

doi: 10.13745/j.esf.2015.06.021

# 东天山土屋-延东铜矿矿区晚志留世岩体的发现及构造意义

肖 兵<sup>1,2</sup>, 陈华勇<sup>1</sup>, 王云峰<sup>1,2</sup>, 杨俊弢<sup>3</sup>

1. 中国科学院 广州地球化学研究所 中国科学院矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640
2. 中国科学院大学, 北京 100049
3. 新疆地质矿产开发局 第一地质大队, 新疆 昌吉 831100

XIAO Bing<sup>1,2</sup>, CHEN Huayong<sup>1</sup>, WANG Yunfeng<sup>1,2</sup>, YANG Juntao<sup>3</sup>

1. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China
2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China
3. No.1 Geological Party of Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Exploration, Changji 831100, China

XIAO Bing, CHEN Huayong, WANG Yunfeng, et al. Discovery of the Late Silurian granodiorite and its tectonic significance in the Tuwu-Yandong porphyry copper deposits, Dananhu-Tousuquan island arc, Eastern Tianshan. *Earth Science Frontiers*, 2015, 22(6): 251-266

**Abstract:** The Dananhu-Tousuquan island belt, located along the southern margin of the Turpan-Hami basin, is an important part of the Central Asian Orogenic Belt and ranks one of the most important metallogenic belts in Xinjiang, NW China. However, its precise formation age and tectonic setting are still controversial. In this study, we identified for the first time a Late Silurian granodiorite in the largest Tuwu-Yandong porphyry Cu belt in this island belt. The zircon U-Pb dating indicated that the granodiorite was emplaced at about 420 Ma. The granodiorite is characterized by metaluminous to weakly peraluminous, medium  $Mg^{\#}$  values and calc-alkaline compositions; it is enriched in light rare earth elements, Rb, Ba, K, U, Th, and Pb, and depleted in Nb, Ta and Ti; its  $\epsilon_{Nd}(t)$  value is between 4.05 and 4.07, its  $I_{Sr}(t)$  value is between 0.704149 and 0.704520 and its  $\epsilon_{Hf}(t)$  value is between 8.91 and 11.66. These geochemical data indicate that the magma that formed the granodiorite was produced through partial melting of juvenile crust under the setting of island arc without obvious contamination of ancient continental crust. The discovery of the Late Silurian granodiorite, combined with previous studies, shows that the Dananhu-Tousuquan island arc belt and the Harlik island arc belt belong to the same island arc in the Early Paleozoic and constructed an integrated arc-basin system with the Kalatage-Xiaorequanzi back-arc basin. This knowledge is of great significance to the Late Paleozoic arc-basin evolution of the Eastern Tianshan Mountains.

**Key words:** Eastern Tianshan; Dananhu-Tousuquan; Tuwu-Yandong; Early Paleozoic; granodiorite

**摘 要:** 东天山大南湖-头苏泉岛弧带位于吐哈盆地南缘, 是中亚造山带的重要组成部分, 也是我国新疆地区最重要的成矿带之一, 其形成时间和构造属性一直存在争议。本次研究首次在该岛弧带中最大的斑岩矿床土屋-延东铜矿矿区发现了晚志留世花岗岩, 并对其进行了详细的岩石学、年代学、全岩元素地球化学和 Sr-Nd-Hf 同位素分析, 探讨其岩浆来源和构造背景。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果显示, 该岩体成岩年龄为 420 Ma 左右, 为晚志留世岩浆活动的产物。全岩元素地球化学研究结果表明, 花岗岩显示准铝质到弱过铝质, 中等镁值和钙碱性系列的地球化学特征; 微量元素方面则富集轻稀土(LREE)元素、大离子亲石元

收稿日期: 2015-05-21; 修回日期: 2015-10-25

基金项目: 国家重点基础研究发展计划“973”项目“新疆北部古弧盆体系成矿机理”(2014CB440802)

作者简介: 肖 兵(1988—), 男, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业, 主要从事岩石学与矿床学研究。E-mail: xiaobing7960@126.com

素(LILE; Rb, Ba, K)和地球化学性质活泼的不相容元素(U, Th, Pb), 相对亏损高场强元素(HFSE; Nb, Ta, Ti)。这些微量元素地球化学特征均显示出岛弧岩浆岩的地球化学属性, 其 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值为4.05~4.07, $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始值为0.704 149~0.704 520, $\epsilon_{Hf}(t)$ 值为8.91~11.66。Sr-Nd-Hf同位素特征表明它们来源于新生地壳, 没有受到明显的古老大陆地壳混染。晚志留世花岗闪长岩体的发现表明: 大南湖—头苏泉岛弧带与其北部的哈尔里克岛弧带在早古生代可能属于同一大洋岛弧, 并且与中部的卡拉塔格—小热泉子弧后(间)盆地构成统一的弧盆体系, 该认识对解构东天山古生代弧盆体系演化具有较为重要的地质意义。

关键词: 东天山; 大南湖—头苏泉; 土屋—延东铜矿; 早古生代; 花岗闪长岩

中图分类号: P588.12 文献标志码: A 文章编号: 1005-2321(2015)06-0251-16

## 0 引言

东天山处于中国新疆北部, 其构造上位于哈萨克斯坦—准噶尔板块与塔里木板块的结合部位(图1), 自元古宙至新生代以来, 经历了漫长而复杂的地质构造演化历史<sup>[1-9]</sup>, 产生了大量的岩浆活动, 为成矿提供了良好的条件, 是中国重要的铜、镍、金、铁、铅、锌和钼等大型矿床集中区<sup>[10-13]</sup>。位于东天山的大南湖—头苏泉岛弧带是保存古亚洲洋板片俯冲、弧-陆碰撞等地质过程证据的关键地区之一<sup>[3]</sup>。自20世纪90年代在该带中发现土屋—延东大型铜矿带以来, 便引起了国内外地质学家的广泛关注, 开展了多方面的研究, 并取得了重要的进展<sup>[3,14]</sup>。然而, 目前对于大南湖—头苏泉岛弧带的地质构造背景还存在着较大的

争议: 一些学者认为大南湖—头苏泉岛弧带与其北部的哈尔里克岛弧带在早古生代为统一的大洋岛弧, 并且在晚古生代, 随着卡拉麦里洋向南俯冲和沿康古尔塔格深大断裂向北俯冲导致该岛弧发生南北向裂解, 最终形成双岛弧带(哈尔里克和大南湖—头苏泉岛弧带)与弧间盆地(吐哈盆地)并存的格局<sup>[3,15]</sup>; 另外一些学者则认为大南湖—头苏泉岛弧带形成于晚古生代活动大陆边缘环境<sup>[12,14,16-17]</sup>。造成这些争议的主要原因是早古生代的岩浆活动由于受到晚古生代的改造以及中生代地层的覆盖, 出露较少。最近, 我们在大南湖—头苏泉岛弧带中延东铜矿附近首次发现了晚志留世的花岗闪长岩, 并对其进行了岩石学、成岩年代学、全岩及同位素元素地球化学等方面研究, 试图阐明该岩体的成岩时代和岩石成因, 为理解大南湖—头苏泉岛弧带形成时代以及其构造属性提供科学依据。

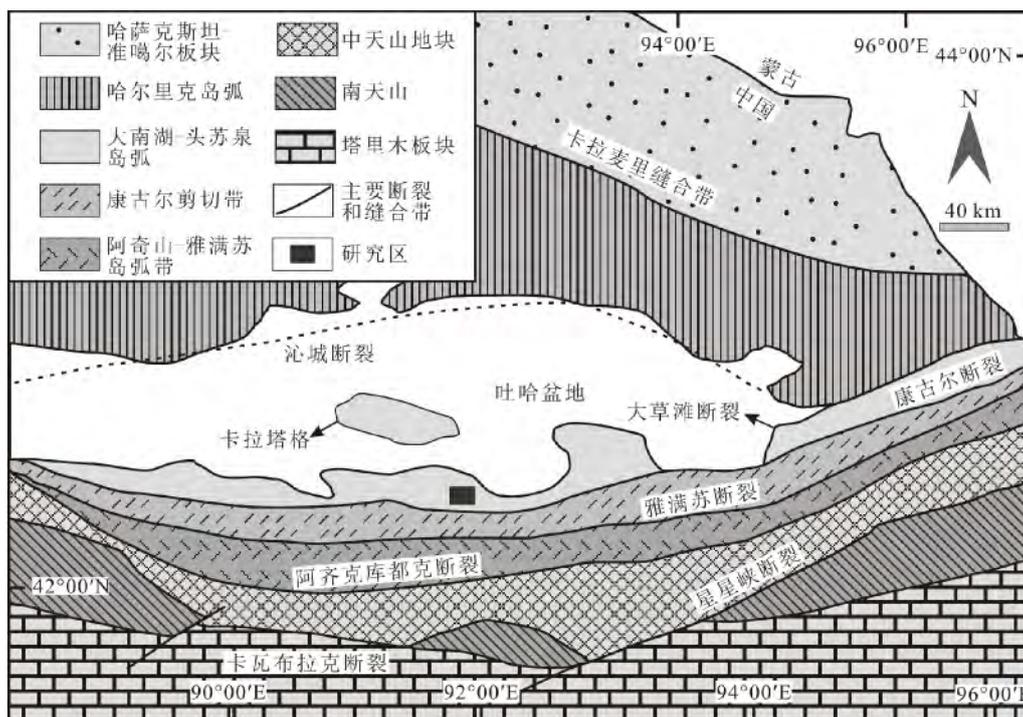


图1 东天山构造简图

(修改自文献[3])

Fig. 1 Tectonic subdivision of the Eastern Tianshan mountains

## 1 地质背景与岩石学特征

天山是亚洲中部重要褶皱山系之一,东西向延展 2 500 余公里,新疆境内东西延绵约 1 700 km。我国境内的东天山是指东经 88°以东地区,位于吐鲁番盆地—哈密地区的天山造山带东段(图 1),自北向南包括哈尔里克岛弧带、大南湖—头苏泉岛弧带、康古尔韧性剪切带、阿奇山—雅满苏岛弧带和天山地块,区域断裂构造发育,自北向南依次有沁城断裂、大草滩断裂、康古尔断裂、雅满苏断裂、阿齐克库都克断裂、星星峡断裂和卡瓦布拉克断裂<sup>[3,15]</sup>。

哈尔里克岛弧带位于吐哈盆地北缘,出露的地层主要为奥陶系乌列盖组和大柳沟组、泥盆系大南湖组、石炭系雅满苏组和居里得能组、下二叠统苦菜组和中新生代地层。主要成分是砂岩、粉砂岩、大理岩、凝灰岩、火山熔岩、安山玢岩、玄武岩以及火山碎屑岩等。侵入体形成时代主要可以分为早古生代和晚古生代两期<sup>[15,18-19]</sup>。康古尔韧性剪切带位于康古尔断裂以南,雅满苏断裂以北,主要出露石炭系干墩组和苦水组,后期经过强烈的区域中深层次构造变形。该带岩石普遍发生强烈的片理化和糜棱岩化作用,形成目前区内所见的灰绿色砂质干糜岩、片理化灰绿色沉凝灰岩、浅灰色片理化长石碎屑细砂岩等<sup>[20]</sup>。带内岩浆侵入活动强烈,有花岗岩和基性岩侵入体沿韧性剪切带分布,并发育大量金矿和铜镍硫化物矿床<sup>[13,21]</sup>。阿奇山—雅满苏岛弧带位于雅满苏断裂和阿齐克库都克断裂之间,区内出露地层为下石炭统雅满苏组中酸性火山岩、碎屑岩和碳酸盐岩,中石炭统土古土布拉克组钙质砾岩、凝灰砂岩、安山质凝灰角砾岩和安山质沉凝灰岩,以及侏罗系煤窑沟组砾岩、砂岩、粉砂岩和泥岩。在该带已经发现一批铁(-铜)矿床,如雅满苏、库姆塔格、百灵山、沙泉子和红云滩等矿床<sup>[22]</sup>。中天山地块位于阿齐克库都克断裂以南,发育前寒武的结晶基底和古生代以来的火山岩和花岗岩<sup>[4]</sup>。前寒武纪基底由中元古界星星峡群、卡瓦布拉克群以及新元古界天湖群组成,广泛遭受了绿片岩相到角闪岩相的变形和变质作用,局部达到麻粒岩相<sup>[23]</sup>。近年来,在中天山地块先后发现了红星山、玉西、彩霞山和宏源等铅锌(银)矿床<sup>[24]</sup>。大南湖—头苏泉岛弧带位于大草滩断裂和康古尔断裂之间,广泛发育一套奥陶系—石炭系火山岩—碎屑岩地层,由中-基性酸性火山岩、

火山碎屑岩、碎屑岩、灰岩以及浊积岩等组成,其中早古生代的地层目前只是在卡拉塔格地区出露<sup>[25]</sup>。自 1994 年新疆地质勘查局第一地质大队在该带发现土屋铜矿床之后,又陆续发现了延东、土屋东、延西、赤湖和灵龙等铜矿<sup>[26-28]</sup>。其中土屋—延东为新疆最大的斑岩型铜矿,也使得大南湖—头苏泉岛弧带成为重要的古生代成矿带。

延东铜矿位于康古尔断裂以北约 4 km,矿区发育近东西向和北西向断裂,出露的地层主要为石炭系企鹅山组、侏罗系西山窑组以及第四系,其中企鹅山组主要岩性为玄武岩、安山岩、细碧岩、角斑岩、安山质角砾熔岩、火山角砾岩、岩屑砂岩、含砾岩屑砂岩、复合成分砾岩和沉凝灰岩。西山窑组主要岩性为灰绿色、紫红色砂岩、粉砂岩、泥岩、砾岩互层,其中局部夹煤层。矿区侵入岩发育,地表出露有斜长花岗斑岩、闪长岩、石英斑岩、石英钠长斑岩以及花岗闪长岩等,矿体主要产在斜长花岗斑岩中。前人研究表明,斜长花岗斑岩形成于石炭纪<sup>[26]</sup>。本文所发现的花岗闪长岩分布于延东铜矿矿体南部约 300 m(图 2),在地表没有出露,目前仅发现于 2014 年最新的两个钻孔上部(图 3,延伸长度达 200 m),与企鹅山组接触边界截然,无明显烘烤边和蚀变现象(图 4a、b 和 c),且接触部位有明显破碎(图 4d),可能为断层接触关系。岩体呈浅红色,细粒花岗结构和块状构造。主要矿物有:斜长石(含量为 40%~50%)、钾长石(含量占 25%~35%)、石英(含量为 20%~25%)以及少于 2%的暗色矿物(已经发生明显绿泥石化蚀变,较难识别出原生暗色矿物),副矿物有锆石、磁铁矿和楣石。

## 2 分析方法

主、微量和稀土元素地球化学分析均在澳实分析检测(广州)有限公司完成。主量元素分析方法为 ME-XRF06,分析仪器为 X 荧光光谱仪,分析精度好于 1%。微量和稀土元素分析方法为 ME-MS61r,分析仪器为电感耦合等离子体质谱仪,分析精度和准确度好于 5%。具体分析方法和仪器参数详见文献<sup>[29]</sup>。

锆石单矿物分选在河北廊坊市诚信地质服务有限公司完成。样品经破碎、常规浮选和磁选分离后,在双目镜下挑纯。锆石 CL 图像在广州地球化学研究所 JEOL JXA-8100 型电子探针仪(EPMA)上完成。

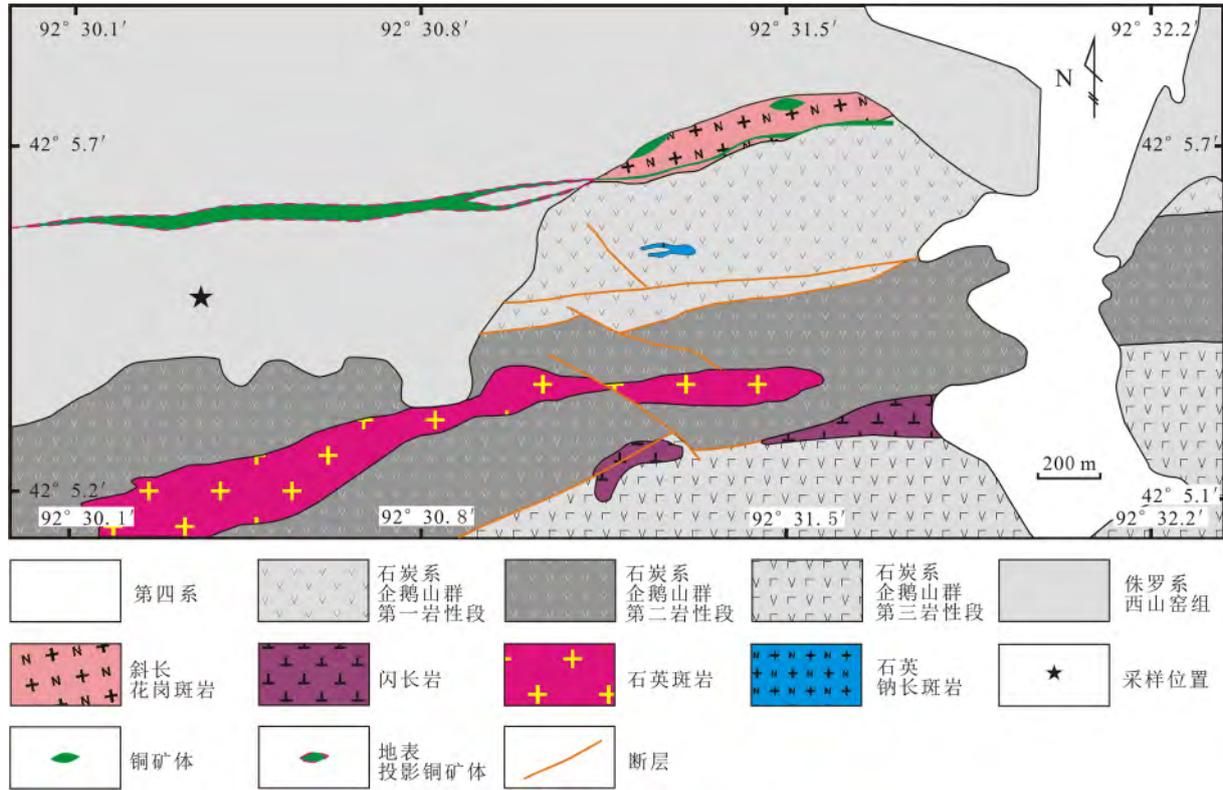


图2 延东铜矿地质图

Fig. 2 Geologic map of the Yandong Cu deposit

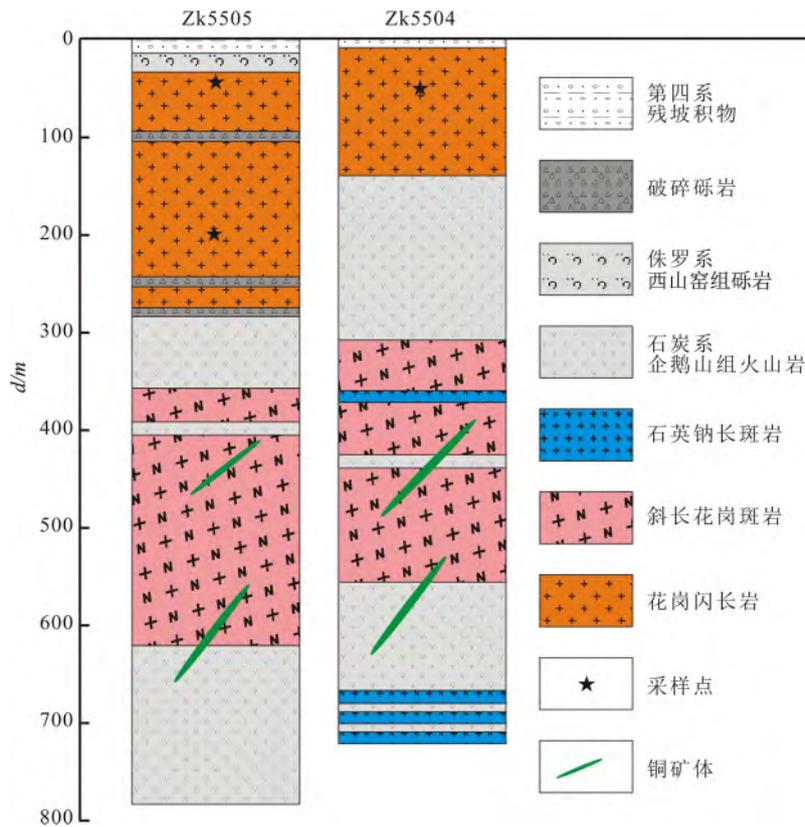
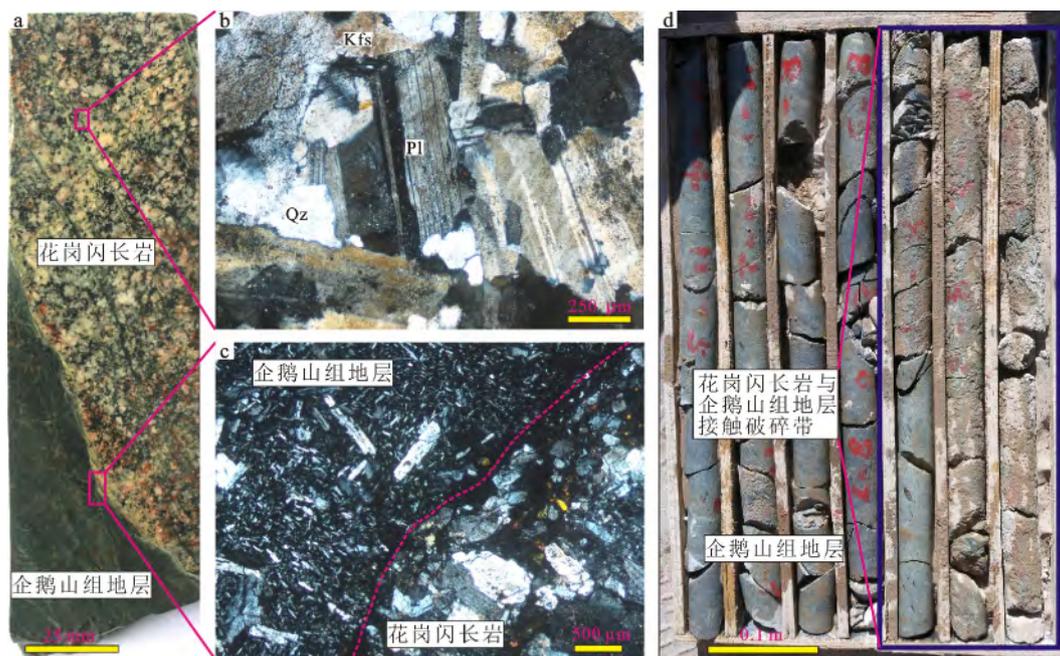


图3 延东铜矿钻孔 Zk5505 和 Zk5504 剖面图

Fig. 3 Sections of the Zk5505 and Zk5504 drills in the Yandong Cu deposit



(a) 花岗闪长岩与企鹅山组地层接触部位; (b) 花岗闪长岩显微照片; (c) 花岗闪长岩与企鹅山组地层接触部位显微照片; (d) 花岗闪长岩与企鹅山组地层接触破碎带。

图4 花岗闪长岩岩石照片和显微照片

Fig. 4 Photograph and photomicrograph of the granodiorite

锆石 U-Pb 同位素定年、Lu-Hf 同位素和微量元素分析均在广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。锆石微量元素含量和 U-Pb 同位素定年利用美国 Resonetics 公司生产的 RESolution M-50 激光剥蚀系统和 Agilent 7500a 型的 ICP-MS 联机的 LA-ICP-MS 完成。实验过程中采用 He-Ar 作为剥蚀物质的载气, 激光能量为 80 mJ, 束斑直径为 31  $\mu\text{m}$  或 29  $\mu\text{m}$ , 频率为 8 Hz。每 5 个样品测试之间分析 2 次年龄标样(标准锆石 TEMORA 和 Qinghu); 每 10 个样品之间分析 2 次微量元素标样 NIST 610。微量元素含量计算以 Si 为内标, NIST610 为外标进行。具体分析方法和仪器参数详见文献 [30]。分析过程中, 获得标准锆石 TEMORA 和 Qinghu 锆石的  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄分别为  $(418.8 \pm 3.9)$  Ma (MSWD=1.1,  $n=12$ ) 和  $(162.4 \pm 5.7)$  Ma (MSWD=4.3,  $n=5$ ), 分别与推荐值  $(416.8 \pm 1.1)$  Ma<sup>[31]</sup> 和  $(159.5 \pm 0.2)$  Ma<sup>[32]</sup> 在误差范围内是一致的。对分析数据的离线处理(包括对样品和空白信号的选择, 仪器灵敏度漂移校正, 元素含量及 U-Th-Pb 同位素比值和年龄计算)采用软件 ICPMSDataCal<sup>[33]</sup> 完成。锆石样品的 U-Pb 年龄谱和图绘制和年龄权重平均计算均采用 Isoplot/Ex\_ver3<sup>[34]</sup> 完成。

锆石进行 U-Pb 同位素定年后, 再在原位利用

Neptune Plus (Resonetics, 德国) 多接收器电感耦合等离子体质谱仪 (MC-ICP-MS) 和 RESolution M-50 激光剥蚀系统 (Thermo Scientific, 德国) 完成锆石 Lu-Hf 同位素分析。测试过程中, 所采用的激光束斑直径为 44  $\mu\text{m}$ , 激光束脉冲能量为  $5.3 \text{ J} \cdot \text{cm}^{-2}$ 。每个分析数据包括大约 20 s 的背景信号和 50 s 的剥蚀信号。具体分析方法和仪器参数详见文献 [35]。分析过程中, 获得标准锆石 Penglai 的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  比值  $0.282\,914 \pm 0.000\,051$  ( $2\sigma$ ,  $n=4$ ) 与推荐值  $0.282\,906 \pm 0.000\,006$ <sup>[36]</sup> 在误差范围内是一致的。

Sr-Nd 同位素比值的分析测试是在广州地球化学研究所同位素地球化学重点实验室 MicroMass ISOPROBE 型多接收器电感耦合等离子体质谱仪 (MC-ICP-MS) 上进行的。同位素分析采用 Teflon 溶样器, 加入  $\text{HNO}_3$  和 HF 混合溶样, 用专用的阳离子交换柱进行分离, 所有测量的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  和  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$  比值分别用  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.721\,9$  和  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.119\,4$  校正, 详细的分析流程及仪器分析情况见文献 [37]。在本文样品的分析过程中, 该仪器测定的国际 Sr 同位素标准样品 NBS987 的  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比值为  $0.710\,291 \pm 0.000\,006$  (MSWD=0.31,  $n=6$ ), Nd 同位素标准样品 JNdi-1 的  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值为  $0.512\,090 \pm 0.000\,003$  (MSWD=1.5,  $n=6$ )。

### 3 测试结果

两个花岗闪长岩样品的主量和微量元素分析结果列于表 1。花岗闪长岩具有中等的 SiO<sub>2</sub> 含量 (63.8%~63.9%)、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 (14.9%~15.4%)、CaO 含量 (2.18%~3.27%)、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>T 含量 (5.08%~

5.60%) 以及较高的 Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O 含量 (6.98%~7.12%)。在 TAS 分类图上均落于花岗闪长岩范围内 (图 5a)。镁指数 (Mg<sup>#</sup>) 为 42~45, 铝指数 (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> / (CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) 摩尔分数比) 为 0.97~1.07, 显示准铝质到弱过铝质特征。在 SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 图解, 样品落在钙碱性系列区域 (图 5b)。

花岗闪长岩的 REE 球粒陨石标准化图呈现明显

表 1 花岗闪长岩主量, 微量和 Sr-Nd 同位素数据  
Table 1 Major, trace and Sr-Nd data of the granodiorite

样品编号	w <sub>B</sub> / %														Mg <sup>#</sup>	A/CNK
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> T	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	Total	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O			
YD13-34-1	63.9	0.51	15.4	5.08	0.12	1.88	3.27	3.98	3.14	0.11	1.95	99.3	7.12	42	0.97	
YD13-34-3	63.8	0.55	14.9	5.60	0.13	2.34	2.18	4.38	2.60	0.12	2.61	99.3	6.98	45	1.07	

样品编号	w <sub>B</sub> / 10 <sup>-6</sup>														
	Rb	Sr	Ba	Th	U	Nb	Ta	Zr	Hf	Ti	Y	La	Ce	Pr	Nd
YD13-34-1	50	403	700	5.00	1.00	5.80	0.37	27	1.20	0.32	23	11.5	27	3.44	13.6
YD13-34-3	41	264	630	3.80	1.40	6.30	0.43	27	1.20	0.33	24	14.2	33	4.20	16.0

样品编号	w <sub>B</sub> / 10 <sup>-6</sup>								<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	I <sub>Sr</sub>	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	ε <sub>Nd</sub> (t)		
	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm					Yb	Lu
YD13-34-1	3.32	0.89	3.86	0.65	4.08	0.89	2.62	0.39	2.76	0.41	0.35	0.704 520	0.15	4.05
YD13-34-3	3.86	0.87	4.28	0.71	4.38	0.94	2.82	0.41	2.94	0.44	0.45	0.704 149	0.14	4.07

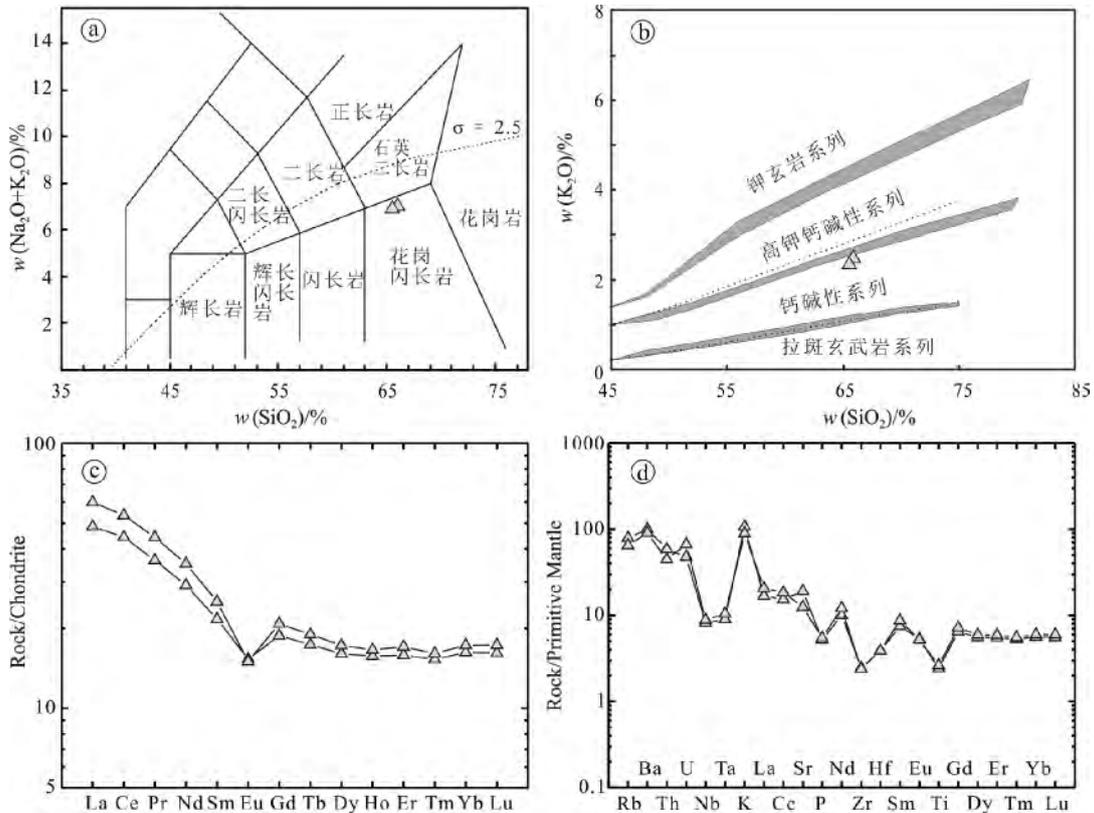


图 5 花岗闪长岩 SiO<sub>2</sub>-(Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O)图解(a)、SiO<sub>2</sub>-K<sub>2</sub>O 图解(b)、球粒陨石标准化稀土元素分配图解(c)和原始地幔标准化蛛网图(d)

Fig. 5 SiO<sub>2</sub> vs. (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) (a), SiO<sub>2</sub> vs. K<sub>2</sub>O (b), chondrite-normalized REE (c) and primitive-mantle-normalized diagrams (d) of the granodiorite

的右倾型(图 5c), 轻稀土富集, 重稀土相对亏损且分异特征不明显,  $(La/Sm)_N = 2.24 \sim 2.37$ ,  $(Gd/Yb)_N = 1.16 \sim 1.20$ ,  $(La/Yb)_N = 2.99 \sim 3.46$ , 有中等的 Eu 负异常( $\delta Eu = 0.65 \sim 0.76$ )。在微量元素原始地幔标准化图中(图 5d), 花岗闪长岩高场强元素(HFSE: Nb, Ta, P, Zr, Hf, Ti)相对亏损; 富集大离子亲石元素(LILE: Rb, Ba, K)和元素化学性质活泼的不相容元素(Th 和 U)。这些元素的亏损可能与斜长石、钛铁氧化物的残留或者矿物的结晶分异作用有关。

花岗闪长岩 3 个样品锆石 U-Pb 同位素分析结果见于表 2, 代表性的锆石 CL 图像见图 6。锆石为无色透明状, 颗粒以短柱状、自形粒状为主, 长轴长度为  $80 \sim 200 \mu m$ , 长宽比为  $3:2 \sim 3:1$ , 发育明显的振荡环带结构。锆石(谐和性大于 90%)微量元素分析结果见于表 3, 在球粒陨石标准化稀土元素分配图解中(图 7a、c 和 e)有明显的 Ce 正异常和 Eu 负异常, 轻稀土相对于重稀土亏损, 显示了典型的岩浆锆石特征<sup>[38-39]</sup>。

表 2 花岗闪长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果  
Table 2 Results of LA-ICP-MS U-Pb zircon dating for the granodiorite

Spot	$w(Th)/10^{-6}$	$w(U)/10^{-6}$	Th/U	$^{207}Pb/^{235}U$	$1\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	$1\sigma$	$^{207}Pb/^{235}U$	$1\sigma$	$^{206}Pb/^{238}U$	$1\sigma$
YD13-31											
YD13-31-1	46	68	0.68	0.489 7	0.043 6	0.067 3	0.001 2	404.7	29.7	420.1	7.0
YD13-31-2	60	82	0.73	0.516 2	0.032 2	0.067 3	0.001 2	422.6	21.6	420.0	7.0
YD13-31-3	33	64	0.52	0.620 7	0.044 0	0.067 0	0.001 6	490.3	27.6	417.8	9.5
YD13-31-4	37	62	0.60	0.542 9	0.034 7	0.067 9	0.001 3	440.3	22.8	423.3	8.0
YD13-31-5	40	67	0.59	0.518 8	0.034 7	0.067 5	0.001 2	424.3	23.2	421.3	7.4
YD13-31-6	34	58	0.58	0.372 8	0.036 3	0.067 3	0.001 6	321.7	26.8	419.9	9.7
YD13-31-7	58	78	0.74	0.567 8	0.040 0	0.067 4	0.001 1	456.6	25.9	420.5	6.9
YD13-31-8	35	66	0.54	0.485 7	0.038 4	0.067 4	0.001 3	402.0	26.3	420.7	7.9
YD13-31-9	49	68	0.73	0.484 3	0.036 7	0.067 1	0.001 6	401.0	25.1	418.9	9.6
YD13-31-10	62	101	0.61	0.465 2	0.040 1	0.066 2	0.001 4	387.9	27.8	413.4	8.6
YD13-31-11	56	74	0.76	0.418 6	0.041 1	0.067 3	0.001 5	355.0	29.4	419.8	8.8
YD13-31-12	59	81	0.73	0.445 9	0.039 2	0.067 6	0.001 4	374.4	27.5	421.7	8.6
YD13-31-13	42	80	0.53	0.541 9	0.039 6	0.067 3	0.001 3	439.6	26.1	419.7	7.8
YD13-31-14	36	58	0.63	0.534 6	0.036 3	0.068 2	0.001 5	434.9	24.0	425.3	8.9
YD13-31-15	48	75	0.64	0.446 2	0.032 8	0.067 6	0.001 4	374.6	23.0	421.6	8.7
YD13-31-16	49	83	0.59	0.517 1	0.035 3	0.067 7	0.001 2	423.2	23.6	422.3	7.4
YD13-31-17	55	77	0.71	0.516 5	0.037 7	0.067 2	0.001 3	422.8	25.3	419.2	8.1
YD13-31-18	46	80	0.58	0.542 2	0.035 0	0.067 6	0.001 4	439.9	23.0	421.6	8.6
YD13-31-19	102	123	0.83	0.569 7	0.048 4	0.066 6	0.001 5	457.8	31.3	415.9	9.3
YD13-31-20	47	86	0.55	0.632 6	0.039 3	0.067 8	0.001 3	497.7	24.4	422.9	7.8
YD13-31-21	189	197	0.96	0.476 8	0.045 1	0.067 0	0.001 2	395.8	31.0	418.2	7.5
YD13-31-22	39	67	0.58	0.525 2	0.036 5	0.067 9	0.001 3	428.6	24.3	423.3	7.7
YD13-31-23	57	77	0.74	0.502 5	0.032 9	0.067 6	0.001 3	413.4	22.2	421.4	7.9
YD13-31-24	38	66	0.58	0.618 1	0.043 2	0.067 5	0.001 4	488.6	27.1	421.4	8.3
YD13-31-25	51	81	0.63	0.481 5	0.039 3	0.068 9	0.001 3	399.1	26.9	429.5	7.6
YD15-2											
YD15-2-1	18	30	0.606 0	0.475 4	0.035 3	0.068 2	0.001 6	394.9	24.3	425.1	9.9
YD15-2-2	32	42	0.771 1	0.504 0	0.032 8	0.068 2	0.001 3	414.4	22.2	425.4	8.1
YD15-2-3	40	53	0.764 1	0.484 1	0.027 2	0.067 9	0.001 2	400.9	18.6	423.4	7.5
YD15-2-4	33	43	0.760 1	0.486 9	0.031 5	0.066 8	0.001 3	402.8	21.5	416.8	7.6
YD15-2-5	17	34	0.498 8	0.528 0	0.035 5	0.067 5	0.001 4	430.5	23.6	421.3	8.7
YD15-2-6	14	26	0.555 9	0.525 5	0.041 9	0.067 9	0.001 7	428.8	27.9	423.2	10.6

续表 2

Spot	$w(\text{Th})/10^{-6}$	$w(\text{U})/10^{-6}$	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$1\sigma$
YD15-2-7	47	74	0.628 4	0.479 3	0.022 7	0.067 0	0.001 1	397.6	15.6	418.0	6.8
YD15-2-8	67	152	0.441 7	0.481 1	0.015 3	0.066 8	0.000 8	398.8	10.5	417.0	4.7
YD15-2-9	28	38	0.738 9	0.500 8	0.034 6	0.068 1	0.001 3	412.2	23.4	424.7	7.9
YD15-2-10	12	24	0.491 8	0.526 7	0.040 2	0.067 9	0.001 6	429.6	26.7	423.6	9.6
YD15-2-11	12	23	0.503 8	0.504 7	0.041 7	0.067 7	0.001 5	414.9	28.2	422.4	9.3
YD15-2-12	21	49	0.428 2	0.508 6	0.028 8	0.068 6	0.001 6	417.5	19.4	427.8	9.9
YD15-2-13	23	34	0.667 9	0.495 0	0.040 2	0.067 0	0.001 5	408.3	27.3	418.0	8.9
YD15-2-14	27	37	0.729 7	0.568 6	0.053 1	0.066 8	0.001 6	457.1	34.4	416.8	9.8
YD15-2-15	28	38	0.734 6	0.513 3	0.035 3	0.066 6	0.001 3	420.7	23.7	415.5	8.2
YD15-2-16	34	49	0.695 2	0.509 1	0.033 6	0.066 8	0.001 5	417.8	22.6	416.8	9.0
YD15-2-17	16	27	0.603 8	0.560 7	0.037 2	0.066 9	0.001 6	452.0	24.2	417.6	9.8
YD15-2-18	27	39	0.694 9	0.490 3	0.036 1	0.066 2	0.001 3	405.1	24.6	413.4	8.1
YD15-2-19	17	27	0.634 9	0.547 9	0.039 8	0.068 1	0.001 7	443.6	26.1	424.5	10.5
YD15-2-20	8	18	0.442 5	0.524 4	0.037 6	0.067 5	0.001 9	428.1	25.0	421.2	11.5
YD15-2-21	29	38	0.745 1	0.433 3	0.032 8	0.067 5	0.001 9	365.5	23.3	421.4	11.3
YD15-2-22	12	30	0.400 6	0.506 8	0.039 0	0.067 8	0.001 3	416.3	26.3	423.0	7.8
YD15-2-23	23	39	0.587 9	0.544 8	0.038 2	0.067 5	0.001 4	441.6	25.1	421.1	8.6
YD15-2-24	12	22	0.519 6	0.571 3	0.041 5	0.066 4	0.001 9	458.8	26.8	414.3	11.5
YD15-2-25	15	28	0.550 4	0.558 5	0.034 4	0.067 4	0.001 4	450.6	22.4	420.3	8.6
YD15-6											
YD15-6-1	15	26	0.58	0.530 6	0.047 5	0.066 6	0.001 7	432.2	31.5	415.4	10.0
YD15-6-2	17	27	0.63	0.455 0	0.031 6	0.067 0	0.001 5	380.8	22.1	418.1	8.9
YD15-6-3	12	23	0.51	0.536 5	0.040 6	0.067 8	0.001 7	436.1	26.8	422.7	10.2
YD15-6-4	35	45	0.77	0.470 4	0.032 0	0.067 1	0.001 4	391.5	22.1	418.9	8.2
YD15-6-5	16	28	0.58	0.455 9	0.035 8	0.067 3	0.001 8	381.4	25.0	419.8	10.6
YD15-6-6	16	29	0.54	0.517 7	0.043 2	0.067 3	0.001 8	423.6	28.9	419.9	10.6
YD15-6-7	14	24	0.61	0.521 4	0.054 8	0.066 9	0.001 6	426.1	36.6	417.3	9.4
YD15-6-8	39	54	0.72	0.410 8	0.027 6	0.065 2	0.001 6	349.5	19.9	407.1	9.4
YD15-6-9	16	25	0.64	0.452 6	0.038 5	0.068 1	0.001 9	379.1	26.9	424.5	11.6
YD15-6-10	26	33	0.78	0.470 8	0.036 5	0.067 4	0.001 5	391.7	25.2	420.5	8.9
YD15-6-11	61	98	0.62	0.438 2	0.026 4	0.068 3	0.001 8	369.0	18.7	425.7	10.8
YD15-6-12	25	39	0.64	0.420 3	0.031 1	0.068 1	0.001 2	356.2	22.2	424.8	7.5
YD15-6-13	25	31	0.79	0.494 0	0.037 6	0.067 4	0.001 5	407.7	25.6	420.3	9.0
YD15-6-14	30	38	0.77	0.458 4	0.034 5	0.067 1	0.001 3	383.1	24.0	418.4	8.1
YD15-6-15	17	28	0.61	0.520 4	0.046 8	0.068 6	0.001 6	425.4	31.3	427.6	9.4
YD15-6-16	29	43	0.67	0.520 6	0.035 3	0.068 1	0.001 5	425.5	23.6	424.5	9.0
YD15-6-17	29	40	0.72	0.517 0	0.039 8	0.067 7	0.001 3	423.2	26.6	422.0	8.0
YD15-6-18	26	35	0.76	0.493 0	0.040 7	0.066 8	0.001 3	407.0	27.7	416.9	7.7
YD15-6-19	33	44	0.75	0.521 9	0.041 2	0.067 2	0.001 1	426.4	27.5	419.2	6.6
YD15-6-20	16	26	0.63	0.552 8	0.045 2	0.067 7	0.001 8	446.8	29.6	422.0	10.9
YD15-6-21	10	20	0.52	0.637 6	0.066 4	0.067 2	0.001 8	500.8	41.2	419.0	11.1
YD15-6-22	14	26	0.52	0.837 0	0.065 6	0.068 4	0.002 0	617.5	36.3	426.4	11.9
YD15-6-23	32	43	0.74	0.434 7	0.035 7	0.068 5	0.001 8	366.5	25.3	427.2	10.8
YD15-6-24	17	35	0.49	0.494 2	0.034 9	0.067 9	0.002 2	407.8	23.7	423.8	13.2
YD15-6-25	13	23	0.56	0.462 7	0.038 7	0.067 6	0.002 0	386.1	26.9	421.7	12.3

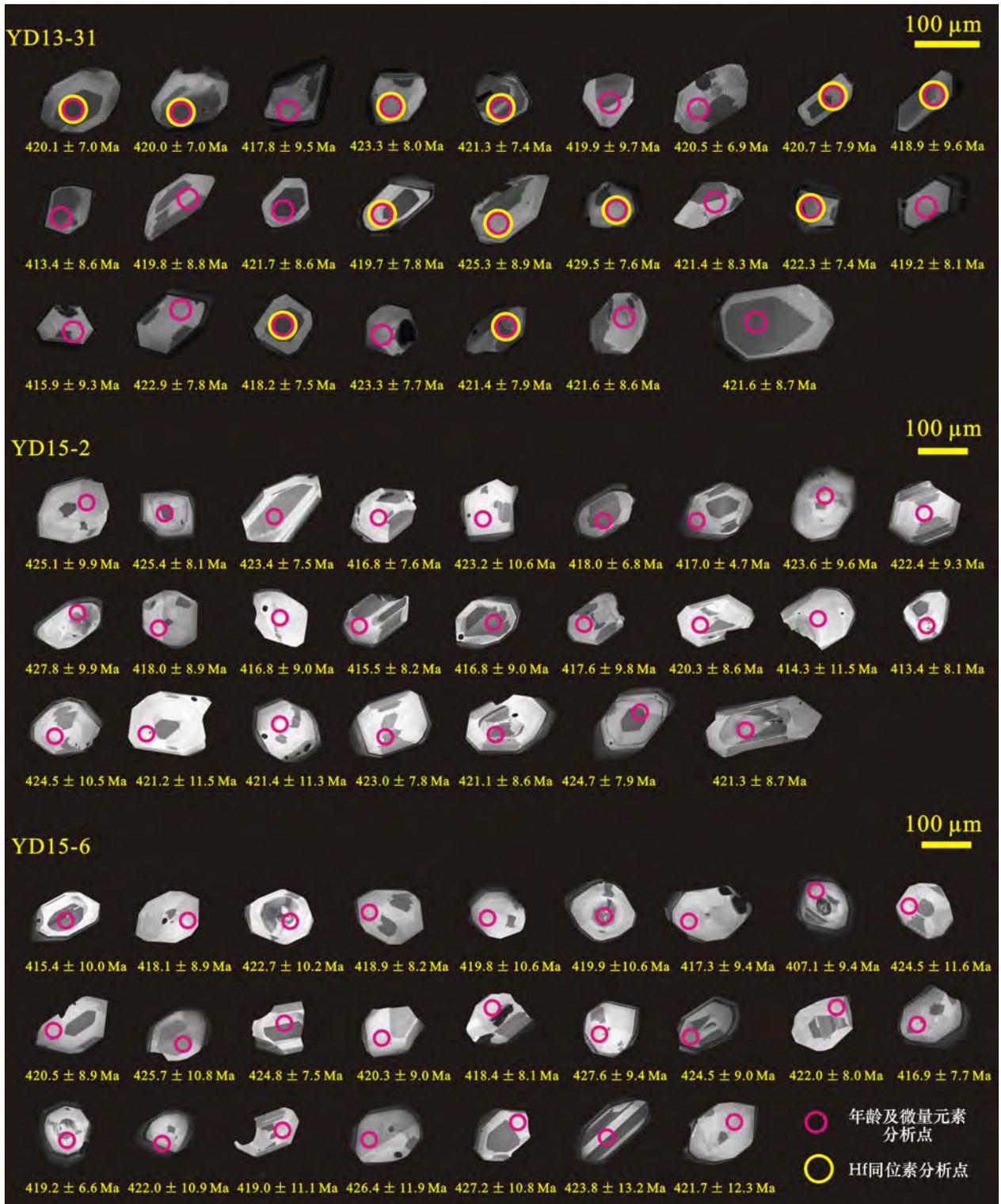


图 6 花岗闪长岩锆石阴极发光图像  
Fig. 6 CL images of zircon grains from the granodiorite

表3 花岗闪长岩锆石稀土元素  
Table 3 Zircon trace elements results of the granodiorite

Spot	$w_B/10^{-6}$													
	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
YD13-31														
YD13-31-1	0.02	10.76	0.05	1.39	3.36	0.67	19.84	7.02	89.13	34.67	162.05	35.01	328.76	69.01
YD13-31-2	0.19	11.42	0.16	1.92	4.68	1.04	28.23	9.49	116.78	45.98	214.30	45.45	425.48	87.74
YD13-31-4	0.65	10.35	0.21	1.10	2.44	0.45	13.19	4.88	65.31	26.49	125.06	27.71	268.94	56.56
YD13-31-5	0.00	8.85	0.05	0.79	2.41	0.74	17.36	6.32	80.81	32.89	154.68	34.22	325.64	69.80
YD13-31-7	0.03	11.82	0.10	2.19	4.61	0.97	29.65	10.07	120.09	47.65	214.02	45.66	421.38	85.69
YD13-31-8	0.00	9.77	0.04	0.72	1.93	0.48	13.94	5.08	66.52	27.63	135.06	30.07	291.60	64.07
YD13-31-9	0.00	9.33	0.07	1.51	3.70	0.81	24.49	8.56	105.41	41.79	193.13	39.92	384.18	78.56
YD13-31-10	0.02	11.32	0.06	1.97	4.05	0.79	24.51	8.66	108.80	45.65	219.30	48.68	471.51	100.77
YD13-31-13	0.00	10.45	0.02	0.55	2.20	0.63	16.26	6.07	79.61	33.64	163.36	36.86	364.68	80.30
YD13-31-14	0.00	8.20	0.07	1.21	3.35	0.71	20.66	7.10	91.06	36.56	167.94	37.01	348.58	72.67
YD13-31-16	0.02	10.22	0.04	0.82	2.15	0.51	14.92	5.49	70.86	29.97	147.29	32.62	321.24	68.73
YD13-31-17	0.01	9.47	0.11	2.25	5.05	0.92	28.18	9.45	117.25	47.52	220.69	46.84	438.86	91.83
YD13-31-18	0.01	9.35	0.05	1.31	2.90	0.78	18.86	6.97	90.86	37.41	180.20	40.21	388.47	82.51
YD13-31-19	0.05	12.29	0.22	3.08	6.55	1.79	41.74	14.09	178.76	70.82	322.87	69.86	655.35	133.14
YD13-31-21	0.02	23.65	0.20	3.38	9.14	2.01	49.92	18.68	231.09	92.31	423.29	88.78	819.14	168.02
YD13-31-22	0.00	9.64	0.03	0.74	2.04	0.56	15.07	5.45	67.55	28.17	135.67	30.13	291.19	61.45
YD13-31-23	0.03	11.91	0.10	1.52	4.13	0.74	24.09	8.42	107.86	41.27	191.32	41.35	387.07	78.14
YD13-31-25	0.00	9.53	0.06	1.69	3.90	0.88	23.81	8.20	100.47	41.38	195.54	42.49	416.02	88.90
YD15-2														
YD15-2-1	0.00	3.60	0.03	0.50	1.29	0.25	8.33	3.17	40.38	16.40	78.00	16.70	159.03	34.14
YD15-2-2	0.00	5.05	0.06	1.28	2.22	0.47	14.37	4.97	61.58	24.84	115.85	24.46	223.52	48.07
YD15-2-3	0.00	5.49	0.09	1.53	3.09	0.79	18.41	6.50	78.00	31.05	144.52	29.98	272.28	58.51
YD15-2-4	0.00	4.96	0.05	1.56	3.33	0.62	15.40	5.15	62.67	24.54	112.48	23.54	211.20	45.44
YD15-2-5	0.00	4.14	0.00	0.22	0.60	0.16	4.93	1.89	26.05	10.97	55.38	12.45	123.23	27.53
YD15-2-6	0.00	3.83	0.01	0.33	0.95	0.15	5.56	1.93	25.46	10.69	50.46	11.09	105.76	22.81
YD15-2-7	2.03	10.07	0.55	2.51	1.86	0.43	10.68	3.69	46.26	18.84	90.94	20.11	196.44	44.23
YD15-2-8	0.45	8.00	0.12	0.69	0.67	0.15	3.66	1.45	20.38	9.57	52.78	13.53	148.08	36.61
YD15-2-9	0.04	4.95	0.07	1.07	2.71	0.61	15.09	5.06	60.95	23.53	106.06	22.07	200.09	42.09
YD15-2-10	0.00	2.74	0.01	0.20	0.94	0.19	5.77	2.25	28.78	12.21	59.08	13.06	126.14	28.27
YD15-2-11	0.00	3.25	0.00	0.27	0.68	0.21	5.17	2.00	25.74	10.67	50.79	11.46	109.23	24.30
YD15-2-12	0.32	4.09	0.09	0.50	0.62	0.22	4.56	1.78	24.69	10.44	56.06	13.49	139.47	32.80
YD15-2-13	0.00	4.16	0.04	0.99	1.92	0.43	12.06	4.00	49.09	19.50	91.15	19.27	176.34	38.27
YD15-2-14	0.00	4.24	0.06	1.13	2.65	0.58	13.36	4.88	60.54	23.86	110.55	23.57	213.75	45.98
YD15-2-15	0.00	4.48	0.06	1.07	2.36	0.56	12.75	4.54	56.51	22.65	104.94	22.49	204.92	43.44
YD15-2-16	0.01	5.52	0.04	0.85	2.79	0.56	14.45	4.82	60.12	24.55	112.90	23.64	219.68	47.78
YD15-2-17	0.00	4.05	0.01	0.36	1.10	0.20	6.63	2.46	31.08	12.51	59.94	12.93	122.25	26.77
YD15-2-18	0.01	4.42	0.04	0.73	2.24	0.44	11.68	4.00	48.06	19.67	92.99	19.59	177.63	39.39
YD15-2-19	0.02	4.53	0.03	0.42	0.96	0.20	6.52	2.46	32.11	13.28	63.83	13.93	128.57	28.35
YD15-2-20	0.00	2.68	0.00	0.09	0.46	0.08	3.17	1.26	17.02	7.44	36.02	8.22	78.97	17.98
YD15-2-22	0.03	2.84	0.02	0.20	0.57	0.12	3.13	1.37	16.94	7.28	36.91	8.55	85.96	19.98
YD15-2-23	0.00	4.20	0.03	0.46	1.52	0.34	8.86	3.16	41.43	16.84	80.63	17.23	159.82	35.89
YD15-2-25	0.00	4.25	0.01	0.26	0.82	0.18	5.50	2.01	25.75	10.97	53.52	11.56	111.54	24.44
YD15-6														
YD15-6-1	0.00	3.46	0.02	0.30	0.85	0.28	7.18	2.55	32.90	13.64	64.86	14.22	133.92	29.80
YD15-6-3	0.00	3.03	0.01	0.18	0.65	0.18	5.13	1.94	24.85	10.39	50.59	11.19	105.90	23.57
YD15-6-4	0.00	5.94	0.04	1.19	2.91	0.58	16.21	5.27	64.38	24.89	113.55	23.23	212.39	44.80
YD15-6-5	0.00	4.50	0.01	0.30	0.92	0.21	5.86	2.13	28.10	11.38	55.41	12.01	115.28	25.21
YD15-6-6	0.00	4.39	0.01	0.19	0.71	0.19	5.46	1.85	25.56	10.84	51.16	11.23	108.67	24.18
YD15-6-7	0.00	3.51	0.01	0.27	0.77	0.21	5.65	2.22	28.35	11.56	55.06	12.10	114.06	24.49
YD15-6-10	0.00	4.83	0.03	0.75	2.01	0.52	13.67	4.75	57.43	22.59	100.68	21.13	190.16	40.66
YD15-6-13	0.00	4.85	0.02	0.42	1.75	0.40	11.08	4.27	53.43	21.16	96.22	20.35	178.99	38.27
YD15-6-15	0.00	4.39	0.01	0.38	1.01	0.21	6.76	2.39	30.96	12.75	59.80	13.09	122.65	26.98
YD15-6-16	0.02	4.59	0.04	0.80	2.10	0.43	12.38	4.16	54.18	22.23	104.39	22.59	208.09	46.06
YD15-6-17	0.00	4.54	0.06	1.07	2.57	0.62	14.15	5.02	61.30	25.00	113.98	24.10	222.35	46.73
YD15-6-18	0.00	4.82	0.06	1.35	2.39	0.50	13.62	4.48	54.58	20.91	95.16	19.60	180.66	38.27
YD15-6-19	0.04	5.26	0.05	0.67	2.01	0.43	11.79	4.09	52.93	21.13	100.95	21.62	204.05	44.47
YD15-6-20	0.00	3.76	0.03	0.47	1.53	0.26	7.52	2.80	36.44	14.55	70.13	14.94	141.00	30.59
YD15-6-24	0.00	3.46	0.02	0.34	1.23	0.32	7.62	2.94	39.97	16.99	82.90	18.50	180.01	39.73
YD15-6-25	0.00	3.41	0.01	0.30	0.88	0.24	6.82	2.50	32.02	13.21	63.98	13.98	135.36	29.46

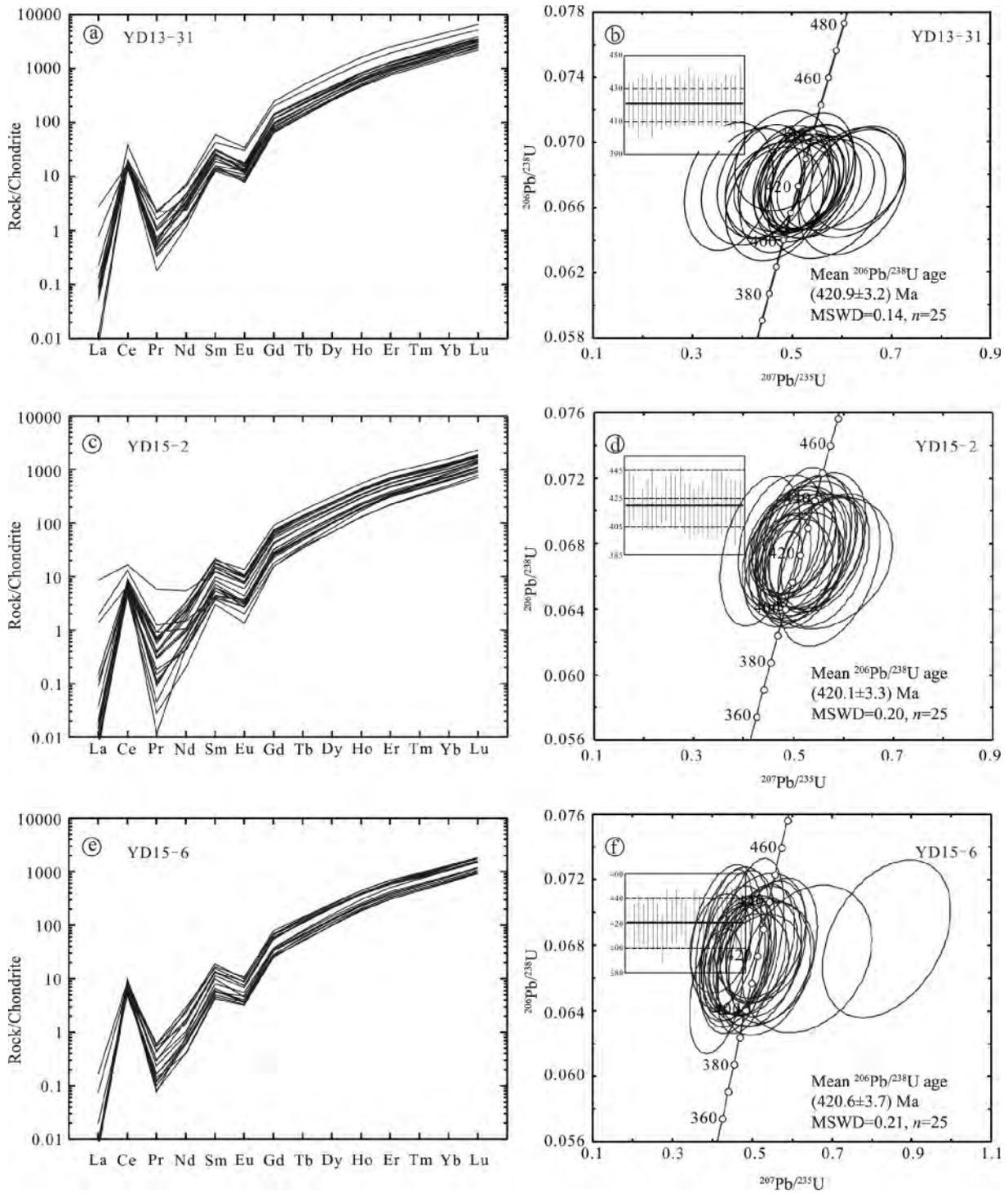


图 7 花岗闪长岩锆石球粒陨石标准化稀土元素分配图解(a, c 和 e)和年龄谐和图(b, d 和 f)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns for the zircon grains (a, c and e) and concordia diagrams (b, d and f) of the granodiorite

花岗闪长岩样品 YD13-31 中 25 个锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测试结果显示, U 含量介于  $58 \times 10^{-6}$  到  $197 \times 10^{-6}$ , Th 含量为  $(33 \sim 189) \times 10^{-6}$ , Th/U 为 0.52 ~ 0.97。 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  表观年龄变化范围为  $(429.5 \pm 4.6)$  Ma 到  $(413.4 \pm 8.6)$  Ma, 在  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$

$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  谐和图上, 分析点落在谐和线上或接近谐和线(图 7b), 加权平均年龄为  $(420.9 \pm 3.2)$  Ma ( $2\sigma$ ;  $n=25$ ; MSWD=0.14)。样品 YD15-2 中 25 个锆石 U 含量介于  $18 \times 10^{-6}$  到  $152 \times 10^{-6}$ , Th 含量为  $(8.1 \sim 67) \times 10^{-6}$ , Th/U 为 0.40 ~ 0.77。 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$

表观年龄变化范围为(427.8±11.5) Ma 到(413.4±4.7) Ma, 在<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U-<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 谐和图上, 分析点落在谐和线上或接近谐和线(图 7d), 加权平均年龄为(420.1±3.3) Ma(2σ; n=25; MSWD=0.20)。样品 YD15-6 中 25 个锆石 U 含量介于 20×10<sup>-6</sup> 到 98×10<sup>-6</sup>, Th 含量为(10~61)×10<sup>-6</sup>, Th/U 为 0.49~0.79。<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 表观年龄变化范围为(427.6±13.2) Ma 到(407.1±6.6) Ma, 在<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U-<sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U 谐和图上, 分析点落在谐和线上或接近谐和线(图 7f), 加权平均年龄为(420.6±3.7) Ma(2σ; n=25; MSWD=0.21)。这 3 个样品锆石的 Th/U 比值均大于 0.1, 与岩浆锆石的 Th/U 比值范围相一致<sup>[40]</sup>,

这表明花岗闪长岩的侵入年龄为 420 Ma 左右, 因此, 花岗闪长岩为加里东期岩浆活动的产物。

花岗闪长岩样品 YD13-31 锆石 Hf 同位素分析结果列于表 4 中。12 个锆石颗粒的<sup>176</sup>Lu/<sup>177</sup>Hf 比值均小于 0.002, 说明锆石在形成以后具有较低的放射性成因 Hf 积累, 因而测定的<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf 可以代表形成时<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf 比值。12 个锆石颗粒<sup>176</sup>Hf/<sup>177</sup>Hf 和<sup>176</sup>Yb/<sup>177</sup>Hf 变化范围分别为 0.282 766~0.282 845 和 0.019 538~0.039 334, ε<sub>Hf</sub>(t) 值变化范围为 8.91~11.66, 单阶段模式年龄为 687~574 Ma, 两阶段模式年龄为 844~667 Ma。在 ε<sub>Hf</sub>(t)-T 图中, 所有数据点位于亏损地幔线和球粒陨石线之间(图 8a)。

表 4 花岗闪长岩锆石 Lu-Hf 同位素测试结果  
Table 4 Zircon Lu-Hf isotopic results of the granodiorite

样号	Age/Ma	<sup>176</sup> Yb/ <sup>177</sup> Hf	1σ	<sup>176</sup> Lu/ <sup>177</sup> Hf	1σ	<sup>176</sup> Hf/ <sup>177</sup> Hf	1σ	ε <sub>Hf</sub> (0)	ε <sub>Hf</sub> (t)	T <sub>DM1</sub> /Ma	T <sub>DM2</sub> /Ma	f <sub>Lu/Hf</sub>
1	420.0	0.027 433	0.000 111	0.001 084	0.000 005	0.282 828	0.000 012	1.99	10.94	602	710	-0.97
2	420.1	0.029 450	0.000 234	0.001 147	0.000 010	0.282 808	0.000 011	1.27	10.20	632	757	-0.97
3	423.3	0.022 903	0.000 028	0.000 903	0.000 002	0.282 814	0.000 012	1.50	10.57	619	736	-0.97
4	421.3	0.019 538	0.000 100	0.000 781	0.000 003	0.282 845	0.000 012	2.57	11.64	574	667	-0.98
5	420.7	0.032 450	0.000 258	0.001 265	0.000 006	0.282 830	0.000 011	2.03	10.95	603	710	-0.96
6	418.9	0.023 570	0.000 163	0.000 935	0.000 005	0.282 819	0.000 010	1.66	10.62	613	730	-0.97
7	419.7	0.039 334	0.000 133	0.001 581	0.000 003	0.282 832	0.000 011	2.12	10.93	605	711	-0.95
8	425.3	0.023 041	0.000 146	0.000 909	0.000 005	0.282 766	0.000 011	-0.20	8.91	687	844	-0.97
9	422.3	0.020 672	0.000 149	0.000 841	0.000 006	0.282 805	0.000 010	1.15	10.22	632	758	-0.97
10	421.4	0.024 765	0.000 060	0.000 999	0.000 001	0.282 845	0.000 011	2.59	11.60	576	669	-0.97
11	429.5	0.031 918	0.000 205	0.001 256	0.000 005	0.282 844	0.000 011	2.55	11.66	582	671	-0.96
12	418.2	0.035 927	0.000 391	0.001 474	0.000 018	0.282 797	0.000 012	0.89	9.70	653	788	-0.96

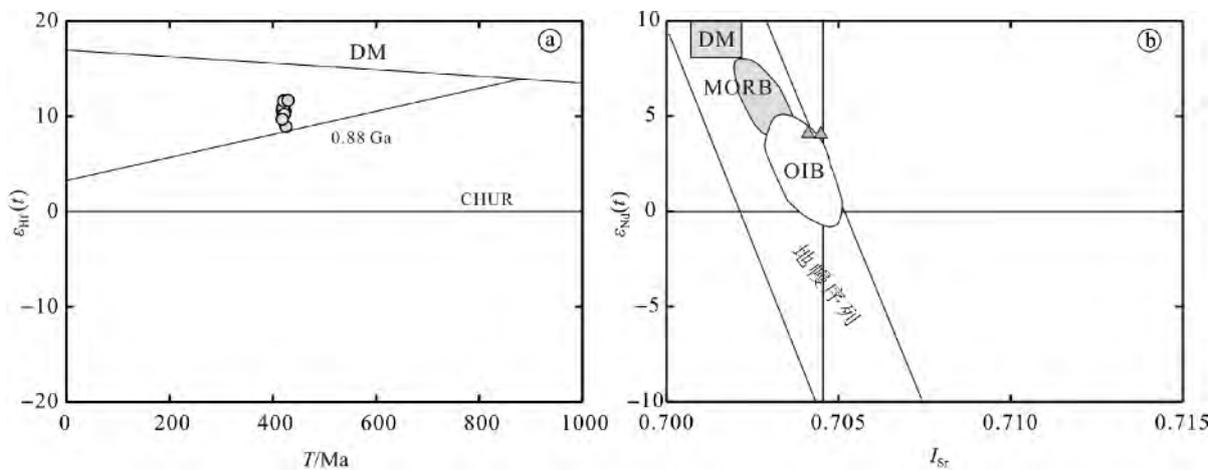


图 8 花岗闪长岩样品锆石 Hf 同位素特征(a)和<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 初始值与 ε<sub>Nd</sub>(t) 关系图解(b)

Fig. 8 Hf isotope data for zircon grains (a) and I<sub>Sr</sub> vs. ε<sub>Nd</sub>(t) (b) diagrams of the granodiorite

Rb-Sr 和 Sm-Nd 同位素分析数据见表 1, 其中  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始比值和  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值根据花岗闪长岩岩体成岩年龄 420 Ma 计算。花岗闪长岩岩体两个样品表现出相似的 Sr-Nd 同位素特征: 它们均有较低的  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  比值(分别为 0.35 和 0.45)、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始比值(分别为 0.704 520 和 0.704 149)、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比值(分别为 0.512 368 和 0.512 369) 和  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  (分别为 4.05 和 4.07)。在  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始值与  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  关系图解中, 花岗闪长岩样品落在地幔 Sr-Nd 同位素演化序列范围内(图 8b)。

#### 4 讨论

花岗闪长岩的主量元素显示准铝质到弱过铝质、中等镁值( $\text{Mg}^\# = 42 \sim 45$ )和钙碱性系列的地球化学特征。微量元素上则富集轻稀土(LREE)元素、大离子亲石元素和地球化学性质活泼的不相容元素, 相对亏损高场强元素, 这些主微量元素地球化学特征均显示花岗闪长岩具有岛弧岩浆岩的地球化学属性。在 Sr/Y-Y 图解中(图 9a), 花岗闪长岩落入典型的岛弧区域, 也显示了其岩浆源区与岛弧火山岩的一致性。花岗闪长岩显示出正  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 、低  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始值以及正的  $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ , 与 MORB 相似, 表明它们没有受到明显的大陆地壳混染作用。为了进一步研究大南湖一头苏泉岛弧带基底性质, 本文选择东天山古生代蛇绿岩的同位素组成代表亏损地幔端员组分, 以天山的 TTG 岩石代表下地壳成分, 以现代俯冲沉积物代表上地壳成分进行模拟。结果显示: 花岗闪长岩样品分布在亏损地幔与俯冲沉积

物和 TTG 模拟曲线之间, 比较靠近亏损地幔端员(图 9b), 表明混入的古老地壳物质很少( $< 2\%$ ), 因此大南湖一头苏泉岛弧带可能不存在古老的陆壳, 而是以古生代以来的年轻陆壳为主。这也与大南湖一头苏泉岛弧带出露的最老的地层为奥陶系和志留系而不见更老地层相符合<sup>[11]</sup>。通过上述分析, 我们认为花岗闪长岩可能源于早古生代的壳源物质。

东天山地区早古生代岩浆岩相关的报道已经很多, 但是主要集中在南部的中天山地区, 如巴伦台花岗闪长质片麻岩和桑树园子黑云母花岗质片麻岩的锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄分别为  $(473 \pm 6)$  Ma 和  $(458 \pm 9)$  Ma<sup>[41]</sup>; 天山东段天湖东片麻状花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $(466.5 \pm 9.8)$  Ma<sup>[42]</sup>; 天格尔山脉一带的片麻状花岗岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $(441.6 \pm 3.8)$  Ma<sup>[43]</sup>; 红柳河地区似斑状闪长岩和黑云母二长花岗岩锆石单颗粒锆石 U-Pb 年龄分别为  $(441.4 \pm 1.6)$  Ma 和  $(440.9 \pm 3.1)$  Ma<sup>[44]</sup>; 干沟一带眼球状花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $(428 \pm 10)$  Ma<sup>[45]</sup>; 星星峡花岗闪长岩和石英闪长质片麻岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄分别为  $(424.9 \pm 5.8)$  Ma<sup>[46]</sup> 和约 425 Ma<sup>[47]</sup>。在哈尔里克岛弧也有部分早古生代岩浆岩分布, 如哈尔里克山南坡塔水河一带钾长花岗岩、花岗闪长岩和石英闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄分别为  $(462 \pm 9)$  Ma、 $(447 \pm 11)$  Ma 和  $(448 \pm 7)$  Ma<sup>[18]</sup>; 哈尔里克西段的奥尔达乌台克闪长岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄为  $(447 \pm 2.2)$  Ma<sup>[15]</sup>; 山口门子一带石英闪长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $(429.6 \pm 6.2)$  Ma<sup>[19]</sup>; 而在大南湖一头苏泉岛弧带目前报道只有其北侧卡

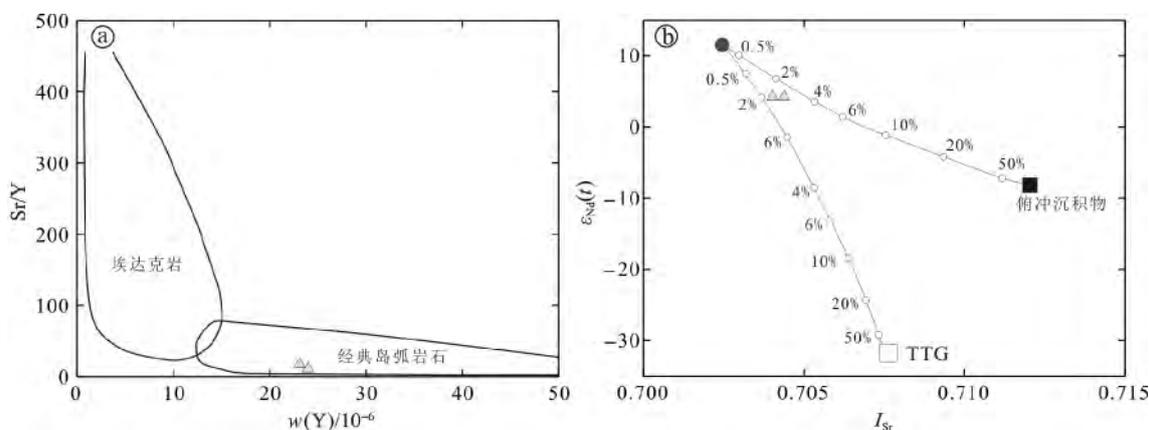


图 9 花岗闪长岩 Sr/Y 与 Y 图解(a)和 Sr-Nd 同位素混合模拟(b)

(图(b)中数据引自文献[10])

Fig. 9 Y vs. Sr/Y (a) and Sr-Nd isotopic modeling (b) diagrams of the granodiorite

拉塔格红海块状矿体底部的酸性火山岩, 其锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $(416.3 \pm 5.9) \text{ Ma}^{[25]}$ 。

关于大南湖一头苏泉岛弧带的地质构造背景, 目前尚有两种不同的观点: 一些学者认为大南湖一头苏泉岛弧带与其北部的哈尔里克岛弧带在早古生代为统一的大洋岛弧<sup>[3, 15]</sup>, 而另外一些学者则认为大南湖一头苏泉岛弧带形成于晚古生代活动大陆边缘环境<sup>[12, 14, 16-17]</sup>。在本研究中, 首次发现的花岗闪长岩样品年龄为 420 Ma 左右, 锆石内部结构特征指示这个年龄可以代表花岗闪长岩岩浆侵位年龄, 表明花岗闪长岩的形成时代为晚志留世, 早于其赋存的石炭系企鹅山组地层, 这可能与古生代至新生代东天山地区发生的多期构造运动相关, 这也与花岗闪长岩和石炭系企鹅山组地层呈断层接触关系以及发生明显的破碎现象一致。我们这次获得的年龄是目前大南湖一头苏泉岛弧带上报道最老的花岗质侵入岩年龄, 表明在土屋-延东铜矿矿区可能存在早古生代的岩浆作用, 即该地区俯冲作用至少在早古生代就开始了。与中天山古生代花岗岩相比, 后者明显有负的  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值和高  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始值, 指示中天山花岗岩来源于增厚大陆地壳的部分熔融<sup>[45]</sup>, 这些特征明显不同于本文所研究的花岗闪长岩。岩石地球化学数据表明花岗闪长岩富集轻稀土元素、大离子亲石元素和地球化学性质活泼的不相容元素, 相对亏损高场强元素, 正  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  和低  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始值, 指示花岗闪长岩来源于早古生代的壳源物质, 这些特征与天山哈尔里克岛弧带西段的早古生代奥尔达乌台克闪长岩非常一致<sup>[15]</sup>, 指示他们可能来源于相似的源区, 这些证据也支持了前人所推测的大南湖一头苏泉岛弧带与其北部的哈尔里克岛弧带可能在早古生代为统一的大洋岛弧<sup>[3]</sup>。在哈尔里克与大南湖一头苏泉岛弧带之间, 虽然大面积被第四纪沉积物所覆盖(吐哈盆地), 仍然出露有早古生代海相火山岩地层以及卡拉塔格(大型)和小热泉子(中型)等块状硫化物矿床(VMS), 这些矿床是典型的弧后(弧间)盆地产物, 其时代也接近 420 Ma, 这些都表明在晚志留世, 哈尔里克岛弧带、大南湖一头苏泉岛弧带和卡拉塔格弧后(间)盆地可能构成了统一的早古生代弧盆体系。

## 5 结论

(1) 延东矿区花岗闪长岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb

定年显示其成岩年龄为 420 Ma 左右, 属于晚志留世岩浆活动的产物, 这是目前大南湖一头苏泉岛弧带首次发现并报道的最古老的花岗质岩体。

(2) 岩石学和地球化学数据表明该岩体属于钙碱性系列花岗岩, 富集轻稀土元素、大离子亲石元素和地球化学性质活泼的不相容元素, 相对亏损高场强元素, 显示岛弧岩浆岩的地球化学属性。高  $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$  值、 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$  值和低  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初始值表明岩浆来源于新生地壳, 没有受到明显的古老大陆壳混染。

(3) 大南湖一头苏泉岛弧带与其北部的哈尔里克岛弧带在早古生代可能属于同一大洋岛弧, 并与卡拉塔格弧后(间)盆地构成统一的弧盆体系。

Sr-Nd 同位素, 锆石 U-Pb 定年和 Lu-Hf 同位素分析得到了中国科学院广州地球化学研究所马金龙、李聪颖和涂湘林的帮助, 三位匿名评审专家及编辑提出了建设性的修改意见, 在此一并表示衷心感谢。

## 参考文献

- [1] Chen X J, Shu L S, Santosh M, et al. Island arc-type bimodal magmatism in the eastern Tianshan Belt, Northwest China: Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and implications for the Paleozoic crustal evolution in Central Asia[J]. *Lithos*, 2013, 168/169: 48-66.
- [2] Lei R X, Wu C Z, Chi G X, et al. The Neoproterozoic Hongliujing A-type granite in Central Tianshan (NW China): LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology, geochemistry, Nd-Hf isotope and tectonic significance[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, 74: 142-154.
- [3] Xiao W J, Zhang L C, Qin K Z, et al. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of central Asia[J]. *American Journal of Science*, 2004, 304(4): 370-395.
- [4] 胡霏琴, 张国新, 陈义兵. 中国新疆地壳演化主要地质事件年代学和地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 2006: 69-118.
- [5] Xiao W J, Sun M, Santosh M. Continental reconstruction and metallogeny of the Circum-Junggar areas and termination of the southern Central Asian Orogenic Belt[J]. *Geoscience Frontiers*, 2015, 6(2): 137-140.
- [6] 高洪雷, 刘红旭, 何建国, 等. 东天山地区中-新生代隆升-剥露过程: 来自磷灰石裂变径迹的证据[J]. *地学前缘*, 2014, 21(1): 249-260.
- [7] Xiao W J, Han C M, Liu W, et al. How many sutures in the southern Central Asian Orogenic Belt: Insights from East Xinjiang-West Gansu(NW China)[J]. *Geoscience Frontiers*, 2014, 5(4): 525-536.

- [8] 木合塔尔·扎日, 张晓帆, 吴兆宁, 等. 东天山准噶尔-哈萨克斯坦板块与塔里木板块缝合线的再厘定及其意义[J]. 地学前缘, 2009, 16(3): 138-148.
- [9] 崔彬, 和志军, 赵磊, 等. 新疆东天山中段金铜成矿系统研究[J]. 地学前缘, 2008, 15(4): 13-17.
- [10] 吴艳爽, 项楠, 汤好书, 等. 东天山东戈壁铅矿床辉钼矿 Re-Os 年龄及印支期成矿事件[J]. 岩石学报, 2013, 29(1): 121-130.
- [11] 邓小华, 王京彬, 王玉往, 等. 东天山卡拉塔格红石铜矿地质特征及矿床成因初步探讨[J]. 矿产勘查, 2014, 5(2): 159-168.
- [12] 王京彬, 王玉往, 何志军. 东天山大地构造演化的成矿示踪[J]. 中国地质, 2006, 33(3): 461-469.
- [13] Chen H Y, Yang J T, Baker M. Mineralization and fluid evolution of the Jiyuan polymetallic Cu-Ag-Pb-Zn-Au deposit, eastern Tianshan, NW China[J]. International Geology Review, 2012, 54(7): 816-832.
- [14] 芮宗瑶, 王龙生, 王义天, 等. 东天山土屋和延东斑岩铜矿床时代讨论[J]. 矿床地质, 2002, 21(1): 16-22.
- [15] 马星华, 陈斌, 王超, 等. 早古生代古亚洲洋俯冲作用: 来自新疆哈尔里克侵入岩的锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd 同位素证据[J]. 岩石学报, 2015, 31(1): 89-104.
- [16] 李文明, 任秉琛, 杨兴科, 等. 东天山中酸性侵入岩浆作用及其地球动力学意义[J]. 西北地质, 2002, 35(4): 41-64.
- [17] 宋彪, 李锦轶, 李文铅, 等. 吐哈盆地南缘克孜尔卡拉萨依和大南湖花岗质岩基锆石 SHRIMP 定年及其地质意义[J]. 新疆地质, 2002, 20(4): 342-345.
- [18] 曹福根, 涂其军, 张晓梅, 等. 哈尔里克山早古生代岩浆弧的初步确定: 来自塔水河一带花岗质岩体锆石 SHRIMP U-Pb 测年的证据[J]. 地质通报, 2006, 25(8): 923-927.
- [19] 郭华春, 钟莉, 李丽群. 哈尔里克山口门子地区石英闪长岩锆石 SHRIMP U-Pb 测年及其地质意义[J]. 地质通报, 2006, 25(8): 928-931.
- [20] 王义天, 毛景文, 陈文, 等. 新疆东天山康古尔塔格金矿带成矿作用的构造制约[J]. 岩石学报, 2006, 22(1): 236-244.
- [21] Mao J W, Pirajno F, Zhang Z H, et al. A review of the Cu-Ni sulphide deposits in the Chinese Tianshan and Altay orogens (Xinjiang Autonomous Region, NW China): Principal characteristics and ore-forming processes[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2008, 32(2/3/4): 184-203.
- [22] Hou T, Zhang Z C, Santosh M, et al. Geochronology and geochemistry of submarine volcanic rocks in the Yamansu iron deposit, Eastern Tianshan Mountains, NW China: Constraints on the metallogenesis[J]. Ore Geology Reviews, 2014, 56: 487-502.
- [23] Li Q G, Liu S W, Han B F, et al. Geochemistry of metasedimentary rocks of the Proterozoic Xingxingxia complex: Implications for provenance and tectonic setting of the eastern segment of the Central Tianshan Tectonic Zone, northwestern China[J]. Canadian Journal of Earth Sciences, 2005, 42(3): 287-306.
- [24] 肖庆华, 秦克章, 许英霞, 等. 东疆中天山红星山铅锌(银)矿床地质特征及区域成矿作用对比[J]. 矿床地质, 2009, 28(2): 120-132.
- [25] 毛启贵, 方同辉, 王京彬, 等. 东天山卡拉塔格早古生代红海块状硫化物矿床精确定年及其地质意义[J]. 岩石学报, 2010, 26(10): 3017-3026.
- [26] Shen P, Pan H D, Zhou T F, et al. Petrography, geochemistry and geochronology of the host porphyries and associated alteration at the Tuwu Cu deposit, NW China: A case for increased depositional efficiency by reaction with mafic host rock[J]. Mineralium Deposita, 2014, 49(6): 709-731.
- [27] 芮宗瑶, 王福同, 李恒海, 等. 新疆东天山斑岩铜矿带的新进展[J]. 中国地质, 2001, 28(2): 11-16.
- [28] 吴华, 李华芹, 陈富文, 等. 东天山哈密地区赤湖铜矿区斜长花岗斑岩锆石 SHRIMP U-Pb 年龄[J]. 地质通报, 2006, 25(5): 549-552.
- [29] Zhou L G, Xia Q X, Zheng Y F, et al. Polyphase growth of garnet in eclogite from the Hong'an orogen: Constraints from garnet zoning and phase equilibrium[J]. Lithos, 2014, 206/207: 79-99.
- [30] Li C Y, Zhang H, Wang F Y, et al. The formation of the Dabaoshan porphyry molybdenum deposit induced by slab rollback[J]. Lithos, 2012, 150: 101-110.
- [31] Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, et al. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS[J]. Chinese Science Bulletin, 2010, 55(15): 1535-1546.
- [32] Li X H, Tang G Q, Gong B, et al. Qinghu zircon: A working reference for microbeam analysis of U-Pb age and Hf and O isotopes[J]. Chinese Science Bulletin, 2013, 58(36): 4647-4654.
- [33] Liu Y S, Hu Z C, Gao S, et al. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard[J]. Chemical Geology, 2008, 257(1): 34-43.
- [34] Ludwig K R. Isoplot/Ex, Version 3: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel [M]. Berkeley, California: Berkeley Geochronology Center, 2003.
- [35] Tang G J, Wang Q, Wyman D A, et al. Late Carboniferous high  $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - \epsilon_{\text{Hf}}(t)$  granitoids, enclaves and dikes in western Junggar, NW China: Ridge-subduction-related magmatism and crustal growth[J]. Lithos, 2012, 140/141: 86-102.
- [36] Li X H, Long W G, Li Q L, et al. Penglai zircon megacrysts: A potential new working reference material for microbeam determination of Hf-O isotopes and U-Pb age[J]. Geostandards and Geoanalytical Research, 2010, 34(2): 117-134.
- [37] 韦刚健, 梁细荣, 李献华, 等. (LP)MC-ICPMS 方法精确测

- 定液体和固体样品的 Sr 同位素组成[J]. 地球化学, 2002, 31(3): 295-305.
- [38] Hoskin P W O, Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, 53(1): 27-62.
- [39] 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.
- [40] Belousova E, Griffin W, O'Reilly 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.
- [41] Shi Y R, Jian P, Kröner A, et al. Zircon ages and Hf isotopic compositions of plutonic rocks from the Central Tianshan (Xinjiang, northwest China) and their significance for early to mid-Palaeozoic crustal evolution[J]. International Geology Review, 2014, 56(11): 1413-1434.
- [42] 胡霏琴, 韦刚健, 张积斌, 等. 天山东段天湖东片麻状花岗岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄和构造演化意义[J]. 岩石学报, 2007, 23(8): 1795-1802.
- [43] 朱永峰, 宋彪. 新疆天格尔糜棱岩化花岗岩的岩石学及其 SHRIMP 年代学研究: 兼论花岗岩中热液锆石边的定年[J]. 岩石学报, 2006, 22(1): 135-144.
- [44] 李伍平, 王涛, 李金宝, 等. 东天山红柳河地区晚加里东期花岗岩类岩石锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 地球学报, 2001, 22(3): 231-235.
- [45] 石玉若, 刘敦一, 张旗, 等. 中天山干沟一带花岗质岩类 SHRIMP 年代学及其构造意义[J]. 科学通报, 2006, 51 (22): 2665-2672.
- [46] Lei R X, Wu C Z, Gu L X, et al. Zircon U-Pb chronology and Hf isotope of the Xingxingxia granodiorite from the Central Tianshan zone (NW China): Implications for the tectonic evolution of the southern Altaids[J]. Gondwana Research, 2011, 20(2/3): 582-593.
- [47] 贺振宇, 张泽明, 宗克清, 等. 星星峡石英闪长质片麻岩的锆石年代学: 对天山造山带构造演化及基底归属的意义[J]. 岩石学报, 2012, 28(6): 1857-1874.