

文章编号: 0258-7106(2012)03-0438-11

新疆东准噶尔老鸦泉碱性岩及相关锡矿的 岩石地球化学特征^{*}

王莉娟^{1,2}, 王京彬^{1,2}, 王玉往^{1,2}, 龙灵利^{1,2}, 唐萍芝¹

(1 北京矿产地质研究院, 北京 100012; 2 中国科学院地质与地球物理研究所矿产勘探研究重点实验室, 北京 100029)

摘 要 老鸦泉富碱花岗岩杂岩体与侵入其中的富碱花岗斑岩岩体及云英岩型锡矿体、石英脉型锡矿体等 REE 配分曲线类似, 均具有强烈的 Eu 亏损, 它们的微量元素蛛网图等岩石地球化学特征也类似, 是同源岩浆结晶分异演化的结果。锡矿体是老鸦泉富碱岩浆分异演化及以钠质为主的强烈碱交代自变质作用的最终产物。侵入于老鸦泉岩体内的花岗斑岩为锡矿体的直接围岩, 它是岩浆结晶分异更晚期混入了更多地壳组分, 并向酸性方向演化的产物, 该花岗斑岩经自变质热液蚀变作用造成锡的富集并成矿。因此, 碱性岩浆结晶分异晚期混有地壳组分, 岩浆向酸性演化可能是碱性花岗岩形成锡矿的重要条件之一。

关键词 地球化学, 富碱花岗岩杂岩体, 小花岗斑岩体, 锡矿, 老鸦泉, 东准噶尔, 新疆

中图分类号: P618.44

文献标志码: A

Rock geochemistry of Laoyaquan alkaline granites and related tin deposits in eastern Junggar, Xinjiang

WANG LiJuan^{1,2}, WANG JingBin^{1,2}, WANG YuWang^{1,2}, LONG LingLi^{1,2}
and TANG PingZhi¹

(1 Beijing Institute of Geology for Mineral Resources, Beijing 100012, China; 2 Key Laboratory of Mineral Resources, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract

Laoyaquan alkali granite complex and such bodies as alkali-rich small granite porphyry pluton, greisen-type tin ore body and quartzite tin ore body that have intruded the alkali granite possess similar REE distribution patterns. They all show strong depletion of Eu, and their trace element spidergrams and other geochemical characteristics are similar too. Moreover, they are the final products of the fractional crystallization of homologous magmatic evolution. Tin ore body is the final product of Laoyaquan alkaline magmatic differentiation and strong alkali-metasomatic autometamorphism. The granite porphyry pluton which intruded Laoyaquan alkali granite pluton was the direct wall rock of the tin ore body and was the product of late magmatic differentiation in which more crustal constituents contaminated the melts, leading to evolve in the acidic direction. The autometamorphic hydrothermal alteration caused the mineralization of tin in granite porphyry. Therefore, the phenomena that crustal constituents contaminated alkaline magma at the late stage of the fractional crystallization and the magma evolved in the acidic direction might have constituted one of the important prerequisite for alkali granite mineralization in the tin deposit.

^{*} 本文得到国家重点基础研究发展规划(No. 2007CB411304 和 No. 2001CB409806)及国家自然科学基金(批准号: 40672061)的资助
第一作者简介 王莉娟, 女, 1948 年生, 教授级高工, 矿床学及流体地球化学专业, Email: wlj@mail.iggcas.ac.cn
收稿日期 2011-05-30; 改回日期 2012-03-19. 张绮玲编辑。

Key words: geochemistry, alkali granite complex, small granite porphyry, tin deposit, Laoyaquan, eastern Junggar, Xinjiang

老鸦泉富碱富锡花岗岩杂岩体位于卡拉麦里缝合带(蛇绿岩带)北侧,是新疆东准噶尔地区最大的含钠铁闪石的碱性花岗岩杂岩体(忻建刚等,1995)。近年来,由于在老鸦泉花岗岩体中发现了多个锡矿体而受到地质界的关注。这些锡矿体多产于老鸦泉杂岩体内的花岗斑岩小岩体(岩株)中(王中刚,1994)。近几年在国内外相继发现了一些与富碱侵入岩有关的具有重要经济价值的锡矿床,如巴西的Pitinga锡矿(Lenharo et al., 2003)、湖南芙蓉超大型锡矿等(Zhao et al., 2001)。在老鸦泉富碱花岗岩中的小花岗斑岩体内发现锡矿体,对研究新疆北部后碰撞阶段的富碱花岗岩与锡成矿作用有重要的意义。

前人曾对老鸦泉富碱花岗岩及相关锡矿床的岩石学、矿物学、元素地球化学、年代学、矿床特征等进行了研究(吴郭泉,1994;刘家远等,1996,1999;赵东林等,2000;苏玉平等,2006;朱笑青等,2006;陈丹玲等,2001;李月臣等,2007;唐红峰等,2007;吴宏恩等,2008;杨富全等,2008;杨高学等,2010;王莉娟等,2011),但对富碱花岗岩与侵入其中的花岗斑岩及与花岗斑岩内的硅化、云英岩化等热液蚀变相关的锡矿化的岩石、矿石地球化学特征缺乏系统研究,而这对于揭示富碱岩浆演化与锡的成矿机制等均具有重要意义。

卡姆斯特地区为少见的与富碱花岗岩有关的锡矿成矿带,其岩浆演化与锡成矿机制及形成的构造背景等均具有特殊性。本文通过研究该区不同岩石、矿石类型的岩石地球化学,包括贝勒库都克(钨)锡成矿带中老鸦泉富碱花岗岩体、侵入于老鸦泉富碱花岗岩体内的卡姆斯特小花岗斑岩体及赋存其中的锡矿体、干梁子小花岗斑岩体及其内的锡矿体和无锡矿化的卡姆斯特采石场次生石英岩,剖析了新疆北部后碰撞背景下与富碱花岗岩有关的锡成矿条件及成矿机制。

1 地质背景

卡拉麦里地区是新疆东准噶尔古生代造山带的一部分。一条NW向延伸的蛇绿岩带沿卡拉麦里深大断裂断续分布,其形成时代为早泥盆世,可能是小洋盆的洋壳残片(李锦轶等,1990;李锦轶,1995)。

区内出露的地层以泥盆纪和石炭纪的凝灰质粉砂岩、火山碎屑岩为主,夹有灰岩、含碳泥灰岩,卡拉麦里深大断裂的南部零星分布有少量志留纪的地层。

在卡拉麦里缝合带东北侧,区域性断裂构造发育,其中有代表性的是南部的苏吉-清水断裂和北部的库普-库布苏断裂,这2条断裂均为区域性深大断裂,呈NWW向展布,大致平行于卡拉麦里缝合带,控制了碰撞造山后的碱性花岗岩体侵位,并伴随一系列偏碱性花岗斑岩小岩体的侵入和锡矿化,形成贝勒库都克(钨)锡成矿带。老鸦泉碱性花岗岩体及卡姆斯特锡矿、干梁子锡矿即产于其中。老鸦泉岩体是新疆东准噶尔地区最大的花岗岩体,该岩体富锡、硅、碱(赵东林等,2000),侵位于石炭纪卡姆斯特组地层中。根据花岗岩类岩石谱系单位划分方案,老鸦泉花岗岩体可划分为3个单元,按侵入的先后顺序依次为喀默斯特库都克细粒黑云母花岗岩单元(C_2k)、库孜滚德能细粒似斑状黑云母二长花岗岩单元(C_2k^2)和阿尔巴卡勒干中粒似斑状黑云母二长花岗岩单元(C_2a),这些岩石均为富碱的岩石,各单元之间均为脉动型接触关系,归并为老鸦泉花岗岩超单元,本文将其统称为老鸦泉富碱花岗岩(图1)。老鸦泉含锡富碱花岗岩全岩Rb-Sr等时线年龄为 (302.15 ± 2.83) Ma(赵东林等,2000),形成于中、晚石炭世碰撞造山之后的拉张构造环境(刘家远等,1996)。

锡矿化产出类型有5种,即锡石-石英脉型、云英岩型、含锡蚀变花岗岩型、砂矿型和伟晶岩型(后两种偶见)。从区域上看,锡石-石英脉型可渐变为云英岩型或含锡蚀变花岗岩型,或显示出含锡蚀变花岗岩型→含锡云英岩型→锡石石英脉型矿体的变化规律(陈富文等,1999)。

研究区的锡石石英脉沿裂隙侵入于老鸦泉富碱花岗岩体内的小花岗斑岩中,在其两侧产生强烈的云英岩化及云英岩型锡矿体,继续向两侧,云英岩化逐渐减弱,形成含锡云英岩化花岗斑岩,再向外侧,云英岩化蚀变逐渐消失,为新鲜的花岗斑岩体。从石英脉型锡矿体→强烈云英岩化锡矿体→云英岩化花岗斑岩锡矿体→含锡弱云英岩化矿体→花岗斑岩体,云英岩化锡矿体与花岗斑岩围岩没有明显界线,呈现渐变的关系。云英岩化越强,则矿化越好。

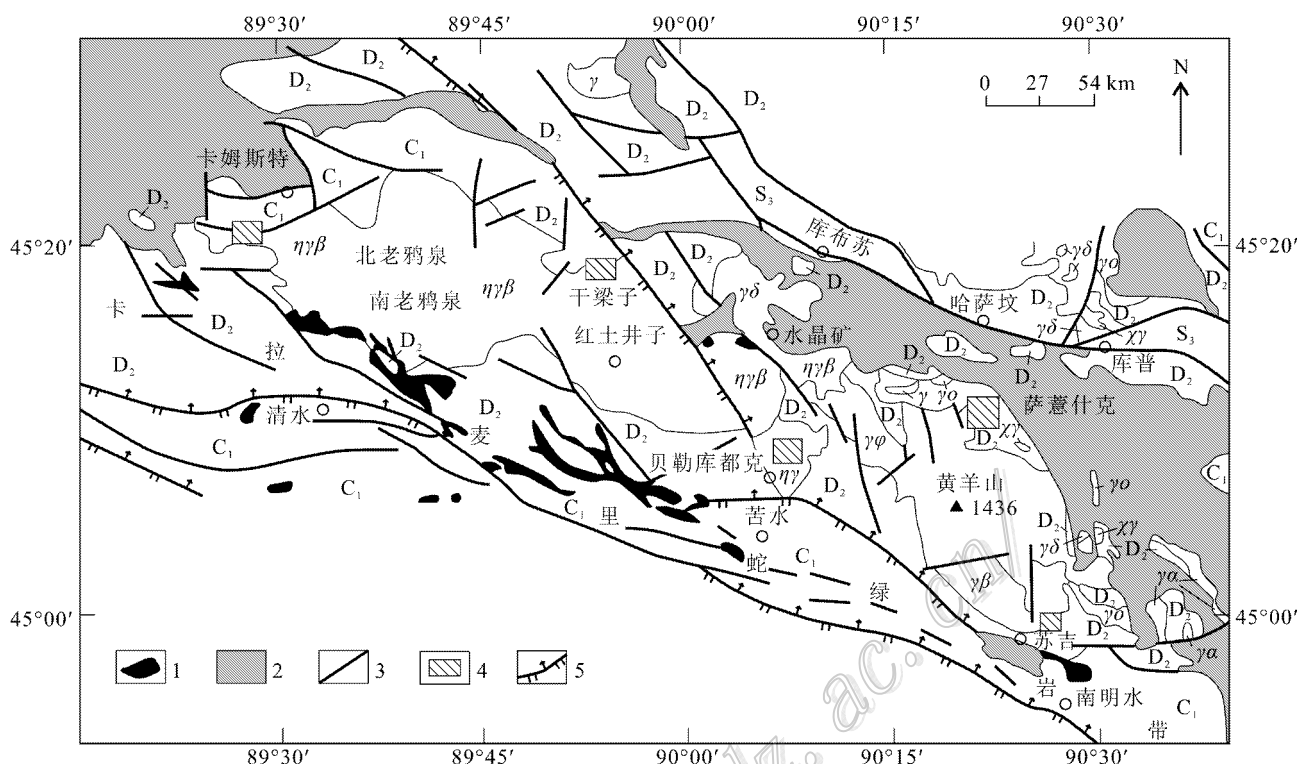


图 1 新疆贝勒库都克锡矿带区域地质略图(据杨富全等 2008 修改)

C_1 —下石炭统凝灰质粉砂岩、火山碎屑岩夹灰岩; D_2 —中泥盆统凝灰质粉砂岩、火山碎屑岩夹灰岩; S_1 —上志留统硅质页岩; γ —花岗岩; γ_α —钾长花岗岩; $\eta\gamma\beta$ —黑云母二长花岗岩; $\eta\gamma$ —二长花岗岩; $\chi\gamma$ —钠(铁)闪石花岗岩; $\gamma\beta$ —黑云母花岗岩; $\gamma\phi$ —角闪石花岗岩; γ_o —斜长花岗岩; $\gamma\delta$ —花岗闪长岩;1—镁铁-超镁铁岩;2—中-新生界;3—性质不明断裂;4—锡矿床(矿点);5—逆断层

Fig. 1 Regional geological sketch map of the Beilekuduke tin metallogenic belt, Xinjiang (modified after Yang et al., 2008)
 C_1 —Lower Carboniferous tuffaceous sandstone and volcanoclastic rocks intercalated with some limestone; D_2 —Middle Devonian tuffaceous sandstone and volcanoclastic rocks intercalated with some limestone; S_1 —Upper Silurian siliceous shale; γ —Granite; γ_α —Potash feldspar granite; $\eta\gamma\beta$ —Biotite monzogranite; $\eta\gamma$ —Monzogranite; $\chi\gamma$ —Na(Fe) hornblende granite; $\gamma\beta$ —Biotite granite; $\gamma\phi$ —Hornblende granite; γ_o —Plagioclase granite; $\gamma\delta$ —Granite diorite; 1—Mafic-ultramafic rocks; 2—Mesozoic-Cenozoic; 3—Unknown fault; 4—Tin deposit; 5—Reversed fault

2 样品的采集、处理及分析

研究样品采自如下几处:①卡姆斯特采石场:位于老鸦泉富碱花岗岩与地层接触带,产于老鸦泉岩体内,经野外及室内岩矿鉴定为无矿化的次生石英岩;②卡姆斯特锡矿(样品编号为K字头):岩性主要为侵入于老鸦泉富碱花岗岩体内的小花岗斑岩体及穿插于其中的锡石石英脉型矿体及其两侧的云英岩型矿体或云英岩化矿体。采样顺序自锡石石英脉矿体,至两侧的云英岩型矿体,至云英岩化花岗斑岩矿体,再至花岗斑岩体;③干梁子锡矿(样品编号为G字头):产于老鸦泉富碱花岗岩体内的花岗斑岩体及穿插其内的锡石石英脉矿体及两侧的云英岩化矿体、小花岗斑岩体;④老鸦泉岩体(样品编号为L字头)。

将各类岩石、矿石样品切片进行详细的显微镜观察,选出有代表性、尽量新鲜的样品进行粉碎,并研磨至200目。

岩石全分析由核工业北京三院实验室完成,仪器型号:飞利浦PW2404 X射线荧光光谱仪;测试方法:GB/T14506.28-93硅酸盐岩石化学分析方法,X射线荧光光谱法测定。全岩稀土元素、微量元素由核工业北京三院实验室完成,仪器型号:Finnigan MAT制造,HR-ICP-MS(Element I);测试方法:DZ/T0223-2001(电感耦合等离子体质谱 ICP-MS)方法,采用In内标溶液,分析精度为3%。

3 岩石与矿石地球化学特征

3.1 岩相学特征

3.1.1 岩性特征

经野外及室内显微镜鉴定,老鸦泉富碱花岗岩可分为如下几类:

(1)粗粒碱长花岗岩(图2A):长石约占70%~80%,其中钾长石约占长石总量的80%~90%,斜长石约占长石总量的10%~20%,石英占20%以上,黑云母<2%。钾长石多具有格子双晶及具有条纹结构的微斜长石,表明其形成的温度低,来源较深(图2G)。

(2)细粒花岗岩(图2H):钾长石均为大小一致的细长条状,被包裹于石英或黑云母中,筛状结构,少量斜长石,斜长石为奥长石类,其中细条状钾长石可见到条纹状双晶。可能原岩为正长岩类,晚期的石英、黑云母胶结了细长条状的钾长石。其中石英>20%,钾长石约60%~70%,斜长石约5%~10%,黑云母<5%。

(3)粗粒碱长花岗岩:石英>20%,长石约占70%~80%,其中钾长石约占长石总量的90%以上,斜长石少量,黑云母少量。

由于老鸦泉岩体为新疆北部最大的富碱花岗岩杂岩体,其岩性并不均一,上述岩石均属富碱花岗岩,为老鸦泉富碱花岗岩中的一部分。

3.1.2 锡矿矿石

(1)石英脉型矿石(图2B):石英镶嵌结构,有少量白云母充填于石英空隙处,未见脉石英的梳状结构,与云英岩化花岗斑岩矿石有明显的界线。

(2)云英岩型矿石(图2C):云母交代了斜长石,保留斜长石晶形,钾长石表面黏土化(图2D),与花岗斑岩呈渐变关系。

3.1.3 花岗斑岩小岩体——赋矿的直接围岩

(1)卡姆斯特锡矿的岩体:赋矿围岩为花岗斑岩,岩石较新鲜,仅部分黑云母颜色变浅蚀变成白云母。石英占20%以上,长石约70%~80%,云母为5%左右。

(2)干梁子锡矿的岩体(图2E):赋矿围岩为二长花岗斑岩,石英>20%,少量黑云母,长石总量约70%~80%,其中钾长石约占长石的90%,斜长石约占长石的10%左右。

3.1.4 卡姆斯特采石场

次生石英岩(图2F):含有花岗岩包体等。显微镜下石英镶嵌状,少量云母及副矿物,偶见锡石。

详细的岩石与矿石的显微特征参见王莉娟等(2011)文献。

3.2 岩石、矿石化学成分

老鸦泉碱性花岗岩岩体、卡姆斯特锡矿、干梁子锡矿及卡姆斯特采石场岩石、矿石的化学成分分析结果列于表1。

从表1中可以看出老鸦泉碱性花岗岩 $w(\text{SiO}_2)$ 为70%~76%,小花岗斑岩的 $w(\text{SiO}_2)$ 达77%~78%,略高于老鸦泉岩体。老鸦泉花岗岩碱值为0.72~0.75,小花岗斑岩的碱值为0.75~0.79,小花岗斑岩比老鸦泉花岗岩相对富碱贫铝,反映了小花岗斑岩的分异程度更高,此外,在高温和还原条件下,富含F、Cl等挥发分的富碱硅酸盐熔体有利于锡在熔体中富集(胡晓燕等,2007),本区岩体、矿石的F+Cl挥发分的分析结果也体现了这一点,从老鸦泉岩体→小花岗斑岩体→蚀变岩型锡矿体,其 $w(\text{F}+\text{Cl})$ 值逐渐增高,这也是随着岩浆结晶分异演化及自变质作用,锡逐渐富集成矿的重要原因。

表1及图3显示老鸦泉岩体的 $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 可达9.8%,卡姆斯特与干梁子的花岗斑岩体该值为8.58%~8.86%,略低于老鸦泉岩体,属富碱的花岗斑岩,从花岗斑岩至含矿云英岩化花岗斑岩及含矿石英脉(锡石-石英脉), $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 迅速降低、硅含量相应增加,至石英脉型矿石时, $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 可降至零点几,次生石英岩为1.48~1.88。 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值从老鸦泉岩体及花岗斑岩的1点几增加到云英岩化、石英脉矿石的十几, K_2O 相对迅速增加,而 Na_2O 迅速减少。表明从花岗斑岩向含矿云英岩化花岗斑岩及含矿石英脉发生了强烈的碱交代作用,岩体中K、Na的大量迁出,主要是Na的迁出及Si质进入流体,是导致流体的pH值降低及氧化还原条件改变,造成流体中Sn的不稳定而沉淀成矿的重要因素。因此,可以认为以Na质为主的碱交代作用导致了锡成矿。

3.3 稀土元素

本区岩石、矿石的稀土元素分析结果如表1,稀土元素配分模式见图4。

图4a显示了本区矿石、岩石的REE配分曲线形态相似,轻、重稀土元素分馏不强,具有强烈的Eu亏损,稀土元素配分模式具典型的“V”型碱性花岗岩的稀土元素配分模式,充分体现了无论是老鸦泉富碱花岗岩,还是侵入其内的小花岗斑岩体或是含锡石英脉及云英岩型锡矿体,它们的稀土元素来源是相同的,可能均来自深部同一碱性岩浆房。更值得注意的是,它们的稀土元素配分曲线基本构成“M”型

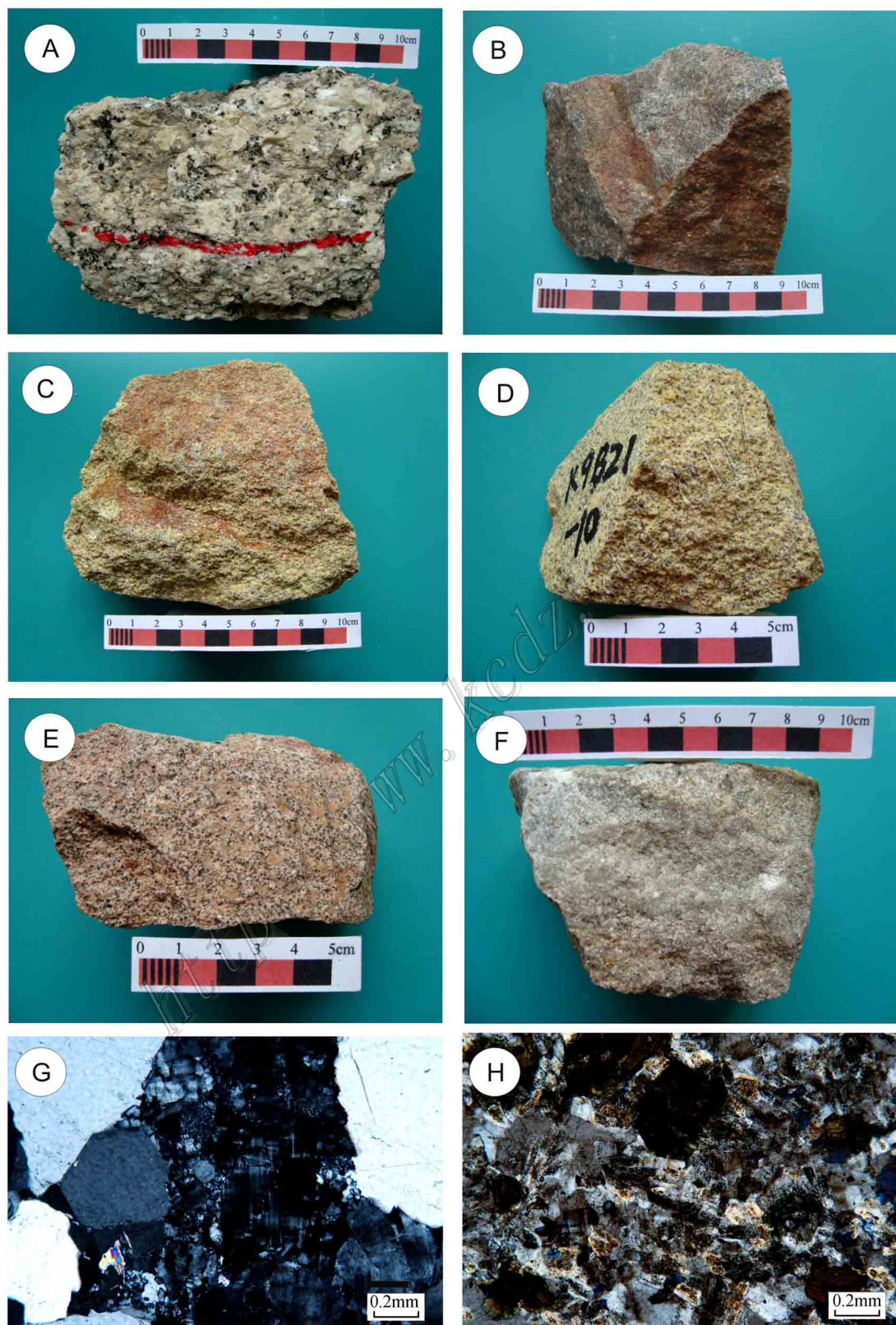


图 2 岩石与矿石标本及显微照片

Fig. 2 Microphotographs and specimens of rocks and ores

续表 1
Cont. Table 1

	采石场次生石英岩		卡姆斯特矿花岗岩		云英岩 矿体	石英脉 矿体	卡姆斯特矿花岗岩	石英脉 矿体	K-16	K-17	K-18	K-19	石英脉 矿体	K-20	云英岩 矿体	石英脉 矿体	G-1	云英岩 矿体	干梁子花 岗斑岩	L-2	L-3	老鸦泉 岩体
	K-2	K-5	K-8	K-9	K-10	K-11	K-16	K-17	K-18	K-19	K-20	K-21	G-1	G-2	G-3	G-3	G-3	G-3	G-3	G-3	G-3	
w(B)/%																						
Nb	1.39	1.24	14.3	16.4	15.4	10.4	20.6	5.97	19.4	16.3	9.83	13.4	6.2	11.2	13.4	9.7	8.11					
Ta	0.257	0.239	2.93	3.62	3.48	2.14	5.41	1.64	6.52	4.18	2.51	3.23	1.86	1.52	2.38	0.82	1.09					
La	5.42	5.45	11.5	8.99	14.7	17.8	18.8	14.8	6.37	14	20.1	15.5	18.1	30.8	33.5	46.5	38.1					
Ce	13.1	12.6	34.9	21.5	24	42.5	36.8	31.6	17.8	32.5	46.4	41.6	53.6	77.1	78.4	80.2	80.6					
Sr	7.93	11.3	11.7	9.87	8.66	11.8	77.4	23.4	9.83	9.22	5.99	10.4	9.01	158	76.4	86.5	62.5					
Nd	6.21	5.8	19.6	12.5	14.8	25.9	15.7	16.9	9.97	16.1	21.9	19.3	32.1	49	43.5	47.8	37.9					
P	39.99	35.55	57.77	53.33	48.88	48.88	44.44	40	39.99	53.3	57.77	39.99	53.328	57.77	44.44	711.	231.1					
Zr	54.6	49.4	154	206	178	214	197	190	186	164	184	204	228	178	173	449	209					
Sm	1.42	1.34	6.25	3.84	4.63	5.58	4.44	5.44	3.38	4.96	5.86	4.82	10	10.9	10.4	9.98	7.74					
Tl	0.524	0.573	2.32	2.45	3.09	0.414	3.31	0.05	2.64	2.69	0.946	1.97	1.06	1.06	1.55	0.70	0.992					
Tb	0.315	0.283	1.79	1.04	1.45	1.1	1.58	1.83	1.09	1.58	1.51	1.1	2.59	2.65	2.42	1.92	1.51					
Y	14.4	13.2	78.3	60.1	95.1	52.1	135	117	65.1	75.8	97.1	86.4	114	112	101	65.7	59.6					
Na ₂ O+K ₂ O	1.48	1.88	8.83	8.60	7.21	0.67	6.72	0.23	8.86	8.58	1.25	3.96	3.25	4.79	8.65	9.80	8.69					
F/Cl*	6.50	40.00	13.33	18.20	2.31	8.46	86.67	6.19	4.79	3.87	28.00	2.69	20.83	17.27	10.00	9.29	24.50					
F+Cl	0.02	0.08	0.13	0.10	0.17	0.12	0.26	0.15	0.11	0.15	0.29	0.48	0.26	0.40	0.19	0.07	0.10					
K ₂ O/Na ₂ O*	15.62	19.25	1.08	1.29	17.03	2.94	36.33	0.74	1.29	1.35	14.63	14.23	31.50	1.01	1.32	1.34	1.44					
碱值*	0.89	0.95	0.75	0.79	0.49	0.26	0.47	0.31	0.78	0.78	0.38	0.32	0.77	0.59	0.78	0.72	0.75					
ΣREE	27.82	34.17	126.46	85.28	113.91	136.27	147.91	138.9	76.49	119.6	151.56	131.05	187.57	246.49	237.50	239.4	210.43					
(La/Yb) _N *	2.06	2.39	0.61	0.55	0.60	1.02	0.53	0.47	0.38	0.72	0.85	0.67	0.84	1.44	1.65	4.08	3.49					
ΣL/ΣH*	3.27	3.61	1.57	1.42	1.20	2.62	1.18	1.12	1.09	1.51	1.95	1.94	1.83	2.67	2.90	4.65	4.88					
δEu*	0.021	0.027	0.007	0.007	0.007	0.005	0.004	0.003	0.007	0.004	0.004	0.002	0.005	0.002	0.003	0.097	0.081					
Ta/Nb*	02	0.19	0.2	0.22	0.23	0.21	0.26	0.27	0.34	0.26	0.26	0.24	0.3	0.14	0.18	0.08	0.13					

注: 碱值 = $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$, * 单位为 1。

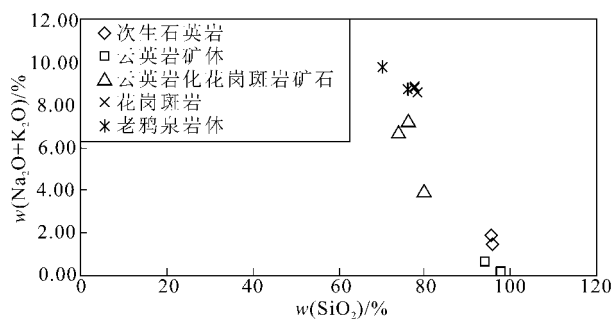


图 3 老鸦泉岩体、卡姆斯特花岗岩及云英岩化花岗岩硅碱图

Fig. 3 Map showing silicon and alkali transformation in rocks from Laoyaquan area

四分组效应(其中无矿的老鸦泉岩体及次生石英岩不太明显,图 4c),这是成矿花岗岩的重要识别标志(赵振华,1997),亦显示了本区花岗岩是成矿花岗岩,岩石与锡矿石是同源岩浆分离结晶演化作用的结果。由于源区越深,其分离结晶作用越强时才能使残余岩浆变为酸性,而斜长石又是分离结晶过程中常见的矿物相,故它的分离导致残余岩浆亏损 Eu,因此负 Eu 异常是判别花岗岩源区的重要标志(李昌年,1992),强烈的负 Eu 异常表明碱性花岗岩有较深的来源。表 1 及图 4b 显示了老鸦泉碱性岩体(L-2、L-3) δEu 值达 0.097 (La/Yb)_N 比值达 4.08~3.49,相对富集轻稀土元素,曲线稍向右倾,是老鸦泉富碱花岗岩的 REE 特征。干梁子花岗斑岩(G-3)及卡姆斯特锡矿花岗斑岩(K-8、K-9、K-18、K-19)的 REE 配分曲线显示 Eu 亏损更强烈, δEu 低于老鸦泉岩体近 10 倍,而(La/Yb)_N 比值减小,其中卡姆斯特岩体可低到 0.38,轻、重稀土元素比值从老鸦泉的 4.88 降到卡姆斯特的 1.09,干梁子花岗岩介于其间,重稀土元素含量增加,曲线有向平直或向左翘起的趋势,表明它们是岩浆结晶分离更晚期的产物,且明显有相对多的壳源物质的混合。图 4c 显示了老鸦泉岩体与采矿场次生石英岩的 REE 配分曲线形态基本一致, Eu 亏损程度及轻、重稀土元素比值相近,仅前者 REE 总量(达 239×10^{-6})大大高于采矿场石英岩 REE 总量(27.8×10^{-6}),其原因是花岗岩中稀土元素主要赋存在副矿物及黑云母中,次生石英岩中这些矿物已经蚀变,造成稀土元素总量大幅度降低,但仍保持了 REE 配分模式形态,反映了它们有更近的亲缘性。图 4d、4e 显示了卡姆斯特矿床及干梁子矿床云英岩型矿石及石英脉型矿石的

REE 配分曲线型式相似并与图 4b 中花岗斑岩基本相同,有近似的 Eu 负异常及轻、重稀土元素比值。图 4f 及表 1 显示石英脉矿石比云英岩矿石稀土元素分异稍强,其稀土元素总量较低。

上述稀土元素配分曲线中 Eu 的强烈亏损反映了残余熔体结晶分异的特点,从老鸦泉碱性岩体→花岗斑岩小岩体→云英岩型矿石→石英脉型矿石,它们的岩浆分异程度呈现出由弱至强的连续演化。老鸦泉岩体与采矿场次生石英岩的 REE 配分曲线形态更趋一致, Eu 异常相近,仅 REE 总量的差异,曲线向右倾,这是不含矿岩体的稀土元素特征(图 4e)。花岗斑岩与石英脉型矿石、云英岩型矿石的稀土元素配分曲线更近似, Eu 负异常强烈,重稀土元素含量增加,轻、重稀土元素比值近于 1,显示了岩浆分异晚期明显有壳源物质混合,是成矿岩体及矿体的稀土元素特征(图 4a、4f)。

3.4 微量元素

岩石与矿石的微量元素蛛网图(图 5a)的配分曲线形态总体类似,曲线稍右倾,强不相容元素富集程度略高于弱不相容元素, Ba、Nb、P、Ti 有不同程度的亏损,说明岩石与矿石的微量元素来源相似。与李昌年(1992)各类岩石的微量元素蛛网图相比,本区花岗岩类与大陆弧背景下花岗岩类似,不仅有 P、Ti 亏损,而且显示 Nb 的负异常,显然这种花岗岩是增生在大陆边缘的新生地壳,与后碰撞阶段地质环境吻合。

老鸦泉岩体与小花岗斑岩体的微量元素蛛网图虽然类似,但干梁子岩体特征与老鸦泉更接近,而卡姆斯特矿与之相对差异稍大(图 5b),表明卡姆斯特矿的岩浆结晶分异程度更大,岩矿鉴定结果也表明干梁子花岗斑岩比卡姆斯特矿花岗斑岩更富碱性,碱性长石含量相对丰富。老鸦泉岩体与次生石英岩的蛛网图形态一致,仅有微量元素含量的少量差异(图 5c)。卡姆斯特锡矿的花岗斑岩与蚀变花岗岩锡矿基本一致,矿体比岩体的钾含量相对低,微量元素含量有微小差异(图 5d)。

本区岩石与矿石的微量元素中 Ta/Nb 比值多低于 0.3(表 1),显示了 Ta 比 Nb 亏损。Ta 和 Nb 在自然界中可形成完全的类质同象替代,但早期矿物富 Nb,而晚期矿物富集 Ta(李昌年,1992),因此 Ta/Nb 比值可代表岩石的分异程度,即 Ta/Nb 比值高则表明分异程度较高。老鸦泉岩体 Ta/Nb 比值为 0.08~0.13,而花岗斑岩体为 0.18~0.34,蚀变花岗

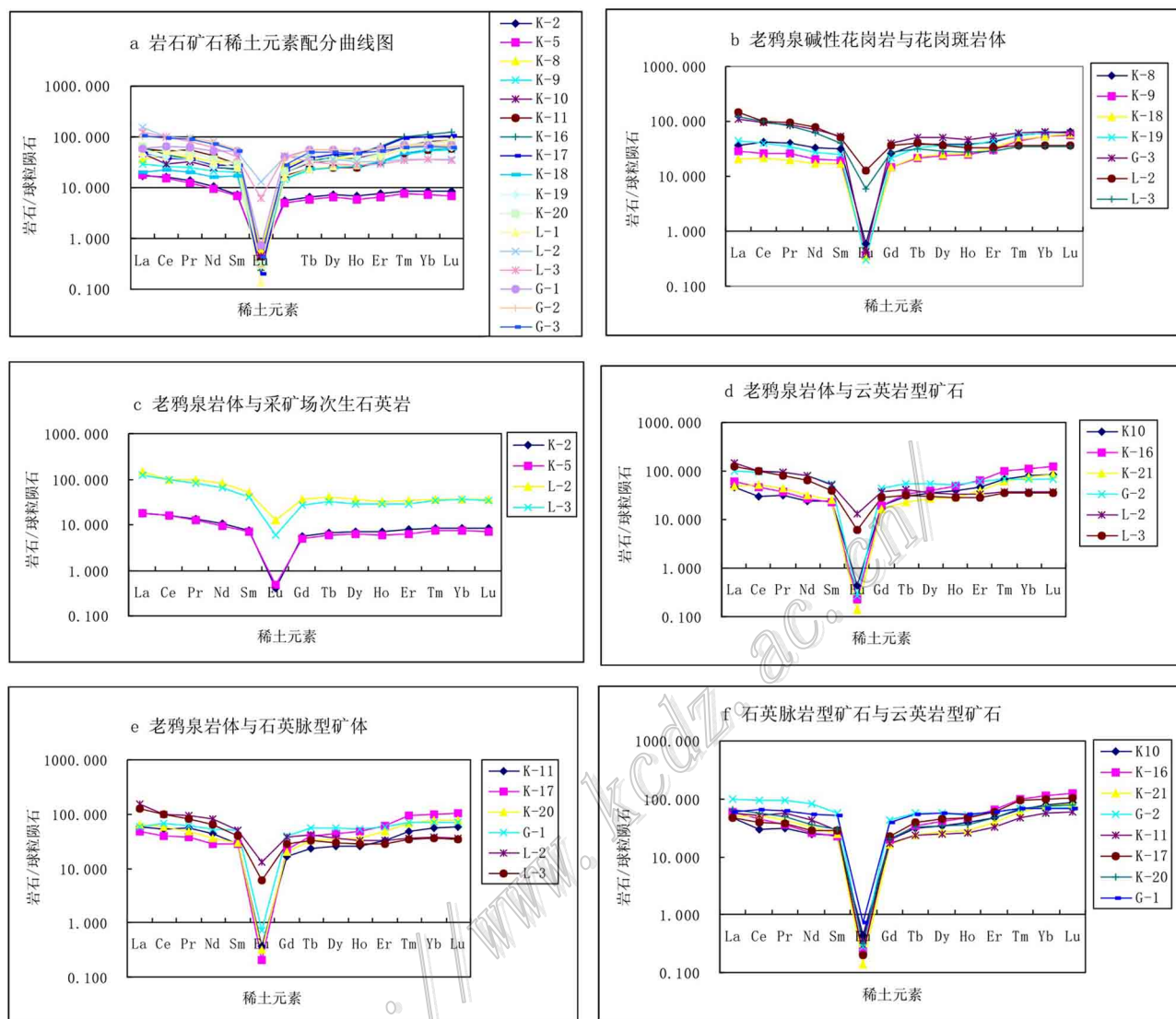


图4 球粒陨石标准化稀土元素配分模式(样品号与岩性同表1;球粒陨石标准化值引自 Sun et al., 1989)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns (sample number same as Table 1)

斑岩矿石与花岗斑岩类似(表1),表明从老鸦泉碱性花岗岩至花岗斑岩及蚀变花岗斑岩锡矿体,其岩浆分异程度增强。

4 讨论

小花岗斑岩(或富碱小花岗斑岩)与老鸦泉碱性花岗岩为同源,前者是岩浆连续分异演化更晚期的产物。主要表现在:① 它们的稀土元素配分模式类似(图4a、4b),均具有强烈Eu亏损及轻、重稀土元素分馏较弱的特点。Eu亏损程度反映了残余熔体结晶分异的程度,卡姆斯特矿及干梁子富碱花岗斑

岩的 δEu 值比老鸦泉碱性花岗岩低近10倍,表明花岗斑岩是结晶分异更晚期产物。老鸦泉碱性岩体REE配分曲线轻微向右倾斜,轻稀土元素富集,轻、重稀土元素比值4.6~4.8,富碱花岗斑岩REE曲线相对富集重稀土,轻、重稀土元素比值2.9(干梁子)及1.09~1.51(卡姆斯特矿)。显然,老鸦泉碱性花岗斑岩比花岗斑岩物源中的幔源成分更多,壳源物质相对少,即花岗斑岩中有较多地壳组分(刘家远等, 1997);② 两种岩石的微量元素蛛网图形态大体相同,均稍向右倾,具有较强Ti、P、Ba亏损及弱Sr、Nb亏损,这是由于岩浆结晶分异晚期,长石的结晶导致残余熔体中Ba、Eu的亏损,钛铁矿及磷灰石的结晶

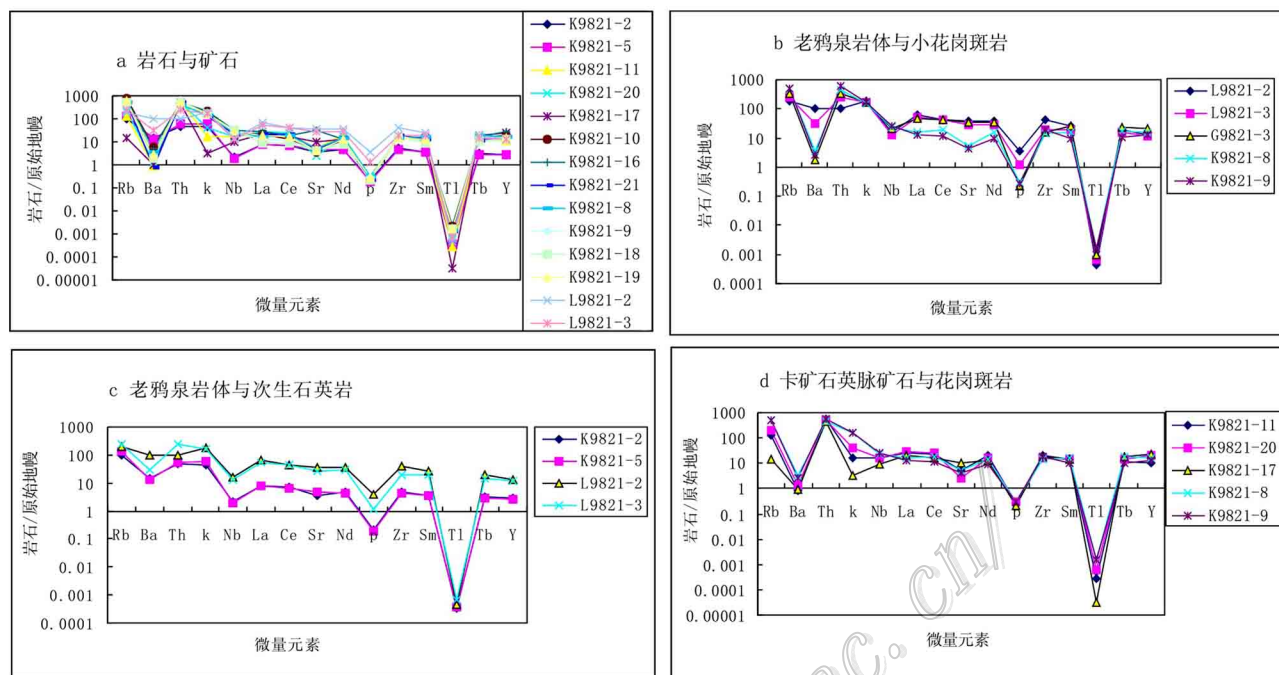


图 5 岩石与矿石微量元素蛛网图(原始地幔引自 Whalen et al., 1987)

Fig. 5 Trace element patterns of rocks and ores

则导致熔体中 Ti、P 的极大亏损。蛛网图中除 P、Ti 外,其余微量元素均高于原始地幔值,表明它们的来源相同。蛛网图(图 5b)反映了干梁子矿床的微量元素特征与老鸭泉岩体的较接近,表明卡姆斯特矿经历了强烈的结晶分异作用,干梁子次之,与它们的富碱程度是一致的;③ 老鸭泉岩体与花岗斑岩的 $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 及 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值非常接近(表 1), $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 均为 8% 左右, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值多 > 1 , 显示了它们具明显的演化关系和成因联系。花岗斑岩的 $w(\text{SiO}_2)$ 略高于老鸭泉岩体,而碱值略低于老鸭泉岩体,表明岩浆晚期向更酸性方向演化,小花岗斑岩分异演化程度高于老鸭泉岩体(图 3)。

卡姆斯特矿及干梁子锡矿的直接围岩小花岗斑岩体(或富碱花岗斑岩)与云英岩型矿石、石英脉型矿石具同源演化关系。主要证据有:① 硅碱图(图 3)上它们的 SiO_2 含量及碱含量逐渐演化,呈渐变关系;② 稀土元素配分模式非常类似(图 4),强烈负 Eu 异常及轻、重稀土元素比值类似,仅 REE 总量及轻、重稀土元素比值有少量差异,从花岗斑岩→云英岩型矿石→石英脉型矿石,其 REE 总量逐渐降低,轻、重稀土元素比值稍增大,显示它们同源演化的特征;③ 微量元素蛛网图形态基本相同(如图 5d),仅

在亏损与富集程度上有很小差别,证明它们为同源演化关系;④ 野外地质考察中可看到它们没有明显界线,呈渐变过渡关系;⑤ $w(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ 值由花岗斑岩向云英岩化矿体及石英脉矿体,从高迅速降低,而 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值则增高,充分体现了矿体发生了强烈的以 Na 质为主的碱交代作用,导致流体的 pH 值降低及氧化还原条件改变,同时伴生了锡的沉积成矿。卡姆斯特矿、干梁子锡矿由它们各自的小花岗斑岩碱交代自变质蚀变作用而成。

采石场次生石英岩是老鸭泉碱性花岗岩演化而成。次生石英岩与老鸭泉岩体的稀土元素配分模式及微量元素配分模式几乎完全一致(图 4c、5b),仅稀土元素总量及微量元素总量低,此外,老鸭泉岩体 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 比值为 1.44~1.54,而次生石英岩该比值为 15.62~19.25,说明产于老鸭泉岩体内的采石场次生石英岩与老鸭泉岩体同源,次生石英岩是老鸭泉岩体的碱交代自变质蚀变,主要是 Na 质蚀变而成。显微镜下,在该次生石英岩中偶尔可见到锡石矿物。

5 结 论

(1) 老鸭泉富碱花岗岩杂岩体与侵入其中的富

碱小花岗斑岩体及云英岩型锡矿体、石英脉型锡矿体等 REE 配分曲线类似,均具有强烈的 Eu 亏损,微量元素蛛网图等岩石地球化学特征类似,它们是同源岩浆结晶分异演化的结果。

(2) 锡石石英脉矿体、云英岩化锡矿体是富碱花岗斑岩以 Na 质为主的强烈碱交代自变质作用的结果,锡矿体是老鸦泉碱性岩浆分异演化的最终产物。

(3) 老鸦泉碱性花岗岩体晚期自变质热液蚀变作用也形成了无锡矿化的次生石英岩,而侵入于老鸦泉岩体内的结晶分异较晚的小花岗斑岩熔融了更多地壳组分、向酸性演化,经自变质热液蚀变作用,锡才富集成矿。因此,碱性岩浆结晶分异晚期有地壳组分混合,岩浆向酸性演化可能是碱性花岗岩形成锡矿的重要条件之一。

(4) 老鸦泉碱性花岗岩及相关的锡矿体形成构造环境属造山晚期至造山期后的拉张构造环境(刘家远等,1996),因此,它虽不属于非造山的板内环境,但本区花岗岩蛛网图与大陆弧背景下花岗岩有类似的微量元素、稀土元素特征等,却具有明显的板内非造山特征。正是这种特殊性质,使碱性花岗岩与锡的成矿具有密切的成生联系。

志 谢 本文在岩矿鉴定过程中得到姜福芝教授的帮助,审稿人对本文提出了宝贵的修改意见,在此一并致谢!

参考文献/References

陈丹玲,刘良,车自成,罗金海,张云翔. 2001. 祁漫塔格印支期铝质 A 型花岗岩的确定及初步研究[J]. 地球化学, 30(6): 540-546.

陈富文,李华芹,蔡红,刘群,常海亮. 1999. 新疆干梁子锡矿田成岩成矿作用同位素年代学研究及矿床成因探讨[J]. 矿床地质, 18(1): 91-97.

胡晓燕,毕献武,胡瑞忠,尚林波,樊文苓. 2007. 锡在花岗质熔体和流体中的性质及分配行为研究进展[J]. 地球科学进展, 22(3): 281-290.

李昌年. 1992. 火成岩微量元素岩石学[M]. 武汉:中国地质大学出版社. 74-93.

李锦轶,肖序常,汤耀庆,赵民,朱宝清,冯益民. 1990. 新疆东准噶尔卡拉麦里地区晚古生代板块构造的基本特征[J]. 地质论评, 36(4): 305-316.

李锦轶. 1995. 新疆东准噶尔蛇绿岩的基本特征和侵位历史[J]. 岩石学报, 11(增刊): 73-84.

李月臣,杨富全,赵财胜,等. 2007. 新疆贝勒库都克岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 23(10): 2483-2492.

刘家远,袁奎荣,吴郭泉,等. 1996. 新疆东准噶尔富碱花岗岩类及其成矿作用[M]. 长沙:中南工业大学出版社. 1-100.

刘家远,喻亨祥,吴郭泉. 1997. 新疆北部卡拉麦里富碱花岗岩带的碱性花岗岩与锡矿[J]. 有色金属矿产与勘查, 3(3): 129-135.

刘家远,喻亨祥,吴郭泉. 1999. 新疆东准噶尔两类碱性花岗岩及其地质意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 18(2): 89-94.

苏玉平,唐红峰,刘丛强,等. 2006. 新疆东准噶尔苏吉泉铝质 A 型花岗岩的确立及其初步研究[J]. 岩石矿物学杂志, 25(3): 175-184.

唐红峰,屈文俊,苏玉平,等. 2007. 新疆萨惹什克锡矿与萨北碱性 A 型花岗岩成因关系的年代学制约[J]. 岩石学报, 23(8): 1989-1997.

王莉娟,王京彬,王玉往,龙灵利,唐萍芝. 2011. 新疆东准噶尔老鸦泉富碱花岗岩型锡矿床地质及成矿流体[J]. 岩石学报, 27(5): 1483-1492.

王中刚. 1994. 新疆北部花岗岩类成因及其与成矿的关系[J]. 新疆地质, (1): 9-15.

吴郭泉. 1994. 新疆贝勒库都克锡矿带含锡花岗岩稀土元素特征及成因[J]. 桂林冶金地质学院学报, 14(3): 264-274.

吴宏恩,杨高学,李永军,司国辉,金朝. 2008. 东准噶尔锡矿北花岗斑岩地球化学特征[J]. 新疆地质, 26(4): 325-330.

忻建刚,袁奎荣,刘家远. 1995. 新疆东准噶尔北部碱性花岗岩的特征、成因及构造意义[J]. 大地构造与成矿学, 19(3): 214-225.

杨富全,毛景文,闫升好. 2008. 新疆东准噶尔贝勒库都克锡矿床成矿时代及成矿作用[J]. 地质论评, 54(5): 626-640.

杨高学,李永军,司国辉,吴宏恩,张永智,金朝. 2010. 东准噶尔贝勒库都克铝质 A 型花岗岩微量元素地球化学特征及地质意义[J]. 地球科学与环境学报, 32(1): 34-39.

赵东林,杨家喜,胡能高,等. 2000. 新疆东准噶尔老鸦泉含锡花岗岩体同位素年代学特征[J]. 西安工程学院学报, 22(2): 15-17.

赵振华. 1997. 微量元素地球化学原理[M]. 北京:科学出版社. 89-150.

朱笑青,王中刚,王元龙,毕华. 2006. 新疆后造山碱性花岗岩地质特征[J]. 岩石学报, 22(12): 2945-2956.

Lenharo S L R, Pollard P J and Born H. 2003. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil[J]. Lithos, 66: 37-61.

Sun S S and Medonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and process[A]. In: Saunders A D and Norry M J, eds. Magmatism in the ocean basin[C]. Geological Society. Special Publication, 42: 313-345.

Whalen J B, Currie K L and Chappell B W. 1987. A type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95(4): 407-419.

Zhao Z H, Bao Z W, Zhang B Y and Xiong X L. 2001. Crust-mantle interaction and its contribution to the Shizhuyuan superlarge tungsten polymetallic mineralization[J]. Science in China (Series D), 44(3): 265-276.