

# 新疆西天山阔库确科铁铜矿区成矿岩体锆石微量元素地球化学特征及其地质意义\*

顾枫华<sup>1</sup>, 章永梅<sup>2</sup>, 彭义伟<sup>3</sup>, 王佳琳<sup>2</sup>

(1 中国地质科学院矿产资源研究所 自然资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037; 2 中国地质大学(北京), 地球科学与资源学院, 北京 100083; 3 成都理工大学, 地球科学学院, 四川 成都 610095)

**摘要** 新疆西天山北缘的博罗科努晚古生代岛弧带出露大量中酸性侵入体, 并发育一系列斑岩-矽卡岩型铁铜多金属矿床。文章对该岛弧带中部阔库确科矽卡岩型铁铜矿床成矿岩体中的锆石开展了微量元素地球化学研究, 查明了锆石成因、形成物理化学条件及其对成矿的启示意义等。数据显示, 与成矿密切相关的正长花岗岩和闪长岩中锆石均表现为重稀土元素富集、轻稀土元素亏损, 正长花岗岩中锆石的 $\Sigma\text{REE}$ 介于 $(627\sim 1625)\times 10^{-6}$ , 闪长岩中锆石的 $\Sigma\text{REE}$ 介于 $(345\sim 1439)\times 10^{-6}$ 。锆石 Ti 温度计显示正长花岗岩锆石的结晶温度集中在 $598\sim 810^{\circ}\text{C}$ ; 闪长岩锆石结晶温度为 $651\sim 932^{\circ}\text{C}$ , 正长花岗岩的氧逸度( $\Delta\text{FMQ} + 4.25$ )高于闪长岩( $\Delta\text{FMQ} - 1.01$ )。成矿岩体锆石均形成于封闭的岩浆体系中, 主要为岩浆锆石, 少量闪长岩中的锆石可能在岩浆晚期遭受了富集轻稀土元素的热液改造。锆石形成构造背景属于大陆岛弧环境。成矿岩体锆石的 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值明显高于区域内不成矿岩体的 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值, 其中正长花岗岩锆石中更高的 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值表明, 阔库确科矿区内志留系与正长花岗岩发生接触交代形成的矽卡岩中可能有更大的 Cu 成矿潜力。

**关键词** 锆石微量元素; 氧逸度; 成矿岩体; 博罗科努成矿带; 新疆西天山

中图分类号: P618.31

文献标志码: A

## Zircon trace element geochemical characteristics and geological significance of ore forming rocks in Kuokuqueke iron copper ore district, western Tianshan, Xinjiang

GU FengHua<sup>1</sup>, ZHANG YongMei<sup>2</sup>, PENG YiWei<sup>3</sup> and WANG JiaLin<sup>2</sup>

(1 MNR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Resource Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2 School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences(Beijing), Beijing 100083, China; 3 Chengdu University of Technology, College of Earth Sciences Chengdu 610095, Sichuan, China)

### Abstract

The Late Paleozoic Boluokenu island arc belt, located at the northern margin of the West Tianshan Mountain, Xinjiang Autonomous Region, China, hosts abundant mineral resources and intermediate-acid intrusions. In this paper, the trace element geochemistry of zircons from ore related intrusions in the Kuokuqueke skarn type iron-copper deposit in the central part of the island arc belt has been studied, and the genesis, physical and chemical conditions of zircon formation and its implications for mineralization have been identified. The data shows that zircon in syenogranite and diorite closely related to mineralization is enriched in heavy rare earth elements and depleted in light rare earth elements. The  $\Sigma\text{REE}$  of zircon in syenogranite is  $(627\sim 1625)\times 10^{-6}$ , the  $\Sigma\text{REE}$  of

\* 本文得到国家自然科学基金项目(编号:42202094、42130804)资助

第一作者简介 顾枫华,男,1991年生,助理研究员,主要从事矿床学与矿床地球化学方面的研究工作。Email:1036957546@qq.com

收稿日期 2023-05-09;改回日期 2023-11-01。秦思婷编辑。

zircon in diorite is  $(345\sim 1439)\times 10^{-6}$ . The Ti zircon thermometer shows that the crystallization temperature of zircon in syenogranite is concentrated in range of  $598\sim 810^{\circ}\text{C}$ , and the crystallization temperature of zircon in diorite is concentrated in range of  $651\sim 932^{\circ}\text{C}$ , and the oxygen fugacity of syenogranite ( $\Delta FMQ + 4.25$ ) is significantly higher than diorite ( $\Delta FMQ - 1.01$ ). The zircons of the ore-forming rocks were formed in a closed magmatic system, mainly magmatic zircons. A small amount of zircons in diorite may have been transformed by LREE enriched hydrothermal in the late magmatic period. The  $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$  values of zircons from ore-forming rocks are significantly higher than those from non ore-forming rocks in the region. Among them, the higher  $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$  values in zircons from syenogranite indicate that there may be greater Cu mineralization potential in the skarns formed by contact metasomatism between the Silurian strata and syenogranite in the Kuokuqueke ore district.

**Key words:** zircon trace elements, oxygen fugacity, ore-forming intrusions, Boluokenu island arc belt, western Tianshan Mountain

新疆西天山位于中亚造山带西南部,从前寒武纪到二叠纪,该地区经历了复杂的地质演化过程,形成了大量的中酸性侵入岩体以及一系列与之有密切联系的矽卡岩型 Fe-Cu-Mo 矿床、斑岩型 Cu-Mo-Au 矿床、浅成低温热液型 Au 矿床以及热液脉型 Pb-Zn 矿床等(Gao et al., 1998; 廖启林等, 2001; 沙德铭等, 2003; 肖文交等, 2008; 高俊等, 2009; 申萍等, 2010; 薛春纪等, 2014; 2015)。博罗科努晚古生代岛弧带作为西天山地区最重要的成矿带之一,产有阿希、京希-伊尔曼德、塔乌尔别克等浅成低温热液型 Au 矿床,以及阔库确科、可克萨拉、哈勒尕提、肯登高尔、喇嘛苏、达巴特等斑岩-矽卡岩型 Fe-Cu-Pb-Zn-Mo 多金属矿床等(李华芹等, 2006; 张作衡等, 2009; 贾志业等, 2011; 薛春纪等, 2011; 顾雪祥等, 2013; 2014a; 2014b; 2016; 王新利等, 2014; 周超等, 2014; 高景刚等, 2014; 章永梅等, 2016; Wang et al., 2018; Peng et al., 2020)。其中,阔库确科铁铜矿床是该成矿带上的典型矽卡岩型矿床,近些年来,该矿区的地质勘探和研究工作逐渐详细并深入,前人的研究主要集中在该矿床的成岩时代、成矿岩体元素地球化学、成矿流体性质、矿床成因、成矿物质来源等方面,并认为该矿床形成于晚泥盆世—早石炭世北天山洋向伊犁板块俯冲的构造背景下,成矿物质主要源于深部花岗质岩浆,成矿流体的沸腾作用导致了金属矿物的沉淀,成矿岩体是俯冲带沉积物脱水引发下地壳部分熔融的产物(彭义伟, 2015; 田宁, 2016; 顾枫华等, 2017)。然而,对于该矿床成矿岩体矿物学方面的工作相对较少。

锆石作为自然界中极为常见的副矿物,普遍存在于大部分火成岩中。由于其极高的化学稳定性,在经历漫长的地质历史演化后依然可以完好地保存

下来,因此通过研究锆石的稀土元素和微量元素特征可以很好地还原其形成时的地质背景,并且利用锆石的 Ti 温度计和氧逸度计也有助于判断岩体的形成温度及含矿性等,进而为评价矿床的成矿潜力等方面提供理论依据(Peck et al., 2001; Rubatto, 2002; Watson et al., 2006; Grimes et al., 2007; Ferry et al., 2007)。鉴于此,本文在前人的研究基础上,针对博罗科努成矿带上典型矽卡岩型矿床之一的阔库确科 Fe-Cu 矿床成矿岩体中的锆石,开展微量元素地球化学研究,探讨锆石的成因类型、岩浆岩性质和构造环境,并从锆石微量元素地球化学的角度揭示区域内侵入岩体与含矿性的关联。

## 1 区域地质背景

研究区地处博罗科努晚古生代岛弧带中部,该岛弧带位于西天山北缘,属于叠加在前寒武系变质结晶基底之上的古生代活动大陆边缘(图 1a、b)。自古生代以来,区内先后经历了北天山洋形成、俯冲、碰撞及碰撞后造山等一系列复杂的地质作用过程(薛春纪等, 2011)。奥陶纪北天山洋向伊犁板块之下俯冲,而泥盆纪至早石炭世则是俯冲作用的高峰期,伴随着大面积的火山活动,形成了博罗科努岛弧带,并在岩浆、构造和热液作用的共同影响下形成了西天山规模宏大的多金属成矿系统,有大量的中酸性侵入岩体以及与它们密切相关的内生金属矿床在此期间形成,包括浅成低温热液型 Au 矿床、斑岩-矽卡岩型 Fe-Cu-Mo 矿床、岩浆型 Cu-Ni 硫化物矿床和热液脉型 Pb-Zn 矿床等(顾雪祥等, 2014a)。区域内出露大量古生代地层,主要包括中奥陶统奈楞格勒达坂组粉砂岩、泥岩和灰岩;上奥陶

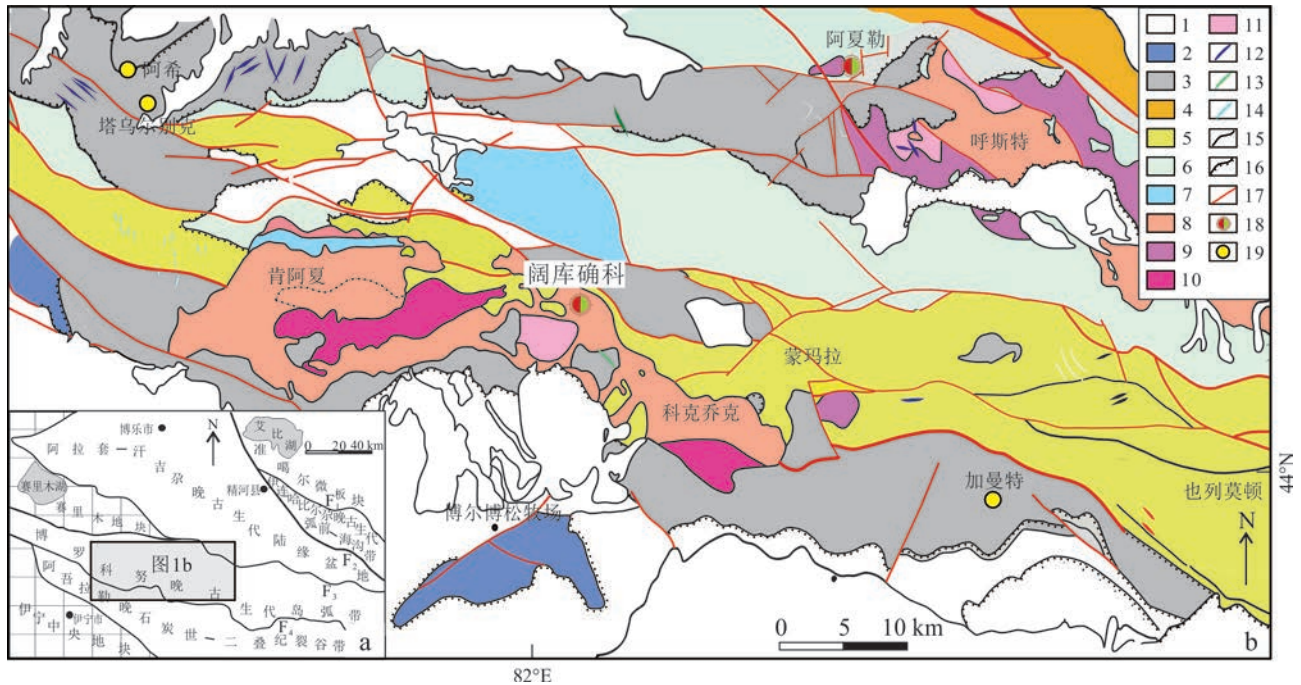


图 1 西天山博罗科努成矿带地质构造简图(a, 据王新利等, 2014)和西天山博罗科努地区区域地质图(b, 据薛春纪等, 2011)  
 1—第四纪; 2—二叠纪沉积岩; 3—石炭纪火山岩和沉积岩; 4—泥盆纪岩石; 5—志留纪岩石; 6—奥陶纪沉积岩; 7—寒武纪基底; 8—二长花岗岩; 9—花岗闪长岩; 10—石英二长闪长岩; 11—正长花岗岩; 12—中性岩脉; 13—基性岩脉; 14—石英脉; 15—地质界线; 16—不整合界线; 17—断裂; 18—铁铜矿床; 19—金矿床

Fig.1 Tectonic setting of the Boluokenu metallogenic belt in the Western Tianshan Mountains(a, after Wang et al., 2014) and regional geologic map of the Boluokenu region(b, after Xue et al., 2011)

1—Quaternary; 2—Permian sedimentary rocks; 3—Carboniferous volcanic and sedimentary rocks; 4—Devonian rocks; 5—Silurian rocks; 6—Ordovician sedimentary rocks; 7—Precambrian basement; 8—Monzogranite; 9—Granodiorite; 10—Quartz monzogranite; 11—Syenogranite; 12—Intermediate dikes; 13—Basic dikes; 14—Quartz veins; 15—Geological boundaries; 16—Unconformity boundaries; 17—Fault; 18—Fe-Cu deposit; 19—Au deposit

统胡独克达坂组灰岩; 下志留统尼勒克河组灰岩和粉砂岩; 中志留统基夫克组灰岩和粉砂岩; 上志留统库兹尔组和博罗霍洛山组粉砂岩和泥岩; 中泥盆统汗吉杂组粉砂岩和泥岩; 下石炭统大哈拉军山组安山岩、流纹岩和火山碎屑岩; 下石炭统阿恰勒河组砂岩和粉砂岩; 上石炭统东图津河组和科古琴山组粉砂岩、砂岩、灰岩和流纹岩; 下二叠统乌郎组凝灰岩和砂岩。

区域出露的岩浆岩多为晚古生代中酸性侵入岩, 例如呼斯特岩体、肯阿夏-科克乔克岩体、莱历斯高尔岩体、大瓦布拉克岩体和埃母劲岩体等, 它们大多与成矿关系密切, 岩性以花岗岩、花岗闪长岩和二长花岗岩等为主。本区火山岩主要为大哈拉军山组的安山岩、流纹岩和玄武安山岩。区域构造以北西走向的深大断裂为主, 包括博罗科努山北缘大断裂和伊犁盆地北缘大断裂, 前者是本区最重要的控岩、

控矿构造, 该区大多数矿床均产于其中或者其次级断裂控制的中酸性岩体附近。

## 2 矿床地质特征

阔库确科 Fe-Cu 矿床位于博罗科努成矿带中段, 矿体产于肯阿夏-科克乔克花岗岩体与下志留统尼勒克河组碳酸盐岩的接触带中, 是一个受岩浆岩、地层和构造联合控制的典型矽卡岩型矿床(图 2)。矿区主要出露的地层为尼勒克河组, 可分为下亚组( $S_{1n}^a$ )和上亚组( $S_{1n}^b$ ), 其中下亚组第七段( $S_{1n}^{a-7}$ )出露于矿区南部, 岩性为安山质凝灰岩, 上亚组第一段( $S_{1n}^{b-1}$ )出露较少, 岩性主要为硅质粉砂岩、凝灰质粉砂岩和泥质砂砾岩, 上亚组第二段( $S_{1n}^{b-2}$ )为灰岩和大理岩, 上亚组第三段( $S_{1n}^{b-3}$ )多出露于矿区南部, 岩性主要为硅质粉砂岩。

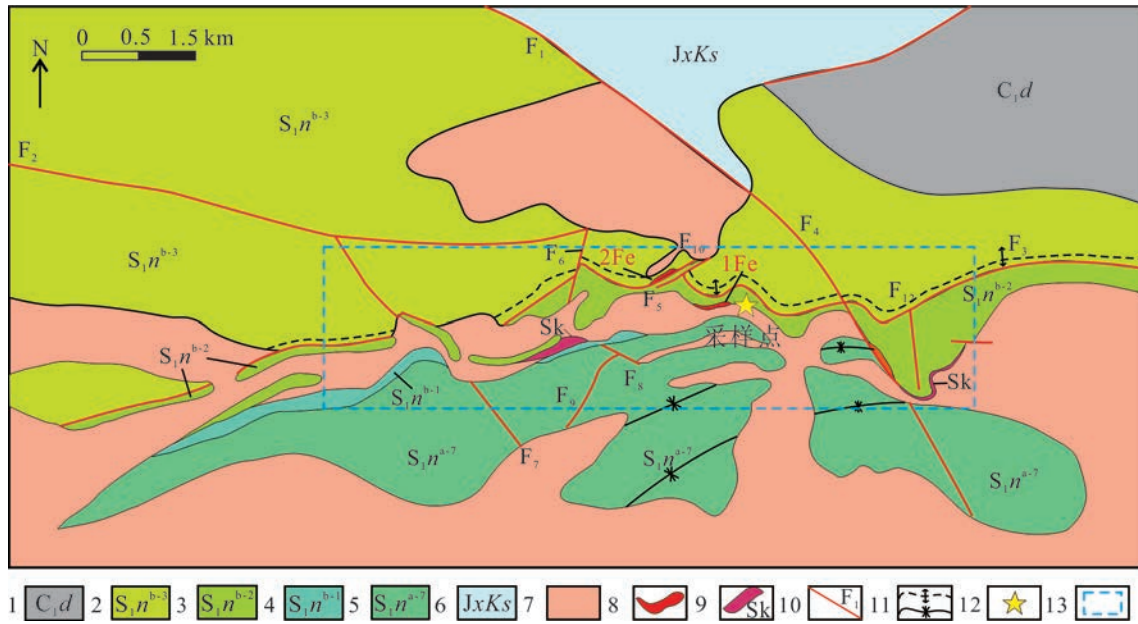


图2 阔库确科铁铜矿区地质简图

1—下石炭统大哈拉军山组上亚组石英霏细岩、英安斑岩、安山玢岩；2—志留系下统尼勒克河组上亚组第三段粉砂岩、灰岩、石英砂岩；3—志留系下统尼勒克河组上亚组第二段灰岩、大理岩；4—志留系下统尼勒克河组上亚组第一段粉砂岩、泥岩、砂砾岩；5—志留系下统尼勒克河组下亚组第七段凝灰岩；6—蓟县系库木切克群下亚组灰岩；7—花岗岩类；8—铁铜矿体；9—砂卡岩；10—断裂及编号；11—背向斜轴迹；12—采样点；13—矿区范围

Fig.2 Geological map of the Kuokuoke deposit

1—Quartz felsic porphyry, dacite porphyry, andesite porphyry of the Upper Sub-Formation of the Lower Carboniferous Dahalajunshan Formation; 2—Limestone, siltstone and quartz siltstone of the third Member of the Upper Sub-Formation of Lower Silurian Nilekehe Formation; 3—Limestone and marble of the second Member of the Upper Sub-Formation of Lower Silurian Nilekehe Formation; 4—Siltstone, mudstone and sandy conglomerate of the first Member of the Upper-Formation of Lower Silurian Nilekehe Formation; 5—Tuff of the seventh Member of the Lower Sub-Formation of Lower Silurian Nilekehe Formation; 6—Limestone of Musongqieke Group of Jixian system; 7—Granitoid; 8—Fe-Cu ore body; 9—Skarn; 10—Fault and number; 11—Anticline and syncline; 12—Sampling location; 13—Deposit area

矿区断裂构造发育,包括北西西向的博尔博松河断裂(F<sub>1</sub>),近东西向的断裂(F<sub>2</sub>)、3条北北向、北北东向和北东向控矿断裂(F<sub>3</sub>、F<sub>6</sub>、F<sub>10</sub>)以及一系列次级断裂。其中,F<sub>3</sub>是层间滑动破碎蚀变带,控制了1、2号铁铜多金属矿体,F<sub>6</sub>和F<sub>10</sub>控制了2号铁铜矿体。

矿区出露的侵入岩为肯阿夏-科克乔克岩体,其整体呈北西西向,面积大于176 km<sup>2</sup>,岩体主要由正长花岗岩和少量闪长岩、石英二长岩组成,其中与矿化关系最为密切的是正长花岗岩,其次为闪长岩。花岗岩和闪长岩的锆石U-Pb年龄分别为(362±2.8) Ma和(363±3.7) Ma(顾枫华等,2017),成岩时代非常接近,均属于晚泥盆世的产物。阔库确科矿区金属矿物主要包括磁铁矿、赤铁矿、黄铜矿、方铅矿、闪锌矿以及少量的钛铁矿、黄铁矿、磁黄铁矿、铜蓝等,非金属矿物主要为石榴子石、透辉石、绿帘石、绿泥石、石英和方解石等。矿石结构以他形晶结构、半自形-

他形晶结构、环带结构和交代残余结构等为主。矿石构造主要有块状构造、浸染状构造、脉状构造、角砾状构造和星散状构造等。

### 3 分析测试

用于分析测试的样品采自阔库确科矿区的肯阿夏-科克乔克岩体,将正长花岗岩和闪长岩样品进行机械破碎至60目,然后使用重选和磁选技术使锆石富集,最后在显微镜下手工挑选出晶型好、无裂隙、无包裹体的锆石并将其制靶。

锆石微量元素测试在中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室矿床地球化学微区分析室完成。微量元素采用激光剥蚀等离子质谱法(LA-ICP-MS)分析,激光剥蚀系统为美国产Geolas 193准分子固体进样系统,ICP-MS为美国产Thermo

Fisher X Series II 型四级杆等离子体质谱仪。激光束斑直径为 30 $\mu\text{m}$ , 采用的标准锆石样品为 91500 和 SRM610, 具体实验流程见 Yuan 等(2004)文献。测试完成后, 采用软件 ICPMSDataCal(Liu et al., 2010) 对数据进行后期处理。

### 4 分析结果

阔库确科矿区成矿岩体的锆石微量元素和稀土元素分析结果见表 1 和表 2。正长花岗岩和闪长岩中锆石具有相似的稀土元素配分特征, 均呈现出重稀土元素富集、轻稀土元素亏损的左倾型(图 3a、b)。正长花岗岩中锆石的  $\Sigma \text{REE}$  变化于 (627.43~1625.12) $\times 10^{-6}$ , 平均 1083.98 $\times 10^{-6}$ 。其中, LREE 为 (36.26~118.34) $\times 10^{-6}$ , 平均 63.09 $\times 10^{-6}$ , HREE 为 (586.71~1532.75) $\times 10^{-6}$ , 平均 1020.89 $\times 10^{-6}$ ; LREE/HREE 为 0.04~0.10, 平均 0.06; Ce 呈正异常(5.47~565.82), 平均 87.31, Eu 呈负异常(0.20~0.65), 平均 0.46。闪长岩中锆石的  $\Sigma \text{REE}$  明显低于正长花岗岩, 为(345.32~1439.45) $\times 10^{-6}$ , 平均 780.25 $\times 10^{-6}$ 。其中, LREE 变化于 (8.27~78.98) $\times 10^{-6}$ , 平均 28.24 $\times 10^{-6}$ ; HREE 为 (337.05~1406.36) $\times 10^{-6}$ , 平均 753.18 $\times 10^{-6}$ ; LREE/HREE 为 0.20~0.21, 平均 0.04; Ce 同样呈现出正异常,  $\delta\text{Ce}$  为 0.69~89.64(平均 13.60), Eu 呈负异常,  $\delta\text{Eu}$  为 0.19~0.45(平均 0.31)。

正长花岗岩中, 锆石  $w(\text{Th})$  为 (90.07~616.72) $\times$

$10^{-6}$ , 平均 254.45 $\times 10^{-6}$ ,  $w(\text{U})$  为 (114.77~500.39) $\times 10^{-6}$ , 平均 313.03 $\times 10^{-6}$ , Th/U 在 0.36~1.34 之间, 平均 0.83; 闪长岩中锆石的  $w(\text{Th})$  和  $w(\text{U})$  明显低于正长花岗岩, 其中,  $w(\text{Th})$  为 (47.37~375.35) $\times 10^{-6}$ , 平均 137.90 $\times 10^{-6}$ ,  $w(\text{U})$  为 (88.40~406.42) $\times 10^{-6}$ , 平均 182.85 $\times 10^{-6}$ , Th/U 为 0.53~1.13, 平均 0.72。正长花岗岩和闪长岩的锆石样品中, 除了 1 个锆石  $w(\text{Ti})$  (162.02 $\times 10^{-6}$ ) 明显高于岩浆锆石中的正常范围(75 $\times 10^{-6}$ ; Hoskin et al., 2003), 其余样品的  $w(\text{Ti})$  均小于 75 $\times 10^{-6}$ , 这种  $w(\text{Ti})$  异常高可能是由于测定了变质锆石或锆石中的金红石包裹体导致的(El-Bialy et al., 2013), 2 种岩石的锆石中  $w(\text{Ti})$  分别为 1.85 $\times 10^{-6}$ ~22.22 $\times 10^{-6}$ (平均 9.94 $\times 10^{-6}$ ) 和 3.84 $\times 10^{-6}$ ~62.69 $\times 10^{-6}$ (平均 16.35 $\times 10^{-6}$ )。正长花岗岩和闪长岩的锆石中  $w(\text{Nb})$  分别介于 2.00 $\times 10^{-6}$ ~21.75 $\times 10^{-6}$ (平均 9.90 $\times 10^{-6}$ ) 和 0.97 $\times 10^{-6}$ ~5.67 $\times 10^{-6}$ (平均 1.98 $\times 10^{-6}$ ), 而  $w(\text{Ta})$  分别为 0.69 $\times 10^{-6}$ ~7.16 $\times 10^{-6}$ (平均 3.18 $\times 10^{-6}$ ) 和 0.61 $\times 10^{-6}$ ~2.16 $\times 10^{-6}$ (平均 1.13 $\times 10^{-6}$ )。

### 5 讨论

#### 5.1 锆石的 Ti 温度计

锆石中的 Ti 含量与其结晶温度有着密切的关系, 因此可以利用锆石 Ti 温度计来有效约束锆石的结晶温度(Watson et al., 2005; 2006; Ferry et al., 2007)。目前应用较广的是由 Ferry 等(2007)通过对

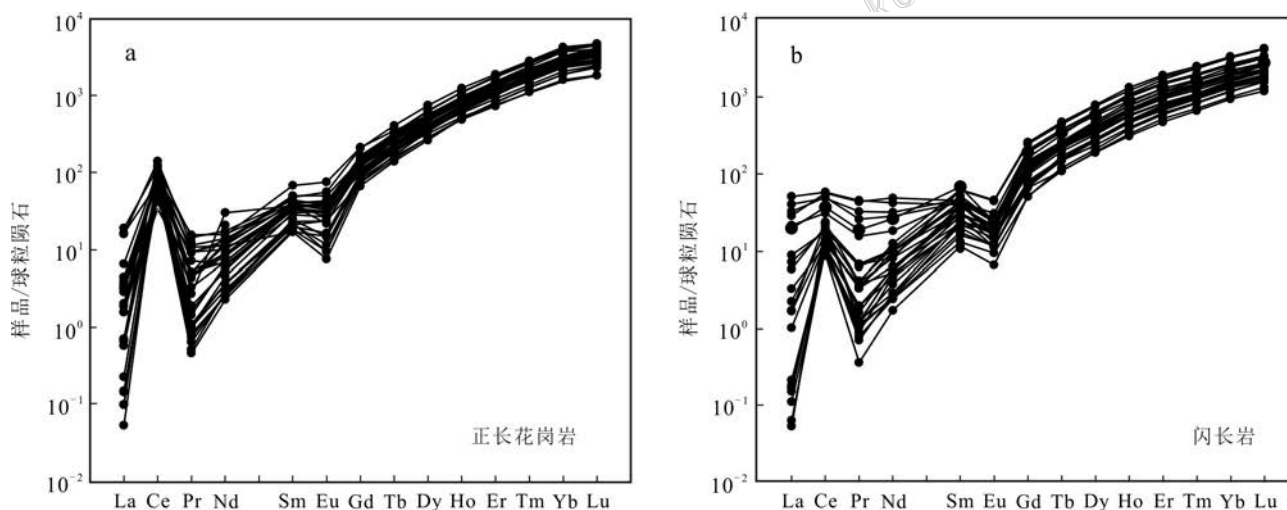


图 3 阔库确科矿区成矿岩体锆石球粒陨石标准化 REE 配分模式图

a. 正长花岗岩锆石球粒陨石标准化 REE 配分模式; b. 闪长岩锆石球粒陨石标准化 REE 配分模式

Fig.3 Chondrite normalized REE distribution patterns of zircons from the ore-forming intrusions of the Kuokuqueke deposit area  
a. REE patterns of zircons from syenogranite; b. REE patterns of zircons from diorite

表1 阔库确矿区正长花岗岩锆石 LA-ICP-MS 微量元素测试数据(w(B)/10<sup>-6</sup>)及其相关参数计算结果  
Table 1 LA-ICP-MS trace elements analytical results (w(B)/10<sup>-6</sup>) of zircon from syenogranite in the Kuokuqueke deposit area and calculation results of related parameters

点号	Ti	Sr	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	Eu/Eu*	Ce/Ce*	ΔFMQ	T <sub>z</sub> /°C
KK-1	16.0	0.09	9.8	0.81	48.1	0.45	4.10	5.88	1.90	27.0	10.6	135	54.7	251	60.3	625	100.8	6831	2.54	22.3	235.50	290.87	0.46	19.53	5.30	776.57
KK-2	5.63	0.41	9.12	0.92	46.2	0.68	2.98	4.91	1.78	20.3	8.21	102.7	39.5	185	44.1	435	74.0	7330	2.76	14.6	139.44	388.61	0.55	14.29	3.42	681.55
KK-3	1.85	0.43	11.9	3.77	85.5	1.08	6.48	5.70	1.54	26.0	9.90	120	46.8	212	49.9	508	79.9	8074	4.24	33.2	386.55	426.05	0.39	10.38	0.41	597.86
KK-4	6.19	0.15	9.7	0.054	56.7	0.10	1.73	3.54	1.36	22.9	7.73	96.7	38.9	175	41.7	421	69.1	8133	3.01	22.6	255.55	289.52	0.46	185.38	6.38	689.49
KK-5	162	0.45	14.0	0.37	75.3	0.41	5.78	7.30	3.24	42.3	15.1	188	70.1	310	71.2	717	118.6	7177	3.71	42.1	616.72	494.53	0.56	47.30	10.97	1071.98
KK-6	10.3	0.11	15.4	0.17	48.5	0.08	1.18	2.75	0.55	15.5	6.23	86.8	34.9	164	41.5	422	70.2	9985	5.90	31.6	234.33	438.82	0.26	103.35	9.17	734.59
KK-7	6.61	0.13	14.0	0.000	48.4	0.061	1.22	3.77	0.84	19.1	7.10	92.5	35.7	173	40.5	405	69.5	9663	5.18	30.3	274.16	412.76	0.30		7.03	695.01
KK-8	13.62	0.60	5.94	0.44	28.9	0.43	3.8	5.44	2.29	27.2	9.67	119.2	47.1	227	52.8	547	104.2	6831	1.68	20.4	220.88	293.39	0.57	16.19	3.22	760.46
KK-9	12.7	1.52	4.72	0.77	30.1	0.86	6.13	7.63	2.89	29.9	11.7	143	53.8	240	55.0	526	87.3	7511	1.38	15.4	144.08	209.19	0.59	9.04	0.76	753.44
KK-10	10.41	1.16	2.00	0.76	25.4	0.48	7.16	10.4	4.35	43.4	13.1	138	47.6	200	43.8	412	69.7	6438	0.69	11.2	168.86	127.16	0.63	10.36	-2.46	735.15
KK-11	11.3	3.13	12.1	31.9	135	7.0	32.9	11.5	2.37	34.3	11.4	138	51.1	230	53.4	520	85.8	8416	3.87	39.5	505.73	500.39	0.36	2.21	0.31	742.84
KK-12	9.7	0.16	15.0	0.164	96	0.26	14.03	5.64	2.26	34.0	12.0	158	61.5	285	65.6	645	113	7907	4.07	35.6	536.01	419.99	0.50	114.34	3.08	728.84
KK-13	8.78	0.22	15.0	0.14	43.5	0.096	1.42	3.05	0.95	19.8	7.57	99.3	40.7	193	47.4	478	83.8	9145	5.64	20.1	150.01	289.05	0.37	93.31	7.67	719.70
KK-14	5.38	0.12	21.8	0.013	57.4	0.049	1.34	3.36	0.55	21.2	8.85	117	46.3	220	53.7	537	93.5	10332	7.16	32.7	230.53	448.87	0.20	565.82	7.64	677.93
KK-15	6.46	0.078	10.1	0.023	62.6	0.18	2.51	5.31	1.80	27.7	10.19	125	48.7	215	49.9	497	85.4	8480	2.89	16.3	188.96	212.95	0.45	236.81	5.15	693.12
KK-16	5.33	0.77	9.14	0.68	54.0	0.49	3.23	5.61	1.26	29.3	11.2	140	52.9	240	56.5	539	91.2	9268	3.26	24.8	243.69	336.82	0.30	23.05	3.41	677.10
KK-17	13.6	0.26	10.9	0.87	53.0	1.47	7.36	6.14	2.49	28.2	10.5	130	50.9	231	52.8	526	95.2	7423	3.00	23.3	241.24	395.72	0.58	11.50	3.13	760.14
KK-18	9.9	0.71	14.4	3.86	44.3	1.02	5.24	2.59	0.44	13.7	5.20	66.7	28.4	133	31.9	320	58.1	10292	5.35	29.2	194.91	388.29	0.22	5.47	4.16	730.91
KK-19	8.67	1.00	8.68	4.5	70	1.36	8.1	6.72	2.21	32.7	10.7	132	49.3	218	48.9	467	82.2	7233	2.63	28.2	393.25	330.77	0.45	7.00	2.16	718.56
KK-20	15.4	0.19	5.76	0.16	35.3	0.070	1.24	3.24	0.67	17.0	6.02	70.9	27.4	121	28.1	270	46.2	8824	2.24	13.6	130.29	180.20	0.28	80.78	7.32	772.26
KK-21	8.7	0.28	5.26	0.036	32.2	0.14	2.97	4.32	1.55	26.7	8.64	103.5	39.0	173	39.2	388	65.8	8540	2.25	16.1	163.77	214.49	0.44	113.17	2.76	719.04
KK-22	2.36	0.113	9.51	0.034	39.9	0.044	1.07	2.60	0.86	17.9	6.82	90.1	36.7	171	40.5	407	71.9	8462	4.08	19.6	174.03	267.97	0.39	252.46	5.00	615.02
KK-23	12.5	0.58	9.54	1.05	54.8	0.88	4.69	5.36	2.31	21.7	8.83	109.2	41.6	192	45.8	451	80.1	8408	3.02	25.3	275.54	466.10	0.65	13.96	4.56	752.41
KK-24	19.0	0.69	7.70	1.06	48.0	1.18	9.68	12.44	5.34	51.1	17.0	189	69.2	291	63.8	600	106.2	6697	1.43	19.3	292.23	231.10	0.65	10.55	0.92	793.92
KK-25	8.25	0.28	3.46	0.37	25.5	0.31	3.27	5.28	1.71	21.6	7.70	92.1	33.4	150	34.9	348	61.7	8014	1.12	12.4	132.15	166.28	0.49	18.32	1.13	714.15
KK-26	13.44	0.047	12.8	0.024	55.3	0.097	2.11	4.55	1.80	28.3	10.36	132	53.1	244	55.7	547	97.5	7907	3.81	20.6	199.52	266.24	0.49	283.97	7.56	759.20
KK-27	8.05	0.50	11.4	0.48	59.4	0.43	5.31	6.15	2.43	31.7	12.3	161	62.3	293	69.1	674	118	7676	3.22	29.6	358.00	375.34	0.53	32.07	3.64	712.06
KK-28	22.2	1.16	4.99	0.16	41.8	0.16	2.68	5.31	2.23	24.7	8.72	118	44.1	203	45.0	443	83.8	6523	1.38	13.8	217.02	161.88	0.59	65.72	6.49	810.05
KK-29	3.77	0.17	4.02	0.000	29.9	0.098	1.69	3.19	1.37	15.2	5.59	72.5	28.1	135	32.3	319	60.0	7225	1.40	8.87	90.07	114.77	0.60		3.06	649.58
KK-30	12.1	0.15	8.81	1.55	63.1	0.89	5.52	6.03	2.02	25.1	9.66	118	44.3	201	45.5	450	79.8	8149	2.50	19.7	240.45	252.94	0.50	13.13	4.10	749.04

注:比值单位为1。

表 2 阔库确科矿区闪长岩锆石 LA-ICP-MS 微量元素测试数据 ( $w(B)/10^{-6}$ ) 及其相关参数计算结果  
 Table 2 LA-ICP-MS trace elements analytical results ( $w(B)/10^{-6}$ ) of zircons from diorite in the Kuokuoke deposit area and calculation results

点号	Ti	Sr	Nb	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U	Eu/Eu*	Ce/Ce*	ΔFMQ	$T_z/^\circ\text{C}$
1	20.06	0.53	2.14	1.72	11.6	0.60	4.69	4.89	0.91	23.0	8.36	99.6	37.2	170	35.3	335	64.5	8140	1.28	13.81	112.81	182.61	0.26	2.81	-0.63	799.34
2	14.43	0.013	1.13		5.34	0.11	1.15	2.45	0.70	14.1	6.39	72.9	27.8	125	27.0	254	49.8	7708	0.80	9.46	69.01	128.94	0.36	1.07	0.97	766.13
3	13.47	0.13	1.51	0.051	6.62	0.19	2.73	4.73	1.15	25.6	9.21	108	39.5	177	37.0	344	64.8	7489	1.19	13.10	119.68	174.45	0.32	16.60	-2.20	759.44
4	17.00	0.21	1.83		6.93	0.085	2.25	4.34	1.28	25.0	8.93	102	38.6	174	37.4	340	68.6	7948	1.24	11.88	103.19	158.60	0.37	0.85	-0.63	782.34
5	3.84	0.19	0.97		5.77	0.099	1.19	3.38	0.86	16.1	5.60	68.5	26.1	118	25.3	233	44.5	8575	0.86	7.87	66.22	110.57	0.36	0.69	-2.99	651.03
6	10.82	0.98	1.91	2.11	11.0	0.64	3.82	4.11	0.65	16.8	5.91	71.0	26.3	121	25.9	239	47.2	8344	0.92	9.55	77.84	130.04	0.24	2.32	-1.72	738.74
7	16.89	0.17	2.36	0.0128	13.9	0.11	1.75	3.52	1.22	27.4	9.15	116	44.3	195	41.0	379	70.2	8167	1.42	27.1	375.35	330.89	0.38	89.64	3.17	781.68
8	9.10	0.092	1.02		6.41	0.12	2.62	5.71	1.23	29.0	9.31	106	39.5	166	34.8	326	58.0	8329	0.72	9.90	99.67	131.62	0.29		-3.86	722.91
9	11.48	3.90	1.08	12.1	35.7	4.32	19.8	6.11	0.95	13.6	4.12	48.3	17.6	78.6	16.9	160	30.4	8007	0.61	6.73	51.37	88.40	0.32	1.21	-3.35	744.20
10	42.40	0.87	1.38	0.24	7.94	0.34	4.09	6.59	1.38	29.5	9.63	115	43.3	192	37.8	341	64.1	7806	0.93	14.46	159.54	186.03	0.30	6.76	-0.65	883.29
11	15.47	0.037	1.77	0.043	7.09	0.067	1.34	2.69	0.67	15.2	5.86	71.2	28.2	130	28.3	274	54.2	8590	1.13	11.08	85.24	155.86	0.32	32.31	1.77	772.92
12	15.02	0.29	2.33	0.54	10.4	0.39	5.14	8.03	1.40	41.4	14.1	154	56.8	243	48.4	437	82.0	8186	1.20	18.84	206.17	240.22	0.24	5.55	-3.15	770.04
13	62.69	2.48	2.60	5.13	19.0	1.48	8.54	7.17	0.85	25.2	8.19	87.8	32.2	139	28.1	252	48.9	8629	1.27	16.81	170.75	215.35	0.19	1.69	0.78	932.63
14	10.15	0.15	1.12	0.027	6.14	0.12	1.35	3.83	0.96	16.6	5.76	68.3	26.2	112	24.0	224	41.8	8184	0.82	8.14	69.21	105.01	0.37	26.34	-1.15	732.83
15	8.23	0.18	5.67		14.6	0.12	2.57	6.08	1.54	33.5	12.1	158	61.4	279	59.9	559	108	7807	2.16	31.6	276.76	406.42	0.33		0.15	713.94
16	8.07	0.21	1.11		5.89	0.0042	0.40	1.64	0.34	8.63	3.30	41.0	16.2	72.9	15.6	149	30.7	8857	0.70	6.67	47.37	89.44	0.27		3.25	712.27
17	18.12	0.55	2.80	1.40	12.8	0.65	4.84	5.98	1.13	30.4	9.90	123	48.2	212	43.1	414	81.3	8324	1.40	17.75	158.60	233.47	0.26	3.29	-0.80	788.85
18	12.29	1.25	4.21	6.80	34.5	4.16	22.83	6.87	1.46	23.6	7.92	96	36.2	165	33.5	317	65.4	7360	1.84	22.24	206.40	295.39	0.35	1.59	-3.01	750.62
19	9.39	0.070	1.79	0.036	7.68	0.076	1.14	2.01	0.55	10.5	4.52	53.4	21.6	97.9	21.3	199	40.3	9053	0.97	9.53	77.20	125.54	0.37	35.84	1.60	725.79
20	28.41	1.26	3.12	7.74	30.7	2.46	13.3	6.54	0.94	24.0	8.40	96.1	36.0	156	31.7	300	57.7	8088	1.54	21.34	223.85	266.03	0.23	1.72	-0.02	836.82
21	12.60	0.086	1.19		5.54	0.035	0.81	1.78	0.38	10.7	4.10	49.2	18.8	87.0	18.0	171	33.9	8038	0.70	6.90	50.81	89.84	0.27		1.93	753.04
22	8.08	0.048	2.47	0.015	7.07	0.19	2.13	3.26	1.15	21.4	8.07	95.4	36.6	166	35.2	331	65.8	7436	1.13	14.52	120.11	189.42	0.42	32.30	-1.58	712.34
23	17.96	0.34	1.42	0.40	8.69	0.32	2.99	3.48	1.24	20.2	7.35	83	31.9	138	27.9	269	53.8	7620	0.93	11.36	100.79	145.71	0.45	5.97	-0.38	787.95
24	5.83	0.11	1.77	0.040	8.01	0.32	4.72	6.68	1.78	42.5	14.2	163	59.2	253	50.9	460	87.2	8201	1.13	16.23	166.82	206.91	0.32	17.31	-5.76	684.48
25	8.94	0.45	1.01	0.78	7.36	0.36	2.45	3.11	0.66	14.0	5.59	60.2	22.7	103	21.6	203	40.0	8122	0.64	7.21	60.34	97.87	0.31	3.40	-2.13	721.34
26	10.61	0.36	2.54	0.41	14.2	0.38	5.88	9.57	2.66	53.0	17.7	201	75.3	318	63.9	569	108.7	7913	1.66	27.31	298.80	327.86	0.36	8.85	-3.22	736.92
27	19.36	2.76	1.54	9.61	29.8	3.09	14.9	7.22	1.52	29.2	8.87	99	36.5	158	31.4	287	54.9	7198	0.92	11.80	110.26	145.39	0.32	1.34	-1.92	795.63
28	25.17	0.078	2.28		11.1	0.16	2.90	5.05	0.74	28.3	7.99	93.8	33.1	139	27.2	245	46.8	9313	1.30	7.94	87.09	99.44	0.19		0.11	823.46
29	17.55	0.17	1.75	0.013	11.1	0.38	3.81	9.49	2.60	50.3	16.6	194	68.7	301	60.0	550	106	7880	1.29	20.92	230.85	255.47	0.36	38.64	-1.65	785.57
30	16.96	1.30	1.62	4.68	22.7	1.80	12.3	10.5	1.37	39.3	13.0	147	50.2	214	41.8	367	70.8	8828	1.24	13.66	154.85	172.81	0.21	1.92	-3.27	782.12

注:比值单位为1。

锆石进行的高温高压试验后分析总结出的温度  $t$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) 与  $w(\text{Ti})$  的线性方程

$$t(^{\circ}\text{C}) = (4800 \pm 86) / [(5.711 \pm 0.072) - \log(10^{-6}\text{Ti-in-zircon}) - \log\alpha_{\text{SiO}_2} + \log\alpha_{\text{TiO}_2}] - 273.15$$

其中,  $t$  代表锆石 Ti 温度计,  $10^{-6}\text{Ti-in-zircon}$  代表锆石中 Ti 的含量 ( $10^{-6}$ ),  $\alpha_{\text{SiO}_2}$  和  $\alpha_{\text{TiO}_2}$  分别代表岩浆中  $\text{SiO}_2$  和  $\text{TiO}_2$  的活度, 本研究采用  $\alpha_{\text{SiO}_2}=0.6$  和  $\alpha_{\text{TiO}_2}=0.7$  进行计算。根据该方程计算得出的阔库确科矿区成矿岩体正长花岗岩锆石的结晶温度除 1 个样品明显偏高 ( $1072^{\circ}\text{C}$ ), 其余集中在  $598\sim 810^{\circ}\text{C}$ , 平均  $721^{\circ}\text{C}$ ; 闪长岩锆石结晶温度为  $651\sim 932^{\circ}\text{C}$ , 平均  $765^{\circ}\text{C}$ , 这与顾枫华等 (2017) 计算的阔库确科花岗岩体锆石饱和温度 ( $705\sim 760^{\circ}\text{C}$ , 平均  $733^{\circ}\text{C}$ ) 以及同区域的哈勒尕提 ( $703\sim 779^{\circ}\text{C}$ , 平均  $751^{\circ}\text{C}$ ) 和可克萨拉 ( $738\sim 770^{\circ}\text{C}$ , 平均  $755^{\circ}\text{C}$ ) 矽卡岩型 Fe-Cu 矿床成矿岩体黑云母 Ti 温度计估算出的成岩温度接近 (田宁, 2016; 何宇等, 2018)。研究表明, 通常与地幔柱作用有关的花岗岩或 A 型花岗岩岩浆具有较高的形成温度 ( $> 800^{\circ}\text{C}$ ), 而俯冲带流体的加入则可能导致这些花岗岩的形成温度降低 ( $< 800^{\circ}\text{C}$ , Miller et al., 2003; Liu et al., 2013)。从图 4 可以看出, 本研究中几乎所有锆石结晶温度都集中在  $600\sim 800^{\circ}\text{C}$ , 因此说明该成矿岩体主要形成于板片俯冲作用, 这也与研究区在晚泥盆世经历了北天山洋向伊犁板块俯冲这一构造事件相吻合。

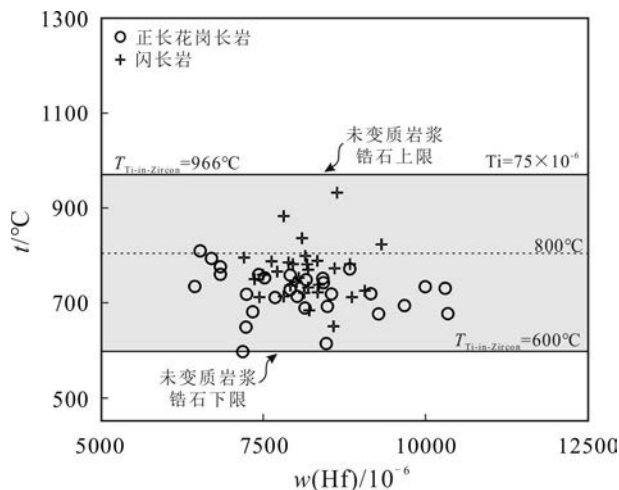


图4 阔库确科矿区正长花岗岩和闪长岩锆石结晶温度( $t$ )与  $w(\text{Hf})$  关系图 (据 Watson et al., 2006)

Fig.4 Relationship between zircon crystallization temperature and Hf content of zircons from syenogranite and diorite in the Kuokuokeke deposit area (after Watson et al., 2006)

## 5.2 锆石成因

阔库确科矿区成矿岩体的锆石在稀土元素配分模式总体表现为重稀土元素富集、轻稀土元素亏损, 并且具有不同程度的 Ce 正异常和 Eu 负异常。但从球粒陨石标准化图解中可以看出, 闪长岩 (图 3b) 中少量锆石表现出了微弱的 Ce 异常以及相对平缓的轻稀土元素配分曲线, 表明其轻稀土元素更加富集, 这与热液锆石的 REE 配分模式相似 (Hoskin, 2005); 而正长花岗岩 (图 3a) 中锆石则全部表现出显著的 Ce 正异常和 Eu 负异常, 且 HREE 较 LREE 明显富集, 与前人总结的典型岩浆锆石 REE 配分样式相吻合 (Belousova et al., 2002; Hoskin et al., 2003)。研究表明, 锆石内放射性诱发的晶格破裂可能导致 LREE 富集, 并使 Th、U 含量和  $(\text{La}/\text{Gd})_{\text{N}}$  值呈现明显线性关系 (Whitehouse et al., 2002), 而本次研究中的锆石在  $(\text{La}/\text{Gd})_{\text{N}}-(\text{Th}+\text{U})$  图解 (图 5a) 中未显示出任何相关性, 因此, 部分锆石 LREE 富集应该不是由于晶格破裂造成的。除此之外, 热液蚀变作用目前已被广泛认为是导致岩浆锆石富集 LREE 的重要原因 (Hoskin, 2005; Pettke et al., 2005; Fu et al., 2009; Xia et al., 2010)。Cavosie 等 (2006) 认为, 热液锆石或富集 LREE 的岩浆锆石其  $(\text{Pr})_{\text{N}} > 10$  且  $(\text{La})_{\text{N}} > 1$ , 而未变质岩浆锆石  $(\text{Pr})_{\text{N}} < 10$  且  $(\text{La})_{\text{N}} < 1$ 。在  $(\text{Pr})_{\text{N}}-(\text{La})_{\text{N}}$  图解 (图 5b) 中, 少部分锆石落点于热液锆石和 LREE 富集岩浆锆石区域, 其余均落点于未变质岩浆锆石或  $(\text{La})_{\text{N}} > 1$  的过渡区域。另外, 锆石的 Th/U 值可以区分其形成时的岩浆、变质和热液环境, 从而判断锆石的成因 (Schaltegger et al., 1999; Rubatto, 2002)。阔库确科矿区成矿的正长花岗岩锆石的 Th/U 值 ( $0.36\sim 1.34$ , 平均  $0.83$ ) 和闪长岩锆石 ( $0.53\sim 1.13$ , 平均  $0.72$ ) 的 Th/U 值几乎均大于  $0.5$ , 暗示它们均属于典型的岩浆锆石 (图 5c)。结合  $\text{Ce}/\text{Ce}^*-(\text{Sm}/\text{La})_{\text{N}}$  图解 (图 5d) 可以看出, 除了部分闪长岩中锆石测点落入了热液锆石区域, 其余大部分成矿岩体的锆石测点均在岩浆锆石区域或岩浆锆石-热液锆石的过渡区域内, 这与它们的稀土元素配分模式相吻合。由于本文计算得出的锆石结晶温度均大于热液锆石的结晶温度上限 ( $600^{\circ}\text{C}$ ), 因此, 它们并非热液成因锆石, 结合前文研究, 笔者认为阔库确科矿区成矿岩体锆石均形成于封闭的岩浆体系中, 主要为岩浆锆石, 而少量闪长岩中的锆石可能在岩浆晚期遭受了富集轻稀土元素的热液改造从而表现出了部分热液成因锆石的特征。



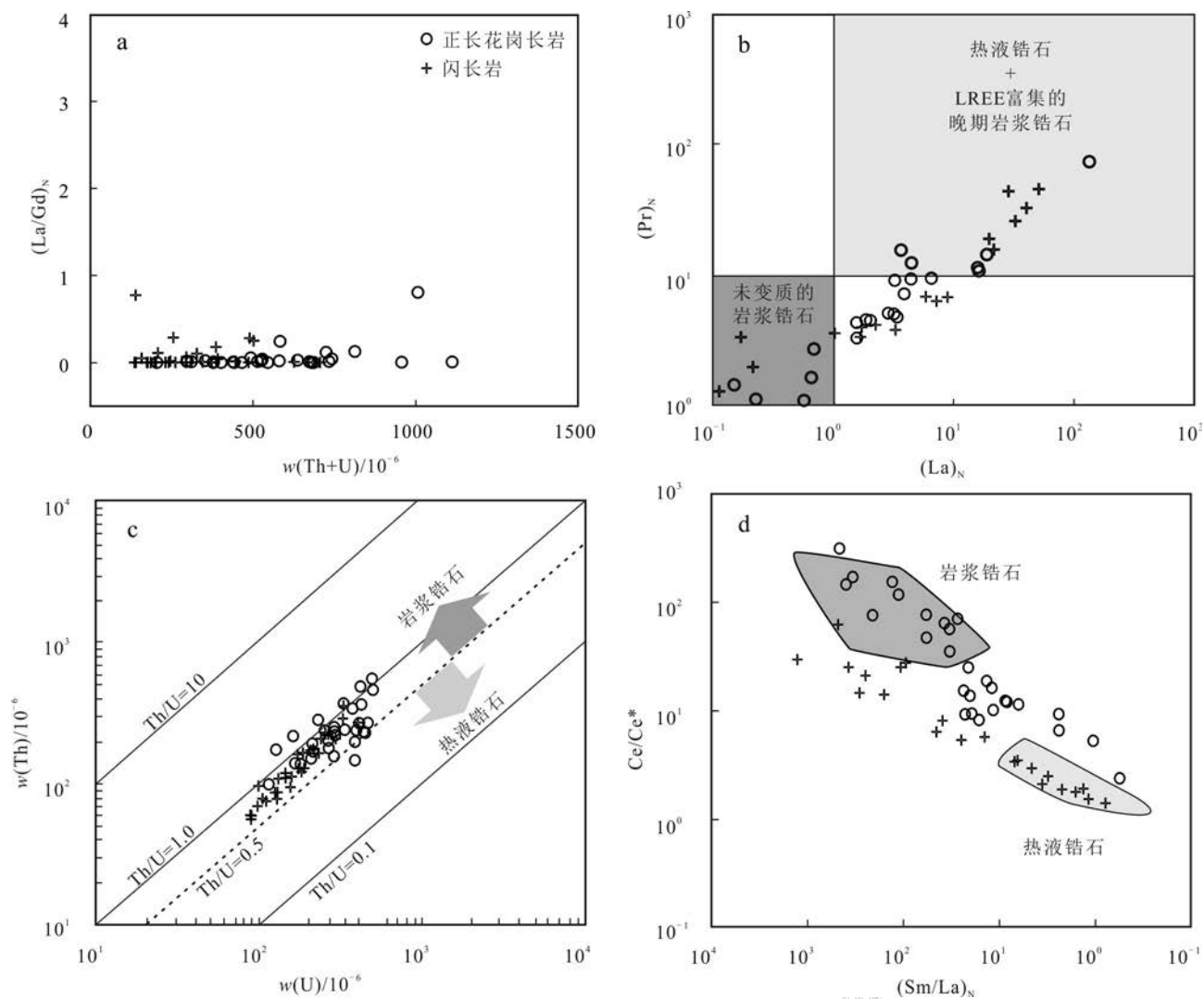


图5 阔库确科矿区正长花岗岩和闪长岩锆石微量元素相关性图解

- a. 正长花岗岩和闪长岩锆石  $(La/Gd)_N$ - $w(Th+U)$  图解; b. 正长花岗岩和闪长岩锆石  $Pr_N$ - $La_N$  图解; c. 正长花岗岩和闪长岩锆石 Th-U 比值图解; d. 正长花岗岩和闪长岩锆石  $Ce/Ce^*$ - $(Sm/La)_N$  图解

Fig.5 Correlation diagram of trace elements of zircons from syenogranite and diorite in the Kuokuqueke deposit area

- a.  $(La/Gd)_N$ - $w(Th+U)$  diagram of syenogranite zircon and diorite zircon; b.  $Pr_N$ - $La_N$  diagram of syenogranite zircon and diorite zircon; c. Th-U ratio diagram of syenogranite zircon and diorite zircon; d.  $Ce/Ce^*$ - $(Sm/La)_N$  diagram of syenogranite zircon and diorite zircon

### 5.3 岩浆结晶环境与成因

锆石中的微量元素可以有效地记录并揭示锆石形成时的源区环境。由于 U 和 Yb 等元素在锆石中具有相近的分配系数,将不同类型锆石中这些微量元素或稀土元素之间的比值( $U/Yb$ 、 $U/Nb$ 、 $Nb/Yb$ )进行比较,可以探讨锆石晶出时熔体的特征(Pearce et al., 2006; Grimes et al., 2007; 赵振华, 2010)。Grimes 等(2007)在统计了大量来自印度洋和大西洋洋脊、阿拉斯加 Talkeetna 岛弧以及大陆地区的锆石微量元素和 REE 元素数据后,制作了  $U/Yb$ -Hf 和  $U/Yb$ -Y 图解,用以区分锆石的结晶环境,进而揭示侵入岩的源

区。从图 6a、b 可以看出,本次研究中几乎所有锆石测点均落入大陆锆石区域,从而推测阔库确科矿区成矿岩体锆石形成于陆壳环境。研究表明,洋中脊玄武岩(MORB)中的锆石明显不同于其他构造背景下形成的锆石,它们具有极低的  $U/Yb$  值( $< 0.10$ ),暗示母岩浆和 MORB 地幔长期亏损不相容元素,而如果锆石的  $U/Yb > 0.1$ ,则表明可能存在多种不同的构造背景,此时还应该采用其他双变量图解进一步证明(Grimes et al., 2015)。阔库确科矿区成矿岩体锆石的  $U/Yb$  值(0.31~1.22)均大于 0.1,通过  $lg(U/Yb)$ - $lg(Nb/Yb)$  构造-岩浆背景判别图解(图 6c)可知,这些

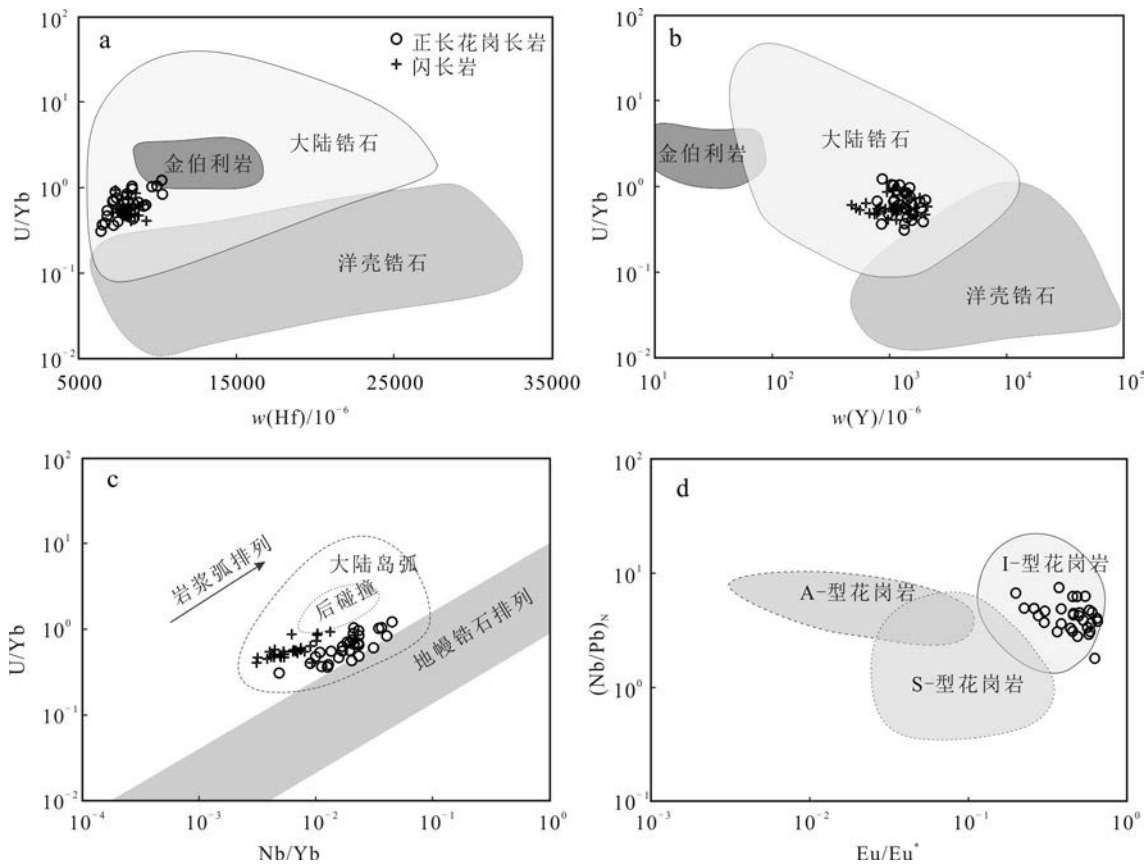


图6 阔库确科矿区正长花岗岩和闪长岩锆石构造环境和成因判别图解

a. 正长花岗岩和闪长岩锆石U/Yb-Hf图解; b. 正长花岗岩和闪长岩锆石U/Yb-Y图解; c. 正长花岗岩和闪长岩锆石U/Yb-Nb/Yb构造-岩浆背景图; d. 正长花岗岩和闪长岩锆石(Nb/Pb)<sub>N</sub>-Eu/Eu<sup>\*</sup>成因判别图

Fig.6 Tectonic environment and genetic discrimination diagrams of zircons from syenogranite and diorite in the Kuokuqueke deposit area

a. U/Yb-Hf diagram of syenogranite zircon and diorite zircon; b. U/Yb-Y diagram of syenogranite zircon and diorite zircon; c. U/Yb-Nb/Yb diagram of syenogranite zircon and diorite zircon; d. (Nb/Pb)<sub>N</sub>-Eu/Eu<sup>\*</sup> diagram of syenogranite zircon and diorite zircon

锆石均形成于大陆岛弧环境,另外,前人认为阔库确科正长花岗岩和闪长岩属于岛弧成因岩石并形成于俯冲环境(薛春纪等, 2014; 2015; 田宁, 2016; 顾枫华等, 2017),这与本次研究中锆石表现出的寄主岩浆特征一致。

在锆石的寄主岩浆成因方面, Wang等(2012a)通过研究松潘-甘孜地体、拉萨地体和喜马拉雅地体中大量花岗岩的岩浆锆石,认为A型和I型花岗岩的岩浆锆石相对于S型花岗岩具有较高的(Nb/Pb)<sub>N</sub>比值,而A型花岗岩又以显著的Eu负异常与I型花岗岩区分。在锆石的寄主岩石成因判别图中(图6d),除了一个正长花岗岩锆石样品外,所有的样品均落点于I型花岗岩,与前人得出的阔库确科花岗岩成因一致,并和博罗科努成矿带上同时期形成的呼斯特、

莱历斯高尔、哈勒尕提等典型岩体具有相似的特征(薛春纪等, 2011; 姜寒冰等, 2014; 王新利等, 2014; 顾枫华等, 2017; Wang et al., 2018)。

#### 5.4 岩浆氧逸度及其对成矿的启示

氧逸度是反映岩浆结晶时物理化学条件以及判断岩体含矿性的重要指标,由于Ce和Eu具有多种离子价态,并且对岩浆的氧化状态非常敏感,因此锆石中的Ce和Eu含量可以很好地反映岩浆的氧逸度(Ballard et al., 2002; Pettke et al., 2005; Barth et al., 2010; Li et al., 2012; Burnham et al., 2012)。Eu的负异常大小取决于流体或熔体中矿物结晶过程中的氧化还原状态,如果Eu<sup>3+</sup>被还原成Eu<sup>2+</sup>,相比于Sm<sup>3+</sup>和Gd<sup>3+</sup>更难进入锆石晶格中,则会显示出Eu负异常(Hoskin et al., 2003)。另外,当Ce<sup>3+</sup>被氧化成Ce<sup>4+</sup>

后,会具有和 Zr 或 Hf 相似的地球化学行为,相比于其他轻稀土元素,  $Ce^{4+}$  更加容易替换这两种性质相似的元素,因此, Ce 的正异常是因为  $Ce^{4+}$  相比于  $La^{3+}$  和  $Pr^{3+}$  在锆石中具有更强的相容性从而替代了  $Zr^{4+}$ 、 $Hf^{4+}$ 、 $U^{4+}$  和  $Th^{4+}$  所导致的 (Ballard et al., 2002; Hoskin et al., 2003; Trail et al., 2012)。研究显示,在大部分的锆石球粒陨石标准化配分模式图中,都会表现出 Ce 相对 La、Pr 富集,而 Eu 相对 Sm、Gd 亏损,这是由于  $Ce^{4+}$  比  $Ce^{3+}$  相容性更强,因此, Ce 正异常反映了氧化条件,而  $Eu^{2+}$  没有进入锆石晶格并发生替换,所以 Eu 的负异常指示了还原条件 (Trail et al., 2012)。显然,氧化环境(表现为 Ce 正异常)和还原

环境(表现为 Eu 负异常)同时存在是矛盾的,这极有可能是斜长石发生结晶分异导致岩浆中的 Eu 提前耗尽的缘故 (Hoskin et al., 2003; Kaczmarek et al., 2008; Burnham et al., 2012)。此外,如果锆石结晶过程中仅受氧逸度控制, Ce 和 Eu 的异常则会表现出明显的正相关关系 (Orejana et al., 2011; Wang et al., 2013)。

阔库确科成矿岩体的锆石均表现出 Ce 正异常以及 Eu 的负异常,并且在  $Ce/Ce^*-Eu/Eu^*$  图解(图 7a)中并无线性关系,所以氧逸度并非控制锆石 Ce 和 Eu 异常的唯一因素,由此说明它们形成于较强的氧逸度条件下,并且发生过斜长石的分离结晶作用使得

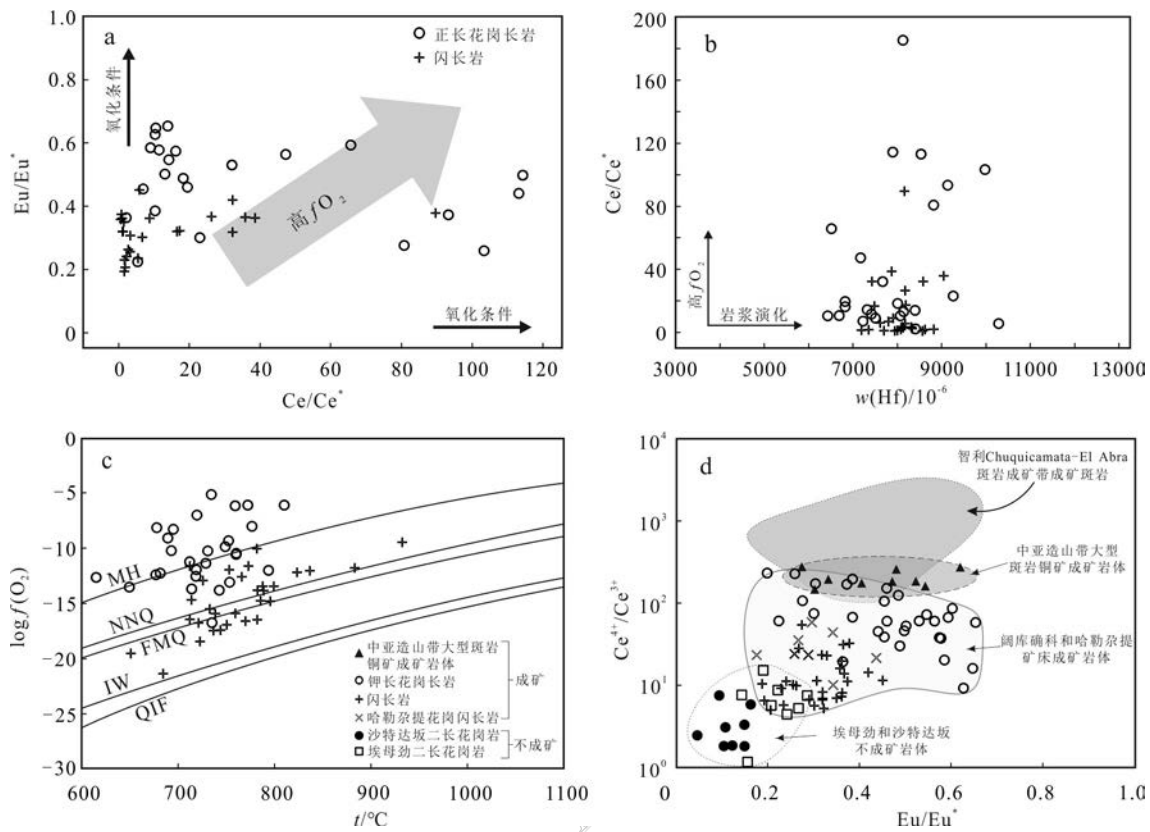


图 7 阔库确科矿区正长花岗岩和闪长岩锆石氧逸度和成矿性判别图解

a. 正长花岗岩和闪长岩锆石  $Ce/Ce^*-Eu/Eu^*$  图解; b. 正长花岗岩和闪长岩 Hf-  $Ce/Ce^*$  图解; c. 正长花岗岩和闪长岩氧逸度  $\log(f(O_2))$ -温度  $t/^\circ C$  图解(据 Wang et al., 2012b); d. 正长花岗岩和闪长岩锆石  $Ce^{3+}/Ce^{4+}-Eu/Eu^*$  图解

数据来源:中亚造山带斑岩体数据平均值来自 Shen et al., 2015;智利 Chuquicamata-El Abra 成矿带数据来自 Ballard et al., 2002;哈勒尕提岩体、沙特达坂岩体和埃母劲岩体数据来自田宁, 2016

Fig.7 Classification diagram of oxygen fugacity and mineralization of zircons from syenogranite and diorite in the Kuokuqueke deposit area

a.  $Ce/Ce^*-Eu/Eu^*$  diagram of syenogranite zircon and diorite zircon; b. Hf-  $Ce/Ce^*$  diagram of syenogranite zircon and diorite zircon; c.  $\log(f(O_2))$ - $t(^\circ C)$  diagram of syenogranite zircon and diorite zircon

Data source: The average data of porphyry data in the suborogenic belt was obtained from Shen et al., 2015; The data of Chuquicamata-El Abra metallogenetic belt in Chile were obtained from Ballard et al., 2002; Data of Halgarti pluton, Daban pluton and Emujin Pluton from Tian 2016

岩浆贫Eu,这与该岩体的元素地球化学表现出的结果一致(顾枫华等,2017)。另外,Hf-Ce/Ce\*图解可以很好地监测岩浆分异过程中氧逸度的变化状态(El-Bialy et al., 2013),图7b表明这些锆石是在较氧化的岩浆逐渐演化成较还原的岩浆(低Ce/Ce\*和 $f(\text{O}_2)$ )过程中结晶形成的。

有关岩浆氧逸度的计算,Trail等(2012)根据锆石的Ce异常和Ti温度计之间的关联,给出了岩体绝对氧逸度的计算公式: $\ln(\text{Ce}/\text{Ce}^*)_{\text{D}}=(0.1156\pm 0.0050)\times \ln(f(\text{O}_2))+(13860\pm 708)/T(\text{K})-6.125\pm 0.484$ 。利用此公式计算得出,阔库确科矿区成矿的正长花岗岩和闪长岩的 $\log f(\text{O}_2)$ 分别介于-17.78~-5.06(平均-10.88)和-21.37~-9.47(平均-14.67),在岩体的氧逸度 $\log(f(\text{O}_2))-t(^{\circ}\text{C})$ 图解(图7c)中,正长花岗岩的氧逸度(平均 $\Delta\text{FMQ}+4.25$ )几乎均位于FMQ缓冲线之上,而闪长岩的氧逸度(平均 $\Delta\text{FMQ}-1.01$ )则基本在FMQ附近,表明正长花岗岩比闪长岩拥有更高的氧逸度。

此外,在氧化环境下,岩浆中大量的 $\text{Ce}^{3+}$ 会被氧化为 $\text{Ce}^{4+}$ 并进入锆石中取代离子半径相似的 $\text{Zr}^{4+}$ ,使得 $\text{Ce}^{4+}$ 和 $\text{Ce}^{3+}$ 出现分异,因此还可以利用锆石的 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值来估算岩浆结晶时的相对氧逸度(Ballard et al., 2002; 辛洪波等, 2008; 张聚全等, 2018; 李云强等, 2020)。根据Ballard等(2002)给出的公式: $(\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+})_{\text{锆石}}=(\text{Ce}_{\text{熔体}}-\text{Ce}_{\text{锆石}}/D_{\text{Ce}^{3+}\text{锆石}/\text{熔体}})/(\text{Ce}_{\text{锆石}}/D_{\text{Ce}^{4+}\text{锆石}/\text{熔体}}-\text{Ce}_{\text{熔体}})$ ,计算结果显示,阔库确科矿区成矿正长花岗岩的锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值为9.26~231.11,平均83.34,而闪长岩锆石的 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值(5.01~54.32,平均13.98)明显低于正长花岗岩锆石,说明它们的相对氧逸度较低。Shen等(2015)研究了中亚造山带内大型、中型斑岩铜矿成矿岩体以及不成矿岩体中锆石的 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值特征,发现它们之间存在显著差异,即成矿岩体的 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值远大于不成矿岩体,并认为其中大型斑岩铜矿床成矿岩体锆石的 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值均 $>100$ ,而中小型斑岩铜矿床成矿岩体锆石的 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值则接近50。将阔库确科和同区域的哈勒尕提Fe-Cu矿床成矿岩体的锆石投点于 $\text{Ce}^{3+}/\text{Ce}^{4+}$ -Eu/Eu\*图解(图7d)中,并与区域内不成矿岩体(埃母劲和沙特达坂岩体)进行对比可发现,两个矿床的成矿岩体锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值明显高于不成矿岩体,但低于大型铜矿床的 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值,这与目前矿床的规模相符,由此认为,该区域内岩体锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值的高低是判断成矿与否的一项重要地球化学指

标。此外,通过图7d还可以看出,研究区正长花岗岩相较于闪长岩以及哈勒尕提矿床花岗闪长岩,具有普遍较高的锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值,暗示阔库确科矿区内志留系与正长花岗岩发生接触交代形成的矽卡岩中可能有更大的Cu成矿潜力。

## 6 结论

(1) 阔库确科矿区内与成矿密切相关的正长花岗岩和闪长岩中锆石均表现出重稀土元素富集、轻稀土元素亏损的左倾型,且具不同程度的Ce正异常和Eu负异常。

(2) 正长花岗岩和闪长岩中锆石均为典型的岩浆锆石,其形成温度普遍集中于600~800 $^{\circ}\text{C}$ ,并在后期一定程度上受到富集LREE的热液改造。成矿岩体形成于晚古生代北天山洋向伊犁板块俯冲的大陆岛弧环境下,属于I型花岗岩。

(3) 正长花岗岩的氧逸度( $\Delta\text{FMQ}+4.25$ )明显高于闪长岩( $\Delta\text{FMQ}-1.01$ ),正长花岗岩中锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值为9.26~231.11,闪长岩中锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值为5.01~54.32,均高于区内不成矿岩体,且该矿区内志留系与正长花岗岩发生接触交代形成的矽卡岩中Cu成矿潜力更大。

## References

- Ballard J R, Palin M J and Campbell I H. 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce (IV)/Ce (III) in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 144(3): 347-364.
- Barth A P and Wooden J L. 2010. Coupled elemental and isotopic analyses of polygenetic zircons from granitic rocks by ion microprobe, with implications for melt evolution and the sources of granitic magmas[J]. Chemical Geology, 277(1-2): 149-159.
- Belousova E A, Griffin W L, O'Reilly S Y and Fisher N I. 2002. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 143(5): 602-622.
- Burnham A D and Berry A J. 2012. An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 95: 196-212.
- Cavosie A J, Valley J W, Wilde S A and Edinburg I M F. 2006. Correlated microanalysis of zircon: Trace element,  $\delta^{18}\text{O}$ , and U-Th-Pb isotopic constraints on the igneous origin of complex  $>3900$  Ma detrital grains[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 70(22): 5601-5616.

- El-Bialy M Z and Ali K A. 2013. Zircon trace element geochemical constraints on the evolution of the Ediacaran (600 ~ 614 Ma) post-collisional Dokhan volcanics and Younger granites of SE Sinai, NE Arabian-Nubian Shield[J]. *Chemical Geology*, 360-361: 54-73.
- Ferry J M and Watson E B. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 154(4): 429-437.
- Fu B, Mernagh T P, Kita N T, Kemp A I S and Valley J W. 2009. Distinguishing magmatic zircon from hydrothermal zircon: A case study from the Gidginbung high-sulphidation Au-Ag-(Cu) deposit, SE Australia[J]. *Chemical Geology*, 259: 131-142.
- Gao J, Li M S, Xiao X C, Tang Y Q and He G Q. 1998. Paleozoic tectonic evolution of the Tianshan Orogen, northwestern China[J]. *Tectonophysics*, 287 (1): 213-231.
- Gao J, Qian Q, Long L L, Zhang X, Li J L and Su W. 2009. Accretionary orogenic process of western Tianshan, China[J]. *Geological Bulletin of China*, 28(12): 1804-1816(in Chinese with English abstract).
- Gao J G, Li W Y, Xue C J, Zhang Z W, Liu T, Dong F C and Yan Y H. 2014. Zircon SHRIMP U-Pb and molybdenite Re-Os dating of Halegati Cu-Fe polymetallic deposit in West Tianshan Mountains and its geological implications[J]. *Mineral Deposits*, 33(2): 386-396(in Chinese with English abstract).
- Grimes C B, John B E, Kelemen P B, Mazdab F K, Wooden J L, Cheadle M J, Hangh K and Schwartz J J. 2007. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance[J]. *Geology*, 35(7): 643-646.
- Grimes C B, Wooden J L, Cheadle M J and John B E. 2015. "Fingerprinting" tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170: 46.
- Gu F H, Zhang Y M, Peng Y W, Wang X L, Liu R P, Cao J L, He L W and Liu Z J. 2017. Geochemistry, chronology and geological significance of Kuokuoke granite in the West Tianshan Mountain, Xinjiang Autonomous region, China[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 37(1/2): 196-217(in Chinese with English abstract).
- Gu X X, Zhang Y M, Wang X L, Zhang L Q, Dong L H, Tu Q J, Liu R P and Gao H. 2013. Geochronology of intrusive rocks and associated ores of the Kekesala-Aimusidaiyi Fe-Cu deposit in the West Tianshan, Xinjiang and its geologic significance[J]. *Earth Science Frontiers*, 20(6): 195-209(in Chinese with English abstract).
- Gu X X, Zhang Y M, Peng Y W, Zhang L Q, Wang X L, Gao H, Dong L H and Tu Q J. 2014a. The Fe-Cu-Mo polymetallic mineralization system related to intermediate-acid intrusions in the Boluokenu metallogenic belt of the West Tianshan, Xinjiang: Rock- and ore-forming geochemistry and tectonomagmatic evolution[J]. *Earth Science Frontiers*, 21(5): 156-175(in Chinese with English abstract).
- Gu X X, Zhang Y M, Zhou C, Liu R P, Zhang Y H, Wang X L, Peng Y W, Dong L H and Tu Q J. 2014b. Intrusive and mineralization ages of the Halegati Fe-Cu Polymetallic deposit in the West Tianshan: Evidence from zircon U-Pb and molybdenite Re-Os geochronology[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 33(5): 614-623(in Chinese with English abstract).
- Gu X X, Dong L H, Peng Y W, Wang X L, Yuan P and Zhu B Y. 2016. Formation and evolution of the epithermal-porphyry Au polymetallic mineralization system in the Tulasu volcanic basin of the West Tianshan, Xinjiang[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 32(5): 1283-1300(in Chinese with English abstract).
- He Y, Zhang Y M, Gu X X, Peng Y W, Cheng W B, Wang G N, Wan Y and Yuan P. 2018. Mineral chemistry of Husite pluton in West Tianshan, Xinjiang and its implications for petrogenesis and mineralization[J]. *Geoscience*, 32(6): 1227-1241(in Chinese with English abstract).
- Hoskin P W O and Schaltegger U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): 27-62.
- Hoskin P W O. 2005. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69(3): 637-648.
- Jia Z Y, Xue C J, Qu W J, Zhao Q and Zhang Q. 2011. Geology, S, Pb O and H isotopic compositions and Re-Os chronology of Kende-gaoer Cu-Mo deposit in Xinjiang[J]. *Mineral Deposits*, 30(1): 74-86(in Chinese with English abstract).
- Jiang H B, Dong F C, Zhang Z L, Tan W J, Yan Z Q, Duan X X and Fan Y Z. 2014. Petrochemistry and zircon U-Pb dating of the Halegati ore-bearing granitoids in West Tianshan and its geological significance[J]. *Xinjiang Geology*, 32(1): 25-34(in Chinese with English abstract).
- Kaczmarek M A, Müntener O and Rubatto D. 2008. Trace element chemistry and U-Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps)[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 155(3): 295-312.
- Li B L, Sun F Y, Yu X F, Qian Y, Wang G and Yang Y Q. 2012. U-Pb dating and geochemistry of diorite in the eastern section from eastern Kunlun middle uplifted basement and granitic belt[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 28(4): 1163-1172(in Chinese with English abstract).
- Li H Q, Wang D H, Wan Y, Qu W J, Zhang B, Lu Y F, Mei Y P and Zou S L. 2006. Isotopic geochronology study and its significance of the Lailisigao'er Mo deposit, Xinjiang[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 22(10): 2437-2443(in Chinese with English abstract).
- Li Y Q, Fei G C, Wen C Q, Zeng X and Zhao D K. 2020. Characteristic of  $Ce^{4+}/Ce^{3+}$  ratio and oxygen fugacity of zircon in porphyry from Bolong and Duobuza porphyry Cu-Au deposits in Duolong ore district, Tibet[J]. *Mineralogy and Petrology*, 40(2): 59-70(in Chinese with English abstract).
- Liao Q L, Wang J B and Lai J Q. 2001. Basic metallogenic characteristics of medium to large gold and copper deposits in northern Xinji-

- ang[J]. *Geological Review*, 6(6): 625-636(in Chinese with English abstract).
- Liu H Q, Xu Y G and He B. 2013. Implications from zircon-saturation temperatures and lithological assemblages for Early Permian thermal anomaly in Northwest China[J]. *Lithos*, (182-183): 125-133.
- Liu Y S, Gao S, Hu Z C, Gao C G, Zong K Q and Wang D B. 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths[J]. *Journal of Petrology*, 51(1-2): 537-571.
- Miller C F, McDowell S M and Mapes R W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance[J]. *Geology*, 31(6): 529-532.
- Orejana D, Villaseca C, Armstrong R A and Jeffries T E. 2011. Geochronology and trace element chemistry of zircon and garnet from granulite xenoliths: Constraints on the tectonothermal evolution of the lower crust under Central Spain[J]. *Lithos*, 124(1-2): 103-116.
- Pearce J A and Stern R J. 2006. Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives[J]. *Geophysical Monograph Series*, 166:63-86.
- Peck W H, Valley J W, Wilde S A and Graham C M. 2001. Oxygen isotope ratios and rare earth elements in 3.3 to 4.4 Ga zircons: Ion microprobe evidence for high  $\delta^{18}\text{O}$  continental crust and oceans in the Early Archean[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(22): 4215-4229.
- Peng Y W. 2015. Magmatism and Au-Cu-Fe polymetallic mineralization system in the Tulasu Volcanic Belt, Xinjiang, NW China[D]. Beijing: China University of Geosciences(in Chinese with English abstract).
- Peng Y W, Gu X X, Chi G X, Xue C J, Zhang Y M, Peng Y, Wan Y and Wang X L. 2020. Genesis of the Nailenggele Mo-Cu-Pb-Zn polymetallic orefield in the Boluokenu metallogenic belt, western Tianshan, China: Constraints from geochronology, fluid inclusions and isotope geochemistry[J]. *Ore Geology Reviews*, 97: 103940.
- Pettke T, Audétat A, Schaltegger U and Heinrich C A. 2005. Magmatic-to-hydrothermal crystallization in the W-Sn mineralized Mole granite (NSW, Australia) [J]. *Chemical Geology*, 220(3-4): 191-213.
- Rubatto D. 2002. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism[J]. *Chemical Geology*, 184(1-2): 123-138.
- Schaltegger U, Fanning C M, Günther D, Maurin J C, Schulmann K and Gebauer D. 1999. Growth, annealing and recrystallization of zircon and preservation of monazite in high-grade[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 186-201.
- Sha D M, Dong L H, Wu R S, Tian C L and Jia B. 2003. The geochemical characteristics and ore-forming model of the epithermal gold deposit in West Tianshan Mountains[J]. *Northwestern Geology*, 36(2): 50-59(in Chinese with English abstract).
- Shen P, Dong L H, Feng J, Wang H, Xu X W, Xue C J and Qu J. 2010. Distribution, age, and metallogenic characteristics of porphyry copper deposits in Xinjiang[J]. *Xinjiang Geology*, 28(4): 358-364 (in Chinese with English abstract).
- Shen P, Hattori K, Pan H, Jackson S and Seitmuratova E. 2015. Oxidation condition and metal fertility of granitic magmas: Zircon trace element data from porphyry Cu deposits in the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Econ. Geol.*, 110(7): 1861-1878.
- Trail D, Watson E B and Tailby N D. 2012. Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 97: 70-87.
- Wang G N, Gu X X, Zhang Y M, Peng Y W and Zheng S H. 2018. Ore genesis and hydrothermal evolution of the Kendenggao'er copper-molybdenum deposit, western Tianshan: Evidence from isotopes (S, Pb, H, O) and fluid inclusions[J]. *Ore Geology Reviews*, 100: 294-316.
- Wang H, Rahn M, Zhou J and Tao X. 2013. Tectonothermal evolution of the Triassic flysch in the Songpan-Garzê orogeny, eastern Tibetan Plateau[J]. *Tectonophysics*, 608: 505-516.
- Wang Q, Zhu D C, Zhao Z D, Guan Q, Zhang X Q, Sui Q L, Hu Z C and Mo X X. 2012a. Magmatic zircons from I-, S- and A-type granitoids in Tibet: Trace element characteristics and their application to detrital zircon provenance study[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53: 59-66.
- Wang X L, Gu X X, Peng Y W, Zhang Y M, Zhang Y H, Zhang L Q, He G, Zhou C and Xu Y. 2014. Geological features and ore-forming conditions of the Halegati-Muzuke Fe-Cu-Pb-Zn deposit in West Tianshan Mountains, Xinjiang[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 33(6): 1099-1112(in Chinese with English abstract).
- Wang Y, Zhang J, Jin Z and Kohlstedt D L. 2012. Low oxygen fugacity dependency for the deformation of partially molten ilmenite[J]. *Tectonophysics*, 580: 114-123.
- Watson E B and Harrison T M. 2005. Zircon thermometer reveals minimum melting conditions on earliest Earth[J]. *Science*, 308(5723): 841-844.
- Watson E B, Wark D A and Thomas J B. 2006. Crystallization thermometers for zircon and rutile[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151(4): 413-433.
- Whitehouse M J and Kamber B S. 2002. On the overabundance of light rare earth elements in terrestrial zircons and its implication for Earth's earliest magmatic differentiation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 204(3-4): 333-346.
- Xia Q X, Zheng Y F and Hu Z C. 2010. Trace elements in zircon and coexisting minerals from low-T/UHP metagranite in the Dabie orogen: Implications for action of supercritical fluid during continental subduction-zone metamorphism[J]. *Lithos*, 114(3-4): 385-412.
- Xiao W J, Shu L S, Gao J, Xiong X L, Wang J B, Guo S J, Li J Y and Sun M. 2008. Continental dynamics and mineralization of the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Xinjiang Geology*, 26(1): 4-8(in Chinese with English abstract).

- Xin H B and Qu X M. 2008. Relative oxidation states of ore-bearing porphyries inferred from Ce(IV)/Ce(III) ratio in zircon application to the porphyry copper belt at Gangdese, Tibet[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 28(2): 152-160(in Chinese with English abstract).
- Xue C J, Chen B, Jia Z Y, Zhang B and Wan Y. 2011. Geology, geochemistry and chronology of Lailisigaoer-3571 porphyry Cu-Mo ore field, western Tianshan, Xinjiang[J]. *Earth Science Frontiers*, 18(1): 149-165(in Chinese with English abstract).
- Xue C J, Zhao X B, Mo X X, Chen Y C, Dong L H, Gu X X, Zhang Z C, Bakhtiar N, Nikolay P, Li Z D, Wang X L, Zhang Z G, Yaxiaer Y L K, Feng B, Zu B and Liu J Y. 2014. Tectonic-metallogenic evolution of Western Tianshan giant Au-Cu-Zn-Pb metallogenic belt and prospecting orientation[J]. *Acta Geologica Sinica*, 88(12): 2490-2531(in Chinese with English abstract).
- Xue C J, Zhao X B, Zhang G Z, Mo X X, Gu X X, Dong L H, Zhao S M, Mi D J, Bakhtiar N, Nikolay P, Li Z D, Wang X L, Zu B, Yaxiaer Y L K and Feng B. 2015. Metallogenic environments, ore-forming types and prospecting potential of Au-Cu-Zn-Pb resources in western Tianshan Mountains[J]. *Geology in China*, 42(3): 381-410(in Chinese with English abstract).
- Yuan H L, Gao S and Liu X M. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablation inductively coupled plasmas mass spectrometry[J]. *Geostandard and Geoanalytical Research*, 28(3): 353-370.
- Zhang J Q, Li S R and Lu J. 2018. Calculation of oxygen fugacity for intermediate-acidic intrusive rocks[J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 38(1): 1-14(in Chinese with English abstract).
- Zhang Y M, Zhang L Q, Gao H, Li W D, Hu Z J, Wan Y and Yuan P. 2016. Petrology, zircon U-Pb geochronology and Hf isotopes of the Husite complex in West Tianshan, Xinjiang[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 32(6): 1749-1769(in Chinese with English abstract).
- Zhang Z H, Wang Z L, Chen W S, Zuo G C and Liu M. 2009. Fluid geochemical characteristics and mineralization of the Dabate porphyry copper deposit in the western Tianshan Mountains[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 25(6): 1310-1318(in Chinese with English abstract).
- Zhao Z H. 2010. Trace element geochemistry of accessory minerals and its applications in petrogenesis and metallogenesis[J]. *Earth Science Frontiers*, 17(1): 267-286(in Chinese with English abstract).
- Zhou C, Gu X X, Zhang Y M, Peng Y W, Wang X L, He G and Liu R P. 2014. Fluid inclusions study of the Muzuke skarn Pb-Zn deposit in the West Tianshan, Xinjiang[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 33(5): 700-710(in Chinese with English abstract).
- 附中文参考文献**
- 高景刚, 李文渊, 薛春纪, 张照伟, 刘拓, 董福辰, 闫永红. 2014. 新疆哈勒尕提铜铁矿床的成矿年代学研究[J]. *矿床地质*, 33(2): 386-396.
- 高俊, 钱青, 龙灵利, 张喜, 李继磊, 苏文. 2009. 西天山的增生造山过程[J]. *地质通报*, 28(12): 1804-1816.
- 顾枫华, 章永梅, 彭义伟, 王新利, 刘瑞萍, 曹景良, 何良武, 刘振江. 2017. 新疆西天山阔库确科铁铜矿区成矿岩体地球化学、年代学特征及其地质意义[J]. *矿物学报*, 37(增): 196-217.
- 顾雪祥, 章永梅, 王新利, 张力强, 董连慧, 涂其军, 刘瑞萍, 高虎. 2013. 新疆西天山可克萨拉-艾木斯依铁铜矿床成岩成矿年代学及其地质意义[J]. *地学前缘*, 20(6): 195-209.
- 顾雪祥, 章永梅, 彭义伟, 张力强, 王新利, 高虎, 董连慧, 涂其军. 2014a. 西天山博罗科努成矿带与侵入岩有关的铁铜钼多金属成矿系统: 成岩成矿地球化学与构造-岩浆演化[J]. *地学前缘*, 21(5): 156-175.
- 顾雪祥, 章永梅, 周超, 刘瑞萍, 章幼惠, 王新利, 彭义伟, 董连慧, 涂其军. 2014b. 西天山哈勒尕提铁铜多金属矿床成岩成矿时代: 锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 同位素年代学[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 33(5): 614-623.
- 顾雪祥, 董连慧, 彭义伟, 王新利, 袁鹏, 朱炳玉. 2016. 新疆西天山吐拉苏火山岩盆地浅成低温热液-斑岩型多金属成矿系统的形成与演化[J]. *岩石学报*, 32(5): 1283-1300.
- 何宇, 章永梅, 顾雪祥, 彭义伟, 程文斌, 王冠南, 万阔, 袁鹏. 2018. 西天山呼斯特岩体矿物化学特征及其成岩成矿意义[J]. *现代地质*, 32(6): 1227-1241.
- 贾志业, 薛春纪, 屈文俊, 赵强, 张权. 2011. 新疆肯登高尔铜钼矿床地质和 S、Pb、O、H 同位素组成及 Re-Os 测年[J]. *矿床地质*, 30(1): 74-86.
- 姜寒冰, 董福辰, 张振亮, 谭文娟, 燕洲泉, 段星星, 范亚洲. 2014. 西天山哈勒尕提含矿花岗岩地球化学、锆石 U-Pb 年代学及地质意义[J]. *新疆地质*, 32(1): 25-34.
- 李华芹, 王登红, 万阔, 屈文俊, 张兵, 路远发, 梅玉萍, 邹绍利. 2006. 新疆莱历斯高尔铜钼矿床的同位素年代学研究[J]. *岩石学报*, 22(10): 2437-2443.
- 李云强, 费光春, 温春齐, 曾鑫, 赵德坤. 2020. 西藏多龙矿集区波龙、多不杂斑岩铜金矿床岩体锆石 Ce<sup>4+</sup>/Ce<sup>3+</sup> 比值及氧逸度特征[J]. *矿物岩石*, 40(2): 59-70.
- 廖启林, 王京彬, 赖健清. 2001. 新疆北部中-大型金、铜矿床的基本成矿特征[J]. *地质论评*, 6(6): 625-636.
- 彭义伟. 2015. 新疆西天山吐拉苏火山岩带岩浆作用与金铜铁多金属成矿系统(博士论文)[D]. 导师: 顾雪祥. 北京: 中国地质大学. 169-174页.
- 沙德铭, 董连慧, 毋瑞身, 田昌烈, 贾斌. 2003. 西天山地区浅成低温热液型金矿地质特征及成矿模式[J]. *西北地质*, 36(2): 50-59.
- 申萍, 董连慧, 冯京, 王核, 徐兴旺, 薛春纪, 屈迅. 2010. 新疆斑岩型铜矿床分布、时代及成矿特点[J]. *新疆地质*, 28(4): 358-364.
- 田宁. 2016. 西北天山阔库确科-哈勒尕提-带晚古生代岩浆作用与铁铜多金属成矿(博士论文)[D]. 导师: 魏俊浩. 武汉: 中国地质大学. 97页.
- 王新利, 顾雪祥, 彭义伟, 章永梅, 章幼惠, 张力强, 何格, 周超, 许杨. 2014. 新疆西天山哈勒尕提-木祖克铁铜铅锌矿床地质特征及成矿条件分析[J]. *岩石矿物学杂志*, 33(6): 1099-1112.
- 肖文交, 舒良树, 高俊, 熊小林, 王京彬, 郭召杰, 李锦轶, 孙敏. 2008.

- 中亚造山带大陆动力学过程与成矿作用[J]. 新疆地质, 26(1): 4-8.
- 辛洪波, 曲晓明. 2008. 西藏冈底斯斑岩铜矿带含矿岩体的相对氧化状态: 来自锆石 Ce(IV)/Ce(III)比值的约束[J]. 矿物学报, 28(2): 152-160.
- 薛春纪, 陈波, 贾志业, 张兵, 万闾. 2011. 新疆西天山莱历斯高尔-3571 斑岩铜钼矿田地质地球化学和成矿年代[J]. 地学前缘, 18(1): 149-165.
- 薛春纪, 赵晓波, 莫宣学, 陈毓川, 董连慧, 顾雪祥, 张招崇, Bakhtiar N, Nikolay P, 李志丹, 王新利, 张国震, 亚夏尔亚力坤, 冯博, 俎波, 刘家瑛. 2014. 西天山巨型金铜铅锌成矿带构造矿演化和找矿方向[J]. 地质学报, 88(12): 2490-2531.
- 薛春纪, 赵晓波, 张国震, 莫宣学, 顾雪祥, 董连慧, 赵树铭, 米登江, Bakhtiar N, Nikolay P, 李志丹, 王新利, 俎波, 亚夏尔亚力坤, 冯博. 2015. 西天山金铜多金属重要成矿类型、成矿环境及找矿潜力[J]. 中国地质, 42 (3): 381-410.
- 张聚全, 李胜荣, 卢静. 2018. 中酸性侵入岩的氧逸度计算[J]. 矿物学报, 38(1): 1-14.
- 张作衡, 王志良, 陈伟十, 左国朝, 刘敏. 2009. 西天山达巴特斑岩型铜矿床流体地球化学特征和成矿作用[J]. 岩石学报, 25(6): 1310-1318.
- 章永梅, 张力强, 高虎, 李卫东, 胡志军, 万闾, 袁鹏. 2016. 新疆西天山呼斯特杂岩体岩石学、锆石 U-Pb 年龄及 Hf 同位素特征[J]. 岩石学报, 32(6): 1749-1769.
- 赵振华. 2010. 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, 17(1): 267-286.
- 周超, 顾雪祥, 章永梅, 彭义伟, 王新利, 何格, 刘瑞萍. 2014. 新疆西天山木祖克矽卡岩型铅锌矿床流体包裹体研究[J]. 矿物岩石地球化学通报, 33(5): 700-710.