

# 陕南勉略宁地区铜厂闪长岩岩石地球化学及 SHRIMP 锆石 U-Pb 同位素年代学\*

叶霖<sup>1,2</sup> 程增涛<sup>1,3</sup> 陆丽娜<sup>1,3</sup> 高伟<sup>1,3</sup> 潘自平<sup>1,3</sup>

YE Lin<sup>1,2</sup>, CHENG ZengTao<sup>1,3</sup>, LU LiNa<sup>1,3</sup>, GAO Wei<sup>1,3</sup> and PAN ZiPing<sup>1,3</sup>

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. 中国科学院广州地球化学研究所 边缘海实验室, 广州 510640

3. 中国科学院研究生院, 北京 100039

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

2. Key Laboratory of Marginal Sea Geology, Guangzhou Institute of Geochemistry & South China Sea Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

3. Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

2009-04-22 收稿, 2009-10-12 改回.

Ye L, Cheng ZT, Lu LN, Gao W and Pan ZP. 2009. Petrological geochronology and zircon SHRIMP U-Pb of Tongchang diorites, Mianlueing area, Southern Shaanxi province, China. *Acta Petrologica Sinica*, 25(11): 2866–2876

**Abstract** The paper research on the petrological geochronology and zircon SHRIMP U-Pb of Tongchang diorites, Mian-lue-Ning area, Southern Shanxi Province, China. The results show that the diorites, which belong to low K calc-alkali series rocks, are characterized by comparative losing of medium-high field strong elements in microelements and comparative enrichment of large ion lithophile elements. The Chondrite-normalized REE patterns of the diorites, which are similar and successive with that of Bikou group marine volcanic rocks, belong to the LREE-rich type with obvious negative anomaly of Eu, reflecting its island-arc volcanic features. It is suggested that there is a relationship between the diorites and the mineralization of Cu, the diorites may be one of source of metallogenic mass, and the diorites may come from the earth's crust or consumingly contaminated by the earth's crust with no remarkable crystallization differentiation. The geological setting of the forming of the diorites was belonging to collision doming-island arc volcanic, and the mineralization was late to the intrusion of the diorites. The diorites has a SHRIMP zircon U-Pb age of  $842 \pm 6.5$  Ma and suggests it belongs to the invasive magma at the late stage of the stratum-Bikou group spilite, and formed by partly melting from Bikou group spilite. The comparative enrichment of LREE of the diorites may relate to inheriting the REE feature of the source of rocks.

**Key words** Mian-lue-Ning area; Tongchang; Diorite; Petrological geochronology; Zircon SHRIMP U-Pb age

**摘要** 本文对位于陕南勉略宁地区铜厂铜矿区与铜成矿作用有关的闪长岩进行了系统的岩石学、锆石 U-Pb 年代学和地球化学研究, 讨论铜厂岩体的岩石成因、成岩物质来源及其地质意义和与铜厂铜矿床的关系。研究结果表明, 铜厂闪长岩属于钙碱性-低钾岩系列岩石, 以富大离子亲石元素和贫高场强元素为特征, 其稀土配分模式为具 Eu 负异常和 Ce 异常不明显的轻稀土富集型, 与碧口群海相火山岩具有一定相似性和继承性。闪长岩主要来源于壳源或曾受到地壳物质的强烈混染, 并没有经历过显著的结晶分异演化, 且与铜成矿有密切的关系, 为该区主要成矿物质来源之一。岩体形成的大地构造背景属于碰撞隆起-岛弧火山, 成矿作用晚于岩体侵入。铜厂闪长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 同位素年龄为  $842 \pm 6.5$  Ma, 早于秦岭造山带的主造山期。该区晋宁期俯冲-挤压造山作用, 形成了碧口岩群岛弧火山岩系, 铜厂闪长岩可能属于地层-碧口群细碧角斑岩末期火山侵入杂岩, 由碧口群火山岩的局部熔融作用形成, 其轻稀土的相对富集可能与岩体继承源岩的稀土特征有关。

**关键词** 勉略宁地区; 铜厂; 闪长岩; 岩石地球化学; 锆石 SHRIMP U-Pb 定年

中图法分类号 P597.3; P588.122

\* 本研究得到国家 973 项目(2006CB403508)和国家自然科学基金(批准号: 40873038)资助。

第一作者简介: 叶霖, 男, 1970 年生, 博士, 副研究员, 从事矿床地球化学研究, E-mail: yelin@vip.gyig.ac.cn

## 1 引言

“勉略宁”三角地区是秦岭造山带中一重要矿化集中区, 已发现多种类型的铜、铁、铅、锌、金和银等多金属矿床(点) 多达上百处, 除金矿床为大-超大型外(煎茶岭和李家沟金矿床), 该区铜金多金属矿床多与中酸性侵入体有关, 但规模均不大(中-小型), 包括铜厂、元坝子、苍社、关口垭、坪头山、西沟等石英闪长岩体内外接触带均已发现不少铜矿体(点) (秦克令等, 1990<sup>①</sup>), 表明该类型矿床在勉略宁地区具有很好找矿前景, 因此, 长期以来倍受广大地质工作者重视, 积累了大量宝贵的研究资料, 提出了不少新理论和新认识。但九十年代以来, 本区的找矿难度越来越大, 难以取得突破, 寻找大型-超大型铜金多金属矿床一直是地质研究工作的难题。铜厂铜矿床是勉略宁地区最主要和最具代表性铜矿床, 其形成与分布与铜厂闪长岩体密切相关, 是最具找矿前景铜矿化类型(西北有色地质研究所, 1995; 汪军谊等, 1999; 韩润生等, 2003), 对于铜厂闪长岩, 不同时期、不同单位、不同方法测定的同位素年代出入甚大, 已得到 1300 ~ 1335Ma(蚀变角闪石 Ar-Ar 年龄(秦克令等, 1990; 1992)、633 ~ 705Ma(单颗粒锆石 U-Pb 年龄, 吴俞斌等, 1994)、494.8Ma(K-Ar 法, 王东生, 1992; 赵统, 1981; 修泽雷等, 1981<sup>②</sup>)、340Ma(全岩 Rb-Sr 等时线法, 李军, 1990; 姚书振等, 2002)、204.2Ma(K-Ar 法, 桂林矿产地质研究院)、233Ma(全岩 Rb-Sr 等时线年龄, 叶霖等, 1997a)。可见, 铜厂矿区闪长岩侵入时限由于测试方法陈旧, 其同位素年龄的精度、可靠性均值得商榷, 因此争议较大。本文通过 SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学研究以对该岩体进行精确同位素定年, 结合岩石地球化学研究探讨其形成大地构造背景及与铜矿形成关系, 为勉略宁地区与中酸性侵入岩有关的铜多金属矿床的提供找矿思路。

## 2 区域及矿区地质概况

铜厂矿区位于甘孜-勉略宁地体之勉(县)略(阳)阳(平关)铜镍金多金属成矿区的中心部位, 区内分布有中小型铜矿床(点)十多处。矿区出露地层以晚元古界碧口群郭家沟组、接官亭组浅变质火山沉积岩和震旦系九道拐组正常沉积碳酸盐岩为主。郭家沟组地层以海相细碧岩( $Pt_{2g}$ )为主, Rb-Sr 年龄为  $1038.05 \pm 73.6\text{Ma}$ (王东生, 1992), 主要分布于矿区南部构成南部基性火山岩带。接官亭组以中酸性火山岩为主, Rb-Sr 同位素年龄为 700 ~ 800Ma(王东生, 1992), 仅分布于矿区北部红土石-东沟坝一带, 构成北部酸性火山岩带(图1)。晚元古代后, 矿区虽然经历过多次的区域变质作用和构造运动, 但总体看来, 火山岩变质程度不深, 变质相属绢云母-绿泥石低级绿片岩相。

铜厂闪长岩体出露于铜厂穹状背形中部(图1), 呈 NE 方向的大型岩株产出, 长轴为 NE 向, 平面距约 3200m, 短轴

宽约 1400m。岩体四周均为碧口群海相火山沉积岩, 因岩体侵入时热交代作用, 围岩多发生不同程度的热蚀变, 北部及东部同碧口群顶部碳酸岩、火山细碎屑岩以断层接触, 南部及西部同细碧岩呈渐变接触关系。该岩体以路家山顶为界, 岩体北部倾向南东或南西, 流线指向南东, 倾角较缓, 岩体南部流面倾向北西或北东, 流线指向北东, 倾角较陡, 证明岩体具有明显的相向倾向特点, 说明岩体是沿古火山口上侵, 岩浆活动方向是由路家山东南向北西和南西方向运动。

该矿床为隐伏-半隐伏矿床, 矿体主要产自闪长岩体内及其围岩内外接触带, 呈相互平行矿脉(体)群产出, 到目前为止, 已发现三个铜矿脉(体)密集带和十多个工业矿体, 单矿体均为脉状, 地质储量为中型铜矿, 远景储量为大型。矿石中成分复杂, 除黄铜矿、黄铁矿两个主要金属矿物外, 主要金属矿物还有: 闪锌矿、磁黄铁矿、辉铜矿、硫铜矿、辉钼矿、辉砷镍矿、紫硫镍矿、针镍矿、锑硫镍矿、自然金、金银矿和孔雀石等; 脉石矿物主要为石英、方解石、绢云母等。矿石具有压碎结构、交代残余结构和角砾状构造、块状构造的黄铜矿石均分布于主矿脉中, 而细脉浸染状黄铜矿石则多分布于主矿脉的上、下盘附近。矿石有用化学成分主要为铜, 平均含量为 2.91% ~ 5.44%, 伴生有用组分较多, 主要有镍(0.1% ~ 0.28%)、钴(0.012% ~ 0.040%)、金(0.1 ~ 4.8 g/t)、银(10 ~ 30g/t)等。

## 3 样品采集及分析测试方法

本文闪长岩样品采自陕西省南部略阳县铜厂矿区后沟-罗家沟之间 3 个样品组合样(图1), 该类岩石为灰色至深灰色, 块状构造, 粒度 0.1 ~ 0.7cm, 以中粒(0.2 ~ 0.5cm)为主, 显微镜下观察, 铜厂闪长岩主要矿物为斜长石(40% ~ 70%)、角闪石(25% ~ 35%)、石英(5% ~ 10%)及少量黑云母、辉石和钾长石, 副矿物主要为榍石、磷灰石、磁铁矿、锆石、钛铁矿等。其斜长石  $An = 30 \sim 50$ , 属于更-中长石。围岩蚀变主要有钾化、硅化、碳酸盐化, 靠近矿体附近绢云母化片理化强烈。

对所采集样品显微镜鉴定后磨成 200 目用于岩石学分析测试, 主量元素分析采用中国科学院地球化学研究所国家重点实验室 XRF-1500 X 荧光光谱仪分析, 分析精度一般优于 2%。相关微量元素及稀土元素分析在中国科学院地球化学研究所国家重点实验室 Finnigan-MAT Element ICP-MS 完成, 分析方法见 Qi *et al.* (2000), 分析过程中采用国际标样 GPG-1 和 OU-6, 其稀土元素的分析精度优于 5%, 微量元素分析精度优于 10%, REE 模式采用 Boynton (1984) 球粒陨石

① 秦克令等. 陕南勉略宁区中酸性岩与铁、铜、金成矿关系研究报告. 西安地质矿产研究所. 1990: 1 - 27

② 修泽雷等. 陕西略阳铜厂铁矿成因类型研究. 西安地矿所科研报告. 1981

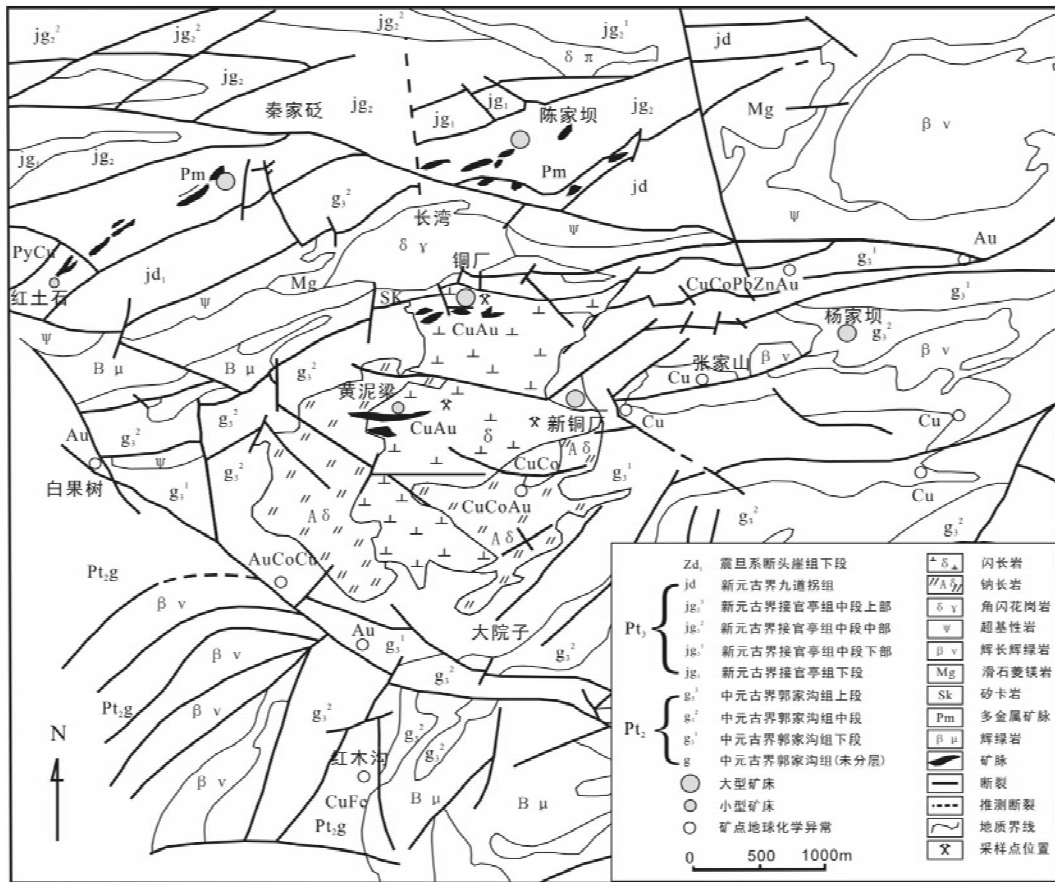


图1 铜厂矿田地质图 (据西北有色地堪局711队1994图件和李军,1990修绘)

Fig.1 Geological map of Tongchang ore field

推荐值 REE 数据标准化。

按常规方法分选锆石,最后在双目镜下挑出。将样品中锆石和标准锆石 TEMORA (年龄为 417Ma) 在玻璃板上用环氧树脂固定、抛光,进行反射光和透射光显微照相后,镀金作阴极发光 (CL) 图像分析,检查锆石内部结构。详细的分析条件和流程同 Williams 等(1987)、Compston 等(1992)和刘敦一等(2003)。锆石的处理、光学显微镜照相、阴极发光 (CL) 图像和同位素测试在中国地质科学院北京离子探针中心完成,运用标准锆石 TEM (417Ma) 进行元素间的分馏校正,用标准锆石 SL13(572Ma) 进行所测锆石的 U、Th 和 Pb 含量的标定。普通铅采用直接测定的<sup>204</sup>Pb 进行校正,单个数据点的误差为 1σ,<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 年龄的加权平均计算采用 ISOPLOT 软件(Ludwig, 1991),其误差为 2a,置信水平为 95%。

### 4 分析结果

#### 4.1 常量元素

铜厂闪长岩主量元素分析结果见表1,其 SiO<sub>2</sub> 含量相对较低,ω(SiO<sub>2</sub>) 在 60.51% ~ 66.58% 之间,平均 63.98%,属于中性岩类。其 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量相对较高,ω(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) 在 14.51% ~

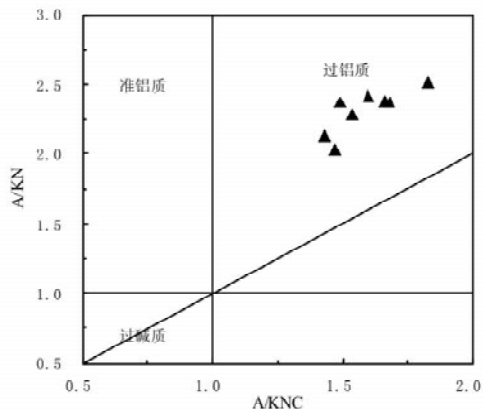


图2 铜厂闪长岩铝饱和指数(山德里指数)图解

Fig.2 Diagram of A/CNK-A/NK for host granodiorite and mafic microgranular enclaves of Tongchang diorites

16.79% 之间,平均 15.26%,所有样品的铝指数 (A/KNC) 均大于 1 (1.43 ~ 1.83, 平均 1.59),在铝饱和指数(山德指数)图解中铜厂闪长岩均投影到过铝质区域(图2)。该类岩石 Ti 含量较低(ω<sub>TiO2</sub> = 0.43% ~ 0.69%, 平均 0.55%),相对富

碱,  $\omega_{(K_2O)}$  在 0.70% ~ 2.54% 之间, 平均 1.63,  $\omega_{(Na_2O)}$  在 3.91% ~ 6.99%, 平均 5.01,  $K_2O/Na_2O = 0.10 \sim 0.63$ , 平均 0.33,  $\omega_{(K_2O+Na_2O)} = 5.84\% \sim 7.87\%$ , 平均 6.64%, 且  $\omega_{Na_2O}$  均大于  $\omega_{K_2O}$ 。可见, 该类岩石以富铝和碱为特征。其里特曼指数( $\sigma$ )在 1.67 ~ 3.53 之间, 平均为 2.16, 此外, 碱度率(Ar)在 2.02 ~ 2.41 之间, 平均 2.14, 显示较强钙碱性特征, 在  $K_2O-SiO_2$  图解中投影点主要落在钙碱性-低钾(拉斑)系列范围(图 3), 而  $SiO_2-AR$ (碱度率)图解(图略)中, 该类岩石均落入钙碱性系列区域, 表明铜厂闪长岩属于钙碱性-低钾岩系列岩石, 已有的资料表明这类低钾钙碱性系列形成时的地壳厚度一般小于 17km (Condie, 1982)。在  $(Na_2O + K_2O)-SiO_2$  图解(据 Middlemost, 1994)上(图略), 铜厂闪长岩的投影点大多落在花岗闪长岩和闪长岩交界附近, 均分布在碱性系列和亚碱性系列的分界线下方的亚碱性系列一侧。而在 An-Ab-Or 三角图中, 除两个样品投影到奥长花岗岩区域外, 其余样品均落在英云闪长岩区域。

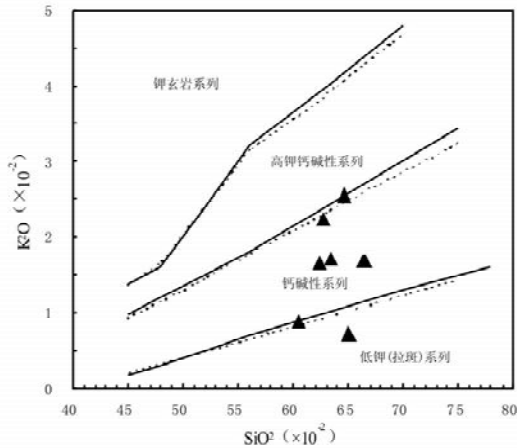


图 3 铜厂闪长岩  $K_2O-SiO_2$  图解

Fig. 3 Diagram of  $K_2O-SiO_2$  of Tongchang diorites

此外, 主量元素 Harker 图解(略)显示, 随着  $SiO_2$  与其它成分间显示较好相关关系, 随着  $SiO_2$  质量分数的增加,  $TiO_2$ 、 $MgO$ 、 $CaO$ 、 $MnO$  和  $P_2O_5$  的质量分数逐渐减小,  $K_2O$  质量分数逐步增大,  $Al_2O_3$ 、 $TFeO$  和  $Na_2O$  的质量分数变化不明显, 其中  $TiO_2$  和  $P_2O_5$  质量分数的持续下降可能反映了富含 Ti 和 P 的矿物(如磷灰石、钛铁矿和榍石等)的分异。而  $Al_2O_3$ 、 $Na_2O$  和  $K_2O$  的质量分数则未出现明显的变化, 这反映在钙碱性系列火成岩中分离矿物相的数量很大, 单个矿物相的进入或移出可能不足以影响熔体总的化学成分, 所以在协变图解中没有表现出特征的变化规律。

#### 4.2 微量元素及稀土元素地球化学特征

铜厂闪长岩微量元素以富大离子亲石元素(LILE, 包括 K、Rb、Ba、Sr、LREE、Th 和 U 等)和贫高场强元素(HFSE, 包括 Ti、Zr、Y、Ta、Yb、Nb、HREE)为特征, 其 Sr 含量较低

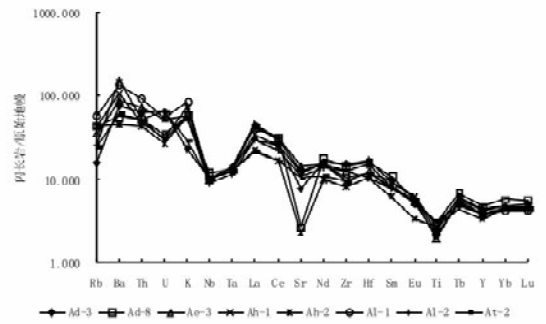


图 4 铜厂闪长岩不相容元素原始地幔标准化蛛网图

Fig. 4 Primitive mantle-normalized spidergrams patterns for the Tongchang diorites

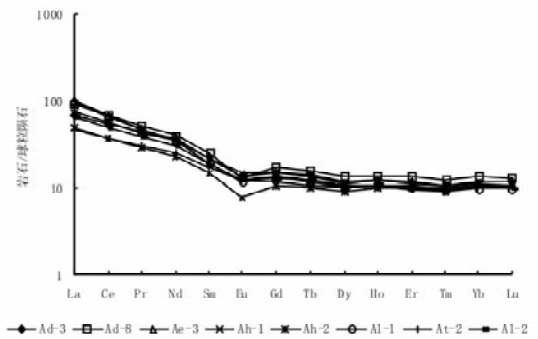


图 5 铜厂闪长岩稀土元素球粒陨石标准化配分图

(根据 Sun *et al.*, 1989 标准化)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns for the Tongchang diorites

( $47 \times 10^{-6} \sim 299 \times 10^{-6}$ ), 平均  $191 \times 10^{-6}$ , 在原始地幔标准化蛛网图上(图 4), Rb、K、Zr、Tb 等元素出现峰值, Nb、Ta、Ti 等元素出现谷值, 所表现出明显的 Sr 负异常, 说明岩浆并未经历了明显的含磷、钛等矿物分离结晶作用, 同时表明岩浆为地壳来源或曾受到地壳物质的强烈混染。此外, 该类岩石 Th/Ta、Ce/Yb、La/Nb 和 La/Ta 比值较高, 具岛弧火山岩特征, 与深海拉斑玄武岩相差甚大。

铜厂闪长岩稀土总量相对较高,  $\Sigma REE$  在  $76.57 \times 10^{-6} \sim 135.24 \times 10^{-6}$  之间(表 1), 平均  $108.86 \times 10^{-6}$ , 反映轻重稀土元素分馏程度的  $(La/Yb)_N$  值较高, 多在 4.52 ~ 9.63 之间(平均 6.69), 与 LREE/HREE 值(5.45 ~ 8.88, 平均 7.01)较高是一致的。该类岩石具 Eu 负异常,  $\delta Eu$  在 0.62 ~ 0.84 之间, 平均 0.74, Ce 异常不明显,  $\delta Ce$  在 0.98 ~ 1.01 之间, 平均 0.98。反映重稀土元素之间分馏程度的  $(Gd/Yb)_N$  值在 4.52 ~ 9.63, 平均 6.69, 相对较高, 其  $(La/Sm)_N$  在 2.68 ~ 5.24, 平均 3.75, 稀土配分模式为中等向右倾斜曲线(图 5), 与矿区地层郭家沟组细碧岩稀土元素组成特征较为相似(叶霖等, 1997, 韩润生等, 2003)。

表1 铜厂闪长岩主量( $\times 10^{-2}$ )、微量( $\times 10^{-6}$ )和稀土图元素( $\times 10^{-6}$ )含量Table 1 The contents of major( $\times 10^{-2}$ ), trace( $\times 10^{-6}$ ) and rare earth( $\times 10^{-2}$ ) elements in the Tongchang diorite

	Ae-3	Ad-3	Ad-8	Ah-1	Ah-2	Al-1	Al-2	At-2
SiO <sub>2</sub>	66.58	65.01	63.45	62.81	62.37	64.65	66.49	60.51
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.51	0.65	0.60	0.59	0.47	0.44	0.69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.04	15.46	14.67	14.51	14.80	15.62	15.21	16.79
TFeO	4.96	3.92	7.26	6.11	5.72	5.79	4.57	4.59
MnO	0.04	0.05	0.07	0.06	0.08	0.05	0.04	0.04
MgO	1.61	1.82	2.48	2.12	2.38	2.01	1.63	2.74
CaO	2.73	2.89	2.17	3.64	3.13	2.71	3.19	3.88
Na <sub>2</sub> O	4.64	6.90	4.13	3.91	4.49	4.05	5.00	6.99
K <sub>2</sub> O	1.68	0.70	1.71	2.22	1.65	2.54	1.67	0.87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.11	0.15	0.13	0.13	0.11	0.10	0.15
LOI	2.39	1.86	3.74	2.42	4.50	2.11	1.39	1.64
总量	100.20	99.23	100.48	98.52	99.83	100.11	99.73	98.89
A/CNK	1.04	0.89	1.17	0.94	1.00	1.09	0.96	0.86
R1	2315	1649	2242	2199	2118	2165	2177	1246
R2	684	724	667	813	782	712	735	907
A/MF	1.45	1.61	0.94	1.10	1.11	1.25	1.53	1.31
C/MF	0.48	0.55	0.25	0.50	0.43	0.39	0.58	0.55
Ba	619.49	533.24	385.03	754.57	313.02	927.90	1082.97	429.16
Rb	21.98	9.84	27.61	27.18	27.74	36.12	16.04	15.52
Sr	299.57	163.82	56.16	253.24	47.71	258.60	234.01	214.27
Ta	0.58	0.56	0.54	0.50	0.53	0.58	0.47	0.52
Nb	7.06	7.55	8.70	7.41	7.45	7.20	6.48	7.02
Hf	4.65	5.13	4.94	3.59	3.15	3.77	3.23	3.58
Zr	138.35	171.60	162.69	106.33	90.02	117.25	144.20	105.90
Th	6.12	5.27	4.48	3.94	3.60	7.89	4.39	4.40
U	1.11	1.34	0.71	0.64	0.56	1.15	0.61	1.34
Cr	14.52	12.70	22.20	13.43	18.70	10.09	12.38	19.47
Ni	8.96	7.84	12.80	9.50	13.34	6.72	8.97	9.10
Sc	11.77	15.27	17.57	15.03	15.63	12.71	12.48	19.82
V	71.44	76.65	116.33	104.48	106.03	83.20	75.74	136.22
Pb	1.99	3.23	1.77	2.03	1.88	1.19	1.44	2.25
Li	12.32	2.77	23.48	13.63	20.72	14.59	7.13	7.62
Co	118.60	106.64	64.66	95.39	71.93	75.19	116.94	62.23
Ga	16.80	16.64	16.71	16.43	15.90	17.25	16.60	19.29
Be	1.26	1.26	1.25	1.34	0.97	1.44	1.04	0.87
Cu	5.75	7.22	17.08	26.19	50.30	3.17	11.73	8.37
Zn	24.94	32.36	39.34	32.65	40.64	32.52	32.08	31.59
Ge	1.17	1.10	1.00	1.28	1.05	1.25	1.03	1.18
Y	17.60	20.18	21.44	19.32	15.37	17.26	17.41	17.04
La	31.02	20.76	28.33	22.92	15.05	29.44	20.00	14.49
Ce	54.43	44.78	54.33	45.03	29.52	52.73	39.32	29.41
Pr	5.80	5.45	6.33	5.33	3.50	5.71	4.68	3.64
Nd	20.25	21.63	23.68	20.39	13.31	20.38	18.26	14.98
Sm	3.72	4.24	4.89	4.16	2.78	3.72	3.56	3.40
Eu	0.92	0.96	0.92	1.04	0.56	0.86	0.90	0.89
Gd	3.40	3.81	4.30	3.83	2.69	3.39	3.30	3.04
Tb	0.57	0.66	0.73	0.63	0.48	0.55	0.59	0.51
Dy	3.31	3.70	4.35	3.58	3.00	3.20	3.31	3.19
Ho	0.77	0.90	0.98	0.87	0.71	0.74	0.78	0.76
Er	2.19	2.49	2.74	2.29	2.08	2.15	2.13	2.01
Tm	0.31	0.35	0.39	0.34	0.30	0.31	0.32	0.30
Yb	2.25	2.36	2.85	2.32	2.24	2.06	2.19	2.12
Lu	0.34	0.38	0.41	0.34	0.33	0.31	0.32	0.33
ΣREE	129.27	112.47	135.24	113.08	76.57	125.55	99.63	79.06
LR/HR	8.84	6.68	7.07	6.96	5.47	8.88	6.71	5.45
(La/Yb) <sub>N</sub>	9.29	5.92	6.70	6.67	4.52	9.63	6.17	4.60
δEu	0.79	0.73	0.62	0.80	0.63	0.74	0.81	0.84
δCe	0.98	1.01	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98

表 2 锆石 SHRIMP U-Pb 分析结果

Table 2 The zircon SHRIMP U-Pb analysis of Tongchang diorites

样点编号	U $\times 10^{-6}$	Th	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		errcorr	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Discordant ( $\times 10^{-2}$ )
				测值	$\sigma$	测值	$\sigma$	测值	$\sigma$		年龄	$1\sigma$	年龄	$1\sigma$	
ST07-1.1	132	105	0.82	0.0708	4.9	1.404	5.0	0.1438	1.3	0.260	866.0	11	952.0	99	9
ST07-1.2	54	36	0.69	0.0671	7.7	1.28	7.9	0.1386	1.7	0.212	837.0	13	842.0	160	1
ST07-1.3	148	123	0.85	0.0656	3.6	1.271	3.8	0.1406	1.2	0.319	848.0	9.6	793.0	75	-7
ST07-1.4	75	50	0.68	0.0709	6.2	1.362	6.4	0.1393	1.5	0.240	841.0	12	954.0	130	12
ST07-1.7	82	51	0.64	0.0710	2.6	1.389	3.0	0.1420	1.5	0.491	856.0	12	956.0	53	11
ST07-1.8	121	93	0.80	0.0678	3.5	1.321	3.9	0.1412	1.8	0.444	852.0	14	863.0	73	1
ST07-1.9	148	100	0.70	0.0663	2.8	1.257	3.1	0.1375	1.3	0.411	830.5	9.9	817.0	59	-2
ST07-1.10	111	84	0.79	0.0702	2.2	1.337	2.6	0.1382	1.3	0.521	835.0	10	933.0	45	11
ST07-1.11	113	87	0.80	0.0668	1.5	1.297	2.0	0.1407	1.2	0.625	848.6	9.7	833.0	32	-2
ST07-1.12	112	84	0.78	0.0636	3.3	1.215	3.5	0.1386	1.3	0.358	836.9	10.0	727.0	70	-15
ST07-1.14	108	82	0.78	0.0626	3.7	1.182	3.9	0.1369	1.3	0.328	827.2	10.0	695.0	79	-19

测试单位: 中国地质科学院离子探针实验室

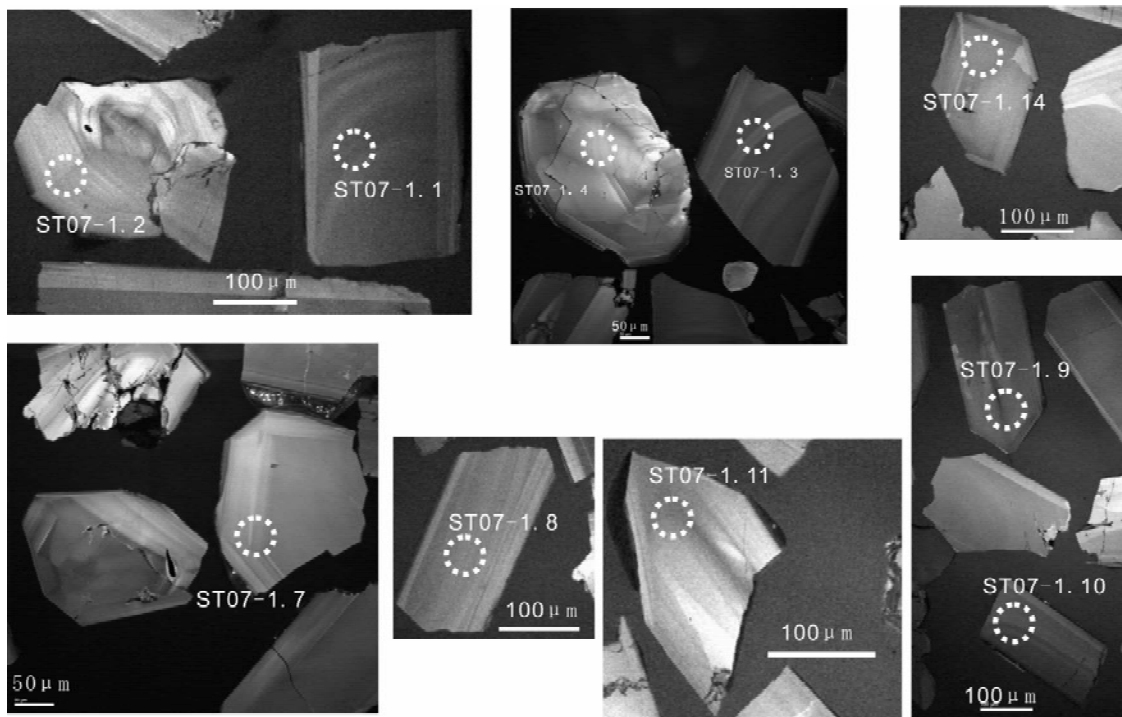


图 6 铜厂闪长岩锆石 CL 图像和测点位置

Fig. 6 Cathodoluminescence images of zircons in Tongchang diorites and spot sit

#### 4.3 锆石 CL 分析和 SHRIMP 法 U-Pb 测年

本次锆石 SHRIMP U-Pb 测年获得有效测试数据为 11 个, 具体分析结果见表 2。从分析结果可见, 所测锆石 Th/U 比值变化范围在 0.64~0.85 之间(平均为 0.76), 均远大于 0.10, 表明本实验所分析锆石具岩浆成因的特点 (Rubatto *et al.*, 2000; Belousova *et al.*, 2002; Moller *et al.*,

2003)。此外, 锆石阴极发光图像(图 6)可以看出, 铜厂闪长岩样品中所有锆石具有较典型的岩浆振荡环, 也表明其为岩浆成因。本研究中的 11 个点都集中分布于一致曲线上或其附近, 锆石 SHRIMP U-Pb 年龄谱和图(图 7 和 8)可以得出该岩体中锆石  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  的加权平均年龄为  $842.8 \pm 6.5 (1\sigma, \text{MSWD} = 1.2)$ 。

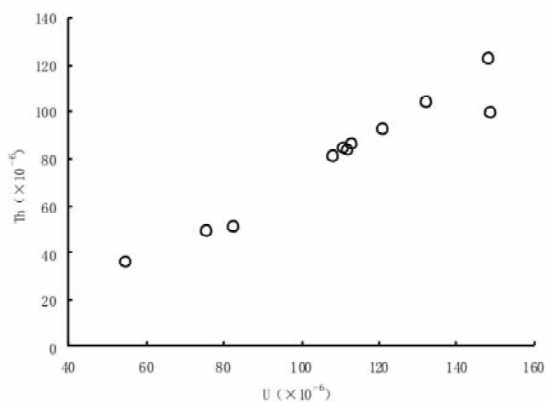


图7 铜厂闪长岩锆石 Th-U 图解

Fig. 7 Th-U contents diagrams for zircons from the Tongchang diorite

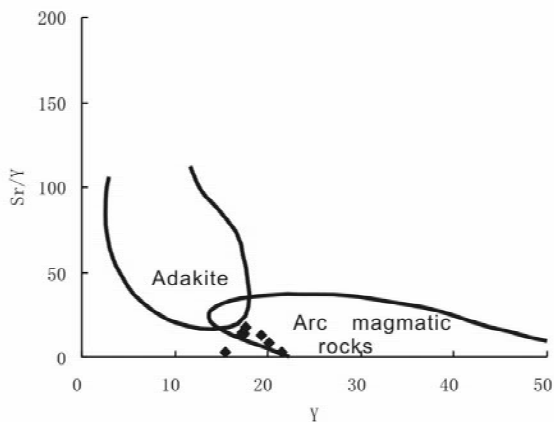
图9 铜厂闪长岩 Y-Sr/Y 图(据 Defant&Drummond, 1993; Defant *et al.*, 2002)

Fig. 9 Y-Sr/Y diagrams for Tongchang diorites

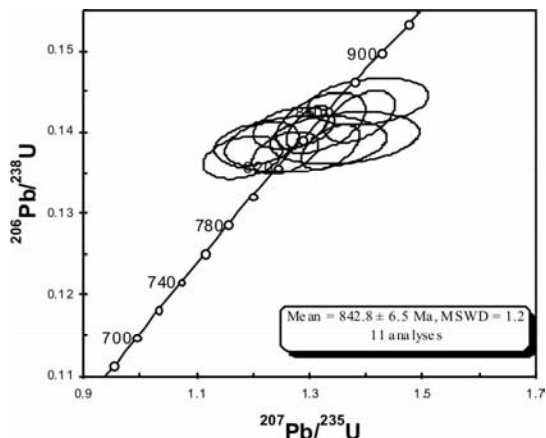


图8 铜厂闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄谱和图

Fig. 8 SHRIMP U-Pb Concordia diagrams for zircons from the Tongchang diorite

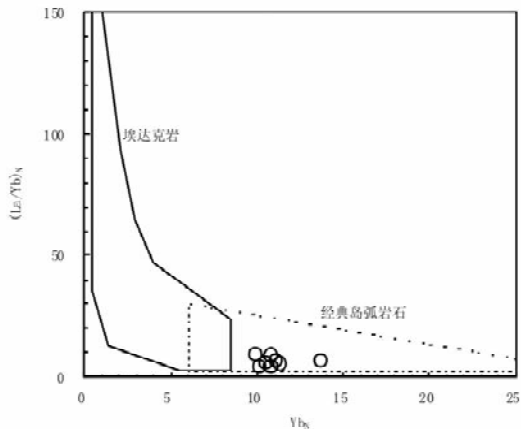
图10 铜厂闪长岩  $Yb_N-(La/Yb)_N$  图(据 Drummond *et al.*, 1990)

Fig. 10  $Yb_N-(La/Yb)_N$  diagrams for Tongchang diorites

## 5 讨论

### 5.1 岩体形成的大地构造背景探讨

该类岩石的化学组成以稀土总量较低、亏损中高场强元素(Nb、Ta、Ti)和富集大离子亲石元素(CS、Rb、K等)及轻稀土元素为特征,均反映其具岛弧火山岩特征,而与埃达克岩明显不同,所有样品在 Y-Sr/Y 图和  $Yb_N-(La/Yb)_N$  图中均投影在岛弧火山岩区域(图9~10)。在花岗岩 Q-A-P S-I-A 型判别图、 $K_2O-Na_2O$  图解和 A 型与 I 型花岗岩 Zr-SiO<sub>2</sub> 判别图(Collis 等, 1982)中铜厂闪长岩均落入 I 型花岗岩区域,反映

了源区以地壳重熔的再生岩浆产物为主,由火成岩部分熔融产生的岩浆结晶在活动大陆边缘和岛弧以及碰撞后隆升背景下形成。

此外,该类岩石在花岗岩的 Nb-Y 判别图解(图11)中,所有样品均落在火山岛弧与同碰撞花岗岩区域,而在花岗岩的 Yb-Ta 判别图解、花岗岩的 (Y + Nb)-Rb 判别图解、 $\omega_{(TFeO+MgO)}-\omega_{(CaO)}$  和  $lg\tau-lg\sigma$  关系图等判别图中均落在火山岛弧区域内,Rb/30-Hf-Ta  $\times 3$  图解中铜厂闪长岩投影点沿火山弧与板内花岗岩交界线分布(图12),结合主要元素的 R1 ~ R2 多阳离子构造环境判别图解(图13,投影点多落在后碰撞隆升范围)可以看出铜厂闪长岩体的形成大地构造背景为碰撞隆起-岛弧环境。

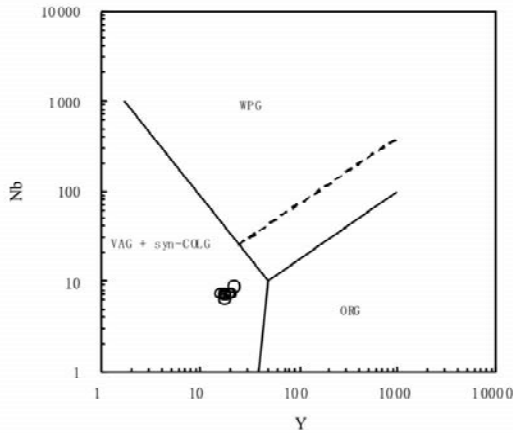


图 11 铜厂闪长岩 Nb-Y 图(据 Pearce 等,1984)

Fig. 11 Nb-Y diagrams for Tongchang diorites

注: ORG-大洋脊花岗岩;WPG-板内花岗岩;VAG-火山弧花岗岩;  
Syn-COLG-同碰撞花岗岩

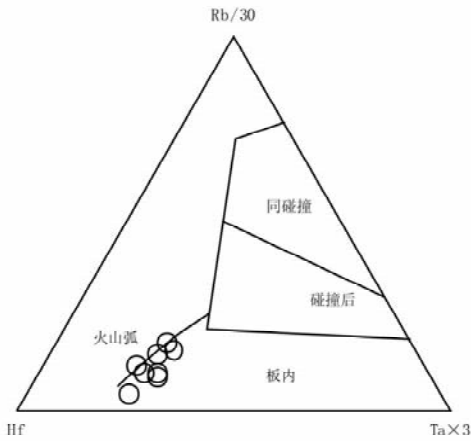


图 12 铜厂闪长岩 Rb/30-Hf-Ta × 3 图解

Fig. 12 Rb/30-Hf-Ta × 3 diagrams for Tongchang diorites

### 5.2 闪长岩成因探讨

锆石 CL 图像显示的是锆石表面部分微量元素(如 U、Y、Dy 和 Tb 等)的含量和(或)晶格缺陷的差异,铜厂闪长岩锆石 CL 图像显示其具有较宽的特征岩浆振荡环带,说明锆石结晶时岩浆的温度较高,其中微量元素扩散较快(Rubatto *et al.* 2000)。

铜厂闪长岩的里特曼指数  $\sigma$  值在 1.67 ~ 3.53 之间,平均 2.16 ( $n=8$ ),属典型的钙碱性岩。根据 Barbarin(1999)的综合分类法,混合源钙碱性岩可分为 KCG 和 ACG 两类,KCG 贫 CaO、富  $K_2O$ ,主要来源于地壳;而 ACG 贫  $K_2O$ 、富 CaO,主要来源于地幔(Depaolo *et al.*, 1984; Giret, 1990),本研究的 8 个全岩样品的 CaO 含量平均为 3.04,  $K_2O$  为 1.63,应属 KCG 岩类,从而也指示了铜厂闪长岩岩浆主要来源于壳源。

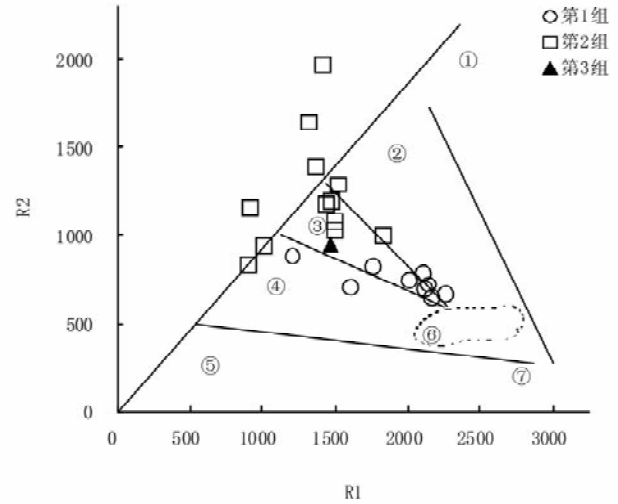


图 13 侵入岩形成构造环境的主要元素 R1 ~ R2 因子判别图(据 Batchelor 等,1985)

①地幔分异产物;②板块碰撞前;③碰撞后隆起;④造山晚期;⑤非造山;⑥同碰撞⑦造山后

第一组:本次采样分析数据;第二组:数据分别来自韩润生等,2003、秦克令等,1990 和叶霖等,1997b 第三组:数据来自 711 地质队 19 个样品平均

Fig. 13 R1 vs R2 plot of major elements for tectonic discrimination

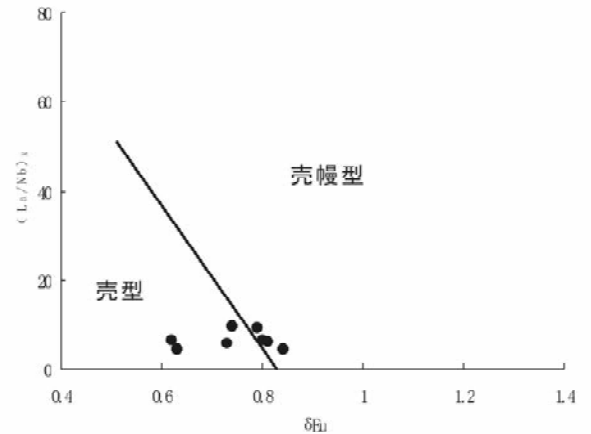


图 14 铜厂闪长岩的  $(La/Yb)_N - \delta Eu$  关系图(据邵拥军等,2003)

Fig. 14  $(La/Yb)_N - \delta Eu$  diagram of Tongchang diorite

在  $(La/Yb)_N - \delta Eu$  图解(图 14)中,铜厂闪长岩样品投影点主要落在壳型范围,部分沿壳幔分界线分布,同样指示其成岩物质主要来源于上地壳,可能有一定地幔物质的混染。此外,根据 La/Sm 和 Zr/Sm 元素对特殊的地球化学性质可以判断岩浆岩的成因(Allegre *et al.*, 1978; Lai *et al.*, 2003),由



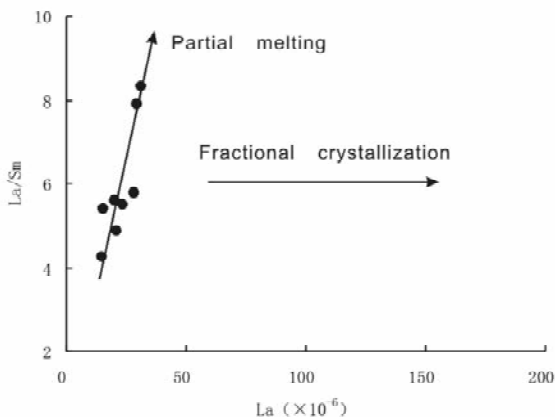


图 15 铜厂闪长岩的 La-La/Sm 图解(据 Allegre *et al.*, 1978; Lai *et al.*, 2003)

Fig. 15 La-La/Sm diagrams of Tongchang diorite

图 15 可以看出,铜厂闪长岩在成岩过程中没有经过明显的结晶分异。

### 5.3 闪长岩与铜矿之间关系

虽然铜厂闪长岩中铜含量仅为  $16.14 \times 10^{-6}$ ,但有证据表明该岩体在遭受区域变质而发生绿泥石化等蚀变过程中可以提供部分成矿物质,可能是铜厂铜矿床的主要物源之一(汪军谊,2001;叶霖等,1997b)。事实上,铜厂铜金多金属矿床的形成过程中,韧性剪切构造活动对成矿物质的解离、迁移、富集与就位起了关键作用,该矿体主要赋存于铜厂闪长岩体北部内外接触带(大致平行的挤压片理化带构造)以及岩体内片理化带中(铜厂Ⅲ号矿体最典型),以脉状矿体为主,成矿方式是热液在岩体及构造带中充填,而在碳酸盐岩中则以交代为主(汪军谊等,1999)。此外,处于同一矿田内的东沟坝矿铅锌铜金多金属床其空间上受构造片理化带控制,矿体主要由一些沿韧性剪切带展布的构造透镜体所组成(冯华等,1997)。可见,铜厂矿田内成矿作用主要动力学机制来自剪切构造活动,其形成明显晚于岩体侵入,已有的资料显示印支-燕山期伴随着勉略洋盆的闭合-碰撞造山运动,使得三角地区各类侵入岩都遭受过明显的蚀变和变质,是三角地区岩浆岩成岩后的主要变质期,它也反映了造山阶段地壳物质的活化、迁移,是勉略宁三角地区的主成矿期(汪军谊等,1999)。可见,铜厂铜矿区成矿历史与造山型金矿形成于碰撞和增生等板块汇聚边界的挤压-压扭变形过程特点具有一定相似性,被认为属于造山型铜矿床(陈衍景,2006;陈衍景等,2007)。

### 5.4 闪长岩形成时限

如前所述对于铜厂闪长岩,不同时期、不同单位、不同方法测定的同位素年代出入甚大(秦克令等,1990,1992;吴俞

斌等,1994;王东生,1992;赵统,1981;修泽雷等,1981;李军,1990;姚书振等,2002;叶霖等,1997a)。然而随着同位素定年研究深入,氩过剩和氩丢失现象的普遍发现,使 K-Ar 和 Ar-Ar 测年法的应用面临着严重的挑战,铜厂矿区经历了复杂的地质演化历史,该闪长岩体的形成与演化不可避免受到多期次的构造活动的影响,而对其原有同位素封闭体系会造成破坏,使 Rb-Sr 等时线法有可能得到一条假等时线,因而得出比实际结晶年龄小的年代学数据。此外,单颗粒锆石 U-Pb(稀释法)年龄也逐渐被更高精度的 SHRIMP U-Pb 年龄所取代,因此,这些同位素定年方法目前已不广大地质学家们所采信。锆石 U-Pb 体系是目前已知矿物同位素体系中封闭温度最高的,由于它广泛存在于各类岩石中,富含 U 和 Th,低普通 Pb 以及非常高的矿物稳定性,使得锆石 U-Pb 定年成为同位素年代学研究中最为常用和最有效的方法之一(吴元保等,2004),并已得到广泛应用(马丽艳等,2006;刘玉平等,2006;喻学惠等,2008)。本文对于铜厂闪长岩中锆石 SHRIMP U-Pb 年代学研究结果显示 11 个测点分析结果十分集中,且具有很高的谐和度,由此拟合的谐和年龄精度也很高( $842.8 \pm 6.5$  Ma)。因此,该年龄可以代表铜厂闪长岩体的真实侵入年龄,其形成应早于秦岭造山带的主造山期,属于晋宁期,大体相当于目前所公认的碧口群火山岩形成年代(0.8~1.0 Ga,赵祥生等,1990)的晚阶段,与碧口群火山岩系中段(即下部)基性火山岩年龄( $840 \pm 10$  Ma)(阎全人,2002)在误差范围内是相同的,此外,区域上同期产出的中酸性火成岩还有关口垭(秦克令等,1992)、二里坝、白雀寺、袁坝子、苍社等(任文清,2001<sup>①</sup>)等,这可能反映这些中酸性岩类为前震旦纪古老基底拼合时期的产物,也充分说明了晋宁运动是勉略宁三角地区统一基底形成的重大地质构造事件。

由铜厂石英闪长岩体的岩石地球化学特征可知,岩体主要发育在板块碰撞后隆升的岛弧构造环境,其形成可能与碧口群海相火山岩密切相关,根据:(1)岩性上均属于富钠质岩类;(2)两者稀土元素组合具有相似性,均为具  $\delta$ Eu 富异常轻稀土富集型(叶霖等,1997b;韩润生等,2003),反映了两者为同源异相,构成了岛弧岩浆岩带的重要组成部分;(3)它们均受到强烈片理化作用,暗示闪长岩并非后期侵入体。我们认为铜厂闪长岩可能是地层-碧口群细碧角斑岩末期火山侵入杂岩,由碧口群火山岩的局部熔融作用形成,其轻稀土的相对富集可能与岩体继承原岩稀土特征有关。

## 6 结论

(1) 铜厂闪长岩属于钙碱性-低钾岩系列岩石,以富大离子亲石元素和贫高场强元素为特征,其稀土配分模式为具 Eu 负异常和 Ce 异常不明显的轻稀土富集型,与碧口群海相

<sup>①</sup> 任文清. 陕西勉略宁三角地区地质构造特征-演化与成矿作用关系探讨. 西北大学硕士论文. 2001

火山岩具有一定相似性和继承性,其轻稀土的相对富集可能与岩体继承原岩稀土特征有关。

(2) 铜厂闪长岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄为  $842 \pm 6$  Ma,属于晋宁期洋壳俯冲所致的岛弧岩浆岩,可能形成于碧口群发育末期的岩浆作用。

(3) 铜厂闪长岩形成的大地构造背景属于碰撞隆起-岛弧火山环境,与其后的铜成矿有密切的关系,为该区主要成矿物质来源之一。

## References

- Barbarin BA. 1999. Review of the relationship between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46(3): 605 – 626
- Belousova EA, Griffin WL and Reilly SY. 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 143(2): 602 – 622
- Chen YJ. 2006. Orogenic-type deposits and their metallogenic model and exploration potential. *Geology in China*, 33(6): 1181 – 1196 (in Chinese with English Abstract)
- Chen YJ, Ni P, Fan HR, Pirajno F, Lai Y, Su WC and Zhang H. 2007. Diagnostic fluid inclusions of different types hydrothermal gold deposits. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2085 – 2108 (in Chinese with English Abstract)
- Compston W, Williams IS, Kirschvink, JL, Zhang ZC and Ma GG. 1992. Zircon U-Pb ages for the early Cambrian time-scale. *Journal of Geological Society of London*, 149(2): 171 – 184
- Depaolo DJ and Farmer G. 1984. Isotopic data bearing on the origin of Mesozoic and Tertiary granitic rocks in the western United States. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, 310: 743 – 753
- Feng H and Wu WR. 1997. Ore-controlling conditions of gold, polymetallic deposits in Mian-Lue-Ning area, Shanxi. *Geology of Shanxi*, 15(2): 39 – 47 (in Chinese with English abstract)
- Giret A. 1990. Typology, evolution and origin of the Kerguelen Plutonic Series, Indian Ocean; A review. *Geological Journal*, 25(3 – 4): 239 – 247
- Han RS, Ma DY, Liu CQ *et al.* 2003. Dynamics of tectonic ore-forming process of Tongchang orefield, Shanxi. Kunming: Yunnan science and technology publishing company (in Chinese with English abstract)
- Li J. 1990. The mineralized feature of paleovolcanic apparatus and the mineralization of Fe-Cu deposit. *Northwest metal minerals geology*, 23(1): 24 – 29 (in Chinese)
- Liu DY, Jian P, Zhang Q, Zhang F Q, Shi YR, Shi GH, Zhang LQ and Tao H. 2003. SHRIMP dating of adakites in the Tulingkai ophiolite, Inner Mongolia: Evidence for the early Paleozoic subduction. *Acta Geologica Sinica*, 77(3): 317 – 327 (in Chinese with English Abstract)
- Liu YP, Ye L, Li CY, Song B, Li TS, Guo LG and Pi DH. 2006. Discovery of the Neoproterozoic magmatics in southeastern Yunnan: Evidence from SHRIMP zircon U-Pb dating and litho-geochemistry. *Acta Petrologica Sinica*, 22(4): 916 – 926 (in Chinese with English Abstract)
- Ludwig KR. 1991. Isoplot: A plotting and regression program for radiogenic isotope data. USGS Open File Report, 91 – 445
- Ma LY, Lu YF, Mei YP and Chen XQ. 2006. Zircon SHRIMP U-Pb dating of granodiorite from Shuikoushan ore-field, Hunan province and its geological significance. *Acta Petrologica Sinica*, 22(10): 2475 – 2482 (in Chinese with English Abstract)
- Moller A, O'Brien PJ, Kennedy A *et al.* 2003. Linking growth episodes of zircon and metamorphic textures to zircon chemistry: An example from the ultrahigh-temperature granulites of Rogaland (SW Norway). *EMU Notes in Mineralogy*, 5: 65 – 82
- Pearce JA, Harris NBW and Tindle AG. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, 25: 956 – 983
- 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
- Qin KL, He SP and Song ShG. 1992. Isotopic geochronology and its significance in Bikou terrain, China. *Northwest Geoscience*, 13(2): 97 – 108 (in Chinese with English Abstract)
- Rubatto D and Gebauer D. 2000. Use of cathodoluminescence for U-Pb zircon dating by IOM Microprobe: Some examples from the western Alps. *Cathodoluminescence in Geoscience*. Berlin: Springer-Verlag, 373 – 400
- Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD, Norry MJ (eds), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publications, 313 – 345
- Wang DS. 1992. The geological feature and mineralization of Tongchang Cu deposit, Lueyang, Shanxi province. *Northwest metal minerals geology*, 25(2): 8 – 20 (in Chinese)
- Wang JY and Zhang FX. 1999. The regional geology background, types of deposits and characters of ore-formation in Mian-Lue-Ning area. *Northwest Geoscience*, 20(2): 68 – 75 (in Chinese with English Abstract)
- Williams IS and Caleson S. 1987. Isotope evidence for the Precambrian province and Caledonian metamorphism of high-grade paragneisses from the Seve Nappes, Scan dinavian Caledonides, II. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97: 205 – 217
- Wu YB and Zheng YF. 2004. Genesis of zircon and its constraints on the interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin*, 49(15): 1554 – 1569 (in Chinese with English Abstract)
- Wu YB, Jiang FZ and Wang YW. 1994. The research on the relationship between paleovolcanic apparatus and the mineralization, Tongchang ore field, Shanxi. *Mineral Deposit*, 13(S): 54 – 56 (in Chinese)
- Yan QR, Wang ZQ, Hansno AD, Durshke PA, Wang T and Yan Z. 2002. Hengdan Turbidite terrane: Fillings in a late Paleozoic forearc basin developed on the passive margin of the Yangtze plate. *Geological bulletin of China*, 21(8 – 9): 495 – 500 (in Chinese with English abstract)
- Yao SZ, Ding ZJ, Zhou ZG and Chen SY. 2002. Metallogenic systems of Qinling orogen. *Earth Science-Journal of China university of geosciences*, 27(5): 599 – 604 (in Chinese with English abstract)
- Ye L and Liu TG. 1997a. Discussion on isotopic age of albite and diorite in Tongchang Ore field in the South of Shanxi province. *Bulletin of mineralogy, petrology and geochemistry*, 16(2): 114 – 117 (in Chinese with English abstract)
- Ye L and Liu TG. 1997b. The study of geochemical feature in Tongchang copper deposit. *Contributions to geology and mineral resources research*, 12(4): 17 – 22 (in Chinese with English abstract)
- Yu XH, Xiao XN, Yang GL, Mo XX, Zeng PS and Wang JL. 2008. Zircon SHRIMP dating of several granites and geological significance in southern part of “Sanjiang” area, western Yunnan province. *Acta Petrologica Sinica*, 24(2): 377 – 383 (in Chinese with English abstract)
- Zhao T. 1981. The isotopic feature and its relationship with the origin of mineralization for Tongchang Fe deposit, Shanxi. *Northwest Geology*, (4): 1 – 11 (in Chinese)
- Zhao XS, Ma SL, Zou XH *et al.* 1990. The chronostratigraphy,

vocanism, and ore potentiality of Bikou group, Qinling area. Bull. Xi'an Inst. Geol. Min. Res., Chinese Academic Geology Science, 29: 1-60 (in Chinese)

### 附中文参考文献

- 陈衍景. 2006. 造山型矿床、成矿模式及找矿潜力. 中国地质, 33(6): 1181-1196
- 陈衍景, 倪培, 范洪瑞, F Pirajno, 赖勇, 苏文超, 张辉, 2007. 不同类型热液金矿床的流体包裹体特征. 岩石学报, 23(9): 2085-2108
- 冯华, 吴闻人. 1997. 陕西勉略宁地区金、多金属矿产控矿条件及成矿模式. 陕西地质, 15(2): 39-47
- 韩润生, 马德云, 刘丛强, 等. 2003. 陕西铜厂矿田构造成矿动力学. 昆明: 云南科技出版社
- 李军. 1990. 陕南铜厂矿区古火山机构和铁铜矿床成矿特征. 西北金属矿产地质, 23(1): 24-29
- 刘敦一, 简平, 张旗, 张福勤, 石玉若, 施光海, 张履桥, 陶华. 2003. 内蒙古图林凯蛇绿岩中埃达克岩 SHRIMP 测年: 早古生代洋壳俯冲消减的证据. 地质学报, 77(3): 317-327
- 刘玉平, 叶霖, 李朝阳, 宋彪, 李铁胜, 郭利果, 皮道会. 2006. 滇东南发现新元古代岩浆岩: SHRIMP 锆石 U-Pb 年代学和岩石地球化学证据. 岩石学报, 22(4): 916-926
- 马丽艳, 路远发, 梅玉平, 陈希清. 2006. 湖南水口山矿区花岗闪长岩中的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义. 岩石学报, 22(10): 2475-82
- 秦克令, 何世平, 宋述光. 1992. 碧口地体同位素地质年代学及其意义. 西北地质科学, 13(2): 97-108

- 王东生. 1992. 陕西省略阳县铜厂铜矿床地质特征及成矿分析. 西北金属矿产地质, 25(2): 8-20
- 汪军谊, 张复新. 1999. 勉略宁地区区域地质背景、矿床类型及其成矿特点. 西北地质科学, 20(2): 68-75
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, 49(16): 1589-1604
- 吴俞斌, 姜福芝, 王玉往. 1994. 陕西铜厂矿田古火山机构与成矿关系研究. 矿床地质, 13(增刊): 54-56
- 闫全人, 王宗起, Hansno AD, Durshke PA, 王涛, 闫臻. 2002. 南秦岭横丹群浊积岩系-晚古生代发育于扬子板块被动陆缘上弧前盆地充填物. 地质通报, 21(8-9): 495-500
- 姚书振, 丁振举, 周宗桂, 陈守余. 2002. 秦岭造山带金属成矿系统. 地球科学-中国地质大学学报, 27(5): 599-604
- 叶霖, 刘铁庚. 1997a. 陕南铜厂矿区钠长岩和闪长岩的同位素年龄讨论. 矿物岩石地球化学通讯, 16(2): 114-117
- 叶霖, 刘铁庚. 1997b. 陕南勉略宁地区铜厂铜矿地球化学特征. 地质找矿论丛, 12(4): 17-22
- 喻学惠, 肖晓牛, 杨贵来, 莫宣学, 曾普胜, 王晋璐. 2008. 滇西“三江”南段几个花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义, 24(2): 377-383
- 赵统. 1981. 陕西铜厂铁矿床同位素组成特征及其与矿床成因的关系. 西北地质, (4): 1-11
- 赵祥生, 马少龙, 邹湘华, 等. 1990. 秦岭地区碧口群时代层序、火山作用及含矿性研究. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 29: 1-60