

DOI:10.16788/j.hddz.32-1865/P.2020.02.003

引用格式:柯宏飙,王金泉,丁勇,等. 皖南歙县新溪口岩体锆石 U-Pb 定年、地球化学特征及找矿前景[J]. 华东地质, 2020, 41(2):116-127.

## 皖南歙县新溪口岩体锆石 U-Pb 定年、 地球化学特征及找矿前景

柯宏飙,王金泉,丁勇,陈明

(安徽省地质矿产勘查局 332 地质队,黄山 245000)

**摘要:** 皖南歙县新溪口岩体为中细粒少斑花岗岩,侵位时间为  $121.31 \pm 0.67$  Ma;岩石具有高硅、富钾特征。 $\text{SiO}_2$  含量为 75.97%~76.49%, $\text{K}_2\text{O}$  含量为 4.84%~5.28%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  为 1.61~2.05, $A/\text{CNK}$  为 1.05~1.06, $A/\text{NK}$  为 1.16~1.19,属弱过铝质花岗岩。稀土元素总量为  $(261.90 \sim 329.83) \times 10^{-6}$ ,具有海鸥型右倾配分模式, $(\text{La}/\text{Yb})_N$  为 3.26~5.15,具有强烈的 Eu 负异常( $\delta\text{Eu}=0.018 \sim 0.063$ )。大离子亲石元素 Rb 富集,Ba、Sr 亏损,高场强元素 Th、U 富集,Nb、Ti 具有明显的负异常。岩体形成于燕山晚期早阶段古太平洋板块俯冲后拉张伸展构造环境,是岩石圈减薄引发软流圈地幔上涌,上覆地壳受热部分熔融并发生结晶分离作用形成的  $A_2$  型花岗岩。岩体出露点较多,剥蚀较浅,富含 W、Sn、Bi 等金属元素,这些元素通过云英岩化等高温气液蚀变扩散至围岩中,指示良好的找矿前景。

**关键词:** A 型花岗岩;锆石 U-Pb 定年;燕山晚期;锡石重砂异常;皖南

**中图分类号:** P588.121

**文献标识码:** A

**文章编号:** 2096-1871(2020)02-116-12

出露于扬子板块东南缘江南造山带<sup>[1]</sup>东段的燕山早阶段岩浆侵入活动主要集中在 152~137 Ma,岩性以钙碱性 I 型花岗闪长岩和二长花岗岩为主,指示从挤压造山向后造山转换的构造环境,岩浆主要来源于下地壳的部分熔融,源区的成矿物质较富集,多与钨钼多金属矿具有密切的成因关系<sup>[2-6]</sup>。晚阶段的岩浆岩侵位时间主要集中于 133~120 Ma,岩性以 A 型花岗岩为主,岩浆主要来源于下地壳的部分熔融并有软流圈地幔物质加入,或下地壳受地幔岩浆或热源影响发生重熔的产物沿张性断裂上升而形成,指示拉张的构造环境,部分岩体与矿化具有密切关系<sup>[2,7-9]</sup>。已有的研究工作反映江南造山带东段在燕山期发生了由挤压向拉张环境的转换,且燕山期早阶段花岗质岩浆活动的成矿作用强于燕山期晚阶段的岩浆活动。

在皖南东部及皖浙交界处,侵入于新元古代火山-碎屑岩层中的燕山期花岗岩体总体零星出露,规模较小。前人对花岗岩体特征、形成的构造环境以及与矿化关系认识还不全面。新溪口岩体出露面积为 0.30 km<sup>2</sup>,“安徽 1:5 万街口幅区域地质矿产调查报告”<sup>[10]</sup>对该岩体属性、物质来源、形成构造环境等缺少与区域研究成果的对比,未对岩体的找矿前景进行分析。本文对新溪口岩体锆石 U-Pb 年龄和地球化学特征进行分析,并与皖浙相邻区燕山期花岗岩进行对比,在此基础上,探讨了该岩体属性、构造环境、矿化关系及其找矿前景,为下一步找矿工作提供参考。

### 1 地质背景

新溪口岩体位于安徽省黄山市歙县和浙江省

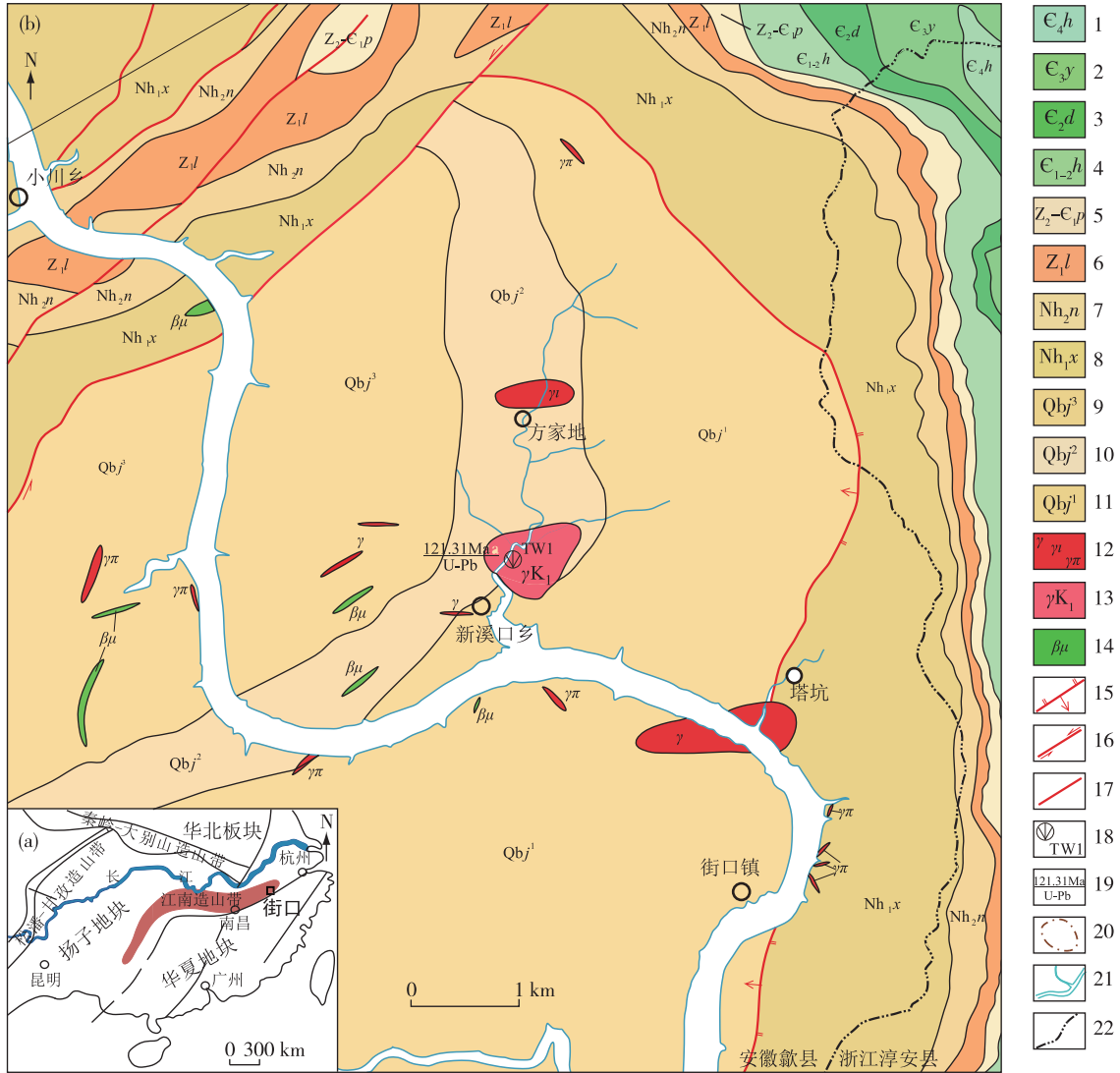
\* 收稿日期:2019-11-17 修订日期:2020-03-02 责任编辑:叶海敏

**基金项目:** 中国地质调查局南京地质调查中心“钦杭成矿带德兴—歙县地区地质矿产调查(编号:DD20160038)”子项目“安徽 1:5 万街口幅区域地质矿产调查”项目资助。

**第一作者简介:** 柯宏飙,1969 年生,男,高级工程师,主要从事矿产地质勘查和区域地质调查工作。

淳安县交界处。大地构造位置处于江南造山带东段,该区域经历了自中—新元古代以来的多次造山作用和多旋回的岩浆活动,大规模的岩浆事件发生在新元古代与中生代燕山期<sup>[11]</sup>。新溪口地区大面积出露的基底为青白口纪井潭组浅变质火山岩系,盖层为南华纪休宁组碎屑岩、南沱组冰碛砾岩、震

旦纪兰田组、皮园村组白云质灰岩、板岩和硅质岩、寒武纪荷塘组含碳质板岩、大陈岭组、杨柳岗组灰岩和泥灰岩夹板岩。基底向东逆冲于盖层之上,两者之间发育耳廓状弧形街口脆韧性剪切带,西北部发育 NE 向小川左行平移断裂带,将街口脆韧性剪切带和井潭组切断并向西南方向拖曳(图 1)。



1.寒武纪华严寺组;2.寒武纪杨柳岗组;3.寒武纪大陈岭组;4.寒武纪荷塘组;5.晚震旦世—早寒武世皮园村组;6.震旦纪兰田组;7.南华纪南沱组;8.南华纪休宁组;9.青白口纪井潭组三段;10.青白口纪井潭组二段;11.青白口纪井潭组一段;12.花岗岩、花岗斑岩、细晶花岗岩;13.新溪口花岗岩;14.辉绿玢岩;15.逆断层;16.左行平移断层;17.性质不明断层;18.同位素样品采样位置及编号;19.锆石 U-Pb 同位素定年值;20.锡石—重晶石异常区;21.河流;22.省界

图 1 新溪口地区地质略图<sup>[10,12]</sup>

Fig. 1 Simplified geological map of Xinxikou district<sup>[10,12]</sup>

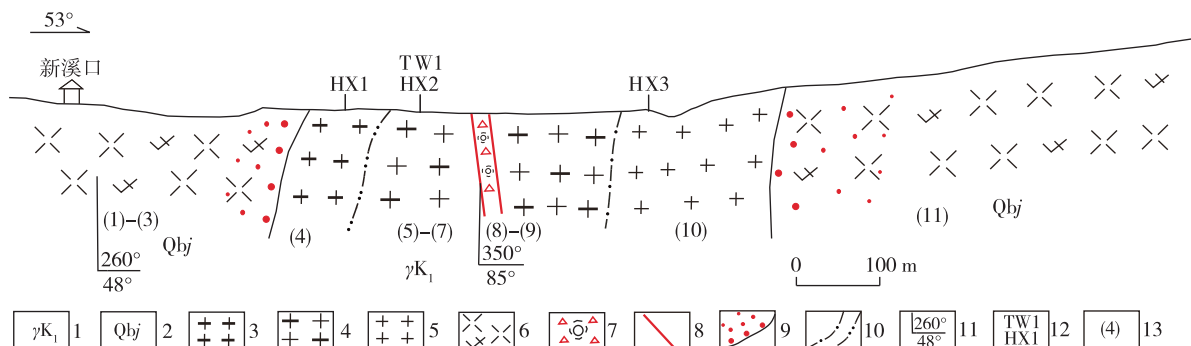
街口镇向北至新溪口、方家地出露塔坑岩体、新溪口岩体、方家地岩体,组成呈 SN 向展布的花岗

岩带,侵入于青白口纪井潭组,距街口脆韧性断裂带仅 0~2.5 km,3 个岩体出露面积分别为 0.6 km<sup>2</sup>、

0.3 km<sup>2</sup>和0.1 km<sup>2</sup>(图1)。新溪口岩体( $\gamma K_1$ )位于岩带中间,呈岩株状产出,侵入产状向外陡倾。接触带附近围岩有较强的硅化、角岩化,蚀变带宽度为100~500 m。其北东端混合岩化作用强烈,形成宽度5~84 m的混染岩带,岩体与角岩化围岩呈过渡关系,靠近岩体一侧矿物具定向性,发育片状构造和斑点状黑云母集合体,靠近围岩一侧岩石流纹构造和韧性变形不明显。

依据主要矿物成分及结构、构造特征,新溪口岩体可分为3种岩性:细粒斑状花岗岩、中细粒少斑花岗岩和细晶花岗岩,主要由细晶花岗岩和中细粒少斑花岗岩组成。中细粒少斑花岗岩出露于岩体

中间,西南边缘为细粒斑状花岗岩,东北边缘为细晶花岗岩,岩体内未发现中、基性岩等残留体(图2)。东北段出露细晶花岗岩,其矿物组成、结构特征与北面的方家地细晶花岗岩、西面细粒花岗岩脉基本一致,岩体中段、西南段出露的中细粒少斑似斑状花岗岩,与塔坑岩体(密集花岗岩脉带)的矿物组成和结构特征基本一致<sup>[10]</sup>,由此推测在方家地—新溪口—塔坑一带花岗岩可能为同一隐伏岩体在地表的多个出露点,结合区域重力资料推断该隐伏岩体向下延伸较大<sup>[12]</sup>,面积约20~30 km<sup>2</sup>,顶界面埋深大约0.2 km,上部呈数个小岩株、岩枝侵入,反映剥蚀较浅。



1.早白垩世花岗岩;2.青口纪井潭组;3.细粒斑状花岗岩;4.中细粒少斑花岗岩;5.细晶花岗岩;6.英安质流纹岩;7.硅化构造角砾岩;8.断层;9.角岩化;10.脉动、涌动接触界线;11.产状;12.采样位置及编号;13.岩石分层号

图2 新溪口岩体实测剖面图<sup>[10]</sup>

Fig. 2 Measured cross section of the Xinxikou pluton<sup>[10]</sup>

## 2 样品特征及分析方法

在沿河公路连续出露的新鲜基岩中采集了3件岩性不同的样品,用于主量与微量元素测试,编号分别为HX1、HX2和HX3。HX1是岩体西南边缘细粒斑状花岗,HX2是岩体中部中(细)粒少斑花岗岩,HX3是岩体东北边缘细晶花岗岩,其岩石宏观及显微特征见图3。在HX2样品处采集了用于锆石U-Pb同位素定年样品TW1。

定年样品TW1送至南京宏创地质勘查技术服务有限公司进行加工,采用重选、磁选将锆石从花岗岩样品中分离,挑选锆石、制靶,对其表面进行抛光打磨至锆石内部暴露,然后进行锆石显微镜照相(透射光和反射光)、阴极发光扫描电镜显微照相(CL)。

锆石U-Pb同位素年龄在激光-电感耦合等离子质谱(即LA-ICP-MS)仪器上用标准测定程序进行测试,新溪口岩体LA-ICP-MS锆石U-Pb同位素测试结果见表1。测试数据经过ICPMSDataCal软件离线处理完成,采用Isoplot 4.15版软件对测试数据进行普通铅校正、年龄加权平均值计算及U-Pb年龄谐和图绘制。

主量及微量元素测试在澳实分析检测(广州)有限公司完成,结果见表2。主量元素用硼酸锂-硝酸锂熔融,X荧光光谱仪(荷兰)测试,检出下限为0.01%,分析精度优于2%。稀土元素使用硼酸锂1025℃熔融-酸消解,电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)定量测试,分析精度优于10%,微量元素采用四酸消解,电感耦合等离子体发射光谱仪测试,分析精度优于10%。

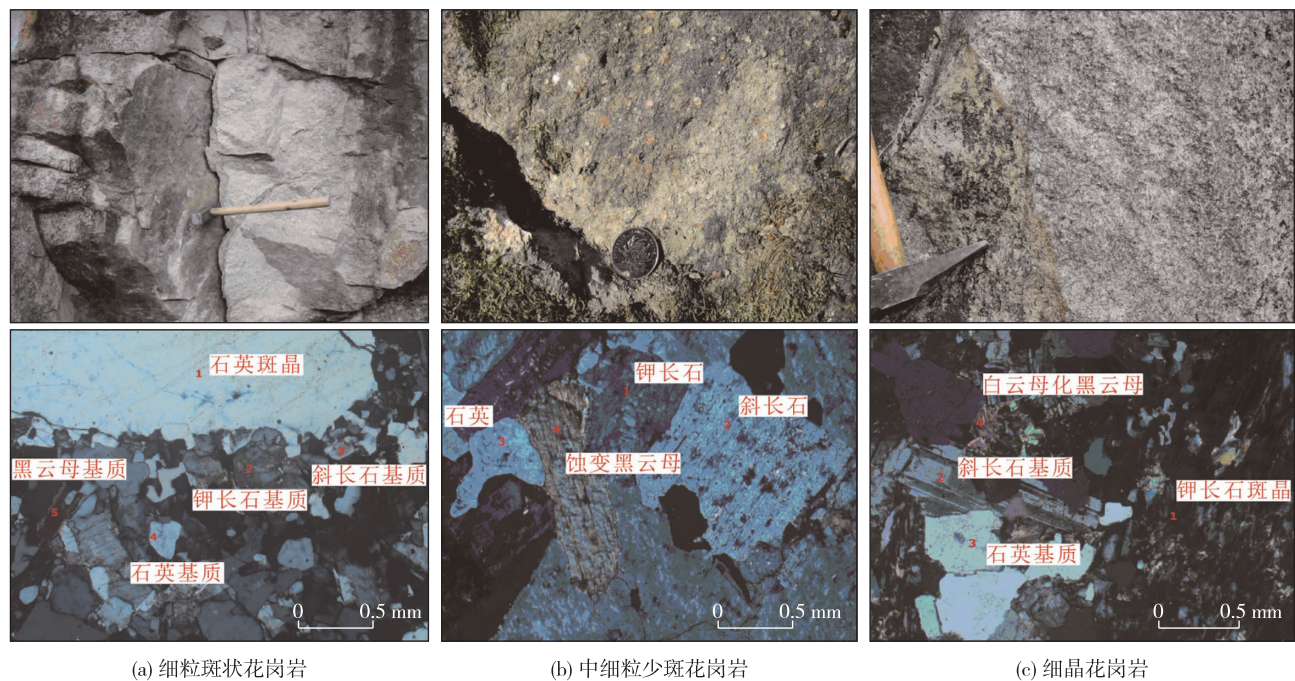


图 3 新溪口岩体主要岩性野外露头(上)及显微镜(下)特征照片

Fig. 3 Field photographs(upper part) and photomicrographs(lower part) of the Xinxikou pluton

表 1 新溪口岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分析结果

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb isotopic analyses of the Xinxikou pluton

测点 编号	Th/ 10 <sup>-6</sup>	U/ 10 <sup>-6</sup>	Th/U	同位素比值						表面年龄/Ma					
				<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	1σ	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	1σ	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	1σ
TW1-01	499.46	1 179.35	0.42	0.049	0.000 9	0.131	0.002 7	0.019	0.000 18	172.3	42.6	124.7	2.4	122.1	1.1
TW1-02	221.70	725.43	0.31	0.050	0.000 9	0.143	0.002 6	0.021	0.000 15	213.0	42.6	135.7	2.3	131.3	1.0
TW1-03	322.17	829.54	0.39	0.048	0.001 0	0.136	0.003 3	0.021	0.000 25	100.1	50.0	129.6	3.0	131.9	1.6
TW1-04	479.46	1 159.48	0.41	0.051	0.000 9	0.143	0.002 9	0.020	0.000 20	233.4	40.7	135.7	2.5	130.2	1.3
TW1-05	729.64	2 114.81	0.35	0.051	0.000 7	0.133	0.001 8	0.019	0.000 14	227.8	31.5	126.9	1.6	121.9	0.9
TW1-06	713.73	1 879.60	0.38	0.050	0.000 7	0.129	0.002 1	0.019	0.000 14	183.4	33.3	123.0	1.9	119.3	0.9
TW1-07	968.95	2 561.89	0.38	0.051	0.000 7	0.119	0.001 6	0.017	0.000 12	233.4	29.6	114.3	1.5	108.8	0.8
TW1-08	253.78	546.35	0.46	0.049	0.001 0	0.141	0.003 0	0.021	0.000 18	164.9	45.4	133.8	2.6	132.3	1.1
TW1-09	262.22	596.38	0.44	0.047	0.001 0	0.136	0.003 1	0.021	0.000 20	50.1	51.8	129.8	2.8	134.6	1.3
TW1-10	784.28	2 105.86	0.37	0.048	0.000 8	0.122	0.002 1	0.018	0.000 15	124.2	39.8	116.7	1.9	116.1	1.0
TW1-11	323.35	686.94	0.47	0.049	0.000 9	0.140	0.002 6	0.021	0.000 16	168.6	44.4	132.9	2.3	131.1	1.0
TW1-12	244.10	559.22	0.44	0.051	0.001 2	0.146	0.003 6	0.021	0.000 20	239.0	55.5	138.5	3.2	132.8	1.3
TW1-13	282.52	520.51	0.54	0.051	0.001 1	0.147	0.003 2	0.021	0.000 17	250.1	43.5	138.8	2.8	132.2	1.1
TW1-14	340.57	649.65	0.52	0.051	0.001 2	0.146	0.003 4	0.021	0.000 15	250.1	51.8	138.3	3.0	131.3	1.0
TW1-15	680.31	1 475.95	0.46	0.049	0.000 9	0.128	0.002 3	0.019	0.000 17	153.8	36.1	122.7	2.1	120.8	1.1
TW1-16	836.79	1 892.90	0.44	0.049	0.001 0	0.129	0.002 1	0.019	0.000 16	200.1	50.0	123.2	1.9	121.9	1.0
TW1-17	767.65	2 015.57	0.38	0.051	0.002 0	0.122	0.002 6	0.018	0.000 18	220.4	88.9	116.5	2.4	114.8	1.1
TW1-18	1 070.90	2 460.04	0.44	0.050	0.000 7	0.131	0.002 0	0.019	0.000 18	190.8	33.3	125.2	1.8	121.6	1.1
TW1-19	478.11	1 082.86	0.44	0.048	0.000 8	0.128	0.002 4	0.019	0.000 17	101.9	42.6	121.9	2.2	122.7	1.1
TW1-20	248.19	463.52	0.54	0.048	0.001 3	0.137	0.003 5	0.021	0.000 16	101.9	61.1	130.4	3.1	132.5	1.0
TW1-21	189.23	549.64	0.34	0.048	0.001 3	0.139	0.003 3	0.021	0.000 16	105.6	64.8	131.7	3.0	132.8	1.0
TW1-22	877.03	1 798.30	0.49	0.050	0.000 7	0.130	0.002 1	0.019	0.000 17	172.3	33.3	124.1	1.9	121.1	1.1
TW1-23	246.01	419.10	0.59	0.049	0.001 1	0.141	0.003 5	0.021	0.000 20	172.3	55.5	134.3	3.1	132.0	1.3
TW1-24	673.02	1 521.04	0.44	0.049	0.001 1	0.127	0.002 5	0.019	0.000 17	124.2	49.1	121.6	2.2	121.1	1.1
TW1-25	2 499.14	4 145.29	0.60	0.047	0.001 7	0.121	0.004 6	0.019	0.000 12	50.1	150.0	116.4	4.2	118.5	0.8



表2 新溪口岩体主量元素分析结果及特征参数

Table 2 Major elements and characteristic parameters of the Xinxikou pluton

样品 编号	主量元素含量/%											特征参数				
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TF <sub>Fe2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	CaO	MgO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	烧失量	总量	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	A/NK	A/CNK
HX1	76.49	12.16	1.64	0.02	0.59	0.03	5.16	2.97	<0.01	0.09	0.90	100.06	8.13	1.74	1.16	1.05
HX2	76.34	11.71	1.71	0.02	0.61	0.03	5.28	2.58	<0.01	0.11	0.80	99.20	7.86	2.05	1.18	1.06
HX3	75.97	12.17	1.58	0.02	0.69	0.02	4.84	3.01	<0.01	0.08	0.96	99.34	7.85	1.61	1.19	1.06

### 3 锆石 U-Pb 年代学特征

锆石以灰棕色、深灰色为主,半透明到透明,自形晶形态较好,多呈柱状,粒径为 40~100  $\mu\text{m}$ 。锆

石 CL 图像(图 4)显示部分锆石具有明显的核边结构,核部锆石呈不规则状,具有溶蚀现象,推断为继承锆石,边缘具有明显的震荡环带,环带密集、间隔较窄,显示锆石岩浆成因的生长环带特征<sup>[13]</sup>。

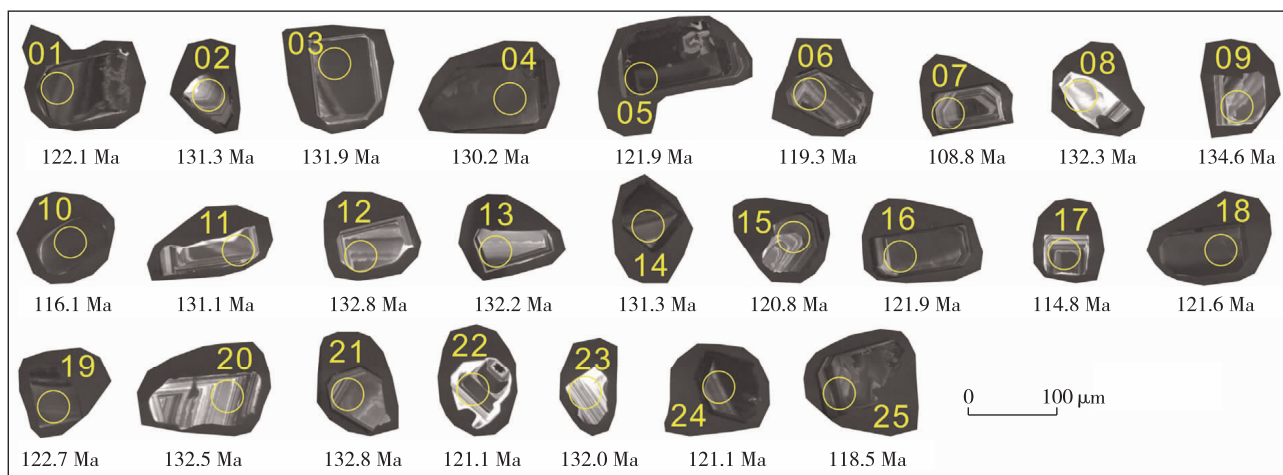


图4 新溪口岩体代表性锆石阴极发光(CL)图像

Fig. 4 Cathodoluminescence images of representative zircons from the Xinxikou pluton

不同成因锆石具有不同的 Th、U 含量及 Th/U 值<sup>[13]</sup>。在样品 25 个分析点中(表 1),锆石 U 和 Th 含量较高, Pb 含量较低, U 含量为  $(419.10 \sim 4145.29) \times 10^{-6}$ , Th 含量为  $(189.23 \sim 2499.14) \times 10^{-6}$ , Th/U 值为 0.31~0.60,反映放射性元素衰变的均衡性,所有分析点 Th/U 值  $>0.3$ , 17 个分析点 Th/U 值  $>0.4$ ,符合岩浆成因锆石特征<sup>[13]</sup>。

样品 TW1 中 25 个分析点主要集中分布于 2 个年龄区。锆石 U-Pb 年龄谱和图见图 5,分为早期锆石(图 5(a))与晚期锆石(图 5(b)),两组锆石数量相差不大。7 号分析点(图 4)年龄值为 108.8 Ma, U 和 Th 含量较高,光泽较强,CL 图像中显示清晰

的生长环带,可能表明局部发生了热变质重结晶作用。10 号分析点 U 和 Th 含量较高,但晶体呈深灰色,暗淡无光泽,几乎无生长环带,具有变质锆石特征<sup>[10]</sup>,变质作用影响定年值偏小。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年数据分别为  $121.31 \pm 0.67$  Ma 和  $132.02 \pm 0.64$  Ma,其中  $121.31 \pm 0.67$  Ma 代表花岗岩的侵位年龄,比邻近地区岩浆岩活动时代略晚,但与北面 43 km 处伏岭复式岩基的侵位年龄  $(120 \pm 2$  Ma)<sup>[7]</sup>相近,说明皖南东部地区存在早白垩世中期大致相当于燕山晚期早阶段的岩浆活动。新溪口地区早白垩世至少存在两期岩浆活动,岩浆活动时代相差约 10 Ma。

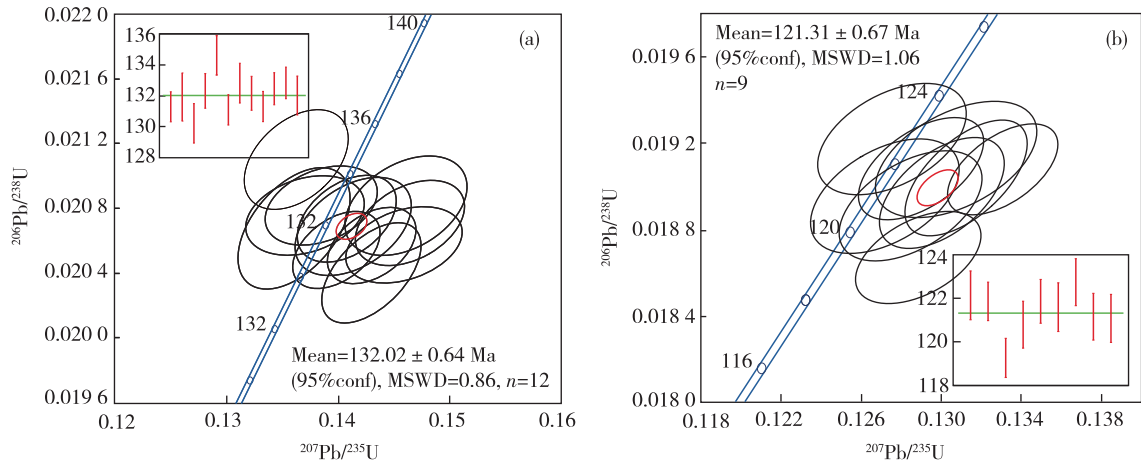


图 5 新溪口岩体锆石 U-Pb 年龄谐和图

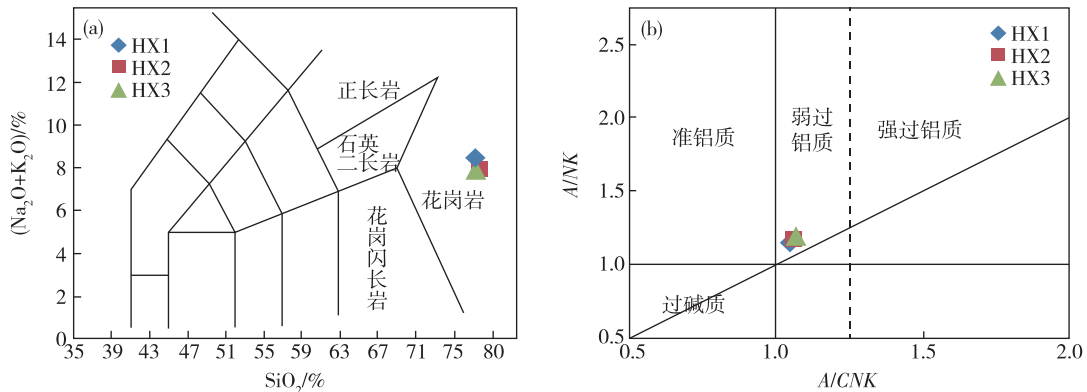
Fig. 5 Concordia plots of zircon ages from Xinxikou pluton

## 4 地球化学特征

### 4.1 主量元素

新溪口花岗岩主量元素分析结果及特征参数见表 2。 $\text{SiO}_2$  含量为 75.97%~76.49%，硅过饱和，在 TAS 分类图解(图 6(a))上样品落入花岗岩区； $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  为 7.85~8.13%， $\text{K}_2\text{O}$  含量为 4.84%~5.28%， $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  为 1.61~2.05，显示富钾； $\text{CaO}$  含量为 0.59%~0.69%； $\text{MgO}$ 、 $\text{TiO}_2$  和

$\text{P}_2\text{O}_5$  含量分别为 0.02%~0.03%、0.08%~0.11%和<0.01%，岩石总体表现出富硅、富碱、贫 Ca、Fe 和 Mg 特点， $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量为 11.71%~12.17%，铝饱和指数  $A/\text{CNK}$  为 1.05~1.06， $A/\text{NK}$  为 1.16~1.19，在  $A/\text{CNK}-A/\text{NK}$  图解(图 6(b))上，样品投影点位于弱过铝质区。极低的  $\text{MgO}$  含量说明岩浆发生了较强分异演化，极低的 Ti、P 含量可能反映了岩浆经历了钛铁矿、磷灰石的分离结晶作用<sup>[14-15]</sup>。

图 6 新溪口岩体 TAS 分类图解(a)<sup>[16]</sup>和  $A/\text{CNK}-A/\text{NK}$  图解(b)<sup>[17]</sup>Fig. 6 TAS diagram(a)<sup>[16]</sup> and  $A/\text{CNK}-A/\text{NK}$  diagram(b)<sup>[17]</sup> of Xinxikou pluton

### 4.2 稀土元素和微量元素

该岩体稀土元素分析结果及特征参数见表 3。岩石球粒陨石标准化稀土元素配分曲线(图 7(a))相似，暗示三种岩性具有相同的岩浆演化特征。岩

石具有较高的稀土元素总量，轻稀土元素富集， $\Sigma\text{REE}$  为  $(261.90 \sim 329.83) \times 10^{-6}$ ，LREE 为  $(188.97 \sim 261.74) \times 10^{-6}$ ，HREE 为  $(62.66 \sim 72.93) \times 10^{-6}$ ；轻、重稀土元素分馏程度较高，

$(La/Yb)_N$  为 3.26~5.15, 反映源区岩浆分异程度较高。球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图(图 7(a))表现为轻稀土元素富集, 重稀土元素平坦, 强烈的负 Eu 异常, 曲线呈“海鸥型”右倾配分型式,

$\delta Eu$  为 0.018~0.063, 反映斜长石发生了强烈的分离结晶作用。HX3 具有更加强化的 Eu 负异常, 是花岗质岩浆演化晚期的产物, 3 个样品 Eu 负异常特征与 A 型花岗岩特征类似。

表 3 新溪口岩体稀土元素、微量元素分析结果及特征参数

Table 3 Rare earth elements and trace elements contents and characteristic parameters of the Xinxikou pluton

样品 编号	稀土元素含量/ $10^{-6}$										
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er
HX1	98.3	172.0	19.30	60.3	12.10	0.17	12.10	2.29	16.40	3.53	11.65
HX2	92.9	187.5	20.2	68.4	13.95	0.29	14.40	2.63	18.35	3.76	12.00
HX3	84.8	163.0	16.95	53.8	11.35	0.07	12.15	2.56	18.85	4.22	14.10

样品 编号	稀土元素含量/ $10^{-6}$							特征参数			
	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	LREE	HREE	LREE/HREE	(La/Yb) <sub>N</sub>	δEu	Lu/Yb
HX1	1.85	12.90	1.94	123.5	301.33	238.67	62.66	3.81	5.15	0.043	0.150
HX2	1.89	13.10	1.96	121.5	329.83	261.74	68.09	3.84	4.79	0.063	0.150
HX3	2.26	16.25	2.54	141.0	261.90	188.97	72.93	2.59	3.26	0.018	0.156

样品 编号	微量元素含量/ $10^{-6}$													
	Li	Be	Mo	Sn	Co	Ni	Rb	Sr	Ba	Zr	Hf	Nb	Ta	W
HX1	27.8	12.95	5.12	6.6	0.2	1.1	480	8.9	59.7	250	10.7	62.8	6.12	6.2
HX2	24.8	9.93	4.92	6.9	0.3	0.9	421	10.1	85.7	250	9.7	51.7	4.85	4.9
HX3	25.1	6.91	4.63	9.7	0.2	1.0	540	6.6	15.1	230	10.8	74.3	7.67	5.3

样品 编号	微量元素含量/ $10^{-6}$										特征参数			
	Cr	V	Cu	Pb	Zn	Cs	U	Th	Ga	Ge	Nb/Ta	Nb/U	La/Nb	Rb/Sr
HX1	40	1	2.7	54.4	77	8.64	16.2	42.3	31.7	0.23	10.26	3.88	1.57	53.93
HX2	37	1	2.5	57.0	93	7.64	17.3	41.1	28.9	0.24	10.66	2.99	1.79	41.68
HX3	42	1	1.0	46.3	62	7.92	20.1	49.5	32.9	0.17	9.69	3.70	1.14	81.82

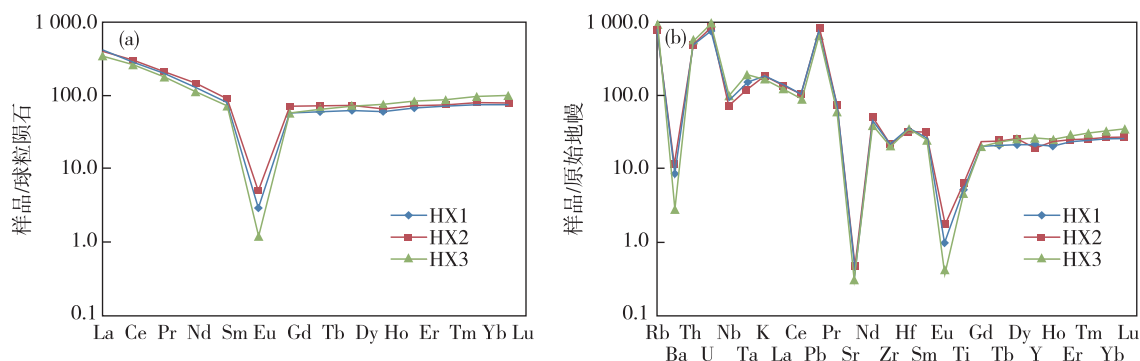


图 7 新溪口岩体球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)<sup>[18]</sup>

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns(a) and primitive mantle-normalized trace elements spider diagram(b)<sup>[18]</sup> of the Xinxikou pluton

岩体微量元素分析结果及特征参数见表 3。与 I 型和 S 型花岗岩<sup>[19-20]</sup>相比, 新溪口花岗岩 Ba、Sr、Zr、Sc、V、Ni 含量明显偏低, 而 Rb、Ga、U、Hf、Nb

含量明显偏高, 与 A 型花岗岩<sup>[21]</sup>含量接近。在原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 7(b))中, 大离子亲石元素(LILE)Ba、Sr、Eu 显著亏损, Rb 强烈富集,

高场强元素元素(HFSE)Th、U 富集,Nb、Zr、Ta、Ti 相对亏损。Ba 和 Sr 强烈亏损反映非造山花岗岩特点,说明岩体发生了强烈分异的分离结晶作用<sup>[22]</sup>。Sr 含量为 $(6.6 \sim 10.1) \times 10^{-6}$ ,表明斜长石发生了显著的分离结晶作用<sup>[22]</sup>。

## 5 讨论

### 5.1 花岗岩类型

花岗岩分类除了根据主要矿物含量、结构、构造特征<sup>[23]</sup>外,还可根据地球化学特征划分为 I 型、S

型和 A 型等<sup>[24]</sup>。新溪口岩体具有富硅、富碱、贫 Ca、Fe 和 Mg 特点,与 A 型花岗岩化学特征相似<sup>[24]</sup>。在  $\text{FeO}^T/\text{MgO}-\text{SiO}_2$  图解(图 8(a))中,样品投影点落于 A 型花岗岩区。张旗等<sup>[25]</sup>认为依据极低的 Sr 值( $\text{Sr} < 10 \times 10^{-6}$ )即可说明属于 A 型花岗岩。在  $(\text{Zr}+\text{Ce}+\text{Nb}+\text{Y})-10\,000 \times \text{Ga}/\text{Al}$  判别图解(图 8(b))中,样品投影点均落于 A 型花岗岩区。岩体无暗色包体,极低的 MgO、Ti、P、Sr 含量及强烈的  $\delta\text{Eu}$  负异常进一步表明该花岗岩是经历了高度分异演化形成的 A 型花岗岩<sup>[22,24-25]</sup>。

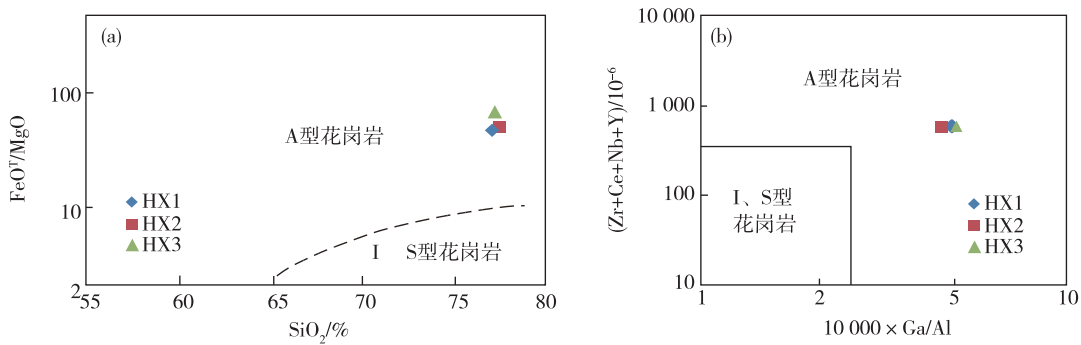


图 8  $\text{FeO}^T/\text{MgO}-\text{SiO}_2$  图解(a)<sup>[26]</sup>和  $(\text{Zr}+\text{Ce}+\text{Nb}+\text{Y})-10\,000 \times \text{Ga}/\text{Al}$  判别图解(b)<sup>[21]</sup>

Fig. 8  $\text{FeO}^T/\text{MgO}$  vs.  $\text{SiO}_2$  diagram (a)<sup>[26]</sup> and discriminant diagram of  $(\text{Zr}+\text{Ce}+\text{Nb}+\text{Y})$  vs.  $10\,000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ (b)<sup>[21]</sup>

### 5.2 构造背景与岩石成因

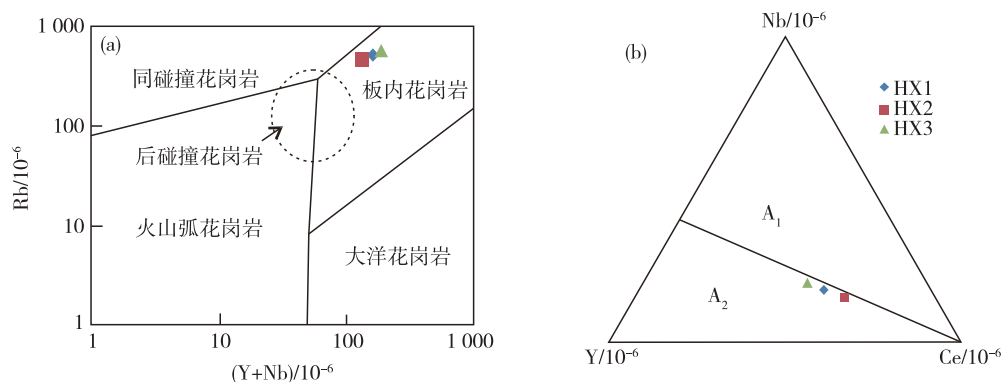
区域上晚中生代岩浆活动强烈,花岗岩类侵入岩广泛分布,是江南造山带构造薄弱带(古缝合线和深断裂)再度活动而引起构造-岩浆活化<sup>[11]</sup>的表现。一些学者认为华南早白垩世 A 型花岗岩类可能与古太平洋板块快速斜向俯冲所导致的弧后伸展或岩石圈减薄有关<sup>[27]</sup>,中国东南部晚中生代构造-岩浆活动可用古太平洋板块的反复俯冲-后退模式解释<sup>[28]</sup>。Pitcher 最早指出花岗岩与构造环境具有成因联系<sup>[29]</sup>。区域上晚中生代主要发育两期岩浆活动,晚侏罗世岩浆活动形成东源花岗闪长岩等岩体,属于 I 型花岗岩,形成于相对挤压的构造环境。早白垩世,区域上处于古太平洋板块后撤导致的弧后伸展或岩石圈减薄—软流圈上涌的构造背景<sup>[27-28]</sup>,形成以黄山岩体、伏岭岩体等为代表的 A 型花岗岩。在  $\text{Rb}-(\text{Y}+\text{Nb})$  图解(图 9(a))中,新溪口岩体落于板内花岗岩区,代表造山后地壳拉张伸展环境下变薄地壳中的花岗岩,与早白垩世区域拉

张伸展背景一致。因此,新溪口岩体侵位时间为  $121.31 \pm 0.67$  Ma,是具有高度分异特征的 A 型花岗岩,形成于皖南早白垩世拉张伸展背景。

研究表明花岗岩是壳源的<sup>[19-21]</sup>。在 Nb-Y-Ce 判别图解(图 9(b))中,新溪口岩体落于  $A_2$  型花岗岩区。王德滋等<sup>[32]</sup>认为  $A_2$  型花岗岩源岩接近于大陆壳或岩浆底侵地壳,由于落点靠近  $A_1$  型花岗岩区,可能暗示有地幔物质加入到岩浆中。张旗等<sup>[33]</sup>根据 Sr 和 Yb 含量将花岗岩分为五类,新溪口岩体属于低 Sr 高 Yb 型( $\text{Sr} < 100 \times 10^{-6}$ ,  $\text{Yb} > 2 \times 10^{-6}$ )花岗岩,反映其形成压力可能较低( $< 0.5$  GPa),形成的深度较浅( $< 5$  km)。

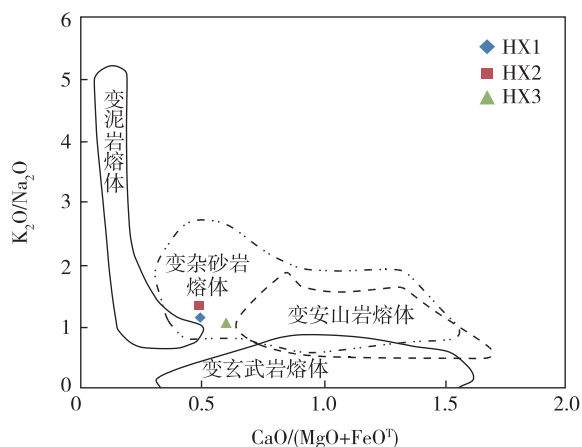
新溪口岩体  $\text{Lu}/\text{Yb}$  值为  $0.150 \sim 0.156$ ,高于地幔来源岩石的  $\text{Lu}/\text{Yb}$  值( $0.14 \sim 0.15$ ),低于地壳来源岩石的  $\text{Lu}/\text{Yb}$  值( $0.16 \sim 0.18$ )<sup>[18]</sup>;  $\text{Nb}/\text{Ta}$  值为  $9.69 \sim 10.66$ ,明显低于幔源岩浆的  $\text{Nb}/\text{Ta}$  值(约为 17.5),与陆壳岩石  $\text{Nb}/\text{Ta}$  值(约 11)接近。 $\text{La}/\text{Nb}$  值为  $1.14 \sim 1.79$ ,大致相当于或略低于地壳  $\text{La}/\text{Nb}$  值( $1.5 \sim 2.2$ )而明显高于地幔  $\text{La}/\text{Nb}$  值



图9 Rb-(Y+Nb)判别图解(a)<sup>[30]</sup>和Nb-Y-Ce判别图解(b)<sup>[31]</sup>Fig. 9 Discrimination diagram of Rb vs. (Y+Nb)(a)<sup>[30]</sup> and diagram of Nb-Y-Ce(b)<sup>[31]</sup>

(0.98~1)<sup>[34]</sup>; Nb/U 值为 2.99~3.88, 低于原始地幔 Nb/U 值(34)及陆壳 Nb/U 值(8)<sup>[35]</sup>, 这些特征比值反映了源区物质来源具有多样性。

在岩石成因判别图解(图10)中, 岩体投影点落入变质杂砂岩熔体区。由于井潭组沿印支期发育的街口脆韧性剪切带向东逆冲, 导致南华纪休宁组、南沱组、震旦纪兰田组等沉积盖层位于剪切构造面之下, 界面总体产状向西倾且倾角较缓<sup>[10]</sup>, 推断岩浆源区发生了南华纪休宁组、南沱组与震旦纪兰田组等层位的部分熔融, 将皖南重要的含矿层位兰田组成矿元素带入熔体或热液中。

图10 岩石成因判别图解<sup>[36]</sup>Fig. 10 Discrimination diagram of petrogenesis<sup>[36]</sup>

综上所述, 新溪口岩体是在岩石圈拉张、地壳减薄环境下软流圈地幔上涌底侵, 上覆地壳受热部分熔融并有部分地幔物质加入, 并在成岩演化过程中岩浆发生分异, 矿物发生分离结晶作用形成的。

### 5.3 找矿前景

燕山期是我国东部最重要的内生矿产成矿期, 与酸性岩有关的矿产有钨、锡、钼、铜、稀土等<sup>[37]</sup>。A型花岗岩是同一地区岩浆演化到较晚阶段的产物, 与锡、钨、钼、铜、稀土等矿化有关<sup>[38]</sup>。邢光福等<sup>[39]</sup>研究认为钦杭结合带东段在燕山晚期早阶段(145~120 Ma)处于由挤压向伸展过渡的构造转换期, 在古太平洋板块斜向俯冲导致的大规模伸展背景下, 出现A型花岗岩以及伴生的钨、锡、钼、铜矿化。新溪口岩体具有云英岩化蚀变, 其围岩强烈混染是高温环境的反映, 东北面英安流纹岩发生强烈云英岩化, 原暗色矿物斑晶被黑云母、绿泥石、白云母、石英集合体交代, 原基质已全部蚀变重结晶为细小绢云母、钾长石、石英、黑云母, 其中石英、钾长石呈显微微粒变晶镶嵌, 是形成锡石矿物的有利环境<sup>[40]</sup>。钨、锡在地壳深部或地幔中具有亲铁性, 在黑云母等硅酸盐矿物中含量较高, 在石英和长石中含量较低<sup>[41]</sup>。新溪口花岗岩黑云母含量为7%~10%, 是钨锡的载体矿物, 深部锡可能赋存在黑云母中, 可能赋存在副矿物锡石中。

由新溪口岩体成矿指示元素含量与区域对比表(表4)可知, 新溪口岩体W、Bi、Sn、Mo含量平均值远高于中国东部及世界地壳平均丰度, 也远高于围岩井潭组岩石的平均值, 其中Sn含量达 $10 \times 10^{-6}$ 以上的样品有12个, 占24%, 峰值达 $53.02 \times 10^{-6}$ 。Bi含量达 $2.5 \times 10^{-6}$ 以上的样品有11个, 占22%, 峰值达 $33.11 \times 10^{-6}$ <sup>[10]</sup>。因此, 该岩体具有形成Sn、Bi矿化的先决条件<sup>[37, 42]</sup>。

表 4 新溪口岩体成矿指示元素含量与区域对比

Table 4 The metallogenic indicator elements contents of Xinxikou pluton and background

岩体	含量/ $10^{-6}$									
	Ag	As	Bi	Cu	Mo	Pb	Sb	Sn	W	Zn
新溪口岩体 <sup>[10]</sup>	<0.01	10.75	2.51	6.45	4.98	58.22	0.87	9.68	9.78	84.6
围岩井潭组 <sup>[10]</sup>	<0.01	15.91	0.76	47.32	1.29	29.99	1.68	6.42	2.68	87.5
中国东部地壳 <sup>[43]</sup>	0.055	2.40	0.15	26.00	0.50	15.00	0.18	1.40	0.60	76.0
世界地壳 <sup>[44]</sup>	0.056	2.50	0.18	27.00	0.80	11.00	0.20	1.70	1.00	72.0

前人区域矿产调查资料<sup>[12]</sup>显示,从方家地向南至新溪口再到街口,发育一个巨大的未封闭耳廓形的一级锡石重砂异常区(图 11)和 2 处以 Sn、Bi 异常为主的水系综合异常,重砂异常范围与新溪口隐伏岩体基本吻合,且与大部分水系综合异常重叠。在锡石异常区 42 个自然重砂样品中有 33 个样品的锡石矿含量>1%,其中在街口镇东侧花岗岩脉连续出露区有 3 个样品重矿物中锡石矿占 65%。

锡石高含量点连续出现,表明异常可能由矿化引起的<sup>[45]</sup>,其空间位于 SN 向新溪口河两侧支流及塔坑南面花岗岩群出露处,而在东北部及分水岭西北部同样存在大面积井潭组却几乎无锡石重砂矿物。此地段水系呈树枝状,表明锡石迁移距离不远,严格受区内花岗岩岩株、岩脉或隐伏岩体控制。新溪口西部、西南部无较大规模断裂,其支流水系锡石异常与街口脆韧性剪切带锡石异常均强烈,可确定锡石一级重砂异常是由新溪口地区岩浆活动-隐伏花岗岩群引起,而与井潭组和断裂无关。

该地段发育水系异常和一级自然重砂锡石异常范围大于岩体出露范围,围岩不富含 W、Sn、Bi 等成矿元素(表 4),表明岩体富含的成矿元素已通过云英岩化等高温气液蚀变作用扩散至围岩中,显示良好的找矿前景。新溪口(隐伏)岩体以多点状断续出露,剥蚀较浅,有望在深部找到矿体。

## 6 结 论

(1)新溪口岩体是高钾低镁偏铝质 A 型花岗岩,其锆石 U-Pb 年龄分别为  $132.02 \pm 0.64$  Ma 和  $121.31 \pm 0.67$  Ma,属早白垩世。新溪口地区晚燕山期早阶段至少有两期岩浆活动, $121.31 \pm 0.67$  Ma 代表了新溪口岩体的侵位年龄。

(2)新溪口岩体是燕山晚期早阶段古太平洋板块俯冲后拉张阶段,地壳拉张减薄—软流圈地幔上涌导致上覆地壳受热部分熔融并发生了结晶分离后形成的 A<sub>2</sub> 型花岗岩。

(3)新溪口岩体与 W、Sn、Bi 等矿化关系密切,岩体富含 Sn、Bi 等金属元素,通过云英岩化等高温气液蚀变作用扩散至围岩,隐伏岩体范围较大,呈多点出露,剥蚀较浅,显示良好的找矿前景,有望在深部找到矿体。

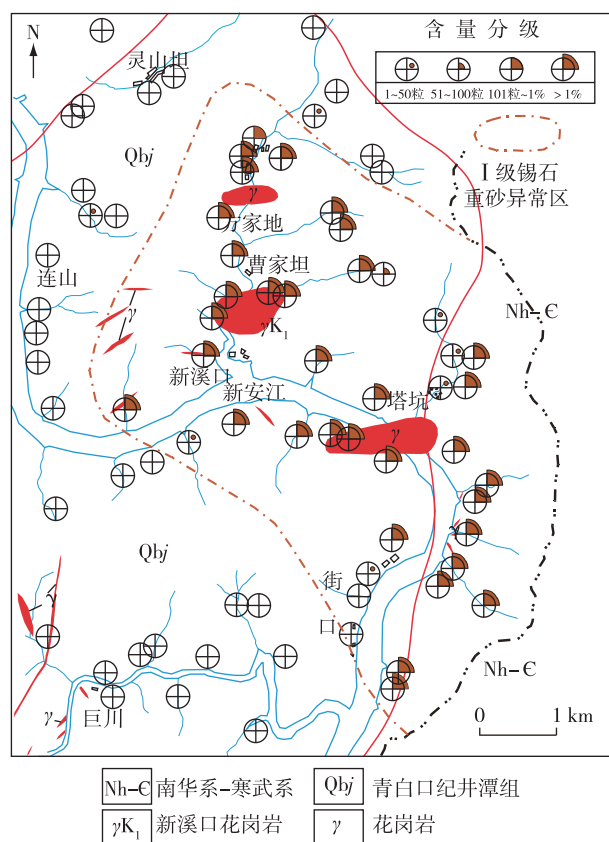


图 11 锡石重砂异常成果图

Fig. 11 Result map of heavy mineral anomaly of cassiterite heavy sand

**致谢:**感谢《华东地质》编辑部编辑和匿名外审专家的悉心指导!

## 参考文献

- [1] 王孝磊,周金城,陈昕,等.江南造山带的形成与演化[J].矿物岩石地球化学通报,2017,36(5):714-735.
- [2] 闫峻,后田结,王爱国,等.皖南中生代早期成矿和晚期非成矿花岗岩成因对比[J].中国科学:地球科学,2017,47(11):1269-1291.
- [3] 李斌,张赞赞,吴明安,等.皖南宁国大坞尖钨钼矿床成岩成矿年龄——以花岗闪长斑岩锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年龄为依据[J].地质通报,2015,34(2):569-578.
- [4] 陈江峰,周泰禧,李学明.安徽南部燕山期中酸性侵入岩的源区锶、钕同位素制约[J].地球化学,1993(3):261-268.
- [5] 施珂,张达玉,丁宁,等.皖南逍遥岩体的年代学、地球化学特征及其成因分析[J].吉林大学学报(地球科学版),2017,47(6):1746-1762.
- [6] 王德恩,周翔,余心启,等.皖南祁门地区东源钨钼矿区花岗闪长斑岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素特征[J].地质通报,2011,30(10):1514-1529.
- [7] 张虹,戴圣潜,管运财,等.皖南伏岭岩体岩石地球化学特征[J].中国地质,2005,32(8):411-416.
- [8] 薛怀民,汪应庚,马芳,等.高度演化的黄山 A 型花岗岩:对扬子克拉通东南部中生代岩石圈减薄的约束? [J].地质学报,2009,83(2):247-259.
- [9] 刘道荣,杨海翔.浙西北岩前岩体与芙蓉岩体同源性分析及萤石找矿意义[J].华东地质,2018,39(1):18-25.
- [10] 安徽省地质矿产勘查局 332 地质队.安徽 1:5 万街口幅区域地质矿产调查报告[R].黄山:安徽省地质矿产勘查局 332 地质队,2019.
- [11] 杨明桂,王光辉,徐梅桂,等.江西省及邻区滨太平洋构造活动的基本特征[J].华东地质,2016,37(1):10-18.
- [12] 安徽省地质矿产勘查局 332 地质队.1:5 万大阜幅、王阜幅(西半幅)、街口幅区域矿产调查报告[R].黄山:安徽省地质矿产勘查局 332 地质队,2015.
- [13] 吴元保,郑永飞.锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约[J].科学通报,2004,49(16):1589-1604.
- [14] 邱检生,王德滋,蟹泽聪史,等.福建沿海铝质 A 型花岗岩的地球化学及岩石成因[J].地球化学,2000,29(4):313-321.
- [15] 邱军强,彭智,陈芳,等.北淮阳东段杨家湾岩体地球化学特征、锆石 U-Pb 定年及地质意义[J].华东地质,2016,37(2):89-96.
- [16] MIDDLEMOST E A K. Naming materials in the magmas/igneous rock system[J]. Earth-Science Reviews, 1994, 37(3/4):215-224.
- [17] MANIAR P D, PICCOLI P M. Tectonic discrimination of granitoids[J]. Geological Society of American Bulletin, 1989, 101(5):635-643.
- [18] SUN S S, MCDONNOUGH W F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: Implication for mantle composition and process [J]. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42(1):313-345.
- [19] WHITE A J R. Source of granite magmas [J]. Geological Society of America Bulletin, 1979(11):539.
- [20] CHAPPELL B W, WHITE A J R. Two contrasting granite types[J]. Pacific Geology, 1974(8):173-174.
- [21] WHALEN J B, CURRIE K L, CHAPPELL B W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1987, 95(4):407-419.
- [22] 李昌年.火成岩微量元素岩石学[M].武汉:中国地质大学出版社,1992:2-5,74-78,94-95,112-114.
- [23] 翟淳.岩石学简明教程(修订本)[M].北京:地质出版社,1987:31-34.
- [24] 陈骏,王鹤年.地球化学[M].北京:科学出版社,2004:361-365.
- [25] 张旗,冉骝,李承东. A 型花岗岩的实质是什么? [J]. 岩石矿物学杂志,2012,31(4):621-626.
- [26] EBY G N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis[J]. Lithos, 1990, 26(1/2):115-134.
- [27] 王强,赵振华,简平,等.华南腹地白垩纪 A 型花岗岩类或碱性侵入岩年代学及其对华南晚中生代构造演化的制约[J].岩石学报,2005,21(3):795-808.
- [28] 姜耀辉,王国昌.中国东南部晚中生代花岗岩成因与深部动力学机制——古太平洋板块反复俯冲-后退模式[J].矿物岩石地球化学通报,2016,35(6):1073-1081.
- [29] PITCHER W S. The nature, ascent and emplacement of granitic magmas[J]. Journal of the Geological Society, 1979, 136(6):627-662.
- [30] PEARCE J A, HARRIS N B W, TINDLE A G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks [J]. Journal of Petrology, 1984, 25(4):956-983.
- [31] EBY G N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications [J]. Geology, 1992, 20(7):641-644.
- [32] 王德滋,赵广涛,邱检生.中国东部晚中生代 A 型花岗

- 岩的构造制约[J].高校地质学报,1995,1(2):13-21.
- [33] 张旗,王焰,李承东,等.花岗岩的 Sr-Yb 分类及其地质意义[J].岩石学报,2006,22(9):2249-2269.
- [34] DUNGAN M A, LINDSTROM M M, MCMILAND N J. Open system magmatic evolution of the Taos Plateau volcanic field, northern New Mexico: 1. The petrology and geochemistry of the Servilleta basalt[J]. Journal of Geophysical Research Solid Earth, 1986,91 (B6):5999-6028.
- [35] HOFMANN A W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism [J]. Nature, 1997, 385: 219-229.
- [36] ABDULLAH K, WOLFGANG S, CUENEYT S, et al. Petrochemistry and petrology of I-type granitoids in an arc setting: the composite Torul pluton, Eastern Pontides, NE Turkey [J]. International Journal of Earth Sciences, 2008, 97(4):739-764.
- [37] 袁见齐,朱上庆,翟裕生. 矿床学[M].北京:地质出版社,1979:74,117-118,407-409,438.
- [38] 顾连兴. A 型花岗岩的特征、成因及成矿[J]. 地质科技情报,1990,9(1):25-31.
- [39] 邢光福,洪文涛,张雪辉,等. 华东地区燕山期花岗质岩浆岩与成矿作用关系研究[J].岩石学报,2017,33(5):1571-1590.
- [40] 于阿朋,王汝成,朱金初,等.广西花山花岗岩云英岩化分带与锡成矿过程的矿物学研究[J].高校地质学报,2010,16(3):281-293.
- [41] 吕志成,李鹤年,刘丛强,等.大兴安岭中南段花岗岩中黑云母矿物学地球化学特征及成因意义[J].矿物岩石,2000,20(3):1-8.
- [42] 侯德义. 找矿勘探地质学[M].北京:地质出版社,1984:21-23,44-45,77-90.
- [43] 鄢明才,迟清华,顾铁新,等.中国东部地壳元素丰度与岩石平均化学组成研究[J].物探与化探,1997,21(6):451-459.
- [44] RUDNICK R L, GAO S. Composition of the Continental Crust [J]. Treatise on Geochemistry, 2003, 3:1-64.
- [45] 李守义,叶松青. 矿产勘查学[M].北京:地质出版社,2015:55-61.

## Zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Xinxikou pluton in Shexian County, Southern Anhui Province and its prospecting significance

KE Hong-biao, WANG Jin-quan, DING Yong, CHEN Ming

(No.332 Geological Team, Bureau of Geology and Mineral Exploration of Anhui Province, Huangshan 245000, China)

**Abstract:** The Xinxikou pluton is mainly consists of medium-to fine-grained granite, was emplaced at  $121.31 \pm 0.67$  Ma. The granites have high  $\text{SiO}_2$  (75.97%~76.49%) and  $\text{K}_2\text{O}$  (4.84%~5.28%) contents with  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  ratios from 1.61 to 2.05, and show weakly peraluminous nature with  $A/\text{CNK}$  values from 1.05 to 1.06. The granites have high total REE contents ranging from 261.90 to 329.83 ppm. On the chondrite-normalized patterns, they all show markedly LREE-enriched patterns with  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  ranging from 3.26 to 5.15 and significant troughs of Eu anomalies ( $\delta\text{Eu}=0.018\sim0.063$ ). Normalized to primitive mantle, the granites are enriched in large ion lithophile elements (e.g. Rb) and high field strength elements (e.g. Th and U) but depleted in Ba and Sr showing affinity to  $A_2$  granites. Together with the regional geology, the granites formed in a extensional environment, related to asthenospheric mantle upwelling triggered by roll-back of the Paleo-Pacific oceanic slab. The Xinxikou pluton is widely exposed and have a shallow denudation. These granites are rich in metallic elements (W, Sn, Bi and etc) which diffused into surrounding rocks by high temperature gas-liquid alteration such as greisenization, indicating a good prospect of ore exploration.

**Key words:** A-type granite; zircon U-Pb dating; late Yanshanian; heavy mineral anomaly of cassiterite; southern Anhui Province