

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2020.157>



西藏斯弄多地区晚白垩世埃达克岩： 岩石成因及成矿潜力指示

杨 昕¹, 唐菊兴^{2*}, 杨宗耀³, 谢富伟⁴, 郝金月⁴, 吴 鑫⁴, 宋壮壮⁴

1. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083

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

3. 西南交通大学地球科学与环境工程学院, 四川成都 611756

4. 成都理工大学地球科学学院, 四川成都 610059

摘 要: 西藏冈底斯带广泛分布晚白垩世埃达克岩, 其岩石成因一直存在争论, 并且对于成矿潜力的研究也十分有限。为此对谢通门县斯弄多-加多捕地区具铜矿化的黑云母二长花岗岩开展了锆石 U-Pb 定年、全岩地球化学以及锆石微量元素地球化学特征的研究, 以探明岩石成因及成矿潜力。结果表明黑云母二长花岗岩侵位时间为晚白垩世 (83.1 ± 1.6 Ma)。岩石具有相对高的 SiO_2 含量 ($60.21\% \sim 62.54\%$)、 MgO ($2.19\% \sim 3.02\%$)、 $\text{Mg}^\#$ ($41.25 \sim 50.73$) 值。较低含量的 Y ($15.9 \times 10^{-6} \sim 17.8 \times 10^{-6}$)、Yb ($1.46 \times 10^{-6} \sim 1.73 \times 10^{-6}$) 及较高的 Sr/Y ($35.0 \sim 47.6$)、La/Yb ($29.6 \sim 38.6$) 比值, 表现出高硅型埃达克岩亲和性。岩石属高钾钙碱性、准铝质系列 (A/CNK 值为 $0.84 \sim 0.92$)、富集 LREE、大离子亲石元素 (LILE)、亏损高场强元素 (HFSE), 如 Nb、Ta 等。锆石微量元素具较高的 V/Sc、Ce/Ce*、 $10\,000 \times (\text{Eu}/\text{Eu}^*)$ 和 Eu/Eu* 比值。通过对比冈底斯带晚白垩世典型的埃达克岩, 认为斯弄多黑云母二长花岗岩是新特提斯洋俯冲洋壳部分熔融的产物, 岩浆氧逸度较高, 显示出斯弄多黑云母二长花岗岩具有良好的 Cu-Au 成矿潜力。

关键词: 冈底斯带; 斯弄多; 埃达克岩; 岩石成因; 成矿潜力; 矿床地质。

中图分类号: P611

文章编号: 1000-2383(2021)05-1597-16

收稿日期: 2020-09-02

Late Cretaceous Adakite in Sinongduo Area, Tibet: Implications for Petrogenesis and Mineralization

Yang Xin¹, Tang Juxing^{2*}, Yang Zongyao³, Xie Fuwei⁴, Hao Jinyue⁴, Wu Xin⁴, Song Zhuangzhuang⁴

1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. MNR Key Laboratory of Metallogeny and Mineral Assessment, Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Science, Beijing 100037, China

3. Faculty of Geosciences and Environmental Engineering, Southwest Jiaotong University, Chengdu 611756, China

4. College of Earth Science, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China

Abstract: The genesis of the Late Cretaceous adakite in the Gangdese belt, Tibet, has been debated for decades, and research on the productivity of these intrusions is limited. To provide a further understanding of this issue, it presents zircon U-Pb data, geochemical and zircon trace element data of the biotite monzogranite from Sinongduo-Jiaduobu area, Xietongmen County, Tibet. New age data indicate that the biotite monzogranite emplaced in the Late Cretaceous (83.1 ± 1.6 Ma). These rocks are

基金项目: 国家自然科学基金项目 (No.41772075); 国家重点研发计划项目 (No.2018YFC0604105)。

作者简介: 杨昕 (1993—), 男, 硕士生, 从事固体矿产勘查与评价。ORCID: 0000-0002-1656-7023. E-mail: yangxin931030@126.com

* **通讯作者:** 唐菊兴, E-mail: tangjuxing@126.com

引用格式: 杨昕, 唐菊兴, 杨宗耀, 等, 2021. 西藏斯弄多地区晚白垩世埃达克岩: 岩石成因及成矿潜力指示. 地球科学, 46(5): 1597-1612.

characterized by relatively high contents of SiO_2 (60.21%–62.54%), MgO (2.19%–3.02%), $\text{Mg}^\#$ (41.25–50.73), low contents of Y (15.9×10^{-6} – 17.8×10^{-6}), Yb (1.46×10^{-6} – 1.73×10^{-6}) and high Sr/Y (35.0–47.6), La/Yb (29.6–38.6) ratios, showing high- SiO_2 adakitic rock affinity. These rocks belong to high-K calc-alkaline and metaluminous series ($A/\text{CNK}=0.84$ – 0.92), and enriched in LREE, LILE (large ion lithophile element) and depleted in HREE, HFSE (high field strength element), such as Nb and Ta. The zircon trace element data show high V/Sc, Ce/Ce*, $10\,000 \times (\text{Eu}/\text{Eu}^*)$, and moderate Eu/Eu* ratios. By comparing with typical adakitic rocks from the Gangdese belt, it is proposed that these rocks with high oxygen fugacity were derived from the partial melting of subducted Neo-Tethyan slab, and have good potential for Cu-Au mineralization.

Key words: Gangdese belt; Sinongduo; adakite; Late Cretaceous; Cu mineralization; mineral deposit.

近几十年来,大洋板片俯冲与斑岩铜钼金成矿作用一直是国际矿床学界研究的焦点问题之一(Mungall, 2002; Reich *et al.*, 2003).形成的斑岩型、浅成低温热液型矿床,不仅规模大、经济附加值高,而且金属种类多样,是全球Cu、Au、Mo等金属的重要来源(侯增谦等, 2004).岛弧型和陆缘弧型斑岩铜金钼矿床的形成常与大洋板片的俯冲有关(Mungall, 2002; 侯增谦等, 2004),如智利埃尔特尼恩特(El Teniente)、丘基卡马塔(Chuquicamata)、洛斯帕兰布雷斯(Los Pelambres)等.这些世界级的斑岩型Cu-Au-Mo矿床与太平洋板块俯冲消减密切相关(Reich *et al.*, 2003).

我国青藏高原的构造演化过程,经历了特提斯洋板片俯冲,再到印度板块与欧亚板块的碰撞过程,形成一系列相关的矿床.例如,与新特提斯洋俯冲有关的雄村斑岩型铜金矿床(Lang *et al.*, 2014; Xie *et al.*, 2018);主碰撞背景成矿的斯弄多浅成低温热液矿床(唐菊兴等, 2016);后碰撞阶段形成的甲玛斑岩—矽卡岩型铜多金属矿床(唐菊兴等, 2010);驱龙铜矿(杨志明等, 2008)等.这些矿床近些年来都有巨大的找矿突破.目前西藏初步查明铜金属资源量已经超过6 000万吨,远景资源量将超过15 000万吨(唐菊兴等, 2017).

然而,类比产于陆缘弧的安第斯铜矿带,与新特提斯大洋板片俯冲有关的陆缘弧型斑岩铜矿床却少有报道,仅发现广泛出露的形成于白垩纪,成因上与俯冲作用密切相关的埃达克质岩,以及发育于埃达克质岩中的极少数的Cu-Au矿化点、矿床(Huang *et al.*, 2020).侯增谦等(2004)对冈底斯带上发育的碰撞型斑岩矿床的研究表明,含矿岩体多具有埃达克岩地球化学特征.而冈底斯带广泛分布晚白垩世埃达克质岩,如米林地区的紫苏花岗岩(100~89 Ma)(Ma *et al.*, 2013)、努日地区的石英闪长玢岩(98~95 Ma)(代作文等, 2018)、冈底斯东段的花岗岩类岩体(90~78 Ma)(管琪等, 2010; Zhang

et al., 2010).对于这些埃达克质岩的研究主要集中在岩石学、岩石地球化学和成岩的地球动力学背景等方面,对其成矿潜力、找矿标志的研究十分薄弱.

针对上述问题,本文以冈底斯成矿带谢通门县斯弄多—加多捕地区具铜矿化的黑云母二长花岗岩为研究对象,开展锆石U-Pb年代学、岩石地球化学以及锆石微量元素地球化学特征研究.试图对冈底斯带晚白垩世埃达克岩的成因进行约束,探讨冈底斯成矿带晚白垩世具铜矿化埃达克岩地球化学特征,并给区域上相关的找矿勘查工作提供新的思路.

1 地质概况

青藏高原由北向南分别被金沙江缝合带(JSSZ)、班公湖—怒江缝合带(BNSZ)和印度河—雅鲁藏布江缝合带(IYSZ),分割为松潘—甘孜、羌塘、拉萨和喜马拉雅地块(Yin and Harrison, 2000).其中拉萨地体又被狮泉河—纳木错缝合带(SNFZ)、洛巴堆—米拉山断裂(LMFZ)分为3个微陆块(Zhu *et al.*, 2013).冈底斯成矿带夹于班公湖(BNSZ)、印度河—雅鲁藏布江缝合带(IYZSZ)之间,位于西藏自治区中南部(图1),包括拉萨、日喀则、山南、林芝等40多个县市.南北宽约为220 km,东西长约为1 230 km.区内广泛发育不同时代的火山岩和侵入岩,主要为晚二叠纪—古近纪的钙碱性花岗岩和形成于晚白垩世—古近纪的巨厚林子宗群火山岩(莫宣学等, 2003).

研究区位于冈底斯成矿带中东段的北带,区域内广泛出露二叠纪碳酸盐建造,上石炭统昂杰组变质石英砂岩和下拉组灰岩.发育大量中酸性岩浆岩、碎屑岩及钙碱性杂岩体.岩浆作用主要发生在晚白垩世(103~80 Ma)以及古近纪(68~43 Ma)(Coppeland *et al.*, 1995).发育形成于127~70 Ma的中酸性侵入岩类,以花岗闪长岩、石英二长岩、二长花

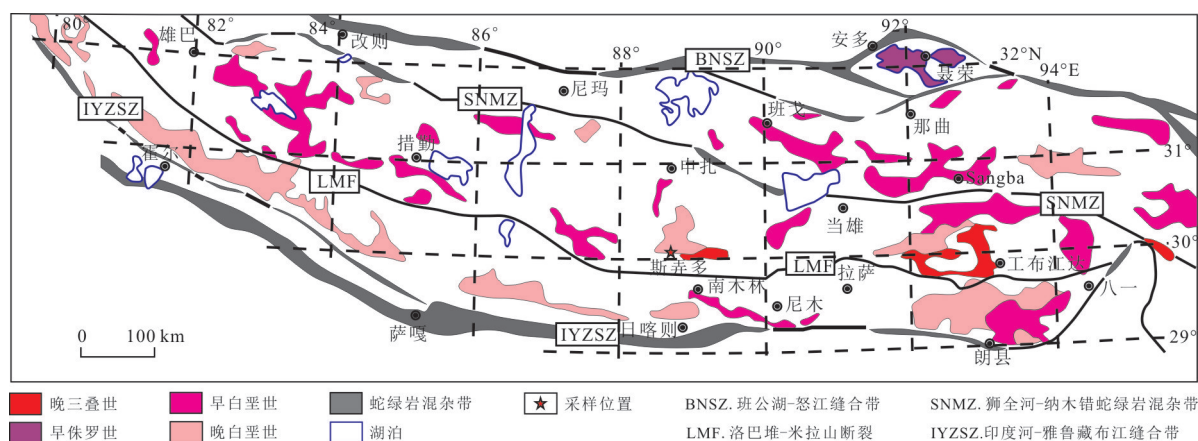


图1 冈底斯花岗岩类岩石分布简图

Fig.1 Distribution of granite in the Gangdese belt

据 Zhu *et al.* (2009)

岗岩为主;以及 65~45 Ma 的林子宗群火山岩,可分为 3 个组。其中,典中组(65~60 Ma)以钙碱性为主的中酸性喷出岩和侵入岩为主;年波组(60~50 Ma)为高钾钙碱性—钾玄质的流纹岩、英安岩及少量基性岩;帕那组(50~40 Ma)为高钾钙碱性和钾玄质流纹岩(莫宣学等,2003)。大规模的岩浆活动主要是由于新特提斯洋的北向俯冲以及其后的印度—欧亚大陆碰撞引起的。区域内发育众多铅锌(银)矿床,如纳如松多、斯弄多、雪别、渣渣龙等浅成低温热液型矿床。这些矿床显然与古新世早期的陆相火山岩和次火山岩有关(唐菊兴等,2016;杨宗耀等,2020),但目前尚未发现斑岩型铜矿床。

2 采样与分析方法

本次研究共采集黑云母二长花岗岩样品 9 件,样品采自日喀则市谢通门县斯弄多地区。采样地理坐标为 88°34'8"~88°33'1"E, 29°49'52"~29°50'42"N(图 1)。岩石新鲜,呈岩基产出(图 2a),露头可见大量孔雀石(图 2b)。根据手标本和镜下判定,矿物以斜长石(~30%)、钾长石(30%~35%)为主,次为黑云母(~10%)、石英(~20%),少量蚀变矿物和磁铁矿(<5%)。岩石呈浅肉红色,中—粗粒不等粒花岗结构,块状构造,长石在一定程度上发生破碎和变形,普遍发育较轻微的粘土化和绢云母化。斜长石半自形板状,粒径约为 3~7 mm,部分发育环带;钾长石呈他形晶结构,形状不规则,杂乱分布,粒径约为 2~5 mm;黑云母粒径约为 1~2 mm,表面多发育裂隙。石英粒径约为~1 mm,单偏光下干净无色,呈不规则状,发

育于长石空隙间,部分发育波状消光(图 2e, 2f)。

本文对样品进行了全岩主微量测定、LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 定年以及锆石微量元素测定。主量、稀土、微量分析在西南冶金地质测试所完成。主量元素测试采用 X 射线荧光光谱法(XRF)和滴定法完成,测试仪器为 Axios X 荧光射线光谱仪。稀土元素采用质谱法完成,测试仪器为 NexLON 300x ICP-MS。微量元素采用等离子发射光谱波、质谱法和 X 荧光法,测试仪器为 iCAP6300 全谱仪、NexLON 300x ICP-MS 和 Axios X 荧光仪。主量、稀土、微量元素检测结果见表 3。

锆石制靶在广州拓岩检测技术有限公司完成, U-Pb 同位素定年在中国地质科学院矿产资源研究所 LA-ICP-MS 实验室分析完成。激光剥蚀系统为 GeoLas 2005, ICP-MS 为 Agilent 7500a。利用氦气作载气、氩气为补偿气,用以增强装置灵敏度。另配置了信号平滑装置,频率低至 1 Hz 也能够分析信号。本文选用国际标准锆石 91500 作外标进行同位素分馏校正(测试结果加权平均值为 $1\,062.4 \pm 4.6$ Ma), 同位素年龄的计算过程和数据处理步骤见参考文献(Ma *et al.*, 2013)。

3 分析结果

3.1 锆石 U-Pb 年代学

本文对黑云母二长花岗岩样品(YD02)中锆石进行 U-Pb 同位素定年,共完成 12 个锆石点测试,分析结果见表 1。图 3 为锆石阴极发光图像(CL)、测试点位置及 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 年龄值。CL 图像显示锆石为灰白色,成分均一。锆石颗粒自形程度较好,多为长柱、短柱

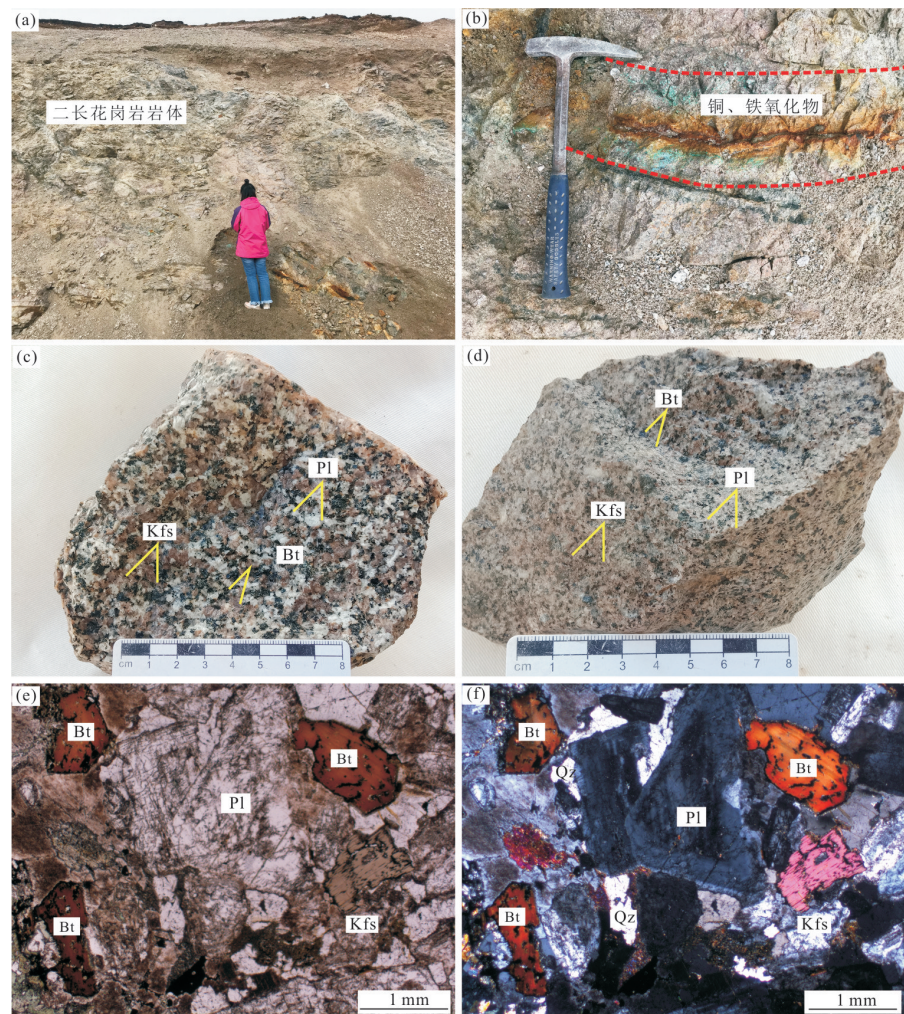


图 2 斯弄多黑云母二长花岗岩野外及镜下照片

Fig.2 Field and petrographical photos of biotite monzogranite in the Sinongduo area

a. 斯弄多黑云母二长花岗岩野外露头;b. 黑云母二长花岗岩中发育的孔雀石化脉;c. 中-粗粒黑云母二长花岗岩手标本;d. 细粒黑云母二长花岗岩手标本;e. 黑云母二长花岗岩镜下照片(单偏光);f. 黑云母二长花岗岩镜下照片(正交偏光). Bt. 黑云母;Pl. 斜长石;Kfs. 钾长石;Qz. 石英

表 1 斯弄多黑云母二长花岗岩 LA-ICP-MS U-Pb 定年结果

Table 1 Zircon LA-ICP-MS U-Pb dating results of biotite monzogranite in the Sinongduo area

测点	Pb (10 ⁻⁶)	Th (10 ⁻⁶)	U (10 ⁻⁶)	Th/ U	同位素比值								年龄(Ma)				谐和度 (%)
					²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁸ Pb/ ²³² Th		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		
					1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ	1σ			
YD02-1	32.74	674.81	646.01	1.04	0.049 5	0.013 3	0.082 8	0.013 4	0.013 1	0.001 2	0.003 7	0.000 4	80.8	12.6	84.0	7.3	96
YD02-2	28.97	790.82	513.43	1.54	0.055 8	0.016 4	0.092 6	0.020 5	0.013 1	0.001 2	0.003 1	0.000 4	89.9	19.0	84.2	7.6	93
YD02-3	46.13	936.43	568.56	1.65	0.051 1	0.011 1	0.096 6	0.022 1	0.013 9	0.000 8	0.004 5	0.000 6	93.6	20.5	89.1	5.3	95
YD02-4	31.11	574.36	480.80	1.19	0.045 1	0.013 9	0.082 6	0.023 7	0.013 4	0.000 8	0.004 7	0.000 6	80.6	22.2	85.5	5.3	94
YD02-5	35.02	774.12	526.08	1.47	0.049 6	0.007 5	0.084 8	0.012 5	0.013 0	0.000 5	0.003 9	0.000 3	82.6	11.7	83.2	3.1	99
YD02-6	45.63	881.62	737.87	1.19	0.045 1	0.014 3	0.084 4	0.028 9	0.013 2	0.000 5	0.004 4	0.000 4	82.3	27.1	84.4	3.2	97
YD02-7	27.77	570.56	401.39	1.42	0.049 7	0.025 9	0.096 0	0.045 1	0.014 5	0.001 0	0.004 1	0.000 7	93.1	41.8	93.0	6.5	99
YD02-8	33.78	962.83	592.86	1.62	0.042 6	0.003 7	0.075 2	0.008 4	0.012 7	0.000 5	0.002 9	0.000 4	73.7	8.0	81.0	3.3	90
YD02-9	51.76	1 266.61	835.92	1.52	0.047 7	0.025 9	0.083 9	0.044 7	0.012 8	0.000 2	0.003 5	0.000 3	81.8	41.9	82.1	1.3	99
YD02-10	31.31	648.47	539.08	1.20	0.048 7	0.008 6	0.088 3	0.015 2	0.013 2	0.000 5	0.004 0	0.000 3	85.9	14.2	84.4	3.2	98
YD02-11	31.95	637.88	753.62	0.85	0.053 4	0.006 3	0.096 4	0.010 5	0.013 5	0.000 4	0.003 6	0.000 2	93.4	9.7	86.7	2.6	92
YD02-12	39.01	765.90	800.65	0.96	0.054 0	0.006 0	0.094 5	0.009 6	0.013 0	0.000 4	0.004 1	0.000 2	91.7	8.9	83.1	2.6	90

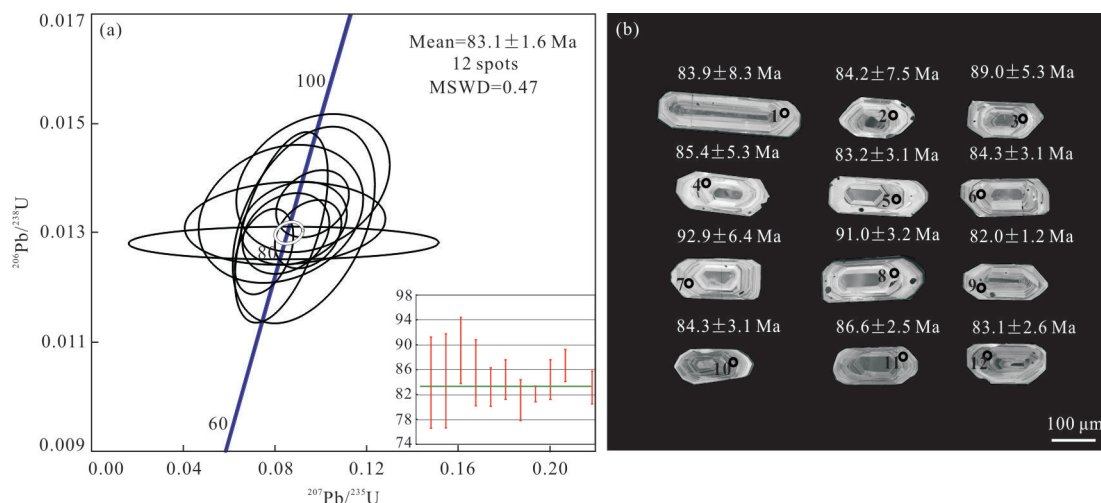


图3 斯弄多黑云母二长花岗岩锆石 U-Pb 年龄谐和图(a)和阴极发光图像(b)

Fig.3 U-Pb concordia diagram of biotite monzogranite in the Sinongduo area (a) and cathodoluminescence images of zircons (b)

状,粒径约为 150~350 μm ,晶体长宽比为 1.5~3.5. 所有锆石内部结构清晰,均发育出较好的振荡环带和韵律结构(图 3b).分析结果显示,所测锆石 Th 含量为 $570 \times 10^{-6} \sim 1\,266 \times 10^{-6}$,U 含量为 $401 \times 10^{-6} \sim 835 \times 10^{-6}$,Th/U 的值为 0.84~1.62,平均值为 1.30,具有岩浆锆石的 Th/U 特征.12 个测点年龄谐和度均大于 90%,大多落在一致曲线附近,表明锆石并没有遭受明显的后期热事件的干扰,处于稳定封闭的环境.样品 12 个测点的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $83.1 \pm 1.6 \text{ Ma}$ (MSWD=0.47),结合 CL 图像和锆石微量特征,可代表黑云母二长花岗岩结晶年龄,表明为晚白垩世岩浆侵入活动事件的产物.

3.2 锆石微量元素特征

斯弄多黑云母二长花岗岩锆石微量测试数据见表 2.测试样品的锆石微量 ΣREE 为 $1\,567 \times 10^{-6} \sim 6\,048 \times 10^{-6}$,平均值为 $2\,474 \times 10^{-6}$. δEu 值在 0.23~0.59,平均值为 0.42,表现为较轻的负异常; δCe 值为 3.55~821.52,平均值为 117.06,表现

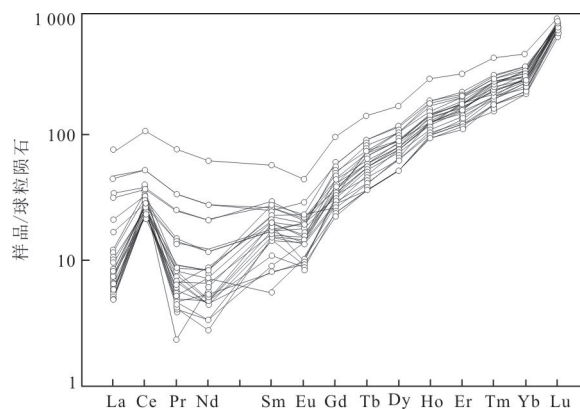


图4 斯弄多黑云母二长花岗岩锆石球粒陨石标准化稀土元素配分图

Fig.4 Chondrite-normalized REE patterns of zircons for biotite monzogranite in the Sinongduo area

标准化值据 Sun and McDonough(1989)

为强烈的正异常.锆石稀土元素球粒陨石标准化分布图,显示整体呈轻稀土亏损、重稀土富集的左倾型(图 4).

表 2 斯弄多黑云母二长花岗岩锆石微量元素分析结果(10^{-6})

Table 2 Zircon trace elements (10^{-6}) results of biotite monzogranite in the Sinongduo area

测点号	YD2-1	YD2-2	YD2-3	YD2-4	YD2-5	YD2-6	YD2-7	YD2-8	YD2-9	YD2-10
La	49.04	5.71	4.15	2.88	3.17	3.62	7.19	3.62	4.80	4.46
Ce	145.29	81.82	93.43	84.05	74.67	83.48	87.69	74.24	101.30	83.44
Pr	12.92	0.33	1.90	2.22	1.10	1.10	0.73	1.12	1.52	1.42
Nd	43.97	7.24	4.24	4.64	8.03	4.56	2.13	6.06	5.83	4.28
Sm	24.58	9.54	8.39	13.73	1.99	5.44	10.30	9.01	12.76	11.06
Eu	6.43	1.75	3.39	4.51	1.81	1.51	4.47	3.24	4.55	5.70
Gd	95.23	29.46	53.92	72.60	35.28	39.78	56.98	50.39	76.12	53.13
Tb	33.36	11.14	20.04	24.17	8.64	12.73	16.20	17.92	22.12	24.14
Dy	334.75	128.70	211.05	224.05	99.38	140.93	199.99	188.08	236.66	217.32

续表2

测点号	YD2-1	YD2-2	YD2-3	YD2-4	YD2-5	YD2-6	YD2-7	YD2-8	YD2-9	YD2-10
Ho	156.48	64.53	109.63	108.49	60.54	68.60	104.12	94.20	116.18	104.23
Er	551.64	264.25	382.98	382.03	227.22	246.18	378.77	353.30	410.45	376.68
Tm	141.44	77.86	107.65	109.39	54.02	65.09	108.44	93.17	108.39	100.32
Yb	1 146.93	673.50	815.36	894.26	564.05	599.81	898.02	783.35	869.75	853.38
Lu	572.18	463.75	461.56	510.47	427.33	438.03	512.06	494.34	509.41	513.48
Y	3 078.64	1 683.23	2 083.17	2 355.03	1 279.18	1 514.73	1 987.39	2 011.25	2 461.12	2 245.11
REE	3 314.22	1 819.57	2 277.68	2 437.49	1 567.22	1 710.86	2 387.09	2 172.05	2 479.85	2 353.04
Ti	41.56	11.01	22.81	6.75	12.22	16.91	0.00	8.29	26.71	26.98
Hf	26 562.75	23 555.72	23 083.69	25 145.26	22 036.95	24 566.78	24 101.39	25 337.79	24 839.94	24 813.71
Th	611.36	674.81	790.82	936.43	574.36	774.12	881.62	715.17	1 106.41	962.83
U	892.62	646.01	513.43	568.56	480.80	526.08	737.87	615.10	660.60	592.86
Eu/Eu*	0.36	0.29	0.37	0.35	0.34	0.23	0.45	0.37	0.35	0.59
Ce/Ce*	7.63	61.52	180.20	221.64	9.50	89.94	821.52	75.09	157.14	208.43
测点号	YD2-11	YD2-12	YD2-13	YD2-14	YD2-15	YD2-16	YD2-17	YD2-18	YD2-19	YD2-20
La	2.90	4.83	5.61	2.58	7.92	170.52	16.43	3.90	3.88	4.77
Ce	104.72	79.85	66.33	73.81	156.43	707.32	104.96	75.19	86.93	103.56
Pr	1.18	0.88	1.47	1.12	2.46	66.86	4.85	1.60	0.78	1.31
Nd	8.53	5.43	5.03	9.66	11.52	238.51	18.43	12.05	2.74	8.18
Sm	25.51	11.19	3.53	14.61	22.74	69.19	11.88	15.83	4.08	11.42
Eu	5.18	3.18	1.79	3.45	9.19	17.62	5.23	5.43	3.14	4.32
Gd	67.33	43.88	23.22	41.39	87.39	209.80	50.13	59.18	35.53	50.13
Tb	30.84	15.57	9.06	11.77	29.06	69.88	18.43	19.96	15.03	19.29
Dy	256.36	162.71	98.47	133.91	290.65	611.77	185.18	199.80	157.13	206.50
Ho	108.09	80.92	57.37	73.25	149.70	296.34	93.08	102.68	95.39	107.48
Er	523.15	293.51	213.78	280.66	520.04	962.50	341.81	371.53	373.03	390.50
Tm	124.66	81.19	63.30	74.79	135.75	232.88	94.48	91.41	106.17	104.81
Yb	1 052.58	703.14	593.48	728.61	1 115.06	1 708.04	803.94	761.56	994.26	949.79
Lu	606.84	459.72	451.71	486.43	553.46	687.66	490.66	449.87	569.42	545.79
Y	2 669.90	1 846.50	1 252.86	1 730.17	2 977.68	5 271.44	2 047.29	1 988.65	2 198.37	2 153.55
REE	2 917.86	1 946.00	1 594.15	1 936.05	3 091.37	6 048.88	2 239.50	2 169.98	2 447.51	2 507.86
Ti	24.23	75.42	237.53	0.00	38.58	0.00	67.27	21.73	8.32	7.68
Hf	25 753.81	23 892.19	24 032.61	24 512.05	23 096.54	21 893.58	23 200.09	21 853.69	25 890.10	24 803.75
Th	1 266.61	648.47	687.61	697.80	1 716.09	6 693.03	883.38	832.93	637.88	1 101.26
U	835.92	539.08	552.52	518.04	928.79	2 147.81	611.96	524.52	753.62	819.97
Eu/Eu*	0.36	0.38	0.45	0.40	0.55	0.41	0.56	0.48	0.54	0.47
Ce/Ce*	151.50	125.26	38.28	47.69	110.64	3.55	15.15	33.83	195.74	72.98
测点号	YD2-21	YD2-21	YD2-21	YD2-21	YD2-21	YD2-21	YD2-21	YD2-21	YD2-21	YD2-21
La	3.65		23.74		43.54		75.68		9.83	
Ce	90.83		125.59		153.26		238.43		119.21	
Pr	1.18		5.37		11.77		19.29		2.23	
Nd	4.46		18.72		47.65		70.46		9.11	
Sm	9.10		11.57		21.06		21.18		16.92	
Eu	2.97		4.54		5.62		5.05		6.19	
Gd	46.48		49.11		64.54		47.34		72.82	
Tb	19.48		18.32		21.77		17.28		24.08	
Dy	211.01		190.42		217.12		174.48		229.94	
Ho	113.28		96.05		101.17		85.71		118.73	
Er	411.77		346.98		358.62		315.68		445.06	
Tm	115.41		95.04		95.82		85.00		116.32	
Yb	983.41		799.41		787.65		755.39		1 056.54	
Lu	561.60		504.06		500.37		467.12		540.34	
Y	2 310.57		2 052.72		2 117.75		1 866.26		2 641.04	
REE	2 574.60		2 288.90		2 429.96		2 378.09		2 767.32	
Ti	13.18		13.69		29.75		19.75		29.85	
Hf	24 936.50		25 193.20		24 855.76		22 498.93		22 515.12	
Th	765.90		977.56		887.70		1 220.70		1 535.36	
U	800.65		617.49		498.63		829.01		923.79	
Eu/Eu*	0.36		0.50		0.43		0.47		0.46	
Ce/Ce*	171.73		17.11		5.87		4.20		100.40	

注:Ce*=(Nd_N)²/Sm_N(Loadera *et al.*, 2017).

3.3 岩石地球化学

3.3.1 主量元素 斯弄多黑云母二长花岗岩地球化学测试结果列于表 3. 结果显示:样品的 SiO₂ 含量为 60.21%~62.54%, 平均值为 61.73%, 属于中酸性花岗岩类. K₂O 含量为 3.00%~3.62%, 平均值为 3.35%; Na₂O 含量为 3.34%~3.79%, 平均值为 3.62%; 总碱含量较高, 介于 6.34%~7.36%, 平均值为 6.96%. 在 SiO₂-K₂O 图中主要落在高钾钙碱性系列(图 6a); Al₂O₃ 含量介于 14.70%~15.18%, 平均值为 15.02%, 铝饱和指数(A/CNK)为 0.84~0.92, 在 A/NC-A/KNC 图解中落在准铝质岩石系列(图 6b), 具 I 型花岗岩特征; MgO 含量介于 2.19%~3.02%, 平均值为 2.67%; 具有较高的 Mg[#] 介于 41.25~50.73, 平均值为 47.33. 总体上来说, 该地区

岩体的岩石地球化学特征表明斯弄多黑云母二长花岗岩为准铝质、高钾钙碱性的中酸性侵入岩.

3.3.2 微量元素 斯弄多黑云母二长花岗岩样品稀土总量介于 206.74×10⁻⁶~250.61×10⁻⁶, 平均值为 230.45×10⁻⁶, 轻重稀土总量比值(LREE/HREE)为 15.03~16.64, (La/Yb)_N 的比值介于 21.16~27.69. 岩石球粒陨石标准化稀土元素配分曲线图中(图 5b), 全部岩石样品的曲线近乎一致, 轻稀土曲线较陡, 重稀土曲线较为平坦, 表现出轻稀土富集, 重稀土亏损的右倾型. δEu 值介于 0.81~0.90, 表现出轻微的 Eu 负异常. 原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 5a), 显示出斯弄多黑云母二长花岗岩样品富集 Rb、K、Th、U、La、Hf 等元素, 亏损 Ba、Nb、P、Ti、Zr 等元素.

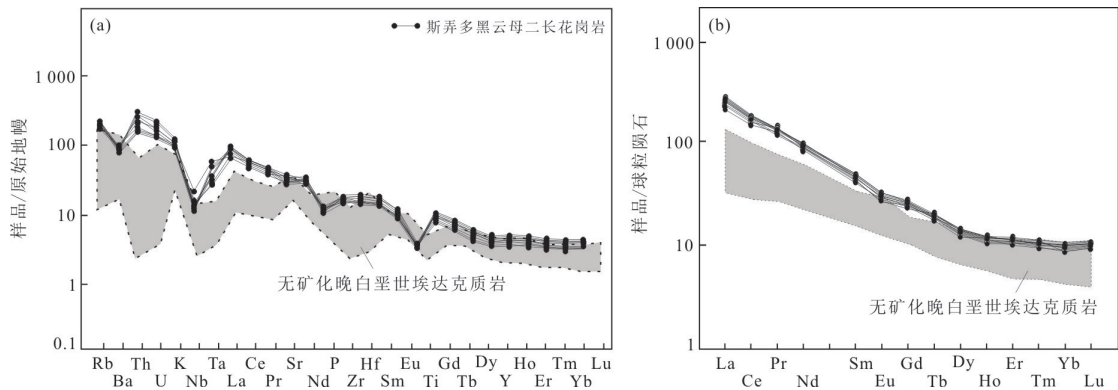


图5 斯弄多黑云母二长花岗岩微量元素原始地幔标准化蛛网图(a)和稀土元素球粒陨石标准化配分模式图(b)

Fig.5 Primitive mantle-normalized trace element spider diagram (a) and chondrite-normalized REE pattern (b) for biotite monzogranite in the Sinongduo area

表 3 斯弄多黑云母二长花岗岩主量元素(%)和微量元素(10 ⁻⁶)分析结果									
Table 3 Major elements (%) and trace elements (10 ⁻⁶) results of biotite monzogranite in the Sinongduo area									
原样编号	YD02-1	YD02-2	YD02-3	YD02-4	YD02-5	YD02-6	YD02-7	YD02-8	YD02-9
SiO ₂	60.39	62.65	60.48	61.79	62.21	61.99	62.53	60.95	62.54
Al ₂ O ₃	15.02	15.12	15.18	15.12	14.70	14.99	15.02	15.14	14.87
Fe ₂ O ₃	1.88	1.88	1.99	2.53	2.24	2.06	1.97	1.88	2.20
FeO	3.86	3.28	3.86	2.87	3.64	3.25	3.25	3.54	3.06
MgO	2.98	2.52	3.02	2.79	2.23	2.87	2.39	3.02	2.19
CaO	4.12	4.16	4.22	4.07	3.85	3.76	3.99	4.30	4.24
Na ₂ O	3.48	3.34	3.40	3.72	3.68	3.79	3.71	3.69	3.75
K ₂ O	3.00	3.34	3.07	3.32	3.62	3.40	3.54	3.22	3.61
TiO ₂	0.78	0.75	0.79	0.74	0.69	0.74	0.70	0.76	0.70
MnO	0.13	0.12	0.14	0.11	0.10	0.11	0.10	0.12	0.10
P ₂ O ₅	0.25	0.23	0.25	0.27	0.24	0.27	0.24	0.27	0.23
LOI	3.51	2.08	2.95	1.99	2.15	2.06	1.86	2.52	1.94
Total	99.40	99.47	99.35	99.32	99.33	99.31	99.30	99.41	99.42
Na ₂ O+K ₂ O	6.48	6.67	6.48	7.03	7.30	7.20	7.25	6.91	7.36
FeO ^T	5.55	4.97	5.65	5.15	5.65	5.10	5.02	5.23	5.03
Mg [#]	48.91	47.44	48.77	49.12	41.25	50.10	45.89	50.73	43.75

续表3

原样编号	YD02-1	YD02-2	YD02-3	YD02-4	YD02-5	YD02-6	YD02-7	YD02-8	YD02-9
A/CNK	0.91	0.91	0.92	0.88	0.87	0.90	0.87	0.87	0.84
A/NK	1.68	1.67	1.71	1.56	1.48	1.52	1.52	1.59	1.48
La	48.6	47.5	48.4	57.0	63.4	59.8	62.6	63.9	61.0
Ce	88.3	88.0	87.8	97.3	108	98.5	106	106	104
Pr	11.6	11.6	11.8	11.5	12.7	11.6	12.5	12.6	12.4
Nd	39.1	39.2	39.5	40.0	42.6	39.5	43.8	43.4	42.7
Sm	6.19	6.17	6.10	6.86	7.21	6.56	7.41	7.24	7.27
Eu	1.64	1.47	1.59	1.75	1.74	1.61	1.83	1.88	1.74
Gd	4.66	4.64	4.68	5.16	5.37	4.95	5.51	5.55	5.41
Tb	0.692	0.730	0.711	0.686	0.702	0.654	0.731	0.737	0.728
Dy	3.00	3.06	2.98	3.40	3.44	3.20	3.60	3.64	3.64
Ho	0.614	0.642	0.635	0.640	0.653	0.589	0.675	0.675	0.671
Er	1.63	1.68	1.64	1.74	1.83	1.67	1.94	1.87	1.87
Tm	0.262	0.268	0.258	0.241	0.266	0.236	0.269	0.265	0.275
Yb	1.58	1.61	1.54	1.53	1.68	1.55	1.78	1.67	1.73
Lu	0.240	0.265	0.236	0.234	0.260	0.234	0.265	0.260	0.260
Y	15.9	16.6	16.1	16.7	17.5	16.0	18.4	17.8	17.7
Ba	609	613	676	682	576	607	601	649	603
Th	14.5	20.6	15.6	20.4	24.0	19.8	24.1	20.6	25.5
U	2.85	3.46	3.18	3.74	4.40	3.83	4.02	3.80	4.61
Nb	10.8	15.0	11.1	8.05	8.41	8.94	8.22	8.44	8.34
Ta	1.82	2.43	1.43	1.25	1.38	1.16	1.27	1.34	1.45
Pb	47.2	47.6	43.3	46.2	60.0	48.4	37.4	45.2	42.0
Sr	7 544	686	758	764	611	699	698	758	640
Zr	176	182	179	181	182	174	178	182	194
Hf	4.42	4.85	4.48	5.05	5.46	4.89	5.05	5.03	5.64
Be	1.79	1.94	1.80	1.85	2.01	1.65	1.91	1.72	2.07
Bi	0.310	0.581	0.307	0.494	0.768	1.09	1.03	0.490	0.558
Co	18.3	14.3	18.7	17.7	16.7	17.2	20.6	17.3	14.8
Cr	55.4	56.8	55.3	62.0	49.1	56.0	60.1	58.6	54.7
Cs	12.0	7.05	9.46	11.8	7.44	13.6	11.8	11.5	6.63
Cu	31.8	37.0	23.2	34.6	156.4	87.3	71.5	37.7	87.9
Ga	18.9	19.7	19.7	23.9	22.7	22.5	24.8	22.7	23.8
Hf	4.42	4.85	4.48	5.05	5.46	4.89	5.03	5.05	5.64
Li	33.0	29.8	29.0	22.8	17.7	29.1	27.5	28.3	15.9
Ni	32.9	26.2	32.7	34.4	29.7	32.6	38.0	34.3	30.5
Rb	128	134	120	121	140	137	120	127	140
Sc	9.58	9.59	10.0	10.8	9.83	10.6	11.8	10.5	10.0
Sr	754	686	758	764	611	699	758	724	640
V	99.8	89.2	98.0	95.0	96.2	95.7	105.7	98.1	91.6
Zn	86.3	77.3	88.1	66.9	90.0	69.1	74.1	70.9	72.0
K	24 894	27 687	25 516	27 525	30 021	28 254	29 369	26 717	29 970
Ti	4 649	4 512	4 761	4 461	4 137	4 460	4 203	4 540	4 177
P	1 086	1 003	1 095	1 189	1 042	1 175	1 052	1 187	1 024
ΣREE	208.10	206.74	207.88	228.05	249.96	230.69	248.60	250.61	243.44
LREE	195.43	193.84	195.19	214.42	235.76	217.61	233.82	235.93	228.85
HREE	12.67	12.90	12.69	13.63	14.20	13.08	14.78	14.68	14.59
LREE/HREE	15.42	15.03	15.38	15.73	16.60	16.64	15.82	16.07	15.69
La _N /Yb _N	22.06	21.16	22.54	26.72	27.09	27.69	25.23	27.44	25.31
δEu	0.90	0.81	0.88	0.86	0.82	0.83	0.84	0.87	0.81
δCe	0.88	0.89	0.87	0.88	0.88	0.86	0.87	0.87	0.87

注：LOI 为烧失量；A/NK=Al₂O₃/(Na₂O+K₂O)，A/CNK=Al₂O₃/(CaO+Na₂O+K₂O)；Mg[#]=100×Mg/(Mg+Fe)；δEu=2Eu_N/(Sm_N+Gd_N)；FeO^T=FeO+0.899 8×Fe₂O₃。

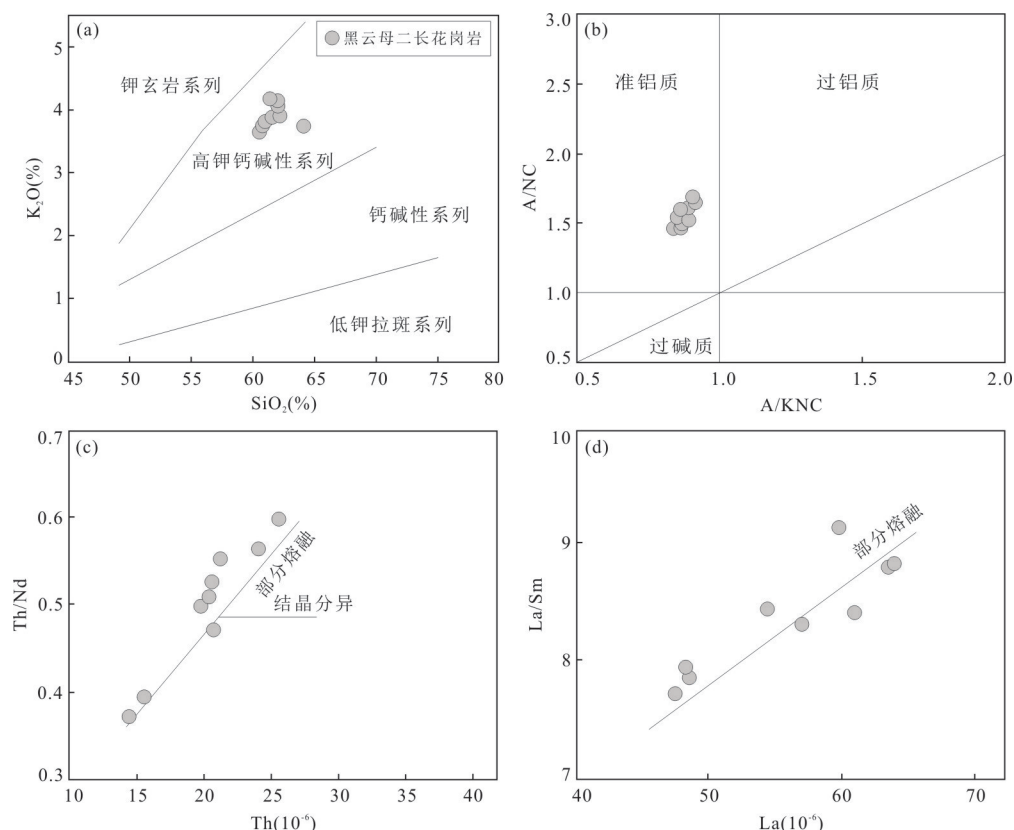


图6 斯弄多黑云母二长花岗岩 SiO_2 - K_2O 图解(a), A/NC - A/CNK 图解(b), Th - Th/Nd 图解(c), La - La/Sm 图解(d)
Fig.6 Diagrams of SiO_2 - K_2O (a), A/NC - A/CNK (b), Th - Th/Nd (c) and La - La/Sm (d) for biotite monzogranite in the Sinongduo area

图c, d据 Schiano *et al.* (2010)

4 讨论

4.1 岩石类型及成因

斯弄多黑云母二长花岗岩显示出高 Al_2O_3 值 ($14.7\% \sim 15.18\%$), 高 Sr ($611 \times 10^{-6} \sim 758 \times 10^{-6}$) 值, 低 Y ($15.9 \times 10^{-6} \sim 18.4 \times 10^{-6}$) 值、低 Yb ($1.46 \times 10^{-6} \sim 1.78 \times 10^{-6}$) 值、偏高 $\text{Mg}^\#$ ($41.25 \sim 50.75$)、 Ni ($26.2 \times 10^{-6} \sim 37.9 \times 10^{-6}$)、 Cr ($49.1 \times 10^{-6} \sim 60.1 \times 10^{-6}$) 值以及较高的 Sr/Y ($35.01 \sim 47.56$)、 La/Yb ($29.56 \sim 38.63$) 比值; 富集 LREE, 而 Nb、Ta、Hf 等元素负异常, 显示出埃达克岩特征。 La/Yb - Yb 和 Sr/Y - Y 图解 (图 7a, 7b), 黑云母二长花岗岩均落在埃达克岩区域, 表明其具有典型埃达克岩的地球化学属性。根据低硅型埃达克岩和高硅型埃达克岩分类 (图 8), 黑云母二长花岗岩落在高硅型埃达克岩区域内。

较高的 Sr/Y 、 La/Yb 比值及 Sr 和 SiO_2 含量都明确地指示出斯弄多黑云母二长花岗岩具埃达克质岩的地球化学性质。目前, 关于埃达克质岩的成因主要有以下认识: (1) 含水的玄武质岩浆在高压

下发生石榴子石的分离结晶 (Castillo *et al.*, 1999); (2) 玄武质岩浆同化混染和低压条件下的分离结晶 (AFC) (Castillo *et al.*, 1999); (3) 多元岩浆的混合作用 (Guo *et al.*, 2007); (4) 拆沉下地壳部分熔融 (Xu *et al.*, 2002); (5) 加厚地壳部分熔融 (Kay and Kay, 1993); (6) 俯冲洋壳的部分熔融等。

首先, 斯弄多黑云母二长花岗岩不太可能是由于高压或者低压条件下玄武质岩浆分离结晶形成。因为高压条件下, 玄武质岩浆发生石榴子石的结晶分异, 会造成 HREE 和 Y 元素含量的下降, 并且随着 SiO_2 的增加, Sr/Y 及 Dy/Yb 的比值也会随之增加 (Davidson *et al.*, 2007)。但斯弄多黑云母二长花岗岩的稀土元素配分图中, 并没有这样显著增加的趋势。 Sr/Y - SiO_2 图解中, 随着 SiO_2 逐渐增加, Sr/Y 值反而保持基本稳定且稍有下降的趋势 (图 10c), 与玄武质岩浆发生石榴子石的结晶分异元素变化不相符合。所以, 排除了玄武质岩浆高压条件下分离结晶作用形成。

其次, 低压条件下, 玄武质岩浆发生辉石和橄

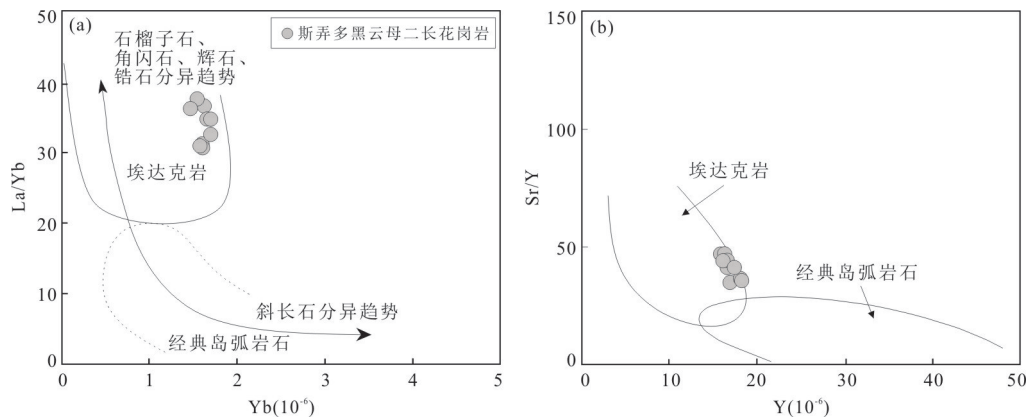


图 7 斯弄多黑云母二长花岗岩 La/Yb-Yb(a)和 Sr/Y-Y 判别图(b)

Fig.7 Discrimination diagrams of La/Yb versus Yb (a) and Sr/Y versus Y (b) for biotite monzogranite in the Sinongduo area
据 Martin *et al.* (2005)

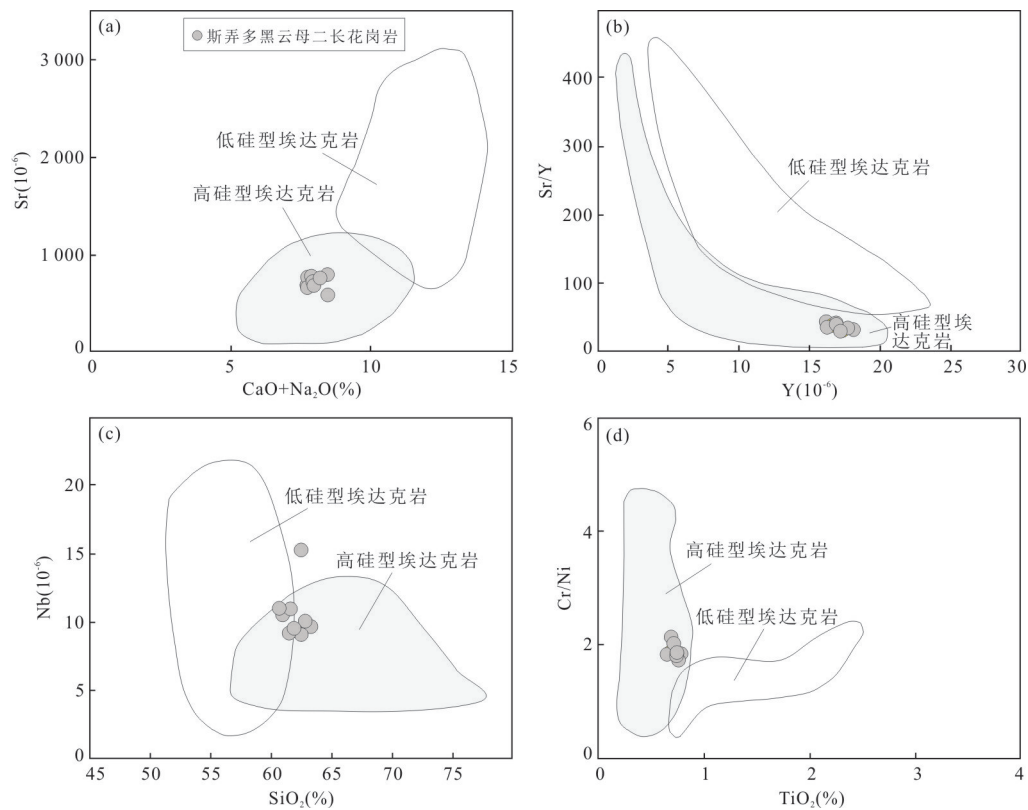


图 8 高硅型埃达克岩和低硅型埃达克岩判别图

Fig.8 Discrimination diagrams of high-SiO₂ (HAS) and low-SiO₂ (LAS) adakites
a. Sr-(CaO+Na₂O); b. Sr/Y-Y; c. Nb-SiO₂; d. Cr/Ni-TiO₂; 图 a~d 据 Martin *et al.* (2005)

榄石的结晶, $Mg^\#$ 和 Cr、Ni 值会随着 SiO_2 的增加而降低, Ba 含量会随着 SiO_2 而增加 (Castillo *et al.*, 1999). 但斯弄多黑云母二长花岗岩的 Cr、Ni、Ba 值随着 SiO_2 的增加也基本保持稳定的趋势 (图 9, 图 11a). 这与低压条件下辉石和橄榄石的结晶元素变化趋势并不相符, 故排除低压条件下的分离结晶.

研究表明, 长英质岩浆和玄武质岩浆的混合也

能形成埃达克质岩 (Guo *et al.*, 2007). 这种成因的埃达克质岩地球化学特征显示出较高的 MgO ($>4.5\%$) 和 $Mg^\#$ (>66), 并且以辉石作为主要矿物相 (姜子琦等, 2011). 同时, 当岩浆发生机械混合 (Mingling) 可能形成大小、成分、形状等不同的暗色包体, 这也是岩浆混合的重要证据之一 (王涛, 2000). 斯弄多黑云母二长花岗岩则显示出相对于岩

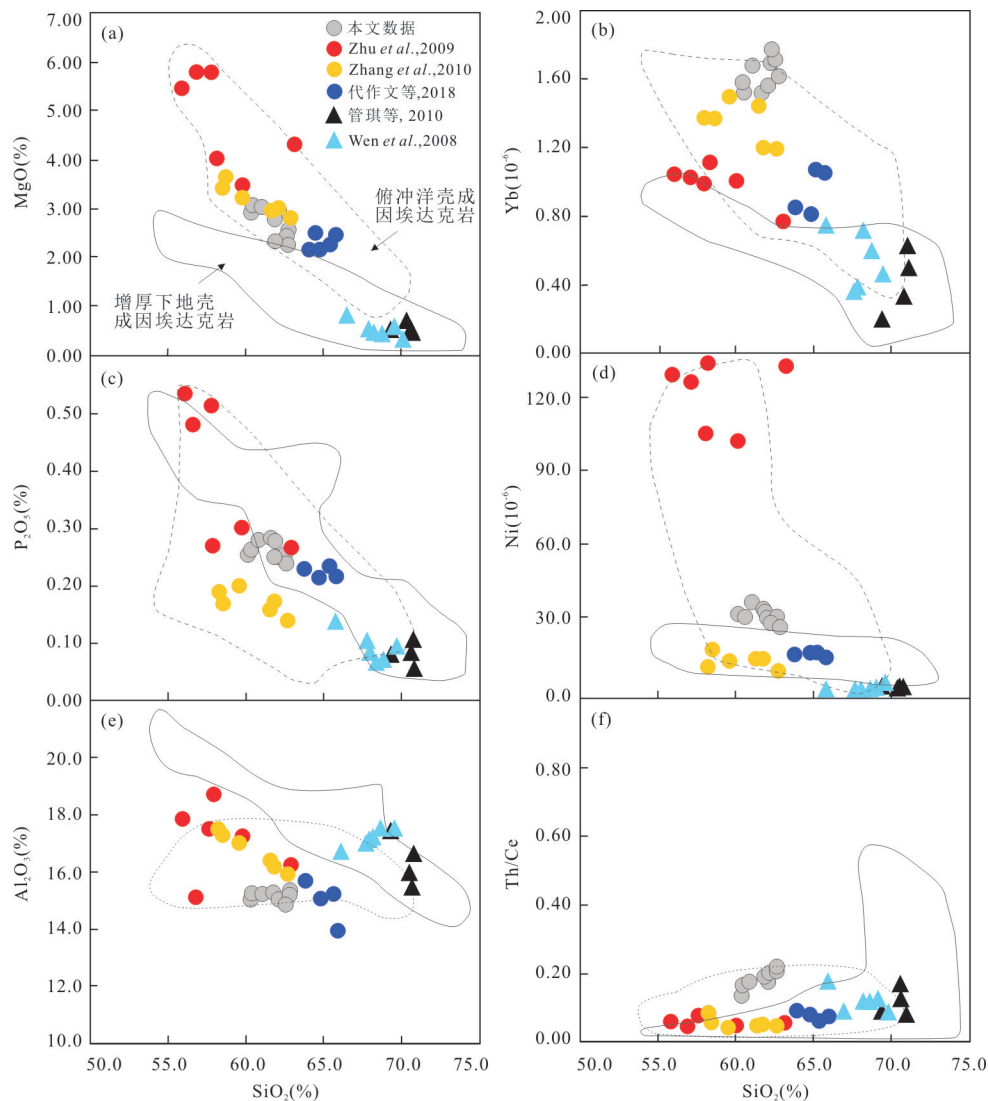


图 9 斯弄多黑云母二长花岗岩埃达克岩哈克图解

Fig.9 Harker diagrams for biotite monzogranite in the Sinongduo area

据 Wang *et al.* (2005); 图 a, b 数据引自 Wen *et al.* (2008); Zhu *et al.* (2009); 管琪等 (2010); Zhang *et al.* (2010); 代作文等 (2018)

浆混合偏低的 MgO (2.19%~3.86%) 和 $Mg^\#$ (41.25~50.73), 岩石的矿物组合也未发现辉石的结晶相, 并且野外地质调查和采集样品过程中也没有发现暗色包体. 综上, 排除了岩浆混合成因的可能性. 同时, 在板内伸展的动力学背景下, 发生下地壳拆沉作用也能形成埃达克质岩 (Xu *et al.*, 2002). 斯弄多地区位于冈底斯岩基南缘并靠近印度—欧亚板块碰撞缝合线 (图 1), 晚白垩世处于新特提斯洋向拉萨地块俯冲地壳缩短的动力学背景 (姜子琦等, 2011; 代作文等, 2018). 因此, 在地壳缩短的地球动力学背景下, 可以排除斯弄多黑云母二长花岗岩是由于下地壳的拆沉作用形成.

目前, 冈底斯带晚白垩世埃达克岩的成因存在两种解释: (1) 新特提斯洋洋壳的部分熔融

(Zhu *et al.*, 2009; Ma *et al.*, 2013; 代作文等, 2018; Huang *et al.*, 2020); (2) 加厚下地壳的部分熔融 (Wen *et al.*, 2008; 管琪等, 2010).

实验表明, 由于加厚下地壳部分熔融成因的埃达克质岩会显示出较低含量的 MgO (<1%)、 $Mg^\#$ 值 (31~37), 并且会有明显的低 Ni (0.4×10^{-6} ~ 5.8×10^{-6})、Cr (< 11.4×10^{-6}) (Rapp *et al.*, 1999). 这与 Wen *et al.* (2008)、管琪 (2010) 报道的晚白垩世埃达克质岩相吻合, 测试结果为 MgO (0.44%~1.24%)、 $Mg^\#$ (31~38)、Cr (0.19×10^{-6} ~ 11.4×10^{-6})、Ni (0.4×10^{-6} ~ 5.8×10^{-6}), 符合由于加厚下地壳熔融成因的埃达克质岩的地球化学特征. 但斯弄多二长花岗岩具有相对高的 MgO、 $Mg^\#$ 、Cr 和 Ni 值, 二者存在明显的差异, 而与晚白垩世俯冲洋壳

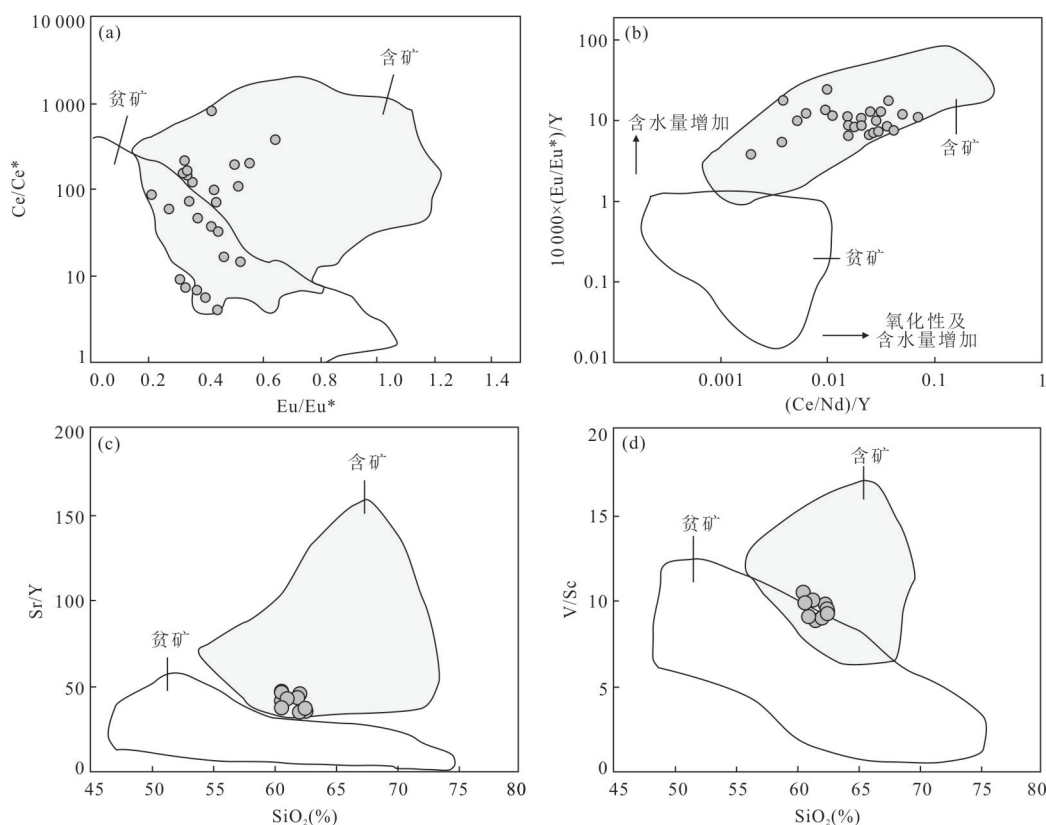


图 10 斯弄多黑云母二长花岗岩锆石 $Ce/Ce^*-Eu/Eu^*$ 图解 (a), $10\,000 \times (Eu/Eu^*)/Y-(Ce/Nd)/Y$ 图解 (b), 全岩 $Sr/Y-SiO_2$ 图解 (c) 和 $V/Sc-SiO_2$ 图解 (d)

Fig.10 Diagrams showing variations in zircon $Ce/Ce^*-Eu/Eu^*$ (a) and $10\,000 \times (Eu/Eu^*)/Y-(Ce/Nd)/Y$ (b), $Sr/Y-SiO_2$ (c) and $V/Sc-SiO_2$ (d) for biotite monzogranite in the Sinongduo area

图 a, b 据 Lu *et al.* (2016); 图 c, d 据 Loucks (2014)

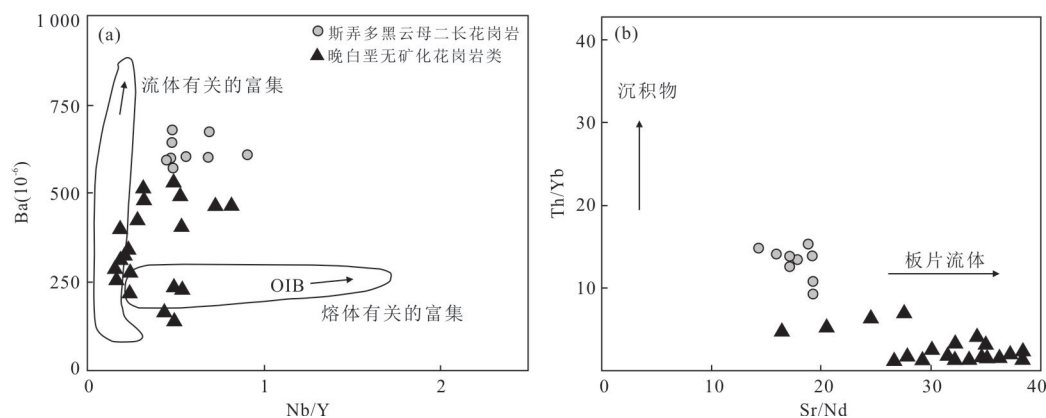


图 11 斯弄多黑云母二长花岗岩 Ba-Nb/Y 图解 (a) 和 Th/Yb-Sr/Nd 图解 (b)

Fig.11 Diagrams of Ba-Nb/Y (a) and Th/Yb-Sr/Nd (b) for biotite monzogranite in the Sinongduo area

图 a, b 据曲晓明等 (2010); 无矿化花岗岩类数据引自 Zhang *et al.* (2010); Ma *et al.* (2013); 代作文等 (2018)

部分熔融成因的埃达克岩相似 (Zhang *et al.*, 2010; Ma *et al.*, 2013; 代作文等, 2018; Huang *et al.*, 2020), 且在哈克图解中也落在俯冲洋壳部分熔融的区域内 (图 9), 在 Th-Th/Nd 和 La-La/Sm 图解中也显示出, 俯冲洋壳部分熔融的趋势

(图 6c, 6d). 因此, 斯弄多黑云母二长花岗岩的成因是俯冲洋壳部分熔融模式 (大洋中脊玄武岩 + 大洋沉积物 + 流体).

新特提斯洋洋壳俯冲到一定深度后, 其大洋中脊玄武岩会发生变质作用, 形成具角闪岩-榴辉岩

变质相的角闪榴辉岩,成为埃达克岩理想的岩浆源区,在部分熔融的过程中,石榴子石和金红石残留在源区,造成HREE、Y和HFSE的亏损,以及Sr的富集,表现出埃达克岩的地球化学特征.洋壳部分熔融产物上升过程穿过地幔楔时,与地幔橄榄岩中的斜方辉石和石榴子石发生交代反应,这一过程会较大程度上增加熔体中MgO、Mg[#]、Cr、Ni的含量(Rapp *et al.*, 1999).但本次测试数据以及区域上前人报道的俯冲洋壳部分熔融成因的埃达克质岩并没有显示出这样的特点.其原因可能是:若要达到较高的Mg[#],则需要熔体与地幔楔橄榄岩反应时达到化学平衡.但是由于熔体与地幔楔反应时周围温度较低(Zheng and Chen, 2016),并且地幔楔受到加热时是不一致熔融而不是一致熔融,所以熔体与难熔的岩石很难达到化学平衡,故而造成偏低的Mg[#](陈龙和郑永飞, 2019).这也解释了区域上俯冲洋壳熔融成因的埃达克岩普遍显示出不高的Mg[#]值.

4.2 成矿潜力探讨

俯冲带是最有利于斑岩型Cu-Au矿床形成的构造背景之一(Reich *et al.*, 2003),在俯冲的过程中洋壳及大洋沉积物脱去水分、挥发分以及大离子亲石元素(包括S、Cl等)(Richards, 2011),这一过程使得板片熔体具有较高的氧逸度(Mungall, 2002),而氧逸度的高低以及挥发分的含量等因素决定了地幔楔中硫化物的数量及稳定性(Richards, 2011).当较高氧逸度富含Fe³⁺的熔体上升穿过上覆的地幔楔时,使得地幔楔中的硫化物不稳定,释放Cu和Au等元素,并分配到板片熔体中,促使Cu、Au等元素在熔体中富集(Mungall, 2002).

实验研究显示,锆石中Ce、Eu元素的异常对于熔体的氧化态十分敏感,更氧化的系统中会表现出更大的Ce正异常和更小的Eu负异常(Loadera *et al.*, 2017),因此对锆石的微量和稀土元素组成的研究可以成为探讨岩浆氧化态的有效手段之一,同时也在斑岩型铜矿的勘查工作中得到广泛的运用.锆石微量元素的Ce/Ce*和Eu/Eu*比值可指示氧逸度高低,含矿岩体的Ce/Ce*和Eu/Eu*比值较非含矿岩体的比值会更高(Loadera *et al.*, 2017).同时,Lu *et al.*(2016)研究表明,锆石微量中Eu/Eu*(>0.3)、 $10\,000 \times (\text{Eu}/\text{Eu}^*)/\text{Y} (>1)$ 和 $\text{Dy}/\text{Yb} (<0.3)$ 是很好的成矿潜力指示.本次测试结果Eu/Eu*分布在0.23~0.59,平均值为0.42($n=25$),Ce/Ce*分布在3.55~821.52,平均值为117.06($n=25$)(图10a,

10b).锆石微量结果显示黑云母二长花岗岩的成岩岩浆具有较高的氧逸度以及含水量,表明了该岩体具有良好的成矿潜力.Loucks(2014)年对比了135个显生宙的斑岩型铜金矿床的291件样品,并对比研究了环太平洋板块边缘不成矿的安山岩、英安岩和流纹岩,发现绝大部分成矿岩石的Sr/Y大于35,并且具有较高的V/Sc值,而不成矿的岩石,则显示出较低的Sr/Y和V/Sc比值.本次铜矿化样品具有较高的Sr/Y(35.0~47.6,平均值为42.2)、V/Sc(8.8~10.4,平均值为9.4)比值(图10c, 10d, 据Loucks, 2014),也显示出该岩体良好的成矿潜力.

曲晓明等(2010)讨论了冈底斯东段时空联系紧密的两套埃达克岩,为何含矿性迥异的问题,侧面的解释了具有何种地球化学特征的埃达克质岩更有可能成矿.在Ba-Nb/Y图解中,相较于无矿化的花岗岩类(Zhang *et al.*, 2010; Ma *et al.*, 2013; 代作文等, 2018),斯弄多地区发育铜矿化的黑云母二长花岗岩具有更高的Ba含量($576 \times 10^{-6} \sim 682 \times 10^{-6}$,平均值为 624×10^{-6}),而无矿化的花岗岩类Ba含量较低($120 \times 10^{-6} \sim 526 \times 10^{-6}$,平均值为 304×10^{-6})(Zhang *et al.*, 2010; Ma *et al.*, 2013; 代作文等, 2018).同时,在Th/Yb-Sr/Nd图解中,斯弄多黑云母二长花岗岩有更高的Th/Yb值.以上结果表明了冈底斯带晚白垩世具埃达克质地球化学特征的含矿和非矿的花岗岩类的两点差异.其一:含矿岩浆有更多板片流体加入(图11a);其二:含矿岩浆有更多的沉积物(流体或熔体)的加入(图11b).

然而,即使斯弄多黑云母二长花岗岩地球化学特征显示出较好的成矿潜力,但目前其仅仅表现为局部的矿化现象,尚未发现有经济价值、成规模的铜矿体.结合克鲁、桑布加拉(Huang *et al.*, 2020)等其他晚白垩世铜矿化报道,笔者认为这一时期具有铜的金属来源,因此具有发现斑岩型铜矿的潜力.目前,冈底斯成矿带发现的大部分矿床形成于古新世及之后更新的时代,晚白垩世形成的矿床可能由于林子宗群火山岩大面积喷发而被埋藏在较深的位置,不利于目前的勘查发现.

5 结论

本文通过对斯弄多黑云母二长花岗岩主微量、锆石微量、锆石定年的研究,得出了以下结论:

(1)冈底斯南部斯弄多地区黑云母二长花岗岩的锆石U-Pb年龄为(83.1 ± 1.6) Ma,形成

于晚白垩世。

(2)黑云母二长花岗岩显示出较高的 La/Yb、Sr/Y 比值,富集 LREE、亏损 HREE 等特征,具有埃达克质岩的地球化学属性,其成因为新特提斯洋北向俯冲于拉萨地块之下,俯冲洋壳部分熔融产物。

(3)黑云母二长花岗岩锆石微量稀土数据显示出较高的 V/Sc、Ce/Ce*、 $10\,000 \times (\text{Eu}/\text{Eu}^*)$ 和 Eu/Eu* 比值,表明岩浆具有较高的氧逸度,具有形成铜矿的潜力。对区域上晚白垩世埃达克质岩有关的斑岩型铜矿的找矿勘查有一定指示意义。

致谢:感谢西藏中瑞矿业在工作过程中提供的帮助,同时感谢审稿专家对文章提出的诸多改良意见!

References

- Castillo, P.R., Janney, P.E., 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 & Petrology*, 134(1): 33–51. <https://doi.org/10.1007/s004100050467>
- Chen, L., Zheng, Y.F., 2019. Neoproterozoic Oceanic Slab-Mantle Interaction: Geochemical Evidence from Mesozoic Andesitic Rocks in the Middle and Lower Yangtze Valley. *Earth Science*, 44(12): 4144–4151 (in Chinese with English abstract).
- Copeland, P., Harrison, T. M., Pan, Y., et al., 1995. Thermal Evolution of the Gangdese Batholith, Southern Tibet: A History of Episodic Unroofing. *Tectonics*, 14: 223–236. <https://doi.org/10.1029/94tc01676>
- Dai, Z.W., Li, G.M., Ding, J., et al., 2018. Late Cretaceous Adakite in Nuri Area, Tibet: Products of Ridge Subduction. *Earth Science*, 43(8): 2727–2741 (in Chinese with English abstract)
- Davidson, J., MacPherson, C., Turner, S., 2007. Amphibole Control in the Differentiation of Arc Magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71: A204–A204.
- Guan, Q., Zhu, D.C., Zhao, Z.D., et al., 2010. Late Cretaceous Adakites in the Eastern Segment of the Gangdese Belt, Southern Tibet: Products of Neo-Tethyan Ridge Subduction?. *Acta Petrologica Sinica*, 26(7): 2165–2179 (in Chinese with English abstract).
- Guo, F., Nakamura, E., Fan, W. M., et al., 2007. Generation of Palaeocene Adakitic Andesites by Magma Mixing, Yanji Area, NE China. *Journal of Petrology*, 48(4): 661–692. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl077>
- 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).
- Huang, W.T., Liang, H. Y., Zhang, J., et al., 2020. Formation of the Cretaceous Skarn Cu-Au Deposits of the Southern Gangdese Belt, Tibet: Case Studies of the Kelu and Sangbujiala Deposits. *Ore Geology Reviews*, 122: 103481. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103481>
- Jiang, Z.Q., Wang, Q., Wyman, D. A., et al., 2011. Origin of about 30 Ma Chongmuda Adakitic Intrusive Rocks in the Southern Gangdese Region, Southern Tibet: Partial Melting of the Northward Subducted Indian Continent Crust?. *Geochimica*, 40(2): 126–146 (in Chinese with English abstract).
- Kay, R.W., Kay, S.M., 1993. Delamination and Delamination Magmatism. *Tectonophysics*, 219(219): 177–189. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90295-U](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90295-U)
- Lang, X.H., Tang, J.X., Li, Z.J., et al., 2014. U-Pb and Re-Os Geochronological Evidence for the Jurassic Porphyry Metallogenic Event of the Xiongcu District in the Gangdese Porphyry Copper Belt, Southern Tibet, PRC. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79: 608–622. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.08.009>
- Loadera, A.M., Wilkinsonb, J.J., Armstrongb, R.N., 2017. The Effect of Titanite Crystallisation on Eu and Ce Anomalies in Zircon and Its Implications for the Assessment of Porphyry Cu Deposit Fertility. *Earth and Planetary Science Letters*, 472: 107–119. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.05.010>
- Loucks, R.R., 2014. Distinctive Composition of Copper-Ore - Forming Arcmagmas. *Australian Journal of Earth Sciences*, 61(1):5–16. <https://doi.org/10.1080/08120099.2013.865676>
- Lu, Y.J., Loucks, R.R., Fiorentini, M., et al., 2016. Zircon Compositions as a Pathfinder for Porphyry Cu±Mo±Au Deposits. In: Richards, J., ed., Society of Economic Geologists Special Publication No.19 on Tethyan Tectonics and Metallogeny. Society of Economic Geologists, Littleton, 329–347.
- Ma, L., Wang, Q., Wyman, D. A., et al., 2013. Late Cretaceous (100–89 Ma) Magnesian Charnokites with Adakitic Affinities in the Milin Area, Eastern Gangdese: Partial Melting of Subducted Oceanic Crust and Implications for Crustal Growth in Southern Tibet. *Lithos*, 175–176:315–332. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.04.006>

- Martin, H., Smithies, R., Rapp, R., et al., 2005. An Overview of Adakite, Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite (TTG), and Sanukitoid: Relationships and Some Implications for Crustal Evolution. *Lithos*, 79: 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.04.048>
- Mo, X.X., Zhao, Z.D., Deng, J.F., et al., 2003. Response of Volcanism to the India-Asia Collision. *Earth Science Frontiers*, 10(3):135–148 (in Chinese with English abstract).
- Mungall, J.E., 2002. Roasting the Mantle: Slab Melting and the Genesis of Major Au and Au-Rich Cu Deposits. *Geology*, 30(10):915–918. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0915:RTMSMA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0915:RTMSMA>2.0.CO;2)
- Qu, X.M., Jiang, J.H., Xin, H.B., et al., 2010. A Study of Two Groups of Adakite almost Simultaneously Formed in Gangdese Collisional Orogen, Tibet: Why does One Group Contain Copper Mineralization and the Other Not?. *Mineral Deposits*, 29(3): 381–394 (in Chinese with English abstract).
- Rapp, R.P., Shimizu, N., Norman, M.D., et al., 1999. Reaction between Slab Derived Melts and Peridotite in the Mantle Wedge: Experimental Constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology*, 160: 335–356. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00106-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00106-0)
- Reich, M., Parada, M. A., Palacios, C., et al., 2003. Adakite-Like Signature of Late Miocene Intrusions at the Los Pelambres Giant Porphyry Copper Deposit in the Andes of Central Chile: Metallogenic Implications. *Mineralium Deposita*, 38(7): 876–885. <https://doi.org/10.1007/s00126-003-0369-9>
- Richards, J.P., 2011. Magmatic to Hydrothermal Metal Fluxes in Convergent and Collided Margins. *Ore Geology Reviews*, 40(1):1–26. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.05.006>
- Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J.P., et al., 2010. Simple Mixing as the Major Control of the Evolution of Volcanic Suites in the Ecuadorian Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160: 297–312. <https://doi.org/10.1007/s00410-009-0478-2>
- 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>
- Tang, J.X., Ding, S., Meng, Z., et al., 2016. The First Discovery of the Low Sulfidation Epithermal Deposit in Linzizong Volcanics, Tibet: A Case Study of the Sinongduo Ag Polymetallic Deposit. *Acta Geoscientia Sinica*, 37(4): 461–470 (in Chinese with English abstract).
- Tang, J.X., Wang, D.H., Wang, X.W., et al., 2010. Geological Features and Metallogenic Model of the Jiama Copper-Polymetallic Deposit in Tibet. *Acta Geoscientia Sinica*, 31(4): 495–506 (in Chinese with English abstract).
- Tang, J.X., Wang, Q., Yang, H.H., et al., 2017. Mineralization, Exploration and Resource Potential of Porphyry-Skarn-Epithermal Copper Polymetallic Deposits in Tibet. *Acta Geoscientia Sinica*, 38(5): 571–613 (in Chinese with English abstract).
- Wang, Q., McDermott, F., Xu, J.F., et al., 2005. Cenozoic K-Rich Adakitic Volcanic Rocks in the Hohxil Area, Northern Tibet: Lower-Crustal Melting in an Intracontinental Setting. *Geology*, 33(6): 465–468. <https://doi.org/10.1130/G21522.1>
- Wang, T., 2000. Origin of Hybrid Granitoids and the Implications for Continental Dynamics. *Acta Petrologica Sinica*, 16(2):161–168 (in Chinese with English abstract).
- Wen, D.R., Chung, S.L., Song, B., et al., 2008. Late Cretaceous Gangdese Intrusions of Adakitic Geochemical Characteristics, SE Tibet: Petrogenesis and Tectonic Implications. *Lithos*, 105(1–2):1–11. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.02.005>
- Xie, F.W., Tang, J.X., Chen, Y.C., et al., 2018. Apatite and Zircon Geochemistry of Jurassic Porphyries in the Xiongcu District, Southern Gangdese Porphyry Copper Belt: Implications for Petrogenesis and Mineralization. *Ore Geology Reviews*, 96: 98–114. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.04.013>
- Xu, J.F., Shinjo, R., Defant, M.J., et al., 2002. Origin of Mesozoic Adakitic Intrusive Rocks in the Ningzhen Area of East China: Partial Melting of Delaminated Lower Continental Crust?. *Geology*, 30(12): 1111–1114. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<1111:OOMAIR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<1111:OOMAIR>2.0.CO;2)
- Yang, Z.M., Hou, Z.Q., Song, Y.C., et al., 2008. Qulong Superlarge Porphyry Cu Deposit in Tibet: Geology, Alteration and Mineralization. *Mineral Deposits*, 27(3): 279–318 (in Chinese with English abstract).
- Yang, Z.Y., Tang, J.X., Zhang, L.J., et al., 2020. Geological and Geochemical Characteristics of Lithocaps in Sinongduo Area, Tibet: Implications for the Mineralization in Linzizong Group Volcanic Rocks. *Earth Science*, 45(3): 789–803 (in Chinese with English abstract).
- Yin, A., Harrison, T.M., 2000. Geologic Evolution of the Himalayan-Tibetan Orogen. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28: 211–280. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.28.1.211>
- Zhang, Z.M., Zhao, G.C., Santosh, M., et al., 2010. Late

- Cretaceous Charnockite with Adakitic Affinities from the Gangdese Batholith, Southeastern Tibet: Evidence for Neo-Tethyan Mid-Ocean Ridge Subduction?. *Gondwana Research*, 17: 615–631. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.10.007>
- Zheng, Y.F., Chen, Y.X., 2016. Continental versus Oceanic Subduction Zone. *National Science Review*, 3(4): 495–519. <https://doi.org/10.1093/nsr/nww049>
- Zhu, D. C., Zhao, Z.D., Niu, Y.L., et al., 2013. The Origin and Pre-Cenozoic Evolution of the Tibetan Plateau. *Gondwana Research*, 23: 1429–1454. <https://doi.org/10.1016/j.jgr.2012.02.002>
- Zhu, D. C., Zhao, Z. D., Pan, G. T., et al., 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.
- 附中文参考文献**
- 陈龙, 郑永飞, 2019. 长江中下游中生代安山质火山岩记录的新元古代大洋板片—地幔相互作用. *地球科学*, 44(12): 4144–4151.
- 代作文, 李光明, 丁俊, 等, 2018. 西藏努日晚白垩世埃达克岩: 洋脊俯冲的产物. *地球科学*, 43(8): 2727–2741.
- 管琪, 朱弟成, 赵志丹, 等, 2010. 西藏南部冈底斯带东段晚白垩世埃达克岩: 新特提斯洋脊俯冲的产物?. *岩石学报*, 26(7): 2165–2179.
- 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.
- 姜子琦, 王强, Wyman, D.A., 等, 2011. 西藏冈底斯南缘冲木达约 30 Ma 埃达克质侵入岩的成因: 向北俯冲的印度陆壳的熔融?. *地球化学*, 40(2): 126–146.
- 莫宣学, 赵志丹, 邓晋福, 等, 2003. 印度—亚洲大陆主碰撞过程的火山作用响应. *地学前缘*, 10(3): 135–148.
- 曲晓明, 江军华, 辛洪波, 等, 2010. 西藏冈底斯造山带几乎同时形成的两套埃达克岩为什么一套含矿一套不含矿?. *矿床地质*, 29(3): 381–394.
- 唐菊兴, 丁帅, 孟展, 等, 2016. 西藏林子宗群火山岩中首次发现低硫化型浅成低温热液型矿床: 以斯弄多银多金属矿为例. *地球学报*, 37(4): 461–470.
- 唐菊兴, 王登红, 汪雄武, 等, 2010. 西藏甲玛铜多金属矿矿床地质特征及其矿床模型. *地球学报*, 31(4): 495–506.
- 唐菊兴, 王勤, 杨欢欢, 等, 2017. 西藏斑岩—矽卡岩—浅成低温热液铜多金属矿成矿作用、勘查方向与资源潜力. *地球学报*, 38(5): 571–613.
- 王涛, 2000. 花岗岩混合成因研究及大陆动力学意义. *岩石学报*, 16(2): 161–168.
- 杨志明, 侯增谦, 宋玉财, 等, 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.
- 杨宗耀, 唐菊兴, 张乐骏, 等, 2020. 西藏斯弄多地区岩帽地质地球化学特征: 林子宗群火山岩中成矿的指示. *地球科学*, 45(3): 789–803.