

DOI:10.16788/j.hddz.32-1865/P.2020.04.003

引用格式:范飞鹏,陈乐柱,李海立,等.南岭东段枫树洞稀土矿中辉长质包体锆石 U-Pb 年代学、地球化学特征及其成岩作用[J].华东地质,2020,41(4):325-338.

南岭东段枫树洞稀土矿中辉长质包体锆石 U-Pb 年代学、地球化学特征及其成岩作用

范飞鹏¹,陈乐柱¹,李海立¹,鲍晓明¹,李凤春²,申中华²

(1. 中国地质调查局南京地质调查中心,南京 210016;

2. 中国冶金地质总局山东局测试中心,济南 250014)

摘要:南岭东段是我国稀土矿产资源集中分布区,枫树洞稀土矿是南岭东段风化壳淋积型矿床,通过对该矿床含矿花岗岩层中的包体进行锆石 U-Pb 年代学和地球化学研究,发现稀土矿层中存在 2 种辉长质包体:早侏罗世包体((188 ± 2.8) Ma)和晚三叠世包体((227 ± 3.7) Ma)。包体中锆石阴极发光图像(CL)和锆石 Th/U 值普遍 > 0.4 ,指示为岩浆锆石,大多数锆石稀土元素分布在热液锆石与岩浆锆石过渡区,说明包体中的岩浆锆石遭受后期热液的强烈改造,晚三叠世包体改造最强烈。早侏罗世包体主要锆石 Ti 温度为 $694 \sim 1\,279\text{ }^{\circ}\text{C}$,平均值为 $816\text{ }^{\circ}\text{C}$,大多数 $> 800\text{ }^{\circ}\text{C}$;晚三叠世包体主要锆石 Ti 温度为 $687 \sim 925\text{ }^{\circ}\text{C}$,平均值为 $671\text{ }^{\circ}\text{C}$,大多数 $< 750\text{ }^{\circ}\text{C}$,包体可能来源于含水条件下发生的部分熔融。包体锆石年龄中存在多组年龄数据,暗示南岭东段晚三叠世—早侏罗世,该地区曾发生了多次岩浆活动,反映了古太平洋板块对华南板块的影响由弱到强的变化过程,在这种俯冲背景下的岩浆由陆壳部分熔融形成,幔源物质活动也呈现出由弱到强的趋势。

关键词:风化壳淋积型稀土矿;暗色包体;锆石 U-Pb 年龄;微量元素;南岭东段;燕山早期

中图分类号:P618.7

文献标识码:A

文章编号:2096-1871(2020)04-325-14

岩浆岩中的包体是记录地球演化过程最直接的宏观证据,研究捕虏体或包体的形成时代、结构构造和物质成分有助于揭示岩浆活动特征和成矿作用过程^[1-5]。关于捕虏体和包体有多种成因认识:围岩的捕虏体^[6];同源镁铁质岩浆的堆晶包体或寄主岩浆早期形成的堆晶体^[7-11];岩石部分熔融后的残余物^[1-3,12-25],是源区的难熔残留体^[20,26-27];镁铁质岩浆注入长英质岩浆房发生机械混合的产物^[16-19,26,28-36]。岩浆包体的研究对揭示壳幔相互作用,探讨成岩成矿过程具有重要意义^[37]。

南岭地区是我国重要的稀土、稀散和稀有矿产资源集中分布区,中生代花岗岩是成矿母岩,这些花岗岩体中可见捕虏体和包体^[1-3,38-41],尤其在稀土

矿赋矿岩体(风化花岗岩)中可见大量暗色包体或捕虏体,这些包体或捕虏体对稀土矿成矿和找矿具有明显的指示作用^[24,42-44],范飞鹏等^[44]研究后发现包体和寄主岩石(稀土矿化层)在岩石、结构、矿物组成和成分上有较大差别。南岭地区风化壳淋积型稀土矿含矿母岩为碱性花岗岩^[45],多为黑云母二长花岗岩,属准铝质 A 型花岗岩^[42]。变质基底、岩浆多期活动和岩浆期后脆性断裂构造活动是这类矿床的形成主因^[24]。前人对南岭地区风化壳淋积型稀土矿包体或捕虏体形态特征做了详细描述,岩石学和地球化学方面进行了少量研究^[24-25,31-44],但对包体的年代学研究较为薄弱。这制约了对稀土矿区岩浆起源、演化过程及成矿作用

* 收稿日期:2020-04-03 修订日期:2020-05-18 责任编辑:叶海敏

基金项目:中国地质调查局“钦杭成矿带武宁—平江地区钨铜多金属矿地质调查(编号:DD20190153)”、“江西竹山—广东澄江地区钨锡多金属远景调查(编号:1212011120813)”和科技部“武夷德化—尤溪—永泰矿集区三维综合探测与深部成矿预测(编号:2016YFC0600210)”项目联合资助。

第一作者简介:范飞鹏,1982 年生,男,高级工程师,主要从事矿产资源勘查和矿床学研究。Email:389965892@qq.com。

过程的认识,影响了对稀土矿的成岩成矿规律及模型的建立。

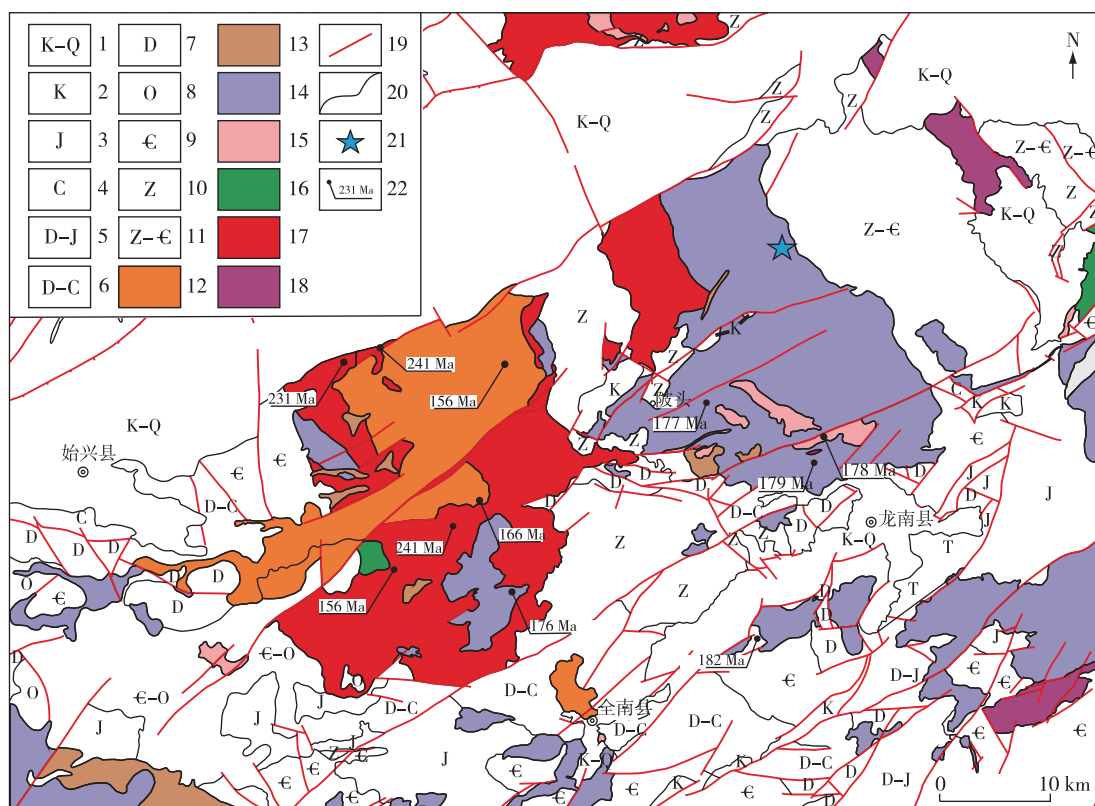
锆石是一种自然界最常见的具有稳定晶体结构的副矿物,普遍存在于三大岩类中,能在各种复杂的地质环境中完好地保存下来^[46-47],因此锆石稀土与微量元素对岩浆形成年代、源区性质及岩浆演化具有重要的指示意义^[48-49]。本文结合前人已有的研究资料,重点对南岭东段枫树洞稀土矿的辉长质包体开展锆石年代学、稀土与微量元素特征研究,进而论证岩浆混合作用的存在,探讨岩浆混合作用对稀土矿成矿的制约。

1 研究区地质特征

南岭地区以与花岗岩有关的钨锡稀有金属成

矿为特色^[50]。自中生代以来,华南及南岭发生过多次重要的岩浆活动和成矿事件,大规模成矿与华南、华北地块碰撞及太平洋板块俯冲有关^[50-53]。

研究区位于南岭钨锡多金属成矿带东段,出露地层以震旦纪、寒武纪和泥盆纪地层为主,其次为石炭纪、二叠纪、侏罗纪、白垩纪—古近纪和新近纪地层(图1)。白垩纪地层分布在北部,第四系主要分布在河谷及低凹地段。区内构造以褶皱和断裂为主,褶皱主要为基底褶皱和盖层褶皱,基底褶皱由轴向NW向—近SN向、轴面近乎直立的不完整紧闭背斜和向斜组成。受后期构造—岩浆活动影响,盖层褶皱形态复杂,轴向多变,多呈波状和穹窿状;断裂主要为NW向、NE向、NNE向和EW向线性构造^[44]。



1.白垩系—第四系;2.白垩系;3.侏罗系;4.石炭系;5.泥盆系—侏罗系;6.泥盆系—石炭系;7.泥盆系;8.奥陶系;9.寒武系;10.震旦系;11.震旦系—寒武系;12.中晚侏罗世花岗岩;13.晚侏罗世花岗岩斑岩;14.早侏罗世碱性长石花岗岩;15.早侏罗世花岗岩;16.早侏罗世次安山玢岩;17.中—晚三叠世花岗岩;18.志留纪—二叠纪花岗岩;19.断层;20.地质界线;21.采样点位置;22.前人采样位置及测试结果^[54-57]

图1 研究区地质简图^[44,54-57]

Fig. 1 Geological sketch map of the study area^[44,54-57]

区内以晚三叠世—晚侏罗世岩浆活动最为强烈,见少量志留纪岩体。晚三叠世石英二长岩岩体中可见伟晶花岗岩捕虏体,多沿流面构造线定向分布。早侏罗世岩体以双峰式侵入杂岩为主,酸性岩以 I 型和 A 型花岗岩为主。中—晚侏罗世岩体属 S 型花岗岩和高分异 I 型花岗岩,成岩物质来源于早元古代增生地壳^[53-56]。岩体主要为龙源坝复式岩体、陂头复式岩体和塔背岩体。陂头岩体和塔背岩体中分布大量风化壳淋积型稀土矿,可见大量基性岩包体。

2 稀土矿及包体地质特征

区内稀土矿点分布在陂头复式岩体内(图 1)。岩体形成时间为 $(178.6 \pm 1.5) \sim (177.3 \pm 1.4)$ Ma^[57],

受 NEE 向断裂控制,早期岩体以及震旦系和寒武系均可见晚期石英脉穿插。岩体岩性主要为黑云母花岗岩和黑云母二长花岗岩,岩石呈麻灰色,风化后呈砖红色、红褐色(图 2(a)),中粒似斑状花岗结构,块状构造。主要矿物为石英、钾长石、斜长石和黑云母,含少量角闪石^[31]。

稀土矿主要分布在全风化岩体和半风化岩体中,矿层厚 5~60 m, ΣREE 为 $(658.09 \sim 1\,055.17) \times 10^{-6}$, $(\Sigma\text{REE} + \text{Y})$ 为 $(730.49 \sim 1\,111.47) \times 10^{-6}$ ^[16]。沿采矿壁可见许多包体,这些包体“镶嵌”在稀土矿层剖面(图 2(b))上,包体颜色呈深灰绿色,形状多为椭圆状和纺锤状(图 2(c)、(d)),大小为 5~18 cm,风化后表面呈现出“蛋壳”状(图 2(c))。包体随深度增加有变小消失趋势。

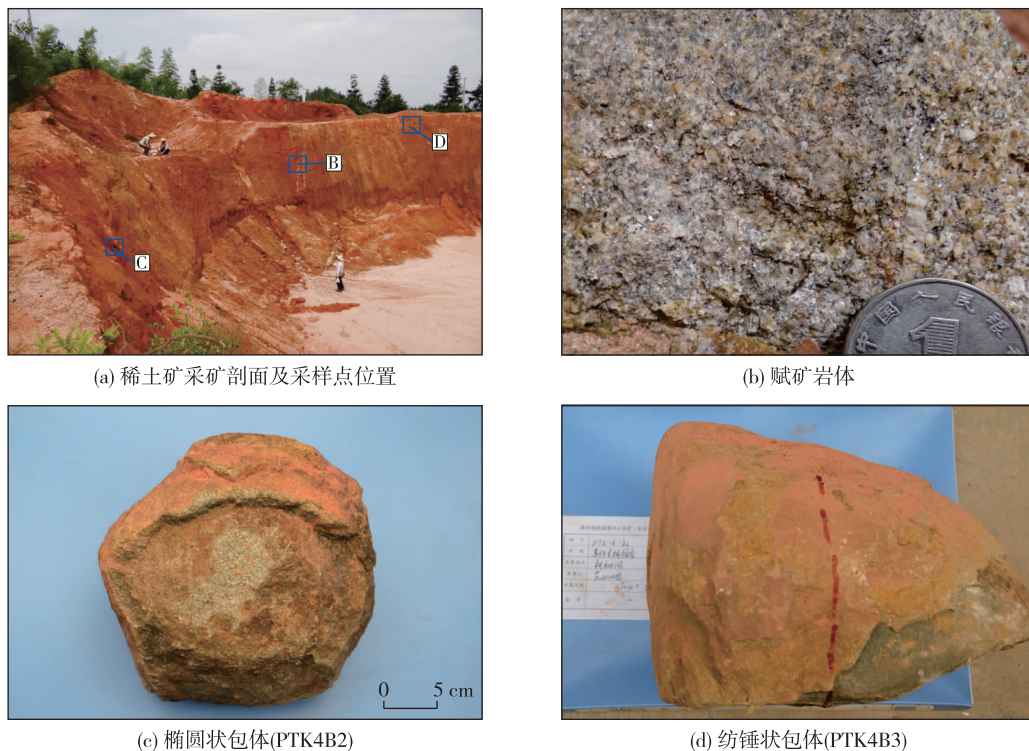


图 2 枫树洞花岗岩及包体野外照片

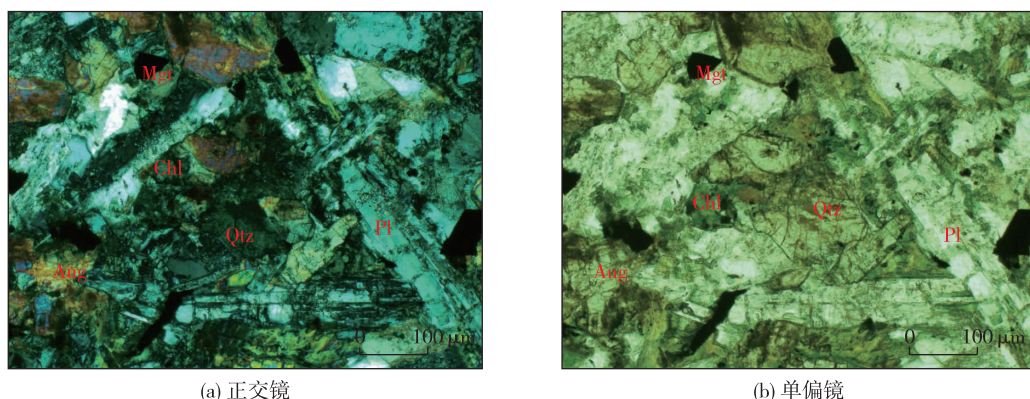
Fig. 2 Field photographs of granites and enclaves in Fengshudong area

包体主要为辉长质岩石,主要组成矿物为辉石、斜长石及少量黑云母、角闪石、磁黄铁矿和磷灰石等。斜长石多搭构成三角格架,格架内充填辉石,构成辉长结构(图 3(a)、(b)),辉石和斜长石多绿泥石化;石英边缘见溶蚀边和裂纹;黑云母被磁黄铁矿交代,大多呈骸晶结构;磷灰石穿切斜长石。包体属亚碱性铝不饱和型,富集 U、La、Pr、Nd、Sm、

Dy 和亏损 Nb、Sr、Zr、Hf、Ti 等微量元素,稀土元素总量低,Ce 和 Eu 具有明显的负异常^[31]。

3 分析测试

辉长质包体(PTK4B2、PTK4B3)从采矿面剥离出来,选取椭圆状和纺锤状 2 种形态(图 2(c)、(d))。为确保样品具有一定的新鲜度,选用直径较



Aug. 辉石; Ch. 绿泥石; Mgt. 磁铁矿; Pl. 斜长石; Qtz. 石英

图3 包体矿物组成及辉长结构

Fig. 3 Mineral compositions and gabbro texture of enclaves

大的样品用水进行多次清洗后逐层进行剥皮,直至露出新鲜、未风化的核部。样品(重3~4 kg)经人工破碎至80~100目后,按常规重液和电磁仪等方法分选出锆石,并在双目镜下挑选锆石单矿物,单矿物挑选在河北省廊坊诚信地质服务有限责任公司完成。将挑选出的锆石颗粒置于环氧树脂制靶,固化之后抛光,拍摄阴极发光图像(CL),锆石制靶及拍照在南京宏创服务有限公司完成。

根据锆石 CL 图像特征,选择无裂隙、无包裹体部位作为测试点。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年在中国冶金地质总局山东局测试中心完成,所用仪器为 LA-ICP-MS 激光剥蚀系统,该系统为美国 Conherent 公司生产的 GeoLasPro 193 nm ArF 准分子系统,ICP-MS 为 Thermo X2。激光剥蚀采样过程以氦气作为载气,束斑直径为 30 μm 、频率为 10 Hz、能量密度约为 10/cm² 激光剥蚀。采样方式为单点剥蚀、跳峰采集。采用 Plesovice (年龄为 $(337 \pm 0.4) \text{ Ma}^{[58]}$) 和 GJ-1 标准锆石作为外标进行基体校正。样品的同位素比值及元素含量计算采用 ICPMSDATACAL 数据处理程序,U-Pb 年龄谐和图、年龄分布频率图绘制和年龄权重平均计算采用 Isoplot/Exver 3^[59] 程序完成。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 年龄

锆石形态和微区特征是综合判别锆石成因类型的主要标识^[60]。所有包体样品选出的锆石透明

度一般,呈浅灰色,少数颜色较深,粒径大小多为 60~150 μm ,个别颗粒较大,多数呈长柱状、板状及不规则状,少数呈圆滑状,颗粒晶棱及晶面清晰,晶体长宽比为 1:1~2:1。

阴极发光图像(CL)特征(图4(a))显示 PTK4B2 包体存在 3 组锆石:① 1、8、14 号锆石呈深黑色,不规则状或圆滑状,内部见裂隙和包裹体,隐约可见较窄的韵律环带;② 2、7、10 号锆石呈灰黑色、黑色,长柱状,大多数锆石见较窄的韵律环带;③ 其余锆石呈灰色、深灰色,等粒,长柱状或板状,少量锆石内部见包裹体,环带宽窄不一,呈港湾状。

阴极发光图像(CL)特征(图4(b))显示 PTK4B3 包体存在 2 组锆石:① 锆石呈灰色,不规则状,内部见有包裹体,隐约可见韵律环带;② 锆石呈灰色、灰黑色,等粒,长柱状或板状,环带宽窄不一,形态各异。

锆石韵律环带的变化本质是锆石中微量和痕量元素的周期性变化所致,PTK4B2 和 PTK4B3 包体大多数锆石环带较窄,说明其在较低温条件结晶,微量元素扩散速度慢^[47,60-61]。

PTK4B2 包体中第 1 组锆石 U 含量为 $(508.1 \sim 788.9) \times 10^{-6}$, Th 含量为 $(217.0 \sim 827.0) \times 10^{-6}$, Th/U 值 0.34~1.18(表1),锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $(745.5 \pm 16.6) \sim (2144.4 \pm 25.6) \text{ Ma}$;第 2 组锆石 U 含量为 $(689.4 \sim 1510.3) \times 10^{-6}$, Th 含量为 $(270.1 \sim 416.4) \times 10^{-6}$, Th/U 值 0.18~0.60,锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $(214.4 \pm 3.4) \sim (252.5 \pm 4.1) \text{ Ma}$;第 3 组 12 个锆石 U 含量为 $(160.7 \sim 906.2) \times 10^{-6}$, Th 含量为 $(72.5 \sim 651.8) \times 10^{-6}$, Th/U 值 0.47~0.82,

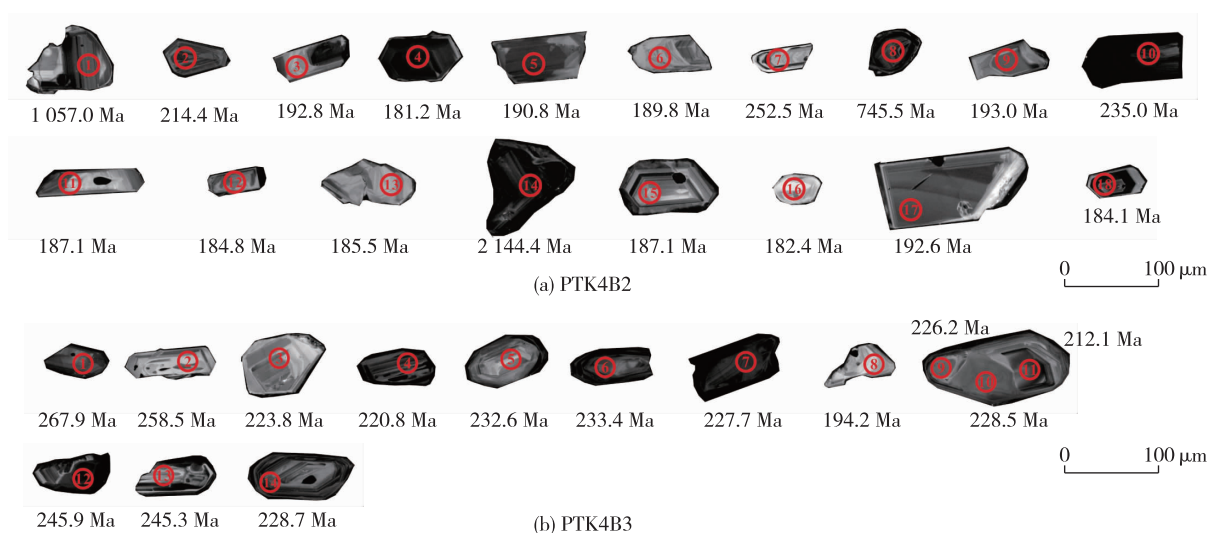


图 4 包体锆石阴极发光(CL)图像
Fig. 4 CL image of zircons in enclaves

锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $(182.4 \pm 4.5) \sim (193.0 \pm 3.2)$ Ma, 加权年龄平均值为 (188 ± 2.8) Ma (MSWD 为 1.6)(图 5(a))。第 3 组锆石年龄代表了包体的形成时间,第 1 组和第 2 组岩浆锆石可能是包体的捕获锆石。

PTK4B3 包体中第 1 组锆石 U 含量为 141.6×10^{-6} , Th 含量为 75.9×10^{-6} , Th/U 值 0.54(表 1), 锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 (194.2 ± 6.9) Ma;第 2 组锆石 U

含量为 $(304.8 \sim 1046.6) \times 10^{-6}$, Th 含量为 $(214.5 \sim 416.8) \times 10^{-6}$, Th/U 值 0.21 ~ 1.09(表 1), 锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $(212.1 \pm 3.1) \sim (267.9 \pm 4.3)$ Ma, 大多数集中在 220.8 ~ 232.6 Ma, 其加权年龄平均值为 (227 ± 3.7) Ma(MSWD 为 1.6)(图 5(b))。第 2 组锆石年龄代表了包体形成时间,但第 1 组锆石年龄可能反映了晚期岩浆对早期岩浆的同化混染作用发生时间。

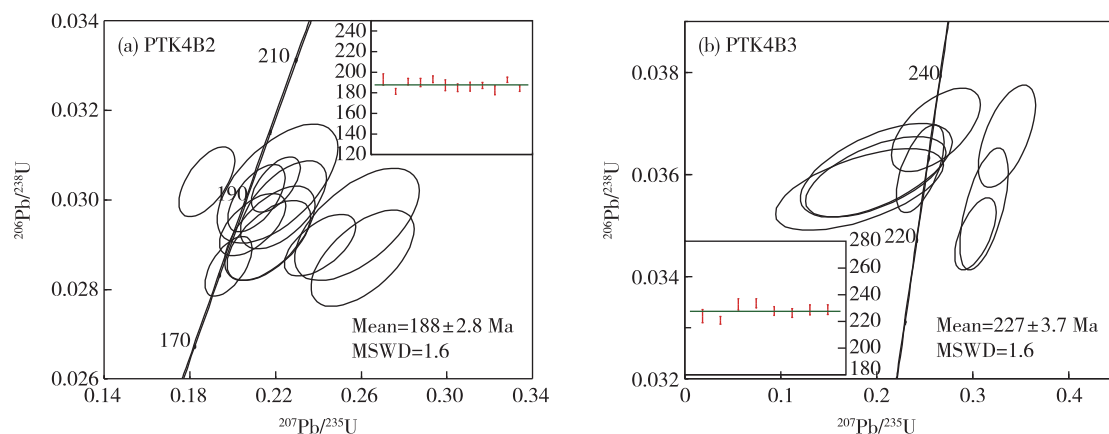


图 5 包体锆石 U-Pb 年龄协和图
Fig. 5 Zircon U-Pb age concordia diagrams of enclaves

4.2 锆石微量元素

包体锆石微量元素分析结果见表 2。PTK4B2 包体中第 1 组锆石 ΣREE 为 $(797.0 \sim 1255.5) \times$

10^{-6} , 平均值为 973.7×10^{-6} ; LREE/HREE 为 0.03 ~ 0.16, 平均值为 0.09, 显示重稀土富集; Ce 呈正异常(δCe 为 2.83 ~ 4.88, 平均值 3.7), Eu 呈负异常

表 1 包体测年数据分析结果
Table 1 Analytical data of zircon in enclaves

序号	含量/ 10^{-6}			Th/U	同位素比值						同位素年龄/Ma				谐和度/ %
	Pb	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1σ	
1	131.0	597.8	508.1	1.18	0.076 6	0.001 8	1.904 5	0.043 5	0.178 2	0.002 4	1 082.7	15.2	1057.0	13.1	97
2	29.7	416.4	689.4	0.60	0.051 7	0.002 0	0.245 2	0.010 0	0.033 8	0.000 5	222.7	8.1	214.4	3.4	96
3	5.9	75.2	160.7	0.47	0.054 6	0.005 2	0.220 9	0.018 5	0.030 4	0.000 9	202.7	15.4	192.8	5.5	95
4	32.7	587.0	906.2	0.65	0.049 7	0.001 9	0.198 0	0.007 2	0.028 5	0.000 4	183.4	6.1	181.2	2.8	98
5	18.7	386.0	469.6	0.82	0.050 5	0.002 2	0.211 1	0.008 9	0.030 0	0.000 5	194.5	7.4	190.8	3.1	98
6	7.6	99.2	209.6	0.47	0.056 0	0.004 2	0.223 7	0.013 1	0.029 9	0.000 7	205.0	10.9	189.8	4.1	92
7	42.7	348.2	905.2	0.38	0.054 0	0.001 8	0.302 9	0.010 3	0.040 0	0.000 7	268.7	8.0	252.5	4.1	93
8	98.3	217.0	645.5	0.34	0.077 2	0.001 8	1.342 6	0.047 7	0.122 6	0.002 9	864.4	20.7	745.5	16.6	85
9	10.9	212.8	281.7	0.76	0.044 6	0.002 1	0.188 0	0.008 7	0.030 4	0.000 5	174.9	7.4	193.0	3.2	90
10	62.6	270.1	1 510.3	0.18	0.050 9	0.001 4	0.264 8	0.007 1	0.037 1	0.000 5	238.5	5.7	235.0	2.8	98
11	10.7	216.5	270.25	0.80	0.065 0	0.005 3	0.258 0	0.019 2	0.029 4	0.000 8	233.1	15.5	187.1	5.2	78
12	12.1	200.4	334.9	0.60	0.053 7	0.003 1	0.216 9	0.012 8	0.029 1	0.000 6	199.3	10.7	184.8	3.7	92
13	6.3	91.1	175.5	0.52	0.054 5	0.003 8	0.217 3	0.013 9	0.029 2	0.000 7	199.7	11.6	185.8	4.4	92
14	379.7	827.0	788.9	1.05	0.125 4	0.002 2	6.915 1	0.134 9	0.394 7	0.005 5	2 100.6	17.3	2144.4	25.6	97
15	14.0	238.5	377.1	0.63	0.051 2	0.002 5	0.209 4	0.010 2	0.029 4	0.000 5	193.0	8.5	187.1	2.9	96
16	9.7	175.7	278.9	0.63	0.067 4	0.004 2	0.260 6	0.015 9	0.028 7	0.000 7	235.2	12.8	182.4	4.5	74
17	27.3	491.2	702.1	0.70	0.052 4	0.001 8	0.220 3	0.007 6	0.030 3	0.000 4	202.1	6.3	192.6	2.6	95
18	31.3	651.8	808.1	0.81	0.059 9	0.002 7	0.240 8	0.011 0	0.029 0	0.000 5	219.1	9.0	184.1	2.9	82
19	26.0	247.9	496.2	0.50	0.068 1	0.002 8	0.406 3	0.016 3	0.042 4	0.000 7	346.2	11.7	267.9	4.3	74
20	17.2	305.5	304.8	1.00	0.058 0	0.002 5	0.332 8	0.014 3	0.040 9	0.000 7	291.7	10.9	258.5	4.5	87
21	9.5	174.1	197.2	0.88	0.064 1	0.003 6	0.312 0	0.016 6	0.035 3	0.000 8	275.7	12.8	223.8	4.9	79
22	41.4	267.5	1 013.9	0.26	0.061 8	0.002 7	0.303 2	0.014 2	0.034 8	0.000 5	268.9	11.1	220.8	2.9	80
23	14.0	288.9	265.8	1.09	0.067 4	0.004 6	0.335 9	0.019 7	0.036 7	0.000 7	294.0	14.9	232.6	4.1	76
24	23.7	338.3	492.5	0.69	0.050 0	0.006 2	0.261 6	0.030 7	0.036 9	0.000 5	235.9	24.7	233.4	3.4	98
25	56.1	282.9	1 341.1	0.21	0.038 3	0.010 0	0.199 0	0.048 5	0.036 0	0.000 5	184.2	41.1	227.7	3.2	78
26	5.8	75.9	141.6	0.54	0.029 3	0.012 3	0.156 9	0.058 5	0.030 6	0.001 1	148.0	51.4	194.2	6.9	72
27	16.5	214.5	349.3	0.61	0.035 2	0.012 1	0.181 8	0.057 7	0.035 7	0.000 5	169.6	49.6	226.2	3.3	71
28	18.2	346.1	356.3	0.97	0.038 5	0.010 8	0.199 5	0.052 3	0.036 1	0.000 6	184.7	44.3	228.5	3.8	78
29	20.5	343.7	443.1	0.78	0.043 3	0.009 8	0.205 4	0.043 7	0.033 4	0.000 5	189.7	36.8	212.1	3.1	88
30	48.0	416.8	1 046.6	0.40	0.040 7	0.007 2	0.225 6	0.037 8	0.038 9	0.000 5	206.6	31.3	245.9	3.1	82
31	36.4	320.4	757.7	0.42	0.044 2	0.006 1	0.243 2	0.031 8	0.038 8	0.000 6	221.0	26.0	245.3	3.5	89
32	24.7	235.4	558.3	0.42	0.048 2	0.003 3	0.245 3	0.016 3	0.0361	0.000 6	222.7	13.3	228.7	3.6	97

注:1~18 为样品 PTK4B2,19~32 为样品 PTK4B3。

(δEu 为 0.11~0.34, 平均值 0.23); 第 2 组锆石 ΣREE 为 $(1\ 036.6 \sim 1\ 476.5) \times 10^{-6}$, 平均值为 $1\ 316.8 \times 10^{-6}$; LREE/HREE 为 0.01~0.07, 平均值 0.04, 显示重稀土富集; Ce 呈正异常 (δCe 为 1.57~16.69, 平均值 6.85), Eu 呈负异常 (δEu 为 0.04~0.13, 平均值 0.08); 第 3 组 12 个锆石 ΣREE

为 $(451.6 \sim 1\ 255.5) \times 10^{-6}$, 平均值为 973.7×10^{-6} ; LREE/HREE 为 0.02~1.43, 平均值 0.21, 显示重稀土富集; Ce 呈正异常 (δCe 为 0.95~53.67, 大多数集中在 0.95~3.49, 平均值 6.95), Eu 呈负异常 (δEu 为 0.03~0.24, 平均值 0.08)。包体锆石球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(图

6)显示 3 组锆石呈现出相似的左倾配分模式,表现为轻稀土亏损、重稀土富集、明显的 Ce 正异常和 Eu 负异常特征;第 3 组锆石部分轻稀土略有升高,Ce 异常不明显,Eu 负异常明显。

表 2 包体锆石主量与微量元素数据表
Table 2 Data of major elements and trace elements of zircon in enclaves

序号	含量/%		含量/10 ⁻⁶																		LR/ HR	(La/ Yb) _N	δEu	δCe	
	SiO ₂	ZrO ₂	Ti	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Y	ΣREE	LREE					HREE
1	38.45	66.15	15.6	6.9	62.6	2.7	15.5	9.1	0.8	37.4	12.2	148.4	56.7	257.5	53.5	494.4	97.6	1 650.9	1 255.5	97.6	1 157.9	0.08	0.01	0.11	3.38
2	37.47	66.15	10.3	8.5	35.9	3.4	20.4	12.8	0.6	52.6	16.6	187.3	64.2	264.9	51.4	437.8	82.2	1 804.4	1 238.5	81.6	1 157.0	0.07	0.01	0.06	1.57
3	36.53	66.15	18.6	38.7	81.9	5.3	15.5	3.6	0.3	15.6	5.2	60.9	23.4	101.8	20.6	186.4	36.8	672.9	595.9	145.3	450.6	0.32	0.14	0.09	1.19
4	36.96	66.15	7.9	48.0	147.8	17.2	87.7	29.4	0.7	80.7	23.8	267.0	99.4	412.1	80.0	661.5	121.8	2 782.6	2 077.1	330.7	1 746.4	0.19	0.05	0.04	1.21
5	38.92	66.15	16.3	23.7	72.0	8.2	46.6	22.7	1.1	74.6	21.2	225.5	76.4	303.0	55.9	460.2	84.4	2 105.3	1 475.6	174.4	1 301.2	0.13	0.03	0.07	1.21
6	37.28	66.15	8.4	0.9	9.0	0.4	2.3	2.3	0.2	15.4	5.4	65.6	25.0	107.7	20.9	191.8	37.3	707.3	484.3	15.1	469.2	0.03	0.00	0.08	3.49
7	32.83	66.15	3.2	0.3	19.1	0.2	2.7	3.9	0.5	20.5	7.7	100.2	42.2	203.6	46.9	484.0	104.6	1 314.4	1 036.6	26.8	1 009.8	0.03	0.00	0.13	16.69
8	37.47	66.15	6.8	0.5	10.4	0.4	4.9	7.8	1.6	34.6	10.9	115.7	41.3	171.4	34.2	302.6	60.8	1 172.1	797.0	25.6	771.5	0.03	0.00	0.25	4.88
9	38.31	66.15	8.2	2.4	14.3	1.1	10.0	10.0	0.9	48.9	14.6	156.4	54.8	218.4	40.9	342.6	62.3	1 519.0	977.5	38.6	938.9	0.04	0.00	0.10	2.04
10	38.02	66.15	4.9	0.8	6.4	0.5	3.4	6.9	0.3	37.6	14.8	186.6	69.7	315.6	68.7	640.2	124.9	2 079.5	1 476.5	18.3	1 458.2	0.01	0.00	0.04	2.30
11	41.46	66.15	33.5	1.5	12.3	1.0	9.5	17.5	3.7	85.5	26.9	296.7	104.3	418.7	79.2	670.8	124.5	2 870.7	1 852.1	45.5	1 806.6	0.03	0.00	0.24	2.18
12	35.36	66.15	9.5	2.7	17.0	1.1	6.8	6.0	0.3	34.5	11.3	128.4	46.0	195.5	37.7	327.9	61.4	1 300.3	876.7	33.9	842.8	0.04	0.01	0.06	2.31
13	37.01	66.15	5.7	0.0	6.3	0.0	0.9	2.2	0.2	14.9	5.4	63.1	22.8	100.9	19.9	180.5	34.6	666.8	451.6	9.6	442.0	0.02	0.00	0.08	53.67
14	38.91	66.15	4.4	7.4	69.9	4.3	22.0	11.8	2.1	28.6	8.5	83.1	29.1	136.3	32.6	350.4	82.4	855.4	868.5	117.5	751.1	0.16	0.01	0.34	2.83
15	37.02	66.15	7.0	3.1	19.0	1.1	8.1	7.1	0.3	33.9	11.1	125.9	44.7	183.5	35.3	300.3	56.6	1 235.8	830.0	38.7	791.3	0.05	0.01	0.05	2.37
16	37.69	66.15	63.2	0.1	8.4	0.2	3.7	7.3	0.6	34.9	11.3	125.3	43.9	178.7	34.2	296.0	56.6	1 232.0	801.1	20.2	780.9	0.03	0.00	0.09	11.69
17	37.79	66.15	558.1	502.2	939.0	95.5	367.2	58.3	0.6	81.5	19.9	209.2	74.8	313.0	61.1	517.1	95.9	2 069.0	3 335.3	1 962.9	1 372.5	1.43	0.66	0.03	0.95
18	37.47	66.15	23.5	40.5	119.8	14.3	75.9	28.6	1.1	90.2	26.6	291.2	101.2	408.0	77.3	649.1	120.5	2 833.5	2 044.3	280.3	1 764.0	0.16	0.04	0.06	1.17
19	36.48	66.14	7.8	764.0	1 246.2	112.4	391.6	47.5	1.5	53.8	12.4	143.4	52.9	242.1	52.1	479.8	95.8	1 598.3	3 695.5	2 563.2	1 132.3	2.26	1.08	0.09	0.90
20	37.52	66.14	27.2	5.1	23.9	2.4	18.3	16.7	1.2	64.3	18.1	186.6	62.7	250.3	45.7	380.6	71.2	1 773.5	1 146.7	67.6	1 079.2	0.06	0.01	0.10	1.59
21	49.96	66.14	59.4	1.0	11.8	0.3	2.8	5.3	0.4	20.6	6.6	69.9	24.5	103.4	20.1	181.3	34.3	704.5	482.2	21.4	460.8	0.05	0.00	0.10	5.32
22	36.97	66.14	6.2	0.2	5.7	0.2	2.2	6.0	0.2	32.9	13.0	158.4	59.9	267.6	56.5	519.3	99.5	1 764.7	1 221.5	14.4	1 207.1	0.01	0.00	0.04	5.83
23	38.35	66.14	21.6	41.3	122.5	14.8	72.1	26.3	1.2	54.5	14.4	141.8	45.9	182.3	34.5	295.2	54.5	1 318.9	1 101.1	278.2	822.9	0.34	0.09	0.09	1.16
24	36.51	66.14	7.6	0.1	13.3	0.2	2.3	5.5	0.3	28.3	9.0	104.4	36.4	154.3	30.8	276.7	54.1	1 038.6	715.5	21.6	694.0	0.03	0.00	0.06	18.26
25	36.74	66.14	5.2	0.4	7.2	0.5	4.6	6.4	0.3	33.3	12.8	161.5	61.1	278.7	58.8	550.4	106.4	1 793.3	1 282.4	19.4	1 263.0	0.02	0.00	0.04	2.95
26	35.82	66.14	119.2	5.3	5.2	3.4	11.3	4.9	0.5	16.9	5.6	63.1	22.5	94.5	18.9	165.7	32.6	653.6	450.2	30.6	419.6	0.07	0.02	0.15	0.28
27	35.87	66.14	9.9	22.2	73.5	8.2	39.2	12.9	0.5	30.2	8.5	89.0	30.9	130.1	26.4	247.1	45.4	891.1	764.0	156.4	607.6	0.26	0.06	0.07	1.28
28	36.74	66.14	17.5	39.9	125.8	16.3	80.2	28.1	1.2	61.0	15.8	155.8	49.6	203.1	38.4	324.8	61.5	1 416.6	1 201.3	291.4	909.9	0.32	0.08	0.08	1.16
29	37.72	66.14	136.9	40.8	101.1	12.2	58.7	22.6	1.5	74.2	24.1	272.0	84.0	315.3	59.0	471.0	80.0	2 668.3	1 616.4	236.8	1 379.6	0.17	0.06	0.10	1.06
30	36.92	66.14	18.7	1.6	15.1	1.2	7.7	8.2	0.7	33.0	11.0	130.3	48.2	208.4	44.2	411.3	79.6	1 389.8	1 000.6	34.6	966.0	0.04	0.00	0.12	2.40
31	38.42	66.14	24.3	0.7	9.7	0.7	7.8	12.4	0.7	58.0	17.4	195.8	67.8	282.3	56.1	497.2	93.5	1 955.4	1 300.1	32.0	1 268.0	0.03	0.00	0.07	2.84
32	36.58	66.14	9.3	0.7	12.7	0.4	3.1	5.5	0.3	22.5	8.0	92.5	33.6	149.3	30.8	279.8	55.4	961.7	694.5	22.6	671.9	0.03	0.00	0.06	5.86

注:1~18 为样品 PTK4B2,19~32 为样品 PTK4B3。

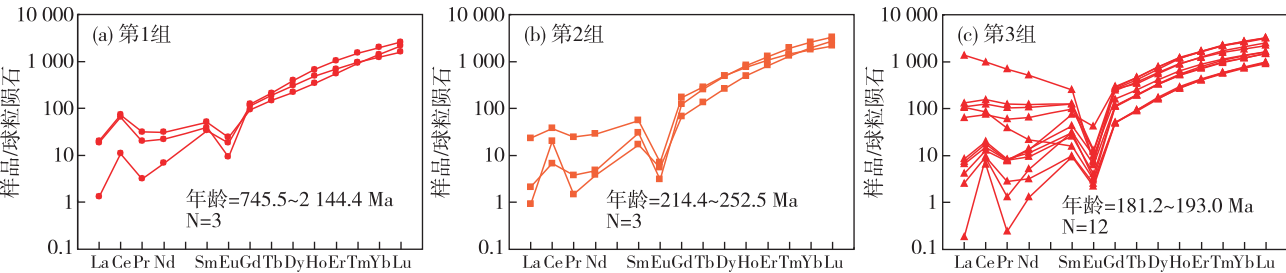


图 6 包体(PTK4B2)锆石球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图^[62]
Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of zircon enclave sample PTK4B2^[62]

PTK4B3 包体中第 1 组锆石(8 号) ΣREE 为 450.2×10^{-6} , LREE/HREE 为 0.07, 显示重稀土富集; Ce 呈正异常(δCe 为 0.28), Eu 呈负异常(δEu 为 0.15); 第 2 组锆石 ΣREE 为 $(482.2 \sim 1\ 282.4) \times 10^{-6}$, 平均值为 932.8×10^{-6} ; LREE/HREE 为 0.01~0.34, 平均值为 0.1, 显示重稀土富集; Ce 呈正异常

(δCe 为 1.16~18.26, 平均值为 5.2), Eu 呈负异常(δEu 为 0.04~0.10, 平均值为 0.1)。包体锆石球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图(图 7)显示 PTK4B3 包体锆石与 PTK4B2 呈现出相似的左倾配分模式, 表现为轻稀土亏损、重稀土富集、明显的 Eu 负异常, 但 PTK4B3 第 1 组 Ce 呈负异常, 第 2 组 Ce 呈正异常。

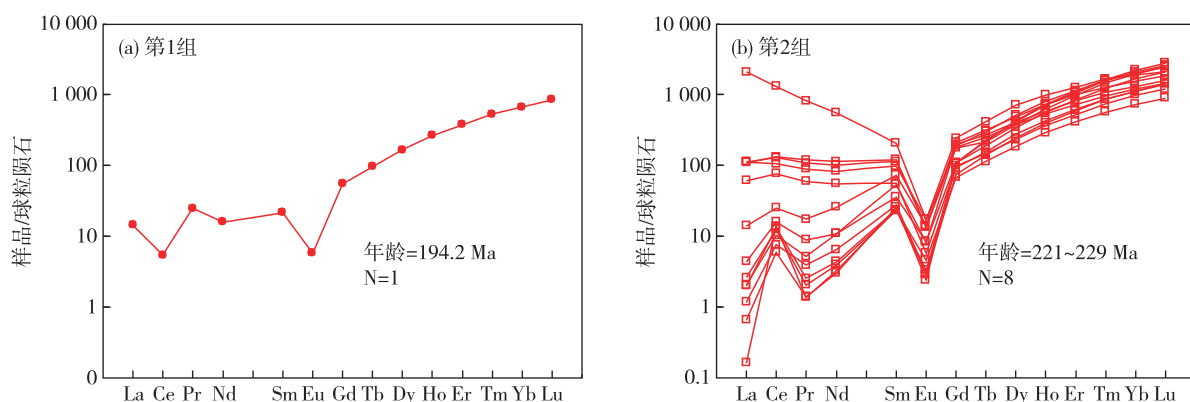


图 7 包体(PTK4B3)锆石球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图^[62]

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns of zircon enclave sample PTK4B3^[62]

5 讨论

5.1 锆石成因类型

判断锆石成因的方法有多种, CL 图像就能有效区分出锆石成因, 如岩浆锆石和热液锆石^[47]。由阴极发光图(CL)(图 4)可以看出, PTK4B2 包体第 1 组锆石以热液锆石居多, 第 2 组和第 3 组锆石以岩浆锆石为主; PTK4B3 包体第 1 组锆石为热液锆石, 第 2 组锆石大多为岩浆锆石。

锆石 Th/U 值也常被用作判断其成因的标志之一, 区分岩浆锆石、热液锆石和变质锆石。Th⁴⁺ 和 U⁴⁺ 离子半径与 Zr⁴⁺ 电价相同, 离子半径非常接近, 易进入锆石中, 但 U⁴⁺ 离子半径比 Th⁴⁺ 小, 所以锆石中 U 含量常高于 Th 含量^[44]。PTK4B2 包体中第 1 组锆石 Th/U 值 0.34~1.18, 平均值为 0.85; 第 2 组锆石 Th/U 值 0.18~0.60, 平均值为 0.34; 第 3 组锆石 Th/U 值 0.47~0.82, 平均值为 0.76; 第 1 组和第 3 组锆石 Th/U 值均 > 0.4。PTK4B3 包体中第 1 组锆石 Th/U 值 0.54, 第 2 组锆石 Th/U 值 0.21~1.09, 锆石 Th/U 值大多 > 0.4。不同成因锆石的 Th、U 含量及其比值差异较大, 一般岩浆锆石 Th/U > 0.4, 热液锆石 Th/U <

0.1^[63-64]。因此, 包体锆石大多数 Th/U 值与岩浆锆石相似。Th/U 值判断锆石成因并不是唯一的因素, 微量元素主要反映母体的特点或形成时源区的化学环境^[65], 因此, 判别锆石成因时必须综合地球化学特征最终做出合理判断。

岩浆锆石与热液锆石具有明显不同的稀土配分特征, 岩浆锆石从 La 至 Lu 之间急速增加, 具有 Ce 和 Eu 异常, 而热液锆石通常有较高的 REE 含量, 较平缓的轻稀土曲线, Ce 异常较小^[60]。PTK4B2 包体中第 1 组和第 2 组锆石球粒陨石标准化稀土元素配分模式图与岩浆成因锆石相似, 第 3 组锆石中部分配分曲线呈平缓型, 与热液成因锆石相似; PTK4B3 包体中第 1 组锆石和第 2 组锆石球粒陨石标准化稀土元素配分模式图与岩浆成因锆石相似, 但有部分配分曲线呈平缓型, 与热液成因锆石相似。

利用锆石 $(\text{Sm}/\text{La})_{\text{N}}$ -La 图解和 δCe -($\text{Sm}/\text{La})_{\text{N}}$ 图解也可区分岩浆锆石和热液锆石。图 8(a)中包体 PTK4B2 第 1 组锆石大多落在热液锆石区, 第 2 组锆石大多数落在岩浆锆石区域及其附近, 第 3 组有 8 个测点落在热液锆石区域。图 8(b)中除了第 2 组和第 3 组各有 1 个点落在岩浆锆石区域附近外,

其余均落在热液锆石区域及其附近。图 9(a)中包体 PTK4B3 锆石分布在岩浆锆石区、热液锆石区及

其过渡区域,图 9(b)中大多数落在热液锆石区域及其附近。

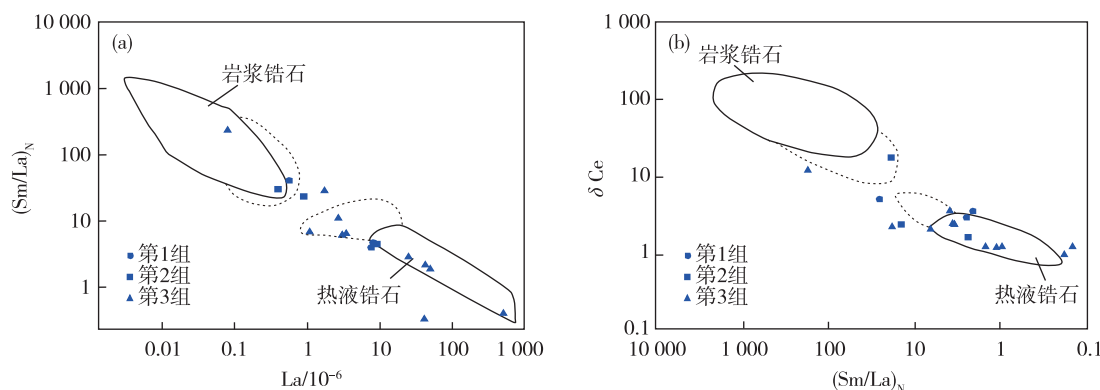


图 8 PTK4B2 包体锆石 $(\text{Sm}/\text{La})_N$ -La 图解(a)和 $\delta\text{Ce}-(\text{Sm}/\text{La})_N$ 图解(b)^[66]

Fig. 8 The $(\text{Sm}/\text{La})_N$ -La (a) and $\delta\text{Ce}-(\text{Sm}/\text{La})_N$ (b) diagrams for zircon enclave sample PTK4B2^[66]

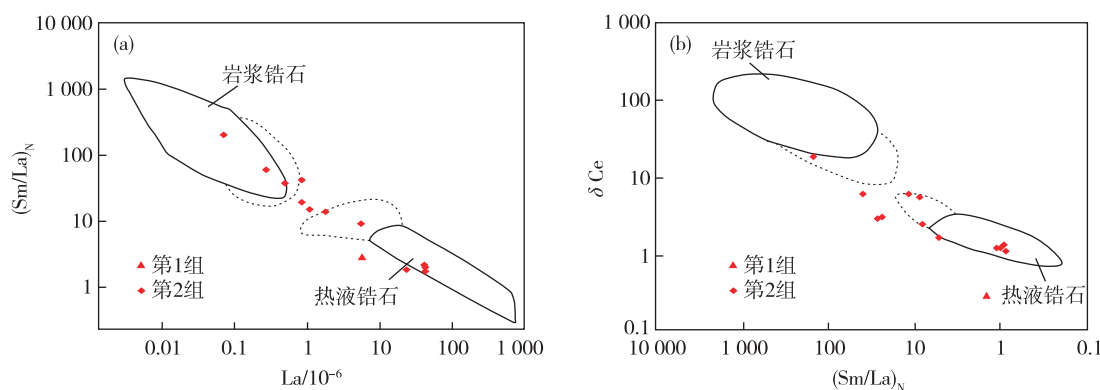


图 9 PTK4B3 包体锆石 $(\text{Sm}/\text{La})_N$ -La 图解(a)和 $\delta\text{Ce}-(\text{Sm}/\text{La})_N$ 图解(b)^[66]

Fig. 9 The $(\text{Sm}/\text{La})_N$ -La (a) and $\delta\text{Ce}-(\text{Sm}/\text{La})_N$ (b) diagrams for zircon enclave sample PTK4B3^[66]

综上所述,稀土矿层中包体锆石属于岩浆锆石,但遭受了强烈的热液改造,部分已具有热液锆石特征,包体 PTK4B3 受热液改造更为明显。

5.2 包体形成时代

研究区发育晚三叠世和早—晚侏罗世岩体。晚三叠世岩体主要为龙源坝复式岩体,形成时间为 241~231 Ma,具有高钾钙碱系列弱铝质 S 型花岗岩特征^[55,67]。早—中罗世岩体以寨背和陂头双峰式侵入杂岩为主,具有 I 型和 A 型花岗岩特征,杂岩体的 Rb-Sr 和单颗粒锆石 U-Pb 同位素年龄为 171.5~178.6 Ma^[55,57,68-70]。龙源坝复式岩体晚期为晚侏罗世黑云母花岗岩和二云母花岗岩,形成时间 156 Ma,具有高分异 I 型花岗岩特征^[53-54],正长岩体形成时间为 149 Ma,具有 A 型花岗岩

特征^[55-56]。

枫树洞稀土矿包体 PTK4B2 存在 3 组年龄,其中第 3 组 12 个锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $(182.4 \pm 4.5) \sim (193.0 \pm 3.2)$ Ma,其加权平均值为 (188 ± 2.8) Ma (表 1),指示包体形成时间主要为早侏罗世。PTK4B3 包体中存在 2 组锆石,其中第 2 组锆石 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 $(212.1 \pm 3.1) \sim (267.9 \pm 4.3)$ Ma,大多数集中在 220.8~232.6 Ma,其加权平均值为 (227 ± 3.7) Ma (表 1),指示包体形成于晚三叠世。

因此,推测枫树洞稀土矿层中存在晚三叠世和早侏罗世包体,说明陂头地区早期可能存在晚三叠世和早侏罗世基性岩浆活动,并与早侏罗世晚期—中侏罗世早期大规模的酸性岩浆的形成有密切的成因联系。

5.3 锆石 Ti 地质温度计

由于锆石稳定性好,锆石在高温、高压条件下,Ti 含量与温度呈对数线性变化,据此可以大致判断岩浆当时的结晶温度,据此设计了锆石 Ti 地质温度计^[71-73]。Watson 等^[73]提出的锆石 Ti 地质温度计计算公式为: $T = (5\ 080 \pm 30) / [(6.01 \pm 0.03) - \log Ti] - 273$ 。根据该锆石 Ti 地质温度计计算出包体的结晶温度(表 3)。包体 PTK4B2 第 1 组锆石 Ti 温度为(674~781) °C,平均值为 721 °C(<750 °C);第 2 组锆石 Ti 温度为 649~744 °C,平均值为 692 °C(< 750 °C);第 3 组锆石 Ti 温度为

694~1 279 °C,平均值为 816 °C(大多数>800 °C)。包体 PTK4B3 第 1 组锆石 Ti 温度为 1 016 °C(>800 °C);第 2 组锆石(计算年龄)Ti 温度为 687~925 °C,平均值为 671 °C(大多数 750 °C)。绝大部分高温条件(>750 °C)下形成的岩浆岩锆石结晶温度均落在湿花岗岩固相线以上,低的锆石结晶温度(如 680 °C)表明岩浆经历了在水近饱和条件下发生的熔融过程^[74]。包体中所有的锆石结晶温度大多数>700 °C,代表了岩浆开始结晶的温度为岩浆源区的最高温度,较低的结晶温度推测包体可能来源于含水条件下发生的部分熔融。

表 3 包体锆石 Ti 地质温度计计算结果

Table 3 Calculation results for zircon Ti geological thermometer of enclaves

序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
PTK4B2/°C	781	744	798	721	785	726	649	709	724	682	859	736	694	674	711	932	1 279	821
PTK4B3/°C	720	836	925	701	813	717	687	1 016	740	792	1 036	799	825	734				

5.4 包体形成及稀土成矿环境

锆石中微量元素可以很好地记录并揭示寄主岩石的结晶环境。锆石中微量元素和稀土元素相结合,利用锆石 U/Yb-Hf 图解和 U/Yb-Y 图解可区分洋壳成因锆石和陆壳成因锆石,能很好地揭示

岩浆锆石的源区^[76-77]。

稀土矿层中所有包体锆石在 U/Yb-Hf 图解(图 10(a))和 U/Yb-Y 图解(图 10(b))中均落在陆壳区域,因此,推测南岭东段稀土矿中包体锆石的结晶环境为陆壳环境。

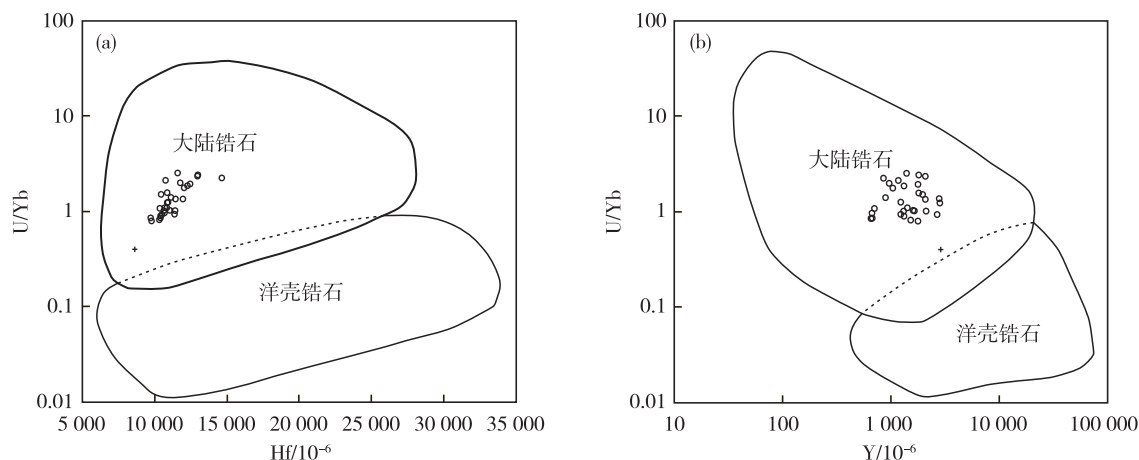


图 10 PTK4B2 与 PTK4B3 包体 U/Yb-Hf 图解(a)和 U/Yb-Y 图解(b) ^[74-75]

Fig. 10 The U/Yb-Hf (a) and U/Yb-Y (b) diagrams for enclaves (PTK4B2 and PTK4B3) ^[74-75]

南岭地区中一晚三叠世(印支期)岩浆以 S 型花岗岩为主^[56,67,75-76],源区主要为中元古代—古元古代华夏基底,构造环境是地壳减薄环境,幔源岩浆底侵作用为花岗岩形成提供了热源,有少量幔源

物质参与,暗示华南板块已开始受到古太平洋板块俯冲的影响^[77]。194.2~172.9 Ma,南岭地区记录了早侏罗世(燕山早期)的岩浆活动行迹。赣南柯树北岩体年龄为(189±3) Ma^[78]、湖南沅山巷子口

岩体年龄为 (187 ± 4) Ma^[79]、车步辉长岩体年龄为 172.9 Ma^[69]、陂头岩体年龄为 (178.15 ± 0.84) Ma^[70]、塔背正长岩体年龄为 (188.6 ± 2.2) Ma^[55-56,80-82]。李献华等^[82]认为华南在 $250 \sim 190$ Ma 洋壳发生了平板俯冲, $190 \sim 150$ Ma 发生了折返,折返过程中发生了板片熔融。但不论何种构造背景和动力学体制,南岭东段枫树洞稀土矿中包体说明:南岭东段确实存在两期岩浆活动($268 \sim 212$ Ma 和 $194 \sim 182$ Ma),两种包体记录了不同构造背景下的岩浆活动行迹,物质来源为中元古代—古元古代华夏基底,反映了古太平洋板块对华南板块的影响由弱到强的变化过程,岩浆在这种俯冲背景下由陆壳部分熔融形成,幔源物质活动也呈现出由弱至强的趋势。

6 结论

(1)南岭东段枫树洞稀土矿层中的辉长岩包体形成时间为 (188 ± 2.8) Ma 和 (227 ± 3.7) Ma,含矿母岩中至少存在早侏罗世和晚三叠世 2 种包体,反映晚三叠世—早侏罗世,南岭东段曾发生了多次基性岩浆活动。

(2)南岭东段枫树洞稀土矿包体中的锆石属于岩浆锆石,但遭受后期热液的强烈改造,早期包体(PTK4B3)改造最为强烈。

(3)锆石 Ti 地质温度计显示包体 PTK4B2 主要锆石 Ti 温度为 $694 \sim 1279$ °C,平均值为 816 °C;包体 PTK4B 主要锆石 Ti 温度为 $687 \sim 925$ °C,平均值为 671 °C,推测包体可能来源于含水条件下发生的部分熔融。

(4)两个世代的包体记录了不同的构造背景下的岩浆活动行迹,反映了古太平洋板块对华南板块的影响由弱到强的变化过程,在这种俯冲背景下岩浆由陆壳部分熔融形成,幔源物质活动也呈现出由弱至强的趋势。

参考文献

- [1] 陈国能.关于花岗岩岩石包体的成因及岩基的定位问题——与杜杨松教授讨论[J].高校地质学报, 1998, 4 (3): 346-349.
- [2] 陈国能,张珂,邵荣松,等.原地重熔及其地质效应[J].中山大学学报(自然科学版), 2001, 40(3): 95-99.
- [3] 彭卓伦,RODNEY G,庄文明,等.华南花岗岩暗色微粒包体成因研究[J].地学前缘, 2011, 18(1): 82-88.
- [4] 王涛.花岗岩混合成因研究及大陆动力学意义[J].岩

- 石学报, 2000, 16(2): 161-168.
- [5] PERUGINI D, POLI G, GATTA G D. Analysis and simulation of magma mixing processes in 3D [J]. Lithos, 2002, 65 (3/4): 313-330.
- [6] MAAS R, NICHOLLS I A, LEGG C. Igneous and metamorphic enclaves in the S-type Deddick granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia: Petrographic, geochemical and Nd-Sr isotopic evidence for crustal melting and magma mixing [J]. Journal of Petrology, 1997, 38 (7): 815-841.
- [7] CLEMENS J D, WALL V J. Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks [J]. Lithos, 1988, 21(1): 53-66.
- [8] DAHLQUIST J A. Mafic microgranular enclaves: Early segregation from metaluminous magma (Sierra de Chepes), Pampean Ranges, NW Argentina [J]. Journal of South American Earth Sciences, 2002, 15 (6): 643-655.
- [9] DONAIRE T, PASCUAL E, PIN C, et al. Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: The case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2005, 149 (3): 247-265.
- [10] LLBEYLI N, PEARCE J A. Petrogenesis of igneous enclaves in plutonic rocks of the central Anatolian crystalline complex, Turkey [J]. International Geology Review, 2005, 47(10): 1011-1034.
- [11] SHELLNUTT J G, JAHN B M, DOSTAL J. Elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of microgranular enclaves from peralkaline A-type granitic plutons of the Emeishan large igneous province, SW China [J]. Lithos, 2010, 119(1/2): 34-46.
- [12] DIDIER J, BARBARIN B. Enclaves and Granite Petrology [M]. New York: Elsevier Science Publishers, 1991.
- [13] CHEN G N, GRAPES R H. In-situ melting model for granite formation: Evidence from SE China [J]. International Geology Review, 2003, 45(10): 611-622.
- [14] CHEN G N, GRAPES R H, ZHANG K. Mesozoic crustal melting and tectonic deformation in SE China [J]. International Geology Review, 2003, 45(10): 948-957.
- [15] CHEN G N, GRAPES R. Granite Genesis: In-situ Melting and Crustal Evolution [M]. Dordrecht, Netherlands: Springer, 2007: 1-278.
- [16] 彭卓伦,陈国能,庄文明,等.暗色微粒包体与花岗岩的成因关系研究[C]//中国矿物岩石地球化学学会第 13 届学术年会论文集.贵阳:中国矿物岩石地球化学学会, 2011: 1.
- [17] 彭卓伦,陈国能,RODNEY GRAPES. 深圳王母岩体暗色包体中的蚀变矿物[C]//中国矿物岩石地球化学

- 会第13届学术年会论文集. 贵阳: 中国矿物岩石地球化学学会, 2007: 2.
- [18] 彭卓伦, RODNEY GRAPES, 庄文明, 等. 华南花岗岩暗色微粒包体矿物组成及微结构研究[J]. 地学前缘, 2011, 18(1): 63-73.
- [19] 彭卓伦, RODNEY GRAPES, 庄文明, 等. 华南花岗岩暗色微粒包体的岩石化学组成特征及其意义[J]. 地学前缘, 2011, 18(1): 74-81.
- [20] CHAPPELL B W, WHITE A J R, WYBORN D. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis[J]. *Journal of Petrology*, 1987, 28(6): 1111-1138.
- [21] ELBURG M A. Evidence of isotopic equilibration between microgranitoid enclaves and host granodiorite, Warburton granodiorite, Lachlan Fold Belt, Australia [J]. *Lithos*, 1996, 26(38): 1-22.
- [22] 陈国能, 张珂, 徐伟, 等. 华南中生代花岗岩岩石包体的成因与分类[J]. 中山大学学报(自然科学版), 1993, 32(增刊): 305-311.
- [23] GARCÍA-MORENO O, CASTRO A, CORRETGÉ L G, et al. Dissolution of tonalitic enclaves in ascending hydrous granitic magmas: An experimental study [J]. *Lithos*, 2006, 45: 66-78.
- [24] 范飞鹏, 肖惠良, 陈乐柱, 等. 赣南陂头一带风化壳淋积型稀土矿成矿地质特征[J]. 中国稀土学报, 2014, 32(1): 101-107.
- [25] 霍明远. 中国南岭风化壳型稀土资源分布特征[J]. 自然资源学报, 1992, 7(1): 64-70.
- [26] BARBARIN B, DIDIER J. Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas [J]. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 1992, 83(1/2): 145-153.
- [27] COLLINS W J, WIEBE R A, Healy B, et al. Replenishment, crystal accumulation and floor aggradation in the megacrystic Kamberu Suite, Australia [J]. *Journal of Petrology*, 2006, 47(11): 2073-2104.
- [28] BLUNTLY J D, SPARKS R S J. Petrogenesis of mafic inclusions in granitoids of the Adamello Massif, Italy [J]. *Journal of Petrology*, 1992, 33(5): 1039-1104.
- [29] CLEMENS J D. S-type granitic magmas—Petrogenetic issues, Models and evidence [J]. *Earth Science Reviews*, 2003, 61 (1/2): 1-18.
- [30] BARBARIN B. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: Nature, origin, and relations with the hosts[J]. *Lithos*, 2005, 80(1/4): 155-177.
- [31] SILVA M M V G, NEIVA A M R, WHITEHOUSE M J. Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, central Portugal [J]. *Lithos*, 2000, 50: 153-170.
- [32] BLAKE S, FINK J H. On the deformation and freezing of enclaves during magma mixing [J]. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2000, 95: 1-8.
- [33] DIEGO P, GIAMPIERO P. Chaotic dynamics and fractals in magmatic interaction processes: A different approach to the interpretation of mafic microgranular enclaves [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 175(1/2): 93-103.
- [34] 周新民, 姚玉鹏, 徐夕生. 浙东大衢山花岗岩中淬冷包体及其成因机制[J]. 岩石学报, 1992, 8(3): 234-242.
- [35] 杜杨松. 酸性-中酸性火山-侵入杂岩中岩石包体研究的新进展[J]. 现代地质, 1996, 10(2): 169-174.
- [36] 徐夕生, 周新民. 皖南前寒武纪花岗岩类中的岩石包体[J]. 矿物岩石, 1991, 11(1): 24-28.
- [37] 张泽斌, 唐菊兴, 唐攀, 等. 西藏甲玛铜多金属矿床暗色包体岩石成因: 对岩浆混合和成矿的启示[J]. 岩石学报, 2019, 35(3): 934-952.
- [38] 关义立, 袁超, 龙晓平, 等. 华南早古生代花岗岩中暗色包体的成因: 岩石学、地球化学和锆石年代学证据[J]. 大地构造与成矿学, 2016, 40(1): 109-124.
- [39] 朱金初, 张佩华, 谢才富, 等. 桂东北里松花岗岩中暗色包体的岩浆混合成因[J]. 地球化学, 2006, 35(5): 506-516.
- [40] 刘勇, 肖庆辉, 耿树方, 等. 骑田岭花岗岩体的岩浆混合成因: 寄主岩及其暗色闪长质微细粒包体的锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素证据[J]. 中国地质, 2010, 37(4): 1081-1091.
- [41] 马铁球, 伍光英, 贾宝华, 等. 南岭中段郴州一带中、晚侏罗世花岗岩浆的混合作用——来自镁铁质微粒包体的证据[J]. 地质通报, 2005, 24(6): 506-512.
- [42] 华仁民, 张文兰, 顾晨彦, 等. 南岭稀土花岗岩、钨锡花岗岩及其成矿作用的对比[J]. 岩石学报, 2007, 23(10): 2321-2328.
- [43] 江西省地质矿产局, 赣南地质调查大队. 足洞花岗岩风化壳离子吸附型重稀土矿[R]. 1987: 1-289.
- [44] 范飞鹏, 肖惠良, 陈乐柱, 等. 南岭东段含稀土矿花岗岩体中暗色包体地质特征——以陂头岩体为例[J]. 华东地质, 2016, 37(1): 36-44.
- [45] 杨大欢, 肖光铭. 广东省离子吸附型稀土矿区域成矿规律研究[J]. 地质与资源, 2011, 20(6): 462-468.
- [46] BELOUSOVA E A, GRIFFIN W L, O'REILI Y S Y, et al. Igneous Zircon: Trace Element Composition as an Indicator of Source Rock Type [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2002, 143(5): 602-622.
- [47] 李长民. 锆石成因矿物学与锆石微区定年综述[J]. 地

- 质调查与研究, 2009, 33(3): 161-174.
- [48] GRIMES C B, JOHN B E, KEI EMEN P B, et al. Trace Element Chemistry of Zircons from Oceanic Crust: A Method for Distinguishing Detrital Zircon Provenance [J]. *Geology*, 2007, 35(7): 643-646.
- [49] 徐恒, 崔银亮, 周家喜, 等. 云南宝丰寺岩体锆石微量元素特征及地质意义 [J]. *地质找矿论丛*, 2019(1): 132-139.
- [50] 陈骏, 王汝成, 朱金初, 等. 南岭多时代花岗岩的钨锡成矿作用 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2014, 44(1): 111-121.
- [51] 舒良树, 周新民, 邓平, 等. 南岭构造带的基本地质特征 [J]. *地质论评*, 2006, 52(2): 251-265.
- [52] 毛景文, 谢桂青, 李晓峰, 等. 华南地区中生代大规模成矿作用与岩石圈多阶段伸展 [J]. *地质学报*, 2006, 80(6): 923-924.
- [53] 陶继华, 李武显, 蔡元峰, 等. 南岭东段龙源坝印支和燕山期二云母花岗岩中白云母矿物化学特征及地质意义 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2013, 43(10): 1659-1666.
- [54] 陶继华, 李武显, 李献华, 等. 赣南龙源坝地区燕山期高分异花岗岩年代学、地球化学及锆石 Hf-O 同位素研究 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2013, 43(5): 760-778.
- [55] 张敏, 陈培荣, 黄国龙, 等. 南岭东段龙源坝复式岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义 [J]. *地质学报*, 2006, 80(7): 984-994.
- [56] 陈培荣, 周新民, 张文兰, 等. 南岭东段燕山早期正长岩-花岗岩杂岩的成因和意义 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2004, 34(6): 493-503.
- [57] HE Z Y, XU X S, NIU Y L. Petrogenesis and tectonic significance of a Mesozoic granite-syenite-gabbro association from inland South China [J]. *Lithos*, 2010, 119(3/4): 621-641.
- [58] SLAMA J, KOSLER J, CONDON D J. Plesovice zircon: A new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis [J]. *Chemical Geology*, 2008, 249(1/2): 1-35.
- [59] LUDWING K R. Isoplot 3.0: A geochronological tool kit for Microsoft excel [J]. *Berkeley Geochronology Center special publication*, 2003(4): 1-71.
- [60] 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.
- [61] 周剑雄, 陈振宇. 电子探针下锆石阴极发光的研究 [M]. 成都: 四川电子科技大学出版社, 2007: 1-28.
- [62] TAYLOR S R, MCLENNAN S M. The continental crust: its composition and evolution [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1986, 42(3): 196-197.
- [63] RAYNER N, STERN R A, CARR S D. Grain-scale Variations in Trace Element Composition of Fluid-altered Zircon, Acasta Gneiss Complex, Northwestern Canada [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2005, 148(6): 721-734.
- [64] PETTKE T, AUDETAT A, SCHALTEGGER U, et al. Magmatic-to-hydrothermal Crystallization in the W-Sn Mineralized Mole Granite (NSW, Australia) Part 11: Evolving Zircon and Thorite Trace Element Chemistry [J]. *Chemical Geology*, 2005, 220(3/4): 191-213.
- [65] 赵振华. 副矿物微量元素地球化学特征在成岩成矿作用研究中的应用 [J]. *地学前缘*, 2010, 17(1): 267-286.
- [66] HOSKIN P W O. Trace element Composition of Hydro-thermal Zircon and the Alteration of Hadean Zircon from the Jack Hills, Australia [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005, 69(3): 637-648.
- [67] 范飞鹏, 肖惠良, 陈乐柱, 等. 南岭东段黄峰寨岩体 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及地质意义 [J]. *华东地质*, 2016, 37(3): 166-173.
- [68] 周新民, 陈培荣, 徐夕生, 等. 南岭晚中生代花岗岩成因与岩石圈动力学演化 [M]. 北京: 科学出版社, 2007: 627-640.
- [69] LI X H, CHEN Z G, LIU D Y et al. Jurassic gabbro-granite-syenite suites from southern Jiangxi province, SE China: age, origin, and tectonic significant [J]. *International Geology Review*, 2003, 45(10): 898-921.
- [70] 范春方, 陈培荣. 赣南陂头花岗岩体 Nd-Sr 同位素特征及其意义 [J]. *地质找矿论丛*, 2000, 15(3): 282-287.
- [71] WATSON E B, HARRISON T M. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effect in a variety of crustal magmas types [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1983, 64(2): 295-304.
- [72] WATSON E B, WARK D A, TOMAS J B. Crystallization thermometers for zircon rutile [J]. *Contrib Mineral Petrol*, 2006, 151: 413-433.
- [73] FERRY J M, WATSON E B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2007, 154(4): 429-437.
- [74] 周金胜, 孟祥金, 臧文栓, 等. 西藏青草山斑岩铜金矿含矿斑岩锆石 U-Pb 年代学、微量元素地球化学及地质意义 [J]. *岩石学报*, 2013, 29(11): 3755-3766.
- [75] SCAILLET B, PICHAVAMT M, ROUX J. Experimental crystallization of leucogranite magmas [J]. *Journal of Petrology*, 1995, 36(3): 663-705.
- [76] 何苗, 刘庆, 孙金凤, 等. 湘东地区锡田印支期花岗岩的地球化学特征及其构造意义 [J]. *岩石学报*, 2018, 34(7): 2065-2086.
- [77] 程顺波, 付建明, 崔森, 等. 湘桂边界越城岭岩基北部印

- 支期花岗岩锆石 U-Pb 年代学和地球化学特征[J]. 中国科学:地球科学, 2018, 43(7): 2330-2349.
- [78] LI Z X, LI X H. Formation of the 1 300 km wide intra-continental orogen and post-orogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab subduction model [J]. *Geology*, 2007, 35(2): 179-182.
- [79] 丁兴, 陈培荣, 陈卫锋, 等. 湖南沅山花岗岩中锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年: 成岩启示和意义[J]. 中国科学:地球科学, 2005, 35(7): 606-616.
- [80] 陈培荣, 孔兴功, 王银喜, 等. 赣南燕山早期双峰式火山-侵入杂岩的 Rb-Sr 同位素定年及意义[J]. 高校地质学报, 1999, 5(4): 367-383.
- [81] 陈培荣, 孔兴功, 倪琦生, 等. 赣南燕山早期双峰式火山的厘定和意义[J]. 地质论评, 1999, 45(增刊): 734-741.
- [82] 李献华, 李武显, 李正祥. 再论南岭燕山早期花岗岩的成因类型与构造意义[J]. 科学通报, 2007, 52(9): 981-991.

Zircons in the gabbro enclaves of Fengshudong REE deposit in Eastern Nanling Mountains: Chronology, geochemistry and diagenesis

FAN Fei-peng¹, CHEN Le-zhu¹, LI Hai-li¹, BAO Xiao-ming¹, LI Feng-chun², SHEN Zhong-hua²

(1. *Nanjing Center, China Geological Survey, Nanjing 210016, China;*

2. *Shandong Test Center of China Metallurgical Geology Bureau, Jinan 250014, China*)

Abstract: The eastern Nanling Mountains is the concentrated area of rare earth element (REE) mineral resources in China. By studying the zircon U-Pb age and trace elements of enclaves in ore-bearing granite beds of weathered leaching deposits in Eastern Nanling area, the results show that there are at least two types of gabbro enclaves in REE deposits, namely the Early Jurassic enclave (188 ± 2.8) Ma and Late Triassic enclave (227 ± 3.7) Ma. The zircon CL image and $\text{Th}/\text{U} > 0.4$ indicate the type is magmatic zircon. The variation characteristics of zircon REEs in the enclave reveal that most zircons are distributed in the transition zone between hydrothermal zircons and magmatic zircons, indicating that the zircons undergo intense hydrothermal reformation in later period and the Late Triassic enclave is most strongly reformed. The Ti temperature of major zircons in the Early Jurassic enclave is $694 \sim 1\,279\text{ }^{\circ}\text{C}$, averagely $816\text{ }^{\circ}\text{C}$, nearly half above $800\text{ }^{\circ}\text{C}$, while that for the Late Triassic inclusions is $687 \sim 925\text{ }^{\circ}\text{C}$, averagely $671\text{ }^{\circ}\text{C}$, most below $750\text{ }^{\circ}\text{C}$, which may originate from the partial melting of various components under the condition of water near saturation. There are multiple groups of zircon age data for the enclaves, showing several magmatic activities occurred in the eastern Nanling during Triassic-Early Jurassic, and the Late Triassic rock mass was melted by Early Jurassic magma, then by Early-Middle Jurassic magma, which reflects the influence of paleo-Pacific Plate on South China Plate is from weak to strong, magma formed by the partial melting of continental crust under the subduction background and the mantle-derived material activity also from weak to strong.

Key words: weathered crust leaching REE deposit; dark enclave; zircon U-Pb age; trace element; Eastern Nanling Mountains; Early Yanshanian