

DOI:10.16788/j.hddz.32-1865/P.2019.03.003

引用格式:李学燮. 福建将乐新路口花岗岩体地球化学特征、锆石 U-Pb 年龄及成矿意义[J]. 华东地质, 2019, 40(3):179-187.

# 福建将乐新路口花岗岩体地球化学特征、 锆石 U-Pb 年龄及成矿意义

李学燮

(福建省地质调查研究院, 福州 350013)

**摘要:** 通过研究福建省将乐新路口花岗岩体岩石学、地球化学和同位素年代学特征,探讨了该岩体的形成时代、岩浆成因及与钨锡矿的成矿关系。新路口花岗岩体高硅,属于准铝质—过铝质花岗岩;富碱质,贫铁镁, Ba、Sr、P、Ti 和 Nb 强烈亏损,球粒陨石标准化稀土元素配分模型为 Eu 强烈亏损的“海鸥型”,属于高分异 S 型花岗岩。Nd 同位素研究表明,该花岗岩体主要源自地壳。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄结果表明,该岩体形成时代为 147~145 Ma,属晚侏罗世,钨锡矿的成矿时代也为晚侏罗世,是伸展构造环境下构造-岩浆活动的产物。经历新元古代和志留纪岩浆作用后形成富含钨锡的残留体,晚侏罗世岩浆热液活动对残留体再次熔融,形成富含硅、碱质及 F 的岩浆-热液,钨锡从残余矿物中迁移,聚集于岩浆房中,经过结晶分异,形成富含矿质的高分异岩浆,沿构造有利部位向浅部运移、结晶,形成钨锡矿体。

**关键词:** 花岗岩体; LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年; 钨锡矿; 福建将乐

**中图分类号:** P588.12; P632<sup>+</sup>.7

**文献标识码:** A

**文章编号:** 2096-1871(2019)03-179-09

福建省将乐新路口位于华夏地块中部南平—宁化构造带北段<sup>[1]</sup>,分布有与钨锡矿成矿相关的花岗岩。花岗岩是南平—宁化构造带的重要组成部分,也是钨锡矿成矿的重要地质体,长期受到研究者的关注,并赋予不同的成矿地质意义。目前,区内存在多个花岗岩体和花岗斑岩,与成矿有关的花岗岩形成时代及其与钨锡矿的成矿关系仍存在争议。早期有学者认为花岗岩的形成时代为燕山早期,是岩浆热液的产物<sup>[2-3]</sup>;近些年来,又有学者认为花岗岩的形成时代应为晚侏罗世或早白垩世<sup>[4]</sup>。此外,关于该区多次构造岩浆热事件与成矿关系的研究也鲜有报道。

本文通过对将乐新路口钨锡矿及相关侵入岩的野外地质调查,结合岩石学、地球化学和同位素年代学研究,进一步探讨新路口花岗岩的形成时代、岩浆成因及其与钨锡矿的成矿关系,这对研究

该区钨锡矿的成矿规律具有重要意义。

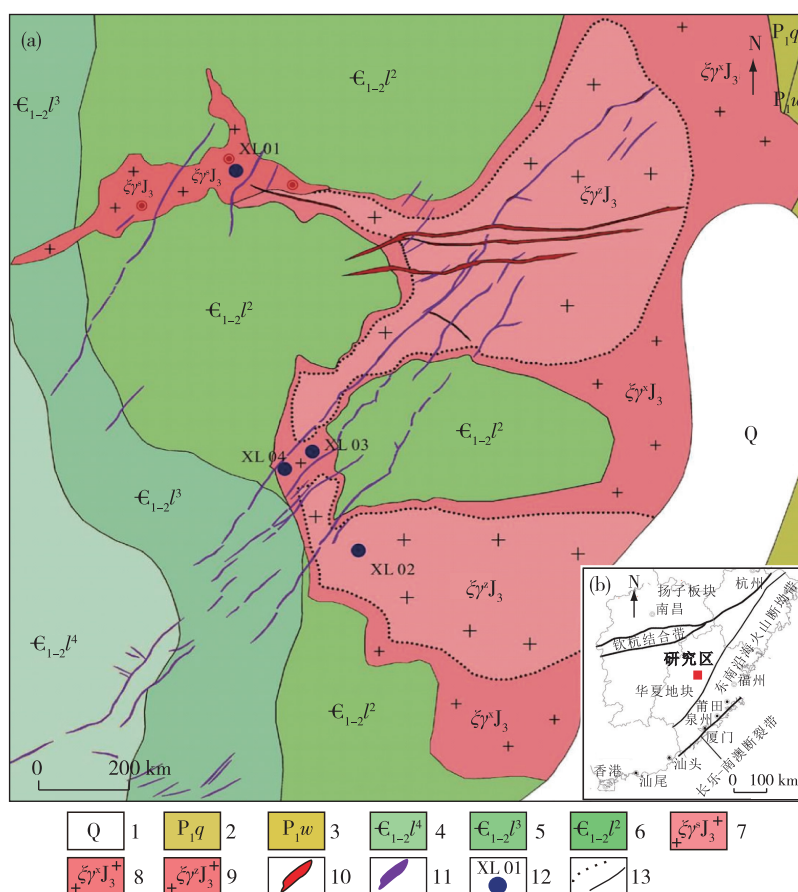
## 1 地质概况

研究区位于政和—大埔断裂带西侧,闽西北地区 NNE 向晚中生代花岗岩带北部。区内分布丰富的钨锡矿床,包括宁化行洛坑钨钼矿和将乐新路口钨锡矿,经历了新元古代、早泥盆世、晚侏罗世构造-岩浆活动过程。将乐新路口岩体是典型的晚中生代花岗岩<sup>[3]</sup>(图 1),出露面积为 1.2 km<sup>2</sup>,呈不规则状侵入于寒武纪林田组浅变质岩和早二叠世栖霞组、文笔山组中,灰岩接触带见有矽卡岩化,岩体接触带见有绢云母化和硅化,岩体内部及围岩见钨(锡)矿化石英脉。野外调查表明,该岩体由细粒含石榴石花岗岩、似斑状细粒花岗岩和似斑状中粗粒花岗岩组成。钨(锡)矿化体为含矿石英脉群,呈 NNE 向展布,单一钨(锡)矿石英脉长 0.2~1 m。

\* 收稿日期:2018-03-13 修订日期:2018-09-20 责任编辑:谭桂丽

基金项目:福建省地质矿产勘查开发局“闽西南地区锡多金属矿特征及找矿前景分析(编号:DK2017015)”项目资助。

作者简介:李学燮,1968 年生,男,高级工程师,主要从事地质矿产调查工作。



- 1.第四系;2.栖霞组;3.文笔山组;4.林田组第四段;5.林田组第三段;6.林田组第二段;7.晚侏罗世细粒含石榴石二长花岗岩;  
8.晚侏罗世似斑状细粒黑云母正长花岗岩;9.晚侏罗世似斑状中粗粒黑云母正长花岗岩;10.花岗斑岩;11.含钙石英脉;  
12.采样点及编号;13.岩相界线和地质界线

图1 新路口矿区地质图(a)<sup>[3]</sup>和华南地区构造简图(b)<sup>[4]</sup>

Fig.1 Geological map of Xinlukou mining area (a)<sup>[3]</sup> and tectonic sketch of South China (b)<sup>[4]</sup>

## 2 岩石学特征

(1)细粒含石榴石正长花岗岩(XL01)。肉红色,细粒花岗结构,块状构造,主要由石英(29%)、斜长石(30%)、钾长石(40%)、黑云母(1%)及少量石榴石组成。矿物粒径为0.2~1.8 mm,半自形晶(图2(a))。岩石裂隙内有绢云母、石英和萤石充填。

(2)似斑状中粗粒黑云母正长花岗岩(XL02)。浅肉红色,似斑状花岗结构,块状构造。斑晶含量为10%,主要为钾长石;基质含量为90%,中粗粒花岗结构,主要由石英(33%)、钾长石(35%)、斜长石(16%)和黑云母(6%)组成,矿物粒径为2~6 mm。矿物粒度变化大,边界呈不规则状(图2(b)),斜长石普遍发生绢云母化。次生矿物为绢(白)云母(5%)、萤石(1%)和次生石英(1%)。

(3)似斑状细粒黑云母正长花岗岩(XL03)。浅肉红色,似斑状花岗结构,块状构造。斑晶含量为5%,主要为钾长石,自形晶;基质含量为95%,呈细粒花岗结构,主要由石英(30%)、斜长石(24%)、钾长石(35%)和黑云母(6%)组成,矿物粒径为0.3~2 mm。基质矿物近等粒状,边界呈不规则状弯曲,斜长石发生强烈的绢云母化(图2(c))。次生矿物为绢(白)云母(2%)及少量萤石。

(4)云英岩化花岗岩(XL04)。呈条带状,中心为云英岩,边缘为云英岩化花岗岩。灰色云英岩化花岗岩为变余中细粒花岗结构、鳞片结构、他形粒状变晶结构。矿物呈近等粒状,边界呈不规则状弯曲(图2(d))。原岩为花岗岩,长石、黑云母遭受不同程度蚀变,长石被绢云母、石英和萤石取代。次生蚀变矿物为白云母(50%)、石英(15%)及少量闪锌矿、萤石和铁质。

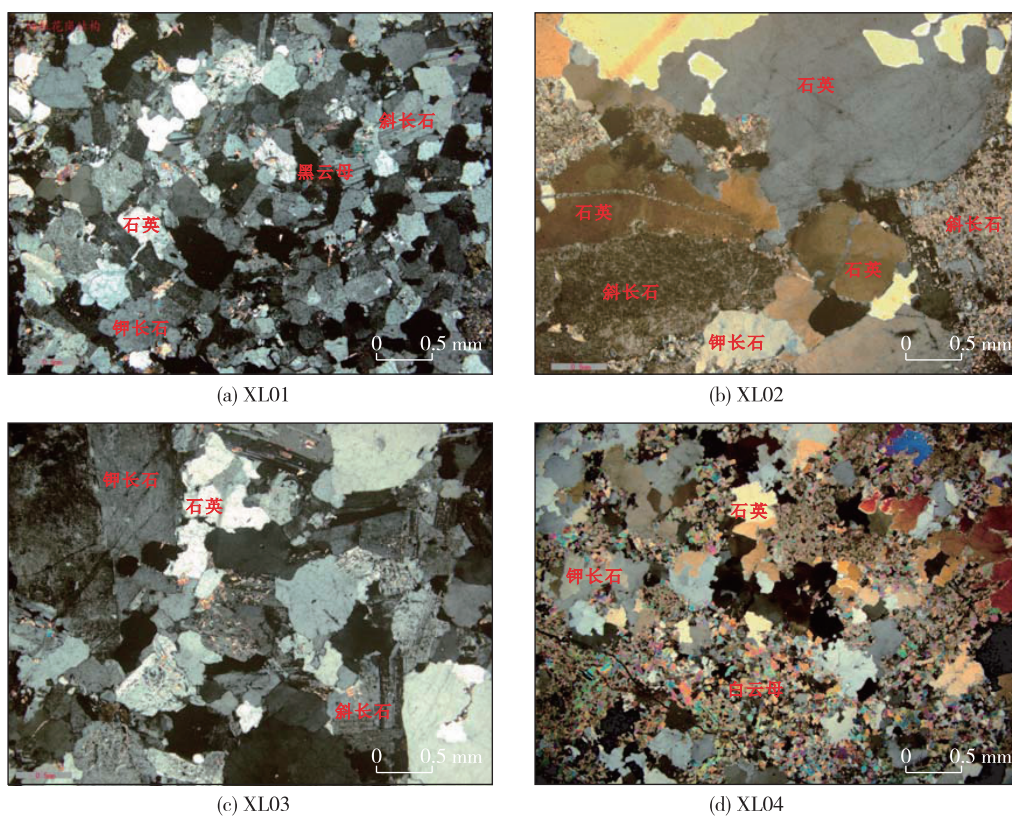


图 2 新路口花岗岩显微照片

Fig. 2 Photomicrographs of the Xinlukou granite

### 3 地球化学特征

#### 3.1 测试方法

主量和微量元素分析测试在福建省地质测试研究中心完成。除 FeO 和烧失量(LOI)采用标准湿化学分析外,其他主量元素及 Y、Cr、V、Zr 采用 X 射线荧光光谱分析法,分析精度为 5%。微量(含稀土)元素采用等离子体质谱法(ICP-MS)分析。Nd 同位素测试在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。具体测试方法参照《GBT 17672—1999 岩石中铅、铋、钕同位素测定方法》。

#### 3.2 主量元素特征

花岗岩主量元素地球化学分析结果见表 1。花岗岩  $\text{SiO}_2$  含量为 75.18%~77.31%,硅过饱和; $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量为 11.95%~12.45%, $\text{FeO}^T$  含量为 1.00%~1.17%, $\text{MgO}$  含量为 0.07%~0.14%, $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  含量为 7.19%~8.16%,且  $\text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O}$ ;  $A/\text{CNK}$  为 0.98~1.09。引用部分 1:5 万区域地质调查资料<sup>[3]</sup>,结合本次实测数据,在  $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  分类图(图 3(a))上,样品落入花岗岩区;在  $A/\text{NK}-A/\text{CNK}$  图解(图 3(b))上,样品落入准铝质—过铝质区;在  $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$  判别图(图略)上,样品落入高钾区。

表 1 花岗岩主量元素含量及特征参数

Table 1 Contents and characteristic parameters of major elements of the Xinlukou granite

样品编号	主量元素含量/%													$\text{FeO}^T$	$A/\text{CNK}$
	$\text{SiO}_2$	$\text{TiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	FeO	MnO	MgO	CaO	$\text{Na}_2\text{O}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{P}_2\text{O}_5$	烧失量	总量		
XL01	77.31	0.05	11.95	0.71	0.36	0.164	0.09	0.40	2.95	4.97	0.010	0.79	99.80	1.00	1.09
XL02	75.18	0.06	12.45	0.54	0.68	0.197	0.14	1.49	0.15	7.04	0.014	1.74	99.76	1.17	1.04
XL03	76.26	0.05	12.23	0.63	0.46	0.188	0.07	0.67	3.05	5.11	0.009	1.00	99.78	1.03	0.98



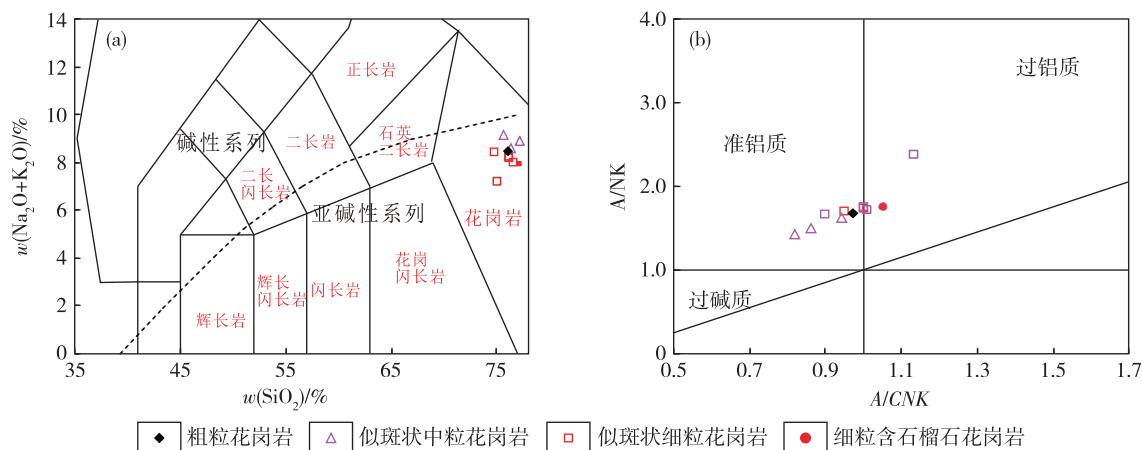


图 3 新路口花岗岩  $\text{SiO}_2$ -( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ )分类图(a)和  $A/NK$ - $A/CNK$  图(b)<sup>[5]</sup>

Fig. 3 Discrimination diagrams of  $\text{SiO}_2$ -( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ )(a) and  $A/NK$ - $A/CNK$  (b) for the Xinlukou granite<sup>[5]</sup>

### 3.3 微量元素和稀土元素特征

花岗岩微量和稀土元素含量及特征参数见表 2。花岗岩富集大离子亲石元素和高场强元素。原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 4(a))曲线形态一致,左高右低。高场强元素 Zr、Hf 富集不明显, Nb、Ti 亏损明显,大离子亲石元素 K、Rb 富集, Ba、Sr 亏损。Nb、Ba、Sr 亏损的花岗岩是壳源物质低度部分熔融的产物<sup>[6]</sup>。

花岗岩稀土元素总量为  $(152.56 \sim 160.37) \times 10^{-6}$ ,  $\text{LREE}/\text{HREE} = 0.63 \sim 1.03$ ,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  为  $1.14 \sim 1.85$ , 为轻稀土弱富集型, Eu 负异常明显 ( $\delta\text{Eu} = 0.09$ )。在球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图(图 4(b))上,各岩体曲线形态相似,具有“海鸥”型特征。结合花岗岩微量元素特征显示的壳源特征,根据花岗岩稀土元素总量中等,负 Eu 异常等特征,认为新路口复式岩体属于地壳重熔型花岗岩。

表 2 新路口花岗岩微量和稀土元素含量及特征参数

Table 2 Contents and characteristic parameters of trace elements and rare earth elements of the Xinlukou granite

样号	微量元素含量/ $10^{-6}$													
	Mo	Sn	Ag	Au	Co	Ni	Zn	Rb	Sr	Nb	Ba	Hf	W	Pb
XL01	1.79	12.69	0.377	0.75	0.47	0.98	180.4	433.40	19.43	40.00	80.84	3.86	25.76	51.50
XL02	120.80	34.43	1.940	2.81	0.50	1.32	141.4	149.00	16.88	28.34	106.10	4.53	5.86	176.80
XL03	16.00	15.94	0.706	1.75	0.32	2.44	172.1	498.40	17.31	36.34	43.38	4.75	6.24	55.19
XL04	1.37	126.20	1.770	4.90	0.52	1.08	10764	36.67	8.61	20.40	16.55	3.53	8.90	23.16
样号	微量元素含量/ $10^{-6}$								稀土元素含量/ $10^{-6}$					
	B	Th	U	Cr	V	Zr	Cu	Li	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu
XL01	2.51	29.46	7.82	2.90	3.0	81	6.95	17.96	9.88	27.95	3.21	13.04	4.53	0.15
XL02	4.26	31.44	13.56	31.2	5.4	85	19.62	14.15	15.97	34.64	4.53	17.81	5.10	0.18
XL03	1.13	31.54	19.55	7.3	5.2	91	15.41	17.53	12.27	30.70	3.87	15.70	5.22	0.15
XL04	3.38	26.49	15.92	5.6	6.3	73	676.42	22.42	14.64	33.03	4.29	17.29	5.36	0.19
样号	稀土元素含量/ $10^{-6}$									$\Sigma$ REE	LREE/HREE	$\delta$ Eu	$(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$	
	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y					
XL01	5.29	1.06	6.95	1.48	4.44	0.67	4.85	0.66	68.4	152.56	0.63	0.09	1.46	
XL02	4.35	0.68	3.93	0.76	2.34	0.38	2.89	0.41	60.5	154.47	1.03	0.09	1.85	
XL03	5.08	0.98	6.21	1.28	3.94	0.61	4.75	0.61	69.0	160.37	0.73	0.09	1.14	
XL04	4.99	0.87	5.20	1.05	3.37	0.53	4.27	0.62	63.4	159.10	0.89	0.13	1.19	

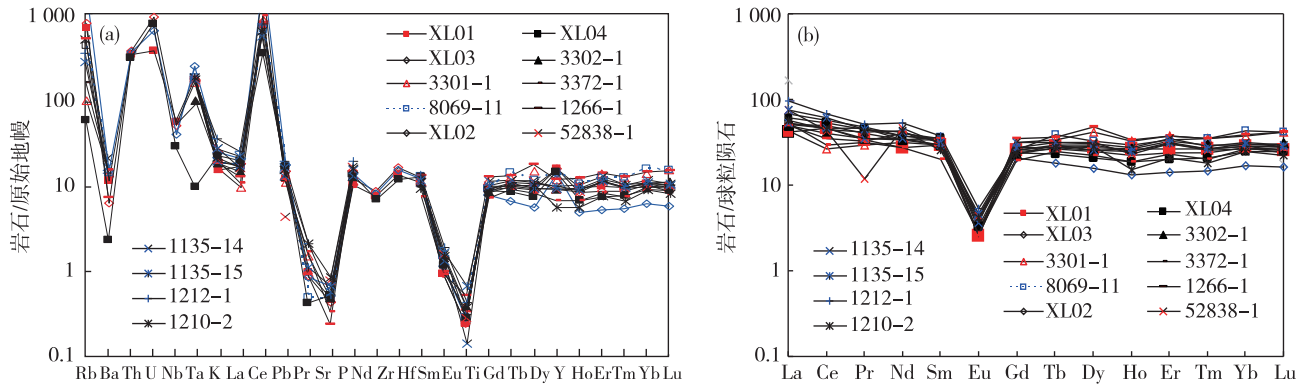


图 4 新路口花岗岩原始地幔标准化微量元素蛛网图(a)及球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图(b)<sup>[7]</sup>

Fig.4 Primitive mantle-normalized trace elements spider diagram (a) and chondrite-normalized REE patterns (b) of the Xinlukou granite<sup>[7]</sup>

### 3.4 Nd 同位素地球化学特征

本文选取 4 件岩石样品进行 Nd 同位素分析(表 3),  $I_{\text{Nd}}$  为 0.511 857~0.511 946, 二阶段年龄值

$T_{\text{DM2}}$  为 1.74~1.88 Ga。云英岩化花岗岩与新鲜花岗岩的 Nd 同位素特征值无明显差异, 具有典型的壳源特征<sup>[8]</sup>, 表明新路口花岗岩主要源自地壳。

表 3 新路口花岗岩 Sm-Nd 同位素组成

Table 3 Sr-Nd isotopic compositions of the Xinlukou granite

样号	$T/\text{Ma}$	$w(\text{Sm})/10^{-6}$	$w(\text{Nd})/10^{-6}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$I_{\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	$T_{\text{DM2}}/\text{Ga}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	Sm/Nd
XL01	148	4.53	13.04	$0.512\,058 \pm 7$	0.511 857	-11.31	-11.56	1.88	0.07	0.347
XL02	145	5.1	17.81	$0.512\,065 \pm 7$	0.511 901	-11.18	-10.74	1.81	-0.12	0.286
XL03	146	5.22	15.7	$0.512\,059 \pm 7$	0.511 867	-11.29	-11.38	1.86	0.02	0.332
XL04	146	5.36	17.29	$0.512\,125 \pm 8$	0.511 946	-10.01	-9.84	1.74	-0.05	0.310

## 4 锆石 U-Pb 年龄

### 4.1 分析方法

精选制靶后, 对锆石进行阴极发光图像(CL)和透反射光照相, 圈定测点位置。锆石测试工作在中国冶金地质总局山东局测试中心完成。锆石微量元素含量和 U-Pb 同位素测年利用 LA-ICP-MS 同时分析完成。激光剥蚀系统为 Coherent 公司的 GeoLas Pro 193 nm 准分子激光器, 等离子体质谱仪系统为 Thermo iCAPQ。采用氦气作为载气, 氟气作为补偿气调节灵敏度, 二者在进入 ICP 之前通过一个 Y 型接头混合。每个时间分辨分析数据包括约 15 s 的空白信号和 45 s 的样品信号。对分析数据的离线处理采用软件 ICP MS DataCal<sup>[9-10]</sup> 完成, 详细的仪器操作条件和数据处理方法参考文献

献<sup>[10]</sup>。

锆石微区 U-Pb 定年及微量元素测试采用国际标准样品 91500 做外标, GJ-1、PL、TEM、QH 做盲样测试, 精度在 3% 以内。微量元素外部标准 Nist610、BHVO-2G、BIR-2G, 采用 Si 作内标进行定量计算<sup>[10]</sup>。对于与分析时间有关的 U-Th-Pb 同位素比值漂移, 利用 GJ-1 的变化采用线性内插的方式进行校正。锆石样品的 U-Pb 年龄谐和图绘制和年龄权重平均计算均采用 Isoplot 完成。

### 4.2 分析结果

用于测试的锆石呈淡黄—浅棕色, 金刚光泽, 透明, 晶体以复四方晶体为主, 一部分具熔蚀边, 个别为浑圆状, 晶体大小不一, 粒度 50~100  $\mu\text{m}$ , 长宽比为 1:1~1:2.5。选取典型的岩浆锆石进行测试, U-Pb 同位素分析数据和计算的年龄值见表 4。

表 4 新路口花岗岩体锆石 U-Pb 同位素分析数据

Table 4 Analytical data of U-Pb isotopes of the zircons from the Xinlukou granite

测点号	$^{232}\text{Th}/$	$^{238}\text{U}/$	Th/U	同位素比值						表面年龄/Ma					
	$10^{-6}$	$10^{-6}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$
XL01-8	3 665.16	12 083.93	0.32	0.053 7	0.001 3	0.176 8	0.004 2	0.0234	0.000 3	361	54	165	4	149	2
XL01-16	1 178.71	6 750.69	0.52	0.062 2	0.004 6	0.204 0	0.015 7	0.023 4	0.000 5	683	159	188	13	149	3
XL01-17	1 013.02	3 638.00	0.91	0.055 5	0.002 0	0.183 0	0.006 3	0.023 5	0.000 4	432	80	171	5	150	2
XL01-19	1 378.78	2 383.14	0.69	0.053 8	0.003 2	0.169 9	0.009 9	0.022 9	0.000 5	361	140	159	9	146	3
XL01-22	564.60	740.25	0.33	0.057 0	0.002 1	0.178 4	0.006 4	0.022 3	0.000 3	500	81	167	6	142	2
XL01-24	4 662.02	11 358.22	0.41	0.060 1	0.001 7	0.197 9	0.005 7	0.023 4	0.000 4	606	62	183	5	149	2
XL01-30	246.34	498.22	0.22	0.052 0	0.001 5	0.170 1	0.005 5	0.023 3	0.000 3	283	69	159	5	148	2
XL02-8	580.80	1 514.27	0.71	0.108 4	0.004 9	0.343 4	0.016 3	0.022 6	0.000 4	1 773	83	300	12	144	3
XL02-11	668.80	515.10	0.44	0.062 3	0.002 5	0.213 3	0.008 1	0.024 8	0.000 4	683	85	196	7	158	3
XL02-14	1 164.19	4 900.87	0.70	0.072 7	0.008 3	0.267 3	0.029 4	0.026 6	0.000 8	1 006	233	241	24	169	5
XL02-16	2 127.00	10 937.91	0.17	0.082 2	0.00 29	0.286 3	0.011 2	0.024 5	0.000 3	1 250	64	256	9	156	2
XL02-17	399.21	1 138.28	0.75	0.060 6	0.004 0	0.191 2	0.013 0	0.022 5	0.000 5	628	141	178	11	144	3
XL02-18	3 665.16	12 083.93	0.58	0.058 8	0.005 1	0.188 4	0.018 5	0.022 5	0.000 6	561	189	175	16	144	4
XL02-19	1 178.71	6 750.69	0.17	0.045 4	0.002 0	0.147 5	0.006 8	0.023 1	0.000 4	—	—	140	6	147	3
XL02-22	1 013.02	3 638.00	0.81	0.051 3	0.003 3	0.173 0	0.011 1	0.024 2	0.000 6	257	148	162	10	154	4
XL02-27	1 378.78	2 383.14	0.59	0.049 3	0.001 9	0.181 6	0.006 8	0.026 3	0.000 5	165	89	169	6	167	3
XL02-28	564.60	740.25	0.40	0.077 7	0.003 2	0.254 3	0.011 5	0.023 2	0.000 6	1 139	83	230	9	148	4
XL03-2	3 665.00	12 084.00	71.1	0.114 7	0.006 9	0.375 2	0.023 7	0.022 7	0.000 3	1 876	109	324	18	145	2
XL03-3	1 179.00	6 751.00	0.33	0.051 3	0.001 5	0.165 8	0.005 3	0.022 8	0.000 3	257	70	156	5	145	2
XL03-7	1 013.00	3 638.00	26.3	0.096 9	0.011 0	0.348 3	0.060 0	0.022 7	0.000 7	1 566	215	303	45	145	4
XL03-8	3 665.16	12 083.93	71.12	0.107 3	0.007 6	0.361 9	0.034 0	0.022 6	0.000 5	1 755	130	314	25	144	3
XL03-10	1 178.71	6 750.69	0.33	0.101 0	0.015 2	0.347 7	0.062 7	0.022 7	0.000 9	1 643	249	303	47	145	5
XL03-12	1 013.02	3 638.00	26.25	0.137 0	0.008 4	0.454 3	0.029 3	0.022 8	0.000 4	2 190	107	380	20	146	3
XL03-13	1 378.78	2 383.14	21.01	0.051 0	0.003 4	0.166 7	0.009 6	0.023 5	0.000 5	239	154	157	8	149	3
XL03-17	564.60	740.25	10.11	0.066 1	0.003 5	0.214 8	0.010 5	0.023 2	0.000 6	809	108	198	9	148	4
XL03-21	4 662.02	11 358.22	69.91	0.053 4	0.004 0	0.173 6	0.013 3	0.023 3	0.000 7	346	170	163	11	149	5
XL03-28	246.34	498.22	0.00	0.077 7	0.002 6	0.252 1	0.008 6	0.023 1	0.000 4	1 139	66	228	7	147	2
XL03-29	580.80	1 514.27	4.19	0.050 8	0.001 2	0.164 8	0.004 0	0.023 1	0.000 3	232	56	155	4	147	2
XL03-30	668.80	515.10	0.00	0.050 3	0.002 2	0.163 2	0.008 2	0.023 1	0.000 4	209	102	154	7	147	2

注:表中列误差均为  $1\sigma$ 

(1) XL01 样品的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄(图 5(a))。由 7 个点组成,锆石呈自形晶,CL 图像显示锆石具良好的环带,Th/U 值为 0.32~0.91, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  表面年龄为 142~150 Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $147\pm 3$  Ma(MSWD=1.8),代表主期岩浆的结晶年龄。

(2) XL02 样品的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄(图 5(b)):由 6 个点组成,锆石呈自形晶,环带发育,Th/U 值为 0.17~0.75, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  表面年龄集中在 144~148 Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $145\pm 4$  Ma(MSWD=0.20),代表主期岩浆结晶年龄。

(3) XL03 样品的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄(图 5(c))。由 14 个点组成,锆石环带发育良好,Th/U 值为 0.17~0.76,属岩浆成因锆石, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  表面年龄为 144~149 Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  加权平均年龄为  $146\pm 2$  Ma(MSWD=0.33),代表主期岩浆结晶的年龄。

## 5 讨 论

### 5.1 同位素年代学意义

前人推测新路口复式岩体的形成时代为晚侏罗世<sup>[3]</sup>。本文获得的细粒含石榴石二长花岗岩

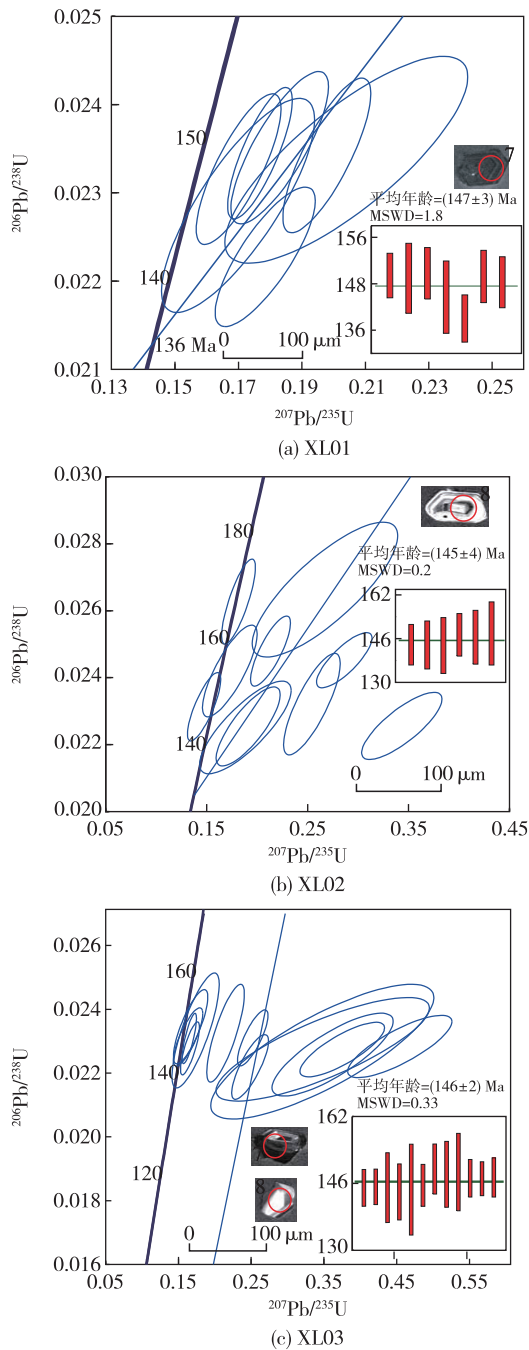


图 5 新路口花岗岩锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 5 Concordia diagrams of zircon U-Pb ages of the Xinlukou granite

(XL01)  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄为  $147 \pm 3$  Ma (MSWD = 1.8), 似斑状中粗粒黑云母正长花岗岩 (XL02)  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄为  $145 \pm 4$  Ma (MSWD = 0.20), 似斑状细粒黑云母正长花岗岩 (XL03)  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄为  $146 \pm 2$  Ma (MSWD = 0.33)。上述 3 组同位素年龄结果可互相印证, 主期岩浆岩结晶年龄为 147~

145 Ma, 表明新路口复式岩体的形成时代属晚侏罗世, 进一步证实长乐—南澳断裂带在此期间存在强烈的构造-岩浆作用<sup>[11]</sup>。岩浆期后热液作用与钨锡矿化蚀变基本同时发生, 即新路口钨锡矿成矿年龄为 147~145 Ma, 属晚侏罗世。

## 5.2 岩浆成因

新路口钨锡矿含石榴石二长花岗岩和正长花岗岩体内无闪长质包体, 也未见铁镁质脉体。新路口复式岩体的  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  为 1.68~46.93, 符合 S 型花岗岩的特征。该区花岗岩体的高场强元素 Zr 和 Hf 相对亏损 (图 4), 球粒陨石标准化稀土元素配分曲线呈“海鸥”型, Eu 显著亏损。与华南含钨锡矿花岗岩稀土元素特征<sup>[12]</sup> 相比, 具有 S 型花岗岩的特征, 但“海鸥”型稀土元素配分曲线及较低的  $\delta\text{Eu}$  值 (0.09~0.13) 并非典型 S 型花岗岩的特征。吴福元等<sup>[13]</sup> 认为千里山岩体属高分异花岗岩, 其球粒陨石标准化稀土元素配分曲线与新路口复式岩体球粒陨石标准化稀土元素配分曲线相似, 表明高分异作用可导致类似的稀土元素配分特征。毛景文等<sup>[14]</sup> 认为千里山岩体是 S 型花岗岩。因此, 新路口花岗岩可能属于高分异 S 型花岗岩。

## 5.3 成岩构造环境

晚三叠世—晚白垩世, 福建进入滨太平洋构造活动带地壳演化最激烈的时期, 在滨太平洋断裂体系作用下, 出现大规模断陷及频繁的岩浆侵入活动<sup>[1]</sup>。晚侏罗世—早白垩世 (155~97 Ma), 剧烈的构造作用出现在长乐—南澳断裂带<sup>[15-17]</sup>。台湾地区未发现 155~97 Ma 的岩浆岩, 变质碎屑岩中也少见晚侏罗世—早白垩世碎屑锆石, 表明台湾地区可能未发生强烈的构造-岩浆活动<sup>[18,19]</sup>。福建沿海地区 (长乐—南澳断裂带) 形成了 2 期石英闪长岩-花岗闪长岩-二长花岗岩-正长花岗岩岩套<sup>[15-17]</sup> 和变质作用, 存在壳幔岩浆混合的岩浆岩。福建东部地区存在大量火山喷发活动, 政和—大埔深大断裂以西为伸展构造环境下的构造-岩浆活动。研究区位于政和—大埔深大断裂以西, 出现 NNE 向张扭性伸展构造带和酸性岩浆活动带。在伸展构造环境下, 深部熔融岩浆在有利的构造部位形成岩浆房, 形成与岩浆结晶分离有关的高分异岩浆。

综上, 晚侏罗世—早白垩世, 研究区处于伸展构造环境, 在新元古代和志留纪岩浆作用残余相内, 岩浆再次熔融, 在相对稳定的地壳内部产生岩浆房, 是对长乐—南澳断裂带构造作用的响应。

#### 5.4 锡矿成矿作用

锡在地壳深部或地幔中具有亲铁性<sup>[21]</sup>。研究区含矿花岗岩中黑云母含量较高,深部锡可能赋存在黑云母中。钨锡在黑云母等硅酸盐矿物集合体中含量较高<sup>[21]</sup>,在石英和长石中含量较低,锡还可能赋存在副矿物(如锡石)中。刘英俊等<sup>[21]</sup>认为,石榴石、角闪石、辉石和黑云母是钨锡的荷载矿物和富集矿物,研究区黑云母片岩中 W 含量为 $(4.71 \sim 6.5) \times 10^{-6}$ ,变粒岩中 W 含量为 $(1.14 \sim 2.66) \times 10^{-6}$ 。晚侏罗世岩浆熔融事件,黑云母分解,使其中的钨锡转移至岩浆中。研究表明,华南中生代花岗岩分为含锡花岗岩和不含锡花岗岩,源岩 Sn 含量具有显著差异<sup>[21]</sup>。新路口新元古代变质火山岩 Sn 含量为 $(4 \sim 30) \times 10^{-6}$ ,峰值为 $12 \times 10^{-6}$ ;志留纪花岗岩 Sn 含量平均值为 $(4.7 \sim 5.5) \times 10^{-6}$ ,峰值为 $5 \times 10^{-6}$ ;新路口岩体 Sn 含量平均值为 $(3.6 \sim 10) \times 10^{-6}$ ,峰值为 $8 \times 10^{-6}$ 。新元古代岩浆分异属地壳初始熔融过程,更接近原始地壳 Sn 含量<sup>[20]</sup>,表明花岗质岩浆作用使 Sn 留存在地壳深部。新路口地区因地壳深部 Sn 含量较高,易形成含锡花岗岩,也易于成矿。

新路口地区钨锡矿成矿经历了矿源层形成、成矿物质转移和成矿物质析出 3 个阶段。矿源层形成经历 3 种重要的地质作用:一是岩浆作用使 Sn 富集;二是地壳中黑云母等富含钨锡的矿物集合体,受到来自深部的热液作用发生熔融,成矿物质转移至岩浆中,形成含矿岩浆;三是富含矿质的岩浆热液从岩浆中析出,在合适的构造部位定位成矿。从富含 Sn 的岩石类型变化中,推断新元古代火山岩 Sn 含量较高,说明初始地壳物质 Sn 含量较高,志留纪岩浆岩 Sn 含量较低,说明 Sn 在岩浆活动中更倾向于留在深部。晚侏罗世岩浆活动可能为志留纪残余相的重熔,使钨锡矿质活化、转移,并成为岩浆的组成部分,由深部向浅部运移,经过多次结晶分异,使矿质在熔浆中不断富集,后期转移至含矿热液中。晚侏罗世,该区存在厚度巨大(约 31 km)的陆壳<sup>[1]</sup>,在张性构造环境下,深部地壳受热使富含矿质的物质层形成熔浆,进入相对稳定的岩浆房,受温压条件及其他物化条件的影响,岩浆房内岩浆不断结晶,形成堆晶岩,使岩浆富含钨锡,并聚集成较大的岩浆体,在构造作用下,岩浆向浅部迁移,定位结晶,析出的含矿岩浆热液(富含 Si、F 等挥发分及

钨锡)沿岩体内部或外接触带形成矿体。

综上,该区钨锡矿是晚侏罗世构造-岩浆活动的产物,是志留纪岩浆活动的残余相,将钨锡转移至岩浆中,岩浆聚集于岩浆房,经过结晶分异作用,形成富含 Si、碱质及 F 的含矿岩浆。在伸展构造作用下,含矿岩浆向浅部运移,结晶成岩,并分离出含矿热液,沿构造有利部位迁移、定位,形成钨锡矿体。

#### 6 结论

(1)新路口花岗岩体锆石 U-Pb 年龄为 147~145 Ma,属晚侏罗世,钨锡矿的成矿时代与成岩时代相近,同属晚侏罗世。

(2)新路口花岗岩体属于高分异 S 型花岗岩,主要源自地壳,是伸展构造环境下晚侏罗世构造-岩浆活动的产物。

(3)新路口钨锡矿是经历新元古代和志留纪岩浆作用形成的富含钨锡的残留体;晚侏罗世岩浆热事件对残留体再次熔融,形成富含 Si、碱质及 F 的岩浆热液,将钨锡从残余矿物中迁移,聚集于岩浆房中,经过结晶分异,形成富含矿质的高分异岩浆,沿构造有利部位向浅部运移和结晶,形成钨锡矿体。

**致谢:**参加野外调研工作的有黄长煌高级工程师和林慈奎高级工程师,成文过程中得到福建省地质矿产勘查开发局张必龙博士和中国地质科学院矿产资源研究所陈郑辉教授级高级工程师的指导,在此表示衷心感谢!

#### 参考文献

- [1] 福建省地质调查研究院. 中国区域地质志·福建志[M]. 北京:地质出版社,2016.
- [2] 卢焕章. 华南钨矿成因[M]. 重庆:重庆出版社,1986.
- [3] 福建省区域地质调查队. 1:5万万安、将乐、元坑幅区域地质调查报告[R]. 三明:福建省区域地质调查队,1987.
- [4] 黄长煌. 福建东山晚中生代花岗岩的 LA-ICP-MS 锆石同位素定年及其地质意义[J]. 福建地质, 2015, 34(4): 261-271.
- [5] 邱家骧, 林景仟. 岩石化学[M]. 北京:地质出版社,1991.
- [6] HARRIS N B W, PEARSE J A, TINDLE A G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism[J]. Collision Tectonics, 1986, 19(5): 67-81.



- [7] SUN S S, MCDONOUGH W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [J]. Geological Society Special Publications, 1989, 42: 313-345.
- [8] 李昌年. 火成岩微量元素岩石学[M]. 北京: 中国地质大学出版社, 1992.
- [9] 侯可军, 李延河, 田有荣. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术 [J]. 矿床地质, 2009, 28 (4): 481-492.
- [10] LIU Y S, GAO S, HU Z C, et al. 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 from mantle xenoliths [J]. Journal of Petrology, 2010, 51 (1/2): 537-571.
- [11] 朱金初, 徐士进. 华南含锡钨花岗岩的稀土元素地球化学特征和岩石成因 [J]. 矿床地质, 1989, 8 (3): 21-31.
- [12] 冯艳芳, 邓晋福, 肖庆辉, 等. 长乐—南南澳构造带花岗岩类年代学岩石组合与构造演化 [M]. 北京: 地质出版社, 2013.
- [13] 吴福元, 刘小驰, 纪伟强, 等. 高分异花岗岩的识别与研究 [J]. 中国科学: 地球科学, 2017, 47 (7): 745-765.
- [14] 毛景文, 李红艳, 裴荣富. 千里山花岗岩体地质地球化学及与成矿关系 [J]. 矿床地质, 1995, 14 (1): 12-25.
- [15] 黄长煌. 福建东山变质岩 LA-ICP-MS 同位素年龄及其地质意义 [J]. 中国地质, 2016, 43 (3): 738-750.
- [16] 黄长煌. 福建龙海深澳变质岩锆石 U-Pb 同位素年代学及地质意义 [J]. 华东地质, 2016, 37 (1): 28-35.
- [17] 黄长煌. 福建港里地区变质岩与南园组火山岩的地球化学特征及锆石 U-Pb 年龄对比研究 [J]. 华东地质, 2017, 38 (1): 12-20.
- [18] 黄长煌. 台湾东部未变形花岗岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年及其地质意义 [J]. 地质通报, 2017, 36 (10): 1741-1749.
- [19] 黄长煌. 台湾东澳片岩同位素年龄及地质意义 [J]. 中国地质, 2017, 44 (6): 466-479.
- [20] 周金城, 王孝磊. 实验及理论岩石学 [M]. 北京: 地质出版社, 2005.
- [21] 刘英俊, 曹励明, 李兆麟, 等. 元素地球化学 [M]. 北京: 科学出版社, 1984.

## Geochemistry and zircon U-Pb age of the Xinlukou granite in Jiangle County, Fujian Province and their mineralization significances

LI Xue-xie

(Fujian Institute of Geological Survey, Fuzhou 350013, China)

**Abstract:** This study discussed the forming age and magmatic origin of the Xinlukou granite in Jiangle, Fujian Province, and its relation to tungsten-tin mineralization using analysis of lithology, geochemistry and isotopic chronology. The results show that the Xinlukou granite is high in silicate, metaluminous-peraluminous, rich in alkaline, poor in iron and magnesium, strongly depleted in Ba, Sr, P, Ti and Nb. The chondrite normalized REE distribution diagram presents a seagull pattern with strong Eu depletion, suggesting highly fractionated S-type granite. Nd isotopic analysis shows the granite sourced mainly from crust. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating indicates the granite formed at 147~145 Ma, Late Jurassic. The tungsten-tin deposit also formed in the Late Jurassic and was the product of the tectonic and magmatic activity in the extensional tectonic environment of Late Jurassic. Experiencing the Neoproterozoic and Silurian magmatism, the newly-formed W-Sn enriched residues was re-melted into Si-rich, alkali-rich and F-rich magma and hydrothermal fluid, from which W and Sn were extracted to accumulate in magmatic chambers. Fractional crystallization resulted in the formation of highly fractionated magma rich in ore-bearing materials, which migrated into along preferential structures and crystallize to form W- and Sn-bearing orebodies at shallow part.

**Key words:** granites; LA-ICP-MS zircon U-Pb dating; tungsten-tin ore; Jiangle, Fujian