

文章编号:0258-7106(2003)01-0001-12

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*

侯增谦¹ 莫宣学² 高永丰³ 曲晓明¹ 孟祥金¹

(1 中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037; 2 中国地质大学,北京 100083; 3 石家庄经济学院,河北 石家庄 050031)

摘要 作者通过对3个重要的斑岩铜矿带的综合研究和对比分析发现,最具成矿潜力的含矿斑岩不是典型的岛弧岩浆岩,而是一种高 SiO_2 [$w(\text{SiO}_2) > 56\%$]、高 Al_2O_3 [$w(\text{Al}_2\text{O}_3) > 15\%$]、富Sr(多数 $w_{\text{Sr}} > 400 \times 10^{-6}$)、低Y(多数 $w_{\text{Y}} < 16 \times 10^{-6}$)的岩石,具有埃达克岩地球化学特征,显示埃达克岩岩浆亲合性。含矿的长英质岩浆并非来自地幔楔形区或壳幔过渡带,而是来自俯冲的洋壳板片的直接熔融。该俯冲板片熔融前通常变质为含水的榴辉岩。在安第斯弧造山带,大洋板块低缓、快速、斜向俯冲,诱发洋壳板片直接熔融,形成埃达克质熔体,后者通过分凝和封闭性演化,形成安第斯中新世-上新世巨型斑岩铜矿系统;在青藏高原碰撞造山带,俯冲并堆积于地幔岩石圈的古老洋壳物质的变质和拆沉,诱发榴辉岩部分熔融,产生埃达克质熔体,并与幔源熔体混合,形成西藏冈底斯和玉龙斑岩铜矿系统。

关键词 地质学 斑岩铜矿 含矿斑岩 埃达克岩 成矿模式

中图分类号:P588.121;P618.41

文献标识码:A

斑岩铜矿作为一种最重要的铜矿类型,为世界提供了50%以上的金属铜资源(Kirkham et al., 1995)。有鉴于此,过去几十年对斑岩铜矿进行了大量的深入细致的研究,使人们对斑岩铜矿成因机制的认识程度和理解深度,远高于其他类型矿床。基于板块构造理论而建立的著名的岛弧-斑岩成矿模型(Sillitoe, 1972; Mitchell, 1973),有效地指导了找矿实践,并取得了巨大成功。然而,近年来研究发现,世界级规模的斑岩铜矿不仅产于岛弧或陆缘弧环境,而且还产于在碰撞造山带环境(Hou et al., 2003)。前者以环太平洋斑岩铜矿带为代表,如产于安第斯大陆边缘弧的斑岩铜矿带(Mitchell, 1973; Sillitoe, 1988; Richards et al., 2001; Camus et al., 2001),后者以青藏高原碰撞造山带斑岩铜矿为代表,如产于青藏高原东缘的玉龙斑岩铜矿带(芮宗瑶等, 1984; 马鸿文, 1990; 唐仁鲤等, 1995)和青藏高原腹地的冈底斯斑岩铜矿带(侯增谦等, 2001; 曲晓明等, 2001)。

经典的成矿模型强调大洋板块俯冲诱发岛弧岩浆活动,来自地幔楔形区或壳幔过渡带的熔体通过结晶分异和(或)地壳混染,浅成侵位,形成岛弧钙碱性系列含矿斑岩,发育斑岩铜矿系统。然而,笔者初步研究发现,岛弧环境的含矿斑岩常常是典型的钙碱性系列,而碰撞造山环境的含矿斑岩则主要是高钾钙碱性系列和钾玄岩系列。不论是岛弧-陆缘弧环境,还是碰撞造山带环境,最具成矿潜力的含矿斑岩通常具有埃达克岩(adakite)岩浆的亲合性,而非典型的弧岩浆特征。

为进一步了解含矿斑岩的岩浆亲合性和含矿潜在性,本文对安第斯弧造山带和青藏高原碰撞造山带的含矿斑岩及斑岩铜矿进行了综合研究,着重对比分析了含矿斑岩的岩石地球化学特征,阐释了含矿斑岩的埃达克岩岩浆亲合性,探讨了两种不同环境的斑岩铜矿成岩成矿模式,并评价了斑岩铜矿成矿潜力的新途径。

* 本文是国家基础研究规划“青藏高原973”项目和“碰撞与成矿973项目”资助成果
第一作者简介 侯增谦,男,1961年生,博士,研究员,现从事碰撞造山与成矿作用研究。
收稿日期 2002-09-10; 改回日期 2002-12-08。张绮玲编辑。

1 斑岩铜矿带地质

世界级规模的斑岩铜矿带主要分布在环太平洋岛弧带和青藏高原大陆碰撞造山带,尤以智利北部斑岩铜矿带和青藏高原斑岩铜矿带最为典型。

1.1 青藏高原斑岩铜矿带地质

在青藏高原,两条斑岩铜矿带发育于青藏高原碰撞造山带的不同演化阶段和不同构造部位(图1)。冈底斯斑岩铜矿带位于雅鲁藏布江缝合带北侧,就位于拉萨地体南缘的冈底斯花岗岩基中。该岩基有两个岩浆峰期年龄:55~45 Ma和30~24 Ma(Allegre et al., 1984),分别记录了印-亚大陆大规模碰撞(50~55 Ma)和强烈逆冲事件(24~30 Ma)(Yin et al., 2000)。该花岗岩基在21 Ma左右普遍出现了一次快速冷却事件(Chen et al., 1999),标志着冈底斯在此间发生了快速隆升($>2\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$)(Harrison et

al., 1992; Yin et al., 1994)。伴随着14 Ma前后的EW向伸展和SN向正断层系统的发育(Turner et al., 1993; Coleman et al., 1995; Bullsuluk et al., 2001),长英质岩浆浅成侵位,形成含矿斑岩带。这些斑岩体沿EW向断续成带、SN向串珠成群,构成了一条长达350 km、宽约40 km的斑岩铜矿带(侯增谦等, 2001; 曲晓明等, 2001)。初步评价已查明甲马、驱龙、南木、厅宫、冲江等大中型斑岩铜矿(图1)。可资利用的Ar-Ar和K-Ar测年资料表明,含矿斑岩侵位年龄集中于12~16 Ma(曲晓明等, 未刊资料)。采自3个斑岩铜矿床的13件辉钼矿构成的一条Re-Os等时线年龄为(14±0.9) Ma(侯增谦等, 2003),证实14 Ma左右的大规模铜矿成矿事件发生于青藏高原后碰撞地壳伸展阶段,其成矿事件具有区域一致性,其成矿物质具有源区统一性。

玉龙斑岩铜矿带位于金沙江缝合带西侧,产于羌塘地体东缘的昌都陆块内部(图1)。其空间分布



图1 喜马拉雅-西藏造山带构造略图(据 Yin et al., 2000 修改并简化)

图中的2个方框区为冈底斯斑岩铜矿带和玉龙斑岩铜矿带。主要岩石-构造单元: N-Q—晚第三纪-第四纪沉积; THS—特提斯-喜马拉雅沉积序列; HHM—高喜马拉雅变质岩系; LHS—低喜马拉雅变质沉积序列; 主要缝合带: IYS—印度河-雅鲁藏布江缝合带; BNS—班公-怒江缝合带; JS—金沙江缝合带; GLS—甘孜-理塘缝合带; 主要新生带构造: STDS—藏南拆离系; MCT—主中央逆冲断裂; MBT—主边界逆冲断裂; GCT—冈底斯中央逆冲断裂

Fig.1 Simplified tectonic map of the Himalayan-Tibetan orogenic belt (modified from Yin et al., 2000)

The black square areas represent Gangdese and Yulong porphyry copper belts (See the text). Main rock-tectonic units: N-Q—Late Tertiary-Quaternary sediments; THS—Tethys-Himalayan sedimentary sequence; HHM—High Himalayan metamorphosed rocks; LHS—Low Himalayan meta-sedimentary sequence. Main sutures: IYS—Indo-Yalujiang suture; BNS—Bangong-Nujiang suture; JS—Jinshajiang suture; GLS—Ganzi-Litang suture; Main Cenozoic tectonic systems: STDS—Southern Tibetan detachment system; MCT—Main central thrust; MBT—Main boundary thrust; GCT—Gangdese central thrust

受 NW 走向的大规模走滑断裂系统控制,岩浆侵位受走滑拉分盆地制约(Hou et al., 2003)。大规模走滑断裂系统可能吸纳和调节了印-亚大陆碰撞产生的应变(Tapponnier et al., 1976; 1990),走滑拉分盆地可能发育于藏东高原差异隆升(40 Ma)后的伸展阶段(Chung et al., 1998),其内充填红色磨拉石沉积物,并发育碱性火山岩系(37~42 Ma)。含矿斑岩侵位于晚三叠世火山-沉积岩系内部,侵位高峰分别为(52 ± 2.8) Ma, (40 ± 2.3) Ma 和(33 ± 3.3) Ma(马鸿文, 1990)。这条长达 300 km 的玉龙斑岩铜矿带,由 3 个大型铜矿(玉龙、马拉松多、多霞松多)、2 个中型铜矿(莽总、扎那尕)和若干小型矿床组成。2 个矿床的辉钨矿 Re-Os 模式年龄表明,成矿事件发生于 36.6 Ma 左右(杜安道等, 1994)。

1.2 智利北部斑岩铜矿带地质

智利北部斑岩铜矿带,作为环太平洋斑岩铜矿带的重要组成部分,产于太平洋板块俯冲形成的安第斯大陆边缘弧上(Sillitoe, 1988),主体发育于晚中新世安第斯构造旋回期,受平行弧展布的走滑断裂和 NW 向基底构造控制(Camus et al., 2001; Richards et al., 2001)。这些斑岩铜矿构成了两条 SN 向平行展布的重要金属成矿带(图 2; Sillitoe, 1988):其一为晚中新世-早上新世斑岩铜矿带,代表性的巨型矿床包括 Chuquicamata (5.8 Gt, w_{Cu} 0.55%), La Escondida (2.3 Gt, w_{Cu} 1.15%), El Abra (1.5 Gt, w_{Cu} 0.55%) 等(Oyarzun et al., 2001)。该带主要发育含矿的花岗闪长斑岩,几乎没有火山岩系相伴;其二为古新世-晚中新世斑岩铜矿带,位于上述铜矿带以西的靠大洋一侧(图 2),规模仅为上述铜矿带的 1/10,代表性的大型矿床包括 Lomas Bayas (130 Mt, w_{Cu} 0.53%) 和 Spence (400 Mt, w_{Cu} 1%) 等。该带不仅发育含矿的花岗闪长斑岩侵入体,而且大量出现弧玄武岩-安山岩-流纹岩系,其中,花岗闪长斑岩赋存斑岩铜矿,火山岩系发育浅成低温热液金矿床(Oyarzun et al., 2001)。

2 含矿斑岩岩石地球化学特征

在青藏高原,含矿斑岩主要是二长花岗斑岩和石英二长花岗斑岩,少量碱长花岗斑岩(表 1)。其中,冈底斯带斑岩主要属高钾钙碱性系列和钾玄岩系列,而玉龙带斑岩则通常属钾玄岩系列(图 3)。在智利北部斑岩铜矿带,含矿斑岩通常是花岗闪长斑

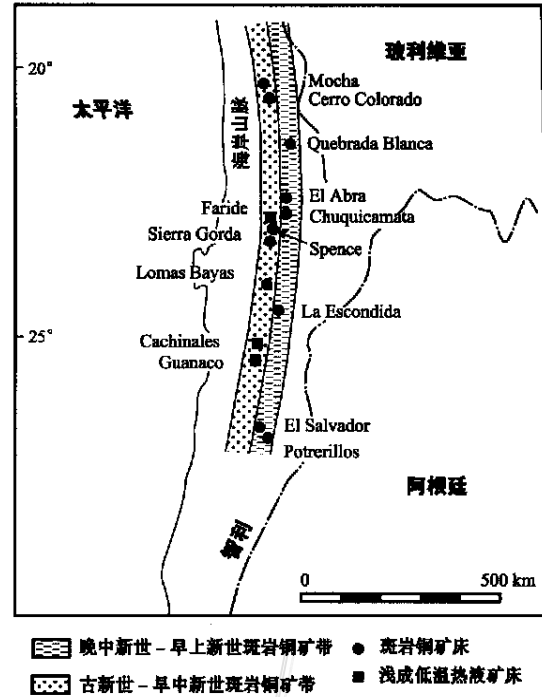


图 2 智利北部斑岩铜矿带地质略图(据 Sillitoe, 1988 和 Oyarzun et al., 2001)

Fig. 2 Simplified geological map of the porphyry copper belt in northern Chile (after Sillitoe, 1988 and Oyarzun et al., 2001)

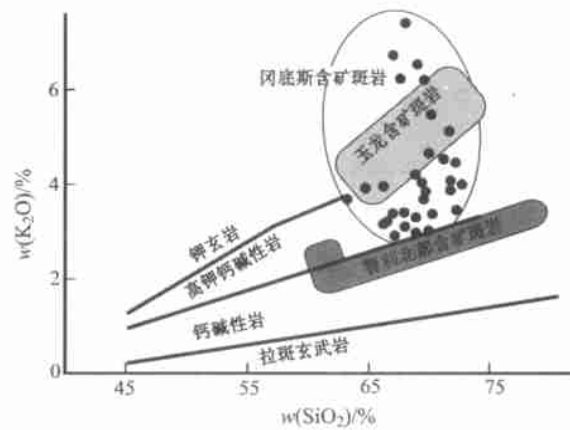


图 3 青藏高原和智利北部斑岩铜矿带含矿斑岩的 SiO₂-K₂O 图

Fig. 3 SiO₂ versus K₂O diagram of Cu-bearing porphyries from porphyry copper belts in both northern Chile and Tibetan plateau

岩,岩石通常属钙碱性系列,少数为高钾钙碱性系列(图 3)。尽管两种不同环境的含矿斑岩具有不同的岩浆碱度和岩石系列,但具有较大成矿潜力的含矿

表1 青藏高原代表性含矿斑岩的主要元素、微量元素和REE分析结果
Table 1 Analytical results of major and trace elements and REE in typical porphyries from the Tibetan plateau

| | 冈底斯斑岩铜矿带 | | | | | | | 玉龙斑岩铜矿带 | | | | | | | 多霞松多 | | 莽总 | | | | |
|-------------------------------------|----------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|-------|---------|----------|--------|--------|-------|-----------|----|----|----|------|----|
| | 甲马 | 拉抗俄 | 南木 | 厅官 | 玉龙 | 多霞松多 | 莽总 | 甲马 | 拉抗俄 | 南木 | 厅官 | 玉龙 | 多霞松多 | 莽总 | 甲马 | 拉抗俄 | 南木 | 厅官 | 玉龙 | 多霞松多 | 莽总 |
| | JM-7 | JM-21 | JM-23 | DZL-07 | DZL-05 | NMY-04 | NMY-05 | NTY-11 | NTY-05 | NT-07 | Y115-90 | Y107-100 | A8-213 | A7-563 | 03-68 | MI202-264 | | | | | |
| SiO ₂ | 68.14 | 69.51 | 68.00 | 71.51 | 71.26 | 68.75 | 69.58 | 70.20 | 66.94 | 71.19 | 67.14 | 64.80 | 70.95 | 69.42 | 68.21 | 67.29 | | | | | |
| TiO ₂ | 0.42 | 0.42 | 0.38 | 0.29 | 0.29 | 0.42 | 0.38 | 0.38 | 0.45 | 0.37 | 0.42 | 0.52 | 0.31 | 0.28 | 0.27 | 0.42 | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 14.44 | 15.10 | 14.82 | 15.24 | 15.58 | 15.79 | 15.51 | 14.93 | 15.94 | 14.99 | 15.16 | 16.44 | 14.18 | 14.12 | 13.04 | 14.58 | | | | | |
| TF ₂ O ₃ | 1.85 | 2.27 | 1.47 | 0.88 | 1.32 | 1.99 | 3.28 | 2.14 | 3.11 | 1.60 | 2.60 | 2.99 | 2.00 | 2.60 | 3.72 | 4.36 | | | | | |
| MnO | 0.05 | 0.07 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.06 | 0.06 | 0.05 | 0.15 | 0.12 | 0.07 | | | | | |
| MgO | 1.41 | 1.17 | 1.29 | 0.56 | 0.66 | 1.34 | 1.27 | 1.25 | 1.36 | 0.72 | 1.17 | 2.47 | 1.23 | 0.83 | 0.99 | 1.27 | | | | | |
| CaO | 1.88 | 0.41 | 2.01 | 1.77 | 2.17 | 1.37 | 0.49 | 1.91 | 3.06 | 0.90 | 2.91 | 2.94 | 1.27 | 1.86 | 1.67 | 2.82 | | | | | |
| Na ₂ O | 2.96 | 3.45 | 2.31 | 4.07 | 4.42 | 4.84 | 4.44 | 4.64 | 4.39 | 3.62 | 4.13 | 3.77 | 2.87 | 3.67 | 2.01 | 2.84 | | | | | |
| K ₂ O | 6.55 | 5.73 | 8.56 | 4.14 | 3.59 | 3.82 | 4.11 | 3.02 | 3.06 | 4.75 | 3.49 | 4.27 | 6.04 | 4.85 | 5.57 | 5.54 | | | | | |
| P ₂ O ₅ | 0.19 | 0.18 | 0.11 | 0.09 | 0.09 | 0.16 | 0.15 | 0.14 | 0.18 | 0.15 | 0.17 | 0.03 | 0.05 | 0.10 | 0.11 | 0.12 | | | | | |
| H ₂ O ⁺ | 1.06 | 1.21 | 0.42 | 0.45 | 0.10 | 0.86 | 1.15 | 0.94 | 0.92 | 1.04 | 1.26 | 0.60 | 0.53 | 0.00 | 1.32 | 1.08 | | | | | |
| CO ₂ | 0.64 | 0.05 | 0.12 | 0.05 | 0.10 | 0.17 | 0.17 | 0.02 | 0.05 | 0.12 | 1.05 | 0.25 | 0.26 | 0.23 | 1.26 | 0.24 | | | | | |
| Mg# ^② | 60 | 51 | 64 | 54 | 48 | 57 | 52 | 54 | 47 | 47 | 48 | | | | | | | | | | |
| La | 25.17 | 19.68 | 29.5 | 26.40 | 19.40 | 18.4 | 9.03 | 14.19 | 19.18 | 18.98 | 27.70 | 82.17 | 51.93 | 45.30 | 32.50 | 77.34 | | | | | |
| Ce | 51.64 | 45.48 | 52.52 | 55.60 | 40.90 | 34.2 | 16.91 | 26.81 | 40.42 | 43.28 | 58.27 | 161.5 | 96.42 | 87.69 | 55.50 | 142.9 | | | | | |
| Pr | 5.77 | 4.69 | 5.79 | 5.78 | 4.50 | 4.06 | 1.98 | 2.96 | 4.89 | 5.56 | 6.26 | 17.76 | 11.76 | 9.41 | 6.20 | 14.73 | | | | | |
| Nd | 19.94 | 16.69 | 19.44 | 21.80 | 16.60 | 15.23 | 7.28 | 10.65 | 18.58 | 21.02 | 22.51 | 65.88 | 34.41 | 33.51 | 20.00 | 50.50 | | | | | |
| Sm | 2.98 | 2.48 | 2.85 | 2.90 | 2.63 | 2.43 | 1.31 | 1.68 | 3.06 | 3.45 | 3.57 | 10.37 | 5.25 | 5.56 | 3.60 | 7.53 | | | | | |
| Eu | 0.761 | 0.566 | 0.675 | 0.94 | 0.81 | 0.635 | 0.345 | 0.478 | 0.844 | 0.753 | 0.866 | 1.90 | 1.06 | 0.97 | 0.78 | 1.46 | | | | | |
| Gd | 1.911 | 1.484 | 1.832 | 2.59 | 2.01 | 1.487 | 0.865 | 1.058 | 2.032 | 2.188 | 2.250 | 7.44 | 3.81 | 4.41 | 4.20 | 5.15 | | | | | |
| Tb | 0.247 | 0.203 | 0.242 | 0.20 | 0.20 | 0.166 | 0.119 | 0.147 | 0.242 | 0.313 | 0.313 | 0.54 | 0.16 | 0.39 | 0.78 | 0.57 | | | | | |
| Dy | 1.166 | 0.945 | 1.092 | 1.45 | 1.14 | 0.835 | 0.649 | 0.72 | 1.194 | 1.426 | 1.397 | 3.91 | 2.11 | 2.98 | 1.90 | 2.83 | | | | | |
| Ho | 0.20 | 0.159 | 0.208 | 0.20 | 0.16 | 0.156 | 0.119 | 0.129 | 0.226 | 0.250 | 0.233 | 0.69 | 0.39 | 0.58 | 0.62 | 0.52 | | | | | |
| Er | 0.560 | 0.42 | 0.53 | 0.63 | 0.53 | 0.398 | 0.348 | 0.349 | 0.573 | 0.654 | 0.592 | 1.89 | 1.07 | 1.61 | 0.74 | 1.43 | | | | | |
| Tm | 0.091 | 0.065 | 0.087 | 0.08 | 0.09 | 0.06 | 0.056 | 0.054 | 0.092 | 0.096 | 0.087 | 0.29 | 0.14 | 0.26 | 0.24 | 0.19 | | | | | |
| Yb | 0.539 | 0.379 | 0.549 | 0.55 | 0.50 | 0.414 | 0.363 | 0.338 | 0.532 | 0.44 | 0.502 | 1.52 | 0.94 | 1.62 | 1.10 | 1.31 | | | | | |
| Lu | 0.09 | 0.056 | 0.087 | 0.09 | 0.08 | 0.065 | 0.062 | 0.054 | 0.084 | 0.086 | 0.078 | 0.28 | 0.19 | 0.30 | 0.54 | 0.24 | | | | | |
| ⁸⁷ Eu/ ¹⁵¹ Eu | 0.97 | 0.90 | 0.90 | 0.72 | 1.08 | 1.02 | 0.99 | 1.10 | 1.03 | 0.84 | 0.93 | | | | | | | | | | |
| (La/Yb) _N ^③ | 31.56 | 35.09 | 36.31 | 32.44 | 26.22 | 30.03 | 16.81 | 28.37 | 24.36 | 23.24 | 37.29 | | | | | | | | | | |
| Ba | 930 | 701 | 701 | 673 | 829 | 884 | 789 | 632 | 892 | 868 | 771 | 440 | 362 | 571 | 740 | 682 | | | | | |
| Rb | 380 | 494 | 494 | 132 | 125 | 134 | 137 | 93.8 | 97.4 | 148 | 144 | 237 | 246 | 229 | 240 | 315 | | | | | |
| Sr | 409 | 448 | 282 | 570 | 656 | 599 | 421 | 632 | 903 | 538 | 640 | 1220 | 631 | 599 | 480 | 638 | | | | | |
| Nb | 8.3 | 5.8 | 7.5 | 6.49 | 5.33 | 5.9 | 4.7 | 4.5 | 4.5 | 7.2 | 7.7 | 9.0 | 6.0 | 13.0 | 16.0 | 9.0 | | | | | |
| Ta | 0.8 | 0.5 | 0.5 | 0.29 | 0.30 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | 0.5 | | | | | | | | | | |
| Zr | 107 | 103 | 108 | 40.0 | 60.7 | 98.3 | 106 | 85.2 | 115 | 134 | 148 | 159 | 115 | 114 | 138 | 101 | | | | | |
| Hf | 3.5 | 3.4 | 3.5 | 1.70 | 2.13 | 3.4 | 3.5 | 3.0 | 3.9 | 4.0 | 4.4 | 19.0 | 9.0 | 6.0 | 6.0 | 4.0 | | | | | |
| U | 8.5 | 3.3 | 5.8 | 2.06 | 0.30 | 1.6 | 1.4 | 2.2 | 0.8 | 2.7 | 5.3 | 18.0 | 14.0 | 14.0 | 10.0 | 19.0 | | | | | |
| Th | 25.1 | 18.9 | 12.0 | 7.49 | 8.59 | 14.4 | 11.1 | 11.6 | 9.5 | 12.4 | 22.8 | 27.0 | 28.0 | 38.0 | 48.0 | 38.0 | | | | | |
| Y | 5.52 | 4.10 | 5.50 | 6.79 | 6.04 | 4.16 | 3.42 | 3.39 | 5.92 | 6.61 | 6.05 | 16.7 | 9.33 | 15.94 | 12.8 | 12.92 | | | | | |
| Sc | 3.9 | 2.9 | 4.0 | 3.22 | 6.04 | 3.8 | 3.9 | 3.5 | 5.2 | 3.3 | 3.8 | 9.0 | 4.2 | 4.8 | 3.9 | 3.7 | | | | | |
| Sr/Y ^④ | 74.11 | 109.29 | 51.26 | 83.95 | 108.61 | 143.96 | 123.06 | 186.43 | 152.59 | 81.39 | 105.78 | | | | | | | | | | |
| Y/Yb ^⑤ | 10.24 | 10.82 | 10.02 | 12.35 | 12.08 | 10.05 | 9.42 | 10.03 | 11.12 | 11.97 | 12.05 | | | | | | | | | | |

注:冈底斯斑岩铜矿带由武汉综合岩矿测试中心分析。主要元素采用XRF分析;稀土元素采用ICP-AES分析;Mg# = 100 × w_{Mg²⁺} / (w_{Mg²⁺} + w_{Fe²⁺})。①资料来源乌鸿文,1990;②单位为1。

斑岩通常显示埃达克岩的地球化学特征(图 4)。

埃达克岩,作为一种俯冲洋壳板片〔MORB(大洋中脊玄武岩)〕部分熔融的产物,具有独特的地球化学特征,如 $w(\text{SiO}_2) > 56\%$, $w(\text{Al}_2\text{O}_3) > 15\%$ 〔当 $w(\text{SiO}_2) = 70\%$ 〕, $w(\text{Y}) \leq 18 \times 10^{-6}$, $w_{\text{Sr}} \geq 400 \times 10^{-6}$ (Defant et al., 1990)。大量研究已经证明,洋壳板片俯冲至一定深度后,其 MORB 就会发生变质作用,形成角闪岩/榴辉岩,成为埃达克岩的理想岩浆源区。由于这种岩浆源区是一种富含水的、不含斜长石的、具有角闪岩-榴辉岩变质相的角闪榴辉岩,在部分熔融过程中,石榴子石和金红石通常作为残留相出现(Defant et al., 1990),因此,埃达克岩通常具有较低的 HREE 和 Y 含量,相对亏损 HFSE(Nb,

Ta, Ti, P), 极度富集 Sr, 从而在 Sr/Y-Y 图中与弧火山岩及深成岩可明显区分(图 4)。

冈底斯带斑岩具有较高的 SiO_2 〔 $w(\text{SiO}_2) > 56\%$ 〕和 Al_2O_3 〔 $w(\text{Al}_2\text{O}_3) > 15\%$ 〕,富集 Sr($w_{\text{Sr}} 194 \times 10^{-6} \sim 686 \times 10^{-6}$),亏损 HREE($w_{\text{Yb}} < 0.72 \times 10^{-6}$)和 Y($w_{\text{Y}} 2.87 \times 10^{-6} \sim 8.04 \times 10^{-6}$;表 1),因此具有较高的 Sr/Y(图 4)和 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 比值以及正 Sr 和 Eu 异常(图 5;侯增谦等,2001;曲晓明等,2001;高永丰等,2003),显示埃达克岩的地球化学特征。

然而,与典型的埃达克岩相比,冈底斯带斑岩相对富钾〔 $w(\text{K}_2\text{O}) = 3.02\% \sim 8.56\%$ 〕,属高钾钙碱性系列和钾玄岩系列;相对富镁〔 $w(\text{MgO}) : 0.56\% \sim 1.43\%$ 〕,其 $\text{Mg}^\#$ 值变化于 36~72 之间(表 1)。理论模拟和实验研究表明,变质为角闪榴辉岩或榴辉岩的正常 MORB 的部分熔融,只能形成钠质的埃达克质熔体(Martin, 1999),该熔体的 $\text{Mg}^\#$ 值多小于 40。看来,冈底斯带斑岩富钾高镁可能反映了原生的埃达克质熔体经历了较为复杂的演变过程。这个过程可以被含矿斑岩的 Pb-Sr-Nd 同位素系统加以限定。

冈底斯带含矿斑岩的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于 15.501~15.626 之间, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 变化于 38.175~38.960 之间, $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 变化范围狭窄(18.315~18.661),并且构成一条连接 MORB 与 EM II(富集地幔)的垂直阵列(图 6a)。其锶和钕同位素数据也处于 MORB 和 EM II 混合线上(图 6b)。这些同位素特征表明,起源于 MORB 的埃达克质熔体在上升途中与富集地幔物质发生了物质交换。

埃达克质熔体与地幔橄辉岩发生相互反应通常被认为是一种最常见的机制(Stern et al., 1996; Rapp et al., 1999)。然而,这种相互作用虽然可以导致埃达克岩的 $\text{Mg}^\#$ 值增高(Kay, 1978),但不能引起其 K_2O 含量增加(Martin, 1999)。富集地幔,特别是 EM II 型富集地幔的部分熔融可以产生钾质-超钾质玄武质熔体(Turner et al., 1993;图 6a),由此产生的火山岩和次火山岩在冈底斯乃至整个青藏高原广泛分布,前者自 13 Ma 以来喷发,使钾质熔岩在冈底斯和北羌塘呈大面积、小体积分布(Turner et al., 1993);后者浅成侵位于 13~18 Ma,形成一系列横切冈底斯的 SN 向展布的超钾质基性岩墙(Williams et al., 2001)。这些钾质-超钾质岩与冈底斯含矿斑岩在时间上的同时性和空间上的共生性,暗示两者

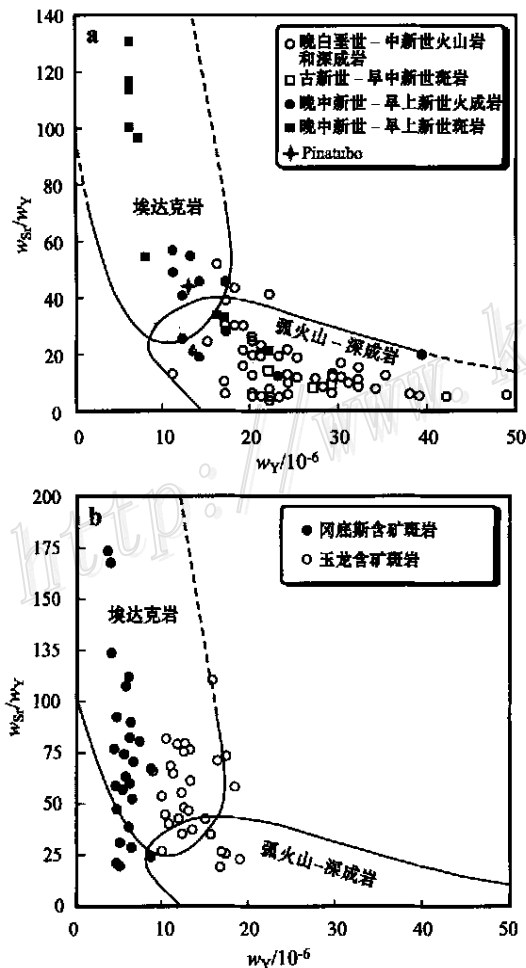


图 4 青藏高原(a)和智利北部(b)斑岩铜矿带含矿斑岩的 Y-Sr/Y 点图

埃达克岩与典型弧岩浆岩的分界线据 Defant et al., 1990

Fig. 4 Y-Sr/Y plots for Cu-bearing porphyries from the Tibetan plateau (a) and northern Chile (b), showing adakite magmatic affinity of these porphyries

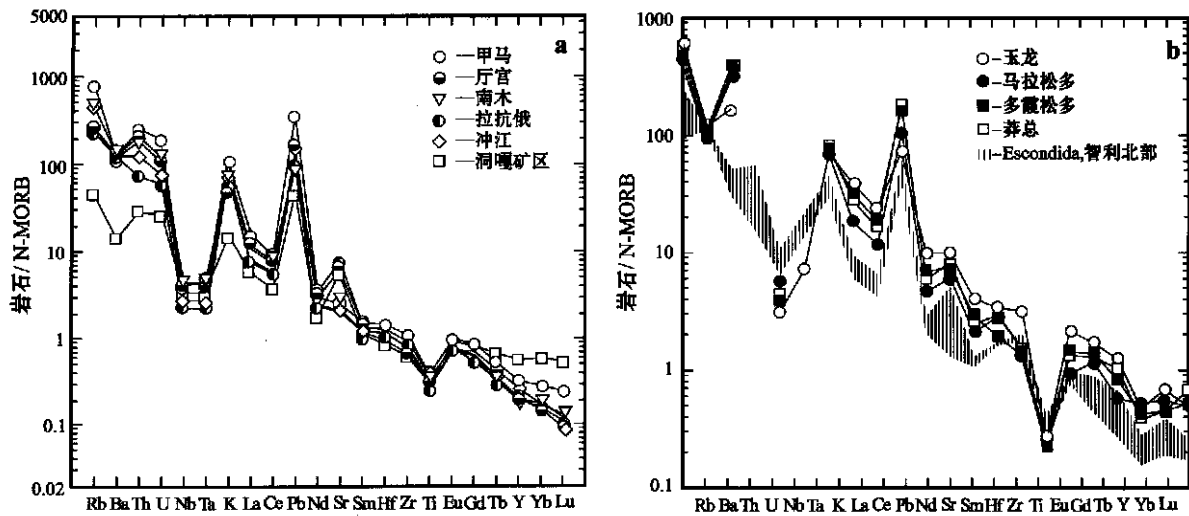


图5 青藏高原斑岩铜矿带含矿斑岩的微量元素配分型式图

a. 冈底斯含矿斑岩的微量元素配分型式图; b. 玉龙含矿斑岩的微量元素配分型式图。玉龙含矿斑岩资料来自 Hou et al., 2003; 冈底斯斑岩带资料来自曲晓明等, 2001 和高永丰等, 2003; 智利北部含矿斑岩资料来自 Richards et al., 2001

Fig. 5 Normalized abundance patterns (NAP) of trace elements by N-MORB for Cu-bearing porphyries in the Tibetan plateau
a shows the NAP of trace elements in the porphyries from the Gangdese belt, whereas b shows that in the porphyries from the Yulong belt

有着相同的地球动力学背景和相关的深部作用过程。Turner 等(1993)分析了 13 Ma 以来喷发的钾质熔岩的 Sr-Nd 同位素组成, 表明其岩浆源岩类似于 EM II, 具有高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 的特征(图 6a)。冈底斯含矿斑岩的少数样品, Sr-Nd 同位素组成接近 MORB, 证实埃达克质熔体起源于 MORB 变质的榴辉岩或角闪榴辉岩; 多数样品的 Sr-Nd 同位素组成介于 MORB 与钾质熔岩源区(EM II)之间(图 6a), 证实埃达克质熔体曾与幔源钾质熔体发生了混合作用。这种混合作用不仅导致了埃达克质斑岩的 $\text{Mg}^\#$ 增高, 而且引起了后者的 K_2O 含量增加和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值(约 0.706)增高。

玉龙带斑岩与冈底斯带斑岩的地球化学性质相似(表 1), 但 Al_2O_3 含量中等 [$w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 14.5% ~ 16.8%, 当 $w(\text{SiO}_2) = 70\%$], Yb ($w_{\text{Yb}} < 1.8 \times 10^{-6}$) 和 Y (w_{Y} 多数 $< 18 \times 10^{-6}$) 稍高(张玉泉等, 1998b; Hou et al., 2003), 在图 4 中总体处于埃达克岩区, 但与冈底斯带斑岩明显分离, 暗示其岩浆源区——MORB 质榴辉岩或角闪榴辉岩可能发生了较大程度的部分熔融(Defant et al., 1990)。有限的 Sr-Nd, Pb 同位素资料表明, 其组成也处于 MORB 与 EM II 之间, 但更接近于与之时空密切共生的幔源富碱(钾质)斑岩(图 6; 张玉泉等, 1998a; Hou et al., 2003),

暗示富集地幔物质对埃达克质熔体产生了较大贡献。按 Defant 等(1990)的定义, 玉龙斑岩可称为似埃达克岩, 它在地球化学上显示出弧火山岩与埃达克岩的过渡特征。

智利北部的两条含铜斑岩带虽然同属钙碱性系列, 但具有不同的地球化学特征。古新世-晚中新世斑岩的 w_{Sr} 变化于 $(200 \sim 640) \times 10^{-6}$, w_{Y} 变化于 $(14 \sim 48) \times 10^{-6}$ 间, Sr/Y 比值集中于 5 ~ 30 之间, 总体显示典型的岛弧钙碱性火山岩特征(图 4a)。相反, 晚中新世-早上新世斑岩的 w_{Sr} 变化于 $(230 \sim 1950) \times 10^{-6}$, w_{Y} 变化于 $(5 \sim 16) \times 10^{-6}$ 间, Sr/Y 比值变化于 20 ~ 130 之间, 处于埃达克岩区内(图 4), 显示典型的埃达克岩岩浆亲合性(Oyarzun et al., 2001)。

3 斑岩铜矿中金属和硫的可能来源

虽然斑岩铜矿的研究程度甚高, 但其硫和金属的来源仍存在争议, 目前至少存在两种观点, 即长英质岩浆来源说(Burnham, 1979)和围岩来源说(Ohmoto et al., 1997)。前者基于硫化物矿石与长英质斑岩的密切时空关系和矿石的 $\delta^{34}\text{S}$ 组成, 后者基于矿床氢氧同位素的大气水组成特征(Ohmoto et

