

西昆仑阿克萨依铁矿二长花岗岩岩石成因及动力学背景：年代学、地球化学及 Sr-Nd-Pb-Hf 同位素约束

董 瑞^{1,2}, 王 核^{1*}, 闫庆贺^{1,2}

(1.中国科学院 广州地球化学研究所 矿物学与成矿学重点实验室, 广东 广州 510640; 2.中国科学院大学, 北京 100049)

摘 要: 对甜水海地块东北部阿克萨依砂卡岩型铁矿区内与矿化有关的二长花岗岩开展 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学、全岩主微量元素、Sr-Nd-Pb 同位素及锆石 Lu-Hf 同位素研究, 旨在厘定花岗岩的形成时代、岩石成因及成矿动力学背景。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果表明, 二长花岗岩侵位年龄为 12.37 ± 0.18 Ma(中新世高拉瓦尔期)。地球化学特征表明二长花岗岩属准铝质-弱过铝质高钾钙碱性-钾玄岩系列, 具有高 Sr(432~1174 $\mu\text{g/g}$), 低 Y(3.08~18.11 $\mu\text{g/g}$)和 Yb(0.35~1.39 $\mu\text{g/g}$)以及高 Sr/Y 值(64.8~203)的埃达克岩特征。在 Harker 图解上 SiO_2 与其他主量元素呈负相关关系, La/Sm-La 以及 La/Yb-La 图解显示具有分离结晶趋势, 表明岩浆演化以分离结晶为主。二长花岗岩 SiO_2 与 Y、Yb 呈负相关关系而与 Sr/Y 值呈正相关关系, 并且矿区内存在同源同期闪长玢岩, 因此认为阿克萨依二长花岗岩的埃达克岩性质是玄武质岩浆的分离结晶作用引起的。全岩 Sr-Nd-Pb 同位素分析表明, 阿克萨依二长花岗岩与青藏高原北部地球化学省具有相似的同位素组成特征, 岩浆起源于受俯冲板片交代的富集地幔, 而变化范围较大的 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值以及较低的 $\text{Mg}^\#$ 暗示岩石侵位过程中受到地壳混染。结合前人研究, 我们认为阿克萨依二长花岗岩及相关的砂卡岩铁矿形成于中新世西昆仑受巨型地幔低速体上涌影响的伸展构造背景下。

关键词: 阿克萨依; 砂卡岩铁矿; 二长花岗岩; 中新世; 伸展背景

中图分类号: P595; P597 **文献标志码:** A **文章编号:** 1001-1552(2021)02-0370-019

0 引 言

亚欧板块的聚合碰撞是新生代最重要的地质事件之一, 碰撞导致青藏高原整体隆升, 地壳加厚, 发育广泛而强烈的岩浆活动, 形成遍布高原各地且种类繁多的火成岩。在后碰撞阶段, 也产生了大量

的花岗岩及超钾质岩石(肖序常和王军, 1998; Hou et al., 2004; Zhu et al., 2009; Xu et al., 2013)。作为青藏高原主要组成部分的藏北地球化学省(包括羌塘地块、松潘-甘孜-可可西里、西昆仑), 碰撞后岩浆作用从约 60 Ma 以前开始, 一直持续到 <1 Ma(邓万明, 1998)。其中, 中新世的钾质-超钾质以及埃达克质岩

收稿日期: 2019-10-09; 改回日期: 2020-02-29

项目资助: 新疆维吾尔自治区重点研发专项“新疆和田县超大型锂铍铷矿床成因及资源综合利用研究”(2019B00011)、新疆维吾尔自治区重大科技专项“和田南部喀喇昆仑稀有金属成矿带成矿规律研究”(2018A03004)、国家自然科学基金项目(41972088)、国家重点研发计划(2019YFC0605201)、第二次青藏科考项目(2019QZKK0802)、国家十二五科技支撑计划项目(2015BAB05B03)和中国科学院广州地球化学研究所 135 项目(135TP201601)联合资助。

第一作者简介: 董瑞(1993-), 男, 博士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: 229239053@qq.com

通信作者: 王核(1966-), 男, 研究员, 主要从事成矿预测方面研究。Email: wanghe@gig.ac.cn

浆事件受到普遍关注(Coulon et al., 1986; 赖绍聪, 2003; Hou et al., 2004; Williams et al., 2004; Wang et al., 2005; 莫宣学等, 2006; Xu et al., 2013; 迟效国等, 2017)。重要的是, 这一时期(21~8 Ma)也是青藏高原快速隆升和东西向伸展的阶段(Harrison et al., 1992; Williams et al., 2001), 岩浆事件为深入研究青藏高原后碰撞阶段的构造演化提供了很好的窗口。近年来, 在西昆仑地区也发现许多中新世岩体, 然而由于交通不便、自然环境恶劣等因素, 其研究程度相对藏北其他地区较为薄弱, 关于其形成的原因及构造背景等方面还存在较大争议(柯珊等, 2006; 林清茶等, 2006; 徐晓尹等, 2017)。本文以西昆仑地区阿克萨依中新世二长花岗岩岩体作为研究对象, 通过研究该岩体的岩石学、地球化学特征, 并与藏北其他地区中新世岩体进行对比, 探讨其岩石成因、源区性质以及地球动力学背景, 为西昆仑中新世构造演化提供地质依据。

1 地质背景

西昆仑造山带是横贯中国的秦祁昆中央造山系的重要组成部分, 位于青藏高原西北缘, 塔里木盆地西南缘, 总体上呈 NW-SE 走向的巨型反 S 状展布。地质构造单元自北向南依次为: 北昆仑地块、奥依塔格-库地缝合带、南昆仑地块、麻扎-康西瓦缝合带、甜水海地块、红山湖-乔尔天山缝合带、喀喇昆仑地块(图 1b)。显生宙以来, 该地区先后经历了原特提斯洋和古特提斯洋的旋回演化, 构造演化历史漫长且复杂(潘裕生, 1990; 李锦轶和肖序常, 1999; 肖文交等, 2000; Jiang et al., 2002; 许志琴等, 2004; 张传林等, 2007; Hu et al., 2016)。区内岩浆活动强烈, 侵入岩分布广泛, 出露面积约占全区的 1/5, 前人根据同位素年龄将其划分为 6 个侵入期, 分别为元古代、早古生代、晚古生代、三叠纪、侏罗纪-白垩纪和新生代, 其中以加里东期、印支期和燕山期为主(姜耀辉等, 2000a; 魏小鹏, 2018)。区域上印度大陆的北“侵”以及原、古特提斯洋的“开与合”造成该区侵入岩时代总体上呈现出自北向南变新的特点(汪玉珍和方锡廉, 1987; Jiang et al., 2002; 刘成军, 2015)。

甜水海地块位于麻扎-康西瓦缝合带以南, 乔尔天山-红山湖缝合带以北。该区地层主要由前寒武纪基底(布伦阔勒群、甜水海群、赛图拉群)、古生代沉积岩和中生代复理石沉积岩组成。早古生代岩浆-变质事件以及三叠纪-白垩纪花岗岩侵入活动较

为普遍(Jiang et al., 2002)。由于自然条件恶劣, 该区域研究程度较低, 因此该地块构造单元划分和归属一直是学者们争论的焦点。Yuan et al. (2003)和张传林等(2007)提出甜水海地块是南昆仑地块的一部分。然而, 也有学者认为甜水海地块是由晚古生代-早中生代俯冲形成的巨大的增生楔(Mattern et al., 1996; Wang, 2004; Xiao et al., 2005)。甜水海地块南北地层序列不同, 北部主要由二叠纪-三叠纪复理石沉积及侵入其中的中生代花岗岩组成(Xiao et al., 2002; 李荣社等, 2008; 康磊等, 2015); 而南部以经历区域变质作用的寒武纪-三叠纪地层为主(王超等, 2013)。

阿克萨依矿区构造位置处于甜水海地块东北, 紧靠麻扎-康西瓦缝合带。矿区内地层出露简单, 除第四系沉积物外, 主要包括二叠系黄羊岭群和三叠系巴颜喀拉山群。黄羊岭群为一套低级变质的次深海相浊积岩夹少量滑塌堆积的碳酸盐岩块体(类复理石), 岩性组合主要为石英云母片岩、石英云母千枚岩、变质细粒长石石英砂岩、变质钙质长石石英粉砂岩、白云质大理岩。三叠系巴颜喀拉山群与下伏地层二叠系黄羊岭群为断层接触, 为一套轻变质的浊积岩(复理石碎屑岩)夹少量碳酸盐岩, 岩性组合主要为变质细粒长石石英砂岩、粉砂质板岩、绢云母板岩、变质细粒石英砂岩、变石英粉砂岩及泥灰岩。矿区主要出露中生代三叠纪岩体以及新生代中新世岩体。其中三叠纪岩体主要为灰白色花岗伟晶岩, 呈脉状、透镜体状广布全区。新生代岩体分布在矿区东北部, 主要为花岗岩和闪长玢岩两种岩性, 均侵入于二叠系中。其中二长花岗岩规模较大, 呈岩基产出, 出露面积约 2.5 km²。铁矿体产于岩体的外接触带, 呈脉状透镜状产出, 在岩体与矿体之间出露砂卡岩化带(图 2)。闪长玢岩呈脉状分布于花岗岩体北西侧, 地表未发现与花岗岩存在明显的接触关系。岩脉多呈 NWW-NNW 向展布, 宽数米至数十米不等, 最长延伸可达 1 km。闪长玢岩与矿体呈接触关系, 发育砂卡岩化带。

2 岩相学特征

二长花岗岩采自阿克萨依矿区, 采样点位于 N36°5'57", E79°4'54"(图 2)。样品新鲜, 无明显蚀变和后期交代现象。手标本呈浅黄白色, 似斑状结构-基质细粒花岗结构, 块状构造(图 3a), 岩石由钾长石、斜长石、石英、黑云母、角闪石组成。钾长石含量为 30%~45%, 呈半自形板状、宽板状, 其成分主要为正长石,

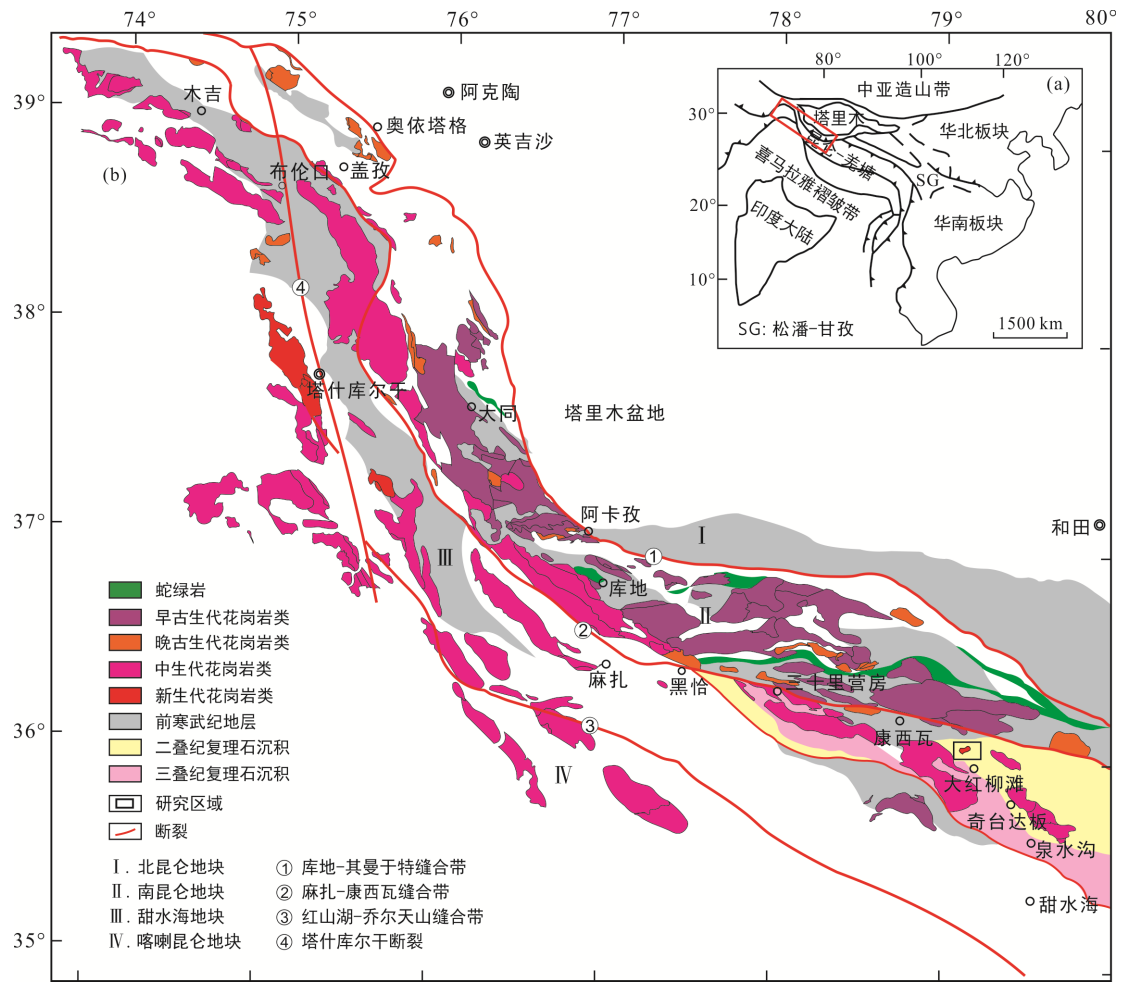


图 1 区域地质图(a, 据潘桂棠等, 2004; Xiao et al., 2005)和西昆仑岩浆岩分布及构造简图(b, 据魏小鹏, 2018)

Fig.1 Regional geological map (a) and tectonic map showing the distribution of igneous rocks in the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, Northwest China (b)

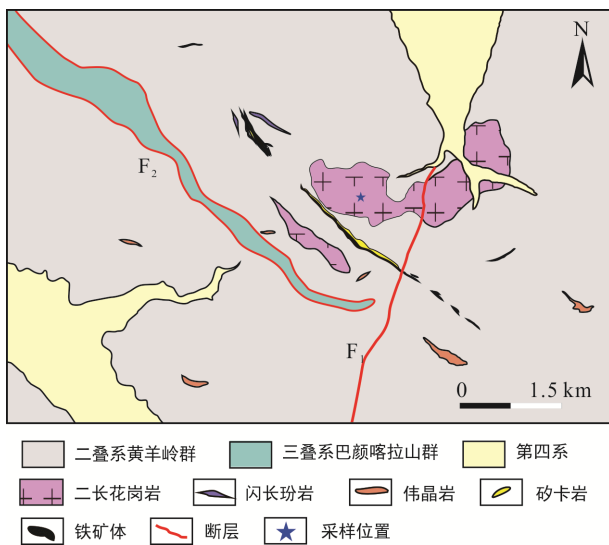


图 2 西昆仑阿克萨依铁矿地质简图

Fig.2 Simplified geologic map of the Akesayi Fe deposit in the western Kunlun orogenic belt

作为斑晶的钾长石粒径可达 2~8 mm, 呈星散状分布在岩石内, 少数粒径 0.5~2 mm, 呈星散状嵌布在石英内, 部分可见钠长石化、高岭土化。斜长石含量为 20%~25%, 呈半自形板状, 作为斑晶的颗粒粒径一般为 2~5 mm, 少数粒径为 0.5~2 mm 的颗粒嵌布在石英内, 偶见绢云母化、钠长石化, 粒内可见较模糊聚片双晶, 少量被钾长石交代。石英含量在 20%~30%之间, 呈它形粒状, 粒径 0.2~0.75 mm, 多呈填隙状分布在长石粒间, 部分粒内可见轻波状消光。黑云母含量为 5%~10%, 呈片状, 粒径在 0.2~2 mm 之间。角闪石含量约为 5%, 半自形柱状, 粒径一般为 0.5~2 mm。此外还有少量磁铁矿、榍石和锆石等副矿物(图 3b、c、d)。

3 分析方法

3.1 主量和微量元素分析

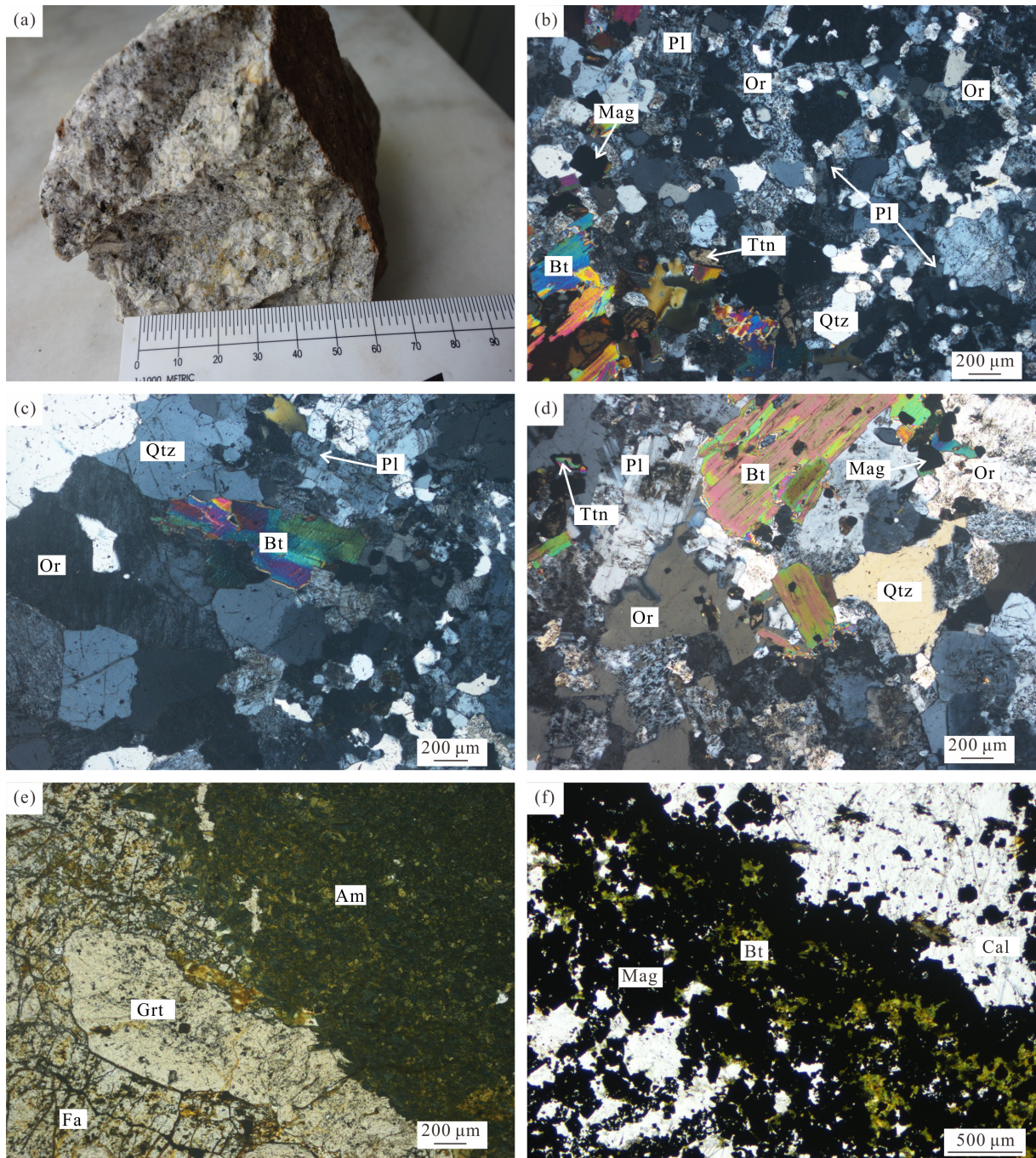
全岩主微量元素地球化学分析在中国科学院广

州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。样品经破碎后, 岩屑用去离子水清洗后烘干, 磨至 200 目, 在 Rigaku RIX2000 型荧光光谱仪(XRF)上测定主量元素, 分析精度优于 2%~5%。在 Per-Ekmer Sciex Elan 6000 型电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS)上完成微量元素测定, 使用 USGS 标准 W-2 和 G-2

以及美国国家岩石标样 GSR-1、GSR-2 和 GSR-3 来校正所测元素的含量, 具体流程见刘颖等(1996), 稀土元素的分析精度优于 3%, 其余微量元素的分析精度优于 5%。

3.2 锆石 U-Pb 定年和原位 Hf 同位素分析

经过碎样、磁选及重液分选等处理之后, 在双目镜



(a) 二长花岗岩手标本; (b), (c), (d) 二长花岗岩显微照片(正交偏光); (e) 角闪石交代粗粒石榴石和铁橄榄石; (f) 磁铁矿与黑云母伴生, 被方解石交代。矿物代号: Am. 角闪石; Bt. 黑云母; Cal. 方解石; Fa. 铁橄榄石; Grt. 石榴石; Mag. 磁铁矿; Or. 正长石; Pl. 斜长石; Qtz. 石英; Ttn. 榍石; Zr. 锆石。

图 3 阿克苏依二长花岗岩及矽卡岩手标本和镜下照片

Fig.3 Photos of hand specimens and microphotographs of the Akesayi monzogranite and related skarn

下手工挑选出晶形较好的锆石颗粒,用环氧树脂制靶,并抛光至锆石内部结构充分暴露。锆石 CL 图像在重庆宇劲科技有限公司完成,单颗粒锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年龄测定在中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学与地球化学重点实验室完成,仪器型号为 Resolution M50 Agilent 7500a,激光剥蚀系统由 Resonetics 公司的 Resolution M50 ArF 准激光器(波长 193nm)和光学系统组成,激光剥蚀束斑直径为 31 μm 。采用 Temora 锆石作为外标,元素含量采用美国国家标样技术研究院的人工合成硅酸盐标准参考物质 NIST SRM610 为外标, ^{29}Si 作为内标。数据处理采用 ICPMSDataCal 10.7 程序(Liu et al., 2010),锆石的谐和年龄图绘制使用软件 Isoplot3.0(Ludwig, 2003)。

锆石 U-Pb 年龄测试完毕后,在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室进行锆石的原位 Hf 同位素分析,分析点对应于 U-Pb 年龄分析点。使用的仪器为 Neptune Plus 型多接收等离子质谱仪(MC-ICP-MS),激光剥蚀系统为 RESOLUTION M-50,激光束斑直径为 45 μm ,具体分析过程参见(吴福元等, 2007)。采用 Penglai 锆石作为标样。 ϵ_{Hf} 的计算采用 ^{176}Lu 的衰变常数为 $1.867 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (Soderlund et al., 2004)。 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 和 Hf 模式年龄计算中采用的球粒陨石和亏损地幔的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 值分别为 0.282772 和 0.28325 (Blichert-Toft and Albarède, 1997; Griffin et al., 2002), 二阶段模式年龄(t_{DM2})的计算采用亏损地幔 $f_{\text{DM}}=0.16$ 和平均地壳 f^{cc} 为 -0.5 (Griffin et al., 2002)。

3.3 全岩 Sr-Nd-Pb 同位素分析

Sr-Nd-Pb 同位素的分离和测试均在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。用于 Sr-Nd-Pb 同位素分析的样品,无污染粉碎至 200 目。样品粉末首先在聚四氟乙烯杯中用 HF+HNO₃ 进行溶解,然后以 HBr 为稀释剂,采用传统的离子交换技术对 Pb 进行分离和纯化,然后上样的溶液通过阳离子树脂交换柱将 Sr 和 REE 分离,再从 REE 中提取 Nd,具体的样品准备和化学分离过程参见韦刚健等(2002)。测试使用的仪器型号为 VG-354 型多接收等离子质谱(MC-ICP-MS),详细的样品测试分析步骤参见梁细荣等(2003)。分析过程中分别采用国际 Sr 同位素标样 NBS98 ($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.710244 \pm 9(2\sigma, n=10)$)、Nd 同位素标样 Jndi-1 ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511557 \pm 8, 2\sigma, n=5$) 进行监控,用于校

正 Sr、Nd 质量分馏的标准化常数为 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$, $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$, 采用国际标样 NBS981 ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.933 \pm 4, 2\sigma$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.486 \pm 5, 2\sigma$ 以及 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.682 \pm 2, 2\sigma$) 用来校正 Pb 同位素分析测定过程中的分馏,分析流程空白小于 300 pg。

4 分析结果

4.1 锆石 U-Pb 年龄

锆石(样品号: 16AKSYMR-1) LA-ICP-MS U-Pb 定年结果见表 1。锆石主要呈浅黄色,短柱状,粒径长度在 70~150 μm 之间,长宽比为 1:1~1.5:1。CL 图像(图 4a)显示,大部分锆石具有清晰的振荡环带,具有岩浆锆石的特征。锆石 U、Th 含量分别为 816~1931 $\mu\text{g/g}$ 和 656~1814 $\mu\text{g/g}$, Th/U 值较高(0.59~0.99, 平均值为 0.79),也说明具有岩浆锆石的特点(吴元保和郑永飞, 2004)。剔除存在铅丢失的分析点(9、17、18、20)之后,16 颗有效锆石年龄测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄在 11.5 \pm 0.5 Ma~12.8 \pm 0.4 Ma 之间,加权平均年龄为 12.37 \pm 0.18 Ma, MSWD=0.97(图 4b)。

4.2 地球化学特征

4.2.1 主量元素

阿克萨依矿区 5 个二长花岗岩样品的主微量元素分析结果见表 2。样品 SiO₂ 含量在 66.05%~76.47% 之间, Al₂O₃ 含量为 12.60%~15.60%, TiO₂ 含量为 0.13%~0.55%。MgO 含量较低,介于 0.11%~0.72% 之间, Mg[#] 为 17.85~33.97, P₂O₅ 含量较低,为 0.04%~0.23%; Na₂O 含量在 3.81%~4.48% 之间, K₂O 含量在 3.53%~5.65% 之间,全碱(Na₂O+K₂O)含量较高,为 7.56%~10.13%, K₂O/Na₂O 介于 0.88~1.31 之间,相对富钾,在 K₂O-SiO₂ 图解中(图 5b),三个样品落在钾玄岩系列,另外两个样品落在了高钾钙碱性系列区域; CaO 含量为 0.71%~1.60%, 样品铝饱和指数(A/CNK) 为 0.95~1.03, 在 A/NK-A/CNK 图解上(图 5c), 样品落在准铝质和弱过铝质分界线附近。在 TAS 图解上(图 5a), 样品落在石英二长岩到花岗岩区域,与野外和镜下观察基本一致。综上阿克萨依二长花岗岩属于准铝质-弱过铝质高钾钙碱性或钾玄岩系列。在 Harker 图解中, Al₂O₃、TiO₂、MgO、K₂O、Fe₂O₃^T 含量随着 SiO₂ 的增加而减小(图 6)。

4.2.2 微量元素

二长花岗岩稀土元素总量(ΣREE)变化较大,为 89.04~510.12 $\mu\text{g/g}$, 平均 290 $\mu\text{g/g}$, 且随着 SiO₂ 含量的增加,稀土元素总量呈逐渐降低的趋势(图 7b)。样

品的球粒陨石标准化稀土元素配分曲线与藏北埃达克具有相似的特征, 明显不同于藏北钾质超钾质岩(图 7b), 具有轻稀土元素(LREE)富集、重稀土元素(HREE)亏损((La/Yb)_N=61.32~165.63), 弱的负 Eu 异常(δEu=0.78~1.01)以及轻稀土元素分馏较为明显((La/Sm)_N=8.85~15.85), 重稀土元素分馏相对较弱((Gd/Yb)_N=2.73~6.36)的特点。在原始地幔标准化微量元素蛛网图中(图 7a), 二长花岗岩具有与藏北埃达克岩相似的特征, 均表现出富集 Rb、Th、U、Pb

等大离子亲石元素, 相对亏损高场强元素 Nb、Ta、Ce、P、Ti 的特点。二长花岗岩还显示出低的 Rb/Sr 值(0.26~0.50)和较高的 K/Rb 值(150.21~169.90)。

4.3 锆石 Hf 同位素

阿克萨依矿区二长花岗岩原位 Hf 同位素分析结果见表 3。锆石的 ¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 值均小于 0.002, 表明由 ¹⁷⁶Lu 衰变生成的 ¹⁷⁶Hf 极少。因此, 所测 ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 值可以很好的反映该锆石形成时岩浆的 Hf 同位素组成特征(吴福元等, 2007)。

表 1 阿克萨依二长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年结果
Table 1 LA-ICP-MS zircons U-Pb dating results of the monzogranite in the Akesayi area

点号	含量(μg/g)		Th/U	同位素比值						年龄(Ma)						谐和度(%)
	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	
1	732	1000	0.73	0.04628	0.00981	0.01239	0.00261	0.00194	0.00006	12	318	13	3	12.5	0.4	96
2	903	1325	0.68	0.04698	0.00805	0.01284	0.00219	0.00198	0.00005	48	274	13	2	12.8	0.3	98
3	735	1001	0.73	0.04562	0.01110	0.01250	0.00303	0.00199	0.00006	-22	355	13	3	12.8	0.4	98
4	685	938	0.73	0.04657	0.00945	0.01229	0.00246	0.00191	0.00007	27	297	12	2	12.3	0.5	98
5	1814	1931	0.94	0.04610	0.00709	0.01258	0.00191	0.00198	0.00006	3	239	13	2	12.8	0.4	98
6	1004	1034	0.97	0.04512	0.01074	0.01139	0.00270	0.00183	0.00006	-13	333	11	3	11.8	0.4	93
7	656	967	0.68	0.04549	0.01331	0.01123	0.00326	0.00179	0.00007	-29	415	11	3	11.5	0.5	96
8	873	1096	0.80	0.04566	0.00758	0.01232	0.00203	0.00196	0.00005	-20	259	12	2	12.6	0.3	95
10	1047	1777	0.59	0.04813	0.00679	0.01238	0.00173	0.00187	0.00005	106	246	12	2	12.0	0.3	100
11	760	970	0.78	0.04637	0.00911	0.01258	0.00243	0.00197	0.00008	17	286	13	2	12.7	0.5	98
12	1119	1367	0.82	0.04079	0.00665	0.01050	0.00170	0.00187	0.00005	-244	220	11	2	12.0	0.3	92
13	513	816	0.63	0.04630	0.01182	0.01253	0.00318	0.00196	0.00006	13	374	13	3	12.6	0.4	97
14	893	1079	0.83	0.04667	0.00925	0.01217	0.00239	0.00189	0.00006	32	299	12	2	12.2	0.4	98
15	723	955	0.76	0.04716	0.00877	0.01268	0.00234	0.00195	0.00006	57	288	13	2	12.6	0.4	97
16	1206	1215	0.99	0.04585	0.00753	0.01206	0.00196	0.00191	0.00005	-10	253	12	2	12.3	0.3	98
19	1087	1190	0.91	0.04518	0.01082	0.01201	0.00285	0.00193	0.00007	-10	328	12	3	12.4	0.5	97

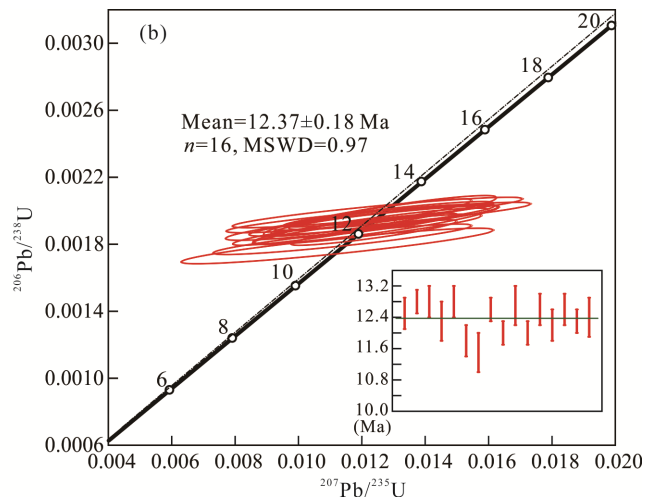
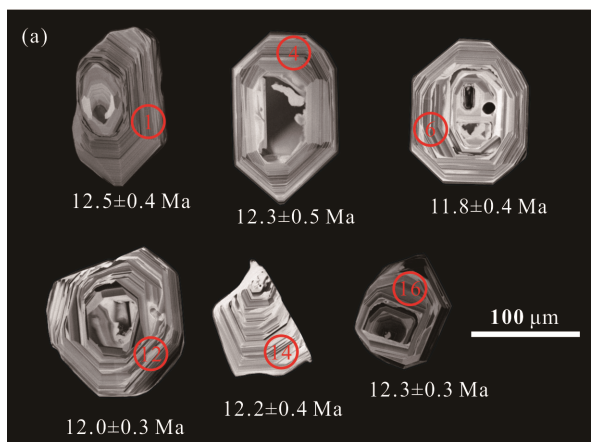


图 4 阿克萨依二长花岗岩代表性锆石阴极发光(CL)图像(a)及锆石 U-Pb 年龄谐和图(b)

Fig.4 Cathodoluminescence images of representative zircon grains (a) and U-Pb concordia diagram (b) of the monzogranite in the Akesayi area

表 2 阿克萨依二长花岗岩全岩主量(%)、微量和稀土元素含量($\mu\text{g/g}$)分析结果
 Table 2 Whole-rock major (%), and trace element ($\mu\text{g/g}$) compositions of the monzogranite in the Akesayi area

样品号	16AKS YMR-1	16AKSY MR-2	16AKSY MR-3	16AKSY MR-4	16AKSY MR-5	样品号	16AKSY MR-1	16AKSY MR-2	16AKSY MR-3	16AKSY MR-4	16AKSY MR-5
SiO ₂	69.44	69.39	73.32	76.47	66.05	Hf	1.50	5.83	6.96	5.02	6.56
TiO ₂	0.40	0.37	0.26	0.13	0.55	Ta	2.70	2.65	2.31	1.62	3.44
Al ₂ O ₃	14.71	14.82	13.13	12.60	15.60	Pb	22.0	25.0	21.7	20.0	20.9
Fe ₂ O ₃ ^T	2.31	2.58	2.17	1.18	3.67	Th	66.2	44.8	29.3	18.8	43.8
MnO	0.07	0.05	0.09	0.07	0.08	U	33.8	44.5	20.7	11.8	15.7
MgO	0.51	0.52	0.35	0.11	0.72	La	80.82	121.40	65.57	29.92	142.40
CaO	0.71	1.06	0.94	1.22	1.60	Ce	121.90	187.80	89.89	40.75	234.40
Na ₂ O	4.24	4.32	3.81	4.03	4.48	Pr	11.60	17.20	7.04	3.47	24.56
K ₂ O	5.56	5.45	4.75	3.53	5.65	Nd	34.47	54.25	21.24	10.32	79.57
P ₂ O ₅	0.18	0.09	0.04	0.05	0.23	Sm	3.85	6.63	2.67	1.34	10.39
LOI	0.88	0.49	0.39	0.45	0.41	Eu	0.84	1.49	0.68	0.41	2.30
Total	99.01	99.14	99.25	99.84	99.04	Gd	2.69	4.97	2.16	1.16	7.75
A/CNK	1.03	0.99	1.00	0.99	0.95	Tb	0.23	0.50	0.22	0.13	0.81
A/NK	1.13	1.14	1.15	1.20	1.16	Dy	1.09	2.41	1.09	0.66	3.88
Na ₂ O+K ₂ O	9.80	9.77	8.56	7.56	10.13	Ho	0.18	0.40	0.20	0.12	0.67
K ₂ O/Na ₂ O	1.31	1.26	1.25	0.88	1.26	Er	0.42	1.00	0.52	0.31	1.60
Mg [#]	33.97	31.96	27.32	17.85	31.38	Tm	0.06	0.14	0.08	0.05	0.22
Sc	2.92	8.35	2.32	1.44	3.68	Yb	0.35	0.88	0.60	0.35	1.39
Ti	2380	2360	1647	740	3361	Lu	0.05	0.14	0.10	0.06	0.20
V	24.3	19.5	23.3	11.1	33.7	Y	4.05	11.1	5.37	3.08	18.1
Cr	67.4	17.9	25.8	25.0	80.3	ΣREE	259	399	192	89.0	510
Mn	472	393	639	467	575	Rb/Sr	0.34	0.31	0.50	0.40	0.26
Co	1.65	1.82	1.61	0.87	2.83	Ba/Sr	1.01	0.96	0.84	0.56	0.90
Ni	3.61	3.49	3.19	2.21	4.43	K/Rb	164	157	150	170	155
Cu	18.5	14.7	8.97	6.86	12.0	Nb/Ta	16.8	16.8	17.5	17.3	17.9
Zn	21.7	23.1	27.9	17.9	37.5	Sr/Y	203	84.0	97.8	141	64.8
Ga	24.1	26.2	24.5	23.3	26.2	La/Yb	231	137	109	85.5	103
Ge	1.71	2.06	1.50	1.13	2.69	La/Sm	21.0	18.3	24.6	22.3	13.7
Rb	280	288	262	172	302	(La/Sm) _N	13.6	11.8	15.9	14.4	8.85
Sr	821	933	525	432	1174	(La/Yb) _N	166	98.5	78.5	61.3	73.8
Zr	34.2	205	249	144	246	(Gd/Lu) _N	6.78	4.55	2.59	2.27	4.91
Nb	45.4	44.3	40.4	27.7	61.4	δEu	0.80	0.79	0.87	1.01	0.78
Cs	4.58	5.43	6.00	3.40	7.10	Rb/Y	69.2	25.9	48.9	56.1	16.7
Ba	828	899	442	244	1059	Th/La	0.82	0.37	0.45	0.63	0.31

二长花岗岩的 ($^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$)_i 值介于 0.282544~0.282814 之间, 平均值 0.282671; $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 -7.8~1.7 (表 3, 图 8a), 平均值为 -3.3; 根据平均地壳 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ 值(0.015)(Griffin et al., 2002)计算得到单阶段模式年龄(t_{DM1})为 620~995 Ma, 平均值为 819 Ma; 两阶段模式年龄(t_{DM2})为 984~1594 Ma (图 7b), 平均值为 1306 Ma。

4.4 全岩 Sr-Nd-Pb 同位素

对 5 件阿克萨依矿区二长花岗岩进行全岩

Sr-Nd 同位素分析, 分析结果见表 4。根据花岗岩结晶年龄 $t=12.37$ Ma 计算, 5 件样品全岩的 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i 变化于 0.707458~0.707667 之间, 平均值为 0.707550; ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)_i 变化于 0.512381~0.512423 之间, 平均值为 0.512401; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 变化于 -3.89~-4.71 之间, 平均值为 -4.31。 $f_{\text{Sm}/\text{Nd}} < -5$ (-0.60~-0.66), 说明一阶段模式年龄没有意义(高睿等, 2013), 其对应的二阶段模式年龄 t_{DM2} 为 1143~1209 Ma, 平均值为 1176 Ma。

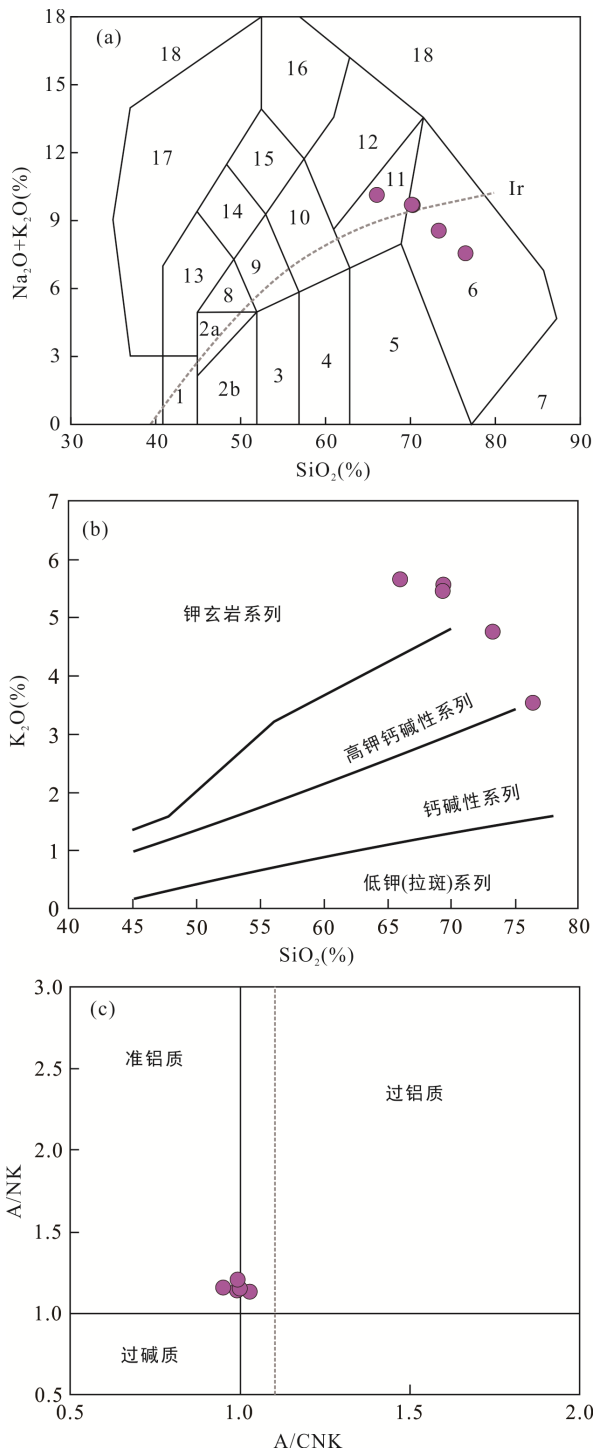


图 a 中: 1. 橄榄辉长岩; 2a. 碱性辉长岩; 2b. 亚碱性辉长岩; 3. 辉长岩; 4. 闪长岩; 5. 花岗闪长岩; 6. 花岗岩; 7. 石英岩; 8. 二长辉长岩; 9. 二长闪长岩; 10. 二长岩; 11. 石英二长岩; 12. 正长岩; 13. 副长石辉长岩; 14. 副长石二长闪长岩; 15. 副长石二长正长岩; 16. 副长石正长岩; 17. 副长石深成岩; 18. 霓方钠岩/磷霞岩/粗白榴岩。Ir 分界线上方为碱性系列, 下方为亚碱性系列。

图 5 阿克苏依二长花岗岩 TAS(a, 据 Middlemost, 1994), K_2O-SiO_2 (b, 据 Rickwood, 1989)和 $A/NK-A/CNK$ (c, 据 Peccerillo and Taylor, 1976)图解

Fig.5 TAS (a), K_2O vs. SiO_2 (b) and A/NK vs. A/CNK (c) plots of the monzogranite in Akesayi area

样品的全岩 Pb 同位素分析结果见表 5。根据样品的 U、Th、Pb 含量对全岩进行 Pb 同位素的时间校正计算($t=12.37$ Ma), 校正后的数值相比于实测值有轻微的降低。 $(^{206}Pb/^{204}Pb)_i$ 值为 18.601~18.716, 平均值为 18.658; $(^{207}Pb/^{204}Pb)_i$ 值为 15.636~15.655, 平均值 15.642; $(^{208}Pb/^{204}Pb)_i$ 值为 38.740~38.797, 平均值为 38.770; 所对应的 μ 值介于 37.8~114.1 之间, 平均值为 71.8, ω 值介于 62.1~199.7 之间, 平均值为 121.8。

5 讨论

5.1 成岩年龄及意义

对阿克苏依矿区二长花岗岩进行 LA-ICP-MS 测年, 获得锆石 U-Pb 年龄为 12.37 ± 0.18 Ma(图 4), 表明其侵位于中新世高拉瓦尔期。青藏高原地区伴随岩石圈的水平缩短、地壳增厚和高原隆升, 在冈底斯、羌塘、可可西里以及昆仑地区形成了分布广泛的多期新生代岩浆活动, 并且呈现出自南向北时代逐渐变新的趋势(邓万明, 1998; 刘嘉麒, 1999; 迟效国等, 1999; 张蕊, 2018)。在西昆仑-喀喇昆仑地区, 发育的新生代岩体主要集中在 18~10 Ma, 包括羊湖岩体(黑云母 Ar-Ar 年龄 16.8 ± 0.2 Ma), 咎坎岩体(锆石 U-Pb 年龄 10.3 ± 0.6 Ma; 钾长石 Ar-Ar 年龄 12.1 ± 0.2 Ma), 苦子干岩体(锆石 SHRIMP 年龄 11.1 ± 0.3 Ma、 11.3 ± 0.6 Ma)(林清茶等, 2006; 柯珊等, 2006; 徐晓尹等, 2017)。显然, 与阿克苏依铁矿床有关的二长花岗岩也是该岩浆活动阶段的产物。

本次研究的二长花岗岩位于阿克苏依砂卡岩铁矿床两侧, 铁矿的形成明显受该花岗岩侵位的制约。矿区地质特征表明从二长花岗岩岩体到矿体发育较为典型的砂卡岩化蚀变(图 3e、f), 因此认为二长花岗岩是阿克苏依砂卡岩铁矿的致矿岩体, 岩体年龄代表了铁矿的成矿年龄, 即阿克苏依砂卡岩铁矿形成于中新世。前人研究表明, 西昆仑地区铁矿类型主要为沉积变质型(如赞坎、老并、大红柳滩等铁矿床), 成矿年龄主要集中在新元古代晚期-寒武纪(Hu et al., 2016; 张连昌等, 2016; 李智泉等, 2018), 砂卡岩型铁矿较少, 且成矿年龄主要集中在晚古生代(如康达达坂砂卡岩型铁锌矿床、库地砂卡岩型含铜磁铁矿矿床)(刘建平, 2009)。因此, 与中新世二长花岗岩侵位有关的阿克苏依砂卡岩铁矿的发现, 表明在西昆仑地区存在青藏高原后碰撞时期的砂卡岩铁成矿作用, 为西昆仑地区寻找砂卡岩铁矿提供了新的思路。

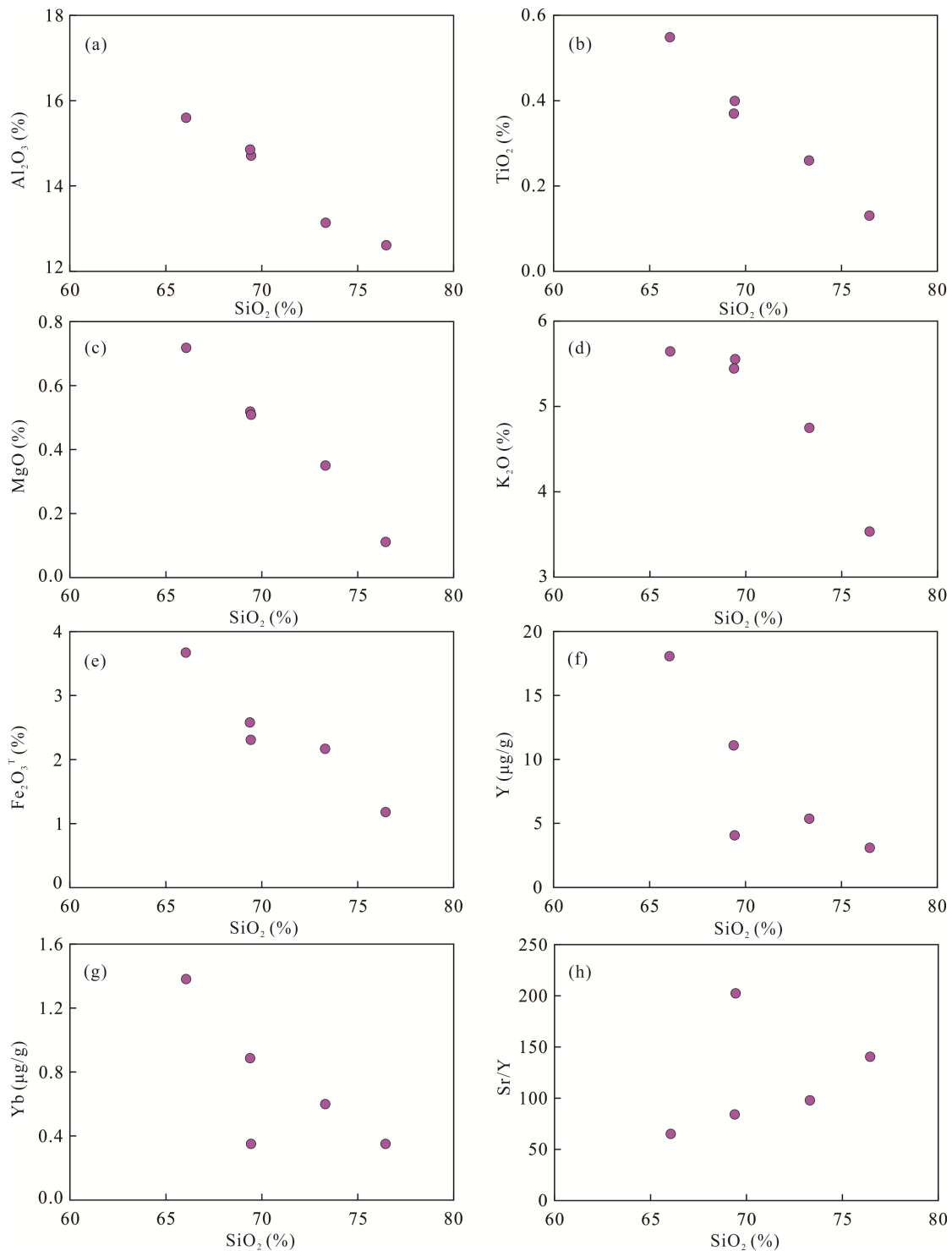


图 6 阿克苏依二长花岗岩 Harker 图解

Fig.6 Harker diagrams for the monzogranite in the Akesayi area

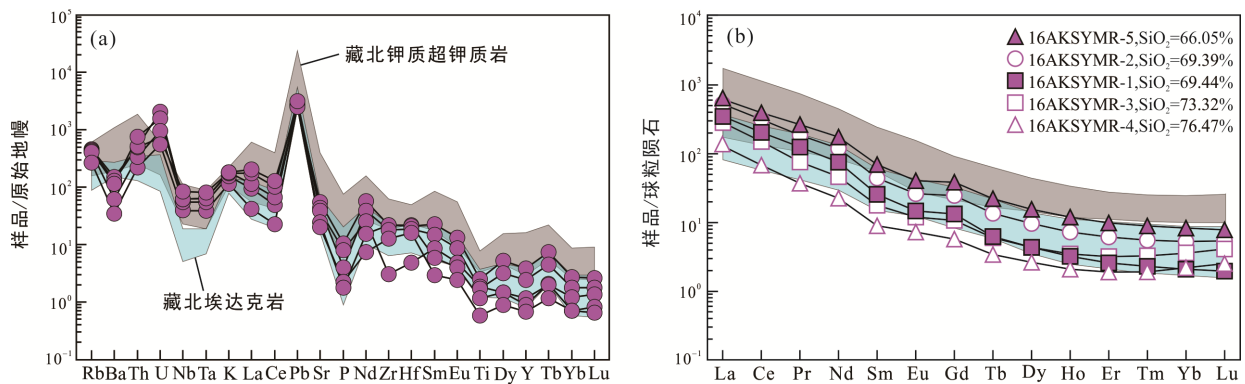
5.2 岩石成因及源区特征

阿克苏依花岗岩的 SiO₂ 含量为 66.05%~76.47% (>56%), Al₂O₃ 含量为 12.60%~15.60%, MgO 平均含量为 0.44%(<3%); 具有高 Sr(432~1174 μg/g), 低 Y(3.08~18.11 μg/g)和 Yb(0.35~1.39 μg/g), 高 Sr/Y 值 (64.8~203)以及明显的轻稀土元素富集的特点

((La/Yb)_N=61.32~165.63)的特点。这些特征与埃达克岩的地球化学特征十分相似, 在 Sr/Y-Y 和 Sr/Yb-Yb 图解上(图 9a、b), 所有样品均落入埃达克质岩区域。关于埃达克质岩的成因机制, 有多种观点: ①岩浆混合作用(Guo et al., 2007; Streck et al., 2007); ②俯冲洋壳板片的部分熔融(Defant and Drummond, 1990);

③拆沉玄武质下地壳的部分熔融(Gao et al., 2004; Wang et al., 2006); ④加厚下地壳中基性变质岩部分熔融(张旗等, 2001; Hou et al., 2004); ⑤同源玄武质岩浆的结晶分异作用(Castillo et al., 1999; Macpherson et al., 2006; Gao et al., 2009)。岩浆混合作用形成的埃达克质岩属于低硅埃达克质岩, 具有较低的 SiO₂ 含量(Martin et al., 2005)。阿克苏依花岗岩具有高的 SiO₂ 含量(>66%), 并且野外及镜下观察也均未发现暗色微粒包体等岩浆混合作用现象(Didier and Barbarin, 1991), 因此岩体并非由岩浆混合作用形成的。与经典的洋壳俯冲形成的埃达克岩具有高 Al₂O₃、

低 K₂O/Na₂O(≤0.4)的特征(Defant and Drummond, 1990)不同的是, 阿克苏依矿区埃达克质岩的具有相对较低的 Al₂O₃(12.60%~15.60%, 平均值为 14.17%)、低 Na₂O(3.81%~4.48%, 平均值为 4.18%)、高 K₂O/Na₂O 值(0.88~1.31)。而且较高的 Th/La 比值(0.31~0.82, 平均值为 0.51)以及高 K₂O 含量(3.53%~5.65%, 平均值为 4.99%), 也与新生代板块熔融埃达克岩具有明显的差别(Stern and Kilian, 1996)(图 9c)。印度板块与欧亚板块在~55 Ma 时发生碰撞(Tapponnier et al., 2001; 迟效国等, 2005; Xu et al., 2013), 中新世新特提斯洋已经关闭, 西昆仑造山带处于造山晚期的构造环境,



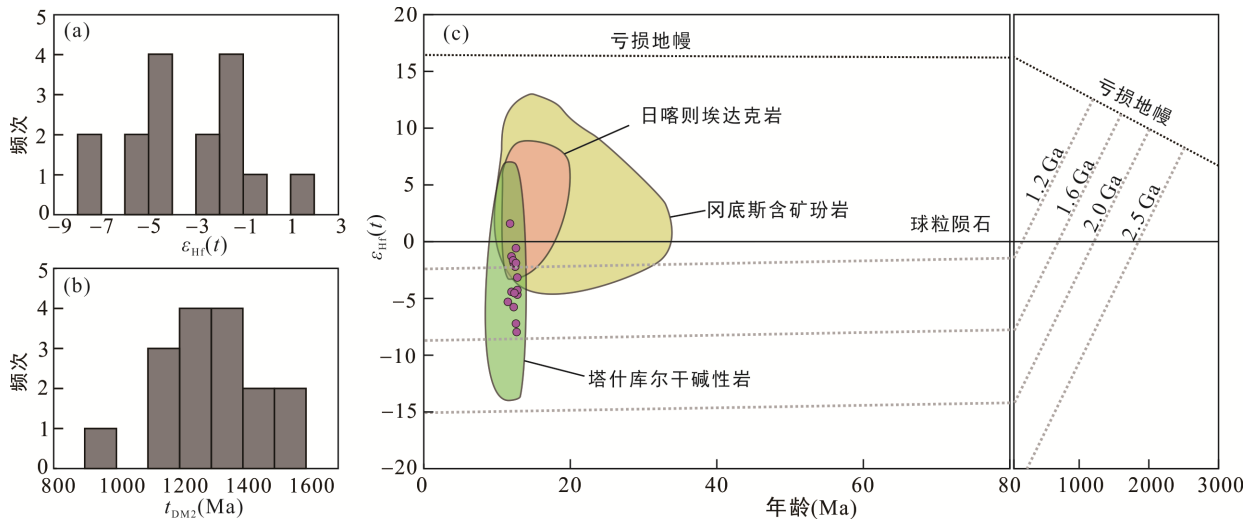
数据来源: 原始地幔值据 Sun and Mcdonough, 1989; 球粒陨石值据 Boynton, 1984; 藏北埃达克质岩据赖绍聪, 2003; 藏北钾质超钾质岩据 Guo et al., 2006。

图 7 阿克苏依二长花岗岩原始地幔标准化微量元素蛛网图(a)和球粒陨石标准化稀土元素配分模式图(b)

Fig.7 Primitive mantle-normalized trace element spider diagrams (a) and chondrite-normalized rare earth element patterns (b) of the monzogranite in the Akesayi area

表 3 阿克苏依二长花岗岩锆石 Hf 同位素组成
Table 3 Hf isotopic composition of zircon grains from the monzogranite in the Akesayi area

点号	¹⁷⁶ Yb/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Lu/ ¹⁷⁷ Hf	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf	1σ	¹⁷⁶ Hf/ ¹⁷⁷ Hf(t)	ε _{Hf} (0)	ε _{Hf} (t)	1σ	t _{DM1} (Ma)	t _{DM2} (Ma)	f _{Lw/Hf}
1	0.022617	0.000602	0.282707	0.000011	0.282707	-2.3	-2.0	0.4	764	1227	-0.98
2	0.055183	0.001377	0.282637	0.000013	0.282637	-4.8	-4.5	0.4	879	1384	-0.96
3	0.015971	0.000510	0.282648	0.000012	0.282648	-4.4	-4.1	0.4	844	1359	-0.98
4	0.038681	0.001050	0.282716	0.000012	0.282715	-2.0	-1.7	0.4	761	1207	-0.97
5	0.029898	0.001101	0.282680	0.000034	0.282679	-3.3	-3.0	1.2	813	1288	-0.97
6	0.039147	0.000991	0.282814	0.000012	0.282814	1.5	1.7	0.4	620	984	-0.97
7	0.014583	0.000373	0.282620	0.000012	0.282620	-5.4	-5.1	0.4	881	1424	-0.99
8	0.038706	0.001459	0.282565	0.000025	0.282564	-7.3	-7.1	0.9	984	1547	-0.96
10	0.043845	0.001290	0.282645	0.000013	0.282644	-4.5	-4.3	0.4	867	1368	-0.96
11	0.025134	0.000730	0.282544	0.000015	0.282544	-8.1	-7.8	0.5	995	1594	-0.98
12	0.034066	0.001117	0.282733	0.000016	0.282733	-1.4	-1.1	0.6	738	1168	-0.97
13	0.022756	0.000605	0.282753	0.000011	0.282752	-0.7	-0.4	0.4	700	1123	-0.98
14	0.022929	0.000595	0.282722	0.000009	0.282722	-1.8	-1.5	0.3	742	1192	-0.98
15	0.024751	0.000637	0.282716	0.000011	0.282716	-2.0	-1.7	0.4	752	1206	-0.98
16	0.029065	0.000762	0.282606	0.000010	0.282606	-5.9	-5.6	0.3	908	1453	-0.98
19	0.025932	0.000652	0.282641	0.000012	0.282641	-4.6	-4.4	0.4	857	1375	-0.98



数据来源: 冈底斯含矿玢岩据侯增谦等, 2012; 日喀则埃达克岩据陈希节等, 2014; 塔什库尔干碱性岩据王亚伟等, 2013; 徐晓尹等, 2017。

图 8 阿克萨依二长花岗岩锆石 $\epsilon_{Hf}(t)$ 直方图(a), 两阶段模式年龄(t_{DM2})直方图(b)及锆石 Age- $\epsilon_{Hf}(t)$ 图解
Fig.8 Zircon $\epsilon_{Hf}(t)$ (a), t_{DM2} (b) histograms and $\epsilon_{Hf}(t)$ vs. age plot (c) for the monzogranite in the Akesayi area

表 4 阿克萨依二长花岗岩 Sr-Nd 同位素组成
Table 4 Sr and Nd isotopic compositions of the monzogranite in the Akesayi area

样品号	含量($\mu\text{g/g}$)		$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	含量($\mu\text{g/g}$)		$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2σ	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\epsilon_{Nd}(t)$	年龄(Ma)		$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$
	Rb	Sr				Sm	Nd						t_{DM1}	t_{DM2}	
16AKSYMR-1	280	821	0.985937	0.707686	0.707513	3.85	34.5	0.067521	0.512428	0.000009	0.512423	-3.89	753	1143	-0.66
16AKSYMR-2	288	933	0.892526	0.707675	0.707518	6.63	54.3	0.073847	0.512402	0.000010	0.512396	-4.41	816	1185	-0.62
16AKSYMR-3	262	525	1.446422	0.707845	0.707591	2.67	21.2	0.075992	0.512391	0.000011	0.512385	-4.63	840	1203	-0.61
16AKSYMR-4	172	432	1.153880	0.707870	0.707667	1.34	10.3	0.078729	0.512429	0.000011	0.512423	-3.89	815	1143	-0.60
16AKSYMR-5	302	1174	0.743420	0.707589	0.707458	10.4	79.6	0.078937	0.512387	0.000009	0.512381	-4.71	863	1209	-0.60

表 5 阿克萨依二长花岗岩 Pb 同位素组成
Table 5 Pb isotopic compositions of the monzogranite in the Akesayi area

样品号	含量($\mu\text{g/g}$)			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	μ	ω
	Pb	Th	U											
16AKSYMR-1	22.0	66.2	33.8	18.809	0.003	15.664	0.003	38.919	0.007	18.620	15.655	38.797	98.6	199.7
16AKSYMR-2	25.0	44.8	44.5	18.820	0.003	15.646	0.002	38.835	0.006	18.601	15.636	38.762	114.1	118.9
16AKSYMR-3	21.7	29.3	20.5	18.775	0.003	15.642	0.002	38.795	0.006	18.659	15.637	38.740	60.4	89.4
16AKSYMR-4	20.0	18.8	11.8	18.789	0.003	15.645	0.002	38.828	0.005	18.716	15.642	38.790	37.8	62.1
16AKSYMR-5	20.9	43.8	15.7	18.788	0.003	15.646	0.002	38.844	0.005	18.695	15.642	38.759	48.3	139.0

不存在俯冲板片的熔融(姜耀辉等, 2000b; 陈希节等, 2014)。数值模拟与地球物理研究证明了藏北岩石圈拆沉作用的存在(Liu and Yang, 2003; Deng et al., 2004), 但是拆沉的下地壳部分熔融形成的埃达克质岩浆在上升途中会与周边的地幔橄榄岩发生交代反应, 导致其 MgO 含量和 $\text{Mg}^\#$ 值升高(侯增谦等, 2007; Wang et al., 2007), 而样品低的 MgO 含量(0.11%~0.72%)和低的 $\text{Mg}^\#$ 值(17.85~33.97)排除了拆沉玄武质下地壳的部分熔融的可能。

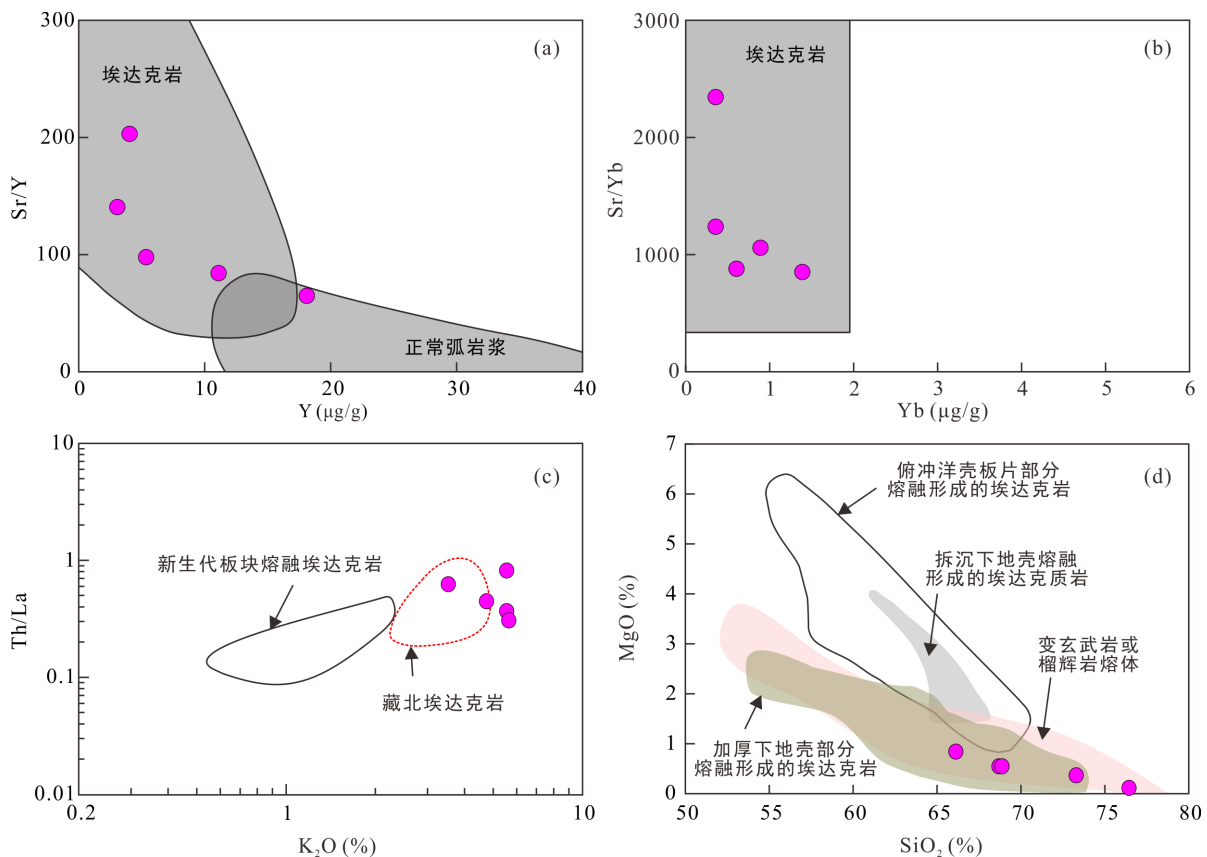
虽然阿克萨依二长花岗岩落在加厚下地壳部分

熔融形成的埃达克岩区域, 与藏北埃达克岩等加厚下地壳型埃达克岩具有相似的特征(图 9c、d), 但阿克萨依矿区内出露闪长玢岩, 该岩体与二长花岗岩具有密切的时空关系且 Sr-Nd-Pb 同位素基本一致, 但是闪长玢岩并不处于典型的埃达克岩区域(课题组未发表数据), 因此二长花岗岩的埃达克性质不是由源区控制的。Castillo et al. (1999)认为玄武质岩浆通过结晶分异过程可以产生具有埃达克岩地球化学特征的岩石, Richards and Kerrich (2007)也强调埃达克岩的高 Sr/Y 和 La/Yb 值以及低 Y 和 Yb 含量可以

通过分离结晶作用产生。在 La/Sm-La 以及 La/Yb-La 图解中(图 10), 岩体样品的变化趋势不同于部分熔融, 而显示出水平分布的分离结晶趋势, 此外在 Harker 图解上(图 6), 花岗岩的 TiO_2 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$ 、 MgO 、 Na_2O 、 K_2O 等元素含量随 SiO_2 含量的增加而减小, 也显示出分离结晶作用的特点, 表明分离结晶作用在阿克苏依二长花岗岩岩浆演化中具有重要的作用。杨志明等(2008)对驱龙铜矿中新世岩浆岩研究表明岩浆岩所表现出的埃达克质亲和性是岩浆侵位后副矿物相的结晶分异所导致的, 角闪石结晶分异而呈现埃达克质性质的岩浆, 其埃达克质特征会随角闪石的结晶分异程度增加而更加明显。这是因为角闪石富集 Y、Yb 等稀土元素, 随着分离结晶作用的进行, 大量角闪石逐渐结晶, 残余岩浆势必会逐渐亏损 Y、Yb 等稀土元素, 从而导致结晶形成的岩石 Sr/Y 比值变高, Y 和 Yb 含量变低(Gao et al., 2009; Li et al., 2009)。图 6 显示 Y 和 Yb 的含量随着 SiO_2 含量的增加而减少, Sr/Y 值随着 SiO_2 含量的增加而增

加, 表明二长花岗岩存在角闪石的分离结晶, 这与野外观察到的闪长玢岩中大量发育的角闪石相一致。综上所述, 认为阿克苏依二长花岗岩是角闪石等矿物发生分离结晶作用的玄武质岩浆残余结晶形成的。

西昆仑在地球化学上属于青藏高原北部地球化学省(Northern Tibetan Plateau Geochemical Province), 除此之外还包括松潘-甘孜-可可西里以及羌塘。该地球化学省碰撞后岩浆作用从 60 Ma 一直持续到 <1 Ma (邓万明, 1998), 主要分为两种类型, 一种是小范围分布的钠质岩浆作用, 另一种就是广泛分布的钾质岩浆作用, 包括钾质-超钾质岩石以及埃达克质岩石, 具有均一的 Sr-Nd 同位素组成($(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.707101 \sim 0.710536$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -9 \sim -2$, $t_{\text{DM}2} = 0.7 \sim 1.3$ Ga) (Cooper et al., 2002; Ding et al., 2003; Wang et al., 2005)。本区二长花岗岩显示出与藏北埃达克岩、钾质超钾质火山岩具有相似的 Sr-Nd-Pb 同位素组成(图 11、12), 表明其属于青藏高原北部地球化学省,



数据来源: 新生代板块熔融埃达克岩据 Stern and Kilian, 1996; 藏北埃达克岩据赖绍聪, 2003。

图 9 阿克苏依二长花岗岩 Sr/Y-Y (a), Sr/Yb-Yb (b)(据 Kay and Kay, 2002), Th/La-K₂O (c)和 MgO-SiO₂ (d)(据 Wang et al., 2007)图解

Fig.9 Sr/Y vs. Y (a), Sr/Yb vs. Yb (b), Th/La vs. K₂O (c) and MgO vs. SiO₂ (d) plots of the monzogranite in the Akesayi area

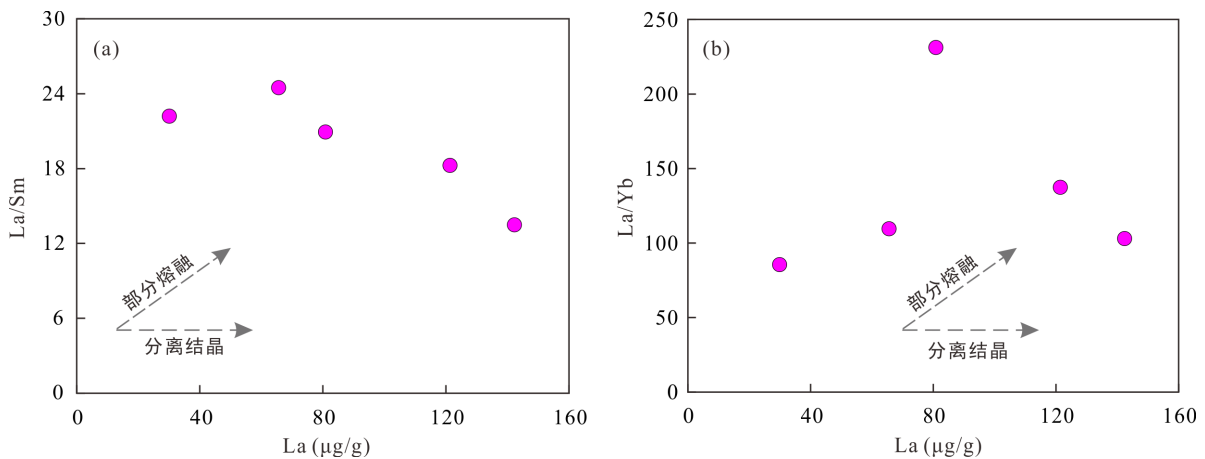
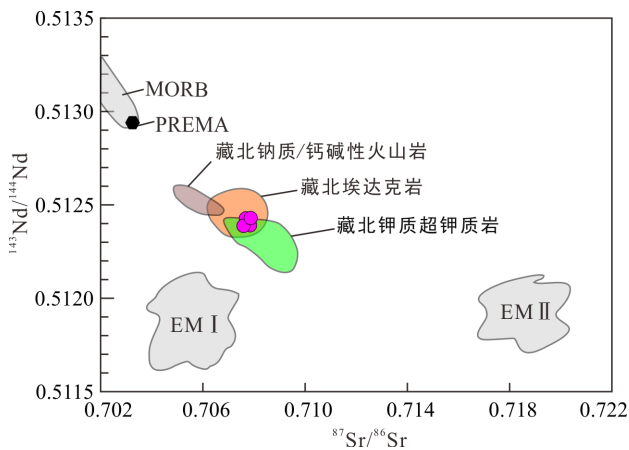


图 10 阿克萨依二长花岗岩 La/Sm-La (a)及 La/Yb-La (b)图解

Fig.10 La/Sm vs. La (a) and La/Yb vs. La (b) plots of the monzogranite in the Akesayi area



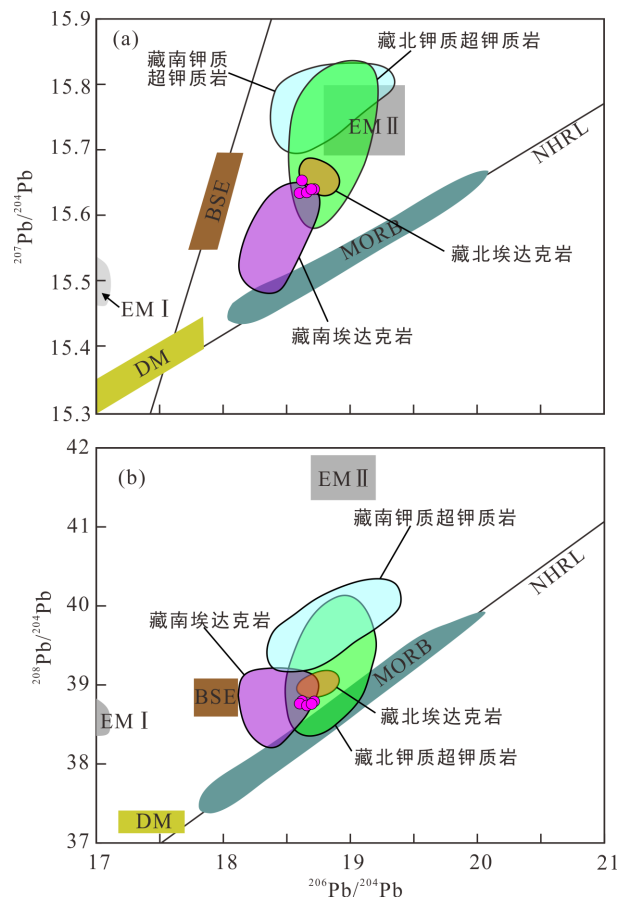
数据来源: MORB、EM I、EM II 据 Hofmann, 1997; 藏北埃达克岩据赖绍聪, 2003; 藏北钾质超钾质岩据 Ding et al., 2003; Guo et al., 2006; 藏北钠质/钙碱性火山岩据丁林等, 1999。

图 11 阿克萨依地区二长花岗岩 Nd-Sr 同位素图解

Fig.11 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram for the monzogranite in the Akesayi region

并与该地球化学省碰撞后岩浆作用具有相同的源区。在 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图解中(图 11), 从藏北钠质钙碱性火山岩到埃达克岩再到钾质超钾质岩, 其同位素组成表现出趋向富集地幔的特征, 而在 Pb 构造模式图中(图 12), 阿克萨依花岗岩与藏北埃达克岩及钾质超钾质岩一致, 均靠近 EM II 富集地幔特征区域, 表明岩石可能起源于富集型地幔(赖绍聪等, 2001; 莫宣学等, 2006; 迟效国等, 2017)。

关于 EM II 型富集地幔的来源, 多数学者认为是由于受俯冲作用的影响, 高原北部的地幔及软流圈受到大量洋壳沉积物及陆壳物质的广泛交代而在新生代逐渐形成的(赵振明等, 2007)。值得注意的是, 阿克萨依二长花岗岩具有变化范围较大的低 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值(-6.7~1.0), 暗示岩石的演化过程中受到一定的



数据来源: NHRL、DM、BSE 据 Zindler and Hart, 1986; 藏南钾质超钾质岩据 Zhao et al., 2009; 藏南埃达克岩据 Chung et al., 2003; Hou et al., 2004; Gao et al., 2007; 其他数据来源同图 11。

图 12 阿克萨依二长花岗岩 Pb 同位素图解

Fig.12 Pb isotopic diagrams for the monzogranite in the Akesayi region

地壳混染, 这也是岩石具有较低 $\text{Mg}^\#$ 的原因。因此, 阿克萨依二长花岗岩起源于俯冲流体交代的富集地幔, 在演化侵位过程中有壳源物质的加入。

5.3 构造意义

印度-欧亚板块在早始新世(~55 Ma)发生强烈碰撞(Royden et al., 2008), 之后, 印度板块仍以 44~50 mm/a 的速率向北俯冲到欧亚板块之下, 造成青藏高原整体抬升, 地壳加厚(Molnar and Tapponnier, 1975; Tapponnier et al., 2001)。随着印度大陆岩石圈持续向北推进, 青藏高原下部的软流圈也随之向北迁移, 直至被刚性的塔里木板块所阻挡(Kosarev et al., 1999; Guo et al., 2006)。地震层析成像揭示, 可可西里-西昆仑中新世-第四纪钾质火山岩带下方存在一个深达 900 km 的巨型地幔低速体(Replumaz et al., 2010)。在 30 Ma 左右, 南向俯冲的印度大陆岩石圈板片向后弯转, 25 Ma 自西向东撕裂, 于 15 Ma 发生完全断离(迟效国等, 2017)。受该断离板块沉降形成的冷地幔下降流驱动, 藏北深部的巨型地幔低速体上涌, 一方面导致富集地幔减压熔融; 另一方面软流圈的上涌造成岩石圈的强烈拉伸减薄, 在南北向挤压的同时, 形成了东西向大规模的走滑剪切活动, 同时伴生拉张盆地和推覆构造(Harrison et al., 1992; 邓万明, 1998; Yin and Harrison, 2000)。在 Rb-(Y+Nb) 构造判别图上(图 13), 中新世阿克萨依花岗岩基本都落于后碰撞花岗岩区域, 表明其形成于青藏高原区域伸展的构造动力学背景下。一部分走滑断裂位于较老的缝合带内, 如金沙江断裂、南昆仑断裂等, 地球物理研究表明, 这些走滑断层可能穿透了岩石圈地幔(Tapponnier et al., 2001)。由富集地幔减压熔融形成的玄武质岩浆沿着这些深大断裂侵位到地壳, 形成了藏北新生代火山岩线状展布的特点。在岩浆上升过程中, 受地壳混染并发生分离结晶作用, 形成了具有埃达克岩特征的阿克萨依二长花岗岩。

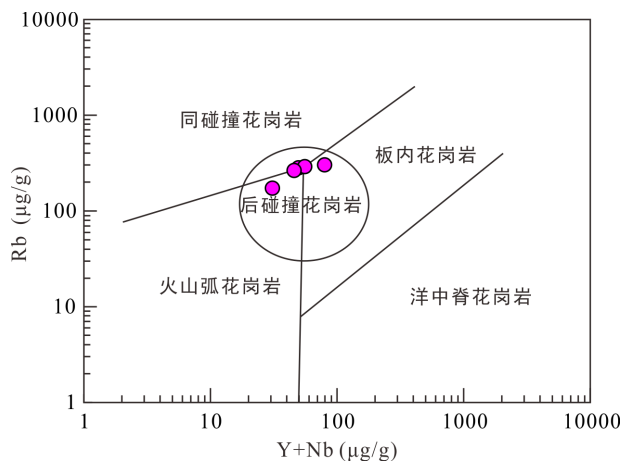


图 13 阿克萨依二长花岗岩构造判别图解(据 Pearce, 1996)

Fig.13 Tectonic discrimination diagram for the monzogranite in the Akesayi area

6 结 论

(1) 阿克萨依二长花岗岩形成年龄为 12.37 ± 0.18 Ma, 近似代表了阿克萨依矽卡岩铁矿化时间, 表明西昆仑地区存在青藏高原后碰撞时期的矽卡岩铁成矿作用。

(2) 该岩石为准铝质-弱过铝质高钾钙碱性或钾玄岩系列。地球化学上显示埃达克岩的性质是玄武质岩浆演化过程中角闪石等矿物分离结晶的结果。锆石 Hf 同位素和全岩 Sr-Nd-Pb 同位素组成表明, 该岩体起源于富集地幔的部分熔融, 同时受到一定程度的地壳混染。

(3) 阿克萨依二长花岗岩及矽卡岩铁矿化形成于青藏高原区域伸展的构造动力学背景下。受巨型地幔低速体上涌的影响, 富集地幔发生部分熔融并沿深大断裂向上侵位, 受地壳混染并发生分离结晶作用, 进而形成具有埃达克性质的岩体。

致谢: 感谢中国科学院广州地球化学研究所袁超研究员和中国地质调查局南京地质调查中心张传林教授认真评阅本文, 并提出宝贵的修改意见。锆石 U-Pb 和 Hf 同位素测试分别得到吴丹老师和张乐老师的帮助; 岩石主元素、微量元素测试得到王鑫玉博士、曾文老师的帮助, 在此一并表示感谢。

参考文献(References):

- 陈希节, 许志琴, 孟元库, 贺振宇. 2014. 冈底斯带中段中新世埃达克质岩浆作用的年代学、地球化学及 Sr-Nd-Hf 同位素制约. 岩石学报, 30(8): 2253-2268.
- 迟效国, 李才, 金巍. 2005. 藏北羌塘地区新生代火山作用与岩石圈构造演化. 中国科学(D辑), 35(5): 399-410.
- 迟效国, 李才, 金巍, 刘森, 杨日红. 1999. 藏北新生代火山作用的时空演化与高原隆升. 地质评论, 45(S1): 978-986.
- 迟效国, 张蕊, 范乐夫, 王利民. 2017. 藏北新生代玄武质火山岩起源的深部机制——大陆俯冲和板片断离驱动的地幔对流上涌模式. 岩石学报, 33(10): 3011-3026.
- 邓万明. 1998. 青藏高原北部新生代板内火山岩. 北京: 地质出版社: 1-180.
- 丁林, 岳雅慧, 蔡福龙, 徐晓霞, 张清海, 来庆洲. 2006. 西藏拉萨地块高镁超钾质火山岩及对南北向裂谷形成时间和切割深度的制约. 地质学报, 80(9): 1252-1261.
- 高睿, 肖龙, 王国灿, 贺新星, 杨刚, 鄢圣武. 2013. 西准

- 噶尔晚古生代岩浆活动和构造背景. 岩石学报, 29(10): 3413-3434.
- 侯增谦, 潘小菲, 杨志明, 曲晓明. 2007. 初论大陆环境斑岩铜矿. 现代地质, 21(2): 332-351.
- 侯增谦, 郑远川, 杨志明, 杨竹森. 2012. 大陆碰撞成矿作用: I. 冈底斯新生代斑岩成矿系统. 矿床地质, 31(4): 647-670.
- 姜耀辉, 芮行健, 郭坤一, 贺菊瑞. 2000a. 西昆仑造山带花岗岩研究新进展. 火山地质与矿产, 21(1): 61-62.
- 姜耀辉, 芮行健, 郭坤一, 贺菊瑞. 2000b. 西昆仑造山带花岗岩形成的构造环境. 地球学报, 21(1): 23-25.
- 康磊, 校培喜, 高晓峰, 奚仁刚, 杨再朝. 2015. 西昆仑西段晚古生代-中生代花岗岩岩浆作用及构造演化过程. 中国地质, 42(3): 533-552.
- 柯珊, 莫宣学, 罗照华, 詹华明, 梁涛, 李莉, 李文韬. 2006. 塔什库尔干新生代碱性杂岩的地球化学特征及岩石成因. 岩石学报, 22(4): 905-915.
- 赖绍聪. 2003. 青藏高原新生代埃达克质岩的厘定及其意义. 地学前缘, 10(4): 407-415.
- 赖绍聪, 刘池阳. 2001. 青藏高原北羌塘榴辉岩质下地壳及富集型地幔源区——来自新生代火山岩的岩石地球化学证据. 岩石学报, 17(3): 459-468.
- 李锦轶, 肖序常. 1999. 对新疆地壳结构与构造演化几个问题的简要评述. 地质科学, 34(4): 405-419.
- 李荣社, 徐学义, 计文化. 2008. 对中国西部造山带地质研究若干问题的思考. 地质通报, 27(12): 2020-2025.
- 李智泉, 张连昌, 薛春纪, 郑梦天, 朱明田, 董连慧, 冯京. 2018. 西昆仑赞坎铁矿床地质特征、形成时代及高品位矿石的成因. 岩石学报, 34(2): 427-446.
- 梁细荣, 韦刚健, 李献华, 刘颖. 2003. 利用MC-ICPMS精确测定 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 和Sm/Nd比值. 地球化学, 32(1): 91-96.
- 林清茶, 夏斌, 张玉泉. 2006. 西昆仑-喀喇昆仑地区钾质碱性岩Ar-Ar年龄——以羊湖、答坎和苦子干岩体为例. 矿物岩石, 26(2): 66-70.
- 刘成军. 2015. 西昆仑造山带(西段)及周缘早古生代-早中生代物质组成与构造演化. 西安: 长安大学博士学位论文: 1-199.
- 刘嘉麒. 1999. 中国火山. 北京: 科学出版社: 1-219.
- 刘建平, 王核, 任广利, 付王伟, 吴玉峰. 2009. 西昆仑铁矿床类型及勘探前景. 矿物学报, 29(S1): 439-441.
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用ICP-MS准确测定岩石样品中的40余种微量元素. 地球化学, 25(6): 552-558.
- 莫宣学, 赵志丹, DEPAOLO D J, 周肃, 董国臣. 2006. 青藏高原拉萨地块碰撞-后碰撞岩浆作用的三种类型及其对大陆俯冲和成矿作用的启示: Sr-Nd同位素证据. 岩石学报, 22(4): 795-803.
- 潘桂棠, 朱弟成, 王立全, 廖忠礼, 耿全如, 江新胜. 2004. 班公湖-怒江缝合带作为冈瓦纳大陆北界的地质地球物理证据. 地学前缘, 11(4): 371-382.
- 潘裕生. 1990. 西昆仑山构造特征与演化. 地质科学, (3): 224-232.
- 汪玉珍, 方锡廉. 1987. 西昆仑山、喀喇昆仑山花岗岩类时空分布规律的初步探讨. 新疆地质, 5(1): 9-24.
- 王超, 刘良, 何世平, 杨文强, 曹玉亭, 朱小辉, 李荣社. 2013. 西昆仑早古生代岩浆作用过程: 布隆花岗岩地球化学和锆石U-Pb-Hf同位素组成研究. 地质科学, 48(4): 997-1014.
- 王亚伟, 廖小莹, 刘良, 校培喜, 曹玉亭, 杨文强, 康磊, 梁莎. 2013. 西昆仑塔什库尔干苦子干碱性杂岩体的成因及其构造意义. 西北地质, 46(4): 1-24.
- 韦刚健, 梁细荣, 李献华, 刘颖. 2002. (LP)MC-ICPMS方法精确测定液体和固体样品的Sr同位素组成. 地球化学, 31(3): 295-299.
- 魏小鹏. 2018. 西昆仑造山带三叠纪花岗岩类时空分布、岩石成因及其构造背景. 广州: 中国科学院广州地球化学研究所博士学位论文: 1-196.
- 吴福元, 李献华, 郑永飞, 高山. 2007. Lu-Hf同位素体系及其岩石学应用. 岩石学报, 23(2): 185-220.
- 吴元保, 郑永飞. 2004. 锆石成因矿物学研究及其对U-Pb年龄解释的制约. 科学通报, 46(16): 1589-1604.
- 肖文交, 侯泉林, 李继亮, B.F.Windley, 郝杰, 方爱民, 周辉, 王志洪, 陈汉林, 张国成, 袁超. 2000. 西昆仑大地构造相解剖及其多岛增生过程. 中国科学(D辑), 30(S1): 22-28.
- 肖序常, 王军. 1998. 青藏高原构造演化及隆升的简要评述. 地质论评, 44(4): 372-381.
- 徐晓尹, 蔡志慧, 许志琴, 曹汇. 2017. 东北帕米尔塔什库尔干中新世高钾碱性岩的成因机制与大地构造意义. 地质论评, 63(3): 616-629.
- 许志琴, 戚学祥, 刘福来, 杨经绥, 吴才来, 曾令森, 梁凤华. 2004. 西昆仑康西瓦加里东期孔兹岩系及地质意义. 地质学报, 78(6): 733-743.
- 杨志明, 侯增谦, 宋玉财, 李振清, 夏代详, 潘凤雏. 2008. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床: 地质、蚀变与成矿. 矿床地质, 27(3): 279-318.
- 张传林, 陆松年, 于海锋, 叶海敏. 2007. 青藏高原北缘西昆仑造山带构造演化: 来自锆石SHRIMP及LA-ICP-MS测年的证据. 中国科学(D辑), 37(2): 145-154.
- 张连昌, 冯京, 董连慧, 朱明田, 郑梦天, 李智泉, 郝延海, 石玉君. 2016. 西昆仑塔什库尔干铁矿带矿床类型、成因及成矿规律. 地球科学与环境学报, 38(4): 427-443.

- 张旗, 王焰, 钱青, 杨进辉, 王元龙, 赵太平, 郭光军. 2001. 中国东部燕山期埃达克岩的特征及其构造-成矿意义. 岩石学报, 17(2): 236-244.
- 张蕊. 2018. 藏北羌塘新生代碱性钾质-超钾质火山岩成因研究. 长春: 吉林大学博士学位论文: 1-127.
- 赵振明, 李荣社, 计文化, 伊海生, 林金辉, 朱同兴. 2007. 青藏高原北羌塘地区古近纪火山岩中埃达克岩的地球化学特征及其构造意义. 地球科学, 32(5): 651-680.
- Blichert-Toft J and Albarède F. 1997. The Lu-Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system. *Earth and Planetary Science Letters*, 148(1-2): 243-258.
- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies // Henderson P. Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier: 63-114.
- Castillo P R, Janney P E and Solidum R U. 1999. Petrology and geochemistry of Camiguin Island, southern Philippines: Insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(1): 33-51.
- Chung S L, Liu D Y, Ji J Q, Chu M F, Lee H Y, Wen D J, Lo C H, Lee T Y, Qian Q and Zhang Q. 2003. Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet. *Geology*, 31(11): 1021-1024.
- Cooper K M, Reid M R, Dunbar N W and McIntosh W C. 2002. Origin of mafic magmas beneath northwestern Tibet: Constraints from ^{230}Th - ^{238}U disequilibria. *Geochimistry, Geophysics, Geosystems*, 3(11): 1-23.
- Coulon C, Maluski H, Bollinger C and Wang S. 1986. Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet: $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating, petrological characteristics and geodynamical significance. *Earth and Planetary Science Letters*, 79(3-4): 281-302.
- Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature*, 347(6294): 662-665.
- Deng J F, Mo X X, Zhao H L, Wu Z X, Luo Z H and Su S G. 2004. A new model for the dynamic evolution of Chinese lithosphere: 'continental roots-plume tectonics'. *Earth-Science Reviews*, 65(3-4): 223-275.
- Didier J and Barbarin B. 1991. Enclaves and Granite Petrology. Amsterdam: Elsevier: 1-625.
- Ding L, Kapp P, Zhong D L and Deng W M. 2003. Cenozoic volcanism in Tibet: Evidence for a transition from oceanic to continental subduction. *Journal of Petrology*, 44(10): 1833-1865.
- Gao J, Klemd R, Long L L, Xiong X M and Qian Q. 2009. Adakitic signature formed by fractional crystallization: An interpretation for the Neo-Proterozoic meta-plagiogranites of the NE Jiangxi ophiolitic mélange belt, South China. *Lithos*, 110: 277-293.
- Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, Liu X M, Liu Y S, Xu W L, Ling W L, Ayers J, Wang X C and Wang Q H. 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432(7019): 892-897.
- Gao Y F, Hou Z Q, Kamber B S, Wei R H, Meng X J and Zhao R S. 2007. Adakite-like porphyries from the southern Tibetan continental collision zones: Evidence for slab melt metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(1): 105-120.
- Griffin W L, Wang X, Jackson S E, Pearson N J, O'Reilly S Y, Xu X S and Zhou X M. 2002. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: *In-situ* analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes. *Lithos*, 61(3-4): 237-269.
- Guo Z F, Wilson M and Liu J Q. 2007. Post-collisional adakites in south Tibet: Products of partial melting of subduction-modified lower crust. *Lithos*, 96(1-2): 205-224.
- Guo Z F, Wilson M, Liu J Q and Mao Q. 2006. Post-collisional, potassic and ultrapotassic magmatism of the northern Tibetan Plateau: Constraints on characteristics of the mantle source, geodynamic setting and uplift mechanisms. *Journal of Petrology*, 47(6): 1177-1220.
- Harris N B W and Inger S. 1992. Trace element modeling of pelite-derived granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(1): 46-56.
- Harrison T M, Copeland P, Kidd W S F and Yin A. 1992. Raising Tibet. *Science*, 255(5052): 1663-1670.
- Hofmann A W. 1997. Mantle geochemistry: The message from oceanic volcanism. *Nature*, 385(6613): 219-229.
- Hou Z Q, Gao Y F, Qu X M, Rui Z Y and Mo X X. 2004. Origin of adakitic intrusives generated during mid-Miocene east-west extension in southern Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 220(1-2): 139-155.
- Hu J, Wang H, Huang C Y, Tong L X, Mu S L and Qiu Z W. 2016. Geological characteristics and age of the Dahongliutan Fe-ore deposit in the Western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 116: 1-25.

- Jiang Y H, Jiang S Y, Ling H F, Zhou X R, Rui X J and Yang W Z. 2002. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China: Implications for granitoid geneses. *Lithos*, 63(3–4): 165–187.
- Kay R W and Kay S M. 2002. Andean adakites: Three ways to make them. *Acta Petrologica Sinica*, 18(3): 303–311.
- Kosarev G, King R, Sobolev S V, Yuan X, Hanka W and Oreshin S. 1999. Seismic evidence for a detached Indian lithospheric mantle beneath Tibet. *Science*, 283(5406): 1306–1309.
- Li J W, Zhao X F, Zhou M F, Ma C Q, de Souza Z S and Vasconcelos P. 2009. Late Mesozoic magmatism from the Daye region, eastern China: U-Pb ages, petrogenesis, and geodynamic implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 157(3): 383–409.
- Liu M and Yang Y Q. 2003. Extensional collapse of the Tibetan Plateau: Results of three-dimensional finite element modeling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B8), 2361.
- Liu Y, Gao S, Hu Z C, Gao C G, Zong K Q and Wang D B. 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the trans-north China orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons from mantle xenoliths. *Journal of Petrology*, 51(1–2): 537–571.
- Ludwig K R. 2003. User's manual for Isoplot 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication.
- Macpherson C G, Dreher S T and Thirlwall M F. 2006. Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters*, 243: 581–593.
- Martin H, Smithies R H, Rapp R, Moyen J F and Champion D. 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: Relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1–2): 1–24.
- Mattern F, Schneider W, Li Y and Li X. 1996. A traverse through the western Kunlun (Xinjiang, China): Tentative geodynamic implications for the Paleozoic and Mesozoic. *Geologische Rundschau*, 85(4): 705–722.
- Middlemost E A K. 1994. Naming materials in the magma igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224.
- Molnar P and Tapponnier P. 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a continental collision. *Science*, 189(4201): 419–426.
- Molnar P and Tapponnier P. 1978. Active tectonics of Tibet. *Journal of Geophysical Research*, 83(NB11): 5361–5376.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic-rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63–81.
- Replumaz A, Negrodo A M, Guillot S and Villasenor A. 2010. Multiple episodes of continental subduction during India/Asia convergence: Insight from seismic tomography and tectonic reconstruction. *Tectonophysics*, 483(1–2): 125–134.
- Richards J P and Kerrich R. 2007. Adakite-like rocks: Their origins and questionable role in metallogenesis. *Economic Geology*, 102: 537–576.
- Rickwood P C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*, 22(4): 247–263.
- Royden L H, Burchfiel B C and van der Hilst R D. 2008. The geological evolution of the Tibetan plateau. *Science*, 321(5892): 1054–1058.
- Soderlund U, Patchett J P, Vervoort J D and Isachsen C E. 2004. The ^{176}Lu decay constant determined by Lu-Hf and U-Pb isotope systematics of Precambrian mafic intrusions. *Earth and Planetary Science Letters*, 219(3–4): 311–324.
- Stern C R and Kilian R. 1996. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral volcanic zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123(3): 263–281.
- Streck M J, Leeman W P and Chesley J. 2007. High-magnesian andesite from Mount Shasta: A product of magma mixing and contamination, not a primitive mantle melt. *Geology*, 35(4): 351–354.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42(1): 313–345.
- Tapponnier P and Molnar P. 1976. Slip-line field-theory and large-scale continental tectonics. *Nature*, 264(5584): 319–324.
- Tapponnier P, Xu Z Q, Roger F, Meyer B, Arnaud N, Wittlinger G and Yang J S. 2001. Oblique stepwise rise and growth of the Tibet plateau. *Science*, 294(5547):

1671–1677.

- Wang Q, McDermott F, Xu J F, Bellon H and Zhu Y T. 2005. Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: Lower-crustal melting in an intra-continental setting. *Geology*, 33(6): 465–468.
- Wang Q, Wyman D A, Zhao Z H, Xu J F, Bai Z H, Xiong X L, Dai T M, Li C F and Chu Z Y. 2007. Petrogenesis of Carboniferous adakites and Nb-enriched arc basalts in the Alataw area, northern Tianshan Range (western China): Implications for Phanerozoic crustal growth in the Central Asia orogenic belt. *Chemical Geology*, 236(1–2): 42–64.
- Wang Q, Xu J F, Jian P, Bao Z W, Zhao Z H, Li C F, Xiong X L and Ma J L. 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, dexing, South China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology*, 47(1): 119–144.
- Wang Z H. 2004. Tectonic evolution of the western Kunlun orogenic belt, western China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 24(2): 153–161.
- Williams H M, Turner S, Kelley S and Harris N. 2001. Age and composition of dikes in Southern Tibet: New constraints on the timing of East-West extension and its relationship to post-collisional volcanism. *Geology*, 29(4): 339–342.
- Williams H M, Turner S P, Pearce J A, Kelley S P and Harris N B W. 2004. Nature of the source regions for post-collisional, potassic magmatism in southern and northern Tibet from geochemical variations and inverse trace element modelling. *Journal of Petrology*, 45(3): 555–607.
- Xiao W J, Windley B F, Chen H L, Zhang G C and Li J L. 2002. Carboniferous-Triassic subduction and accretion in the western Kunlun, China: Implications for the collisional and accretionary tectonics of the northern Tibetan Plateau. *Geology*, 30(4): 295–298.
- Xiao W J, Windley B F, Liu D Y, Jian P, Liu C Z, Yuan C and Sun M. 2005. Accretionary tectonics of the Western Kunlun Orogen, China: A Paleozoic-early Mesozoic, long-lived active continental margin with implications for the growth of southern Eurasia. *Journal of Geology*, 113(6): 687–705.
- Xu Z Q, Wang Q, Pecher A, Liang F H, Qi X X, Cai Z H, Li H Q, Zeng L S and Cao H. 2013. Orogen-parallel ductile extension and extrusion of the Greater Himalaya in the late Oligocene and Miocene. *Tectonics*, 32(2): 191–215.
- Yin A and Harrison T M. 2000. Geologic evolution of the Himalayan-Tibetan orogeny. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 211–280.
- Yuan C, Sun M, Zhou M F, Zhou H, Xiao W J and Li J L. 2003. Absence of Archean basement in the South Kunlun Block: Nd-Sr-O isotopic evidence from granitoids. *Island Arc*, 12(1): 13–21.
- Zhao Z D, Mo X X, Dilek Y, Niu Y L, DePaolo D J, Robinson P, Zhu D C, Sun C G, Dong G C, Zhou S, Luo Z H and Hou Z Q. 2009. Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions of the post-collisional ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Petrogenesis and implications for India intra-continental subduction beneath southern Tibet. *Lithos*, 113: 190–212.
- Zhu D C, Zhao Z D, Pan G T, Lee H Y, Kang Z Q, Liao Z L, Wang L Q, Li G M, Dong G C and Liu B. 2009. Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt-peridotite interaction? *Journal of Asian Earth Sciences*, 34(3): 298–309.
- Zindler A and Hart S. 1986. Chemical Geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493–571.

Petrogenesis and Geodynamic Setting of Akesayi Cenozoic Monzogranite in West Kunlun: Constraints from Geochronology, Geochemistry and Sr-Nd-Pb-Hf Isotopes

DONG Rui^{1,2}, WANG He^{1*} and YAN Qinghe^{1,2}

(1. Key Laboratory of Mineralogy and Metallogeny, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: This study focus on the monzogranite intrusion related to the Akesayi skarn Fe deposit which is located in the eastern part of the Tianshuihai terrane, West Kunlun. In this paper, we report new results of laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) U-Pb zircon dating, chemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the whole-rock samples, and zircon Lu-Hf isotopic compositions, and discuss the petrogenesis and geodynamic settings of the intrusions in Akesayi. LA-ICP-MS zircon U-Pb dating of the monzogranite yields a concordant age of 12.37 ± 0.18 Ma, which means that the intrusion was formed in the Miocene. The monzogranite belongs to high-K calc-alkaline and shoshonite series, and is characterized by moderate fractionated REE patterns with weak negative Eu anomalies. The monzogranite has geochemical signatures resembling that of the adakites, such as high Sr (432 – 1174 $\mu\text{g/g}$) and Sr/Y ratio (64.8 – 203), with low Y (3.08 – 18.11 $\mu\text{g/g}$) and Yb (0.35 – 1.39 $\mu\text{g/g}$) contents. The Harker, La/Sm-La and La/Yb-La diagrams show that the magmatic evolution is dominated by fractional crystallization. Combined with the negative correlation between SiO_2 and Y, Yb, positive correlation between SiO_2 and Sr/Y, it can be inferred that the adakitic monzogranite may be derived from fractional crystallization of mantle-derived basaltic magmas. The Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the rocks show affinity of the Northern Tibetan Plateau Geochemical Province (NTPGP), which indicate that the magma may be originated from the enriched mantle source that had been metasomatized by the subduction fluid. Contamination of the continental crust may account for the highly varied $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ values and relatively low $\text{Mg}^\#$ of the monzogranite. Integrating with previous geochronological and geological results, we propose that the monzogranite and related Fe mineralization in the Akesayi deposit were likely formed at a regional extension background induced by the huge mantle upwelling.

Keywords: Akesayi; skarn Fe deposit; monzogranite; Miocene; regional extension