

滇东南老君山南秧田钨矿床的成矿流体和成矿作用*

冯佳睿¹, 毛景文¹, 裴荣富¹, 李超²

(1 中国地质科学院矿产资源研究所 国土资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037;

2 国家地质实验测试中心, 北京 100037)

摘要 南秧田钨矿床位于滇东南老君山钨锡多金属成矿区。矿体形态简单, 主要呈层状和似层状, 在空间上与矽卡岩密切相关。该矿床的形成经历了矽卡岩期和石英硫化物期, 前者可分为矽卡岩阶段和退化蚀变阶段, 后者可分为石英硫化物阶段和方解石硫化物阶段。白钨矿主要形成于退化蚀变阶段。文章对南秧田矽卡岩型钨矿床内不同成矿阶段的石榴子石、绿帘石、石英、萤石和方解石中的流体包裹体进行了岩相学特征、显微测温、激光拉曼光谱分析等研究。结果表明, 该矿床内的流体包裹体主要有3种类型: 富液相包裹体、富气相包裹体和含子矿物多相包裹体。流体包裹体的气相成分以 H_2O 、 CH_4 和 N_2 为主, 含少量 CO_2 , 液相成分以 H_2O 为主。矽卡岩期流体包裹体的均一温度为 $260\sim 420^\circ C$, 盐度 $\omega(NaCl_{eq})$ 为 $6.45\%\sim 53.26\%$, 流体密度为 $0.83\sim 1.15\text{ g/cm}^3$ 。石英硫化物期流体包裹体的均一温度主要集中于 $160\sim 300^\circ C$, $\omega(NaCl_{eq})$ 为 $4\%\sim 8\%$, 流体密度为 $0.67\sim 0.96\text{ g/cm}^3$, 与矽卡岩期相比, 温度、盐度和密度明显降低。石榴子石、石英和方解石的 $\delta^{18}O_{SMOW}$ 值为 $3.78\%\sim 16.23\%$, $\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 $4.52\%\sim 10.28\%$, δD 值为 $-83\%\sim -59\%$, 表明成矿流体主要是岩浆水。黄铁矿的 $\delta^{34}S$ 值为 $4.2\%\sim 8.1\%$, 反映出深部岩浆硫的来源特征。南秧田钨矿床的成矿时代为晚三叠世, 其形成可能与印支期岩浆作用有关。

关键词 地球化学; 钨矿床; 矽卡岩; 流体包裹体; 氢、氧、硫同位素; 成矿作用; 南秧田; 滇东南

中图分类号: P618.67

文献标志码: A

Ore-forming fluids and metallogenesis of Nanyangtian tungsten deposit in Laojunshan, southeastern Yunnan Province

FENG JiaRui¹, MAO JingWen¹, PEI RongFu¹ and LI Chao²

(1 MLR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 National Research Center of Geoanalysis, Beijing 100037, China)

Abstract

The Nanyangtian tungsten deposit is located in the tungsten-tin polymetallic ore-forming area in Laojunshan, southeastern Yunnan Province. Ore bodies, fairly simple in shape, are largely concordant with the bedding of the strata, and the distribution of the ore bodies is spatially related to skarn. The formation of tungsten deposit experienced a period composed of skarn phase and quartz sulfide phase. The skarn phase is divided into skarn stage and retrogressive alteration stage, whereas the quartz sulfide phase consists of two stages called respectively quartz-sulfide stage and calcite-sulfide stage. Tungsten mineralization probably occurred at the retrogressive alteration stage. There are three dominant types of fluid inclusions, as evidenced by petrographic characteristics of fluid inclusions of garnet, epidote, quartz, fluorite and calcite formed at different ore-forming stages in the Nanyangtian tungsten deposit; they are liquid-rich inclusions, gas-rich two-phase inclusions and

* 本文得到中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金(编号: K0922)和国家自然科学基金重点基金(编号: 40930419)的联合资助

第一作者简介 冯佳睿, 女, 1982年生, 博士研究生, 矿产普查与勘探专业。Email: feng-jiarui@yeah.net

收稿日期 2010-07-08; 改回日期 2010-09-25。许德焕编辑。

daughter-minerals bearing polyphase inclusions. Systematic measurement of homogeneous and freezing temperatures as well as salinities and laser Raman spectroscopic analysis of fluid inclusions were conducted. The gas compositions of ore-forming fluids in the Nanyangtian tungsten deposit are mostly H_2O , CH_4 and N_2 , with a small amount of CO_2 , whereas the liquid composition is primarily H_2O . Fluid inclusions in the skarn phase show homogenization temperatures and salinities [$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$] from 260°C to 420°C and from 6.45% to 53.26% respectively, with the densities ranging from 0.83 g/cm^3 to 1.15 g/cm^3 . Homogenization temperatures and salinities [$w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$] of fluid inclusions in the quartz-sulfide phase mainly vary from 160°C to 300°C and from 4% to 8% respectively, and the densities of the fluids are $0.67\sim 0.96\text{ g/cm}^3$, which are obviously lower than the data of the fluid inclusions in the skarn phase. The $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ values of garnet, quartz and calcite range from 3.78‰ to 16.23‰, with the corresponding $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ values between 4.52‰ and 10.28‰, and δD values of fluid inclusions between -83‰ and -59‰ . The combined isotopic data imply that the ore-forming fluids in the Nanyangtian tungsten deposit were mainly derived from magmatic fluids. The $\delta^{34}\text{S}$ values of pyrite from the Nanyangtian tungsten deposit vary in a narrow range of 4.2‰~8.1‰, reflecting the derivation of sulfur from deep magma source. Tungsten mineralization in the Nanyangtian ore deposit took place in Late Triassic, with its metallogensis related to the magmatic activity during the Indosinian period.

Key words: geochemistry, tungsten deposit, skarn, fluid inclusion, oxygen-hydrogen-sulfur stable isotopes, metallogensis, Nanyangtian, Southeastern Yunnan

老君山地区是滇东南重要的钨锡多金属成矿区之一,根据矿床类型和主要成矿元素组合,可将其分为南秧田-茶叶山(W)大竹山-新寨(Sn-W)曼家寨-铜街(Sn-Zn)3个矿集区。云南省文山州麻栗坡县的南秧田钨矿床发现于1959年,探明钨矿资源储量为:矿石量732.73万吨,金属量(WO_3)34254吨^①,属于大型规模,是中国滇东南地区最大的以钨为主的金属矿床。尽管前人对该矿床的地质特征、矿石的稀土元素地球化学特征、成矿规律等方面已做过一定程度的研究(曾志刚等,1998;1999),但对其成因还存在不同的认识,如:沉积变质-岩浆热液叠加复合型矿床^②;区域变质作用形成的矽卡岩型钨矿床(曾志刚等,1999)等。本文从成矿流体研究入手,通过对流体包裹体进行显微测温、包裹体成分分析,系统研究了该矿床成矿流体的性质、演化,进而探讨了其成矿物质的来源及成矿机制。

1 区域地质背景

研究区位于云南省的东南部,属于滇东南-桂西钨锡多金属成矿带,其大地构造位置位于滨太平洋构造域,华南褶皱系西南角滇东南凹陷褶皱带。区内主要为寒武纪变质岩系,出露的地层主要为寒武

系浅至中深变质类复理石沉积建造。上寒武统歇场组、中寒武统龙哈组和田蓬组、下寒武统冲庄组在该区最为发育。歇场组主要为白云质灰岩和大理岩等;龙哈组和田蓬组主要为大理岩、白云岩和少量片岩;冲庄组由大理岩、斜长片麻岩、石英二云母片岩和电气石石英岩等组成(图1)。

该矿区内出露的岩浆岩为老君山花岗岩体,南北长约15 km,东西宽约10 km,略似长方形,面积约 150 km^2 ,岩性组分比较单一。其演化顺序大致可分为3期:

① 第一期为灰白色中粗粒二云二长花岗岩,呈岩基状产出,出露面积约占该岩体总面积的三分之二。岩石呈灰白色,中粗粒花岗结构、似斑状结构,块状构造,主要矿物为正长石(35%~45%)、更长石(20%~25%)、石英(20%~22%)、白云母(4%~6%)和黑云母(2%~4%),副矿物有磷灰石、榍石、磁铁矿、锆石、褐帘石等。斑晶主要为钾长石、斜长石和石英,粒径一般小于0.5 cm。基质由钾长石、斜长石、石英、黑云母和白云母组成。正长石发育卡式双晶,含石英、云母等包体,见正长石交代钠长石现象,更长石呈半自形板状,粒径0.5~4.5 mm,具钠长石聚片双晶或卡钠双晶, $A_n=15\sim 20$,边缘被石英、绢云母和钠长石交代,石英以他形粒状为主,粒度

① 云南省317地质分队,1984.云南省麻栗坡县南秧田钨矿深部评价报告.内部资料.

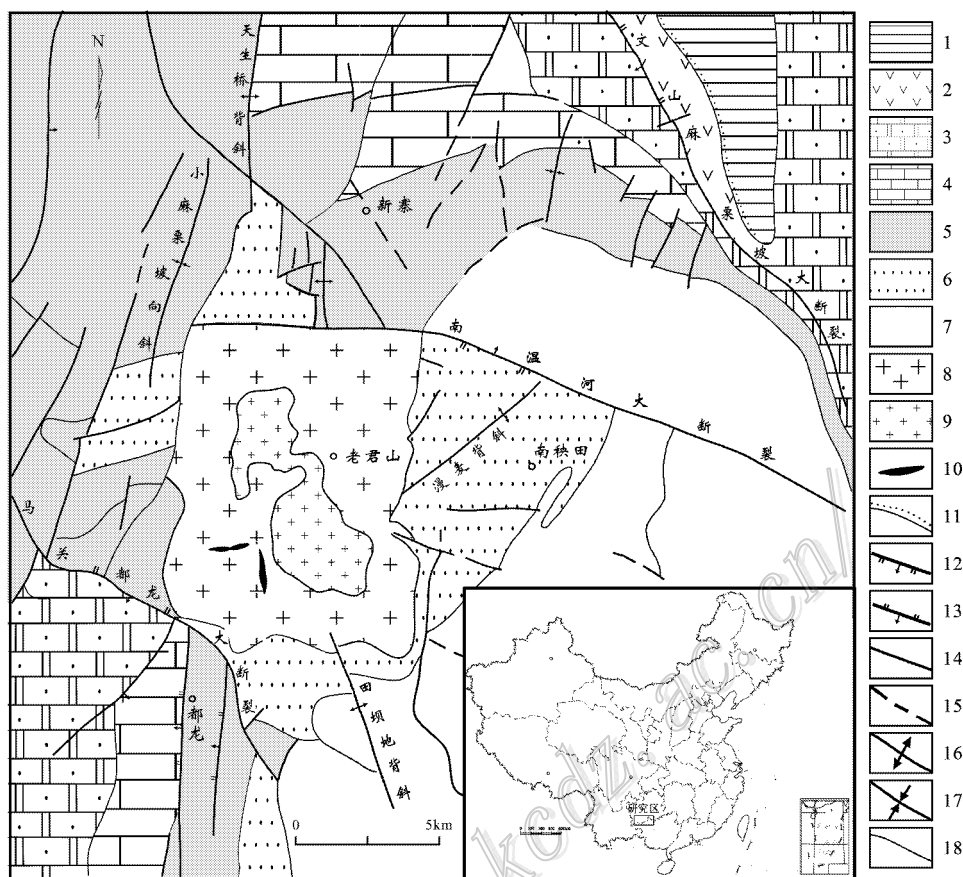


图1 滇东南老君山地区地质图(据西南地质勘探局306队,1988^①)

1—中三叠统法郎组砂岩、页岩夹凝灰岩和玄武质熔岩;2—上二叠统吴家坪组硅质岩和泥岩;3—上寒武统白云质灰岩;4—中寒武统龙哈组白云质大理岩;5—中寒武统田蓬组石英片岩和片麻岩;6—下寒武统斜长片麻岩和石英云母片岩;7—花岗片麻岩;8—中粗粒二云二长花岗岩;9—中细粒二云母花岗岩;10—花岗斑岩;11—假整合界线;12—张性断裂;13—压性断裂;14—性质不明断裂;15—推断断裂;16—背斜;17—向斜;18—地层界线

Fig. 1 Geological map of Laojunshan area in southeast Yunnan Province

(after No 306 Geological Party of Southwest Geological Exploration Bureau, 1988)

1—Sandstone, shale-bearing tuff and basaltic lava in Middle Triassic Falang Formation; 2—Siliceous rock and mudstone in Upper Permian Wujiaping Formation; 3—Upper Cambrian dolomitic limestone; 4—Dolomitic marble in Middle Cambrian Longha Formation; 5—Quartz-schist and gneiss in Middle Cambrian Tianpeng Formation; 6—Lower Cambrian plagioclase gneiss and quartz-mica schist; 7—Granitic gneiss; 8—Medium-coarse-grained two mica monzogranite; 9—Medium-fine-grained two-mica granite; 10—Granite porphyry; 11—Unconformity; 12—Tensional fracture; 13—Compressive fracture; 14—Ambiguous fracture; 15—Inferred fracture; 16—Anticline; 17—Syncline; 18—Stratigraphic boundary

0.2~2.0 mm, 波状消光普遍出现;白云母呈长条状或叶片状,粒径为1.5~2.0 mm;黑云母呈鳞片状或放射状,粒径为1.5~2.5 mm,普遍发生绿泥石化。

② 第二期为灰白色中细粒二云母花岗岩,呈岩株状侵入于第一期岩体中,出露面积约占该岩体总面积的三分之一。岩石呈灰白色,细粒花岗结构,块

状构造,主要矿物为微斜长石(25%~40%)、更长石(25%~30%)、石英(25%~30%)、黑云母(2%~4%)、白云母(3%~5%)等,副矿物有磷灰石、榍石、磁铁矿、锆石、金红石等。更长石呈半自形板状,粒径0.5~2.5 mm, $An = 10 \sim 15$;微斜长石呈他形粒状,粒径0.8~3.5 mm,具条纹结构,常见简单双晶和格子双晶;石英主要呈他形粒状,粒径0.5~3.5 mm,

① 西南地质勘探局306队. 1988. 云南省麻栗坡县新寨锡矿床详查地质报告. 内部资料.

常含有锆石包体;白云母呈叶片状,粒径为2.0~3.5 mm;黑云母大多发生蚀变,主要呈条带状或不规则状,粒径为0.5~2.5 mm,具多色性(淡黄色—黄褐色)。

③ 第三期为花岗斑岩,呈岩脉、岩枝穿插于第一、二期花岗岩及寒武系变质岩中,分布较少。岩石呈灰白色,斑状结构,块状构造,主要矿物为钠更长石(42%~46%)、正长石(18%~20%)、石英(22%~26%)、黑云母(6%~8%)和角闪石(2%~4%),副矿物主要有磷灰石、榍石、磁铁矿、锆石、褐帘石等。斑晶主要为石英、钠更长石、黑云母等,粒径一般小于0.5 cm;基质为微粒花岗岩结构、微粒结构。

矿区内的褶皱构造主要为一缓倾斜的单斜构造,地层走向NNE—NE向,倾向南东,倾角5~25°。该单斜构造由若干次一级规模较小的褶曲组成,小褶曲呈舒缓波状,分布范围较小,有的伴随断层产出。该矿区内断裂构造不发育,主要有4条,均属成矿后断裂,走向主要为NW向和NE向,倾向北东和南东,出露长度400~3 000 m。

该矿区内目前已发现大量锡、钨、铜、铅、锌、银多金属矿床(点),其中包括已探明的一批超大型矿床,如都龙锡多金属矿床等。矿床类型众多,有矽卡岩型、石英脉型、片岩型和硫化物型等。矿床分布的总体趋势是呈矿集区形式或成团出现(毛景文等, 2008)。

2 矿床地质特征

南秧田钨矿床位于云南省文山州麻栗坡县城195°方向17.5 km处,矿区面积为7 km²,是该地区最大和最重要的钨矿床。矿区内出露的地层主要为下寒武统冲庄组南秧田段大理岩、斜长片麻岩、变粒岩等,以及戈岭段黑云斜长片麻岩。矿体赋存于南秧田段矽卡岩含矿带内,矽卡岩带由Ⅰ、Ⅱ两层稳定的层状矽卡岩组成(图2)。矽卡岩内局部地段夹有薄层状片岩、片麻岩夹层及小扁豆体,但一般不稳定。两层矽卡岩的间距一般为20~45 m,其间为石英电气石岩、片麻岩和片岩等。Ⅰ层矽卡岩的厚度一般为2~4 m,最厚为18.75 m,Ⅱ层矽卡岩的厚度一般为1~3 m,最厚为6.57 m,局部地段尖灭。

南秧田钨矿床共有矿体11个,Ⅰ层矽卡岩内有矿体6个,Ⅱ层矽卡岩内有矿体5个。Ⅰ层矽卡岩内的主要矿体为Ⅰ-1、Ⅰ-2、Ⅰ-3,资源量占Ⅰ层矿体

的91.43%,Ⅱ层矽卡岩内的主要矿体为Ⅱ-1、Ⅱ-3、Ⅱ-6,资源量占Ⅱ层矿体的86.58%。矿体形态简单,主要呈层状和似层状,走向NNE向至NE向,倾向东,倾角平缓,一般为5~15°。矿体呈面型展布,延伸较大(图2)。

矿石中的主要金属矿物有白钨矿、磁黄铁矿、黄铁矿、黄铜矿等,脉石矿物主要为石英、长石、云母、透辉石、透闪石、阳起石、绿帘石、榍石、萤石、磷灰石、锆石、方解石和绿泥石等。矿石类型主要分为矽卡岩型白钨矿和长石石英脉型白钨矿2种。白钨矿广泛分布在各种类型的矽卡岩矿物及石英、长石等矿物的裂隙中,一般呈小团块状、散点状、浸染状和脉状产出,有一部分沿层理、层纹方向聚集,形成条带状、层纹状富矿石(图3)。矿石结构为花岗变晶结构、粒状或鳞片状变晶结构等,矿石构造以条带状为主,次为致密块状。

根据矿物组合和共生关系,将成矿过程划分为2期4个阶段:(1)矽卡岩期,分为①矽卡岩阶段和②退化蚀变阶段;(2)石英硫化物期,分为③石英硫化物阶段和④方解石硫化物阶段。第①阶段的矿物主要为钙铝榴石、透辉石、符山石;第②阶段的矿物主要有阳起石、透闪石、绿帘石、绿泥石、钙铁榴石、白云母和黑云母等,这些矿物充填交代早阶段形成的矽卡岩矿物,同时形成大量的白钨矿,该阶段是钨矿的主成矿阶段;第③阶段的矿物主要为石英、萤石、方解石、辉钼矿、黄铁矿和黄铜矿等,它们大都沿裂隙分布或充填交代先期形成的矽卡岩矿物;第④阶段的主要矿物为方解石,含有少量磁黄铁矿、黄铁矿和黄铜矿等。

该区最主要的围岩蚀变类型为矽卡岩化、绿泥石化和绢云母化等。

3 流体包裹体研究

3.1 样品及测试方法

用于流体包裹体研究的16件样品主要采自南秧田矿区的Ⅰ、Ⅱ两层矽卡岩含矿带,包括Ⅰ-1、Ⅰ-2、Ⅰ-3、Ⅰ-6、Ⅱ-1、Ⅱ-2、Ⅱ-3和Ⅱ-6等8个矿体。样品主要为石榴子石矽卡岩、绿帘石矽卡岩、石英脉和方解石脉等。笔者对矽卡岩阶段的石榴子石、退化蚀变阶段的绿帘石、石英硫化物阶段的石英和萤石、方解石硫化物阶段的方解石进行了研究。将这些样品磨制成厚0.25~0.30 mm的双面抛光

的包裹体片,进行流体包裹体岩相学、均一法和冷冻法测温研究及成分分析。流体包裹体的显微测温分析在中国地质大学(北京)流体包裹体实验室的 Linkam THMSG-600 型冷热台上完成,其温度范围为 $-196\sim +600\text{ }^{\circ}\text{C}$,冷冻数据误差为 $\pm 0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$,均一温度数据误差为 $\pm 1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。单个流体包裹体的激光拉

曼探针成分分析在核工业北京地质研究院完成,所用仪器为 LABHR-VIS Lab RAM HR800 型显微激光拉曼光谱仪,其光源为 yag 晶体倍频固体激光器,激光波长为 532 nm ,功率为 50 mW ,实验室温度为 $25\text{ }^{\circ}\text{C}$,湿度为 50% 。本次研究主要选择不同成矿阶段典型矿物内不同类型的包裹体进行了测试。

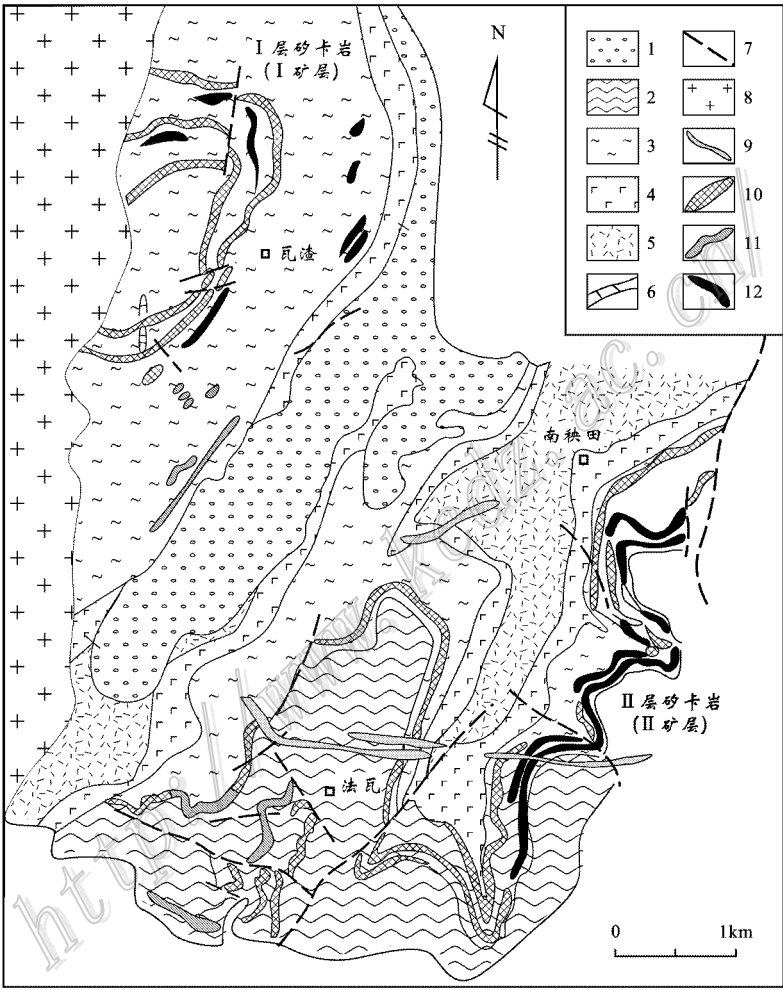


图 2 南秧田钨矿床地质图(据云南省 317 地质分队,1984^①)

1—第四系;2—下寒武统冲庄组太阳坪段白云母斜长片麻岩;3—下寒武统冲庄组南秧田段大理岩、片岩和片麻岩;4—下寒武统冲庄组戈岭段角闪变粒岩和片麻岩;5—下寒武统冲庄组戈岭段花岗片麻岩;6—下寒武统冲庄组南秧田段石英电气石岩;7—断层;8—二云二长花岗岩;9—花岗斑岩脉;10—砂卡岩;11—钠长伟晶岩脉;12—白钨矿体

Fig. 2 Geological map of the Nanyangtian tungsten deposit (after No. 317 Geological Party of Yunnan, 1984)
1—Quaternary; 2—Muscovite plagioclase gneiss in Taiyangping Member of Lower Cambrian Chongzhuang Formation; 3—Marble, schist and gneiss in Nanyangtian Member of Lower Cambrian Chongzhuang Formation; 4—Hornblende-granulite and gneiss in Geling Member of Lower Cambrian Chongzhuang Formation; 5—Granite gneiss in Geling Member of Lower Cambrian Chongzhuang Formation; 6—Quartz-tourmaline in Nanyangtian Member of Lower Cambrian Chongzhuang Formation; 7—Fault; 8—Two mica monzogranite; 9—Granite porphyry vein; 10—Skarn; 11—Albite-pegmatite vein; 12—Scheelite ore body

① 云南省 317 地质分队. 1984. 云南省麻栗坡县南秧田钨矿深部评价报告. 内部资料.

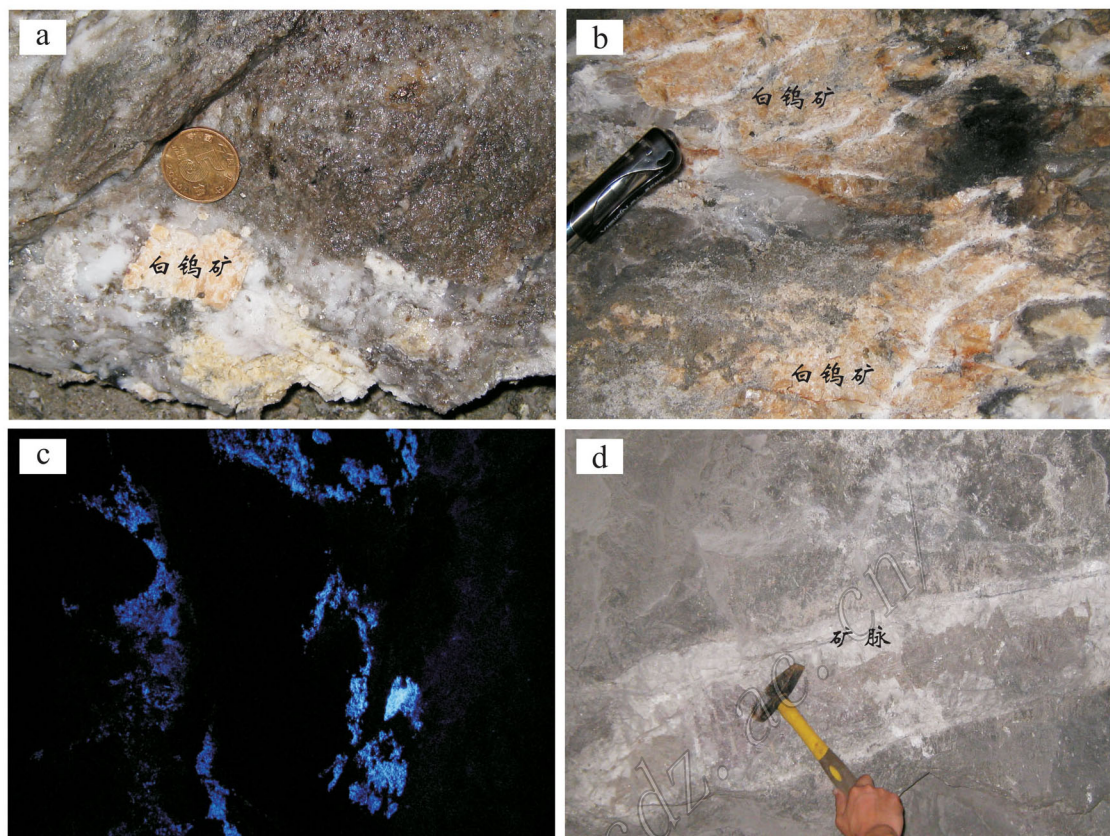


图 3 南秧田钨矿床内矿石及矿脉照片

a. 石英脉中斑点状白钨矿; b. 砂卡岩中团块状白钨矿; c. 荧光灯下白钨矿的蓝色光; d. 矿脉

Fig. 3 Photographs of ore and ore vein from the Nanyangtian tungsten deposit

a. Spotted scheelite in quartz vein; b. Shell-like scheelite in skarn; c. Blue light of scheelite under fluorescent lamp; d. Ore vein

3.2 流体包裹体类型和岩相学特征

南秧田钨矿床内的流体包裹体主要发育在石榴子石、绿帘石、石英、萤石和方解石等矿物中,既有原生包裹体,也有次生及假次生包裹体,贯穿成矿全过程。其总的特点是流体包裹体数量多,且多呈不规则状,其长轴大多为 $5\sim 10\ \mu\text{m}$ 。假次生及次生包裹体主要呈线状分布,多为负晶形或圆形。假次生包裹体以水溶液包裹体为主;次生包裹体则以水溶液包裹体及 CO_2 包裹体为主;原生包裹体则类型多样。按照 Roedder(1984)和卢焕章等(2004)所提出的流体包裹体在室温下的相态分类准则,这些原生流体包裹体主要可分为富液相(I)、富气相(II)和含子矿物多相(III)3类。本次研究主要选择呈孤立状和群状分布的原生包裹体以及未切穿矿物边缘的假次生包裹体进行了测试。

I类富液相包裹体(L+V)一般由气相和液相组成,其气相分数一般为 $5\%\sim 20\%$,多数为 10%

左右。该类包裹体的大小一般为 $4\sim 20\ \mu\text{m}$,多数为 $6\sim 15\ \mu\text{m}$,个别可达 $30\ \mu\text{m}$,常见形态为次圆形、负晶形、长条形、椭圆形及不规则状(图 4a、4c、5a、5c、5d),呈群状、线状及孤立状分布。此类包裹体分布较为普遍,存在于各成矿阶段,约占包裹体总量的 80% ,石榴子石、绿帘石、石英、萤石和方解石等矿物中均发育有此类包裹体。

II类富气相包裹体(L+V)一般由气相和液相组成,其气相分数一般在 70% 以上。该类包裹体的大小一般为 $5\sim 10\ \mu\text{m}$,多数为 $6\sim 8\ \mu\text{m}$,常见形态为圆形、负晶形、椭圆形及不规则状(图 5 b),呈群状、线状分布。此类包裹体出现较少,主要发育在石英中。

III类含子矿物多相包裹体(L±V+S)一般由气相、液相和固相组成(图 4b、4d),气相分数通常为 $5\%\sim 10\%$,少数该类包裹体中仅出现子矿物而未见气泡。其个体大小一般为 $6\sim 20\ \mu\text{m}$,多数为 $6\sim 10$

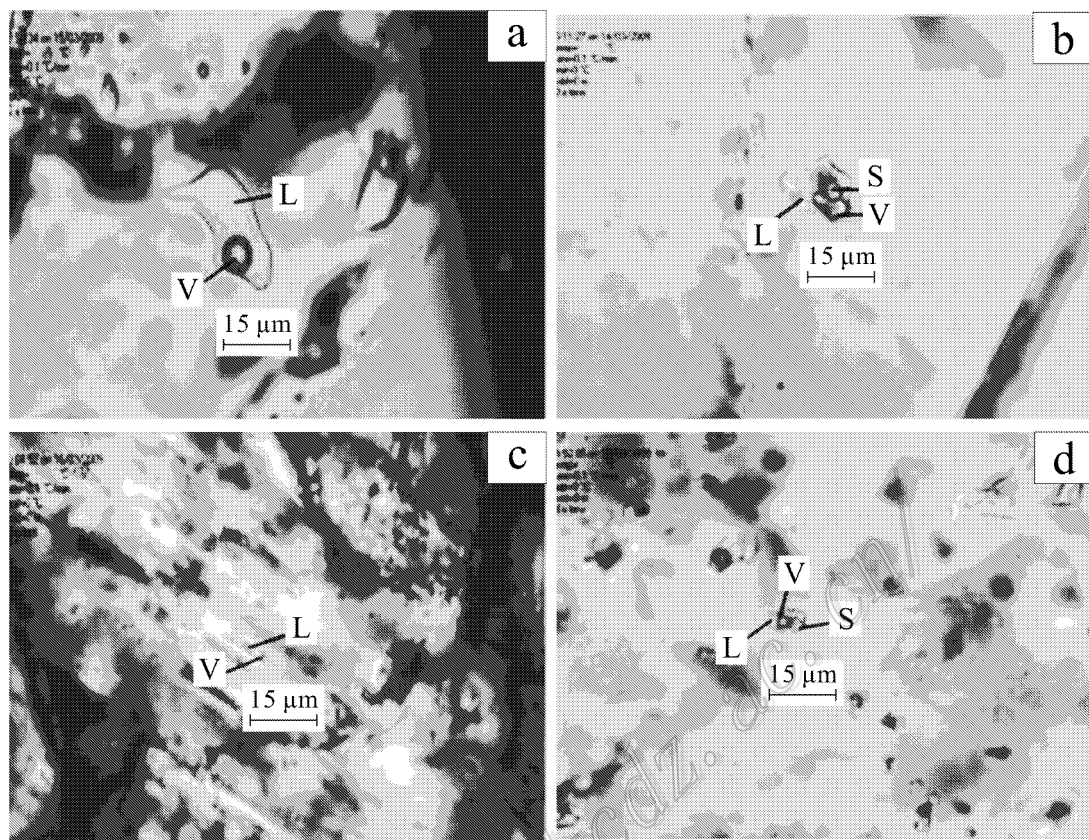


图4 南秧田钨矿床中不同类型流体包裹体显微照片(一)

a. 石榴子石中的富液相包裹体;b. 石榴子石中的含子矿物包裹体;c. 绿帘石中的富液相包裹体;d. 绿帘石中的含子矿物包裹体;
L—液相;V—气相;S—子矿物

Fig. 4 Microphotographs showing characteristics of different types of fluid inclusions in the Nanyangtian tungsten deposit (1)

a. Liquid-rich fluid inclusion in garnet;b. Daughter minerals-bearing polyphase inclusion in garnet;c. Liquid-rich fluid inclusion in epidote;
d. Daughter minerals-bearing polyphase inclusion in epidote;L—Liquid;V—Gas;S—Daughter mineral

μm 。该类包裹体的形态多为不规则状,少数为椭圆形及长条状,呈线状及孤立状分布。其子矿物多呈立方体或近圆形,大小不一,多沿包裹体壁分布,主要为氯化钠,少数为方解石。该类包裹体大多只含1个子矿物,偶见含2个子矿物。此类包裹体主要发育在石榴子石和绿帘石中。

3.3 显微测温结果

表1中Ⅰ类和Ⅱ类水溶液包裹体的盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 是根据流体包裹体冷冻法冰点与盐度关系表(卢焕章等,2004)获得的。Ⅲ类含子矿物包裹体的盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 是根据石盐熔化温度和盐度经验公式(Hall et al., 1988)计算获得。Ⅰ类、Ⅱ类和Ⅲ类包裹体的流体密度是根据刘斌等(1999)推导的公式计算获得。

(1)南秧田钨矿床中Ⅰ类包裹体以均一至液相方式为主,其均一温度为 $153 \sim 475\text{ }^{\circ}\text{C}$,冰点为

$-10.1 \sim -1.9\text{ }^{\circ}\text{C}$,集中于 $-5 \sim -3\text{ }^{\circ}\text{C}$,对应的盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 值为 $2.91\% \sim 14.04\%$,集中于 $5\% \sim 7\%$ 。依据包裹体的均一温度和盐度,在 $\text{NaCl-H}_2\text{O}$ 体系参数表中查得其流体密度为 $0.67 \sim 0.96\text{ g/cm}^3$,所对应的圈闭压力为 $11 \sim 47\text{ MPa}$ 。

(2)该矿床内的Ⅱ类包裹体分布较少,主要存在于石英中,以均一至气相方式为主,其均一温度为 $258 \sim 270\text{ }^{\circ}\text{C}$,冰点 $-5.2 \sim -3.1\text{ }^{\circ}\text{C}$,相应的流体盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $5.10\% \sim 8.21\%$,估算的流体密度为 $0.82 \sim 0.85\text{ g/cm}^3$,相应的圈闭压力为 $22 \sim 26\text{ MPa}$ 。

(3)该矿床内的Ⅲ类包裹体多见于石榴子石和绿帘石中,其均一温度为 $171 \sim 525\text{ }^{\circ}\text{C}$,主要集中在 $310 \sim 440\text{ }^{\circ}\text{C}$,子矿物的熔化温度为 $245 \sim 450\text{ }^{\circ}\text{C}$,流体的盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $34.28\% \sim 53.26\%$,密度为 $0.98 \sim 1.15\text{ g/cm}^3$,对应的圈闭压力为 $28 \sim 42\text{ MPa}$ 。

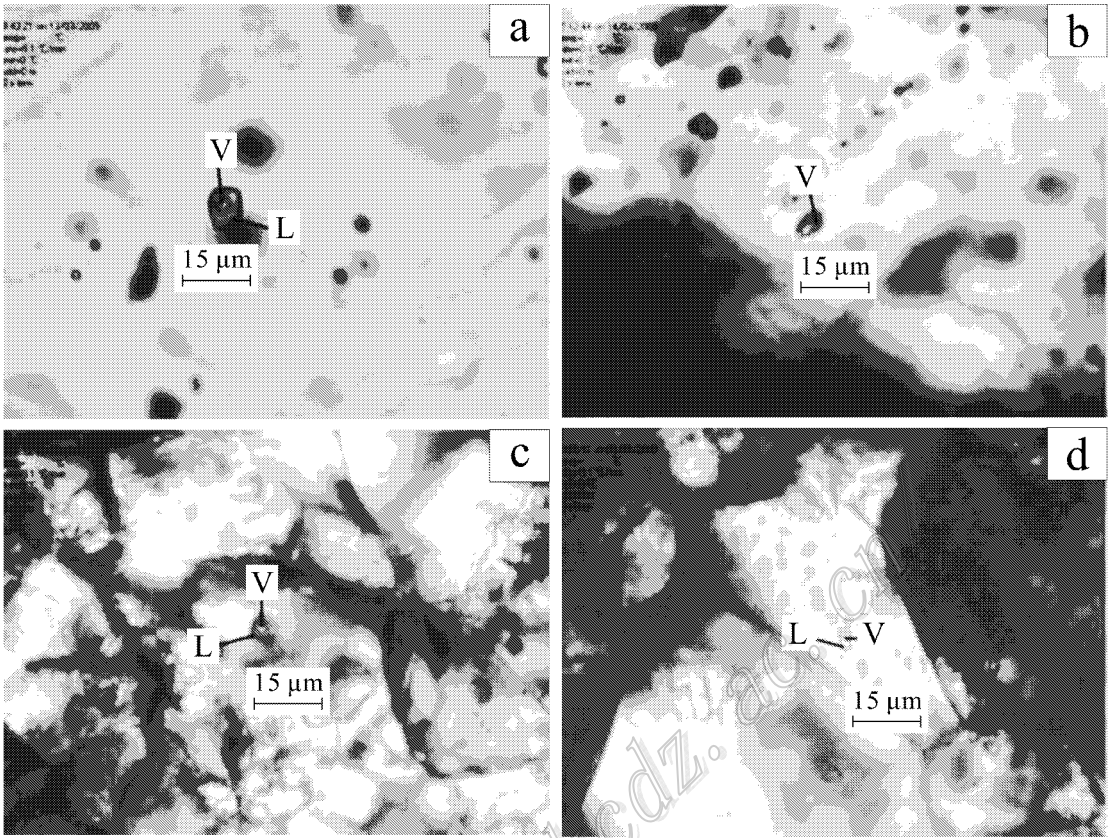


图 5 南秧田钨矿床中不同类型流体包裹体显微照片(二)

a. 石英中的富液相包裹体 ; b. 石英中的富气相包裹体 ; c. 萤石中的富液相包裹体 ; d. 方解石中的富液相包裹体

Fig. 5 Microphotographs showing characteristics of different types of fluid inclusions in the Nanyangtian tungsten deposit (2)

a. Liquid-rich fluid inclusion in quartz ; b. Gas-rich fluid inclusion in quartz ; c. Liquid-rich fluid inclusion in fluorite ; d. Liquid-rich fluid inclusion in calcite ; L—Liquid ; V—Gas

表 1 南秧田钨矿床流体包裹体测温结果

Table 1 Microthermometric measurements and calculated parameters of fluid inclusions in the Nanyangtian tungsten deposit

主矿物	类 型	个 数	$t_h/^\circ\text{C}$		子矿物熔化温度/ $^\circ\text{C}$		$t_m/^\circ\text{C}$	$\alpha(\text{NaCl}_{\text{eq}})/\%$		流体密度/ (g/cm^3)
			范围	平均	范围	平均		范围	平均	
石榴子石	I	16	228~475	365			-10.1~-4.0	6.45~14.04	10.09	0.87~0.92
石榴子石	III	6	171~525	423	245~450	355		34.28~53.26	44.24	1.02~1.15
绿帘石	I	8	243~357	285			-6.8~-4.4	7.05~10.22	7.43	0.83~0.89
绿帘石	III	5	227~335	283	247~389	318		34.32~46.36	40.19	0.98~1.05
石英	I	99	153~400	324			-6.6~-1.9	2.91~9.98	6.21	0.68~0.95
石英	II	6	258~270	264			-5.2~-3.1	5.10~8.21	6.32	0.82~0.85
萤石	I	4	262~279	270			-5.1~-4.4	7.02~8.00	7.58	0.82~0.87
方解石	I	22	170~372	214			-6.0~-2.4	4.03~9.21	5.68	0.67~0.96

此类包裹体在升温过程中,既有子矿物先消失的不饱和的盐水包裹体,也有气泡先于子矿物消失的过饱和的盐水包裹体,还有的包裹体直到爆裂,其子矿物也未消失,说明它不是真正意义上的子矿物,而是在包裹体形成时被包裹进去的晶体。有少量包裹体

缺失气泡相,暗示其所捕获的流体可能发生过气作用。

3.4 激光拉曼光谱分析

对矽卡岩期和石英硫化物期内不同类型包裹体中的气相、液相及固相进行了激光拉曼分析。分析

结果表明：Ⅰ类和Ⅱ类包裹体中的气相以 H_2O 、 CH_4 和 N_2 为主，含 CO_2 （图 6a、6c），液相成分以 H_2O 为主，含少量 CO_2 和 CO_3^{2-} （图 6b、6d）；Ⅲ类含子矿物多相包裹体的成分比较复杂，气相以 H_2O 、 CH_4 和 N_2 为主（图 6e），液相以水为主（图 6f）。

前已述及，Ⅲ类包裹体中的子矿物主要为石盐，含少量近菱面体状的透明子矿物，经激光拉曼分析证明为方解石。虽然拉曼光谱分析结果表明Ⅰ类和Ⅱ类包裹体中含有 CO_2 ，但在常温和低温下，均未观

察到含 CO_2 的三相特征。

4 同位素测试

4.1 样品及测试方法

2 件石榴子石样品采自矽卡岩阶段形成的石榴子矽卡岩；3 件石英样品采自石英硫化物阶段形成的石英脉；2 件方解石样品采自方解石硫化物阶段形成的方解石脉；5 件黄铁矿样品采自含硫化物的白钨

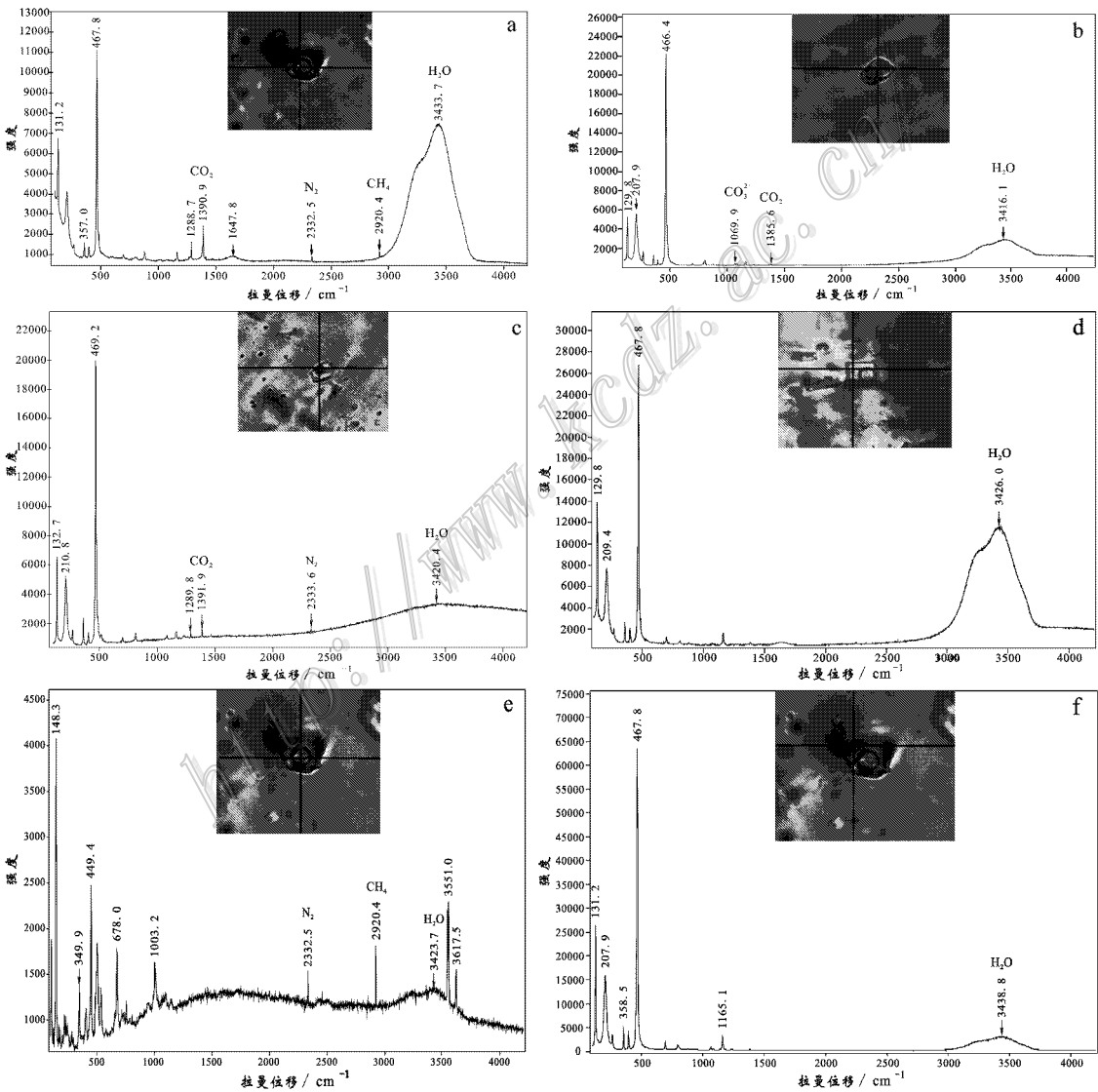


图 6 南秧田钨矿床内流体包裹体的激光拉曼光谱图

a、b. Ⅰ类包裹体气、液相成分；c、d. Ⅱ类包裹体气、液相成分；e、f. Ⅲ类包裹体气、液相成分

Fig. 6 Laser Raman spectra of fluid inclusions in the Nanyangtian tungsten deposit

a, b. Vapor and liquid phase composition of Ⅰ type inclusion；c, d. Vapor and liquid phase composition of Ⅱ type inclusion；

e, f. Vapor and liquid phase composition of Ⅲ type inclusion

矿矿石。氢、氧和硫同位素测试在核工业北京地质研究院完成,具体测试流程和精度如下:

首先挑选用于氢、氧同位素测试的石榴子石、石英和方解石单矿物,纯度达 99% 以上。氧同位素测试应用 BrF_5 法(Clayton et al., 1963),具体测试程序为:在制样装置达到 10^{-3}Pa 的真空条件下,将选取的样品与纯净的 BrF_5 在 $500\sim 680\text{ }^\circ\text{C}$ 恒温条件下反应 14 小时,释放出 O_2 和杂质组分,将 SiF_4 、 BrF_3 等杂质组分用冷冻法分离出去后,纯净的 O_2 在 $700\text{ }^\circ\text{C}$ 且有铂催化剂的条件下,与石墨恒温反应生成 CO_2 ,用冷冻法收集 CO_2 ,在 MAT253 气体同位素质谱仪上分析样品的 O 同位素组成。测试结果以 SMOW 为标准,记为 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$,分析精度优于 $\pm 0.2\text{‰}$ 。氧同位素参考标准为 GBW-04409、GBW-04410 石英标准,其 $\delta^{18}\text{O}$ 分别为 $(11.11 \pm 0.06)\text{‰}$ 和 $(-1.75 \pm 0.08)\text{‰}$ 。

氢同位素测试采用爆裂法。首先选取 $40\sim 60$ 目的包裹体样品 $5\sim 10\text{ mg}$,在 $105\text{ }^\circ\text{C}$ 恒温烘箱中烘烤 4 小时以上,用洁净干燥的锡杯包好备用。用高纯氦气冲洗 Flash EA 元素分析仪里面的空气,以降低 H_2 本底。当温度升高到 $1\ 400\text{ }^\circ\text{C}$,本底降到 50 mv 以下时,可进行样品测试。将选取的样品在装有玻璃碳的陶瓷管里爆裂,释放出 H_2O 、 H_2 等含 H 气体, H_2O 及其他可能存在的有机物在高温下与碳发生还原反应,将含 H 气体还原成 H_2 , H_2 在高纯氦气流的带动下进入 MAT253 质谱仪,按连续流方式进行分析。测试结果以 V-SMOW 为标准,记为 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$,分析精度优于 $\pm 1\text{‰}$ 。氢同位素参考标准为北大标准水 2-4709($\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = -64.8\text{‰}$)及兰州

标准水($\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}} = -84.55\text{‰}$)。
硫同位素测试程序为:选取黄铁矿粉末样 50 mg ,将样品和氧化亚铜按 1:10 比例混合均匀并研磨至 200 目左右,在真空度达 $(2.0 \times 10^{-2})\text{Pa}$ 状态下加热,进行氧化反应,反应温度为 $980\text{ }^\circ\text{C}$,生成二氧化硫气体。在真空条件下,用冷冻法收集二氧化硫气体,使用 MAT253 气体同位素质谱仪分析硫同位素组成。测试结果以 CDT 为标准,记为 $\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}$,分析精度优于 $\pm 0.2\text{‰}$ 。硫同位素参考标准为 GBW-04414、GBW-04415 硫化银标准,其 $\delta^{34}\text{S}$ 分别为 $(-0.07 \pm 0.13)\text{‰}$ 和 $(22.15 \pm 0.14)\text{‰}$ 。
4.2 分析结果

南秧田钨矿床的氢、氧、硫同位素测试结果列于表 2。2 件矽卡岩期石榴子石样品的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $-82\text{‰} \sim -76\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值较低,为 $3.78\text{‰} \sim 4.47\text{‰}$ 。使用石榴子石-水分馏方程($1\ 000\ \ln\alpha = 1.22 \times 10^6 T^{-2} - 4.88$ (Taylor, 1976))和同一样品石榴子石中流体包裹体的均一温度平均值,计算出了流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $4.52\text{‰} \sim 5.21\text{‰}$ 。

3 件石英样品的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化范围较大,为 $-81\text{‰} \sim -59\text{‰}$;而 $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $13.55\text{‰} \sim 16.21\text{‰}$ 。使用石英-水分馏方程($1\ 000\ \ln\alpha = 3.38 \times 10^6 T^{-2} - 3.40$ (Clayton et al., 1972))和同一样品石英中流体包裹体均一温度平均值,计算出了流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 $5.44\text{‰} \sim 10.28\text{‰}$ 。

2 件方解石脉中方解石样品的 $\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}$ 值变化范围较小,为 $-83\text{‰} \sim -78\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}$ 值为 $15.83\text{‰} \sim 16.23\text{‰}$ 。使用方解石-水分馏方程($1\ 000\ \ln\alpha = 2.78 \times 10^6 T^{-2} - 3.39$ (O'Neil et al., 1969))和

表 2 南秧田钨矿床氢、氧、硫同位素组成

Table 2 Oxygen, hydrogen and sulfur isotopic data of the Nanyangtian tungsten deposit

序号	样号	样品名称	矿物	$\delta^{34}\text{S}_{\text{V-CDT}}/\text{‰}$	$\delta\text{D}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{V-SMOW}}/\text{‰}$	$t_{\text{h}}/^\circ\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}/\text{‰}$
1	NYT-11	石榴子石矽卡岩	石榴子石		-82	4.47	265	5.21
2	NYT-11	石榴子石矽卡岩	石榴子石		-76	3.78	265	4.52
3	NYT3-1	石英脉	石英		-81	16.21	324	10.28
4	NYT3-2	石英脉	石英		-59	13.55	264	5.44
5	NYT3-3	石英脉	石英		-64	15.64	326	9.78
6	NYT5-6	方解石脉	方解石		-83	16.23	211	7.99
7	NYT5-8	方解石脉	方解石		-78	15.83	232	8.53
8	NYT1	矿石	黄铁矿	6.6				
9	NYT2	矿石	黄铁矿	5.6				
10	NYT4	矿石	黄铁矿	4.2				
11	NYT6	矿石	黄铁矿	7.4				
12	NYT7	矿石	黄铁矿	8.1				

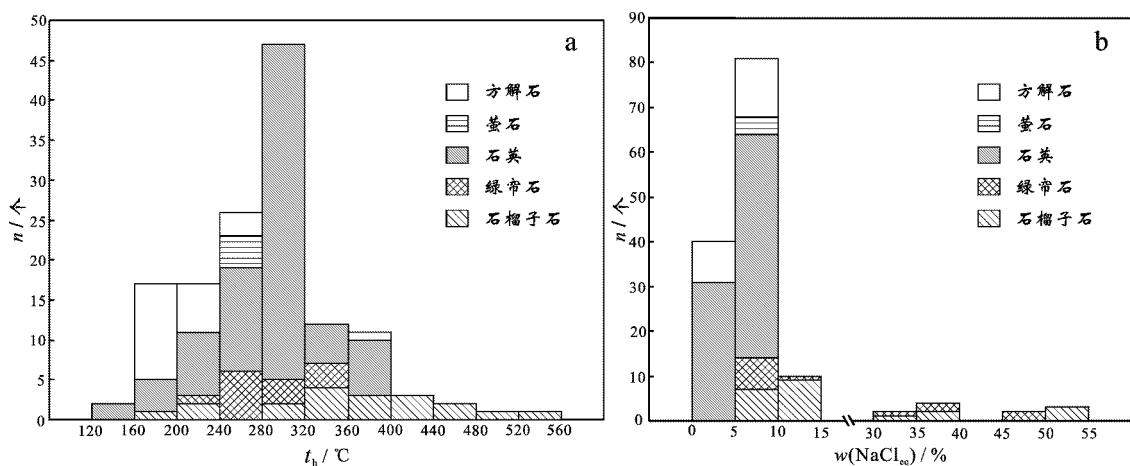


图7 南秧田钨矿床流体包裹体均一温度(a)和盐度(b)直方图

Fig. 7 Histogram showing homogenization temperature(a) and salinity(b) of inclusions in the Nanyangtian tungsten deposit

同一样品方解石中流体包裹体均一温度平均值, 计算出了流体的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{水}}$ 值为 $7.99\text{‰} \sim 8.53\text{‰}$ 。

5件黄铁矿样品的 $\delta^{34}\text{S}$ 值基本上都为正值, 主要分布范围为 $4.2\text{‰} \sim 8.1\text{‰}$ 。

5 讨论和结论

5.1 成矿流体性质

砂卡岩期

早期砂卡岩阶段石榴子石内主要发育Ⅰ类富液相和Ⅲ类含子矿物多相流体包裹体, 未见熔融包裹体, 说明形成石榴子石的流体可能是单一的热热水溶液。根据上述测温结果, 石榴子石内流体包裹体的均一温度为 $171 \sim 525\text{ }^{\circ}\text{C}$, 主要为 $297 \sim 475\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图7a)。石榴子石内流体包裹体的盐度分为低盐度和中高盐度两部分, 前者的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $6.45\% \sim 14.04\%$, 在 7% 和 12% 时出现明显峰值, 后者的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $34.28\% \sim 53.26\%$ (图7b)。流体密度为 $0.87 \sim 1.15\text{ g/cm}^3$ 。在均一温度与盐度相关图(图8)上, 盐度基本上不随均一温度的变化而变化。

晚期退化蚀变阶段绿帘石内流体包裹体均一温度的变化范围较窄, 为 $227 \sim 357\text{ }^{\circ}\text{C}$, 峰值为 $256\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图7a)。绿帘石内流体包裹体的盐度分为低盐度和中高盐度两部分, 前者的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $7.05\% \sim 10.22\%$, 后者的 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $34.32\% \sim 46.36\%$ (图7b)。流体密度为 $0.83 \sim 1.05\text{ g/cm}^3$ 。与砂卡岩阶段相比, 温度区间变窄, 流体温度、盐度和密度明

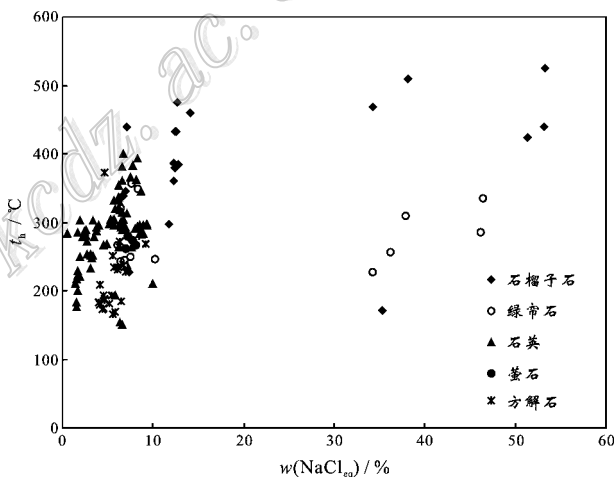


图8 南秧田钨矿床流体包裹体的均一温度-盐度关系图

Fig. 8 Diagram of homogenization temperatures versus salinity of fluid inclusions in the Nanyangtian tungsten deposit

显降低。

石英硫化物期

石英硫化物阶段石英和萤石内流体包裹体均一温度的变化范围较大, 为 $153 \sim 400\text{ }^{\circ}\text{C}$, 主要集中在 $200 \sim 380\text{ }^{\circ}\text{C}$, 在 $260\text{ }^{\circ}\text{C}$ 和 $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ 出现2个峰值(图7a)。其盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $2.91\% \sim 9.98\%$, 在 8% 时出现明显峰值(图7b)。流体密度为 $0.68 \sim 0.95\text{ g/cm}^3$ 。在均一温度与盐度相关图(图8)上, 显示出均一温度与盐度呈正相关关系, 即盐度随温度的降低而降低, 反映了低温、低盐度的大气降水与早期流体混合导致流体的降温和稀释(王义天等, 2007)。

方解石硫化物阶段方解石内流体包裹体的均一

温度为 170~372 ℃, 在 180 ℃ 出现明显峰值(图 7a)。盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 4.03%~9.21%, 平均值为 6.03%(图 7b)。流体密度为 0.67~0.96 g/cm³。与石英硫化物阶段相比, 温度区间变窄, 流体盐度明显降低。

总体看来, 从矽卡岩期到石英硫化物期, 成矿流体的演化具有如下规律: ① 矽卡岩期, 流体包裹体的均一温度主要为 260~420 ℃, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 6.45%~53.26%, 流体密度为 0.83~1.15 g/cm³; ② 石英硫化物期, 流体包裹体的均一温度集中于 160~300 ℃, 盐度 $w(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 4%~8%, 流体密度为 0.67~0.96 g/cm³; ③ 从早期到晚期, 包裹体的均一温度、盐度和密度呈现逐渐降低的趋势。

5.2 成矿流体及成矿物质来源

7 件样品流体的 δD 值为 -83‰~-59‰, 计算获得的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 值为 4.52‰~10.28‰, 在 δD - $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解(图 9)中, 计算所得的样品数据点大部分落入岩浆水分布区及其附近, 说明成矿流体主要来自于岩浆水, 混合有少量大气降水。南秧田钨矿床中黄铁矿的 $\delta^{34}\text{S}$ 值分布范围相对集中, 且基本上为正值, 主要为 4.2‰~8.1‰, 平均值为 6.4‰, 具有深部岩浆硫的来源特征, 硫同位素组成反映出成矿物质来源于岩浆热液。

岩相学及显微测温研究表明, 南秧田钨矿床与国内外众多岩浆成因矽卡岩型矿床相比, 存在一些

共同特点, 但也有一些差异。比如, 典型的岩浆成因矽卡岩型矿床中普遍存在熔融包裹体、熔-流包裹体及含子矿物包裹体, 尤其是熔-流包裹体, 这类包裹体是在岩浆缓慢冷却结晶过程中捕获的; 在成矿过程中, 流体发生过明显的沸腾作用或不混溶作用(赵斌等, 1995; 赵一鸣等, 1990; 谢玉玲等, 2004)。南秧田钨矿床的特点是发育富液相包裹体和含子矿物多相包裹体, 含少量富气相包裹体, 基本上不发育熔-流包裹体。如果含子矿物包裹体是由流体的不混溶或沸腾作用形成的, 那么, 较高盐度的流体就应该与大量低盐度的富气相包裹体共存, 而且, 它们应该具有相似的均一温度。石英硫化物阶段虽然存在微量富气相包裹体, 但基本上呈孤立态产出, 不与含子矿物包裹体共生; 含子矿物包裹体主要是通过气泡的消失而完全均一, 微量富气相包裹体的存在不足以说明含子矿物包裹体是在相对富气的环境中捕获的, 即使在局部地段发生了不混溶或沸腾作用, 也不能形成如此多的含子矿物包裹体。以上特征表明, 南秧田钨矿床中的含子矿物包裹体不可能主要通过流体不混溶或沸腾作用而形成, 而是由岩浆热液演化形成的, 这与上述稳定同位素证据是一致的。

5.3 钨矿成矿时代

对采自南秧田矽卡岩型钨矿体内的 3 件辉钼矿样品进行了 Re-Os 同位素测年, 测试结果列于表 3。对 3 件辉钼矿样品获得了近似相等的 Re-Os 模式年龄值 $(209.1 \pm 3.3) \sim (214.1 \pm 3.1) \text{ Ma}$ (另文发表)。辉钼矿样品中普通钼的含量接近于 0, 说明 ^{187}Os 都是 ^{187}Re 的衰变产物, 符合模式年龄的计算条件, 所获得的模式年龄可以代表成矿年龄。

越来越多的研究表明, 印支期可能是中国一个重要的动力学事件发生期(卢欣祥等, 1998, 2008; 王秀璋等, 1992; 胡正国等, 1994; 冯建忠等, 2002; 王平安等, 1998; 宋史刚等, 2008; 黄典豪等, 1994), 而关于滇东南和整个华南地区是否存在印支期的钨锡成矿作用, 因缺乏测年资料而少有人关注。毛景文等(2008, 2009)总结提出了华南地区中生代主要金属矿床成矿出现于 3 个阶段, 即晚三叠世(230~210 Ma)、中-晚侏罗世(170~150 Ma)和早-中白垩世(134~80 Ma), 认为华南地区晚三叠世的矿化组合为钨锡铋钼。华仁民等(2010)指出, 华南地区锡成矿作用的时间跨度较大, 除燕山中期(160~150 Ma)和燕山晚期(120~80 Ma) 2 个成矿高峰期外, 印支期也可能成为华南锡的主要成矿期之一。近年来, 越

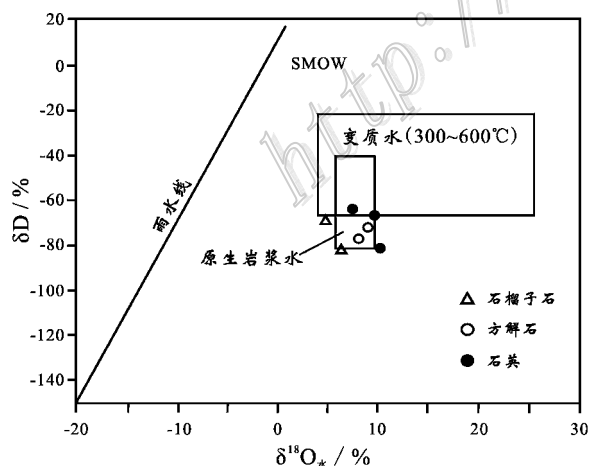


图 9 南秧田钨矿床的 δD - $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ 图解

(原生岩浆水范围据 Sheppard, 1986)

Fig. 9 δD versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ diagram of the Nanyangtian

tungsten deposit (data of primary magmatic water

after Sheppard, 1986)

表 3 南秧田钨矿床内辉钼矿的 Re-Os 同位素测试结果

Table 3 Re-Os isotopic data of molybdenites from Nanyangtian tungsten deposit

编号	原样名	<i>m</i> /g	$\alpha(\text{Re}) \times 10^{-6}$	$\alpha(\text{普 Os}) \times 10^{-9}$	$\alpha(^{187}\text{Re}) \times 10^{-6}$	$\alpha(^{187}\text{Os}) \times 10^{-9}$	模式年龄/Ma
100423-17	NYT-2	0.10113	151.274	1.0749	95.079	338	213.0 ± 4.3
100510-1	NYT-2	0.00583	163.319	1.1490	102.649	367	214.1 ± 3.1
100510-2	NYT-3	0.00542	174.214	0.2540	109.497	382	209.1 ± 3.3

来越多的资料表明,晚三叠世成矿作用在华南地区普遍存在,例如,蔡明海等(2006)获得的湘南荷花坪锡多金属矿床中辉钼矿的 Re-Os 等时线年龄为(224.0 ± 1.9)Ma;刘善宝等(2008)测得赣南崇-余-犹钨矿集区内崇义仙鹅塘锡钨矿床的成矿年龄为(231.4 ± 2.4)Ma,杨峰等(2009)测得了广西栗木锡矿云英岩化花岗岩中白云母的 Ar/Ar 年龄,认为该锡矿的成矿作用主要发生在 214 Ma 左右;赵蕾等(2006)研究了闽西南印支期红山花岗岩的形成时代(226 Ma)特征及其含矿性,认为其演化晚期的产物有可能形成锡矿。以上数据暗示出,在印支期,华南地区存在锡的成矿作用。

在华南地区,钨的成矿时代也具有一定的规律性。总体而言,中生代(尤其燕山期)是南岭及邻区最重要的钨锡成矿期(华仁民等,1999,2003,2005a;毛景文等,1999,2007,2008,2009)。钨的成矿高峰期相对较短,几乎都集中在 160~150 Ma,少数延续到 140 Ma 左右,属于燕山中期(Hua et al., 2005b)。毛景文等(2008)研究发现,湘东钨矿(以往称为邓阜仙钨矿)与印支期岩体具有明显的时空和成因关系,湘东锡田钨矿的主体为矽卡岩型钨矿体,均位于印支期粗粒花岗岩体的外接触带。以上研究结果表明,在印支期,华南地区可能存在钨的成矿作用。

前人研究证实,华南西部地区存在一期大规模的晚白垩世岩浆活动(刘玉平等,2007;程彦博等,2008,2009)。南秧田钨矿区内主要发育的岩浆岩为老君山花岗岩体,其成岩年龄为(83.3 ± 1.5)~(92.9 ± 1.9)Ma(刘玉平等,2007;冯佳睿等,2010)。该矿区内矽卡岩矿物的氢、氧、硫等同位素分析结果表明,钨矿的形成与岩浆热液活动有关,而且,矿石中辉钼矿的 Re-Os 年龄数据提供了印支期成矿的信息。因此,在滇东南老君山地区,可能存在多期岩浆活动,而老君山岩体仅仅是白垩纪侵位的岩体,还是一个复式岩体,也是一个有待查明的问题。

5.4 流体成矿作用探讨

250~230 Ma 是华南地区印支造山运动的主碰撞期(李曙光,1993),在造山期和造山期后都伴随有

强烈的拉张构造运动,从而使岩石圈加厚,并发生强烈的变质、变形和岩浆活动,尤其是碰撞后期(晚期)拉张伸展阶段的岩浆活动和成矿作用更为强烈(卢欣祥等,2008)。前已述及,南秧田矿区钨矿的形成与印支期的岩浆热液活动有密切关系,因此,在矿区周围或下部可能存在未被发现的早期形成的隐伏岩体,岩浆活动为该期矿化提供成矿物质、热能以及挥发分。在岩浆期后热液阶段,首先形成了石榴子石和透辉石,随着温度的降低,退化蚀变阶段的成矿流体与早期无水矽卡岩发生作用,形成了一套含水硅酸盐类矿物,主要为绿帘石、绿泥石,其次是阳起石、透闪石、角闪石等。在退化蚀变阶段,当温度为 227~357 ℃ 时,形成了绿帘石。在交代作用发生的同时,随着温度的降低,成矿流体中的钨大量沉淀富集,形成了矽卡岩型白钨矿矿石。在晚期石英硫化物阶段,黄铁矿、黄铜矿、毒砂、锡石等交代早期的矽卡岩型白钨矿矿石。随着温度的进一步降低,成矿作用进入到方解石硫化物阶段,在矿体中形成了少量黄铁矿、磁黄铁矿等。

传统观点认为,CO₂在钨的迁移沉淀过程中发挥着重要的作用,而有的学者(Wood et al., 2000)通过实验认为,CO₂在热液钨矿床的流体运移过程中所起到的作用可以忽略不计。激光拉曼探针分析结果表明,南秧田钨矿床内流体包裹体的气相和液相组分主要为水,不含或仅含少量的 CO₂。前人研究表明,在一些地区钨矿内的流体包裹体中,CO₂包裹体较为发育,如湖南瑶岗仙钨矿床(王巧云等,2007),江西盘古山钨矿床和大吉山钨矿床等(蔡建明等,1984;马秀娟,1988);而另一些地区的钨矿中,CO₂包裹体却极为少见,如赣南漂塘钨矿床(王旭东等,2008)。在国外的钨多金属矿床的含矿石英脉中,其流体包裹体有的富含 CO₂(Kelly et al., 1979;Bussink et al., 1984;Noronha et al., 1992;Graupner et al., 1999;Rios et al., 2003),有的则不含 CO₂(Zaw, 1984;Vallance et al., 2001),或只是某一成矿阶段含 CO₂组分,其他成矿阶段则不含(Benchat et al.,

2004)。

国外学者利用红外显微技术直接对钨矿床含矿石英脉内黑钨矿中的流体包裹体进行岩相学观察和测试,结果发现,多数钨矿床的黑钨矿中没有含 CO_2 的包裹体(Campbell et al., 1987; 1990; Bailly et al., 2002),只有少数钨矿床黑钨矿中的流体包裹体含有 CO_2 组分(Rios et al., 2006)。据此并结合本研究表明, CO_2 可能不是制约钨矿化的关键因素。

5.5 结 论

(1) 南秧田钨矿床位于滇东南老君山钨锡多金属成矿区。矿体形态简单,主要呈层状和似层状。该矿床的形成经历了矽卡岩期和石英硫化物期,矽卡岩期分为矽卡岩阶段和退化蚀变阶段,石英硫化物期分为石英硫化物阶段和方解石硫化物阶段。白钨矿主要形成于退化蚀变阶段。

(2) 该矿床内的石榴子石、绿帘石、石英、萤石和方解石中普遍发育流体包裹体,其类型以富液相包裹体和含子矿物包裹体为主,其次为富气相包裹体。包裹体的气相成分以 H_2O 、 CH_4 和 N_2 为主,含少量 CO_2 ,液相成分以 H_2O 为主,子矿物主要是石盐,有少量为方解石。

(3) 矽卡岩期早期矽卡岩阶段流体包裹体的均一温度为 $297\sim 475\text{ }^\circ\text{C}$,盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $6.45\%\sim 53.26\%$,在 7% 和 12% 时出现明显峰值,流体密度为 $0.87\sim 1.15\text{ g/cm}^3$ 。晚期退化蚀变阶段流体包裹体的均一温度为 $227\sim 357\text{ }^\circ\text{C}$,峰值为 $256\text{ }^\circ\text{C}$,盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $7.05\%\sim 46.36\%$,密度为 $0.83\sim 1.05\text{ g/cm}^3$ 。与矽卡岩阶段相比,温度区间变窄,流体温度、盐度和密度明显降低。

(4) 石英硫化物期石英硫化物阶段流体包裹体的均一温度主要集中在 $200\sim 380\text{ }^\circ\text{C}$,在 $260\text{ }^\circ\text{C}$ 和 $300\text{ }^\circ\text{C}$ 出现 2 个峰值,盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $2.91\%\sim 9.98\%$,在 8% 时出现峰值,流体密度为 $0.68\sim 0.95\text{ g/cm}^3$ 。方解石硫化物阶段流体包裹体的均一温度为 $170\sim 372\text{ }^\circ\text{C}$,在 $180\text{ }^\circ\text{C}$ 出现峰值,盐度 $\omega(\text{NaCl}_{\text{eq}})$ 为 $4.03\%\sim 9.21\%$,流体密度为 $0.67\sim 0.96\text{ g/cm}^3$ 。

(5) 南秧田钨矿床内石榴子石、石英及方解石的氢和氧同位素特征表明,成矿流体主要是岩浆水。黄铁矿的硫同位素显示出深部岩浆硫的来源特征。成矿时代为晚三叠世,钨矿床的形成可能与印支期岩浆作用有关。

志 谢 野外工作中得到了云南黄金矿业集团股份有限公司周云满高工和云南紫金矿业集团西南矿业有限公司朱爱中高工等的大力帮助;室内研究得到了核工业北京地质研究院欧光习研究员、张敏工程师等的悉心帮助和指导;论文撰写期间得到了北京矿冶研究总院汤集刚教授、中国地质科学院矿产资源研究所谢桂青副研究员、刘敏研究实习员和西北有色总局代军治博士的热情指导,在此一并表示感谢。

References

- Bailly L, Grancea L and Kouzmanov K. 2002. Infrared microthermometry and chemistry of wolframite from the Baia Sprie epithermal deposit, Romania[J]. *Econ. Geol.*, 97: 415-421.
- Beuchat S, Moritz R and Petrk T. 2004. Fluid evolution in the W-Cu-Zn-Pb San Cristobal vein, Peru: Fluid inclusion and stable isotope evidence[J]. *Chemical Geology*, 210: 201-224.
- Bussink R W and Kreulen R. 1984. Gas analyses fluid inclusion and stable isotopes of Panasqueira W-Sn deposits, Portugal[J]. *Bull. Mineral.*, 107: 703-713.
- Cai J M, Liu R L and Zeng G S. 1984. Study on fluid inclusion and its relation to mineralization of Pangushan tungsten deposit, Jiangxi Province, China[A]. In: Yu H Z, ed. *Proceedings of Symposium on Tungsten Geology*, Nanchang, 1981[C]. Beijing: Geol. Pub. House. 1-11 (in Chinese).
- Cai M H, Chen K X, Qu W J, Liu G Q, Fu J M and Yin J P. 2006. Geological characteristics and Re-Os dating of molybdenites in Hehuaping tin-polymetallic deposit, southern Hunan Province[J]. *Mineral Deposits*, 25(3): 263-268 (in Chinese with English abstract).
- Campbell A R and Robinson-Cook S. 1987. Infrared fluid inclusion microthermometry on coexisting wolframite and quartz[J]. *Econ. Geol.*, 82: 1640-1645.
- Campbell A R and Panter K S. 1990. Comparison of fluid inclusions in coexisting (cogenetic?) wolframite, cassiterite and quartz from St. Michel's Mount and Cligga Head, Cornwall, England[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54: 673-683.
- Cheng Y B, Mao J W, Xie G Q, Chen M H, Zhao C S, Yang Z X, Zhao H J and Li X Q. 2008. Preliminary study of the petrogenesis of Laochang-Kafang granite in the Gejiu area, Yunnan Province: Constraints from geochemistry and zircon U-Pb dating[J]. *Acta Geologica Sinica*, 81(11): 1478-1493 (in Chinese with English abstract).
- Cheng Y B, Mao J W, Xie G Q, Chen M H and Yang Z X. 2009. Zircon U-Pb dating of granites in Gejiu superlarge tin polymetallic ore-field and its significance[J]. *Mineral Deposits*, 28(3): 297-312 (in Chinese with English abstract).
- Clayton R N and Mayeda T K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analy-

- si[J]. *Geochim. Cosmochim. Acta* , 27 : 43-52.
- Clayton R N , O'Neil J R and Mayeda T K. 1972. Oxygen isotope exchange between quartz and water[J]. *Journal of Geophysical Research* , 77 : 3057-3067.
- Feng J R , Mao J W , Pei R F , Zhou Z H and Yang Z X. 2010. SHRIMP Zircon U-Pb dating and geochemical characteristics of Laojunshan granite intrusion from the Wazha tungsten deposit , Yunnan Province and their implications for petrogenesis[J]. *Acta Petrologica Sinica* , 26(3) : 845-857 (in Chinese with English abstract).
- Feng J Z , Zou S C , Wang D P , Wang X M and Ma Z G. 2002. Baguamiao superlarge gold deposit in the Qinling orogen : The characteristics of its control by the brittle-ductile shear zone and dynamic mechanism for ore-forming structure[J]. *Geology in China* , 29(1) : 58-66 (in Chinese with English abstract).
- Graupner T , Kempe U and Dombon E. 1999. Fluid regime and ore formation in the tungsten (-yttrium) deposits of Kyzyltau (Mongolian Altai) evidence for fluid variability in tungsten-tin ore systems[J]. *Chem. Geol.* , 154 : 29-40.
- Hall D L , Sterner S M and Bodnar R J. 1988. Freezing point depression of NaCl-KCl-H₂O solutions[J]. *Econ. Geol.* , 83(1) : 197-202.
- Hu Z G and Qian Z Z. 1994. A new idea of geological tectonics in the Xiaoqinling region[J]. *Geological Review* , 40(4) : 289-295 (in Chinese with English abstract).
- Hua R M and Mao J W. 1999. A preliminary discussion on the Mesozoic metallogenic explosion in East China[J]. *Mineral Deposits* , 18(4) : 300-308 (in Chinese with English abstract).
- Hua R M , Chen P R , Zhang W L , Liu X D , Lu J P , Lin J F , Yao J M , Qi H W , Zhang Z S and Gu S Y. 2003. Metallogenic systems related to Mesozoic and Cenozoic granitoids in South China[J]. *Science in China (Series D)* , 33(4) : 335-343 (in Chinese).
- Hua R M , Chen P R , Zhang W L and Lu J J. 2005a. Three major metallogenic events in Mesozoic in South China[J]. *Mineral Deposits* , 24(2) : 99-107 (in Chinese with English abstract).
- Hua R M , Chen P R , Zhang W L , Yao J M , Lin J F , Zhang Z S , Gu S Y , Liu X D and Qi H W. 2005b. Metallogenesis granitoids in the Nanling Range , and their geodynamic setting[J]. *Acta Geologica Sinica (English Edition)* , 79(6) : 801-811.
- Hua R M , Li G L , Zhang W L , Hu D Q , Chen P R , Chen W F and Wang X D. 2010. A tentative discussion on differences between large-scale tungsten and tin mineralizations in South China[J]. *Mineral Deposits* , 29(1) : 9-23 (in Chinese with English abstract).
- Huang D H , Wu C Y and He H L. 1994. Re-Os isotope ages of molybdenum deposits in east Qinling and their significance[J]. *Mineral Deposits* , 13(3) : 221-230 (in Chinese with English abstract).
- Kelly W C and Rye R O. 1979. Geologic fluid inclusion and stable isotope studies of the tin-tungsten deposits of Panasqueira , Portugal[J]. *Econ. Geol.* , 74 : 1721-1822.
- Li S G. 1993. The collision time and process of North China and Yangtze block[J]. *Advance in Earth Sciences* , 8(4) : 83-84 (in Chinese with English abstract).
- Liu B and Shen K. 1999. Fluid inclusions thermodynamics[M]. Beijing : Geol. Pub. House. 290p (in Chinese).
- Liu S B , Wang D H , Chen Y C , Li J K , Ying L J , Xu J X and Zeng Z L. 2008. ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages of muscovite from different types tungsten-bearing quartz veins in the Chong-Yu-You concentrated mineral area in Gannan region and its geological significance[J]. *Acta Geologica Sinica* , 82(7) : 932-940 (in Chinese with English abstract).
- Liu Y P , Li Z X , Li H M , Guo L G , Xu W , Ye L , Li C Y and Pi D H. 2007. U-Pb geochronology of cassiterite and zircon from the Dulong Sn-Zn deposit : Evidence for Cretaceous large-scale granitic magmatism and mineralization events in southeastern Yunnan Province , China[J]. *Acta Petrologica Sinica* , 23(5) : 967-976 (in Chinese with English abstract).
- Lu H Z , Fan H W , Ni P , Ou G X , Shen K and Zhang W H. 2004. Fluid inclusions[M]. Beijing : Science Press. 485p (in Chinese).
- Lu X X , Yu X D , Xiao Q H , Li R S and Yang Y C. 1998. Find discovered in the rapakivi granite belt of west Qinling[J]. *Geological Review* , 44(5) : 535 (in Chinese).
- Lu X X , Li M L , Wang W , Yu Z P and Shi Y Z. 2008. Indosinian movement and metallogenesis in Qinling orogenic belt[J]. *Mineral Deposits* , 27(6) : 762-773 (in Chinese with English abstract).
- Ma X J. 1988. A study on the geochemistry of inclusions of the Dajishan tungsten ore deposit[A]. In : Li Y Q , Ma X J and Wei J X , eds. *Application of fluid inclusion in ore deposit geology and petrology* [M]. Beijing : Beijing Science and Technology Press. 65-108 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W , Hua R M and Li X B. 1999. A preliminary study of large-scale metallogenesis and large clusters of mineral deposits[J]. *Mineral Deposits* , 18(4) : 291-299 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W , Xie G Q , Guo C L and Chen Y C. 2007. Large-scale tungsten-tin mineralization in the Nanling region , South China : Metallogenic ages and corresponding geodynamic processes[J]. *Acta Petrologica Sinica* , 23(10) : 2329-2338 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W , Cheng Y B , Guo C L , Yang Z X and Feng J R. 2008. Gejiu tin polymetallic orefield : Deposit model and discussion for several points concerned[J]. *Acta Geologica Sinica* , 82(11) : 1455-1467 (in Chinese with English abstract).
- Mao J W , Xie G Q , Cheng Y B and Chen Y C. 2009. Mineral deposit model of Mesozoic ore deposits in South China[J]. *Geological Review* , 55(3) : 347-354 (in Chinese with English abstract).
- Noronha F , Doria A and Dubessy J. 1992. Characterization and timing of the different types of fluids present in the barren and ore-veins of the W-Sn deposit of Panasqueira , Central Portugal[J]. *Mineral Deposita* , 27 : 72-79.
- O'Neil J R , Clayton R N and Mayeda T K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates[J]. *Chemistry Geophysics* , 51 : 5547-5558.
- Rios F J , Villas R N and Fuzikawa K. 2003. Fluid evolution in the Pedra Preta wolframite ore deposit , Paleoproterozoic Musa granite , eastern Amazon Craton , Brazil[J]. *Journal of South American Earth Sciences* , 15 : 790-794.

- Rios F J, Alves J V, Pérez C A, Costa é C, Rosière C A, Fuzikawa K, Correia Neves C M, Chaves A O, Prates S P and Barrio R E. 2006. Combined investigations of fluid inclusions in opaque ore minerals by NIR/SWIR microscopy and microthermometry and synchrotron radiation X-ray fluorescence[J]. *Applied Geochemistry*, 21: 813-819.
- Rodder E. 1984. Fluid inclusion[A]. *Reviews in mineralogy*[C]. Mineralogical Society of America, 12: 1-644.
- Sheppard S M F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters[J]. *Reviews in Mineralogy*, 16: 165-183.
- Song S G, Ding Z J, Yao S Z, Zhou Z G, Zhang S X and Du A D. 2008. Re-Os isotopic dating of molybdenite and its implication for molybdenite mineralization of Wenquan porphyry, Wushan, Gansu Province[J]. *Northwestern Geology*, 44(1): 67-73 (in Chinese with English abstract).
- Taylor B E. 1976. Origin and significance of C-O-H fluids in the formation of Ca-Fe-Si skarn, Osgood Mountains, Humboldt County, Nevada[D]. Unpublished PhD thesis, Stanford University. 306p.
- Vallance J, Cathelineau M and Mariganc C. 2001. Microfracturing and fluid mixing in granites: W(Sn) ore deposition at Vaulry (NE French Massif Central)[J]. *Tectonophysics*, 336: 43-61.
- Wang P A, Chen Y C and Pei R F. 1998. Regional minerogenic series, tectono-minerogenic cycles and evolution in the Qinling orogenic belt, China[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 81-83 (in Chinese).
- Wang Q Y, Hu R Z, Peng J T, Bi X W, Wu L Y, Liu H and Su B X. 2007. Characteristics and significance of the fluid inclusions from Yaogangxian tungsten deposit in south of Hunan[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2263-2273 (in Chinese with English abstract).
- Wang X D, Ni P, Jiang S Y, Huang J B and Sun L Q. 2008. Fluid inclusion study on the Piaotang tungsten deposit, southern Jiangxi Province, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(9): 2163-2170 (in Chinese with English abstract).
- Wang X Z, Cheng J P and Zhang B G. 1992. Geochemistry of reformed gold deposit in China[M]. Beijing: Science Press. 33-34 (in Chinese).
- Wang Y T, Zhang W Z, Wang L, Mao J W, Yang F Q and Chen W. 2007. Tracing the sources of ore-forming fluids and materials of the Hongshi gold deposit in the Eastern Tianshan, Xinjiang, NW China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 23(8): 1998-2006 (in Chinese with English abstract).
- Wood S A and Samson I M. 2000. The hydrothermal geochemistry of tungsten in granitoid environments: 1. Relative solubilities of ferberite and scheelite as a function of T , P , pH and m_{NaCl} [J]. *Econ. Geol.*, 95: 143-182.
- Xie Y L, Xu J H, Yang Z S, Meng Y F, Xu W Y, Qiu S D and Wang B H. 2004. SEM/EDS study of daughter minerals of fluid inclusions in garnet and diopside from Tongguanshan copper deposit[J]. *Mineral Deposits*, 23(3): 375-382 (in Chinese with English abstract).
- Yang F, Li X F, Feng Z H and Bai Y P. 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of muscovite from greisenized granite and geological significance in Limu tin deposit[J]. *Journal of Guilin Institute of Technology*, 29(1): 21-24 (in Chinese with English abstract).
- Zaw U K. 1984. Ceology and geothermometry of vein-type W-Sn deposits at Pennaichaung and Yetkantzintung prospects, Tavoy Township, Tennasserim Division, Southern Burma[J]. *Mineral Deposits*, 19: 138-144.
- Zeng Z G, Li C Y, Liu Y P and Tu G C. 1998. REE geochemistry of scheelite of two genetic types from Nanyangtian, Southeastern Yunnan[J]. *Geology-Geochemistry*, 26(2): 34-38 (in Chinese with English abstract).
- Zeng Z G, Li C Y, Liu Y P and Tu G C. 1999. Geology and geochemistry of metamorphogenic skarn from Laojunshan metallogenic province[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 19(1): 95-99 (in Chinese with English abstract).
- Zhao B, Li Y S and Zhao J S. 1995. The evidence from inclusions for magma-genetic skarn[J]. *Geochimica*, 24(2): 198-201 (in Chinese with English abstract).
- Zhao L, Yu J H, Wang L J, Xie L, Sun T and Qiu J S. 2006. Formation time of Hongshan topaz-bearing granite and its metallogenic potential prognosis[J]. *Mineral Deposits*, 25(6): 672-682 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Y M, Lin W W, Bi C S, Li D X and Jiang C J. 1990. Skarn deposits in China[M]. Beijing: Geol. Pub. House. 354p (in Chinese).

附中文参考文献

- 蔡建明, 刘若兰, 曾广胜. 1984. 江西盘古山钨矿流体包裹体及其与成矿关系研究[A]. 见: 余鸿彰, 主编. 钨矿地质讨论会论文集. 南昌. 1984[C]. 北京: 地质出版社. 1-11.
- 蔡明海, 陈开旭, 屈文俊, 刘国庆, 付建明, 印建平. 2006. 湘南荷花坪锡多金属矿床地质特征及辉钼矿 Re-Os 测年[J]. *矿床地质*, 25(3): 263-268.
- 程彦博, 毛景文, 谢桂青, 陈懋弘, 赵财胜, 杨宗喜, 赵海杰, 李向前. 2008. 云南个旧老厂-卡房花岗岩体成因初探: 锆石 U-Pb 年代学和岩石地球化学约束[J]. *地质学报*, 82(11): 1478-1493.
- 程彦博, 毛景文, 谢桂青, 陈懋弘, 杨宗喜. 2009. 与云南个旧超大型锡矿床有关的花岗岩锆石 U-Pb 定年及意义[J]. *矿床地质*, 28(3): 297-312.
- 冯佳睿, 毛景文, 裴荣富, 周振华, 杨宗喜. 2010. 云南瓦渣沟矿区老君山花岗岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年、地球化学特征及成因探讨[J]. *岩石学报*, 26(3): 845-857.
- 冯建忠, 邹世才, 汪东坡, 王学明, 马治国. 2002. 陕西八卦庙金矿脆-韧性剪切带控矿特征及成矿构造的动力学机制[J]. *中国地质*, 29(1): 58-66.
- 胡正国, 钱壮志. 1994. 小秦岭地质构造新认识[J]. *地质论评*, 40(4): 289-295.
- 华仁民, 毛景文. 1999. 试论中国东部中生代成矿大爆发[J]. *矿床地质*, 18(4): 300-308.
- 华仁民, 陈培荣, 张文兰, 刘晓东, 陆建平, 林锦富, 姚军明, 戚华文, 张展适, 顾晟彦. 2003. 华南中、新生代与花岗岩类有关的成矿系统[J]. *中国科学(D辑)*, 33(4): 335-343.
- 华仁民, 陈培荣, 张文兰, 陆建平. 2005a. 论华南地区中生代 3 次大

- 规模成矿作用[J]. 矿床地质, 24(2):99-107.
- 华仁民, 李光来, 张文兰, 胡东泉, 陈培荣, 陈卫锋, 王旭东. 2010. 华南钨和锡大规模成矿作用的差异及其原因初探[J]. 矿床地质, 29(1):9-23.
- 黄典豪, 吴澄宇, 何红蓼. 1994. 东秦岭地区钼矿床的铼-钨同位素年龄及其意义[J]. 矿床地质, 13(3):221-230.
- 李曙光. 1993. 华北与扬子陆块的碰撞时代及过程[J]. 地球科学进展, 8(4):83-84.
- 刘斌, 沈昆. 1999. 流体包裹体热力学[M]. 北京:地质出版社. 290页.
- 刘善宝, 王登红, 陈毓川, 李建康, 应立娟, 许建祥, 曾载淋. 2008. 赣南崇-余-犹矿集区不同类型含矿石英中白云母 Ar/Ar 年龄及其地质意义[J]. 地质学报, 82(7):932-940.
- 刘玉平, 李正祥, 李惠民, 郭利果, 徐伟, 叶霖, 李朝阳, 皮道会. 2007. 都龙锡锌矿床锡石和锆石 $U-Pb$ 年代学:滇东南白垩纪大规模花岗岩成岩-成矿事件[J]. 岩石学报, 23(5):967-976.
- 卢焕章, 范宏瑞, 倪培, 欧光习, 沈昆, 张文淮. 2004. 流体包裹体[M]. 北京:科学出版社. 485页.
- 卢欣祥, 尉向东, 肖庆辉, 李荣社, 杨永成. 1998. 西秦岭发现奥长环斑花岗岩带[J]. 地质论评, 44(5):535.
- 卢欣祥, 李明立, 王卫, 于在平, 时永志. 2008. 秦岭造山带的印支运动及印支期成矿作用[J]. 矿床地质, 27(6):762-773.
- 马秀娟. 1988. 大吉山钨矿包裹体地球化学研究[A]. 见:李荫清, 马秀娟, 魏家秀, 著. 流体包裹体在矿床学和岩石学中的应用[M]. 北京:北京科技出版社. 65-108.
- 毛景文, 华仁民, 李晓波. 1999. 浅议大规模成矿作用与大型矿集区[J]. 矿床地质, 18(4):291-299.
- 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 陈毓川. 2007. 南岭地区大规模钨锡多金属成矿作用:成矿时限及地球动力学背景[J]. 岩石学报, 23(10):2329-2338.
- 毛景文, 程彦博, 郭春丽, 杨宗喜, 冯佳睿. 2008. 云南个旧锡矿田:矿床模型及若干问题讨论[J]. 地质学报, 82(11):1455-1467.
- 毛景文, 谢桂青, 程彦博, 陈毓川. 2009. 华南地区中生代主要金属矿床模型[J]. 地质论评, 55(3):347-354.
- 宋史刚, 丁振举, 姚书振, 周宗桂, 张世新, 杜安道. 2008. 甘肃武山温泉辉钼矿 $Re-Os$ 同位素定年及其成矿意义[J]. 西北地质, 44(1):67-73.
- 王平安, 陈毓川, 裴荣富. 1998. 秦岭造山带区域矿床成矿系列:构造-成矿旋回与演化[M]. 北京:地质出版社. 81-83.
- 王巧云, 胡瑞忠, 彭建堂, 毕献武, 武丽艳, 刘华, 苏本勋. 2007. 湖南瑶岗仙钨矿床流体包裹体特征及其意义[J]. 岩石学报, 23(9):2263-2273.
- 王旭东, 倪培, 蒋少涌, 黄建宝, 孙立强. 2008. 赣南漂塘钨矿流体包裹体研究[J]. 岩石学报, 24(9):2163-2170.
- 王秀璋, 程景平, 张宝贵. 1992. 中国改造型金矿床地球化学[M]. 北京:科学出版社. 33-34.
- 王义天, 张文智, 王磊, 毛景文, 杨富全, 陈文. 2007. 新疆东天山红石金矿床成矿流体和成矿物质来源示踪[J]. 岩石学报, 23(8):1998-2006.
- 谢玉玲, 徐九华, 杨竹森, 蒙义峰, 徐文艺, 邱士东, 王葆华. 2004. 铜官山铜矿床矽卡岩矿物中流体包裹体及子矿物的扫描电镜研究[J]. 矿床地质, 23(3):375-382.
- 杨峰, 李晓峰, 冯佐海, 白艳萍. 2009. 栗木锡矿云英岩化花岗岩白云母 $^{39}Ar/^{40}Ar$ 年龄及其地质意义[J]. 桂林工学院学报, 29(1):21-24.
- 曾志刚, 李朝阳, 刘玉平, 涂光炽. 1998. 滇东南南秧田两种不同成因类型白钨矿的稀土元素地球化学特征[J]. 地质地球化学, 26(2):34-38.
- 曾志刚, 李朝阳, 刘玉平, 涂光炽. 1999. 老君山成矿区变质成因夕卡岩的地质地球化学特征[J]. 矿物学报, 19(1):95-99.
- 赵斌, 李院生, 赵劲松. 1995. 岩浆成因夕卡岩的包裹体证据[J]. 地球化学, 24(2):198-201.
- 赵蕾, 于津海, 王丽娟, 谢磊, 孙涛, 邱检生. 2006. 红山含黄玉花岗岩的形成时代及其成矿能力分析[J]. 矿床地质, 25(6):672-682.
- 赵一鸣, 林文蔚, 毕承思, 李大新, 蒋崇俊. 1990. 中国矽卡岩矿床[M]. 北京:地质出版社. 354页.