

青海赛什腾山早古生代花岗岩地球化学特征及意义

辛存林¹, 谢庆豪¹, 董凯², 廖建栋¹

1. 西北师范大学 地理与环境科学学院, 兰州 730070; 2. 中国地质大学(武汉) 地理科学与资源学院, 武汉 430074

摘要:为揭示柴北缘复杂的构造演化特征,用X射线荧光光谱(XPF)、电感耦合等离子质谱(ICP-MS)等方法对赛什腾山花岗岩闪长岩、花岗岩和二长花岗岩进行了系统的全岩地球化学与微量元素研究。结果表明,赛什腾山岩体富含 SiO_2 (64.23%~71.56%)、 Al_2O_3 (14.03%~18.36%); $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值平均为0.48,具准铝质-弱过铝质、钙碱性特征;岩石相对富集Th、U、Sr,亏损Ta-Nb、Ti、Pb; 稀土总量变化幅度较大(74.29×10^{-6} ~ 169.11×10^{-6}),轻重稀土分馏明显,弱Eu负异常特征;主微量元素图解及对比分析显示出I型花岗岩特点。结合其他资料,可以认为赛什腾山岩体形成于岛弧环境,是地幔上侵混染了大陆地壳形成的产物,该花岗岩侵位时南祁连洋尚未闭合。

关键词: I型花岗岩; 地球化学; 岛弧; 赛什腾山

中图分类号: 588.12⁺1 文章编号: 1007-2802(2016)05-0908-09 doi: 10.3969/j.issn.1007-2802.2016.05.011

Geochemical Characteristics of Early Paleozoic Granites in the Saishiteng Mountain, Qinghai Province and Their Significance

XIN Cun-lin¹, XIE Qing-hao¹, DONG Kai², LIAO Jian-dong¹

1. College of Geography and Environmental Science, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, China

2. College of Geography and Resources, China University of Geosciences(Wuhan), Wuhan 430074, China

Abstract: In order to reveal complicated tectonic evolution characteristics of northern margin of the Qaidam Basin, XPF and ICP-MS were used to study major and trace element geochemistry of the Saishiteng granitic diorite, granite and monzogranite in this paper. The results indicate that those granitoids contain high contents of SiO_2 (64.23%~71.56%) and Al_2O_3 (14.03%~18.36%) with the average $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ratio of 0.48, suggesting that the granitoids have metaluminous-weak peraluminous and calc-alkaline characteristics. It can be seen on the primitive mantle-normalized trace element spidergrams that they are relatively rich in Th, U, and Sr, relatively depleted in Ta, Nb, Ti, and Pb. Their ΣREE contents vary largely from 74.29×10^{-6} to 169.11×10^{-6} , with obvious fractionation between LREE and HREE, and weak negative Eu anomalies on the chondrite-normalized REE patterns. Both of their major and trace elements show characteristics of the I-type granite. With the combination of previous data, it is believed that the Saishiteng intrusive body was formed in the island arc environment by the emplacement of the magma derived mainly from the mantle with contamination of the continental crust when the South Qilian Ocean was not closed yet.

Key words: I-type granite; geochemistry; island arc; Saishiteng mountain

柴北缘构造带位于青藏高原东北部、南祁连山体和柴达木地块结合部位,南北以柴北缘深断裂和拉脊山—中祁连山南缘断裂为界,东西端分别以哇洪山—温泉断裂、阿尔金断裂为界(周宾等,2014;朱小辉等,2014)。该地区自1998年发现榴辉岩以来,随着研究的深入,发现了多种类型的超高压变质岩

石,并且通过详细的年代学研究证实该地区是一条在古生代经历了陆壳俯冲碰撞形成的超高压变质带(杨经绥等,2000;张建新等,2002)。在该超高压变质带上分布着大量的早古生代、晚古生代和中生代花岗岩。为了揭示该区复杂的构造演化历史,近年来许多学者对其进行了深入的年代学、成因类型

收稿日期: 2015-11-15 收到, 2015-12-28 改回

基金项目: 国家自然科学基金项目(41262001); 甘肃省科技支撑项目(1104FKCA116)

第一作者简介: 辛存林(1967-),男,教授,研究方向: 区域地质与岩石学. E-mail: xincunling@163.com.

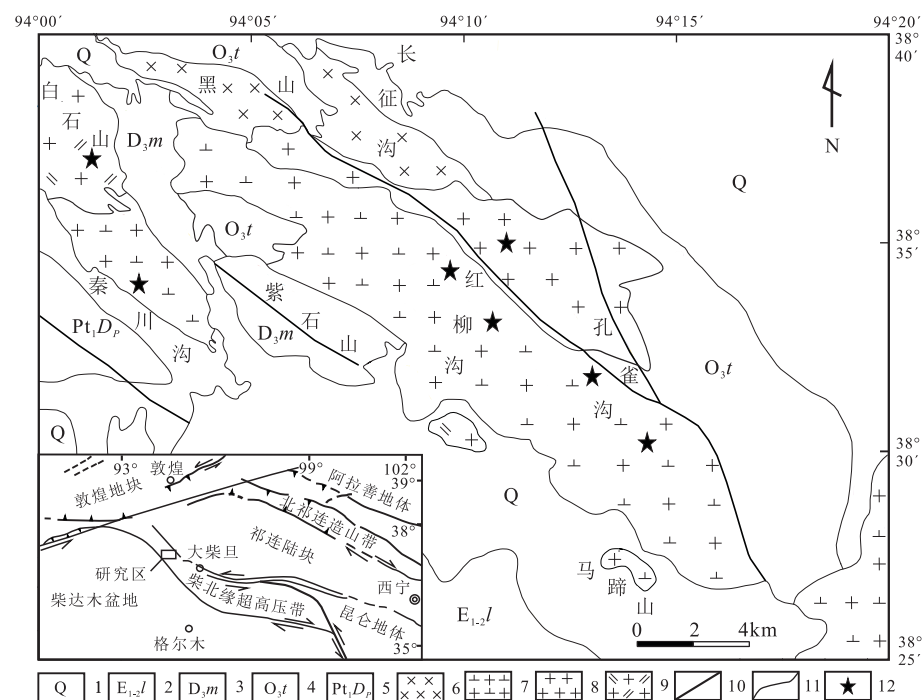
及形成机制等方面的研究,厘定出由榴辉岩(Song *et al.*,2004; 许志琴等,2003; 张建新等,2002,2009)、岛弧型火山岩(高晓峰等,2011; 王惠初等,2003; 朱小辉等,2014)、俯冲花岗岩(吴才来等,2001,2007)和环斑花岗岩(卢欣祥等,2007; 肖庆辉等,2003)构成的柴北缘构造岩浆演化的完整旋回。本文研究的赛什腾山岩体是柴北缘西段具有代表性的岩体之一。前人对该岩体的年代学有过较为详细的研究(吴才来等,2008),但岩石学及地球化学方面的研究相对较少,目前还没有系统的地球化学数据公开发表,并且对岩石类型、成因等方面也没有进行过细致的探讨。本文对赛什腾山岩体进行地球化学分析,结合野外地质特征及前人资料,探讨该岩体的岩石分类、物质来源及形成的构造环境,为柴北缘岩浆活动演化过程的深入研究提供新的依据。

1 地质背景

前人研究中将柴北缘地区分为南北2个构造单元。北构造单元指乌兰德令哈—欧龙布鲁克—全吉山—达肯大坂山一带,主要由德令哈杂岩、达肯大坂岩群、全吉群和具有稳定大陆边缘沉积特征的寒武系—奥陶系组成;南构造单元沿都兰北部的沙柳河—野马滩—锡铁山—绿梁山—鱼卡—赛什腾

山一线分布,是一条早古生代俯冲-碰撞杂岩带,该单元主要由含榴辉岩的花岗质片麻岩和早古生代滩间山群岛弧火山岩组成(陆松年等,2002; 王惠初等,2006)。

研究区位于柴北缘超高压带西段,属南构造单元北侧,区内侵入岩分布甚广,出露面积约90 km²,总面积约占基岩面积的55%,岩石种类较为齐全,基性辉长岩类、中酸性花岗闪长岩类和酸性二长花岗岩类均有分布,尤以花岗闪长岩为广(图1)。变质岩分布面积占基岩的20%,主要出露于秦川沟一带,下元古界达肯大坂岩群片岩组主要有绿泥绿帘片岩、石英片岩和角闪片岩等。区域构造以断裂为主,各深成岩体受紫石山及孔雀沟两犁式断裂控制,其中孔雀沟、白石山和秦川沟深成岩体主要出露在赛什腾山主脊及西南坡,地貌上表现为高山峻岭;红柳沟深成岩体则分布于红柳沟及落鸽坡一带,表现为低山地貌,并且因受紫石山北推覆构造影响,片理化、蚀变、破碎、风化剧烈。研究区深成岩体与围岩呈侵入接触关系,主要围岩有奥陶系滩间山群、泥盆系牦牛山组以及辉长岩。与辉长岩接触关系较协调,局部为逐渐过渡,有宽十至数十米的同化混染带。与滩间山群接触界线较明显,局部可见呈脉状沿节理裂隙灌入。



1-第四系; 2-古近系路乐河组; 3-泥盆系牦牛山组; 4-奥陶系滩间山群; 5-下元古界达肯大坂岩群片岩组;
6-辉长岩; 7-花岗闪长岩; 8-花岗岩; 9-二长花岗岩; 10-断裂; 11-地质界线; 12-采样位置

图1 研究区地质及大地构造位置简图(修改自谢其锋等,2014)

Fig.1 Geological sketch map showing tectonic setting of the study area(modified after Xie Qifeng *et al.*,2014)

2 样品特征与分析方法

本次研究选取了7件岩石样品用于全岩地球化学与微量元素分析,同时引用了4件尚未公开发表的地球化学数据用以佐证。分析的样品均采自研究区侵入岩体,尽量选取来自基岩露头的无蚀变新鲜岩石,避开了研究区内的断裂破碎与蚀变带。

样品 941-YQ4、941-YQ3 取自白石山附近,样品为灰色和浅灰色。结构类型为中粒和中细粒。主要矿物为斜长石(30%~54%)、石英(21%~23%)、黑云母(10%~20%)、普通角闪石(7%~8%)、钾长石(3.5%~28%);副矿物种类简单,为磷灰石、锆石和榍石。

样品 941-YQ5、931-YQ04 取自孔雀沟内,样品颜色为浅灰、浅灰-肉红色,结构类型为中粒-中粗粒等粒结构。主要矿物为斜长石(25%~27%)、石英(23%~28%)、钾长石(35%~44%);副矿物有磷灰石、锆石、榍石、磁铁矿等,少量的黄铜矿、自然金。锆石为无色-浅玫瑰色,透明-半透明,金属光泽,晶面光洁平整,多见有红色絮状包裹体。

样品 931-YQ02、931-YQ01、931-YQ03 取自红柳沟附近,样品颜色为浅红色、浅灰色,结构为中粗粒和中细粒。主要矿物有斜长石(41%~53%)、石英(14%~28%)、黑云母(2%~13%)、普通角闪石(1%~15%)、钾长石(3%~25%);副矿物以磷灰石、锆石、重晶石为主。锆石晶形简单,均为四方双晶柱状,半透明-透明,金属光泽,晶面由不平整向光洁变化。

样品被破碎后用5%的稀硝酸清洗、烘干并手工挑选剔除掉肉眼可见的被污染样品,然后制成薄片,将经显微镜观察筛选的样品在研钵中压磨粉碎至200目以下,用于岩石化学全岩分析。主、微量元素分析由国土资源部武汉综合岩矿测试中心完成。主量元素使用X射线荧光光谱法(XPF),仪器型号Magix-pr2440;微量元素使用电感耦合等离子质谱法(ICP-MS),仪器型号X-Series2。由于个别样品烧失量偏高,采用了Le Maitre(1976)的方法进行校验和调整,结果见表1。

3 岩石地球化学特征

3.1 主量元素特征

赛什腾山花岗岩类的 SiO_2 含量较高,为64.23%~71.56%,均值为68.34%,属酸性岩范围并显示出硅弱过饱和的特征。在TAS岩石分类图解

中(图2),样品除一个落入石英二长岩中,其余均落在花岗岩和花岗闪长岩中。 Al_2O_3 含量较高,为14.03%~18.36%,在 $\text{A/NK}=\text{A/CNK}$ 图中(图3)显示出准铝质-弱过铝质的特征。全碱含量较高,为5.86%~8.76%, K_2O 含量普遍小于 Na_2O , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值平均为0.48,相对富钠,在 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 图解中(图4)全部落入钙碱性系列范围。此外, MgO 、 CaO 、 FeO 变化幅度较大(MgO 为0.66%~3.42%, CaO 为1.00%~3.19%, FeO 为2.81%~4.89%)。

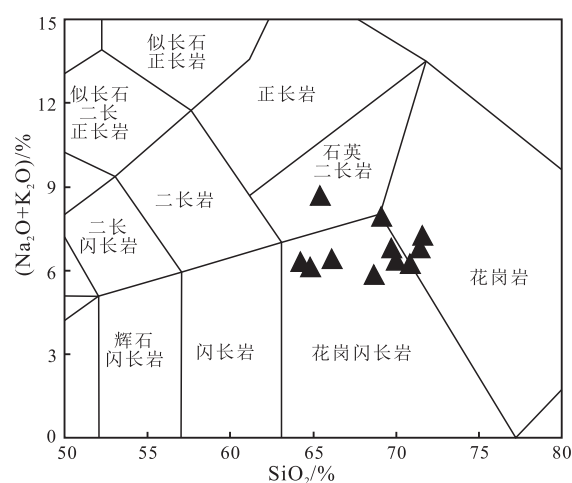


图2 岩石系统命名图解(底图据 Middlemost, 1994)

Fig.2 Nomenclature diagram for the Saishiteng granitoids (modified after Middlemost, 1994)

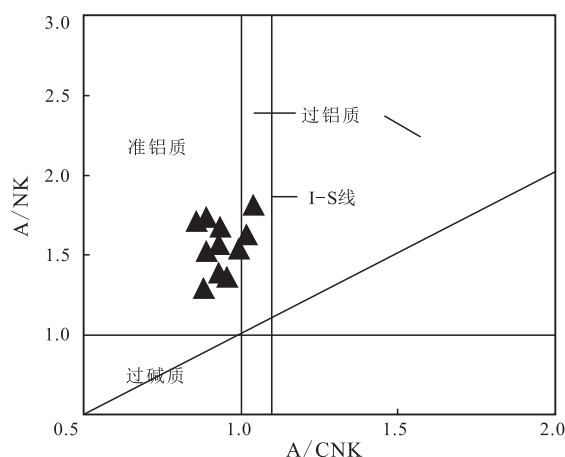


图3 花岗岩 A/NK-A/CNK 图解

(底图据 Maniar and Piccoli, 1989)

Fig.3 A/NK-A/CNK diagram for the Saishiteng granitoids (modified after Maniar and Piccoli, 1989)

3.2 微量元素特征

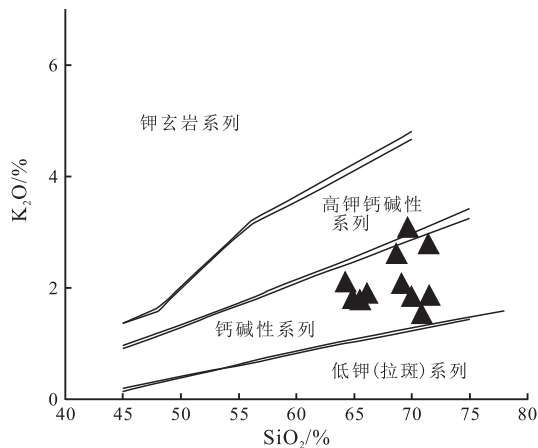
研究区岩体具有相似的配分模式(图5),表明各样品之间有亲缘关系,配分曲线整体呈现出右倾的趋势,岩体富集大离子亲石元素,亏损高场强元素,图中有3个明显的低谷: Ta-Nb、P 和 Ti。亲石

表1 赛什腾山花岗岩岩体主量元素、微量元素含量及主要参数

Table 1 Major and trace elements and their key parameters of granitoids in the Saishiteng Mountain

样品编号	941-YQ5	941-YQ4	941-YQ3	931-YQ03	931-YQ02	931-YQ01	931-YQ04	GS1036 *	GS515 *	GS473 *	GS507 *
SiO ₂	64.79	69.13	65.49	68.63	70.83	71.56	71.44	66.07	64.23	69.93	69.69
TiO ₂	0.39	0.19	0.24	0.33	0.20	0.19	0.18	0.49	0.56	0.05	0.31
Al ₂ O ₃	15.45	16.35	18.36	14.74	14.67	14.03	14.74	15.91	15.98	15.25	14.55
Fe ₂ O ₃	2.27	1.26	1.44	1.84	1.97	0.95	1.63	1.11	1.24	1.43	1.91
FeO	3.16	1.00	1.30	2.69	1.66	1.96	1.33	2.90	3.19	1.96	1.79
MnO	0.08	0.07	0.12	0.07	0.07	0.06	0.06	0.04	0.05	0.32	0.03
MgO	3.04	0.99	0.66	2.44	0.98	1.12	0.83	2.83	3.42	1.63	1.16
CaO	4.89	2.89	3.54	3.31	3.48	2.81	2.90	4.12	4.82	3.04	3.70
Na ₂ O	4.36	5.94	6.97	3.23	4.70	5.41	4.01	4.52	4.22	4.53	3.80
K ₂ O	1.80	2.07	1.79	2.63	1.54	1.86	2.78	1.91	2.11	1.84	3.04
P ₂ O ₅	0.08	0.10	0.10	0.08	0.08	0.06	0.08	0.10	0.17	0.02	0.05
LOI	0.83	1.79	1.62	1.98	1.32	1.33	1.22	0.74	1.20	1.65	1.79
Ti	2338	1139	1439	1978	1199	1139	1079	2938	3357	299	1858
V	83.33	46.78	45.03	93.01	67.82	82.81	84.32	50.00	56.62	62.31	70.22
Cr	100.20	62.50	79.49	271.43	286.96	223.91	203.31	93.33	83.91	186.96	208.04
Mn	1000	300	375	714	832	1078	1042	500	503	1195	718
Co	15.00	12.20	11.30	4.64	5.32	3.30	3.42	10.00	10.87	3.59	3.64
Ni	23.33	9.23	10.45	5.71	5.82	6.63	6.74	30.00	19.57	9.96	5.98
Cu	43.33	28.37	35.23	9.47	15.32	17.56	18.32	53.33	28.48	16.43	22.72
Zn	30.32	76.43	83.21	10.72	11.03	9.32	13.21	93.33	30.43	9.46	9.46
Ga	10.00	16.50	15.70	2.36	3.13	2.93	2.57	10.0	10.0	3.00	2.17
Rb	48.42	40.23	49.32	44.62	47.23	40.23	52.11	52.32	53.61	35.31	44.76
Sr	633.33	1081.31	789.03	557.14	617.42	643.70	698.03	833.33	756.62	513.30	510.87
Zr	198	163	187	194	140	132	143	222	253	103	182
Nb	4.13	8.56	4.49	5.19	6.47	3.01	4.93	7.42	5.20	5.98	6.96
Ba	567	802	605	1250	1217	1216	1344	833	935	809	861
La	21.36	19.24	16.60	40.45	36.76	38.95	36.44	27.04	25.62	35.06	35.43
Ce	39.86	33.84	26.40	68.81	52.70	59.81	57.53	53.02	45.13	51.88	55.77
Pr	4.18	4.02	2.60	6.24	5.12	5.30	5.04	5.43	5.30	4.66	4.85
Nd	18.05	16.01	9.56	24.94	15.66	17.66	17.63	22.21	21.60	14.83	18.06
Sm	3.01	2.95	1.65	3.70	2.44	2.71	2.37	3.84	3.23	2.02	2.53
Eu	0.78	0.73	0.59	0.91	0.53	0.65	0.65	0.97	0.80	0.61	0.72
Gd	2.28	3.03	1.63	2.95	1.74	2.08	1.86	2.81	2.48	1.59	2.11
Tb	0.30	0.52	0.27	0.42	0.27	0.28	0.23	0.37	0.31	0.30	0.40
Dy	1.66	3.48	1.56	2.41	1.47	1.91	1.56	1.97	1.74	1.37	1.84
Ho	0.33	0.77	0.35	0.53	0.33	0.40	0.33	0.39	0.34	0.30	0.40
Er	0.90	2.51	1.08	1.53	0.94	1.25	1.00	1.03	0.91	0.90	1.18
Tm	0.14	0.40	0.17	0.25	0.15	0.19	0.15	0.15	0.14	0.13	0.18
Yb	0.86	2.80	1.28	1.68	1.04	1.45	1.23	0.94	0.83	1.05	1.33
Lu	0.13	0.44	0.22	0.28	0.17	0.24	0.20	0.14	0.13	0.17	0.22
Y	8.46	22.45	10.33	14.01	8.70	11.07	9.40	10.18	8.85	8.18	10.76
Hf	3.2	2.3	3.8	3.3	4.3	3.3	2.9	2.9	2.3	2.7	3.2
Ta	0.59	0.61	0.60	0.49	0.41	0.58	0.49	0.44	0.52	0.33	0.59
Pb	17.7	20.3	21.1	2.7	4.1	3.2	3.5	30.0	23.7	4.4	2.5
Th	17.2	10.3	16.4	14.3	12.3	15.4	10.0	15.1	15.3	19.2	12.8
U	1.98	3.32	5.12	2.73	1.99	2.59	4.17	4.31	3.51	3.04	2.67
K ₂ O+N ₂ O	6.16	8.01	8.76	5.86	6.24	7.27	6.79	6.43	6.33	6.37	6.84
K ₂ O/N ₂ O	0.41	0.35	0.26	0.81	0.33	0.34	0.69	0.42	0.50	0.41	0.80
ΣREE	102.30	113.19	74.29	169.11	128.02	143.95	135.62	130.49	117.41	123.05	135.78
ΣCe/ΣY	13.22	5.50	8.75	14.43	18.53	16.04	18.24	14.42	14.78	18.77	15.32
(La/Sm) _N	4.58	4.21	6.49	7.06	9.72	9.27	9.93	4.55	5.12	11.20	9.04
(La/Yb) _N	17.82	4.93	9.30	17.27	25.35	19.27	21.25	20.63	22.14	23.95	19.11
δEu	0.87	0.74	1.08	0.81	0.75	0.81	0.91	0.86	0.83	1.00	0.93

注: 主量元素为%, 微量元素为 $\times 10^{-6}$; * 数据来自 1:20 万马海幅资料; La_N/Yb_N 、 δEu 均使用 Sun 和 McDonough(1984) 球粒陨石标准值计算;
 $\delta Eu = 2Eu_N/Sm_N + Gd_N$ 。

图4 K₂O-Na₂O 相关图解

(底图据 Peccerillo and Taylor, 1976)

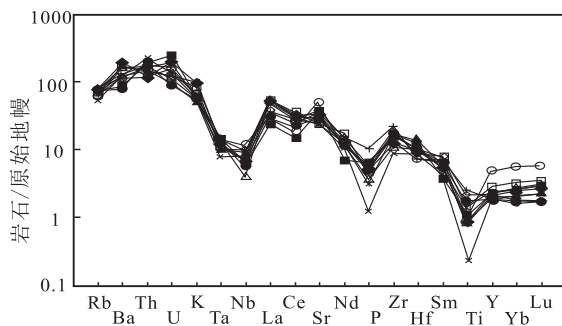
Fig.4 K₂O-Na₂O correlation diagram for the Saishiteng granitoids
(modified after Peccerillo and Taylor, 1976)

图5 微量元素原始地幔标准化蛛网图

(底图据 Sun and McDonough, 1989)

Fig.5 Primitive mantle-normalized trace element spidergrams of the Saishiteng granitoids (modified after Sun and McDonough, 1989)

元素 Sr、Ba、K 相对富集, 亲铁亲铜元素中富 Cr, 贫 Ni、Pb、Ga 等。亲石元素 Sr 高出地壳丰度值 1.06~2.25 倍, Ba 高出 1.45~3.21 倍。Th、U、Hf、Zr 等高场强元素相对富集, 相对亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素。

3.3 稀土元素特征

研究区花岗岩的稀土元素含量 (ΣREE) 变化幅度较大 ($74.29 \times 10^{-6} \sim 169.11 \times 10^{-6}$, 均值为 124.84×10^{-6})。分布型式图 (图 6) 表现出右倾趋势。 $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 4.93 \sim 25.35$, 均值为 18.27; $\Sigma\text{Ce}/\Sigma\text{Y} = 5.50 \sim 18.77$, 均值为 14.36, 表明轻重稀土分馏明显。 $\text{La}_N/\text{Yb}_N = 4.21 \sim 11.20$, 均值为 7.38, 表明轻稀土内部之间分异明显。重稀土曲线较为平坦, 相对含量较高, 表明分馏不明显。除个别样外, δEu 均表现出了轻微的负异常, 属轻微铕亏损型。

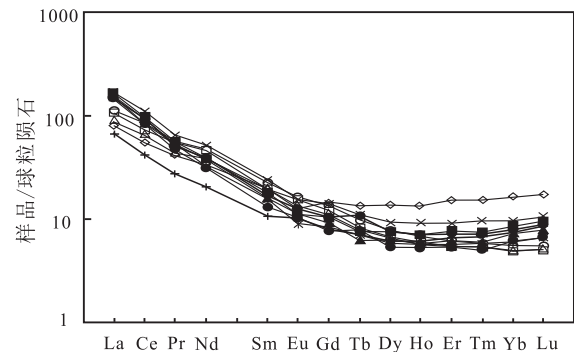


图6 稀土元素球粒陨石标准化分布型式图

(底图据 Sun and McDonough, 1989)

Fig.6 Chondrite-normalized REE patterns of the Saishiteng granitoids (modified after Sun and McDonough, 1989)

4 讨论

4.1 时代问题

青海省地质局 1981 年在 1:20 万马海幅区域地质调查时, 采用 K-Ar 同位素等时线测定研究区的这套花岗岩, 其形于石炭纪; 1994 年在 1:5 万三角顶幅区域地质调查中, 认为研究区深成岩体与上奥陶统滩间山群 (O_3t) 呈侵入接触, 在上泥盆统牦牛山组 (D_3m) 地层内可见较多呈片理化、绢云母化的花岗闪长岩和花岗岩砾石, 表明其形成时代应早于晚泥盆世, 通过 Rb-Sr 同位素等时线测定赛什腾山岩体形成于晚奥陶世; 高晓峰等 (2011) 对滩间山群进行重新厘定, 结合柴北缘滩间山群玄武岩形成时限 ($510 \sim 460 \text{ Ma}$), 认为滩间山群形成时代为寒武纪-奥陶纪; 吴才来等 (2008) 的研究认为赛什腾山花岗岩的锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄变化范围为 $(452.6 \pm 5.3) \sim (483.9 \pm 5.1) \text{ Ma}$, 平均年龄为 $465 \pm 3.5 \text{ Ma}$ 。综上所述, 根据岩体与滩间山群侵入接触关系及前人的研究 (史仁灯等, 2004; 吴才来等, 2008; 高晓峰等, 2011), 赛什腾山岩体应形成于早古生代奥陶纪。

4.2 岩石系列

近 40 年来, 花岗岩研究得到了深入发展, 表现在通过对花岗岩分类, 进而将壳幔作用研究和花岗岩的形成机制相联系。徐克勤等 (1983) 根据物质来源将花岗岩分为同熔型、陆壳改造型和幔源型 3 类; 杨超群 (1995) 根据成岩地质环境和岩石成因将花岗岩分为重、同熔型、分异型和花岗岩化型 3 类; 张旗等 (2006, 2010a, 2010b) 根据 Sr-Yb 的含量将花岗岩分为高 Sr 低 Yb、低 Sr 低 Yb、低 Sr 高 Yb 和高 Sr 高 Yb 4 种类型。但是目前还是以 I、S、M、A 划分方案最为普遍。

由于 M 型花岗岩在自然界中存在较少, 且主要

呈偏铝质的斜长花岗岩,因此对于花岗岩的分类研究主要集中在 I、S、A3 类(赵姣龙等,2012)。根据 SiO_2 与 Zr 之间的关系可以分辨出 I 型和 A 型花岗岩(图 7),该图解中赛什腾山花岗岩岩体全部落到了 I 型花岗岩的区域。但是高度分异的 I 型花岗岩与 A 型有很多的相似之处,在一些图解中经常会落到相同的区域。Whalen 等(1987)提出了一套用于判别 A 型花岗岩与其他类型花岗岩的图解,图解中赛什腾山花岗岩体全部落入了未分异的区域(图 8),表明岩石没有经受过高度分异的过程。所以得出赛什腾山花岗岩体属于 I 或 S 型。

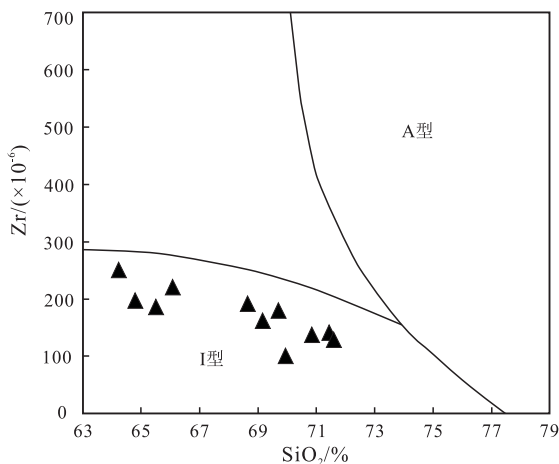
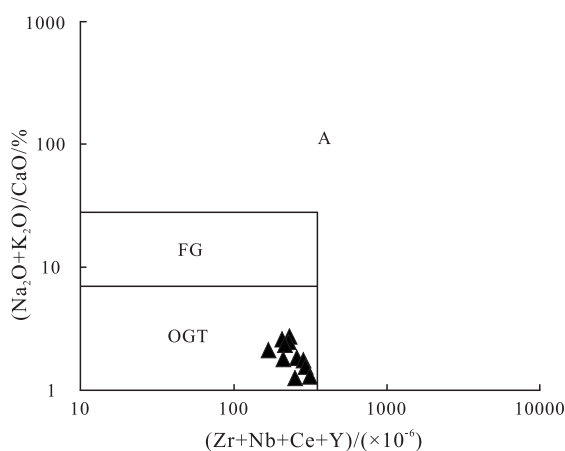


图 7 SiO_2 -Zr 相关图解
(底图据 Collis *et al.*, 1982)

Fig.7 SiO_2 -Zr correlation diagram of the Saishiteng granitoids(modified after Collis *et al.*, 1982)



FG-分异的 I 型花岗岩; OGT-未分异的 M、I、S 型花岗岩
图 8 $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ 图解
(底图据 Whalen *et al.*, 1987)

Fig.8 $(\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y})$ versus $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ diagram of the Saishiteng granitoids(modified after Whalen *et al.*, 1987)

大量的实验岩石学研究表明,磷灰石在准铝质-弱过铝质 I 型花岗岩岩浆中溶解度很低,主要呈饱和状态,是优先结晶的矿物,其 P_2O_5 含量随着 SiO_2 含量的升高而降低;而磷灰石在强过铝质 S 型花岗岩岩浆中主要呈不饱和状态,其 P_2O_5 - SiO_2 的变化趋势与 I 型花岗岩相反(Wolf and London, 1994)。赛什腾山花岗岩岩体属于准铝质-弱过铝质岩石,并且 P_2O_5 含量和 SiO_2 含量呈明显的负相关(图 9)。S 型花岗岩富含钛铁矿物,以含白云母、堇青石、石榴子石等过铝质矿物和标准矿物刚玉为特征,而赛什腾山岩体为准铝-弱过铝质,富含黑云母、角闪石等 I 型花岗岩特征矿物。根据 I 型与 S 型花岗岩 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.706$ 的划分标志(I 型小于 0.706, S 型大于 0.706),赛什腾山岩体 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70573$ (吴才来,2008),具 I 型花岗岩特征。综上所述,可以看出赛什腾山早古生代花岗岩属于 I 型花岗岩。

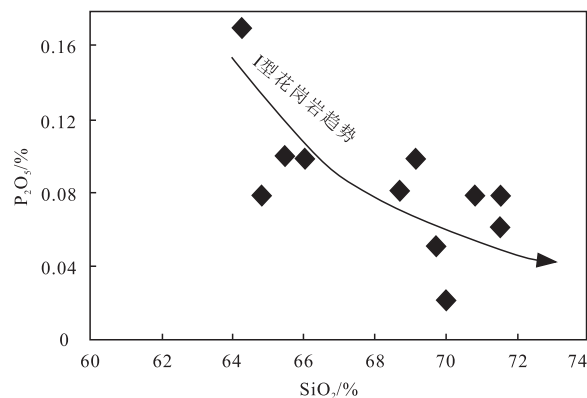


图 9 SiO_2 - P_2O_5 相关图解(底图据 Chappell and White, 1992)
Fig.9 SiO_2 - P_2O_5 correlation diagram of the Saishiteng granitoids
(modified after Chappell and White, 1992)

4.3 岩浆起源

花岗岩的形成涉及到花岗岩浆的起源(物源和热源)、演化结晶和构造环境 3 个方面。由于不同于玄武岩浆,花岗质岩浆在很大程度上表现为晶粥体,所以花岗质岩浆发生分离结晶的可能性较低。甚至有一些学者认为花岗质岩浆不发生分离结晶,岩石系列的不同是由于源区性质的变化,单纯的运用地球化学方法不能判断花岗质岩浆的分异过程(张旗等,2007)。因此,本文对研究区花岗岩的研究主要集中在岩浆起源和构造环境 2 个方面。

花岗岩的岩浆源区主要有 3 种:壳源、幔源及壳源和幔源岩浆的混合源。通常情况下,幔源岩石的部分熔融不能产生花岗质岩浆,因此幔源是指通过玄武质岩浆间接形成或被新生的地壳物质重熔产生。近年来,幔源岩浆在花岗岩成岩过程中所起

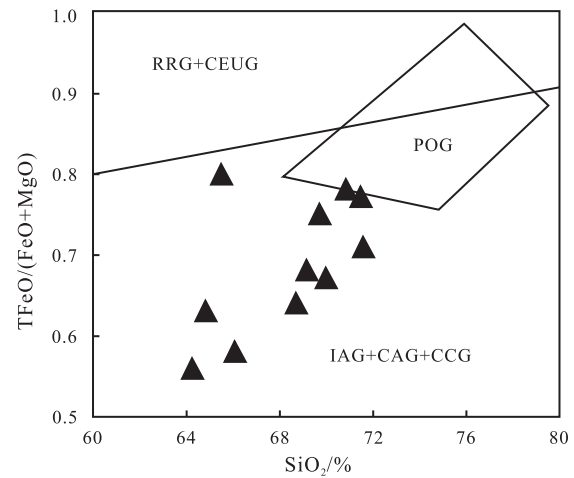
的重要作用越来越多的被证实,它不仅提供物质来源,更为地壳物质熔融产生花岗质岩浆提供热源 (Zhou and Li, 2000; 王德滋, 2000)。通常来讲,幔源岩浆在上侵过程中会不同程度的受到陆壳物质的混染,而大陆地壳具有低的 TiO_2 含量,高度亏损 Nb、Ta (Barth *et al.*, 2000)。

源于岩石圈地幔或受其混染后的岩浆 La/Ta 值会快速增加,一般在 25 以上,而 La/Sm 值变化不大 (Lassiter and Depaolo, 1997)。但如果地幔混染了地壳物质,La/Sm 值会迅速增高,达到 5 以上。研究区花岗岩的 La/Ta 值变化范围较大 (27.67 ~ 106.24, 均值为 62.37), 都远大于 25, La/Sm 值为 6.52 ~ 17.36, 均值为 11.43, 也远大于 5。同时吴才来等 (2008) 根据 Sr、Nd 同位素成分分析得出赛什腾山花岗岩 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 为 0.70573、($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 为 0.51206。因此,结合微量元素特征和前人研究,可以证实赛什腾山早古生代花岗岩岩体主要是由幔源形成的,并且在形成过程中混染了地壳物质。

4.4 构造背景

本文研究的早古生代花岗岩均为准铝-弱过铝质的钙碱性 I 型花岗岩,该类花岗岩可以形成于不同的构造环境,在造山环境下的岛弧、大陆弧和后造山环境中均有发现。在 Mainar (1989) 图解 (图 10) 上研究区岩体并没有落在后造山环境范围。采用抗蚀变元素 Y、Sr、Nb 和 Yb 同样可以得出研究区岩体构造背景为造山环境 (图 11)。因此,对于本区花岗岩构造环境的判断应主要集中在是造山环境下的岛弧或大陆弧环境。

柴达木盆地北缘构造带属加里东期碰撞造山带,前人根据时代将柴北缘古生代花岗质岩浆活动

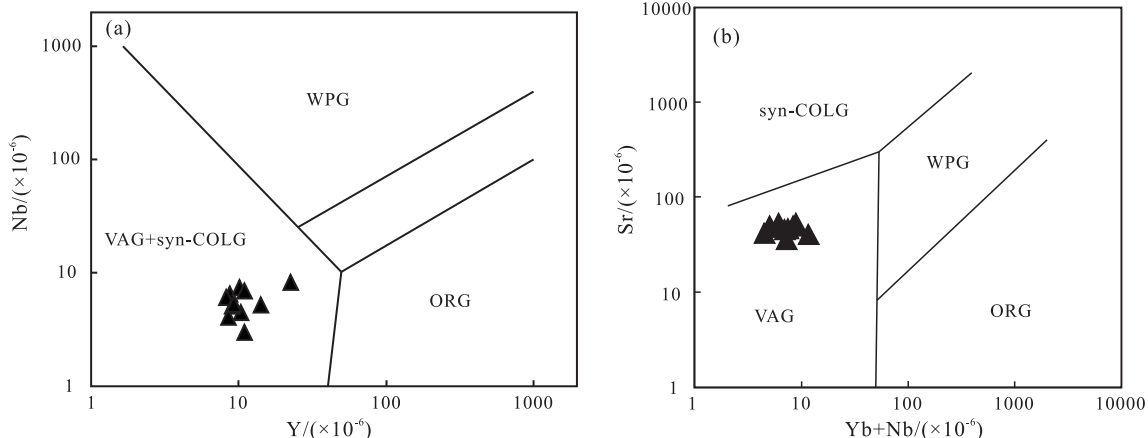


IAG-岛弧花岗岩类; CAG-大陆弧花岗岩类; CCG-大陆碰撞花岗岩类;
POG-后造山花岗岩类; RRG-与裂谷有关的花岗岩类;
CEUG-与大陆的造陆抬升有关的花岗岩类

图 10 主元素构造环境判别图解 (底图据 Maniar 等, 1989)

Fig.10 Tectonic discrimination diagram of major elements of the Saishiteng granitoids (modified after Maniar *et al.*, 1989)

分为 4 期: 465 ~ 473 Ma、440 ~ 446 Ma、397 ~ 408 Ma 和 372 ~ 383 Ma (杨经绥等, 2000; 卢欣祥等, 2007; 吴才来等, 2014)。本次研究得到的花岗岩年龄结果显示其属于第一期花岗质岩浆活动的产物,该期形成的花岗岩具有岛弧或活动陆缘火成岩的特点 (吴才来等, 2008)。从地球化学特征来看赛什腾山岩体,为轻稀土富集,微量元素分布型式与岛弧型火山岩相似; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值平均为 0.48, 岩石为钙碱性系列; Nb-Ta、Pb、Zr 负异常,也具备岛弧型花岗岩的基本特征。一般认为,岛弧型火山岩是以安山岩为主的玄武岩+安山岩+英安岩+流纹岩组合,而研究区中辉长岩+花岗岩+花岗闪长岩作为对应的侵入岩组合符合这一特征 (邓晋福等, 2007)。



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

图 11 微量元素构造环境判别图解 (底图据 Pearce 等, 1984)

Fig.11 Tectonic discrimination diagram of trace elements of the Saishiteng granitoids (modified after Pearce *et al.*, 1984)

邱家骧等(1998)通过对南祁连早古生代火山岩研究认为,晋宁运动后祁连南缘成为陆缘裂开的活动小洋盆。由于同时期还存在规模较大、火山活动较强的北祁连洋盆,因此柴北缘地区在早古生代处在活动大陆边缘岛弧环境,存在着大洋板块和大陆板块的俯冲作用(吴才来等,2008;辛后田等,2002)。根据火山岩组合特征,早期由基性与酸性组成的双峰式火山岩,反映了洋盆的扩张环境;而以钙碱性火山岩为主的中晚期中性岩,则反映了板块俯冲的闭合环境。综上所述,作者认为,赛什腾山花岗岩体应该是中元古代的南祁连洋壳在早古生代向北俯冲于祁连陆壳之下,在此过程中,随着温度压力的不断升高,部分矿物开始脱水形成流体,形成的流体上升到下地壳时发生了部分熔融,最终形成了岛弧环境背景的I型花岗岩,指示南祁连洋在赛什腾山花岗岩侵位时还没有闭合。

5 结论

(1)赛什腾山花岗岩在地球化学上属酸性岩范围并显示出硅弱过饱和的特征,在TAS岩石分类图解上主要表现为花岗闪长岩和花岗岩,A/NK-A/CNK图解表现为准铝质-弱过铝质的特征;全碱含量较高,为钙碱性系列岩石;亲石元素富集;轻重稀土分馏明显,轻稀土相对富集,没有明显的负铕异常。综合地球化学特征及野外地质特征,赛什腾山早古生代花岗岩应属于具有准铝质-弱过铝质性质、钙碱性系列的I型花岗岩。

(2)赛什腾山早古生代花岗岩类表现出右倾的稀土配分曲线,其La/Ta远大于25,La/Sm远大于5,并且强烈亏损P,表明花岗岩岩浆的物质来源为亏损型地幔,且在形成过程中混杂了地壳物质。

(3)主、微量元素特征及岩石类型显示,赛什腾山早古生代花岗岩形成的构造环境属于岛弧环境,指示该花岗岩侵位时南祁连洋盆还没有闭合。

致谢:野外工作得到青海地矿局诸多帮助,在此谨致谢忱。

参考文献 (References):

- Barth M G, McDonough W F, Rudnick R L. 2000. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. *Chemical Geology*, 165(3-4): 197-213
- Chappell B W, White A J R. 1992. I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83(1-2): 1-26
- Collins W J, Beams S D, White A J R. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2): 189-200
- Lassiter J C, DePaolo D J. 1997. Plume/lithosphere interaction in the generation of continental and oceanic flood basalts: Chemical and isotope constraints. In: Mahoney J J, Coffin M F (ed). *Large igneous provinces: Continental, oceanic and planetary flood Volcanism*. Washington, D C: American Geophysical Union, 100: 335-355
- Le Maitre R W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology*, 17(4): 589-598
- Maniar P D, Piccoli P M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological society of American Bulletin*, 101(5): 635-643
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Review*, 37: 215-224
- Peccherillo A, Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81
- Song S G, Zhang L F, Niu Y L. 2004. Ultra-deep origin of garnet peridotite from the North Qaidam ultrahigh-pressure belt, northern Tibetan Plateau, NW China. *American Mineralogist*, 89(8-9): 1330-1336
- Sun S S, McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313-345
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407-419
- Wolf M B, London D. 1994. Apatite dissolution into peraluminous haplogranitic melts: An experimental study of solubilities and mechanisms. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(19): 4127-4145
- Zhou X M, Li W X. 2000. Origin of Late Mesozoic igneous rocks in southeastern China: Implications for lithosphere subduction and underplating of mafic magmas. *Tectonophysics*, 326(3-4): 269-287
- 邓晋福, 肖庆辉, 苏尚国, 刘翠, 赵国春, 吴宗繁, 刘勇. 2007. 火成岩组合与构造环境: 讨论. *高校地质学报*, 13(3): 392-402
- 高晓峰, 校培喜, 贾群子. 2011. 滩间山群的重新厘定: 来自柴达木盆地周缘玄武岩年代学和地球化学证据. *地质学报*, 85(9): 1452-1463
- 陆松年, 王惠初, 李怀坤, 袁桂邦, 辛后田, 郑健康. 2002. 柴达木盆地北缘“达肯大坂群”的再厘定. *地质通报*, 21(1): 19-23
- 卢欣祥, 孙延贵, 张雪亭, 肖庆辉, 王晓霞, 尉向东, 谷德敏. 2007. 柴达木盆地北缘塔塔楞环斑花岗岩的 SHRIMP 年龄. *地质学报*, 81(5): 626-634
- 邱家骧, 曾广策, 朱云海, 苏尚国. 1998. 北秦岭-南祁连早古生代裂谷造山带火山岩与小洋盆蛇绿岩套特征及纬向对比. *高校地质学报*, 4(4): 393-405
- 史仁灯, 杨经绥, 吴才来, Iizuka T, Hirata T. 2004. 柴达木北缘超高压变质带中的岛弧火山岩. *地质学报*, 78(1): 52-64
- 王德滋, 周金城, 邱检生, 范洪海. 2000. 中国东南部晚中生代花岗岩质火山-侵入杂岩特征与成因. *高校地质学报*, 6(4): 487-498
- 王惠初, 陆松年, 袁桂邦, 辛后田, 张宝华, 王青海, 田琪. 2003. 柴达木盆地北缘滩间山群的构造属性及形成时代. *地质通报*, 22(7): 487-493
- 王惠初, 李怀坤, 陆松年, 袁桂邦, 辛后田. 2006. 柴北缘鱼卡地区

- 达肯大坂岩群的地质特征与构造环境. 地质调查与研究, 29(4): 253-262
- 吴才来, 杨经绥, Ireland T, Wooden J, 李海兵, 万渝生, 史仁灯. 2001. 祁连南缘噶喇山花岗岩 SHRIMP 锆石年龄及其地质意义. 岩石学报, 17(2): 215-221
- 吴才来, 郜源红, 吴锁平, 陈其龙, Wooden J L, Mazadab F K, Mattinson C. 2007. 柴达木盆地北缘大柴旦地区古生代花岗岩锆石 SHRIMP 定年. 岩石学报, 23(8): 1861-1875
- 吴才来, 郜源红, 吴锁平, 陈其龙, Wooden J L, Mazadab F K, Chris Mattinson. 2008. 柴北缘西段花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其岩石地球化学特征. 中国科学(D辑), 38(8): 930-949
- 吴才来, 郜源红, 李兆丽, 雷敏, 秦海鹏, 李名则, 刘春花, Frost R B, Robinson P T, Wooden J L. 2014. 都兰花岗岩锆石 SHRIMP 定年及柴北缘超高压带花岗岩年代学格架. 中国科学: 地球科学, 44(10): 2142-2159
- 肖庆辉, 卢欣祥, 王菲, 孙延贵, 尉向东, 邢作云. 2003. 柴达木北缘鹰峰环斑花岗岩的时代及地质意义. 中国科学(D辑), 33(12): 1193-1200
- 谢其锋, 周立发, 刘羽. 2014. 青海刚察大寺地区花岗岩类 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义. 地质通报, 33(9): 1379-1390
- 辛后田, 郝国杰, 王惠初, 陈能松, 韩英善, 祁生胜. 2002. 柴北缘前震旦纪地层系统的新认识. 前寒武纪研究进展, 25(2): 113-119
- 徐克勤, 胡受奚, 孙明志, 张景荣, 叶俊. 1983. 论花岗岩的成因系列: 以华南中生代花岗岩为例. 地质学报, 57(2): 107-118
- 许志琴, 杨经绥, 吴才来, 李海兵, 戚学祥, 宋述光, 万渝生, 陈文, 邱海峻. 2003. 柴达木北缘超高压变质带形成与折返的时限及机制. 地质学报, 77(2): 163-176
- 杨超群. 1995. 花岗岩类的地质环境-成因分类刍论. 矿物岩石地球化学通讯, (1): 48-51
- 杨经绥, 许志琴, 宋述光, 吴才来, 史仁灯, 张建新, 万渝生, 李海兵, 金小赤, Jolivet M. 2000. 青海都兰榴辉岩的发现及对中国中央造山带内高压-超高压变质带研究的意义. 地质学报, 74(2): 156-168
- 张建新, 孟繁聪, 戚学祥. 2002. 柴达木盆地北缘大柴旦和锡铁山榴辉岩中石榴子石环带对比及地质意义. 地质通报, 21(3): 124-129
- 张建新, 孟繁聪, 李金平, Mattinson C G. 2009. 柴达木北缘榴辉岩中的柯石英及其意义. 科学通报, 54(5): 618-623
- 张旗, 王焰, 李承东, 王元龙, 金惟俊, 贾秀勤. 2006. 花岗岩的 Sr-Yb 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. 花岗岩结晶分离作用问题: 关于花岗岩研究的思考之二. 岩石学报, 23(6): 1239-1251
- 张旗, 金惟俊, 李承东, 王元龙. 2010a. 三论花岗岩按照 Sr-Yb 的分类: 应用. 岩石学报, 26(12): 3431-3455
- 张旗, 金惟俊, 李承东, 王元龙. 2010b. 再论花岗岩按照 Sr-Yb 的分类: 标志. 岩石学报, 26(4): 985-1015
- 赵姣龙, 邱检生, 李真, 刘亮, 李友连. 2012. 福建太武山花岗岩体成因: 锆石 U-Pb 年代学与 Hf 同位素制约. 岩石学报, 28(12): 3938-3950
- 周宾, 郑有业, 童海奎, 许荣科, 聂晓亮, 马超, 刘茜. 2014. 柴北缘早古生代埃达克质花岗岩锆石定年及其地质意义. 现代地质, 28(5): 875-883
- 朱小辉, 陈丹玲, 刘良, 赵姣, 张乐. 2014. 柴北缘绿梁山地区早古生代弧后盆地型蛇绿岩的年代学、地球化学及大地构造意义. 岩石学报, 30(3): 822-834

(本文责任编辑: 龚超颖)

• 亮点速读 •

华裔千人学者鲍惠铭应用统计力学研究三同位素分馏

三同位素分馏这一研究成果为中国科学院地球化学所华裔千人学者鲍惠铭最近在2016年 Goldschmidt 大会的主题报告并发表于欧洲地球化学协会学术刊物。多个稳定同位素关系已经越来越多的应用在各种各样的地球化学和宇宙化学领域中。统计力学模型可预测同位素效应导致质量分馏定律被限定在一个“规范化”可能值范围内的观念。尽管

先前的研究表明这些质量分馏指数可以高度变化,但常数仍然普遍存在。此项研究表明了当分馏很小时质量分馏指数(θ)可以取任意值,且这些偏差是可测量的。此外,研究人员认为在表述多同位素分馏关系中使用 $\text{cap}-\delta$ 变化/差异是一个必要的、更可靠的参数。

[该成果刊发于欧洲地球化学协会的 Geochemical Perspectives Letters 2016]

(刘莹 编译)