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：王一伟，李培龙，谭渭源. 西昆仑阿合栏杆花岗伟晶岩年代学、地球化学及岩石成因[J]. 西北地质，2026，59(5)：189−207. DOI：10.12401/j.nwg.2026055

Citation：WANG Yiwei，LI Peilong，TAN Weiyuan. Geochronology，Geochemistry and Petrogenesis of the Ahelangan Granitic Pegmatite，West Kunlun[J]. Northwestern Geology，2026，59(5)：189−207. DOI：10.12401/j.nwg.2026055

西昆仑阿合栏杆花岗伟晶岩年代学、地球化学及岩石成因

王一伟，李培龙*，谭渭源

（四川省第十地质大队，四川 绵阳 621000）

摘 要：西昆仑造山带大红柳滩地区晚三叠世伟晶岩与稀有金属成矿作用关系密切，但大红柳滩岩体内广泛发育的无稀有金属矿化花岗伟晶岩，其形成时代、成因类型及构造背景缺乏系统约束。笔者以阿合栏杆花岗伟晶岩为研究对象，在岩相学观察基础上，开展了 LA−ICP−MS 锆石 U−Pb 年代学、原位 Lu−Hf 同位素及全岩地球化学测试分析。结果表明：阿合栏杆花岗伟晶岩锆石 U−Pb 加权平均年龄为（204.5±1.4）Ma，形成于晚三叠世印支期；岩石属高分异过铝质花岗伟晶岩，具有高 Si、富 Al、极低 Mg-Fe-Ti 的主量元素特征，富集 Rb、U、Sr、Sm 等元素，亏损 Ta、Nb、La、Zr、Ti、Yb 等元素，Li、Cs、Ta、Be 等稀有金属元素含量低，全岩 ΣREE 为 2.090×10^{-6}～9.370×10^{-6}，δEu 为 0.881～8.577；锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为 −7.22～+6.35，二阶段模式年龄 T_{DM2} 为 834～1 695 Ma，指示原始岩浆源以壳源为主，混合幔源组分。结合区域构造背景，认为阿合栏杆花岗伟晶岩形成于后碰撞伸展环境。对比结果显示，产于岩体内部相对封闭体系中的阿合栏杆无矿伟晶岩，其母岩浆经历了更为充分的冷却与分离结晶，熔体粘度增大，就位时已处于岩浆演化末期低热阶段，进而抑制了成矿流体的出溶与元素迁移，流体出溶效率低是该类伟晶岩贫稀有元素的重要控制因素之一。

关键词：西昆仑；阿合栏杆；花岗伟晶岩；锆石 U−Pb 定年；Hf 同位素；后碰撞

中图分类号：P581；P597　　**文献标志码**：A　　**文章编号**：1009-6248(2026)05-0189-19

Geochronology, Geochemistry and Petrogenesis of the Ahelangan Granitic Pegmatite， West Kunlun

WANG Yiwei, LI Peilong*, TAN Weiyuan

（The 10th Geological Brigade of Sichuan, Mianyang 621000, Sichuan, China）

Abstract：The Late Triassic pegmatites in the Dahongliutan region of the West Kunlun Orogenic Belt are ge-

收稿日期：2026-07-15；**修回日期**：2026-08-12；**责任编辑**：吕鹏瑞

基金项目：深地国家科技重大专项（2025ZD1009400）子课题“银石山−阿合栏杆一带构造热液脉型铜银矿控矿构造解析与勘查增储”资助。

作者简介：王一伟（1985−），男，高级工程师，从事区域地质调查与矿产勘查工作。E−mail：190636690@qq.com。

*** 通讯作者**：李培龙（1975−），男，高级工程师，从事地质矿产勘查工作。E−mail：752109222@qq.com。

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

netically closely linked to rare-metal mineralization. However, the formation age, genetic type, and tectonic setting of the widespread barren granitic pegmatites hosted within the Dahongliutan pluton still lack systematic constraints. This study focuses on the Ahelangan granitic pegmatites. Based on detailed petrographic observations, we present integrated analyses including LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology, in-situ Lu-Hf isotopic measurements, and whole-rock geochemical analyses.Our results demonstrate that the Ahelangan granitic pegmatites yield a weighted mean zircon U-Pb age of (204.5 ± 1.4) Ma, constraining their formation to the Late Triassic Indosinian period. The rocks are classified as highly fractionated peraluminous granitic pegmatites, geochemically characterized by high SiO_2 and Al_2O_3, extremely low Mg, Fe, and Ti contents in major elements, enrichment in Rb, U, Sr, and Sm, depletion in Ta, Nb, La, Zr, Ti, and Yb, and low abundances of rare-metal elements such as Li, Cs, Ta, and Be. Whole-rock total rare earth element (ΣREE) contents range from 2.090×10^{-6} to 9.370×10^{-6}, with δEu values of 0.881–8.577. Zircon $\varepsilon_{Hf}(t)$ values span from –7.22 to +6.35, corresponding to two-stage Hf crustal model ages (T_{DM2}) of 834–1 695 Ma, indicating that the primary magma was predominantly derived from crustal sources with minor mantle-derived components involved.Integrated with the regional tectonic framework, the Ahelangan granitic pegmatites are interpreted to have formed in a post-collisional extensional setting. Comparison shows that the barren Ahelangan pegmatites, emplaced in a relatively closed system within the interior of the pluton, were derived from parental magmas that underwent more extensive cooling and fractional crystallization, resulting in increased melt viscosity. At the time of emplacement, the magmas had already reached the low-temperature terminal stage of magmatic evolution, which further suppressed the exsolution of ore-forming fluids and the migration of elements. Thus, low efficiency of fluid exsolution is considered one of the key controlling factors for the rare-element depletion in this type of pegmatite.

Keywords：west Kunlun；Ahelangan；granitic pegmatite；zircon U-Pb dating；Hf isotope；post-collision

近年来，西昆仑地区伟晶岩研究取得突破性进展，在大红柳滩–白龙山矿集区相继发现一批超大型–大型锂铍稀有金属矿床（李建康等，2023；王核等，2023；Zhao et al.，2024；Wutiepu et al.，2025；高永宝等，2025；王利波等，2025），已成为中国最重要的伟晶岩型稀有金属成矿带之一。现有研究表明：区内含稀有金属伟晶岩主要形成于晚三叠世（223～205 Ma）（孔会磊等，2023），成因上与古特提斯洋闭合后碰撞–后碰撞背景下过铝质 S 型花岗岩的高度分异演化密切相关（Yan et al.，2022；唐俊林等，2022；王核等，2023；高景刚等，2024），空间分布上主要围绕大红柳滩岩体周缘，侵位于三叠系巴颜喀拉山群变质地层中（陈谋等，2022；王核等，2023）。大红柳滩成矿带内，伟晶岩普遍发生稀有金属超常富集，但为何同期、同构造带内大红柳滩岩体内部伟晶岩无稀有金属矿化，二者的形成年龄、岩浆源区及构造背景是否存在异同，对区域构造–岩浆演化的指示意义，仍需系统研究。

阿合栏杆铅银矿区位于西昆仑造山带康瓦西–大红柳滩一带，大地构造位置为可可西里–松潘前陆盆地西缘（图 1a），矿区内发育大规模中酸性侵入岩与伟晶岩。其中，伟晶岩呈脉状、透镜状侵位于古生界变质碎屑岩系与中生代花岗质岩体中。与西昆仑大红柳滩地区广泛研究的稀有金属伟晶岩不同，本次研究的阿合栏杆伟晶岩未发现锂、铍、铌、钽等稀有金属矿化，未见明显的稀有金属元素富集特征，为典型非稀有金属型花岗伟晶岩。以往针对该矿区的地质工作多围绕铅银矿体的矿化特征、控矿构造、找矿潜力、矿产勘查等展开（王岩等，2016；王辉等，2018），并取得重大铅银矿找矿突破，对矿区内广泛发育的伟晶岩缺乏系统的基础研究，伟晶岩的成因类型、成岩时代及岩浆演化等缺乏约束，与区域同期稀有金属伟晶岩的成岩机制差异尚未开展对比研究，制约了西昆仑造山带古特提斯洋演化晚期构造–岩浆事件的全面认识。基于上述科学问题，笔者以阿合栏杆铅银矿区内的花岗伟晶岩为研究对象，在系统野外地质调查、岩相学观察基础上，开展锆石 U–Pb 年代学、原位 Hf 同位素、全岩地球化学分析研究，确定阿合栏杆伟晶岩侵位时限，探讨岩石成因和构造背景，并与区域内稀有金属伟晶岩初步对比，为深入理解区域构造–岩浆演化提供新的依据。

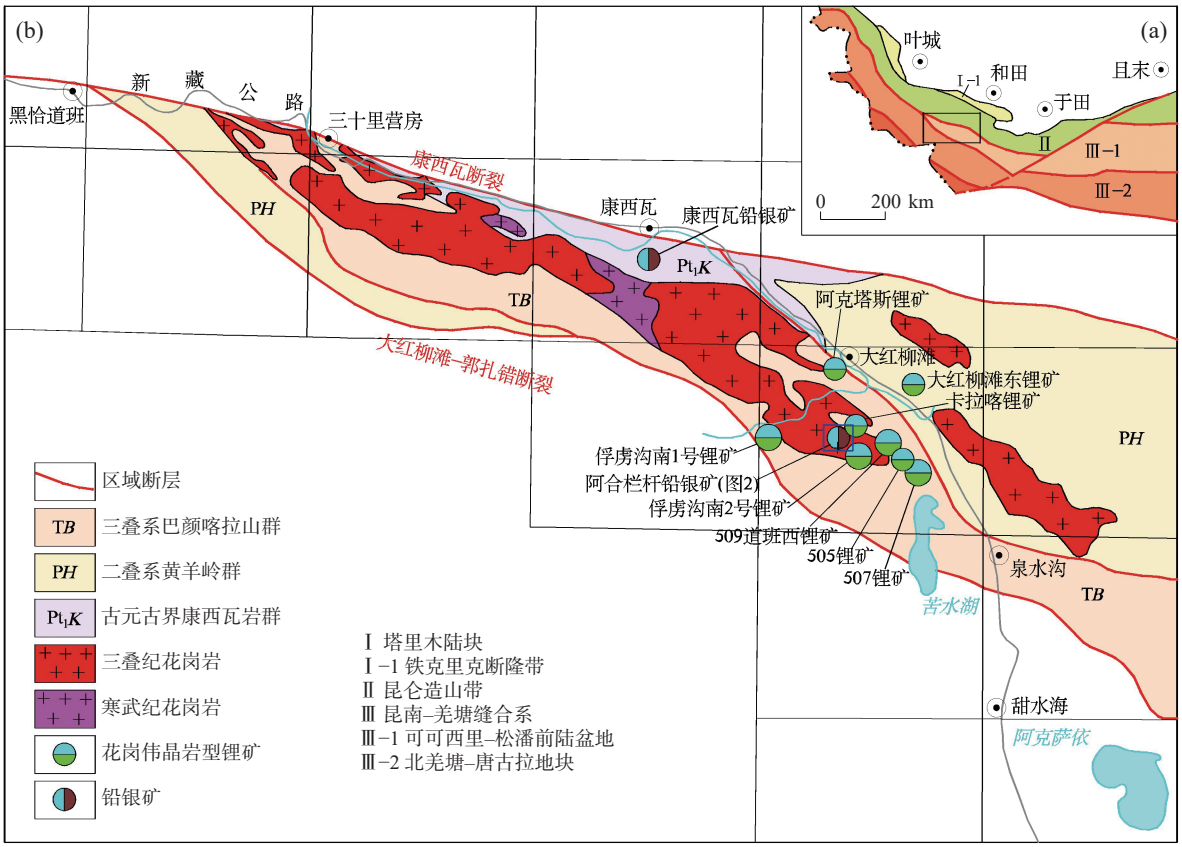


图1　西昆仑大红柳滩一带大地构造位置图(a)和区域地质矿床分布图(b)(据孔会磊等，2023 修改)

Fig. 1　(a) Geotectonic map and (b) regional geological map showing mineral deposit distribution in Dahongliutan area, West Kunlun

1　地质背景和岩石学特征

1.1　区域地质背景

西昆仑造山带位于青藏高原北缘，是东古特提斯构造域的核心组成部分，经历了新元古代大陆裂解、古生代洋陆俯冲–碰撞、中生代陆内演化的复杂动力学过程(张传林等，2019)，其中，晚三叠世经历了古特提斯洋闭合(240～220 Ma)和陆内碰撞造山(220～200 Ma)(吴福元等，2020; 李文渊等，2024)，伴随多期次、大规模花岗质岩浆活动，为伟晶岩的形成提供了优越的地质条件(Xu et al., 2020; 庹明洁等，2024; 高景刚等，2024)。阿合栏杆铅银矿区位于西昆仑与喀喇昆仑接合地区，大地构造位置处于西藏–三江造山系中的巴颜喀拉地块之可可西里–松潘前陆盆地(图 1a)。区域地层主要为古元古代康西瓦岩群(Pt_1K)、二叠系黄羊岭群(*PH*)、三叠系巴颜喀拉山群(*TB*)(图 1b)。其中，康西瓦岩群为一套经多期变质作用叠加形成的深变质、强变形地层，是区域最老的结晶基底(陈谋等，2024)；二叠系黄羊岭群为一套细碎屑岩夹少量碳酸盐岩；三叠系巴颜喀拉山群为一套变质碎屑岩和碳酸盐。区域构造活动强烈，断裂构造以 NW–SE 向为主，多为走滑–逆断层，控制着区域地层和岩浆岩的分布。区域岩浆活动主要发生在晚三叠世，受大红柳滩断裂控制，形成了大红柳滩序列的中酸性侵入岩，呈岩基状产出，岩石类型包括二云母花岗岩、白云母二长花岗岩、石英闪长岩等，以 I 型和 S 型花岗岩为主(庹明洁等，2024)。该期岩浆活动与区域稀有金属成矿关系密切(高景刚等，2024)。

1.2　矿区地质特征

阿合栏杆矿区出露地层相对简单(图 2)，主要为三叠系巴颜喀拉山群和第四系。其中，巴颜喀拉山群分布在矿区北东角，为一套大洋岛弧相的浅变质细碎屑岩建造，岩性为灰–灰褐色浅变质细粒石英砂岩夹石英粉砂岩、粉砂质板岩，地层总体倾向 NE，倾角为 47°～68°；第四系主要分布于矿区东部及中部沟谷地带，为冲洪积砾石、砂及黏土等。矿区构造以断裂为主，主要发育 NE–SW、NNE–SSW 向两组断裂，组成“羽”状构造。其中，NNE–SSW 向 F2 断层为矿区主干断层，控制了区内规模最大的Ⅸ号铅银矿体的产出，

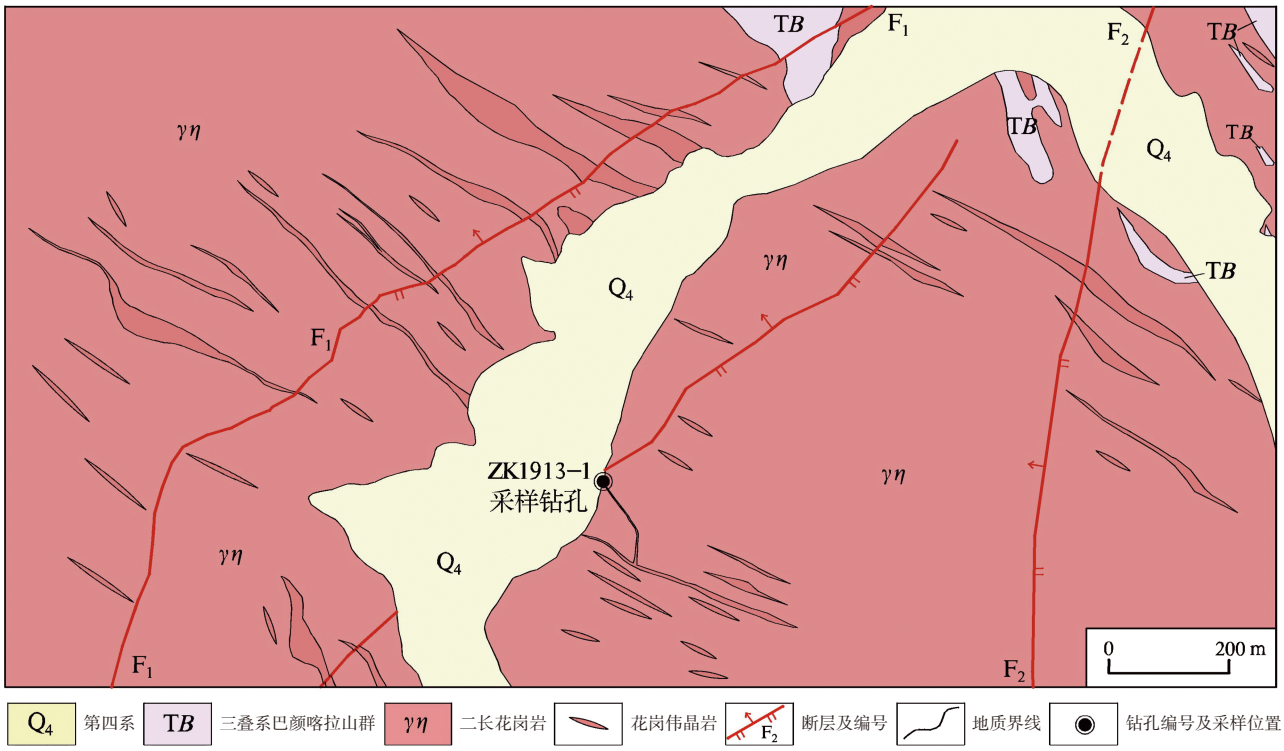


图2 阿合栏杆铅银矿区地质简图

Fig. 2 Simplified geological map of the Ahelangan Pb-Ag ore district

断层性质为张性逆断层(图 2); NE–SW 向 F1 断层及其次级断层为分支构造,控制了其他矿体的分布。矿区岩浆岩出露面积约占矿权面积约 70 %,主要为晚三叠世大红柳滩中酸性侵入岩,以白云母二长花岗岩和二云母二长花岗岩为主。这些花岗岩是矿区铅银矿体的主要赋矿围岩,岩石普遍发育剪节理,并可见后期构造叠加形成的片麻状构造。此外,矿区内发育有大量花岗伟晶岩脉。

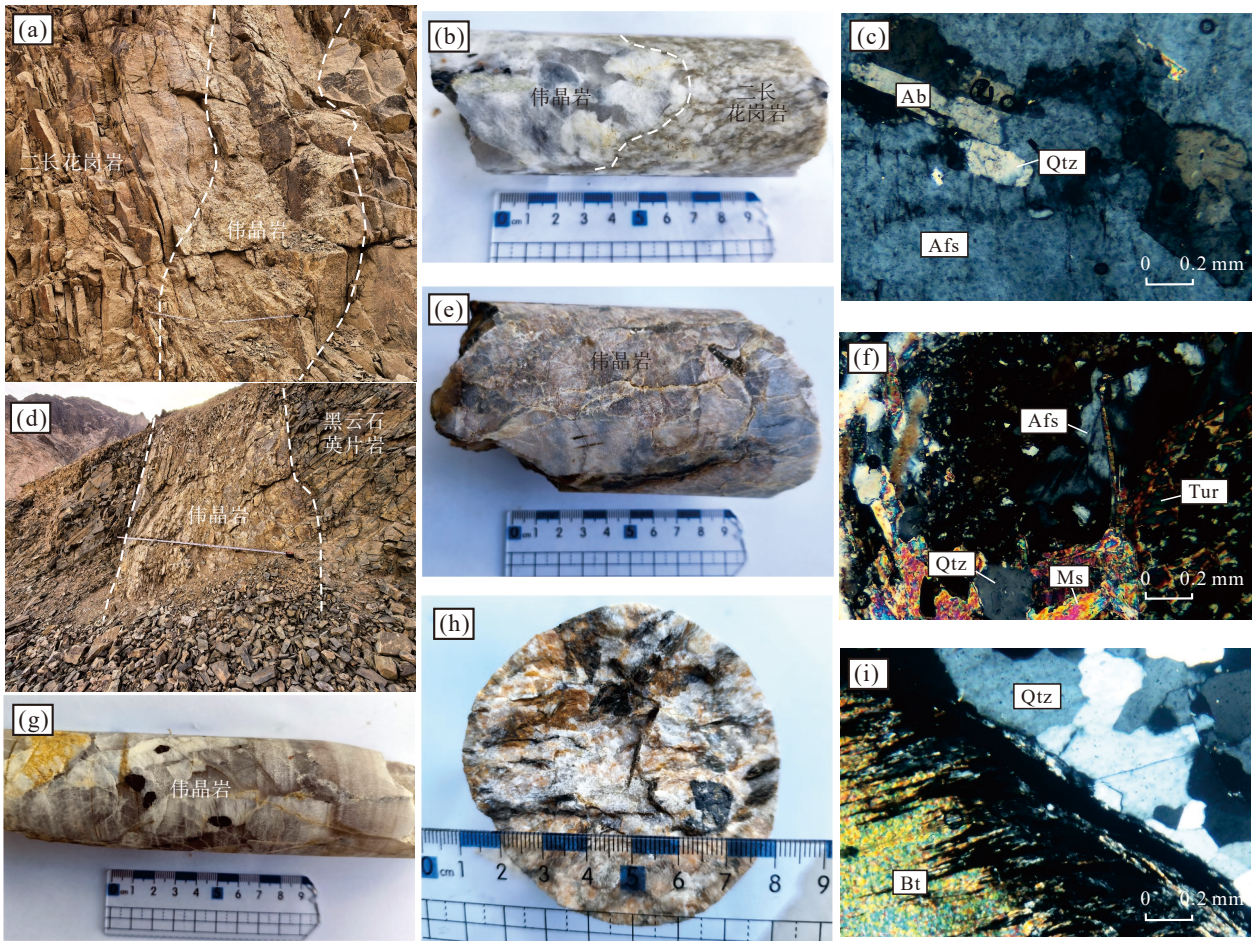
1.3 伟晶岩岩石学特征

矿区内花岗伟晶岩脉分布广泛,已发现 50 多条伟晶岩脉(图 2),主要赋存于晚三叠世花岗岩体中,呈脉状、透镜状产出,脉体走向主要为 NW–SE 向,倾向为 NE 或 SW 向,倾角较陡(约 70°),局部可见倾角较缓的连通脉,交织呈网状;脉体宽度一般为 0.5～40 m 不等,在矿区北东角出露宽度可达近 200 m。

阿合栏杆伟晶岩呈脉状侵入大红柳滩花岗岩体内部,接触界线清晰(图 3a、图 3b、图 3d),伟晶岩侧可见细微冷凝边,指示其侵位晚于寄主花岗岩,为同期岩浆活动的晚期产物。岩石类型主要为花岗伟晶岩,具钠长石化,岩石呈红灰色、灰白色,具有典型的粗粒伟晶结构、块状构造,颗粒粒径达 40 mm(图 3e、图 3g、图 3h),部分受应力作用影响,发育碎裂结构。岩石镜下特征由碱性长石、钠长石、石英、云母类、电气石、石榴子石和其他金属矿物组成(图 3c、图 3f、图 3i),矿物粒径为 0.05～26 mm,以 10～20 mm 的粗粒为主。碱性长石(32%～43%)无色,粘土化发育,表面显污浊,半自形–他形板状,部分颗粒因应力作用发生晶格扭曲或破碎;钠长石(5%～35%)呈半自形–自形板状,斜消光,聚片双晶发育;石英(19%～25%)无色,他形粒状,正低突起,干涉色可达一级,杂乱分布;云母类(13%～18%)包括白云母和黑云母,分布不均,解理发育,干涉色鲜艳;电气石(1%～7%)棕绿色,多色性显著,呈粒状、半自形柱状,在手标本上呈自形长柱状,粒径可达 2 cm;石榴子石(少量)呈半自形粒状,常见于伟晶岩与花岗岩接触带附近。此外,岩石中发育少量金属矿物,如黄铁矿、方铅矿等,呈浸染状分布。受后期应力作用影响,大部分矿物颗粒裂隙发育,沿裂隙充填白云母、石英及长石等细小矿物颗粒。矿区花岗伟晶岩的矿物组合和结构特征表明其经历了高度分异的岩浆演化过程。

2 样品采集和测试方法

研究区花岗伟晶岩年龄及全岩地球化学样品采



a.伟晶岩与二长花岗岩界线；b.伟晶岩和二长花岗岩界线；c.伟晶岩镜下照片；d.伟晶岩与巴颜喀拉山群界线；e.伟晶岩岩心标本；f.伟晶岩镜下照片；g.伟晶岩岩心标本；h.伟晶岩岩心标本；i.伟晶岩镜下照片；Afs.碱性长石；Ab.钠长石；Qtz.石英；Tur.电气石；Ms.白云母；Bt.黑云母

图3　阿合栏杆花岗伟晶岩野外及显微镜下照片

Fig. 3　Field outcrop and photomicrographs of the granitic pegmatites in the Ahelangan

自阿合栏杆铅银矿区 ZK1913-1 号钻孔(图 2), 钻孔坐标为 E79°12′25″, N 35°52′43″, 钻孔中可见多条伟晶岩脉, 在花岗伟晶岩中采集 1 件锆石 U-Pb 年龄样品(ZK1913-1, 15 m 深), 采集全岩地球化学样品 6 件, 即 ZK1913-1(15 m 深)、ZK1913-2(235 m 深)、ZK1913-3(520 m 深)、ZK1913-4(543 m 深)、ZK1913-6(645 m 深)、ZK1913-8(736 m 深), 单样品重量为 1.5～2 kg, 岩石新鲜, 无污染, 未见明显的蚀变现象。

锆石 U-Pb 测年在四川创源微谱科技有限公司, 利用由 RESOlution LR 193 nm ArF 准分子激光剥蚀系统和 Thermo iCAP TQ 组成的 LA-ICP-MS 系统完成。质谱信号调试完成后, 设置测试参数, 每个样品表面剥蚀两次, 第一次用于清除样品表面污染, 设置吹扫时间为 10 s, 第二次本底收集时间为 15 s, 剥蚀时间为 20 s, 再吹扫 5 s。激光剥蚀束斑设置为 13～20 μm, 能量密度为 3 J/cm^2, 剥蚀频率为 8 HZ。阿合栏杆花岗伟晶岩锆石 CL 图像上有流体改造痕迹, 测年过程中, 对环带窄、颗粒小的锆石采用 13 μm 剥蚀束斑, 对环带宽、颗粒大的锆石采用 20 μm 剥蚀束斑(同步获得锆石微量元素数据), 经同位素比值校正后无明显系统偏移, 两套年代学数据地质意义完全等价, 均可用于限定伟晶岩成岩时代。锆石测年过程中, 采用 91 500 标样(1 062 Ma; Wiedenbeck et al., 1995)为主标, 校准锆石监控标样和测年样品的$^{207}Pb/^{206}Pb$ 和$^{238}U/^{206}Pb$ 值, 以及仪器漂移情况; 采用 Tanz 标样(566.16 Ma; Hu et al., 2021)为副标, 监控数据质量。数据处理利用 IOLITE(Paton et al., 2011)完成, 同位素比值数据利用 Isoplot 4.0 完成投图。

锆石 Lu-Hf 同位素测年在四川创源微谱科技有限公司完成。锆石原位 Hf 同位素分析点位与锆石 U-

Pb 同位素分析点位相对应，所有测试点位均预先通过 CL 图像筛选，选择无裂隙、无蜕晶化重结晶的均匀岩浆环带区域，最大限度避免非同期物质混染，保证 Hf 同位素数据反映锆石原生岩浆组成。测试仪器是激光剥蚀多接收器电感耦合等离子体质谱仪（MC-ICP-MS, Neoma），分析系统为多接收等离子体质谱仪（NEPTUNE plus），激光剥蚀系统为 RESOlution SE，激光剥蚀的斑束直径约为 38 μm，能量密度为 5 J/cm^2，频率为 8 Hz，激光剥蚀物质以高纯 He 为载气送入 Neptune Plus（MC-ICP-MS）。Hf 同位素数据在低分辨静态模式下获得。

全岩主量元素与微量元素测试在四川创源微谱科技有限公司完成。主量元素测试采用 Agilent 5 110 ICP-OES 电感耦合等离子体发射光谱仪测定；微量元素测试采用 Agilent 7700x ICP-MS 电感耦合等离子体质谱仪测定。

3 测试结果

3.1 锆石 U-Pb 年代学

样品花岗伟晶岩（ZK1913-1）中锆石的阴极发光图像（图 4），锆石多呈自形–半自形短柱状，多数锆石不完整，粒径以 80～220 μm 为主，长宽比约为 2∶1～3∶1。CL 图像显示，锆石颗粒呈灰白与黑色相间的岩浆振荡环带，未见明显的核–幔结构，蜕晶化及重结晶现象发育，可能是高 U 含量或后期残余流体所致（孔会磊等，2023）。本次 U-Pb 定年及 Hf 同位素测试点位均选择在振荡环带清晰、无明显裂隙与重结晶扰动的区域（图 4）。LA-ICP-MS 锆石 U–Pb 定年共获得 20 个有效测点（表 1）。20 个测点的 U 含量为 3 988×10^{-6}～15 206×10^{-6}，Th 含量为 3.76×10^{-6}～26.59×10^{-6}，锆石普遍具有极低的 Th/U 值，符合伟晶岩锆石特征，区域同类研究中也有一致报道（孔会磊等，2023）；20 个测点的 ^{206}Pb/^{238}U 表面年龄集中在 200.5～210.9 Ma，在谐和图上数据点集中分布于谐和线附近（图 5a），其加权平均年龄为（204.5±1.4）Ma（MSWD=4.2，n=20）（图 5b）。锆石的微量元素分析结果（表 2）显示，ΣREE 含量低，LREE 强烈亏损，HREE 强烈富集，明显的负 Eu 异常。锆石球粒陨石标准化稀土元素配分图（图 6）呈现明显的左倾斜，加之锆石颗粒发育清晰的岩浆振荡环带等，这些特征与典型的岩浆成因锆石特征（Hoskin et al., 2000; Rubatto, 2002）一致。因此，锆石的加权平均年龄（204.5±1.4）Ma 可解释为阿合栏杆花岗伟晶岩的侵位结晶年龄，形成时代为晚三叠世。

3.2 锆石原位 Lu-Hf 同位素

阿合栏杆花岗伟晶岩 ^{176}Lu/^{177}Hf 值为 0.000 268～0.002 250，^{176}Lu/^{177}Hf 值平均为 0.001 414（表 3）。其中，22 颗锆石 ^{176}Lu/^{177}Hf 值小于 0.002，仅 2 颗锆石 ^{176}Lu/^{177}Hf 值大于 0.002，表明花岗伟晶岩中锆石颗粒在形成后，几乎无放射性成因 Hf 积累，^{176}Hf/^{177}Hf 值能够代表锆石形成初的 Hf 同位素组成（吴福元等，2007）。阿合栏杆花岗伟晶岩 ^{176}Hf/^{177}Hf 值为 0.282 442～0.282 833，平均为 0.282 639，根据相关公式（余超等，2025），获得锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为 −7.22～6.35，平均为 −0.39；单阶段 Hf 地壳模式年龄 T_{DM1} 为 614～1 123 Ma，平均为 876 Ma；二阶段 Hf 地壳模式年龄 T_{DM2} 为 834～1 695 Ma，平均为 1 263 Ma。

3.3 岩石地球化学

3.3.1 主量元素

阿合栏杆花岗伟晶岩的 SiO_2 含量为 73.66%～80.49%，平均为 77.08%（表 4），Si 含量极高，暗示岩浆经历了高度分离结晶作用；全碱（Na_2O+K_2O）含量为 6.73%～10.62%，平均为 7.94%，在 TAS 图解（图 7a）中落入花岗岩区域；Al_2O_3 含量为 11.02%～14.28%，平均

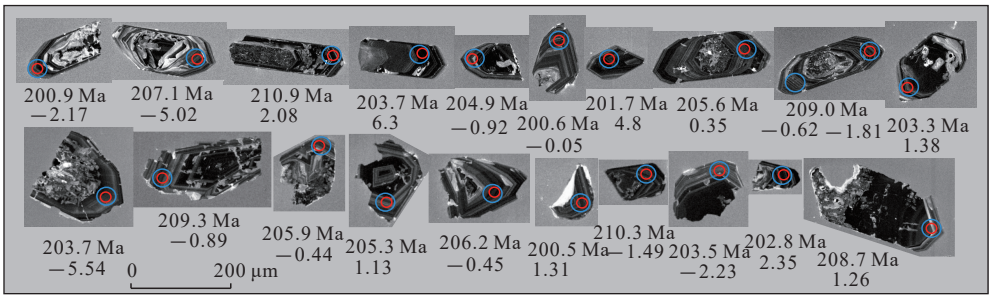


图4 阿合栏杆花岗伟晶岩锆石阴极发光图像及测点 U-Pb 年龄、$\varepsilon_{Hf}(t)$ 值

Fig. 4 Zircon CL images of the Ahelangan granitic pegmatites, showing U-Pb ages and $\varepsilon_{Hf}(t)$ values of each analytical spot

表 1　阿合栏杆花岗伟晶岩(样品 ZK1913-1)U-Pb 同位素组成和年龄值

Tab. 1　U-Pb isotopic compositions and ages of zircons from the Ahelangan granitic pegmatites (Sample ZK1913-1)

测点	含量(10^{-6})		Th/U	同位素比值						年龄(Ma)					
	Th	U		$^{207}Pb/^{206}Pb$		$^{207}Pb/^{235}U$		$^{206}Pb/^{238}U$		$^{207}Pb/^{206}Pb$	2σ	$^{207}Pb/^{235}U$	2σ	$^{206}Pb/^{238}U$	2σ
4	8.84	13 067.18	0.001	0.051 1	0.000 4	0.220 9	0.002 4	0.031 7	0.000 3	243.4	16.7	202.6	2.0	200.9	2.1
5	4.52	5 367.52	0.001	0.052 1	0.000 7	0.227 8	0.010 2	0.032 7	0.001 3	287.8	30.4	208.1	8.6	207.1	8.4
6	8.90	12 913.59	0.001	0.051 4	0.000 7	0.232 5	0.005 3	0.033 3	0.001 1	256.8	29.0	212.2	4.4	210.9	6.6
7	16.85	10 462.55	0.002	0.054 2	0.000 7	0.242 4	0.003 1	0.032 1	0.000 6	376.4	27.9	220.4	2.5	203.7	3.6
8	5.91	6 008.46	0.001	0.051 0	0.000 6	0.224 9	0.004 6	0.032 3	0.000 5	236.8	28.1	205.9	3.8	204.9	3.4
9	6.76	10 543.55	0.001	0.050 7	0.000 6	0.218 7	0.003 0	0.031 6	0.000 4	223.8	26.8	200.8	2.5	200.6	2.7
10	26.59	15 206.06	0.002	0.050 8	0.000 3	0.227 4	0.003 0	0.031 8	0.000 4	229.2	14.8	208.0	2.5	201.7	2.5
11	7.98	7 389.80	0.001	0.050 1	0.000 4	0.223 5	0.002 9	0.032 4	0.000 4	194.3	21.2	204.8	2.4	205.6	2.2
12	4.29	7 349.78	0.001	0.050 1	0.000 7	0.229 2	0.004 3	0.033 0	0.000 6	201.6	30.7	209.4	3.6	209.0	3.9
13	17.11	10 097.64	0.002	0.050 2	0.000 5	0.220 4	0.003 1	0.032 0	0.000 4	205.2	23.2	202.2	2.6	203.3	2.7
14	9.66	6 149.84	0.002	0.052 4	0.001 5	0.232 9	0.007 3	0.032 9	0.000 7	294.7	65.8	212.5	6.0	208.7	4.2
15	5.26	6 934.52	0.001	0.050 3	0.000 3	0.221 1	0.002 4	0.032 0	0.000 3	206.3	15.7	202.8	2.0	202.8	1.6
16	5.11	3 988.33	0.001	0.050 9	0.000 4	0.234 6	0.002 4	0.033 2	0.000 3	235.4	18.1	213.9	2.0	210.3	1.7
17	7.88	7 954.32	0.001	0.050 5	0.000 4	0.222 3	0.003 3	0.031 6	0.000 4	214.1	18.9	203.8	2.7	200.5	2.6
18	4.30	4 962.79	0.001	0.050 0	0.000 4	0.221 6	0.002 0	0.032 1	0.000 3	197.6	17.8	203.5	1.6	203.5	1.6
20	7.01	7 622.43	0.001	0.050 6	0.000 4	0.226 1	0.002 6	0.032 5	0.000 4	221.8	18.3	206.9	2.2	206.2	2.8
21	4.09	5 185.45	0.001	0.050 7	0.000 3	0.226 6	0.002 4	0.032 4	0.000 3	223.2	15.2	207.6	1.9	205.3	1.7
22	5.12	6 335.37	0.001	0.051 2	0.000 7	0.228 2	0.004 0	0.032 5	0.000 4	244.9	32.7	208.6	3.3	205.9	2.2
23	3.76	4 768.29	0.001	0.050 2	0.000 4	0.228 8	0.002 8	0.033 0	0.000 3	203.2	19.9	209.2	2.4	209.3	2.0
24	12.38	7 166.87	0.002	0.050 0	0.000 4	0.221 4	0.002 5	0.032 1	0.000 3	192.8	17.3	203.1	2.0	203.7	1.8

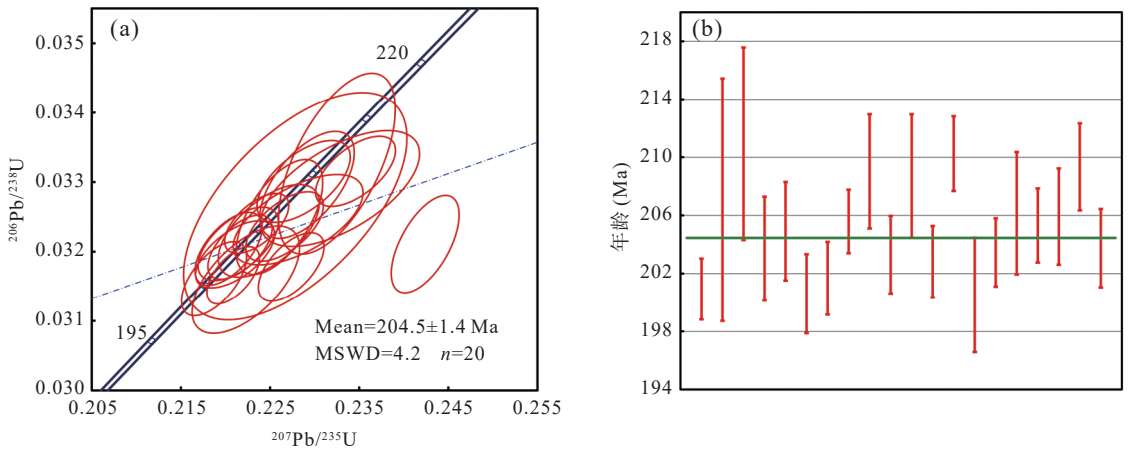


图5　阿合栏杆花岗伟晶岩锆石 U-Pb 年龄谐和图(a)和锆石加权平均年龄(b)

Fig. 5　(a) Zircon U-Pb concordia diagram and (b) weighted mean age diagram of the Ahelangan granitic pegmatites

为 13.16 %; K_2O 含量为 0.55%～7.46%, 平均为 3.70%; Na_2O 含量为 1.32%～6.86%, 平均为 4.24%。K_2O/Na_2O 值变化极大(0.08～4.10, 平均为 1.48), 在 SiO_2-K_2O 图解中(图 7b), 样品较分散, 整体上以富 K 为主, 部分样品(如 ZK1913-6 和 ZK1913-8)明显富 Na(K_2O/Na_2O 分别为 0.14 和 0.08), 推测与岩浆期后残余流体的钠长石化作用有关。MgO 含量极低(0.03%～0.14%, 平均为 0.09%), CaO 含量为 0.16%～0.84%(平均为 0.47%), TFe_2O_3 含量为 0.20%～0.84%(平均为 0.48%), TiO_2、MnO、P_2O_5 均小于 0.25%, 这些特征与高度演化的酸

表 2 阿合栏杆花岗伟晶岩(样品 ZK1913-1)锆石微量元素(10^{-6})分析结果

Tab. 2 Traceelement compositions (10^{-6}) of zircons from the Ahelangan granitic pegmatites (Sample ZK1913-1)

锆石点号	15	16	17	18	20	21	22	23	24
年龄(Ma)	202.8	210.3	200.5	203.5	206.2	205.3	205.9	209.3	203.7
La	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ce	0.07	0.04	0.07	0.01	0.04	0.07	0.06	0.07	0.01
Pr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Nd	0.07	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Sm	0.53	0.42	1.14	0.44	0.69	0.85	0.63	0.39	0.36
Eu	0.08	0.04	0.08	0.03	0.10	0.04	0.05	0.02	0.02
Gd	14.59	6.89	11.69	8.31	11.71	10.54	10.29	8.55	4.55
Tb	10.15	4.54	8.55	5.79	8.45	8.20	8.07	6.44	3.89
Dy	166.15	75.91	139.63	95.21	140.14	138.63	139.93	113.57	73.79
Ho	66.12	29.03	51.96	35.56	49.96	52.81	51.65	40.12	28.59
Er	366.02	159.59	275.38	190.47	270.44	297.79	287.29	225.13	167.13
Tm	101.09	45.02	74.34	51.00	72.74	79.56	79.95	61.16	49.72
Yb	1 214.86	535.49	859.97	606.43	880.37	974.95	995.65	763.56	657.21
Lu	7.33	2.44	6.29	2.52	6.14	3.71	9.30	10.93	2.38
ΣREE	1 947.08	859.44	1 429.12	995.81	1 440.81	1 567.18	1 582.89	1 229.98	987.68
ΣLREE	0.77	0.52	1.31	0.51	0.86	0.98	0.76	0.51	0.42
δEu	0.03	0.04	0.04	0.02	0.06	0.02	0.03	0.02	0.02

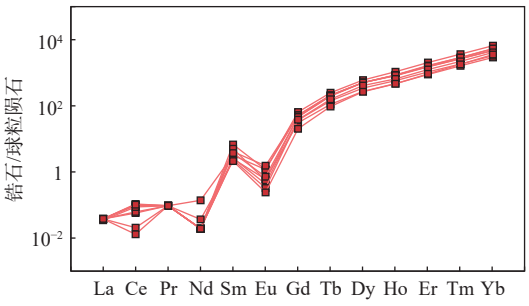


图6 阿合栏杆花岗伟晶岩锆石球粒陨石标准化稀土元素配分图(标准化数据引自 Sun et al., 1989)

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of zircons from the Ahelangan granitic pegmatites

性岩浆体系一致。A/CNK 值为 3～1.32(平均为 1.13),在 A/CNK-A/NK 图解上全部落在过铝质区域(图 8)。标准矿物刚玉(C)含量估算为 0.87%～3.00%(平均为 1.78%),与 S 型花岗岩或过铝质花岗岩的特征吻合。岩浆分异指数(DI)为 93.90～98.33,平均为 96.00,表明花岗伟晶岩具有较高的结晶分异程度。阿合栏杆花岗伟晶岩表现为高 Si、富 Al、极低 Mg-Fe、富碱且钾钠比值变化大、高分异特征,属于高分异过铝质花岗岩系列。

3.3.2 微量和稀土元素

在原始地幔微量元素标准化蛛网图上(图 9a),阿合栏杆花岗伟晶岩富集 Rb、U、Sr、Sm 等元素,亏损 Ta、Nb、La、Zr、Ti、Yb 等元素,其他元素变化不均匀,未出现明显的亏损和富集现象。Rb/Sr 值为 1.29～8.08,平均为 4.47; K/Rb 值为 142.21～261.11,平均为 191.24(表 4)。将阿合栏杆无矿花岗伟晶岩微量元素与康西瓦无矿伟晶岩(陈谋等, 2022)、大红柳滩东含锂辉石伟晶岩(孔会磊等, 2023)进行对比(图 9a),阿合栏杆无矿花岗伟晶岩的 Ta、Nb、Hf、Zr 等微量元素含量明显较低。其中,Ta、Nb 作为高强场元素,在伟晶岩演化晚期高度富集,大红柳滩含锂辉石伟晶岩的 Ta、Nb 含量远高于阿合栏杆和康西瓦无矿伟晶岩,是岩浆分异程度高的地球化学标志; 与 LCT 型(锂-铯-钽型)伟晶岩(Černý, 1992; 孙文礼等, 2022)相比较,阿合栏杆花岗伟晶岩和康西瓦伟晶岩的 Li、Cs、Ta、Be 等元素含量明显较低,不符合 LCT 型伟晶岩特征,大红柳滩含锂辉石伟晶岩属 LCT 型(锂-铯-钽型)伟晶岩(孔会磊等, 2023)。

在稀土元素球粒陨石标准化配分模式图上

表 3　阿合栏杆花岗伟晶岩(样品 ZK1913-1)锆石 Lu-Hf 同位素组成及特征参数

Tab. 3　Lu-Hf isotopic compositions and parameters of zircons from the Ahelangan granitic pegmatites (Sample ZK1913-1)

点位	年龄(Ma)	$^{176}Yb/^{177}Hf$	$^{176}Lu/^{177}Hf$	$^{176}Hf/^{177}Hf$	2σ	$\varepsilon_{Hf}(t)$	T_{DM1}(Ma)	T_{DM2}(Ma)
ZK1913-1-4	200.9	0.034 844	0.001 326	0.282 591	0.000 019	−2.17	944	1 373
ZK1913-1-5	207.1	0.022 845	0.000 823	0.282 505	0.000 017	−5.02	1 052	1 558
ZK1913-1-6	210.9	0.062 223	0.002 236	0.282 709	0.000 023	2.08	796	1 111
ZK1913-1-7	203.7	0.068 052	0.002 250	0.282 833	0.000 022	6.35	614	834
ZK1913-1-8	204.9	0.046 749	0.001 670	0.282 625	0.000 018	−0.92	903	1 297
ZK1913-1-9	200.6	0.034 601	0.001 255	0.282 651	0.000 019	−0.05	857	1 238
ZK1913-1-10	201.7	0.051 194	0.001 796	0.282 783	0.000 018	4.58	679	945
ZK1913-1-11	205.6	0.040 140	0.001 410	0.282 660	0.000 022	0.35	848	1 217
ZK1913-1-12	209.0	0.036 894	0.001 349	0.282 630	0.000 018	−0.62	889	1 281
ZK1913-1-13	203.3	0.047 982	0.001 678	0.282 691	0.000 017	1.38	809	1 150
ZK1913-1-14	208.7	0.051 751	0.001 899	0.282 685	0.000 022	1.26	822	1 162
ZK1913-1-15	202.8	0.044 187	0.001 601	0.282 719	0.000 019	2.35	768	1 088
ZK1913-1-16	210.3	0.031 348	0.001 221	0.282 604	0.000 016	−1.49	923	1 337
ZK1913-1-17	200.5	0.038 182	0.001 382	0.282 690	0.000 019	1.32	804	1 151
ZK1913-1-18	203.5	0.029 950	0.001 074	0.282 585	0.000 017	−2.31	947	1 384
ZK1913-1-19	206.2	0.043 071	0.001 550	0.282 663	0.000 021	0.45	847	1 211
ZK1913-1-20	205.3	0.046 523	0.001 714	0.282 683	0.000 023	1.13	821	1 167
ZK1913-1-21	205.9	0.036 899	0.001 426	0.282 637	0.000 018	−0.44	880	1 267
ZK1913-1-22	209.3	0.044 413	0.001 644	0.282 623	0.000 019	−0.89	906	1 298
ZK1913-1-23	203.7	0.022 806	0.000 821	0.282 492	0.000 015	−5.54	1 070	1 588
ZK1913-1-24	203.7	0.045 569	0.001 648	0.282 698	0.000 022	1.65	798	1 133
ZK1913-1-25	204.5	0.026 648	0.000 873	0.282 543	0.000 015	−3.72	1 000	1 474
ZK1913-1-26	204.5	0.010 106	0.000 268	0.282 442	0.000 013	−7.22	1 123	1 695
ZK1913-1-27	209.0	0.027 474	0.001 026	0.282 595	0.000 018	−1.81	931	1 357

(图 9b), 阿合栏杆花岗伟晶岩样品曲线总体呈右倾型。阿合栏杆花岗伟晶岩稀土元素总量(ΣREE)为 2.090×10^{-6}～9.370×10^{-6}, 平均为 5.328×10^{-6}; 轻重稀土比值(LREE/HREE)为 2.687～21.578, 平均为 9.899; $(La/Yb)_N$ 值为 2.288～101.229, 平均为 28.379(表 4), 反映了阿合栏杆花岗伟晶岩轻稀土元素富集。铕异常系数(δEu)为 0.881～8.577, 平均为 4.089, 多数样品呈现正铕异常, 推测与伟晶岩脉体内部早期斜长石的局部残留或堆晶有关, 早期结晶的斜长石在伟晶岩边缘相滞留, 未完全随分离结晶迁出熔体, 造成边缘相出现正 Eu 异常(London, 2008)。铈异常系数(δCe)为 0.882～0.964, 平均为 0.908, 表现为极弱的负铈异常。阿合栏杆无矿化花岗伟晶岩具有低稀土总量、轻稀土富集、正铕异常的地球化学特征。

将阿合栏杆无矿伟晶岩稀土元素与西昆仑康西瓦地区无矿伟晶岩(陈谋等, 2022)、大红柳滩东地区含锂辉石花岗伟晶岩(孔会磊等, 2023)的稀土元素数据进行系统对比(图 9b)。康西瓦无矿伟晶岩的稀土元素总量平均为 12.15×10^{-6}, LREE/HREE 平均值为 2.76, δEu 平均值为 0.23, δCe 平均值为 1.03; 阿合栏杆无矿花岗伟晶岩稀土元素总量平均为 5.328×10^{-6}, LREE/HREE 平均值为 9.899, δEu 平均值为 4.089, δCe 平均值为 0.908; 大红柳滩东含锂辉石伟晶岩稀土元素总量平均为 1.52×10^{-6}, LREE/HREE 平均值为 4.10, δEu 平均值为 0.55, δCe 平均值为 0.95。西昆仑大红柳滩一带伟晶岩的稀土元素总量整体较低, 大红柳滩东含锂辉石伟晶岩的稀土元素总量最低; 阿合栏杆无矿花岗伟晶岩的轻重稀土分异程度最高, 康西瓦无矿伟晶岩的分异程度最低, 含锂辉石伟晶岩分异程度分异程度则介于两者之间; 阿合栏杆无矿花岗伟晶岩表现为正铕异常, 康西瓦无矿伟晶岩和大红柳滩东含锂辉石伟晶岩表现为强烈的负铕异常; 阿合栏杆无矿花岗

表 4 阿合栏杆花岗伟晶岩全岩主量(%)和微量元素(10^{-6})分析结果

Tab. 4 Whole-rock major (%) and trace (10^{-6}) element compositions of the Ahelangan granitic pegmatites

编号	ZK1913-1	ZK1913-2	ZK1913-3	ZK1913-4	ZK1913-6	ZK1913-8	平均值
SiO_2	76.71	73.66	80.49	77.38	76.53	77.69	77.08
Al_2O_3	13.02	14.20	11.01	13.07	14.28	13.39	13.16
TFe_2O_3	0.84	0.25	0.67	0.34	0.60	0.20	0.48
MgO	0.11	0.03	0.14	0.05	0.14	0.04	0.09
CaO	0.52	0.29	0.16	0.43	0.84	0.56	0.47
Na_2O	4.63	3.17	1.32	3.12	6.35	6.86	4.24
K_2O	3.18	7.46	5.41	4.70	0.92	0.55	3.70
MnO	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02
P_2O_5	0.15	0.20	0.12	0.25	0.20	0.19	0.19
TiO_2	0.05	0.01	0.06	0.02	0.04	0.00	0.03
LOI	0.36	0.25	0.71	0.44	0.32	0.31	0.40
Total	99.60	99.54	100.10	99.85	100.25	99.82	99.86
K_2O+Na_2O	7.81	10.62	6.73	7.82	7.27	7.41	7.94
K_2O/Na_2O	0.69	2.35	4.10	1.50	0.14	0.08	1.48
A/CNK	1.09	1.03	1.32	1.19	1.10	1.04	1.13
A/NK	1.18	1.07	1.37	1.28	1.25	1.13	1.21
DI	95.44	98.33	95.59	95.87	93.90	96.85	96.00
刚玉	1.39	0.87	3.00	2.69	1.79	0.95	1.78
Li	33.5	16.9	68.3	14.9	41.3	5.18	
Be	2.11	1.83	1.74	4.18	6.62	4.57	
P	667	913	448	1 033	872	784	
Sc	0.32	0.20	3.53	1.27	0.80	0.07	
Ti	260	70.8	385	120	213	14.7	
V	0.56	0.42	0.27	0.10	0.69	0.18	
Rb	147	237	223	225	53.7	24.2	
Sr	36.4	51.7	27.6	34.9	41.5	10.3	
Y	0.43	0.46	0.65	0.55	2.20	2.43	
Zr	1.05	1.10	0.92	0.52	10.88	1.69	
Nb	5.04	1.40	9.77	6.08	3.06	0.17	
Cd	0.05	0.04	0.01	0.02	0.03	0.02	
Cs	5.37	3.79	5.82	10.1	4.81	1.00	
Ba	59.8	169	114	121	13.6	4.29	
La	1.10	2.40	0.41	1.03	1.32	1.04	
Ce	2.05	4.22	0.72	1.62	2.40	1.62	
Pr	0.21	0.43	0.08	0.15	0.29	0.14	
Nd	0.69	1.33	0.28	0.43	1.20	0.45	
Sm	0.16	0.27	0.08	0.10	0.35	0.12	

续表 4

编号	ZK1913-1	ZK1913-2	ZK1913-3	ZK1913-4	ZK1913-6	ZK1913-8	平均值
Eu	0.20	0.31	0.15	0.26	0.23	0.04	
Gd	0.13	0.20	0.10	0.09	0.42	0.15	
Tb	0.02	0.03	0.02	0.01	0.07	0.04	
Dy	0.09	0.12	0.12	0.09	0.42	0.35	
Ho	0.02	0.02	0.02	0.01	0.07	0.08	
Er	0.04	0.03	0.06	0.04	0.20	0.25	
Tm	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.04	
Yb	0.02	0.02	0.04	0.03	0.21	0.30	
Lu	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.04	
Hf	0.05	0.06	0.07	0.04	0.51	0.09	
Ta	0.37	0.03	0.60	0.93	0.16	0.00	
Th	0.33	1.29	0.07	0.10	0.14	0.32	
U	4.72	1.85	0.20	0.83	1.09	1.81	
ΣREE	4.72	9.37	2.09	3.864	7.253	4.672	5.328
ΣLREE	4.398	8.955	1.72	3.585	5.794	3.405	4.643
ΣHREE	0.322	0.415	0.37	0.279	1.459	1.267	0.685
LREE/HREE	13.658	21.578	4.649	12.849	3.971	2.687	9.899
δEu	4.074	3.851	5.287	8.577	1.861	0.881	4.089
δCe	0.964	0.927	0.895	0.882	0.897	0.884	0.908
$(La/Yb)_N$	33.587	101.129	6.507	22.488	4.274	2.288	28.379

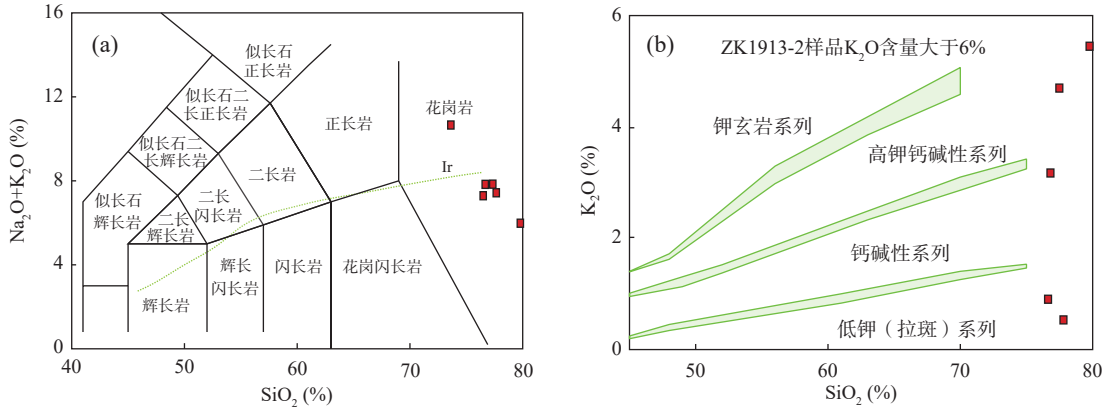


图7　阿合栏杆花岗伟晶岩 TAS(a)和 SiO_2–K_2O(b)图解(据 Rickwood，1989)

Fig. 7　(a) TAS diagram and (b) SiO_2-K_2O diagram for the Ahelangan granitic pegmatites

伟晶岩、康西瓦无矿伟晶岩、大红柳滩东含锂辉石伟晶岩均未出现明显的铈异常特征。

4　讨论

4.1　伟晶岩年代学研究

区域上对大红柳滩一带含稀有金属花岗伟晶岩的成岩成矿时代已做大量研究(表 5)。Yan et al.(2018)获得阿克塔斯石英钠长锂辉石伟晶岩脉的锡石及铌铁矿 U-Pb 年龄分别为(218±12)Ma 和(211.9±2.4)Ma; 滕家欣等(2021)获得阿克塔斯含锂伟晶岩脉的锆石 U-Pb 年龄分别为(209.9±1.3)Ma 和(207.5±0.3)Ma; Wang et al.(2020)获得白龙山含锂辉石伟晶岩的铌钽铁矿 U-Pb 年龄为(208.1±1.5)Ma; 白洪阳等(2022)获得雪凤

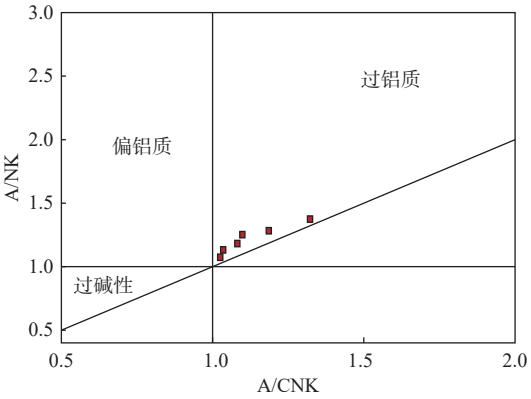


图8 阿合栏杆花岗伟晶岩 A/CNK-A/NK 图解（据 Maniar et al.，1989）

Fig. 8 A/CNK-A/NK diagram for the Ahelangan granitic pegmatites

岭含锂辉石伟晶岩的锡石及铌钽铁矿 U-Pb 年龄分别为(208±15)Ma 和(208.2±2.1)Ma; 孔会磊等(2023)获得大红柳滩东锂辉石花岗伟晶岩锆石 U-Pb 为(205.2±1.4)Ma 和(205.0±2.6)Ma; 周楷麟等(2024)获得白龙山锂矿化伟晶岩锡石 U-Pb 为(211±4.2)Ma。从空间位置上来看, 含稀有金属矿化伟晶岩普遍位于大红柳滩岩体东侧边缘区(王核等, 2023), 表明了大红柳滩岩体边缘含稀有矿化伟晶岩成岩年龄集中在 205.0～218.0 Ma。

区域上对大红柳滩一带不含稀有金属矿化伟晶岩的成岩时代做了少量研究(表 5)。Zhou et al.(2021)获得白龙山花岗伟晶岩铌铁矿 U-Pb 年龄为(212.3±0.9)Ma; 陈谋等(2022)获得康西瓦花岗伟晶岩 U-Pb 年龄为(208.8±5.5)Ma 和(210.3±2.3)Ma; 周楷麟等(2024)获得白龙山花岗伟晶岩锡石 U-Pb 年龄为(212.9±3.6)Ma。从空间位置上来看, 无稀有金属矿化伟晶岩普遍位于大红柳滩岩体的边缘, 也表明了大红柳滩岩体边缘的无稀有金属矿化伟晶岩的成岩年龄为 212.9～208.8 Ma, 与含稀有金属伟晶岩的形成时代一致。笔者首次报道的大红柳滩复式岩体内部不含稀有金属花岗伟晶岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为(204.5±1.4)Ma, 形成时代为晚三叠世, 属印支期岩浆活动产物。

综上所述, 大红柳滩一带花岗伟晶岩整体形成于晚三叠世印支期构造–岩浆活动高峰期, 含稀有金属花岗伟晶岩成岩时代集中在 218.0～205.0 Ma, 空间上受控于大红柳滩岩体东侧边缘区, 反映了稀有金属成矿作用与岩体边缘相岩浆演化的密切耦合关系; 不含稀有金属矿化花岗伟晶岩主要分布在大红柳滩复式岩体边缘和内部, 边缘区无矿化花岗伟晶岩成岩时代集中在 212.9～208.8 Ma, 内部无矿化花岗伟晶岩成岩年龄为(204.5±1.4) Ma。

4.2 伟晶岩岩石成因

阿合栏杆花岗伟晶岩具有高 Si、富 Al、低 Fe、低 Mg、低 Ti 的特征, 显示出壳源属性。一般认为花岗伟晶岩岩浆为花岗质岩浆结晶分异形成的富水残余岩浆(Simmons et al., 2008; Černý et al., 2012; 孔会磊等, 2023), 阿合栏杆花岗伟晶岩产于大红柳滩大型复式岩体内部, 侵位寄主花岗岩中, 其结晶年龄为(204.5±1.4) Ma, 寄主大红柳滩复式花岗岩形成时代为 205～219.9 Ma(乔耿彪等, 2015; 魏小鹏等, 2017; Zhou et al., 2022; 唐俊林等, 2022; 张宇等, 2023; 庹明洁等, 2024; Wutiepu et al., 2025), 伟晶岩成岩年龄与大红柳滩花岗岩主体成岩时代(205～219.9 Ma)在误差范围内高度重叠, 二者均为晚三叠世岩浆活动的产物。其中, 伟晶岩年龄落

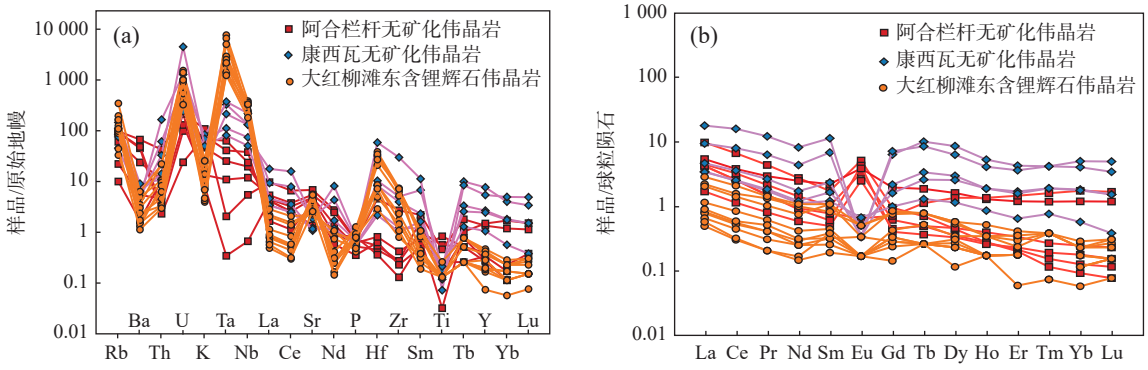


图9 阿合栏杆花岗伟晶岩微量元素原始地幔标准化蛛网图(a)和球粒陨石标准化稀土元素配分图(b)（标准化数据来源于 Sun et al.，1989）

Fig. 9 (a) Primitive mantle-normalized trace element spider diagram and (b) chondrite-normalized REE patterns of the Ahelangan granitic pegmatites

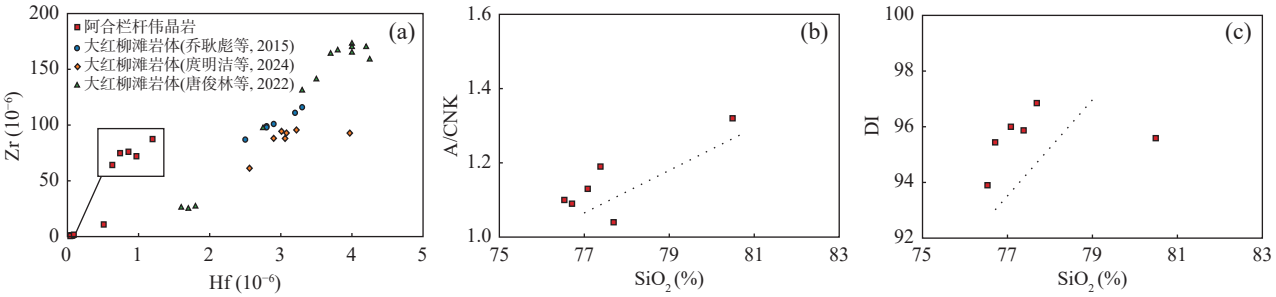
表 5　西昆仑大红柳滩一带伟晶岩年代学特征

Tab. 5　Geochronological characteristics of pegmatites in the Dahongliutan area, West Kunlun

岩体/矿床	岩性	测年方法	测年结果(Ma)	资料来源
阿克塔斯锂矿	矿化伟晶岩	LA-ICP-MS 锡石 U-Pb	218.0±12	Yan et al.，2018
阿克塔斯锂矿	矿化伟晶岩	LA-ICP-MS铌铁矿U-Pb	211.9±2.4	Yan et al.，2018
阿克塔斯地区	矿化伟晶岩	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	207.5±0.3	滕家欣等，2021
阿克塔斯地区	矿化伟晶岩	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	209.9±1.3	滕家欣等，2021
白龙山锂矿	矿化伟晶岩	LA-ICP-MS 铌铁矿 U-Pb	208.1±1.5	Wang et al.，2020
雪风岭锂矿	矿化伟晶岩	LA-ICP-MS 铌铁矿 U-Pb	208±1.5	白洪阳等，2022
雪风岭锂矿	矿化伟晶岩	LA-ICP-MS 锡石 U-Pb	208.2±2.1	白洪阳等，2022
雪风岭锂矿	矿化伟晶岩	LA-ICP-MS 铌铁矿 U-Pb	206～213	Bai et al.，2023
大红柳滩东	矿化伟晶岩	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	205.2±1.4	孔会磊等，2023
大红柳滩东	矿化伟晶岩	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	205.0±2.6	孔会磊等，2023
白龙山锂矿	矿化伟晶岩	LA-ICP-MS 锡石 U-Pb	211±4.2	周楷麟等，2024
道班509锂矿	矿化伟晶岩	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	216±2	Zhao et al.，2024
白龙山	无矿化伟晶岩	LA- ICP-MS铌铁矿U-Pb	212.3±0.9	Zhou et al.，2021
康西瓦	无矿化伟晶岩	LA-ICP-MS 锆石U-Pb	210.3±2.3	陈谋等，2022
康西瓦	无矿化伟晶岩	LA-ICP-MS 锆石U-Pb	208.8±5.5	陈谋等，2022
白龙山锂矿	无矿化伟晶岩	LA-ICP-MS 锡石 U-Pb	212.9±3.6	周楷麟等，2024
阿合栏杆	无矿化伟晶岩	LA-ICP-MS 锆石U-Pb	204.5±1.4	本文

在该期岩浆活动的时间区间末端, 对应花岗质岩浆演化的晚期残余熔体阶段, 符合岩浆演化的先后顺序, 反映花岗伟晶岩可能是花岗质岩浆晚期岩浆活动产物。Zr/Hf 值在同源岩浆演化过程中一般不发生明显变化, 可以有效判定岩浆演化特征(徐恒等, 2023)。阿合栏杆花岗伟晶岩 Zr/Hf 值为 13.1～21.3, 平均为 17.6; 大红柳滩复式花岗岩 Zr/Hf 值为 14.7～43.9, 平均为 33.1(乔耿彪等, 2015; 唐俊林等, 2022; 庹明洁等, 2024), 二者的 Zr/Hf 值相差不大, 且微量元素 Zr、Hf 具有较好的正相关性(图 10a), 推测它们具同源岩浆演化的亲缘关系。London(2008)认为花岗伟晶岩作为残余熔体, 其铝饱和指数随分离结晶程度升高而呈现增大的演化规律。阿合栏杆花岗伟晶岩 A/CNK 值、分异指数(DI)分别与 SiO_2 含量呈正相关趋势(图 10b、图 10c), A/CNK 值随着 SiO_2 含量升高、DI 值增大而升高, 指示分离结晶作用提升了岩浆的铝饱和程度。

锆石 Lu-Hf 同位素体系具有优异的化学封闭性, 受后期蚀变与分异作用的干扰程度低, 在示踪岩浆岩物质来源与源区演化方面具有显著优势(吴福元等, 2007)。大红柳滩地区阿合栏杆花岗伟晶岩锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为–7.22～+6.35, 平均为–0.39; 对应的二阶段 Hf 地壳模式年龄 T_{DM2} 值为 834～1 695 Ma, 样品 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值整体以负区间为主, 且对应偏古老的地壳模式年龄, 指示花岗伟晶岩的成岩岩浆主要来源于古老地壳物质的部分熔融; 正 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值样品的出现, 暗示源区存在幔源新生地壳组分的贡献, 整体表现为壳源为主, 幔源混合的源区特性。区域已有研究显示, 大红柳滩晚三叠世花岗岩具有多样的源区属性。丁坤等(2020)获得大红柳滩黑云母二长花岗岩 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为–1.86～+2.16, 结合岩体中闪长质暗色微细粒包体与 Li 同位素特征, 认为该岩体由中元古代古老地壳物质与幔源物质混合形成(Ding et al., 2019); 庹明洁等(2024)指出大红柳滩地区同时发育 I 型花岗岩(白龙山闪长岩、俘虏沟闪长岩)与 S 型花岗岩(二云母花岗岩), 前者源区为古老地壳与新生地壳的混合, 后者源区为古老地壳物质; $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值也证实了大红柳滩地区闪长岩源区有幔源贡献(周楷麟等, 2024); Wutiepu et al.(2025)获得大红柳滩 509 道班二云母花岗岩锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为–9.73～–2.36, 表明其岩浆源区以古老地壳物质为主; Yan et al.(2025)获得白龙山二云母花岗岩–伟晶岩锆石 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为–13.2～–8.7, 岩体可能是由巴颜喀拉山群在加热条件下发生部分熔融并通过交代作用形成。



a.伟晶岩与大红柳滩岩体 Hf-Zr 图解；b.伟晶岩 SiO_2-A/CNK 图解；c.伟晶岩 SiO_2–DI 图解；大红柳滩岩体 Hf、Zr 数据来源于乔耿彪等（2015）、唐俊林等（2022）、庹明洁等（2024）

图10 阿合栏杆伟晶岩相关性分析图解

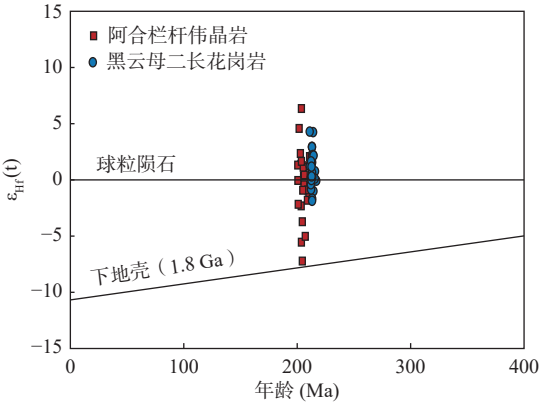
Fig. 10 Correlation analysis diagrams of the Ahelangan pegmatites

上述研究成果表明，西昆仑晚三叠世花岗岩成因复杂，原始岩浆主要与壳源和壳幔相互作用有关，很难用单一的成因标志来判别（张正伟等，2026）。与区域岩体对比可见，阿合栏杆伟晶岩 $\varepsilon_{Hf}(t)$值与黑云母二长花岗岩更加契合（图 11），黑云母花岗岩主要来源于地壳，受到了一定程度的幔源物质混染（唐国卿等，2026），二者源区属性一致。

综上所述，阿合栏杆花岗伟晶岩与大红柳滩黑云母二长花岗岩具有成因联系，是同期岩浆作用晚期富挥发分残余熔体经高度分离结晶作用的产物，其原始岩浆以古老地壳物质部分熔融为主，并叠加了幔源组分的贡献。

4.3 构造背景分析

伟晶岩是一种特殊的花岗岩，常出现在造山运动后的静谧时期，大多数与造山后的伸展环境相关（徐恒等，2023）。西昆仑康西瓦–麻扎缝合带在晚三叠世完成洋盆闭合与陆陆碰撞，区域构造体制随之由挤压汇聚向后碰撞伸展转换，并诱发了大规模地壳重熔与花岗质岩浆活动，构成西昆仑中生代最具规模的岩浆–成矿事件（魏小鹏等，2017；庹明洁等，2024；解程皓等，2025）。西昆仑晚三叠世花岗岩的形成与古特提斯洋构造演化密切相关。Zhang et al.（2019）研究认为，西昆仑地区在 250～230 Ma 古特提斯洋岩石圈向北俯冲，230～220 Ma 发生陆陆碰撞，220～210 Ma 发生地壳大规模熔融，并进入后碰撞伸展阶段；白春东等（2025）分别指出西昆仑地体约 215 Ma 和 225.5 Ma 之后进入后碰撞阶段；Zhang et al.（2019）获得大红柳滩二云母花岗岩锆石 U-Pb 年龄为 217.5 Ma，认为其形成于后碰撞地壳伸展阶段；张宇等（2023）获得西昆仑独尖山地区二云母二长花岗岩锆石 U-Pb 年龄为 219.9



黑云母二长花岗岩数据来源于丁坤等（2020）

图11 阿合栏杆伟晶岩和黑云母二长花岗岩 Hf 同位素对比图

Fig. 11 Comparison of Hf isotopic compositions between the Ahelangan pegmatites and biotite monzogranites

Ma，认为是后碰撞构造背景下形成；Wutiepu et al.（2025）研究认为，大红柳滩东 509 道班西二云母花岗岩锆石 U-Pb 年龄为 206～205 Ma，形成于后碰撞伸展阶段。笔者收集了大红柳滩地区黑云母二长花岗岩、二云母二长花岗岩等中酸性花岗岩的地球化学数据（魏小鹏等，2017；何蕾等，2023；庹明洁等，2024），在 Rb-Y＋Nb）图解中（图 12），绝大多数数据落入后碰撞花岗岩区，反映了大红柳滩花岗岩形成于后碰撞环境。综上所述，笔者认为西昆仑地体于 225.5～220 Ma 进入后碰撞伸展阶段，大红柳滩地区晚三叠世花岗岩形成时代为 219.9～205 Ma。

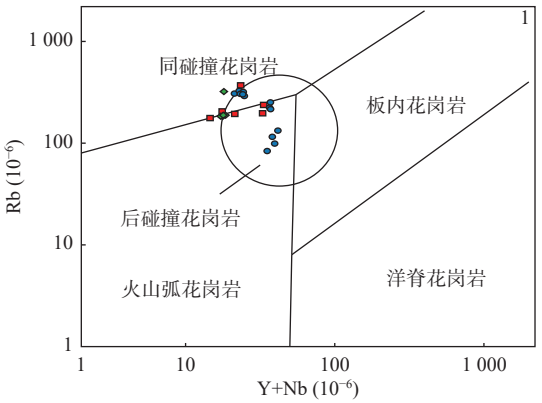
阿合栏杆花岗伟晶岩锆石 U-Pb 谐和年龄为（204.5±1.4）Ma，大红柳滩复式花岗岩成岩年龄为 219.9～205 Ma，二者在形成时序上呈现清晰的先后演化关系，整体均落入晚三叠世时间范畴，且伟晶岩侵

位滞后于岩基主成岩期约 0.5～15.4 Ma, 这一年代学格架与岩浆岩演化的阶段性高度匹配。从区域岩浆成矿事件对比来看, 西昆仑大红柳滩地区晚三叠世花岗岩形成时代为 219.9～205 Ma, 含稀有金属花岗伟晶岩成岩时代为 218.0～205.0 Ma, 同构造单元的无矿化伟晶岩成岩时代为 212.9～204.5 Ma, 西昆仑地区晚三叠世伟晶岩型稀有金属成矿作用广泛发育, 成矿时代与后碰撞岩浆活动峰期高度耦合。Yan et al.(2022)认为 218～204 Ma 是西昆仑造山带与花岗质岩浆活动耦合的全新稀有金属成矿期; 解程皓等(2025)认为大红柳滩东侧 509 道班含锂伟晶岩受岩体底辟作用形成的张裂隙控制, 控矿张裂隙形成于北昆仑地体与甜水海地体后碰撞伸展阶段。以上研究成果进一步说明阿合栏杆花岗伟晶岩的形成时代与区域构造–岩浆–成矿的整体演化特征完全吻合, 是晚三叠世西昆仑后碰撞伸展阶段岩浆演化的具体记录。

综合年代学与区域构造演化分析, 认为阿合栏杆花岗伟晶岩形成于晚三叠世后碰撞伸展背景下, 其形成是古特提斯洋闭合–碰撞造山演化过程的重要组成部分。

4.4　岩浆演化程度对含矿性的约束

伟晶岩的稀有金属成矿潜力本质上是岩浆分异演化、熔体物理状态与成矿流体行为共同作用的结果。阿合栏杆无矿花岗伟晶岩与区域含矿伟晶岩同属晚三叠世后碰撞背景下大红柳滩岩体的同源演化产物, 其成矿性具有显著差异, 推测与岩浆演化路径不同有关联。



底图据 Pearce et al.(1984)；微量元素数据来源于魏小鹏等(2017)、何蕾等(2023)、庹明洁等(2024)

图12　大红柳滩地区花岗岩构造背景判别图解

Fig. 12　Tectonic discrimination diagram for granitoids in the Dahongliutan area

Zr/Hf 值是示踪花岗质岩浆分离结晶演化程度的经典指标(Breiter et al., 2014)。阿合栏杆无矿伟晶岩全岩 Zr/Hf 值为 13.1～21.3(平均为 17.6), DI 值平均为 96.00; 大红柳滩东含锂辉石伟晶岩 Zr/Hf 值为 13.3～28.6(平均为 21.1)(据孔会磊等, 2023 相关数据计算), DI 值平均为 90.8; 寄主大红柳滩花岗岩 Zr/Hf 值为 14.7～43.9, 平均为 33.1(乔耿彪等, 2015; 庹明洁等, 2024), DI 值平均为 89.4。三者呈现清晰的递变规律: 从寄主花岗岩→含矿伟晶岩→无矿伟晶岩, Zr/Hf 值逐级降低、DI 值逐级升高(表 6), 指示无矿伟晶岩的母岩浆经历了更充分、更彻底的深部分离结晶作用, 属于岩浆演化更晚期的残余熔体。

表 6　阿合栏杆无矿伟晶岩、含矿伟晶岩、花岗岩参数对比

Tab. 6　Comparison of key parameters among barren pegmatites, mineralized pegmatites, and granites in the Ahelangan area

岩性	阿合栏杆无矿伟晶岩	大红柳滩东含矿伟晶岩	大红柳滩花岗岩
成岩年龄(Ma)	204.5±1.4	205.2～205.0	205～219.9
全岩锆石饱和温度 T_{Zr}(℃)	552	652	764～781
Zr/Hf	13.1～21.3(平均为17.6)	13.3～28.6(平均为21.1)	14.7～43.9(平均为33.1)
Rb/Sr	平均为4.47	平均为14.74	平均为2.87
K/Rb	平均为191.24	平均为23.22	平均为141.76
分异指数DI	93.90～98.33(平均为96.00)	87.79～93.59(平均为90.8)	平均89.4
Li含量	5.18×10^{-6}～68.3×10^{-6}	$3\,280\times10^{-6}$～$10\,700\times10^{-6}$	40.1×10^{-6}～948.0×10^{-6}
是否含矿	否	是	—

注：大红柳滩东含矿伟晶岩数据据孔会磊等(2023)计算；花岗岩数据据乔耿彪等(2015)、庹明洁等(2024)；Zr、Hf、Rb、Sr为全岩微量元素值；K为全岩主量元素值计算所得。

进一步引入 Rb/Sr、K/Rb 等经典分异程度指标开展对比, 从寄主花岗岩→含矿伟晶岩→无矿伟晶岩, Rb/Sr 平均值分别为 2.87、14.74、4.47, K/Rb 平均值分别为 141.76、23.22、191.24(表 6)。从寄主花岗岩到含

矿伟晶岩，Rb/Sr 持续升高、K/Rb 显著降低，符合花岗质岩浆分离结晶过程中大离子亲石元素的分配规律；从含矿伟晶岩到无矿伟晶岩，两项指标未延续上述演化趋势，出现 Rb/Sr 下降、K/Rb 反弹升高的反向特征。综合分析认为，Rb、Sr、K 均为化学活动性较强的大离子亲石元素，其全岩配分易受晚期残余流体的交代改造；阿合栏杆无矿伟晶岩发育钠长石化，岩浆演化末期富钠残余流体的交代作用会导致上述元素的配分发生改变。Zr、Hf 等高场强元素化学性质稳定，基本不受流体作用干扰，其比值与分异指数（DI）能更可靠地记录岩浆原始分离结晶程度，因此笔者将其作为分异程度判别的主要依据。

全岩锆石饱和温度（T_{Zr}）是约束花岗质岩浆演化条件的重要参数（Watson et al., 1983; Miller et al., 2003），采用全岩锆石饱和温度公式（Miller et al., 2003; Boehnke et al., 2013）对阿合栏杆无矿花岗伟晶岩、区域含矿伟晶岩及花岗岩岩基进行了全岩锆石饱和温度估算。由于伟晶岩全岩 Zr 含量极低（Boehnke et al., 2013），全岩锆石饱和温度计算结果不代表岩浆的绝对温度，仅用于相对热状态对比。计算结果（表 6）表明：阿合栏杆无矿花岗伟晶岩 T_{Zr} 值为 535～585 °C，平均为 552 °C；大红柳滩东含锂辉石花岗伟晶岩 T_{Zr} 值为 615～683 °C，平均为 652 °C（据孔会磊等，2023 相关数据计算）；区域 I 型闪长岩（771～781°C）和 S 型二云母花岗岩（764 °C）的 T_{Zr} 值明显更高（庹明洁等，2024）。三者的温度变化趋势为寄主花岗岩→含矿伟晶岩→无矿伟晶岩，T_{Zr} 值逐级降低，与 Zr/Hf 值变化趋势一致，反映了随分异程度升高，岩浆体系的热状态持续降低，暗示了无矿伟晶岩的母岩浆在深部经历了更长时间的冷却与分离结晶，就位时已处于岩浆演化的末期低热阶段。

实验岩石学研究表明，Li、Be、Nb、Ta 等稀有元素在花岗质熔体中以氟化物、硼酸盐等络合物形式稳定存在和迁移（London, 2005, 2008），流体出溶的效率受温度、压力和挥发分含量等多重因素制约。在较高温度（>650 ℃）条件下，熔体粘度低、元素扩散与流体运移的动力学条件良好，随着分离结晶持续进行，熔体中挥发分逐渐富集达到饱和，在减压过程中（如岩体侵位上升），可触发大规模的流体出溶，携带稀有元素以络合物形式向伟晶岩体系迁移和富集（Thomas et al., 2016）。阿合栏杆无矿伟晶岩代表了高分异的晚期残余熔体，长期深部分离结晶导致岩浆热状态持续降低，熔体粘度相应上升，构成元素迁移与流体出溶的机械屏障，导致低温高粘度熔体中挥发分难以有效聚集和出溶，不利于稀有元素通过流体作用实现萃取与富集。

此外，伟晶岩的含矿性还受母岩浆的初始稀有金属丰度、挥发分总量、围岩性质、侵位深度与封闭条件等多重因素共同控制（Černý et al., 2012; 李建康等，2023）。阿合栏杆伟晶岩赋存于大红柳滩花岗岩体内部，围岩为已固结的花岗岩，与区域含矿伟晶岩赋存于三叠系巴颜喀拉山群变质地层中的构造位置存在明显差异（王核等，2023; 孔会磊等，2023）。岩体内部相对封闭但缺乏外部流体补给，不利于大规模流体循环和稀有金属的持续富集；而岩体边缘或外接触带构造裂隙发育，且围岩（巴颜喀拉山群）富含云母等层状硅酸盐矿物，可能为伟晶岩提供了额外的 Li 等成矿元素（Yan et al., 2022）。

综合来看，岩浆演化分异程度与侵位围岩条件的耦合作用，是造成阿合栏杆无矿伟晶岩与区域含矿伟晶岩成矿性差异的重要控制因素之一。阿合栏杆伟晶岩赋存于岩体内部的相对封闭体系中，持续的分离结晶使熔体硅含量不断升高、粘度增大，在挥发分达到饱和、大规模流体出溶之前，熔体已处于低热状态，抑制了成矿流体出溶与元素迁移效率，流体出溶效率低是该类伟晶岩贫稀有元素的重要控制因素之一。

5 结论

（1）阿合栏杆花岗伟晶岩属高分异过铝质花岗伟晶岩，具有高 Si、富 Al、极低 Mg-Fe-Ti 的主量元素特征；富集 Rb、U、Sr、Sm 等元素，亏损 Ta、Nb、La、Zr、Ti、Yb 元素；ΣREE 值为 2.090×10^{-6}～9.370×10^{-6}，δEu 值为 0.881～8.577；Li、Cs、Ta、Be 等稀有金属元素含量极低（Li 含量为 $5.18\sim68.3\times10^{-6}$），不符合 LCT 型伟晶岩的成矿元素富集特征。

（2）阿合栏杆花岗伟晶岩锆石的 $\varepsilon_{Hf}(t)$ 值为–7.22～+6.35，平均为–0.39；二阶段 Hf 地壳模式年龄 T_{DM2} 为值 834～1 695 Ma，指示原始岩浆以壳源为主，混合有幔源物质。

（3）阿合栏杆花岗伟晶岩的锆石 U-Pb 加权平均年龄为（204.5±1.4）Ma，形成于晚三叠世印支期。阿合栏杆花岗伟晶岩形成于晚三叠世后碰撞伸展背景，与区域含矿伟晶岩（205～218 Ma）及大红柳滩复式花岗

岩(205～219.9 Ma)均为同期构造–岩浆事件的产物。

(4)从寄主花岗岩→含矿伟晶岩→无矿伟晶岩, Zr/Hf 值逐级降低、分异指数(DI)逐级升高、全岩锆饱和温度(T_{Zr})逐级降低, 表明产于岩体内部相对封闭体系中的阿合栏杆无矿伟晶岩, 其母岩浆经历了更为充分的冷却与分离结晶, 就位时已处于岩浆演化末期低热阶段, 高粘度抑制了成矿流体的出溶与元素迁移, 流体出溶效率低是该类伟晶岩贫稀有元素的重要控制因素之一。

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):

白春东, 专少鹏, 张新征, 等. 西昆仑库地地区中—晚三叠世花岗岩年代学、地球化学及地质意义[J]. 地质科学, 2025, 60(1): 191−211.

BAI Chundong, ZHUAN Shaopeng, ZHANG Xinzheng, et al. Chronology, geochemistry and geological significance of Middle-Late Triassic granite in Kudi area, West Kunlun[J]. Chinese Journal of Geology, 2025, 60(1): 191−211.

白洪阳, 王核, 闫庆贺, 等. 新疆西昆仑雪凤岭锂矿床铌钽铁矿、锡石年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 2022, 38(7): 2139−2152.

BAI Hongyang, WANG He, YAN Qinghe, et al. Columbite-tantalite and cassiterite ages of Xuefengling lithium deposit in West Kunlun, Xinjiang and their geological significance[J]. Acta Petrologica Sinica, 2022, 38(7): 2139−2152.

陈谋, 王核, 张晓宇, 等. 新疆康西瓦伟晶岩的成矿潜力判断: 来自锆石 U-Pb 年代学、地球化学与 Hf 同位素证据[J]. 岩石学报, 2022, 38(7): 2095−2112.

CHEN Mou, WANG He, ZHANG Xiaoyu, et al. Judgment of metallogenic potential of Kangxiwa pegmatite in Xinjiang: Evidence from zircon U-Pb geochronology, geochemistry and Lu-Hf isotope[J]. Acta Petrologica Sinica, 2022, 38(7): 2095−2112.

陈谋, 王核, 张晓宇, 等. 新疆康西瓦铅银矿床成矿时代及矿床类型研究[J]. 大地构造与成矿学, 2024, 48(5): 1017−1029.

CHEN Mou, WANG He, ZHANG Xiaoyu, et al. Metallogenic age and deposit type of the Kangxiwa Pb-Ag deposit in Xinjiang, China[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2024, 48(5): 1017−1029.

丁坤, 梁婷, 周义, 等. 西昆仑大红柳滩黑云母二长花岗岩岩石成因: 来自锆石 U-Pb 年龄及 Li-Hf 同位素的证据[J]. 西北地质, 2020, 53(1): 24−34.

DING Kun, LIANG Ting, ZHOU Yi, et al. Petrogenesis of Dahongliutan biotite monzogranite in western Kunlun orogen: Evidence from zircon U-Pb age and Li-Hf isotope[J]. Northwestern Geology, 2020, 53(1): 24−34.

高景刚, 梁婷, 王登红, 等. 新疆和田大红柳滩矿田稀有金属矿床的成矿机制[J]. 岩石学报, 2024, 40(9): 2753−2768.

GAO Jinggang, LIANG Ting, WANG Denghong, et al. The metallogenic mechanism of rare metal deposits in the Dahongliutan ore field, Hotian, Xinjiang[J]. Acta Petrologica Sinica, 2024, 40(9): 2753−2768.

高永宝, 吴欢欢, 李文渊, 等. 新疆 509 道班西锂矿电气石矿物学及^{40}Ar-^{39}Ar 同位素年代学特征[J]. 西北地质, 2025, 58(4): 207−222.

GAO Yongbao, WU Huanhuan, LI Wenyuan, et al. Tourmaline mineralogy, ^{40}Ar-^{39}Ar dating and implications for the 509 Daobanxi lithium deposit in Xinjiang Province[J]. Northwestern Geology, 2025, 58(4): 207−222.

何蕾, 高景刚, 王登红, 等. 新疆大红柳滩稀有金属矿田花岗岩与伟晶岩成因关系探讨[J]. 矿床地质, 2023, 42(4): 693−712.

HE Lei, GAO Jinggang, WANG Denghong, et al. Discussion on genetic relationship between granite and pegmatite in Dahongliutan rare metal ore field, Xinjiang[J]. Mineral Deposits, 2023, 42(4): 693−712.

孔会磊, 任广利, 李文渊, 等. 西昆仑大红柳滩东含锂辉石花岗伟晶岩脉年代学和地球化学特征及其地质意义[J]. 西北地质, 2023, 56(2): 61−79.

KONG Huilei, REN Guangli, LI Wenyuan, et al. Geochronology, geochemistry and their geological significances of spodumene pegmatite veins in the Dahongliutandong deposit, Western Kunlun, China[J]. Northwestern Geology, 2023, 56(2): 61−79.

李建康, 李鹏, 严清高, 等. 松潘-甘孜-西昆仑花岗伟晶岩型稀有金属成矿带成矿规律[J]. 中国科学: 地球科学, 2023, 53(8): 1718−1740.

LI Jiankang, LI Peng, YAN Qinggao, et al. Geology and mineralization of the Songpan-Ganze-West Kunlun pegmatite-type rare-metal metallogenic belt in China: An overview and synthesis[J]. Science China: Earth Sciences, 2023, 66(8): 1718−1740.

李文渊, 高永宝, 任广利, 等. 新疆大红柳滩伟晶岩型锂矿深部结构与区域成矿模型解释[J]. 地质学报, 2024, 98(5): 1440−1451.

LI Wenyuan, GAO Yongbao, REN Guangli, et al. Deep structure and interpretation of regional metallogenic model of the Dahongliutan pegmatite lithium ore deposit in Xinjiang, western China[J]. Acta Geologica Sinica, 2024, 98(5): 1440−1451.

乔耿彪, 张汉德, 伍跃中, 等. 西昆仑大红柳滩岩体地质和地球化学特征及对岩石成因的制约[J]. 地质学报, 2015, 89(7): 1180−1194.

QIAO Gengbiao, ZHANG Hande, WU Yuezhong, et al. Petrogenesis of the Dahongliutan monzogranite in Western Kunlun: Constraints from SHRIMP zircon U-Pb geochronology and geochemical characteristics[J]. Acta Geologica Sinica, 2015, 89(7): 1180−1194.

唐俊林, 柯强, 徐兴旺, 等. 西昆仑大红柳滩地区龙门山锂铍伟晶岩区岩浆演化与成矿作用[J]. 岩石学报, 2022, 38(3): 655−675.

TANG Junlin, KE Qiang, XU Xingwang, et al. Magma evolution and mineralization of Longmenshan lithium-beryllium pegmatite in Dahongliutan area, West Kunlun[J]. Acta Petrologica Sinica,

2022, 38(3): 655−675.

孙文礼, 刘益, 张照伟. LCT 型花岗伟晶岩岩石成因和锂富集机制研究进展[J]. 西北地质, 2022, 55(2): 35−55.

SUN Wenli, LIU Yi, ZHANG Zhaowei. Research Progresson Petrogenesis of LCT-type Granitic Pegmatite and Lithium Enrichment Mechanism[J]. Northwestern Geology, 2022, 55(2): 35−55.

唐国卿, 李文渊, 高永宝, 等. 大红柳滩Ⅰ型花岗岩与伟晶岩型锂矿成矿关系探讨 [J/OL]. 地质学报, 2026: 1−21. DOI: https://doi.org/10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2026245.

TANG Guoqing, LI Wenyuan, GAO Yongbao, et al. Discussion on the relationship between Dahongliutan I-type granite and pegmatite-type lithium mineralization[J/OL]. Acta Geologica Sinica,2026:1−21.DOI:https://doi.org/10.19762/j.cnki.dizhixuebao.2026245.

滕家欣, 高永宝, 贺永康, 等. 西昆仑锰锂铅锌铁区域成矿规律与资源潜力 [M]. 北京: 地质出版社, 2021, 1−420.

庹明洁, 夏永旗, 李诺, 等. 西昆仑大红柳滩地区花岗岩类侵位时代与成因[J]. 矿床地质, 2024, 43(2): 265−300.

TUO Mingjie, XIA Yongqi, LI Nuo, et al. Age and petrogenesis of granitoids in Dahongliutan area, West Kunlun[J]. Mineral Deposits, 2024, 43(2): 265−300.

王利波, 王威, 姚宗全, 等. 新疆和田县 509 道班西锂铍稀有金属矿床石榴子石特征及其岩浆演化意义[J]. 西北地质, 2025, 58(4): 223−233.

WANG Libo, WANG Wei, YAO Zongquan, et al. Characteristics of Garnet in the 509 Daobaxi Lithium Beryllium Rare Metal Deposits in Hotan County, Xinjiang and Indicative Significance of Magmatic Evolution[J]. Northwestern Geology, 2025, 58(4): 223−233.

王核, 黄亮, 马华东, 等. 西昆仑大红柳滩—白龙山矿集区成矿特征与成矿规律初探[J]. 岩石学报, 2023, 39(7): 1931−1949.

WANG He, HUANG Liang, MA Huadong, et al. Geological characteristics and metallogenic regularity of lithium deposits in Dahongliutan-Bailongshan area, West Kunlun, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 2023, 39(7): 1931−1949.

王辉, 秦绪文, 范玉海, 等. 高分遥感技术在西昆仑大红柳滩—俘虏沟地区地质找矿中的应用[J]. 中国地质, 2018, 45(6): 1237−1246.

WANG Hui, QIN Xuwen, FAN Yuhai, et al. The application of high resolution remote sensing technology to ore-prospecting in Dahongliutan-Fulugou area of West Kunlun Mountains[J]. Geology in China, 2018, 45(6): 1237−1246.

王岩, 邢树文, 肖克炎. 西昆仑—阿尔金成矿带资源潜力[J]. 地质论评, 2016, 62(S1): 55−56.

WANG Yan, XING Shuwen, XIAO Keyan. Resources potential of West Kunlun to Altun metallogenic belt[J]. Geological Review, 2016, 62(S1): 55−56.

魏小鹏, 王核, 胡军, 等. 西昆仑大红柳滩二云母花岗岩地球化学和地质年代学研究及其地质意义[J]. 地球化学, 2017, 46(1): 66−80.

WEI Xiaopeng, WANG He, HU Jun, et al. Geochemistry and geochronology of the Dahongliutan two-mica granite pluton in western Kunlun orogen: Geotectonic implications[J]. Geochimica, 2017, 46(1): 66−80.

吴福元, 李献华, 郑永飞, 等. Lu-Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. 岩石学报, 2007, 23(2): 185−220.

WU Fuyuan, LI Xianhua, ZHENG Yongfei, et al. Lu-Hf isotopic systematics and their applications in petrology[J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23(2): 185−220.

吴福元, 万博, 赵亮, 等. 特提斯地球动力学[J]. 岩石学报, 2020, 36(6): 1627−1674.

WU Fuyuan, WAN Bo, ZHAO Liang, et al. Tethyan geodynamics[J]. Acta Petrologica Sinica, 2020, 36(6): 1627−1674.

解程皓, 李永, 刘伟, 等. 新疆和田县 509 道班西锂矿地质构造特征及控矿构造研究[J]. 西北地质, 2025, 58(4): 234−249.

XIE Chenghao, LI Yong, LIU Wei, et al. Geological structural characteristics and ore-controlling structures of the West 509-Daoban Li deposit, Hetian, Xinjiang[J]. Northwestern Geology, 2025, 58(4): 234−249.

徐恒, 李晓峰, 豆松, 等. 滇西昌宁绿茵塘岩体花岗伟晶岩成因与构造背景研究: 来自地球化学、锆石 U-Pb 年代学及 Hf 同位素的约束[J]. 大地构造与成矿学, 2023, 47(4): 839−855.

XU Heng, LI Xiaofeng, DOU Song, et al. Petrogenesis and tectonic setting of the Lüyintang granite pegmatites in Changning County, Western Yunnan: Constraints from geochemistry, zircon U-Pb age and Hf isotopes[J]. Geotectonica et Metallogenia, 2023, 47(4): 839−855.

余超, 杨玉伟, 田毅, 等. 辽东桓仁地区中生代花岗岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素特征及其地质意义[J]. 地质论评, 2025, 71(4): 1197−1214.

YU Chao, YANG Yuwei, TIAN Yi, et al. Zircon U-Pb ages, Hf isotope composition and geochemical characteristics of Mesozoic granite in Huanren area, eastern Liaoning[J]. Geological Review, 2025, 71(4): 1197−1214.

张传林, 马华东, 朱炳玉, 等. 西昆仑—喀喇昆仑造山带构造演化及其成矿效应[J]. 地质论评, 2019, 65(5): 1077−1102.

ZHANG Chuanlin, MA Huadong, ZHU Bingyu, et al. Tectonic evolution of the Western Kunlun-Karakorum Orogenic Belt and its coupling with the mineralization effect[J]. Geological Review, 2019, 65(5): 1077−1102.

张正伟, 吴承泉, 徐进鸿, 等. 西昆仑花岗岩成因类型及构造背景[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2026, 45(4): 1338−1349.

ZHANG Zhengwei, WU Chengquan, XU Jinhong, et al. The genetic types and tectonic backgrounds of granitoids in the western Kunlun, China[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2026, 45(4): 1338−1349.

张宇, 唐名鹰, 何玉良, 等. 新疆西昆仑独尖山地区二云母二长花岗岩岩石地球化学、锆石 U-Pb 年龄与 Hf 同位素特征[J]. 中国地质, 2023, 50(4): 1203−1216.

ZHANG Yu, TANG Mingying, HE Yuliang, et al. Geochemistry, zircon U-Pb age and Hf isotopic characteristics of two-mica monzonitic granites in Dujianshan area of Western Kunlun, Xinjiang[J]. Geology in China, 2023, 50(4): 1203−1216.

周楷麟, 王核, 闫庆贺, 等. 西昆仑白龙山伟晶岩型稀有金属矿床地质特征及成矿时代[J]. 大地构造与成矿学, 2024, 48(2): 380−393.

ZHOU Kailin, WANG He, YAN Qinghe, et al. Geological characteristics and metallogenic age of the rare metal pegmatite deposit in Bailongshan, West Kunlun[J]. Geotectonica et Metallogenia,

2024, 48(2): 380−393.

Bai H Y, Wang H, Zhang X Y, et al. The origin of Xuefengling rare metal pegmatites and implications for ore prospecting in West Kunlun Orogen, China[J]. Ore Geology Reviews, 2023, 163: 105784.

Breiter K, Lamarão C N, Borges R M K. Chemical characteristics of zircon from A-type granites and comparison to zircon of S-type granites[J]. Lithos, 2014, 192−195: 208−225.

Boehnke P, Watson E B, Trail D, et al. Zircon saturation re-revisited[J]. Chemical Geology, 2013, 351: 324−334.

Černý P. Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatites in the light of current research[J]. Applied Geochemistry, 1992, 7: 393−416.

Černý P, London D, Novak M. Granitic pegmatites as reflections of their sources[J]. Elements, 2012, 8: 257−261.

Ding K, Liang T, Yang X Q, et al. Geochronology, petrogenesis and tectonic significance of Dahongliutan pluton in western Kunlun orogenic belt, NW China[J]. Journal of Central South University, 2019, 26: 3420−3435.

Hoskin P W O, Ireland T R. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator[J]. Geology, 2000, 28(7): 627−630.

Hu Z, Li X H, Luo T, et al. Tanz zircon megacrysts: A new zircon reference material for the microbeam determination of U–Pb ages and Zr–O isotopes[J]. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 2021, 36(12): 2715−2734.

London D. Granitic pegmatites: an assessment of current concepts and directions for the future[J]. Lithos, 2005, 80(1−4): 281−303.

London D. Pegmatites[M]. Ottawa: Mineralogical Association of Canada, 2008, 1−347.

Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids[J]. Geological Society of America Bulletin, 1989, 101: 635−643.

Miller C F, McDowell S M, Mapes R W. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance[J]. Geology, 2003, 31(6): 529−532.

Paton C, Hellstrom J, Paul B, et al. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data[J]. Journal of Analytical Atomic Spectrometry, 2011, 26(12): 2508−2518.

Pearce J A, Harris N B, Tindle A C. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Journal of Petrology, 1984, 25(4): 956−983.

Rickwood P C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements[J]. Lithos, 1989, 22(4): 247−263.

Rubatto D. Zircon trace element geochemistry: Partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism[J]. Chemical Geology, 2002, 184(1−2): 121−138.

Simmons W B, Webber K L. Pegmatite genesis: State of the art[J]. European Journal of Mineralogy, 2008, 20(4): 421−438.

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

Thomas R, Davidson P. Revisiting complete miscibility between silicate melts and hydrous fluids, and the extreme enrichment of some elements in the supercritical state—Consequences for the formation of pegmatites and ore deposits[J]. Ore Geology Reviews, 2016, 72: 1088−1101.

Wang H, Gao H, Zhang X Y, et al. Geology and geochronology of the super-large Bailongshan Li–Rb–(Be) rare-metal pegmatite deposit, West Kunlun orogenic belt, NW China[J]. Lithos, 2020, 360−361: 105449.

Watson E B, Harrison T M. Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1983, 64(2): 295−304.

Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses[J]. Geostandards and Geoanalytical Research, 1995, 19: 1−23.

Wutiepu W, Xiao W J, Wang S S, et al. Petrogenesis of Mesozoic ore-related granites in the West 509-Daoban Li–Be rare metal deposit, West Kunlun orogenic belt, NW China: Implications for magmatic evolution and associated Li mineralization[J]. Ore Geology Reviews, 2025, 184: 106769.

Xu Z Q, Fu X F, Wang R C, et al. Generation of lithium-bearing pegmatite deposits within the Songpan-Ganze orogenic belt, East Tibet[J]. Lithos, 2020, 354−355: 105281.

Yan Q H, Qiu Z W, Wang H, et al. Age of the Dahongliutan rare metal pegmatite deposit, West Kunlun, Xinjiang (NW China): Constraints from LA-ICP-MS U-Pb dating of columbite-(Fe) and cassiterite[J]. Ore Geology Reviews, 2018, 100: 561−573.

Yan Q H, Wang H, Chi G X, et al. Recognition of 600-km-long late Triassic rare-metal (Li-Rb-Be-Nb-Ta) pegmatite belt in the western Kunlun orogenic belt, Western China[J]. Economic Geology, 2022, 117(1): 213−236.

Yan Q H, Chi G X, Wang H, et al. Sediment derived granites as the precursor of rare-metal pegmatites in the Paleo Tethys tectonic zone–evidence from the Bailongshan Li-Rb-Be pegmatite ore field and factors controlling mineralization[J]. Mineralium Deposita, 2025, 60(4): 743−764.

Zhang Q C, Liu Y, Wu Z H, et al. Late Triassic granites from the northwestern margin of the Tibetan Plateau, the Dahongliutan example: Petrogenesis and tectonic implications for the evolution of the Kangxiwa Palaeo-Tethys[J]. International Geology Review, 2019, 61(2): 175−194.

Zhao H, Chen B, Zheng B Q, et al. Petrogenesis of Mesozoic pegmatites in the Dahongliutan Li-mineralized Belt (western Kunlun, NW China)[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2024, 264: 106076.

Zhou B, Zhang Z X, Shi Z M, et al. Geochemistry, geochronology, and prospecting potential of the Dahongliutan pluton, western Kunlun Orogen[J]. Applied Sciences, 2022, 12(22): 11591.

Zhou J S, Wang Q, Xu Y G, et al. Geochronology, petrology, and lithium isotope geochemistry of the Bailongshan granite-pegmatite system, northern Tibet: Implications for the ore-forming potential of pegmatites[J]. Chemical Geology, 2021, 584: 120484.