

# 桂东北苗儿山-越城岭东北部界牌钨-铜矿区成矿岩体锆石 U-Pb 年龄及华南加里东期成矿分析

林书平<sup>1,2</sup>, 伍静<sup>3\*</sup>, 黄文婷<sup>1</sup>, 张健<sup>1,2</sup>, 陈喜连<sup>1,2</sup>, 梁华英<sup>1</sup>

(1.中国科学院 广州地球化学研究所 矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640; 2.中国科学院大学, 北京 100049; 3.广西大学 资源与冶金学院, 广西 南宁 530004)

**摘要:** 界牌 W-Cu 矿床产于苗儿山-越城岭复式岩体东北部斑状黑云母花岗岩与灰岩接触带的矽卡岩中, 是苗儿山-越城岭复式岩体矿集区最大的矽卡岩型 W-Cu 矿床。矿区出露的主要岩体为斑状黑云母花岗岩及后期浅色花岗岩体, 矿区外围则大面积出露斑状黑云母二长花岗岩。矿化产于斑状黑云母花岗岩与灰岩接触带矽卡岩, 及斑状黑云母花岗岩中灰岩捕虏体矽卡岩化带中。黑云母花岗岩发育花岗岩型钨矿床成矿早期常见的钠长石化、云英岩化及从岩体至外接触带蚀变矿物组合显示形成温度逐渐降低。这些现象表明斑状黑云母花岗岩与矿床具有紧密成因联系。本文获得矿区斑状黑云母花岗岩、斑状黑云母二长花岗岩和浅色花岗岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄分别为: 422±11 Ma, 428±7 Ma, 410±7 Ma, 表明界牌 W-矿床及区内主要岩体均形成于加里东期。本文的同位素年龄及前人报道的苗儿山-越城岭矿集区和华南加里东期与花岗岩有关矿床同位素年龄表明苗儿山-越城岭矿集区 W-Mo-Cu 矿床成矿主要发生在加里东期和印支期, U 矿成矿主要发生在燕山期, 华南在加里东期发生了分布广泛、成矿元素组合多样的与花岗岩有关的成矿事件, 有很好的找矿前景, 今后应加强华南加里东期矿床的找矿工作。

**关键词:** 华南; 苗儿山-越城岭; 界牌 W-Cu 矿床; 同位素年龄; 加里东期

中图分类号: P612; P597 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2017)06-1116-012

南岭地区发育众多与燕山期花岗岩有关的 W、Sn 等矿床(华仁民等, 2005; 毛景文等, 2007, 2008; 陈骏等, 2008; 梁华英等, 2011)。近年来南岭成矿带的印支期成矿作用也逐渐引起关注(马铁球等, 2005; 柏道远等, 2006; 蔡明海等, 2006; 刘善宝等, 2008; 杨峰等, 2009; 张建国和陈蹊, 2011; 胡可卫等, 2011; 梁华英等, 2011; 伍静等, 2012; 杨振, 2012; 华仁民等, 2013; 张迪等, 201), 而对与加里东期花岗岩有关的成矿作用关注相对较少。苗儿山-越城岭是南岭西段出露最大的复式岩体, 目前多数观点认为其主

体形成于加里东期(周新民, 2007)。近年来在该岩体东北部及其内外接触带发现一系列大型 W、Cu、Sn、U 及 Pb-Zn 多金属矿床(伍静等, 2012), 围绕岩体形成矿化富集区(图 1b)。

界牌 W-Cu 矿床位于越城岭岩基东北部(图 1b), 是苗儿山-越城岭矿集区内最大的矽卡岩型 W(Cu)矿床(张建国和陈蹊, 2011; 胡可卫等, 2011), 局部发育较大规模富 W 矿化。目前对该矿床研究工作不多, 成矿时代有燕山期(张建国和陈蹊, 2011; 胡可卫等, 2011)和印支期(程顺波等, 2013b)两种不同的认识。该矿床元

收稿日期: 2015-05-14; 改回日期: 2015-11-30

项目资助: 国家自然科学基金项目(41372084、41272099)和科技部国家重点研究计划(2016YFC0600407)联合资助。

第一作者简介: 林书平(1988-), 男, 博士研究生, 矿床学专业。Email: 294125139@qq.com

通信作者: 伍静(1978-), 男, 博士, 副教授, 从事矿床地质及矿床勘查研究。Email: 417534291@qq.com

素组合为 W-Cu, 与苗儿山-越城岭岩体内外接触带的矿床主要为 W(Sn)或 W-Mo 组合不同, 研究其形成时代, 对了解苗儿山-越城岭矿集区矿床元素组合差异的控制因素及分析南岭成矿带成矿演化有重要意义。

### 1 区域地质及矿床地质特征

苗儿山-越城岭岩体位于桂北和湘东南交界处,

在大地构造位置上属江南地轴东南侧的桂北台隆越城岭褶皱断带(广西壮族自治区地质矿产局, 1985), 为一个多期多阶段的大型复式岩体(图 1b), 出露面积超过 3000 km<sup>2</sup>(伍静等, 2012)。岩体侵入新元古界和下古生界, 呈 NE 向展布, 与区域构造线方向一致。苗儿山-越城岭岩体由早期的岩基和晚期的小岩体、岩脉等组成, 成岩时代从加里东期到燕山期(伍静等, 2012; 杨振, 2012; 华仁民等, 2013; 张迪等, 2013)。

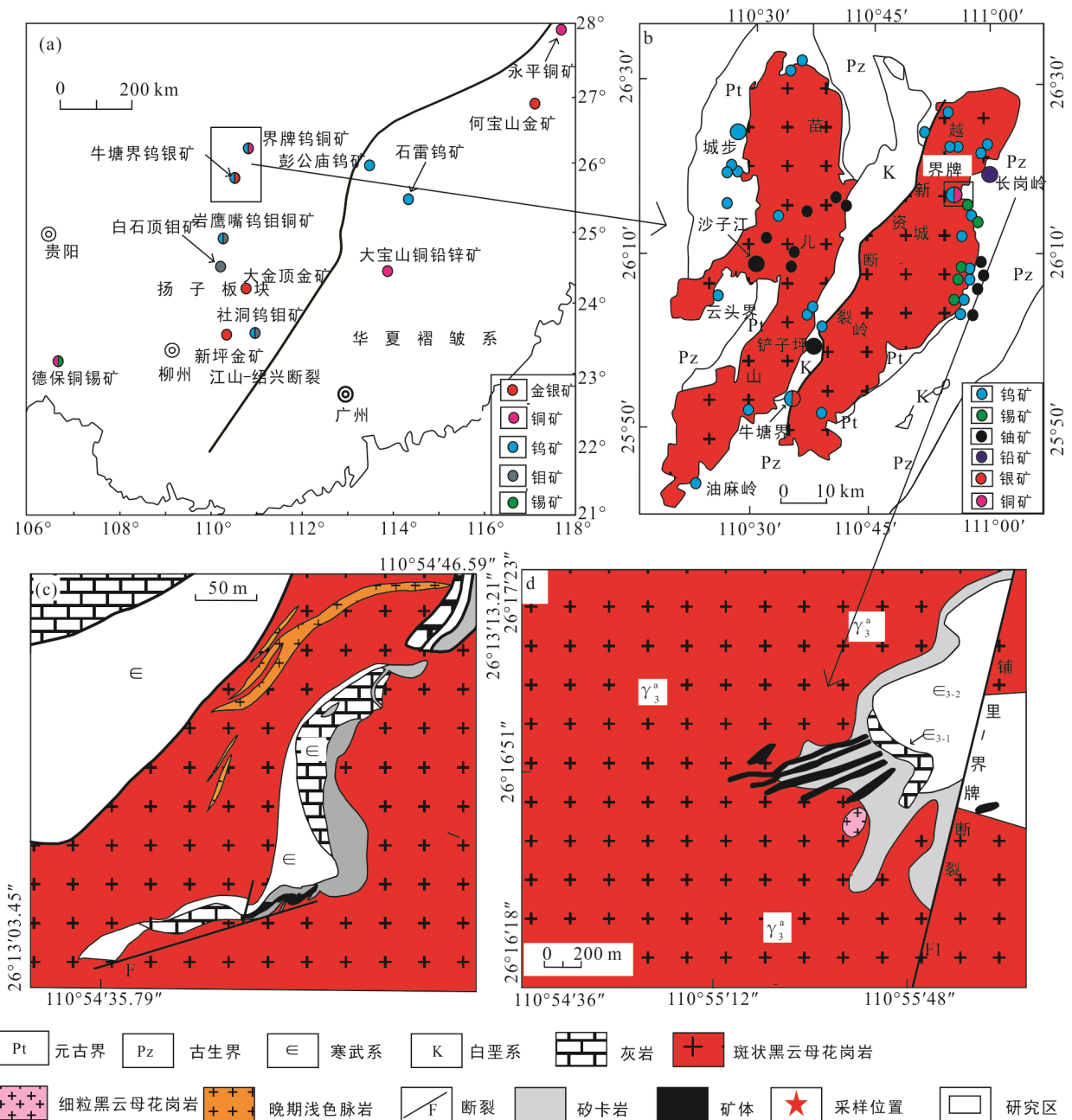


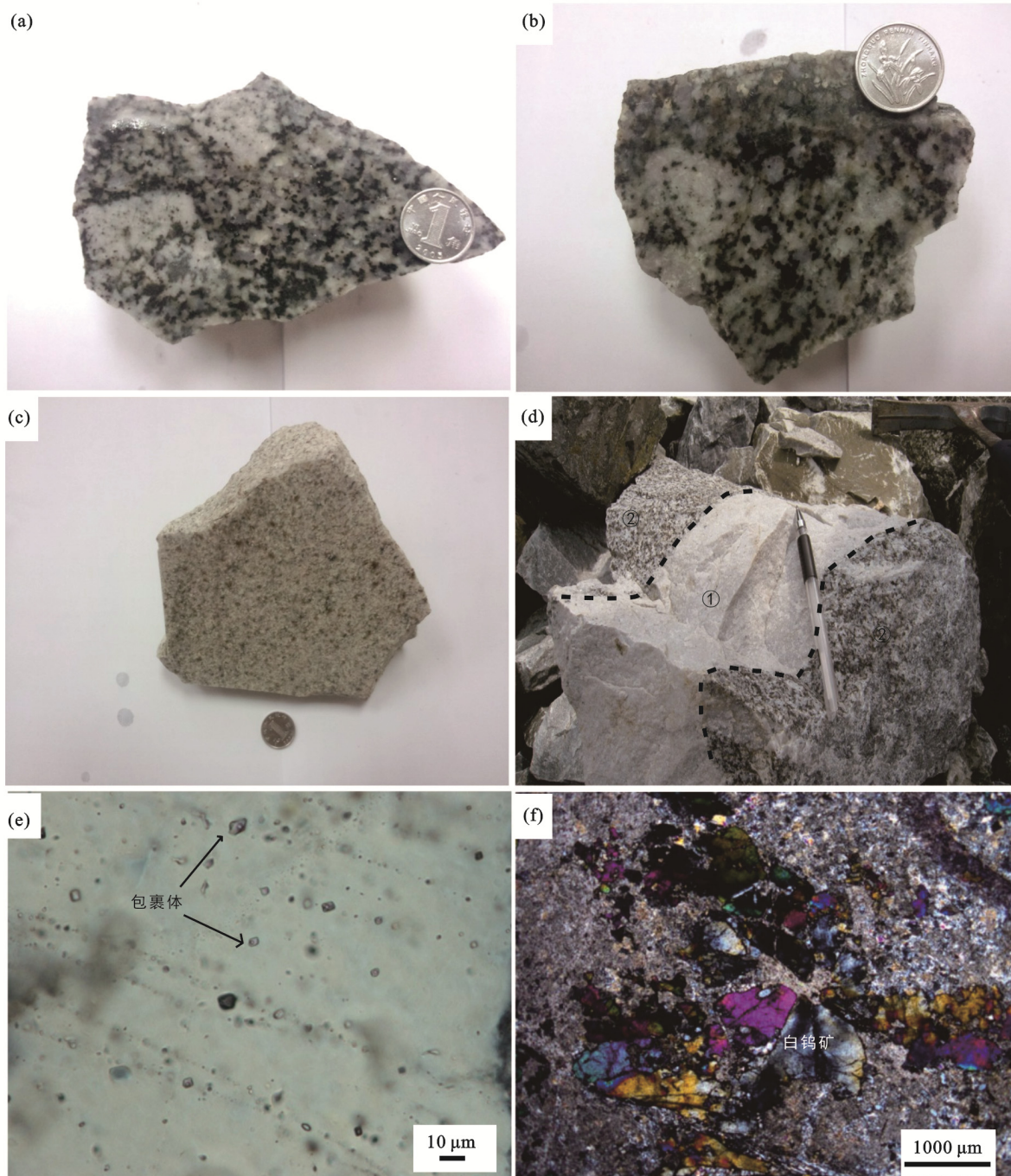
图 1 华南加里东期矿床分布图(a)、苗儿山-越城岭地区(b)、界牌矿区(c, 据全州界牌钨矿矿点检查工作报告, 1962 修订, d 据张建国和陈蹊, 2011)地质简图

Fig.1 Maps showing distribution of Caledonian deposits in South China (a), geological sketches of the Miaoershan-Yuechengling area (b) and the Jiepai deposit (c), (d)

界牌 W-Cu 矿区地层主要出露寒武系灰岩和泥盆系砂岩, 岩体主要有早期岩基、晚期浅色岩体及位于矿区南部细粒黑云母花岗岩岩株(图 1c, d)。早期岩基主要为斑状黑云母花岗岩和斑状黑云母二长花岗岩。

斑状黑云母花岗岩是矿区主要岩石类型, 为似

斑状结构, 块状构造, 斑晶主要为斜长石, 含量约为 40%, 大小约为 1.5~3 cm; 基质主要为石英和斜长石, 其次为钾长石和黑云母。基质中石英含量约为 40%; 斜长石发生强烈绢云母化, 含量约为 30%; 钾长石约占 20%; 黑云母约占 10%; 见石英蠕虫结构, 副矿物有磷灰石和锆石(图 2a)。



(a) 斑状黑云母花岗闪长岩; (b) 斑状黑云母二长花岗岩; (c) 细粒白云母碱长花岗岩; (d) 晚期岩体穿插早期岩基( 晚期浅色岩体; 斑状黑云母花岗闪长岩); (e) 斑状黑云母花岗闪长岩石英中的包裹体; (f) 富钨矿石显微照片。

图 2 界牌矿区花岗岩类型、花岗岩中石英包裹体及富钨矿石特征

Fig.2 Photos showing the characteristics of different types of granites, fluid inclusions in phenocryst quartz of the granite and tungsten rich ore in the Jiepai deposit

斑状黑云母二长花岗岩岩基主要见于矿区外围, 在炎井温泉一带大面积出露, 为似斑状结构。斑晶主要为斜长石, 部分发生绢云母化, 含量约为 40%, 大小约为 1~2 cm; 基质主要为钾长石、石英和黑云母。基质中钾长石含量约为 50%, 部分发生绢云母化; 石英含量约为 30%; 黑云母含量约为 20%, 部分绿泥石化, 里面含有大量的金红石; 见锆石、磁黄铁矿等副矿物(图 2b)。

晚期浅色岩体主要呈脉状产于似斑状黑云母花岗岩中, 和早期岩基为侵入接触关系(图 1c, 2d)。晚期浅色岩体为细粒白云母碱长花岗岩(图 2c), 花岗结构, 粒径大小为 0.2~1.5 mm, 块状构造, 主要矿物成分为钾长石、石英, 其次为更长石及白云母。钾长石含量约为 55%, 少量泥化, 石英约占 35%, 更长石约占 8%, 白云母约占 2%, 见极少量的黑云母绿泥石化。副矿物主要有磷灰石和锆石。

细粒黑云母花岗岩岩株见于矿区南部, 出露面积约 2000 m<sup>2</sup>, 和早期岩基呈侵入接触关系, 围绕细粒黑云母花岗岩岩株未见蚀变及矿化。张建国和陈蹊(2011)研究表明, 在细粒黑云母花岗岩出露区域未见矿化元素异常。

界牌砂卡岩型 W(Cu)矿床主要呈脉状产于斑状黑云母花岗岩与寒武系-奥陶系灰岩、粉砂岩接触带(图 1d), 以及斑状黑云母花岗岩的捕虏体灰岩与花岗岩接触面砂卡岩及蚀变角岩中(图 1c)。矿床具大型远景规模, 其 WO<sub>3</sub> 品位: 0.07%~6.56%, Cu 品位: 0.01%~11.40%, 伴生 Ag。铺里-界牌断裂东侧发育特富钨矿体, 矿体长约 80~100 m, 宽和厚 50~70 m, 块样目测白钨矿体积占比最高可达 30%(图 2f)。界牌 W-Cu 矿床金属矿物主要为白钨矿、黄铜矿, 次为磁黄铁矿, 见锡石。脉石矿物有: 透辉石、符山石、透闪石、阳起石、黝帘石、黑云母、石英、斜长石、方解石、绢云母、绿泥石及电气石等(张建国和陈蹊, 2011)。界牌矿床蚀变有一定的分带性, 岩体内主要为钠长石化、云英岩化、电气石化, 岩体与灰岩及粉砂质泥岩接触带分别为砂卡岩化及角岩化, 向外则为硅化、绿泥石化及绢云母化等。这表明从岩体向外, 蚀变矿物组合温度逐渐降低。矿化主要和云英岩化、砂卡岩化及角岩化等高温蚀变关系密切。

## 2 样品及分析方法

本文分析了界牌矿区和矿化关系密切的斑状黑云母花岗岩、矿区外围斑状黑云母二长花岗岩及晚

期浅色岩体中的锆石 U-Pb 年龄。斑状黑云母花岗岩及晚期浅色岩体样品采自矿体附近, 地理坐标: N26°16'36.8", E110°55'40.31"; 斑状黑云母二长花岗岩岩基样品采自炎井温泉入口处, 地理坐标为: N26°18'49.28", E 110°57'45.17"。

锆石选自新鲜岩石样品, 分析样品重约 1 kg, 将样品破碎过筛, 通过重砂分选出重矿物, 然后在双目镜下挑选锆石。将锆石颗粒粘贴在环氧树脂靶上, 抛光使其核部暴露。对锆石进行透射光、反射光和阴极发光(CL)照相, 以检查锆石的内部结构、选择适宜的测试点位。锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素分析在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。测试所用激光剥蚀系统为 193nmArF-excimer 激光器的 GeoLas 2005, 激光束直径为 30 μm, 以 He 作为剥蚀物质载气。对分析数据的离线处理采用软件 ICPMSDataCa 完成(Liu et al., 2008, 2010)。加权平均年龄及谐和图的绘制采用 Isoplot3.0(Ludwing, 2003)。

## 3 分析结果

苗儿山-越城岭界牌 W-Cu 矿区早期岩基斑状黑云母花岗岩(样品 JP-16)、晚期浅色岩体(JP-22)、外围斑状黑云母二长花岗岩(JP-34)的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素测年结果见表 1。3 个样品中的锆石均发育韵律环带, 锆石的 Th/U 比值在 0.12~1.18 之间, 具有岩浆锆石的特征。为了获得较精确锆石 U-Pb 年龄, 我们用累积概率统计图分析锆石年龄分布特征, 主群锆石在累积概率统计图上多为直线分布, 位于累积直线上方分析点可看作继承铅, 位于直线下方的则可视作铅丢失, 主群锆石 U-Pb 年龄代表岩浆侵位年龄(Harris et al., 2004; Liang et al., 2006)。

锆石 CL 图(图 3)显示, 界牌矿区岩体锆石比较复杂, 可分为两类, 一类具有老核及新生长边, 另一类为没有老核的新生锆石。具老核和新生长边的锆石生长历史较复杂, 其老核部分及老核和新生长边接触带多含有新生锆石结晶前的放射性成因铅。因此, 位于锆石老核或锆石老核和新生长边接触带激光熔样点的年龄一般较大, 不代表岩体锆石结晶年龄, 在岩体年龄计算时予以剔除。

### 3.1 斑状黑云母花岗岩(JP-16)

样品共分析了 25 颗锆石的 U-Pb 同位素组成, 其中 7 个分析点谐和度<90%, 在计算年龄时被剔除, 另外 3 个分析点(4, 6, 7)的 U-Pb 年龄较大, 分别为



643 Ma、918 Ma 和 878 Ma。该 3 个点在 CL 图上(图 3)分布于锆石老核上, 不代表岩浆结晶年龄, 在统计岩体年龄时不予考虑。其余 15 个点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄在 389~472 Ma 之间。同时, 用累积概率统计

图(图 4a)对 15 个点分析数据进行处理, 13 个点沿直线分布, 主群锆石 U-Pb 年龄为  $422\pm 11$  Ma,  $\text{MSWD}=8.4$ (图 4a), 代表斑状黑云母花岗岩侵位年龄为  $422\pm 11$  Ma, 属于加里东期。

表 1 苗儿山-越城岭东北部界牌 W-Cu 矿区早期斑状黑云母花岗岩、外围斑状黑云母二长花岗岩和浅色花岗岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分析结果

Table 1 LA-ICP-MS U-Pb dating results for zircons from the porphyritic biotite-granite, porphyritic biotite-monzonite, and leucogranitic dike of the Jiepai W-Cu deposit in northeastern Miaoershan-Yuechengling

测点	U ( $\mu\text{g/g}$ )	Th/U	同位素比值				年龄(Ma)				谐和度
			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	
斑状黑云母花岗岩(JP-16)											
JP-16-1	751	0.52	0.59162	0.02676	0.07291	0.00109	472	17	454	7	96%
JP-16-2*	944	0.43	1.08964	0.06657	0.07721	0.00114	748	32	480	7	56%
JP-16-3*	1207	0.28	0.96733	0.0555	0.07199	0.00093	687	29	448	6	57%
JP-16-4*	168	0.37	0.90705	0.04403	0.10484	0.00174	656	23	643	10	98%
JP-16-5*	1276	0.39	0.64556	0.02508	0.06886	0.00102	506	16	429	6	83%
JP-16-6*	80	0.3	1.48067	0.08172	0.15296	0.00288	922	34	918	16	99%
JP-16-7*	91	0.52	1.54396	0.08046	0.14597	0.00301	948	32	878	17	92%
JP-16-8*	1213	0.39	0.78408	0.0504	0.07102	0.001	588	29	442	6	71%
JP-16-9	1025	0.88	0.54338	0.02053	0.07038	0.00118	441	14	438	7	99%
JP-16-10	1072	0.34	0.63919	0.0323	0.07348	0.00154	502	20	457	9	90%
JP-16-11*	2695	0.67	0.59526	0.02235	0.06546	0.00081	474	14	409	5	85%
JP-16-12*	701	0.41	0.83916	0.0523	0.06988	0.00172	619	29	436	10	65%
JP-16-13*	1218	0.46	0.59978	0.02283	0.06924	0.00079	477	15	432	5	89%
JP-16-14*	1741	0.28	0.50202	0.02363	0.06221	0.0008	413	16	389	5	94%
JP-16-15	1107	0.49	0.54298	0.02678	0.06473	0.00092	440	18	404	6	91%
JP-16-16	1037	0.36	0.52228	0.02156	0.06519	0.00125	417	14	407	8	95%
JP-16-17	1193	0.32	0.48741	0.01838	0.06564	0.00095	403	13	410	6	98%
JP-16-18	1179	0.22	0.52684	0.01876	0.06972	0.00092	430	13	435	6	98%
JP-16-19	1718	0.29	0.48631	0.01539	0.06425	0.00084	402	11	401	5	99%
JP-16-20	1682	0.29	0.48813	0.01588	0.06616	0.00093	404	11	413	6	97%
JP-16-21	1134	0.66	0.49253	0.01658	0.06611	0.00084	407	11	413	5	98%
JP-16-22*	1809	0.31	0.60043	0.02308	0.07597	0.00136	478	15	472	8	98%
JP-16-23	860	0.32	0.50388	0.02029	0.06926	0.00108	414	14	432	7	95%
JP-16-24	833	0.22	0.52232	0.01998	0.07083	0.00103	427	13	441	6	96%
JP-16-25	1243	0.5	0.54999	0.02464	0.06756	0.00105	445	16	421	6	94%
斑状黑云母二长花岗岩(JP-34)											
JP-34-1	1637	0.31	0.5618	0.02166	0.07268	0.0011	453	14	452	7	99%
JP-34-2	645	0.66	0.51245	0.02118	0.07074	0.00099	420	14	441	6	95%
JP-34-3	2156	0.75	0.57044	0.02676	0.0688	0.00084	458	17	429	5	93%
JP-34-4	1033	0.35	0.4739	0.0203	0.0676	0.00113	394	14	422	7	93%
JP-34-5	1796	0.5	0.55746	0.02508	0.06808	0.0011	450	16	425	7	94%
JP-34-6	1033	0.33	0.58046	0.02289	0.0685	0.00097	465	15	427	6	91%
JP-34-7	981	0.35	0.52606	0.0216	0.07172	0.00114	429	14	447	7	96%
JP-34-8	1687	0.25	0.50351	0.0205	0.07006	0.00106	414	14	437	6	94%
JP-34-9	453	0.61	0.49015	0.02131	0.06803	0.00099	405	15	424	6	95%

续表 1:

测点	( $\mu\text{g/g}$ )	Th/U	同位素比值				年龄(Ma)				谐和度
	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	
斑状黑云母二长花岗岩(JP-34)											
JP-34-10*	1484	0.66	0.42804	0.01592	0.06381	0.00078	362	11	399	5	90%
JP-34-11	534	0.43	0.48913	0.02195	0.06636	0.00106	404	15	414	6	97%
JP-34-12*	1126	0.32	0.51831	0.01993	0.07368	0.00114	424	13	458	7	92%
JP-34-13*	1279	0.46	0.44369	0.01824	0.0691	0.00098	373	13	431	6	85%
JP-34-14	1517	0.52	0.46235	0.01763	0.06707	0.00106	386	12	419	6	91%
JP-34-15*	747	0.37	0.45022	0.01809	0.06735	0.00113	377	13	420	7	89%
JP-34-16*	725	0.12	1.76251	0.1409	0.10297	0.00232	1032	52	632	14	51%
JP-34-17	2269	0.21	0.56043	0.01663	0.06621	0.0007	452	11	413	4	91%
JP-34-18	1686	0.42	0.49463	0.01551	0.06961	0.00082	408	11	434	5	93%
JP-34-19	625	0.21	0.50511	0.01811	0.07044	0.00098	415	12	439	6	94%
JP-34-20	1438	0.29	0.50362	0.01532	0.07057	0.00095	414	10	440	6	94%
JP-34-21	1781	0.31	0.45762	0.01411	0.06573	0.0009	383	10	410	6	92%
浅色花岗岩体(JP-22)											
JP-22-1*	1651	0.86	0.49017	0.01709	0.00071	0.3547	405	12	362	4	88%
JP-22-2*	1054	0.95	0.62702	0.01812	0.00079	0.37912	494	44	450	5	90%
JP-22-3	2681	0.81	0.50436	0.01335	0.0008	0.47087	415	9	401	5	96%
JP-22-4*	234	0.55	0.92798	0.04068	0.00231	0.49891	667	21	648	14	97%
JP-22-5	2521	0.74	0.54898	0.01547	0.00116	0.63814	444	10	404	7	90%
JP-22-6	1691	0.38	0.5575	0.02148	0.00078	0.30068	450	14	420	5	93%
JP-22-7	1014	0.46	0.50698	0.01625	0.0008	0.37837	416	11	414	5	99%
JP-22-8	923	0.49	0.47837	0.01605	0.00083	0.39215	397	11	396	5	99%
JP-22-9	668	0.46	0.60062	0.0243	0.00146	0.52063	478	15	432	9	90%
JP-22-10*	605	0.5	0.75022	0.03014	0.00155	0.4304	568	18	552	9	97%
JP-22-11	2405	1.18	0.48398	0.01753	0.0011	0.49324	401	12	386	7	96%
JP-22-12*	172	0.86	1.27353	0.05484	0.00257	0.48139	834	25	753	15	89%
JP-22-13	1863	0.64	0.58026	0.02577	0.00102	0.33931	465	17	421	6	90%
JP-22-14*	1343	0.61	0.73972	0.03931	0.00117	0.3381	562	23	406	7	67%
JP-22-15*	1637	0.36	0.53994	0.02116	0.00121	0.42373	438	14	454	7	96%
JP-22-16	758	0.45	0.4938	0.02188	0.00115	0.39041	408	15	415	7	98%
JP-22-17	992	0.39	0.49255	0.02018	0.0011	0.38991	407	14	430	7	94%
JP-22-18	749	0.19	0.4882	0.019	0.00095	0.36541	404	13	418	6	96%
JP-22-19	1277	0.52	0.45722	0.01694	0.00084	0.36488	382	12	390	5	98%
JP-22-20	535	0.58	0.54158	0.02372	0.00113	0.3777	440	16	426	7	96%
JP-22-21	1100	0.22	0.50092	0.02125	0.00122	0.42285	412	14	423	7	97%
JP-22-22*	2905	0.83	0.45975	0.01637	0.00068	0.31829	384	11	375	4	97%
JP-22-23*	337	0.76	1.0026	0.04242	0.00197	0.39836	705	22	711	11	99%
JP-22-24	930	0.29	0.52768	0.02112	0.00079	0.29876	430	14	410	5	95%
JP-22-25*	299	0.58	0.52459	0.02767	0.00126	0.32966	428	18	451	8	94%

注: 标注\*数据点未参与加权平均年龄计算。

### 3.2 斑状黑云母二长花岗岩(JP-34)

分析了 21 颗锆石 U-Pb 同位素组成, 3 个分析点谐和度 < 90%, 在计算年龄时被剔除。其余 18 个点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄在 399~458 Ma 之间, 加权平均年龄为  $427 \pm 7.7$  Ma, MSWD=7.3。其 MSWD 值较大, 表

明其误差较大。我们用累积概率统计图(图 4b)对其进行处理, 剔除年龄最大的 1 个点和年龄最小的 1 个点, 其余 16 个点代表的主群锆石加权平均年龄为  $428 \pm 7$  Ma, MSWD=4.5(图 4b), 代表外围斑状黑云母二长花岗岩岩基的侵位时代也是加里东期。

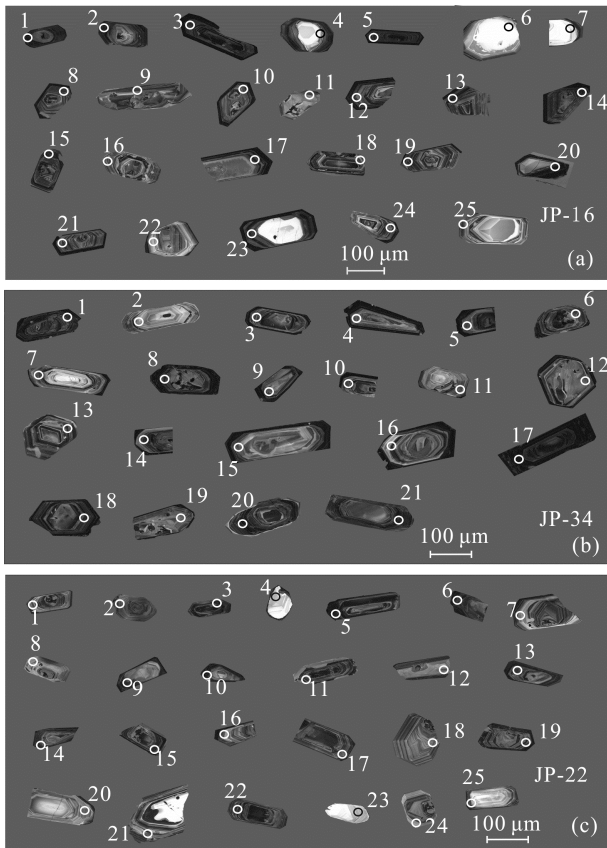


图 3 界牌 W-Cu 矿区岩体锆石 CL 图

Fig.3 CL images of zircons from the granites in the Jiepai W-Cu deposit

### 3.3 浅色岩体(JP-22)

25 颗锆石中 3 个分析点谐和度 < 90%，以及 3 个分析点的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄较大(分别为 552 Ma、648 Ma 和 711 Ma)，在年龄计算时被排除。其余 19 个点  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄在 375~454 Ma 之间，加权平均年龄为  $413 \pm 11$  Ma，MSWD=15，误差较大。利用累积概率统计图(图 4c)剔除年龄较大的 3 个点和年龄最小的 1 个点，其余 15 个点代表的主群锆石，加权平均年龄为  $410 \pm 7$  Ma，MSWD=5.3(图 4c)，表明晚期浅色岩体细粒白云母碱长花岗岩的侵位时代也是加里东期。

综上，界牌 W-Cu 矿区出露的早期斑状黑云母花岗岩、斑状黑云母二长花岗岩岩基和晚期浅色岩体都是加里东期形成的。

## 4 讨论

### 4.1 界牌 W-Cu 矿床的形成时代及苗儿山-越城岭矿集区成矿分析

目前对界牌矿床成矿时代有燕山期(张建国和陈蹊, 2011)和印支期(程顺波等, 2013b)两种不同的

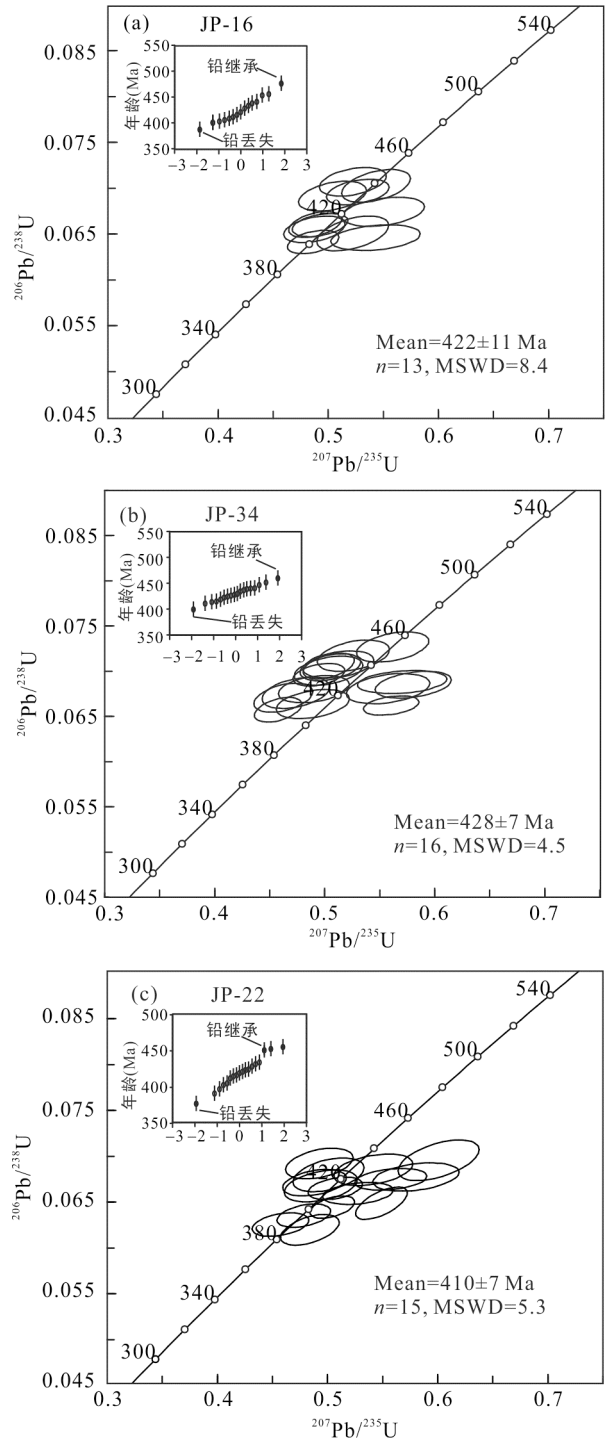


图 4 界牌矿区花岗岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄谐和图(内插为累积概率统计图)

Fig.4 U-Pb concordia diagrams of zircons from the granites in the Jiepai deposit

观点: 前者主要基于矿区南部细粒黑云母花岗岩岩株可能为燕山期, 而根据华南板块岩浆热液矿床主要和燕山期花岗岩有关, 推测界牌矿床形成于燕山期。矿区南部细粒黑云母花岗岩岩株形成时代不明, 但该岩体未见明显蚀变及矿化, 而围绕岩体未见成

矿元素化探异常(张建国和陈蹊, 2011), 不支持该岩体为成矿岩体; 后者则基于矿区内公路旁露头发现印支期岩体(215±1 Ma) (程顺波等, 2013b), 该岩体规模、岩石类型及其与矿体空间关系不清楚, 因而很难评价其与成矿的关系。

界牌矿区一带主要岩体类型为斑状黑云母花岗岩、斑状黑云母二长花岗岩及穿过斑状黑云母花岗岩的浅色岩体。斑状黑云母花岗岩和矿化紧密共生, 矿化主要产于斑状黑云母花岗岩与围岩接触带矽卡岩中。斑状黑云母花岗岩发育 W 成矿早期常见的钠长石化及云英岩化, 支持该岩体为成矿岩体, 而部分矿化产于斑状黑云母花岗岩捕虏体灰岩与岩体接触带矽卡岩中(图 1c), 进一步支持岩体与矿化有密切成因联系; 此外, 矿床蚀变分带特征表明, 从斑状黑云母花岗岩向外蚀变矿物组合温度逐渐降低, 也表明斑状黑云母花岗岩为成矿主要热源。岩浆在演化过程中出溶挥发相是岩浆热液矿床形成的重要条件, 我们在没有蚀变的斑状黑云母花岗岩的石英中观察到较多的流体包裹体(图 2e), 显示岩体在形成演化过程中出溶挥发相, 为成矿元素在岩体形成演化过程中富集提供条件。上述特征表明斑状黑云母花岗岩为界牌 W-Cu 矿床成矿母岩, 界牌 W-Cu 矿床是加里东期形成的, 形成时代应和斑状黑云母花岗岩相近, 约为 422±11 Ma。

苗儿山-越城岭岩体内外接触带发育一系列 W-Mo-Cu-Pb-Zn-U 矿床, 围绕岩体形成矿集区(图 1b), 较著名的有界牌具大型远景规模 W-Cu 矿床、牛塘界中大型 W-Ag 矿床、城步平滩大型 W 矿床、长岗岭中型 Pb-Zn 矿床、云头界中型 W-Mo 矿床、油麻岭中型 W 矿床、沙子江及豆乍山大型 U 矿床等。从目前获得的成岩成矿同位素年龄看, 界牌 W-Cu 矿床和牛塘界 W-Ag 矿床(杨振等, 2014)是加里东期形成的, 云头界 W-Mo 矿床(伍静等, 2012)及油麻岭 W 矿床(杨振, 2012; 程顺波等, 2013a)是印支期形成的, 而 U 矿则是燕山中晚期形成的(石少华等, 2010; 胡欢等, 2012)。因此, 苗儿山-越城岭矿集区在加里东期、印支期及燕山期都发生了成矿作用, 而 W-Mo-Cu 矿化主要发生在加里东期和印支期, U 矿化主要发生在燕山中晚期。

#### 4.2 华南加里东期成矿分析

华南是世界著名的与中酸性岩浆有关的 W-Sn-Be-Nb-Ta-REE 成矿带, 过去的工作主要集中在燕山期矿床上(华仁民等, 2005; 李献华等, 2007; 毛景文等, 2007, 2008), 近年来印支期成矿逐渐引起关注(马铁球等, 2005; 柏道远等, 2006; 蔡明海等, 2006; 刘善宝等, 2008; 杨峰等, 2009; 梁华英等, 2011; 伍

静等, 2012; 杨振, 2012; 华仁民等, 2013; 张迪等, 2013; 程顺波等, 2013a)。华南在加里东期发生较广泛中酸性岩浆侵入活动, 形成了广泛分布的加里东期花岗岩, 其分布面积和活动强度仅次于燕山期花岗岩, 是华南花岗岩的重要组成部分。目前对该期花岗岩是否成矿或具有成矿潜力有不同的看法: 徐克勤等(1963)提出加里东期花岗岩一般不会发生钨锡成矿作用; 黄汲清和陈延愚(1986)则认为南岭的钨锡矿床主要形成在燕山期, 其他时期也可成矿; 李晓峰等(2012)认为加里东期花岗岩分异程度较低, 成矿性较差; 华仁民等(2013)认为加里东期岩体直接成矿的概率较小, 不太可能大规模成矿; 程顺波等(2013a)认为只有起源于纯陆壳变沉积岩的部分熔融形成的花岗岩才具有较好的成矿潜力; 陈毓川等(1994, 1995)注意到加里东期花岗岩成矿作用。

华南发育燕山期大规模与花岗岩有关的 W-Sn-Nb-Ta-REE 成矿, 表明华南基底富集有关成矿元素(伍静等, 2012)。岩浆热液矿床主要是由岩浆形成演化过程中出溶富成矿元素的挥发相, 或与岩浆体系有物质和能量交换而形成高温流体溶解的成矿元素在岩体上部周围沉淀析出形成矿床(Lowenstern et al., 1991; Hedenquist and Lowenstern, 1994; Heinrich et al., 1999; Ulrich et al., 1999; Baker et al., 2004; Heinrich et al., 2004; Liang et al., 2006; Liang et al., 2009)。因此, 华南基底无论在加里东期、印支期还是燕山期发生熔融形成的花岗质岩浆只要有足够长时间发生分异, 出溶富成矿元素的挥发相, 都有形成矿床的潜力。而那些分异演化较差, 还没有演化至出溶挥发相阶段的花岗岩如加里东早期形成的片麻状花岗岩(440~460 Ma)(张芳荣等, 2010a, 2010b)则成矿潜力较差, 一般不形成 W-Mo-Sn-Cu 矿床。

苗儿山-越城岭复式岩体主要由加里东及印支期岩体组成, 在燕山期岩浆活动则相对较弱(伍静等, 2012; 杨振, 2012; 张迪等, 2013)。苗儿山-越城岭加里东期及印支期岩体都经历了较长时间演化, 有利于成矿元素在岩浆形成演化过程中富集成矿, 具良好成矿潜力。虽然华南地区 W-Sn 大规模成矿作用主要发生在燕山期, 但苗儿山-越城岭矿集区 W-Mo-Cu 矿床成矿作用则主要发生在加里东期和印支期而不是燕山期。因此, 个别地区成矿作用要具体问题具体分析。

过去由于受到华南加里东期花岗岩不成矿或成矿性差的观点影响, 华南加里东期花岗岩成矿作用不受重视。近年来随着测试技术水平的提高, 华南地区已报道了一系列加里东期与中酸性岩浆作用有关 W-Mo-Sn-Cu-Au 矿床(表 2)。华南加里东期花岗



表 2 华南主要加里东期花岗岩有关矿床表  
Table 2 Ore deposits associated with Caledonian granites in South China

矿床	年龄	来源
苍梧县社洞钨矿床	437.8±3.4 Ma(辉钨矿Re-Os)	陈懋弘等, 2011
桂东新坪金矿床	462.9±6.4 Ma(锆石LA-ICP-MS)	王新宇等, 2013
桂北白石顶钨矿床	424.6±5.7 Ma(辉钨矿Re-Os)	李晓峰等, 2009
湘南彭公庙钨矿床	426.5 Ma(锆石LA-ICP-MS)	张文兰等, 2011
广西德保铜锡矿床	445±11 Ma(辉钨矿Re-Os)	王永磊等, 2010
大瑶山大金顶斑岩金矿床	465 Ma(锆石U-Pb)	许智讯等, 2012
粤北大宝山层状Fe-Cu-Pb-Zn矿床	436.4±4.1 Ma(锆石LA-ICP-MS)	伍静等, 2014
赣南石雷钨矿床	433.5±3.4 Ma(锆石LA-ICP-MS)	李光来等, 2010
桂北牛塘界钨矿床	421±24 Ma(白钨矿Sm-Nd)	杨振等, 2014
泰宁何宝山金矿床	437.1±1.3 Ma(锆石LA-ICP-MS)	陈国建等, 2015
江西永平铜矿床	430.5±6.9 Ma(锆石SHRIMP)	罗平, 2010
广西岩鹰嘴W-Mo-Cu多金属矿床	426.2±2.3 Ma(锆石LA-ICP-MS)	刘伟等, 2014
界牌W-Cu矿床	422±11 Ma(锆石LA-ICP-MS)	本文

岩有关矿床元素组合多样, 有 W-Mo、W-Ag、W-Cu、Cu-Sn、Au, 从相对深源的 Cu-Au 至相对浅源的 W-Mo-Sn 等都有发育, 且多个矿床达到大型规模, 分布范围较广, 包括广西、广东、湖南、江西等省。这表明华南不但在燕山期发生特大规模与花岗岩有关的成矿作用, 而在加里东期也发生了较大规模的与花岗岩有关的成矿作用, 今后应加强华南加里东期矿床的找矿工作。

目前加里东期花岗岩有关矿床数量相对不多, 可能主要是下述原因造成的: (1)部分加里东期花岗岩分异演化较差, 为片麻状花岗岩及混合岩化花岗岩, 还没有演化至出溶大规模挥发相阶段, 因而不成矿; (2)由于华南板块在加里东期和印支期都处于挤压抬升的大地构造背景下, 而中酸性岩浆热液矿床多发育于岩浆房的上部及顶部, 加里东期形成的岩浆热液矿床很可能被大量剥蚀; (3)由于过去对加里东期花岗岩浆热液矿床关注不多, 一些矿床未被发现或误认为其他时期的矿床。随着工作的深入, 华南地区将会发现更多与加里东期花岗岩有关的矿床。由于华南地区经历了加里东及印支运动的挤压抬升及其后剥蚀, 加里东期花岗岩有关矿床找矿工作应集中在古生代以来剥蚀相对较少的凹陷地区。

## 5 结 论

(1) 苗儿山-越城岭复式岩体东北部界牌 W-Cu 矿区一带花岗岩主要由斑状黑云母花岗岩、斑状黑云母二长花岗岩和晚期浅色岩体组成。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为 422±11 Ma、428±7 Ma 和

410±7 Ma, 都是加里东期形成的。

(2) 界牌 W-Cu 矿床和斑状黑云母花岗岩有紧密成因联系, 形成时代和岩体相近, 约为 422±11 Ma, 均是加里东期形成的。苗儿山-越城岭矿集区经历了多期成矿作用, W-Mo-Cu 矿床主要是加里东期和印支期形成的, 铀矿形成时代则为燕山期。

(3) 华南加里东期发生较广泛的与花岗岩有关 W-Mo-Cu-Au 成矿作用, 今后应加强与加里东期花岗岩有关矿床的找矿工作。

致谢: 室内资料收集得到广西中科地质勘查有限责任公司的刘莎、梁晨及公司其他同事的帮助, 在此表示衷心的感谢。感谢中国科学院广州地球化学研究所包志伟副研究员和南京大学华仁民教授提出宝贵的意见和建议!

### 参考文献(References):

- 柏道远, 陈建成, 马铁球, 王先辉. 2006. 王仙岭岩体地质地球化学特征及其对湘东南印支晚期构造环境的制约. 地球化学, 35(2): 113-125.
- 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及辉钨矿 Re-Os 测年. 矿床地质, 25(3): 263-268.
- 陈国建, 张伟波, 刘江涛. 2015. 福建省泰宁县何宝山金矿床长兴岩体锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄及其地质意义. 中国地质, 42(2): 547-555.
- 陈骏, 陆建军, 陈卫锋, 王汝成, 马东升, 朱金初, 张文兰, 季峻峰. 2008. 南岭地区钨锡铋钽花岗岩及其成矿作用. 高校地质学报, 14(4): 459-473.
- 陈懋弘, 莫次生, 黄智忠, 李斌, 黄宏伟. 2011. 广西苍梧

- 县社洞钨钼矿床花岗岩类锆石 LA-ICP-MS 和辉钼矿 Re-Os 年龄及其地质意义. 矿床地质, 30(6): 963-978.
- 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: 1-433.
- 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(4): 324-338.
- 程顺波, 付建明, 马丽艳, 陈希清, 张利国, 卢友月. 2013a. 南岭地区加里东期花岗岩地球化学特征、岩石成因及含矿性评价. 华南地质与矿产, 29(1): 1-11.
- 程顺波, 付建明, 马丽艳, 蒋桂新, 陈希清, 卢友月, 童喜润. 2013b. 桂东北越城岭-苗儿山地区印支期成矿作用: 油麻岭和界牌矿区成矿花岗岩锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素制约. 中国地质, 40(4): 1189-1201.
- 广西壮族自治区地质矿产局. 1985. 广西壮族自治区区域地质志. 北京: 地质出版社: 1-853.
- 胡欢, 王汝成, 陈卫锋, 丁海红, 陈培荣, 凌洪飞. 2012. 桂东北豆乍山产铀花岗岩的铀源矿物研究. 地质论评, 58(6): 1056-1068.
- 胡可卫, 董富权, 黄荣才. 2011. 湖南省界牌砂卡岩型铜钨矿地质特征及控矿条件. 矿产与地质, 25(3): 189-192.
- 华仁民, 陈培荣, 张文兰, 陆建军. 2005. 论华南地区中生代3次大规模成矿作用. 矿床地质, 24(2): 99-107.
- 华仁民, 张文兰, 陈培荣, 翟伟, 李光来. 2013. 初论华南加里东花岗岩与大规模成矿作用的关系. 高校地质学报, 19(1): 1-11.
- 黄汲清, 陈延愚. 1986. 华南钨、锡矿之多旋回成矿问题. 地质评论, 32(2): 138-143.
- 李光来, 华仁民, 胡东泉, 黄小娥, 张文兰, 王旭东. 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(3): 903-918.
- 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(9): 981-991.
- 李晓峰, 冯佐海, 李容森, 唐专红, 屈文俊, 李军朝. 2009. 华南志留纪钼的矿化: 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(4): 403-412.
- 李晓峰, 冯佐海, 肖荣, 宋慈安, 杨锋, 王翠云, 康志强, 毛伟. 2012. 桂东北钨锡稀有金属矿床的成矿类型、成矿时代及其地质背景. 地质学报, 86(11): 1713-1725.
- 梁华英, 伍静, 孙卫东, 莫济海, 黄文婷. 2011. 华南印支成矿讨论. 矿物学报, 31(S1): 53-54.
- 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. 地质学报, 82(7): 932-940.
- 刘伟, 曾佐勋, 李绍凡, 贺赤诚, 杨宝忠, 刘建雄. 2014. 广西富川岩鹰嘴多金属矿区斑岩体锆石定年及其地质意义. 中国地质, 41(3): 797-813.
- 罗平. 2010. 江西北武夷山地区铜多金属成矿规律及找矿方向研究. 北京: 中国地质大学博士学位论文: 1-187.
- 马铁球, 柏道远, 邝军, 王先辉. 2005. 湘东南茶陵地区锡田岩体锆石 SHRIMP 定年及其地质意义. 地质通报, 24(5): 415-419.
- 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. 岩石学报, 23(10): 2329-2338.
- 毛景文, 谢桂青, 郭春丽, 袁顺达, 程彦博, 陈毓川. 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(4): 510-526.
- 石少华, 胡瑞忠, 温汉捷, 孙如良, 王加昇, 陈恒. 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(8): 1175-1182.
- 王新宇, 刘名朝, 周国发, 黄锡强, 王瑞湖. 2013. 桂东大瑶山成矿带新坪矿区花岗斑岩与金多金属成矿作用关系. 现代地质, 27(3): 585-592.
- 王永磊, 王登红, 张长青, 屈文俊, 胡艳春. 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(5): 881-889.
- 伍静, 梁华英, 黄文婷, 王春龙, 孙卫东, 孙亚莉, 李晶, 莫济海, 王秀璋. 2012. 桂东北苗儿山-越城岭南西部岩体和矿床同位素年龄及华南印支期成矿分析. 科学通报, 57(13): 1126-1136.
- 伍静, 王广强, 梁华英, 黄文婷, 林书平, 邹银桥, 孙卫东, 王要武. 2014. 粤北大宝山矿区加里东期火山岩的厘定及其地质意义. 岩石学报, 30(4): 1145-1154.
- 徐克勤, 孙鼐, 王德滋, 胡受奚. 1963. 华南多旋回的花岗岩类的侵入时代、岩性特征、分布规律及其成矿专属性的探讨. 地质学报, 43(1): 1-27.
- 许智讯, 刘亮明, 孙涛. 2012. 大瑶山加里东造山带中部与斑岩相关金矿床的特殊性及构造环境对其制约作用——以大王顶金矿床为例. 地质与勘探, 48(2): 305-312.
- 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  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄及其地质意义. 桂林工学院学报, 29(1): 21-24.
- 杨振. 2012. 桂北苗儿山-越城岭地区前燕山期岩浆活动

- 及其成矿作用的研究. 南京: 南京大学硕士学位论文: 1-64.
- 杨振, 王汝成, 张文兰, 储著银, 陈骏, 朱金初, 章荣清. 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(7): 1357-1373.
- 张迪, 张文兰, 王汝成. 2013. 加里东-印支期钨锡成矿作用最新进展——来自苗儿山-越城岭成矿花岗岩最新年龄证据. *矿物学报*, 33(S1): 277-278.
- 张芳荣, 沈渭洲, 舒良树, 向磊. 2010a. 江西省早古生代晚期花岗岩的地球化学特征及其地质意义. *岩石学报*, 26(12): 3456-3468.
- 张芳荣, 舒良树, 王德滋, 沈渭洲, 于津海, 谢磊. 2010b. 江西付坊花岗岩体的年代学、地球化学特征及其成因研究. *高校地质学报*, 16(2): 161-176.
- 张建国, 陈蹊. 2011. 湖南省新宁县界牌W-Cu矿床地质特征及控矿因素分析. *四川地质学报*, 31(2): 153-156.
- 张文兰, 王汝成, 雷泽恒, 华仁民, 朱金初, 陆建军, 谢磊, 车旭东, 章荣清, 姚远, 陈骏. 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(18): 1448-1454.
- 周新民. 2007. 南岭地区晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化. 北京: 科学出版社: 1-386.
- Baker T, Achterberg E V, Ryan C G and Lang J R. 2004. Composition and evolution of ore fluids in a magmatic-hydrothermal skarn deposit. *Geology*, 32(2): 117-120.
- Harris C A, Allen C M, Bryan S E, Campbell I H, Holcombe R J and Palin J M. 2004. ELA-ICP-MS U-Pb zircon geochronology of regional volcanism hosting the Bajo de la Alumbrera Cu-Au deposit: Implications for porphyry-related mineralization. *Mineralium Deposita*, 39(1): 46-67.
- Hedenquist J W and Lowenstern J B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, 370(6490): 519-527.
- Heinrich C A, Driesner T, Stefánsson A and Seward T M. 2004. Magmatic vapor contraction and the transport of gold from porphyry environment to epithermal ore deposits. *Geology*, 32(9): 761-764.
- Heinrich C A, Günther D, Audétat A, Ulrich T and Frischknecht R. 1999. Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. *Geology*, 27(8): 755-758.
- Liang H Y, Campbell I H, Allen C M, Sun W D, Liu C Q, Yu H X and Zhang Y Q. 2006. Zircon  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  ratios and ages for Yulong ore-bearing porphyries in eastern Tibet. *Mineralium Deposita*, 41(2): 152-159.
- Liang H Y, Sun W D, Su W C and Zartman R E. 2009. Porphyry copper-gold mineralization at Yulong, China, promoted by decreasing redox potential during magnetite alteration. *Economic Geology*, 104(4): 587-596.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, Gao C G, Zong K Q and Wang D B. 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths. *Journal of Petrology*, 51: 537-571.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Günther D, Xu J, Gao C G and Chen H H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257: 34-43.
- Lowenstern J B, Mahood G A, Rivers M L and Sutton S R. 1991. Evidence for extreme partitioning of copper into a magmatic vapor phase. *Nature*, 252(5011): 1405-1409.
- Ludwing K R. 2003. ISOPLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. California: Berkeley Geochronology Center.
- Ulrich T, Günther D and Heinrich C A. 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. *Nature*, 399(6737): 676-679.

## Zircon U-Pb Ages of Ore-bearing Intrusions in Jiepai W-Cu Deposit Northeastern Guangxi and Implication on Caledonian Mineralization in South China

LIN Shuping<sup>1,2</sup>, WU Jing<sup>3\*</sup>, HUANG Wenting<sup>1</sup>, ZHANG Jian<sup>1,2</sup>,  
CHEN Xilian<sup>1,2</sup> and LIANG Huaying<sup>1</sup>

(1. CAS Key Laboratory for Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. College of Resources and Metallurgy, Guangxi University, Nanning 530004, Guangxi, China)

**Abstract:** The Jiepai deposit is the largest W-Cu deposit in the Miaoershan-Yuechengling area that is rich in metallic ore resources. The W-Cu orebodies are hosted in the skarns at the contact between the porphyritic biotite granite and limestone. The intrusions in the Jiepai deposit consist mainly of porphyritic biotite granite and late stage leucogranite dike. Porphyritic biotite quartz monzonite outcrops widely around the Jiepai ore field. The ore-bearing porphyritic biotite granite underwent albitization and greisenization. The temperatures estimated by the alteration mineral assemblages decrease from the inner to outer contact zone, indicative of a genetic link between the porphyritic biotite granite and W-Cu mineralization. Zircon LA-ICP-MS U-Pb ages of the porphyritic biotite granite, porphyritic biotite quartz monzonite, and leucogranite dike are  $422\pm 11$  Ma,  $428\pm 7$  Ma, and  $410\pm 7$  Ma, respectively. Our zircon U-Pb ages indicate the major intrusions and related W-Cu mineralization in the Jiepai area were formed in the Caledonian period. Based on the zircon U-Pb ages and previous works on the deposits around the Miaoershan-Yuechengling ore rich domain and the other deposits in the South China, it is suggested that the W-Mo-Cu deposits around the Miaoershan-Yuechengling ore rich domain were formed mainly in the Indosinian and Caledonian periods, while the U deposits were mainly formed in the Yanshanian period. The Caledonian granite-related ores are widespread in South China and have diverse element associations, such as W-Cu, W, W-Mo, Mo, Au, and Fe-Cu-Pb-Zn. Therefore, the potential of the Caledonian granitoid related ore deposits are much greater than previously considered, and thus more attention should be paid to the Caledonian granitoids in the future ore prospecting in South China.

**Keywords:** South China; Miaoershan-Yuechengling; Jiepai W-Cu deposit; zircon U-Pb age; Caledonian