中国科学: 地球科学 2014 年 第 44 卷 第 7 期: 1357 ~ 1373
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

桂北牛塘界加里东期花岗岩及其矽卡岩型钨矿成矿作用研究

杨振[①③], 王汝成[①*], 张文兰[①], 储著银[②], 陈骏[①], 朱金初[①], 章荣清[①]

① 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210093;
② 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029;
③ 中海石油有限公司深圳分公司研究院, 深圳 518000
* 联系人, E-mail: rcwang@nju.edu.cn

收稿日期: 2013-06-22; 接受日期: 2013-10-25; 网络版发表日期: 2014-06-20
国家自然科学基金项目(批准号: 41172074, 41230315, 40730423)、国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2012CB416704)和国土资源部"深部探测计划"项目(编号: 201011046)资助

摘要 桂北牛塘界钨矿位于南岭西段, 地处广西北部资源县和兴安县交界处, 属层状矽卡岩型白钨矿床, 岩株状细粒二云母花岗岩在时空上与其有密切的联系. 利用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 原位定年方法, 获得花岗岩的侵位年龄为(421.8±2.4) Ma, 与相邻的越城岭花岗岩体同属于加里东期岩浆活动产物. 含钨矽卡岩中主要脉石矿物为石英、石榴子石和透辉石等. 矿物组合显示, 白钨矿的形成经历了两个阶段: 石英-白钨矿阶段和石英-硫化物-白钨矿阶段. 对矽卡岩中的白钨矿进行了 Sm-Nd 同位素分析, 获得了钨成矿年龄为(421±24) Ma, 虽然该数据误差较大, 但仍清楚表明岩体与成矿作用都发生在加里东期. 花岗岩中锆石的$\varepsilon_{Hf}(t)$值为−6.5~−11.6, Hf 同位素两阶段模式年龄为 1.79~2.11 Ga, 说明花岗岩的源区可能为中元古代的地壳物质. 矽卡岩中白钨矿的$\varepsilon_{Nd}(t)$为−13.06~−13.26, 说明其成矿流体也来源于古老的地壳物质. 研究表明, 在南岭地区西段存在的加里东期岩浆活动为加里东期的钨成矿作用提供了物源.

关键词
牛塘界钨矿
加里东期花岗岩
加里东期钨成矿作用
锆石 U-Pb 定年
白钨矿 Sm/Nd 定年

根据地质证据和大量同位素年龄数据, 华南存在多旋回的花岗岩类已成不争的事实(王德滋, 2004; Xu 等, 1982; 李璞等, 1963). 南岭地区位于华南腹地, 以大量分布燕山期花岗岩为特征, 同时亦广泛分布加里东期和印支期花岗岩(孙涛, 2006). 加里东期花岗岩主要分布于湘-赣、湘-桂和桂-粤交界地区, 多以钙碱性黑云母或二云母花岗岩为主. 印支期花岗岩存在两种类型, 一种是分布于桂东南大容山-六万大山一带的含堇青石花岗岩, 另一种为分布于湘南、粤北和赣南的白云母花岗岩. 对于南岭地区不同时代的花岗岩成矿, 虽然前人已经注意、并也发现了少量加里东期、印支期含矿花岗岩及其成矿作用(陈毓川等, 1994; 陈毓川和毛景文, 1995), 但是, 大规模钨锡稀有金属矿床大部分还是与燕山期花岗岩有着紧

中文引用格式: 杨振, 王汝成, 张文兰, 等. 2014. 桂北牛塘界加里东期花岗岩及其矽卡岩型钨矿成矿作用研究. 中国科学: 地球科学, 44: 1357–1373
英文引用格式: Yang Z, Wang R C, Zhang W L, et al. 2014. Skarn-type tungsten mineralization associated with the Caledonian (Silurian) Niutangjie granite, northern Guangxi, China. Science China: Earth Sciences, 57: 1551–1566, doi: 10.1007/s11430-014-4838-z

密的成因关系, 成矿作用亦以燕山期为主(华仁民等, 2005; 毛景文等, 2008; 李献华等, 2007; 毛景文等, 2007). 近年来不少学者对桂北的苗儿山和越城岭地区花岗岩及其成矿作用进行过研究, 表明该地区在加里东期和印支期曾发生过钨、锡和钼等多金属成矿作用(张文兰等, 2011; 乔玉生等, 2011; 冯国玉等, 2009; 杨锋等, 2009; 张芳荣等, 2009; 李晓峰等, 2009; 梁华英等, 2011).

即便如此, 相比于对燕山期大规模成矿作用研究程度而言, 对于大量前燕山期花岗岩的成矿能力以及成矿作用的研究, 却显得很不深入. 钨锡等金属元素在这些花岗岩结晶过程中是否能够发生富集作用, 它们是否在燕山期岩浆活动过程中受到影响等一系列科学问题, 仍然悬而未决, 因此一直受到我国许多单位和研究者高度关注.

近年来, 随着找矿工作的不断深入, 在南岭地区不断发现新的与加里东花岗岩有关的钨矿(点), 如湘南彭公庙张家垄钨矿(张文兰等, 2011; 乔玉生等, 2011)、桂北越城岭牛塘界钨矿[1)]和油麻岭钨矿(蒋桂新等, 2010), 这些矿床可达中到大型规模. 对于加里东期花岗岩成矿作用的研究, 近年来虽然有些进展, 但总体上来说, 研究程度较弱, 尚无法从区域上确定加里东期含矿花岗岩的分布, 特别是受到分析技术的限制, 难以获得准确的钨锡成矿年龄. 因此, 目前对于南岭地区加里东期钨矿的成矿时代问题, 仍然是矿床学界非常关注的问题.

南岭西段桂北的越城岭、苗儿山及海洋山等地区发育有大量的加里东期花岗岩及众多的钨锡矿点, 尤其是越城岭-苗儿山南部地区, 成矿条件较好(冯国玉等, 2009), 其中牛塘界矽卡岩型白钨矿床是该区的典型代表. 前人对该矿进行了比较详细的研究, 但是在成矿花岗岩的形成时代上, 一直存有争议. 谭丕锦(1986)[1)]利用锆石 U-Pb 法和全岩 Rb-Sr 等时线法, 测得年龄分别为 289 和 262 Ma, 据此将岩体划归海西期; 陈毓川等(1994)根据区域地质特征, 认为成矿母岩应为加里东期, 但缺乏确凿的年龄数据; 张相训(1994)通过与区域内不同时代岩体对比研究后发现, 岩体在产出条件、岩性、锆石晶形和稀土元素组成等方面特征与加里东期花岗岩具有相似性, 应属加里东期. 显然, 由于缺乏精确的成岩成矿年龄数据, 对于牛塘界钨矿是否与加里东期花岗岩有关尚无定论. 因此, 本文在前人研究的基础上, 利用阴极发光与 LA-ICP-MS 相结合的手段, 对牛塘界花岗岩中锆石进行了 U-Pb 同位素定年和 Hf 同位素分析, 以获得精确的成岩年龄, 并初步建立矿区花岗岩的时空演化, 同时利用矽卡岩中的白钨矿 Sm-Nd 同位素体系, 直接对成矿时代进行定年, 获得了较理想的结果.

1 矿床地质特征及样品采集

牛塘界钨矿的地理坐标为 110°34′25.5″~113°37′3.2″E, 25°49′53.3″~25°57′41.5″N, 地理位置属兴安县与资源县的交界处. 大地构造上属江南地轴东南侧桂北隆起带, 次级构造为越城岭和苗儿山复式背斜南缘[2)]. 区域上近南北向的断裂构造十分发育, 位于矿区东侧的新-资大断裂带, 经历了加里东期的韧性剪切变形和中新生代的脆性断裂两个阶段, 它是该区最主要的断裂(汪金榜和唐怀禹, 1988), 该断裂以硅化破碎带为主体, 控制了资源一带 W 和 Sn 矿化的分布(康自立等, 1991), 并将矿区与越城岭岩体分开(图 1). 矿区构造继承了区域特征, 主要有 4 个方向的断裂构造: NNE 向, 近 EW 向, NEE 向和 NWW 向, 四组断裂呈圆弧状将牛塘界钨矿区内的成矿岩体和矿体包围(图 2).

与钨矿关系密切的牛塘界花岗岩由 13 个小岩株组成, 大小不等, 形状各异, 岩株在地表总体出露总面积为 0.15 km^2, 岩株的深部以新资硅化破碎带与加里东期越城岭岩体隔开(张相训, 1994), 岩株呈半环形围绕着寒武系清溪组地层, 产状上与赋矿层位大体一致, 为牛塘界钨矿的成矿母岩(图 2).

从牛塘界钨矿 8 号勘探线剖面图(图 3)可知, 钨矿体自下而上分为 A, B 两个大的矿集层, 二者赋存于寒武系清溪组第二段($\in q^2$), 其岩性主要为灰黑色含碳质绢云板岩、泥砂质灰岩及透镜状大理岩[1)]; 矿体呈层状、似层状或顺层透镜体, 严格受地层控制, 并与地层一起发生褶皱变形. 根据前人的研究和数

1) 谭丕锦. 1986. 广西资源县牛塘界钨矿床控矿条件、成矿机理的研究. 广西壮族自治区地质矿产局研究报告

2) 广西壮族自治区地质局第一地质队. 1983. 广西资源县牛塘界钨矿区详细普查地质报告

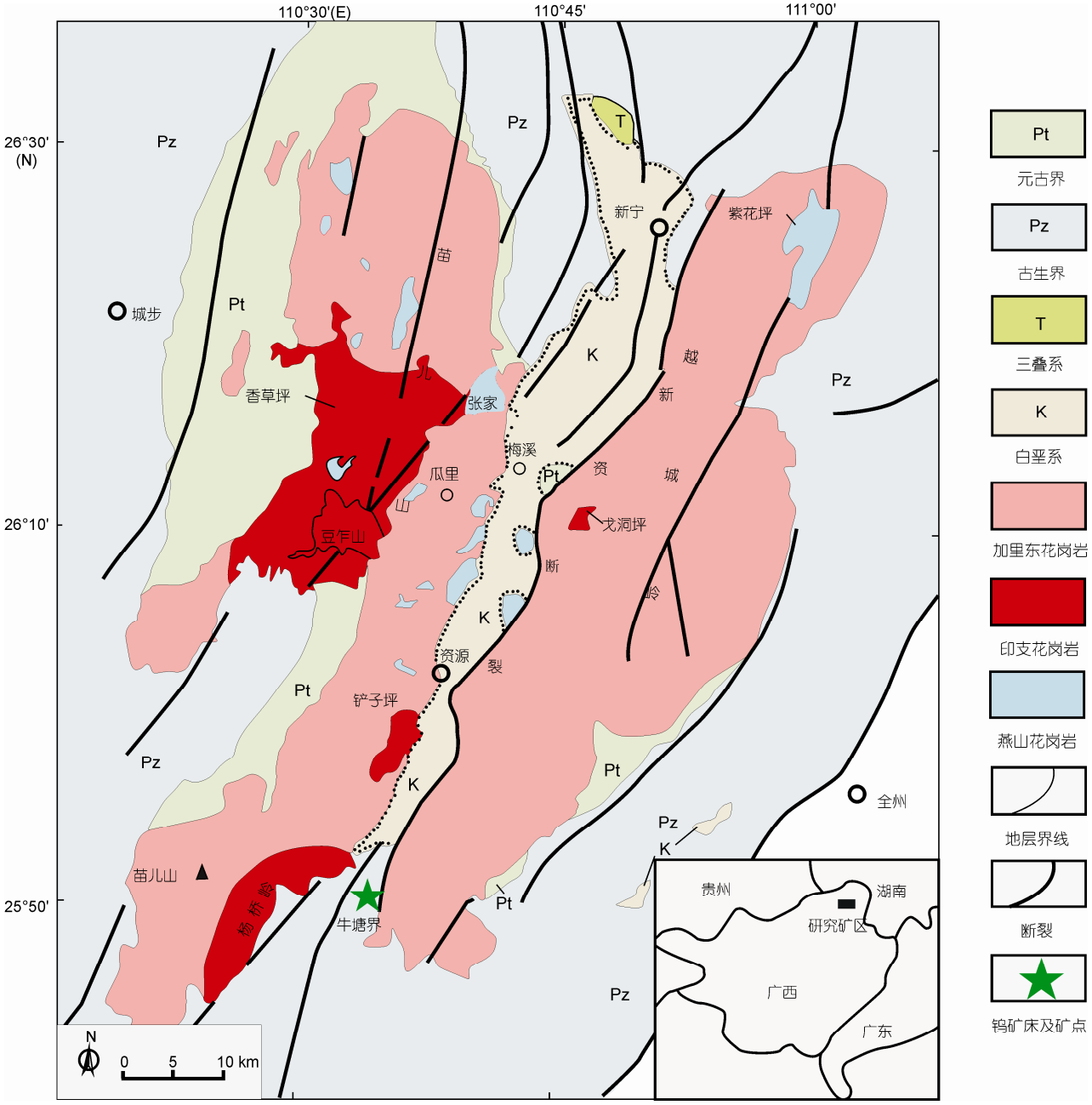

图 1　越城岭-苗儿山地区地质简图

据石少华等(2010)修编

十年的开采情况, 深部 A 矿层好于浅部 B 矿层. 本次对矿区的 A 矿层和 B 矿层都进行了考察与采样, A 矿层正在开采, 故在 A 矿层的坑道内和开出来的矿石堆上共采集 3 组矿石样品和 1 件花岗岩样品. B 矿层属于停产状态, 其样品采自开采出来的矿石堆, 共采集 6 组矿石样品, 未采到花岗岩样品. 因此, 本次 Sm-Nd 同位素研究所用矿石样品来自于 A、B 两个矿层, 而花岗岩定年样品仅来自 A 矿层的坑道内.

前人对牛塘界矿石中的黄铁矿、白钨矿和和石英, 分别进行了硫和氧稳定同位素测试. 对 10 个黄铁矿样品硫同位素的测试结果为δ^{34}S 值在−2.4‰~4.4‰, 具内生矽卡岩矿床硫同位素组成特征 [1](汪金榜和唐

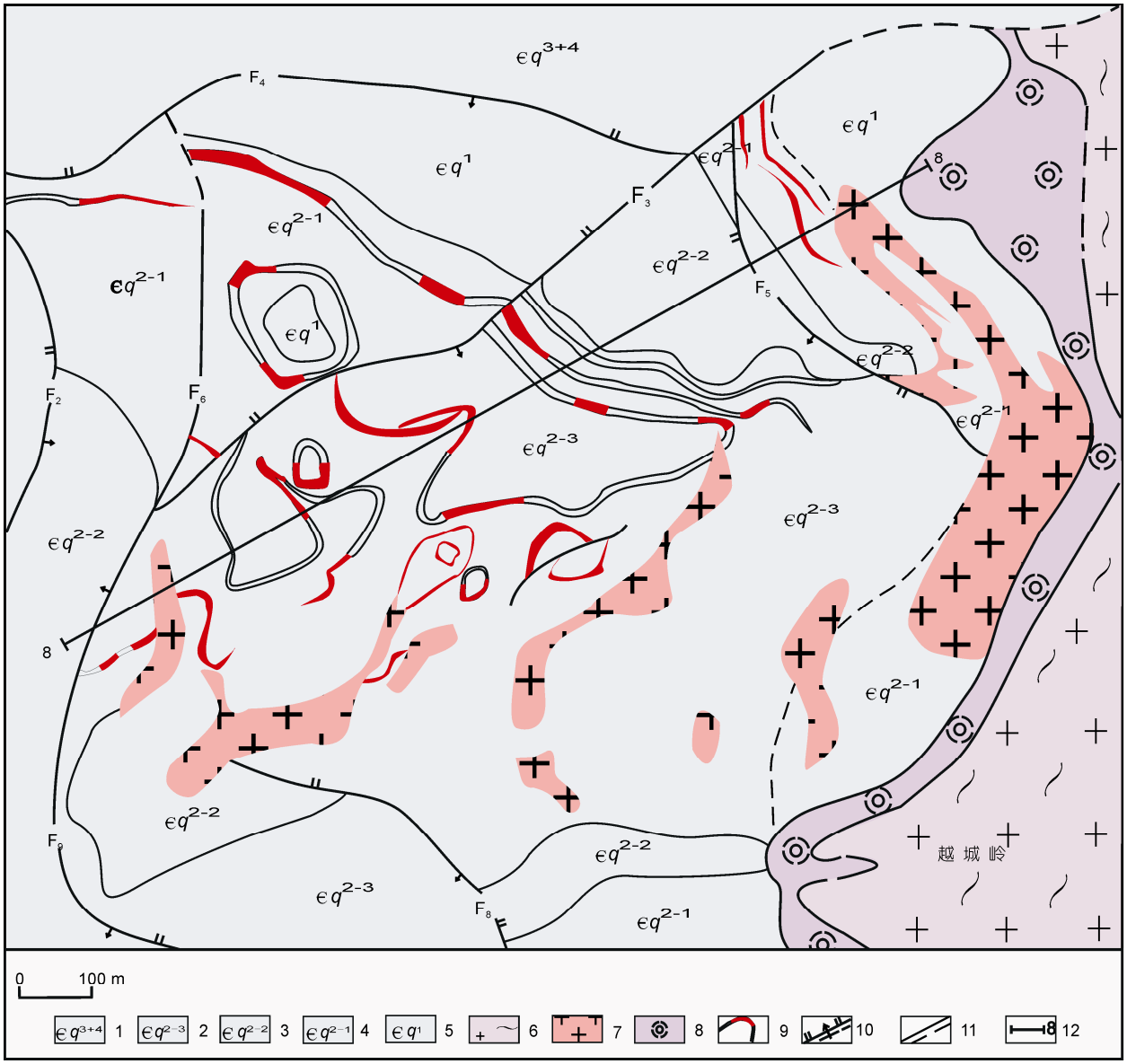

图 2　牛塘界矿区地质简图

1, 清溪组第三、四段; 2, 清溪组第二段第三岩性段; 3, 清溪组第二段第二岩性段; 4, 清溪组第二段第一岩性段; 5, 清溪组第一段; 6, 越城岭加里东期花岗岩; 7, 牛塘界岩体; 8, 构造硅化带; 9, 白钨矿体及矿化层; 10, 实测、推测断层; 11, 实测、推测地质界线; 12, 勘探线及编号. 据广西资源县牛塘界钨矿区详细普查地质报告(1983)修编

怀禹, 1988), 可与湖南新田岭矽卡岩性白钨矿硫同位素相类似(赵一鸣等, 1990). 对 3 件白钨矿氧同位素的测得结果为$\delta^{18}O$ 在 4.0‰~5.9‰, 经过压力、温度校正后获得的成矿流体$\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 4.2‰~6.1‰, 表明成矿流体基本属于岩浆水的范畴(5.5‰~10‰). 对 1 件石英氧同位素的测试结果$\delta^{18}O$ 为 11.9‰, 经过压力和温度校正后获得的成矿流体$\delta^{18}O_{H_2O}$ 值为 1.9‰. 综合白钨矿和石英二者的氧同位素数据特征, 可能暗示着成矿流体有大气降水的加入, 从而导致了$\delta^{18}O$ 值的降低.

2　分析方法

牛塘界钨矿矿石及成矿花岗岩矿物定量分析, 是

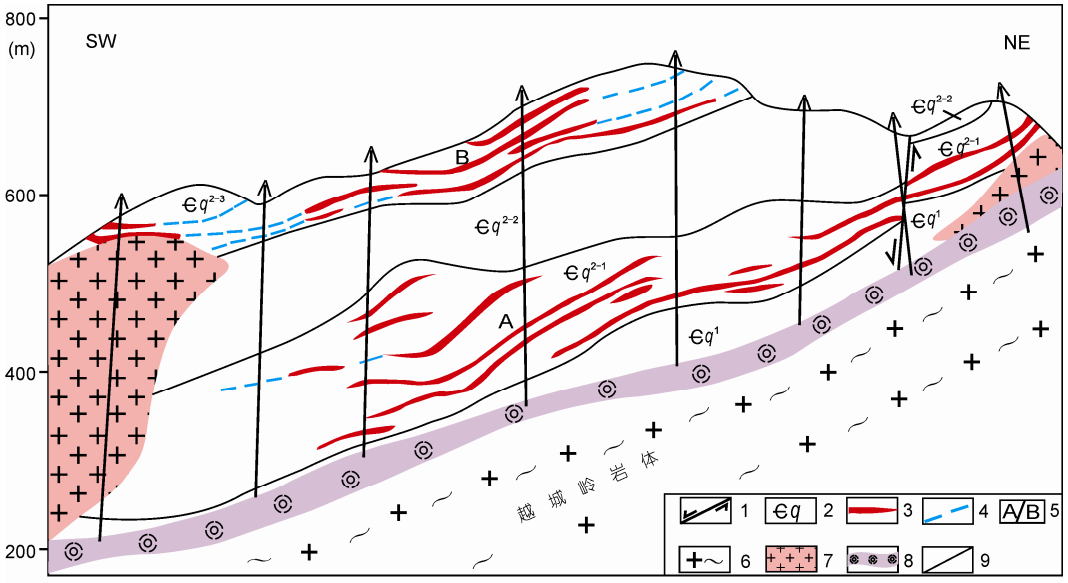

图 3　牛塘界矿区 8 号勘探线剖面简化图

1, 断裂; 2, 清溪组; 3, 矿体; 4, 矿化层; 5, 矿组; 6, 片麻状花岗岩; 7, 牛塘界岩体; 8, 构造硅化带; 9, 地质界线. 据谭丕锦(1986)修编

在南京大学 JXA-8100(JEOL)电子探针进行的, 工作条件为 15 kV, 20 nA, 束斑 1 μm. 花岗岩全岩主量元素分析在南京大学现代分析中心用 XRF 测定. 微量元素和稀土元素在南京大学内生金属矿床成矿机制国家重点实验室用高灵敏度等离子质谱仪 Finnigan Element Ⅱ型 ICP-MS 测定, 两者的分析误差分别小于 0.5%和小于 5%, 详细流程见高剑锋等(2003).

用人工重砂方法从花岗岩选出锆石后, 在双目显微镜下挑纯. 镜下观察锆石为透明~半透明, 多呈粉红色, 晶型有短柱状和长柱状两种, 锆石的长宽比分别为 1∶1~3∶1. 然后将挑选出的晶形较好、具代表性的锆石用来制成待测靶. 锆石的阴极发光(CL)照相和 U-Pb 定年分别在南京大学成矿作用国家重点实验室 JXA-8100 电子探针室和 LA-ICP-MS(Agilent 7500a 型)实验室完成. LA-ICP-MS 激光剥蚀系统为 New Wave 公司生产的 UP213. 实验条件激光束斑直径为 30 μm, 实验原理和详细的测试方法见 Jackson 等(2004). ICP-MS 的分析数据通过即时分析软件 GLITTER4.0 程序计算获得同位素比值、年龄和误差. 普通铅校正采用 Anderson(2002)的方法进行, 校正后的结果用 Isoplot 程序(ver. 2.49)完成年龄计算和谐和图的绘制.

锆石 Hf 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所的 MC-LA-ICP-MS 实验室完成, 激光束斑直径为 32 μm, 激光脉冲重复频率为 4 Hz, 标样为锆石 91500. 详细的仪器型号和分析流程见徐平等(2004). 在$\varepsilon_{Hf}(t)$和模式年龄T_{DM2}的计算中, 现今球粒陨石和亏损地幔的$N(^{176}Lu)/N(^{177}Hf)$, $N(^{176}Hf)/N(^{177}Hf)$分别采用 0.0332, 0.282772 和 0.0384, 0.28325(Blichert-Toft 和 Albarede, 1997; Grffin 等, 2000), ^{176}Lu 的衰变常数λ采用 1.865×10^{-11} a^{-1}(Scherer 等, 2001).

白钨矿的 Sm-Nd 同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所进行. 在系统的野外和室内观察的基础上, 将白钨矿矿石碎至 40~60 目, 利用重选的方法将其初步富集, 然后借助荧光灯, 在双目显微镜下将杂质剔除, 使白钨矿的纯度达到 99%以上, 最后将纯净的白钨矿碎至 200 目熔融待测. Sm 和 Nd 含量采用稀释法测定, 同位素比值测定采用 MAT-262 固体同位素质谱仪. 所有数据均以 $^{146}Nd/^{144}Nd=0.7219$ 作为同位素校正因子进行校正. 对国际标准岩石样品 BCR-2 测定的 $^{143}Nd/^{144}Nd=0.512636\pm10$, 对 JMC Nd 标准质谱样测定的 $^{143}Nd/^{144}Nd=0.512112\pm11$. 实验室 Sm 和 Nd 的全流程本底为 5×10^{-11} g, 实验原理和详细的测试方法见李华芹等(1992)和彭建堂等(2006).

3　牛塘界花岗岩特征

该花岗岩呈细粒结构, 矿物组成主要为条纹长

石、斜长石、黑云母、白云母和石英, 副矿物有锆石、磷灰石、榍石、闪锌矿、黄铁矿、独居石和金红石等. 镜下可见条纹长石和斜长石被白云母或绢云母交代, 黑云母大多已蚀变成绿泥石、白云母, 伴有金红石等不透明矿物析出, 并保留黑云母假象. 由于蚀变作用, 牛塘界花岗岩呈略带浅绿的灰白色.

花岗岩全岩主量、微量和稀土元素分析结果见表 1. 从主量元素数据可以看出, 花岗岩具有以下特征. (1) 富 Si(SiO_2=71.64%~76.39%), 贫 Ca(CaO=0.26%~0.68%), 低 Ti 和 Fe(TiO_2=0.07%~0.12%; FeO*=0.86%~1.56%), 分异指数较高(DI=86.69~92.29), 具有高分异演化的特征, 且随着岩浆的演化, 即 SiO_2 含量的不断增加, MgO, Al_2O_3 和 CaO 的含量逐渐减少, 与 SiO_2 之间呈现出了一定的负相关性, 表明岩浆演化进程中结晶分异占据主导地位; (2) 碱含量较高, Na_2O+K_2O=5.81%~6.90%, 且富 K(K_2O/Na_2O=3.16~14.9), 里特曼指数δ=1.06~1.50, 岩石的碱度率指数 A.R.为 2.39~3.12; (3) 强过铝质, 铝饱和指数变化范围为 1.42~1.72, 在 ACNK~ANK 图解上(图 4(a)), 所有样品均落在过铝质花岗岩范围内. 根据标准矿物计算, 该岩体主要由石英、钾长石与钠长石组成. 在 TAS 图解中(图 4(b)), 所有点均位于典型的花岗岩区域中.

与花岗岩维氏值相比, 牛塘界花岗岩明显富集 W 和 Sn 元素(W=6.44~7.85 ppm, Sn=42.28~99.23 ppm). 微量元素蛛网图(图 5(a))显示该岩体富集 Rb, Cs, Th, U, Nd 和 Hf 等元素, 而亏损 Ba, Sr 和 Ti 等元素. Rb/Ba 和 Rb/Sr 比值分别为 1.31~2.29 和 7.75~28.12, 指示岩体分异演化程度高.

稀土元素特征总体表现为稀土总量偏低, ∑REE=33.89~59.39 ppm. 轻稀土富集, ∑LREE/∑HREE=2.80~4.15, $(La/Yb)_N$=1.57~2.92, 球粒陨石标准化的稀土配分模式稍许右倾, 轻重稀土有轻微的分流, 稀土元素配分曲线见(图 5(b)), 具有重熔型花岗岩的特征. 所有样品均具有 Eu 负异常(δEu=0.26~0.39), 这意味着在花岗质岩浆上侵过程中的早期阶段, 发生过长石类矿物的结晶分异作用所造成的 Eu 负异常(分异指数 DI=86.69~92.29), 同时也表明牛塘界成矿母岩为演化分异晚期的产物.

4 白钨矿矿床矿物学特征

牛塘界矽卡岩型白钨矿矿体赋存于清溪组第二段($\in q^2$), 顺地层产出. 由于清溪组第二段($\in q^2$)主要为一套灰黑色含碳质绢云板岩、泥砂质灰岩及透镜状大理岩, 受钙质围岩性质约束, 所形成的矽卡岩为钙质矽卡岩, 手标本显示为暗灰绿色或灰色, 块状、稀疏浸染状、层纹状和脉状构造, 中粒和中细粒变晶结构.

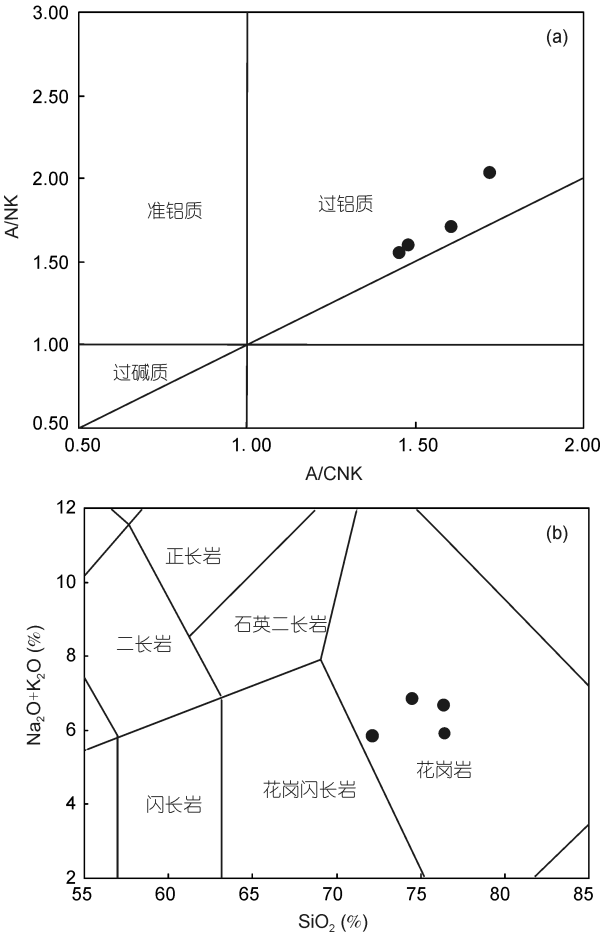

图 4 牛塘界花岗岩的岩石类型判别图解

(a) ACNK-ANK 图解; (b) TAS 图解. 据 Middlemost(1994)

矽卡岩矿石中的脉石矿物主要有: 石榴石、透辉石、绿帘石、绿泥石、榍石、多硅白云母、萤石、金红石、石英和方解石等.

矽卡岩中的石榴石呈细粒状包裹在石英中(图 6(a)), 几乎为他形. 电子探针成分见表 2. 根据化学配比(价态平衡和阳离子总数为 8)计算得出 Fe_2O_3 含量约为 4.6%~5.7wt%, 因此, 牛塘界矽卡岩中的石榴子石为钙铝-锰铝-铁铝-钙铁榴石四端元组分混溶系列, 其中钙铝榴石组分变化范围在 42%~63%, 锰铝榴石在 14%~29%, 铁铝榴石在 5%~19%, 钙铁榴石

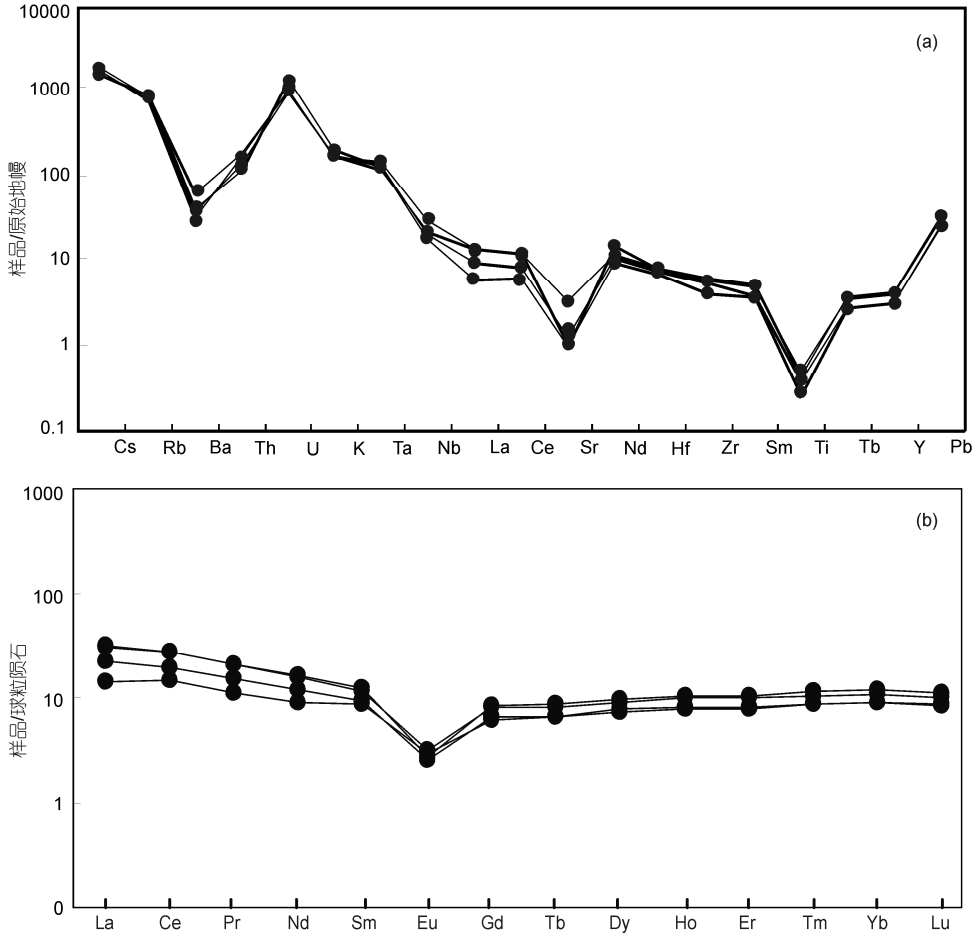

图 5　牛塘界花岗岩的微量元素蛛网图(a)和稀土配分图解(b)

原始地幔标准数据据 McDonough 和 Sun(1995); 球粒陨石标准值据 Taylor 和 Mclennan(1985)

表 1　桂北牛塘界花岗岩主量元素(%)、微量和稀土元素(ppm)成分 [a)]

样号	N1	N2	N3	N4	样号	N1	N2	N3	N4
SiO_2	76.39	74.69	76.13	71.64	U	21.97	20.7	29.64	21.39
TiO_2	0.12	0.11	0.07	0.11	Ta	5.98	5.73	5.44	5.11
Al_2O_3	11.38	13.09	12.48	13.5	Zr	67.5	63.25	46.84	73.17
$FeO^{*a)}$	1.56	1.39	0.86	1.00	Hf	2.34	2.37	2.13	2.60
MnO	0.03	0.05	0.02	0.04	W	7.85	7.17	6.44	6.49
MgO	0.73	0.81	0.68	1.28	Sn	99.23	52.89	42.28	42.84
CaO	0.34	0.33	0.26	0.68	Rb/Ba	2.29	1.99	2.08	1.31
Na_2O	1.18	1.66	0.41	0.57	Rb/Sr	24.01	19.45	28.12	7.75
K_2O	4.78	5.24	6.11	5.24	稀土元素				
P_2O_5	0.12	0.11	0.12	0.11	La	9.70	6.92	4.43	10.01
LOI	2.84	2.53	2.57	4.68	Ce	22.11	15.54	11.79	22.74
总量	101.1	100.5	99.9	99.4	Pr	2.54	1.88	1.35	2.54
ALK	5.96	6.90	6.52	5.81	Nd	9.45	7.18	5.49	9.67

续表 1

样号	N1	N2	N3	N4	样号	N1	N2	N3	N4
K_2O/Na_2O	4.05	3.16	14.9	9.19	Sm	2.25	1.83	1.70	2.38
A.R.	3.07	3.12	3.10	2.39	Eu	0.23	0.19	0.21	0.20
δ	1.06	1.50	1.28	1.18	Gd	2.11	1.67	1.58	2.19
A/NK	1.60	1.56	1.71	2.04	Tb	0.38	0.31	0.31	0.42
A/CNK	1.47	1.45	1.61	1.72	Dy	2.94	2.48	2.37	3.11
微量元素					Ho	0.71	0.59	0.56	0.74
Co	1.69	1.91	1.28	2.05	Er	2.11	1.70	1.64	2.18
Ni	2.61	2.38	1.36	2.73	Tm	0.34	0.28	0.28	0.37
Ba	216.88	263.01	288.93	431.38	Yb	2.24	1.86	1.90	2.49
Cr	6.00	4.65	2.58	5.58	Lu	0.32	0.28	0.27	0.36
Th	13.9	11.82	10.08	15.71	∑REE	57.42	42.7	33.89	59.39
V	14.48	12.25	10.06	11.19	∑LREE	46.28	33.54	24.97	47.54
Nb	20.97	15.13	13.27	16.54	∑HREE	11.16	9.17	8.91	11.85
Sc	4.66	4.23	3.39	4.74	∑LREE/∑HREE	4.15	3.66	2.80	4.01
Sr	20.66	26.88	21.4	72.8	δ(Eu)	0.31	0.32	0.39	0.26
Rb	496.06	522.83	601.75	564.21	$(La/Yb)_N$	2.92	2.50	1.57	2.72
Cs	39.47	40.5	37.48	44.29	Gd/Lu	6.52	6.07	5.77	6.09

a) FeO*为全铁

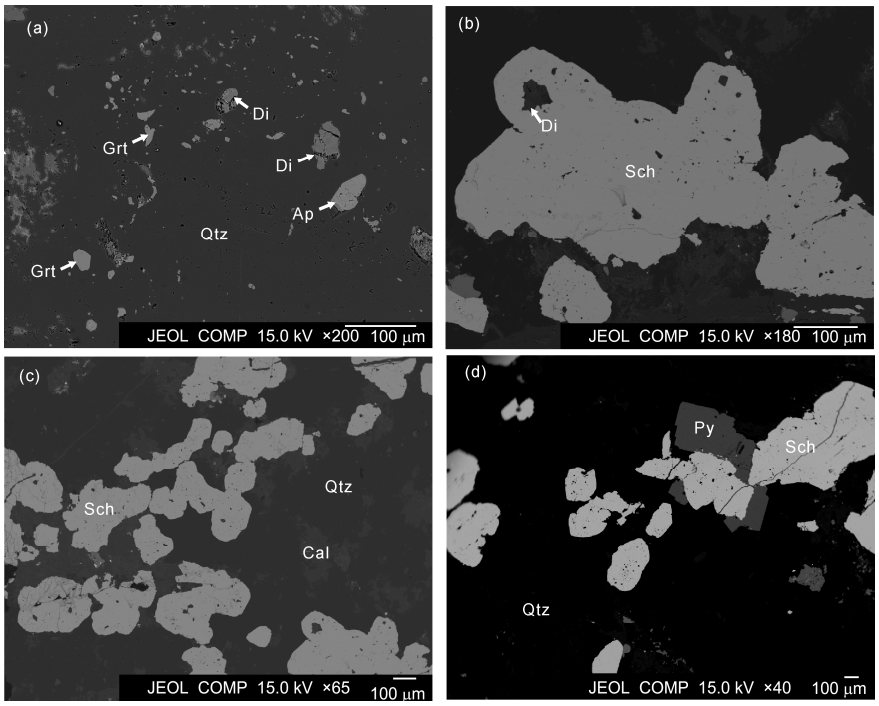

图 6　牛塘界矿床矿物组合的背散射电子像

(a) 包裹在石英中的石榴子石和透辉石颗粒; (b) 白钨矿中包裹的透辉石颗粒; (c) 石英-白钨矿阶段形成的白钨矿呈粒状、集合体; (d) 石英-硫化物-白钨矿阶段形成的半自形白钨矿与黄铁矿镶嵌共生. Qtz, 石英; Cal, 方解石; Grt, 石榴子石; Di, 透辉石; Sch, 白钨矿; Py, 黄铁矿

表 2　牛塘界矽卡岩中石榴子石和透辉石的电子探针分析结果(%)[a)]

	石榴子石				透辉石			
点号	1	2	3		1	2	3	4
SiO_2	37.27	36.83	37.82	SiO_2	51.63	51.17	52.65	52.32
TiO_2	0.13	0.20	0.12	TiO_2	-	0	0.03	-
Al_2O_3	19.70	19.87	20.15	Al_2O_3	0.4	0.26	0.25	0.25
Fe_2O_3	4.60	5.18	5.7	FeO	18.48	18.4	12.28	11.57
FeO*	8.31	8.56	2.21	MnO	1.59	1.74	0.80	0.66
MnO	10.69	7.83	6.47	MgO	5.6	5.91	10.67	11.02
MgO	0.18	0.18	0.15	CaO	22.26	22.35	23.53	23.4
CaO	19.69	21.39	28.33	Na_2O	0.07	0.07	0.06	0.08
总量	100.57	100.04	100.95	K_2O	0	0.01	-	-
				总量	100.04	99.90	100.25	99.28
	O=12				O=6			
Si	2.94	2.91	2.91	Si	2.02	2.01	2.00	2.00
Al(IV)	0.06	0.09	0.09	Al(VI)	0.02	0.01	0.01	0.01
Al(VI)	1.77	1.76	1.74	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	0.01	0.01	0.01	Fe	0.61	0.61	0.39	0.37
Fe^{3+}	0.27	0.31	0.33	Mn	0.05	0.06	0.03	0.02
Fe^{2+}	0.55	0.57	0.14	Mg	0.33	0.35	0.60	0.63
Mn	0.71	0.52	0.42	Ca	0.940	0.940	0.960	0.96
Mg	0.02	0.02	0.02	Na	0.01	0.01	0.00	0.01
Ca	1.66	1.81	2.34	K	0.00	0.00	0.00	0.00
阳离子总数	8	8	8	阳离子总数	3.98	3.99	3.99	4
Prp	0.72	0.73	0.59	Di	33.33	34.31	58.82	61.76
Alm	18.62	19.4	4.89	Hd	61.62	59.80	38.24	36.27
Grs	42.41	45.96	63	Jo	5.05	5.89	2.94	1.97
Sps	24.26	17.97	14.47					
Adr	13.73	15.53	16.8					
Scho	0.26	0.41	0.24					

a) FeO*, 全铁. Prp, 镁铝榴石; Alm, 铁铝榴石; Grs, 钙铝榴石; Sps, 锰铝榴石; Adr, 钙铁榴石; Scho, 钙钛榴石; Di, 透辉石; Hd, 钙铁辉石; Jo, 钙锰辉石

在 14%~17%.

单斜辉石也包裹在石英中(图 6(a)), 偶尔也可在白钨矿中见到(图 6(b)). 电子探针成分见表 2. 成分显示其属于透辉石和钙铁辉石系列, 其中透辉石端元组分为 30%~62%, 钙铁辉石占 36%~65%, 此外, 还包含约 2%~6%钙锰辉石(图 7), 与东印度 Sargipali 含白钨矿矽卡岩中的辉石成分相近(Chowdhury 和 Lentz, 2011).

榍石是牛塘界矽卡岩中常见的矿物, 根据产状可分为两类. 一类为自形-半自形, 粒径一般小于 10 μm, 包裹于石英、碳酸盐之中或分布于两者交界部位(图 6(b)); 另一类榍石颗粒较大, 一般为在几十到几百微米, 形态不规则, 与绿泥石、金红石等黑云母蚀变组合共生. 电子探针化学成分分析显示(表 3), 两类榍石的差异主要表现 Al_2O_3 含量变化上, 第一类榍石的 Al_2O_3 含量变化范围为 3.79%~4.71%, 而第二类榍石的 Al_2O_3 含量较高, 在 7.55%~9.04%.

成矿矽卡岩中的金属矿物主要有白钨矿、锡石、黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿和方铅矿等. 根据背散射电子图像分析, 依据白钨矿与其他矿物的

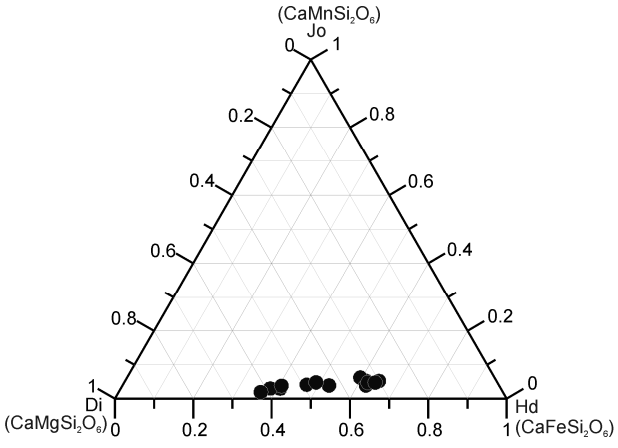

图 7　辉石分类图解

Di, 透辉石; Hd, 钙铁辉石; Jo, 钙锰辉石

共生特征及其相互关系, 可将白钨矿形成过程分为两个阶段: (1) 石英-白钨矿阶段, 白钨矿呈粒状、团块状和蜂窝状等不均匀分布于热液石英、碳酸盐之中, 粒度变化较大, 几十微米到上百微米不等, 可见颗粒较大白钨矿被晚期石英脉、碳酸盐脉切割(图 6(c)); (2) 石英-硫化物-白钨矿阶段, 该阶段白钨矿颗粒大, 部分达到几到几十毫米, 受热液交代或溶蚀不明显, 故晶形较好, 多为自形或半自形, 与金属硫化物镶嵌共生, 或包裹于金属硫化物之中(图 6(d)). 白钨矿电子探针化学成分分析见表 4. 白钨矿仅含微量的 Fe 和 Mo 等, 两阶段形成的白钨矿在成分上几乎没有差别. 其他硫化物的电子探针化学成分分析见表 5.

5　牛塘界花岗岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素特征

选取牛塘界花岗岩中的单颗粒锆石进行阴极发光(CL)图像观察, 显示其内部结构相对简单, 具有典型的岩浆韵律环带结构(图 8(a)), 分析区域见图 8(a)中圈定的部分. 利用 LA-ICP-MS 对所选锆石环带处

表 3　牛塘界矽卡岩中代表性榍石的电子探针化学成分(%)[a)]

	原生榍石				热液榍石			
WO_3	–	0.16	0.13	0.18	0.09	–	–	0.07
SiO_2	31.29	31.21	29.05	30.85	32.73	31.93	31.29	30.59
TiO_2	32.39	32.08	31.97	33.48	26.13	30.42	29.79	28.09
Al_2O_3	4.71	4.64	4.62	3.79	9.04	7.90	7.55	8.44
MgO	0.03	0.09	0.08	0.05	0.03	0.00	0.02	0.04
CaO	28.69	28.57	29.49	28.43	29.98	28.18	29.91	29.15
MnO	0.11	0.11	0.12	0.15	0.02	0.01	–	–
FeO*	0.26	0.29	0.29	0.90	0.09	0.17	0.27	0.28
Na_2O	0.04	0.04	–	0.01	0.04	0.01	0.02	0.00
K_2O	–	–	–	–	0.49	0.02	0.03	0.05
总量	97.52	97.19	95.75	97.84	98.64	98.64	98.88	96.71
根据Σ Cation=3 计算								
W	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Si	1.016	1.018	0.962	1.007	1.021	1.014	0.988	0.984
Ti	0.791	0.787	0.796	0.821	0.613	0.726	0.708	0.680
Al	0.180	0.178	0.180	0.146	0.332	0.295	0.281	0.320
Mg	0.001	0.003	0.003	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001
Ca	0.998	0.999	1.046	0.994	1.002	0.959	1.012	1.005
Mn	0.003	0.003	0.003	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe^{2+}	0.007	0.008	0.008	0.024	0.002	0.004	0.007	0.007
Na	0.003	0.003	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.026	0.001	0.002	0.002
总量	2.999	3.000	2.999	2.999	3.001	2.999	3.000	2.999

a) "–", 低于检测限; FeO*, 全铁; Cation, 阳离子

表 4 牛塘界钨矿中白钨矿电子探针分析(%)[a)]

	石英-白钨矿阶段				石英-硫化物-白钨矿阶段			
	1	2	3	4	5	6	7	8
CaO	19.75	19.74	19.89	20.09	19.87	19.77	19.91	20.03
SiO_2	0.16	0.16	0.12	0.09	0.11	0.11	0.13	0.11
MoO_3	0.06	–	0.07	–	0.02	0.03	0.06	0.01
Ta_2O_5	–	–	0.19	0.10	0.06	–	0.17	0.06
Nb_2O_5	0.02	–	0.02	0.03	–	0.00	–	–
WO_3	79.71	79.55	79.94	79.30	78.85	80.41	80.02	80.09
ReO_2	–	0.00	–	–	–	–	–	–
CuO	–	–	–	–	–	–	–	–
FeO	0.25	0.03	–	0.39	0.21	0.04	0.40	0.26
总量	99.94	99.49	100.22	100.01	99.10	100.36	100.70	100.54

a) "–"低于检测极限

表 5 牛塘界矿石中其他部分金属硫化物的电子探针化学成分(%)[a)]

	黄铁矿		黄铜矿		磁黄铁矿	方铅矿	闪锌矿
	1	2	3	4	5	6	7
S	50.76	51.49	34.56	33.75	37.50	13.19	32.24
Pb	0.08	0.11	0.06	–	0.02	81.83	0.07
Bi	0.12	0.16	0.01	0.12	0.15	2.41	0.12
Mn	–	–	–	0.00	0.01	–	0.03
Nb	0.02	–	0.03	–	–	0.21	0.01
Sn	–	–	–	0.01	0.01	0.00	–
Fe	49.63	49.11	31.93	32.32	61.31	2.34	6.19
Cu	0.02	0.04	34.59	34.50	0.06	–	3.78
Ta	–	0.02	0.10	–	–	–	–
Zn	–	0.03	–	–	–	–	58.64
W	0.08	0.09	–	–	0.03	–	–
总量	100.70	101.04	101.28	100.71	99.08	99.98	101.07

a) "–"低于检测极限

共分析了 27 个数据点, 测试结果列于表 6, 锆石 Th 和 U 含量变化较大, 变化范围分别为 74~1061 ppm, 129~789 ppm, 几乎所有锆石的 Th/U 比值都大于 0.2. 定年数据点整体上谐和性较好, 27个样品点均投影在谐和线上或在谐和线的两侧呈线状分布(图 8(b)), 呈线状分布的点不同于发生过 Pb 丢失的锆石的分布形式, 而与 ^{207}Pb 难以测准有关(袁洪林等, 2003), 且这种分布形式并不影响 $^{206}Pb/^{238}U$ 比值, 表明这类锆石形成后 U-Pb 体系是封闭的, 没有 U 或 Pb 同位素的丢失或加入, 锆石的年龄可以代表岩浆的结晶年龄. 本文计算得出 $^{206}Pb/^{238}U$ 的加权平均年龄为(421.8±2.4) Ma, 该年龄代表了牛塘界花岗岩的侵入年龄, 显示该花岗岩为加里东晚期岩浆活动产物.

本文选择了 18 颗经过过 U-Pb 定年的锆石同时进行了 Hf 同位素分析, Hf 同位素分析点邻近定年点且与定年部位性质一致(根据背散射电子像和阴极发光图像), 分析数据见表 7. $^{176}Lu/^{177}Hf$ 比值介于 0.000634~0.003039, 除 4 个值略大于 0.002 外, 其余均小于 0.002, 平均值为 0.00140, 表明锆石在形成以后放射成因 Hf 积累极有限, 其 $^{176}Hf/^{177}Hf$ 比值可以代表形成时 Hf 同位素组成. $^{176}Hf/^{177}Hf$ 测试值介于 0.282203~0.282360, 而其初始比值$(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$ 介于

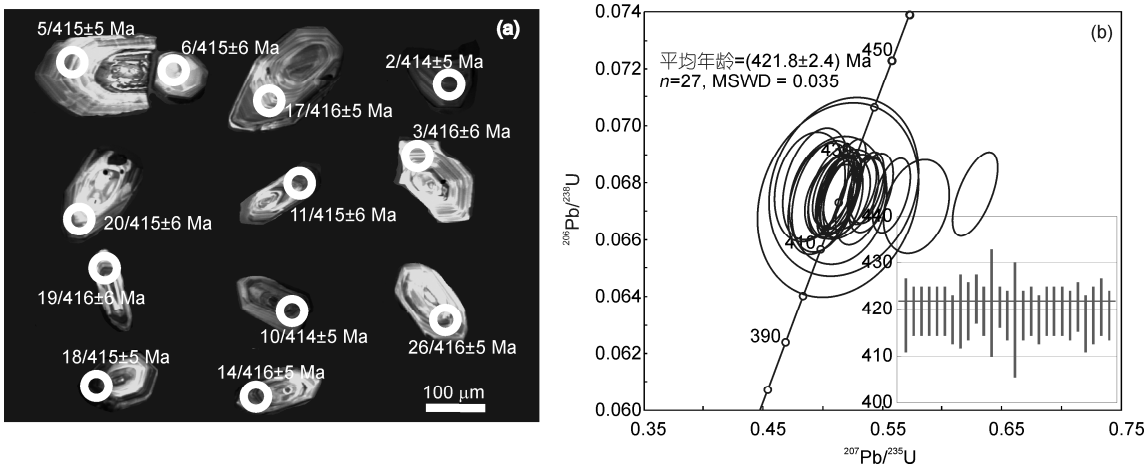

图 8　牛塘界岩体锆石部分阴极发光(CL)图像(a)及锆石谐和曲线图(b)

表 6　牛塘界花岗岩锆石 U-Pb 定年结果年龄(Ma)

测试点号	Th (ppm)	U (ppm)	Th/U	同位素比值						年龄(Ma)					
				$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$	1σ	$^{207}Pb/^{235}U$	1σ	$^{206}Pb/^{238}U$	1σ
1	224	372	0.60	0.05515	0.00281	0.51342	0.02536	0.06741	0.00141	418	117	421	17	421	9
2	323	493	0.65	0.05902	0.00095	0.55011	0.00983	0.06761	0.00093	568	36	445	6	422	6
3	259	655	0.39	0.05506	0.00085	0.51332	0.00903	0.06763	0.00095	415	35	421	6	422	6
4	213	421	0.50	0.05457	0.00129	0.50878	0.01224	0.06759	0.00098	395	54	418	8	422	6
5	162	170	0.95	0.05563	0.00125	0.51906	0.01205	0.06767	0.00097	438	51	425	8	422	6
6	209	572	0.37	0.05470	0.00078	0.51023	0.00835	0.06765	0.00092	400	33	419	6	422	6
7	258	372	0.69	0.05770	0.00167	0.53489	0.01544	0.06725	0.00104	518	65	435	10	420	6
8	152	129	1.18	0.05457	0.00314	0.50878	0.02830	0.06758	0.00150	395	133	418	19	422	9
9	79	258	0.30	0.05678	0.00188	0.52902	0.01719	0.06759	0.00108	483	75	431	11	422	7
10	136	646	0.21	0.05563	0.00108	0.52262	0.01065	0.06814	0.00096	438	44	427	7	425	6
11	198	230	0.86	0.05525	0.00178	0.51550	0.01642	0.06768	0.00107	422	74	422	11	422	6
12	194	703	0.28	0.05499	0.00072	0.51111	0.00792	0.06742	0.00092	412	30	419	5	421	6
13	452	602	0.75	0.05481	0.00078	0.51008	0.00837	0.06750	0.00093	404	33	419	6	421	6
14	101	505	0.20	0.05287	0.00115	0.49354	0.01129	0.06768	0.00102	323	51	407	8	422	6
15	227	340	0.67	0.05518	0.00082	0.51243	0.00868	0.06735	0.00093	420	34	420	6	420	6
16	193	241	0.80	0.05432	0.00087	0.50644	0.00907	0.06763	0.00095	384	37	416	6	422	6
17	125	368	0.34	0.05500	0.00090	0.51253	0.00939	0.06759	0.00097	412	37	420	6	422	6
18	1061	698	1.52	0.05449	0.00110	0.50718	0.01076	0.06751	0.00098	391	46	417	7	421	6
19	254	283	0.90	0.05420	0.00095	0.50626	0.00967	0.06775	0.00096	379	40	416	7	423	6
20	345	573	0.60	0.05287	0.00122	0.49257	0.01200	0.06751	0.00109	323	54	407	8	421	7
21	214	451	0.47	0.05200	0.00178	0.48563	0.01664	0.06778	0.00124	285	80	402	11	423	7
22	522	486	1.08	0.05513	0.00467	0.51777	0.04241	0.06792	0.00208	417	194	424	28	424	13
23	594	789	0.75	0.05752	0.00076	0.53775	0.00827	0.06780	0.00090	512	30	437	5	423	5
24	316	327	0.97	0.05522	0.00535	0.51276	0.04781	0.06739	0.00234	421	221	420	32	420	14
25	326	384	0.85	0.06742	0.00121	0.62854	0.01227	0.06762	0.00099	851	38	495	8	422	6
26	331	276	1.20	0.06236	0.00211	0.57768	0.01909	0.06721	0.00111	686	74	463	12	419	7
27	74	425	0.17	0.05603	0.00100	0.52165	0.01009	0.06753	0.00096	454	41	426	7	421	6

表 7　牛塘界花岗岩锆石 Lu-Hf 同位素组成

测试点	年龄(Ma)	$^{176}Yb/^{177}Hf$	$^{176}Lu/^{177}Hf$	$^{176}Hf/^{177}Hf$	2δ	$(^{176}Hf/^{177}Hf)_i$	$\varepsilon_{Hf}(t)$	2δ	T_{DM2}(Ga)	2δ	$f_{Lu/Hf}$
1	422	0.052883	0.001264	0.282203	0.000039	0.282193	−11.6	1.37	2.11	0.09	−0.96
2	422	0.035276	0.000839	0.282326	0.000029	0.282319	−7.1	1.01	1.83	0.06	−0.97
3	422	0.039949	0.000956	0.282248	0.000026	0.282241	−9.9	0.92	2.00	0.06	−0.97
4	422	0.034861	0.000804	0.282314	0.000027	0.282308	−7.5	0.94	1.86	0.06	−0.98
5	422	0.027187	0.000634	0.282296	0.000027	0.282291	−8.1	0.97	1.89	0.06	−0.98
6	422	0.041210	0.000991	0.282312	0.000021	0.282304	−7.6	0.74	1.86	0.05	−0.97
7	425	0.050074	0.001283	0.282247	0.000032	0.282237	−10.0	1.12	2.01	0.07	−0.96
8	422	0.120914	0.002926	0.282268	0.000040	0.282245	−9.7	1.41	1.99	0.09	−0.91
9	422	0.041559	0.001010	0.282278	0.000023	0.282270	−8.8	0.81	1.94	0.05	−0.97
10	421	0.064457	0.001552	0.282304	0.000024	0.282292	−8.0	0.86	1.89	0.05	−0.95
11	420	0.112080	0.002430	0.282316	0.000027	0.282297	−7.9	0.94	1.88	0.06	−0.93
12	422	0.035745	0.000830	0.282339	0.000025	0.282332	−6.6	0.90	1.80	0.06	−0.98
13	421	0.076941	0.001787	0.282344	0.000024	0.282330	−6.7	0.84	1.81	0.05	−0.95
14	424	0.043134	0.001001	0.282328	0.000025	0.282320	−7.1	0.87	1.83	0.05	−0.97
15	424	0.036288	0.000895	0.282329	0.000023	0.282322	−7.0	0.81	1.82	0.05	−0.97
16	421	0.123594	0.003039	0.282360	0.000030	0.282336	−6.5	1.08	1.79	0.07	−0.91
17	419	0.032598	0.000791	0.282292	0.000027	0.282285	−8.3	0.95	1.90	0.06	−0.98
18	421	0.085631	0.002093	0.282253	0.000027	0.282236	−10.0	0.96	2.01	0.06	−0.94

0.282193~0.282336, 显示其组成非常均一. $\varepsilon_{Hf}(t)$的变化范围在−6.5~−11.6, 加权平均值为−8.03±0.64(图 9(a)); 二阶段模式年龄 T_{DM2} 变化范围在 1.79~2.11 Ga, 加权平均年龄为(1.89±0.04) Ga(图 9(b)).

6　含矿矽卡岩中白钨矿 Sm-Nd 同位素研究

用于进行了 Sm-Nd 同位素研究的样品, 分别来自牛塘界 A(3 个)、B(6 个)两矿层共 9 个, 同位素测试之前分别对欲测样品进行了白钨矿重砂分选和双目镜下挑纯. 研究结果表明, 9 个样品数据没能获得理想的等时线, 而 B 矿层 6 个样品其中 5 个获得了比较理想的等时线, 第 6 个样品数据偏离等时线很多, 其原因很可能是该样品不纯造成, 因为在样品挑纯过程中, 发现一些白钨矿颗粒内部往往含有绿泥石或是透辉石类小包体(图 6(b)), 因此本文将 B 矿层的

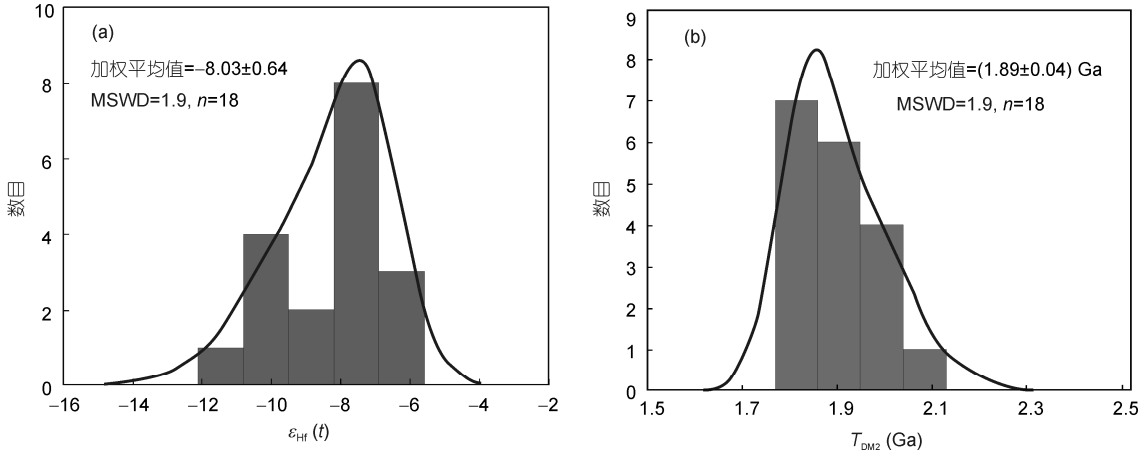

图 9　花岗岩锆石$\varepsilon_{Hf}(t)$值(a)及 Hf 二阶段模式年龄柱状分布图(b)

5 个样品能够获得的等时线年龄, 作为牛塘界钨矿区的成矿年龄. B 矿层 6 个白钨矿样品 Sm 和 Nd 质量分数及其同位素组成见表 8, 所有样品的 Sm 含量均小于 Nd 值, Sm 和 Nd 质量分数变化范围分别为 1.160~3.490 和 5.675~13.48 ppm. Sm/Nd 变化较大, 同位素分馏明显, 这有利于定年. 在 $^{147}Sm/^{144}Nd$-$^{143}Nd/^{144}Nd$ 图解中, 其中 5 个白钨矿样品均表现出良好的线性关系(图 10); 采用 ISOPLOT 软件计算, 获得其等时线年龄为(421±24) Ma, MSWD=1.9, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 初始比值为 0.511424±0.000025, 对应的$\varepsilon_{Nd}(t)$=−13.1, 表明成矿流体来源于古老的地壳物质.

7 讨论

7.1 成矿母岩的物源示踪及成矿能力

高精度成岩年龄是岩体成因及深部动力学过程解释的关键. 本文利用 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄方法, 获得牛塘界矽卡岩型钨矿的成矿母岩形成于(421.8±2.4) Ma, 属于加里东晚期(晚志留世末), 与区域内邻近的越城岭和苗儿山岩体的形成时代一致(梁金城等, 2002).

锆石原位 Hf 同位素研究表明, $\varepsilon_{Hf}(t)$值(−6.5~−11.6)较低, $\varepsilon_{Hf}(t)$<0, 并且在$\varepsilon_{Hf}(t)$–t 图解上样品分布在平均地壳演化线区域内(图 11), 结合 Hf 同位素二阶段模式年龄 T_{DM2}(1.79~2.11 Ga, 加权平均年龄为(1.89±0.04) Ga), 可以推测牛塘界岩体为元古代地壳物质经部分熔融后结晶而成.

越来越多的同位素证据和野外地层接触关系表明, 与钨矿床形成有关的成矿流体主要来自附近的花岗岩体(成矿母岩)(赵一鸣等, 1990; 华仁民等, 2010), 花岗岩的分异演化是钨元素活化转移和富集的重要途径, 分异程度越高的岩浆越有利于不相容元素钨的富集. 李文杰等(2006)认为, 桂东北地区加里东期花岗岩可能从深部同一岩浆房结晶分异演化而来, 岩浆从南到北, 酸度逐渐增加, 北部的越城岭、苗儿山岩体为分异演化程度较高的岩浆结晶形成, 钨的富集系数高达 2~17, 属富含 W 的壳源重熔("S")型花岗岩. 规模较大, 演化程度较高的同源富钨岩体越城岭和苗儿山, 为直接成矿或是进一步演化为晚期细粒花岗岩后再成矿, 提供了充足的物质来源和成矿流体, 这点与前述的该矿稳定同位素数据得到证实, 即成矿流体主要来源于高演化的成矿母岩晚期分异的成矿流体. 这种成矿流体不但形成了牛塘界矽卡岩型白钨矿, 而且在该地区形成了鸭头水(秦佑兴, 2007)、油麻岭(杨振等, 2013)等同一类型的钨矿床. 本文所研究的牛塘界岩体, 地处越城岭西南缘, 属于桂北加里东壳源重熔型花岗岩的范畴, 为富集 W 元素(6.44~7.85 ppm)的岩浆结晶形成, 在岩石学, 地球化学等方面也显示出南岭含钨花岗岩演化晚期的特征(陈骏等, 2008).

7.2 牛塘界钨矿床成矿时代

前人一直相信南岭地区存在加里东期的钨成矿作用, 但由于矿体中缺少用于 Re-Os 定年的辉钼矿, 前人只是根据矿区成矿花岗岩体的时代来推断成矿时代, 而始终未能获得直接的成矿年龄数据. 本次研究利用白钨矿的 Sm-Nd 同位素定年, 成功获得该矿的成矿年龄. 用于定年的白钨矿晶体内部成分均匀, 无杂质和环带出现, 亦未受到后期热液蚀变作用影响, 且不同样品根据等时线年龄计算的$\varepsilon_{Nd}(t)$值变化范围也很窄(表 8), 因此测定的 Sm-Nd 同位素等时线年龄代表了白钨矿真实的形成时间, 等时线年龄为(421±24) Ma, 即钨矿床形成于加里东末期, 第一次根据矿石同位素年龄证实了南岭地区存在加里东期

表 8 牛塘界钨矿床白钨矿 Sm, Nd 同位素组成 a)

原始样号	序号	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	±2δ	$\varepsilon_{Nd}(t$=422 Ma)	白钨矿期次
03-1-1	1	2.452	8.585	0.1727	0.511902	9	−13.08	1
03-1-2	2	3.248	11.00	0.1784	0.511919	12	−13.06	2
03-2-1	3	1.109	5.418	0.1238	0.511688	14	−13.06	1
03-2-2	4	1.160	5.675	0.1236	0.511768	9	−13.06	2
03-8-1	5	2.948	11.57	0.1541	0.511842	10	−13.26	1
03-8-2	6	3.490	13.48	0.1566	0.511855	16	−13.13	2

a) 原始样品全部来自于 B 层矿体, 每块标本上都存在着两个期次的白钨矿

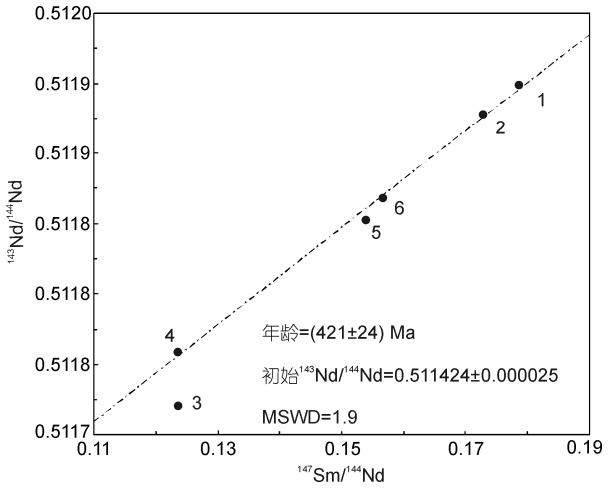

图 10　牛塘界钨矿床白钨矿 Sm-Nd 等时线图

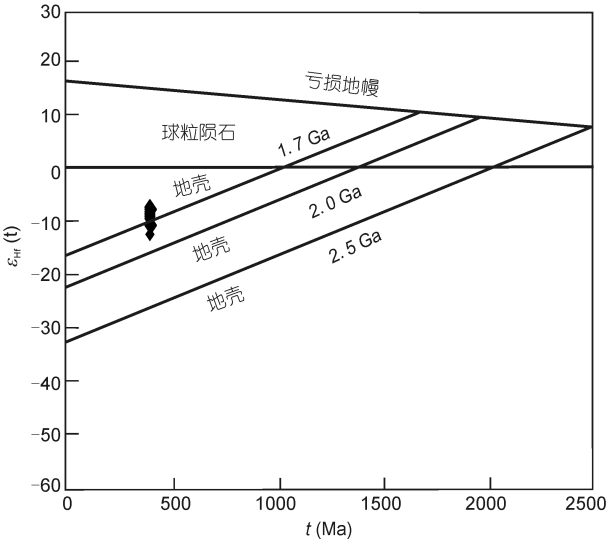

图 11　牛塘界花岗岩锆石$\varepsilon_{Hf}(t)$-t 图解

钨成矿作用.

7.3　地质意义

前人曾经对南岭地区是否存在加里东乃至整个前燕山期钨锡钼铋成矿花岗岩开展过大量的研究工作, 形成了一些传统的认识. 早在 20 世纪 60 年代徐克勤等(1963)曾指出, 由于加里东期花岗岩大多分异演化的不彻底, 因此, 在加里东期一般不会发生钨锡成矿作用. 黄汲清等(1986)则认为南岭的钨锡矿床主要形成在燕山期, 但并不仅限于此, 它们的成矿作用是多旋回的. 但是由于受当时测试技术的制约, 对于前燕山期发生的成矿作用与成矿年龄几乎没有报道, 即便是鲜有报道, 往往不能达成共识.

近年来随着定年技术的飞速发展, 南岭地区前燕山期的钨锡成矿事件正在被越来越多年龄数据证实, 显示加里东期花岗岩成岩与成矿作用的数据也层出不穷. 王永磊等(2010)利用辉钼矿 Re-Os 同位素确定广西钦甲矽卡岩型锡矿的成矿年龄为(435±2.5) Ma; 李晓峰等(2009)用辉钼矿中 Re-Os, 确定了桂北地区的白石顶石英脉型钼钨矿成矿年龄为(424.6±5.7) Ma; 李光来等(2010)利用赣南石雷石英闪长岩岩体中的锆石 U-Pb 定年, 获得了成岩年龄为(433.5±3.4) Ma, 由此间接推断与其密切相关的石英脉型黑钨矿也应属于加里东期成矿; 翟伟等(2011)在研究粤北瑶岭-梅子窝钨矿时, 在燕山期花岗岩中锆石中, 发现有加里东期锆石核, 其年龄为 400.9~428.5 Ma, 同时在燕山期花岗岩的下部还发现了隐伏的加里东期花岗闪长岩体, 其锆石的 U-Pb 年龄为(430.4±3.6) Ma; 张文兰等(2011)近期在研究湖南彭公庙张家垄钨矿区时, 发现了富含岩浆期白钨矿的细晶岩脉, 该岩脉的锆石 U-Pb 年龄为 426.5 Ma, 表明该地区也存在着加里东期的钨矿化作用.

本文获得的牛塘界成岩成矿信息, 对于整个南岭地区加里东期花岗岩与钨的成矿研究具有重要意义. 首先, 岩体与矿体在空间、时间上的紧密联系, 成岩与成矿年龄上相吻合, 再一次证实了在南岭西段的越城岭地区, 曾经发生过较强烈的加里东期成矿作用; 其次, 解决了长久以来有关该矿区成岩成矿年龄的争议; 最后, 成岩岩浆和成矿流体均是地壳发展演化的产物, 同时证实了南岭钨成矿壳源特征: 锆石的 Hf 同位素给出的岩体演化信息指示岩体为元古代地壳物质经部分熔融后结晶而成; 矿石中白钨矿对应的$\varepsilon_{Nd}(t)$=−13.1, 表明成矿流体亦来源于古老的地壳物质, 且钨成矿过程本身也未发现有地幔物质加入或参与的痕迹.

综上所述, 在南岭地区从桂北到赣南、从湘东南到粤北, 不论是石英脉型矿体、还是矽卡岩型、或是云英岩型, 均有加里东期成岩与成矿作用的发生. 这是否表明在燕山期发生大爆发的钨成矿作用, 在前燕山期的加里东期就已经拉开了帷幕? 并且加里东期花岗岩是否为燕山期成岩与成矿提供了基本物质基础? 等等, 这些问题都需要进一步的深入研究和更多的资料证实.

8 主要认识

(1) 对广西牛塘界矿区成矿岩体的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学研究表明, 岩体为细粒二云母花岗岩, 形成年龄为(421.8±2.4) Ma, 与邻近的越城岭和苗儿山岩基具有一致的形成时代; 而首次对 6 件白钨矿样品进行了 Sm-Nd 同位素测试, 其中 5 件样品获得的等时线年龄为(421±24) Ma, 表明成矿母岩结晶和成矿作用是同时发生的.

(2) 本文精确厘定出广西牛塘界成矿花岗岩体和钨矿体均形成于加里东期, 确定了南岭加里东期花岗岩可以为钨成矿提供物源. 此次研究成果, 可对今后南岭地区钨矿地质找矿工作具有实际指导意义.

致谢 野外工作得到桂林理工大学冯佐海教授的鼎力相助, 花岗岩的主量元素分析是在南京大学现代分析中心刘迪老师的指导下完成, 评审专家提出了很多宝贵的修改意见, 在此一并表示衷心感谢.

参考文献

陈骏, 陆建军, 陈卫峰, 等. 2008. 南岭地区钨锡铌钽花岗岩及其成矿作用. 高校地质学报, 14: 459–473
陈毓川, 毛景文, 王平安. 1994. 桂北地区金属矿床成矿历史演化程式. 地质学报, 68: 324–338
陈毓川, 毛景文. 1995. 桂北地区矿床成矿系列和成矿历史演化轨迹. 南宁: 广西科学技术出版社. 433
冯国玉, 黄杰, 何方. 2009. 越城岭-苗儿山地区花岗岩特征及成矿. 矿产与地质, 23: 412–417
高剑峰, 陆建军, 赖鸣远, 等. 2003. 岩石样品中微量元素的高分辨率等离子质谱分析. 南京大学学报(自然科学版), 39: 844–850
华仁民, 陈培荣, 张文兰, 等. 2005. 论华南地区中生代 3 次大规模成矿作用. 矿床地质, 24: 99–107
华仁民, 李光来, 张文兰, 等. 2010. 华南钨和锡大规模成矿作用的差异及其原因初探. 矿床地质, 29: 9–23
黄汲清, 陈廷愚. 1986. 南岭钨、锡矿之多旋回成矿问题. 地质评论, 32: 138–143
蒋桂新, 陆小平, 张慧. 2010. 兴安油麻岭钨矿类型的多样性及成矿富集规律. 矿产与地质, 24: 300–304
康自立, 吴伟成, 祝民强. 1991. 新资断裂带的构造地球化学特征. 铀矿地质, 7: 137–145
李璞, 戴橦谟, 邱纯一, 等. 1963. 内蒙和南岭地区某些伟晶岩和花岗岩的钾-氩法绝对年龄测定. 地质科学, 1: 1–9
李献华, 李武显, 李正祥. 2007. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义. 科学通报, 52: 981–991
李晓峰, 冯佐海, 李容森, 等. 2009. 华南志留纪 U-Pb 钼的矿化: 白石顶钼矿锆石 SHRIMP U-Pb 年龄和辉钼矿 Re-Os 年龄证据. 矿床地质, 28: 403–412
李华芹, 刘家齐, 杜国民, 等. 1992. 内生金属矿床成矿作用年代学研究——以西华山钨矿为例. 科学通报, 37: 109–112
李文杰, 梁金城, 冯佐海, 等. 2006. 桂东北地区几个加里东期花岗岩体的地球化学特征及其构造环境的判别. 矿产与地质, 20: 353–360
李晓峰, 冯佐海, 李容森, 等. 2009. 华南志留纪 U-Pb 钼的矿化: 白石顶钼矿锆石 SHRIMP U-Pb 年龄和辉钼矿 Re-Os 年龄证据. 矿床地质, 28: 403–412
李光来, 华仁民, 胡东泉, 等. 2010. 赣南地区石雷石英闪长岩的成因: 岩石化学、副矿物微量元素、锆石 U-Pb 年代学与 Sr-Nd-Hf 同位素制约. 岩石学报, 26: 903–918
梁华英, 伍静, 孙卫东, 等. 2011. 华南印支成矿讨论. 矿物学报, 31(增刊): 53–54
梁金城, 冯佐海, 张桂林, 等. 2002. 越城岭花岗岩体定向构造的成因研究. 华南地质与矿产, 3: 29–36
毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 等. 2008. 华南地区中生代主要金属矿床时空分布规律和成矿环境. 高校地质学报, 14: 510–526
毛景文, 谢桂清, 郭春丽, 等. 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. 岩石学报, 23: 2329–2338
彭建堂, 符亚洲, 袁顺达, 等. 2006. 热液矿床中含钙矿物的 Sm-Nd 同位素定年. 地质评论, 52: 66–667
乔玉生, 王方有, 侯茂松, 等. 2011. 湖南张家垄矿区钨矿地质特征. 华南地质与地质, 27: 125–131
秦佑兴. 2007. 资源县鸭头水钨矿床地质特征与找矿方向初探. 南方国土资源, 11: 44–46
石少华, 胡瑞忠, 温汉捷, 等. 2010. 桂北沙子江铀矿床成矿年代学研究: 沥青铀矿 U-Pb 同位素年龄及其地质意义. 地质学报, 84: 1175–1182
孙涛. 2006. 新编华南花岗岩分布图及其说明. 地质通报, 25: 332–335
王德滋. 2004. 华南花岗岩研究的回顾与展望. 高校地质学报, 10: 305–314
汪金榜, 唐怀禹. 1988. 广西牛塘界白钨矿床地质特征及其成因探讨. 广西地质, 1: 11–18
王永磊, 王登红, 张长青, 等. 2010. 广西德保铜锡矿床辉钼矿 Re-Os 同位素定年及对加里东期成矿的探讨. 矿床地质, 29: 881–889
徐克勤, 孙鼐, 王德滋, 等. 1963. 南岭多旋回的花岗岩的侵入时代、岩性特征、分布规律及其成矿专属性的探讨(续). 地质学报, 43: 141–155

徐平, 吴福元, 谢烈文, 等. 2004. U-Pb 同位素定年标准锆石的 Hf 同位素. 科学通报, 49: 1403–1410
杨锋, 李晓峰, 冯佐海, 等. 2009. 栗木锡矿云英岩化花岗岩白云母 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 年龄及其地质意义. 桂林工学院学报, 29: 21–24
杨振, 张文兰, 王汝成, 等. 2013. 桂北油麻岭钨矿区成矿岩体的年代学、地球化学及其地质意义. 高校地质学报, 19: 159–172
袁洪林, 吴福元, 高山, 等. 2003. 东北地区新生代侵入体的锆石激光探针 U-Pb 年龄测定与稀土元素成分分析. 科学通报, 48: 1511–1520
翟伟, 孙晓明, 邬云山, 等. 2011. 粤北瑶岭钨矿成矿相关花岗岩的锆石 SHRIMP 年龄与 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 成矿年龄及其地质意义. 矿床地质, 30: 21–32
张芳荣, 舒良树, 王德滋, 等. 2009. 华南东段加里东期花岗岩类形成构造背景分析. 地学前缘, 16: 248–260
张文兰, 王汝成, 华仁民, 等. 2011. 湘南彭公庙加里东期含白钨矿细晶岩脉的发现. 科学通报, 56: 1448–1454
张相训. 1994. 广西资源县牛塘界花岗岩体时代探讨. 广西地质, 7: 13–20
赵一鸣, 林文蔚, 毕承思, 等. 1990. 中国矽卡岩矿床. 北京: 地质出版社. 347
Andersen T. 2002. Corrections of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb. Chem Geol, 192: 59–79
Blichert-Toft J, Albarede F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. Earth Planet Sci Lett, 148: 243–258
Chowdhury S, Lentz D R. 2011. Mineralogical and geochemical characteristics of scheelite-bearing skarns, and genetic relations between skarn mineralization and petrogenesis of the associated granitoid pluton at Sargipali, Sundergarh District, Eastern India. J Geochem Explor, 108: 39–61
Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC-ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites. Geochim Cosmochim Acta, 64: 133–147
Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, et al. 2004. The application of laser ablation microprobe-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS) to *in situ* U-Pb zircon geochronology. Chem Geol, 211: 47–69
Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Sci Rev, 37: 215–224
McDonough W F, Sun S S. 1995. The composition of the Earth. Chem Geol, 120: 223–253
Scherer E, Munker C, Mezger K. 2001. Calibration of the lutetium-hafnium clock. Science, 293: 683–687
Taylor S R, Mclennan S M. 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell. 312
Xu K Q, Sun N, Wang D Z, et al. 1982. On the origin and metallogeny of the granites in South China. In: Xu K, Tu G, eds. Geology of Granites and Their Metallogenetic Relations. Beijing: Science Press. 33