

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.118>



西藏次玛班硕地区由秋米斑岩体锆石 U-Pb 年龄、 地球化学特征

赵亚云¹, 刘晓峰¹, 刘远超¹, 次琼¹, 肖兰斌¹, 李莉², 张小强³

1. 西藏自治区地质矿产勘查开发局第二地质大队, 西藏拉萨 850003

2. 西藏自治区地质矿产勘查开发局, 西藏拉萨 850000

3. 贵州省有色金属和核工业地质勘查局七总队, 贵州贵阳 550005

摘要: 西藏次玛班硕地区含矿斑岩体具备斑岩型铜矿成矿有利地质条件, 结合本地区野外工作的新认识和新发现, 展开该地区成岩成矿地质背景及成因等问题研究。对次玛班硕地区由秋米斑岩体开展了详细的锆石 U-Pb 测年及岩石地球化学研究, 结果表明: 花岗闪长斑岩 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 15.2 ± 0.8 Ma~ 15.2 ± 0.7 Ma, 即形成时代为中新世。花岗闪长斑岩具有高硅 ($\text{SiO}_2 = 65.08\% \sim 66.85\%$)、高钾 ($\text{K}_2\text{O} = 3.85\% \sim 4.58\%$)、富碱 ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7.87\% \sim 8.90\%$)、贫镁 ($\text{MgO} = 1.51\% \sim 1.84\%$)、准铝质 ($\text{A/CNK} = 0.88 \sim 0.95$) 地球化学特征。稀土元素配分模式右倾, 具有弱的铕负异常, $(\text{La/Yb})_N = 36.60 \sim 47.43$, 富集强不相容元素 (Rb、Th、U、K) 和亏损高场强元素 (Nb、Ta、Ce、P、Ti); 特殊地, 岩石具有典型埃达克岩地球化学特征, 即: 高 Sr ($674 \times 10^{-6} \sim 876 \times 10^{-6}$)、低 Yb ($0.560 \times 10^{-6} \sim 0.757 \times 10^{-6}$)、低 Y ($7.97 \times 10^{-6} \sim 9.98 \times 10^{-6}$)、高 Sr/Y 比 ($73.84 \sim 109.98$)。全岩 Sr-Nd 同位素组成中 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i = 0.707 878, $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -8.26$, Nd 二阶段模式年龄 $T_{\text{2DM}} = 1503$ Ma, 说明其岩浆源于基性下地壳部分熔融, 结合区域的火成岩, 认为岩石形成于印度大陆与亚洲大陆后碰撞伸展构造背景。

关键词: 西藏; 次玛班硕; 由秋米岩体; 花岗闪长斑岩; 锆石 U-Pb 年龄; 地球化学。

中图分类号: P597

文章编号: 1000-2383(2018)12-4551-15

收稿日期: 2018-05-05

Zircon U-Pb Ages and Geochemical Characteristics of Youqiumi Porphyry Pluton in Cimabanshuo Area, Tibet

Zhao Yayun¹, Liu Xiaofeng¹, Liu Yuanchao¹, Ci Qiong¹, Xiao Lanbin¹, Li Li², Zhang Xiaoqiang³

1. No.2 Geological Team, Tibet Autonomous Region Geological Mining Exploration and Development Bureau, Lhasa 850003, China

2. Tibet Autonomous Region Geological Mining Exploration and Development Bureau, Lhasa 850000, China

3. No.7 Geological Team, Non-Ferrous Metals and Nuclear Industry Geological Exploration Bureau of Guizhou, Guiyang 550005, China

Abstract: The ore-bearing porphyry body has favorable geological conditions for porphyry copper mineralization in Cimabanshuo area, Tibet. Therefore, it is of great significance to study the geological background and genesis of diagenesis and mineralization in this area. In this paper, combined with their new understanding and new discoveries in the field works, the authors carried out a detailed research of zircon U-Pb dating and petrogeochemistry, for Youqiumi pluton in Cimabanshuo area. The results show that the granodiorite-porphyry yields an LA-ICP-MS zircon U-Pb age of 15.2 ± 0.8 Ma to 15.2 ± 0.7 Ma, namely the formation age of Miocene. Chemical analyses show that the granodiorite-porphyry has a characteristic of high SiO_2 ($65.08\% \sim 66.85\%$), high K_2O ($3.85\% \sim 4.58\%$), rich $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ ($7.87\% \sim 8.90\%$), depleted MgO ($1.51\% \sim 1.84\%$), meta-aluminum ($\text{A/CNK} = 0.88 \sim 0.95$). Chondrite-normalized REE distribution pattern diagrams display right-incline and weakly negative Eu anomalies, differentiated obviously ($\text{La/Yb})_N = 36.60 \sim 47.43$. Enriched strongly in compatible elements such as Rb, Th,

基金项目: 中国地质调查局项目(Nos.121201004000150017-95, 121201004000160901-47)。

作者简介: 赵亚云(1988—), 男, 硕士研究生, 现从事青藏高原矿产勘查与研究工作. ORCID: 0000-0002-8617-4428. E-mail: 1019517293@qq.com

引用格式: 赵亚云, 刘晓峰, 刘远超, 等, 2018. 西藏次玛班硕地区由秋米斑岩体锆石 U-Pb 年龄、地球化学特征. 地球科学, 43(12): 4551-4565.

U, K and depleted in high field strength elements (HFSEs) such as Nb, Ta, Ce, P, Ti. Specifically, Youqumi granitic pluton shows typical adakitic signatures; high Sr (674×10^{-6} to 876×10^{-6}) and low Yb (0.560×10^{-6} to 0.757×10^{-6}) and low Y (7.97×10^{-6} to 9.98×10^{-6}), contents with high Sr/Y ratios (73.84–109.98). However, the whole-rock Sr, Nd isotopic compositions of granodiorite-porphyry have initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ values are 0.707 878 and –8.26 respectively, with ancient Nd two-phase model ages of 1 503 Ma, which indicate that the magma sources may have contributed to partial melting of previous juvenile lower crust. Combined with igneous rocks in the studied area, it is proposed that Youqumi granitic pluton was formed in post-collisional extension setting of India-Asia continental collision orogenic belt.

Key words: Tibet; Cimabanshuo; Youqumi pluton; granodiorite porphyry; zircon U-Pb age; geochemistry.

研究区位于冈底斯—念青唐古拉复合岩浆弧(IV)之南冈底斯陆缘火山—岩浆弧(IV-1)西段(潘桂棠等,2006;李森等,2015),同时也处于青藏高原南冈底斯斑岩铜多金属成矿带中段西侧(图1b),该带是近年来取得重大突破、潜力巨大的斑岩型铜、钼成矿带。带内广泛分布有众多大型、超大型斑岩型铜—钼、斑岩型铜—金矿床(Hou *et al.*, 2009),如朱诺、冲江、厅宫、白荣、岗讲、达布、拉抗俄、驱龙、甲玛、得明顶、吹败子和汤不拉等斑岩—矽卡岩型矿床(侯增谦等,2003;李光明等,2005;郑有业等,2007;Xu *et al.*, 2010;冷成彪等,2010;应立娟等,2010;王保弟等,2010;Li *et al.*, 2011;高一鸣等,2012;秦克章等,2014;胡永斌等,2015;杨震等,2017),已成为我国最为重要的铜—钼—金战略资源储备基地,并使得西藏经济跨越式发展成为可能。近年来在本次工作图幅的西南部罗布真矿区的红山矿段发现了斑岩型的铜矿化体(赵亚云等,2017),在刚完成的西藏昂仁—谢通门朱诺铜矿整装勘查区矿产调查与找矿预测工作中,笔者发现在图幅中部次玛班硕地区圈定的3条规模不大的次生铜矿化体与由秋米斑岩体关系密切,该地区的地质背景与朱诺矿区、罗布真红山矿段背景很相似,均发育中新世的斑岩体、北东向和近东西向的断裂构造,套合很好的地球化学异常、遥感羟基异常特征,具有斑岩成矿的潜力。前人在该地区虽然做了一定的基础地质工作,取得了扎实的基础地质资料(郑有业等,2007;赵亚云等,2017),但是对研究区成矿地质体——由秋米斑岩体地球化学、Sr-Nd同位素特征及年代学的研究仍处于空白。本次拟在详细的野外地质工作的基础上,从岩石地球化学、Sr-Nd同位素及LA-ICP-MS锆石U-Pb年代学等方面对由秋米斑岩体进行研究,分析其岩石地化特征,厘定其形成时代,探讨岩浆源区、岩石成因及地球动力学背景等,为冈底斯新生代构造—岩浆演化与成矿地质背景提供新资料证据。

1 地质概况及岩体地质特征

研究区北东距近年发现的朱诺大型斑岩型铜矿约10 km,西南距罗布真铅锌多金属矿约6 km(图1c),行政区划隶属于西藏昂仁县亚木乡许如村。出露地层主要为古新世—始新世林子宗群($E_{1-2}L$)火山岩的典中组三段(E_1d^3)、年波组一段(E_2n^1)、年波组二段(E_2n^2)、帕那组一段(E_2p^1)、帕那组二段(E_2p^2)及少量的第四系(Q)冲洪积物。地层产状总体倾向为北西。林子宗群火山岩主要分布在研究区的西部和北部,岩性主要为一套火山碎屑岩、凝灰岩,主要发育有两组断裂构造,即为近东西向(F_6 、 F_7)—北西向(F_{12})、北东向(F_8),其控制着该地区的岩浆活动和热液蚀变及矿化。岩浆及火山活动强烈,火山岩主要以林子宗群火山岩地层分布在区域地质图的北西部。

由秋米岩体在地表出露呈长板状(图1a),东西向宽约为2.7 km,南北向长为2.0~2.3 km,呈长板条状侵入于林子宗群火山岩和始新世岩体中。其由花岗闪长斑岩、黑云花岗闪长斑岩、斑状角闪二长花岗岩脉及花岗闪长斑岩脉等岩性组成。笔者本次通过锆石U-Pb测年得知,该岩体为中新世斑岩体(15.2 ± 0.8 Ma~ 15.2 ± 0.7 Ma)。尤其中新世斑岩体是朱诺斑岩型铜矿乃至冈底斯带内的驱龙、冲江等矿床的重要成矿地质体。该地区侵入岩地表发育较强的热液蚀变及少量的铜矿化(图2a,2c,2d),表明矿化、热液蚀变与斑岩体空间关系密切。

花岗闪长斑岩:岩石表面发生较强的褐铁矿化,新鲜面呈灰白色(图2b),具斑状结构,块状构造,成分由斑晶和基质组成(图2e,2f)。斑晶主要由石英、斜长石及钾长石组成,石英为他形粒状,具熔蚀结构,粒径为0.5~2.0 mm,含量约为8%;斜长石为半自形板状,发育有聚片双晶,具绢云母化,粒径为1~5 mm,含量约为30%;钾长石为半自形板状,发育有卡式双晶,粒径约为4 mm,含量约为5%及少量

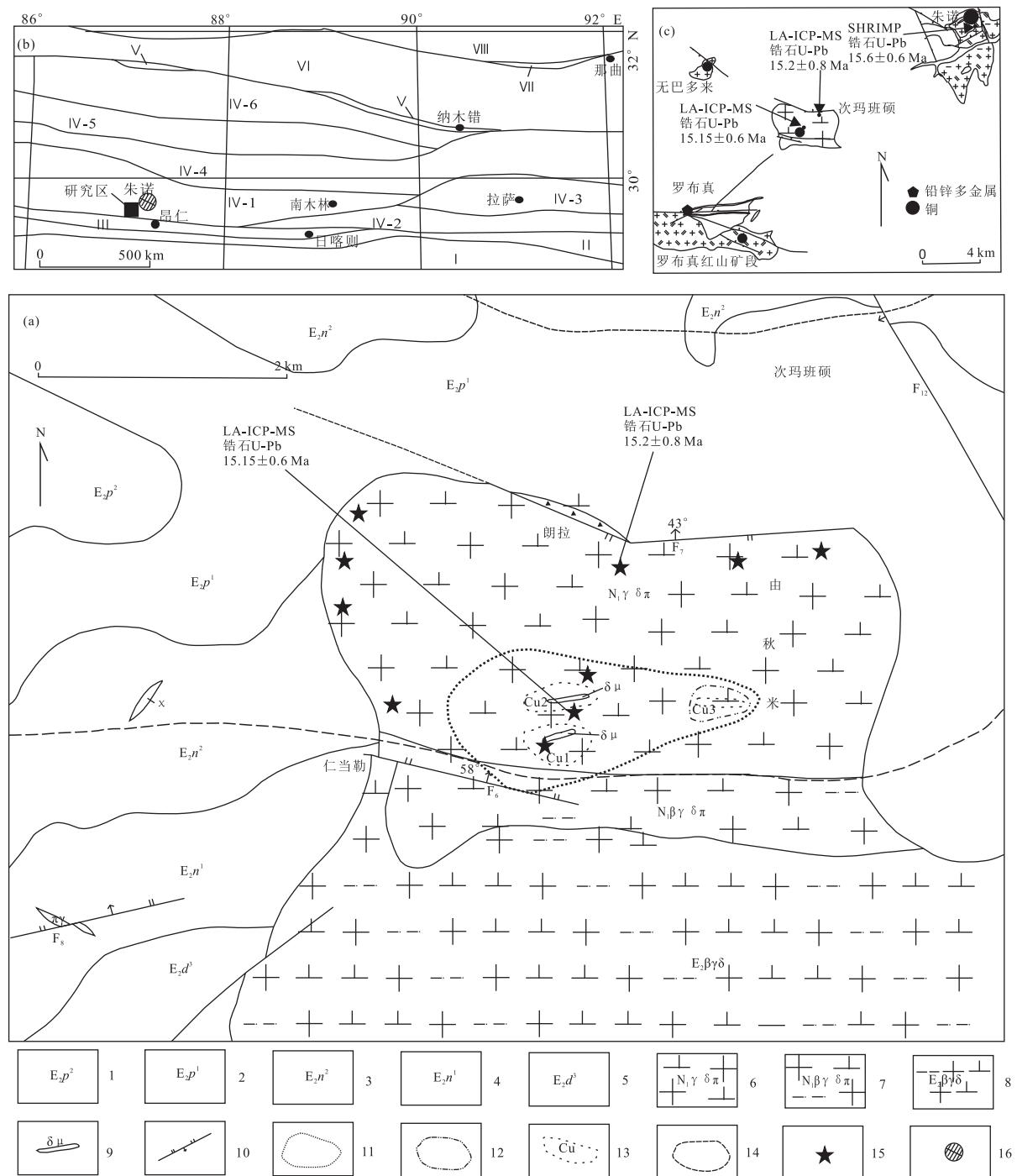


图 1 次玛班硕地区地质简图(a)、大地构造位置(b)及朱诺外围地质图(c)

Fig.1 Geological sketch (a) and tectonic location (b) of Cimabanshuo area, and geological map of Zhunuo outer area (c)
 1. 帕那组二段; 2. 帕那组一段; 3. 年波组二段; 4. 年波组一段; 5. 典中组三段; 6. 花岗闪长斑岩; 7. 黑云花岗闪长斑岩; 8. 黑云花岗闪长岩; 9. 脉; 10. 断层; 11. 铜矿化体; 12. 孔雀石化区; 13. 铜矿体; 14. 褶铁矿化蚀变区; 15. 采样位置; 16. 朱诺铜矿。I. 喜马拉雅板块; II. 雅鲁藏布江缝合带; III. 日喀则弧前盆地; VI. 冈底斯—念青唐古拉复合岩浆弧; IV-1. 南冈底斯岩浆弧; IV-2. 桑日火山弧; IV-3. 叶巴火山弧; IV-4. 隆格尔—念青唐古拉复合火山岩浆弧; IV-5. 措勤—多瓦复合弧后前陆盆地; IV-6. 则弄火山岩浆弧; V. 狮泉河—拉果错—阿索—永珠—纳木错—嘉黎—波密弧碰撞带; VII. 昂龙岗日—班戈—伯舒拉岭岩浆弧; VIII. 班公湖—怒江缝合带; IX. 南羌塘。图 b 引自李森等(2015)

黑云母(片径为 0.5~2.0 mm, 含量<5%). 基质: 由长英质矿物组成, 具显微晶质结构, 含量约为 52%.

新鲜面可见黄铁矿颗粒及浸染状分布的黄铜矿

(图 2c), 并且黄铜矿分布在钾长石斑晶及岩石裂隙面(图 2d). 采用拣块法获得的样品, 经化学分析获得的 Cu 品位为 0.13%~0.25%, 平均值为 0.2%, 并

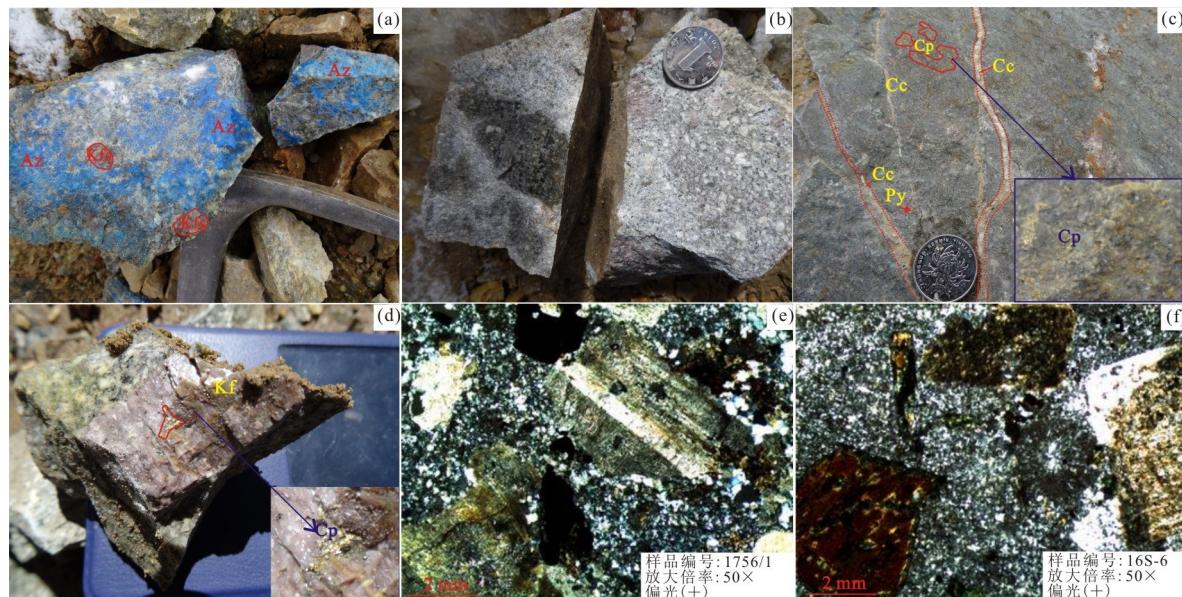


图 2 由秋米斑岩体野外及镜下特征

Fig.2 Photographs showing field and microscopic characteristics for the Youqumi porphyry pluton

a.花岗闪长斑岩裂隙面中蓝铜矿化;b.花岗闪长斑岩;c.岩石中方解石脉及黄铜矿化;d.钾长石斑晶与黄铜矿化;e,f.花岗闪长斑岩显微镜下特征;Az.蓝铜矿;Cp.黄铜矿;Py.黄铁矿;Cc.方解石化

圈出 3 条新的铜矿化体(图 1a).

2 采样位置及分析测试

2.1 样品采集

本文研究所需相关样品均采自由秋米斑岩体地表不同位置,采样位置见图 1 和表 1,本次共选取 10 件样品.其中 D1754/3、D1755/2、D1756/1 均选自朱诺地区远景调查评价项目所采集样品.

2.2 分析测试

主、微量元素和稀土元素的锆石 U-Pb 测年是在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成.锆石分选在河北廊坊区域地质调查研究所实验室完成.利用无污染标准技术对锆石进行分选,在双目显微镜下尽量挑选出无裂缝、无包裹体、透明干净的自形锆石颗粒,将其与标样一起置于环氧树脂中制靶,然后磨至一半,使锆石内部暴露.进而对锆石进行透射光和反射光显微照相以及阴极发光图像分析,以观察锆石的内部结构、选择无裂纹、无包裹体的部位测试点位.锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测试仪器型号为 Agilent7700 型 ICP-MS,激光斑束直径为 $32 \mu\text{m}$,剥蚀深度为 $20\sim40 \mu\text{m}$.采用 He 作为剥蚀物质的载气,测试过程中采用每隔 5 个测点插入 1 个标准样品点,测试样品之前和之后分别插入 2 个 91500 和 GJ-1 测点,运用中国地质大学(武汉)

点实验室完成.锆石分选在河北廊坊区域地质调查研究所实验室完成.利用无污染标准技术对锆石进行分选,在双目显微镜下尽量挑选出无裂缝、无包裹体、透明干净的自形锆石颗粒,将其与标样一起置于环氧树脂中制靶,然后磨至一半,使锆石内部暴露.进而对锆石进行透射光和反射光显微照相以及阴极发光图像分析,以观察锆石的内部结构、选择无裂纹、无包裹体的部位测试点位.锆石 LA-ICP-MS U-Pb 测试仪器型号为 Agilent7700 型 ICP-MS,激光斑束直径为 $32 \mu\text{m}$,剥蚀深度为 $20\sim40 \mu\text{m}$.采用 He 作为剥蚀物质的载气,测试过程中采用每隔 5 个测点插入 1 个标准样品点,测试样品之前和之后分别插入 2 个 91500 和 GJ-1 测点,运用中国地质大学(武汉)

表 1 样品采集位置与岩性

Table 1 Sampling position and lithology

| 序号 | 采样地点 | 样品号 | 北纬 | 东经 | 岩石名称 |
|----|------|------------|-----------|-----------|--------|
| 1 | 由秋米北 | D1754/3 | 29°36'03" | 87°22'29" | 花岗闪长斑岩 |
| 2 | 由秋米北 | D1755/2 | 29°36'01" | 87°22'10" | 花岗闪长斑岩 |
| 3 | 由秋米北 | D1756/1 | 29°35'56" | 87°21'48" | 花岗闪长斑岩 |
| 4 | 由秋米西 | 16SGS-6a/b | 29°35'23" | 87°21'20" | 花岗闪长斑岩 |
| 5 | 仁当勒 | 16SGS-7a/b | 29°35'31" | 87°20'24" | 花岗闪长斑岩 |
| 6 | 仁当勒 | 16SGS-8a/b | 29°35'27" | 87°20'23" | 花岗闪长斑岩 |
| 7 | 仁当勒 | 16SGS-9 | 29°35'18" | 87°20'18" | 花岗闪长斑岩 |
| 8 | 仁当勒 | 16SGS-12 | 29°35'19" | 87°20'17" | 花岗闪长斑岩 |
| 9 | 朗拉南 | 16SGS-13 | 29°35'18" | 87°21'18" | 花岗闪长斑岩 |
| 10 | 朗拉南 | 16SGS-14 | 29°35'17" | 87°21'16" | 花岗闪长斑岩 |

开发的 ICPMSDataCal 8.3 处理信号 (Liu *et al.*, 2008), 数据处理过程中采用 91500 标准锆石作为外标,²⁹Si 作为内标. 样品谐和图解绘制和加权平均年龄计算采用 Isoplot 3.0 完成 (Ludwig, 2003).

3 分析结果

3.1 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年代学

本文对 2 件样品进行锆石 U-Pb 年龄测试, 结果见表 2. 锆石 CL 照相特征显示有清晰的内部结构和振荡环带(图 3), 锆石(D1756/1 和 16S-6)多数为浅色或浅灰白色, 少量为暗灰色, 为长柱状或柱状, 自形程度较好. 颗粒大小差别较大, 长径为 100~300 μm, 宽为 80~160 μm, 长宽比为 1:1~2:1, 锆石的 Th 和 U 的含量分别为 365×10^{-6} ~ 2442×10^{-6} 和 458×10^{-6} ~ 3396×10^{-6} , Th/U 比值为

0.25~1.39, 具有典型岩浆锆石特征 (高一鸣等, 2012). 剔除不谐和年龄及误差较大的分析点后, 样品 D1756/1 锆石投点落在谐和线上及其附近(图 4a), 说明测点具有一致的 $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 表面年龄和锆石在岩浆演化中没有发生明显的 Pb 丢失. 除 1 颗锆石两个点 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄分别为 47.5±0.6 Ma 和 38.6±0.4 Ma(捕获锆石年龄)外, 其余 8 颗锆石 9 个数据点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 13.6~16.7 Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 15.2±0.8 Ma (2σ ; MSWD=3.0); 样品 16S-6 年龄数据点在谐和线附近, 并且集中分布(图 4b), 谐和度较高, 能够代表岩体的结晶年龄. 26 个数据点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄为 15.2~17.4 Ma, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 15.2±0.7 Ma (2σ ; MSWD=0.93). 因此, 15.2±0.8 Ma~15.2±0.7 Ma(15.2 Ma) 可以代表由秋米花岗闪长斑岩岩体的岩浆结晶年龄, 其形成时代为中



图 3 次玛班硕由秋米斑岩体锆石 CL 图

Fig.3 Representative cathodoluminescence(CL) of zircon from the Youqumi porphyry pluton in Cimabanshuo area

表 2 次玛班硕由秋米斑岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 同位素分析结果

Table 2 LA-ICP-MS U-Pb data of zircon from the Youqumi porphyry pluton in Cimabanshuo area

| 分析点号 | Pb(10^{-6}) | Th(10^{-6}) | U(10^{-6}) | Th/U | 同位素比值 | | | 年龄(Ma) |
|----------------|-----------------|-----------------|----------------|------|---|--|--|----------------|
| | | | | | $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm 1\sigma$ | $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm 1\sigma$ | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm 1\sigma$ | |
| D1756/1 | | | | | | | | |
| 1 | 2 | 365 | 547 | 0.67 | 0.0483 ± 0.0043 | 0.0166 ± 0.0015 | 0.0025 ± 0.0005 | 16.0 ± 0.3 |
| 2 | 2 | 427 | 510 | 0.84 | 0.0497 ± 0.0051 | 0.0163 ± 0.0017 | 0.0024 ± 0.0005 | 15.3 ± 0.3 |
| 3 | 5 | 2 367 | 1 341 | 1.77 | 0.0687 ± 0.0024 | 0.0210 ± 0.0007 | 0.0022 ± 0.0003 | 14.3 ± 0.2 |
| 4 | 14 | 1 955 | 1 520 | 1.29 | 0.0751 ± 0.0017 | 0.0623 ± 0.0013 | 0.0060 ± 0.0007 | 38.6 ± 0.4 |
| 5 | 13 | 365 | 1 484 | 0.25 | 0.0614 ± 0.0025 | 0.0625 ± 0.0025 | 0.0074 ± 0.0009 | 47.5 ± 0.6 |
| 6 | 3 | 595 | 746 | 0.80 | 0.0670 ± 0.0067 | 0.0239 ± 0.0024 | 0.0026 ± 0.0005 | 16.7 ± 0.3 |
| 7 | 3 | 381 | 458 | 0.83 | 0.0461 ± 0.0076 | 0.0135 ± 0.0022 | 0.0021 ± 0.0004 | 13.6 ± 0.3 |
| 8 | 3 | 657 | 583 | 1.13 | 0.0483 ± 0.0065 | 0.0153 ± 0.0020 | 0.0023 ± 0.0005 | 14.8 ± 0.3 |
| 9 | 3 | 620 | 797 | 0.78 | 0.0473 ± 0.0039 | 0.0163 ± 0.0013 | 0.0025 ± 0.0005 | 16.2 ± 0.3 |
| 10 | 4 | 1 215 | 873 | 1.39 | 0.0637 ± 0.0090 | 0.0209 ± 0.0029 | 0.0024 ± 0.0004 | 15.3 ± 0.3 |
| 11 | 3 | 754 | 771 | 0.98 | 0.0490 ± 0.0054 | 0.0163 ± 0.0018 | 0.0024 ± 0.0005 | 15.6 ± 0.3 |
| 16S-6 | | | | | | | | |
| 1 | 7.69 | 1 576 | 2 481 | 0.64 | 0.1336 ± 0.0195 | 0.0355 ± 0.0027 | 0.0024 ± 0.0001 | 15.5 ± 0.6 |
| 2 | 7.56 | 1 557 | 2 334 | 0.67 | 0.1218 ± 0.0087 | 0.0397 ± 0.0031 | 0.0025 ± 0.0001 | 15.9 ± 0.6 |
| 3 | 8.16 | 1 572 | 2 592 | 0.61 | 0.1250 ± 0.0159 | 0.0381 ± 0.0036 | 0.0025 ± 0.0001 | 16.4 ± 0.6 |
| 4 | 6.58 | 1 199 | 2 133 | 0.56 | 0.1313 ± 0.0125 | 0.0372 ± 0.0023 | 0.0024 ± 0.0001 | 15.5 ± 0.6 |
| 5 | 6.86 | 1 254 | 2 524 | 0.50 | 0.1965 ± 0.0497 | 0.0419 ± 0.0061 | 0.0024 ± 0.0001 | 15.4 ± 0.6 |
| 6 | 10.14 | 2 008 | 3 396 | 0.59 | 0.1012 ± 0.0112 | 0.0301 ± 0.0027 | 0.0024 ± 0.0001 | 15.5 ± 0.5 |
| 7 | 5.74 | 1 168 | 1 651 | 0.71 | 0.1924 ± 0.0234 | 0.0526 ± 0.0040 | 0.0026 ± 0.0001 | 16.9 ± 0.7 |
| 8 | 8.91 | 2 078 | 2 874 | 0.72 | 0.1285 ± 0.0124 | 0.0365 ± 0.0028 | 0.0024 ± 0.0001 | 15.5 ± 0.5 |
| 9 | 8.24 | 1 648 | 2 358 | 0.70 | 0.1403 ± 0.0169 | 0.0411 ± 0.0027 | 0.0026 ± 0.0001 | 16.5 ± 0.7 |
| 10 | 10.16 | 1 456 | 3 052 | 0.48 | 0.0913 ± 0.0082 | 0.0317 ± 0.0028 | 0.0027 ± 0.0001 | 17.4 ± 0.6 |
| 11 | 9.70 | 1 845 | 2 828 | 0.65 | 0.1151 ± 0.0099 | 0.0377 ± 0.0034 | 0.0025 ± 0.0001 | 16.2 ± 0.6 |
| 12 | 7.99 | 1 324 | 2 444 | 0.54 | 0.1454 ± 0.0162 | 0.0418 ± 0.0032 | 0.0024 ± 0.0001 | 15.5 ± 0.5 |
| 13 | 10.68 | 2 442 | 3 061 | 0.80 | 0.1268 ± 0.0119 | 0.0415 ± 0.0034 | 0.0025 ± 0.0001 | 16.4 ± 0.5 |
| 14 | 11.18 | 2 074 | 2 549 | 0.81 | 0.1635 ± 0.0190 | 0.0510 ± 0.0032 | 0.0025 ± 0.0001 | 16.4 ± 0.6 |
| 15 | 9.34 | 2 067 | 2 842 | 0.73 | 0.1153 ± 0.0102 | 0.0362 ± 0.0028 | 0.0024 ± 0.0001 | 15.3 ± 0.5 |
| 16 | 9.04 | 1 531 | 3 157 | 0.49 | 0.1127 ± 0.0140 | 0.0311 ± 0.0024 | 0.0024 ± 0.0001 | 15.6 ± 0.6 |
| 17 | 7.39 | 1 342 | 2 258 | 0.59 | 0.1498 ± 0.0121 | 0.0487 ± 0.0035 | 0.0024 ± 0.0001 | 15.6 ± 0.6 |
| 18 | 8.37 | 1 868 | 2 626 | 0.71 | 0.1335 ± 0.0102 | 0.0421 ± 0.0030 | 0.0024 ± 0.0001 | 15.5 ± 0.5 |
| 19 | 9.92 | 2 153 | 3 130 | 0.69 | 0.1088 ± 0.0126 | 0.0341 ± 0.0034 | 0.0024 ± 0.0001 | 15.6 ± 0.5 |
| 20 | 10.26 | 1 967 | 2 984 | 0.66 | 0.1226 ± 0.0097 | 0.0418 ± 0.0032 | 0.0026 ± 0.0001 | 16.9 ± 0.6 |
| 21 | 6.99 | 1 412 | 2 322 | 0.61 | 0.1500 ± 0.0176 | 0.0409 ± 0.0026 | 0.0024 ± 0.0001 | 15.2 ± 0.6 |
| 22 | 7.75 | 1 366 | 2 672 | 0.51 | 0.1440 ± 0.0167 | 0.0470 ± 0.0045 | 0.0025 ± 0.0001 | 16.2 ± 0.6 |
| 23 | 10.04 | 1 648 | 2 559 | 0.64 | 0.1253 ± 0.0088 | 0.0418 ± 0.0034 | 0.0025 ± 0.0001 | 16.0 ± 0.5 |
| 24 | 7.69 | 1 576 | 2 481 | 0.64 | 0.1336 ± 0.0195 | 0.0355 ± 0.0027 | 0.0024 ± 0.0001 | 15.5 ± 0.6 |
| 25 | 7.56 | 1 557 | 2 334 | 0.67 | 0.1218 ± 0.0087 | 0.0397 ± 0.0031 | 0.0025 ± 0.0001 | 15.9 ± 0.6 |
| 26 | 8.16 | 1 572 | 2 592 | 0.61 | 0.1250 ± 0.0159 | 0.0381 ± 0.0036 | 0.0025 ± 0.0001 | 16.4 ± 0.6 |

新世.

3.2 岩石地球化学特征

主元素、微量元素及稀土元素分析结果见表3。岩石地球化学分析主元素结果具有如下特征:(1) $\text{SiO}_2 = 65.08\% \sim 66.85\%$ (平均值为 65.95%)、 $\text{K}_2\text{O} = 3.85\% \sim 4.58\%$ (平均值为 4.11%)、全碱($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) = 7.87% ~ 8.90%(平均值为 8.41%),在侵入岩 $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ 分类图上,样品点投落到石英二长岩区域和其与花岗闪长岩过渡区(图 5a);(2)碱度率指数(AR)为 2.52~2.74,平

均值为 2.60,在 $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ 关系图上,样品均落在高钾钙碱性系列范围(图 5b),这一特征与已报道的整个藏南中新世埃达克质岩石的结果一致(Hou et al., 2004; Guo et al., 2007);(3)相对富钠贫钾, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.86 \sim 1.06$ (平均值为 0.96),其中 7 件样品 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$,3 件样品 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 均为 1.06,一般认为 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} < 1$ 的岩浆起源通常与角闪石在 $8 \times 10^2 \sim 12 \times 10^2 \text{ MPa}$ 的脱水熔融有关(Rapp and Watson, 1995),富钾样品可能是岩石发育一定的钾化或斑岩中钾长石(斑晶)含量高造成,

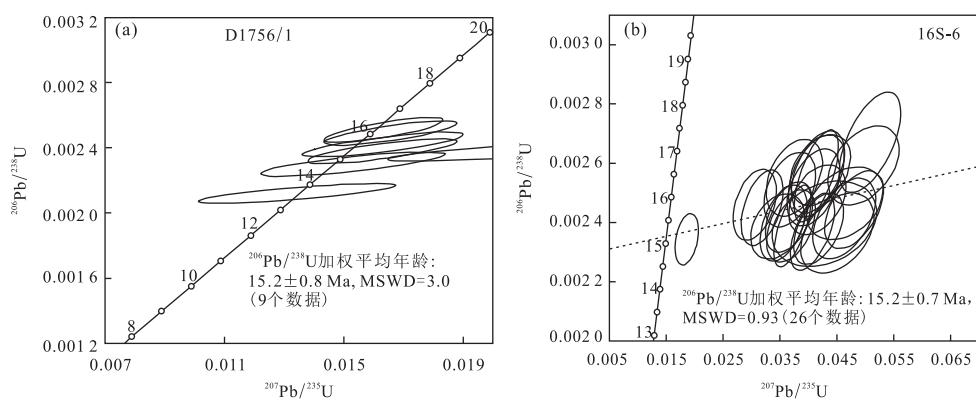


图 4 次玛班硕由秋米斑岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄谐和图

Fig.4 LA-ICP-MS U-Pb concordia diagrams of zircon from the Youqiumi porphyry pluton in Cimabanshuo area

表 3 次玛班硕由秋米斑岩体岩石地球化学分析结果及特征参数

Table 3 Geochemistry element analyses of results and characteristic parameters of the Youqiumi porphyry pluton in Cimabanshuo area

| 样品号 | D1754/3 | D1755/2 | D1756/1 | 16SGS-6a/b | 16SGS-7a/b | 16SGS-8a/b | 16SGS-9 | 16SGS-12 | 16SGS-13 | 16SGS-14 |
|------------------------------------|---------|---------|---------|------------|------------|------------|---------|----------|----------|----------|
| SiO ₂ | 66.36 | 65.36 | 65.08 | 65.12 | 66.38 | 66.36 | 65.62 | 66.32 | 66.85 | 66.05 |
| TiO ₂ | 0.57 | 0.57 | 0.61 | 0.67 | 0.55 | 0.53 | 0.58 | 0.56 | 0.49 | 0.49 |
| Al ₂ O ₃ | 15.42 | 16.15 | 15.92 | 15.32 | 15.14 | 15.12 | 15.19 | 15.13 | 14.56 | 14.42 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.41 | 1.38 | 1.50 | 0.93 | 1.69 | 1.89 | 1.84 | 1.79 | 0.10 | 0.04 |
| FeO | 1.68 | 1.70 | 1.85 | 2.72 | 1.94 | 1.99 | 1.85 | 2.22 | 2.59 | 2.68 |
| MnO | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.06 | 0.05 | 0.06 | 0.03 | 0.03 |
| MgO | 1.58 | 1.64 | 1.84 | 1.83 | 1.58 | 1.51 | 1.69 | 1.56 | 1.51 | 1.51 |
| CaO | 2.86 | 3.48 | 3.50 | 2.47 | 2.77 | 2.76 | 3.02 | 3.16 | 2.01 | 2.40 |
| Na ₂ O | 4.30 | 4.56 | 4.42 | 4.70 | 4.05 | 3.98 | 4.32 | 4.02 | 4.30 | 4.32 |
| K ₂ O | 4.21 | 3.94 | 3.98 | 3.67 | 4.29 | 3.96 | 4.07 | 3.85 | 4.56 | 4.58 |
| P ₂ O ₅ | 0.19 | 0.21 | 0.22 | 0.24 | 0.19 | 0.20 | 0.22 | 0.20 | 0.17 | 0.18 |
| H ₂ O ⁺ | 0.84 | 0.55 | 0.63 | 1.23 | 0.92 | 0.87 | 0.96 | 0.75 | 1.63 | 1.85 |
| LOI | 0.24 | 0.10 | 0.10 | 1.86 | 1.06 | 1.04 | 1.37 | 0.93 | 2.33 | 2.76 |
| Total | 99.71 | 99.69 | 99.70 | 100.80 | 100.61 | 100.27 | 100.78 | 100.55 | 101.13 | 101.31 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 0.98 | 0.86 | 0.90 | 0.78 | 1.06 | 0.99 | 0.94 | 0.96 | 1.06 | 1.06 |
| K ₂ O+Na ₂ O | 8.51 | 8.50 | 8.40 | 8.37 | 8.34 | 7.94 | 8.39 | 7.87 | 8.86 | 8.90 |
| A/NK | 1.326 | 1.373 | 1.375 | 1.309 | 1.339 | 1.396 | 1.319 | 1.403 | 1.212 | 1.195 |
| A/CNK | 0.916 | 0.893 | 0.887 | 0.946 | 0.926 | 0.954 | 0.893 | 0.916 | 0.930 | 0.878 |
| AR | 2.74 | 2.53 | 2.52 | 2.78 | 2.65 | 2.60 | 2.71 | 2.51 | 3.16 | 3.11 |
| Rb | 220.00 | 221.00 | 173.00 | 163.00 | 245.00 | 239.00 | 195.00 | 231.00 | 212.00 | 212.00 |
| Th | 29.20 | 25.30 | 27.20 | 15.20 | 28.60 | 29.20 | 27.30 | 31.50 | 30.40 | 31.20 |
| U | 4.80 | 4.10 | 3.90 | 2.89 | 2.56 | 2.65 | 2.71 | 2.63 | 10.30 | 12.20 |
| Nb | 8.90 | 8.90 | 8.20 | 5.91 | 10.20 | 10.10 | 9.75 | 10.00 | 5.69 | 6.89 |
| Ta | 0.88 | 0.87 | 0.77 | 0.56 | 0.98 | 0.95 | 0.97 | 0.92 | 0.52 | 0.63 |
| Sr | 703.00 | 876.00 | 852.00 | 795.00 | 714.00 | 774.00 | 812.00 | 815.00 | 685.00 | 674.00 |
| Zr | 139.00 | 141.00 | 127.00 | 178.00 | 182.00 | 184.00 | 189.00 | 182.00 | 189.00 | 180.00 |
| Hf | 4.00 | 3.40 | 4.10 | 5.26 | 5.25 | 5.02 | 4.96 | 5.12 | 5.65 | 5.71 |
| Y | 9.52 | 7.97 | 8.19 | 8.46 | 8.96 | 9.74 | 9.85 | 9.52 | 8.89 | 9.98 |
| La | 39.53 | 41.13 | 40.61 | 31.20 | 38.20 | 40.50 | 39.80 | 44.00 | 40.20 | 40.40 |
| Ce | 75.26 | 72.93 | 76.67 | 59.80 | 69.20 | 74.50 | 76.80 | 79.20 | 76.40 | 76.40 |
| Pr | 9.242 | 9.372 | 9.664 | 7.100 | 7.960 | 8.460 | 8.620 | 8.650 | 8.550 | 8.650 |
| Nd | 34.78 | 32.04 | 34.55 | 27.40 | 29.10 | 32.30 | 33.40 | 32.60 | 33.20 | 33.80 |
| Sm | 6.048 | 5.329 | 5.890 | 4.850 | 4.660 | 5.630 | 5.870 | 5.650 | 5.690 | 6.230 |
| Eu | 1.211 | 1.160 | 1.225 | 1.040 | 0.960 | 1.060 | 1.080 | 1.060 | 1.010 | 1.110 |
| Gd | 3.623 | 3.250 | 3.533 | 3.200 | 3.060 | 3.360 | 3.740 | 3.520 | 3.510 | 3.740 |
| Tb | 0.444 | 0.400 | 0.451 | 0.420 | 0.400 | 0.440 | 0.460 | 0.440 | 0.450 | 0.480 |
| Dy | 2.174 | 1.944 | 2.067 | 1.700 | 1.640 | 1.740 | 1.980 | 1.820 | 1.830 | 1.980 |
| Ho | 0.398 | 0.343 | 0.357 | 0.270 | 0.280 | 0.300 | 0.320 | 0.300 | 0.290 | 0.330 |
| Er | 0.968 | 0.805 | 0.862 | 0.700 | 0.760 | 0.820 | 0.880 | 0.820 | 0.760 | 0.900 |
| Tm | 0.133 | 0.109 | 0.118 | 0.090 | 0.100 | 0.110 | 0.120 | 0.110 | 0.100 | 0.120 |
| Yb | 0.757 | 0.622 | 0.636 | 0.560 | 0.680 | 0.700 | 0.780 | 0.730 | 0.630 | 0.730 |
| Lu | 0.109 | 0.090 | 0.087 | 0.070 | 0.090 | 0.090 | 0.100 | 0.100 | 0.090 | 0.100 |
| Sr/Y | 73.84 | 109.98 | 104.00 | 93.97 | 79.69 | 79.47 | 82.44 | 85.61 | 77.05 | 67.54 |
| Nb/Ta | 10.11 | 10.23 | 10.65 | 10.55 | 10.41 | 10.63 | 10.05 | 10.87 | 10.94 | 10.94 |
| Zr/Hf | 34.75 | 41.47 | 30.98 | 33.84 | 34.67 | 36.65 | 38.10 | 35.55 | 33.45 | 31.52 |
| Σ REE | 174.68 | 169.52 | 176.72 | 138.40 | 157.09 | 170.01 | 173.95 | 179.00 | 172.71 | 174.97 |
| (La/Yb) _N | 37.46 | 47.43 | 45.80 | 39.96 | 40.30 | 41.50 | 36.60 | 43.23 | 45.77 | 39.70 |
| δ Eu | 0.73 | 0.79 | 0.76 | 0.76 | 0.73 | 0.69 | 0.66 | 0.68 | 0.64 | 0.65 |
| δ Ce | 0.93 | 0.88 | 0.92 | 0.95 | 0.92 | 0.94 | 0.97 | 0.94 | 0.96 | 0.95 |

注:A/CNK=Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)(摩尔比值), 主量元素单位为%, 微量元素单位为10⁻⁶.

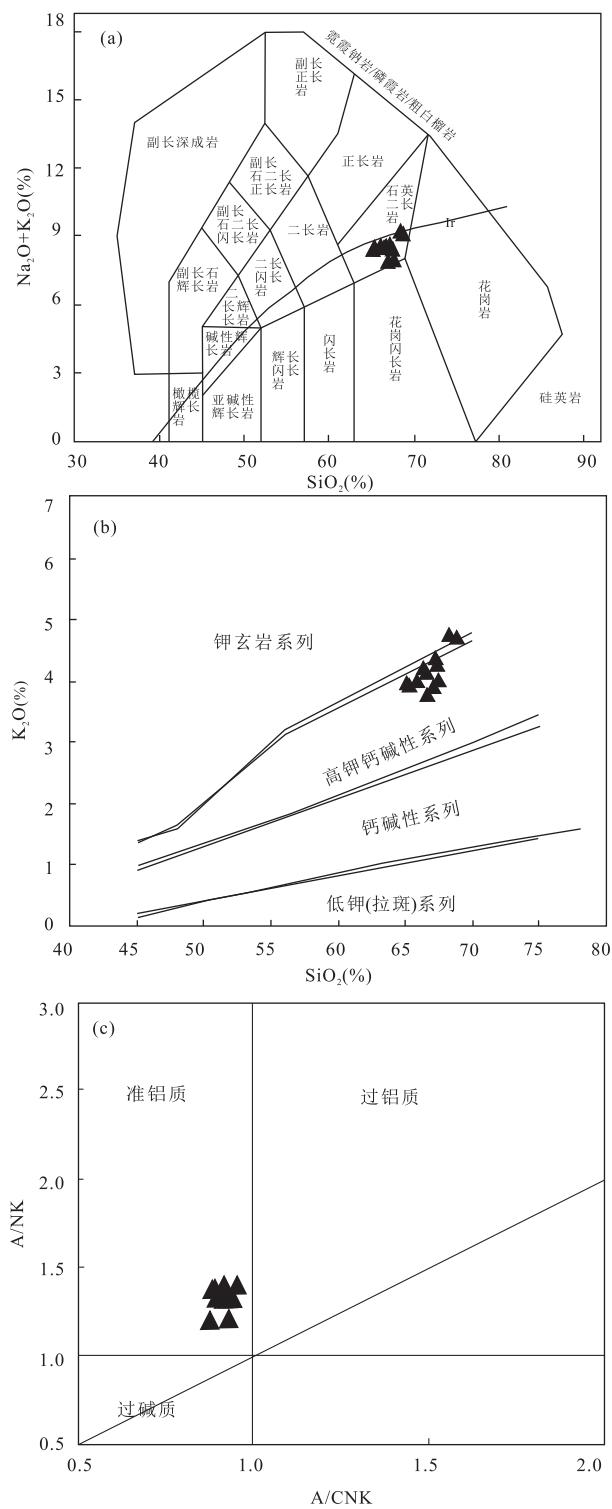


图 5 次玛班硕由秋米斑岩体 TAS 图(a)、 $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ 图(b)和 A/CNK—A/NK 图(c)

Fig.5 TAS (a), $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}$ (b) and A/CNK—A/NK (c) diagrams of the Youqumi porphyry pluton in Cimabanshuo area

图 a 底图据 Le Maitre(1989);图 b 底图据 Peccerillo and Taylor (1976);图 c 底图据 Maniar and Piccoli(1989)

手标本及显微镜下观察到大量的黑云母、角闪石等暗色矿物;(4) $\text{Al}_2\text{O}_3=14.42\% \sim 16.15\%$ (平均值为 15.24%),铝饱和指数(A/CNK)为 $0.88 \sim 0.95$ (平均值为 0.91),在 A/CNK—A/NK 图解上(图 5c),样品均位于准铝质区域;(5) $\text{MgO}=1.51\% \sim 1.84\%$ (平均值为 1.62%),小于 3% ,表明该岩体具有高钾钙碱性准铝质花岗岩地化特征.

稀土元素总量 $\Sigma \text{REE} = 138.40 \times 10^{-6} \sim 179.00 \times 10^{-6}$ (平均值为 168.71×10^{-6}),较地壳岩浆岩平均值(164×10^{-6})稍高.在 Sun and McDonough(1989)C1 球粒陨石数据标准化的稀土配分模式图中(图 6a),呈明显的右倾型. $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 为 $36.60 \sim 47.43$,轻稀土较重稀土分馏明显,具有弱的铕负异常($\delta\text{Eu}=0.64 \sim 0.79$,平均值为 0.71).微量元素方面,Sr 含量介于 $674 \times 10^{-6} \sim 876 \times 10^{-6}$,Yb 含量介于 $0.560 \times 10^{-6} \sim 0.757 \times 10^{-6}$,Y 含量介于 $7.97 \times 10^{-6} \sim 9.98 \times 10^{-6}$,Sr/Y 比值介于 $73.84 \sim 109.98$.以上岩石地球化学特征显示出埃达克岩的特征,即 $\text{MgO} < 3\%$,贫 Y 和 HREE($\text{Y} \leq 18 \times 10^{-6}$, $\text{Yb} \leq 1.9 \times 10^{-6}$)、富 Sr(很少低于 400×10^{-6})、高的 Sr/Y 比值(Defant and Drummond, 1990).在 Sun and McDonough(1989)原始地幔数据标准化的微量元素蛛网图中(图 6b),岩石表现出富集强不相容元素 Rb、Th、U、K 和亏损高场强元素 Nb、Ta、Ce、P、Ti 的特征.中国花岗闪长岩 Cu 平均含量为 13.0×10^{-6} (史长义等,2008),岩体的 Cu 含量为 $12.4 \times 10^{-6} \sim 59 \times 10^{-6}$,岩体铜含量高于中国花岗闪长岩背景值 1~4 倍.

3.3 Sr-Nd 同位素特征

在壳—幔地球化学和深部地质作用过程中,Sr、Nd 等同位素在时间和源区方面有突出的优点,但放射性成因同位素的积累程度与岩石的年龄有关(赵亚云等,2016).首先要对已测出的 Sr、Nd 同位素进行初始值计算,相关参数计算采用岩石结晶年龄($15.2 \pm 0.8 \text{ Ma}$),测试结果及相关计算参数见表 4.

Sr、Nd 同位素特征:(1) $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}=0.571\,400$, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i=0.707\,878$,介于大陆地壳范围($0.706 \sim 0.718$)(肖成东等,2004;赵亚云等,2016);(2) $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}=0.103\,100$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i=0.512\,195$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=-8.26$, $f_{\text{Sm/Nd}}=-0.48$,均在 $-0.6 \sim -0.2$,说明岩浆源区的 Sm、Nd 分馏不明显,故给出的模式年龄是有效的,可以参与有关讨论(吴福元等,1997),其对应的亏损地幔 Nd 的模式年龄 $T_{2\text{DM}}=1\,503 \text{ Ma}$.

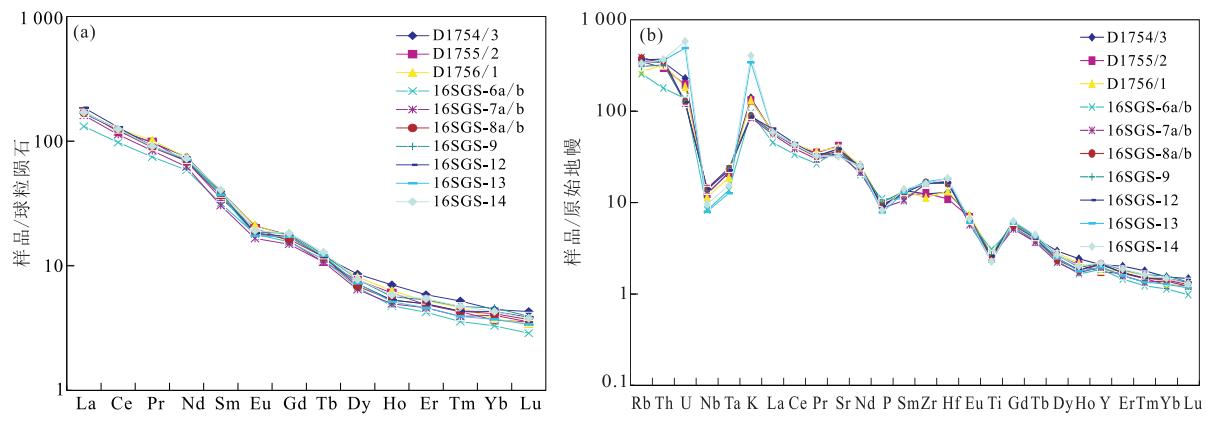


图 6 次玛班硕由秋米斑岩体稀土元素配分模式(a)和微量元素蛛网图(b)

Fig.6 Chondrite-normalized REE distribution patterns (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagram(b) of the Youqiumi porphyry pluton in Cimabanshuo area

表 4 次玛班硕由秋米斑岩体 Sr、Nd 同位素组成

Table 4 Sr, Nd isotopic compositions of the Youqiumi porphyry pluton in Cimabanshuo area

| 样号 | 年龄(Ma) | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ | 2σ | $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ | $\epsilon_{\text{Sr}}(0)$ | $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ | $f_{\text{Rb/Sr}}$ |
|---------|--------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------|---------------------------------------|---------------------------|---------------------------|-----------------------------|
| D1756/1 | 15.2 | 0.571 400 | 0.708 002 | 4 | 0.707 878 | 49.709 | 48.213 | 5.909 |
| 样号 | 年龄(Ma) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | 2σ | $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ | $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ | $f_{\text{Sm/Nd}}$ | $T_{\text{DM2}}(\text{Ma})$ |
| D1756/1 | 15.2 | 0.103 100 | 0.512 205 | 6 | 0.512 195 | -8.26 | -0.48 | 1 503 |

注:计算所需的参数: $\lambda_{\text{Sr}}=1.39 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$, $\lambda_{\text{Nd}}=6.54 \times 10^{-12} \text{ a}^{-1}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 所示的 2σ 误差为小数点后的最后位数,为减少 $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 变化对 Nd 模式年龄计算产生的影响,表中所列 T_{DM2} 年龄统一采用二阶段模式计算,计算公式如下: $T_{\text{DM2}}=(1/\lambda_{\text{Sm}})\ln(1+A)$, $A=\{(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}}-(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}-[(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{m}}-(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{c}}](e^{\lambda t}-1)\}/[(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{c}}-(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}]$,式中:下角标 m 代表样品现今测定值,下角标 DM 代表亏损地幔值(Miller and O'Nions, 1985), $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.213 6$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{DM}}=0.513 151$,下角标 CHUR 代表球粒陨石值(Bouvier et al., 2008), $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.196 0$; $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}=0.512 630$,下角标 c 代表大陆壳平均值(Jahn and Condie, 1995), $(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{c}}=0.118$;岩石样品计算年龄采用项目所测对应样品锆石 U-Pb 年龄值.

4 讨论

4.1 岩浆作用时代

冈底斯带内中新世斑岩侵入体在很短时间内形成(25~13 Ma),其侵位高峰期为 16 Ma 左右(侯增谦等,2012).岩石类型以中酸性花岗闪长岩、二长花岗岩和花岗斑岩为主,并且这些岩石具有埃达克岩特征.从表 5 可以看出,冈底斯带东段驱龙斑岩铜矿、中段岗讲斑岩铜钼矿区、中段之西朱诺斑岩铜矿的成岩成矿年龄基本一致.本次获得的由秋米斑岩体成岩年龄为 $15.2 \pm 0.8 \text{ Ma} \sim 15.2 \pm 0.7 \text{ Ma}$,形成时代为中新世,与冈底斯带上成矿斑岩体成岩年龄一致,属于冈底斯带上大规模的铜多金属成岩成矿作用范畴.

4.2 岩石成因

近十多年来,众多学者从侵入体岩浆源区及其形成的地球动力学背景的角度,对冈底斯南缘靠近雅鲁藏布江缝合带的中新世含矿埃达克质斑岩提出以下几种成因观点:(1)俯冲的新特提斯洋壳的部分

熔融,并与上覆地幔楔相互作用(侯增谦等,2003);(2)加厚并拆沉的拉萨地体下地壳的部分熔融(Chung et al., 2003);(3)新生下地壳的部分熔融(侯增谦等,2004; Li et al., 2011);(4)被板片来源熔体所交代的上地幔的部分熔融(Gao et al., 2007);(5)俯冲的印度大陆地壳的部分熔融(Xu et al., 2010).因此,有必要结合岩体特征、成岩年龄及构造背景对由秋米花岗闪长斑岩体进行深入解析、探讨岩石成因,有利于进一步丰富和加深对南冈底斯带斑岩成矿的认识.

由秋米花岗闪长斑岩岩体具有中硅(65.95%)、高钾(4.11%)、富碱($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 8.41\%$)、贫 MgO (1.62%, 小于 3%) 的特征.在 $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ 图解上,样品均落在高钾钙碱性系列范围(图 5b), $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0.86 \sim 1.06$ (平均值为 0.96),一般认为 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}<1$ 的岩浆起源通常与角闪石在 $8 \times 10^2 \sim 12 \times 10^2 \text{ MPa}$ 的脱水熔融有关(Rapp and Watson, 1995),手标本及显微镜下观察到大量的黑云母、角闪石等暗色矿物,这与地球化学特征判别一

表 5 冈底斯成矿带典型矿床成岩成矿时代

Table 5 The typical deposits of diagenesis and ore-forming ages in Gangdese metallogenic belt

| 冈底斯段 | 典型矿床 | 成岩年龄 | | | 成矿年龄 | | | 资料来源 |
|------|------|-------------|-------------------|-----------|------|-------|-------------|--------------------|
| | | 测试对象 | 方法 | 年龄(Ma) | 测试对象 | 方法 | 年龄(Ma) | |
| 东段 | 驱龙 | 花岗闪长岩 | LA-ICP-MS 钻石 U-Pb | 17.6±0.4 | 辉钼矿 | Re-Os | 16~15 | 秦克章等(2014) |
| | | 黑云母二长花岗岩 | | 17.4±0.4 | | | | |
| | | 似斑状黑云母二长花岗岩 | | 16.7±0.4 | | | | |
| | | 二长花岗斑岩 | | 15.3±0.6 | | | | |
| | | 花岗闪长斑岩 | | 15.0±0.3 | | | | |
| | | 石英闪长玢岩 | | 13.1±0.3 | | | | |
| 中段 | 岗讲 | 二长花岗斑岩 | LA-ICP-MS 钻石 U-Pb | 16.6±0.3 | | | | |
| | | 花岗闪长斑岩 | | 16.1±0.2 | 辉钼矿 | Re-Os | 13.24~13.33 | 杨震等(2017) |
| | | 英云闪长玢岩 | | 14.4±0.4 | | | | |
| | | 花岗斑岩 | SHRIMP 钻石 U-Pb | 15.6±0.6 | | | | |
| | | 花岗闪长斑岩 | | 14.1±0.3 | | | | |
| | | 石英斑岩 | | 14.4±0.3 | | | | 郑有业等(2007) |
| 中段之西 | 朱诺 | 闪长斑岩 | LA-ICP-MS 钻石 U-Pb | 16.2±0.3 | 辉钼矿 | Re-Os | 13.7±0.6 | 黄勇等(2015) |
| | | 黑云花岗闪长岩 | | 14.1±0.3 | | | | Huang et al.(2017) |
| | | 似斑状二长花岗岩 | | 14.0±0.3 | | | | 高成等(2014) |
| | | 角闪闪长玢岩 | | 14.1±0.3 | | | | |
| | | 斑状花岗岩 | | 14.9~15.3 | | | | |

致。 $(La/Yb)_N$ 为 36.60~47.43, 轻稀土较重稀土分馏明显, 具有弱的铕负异常(图 6a)。Sr 含量介于 674×10^{-6} ~ 876×10^{-6} , Yb 含量介于 0.560×10^{-6} ~ 0.757×10^{-6} , Y 含量介于 7.97×10^{-6} ~ 9.98×10^{-6} , 表明岩浆源区可能存在石榴石、角闪石的残留, Sr/Y 值介于 73.84~109.98; 在 Sr/Y-Y 图解(图 7a)中, 样品全部落入典型埃达克岩区域。岩石地球化学特征显示出埃达克岩特征, 即 $MgO < 3\%$, 贫 Y 和 HREE($Y \leq 18 \times 10^{-6}$, $Yb \leq 1.9 \times 10^{-6}$)、富 Sr(很少低于 400×10^{-6})、高的 Sr/Y 比值(Defant and Drummond, 1990; 李世超等, 2017)。在形成时代和全岩元素地球化学方面, 由秋米斑岩体与冈底斯带上同期形成的高 Sr/Y 比值的花岗质岩石(陈希节等, 2014; 秦克章等, 2014)、日喀则弧前盆地闪长玢岩脉(曾令森等, 2017)都具有高度相似性, 可能是增厚地壳条件下基性新生下地壳部分熔融的产物(曾令森等, 2017)。K、Rb、Th 的富集和 Nb、Ta、Ti、P 的亏损, 暗示岩浆部分熔融或结晶分异过程中并无明显的斜长石分离(陈希节等, 2014)。在 $MgO-SiO_2$ 图解(图 7b)中, 样品几乎全部落入到加厚地壳部分熔融形成的埃达克岩区域内, 并且 MgO 含量低($1.51\% \sim 1.84\%$), 明显低于起源于俯冲洋壳的部分熔融, 更可能来自于加厚下地壳的部分熔融(Defant and Drummond, 1990; 陈希节等, 2014)。在 A/MF-C/MF 图解(图 7c)中, 样品全部落入到基性岩的部分熔融与变质砂岩的部分熔融交汇区域, 但

更位于前者区域, 表明物质源区更可能来源于基性下地壳熔融。以上分析表明, 次玛班硕地区由秋米斑岩体成因机制是在印—亚大陆俯冲—碰撞造成地壳的加厚、而后重力垮塌造成伸展构造背景下新生下地壳的部分熔融形成。

Nb-Ta、Zr-Hf 为强不相容元素, 在侵蚀和变质作用过程中比较稳定, 因此, 可以示踪原始岩浆源区的特征(Pfänder et al., 2007; 郭春丽等, 2017; 曾令森和高利娥, 2017; 曾令森等, 2017; Gao et al., 2017; 熊乐等, 2017)。样品的 Nb/Ta 比值为 10.11~10.54(平均值为 10.32), 接近大陆地壳平均值 11 (Taylor and McLennan, 1985), Zr/Hf 比值为 30.97~41.47(平均值为 35.73), 稍高于大陆地壳值 33(Taylor and McLennan, 1985), 暗示岩浆物质主要来自地壳。

由秋米花岗闪长斑岩体的同位素($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i=0.707 878, 冈底斯带上典型的驱龙矿区岩石同位素($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i=0.704 987~0.705 169(花岗闪长斑岩, LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 15~17 Ma, 秦克章等, 2014)、日喀则地区闪长玢岩脉同位素($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i=0.705 530~0.707 630(LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 13.9~14.3 Ma, 陈希节等, 2014)、冲江矿区内地质同位素($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i=0.705 800~0.706 200(斑状花岗岩, LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 14.8~14.9 Ma, 高成等, 2014)、朱诺矿区岩石同位素($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i=0.707 400~0.709 900(斑状花岗

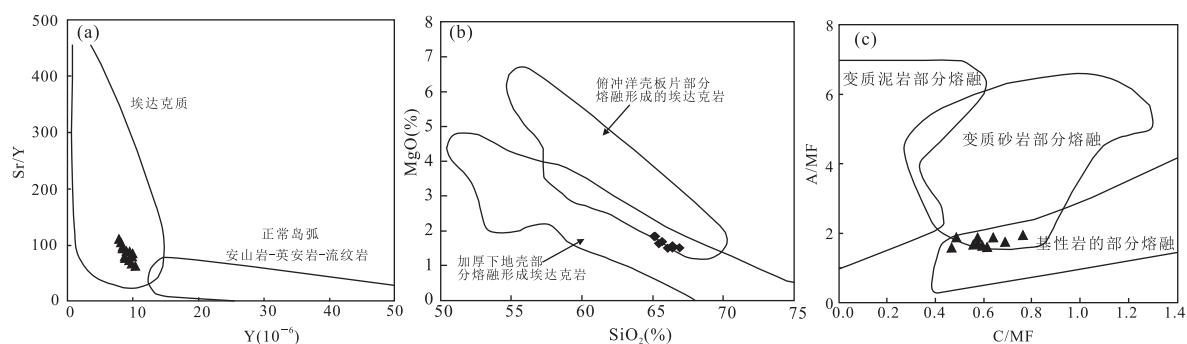
图 7 次玛班硕由秋米斑岩体 Sr/Y-Y 图(a)、MgO-SiO₂ 图(b) 和 A/MF-C/MF 图(c)Fig.7 Sr/Y-Y (a), MgO-SiO₂ (b) and A/MF-C/MF (c) diagrams of the Youqumi porphyry pluton in Cimabanshuo area

图 a 底图据 Defant and Drummond(1990); 图 b 底图据 Defant et al.(2002); 图 c 底图据 Altherr et al.(2000)

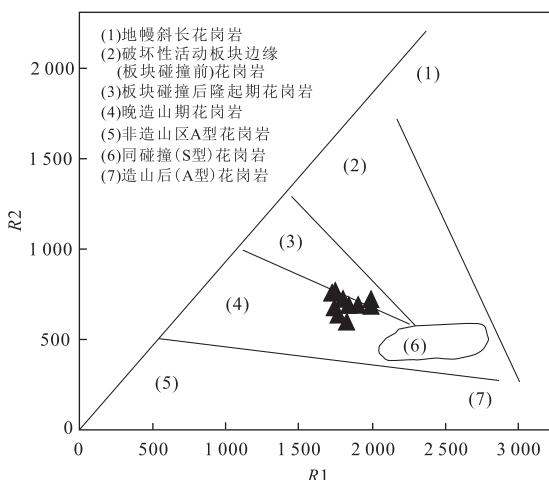


图 8 次玛班硕由秋米斑岩体 R1-R2 构造判别图

Fig.8 R1-R2 tectonic diagram of the Youqumi porphyry pluton in Cimabanshuo area
底图据 Batchelor and Bowden(1985)

岩, LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 14.9~15.3 Ma, 高成等, 2014); (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i = 0.707 140~0.709 600(斑状花岗岩, SHRIMP U-Pb 年龄为 15.6±0.6 Ma, 郑有业等, 2007; Gao et al., 2010); (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_i = 0.707 100~0.707 600(斑状花岗岩, LA-ICP-MS U-Pb 年龄为 14.1~16.2 Ma). 通常情况下, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值以 0 为界, 正值代表岩浆来源于亏损地幔, 负值代表源区来自于地壳或富集地幔(赵亚云等, 2016), 本次计算获得由秋米花岗闪长斑岩体的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -8.26$. 冈底斯带上驱龙矿区内的岩石的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = 0.03 \sim 1.34$ (花岗闪长斑岩, 秦克章等, 2014)、日喀则地区闪长玢岩脉的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -2.26 \sim -6.33$ (陈希节等, 2014)、冲江矿区内的岩石的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = +4 \sim -4.5$ (斑状花岗岩, 高成等, 2014)、朱诺矿区内的岩石 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -2.4 \sim -7.4$ ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -2.4 \sim -6.7$, 斑状花岗岩, 高成等,

2014; $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -4.12 \sim -7.42$, 斑状花岗岩, Gao et al., 2010; $\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -6.10 \sim -7.30$, 斑状花岗岩). 因此, 冈底斯带上具埃达克质的岩石具有较大的 Sr-Nd 同位素范围, 表明岩浆源区在区域上存在不均一性或不是单一的来源, 甚至是岩浆形成后遭受到不同程度古老地壳物质的混染.

花岗岩的 Nd 模式年龄可以帮助判断其物质来源和岩石成因(凌洪飞等, 2006). 由秋米花岗闪长斑岩岩体(15.2 ± 0.8 Ma)($T_{\text{DM2}} = 1503$ Ma)具有古老的 Nd 二阶段模式年龄, 表明岩体岩浆形成后向上侵入的过程中遭受到中元古代古老地壳物质的混染. 这一结论与黄勇等(2015)通过锆石 Hf 同位素研究朱诺含矿岩体—弄桑岩体(15.6 ± 0.7 Ma, 郑有业等, 2007)的 Hf 二阶段模式年龄($1080 \sim 1730$ Ma)范围基本一致, 可能指示古老拉萨地体的印迹. 结合冈底斯带上前人(陈希节等, 2014; 胡永斌等, 2015)对中新世花岗岩 Sr-Nd 的研究结果, 综合以上分析结果表明, 岩浆源区主要来自于基性下地壳.

4.3 构造背景

结合前人对冈底斯带中新世埃达克岩的研究(侯增谦等, 2012; 陈希节等, 2014; 曾令森等, 2017; Huang et al., 2017)和本次研究所得出的认识, 其形成构造背景为印度—亚洲大陆俯冲—碰撞后伸展构造环境, 本次研究样品在 R1-R2 构造环境判别图解(图 8)中落入晚造山期花岗岩区域, 反映了碰撞后的岩浆生产环境. 本次获得含矿花岗闪长斑岩岩体成岩年龄为 15.2 ± 0.8 Ma~ 15.2 ± 0.7 Ma(15.2 Ma), 这与距该岩体北东向约 10 km 的朱诺矿区含矿岩体—弄桑岩体成岩年龄(15.6 ± 0.7 Ma, 郑有业等, 2007)一致. 该时间段正处于印度大陆与亚洲大陆后碰撞($25 \sim 13$ Ma)伸展时期. 板块的断离会导致幔源岩浆上涌底侵到镁铁质的新生加厚下地

壳,为其熔融提供热源,还能释放出大量含铜富硫的热成矿流体,使加厚下地壳在富水的条件下发生熔融,产生含高铜、Cu 含量为 $12.4 \times 10^{-6} \sim 59 \times 10^{-6}$ 、岩体铜含量高于中国花岗闪长岩(13.0×10^{-6} ,史长义等,2008)背景值的中酸性岩浆。在后碰撞地壳伸展环境下,岩浆上升、浅成侵位和含矿热液流体快速分凝,岩石明显发育硅化(中国花岗闪长岩 SiO_2 (62.17%)→由秋米斑岩体(65.95%)和钾化(中国花岗闪长岩 K_2O (1.72%)→由秋米斑岩体(4.11%)),形成含 Cu 的岩浆岩。

5 结论

(1) 次玛班硕地区由秋米岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄为 $15.2 \pm 0.8 \text{ Ma} \sim 15.2 \pm 0.7 \text{ Ma}$,其形成时代为中新世。

(2) 由秋米岩体具有高硅(65.08%~66.85%),平均值为 65.95%)、高钾(3.85%~4.58%,平均值为 4.11%)、富碱($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 7.87\% \sim 8.90\%$,平均值为 8.41%)、贫 MgO (1.51%~1.84%,平均值为 1.62%)、准铝质($\text{A/CNK} = 0.88 \sim 0.95$)特征,属高钾钙碱性系列;稀土元素配分模式右倾,Eu 具有弱的负异常和无异常,(La/Yb)_N = 36.60~47.43;微量元素表现出富集 Rb、Th、U、K、Pb 和亏损 Ba、Nb、Ta、Ce、P、Ti 特征;同时,具有高 Sr($674 \times 10^{-6} \sim 876 \times 10^{-6}$)、低 Yb($0.560 \times 10^{-6} \sim 0.757 \times 10^{-6}$)、低 Y($7.97 \times 10^{-6} \sim 9.98 \times 10^{-6}$)、高 Sr/Y 比(73.84~109.98),具有典型埃达克岩的特征。

(3) 全岩 Sr-Nd 同位素特征、微量元素及元素比值揭示出岩浆源于基性下地壳部分熔融;岩石形成于印度大陆与亚洲大陆后碰撞伸展构造背景。

致谢:感谢项目组成员在野外工作期间样品采集过程中的大力帮助和关心;样品测试和年龄数据得到河北廊坊区域地质调查研究所实验室工作人员及中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室的吴松老师的帮助和建议,论文撰写过程中得到东华理工大学博士生导师张树明教授的建议和支持,同时感谢两位匿名审稿人和贵刊编辑部工作人员认真评阅本文,并提出许多宝贵意见,在此一并致以诚挚的谢意!

References

- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., et al., 2000. High-Potassium, Calc-Alkaline I-Type Plutonism in the European Variscides: Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany). *Lithos*, 50(1–3):51–73. [https://doi.org/10.1016/s0024-4937\(99\)00052-3](https://doi.org/10.1016/s0024-4937(99)00052-3)
- Batchelor, R. A., Bowden, P., 1985. Petrogenetic Interpretation of Granitoid Rock Series Using Multicationic Parameters. *Chemical Geology*, 48 (1 – 4): 43 – 55. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(85\)90034-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(85)90034-8)
- Bouvier, A., Vervoort, J. D., Patchett, P. J., 2008. The Lu-Hf and Sm-Nd Isotopic Composition of CHUR: Constraints from Unequilibrated Chondrites and Implications for the Bulk Composition of Terrestrial Planets. *Earth and Planetary Science Letters*, 273(1–2):48 – 57. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.06.010>
- Chen, X.J., Xu, Z.Q., Meng, Y.K., et al., 2014. Petrogenesis of Miocene Adakitic Diorite-Porphyrite in Middle Gangdese Batholith, Southern Tibet: Constraints from Geochemistry, Geochronology and Sr-Nd-Hf Isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 30(8):2253–2268(in Chinese with English abstract).
- Chung, S. L., Liu, D. Y., Ji, J. Q., et al., 2003. Adakites from Continental Collision Zones: Melting of Thickened Lower Crust beneath Southern Tibet. *Geology*, 31 (11): 1021–1024. <https://doi.org/10.1130/g19796.1>
- Defant, M. J., Drummond, M. S., 1990. Derivation of Some Modern Arc Magmas by Melting of Young Subducted Lithosphere. *Nature*, 347:662 – 665.
- Defant, M. J., Xu, J. F., Kepezhinskis, P., et al., 2002. Adakites: Some Variations on a Theme. *Acta Petrologica Sinica*, 18(2):129 – 142.
- Gao, C., Li, D.W., Liu, D.M., et al., 2014. Petrogenesis of the Miocene Ore-Bearing Granite Porphyries in the Southern Gangdese, Tibet. *Geotectonica et Metallogenesis*, 38 (4):962 – 983(in Chinese with English abstract).
- Gao, L.E., Zeng, L.S., Asimow, P.D., 2017. Contrasting Geochemical Signatures of Fluid-Absent versus Fluid-Fluxed Melting of Muscovite in Metasedimentary Sources: The Himalayan Leucogranites. *Geology*, 45 (1):39 – 42. <https://doi.org/10.1130/g38336.1>
- Gao, Y. F., Hou, Z. Q., Kamber, B. S., et al., 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. <https://doi.org/10.1007/s00410-006-0137-9>
- Gao, Y. F., Yang, Z. S., Santosh, M., et al., 2010. Adakitic Rocks from Slab Melt-Modified Mantle Sources in the Continental Collision Zone of Southern Tibet. *Lithos*, 119(3–4):651 – 663. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.08.018>

- Gao, Y.M., Chen, Y.C., Tang, J.X., et al., 2012. A Study of Diagenetic and Metallogenic Geochronology of the Dagbo Cu(Mo) Deposit in Quxur County of Tibet and Its Geological Implications. *Acta Geoscientica Sinica*, 33(4): 613—623(in Chinese with English abstract).
- Guo, C.L., Zeng, L.S., Gao, L.E., et al., 2017. Highly Fractionated Granitic Minerals and Whole-Rock Geochemistry Prospecting Markers in Hetian, Fujian Province. *Acta Geologica Sinica*, 91(8): 1796—1817(in Chinese with English abstract).
- Guo, Z.F., Wilson, M., 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. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.09.011>
- Hou, Z.Q., Gao, Y.F., Meng, X.J., et al., 2004. Genesis of Adakitic Porphyry and Tectonic Controls on the Gangdese Miocene Porphyry Copper Belt in the Tibetan Orogen. *Acta Petrologica Sinica*, 20(2): 239—248(in Chinese with English abstract).
- Hou, Z.Q., Gao, Y.F., Qu, X.M., et al., 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. [https://doi.org/10.1016/s0012-821x\(04\)00007-x](https://doi.org/10.1016/s0012-821x(04)00007-x)
- Hou, Z.Q., Qu, X.M., Wang, S.X., et al., 2003. Porphyry Copper Belt Molybdenite Re-Os Age: Duration of Mineralization and Dynamics Backgroud Application in Gangdese, Tibetan Plateau. *Science in China (Series D: Earth Sciences)*, 33(7): 609—618(in Chinese).
- Hou, Z.Q., Yang, Z.M., Qu, X.M., et al., 2009. The Miocene Gangdese Porphyry Copper Belt Generated during Post-Collisional Extension in the Tibetan Orogen. *Ore Geology Reviews*, 36(1—3): 25—51. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.09.006>
- Hou, Z.Q., Zheng, Y.C., Yang, Z.M., et al., 2012. Metallogenesis of Continental Collision Setting: Part I. Gangdese Cenozoic Porphyry Cu-Mo Systems in Tibet. *Mineral Deposits*, 31(4): 647—670(in Chinese with English abstract).
- Hu, Y.B., Liu, J.Q., Hu, J.R., et al., 2015. Geochemical Studies on Ore-Bearing Rocks in Bangpu Porphyry Mo(Cu) Deposit, Tibet: Implications on the Magma Source and Metallogenic Mechanism. *Acta Petrologica Sinica*, 31(7): 2038—2052(in Chinese with English abstract).
- Huang, Y., Ding, J., Li, G.M., et al., 2015. U-Pb Dating, Hf Isotopic Characteristics of Zircons from Intrusions in the Zhuluo Porphyry Cu-Mo-Au Deposit and Its Mineralization Significance. *Acta Geologica Sinica*, 89(1): 99—108(in Chinese with English abstract).
- Huang, Y., Li, G.M., Ding, J., et al., 2017. Origin of the Newly Discovered Zhunuo Porphyry Cu-Mo-Au Deposit in the Western Part of the Gangdese Porphyry Copper Belt in the Southern Tibetan Plateau, SW China. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 91(1): 109—134. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.13066>
- Jahn, B. M., Condie, K. C., 1995. Evolution of the Kaapvaal Craton as Viewed from Geochemical and Sm-Nd Isotopic Analyses of Intracratonic Pelites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(11): 2239—2258. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00103-7](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00103-7)
- Le Maitre, R. W., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms : Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Wiley-Blackwell, Boston.
- Leng, C.B., Zhang, X.C., Zhou, W.D., 2010. A Primary Study of the Geological Characteristics and the Zircon U-Pb Age of the Gangjiang Porphyry Copper-Molybdenum Deposit in Nimu, Tibet. *Earth Science Frontiers*, 17(2): 185—197(in Chinese with English abstract).
- Li, G. M., Liu, B., Qu, W. J., et al., 2005. The Porphyry-Skarn Ore-Forming System in Gangdese Metallogenic Belt, Southern Xizang: Evidence from Molybdenite Re-Os Age of Porphyry-Type Copper Deposits and Skarn-Type Copper Polymetallic Deposits. *Geotectonica et Metallogenia*, 29(4): 482—490(in Chinese with English abstract).
- Li, J. X., Qin, K. Z., Li, G. M., et al., 2011. Post-Collisional Ore-Bearing Adakitic Porphyries from Gangdese Porphyry Copper Belt, Southern Tibet: Melting of Thickened Juvenile Arc Lower Crust. *Lithos*, 126(3—4): 265—277. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.07.018>
- Li, M., Sun, X., Zheng, Y. Y., et al., 2015. Characteristic of Fluid Inclusions of the Zhunuo Porphyry Copper Deposit in the Gangdese Belt, Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 31(5): 1335—1347(in Chinese with English abstract).
- Li, S. C., Zhang, L. Y., Li, P. C., et al., 2017. Discovery and Tectonic Implications of Early Triassic O-Type Adakite in Middle of Great Xing'an Range. *Earth Science*, 42(12): 2117—2128(in Chinese with English abstract).
- Ling, H. F., Shen, W. Z., Sun, T., et al., 2006. Genesis and Source Characteristics of 22 Yanshanian Granites in Guangdong Province: Study of Element and Nd-Sr Isotopes. *Acta Petrologica Sinica*, 22(11): 2687—2703(in Chinese with English abstract).
- Liu, Y. S., Hu, Z. C., Gao, S., et al., 2008. In Situ Analysis of Major and Trace Elements of Anhydrous Minerals by LA-ICP-MS without Applying an Internal Standard. *Chemical Geology*, 257(1—2): 34—43. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.03.011>

- org/10.1016/j.chemgeo.2008.08.004
- Ludwig, K.R., 2003. User's Manual for Isoplot 3.0: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. *Berkeley Geochronology Center, Special Publication*, 4:1–71.
- Maniar, P.D., Piccoli, P.M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101(5): 635–643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:tdog>2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:tdog>2.3.co;2)
- Miller, R. G., O'Nions, R. K., 1985. Source of Precambrian Chemical and Clastic Sediments. *Nature*, 314 (6009): 325–330. <https://doi.org/10.1038/314325a0>
- Pan, G. T., Mo, X. X., Hou, Z. Q., et al., 2006. Spatial-Temporal Framework of the Gangdese Orogenic Belt and Its Evolution. *Acta Petrologica Sinica*, 22 (3): 521–533 (in Chinese with English abstract).
- Peccerillo, A., Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58 (1): 63–81. <https://doi.org/10.1007/bf00384745>
- Pfänder, J. A., Münker, C., Stracke, A., et al., 2007. Nb/Ta and Zr/Hf in Ocean Island Basalts: Implications for Crust-Mantle Differentiation and the Fate of Niobium. *Earth and Planetary Science Letters*, 254(1–2): 158–172. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.027>
- Qin, K. Z., Xia, D. X., Duo, J., et al., 2014. Porphyry-Skarn Type Cu-Mo Ore Deposits in Qulong, Tibet. Science Press, Beijing (in Chinese).
- Rapp, R.P., Watson, E.B., 1995. Dehydration Melting of Metabasalt at 8–32 kbar: Implications for Continental Growth and Crust-Mantle Recycling. *Journal of Petrology*, 36(4): 891–931. <https://doi.org/10.1093/petrology/36.4.891>
- Shi, C.Y., Yan, M.C., Chi, Q.H., 2008. China Granite Chemical Element Abundance. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Sun, S. S., 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. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Wiley-Blackwell, Boston.
- Wang, B. D., Xu, J. F., Chen, J. L., et al., 2010. Petrogenesis and Geochronology of the Ore-Bearing Porphyritic Rocks in Tangtula Porphyry Molybdenum-Copper Deposit in the Eastern Segment of the Gangdese Metallogenetic Belt. *Acta Petrologica Sinica*, 26(6): 1820–1832 (in Chinese with English abstract).
- Wu, F. Y., Lin, Q., Jahn, B. M., 1997. Northern China Orogenic Belt Post-Tectonic of Granitic Isotope Characteristics and Crustal Growth's Significance. *Chinese Science Bulletin*, 42(20): 2188–2192 (in Chinese).
- Xiao, C. D., Zhang, Z. L., Zhao, L. Q., 2004. Nd, Sr and Pb Isotope Geochemistry of Yanshanian Granitoids in Eastern Inner Mongolia and Their Origins. *Geology in China*, 31(1): 57–63 (in Chinese with English abstract).
- Xiong, L., Shi, W. J., Li, H., et al., 2017. Geochemistry, Sr-Nd-Hf Isotopes and Petrogenesis of Mid-Late Triassic Baizhangzi Granitic Intrusive Rocks in Eastern Hebei-Western Liaoning Province. *Earth Science*, 42(2): 207–222 (in Chinese with English abstract).
- Xu, W. C., Zhang, H. F., Guo, L., et al., 2010. Miocene High Sr/Y Magmatism, South Tibet: Product of Partial Melting of Subducted Indian Continental Crust and Its Tectonic Implication. *Lithos*, 114(3–4): 293–306. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.09.005>
- Yang, Z., Jiang, H., Yang, M. G., et al., 2017. Zircon U-Pb and Molybdenite Re-Os Dating of the Gangjiang Porphyry Cu-Mo Deposit in Central Gangdese and Its Geological Significance. *Earth Science*, 42(3): 339–356 (in Chinese with English abstract).
- Ying, L. J., Wang, D. H., Tang, J. X., et al., 2010. Re-Os Dating of Molybdenite from the Jiama Copper Polymetallic Deposit in Tibet and Its Metallogenetic Significance. *Acta Geologica Sinica*, 84(8): 1165–1174 (in Chinese with English abstract).
- Zeng, L. S., Gao, L., 2017. Cenozoic Crustal Anatexis and the Leucogranites in the Himalayan Collisional Orogenic Belt. *Acta Petrologica Sinica*, 33(5): 1420–1444 (in Chinese with English abstract).
- Zeng, L. S., Gao, L., Guo, C. L., et al., 2017. Early Cretaceous Forearc Extension of the Gangdese Continental Arc, Southern Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 33(8): 2377–2394 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, Y. Y., Liu, X. F., Liu, Y. C., et al., 2017. Copper Metallogenetic Condition of Cimabanshuo Area around Zhunuo Copper Mine in Tibet. *Gansu Geology*, 26(4): 28–36 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, Y. Y., Zhang, S. M., Tang, L., et al., 2016. Sr-Nd-Pb Isotopic Characteristics and Its Geological Significance of the Jiling Granitic Pluton in the Middle Longshou Mountains. *Earth Science*, 41(6): 1016–1030 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, Y. Y., Zhang, G. Y., Xu, R. K., et al., 2007. The Diagenetic Mineralization Time Constraints of Zhunuo Por-

phyry Copper Deposits in Gangdese, Tibet. *Chinese Science Bulletin*, 52(21): 2542—2548(in Chinese).

附中文参考文献

- 陈希节,许志琴,孟元库,等,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.
- 高成,李德威,刘德民,等,2014.西藏冈底斯南缘中新世含矿斑岩源区组成与成因. *大地构造与成矿学*, 38(4): 962—983.
- 高一鸣,陈毓川,唐菊兴,等,2012.西藏曲水县达布斑岩铜(钼)矿床成岩成矿年代学研究. *地球学报*, 33(4): 613—623.
- 郭春丽,曾令森,高利娥,等,2017.福建河田高分异花岗岩的矿物和全岩地球化学找矿标志研究. *地质学报*, 91(8): 1796—1817.
- 侯增谦,高永丰,孟祥金,等,2004.西藏冈底斯中新世斑岩铜矿带: 埃达克质斑岩成因与构造控制. *岩石学报*, 20(2): 239—248.
- 侯增谦,曲晓明,王淑贤,等,2003.西藏高原冈底斯斑岩铜矿带辉钼矿 Re-Os 年龄: 成矿作用时限与动力学背景应用. *中国科学(D辑: 地球科学)*, 33(7): 609—618.
- 侯增谦,郑远川,杨志明,等,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.
- 胡永斌,刘吉强,胡敬仁,等,2015.西藏邦铺钼铜多金属矿床含矿斑岩的地球化学: 对成岩源区与成矿机制的启示. *岩石学报*, 31(7): 2038—2052.
- 黄勇,丁俊,李光明,等,2015.西藏朱诺斑岩铜—钼—金矿区侵入岩锆石 U-Pb 年龄、Hf 同位素组成及其成矿意义. *地质学报*, 89(1): 99—108.
- 冷成彪,张兴春,周维德,2010.西藏尼木地区岗讲斑岩铜—钼矿床地质特征及锆石 U-Pb 年龄. *地学前缘*, 17(2): 185—197.
- 李光明,刘波,屈文俊,等,2005.西藏冈底斯成矿带的斑岩—矽卡岩成矿系统: 来自斑岩矿床和矽卡岩型铜多金属矿床的 Re-Os 同位素年龄证据. *大地构造与成矿学*, 29(4): 482—490.
- 李森,孙祥,郑有业,等,2015.西藏冈底斯朱诺斑岩型铜矿床流体包裹体特征. *岩石学报*, 31(5): 1335—1347.
- 李世超,张凌宇,李鹏川,等,2017.大兴安岭中段早三叠世 O 型埃达克岩的发现及其大地构造意义. *地球科学*, 42(12): 2117—2128.
- 凌洪飞,沈渭洲,孙涛,等,2006.广东省 22 个燕山期花岗岩的源区特征及成因: 元素及 Nd-Sr 同位素研究. *岩石学报*, 22(11): 2687—2703.
- 潘桂棠,莫宣学,侯增谦,等,2006.冈底斯造山带的时空结构及演化. *岩石学报*, 22(3): 521—533.
- 秦克章,夏代祥,多吉,等,2014.西藏驱龙斑岩—矽卡岩铜钼矿床. 北京: 科学出版社.
- 史长义,鄢明才,迟清华,2008.中国花岗岩类化学元素丰度. 北京: 地质出版社.
- 王保弟,许继峰,陈建林,等,2010.冈底斯东段汤不拉斑岩 Mo-Cu 矿床成岩成矿时代与成因研究. *岩石学报*, 26(6): 1820—1832.
- 吴福元,林强,江博明,1997.中国北方造山带造山后花岗岩的同位素特点与地壳生长意义. *科学通报*, 42(20): 2188—2192.
- 肖成东,张忠良,赵利青,2004.东蒙地区燕山期花岗岩 Nd、Sr、Pb 同位素及其岩石成因. *中国地质*, 31(1): 57—63.
- 熊乐,石文杰,李欢,等,2017.冀东—辽西中—晚三叠世柏杖子花岗质侵入岩地球化学、Sr-Nd-Hf 同位素特征及岩石成因. *地球科学*, 42(2): 207—222.
- 杨震,姜华,杨明国,等,2017.冈底斯中段岗讲斑岩铜钼矿床锆石 U-Pb 和辉钼矿 Re-Os 年代学及其地质意义. *地球科学*, 42(3): 339—356.
- 应立娟,王登红,唐菊兴,等,2010.西藏甲玛铜多金属矿辉钼矿 Re-Os 定年及其成矿意义. *地质学报*, 84(8): 1165—1174.
- 曾令森,高利娥,2017.喜马拉雅碰撞造山带新生代地壳深熔作用与淡色花岗岩. *岩石学报*, 33(5): 1420—1444.
- 曾令森,高利娥,郭春丽,等,2017.西藏南部冈底斯大陆弧早白垩纪弧前伸展作用. *岩石学报*, 33(8): 2377—2394.
- 赵亚云,刘晓峰,刘远超,等,2017.西藏朱诺矿区外围次玛班硕地区铜成矿有利条件分析. *甘肃地质*, 26(4): 28—36.
- 赵亚云,张树明,汤琳,等,2016.龙首山中段芨岭花岗岩体 Sr-Nd-Pb 同位素特征及意义. *地球科学*, 41(6): 1016—1030.
- 郑有业,张刚阳,许荣科,等,2007.西藏冈底斯朱诺斑岩铜矿床成岩成矿时代约束. *科学通报*, 52(21): 2542—2548.