

东天山土屋-延东铜矿带石英钠长斑岩与 辉钼矿形成年龄及其重要意义

肖兵^{1,2}, 陈华勇^{1*}, 王云峰^{1,2}, 杨俊弢³

(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)

摘要: 土屋-延东铜矿带位于东天山大南湖-头苏泉岛弧带上,是目前新疆最大的铜矿带。铜矿体主要赋存于石炭纪斜长花岗斑岩和晚古生代企鹅山群中,但是前人研究表明斜长花岗斑岩的成岩年龄(339~332 Ma),明显老于成矿年龄(约 322 Ma),因此,土屋-延东铜矿带的致矿岩体至今还存有争议。本次研究首次对该铜矿带晚石炭世石英钠长斑岩进行了详细的岩相学和 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学分析,并结合辉钼矿 Re-Os 同位素年龄测定,探讨土屋-延东铜矿带矿床成因。对延东铜矿 4 件辉钼矿样品进行 Re-Os 同位素分析,得到 322.0 ± 2.7 Ma 的加权平均模式年龄和 319.1 ± 9.1 Ma 等时线年龄,明显要晚于斜长花岗斑岩年龄。两个石英钠长斑岩样品 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为 324.9 ± 2.4 Ma 和 324.5 ± 2.1 Ma,表明石英钠长斑岩为晚石炭世岩浆活动的产物。岩相学研究表明,石英钠长斑岩中发育黄铜矿+绿泥石+硬石膏+方解石矿物组合,这与延东铜矿主成矿阶段的矿物组合基本一致,并且石英钠长斑岩成岩年龄与辉钼矿年龄在误差范围内一致,表明石英钠长斑岩可能与土屋-延东铜矿带铜矿形成有着密切关系,这一发现可能为大南湖-头苏泉岛弧带晚石炭世铜矿的勘查提供新的思路。

关键词: 东天山; 大南湖-头苏泉; 土屋-延东铜矿带; 石英钠长斑岩; 辉钼矿; 年代学

中图分类号: P611 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2017)01-0145-012

0 引言

东天山处于中国新疆北部,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,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(Xiao et al., 2004; Lei et al., 2013),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、锌和钼等大型矿床聚集区(王京彬等, 2006; 吴艳爽等, 2013; 邓小华等, 2014)。土屋-延东铜矿带位于吐哈盆地南缘,东天山

大南湖-头苏泉岛弧带上,由土屋和延东两个铜矿组成,铜矿体主要赋存在石炭纪的斜长花岗斑岩(也称为英云闪长岩; Wang et al., 2014)和企鹅山群中。已探明铜资源储量达到 300 万吨,铜平均品位为 0.46%,并伴生有金、钼和银等,是目前新疆最有经济价值、规模最大的铜矿带(Han et al., 2006; Shen et al., 2014b)。自该铜矿带由新疆地质勘查局第一地质大队 1994 年发现以来,便引起了国内外地质学家的广泛关注,目前,对土屋-延东铜矿带的矿床地质特征(芮宗瑶等, 2001; Han et al., 2006; Shen et al.,

收稿日期: 2015-04-21; 改回日期: 2015-06-18

项目资助: 国家重点基础研究计划“973”项目“新疆北部古弧盆体系成矿机理”(2014CB440802)和中国科学院“百人计划”项目(Y333081A07)联合资助。

第一作者简介: 肖兵(1988-),男,博士,从事岩石学与矿床学研究工作。Email: xiaobing7960@126.com

通信作者: 陈华勇(1976-),男,研究员,博士生导师,主要从事造山带金属矿产成矿模式研究以及找矿勘察应用。Email: huayongchen@gig.ac.cn

2014b)、含矿岩体年代学和地球化学(芮宗瑶等, 2002; Zhang et al., 2006; Han et al., 2014; Shen et al., 2014a; Wang et al., 2014)、成矿年代学(芮宗瑶等, 2002; 张达玉等, 2010)以及成矿流体和成矿物质来源(Han et al., 2006; 张达玉等, 2010)等方面已经开展了较为详细的研究工作, 也取得了许多成果。然而, 大量的年代学工作表明, 目前所认为的“致矿岩体”斜长花岗斑岩形成于 339~332 Ma(芮宗瑶等, 2002; Zhang et al., 2006; Han et al., 2014; Shen et al., 2014a; Wang et al., 2014), 但成矿年代学研究则表明成矿年龄(322 Ma)晚于斜长花岗斑岩成岩年龄(芮宗瑶等, 2002), 因此, 斜长花岗斑岩究竟是否为致矿岩体这一问题还有待商榷。最近, 我们对延东铜矿矿体附近所发现的小型石英钠长斑岩岩体进行了年代学和岩相学研究, 表明其成岩年龄与前人及本次研究所获得的辉钼矿年龄十分吻合, 其蚀变矿物组合也与延东铜矿主成矿阶段的矿物组合基本一致, 表明石英钠长斑岩与成矿可能存在密切联系。

1 区域地质

东天山作为中亚造山带的重要组成部分之一, 是古亚洲洋古生代构造演化的产物, 保存了古亚洲洋板块俯冲、弧-陆碰撞等一系列地质过程, 并且含有丰富的矿产资源, 因而受到国内外地质学家的广

泛关注(芮宗瑶等, 2002; 宋彪等, 2002; Xiao et al., 2004; 李秋根等, 2005; 成守德等, 2009; Lei et al., 2011; Chen et al., 2012; 邓小华等, 2014; Hou et al., 2014)。研究表明东天山可以划分为 5 个部分, 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-雅满苏岛弧带和中天山地块, 区域断裂构造发育, 自北向南依次有大草滩断裂、康古尔断裂、雅满苏断裂、阿奇克库都克断裂和星星峡断裂(图 1a)。

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界, 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(马星华等, 2015), 区域发育早古生代和晚古生代两期侵入体(曹福根等, 2006; 郭华春等, 2006; 马星华等, 2015)。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, 岩石普遍发生强烈的片理化和糜棱岩化, 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(王义天等, 2006)。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

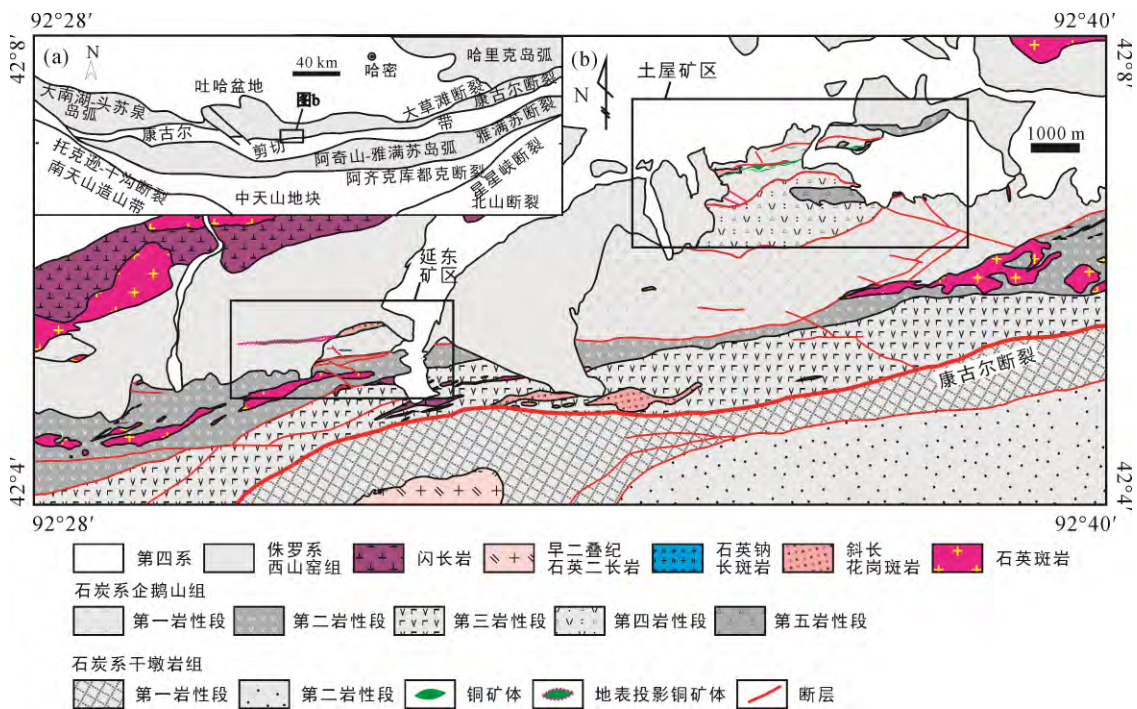


图 1 东天山构造简图(a)和土屋-延东铜矿带地质简图(b)(据 Shen et al., 2014a 修改)

Fig.1 Tectonic subdivision of the eastern Tianshan Mountains (a) and geologic map of the Tuwu-Yandong Cu deposit belt (b)

一批金矿和铜镍硫化物矿床(Mao et al., 2008; Chen et al., 2012)。阿奇山-雅满苏岛弧带位于雅满苏断裂和康古尔断裂之间, 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、沙泉子和红云滩等铁(铜)矿床(Hou et al., 2014)。中天山地块位于阿奇山-雅满苏断裂以南, 发育前寒武的结晶基底和古生代以来的火山岩和花岗岩(胡霏琴等, 2006)。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(李秋根等, 2005)。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(肖庆华等, 2009)。大南湖-头苏泉岛弧带位于大草滩断裂和康古尔断裂之间, 广泛发育奥陶纪-石炭纪火山岩-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(毛启贵等, 2010)。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, 赤湖, 灵龙, 福兴等铜矿(芮宗瑶等, 2002; 吴华等, 2006; Han et al., 2014; Shen et al., 2014b), 构成了土屋-延东铜矿带。

2 矿床地质

土屋-延东铜矿带主要包括延东铜矿和土屋铜矿(二者相距 6 km), 位于康古尔断裂以北约 1~4 km。矿区发育近 EW 向、NW 向和 NE 向断裂, 出露的地层主要为石炭系企鹅山群、侏罗系西山窑组以及第四系(图 1b)。企鹅山群总体走向北东东, 倾向南, 倾角为 43°~63°, 厚度为 600~2000 m, 片理发育。根据前人的研究(Han et al., 2006; 申萍等, 2012; 潘鸿迪等, 2013; Shen et al., 2014b), 矿区企鹅山群自上而下有五个岩性段: 第一岩性段主要为玄武岩、安山岩、英安岩和凝灰岩, 局部夹粉砂质复成分砾岩; 第二岩性段为含砾岩屑砂岩、凝灰岩、沉凝灰岩, 夹玄武岩、安山岩、安山质角砾熔岩, 局部夹薄层状、透镜状灰岩和生物碎屑灰岩; 第三岩性段为(含砾)不等粒长石岩屑砂岩、粉砂岩、砂质千糜岩、凝灰岩, 夹杂火山角砾岩和玄武岩; 第四岩性段以安山

质集块角砾熔岩为主, 夹安山岩和玄武岩块体; 第五岩性段为灰绿色复成分砾岩。所有的岩性段在土屋铜矿都有发育, 但在延东铜矿只发育第一、第二和第三岩性段。西山窑组出露于土屋-延东铜矿带北部, 岩性主要为含砾砂岩、粗砂岩、细砂岩、粉砂岩、泥岩等。前人对企鹅山群中的玄武岩和安山岩进行了年代学和地球化学研究, 结果表明玄武岩和安山岩形成于 390~360 Ma(芮宗瑶等, 2001), 形成背景为大洋岛弧(Xiao et al., 2004; 侯广顺等, 2006; Shen et al., 2014a)。

矿区侵入体发育, 地表出露的有斜长花岗斑岩、石英钠长斑岩、闪长岩和石英斑岩, 但是石英钠长斑岩目前只是在延东铜矿有出露(图 2)。土屋-延东矿区铜矿体大部分产在斜长花岗斑岩中, 部分处于企鹅山群第一岩性段, 因而前人对斜长花岗斑岩做了大量的研究工作, 年代学测试表明斜长花岗斑岩形成于 339~332 Ma(陈富文等, 2005; 侯广顺等, 2005; Han et al., 2014; Shen et al., 2014a, 2014b; Wang et al., 2014), 岩石地球化学数据指示斜长花岗斑岩高 Sr/Y 比值(30~140), 低($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 值(0.70316~0.70378), 高 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(+5~+9.4), 这些特征表明斜长花岗斑岩来源于俯冲大洋板片的部分熔融(Zhang et al., 2006)。石英钠长斑岩侵入到企鹅山群第一岩性段中, 只是在延东铜矿地表有少量出露, 因而前人至今还没有相关的研究工作(图 2)。事实上, 不仅在地表, 我们在延东铜矿钻孔 ZK704 中也发现了石英钠长斑岩。显微镜观察表明石英钠长斑岩具有斑状结构和块状构造(图 3a), 斑晶主要为钠长石、石英以及少量黑云母, 石英斑晶有熔蚀边界, 基质为细粒结构, 副矿物为锆石和榍石等(图 3b)。石英钠长斑岩中有明显的铜矿化现象, 黄铜矿、绿泥石和硬石膏有共生关系(图 3c)。

矿体与围岩之间并没有清楚边界, 呈渐变过渡关系。矿石结构为中-细粒半自形-它形粒状结构, 矿石构造以细脉浸染状和细脉状为主。以 0.5% 为边界品位圈定矿体, 延东铜矿主矿体东西向延伸长达 3 km, 宽 10~50 m; 土屋铜矿包含两个主矿体, I 号矿体长 1400 m, 最大宽度为 135 m, 产状南倾, 顶板倾角为 60°~65°, 底板为 65°~80°, II 号矿体位于 I 号矿体的下部, 地表矿体长度为 1300 m, 向南倾, 倾角为 75°; 两个铜矿矿体形态都呈现似板状(韩春明等, 2010)。土屋-延东铜矿带矿石矿物主要为黄铁矿、黄铜矿和辉钼矿, 并含有少量的斑铜矿、辉铜矿、磁铁矿、

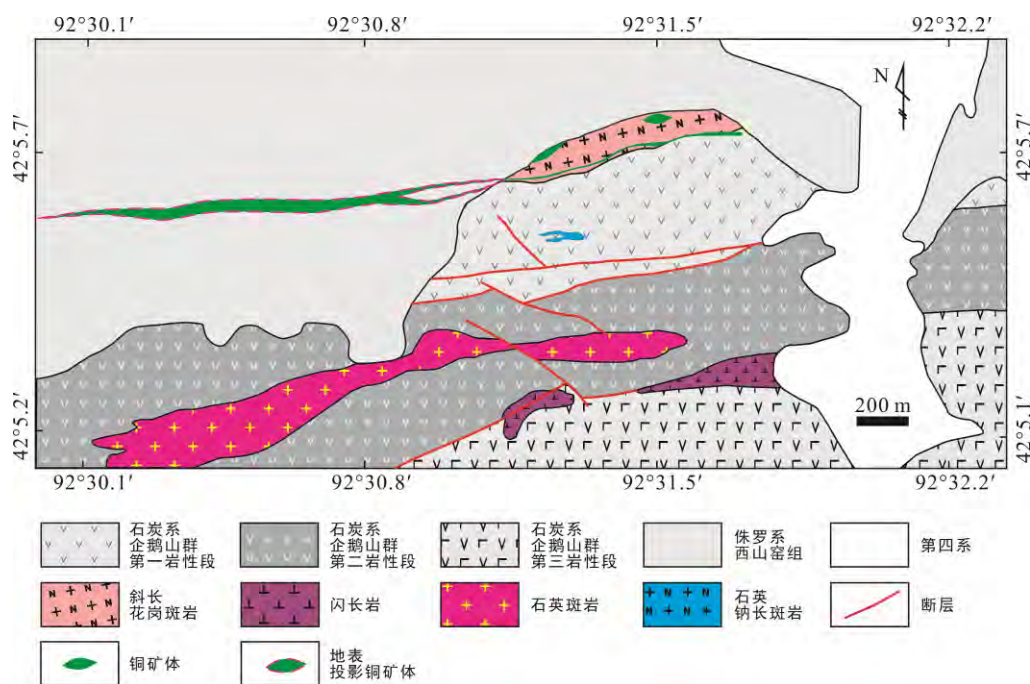


图 2 延东铜矿地质简图

Fig.2 Geologic map of the Yandong Cu deposit belt

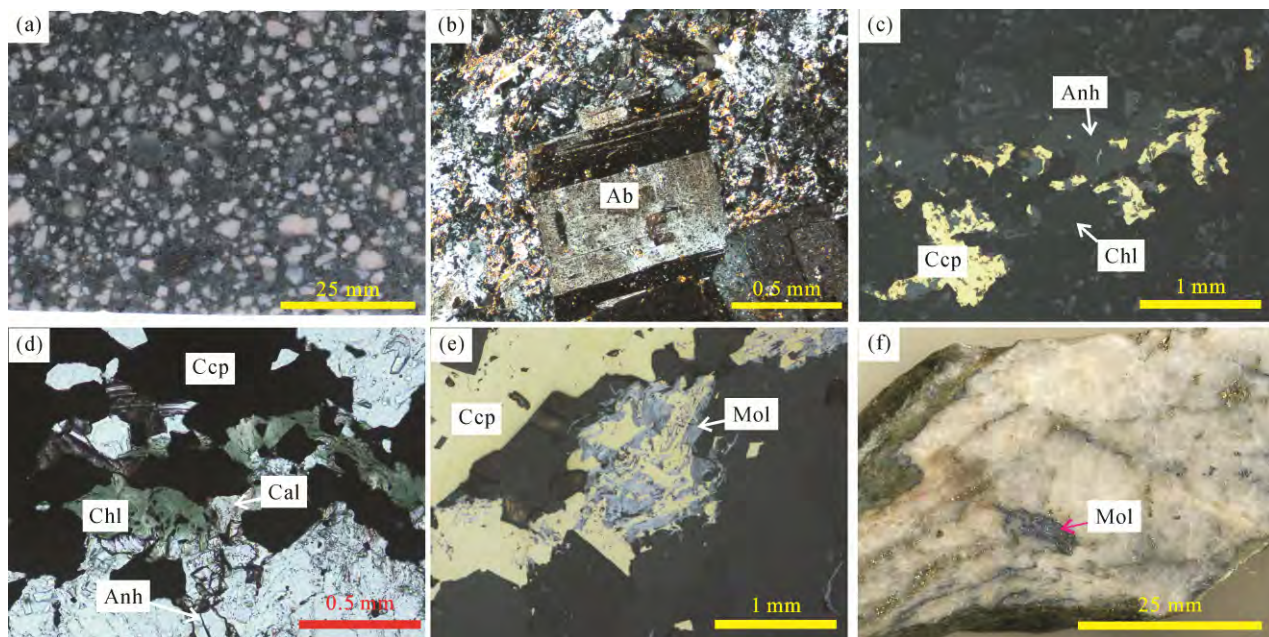


图 3 延东铜矿石英钠长斑岩石照片(a), 石英钠长斑岩显微照片(b, c), 主成矿期矿物组合(d, e), 石英辉钼矿脉(f) (矿物名称缩写: Ab. 钠长石; Anh. 硬石膏; Cal. 方解石; Ccp. 黄铜矿; Chl. 绿泥石; Mol. 辉钼矿)

Fig.3 Photographs of typical exposures of the quartz albite porphyry (a), photomicrographs of quartz albite porphyry (b, c), mineral assemblage in the main mineralization stage (d, e), and molybdenite within a quartz vein (f)

闪锌矿和方铅矿; 脉石矿物有石英、绢云母、绿泥石、硬石膏、绿帘石、白云母、磷灰石和方解石等。成矿期出现的主要矿物为黄铜矿+绿泥石+硬石膏+方解石(图 3d, e), 绿泥石和方解石均为粗颗粒, 与黄铜矿-硬石膏有很好的共生平直边界, 且未发现

任何热液交代和脉体穿插现象, 因而, 黄铜矿、绿泥石、硬石膏与方解石四者为共生组合关系, 这种矿物组合与典型的斑岩铜矿、VMS 型铜矿、沉积岩赋存铜矿、铜镍硫化物和矽卡岩型等重要铜矿类型均不同, 但明显属于热液型铜矿化。

3 分析方法

本文选取了两件石英钠长斑岩样品(YD13-140和 YD13-143)进行 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年。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。锆石阴极发光(CL)照相和 U-Pb 同位素定年和微量元素分析均在中国科学院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 CL 照相在 JEOL JXA-8100 型电子探针仪(EPMA)上完成。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 联机完成。实验过程中采用 He 作为剥蚀物质的载气, 激光能量为 80 mJ, 束斑直径为 31 μm , 频率为 8 Hz, 载气为 He-Ar 混合气。每分析 5 个样品, 分析 2 次年龄标样(标准锆石 TEMORA); 每分析 10 个样品, 就分析 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 Li et al. (2012)。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 416.9 ± 2.8 Ma(MSWD=0.02, $n=24$)和 161.2 ± 1.3 Ma(MSWD=1.9, $n=10$), 分别与推荐值 416.8 ± 1.1 Ma(Liu et al., 2010)和 159.5 ± 0.2 Ma(Li et al., 2013)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(Liu et al., 2008)完成。锆石样品的 U-Pb 年龄谐和图绘制和年龄权重平均计算均采用 Isoplot/Ex_ver3(Ludwig, 2003)完成。

本次研究所采集的辉钼矿样品为石英脉型辉钼矿(图 3f)。通过实验室浮选和双目镜下手工挑选后, 用于 Re-Os 同位素分析的辉钼矿样品纯度达到 98%以上。Re-Os 化学分离和质谱测定在中国科学院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, 所用仪器为美国热电公司生产的 Thermo Scientific X Series 2 ICP-MS。详细测试、采用的相关参数以及计算过程参照文献 Du et al. (2004)和 Li et al. (2012)。测试过程中用辉钼矿国家标准 GBW04436(JDC)进行验证, 其分析结果与推荐值完全一致, 表明所测得的 Re-Os 数据准确可靠。

4 测试结果

石英钠长斑岩两个样品的锆石 U-Pb 同位素分析结果见表 1, 代表性的锆石 CL 图像见图 4。两个样品中的锆石都为无色透明状, 颗粒以短柱状, 自形粒状为主, 长轴长度为 60~110 μm , 长宽比为 3~2~3~1, 发育明显的振荡环带结构。锆石(谐和性大于 90%)稀土元素分析结果见表 2, 在球粒陨石标准化稀土元素配分图解中, 所有的锆石都显示了明显 Ce 的正异常和 Eu 的负异常, 轻稀土相对于重稀土亏损(图 5), 与典型的岩浆锆石特征一致(Hoskin and Schaltegger, 2003; 吴元保和郑永飞, 2004)。

在样品 YD13-140 中选取了 25 颗锆石用于定年, 这些锆石 U 和 Th 含量变化范围较大, U 介于 59~548 $\mu\text{g/g}$ 之间, Th 为 41~203 $\mu\text{g/g}$, Th/U 为 0.24~1.24, 显示了岩浆锆石特征(Belousova et al., 2002)。23 颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄变化范围在 321.0 ± 6.8 Ma~ 326.5 ± 4.3 Ma, 在 U-Pb 年龄谐和图上(图 6a), 这些

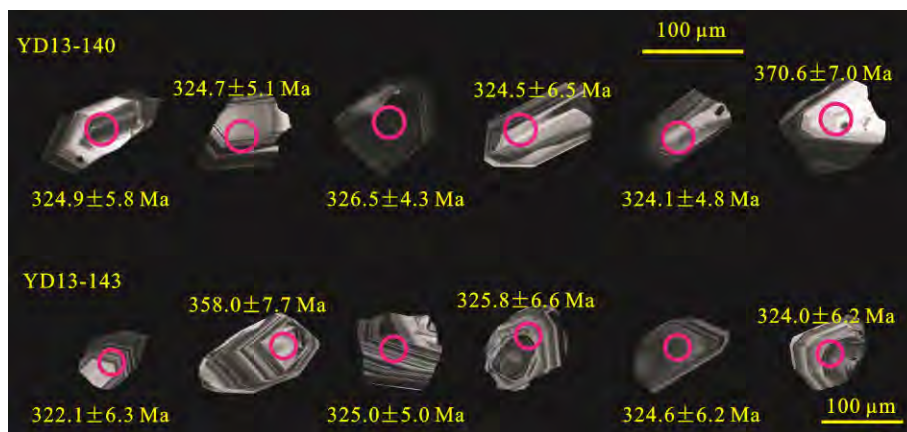


图 4 石英钠长斑岩锆石阴极发光图像

Fig.4 Representative CL images of zircon grains from the quartz albite porphyry

表 1 石英钠长斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果
Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Pb dating result of the quartz albite porphyry

测点	元素含量($\mu\text{g/g}$)		Th/U	同位素比值				年龄(Ma)			
	Th	U		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	1 σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	1 σ
样品 YD13-140											
1	158	145	1.09	0.3824	0.0487	0.0517	0.0009	328.8	35.7	324.9	5.8
2	167	169	0.99	0.3780	0.0189	0.0516	0.0008	325.5	14.0	324.1	4.7
3	201	186	1.08	0.3859	0.0187	0.0517	0.0008	331.3	13.7	324.7	5.1
4	119	113	1.05	0.3588	0.0329	0.0513	0.0009	311.3	24.6	322.5	5.4
5	48	59	0.81	0.3697	0.0329	0.0515	0.0012	319.4	24.4	323.5	7.3
6	112	181	0.62	0.3830	0.0217	0.0516	0.0011	329.2	15.9	324.5	6.5
7	158	178	0.89	0.3422	0.0191	0.0476	0.0007	298.8	14.5	300.1	4.2
8	203	163	1.24	0.3818	0.0214	0.0516	0.0008	328.4	15.7	324.1	4.8
9	86	139	0.62	0.3688	0.0190	0.0516	0.0008	318.8	14.1	324.4	4.7
10	117	135	0.87	0.3761	0.0188	0.0517	0.0010	324.2	13.8	325.0	6.0
11	200	330	0.61	0.3819	0.0170	0.0515	0.0007	328.5	12.5	323.8	4.3
12	95	156	0.61	0.4086	0.0190	0.0517	0.0008	347.8	13.7	325.0	4.7
13	132	548	0.24	0.3786	0.0128	0.0517	0.0005	326.0	9.4	324.9	3.2
14	41	78	0.53	0.4014	0.0287	0.0516	0.0010	342.7	20.8	324.4	6.3
15	132	148	0.89	0.3738	0.0206	0.0518	0.0009	322.4	15.2	325.8	5.5
16	186	460	0.41	0.3721	0.0181	0.0519	0.0007	321.2	13.4	326.5	4.3
17	115	110	1.04	0.3714	0.0238	0.0516	0.0009	320.7	17.6	324.4	5.7
18	48	71	0.67	0.3969	0.0259	0.0517	0.0010	339.4	18.9	325.0	6.4
19	79	92	0.85	0.3669	0.0240	0.0516	0.0009	317.4	17.8	324.2	5.8
20	80	129	0.62	0.4176	0.0232	0.0518	0.0010	354.3	16.6	325.8	6.2
21	126	131	0.96	0.3788	0.0269	0.0513	0.0010	326.2	19.8	322.5	6.0
22	54	95	0.57	0.4263	0.0282	0.0592	0.0011	360.6	20.1	370.6	7.0
23	71	84	0.83	0.3778	0.0224	0.0512	0.0011	325.4	16.5	322.1	6.7
24	0	381	0.24	0.3807	0.0141	0.0519	0.0007	327.6	10.3	326.3	4.4
25	50	73	0.68	0.3733	0.0325	0.0510	0.0011	322.1	24.0	321.0	6.8
样品 YD13-143											
1	59	98	0.60	0.4554	0.0389	0.0521	0.0013	381.1	27.2	327.5	8.0
2	40	107	0.37	0.3844	0.0286	0.0512	0.0010	330.3	21.0	322.1	6.3
3	87	174	0.50	0.3329	0.0217	0.0514	0.0011	291.8	16.6	323.2	6.7
4	16	73	0.22	0.4144	0.0258	0.0571	0.0013	352.1	18.5	358.0	7.7
5	38	81	0.47	0.3528	0.0250	0.0518	0.0010	306.8	18.8	325.7	6.1
6	53	189	0.28	0.3587	0.0217	0.0517	0.0007	311.2	16.2	325.2	4.4
7	38	85	0.44	0.3625	0.0272	0.0515	0.0011	314.1	20.3	323.7	6.7
8	46	179	0.26	0.3736	0.0211	0.0517	0.0008	322.3	15.6	325.0	5.0
9	22	54	0.41	0.4235	0.0427	0.0569	0.0015	358.6	30.5	356.5	9.1
10	60	117	0.51	0.3993	0.0263	0.0517	0.0009	341.1	19.1	325.2	5.5
11	42	139	0.30	0.3791	0.0263	0.0518	0.0011	326.4	19.4	325.8	6.6
12	110	145	0.75	0.3608	0.0258	0.0516	0.0010	312.8	19.2	324.6	6.2
13	26	76	0.35	0.3645	0.0295	0.0517	0.0012	315.5	22.0	325.0	7.3
14	35	92	0.39	0.3588	0.0307	0.0520	0.0011	311.3	22.9	326.9	6.5
15	77	163	0.47	0.3670	0.0246	0.0518	0.0009	317.4	18.2	325.3	5.4
16	84	129	0.65	0.3536	0.0271	0.0514	0.0010	307.4	20.3	323.1	6.3
17	29	97	0.30	0.3613	0.0258	0.0515	0.0010	313.2	19.3	324.0	6.2
18	155	177	0.88	0.3623	0.0288	0.0518	0.0012	313.9	21.5	325.4	7.6
19	33	187	0.18	0.3658	0.0222	0.0518	0.0009	316.6	16.5	325.3	5.4
20	47	113	0.42	0.3398	0.0273	0.0518	0.0009	297.0	20.7	325.8	5.6
21	30	63	0.48	0.3895	0.0353	0.0517	0.0012	334.0	25.8	325.1	7.2
22	33	114	0.29	0.3573	0.0253	0.0518	0.0009	310.2	18.9	325.8	5.4
23	72	190	0.38	0.3688	0.0220	0.0517	0.0008	318.7	16.3	325.2	4.7
24	54	115	0.47	0.3690	0.0237	0.0517	0.0010	318.9	17.6	325.0	6.1
25	131	390	0.34	0.3979	0.0277	0.0515	0.0007	340.1	20.2	323.7	4.2

表 2 石英钠长斑岩中锆石的稀土元素组成($\mu\text{g/g}$)
 Table 2 Rare earth element contents ($\mu\text{g/g}$) of zircons in the quartz albite porphyry

测点	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
样品YD13-140														
1	0.09	19.26	0.32	6.00	10.66	3.20	58.0	18.5	212.8	79.8	350.5	75.3	703.2	144.8
2	0.01	20.72	0.07	1.22	3.57	0.96	24.3	8.8	112.8	46.1	214.8	47.2	454.4	98.8
3	0.18	24.15	0.30	6.38	12.47	3.68	67.2	21.4	249.8	95.1	415.1	87.8	817.1	167.1
4	0.03	14.41	0.25	5.63	9.60	3.92	49.7	16.0	184.1	71.0	323.5	71.9	705.4	153.2
5	0.01	12.56	0.05	0.91	2.83	1.20	20.7	7.2	92.2	39.0	187.0	41.8	411.1	92.5
7	0.01	24.86	0.10	2.30	6.98	2.13	41.2	14.9	191.9	77.1	360.4	78.9	779.7	161.0
8	0.03	30.20	0.11	2.57	6.52	2.38	49.0	16.8	216.8	88.4	406.8	86.5	828.6	175.7
9	0.00	15.67	0.07	1.24	2.93	0.82	22.4	8.6	117.1	49.9	240.5	56.2	557.9	123.4
10	0.04	15.58	0.16	4.25	8.24	2.40	44.5	15.0	178.2	67.9	306.5	65.9	630.5	130.7
11	0.04	22.40	0.09	1.56	5.21	1.54	40.7	16.2	224.8	95.3	448.3	100.0	985.7	204.0
12	1.09	21.34	0.37	2.60	3.68	0.88	25.2	9.6	129.5	55.4	274.3	62.6	631.9	137.5
13	0.02	4.61	0.03	1.03	4.74	0.45	51.4	26.0	403.6	181.8	903.3	203.4	1972.4	412.9
14	0.01	8.46	0.04	0.59	2.17	0.58	15.2	5.7	72.1	29.5	141.1	31.4	314.8	66.9
15	0.24	18.94	0.27	3.55	7.74	2.66	44.1	14.9	177.9	69.7	315.3	68.6	674.7	135.8
16	0.02	13.70	0.11	2.04	6.34	1.02	52.1	23.2	323.3	139.4	662.6	147.0	1422.4	293.6
17	0.10	20.81	0.10	2.12	4.28	1.56	32.3	11.2	146.0	61.5	286.6	61.3	589.2	125.6
18	0.07	9.60	0.08	1.78	3.23	1.15	20.0	7.1	85.8	34.2	158.6	35.6	358.9	75.8
19	0.15	10.69	0.20	2.58	6.00	1.97	33.2	11.1	132.0	52.8	238.7	51.5	502.2	105.0
20	0.00	12.77	0.05	1.35	4.03	1.03	27.9	10.0	128.5	51.7	243.6	53.4	506.4	104.8
21	0.04	15.42	0.31	6.02	10.95	3.86	54.7	16.7	195.1	73.1	324.2	68.1	654.4	135.9
22	0.00	12.14	0.04	0.67	2.54	0.80	16.9	6.3	86.0	36.5	179.2	41.6	411.6	90.8
23	0.02	12.01	0.08	2.48	5.11	1.66	30.9	9.8	120.4	46.9	215.4	46.2	451.8	95.6
24	0.03	6.83	0.05	0.96	2.70	0.28	28.9	14.1	214.3	96.6	479.8	109.8	1095.3	223.8
25	0.10	9.98	0.05	1.32	3.42	0.87	20.6	6.8	84.5	34.5	162.8	35.2	355.7	76.4
样品YD13-143														
2	0.03	10.15	0.08	1.27	3.57	1.03	24.7	9.2	124.4	52.4	258.5	61.1	621.7	136.8
5	0.01	11.61	0.04	0.81	2.26	0.78	16.2	6.2	82.2	35.9	177.6	41.9	443.0	98.4
6	0.03	13.45	0.03	0.97	3.50	0.96	27.4	12.1	175.2	76.8	400.0	96.1	999.8	214.9
7	0.04	12.33	0.03	0.74	2.27	0.68	17.1	6.9	98.1	42.5	220.2	51.0	526.6	119.0
8	0.01	12.85	0.04	0.82	2.87	0.87	26.3	11.4	171.2	74.0	384.3	90.7	942.7	200.4
9	0.01	8.36	0.02	1.07	2.07	1.37	14.8	5.3	67.5	28.1	134.8	30.8	317.8	73.6
10	0.05	17.12	0.07	0.98	3.48	1.03	24.4	9.7	131.7	55.5	275.1	63.1	656.6	144.1
11	0.02	9.40	0.02	0.33	1.06	0.28	9.3	3.7	56.4	25.2	134.0	33.4	371.0	82.2
12	0.00	21.65	0.03	1.00	4.16	1.14	27.2	10.2	135.3	55.2	267.7	60.3	613.5	134.4
13	0.31	9.49	0.15	1.68	2.84	0.75	17.6	7.0	92.6	39.1	195.8	47.2	489.1	109.3
14	0.00	12.99	0.05	1.00	2.78	0.80	19.3	7.5	109.4	46.8	238.7	57.6	597.5	136.1
15	0.00	27.27	0.05	0.92	3.55	1.09	25.8	10.0	137.6	58.8	295.3	67.8	684.9	149.7
16	0.02	19.95	0.04	0.66	2.46	0.80	19.6	7.1	102.4	43.5	216.8	50.0	506.7	113.8
17	0.02	10.70	0.04	0.55	1.49	0.45	12.1	5.1	77.1	35.1	185.5	46.8	512.5	116.2
18	0.00	28.45	0.04	1.46	4.04	1.32	30.6	11.6	149.6	61.4	286.2	65.0	640.9	140.7
19	0.01	7.82	0.03	0.89	2.65	1.43	26.2	11.7	166.0	73.4	378.9	90.8	955.8	206.0
20	0.17	9.74	0.19	1.57	3.27	0.73	22.0	9.0	121.9	53.2	270.4	65.2	673.8	148.5
21	0.05	15.73	0.15	2.10	6.50	4.10	42.8	14.3	169.2	65.2	297.8	65.3	667.7	152.0
22	0.00	9.10	0.05	0.71	2.24	0.68	18.3	7.8	114.4	50.0	257.5	63.4	664.3	146.4
23	0.03	19.87	0.05	1.15	3.79	0.99	27.4	11.5	171.0	74.6	393.7	92.8	969.1	211.0
25	0.05	16.10	0.09	1.34	4.06	1.25	38.8	16.7	235.3	101.0	509.5	121.1	1223.4	255.6

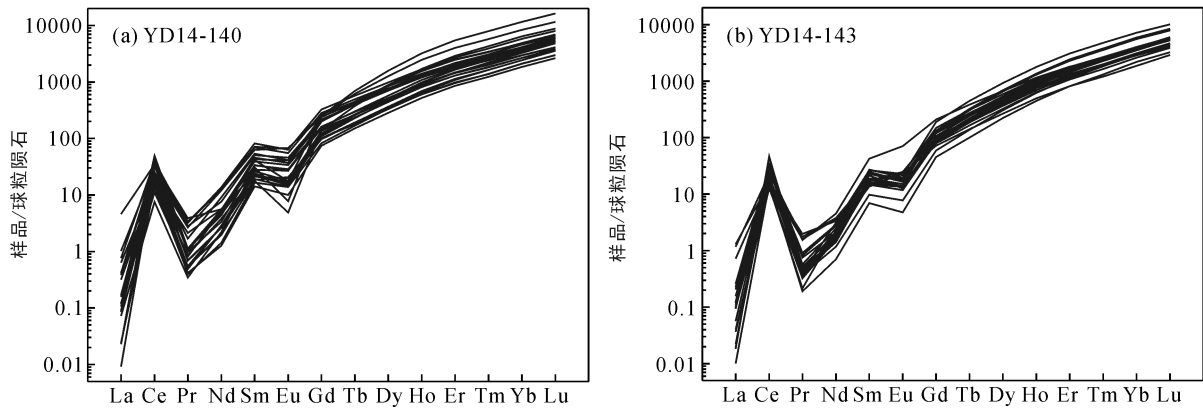


图 5 石英钠长斑岩锆石(谐和性大于 90%)球粒陨石标准化稀土元素配分图解(球粒陨石数据引自 Sun and McDonough, 1989)
Fig.5 Chondrite-normalized REE patterns for the zircon grains (concordance>90%) of the quartz albite porphyry

分析点落在谐和线上或接近谐和线, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $324.5 \pm 2.1 \text{ Ma}$ ($n=23$), $\text{MSWD}=0.056$ 。一颗锆石给出了 $370.6 \pm 7.0 \text{ Ma}$ 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄, 明显大于其他单颗粒锆石年龄。还有一颗锆石给出了 $300.1 \pm 4.2 \text{ Ma}$ 的年龄, 可能代表了后期的构造热事件时代(Xiao et al., 2004)。在样品 YD13-143 中也选取了 25 颗锆石用于定年, 这些锆石 U 和 Th 含量变化范围分别为 $63 \sim 390 \mu\text{g/g}$ 和 $26 \sim 155 \mu\text{g/g}$, Th/U 为 $0.18 \sim 0.88$, 显示了岩浆锆石特征。23 颗锆石的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄变化范围在 $322.1 \pm 6.3 \text{ Ma} \sim 327.5 \pm 8.0 \text{ Ma}$ 之间, 在 U-Pb 年龄谐和图上, 这些分析点落在谐和线上或接近谐和线(图 6b), $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $324.9 \pm 2.4 \text{ Ma}$ ($n=23$), $\text{MSWD}=0.036$, 这个年龄与样品 YD13-140 的加权平均年龄($324.5 \pm 2.1 \text{ Ma}$) 在误差范围内一致, 表明石英钠长斑岩的侵位年龄为 324 Ma 左右。另外两颗锆石分别给出了 $358.0 \pm 7.7 \text{ Ma}$ 和 $356.5 \pm 9.1 \text{ Ma}$ 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄,

可能是从围岩中捕获的锆石。

延东铜矿 4 件辉钼矿样品 Re-Os 同位素分析结果见表 3。这 4 个辉钼矿样品 ^{187}Re 和 ^{187}Os 变化范围比较大, 分别在 $158.90 \sim 433.67 \mu\text{g/g}$ 和 $865.5 \sim 2325.5 \text{ ng/g}$ 之间, 模式年龄分别为 $321.0 \pm 1.2 \text{ Ma}$ 、 $320.6 \pm 1.6 \text{ Ma}$ 、 $323.6 \pm 1.2 \text{ Ma}$ 和 $326.2 \pm 4.5 \text{ Ma}$, 加权平均值为 $322.0 \pm 2.7 \text{ Ma}$, $\text{MSWD}=1.3$ (图 7a), 利用 Isoplot 程序回归成一条直线, 得到 Re-Os 等时年龄为 $319.1 \pm 9.1 \text{ Ma}$, $\text{MSWD}=5.6$ (图 7b), ^{187}Os 初始值为 $13 \pm 40 \text{ ng/g}$ 。模式年龄与等时年龄在误差范围是一致的(图 7), 显示了数据的可靠性, 表明延东铜矿矿区辉钼矿的形成时代为 322 Ma 左右。

5 讨论

同位素地质年代是区域地质和成矿学研究的重要基础, 对于理解土屋-延东铜矿带的构造演化历

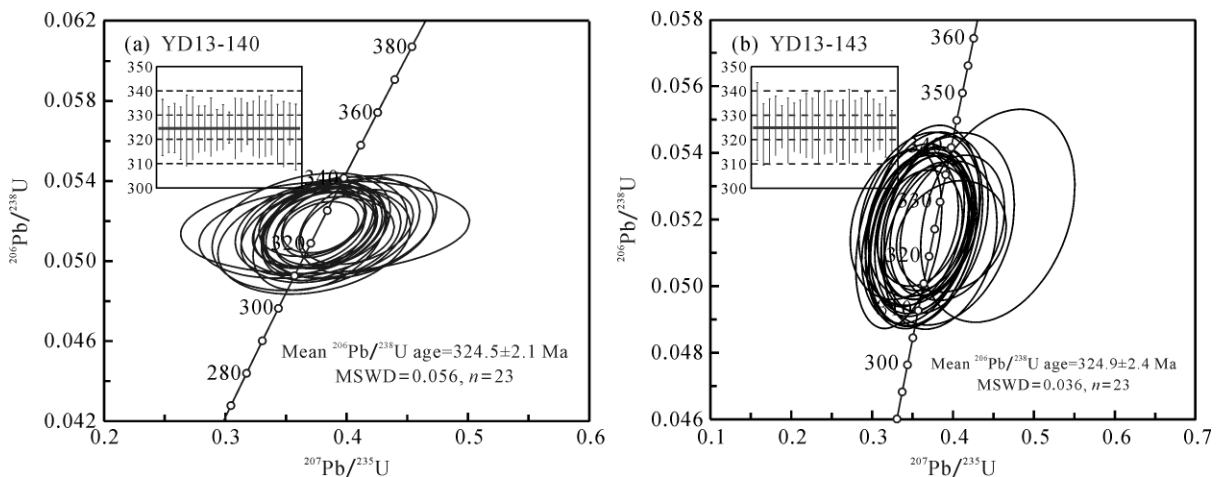


图 6 石英钠长斑岩锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig.6 U-Pb concordia diagrams of zircons from the quartz albite porphyry

表 3 辉钼矿 Re-Os 测试结果
Table 3 Re-Os data for molybdenite samples

样品	质量(g)	$^{187}\text{Re}(\mu\text{g/g})$		$^{187}\text{Os}(\text{ng/g})$		年龄(Ma)			
		测定值	不确定度	测定值	不确定度	计算值	不确定度		
YD13-109	0.0168	690.0	2.3	433.7	1.4	2325.5	4.5	321.0	1.2
YD13-18	0.0206	319.0	1.5	200.5	0.9	1073.7	1.9	320.6	1.6
YD13-44-4	0.0160	332.2	1.1	208.8	0.7	1128.5	2.1	323.6	1.2
YX-07		252.7	1.9	158.9	1.2	865.5	7.0	326.2	4.5

注: 样品 YX-07 数据引自张达玉等(2010)。

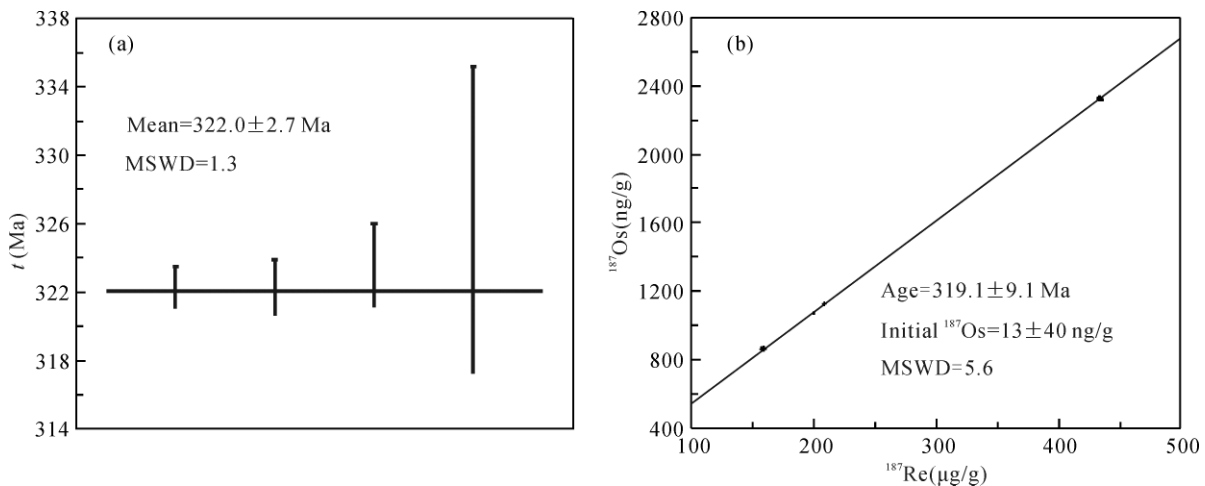


图 7 辉钼矿加权平均年龄(a)和等时线年龄图(b)

Fig.7 Re-Os weighted average modal ages (a) and isochronal diagram (b) for the molybdenite samples

史具有十分重要的意义, 因此, 前人用多种方法开展了相关的工作, 包括 U-Pb 法、K-Ar 法、Re-Os 法和 Sm-Nd 法等。

关于成矿年龄, 芮宗瑶等(2002)分别在土屋铜矿选取 4 件和延东铜矿选取 3 件辉钼矿样品, 得到辉钼矿 Re-Os 模式年龄为 325~321 Ma, 等时线年龄为 322.7±2.3 Ma。本文在延东铜矿选取了 4 件辉钼矿样品, 得到 322.0±2.7 Ma 的加权平均模式年龄和 319.1±9.1 Ma 等时年龄, 与芮宗瑶等(2002)得到的结果在误差范围内一致, 表明土屋-延东铜矿带辉钼矿形成时代为 322 Ma 左右。

关于岩体成岩年龄, 芮宗瑶等(2001)采用 Sm-Nd 等时线法和单颗粒锆石 U-Pb 法得到企鹅山群火山岩的成岩年龄为 390~360 Ma, 而我们在石英钠长斑岩样品 YD13-140 中得到 370.6±7.0 Ma 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄, 在样品 YD13-143 中得到 358.0±7.7 Ma 和 356.5±9.1 Ma 的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄, 因此, 这三颗锆石可能是从围岩中捕获而来, 这也与石英钠长斑岩侵入到企鹅山群中这一地质事实相符合(图 2)。自从 2001 年以来, 一直有关于含矿岩体斜长花岗斑岩的年龄报道, 包括一个单颗粒锆石

U-Pb 年龄为 361.8±7.8 Ma(芮宗瑶等, 2002), 三个 SHRIMP 锆石 U-Pb 分别为 334±3 Ma、333±4 Ma(陈富文等, 2005)和 335.0±3.7 Ma(Wang et al., 2014), 四个 SIMS 锆石 U-Pb 年龄分别为 332.2±2.3 Ma(Shen et al., 2014a)、332.8±2.5 Ma(Shen et al., 2014b)、338.3±1.4 Ma 和 339.3±1.3 Ma(Han et al., 2014)。野外侵入关系表明, 斜长花岗斑岩也是侵入到企鹅山火山岩中, 这个单颗粒锆石 U-Pb 年龄(361.8±7.8 Ma)可能也代表了从围岩中捕获的锆石年龄, 因此, 斜长花岗斑岩的成岩年龄为 339~332 Ma。本文报道了延东铜矿矿体附近的两个石英钠长斑岩样品 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为 324.9±2.4 Ma 和 324.5±2.1 Ma, 明显晚于斜长花岗斑岩。综上所述, 土屋-延东铜矿带的岩浆活动至少持续了 40 Ma。

岩相学研究表明, 成矿阶段的黄铜矿与辉钼矿共生(图 3), 因此, 辉钼矿 Re-Os 同位素年龄可以代表黄铜矿的成矿年龄, 那么铜矿化年龄为 322 Ma 左右。这一年龄与两件石英钠长斑岩样品 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果(324.9±2.4 Ma 和 324.5±2.1 Ma)在误差范围内是一致的, 表明了石英钠长斑岩的侵位与铜矿化密切相关。成矿阶段的与黄铜矿伴生的

矿物主要为绿泥石、硬石膏和方解石,这种矿物组合在石英钠长斑岩岩体中也有体现。根据上述年代学和岩相学的证据,可以推断石英钠长斑岩与土屋-延东铜矿带的形成有着密切的关系。事实上,大南湖岛弧带上斑岩铜矿除了土屋和延东铜矿之外,还有赤湖、灵龙、福兴以及三岔口等,构成了东西向延伸长达 300 km 的铜矿带。值得一提的是,前人对于赤湖铜矿的成矿岩体进行 SHRIMP 锆石 U-Pb 定年,得到 322 ± 10 Ma 的成岩年龄(吴华等, 2006),这个年龄与土屋-延东铜矿带中石英钠长斑岩和辉钼矿的年龄一致,说明大南湖-头苏泉岛弧带上 322 Ma 左右发育这一重要的铜矿化事件,这一发现可能为大南湖-岛弧带晚石炭世铜矿勘查提供新的思路。

6 结 论

(1) 土屋-延东铜矿带位于东天山大南湖-头苏泉岛弧带上,是新疆最大的铜矿带。本次研究首次对该矿带上发现的晚石炭世石英钠长斑岩进行年代学研究,获得 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为 324.9 ± 2.4 Ma 和 324.5 ± 2.1 Ma,表明石英钠长斑岩为晚石炭系岩浆活动的产物。对延东铜矿 4 件辉钼矿样品进行 Re-Os 同位素分析,得到 322.0 ± 2.7 Ma 的加权平均模式年龄和 319.1 ± 9.1 Ma 等时线年龄。

(2) 岩相学研究表明,石英钠长斑岩中发育黄铜矿+绿泥石+硬石膏+方解石矿物组合,与延东铜矿主成矿阶段的矿物组合是一致的,并且石英钠长斑岩成岩年龄与辉钼矿年龄在误差范围内一致,表明石英钠长斑岩可能与土屋-延东铜矿带铜矿形成可能有着密切关系。

致谢: 锆石 U-Pb 定年和辉钼矿 Re-Os 同位素分析分别得到了中国科学院广州地球化学研究所李聪颖博士和孙胜玲博士的帮助,中国科学院地质与地球物理研究所韩春明研究员和另一位匿名评审专家提出了宝贵的修改意见,在此一并表示衷心感谢。

参考文献(References):

曹福根,涂其军,张晓梅,任燕,李嵩龄,董富荣. 2006. 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. 地质通报, 25(8): 923-927.

陈富文,李华芹,陈毓川,王登红,王金良,刘德权,唐延龄,周汝洪. 2005. 东天山土屋-延东斑岩铜矿田成

岩时代精确测定及其地质意义. 地质学报, 79(2): 256-261.

成守德,祁世军,陈川,高鹏,黄诚,刘通,王世伟. 2009. 巴尔喀什-准噶尔构造单元划分及特征. 新疆地质, 27(S1): 14-30.

邓小华,王京彬,王玉往,李月臣,方同辉,毛启贵. 2014. 东天山卡拉塔格红石铜矿地质特征及矿床成因初步探讨. 矿产勘查, 5(2): 159-168.

郭华春,钟莉,李丽群. 2006. 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. 地质通报, 25(8): 928-931.

韩春明,肖文交,潘成泽,李月臣,颜启明,曲军峰,敖松坚,张继恩,郭谦谦,马冲,万博. 2010. 新疆哈密土屋铜矿床地质和地球化学特征. 地质科学, 45(2): 537-550.

侯广顺,唐红峰,刘丛强,王彦斌. 2005. 东天山土屋-延东斑岩铜矿围岩的同位素年代和地球化学研究. 岩石学报, 21(6): 1729-1736.

侯广顺,唐红峰,刘丛强. 2006. 东天山觉罗塔格构造带晚古生代火山岩地球化学特征及意义. 岩石学报, 22(5): 1167-1177.

胡霏琴,张国新,陈义兵. 2006. 中国新疆地壳演化主要地质事件年代学和地球化学. 地质出版社: 69-118.

李秋根,刘树文,韩宝福,王月然,党青宁. 2005. 中天山东段星星峡群变质泥质岩的地球化学特征及其对物源区和古风化作用的制约. 中国科学(D辑), 35(3): 225-234.

马星华,陈斌,王超,鄢雪龙. 2015. 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. 岩石学报, 31(1): 89-104.

毛启贵,方同辉,王京彬,王书来,王宁. 2010. 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. 岩石学报, 26(10): 3017-3026.

潘鸿迪,申萍,陈刚,杨俊,赵云江,代华五. 2013. 新疆土屋斑岩铜矿床火山-侵入杂岩体、成矿岩石及其蚀变. 矿床地质, 32(4): 795-809.

芮宗瑶,王福同,李恒海,董连慧,王磊,姜立丰,刘玉琳,王龙生,陈伟十. 2001. 新疆东天山斑岩铜矿带的新进展. 中国地质, 28(2): 11-16.

芮宗瑶,王龙生,王义天,刘玉琳. 2002. 东天山土屋和延东斑岩铜矿床时代讨论. 矿床地质, 21(1): 16-22.

申萍,潘鸿迪,董连慧,杨俊,沈远超,代华五,关维娜,赵云江. 2012. 新疆延东斑岩铜矿床火山机构、容矿岩石及热液蚀变. 岩石学报, 28(7): 1966-1980.

宋彪,李锦轶,李文铅,王克卓,王瑜. 2002. 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. *新疆地质*, 20(4): 342-345.
- 王京彬, 王玉往, 何志军. 2006. 东天山大地构造演化的成矿示踪. *中国地质*, 33(3): 461-469.
- 王义天, 毛景文, 陈文, 杨富全, 杨建民. 2006. 新疆东天山康古尔塔格金矿带成矿作用的构造制约. *岩石学报*, 22(1): 236-244.
- 吴华, 李华芹, 陈富文, 路运发, 邓岗, 梅玉萍, 姬后贵. 2006. 东天山哈密地区赤湖钼铜矿区斜长花岗斑岩锆石SHRIMP U-Pb年龄. *地质通报*, 25(5): 549-552.
- 吴艳爽, 项楠, 汤好书, 周可法, 杨永飞. 2013. 东天山东戈壁钼矿床辉钼矿Re-Os年龄及印支期成矿事件. *岩石学报*, 29(1): 121-130.
- 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. *科学通报*, 49(16): 1589-1604.
- 肖庆华, 秦克章, 许英霞, 三金柱, 马占鹿, 孙赫, 唐冬梅. 2009. 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. *矿床地质*, 28(2): 120-132.
- 张达玉, 周涛发, 袁峰, 范裕, 刘帅, 彭明兴. 2010. 新疆东天山地区延西铜矿床的地球化学、成矿年代学及其地质意义. *岩石学报*, 26(11): 3327-3338.
- Belousova E, Griffin W, O'Reilly S Y and Fisher N. 2002. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 143: 602-622.
- Chen H Y, Yang J T and Baker M. 2012. Mineralization and fluid evolution of the Jiyuan polymetallic Cu-Ag-Pb-Zn-Au deposit, eastern Tianshan, NW China. *International Geology Review*, 54: 816-832.
- Du A D, Wu S Q, Sun D Z, Wang S X, Qu W J, Markey R, Stain H, Morgan J and Malinovskiy D. 2004. Preparation and Certification of Re-Os Dating Reference Materials: Molybdenites HLP and JDC. *Geostandards and Geoanalytical Research*, 28: 41-52.
- Han C M, Xiao W J, Zhao G C, Mao J W, Yang J M, Wang Z L, Yan Z and Mao Q G. 2006. Geological characteristics and genesis of the Tuwu porphyry copper deposit, Hami, Xinjiang, Central Asia. *Ore Geology Reviews*, 29: 77-94.
- Han Z K, Han C M, Xiao W J, Zhao G C, Wang Z M, Ao S J, Zhang J and Wan B. 2014. Palaeozoic porphyry Cu-Au and ultramafic Cu-Ni deposits in the eastern Tianshan orogenic belt: Temporal constraints from U-Pb geochronology. *International Geology Review*, 55: 842-862.
- Hoskin P W O and Schaltegger U. 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 27-62.
- Hou T, Zhang Z C, Santosh M, Encarnacion J, Zhu J and Luo W J. 2014. Geochronology and geochemistry of submarine volcanic rocks in the Yamansu iron deposit, Eastern Tianshan Mountains, NW China: Constraints on the metallogenesis. *Ore Geology Reviews*, 56: 487-502.
- Lei R X, Wu C Z, Chi G X, Gu L X, Dong L H, Qu X, Jiang Y H and Jiang S Y. 2013. 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. *Journal of Asian Earth Sciences*, 74: 142-154.
- Lei R X, Wu C Z, Gu L X, Zhang Z Z, Chi G X and Jiang Y H. 2011. 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. *Gondwana Research*, 20: 582-593.
- Li C Y, Zhang H, Wang F Y, Liu J Q, Sun Y L, Hao X L, Li Y L and Sun W D. 2012. The formation of the Dabaoshan porphyry molybdenum deposit induced by slab rollback. *Lithos*, 150: 101-110.
- Li X H, Tang G Q, Gong B, Yang Y H, Hou K J, Hu Z C, Li Q L, Liu Y and Li W X. 2013. Qinghu zircon: A working reference for microbeam analysis of U-Pb age and Hf and O isotopes. *Chinese Science Bulletin*, 58: 4647-4654.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Günther D, Xu J, Gao C G and Chen H H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257: 34-43.
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Gao C G, Gao S, Xu J and Chen H H. 2010. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55: 1535-1546.
- Ludwig K R. 2003. Isoplot/Ex, version 3: A geochronological toolkit for microsoft Excel: Berkeley. California, Geochronology Center Berkeley.
- Mao J W, Pirajno F, Zhang Z H, Chai F M, Wu H, Chen S P, Cheng L S, Yang J M and Zhang C Q. 2008. 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. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32: 184-203.
- Shen P, Pan H D and Dong L H. 2014a. Yandong porphyry

- Cu deposit, Xinjiang, China—Geology, geochemistry and SIMS U-Pb zircon geochronology of host porphyries and associated alteration and mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 80: 197–217.
- Shen P, Pan H D, Zhou T F and Wang J B. 2014b. 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 hostrock? *Mineralium Deposita*, 49: 709–731.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313–345.
- Wang Y H, Xue C J, Wang J P, Peng R M, Yang J T, Zhang F, Zhao Z N and Zhao Y J. 2014. Petrogenesis of magmatism in the Yandong region of Eastern Tianshan, Xinjiang: geochemical, geochronological, and Hf isotope constraints. *International Geology Review*, DOI: 10.1080/00206814.00202014.00900653.
- Xiao W J, Zhang L C, Qin K Z, Sun S and Li J L. 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of central Asia. *American Journal of Science*, 304: 370–395.
- Zhang L C, Xiao W J, Qin K Z and Zhang Q. 2006. The adakite connection of the Tuwu-Yandong copper porphyry belt, eastern Tianshan, NW China: Trace element and Sr-Nd-Pb isotope geochemistry. *Mineralium Deposita*, 41: 188–200.

Zircon U-Pb and Molybdenite Re-Os Dating of the Tuwu–Yandong Cu Deposit Belt of the Eastern Tianshan Mountains and its Geological Significance

XIAO Bing^{1,2}, CHEN Huayong^{1*}, WANG Yunfeng^{1,2} and YANG Juntao³

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

Abstract: The Tuwu–Yandong Cu deposit belt, located in the Da’nanhu–Tousuquan island arc belt of the eastern Tianshan mountains, is the largest Cu deposit belt in Xinjiang. The deposits are hosted in the Carboniferous plagiogranite porphyry and the Late Paleozoic Qi’eshan Group. However, previous studies show that the age of the plagiogranite porphyry (339–332 Ma) is obviously older than the mineralization age (about 322 Ma). Therefore, the mineralization-causative intrusion of the Tuwu–Yandong Cu deposit belt is still controversial. In this study, petrography and in situ zircon U-Pb LA-ICP-MS analyses for the quartz albite porphyry are combined with Re-Os isotope analysis of molybdenite to provide constraints on the genesis of the Tuwu–Yandong Cu deposit belt. Re-Os isotope analysis of molybdenite from the Yandong Cu deposit yields a weighted mean model age of 322.0 ± 2.7 Ma and an isochron age of 319.1 ± 9.1 Ma, which are obviously younger than that of the plagiogranite porphyry. LA-ICP-MS zircon U-Pb ages of 324.9 ± 2.4 Ma and 324.5 ± 2.1 Ma have been attained from two quartz albite porphyry samples. Petrographic studies show that the mineral assemblages of chalcopyrite + chlorite + anhydrite + calcite are developed in the quartz albite porphyry, which is same with the mineral assemblage identified in the main mineralization stage. Moreover, the age of the quartz albite porphyry is identical to the mineralization age, suggesting that the quartz albite porphyry may have some genetic relationships to Cu mineralization in the Tuwu–Yandong Cu deposit belt. This find will provide new insights on the Late Carboniferous Cu exploration in the Dananhu–Tousuquan island arc belt.

Keywords: eastern Tianshan Mountains; Dananhu–Tousuquan; Tuwu–Yandong Cu deposit belt; quartz albite porphyry; molybdenite; geochronology