



引文格式: 胡运行, 顾枫华, 章永梅, 等. 新疆别珍套山西段中酸性侵入岩岩石成因: 来自岩石地球化学、锆石 U-Pb 定年及 Hf 同位素的制约[J]. 西北地质, 2025, 58(5): 99–122. DOI: 10.12401/j.nwg.2024129

Citation: HU Yunhang, GU Fenghua, ZHANG Yongmei, et al. Petrogenesis of Intermediate-acidic Intrusive Rocks in the Western Part of Biezhen tao, Xinjiang: Constraints from Petrogeochemistry, Zircon U-Pb Dating and Hf Isotope[J]. Northwest-ern Geology, 2025, 58(5): 99–122. DOI: 10.12401/j.nwg.2024129

新疆别珍套山西段中酸性侵入岩岩石成因: 来自岩石地球化学、锆石 U-Pb 定年及 Hf 同位素的制约

胡运行^{1,2}, 顾枫华^{1,*}, 章永梅^{2,*}, 席姣姣², 张英帅²

(1. 中国地质科学院矿产资源研究所, 自然资源部成矿作用与资源评价重点实验室, 北京 100037;

2. 中国地质大学(北京) 地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘要: 新疆别珍套山地区西段所出露的中酸性侵入岩, 主要由花岗岩、花岗闪长岩及闪长岩组成。笔者针对研究区不同岩性侵入岩开展了岩石学、锆石 U-Pb 同位素年代学和 Hf 同位素研究, 以限定其岩石成因及其构造背景。锆石 U-Pb 定年结果显示花岗岩、花岗闪长岩和两件闪长岩样品的加权平均年龄分别为 460.2 Ma、458.4 Ma 及 403.3~402.2 Ma, 花岗岩和花岗闪长岩侵位于中—晚奥陶世, 闪长岩则侵位于早泥盆世。在地球化学组成上, 三类岩石均表现为富集轻稀土和大离子亲石元素, 亏损重稀土和高场强元素, 指示三者可能形成于俯冲背景下的岩浆弧环境。花岗闪长岩、闪长岩锆石 Hf 同位素特征均表现为亏损地幔向球粒陨石过渡的趋势, 锆石 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值分别为 -2.4~8.7、-2.5~3.5, 二阶段 Hf 模式年龄远大于成岩年龄。此外, 别珍套山西段花岗岩高 Sr、低 Y 和 Yb, 具典型埃达克岩特征, 为加厚下地壳部分熔融形成, 受到俯冲板片流体的交代。花岗闪长岩为过铝质的钙碱性系列岩石, 属 I 型花岗岩, 其 $Mg^\#$ 值为 28.9~31.0, 为慢源新生下地壳部分熔融形成。闪长岩属准铝质的钙碱性系列岩石, $Mg^\#$ 值为 17.3~22.1, 同样为慢源新生下地壳部分熔融形成, 但可能为区域局部伸展背景下的产物。西天山别珍套山地区早古生代中酸性侵入岩为中奥陶世到早泥盆世北天山洋向南伊犁板块之下俯冲消减的岩浆产物。

关键词: 新疆别珍套山; 中酸性侵入岩; 锆石 U-Pb 定年; Hf 同位素

中图分类号: P581; P597

文献标志码: A

文章编号: 1009-6248(2025)05-0099-24

Petrogenesis of Intermediate-acidic Intrusive Rocks in the Western Part of Biezhen tao, Xinjiang: Constraints from Petrogeochemistry, Zircon U-Pb Dating and Hf Isotope

HU Yunhang^{1,2}, GU Fenghua^{1,*}, ZHANG Yongmei^{2,*}, XI Jiaojiao², ZHANG Yingshuai²

收稿日期: 2023-10-17; 修回日期: 2024-01-18; 责任编辑: 曹伯迪

基金项目: 国家自然科学基金项目“岩浆源区和性质对矽卡岩成矿差异性的控制——以西天山哈勒尕提—木祖克 Fe-Cu-Pb-Zn 矿床为例”(42202094), “新疆西天山北缘晚古生代斑岩—矽卡岩型铜钼铁多金属成矿与岩浆—热液作用过程”(42130804), 新疆维吾尔自治区重点研发计划项目“昆仑造山带金锑、锰、铜、镍钴战略性矿产成矿模式及成矿规律研究”(2023B03016), 深地国家科技重大专项“昆仑—阿尔金金锰铁区域成矿规律与智能找矿预测”(2024ZD1001800)联合资助。

作者简介: 胡运行(2000—), 男, 博士研究生, 从事矿床学及矿床地球化学研究。E-mail: 1467758451@qq.com。

*** 通讯作者:** 顾枫华(1991—), 男, 助理研究员, 博士, 从事矿床学及矿床地球化学研究。E-mail: 1036957546@qq.com。

章永梅(1984—), 女, 副教授, 博士生导师, 从事矿床学及矿床地球化学研究。E-mail: zhangyongmei@cugb.edu.cn。

(1. Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. School of Earth Science and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing 100083, China)

Abstract: The intermediate-acid intrusive rocks exposed in the western part of the Biezhentao mountains area in Xinjiang are mainly composed of granite, granodiorite and amphibolite. In this contribution, petrological, zircon U-Pb isotope chronology and Hf isotope studies were carried out for different lithologies of intrusive rocks in the study area to constrain their petrogenesis, and tectonic setting. The zircon U-Pb dating results show that the granite, granodiorite and two diorite samples have weighted average ages of 460.2 Ma, 458.4 Ma and 403.3-402.2 Ma, respectively, and the granite and granodiorite intruded in the Middle-Late Ordovician, while the amphibolite intruded in the Early Devonian. In terms of geochemical composition, the three types of rocks exhibit enrichment in LREE, LILE, and deficit in HREE, HSFE, indicating that the three types of rocks may be formed in the magmatic arc environment under the subduction background. The zircon Hf isotopic characteristics of granodiorite and diorite show a trend of transition from depleted mantle to chondrite, with zircon $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values ranging from -2.4 to 8.7 and -2.5 to 3.5, respectively, and the two-stage Hf model ages are much older than the intrusive time. In addition, the granite of the west section of the Beizhentao suite is high in Sr, low in Y and Yb, with typical adakite features, formed by partial melting of the thickened lower crust and accounted for by subduction plate fluids. Granodiorite is a peraluminous calc-alkaline series rock, which belongs to I-type granite. Its $\text{Mg}^\#$ is 28.9 ~ 31.0, which is formed by partial melting of mantle-derived new lower crust. The diorite belongs to the quasi-aluminum calc-alkaline series rock, with $\text{Mg}^\#$ between 17.3 and 22.1, which is also formed by partial melting of the mantle-derived new lower crust, but it may be the product under the background of regional local extension. The Early Paleozoic intermediate-acid intrusive rocks in the Biezhentaoshan area of the Western Tianshan Mountains are magmatic products of the subduction of the North Tianshan Ocean under the southern Yili plate from the Middle-Late Ordovician to the Early Devonian, indicating the environment of the continental margin magmatic arc.

Keywords: Biezhentao Mountains, Xinjiang; intermediate-acid intrusive rocks; Zircon U-Pb dating; Hf isotopes

新疆西天山造山带位于中亚造山带西南缘,自北向南可划分为北天山、中天山、南天山 3 个构造单元,是中亚造山带的重要组成部分(左国朝等, 2008; 高俊等, 2009; Biske et al., 2010; 朱志新等, 2011)。该造山带是古亚洲洋形成、发展、演化、消亡的产物,经历了古陆形成、俯冲增生、碰撞造山和陆内成盆等地球动力学过程(顾雪祥等, 2014; 薛春纪等, 2014),发育多期与陆壳增生和碰撞造山有关的岩浆活动。古生代处于古亚洲洋演化的重要地质历史时期,期间多次侵位的花岗岩类记录了古亚洲洋形成演化的重要构造事件,是研究西天山和中亚造山带西南部地质演化历史的重要窗口。地处西天山造山带的伊犁板块北缘是研究古生代北天山洋—准噶尔洋俯冲消减过程中构造—岩浆演化与成矿响应的理想地段,并且西天山造山带的形成演化对于研究增生造山过程具重大意义。

别珍套山地区位于伊犁板块北缘的赛里木微地

块内,区内广泛出露中新元古代—晚古生代侵入岩体,受众多学者关注研究(胡霭琴等, 2008, 2010; 李孔森等, 2013; 贾莹刚, 2018; 孟令华等, 2022)。胡霭琴等(2008)应用锆石 U-Pb 定年识别了温泉地区晚奥陶世的斜长角闪岩,通过分析其地球化学和 Sr-Nd 同位素组成特征,推测它们形成于岛弧环境。Wang 等(2012)对于温泉南部二长闪长岩脉的年代学工作显示其侵位于中—晚奥陶世(462~450 Ma),地球化学特征表明其为与俯冲相关的钙碱性岩浆岩,古老的 Nd 模式年龄指示元古宙地壳对区域早古生代岩浆岩的形成有贡献。Huang 等(2013)通过锆石 U-Pb 定年限定了温泉地区一系列长英质到镁铁质侵入体的形成时代(466~448 Ma),长英质岩石均显示出典型的弧相关岩浆岩的地球化学特征;其中,石英闪长岩亏损的 Hf 同位素特征和相对年轻的 Hf 地壳模式年龄,指示相对年轻的岩浆源区,而镁铁质侵入体亏损的 Hf 同位

素特征, 结合高 Ba/Th 和 Ba/La 以及低 Th 和 Th/Yb 推测其可能由板片流体交代地幔橄榄岩部分熔融形成。总体来看, 伊犁板块北缘的温泉地区早古生代岩浆岩属北天山洋早期俯冲的产物, 并且它们的形成环境多为岛弧或活动大陆边缘弧(胡霁琴等, 2008; Wang et al., 2012; Huang et al., 2013)。但是, 准噶尔洋(北天山洋)俯冲闭合时间尚未得到统一论, 伊犁板块北缘的构造演化历史尚不清楚, 且区内早泥盆世的岩浆活动鲜有报道, 对于温泉地区早泥盆世岩浆活动的研究相对空白。

因此, 本研究通过对温泉地区别珍套山西段中酸

性侵入岩体的岩相学、岩石地球化学、锆石 U-Pb 年代学和 Hf 同位素开展综合研究, 探讨区内代表性中酸性侵入岩体的成岩时代、岩石成因类型和地质构造背景, 以丰富和完善西天山地区增生造山演化与构造岩浆演化过程。

1 区域地质背景

别珍套山位于西天山北支新疆温泉县, 大地构造位置属于中亚造山带哈萨克斯坦-伊犁地块北缘的赛里木微地块内(图 1a、图 1b)。

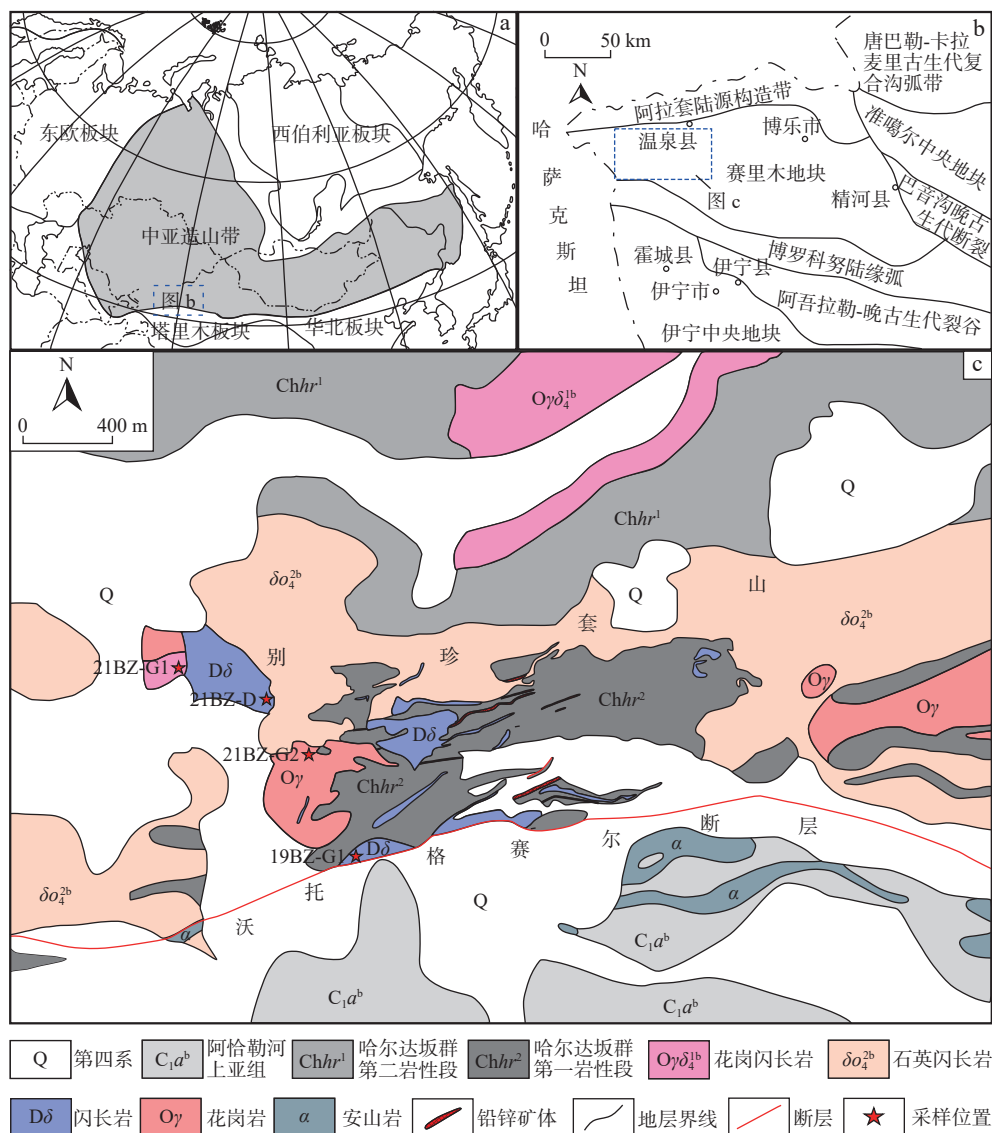


图1 赛里木区域构造位置简图(a)、赛里木区域构造单元图(b)和别珍套山西段地质图(c) (a 据 Long et al., 2011 修改; b 据何国琦等, 1994 修改; c 据新疆有色地勘局地质矿产勘查研究院资料修改)

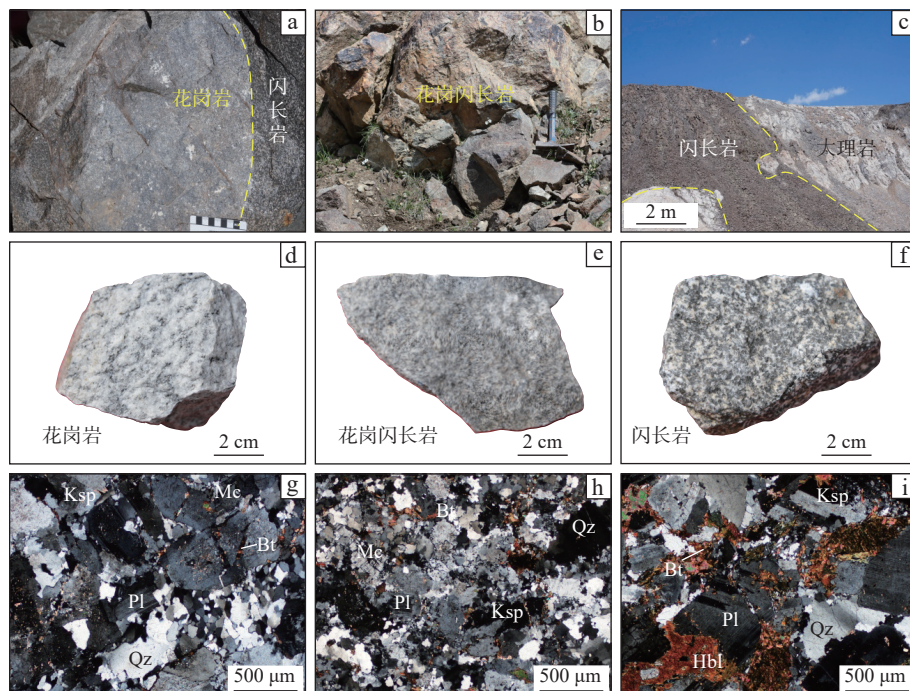
Fig. 1 (a) Sketch map of the tectonic position of the Sayram region, (b) map of the tectonic unit of the Sayram region, and (c) geological map of the western section of the Biezhentao suite

区域主要出露地层为古元古界温泉群(Htw)、中元古界长城系哈尔达坂群(Chhr)、中元古界蓟县系库松木切克群(Jx₂ks)、新元古界青白口系凯尔塔斯群(Qnkr)、新元古界震旦系凯拉克提群(Nhzk)、中泥盆统汗吉尕组(D₂hj)、上泥盆统托斯库尔他乌组(D₃ts)、下石炭统大哈拉军山组(C₁d)、下石炭统阿恰勒河组(C₁a)、上石炭统东图津河组(C₂dt)、下二叠统乌朗组(P₁w)、第四系冲积物(Q)和冰碛物;区域构造线主要呈近EW向、NNW向。区域性断裂从北至南主要为博尔塔拉河断裂、牙马特断裂、沃托格赛尔河断裂。区域内褶皱构造主要有哈尔达坂背斜和牙马特背斜,且两背斜轴向近似为EW走向与区域构造线方向一致;区内岩浆活动频繁,中酸性侵入岩与火山岩发育。岩体侵位受断裂构造控制明显,呈近EW向展布,与区域构造线方向基本一致,侵入岩主要形成时代为新元古代晚期和华力西中晚期;区域内火山作用在长城纪至二叠纪断续发生,而长城纪至泥盆纪火山作用较弱,且形成的火山岩遭受多期复杂变质作用。石炭纪至二叠纪火山作用相对强烈,主要岩石类型为流纹岩、

英安岩、安山岩、玄武岩、凝灰熔岩、凝灰岩、角砾凝灰岩及火山角砾集块岩等。

别珍套山西段地区侵入岩广泛发育(图1c),其岩石类型丰富,包括有花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩以及石英闪长岩。花岗岩以岩株、岩脉状产出(图2a),呈EW向分布,侵位于中元古界长城系哈尔达坂群。花岗闪长岩主要分布于别珍套山北侧,呈NNW向展布,侵位于中元古界长城系哈尔达坂群,与其他侵入岩未见明显交切关系(图2b)。闪长岩体在区内呈岩株、岩脉状侵位于中元古界长城系哈尔达坂群(图2c)和花岗岩中(图2a),别珍套山西段各类侵入岩手标本及镜下特征见图2d~图2i,样品岩石学特征描述如下。石英闪长岩呈岩株、岩脉状发育于别珍套山主脊西南侧,多切穿哈尔达坂群。

花岗岩:呈灰白色,中-细粒花岗岩结构,块状构造,主要由石英、斜长石、钾长石、黑云母和少量微斜长石构成。石英呈他形粒状,粒径约为0.1 mm,含量为35%~45%;斜长石呈自形-半自形板状或长条状,粒径为0.2~1.4 mm,含量为15%~25%;钾长石呈自形-



a.灰黑色闪长岩侵入灰白色花岗岩;b.灰白色花岗闪长岩露头;c.灰黑色闪长岩体侵入长城系哈尔达坂群灰白色大理岩中;d.花岗岩手标本;e.花岗闪长岩手标本;f.闪长岩手标本;g.花岗岩主要由石英、斜长石、钾长石等矿物组成;h.花岗闪长岩主要由石英、斜长石、钾长石、角闪石和黑云母构成,斜长石和微斜长石部分呈现粘土化;i.闪长岩主要由斜长石、角闪石、钾长石、黑云母和少量石英组成,部分角闪石和黑云母发生绿泥石化;Qz.石英;Pl.斜长石;Ksp.正长石;Hbl.角闪石;Bt.黑云母;Mc.微斜长石

图2 别珍套山西段中酸性侵入岩野外及镜下特征

Fig. 2 Field and microscopic characteristics of intermediate-acidic intrusive rocks in the western section of the Biezhen tao suite

半自形板柱状, 粒径为 0.3~1.4 mm, 含量约为 15%, 部分表面发生高岭土化; 含少量微斜长石, 呈不规则粒状结构, 粒径为 0.4~1.2 mm, 含量为 2%~5%; 黑云母呈半自形结构, 部分可见绿泥石化, 粒径为 0.1~0.4 mm, 含量为 3%~6%。

花岗闪长岩: 灰白色, 细粒结构, 主要由石英、斜长石、钾长石、角闪石和黑云母构成。石英呈他形粒状, 粒径约为 0.1 mm, 含量为 30%~35%; 斜长石呈自形-半自形板状或长条状, 粒径为 0.3~1.2 mm, 含量 30%~35%; 钾长石呈自形-半自形板柱状, 粒径为 0.4~1.2 mm, 含量为 10%~15%, 部分表面发生高岭土化; 含少量微斜长石, 呈不规则粒状结构, 粒径为 0.3~1.2 mm, 含量为 2%~5%; 黑云母呈半自形结构, 部分可见绿泥石化, 粒径为 0.1~0.4 mm, 含量为 3%~6%; 角闪石呈他形粒状、针柱状结构, 粒径为 0.1~0.5 mm, 含量 < 5%, 分布不均匀, 副矿物以榍石为主。

闪长岩: 灰黑色, 不等粒结构, 块状构造, 主要由斜长石、角闪石、钾长石、黑云母和少量石英构成。斜长石呈半自形板状, 粒径为 0.2~0.5 mm, 含量约为 45%; 角闪石呈他形结构, 粒径约为 0.4~0.9 mm, 含量约为 35%, 部分颗粒发生绿泥石化; 钾长石呈自形-半自形板状, 粒径为 0.4~0.8 mm, 含量约为 8%; 黑云母呈半自形结构, 可见绿泥石化, 粒径为 0.1~0.3 mm, 含量约为 5%; 石英呈他形粒状结构, 粒径约为 0.1 mm, 含量约为 7%。

2 样品采集和分析方法

本次岩石地球化学分析测试所研究的样品均采自别珍套山西段地表。用于锆石 U-Pb 年代学实验的样品, 包括 1 件花岗岩(21BZ-G2)、1 件花岗闪长岩(21BZ-G1)和 2 件闪长岩(19BZ-G1 和 21BZ-D)样品。用于锆石 Hf 同位素测试的样品包括 1 件花岗闪长岩(21BZ-G1)和 1 件闪长岩(19BZ-G1)样品, 主微量测试的样品包括 9 件花岗岩样品、6 件花岗闪长岩和 10 件闪长岩样品。所有样品均采自新鲜面, 采样位置见图 1c。

主量元素分析在中国地质大学(北京)矿床地球化学微区分析实验室完成, 分析使用的仪器为日本岛津产 XRF-1800 型 X 射线荧光光谱仪, 分析精度较高, 误差小于 3%。样品制备使用玻璃体熔融法。即将样

品粉碎熔化后制成玻璃片, 放入 X 射线荧光光谱仪中进行测试分析, 采用硅酸盐岩校准曲线法进行主量元素的定量分析。

微量元素分析在核工业北京地质研究所分析测试研究中心完成, 检测流程如下: 首先称取 50 ± 0.5 mg 粉末试样, 并分别添加少许盐酸、硝酸和氢氟酸溶液, 将塑料管放置操作台上升温并使其完全溶解, 静置约一周后取出烘干, 并再次加入适量硝酸溶液和少许等离子水, 再加热大约 2 h 后倒入塑料瓶中用等离子水滴定至 50 ml, 最后再将配制好的溶液置于型号 PE NexION300D 电感耦合等离子体质谱仪中分析测试, 同时采用标样和平行样对测试样品进行监控和检验, 以保证数据的准确性。

锆石 U-Pb 同位素定年在中国地质大学(北京)矿床地球化学微区分析实验室进行。激光剥蚀系统为 Coherent Geo Las Pro 193, ICP-MS 设备为 Thermo Fisher X Series 2 型四极杆等离子体质谱仪。选择的激光束斑直径为 32 μm , 频率为 6 Hz, 采用 NISTSRM610、91500 和 Pleovice 作为标样和监控样。

锆石原位微区 Hf 同位素测试在核工业北京地质研究所分析测试研究中心完成。采用 Nu PlasmaII 型多接收电感耦合等离子体质谱仪和 Geolas193 准分子固体激光器开展工作。在实验过程中, 以锆石标样 Mud Tank 和 Qinghu 作为参考物质, 激光束斑直径为 44 μm , 经激光剥蚀的试样气溶胶由氦气作载气, 与氩气混合后再输送到质谱仪中进行测试。所有测试位置与 U-Pb 定年点位一致或接近。有关仪器设备操作要求和详细检测过程, 可参考《锆石 Hf 同位素及 Lu-Hf 模式年龄的测定激光剥蚀多接收电感耦合等离子体质谱法》HDB/T 3018-2018 标准执行。

3 测试结果

3.1 锆石 U-Pb 同位素测年

选取花岗岩(21BZ-G2)、花岗闪长岩(21BZ-G1)、闪长岩(19BZ-G1 和 21BZ-D)3 种代表性岩石进行锆石 U-Pb 定年。锆石的典型 CL 图像和 U-Pb 同位素结果见图 3, 锆石 U-Pb 同位素和计算年龄结果见表 1。

花岗岩(21BZ-G2)中的锆石颗粒锆石自形程度较高, 多数呈短柱状, 颗粒大小不一, 长轴约为 80~160 μm , 长宽比为 1:1~3:1。锆石在 CL 图像上普遍较黑, 部分锆石可见少量包裹体, 多数锆石为具有新壳

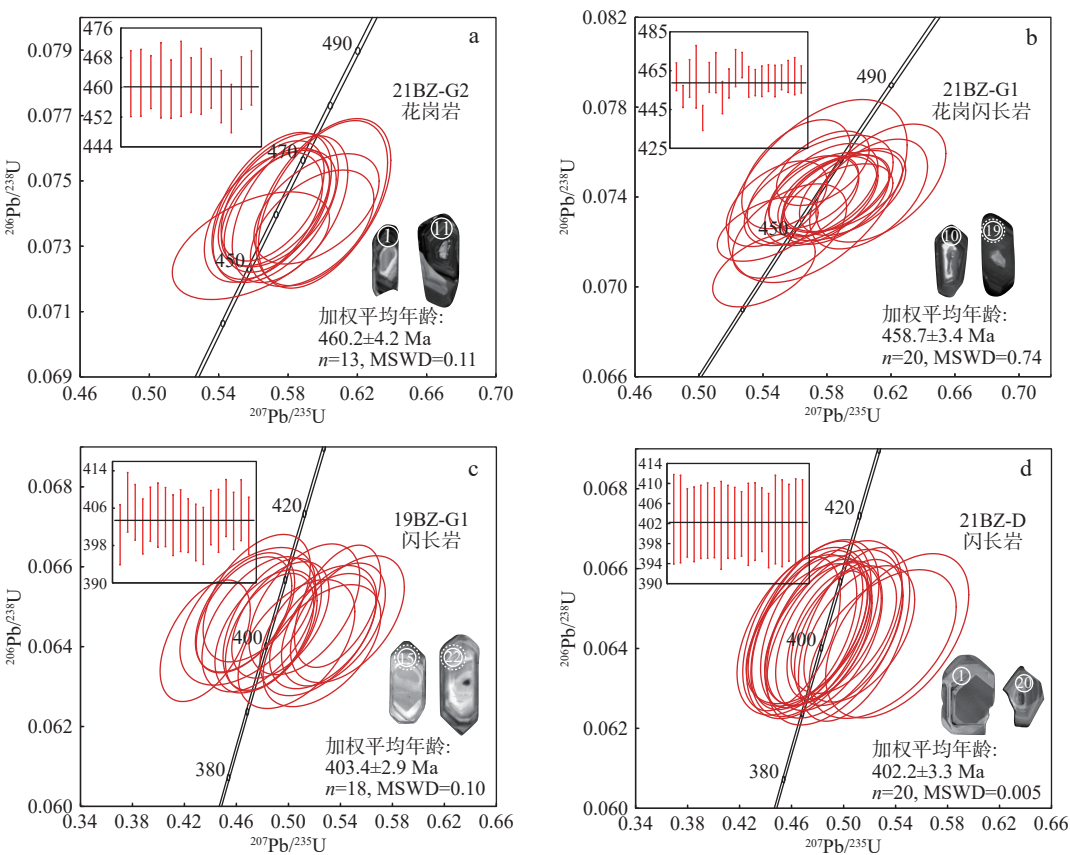


图3 别珍套山西段中酸性侵入岩样品锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig. 3 Zircon U-Pb concordia diagrams of intermediate-acidic intrusive rock samples from the western section of the Biezhentao suite

表 1 别珍套山西段不同岩性岩石中锆石 U-Pb 同位素数据和测年结果

Tab. 1 Zircon U-Pb isotopic compositions and dating results in rocks of different lithologies in the western section of the Biezhentao suite

测点号	含量 (10 ⁻⁶)			Th/U	同位素原子比率								同位素年龄 (Ma)								谐和度
	Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ					
21BZ-G2 花岗岩																					
2	59.89	118.3	739.8	0.16	0.056 5	0.002 0	0.581 2	0.022 0	0.074 1	0.001 5	478	77.8	465	14.2	461	8.9	99%				
4	83.85	177.8	1 009.0	0.18	0.055 0	0.001 9	0.572 9	0.023 9	0.074 2	0.001 5	413	77.8	460	15.4	461	9.0	99%				
5	71.46	124.9	845.5	0.15	0.055 4	0.002 0	0.571 8	0.021 2	0.074 2	0.001 2	428	79.6	459	13.7	461	7.1	99%				
7	72.11	139.3	860.6	0.16	0.058 0	0.002 0	0.600 2	0.024 6	0.074 3	0.001 7	528	78.7	477	15.6	462	10.2	96%				
15	57.47	112.0	691.2	0.16	0.055 3	0.002 2	0.565 8	0.022 5	0.073 9	0.001 3	433	88.9	455	14.6	460	7.9	99%				
20	71.87	241.9	839.5	0.29	0.058 8	0.002 6	0.600 4	0.025 7	0.074 4	0.001 7	567	97.1	477	16.3	462	10.1	96%				
25	62.58	108.6	787.1	0.14	0.055 2	0.001 9	0.573 6	0.020 1	0.074 1	0.001 2	420	77.8	460	13.0	461	7.4	99%				
28	64.29	134.4	821.5	0.16	0.054 6	0.002 0	0.570 6	0.022 8	0.074 2	0.001 5	398	78.7	458	14.7	462	8.9	99%				
29	73.44	213.0	875.1	0.24	0.057 1	0.002 3	0.596 4	0.023 8	0.074 1	0.001 1	494	58.3	475	15.2	461	6.7	97%				
31	58.95	107.6	715.4	0.15	0.057 4	0.002 3	0.593 9	0.023 5	0.073 6	0.001 2	509	88.9	473	15.0	458	7.1	96%				
33	79.70	141.7	967.5	0.15	0.054 6	0.002 8	0.558 6	0.030 0	0.073 0	0.001 1	394	114.8	451	19.5	454	6.5	99%				
36	72.49	123.5	857.3	0.14	0.056 2	0.002 2	0.574 7	0.021 9	0.074 2	0.001 2	461	87.0	461	14.1	461	7.1	99%				
37	102.48	171.9	1 211.3	0.14	0.055 2	0.001 8	0.571 1	0.019 6	0.074 4	0.001 2	433	72.2	459	12.7	463	7.3	99%				

续表 1

测点号	含量(10 ⁻⁶)			Th/U	同位素原子比率						同位素年龄(Ma)						谐和度
	Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	
21BZ-G1 花岗闪长岩																	
1	60.89	267.5	682.2	0.39	0.056 8	0.002 3	0.590 2	0.024 5	0.074 3	0.001 2	483	88.9	471	15.6	462	7.1	98%
2	77.80	353.7	895.5	0.39	0.053 8	0.002 1	0.543 0	0.020 8	0.072 6	0.000 9	361	61.1	440	13.7	452	5.7	97%
4	79.74	339.4	873.7	0.39	0.058 7	0.002 2	0.606 0	0.024 3	0.074 1	0.001 6	567	79.6	481	15.4	461	9.7	95%
6	51.95	148.8	633.4	0.23	0.053 0	0.003 0	0.574 2	0.036 9	0.074 3	0.002 7	332	127.8	461	23.8	462	16.1	99%
7	96.64	699.3	1 060.3	0.66	0.054 8	0.002 2	0.540 6	0.021 2	0.070 7	0.001 1	467	95.4	439	13.9	441	6.5	99%
8	81.59	321.1	900.7	0.36	0.057 4	0.002 0	0.596 1	0.021 9	0.074 2	0.001 3	506	80.5	475	13.9	462	7.6	97%
9	53.59	152.4	619.7	0.25	0.059 1	0.002 4	0.613 7	0.026 8	0.074 6	0.001 7	572	88.9	486	16.9	464	10.4	95%
10	88.57	447.2	986.6	0.45	0.055 6	0.002 5	0.556 7	0.023 5	0.072 5	0.001 4	435	134.2	449	15.3	451	8.3	99%
11	98.56	545.4	1 056.2	0.52	0.053 7	0.002 5	0.548 6	0.020 8	0.073 7	0.001 3	367	103.7	444	13.6	458	7.5	96%
12	82.15	311.3	943.5	0.33	0.053 4	0.001 9	0.560 7	0.022 4	0.075 0	0.001 6	346	81.5	452	14.6	466	9.6	96%
13	86.73	369.6	946.3	0.39	0.055 1	0.001 9	0.577 5	0.019 1	0.075 3	0.001 1	417	80.5	463	12.3	468	6.6	98%
18	124.86	763.5	1 430.2	0.53	0.055 3	0.002 3	0.564 1	0.023 6	0.073 8	0.001 3	433	94.4	454	15.3	459	7.9	98%
22	99.48	467.8	1 126.1	0.42	0.057 1	0.002 1	0.586 7	0.022 8	0.073 8	0.001 1	494	81.5	469	14.6	459	6.8	97%
24	87.13	373.0	1 013.9	0.37	0.057 1	0.002 2	0.585 1	0.022 2	0.073 9	0.001 3	494	84.1	468	14.3	460	7.9	98%
28	71.85	318.2	768.8	0.41	0.056 5	0.002 0	0.585 9	0.022 1	0.074 2	0.001 1	472	77.8	468	14.1	461	6.9	98%
33	61.94	263.6	712.7	0.37	0.056 8	0.002 5	0.576 6	0.023 4	0.073 9	0.001 4	483	100.9	462	15.1	460	8.2	99%
34	107.04	624.7	1 174.6	0.53	0.055 2	0.001 7	0.571 6	0.018 6	0.074 2	0.001 1	420	68.5	459	12.0	462	6.4	99%
35	90.06	462.3	1 025.7	0.45	0.055 9	0.002 1	0.577 8	0.022 5	0.074 3	0.001 4	456	85.2	463	14.5	462	8.2	99%
36	27.31	124.0	312.1	0.40	0.055 9	0.002 9	0.575 8	0.030 1	0.074 3	0.001 6	450	117.6	462	19.4	462	9.6	99%
38	72.62	318.5	821.0	0.39	0.056 4	0.002 0	0.580 2	0.020 4	0.074 0	0.001 2	478	79.6	465	13.1	460	7.0	99%
19BZ-G1 闪长岩																	
2	14.01	71.1	187.6	0.38	0.057 0	0.003 2	0.506 2	0.029 6	0.064 1	0.001 1	500	122.2	416	20.0	400	6.5	96%
4	13.03	63.4	168.1	0.38	0.053 2	0.003 3	0.475 6	0.027 2	0.065 2	0.001 1	345	142.6	395	18.8	407	6.4	96%
8	12.26	64.9	157.8	0.41	0.052 2	0.002 9	0.466 6	0.025 2	0.064 9	0.001 0	295	125.9	389	17.5	405	6.0	95%
9	19.26	99.9	253.0	0.39	0.054 4	0.002 5	0.485 6	0.022 4	0.064 4	0.001 0	391	101.8	402	15.3	402	5.9	99%
13	14.66	93.6	187.3	0.50	0.052 0	0.002 8	0.465 8	0.024 2	0.064 8	0.001 0	287	119.4	388	16.8	405	5.8	95%
14	14.70	86.2	196.3	0.44	0.052 4	0.003 9	0.468 5	0.034 3	0.064 8	0.001 1	302	172.2	390	23.7	405	6.9	96%
18	12.28	63.2	158.3	0.40	0.061 2	0.003 3	0.545 4	0.028 9	0.064 7	0.001 0	656	117.4	442	19.0	404	6.3	91%
20	15.85	86.5	200.1	0.43	0.059 5	0.003 5	0.523 0	0.029 6	0.064 4	0.001 1	583	129.6	427	19.8	402	6.5	94%
22	14.48	73.4	189.5	0.39	0.054 5	0.002 9	0.487 5	0.025 0	0.064 6	0.001 1	394	88.0	403	17.1	403	6.6	99%
23	16.50	99.9	208.4	0.48	0.059 3	0.003 2	0.526 4	0.027 0	0.064 4	0.001 0	589	118.5	429	17.9	402	5.8	93%
26	17.11	97.2	228.9	0.42	0.048 8	0.002 6	0.435 9	0.022 9	0.064 1	0.001 0	200	124.1	367	16.2	401	6.1	91%
27	18.14	108.2	236.8	0.46	0.059 2	0.003 5	0.525 7	0.029 9	0.064 0	0.001 0	572	129.6	429	19.9	400	6.1	93%
28	23.93	152.1	303.8	0.50	0.055 1	0.002 9	0.493 8	0.024 7	0.064 7	0.001 0	417	116.7	407	16.8	404	5.8	99%
29	12.14	67.5	159.4	0.42	0.053 1	0.003 4	0.477 2	0.028 9	0.064 6	0.001 1	332	141.6	396	19.9	403	6.8	98%
31	58.00	451.7	700.5	0.64	0.059 3	0.002 5	0.537 8	0.021 9	0.065 0	0.001 0	589	123.1	437	14.4	406	6.1	92%
32	16.73	92.2	218.0	0.42	0.060 6	0.003 3	0.534 6	0.026 4	0.064 6	0.001 0	633	121.3	435	17.5	403	6.2	92%
33	15.12	92.8	196.0	0.47	0.057 2	0.003 2	0.512 2	0.028 1	0.064 9	0.001 1	502	124.1	420	18.9	406	6.5	96%
34	13.33	69.7	175.7	0.40	0.054 9	0.003 2	0.482 7	0.026 0	0.064 4	0.001 0	409	129.6	400	17.8	402	6.2	99%

续表 1

测点号	含量 (10 ⁻⁶)			Th/U	同位素原子比率						同位素年龄 (Ma)						谐和度	
	Pb	Th	U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1σ		
21BZ-D 闪长岩																		
5	14.33	86.9	188.9	0.46	0.052 5	0.003 6	0.476 3	0.033 6	0.064 5	0.001 5	306	157.4	396	23.1	403	9.0	98%	
7	11.00	63.1	146.5	0.43	0.053 5	0.003 5	0.475 0	0.030 6	0.064 5	0.001 4	350	150.9	395	21.0	403	8.8	97%	
9	19.66	105.9	255.2	0.42	0.057 2	0.003 3	0.512 1	0.028 1	0.064 4	0.001 1	498	125.9	420	18.9	402	6.8	95%	
14	18.95	149.2	234.4	0.64	0.054 7	0.003 1	0.488 8	0.027 1	0.064 3	0.001 2	398	127.8	404	18.5	402	7.5	99%	
16	21.11	151.2	264.2	0.57	0.053 7	0.003 0	0.481 4	0.026 7	0.064 4	0.001 2	367	125.9	399	18.3	402	7.3	99%	
17	16.73	103.4	216.8	0.48	0.052 7	0.003 3	0.472 4	0.030 3	0.064 4	0.001 2	317	142.6	393	20.9	403	7.5	97%	
18	16.91	104.1	218.3	0.48	0.052 8	0.003 6	0.472 6	0.031 4	0.064 4	0.001 2	320	149.1	393	21.7	402	7.0	97%	
19	11.19	59.4	150.1	0.40	0.056 2	0.003 9	0.493 2	0.034 5	0.064 3	0.001 5	461	153.7	407	23.4	402	8.8	98%	
22	15.35	53.5	209.8	0.26	0.056 8	0.003 0	0.504 1	0.027 6	0.064 4	0.001 2	483	116.7	414	18.6	402	7.3	97%	
24	12.98	76.9	164.3	0.47	0.055 4	0.003 5	0.484 2	0.029 6	0.064 4	0.001 2	428	142.6	401	20.3	402	7.1	99%	
27	27.36	141.4	351.1	0.40	0.055 4	0.002 4	0.489 2	0.021 6	0.064 3	0.001 1	428	98.1	404	14.7	402	6.4	99%	
29	9.73	51.7	125.9	0.41	0.063 5	0.004 8	0.541 3	0.036 3	0.064 3	0.001 4	728	156.5	439	23.9	402	8.2	91%	
30	19.16	124.3	243.6	0.51	0.053 1	0.002 9	0.469 8	0.026 7	0.064 4	0.001 3	345	124.1	391	18.4	402	7.8	97%	
31	32.81	305.0	384.4	0.79	0.056 1	0.002 9	0.500 2	0.026 8	0.064 5	0.001 1	457	114.8	412	18.1	403	6.4	97%	
32	10.41	55.4	136.3	0.41	0.061 1	0.004 4	0.530 2	0.037 3	0.064 1	0.001 2	643	155.5	432	24.7	401	7.4	92%	
34	10.54	50.8	140.3	0.36	0.056 1	0.004 2	0.492 3	0.034 8	0.064 5	0.001 5	454	166.6	406	23.7	403	8.9	99%	
36	16.51	101.5	219.0	0.46	0.056 9	0.002 9	0.508 1	0.028 3	0.064 4	0.001 4	487	114.8	417	19.0	402	8.7	96%	
38	16.31	78.5	220.1	0.36	0.053 2	0.003 3	0.460 0	0.024 8	0.064 4	0.001 3	345	143.5	384	17.2	402	7.7	95%	
39	11.24	60.2	146.2	0.41	0.054 2	0.004 3	0.468 5	0.033 3	0.064 4	0.001 4	389	177.8	390	23.1	403	8.4	96%	
40	21.04	135.9	269.9	0.50	0.054 1	0.003 1	0.475 5	0.026 0	0.064 5	0.001 3	376	129.6	395	17.9	403	7.9	98%	

老核的复合型岩浆锆石。所测锆石 Th/U 值为 0.14~0.29, 指示岩浆成因 (Corfu et al., 2003; Hoskin et al., 2003)。13 颗锆石 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄为 454.3~462.5 Ma, 谐和年龄为 460.2±2.2 Ma (MSWD=0.83), 与 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄 460.2±4.2Ma (MSWD=0.11) 一致, 反映了该区中奥陶世的一次岩浆事件。

花岗闪长岩(21BZ-G1)中的锆石颗粒呈典型的半自形-自形短柱状, 晶体长度为 80~160 μm, 长宽比为 1:1~3:1, 在 CL 图像中显示出清晰的振荡环带, Th/U 值为 0.23~0.66, 指示为岩浆成因。20 个锆石分析点给出的 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 年龄为 440.6~467.9 Ma, 加权平均年龄为 458.7±3.4 Ma (MSWD=0.74), 与谐和年龄 458.8±1.7 Ma (MSWD=0.33) 一致, 指示花岗闪长岩结晶年龄为中奥陶世。

闪长岩样品中锆石自形程度高, 多数呈长柱状, 发育振荡式生长环带结构。晶体颗粒为 60~220 μm, 长宽比为 2:1~4:1。闪长岩样品 (19BZ-G1) 中 18 颗锆石的 Th/U 值为 0.38~0.64, 计算获得谐和年龄为

402.9±1.5 Ma (MSWD=2.1), 与 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄 403.4±2.9 Ma (MSWD=0.10) 一致。样品 21BZ-D 中 20 颗锆石的 Th/U 值为 0.26~0.79, 计算获得谐和年龄为 402.0±1.7 Ma (MSWD=0.10), 与 ²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄 402.2±3.3 Ma (MSWD=0.005) 一致, 表明闪长岩结晶年龄为早泥盆世。

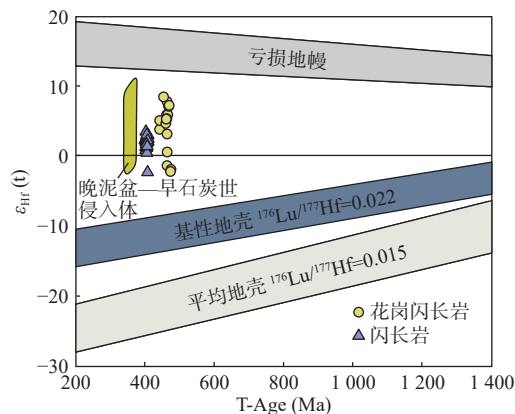
3.2 锆石 Hf 同位素

对中奥陶世花岗闪长岩(21BZ-G1)和早泥盆世闪长岩(19BZ-G1)样品的锆石分别进行了 Lu-Hf 同位素分析, 分析数据见表 2 和图 4。花岗闪长岩中 16 颗锆石的 ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 值为 0.000 583~0.002 114, ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 值为 0.282 421~0.282 754, ε_{Hf}(t) 的值为 -2.4~8.7 (平均 4.1), 两阶段 Hf 模式年龄 (T_{DM2}) 为 879~1 599 Ma。闪长岩中 31 颗锆石的 ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 值 (0.000 614~0.001 700) 均小于 0.002, 指示锆石形成以后具有较低的放射性成因 Hf 的积累, ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 值为 0.282 457~0.282 631, ε_{Hf}(t) 的值为 -2.5~3.5 (平均 2.0), 两阶段 Hf 模式年龄 (T_{DM2}) 为 1 168~1 558 Ma。

表 2 别珍套山西段花岗闪长岩和闪长岩锆石 Lu-Hf 同位素分析结果

Tab. 2 Lu-Hf isotopic compositions and related parameters of zircons from granodiorite and amphibolite in the western section of the Biezhentao suite

测点号	年龄 (Ma)	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2σ	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	T_{DM}	T_{DM2}	$f_{\text{Lu/Hf}}$
21BZ-G1 花岗闪长岩										
1	461.8	0.075 252	0.002 009	0.282 728	0.000 020	-1.5	8.0	762	929	-0.94
2	451.7	0.076 667	0.002 114	0.282 754	0.000 024	-0.6	8.7	727	879	-0.94
3	460.5	0.056 082	0.001 535	0.282 669	0.000 020	-3.6	6.0	838	1 055	-0.95
4	440.3	0.058 608	0.001 527	0.282 620	0.000 020	-5.4	3.9	908	1 177	-0.95
5	461.8	0.031 095	0.000 914	0.282 449	0.000 031	-11.4	-1.5	1 133	1 537	-0.97
6	440.6	0.079 593	0.002 046	0.282 661	0.000 023	-3.9	5.2	861	1 094	-0.94
7	463.9	0.064 233	0.001 776	0.282 670	0.000 024	-3.6	6.1	841	1 054	-0.95
8	458.4	0.062 497	0.001 644	0.282 635	0.000 024	-4.8	4.8	888	1 133	-0.95
9	466.3	0.077 579	0.001 850	0.282 704	0.000 018	-2.4	7.3	794	978	-0.94
10	473.2	0.059 918	0.001 761	0.282 434	0.000 026	-12.0	-2.1	1 180	1 580	-0.95
11	467.9	0.064 247	0.001 712	0.282 706	0.000 020	-2.3	7.4	788	970	-0.95
12	471.8	0.046 076	0.001 250	0.282 421	0.000 020	-12.4	-2.4	1 182	1 599	-0.96
13	461.1	0.069 448	0.001 769	0.282 655	0.000 023	-4.2	5.5	863	1 090	-0.95
14	459.7	0.059 415	0.001 607	0.282 651	0.000 022	-4.3	5.4	865	1 097	-0.95
15	462.0	0.061 391	0.001 568	0.282 588	0.000 023	-6.5	3.2	955	1 238	-0.95
16	462.1	0.019 017	0.000 583	0.282 503	0.000 028	-9.5	0.5	1 048	1 409	-0.98
19BZ-G1 闪长岩										
1	400.5	0.015 346	0.000 614	0.282 584	0.000 012	-6.6	2.0	936	1 265	-0.98
2	400.3	0.029 235	0.001 125	0.282 552	0.000 013	-7.8	0.8	993	1 344	-0.97
3	407.3	0.023 912	0.000 958	0.282 611	0.000 012	-5.7	3.0	907	1 207	-0.97
4	398.3	0.036 305	0.001 493	0.282 599	0.000 026	-6.1	2.3	936	1 246	-0.96
5	400.7	0.029 105	0.001 179	0.282 631	0.000 012	-5.0	3.5	883	1 168	-0.96
6	404.1	0.018 711	0.000 774	0.282 586	0.000 013	-6.6	2.1	936	1 259	-0.98
7	405.1	0.020 557	0.000 842	0.282 612	0.000 012	-5.7	3.0	903	1 204	-0.97
8	402.1	0.027 607	0.001 123	0.282 565	0.000 011	-7.3	1.2	975	1 315	-0.97
9	403.2	0.033 077	0.001 346	0.282 610	0.000 014	-5.7	2.8	918	1 218	-0.96
10	403.1	0.023 197	0.000 958	0.282 559	0.000 013	-7.5	1.1	979	1 325	-0.97
11	403.0	0.028 093	0.001 144	0.282 606	0.000 012	-5.9	2.7	918	1 223	-0.97
12	404.5	0.025 597	0.001 041	0.282 605	0.000 021	-5.9	2.7	917	1 223	-0.97
13	402.8	0.029 118	0.001 196	0.282 569	0.000 013	-7.2	1.4	971	1 306	-0.96
14	405.7	0.028 927	0.001 184	0.282 457	0.000 017	-11.2	-2.5	1 130	1 558	-0.96
15	405.0	0.032 025	0.001 302	0.282 598	0.000 013	-6.2	2.4	934	1 244	-0.96
16	404.1	0.018 516	0.000 768	0.282 589	0.000 012	-6.5	2.2	933	1 255	-0.98
17	402.9	0.032 618	0.001 323	0.282 609	0.000 012	-5.8	2.8	918	1 219	-0.96
18	402.3	0.032 640	0.001 379	0.282 584	0.000 015	-6.6	1.9	955	1 277	-0.96
19	403.3	0.024 766	0.001 018	0.282 586	0.000 011	-6.6	2.0	943	1 265	-0.97
20	402.3	0.023 325	0.000 972	0.282 591	0.000 014	-6.4	2.2	934	1 253	-0.97
21	406.9	0.025 988	0.001 048	0.282 586	0.000 011	-6.6	2.1	944	1 264	-0.97
22	400.8	0.024 556	0.001 018	0.282 599	0.000 013	-6.1	2.5	924	1 237	-0.97
23	400.1	0.028 670	0.001 181	0.282 567	0.000 013	-7.2	1.2	974	1 313	-0.96
24	404.0	0.020 074	0.000 829	0.282 537	0.000 013	-8.3	0.4	1 007	1 372	-0.98
25	403.3	0.024 160	0.000 996	0.282 596	0.000 014	-6.2	2.4	929	1 244	-0.97
26	407.6	0.015 832	0.000 661	0.282 592	0.000 012	-6.4	2.4	925	1 242	-0.98
27	406.0	0.032 733	0.001 296	0.282 584	0.000 015	-6.6	1.9	953	1 273	-0.96
28	403.3	0.042 175	0.001 700	0.282 619	0.000 014	-5.4	3.0	913	1 203	-0.95
29	405.6	0.032 909	0.001 312	0.282 592	0.000 012	-6.4	2.2	942	1 256	-0.96
30	402.2	0.018 092	0.000 749	0.282 574	0.000 012	-7.0	1.7	953	1 288	-0.98
31	404.7	0.035 340	0.001 395	0.282 568	0.000 016	-7.2	1.3	978	1 311	-0.96



西天山晚泥盆世—早石炭世侵入岩(大瓦布拉克、阔库确科、喇嘛苏、塔吾尔别克岩体)Hf同位素数据来源于

Tang 等(2010, 2013)和田宁(2016)

图4 别珍套山西段花岗闪长岩和闪长岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -年龄关系图(据章永梅等, 2016)

Fig. 4 The $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -t diagram of the zircons from granodiorite and diorite in the western section of the Biezhentao suite

3.3 主量及微量元素

别珍套山西段中酸性侵入岩主量和微量元素组成见表3和表4。研究区25件样品烧失量为0.24~2.53%, 蚀变风化作用改造不明显。其中, 9件花岗岩类样品的SiO₂含量为71.1%~73.3%, 总碱含量(K₂O+Na₂O)为6.38%~8.45%, 6件花岗闪长岩类样品的SiO₂含量为65.3%~68.1%, 总碱含量(K₂O+Na₂O)为5.11%~6.52%, 10件闪长岩类样品的SiO₂含量为54.5%~59.3%, 总碱含量(K₂O+Na₂O)为4.45%~6.55%。在侵入岩TAS图解上, 多数样品落入花岗闪长岩、花岗岩和闪长岩区域内(图5a)。K₂O/Na₂O值为0.24~0.92, 在K₂O-SiO₂图解中, 多数闪长岩样品落在高钾钙碱性系列范围内, 而花岗岩与花岗闪长岩样品则落于钙碱性系列区域内(图5b)。在SiO₂-AR图解中, 花岗岩样品属偏碱系列, 花岗闪长岩与闪长岩样品属于钙碱性系列(图5c)。花岗岩与花岗闪长岩

表3 别珍套山西段中酸性侵入岩主量元素含量(%)

Tab. 3 Major element compositions (%) of intermediate-acidic intrusive rocks in the western section of the Biezhentao suite

样品号	岩性	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total	FeO ^T	Mg [#]
19BZ-G2-18	花岗岩	72.1	0.11	17.0	0.74	0.02	0.24	1.60	5.10	2.32	0.03	0.50	99.7	0.67	35.8
19BZ-G2-19	花岗岩	72.9	0.13	16.5	0.90	0.02	0.23	1.56	5.05	2.38	0.04	0.40	100.1	0.81	30.6
19BZ-G2-20	花岗岩	71.1	0.12	17.1	0.88	0.02	0.24	1.66	6.24	2.21	0.04	0.37	100.0	0.79	32.0
19BZ-G2-24	花岗岩	72.3	0.11	16.6	0.73	0.02	0.17	1.18	5.30	2.93	0.03	0.24	99.6	0.66	28.6
19BZ-G2-26	花岗岩	72.6	0.1	17.1	0.71	0.01	0.21	1.01	4.75	2.65	0.03	0.37	99.6	0.64	33.8
19BZ-G2-27	花岗岩	73.3	0.11	16.5	0.76	0.02	0.15	1.15	5.11	2.50	0.03	0.36	100.0	0.69	25.4
21BZ-G2-13	花岗岩	72.1	0.11	17.1	0.87	0.02	0.20	1.89	5.05	2.20	0.04	0.46	100.0	0.78	28.8
21BZ-G2-20	花岗岩	71.2	0.11	18.5	0.84	0.02	0.23	1.77	4.70	2.07	0.03	0.56	100.0	0.76	32.4
21BZ-G2-21	花岗岩	73.3	0.13	16.8	0.88	0.02	0.20	1.53	4.39	1.99	0.03	0.63	100.0	0.80	27.6
21BZ-G1-2	花岗闪长岩	66.1	0.38	18.2	3.34	0.07	0.87	4.35	3.34	1.77	0.13	1.61	100.2	3.05	31.0
21BZ-G1-3	花岗闪长岩	65.4	0.42	18.4	4.01	0.08	0.96	4.05	3.96	1.31	0.16	1.41	100.2	3.65	29.2
21BZ-G1-6	花岗闪长岩	65.8	0.38	17.8	3.68	0.07	0.90	3.46	4.50	1.23	0.15	1.20	99.1	3.38	29.6
21BZ-G1-7	花岗闪长岩	68.1	0.28	17.3	2.26	0.04	0.57	3.40	5.12	1.25	0.13	1.13	99.5	2.07	30.3
21BZ-G1-9	花岗闪长岩	65.3	0.36	18.2	3.77	0.07	0.97	4.20	4.07	1.35	0.14	1.31	99.8	3.45	30.7
21BZ-G1-11	花岗闪长岩	66.0	0.38	18.5	3.50	0.07	0.83	3.33	4.88	1.64	0.14	0.91	100.2	3.17	28.9
19BZ-G1-4	闪长岩	58.9	1.19	15.9	10.59	0.16	1.30	4.71	4.16	2.39	0.39	0.40	100.0	9.57	17.5
19BZ-G1-6	闪长岩	59.3	1.05	15.6	11.12	0.18	1.35	4.23	3.54	2.51	0.36	0.39	99.6	10.08	17.3
19BZ-G1-8	闪长岩	59.2	1.15	16.1	10.31	0.16	1.28	4.66	3.99	2.15	0.38	0.44	99.8	9.33	17.6
19BZ-G1-12	闪长岩	58.1	1.34	16.7	10.93	0.16	1.66	5.47	3.49	1.70	0.46	0.31	100.3	9.84	20.7
19BZ-G1-13	闪长岩	58.0	1.18	17.2	10.25	0.16	1.58	5.25	3.77	1.68	0.34	0.36	99.7	9.28	21.0
19BZ-G1-15	闪长岩	56.4	1.3	16.7	11.80	0.19	1.55	5.37	3.35	2.02	0.43	0.21	99.4	10.71	18.5
21BZ-D-25	闪长岩	57.9	1.13	16.6	10.29	0.16	1.44	4.82	3.46	2.12	0.35	0.94	99.2	9.43	19.4
21BZ-D-26	闪长岩	54.6	1.62	16.9	13.20	0.21	2.18	3.76	2.31	2.14	0.58	2.53	100.0	12.19	22.1
21BZ-D-28	闪长岩	54.5	1.42	17.7	12.45	0.19	1.68	5.57	3.81	2.13	0.51	1.00	101.0	11.21	18.9
21BZ-D-31	闪长岩	58.7	1.03	18.0	9.96	0.17	1.41	3.91	3.59	2.15	0.31	0.77	100.0	9.04	19.6

注: FeO^T=0.899 8×Fe₂O₃^T, Mg[#]=(MgO/40)(MgO/40+FeO^T/62)×100。

样品 Al_2O_3 含量为 16.5%~18.5%, A/CNK 值为 1.08~1.40, A/NK 值为 1.35~2.46, 属过铝质。闪长岩样品 Al_2O_3 含量为 15.6%~18.0%, A/CNK 值为 0.88~1.30, A/NK 值为 1.68~2.75, 多数为准铝质(图 5d)。在主量元素哈克图解中, TiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 MgO 、 CaO 和 P_2O_5 与 SiO_2 呈负相关, MnO 、 Na_2O 和 K_2O 与 SiO_2 之间相关性不明显(图 6)。

各类岩石样品的 ΣREE 值为 $14.9\times 10^{-6}\sim 268.3\times 10^{-6}$, $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 和轻重稀土比值(LREE/HREE)分别为 3.1~9.0 和 3.68~6.73(表 4)。在球粒陨石标准化稀

土配分图上(图 7a), 花岗闪长岩和闪长岩具有相似的配分模式, 均表现为 LREE 富集, HREE 亏损, Eu 多为负异常($\delta\text{Eu}=0.56\sim 1.02$)的特点, 随着岩石酸性程度的增加, Eu 负异常渐为显著, 其中花岗闪长岩的 δEu 值为 0.56~0.78, 闪长岩的 δEu 值为 0.69~1.02。花岗岩配分曲线位于花岗闪长岩和闪长岩下方, 表现为富集 LREE, 亏损 HREE, δEu 值相对集中(1.05~1.11), 呈微弱 Eu 正异常。在原始地幔标准化蛛网图(图 7b)中, 花岗闪长岩和闪长岩配分曲线相似, 富集 Th、U 和大离子亲石元素(LILE) Rb、K, 亏损 Nb、Ta、Zr、Hf、

表 4 别珍套山西段中酸性侵入岩稀土和微量元素含量(10^{-6})及特征参数

Tab. 4 Trace element compositions (10^{-6}) and related parameters of the intermediate-acidic intrusive rocks in the western section of the Biezhentao suite

样品号	岩性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣREE	LREE/ HREE	δEu
19BZ-G2-18	花岗岩	5.12	10.5	1.27	5.15	1.07	0.373	0.961	0.197	1.16	0.239	0.664	0.122	0.741	0.104	27.67	5.61	1.10
19BZ-G2-19	花岗岩	5.37	11.0	1.32	5.24	1.08	0.370	0.970	0.206	1.14	0.239	0.677	0.120	0.743	0.104	28.58	5.81	1.08
19BZ-G2-20	花岗岩	5.49	11.0	1.29	5.04	1.08	0.382	0.988	0.189	1.17	0.241	0.685	0.126	0.836	0.114	28.63	5.58	1.11
19BZ-G2-24	花岗岩	4.19	9.18	1.05	4.08	1.01	0.349	0.941	0.209	1.28	0.276	0.738	0.139	0.844	0.113	24.40	4.37	1.08
19BZ-G2-26	花岗岩	5.16	11.3	1.31	4.95	1.35	0.355	1.30	0.279	1.79	0.376	0.988	0.183	1.04	0.139	30.52	4.01	0.81
19BZ-G2-27	花岗岩	3.99	8.28	0.976	4.05	0.986	0.338	0.950	0.216	1.39	0.291	0.773	0.142	0.833	0.110	23.33	3.96	1.05
21BZ-G2-13	花岗岩	2.87	6.83	0.774	3.31	0.878	0.134	1.02	0.245	1.09	0.208	0.585	0.083	0.548	0.077	18.65	3.84	0.43
21BZ-G2-20	花岗岩	2.68	5.86	0.692	2.87	0.714	0.030	0.801	0.183	0.969	0.183	0.603	0.088	0.584	0.084	16.34	3.68	0.12
21BZ-G2-21	花岗岩	2.51	5.42	0.656	2.60	0.625	0.036	0.743	0.153	0.827	0.157	0.506	0.079	0.474	0.073	14.86	3.93	0.16
21BZ-G1-2	花岗闪长岩	28.7	56.9	6.65	26.9	5.62	1.42	6.00	1.13	5.47	1.02	3.12	0.414	2.74	0.420	146.5	6.21	0.74
21BZ-G1-3	花岗闪长岩	27.1	52.3	6.42	27.6	6.02	1.60	6.53	1.31	6.15	1.20	3.69	0.478	3.10	0.459	144.0	5.28	0.78
21BZ-G1-6	花岗闪长岩	33.3	67.8	7.67	31.3	6.64	1.27	7.24	1.46	7.20	1.40	4.40	0.573	3.76	0.547	174.6	5.57	0.56
21BZ-G1-7	花岗闪长岩	24.9	45.6	5.76	24.1	4.72	1.25	4.95	0.910	4.19	0.768	2.40	0.309	1.99	0.287	122.1	6.73	0.78
21BZ-G1-9	花岗闪长岩	28.1	54.0	6.60	27.3	6.03	1.49	6.54	1.31	6.57	1.24	3.82	0.514	3.16	0.466	147.1	5.23	0.72
21BZ-G1-11	花岗闪长岩	35.1	75.4	7.94	31.5	6.59	1.46	7.25	1.48	7.20	1.34	4.22	0.554	3.73	0.531	184.3	6.01	0.64
19BZ-G1-4	闪长岩	27.7	64.1	8.75	40.0	9.45	2.40	8.52	1.75	10.0	1.99	5.32	0.953	5.91	0.842	187.7	4.32	0.80
19BZ-G1-6	闪长岩	31.6	72.6	9.43	41.3	9.56	2.03	8.05	1.63	9.50	1.88	4.99	0.881	5.36	0.843	199.7	5.03	0.69
19BZ-G1-8	闪长岩	31.2	71.9	9.42	41.8	9.92	2.41	8.67	1.76	10.1	2.02	5.36	0.936	5.75	0.850	202.1	4.70	0.78
19BZ-G1-12	闪长岩	34.3	73.6	9.28	40.2	9.23	2.38	7.95	1.57	8.78	1.80	4.86	0.858	5.18	0.774	200.8	5.32	0.83
19BZ-G1-13	闪长岩	28.2	58.9	7.52	31.8	7.41	2.23	6.51	1.27	7.30	1.49	4.06	0.716	4.44	0.652	162.5	5.15	0.96
19BZ-G1-15	闪长岩	35.9	76.4	10.0	43.9	10.1	2.40	8.71	1.75	9.91	2.00	5.40	0.908	5.57	0.822	213.8	5.10	0.76
21BZ-D-25	闪长岩	25.7	60.3	8.23	40.9	10.5	3.60	10.8	2.29	11.1	2.11	6.48	0.882	5.88	0.897	189.7	3.69	1.02
21BZ-D-26	闪长岩	30.8	78.9	10.1	50.3	12.4	3.43	13.4	2.77	12.9	2.42	7.21	0.934	6.11	0.923	232.6	3.98	0.81
21BZ-D-28	闪长岩	40.2	97.7	11.9	55.7	12.9	3.48	13.7	2.72	12.6	2.34	7.14	0.913	6.07	0.895	268.3	4.78	0.79
21BZ-D-31	闪长岩	46.6	99.1	11.0	48.8	9.87	3.27	10.7	1.98	9.11	1.71	5.13	0.679	4.77	0.729	253.4	6.28	0.97

续表4

样品号	岩性	Rb	Ba	Th	U	Ta	Nb	Sr	Zr	Hf	Y
19BZ-G2-18	花岗岩	85.5	867	2.87	1.01	0.442	3.74	518	46.4	1.63	6.65
19BZ-G2-19	花岗岩	84.2	849	2.79	0.865	0.474	4.19	511	54.6	2.08	6.77
19BZ-G2-20	花岗岩	85.2	885	2.99	1.13	0.488	4.35	570	56.0	2.03	7.14
19BZ-G2-24	花岗岩	111	883	3.57	1.29	0.595	4.38	465	48.5	1.85	7.39
19BZ-G2-26	花岗岩	109	876	4.41	1.00	0.405	4.16	402	42.9	2.07	10.4
19BZ-G2-27	花岗岩	110	834	3.12	1.03	0.610	4.87	519	35.9	1.45	8.27
21BZ-G2-13	花岗岩	112	965	2.05	0.565	0.856	4.19	624	22.9	0.897	5.78
21BZ-G2-20	花岗岩	97.1	855	2.05	1.06	0.730	3.24	579	27.1	1.40	5.34
21BZ-G2-21	花岗岩	101	968	2.01	0.74	0.564	2.87	585	27.1	1.21	4.73
21BZ-G1-2	花岗闪长岩	103	627	12.4	2.12	0.777	5.75	679	42.1	1.87	26.7
21BZ-G1-3	花岗闪长岩	85.0	393	11.7	2.33	0.912	5.94	709	50.0	1.89	29.3
21BZ-G1-6	花岗闪长岩	54.9	426	17.0	2.97	1.09	5.84	411	48.8	2.20	35.3
21BZ-G1-7	花岗闪长岩	59.0	498	11.5	2.11	0.866	5.87	543	39.9	1.72	20.8
21BZ-G1-9	花岗闪长岩	78.7	356	17.4	3.19	0.804	4.33	640	18.1	1.04	34.0
21BZ-G1-11	花岗闪长岩	76.9	501	17.5	2.99	1.03	6.14	376	38.1	1.83	35.8
19BZ-G1-4	闪长岩	138	402	12.1	2.98	1.62	21.5	215	59.4	2.24	56.9
19BZ-G1-6	闪长岩	118	504	9.58	2.79	1.33	17.2	204	198	4.54	52.4
19BZ-G1-8	闪长岩	127	458	11.4	3.17	1.54	20.2	209	49.3	1.72	56.2
19BZ-G1-12	闪长岩	107	388	10.1	3.08	1.55	20.2	248	33.4	1.51	50.2
19BZ-G1-13	闪长岩	103	346	8.67	2.25	1.38	17.0	259	32.4	0.960	40.6
19BZ-G1-15	闪长岩	114	328	10.6	2.47	1.52	20.9	223	46.3	2.05	55.3
21BZ-D-25	闪长岩	123	457	10.5	2.48	1.68	17.3	266	28.3	1.71	50.3
21BZ-D-26	闪长岩	189	299	11.5	2.49	1.82	20.2	285	16.1	1.04	55.7
21BZ-D-28	闪长岩	111	432	15.3	2.86	1.82	19.5	264	15.7	1.08	54.6
21BZ-D-31	闪长岩	107	455	15.0	2.72	1.41	16.2	294	44.8	1.84	39.8

Ti 等高场强元素(HFSE)。花岗岩曲线上 Th、U、La、Ce、Nd、P、Sm、Ti 落于花岗闪长岩和闪长岩配分曲线下方, Ba、K 相对富集, Sr 明显富集, Y、Yb 含量低。

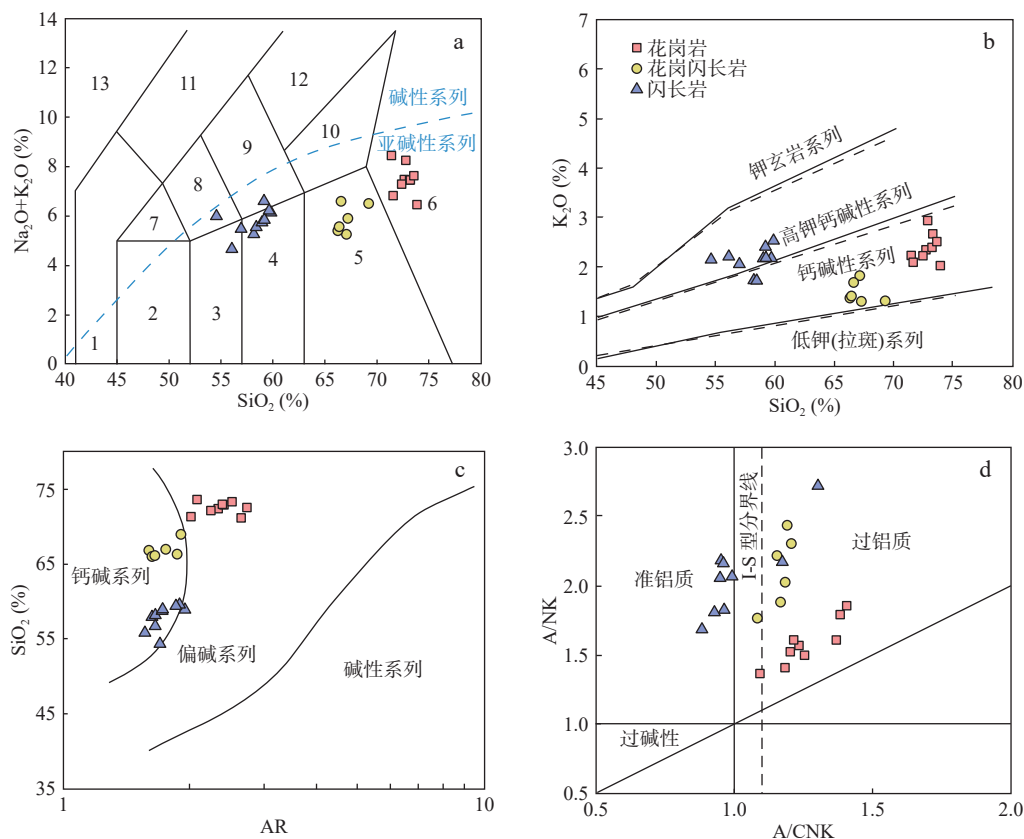
4 讨论

4.1 成岩时代

别珍套山地区位于伊犁地块北缘,厘清区域上岩浆活动时代,对于认识该区经历的古亚洲俯冲增生、消减过程以及中亚造山带古生代构造演化具有重要意义。通过精细的锆石 U-Pb 年代学工作,文中所获得的别珍套山西部所出露的花岗岩、花岗闪长岩和闪长岩的²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄分别为 460.2±4.2 Ma、

458.7±3.4 Ma、403.4±2.9 Ma 和 402.2±3.3 Ma, 反映别珍套山西段地区至少在中奥陶世、早泥盆世发生过两阶段的岩浆侵位。

综合前人年代学研究,胡霭琴等(2008)对西天山温泉县城南中粗粒斜长角闪岩进行锆石 SHRIMP U-Pb 定年得到其年龄为 455.1±2.7 Ma、451.4±5.4 Ma。孟令华等(2022)获得温泉地区别珍套山东部闪长岩、石英闪长岩、花岗闪长岩的 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄分别为 465±3 Ma、464±3 Ma 和 452±3 Ma。贾莹刚(2018)针对西天山温泉夏尔依西根一带片麻状石英闪长岩进行锆石 U-Pb 定年,获得其年龄为 467.7±5.4 Ma、457.9±3.1 Ma、455.4±5.0 Ma。以上这些年龄与本研究得到的花岗岩和花岗闪长岩中锆石 U-Pb 年



1. 橄榄辉长岩或副长石辉长岩; 2. 辉长岩; 3. 辉长闪长岩; 4. 闪长岩; 5. 花岗闪长岩; 6. 花岗岩; 7. 二长辉长岩; 8. 二长闪长岩; 9. 二长岩; 10. 石英二长岩; 11. 副长石二长岩; 12. 正长岩; 13. 副长深成岩

图5 别珍套山西段中酸性侵入岩地球化学图解(a 据 Middlemost, 1994; b 据 Rickwood, 1989; c 据 Wright, 1969; d 据 Maniar et al., 1989)

Fig. 5 Geochemical diagrams of intermediate-acidic intrusive rocks in the western section of the Biezhentao suite

龄在误差范围内具有一致性,说明研究区早古生代岩浆活动从中奥陶世持续到晚奥陶世早期,反映了西天山地区在奥陶纪进入多陆块多岛弧型的古亚洲洋演化阶段,古亚洲洋开始向南部的伊犁板块之下俯冲消减(舒良树等, 2000; 顾雪祥等, 2014)。同样在西天山巴音布鲁克、东天山奥尔达乌台克等地区也大量出露奥陶纪侵入岩,多数学者的研究表明这些早古生代的侵入岩具钙碱性岩石特征且多形成于岛弧或大陆边缘弧环境(李平等, 2017; 靳刘圆等, 2017; 马星华等, 2015)。对于温泉地区别珍套山西段早泥盆世的岩浆活动却鲜有报道, Wang 等(2018)在对温泉地区石炭系中显示火成岩特征的碎屑锆石进行锆石 U-Pb 定年工作中,识别了古生代 406~335 Ma 这一年龄组,笔者研究获得温泉地区别珍套山西段闪长岩形成时代为早泥盆世,与托克逊、博罗科努、赛博-喇嘛苏等地区所出露的部分古生代中酸性侵入岩形成时代相近(徐学义等, 2006; Long et al., 2011; 张宇昕等, 2021),表

明研究区早泥盆世岩浆事件的存在。邓聚等(2023)针对温泉地区角闪岩变质重结晶锆石年龄的研究中,认为伊犁北缘温泉地区在 463~443 Ma 和 423~395 Ma 期间分别经历了两期俯冲相关的岩浆-变质和岩浆-热液事件。因此,文中的年代学研究结果为早古生代准噶尔洋-北天山洋向南伊犁板块之下俯冲消减提了供新的年代学证据。

4.2 岩石成因及源区特征

由于花岗岩形成环境、物质来源和构造环境方面的差异,自然界中通常存在不同类型的花岗岩。学界普遍将花岗岩成因类型划分为 I、S、A 和 M 等 4 种类型(Chappell et al., 1974, 1992; Collins et al., 1982; White et al., 1983; Whalen et al., 1987)。

在花岗岩成因类型判别图解(图 8)上,花岗岩和花岗闪长岩样品点多数落入未分异的 I、S 和 M 型花岗岩区,少部分落入分异的 I 型花岗岩区。岩相学证据表明别珍套山西段花岗质岩体中不含 A 型花岗岩

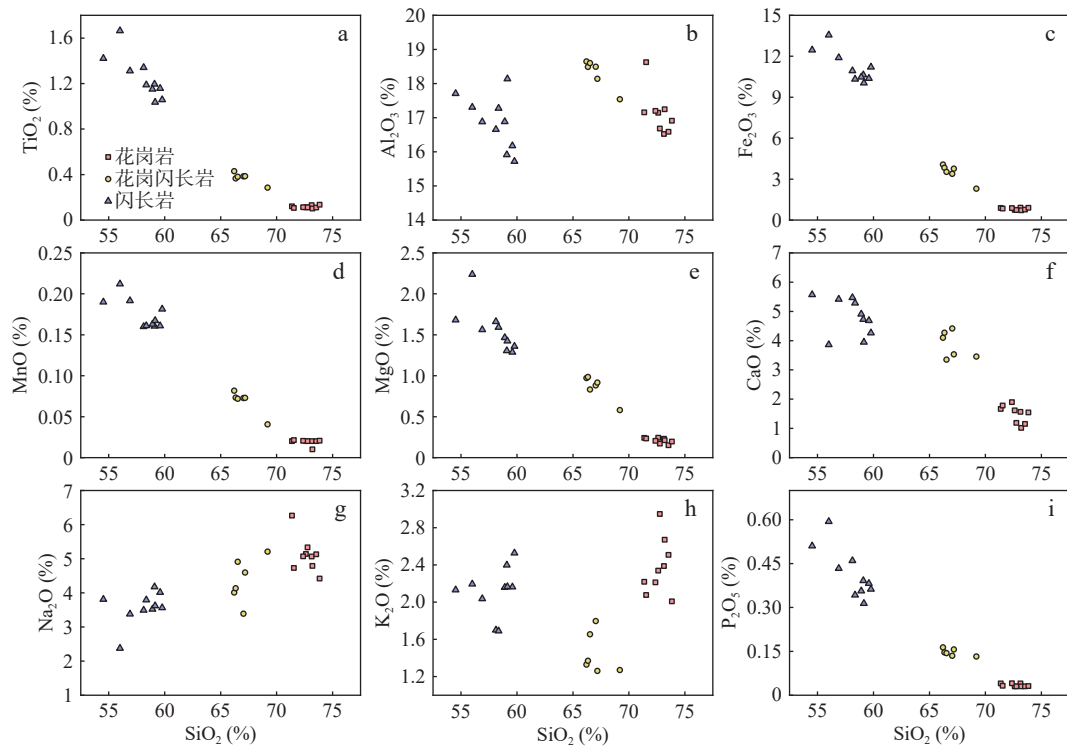


图6 别珍套山西段侵入岩体主元素哈克图解

Fig. 6 Harker's diagrams of the main elements of the intrusive rocks in the western section of the Biezhentao suite

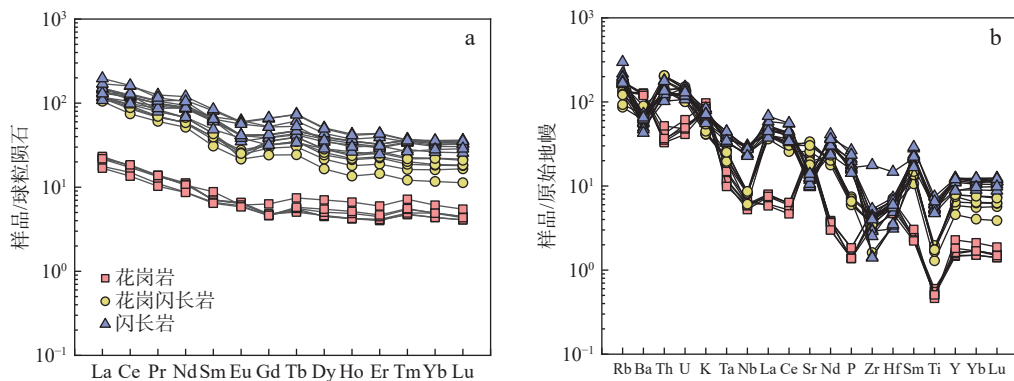
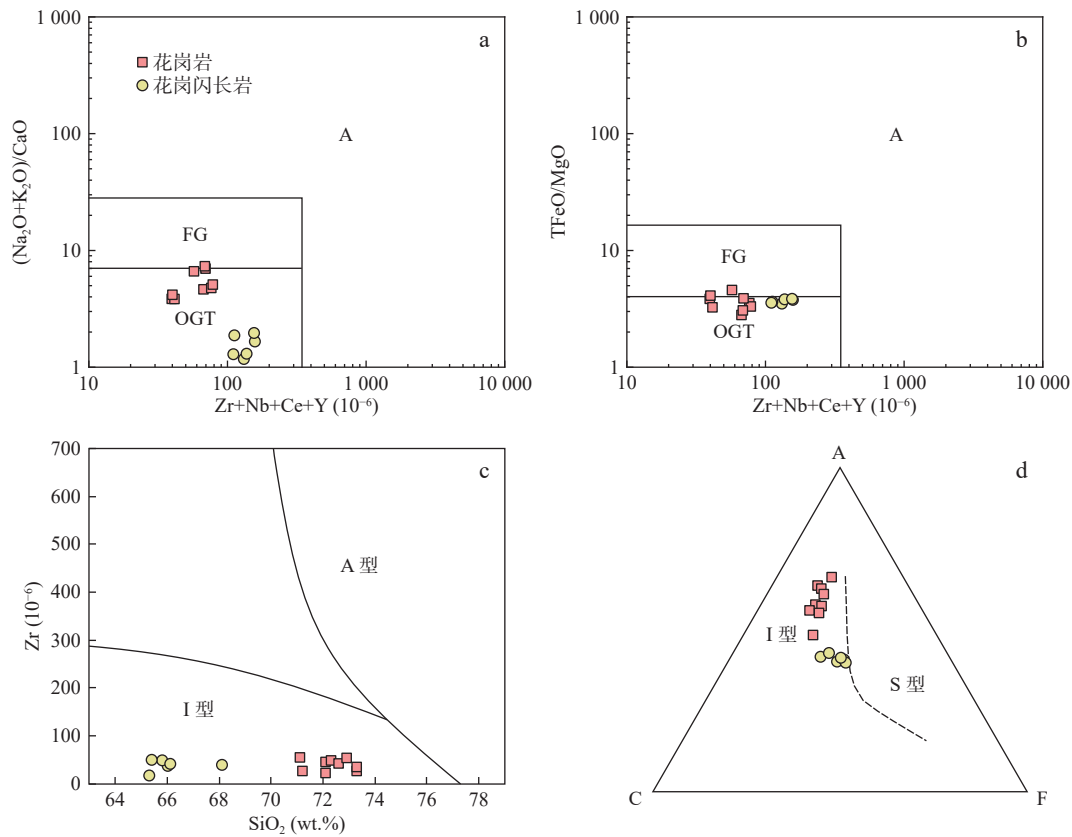
图7 别珍套山西段侵入岩体球粒陨石标准化稀土元素曲线(a)和原始地幔标准化微量元素图解(b)
(标准化数据文献 Sun et al., 1989)

Fig. 7 (a) Chondrite-normalized REE patterns and (b) primitive mantle-normalized trace element spiders for the intrusive rocks in the western section of the Biezhentao suite

的典型特征矿物,如钠闪石、钠铁石和铁橄榄石等(吴福元等, 2007),且区内花岗质岩体的 FeO^T/MgO 值(平均为 3.6)和 $10\,000 \times \text{Ga}/\text{Al}$ (< 2.6) 明显区别于 A 型花岗岩 ($\text{FeO}^T/\text{MgO} > 10$, $10\,000 \times \text{Ga}/\text{Al} > 2.6$) (Whalen et al., 1987)。花岗岩和花岗闪长岩 SiO_2 含量为 65.3%~73.3%, 在 A/NK-A/CNK 图解中均显示为过铝质岩石, 与 S 型花岗岩特征较为相似。然而研究区花岗岩和花岗闪长岩显示较低的 P_2O_5 含量(分别为 0.03%~

0.04% 与 0.14%~0.16%), 较高的 Na_2O 含量 ($\text{Na}_2\text{O} > 3\%$), 且 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1.2$, 却与 S 型花岗岩有明显差异 (King et al., 1997), 显示典型 I 型花岗岩特征。在 Harker 图解(图 6)中, P_2O_5 含量随 SiO_2 的含量增加而减少, 二者呈现负相关关系, 显示 I 型花岗岩的演化趋势。通过岩相学观察特征矿物可以区别 I 型、S 型花岗岩, 通常情况 I 型花岗岩含角闪石, S 型花岗岩富含原生石榴石、堇青石、白云母等富铝矿物, 镜下观察



OGT代表未分异的I、S和M型花岗岩区; FG代表分异的I型花岗岩区; A代表A型花岗岩区

图8 别珍套山西段花岗岩成因类型判别图(a、b 据 Whalen et al., 1987; c 据 Setsuya et al., 1979; d 据 Collins et al., 1982)

Fig. 8 Various chemical discrimination diagrams for the granites in the west section of the Biezhen tao suite

到别珍套山西花岗质岩体中存在角闪石而并未发现S型花岗岩的特征富铝矿物(图2)。在Zr-SiO₂图解和ACF图解(图8c、图8d)中花岗岩和花岗闪长岩样品均落入I型花岗岩范围内。综上所述,笔者认为别珍套山西段花岗岩与花岗闪长岩为I型花岗岩。

岩石地球化学特征显示,别珍套山西段花岗岩中 $Sr=(402\sim624)\times10^{-6}$, $Y=(4.73\sim10.4)\times10^{-6}$, $Yb=(0.474\sim1.04)\times10^{-6}$, $MgO=(0.15\sim0.24)\%$, 属于典型的埃达克质岩(Defant et al., 1990; Castillo, 2006; 张旗等, 2008)。在Sr/Y-Y图解和(La/Yb)_N-Yb_N图解中花岗岩样品均落入埃达克岩范围内,区别于落入岛弧岩石区域的花岗闪长岩和闪长岩(图9)。在过去30多年的时间里,研究者对于埃达克岩的认识不断提高,但是对于其分类、成因以及含义的认识仍存在诸多分歧。目前,关于埃达克岩成因模式普遍有如下几种认识:俯冲洋壳部分熔融、加厚下地壳部分熔融、拆沉的下地壳部分熔融、玄武质岩浆的同化混染与结晶分异等(Kay et al., 2002; Richards et al., 2007; Gao et al., 2009; Castillo, 2012; 李三忠等, 2013; Zhang et al., 2013; Ma et

al., 2015; 张旗等, 2020)。别珍套山西段花岗岩具有较低的 $Mg^\# = 25.4\sim35.8$ (平均30.5), 幔源相容元素Cr ($1.65\times10^{-6}\sim2.24\times10^{-6}$)、Ni ($5.78\times10^{-6}\sim15.9\times10^{-6}$)和V ($7.58\times10^{-6}\sim21.7\times10^{-6}$)含量极低,岩体中未见暗色中基性包体,明显区别于俯冲洋壳部分熔融以及拆沉下地壳部分熔融形成的高 $Mg^\#$, 富Cr、Ni等幔源组分的埃达克岩(Gao et al., 2004), 显示极低程度的地幔贡献。由于埃达克岩成因的不同,其分类也具有多样性,在针对埃达克岩进行的研究中,许多学者将 $Mg^\# > 45$ 或50的埃达克岩定义为高 $Mg^\#$ 型(Duan et al., 2015; Wang et al., 2016; Jia et al., 2017; Wang et al., 2017)。本次研究中花岗岩的 $Mg^\#$ 并不属于高 $Mg^\#$ 型埃达克岩, $SiO_2 = 71.1\%\sim73.3\%$ 同样不属于Martin(2005)所定义的低 SiO_2 型埃达克岩,样品低 $Mg^\#$ 、高 SiO_2 的特征同样指示了地幔岩浆的贡献程度较低。在 SiO_2 - $Mg^\#$ 图中,花岗岩样品均落入加厚下地壳埃达克岩范围内(图10a),可能由加厚下地壳部分熔融形成。花岗岩样品显示亏损Nb、Ta、Ti的特征(图7b),温压实验表明金红石作为残留相能导致埃达克质岩浆亏损Nb、Ta、Ti

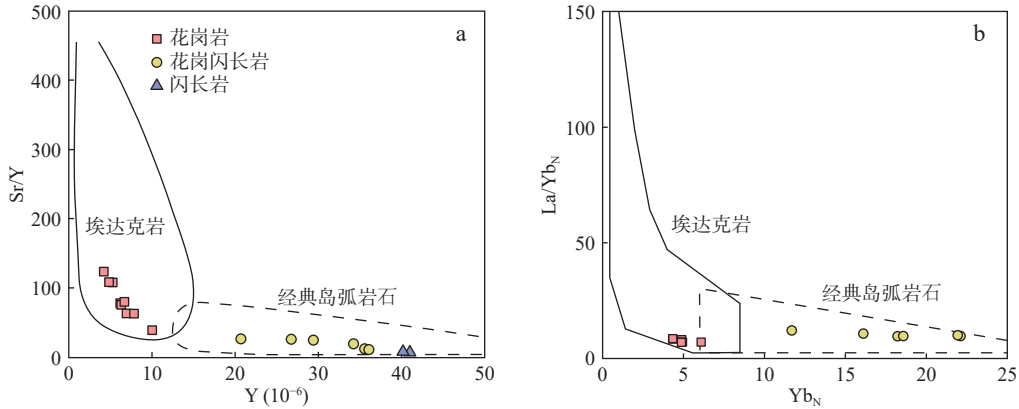


图9 别珍套山西段中酸性侵入岩 Sr/Y-Y(a)和 $(La/Yb)_N$ -Yb_N 图解(b) (底图据 Defant et al., 1990)

Fig. 9 (a) Sr/Y versus Y diagram and (b) $(La/Yb)_N$ versus Yb_N diagram of intermediate-acidic intrusive rocks in the western section of the Biezhentao suite

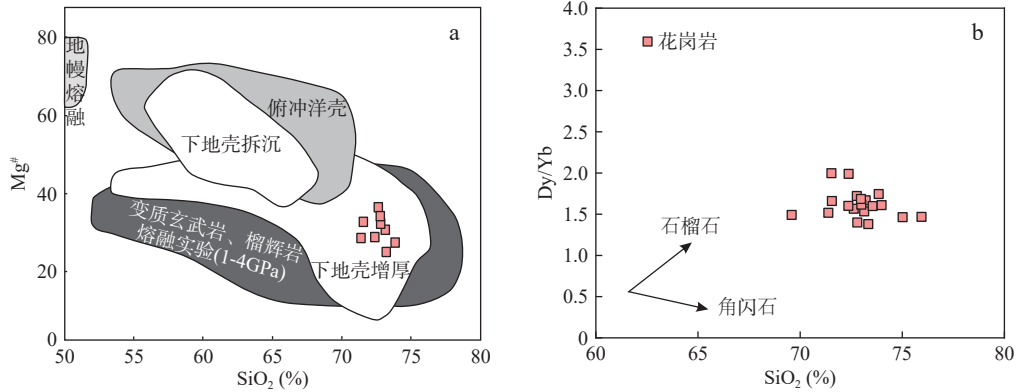


图10 别珍套山西段花岗岩 $Mg^\#$ -SiO₂ 埃达克岩源区判别图(据 Wang et al., 2012)和 Dy/Yb 比率-SiO₂ 图解 (分化趋势据 Davidson et al., 2007)

Fig. 10 Granite $Mg^\#$ versus SiO₂ discrimination diagram for source of adakite and Dy/Yb ratio-SiO₂ diagram of the western section of the Biezhentao suite

(Xiong et al., 2005), 而金红石的稳定压力为 1.5 GPa 左右, 代表埃达克质岩浆形成深度应大于 45 km。研究表明, 石榴子石的分馏会极大程度地提高 Sr/Y、La/Yb 的值, 而角闪石分馏或作为残余相通过降低 Y 和 Yb 浓度, 进而生成埃达克岩(Tiepolo et al., 2007; Moyen, 2009; Xu et al., 2015; Zhang et al., 2021)。别珍套山西段花岗岩亏损 HREE 和 Y, 具有较高的 Sr/Y、La/Yb 值, 指示源区有石榴子石和角闪石残留(Xiong et al., 2005)。而 Harker 图解显示常量元素(TiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃、MgO)与 SiO₂ 呈弱负相关性(图 6), 结合 Dy/Yb-SiO₂ 图解(图 10b), 花岗岩样品表现为 Dy/Yb 与 SiO₂ 的负相关特征, 指示其经历了一定程度的角闪石分离结晶作用, 花岗岩的 Y/Yb 值为 8.5~10.5 且 HREE 较为平坦则表明角闪石可能为主要残留相(高永丰等, 2003)。个别花岗岩样品显示负的 Eu

异常, 指示源区可能存在少量斜长石。综上所述, 花岗岩很可能是由加厚下地壳部分熔融形成, 并且源区残留相主要为角闪石+石榴石+金红石, 可能含少量斜长石。

花岗闪长岩在微量元素蛛网图中显示 LILE 富集、HFSE 亏损的地球化学特征(图 7), 其可能由俯冲引起的交代作用或壳源物质混染作用形成(Pearce et al., 1993; Green et al., 2000)。花岗闪长岩部分样品中 $w(La)/w(Sm) > 5$, 指示了在岩浆上升过程中受到部分洋壳熔体的混染(Lassiter et al., 1997)。在 $w(La)/w(Nb)$ - $w(La)/w(Sm)$ 图解、 $w(Nb)/w(La)$ - $w(MgO)$ 图解中(图 11a、图 11b), 花岗闪长岩 $w(La)/w(Nb)$ 与 $w(La)/w(Sm)$ 、 $w(Nb)/w(La)$ 与 $w(MgO)$ 呈现一定的程度的正相关性, 结合花岗闪长岩较低的 $Mg^\#$ 及正的 $\epsilon_{Hf}(t)$ 特征, 指示了古老壳源物质的加入对花岗闪长岩

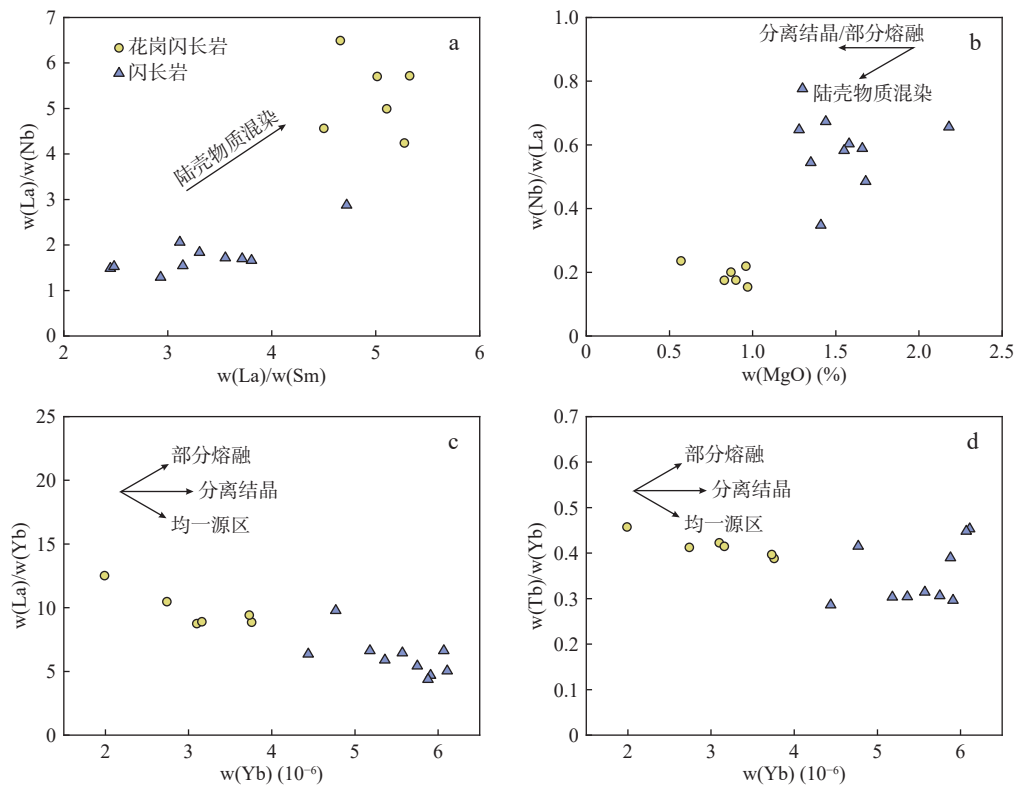


图11 别珍套山西段中酸性岩体分离结晶、陆壳混染过程判别图解(a 据 [Mecdonald et al., 2001](#); b 据 [Tang et al., 2013](#); c、d 据 [Fan et al., 2004](#))

Fig. 11 Differentiation of the process of fractional crystallization and land-crust mixing of intermediate-acidic intrusive rocks in the western section of the Biezhentao suite

的形成有一定的影响。在 $w(\text{La})/w(\text{Yb})$ - $w(\text{Yb})$ 图解、 $w(\text{Tb})/w(\text{Yb})$ - $w(\text{Yb})$ 图解中 (图 11c、图 11d), 花岗闪长岩显示出分离结晶作用趋势。Harker 图解显示常量元素 (如 TiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 MgO 、 CaO 、 P_2O_5 等) 与 SiO_2 质量分数呈良好负相关 (图 6), 表明在岩浆演化过程中发生了钛铁氧化物、辉石、角闪石、黑云母和磷灰石等矿物的分离结晶 (吴福元等, 2007; Zhang et al., 2023)。花岗闪长岩呈 Eu 和 Sr 的负异常 (图 7), 表明其成岩过程中可能发生了斜长石的分离结晶作用或源区的残留相为斜长石。

目前, 中性岩的形成途径普遍认为有以下 3 种: 基性岩浆的分离结晶 (Lee et al., 2014)、富水地幔的部分熔融 (Castro et al., 2013) 以及下地壳的部分熔融 (Wu et al., 2016)。本研究中的闪长岩 (MgO 值为 1.28~2.18; $\text{Mg}^\#$ 值为 17.3~22.1) 明显区别于俯冲板块释放流体交代的地幔发生部分熔融所生成高 MgO (>6%) 含量和高 $\text{Mg}^\#$ 中性岩 (Tatsumi et al., 1982), 且不同于俯冲洋壳脱水熔融产生的岩浆与上覆楔形地幔发生相互作用形成的中性埃达克岩 (图 9a)。实验岩石学表明, 下地壳

基性岩石发生脱水部分熔融可以产生相当体积的镁铁质熔体, 并且纯壳源部分熔融形成的岩石, 其 $\text{Mg}^\#$ 一般小于 40 (Rapp et al 1995)。闪长岩在微量元素蛛网图中表现为 LILE 富集、HFSE 亏损的地球化学特征 (图 7), 图 11a 和图 11b 则显示闪长岩具陆壳物质混染的趋势, 图 12 表明其一定程度上受到古老沉积物熔体的改造, Harker 图解 (图 6) 与图 11b~图 11d 则显示了闪长岩经历了一定程度的分离结晶。

研究表明, 即使经历部分熔融或分离结晶等复杂的地质过程, 锆石的 Hf 同位素比值在体系闭合后也很难改变 (Bolhar et al., 2008)。因此锆石 Hf 同位素常用来示踪岩浆源区、研究地壳演化 (Hanyu et al., 2006; Bolhar et al., 2008)。花岗闪长岩、闪长岩中的锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值大多为正值、在 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ - t 图解上落于亏损地幔线以下及球粒陨石线附近 (图 4)。花岗闪长岩中锆石 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值为 0.000 583~0.002 114 (平均为 0.001 6), 锆石 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 的值为 -2.4~8.7 (平均为 4.1), 变化范围较大, 说明其岩浆源区复杂, 具有多组分、多来源的特点。其中 12 个测点 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 均远大于 0, 4 个测点 $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$

接近或小于 0, 两阶段 Hf 模式年龄 (T_{DM2}) 为 879~1 599 Ma, 说明岩浆源区主要为新元古代新生地壳的部分熔融, 且混入少量古元古代古老地壳物质。

闪长岩 (19BZ-G1) 中 31 个锆石的 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值 (0.000 614~0.001 700) 均小于 0.002, 指示锆石形成以后具有较低的放射性成因 Hf 的积累。 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 的值为 -2.5~3.5 (平均为 2.0), 除 1 个锆石测点的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为负值 (-2.5) 外, 其他均为正值, 两阶段 Hf 模式年龄 (T_{DM2}) 为 1 168~1 558 Ma, 同样说明岩浆源区主要为新元古代新生地壳的部分熔融, 且混入更少的古元古代古老地壳物质。

综上所述, 在新生下地壳部分熔融岩浆形成或上升过程中发生了古老壳源物质的混染, 但其混染程度有限 (Gagnevin et al., 2011; 孙立新等, 2012), 新元古代新生地壳物质在花岗闪长岩和闪长岩形成过程中起主导作用。花岗闪长岩相较于闪长岩总体具有更大 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值, 指示了花岗闪长岩的源区加入了更多的新生地壳的物质。Hf 单阶段和两阶段模式年龄具有显著差异 (表 2), 反映其可能经历过地壳的重熔。花岗闪长岩、闪长岩的单阶段与两阶段模式年龄均大于其锆石的结晶年龄 (即二者的成岩年龄), 说明原始岩浆从地幔分异后经历了较长时间的地壳滞留, 单阶段模式年龄可

能指示了在新元古代伊犁地块发生地壳的增生作用。

在俯冲带, 来自大洋板片的富含 LILE 的流体, 伴随着大洋沉积物的潜在贡献可能会交代上覆的地幔楔并促进其部分熔融 (McBirney, 1969; Tatsumi et al., 1983)。别珍套山西段中酸性岩石的 LILE/HFSE 和 LREE/HREE 比值较高, 暗示源区受到显著的俯冲带流体或者熔体改造。在 Th/Ce-Sr/Th、Th/Yb-Sr/Nd 和 Ba/Th-Th/Nb 图解中 (图 12), 花岗岩表现为俯冲板片流体的交代趋势, 不仅如此, 通常 U 比 Th 在含水性流体中更活泼, 板块衍生流体更倾向于携带 U, 这在花岗岩的标准化稀土元素模式图 (图 7) 中有所体现 (Schmidt et al., 2004; Kessel et al., 2005; Zhang et al., 2023)。而花岗闪长岩、闪长岩则表现为洋壳沉积物熔体改造趋势。

4.3 构造背景及成矿意义

别珍套山西段地区花岗岩、花岗闪长岩、闪长岩均具有典型的岛弧岩浆岩特征, 属于高钾钙碱性到钙碱性系列, 准铝质到弱过铝质再到过铝质, 富集 LREE 和 LILE, 亏损 HREE 和 HFSE, 稀土元素配分模式右倾趋势明显, 指示这些岩石可能形成于俯冲背景下的岩浆弧环境 (Stern et al., 1996)。在岩石构造环境判别的 La/Yb-Th/Yb 图解中 (图 13), 三类岩石样品主

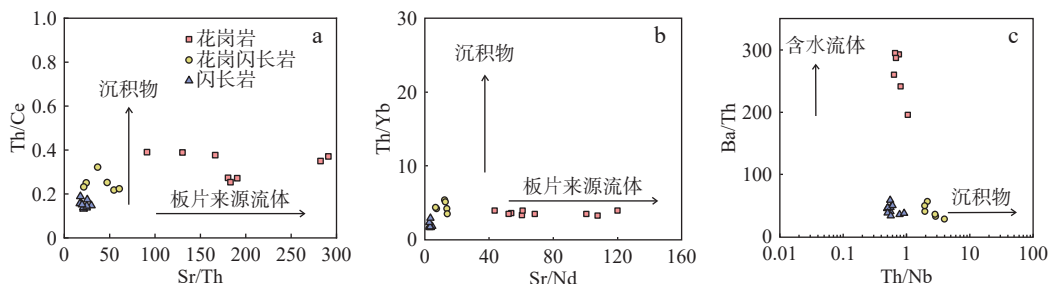
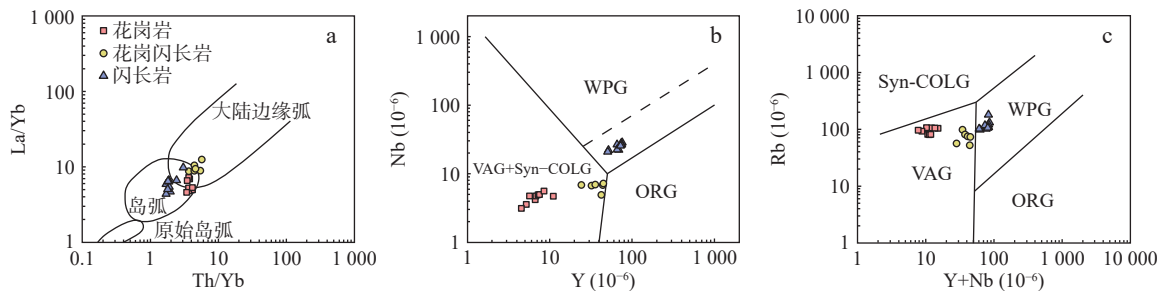


图 12 Sr/Th-Th/Ce 图解 (a) (据 Zhu et al., 2005)、Sr/Nd-Th/Yb 图解 (b) (据 Woodhead et al., 1998) 和 Th/Nb-Ba/Th 图解 (c) (据 Wang et al., 2005)

Fig. 12 (a) Sr/Th versus Th/Ce diagram, (b) Sr/Nd versus Th/Yb diagram and (c) Th/Nb versus Ba/Th diagram



syn-COLG.同碰撞花岗岩类; WPG.板内花岗岩类; VAG.火山弧花岗岩类; ORG.洋脊花岗岩类

图 13 别珍套山西段岩体样品构造环境判别图 (a 据 Condie, 1989; b、c 据 Pearce et al., 1984)

Fig. 13 Tectonic discriminating diagrams for the rock samples from the western section of the Biezhenhao suite

要落于岛弧和大陆边缘弧重合范围附近, 其中花岗岩样品与花岗闪长岩样品显示主要落于岛弧和大陆边缘弧重合范围内, 多数闪长岩样品落于岛弧范围。而在 Nb-Y 和 Rb-Y+Nb 构造判别图解中, 花岗岩与花岗闪长岩则显示全部落入火山弧花岗岩区域, 闪长岩则落于板内花岗岩范围。而板内花岗岩的成因主要为后碰撞岩石圈拆沉、区域局部伸展导致软流圈上涌所携带的热量诱发幔源下地壳发生部分熔融, 致使岩浆上侵就位。笔者认为侵位于早泥盆世的别珍套山西段闪长岩, 其构造背景属于碰撞后伸展环境的可能性较低, 并且与区域上早泥盆世的岛弧或活动大陆边缘弧构造背景相悖。主要证据如下: A 型花岗岩通常被认为形成于板内或碰撞后的伸展构造环境 (Bonin, 2007), 但区域时空范围上较为接近的哈尔达坂 A 型花岗岩的年龄为 378.8 Ma (张宇昕等, 2021), 与本研究中闪长岩的早泥盆世年龄不符; 关于北天山洋的闭合时间, 存在晚泥盆世、早石炭世、晚石炭世、早二叠世等诸多争议 (肖序常, 1992; Xia et al., 2012; Xiao et al., 2013, 2014), 但均晚于本研究中闪长岩年龄。

综上所述, 别珍套山西段中奥陶世中酸性岩体为洋-陆俯冲背景下活动大陆边缘弧岩浆作用的产物, 与前人观点一致 (胡霭琴等, 2008; Wang et al., 2012; 李孔森等, 2013; 贾莹刚, 2018); 早泥盆世闪长岩可能为北天山洋俯冲中晚期局部构造环境转化为伸展背景下的产物。Wang 等 (2020) 系统分析了研究区泥盆纪—石炭纪岩浆岩的地球化学和同位素特征, 结果显示了锆石 Lu-Hf 同位素和全岩 Sr-Nd 同位素在 350 Ma 之后急剧表现为亏损的特征, 暗示了亏损地幔物质的加入, 结合王盟等 (2023) 对博罗霍努地区阿拉斯坦闪长岩研究, 指示伊犁板块北缘泥盆纪到石炭纪的伸展背景可能与俯冲板片断裂或回撤引起的软流圈上涌有关。

因此, 笔者提出了伊犁板块北缘中—晚古生代的构造演化模式 (图 14)。伊犁板块北缘岩浆活动显示幕式特征, 而成矿作用则相对集中分布在晚泥盆世—早二叠世之间 (图 15), 在此期间伊犁板块北缘处于伸展背景下, 同期岩浆活动较为强烈。别珍套山西铅锌矿点与哈尔达坂铅锌矿床相似, 矿体总体呈层状、似层状与地层整合产出, 属同生沉积的 SEDEX 型矿床, 矿床的形成时代大致与哈尔达坂群的沉积时代一致, 约为 604 Ma (徐劲驰, 2021), 区域上暂未发现与别珍套山西段中酸性侵入岩时代相近且具有成因联系的

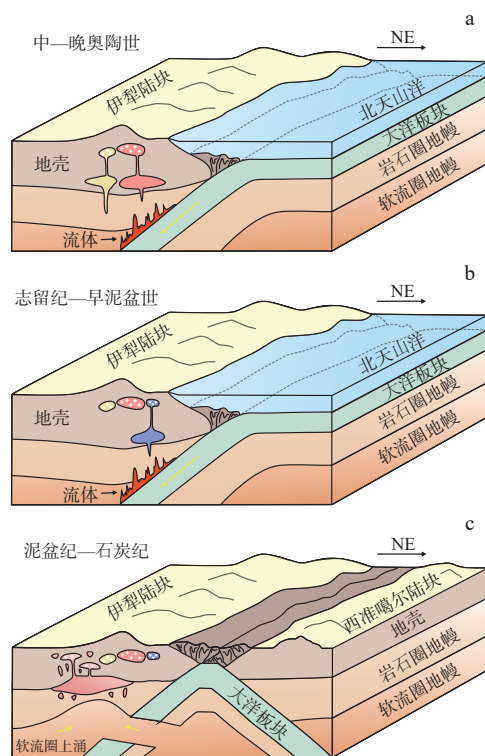


图 14 伊犁板块北缘中—晚古生代构造演化示意图

Fig. 14 Schematic diagrams showing Middle-Late Paleozoic tectonic evolution of the northern Yili Block

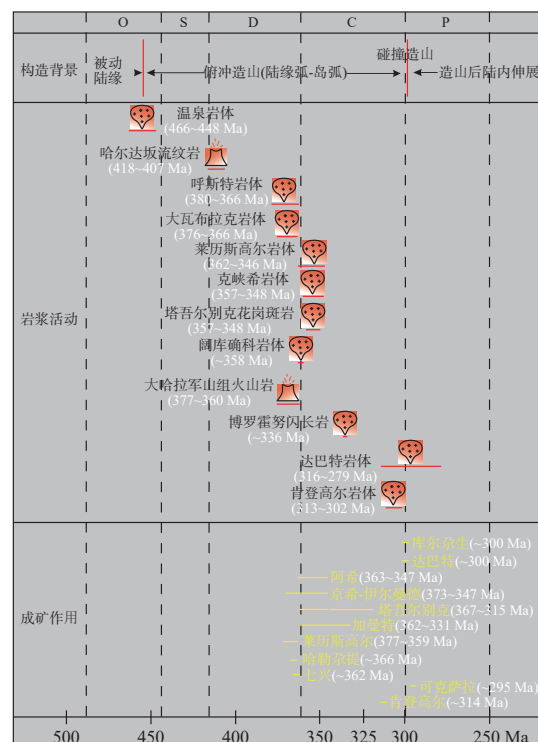


图 15 伊犁板块北缘中—晚古生代构造-岩浆-成矿谱系图 (据王冠南, 2018)

Fig. 15 Pedigree diagram showing Middle-Late Paleozoic tectonic-magma-metallogenic of the northern Yili Block

矿化点或矿床。

5 结论

(1) 别珍套山西段花岗岩、花岗闪长岩和两件闪长岩的锆石²⁰⁶Pb/²³⁸U 加权平均年龄分别为 460.2±4.2 Ma、458.7±3.4 Ma、403.4±2.9 Ma 和 402.2±3.3 Ma, 反映别珍套山西段地区至少在中奥陶世、早泥盆世发生过两次岩浆侵入。

(2) 别珍套山西段中奥陶世花岗岩具典型埃达克岩特征, 花岗闪长岩为弱过铝质到过铝质的钙碱性系列岩石, 属 I 型花岗岩, 早泥盆世闪长岩属高钾钙碱性系列岩石, 推测三者均形成于俯冲背景下的岩浆弧环境。

(3) 别珍套山西段花岗岩主要由加厚下地壳部分熔融而成, 成岩过程中受到俯冲板片流体的交代; 花岗闪长岩、闪长岩为幔源新生下地壳岩浆部分熔融形成, 岩浆演化过程中经历分离结晶和古老壳源物质的混染作用。

参考文献(References):

- 邓聚, 王博, 刘珈硕, 等. 伊犁地块北缘温泉地区托克赛岩组的构造变形与年代学研究及其地质意义[J]. 大地构造与成矿学, 2023, 47(3): 484–520.
- DENG Ju, WANG Bo, LIU Jiashuo, et al. Structural Features and Zircon U-Pb Ages of the Tuokesai Formation in the Wenquan Area, Northern Yili Block, and Their Geological Significances[J]. *Geotectonica et Metallogenia*, 2023, 47(3): 484–520.
- 高俊, 钱青, 龙灵利, 等. 西天山的增生造山过程[J]. 地质通报, 2009, 28(12): 1804–1816.
- GAO Jun, QIAO Qing, LONG Lingli, et al. Accretionary orogenic process of Western Tianshan, China[J]. *Geological Bulletin of China*, 2009, 28(12): 1804–1816.
- 高永丰, 侯增谦, 魏瑞华. 冈底斯晚第三纪斑岩的岩石学、地球化学及其地球动力学意义[J]. 岩石学报, 2003, 19(3): 418–428.
- GAO Yongfeng, HOU Zengqian, WEI Ruihua. Neogene porphyries from Gangdese: petrological, geochemical characteristics and geodynamic significances[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2003, 19(3): 418–428.
- 顾雪祥, 章永梅, 彭义伟, 等. 西天山博罗科努成矿带与侵入岩有关的铁铜钨多金属成矿系统: 成岩成矿地球化学与构造-岩浆演化[J]. 地学前缘, 2014, 21(5): 156–175.
- GU Xuexiang, ZHANG Yongmei, PENG Yiwei, et al. The Fe-Cu-Mo polymetallic mineralization system related to intermediate-acid intrusions in the Boluokenu metallogenic belt of the West Tianshan, Xinjiang: Rock-and ore-forming geochemistry and tectonomagmatic evolution[J]. *Earth Science Frontiers*, 2014, 21(5): 156–175.
- 何国琦, 李茂松, 刘德权. 中国新疆古生代地壳演化及成矿[M]. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1994.
- 胡霁琴, 韦刚健, 张积斌, 等. 西天山温泉地区早古生代斜长角闪岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 岩石学报, 2008, 24(12): 2731–2740.
- HU Aiqin, WEI Gangjian, ZHANG Jibin, et al. SHRIMP U-Pb ages for zircons of amphibolites and tectonic evolution significance from the Wenquan domain in the West Tianshan Mountains, Xinjiang, China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2008, 24(12): 2731–2740.
- 胡霁琴, 韦刚健, 江博明, 等. 天山 0.9Ga 新元古代花岗岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其构造意义[J]. 地球化学, 2010, 39(3): 197–212.
- HU Aiqin, WEI Gangjian, JIANG Boming, et al. Formation of the 0.9 Ga Neoproterozoic granitoids in the Tianshan Orogen, NW China: Constraints from the SHRIMP zircon age determination and its tectonic significance[J]. *Geochimica*, 2010, 39(3): 197–212.
- 贾莹刚. 新疆温泉早古生代中酸性侵入岩 U-Pb 测年与 Sr-Nd-Hf 同位素组成[D]. 北京: 中国地质大学, 2018.
- JIA Yinggang. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating, Sr-Nd-Hf isotopic analysis of the Early Paleozoic intermediate-acidic intrusions in the Wenquan area, Xinjiang[D]. Beijing: China University of Geosciences, 2018.
- 靳刘圆, 杨硕, 伊其安, 等. 新疆中天山南缘代京却可却花岗岩锆石 U-Pb 年龄及地球化学特征[J]. 新疆地质, 2017, 35(4): 417–425.
- JIN Liuyuan, YANG Shuo, YI Qi'an, et al. Zircon U-Pb Age and Geochemical Characteristics of Granite in Dajingquequeque at the Southern Margin of the Central Tianshan Mountain, Xinjiang[J]. *Xinjiang Geology*, 2017, 35(4): 417–425.
- 李孔森, 王博, 舒良树, 等. 北天山温泉群的地质特征、时代和构造意义[J]. 高校地质学报, 2013(3): 491–503.
- LI Kongsan, WANG Bo, SHU Liangshu, et al. Geological Features, Ages, and Tectonic Implications of the Wenquan Group in NW Chinese Tianshan[J]. *Geological Journal of China Universities*, 2013(3): 491–503.
- 李平, 朱志新, 穆利修, 等. 新疆中天山巴伦台地区花岗质侵入体地球化学、年代学研究及其构造意义[J]. 地质学报, 2017, 91(1): 80–93.
- LI Ping, ZHU Zhixin, MU Lixiu, et al. Geochemistry and Geochronology of Granitoids Intrusions from the Baluntai Area in Central Mountains, and Its Tectonic Significance[J]. *Acta Geo-*

- logica Sinica, 2017, 91(1): 80–93.
- 李三忠, 余珊, 赵淑娟, 等. 东亚大陆边缘的板块重建与构造转换[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2013, 33(3): 65–94.
- LI Sanzhong, YU Shan, ZHAO Shujuan, et al. Tectonic transition and plate reconstructions of the East Asian continental margin [J]. Marine Geology & Quaternary Geology, 2013, 33(3): 65–94.
- 马星华, 陈斌, 王超, 等. 早古生代古亚洲洋俯冲作用: 来自新疆哈尔里克侵入岩的锆石 U-Pb 年代学、岩石地球化学和 Sr-Nd 同位素证据[J]. 岩石学报, 2015, 31(1): 89–104.
- MA Xinghua, CHEN Bin, WANG Chao, et al. Early Paleozoic subduction of the Paleo-Asian Ocean: Zircon U-Pb geochronological, geochemical and Sr-Nd isotopic evidence from the Harlik pluton, Xinjiang[J]. Acta Petrologica Sinica, 2015, 31(1): 89–104.
- 孟令华, 马明永, 崔庆岗. 新疆西天山温泉岩体群 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年及其地质意义[J]. 地质与勘探, 2022, 58(3): 597–608.
- MENG Linghua, MA Mingyong, CUI Qinggang. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of the Wenquan pluton group in western Tianshan, Xinjiang and its geological significance[J]. Geology and Exploration, 2022, 58(3): 597–608.
- 舒良树, 卢华复, Charvet J, 等. 天山东部麻粒岩定年与地球化学研究[J]. 南京大学学报(自然科学), 2000, 36(6): 718–727.
- SHU Liangshu, LU Huaifu, Charvet J, et al. A study of isotopic dating and geochemistry of granulites in the Eastern Tianshan belt[J]. Journal of Nanjing University (Natural Sciences), 2000, 36(6): 718–727.
- 孙立新, 任邦方, 赵凤清, 等. 额尔古纳地块太平川巨斑状花岗岩的锆石 U-Pb 年龄和 Hf 同位素特征[J]. 地学前缘, 2012, 19(5): 114–122.
- SUN Lixin, REN Bangfang, ZHAO Fengqing, et al. Zircon U-Pb ages and Hf isotope characteristics of Taipingchuan large porphyritic granite pluton of Erguna Massif in the Great Xing'an Range[J]. Earth Science Frontiers, 2012, 19(5): 114–122.
- 田宁. 西北天山阔库确科-哈勒勒提一带晚古生代岩浆作用与铁铜多金属成矿[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2016.
- TIAN Ning. The Late Paleozoic magmatism and corresponding Iron and Copper polymetallic metallogenic in Kuokuqueke-Halegati district, Chinese Northwestern Tianshan[D]. Beijing: China University of Geosciences, 2016.
- 王盟, 裴先治, 张进江, 等. 伊犁地块北缘早石炭世阿拉斯坦闪长岩成因及其对北天山洋俯冲过程的启示[J]. 地质通报, 2023, 42(5): 771–787.
- WANG Meng, PEI Xianzhi, ZHANG Jinjiang, et al. Petrogenesis of the Early Carboniferous Alasitan diorites from the northern margin of Yili Block and implication for subduction process of the North Tianshan Ocean. Geological Bulletin of China, 2023, 42(5): 771–787.
- 王冠南. 西天山伊犁板块北缘晚古生代花岗岩浆演化与铜多金属成矿作用[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2018.
- WANG Guannan. The evolution of Paleozoic granitic magma and its relation to the copper polymetallic mineralization in the northern margin of the Yili block, Western Tianshan, Xinjiang [D]. Beijing: China University of Geosciences, 2018.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 等. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. 岩石学报, 2007, 23(6): 1217–1238.
- WU Fuyuan, LI Xianhua, YANG Jinhui, et al. Discussions on the petrogenesis of granites[J]. Acta Petrologica Sinica, 2007, 23(6): 1217–1238.
- 肖序常. 新疆北部及其邻区大地构造[M]. 北京: 地质出版社, 1992.
- 薛春纪, 赵晓波, 莫宣学, 等. 西天山巨型金铜铅锌成矿带构造成矿演化和找矿方向[J]. 地质学报, 2014, 88(12): 2490–2531.
- XUE Chunji, ZHAO Xiaobo, MO Xuanxue, et al. Tectonic-Metallogenic Evolution of Western Tianshan Giant Au-Cu-Zn-Pb Metallogenic Belt and Prospecting Orientation[J]. Acta Geologica Sinica, 2014, 88(12): 2490–2531.
- 徐劲驰. 新疆西天山哈尔达坂铅锌矿床地质-地球化学特征与成矿作用研究[D]. 中国地质大学(北京), 2021.
- XU Jinchu. Geological-Geochemical Characteristics and Metallogenesis of the Haerdaban Lead-Zinc Deposit in Western Tianshan, Xinjiang[D]. Beijing: China University of Geosciences, 2021.
- 徐学义, 马中平, 夏祖春, 等. 天山中西段古生代花岗岩 TIMS 法锆石 U-Pb 同位素定年及岩石地球化学特征研究[J]. 西北地质, 2006, 39(1): 50–75.
- XU Xueyi, MA Zhongping, XIA Zuchun, et al. TIMS U-Pb Isotopic Dating and Geochemical Characteristics of Paleozoic Granitic Rocks from the Middle-Western Section of Tianshan[J]. North-western Geology, 2006, 39(1): 50–75.
- 张旗, 焦守涛. 埃达克岩来自高压背景——一个科学的、可靠的、有预见性的科学发现[J]. 岩石学报, 2020, 36(6): 1675–1683.
- ZHANG Qi, JIAO Shoutao. Adakite comes from a high-pressure background: A scientific, reliable, predictable scientific discovery[J]. Acta Petrologica Sinica, 2020, 36(6): 1675–1683.
- 张旗, 王焰, 熊小林, 等. 埃达克岩和花岗岩: 挑战与机遇[M]. 北京: 中国大地出版社, 2008.
- 章永梅, 张力强, 高虎, 等. 新疆西天山呼斯特杂岩体岩石学、锆石 U-Pb 年龄及 Hf 同位素特征[J]. 岩石学报, 2016, 32(6): 1749–1769.
- ZHANG Yongmei, ZHANG Liqiang, GAO Hu, et al. Petrology, zircon U-Pb geochronology and Hf isotopes of the Husite complex in West Tianshan, Xinjiang[J]. Acta Petrologica Sinica, 2016, 32(6): 1749–1769.

- 张宇昕, 亚夏尔·亚力坤, 张博文, 等. 新疆温泉南部哈尔达坂石英二长岩年代学、地球化学及构造意义[J]. 地质科学, 2021, 56(4): 1192–1213.
- ZHANG Yuxin, YAXIAER·Yalikun, ZHANG Bowen, et al. Geochronology, geochemistry and tectonic significance of quartz monzonite in Hardaban, southern Wenquan, Xinjiang[J]. Chinese Journal of Geology, 2021, 56(4): 1192–1213.
- 朱志新, 李锦轶, 董连慧, 等. 新疆西天山古生代侵入岩的地质特征及构造意义[J]. 地学前缘, 2011, 18(2): 170–179.
- ZHU Zhixin, LI Jinyi, DONG Lianhui, et al. Geological characteristics and tectonic significance of Paleozoic intrusive rocks in Western Tianshan of Xinjiang Province[J]. Earth Science Frontiers, 2011, 18(2): 170–179.
- 左国朝, 张作衡, 王志良, 等. 新疆西天山地区构造单元划分、地层系统及其构造演化[J]. 地质论评, 2008, 54(6): 748–766.
- ZUO Guochao, ZHANG Zuoheng, WANG Zhiliang, et al. Tectonic Division Stratigraphical System and the Evolution of Western Tianshan Mountains Xinjiang[J]. Geological Review, 2008, 54(6): 748–766.
- Biske Y S, Seltmann R. Paleozoic Tian-shan as a transitional region between the Rheic and Urals-Turkestan oceans[J]. *Gondwana Research*, 2010, 17(2-3): 602–613.
- Bonin B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects[J]. *Lithos*, 2007, 97(1–2): 1–29.
- Bolhar R, Weaver S D, Whitehouse M J, et al. Sources and evolution of arc magmas inferred from coupled O and Hf isotope systematics of plutonic zircons from the Cretaceous Separation Point Suite (New Zealand)[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 268(3–4): 312–324.
- Castillo P R. An overview of adakite petrogenesis[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2006, 51(3): 257–268.
- Castillo P R. Adakite petrogenesis[J]. *Lithos*, 2012, 134–135: 304–316.
- Castro A, Vogt K, Gerya T. Generation of new continental crust by sublithospheric silicic-magma relamination in arcs: A test of Taylor's andesite model[J]. *Gondwana Research*, 2013, 23: 1554–1566.
- Chappell B W, White A J R. Two Contrasting Granite Types[J]. *Pacific Geology*, 1974, 8: 173–174.
- Chappell B W, White A J R. I-and S-type Granites in the Lachlan Fold Belt[J]. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 1992, 83(1–2): 1–26.
- Collins W, Beams S, White A, et al. Nature and Origin of A-type Granites with Particular Reference to Southeastern Australia[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1982, 80(2): 189–200.
- Condie K C. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: identification and significance[J]. *Lithos*, 1989, 23(1–2): 1–18.
- Corfu F, Hanchar J, Hoskin P, et al. Atlas of zircon textures[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, 53(1): 469–500.
- Davidson J, Turner S, Handley H, et al. Amphibole “sponge” in arc crust[J]. *Geology*, 2007, 35, 787–790.
- Defant M J, Drummond M S. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere[J]. *Nature*, 1990, 347(6294): 662–665.
- Duan F H, Li Y J, Wang R, et al. Characteristics and geological significance of adakitic rocks of the dulunhe granite in the Toli area, Western Junggar[J]. *Journal of Mineralogy & Petrology*, 2015, 35: 4, 8–16.
- Fan W M, Guo F, Wang Y J, et al. Late Mesozoic Volcanism in the Northern Huaiyang Tectono-Magmatic Belt, Central China: Partial Melts from a Lithospheric Mantle with Subducted Continental Crust Relicts.
- Gagnevin D, Daly J S, Horstwood M S A, et al. Insitu zircon U-Pb, oxygen and hafnium isotopic evidence for magma mixing and mantle metasomatism in the Tuscan Magmatic Province, Italy[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2011, 305(1–2): 45–56.
- Gao J, Klemm R, Long L L, et al. Adakitic signature formed by fractional crystallization: An interpretation for the Neo-Proterozoic meta-plagiogranites of the NE Jiangxi ophiolitic mélange belt, South China[J]. *Lithos*, 2009, 110(1–4): 277–293.
- Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. Recycling lower continental crust in the North China Craton[J]. *Nature*, 2004, 432(7019): 892–897.
- Green M G, Sylvester P J, Buick R. Growth and Recycling of Early Archean Continental Crust: Geochemical Evidence from the Coonterunah and Warrawoona Groups, Pilbara Craton, Australia[J]. *Tectonophysics*, 2000, 322: 69–88.
- Hanyu T, Tatsumi Y, Nakai S, et al. Contribution of slabmelting 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): 1–29.
- Hoskin P W O, Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2003, 53(1): 27–62.
- Huang Z Y, Long X P, Kroner A, et al. Geochemistry, zircon U-Pb ages and Lu-Hf isotopes of early Paleozoic plutons in the north-western Chinese Tianshan: Petrogenesis and geological implications[J]. *Lithos*, 2013, 182–183: 48–66.
- Jia Z, Chen W, Sha X, et al. Discovery of middle permian adakitic rocks in south Qilian area, gansu and implications for tectonics and Cu (Au) mineralization[J]. *Geotectonica Et Metallogenia*, 2017, 41(1): 222–234.

- Kay R W, Kay S M. Andean adakites: Three ways to make them[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2002, 18(3): 303–311.
- Kessel R, Schmidt M W, Ulmer P, et al. Trace element signature of subduction-zone fluids, melts and supercritical liquids at 120–180 km depth[J]. *Nature*, 2005, 437: 724–727.
- King P L, White A J R, Chappell B W, et al. Characterization and origin of aluminous A type granites from the Lachlan fold belt, south eastern Australia[J]. *Journal of Petrology*, 1997, 38(3): 371–391.
- Lassiter J C, Depaolo D J. Plumers/Lithosphere Interaction in the Generation of Continental and Oceanic Flood Basalts: Chemical and Isotope Constraint[J]. *Geophysical Monograph Series*, 1997, 100: 335–355.
- Lee C T, Bachmann O. How important is the role of crystal fractionation in making intermediate magmas? Insights from Zr and P systematics[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 393: 266–274.
- Long L L, Gao J, Klemd R, et al. Geochemical and geochronological studies of granitoid rocks from the Western Tianshan Orogen: Implications for continental growth in the southwestern Central Asian Orogenic Belt[J]. *Lithos*, 2011, 126(3): 321–340.
- Maniar P D, Piccoli P M. Tectonic discrimination of granitoids[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1989, 101(5): 635–643.
- Ma Q, Zheng J P, Xu Y G, et al. Are continental “adakites” derived from thickened or foundered lower crust[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, 419: 125–133.
- Middlemost E A K. Naming materials in the magma/igneous rock system[J]. *Earth-Science Reviews*, 1994, 37(3–4): 215–224.
- Martin H, Smithies R H, Rapp R, et al. An overview of adakite, tonalite–Trondhjemite–Granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution[J]. *Lithos*, 2005, 79: 1, 1–24.
- Moyen J F. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature” [J]. *Lithos*, 2009, 112: 3, 556–574.
- McBirney A R. Andesitic and rhyolitic volcanism of orogenic belts[J]. *The Earth's Crust and Upper Mantle*, *Geophysical Monograph Series*, 1969, 13: 501–507.
- Mcdonald R, Rogers N W, Fitton J G, et al. Plume-Lithosphere Interactions in the Generation of the Basalts of the Kenya Rift, East Africa[J]. *Journal of Petrology*, 2001, 42(5): 877–900.
- 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.
- Pearce J A, Harris N B W, Tindle A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. *Journal of Petrology*, 1984, 25(4): 956–983.
- Pearce J A, Cann J R. Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Determined Using Trace Element Analyses[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 19: 290–300.
- Richards J P, Kerrich R. Special paper: Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis[J]. *Economic Geology*, 2007, 102(4): 537–576.
- Rickwood P C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements[J]. *Lithos*, 1989, 22(4): 247–263.
- Schmidt M W, Vielzeuf D, Auzanneau E. Melting and dissolution of subducting crust at high pressures: the key role of white mica[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2004, 228(1–2): 65–84.
- Setsuya Nakada and Masaki Takahashi. Regional variation in chemistry of the Miocene intermediate to felsic magmas in the Outer Zone and the Setouchi Province of Southwest Japan[J]. *The Geological Society of Japan*, 1979, 85(9): 571–582.
- Stern C R, Kilian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1996, 123(3): 263–281.
- Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.) [J]. *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, Special Publication, 1989, 42(1): 313–345.
- Tang G J, Wang Q, Wyman D A, et al. Geochronology and geochemistry of Late Paleozoic magmatic rocks in the Lamasu–Dabate area, northwestern Tianshan (west China): Evidence for a tectonic transition from arc to post-collisional setting[J]. *Lithos*, 2010, 119(3–4): 393–411.
- Tang G J, Wang Q, Wyman D A, et al. Petrogenesis of gold-mineralized magmatic rocks of the Taerbieke area, northwestern Tianshan (western China): Constraints from geochronology, geochemistry and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic compositions[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, 74: 113–128.
- Tatsumi Y, Ishizaka K. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, Southwest Japan, petrographical and chemical characteristics[J]. *Earth Planetary Science Letters*, 1982, 60: 293–304.
- Tatsumi Y, Sakuyama M, Fukuyama H, et al. Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones[J]. *Journal of Geophysics Research: Solid Earth*, 1983, 88(B7): 5815–5825.
- Tiepolo M, Oberti R, Zanetti A, et al. Trace-element partitioning between amphibole and silicate melt[J]. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 2007, 67: 1, 417–452.
- Wang B, Jahn B M, Shu L S, et al. Middle-Late Ordovician arc-type plutonism in the NW Chinese Tianshan: Implication for the ac-

- cretion of the Kazakhstan continent in Central Asia[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2012, 49: 40–53.
- Wang D B, Luo L, Tang Y, et al. Zircon U-Pb dating and petrogenesis of early paleozoic adakites from the niujingshan ophiolitic mélange in the changning-menglian suture zone and its geological implications[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2016, 32(8): 2317–2329.
- Wang J, Li Y J, Li H Y, et al. Discovery of early permian intra-oceanic arc adakite in the meilaotewula ophiolite, inner mongolia and its evolution model[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2017, 91: 8, 1776–1795.
- Wang M, Zhang J J, Pei X Z, et al. Detrital zircon U–Pb–Hf isotopes study of the Lower Carboniferous Anjihai Formation from the northern margin of the Yili Block, NW China[J]. *Geological Journal*, 2018, 53: 223–236.
- Wang Q, McDermott F, Xu J F, et al. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: Lower-crustal melting in an intracontinental setting[J]. *Geology*, 2005, 33(6): 465–468.
- Wang X S, Cai K D, Sun M, et al. Evolution of Late Paleozoic Magmatic Arc in the Yili Block, NW China: Implications for Orogenic Bending in the Western Central Asian Orogenic Belt[J]. *Tectonics*, 2020, Vol. 39(12).
- Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, 95(4): 407–419.
- White A J R, Chappell B W. Granitoid Types and their Distribution in the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia[J]. *Geological Society of America Memoir*, 1983, 159(12): 21–34.
- Woodhead J D, Eggins S M, Johnson R W. Magma genesis in the New Britain island arc: Further insights into melting and mass transfer processes[J]. *Journal of Petrology*, 1998, 39(9): 1641–1668.
- Wright J B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis[J]. *Geological Magazine*, 1969, 106(4): 370–384.
- Wu T, Xiao L, Wilde S A, et al. Zircon U-Pb age and Sr-Nd-Hf isotope geochemistry of the Ganluogou dioritic complex in the northern Triassic Yidun arc belt, Eastern Tibetan Plateau: Implications for the closure of the Garzê-Litang Ocean[J]. *Lithos*, 2016, 248–251: 94–108.
- Xia L, Xu X, Li X, et al. Reassessment of petrogenesis of Carboniferous-Early Permian rift-related volcanic rocks in the Chinese Tianshan and its neighboring areas[J]. *Geoscience Frontiers*, 2012, 3(4): 445–471.
- Xiao W J, Windley B F, Allen M B, et al. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage[J]. *Gondwana Research*, 2013, 23(4): 1316–1341.
- Xiao W J, Santosh M. The western central Asian orogenic belt: A window to accretionary orogenesis and continental growth[J]. *Gondwana Research*, 2014, 25(4): 1429–1444.
- Xiong X L, Adam J, Green T H. Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: Implications for TTG genesis[J]. *Chemical Geology*, 2005, 218(3–4): 339–359.
- Xu W C, Zhang H F, Luo B J, et al. Adakite-like geochemical signature produced by amphibole-dominated fractionation of arc magmas: An example from the late cretaceous magmatism in gangdese belt, south Tibet[J]. *Lithos*, 2015, 232: 197–210.
- Zhang C, Holtz F, Koepke J, et al. Constraints from experimental melting of amphibolite on the depth of formation of garnet-rich restites, and implications for models of Early Archean crustal growth[J]. *Precambrian Research*, 2013, 231: 206–217.
- Zhang L Y, Li S C, Zhao Q Y. A review of research on adakites[J]. *International Geology Review*, 2021, 63(1): 47–64.
- Zhang Y S, Zhang Y M, Gu X X, et al. Zircon U-Pb geochronology and Sr-Nd-Pb-Hf isotope geochemistry of the Dahuabei pluton from the northern margin of North China Craton: Implications for petrogenesis, tectonic setting and Au-Mo mineralization[J]. *Lithos*, 2023, 442–443: 107078.
- Zhu Y F, Zhang L F, Gu L B, et al. The zircon SHRIMP chronology and trace element geochemistry of the Carboniferous volcanic rocks in western Tianshan Mountains[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2005, 50(19): 2201–2212.