 7 红山花岗岩稀土元素球粒陨石标准化曲线图

(球粒陨石标准化数据据 Boynton et al., 1984)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns for Hongshan granite (chondrite data for normalization taken from Boynton et al., 1984)

4.3 微量元素地球化学特征

根据红山花岗岩微量元素 (表 1) 及蛛网图 (图 8) 分析, 花岗闪长岩和二长花岗岩微量元素分布大致相同, 富集大离子亲石元素 K、Rb, 相对富集高场强元素 Zr、Hf、Th、Nb、Ta、P、Ti 相对亏损。Ba、Sr、P、Eu 元素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)。Ba 元素的亏损与结晶晚期的碱性长石的分离关系密切。Ti 的亏损可能是钛铁矿和金红石分离结晶作用引起的。高场强元素 Nb 亏损以

及 Nb/Ta 值 (8.09~18.5, 平均为 12.9) 的下降, 更接近于平均下地壳的值 ($Nb/Ta = 13$) (Barth, M. G. et al., 2000)。这表明 Nb、Ta 这一对互代元素岩浆作用过程中曾发生较明显的分馏, Nb 趋向于亏损, 而 Ta 趋向于相对富集, 这是一种典型的壳源成因类型 (刘昌实等, 2005)。在微量元素 Rb、Th、Hf、Zr、和 SiO_2 以及 Rb/Sr 和 SiO_2 、Ba 和 Rb 的 Harker 图解上 (图 6), 花岗闪长岩和二长花岗岩呈现相同的线性关系和分异演化趋势, 说明 2 种花岗岩来源于相同的岩浆源。

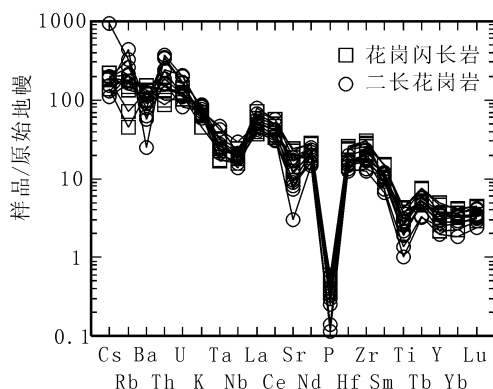


图 8 红山花岗岩微量元素蛛网图

(原始地幔标准化数据据

Sun & McDonough et al., 1989)

Fig. 8 Trace element spider diagram for Hongshan granite (Primitive mantle data for normalization taken from Sun & McDonough et al., 1989)

另外, 红山花岗岩富集大离子亲石元素和轻稀土元素, 普遍贫 Nb、Ta、Ti 等高场强元素表明红山花岗岩岩浆的形成可能与板块俯冲有关 (刘昌实等, 2005)。

在 Y+Nb-Rb、Y-Nb 和 Rb/30-Hf-3 * Ta 图解中, 红山花岗岩同样无一例外的投影入火山弧花岗岩中, 指示红山花岗岩的地球化学特征具有岛弧火山岩浆的印记。

5 讨论

5.1 红山花岗岩的成因类型

红山花岗岩的 K_2O/Na_2O 值只有一个样品小于 1, 最高值达 1.76, 平均值为 1.25, 这与 S 型花岗岩的 K_2O/Na_2O 值大于 1 的特点相似。但从

岩相学的特征来看,红山花岗岩中含有黑云母和角闪石并没有发现白云母,说明它更可能是I型花岗岩而非S型花岗岩。还有,红山花岗岩的铝饱和指数ASI (A/CNK) 为 $0.94 \sim 1.08$ (平均值为 0.99),这与I型花岗岩的ASI值小于 1.0 相符;红山花岗岩所有样品的 P_2O_5 的含量很低 (< 0.34),并且随 SiO_2 含量的升高而降低,这与I型花岗岩的演化趋势一致。另外,在I型和S型花岗岩类型区分的ACF图解(图9)中,红山花岗岩的数据点绝大多数都投影在I型花岗岩内,仅有2个数据点投影到S型花岗岩中靠近I型的边界附近区域。

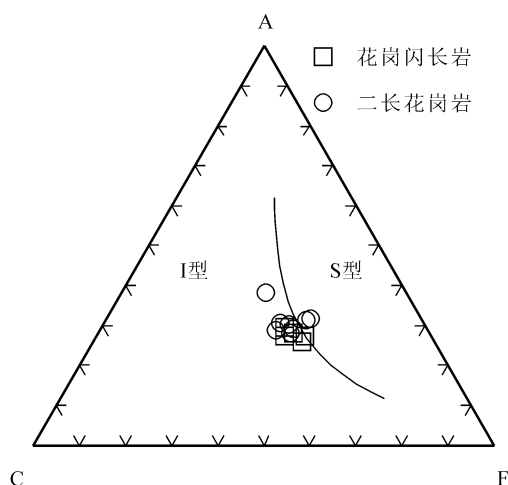


图9 红山花岗岩 ACF 图

(据 Nakada and Takahashi, 1979)

Fig. 9 ACF diagrams of Hongshan granite

(after Nakada and Takahashi, 1979)

在微量元素和稀土元素方面,红山花岗岩具有陡右陡倾轻稀土富集型稀土配分曲线与I型花岗岩相似;在微量元素标准化蛛网图上,红山花岗岩显示出Rb、Th等大离子亲石元素的富集及高场强元素Nb、Ta、P、Ti的负异常,这些特征与典型的I型花岗岩相似,与S型花岗岩则有明显的不同。

5.2 岩浆源区的判断

红山花岗岩较高的 $(La/Yb)_N$ 值为 $11.4 \sim 24.2$, 平均为 15.7 , 表明岩浆是在陆壳底部较高压力下源区岩石脱水熔融形成(刘昌实等, 2005)。Nd/Th 为 $1.0 \sim 3.54$ (平均 2.1), 接近于壳源岩石比值 (≈ 3) (Beard, F. et al., 2001), Th/U 为 $2.81 \sim 8.38$ (平均 6.0), 与下地壳比值 (≈ 6)

(Rudnick, R. L. et al., 2003) 相近, 进一步证实红山花岗岩具有壳源的特点。在 $(La/Yb)_N - \delta Eu$ 源区判别图解(图10)上, 所有样品均投影在壳源花岗岩区, 也印证了上述判断。在 SiO_2 -Zn 图解(图11a)中, 所有数据点均投影在I、M和S型长英质火成岩区内, 随着 SiO_2 含量的增加, Zn 的含量减少, 显示分异结晶花岗岩类的特征, 与长英质火成岩的趋势一致(Lentz, D. R., 1998)。依据高场强元素 Th/Yb-Ta/Yb 图解(图11b)判断岩浆成因是一种较为有效的方法, 在图解中数据点均投影在大陆地壳的上部, 同样显示分离结晶的演化趋势。在另外的高场强元素 Rb/Y-Nb/Y (图11c) 图解上, 绝大多数数据点投到总地壳范围内, 并且显示俯冲带富集或地壳混染的趋势。在 Th/Y-Nb/Y (图11d) 图解中, 所有数据点均投在大陆上地壳的上方区域中, 说明红山花岗岩起源于壳源物质。另外, 红山花岗岩具有明显的低 Y ($9.90 \sim 22.51$, 平均为 15.15) 和重稀土 Yb ($0.90 \sim 2.05$, 平均为 1.57) 含量, 相对高的 $(La/Yb)_N$ 值 ($11.39 \sim 24.23$, 平均为 14.09) 和 $(Gd/Yb)_N$ 比值 ($1.75 \sim 2.87$, 平均为 2.50), 表明其可能来自于石榴子石稳定的深部地壳(赵永久等 2007)。

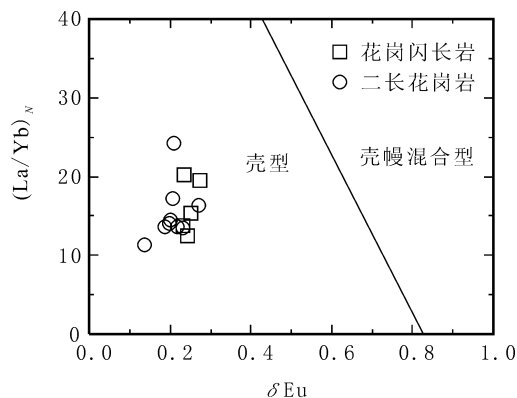


图10 红山花岗岩 $(La/Yb)_N - \delta Eu$ 图解

Fig. 10 $(La/Yb)_N - \delta Eu$ diagrams of Hongshan granite

5.3 源区岩石的类型及成岩条件

红山花岗岩具有高K钙碱性岩系的特征(图4)。这样的高K钙碱性岩浆只能由陆内中到高K钙碱性镁铁质-中性成分变质岩的部分熔融而产生。前人大量的研究表明, 在缺水的深部地壳源区, 源区物质的部分熔融主要通过含水矿物的脱水反应来进行(Patino-Douce, A. E. et al., 1999)。其中,

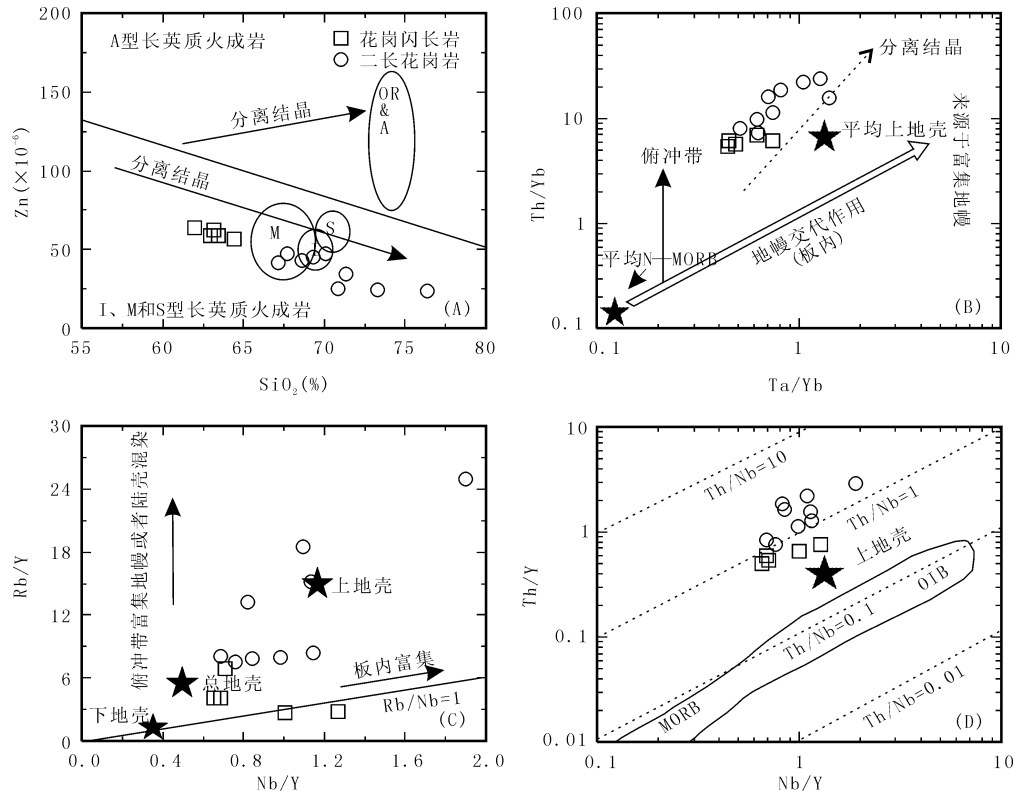


图 11 红山花岗岩物质来源判别图 [(a) 据 Yang X M et al. , 2008 修改自 Lentz, 1998; (b) 据 Jahn B M et al. , 1999; (c) 据 Pearce J A et al. , 1990; (d) 据 Durmus B et al. , 2007]
Fig. 11 Diagram for discriminating matter source for Hongshan granite [(a) after Yang X M et al. , 2008 modified from Lentz, 1998; (b) after Jahn B M et al. , 1999; (c) after Pearce J A et al. , 1990; (d) after Durmus B et al. , 2007]

角闪石和云母类矿物是中下地壳最普遍的含水矿物，广泛出现于变沉积岩和变中基性火成岩等源岩中。由角闪石脱水熔融形成的熔体通常富 Na、Ca，并具有较低的 K_2O/Na_2O 值，而由云母类矿物脱水形成的熔体则富集 Rb、Cs，并具有较高的 K_2O/Na_2O 值。白云母是变泥质岩中常见的含水矿物，而黑云母则多出现在变杂砂岩和变中性火成岩中。在成分上白云母相对于黑云母富 Al 而贫 Fe、Mg，在脱水熔融反应中通常形成强过铝质的熔体，而黑云母脱水熔融反应形成的熔体则具有较宽的组成范围（准铝质至强过铝质）(Gardien, V. et al. , 2007)。角闪石主要存在于变玄武岩或变安山质岩石中，由此类岩石低程度部分熔融形成的熔体也多呈现过铝质至强过铝质的特征，只有在较高温条件下 ($>1\ 000^{\circ}C$) 的高程度部分熔融才形成准铝质岩石 (Rapp, R. P. et al. , 1991; Rapp, R. P. 1995)。但这种高比例的部分熔融必

然导致熔体 SiO_2 和不相容元素含量的降低 (赵永久等 2007)。红山花岗岩准铝质至弱过铝质的组成特征，较高的 SiO_2 和 K_2O 含量，排除其来自变泥质岩源区或变玄武质源区高比例部分熔融的可能性，说明源区有相当比例的黑云母，最合适源区物质可能是碱性和高 K 钙碱性的安山岩和玄武质安山岩 (Roberts M. P. et al. , 1993)。

红山花岗岩 Sr 含量 (62.78~509，平均为 289.46)，Yb 含量 (0.901~2.046，平均为 1.57)，Y 含量 (8.84~22.51，平均为 15.15)，按照张旗先生的 Sr-Yb 分类 (张旗等，2006)，属于低 Sr 低 Yb 型。根据花岗岩与压力的关系，红山花岗岩形成与中等压力下 (0.8~1.3GPa) (700~800 $^{\circ}C$)，对应的深度约为 35~45 km，源区残留相为麻粒岩相 (斜长石+石榴子石+角闪石+辉石)。这种环境下当熔体上升时，石榴子石不可能被带到岩浆侵位处，残留体和熔体必定分离，使熔

体具有独特的地球化学性质，即亏损重稀土，产生高 $(La/Yb)_N$ 值的陡右倾斜的稀土配分模式，同时熔体中轻稀土相对富集 (Rapp, R. P., 1995)。红山花岗岩具有轻稀土富集和陡右倾的稀土配分模式的特征 (图 7)， $(La/Yb)_N$ 比值较高，范围为 11.4~24.2，平均为 15.7， δEu 值为 0.14~0.27，平均为 0.22，具有较明显的负异常，与上述环境形成的花岗岩特征相符。因此，红山花岗岩的成岩条件可能为 0.8~1.3GPa 和 700~800℃，对应的深度约为 35~45 km (张旗等，2006)。

5.4 地质意义

红山花岗岩形成于早二叠世，锆石 U-Pb SHRIMP 同位素年龄为 297 ± 3 Ma (待发表数据)，地球化学特征显示为高 K 钙碱性 I 型花岗岩，在稀土元素配分图上 (图 7)，曲线表现为陡右倾曲线，在微量元素蛛网图 (图 8) 上，红山花

岗岩富集大离子亲石元素和轻稀土元素，普遍贫 Nb、Ta、Ti 等高场强元素，在 Y+Nb-Rb、Y-Nb 和 Rb/30-Hf-3×Ta 图解中，投影在火山弧和同碰撞花岗岩中，在微量元素图解 $\log [CaO / (K_2O + Na_2O)]$ -SiO₂ 图解中，绝大部分数据点投影在挤压型和伸展型重叠的区域内，并有从挤压型向伸展性过渡的趋势，显示岩浆形成于从挤压环境向伸展环境转变的碰撞-后碰撞造山期 (图 12)。

现有大量资料表明 (姜常义等，1999；杨富全等，2002；高俊等，2006；罗金海等，2008；黄河等，2011)，晚石炭世塔里木板块和伊犁-中天山微板块发生了最终碰撞，碰撞后塔里木板块继续向北俯冲，形成了挤压环境下的同碰撞环境，俯冲作用持续进行导致地壳加厚，南天山造山带下地壳相变至高密度榴辉岩相，由于重力不均衡发生了岩石圈

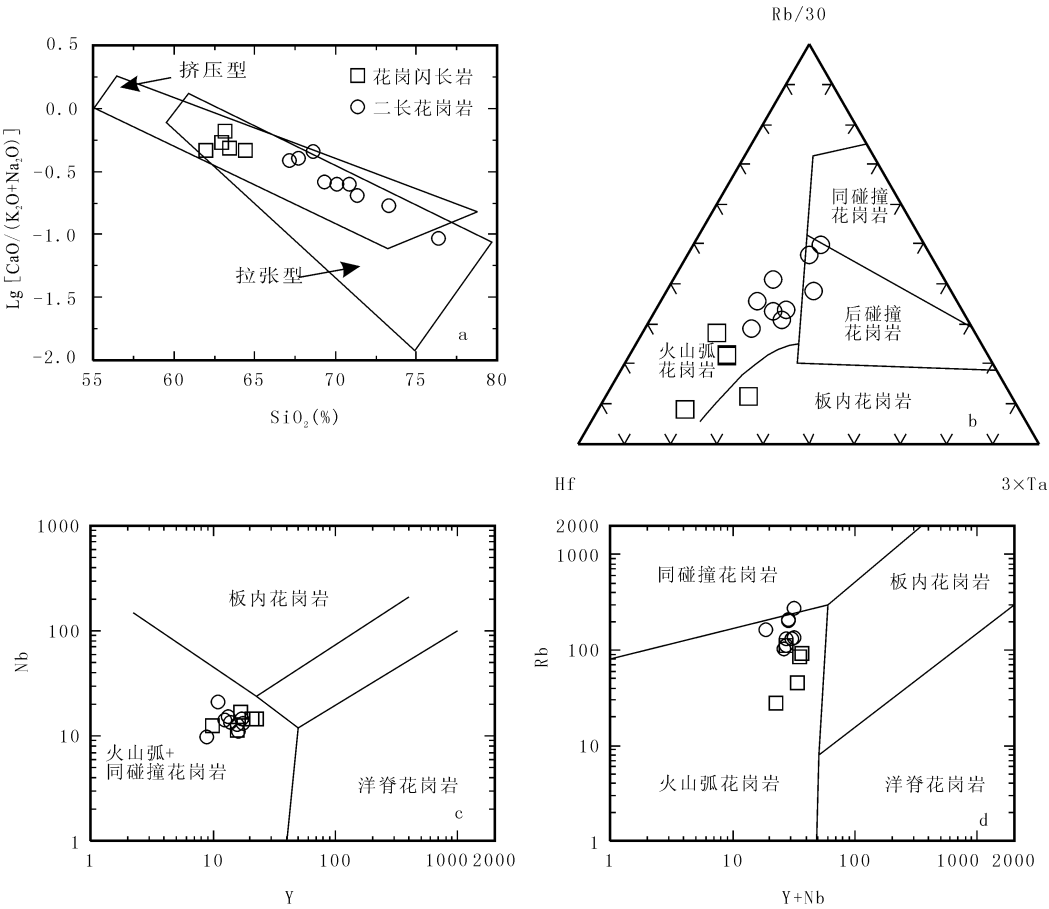


图 12 红山花岗岩构造环境判别图解 [(a) 据 Brown G C, 1982; (b)、(c)、(d) 据 Pearce J A et al. , 1984]
Fig. 12 Diagrams of the tectonic setting for Hongshan granite [(a) after Brown G C, 1982;
(b)、(c)、(d) after Pearce J A et al. , 1984]

底部的拆沉作用,构造环境由同碰撞向后碰撞伸展环境转化,这一过程中软流圈物质上涌使古老岩石圈地幔发生部分熔融,岩石圈地幔起源的幔源岩浆至地壳下部诱发下地壳物质发生部分熔融,形成新的岩浆,新的岩浆上升侵入南天山造山带形成晚石炭世红山花岗岩。

红山花岗岩具有岛弧火山岩的特征,说明红山花岗岩岩浆源区可能受到过俯冲带地质作用的强烈影响,或者其岩浆早在碰撞前的岛弧环境下就已生成,因为挤压环境不利于岩浆分凝和上升,而直到从挤压型向伸展过渡的转换体制背景下才得以侵位(汪传胜等,2009)。

6 讨论

(1) 通过对红山花岗岩岩石学及地球化学特征进行分析,确定该花岗岩属于高 K 钙碱性 I 型花岗岩,可能来自于石榴子石稳定区的深部地壳,源区有相当比例的黑云母,最合适源区物质可能是碱性和高 K 钙碱性的安山岩和玄武质安山岩。成岩条件可能为 0.8~1.3 GPa 和 700~800℃,对应的深度约为 35~45 km。

(2) 岩体形成需要有地幔热源的加入,低侵作用可能是导致熔融的诱发因素。

(3) 岩体的年龄为早二叠世初,岩浆形成于从挤压环境向伸展环境转变的碰撞-后碰撞造山期。

参考文献 (References):

姜常义,穆艳梅. 南天山花岗岩类的年代学,岩石学,地球化学及其构造环境[J]. 岩石学报, 1999, 15 (2): 298-308.

Jiang C. Y., Mu Y. M. Chronology, petrology, geochemistry and tectonic environment of granitoids in the southern Tianshan, western China [J]. Acta Petrologica Sinica, 1999, 15 (2): 298-308.

杨富全,王立本. 新疆霍什布拉克碱长花岗岩地球化学及成矿作用[J]. 地质与资源, 2001, 10 (4): 199-203.

Yang F. Q., Wang L. B. Geochemistry and metallogenesis of Huoshibulake alkali feldspar granite, Xinjiang [J]. Geology and Resources, 2001, 10 (4): 199-203.

高俊,龙灵利,钱青,等. 南天山: 晚古生代还是三叠纪

碰撞造山带? [J]. 岩石学报, 2006, 22 (5): 1049-1061.

Gao J., Long L. L., Qian Q., et al. South Tianshan: a Late Paleozoic or a Triassic orogen? [J]. Acta Petrologica Sinica, 2006, 22 (5): 1049-1061.

罗金海,车自成,曹远志,等. 南天山南缘早二叠世酸性火山岩的地球化学、同位素年代学及其构造意义[J]. 岩石学报, 2008, 24 (10): 2281-2288.

Luo J. H., Che Z. C., Cao Y. Z., et al. Geochemical and geochronological characteristics and its tectonic significance of Early Permian acid volcanic rocks of Xiaotikanlike Formation in the southern margin of South Tianshan orogen, NW China [J]. Acta Petrologica Sinica, 2008, 24 (10): 2281-2288.

黄河,张东阳,张招崇,等. 南天山川鲁碱性杂岩体的岩石学和地球化学特征及其岩石成因[J]. 岩石学报, 2010, 26 (3): 947-962.

Huang H., Zhang D. Y., Zhang Z. C., et al. Petrology and geochemistry of the Chuanwulu alkaline complex in south Tianshan: constraints on petrogenesis and tectonic setting [J]. Acta Petrologica Sinica, 2010, 26 (3): 947-962.

黄河,张招崇,张舒,等. 新疆西南天山霍什布拉克碱长花岗岩体岩石学及地球化学特征: 岩石成因及其构造与成矿意义[J]. 岩石矿物学杂志, 2010, 29 (6): 707-718.

Huang H., Zhang Z. C., Zhang S., et al. Petrology and geochemistry of the Huoshibulake alkali feldspar granite pluton in Southwest Tianshan Mountains, Xinjiang: implications for petrogenesis, tectonic setting and mineralization [J]. Acta Petrologica Et Mineralgica, 2010, 29 (6): 707-718.

刘昌实,陈小明,王汝成,等. 下地壳部分熔融的产物: 燕山早期广东腊圃花岗岩成因[J]. 高校地质学报, 2005, 11 (3): 343-357.

Liu C. S., Chen X. M., Wang R. C., et al. The Products of Partial Melting of the Lower Crust: Origin of Early Yanshanian Lapu Monzonite granite, Guangdong Province [J]. Geological Journal of China Universities, 2005, 11 (3): 343-357.

赵永久,袁超,周美夫,等. 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[J]. 岩石学报, 2007, 23 (5): 995-1006.

Zhao Y. J., Yuan C., Zhou M. F., et al. Geochemistry and petrogenesis of Laojun gou and Mengtong gou granites in western Sichuan, China: constraints on the nature of Songpan-Ganzi basement [J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23 (5): 995-1006.

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: 2249-2269.
- Zhang Q., Wang Y., Li C. D., et al. Granot classification on the basis of Sr and Yb contents and its implications [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2006, 22 (9): 2249-2269.
- 黄河, 张招崇, 张东阳, 等. 中国南天山晚石炭世—早二叠世花岗岩侵入岩的岩石成因与地壳增生[J]. *地质学报*, 2011, 85 (8): 1306-1333.
- Huang H., Zhang Z. C., Zhang D. Y., et al. Petrogenesis of Late Carboniferous to Early Permian Granitoid Plutons in the Chinese South Tianshan: Implications for Crustal Accretion [J]. *Acta Geologica Sinica*, 2011, 85 (8): 1305-1333.
- 汪传胜, 顾连兴, 张遵忠, 等. 东天山哈尔里克山区二叠纪高钾钙碱性花岗岩成因及地质意义[J]. *岩石学报*, 2009, 25 (6): 1499-1511.
- Wang C. S., Gu L. X., Zhang Z. Z., et al. Petrogenesis and geological implications of the Permian high-K calc-alkaline granites in Harlik Mountains of eastern Tianshan, NW China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2009, 25 (6): 1499-1511.
- Chappell B. W., White A. J. R. I-and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions* [J]. *Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 1992, 83: 1-8.
- Patino-Douce A. E., Johnston A. D. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1991, 107 (2): 202-218.
- Patino-Douce A. E., Beard J. S. Dehydration—melting of biotite gneiss and quartz amphibolite from 3 to 15 Kbar [J]. *Journal of Petrology*, 1995, 36 (3): 707-738.
- Barth M. G., McDonough W. F., Rndnick R. L. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust [J]. *Chemical Geology*, 2000, 165: 197-213.
- Beard F., Arzamastsev A., Montero P., et al. Aonmlaous alkaline rocks of Soustov, Kola: Evidence of mantle-driven matsaomatic fluids affecting crustla materilas [J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 2001, 140: 554-566.
- Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks [J]. *Petrol*, 1984, 25: 956-983.
- Brown G. C., Thorpe R. S., Webb P. C. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources [J]. *Journal of the Geological Society*, 1984, 141: 413-426.
- Boynnton W. V. Geochemistry of the earth elements: Meteorite studies In: Henderson P (ed.), *Rare Earth Element Geochemistry* [J]. Elsevier, 1984, 63-114.
- Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ. *Magmatism in the Ocean Basins* [J]. *Geological Society Special Publication*, 1989, 42: 313-345.
- Nakada S., Takahash I. M. Regional variation In chemistry of the Miocone intermediate to felsic magmas in the Outer Zone and the So touch province of Southwest Japan [J]. *Mining Geology*, 1979, 85 (9): 571-582.
- Yang X. M., Lentz D. R., Chig X., et al. Thorne geochemical characteristics of gold-related granitoids in southwestern New Brunswick, Canada [J]. *Lithos*, 2008, 104: 355-377.
- Lentz D. R. Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulphide systems: the role of extensional geodynamics [J]. *Ore Geology*, 1998, 12, 289-327.
- Patino-Douce A. E. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? From: Carstro A., Fernandez C. and vigneresse J. L. (eds) *Understanding Granites: Integrating New and Classic Tcehniques* [J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1999, 168: 55-75.
- Gardien V., Thompson A. b., Grujic D., et al. Experimental melting of biotite + plagioclase + quartz ± muscovite assemblages and implications of crustal melting [J]. *Joural of Geophysical Research*, 1995, 100: 15581-15591.
- Patino-Douce A. E., Beard J. S., Effects of P, f (O₂) and Mg/Fe ratio on dehydration-melting of model met-agreywackes [J]. *Journal of Petrology*, 1996, 37: 999-1024.
- Rapp R. P., Watson E. B., Miller, C. F. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemitic and tonalities [J]. *Precambrian Research*, 1991, 51: 1-25.
- Rapp R. P. The amphibole-out phase boundary in partially-melted metabasalt, its control over liquid fraction and composition and source permeability [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1995, 100: 15601-15610.
- Rapp R. P., Watson E. B. Dehydration melting of metabasalt mantle recycling. *Journal* [J]. *Petrology*, 1995, 36: 891-931.
- Roberts M. P., Clemens J. D., The origin of High-K calc-alkaline I-type granite [J]. *Geology*, 1993, 21: 825-828.