

江西大岭上钨矿花岗斑岩锆石特征、成因及意义

彭花明^{1,2} 夏菲² 严兆彬² 杜后发² 袁琪²

(1. 中国地质大学, 北京 100083; 2. 东华理工大学, 江西 南昌 330013)

摘要: 锆石特征较好地记录了形成环境, 可以指示其成因类型, 反演寄主岩石岩浆的演化过程。本文利用阴极发光和 LA-ICPMS 技术获得了江西大岭上钨矿区花岗斑岩锆石的阴极发光图像、微量元素数据。研究表明该花岗斑岩中的锆石包括无核燕山期岩浆锆石、继承锆石和被捕获锆石。无核锆石阴极发光图像暗黑, $Th/U < 0.1$, LREE/HREE 比值高, Ce 弱正异常, 平均锆石 Ti 温度计地质温度为 $872^{\circ}C$, 兼具岩浆锆石和热液锆石的特征, 为形成于伟晶岩阶段之前的富含热液的岩浆晚期阶段的岩浆锆石。捕获锆石整体具灰白阴极发光, 其裂隙中见暗黑阴极发光, $Th/U > 0.4$, LREE/HREE 比值低, Ce 正异常, 锆石 Ti 温度计地质温度为 $766^{\circ}C$, 为典型的岩浆锆石。继承锆石的核具有灰白色阴极发光, 其边缘阴极发光暗黑, 锆石微量元素特征值介于前两类锆石之间, 其核部为形成于燕山期之前的岩浆锆石, 其边部为与无核锆石同时形成的锆石边。区域上形成于燕山期之前的岩浆岩仅有晋宁期花岗闪长岩, 因此捕获锆石和继承锆石核可能来源于晋宁期花岗闪长岩。晋宁期花岗闪长岩可能是黑云母花岗斑岩的一种源岩。无核锆石特征说明, 该类锆石结晶时, 寄主岩石岩浆处于富含高温热液、压力降低的环境中, 岩浆演化处于伟晶岩阶段之前的岩浆晚期阶段。该阶段的这种富含热液的岩浆具有很强的金属运载能力, 值得进一步研究。

关键词: 锆石微量元素; 锆石成因类型; 花岗斑岩; 地质意义; 大岭上钨矿; 江西

中图分类号: P588.13; P578.94⁺1

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2014)05-0811-14

Features, genesis and geological significance of zircons from the granite porphyry in the Dalingshang tungsten deposit, Jiangxi Province

PENG Hua-ming^{1,2}, XIA Fe², YAN Zhao-bin², DU Hou-fa² and YUAN Qi²

(1. China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2. East China Institute of Technology, Nanchang 330013, China)

Abstract: The features of zircons are obviously controlled by their formation environment and can be used to verify their origin and the evolution process of the host rock magma. The authors studied the trace elements and genesis of the zircons from the granite porphyry in the Dalingshang tungsten deposit of Jiangxi Province and investigated the magma evolution process by means of cathodoluminescence and LA-ICPMS. The Dalingshang tungsten deposit is an important deposit in the Dahutang ore concentration area. It is a superlarge W-Cu-Mo polymetallic deposit found in 2010. The mineralization of the Dalingshang tungsten ore deposit was closely related to the granite porphyry, but the zircons in the granite porphyry have not been studied in detail yet. Yanshanian magmatic zircons, inherited magmatic zircons and captured zircons were found in the granite porphyry in the Dalingshang tungsten deposit. The Yanshanian magmatic zircons seem to be the typical hydrothermal zircons with the features of non-cathodoluminescence, low Th/U ratios (< 0.1), relative enrichment of LREE and weak positive anomaly of Ce. Nevertheless, they also display the characteristics of both hydrothermal zircons and magmatic zircons, with some samples falling in the hydrothermal zircon area whereas others in the magmatic

收稿日期: 2014-02-08; 修订日期: 2014-04-07

基金项目: 国家科技支撑计划项目(2011BAB04B02); 教育部核资源与环境重点实验室开放基金项目(NRE1209)

作者简介: 彭花明(1965-), 女, 汉族, 硕士, 教授, 主要从事岩石学教学科研工作, E-mail: dhlghpm@126.com

zircon area in the diagrams of $(\text{Sm}/\text{La})_N - \text{La}$, $\delta\text{Ce} - (\text{Sm}/\text{La})_N$, and $\delta\text{Ce} - \delta\text{Eu}$ and $(\text{Sm}/\text{La})_N - (\text{Lu}/\text{Gd})_N$. Yanshanian magmatic zircons should be a part of magmatic zircons, as shown by the fact that their average zircon Ti thermometer geological temperature is 872°C and their host rocks are relatively fresh hypabyssal intrusive rock. It is thought that the zircons in pegmatite have features of hydrothermal zircons but no features of magmatic zircons. Compared with the features of zircons in pegmatite, the Yanshanian magmatic zircons should be considered to have been formed before the pegmatite stage. According to all features mentioned above, the authors have arrived at the conclusion that the Yanshanian magmatic zircons in the study area should be classified as the magmatic zircons formed in the magma with rich hydrothermal fluids before the pegmatite stage. The magma rich in hydrothermal fluids could contain a lot of metals that formed the metal deposit late, and hence researchers should pay more attention to the magma so as to find more information about the ore deposit. The captured zircons show uneven lighting gray and white CL images with some non-cathodoluminescence edges in the cracks of the zircons. The captured zircon has high Th/U ratios (>0.4), relatively low LREE/HREE and positive anomaly of Ce. In the diagrams of $(\text{Sm}/\text{La})_N - \text{La}$, $\delta\text{Ce} - (\text{Sm}/\text{La})_N$, and $\delta\text{Ce} - \delta\text{Eu}$ and $(\text{Sm}/\text{La})_N - (\text{Lu}/\text{Gd})_N$, the captured zircons all fall in the magmatic area. The zircon Ti thermometer geological temperature is 766°C . All features point to the conclusion that the captured zircon should be the magmatic zircon and its formation was controlled by Jinningian magmatism. The study of the regional geological condition has revealed that the captured zircon must have only come from the granite diorite of Jinning Period because the granite diorite of Jinning Period was the unique magma product in Jinningian period in the study area. The cores of inherited zircons show gray and white cathodoluminescence and their edges have no cathodoluminescence. Their ratios of Th/U and LREE/HREE are between those of the Yanshanian magmatic zircons and the captured zircons. In the diagrams of $(\text{Sm}/\text{La})_N - \text{La}$, $\delta\text{Ce} - (\text{Sm}/\text{La})_N$, and $\delta\text{Ce} - \delta\text{Eu}$ and $(\text{Sm}/\text{La})_N - (\text{Lu}/\text{Gd})_N$, all inherited zircons are in the area between magmatic zircons and hydrothermal zircons. Their average zircon Ti thermometer geological temperature is 744°C . The inherited zircon cores have the same properties as the captured zircons and their new zircon edges have the same properties as the Yanshanian magmatic zircons. So it is reasonably considered that the granite diorite of Jinning Period was one of the original rocks of the granite porphyry rock.

Key words: trace elements of zircon; zircon origin; granite porphyry; geological significance; Dalingshang tungsten deposit; Jiangxi

锆石性质稳定, 形成后基本不受环境变化的影响, 其特征可以指示生长环境, 反演锆石成因, 提供寄主岩石成岩成矿的相关信息 (Hoskin and Black, 2000; Hoskin and Ireland, 2000; Griffin *et al.*, 2000; Belousova *et al.*, 2002; Rubatto, 2002; Hoskin and Schaltegger, 2003; 吴元保等, 2004; Hoskin, 2005; Hanchar and Westrenen, 2007; 李长明, 2009)。目前江西大岭上钨矿花岗斑岩中锆石的研究几乎还是空白, 本文重点分析了大岭上钨矿花岗斑岩中锆石的阴极发光和微量元素特征, 讨论了锆石的成因类型, 并探讨了它们的成岩成矿指示意义。

1 地质背景

江西大岭上钨矿是大湖塘钨钼铜矿集区的重要组成部分, 处于下扬子成矿省江南地块中生代铜钼金银铅锌成矿带中的九岭成矿带西段, 大湖塘-同安钨(锡)、钽铌多金属矿带的北段。矿区位于扬子古板块东南缘, 江南地块的九岭-鄱公山隆起西段, 北邻修水-武宁滑覆拗陷带(杨明桂等, 1997)。区域构造处于赣北东西向构造带的九岭-官帽山复式背斜与武宁-宜丰北东向走滑冲断-伸展构造的复合部位(图 1, 江西省地质矿产局, 1984; 林黎等, 2006a;

项新葵等, 2012a)。矿区主要褶皱为九岭复式褶皱的靖林-操兵场次级背斜的东延部分, 主要断裂为近东西向和北东-北北向断裂, 它们共同控制燕山期岩体、岩脉或矿脉(体)的分布(左全狮, 2006; 林黎等, 2006a, 2006b; 项新葵等, 2012a, 2012b)。矿区区域地层为双桥山群浅变质岩, 其中钨丰度为 9.13×10^{-6} , 该地层在矿区内很少出露(江西省地质矿产局, 1984)。矿区内晋宁期花岗闪长岩广泛出露, 是

矿区最主要的赋矿围岩。燕山期花岗岩在矿区出露很少, 多为一些岩瘤、岩枝和岩脉, 大部分侵入于晋宁期花岗闪长岩中, 少数侵入于双桥山群地层中。研究成果表明燕山期花岗岩体与成矿有密切联系(左全狮, 2006; 林黎等, 2006a, 2006b; 项新葵等, 2012a, 2012b; 丰成友等, 2012; 黄兰椿等, 2012; 项新葵等, 2013)。

大岭上矿区燕山期岩浆岩包括微细粒多斑状花

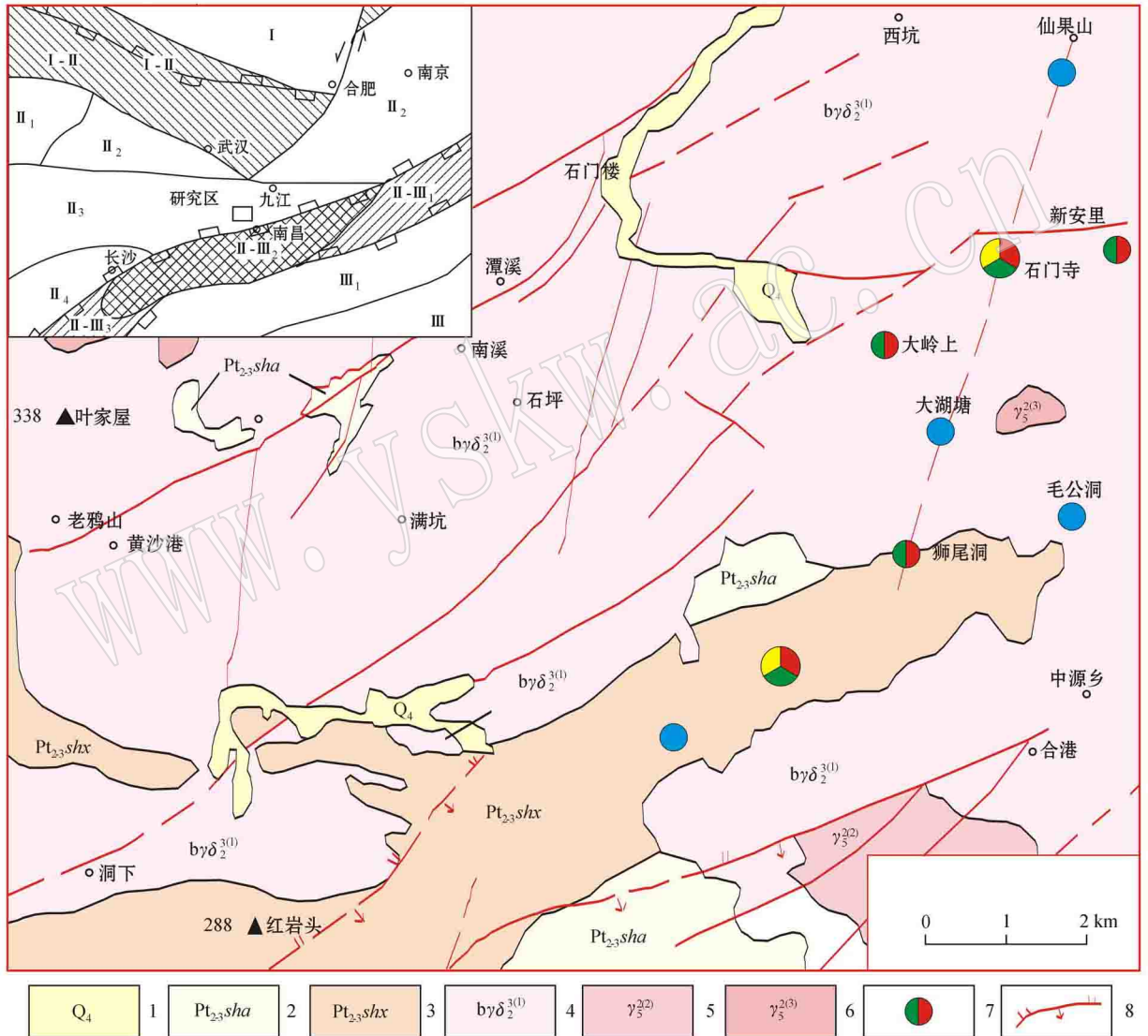


图 1 赣北九岭钨多金属矿集区地质矿产略图[据项新葵等(2012a)改编]

Fig. 1 Regional geological and mineral resources sketch map of the Jiuling tungsten polymetallic ore concentrating area, north Jiangxi(modified after Xiang Xinkui *et al.*, 2012a)

1—第四系; 2—中新元古代双桥山群安乐山组; 3—中新元古代双桥山群修水组; 4—晋宁晚期黑云母花岗闪长岩; 5—燕山中期花岗岩; 6—燕山晚期花岗岩; 7—矿床及矿点; 8—断层

1—Quaternary; 2—Anlelin Formation of Meso-Neo-Proterozoic Shuangqiaoshan Group; 3—Xiushui Formation of Meso-Neo-Proterozoic Shuangqiaoshan Group; 4—granodiorite of Late Jinning Period; 5—granite of Middle Yanshanian Period; 6—granite of late Yanshanian Period; 7—ore deposit(ore spot); 8—fault

岗岩、含(少)斑细粒花岗岩、花岗斑岩和隐爆角砾岩。野外见微细粒多斑状花岗岩、含(少)斑细粒花岗岩和花岗斑岩均侵入于晋宁期花岗闪长岩中,花岗斑岩侵入到微细粒多斑状花岗岩中。隐爆角砾岩中的角砾大部分为晋宁期花岗闪长岩,少数为微细粒多斑状花岗岩;胶结物为石英脉和长石石英脉。

邻区狮尾洞矿段的似斑状黑云母花岗岩(类似本文微细粒多斑状花岗岩)的年龄为 144.2 Ma(黄兰椿等, 2012), 花岗斑岩的年龄为 134.6 Ma(黄兰椿等, 2012); 邻区石门寺矿段的似斑状黑云母花岗岩(类似本文微细粒多斑状花岗岩)年龄为 138 Ma(项新葵等, 2012b), 花岗斑岩年龄为 135 Ma(项新葵等, 2012b)。邻区南陡崖矿区(一矿带)的细粒黑云母花岗岩的黑云母钾氩法绝对年龄为 143 Ma, 花岗斑岩的黑云母钾氩法绝对年龄为 134 Ma(林黎等, 2006b)。

2 样品特征及测试方法

矿区花岗斑岩见于地表和钻孔中, 地表呈岩脉产出, 与晋宁期花岗闪长岩和燕山期微细粒多斑状花岗岩都有侵入接触, 与燕山期含(少)斑细粒花岗岩未见直接接触。本文样品选自大岭上钨矿 ZK120-1 钻孔 280~290 m 孔深位置。该花岗斑岩侵入于晋宁期花岗闪长岩中, 孔深 277 m 和 297 m 处分别为上、下接触界面。与花岗斑岩接触处的晋宁期花岗闪长岩发生强烈的云英岩化。花岗斑岩锆石 U-Pb 年龄为 130.4 ± 1.6 Ma(待发表)。



花岗斑岩样品呈灰色, 斑状结构, 块状构造。基质为隐晶质, 斑晶约占全岩的 10%~15%, 自形-半自形, 大小为 0.1~10 mm, 主要为条纹长石、石英和斜长石, 斜长石斑晶多发生绢云母化。基质为微晶, 由长英质物质和少量黑云母组成(图 2)。岩石见少量星点状、团粒状黄铜矿, WO_3 含量为 0.008%~0.056%(江西省地矿局赣西北大队, 2010)^①。

锆石阴极发光照相和 LA-ICPMS 分析均在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。锆石阴极发光(CL)图像采集设备是英国 Gatan 公司生产的场发射扫描电子显微镜附属的 Gatan MonoCL3+ 阴极发光装置系统, 图像采集工作条件为分析电压 10 kV, 电流 240 μ A。LA-ICPMS 分析设备是德国 MicroLas 公司生产的 GeoLas200M 激光剥蚀系统与 Elar6100DRCICP-MS 联机, 采用的标准锆石为 91500。具体实验分析流程可见文献(Jackson *et al.*, 2004; 侯可军等, 2009; Liu *et al.*, 2010)。

3 锆石阴极发光特征

锆石阴极发光特征是其微量元素组成的直观反映(Griffin *et al.*, 2000; Hoskin and Ireland, 2000; Hoskin and Schaltegger, 2003; 吴元保等, 2004; Hoskin, 2005; 唐俊华等, 2008; 李长明, 2009; 孙景贵等, 2009; Liu *et al.*, 2010; 唐勇等, 2012)。本文根据锆石阴极发光特征(图 3), 将研究锆石分为 3 类: 无核锆石、继承锆石和捕获锆石。

无核锆石无核边结构、无环带。该类锆石阴极

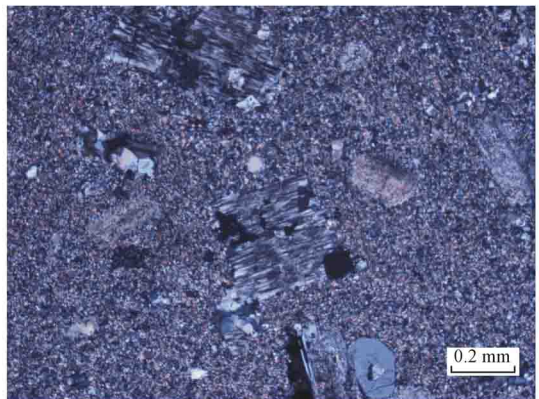


图 2 花岗斑岩手标本和显微镜下照片(电子探针薄片)

Fig. 2 Hand specimen and microscope photos of granite porphyry

① 江西省地矿局赣西北大队, 2010. ZK120-1 钻孔编录记录表(内部资料)。

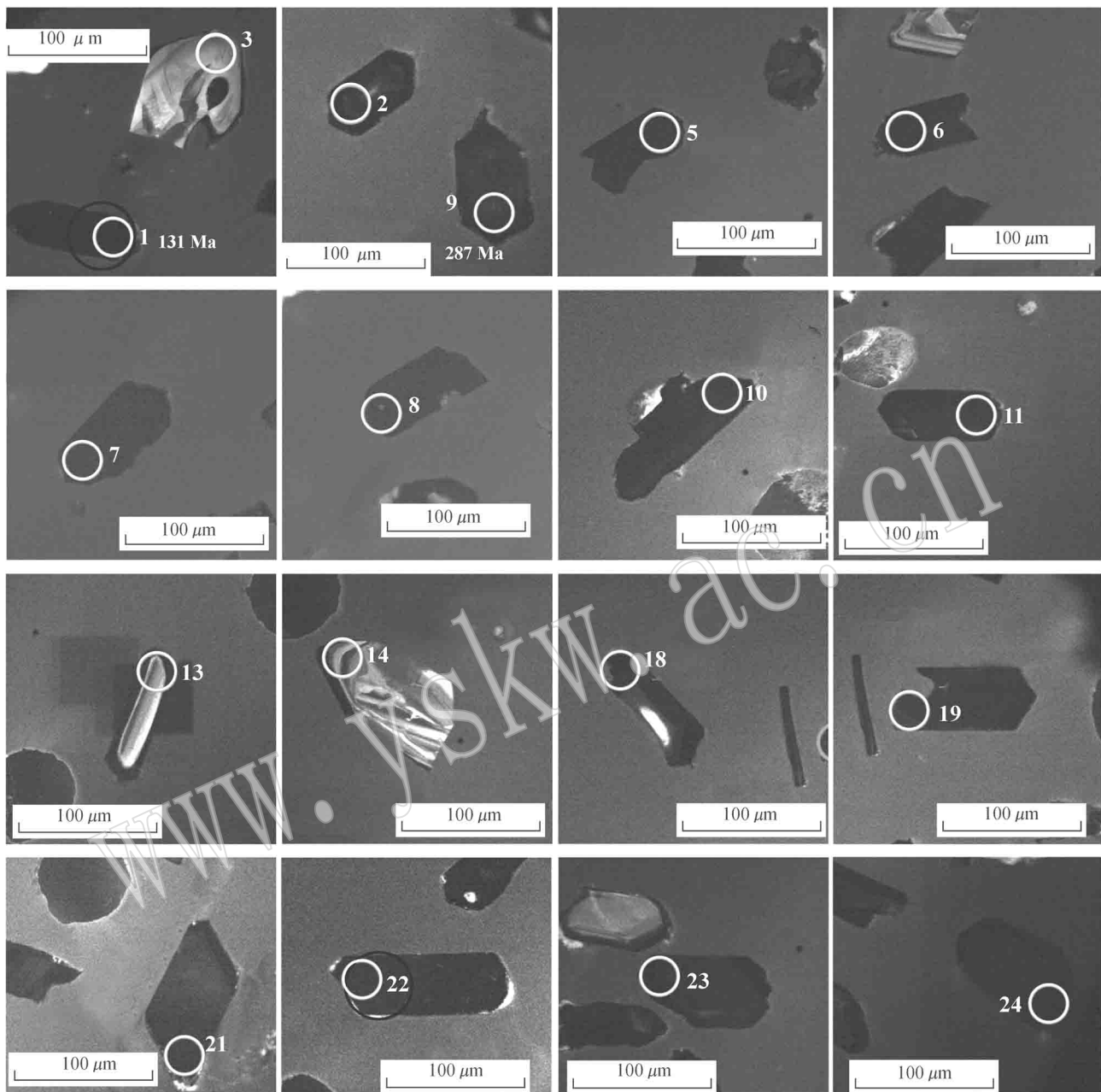


图 3 锆石 CL 阴极发光图片

Fig. 3 Cathodoluminescence image of zircon sample

发光暗黑,无环带和不均匀发光。这类锆石所占比例约 78.3%。

继承锆石有核边结构,如 2、13、14 号。残留核,具有灰白的阴极发光,新生边具有环带结构或暗黑阴极发光特征,与无核锆石阴极发光特征一致。这类锆石所占比例约 17.5%。

捕获锆石无核边结构,具有不均匀阴极发光,如 3 号锆石。它整体的灰白色阴极发光特征与继承锆

石核部的相似,裂隙中的暗黑阴极发光与无核锆石非常相似。该类锆石所占比例约 4.2%。

前人研究认为,锆石中 U、Th 和 REE 含量越高阴极发光强度越弱(Hanchar and Miller, 1993; Hanchar and Rudnick, 1995; Corfu *et al.*, 2003; 吴元保等, 2004; 李长明, 2009; 孙景贵等, 2009)。本文无核锆石和继承锆石新生边阴极发光整体暗黑,说明它们 U、Th 和 REE 含量可能较高;继承锆石中的

残留核和捕获锆石具有灰白或亮白阴极发光,说明这些残留核锆石和捕获锆石的 U、Th 和 REE 含量较低。

4 锆石微量元素特征

锆石微量元素测试结果见表 1。

4.1 Th、U 含量及其比值

无核锆石中, Th 含量为 $117.43 \times 10^{-6} \sim 480.59 \times 10^{-6}$, 平均为 252.26×10^{-6} ; U 含量为 $1870.11 \times 10^{-6} \sim 4728.01 \times 10^{-6}$, 平均为 3411.05×10^{-6} ; Th/U 值为 0.03~0.26, 平均值为 0.08。

继承锆石 Th 含量为 $107.38 \times 10^{-6} \sim 183.34 \times 10^{-6}$, 平均为 148.90×10^{-6} ; U 数值为 $346.62 \times 10^{-6} \sim 4019.83 \times 10^{-6}$, 平均为 1886.38×10^{-6} ; Th/U 值为 0.03~0.5, 平均值为 0.18。

捕获锆石 Th 含量为 105.83×10^{-6} , U 含量为 128.94×10^{-6} , Th/U 值为 0.82。

数据反映, 从无核锆石到继承锆石再到捕获锆石, Th、U 含量依次减小, Th/U 值依次增大。

4.2 稀土元素含量

锆石稀土元素球粒陨石标准化图解见图 4a。

无核锆石中, 7、8 号测点 La 含量低于检测线无法参与统计, 其余测点 Σ REE 为 $1393.83 \times 10^{-6} \sim 3038.93 \times 10^{-6}$, 平均为 2074.44×10^{-6} ; LREE/HREE 值为 0.01~0.50, 平均值为 0.09; Ce 除 1 个为 0.9 外, 其它全部正异常 (δ Ce = 0.9~6.9, 平均 1.93); 全部具 Eu 负异常 (δ Eu = 0.04~0.19, 平均 0.09)。

继承锆石中, Σ REE 的变化范围为 $1166.69 \times 10^{-6} \sim 2483.28 \times 10^{-6}$, 平均为 1633.46×10^{-6} ; LREE/HREE 值为 0.01~0.03, 平均值为 0.02; Ce 全部正异常, 但 δ Ce 变化范围大 (1.3~26.10, 平均 8.13); Eu 为负异常, δ Eu 为 0.06~0.26, 平均 0.11。

捕获锆石 Σ REE 为 1105.24×10^{-6} , LREE/HREE 比值为 0.02, Ce 正异常, δ Ce 为 5.90, Eu 负异常, δ Eu 为 0.18。

数据反映, 从无核锆石到继承锆石再到捕获锆石, 锆石 Σ REE、LREE/HREE 值依次减小; δ Ce、 δ Eu 呈依次增加趋势。在锆石球粒陨石标准化稀土元素配分图(图 4a)上也可以看出, 无核锆石稀土元素分配曲线多集中在上部, 而且无核锆石倾斜程度

比继承锆石和捕获锆石明显更缓。

5 锆石成因类型分析

5.1 阴极发光证据

不同成因锆石的阴极发光特征差异很大, 岩浆锆石多表现为灰白阴极发光和或具有环带, 热液锆石具暗黑阴极发光特征 (Hanchar and Miller, 1993; Hanchar and Rudnick, 1995; Geisler *et al.*, 2003; Corfu *et al.*, 2003; 吴元保等, 2004; Hoskin, 2005; Pettke *et al.*, 2005; Rayner *et al.*, 2005; 唐俊华等, 2008; 毕诗健等, 2008; 李长明, 2009; 孙景贵等, 2009; 张必龙等, 2011; 唐勇等, 2012; 魏安军等, 2012)。本文无核锆石阴极发光图像暗黑, 无环带, 无不均匀发光, 具有典型的热液锆石阴极发光特征。继承锆石的残留核具灰白色阴极发光, 表现出岩浆锆石阴极发光特征, 其新生锆石边的阴极发光图像暗黑, 与无核锆石一致, 说明继承锆石为受后期热液改造的岩浆锆石。捕获锆石整体具灰白阴极发光, 表现为岩浆锆石阴极发光特征, 裂隙中的暗黑阴极发光, 与无核锆石一致, 说明捕获锆石可能为岩浆锆石, 但是后期热液沿着裂隙对其进行了改造。

5.2 Th、U 含量及其比值证据

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 (Hanchar and Miller, 1993; Hanchar and Rudnick, 1995; Corfu *et al.*, 2003; Geisler *et al.*, 2003; 吴元保等, 2004; Pettke *et al.*, 2005; Hoskin, 2005; Rayner *et al.*, 2005; 陆松年等, 2005; 唐俊华等, 2008; 毕诗健等, 2008; 李长明, 2009; 孙景贵等, 2009; 张必龙等, 2011; 唐勇等, 2012; 魏安军等, 2012)。本文无核锆石中 U 含量较高 (平均为 3411.05×10^{-6}), Th/U 值低, 平均值为 0.08 (< 0.1), 具有热液锆石的特征。继承锆石 U 含量平均值为 346.62×10^{-6} , Th/U 值平均值为 0.18, 介于热液锆石和岩浆锆石之间, 但偏向热液锆石特征。捕获锆石 U 含量低 (平均为 128.94×10^{-6}); Th/U 值平均值为 0.82, 大于 0.4, 具有岩浆锆石特征。

研究表明, 热液锆石形成时, 如果伴随有富 Th 矿物形成 (如独居石、钍石和褐帘石等), 会导致锆石贫 Th、低 Th/U 值和 LREE 亏损 (Pettke *et al.*, 2005)。本文的无核锆石 Th/U 值低, 但是 Th 含量

$w_B/10^{-6}$

表1 锆石的微量元素含量

Table 1 Contents of trace elements of zircon sample

点号	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Σ REE	LREE/ HREE	δ Ce	δ Eu	(La/ Gd) _N	(Sm/ La) _N	Th	U	Th/U	Ti	Ti 温 度计/°C
6	241.72	482.26	51.3	194.98	41.2	0.8	73.42	27.27	304.33	103.83	437.7	90.69	845.38	144.05	3 038.93	0.50	1.0	0.04	15.76	0.27	377.26	3 723.4	0.10	54.21	915
19	0.471	4.46	0.476	3.89	8.65	0.438	50.39	20.96	238.53	80.8	341.26	70.77	665.1	113.88	1 600.08	0.01	2.2	0.06	18.15	29.25	258.6	2 722.84	0.09	7.63	718
7	<0.034	1.6	0.086	1.44	7.03	0.37	39.14	18.39	215.97	76.49	323.85	68.99	658.55	108.22	/	0.01	/	0.07	22.21	/	195.02	3 196.61	0.06	10.61	746
21	1.16	6.28	0.734	5.58	9.12	0.506	54.19	24.41	283.86	97.29	414.77	85.15	784.83	135.55	1 903.43	0.01	1.6	0.07	20.09	12.50	200.63	3 562.47	0.06	14.27	773
1	48.45	82.32	9.15	39.04	12.18	0.86	52.43	23.43	270.03	95.72	412.12	84.9	787.71	136.35	2 054.69	0.10	0.9	0.10	20.89	0.40	282.16	3 611.61	0.08	455.41	1 243
23	36.49	83.56	8.56	33.17	10.08	0.58	39.18	18.96	235.79	83.55	365.77	77.84	743.27	118.63	1 855.43	0.10	1.1	0.09	24.32	0.44	157.14	4 728.01	0.03	10.49	745
无核	0.052	2.32	0.12	2.32	8.22	0.394	59.22	26.48	315.83	111.16	468.04	94.9	863.02	145.4	2 097.48	0.01	6.9	0.05	19.72	248.95	236.04	4 330.7	0.05	27.55	839
10	2.38	17.6	2.05	12.7	13.47	1.5	68.96	29.91	332.22	109.48	447.72	88.8	800.49	130.62	2 057.90	0.02	1.9	0.15	15.21	8.99	259.74	3 939.79	0.07	8.22	724
11	8.21	33.35	4.36	23.32	17.61	2.2	74.53	32.24	373.79	124.57	519.1	105.96	990.32	161.79	2 471.35	0.04	1.3	0.19	17.44	3.41	278.02	4 422.28	0.06	11.3	752
22	3.55	17.62	2.75	15.8	12.92	1.08	48.76	19.67	214.29	69.91	288.76	58.24	545.51	94.97	1 393.83	0.04	1.3	0.13	15.64	5.79	181.32	2 435.1	0.07	1084.55	1 435
24	114.98	219.8	24.67	97	21.75	1.04	52.91	20.96	240.22	83.07	356.96	74.07	706.39	119.93	2 133.75	0.29	1.0	0.09	18.20	0.30	255.38	3 082.89	0.08	13.86	771
8	<0.051	5.84	0.314	5.81	14.65	0.78	71.11	24.43	252.72	80.4	329.37	65.8	612.14	109.47	/	0.02	/	0.07	12.36	/	480.59	1 870.11	0.26	21.72	814
18	1.43	3.81	0.32	2.96	8.81	0.47	64.8	31.78	377.5	129.1	541.78	112.58	1 035.26	172.68	2 483.28	0.01	1.3	0.06	21.40	9.76	131.11	4 019.83	0.03	12.38	760
9	0.92	7.51	0.802	5.59	7.28	0.617	44.87	22.54	294.61	108.1	477.25	100.76	968.76	172.4	2 212.01	0.01	2.0	0.10	30.86	12.56	117.43	2 717.86	0.04	35.5	866
2	4.65	14.5	1.247	7.36	7.53	0.366	42.22	17.36	201.98	72	303.39	62.24	588.86	102.42	1 426.12	0.03	1.4	0.06	19.48	2.58	183.34	1 370.55	0.13	17.45	792
13	0.067	13.53	0.221	3.55	6.76	1.33	35.8	14.07	175.96	68.6	311.81	65.55	641.76	118.74	1 457.75	0.02	26.1	0.26	26.63	159.84	173.78	346.62	0.50	4.89	682
14	0.083	1.75	0.146	1.18	4.32	0.252	30.7	14.35	175.62	57.74	243.29	51.7	496.93	88.63	1 166.69	0.01	3.7	0.07	23.19	81.22	107.38	1 808.51	0.06	10.06	742
捕获																									
3	0.227	5.96	0.246	3.36	7.18	0.93	34.05	12.65	146.09	54.66	240.05	49.07	465.06	85.71	1 105.24	0.02	5.9	0.18	20.22	50.16	105.83	128.94	0.82	13.26	766

注: δ Ce = $Ce_N / (La_N * Pr_N)^{1/2}$; δ Eu = $Eu_N / (Sm_N * Gd_N)^{1/2}$; 球粒陨石标准化数据引自 McDonough 和 Sun. (1995); / 表示低于检测线或未能计算的数据。

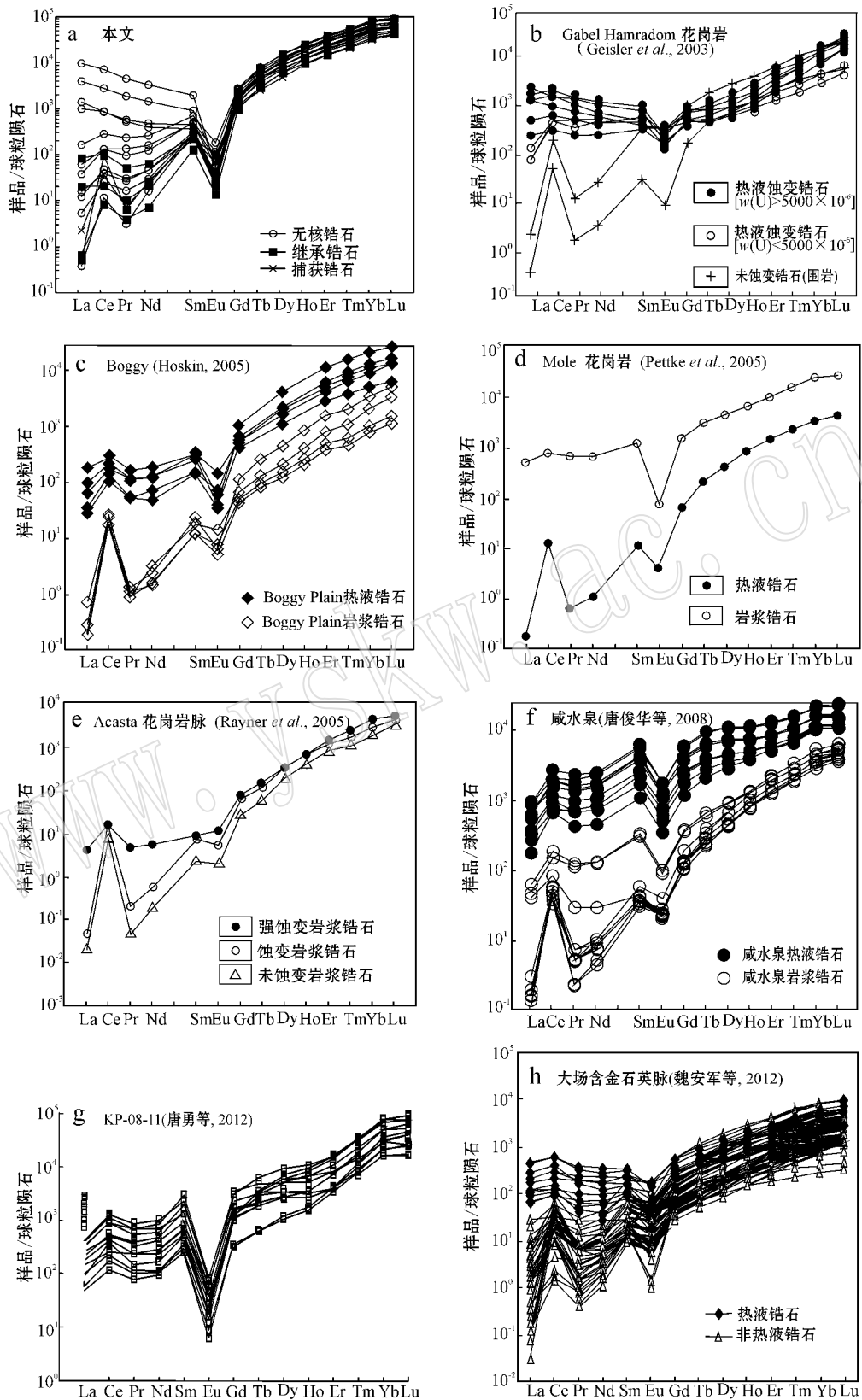


图 4 大岭上花岗斑岩中锆石及其他典型锆石的稀土元素配分图解

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns of zircons from granite porphyry and other typical zircons

高(平均为 263.49×10^{-6}),而且 LREE 相对捕获锆石的含量不亏损反而更富集,这说明,本文无核锆石低 Th/U 值不是富 Th 矿物的形成所致,而是锆石形成环境富 U、富 Th 和富 LREE 所致。

5.3 锆石稀土元素证据

前人研究表明,热液锆石的 REE 配分特征可以很好地区分热液锆石和未蚀变的岩浆锆石(Hoskin and Ireland, 2000b; Rubatto, 2002; Rayner *et al.*, 2005; 吴元保等, 2004; Hanchar and Westrenen, 2007; 李长明, 2009; 张必龙等, 2011)。从图 4 可以看出,本文无核锆石 ΣREE 平均值达 $2074.44 \times$

10^{-6} , LREE/HREE 值为 0.09, δCe 平均值为 1.93, 均表现为热液锆石特征,继承锆石 ΣREE 平均值为 1633.46×10^{-6} , LREE/HREE 值为 0.02, δCe 平均值为 8.13, 介于热液锆石和岩浆锆石之间,捕获锆石 ΣREE 为 1105.24×10^{-6} , LREE/HREE 值为 0.02, δCe 值平均为 5.90, 表现为岩浆锆石特征。从图 4 可以看出,本文无核锆石曲线与前人研究的热液锆石曲线非常相似,而继承锆石和捕获锆石的曲线与前人研究的岩浆锆石非常相似。

Hoskin 等(2005)研究发现, $(\text{Sm}/\text{La})_N - \text{La}$ 及 $\delta\text{Ce} - (\text{Sm}/\text{La})_N$ 图解(图 5)可以很好地区分热液锆

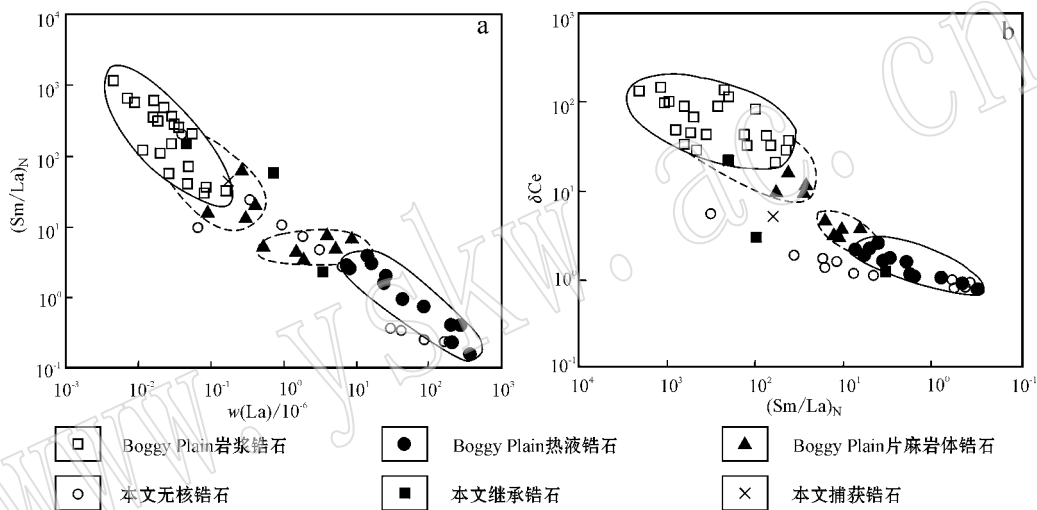


图 5 锆石 $(\text{Sm}/\text{La})_N - \text{La}$ 和 $\delta\text{Ce} - (\text{Sm}/\text{La})_N$ 图解(Bogy Plain 数据引自 Hoskin, 2005)

Fig. 5 Zircon $(\text{Sm}/\text{La})_N - \text{La}$ and $\delta\text{Ce} - (\text{Sm}/\text{La})_N$ diagram (values of Bogy Plain after Hoskin, 2005)

石与岩浆锆石。在图 5a 中,本文无核锆石中有 5 个点落在热液锆石区域或紧邻边界线,1 个点落入岩浆锆石区域,5 个点落入过渡区域;在图 5b 中,无核锆石中有 9 个点落在热液锆石区域或紧邻热液锆石区域,2 个点落在过渡区。据此推断无核锆石形成时,同时受到岩浆和热液的影响,可能形成于富含热液的岩浆中。本文继承锆石在图 5a 中 1 个点落入岩浆锆石区域,2 个点落入过渡区域;在图 5b 中 1 个点落入岩浆锆石区域,1 个落入过渡区,还有 1 个落入热液锆石区域,落入热液区域的为 2 号点锆石。与大场金矿受改造的岩浆锆石在图中成分点的分布情况(图 6 魏安军等 2012)进行比较,本文继承锆石在图中的成分点分布情况与其非常一致。在岩浆锆石与热液锆石区分图中,继承锆石中的 2 号点与其它继承锆石点相离较远。从 2 号点锆石阴极发光图像

可知 2 号点锆石受到后期岩浆和/或岩浆热液强烈改造,仅保留了中心很小部分没被改造,所以 2 号点锆石成分点在该两个区分图(图 5)中都落入热液锆石区域或紧邻热液锆石区域。综合分析表明本文继承锆石可能是受到后期改造的岩浆锆石。本文捕获锆石在图 5a 中落入岩浆锆石区,在图 5b 中落入过渡区,结合与大场金矿锆石在两图中投点情况对比分析的结果,推断本文捕获锆石为岩浆锆石,但受到较弱的后期改造。

前人还利用锆石 $\delta\text{Ce} - \delta\text{Eu}, (\text{Sm}/\text{La})_N - (\text{Lu}/\text{Gd})_N$ 图解来区分岩浆锆石和热液锆石。本文无核锆石在 $\delta\text{Ce} - \delta\text{Eu}$ 图中除 1 个点落入岩浆锆石区外,其余点落入热液锆石区;在 $(\text{Sm}/\text{La})_N - (\text{Lu}/\text{Gd})_N$ 图中,7 个点落入热液锆石区,6 个点落入岩浆锆石区,但是其中 3 个点靠近热液锆石与岩浆锆石区的

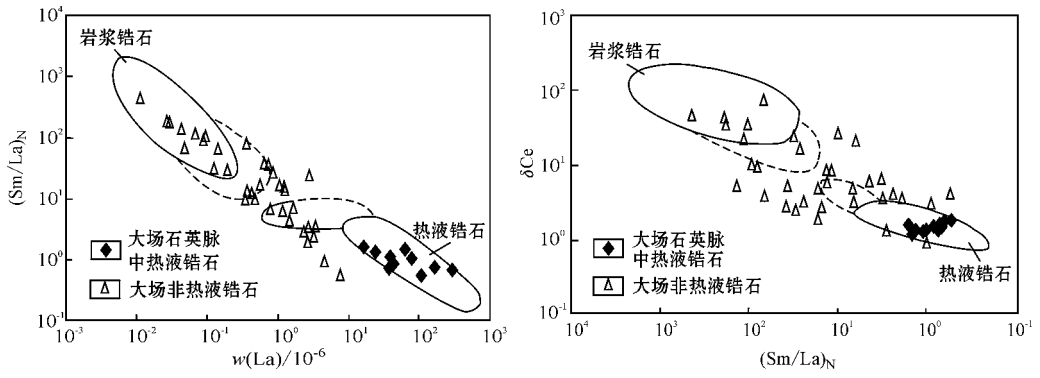


图 6 大场金矿锆石 $(Sm/La)_N - La$ 和 $\delta Ce - (Sm/La)_N$ 图解 (大场锆石数据引自魏安军等, 2012)

Fig. 6 $(Sm/La)_N - La$ and $\delta Ce - (Sm/La)_N$ diagrams of zircon from the Dachang Au ore deposit (values of Dachang after Wei Anjun *et al.*, 2012)

分界(图 7)。无核锆石成分点在图中的分布情况反映该类锆石可能同时受到热液和岩浆的影响。继承锆石在图 7a 中, 1 个点落入热液锆石区, 2 个点落入岩浆锆石区; 在图 7b 中, 1 个点落入热液锆石区, 2 个点落入岩浆锆石区。在这两个区分图上, 落入热液锆石区域的那个继承锆石都是 2 号锆石。从阴极发

光图中可以看出, 2 号样品的阴极发光图几乎全为暗黑, 仅中心很小范围表现为灰白, 说明 2 号锆石几乎全部被后期岩浆和/或岩浆热液交代, 其表现出的是受交代后锆石的稀土元素特征, 已经不能反映其受交代前的特征, 因此继承锆石应为受到后期改造的岩浆锆石。捕获锆石在图 7 中均落入岩浆锆石区,

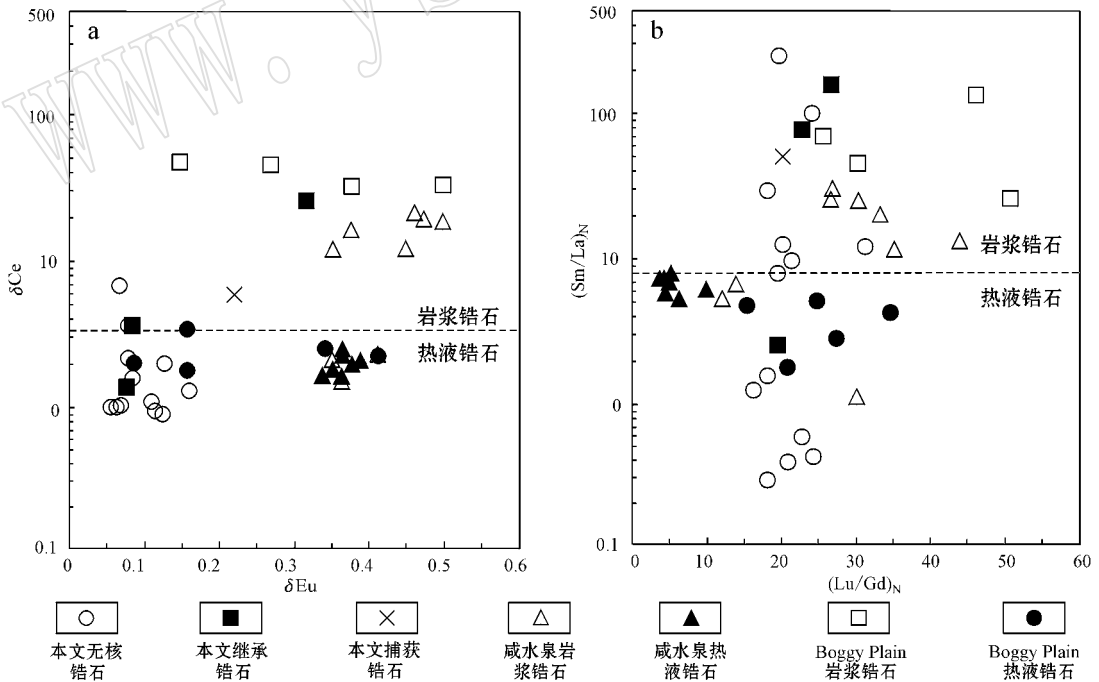


图 7 锆石 $\delta Ce - \delta Eu$ 和 $(Sm/La)_N - (Lu/Gd)_N$ 图解 (Boggy Plain 数据引自 Hoskin, 2005; 咸水泉锆石数据引自唐俊华等, 2008)

Fig. 7 Zircon $\delta Ce - \delta Eu$ and $(Sm/La)_N - (Lu/Gd)_N$ diagrams (values of Boggy Plain after Hoskin, 2005; values of Xianshuiquan after Tang Junhua *et al.*, 2008)

反映其为较典型的岩浆锆石。

5.4 锆石 Ti 温度计温度证据

利用 Watson 等(2006)提出的锆石 Ti 温度计计算公式： $t(^{\circ}\text{C}) = [(5080 \pm 30) / (6.01 \pm 0.03) - \log(\text{Ti})] - 273$ ，可计算出本区花岗斑岩锆石形成时的地质温度，结果见表 1。无核锆石、继承锆石和捕获锆石形成时的平均地质温度分别为 872、744 和 766 $^{\circ}\text{C}$ 。前人研究发现，利用锆石 Ti 温度计计算的地质温度在两种情况下容易产生较大的偏差：① 如果样品中没有钛铁矿和榍石，所计算的温度可能偏低；② 样品为浅成岩时计算的温度可能偏高(高晓英等 2011)。本文样品中没有发现钛铁矿和榍石，所以计算出的温度可能偏低；同时样品是浅成岩，所计算的温度又可能偏高。综合考虑这两种偏差，认为计算出的温度与实际温度相差不大。锆石 Ti 温度计计算结果显示，本文 3 类锆石都形成于温度高的岩浆阶段。尤其要强调的是，无核锆石形成时的平均地质温度高达 872 $^{\circ}\text{C}$ ，充分说明无核锆石形成于岩浆阶段。

综合以上 4 方面的证据可以推断，本文无核锆石为形成于燕山期富含热液岩浆中的岩浆锆石，继承锆石残留核和捕获锆石为燕山期之前形成的岩浆锆石，继承锆石新生边可能与无核锆石的成因类型一致。

6 地质意义讨论

(1) 寄主岩石的源岩

前面讨论可知本文继承锆石残留核和捕获锆石为燕山期之前形成的岩浆锆石，区域上燕山期之前形成的岩浆岩只有矿区的主要围岩——晋宁期花岗闪长岩，说明矿区晋宁期花岗闪长岩可能是锆石寄主岩石黑云母花岗斑岩的一种源岩。

(2) 岩浆结晶的温度和压力条件

锆石 Ti 温度计计算的温度可以作为岩石结晶时的岩浆温度。本文无核锆石的 Ti 温度计计算的平均温度为 872 $^{\circ}\text{C}$ ，推断寄主岩石黑云母花岗斑岩结晶时的岩浆温度大致为 872 $^{\circ}\text{C}$ 。从无核锆石的成因类型我们可知，锆石结晶于富含热液的岩浆中，流体已经开始从岩浆中出溶，说明此时岩浆侵位于压力减低的压力环境。另外，花岗斑岩基质颗粒为微细粒，也说明此时岩浆已经侵位到地下浅处，进一步说明此时岩浆处于压力不大的环境。

(3) 岩浆结晶分异特征

从图 8 可以看出，Th/U 值与 Ti 温度显示很好的负相关的线性关系，表明岩浆遵从一种封闭体系下的简单的随温度降低的岩浆结晶-分异过程，因为 Th 的离子半径较大，随着温度降低置换锆石中 Zr 的能力下降。

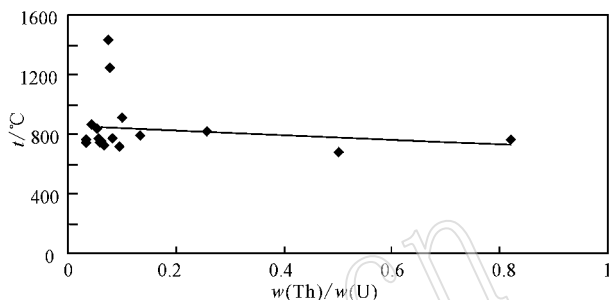


图 8 锆石 Ti 温度计温度与 Th/U 值关系图

Fig. 8 Diagram of Th/U versus Ti temperature for zircon

(4) 岩浆演化阶段的推测

唐勇等(2012)研究了新疆阿尔泰花岗岩中和伟晶岩中的锆石，其中花岗岩锆石表现为典型的岩浆锆石特征，伟晶岩中锆石则表现为热液锆石特征。本文无核锆石既具有热液锆石特征又具有岩浆锆石特征，也许说明此类锆石形成于伟晶岩阶段之前的岩浆晚期。从本区无核锆石的 ΣREE 和 LREE/HREE 值都比捕获锆石的要高得多，也说明无核锆石结晶于岩浆演化的更晚阶段。

(5) 成矿的启示

富含热液的岩浆具有很强的金属运载能力，所以本文无核锆石形成时寄主岩石的岩浆很有可能是大湖塘大型矿床 W、Mo、Cu 金属的一种有效溶剂和运载介质，具有进一步研究的价值。

7 结论

(1) 大岭上钨矿区花岗斑岩中包含了无核锆石、继承锆石和捕获锆石 3 类锆石。无核锆石阴极发光暗黑，继承锆石和捕获锆石阴极发光灰白。从无核锆石到继承锆石再到捕获锆石，U、Th 含量依次减小，Th/U 值依次增大， ΣREE 、LREE/HREE 值依次减小， δCe 、 δEu 呈依次增加趋势。

(2) 无核锆石表现出岩浆和热液双重性成因特征，为形成于燕山期富含热液岩浆环境的岩浆锆石；

继承锆石核和捕获锆石均表现出岩浆作用的特征, 为岩浆锆石。

(3) 无核锆石形成于伟晶岩阶段之前的岩浆晚期阶段, 其特征反映当时其寄主岩石岩浆处于富含热液的高温的压力降低环境中, 岩浆演化至伟晶岩之前的岩浆晚期阶段, 而且岩浆遵从封闭体系中随温度下降的简单结晶分异过程。该演化阶段的这种富含热液的岩浆具有很强的金属运载能力, 值得进一步研究。

(4) 继承锆石中的残留核特征和被捕获锆石为燕山期之前形成的岩浆锆石, 考虑到区域上形成于燕山期之前的岩浆岩仅有晋宁期花岗闪长岩, 推断晋宁期花岗闪长岩可能是黑云母花岗斑岩的一种源岩。

References

- Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S Y, *et al.* 2002. Igneous zircon trace element composition as an indicator of source rock type [J]. *Contrib. Mineral Petrol.*, 143: 602~622.
- Bi Shijian, Li Jianwei and Zhao Xinfu. 2008. Hydrothermal zircon U-Pb dating and geochronology of quartz vein-type gold deposits: A review [J]. *Geological Science and Technology Information*, 27(1): 69~76 (in Chinese with English abstract).
- Bureau of Geology and Mineral Resources of Jiangxi Province. 1984. Regional Geology of Jiangxi Province [M]. Beijing: Geological Publishing House, 1~921 (in Chinese).
- Corfu F, Hanchar J M and Hoskin P W. 2003. Atlas of Zircon Textures [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 469~500.
- Feng Chengyou, Zhang Dequan, Xiang Xinkui, *et al.* 2012. Re-Os isotopic dating of molybdenite from the Dahutang tungsten deposit in northwestern Jiangxi Province and its geological implication [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(12): 3 858 ~ 3 868 (in Chinese with English abstract).
- Gao Xiaoying and Zheng Yongfei. 2011. On the Zr-in rutile and Ti-in-zircon geothermometers [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 27(2): 417~432 (in Chinese with English abstract).
- Geisler T, Rashwan A A and Rahn M K W. 2003. Low-temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircons from the Eastern Desert, Egypt [J]. *Mineral. Mag.*, 67(3): 485~508.
- Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, *et al.* 2000. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM-MC ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64: 133~147.
- Hanchar J M and Miller C F. 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: Implications for interpretation of complex crustal histories [J]. *Chemical Geology*, 110: 1~13.
- Hanchar J M and Rudnick R L. 1995. Revealing hidden structures: The application of cathodoluminescence and back-scatter electrical imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths [J]. *Lithos*, 36: 289~303.
- Hanchar J M and Westrenen W V. 2007. Rare earth element behavior in zircon-melt systems [J]. *Elements*, 3(1): 37~42.
- Hoskin P W O. 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69(3): 637~648.
- Hoskin P W O and Black L P. 2000. Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 18: 423~439.
- Hoskin P W O and Ireland T R. 2000. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator [J]. *Geology*, 28(7): 627~630.
- Hoskin P W O and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis [J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 27~55.
- Hou Kejun, Li Yanhe and Tian Yourong. 2009. In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-multi ion counting-ICP-MS [J]. *Mineral Deposits*, 28(4): 481~492 (in Chinese with English abstract).
- Huang Lanchun and Jiang Shaoyong. 2012. Zircon U-Pb geochronology, geochemistry and petrogenesis of the porphyric-like muscovite granite in the Dahutang tungsten deposit, Jiangxi Province [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(12): 3 887~3 900 (in Chinese with English abstract).
- Jackson S E, Pearson N J, Griffin W L, *et al.* 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology [J]. *Chemical Geology*, 211(1~2): 47~69.
- Li Changming. 2009. A review on the mineralogy and situ microanalytical dating techniques of zircon [J]. *Geological Survey and Research*, 33(3): 161~175 (in Chinese with English abstract).
- Lin Li, Yu Zhongzhen, Luo Xiaohong, *et al.* 2006b. The metallogenic prognosis of Dahutang tungsten ore field in Jiangxi [J]. *Journal of East China Institute of Technology* (S1): 139~142 (in Chinese with English abstract).
- Lin Li, Zhan Gangle and Yu Xiaoping. 2006a. Geological characteristics and ore-search prospect of Dahutang tungsten (tin) orefield in Jiangxi [J]. *Resources Survey & Environment*, 27(1): 25~32 (in Chinese with English abstract).

- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, *et al.* 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 from mantle xenoliths [J]. *J. Petrol.*, 51(1/2): 537 ~ 571. doi : 10. 1093/petrology/egp082.
- Lu Songnian, Li Huimin, Li Huaikun, *et al.* 2005. Zircon geochronology and REE in leucosome of Neoproterozoic granite gneiss, Jiaonan area [J]. *Geological Survey and Research* 28(4): 207 ~ 212 (in Chinese with English abstract).
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the earth [J]. *Chemical Geology*, 120 : 223 ~ 253.
- Pettke T, Audetat A and Schaltegger U. 2005. Magmatic to hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized Mole Granite (NSW, Australia): Part II : Evolving zircon and thorite trace element chemistry [J]. *Chemical Geology*, 220(3 ~ 4): 191 ~ 213.
- Rayner N, Stern R N and Carr S D. 2005. Grain-scale variations in trace element composition of fluid-altered zircon, Acasta gneiss complex, northwestern Canada [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 148 : 721 ~ 734.
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry : partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism [J]. *Chemical Geology*, 184 : 123 ~ 138.
- Sun Jinggui, Men Lanjing, Chen Dong, *et al.* 2009. Constraints of magmatism on the ore-forming process of magmatism hydrothermal gold-rich copper deposits as recorded from the element geochemistry and zircon CL image features : A case study of the Xiaoxinancha gold-rich copper deposit, Yanbian, Jilin province [J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 29(3): 43 ~ 52 (in Chinese with English abstract).
- Tang Junhua, Gu Lianxing, Zhang Zunzhong, *et al.* 2008. The cathodoluminescence and REE characteristics of the hyperplasia of zircon hydrothermal edge in Xianshuiquan gneissose granite [J]. *Progress in Natural Science*, 18(7): 769 ~ 777 (in Chinese with English abstract).
- Tang Yong, Zhang Hui and Lü Zhenghang. 2012. Characteristics of zircon cathodoluminescence and trace elements of granite and pegmatite from Altai Mountains, northwest China [J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 32(1): 8 ~ 15 (in Chinese with English abstract).
- Watson E B, Wark D A and Thomas J B. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 151 : 413 ~ 433.
- Wei Anjun, Bian Fei, Ma Hua, *et al.* 2012. The Character of Hydrothermal Zircons and Its Geological Significance in Daehang Gold Deposits [J]. *Journal of Yangtze University (Nat. Sci. Edit) Sei&Eng*, 9(7): 38 ~ 40 (in Chinese with English abstract).
- Wu Yuanbao and Zheng Yongfei. 2004. Zircon genetic mineralogy research and its restriction to U-Pb age [J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(16): 1 589 ~ 1 604 (in Chinese with English abstract).
- Xiang Xinkui, Chen Maosong, Zhan Guonian, *et al.* 2012a. Metallogenic geological conditions of Shimensi tungsten-polymetallic deposit in north Jiangxi province [J]. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 27(3): 143 ~ 155 (in Chinese with English abstract).
- Xiang Xinkui, Liu Xianmu and Zhan Guonian. 2012b. Discovery of Shimensi super-large tungsten deposit and its prospecting significance in Dahutang area, Jiangxi Province [J]. *Resources Survey & Environment*, 33(3): 141 ~ 151 (in Chinese with English abstract).
- Xiang Xinkui, Wang Peng, Sun Deming, *et al.* 2013. Isotopic geochemical characteristics of the Shimensi tungsten-polymetallic deposit in northern Jiangxi Province [J]. *Acta Geoscientica Sinica*, 34(3): 263 ~ 271 (in Chinese with English abstract).
- Yang Minggui and Mei Yongwen. 1997. The main characteristics of the junction and the metallogenic belt in Qin-Hangzhou ancient plate [J]. *South China Geological and Mineral.*, (3): 52 ~ 59 (in Chinese).
- Zhang Bilong, Zhu Guang, Xie Chenglong, *et al.* 2011. Genesis and geochronology of hydrothermal zircons from Late Jurassic granitic dikes in Yiwulvshan area, western Liaoning [J]. *Chinese Journal of Geology*, 46(2): 483 ~ 509 (in Chinese with English abstract).
- Zuo Quanshi. 2006. Analysis on the Geologic Conditions and the Assessment of the further re-finding foreground from Dahutang to Liyangdou metallogenic region in the western part of Jiulingshan, Jiangxi [J]. *Resources Environment & Engineering*, 20(61): 348 ~ 353 (in Chinese).

附中文参考文献

- 毕诗健, 李建威, 赵新福. 2008. 热液锆石 U-Pb 定年与石英脉型金成矿时代: 评述与进展 [J]. *地质科技情报*, 27(1): 69 ~ 76.
- 丰成友, 张德全, 项新葵, 等. 2012. 赣西北大湖塘钨矿床辉钼矿 Re-Os 同位素定年及其意义 [J]. *岩石学报*, 28(12): 3 858 ~ 3 868.
- 高晓英, 郑永飞. 2011. 金红石 Zr 和锆石 Ti 含量地质温度计 [J]. *岩石学报*, 27(2): 417 ~ 432.
- 侯可军, 李延河, 田有荣. 2009. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术 [J]. *矿床地质*, 28(4): 481 ~ 492.
- 黄兰椿, 蒋少涌. 2012. 江西大湖塘钨矿床似斑状白云母花岗岩年代学、地球化学及成因研究 [J]. *岩石学报*, 28(12): 3 887 ~ 3 900.
- 江西省地质矿产局. 1984. 江西省区域地质志 [M]. 北京: 地质出版社, 1 ~ 921.
- 李长明. 2009. 锆石成因矿物学与锆石微区定年综述 [J]. *地质调查*

- 与研究, 33(3): 161~175.
- 林 黎, 余忠珍, 罗小洪, 等. 2006b. 江西大湖塘钨矿田成矿预测 [J]. 东华理工大学学报(增刊): 139~142.
- 林 黎, 占岗乐, 喻晓平. 2006a. 江西大湖塘钨(锡)矿田地质特征及远景分析[J]. 资源调查与环境, 27(1): 25~32.
- 陆松年, 李惠民, 李怀坤, 等. 2005. 胶南新元古代花岗岩麻岩中淡色脉体的锆石年代学和稀土元素研究[J]. 地质调查与研究, 28(4): 207~212.
- 孙贵, 门兰静, 陈 冬, 等. 2009. 岩浆作用对岩浆热液金铜成矿制约的元素地球化学和锆石 CL 图像记录——以延边小西南岔富金铜矿床为例[J]. 矿物岩石, 29(3): 43~52.
- 唐俊华, 顾连兴, 张遵忠, 等. 2008. 咸水泉片麻状花岗岩锆石热液增生边阴极发光及稀土元素特征[J]. 自然科学进展, 18(7): 769~777.
- 唐 勇, 张 辉, 吕正航. 2012. 不同成因锆石阴极发光及微量元素特征: 以新疆阿尔泰山地区花岗岩和伟晶岩为例[J]. 矿物岩石, 32(1): 8~15.
- 魏安军, 边 飞, 马 晔, 等. 2012. 大场金矿热液锆石特征研究 [J]. 长江大学学报, 9(7): 38~40.
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 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, 49(16): 1589~1604.
- 项新葵, 陈茂松, 詹国年, 等. 2012a. 赣北石门寺矿区钨多金属矿床成矿地质条件[J]. 地质找矿论丛, 27(3): 143~155.
- 项新葵, 刘显沐, 詹国年. 2012b. 江西省大湖塘石门寺矿区超大型钨矿的发现及找矿意义[J]. 资源调查与环境, 33(3): 141~151.
- 项新葵, 王 朋, 孙德明, 等. 2013. 赣北石门寺钨多金属矿床同位素地球化学研究[J]. 地球学报, 34(3): 263~271.
- 杨明桂, 梅勇文. 1997. 钦-杭古板块结合带与成矿带的主要特征 [J]. 华南地质与矿产, (3): 52~59.
- 张必龙, 朱 光, 谢成龙, 等. 2011. 辽西医巫闾山地区晚侏罗世花岗岩脉中热液锆石的成因与定年[J]. 地质科学, 46(2): 483~509.
- 左全狮. 2006. 江西九岭西段大湖塘-李扬斗成矿区成矿地质条件分析及进一步找矿前景评价[J]. 资源环境与工程, 20(6): 348~353.

www.yskw.ac.cn