

云南金平铜厂斑岩 Cu(Mo-Au) 矿床含矿石英正长斑岩地球化学特征及成因机制探讨*

胥磊落^{1,2} 毕献武^{1**} 苏文超¹ 齐有强¹ 李亮¹ 陈佑纬^{1,2} 董少花^{1,2} 唐永永^{1,2}

XU LeiLuo^{1,2}, BI XianWu^{1**}, SU WenChao¹, QI YouQiang¹, LI Liang¹, CHEN YouWei^{1,2}, DONG ShaoHua^{1,2} and TANG YongYong^{1,2}

1. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002

2. 中国科学院研究生院, 北京 100049

1. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

2. Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2010-05-05 收稿, 2011-08-10 改回.

Xu LL, Bi XW, Su WC, Qi YQ, Li L, Chen YW, Dong SH and Tang YY. 2011. Geochemical characteristics and petrogenesis of the quartz syenite porphyry from Tongchang porphyry Cu (Mo-Au) deposit in Jinping County, Yunan Province. *Acta Petrologica Sinica*, 27(10):3109–3122

Abstract The Tongchang porphyry Cu (Mo-Au) deposit is located in southern segment of the Jinshajiang-Red River alkali-rich intrusive belt. The Tongchang quartz syenite porphyry intrusion is one important member of the Jinshajiang-Red River alkali-rich intrusions. Detailed geochemical study on the Tongchang quartz syenite porphyries indicates that it is characterized by high alkali, metaluminous to weakly peraluminous and enrichment in potassium, and belongs to shoshonitic rock. These rocks are obviously enriched in LILEs (such as Rb, Ba, Th, U, K, La and Sr, etc.), and depleted in HFSEs (such as Ta, Nb and Ti, etc.), with “TNT” negative anomaly. They also have high Σ REE and LREE contents and strong fractionation between LREEs and HREEs. The Sr-Nd isotopic compositions of the Tongchang quartz syenite porphyries exhibit a range of $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios from 0.707097 to 0.707138, and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values from -7.1 to -6.8 . In the $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$ diagram, the Tongchang quartz syenite porphyries are similar to those originated from EMII source. Compared with geochemical characteristics of the Yulong and Machangqing porphyries in northern and central segments of the Jinshajiang-Red River alkali-rich intrusive belt, respectively, the Tongchang porphyries are characterized by higher whole-rock alkali contents, higher $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ ratios, lower $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values, and exhibit no adakitic affinity. An integrated study reveals that the Tongchang quartz syenite porphyries genetically belong to A-type granitoid, and formed in late collisional strike-slip setting at $\sim 35\text{Ma}$ which were directly derived from partial melting of EMII. The geochemical characteristics of host porphyries and ore-forming scales of the Tongchang, Yulong and Machangqing porphyry Cu (Mo-Au) deposits have some notable diversities, which may have close relationship with the partial melting degrees and crustal contaminating degrees for their host porphyry sources.

Key words Quartz syenite porphyry; Geochemical characteristics; Petrogenesis; Tongchang porphyry Cu (Mo-Au) deposit

摘要 铜厂斑岩型 Cu (Mo-Au) 矿床位于金沙江-红河富碱侵入岩带的南段, 其含矿的石英正长斑岩侵入体属金沙江-红河富碱侵入岩带的重要组成部分。对铜厂石英正长斑岩开展详细的地球化学研究结果表明, 其具有高碱、富钾及准铝质-弱过铝质等特征, 属钾玄岩系列岩石; 微量和稀土元素分析表明, 铜厂石英正长斑岩明显富集 Rb、Ba、Th、U、K、La 和 Sr 等大离子亲石元素, 相对亏损 Nb、Ta 和 Ti 等高场强元素, 具有明显的“TNT”负异常, 稀土总量高, 明显富集轻稀土而亏损重稀土, 轻重稀土分馏显著; $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 为 0.707097 ~ 0.707138, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 -7.1 ~ -6.8 , 在 Sr-Nd 同位素相关图上, 与 EMII 来源岩石相似。对比金沙江-红河富碱侵入岩带北段的玉龙含矿的二长花岗岩斑岩和中段的马厂箐含矿的花岗斑岩的地球化学特征, 铜厂含矿斑岩具有高的全碱、微量元素和稀土元素含量、高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值和低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值、不具埃达克质岩属性等特征。综合研究表明, 铜厂含矿的石英正长斑岩在成因类型上属于 A 型花岗岩类, 形成于 $\sim 35\text{Ma}$ 的晚碰撞走滑环境且直接起源于 EMII 地幔的

* 本文受中国科学院方向项目 (KZCX2-YW-Q04-01)、国家自然科学基金项目 (40873037) 和国家重点基金项目 (41130423) 联合资助。

第一作者简介: 胥磊落, 男, 1982 年生, 博士研究生, 矿床地球化学专业, E-mail: leiluoxu@sina.com

** 通讯作者: 毕献武, 女, 1967 年生, 研究员, 博士生导师, 矿床地球化学专业, E-mail: bixianwu@vip.gyig.ac.cn

部分熔融。铜厂与玉龙及马厂箐斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床含矿斑岩地球化学特征和成矿规模存在差异,与源区物质的部分熔融程度和地壳物质的混染程度密切相关。

关键词 石英正长斑岩;地球化学特征;成因机制;铜厂斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床

中图法分类号 P588.133; P618.41

1 引言

金沙江-红河富碱侵入岩带位于印-亚大陆主碰撞带东侧,大致呈 NW-NWW 向主要分布在云南和西藏境内,长大于 1000km,宽约 50~80km,带内分布众多富碱侵入岩体,成岩时代为 30~40Ma 左右,是造山后陆内大规模走滑-伸展活动的产物(张玉泉等, 1987, 1998; 张玉泉和谢应雯, 1997; Turner *et al.*, 1996; Chung *et al.*, 1997, 1998, 2003; Yin and Harrison, 2000; Wang *et al.*, 2001; Hou *et al.*, 2003; 侯增谦等, 2007)。金沙江-红河富碱侵入岩带内分布着一系列与富碱侵入岩存在密切成因联系的斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床(如玉龙、马厂箐和铜厂斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床等),使之成为我国西南“三江”地区新生代 1 条重要的斑岩 Cu(Mo-Au) 矿带——金沙江-红河斑岩 Cu(Mo-Au) 成矿带(王登红等, 2004; 图 1)。该带自北向南的斑岩 Cu(Mo-Au) 矿床的规模存在显著差异,如北段玉龙斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床为一超大型矿床,中段马厂箐斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床为一中型矿床,南段铜厂斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床为一小型矿床。近年来的研究表明,该带自北向南分布的斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床及相关的富碱侵入岩的成矿年龄和成岩年龄存在显著的差异,如北段玉龙斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床的成岩成矿年龄约为 42Ma (Jiang *et al.*, 2006; Liang *et al.*, 2006; Hou *et al.*, 2006; 梁华英等, 2002, 2008; 郭利果等, 2006; 王成辉等, 2009; 唐菊兴等, 2009),中段马厂箐斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床的成岩成矿年龄约为 35Ma (Hou *et al.*, 2006; 梁华英等, 2004; 王登红等, 2004; 邢俊兵等, 2009; 吴冉等, 2010)。与斑岩型 Cu(Mo-Au) 成矿关系密切的富碱侵入岩岩石成因方面的研究也取得了一些新的认识,如北段的玉龙和中段的马厂箐的含矿富碱岩体被识别出具有埃达克质岩的属性特征、马厂箐含矿富碱岩体具有 A 型花岗岩特征以及含矿富碱岩体较无矿的富碱岩体具有高的氧逸度特征等(毕献武等, 1999; 侯增谦等, 2003; 郭晓东等, 2009; 梁华英等, 2004; Liang *et al.*, 2006),这些研究进展对认识富碱侵入岩的成因及相关的斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床的找矿工作具有极其重要的理论和实践意义。

在金沙江-红河富碱侵入岩带的南段也发现了一部分与富碱侵入岩关系密切的斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床(如铜厂和长安冲斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床),主要为小型的斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床,相较北段的玉龙和中段的马厂箐而言,这些矿床的规模要小很多。由于这些矿床规模较小,加之地理位置偏僻且地形复杂,目前为止,前人仅做了一些有关岩相学

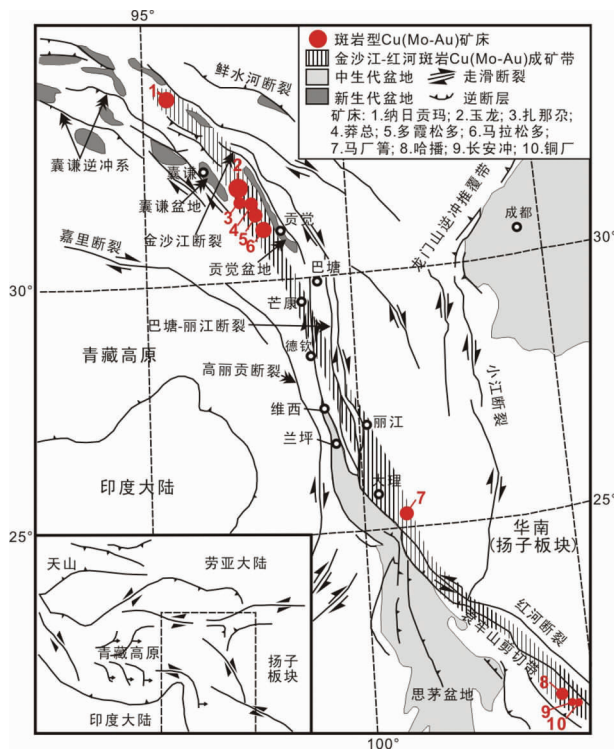


图 1 金沙江-红河斑岩 Cu(Mo-Au) 成矿带地质简图 (据 Hou *et al.*, 2006 修改)

Fig. 1 Simplified geological map of the Jinshajiang-Red River porphyry Cu(Mo-Au) metallogenic belt (modified after Hou *et al.*, 2006)

及年代学等方面的研究工作(张玉泉等, 1989; 胡祥昭和黄震, 1997; 段建中, 2000; 曾普胜等, 2002; 梁华英等, 2002; 王登红等, 2004; 黄波等, 2009),还缺乏对岩石成因的深入认识,从而制约了对该带与斑岩型 Cu(Mo-Au) 成矿有关的富碱侵入岩成因机制和矿床成因等方面的更深入认识。为此,本论文选取金沙江-红河富碱侵入岩带南段的铜厂斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床的含矿富碱岩体开展了系统的地球化学特征的研究,探讨其成因机制。本研究对深入认识金沙江-红河富碱侵入岩带与斑岩型 Cu(Mo-Au) 成矿有关的富碱侵入岩的岩石成因具有重要的意义。

2 地质背景

铜厂斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床位于云南省金平县铜厂乡,大地构造上位于金沙江-红河斑岩 Cu(Mo-Au) 成矿带的最南端(图 1),区域上处于红河-哀牢山深大断裂和藤条河断裂

所夹持的金平微地块内。铜厂斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床发现于 20 世纪 50 年代末, 20 世纪 70 年代初云南省地质局第十五地质队对其完成了初勘工作, 探获 Cu 0.8621×10^4 t (1.24%), Mo 1.706×10^4 t (0.21%), Au 100kg ($0.13 \text{g} \cdot \text{t}^{-1}$) (薛步高, 2008)。矿区内出露的岩浆岩主要有早期侵入的大面积的灰白色的细粒正长岩 (构成岩体的主体); 中期侵入的肉红色的石英正长斑岩, 与斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿化关系密切; 晚期呈脉状侵入的正长斑岩、煌斑岩、辉绿岩岩脉等。与铜厂斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿化具有密切联系的石英正长斑岩体共有 2 个 (I 号和 II 号岩体), I 号岩体中部膨大, 东、西两段细长, 地表出露形似一胃囊, 面积约 0.18km^2 , 其膨大部分呈 1 个岩株, 东、西 2 段细长部分呈岩墙状, 近似直立, 与岩株顶、底相接; II 号岩体呈“ε”形, 面积约 0.025km^2 , 呈岩墙状 (图 2)。

石英正长斑岩为灰白至肉红色, 块状构造, 斑状结构, 主要矿物成分及含量分别为: 钾长石 (50% ~ 60%)、斜长石 (20% ~ 30%)、石英 (10% ~ 15%)、角闪石 (5% ~ 10%)、黑云母 (1% ~ 5%), 副矿物由榍石、磷灰石、锆石等组成。斑晶 (粒径 3 ~ 15mm) 主要由钾长石和斜长石及少量的角

闪石、黑云母和石英组成, 基质矿物成分 (粒度 0.01 ~ 0.5mm) 与斑晶类似。

自岩体内部到岩体与围岩的接触带再到围岩, 分别形成内蚀变带、夕卡岩带和外蚀变带。内蚀变带显示典型的斑岩型铜矿床的蚀变矿化特征, 具钾硅酸盐化和绢英岩化蚀变, 本带是铜矿体的主要产出部位, 辉铜矿呈斑点浸染状或细脉浸染状赋存在蚀变正长斑岩岩体内; 夕卡岩带为岩体与中志留统碳酸盐岩接触带, 显示典型的夕卡岩型蚀变矿化特征, 发育以透辉石夕卡岩、镁橄榄石夕卡岩为代表的钙质和镁质复杂夕卡岩, 是铜矿体的主要产出部位, 硫化铜矿物 (主要是黄铜矿、含少量辉铜矿和斑铜矿) 主要呈块状或浸染状分布在夕卡岩内, 本带还发育大量块状的磁铁矿矿化, 形成高品位的磁铁矿矿石, 局部与浸染状硫化铜矿物共生, 形成含铜磁铁矿矿石; 外蚀变带位于中志留统地层中, 主要发育大理岩化蚀变, 本带矿化较弱, 偶见 Pb、Zn 矿化, 靠夕卡岩带一侧局部发育 Cu、Fe、Mo 矿化 (云南省地质局第十五地质队, 1973)。

铜厂斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床的 Cu-Mo 矿体主要位于铜厂矿区 I 号石英正长斑岩侵入体的北东侧以及 II 号石英正长斑岩侵入体的西侧, 其中 I 号石英正长斑岩侵入体的北东侧的 Cu-Mo 矿体是主矿体, 矿体主要呈板状、叠瓦状及透镜状等。

3 分析方法

本研究选取铜厂区内与斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿化密切的新鲜的石英正长斑岩岩石样品。用于化学分析的样品首先破碎至 200 目以下, 然后在中国科学院地球化学研究所矿床地球化学国家重点实验室进行主微量元素与 Sr-Nd 同位素分析。主量元素分析采用 X 射线荧光光谱仪, 仪器型号为 Axios (PW4400), 分析精度优于 5%。微量元素分析采用四级杆型电感耦合等离子质谱 (Q-ICP-MS), 仪器型号为 Perkin Elmer ELAN DRC-e。微量元素分析方法参见 Qi *et al.* (2000), 测试精度优于 10%。Sr 和 Nd 同位素分析采用热电离质谱 (TIMS), 仪器型号为 Thermo Fisher 公司的 Triton。Sr 和 Nd 同位素化学处理流程参见 Yang *et al.* (2004)。测试过程中采用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ 与 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 校正仪器质量歧视效应。Sr 同位素国际标准物质 NIST SRM987 长期的测试值 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710259 \pm 8$ ($2\sigma, n = 41$), Nd 同位素国际标准物质 La Jolla 长期的测试值 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511841 \pm 4$ ($2\sigma, n = 53$)。

4 分析结果

4.1 主量元素

从铜厂石英正长斑岩的主量元素分析结果 (表 1) 中可

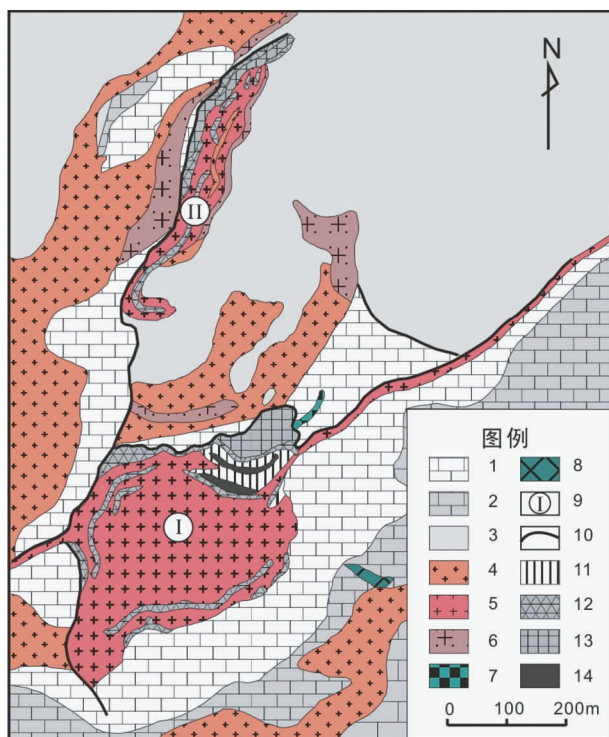


图 2 铜厂斑岩 Cu(Mo-Au) 矿床地质简图 (据云南省地质局第十五地质队, 1973^① 修改)

1-S₂ 含灰质白云大理岩; 2-S₂ 含灰质白云岩; 3-O₂ 长石砂岩; 4-细粒正长岩; 5-石英正长斑岩; 6-正长斑岩; 7-辉绿岩; 8-辉绿辉长岩; 9-石英正长斑岩岩体编号; 10-断裂; 11-内蚀变带; 12-夕卡岩带; 13-铜矿体; 14-铜矿体

Fig. 2 Simplified geological map of the Tongchang porphyry Cu(Mo-Au) deposit

① 云南省地质局第十五地质队. 1973. 云南金平铜厂-长安冲铜钼矿储量报告书. 1-8

表1 铜厂石英正长斑岩主量元素分析结果 (wt%)

Table 1 Whole-rock major-element analytical results of the Tongchang quartz syenite porphyries (wt%)

样品号	TC804	TC807	TCD810	TCD814	TCD815	TCD818	TC901	TC902	TC904	TC910	TC911
SiO ₂	65.47	65.68	63.22	64.61	64.12	65.14	66.61	65.50	64.13	65.13	64.53
Al ₂ O ₃	15.67	15.38	15.97	15.80	15.66	15.48	15.55	15.98	15.92	15.10	15.65
Fe ₂ O ₃	3.06	2.86	3.76	3.39	3.00	3.05	3.25	2.91	3.07	3.44	2.15
MgO	1.56	1.53	1.92	1.65	1.94	2.50	1.93	1.33	1.68	1.98	1.41
CaO	2.58	2.70	3.62	2.79	3.82	2.54	2.12	2.40	2.48	2.82	3.52
Na ₂ O	5.21	4.56	4.09	4.14	4.80	4.60	4.52	4.57	4.18	4.00	4.62
K ₂ O	5.26	5.24	5.14	5.14	5.05	5.12	5.15	5.34	5.53	5.77	5.51
MnO	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04
P ₂ O ₅	0.27	0.25	0.33	0.27	0.28	0.26	0.30	0.31	0.35	0.27	0.31
TiO ₂	0.37	0.36	0.47	0.39	0.40	0.36	0.38	0.36	0.37	0.31	0.38
LOI	1.39	1.46	1.84	1.48	1.45	1.61	0.88	1.89	2.17	1.87	1.59
总量	100.88	100.06	100.41	99.69	100.57	100.69	100.75	100.63	99.90	100.73	99.70
K ₂ O/Na ₂ O	1.01	1.15	1.26	1.24	1.05	1.11	1.14	1.17	1.32	1.44	1.19
全碱	10.47	9.80	9.22	9.28	9.85	9.72	9.68	9.91	9.71	9.78	10.13

样品号	TC913	TC914	TC915	TC916	TC917	TC919	TC921-1	TC921-2	TC922	TC923	TC924
SiO ₂	64.55	66.30	67.05	68.90	67.16	66.37	66.64	65.93	66.60	67.07	65.86
Al ₂ O ₃	16.29	15.08	16.02	15.38	15.71	15.55	15.62	15.19	15.37	15.34	15.40
Fe ₂ O ₃	2.79	2.87	3.01	2.61	3.18	2.96	2.65	3.01	2.74	2.93	3.03
MgO	1.53	1.57	1.30	1.07	1.52	1.31	1.32	1.71	0.73	1.29	1.45
CaO	2.42	2.20	1.98	1.04	1.77	2.14	1.45	3.01	2.20	2.27	2.38
Na ₂ O	4.56	4.08	4.71	4.02	4.73	4.24	4.04	4.51	4.43	4.52	4.19
K ₂ O	5.70	5.45	5.26	5.62	5.05	5.04	5.59	5.02	5.27	5.21	5.02
MnO	0.03	0.04	0.02	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03
P ₂ O ₅	0.32	0.30	0.28	0.27	0.30	0.28	0.30	0.26	0.30	0.27	0.28
TiO ₂	0.36	0.35	0.35	0.32	0.34	0.33	0.32	0.34	0.35	0.34	0.36
LOI	1.47	1.85	0.65	1.37	1.03	0.79	1.13	1.73	2.90	1.59	1.39
总量	100.02	100.10	100.63	100.61	100.82	99.04	99.06	100.73	100.89	100.85	99.38
K ₂ O/Na ₂ O	1.25	1.34	1.12	1.40	1.07	1.19	1.38	1.11	1.19	1.15	1.20
全碱	10.27	9.53	9.97	9.64	9.78	9.29	9.63	9.53	9.69	9.72	9.21

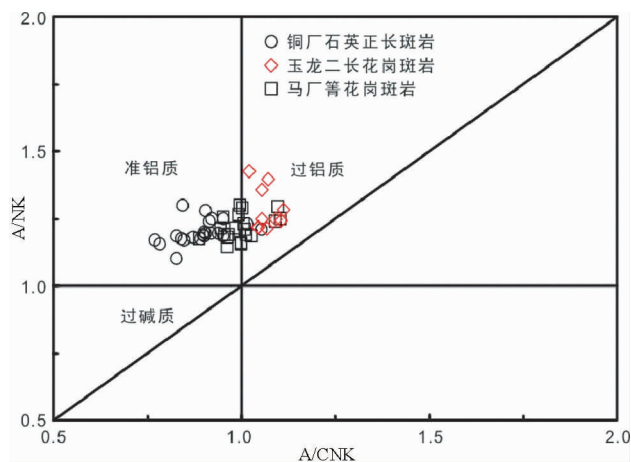


图3 铜厂石英正长斑岩 A/CNK-A/NK 图

玉龙和马厂箐据毕献武未发表数据

Fig. 3 A/CNK-A/NK diagram for the Tongchang quartz syenite porphyries

以看出,铜厂石英正长斑岩 SiO₂ 的含量为 63.22% ~ 68.90%,平均 65.79%,属中酸性岩类,其 SiO₂ 平均含量低于玉龙二长花岗斑岩 (69.28%, 据毕献武未发表数据) 和马厂箐花岗斑岩 (70.77%, 据毕献武未发表数据) 的 SiO₂ 平均含量;在 A/CNK-A/NK 图上 (图 3),铜厂石英正长斑岩大部分样品点落入准铝质范围,少量落入过铝质范围,这一特征与马厂箐花岗斑岩相似,均属准铝质-弱过铝质岩石,而玉龙二长花岗斑岩主要位于过铝质范围;铜厂石英正长斑岩的 K₂O/Na₂O 比值普遍大于 1,平均为 1.20,显示富钾的特征。在 SiO₂-K₂O 图上 (图 4),铜厂石英正长斑岩样品点全部位于钾玄岩系列范围内,玉龙二长花岗斑岩也总体位于钾玄岩系列范围,而马厂箐花岗斑岩位于高钾钙碱性系列-钾玄岩系列范围内;铜厂石英正长斑岩的平均全碱含量为 9.68%,高于世界上正常的花岗岩类岩石的全碱含量 (7.75%; 邱家骧, 1985),同时也高于马厂箐花岗斑岩的平均全碱含量 (8.84%, 据毕献武未发表数据) 及玉龙二长花岗斑岩的平均全碱含量 (9.01%, 据毕献武未发表数据);在

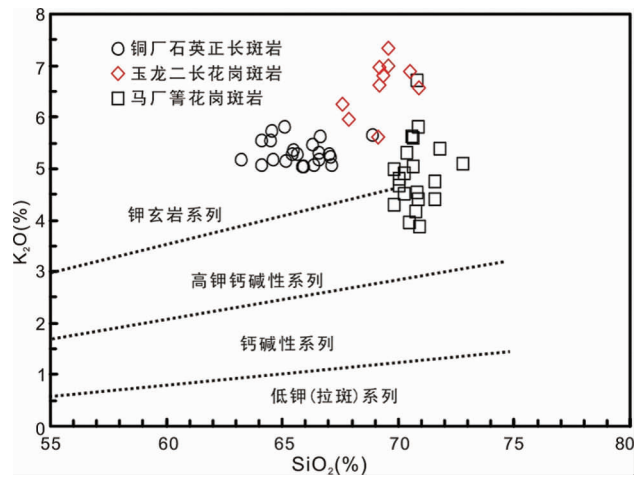


图4 铜厂石英正长斑岩 SiO₂-K₂O 图

玉龙和马厂箐据毕献武未发表数据

Fig.4 SiO₂-K₂O diagram for the Tongchang quartz syenite porphyries

铜厂石英正长斑岩的 Harker 图解上 (图 5), 随 SiO₂ 含量增加, Al₂O₃、MgO、Fe₂O₃、TiO₂、CaO 和 P₂O₅ 含量表现出正常下降的趋势, 而 Na₂O 和 K₂O 含量基本保持不变, 表明在岩浆演化过程中可能存在磁铁矿、磷灰石等矿物的结晶分离作用。

4.2 微量元素特征

以铜厂石英正长斑岩的微量元素分析结果 (表 2), 做铜厂石英正长斑岩微量元素原始地幔标准化蛛网图 (图 6), 可以看出: 铜厂石英正长斑岩明显富集 Rb、Ba、Th、U、K、La 和 Sr 等大离子亲石元素, 而相对亏损 Nb、Ta 和 Ti 等高场强元素, 具有明显的“TNT”负异常, 表明其源区受到了俯冲带流体的交代作用 (Ionov and Hofman, 1995)。与玉龙二长花岗岩和马厂箐花岗岩的微量元素相比, 铜厂石英正长斑岩的微量元素含量要明显高很多, 除玉龙二长花岗岩和马厂箐花岗岩的 Ba、Th 相比 Rb、U 亏损外, 它们的微量元素配分曲线总体表现出相似的变化趋势, 均富集大离子亲石元素

表2 铜厂石英正长斑岩微量元素分析结果 (× 10⁻⁶) 及参数

Table 2 Whole-rock trace-element analytical results (× 10⁻⁶) and relevant parameters of the Tongchang quartz syenite porphyries

样品号	TC901	TC902	TC903	TC904	TC910	TC911	TC913	TC914	TC915	TC916	TC917	TC918	TC919	TC920	TC921-1	TC921-2	TC922	TC923	TC924
Sr	1540	1640	1530	1690	1390	1570	1680	1250	1570	1250	1550	1570	1550	1530	1440	1390	1060	1330	1460
Rb	183	148	153	172	162	147	181	186	147	200	144	146	143	163	211	167	191	175	181
Ba	2460	2820	2330	2180	1980	2600	2080	2100	2500	2230	2450	2450	1970	2490	2340	2350	2040	2230	2400
Th	45.6	35.7	42.1	31.1	35.1	35.5	27.9	36.3	33.6	37.2	33.8	37.0	37.4	34.8	31.8	35.1	33.9	35.7	36.5
Ta	1.40	1.15	1.40	1.26	1.19	1.23	1.08	1.38	1.29	1.39	1.23	1.31	1.30	1.24	1.18	1.15	1.22	1.20	1.28
Nb	16.6	14.8	17.1	14.5	14.8	15.8	13.4	15.4	15.7	15.9	15.0	15.9	15.5	14.8	14.7	14.6	15.2	15.3	15.3
Zr	148	166	167	134	162	240	164	206	110	145	149	173	149	169	194	166	137	124	144
Hf	4.01	4.35	4.45	3.45	4.22	5.68	4.10	5.12	3.26	4.00	3.96	4.44	4.06	4.26	4.91	4.37	3.72	3.39	3.99
Y	20.6	18.6	18.2	19.4	15.7	20.2	18.7	18.9	18.8	16.0	18.2	19.1	18.6	17.5	16.5	16.0	16.9	17.3	18.6
Sc	7.76	7.40	6.86	7.17	5.99	7.47	7.49	8.70	7.74	6.12	6.78	6.95	6.36	6.27	6.29	7.42	7.44	6.19	7.23
Cr	27.2	19.9	19.4	29.2	18.6	21.7	28.1	29.9	26.4	23.0	27.1	28.8	26.6	30.7	34.3	27.4	27.8	27.4	30.6
La	125	124	117	99.0	89.6	98.0	104	85.0	114	96.5	91.7	106	111	109	104	117	105	91.2	105
Ce	156	154	148	167	150	140	134	146	146	144	153	137	141	137	133	185	175	155	135
Pr	21.9	21.2	20.3	18.3	16.4	21.1	19	16.4	20.1	16.6	17.2	19.2	19.5	18.9	18.2	19.4	18.7	17	19.2
Nd	73.2	71.1	65.9	61.8	55.5	70.4	64.5	56.9	65.9	54.9	58.2	64.3	66.1	62.5	60.7	61.5	61.4	58.4	63.8
Sm	10.7	10.2	9.59	9.81	8.38	10.9	10.1	8.94	9.76	8.19	8.88	10.2	9.71	9.66	9.2	8.78	9.42	9.03	9.81
Eu	2.52	2.48	2.32	2.54	2.12	2.65	2.51	2.19	2.34	2.00	2.21	2.40	2.45	2.22	2.27	2.19	2.12	2.25	2.37
Gd	7.61	7.16	6.54	7.31	5.86	7.31	6.97	6.61	6.79	5.75	6.22	7.11	6.82	6.62	6.21	6.14	6.34	6.33	6.87
Tb	0.99	0.90	0.86	0.92	0.75	0.96	0.91	0.85	0.90	0.74	0.83	0.90	0.86	0.84	0.82	0.79	0.83	0.82	0.92
Dy	3.95	3.60	3.45	3.93	3.14	3.98	3.79	3.61	3.74	3.11	3.59	3.81	3.52	3.51	3.43	3.23	3.29	3.45	3.65
Ho	0.76	0.64	0.66	0.72	0.59	0.74	0.71	0.69	0.72	0.61	0.67	0.71	0.66	0.65	0.63	0.59	0.61	0.63	0.67
Er	2.01	1.77	1.82	1.94	1.56	2.00	1.90	1.76	1.84	1.59	1.72	1.86	1.82	1.73	1.70	1.55	1.62	1.72	1.82
Tm	0.24	0.22	0.24	0.24	0.20	0.27	0.25	0.24	0.23	0.22	0.22	0.24	0.23	0.23	0.21	0.21	0.21	0.21	0.23
Yb	1.64	1.50	1.55	1.56	1.38	1.64	1.51	1.60	1.54	1.41	1.45	1.56	1.50	1.45	1.41	1.37	1.37	1.45	1.54
Lu	0.24	0.21	0.22	0.21	0.20	0.24	0.22	0.23	0.21	0.22	0.22	0.21	0.22	0.22	0.21	0.19	0.20	0.20	0.21
ΣREE	407	399	378	375	336	360	350	331	374	336	346	356	365	355	342	408	386	348	351
LREE	389	383	363	358	322	343	334	315	358	322	331	339	350	339	327	394	372	333	335
HREE	17.4	16.0	15.3	16.8	13.7	17.1	16.3	15.6	16.0	13.6	14.9	16.4	15.6	15.2	14.6	14.1	14.5	14.8	15.9
LREE/HREE	22.3	23.9	23.7	21.3	23.5	20.0	20.6	20.2	22.4	23.6	22.2	20.7	22.4	22.3	22.4	28.0	25.7	22.5	21.1
(La/Yb) _N	54.7	59.3	54.1	45.5	46.6	42.9	49.4	38.1	53.1	49.1	45.4	48.7	53.1	53.9	52.9	61.3	55.0	45.1	48.9
δEu	0.81	0.84	0.85	0.88	0.88	0.86	0.87	0.84	0.83	0.85	0.87	0.82	0.88	0.80	0.87	0.87	0.80	0.86	0.84
δCe	0.67	0.67	0.68	0.89	0.89	0.72	0.69	0.90	0.69	0.81	0.88	0.69	0.68	0.68	0.69	0.87	0.89	0.90	0.68

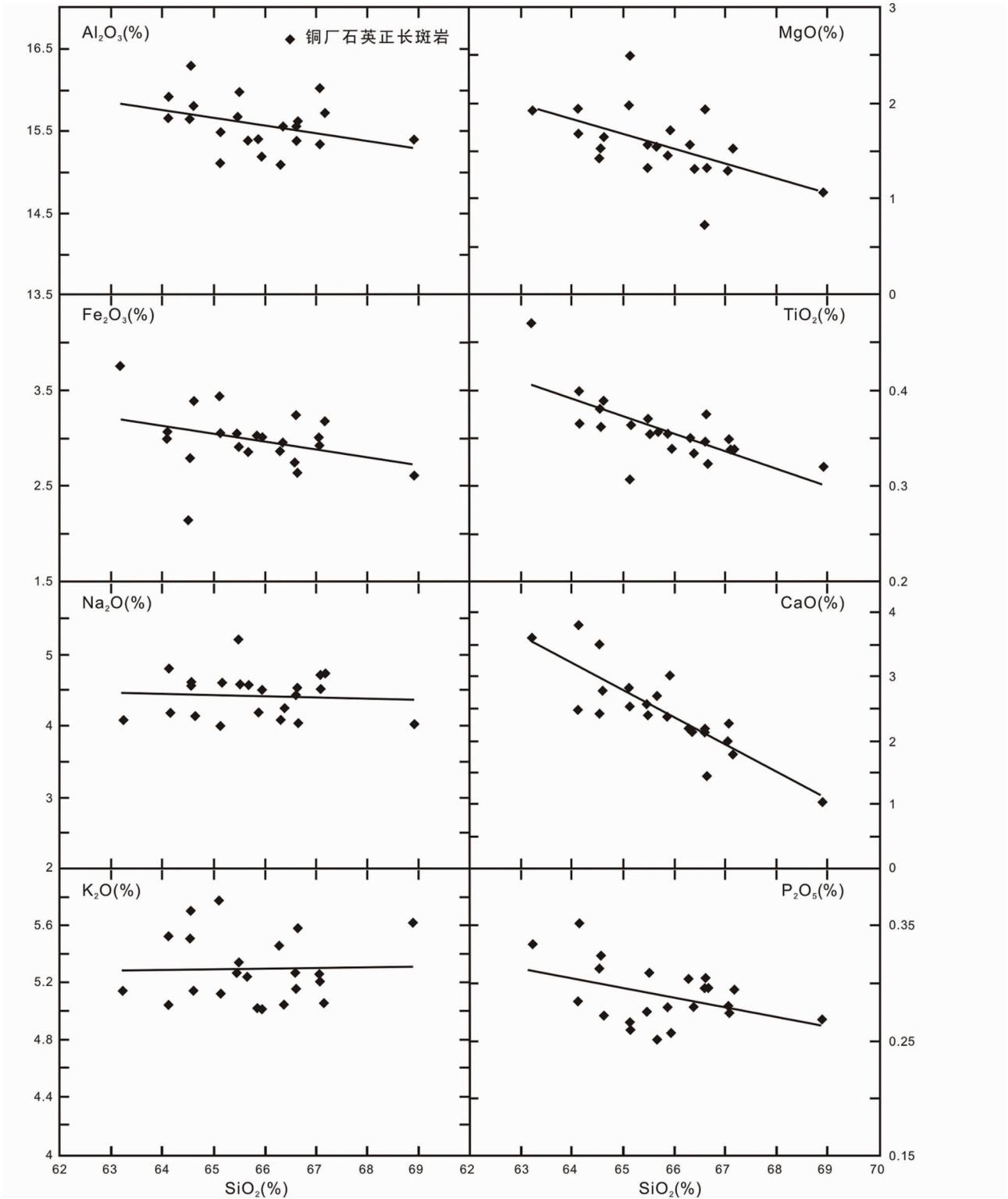


图5 铜厂石英正长斑岩哈克图解

Fig. 5 Harker diagram for the Tongchang quartz syenite porphyries

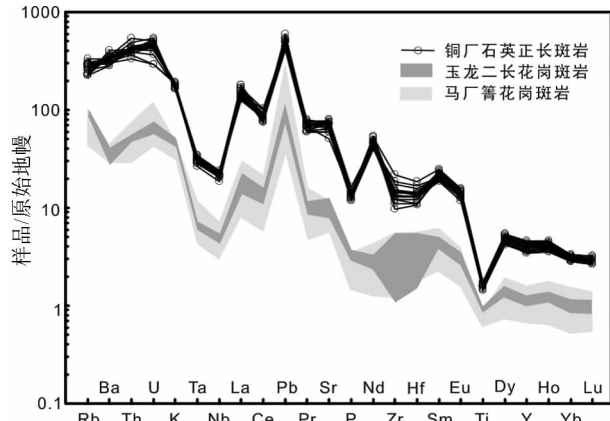


图6 铜厂石英正长斑岩微量元素原始地幔标准化图解 (标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

玉龙和马厂箐数据据毕献武未发表数据

Fig. 6 Primitive mantle-normalized trace element diagram for the Tongchang quartz syenite porphyries (normalization values after Sun and McDonough, 1989)

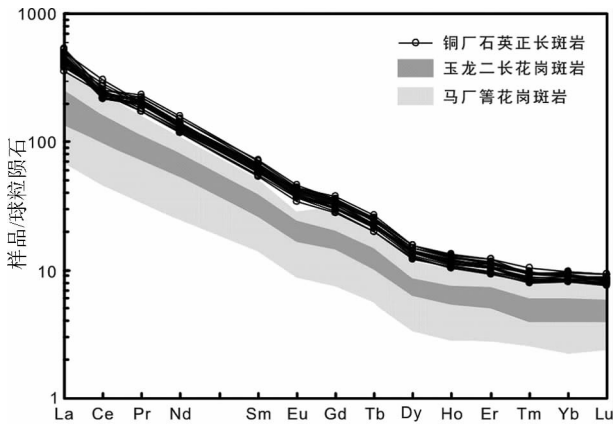


图7 铜厂石英正长斑岩稀土元素球粒陨石标准化图解 (标准化值据 Sun and McDonough, 1989)

玉龙和马厂箐数据据毕献武未发表数据

Fig. 7 Chondrite-normalized rare earth element diagram for the Tongchang quartz syenite porphyries (normalization values after Sun and McDonough, 1989)

(如 Rb、Ba、Th、U 等) 而亏损高场强元素 (如 Nb、Ta 和 Ti 等) (图 6), 表明它们的源区存在一定的相似性—均受到了俯冲带流体的交代作用。

表 2 给出了铜厂石英正长斑岩的稀土元素组成及相关参数, 图 7 为铜厂石英正长斑岩稀土元素球粒陨石标准化配分曲线。铜厂石英正长斑岩的 Σ REE 为 $331 \times 10^{-6} \sim 408 \times 10^{-6}$, 平均 363×10^{-6} , LREE/HREE 为 20.0 ~ 28.0, 平均 22.6, $(La/Yb)_N$ 为 38.1×61.3 , 平均 50.4, δEu 为 0.79 ~ 0.88, 平均 0.85, δCe 为 0.67 ~ 0.90, 平均 0.77。在球粒陨石

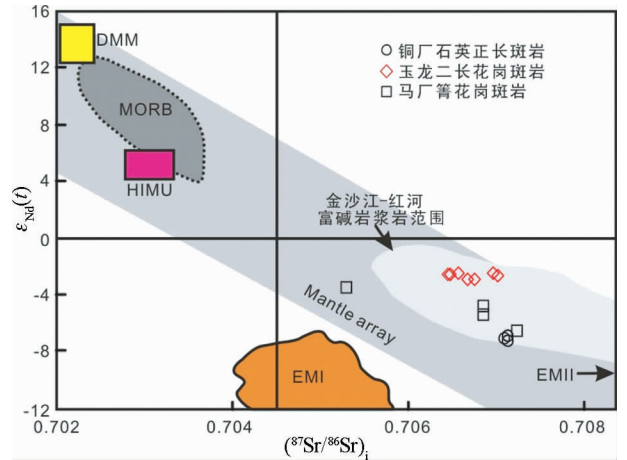


图8 铜厂石英正长斑岩 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 图

金沙江-红河富碱岩浆岩范围引自张玉泉和谢应雯(1997), 邓万明等(1998); DMM、HIMU、EMI 和 EMII 为地幔的四种端元组分引自 Hart (1984); MORB 为大洋中脊玄武岩引自 Sun and McDonough (1989); 玉龙及马厂箐分别据 Jiang *et al.* (2006) 和毕献武等(2005)

Fig. 8 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon_{\text{Nd}}(t)$ diagram for the Tongchang quartz syenite porphyries

标准化配分曲线图上 (图 7), 稀土元素总体表现为右倾平滑曲线, 强烈富集轻稀土而重亏损稀土。与玉龙二长花岗斑岩和马厂箐正长斑岩的稀土元素相比, 尽管铜厂石英正长斑岩的稀土元素含量要明显高很多, 但它们的稀土元素配分曲线表现出相似的变化趋势。铜厂石英正长斑岩强烈的轻重稀土元素分馏 (强烈富集轻稀土而重亏损重稀土) 意味着其源区可能存在石榴子石、金红石等强烈富集重稀土元素的矿物。

4.3 Sr、Nd 同位素特征

测定了铜厂石英正长斑岩 5 个样品的 Sr-Nd 同位素成分 (表 3), 其中 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.266958 ~ 0.308272, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 测试值为 0.707241 ~ 0.707291, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 为 0.087925 ~ 0.093385, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 测试值为 0.512247 ~ 0.512264。通过年龄 ($t=35\text{Ma}$) 计算出初始 Sr 和 Nd 同位素的组成及相关参数, 铜厂石英正长斑岩具有高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值和低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值特征, 其中 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 为 0.707097 ~ 0.707138, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 -7.1 ~ -6.8。在 Sr-Nd 同位素相关图解上 (图 8), 样品点均落在第四象限, 总体处于地幔演化趋势线上, 靠近 EMII 地幔端元, 同时样品点也落在金沙江-红河富碱岩浆岩的 Sr-Nd 同位素范围。相比玉龙二长花岗斑岩和马厂箐花岗斑岩的 Sr-Nd 同位素值, 铜厂石英正长斑岩具有高的 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ 值和低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值。

表3 铜厂石英正长斑岩 Sr-Nd 同位素数据及参数

Table 3 Whole-rock Sr and Nd isotopic data and relevant parameters of the Tongchang quartz syenite porphyries

样品号	TC903	TC915	TC917	TC919	TC920
Rb ($\times 10^{-6}$)	153	147	144	143	163
Sr ($\times 10^{-6}$)	1530	1570	1550	1550	1530
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.289360	0.270929	0.268825	0.266958	0.308272
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (2σ)	0.707241(6)	0.707266(10)	0.707268(8)	0.707261(6)	0.707291(8)
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	0.707097	0.707131	0.707134	0.707128	0.707138
$\epsilon_{\text{Sr}}(t)$	37.5	37.9	38.0	37.9	38.0
Sm ($\times 10^{-6}$)	9.6	9.8	8.9	9.7	9.7
Nd ($\times 10^{-6}$)	65.9	65.9	58.2	66.1	62.5
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.087925	0.089484	0.092187	0.088756	0.093385
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (2σ)	0.512254(2)	0.512247(2)	0.512263(2)	0.512247(4)	0.512264(2)
$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	0.512234	0.512227	0.512242	0.512227	0.512243
$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	-7.0	-7.1	-6.8	-7.1	-6.8

注:用 $t=35\text{Ma}$ 来计算($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 和 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值

5 讨论

5.1 成岩构造背景

新生代以来的印度-欧亚大陆碰撞使得“三江”地区先后经历了主碰撞会聚 (65 ~ 41Ma)、晚碰撞转换 (40 ~ 26Ma) 和后碰撞伸展 (25 ~ 0Ma) 3 个阶段,与之对应分别形成了主碰撞造山环境、晚碰撞走滑环境和后碰撞伸展环境。40 ~ 26Ma 的晚碰撞转换阶段,“三江”地区内沿着不同性质地体的边界形成了一系列区域规模的逆冲-推覆-走滑断裂系统,调节和吸收了印度-欧亚大陆碰撞引起的应力应变。自西而东和自北而南,这些走滑断裂依次包括嘉黎-高黎贡断裂、贡觉-芒康断裂(金沙江断裂)、巴塘-丽江断裂及红河-哀牢山断裂等(图1)。沿走滑断裂发育一系列派生性的走滑拉分盆地,如贡觉盆地、囊谦盆地及拉屋盆地等。同时与这些新生代走滑断裂体系相伴出露众多钾质富碱火成岩体,被认为是受控于新生代陆内走滑转换构造应力场(侯增谦等, 2006a, b, c, d)。

铜厂斑岩型 Cu(Mo, Au) 矿床位于金沙江-红河富碱侵入岩带的南段,铜厂含矿的石英正长斑岩体侵位于红河-哀牢山断裂与藤条河断裂所夹持的金平微地块内,空间上与红河走滑断裂毗邻。从已获得的锆石 U-Pb 年龄 ($34.5 \pm 0.4\text{Ma}$, 作者未发表数据) 以及前人的锆石 U-Pb 年龄资料 ($34.6 \pm 0.2\text{Ma}$, 梁华英等, 2002; $35.1 \pm 0.3\text{Ma}$, 黄波等, 2009) 来看,铜厂石英正长斑岩的成岩年龄约为 35Ma,其成岩年龄总体上处于“三江”地区的晚碰撞转换期内 (40 ~ 26Ma) (侯增谦等, 2006c)。因此,从大地构造位置以及成岩年龄 2 个方面可以基本确定铜厂石英正长斑岩体形成于晚碰撞走滑环

境,其与玉龙含矿的二长花岗斑岩体 (~42Ma) 以及马厂管含矿的花岗斑岩体 (~35Ma) 的成岩构造背景基本一致,均形成于陆内走滑环境 (Hou *et al.*, 2003; Bi *et al.*, 2009)。

5.2 源区特征

从前人分析的铜厂石英正长斑岩中原生黄铁矿的硫同位素组成 ($\delta^{34}\text{S} = +0.51\text{‰} \sim +1.84\text{‰}$, 平均 $+1.11\text{‰}$) 来看 (谢应雯等, 1984; 张玉泉等, 1987),其 $\delta^{34}\text{S}$ 组成接近陨硫石的 $\delta^{34}\text{S}$ 组成 (0‰),反映了铜厂石英正长斑岩岩浆主要来自于地幔。另外,铜厂石英正长斑岩具有高的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值 (0.707097 ~ 0.707138) 和低的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 ($-7.1 \sim -6.8$) 特征,在 Sr-Nd 同位素相关图解上 (图 8) 总体靠近 EMII 地幔端元,反映了铜厂石英正长斑岩的岩浆源区是一种 EMII 性质的地幔;同样在 Sr-Nd 同位素相关图解上 (图 8),玉龙二长花岗斑岩和马厂管花岗斑岩的源区也靠近 EMII 地幔,反映其岩浆源区也是一种 EMII 性质的地幔。富集地幔的形成与壳幔相互作用存在密切的联系 (Sun and McDonough, 1989; Weaver, 1991),从本区的构造演化历史来看,该区在早三叠世早期至早侏罗世初期经历了金沙江-哀牢山古特提斯大洋板片的俯冲消亡过程 (莫宣学和潘桂棠, 2006),俯冲板片对上覆的地幔楔的改造对 EMII 地幔的形成可能发挥了重要的作用。

埃达克岩 (adakite) 是 Defant and Drummond (1990) 提出的 1 类由俯冲的年轻且热的洋壳在榴辉岩相条件下熔融形成的、具有特殊地球化学特征的中酸性火成岩。该概念的提出引起了广泛关注,也引起了一定争议,主要原因是埃达克岩与其它成因的岩石具有类似的地球化学特征。近年来,环太平洋以及中国大陆环境的许多大型-超大型斑岩型 Cu-

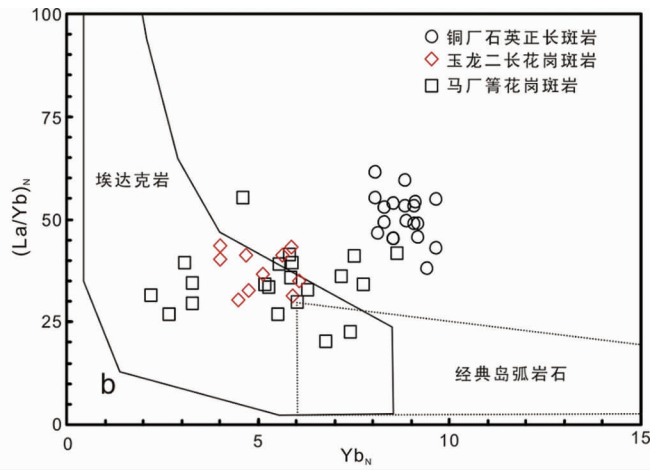
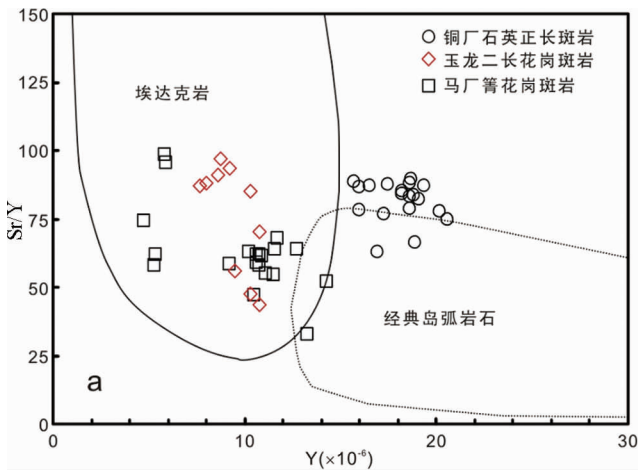


图9 铜厂石英正长斑岩埃达克岩判别图 (埃达克岩范围据 Defant and Drummond, 1990 圈定)

玉龙和马厂箐据毕献武未发表数据

Fig. 9 Adakite discrimination diagram for the Tongchang quartz syenite porphyries (Adakitic scope is after Defant and Drummond, 1990)

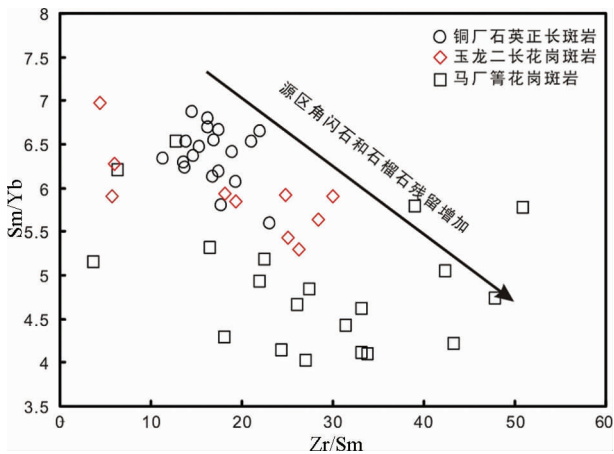


图10 铜厂石英正长斑岩 Zr/Sm-Sm/Yb 图

玉龙和马厂箐据毕献武未发表数据

Fig. 10 Zr/Sm-Sm/Yb diagram for the Tongchang quartz syenite porphyry

Au 矿床的含矿斑岩 (包括玉龙含矿的二长花岗斑岩和马厂箐含矿的花岗斑岩) 被识别出具有埃达克岩的特征, 对埃达克岩与斑岩型 Cu-Au 矿床成矿关系的研究正越来越受到重视 (张旗等, 2004; 侯增谦等, 2003, 2007; 王强等, 2007, 2008; 郭晓冬等, 2009)。埃达克岩对于斑岩型 Cu-Au 矿床成矿的意义在于埃达克岩具有富水、高氧逸度 (f_{O_2}) 等特征 (Oyarzun *et al.*, 2001), 这种富水、高氧化性岩浆能够使岩浆中的硫以 SO_4^{2-} 的形式存在, 阻止 Cu、Au (亲硫元素) 形成金属硫化物在岩浆阶段过早沉淀, 利于 Cu、Au 在岩浆残余流体中富集, 进而有利于斑岩型 Cu-Au 矿床的形成 (侯增谦等, 2003, 2007)。但并非所有的埃达克岩都伴有 Cu-Au 矿化, 只有在源区内部随部分熔融程度的增大角闪石被大量分

解 (释放大量流体), 残留相中的角闪石被石榴石取代的情况下才具有 Cu-Au 成矿的潜力, 这种角闪石的分解, 体现在含矿斑岩上, 主要表现为其 Sm/Yb 和 Zr/Sm 比值的明显变化, 大陆环境含矿斑岩与不含矿斑岩具有不同的 Sm/Yb 和 Zr/Sm 比值, 其中, 含矿斑岩的 Sm/Yb 比值介于 3~7 之间, Zr/Sm 比值介于 14~56 之间, 证实源区角闪石大量分解 (侯增谦等, 2007)。在埃达克岩判别图上 (图 9), 铜厂石英正长斑岩既不位于典型弧岩石范围内, 也不位于埃达克岩范围内, 而玉龙二长花岗斑岩和马厂箐花岗斑岩均位于埃达克岩范围。暂且不论埃达克岩的争议, 从铜厂石英正长斑岩、玉龙二长花岗斑岩以及马厂箐花岗斑岩的 Sm/Yb 比值和 Zr/Sm 比值 (铜厂: Sm/Yb = 5.6~6.9, 平均 6.4, Zr/Sm = 11.3~23.0, 平均 16.9; 玉龙: Sm/Yb = 5.3~7.0, 平均 5.9, Zr/Sm = 4.4~30.0, 平均 18.8; 马厂箐: Sm/Yb = 4.0~6.5, 平均 4.9, Zr/Sm = 3.7~50.9, 平均 28.1; 玉龙和马厂箐据毕献武未发表数据) 来看, 它们的 Sm/Yb 比值总体处于 3~7 之间, Zr/Sm 比值也总体介于 14~56 之间, 反映了它们的源区在部分熔融过程中均存在角闪石的大量分解, 释放出大量流体 (侯增谦等, 2007)。在 Zr/Sm-Sm/Yb 图解上 (图 10), 相比玉龙二长花岗斑岩和马厂箐花岗斑岩, 铜厂石英正长斑岩具有最高的 Sm/Yb 比值和最低的 Zr/Sm 比值, 意味着其源区具有较少的角闪石和石榴石残留, 说明铜厂石英正长斑岩源区的角闪石分解程度明显高于玉龙二长花岗斑岩和马厂箐花岗斑岩源区的角闪石分解程度。同时也说明了铜厂石英正长斑岩源区的部分熔融程度要高于玉龙二长花岗斑岩和马厂箐花岗斑岩的源区, 较高级度的部分熔融将使角闪石大量分解, 从而使源区具有较少的角闪石残留。由此可见, 尽管铜厂石英正长斑岩不具有埃达克岩属性, 但其源区仍然具有角闪石大量分解的特征, 为成矿作用提供了大量的

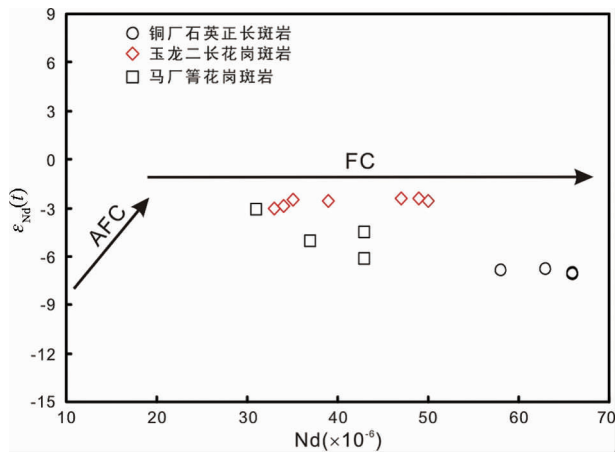


图 11 铜厂石英正长斑岩 Nd- $\epsilon_{Nd}(t)$ 图

玉龙和马厂箐分别据 Jiang *et al.* (2006) 和毕献武等(2005)

Fig. 11 Nd- $\epsilon_{Nd}(t)$ diagram for the Tongchang quartz syenite porphyries

流体, 流体中的水可以提高岩浆的氧逸度, 进而有利于成矿。

综上所述, 铜厂石英正长斑岩的岩浆主要来自 EMII 地幔的部分熔融, 与玉龙二长花岗斑岩和马厂箐花岗斑岩的地幔源区相比, 铜厂石英正长斑岩的地幔源区经历了更高程度的部分熔融, 源区具有相对少的角闪石和石榴石残留。

5.3 地壳混染

由于 Nb/Ta 比值在不同的地球化学储库中具有不同的比值, 成为判别源区物质的重要地球化学指标之一 (赵振华等, 2008), 结合本次的研究, 铜厂石英正长斑岩的 Nb/Ta 比值介于 11.2 ~ 12.9 之间, 平均为 12.2; 铜厂石英正长斑岩 Nb/Ta 比值明显偏离原始地幔的 Nb/Ta 比值 (Nb/Ta = 17.5; 赵振华等, 2008) 而总体位于大陆地壳范围 (Nb/Ta = 10 ~ 14; 赵振华等, 2008), 玉龙二长花岗斑岩 (Nb/Ta = 10.8 ~ 12.4, 平均为 11.6; 据毕献武未发表数据) 和马厂箐花岗斑岩 (Nb/Ta = 8.4 ~ 14.3, 平均为 11.4; 据毕献武未发表数据) 的 Nb/Ta 比值也明显偏离原始地幔而总体位于大陆地壳范围, 反映了铜厂石英正长斑岩、玉龙二长花岗斑岩和马厂箐花岗斑岩的岩浆中均存在地壳物质的混染。铜厂石英正长斑岩以及玉龙二长花岗斑岩和马厂箐花岗斑岩均具有高钾特征 (钾玄岩系列或/和高钾钙碱性系列), 这种高钾特征通常被认为是由受到俯冲板片流体 (或熔体) 改造过的陆下岩石圈地幔部分熔融而形成 (Nelson, 1992; Turner *et al.*, 1996; Rogers *et al.*, 1998), 实验结果表明, 这种流体 (或熔体) 与地幔橄辉岩反应会生成 1 种金云母辉石岩, 这种金云母辉石岩的部分熔融将会生成钾质岩浆 (Wyllie and Sekine, 1982)。前已述及, 铜厂石英正长斑岩、玉龙二长花岗斑岩和马厂箐花岗斑岩的高 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值和低的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值以及微量元素的“TNT”负异常也反映其源区受到了壳源

物质的影响。

在 Nd- $\epsilon_{Nd}(t)$ 图上 (图 11), 铜厂石英正长斑岩、玉龙二长花岗斑岩和马厂箐花岗斑岩的样品点分别总体呈现水平的变化趋势, Nd 与 $\epsilon_{Nd}(t)$ 之间不存在正相关性, 说明它们的岩浆在上升过程中没有或较少混染地壳物质。另外, 铜厂石英正长斑岩的 La/Ce (0.58 ~ 0.81) 及 Sm/Nd (0.14 ~ 0.16) 比值、玉龙二长花岗斑岩的 La/Ce (0.51 ~ 0.60) 及 Sm/Nd (~0.16) 比值以及马厂箐花岗斑岩的 La/Ce (0.49 ~ 0.65) 及 Sm/Nd (0.14 ~ 0.19) 比值均显示较小的变化范围 (玉龙和马厂箐据毕献武未发表数据), 同样说明了它们的岩浆在上升过程中没有或较少混染围岩地壳的成分。由此可见, 铜厂石英正长斑岩、玉龙二长花岗斑岩和马厂箐花岗斑岩的地壳物质的混染应主要是在源区内的混染, 这种壳源物质很可能由较早时期俯冲消亡的金沙江-哀牢山古特提斯大洋板片提供, 是地壳物质参与再循环的体现。

5.4 岩石成因类型

铜厂石英正长斑岩的平均全铁含量 (2.96%) 与世界 A 型花岗岩 (2.82%) 相当, 其平均全碱含量 (9.74%) 略高于世界 A 型花岗岩的平均全碱含量 (8.72%) (Whalen *et al.*, 1987), 铜厂斑岩具有高的稀土总量 (平均 363×10^{-6})、高 Nb (平均 15.3×10^{-6}) 以及右倾型稀土配分曲线等特征, 这些特征都与 A 型花岗岩的典型特征相一致 (Collins *et al.*, 1982)。在 A 型花岗岩判别图解上 (图 12), 铜厂石英正长斑岩的样品点总体处于 A 型花岗岩区域, 同时玉龙二长花岗斑岩以及马厂箐花岗斑岩的样品点也基本上位于 A 型花岗岩区域。另外, 铜厂石英正长斑岩产出的走滑拉张环境也与 A 型花岗岩产出的伸展环境 (非造山) 相一致 (Bonin, 2007)。综上所述, 铜厂石英正长斑岩应属于 A 型花岗岩类。

5.5 幔源物质对成矿的贡献

对于岩浆热液成矿系统来说, 矿床规模除受岩体的规模、构造环境以及围岩性质等因素的影响外, 岩浆中成矿元素的含量对成矿规模也起到了非常重要的作用。大量的研究表明, 岛弧环境斑岩型 Cu-Au 矿床的成矿元素 Cu、Au 和 S 主要来自于地幔, 其含矿岩浆不论来自地幔楔的部分熔融还是来自俯冲洋壳的部分熔融, 地幔物质都对斑岩 Cu-Au 矿床的形成均发挥了重要作用 (Solomon, 1990; McInnes and Cameron, 1994; Hattori and Keith, 2001; Mungall, 2002; Richards, 2003; Sun *et al.*, 2004; Heinrich *et al.*, 2005; Stern *et al.*, 2007)。对于形成于陆内走滑环境的铜厂、马厂箐和玉龙 3 个斑岩型 Cu (Mo-Au) 矿床, 其含矿岩浆也主要起源于地幔, 在斑岩型 Cu (Mo-Au) 矿床的 Cu 储量与含矿岩浆的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值的关系图上 (图 13), 斑岩 Cu (Mo-Au) 矿床的 Cu 储量与地幔物质的贡献总体呈现较好的正相关关系, 反映了母岩浆中地幔物质不同比例的加入 (地幔与地壳物质不同比例的混合) 对铜厂、马厂箐和玉龙 3 个斑岩 Cu (Mo-Au) 矿

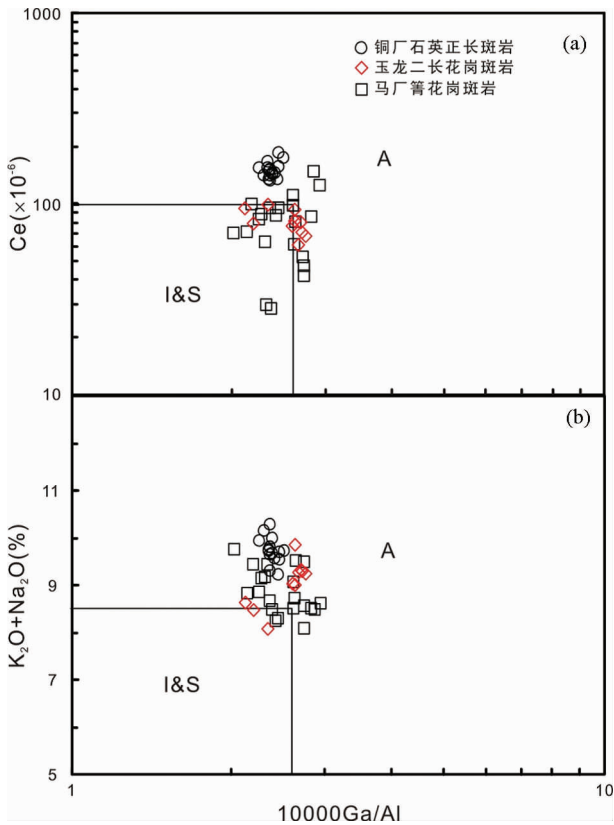


图 12 铜厂石英正长斑岩 A 型花岗岩判别图 (底图据 Whalen *et al.*, 1987)

玉龙和马厂箐据毕献武未发表数据

Fig. 12 A-type granite discrimination diagram for the Tongchang quartz syenite porphyries (after Whalen *et al.*, 1987)

床的 Cu 富集发挥了重要作用。

6 结论

(1) 铜厂斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床含矿的石英正长斑岩属中酸性岩石, 岩石具有高碱、富钾、准铝质-弱过铝质、富大离子亲石元素及亏损高场强元素等特征。岩石属钾玄岩系列, 在成因类型上属于 A 型花岗岩类, 不具埃达克质岩属性。其形成于 ~35Ma 的晚碰撞走滑环境。

(2) 在源区特征上, 铜厂、玉龙及马厂箐含矿的含矿斑岩均起源于 EMII 地幔的部分熔融, 源区均受到了地壳物质的混染。铜厂含矿斑岩的地幔源区较玉龙和马厂箐含矿斑岩的地幔源区经历了相对高的部分熔融程度, 且其源区具有相对低的角闪石和石榴石残留。

(3) 铜厂、玉龙和马厂箐斑岩 Cu(Mo-Au) 矿床具有不同规模的 Cu 储量, 这可能与母岩浆中地壳物质不同程度的混染存在较大的关系。

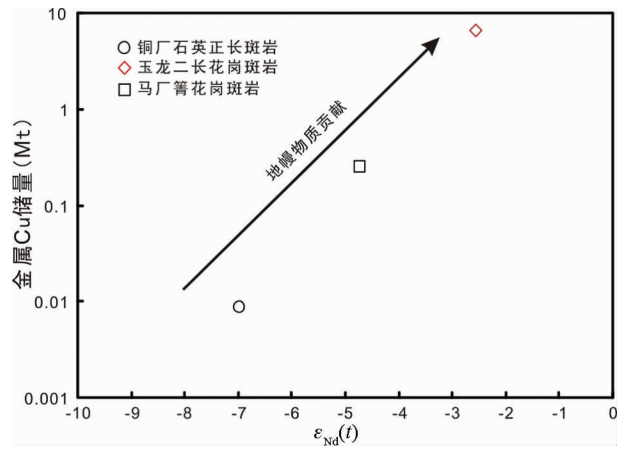


图 13 斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床的 Cu 储量与含矿岩浆的平均 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值的关系图

玉龙和马厂箐的平均 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值分别据 Jiang *et al.* (2006) 和毕献武等(2005); 玉龙和马厂箐斑岩型 Cu(Mo-Au) 矿床的 Cu 储量分别据梁华英等(2008) 和 Hou *et al.* (2006)

Fig. 13 The relationship between average $\epsilon_{Nd}(t)$ of the ore-bearing porphyries and copper tonnages of the porphyry Cu(Mo-Au) deposits

致谢 野外工作得到廊坊武警黄金地质研究所郭晓东博士、云南省红河州恒昊矿业有限公司及金平分公司的的大力支持, 审稿人对本文初稿提出了宝贵的修改意见, 在此深表感谢!

References

Bi XW, Hu RZ, Ye ZJ and Shao SX. 1999. Study on the relationship between the A-type granite and Cu-mineralization: Evidence from the Machangqing copper deposit. *Science in China (Series D)*, 29(6): 489-495 (in Chinese)

Bi XW, Hu RZ, Peng JT, Wu KX, Su WC and Zhan XZ. 2005. Geochemical characteristics of the Yao'an and Machangqing alkaline-rich intrusions. *Acta Petrologica Sinica*, 21(1): 113-124 (in Chinese with English abstract)

Bi XW, Hu RZ, Hanley J *et al.* 2009. Crystallisation conditions (T , P , f_{O_2}) from mineral chemistry of Cu- and Au-mineralised alkaline intrusions in the Red River-Jinshajiang alkaline igneous belt, western Yunnan Province, China. *Mineralogy and Petrology*, 96(1-2): 43-58

Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, 97(1-2): 1-29

Chung SL, Lee TY, Lo CH *et al.* 1997. Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan Red River shear zone. *Geology*, 25(4): 311-314

Chung SL, Lo CH, Lee TY *et al.* 1998. Diachronous uplift of the Tibetan plateau starting 40Myr ago. *Nature*, 394(6695): 769-773

Chung SL, Liu DY, Ji JQ *et al.* 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31(11): 1021-1024

Collins WJ, Beams SD, White AJR and Chappell BW. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2): 189-

- Defant MJ and Drummond MS. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347 (6294): 662–665
- Deng WM, Huang X and Zhong DL. 1998. Alkali-rich porphyries in northern segment of Jinshajiang belt in western Yunnan Province and their relationship with intraplate distortion. *Science in China (Series D)*, 28(2): 111–117 (in Chinese)
- Duan JZ. 2000. On the petrology, mineralogy and geochemistry of Jinshajiang-Honghe intrusive rock zone rich in alkali. *Yunnan Geology*, 19(3): 207–231 (in Chinese with English abstract)
- Guo LG, Liu YP, Xu W *et al.* 2006. Constraints to the mineralization age of the Yulong porphyry copper deposit from SHRIMP U-Pb zircon data in Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 21(4): 1009–1016 (in Chinese with English abstract)
- Guo XD, Hou ZQ, Chen X and Wang ZH. 2009. Identification of adakitic characteristics of Machangqing alkali-rich porphyry in Yunnan Province and its significance to mineralization research. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 28(4): 375–386 (in Chinese with English abstract)
- Hart SR. 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, 309(5971): 753–757
- Hattori KH and Keith JD. 2001. Contribution of mafic melt to porphyry copper mineralization; Evidence from Mount Pinatubo, Philippines, and Bingham Canyon, Utah, USA. *Mineralium Deposita*, 36(8): 799–806
- Heinrich CA, Halter W, Landtwing MR and Pettke T. 2005. The formation of economic porphyry copper (-gold) deposits; Constraints from microanalysis of fluid and melt inclusions. *Mineral Deposits and Earth Evolution*, 248: 247–263
- Hou ZQ, Ma HW, Zaw K *et al.* 2003. The Himalayan Yulong porphyry copper belt; Product of large-scale strike-slip faulting in eastern Tibet. *Economic Geology*, 98(1): 125–145
- Hou ZQ, Mo XX, Gao YF, Qu XM and Meng XJ. 2003. Adakite, a possible host rock for porphyry copper deposits; Case studies of porphyry copper belts in Tibetan and in northern Chile. *Mineral Deposits*, 22(1): 1–12 (in Chinese with English abstract)
- Hou ZQ, Zeng PS, Gao YF, Du AD and Fu DM. 2006. Himalayan Cu-Mo-Au mineralization in the eastern Indo-Asian collision zone; Constraints from Re-Os dating of molybdenite. *Mineralium Deposita*, 41(1): 33–45
- Hou ZQ, Mo XX, Yang ZM *et al.* 2006a. Metallogenesis in the collisional orogen of the Qinghai-Tibet Plateau; Tectonic setting, tempo-spatial distribution and ore deposit types. *Geology in China*, 33(2): 340–351 (in Chinese with English abstract)
- Hou ZQ, Yang ZS, Xu WY *et al.* 2006b. Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt; I. Mineralization in main collisional orogenic setting. *Mineral Deposits*, 25(4): 337–358 (in Chinese with English abstract)
- Hou ZQ, Pan GT, Wang AJ *et al.* 2006c. Metallogenesis in Tibetan collisional orogenic belt; II. Mineralization in late-collisional transformation setting. *Mineral Deposits*, 25(5): 521–543 (in Chinese with English abstract)
- Hou ZQ, Qu XM, Yang ZS *et al.* 2006d. Metallogenesis in Tibetan collisional belt; III. Mineralization in post collisional extension setting. *Mineral Deposits*, 25(6): 629–651 (in Chinese with English abstract)
- Hou ZQ, Pan XF, Yang ZM and Qu XM. 2007. Porphyry Cu-(Mo-Au) deposits no related to oceanic-slab subduction; Examples from Chinese porphyry deposits in continental setting. *Geoscience*, 21(2): 332–351 (in Chinese with English abstract)
- Hu XZ and Huang Z. 1997. The petrology and petrogenesis of the Yangtze platform western margin's alkali-rich granite porphyry. *Geotectonica et Metallogenia*, 21(2): 173–180 (in Chinese with English abstract)
- Huang B, Liang HY, Mo JH and Xie YW. 2009. Zircon LA-ICP-MS U-Pb age of the Jinping-Tongchang porphyry associated with Cu-Mo mineralization and its geological implication. *Geotectonica et Metallogenia*, 33(4): 598–602 (in Chinese with English abstract)
- Ionov DA and AW Hofmann. 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas; Implications for subduction-related metasomatic trace-element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters*, 131(3–4): 341–356
- Jiang YH, Jiang SY, Ling HF and Dai BZ. 2006. Low-degree melting of a metasomatized lithospheric mantle for the origin of Cenozoic Yulong monzogranite-porphyry, east Tibet; Geochemical and Sr-Nd-Pb-Hf isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 241(3–4): 617–633
- Liang HY, Campell IH, Xie YW and Zhang YQ. 2002. Zircon ELA-ICP-MS dating of host intrusion of Jinping Tongchang Mo-Cu deposits. *Mineral Deposits*, 21(Suppl.): 421–422 (in Chinese)
- Liang HY, Xie YW, Zhang YQ and Campbell I. 2004. The constraint of formation and evolution of potassium-rich alkaline intrusion on copper-mineralization; exemplified by Machangqing copper deposit. *Progress in Natural Science*, 14(1): 116–120 (in Chinese)
- Liang HY, Campell IH, Allen C *et al.* 2006. Zircon Ce⁴⁺/Ce³⁺ ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet. *Mineralium Deposita*, 41(2): 152–159
- Liang HY, Mo JH, Sun WD, Yu HX, Zhang YQ and Allen MC. 2008. Study on the duration of the ore-forming system of the Yulong giant porphyry copper deposit in eastern Tibet, China. *Acta Petrologica Sinica*, 24(10): 2352–2358 (in Chinese with English abstract)
- McInnes BIA and Cameron EM. 1994. Carbonated, alkaline hybridizing melts from a sub-arc environment; Mantle wedge samples from the Tabar-Lihir-Tanga-Feni arc, Papua New Guinea. *Earth and Planetary Science Letters*, 122(1–2): 125–141
- Mo XX and Pan GT. 2006. From the Tethys to the formation of the Qinghai-Tibet plateau; Constrained by tectono-magmatic events. *Earth Science Frontiers*, 13(6): 43–51 (in Chinese with English abstract)
- Mungall JE. 2002. Roasting the mantle; Slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology*, 30(10): 915–918
- Nelson DR. 1992. Isotopic characteristics of potassic rocks; Evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis. *Lithos*, 28: 403–420
- Oyarzun R, Marquez A, Lillo J, Lopez I and Rivera S. 2001. Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile; Adakitic versus normal calc-alkaline magmatism. *Mineralium Deposita*, 36(8): 794–798
- Qi L, Hu J and Gregoire DC. 2000. Determination of trace elements in granites by inductively coupled plasma mass spectrometry. *Talanta*, 51(3): 507–513
- Qiu JX. 1985. *Petrology of Igneous Rocks*. Beijing: Geological Publishing House, 1–340 (in Chinese)
- Richards JP. 2003. Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation. *Economic Geology*, 98(8): 1515–1533
- Rogers NW, James D and Kelly SP. 1998. The generation of potassic lava from the eastern Virunga Province, Rwanda. *Journal of Petrology*, 39: 1223–1247
- Solomon M. 1990. Subduethm, arc reversal, and the origin of porphyry copper-gold deposits in island arcs. *Geology*, 18(7): 630–633
- Stern CR, Funk JA, Skewes MA and Arevalo A. 2007. Magmatic anhydrite in plutonic rocks at the El Teniente Cu-Mo deposit Chile, and the role of sulfur- and copper-rich magmas in its formation. *Economic Geology*, 102(7): 1335–1344
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; Implication for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). *Magmatism in Oceanic Basins*. Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., 42: 313–345
- Sun WD, Arculus RJ, Kamenetsky VS and Binns RA. 2004. Release of gold-bearing fluids in convergent margin magmas prompted by magnetite crystallization. *Nature*, 431(7011): 975–978
- Tang JX, Wang CH, Qu WJ, Du AD, Ying LJ and Gao YM. 2009. Re-Os isotopic dating of molybdenite from the Yulong porphyry copper-molybdenum deposit in Tibet and its metallogenic significance. *Rock and Mineral Analysis*, 28(3): 215–218 (in Chinese with English abstract)

abstract)

Turner S, Arnaud N, Liu J *et al.* 1996. Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37(1): 45–71

Wang CH, Tang JX, Chen JP *et al.* 2009. Chronological research of Yulong copper-molybdenum porphyry deposit. *Acta Geologica Sinica*, 83(10): 1445–1455 (in Chinese with English abstract)

Wang DH, Qu WJ, Li ZW, Ying HL and Chen YC. 2004. The mineralization concentrating period of the porphyry copper-molybdenum deposits in Jinshajiang-Red River metallogenic belt: Re-Os isotopic dating. *Science in China (Series D)*, 34(4): 345–349 (in Chinese)

Wang JH, Yin A, Harrison TM, Grove M, Zhang YQ and Xie GH. 2001. A tectonic model for Cenozoic igneous activities in the eastern Indo-Asian collision zone. *Earth and Planetary Science Letters*, 188(1–2): 123–133

Wang Q, Xu JF, Zhao ZH *et al.* 2007. Adakites or adakitic rocks and associated metal metallogenesis in China. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 26(4): 337–349 (in Chinese with English abstract)

Wang Q, Tang GJ, Jia XH *et al.* 2008. The metalliferous mineralization associated with adakitic rocks. *Geological Journal of China University*, 14(3): 350–364 (in Chinese with English abstract)

Weaver BL. 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2–4): 381–397

Whalen JB, Currie KL and Chappell BW. 1987. A-type granite: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419

Wu R, Liu XF, Xiao JX and Fan P. 2010. The study on diagenetic and metallogenic geochronology of Machangqing deposit. *Mineral Deposits*, 29(Suppl.): 521–522 (in Chinese)

Wyllie PJ and Sekine T. 1982. The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79: 375–380

Xie YW, Zhang YQ and Hu GX. 1984. A preliminary study on geochemical characteristics and mineralization specificity of alkali-rich intrusive belt in Ailaoshan-Jinshajiang. *The Journal of Kunming College of Engineering*, (4): 1–17 (in Chinese with English abstract)

Xing JB, Guo XD, Qu WJ, Wang ZH and Li HG. 2009. Molybdenite Re-Os age and other geological meaning of Machangqing porphyry copper, molybdenum deposit. *Gold Science and Technology*, 17:24–29 (in Chinese with English abstract)

Xue BG. 2008. On the division of Au metallogenetic zone and metallogenetic rule in Yunnan. *Yunnan Geology*, 27(3): 261–277 (in Chinese with English abstract)

Yang JH, Chung SL, Zhai MG and Zhou XH. 2004. Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of mafic dikes from the Jiaodong Peninsula, China: Evidence for vein-plus peridotite melting in the lithospheric mantle. *Lithos*, 73: 145–160

Yin A and Harrison TM. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 211–280

Zeng PS, Mo XX and Yu XH. 2002. Nd, Sr and Pb isotopic characteristics of the alkaline-rich porphyries in western Yunnan and its compression strike-slip setting. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 21(3): 231–241 (in Chinese with English abstract)

Zhang Q, Qin KZ, Wang YL, Zhang FQ, Liu HT and Wang Y. 2004. Study on adakite broadened to challenge the Cu and Au exploration in China. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 195–204 (in Chinese with English abstract)

Zhang YQ, Xie YW and Tu GC. 1987. Preliminary studies of the alkali-rich intrusive rocks in the Ailaoshan-Jinshajiang belt and their bearing on rift tectonics. *Acta Petrologica Sinica*, (1): 17–26 (in Chinese with English abstract)

Zhang YQ, Zhu BQ and Xie YW. 1989. Discussion on Rb-Sr isochron

ages of granitoids in the Hengduan mountains. *Acta Geologica Sinica*, (4): 373–382 (in Chinese with English abstract)

Zhang YQ, Xie YW and Tu GC. 1997. Nd, Sr isotopic characteristics and chronology of Ailaoshan-Jinshajiang alkali-rich intrusions. *Science in China (series D)*, 27(4): 289–293 (in Chinese)

Zhang YQ, Xie YW, Liang HY, Qiu HN, Li XH and Chung SL. 1998. Petrogenesis series and the ore-bearing porphyries of the Yulong copper ore belt in eastern Tibet. *Geochimica*, 27(3): 236–243 (in Chinese with English abstract)

Zhao ZH, Xiong XL, Wang Q and Qiao YL. 2008. Some aspects on geochemistry of Nb and Ta. *Geochimica*, 37(4): 304–320 (in Chinese with English abstract)

附中文参考文献

毕献武, 胡瑞忠, 叶造军, 邵树勋. 1999. A型花岗岩类与铜成矿关系研究——以马厂箐铜矿为例. *中国科学(D辑)*, 29(6): 489–495

毕献武, 胡瑞忠, 彭建堂, 吴开兴, 苏文超, 战新志. 2005. 姚安和马厂箐富碱侵入岩体的地球化学特征. *岩石学报*, 21(1): 113–124

邓万明, 黄莹, 钟大赟. 1998. 滇西金沙江带北段的富碱斑岩及其与板内变形的关系. *中国科学(D辑)*, 28(2): 111–117

段建中. 2000. 金沙江-红河富碱侵入岩带岩石-矿物学及岩石化学特征. *云南地质*, 19(3): 207–231

郭利果, 刘玉平, 徐伟等. 2006. SHRIMP 锆石年代学对西藏玉龙斑岩铜矿成矿年龄的制约. *岩石学报*, 21(4): 1009–1016

郭晓冬, 侯增谦, 陈祥, 王治华. 2009. 云南马厂箐富碱斑岩埃达克岩性质的厘定及其成矿意义. *岩石矿物学杂志*, 28(4): 375–386

侯增谦, 莫宣学, 高永丰, 曲晓明, 孟祥金. 2003. 埃达克岩: 斑岩铜矿的一种可能的重要含矿母岩——以西藏和智利斑岩铜矿为例. *矿床地质*, 22(1): 1–12

侯增谦, 莫宣学, 杨志明等. 2006a. 青藏高原碰撞造山带成矿作用: 构造背景、时空分布和主要类型. *中国地质*, 33(2): 340–351

侯增谦, 杨竹深, 徐文艺等. 2006b. 青藏高原碰撞造山带: I. 主碰撞造山成矿作用. *矿床地质*, 25(4): 337–358

侯增谦, 潘桂棠, 王安建等. 2006c. 青藏高原碰撞造山带: II. 晚碰撞转换成矿作用. *矿床地质*, 25(5): 521–543

侯增谦, 曲晓明, 杨竹深等. 2006d. 青藏高原碰撞造山带: III. 后碰撞伸展成矿作用. *矿床地质*, 25(6): 629–651

侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿. *现代地质*, 21(2): 333–351


胡祥昭, 黄震. 1997. 扬子地台西缘富碱花岗斑岩特征及成因探讨. *大地构造与成矿学*, 21(2): 173–180

黄波, 梁华英, 莫济海, 谢应雯. 2009. 金平铜厂铜钼矿床赋矿岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及意义. *大地构造与成矿学*, 33(4): 598–602

梁华英, Campbell IH, 谢应雯, 张玉泉. 2002. 金平铜厂铜钼矿床赋矿岩体锆石 ELA-ICP-MS 定年. *矿床地质*, 21(增刊): 421–422

梁华英, 谢应雯, 张玉泉, Campbell IH. 2004. 富钾碱性岩体形成演化对铜矿成矿制约——以马厂箐铜矿为例. *自然科学进展*, 14(1): 116–120

梁华英, 莫济海, 孙卫东, 喻亨祥, 张玉泉, Allen MC. 2008. 藏东玉

- 龙超大型斑岩铜矿床成岩成矿系统时间跨度分析. 岩石学报, 24(10): 2352-2358
- 莫宣学, 潘桂棠. 2006. 从特提斯到青藏高原形成: 构造-岩浆事件的约束. 地学前缘, 13(6): 43-51
- 邱家骧. 1985. 岩浆岩石学. 北京: 地质出版社, 1-340
- 唐菊兴, 王成辉, 屈文俊, 杜安道, 应立娟, 高一鸣. 2009. 西藏玉龙斑岩铜钼矿辉钼矿铼-钨同位素定年及其成矿学意义. 岩矿测试, 28(3): 215-218
- 王成辉, 唐菊兴, 陈建平. 2009. 西藏玉龙铜钼矿同位素年代学研究. 地质学报, 83(10): 1445-1455
- 王登红, 屈文俊, 李志伟, 应汉龙, 陈毓川. 2004. 金沙江-红河成矿带斑岩铜钼矿的成矿集中期: Re-Os 同位素定年. 中国科学(D 辑), 34(4): 345-349
- 王强, 许继峰, 赵振华. 2007. 中国埃达克岩或埃达克质岩及相关金属成矿作用. 矿物岩石地球化学通报, 26(4): 337-349
- 王强, 唐功建, 贾小辉. 2008. 埃达克质岩的金属成矿作用. 高校地质学报, 14(3): 350-364
- 吴冉, 刘显凡, 肖继雄, 范鹏. 2010. 马厂箐矿床岩石矿石地质年代学研究. 矿床地质, 29(增刊): 521-522
- 谢应雯, 张玉泉, 胡国相. 1984. 哀牢山-金沙江富碱侵入带地球化学与成矿专属性初步研究. 昆明工学院学报, (4): 1-17
- 邢俊兵, 郭晓东, 屈文俊, 王治华, 李汉光. 2009. 马厂箐斑岩型铜、钼矿辉钼矿 Re-Os 年龄及地质意义. 黄金科学技术, 17(5): 24-29
- 薛步高. 2008. 云南金矿带划分及成矿规律. 云南地质, 27(3): 261-277
- 曾普胜, 莫宣学, 喻学惠. 2002. 滇西富碱斑岩带的 Nd、Sr、Pb 同位素特征及其挤压走滑背景. 岩石矿物学杂志, 21(3): 231-241
- 张旗, 秦克章, 王元龙, 张福勤, 刘红涛, 王焰. 2004. 加强埃达克岩研究, 开创中国 Cu、Au 等找矿工作的新局面. 岩石学报, 20(2): 195-204
- 张  谢应雯, 涂光炽. 1987. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩及其与裂谷构造关系初步研究. 岩石学报, (1): 17-26
- 张玉泉, 朱炳泉, 谢应雯. 1989. 横断山区花岗岩类铷-锶等时年龄讨论. 地质学报, (4): 373-382
- 张玉泉, 谢应雯. 1997. 哀牢山-金沙江富碱侵入岩年代学和 Nd, Sr 同位素特征. 中国科学(D 辑), 27(4): 289-293
- 张玉泉, 谢应雯, 梁华英, 邱华宁, 李献华, 钟孙霖. 1998. 藏东玉龙铜矿带含矿斑岩及成岩系列. 地球化学, 27(3): 236-243
- 赵振华, 熊小林, 王强, 乔玉楼. 2008. 铷与钽的某些地球化学问题. 地球化学, 37(4): 304-320