第 59 卷 第 5 期
2026 年（总 249 期）

西 北 地 质
NORTHWESTERN GEOLOGY

Vol. 59 No. 5
2026(Sum249)



引文格式：赵钰，章永梅，顾雪祥，等. 东昆仑造山带西段布拉克巴什泉北矽卡岩型铜金钨矿点的发现及其勘查意义[J]. 西北地质，2026，59(5)：40−59. DOI：10.12401/j.nwg.2026063

Citation：ZHAO Yu, ZHANG Yongmei, GU Xuexiang, et al. Discovery of the Bulakebashiquanbei Skarn Cu-Au-W Mineralization in the Western Segment of East Kunlun Orogenic Belt, NW China, and Its Exploration Significance[J]. Northwestern Geology, 2026, 59(5)：40−59. DOI：10.12401/j.nwg.2026063

东昆仑造山带西段布拉克巴什泉北矽卡岩型铜金钨矿点的发现及其勘查意义

赵钰[1]，章永梅[1,2,*]，顾雪祥[1,2]，胡运行[1]，韩建华[3,4]，陈威[4]，朱伟[5]，时浩[6]

（1. 中国地质大学（北京）地球科学与资源学院，北京 100083；2. 新疆维吾尔自治区人民政府国家三〇五项目办公室/新疆维吾尔自治区自然资源与生态环境研究中心，新疆 乌鲁木齐 830000；3. 新疆维吾尔自治区自然资源厅，新疆 乌鲁木齐 830002；4. 新疆维吾尔自治区地质局区域地质调查中心，新疆 乌鲁木齐 830011；5. 吐鲁番金源矿冶有限责任公司，新疆 鄯善 838204；6. 且末县邦泰矿业投资有限公司，新疆 且末 841900）

摘 要：布拉克巴什泉北铜金钨矿点是近年来在东昆仑西段屈库勒克东矿集区周缘新发现的矽卡岩型矿化点。为精确限定其成岩成矿时代，揭示成矿相关岩浆性质及区域找矿意义，笔者对矿区闪长岩和矽卡岩开展锆石和石榴子石 U-Pb 年代学、闪长岩全岩主微量元素及锆石微量元素研究。结果表明，闪长岩锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为（209.4±1.8）Ma，矽卡岩石榴子石普通 Pb 校正后的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为（209.1±1.1）Ma，二者在误差范围内一致，指示闪长岩侵位与矽卡岩型 Cu-Au-W 矿化基本同期，均形成于晚三叠世后碰撞伸展阶段。岩石地球化学特征表明，成矿相关闪长质岩浆主要来源于受俯冲组分交代改造的岩石圈地幔部分熔融，并在岩浆演化过程中经历了一定程度的分离结晶作用。锆石微量元素结果显示，氧逸度 ΔFMQ 值为−1.89～0.16，10 000 × (Eu/Eu*)/Yb_N 值为 0.66～4.48，指示该岩浆体系总体处于偏还原至近 FMQ 缓冲条件，并具有中等至较高含水性。布拉克巴什泉北矿点的发现表明，屈库勒克东矿集区及其周缘除已知岩浆热液脉型 Au-Sb 矿化外，还发育与晚三叠世闪长质岩浆侵位及碳酸盐岩接触交代作用有关的矽卡岩型 Cu-Au-W 矿化，进一步丰富了该区岩浆–热液成矿系统的矿化类型。区域勘查应重点关注晚三叠世中性–中酸性隐伏岩体边部、岩体与碳酸盐岩接触带及其与断裂构造交汇部位，并加强对 Au-W 矿化潜力的评价。

关键词：矽卡岩型矿化；晚三叠世；岩浆性质；布拉克巴什泉北；东昆仑造山带

中图分类号：P612 **文献标志码**：A **文章编号**：1009-6248(2026)05-0040-20

Discovery of the Bulakebashiquanbei Skarn Cu-Au-W Mineralization in the Western Segment of East Kunlun Orogenic Belt, NW China, and Its Exploration Significance

收稿日期：2026-07-29；**修回日期**：2026-08-24；**责任编辑**：贾晓丹

基金项目：深地国家科技重大专项（2024ZD1001800），新疆维吾尔自治区科技计划（2023B03016-1）和国家自然科学基金项目（42573067、42130804）联合资助。

作者简介：赵钰（1998−），男，博士研究生，研究方向为矿床学与地球化学。E−mail：yuzhao518m@qq.com。

*** 通讯作者**：章永梅（1984−），女，教授，博士生导师，从事矿床学与地球化学教学及科研。E−mail：zhangyongmei@cugb.edu.cn。

© Editorial Office of *Northwestern Geology*. OA under CC BY-NC-ND

ZHAO Yu[1], ZHANG Yongmei[1,2,*], GU Xuexiang[1,2], HU Yunhang[1], HAN Jianhua[3,4], CHEN Wei[4], ZHU Wei[5], SHI Hao[6]

（1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China；2. National 305 Project Office of Xinjiang Uygur Autonomous Region /Xinjiang Natural Resources and Ecological Environment Research Center, Urumqi 830000, Xinjiang, China；3. Department of Natural Resources of Xinjiang Uygur Autonomous Region, Urumqi 830002, Xinjiang, China；4. Regional Geological Survey Center, Xinjiang Uygur Autonomous Region Geological Bureau, Urumqi 830011, Xinjiang, China；5. Turpan Jinyuan Mining & Metallurgy Co., Ltd., Shanshan 838204, Xinjiang, China；6. Qiemo County Bangtai Mining Investment Co., Ltd., Qiemo 841900, Xinjiang, China）

Abstract：The Bulakebashiquanbei Cu-Au-W occurrence is a newly discovered skarn-type mineralization occurrence in the peripheral area of the Qukulekedong ore cluster, the western segment of the East Kunlun Orogenic Belt. To precisely constrain the timing of magmatism and mineralization, characterize the nature of the ore-related magma, and evaluate its regional exploration significance, this study conducted zircon and garnet U-Pb geochronology of the diorite and skarn, together with whole-rock major and trace element analyses and zircon trace element analyses of the diorite. The results show that the diorite yields a zircon $^{206}Pb/^{238}U$ weighted mean age of (209.4±1.8) Ma, whereas garnet from the skarn yields a common-Pb-corrected $^{206}Pb/^{238}U$ weighted mean age of (209.1±1.1) Ma. These ages overlap within analytical uncertainties, indicating that diorite emplacement and skarn-type Cu-Au-W mineralization were broadly coeval and occurred during the Late Triassic post-collisional extensional stage. Whole-rock geochemical characteristics indicate that the ore-related dioritic magma was mainly derived from partial melting of lithospheric mantle metasomatized by subduction-related components and subsequently underwent a certain degree of fractional crystallization. Zircon trace element data yield ΔFMQ values of −1.89 to 0.16 and 10 000×(Eu/Eu*)/Yb_N ratios of 0.66–4.48, indicating that the magmatic system was generally reduced to near the FMQ buffer and had moderate to relatively high water contents. The discovery of the Bulakebashiquanbei occurrence demonstrates that, in addition to the previously recognized magmatic-hydrothermal vein-type Au-Sb mineralization, the Qukulekedong ore cluster and its surrounding areas also host skarn-type Cu-Au-W mineralization associated with late Triassic dioritic magmatism and contact metasomatism with carbonate rocks, further expanding the recognized mineralization styles of the regional magmatic-hydrothermal system. Future exploration should focus on the margins of concealed Late Triassic intermediate to felsic intrusions, contacts between intrusions and carbonate rocks, and their intersections with fault structures, with particular attention to the potential for Au-W mineralization.

Keywords：skarn mineralization；late Triassic；magma characteristics；Bulakebashiquanbei；East Kunlun Orogenic Belt

矽卡岩型矿床是侵入岩相关成矿系统的重要组成部分，也是 Cu、Au、W、Mo、Fe 和 Zn-Pb 等金属的重要来源（Meinert et al., 2005; Chang et al., 2019）。矽卡岩矿床的形成受岩浆性质、围岩组成、流体演化和构造通道等因素共同控制，其中岩浆氧逸度、含水量和分异程度是影响成矿专属性和金属富集效率的重要参数（Richards, 2011, 2015; Lu et al., 2016; Loucks et al., 2024）。通常认为，高氧逸度、富水钙碱性岩浆有利于 Cu-Au 矿化，而 W 及 W-Sn 相关矿化多与演化程度较高、富挥发分、相对还原的花岗质岩浆系统有关（Meinert et al., 2005; Sillitoe, 2010; Chang et al., 2019）。越来越多的研究表明，矽卡岩矿床的金属组合还受到岩浆源区、硫化物饱和时机、挥发分组成、外来流体加入及碳酸盐围岩反应等多种因素共同制约（Ouyang et al., 2024; Loucks et al., 2024; Zhang et al., 2025; Zu et al., 2025）。锆石和石榴子石是约束岩浆–矽卡岩成矿系统演化的重要矿物。其中，锆石 U-Pb 年代学及微量元素组成可限定岩浆侵位时代并半定量约束岩浆温度、氧逸度和含水状态，而矽卡岩石榴子石 U-Pb 定年可直接限定接触交代作用发生时代，从而建立岩浆侵位与矽卡岩矿化之间的时间联系（Lu et al., 2016; Loader et al., 2017; Duan et al., 2020; Loucks et al., 2020,

2023, 2024; Reinhardt et al., 2022; 梁丰等, 2023)。

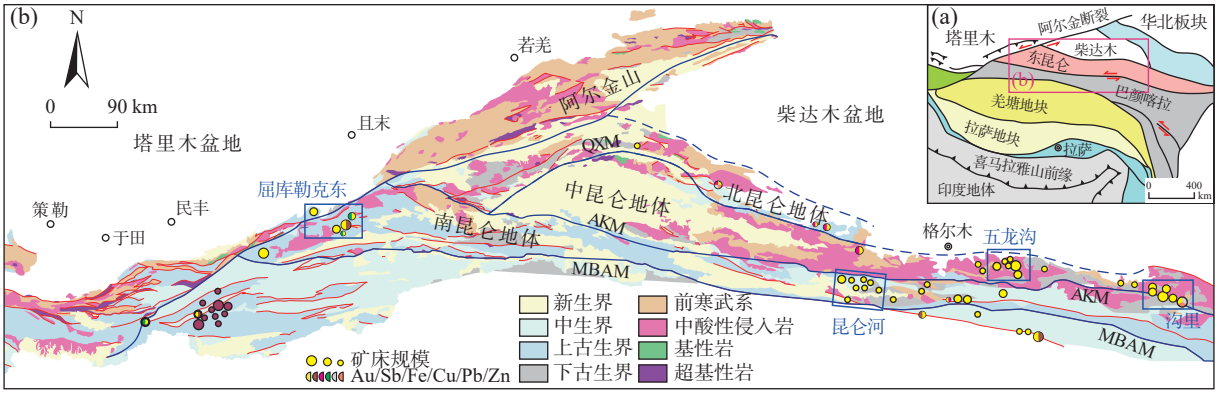
东昆仑造山带位于青藏高原北缘, 是中国西部重要的晚古生代—早中生代岩浆热液多金属成矿带, 中—晚三叠世岩浆活动及 Au、Cu、Pb-Zn、W 等成矿作用与古特提斯构造演化密切相关(Wang et al., 2018; Zhong et al., 2019; 鲍泓辰, 2026; 顾雪祥等, 2026; 李文忠等, 2026)。相比祁漫塔格带、五龙沟–沟里和昆仑河等矿集区, 东昆仑西段屈库勒克东矿集区研究程度相对较低, 已有工作主要集中于屈库勒克东 Au-Sb 矿床和屈库勒克 Au 矿等岩浆热液脉型矿化(Xing et al., 2022, 2023), 对侵入岩–碳酸盐岩接触带矽卡岩型矿化的认识仍较薄弱。近年来在该区发现的布拉克巴什泉北铜金钨矿点, 矿化主要产于闪长岩与哈拉米兰河群灰岩/大理岩接触部位, 接触带发育石榴子石–辉石±符山石矽卡岩, 后期叠加绿帘石化、阳起石化和硅化, 并伴有黄铁矿化、黄铜矿化及白钨矿化, 显示明显的接触交代成矿特征。笔者通过闪长岩锆石 U-Pb 年代学、矽卡岩石榴子石 U-Pb 定年、全岩主微量元素及锆石微量元素研究, 旨在限定闪长岩侵位与矽卡岩型 Cu-Au-W 矿化的时间关系, 揭示成矿相关岩浆源区、演化过程及物理化学性质, 并探讨其对区域矽卡岩型 Cu-Au-W 找矿方向及勘查模型构建的启示。

1 区域地质背景

东昆仑造山带位于青藏高原北缘, 是中央造山系的重要组成部分, 也是中国西部重要的晚古生代—早中生代岩浆–热液多金属成矿带(图 1a; 郭香敏等, 2024; 冯李强等, 2026)。该造山带西接阿尔金断裂, 东连秦岭造山带, 北邻柴达木盆地, 南接巴颜喀拉地体, 总体呈近 EW 向展布(Roger et al., 2008; Dong et al., 2018; 顾雪祥等, 2026)。东昆仑造山带经历了原特提斯和古特提斯洋盆俯冲、增生拼贴、碰撞造山及碰撞后构造转换等多期演化过程, 形成复杂的地壳结构和多阶段岩浆–成矿作用(Xiong et al., 2014; Dong et al., 2018; Zhao et al., 2022; Fu et al., 2023; Zhang et al., 2023)。其中, 金成矿作用具有明显的多期性, 主要集中于五龙沟、沟里、昆仑河及屈库勒克东等矿集区(图 1b), 矿床类型包括岩浆热液型、矽卡岩型和造山型等(Chen et al., 2020; 顾雪祥等, 2026)。

东昆仑造山带自北向南被划分为北昆仑地体、中昆仑地体和南昆仑地体(图 1b), 由近 EW 向的祁漫塔格–香日德、阿其克库勒湖–昆中以及木孜塔格–布青山–阿尼玛卿蛇绿混杂岩带依次界定(Dong et al., 2018)。南昆仑地体通常被解释为与原–古特提斯洋长期俯冲作用有关的增生杂岩带(Dong et al., 2018; Yu et al., 2020), 其中零星分布前寒武纪变质基底, 并被古生界至三叠系火山–沉积序列覆盖。该地体内发育大量与洋壳俯冲、弧陆碰撞以及碰撞后伸展相关的花岗质岩浆岩, 侵位时代主要为 485～390 Ma 和 270～200 Ma(顾雪祥等, 2026)。

屈库勒克东矿集区位于东昆仑西段南昆仑构造带内(图 2)。区内出露地层主要包括古元古界苦海岩群、石炭系托库孜达坂群和哈拉米兰河群以及二叠系树维门科组。石炭系哈拉米兰河群和托库孜达坂群主要为海相碎屑岩–碳酸盐岩组合, 岩性包括砂岩、粉



QXM. 祁漫塔格–香日德蛇绿混杂岩带; AKM. 阿其克库勒湖–昆中蛇绿混杂岩带; MBAM. 木孜塔格–布青山–阿尼玛卿蛇绿混杂岩带

图1 青藏高原构造纲要图(a; 据 Roger et al., 2008 修改), 东昆仑造山带岩浆岩及典型矿床分布图(b; 据郭利, 2016 修改)

Fig. 1 (a) Tectonic framework of the Tibetan Plateau, (b) distribution map of magmatic rocks and representative deposits in the East Kunlun Orogenic Belt

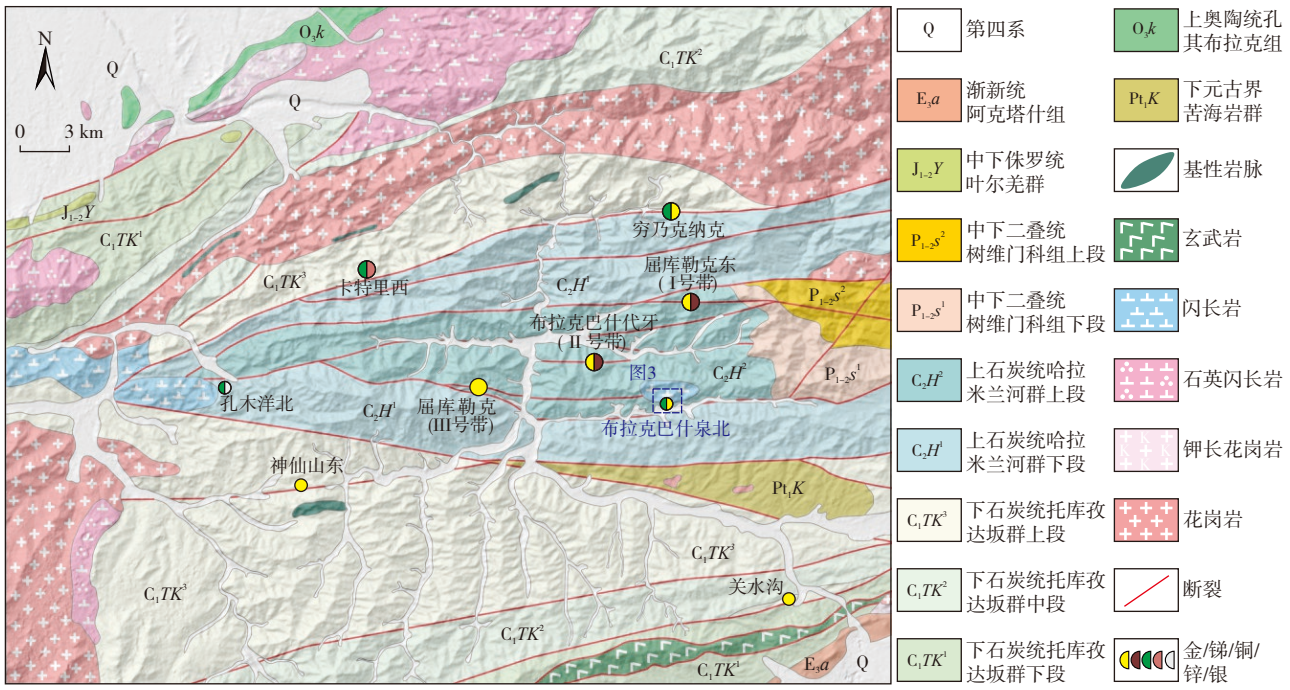


图2　东昆仑造山带西段屈库勒克东矿集区地质图(据 Zhao et al., 2026a 修改)

Fig. 2　Geological map of the Qukulekedong ore cluster in the western segment of the East Kunlun Orogenic Belt

砂岩、灰岩、大理岩及局部钙质碎屑岩; 托库孜达坂群还发育玄武质–流纹质火山岩(许鑫, 2020)。矿集区内发育多期岩浆活动。早二叠世侵入岩主要包括闪长岩、花岗闪长岩和花岗岩, 形成时代为 281～277 Ma, 具有弧岩浆亲和性(郭利, 2016); 中三叠世基性–超基性岩形成于 245～244 Ma(夏明哲等, 2018); 晚三叠世高镁闪长岩和埃达克质岩主要形成于 225～212 Ma, 是矿集区晚三叠世岩浆活动的重要组成部分(Zhao et al., 2026a)。区内构造总体呈近 EW 向–NEE 向展布, 发育近 EW 向、NE 向及近 SN 向断裂和褶皱构造。近 EW 向断裂及层间破碎带构成区域重要的导矿和容矿构造, NE 向及近 SN 向次级断裂则控制部分矿体的局部展布、错断及后期热液叠加(邢令, 2023)。矿集区内已发现 Cu-Au、Au-Sb、Pb-Zn-Ag、Cu-Ni 及 VMS 型等多种矿化。其中, Au-Sb 矿化主要赋存于哈拉米兰河群碎屑岩中, 卡特里西、穷乃克纳克等 VMS 型矿化主要与托库孜达坂群火山岩有关(Zhao et al., 2026a); 布拉克巴什泉北 Cu-Au-W 矿化则主要发育于晚三叠世闪长质侵入岩与哈拉米兰河群碳酸盐岩接触部位。

总体来看, 屈库勒克东矿集区矿化在时间上与晚三叠世岩浆–热液活动密切相关(Xing et al., 2022; 邢令, 2023; 顾雪祥等, 2026), 在空间上受侵入岩、赋矿地层和断裂构造共同制约。由侵入岩–碳酸盐岩接触部位的布拉克巴什泉北 Cu-Au-W 矽卡岩型矿化, 向外围屈库勒克 Au 矿化及屈库勒克东 Au-Sb 矿化过渡, 显示中低温元素组合在空间上的分带特征(Zhao et al., 2026b)。因此, 晚三叠世侵入岩、有利碳酸盐岩层位及区域断裂系统的耦合可能是控制矿集区多类型岩浆–热液矿化空间分布的重要因素。

2　矿床地质特征

布拉克巴什泉北矿区南部主要出露石炭系哈拉米兰河群下段, 为一套海相碎屑岩–碳酸盐岩组合, 岩性以粉砂岩、砂岩及少量碳酸盐岩为主; 北部出露哈拉米兰河群上段, 主要为灰岩和大理岩(图 3, 郭利, 2016)。矿区构造较为发育, 主要包括 NE 向和近 EW 向两组断裂。近 EW 向断裂及其派生破碎带控制了矿化蚀变带的总体展布, NE 向断裂则对矿体局部富集和错断具有一定影响。矿床控矿构造特征与屈库勒克东金锑矿床和屈库勒克金矿较为相似, 并且与屈库勒克金矿处于同一构造线(图 2, Xing et al., 2024)。

矿区侵入岩主要为闪长岩, 呈岩株、岩脉或岩墙状(图 4), 局部可见花岗闪长岩脉, 由于花岗闪长岩零星出露, 野外并未观察到二者清晰的地质接触关系。

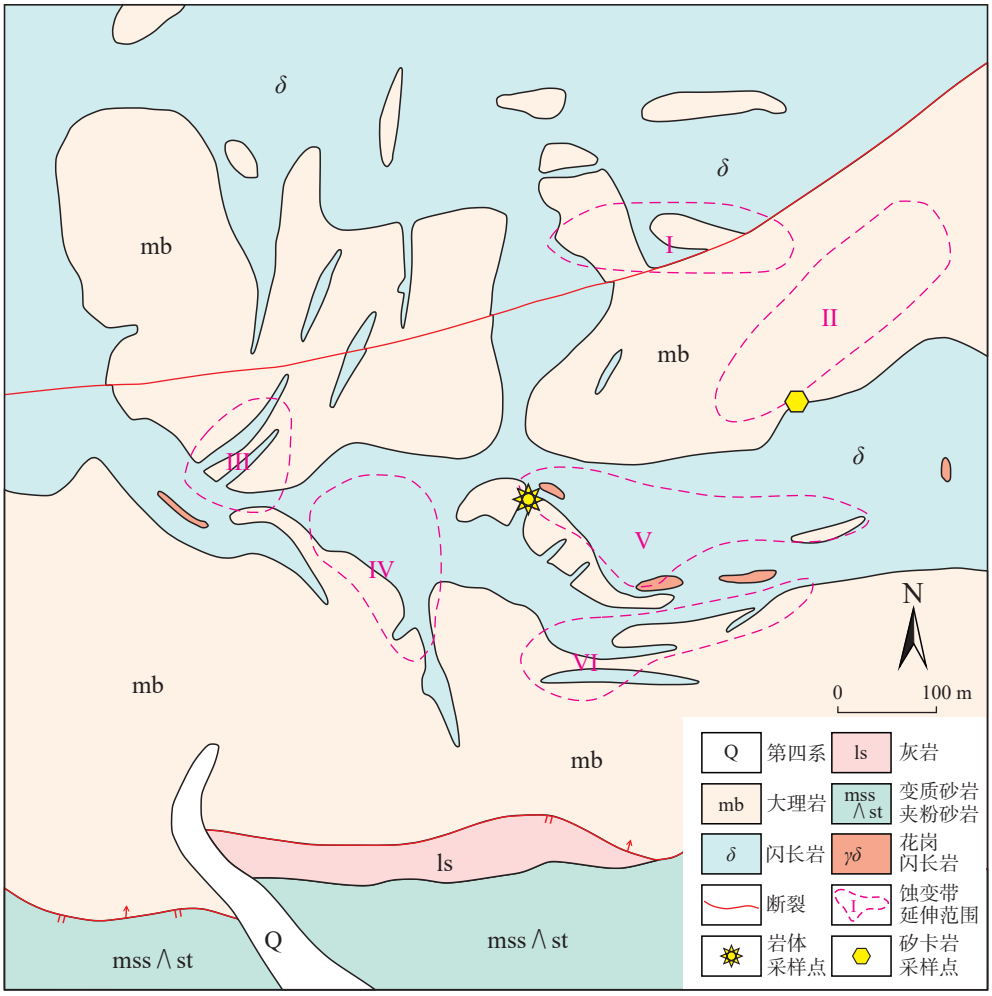


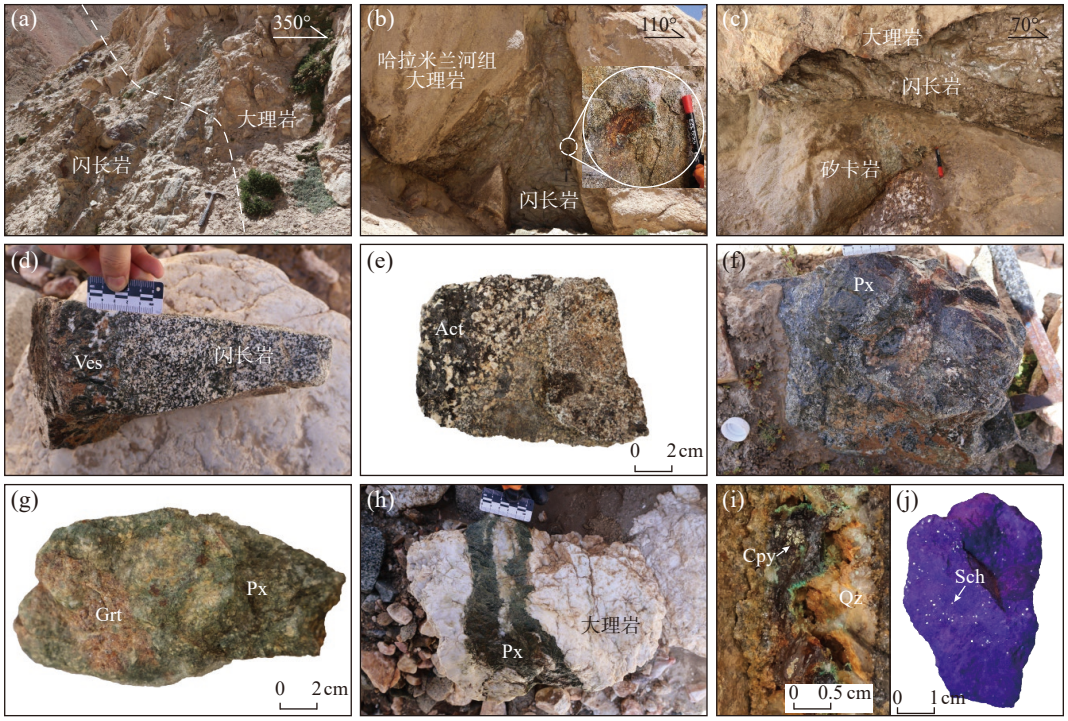
图3 布拉克巴什泉北铜金钨矿点地质图(据郭利, 2016 修改)

Fig. 3 Geological map of the Bulakebashiquanbei Cu-Au-W occurrence

闪长岩呈灰绿色–深灰色, 中细粒半自形粒状结构, 块状构造。岩石主要由斜长石、角闪石、少量辉石、石英及不透明矿物组成(图 5)。其中, 斜长石含量为 50%～55%, 多呈半自形板柱状, 局部发育聚片双晶(图 5a), 部分颗粒发生绢云母化和黏土化蚀变; 角闪石含量为 20%～25%, 呈半自形–他形柱状或粒状, 是主要暗色矿物, 局部沿解理发生绿泥石化和绿帘石化(图 5b); 辉石含量较少, 为 3%～5%, 多呈半自形短柱状或残余粒状, 部分被角闪石、绿泥石和绿帘石交代; 石英含量为 5%～8%, 多呈他形粒状充填于斜长石和暗色矿物粒间。黑云母含量较低, 为 2%～3%, 局部发生绿泥石化。不透明矿物含量为 1%～3%, 多呈细粒状分布于暗色矿物边部或粒间。副矿物含量小于 1%, 主要为锆石、磷灰石和少量钛铁矿。

野外可见闪长岩直接侵入哈拉米兰河群灰岩/大理岩, 沿接触界面及其附近普遍发育矽卡岩化和 Cu-Au-W 矿化(图 4a～图 4c)。接触带中主要发育石榴子石、辉石和符山石等无水钙硅酸盐矿物, 局部被绿帘石、阳起石、绿泥石和方解石等含水矿物交代, 表明早期进矽卡岩作用受到后期退矽卡岩作用明显叠加。受露头连续性及后期蚀变叠加影响, 野外未观察到连续清晰的冷凝边和角岩化蚀变晕, 现阶段尚难以建立完整的内–外矽卡岩矿物分带。

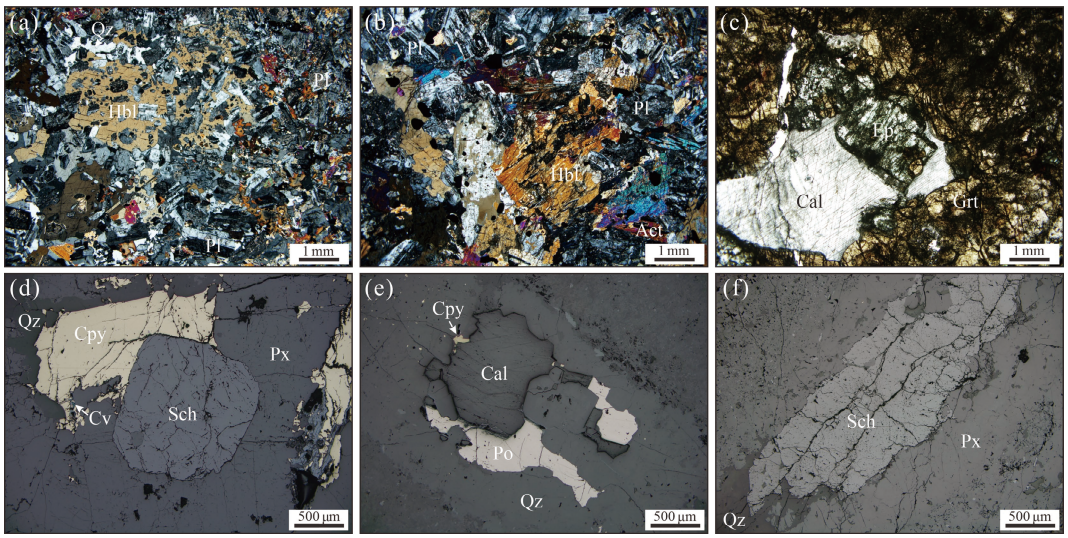
地表探槽揭露显示, 矿区已圈定多条矿化蚀变带(图 3), 总体受闪长岩–大理岩接触带及断裂构造控制(图 4)。Ⅰ号矿化蚀变带主要分布于矿区东北部, 以褐铁矿化、孔雀石化和黄铜矿化为主, 局部可见铜蓝, 蚀变带宽为 20～60 cm, 局部膨大至 80 cm, 整体走向约为 85°, 地表断续延伸约 200 m。Ⅱ号矿化蚀变带主要分布于矿区东部, 以褐铁矿化、孔雀石化和黄铁矿化为主, 可见原生黄铜矿, 蚀变带宽为 20～50 cm, 局部膨大至 100 cm, 整体走向约为 65°, 地表断续延伸



a. 闪长岩和大理岩的接触带；b～c. 闪长岩侵位于哈拉米兰河群大理岩中，在接触带发育矽卡岩化，接触带两侧岩体和大理岩中均发育褐铁矿化和孔雀石化；d～e. 岩体一侧的蚀变带中发育典型的矽卡岩矿物；f. 矽卡岩型矿石，发育星散状白钨矿化和黄铜矿化；g～h. 石榴子石和辉石矽卡岩；i. 脉状铜矿石；j. 矽卡岩型钨矿石；Ves. 符山石；Act. 阳起石；Px. 辉石；Grt. 石榴子石；Cpy. 黄铜矿；Qz. 石英；Sch. 白钨矿

图4　布拉克巴什泉北铜金钨矿点野外典型现象及矿石特征

Fig. 4　Field photographs showing typical geological features and ore characteristics of the Bulakebashiquanbei Cu-Au-W occurrence



a～b. 闪长岩中斜长石局部发育聚片双晶，部分颗粒绢云母化和黏土化蚀变，角闪石呈筛状，局部阳起石化，石英填充于长石和角闪石粒间；c. 进矽卡岩阶段的石榴子石、辉石等被退矽卡岩阶段的含水矿物交代；d. 白钨矿与辉石共生，石英和黄铜矿结晶晚于白钨矿，黄铜矿局部交代或填充于辉石颗粒裂隙之间；e. 石英–磁黄铁矿–黄铜矿±方解石脉；f. 石英–白钨矿脉穿切矽卡岩型矿石；Qz. 石英；Hbl. 角闪石；Pl. 斜长石；Act. 阳起石；Cal. 方解石；Ep. 绿帘石；Grt. 石榴子石；Sch. 白钨矿；Cv. 铜蓝；Cpy. 黄铜矿；Px. 辉石；Po. 磁黄铁矿

图5　布拉克巴什泉北铜金钨矿点岩矿石显微特征

Fig. 5　Microscopic characteristics of rocks and ores from the Bulakebashiquanbei Cu-Au-W occurrence

约 300 m, 局部 Cu 品位为 0.1%～0.5%, Au 品位主要为 0.1×10^{-6}～0.3×10^{-6}, 最高为 1.5×10^{-6}。Ⅴ号矿化蚀变带主要分布于矿区中部, 矿化蚀变相对较弱, 以孔雀石化为主, 蚀变带宽为 5～20 cm, 整体走向约为 345°, 地表断续延伸约 350 m。

矿区蚀变类型主要为矽卡岩化, 主要发育于闪长岩与灰岩/大理岩接触带附近, 矿物组合主要有石榴子石、辉石、符山石、阳起石、绿帘石等(图 4); 硫化主要表现为黄铁矿化、黄铜矿化; 地表氧化带则常见褐铁矿化、孔雀石化、铜蓝等次生矿物(图 5)。矿石类型主要有矽卡岩型和石英脉型铜金钨矿石, 矿石矿物主要有黄铜矿、白钨矿、黄铁矿等, 脉石矿物主要有石榴子石、透辉石、绿帘石、方解石、石英等。

根据脉体穿切及矿物共生组合关系, 将成矿阶段划分为进矽卡岩阶段、退矽卡岩阶段、氧化物阶段和石英–硫化物阶段(图 6)。其中, 进矽卡岩阶段以形成无水硅酸盐矿物为主, 主要有石榴子石、符山石、透辉石等; 退矽卡岩阶段以形成含水硅酸盐矿物为主, 主要有绿帘石、阳起石、绿泥石、方解石等, 交代了早期无水矽卡岩矿物(图 5); 氧化物阶段以出现大量浸染状白钨矿为特征(图 4j)。石英–硫化物阶段穿切前几个阶段, 主要以石英、黄铜矿、辉铜矿、磁黄铁矿为主。

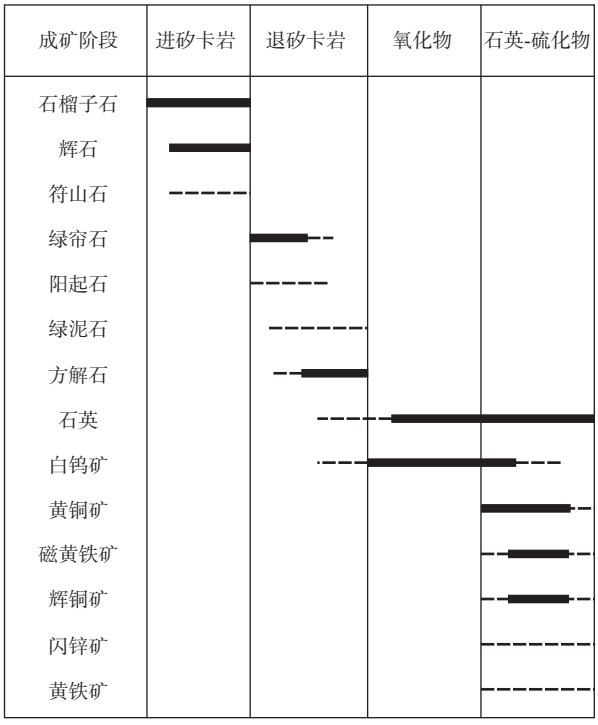


图6 布拉克巴什泉北铜金钨矿点成矿阶段与矿物生成顺序

Fig. 6 Mineralization stages and paragenetic sequence of the Bulakebashiquanbei Cu-Au-W occurrence

3 样品采集及分析方法

本次研究闪长岩样品主要采自矿化点内Ⅴ号蚀变带西南侧新鲜岩体或弱蚀变部位(图 3), 用于岩相学观察、锆石 U-Pb 定年、锆石微量元素及全岩主微量元素分析。采样过程中避开强烈风化、脉体穿切及明显后期蚀变部位, 以保证全岩地球化学数据能够较好代表岩浆岩原始组成。石榴子石样品采自闪长岩与大理岩接触带附近的Ⅱ号矽卡岩化带南侧(图 3)。该类样品主要用于石榴子石 U-Pb 定年, 以直接限定矽卡岩形成时代。

3.1 锆石 U-Pb 定年与微量元素

闪长岩锆石分选工作由河北省廊坊诚信地质服务有限公司完成。样品经破碎、磁选和重液分选后, 在双目镜下挑选晶形完整、透明度较好且裂隙和包裹体较少的锆石颗粒, 制备环氧树脂靶, 并进行打磨抛光。测试前通过透射光、反射光及阴极发光(CL)图像观察锆石内部结构, 以确定分析位置。锆石 CL 图像由江苏省南京宏创勘查技术服务有限公司完成。

锆石 U-Pb 同位素和微量元素分析在中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成, 采用 Thermo Fisher X-Series II ICP–MS 和 Coherent GeoLasPro 193 nm 激光剥蚀系统。分析采用单点剥蚀模式, 激光束斑直径为 32 μm, 频率为 6 Hz。测试过程中以 NIST SRM 610 玻璃和 91 500 锆石分别作为外部标准校正元素含量和监控 U-Th-Pb 同位素分馏(Wiedenbeck et al., 1995, 2004)。原始数据采用 ICPMSDataCal 程序进行处理(Liu et al., 2008), 年龄计算及谐和图绘制采用 Isoplot 3.0 程序完成。

3.2 石榴子石 U-Pb 定年

石榴子石 U-Pb 定年同样在中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成。分析采用单点剥蚀模式, 激光束斑直径为 120 μm, 频率为 6 Hz。U-Pb 同位素比值校正采用锆石标准 91 500 (Wiedenbeck et al., 1995, 2004), 并利用石榴子石标准 Willsboro 对分析质量进行监控(Seman et al., 2017)。原始数据采用 ICPMS DataCal 程序处理(Liu et al., 2008), 普通 Pb 校正采用 Chew et al.(2014)提出的基于 ^{207}Pb 校正方法, 年龄计算及图件绘制采用 IsoplotR 程序完成(Vermeesch, 2018)。

3.3　全岩主微量元素

闪长岩样品经破碎后, 在玛瑙研钵中研磨至约 200 目。全岩主量和微量元素分析均在中国地质大学(北京)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成。主量元素采用 XRF-1 800 型 X 射线荧光光谱仪测试, 测试样品为熔融玻璃片, 分析精度优于 0.3%; 微量元素和稀土元素采用 PE NexION 300D 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)测试, 分析精度一般为 5%～10%。测试过程中采用 AGV-2、BCR-2、RGM-2 和 BHVO-2 等国际标准物质监控分析质量, 样品制备和测试流程参考 Liu et al.(2008)。

4　结果

4.1　锆石 U-Pb 年龄

闪长岩中锆石多呈透明、无色, 晶形较完整, 主要为长柱状, 未见明显包裹体, 粒径为 50～130 μm, 长宽比约为 1.5∶1。锆石 CL 图像显示, 锆石普遍发育清晰的振荡环带, 具有较高的 Th/U 值(0.38～0.72; 表 1), 为典型岩浆成因锆石(Hoskin et al., 2003)。本次对 31 颗锆石进行了 LA-ICP-MS U-Pb 定年分析(表 1), 获得 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为(209.4±1.8)Ma(MSWD=0.64), 代表闪长岩的结晶年龄(图 7)。

4.2　石榴子石 U-Pb 定年

布拉克巴什泉北铜金钨矿点矽卡岩石榴子石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素定年共获得 44 个有效测点(表 2)。石榴子石 U、Th 和 Pb 含量分别为 7.23×10^{-6}～33.40×10^{-6}、4.51×10^{-6}～36.55×10^{-6} 和 0.47×10^{-6}～4.51×10^{-6}。经普通 Pb 校正后, 44 个测点获得 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为(209.1±1.1)Ma(MSWD=0.17), 代表石榴子石的结晶年龄(图 8)。

4.3　锆石微量元素

锆石稀土元素总量(ΣREE)变化范围较大, 为 387.24×10^{-6}～$1\,940.70\times10^{-6}$, 平均为 778.57×10^{-6}(表 3)。轻稀土元素含量较低, La 和 Pr 含量分别为 0～2.84×10^{-6} 和 0～2.10×10^{-6}; 重稀土元素明显富集, Yb 和 Lu 含量分别为 162.67×10^{-6}～787.27×10^{-6} 和 35.34×10^{-6}～172.65×10^{-6}, 平均值分别为 348.91×10^{-6} 和 80.92×10^{-6}(表 3)。锆石整体表现出明显的负 Eu 异常和正 Ce 异常, Eu/Eu* 值为 0.16～0.63, 平均为 0.35; 个别测点 La 或 Pr 含量低于检出限而无法准确计算 Ce/Ce*, 其余测点 Ce/Ce* 值为 1.42～102.60, 平均为 21.58(表 3)。

锆石 Ce 和 Ti 含量分别为 4.41×10^{-6}～13.21×10^{-6} 和 2.29×10^{-6}～16.19×10^{-6}, 平均值分别为 7.39×10^{-6} 和 8.98×10^{-6}; Nb 和 Ta 含量分别为 0.59×10^{-6}～2.18×10^{-6} 和 0.29×10^{-6}～1.08×10^{-6}, 平均值分别为 0.95×10^{-6} 和 0.49×10^{-6}(表 3)。Ce 和 Ti 含量总体较低, Ti、Nb 和 Ta 均处于岩浆锆石的常见范围(Hoskin et al., 2003)。结合 CL 图像及微量元素组成, 未发现分析点受富 Ce、Ti 或 Nb-Ta 微细矿物包裹体明显影响的证据。

4.4　全岩主微量元素

布拉克巴什泉北矿点中闪长岩具有中等的 SiO_2 含量(57.93%～59.36%)、较高的 Al_2O_3 含量(17.46%～17.86%)、中等的 MgO 含量(2.94%～3.21%)和 Mg#值(46～48)、较低的 Fe_2O_3 含量(0.72%～0.94%), A/CNK 值为 0.96～1.01(表 4)。在岩石地球化学判别图解中, 样品主要落入钙碱性区域(图 9)。稀土元素组成显示, 闪长岩具有较高的稀土元素总量(∑REE 值为 108×10^{-6}～125×10^{-6}), 轻稀土相对富集, 轻、重稀土分馏中等, LREE/HREE 值为 5.88～6.94; $(La/Yb)_N$ 值为 5.4～6.9; δEu 值为 0.70～0.78, 表现出明显的 Eu 负异常(表 4)。在原始地幔标准化微量元素蛛网图上, 样品总体表现出典型岛弧岩浆岩的地球化学特征(图 10), 即富集大离子亲石元素(LILEs, 如 Rb、Th、K 和 Pb), 相对亏损高场强元素(HFSEs, 如 Nb、Ta、Ti 和 P)。

5　讨论

5.1　成岩成矿时代及构造背景

锆石 U-Pb 定年结果表明, 布拉克巴什泉北矿区闪长岩的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为(209.4±1.8)Ma。矽卡岩石榴子石普通 Pb 校正后的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为(209.1±1.1)Ma, 二者在误差范围内一致, 表明闪长岩侵位与矽卡岩化形成基本同时。野外观察显示, 矽卡岩及 Cu-Au-W 矿化主要发育于闪长岩与哈拉米兰河群灰岩/大理岩接触部位, 矿化与石榴子石、辉石、符山石等钙硅酸盐矿物空间关系密切。因此, 年代学与野外地质关系共同表明, 布拉克巴什泉北 Cu-Au-W 矽卡岩矿化与闪长岩侵位具有密切的时空和成因联系。

布拉克巴什泉北闪长岩的侵位年龄与前人报道的矿集区内金(锑)矿床的闪长质岩体的锆石 U-Pb 年龄相近, 均集中于 215～211 Ma(Xing et al., 2022; Zhao et al., 2026a, 2026b)。笔者获得的石榴子石 U-Pb

表 1　东昆仑造山带西段布拉克巴什泉北铜金钨矿点闪长岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素数据和测年结果

Tab. 1　LA-ICP-MS zircon U–Pb isotopic data and geochronological results of diorites from the Bulakebashiquanbei Cu-Au-W occurrence, western East Kunlun Orogenic Belt

样品点	Pb	Th	U	Th/U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{206}Pb/^{238}U$
	10^{-6}	10^{-6}	10^{-6}		比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	年龄（Ma）	1σ	年龄（Ma）	1σ	年龄（Ma）	1σ
25QB-Zr-1-1	14.0	143.2	332.8	0.43	0.0495	0.0038	0.2389	0.0161	0.0331	0.0009	172.3	170.3	217.6	13.2	209.8	5.4
25QB-Zr-1-2	3.7	45.4	94.0	0.48	0.0484	0.0057	0.2217	0.0214	0.0332	0.0009	120.5	255.5	203.3	17.8	210.2	5.9
25QB-Zr-1-3	11.6	146.4	295.0	0.50	0.0506	0.0045	0.2250	0.0172	0.0326	0.0008	233.4	8.3	206.0	14.3	206.5	4.9
25QB-Zr-1-4	8.1	101.7	207.8	0.49	0.0511	0.0078	0.2291	0.0320	0.0331	0.0010	255.6	309.2	209.5	26.4	209.6	6.2
25QB-Zr-1-5	10.2	121.0	263.3	0.46	0.0497	0.0037	0.2211	0.0155	0.0329	0.0008	189.0	–	202.8	12.9	208.8	4.7
25QB-Zr-1-6	13.5	169.3	327.3	0.52	0.0505	0.0046	0.2283	0.0175	0.0329	0.0009	216.7	200.0	208.8	14.5	208.6	5.8
25QB-Zr-1-7	12.7	171.6	323.7	0.53	0.0512	0.0038	0.2341	0.0180	0.0330	0.0008	250.1	167.6	213.6	14.8	209.3	5.1
25QB-Zr-1-8	6.0	61.9	160.0	0.39	0.0503	0.0046	0.2272	0.0205	0.0330	0.0008	209.3	200.0	207.9	16.9	209.4	4.9
25QB-Zr-1-9	10.7	113.8	276.1	0.41	0.0522	0.0044	0.2371	0.0193	0.0329	0.0008	294.5	187.9	216.0	15.8	209.0	5.1
25QB-Zr-1-10	7.5	124.5	184.4	0.68	0.0504	0.0046	0.2241	0.0177	0.0329	0.0008	213.0	196.3	205.3	14.6	208.8	4.7
25QB-Zr-1-11	3.7	45.0	96.3	0.47	0.0485	0.0061	0.2261	0.0261	0.0326	0.0011	124.2	270.3	206.9	21.6	207.0	6.6
25QB-Zr-1-12	8.9	124.4	227.2	0.55	0.0519	0.0041	0.2352	0.0176	0.0329	0.0009	283.4	176.8	214.5	14.4	208.6	5.4
25QB-Zr-1-13	28.1	447.8	625.1	0.72	0.0486	0.0046	0.2304	0.0172	0.0330	0.0010	127.9	216.6	210.5	14.2	209.1	6.5
25QB-Zr-1-14	14.5	178.3	367.9	0.48	0.0526	0.0043	0.2343	0.0170	0.0331	0.0008	309.3	182.4	213.8	14.0	210.2	5.3
25QB-Zr-1-15	10.3	113.4	272.8	0.42	0.0512	0.0039	0.2275	0.0162	0.0328	0.0008	255.6	174.1	208.1	13.4	208.2	4.8
25QB-Zr-1-16	13.0	176.7	340.7	0.52	0.0500	0.0046	0.2215	0.0185	0.0328	0.0008	194.5	200.0	203.2	15.4	208.2	4.9
25QB-Zr-1-17	18.4	244.8	461.6	0.53	0.0525	0.0031	0.2375	0.0120	0.0331	0.0008	305.6	133.3	216.4	9.8	209.8	4.7
25QB-Zr-1-18	10.5	101.1	267.7	0.38	0.0532	0.0076	0.2347	0.0286	0.0332	0.0010	344.5	287.0	214.1	23.5	210.7	6.4
25QB-Zr-1-19	16.3	218.8	419.2	0.52	0.0508	0.0034	0.2314	0.0156	0.0330	0.0008	231.6	155.5	211.4	12.8	209.5	4.7
25QB-Zr-1-20	9.8	101.9	251.2	0.41	0.0544	0.0061	0.2366	0.0214	0.0331	0.0009	387.1	249.0	215.6	17.5	209.9	5.7
25QB-Zr-1-21	14.1	184.8	355.8	0.52	0.0502	0.0042	0.2249	0.0159	0.0330	0.0006	205.6	–	205.9	13.2	209.5	4.0
25QB-Zr-1-22	11.9	140.5	301.8	0.47	0.0479	0.0031	0.2186	0.0142	0.0333	0.0006	94.5	144.4	200.8	11.8	211.0	3.7
25QB-Zr-1-23	16.0	168.0	407.6	0.41	0.0508	0.0048	0.2366	0.0258	0.0332	0.0012	231.6	203.7	215.6	21.2	210.7	7.3
25QB-Zr-1-24	13.7	187.3	342.0	0.55	0.0503	0.0050	0.2174	0.0203	0.0325	0.0008	205.6	214.8	199.8	16.9	206.1	4.9
25QB-Zr-1-25	11.4	159.3	287.1	0.55	0.0485	0.0047	0.2200	0.0214	0.0331	0.0008	127.9	211.1	201.9	17.8	209.7	5.0
25QB-Zr-1-26	25.1	327.7	622.0	0.53	0.0532	0.0060	0.2382	0.0186	0.0331	0.0012	344.5	257.4	217.0	15.3	210.0	7.5
25QB-Zr-1-27	4.6	64.1	116.7	0.55	0.0513	0.0061	0.2331	0.0246	0.0331	0.0009	253.8	251.8	212.7	20.3	209.7	5.4
25QB-Zr-1-28	13.6	184.1	329.0	0.56	0.0493	0.0043	0.2317	0.0218	0.0336	0.0010	161.2	192.6	211.6	18.0	212.8	6.3
25QB-Zr-1-29	12.7	179.1	330.7	0.54	0.0491	0.0047	0.2233	0.0201	0.0332	0.0009	153.8	211.1	204.6	16.7	210.3	5.6
25QB-Zr-1-30	13.1	157.7	342.9	0.46	0.0507	0.0041	0.2343	0.0192	0.0333	0.0009	233.4	216.6	213.8	15.8	211.1	5.6
25QB-Zr-1-31	14.7	216.4	374.6	0.58	0.0523	0.0036	0.2421	0.0168	0.0331	0.0008	298.2	127.8	220.2	13.8	210.0	4.8

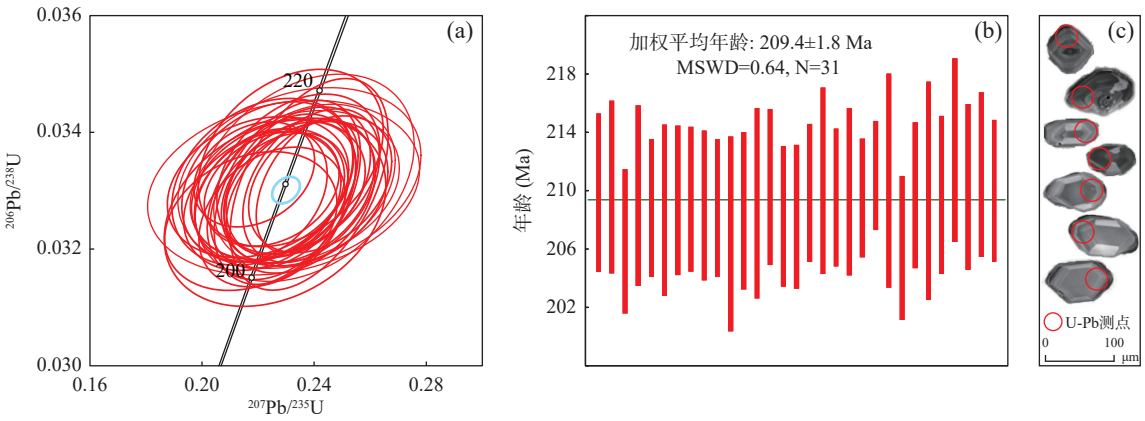


图7　布拉克巴什泉北铜金钨矿点闪长岩锆石 LA-ICP-MS U-Pb 谐和图及典型锆石 CL 图像

Fig. 7　LA–ICP–MS zircon U–Pb concordia diagrams and representative cathodoluminescence (CL) images of zircons from diorites at the Bulakebashiquanbei Cu–Au–W occurrence

表 2　东昆仑造山带西段布拉克巴什泉北铜金钨矿点石榴子石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素数据和测年结果

Tab. 2　LA-ICP-MS garnet U-Pb isotopic data and geochronological results from the Bulakebashiquanbei Cu-Au-W occurrence, western East Kunlun Orogenic Belt

样品点	Pb	Th	U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{206}Pb/^{238}U$
	10^{-6}	10^{-6}	10^{-6}	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	年龄（Ma）	1σ	年龄（Ma）	1σ	年龄（Ma）	1σ
25QB-53-1	3.7	12.0	17.7	0.4504	0.0304	3.9771	0.2912	0.0642	0.0025	4086.4	100.8	1629.5	59.4	401.1	15.2
25QB-53-2	3.5	4.5	11.8	0.5307	0.0366	6.0328	0.5227	0.0843	0.0051	4328.9	101.5	1980.6	75.5	521.8	30.4
25QB-53-3	2.4	18.1	9.8	0.4729	0.0448	3.4312	0.2741	0.0597	0.0033	4159.0	140.9	1511.6	62.8	373.5	20.0
25QB-53-4	2.2	15.5	8.5	0.5430	0.0799	5.2559	0.6936	0.0753	0.0059	4362.7	217.1	1861.7	112.6	467.9	35.4
25QB-53-5	2.9	14.7	12.1	0.4391	0.0399	3.7740	0.4472	0.0628	0.0034	4048.7	135.6	1587.2	95.1	392.7	20.7
25QB-53-6	1.2	20.5	9.7	0.2635	0.0432	1.0993	0.1180	0.0403	0.0025	3267.6	260.9	753.0	57.1	254.4	15.3
25QB-53-7	0.6	12.7	8.7	0.1102	0.0203	0.4756	0.0509	0.0348	0.0020	1802.8	336.1	395.0	35.1	220.3	12.7
25QB-53-8	1.0	14.4	11.8	0.1499	0.0228	0.8022	0.1351	0.0376	0.0020	2346.3	263.0	598.1	76.1	238.0	12.2
25QB-53-9	0.7	17.2	9.6	0.1485	0.0285	0.5827	0.0853	0.0359	0.0021	2328.7	329.2	466.2	54.7	227.5	13.3
25QB-53-10	2.5	15.3	22.9	0.2534	0.0249	1.5352	0.1624	0.0440	0.0020	3205.9	155.9	944.6	65.0	277.4	12.3
25QB-53-11	0.9	16.8	12.2	0.1379	0.0203	0.6106	0.0802	0.0359	0.0020	2211.1	258.3	483.9	50.5	227.2	12.3
25QB-53-12	1.0	8.6	12.6	0.1707	0.0353	0.8295	0.1594	0.0382	0.0017	2564.5	353.2	613.3	88.5	241.6	10.6
25QB-53-13	2.9	9.4	11.1	0.5107	0.0411	5.0717	0.4123	0.0758	0.0045	4272.5	118.6	1831.4	69.0	471.2	26.9
25QB-53-14	0.5	6.4	8.0	0.1826	0.0404	0.6125	0.0840	0.0369	0.0028	2676.9	374.7	485.2	52.9	233.8	17.5
25QB-53-15	1.3	18.1	13.7	0.2573	0.0260	1.2870	0.1129	0.0409	0.0020	3231.5	159.6	840.0	50.1	258.2	12.2
25QB-53-16	2.1	9.0	17.9	0.3299	0.0345	1.9757	0.1879	0.0481	0.0023	3616.5	161.2	1107.2	64.1	303.1	13.9
25QB-53-17	0.9	17.3	8.9	0.1623	0.0363	0.7357	0.1300	0.0380	0.0025	2479.3	386.1	559.9	76.1	240.2	15.5
25QB-53-18	1.2	14.5	11.5	0.2745	0.0408	1.4478	0.1902	0.0433	0.0022	3331.8	233.6	909.0	78.9	273.3	13.5
25QB-53-19	1.9	21.0	28.4	0.1475	0.0170	0.7172	0.0784	0.0374	0.0011	2317.6	198.2	549.0	46.4	236.8	6.9
25QB-53-20	1.3	9.9	15.6	0.3227	0.0462	1.4755	0.1475	0.0434	0.0029	3583.0	221.7	920.4	60.5	273.9	17.9
25QB-53-21	3.2	9.8	7.2	0.5113	0.0458	7.4396	0.6480	0.0965	0.0061	4275.9	132.2	2165.7	78.0	593.6	36.1
25QB-53-22	3.2	13.1	13.4	0.5080	0.0344	4.5798	0.2975	0.0704	0.0030	4264.7	100.0	1745.6	54.2	438.8	18.1

续表 2

样品点	Pb	Th	U	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{206}Pb/^{238}U$
	10^{-6}	10^{-6}	10^{-6}	比值	1σ	比值	1σ	比值	1σ	年龄（Ma）	1σ	年龄（Ma）	1σ	年龄（Ma）	1σ
25QB-53-23	0.6	11.2	9.9	0.0731	0.0160	0.3250	0.0547	0.0335	0.0021	1016.7	457.4	285.7	42.0	212.4	13.0
25QB-53-24	0.8	18.3	9.7	0.1644	0.0330	0.5908	0.1017	0.0362	0.0024	2501.5	343.5	471.4	64.9	229.2	15.1
25QB-53-25	1.1	24.3	10.9	0.2044	0.0370	0.8731	0.1115	0.0384	0.0025	2861.4	298.5	637.2	60.5	242.6	15.6
25QB-53-26	1.0	19.2	11.2	0.1989	0.0282	0.9905	0.1172	0.0395	0.0023	2817.0	233.3	699.0	59.8	249.5	14.3
25QB-53-27	1.3	23.3	29.9	0.0650	0.0078	0.2919	0.0317	0.0336	0.0012	775.9	255.5	260.1	24.9	212.8	7.6
25QB-53-28	1.0	12.7	18.1	0.1571	0.0256	0.5837	0.0588	0.0359	0.0017	2424.4	279.9	466.9	37.7	227.6	10.5
25QB-53-29	0.6	13.9	10.8	0.1041	0.0205	0.4350	0.0646	0.0346	0.0017	1698.5	374.5	366.7	45.7	219.2	10.3
25QB-53-30	1.1	16.0	10.0	0.2946	0.0481	1.2842	0.1464	0.0421	0.0021	3441.7	256.2	838.7	65.1	265.7	13.0
25QB-53-31	4.5	36.6	33.4	0.3230	0.0211	2.2399	0.1572	0.0502	0.0017	3584.3	100.3	1193.6	49.3	315.7	10.4
25QB-53-32	1.8	16.0	8.9	0.4056	0.0474	3.0697	0.2893	0.0561	0.0032	3931.5	176.5	1425.2	72.2	352.0	19.8
25QB-53-33	0.7	13.0	9.1	0.2347	0.0805	0.5815	0.1339	0.0359	0.0021	3084.9	576.1	465.4	86.0	227.5	12.9
25QB-53-34	2.4	21.9	19.4	0.3049	0.0233	1.8170	0.1148	0.0473	0.0020	3495.4	118.5	1051.6	41.4	298.1	12.2
25QB-53-35	0.9	19.0	9.4	0.2709	0.0483	0.9950	0.1034	0.0391	0.0024	3322.2	283.3	701.3	52.6	247.0	15.1
25QB-53-36	2.1	23.0	29.5	0.1978	0.0206	0.9682	0.0929	0.0386	0.0015	2809.3	170.2	687.5	47.9	244.2	9.4
25QB-53-37	1.2	19.3	25.3	0.0581	0.0078	0.2693	0.0319	0.0341	0.0014	600.0	296.3	242.1	25.5	216.3	8.7
25QB-53-38	2.5	14.7	12.4	0.4378	0.0298	3.5114	0.2516	0.0596	0.0025	4044.3	101.5	1529.8	56.6	372.9	15.2
25QB-53-39	1.1	8.1	20.4	0.1617	0.0189	0.7944	0.0870	0.0380	0.0017	2473.8	198.5	593.7	49.2	240.6	10.5
25QB-53-40	0.6	14.0	11.3	0.1291	0.0341	0.4611	0.0732	0.0352	0.0018	2087.0	485.6	385.0	50.9	223.1	11.3
25QB-53-41	0.8	13.6	12.0	0.1049	0.0194	0.4593	0.0831	0.0351	0.0018	1713.3	345.8	383.7	57.8	222.4	11.2
25QB-53-42	0.9	12.9	17.1	0.0789	0.0115	0.3319	0.0384	0.0337	0.0017	1170.1	291.8	291.0	29.3	213.9	10.7
25QB-53-43	1.0	8.1	18.9	0.1871	0.0749	0.6310	0.1440	0.0362	0.0019	2716.4	711.7	496.7	89.6	229.1	11.7
25QB-53-44	1.5	11.6	23.7	0.1562	0.0213	0.7483	0.0707	0.0377	0.0013	2416.7	232.3	567.3	41.1	238.8	8.0

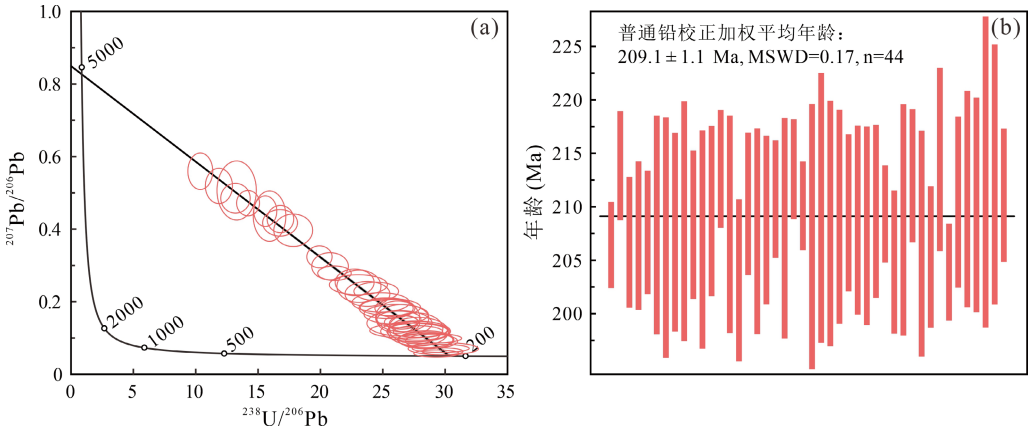


图8 布拉克巴什泉北铜金钨矿点石榴子石原位 LA-ICP-MS U-Pb 等时线图

Fig. 8 In situ LA–ICP–MS garnet U–Pb isochron diagram of the Bulakebashiquanbei Cu-Au-W occurrence

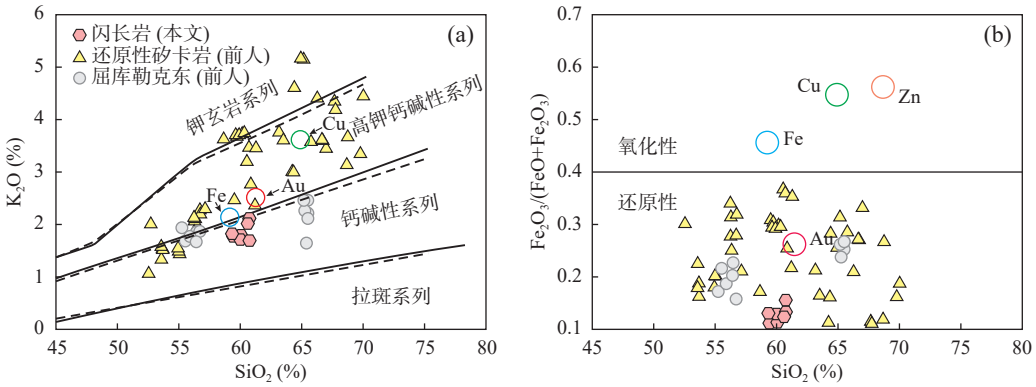
年龄也与邻区屈库勒克东金锑矿床的毒砂 Re-Os 年龄（209±12 Ma; Xing et al., 2022）、布拉克巴什代牙矿床深部矽卡岩中石榴子石 U-Pb 年龄（～208 Ma; Zhao et al., 2026b）及屈库勒克金矿热液磷灰石 U-Pb 年龄

表 3　东昆仑造山带西段布拉克巴什泉北铜金钨矿点闪长岩中锆石 LA-ICP-MS 微量元素(10^{-6})及相关参数

Tab. 3　LA-ICP-MS zircon trace element data (10^{-6}) and calculated parameters for diorites from the Bulakebashiquanbei Cu-Au-W occurrence, western East Kunlun Orogenic Belt

微量元素/特征参数	范围区间	微量元素/特征参数	范围区间	微量元素/特征参数	范围区间
Ti	2.29～16.19	Lu	35.34～172.65	ΔFMQ	−1.89～0.16
Nb	0.59～2.18	Ta	0.29～1.08	T (℃)	663～849
La	<LOD～2.84	U	93.99～625.11	$\log f_{O_2}$	−18.26～−14.43
Ce	4.41～13.21	Eu	0.44～2.98	Eu/Eu*	0.16～0.63
Pr	<LOD～2.10	ΣREE	387.24～1 940.70	$10000\times(Eu/Eu^*)/Yb_N$	0.66～4.48
Yb	162.67～787.27	Ui	97.99～651.56		

注：Eu异常系数，$Eu/Eu^*=Eu_N/(Sm_N*Gd_N)^{1/2}$；Ui表示经锆石结晶年龄进行放射性衰变校正后的初始锆石U含量；ΔFMQ、$\log f_{O_2}$、Ui计算据Loucks et al.(2020)；T (℃)表示锆石结晶温度，据Ferry et al.(2007)计算；<LOD表示低于检出限。



a. 底图据 Peccerillo et al.(1976)；b.底图据 Zhang et al.(2025)；Au-Fe-Cu-Zn 矽卡岩矿床范围来源于 Meinert et al.(2005)；屈库勒克东数据来源于邢令(2023)；还原性矽卡岩数据来源于 Bai et al.(2021)、Redin et al.(2022)、Zhang et al.(2025)、Zhao et al.(2025)

图9　布拉克巴什泉北铜金钨矿闪长岩 K_2O-SiO_2 图解(a)和 $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)$-SiO_2 图解(b)

Fig. 9　(a) K_2O-SiO_2 and (b) $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)$-SiO_2 diagrams for the diorites from the Bulakebashiquanbei Cu-Au-W occurrence

(208.1±6.5 Ma; Xing et al., 2024)在误差范围内基本一致(图 11)。上述成岩成矿年龄表明，屈库勒克东矿集区在晚三叠世发生了一期区域性岩浆–热液成矿事件(邢令, 2023)，形成了岩浆热液脉型、矽卡岩型等多种矿化样式(Xing et al., 2022, 2024; 顾雪祥等, 2026)。

除东昆仑西段外，祁漫塔格、五龙沟–沟里和昆仑河等矿集区也发育大量矽卡岩型、岩浆热液脉型和造山型金矿床(图 1)。从成矿时代来看，东昆仑金成矿作用主要集中于三叠纪(图 11)，其中沟里金矿集区成矿时代主要为 235～200 Ma，五龙沟金矿集区主要为 240～230 Ma(Chen et al., 2020; 顾雪祥等, 2026)。这些成矿事件与古特提斯洋演化及其闭合后的构造体制转换密切相关(Dong et al., 2018; Zhang et al., 2023; Zhao et al., 2026a)。已有研究表明，古特提斯洋闭合后，东昆仑地区由汇聚挤压逐渐转入后碰撞伸展阶段，岩石圈伸展减薄及壳幔相互作用增强诱发了广泛的晚三叠世岩浆活动和相关金属成矿作用(Xiong et al., 2014; Qiu et al., 2017; Wang et al., 2018; 顾雪祥等, 2026; Zhao et al., 2026a)。布拉克巴什泉北 Cu-Au-W 矿化形成于约 209 Ma，应归属于古特提斯洋闭合后的晚三叠世后碰撞伸展阶段，该矿点是东昆仑晚三叠世后碰撞岩浆–热液成矿系统的重要组成部分。

5.2　岩石成因及岩浆性质

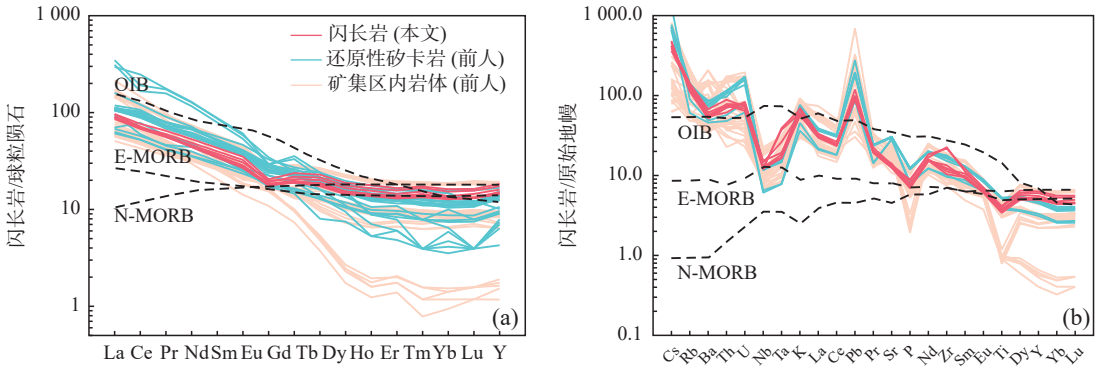
5.2.1　*岩石成因*

布拉克巴什泉北闪长岩未观察到暗色微粒包体，且样品主量和微量元素组成变化范围较窄，不支持大规模基性–酸性岩浆混合作用为其主要成因。实验岩石学研究表明，镁铁质下地壳部分熔融产生的中酸性熔体通常具有较低 Mg#值(Rapp et al., 1995)，而本区闪长岩 Mg#值为 46～48，MgO 含量为 2.94%～3.21%，并具有相对较高的 Cr(32.0×10^{-6}～38.0×10^{-6})和 Ni(19.9×10^{-6}～23.8×10^{-6})含量，表明其岩浆源区具有明

表 4 东昆仑造山带西段布拉克巴什泉北铜金钨矿点闪长岩主量(%)、微量和稀土元素(10^{-6})分析结果

Tab. 4 Whole-rock major (%), trace, and rare earth element (10^{-6}) analytical results of diorites from the Bulakebashiquanbei Cu-Au-W occurrence, western East Kunlun Orogenic Belt

主量元素	范围值	稀土元素	范围值	微量元素	范围值
SiO_2	57.93～59.36	La	20.35～22.86	V	93.03～109.17
TiO_2	0.72～0.88	Ce	41.65～46.89	Co	63.44～80.85
Al_2O_3	17.46～17.86	Pr	5.30～6.16	Ni	19.90～23.78
FeO	5.09～5.93	Nd	20.56～24.84	Rb	71.19～89.94
Fe_2O_3	0.72～0.94	Sm	4.09～5.36	Sr	262.40～297.60
TFeO	5.77～6.60	Eu	1.03～1.19	Zr	116.34～252.90
MnO	0.11～0.14	Gd	3.86～4.87	Nb	8.52～10.91
MgO	2.94～3.21	Tb	0.65～0.86	Cs	2.87～3.81
CaO	6.01～6.89	Dy	3.65～4.78	Ba	362.44～471.71
Na_2O	2.27～2.92	Ho	0.78～1.01	Hf	3.11～6.16
K_2O	1.65～2.07	Er	2.15～2.75	Ta	0.68～1.61
P_2O_5	0.15～0.19	Tm	0.34～0.44	W	184.00～259.27
LOI	1.71～2.09	Yb	2.17～2.75	Pb	6.30～8.43
Sum	99.25～99.95	Lu	0.33～0.41	Th	5.20～7.52
		Y	22.72～28.72	U	1.35～1.75
				Cr	32.01～37.97

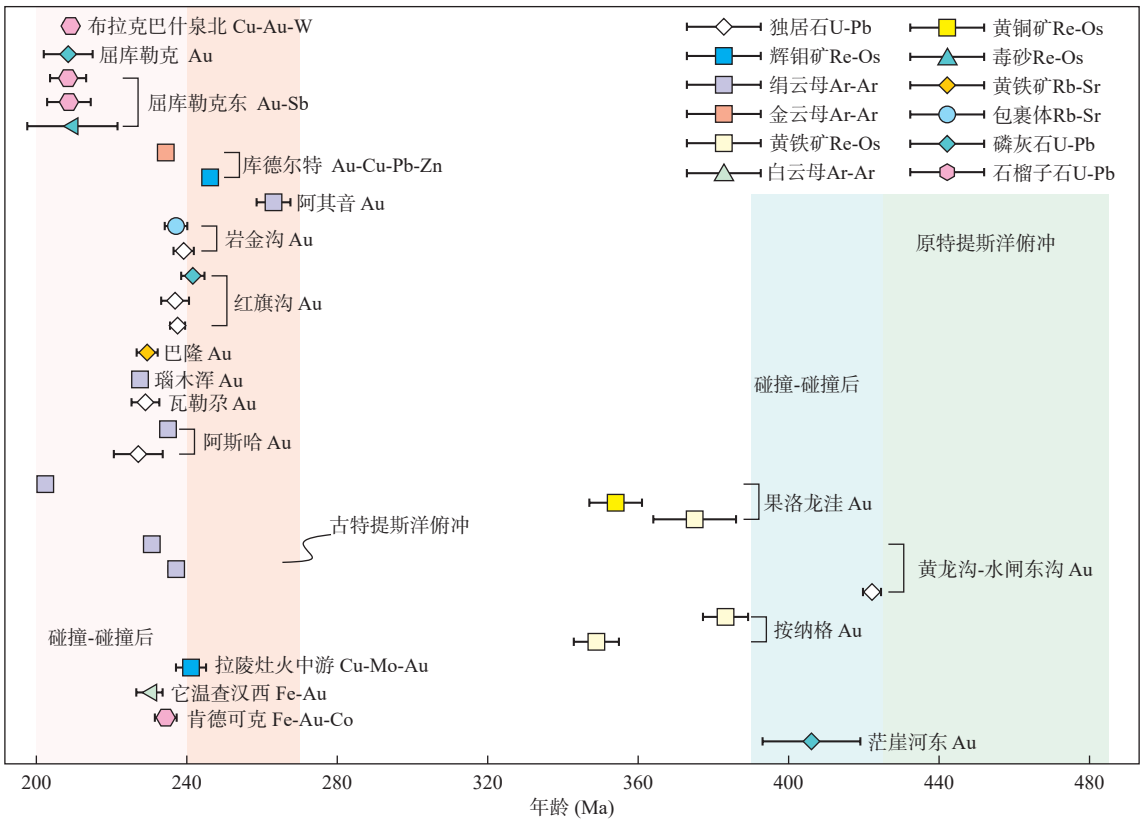


标准化数据来源于 Sun et al.(1989)；还原性矽卡岩型金矿数据来源于 Bai et al.(2021)、Zhang et al.(2025)、Zhao et al.(2025)；矿集区已发表数据来源于 Zhao et al.(2026a)

图10 布拉克巴什泉北铜金钨矿闪长岩稀土元素(a)与微量元素(b)标准化曲线

Fig. 10 (a) Chondrite-normalized REE patterns and (b) primitive mantle-normalized trace element patterns of diorites from the Bulakebashiquanbei Cu-Au-W occurrence

显的地幔物质贡献。微量元素方面，布拉克巴什泉北闪长岩富集 Rb、K、Ba 和 Pb 等大离子亲石及流体活动性元素，相对亏损 Nb、Ta 和 Ti 等高场强元素，具有明显的俯冲相关地球化学印记。Ba 相对于 Th 具有更强的流体活动性，较高 Ba/Th 值通常用于示踪板片脱水流体贡献；Th 及轻稀土元素更易随沉积物熔体迁移，较高 Th/La 和 Th/Yb 值通常反映沉积物组分的加入(Elburg et al., 2002; Plank, 2005; Hanyu et al., 2006)。其中，洋中脊和洋岛玄武岩的 Th/La 值通常小于 0.20，大陆地壳通常大于 0.25，而海洋沉积物及弧岩浆的 Th/La 值约为 0.09～0.34(Plank, 2005)；Ba/Th 和 Th/Yb 值受板片温度、沉积物组成及部分熔融程度等因素影响较大，并不存在适用于所有俯冲体系的绝对判别界限。布拉克巴什泉北闪长岩 Ba/Th 值为 54.6～73.9，



数据来源于顾雪祥等(2026)、Zhao et al.(2026b)及其文中参考文献

图11　东昆仑造山带构造演化与典型金多金属矿床成矿时代谱系图

Fig. 11　Tectonic evolution and metallogenic chronology of representative Au polymetallic deposits in the East Kunlun Orogenic Belt

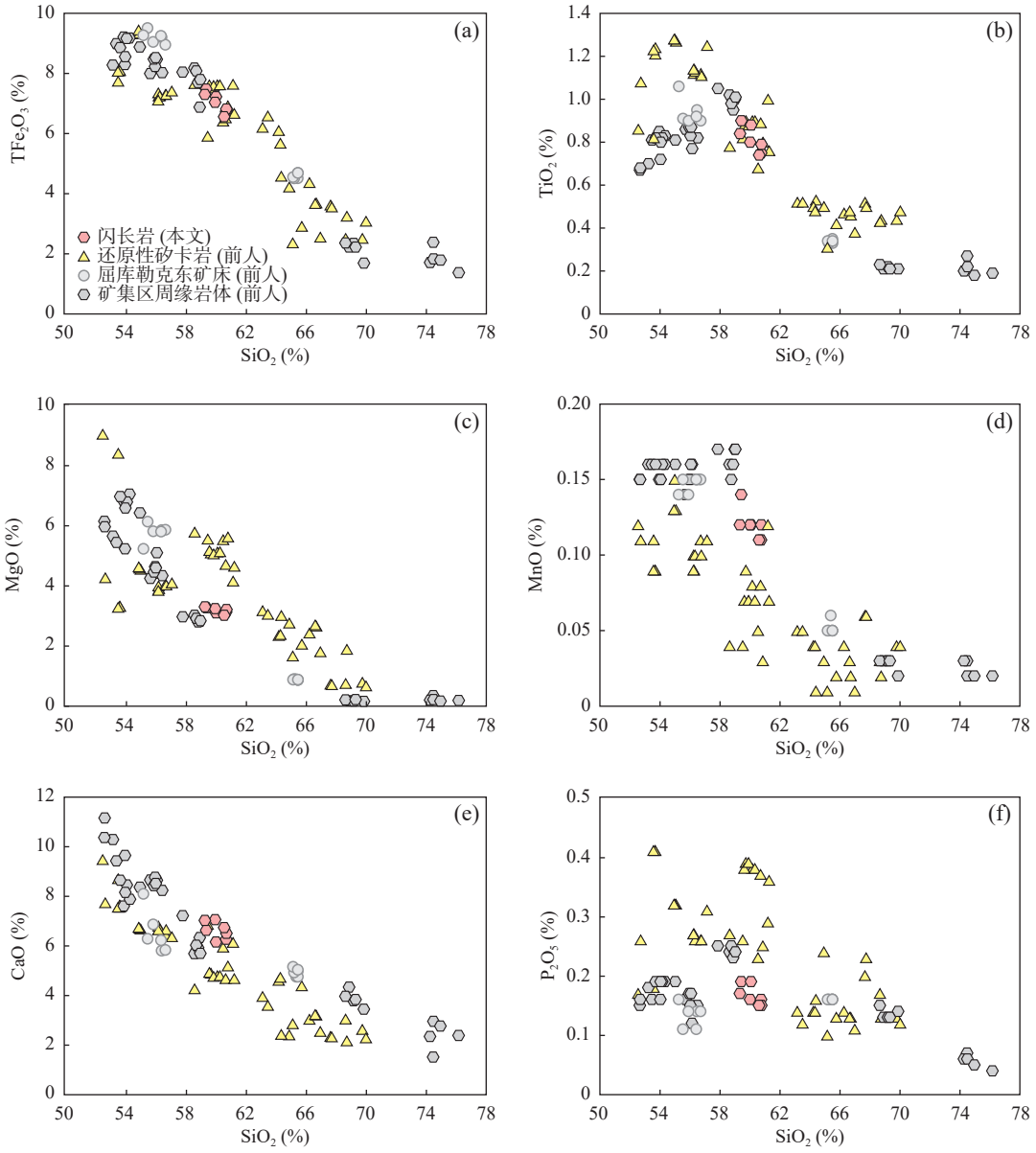
Th/La 值为 0.23～0.33, Th/Yb 值为 1.89～3.40, 其中较高的 Th/La 和 Th/Yb 值表明源区可能存在一定程度的沉积物组分参与, 而 Ba 等流体活动性元素的富集又不排除板片流体的贡献。结合 Nb-Ta 负异常等俯冲相关地球化学特征, 认为其岩石圈地幔源区经历了板片脱水产生的流体和俯冲沉积物产生熔体的交代。

布拉克巴什泉北闪长岩具有中等的 SiO_2 含量(57.93%～59.36%)、K_2O 含量为 1.65%～2.07%, A/CNK 值为 0.96～1.01, 表明其为经历一定程度演化的钙碱性准铝质中性岩浆。在 Harker 图解(图 12)中, SiO_2 与 TFe_2O_3、MgO、CaO、TiO_2、P_2O_5、Cr、Ni 和 V 总体呈负相关关系, 表明岩浆演化过程中发生了辉石、角闪石、斜长石、钛铁矿及磷灰石等矿物的分离结晶。全岩具有弱–中等 Eu 负异常(δEu 值为 0.70～0.78), 说明斜长石参与了岩浆分异。因此, 分离结晶是控制布拉克巴什泉北闪长质岩浆演化的重要过程。

布拉克巴什泉北闪长岩形成于约 209 Ma, 此时东昆仑造山带已经进入古特提斯洋闭合后的后碰撞伸展阶段。因此, 其 Nb–Ta 亏损等“岛弧型”地球化学特征并不代表 209 Ma 仍处于活动洋壳俯冲环境, 而主要继承自早期俯冲作用对岩石圈地幔的交代改造。在晚三叠世后碰撞伸展背景下, 岩石圈伸展及软流圈上涌可能诱发先前受俯冲组分交代改造的岩石圈地幔发生部分熔融, 形成中性母岩浆, 并在上升侵位过程中经历辉石、角闪石、斜长石、少量钛铁矿和磷灰石等矿物的分离结晶, 最终形成布拉克巴什泉北闪长岩。

5.2.2　岩浆性质

岩浆氧逸度和含水量是控制斑岩–矽卡岩型矿床成矿专属性和金属富集效率的重要因素(Richards, 2011, 2015; Lu et al., 2016; Chang et al., 2019)。高氧逸度岩浆通常有利于 Cu、Au 等金属在岩浆演化过程中保持较高的迁移能力, 并促进氧化型斑岩 Cu-Au 或矽卡岩 Cu-Au 矿床的形成; 而相对较低氧逸度的岩浆体系则常与还原性矽卡岩 Au 矿化或 Au-W 矿化关系密切(Meinert et al., 2005; Richards, 2015; Chang et al., 2019; 谢桂青等, 2020)。富水岩浆不仅有利于降低岩石熔融温度, 促进中–基性至中酸性岩浆的形成和演化, 而且能够抑制斜长石早期大量结晶、促进角闪石等含水



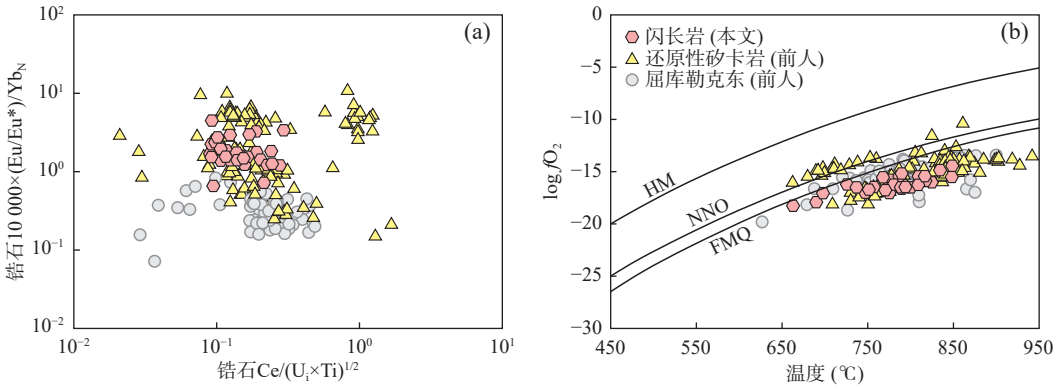
还原性矽卡岩数据来源于 Bai et al.(2021)、Redin et al.(2022)、Zhang et al.(2025)、Zhao et al.(2025)；
屈库勒克东数据来源于邢令(2023)；矿集区已发表数据来源于 Zhao et al.(2026a)

图12 布拉克巴什泉北铜金钨矿中闪长岩 Harker 图解

Fig. 12 Harker diagrams of diorites from the Bulakebashiquanbei Cu-Au-W occurrence

矿物分离结晶，并增强岩浆流体出溶能力(Richards, 2011; Wang et al., 2014; Lu et al., 2016)。

布拉克巴什泉北闪长岩全岩 $Fe_2O_3/(FeO + Fe_2O_3)$ 值为 0.11～0.16，平均为 0.13，总体表现出较低的氧化程度(图 9b)。锆石 $Ce/(Ui \times Ti)^{1/2}$ 值为 0.09～0.29，平均为 0.15；根据锆石氧逸度计(Loucks et al., 2020)得到的 ΔFMQ 值为−1.89～0.16，平均为−1.09，表明岩浆氧逸度主要位于 FMQ 缓冲线以下至近 FMQ 条件下(图 13)。在 ΔFMQ 计算中，Ce 和 Ti 直接采用 LA-ICP-MS 原位分析值，不进行额外校正；U 含量根据锆石结晶年龄进行放射性衰变校正，获得初始 U 含量 Ui。锆石 Ce 和 Ti 含量分别为 4.41×10^{-6}～13.21×10^{-6} 和 2.29×10^{-6}～16.19×10^{-6}，平均值分别为 7.39×10^{-6} 和 8.98×10^{-6}；结合 CL 图像及微量元素组成，未发现明显受富 Ce 或富 Ti 微细矿物包裹体影响的分析点。需要指出的是，Ce-U-Ti 氧逸度计的计算结果仍可能受到锆石结晶条件、熔体组成及微细包裹体等因素影响，因此，主要将其作为岩浆氧化还原状态的半定量判据。采用 Ti-in-



b. 底图据 Wang et al.(2012)；还原性矽卡岩数据来源于 Qiu et al.(2017)、Wen et al.(2020)、Zhang et al.(2025)、Zhao et al.(2025)；屈库勒克东数据来源于邢令(2023)、Zhao et al.(2026b)

图13　布拉克巴什泉北 Cu-Au-W 矿点中闪长岩锆石含水量(a)和氧逸度特征(b)

Fig. 13　(a) Water content and (b) zircon oxygen fugacity characteristics of diorites from the Bulakebashiquanbei Cu-Au-W occurrence

zircon 温度计(Ferry et al., 2007), 在 $aSiO_2$=1、$aTiO_2$=0.6 条件下获得平均锆石结晶温度约为 778 ℃。因此, 综合岩石中钛铁矿的发育、全岩 $Fe_2O_3/(FeO+Fe_2O_3)$值及锆石微量元素计算结果, 布拉克巴什泉北成矿相关闪长质岩浆总体形成于中高温、偏还原至近 FMQ 缓冲条件。

布拉克巴什泉北闪长岩 Ba/Zr 值为 1.43～3.68, 平均 2.62, 反映岩浆体系具有一定的挥发分富集特征。样品 Dy 含量为 3.65×10^{-6}～4.78×10^{-6}(平均为 4.09×10^{-6}), Y 含量为 22.72×10^{-6}～28.72×10^{-6}(平均为 24.84×10^{-6}), 未表现出显著的 Y 和中稀土元素亏损, 表明角闪石分离结晶作用并不强; 但结合 Harker 协变关系及岩相学特征, 岩浆演化过程中仍存在一定程度的角闪石分离结晶。与此同时, 全岩 δEu 值为 0.70～0.78, 表明斜长石分离结晶亦参与岩浆演化。因此, 仅依据全岩微量元素特征, 不宜将其解释为典型的强富水岩浆体系。锆石 10 000×(Eu/Eu*)/Yb_N 值为 0.66～4.48, 平均为 1.91, 根据 Loucks et al.(2023)的判别可半定量指示岩浆具有中等至较高含水性(图 13)。需要指出的是, 该指标并非直接测定岩浆 H_2O 含量, 其中 Eu 异常可明显受到斜长石结晶与分离作用影响; 斜长石分离结晶将降低残余熔体及锆石的 Eu/Eu*值, 进而影响 10 000×(Eu/Eu*)/Yb_N 的计算结果。因此, 文中不将该指标作为单一含水量判据, 而是结合全岩 Eu 异常、Ba/Zr 值及岩相学中角闪石发育等特征进行综合判断。总体而言, 布拉克巴什泉北成矿相关闪长质岩浆应具有中等至较高含水性。

上述岩浆物理化学条件对布拉克巴什泉北矽卡岩型 Cu-Au-W 矿化具有重要控制作用。偏还原至近 FMQ 的氧逸度表明该矿床不同于典型高氧逸度斑岩–矽卡岩 Cu-Au 系统, 其 Cu、Au 富集可能并非主要受高氧逸度岩浆大规模携带和释放金属控制; 中等至较高含水量为岩浆热液流体出溶、金属迁移和矽卡岩化作用提供了必要条件。在闪长岩侵入哈拉米兰河群碳酸盐岩过程中, 岩浆热液流体与围岩发生强烈流体–岩石反应, 引起温度、pH、硫逸度和氧化还原条件变化, 促使 Cu、Au、W 等金属在接触带及其附近沉淀富集, 形成矽卡岩型矿化。

5.3　对区域勘查的启示

布拉克巴什泉北铜金钨矿点的发现对屈库勒克东矿集区乃至东昆仑西段晚三叠世岩浆–热液成矿系统的找矿方向具有重要启示。已有研究表明, 岩浆氧逸度、含水量和分异程度是制约斑岩–矽卡岩型矿床成矿专属性的重要因素(Richards, 2011, 2015; Lu et al., 2016; Chang et al., 2019; Loucks et al., 2020; Loucks et al., 2023)。布拉克巴什泉北矿床中偏还原、相对富水的闪长质岩浆体系不同于典型高氧逸度斑岩–矽卡岩 Cu-Au 系统, 更可能有利于 Au、W 等元素在岩浆–热液体系中的迁移和局部富集, 而形成大规模高氧逸度 Cu 矿化的潜力相对有限。这种判断与还原性矽卡岩和含 W 矽卡岩的成矿认识基本一致。Zhang et al.(2025)对大安河还原性矽卡岩金矿的研究表明, 还原、富水的成矿岩浆可有效促进 Au 矽卡岩矿化的形成; 在还原条件下, 硫主要以 S^{2-}形式存在, Cu 更容易在岩浆演化早期进入硫化物而发生亏损, 而 Au 仍可通过含硫或含氯络合物迁移, 并在低熔点亲硫元素熔体或

晚期热液过程中富集(Zajacz et al., 2013, 2017; 刘家军等, 2021, 2024; Zhang et al., 2025)。此外, 含 W 矽卡岩通常发育于中酸性侵入体与碳酸盐岩接触带或热接触变质晕中, 以白钨矿为主要矿石矿物, 并可伴随 Mo、Bi、As、Cu、Zn 等元素异常(Meinert et al., 2005; Chang et al., 2019)。因此, 布拉克巴什泉北矿点虽然已发现 Cu-Au-W 矿化, 但从岩浆氧逸度和含水性角度看, 其进一步找矿不宜仅围绕 Cu 矿化展开, 而应更加重视 Au-W 矿化潜力。

从矿集区尺度看, 布拉克巴什泉北矽卡岩型铜金钨矿化的发现拓展了屈库勒克东矿集区周缘的找矿类型。前人对该矿集区的研究主要集中于屈库勒克东 Au-Sb 矿和屈库勒克 Au 矿等岩浆热液脉型矿化, 认为晚三叠世闪长质–花岗闪长质岩浆活动与 Au-Sb 成矿关系密切(Xing et al., 2022, 2024)。然而, 布拉克巴什泉北矿点的发现表明该矿集区不仅发育构造裂隙控制的岩浆热液脉型 Au-Sb 矿化, 还存在与侵入体–碳酸盐岩接触交代作用有关的矽卡岩型 Cu-Au-W 矿化。因此, 区域勘查应在追索石英–硫化物/锑矿脉的基础上, 融入“侵入体–碳酸盐岩–构造通道”耦合控矿的综合找矿思路, 具体应优先关注布拉克巴什泉北矿区隐伏岩体北西侧 NE 向断裂与大理岩接触带交汇部位。

6 结论

(1)东昆仑西段布拉克巴什泉北矿区闪长岩锆石 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为(209.4±1.8)Ma, 矽卡岩石榴子石普通 Pb 校正后的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均年龄为(209.1±1.1)Ma, 二者在误差范围内一致, 表明矽卡岩型矿化与闪长岩侵位基本同期, 形成于晚三叠世。

(2)成矿相关闪长岩属钙碱性、准铝质岩石, 岩浆主要来源于受俯冲组分交代改造的岩石圈地幔部分熔融, 并经历了一定程度的分离结晶作用。其形成于古特提斯洋闭合后的晚三叠世后碰撞伸展阶段, 岩浆总体具有偏还原至近 FMQ 和中等至较高含水性。

(3)布拉克巴什泉北 Cu-Au-W 矽卡岩矿化的发现拓展了屈库勒克东矿集区的找矿类型。后续勘查应重点关注晚三叠世隐伏中性–中酸性岩体与碳酸盐岩接触带及其与断裂构造交汇部位, 并加强对 Au–W 及相关多金属矿化潜力的综合评价。

致谢: 新疆维吾尔自治区人民政府国家三〇五项目办公室马华东、朱炳玉和杜晓飞以及新疆维吾尔自治区地质局区域地质调查中心刘崴国、刘兵、曹福根、于洋等在资料收集、整理及研究工作中给予的支持; 野外工作期间屈库勒克东矿区孙彦佰、赵锐龙等工程师在矿区调查过程中提供的协助; 研究工作中张英帅博士、姚诗悦博士、王滔博士、李来龙硕士和符伟硕士等给予的帮助, 在此一并表示衷心感谢。

利益冲突声明(Conflict of Interests):

所有作者声明不存在利益冲突。

All authors disclose no relevant conflict of interests.

参考文献(References):

鲍泓辰, 谢登科, 邓宇峰, 等. 东昆仑祁漫塔格地区早古生代 Fe-Cu 多金属矽卡岩矿点的发现与意义[J]. 西北地质, 2026, 59(1): 189−202.

BAO Hongchen, XIE Dengke, DENG Yufeng, et al. Discovery and Significance of Early Paleozoic Fe-Cu Polymetallic Skarn Mineralization Points in the Dongkunlun-Qimantage Region[J]. Northwestern Geology, 2026, 59(1): 189−202.

冯李强, 沈睿文, 彭艳雯, 等. 青海昆仑河晚志留世-早泥盆世 S 型花岗岩成因与原特提斯洋构造演化[J]. 成都理工大学学报 (自然科学版), 2026, 53(2): 403−421.

FENG Liqiang, SHEN Ruiwen, PENG Yanwen, et al. Genesis of Late Silurian to Early Devonian S-type granites in the Kunlun River area, Qinghai Province, and the tectonic evolution of the Proto-Tethys Ocean[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2026, 53(2): 403−421.

顾雪祥, 章永梅, 赵钰, 等. 东昆仑造山带构造-岩浆活动与金成矿作用[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2026, 45(4): 1233−1262.

GU Xuexiang, ZHANG Yongmei, ZHAO Yu, et al. Tectonomagmatism and gold mineralization in the East Kunlun orogenic belt, northwestern China[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2026, 45(4): 1233−1262.

郭香敏, 丁枫, 凡韬, 等. 东昆仑东段原特提斯洋的俯冲时限: 来自瓦勒尕花岗质岩石锆石 U-Pb 年代学及地球化学的约束[J]. 成都理工大学学报 (自然科学版), 2024, 51(2): 222−246.

GUO Xiangmin, DING Feng, FAN Tao, et al. Subduction of the proto-Tethys ocean in the eastern segment of East Kunlun: A response to zircon U-Pb geochronology and geochemistry of

Walega granitic rocks[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 2024, 51(2): 222−246.

李文忠, 刘鹏, 李延庆, 等. 东昆仑它温查汉西地区铁铜铅锌金矿找矿进展及前景[J]. 西北地质, 2026, 59(1): 203−215.

LI Wenzhong, LIU Peng, LI Yanqing, et al. Progress and Prospecting Prospect of Iron Copper Lead Zinc Gold Deposit in the West of Tawenchahan Area, East Kunlun[J]. Northwestern Geology, 2026, 59(1): 203−215.

梁丰, 王艳军, 赵严, 等. 滇西北铜厂沟矽卡岩-斑岩型钼铜矿床中石榴子石地球化学、U-Pb 年代学及地质意义[J]. 西北地质, 2023, 56(6): 219−241.

LIANG Feng, WANG Yanjun, ZHAO Yan, et al. Geochemistry, U−Pb Chronology and Geological Significance of Garnet in the Skarn−Porphyry Molybdenum Copper Deposit in Tongchanggou, Northwest Yunnan Province[J]. Northwestern Geology, 2023, 56(6): 219−241.

刘家军, 王大钊, 翟德高, 等. 低熔点亲铜元素 (LMCE) 熔体超常富集贵金属的机制及其识别标志[J]. 岩石学报, 2021, 37(9): 2629−2656.

LIU Jiajun, WANG Dazhao, ZHAI Degao, et al. Super-enrichment mechanisms of precious metals by low-melting point copper-philic element (LMCE) melts[J]. Acta Petrologica Sinica, 2021, 37(9): 2629−2656.

刘家军, 王大钊, 翟德高, 等. 低熔点亲铜元素 (LMCE) 在金成矿中的作用及促进金富集的机理[J]. 矿床地质, 2024, 43(4): 712−734.

LIU Jiajun, WANG Dazhao, ZHAI Degao, et al. Study on role of low-melting point chalcophile elements (LMCE) in gold mineralization and its promotion mechanisms in gold enrichment[J]. Mineral Deposits, 2024, 43(4): 712−734.

夏明哲, 范亚洲, 夏昭德, 等. 新疆东昆仑达拉库岸镁铁-超镁铁质岩体年代学、地球化学及成矿条件[J]. 岩石学报, 2018, 34(8): 2380−2392.

XIA Mingzhe, FAN Yazhou, XIA Zhaode, et al. Geochronology, geochemical characteristics and ore-forming conditions of the Dalakuan mafic-ultramafic intrusion, East Kunlun, Xinjiang[J]. Acta Petrologica Sinica, 2018, 34(8): 2380−2392.

谢桂青, 李新昊, 韩颖霄, 等. 氧化性富金斑岩-矽卡岩矿床中碲、硒、铊富集机制的研究进展[J]. 矿床地质, 2020, 39(4): 559−567.

XIE Guiqing, LI Xinhao, HAN Yingxiao, et al. Recent progress in study of enrichment mechanism of tellurium, selenium and thallium from oxidized gold-rich porphyry-skarn deposits[J]. Mineral Deposits, 2020, 39(4): 559−567.

郭利. 新疆且末县屈库勒克东矿区金 (锑) 矿勘探报告 [R]. 新疆: 新疆地质矿产勘查开发局第一区域地质调查大队, 2016.

邢令. 东昆仑屈库勒克东大型 Au–Sb 矿床成因研究 [D]. 成都: 成都理工大学, 2023, 1−186.

XING Ling. Genesis of the large Qukulekedong Au–Sb deposit, East Kunlun Orogen, China[D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2023, 1−186.

许鑫. 东昆仑造山带西段托库孜达坂群火山岩特征及含矿性研究 [D]. 北京: 中国地质大学 (北京), 2020, 1−79.

XU Xin. Characteristics and Metallogenic Potentiality of the Volcanic Rocks in Tuokuzidaban Group, Aksu River Area, Western Section of the East Kunlun Belt[D]. Beijing: China University of Geosciences (Beijing), 2020, 1−79.

Bai C L, Sun J G, Zhao C T, et al. The multiple mineralizations and geodynamic settings of the Laozuoshan Cu–Au deposit in the Jiamusi Massif, NE China: Zircon U–Pb geochronological, elemental and Hf isotopic geochemical evidence[J]. Ore Geology Reviews, 2021, 137: 104291.

Chang Z S, Shu Q H, Meinert L D. Skarn deposits of China[M]//Chang Z S, Goldfarb R J, eds. Mineral Deposits of China. Society of Economic Geologists Special Publication, 2019, 22: 189−234.

Chen J J, Fu L B, Selby D, et al. Multiple episodes of gold mineralization in the East Kunlun Orogen, western Central Orogenic Belt, China: Constraints from Re-Os sulfide geochronology[J]. Ore Geology Reviews, 2020, 123: 103587.

Chew D M, Petrus J A, Kamber B S. U-Pb LA-ICP-MS dating using accessory mineral standards with variable common Pb[J]. Chemical Geology, 2014, 363: 185−199.

Dong Y P, He D F, Sun S S, et al. Subduction and accretionary tectonics of the East Kunlun orogen, western segment of the Central China Orogenic System[J]. Earth-Science Reviews, 2018, 186: 231−261.

Duan Z, Gleeson S A, Gao W S, et al. Garnet U-Pb dating of the Yinan Au-Cu skarn deposit, Luxi District, North China Craton: Implications for district-wide coeval Au-Cu and Fe skarn mineralization[J]. Ore Geology Reviews, 2020, 118: 103310.

Elburg M A, Bergen M V, Hoogewerff J, et al. Geochemical trends across an arc-continent collision zone: Magma sources and slab-wedge transfer processes below the Pantar Strait volcanoes, Indonesia[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2002, 66: 2771−2789.

Ferry J M, Watson E B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2007, 154: 429−437.

Fu L B, Bagas L, Wei J H, et al. Growth of early Paleozoic continental crust linked to the Proto-Tethys subduction and continental collision in the East Kunlun Orogen, northern Tibetan Plateau[J]. Geological Society of America Bulletin, 2023, 135:

1709−1733.

Hanyu T, Tatsumi Y, Nakai S, et al. Contribution of slab melting and slab dehydration to magmatism in the NE Japan arc for the last 25 Myr: Constraints from geochemistry[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2006, 7(8): Q08002.

Hoskin P W O, Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis[J]. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, 53: 27−62.

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: 34−43.

Loader M A, Wilkinson J J, Armstrong R N. The effect of titanite crystallisation on Eu and Ce anomalies in zircon and its implications for the assessment of porphyry Cu deposit fertility[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2017, 472: 107−119.

Loucks R R, Fiorentini M L. Oxidation of magmas during gain and loss of H_2O recorded by trace elements in zircon[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2023, 622: 118377.

Loucks R R, Fiorentini M L, Henríquez G J. New magmatic oxybarometer using trace elements in zircon[J]. Journal of Petrology, 2020, 61: egaa034.

Loucks R R, Henríquez G J, Fiorentini M L. Zircon and whole-rock trace element indicators of magmatic hydration state and oxidation state discriminate copper ore-forming from barren arc magmas[J]. Economic Geology, 2024, 119: 511−523.

Lu Y J, Loucks R R, Fiorentini M L, et al. Zircon compositions as a pathfinder for porphyry Cu ± Mo ± Au deposits[M]. Society of Economic Geologists Special Publication, 2016, 19: 329−347.

Meinert L D, Dipple G M, Nicolescu S. World skarn deposits[M]//Hedenquist J W, Thompson J F H, Goldfarb R J, Richards J P, eds. Economic Geology 100th Anniversary Volume. Littleton: Society of Economic Geologists, 2005: 299−336.

Ouyang H, Caulfield J, Xie G Q, et al. Copper skarn mineralization related to reduced monzodioritic magma at the Huanren deposit, northeastern China[J]. Geological Society of America Bulletin, 2024, 136: 3569−3586.

Peccerillo A, Taylor S R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1976, 58: 63−81.

Plank T. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents[J]. Journal of Petrology, 2005, 46(5): 921−944.

Qiu K F, Deng J. Petrogenesis of granitoids in the Dewulu skarn copper deposit: implications for the evolution of the Paleotethys ocean and mineralization in Western Qinling, China[J]. Ore Geology Reviews, 2017, 90: 1078−1098.

Rapp R P, Watson E B. Dehydration melting of metabasalt at 8−32 kbar: Implications for continental growth and crust-mantle recycling[J]. Journal of Petrology, 1995, 36: 891−931.

Redin Y O, Redina A, Mokrushnikov V P, et al. The Kultuma Au–Cu–Fe - Skarn Deposit (Eastern Transbaikalia): Magmatism, Zircon Geochemistry, Mineralogy, Age, Formation Conditions and Isotope Geochemical Data[J]. Minerals, 2022, 12(1): 12.

Reinhardt N, Gerdes A, Beranoaguirre A, et al. Timing of magmatic-hydrothermal activity in the Variscan Orogenic Belt: LA-ICP-MS U–Pb geochronology of skarn-related garnet from the Schwarzenberg District, Erzgebirge[J]. Mineralium Deposita, 2022, 57(6): 1071−1087.

Richards J P. High Sr/Y arc magmas and porphyry Cu ± Mo ± Au deposits: Just add water[J]. Economic Geology, 2011, 106: 1075−1081.

Richards J P. The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: Implications for metallogeny[J]. Lithos, 2015, 233: 27−45.

Roger F, Jolivet M, Malavieille J. Tectonic evolution of the Triassic fold belts of Tibet[J]. Comptes Rendus Geoscience, 2008, 340: 180−189.

Seman S, Stockli D F, McLean N M. U-Pb geochronology of grossular-andradite garnet[J]. Chemical Geology, 2017, 460: 106−116.

Sillitoe R H. Porphyry copper systems[J]. Economic Geology, 2010, 105: 3−41.

Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[M]//Saunders A D, Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society, London, Special Publications, 1989, 42: 313–345.

Vermeesch P. IsoplotR: A free and open toolbox for geochronology [J]. Geoscience Frontiers, 2018, 9: 1479−1493.

Wang H, Feng C Y, Li R X, et al. Geological characteristics, metallogenesis, and tectonic setting of porphyry-skarn Cu deposits in East Kunlun Orogen[J]. Geological Journal, 2018, 53(S1): 58−76.

Wang R, Richards J, Hou Z, et al. Increased magmatic water content: The key to Oligo-Miocene porphyry Cu-Mo ± Au formation in the eastern Gangdese Belt, Tibet[J]. Economic Geology, 2014, 109: 1315−1339.

Wang Y F, Zhang J F, Jin Z M, et al. Low oxygen fugacity dependency for the deformation of partially molten lherzolite[J]. Tectonophysics, 2012, 580: 114−123.

Wen G, Zhou R J, Li J W, et al. Skarn metallogeny through zircon record: An example from the Daye Cu–Au–Fe–Mo district, eastern China[J]. Lithos, 2020, 378: 105807.

Wiedenbeck M, Allé P, Corfu F, et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace-element and REE analyses[J]. Geo-

standards Newsletter, 1995, 19: 1−23.

Wiedenbeck M, Hanchar J M, Peck W H, et al. Further characterisation of the 91500 zircon crystal[J]. Geostandards and Geoanalytical Research, 2004, 28: 9−39.

Xing L, Li W C, Zang M, et al. Genesis of the sediment-hosted Qukuleke Au deposit in the East Kunlun Orogenic Belt, NW China: Constraints from geology, apatite U-Pb age, and C-O-S-Pb isotopes[J]. Ore Geology Reviews, 2024, 170: 106126.

Xing L, Li W C, Liu J, et al. Mineralization timing and genesis of the Qukulekedong Au-Sb deposit in the East Kunlun Orogenic Belt, northern Tibetan Plateau: Constraints from arsenopyrite Re-Os ages, zircon U-Pb ages, and Lu-Hf isotopes[J]. Ore Geology Reviews, 2022, 143: 104731.

Xing L, Li W C, Zang M, et al. Genesis and mineralization implications of dissolution-regrowth pyrite in the large Qukulekedong Au-Sb deposit, East Kunlun, NW China[J]. Ore Geology Reviews, 2023, 157: 105448.

Xiong F H, Ma C Q, Zhang J Y, et al. Reworking of old continental lithosphere: An important crustal evolution mechanism in orogenic belts, as evidenced by Triassic I-type granitoids in the East Kunlun orogen, Northern Tibetan Plateau[J]. Journal of the Geological Society, 2014, 171(6): 847−863.

Yu M, Dick J M, Feng C Y, et al. The tectonic evolution of the East Kunlun Orogen, northern Tibetan Plateau: A critical review with an integrated geodynamic model[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2020, 191: 104168.

Zajacz Z, Candela P A, Piccoli P M, et al. Solubility and partitioning behavior of Au, Cu, Ag and reduced S in magmas[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2013, 112: 288−304.

Zajacz Z, Candela P A, Piccoli P M. The partitioning of Cu, Au and Mo between liquid and vapor at magmatic temperatures and its implications for the genesis of magmatic-hydrothermal ore deposits[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2017, 207: 81−101.

Zhang L T, Shu Q H, Xing K, et al. Formation of the Da'anhe reduced gold skarn in NE China: Evidence from U-Pb geochronology, and whole-rock and mineral geochemistry[J]. Lithos, 2025, 518−519: 108308.

Zhang X M, Zhao X, Fu L B, et al. Crustal architecture and metallogeny associated with the Paleo-Tethys evolution in the Eastern Kunlun Orogenic Belt, Northern Tibetan Plateau[J]. Geoscience Frontiers, 2023, 14: 101654.

Zhao C T, Sun J G, Han J L, et al. Constraints of magmatism on the Da'anhe skarn Au deposit, central Heilongjiang Province, northeastern China[J]. Journal of Earth Science, 2025, 1–24.

Zhao X, Fu L B, Santosh M, et al. The growth and evolution of continental crust contributed by multiple sources in the East Kunlun Orogen during Early Paleozoic[J]. Earth-Science Reviews, 2022, 233: 104190.

Zhao Y, Zhang Y M, Gu X X, et al. Petrogenesis of Late Triassic high-Mg diorites and adakitic rocks in the East Kunlun Orogenic Belt and implications for Paleo-Tethyan evolution[J]. Lithos, 2026a, 540−541: 108649.

Zhao Y, Zhang Y M, Gu X X, et al. Discovery of skarn mineralization and exploration implications for the Qukulekedong Au–Sb deposit, western East Kunlun, NW China[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2026b, 290: 108176.

Zhong S, Seltmann R, Qu H Y, et al. Characterization of the zircon Ce anomaly for estimation of oxidation state of magmas: A revised Ce/Ce* method[J]. Mineralogy and Petrology, 2019, 113: 755−763.

Zu B, Zhang H, Chi G X, et al. Generation of Cu-Au skarn mineralization by mafic magma recharge: Insights from the Bozymchak deposit in the Chatkal-Kurama region, Kyrgyzstan, West Tianshan[J]. Geological Society of America Bulletin, 2025, 137: 1964−1984.