

文章编号: 0258-7106(2014)04-0785-10

广西油麻坡钨钼矿床地球化学特征及成因探讨*

付强¹, 葛文胜², 温长顺², 李生宝³

(1 北京矿冶研究总院, 北京 102600; 2 中国地质大学, 北京 100083;

3 甘肃省地质局第三地质矿产勘查院, 甘肃 兰州 730050)

摘要 文章总结了广西油麻坡钨钼矿床地质特征, 将矿床的矿化类型大致划分为矽卡岩型白钨矿和石英脉型辉钼矿, 两者是同一含矿热液不同阶段演化的产物, 前者主要产在接触带的矽卡岩中, 后者的产出不受岩性控制, 多以网脉状充填在围岩裂隙中, 并可见少量石英脉型辉钼矿体叠加在早期形成的矽卡岩型白钨矿体之上。本次研究对代表性钨钼矿石样品进行了C、H、O、S同位素测定, 并对石英脉型辉钼矿矿石内的石英进行了包裹体的测定, 结合油麻坡花岗闪长斑岩体的岩石学、矿物学及地球化学特征, 认为成矿流体及矿质起初主要来源于斑岩体, 在岩体上侵过程中, 可能萃取了部分古生代地层中的成矿物质, 热液演化后期伴随有大气降水的加入, 使得成矿流体具有混源特征, 流体体现为岩浆期中高温-低盐度体系。

关键词 地球化学; 花岗闪长斑岩; 流体包裹体; 同位素地球化学; 油麻坡钨钼矿床; 广西

中图分类号: P618.65; P618.67

文献标志码: A

Geochemistry and genesis of Youmapo W-Mo deposit in Guangxi

FU Qiang¹, GE WenSheng², WEN ChangShun² and LI ShengBao³

(1 Beijing General Research Institute of Mining and Metallurgy, Beijing 102600, China; 2 China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 3 Third Institute of Geological and Mineral Exploration, Gansu Bureau of Geology and Mineral Resources, Lanzhou 730050, Gansu, China)

Abstract

The Youmapo W-Mo deposit in Guangxi province of Southwest China is located in the western part of the Bobai-Cenxi Faulted zone. It comprises skarn-type tungsten deposit and quartz-vein type molybdenum deposit. The tungsten-bearing skarn was produced by the replacement of carbonate layers intercalated in the Silurian schist and Devonian strata. While quartz-vein type molybdenum ore were formed along a group of fracture that cut through horizontal skarns and hornfelsed schist. C, H, O, S, Pb isotope geochemistry is discussed in this paper in an effect to understand the sources of the ore metals and ore-fluids. Combined with the the characteristics of petrology, mineralogy and geochemistry of Youmapo granodiorite porphyry, it can be conclude that the Metallogenetic material and ore-fluids was mainly derived from magma. The fluid inclusion studies indicate that the temperature and salinities vary from 130~450°C, $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ from 0.18%~16.32%, respectively. The ore deposits is a medium-high hypothermal deposit and is dominated by hydrothermal fluid replacement.

Key words: geochemistry, granodiorite porphyry, fluid inclusion, isotope geochemistry, Youmapo W-Mo deposit, Guangxi

* 本文得到广西壮族自治区地质矿产勘查开发局“广西陆川县米场钨钼矿床控矿因素、富集规律与成因机制研究”(编号: 地勘[2006])、中国地质调查局项目(编号: 200811008)和国家科技支撑计划课题“工艺矿物学参数自动测试系统研制”(编号: 2012BAB19B01)的联合资助
第一作者简介 付强, 男, 1985年生, 工程师, 主要从事矿床学及工艺矿物学研究。Email: fuqiang192020@163.com
收稿日期 2013-05-23; 改回日期 2014-06-23。秦思婷编辑。

博白-岑溪断裂带以盛产蚀变构造岩型银金矿和岩浆热液型铅锌铜矿为特点,近年来在构造带的西南端还发现一系列的钨钼矿床(点),引起了许多地质工作者的关注。这些钨钼矿床主要产在花岗岩与围岩的接触带上,如松旺、油麻坡、下水、东桃、安垌、三叉冲、大岭、米场等钨钼多金属矿床(广西第六地质队,1982;2006a;广西区域地质调查队,1986b;唐应亮,2009)。油麻坡钨钼矿床是20世纪80年代发现的与花岗岩有关的砂卡岩-石英脉型矿床,目前估算的资源量已达到中型,并具有达到大型矿床的潜力。前人对油麻坡钨钼矿床的地质特征已进行了初步研究(广西第六地质队,2006b),但对其成矿物质来源、流体演化特征等方面的研究相对较薄弱。本文对该矿床的成矿岩体元素地球化学、同位素地球化学和流体包裹体进行了系统的分析,并结合前

人的勘探成果和近年来矿山开采实践,揭示了油麻坡钨钼矿床的成因机制,也为该区域寻找类似的钨钼矿床提供了重要的理论依据。

1 成矿地质背景

油麻坡钨钼矿床位于广西博白县城厢乡新秀村与旺垌村交界处,大地构造位置处于云开隆起与钦州地槽交切的部位,陆川背斜西翼的北西边缘博白-岑溪断裂的西南段。博白-岑溪断裂带地质历史演化过程中发生了多期构造运动,至燕山晚期,区域拉张作用明显加强并伴随大规模的岩浆活动及成矿事件(彭少梅等,1995;梁约翰等,1998),在断裂带的西南段形成了一系列砂卡岩型钨钼矿床(图1),其中的油麻坡矿床最为典型,也最具勘探开发前景。

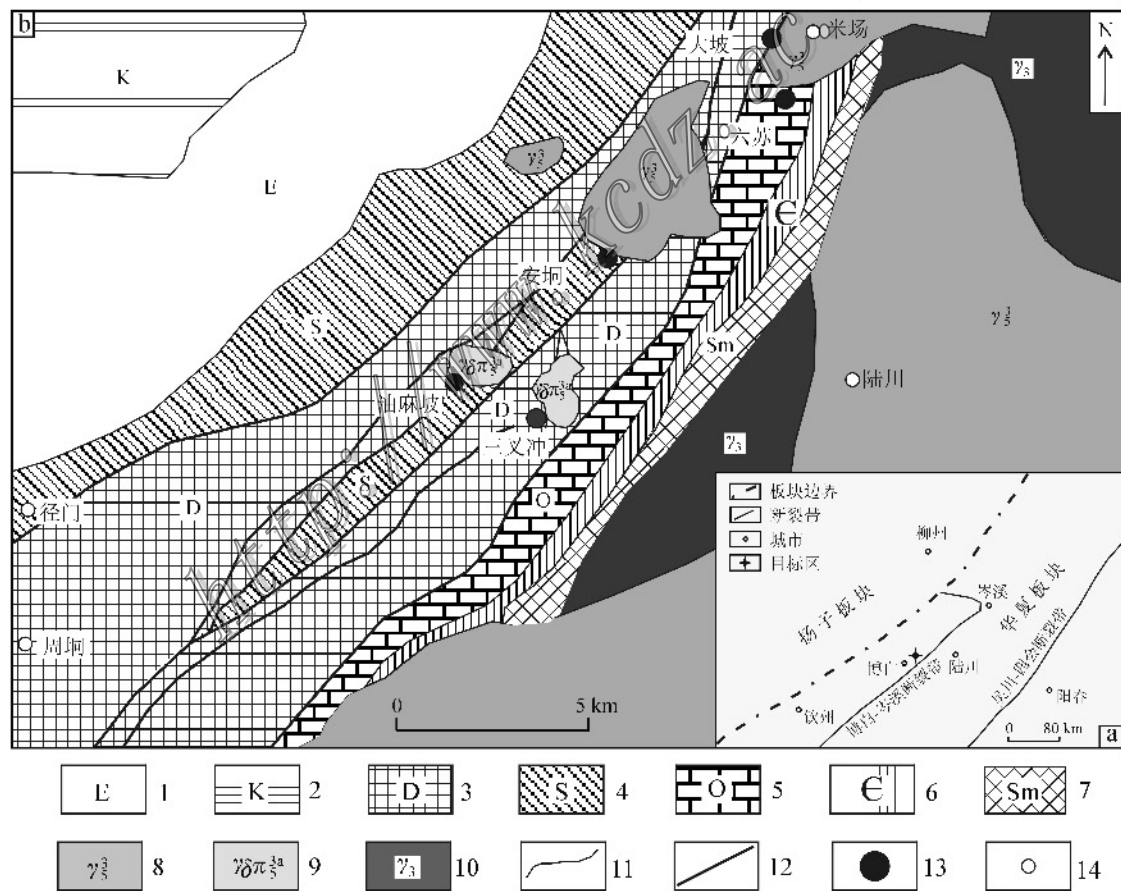


图1 油麻坡钨钼矿床区域构造纲要图(a)及区域地质图(b)

1—第三系砾岩; 2—白垩系砾岩及酸性火山岩; 3—泥盆系碎屑岩; 4—志留系片岩夹砂卡岩; 5—奥陶系千枚岩; 6—寒武系片岩及片麻岩; 7—志留系混合岩; 8—燕山晚期黑云母花岗岩; 9—燕山晚期花岗岩内长斑岩; 10—加里东期花岗岩; 11—地质界线; 12—断层; 13—钨钼矿床(点); 14—城市

Fig. 1 Tectonic location (a) and regional geologic map (b) of the Youmapo W-Mo ore field

1—Conglomerate of Tertiary; 2—Cretaceous conglomerate and acidic volcanic rock; 3—Devonian clastic rock; 4—Silurian schist and skarn; 5—Ordovician phyllite; 6—Cambrian schist and gneiss; 7—Silurian migmatite; 8—Late Yanshanian biotite granite; 9—Late Yanshanian granodiorite porphyry; 10—Caledonian granite; 11—Geological boundary; 12—Fault; 13—W-Mo deposit (ore spot); 14—City

出露地层主要为下古生界片岩、混合质片岩、片麻岩及千枚岩,局部夹大理岩、矽卡岩,泥盆系不整合在下古生界地层之上,岩性为石英片岩、云母片岩等。区内地层存在以 W、Mo、Bi、Pb、Zn 为主的区域性高背景值是这些元素富集成矿的良好前提,元素含量较高者主要集中在下-中泥盆统海相碎屑岩-砂泥岩中,其 W、Mo 平均含量为地壳克拉克值的 4 倍和 20 倍(广西地质调查院,2002)。区内构造复杂,褶皱多不完整,区域断裂主要有 NE 向和 NW 向 2 组,以前者为主,构成密集的 NE 向断裂带,断裂多为压扭性、张性,是岩浆上侵和矿液运移的主要通道。

区内岩浆活动频繁,有加里东期花岗岩和燕山期酸性岩体、岩脉、火山岩。侵入体呈 NNE 向展布,与区域构造线近平行或斜交,其生成多与断裂有关。其中,和成矿有关的多为燕山晚期第二次侵入的花岗岩类,油麻坡钨钼矿床即产在与花岗闪长斑岩体有关的接触带上。

2 矿床地质特征

矿区出露的地层有志留系下统莲滩群下组(S_{1ln})石英片岩、二云石英片岩等;泥盆系下统(D_1)莲花山组绢云石英片岩、细砂岩、大理岩等,和中统(D_2)信都组轻变质-变质粉砂质泥岩、细砂岩等。其中,莲滩群下组是矿床的主要赋矿层位。断裂以 NE 向逆断层为主, NW 向次之, NW 向断层切割 NE 向断层。其中, NE 向断层成群成带密集分布,间距 200~1000 m,断层延伸长,深度大,为本区主要的控岩控矿构造,规模较大的为陆尾-顶古口断裂、大塘尾-朱屋塘断裂。与成矿有关的岩体为燕山晚期油麻坡花岗闪长斑岩体,出露于矿区南部,黑云母 K-Ar 法测得花岗闪长斑岩的形成年龄为 110 Ma(广西区域地质调查队,1986a),相当于早白垩世中-晚期,岩体出露面积约 1.3 km²,呈岩株产出。

矿床产于花岗闪长斑岩与泥盆系下统莲花山组(D_{1l})及志留系大岗顶组(S_{1d})灰岩、绢云片岩接触带中。碳酸盐岩的化学性质活泼,在岩浆热液及含矿热液作用下,发生交代蚀变,形成一套以石榴子石-透辉石-阳起石矿物为主的钙质矽卡岩。白钨矿呈自形、半自形,以星散状或浸染状分布于矽卡岩中;后期可见大量的辉钼矿-石英脉充填于片岩或花岗闪长斑岩裂隙中,并有部分辉钼矿-石英脉叠加在早

期形成的矽卡岩之上。矿体产状与地层产状基本一致,沿 NE-SW 向展布。矿体沿倾向或走向呈层状、似层状、透镜状,呈分叉、尖灭再现。目前,矿区内一共发现 24 个矿体,其中,钨矿体 11 个,钼矿体 13 个,规模相差悬殊,最大的为 I 号矿体。

I 号矿体产于泥盆系下统上组(D_3)的矽卡岩中(图 2)。地表倾向 SE,往深部均转为倾向 NW,倾角 83°左右,矿体产状与地层产状基本一致。矿体长度 410 m,垂直深度 510 余 m,在标高 -400 m 以下,矿体还有延深。出露标高 120~155 m, -100 m 标高以上为氧化矿石。矿体呈似层状-透镜状产出,在 16 线附近,矿体变厚、品位增高,沿走向两端矿体逐渐变薄,品位变低,有分支复合现象。除主要的有用组分钨以外,还共(伴)生有用组分钼、硫、铜、铋等。

矿区的矿石类型主要为矽卡岩型白钨矿和石英脉型辉钼矿。矽卡岩型白钨矿矿石中,主要金属矿物有白钨矿、磁铁矿、黄铁矿、磁黄铁矿、白铁矿、黄铜矿等,脉石矿物主要为石榴子石、石英、方解石、萤石,次为阳起石、绿帘石、透辉石、符山石、绿泥石、斜长石、白云母等。石英脉型辉钼矿矿石中,主要金属矿物有辉钼矿、辉铋矿、辉锑矿、黄铜矿、闪锌矿、黄铁矿及少量黑钨矿和微量自然金,脉石矿物以石英、长石、白云母为主,次为黑云母、绿泥石、绢云母等。矿石结构主要有细粒状、粒状、交代结构。矿石构造以致密块状和浸染状为主,其次为细-微脉状构造、网脉状构造。

矿区围岩蚀变类型比较复杂。外接触带的碳酸盐岩主要表现为矽卡岩化、硅化、大理岩化、绿泥石化、云英岩化,其中,矽卡岩化、硅化与钨钼矿成矿关系密切;而碎屑岩则主要表现为硅化、角岩化、绢云母化。内接触带的花岗岩主要表现为钾长石化、钠长石化、硅化、云英岩化。在空间上,花岗闪长斑岩向外依次呈现钠长石化、云英岩化、硅化、矽卡岩化(角岩化)和大理岩化的蚀变分带规律。

根据矿石矿物共生组合、结构构造特征以及各种矿物之间的相互穿插、交代关系,可将矿化过程大致分为 4 个阶段:① 矽卡岩阶段,主要形成石榴子石、透辉石、符山石;② 退化蚀变阶段,形成阳起石、透闪石、斜长石、绿帘石、白云母、白钨矿、磁铁矿及少量石英、绿泥石,该阶段形成的矿物明显交代早期形成的矽卡岩矿物;③ 石英硫化物阶段,形成辉钼矿、辉铋矿、辉锑矿、黄铜矿、闪锌矿、黄铁矿、白铁矿、磁黄铁矿及少量的黑钨矿。④ 碳酸盐-萤石阶

段,以形成细脉状和浸染状方解石和萤石组合为特征,方解石-萤石细脉叠加于石英-硫化物细脉之上。其中,白钨矿主要形成于退化蚀变阶段,以星散状或

浸染状分布于矽卡岩中;而辉钼矿主要形成于石英硫化物阶段,多以脉状形式充填于片岩裂隙内,或叠加在早期形成的矽卡岩之上。

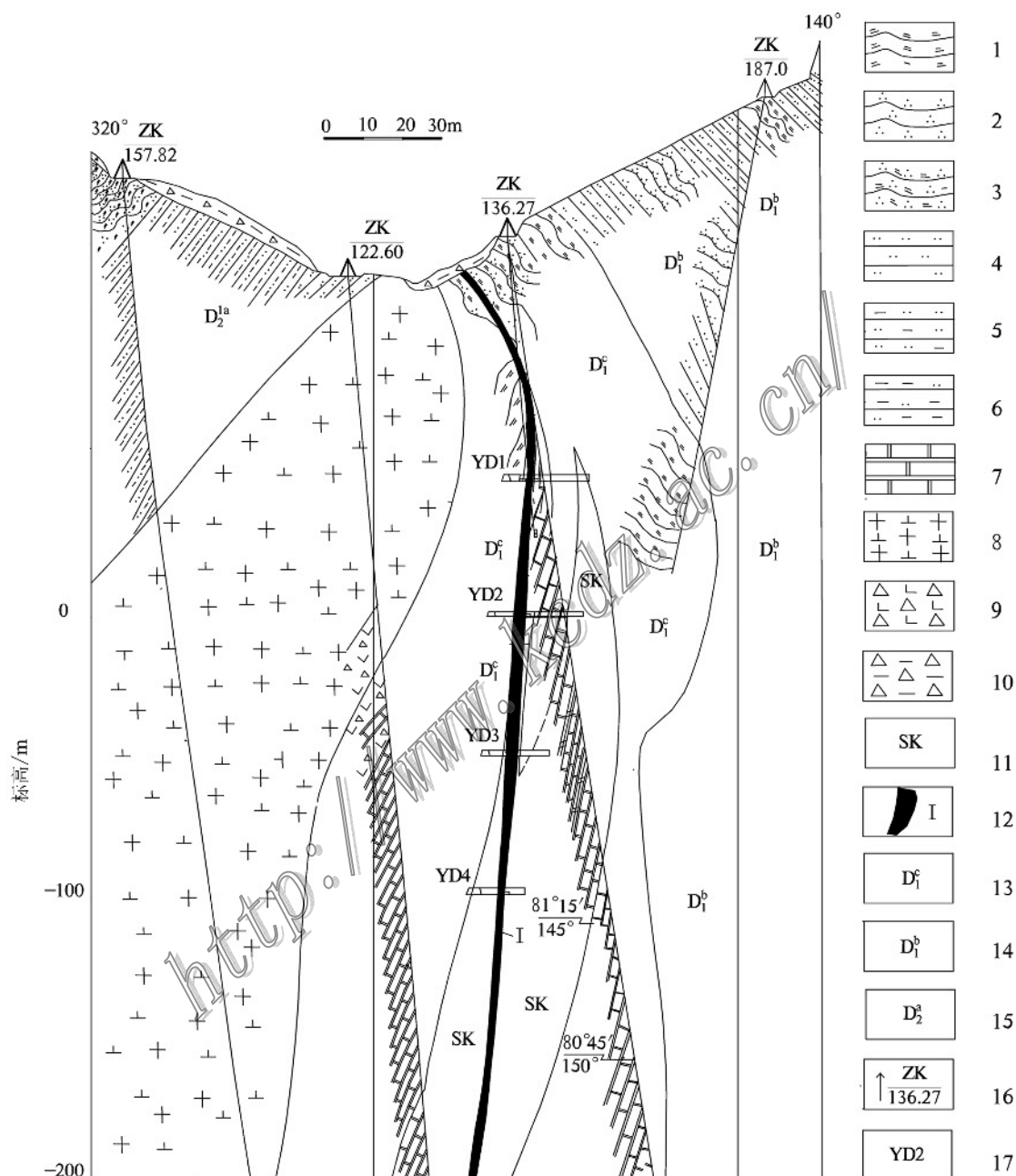


图 2 油麻坡钨钼矿床 16 线地质剖面图

1—绢云母片岩; 2—石英片岩; 3—绢云石英片岩; 4—粉砂岩; 5—泥质粉砂岩; 6—粉砂质泥岩; 7—大理岩; 8—花岗闪长斑岩; 9—钙质角砾; 10—泥质角砾; 11—矽卡岩; 12—钨矿体; 13—泥盆系下统上组; 14—泥盆系下统中组; 15—泥盆系中统下组; 16—钻孔; 17—沿脉坑道

Fig. 2 Geological section along No. 16 exploration line of the Youmapo W-Mo ore field

1—Sericitic schist; 2—Quartz schist; 3—Sericitic-quartz schist; 4—Siltstone; 5—Pelitic siltstone; 6—Silty mudstone; 7—Marble; 8—Granodiorite-porphry; 9—Calcareous breccia; 10—Pelitic breccia; 11—Skarn; 12—Tungsten body; 13—Upper Formation of Lower Devonian; 14—Middle Formation of Lower Devonian; 15—Lower Formation of Middle Devonian; 16—Drill hole; 17—Gopher drift

3 样品及分析方法

油麻坡花岗闪长斑岩的主量、微量和稀土元素分析在中国地质科学院地球物理地球化学勘查研究所分析测试中心完成。主量元素分析仪器为 XRF-1500 型 X 射线荧光光谱仪; 微量、稀土元素用等离子体质谱仪 (ICP-MS)、等离子体光学发射光谱 (ICP-OES)、X 射线荧光光谱 (XRF) 等完成。主量元素分析精度优于 3%, REE 含量测试精度优于 7%, 其余微量元素的精度优于 10%。

同位素分析测试在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。对 I 号矽卡岩型钨矿体和 VI 号石英脉型钼矿体中的黄铁矿、辉钼矿、辉铋矿进行硫同位素分析, 并对 VI 号石英脉型钼矿体内的石英进行 C、H、O 同位素组成分析。硫同位素分析时, 首先将硫化物样品粉碎至 200 目, 以 CuO 和 V_2O_5 作为混合氧化剂, 在高温真空条件下与之反应, 将 S 氧化成 SO_2 , 然后用 MAT-251 型质谱仪进行分析, 以 V-CDT 为标准, $\delta^{34}\text{S}$ 误差为 $\pm 0.2\text{‰}$, 分析结果见表 2。C、H、O 同位素组成分析时, 首先将样品表面清洗晾干后粉碎至 40~60 目, 经淘洗和低温烘干, 然后在双目镜下挑纯达 99% 以上。H 同位素组成分析, 采用 400°C 下爆裂法取水, 铗法制 H_2 , 最后在质谱仪上测定同位素比值, δD 使用 V-SMOW 表达, 精度为 $\pm 2\text{‰}$ 。O 同位素组成测定, 采用目前常用的 BrF_3 法, 将样品与 BrF_3 在 550°C 条件下反应 15 h, 提取所含的 O_2 , 然后用碳棒将其还原为 CO_2 , 最后将 CO_2 送入 MAT-251 型质谱仪分析。C 同位素测定, 采用 400°C 下爆裂法取 CO_2 测试, 精度为 $\pm 0.2\text{‰}$ 。

流体包裹体的研究对象是与钼矿化关系密切的石英-硫化物阶段的石英脉型矿石。室内将这些样品磨制成厚 0.25~0.30 mm 的双面抛光包裹体片, 进行流体包裹体岩相学、均一及冷冻法的测温研究。研究工作在中国地质大学(北京)流体包裹体实验室完成, 测温仪器为英国产 Linkam THMS600 型冷热台, 测温范围 $-198\sim+600^\circ\text{C}$, 初溶温度、冰点和均一温度精度范围分别为 $\pm 0.2^\circ\text{C}$ 、 $\pm 0.1^\circ\text{C}$ 和 $\pm 2^\circ\text{C}$ 。

4 与矿化有关岩体特征

油麻坡钨钼矿床在空间上与油麻坡岩体密切相关。油麻坡岩体的岩性为花岗闪长斑岩, 侵入志留

系及泥盆系中, 与围岩接触面呈波状弯曲。岩体中还发现了大量的暗色微粒包体以及由暗色矿物组成的条带或团块, 与邻区同期米场岩体(120 Ma, 广西区域地质调查队, 1986a)内的铁镁质微粒包体非常相似(付强等, 2011), 都是壳幔混合作用的产物。岩体分为斑晶和基质两部分, 斑晶约占总量的 40%~60%, 主要成分为斜长石, 次为钾长石、黑云母等; 基质具微-细粒花岗斑状结构, 块状构造, 矿物成分主要为斜长石、钾长石、石英、黑云母及角闪石等。

从表 1 可以看出, 岩石的 $w(\text{SiO}_2)$ 为 58.79%~71.19%, $w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 为 5.43%~6.59%, 且 $w(\text{K}_2\text{O}) > w(\text{Na}_2\text{O})$, 具有富钾的性质。在 $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ 图解(图 3)中, 位于 I 型向 S 型花岗岩过渡区 (Collins et al., 1982)。 $A/\text{CNK} < 1$, $A/\text{NK} > 1$, 属于偏铝质花岗岩, 岩体分异指数 DI 平均为 72.15, 固结指数 SI 平均为 13.87。微量元素中, $w(\text{W})$ 、 $w(\text{Mo})$ 、 $w(\text{Cu})$ 、 $w(\text{Sn})$ 、 $w(\text{Bi})$ 、 $w(\text{Ag})$ 均高于维氏值 (Vinogradov, 1962)。其中, $w(\text{W})$ 是华南燕山期花岗岩 (5.2×10^{-6} , 刘义茂等, 1981) 的 1.1~187 倍。 $w(\text{V})$ 较高, $w(\text{Cr})$ 、 $w(\text{Ni})$ 、 $w(\text{Ti})$ 、 $w(\text{Ba})$ 偏低。不相容元素 Rb 和 Sr 在岩浆结晶过程中趋于分离, 其比值可以指示岩石的演化程度及来源, 油麻坡岩体的 Rb/Sr 比值多在 0.32~0.79 之间, 这与高度富 Rb、贫 Sr 的普通 S 型含钨花岗岩 (Rb/Sr 比值一般 > 10 , 甚至 100 以上) 相差甚远。如千里山岩体的 Rb/Sr 比值为 11~136 (毛景文等, 1995), 西华山岩体的 Rb/Sr 比值为 22~84 (Le et al., 1984)。此外, 岩体 Nb/Ta 比值为 8.03~18.97, 均值为 15.37, 该值介于下地壳 (8.3, Rudnick et al., 2003) 和原始地幔

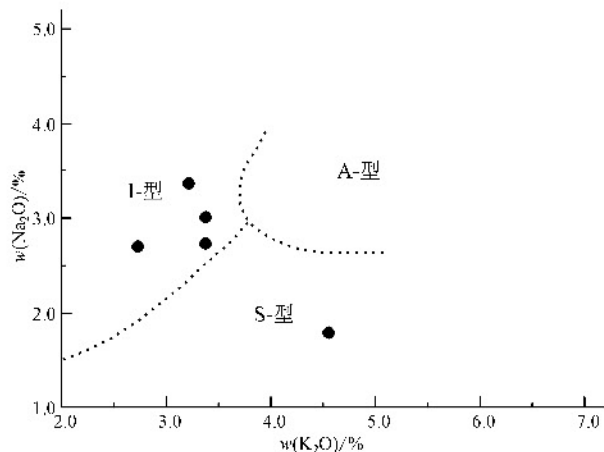


图 3 油麻坡花岗岩成因类型 $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ 图

Fig. 3 $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ plot for Younapo pluton

值(17.5 ± 2.0 , Jochum et al., 1989)之间,反映了壳幔混合型的花岗岩的特点。岩体 ΣREE 为 $76.91 \times 10^{-6} \sim 182.5 \times 10^{-6}$, $\text{LREE} > \text{HREE}$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} > 10$, 轻稀土元素明显富集, δEu 值平均为 0.88, 略亏损, 稀土元素配分曲线为明显右倾型(图 4), 明显不同于典型 S 型花岗岩常表现出的“海鸥型”配分型式。综上所述, 油麻坡花岗岩是一种 I 型向 S 型花岗岩过渡的分异演化程度较低的花岗质岩石。

5 流体包裹体研究

5.1 流体包裹体岩相学研究

通过对 V 号矿体含辉钼矿石英脉包裹体片显微镜下观察, 发现石英内含有大量的流体包裹体, 根据室温下包裹体的相态及在冷冻回温过程中包裹体的相态变化, 将其中的原生包裹体主要分为富液相(L 型)、富气相(V 型)两相水溶液包裹体及含液相 CO_2 三相水溶液包裹体(C 型), 未见含子矿物的包裹体。

L 型 富液相 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{V}_{\text{H}_2\text{O}}$ 两相水溶液包裹体, 是主成矿阶段中主要的流体包裹体, $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$ 主要为水溶液, $\text{V}_{\text{H}_2\text{O}}$ 主要为水蒸气。主要呈四边形、长条状、长椭圆形, 少数呈负晶形和不规则形, 长轴长度一般为 $2 \sim 14 \mu\text{m}$, 气相分数为 $5\% \sim 50\%$, 主要集中在 $15\% \sim 25\%$ 。加热后均一为液相, 少数临界均一。

V 型 富气相 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{V}_{\text{H}_2\text{O}}$ 两相水溶液包裹体, 主要为椭圆形, 少数为负晶形和不规则形, 长轴长度

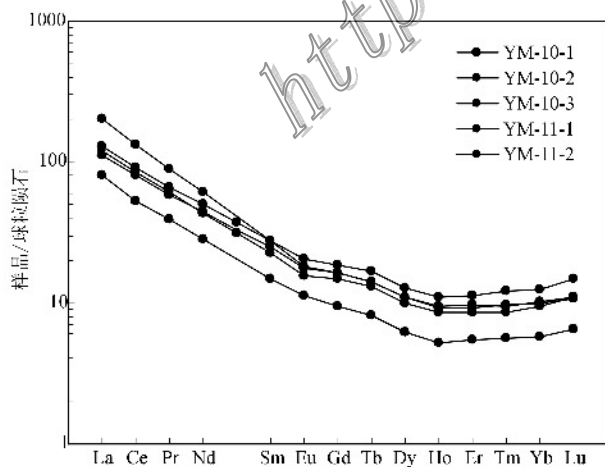


图 4 油麻坡岩体稀土元素配分曲线图

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of Youmapo pluton

表 1 油麻坡花岗岩内长斑岩主量、稀土和微量元素含量

Table 1 Major, REE and other trace element content of granodioritic porphyry

样品号	YM-10-1	YM-10-2	YM-10-3	YM-11-1	YM-11-2
	$w(\text{B})/10^{-2}$				
SiO_2	71.19	70.07	64.36	58.79	67.82
TiO_2	0.25	0.30	0.33	0.24	0.39
Al_2O_3	11.66	12.96	13.24	12.15	13.81
Fe_2O_3	2.32	1.93	2.61	2.20	1.76
FeO	1.38	1.55	1.41	6.65	2.22
MnO	0.08	0.10	0.07	0.08	0.25
MgO	1.64	1.57	1.69	1.59	1.61
CaO	3.99	3.83	5.75	2.90	2.95
Na_2O	2.70	3.01	3.37	1.77	2.72
K_2O	2.73	3.38	3.22	4.55	3.73
P_2O_5	0.15	0.17	0.21	0.20	0.19
LOI	1.67	1.08	3.43	4.19	1.53
总和	99.76	99.95	99.69	95.31	98.98
A/CNK*	0.79	0.83	0.68	0.92	0.99
A/NK*	1.57	1.51	1.47	1.55	1.62
	$w(\text{B})/10^{-6}$				
Be	6.54	5.26	2.48	6.50	2.44
V	50.30	59.80	70.70	46.10	32.90
Cr	15.60	9.70	15.10	6.40	5.00
Co	6.27	7.54	9.84	14.70	5.67
Ni	3.10	3.09	4.77	8.09	3.01
Cu	27.40	24.61	159.26	1753.04	1059.13
Zn	39.65	52.68	62.85	129.15	61.41
Ga	16.04	17.72	16.25	15.73	8.52
Rb	165.40	157.00	193.40	319.60	190.10
Sr	434.90	493.60	258.60	402.10	251.80
Y	14.06	18.60	14.88	16.89	9.14
Zr	91.20	92.40	104.30	82.00	57.80
Nb	12.97	16.93	16.98	13.72	7.41
Mo	0.86	0.33	0.28	27.89	7.04
Cd	54.40	44.00	43.20	482.00	677.20
Ba	282.40	320.00	364.80	505.40	293.00
Ta	1.62	1.92	0.90	1.18	0.61
W	8.33	5.70	12.79	975.55	121.10
Pb	44.60	21.52	19.37	15.69	14.08
Bi	852.33	75.73	74.18	23.99	16.73
Nb/Ta*	8.03	8.82	18.97	11.62	12.15
Rb/Sr*	0.38	0.32	0.75	0.79	0.75
La	28.63	30.92	48.39	26.53	18.86
Ce	52.00	56.00	81.00	49.00	32.00
Pr	5.75	6.33	8.45	5.60	3.71
Nd	20.36	23.24	28.54	20.57	13.13
Sm	3.46	4.21	4.24	3.79	2.26
Eu	0.90	1.18	1.04	1.01	0.65
Gd	3.05	3.82	3.36	3.38	1.96
Tb	0.49	0.62	0.53	0.52	0.30
Dy	2.52	3.27	2.77	2.79	1.55
Ho	0.48	0.63	0.52	0.53	0.30
Er	1.43	1.87	1.53	1.60	0.90
Tm	0.22	0.31	0.25	0.24	0.14
Yb	1.62	2.10	1.68	1.74	0.98
Lu	0.28	0.37	0.27	0.28	0.16
ΣREE	121.17	134.85	182.56	117.59	76.91
$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$	12.72	10.59	20.69	10.92	13.85
δEu *	0.84	0.90	0.84	0.86	0.94

注: * 单位为 1。

一般为 7~15 μm ，气相分数一般为 60%~75%，加热后均一为气相。

C 型 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}} + \text{L}_{\text{CO}_2} + \text{V}_{\text{CO}_2}$ 三相水溶液包裹体，根据室温(25℃)条件下的相态特征，判断 $\text{L}_{\text{H}_2\text{O}}$ 为水溶液， L_{CO_2} 为液相 CO_2 ， V_{CO_2} 为气相 CO_2 ，显示“双眼皮”特征。其中，液相 CO_2 体积约占包裹体总体积的 15%~30%，呈圆形和椭圆形等，长轴长度一般为 6~12 μm ，少数达到 14 μm 以上，周围常同时出现 L 型和 V 型包裹体。

5.2 流体包裹体显微测温和盐度

利用冷冻法和均一法分别对石英内的流体包裹体进行显微测温。石英中气液相流体包裹体(L 型和 V 型)的均一温度为 130~420℃，集中在 260~340℃；冰晶消失温度为 -8.5~-0.1℃，相应的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 0.18%~12.3%；对于含液相 CO_2 的三相水溶液包裹体(C 型)，其笼合物的熔化温度为 -4.4~9.1℃，根据 Collins(1979)的公式，确定此类流体包裹体 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 1.83%~16.32%，主要集中在 3.55%~7.92%，部分均一温度为 23.4~28.6℃，完全均一温度为 180~450℃，均一方式为均一到液相。

在均一温度直方图上，均一温度范围 130~450℃，峰值区间集中在 280~360℃，均值为 330℃(图 5)。在盐度直方图(图 6)上， $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 分布于 0.18%~16.32%，峰值集中在 8%~10%。综上所述，在石英-辉钼矿阶段，成矿流体显示为岩浆期后中高温、低盐度体系。

6 同位素地球化学特征

6.1 硫同位素特征

本次分析了钨钼矿石中 5 件黄铁矿、2 件辉钼矿、2 件辉钼矿样品的硫同位素组成，分析结果见表 2。各种矿物或矿物之间的硫同位素组成差别不大， $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 1.4‰~3.1‰。其中，矽卡岩中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 1.4‰~1.6‰，石英脉中硫化物的 $\delta^{34}\text{S}$ 值介于 1.4‰~3.1‰，后者 $\delta^{34}\text{S}$ 值略大于前者。样品 $\delta^{34}\text{S}$ 平均值为 2.01‰，均方差为 1.81，具有变化范围窄、硫同位素组成相对均一的特点，呈现塔式分布，接近陨硫硫组成。矿区硫同位素组成与邻区安垌钨钼矿床($\delta^{34}\text{S}$ 值介于 0.4‰~2.6‰)接近(广西第六地质队，1982)。

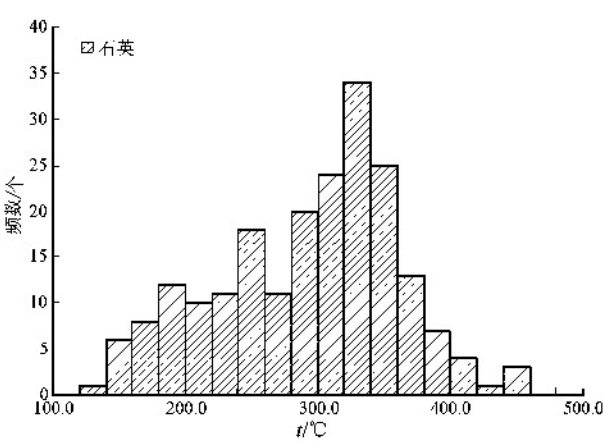


图 5 油麻坡钨钼矿床石英脉中流体包裹体均一温度直方图

Fig. 5 Homogenization temperatures of fluid inclusions in ore-bearing quartz veins from the Youmapo W-Mo deposit

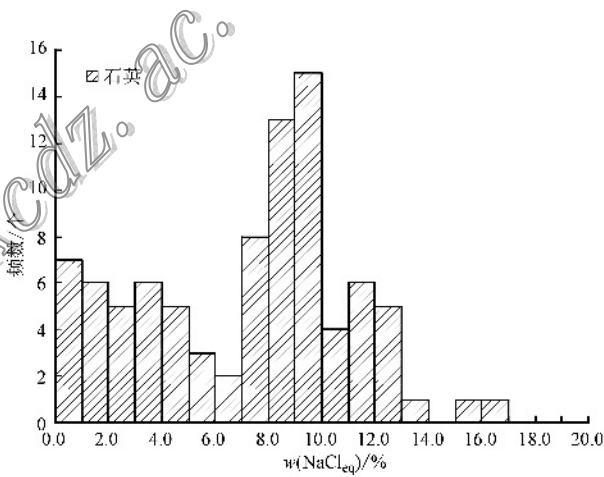


图 6 油麻坡钨钼矿床石英脉中流体包裹体盐度直方图

Fig. 6 Salinities of fluid inclusions in ore-bearing quartz veins from the Youmapo W-Mo deposit

表 2 油麻坡钨钼矿床硫同位素组成

Table 2 S isotopic composition of the Youmapo W-Mo deposit

样品编号	样品名称	矿石类型	$\delta^{34}\text{S}/\text{‰}$
YM-1	黄铁矿	矽卡岩型	1.6
YM-2	黄铁矿	矽卡岩型	1.4
YM-3	辉钼矿	石英脉型	1.8
YM-4	辉钼矿	石英脉型	1.4
YM-5	辉钼矿	石英脉型	2.2
YM-6	辉钼矿	石英脉型	2.5
YM-7	黄铁矿	石英脉型	2.7
YM-8	黄铁矿	石英脉型	3.1
YM-9	黄铁矿	石英脉型	1.4

另外,目前尚未在钨钼矿石中发现任何硫酸盐矿物,故推测成矿流体中的硫以还原形式的硫组分占绝对优势,且矿床靠近岩体,热液蚀变强烈,表明矿床中硫的主要来源可能为油麻坡花岗岩闪长斑岩岩浆,但不排除油麻坡岩体侵入时部分地层硫加入成矿活动。

6.2 C、H、O 同位素特征

选取石英硫化物阶段辉钼矿矿石中的石英做流体同位素分析(表3),发现 δD 值介于 $-50.0\text{‰} \sim -57.8\text{‰}$,具典型岩浆水特征(Taylor, 1978);石英的 $\delta^{18}O_{\text{石英}}$ 值介于 $9.6\text{‰} \sim 11.9\text{‰}$,与超大型钼矿带内燕山期花岗岩体石英斑晶的 $\delta^{18}O_{\text{石英}}$ 值($8.59\text{‰} \sim 11.83\text{‰}$)较接近(胡受奚等,1988)。利用石英-水的氧同位素分馏方程 $1000\ln\alpha_{\text{石英-水}} = 3.38 \times 10^6 (t+273)^{-2} - 3.40$ (卢焕章等,1990),根据包裹体测温选取峰值 $t = 330^\circ\text{C}$,计算出石英包裹体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $3.7\text{‰} \sim 6.0\text{‰}$,位于岩浆水与雨水线之间的区域,相比岩浆水的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值降低了,表明外来大气水的加入改变了流体的 $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值,由于水岩作用对 δD 值的影响较小,故 δD 值变化不大。在 $\delta^{18}O_{H_2O}-\delta D_{H_2O}$ 图解(图7)中,矿石水组成落入岩浆水范围或接近岩浆水范围,表明成矿流体中岩浆水占据主要地位,在成矿流体演化后期,加入了一定量的天水热液。

岩浆流体的碳同位素一般在 -5‰ 左右,海相沉积碳酸盐岩的碳同位素一般在 $0 \pm 3\text{‰}$ 左右(Veizer et al., 1980; Schidlowski, 1976)。 $\delta^{18}C$ 值介于 $-0.3\text{‰} \sim 1.6\text{‰}$ (表3),可能是岩浆水在流经碳酸盐岩地层,经水岩作用后导致 $\delta^{18}C$ 值升高,或是碳酸盐岩变质脱水后形成的流体与岩浆水混合后导致 $\delta^{18}C$ 值升高。

6.3 铅同位素特征

广西区域地质调查队(1986b)研究显示,矿区矿

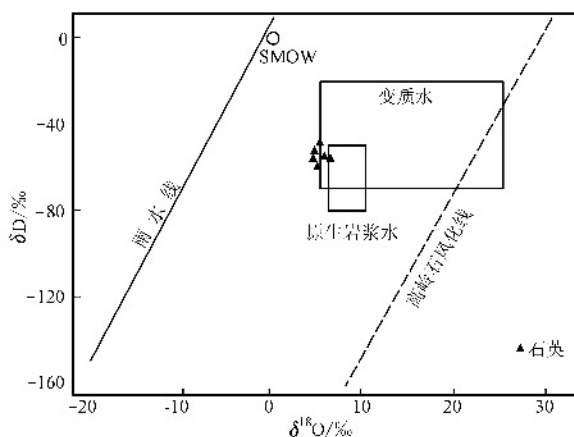


图7 油麻坡钨钼矿床成矿流体 $\delta^{18}O_{H_2O}-\delta D_{H_2O}$

图解(底图据 Taylor, 1978)

Fig. 7 $\delta^{18}O_{H_2O}-\delta D_{H_2O}$ diagram of ore-forming fluid in the Younmapo W-Mo deposit (base diagram after Taylor, 1978)

石铅同位素组成 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.227 \sim 18.426$, 平均为 18.327 , $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.336 \sim 15.533$, 平均为 15.435 , $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 37.797 \sim 38.221$, 平均为 38.009 , 其比值的离差小, 分别为 0.199 、 0.197 、 0.424 , 基本上可以认为铅同位素的组成是均一的, 组成相对稳定, 属正常铅范围, 铅来源于深部岩浆房或来源于上地幔。

7 矿床成因机制探讨

博白-岑溪断裂带处在云开隆起与钦防拗陷的交接部位, 该造山带在地质历史演化过程中发生了多期构造运动。早古生代以来, 大规模构造-岩浆活动不断使围岩与岩浆的成矿元素相互叠加富集, 导致前中生代基底岩(体)层中富集了大量钨钼元素, 形成初始矿源层之一, 为后来钨钼矿床(点)的形成奠定了物质基础。至燕山晚期, 区域伸展作用的加强伴随大规模的岩浆活动及成矿事件(陈毓川等, 1989; 毛景文等, 2004), 博白-岑溪断裂带是一个深切地壳并达地幔的岩石圈断裂(广西地质调查院, 2002), 有利于地幔上隆、幔源岩浆底侵, 并诱发地壳物质的部分熔融, 进而导致油麻坡花岗岩闪长斑岩在侵位前发生强烈的壳幔混合作用。同时, 在岩浆混合过程中, 从下地壳带入大量的 W、Mo 等成矿元素。含矿岩浆沿博白-岑溪断裂带上升, 并最终侵位于博白 NE 向的次级断裂, 以小岩基的形式产出。

表3 油麻坡钨钼矿床 C、H、O 同位素组成

Table 3 C, H and O isotopic composition of the Younmapo W-Mo deposit

样品编号	测试矿物	$\delta^{18}O_{\text{石英}}/\text{‰}$	$\delta D/\text{‰}$	$\delta^{18}O_{H_2O}/\text{‰}$	$\delta^{13}C/\text{‰}$
Ym-3	石英	9.9	-57.8	4.0	-
Ym-4	石英	10.5	-52.9	4.6	-
Ym-5	石英	11.9	-57.2	6.0	1.6
Ym-6	石英	10.7	-50.0	4.8	-0.3
Ym-7	石英	10.2	-53.5	4.3	1.1
Ym-8	石英	9.6	-57.3	3.7	-

注: “-”为未检测。

传统观点认为,钨、钼矿化与燕山期壳源(S)型花岗岩的关系最为密切(徐克勤等,1982)。近年来,许多学者利用Sm、Nd同位素对南岭花岗岩进行了全面的研究,发现了一些高 ϵ_{Nd} 、低TDM的花岗岩带(陈培荣等,2002)。表明在南岭部分区域成岩过程中存在一定的壳幔相互作用,并发现地幔物质混入量的差异可能会影响含矿花岗质岩浆的演化过程,进而决定钨矿化的差异。本文通过对油麻坡岩体的岩石学、岩石化学等方面的研究,认为油麻坡岩体是一种介于I型和S型花岗岩之间的花岗岩类。付强等(2011)通过对与油麻坡岩体邻近的米场岩体及其内部暗色包体的研究,发现地幔物质(暗色包体)中的W、Mo含量较少,不可能为该地区钨钼矿床提供矿质。毛景文等(2000)认为,花岗岩岩浆中含有较多的地幔物质,会对岩浆演化过程和出溶流体的性质产生重要影响,而岩浆演化过程和流体的性质又与矿化有着密切联系,油麻坡岩体较之壳源成因的花岗岩相对贫水,岩体演化过程中的流体出溶较晚,W、Mo在流体出溶前能够在残余熔体中达到更好的预富集。

矿床产出的地质背景和地球化学特征表明,该矿床与油麻坡岩体密切相关,矿床为岩浆热液成因。成矿物质及载矿流体主要来源于岩浆,在岩体上侵位过程中,部分大气降水加入到成矿热液中,使得载矿流体呈现混源特征。同时,成矿温度也随之降低,随着岩浆的分异演化,成矿元素W、Mo等聚集到岩体隆起部位,通过与钙质围岩发生交代作用形成钙质矽卡岩和白钨矿,随后岩体冷凝使得岩体隆起部位产生了直通围岩的裂隙系统,原聚集在岩隆部位的成矿流体开始沸腾,沿裂隙向减压方向运移,经过与围岩的水岩反应,逐渐交代和沉淀成矿,形成石英脉型钨矿床。蔡明海等(2002)研究发现,桂东地区自海西期-印支期到燕山期花岗质岩石的生成热值明显增高,使成矿环境长期保持在一个热的状态,这不仅有利于岩体自身的分异与成矿,而且有助于在岩体上部形成一系列对流循环系统,从围岩中萃取成矿物质,在适宜的构造环境中卸载成矿。有利的构造环境、成矿地球化学条件、热动力促成了油麻坡钨钼矿床的形成,并使得矿床周边地区有望发展成一个以矽卡岩矿床为主的钨钼多金属矿化集中区。

8 结 论

(1) 油麻坡花岗闪长斑岩为I型向S型过渡的分异演化程度较低的花岗质岩石,其微量、稀土元素特征指示岩体是在早白垩世伸展构造环境下形成的壳幔型花岗岩。

(2) 钨矿化多产在花岗闪长斑岩与围岩接触的矽卡岩带中,而钼矿体的产出不受岩性控制,常以石英-辉钼矿脉形式充填在围岩裂隙中,并可见部分石英脉型辉钼矿叠加在早期矽卡岩型钨矿体之上。

(3) 矿区C、H、O、S、Pb同位素数据表明,矿质及载矿流体主要来源于花岗闪长斑岩,但在晚期石英-辉钼矿阶段,随着大气降水的加入,使得载矿流体演变成一种混源流体。

(4) 流体包裹体研究结果表明,石英脉型辉钼矿的形成温度及 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 主要集中在280~360℃,8%~10%,流体特征表现为中高温-低盐度体系。

(5) 本区矽卡岩矿床产出的地质环境、矿床与围岩岩体的密切时空联系、同位素特征、流体包裹体研究成果表明,油麻坡钨钼矿床是与花岗闪长斑岩有关的岩浆期后中-高温热液交代型矿床。在该矿床的外围,燕山期花岗岩类侵入岩分布广泛,其产出环境与油麻坡花岗岩类侵入体相似,并且存在一大批钨、钼和钨-钼矿化点或异常(带),是钨钼矿床找矿、勘查的有利地段。

参考文献/References

- 蔡明海,战明国,彭松柏,孟祥金,刘国庆. 2002. 云开地区中生代成矿地质背景及成矿动力学机制研究[J]. 矿床地质, 21(3): 264-269.
- 陈培荣,华仁民,章邦桐,陆建军,范春方. 2002. 南岭燕山早期后造山花岗岩类: 岩石学制约和地球动力学背景[J]. 中国科学(D辑), 32(4): 279-289.
- 陈毓川,裴荣富,张宏良,林新多,白 鹤,李崇佑,胡永嘉,刘 群,沈柏琪. 1989. 南岭地区与中生代花岗岩有关的有色及稀有金属矿床地质[M]. 北京:地质出版社. 1-508.
- 付 强,葛文胜,温长顺,蔡克勤,李世富,张志伟,李 小飞. 2011. 广西米场花岗岩及其暗色微粒包体的地球化学特征和成因分析[J]. 地球学报, 32(3): 293-303.

- 广西第六地质队. 1982. 广西陆川县安垌钨矿矿区初查地质报告[R].
- 广西第六地质队. 2006a. 广西陆川县米场矿区钨钼矿普查报告[R].
- 广西第六地质队. 2006b. 广西博白县油麻坡矿区钨钼矿地质报告[R].
- 广西地质调查院. 2002. 1:5万区域地质调查云开片区总结[M]. 北京:地质出版社. 1-423.
- 广西区域地质调查队. 1986a. 玉林、隆盛、沙田、米场幅 1/5 万区域地质调查报告[R].
- 广西区域地质调查队. 1986b. 广西博白县油麻坡钨钼矿区详查地质报告[R].
- 胡受昊, 林潜龙, 陈泽铭. 1988. 华北板块与华南板块拼合带地质与成矿[M]. 南京:南京大学出版社. 120-154.
- 梁约翰, 张自富, 杨世义, 刘后群. 1998. 云开隆起区成矿规律与成矿预测[M]. 北京:地质出版社. 11-18.
- 刘义茂, 杨启顺, 诸颖杰, 江青松. 1981. 华南花岗岩类钨丰度及演化问题[A]. 地质矿产部书刊编辑室编辑, 钨矿地质讨论会论文集[C]. 北京:地质出版社. 115-126.
- 卢焕章, 李秉伦, 沈昆, 赵希澄, 喻铁阶, 魏家秀. 1990. 流体包裹体地球化学[M]. 北京:地质出版社. 117-130.
- 毛景文, 李红艳, 裴荣富. 1995. 湖南千里山花岗岩体的 Nd-Sr 同位素及岩石成因研究[J]. 矿床地质, 14(3):235-242.
- 毛景文, 杨建民, 张作衡, 张招崇, 王志良, 田锋. 2000. 甘肃肃北野牛滩含钨花岗岩类岩石学、矿物学和地球化学研究[J]. 地质学报, 74(2):142-154.
- 毛景文, 谢桂青, 李晓峰, 张长青, 梅燕雄. 2004. 华南地区中生代大规模成矿作用与岩石圈多阶段伸展[J]. 地学前缘, 11(1):45-55.
- 彭少梅, 符力奋, 周国强. 1995. 云开地块构造演化及片麻状花岗岩石的剪切深熔成因[M]. 武汉:中国地质大学出版社. 80-159.
- 唐应亮. 2009. 广西博白县松旺钨钼矿床地质特征及控矿因素分析[J]. 矿产与地质, 23(2):158-162.
- 徐克勤, 胡受昊, 孙明志, 叶俊. 1982. 华南两个成因系列花岗岩及其成矿特征[J]. 矿床地质, 1(2):106-114.
- Collins P E. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions use of freezing data for estimation of salinity[J]. Econ. Geol., 74: 1435-1444.
- Collins W J, Beams D, White A J R and Chappell B W. 1982. Nature and origin of A type granites with particular reference to southeastern Australia[J]. Contrib Mineral Petrol, 80(2): 189-200.
- Jochum K P, McDonough W F and Palme H. 1989. Compositional constraints on the continental lithospheric mantle from trace elements in spinel peridotite xenoliths[J]. Nature, 340: 548-550.
- Le B, Li Y D and Sheng J F. 1984. Granitic evolution of the Xihuashan-Dangping(Jiang xi, China) tungsten-bearing system[J]. Tschemaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 33:149-167.
- Rudnick R L and Geo S. 2003. Composition of the continental crust [A]. In: Rudnick R L, ed. The Crust Treatise on Geochemistry[C]. Oxford: Elsevier Pergamon. 1-64.
- Schidlowski M. 1976. Archean atmosphere and evolution of the terrestrial oxygen budget[A]. In: Windley B F, ed. The Early History of the Earth[C]. Wiley, London. 525-535.
- Taylor H P. 1978. Oxygen hydrogen isotope studies of plutonic granite rocks[M]. Earth Planet Sci Letter, 38: 177-210.
- Veizer J, Holser W T and Wilgus C K. 1980. Correlation of ¹³C/¹²C and ³⁴S/³²S secular variation[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 44: 579-588.
- Vinogradov A P. 1962. Average content of chemical elements in the major types of igneous rocks of the earth's crust[J]. Geochemistry, (7): 641-664.