

## 俯冲、碰撞、深断裂和埃达克岩与斑岩铜矿

芮宗瑶<sup>1</sup>, 侯增谦<sup>1</sup>, 李光明<sup>2</sup>, 张立生<sup>2</sup>, 王龙生<sup>1</sup>, 唐索寒<sup>3</sup>

(1. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037; 2. 中国地质调查局成都地质矿产研究所, 成都 610082; 3. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037)

**[摘要]** 无论是碰撞前的B型俯冲, 还是碰撞后的A型俯冲, 形成斑岩铜矿都必须要有洋壳或上地幔为主的物质参与。因此斑岩铜矿的初始总值都小于0.708, 超过0.708, 则意味地壳物质的增多, 将形成斑岩钼矿和斑岩钨锡矿。斑岩铜矿带常常与切穿地壳的深断裂带平行共生, 并产于其上盘, 在该地带往往发育壳幔混合以幔为主的深源花岗质浅成-超浅成小斑岩体。含铜斑岩和埃达克岩可能均为俯冲和交代产物, 因而具有相似的特征, 但到俯冲末期它们分道扬镳了。

文章通过对冈底斯斑岩铜(钼、金和多金属)矿带的分析, 来讨论俯冲、碰撞和深断裂带与斑岩铜矿的关系。同时也通过我国中央碰撞造山带仅发育斑岩钼矿, 而缺乏斑岩铜矿, 从而证明上地幔物质的加入对斑岩铜(金)矿的重要意义。

**[关键词]** B型俯冲 A型俯冲 碰撞造山带 深断裂带 埃达克岩 斑岩铜矿

**[中图分类号]** P618.41 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 0495-5331(2006)01-0001-06

矿质来源历来为矿床地质学家讨论的主要问题之一。关于斑岩铜矿的矿质来源主张以上地幔或洋壳物质为主的学者占绝大多数; 近年来, 对于碰撞造山带的斑岩铜矿有些学者主张它们的物质来源于下地壳<sup>[1]</sup>。本文以回顾地质历史并结合我国实际情况来讨论斑岩铜矿的矿质来源。

## 1 俯冲

本文按俯冲发展顺序将其分为三类: 第一类为碰撞前的俯冲, 又称之为B型俯冲(Benioff subduction), 此过程中形成许多超大型斑岩铜矿; 第二类为碰撞后的俯冲, 又称之为A型俯冲(Ampferer subduction), 虽然它们都是一个大陆壳俯冲到另一个大陆壳之下, 但是第二类为带洋壳或上地幔板片的A型俯冲, 也可以形成大型-超大型斑岩铜矿; 而第三类为带折返带(榴辉岩)的A型俯冲, 不可能与斑岩铜(金)矿床共生, 因为已发展到俯冲的末期, 造山带的根部已暴露, 大量岩石已麻粒岩相, 不可能再与深源高位花岗质岩体共生。

## 1.1 B型俯冲

B型俯冲又称之为毕尼奥夫俯冲(Benioff sub-

duction)。早在20世纪70年代初, Sillitoe(1972)<sup>[2]</sup>和Sawkins(1972)<sup>[3]</sup>等人就已从全球构造的角度, 认识到斑岩铜矿的岩浆源是由洋壳板块在俯冲过程中由榴辉岩等部分熔融形成的(图1)。在岛弧带的斑岩铜矿地区地壳常常很薄或几乎缺乏硅铝壳(如所罗门群岛), 因此斑岩铜矿的金属似乎只可能来自上地幔。同时期Sillitoe(1972)认为大洋沉积物(1层)、玄武岩(2层)和辉长岩(3层)构成斑岩铜矿的主要金属来源(图2)。

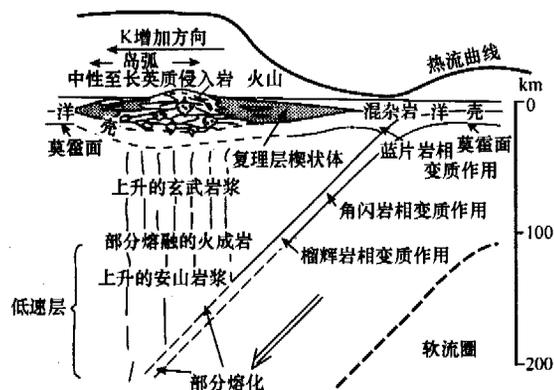


图1 斑岩铜矿花岗质岩浆形成过程(据Sawkins, 1972)

**[收稿日期]** 2005-05-16; **[修订日期]** 2005-07-20; **[责任编辑]** 曲丽莉。

**[基金项目]** 国土资源部大地调项目(编号:199910200246)和国家重点基础研究发展规划项目(编号:2002CB4126010)联合资助。

**[第一作者简介]** 芮宗瑶(1935年-), 男, 1960年毕业于成都理工大学, 获硕士学位, 研究员, 现主要从事金属矿床及地球化学研究工作。

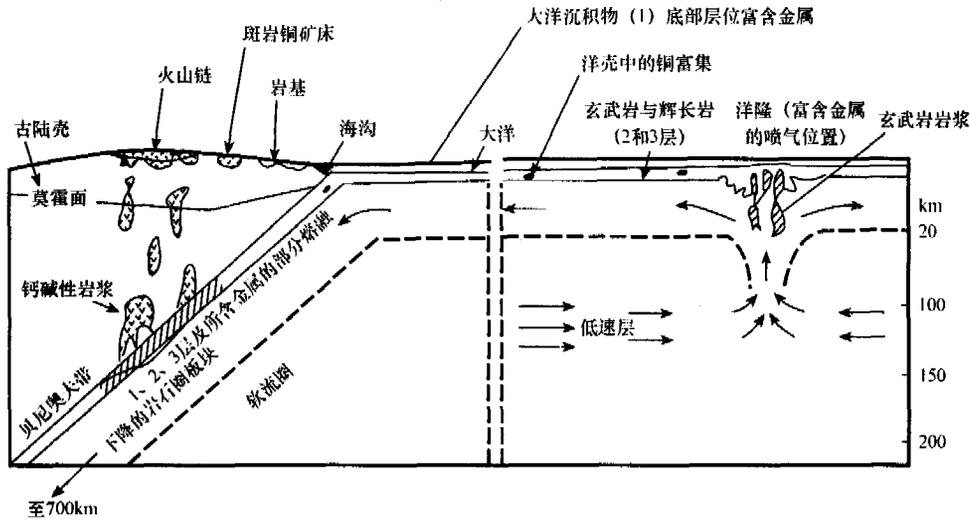


图2 斑岩铜金属的来源(据 Sillitoe, 1972)

大多数斑岩铜矿产于活动大陆边缘,有一些陆壳存在前寒武纪基底(如智利西部和玉龙矿带),且地壳厚度巨大,形成这些小斑岩体的岩浆在快速侵位过程中,很少受到陆壳混染(具有较小的初始铯值),据朱金初等(1998)<sup>[4]</sup>计算,上地幔物质保留了70%以上,构成了洋壳或上地幔物质来源的特征。

可以作为B型俯冲形成斑岩铜(金)矿的实例为智利西部的斑岩铜带。由于纳兹卡板块与南美板块会聚,在智利西部产生一系列走滑断裂带,由北而南,达千余千米。北部称之为西部断裂,中部称之为多迈亚科(Domeyko)断层系,南部称之为塞拉卡蒂略(Sierra Castillo)断层,其中有一系列斑岩铜矿床产出。该断裂带长期活动,从190Ma到5Ma都有深源花岗质岩浆活动和相关的金属矿石形成,其中有铁、铜、钼、金和银等。由智利深海槽向智利和阿根廷的内陆推移,矿化时代越来越新(从到190Ma到5Ma),并依次分为内、中、外和最外带:

**内带:**距现代智利深海槽100~160km,产有一系列浅成热液脉型Ag(Cu、Pb、Zn、As)矿床,玢岩型-夕卡岩型Fe(Cu、Au)矿床、交代网脉型Au-Cu(Fe)矿床和脉状Cu(Fe、Au)矿床,成矿年龄变化于110Ma~190Ma。

**中带:**距现代智利深海槽200km,正好为智利西部走滑深断裂带的位置,产有一系列超大型斑岩Cu(Mo、Au)矿床,成矿年龄为59~31Ma,例如楚基卡马塔(Chuguicamata)、拉埃斯康达(La Escondida)和埃尔萨尔瓦多(El Salvador)等,其中31~42Ma为最重要的斑岩铜矿成矿期,也是法拉隆加速聚会高潮期。

**外带:**距现代智利深海槽250~285km,发育一系列斑岩型-浅成热液型Au-Ag矿床,成矿年龄为25Ma~5Ma。

**最外带:**距智利深海槽400~500km,成矿与外带相类似,成矿年龄为10Ma左右。

由于智利东西宽仅200~400km,故最外带的矿床已位于阿根廷西部山区。

智利斑岩铜矿中大多数矿床的初始铯值为0.7040~0.7053,只有北部矿床为0.7058~0.7082,这是由于向秘鲁方向受大陆壳混染影响初始铯值有序增高,但都小于0.7082。

### 1.2 带有洋壳或上地幔板片的A型俯冲

新特提斯洋盆大约在65Ma最终闭合,之后印度大陆壳下插到亚洲大陆壳之下<sup>[5,6]</sup>,形成著名的冈底斯碰撞造山带。新特提斯洋壳作为比重较大的物质,覆在印度大陆壳之上,插入到亚洲大陆壳之下(图3),当俯冲到100km以下,则变质为榴辉岩,并发生脱水和部分熔融。这种熔融所需的热量由下部软流圈提供。这种岩浆上侵推动壳幔混合,并使青藏高原地壳加厚(70~80km),隆升和演化为含铜(钼、铅锌和金等)的斑岩岩浆。

推动青藏高原碰撞造山的喜马拉雅运动主要有三幕<sup>[7]</sup>:第一幕大约为40~35Ma,与玉龙矿带的斑岩侵位和矿化相吻合<sup>[8]</sup>;第二幕大约为18~12Ma,与冈底斯矿带的斑岩侵位和矿化相吻合<sup>[9,10]</sup>;第三幕为3.6Ma到现在,与西藏的大多数地热田活动时间相吻合<sup>[11]</sup>。雅鲁藏布江的碰撞造山俯冲,对玉龙矿带来说,可以说是斜向的、低角度的和加速的,但是在170~90mm·a<sup>-1</sup>,最高加速过程中,都未见到

斑岩铜矿。而在由  $90\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$  下降到  $60\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$  以后的一段松弛期间,亦即由挤压转变为拉张期间形成了玉龙斑岩铜矿带。最好的解释是金沙江印支期俯冲留存的洋壳残片,通过部分熔融和交代形成玉龙斑岩铜矿。这一结论得到同位素年代学 ( $40 \sim 35\text{Ma}$ ), Nd - Sr 同位素 ( $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = -0.8 \sim -2.9; \epsilon_{\text{Sr}(t)} = 21.9 \sim 40.6$ )、亏损强场元素和富集大阳离子不相容元素等支持。而对于冈底斯矿带来说,斜向和低角度俯冲显然有点牵强附会,而与喜马拉雅运动

第二幕相吻合意味着由  $60\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$  俯冲速度变为  $50\text{mm} \cdot \text{a}^{-1}$  之后,有一段相对松弛时期(图 4),使俯冲下沉的新特提斯洋壳到达  $100 \sim 200\text{km}$  以下,变质为榴辉岩,发生脱水和部分熔融而形成深源花岗质斑岩岩浆。这种岩浆具有深俯冲和交代的特征,并得到同位素年代学 ( $18 \sim 12\text{Ma}$ ), Nd - Sr 同位素 ( $\epsilon_{\text{Nd}(t)} = -0.8 \sim -7.0; \epsilon_{\text{Sr}(t)} = -0.5 \sim 25.0$ )、亏损强场元素、富集大阳离子不相容元素和右斜式 REE 模式的支持。

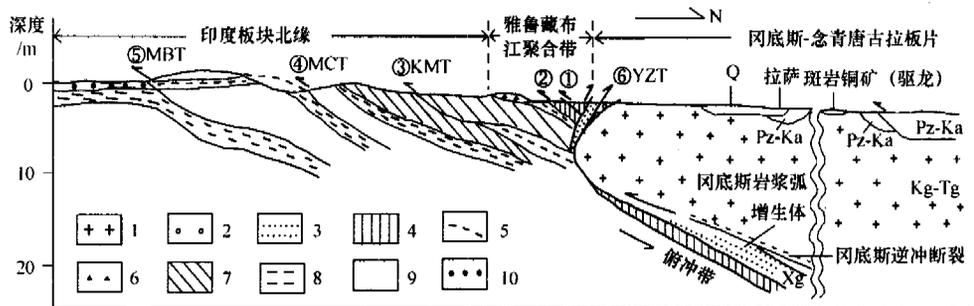


图 3 带洋壳的 A 型俯冲(据赵文津,2001 年资料编<sup>[12]</sup>)

1—冈底斯花岗岩-火山岩,2—始新世砾岩,3—日喀则群复理石沉积(xg);4—蛇绿岩套;5—三叠系—下侏罗统复理石沉积;6—混合堆积;7—古生代—中生代海相沉积;8—下古生界片岩;9—前寒武系片麻岩;10—中新世西瓦里克磨拉石沉积;①—雅鲁藏布江幔内型韧性推覆剪切带;②—雅鲁藏布江壳幔型韧性推覆剪切带;③—定日—康马壳内型韧性推覆剪切带(KMT);④—尼泊尔壳内韧性推覆剪切带亦即中央冲断裂(MCT);⑤—边界冲断裂(MBT);⑥—雅鲁藏布江冲断裂(YZT);Q—第四系;Pz—Ka—冈底斯古生代及中生代沉积岩;Kg—Tg—冈底斯白垩纪到古近纪—新近纪花岗质岩和火山岩

### 1.3 带有折返带(榴辉岩带)的 A 型俯冲

A 型俯冲发展到晚期便出现折返带(榴辉岩带)。此时洋壳物质已消耗殆尽,只剩陆壳物质之间的作用。一种较轻的物质下插到另一种较轻物质之下,必然会产生高压折返。作为折返带的标志即为榴辉岩。从另一种意义上说,折返带见榴辉岩已到根部,很少再与高位花岗质斑岩体共生。故在此带找寻斑岩铜矿床是没有希望的。实例可以列举我国中央造山带(秦岭、大别山和苏鲁)。

我国中央造山带可以划分为南北两支:北支西起南阿尔金山,高压变质带年龄为  $500 \sim 504\text{Ma}$ ;经柴北缘,变质带年龄为  $495 \sim 440\text{Ma}$ ;经北秦岭,变质带年龄为  $507 \sim 496\text{Ma}$ ;到大别的熊店和湖湾,变质带年龄为  $420 \sim 400\text{Ma}$ ;南支西起南秦岭的高压蓝片岩带,变质年龄主要为印支期;东到大别和苏鲁,变质年龄为  $240 \sim 200\text{Ma}$ <sup>[13, 14]</sup>。

在中央造山带,尽管岩石具有俯冲和交代特征,但有两点理由可作为没有斑岩铜(金)矿床产出的准则:其一,造山带已到根部,大量花岗质岩体已为

低位或原位,而高位花岗质岩体少见;其二,造山带演化到晚期,洋壳物质已被消耗殆尽,很难存在形成斑岩铜(金)矿的物质基础了。

事实上,秦岭造山带目前仅发现金堆城(Re - Os 年龄为  $129 \sim 139\text{Ma}$ )、南泥湖—三道庄(Re - Os 等时线年龄为  $148.5\text{Ma} \pm 3.9\text{Ma}$ )等斑岩铜矿,它们的初始铷值为 0.709,反映有关的花岗岩和花岗斑岩的物质来源于下地壳<sup>[15]</sup>。

## 2 碰撞

碰撞造山带的 A 型俯冲有两种情况形成斑岩铜(金)矿床:一是直接效应,如冈底斯斑岩铜矿带。新特提斯洋于  $65\text{Ma}$  最终关闭,碰撞造山由此发生,含矿斑岩侵位和成矿发生于  $20\text{Ma} \sim 12\text{Ma}$ ,成矿滞后碰撞  $45\text{Ma} \sim 53\text{Ma}$ ;二是远程效应,如玉龙矿带,是在雅鲁藏布江的 A 型俯冲影响下,引起金沙江印支期的幔根脱水和部分熔融,形成玉龙含矿斑岩岩浆,其侵位和成矿发生于  $40\text{Ma} \sim 35\text{Ma}$ ,碰撞与成矿的时差为  $25\text{Ma} \sim 30\text{Ma}$ 。远程效应另一个例子可以列举德兴斑岩铜矿,扬子陆块与华夏陆块的碰撞可

能早在晋宁期(800Ma)就发生了,而德兴斑岩侵位和成矿发生 172Ma<sup>[16]</sup>,二者时差为 628Ma。推断德兴斑岩侵位和成矿是在 Izanqi - 太平洋板块推动下,导致钱塘拗陷下插到江南台隆之下,使先前留存的上地幔脱水和少部分熔融的结果<sup>[4]</sup>。

### 3 深断裂和碱质交代岩

已知的斑岩铜(金)矿带都伴随切穿地壳的深断裂带,而且矿床均产于深断裂带的上盘,从壳幔物质交换角度,斑岩铜(金)矿基本与安山质岩石共生,岩浆系列总体上属于钙碱系列。个别情况例外,例如靠近大陆一侧的碱性岩石系列也产有斑岩铜(金)矿床。但是含矿斑岩都是交代岩。这种碱质交代随着壳幔的演化而变化,已知古生代之前的斑岩铜矿,以钠质交代为主,例如中条山铜矿峪既有钾交代也有钠交代:早期为钾交代花岗斑岩,  $K_2O$  变化于 4.26% ~ 6.94%,  $Na_2O$  变化于 0.20% ~ 0.90%,  $Na_2O/K_2O$  变化于 0.05 ~ 0.13; 晚期为钠长石化花岗闪长斑岩,  $Na_2O$  变化于 2.05% ~ 6.45%,  $K_2O$  变化于 1.20% ~ 4.12%,  $Na_2O/K_2O$  变化于 1.57 ~ 1.70。土屋斜长花岗斑岩  $Na_2O$  变化于 3.37% ~ 7.36%,  $K_2O$  变化于 0.94% ~ 3.43%,  $Na_2O/K_2O$  变化于 1.97 ~ 4.34。到了中生代斑岩铜矿钾钠基本持平,如德兴花岗闪长岩  $Na_2O$  变化于 2.11% ~ 3.63%,  $K_2O$  变化于 3.22% ~ 4.00%,  $Na_2O/K_2O$  变化于 0.95 ~ 1.32。进入新生代斑岩铜矿以钾化为主,例如玉龙二长花岗斑岩  $K_2O$  变化于 4.27% ~ 5.12%,  $Na_2O$  变化于 3.32 ~ 3.84%,  $Na_2O/K_2O$  变化于 0.85 ~ 0.88; 驱龙石英二长花岗斑岩  $K_2O$  变化于 4.39% ~ 6.15%,  $Na_2O$  变化于 1.80% ~ 4.70%,  $Na_2O/K_2O$  变化于 0.30 ~ 1.07; 冲江二长花岗斑岩  $K_2O$  变化于 3.82% ~ 5.13%,  $Na_2O$  变化于 3.91% ~ 4.84%,  $Na_2O/K_2O$  变化于 0.77 ~ 1.27<sup>[17]</sup>。由此可见,斑岩铜矿的钾钠比值是随壳幔演化而变化的。

推断,斑岩铜矿的碱质硅酸盐交代可能发生过多次:初期可能发生于脱水和部分熔融过程中,它们为上地幔交代岩;随后明显发生于成矿过程中,含矿斑岩的 70% 黑云母、钾长石和钠长石明显为交代成因,无碱质硅酸盐交代作用的岩石基本上不成矿。

### 4 俯冲与矿化规模

不是在什么时候俯冲都成矿,只有加速俯冲之后才成矿。如果我们将加速俯冲理解为板块的聚会,加速俯冲之后过程理解为松弛,那么只有松弛过

程才成矿(图 4)。因此斑岩铜是地质事件的产物。

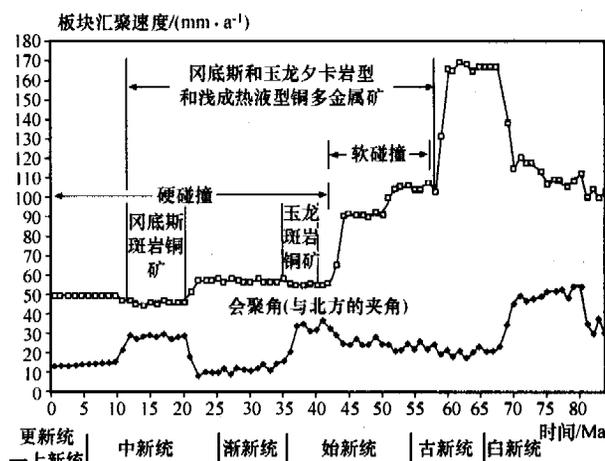


图 4 84Ma 以来印度板块与欧亚大陆会聚速度和角度的变化及斑岩铜矿的关系

(据 Lee and Lawver, 1995; 转引自万天丰, 2004<sup>[18]</sup>)

□—会聚速度, mm a<sup>-1</sup>; ◆—会聚角(以现代磁正北来计角度)

下面我们通过几个实例来讨论俯冲与矿化规模的关系:

智利西部斑岩铜矿代表 B 型俯冲(碰撞前俯冲)的产物。纳兹卡板块与南美板块在 32Ma ~ 44Ma 期间的 B 型俯冲形成一系列超大型斑岩铜矿,其铜储量为 24000 万 t。

西藏玉龙和冈底斯斑岩铜矿代表 A 型俯冲(碰撞后俯冲)的产物。印度板块与亚洲板块在 A 型俯冲期间,喜马拉雅第一次运动(40Ma ~ 35Ma)造就了玉龙斑岩铜矿<sup>[8]</sup>,大约堆积了 1000 万 t 铜金属<sup>[19]</sup>;喜马拉雅第二次运动(18Ma ~ 12Ma)形成了冈底斯斑岩铜矿带<sup>[9]</sup>,根据现有资料估计,冈底斯东段大约堆积了 1500 万 t 铜金属<sup>[20]</sup>。据预测,冈底斯中段矿化不错,如果冈底斯西段也与东段比美,那么冈底斯矿带的矿化规模是可观的。

### 5 埃达克岩与斑岩铜矿

许多研究者将含铜斑岩列为埃达克岩<sup>[21-23]</sup>,可见二者具有相似特征。起码部分埃达克岩为深俯冲和交代产物,这可以通过埃达克岩亏损强场元素(如 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti)等<sup>[24, 25]</sup>和富集大阳离子不相容元素(如 Rb、Ba、Sr 等)等<sup>[23, 26]</sup>得到支持。

从深俯冲和交代来看,含铜斑岩与埃达克岩开始为同路人,具有相似特征。但到了深俯冲晚期,二者分道扬镳了。列举长江中下游夕卡岩型矿带可以看得很清楚;这些含矿岩石具有埃达克岩的特征,它

们产于高位花岗闪长岩体的顶部和接触带,与晚古生代-中生代地层共生;到了皖北以中位花岗闪长岩为主,一般为大岩体(岩基),与早古生代地层共生,夕卡岩型铁铜矿少见;再向北到了大别山-苏鲁,以低位或原地花岗质岩为主,混合岩化极为普遍;与前寒武纪基底共生,出现麻粒岩和榴辉岩,夕卡岩型铁铜矿不见了。结合长江中下游——大别山剖面 and 世界各地的俯冲、碰撞造山,斑岩铜矿和埃达克岩的关系,构筑图 5 来表示几者的关系。

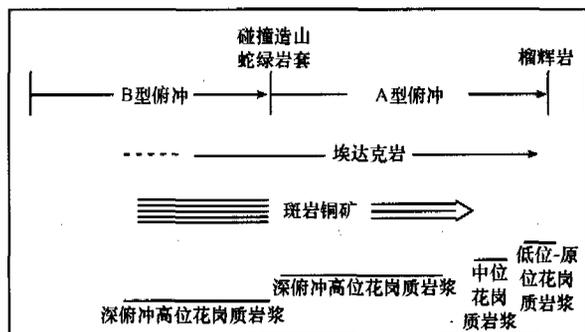


图 5 斑岩铜矿与深俯冲关系图解

近来,洪大卫等(2003)<sup>[27]</sup>研究了大别山中生代花岗岩,认为它们具有埃达克岩相似特征,它们来自深俯冲地幔镁铁质岩的部分熔融,又受到陆壳麻粒岩相混染的结果。由此更相信埃达克岩主要为深俯冲和交代产物。

我国已报导的埃达克岩分别展布于古亚洲域、滨太平洋域和古特提斯域<sup>[19]</sup>,既然主导埃达克岩形成因素为深俯冲和交代,理应为线性分布。这里的解释为上述三个成矿域都是多旋回复合造山带,由于先后几次造山带叠合在一起,故有时候呈面形分布也就也可以理解了。

成岩与成矿不完全统一,因此埃达克岩石不应作为找矿的重要标志,只能作为找矿辅助标志。因此在大别山-苏鲁地区应该找寻与榴辉岩共生的金红石矿,而不是找寻斑岩铜矿。

迄今,埃达克岩仅具备岩石化学特征,未见矿物学和地质环境等确切的描述和讨论。

## 6 讨论

1) 斑岩铜矿既可以由 B 型俯冲,也可以 A 型俯冲形成,但不可能形成于 A 型俯冲的晚期。因为斑岩铜矿为高位深源花岗质岩浆演化产物,不太可能与麻粒岩和榴辉岩共生。即使此前曾经有过斑岩铜矿,此时也已剥蚀殆尽了。

2) 斑岩铜矿既可以形成于碰撞之前,也可以形

成于碰撞以后,但不太可能形成于碰撞末期。因为碰撞末期缺乏高位深源花岗质岩浆条件了。

3) 切穿地壳的深断裂带与斑岩铜矿共生,深源斑岩和斑岩铜矿都分布于深断裂带的上盘。

4) 斑岩铜矿和埃达克岩可能均为深俯冲和交代成因,故它们具有相似特征。

5) 斑岩铜矿是一个复杂的演化体系,斜向、低角度和加速过程只能解释部分斑岩铜带的特征。

6) 斑岩铜矿具有较小的初始 $\delta^{18}O$ 值( $< 0.708$ )、较高氧逸度和富挥发份(具有岩浆二次沸腾的明显特征), $\epsilon Nd(t)$ 和 $\epsilon Sr(t)$ 的投影落于靠近大洋玄武岩或亏损上地幔一侧,亏损强场元素,富集大阳离子不相容元素和右斜式 REE 模式等,这些特征有利于解释成矿物质主要来自洋壳或上地幔,也有少量物质来自地壳的混染。

### [参考文献]

- [1] 张玉泉,谢应雯,梁华英,等. 藏东玉龙铜矿带含矿斑岩及成岩系列[J]. 地球化学,1998, 27(3):236-243.
- [2] Sillitoe R H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits[J]. Econ. Geol., 1972, 67:187-197.
- [3] Sawkins F J. Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics[J]. Jour. Geol., 1972, 80(4):377-397.
- [4] 朱金初,沈渭洲,刘昌实,等. 华南中生代同熔系列花岗岩类的同位素特征及成因讨论[J]. 岩石矿物学杂志,1990, 9(2):97-105.
- [5] 莫宣学,赵志丹,邓晋福,等. 印度亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应[J]. 地学前缘,2003, 10(3):135-148.
- [6] 赵志丹,莫宣学,罗照华. 印度-亚洲俯冲带结构-岩浆作用证据[J]. 地学前缘,2003, 10(3):149-157.
- [7] 李庭栋. 青藏高原隆升的过程和机制[J]. 地球学报,1995, 34(1):1-9.
- [8] 梁华英. 青藏高原东南缘斑岩铜矿成岩成矿研究取得新进展[J]. 矿床地质,2002, 21(4):365.
- [9] 芮宗瑶,侯增谦,曲晓明,等. 冈底斯斑岩铜矿成矿时代及青藏高原隆升[J]. 矿床地质,2003, 22(3):217-225.
- [10] 曲晓明,侯增谦,黄卫. 冈底斯斑岩铜矿(化)带:西藏第二条玉龙铜矿带[J]? 矿床地质,2001, 20(4):355-366.
- [11] 赵文津及 INDEPTH 项目组. 喜马拉雅山及雅鲁藏布江缝合带深部结构与构造研究[M]. 北京:地质出版社,2001. 369.
- [12] 郑绵平,等. 水热成矿新类型西藏铯硅华矿床[M]. 北京:地质出版社,1995. 113.
- [13] 李曙光,陈移之,张宗清,等. 北秦岭苏长辉长岩的痕量元素和 Sr、Nd 同位素地球化学[J]. 地质学报,1993, 67(4):310-322.
- [14] 杨经绥,张建新,孟繁聪,等. 中国西部柴北缘阿尔金超高压变质榴辉岩及其原岩性质探讨[J]. 地学前缘,2003, 10(3):292-314.
- [15] 黄典豪,聂凤军,王义昌,等. 东秦岭地区钼矿床铅同位素组成特征和成矿物质来源初探[J]. 矿床地质,1984, 3(4):20

- ~28.
- [16] 朱训,黄崇轲,芮宗瑶,等. 德兴斑岩铜矿[M]. 北京:地质出版社,1983. 336.
- [17] 芮宗瑶,张立生,陈振宇,等. 斑岩铜矿的源岩及源区探讨[J]. 岩石学报,2004, 20(2):229~238.
- [18] 万天丰. 中国大地构造学纲要[M]北京:地质出版社,2004. 787.
- [19] 芮宗瑶,黄崇轲,齐国明,等. 中国斑岩铜(钼)矿床[M]. 北京:地质出版社,1984. 350.
- [20] 王全海,王保生,李全高,等. 西藏冈底斯岛弧及其铜多金属带的基本特征与远景评估[J]. 地质通报,2002, 21(1):35~40.
- [21] Defant M J and Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere [J]. Nature, 1990,347 :662~665.
- [22] 张旗,许继峰,王焰,等. 埃达克岩的多样性[J]. 地质通报,2004, 23(9~10):957~965.
- [23] 侯增谦,莫宣学,高永丰,等. 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[J]. 矿床地质,2003, 22(1):1~12.
- [24] Kelemen P B, Kingler R J, Johnson K T M. High field strength element depletions in arc basalts due to mantle magma interaction [J] Nature, 1990,345:521~524.
- [25] Stolz A J, Jochum K P, Spettel B, et al. Fluid and melt-related enrichment in the subarc mantle: evidence from Nd/Ta variations in island-arc basalts [J]. Geology, 1996, 24: 587~590.
- [26] 邱检生,徐克生,蒋少涌. 地壳深俯冲与富钾火山岩成因[J]. 地学前缘,2003, 10(3):191~200.
- [27] 洪大卫,王涛,童英,等. 华北地台和秦岭-大别-苏鲁造山带的中生代花岗岩和深部地球动力学过程[J]. 地学前缘,2003, 10(3):231~256.

## SUBDUCTION, COLLISION, DEEP FRACTURE, ADAKITE AND PORPHYRY COPPER DEPOSITS

RUI Zong-yao<sup>1</sup>, HOU Zeng-qian<sup>1</sup>, LI Guang-ming<sup>2</sup>, ZHANG Li-sheng<sup>2</sup>, WANG Long-sheng<sup>1</sup>, TANG Suo-han<sup>3</sup>

(1. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037;

2. Chengdu Institute of Geology and Mineral Resources, China Geology Survey, Chengdu 610082;

3. Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

**Abstract:** Participation of oceanic crust-derived or upper mantle-derived material is essential for porphyry copper deposits which are formed by pre-collisional B-type subduction and post-collisional A-type subduction. Initial Sr isotopic ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) ratio for a porphyry copper deposit must be less than 0.708. The initial Sr isotopic ratio of more than 0.708 is characteristic of porphyry Mo deposits or porphyry W-Sn deposits because of participation of continental crust-derived material. Porphyry copper belts are often parallel to deep fracture zones which cut through crust, and are confined to the hanging wall of the deep fractures where small granitic porphyry masses are often developed. Granitic porphyry is crust-mantle mixture-derived and mainly mantle-derived in material origin. Copper-bearing porphyry and adakite probably result from subduction and metasomatism. These two rocks have the same features, but they become different in late subduction stage. The present paper deals with the relationship of subduction, collision and deep fracture zone with porphyry copper deposits exemplified by Gandese porphyry Cu (Mo, Au and polymetallic) ore belt. Meanwhile, the development of porphyry Mo deposits other than porphyry Cu deposit in the central collision orogens in China indicates that participation of upper mantle-derived material is of great importance for porphyry Cu (Au) deposits.

**Key words:** B-type subduction, A-type subduction, collision orogen, deep fracture zone, adakite, porphyry copper deposit