

# 北阿尔金构造带红柳沟钾长花岗岩地球化学特征、 LA-ICP-MS锆石U-Pb定年和Hf同位素组成

康磊<sup>1</sup>, 刘良<sup>1</sup>, 曹玉亭<sup>1</sup>, 王超<sup>1,2</sup>, 杨文强<sup>1</sup>, 朱小辉<sup>1</sup>

KANG Lei<sup>1</sup>, LIU Liang<sup>1</sup>, CAO Yu-ting<sup>1</sup>, WANG Chao<sup>1,2</sup>,

YANG Wen-qiang<sup>1</sup>, ZHU Xiao-hui<sup>1</sup>

1. 大陆动力学国家重点实验室/西北大学地质学系, 陕西 西安 710069;

2. 中国地质调查局西安地质矿产研究所, 陕西 西安 710054

1. State Key Laboratory of Continental Dynamics/Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, Shaanxi, China;

2. Xi'an Institute of Geology and Mineral Resources, China Geological Survey, Xi'an 710054, Shaanxi, China

**摘要:** 出露于阿尔金构造带北缘红柳沟-拉配泉混杂岩带西段的红柳沟钾长花岗岩,  $\text{SiO}_2 > 69.0\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 13.0\%$ ,  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) > 7.0\%$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ ,  $\text{A}/\text{CNK}$  介于  $1.04 \sim 1.08$  之间, 属高钾钙碱性系列的弱过铝质岩石。该岩石富集大离子亲石元素(LILE), 亏损 Nb、Ta、Sr、P、Ti 等高场强元素(HFSE);  $\sum \text{REE}$  偏低( $128.47 \times 10^{-6} \sim 150.67 \times 10^{-6}$ ), Eu 负异常中等( $\delta \text{Eu} = 0.59 \sim 0.67$ ), LREE 相对富集, 轻重稀土元素分馏明显, 其 Nb/Ta、Zr/Hf 比值接近上地壳, 锆石具有负的  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值( $-7.13 \sim -5.12$ ), 两阶段 Hf 模式年龄( $T_{\text{DM2}}$ )变化范围为  $1786 \sim 1912 \text{Ma}$ , 反映其源区物质主要来源于古老地壳。源岩判别图解和  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 100$  指示其为中上地壳变质砂屑质沉积岩部分熔融的产物。LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为  $500.3 \text{Ma} \pm 1.2 \text{Ma}$ , 结合锆石 CL 图像具有岩浆环带特征和  $\text{Th}/\text{U} > 0.4$ , 推断该年龄为花岗岩的形成年龄。综合区域地质背景, 认为该岩石形成于与洋壳俯冲作用有关的陆缘火山弧环境。

**关键词:** 北阿尔金构造带; 钾长花岗岩; 地球化学; 锆石 LA-ICP-MS U-Pb 定年; Hf 同位素

中图分类号: P588.12<sup>1</sup>; P595; P597<sup>1.3</sup>

文献标志码: A

文章编号: 1671-2552(2011)07-1066-11

Kang L, Liu L, Cao Y T, Wang C, Yang W Q, Zhu X H. Geochemistry, zircon LA-ICP-MS U-Pb ages and Hf isotopes of Hongliugou moyite from north Altyn Tagh tectonic belt. *Geological Bulletin of China*, 2011,30(7):1066-1076

**Abstract:** Hongliugou moyite outcropped in western Hongliugou-Lapeiquan complex belt belongs to high K cal-alkaline granites, characterized by  $\text{SiO}_2 > 69.0\%$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 13.0\%$ ,  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) > 7.0\%$ ,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ ,  $1 < \text{A}/\text{CNK} < 1.1$ , enrichment of LILE and depletion of HFSE (Nb, Ta, Sr, P and Ti). The REE distribution patterns show features of low  $\sum \text{REE}$  ( $128.47 \times 10^{-6} \sim 150.67 \times 10^{-6}$ ), negative anomaly of Eu, relative enrichment of LREE, and obvious fractionation between HREE and LREE. The Nb/Ta and Zr/Hf ratios are close to ratios of the upper crust, the  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  values of zircon range from  $-7.13 \sim -5.12$ , with  $T_{\text{DM2}}$  ages between  $1786 \sim 1912 \text{Ma}$ . These characteristics suggest that the source rock might have been derived from ancient crust. Diagrams for discriminating compositions of source rocks and the feature  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 < 100$  imply that the rock came from partial melting of arenitic metasediments in the middle-

收稿日期: 2010-11-25; 修订日期: 2011-04-22

**资助项目:** 中国地质调查局项目《西昆仑-阿尔金成矿带基础地质综合研究》、国家重点研究发展规划“973”项目《深俯冲地壳的化学变化与差异折返》的二级课题《陆壳超深俯冲和折返的岩石学记录》(编号: 2009CB825003)、国家自然科学基金项目《阿尔金山南缘碰撞后花岗岩的岩浆混合作用及其动力学意义》(批准号: 40902022)、陕西省自然科学基金项目《岩浆混合作用过程中长石和锆石微结构和微区元素分析及其对岩浆动力学的指示》(编号: 2010JM5007)、西北大学大陆动力学国家重点实验室创新基金项目《南阿尔金高压-超高压变质岩石中流体包裹体及其地质意义研究》(编号: 10DZSY020)和西北大学研究生自主创新项目《阿尔金高压-超高压泥质岩石的相平衡关系与  $p$ - $t$  演化轨迹——来自 PT 视剖面图的证据》(编号: 09YZZ40)

**作者简介:** 康磊(1987-), 男, 在读硕士, 岩石学专业。E-mail: frankang@qq.com

**通讯作者:** 刘良(1956-), 男, 博士, 教授, 从事岩石大地构造学与矿物成因研究。E-mail: liuliang@nwu.edu.cn

upper crust. The LA-ICP-MS in situ U-Pb age is  $500.3 \pm 1.2$  Ma for zircons characterized by oscillatory zoning and  $\text{Th}/\text{U} > 0.4$ , and hence this age can be regarded as the formation age of the moyite. Combined with regional geological characteristics, the authors consider that the formation of the rock was related to the subduction of the oceanic crust, with the tectonic setting being continental margin arc.

**Key words:** northern Altyn Tagh tectonic belt; moyite; geochemistry; zircon LA-ICP-MS U-Pb ages; Hf isotopes

红柳沟-拉配泉俯冲碰撞杂岩带位于阿尔金造山带北缘, 是北阿尔金近东西向构造带的重要组成部分, 夹持于阿北变质地块(主要由太古宙麻粒岩相变质杂岩组成)与米兰河-金雁山地块(主体由古元古界变质岩、大理岩和中-新元古界厚层叠层石灰岩组成)之间(图 1-a)。杂岩带主要由蛇绿岩、具复理石特征的深海一半深海碎屑岩、碳酸盐岩和高压/低温变质岩组成。蛇绿岩主要由变玄武岩、枕状玄武岩、细碧岩、凝灰岩、硅质岩和大量基性、超基性岩脉或岩墙组成, 具有过渡型洋中脊玄武岩的性质, 并与洋岛玄武岩共生<sup>[1-5]</sup>。其中, 变玄武岩与枕状玄武岩的 Sm-Nd 等时线年龄分别为  $(508 \pm 41) \sim (512 \pm 30)$  Ma 和  $(524 \pm 44)$  Ma<sup>[3]</sup>, 辉长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为  $(479 \pm 8)$  Ma<sup>[6]</sup>, 硅质岩含晚寒武世—中奥陶世的牙形石。变质岩主要由低温高压的泥质片岩<sup>[7]</sup>、蓝片岩、榴辉岩<sup>[8]</sup>和片麻状花岗闪长岩组成。蓝片岩和榴辉岩中多硅白云母和钠云母的 Ar-Ar 年龄为  $(491 \pm 3) \sim (512 \pm 3)$  Ma<sup>[9]</sup>。因此, 该混杂岩带主体应形成于早古生代。近年来, 前人陆续对该构造混杂岩带中分布的部分花岗岩体进行了年代学和地球化学工作, 如: 陈宣华等<sup>[10-11]</sup>利用锆石 U-Pb(TIMS)获得其中最大的花岗岩岩体——阔什布拉克岩体的形成时代为  $(443 \pm 5)$  Ma, 并认为其可能形成于岛弧或大陆弧环境; 吴才来等<sup>[12]</sup>获得巴什考供盆地南缘花岗杂岩中的巨斑花岗岩、红色花岗岩、灰白色似斑状花岗岩和粉红色似斑状花岗岩的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄分别为  $(474.3 \pm 6.8)$  Ma、 $(446.6 \pm 5.2)$  Ma、 $(434.5 \pm 3.8)$  Ma 和  $(431.1 \pm 3.8)$  Ma, 并认为其形成于陆陆碰撞-碰撞后的构造环境; 戚学祥等<sup>[13]</sup>确定该混杂岩带北部花岗闪长岩的侵位时代为  $(481 \pm 5)$  Ma, 并依据其高钠 I 型花岗岩的特征认为其形成于早古生代的岛弧环境; 吴才来等<sup>[14]</sup>又对巴什考供—斯米尔布拉克一带的花岗杂岩进行了系统的地球化学和锆石 SHRIMP U-Pb 定年研究, 确定该杂岩中的石英闪长岩的形成时代为  $(481.6 \pm 5.6)$  Ma, 灰白色花岗岩和粉红色花岗岩的形成时代分别为  $(437 \pm 3) \sim (433 \pm 3.4)$  Ma 和  $(443 \pm 11) \sim (434.6 \pm 1.6)$  Ma, 并结合石英闪长岩具有典型 I 型花

岗岩类的特点和灰白色、粉红色花岗岩为 S 型花岗岩的地球化学特征, 认为石英闪长岩的形成可能与洋壳俯冲有关, 而灰白色和粉红色花岗岩可能形成于碰撞后环境。由此可见, 通过对花岗质岩石或岩体深入细致的全面研究有可能完整地揭示该构造混杂岩带的形成、演化过程。然而, 由于区内构造关系复杂, 且出露的花岗岩体较多, 目前仍有部分岩体尚未进行详细研究, 前人对区内花岗岩源岩的讨论也缺乏 Hf 同位素资料的有效约束。因此, 本文选取未有报道的红柳沟钾长花岗岩体作为研究对象, 对其进行岩石学、地球化学、锆石 LA-ICP-MS U-Pb 年代学和 Hf 同位素研究, 探讨其成因类型、形成时代和构造背景, 以期为深入探讨北阿尔金构造演化过程提供进一步的约束。

## 1 岩体地质与岩石学特征

本文样品(09A-59)来自阿尔金构造带北缘红柳沟-拉配泉混杂岩带西段, 地理坐标为北纬  $39^{\circ}08.296'$ 、东经  $90^{\circ}02.627'$ 。1982 年 1:20 万巴什考供幅区域地质调查报告将该岩体编为 65 号, 认为其属于新元古代第 5 次侵入体。该岩体呈近东西向分布, 与区域构造方向一致, 岩体西部出露较宽, 东部变窄, 长约 4 km, 宽约 0.6 km, 与围岩呈侵入接触关系, 其中穿插有灰绿色中基性岩脉, 东侧为一套细粒辉绿-辉长岩, 南侧为一套基性—超基性混杂岩(图 1-b)。岩石呈肉红色, 中粒花岗结构, 块状构造。矿物组成以钾长石(35%~40%)、石英(20%~25%)、斜长石(10%~15%)和绿帘石(15%~20%)为主, 还含有少量黑云母; 副矿物有磁铁矿、锆石、磷灰石等。钾长石粒度较大, 可见卡斯巴双晶; 石英具有波状消光(图版 I)。

## 2 分析方法

本文所有的测试分析均在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成。

主量元素分析采用 XRF(Rigaku RIX 2100)玻璃熔饼法完成, 分析精度一般优于 2%。微量元素在 Agilent 7500a ICP-MS 仪器上完成, 样品溶解在 Teflon 高压溶样弹中进行, 分析精度一般优于 10%。



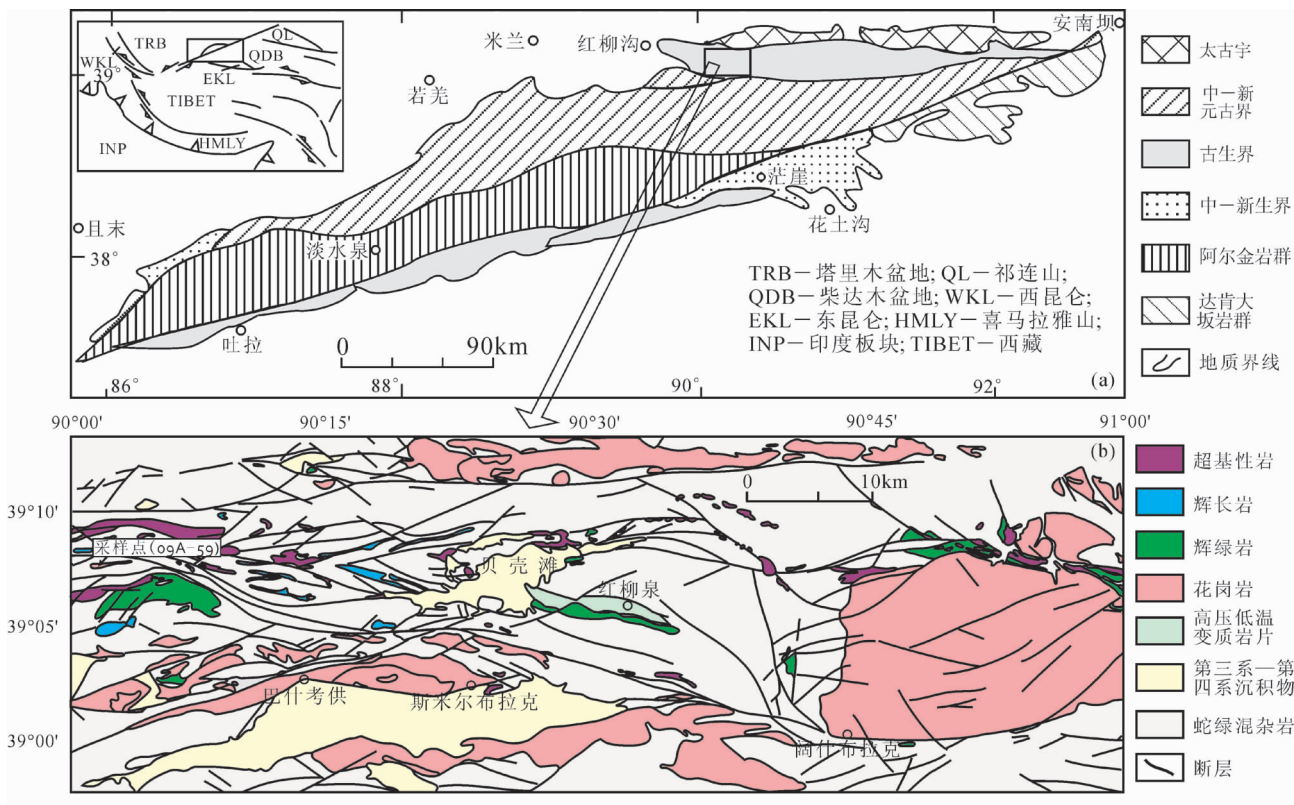
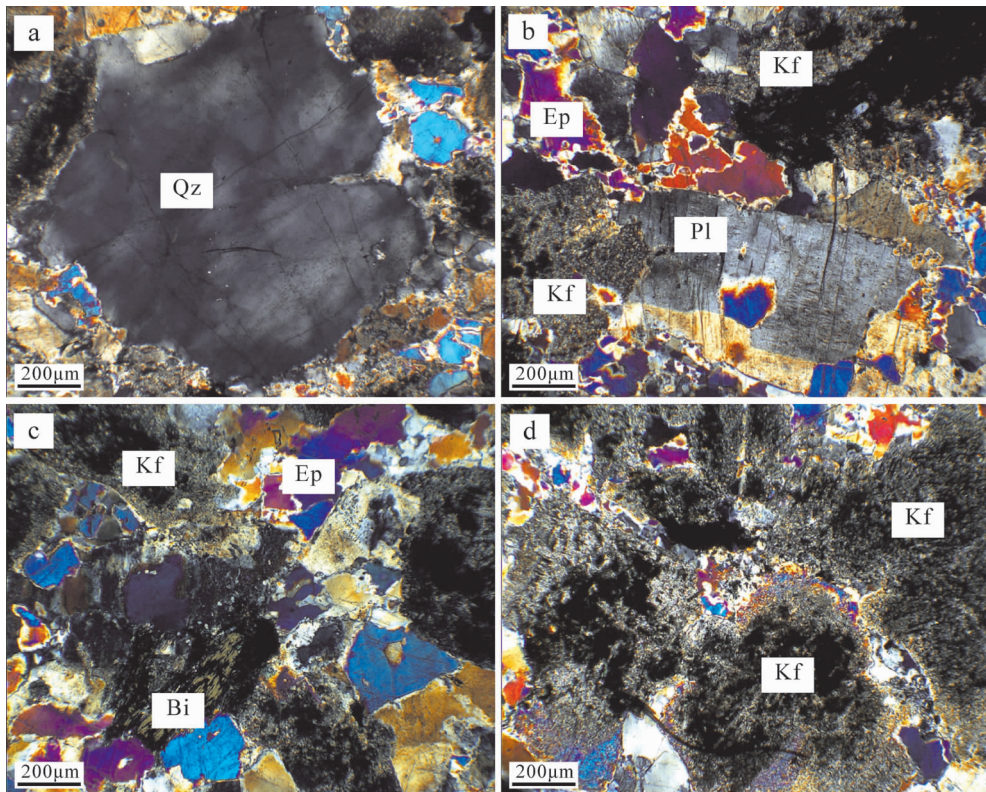


图 1 北阿尔金造山带巴什考供地区地质简图(根据 1:20 万巴什考供幅地质图修编)

Fig. 1 Geological map of Bashikaogong area, northern Altyn Tagh orogen



图版 I Plate I

a—具有波状消光的石英;  
b—具有卡斯巴双晶的斜长石; c—花岗结构(石英、钾长石、黑云母等呈半自形粒状结构); d—钾长石的蚀变现象。Qz—石英; Kf—钾长石; Pl—斜长石; Bi—黑云母; Ep—绿帘石

表 1 红柳沟钾长花岗岩的主量、微量和  
稀土元素分析结果

Table 1 Analyses of major elements, trace elements and REE of Hongliugou moyite					
样品号	09A-59-1	09A-59-2	09A-59-3	09A-59-4	09A-59-5
SiO <sub>2</sub>	73.64	73.04	73.23	74.49	72.95
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.16	0.14	0.15	0.16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.43	13.71	13.84	13.14	13.69
TFe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.67	1.90	1.80	1.59	1.83
MnO	0.04	0.05	0.05	0.03	0.04
MgO	0.55	0.54	0.54	0.60	0.60
CaO	1.60	2.02	1.85	1.05	1.39
Na <sub>2</sub> O	2.96	2.83	2.95	3.69	3.14
K <sub>2</sub> O	4.57	4.47	4.57	4.10	4.58
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.06	0.05	0.05	0.06
LOI	1.44	1.35	1.17	1.05	1.66
TOTAL	100.09	100.13	100.19	99.94	100.10
σ	1.85	1.77	1.87	1.93	1.99
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	1.54	1.58	1.55	1.11	1.46
K <sub>2</sub> O+Na <sub>2</sub> O	7.53	7.30	7.52	7.79	7.72
A/CNK	1.05	1.04	1.05	1.06	1.08
A/NK	1.37	1.44	1.41	1.25	1.35
Mg <sup>#</sup>	24.8	22.1	23.1	27.4	24.7
Li	2.88	2.67	3.44	3.07	3.14
Be	2.80	2.82	3.67	2.02	2.79
Sc	3.78	4.19	4.09	3.63	4.34
V	15.6	17.9	16.6	12.6	16.9
Cr	2.83	5.38	3.50	3.34	3.18
Co	176	154	160	150	145
Ni	1.84	2.44	1.99	2.18	2.12
Cu	1.78	1.89	1.66	1.20	2.95
Zn	15.6	20.1	21.1	16.4	17.9
Ga	13.7	14.5	14.1	12.1	14.4
Ge	1.60	1.67	1.83	1.30	1.64
Rb	152	149	177	126	157
Sr	151	196	179	113	141
Y	18.5	20.1	20.4	17.1	20.9
Zr	146	159	151	128	164
Nb	13.9	15.3	13.8	11.8	14.6
Cs	1.09	1.02	2.09	1.00	1.02
Ba	1020	1011	925	948	979
Hf	4.11	4.33	4.33	3.54	4.61
Ti	839	959	839	899	959
Ta	1.30	1.41	1.52	1.20	1.42
Pb	14.5	16.8	21.5	7.69	15.1

续表 1

样品号	09A-59-1	09A-59-2	09A-59-3	09A-59-4	09A-59-5
Th	16.5	17.7	16.1	15.5	18.2
U	3.46	3.81	3.34	3.09	3.70
La	31.5	34.4	34.0	30.7	28.3
Ce	61.1	67.3	66.3	60.2	56.7
Pr	6.51	7.13	7.02	6.48	6.01
Nd	21.0	23.3	22.4	20.3	19.6
Sm	3.82	4.19	4.10	3.70	3.79
Eu	0.80	0.84	0.82	0.67	0.78
Gd	3.48	3.81	3.68	3.27	3.54
Tb	0.49	0.54	0.52	0.45	0.51
Dy	3.00	3.28	3.19	2.76	3.23
Ho	0.65	0.72	0.69	0.59	0.71
Er	1.91	2.09	2.02	1.71	2.11
Tm	0.31	0.34	0.33	0.28	0.35
Yb	2.14	2.35	2.35	1.90	2.44
Lu	0.34	0.38	0.38	0.30	0.40
ΣREE	137.05	150.67	147.80	133.31	128.47
LREE	124.73	137.16	134.64	122.05	115.18
HREE	12.32	13.51	13.16	11.26	13.29
LR/HR	10.12	10.15	10.23	10.84	8.67
δ Eu	0.67	0.65	0.64	0.59	0.65
(La/Yb) <sub>N</sub>	5.07	5.07	4.93	5.75	4.07

注: 氧化物含量为%, 微量、稀土元素为 10<sup>-6</sup>

锆石的挑选由河北省区域地质调查大队地质实验室完成。对分离出来的锆石在双目镜下挑选出结晶好、透明度好、无裂隙、无包裹体的颗粒, 用环氧树脂固定并抛光至颗粒一半露出。锆石样品在测定之前用浓度为 3% 的稀 HNO<sub>3</sub> 清洗样品表面, 以除去样品表面的污染物。然后进行阴极发光(CL)内部结构和 LA-ICP-MS 原位微量元素、Hf 同位素分析。锆石阴极发光(CL)分析在 FEI 公司生产的场发射扫描电镜附属的 Mono CL3+ 系统上进行。锆石定年所用的 ICP-MS 为 Agilent 公司最新一代带有 Shield Torch 的 Agilent 7500a。锆石原位 Lu-Hf 同位素测定采用 Nu Plasma(Wrexham, UK)多接收电感耦合等离子体质谱仪(MC-ICP-MS)完成。激光剥蚀系统为德国 MicroLas 公司生产的 Geolas200M, 该系统由德国 Lambda Physik 公司的 ComPex102 Excime 激光器(工作物质 ArF, 波长 193nm)与 MicroLas 公司的光学系统组成。锆石原位 U-Pb 定年与锆石 Lu-Hf 同位素分析的 ICP-MS 使用同一台



激光剥蚀系统,对样品进行一次性剥蚀,分别由 ICP-MS 与 MC-ICP-MS 两台仪器同时采集各自的信号。详细分析方法可见参考文献[15]。数据分析前用美国国家标准技术研究院研制的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质 NIST610 进行仪器的最佳化,使仪器达到最大的灵敏度、最小的氧化物产率( $\text{ThO}^+/\text{Th}^+ < 2\%$ )和最低的背景值。每测定 5 个样品点测定 1 个锆石 91500 和 1 个 NIST610。数据处理采用 GLITTER(ver4.0)程序,年龄计算以标准锆石 91500 为外标进行同位素比值分馏校正;元素浓度采用 NIST610 作外标, Si 作内标。锆石谐和图用 ISOPLOT(ver3.0)程序<sup>[16]</sup>获得,对于年龄小于 1Ga 的年轻锆石采用  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  年龄<sup>[17]</sup>。在样品分析过程中,91500 标样的分析结果为  $(1064.1 \pm 3.2)\text{Ma}$ , GJ-1 标样的分析结果为  $(601.1 \pm 3.0)\text{Ma}$ ,与对应的年龄推荐值在误差范围内完全一致<sup>[18-19]</sup>。

### 3 分析结果

#### 3.1 主量元素

红柳沟钾长花岗岩  $\text{SiO}_2$  含量为 72.95%~74.49%,  $\text{TiO}_2$  为 0.14%~0.16%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  为 13.14%~13.84%,  $\text{Na}_2\text{O}$  为 2.83%~3.69%,  $\text{K}_2\text{O}$  为 4.10%~4.58%,  $\text{MgO}$  为 0.54%~0.60%,  $\text{TFe}_2\text{O}_3$  为 1.59%~1.90%,  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  为 1.11~1.58, 全碱  $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$  为 7.30%~7.79%(表 1)。该结果表明,红柳沟钾长花岗岩具有高的  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、全碱(Alk)含量和低  $\text{TiO}_2$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{TFe}_2\text{O}_3$  的特征;CIPW 标准矿物计算出现刚玉(0.6%~1.13%,平

均含量为 0.79%),  $\text{A}/\text{CNK}$  介于 1.04~1.08 之间,属于弱过铝质岩石,在  $\text{A}/\text{CNK}-\text{A}/\text{NK}$  图解(图 2-a)中,所有样品投点均落在过铝质区域; $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$ ,里特曼指数  $\sigma$ (介于 1.77~1.99 之间) $< 3.3$ ,在  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  图解(图 2-b)上,所有样品投点都落在高钾钙碱性区域。以上特征表明红柳沟钾长花岗为高钾钙碱性系列的弱过铝质岩石。

#### 3.2 微量和稀土元素

从微量元素(表 1)和蛛网图(图 3-b)可以看出,该岩石具有 Rb、Th、U、K 正异常和 Nb、Sr、P、Ti 负异常的特征,岩石富集大离子亲石元素(LILE),相对亏损高场强元素(HFSE)。其中 Ti 含量为  $839 \times 10^{-6} \sim 959 \times 10^{-6}$ ,略低于原始地幔值<sup>[22]</sup>,Nb、Ta、P 亏损,暗示岩浆起源于地壳岩石;Sr 的亏损可能指示岩浆源区残留相有斜长石的存在,或部分熔融过程中斜长石没有耗尽<sup>[23]</sup>。 $\Sigma \text{REE}$  较低,为  $128.47 \times 10^{-6} \sim 150.67 \times 10^{-6}$ ,均值为  $139.46 \times 10^{-6}$ ,LREE/HREE 为 8.67~10.84,  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$  为 4.07~5.75,稀土元素配分曲线整体右倾,轻稀土元素相对富集,轻重稀土元素分馏明显,5 个样品显示了相似的轻稀土元素富集、重稀土元素平缓的右倾型 REE 分配模式,并且具有弱—中等的负 Eu( $\delta \text{Eu} = 0.59 \sim 0.67$ )异常,呈 V 型(图 3-a)。较低的  $\Sigma \text{REE}$ 、弱—中等的负 Eu 异常可能与部分熔融残留体中斜长石的存在或岩浆演化过程中斜长石的分离结晶有关。

#### 3.3 锆石 CL 图像特征和 LA-ICP-MS 定年结果

从 CL 图像(图 4)可以看出,该花岗岩锆石均

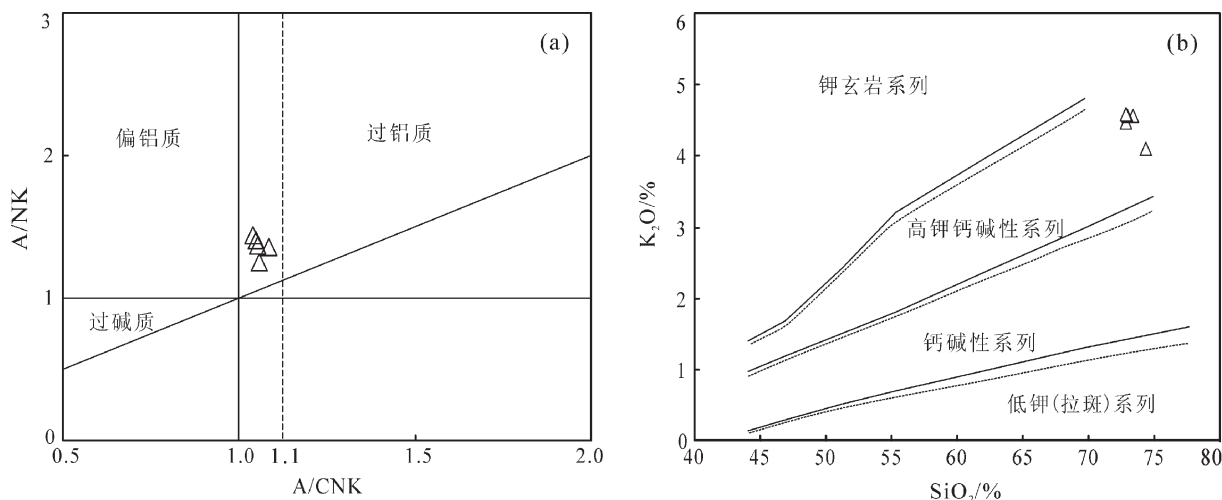


图 2 红柳沟钾长花岗岩  $\text{A}/\text{CNK}-\text{A}/\text{NK}$  图解<sup>[20]</sup>(a)和  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  图解<sup>[21]</sup>(b)

Fig. 2  $\text{A}/\text{CNK}-\text{A}/\text{NK}$ (a) and  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ (b) plots of Hongliugou moyite

呈长柱状, 结晶程度较好, 少数颗粒保留了继承性锆石残核, 呈核-边结构。锆石边部均具有清晰的岩浆振荡生长结构, 所有测点锆石的  $w(\text{Th})/w(\text{U})$  都大于 0.4(表 2), 变化于 0.48~0.91 之间, 均符合典型岩浆成因锆石的特征<sup>[25-26]</sup>。

该花岗岩中 15 颗锆石 15 个测点的 LA-ICP-MS U-Pb 定年分析结果见表 2 和图 5, 样品投点主

体落在谐和线及其附近(图 5), 1 颗锆石年龄偏离谐和曲线较远。除去偏离谐和线较远的 1 个测点, 其余 14 个测点的年龄加权平均值为  $(500.3 \pm 1.2)\text{Ma}$ , 结合锆石具有生长环带和  $\text{Th}/\text{U}=0.48\sim 0.91$  的特征, 推测该年龄值应代表该花岗岩体的侵位时代。

3.4 锆石 Hf 同位素分析结果

锆石 Hf 同位素的分析结果表明, 它们具有相

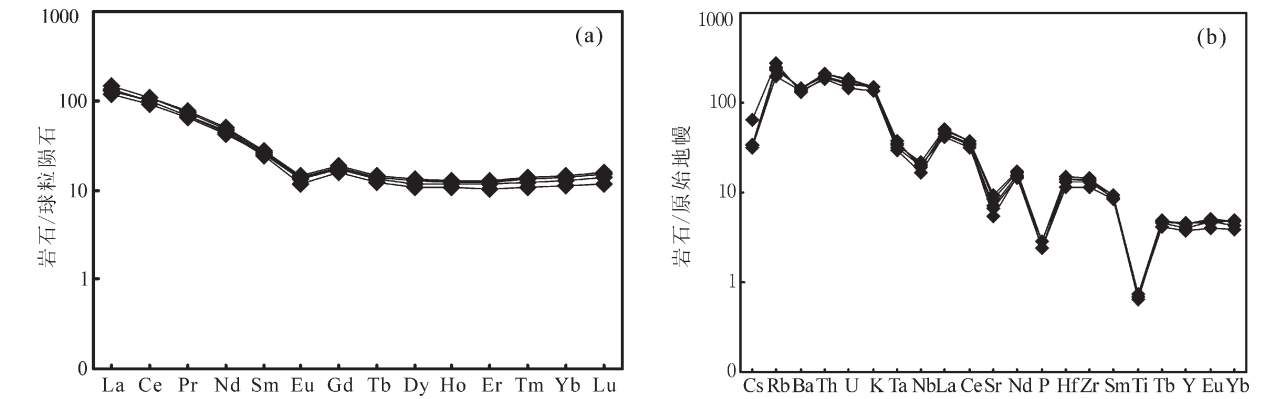


图 3 红柳沟钾长花岗岩稀土元素球粒陨石标准化配分曲线(a)<sup>[24]</sup>和微量元素对原始地幔标准化蛛网图(b)<sup>[22]</sup>

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element patterns (b) of Hongliugou moyite

表 2 红柳沟钾长花岗岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 测试结果  
Table 2 LA-ICP-MS zircon U-Pb data of Hongliugou moyite

样品号	元素含量/ $10^{-6}$			$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$		$\text{Th}/\text{U}$		同位素比值 ( $\pm 1\sigma$ )			年龄 /Ma ( $\pm 1\sigma$ )		
	Pb	$^{232}\text{Th}$	$^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}$	U	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		
09A-59-1	102	784	876	22.87	0.90	0.0629 $\pm$ 0.0013	0.7098 $\pm$ 0.0158	0.0819 $\pm$ 0.0011	705 $\pm$ 26	545 $\pm$ 9	508 $\pm$ 6		
09A-59-5	139	921	1175	29.20	0.78	0.0675 $\pm$ 0.0014	0.7621 $\pm$ 0.0166	0.0818 $\pm$ 0.0012	852 $\pm$ 22	575 $\pm$ 10	507 $\pm$ 7		
09A-59-7	87	440	864	53.74	0.51	0.0593 $\pm$ 0.0013	0.6551 $\pm$ 0.0134	0.0802 $\pm$ 0.0005	577 $\pm$ 47	512 $\pm$ 8	497 $\pm$ 3		
09A-59-10	112	732	1060	41.22	0.69	0.0576 $\pm$ 0.0013	0.6438 $\pm$ 0.0127	0.0812 $\pm$ 0.0009	513 $\pm$ 25	505 $\pm$ 8	503 $\pm$ 5		
09A-59-12	155	1072	1453	101.53	0.74	0.0572 $\pm$ 0.0006	0.6387 $\pm$ 0.0068	0.0809 $\pm$ 0.0005	498 $\pm$ 13	501 $\pm$ 4	501 $\pm$ 3		
09A-59-15	57	334	534	99.57	0.63	0.0572 $\pm$ 0.0015	0.6358 $\pm$ 0.0154	0.0806 $\pm$ 0.0010	499 $\pm$ 33	500 $\pm$ 10	499 $\pm$ 6		
09A-59-18	87	579	798	139.64	0.73	0.0613 $\pm$ 0.0010	0.6836 $\pm$ 0.0134	0.0806 $\pm$ 0.0011	648 $\pm$ 21	529 $\pm$ 8	500 $\pm$ 6		
09A-59-19	126	778	1183	54.97	0.66	0.0597 $\pm$ 0.0016	0.6636 $\pm$ 0.0168	0.0806 $\pm$ 0.0007	594 $\pm$ 59	517 $\pm$ 10	499 $\pm$ 4		
09A-59-20	86	519	831	93.55	0.62	0.0589 $\pm$ 0.0008	0.659 $\pm$ 0.00910	0.0810 $\pm$ 0.0005	565 $\pm$ 19	514 $\pm$ 6	502 $\pm$ 3		
09A-59-24	185	1441	1673	89.45	0.86	0.0607 $\pm$ 0.0013	0.6712 $\pm$ 0.0134	0.0802 $\pm$ 0.0005	629 $\pm$ 46	521 $\pm$ 8	497 $\pm$ 3		
09A-59-25	172	1217	1617	170.37	0.75	0.0614 $\pm$ 0.0006	0.6825 $\pm$ 0.0054	0.0806 $\pm$ 0.0004	654 $\pm$ 9	528 $\pm$ 3	500 $\pm$ 2		
09A-59-26	110	514	1071	114.78	0.48	0.0637 $\pm$ 0.0010	0.7108 $\pm$ 0.0099	0.0808 $\pm$ 0.0006	732 $\pm$ 17	545 $\pm$ 6	501 $\pm$ 4		
09A-59-28	37	361	416	14.37	0.87	0.0581 $\pm$ 0.0016	0.6492 $\pm$ 0.0220	0.0807 $\pm$ 0.0007	535 $\pm$ 58	508 $\pm$ 14	500 $\pm$ 4		
09A-59-29	46	438	548	26.47	0.80	0.0578 $\pm$ 0.0025	0.6431 $\pm$ 0.0332	0.0809 $\pm$ 0.0008	522 $\pm$ 96	504 $\pm$ 21	501 $\pm$ 5		
09A-59-32	40	398	437	33.58	0.91	0.0580 $\pm$ 0.0009	0.6409 $\pm$ 0.0299	0.0807 $\pm$ 0.0006	530 $\pm$ 89	503 $\pm$ 18	500 $\pm$ 4		



对均一的 Hf 同位素组成(表 3, 图 6), 除个别锆石外, 大多数锆石的  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$  小于 0.002(表 3), 因此就本文样品中的锆石而言, 其中放射性成因的  $^{176}\text{Hf}$  可以忽略不计, 所测得的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  基本可以代表其形成时的初始值。样品的  $\text{Lu}/\text{Hf}$  为  $-0.97\sim-0.92$ , 均值为  $-0.95$ , 明显小于镁铁质地壳的  $-0.34^{[27]}$ , 亦稍小于硅铝质地壳的  $-0.72^{[28]}$ , 故二阶段模式年龄更能反

映其源区物质从亏损地幔被抽取的时间(或其源区物质在地壳的平均存留年龄) $^{[29]}$ 。

根据 Hf 同位素相关计算公式 $^{[32]}$ , 采用硅铝质大陆地壳的  $f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$  计算了红柳沟钾长花岗岩的初始  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 、 $T_{\text{DM1}}$  和  $T_{\text{DM2}}$ (表 3)。红柳沟钾长花岗岩锆石的  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  变化范围为  $0.282274\sim0.282329$ (表 3, 图 6), 均值为  $0.282301$ ,  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  的变化范围为  $-7.13\sim-5.12$ ,

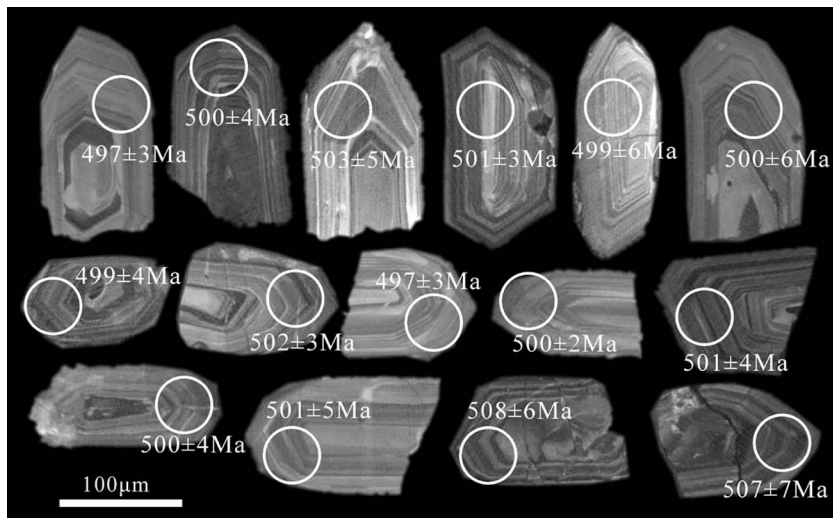


图 4 红柳沟钾长花岗岩的阴极发光(CL)图像  
Fig. 4 CL image of zircons from Hongliugou moyite

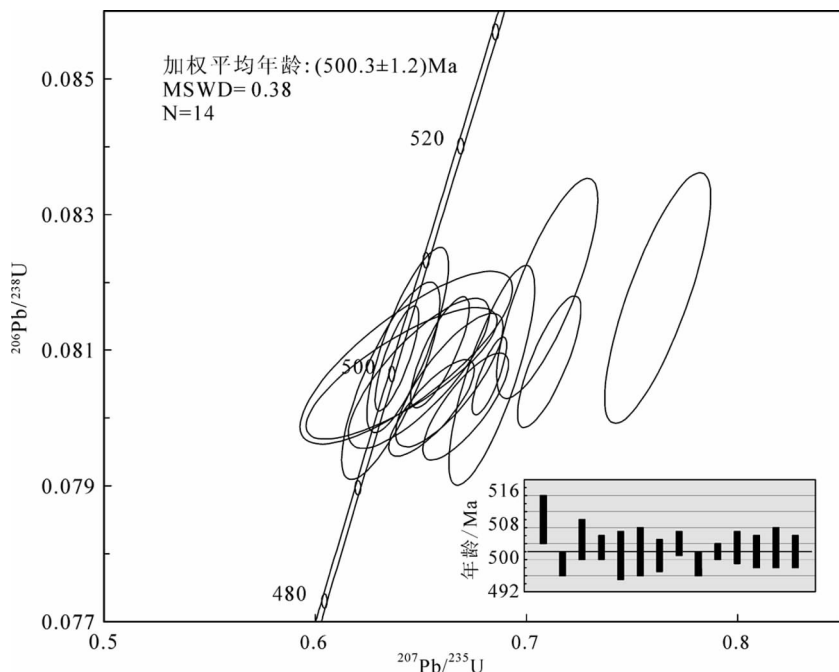


图 5 红柳沟钾长花岗岩 LA-ICP-MS U-Pb 年龄谱和图  
Fig. 5 LA-ICP-MS zircon U-Pb concordia diagram of Hongliugou moyite



表 3 红柳沟钾长花岗岩 LA-MC-ICP-MS 锆石 Hf 同位素原位测试结果  
Table 3 LA-MC-ICP-MS zircon Hf isotopic compositions of Hongliugou moyite

样品号	Age/Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	1 $\sigma$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	1 $\sigma$	$T_{\text{DM1}}$	$T_{\text{DM2}}$	$f_{\text{Lu/Hf}}$
09A-59-1	508	0.034370	0.001461	0.282304	0.000044	-16.56	-6.04	1.66	1355	1844	-0.96
09A-59-5	507	0.037278	0.001562	0.282274	0.000042	-17.62	-7.13	1.58	1401	1912	-0.95
09A-59-7	497	0.044276	0.001740	0.282287	0.000029	-17.16	-6.73	1.17	1389	1887	-0.95
09A-59-10	503	0.048749	0.001909	0.282309	0.000034	-16.38	-6.01	1.34	1364	1841	-0.94
09A-59-12	501	0.040056	0.001683	0.282278	0.000032	-17.47	-7.03	1.25	1400	1906	-0.95
09A-59-15	499	0.038376	0.001599	0.282293	0.000038	-16.93	-6.45	1.45	1375	1870	-0.95
09A-59-18	500	0.061489	0.002558	0.282316	0.000040	-16.12	-5.96	1.51	1378	1839	-0.92
09A-59-19	499	0.033947	0.001413	0.282326	0.000032	-15.76	-5.22	1.27	1321	1792	-0.96
09A-59-20	502	0.036803	0.001529	0.282315	0.000039	-16.15	-5.65	1.50	1341	1819	-0.95
09A-59-24	497	0.054904	0.002095	0.282329	0.000032	-15.67	-5.36	1.27	1342	1801	-0.94
09A-59-25	500	0.032062	0.001287	0.282328	0.000023	-15.70	-5.12	0.99	1314	1786	-0.96
09A-59-26	501	0.031571	0.001285	0.282274	0.000026	-17.61	-7.03	1.06	1390	1906	-0.96
09A-59-28	500	0.030520	0.001191	0.282302	0.000032	-16.64	-6.03	1.25	1348	1843	-0.96
09A-59-29	501	0.023625	0.000962	0.282280	0.000031	-17.41	-6.72	1.24	1370	1887	-0.97
09A-59-32	500	0.027503	0.001093	0.282299	0.000032	-16.74	-6.09	1.27	1349	1847	-0.97

注: Hf 同位素成分计算所用的参数: 球粒陨石  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0332$ ,  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282772^{[30]}$ ; 亏损地幔  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}=0.0384$ ,  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}=0.282325^{[31]}$ ; 镁铁质和硅铝质地壳的  $f_{\text{Lu/Hf}}$  分别是  $-0.34^{[27]}$  和  $-0.72^{[28]}$

均值为  $-6.17$ , 二阶段模式年龄  $T_{\text{DM2}}$  的变化范围为  $1786\sim 1912\text{Ma}$  之间, 均值为  $1852\text{Ma}$ 。

## 4 讨论

### 4.1 岩浆源区的性质

岩石学和岩石地球化学特征表明阿尔金红柳沟钾长花岗岩为高钾钙碱性偏铝质花岗岩。该岩石的 Nb/Ta 比值为  $9.1\sim 10.9$ , 平均值为  $10.1$ , 接近但稍低于地壳平均值和上地壳平均值(地壳  $12.4$ , 上地壳  $13.4$ )<sup>[33]</sup>, 表明岩浆作用过程中 Nb 和 Ta 已经开始发生分馏, Nb 趋向亏损而 Ta 相对富集, 是典型的壳源成因; Zr/Hf 比值变化范围为  $34.9\sim 36.7$ , 平均值为  $35.8$ , 接近于上地壳的 Zr/Hf 比值  $36.7$ <sup>[33]</sup>。Hf 同位素的研究结果表明, 该岩石的锆石具有负的  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$  值(变化范围为  $-7.13\sim -5.12$ , 均值为  $-6.17$ ), 二阶段模式年龄  $T_{\text{DM2}}$  的变化范围在  $1786\sim 1912\text{Ma}$  之间, 均值为  $1852\text{Ma}$ , 反映其源区物质主要来自于古老的地壳。

实验岩石学研究结果表明, 多种源岩部分熔融均可以产生过铝质的花岗质熔体<sup>[34-35]</sup>; 地壳中基性岩类(玄武质成分)的部分熔融形成化学成分偏基

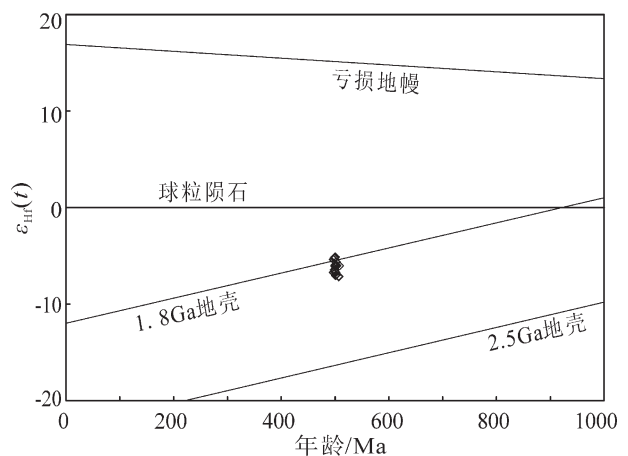


图 6 红柳沟钾长花岗岩锆石 Hf 同位素  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)-t$  图解  
Fig. 6 Zircon Hf isotopic  $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)-t$  plot of Hongliugou moyite

性的花岗闪长质的准铝质花岗岩类<sup>[36-37]</sup>, 地壳中碎屑沉积岩类部分熔融形成偏酸性的过铝质花岗岩类<sup>[38-39]</sup>, 泥砂质沉积岩类部分熔融可能形成强烈富铝和富钾质的花岗岩<sup>[38, 40]</sup>。红柳沟钾长花岗岩为铝过饱和的岩石( $A/\text{CNK}=1.04\sim 1.08$ ), 而且富钾( $\text{K}_2\text{O}$  均



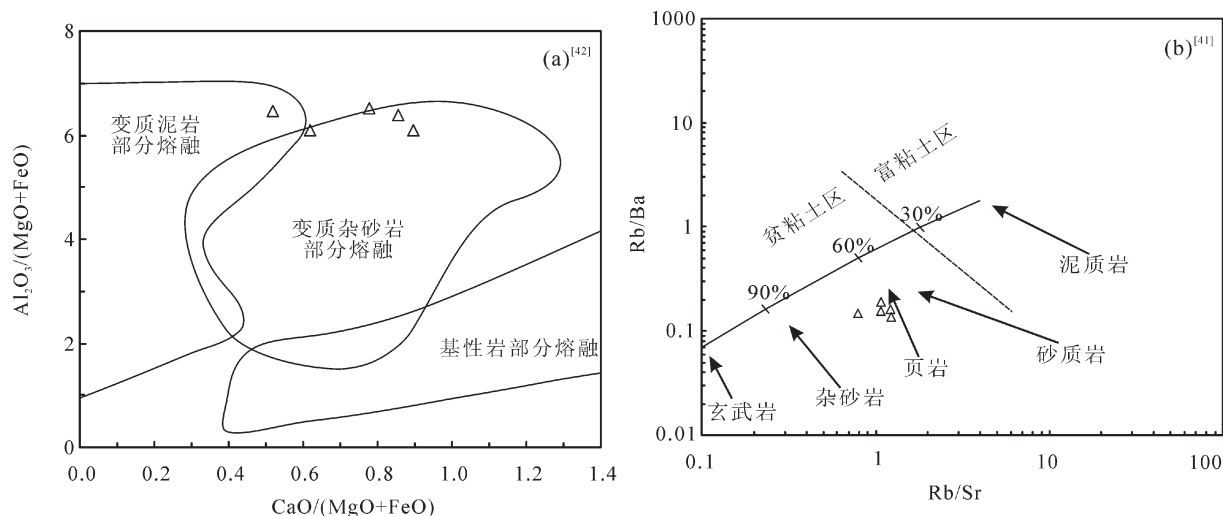


图 7 红柳沟钾长花岗岩的源岩判别图解

Fig. 7 Diagrams for discriminating compositions of source rocks of Hongliugou moyite

值为 4.46%, 全碱(Akl)均值为 7.57%), 在 A/MF-C/MF 图解(图 7-a)中, 除 1 个样品外其它样品投点全部落入变质杂砂岩区; 在 Rb/Sr-Rb/Ba 图解(图 7-b)中所有样品投点均落在左下方的贫粘土区内, 显然是沉积岩为主派生的花岗岩;  $Al_2O_3/TiO_2$  比值(86.5~98.6)均小于 100, 反映其岩浆源区岩石成分可能以砂质沉积岩为主<sup>[4]</sup>。综上所述, 可以认为红柳沟钾长花岗岩是中上地壳变质砂屑质沉积岩部分熔融的产物。

#### 4.2 岩石成因分析

红柳沟-拉配泉俯冲碰撞杂岩带内早古生代蛇绿岩的存在表明该区在寒武纪—早奥陶世为一洋盆<sup>[3-4, 6, 10-11]</sup>。此外, 区内还发现了与洋壳俯冲作用有关的岩石组合, 如北部的花岗闪长岩和南部的巴什考供-斯米尔布拉克花岗杂岩中的石英闪长岩, 前者的形成时代为  $(481.5 \pm 5.3) Ma$ <sup>[13]</sup>, 后者的形成时代为  $(481.6 \pm 5.6) Ma$ <sup>[14]</sup>, 二者年龄相近且成因相似, 其形成可能均与洋壳的俯冲有关, 是俯冲洋壳脱水产生流体诱发下地壳基性岩石部分熔融的产物。

本文研究的红柳沟钾长花岗岩的形成时代为  $(500.3 \pm 1.2) Ma$ , 地球化学特征表明该岩石为弱过铝质高钾钙碱性花岗岩类。在威尔逊旋回过程中花岗岩可产生在 3 种构造环境中: 一是非造山花岗岩类, 形成于大陆地壳裂解和大洋形成过程中; 二是岩浆弧内的钙碱性花岗岩类, 形成于大洋开始闭合时的大陆边缘; 三是造山花岗岩类, 形成于碰撞加厚和/

或造山带伸展滑塌过程中<sup>[43]</sup>。结合区域地质背景和岩石地球化学特征, 可以认为红柳沟钾长花岗岩的形成可能与陆缘火山弧有关, 洋壳在古生代发生了俯冲作用并脱水形成流体, 进而引起中上地壳变质砂屑质沉积岩发生部分熔融, 产生花岗质岩浆。

红柳沟钾长花岗岩与北部的花岗闪长岩和南部的巴什考供-斯米尔布拉克花岗杂岩中的石英闪长岩相比, 其形成时代较早且岩石地球化学特征明显不同。最显著的差别是, 钾长花岗岩富  $SiO_2$  (72.95%~74.49%) 贫  $CaO$  (1.05%~2.02%), 而后两者  $SiO_2$  含量 (54.12%~62.25%) 相对较低而富  $CaO$  (3.44%~8.27%)。那么, 造成这种差异的原因是什么? 已有研究表明<sup>[44]</sup>, 洋壳俯冲作用导致脱水从而产生流体可发生在不同的俯冲阶段, 这是由于矿物发生脱水(相变)所需的深度(温压)区间是不同的。红柳沟钾长花岗岩可能源自洋壳俯冲早期阶段释放流体所诱发的部分熔融形成的岩浆, 此时洋壳俯冲深度不深, 所以发生部分熔融的是中上地壳物质, 形成  $SiO_2$  含量较高的酸性岩石; 而花岗闪长岩和石英闪长岩是随着俯冲深度加深, 温度、压力增大, 俯冲到深部的物质开始脱水引起下地壳基性岩石发生部分熔融的产物, 形成的岩石表现为  $SiO_2$  含量不高和富  $CaO$  的特征。因此, 本文研究的钾长花岗岩和前人研究的石英闪长岩、花岗闪长岩可能是同一洋壳俯冲事件过程中不同阶段、不同深度所释放的流体分别诱发上覆板片中上地壳变质砂屑质沉积岩和下地壳基性岩石

部分熔融的产物。

#### 4.3 构造地质意义

前人的研究<sup>[3-4,6,10-11]</sup>已证实本区存在早古生代蛇绿岩,并指出该杂岩带为板块汇聚边界。区内出露的岩体延长方向均与区域构造线方向一致或基本一致,反映了这些岩体的形成与板块构造密切相关。统计区内各类岩体的年龄数据可以发现,与洋中脊或洋岛存在有关的火成岩时代的变化范围为 524~479Ma<sup>[3-4,6]</sup>,与洋壳俯冲有关的岛弧花岗质岩体时代的变化范围为 500~481Ma<sup>[12-14]</sup>,与板块碰撞和碰撞后伸展有关的花岗质岩体时代的变化范围为 474~431Ma<sup>[12]</sup>,这些岩体形成的构造环境从早期到晚期分别对应洋盆的存在、开始关闭(俯冲)、发生板块碰撞和随后的伸展。此外不难发现,500~480Ma 区内既发育代表洋盆的蛇绿岩,又存在洋壳俯冲产生的岛弧花岗岩,说明此时洋壳已开始发生俯冲,但洋盆尚未完全消失,说明 500~480Ma 为区内洋壳俯冲和洋陆转换的关键时期。因此,加强对这个时期深入开展区域地质研究的同时配合高精度的定年工作,将有助于对本区构造演化过程的全面理解。

#### 5 结 论

(1)岩石学和地球化学特征表明,红柳沟钾长花岗岩属高钾钙碱性系列,具有壳源型弱过铝质的特征;微量元素特征和锆石 Hf 同位素特征表明,该岩石源岩主要来自于元古宙的地壳物质,是洋壳俯冲脱水诱发中上地壳变砂屑质沉积岩部分熔融的产物。

(2)LA-ICP-MS 微区原位锆石 U-Pb 定年获得该花岗岩的形成年龄为(500.3±1.2)Ma;对比花岗岩的形成年龄与区内混杂岩带各岩体的年龄,结合区域地质背景和岩石地球化学特征,认为红柳沟钾长花岗岩形成于和洋壳俯冲有关的陆缘火山弧环境。

致谢: 锆石微区分析和数据处理得到西北大学大陆动力学国家重点实验室第五春荣的帮助,西北大学秦江锋博士对本文提出了建设性的修改意见,在此一并表示感谢。

#### 参考文献

- [1]边千韬,赵大升,叶正仁,等. 初论昆祁秦缝合系[J]. 地球学报, 2002,(6): 501-508.
- [2]何国琦,李茂松,刘德权,等. 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: 43-47.

- [3]刘良. 阿尔金高压变质岩与蛇绿岩及其大地构造意义[D]. 中国科学院地质与地球物理研究所博士学位论文,1999: 29-36.
- [4]刘良,车自成,王焰,等. 阿尔金茫崖地区早古生代蛇绿岩的 Sm-Nd 等时线年龄证据[J]. 科学通报, 1998,(8): 880-883.
- [5]吴峻,兰朝利,李继亮,等. 阿尔金红柳沟蛇绿混杂岩中 MORB 与 OIB 组合的地球化学证据[J]. 岩石矿物学杂志, 2002,(1): 24-30.
- [6]杨经绥,史仁灯,吴才来,等. 北阿尔金地区米兰红柳沟蛇绿岩的岩石学特征和 SHRIMP 定年[J]. 岩石学报, 2008,(7): 1567-1584.
- [7]车自成,刘良,刘洪福,等. 阿尔金山地区高压变质泥质岩石的发现及其产出环境[J]. 科学通报,1995,(14): 1298-1300.
- [8]张建新,孟繁聪. 北祁连和北阿尔金含硬柱石榴辉岩:冷洋壳俯冲作用的证据[J]. 科学通报,2006,(14): 1683-1688.
- [9]张建新,孟繁聪,于胜尧,等. 北阿尔金 HP/LT 蓝片岩和榴辉岩的 Ar-Ar 年代学及其区域构造意义[J]. 中国地质,2007,(4): 558-564.
- [10]陈宣华, Gehrels G, 王小凤,等. 阿尔金山北缘花岗岩的形成时代及其构造环境探讨[J]. 矿物岩石地球化学通报,2003,(4): 294-298.
- [11]陈宣华,王小凤,杨风,等. 阿尔金山北缘早古生代岩浆活动的构造环境[J]. 地质力学学报, 2001,(3): 193-200.
- [12]吴才来,杨经绥,姚尚志,等. 北阿尔金巴什考供盆地南缘花岗岩杂岩体特征及锆石 SHRIMP 定年[J]. 岩石学报, 2005,(3): 846-858.
- [13]戚学祥,李海兵,吴才来,等. 北阿尔金恰什坎萨依花岗闪长岩的锆石 SHRIMP U-Pb 定年及其地质意义[J]. 科学通报,2005,(6): 571-576.
- [14]吴才来,姚尚志,曾令森,等. 北阿尔金巴什考供-斯米尔布拉克花岗岩杂岩特征及锆石 SHRIMP U-Pb 定年[J]. 中国科学(D 辑), 2007, 37(1): 10-26.
- [15]Yuan H L, Gao S, Dai M N, et al. Simultaneous determinations of U-Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS [J]. Chemical Geology, 2008, 247(1/2): 100-118.
- [16]Ludwig K R. Isoplot 3.0—A geochronological toolkit for Microsoft Excel[M]. Berkeley Geochronology Center, 2003: 1-70.
- [17]Griffin W L, Belousova E A, Shee S R, et al. Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U-Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons[J]. Precambrian Research,2004, 131(3/4): 231-282.
- [18]Wiedenbeck M, Alle P, Corfu F, et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses [J]. Geostandards and Geoanalytical Research, 1995, 19(1): 1-23.
- [19]Simon E J, Norman J P, William L G. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in-situ U-Pb zircon geochronology[J]. Chemical Geology, 2004, 211: 47-69.
- [20]Peccherillo A, Taylor S R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology,1976,(1): 63-81.
- [21]Rickwood P C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements [J]. Lithos, 1989, 22(4): 247-263.
- [22]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(1): 313–345.

- [23]张旗,王焰,李承东,等. 花岗岩的 Sr–Yb 分类及其地质意义[J]. 岩石学报, 2006,(9): 2249–2269.
- [24]Taylor, Mcclennan. The Continental Crust: Its Composition and Evolution[J]. Geological Journal, 1985, 312(1): 85–86.
- [25]Belousova E, Griffin W, O'Reilly S Y, et al. Igneous zircon: Trace element composition as an indicator of source rock type[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2002,(5): 602–622.
- [26]Hoskin P, Ireland T R. Rare earth element chemistry of zircon and its use as a provenance indicator[J]. Geology, 2000, 28(7): 627–630.
- [27]Amelin Y, Lee D, Halliday A N, et al. Nature of the Earth's earliest crust from hafnium isotopes in singledetrital zircons[J]. Nature, 1999, 399: 252–255.
- [28]Vervoort J D, Patchett P J, Gehrels G E, et al. Constraints on early earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes[J]. Nature, 1996, 379: 624–627.
- [29]第五春荣,孙勇,林慈鑫,等. 豫西宜阳地区 TTG 质片麻岩锆石 U–Pb 定年和 Hf 同位素地质学[J]. 岩石学报, 2007,(2): 253–262.
- [30]Blichert-Toft J, Albar De F. The Lu–Hf isotope geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle–crust system[J]. Earth and Planetary Science Letters,1997, 148(1/2): 243–258.
- [31]Griffin W L, Pearson N J, Belousova E, et al. The Hf isotope composition of cratonic mantle: LAM–MC–ICPMS analysis of zircon megacrysts in kimberlites[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2000, 64(1): 133–147.
- [32]吴福元,李献华,郑永飞,等. Lu–Hf 同位素体系及其岩石学应用[J]. 岩石学报,2007,(2): 185–220.
- [33]Rudnick R L, Gao S. Composition of the Continental Crust [J]. Treatise on Geochemistry, 2003, 3: 1–64.
- [34]Beard J S, Lofgren G E, Sinha A K, et al. Partial melting of apatite bearing charnockite, granulite, and diorite: melt composition, restite mineralogy and petrologic implications [J]. Journal of Geophysical

Research,1994, 99(B11): 21591–21603.

- [35]Winther K T. An experimentally based model for the origin of tonalitic and trondhjemitic melts[J]. Chemical Geology,1996, 127(1/3): 43–59.
- [36]Johannes W, Holtz F. Petrogenesis and experiment petrology of granitic rock[M]. Berlin: Springer–Verlag, 1996: 335.
- [37]Sisson T W, Ratajeski K, Hankins W B, et al. Voluminous granitic magmas from common basaltic sources[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology,2004,(6): 635–661.
- [38]Patino Douce A E, Harris N. Experimental constraints on Himalayan anatexis[J]. Journal of Petrology, 1998, 39(4): 689–710.
- [39]Patino Douce A E, Mccarthy T C. Melting of crustal rocks during continental collision and subduction[C]//Hacker B R, Liou J G. When continents collide: geodynamics and geochemistry of ultrahigh pressure rocks. Dordrecht:Kluwer Academic Publishers,1998: 27–55.
- [40]Castro A, Pati?o Douce A E, Corretgé L G, et al. Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis[J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1999, 135(2): 255–276.
- [41]Sylvester P J. Post –collisional strongly peraluminous granites [J]. Lithos,1998, 45(1/4): 29–44.
- [42]Altherr R, Holl A, Hegner E, et al. High –potassium, calc –alkaline I –type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany)[J]. Lithos, 2000, 50 (1/3): 51–73.
- [43]Kinny P D, Strachan R A, Kocks H, et al. U–Pb geochronology of late Neoproterozoic augen granites in the Moine Supergroup, NW Scotland: dating of rift–related, felsic magmatism during supercontinent break–up?[J]. Journal of the Geological Society, 2003, 160(6): 925–934.
- [44]魏春景,张颖慧. 俯冲大洋岩石圈的相转变与俯冲带岩浆作用[J]. 科学通报,2008,(20): 2449–2459.