



李艳广, 霍金晶, 孙国超, 等. 基于斜锆石年代学和全岩地球化学研究阿尔金造山带红柳沟地区基性岩成因[J]. 岩矿测试, 2025, 44(3): 352–368. DOI: [10.15898/j.ykcs.202411060231](https://doi.org/10.15898/j.ykcs.202411060231).

LI Yanguang, HUO Jinjing, SUN Guochao, et al. Petrogenesis Research of Basic Rock in the Hongliugou Area of the Altun Orogen Based on Baddeleyite Chronology and Whole-Rock Geochemical Analyses[J]. Rock and Mineral Analysis, 2025, 44(3): 352–368. DOI: [10.15898/j.ykcs.202411060231](https://doi.org/10.15898/j.ykcs.202411060231).

基于斜锆石年代学和全岩地球化学研究阿尔金造山带红柳沟地区基性岩成因

李艳广^{1,2}, 霍金晶², 孙国超^{2*}, 李猛¹

- (1. 中国地质调查局西安地质调查中心(西北地质科技创新中心), 自然资源部岩浆作用成矿与找矿重点实验室, 中国地质调查局造山带地质研究中心, 陕西 西安 710119;
2. 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 安徽 合肥 230026)

摘要: 诸多证据表明阿尔金地块有可能参与了 Rodinia 超大陆的裂解过程, 然而, 该地区此前并未见有关板内性质基性-超基性岩体的报道。阿尔金造山带红柳沟地区出露一套基性-超基性岩体, 本文采用 LA-ICP-MS、XRF、ICP-MS 和 MC-ICP-MS 等技术手段对其中的基性岩组分进行了斜锆石 U-Pb 定年研究、全岩主量元素、微量元素(包括稀土元素)及 Sr-Nd 同位素研究。结果表明: 基性岩的侵位年龄为 748 ± 87 Ma, 岩石化学属性属于拉班玄武岩。Zr/Sm 比值为 26~33, Zr/Y 比值为 3.2~5.5, 显示出板内玄武岩的元素特征。La、Ba、Nb、Zr、Th 等元素特征显示岩浆源区可能遭受过俯冲流体的改造。全岩主量、微量元素及 Sr、Nd 同位素测试结果显示该基性岩浆源于软流圈地幔低程度($<5\%$)的部分熔融, 源区贫石榴石($<1\%$)。这些地球化学特征指示阿尔金地区的基性-超基性岩体形成于大陆裂谷环境。与前人在华南和塔里木地区发现的与 Rodinia 超大陆裂解相关的基性岩相比, 本次报道的红柳沟基性岩形成时代相近, 岩石地球化学属性类似, 很可能是 Rodinia 超大陆裂解的产物。

关键词: 阿尔金; 斜锆石; 基性岩; Rodinia; LA-ICP-MS

要点:

- (1) 采用斜锆石定年技术获得了阿尔金造山带红柳沟地区基性-超基性岩体的形成时代, 为 ~ 750 Ma。
- (2) 采用 LA-ICP-MS、XRF、ICP-MS 和 MC-ICP-MS 等技术对岩石中的基性岩组分进行全岩地球化学分析, 岩石显示出板内玄武岩的元素特征, 属于拉班玄武岩系列, 岩浆源区可能遭受过俯冲流体的改造。
- (3) 结合元素和同位素实验结果, 探讨了该套基性-超基性岩体的成因, 认为其形成于大陆裂谷环境, 源于软流圈地幔低程度的部分熔融。

中图分类号: P597.3; P587

文献标识码: A

基性-超基性岩一般被认为是幔源岩浆及其分异物的集合体。根据其岩石学和地球化学特征, 可追溯其源区为大洋岩石圈地幔、大陆岩石圈地幔、软流圈地幔或更深部的地幔柱^[1]。由于这些岩石广

泛分布于前寒武克拉通或地块中^[2-5], 从而经常被用于约束与超大陆旋回相关的岩浆演化过程和地球动力学机制^[6-9]。

Rodinia 超大陆由全球范围的格林威尔期

收稿日期: 2024-11-06; 修回日期: 2025-01-16; 接受日期: 2025-02-20; 网络出版日期: 2025-05-07

基金项目: 国家自然科学基金项目(42303043)

第一作者: 李艳广, 博士, 高级工程师, 主要从事同位素年代学和前寒武纪地质研究。E-mail: liyanguangok@126.com。

通信作者: 孙国超, 博士, 副研究员, 主要从事岩石地球化学研究。E-mail: sgc@ustc.edu.cn。

(1300~900Ma)造山带聚合而成,其残余广泛分布于澳大利亚、印度、华南、南极东部、劳伦古陆和刚果地区^[7,10-12]。Rodinia 超大陆对于研究全球气候变化及新元古时期的地质、古地理和生物演化至关重要,对其重建和裂解过程研究一直是地球科学领域的研究热点^[7,13-15]。目前普遍认为,Rodinia 主体大陆裂解事件发生于825~740Ma之间,源于825Ma、780Ma和750Ma等几个幕次的地幔柱活动^[7]。在大陆解体和漂移的过程中,往往伴有多个微陆块的形成,并在后续发生的碰撞造山过程中保存下来^[16-19]。由于造山带地质构造薄弱,常成为发生后大陆解体的主要场所,从而,古老的微陆块通常保留了多个时期、多个古陆的地质信息。因此,造山带中的微陆块记录了多阶段的造山过程,是重建和恢复超大陆的理想对象^[16-17]。阿尔金造山带位于青藏高原的西北缘和塔里木克拉通的东南缘,该区域出露了大量中—新元古代的地质记录,前人根据新元古代早期的正片麻岩和新元古代中期的双峰式火山岩、基性岩墙和A型花岗岩,认为阿尔金可能参与了Rodinia 超大陆的聚合和裂解过程^[20-25]。然而,阿尔金地区Rodinia 超大陆裂解时期的板内基性-超基性岩体目前仍未见相关报道。

本文对阿尔金造山带红柳沟地区出露的一套侵入于新元古代地层中的基性-超基性岩体开展研究,以其中的基性岩为研究对象,采用激光剥蚀电感耦合等离子体质谱(LA-ICP-MS)、X射线荧光光谱(XRF)、电感耦合等离子体质谱(ICP-MS)和多接收电感耦合等离子体质谱(MC-ICP-MS)等技术手段,获得元素和同位素地球化学信息以及岩石中斜锆石的U-Pb同位素年龄,进而追溯其源区性质、成因机制以及构造背景,探讨阿尔金地体对Rodinia 超大陆重建的制约。

1 地质背景与样品描述

阿尔金造山带位于中国中央造山带的西端、青藏高原的北部和塔里木克拉通的东南缘(图1A)。与东南方向的祁连造山带、柴达木块和东昆仑造山带相邻,西北方向与西昆仑造山带相邻。阿尔金造山带主要由4个构造单元组成^[21,26-29](图1B),分别是:①阿北太古宙地块。由古老的变质岩和孔兹岩组成,记录了早期地壳演化;②北阿尔金俯冲-增生杂岩带。由蛇绿混杂岩带组成,分隔了北部的阿北地块和南部的阿中地块;③阿中地块。为地形抬升地块,底部

为变砂岩和大理岩,顶部覆盖碳酸盐岩,可能存在元古宙结晶基底;④南阿尔金俯冲-碰撞杂岩带。包括高压/超高压变质带和蛇绿混杂岩带,岩石类型复杂。

近年来,在阿尔金地区进行的大量地质填图和研究工作对其各构造单元的物质组成进行了全面调查,在此期间发现了一些前寒武纪基性和超基性岩浆记录(表1)。

本次研究区位于北阿尔金俯冲-增生杂岩带中的红柳沟地区(图1B和图2),该地区出露有前寒武纪基底岩石、古生代火山沉积岩层、早古生代侵入岩体、镁铁质岩脉、早古生代蛇绿岩和第四纪沉积物(图2)。前寒武纪基底包括碳酸盐岩、砾岩、片麻岩、角闪岩和黑云母片岩。古生代火山沉积岩层由石灰岩、砾岩、砂岩、火山岩和火山碎屑岩组成。早古生代侵入岩体包括细粒辉长岩、粗粒碱长石花岗岩和中粒花岗闪长岩。

本课题组在红柳沟地区识别出一套基性-超基性岩体。该岩体侵入于巴什库尔干群的砂屑灰岩中(图3)。砂屑灰岩走向为250°,倾角为45°。野外及室内岩相学观察显示这套基性-超基性岩体蚀变较为严重,主要由蛇纹岩、角闪石岩和变辉绿(玢)岩组成(图3中C和D)。本次重点研究的变辉绿(玢)岩呈暗灰色到灰绿色、中粒到粗粒(2~5mm)、辉绿结构、斑状结构、块状构造(图3中A和B)。岩石遭受了不同程度的变质变形,但原生岩石结构得以保留了下来(图3中C和D)。岩石主要由斜长石、暗色矿物及变质矿物组成(图3中C和D)。斜长石颗粒呈半自形到自形晶,且已经部分变质成绢云母、黝帘石和绿泥石。单斜辉石已经发生变质,强烈绿泥石化、绿帘石化、碳酸盐化,充填于斜长石搭建的三角空隙中(图3中C和D)。

2 实验部分

本研究采用多种样品处理及分析测试方法。其中,岩石薄片制备、单矿物分选和矿物靶制备在西安矿谱地质勘查技术有限公司完成;大多数分析测试在中国地质调查局西安地质调查中心自然资源部岩浆作用成矿与找矿重点实验室完成,包括通过LA-ICP-MS对斜锆石进行U-Pb年代学分析,采用扫描电镜(SEM)进行阴极发光(CL)图像摄制以及全岩主量元素和微量元素(包括稀土元素,REEs)分析。全岩Rb-Sr和Sm-Nd同位素分析测试在中国科学技术大学完成。详细的实验过程如下。

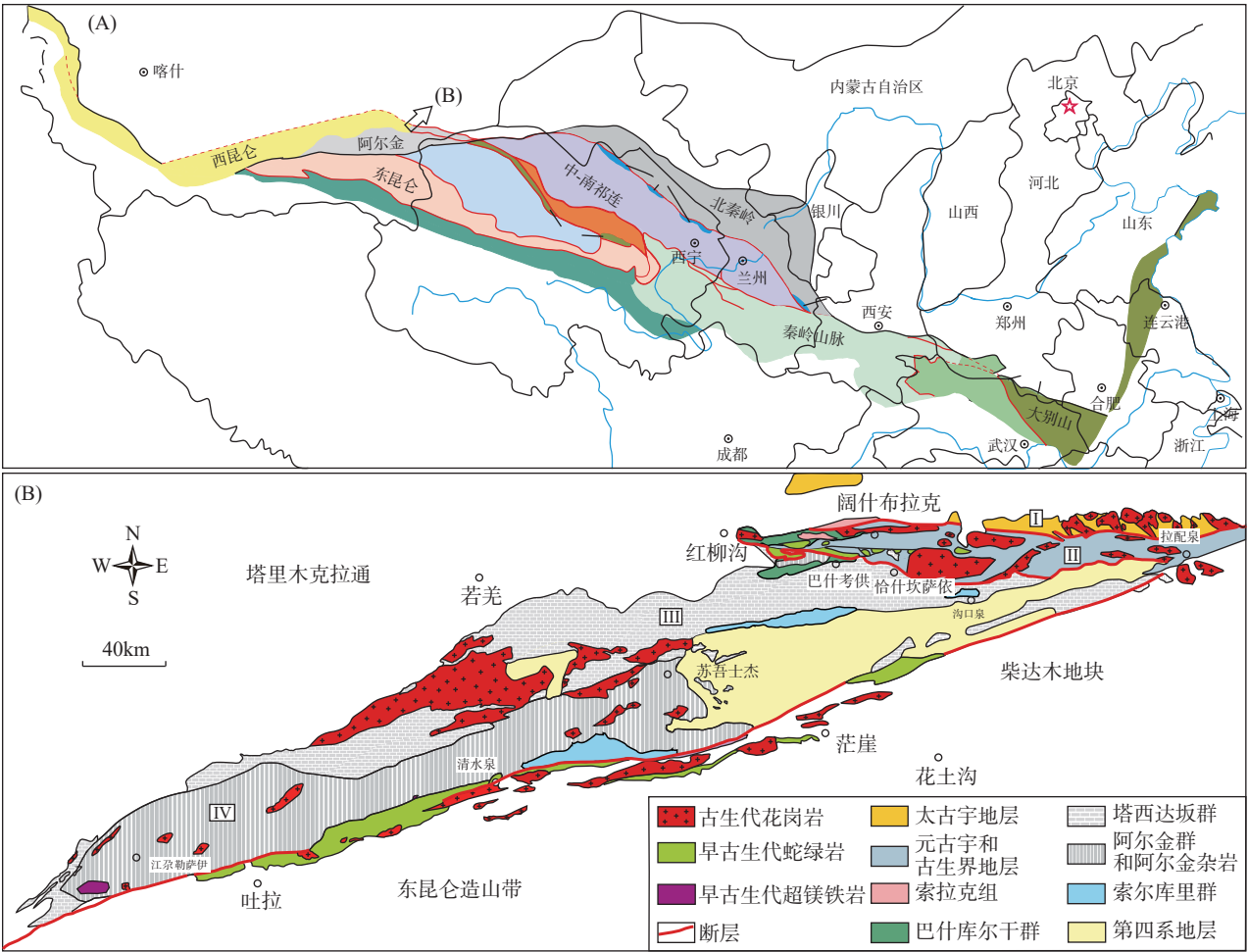


图1 (A) 中央造山带简图, 修改自 Li 等 (2020)^[22]; (B) 阿尔金造山带地质简图, 修改自 Liu 等 (2012)^[26] (I: 阿北太古宙地块; II: 北阿尔金俯冲-增生杂岩带; III: 阿中地块; IV: 南阿尔金俯冲-碰撞杂岩带)

Fig. 1 (A) Sketch map showing the location of the Altun Orogen in the central Orogenic Belt of China, modified after Li et al (2020)^[22]; (B) Geological map of the Altun Orogen, modified after Liu et al (2012)^[26]. I—Archean North Altun Block; II—North Altun subduction-accretionary complex; III—Central Altun Block; IV—South Altun subduction-collision complex.

表 1 阿尔金造山带前寒武纪基性-超基性岩浆记录

Table 1 Precambrian basic-ultrabasic magmatic records in the Altun Orogen.

构造单元	岩性	年龄 (Ma)	分析方法	构造环境 (地化属性)	数据来源
北阿尔金俯冲-增生杂岩带	变玄武岩	2270±39	Sm-Nd 等时线	OIB	沟口泉幅 1:5 万区调报告 (2010)
	变辉长岩	1932±240	Sm-Nd 等时线	/	沟口泉幅 1:5 万区调报告 (2010)
	玄武岩	775±14	SHRIMP 锆石 U-Pb	原特提斯洋初始扩张	赵恒乐等 (2011) ^[20]
	双峰式火山岩	750±5	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	大陆裂谷	刘函等 (2012) ^[21]
	辉绿岩	739±15	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	大陆裂谷	Li 等 (2020) ^[22]
阿中地块	辉绿岩	742±19	SHRIMP 斜锆石 U-Pb	大陆裂谷	Li 等 (2020) ^[22]
	变玄武岩	1818±25	SHRIMP 锆石 U-Pb	蛇绿岩套	沟口泉幅 1:5 万区调报告 (2010)
	斜长岩	1889±27			
	变辉长岩	1869±27			
	变辉长岩	1836±40			
南阿尔金俯冲-碰撞杂岩带	变辉长岩	1836±46	SHRIMP 锆石 U-Pb	/	Li 等 (2015) ^[23]
	榴辉岩	780(精度未提供)			
	中性-镁铁质变质火山岩	763±17(原岩年龄)			
	榴辉岩	754±9(原岩年龄)			
	榴辉岩	752±7(原岩年龄)	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	/	张建新等 (2015) ^[24]
	榴辉岩	752±7(原岩年龄)	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	/	Liu 等 (2007) ^[25]
	榴辉岩	752±7(原岩年龄)	LA-ICP-MS 锆石 U-Pb	/	Liu 等 (2012) ^[26]

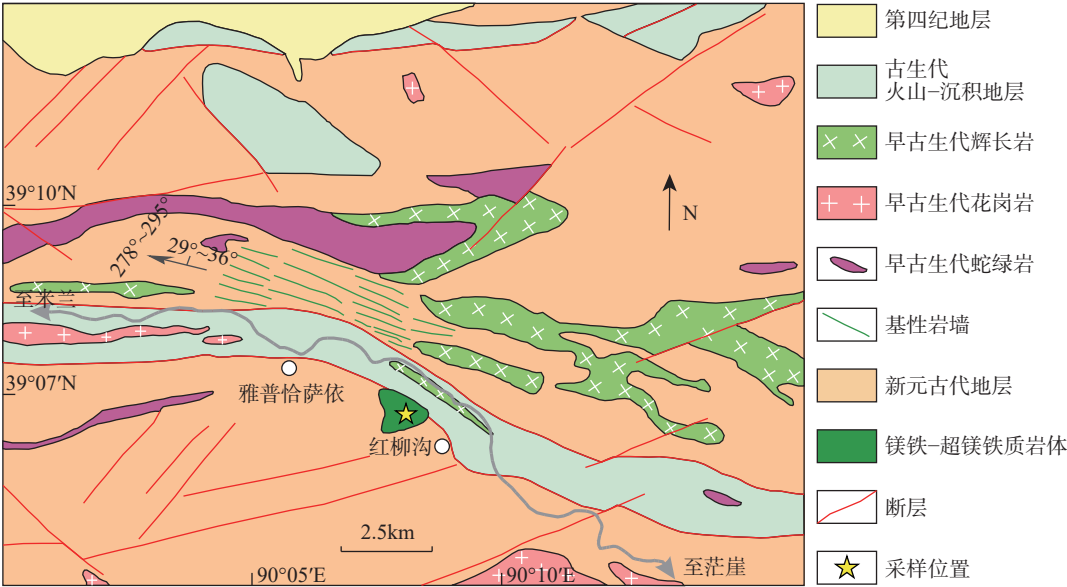
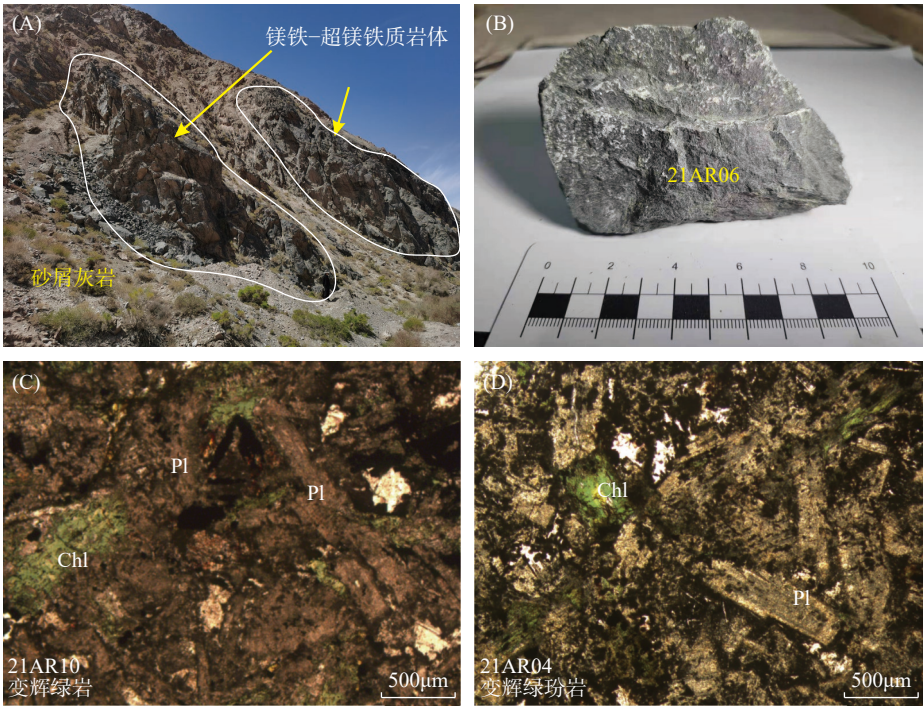


图2 阿尔金造山带红柳沟地区地质简图

Fig. 2 Simplified geological map of the Hongliugou area in the Altun Orogen.



A 和 B 是红柳沟基性-超基性岩体在前寒武纪基底岩石中的产出状态; C 和 D 是变辉绿 (玢) 岩, 残存有辉绿结构, 主要由斜长石和暗色矿物组成, 暗色矿物粒径约 0.24~1.00mm, 呈他形粒状、绿色, 可能由单斜辉石蚀变而来, 强烈绿泥石化、绿帘石化、碳酸盐化, 充填于斜长石空隙中。Pl: 斜长石; Chl: 绿泥石。

图3 北阿尔金红柳沟地区基性-超基性岩体的野外照片和显微照片

Fig. 3 Field photographs and photomicrographs of the Hongliugou basic-ultrabasic body in North Altun Orogen. (A) and (B): Field occurrences of the Hongliugou basic-ultrabasic body, intruded into Precambrian basement rocks. (C) and (D): Medium- to coarse-grained metadiabase with remaining ophitic texture, consisting mainly of plagioclase and dark minerals. Dark minerals are about 0.24–1.00mm in size, green, occurring in the gaps of plagioclase grains with xenomorphic granular texture. They are the products of alteration of clinopyroxene. Pl: Plagioclase; Chl: Chlorite.

2.1 全岩主量元素分析

遵循 Demetriades 等 (2022)^[27] 和国家标准《硅酸盐岩石化学分析方法 第 28 部分: 16 个主量成分测定》(GB/T 14506.28—2010), 包括样品预处理和分析步骤。首先, 取 0.5g 样品在 105℃ 烘箱中干燥 2h, 然后与 5.0g 助熔剂混合 (成分为 45% LiB_4O_7 、10% LiBO_2 和 5% LiF), 放入铂坩埚中, 在 1050℃ 下熔化 10min。熔化后冷却坩埚, 脱模并标记样品, 存放于干燥器中, 采用 XRF 进行分析, 分析结果以 SiO_2 、 TiO_2 、 Al_2O_3 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 、 MnO 、 MgO 、 CaO 、 Na_2O 、 K_2O 和 P_2O_5 的质量分数表示。

由于 XRF 分析无法区分铁的价态, 样品中铁含量以总铁 ($\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$) 表示, 而 FeO 含量则根据国家标准方法《硅酸盐岩石化学分析方法 第 14 部分: 氧化亚铁量测定》(GB/T 14506.14—2010), 采用重铬酸钾滴定法确定。此外, 根据《硅酸盐岩石化学分析方法 第 34 部分: 烧失量的测定 重量法》(GB/T 14506.34—2019) 测定样品的烧失量 (LOI)。主要操作步骤为: 将 200mg 样品放入坩埚中, 加热至 1000℃ 保持 1h, 冷却后重新称量。

2.2 全岩微量元素和稀土元素分析

依据国家标准方法《硅酸盐岩石化学分析方法 第 30 部分: 44 个元素量测定》(GB/T 14506.30—2010), 首先将 200 目样品粉末在 105℃ 烘箱中干燥 12h。接着, 称取 50mg 干燥样品放入聚四氟乙烯消化坩埚中, 缓慢加入 1mL 优级纯硝酸和 1mL 优级纯氢氟酸。将坩埚放入钢套中, 密封后在 190℃ 烘箱中加热超过 24h。冷却后, 打开坩埚, 置于 140℃ 电热板上蒸发, 加入 1mL 优级纯硝酸再次蒸发, 然后加入 1mL 优级纯硝酸、1mL 超纯水和 1mL $1\mu\text{g/g}$ 铟内标溶液。再次密封坩埚, 于 190℃ 烘箱中加热超过 12h。最后, 将溶液转移到聚乙烯瓶中, 用 2% 稀硝酸稀释至 100g, 通过 ICP-MS 进行微量元素和稀土元素分析。

2.3 斜锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素定年分析

激光剥蚀过程中, 采用氦气作载气、氩气为补偿气以调节灵敏度, 二者在进入等离子体 (ICP) 之前通过一个 T 形接头混合。每个时间分辨分析数据包括大约 10s 的空白信号、40s 的样品信号和 10s 的吹扫信号。对分析数据的离线处理 (包括对样品和空白信号的选择、仪器灵敏度漂移校正、元素含量及 U-Th-Pb 同位素比值和年龄计算) 采用 Iolite 4^[28] 完成。U-Pb 同位素定年中采用斜锆石标准 Phalaborwa^[29] 作外标进行同位素分馏校正, 采用实验室内部标准

PZH^[30] 监控方法重现性。对于与分析时间有关的 U-Th-Pb 同位素比值漂移, 利用 Phalaborwa 采用内插法进行了校正。斜锆石样品的 U-Pb 年龄谐和图绘制和年龄权重平均计算均采用 Isoplot 3.00^[31] 完成。详细过程和注意事项请参考李艳广等 (2015)^[32] 和 Li 等 (2020)^[22]。

2.4 全岩 Sr、Nd 同位素分析

2.4.1 样品消解

①将样品粉末 (200 目) 放入烘箱中, 在 105℃ 下烘干 12h; ②准确称取 50~200mg 样品粉末, 放入聚四氟乙烯坩埚中; ③在聚四氟乙烯坩埚中加入 1~3mL 硝酸和 1~3mL 氢氟酸; ④将聚四氟乙烯坩埚放入不锈钢压力套中, 在烘箱中加热至 190℃ 以上, 保持超过 24h; ⑤冷却后, 打开聚四氟乙烯坩埚, 将其放在电热板上加热至 140℃, 蒸发至即将干燥, 加入 1mL 硝酸, 再次蒸发至干燥; ⑥将样品溶解在 1.5mL 2.5mol/L 盐酸中。

2.4.2 Rb、Sr 同位素分离和检测

①使用阳离子交换树脂从基质元素中分离 Rb、Sr 和轻至中等稀土元素 (LREEs)。②使用萃取色谱法从 LREEs 中分离 Sm 和 Nd 元素。③上机检测: 采用 MC-ICP-MS 进行 Sr-Nd 同位素分析。尽管法拉第杯的配置、灵敏度要求以及仪器校准和质量控制监测的参考物质有所不同, 但是校正质量偏离的基本原则类似。数据处理使用⁸⁸Sr/⁸⁶Sr、¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd 比值进行校正。同位素分析具体细节参见表 2。

3 实验结果

3.1 斜锆石 U-Pb 年龄

变辉绿玢岩样品 21AR13 中的斜锆石晶体为无色到浅金黄色透明颗粒, 自形到半自形, 棱柱状或支离破碎的板片状, 发育聚片双晶, 长度 10~100 μm , 长宽比从 1:1 到 3:1 (图 4)。阴极发光图像呈浅灰色到黑色、平直条带状分区, 部分颗粒显示出明显的变质边 (图 4)。斜锆石 LA-ICP-MS U-Pb 同位素定年结果列于表 3。

本文对 16 颗斜锆石颗粒进行了测试, 其中 5 个测点 (点 5、6、8、14 和 15) 由于存在裂隙或包裹体, 信号出现异常从而被舍弃。11 个测点在谐和图中呈不一致线展布, 得到与谐和线的上交点年龄为 $748\pm 87\text{Ma}$ (MSWD=0.39, $N=11$) (图 4), 被解释为该变辉绿玢岩的侵位年龄。

3.2 全岩主量和微量元素

13 个变辉绿 (玢) 岩样品主量元素和微量元素

表 2 Rb-Sr、Sm-Nd 同位素分析方法要点

Table 2 Key points of Rb-Sr and Sm-Nd isotope analytical methods.

元素	法拉第杯配置	样品锥和截取锥配置	灵敏度要求	参考物质	质量歧视校正	信号采集
Sr	$^{83}\text{Kr}^+$, $^{167}\text{Er}^+$, $^{84}\text{Sr}^+$, $^{85}\text{Rb}^+$, $^{86}\text{Sr}^+$, $^{173}\text{Yb}^+$, $^{87}\text{Sr}^+$, $^{88}\text{Sr}^+$	X 截取锥和 Jet 样品锥	NIST SRM 987 的 ^{88}Sr 信号 应大于 4.0V	Sr 溶液单标用于仪器调谐, NIST SRM 987 用于监控实验 重复率和精准度	$^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 内标: 8.375209	10 blocks of 10 cycles, 分析时间: ~ 7min
Nd	$^{142}\text{Nd}^+$, $^{143}\text{Nd}^+$, $^{144}\text{Nd}^+$, $^{145}\text{Nd}^+$, $^{146}\text{Nd}^+$, $^{147}\text{Sm}^+$, $^{148}\text{Nd}^+$, $^{149}\text{Sm}^+$, $^{150}\text{Nd}^+$	H 截取锥和 样品锥	JNdi-1 的 ^{144}Nd 信号 应大于 2.5V	Nd 溶液单标用于仪器调谐, JNdi-1 用于监控实验重复率和精准度	$^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 内标: 0.7219	10 blocks of 10 cycles, 分析时间: ~ 7min

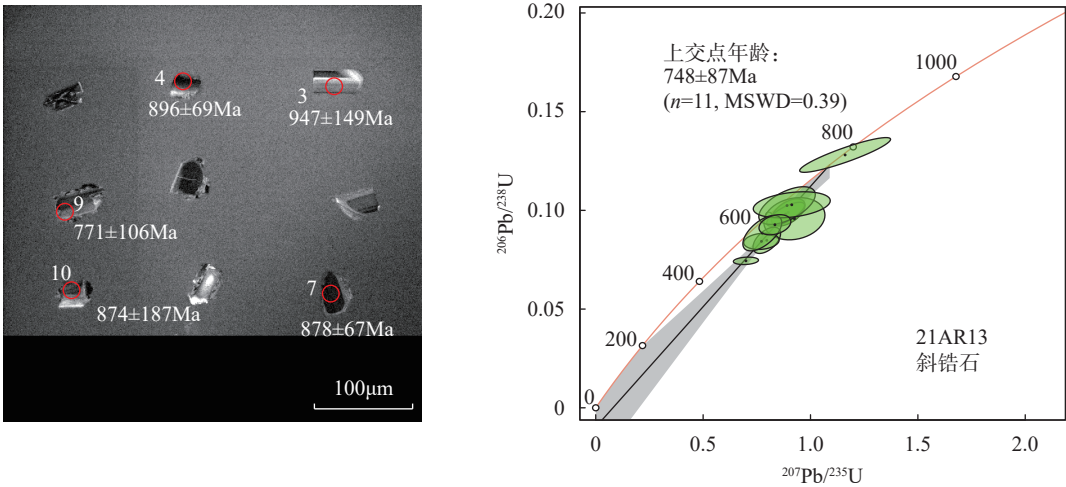


图4 北阿尔金红柳沟地区变辉绿玢岩样品 21AR13 的斜锆石 U-Pb 分析数据的谐和图, 以及斜锆石代表性颗粒的 CL 图像 (图中代表性晶体的 CL 图像中的圆圈表示 LA-ICP-MS 分析点位)

Fig. 4 U-Pb CL images of representative zircons from Hongliugou metadiabase rock sample 21AR13 in North Altun Orogen and analytical data (concordial diagrams). Circles in the CL images of representative crystals show the locations of LA-ICP-MS U-Pb zircon analyses.

分析数据分别列于表 4 和表 5。通过野外和岩石岩相学观察, 这些样品经历了不同程度的低级变质作用改造 (图 4)。测试结果显示, 红柳沟地区出露的基性岩含有不同的 SiO_2 含量 (49.60% ~ 55.57%)、 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 含量 (10.18% ~ 19.24%)、 Al_2O_3 含量 (12.95% ~ 17.03%)、 MgO 含量 (4.25% ~ 7.76%) 和 TiO_2 含量 (1.21% ~ 3.14%) (去除烧失量后重新进行了归一化), $\text{Mg}^\#$ 变化于 19 ~ 34 之间 (表 4)。在 $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb}/\text{Y}$ 图解中, 所有样品均落在亚碱性玄武岩区域, 并在 $\text{TiO}_2\text{-FeOT}/\text{MgO}$ 图解中显示出拉斑玄武岩趋势 (图 5)。除了 21AR08 以外, 其他样品的 Ti/Y 比值较为集中, 并具有相对较低的 Sm/Yb 比值 (0.80 ~ 1.57)。

所有样品均具有较低含量的 Cr 元素 (10.6 ~ 38.2 $\mu\text{g/g}$) 和 Ni 元素 (26.6 ~ 58.7 $\mu\text{g/g}$) (表 4)。具有一致的球粒陨石标准化稀土配分模式, 且不同程度地

富集轻稀土元素 ($[\text{La}/\text{Yb}]_{\text{N}}=2.28 \sim 4.53$ [下角标 N 指采用 Sun 等 (1989) ^[35] 给出的球粒陨石标准化值], 轻微地亏损重稀土元素 ($[\text{Gd}/\text{Yb}]_{\text{N}}=0.91 \sim 1.52$; 均值为 1.11), 同时存在中等程度的 Eu 负异常 ($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.76 \sim 1.18$) (图 6)。在原始地幔标准化蛛网图解中, 这些岩石样品普遍富集 Th、U、LREEs、Zr 和 Hf 元素, 亏损 Nb、Ta 元素。

3.3 全岩 Sr、Nd 同位素

所有样品的全岩 Sr、Nd 同位素测试结果列于表 6, 本文采用 750Ma 来计算初始比值。结果显示, 本次研究的基性岩样品具有较为均一的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值 (-0.82 ~ 1.19) 和分散的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初始比值 (0.7050 ~ 0.7103)。样品的 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值落在 OIB 的区间, 而 Sr 同位素比值呈现出显著富集的趋势 (图 7), 这可能是由于岩石遭受后期改造所致。

表 3 红柳沟变辉绿玢岩样品 21AR13 的 LA-ICP-MS 斜锆石 U-Pb 定年分析结果

Table 3 LA-ICP-MS U-Pb analytical results for baddeleyite from the Hongliugou metadiabase porphyrite 21AR13.

样品编号	测试编号	U 含量 (μg/g)	Pb 含量 (μg/g)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U (比值±1s)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U (比值±1s)	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb (比值±1s)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U 年龄 (Ma)±1s	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U 年龄 (Ma)±1s	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 年龄 (Ma)±1s	Disc. (%)
Phalaborwa	002PHA01.D	815	732	6.5632±0.0989	0.3737±0.0051	0.1273±0.0017	2057±15	2046±24	2058±23	0.55
	010PHA01.D	805	690	6.7853±0.1055	0.3843±0.0045	0.1270±0.0015	2083±14	2096±21	2055±21	-1.97
	018PHA01.D	848	568	6.4918±0.0882	0.3697±0.0045	0.1275±0.0016	2048±14	2028±21	2062±21	1.69
	028PHA01.D	829	657	6.6786±0.1418	0.3824±0.0084	0.1271±0.0018	2068±19	2086±39	2056±24	-1.46
PZH	003PZH01.D	1805	134	0.2826±0.0127	0.0391±0.0006	0.0523±0.0019	253±10	247±4	290±80	2.09
	011PZH01.D	6479	415	0.2923±0.0113	0.0371±0.0009	0.0569±0.0023	260±9	235±5	482±91	10.83
	019PZH01.D	2304	118	0.3002±0.0146	0.0423±0.0011	0.0548±0.0020	266±11	267±7	398±83	-0.30
	029PZH01.D	4519	221	0.3218±0.0437	0.0396±0.0025	0.0669±0.0131	282±33	250±15	734±329	12.58
21AR13	004A1301.D	960	173	0.8959±0.0322	0.0990±0.0028	0.0666±0.0021	649±17	608±17	815±66	6.67
	005A1302.D	1595	269	0.8842±0.0361	0.0980±0.0025	0.0666±0.0018	642±19	603±15	820±57	6.54
	006A1303.D	651	111	0.9251±0.0581	0.0958±0.0044	0.0715±0.0051	663±31	589±26	947±149	12.56
	007A1304.D	919	117	0.6993±0.0239	0.0744±0.0008	0.0691±0.0023	538±14	463±5	896±69	16.25
	013A1307.D	791	118	0.7965±0.0263	0.0848±0.0027	0.0687±0.0022	594±15	525±16	878±67	13.22
	015A1309.D	1516	221	0.8908±0.0538	0.1024±0.0039	0.0650±0.0032	646±29	629±23	771±106	2.81
	016A1310.D	746	102	0.9128±0.0733	0.1028±0.0027	0.0680±0.0062	657±39	631±16	847±187	4.16
	020A1311.D	2785	394	1.1612±0.0866	0.1281±0.0036	0.0739±0.0085	782±41	777±21	1032±233	0.70
	021A1312.D	1221	158	0.7716±0.0337	0.0843±0.0017	0.0673±0.0030	580±19	522±10	834±97	11.15
	022A1313.D	1330	191	0.7756±0.0370	0.0885±0.0037	0.0638±0.0026	582±21	546±22	724±85	6.55
	025A1316.D	1648	213	0.8343±0.0303	0.0927±0.0021	0.0680±0.0025	615±17	572±12	861±78	7.67

注: Disc.为不谐和度 (Discordance), 计算公式为: Disc. (%)=100×[(²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄 - [²³⁸U/²⁰⁶Pb 年龄])/(²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb 年龄)].

表 4 红柳沟变辉绿 (玢) 岩主量元素含量 (%)

Table 4 Whole-rock major elements (%) compositions for the Hongliugou metadiabase porphyrite.

主量 元素	检出限	辉长岩		超镁基岩		辉绿岩 Diabase									
		标准 GSR-10	标准 DZΣ2	21AR01	21AR02	21AR03	21AR04	21AR05	21AR06	21AR07	21AR08	21AR09	21AR10	21AR11	21AR13
SiO ₂	0.01	35.6	37.5	47.8	49.1	46.7	51.8	51.1	50.2	49.8	47.1	49.5	49.5	49.1	47.7
TiO ₂	0.01	7.66	<0.01	1.20	1.24	1.09	1.22	1.19	1.18	1.44	2.98	1.82	1.32	1.31	1.37
Al ₂ O ₃	0.01	14.2	0.2	13.4	13.9	12.0	12.1	12.5	14.0	15.3	13.1	12.1	14.2	13.9	15.6
Fe ₂ O ₃	0.01	10.0	5.18	2.44	2.25	2.16	1.81	2.66	2.19	1.99	3.17	2.6	2.09	2.37	1.62
FeO	0.01	13.1	/	13.4	12.4	11.9	10.0	14.6	12.0	10.9	17.5	14.3	11.5	13.0	8.9
MnO	0.01	0.19	0.09	0.18	0.16	0.18	0.15	0.1	0.16	0.17	0.13	0.17	0.19	0.14	0.15
MgO	0.01	5.22	38.3	6.2	6.15	5.65	5.97	5.54	7.24	5.42	5.32	3.96	5.35	6.27	4.65
CaO	0.01	9.90	1.79	5.41	4.25	8.95	7.32	2.81	3.08	5.18	2.94	6.58	5.38	4.53	7.49
Na ₂ O	0.01	2.10	0.03	2.74	3.44	2.38	3.44	3.37	3.73	3.10	2.92	2.49	3.20	4.42	3.54
K ₂ O	0.01	0.14	0.01	1.19	1.51	0.78	0.68	1.37	1.00	1.60	2.09	1.49	1.71	1.28	1.63
P ₂ O ₅	0.01	0.02	<0.01	0.11	0.12	0.1	0.11	0.12	0.11	0.14	0.13	0.17	0.12	0.11	0.13
LOI	0.01	0.28	14.78	5.96	5.64	8.26	5.51	4.84	5.22	5.05	2.8	4.93	5.40	3.60	7.23
Total	/	98.3	97.9	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg#	/	/	/	28.4	29.9	29.0	34.0	24.6	34.1	29.9	20.8	19.3	28.6	29.3	31.0

注: Mg#=100×[Mg²⁺/(Mg²⁺+Fe²⁺)].

4 讨论

4.1 阿尔金红柳沟基性-超基性岩体的形成时代

本课题组对阿尔金红柳沟地区出露的基性-超基性岩开展了定年研究, 根据斜锆石 U-Pb 年代学测定结果, 得出该套岩石中基性组分 (变辉绿玢岩) 的

侵位年龄为 748±87Ma。因此, 本文认为该基性-超基性岩形成于新元古代 (~ 750Ma), 与该地区出露的基性岩墙群 (Li 等, 2020; ~ 740Ma)^[22] 时代接近, 可能形成于相同的大地构造背景。

4.2 岩石蚀变对地球化学的影响

根据野外和岩相学观察, 红柳沟变辉绿 (玢) 岩

表 5 红柳沟变辉绿(玢)岩微量元素含量 (μg/g)

Table 5 Whole-rock trace elements (μg/g) compositions for the Hongliugou metadiabase porphyrite.

痕量元素	检出限	辉长岩	超镁基岩	变辉绿(玢)岩											
		标准	标准	21AR01	21AR02	21AR03	21AR04	21AR05	21AR06	21AR07	21AR08	21AR09	21AR10	21AR11	21AR13
		GSR-10	DZΣ2												
Cu	0.25	30.8	4.79	16.8	24.5	40.3	13.8	51.7	16.2	29.6	39.9	45.1	234	32.3	269
Pb	0.01	4.65	2.46	7.09	5.09	9.24	8.75	9.69	6.18	7.44	16.20	12.20	6.94	8.48	8.02
Zn	0.03	121	45.3	143	139	129	150	109	108	123	235	190	106	178	250
Cr	0.50	13.2	2700	30.2	36.2	31	24.4	31.8	38.2	37.1	11.5	10.6	21.2	30.1	37.7
Ni	0.33	71.6	2260	49.9	52.2	40.6	31.5	49.4	53.3	56.7	26.6	30.6	32.8	42.0	58.7
Co	0.05	88.7	97.7	62.7	67.7	47.9	52.7	62	53	44.4	70.8	57.1	45.4	53.8	45.9
Cs	0.27	0.14	0.09	1.06	1.32	0.49	0.82	2.75	1.44	1.99	2.41	1.59	2.20	1.61	2.01
Ba	0.12	97.9	10.9	167	304	117	116	171	163	331	277	300	268	194	372
V	0.67	777	23.9	425	429	365	379	423	388	360	685	566	388	480	363
Nb	0.06	8.86	0.36	7.85	8.05	7.06	7.78	7.51	7.02	10.2	11.7	11.8	8.08	7.80	10.5
Ta	/	0.69	0.12	1.11	0.91	0.93	0.94	0.93	0.74	0.87	1.19	1.15	0.81	0.82	0.89
Zr	0.25	28.8	1.59	99.6	104	89.5	97.7	101	93.1	141	135	153	106	105	143
Hf	0.12	0.74	0.06	2.97	3.02	2.58	2.89	3.04	3.01	4.10	4.08	4.83	3.46	3.23	4.17
Be	0.01	1.02	0.02	0.76	0.89	0.64	0.85	0.76	0.70	1.16	1.54	1.16	0.82	0.8	0.79
Ga	0.01	22.9	0.46	20.5	19.2	17.0	17.0	17.3	18.2	22.3	23.2	21.1	18.1	19.8	22.8
Ge	0.01	1.05	0.62	1.40	1.09	1.44	1.53	1.44	1.58	1.35	1.99	1.93	1.23	1.36	1.27
U	0.25	0.07	0.32	0.89	1.01	0.98	0.93	0.9	1.08	1.41	2.05	1.62	1.23	1.06	1.43
Th	0.01	0.31	0.16	3.71	3.76	3.3	3.31	3.23	3.66	4.98	4.43	5.89	4.09	3.96	5.09
La	0.01	1.95	0.24	17.1	11.9	13.0	12.4	11.6	11.4	18.2	15.3	18.3	13.8	12.7	18.2
Ce	0.01	4.35	0.45	31.8	24.7	25.7	25.3	23.3	24.4	35.9	29.5	41.1	27.9	24.9	36.5
Pr	0.01	0.87	0.05	4.37	3.31	3.52	3.46	3.40	3.33	5.15	4.15	5.52	4.06	3.40	5.25
Nd	0.01	4.15	0.21	14.1	13.2	13.2	13.000	11.9	12.4	19.4	15.4	20.6	14.8	12.7	18.6
Sm	0.00	1.28	0.03	3.69	3.58	3.50	3.33	3.12	3.47	5.24	4.24	5.30	4.12	3.20	4.52
Eu	0.01	0.81	0.01	1.61	1.17	1.01	1.08	0.98	1.05	1.47	1.43	1.62	1.18	1.19	1.21
Gd	0.00	1.43	0.35	4.72	4.34	4.26	5.07	4.08	4.52	5.99	5.60	6.83	5.31	4.37	5.30
Tb	0.00	0.22	0.00	0.91	0.85	0.80	0.78	0.72	0.82	1.01	0.96	1.28	0.95	0.83	0.87
Dy	0.00	1.24	0.03	5.67	5.82	5.51	4.90	4.90	5.64	6.40	7.08	8.66	6.22	5.88	5.24
Ho	0.00	0.23	0.01	1.18	1.12	1.12	0.98	1.04	1.10	1.20	1.43	1.71	1.24	1.20	1.03
Er	0.00	0.49	0.01	3.74	3.55	3.66	3.18	3.44	3.66	3.76	4.36	5.60	3.95	3.89	3.12
Tm	0.01	0.08	0.00	0.55	0.52	0.51	0.49	0.49	0.50	0.50	0.61	0.81	0.54	0.52	0.39
Yb	0.00	0.39	0.01	3.65	3.56	3.56	3.37	3.59	3.58	3.51	4.80	5.62	3.72	3.99	2.88
Lu	0.01	0.06	0.00	0.57	0.58	0.53	0.54	0.53	0.56	0.48	0.70	0.87	0.58	0.58	0.41
Y	0.01	5.59	0.17	31.30	29.20	27.90	24.30	22.80	26.30	28.80	31.60	42.30	29.70	28.30	25.80

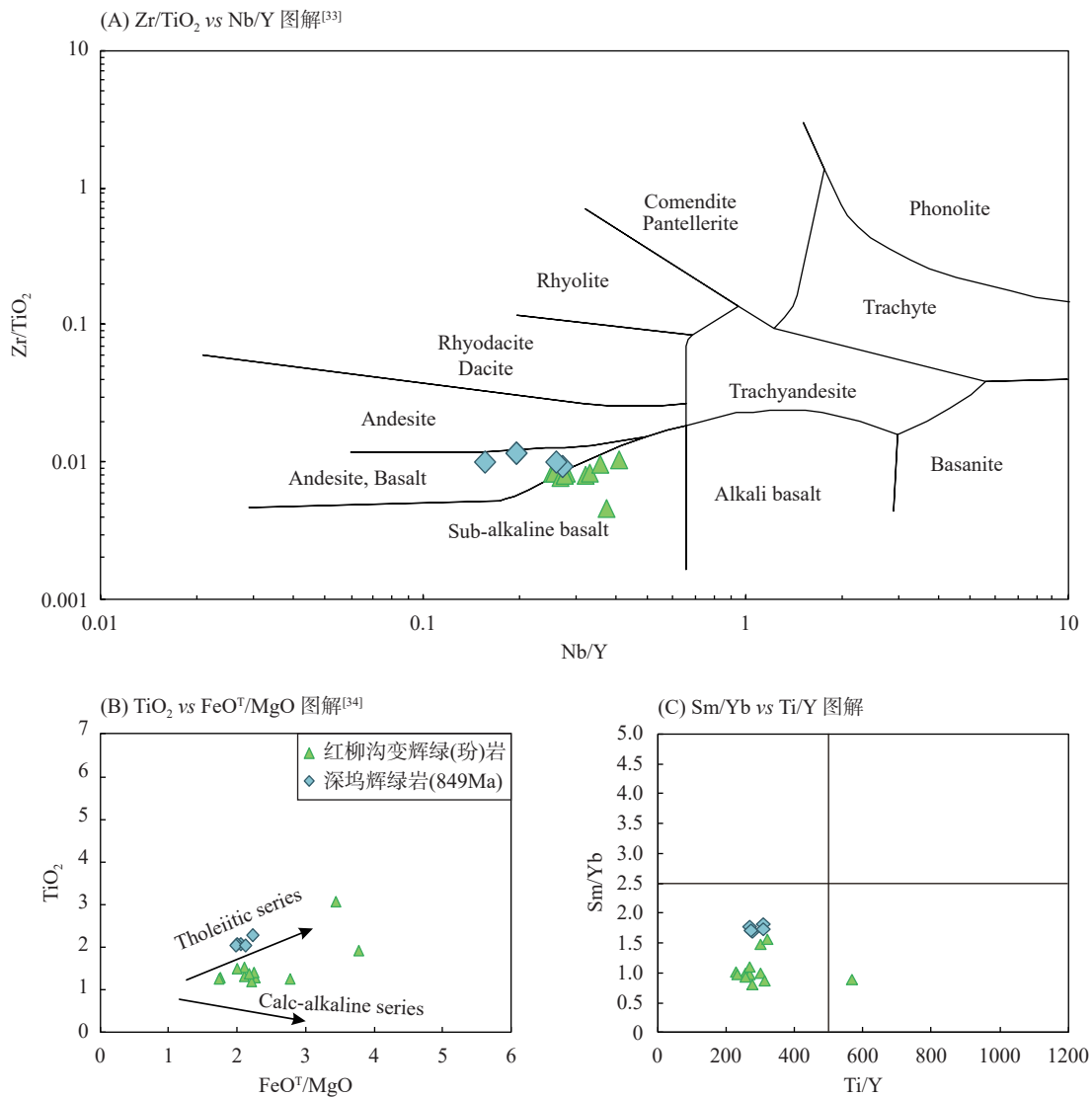
经历了低级变质作用。这种变质可能会对活动元素(如 K、Na 和 Rb)的含量产生影响,但稀土元素和过渡组元素可能不受影响^[38-40]。因此,在解释红柳沟变辉绿(玢)岩样品的地球化学数据之前,应该客观地评估后期蚀变对主微量元素的影响。通常使用主量元素和微量元素与烧失量(LOI)或锆元素之间的相关性来评估。对于红柳沟变辉绿(玢)岩样品而言,主量元素(除 CaO 以外)和微量元素(除 V 以外)与 LOI 之间的相关性并不显著($r<0.65$,且大部分 $r<0.5$),这意味着这些元素在变质过程中并不活跃。此外,通过分析 Ba、Cr、Ni、REEs 和高场强元素(HFSEs)与 Zr 之间的密切相关性,也可以证实这一点。因此,红柳沟变辉绿(玢)岩样品的主量元素

(如 TiO₂、Al₂O₃、MgO 和 FeO^T)以及微量元素(如 Ba、Cr、Ni、REEs 和 HFSEs)可以用于岩石分类和岩石成因讨论。

4.3 分离结晶和堆晶作用

地幔部分熔融产生的初始熔浆一般含有高含量的镍元素(300~400μg/g)和铬元素(300~500μg/g),以及较高的镁指数(68~76)^[41-42]。红柳沟地区出露的变辉绿(玢)岩中含有相对较低的镍元素(26.6~58.7μg/g)和铬元素(10.6~38.2μg/g),以及较低的镁指数(19~34)(表 4),这表明这些岩石的岩浆经历了显著的结晶分异过程。

哈克图解显示北阿尔金红柳沟地区的变辉绿(玢)岩和该地区附近的雅普恰萨依基性岩墙样



(A) Zr/TiO_2 vs Nb/Y 图解^[33]; (B) TiO_2 vs FeO^T/MgO 图解^[34]; (C) Sm/Yb vs Ti/Y 图解。华南克拉通新元古代中期深坞辉绿岩数据来自 Li 等 (2008)^[7]。

图5 北阿尔金红柳沟地区变辉绿(玢)岩样品化学图解

Fig. 5 (A) Zr/TiO_2 vs Nb/Y ^[33], (B) TiO_2 vs FeO^T/MgO ^[34] and (C) Sm/Yb vs Ti/Y diagrams for the Hongliugou metadiabase rocks in North Altun Orogen. Data for the mid-Neoproterozoic Shenwu diabase are from Li, et al (2008)^[7].

品^[22]的岩浆分离结晶过程类似。在 Al_2O_3 - MgO 和 CaO/Al_2O_3 - MgO 图解(图8中A和B)中,显示出明显的单斜辉石结晶分离。 $FeOT$ 和 MgO 的正相关关系(图8C)表明存在橄榄石的结晶分离。 Ni - Cr 和 V - Cr 图解(图8中E和F)显示这些变辉绿(玢)岩样品的岩浆经历了由单斜辉石主导的结晶分异过程。全岩元素含量中不存在中稀土元素(MREEs)的亏损(图7A),说明可以忽略角闪石的分离结晶。因此认为,在红柳沟地区出露的变辉绿(玢)岩的成岩过程中,岩浆经历了单斜辉石、斜长石和少量橄榄石的结晶分异过程。

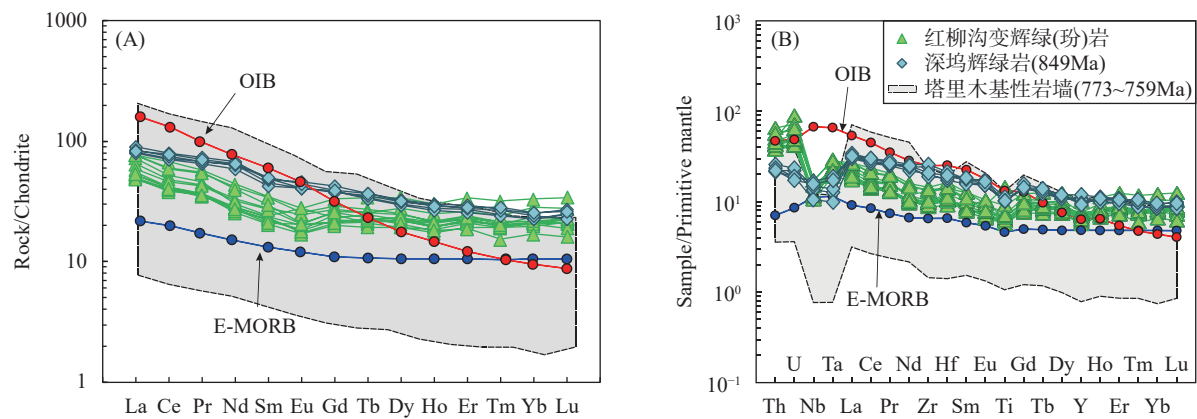
4.4 岩浆来源

本次研究的样品具有岛弧型的微量元素特征,分散的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 初始比值(0.7050~0.7103)和较为均一的 $\epsilon_{Nd}(t)$ 值(-0.82~1.19),这表明它们来自于受改造的岩石圈地幔。在 Nb/Th - Nb/La 和 Th/Yb - Nb/Yb 图解(图9中A和B)中显示出地壳混染趋势,且全部偏离了地幔演化线。在 La/Ba - La/Nb 和 Nb/Zr - Th/Zr 图解上(图9中C和D),这些样品显示出受俯冲带作用影响的迹象,这表明大洋沉积物和流体可能对样品的地幔源区进行了显著改造^[44,47]。

稀土元素在含尖晶石或含榴石橄榄岩源区部分

熔融过程中的分配系数差异,使得稀土元素常被用来研究地幔源区的性质^[48-49]。一般而言,岩石中极高的 La/Yb 和 Dy/Yb 比值表明其源自含有石榴石橄榄岩的低程度部分熔融。相反,低的 La/Yb 比值和

均一的 Dy/Yb 比值则表明其源区为含尖晶石的地幔。本次研究中,来自红柳沟地区的基性岩样品显示出较低的 La/Yb 比值(介于 3.18~6.32)和相对稳定的 Dy/Yb 比值(介于 1.36~1.82),这表明其地幔源区可



球粒陨石、原始地幔标准值和 E-MORB、OIB 数据来自 Sun 和 McDonough (1989)^[35]; 华南克拉通深坞地区和塔里木同时代镁铁岩数据来自 Li 等 (2008)^[7] 和 Zhang 等 (2001, 2014)^[36-37]。OIB: 大洋岛玄武岩; E-MORB: 富集洋中脊玄武岩。

图6 北阿尔金红柳沟地区变辉绿(玢)岩样品稀土元素配分图 (A) 和微量元素蛛网图 (B)

Fig. 6 Chondrite-normalized REEs and primitive mantle-normalized multi-element patterns for the Hongliugou metadiabase rocks in North Altun Orogen. Chondrite and primitive mantle normalizing values and E-MORB and OIB data are from Sun and McDonough (1989)^[35]. Data for the Shenwu diabase and Tarim mafic rocks are from Li, et al (2008)^[7] and Zhang, et al (2001, 2014)^[36-37]. OIB: Ocean island basalt; E-MORB: Enriched mid-ocean ridge basalt.

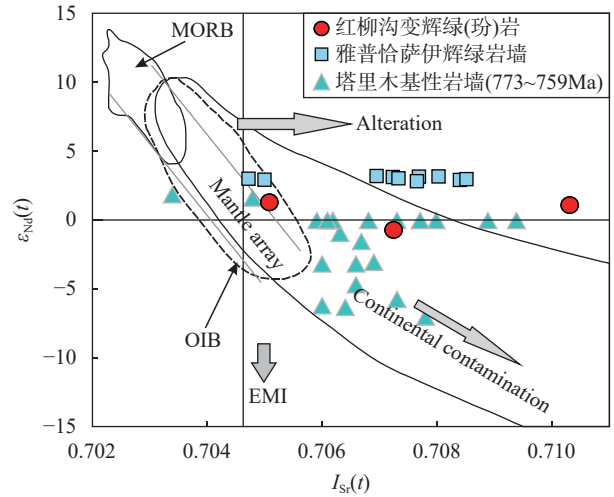
表 6 阿尔金微陆块北侧红柳沟地区变辉绿(玢)岩全岩 Sr-Nd 同位素组成

Table 6 Whole-rock Sr-Nd isotopic data for the Hongliugou metadiabase porphyrite in northern Altun microcontinent.

同位素组成参数	变辉绿(玢)岩		
	21AR05	21AR08	21AR11
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	1.8041	1.6348	1.6142
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7306689	0.7256859	0.7232916
2σ	7.983×10^{-6}	9.203×10^{-6}	1.022×10^{-5}
$I_{\text{Sr}}(t)$	0.71031	0.70724	0.70508
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1651	0.1734	0.1587
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.5124881	0.5124391	0.5124685
2σ	1.816×10^{-5}	1.051×10^{-5}	1.475×10^{-5}
$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$	1826	2287	1692
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(t)$	0.5116191	0.5116191	0.5116191
$\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$	0.94	-0.82	1.19

注: (1) $I_{\text{Sr}}(t)=^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}\times(e^{\lambda T}-1)$, $\lambda_{\text{Rb}}=1.42\times10^{-11}\text{a}^{-1}$;
(2) $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)=\{[^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}\times(e^{\lambda T}-1)]/[^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}]_{\text{CHUR}(0)}-(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}(0)}\times(e^{\lambda T}-1)\}\times10^4$, $\lambda_{\text{Sm}}=6.54\times10^{-12}\text{a}^{-1}$;
(3) $T=750\text{Ma}$, representing intrusive age of the Hongliugou mafic rocks.

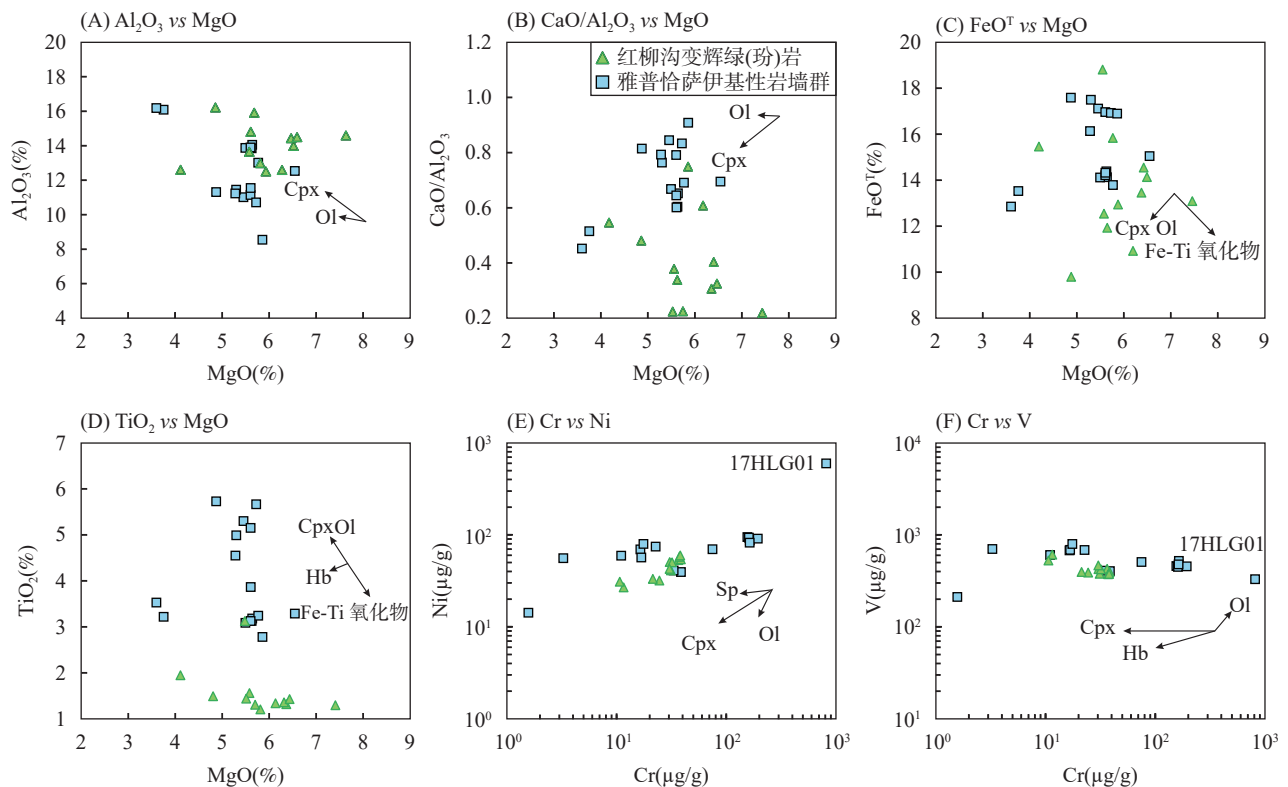
能为尖晶石稳定区。通过稀土元素分馏模拟图解



塔里木基性岩数据来自 Zhang 等 (2001, 2014)^[36-37]。OIB: 洋岛玄武岩; E-MORB: 富集洋中脊玄武岩; EMI: 富集 I 型地幔。

图7 北阿尔金红柳沟地区变辉绿(玢)岩样品 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs $I_{\text{Sr}}(t)$ 投图

Fig. 7 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ vs $I_{\text{Sr}}(t)$ diagram for the Hongliugou metadiabase rocks in North Altun Orogen. Data for the Tarim mafic rocks are from Zhang, et al (2001, 2014)^[36-37]. OIB: Oceanic island basalt; E-MORB: Enriched mid-ocean ridge basalt; EMI: Enriched mantle I.



(A) Al_2O_3 vs MgO ; (B) $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs MgO ; (C) FeO^T vs MgO ; (D) TiO_2 vs MgO ; (E) Cr vs Ni ; (F) Cr vs V . Cpx: 单斜辉石; Ol: 橄榄石; Pl: 斜长石; Hb: 角闪石; Sp: 尖晶石。雅普恰萨伊基性岩墙群数据来自 Li 等 (2020) [22]。

图8 北阿尔金红柳沟地区变辉绿(玢)岩和雅普恰萨伊基性岩墙样品的哈克图解

Fig. 8 Hacker diagrams of (A) Al_2O_3 vs MgO , (B) $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs MgO , (C) FeO^T vs MgO , (D) TiO_2 vs MgO , (E) Cr vs Ni , and (F) Cr vs V for the Hongliugou and Yapuqiasayi mafic rocks in North Altun Orogen. Cpx: Clinopyroxene; Ol: Olivine; Pl: Plagioclase; Hb: Hornblende, Sp: Spinel. Data for Yapuqiasai is from Li, et al (2020) [22].

(图 10A), 发现这些基性岩样品可能源自含有较低含量石榴石 (小于 1%) 的地幔源区, 在这个区域发生了低程度的部分熔融 ($<5\%$)。因此, 可以推断红柳沟地区出露的基性岩的源区可能是含尖晶石的岩石圈地幔, 并且在源区发生了低程度的部分熔融。

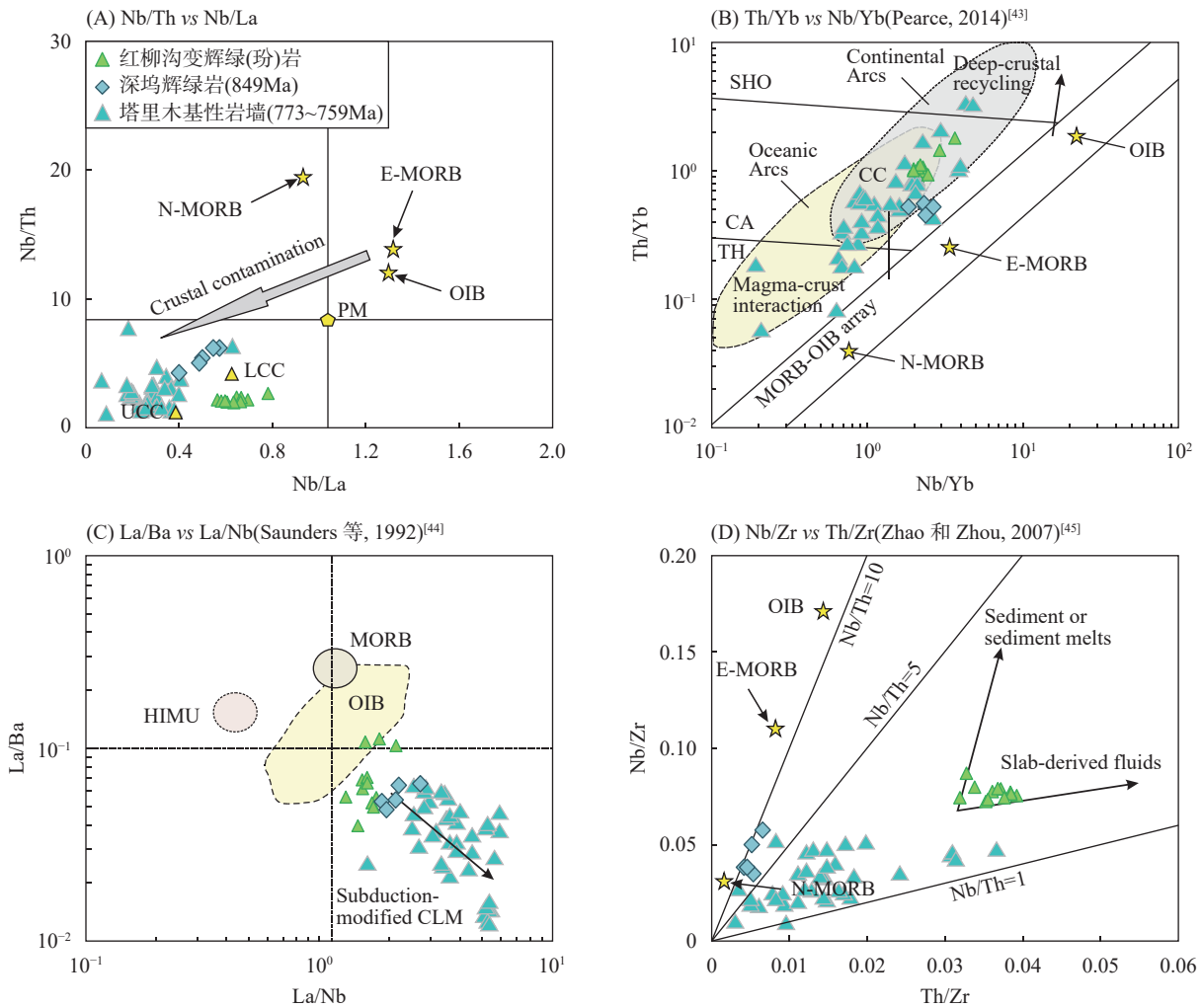
4.5 构造背景

基性岩可形成于威尔逊旋回的各个阶段, 它们的地球化学特征有所差异, 相对于洋中脊和岛弧构造环境, 形成于板内环境的基性岩通常含有较高的 HFSEs (高场强元素) 和 LREEs (轻稀土元素) [53]。

本文对红柳沟地区的基性岩样品进行了地球化学分析。结果显示, 这些样品具有较高的 TiO_2 含量 (1.09% ~ 2.98%), 以及相对较高的 Zr 含量 (90 ~ 153 $\mu\text{g/g}$) 和 Hf 含量 (2.58 ~ 4.83 $\mu\text{g/g}$)。这些特征表明这些岩石可能形成于板内构造环境, 并显示出与俯冲带相关的地球化学特征。样品具有较高的 Zr/Sm 比值 (26 ~ 33; 均值 29) 和 Zr/Y 比值 (3.2 ~ 5.5; 均值 4.0), 这与板内火山岩的地球化学特征相似 (Zr/Sm =

28 ~ 30, $\text{Zr}/\text{Y} > 3.5$)。与岛弧火成岩 ($\text{Zr}/\text{Sm} < 20$, $\text{Zr}/\text{Y} < 3.5$) 和洋中脊火成岩 ($\text{Zr}/\text{Sm} = 28$, $\text{Zr}/\text{Y} = 3$) 相比, 红柳沟基性岩样品显示出明显差异 [35, 50, 53]。 TiO_2 -Zr 和 Zr/Y-Y 图解 (图 10 中 B 和 C) 显示, 大部分样品点位于板内玄武岩的区域内, 同时展示出向火山/岛弧玄武岩过渡的趋势。这与塔里木克拉通的基性岩墙群 [36-37] 以及华南克拉通深坞地区辉绿岩 [7] 的地球化学特征相似。这种相似性可能是由于这些岩石的源区受到俯冲带地幔交代的影响 [36-37]。

因此, 我们认为红柳沟地区形成于 ~ 750Ma 的基性岩产于板内构造环境, 并且源区受到俯冲带地幔交代, 这与该地区时代相近的基性岩墙群 (Li 等, 2020; ~ 740Ma) [22] 有所不同, 尽管二者都形成于板内裂谷期, 然而后者的地幔源区却没有受到俯冲带流体的交代。因此, ~ 750Ma 的基性岩源区受到俯冲带地幔交代的时间可能早于大陆裂谷时期。然而, 关于阿尔金地块的来源仍存在争议。Peng 等 (2019) [54] 根据岩浆作用的相似性, 认为新元古代时



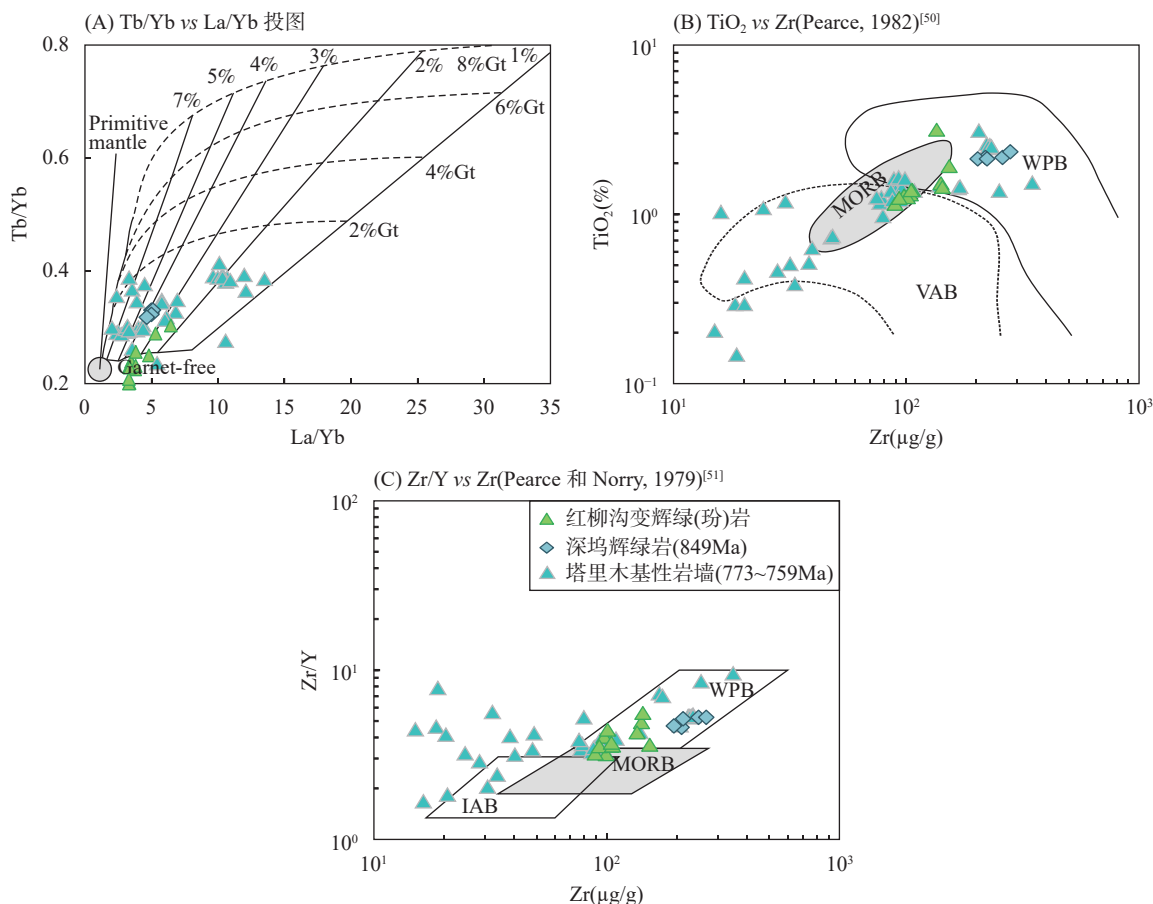
(A) Nb/Th vs Nb/La; (B) Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce, 2014)^[43]; (C) La/Ba vs La/Nb (Saunders 等, 1992)^[44]; (D) Nb/Zr vs Th/Zr (Zhao 和 Zhou, 2007)^[45]. N-MORB、E-MORB、OIB 和原始地幔数据来自 Sun 和 McDonough (1989)^[35], 下地壳 (LCC) 和上地壳 (UCC) 数据来自 Rudnick 和 Gao (2003)^[46]; 华南克拉通深湾地区和塔里木同时代镁铁岩数据来自 Li 等 (2008)^[7] 和 Zhang 等 (2001, 2014)^[36-37]. CC: 大陆地壳混染; MORB: 洋中脊玄武岩; N-MORB: 标准洋中脊玄武岩; E-MORB: 富集型洋中脊玄武岩; OIB: 洋岛玄武岩; PM: 原始地幔; TH: 拉斑玄武岩系列; CA: 钙碱性玄武岩系列; SHO: 粗玄岩系列。

图9 北阿尔金红柳沟地区变辉绿(玢)岩样品微量和稀土元素图解

Fig. 9 (A) Nb/Th vs Nb/La; (B) Th/Yb vs Nb/Yb (Pearce, 2014)^[43]; (C) La/Ba vs La/Nb (Saunders, et al, 1992)^[44] and (D) Nb/Zr vs Th/Zr (Zhao and Zhou, 2007)^[45] diagrams for the Hongliugou metadiabase rocks in North Altun Orogen. N-MORB, E-MORB, OIB and primitive mantle data are from Sun and McDonough (1989)^[35]. Lower continental crust (LCC) and upper continental crust (UCC) data are from Rudnick and Gao (2003)^[46]. Data for the Shengwu diabase from South China craton and Tarim mafic rocks are from Li, et al (2008)^[7] and Zhang, et al (2001, 2014)^[36-37]. CC: Continental contamination; MORB: Mid-oceanic ridge basalt; N-MORB: Normal mid-oceanic ridge basalt; E-MORB: Enriched mid-oceanic ridge basalt; OIB: Oceanic island basalt; PM: Primitive mantle; TH: Tholeiitic series; CA: Calc-alkaline series; SHO: Shoshonite.

期, 阿尔金—祁连—东昆仑为联合陆块, 并且在 Rodinia 超大陆汇聚时期 (1030 ~ 846 Ma, 峰期 918 Ma) 拼合于扬子地块, 在 Rodinia 超大陆裂解时期 (860 ~ 660 Ma, 峰期 765 Ma) 与扬子—华夏地块分离。Hao 等 (2023)^[55] 基于阿尔金微陆块及其南侧的岩浆活动记录和沉积岩中碎屑锆石的年龄谱, 提

出阿尔金微陆块在新元古代可能属于劳伦古陆东北侧的一部分。本次研究的基性岩形成于大陆裂谷环境, 说明阿尔金地块 Rodinia 超大陆裂解时位于超大陆的內部。而其岩浆源区曾遭受过俯冲流体的交代, 说明阿尔金地块在 Rodinia 超大陆聚合之前曾处于某古陆块的活动大陆边缘。



(A) Tb/Yb vs La/Yb 投图; 构造环境图解 (B) TiO_2 vs Zr (Pearce, 1982)^[50] 和 (C) Zr/Y vs Zr (Pearce 和 Norry, 1979)^[51]。熔融曲线参考 George 和 Rogers (2002)^[48], 原始地幔的数值来自 Sun 和 McDonough (1989)^[35] 的研究。分配系数取自 McKenzie 和 O'Nions (1991)^[52]。在该模型中, 地幔来源包含 55% 橄榄石、25% 正辉石、大于 12% 的斜方辉石和石榴子石, 而地幔来源的石榴子石含量在 0~8% 之间变化 (虚线表示), 通过实线显示 1%~7% 的熔融程度; 华南克拉通深坞地区和塔里木同时代镁铁岩数据来自 Li 等 (2008)^[7] 和 Zhang 等 (2001, 2014)^[36-37]。Gt: 石榴子石; MORB: 洋中脊玄武岩; VAB: 火山弧玄武岩; WPB: 板内玄武岩; IAB: 岛弧玄武岩。

图10 北阿尔金红柳沟地区变辉绿(玢)岩样品稀土元素分馏模拟图解

Fig. 10 (A) Tb/Yb vs La/Yb, (B) TiO_2 vs Zr (Pearce, 1982)^[50] and (C) Zr/Y vs Zr (Pearce and Norry, 1979)^[51] diagrams for the Hongliugou mafic rocks in North Altun. The melting curves are after George and Rogers (2002)^[48] and the values of primitive mantle are from Sun and McDonough (1989)^[35]. The partition coefficients are from McKenzie and O'Nions (1991)^[52]. In the model, the mantle source contains 55% olivine, 25% orthopyroxene, >12% clinopyroxene and garnet, and the garnet mode in the mantle source varies from 0 to 8% (dashed lines). The 1%–7% degree of melting is shown by solid lines. Data for the Shenyu diorite from South China craton and Tarim mafic rocks are from Li, et al (2008)^[7] and Zhang, et al (2001, 2014)^[36-37]. Gt: Garnet; MORB: Mid-oceanic ridge basalt; VAB: Volcanic arc basalt; WPB: Within-plate basalt; IAB: Island arc basalt.

5 结论

本研究采用 LA-ICP-MS 斜锆石 U-Pb 定年技术, 结合全岩主微量元素和 Sr、Nd 同位素分析, 对阿尔金造山带红柳沟地区的基性-超基性岩体进行了深入的年代学和地球化学分析。研究结果显示, 这些岩体形成于大约 750Ma 前的新元古代大陆裂谷环境。岩浆源于岩石圈地幔的部分熔融, 岩浆源区早期可能遭受过俯冲流体的改造。与前人研究相比, 本研

究首次在阿尔金地区发现与 Rodinia 超大陆裂解相关的基性-超基性岩体, 为阿尔金地块参与 Rodinia 超大陆裂解过程提供了新的地质证据。

本研究为理解 Rodinia 超大陆裂解事件在阿尔金地块上的地质响应提供了新的视角, 丰富了对阿尔金地块地质历史的认识, 有助于进一步揭示 Rodinia 超大陆的裂解过程及其对周边地块的影响。然而, 本研究也存在一定的局限性, 如样品数量有限,

可能无法完全代表整个阿尔金地块复杂的地质情况;此外,对于岩浆源区的具体构造背景和演化过程还需开展深入研究。未来的研究可以扩大样品采集范围,增加不同构造单元的基性岩样品,结合更多的数

值模拟,综合分析阿尔金地块在 Rodinia 超大陆裂解过程中的动力学机制及其与其他地块的相互作用,为重建古超大陆的演化历史提供更全面的科学依据。

Petrogenesis Research of Basic Rock in the Hongliugou Area of the Altun Orogen Based on Baddeleyite Chronology and Whole-Rock Geochemical Analyses

LI Yanguang^{1,2}, HUO Jinjing², SUN Guochao^{2*}, LI Meng¹

(1. Xi'an Center, China Geological Survey (Northwest China Center for Geoscience Innovation); Key Laboratory of Magma Mineralization and Mineral Exploration, Ministry of Natural Resources; Centre for Orogenic Belt Geology, China Geological Survey, Xi'an 710119, China;

2. School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026, China)

HIGHLIGHTS

- (1) The emplacement age of mafic-ultramafic intrusions in the Hongliugou area of the Altun Orogen was constrained at ~750Ma through baddeleyite U-Pb geochronological analysis.
- (2) Comprehensive whole-rock geochemical characterization of the mafic components was conducted utilizing integrated analytical techniques including LA-ICP-MS, XRF, ICP-MS, and MC-ICP-MS. The lithological assemblage exhibits diagnostic geochemical signatures of intraplate basalts, pertaining to tholeiitic series, with magmatic sources potentially modified by subduction-related fluid metasomatism.
- (3) Synthesis of elemental geochemistry and isotopic data reveals that these mafic-ultramafic intrusions were genetically associated with a continental rift setting, originating from low-degree partial melting of aesthenosphere mantle sources.

ABSTRACT: Previous studies suggest that the Altun Block may have participated in the breakup of the Rodinia supercontinent, however, there have been no prior reports of intraplate basic-ultrabasic rock bodies in the region. A suite of basic-ultrabasic rock bodies has been exposed in the Hongliugou area of the Altun Orogen. An integrated analytical approach utilizing LA-ICP-MS, XRF, ICP-MS, and MC-ICP-MS was employed to systematically investigate the mafic components, including baddeleyite U-Pb geochronology, whole-rock major and trace elements (including rare earth elements), and Sr-Nd isotopic compositions. The results indicate a crystallization age of 748 ± 87 Ma for the basic rocks, with geochemical characteristics consistent with the tholeiitic basalt. The Zr/Sm ratio ranges from 26 to 33, and the Zr/Y ratio from 3.2 to 5.5, reflecting the elemental characteristics typical of intraplate basalt. The presence of La, Ba, Nb, Zr, and Th suggests that the magma source region may have experienced alteration by subduction-related fluids. Whole-rock major and trace element analyses, along with Sr and Nd isotopic data, indicate that the basic magma originated from low-degree (<5%) partial melting of the aesthenosphere mantle, with a source region characterized by low garnet content (<1%). These geochemical features imply that the basic-ultrabasic rock bodies discovered in the Altun region formed in a continental rift environment. The Hongliugou mafic rocks exhibit robust temporal and geochemical parallels with Neoproterozoic mafic magmatism documented in the South China and Tarim blocks, both of which have been genetically linked to the Rodinia supercontinent

breakup. The temporal congruence (~750Ma) and diagnostic intraplate basalt affinities (tholeiitic series with subduction-modified mantle signatures) observed in these rocks strongly support their classification as petrogenetic products of Rodinia's rifting episodes.

KEY WORDS: Altun; baddeleyite; basic rocks; Rodinia; LA-ICP-MS

参考文献

- [1] 张旗. 镁铁-超镁铁岩的分类及其构造意义[J]. *地质科学*, 2014, 49(3): 982–1017.
Zhang Q. Classifications of mafic-ultramafic rocks and their tectonic significance[J]. *Chinese Journal of Geology*, 2014, 49(3): 982–1017.
- [2] Ernst R E, Head J W, Parfitt E, et al. Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus[J]. *Earth-Science Reviews*, 1995, 39: 1–58.
- [3] Zhang S B, Wu R X, Zheng Y F. Neoproterozoic continental accretion in South China: Geochemical evidence from the Fuchuan ophiolite in the Jiangnan Orogen[J]. *Precambrian Research*, 2012, 220: 45–64.
- [4] Munteanu M, Wilson A H, Costin G, et al. The mafic-ultramafic dykes in the Yabian Terrane (Sichuan Province, SW China): Record of magma differentiation and emplacement in the Emeishan Large Igneous Province[J]. *Journal of Petrology*, 2017, 58: 513–538.
- [5] Rogers C, Kamo S L, Söderlund U, et al. Geochemistry and U-Pb geochronology of 1590 and 1550Ma Mafic Dyke Swarms of western Laurentia: Mantle plume magmatism shared with Australia[J]. *Lithos*, 2018, 314–315: 216–235.
- [6] Bleeker W, Ernst R E. Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: The key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6Ga[M]//Hanski E, Mertanen S, Rämö T, et al. Dyke swarms-time markers of crustal evolution. Taylor and Francis Group, 2006: 3–26.
- [7] Li X H, Li W X, Li Z X, et al. 850–790Ma bimodal volcanic and intrusive rocks in northern Zhejiang, South China: A major episode of continental rift magmatism during the breakup of Rodinia[J]. *Lithos*, 2008, 102: 341–357.
- [8] Pisarevsky S A, Gladkochub D P, Konstantinov K M, et al. Paleomagnetism of Cryogenian Kitoi Mafic dykes in South Siberia: Implications for Neoproterozoic paleogeography[J]. *Precambrian Research*, 2013, 231: 372–382.
- [9] Teixeira W, D'Agrella-Filho M S, Hamilton M A, et al. U-Pb (ID-TIMS) baddeleyite ages and paleomagnetism of 1.79 and 1.59Ga tholeiitic dyke swarms, and position of the Rio de la Plata Craton within the Columbia supercontinent[J]. *Lithos*, 2013, 174: 157–174.
- [10] Fitzsimons I C W. Grenville-age basement provinces in East Antarctica: Evidence for three separate collisional orogens[J]. *Geology*, 2000, 28(10): 879–882.
- [11] Cawood P A, Nemchin A A. Provenance record of a rift basin: U/Pb ages of detrital zircons from the Perth Basin, western Australia[J]. *Sedimentary Geology*, 2000, 134: 209–234.
- [12] Evans D A D. Reconstructing pre-Pangean supercontinents[J]. *Geological Society of America Bulletin*, 2013, 125: 1735–1751.
- [13] Zhou M, Yan D. Subduction-related origin of the 750Ma Xuelongbao adakitic complex (Sichuan Province, China): Implications for the tectonic setting of the giant Neoproterozoic magmatic event in South China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 248: 286–300.
- [14] Gernon T M, Hincks T K, Tyrrell T, et al. Snowball Earth ocean chemistry driven by extensive ridge volcanism during Rodinia breakup[J]. *Nature Geoscience*, 2016, 9: 242–248.
- [15] Wang W, Cawood P A, Zhou M, et al. Low- $\delta^{18}\text{O}$ rhyolites from the Malani Igneous Suite: A positive test for South China and NW India linkage in Rodinia[J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(10): 10298–10305.
- [16] Zhao G C, Wang Y J. Geological reconstructions of the East Asian blocks: From the breakup of Rodinia to the assembly of Pangea[J]. *Earth-Science Reviews*, 2018, 186: 262–286.
- [17] Zhou J B, Wilde S A. Nature and assembly of microcontinental blocks within the Paleo-Asian Ocean[J]. *Earth-Science Reviews*, 2018, 186: 76–93.
- [18] He Z, Klemd R, Yan L. The origin and crustal evolution of microcontinents in the Beishan Orogen of the southern central Asian Orogenic Belt[J]. *Earth-Science Reviews*, 2018, 185: 1–14.
- [19] He Z Y, Klemd R, Yan L L, et al. Mesoproterozoic juvenile crust in microcontinents of the central Asian Orogenic Belt: Evidence from oxygen and hafnium isotopes in zircon[J]. *Scientific Reports*, 2018, 8: 5054.
- [20] 赵恒乐, 曹福根, 李佳, 等. 阿尔金红柳沟北南华纪火

- 山岩地质特征及锆石 U-Pb SHRIMP 定年[J]. *西部探矿工程*, 2011, 23(9): 107–111.
- [21] 刘函, 王国灿, 曹树钊, 等. 北阿尔金南华纪双峰式火山岩的发现及构造意义[J]. *地球科学——中国地质大学学报*, 2012, 37(5): 917–928.
- Liu H, Wang G C, Cao S Z, et al. Discovery of Nanhuaian bimodal volcanics in northern Altyn Tagh and its tectonic significance[J]. *Earth Science—Journal of China University of Geosciences*, 2012, 37(5): 917–928.
- [22] Li Y, Song S, Yang X, et al. Age and composition of Neoproterozoic diabase dykes in North Altyn Tagh, northwest China: Implications for Rodinia break-up[J]. *International Geology Review*, 2020, 65(7): 1000–1016.
- [23] Li Y, Zhang J, Yu S, et al. Origin of early Paleozoic garnet peridotite and associated garnet pyroxenite in the South Altyn Tagh, NW China: Constraints from geochemistry, SHRIMP U-Pb zircon dating and Hf isotopes[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2015, 100: 60–77.
- [24] 张建新, 于胜尧, 李云帅, 等. 原特提斯洋的俯冲、增生及闭合: 阿尔金—祁连—柴北缘造山系早古生代增生/碰撞造山作用[J]. *岩石学报*, 2015, 31(12): 3531–3554.
- Zhang J X, Yu S Y, Li Y S, et al. Subduction, accretion and closure of proto-Tethyan Ocean: Early Paleozoic accretion/collision orogeny in the Altun—Qilian—North Qaidam orogenic system[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2015, 31(12): 3531–3554.
- [25] Liu L, Zhang A, Chen D, et al. Implications based on LA-ICP-MS zircon U-Pb ages of eclogite and its country rock from Jianggalesayi area, Altyn Tagh, China[J]. *Earth Science Frontiers*, 2007, 14(1): 98–107.
- [26] Liu L, Wang C, Cao Y T, et al. Geochronology of multi-stage metamorphic events: Constraints on episodic zircon growth from the UHP eclogite in the South Altyn, NW China[J]. *Lithos*, 2012, 136–139: 10–26.
- [27] Demetriades A, Johnson C C, Smith D B, et al. International union of geological sciences manual of standard methods for establishing the global geochemical reference network[R]. IUGS Commission on Global Geochemical Baselines, 2022: 515.
- [28] 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: 2508–2518.
- [29] Eriksson S C. Age of carbonatite and phoscorite magmatism of the Phalaborwa complex (South Africa)[J]. *Isotope Geoscience*, 1984, 2: 291–299.
- [30] Wang S, Sun X, Li Y, et al. Baddeleyite U-Pb age and Hf isotopes, and constraints on genesis of the Panzhihua carbonatite in SW China[J]. *Ore Geology Reviews*, 2023, 152: 105228.
- [31] Ludwig K R. Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel[J]. Berkeley Geochronology Center, 2003.
- [32] 李艳广, 汪双双, 刘民武, 等. 斜锆石 LA-ICP-MS 定年方法及应用[J]. *地质学报*, 2015, 89(12): 2400–2418.
- Li Y G, Wang S S, Liu M W, et al. U-Pb dating study of baddeleyite by LA-ICP-MS technique and application[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2015, 89(12): 2400–2418.
- [33] Winchester J A, Floyd P A. Geochemical magma type discrimination: Application to altered and metamorphosed basic igneous rocks[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1976, 28: 459–469.
- [34] Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins[J]. *American Journal of Science*, 1974, 274(4): 321–355.
- [35] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; Implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society London Special Publications*, 1989, 42: 313–345.
- [36] Zhang J X, Zhang Z M. Petrology and geochronology of eclogites from the western segment of the Altyn Tagh, northwestern China[J]. *Lithos*, 2001, 56: 187–206.
- [37] Zhang J X, Mattinson C G. Combined rutile-zircon thermometry and U-Pb geochronology: New constraints on early Paleozoic HP/UHT granulite in the South Altyn Tagh, North Tibet, China[J]. *Lithos*, 2014, 200–201: 241–257.
- [38] Humphris S E, Thompson G. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1978, 42(1): 127–136.
- [39] Rollinson H R. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation[J]. Essex: Longman Science & Technical, 1993: 120–121.
- [40] Jiang S Y, Wang R C, Xu X S, et al. Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-, metamorphic-, and submarine hydrothermal systems[J]. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, 2005, 30(17–18): 1020–1029.
- [41] Frey F A, Green D H, Roy S D. Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeiites to olivine melilitites from South Eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data[J]. *Journal of Petrology*, 1978, 19: 463–513.

- [42] Hess P C. Phase equilibria constraints on the origin of ocean floor basalts[J]. *Geophysical Monograph*, 1992, 71: 67–102.
- [43] Pearce J A. Immobile element fingerprinting of ophiolites[J]. *Elements*, 2014, 10: 101–108.
- [44] Saunders A D, Storey M, Kent R W, et al. Consequences of plume-lithosphere interactions[J]//Storey B C, Alabaster T, Pankhurst R J. Magmatism and the cause of continental breakup. Geological Society London Special Publications, 1992, 68: 41–60.
- [45] Zhao J H, Zhou M F. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction related metasomatism in the upper mantle[J]. *Precambrian Research*, 2007, 152: 27–47.
- [46] Rudnick R L, Gao S. The composition of the continental crust[J]//Rudnick R L. The crust. Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003: 1–64.
- [47] Fitton J G, James D, Leeman W P. Basic magmatism associated with the late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variations in space and time[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96: 13693–13711.
- [48] George R M, Rogers N W. Plume dynamics beneath the African plate inferred from the geochemistry of the Tertiary basalts of southern Ethiopia[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2002, 144: 286–304.
- [49] Jourdan F, Bertrand H, Schärer U, et al. Major and trace element and Sr, Nd, Hf and Pb isotope compositions of the Karoo Large Igneous Province, Botswana-Zimbabwe: Lithosphere vs mantle plume contribution[J]. *Journal of Petrology*, 2007, 48(6): 1043–1077.
- [50] Pearce J A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries[J]//Thorpe R S. Andesites. New York: John Wiley and Sons, 1982: 525–548.
- [51] Pearce J A, Norry M J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1979, 69: 33–47.
- [52] McKenzie D A N, O’Nions R K. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations[J]. *Journal of Petrology*, 1991, 32: 1021–1091.
- [53] Wilson M. Igneous petrogenesis[M]. London: Unwin Hyman, 1989.
- [54] Peng Y, Yu S, Li S, et al. Early Neoproterozoic magmatic imprints in the Altun—Qilian—Kunlun region of the Qinghai—Tibet Plateau: Response to the assembly and breakup of Rodinia supercontinent[J]. *Earth Science Reviews*, 2019, 199: 1029–1054.
- [55] Hao J, Wang C, Zhang S, et al. Grenvillian evolution of the Qaidam block and its position in Rodinia constrained by U-Pb-Hf composition of detrital zircons from the Altyn Tagh, northern Tibet[J]. *Gondwana Research*, 2023, 122: 60–73.