

内蒙古边家大院锡多金属矿床成矿岩体岩石地球化学特征及成矿潜力评价*

张雪旋¹, 王佳新^{2**}, 张阳阳³, 袁顺达¹

(1 中国地质大学(北京)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, 北京 100037;

3 湖北省地质科学研究院(湖北省富硒产业研究院), 湖北 武汉 430000)

摘要 内蒙古边家大院锡多金属矿床是大兴安岭南段多金属成矿带的代表性矿床之一, 其西矿区主要发育斑岩型 Sn-Cu-Mo 矿体, 矿体发育于石英斑岩体内。文章通过对石英斑岩开展全岩地球化学、锆石 Hf 同位素以及锆石微量元素地球化学分析研究, 确定了该含矿岩体岩浆性质、来源及演化历史, 探讨了成岩成矿关系, 并进一步评估了该岩体成锡、铜矿潜力。研究表明, 边家大院石英斑岩为准铝质-弱过铝质, 高钾钙碱性花岗岩。稀土元素具有轻稀土元素富集、重稀土元素亏损, Eu 负异常明显的特征。微量元素具有富集大离子亲石元素, 亏损高场强元素的特征。结合其较低的 Zr/Hf 和 Nb/Ta 比值以及较高的 Rb/Sr 比值判断其经历了高分异结晶演化。根据锆石微量元素地球化学特征, 确定边家大院石英斑岩源于还原性($\Delta\text{FMQ} = -0.15$)、高温贫水($> 750^\circ\text{C}$)岩浆。边家大院石英斑岩 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 为 $-0.86 \sim 5.99$, $T_{\text{DM2}} = 809 \sim 1240$ Ma, 为中元古代—新元古代年轻地壳部分熔融形成。根据锆石微量元素 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$, $\text{Ce}_\text{N}/\text{Ce}_\text{N}^*$, Ce/Nd 和 $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}^*$ 指示性比值及岩浆特性判断, 该石英斑岩有利于锡金属富集成矿, 而成铜钼矿潜力小。

关键词 还原性岩浆; 贫水岩浆; 高分异花岗岩; 大兴安岭南段; 边家大院矿床

中图分类号: P618.44; P595

文献标志码: A

Comprehensive geochemical profiling and mineralization potential assessment of ore-forming intrusions in Bianjiadayuan tin polymetallic deposit, Inner Mongolia

ZHANG XueNi¹, WANG JiaXin², ZHANG YangYang³ and YUAN ShunDa¹

(1 School of Earth Science and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China; 2 Institute of Mineral Resource, CAGS, Beijing 100037, China; 3 Hubei Institute of Geosciences (Hubei Selenium-rich Industry Research Institute), Wuhan 430000, Hubei, China)

Abstract

The Bianjiadayuan deposit is one of the representative polymetallic deposits in the southern Great Xing'an. The western sector of the deposit is distinguished by its development of porphyry-type Sn-Cu-Mo ore bodies, intricately associated with quartz porphyry. Incorporating whole-rock geochemistry, zircon Hf isotopes, and zircon trace element analysis revealed the magmatic properties, origin, and evolution of the ore-bearing quartz porphyry. This study indicates the quartz porphyry, with $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ values ranging from -0.86 to 5.99 and T_{DM2} ages between 809 and 1240 Ma, originated from the partial melting of young Neoproterozoic crust. The rock is aluminous to weakly

* 本文得到国家自然科学基金(编号:92062218)和国家自然科学基金青年基金项目(编号:41672095)联合资助

第一作者简介 张雪旋, 女, 1989年生, 博士, 从事矿床地球化学研究及实验地球化学研究。Email: 202260009@cugb.edu.cn

** 通讯作者 王佳新, 男, 1988年生, 博士, 研究员, 从事矿床学及矿床地球化学研究。Email: jiaxin.wang@cags.ac.cn

收稿日期 2024-01-05; 改回日期 2024-03-14。孟秋熠编辑。

peraluminous, high-potassium calc-alkaline granite, enriched in light rare earth elements and large ion lithophile elements, but depleted in heavy rare earths and high field strength elements. The geochemical signatures, including low Zr/Hf and Nb/Ta ratios and a high Rb/Sr ratio, suggest the magmatic source underwent significant differentiation during its crystallization process. Zircon trace element characteristics point to a reductive ($\Delta FMQ = -0.15$), high-temperature ($>750^{\circ}\text{C}$), water-poor magmatic source. Based on zircon geochemical indicators and magmatic features, the quartz porphyry is deemed favorable for tin enrichment and mineralization, but less so for copper and molybdenum. This research not only sheds light on the intricate processes governing the mineralization of the Bianjiadayuan deposit but also contributes to the broader understanding of magmatic systems and their mineralization potential in similar geological settings.

Key words: reductive magma, water-deficient magma, highly fractionated granite, southern great Xing'an, Bianjiadayuan deposit

锡、铜作为全球战略性金属资源,是全球找矿勘查关注的重点矿种,在中国新一轮找矿突破战略行动中被列为主攻矿种。锡、铜主要来源于花岗岩岩浆热液矿床(Heinrich, 1990; 陈骏等, 2008; 王汝成等, 2017; Audétat, 2019; Mao et al., 2019; Lehmann, 2021),然而怎样的花岗岩有利于形成以及如何形成锡铜矿床,一直以来都是矿床学界和矿产勘查领域关注的重要科学问题。锡具有亲氧和亲硫性,为强不相容元素,其成矿常与还原性、壳源钛铁矿系列高分异花岗岩有关;而铜(钼)常与氧化性、磁铁矿系列幔源基性岩石有关(Lehmann, 2021; 毛景文等, 2023),然而这两种地球化学性质截然不同的元素常常形成锡铜共生或复合矿床,如中国南岭、秘鲁安第斯、德国厄尔士等锡、铜成矿带中常发育此类矿床(李欢等, 2023)。近年来在中国大兴安岭锡多金属成矿带中,也发现了一批锡-铜矿床,边家大院矿床是其中代表之一(曾庆栋等, 2015; Zhai et al., 2017)。前人针对边家大院锡多金属矿床开展了详细的成岩成矿研究(王喜龙等, 2014; Zhai et al., 2017; 顾玉超等, 2017; 蒋昊原, 2019),确定了石英斑岩是边家大院斑岩型 Sn-Cu-Mo 矿体的含矿及成矿岩体(Zhai et al., 2017),然而对该岩体成因,岩浆演化对锡、铜成矿机制以及成矿潜力尚不清楚。

本次研究通过开展边家大院石英斑岩体全岩和锆石地球化学特征研究,揭示了该岩体岩浆氧逸度、含水特征、结晶温度等岩浆性质以及来源和演化历史,同时初步探讨了该成矿岩体与锡多金属成矿关系,并评价了该岩浆岩的成矿潜力。

1 区域地质背景

研究区地处内蒙古东南部,构造位置上属于西

伯利亚板块与华北克拉通之间中亚造山带东段,位于贺根山断裂以南,西拉木伦断裂以北以及嫩江断裂西北(图 1a)。晚二叠世以来,区域上经历了一系列复杂的构造事件(Li, 2006; Wilde, 2015; Wilde et al., 2015):古亚洲洋于晚二叠世闭合;古太平洋板块于晚二叠世—早三叠世开始俯冲;早侏罗世—早白垩世,古太平洋板块继续向西俯冲;早白垩世以来,古太平洋板块向东撤退,形成伸展构造环境并伴随岩石圈减薄和剥离。复杂的构造演化历史促使区内形成了多种不同类型的矿床,使得中亚造山带成为世界上最重要的多金属矿化区之一。区域内最古老的地层为一套经历了强变形和变质作用的元古宇,被称为“锡林郭勒杂岩”,主要由黑云母斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩以及变粒岩组成(Shi et al., 2003)。二叠系是大兴安岭地区最为发育的地层之一,区内大部分矿床产于二叠系中。其中早二叠世以海相沉积和海陆交互沉积为主,晚二叠世则以陆相沉积为主并伴有火山岩(黄本宏, 1993; 李文国等, 1996; 鲍庆中等, 2006)。中生代主要由侏罗纪和白垩纪的中酸性火山岩组成(邵济安等, 2007)。区域上断裂构造发育,主要以北东向为主,其次还发育东西向和近东西向断裂。区内晚古生代石炭纪—二叠纪和中生代三叠纪—白垩纪的花岗岩类侵入岩最为发育,其中,中生代侵入岩分布更为广泛,根据岩浆活动时间可分为 3 个阶段:早三叠世—中三叠世、早侏罗世—中侏罗世和晚侏罗世—早白垩世(Zhou et al., 2012; Ouyang et al., 2015; Wang et al., 2017)。岩性主要包括花岗闪长岩、二长花岗岩、碱性花岗岩、花岗斑岩和石英斑岩。近年来在大兴安岭成矿带开展的大规模找矿勘查工作成功地发现了众多锡多金属矿床及高异常区域(图 1b)。据估计,该区已探明锡

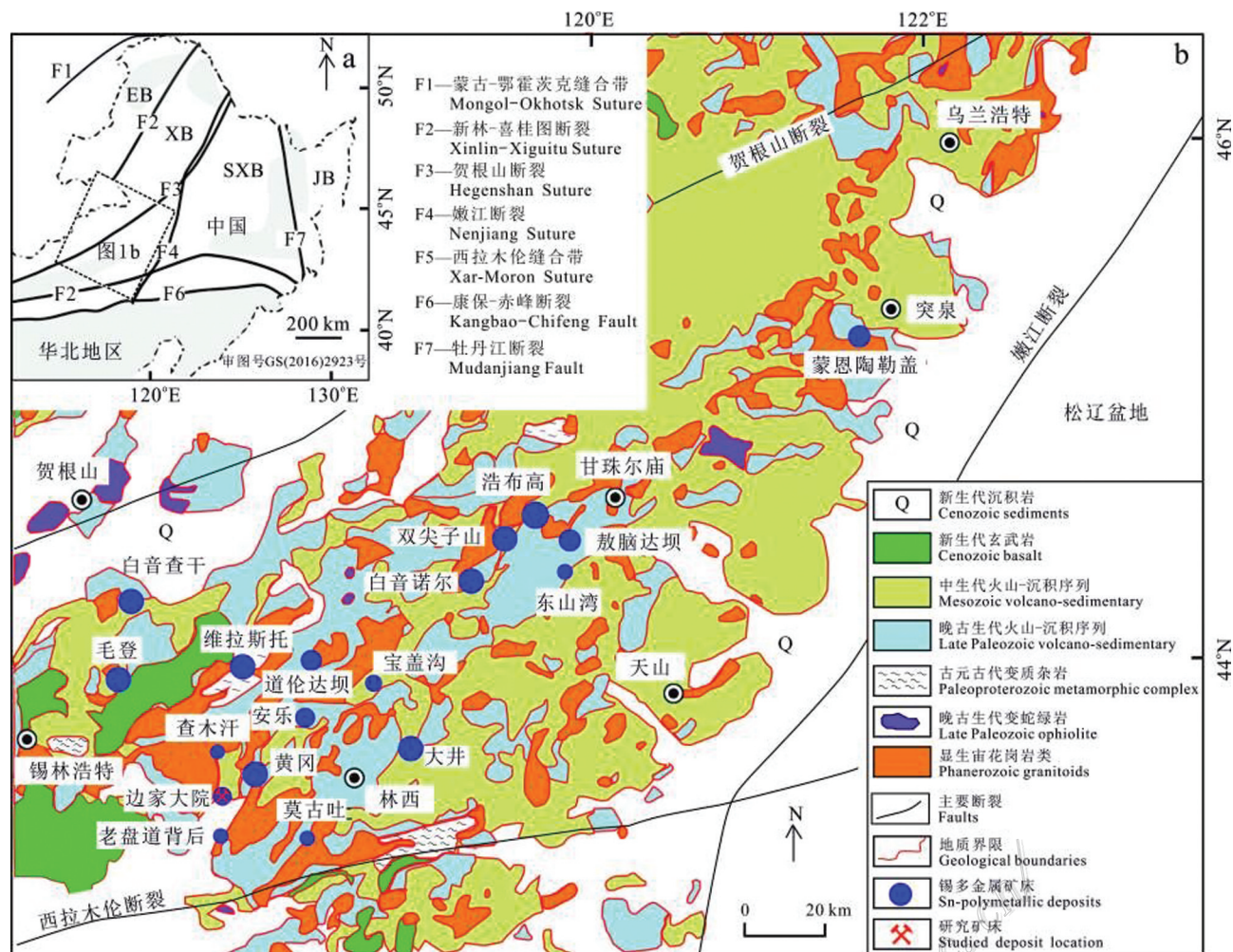


图1 中国东北及邻区构造分区简图(a)和大兴安岭南段锡多金属矿床分布图(b, 据刘瑞麟等, 2018)

EB—额尔古纳地区;XB—兴安地区;SXB—松辽-锡林浩特地区;JB—佳木斯地区

Fig. 1 A sketch geotectonic unit map of Northeast China and its neighboring areas (a) and locations of Sn-polymetallic deposits in the southern Great Xing'an Range (b, after Liu et al., 2018)

EB—Erguna Block; XB—Xing'an Block; SXB—Songliao-Xilinhot Block; JB—Jiamusi Block

金属资源量200万t、铜金属资源量500万t、钼金属资源量超过11400万t、银金属资源量4.5万t和铅锌金属资源量1500万t(Zhai et al., 2017)。该区域矿床类型以斑岩型钼-铜-金-锡-钨矿床(如:敖伦花钼铜矿床、敖脑达坝锡铜矿床)、矽卡岩型铁-锡-铅-锌矿床(如:白音诺尔铅锌矿、红岭铅锌多金属矿)、浅成低温热液型金-银矿以及贱金属脉状矿床(如:拜仁达坝银铅锌矿床、花敖包特银铅锌矿床)为主。矿床主要赋存于二叠纪和中生代花岗岩中。

2 矿床地质特征

边家大院矿床(北纬43°31', 东经118°03')位于

大兴安岭南段黄岗-甘珠尔庙亚带西南部,矿区出露地层单一,主要为二叠系哲斯组和第四系,哲斯组主要分布于矿区中、东部,主要由砂质板岩、泥质板岩、碳质板岩和变质粉砂岩组成。矿区发育大量燕山期侵入岩,主要由辉长岩、闪长岩组成的中基性岩体和花岗岩、花岗斑岩、石英斑岩组成的中酸性侵入岩体构成。矿区断裂构造发育,以北西向为主。近年来随着钻探和采矿工作的推进,在边家大院矿区银-铅-锌矿脉附近发现了新的斑岩型锡-铜-钼矿化,目前累计锡矿石量9170t,平均品位0.33%,铜矿石量8825t,平均品位0.996%;钼矿石量589t,平均品位0.107%。

矿床从西向东发育有斑岩型锡(钼、铜)矿化、脉状充填型银(铅、锌、铜)矿化,以及隐爆角砾岩型锌

(铅、银)矿化(图2)。西矿区锡-钼-铜成矿与石英斑岩关系密切,含矿石英斑岩体平面上呈层状展布,剖面上隐伏于隐爆角砾岩下部,钻探资料显示,该石英斑岩体长约1500 m,宽270~750 m,矿化面积约0.7 km³。锡-铜-钼矿化产于石英斑岩上部、边部及内外接触带附近。矿化受结构控制,主要以脉状、细脉状以及浸染状为主。斑岩体核部经历弱钾质蚀变。核部向外,以绢云母蚀变最为发育,发育于钾质蚀变带的侧向外围及上方。最外围则发育青磐岩化蚀变带。总体来说,该矿床蚀变类型及其分带性与世界上其他典型的斑岩铜-钼矿床相似(Sillitoe, 2010)。从斑岩体核部向上发育明显的金属分带特征。锡矿体主要产于多金属石英脉中,或以浸染状产于细脉周围的绢云母蚀变岩中。锡矿体平均厚度3.46 m,平均品位0.35%;铜矿体,平均厚度1.91 m,平均品位1.187%。石英斑岩型矿石中金属矿物主要为锡石、黄铜矿、辉钼矿、磁黄铁矿、毒砂、方铅矿、闪锌矿等,脉状充填型矿石中金属矿物主要为黄铁矿、黄铜矿、闪锌矿、方铅矿、辉银矿等。

3 样品采集和分析方法

3.1 样品位置和特征

为了研究矿区岩浆活动和成矿关系,并评估其成矿潜力,本研究采集8件石英斑岩用于全岩地球化学分析及锆石微量元素分析。石英斑岩采自矿区西部(图2),手标本呈灰白色,斑状结构,块状构造。

主要由钾长石(~40%)、斜长石(~20%)、石英(~38%)及少量黑云母组成,钾长石多为条纹长石,斜长石为具有聚片双晶特征的更长石,黑云母常发育于长石、石英颗粒边界处,含量少于2%(图3)。

3.2 全岩主量、稀土及微量元素分析

全岩主量元素,微量元素及稀土元素于中国地质调查局国家地质实验测试中心进行分析。选取新鲜未蚀变岩石样品将其打碎至厘米大小,挑选新鲜的岩石碎片用去离子水清洗并干燥,然后粉碎至200目以下备用。

主量元素分析于X射线荧光光谱仪完成,分析时将样品粉末与Li₂B₄O₇按1:10比例混合,使用V8C自动熔融机在1150℃下制成均匀透明无气泡的玻璃盘,使用标准样品GSR1、GSR8、GSR9和GSR15进行监测校准,误差控制在1%以内。稀土元素和微量元素采用离子质谱仪测(ICP-MS)Excell分析测试。将样品粉末在HF+HNO₃中溶解于190℃下静置3天使样品充分溶解。用蒸馏水清洗容样器皿后,加入1 mL 1μg/mL-1Rh内标溶液,将样品溶液稀释后利用ICP-MS仪器测试,监测采用国家标准样品GSR1、GSR2和GSR4进行,误差通常控制在5%以内。

3.3 锆石微量元素分析

锆石微量元素分析于中国科学院地质与地球物理研究所进行分析。通过电磁法、浮选以及人工挑选等方法分选出锆石颗粒。在双目镜下对锆石进一步挑纯,挑选时尽量选择晶体形态较好,且颜色、晶形、透明度等有代表性的锆石。将所选锆石制成环氧树脂靶样,并进一步清洗、打磨、抛光至锆石内部

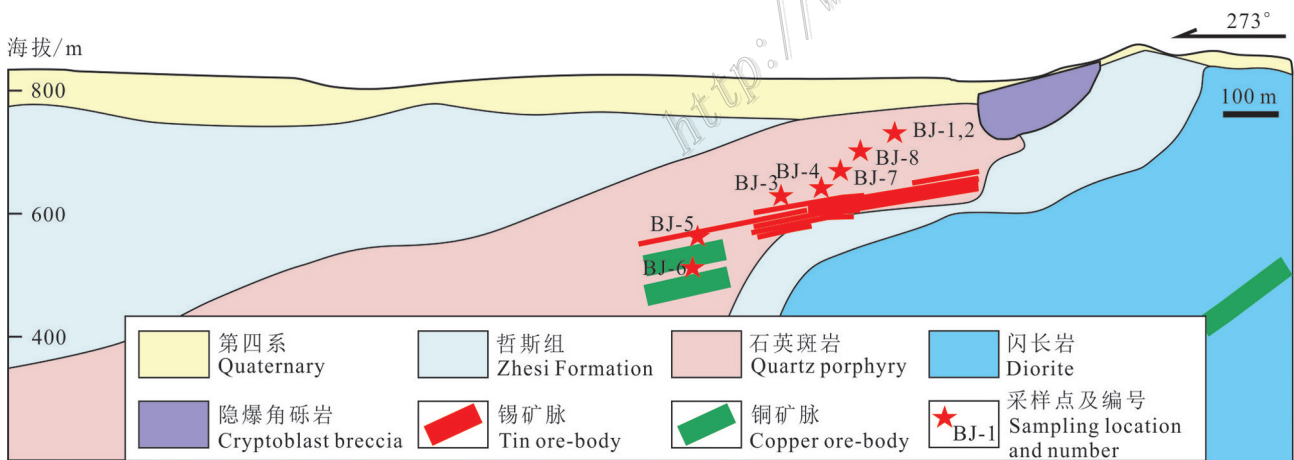


图2 边家大院矿区代表性剖面图(据 Zhai et al., 2017 修改)

Fig. 2 Reprehensive cross section of Bianjiadayuan deposit (modified from Zhai et al., 2017)

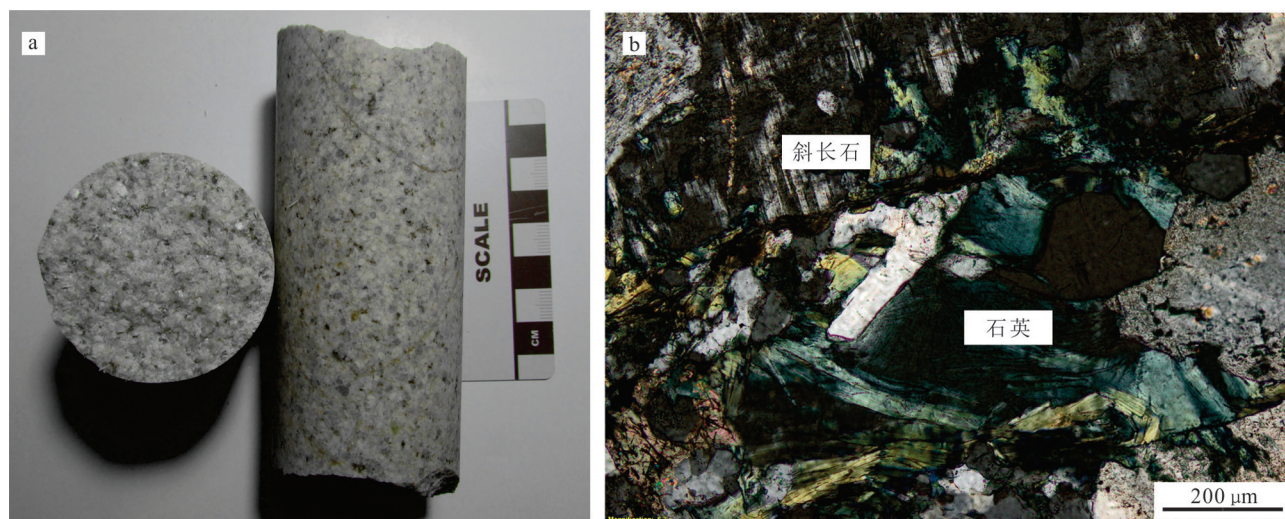


图3 边家大院石英斑岩代表性样品手标本照片(a)和镜下照片(b)

Fig. 3 Representative hand specimen photo (a) and microscopic photo (b) of Bianjiadayuan quartz porphyry

结构暴露。为了更好地了解锆石内部结构并选定适宜的测定位置,对所选锆石进行透反射及阴极发光图像分析,尽量选择无裂纹及包体,干净透明且环带发育的锆石进行测试。锆石原位微量元素测试由激光剥蚀等离子质谱仪(LA-ICP-MS)完成,仪器型号为Thermo Element II 等离子质谱仪,激光剥蚀系统为New Wave UP-213。采用He作为载气,激光波长213 nm、束斑40 μm 、脉冲频率10 Hz、能量0.176 mJ、密度23~25 J/cm²。数据采集及测试过程如下:首先对空白背景采集15 s,然后对样品单点连续剥蚀采集45 s,停止剥蚀后对进样系统吹扫15 s,测试分析时间75 s。测试参数设置为:冷却气流速(Ar)15.55 L/min、辅助气流速(Ar)0.67 L/min、载气流速(He)0.58 L/min、样品气流速0.819 L/min,射频发生器功率1205 W。数据测试标样使用NIST610作元素外标,应用锆石标样91500进行元素分馏校正,锆石标样Mud Tank作为同位素监控样。

3.4 锆石 Hf 同位素分析

锆石 Hf 同位素测试分析在中国科学院地质与地球物理研究所完成。采用激光剥蚀多接收电感耦合等离子体质谱仪(LA-MC-ICP-MS)测试。实验过程中激光剥蚀时间为26 s,激光束斑大小为50 μm ,实验分析过程和校正参见文献(侯可军等,2009)。标准样品采用锆石国际标样GJ-1。¹⁷⁶Lu 衰变常数采用 1.867×10^{-11} a 计算(吴福元等,2007)。球粒陨石的¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 和¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 的比值分别采用0.0332和0.282 772(Blichert and Albarede, 1997),亏损地幔

的¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 和¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf 的比值分别为0.0384和0.282 772(Blichert et al., 1997),平均地壳¹⁷⁶Lu/¹⁷⁷Hf 值为0.0093(Vervoort and Blichert, 1999)。

4 分析结果

4.1 全岩地球化学特征

石英斑岩具有富 $w(\text{SiO}_2)$ (72.83%~75.01%),高 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ (12.55%~13.42%),高钾钠($w(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})=8.22\%\sim 9.21\%$),贫 $w(\text{MgO})$ (0.12%~0.26%)、贫 $w(\text{CaO})$ (0.46%~1.43%)和贫 $w(\text{TiO}_2)$ (0.13%~0.17%)的特征(表1)。样品中 $w(\text{K}_2\text{O})$ (4.76%~6.15%)明显高于 $w(\text{Na}_2\text{O})$ (2.66%~3.61%)。铝饱和度(A/CNK)介于0.93~1.14,A/NK在1.11~1.23。

稀土元素分配模式图(图4a)中,配分曲线总体呈海鸥型。稀土元素总量介于 $236.46 \times 10^{-6} \sim 323.74 \times 10^{-6}$ 之间,平均 283.28×10^{-6} ;轻稀土元素相对富集,重稀土元素相对亏损,LREE/HREE值介于6.92~9.72之间;Eu 负异常明显($\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.10 \sim 0.15$)。微量元素蛛网图中石英斑岩原始地幔标准化分布模式具右倾趋势, $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值为6.45~11.6,平均9.45,具有大离子亲石元素(如Rb、Th、U元素)相对富集,高场强元素(如Nb、P、Ti元素)相对亏损的特征(表2,图4b)。

4.2 锆石微量元素组成

边家大院石英斑岩样品锆石微量元素分析结果见表3,稀土元素配分模式图见图5。锆石的稀土元

表 1 边家大院石英斑岩主量元素(w(B)/%)组成

Table 1 Composition major elements(w(B)/%) of Bianjiadayuan quartz porphyry

组分	BJ-1-1	BJ-1-2	BJ-1-3	BJ-1-4	BJ-1-5	BJ-1-6	BJ-1-7	BJ-1-8
SiO ₂	72.85	72.83	73.06	74.43	74.35	74.06	73.83	75.01
TiO ₂	0.16	0.17	0.14	0.14	0.13	0.15	0.13	0.14
Al ₂ O ₃	12.55	13.11	13.01	12.89	13.34	13.42	13.40	13.34
FeOT	2.20	2.18	1.45	0.92	1.09	0.63	1.02	0.56
MnO	0.03	0.02	0.03	0.02	0.05	0.02	0.05	0.02
MgO	0.26	0.20	0.19	0.17	0.21	0.16	0.24	0.13
CaO	1.43	0.92	1.01	0.86	0.48	0.75	0.63	0.46
Na ₂ O	3.46	3.55	3.27	3.61	2.67	3.38	2.66	3.42
K ₂ O	4.76	5.12	5.85	5.15	5.97	5.83	6.15	5.67
P ₂ O ₅	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02
LOI	1.98	1.61	1.80	1.67	1.55	1.48	1.72	1.17
总和	99.71	99.74	99.84	99.89	99.86	99.90	99.85	99.94
Mg [#]	0.17	0.14	0.19	0.25	0.26	0.32	0.30	0.29
K ₂ O+Na ₂ O	8.22	8.67	9.12	8.76	8.64	9.21	8.81	9.09
K ₂ O/Na ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
A/CNK	0.93	1.00	0.96	0.98	1.14	1.01	1.10	1.06
A/NK	1.16	1.15	1.11	1.12	1.23	1.13	1.21	1.13
FeOT/(FeOT+MgO)	0.89	0.92	0.89	0.84	0.84	0.79	0.81	0.82
K ₂ O+Na ₂ O-CaO	6.79	7.75	8.11	7.90	8.17	8.46	8.18	8.63

注:比值单位为 1。

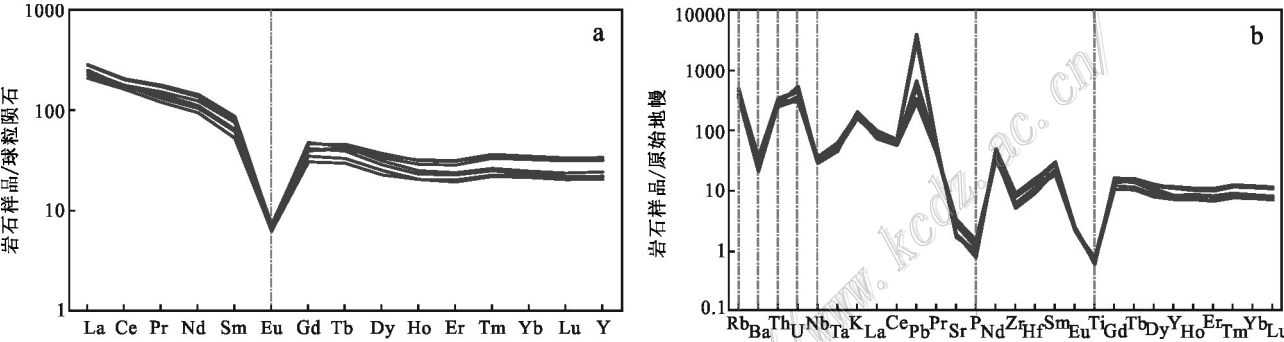


图 4 边家大院石英斑岩球粒陨石标准化稀土元素配分图(a)和原始地幔标准化微量元素蜘蛛网图(b)(标准化值据 Sun et al., 1989)

Fig. 4 Chondrite-normalized REE patterns diagram (a) and primitive mantle-normalized spider diagram from the Bianjiadayuan quartz porphyry (b) (the normalization parameters are after Sun et al., 1989)

素总量介于 $2520 \times 10^{-6} \sim 8101 \times 10^{-6}$, 其 $w(\text{LREE})$ 和 $w(\text{HREE})$ 分别为 $65.07 \times 10^{-6} \sim 562.44 \times 10^{-6}$ 和 $2455 \times 10^{-6} \sim 7800 \times 10^{-6}$ 。在稀土元素球粒陨石标准化图解(图 5)中, 锆石亏损 LREE 而富集 HREE, 轻、重稀土元素比值变化较大 ($\text{LREE}/\text{HREE} = 0.02 \sim 0.15$), 具有不同程度的 Ce 正异常 ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1.41 \sim 72.93$) 和 Eu 负异常 ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.01 \sim 0.09$)。

4.3 锆石 Hf 同位素组成

Hf 同位素分析结果见表 4。石英斑岩 $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$

比值范围为 $0.000\ 84 \sim 0.002\ 81$, 表明这些锆石在形成以后, 仅具有较少放射成因 Hf 积累, 因而可以用初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值来代表锆石形成时的 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值(吴福元等, 2007)。石英斑岩 $f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$ 的平均值为 -0.95 , 明显小于铁镁质地壳和硅铝质地壳的 $f_{\text{Lu}/\text{Hf}}$ (分别为 -0.34 和 -0.72 , Ameilin et al., 1999; Vervoort et al., 1996), 因此, 其二阶段模式年龄更能反映其源区物质从亏损地幔抽取的时间。石英斑岩初始 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ 比值范围为 $0.282\ 67 \sim 0.282\ 85$, 平均值

表 2 边家大院石英斑岩微量元素($w(B)/10^{-6}$)和稀土元素($w(B)/10^{-6}$)组成Table 2 Composition of trace elements($w(B)/10^{-6}$) and rare earth elements($w(B)/10^{-6}$) of Bianjiadayuan quartz porphyry

组分	BJ-1-1	BJ-1-2	BJ-1-3	BJ-1-4	BJ-1-5	BJ-1-6	BJ-1-7	BJ-1-8
La	53.80	59.80	54.20	49.80	67.80	67.00	65.60	58.10
Ce	108.00	106.00	106.00	99.80	127.00	124.00	122.00	109.00
Pr	12.50	13.80	13.00	11.50	17.00	16.40	15.90	14.60
Nd	49.20	52.30	49.90	44.40	67.60	64.00	62.50	58.40
Sm	9.90	9.97	9.48	8.12	13.40	12.30	12.20	11.70
Eu	0.37	0.37	0.37	0.37	0.41	0.42	0.41	0.41
Gd	8.24	8.19	7.24	6.34	9.89	9.56	9.17	8.64
Tb	1.61	1.55	1.25	1.12	1.63	1.73	1.52	1.48
Dy	9.06	8.65	6.48	5.84	8.04	9.53	7.57	7.35
Ho	1.83	1.66	1.17	1.17	1.43	1.80	1.37	1.32
Er	5.28	4.75	3.37	3.23	3.99	5.18	3.78	3.80
Tm	0.94	0.85	0.58	0.56	0.68	0.91	0.62	0.64
Yb	5.98	5.54	3.88	3.68	4.26	5.86	4.05	3.98
Lu	0.86	0.80	0.53	0.52	0.61	0.82	0.57	0.57
Eu/Eu*	0.12	0.12	0.13	0.15	0.10	0.12	0.11	0.12
Ce/Ce*	0.98	0.87	0.95	0.98	0.89	0.89	0.90	0.89
La _N /Yb _N	6.45	7.74	10.02	9.71	11.42	8.20	11.62	10.47
La _N /Sm _N	3.51	3.87	3.69	3.96	3.27	3.52	3.47	3.21
Sm _N /Yb _N	1.84	2.00	2.71	2.45	3.50	2.33	3.35	3.27
Dy _N /Yb _N	1.01	1.05	1.12	1.06	1.26	1.09	1.25	1.24
ΣREE	267.57	274.24	257.45	236.46	323.74	319.51	307.26	279.99
LREE	233.77	242.24	232.95	213.99	293.21	284.12	278.61	252.21
HREE	33.79	32.00	24.51	22.47	30.53	35.39	28.65	27.78
LREE/HREE	6.92	7.57	9.51	9.52	9.61	8.03	9.72	9.08
Sr/Y	1.33	1.16	1.64	1.77	0.93	0.77	1.11	1.19
Hf	3.02	3.53	2.84	3.52	4.79	4.16	4.60	5.01
Pb	41.70	44.70	24.00	20.60	279.00	35.10	205.00	46.90
Ta	1.99	2.25	1.84	2.30	2.22	1.97	2.17	2.56
Th	22.20	21.90	20.80	21.40	28.90	23.00	26.90	28.80
U	6.90	6.83	6.69	7.70	9.61	11.30	9.08	6.04
Sc	2.21	2.30	1.78	1.92	1.99	2.12	1.93	1.93
V	5.09	4.70	5.13	5.42	2.81	3.22	2.98	2.31
Cr	1.83	2.21	1.85	2.00	1.66	1.63	1.37	1.43
Co	1.12	1.09	0.529	0.43	0.99	0.77	0.75	0.43
Ni	0.88	0.802	0.809	0.66	0.73	1.28	0.52	0.51
Ga	20.50	21.90	19.20	21.00	22.60	21.40	22.00	22.20
Rb	216.00	235.00	314.00	251.00	288.00	241.00	284.00	249.00
Sr	71.30	58	57	57.80	35.90	39.30	40.50	41.00
Ba	146.00	159	218	201.00	251.00	219.00	254.00	236.00
Y	53.70	50.00	35.00	32.60	38.60	51.10	36.50	34.50
Zr	59.20	70	58	70.50	101.00	88.60	97.80	102.00
Nb	20.90	22.70	20.30	22.40	23.80	21.60	23.10	26.00
Cs	6.17	6.32	8.15	6.79	8.90	7.11	8.91	7.27

注:比值单位为1。

表3 边家大院石英斑岩锆石微量元素($w(B)/10^{-6}$)组成

Table 3 Composition of trace elements($w(B)/10^{-6}$) of zircon from Bianjiadayuan quartz porphyry

组分	BJ-1-1	BJ-1-2	BJ-1-3	BJ-1-4	BJ-1-5	BJ-1-6	BJ-1-7	BJ-1-8	BJ-1-9	BJ-1-10	BJ-1-11	BJ-1-12	BJ-1-13	BJ-1-14	BJ-1-15
La	0.2	18.5	0	43.9	1.0	5.5	0	0	0.1	0.1	62.3	0.4	18.4	0	0
Ce	42	109	36	172	59	107	48	43	78	39	250	54	102	57	74
Pr	0.3	8.6	0.5	16.5	1.0	3.1	0.2	0.7	0.4	0.4	30.1	0.5	7.2	0.4	0.5
Nd	6	71	11	88	18	24	5	14	10	6	162	10	44	8	9
Sm	16	87	31	39	39	30	15	33	22	19	57	25	24	16	22
Eu	0.6	6.4	0.9	1.1	0.8	0.3	0.3	0.5	0.4	0.8	0.8	0.6	0.5	0.6	0.6
Gd	81	390	169	144	229	157	92	184	135	112	151	149	109	105	135
Tb	29	119	56	44	80	53	31	63	47	37	46	52	38	37	46
Dy	336	1294	622	501	953	638	367	736	560	450	524	619	435	437	536
Ho	131	441	231	184	360	236	143	273	210	170	196	235	169	170	204
Er	556	1761	949	756	1494	981	610	1131	896	734	835	994	728	720	873
Tm	115	346	187	150	298	201	126	224	182	147	168	200	144	146	173
Yb	1013	2906	1593	1315	2533	1732	1098	1867	1570	1292	1458	1693	1260	1274	1507
Lu	195	544	295	246	473	323	206	339	294	244	271	315	232	239	282
Y	3581	11785	6177	4953	9685	6418	3847	7337	5735	4698	5389	6432	4589	4580	5569
Ti	10	10	9	13	8	13	12	10	9	5	10	8	10	10	14
Zr	477015	471150	475456	476314	469451	472355	476728	474408	473726	476613	472062	472274	475081	474113	474329
Hf	27311	21404	25665	24478	27695	29170	27143	24676	28411	26364	29967	29894	28250	29726	26566
Th	528	1293	522	1204	1205	853	551	789	740	436	1154	749	710	851	1241
U	1057	1887	976	1731	2335	1822	1151	1460	1537	932	2478	1466	1366	1495	2124
Eu/Eu*	0	0.1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ce/Ce*	34.5	2.1	22.2	1.6	12.9	6.2	72.9	18.6	52.6	30.6	1.4	26.0	2.2	39.5	45.1
ΣREE	2520	8101	4181	3702	6538	4491	2741	4909	4005	3252	4212	4349	3311	3211	3862
LREE	65.1	300.8	78.9	361.0	118.8	169.4	67.9	90.9	110.0	65.7	562.4	90.9	196.7	82.4	105.7
HREE	2455	7801	4103	3341	6419	4321	2674	4818	3895	3187	3649	4258	3114	3129	3756
LREE/HREE	0	0	0	0.1	0	0	0	0	0	0	0.2	0	0.1	0	0
Th/U	0.5	0.7	0.5	0.7	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	0.6

注:比值单位为1。

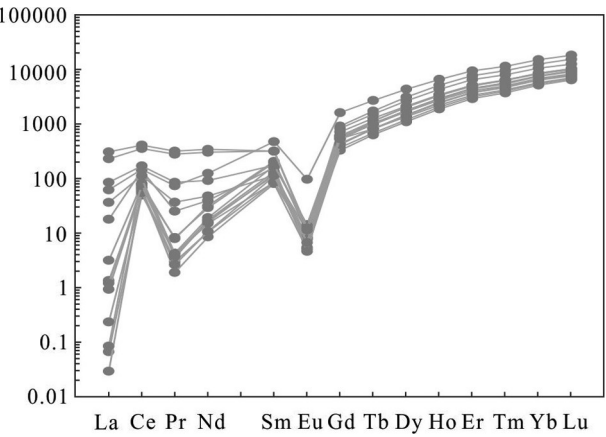


图5 边家大院石英斑岩锆石球粒陨石标准化稀土元素配分模式曲线(标准化值据Sun et al.,1989)

Fig. 5 Chondrite-normalized REE diagram for zircons from the Bianjiadayuan quartz porphyry (chondrite normalization values are from Sun et al.,1989)

为0.2873, $\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值为-0.86~5.99($t=(136.9\pm0.8)\text{Ma}$), 平均值为1.51,二阶段模式年龄 $T_{\text{DM}2}=809\sim1240\text{Ma}$ 。

5 讨论

5.1 岩浆演化

在A/NK-A/CNK分类图解(图6a)中,样品落于准铝质-弱过铝质区域,在 $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$ 和 $\text{Th}-\text{SiO}_2$ 图解(图6b,c)中,投点均落于高钾钙碱性-钾玄岩系列区域范围,显示高钾钙碱性特征;在稀土元素球粒陨石标准化图解(图4a)中,其配分曲线总体呈海鸥型,具有轻稀土元素富集、重稀土元素亏损的特征,且具有明显的Eu负异常;在微量元素蛛网图(图4b)中,石英斑岩原始地幔标准化分布模式具右倾趋势,富集K、Rb、Th、U等大离子亲石元素,亏损Ba、Sr、P、Ti等元素,且 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ 值为6.45~11.6,平均9.45。以上主量元素、微量元素、稀土元素特征显示,石英斑岩在成岩过程中经历了分异结晶过程。

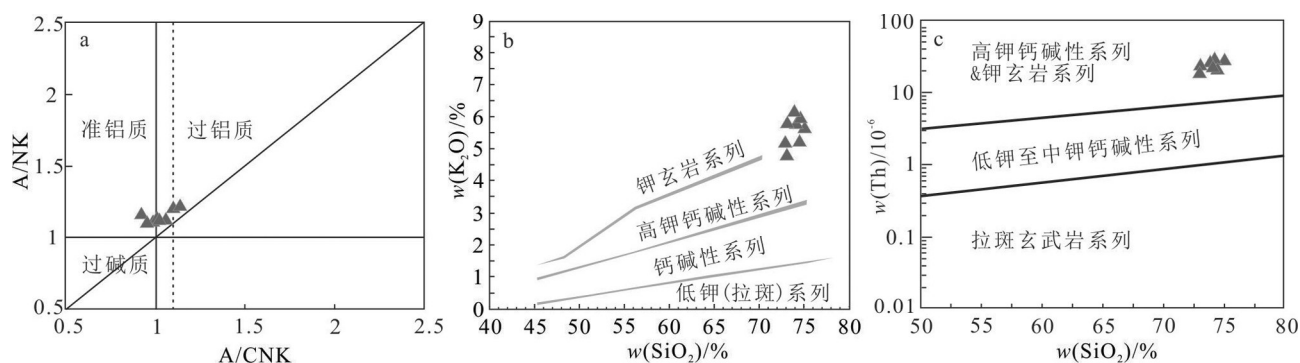
Zr/Hf和Nb/Ta等“双胞胎元素”的比值在岩浆分异过程中会显著变小(Green, 1995; 吴福元等, 2007),常用于指示岩浆分异演化程度(吴福元等,

表 4 边家大院石英斑岩锆石 Hf 同位素组成

Table 4 Zircon Lu-Hf isotopic compositions of the Bianjiadayuan quartz porphyry

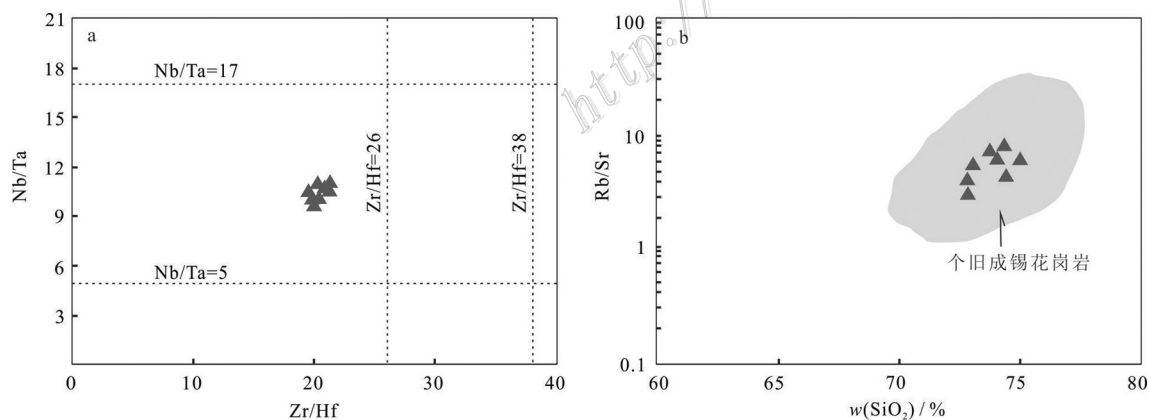
样品编号	年龄 /Ma	$^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$	2SE	$(^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf})_i$	$f_{\text{Lu/Hf}}$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Hf}}(t)$	2SE	T_{DM1} /Ma	T_{DM2} /Ma
BJ-1-01	139	0.040603	0.000309	0.001342	0.000018	0.282701	0.000050	0.282697	-0.96	-2.53	0.40	1.78	789	1164
BJ-1-02	142	0.028788	0.000203	0.001023	0.000009	0.282742	0.000046	0.282739	-0.97	-1.07	1.95	1.62	724	1068
BJ-1-03	140	0.090699	0.003501	0.002812	0.000108	0.282862	0.000056	0.282855	-0.92	3.18	5.99	2.00	581	809
BJ-1-04	139	0.072102	0.004383	0.002310	0.000123	0.282803	0.000047	0.282797	-0.93	1.09	3.93	1.67	660	940
BJ-1-05	140	0.036333	0.000373	0.001237	0.000017	0.282690	0.000048	0.282687	-0.96	-2.90	0.06	1.69	802	1187
BJ-1-06	140	0.100474	0.009069	0.002806	0.000221	0.282746	0.000047	0.282739	-0.92	-0.91	1.90	1.67	754	1069
BJ-1-07	134	0.031437	0.000151	0.001072	0.000008	0.282672	0.000047	0.282669	-0.97	-3.53	-0.69	1.68	824	1229
BJ-1-08	135	0.027944	0.000348	0.000925	0.000007	0.282715	0.000057	0.282713	-0.97	-2.00	0.87	2.02	760	1131
BJ-1-09	133	0.025385	0.000203	0.000840	0.000001	0.282667	0.000053	0.282665	-0.97	-3.71	-0.86	1.87	826	1240

注:比值单位为1。

图 6 A/NK-A/CNK 判别图解 (a, 底图据 Frost et al., 2001)、 $w(\text{K}_2\text{O})$ - $w(\text{SiO}_2)$ 图解 (b, 底图据 Peccerillo et al., 1976) 和 $w(\text{Th})$ - $w(\text{SiO}_2)$ 图解 (c, 底图据 Hastie et al., 2007)Fig. 6 TAS granitoids classification diagrams (a, after Frost et al., 2001), $w(\text{K}_2\text{O})$ - $w(\text{SiO}_2)$ diagram (b, after Peccerillo et al., 1976) and $w(\text{Th})$ - $w(\text{SiO}_2)$ diagram (c, base map after Hastie et al., 2007)

2017)。在 Nb/Ta-Zr/Hf 图解 (图 7a) 中, 石英斑岩样品均落在高分异花岗岩区, 指示其经历了高度分异结晶演化。同时, 石英斑岩具有较高的 Rb/Sr 比值,

在 Rb/Sr- $w(\text{SiO}_2)$ 图解 (图 7b) 中, 样品点落于个旧成锡花岗岩统计区, 显示其具有与个旧岩成锡花岗岩类似的分异程度 (解世熊, 2021)。

图 7 Nb/Ta-Zr/Hf 判别图解 (a, 根据吴福元等, 2017 修改) 和 Rb/Sr- $w(\text{SiO}_2)$ 判别图解 (b, 根据解世熊, 2021 修改)Fig. 7 Nb/Ta-Zr/Hf discrimination diagrams (a, modified after Wu et al., 2017) and Rb/Sr- $w(\text{SiO}_2)$ discrimination diagrams (b, modified after Xie, 2021)

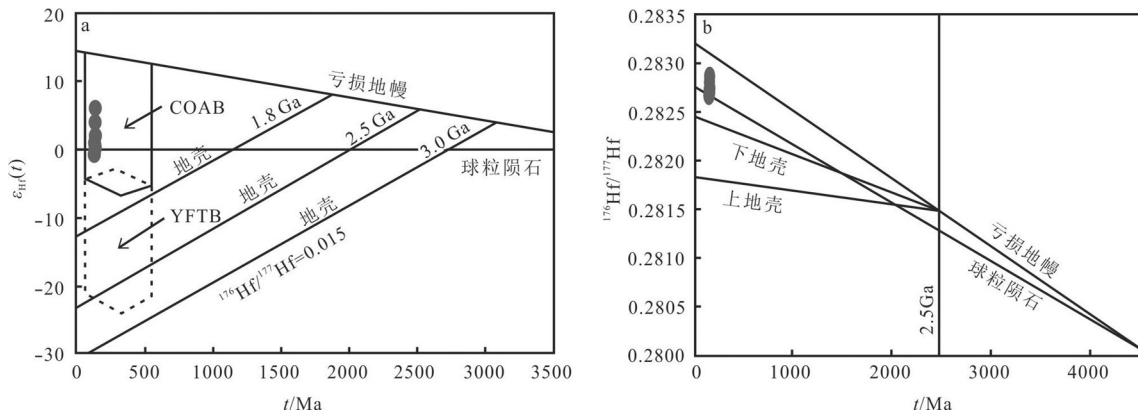


图8 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -结晶年龄图解(a)和 $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ -结晶年龄图解(b)

Fig. 8 Diagram of $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ vs. crystallization age (a) and $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ vs. crystallization age (b)

5.2 岩浆来源

边家大院石英斑岩锆石 Hf 同位素以正 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ 值 ($-0.86 \sim 5.99$) 和相对年轻的模型年龄 ($T_{\text{DM2}} = 809 \sim 1240$ Ma) 为特征。在 $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$ -年龄图 (图 8) 中, 样品落入中亚中央造山带火成岩区域 (Xiao et al., 2004; Chen et al., 2009)。近年来对大兴安岭南段一系列早白垩世成矿侵入岩的 Hf 同位素研究表明, 与大兴安岭南段锡-银多金属矿床相关的花岗质侵入岩具有类似的 Hf 同位素组成 (姚磊等, 2017; Mi et al., 2020; Chen et al., 2021; Ji et al., 2023), 前人研究一致认为这些花岗岩是新元古代—中元古代年轻下地壳部分熔融的产物 (吴福元, 2007)。

5.3 岩浆氧逸度和结晶温度

基于锆石中变价元素 Ce 和 Eu 在锆石和熔体间分配系数与氧逸度的关系, 可有效计算岩浆氧逸度 (Ballard et al., 2002; Shen et al., 2015; 郑伟等, 2018)。相较于 Ce^{3+} , Ce^{4+} 的离子半径与 Zr^{4+} 的离子半径更相近, 更易替换 Zr^{4+} 进入锆石。同时 Ce^{3+} 和 Ce^{4+} 对岩浆的氧化还原状态具有很高的敏感度且其分异能力强, 因此常通过 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 比值判断岩浆氧逸度 (Ballard et al., 2002)。Eu 元素在岩浆中地球行为与 Ce 元素具有紧密相关性, 实验表明, Eu 异常与 Ce 异常通常呈正相关关系, 因而也常通过 δEu 来指示熔体的氧逸度 (Burnham et al., 2014)。基于 Ce 在锆石和全岩中的含量, 应用 Geo- $f\text{O}_2$ 软件 (Li et al., 2019) 可计算获得锆石 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 比值, 计算结果显示石英斑岩 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 比值为 $4.6 \sim 32.3$, 平均值为 14.9。基于 Ce 在锆石和硅酸盐熔体中的分配行为, 可计算岩浆绝对氧逸度 (Smythe et al., 2016), 计算结果显

示, 石英斑岩 $\log(f(\text{O}_2))$ 平均值为 -14.5 , $\Delta\text{FMQ} = -0.15$ 。在锆石稀土元素蛛网图 (图 5) 中, 样品表现出明显的 Eu 负异常。岩浆氧逸度-结晶温度图解 (图 9) 中, 边家大院石英斑岩样品大部分投点于 FMQ 氧逸度缓冲线以下。以上结果指示边家大院石英斑岩源于氧逸度较低的还原性岩浆。

锆石中 Zr 分配行为对温度极度敏感, 可以用来计算岩浆初始结晶温度 (Miller et al., 2003)。基于 Ti 在锆石中与 Si 的类质同象, 可计算获得锆石 Ti 温度 (Ferry et al., 2007)。计算结果显示, 石英斑岩 $T(\text{Zr})$ 温度为 754°C , $T(\text{Ti})$ 温度为 $728 \sim 826^\circ\text{C}$, 平均温度为 790°C 。已有研究显示, 大部分高温条件下形成的花岗岩 ($> 750^\circ\text{C}$), 其锆石 $T(\text{Ti})$ 温度落在湿花岗岩固

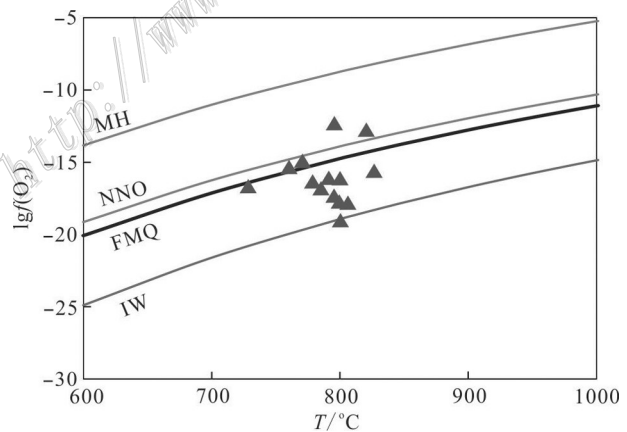


图9 $\lg(f(\text{O}_2))$ - T 图解 (氧逸度缓冲对曲线根据 Eugster et al., 1962 绘制)

Fig. 9 $\lg(f(\text{O}_2))$ - T diagram (The oxygen fugacity buffer data are after Eugster et al., 1962)

相线以上(Harrison et al., 2007)。据此可以判断石英斑岩来源于缺水条件下发生的部分熔融。锆石微量元素特征也可以指示岩浆是否富水(Lu et al., 2015), 锆石 $10000 \times (\text{Eu}/\text{Eu}^*)/\text{Y}$ 和 $(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$ 比值是指示岩浆含水量的重要指标。边家大院石英斑岩 $10000 \times (\text{Eu}/\text{Eu}^*)/\text{Y}$ 比值为 $0.23 \sim 1.12$ (平均值 0.24), $(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$ 比值为 $0.00013 \sim 0.00337$ (平均值 0.00076), 为贫水岩浆岩(图10a)。在 $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)-(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$ 图解(图10b)中大部分点也位于贫水岩浆区域。以上结果指示边家大院石英斑岩为贫水岩浆岩。

5.4 岩浆成矿潜力评价

边家大院锡多金属矿床勘探发现石英斑岩岩体内同时发育有锡矿体和铜钼矿体。锆石微量元素特征, 特别是 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 、 $\text{Ce}_\text{N}/\text{Ce}_\text{N}^*$ 、 Ce/Nd 和 $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}^*$ 比值是判断岩浆成矿属性, 评价斑岩体成矿潜力的有

力指针(Shu et al., 2019)。在 Ce/Ce^* 以及 $(\text{Ce}/\text{Nd})_\text{N}$ 与 Eu/Eu^* 关系图解(图11a、b)中, 石英斑岩主要投点在成锡侵入岩范围内。同时根据锆石微量元素比值与矿床规模关系统计研究结果(Shu et al., 2019), 相关指标 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 、 $\text{Ce}_\text{N}/\text{Ce}_\text{N}^*$ 、 Ce/Nd 和 $\text{Eu}_\text{N}/\text{Eu}_\text{N}^*$ 均指示石英斑岩成铜钼矿潜力 $\leq 0.3 \text{ Mt}$, 指示其铜-钼成矿潜力有限。

如前所述, 边家大院石英斑岩形成于还原性岩浆。由于 Sn^{2+} 在花岗岩岩浆中较 Sn^{4+} 表现出更为不相容的特征(Lehmann, 1989), 在还原性花岗岩岩浆中更容易在残余熔体中富集形成锡矿床, 因此边家大院石英斑岩低氧逸度特征指示其具有较好的成锡矿潜力。但低氧逸度会导致 Cu^{2+} 与 S^{2-} 形成沉淀, 不利于铜在后期熔体中富集。同时, 上述研究表明石英斑岩为贫水岩浆岩。缺水条件下发生部分熔融常

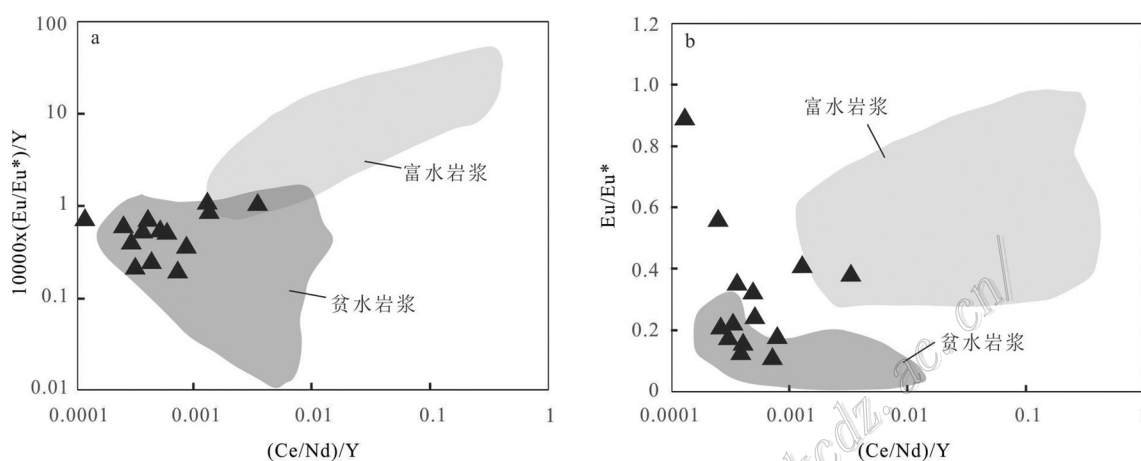


图10 锆石 $10000 \times (\text{Eu}/\text{Eu}^*)/\text{Y}-(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$ 图解(a)和锆石 $\text{Eu}/\text{Eu}^*-(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$ 图解(b)(根据 Lu et al., 2015; 解世雄, 2021 修改)

Fig. 10 Plot of $10000 \times (\text{Eu}/\text{Eu}^*)/\text{Y}-(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$ for zircons (a) and plot of $\text{Eu}/\text{Eu}^*-(\text{Ce}/\text{Nd})/\text{Y}$ for zircons (b) (modified after Lu et al., 2015; Xie, 2021)

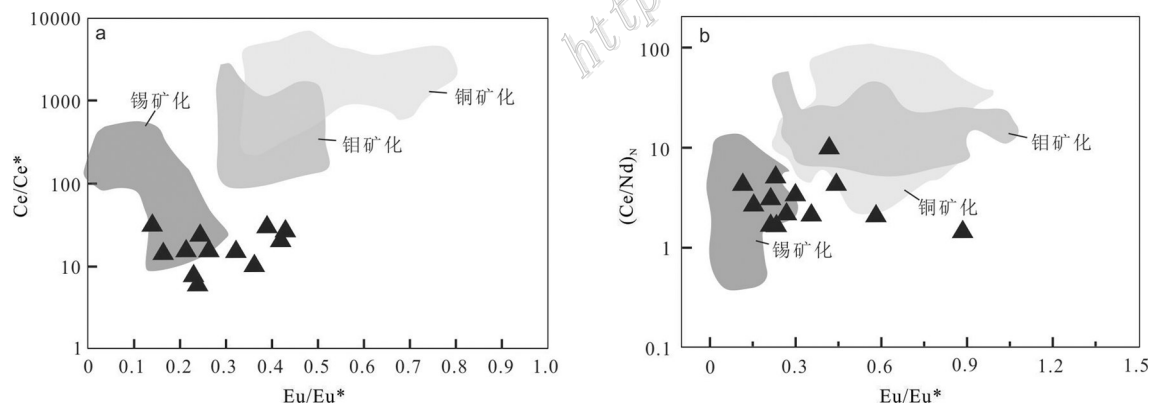


图11 锆石 $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)-(\text{Eu}/\text{Eu}^*)$ 图解(a)和锆石 $(\text{Ce}/\text{Nd})_\text{N}-(\text{Eu}/\text{Eu}^*)$ 图解(b)(据 Sun et al., 2023 修改)

Fig. 11 Plot of $(\text{Ce}/\text{Ce}^*)-(\text{Eu}/\text{Eu}^*)$ for zircons (a) and plot of $(\text{Ce}/\text{Nd})_\text{N}-(\text{Eu}/\text{Eu}^*)$ for zircons (b) (modified after Sun et al., 2023)

会导致熔融温度较高,高温条件有利于黑云母脱水主导部分熔融过程,进而有利于熔体中锡的富集。同时岩浆水含量低,可以延迟岩浆达到水饱和和流体出溶过程,也有利于锡在残余熔体中富集(袁顺达等,2020)。因此,边家大院石英斑岩具有良好的锡成矿潜力,而成铜铅矿潜力有限。

6 结 论

本次研究基于内蒙古边家大院锡多金属矿床成矿岩体岩石地球化学、锆石 Hf 同位和微量地球化学特征,获得以下结论:

(1) 边家大院石英斑岩为新元古代年轻地壳部分熔融形成,且经历了高分异结晶演化。

(2) 边家大院石英斑岩源于还原性、贫水岩浆。

(3) 边家大院石英斑岩有利于锡金属富集成矿,但成铜铅矿潜力小。

References

- Amelin Y, Lee D C, Halliday A N and Pidgeon R T. 1999. Nature of the earth's earliest crust from hafnium isotopes in single detrital zircons[J]. *Nature*, 399(6733): 252-255.
- Audétat A. 2019. The metal content of magmatic-hydrothermal fluids and its relationship to mineralization potential[J]. *Economic Geology*, 114: 1033-1056.
- Ballard J R, Palin J M and Campbell I H. 2002. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce (IV)/Ce (III) in zircon: Application to porphyry copper deposits of northern Chile[J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 144: 347-364.
- Ballouard C, Poujol M, Boulvais, P, Branquet, Y, Tartese, R and Vigneresse J L. 2016. Nb-Ta fractionation in peraluminous granites: A marker of the magmatic-hydrothermal transition[J]. *Geology*, 44: 231-234.
- Bao Q Z, Zhang C J, Wu Z L, Wang H, Li W, Su Y Z, Sang J H and Liu Y S. 2006. Carboniferous-Permian marine lithostratigraphy and sequence stratigraphy in Xi Ujimqin Qi, southeastern Inner Mongolia China[J]. *Geological Bulletin of China*, 5: 572-579(in Chinese with English abstract).
- Blichert-Toft J and Albarede F. 1997. The Lu-Hf geochemistry of chondrites and the evolution of the mantle-crust system[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 148: 243-258.
- Burnham A D and Berry A J. 2014. The effect of oxygen fugacity, melt composition, temperature and pressure on the oxidation state of cerium in silicate melts[J]. *Chemical Geology*, 366: 52-60.
- Chen B, Jahn B M and Tian W. 2009. Evolution of the Solonker suture zone: Constraints from zircon U-Pb ages, Hf isotopic ratios and whole-rock Sr-Nd isotope compositions of subduction- and collision-related magmas and forearc sediments[J]. *Journal of Asian Earth Science*, 34: 245-257.
- Chen J, Lu J J, Chen W F, Wang R C, Ma D S, Zhu J C, Zhang W L and Ji J F. 2008. W-Sn-Nb-Ta-bearing granites in the Nanling range and their relationship to metallogenesis[J]. *Geological Journal of China Universities*, 14:15(in Chinese with English abstract).
- Chen G, Wu G, Li T, Liu R, Li R, Li Y and Yang F. 2021. Mineralization of the Daolundaba Cu-Sn-W-Ag deposit in the southern Great Xing'an Range, China: Constraints from geochronology, geochemistry, and Hf isotope[J]. *Ore Geology Reviews*, 133: 104-117.
- Eugster, H P and Wones D R. 1962. Stability relations of the ferruginous biotite[J]. *Petrology*, 3:82-125.
- Ferry J M and Watson E B. 2007. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers[J]. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 154: 429-437.
- Frost B R, Barnes C G and Collins W J. 2001. A Geochemical Classification for Granitic Rocks[J]. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033-2048.
- Green T H. 1995. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system[J]. *Chemical Geology*, 120: 347-359.
- Gu Y C, Chen R Y, Jia B, Song W B, Yu C T and Ju N. 2017. Zircon U-Pb dating and geochemistry of the syenogranite from the Bianjiadayuan Pb-Zn-Ag deposit of Inner Mongolia and its tectonic implications[J]. *Geology in China*, 44(1): 101-117(in Chinese with English abstract).
- Harrison T M, Waston E B and Aikman A B. 2007. Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks[J]. *Geology*, 35(7): 635-638.
- Hastie A R, Kerr A C and Pearce J A. 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th-Co' discrimination diagram[J]. *Journal of Petrology*, 48(12): 2341-2357.
- Heinrich C. 1990. The chemistry of hydrothermal tin(-tungsten) ore deposition[J]. *Economic Geology*, 85: 457-481.
- Hou K J, Li Y H and Tian Y R. 2009. In situ U-Pb zircon dating using laser ablation-mullion counting-ICP-MS[J]. *Mineral Deposits*, 28(4): 481-492(in Chinese with English abstract).
- Huang B H. 1993. Carboniferous-Permian flora in Daxing'anling area[M]. Beijing: Geology Press(in Chinese).
- Ji G Y, Jiang S H, Liu Y F and Zhang L S. 2023. Petrogenesis of the Alubaogeshan granite in the Maodeng Mo-Bi-Sn-Cu deposit, southern Great Xing'an Range, NE China: Constraints from apatite, plagioclase, magnetite and ilmenite geochemistry[J]. *Ore Geology Reviews*, 69: 105-355.
- Jiang H Y. 2019. Research on mineralization of the Bianjiadayuan tin polymetallic deposit, Inner Mongolia, China[D]. Supervisor: Zhao Z D and Zhu X Y. Beijing: China University of Geosciences(in Chinese with English abstract).
- Lehmann B and Mahawat C. 1989. Metallogeny of tin in central Thailand: A genetic concept[J]. *Geology*, 17(5): 426-429.

- Lehmann, B. 2021. Formation of tin ore deposits: A reassessment[J]. *Lithos*, 402: 1056-1057.
- Li H, Wu J H, Sun W B and Liu B. 2023. Research process and prospect on Cu-Sn coupled metallogeny[J]. *Acta Geologica Sinica*, 97 (1): 262-279(in Chinese with English abstract).
- Li J Y. 2006. Permian geodynamic setting of northeast China and adjacent regions: Closure of the Paleo-Asian Ocean and subduction of the Paleo Pacific Plate[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 207-224.
- Li W, Cheng Y and Yang Z. 2019. Geo-/O₂: Integrated software for analysis of magmatic oxygen fugacity[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 20(5): 2542-2555.
- Li W G, Li Q F and Jiang W D. 1993. Rock strata in Inner Mongolia Autonomous Region[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press(in Chinese).
- Liu R L, Wu G, Li T G, Chen G Z, Wu L W, Zhang P C, Zhang T, Jiang B and Liu W Y. 2018. LA-ICP-MS cassiterite and zircon U-Pb ages of the Weilasituo tin-polymetallic deposit in the southern Great Xing'an Range and their geological significance[J]. *Earth Science Frontiers*, 25(5): 183-201(in Chinese with English abstract).
- Lu Y J, Loucks R and Fiorentini M. 2015. Fluid flux melting generated post-collisional high-Sr/Y copper-ore-forming water-rich magmas in Tibet[J]. *Geology*, 43: 583-586.
- Mao J W, Song S W, Liu P, Liu M, Zhao P L and Yuan S D. 2023. Current progress and development trend of the research on tin deposits[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 39(5): 1233-1240(in Chinese with English abstract).
- Mao J W, Ouyang H G, Song S W, Santosh M, Yuan S D, Zhou Z H, Zheng W, Liu H, Liu P, Cheng Y and Chen M. 2019. Geology and metallogeny of tungsten and tin deposits in China[J]. SEG Special Publication, 22: 411-482.
- Mi K F, Lü Z C, Yan T J, Yao X F, Ma Y X and Lin C G. 2020. Zircon geochronological and geochemical study of the Baogaigou Tin deposits, southern Great Xing'an Range, Northeast China: Implications for the timing of mineralization and ore genesis[J]. *Geological Journal*, 55(7): 5062-5081.
- Miller C F, McDowell S M and Mapes R W. 2003. Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance[J]. *Geology*, 31: 529-532.
- Ouyang H G, Mao J W, Zhou Z H and Su H M. 2015. Late Mesozoic metallogeny and intracontinental magmatism, Southern Great Xing'an Range, northeastern China[J]. *Gondwana Research*, 27: 1153-1172.
- Peccerillo A and Taylor S R. 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1): 63-81.
- Shao J A, Zhang L Q and Mu B L. 2007. The uplift of Great Xing'an Mountains and its geodynamic background[M]. Beijing: Geology Press(in Chinese).
- Shi G H, Liu D Y, Zhang F Q, Jian P, Miao L C, Shi Y R and Tao H. 2003. SHRIMP U-Pb zircon geochronology and its implications on the Xilin Gol Complex, Inner Mongolia, China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 48(24): 2742-2748.
- Shen P, Hattori K, Pan H, Jackson S and Seitmuratova E. 2015. Oxidation condition and metal fertility of granitic magmas: Zircon trace element data from porphyry Cu deposits in the Central Asian Orogenic Belt[J]. *Economic Geology*, 110: 1861-187.
- Shu Q H, Chang Z, Lai Y, Hu X, Wu H, Zhang Y, Wang P, Zhai D and Zhang C. 2019. Zircon trace elements and magma fertility: Insights from porphyry (-skarn) Mo deposits in NE China[J]. *Mineralium Deposita*, 54: 645-656.
- Sillitoe R H. 2010. Porphyry copper systems[J]. *Economic Geology*, 105: 3-41.
- Smythe D J and Brenan J M. 2015. Cerium oxidation state in silicate melts: Combined f_{O_2} , temperature and compositional effects[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 170: 173-187.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of Oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society*, 42(1): 313-345.
- Sun K K, Deng J, Wang Q F, Chen B, Xu R and Ma Z F. 2023. Formation of Sn-rich granitic magma: A case study of the highly evolved Kafang granite in the Gejiu tin polymetallic ore district, South China[J]. *Mineralium Deposita*, 58(2): 359-378.
- Vervoort J D and Blichert-Toft J. 1999. Evolution of the depleted mantle: Hf isotope evidence from juvenile rocks through time[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: 533-556.
- Vervoort J D, Pachelts P J, Gehrels G E and Nutman A P. 1996. Constraints on Early earth differentiation from hafnium and neodymium isotopes[J]. *Nature*, 379: 624-627.
- Wang F X, Bagas L, Jiang S H and Liu Y F. 2017. Geological, geochemical, and geochronological characteristics of Weilasituo Sn-polymetal deposit, Inner Mongolia, China[J]. *Ore Geology Review*, 80: 1206-1229.
- Wang R C, Xie L, Lu J J, Zhu J C and Chen J. 2017. Diversity of Mesozoic tin-bearing granite in Nanling and adjacent areas: Significant mineral characteristics differences[J]. *Science China: Earth Sciences*, 47(11): 1257-1268(in Chinese).
- Wang X L. 2014. The Study of the metallogenic characteristics and genesis of the Bianjiadayuan Pb-Zn-Ag deposit in Inner Mongolia, China[D]. Supervisor: Liu J J. Beijing: China University of Geosciences(in Chinese with English abstract).
- Wang X L, Liu J J, Zhai D G, Yang Y Q, Wang J P, Zhang Q B and Zhang L A. 2014. U-Pb dating, geochemistry and tectonic implication of Bianjiadayuan quartz porphyry, Inner Mongolia, China[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 2(5): 654-665(in Chinese with English abstract).
- Wilde S A. 2015. Final amalgamation of the Central Asian orogenic belt in NE China: Paleo-Asian Ocean closure versus Paleo-Pacific plate subduction—A review of the evidence[J]. *Tectonophysics*, 662: 345-362.
- Wilde S A and Zhou J B. 2015. The Late Paleozoic to Mesozoic evolution of the eastern margin of the Central Asian orogenic belt in

- China[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 113: 909-921.
- Wu F Y, Li X H, Yang J H and Zheng Y F. 2007. Discussions on the petrogenesis of granites[J]. Acta Petrologica Sinica, 23(6): 1217-1238(in Chinese with English abstract).
- Wu F Y, Liu X C, Ji W Q, Wang J M and Yang L. 2017. Highly fractionated granites: Recognition and research[J]. Science China Earth Sciences, 47(7): 1201-1219(in Chinese with English abstract).
- Xiao W J, Zhang L C, Qin K Z, Sun S and Li J L. 2004. Paleozoic accretionary and collisional tectonics of the eastern Tianshan (China): Implications for the continental growth of Central Asia[J]. American Journal of Science, 304: 370-395.
- Xie S X. 2021. The characteristics of magmatism and giant Sn-Cu enrichment analysis of the Gejiu ore field, Yunnan[D]. Supervisor: Liang H Y. A dissertation submitted to University of Chinese Academy of Sciences.
- Yao L, Lu Z C, Ye T Z, Pang Z S, Jia H X, Zhang Z H, Wu Y F and Li R H. 2017. Zircon U-b age, geochemical and Nd-Hf isotopic characteristics of quartz porphyry in the Baiyinchagan Sn polymetallic deposit, Inner Mongolia, southern Great Xing'an Range, China[J]. Acta Petrologica Sinica, 33(10): 3183-3199(in Chinese with English abstract).
- Yuan S D, Zhao P L and Liu M. 2020. Some problems involving in petrogenesis and metallogenesis of granite-related tin deposits[J]. Mineral deposits, 39(4): 607-618(in Chinese with English abstract).
- Zeng Q D, Liu J M, Li B Y and Guo L J. 2015. Types, characteristics and prospecting potential of tin polymetallic mineralization in the South-Central member of Daxing'anling[J]. Acta Mineralogica Sinica, 35(Supp.): 96-97(in Chinese).
- Zhai D, Liu J, Zhang A and Sun Y. 2017. U-Pb, Re-Os, and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of porphyry $\text{Sn}\pm\text{Cu}\pm\text{Mo}$ and polymetallic (Ag-Pb-Zn-Cu) vein mineralization at Bianjiadayuan, Inner Mongolia, northeast China: Implications for discrete mineralization events[J]. Economic Geology, 112(8): 2041-2059.
- Zheng W, Mao J W, Ouyang Z X, Zhao C S, Yu X F, Zhao H J, Liu D H and Wu X D. 2018. Geochronology of Potomian Cu polymetallic deposit in Yangchun basin, zircon trace element and geological implications[J]. Acta Petrologica Sinica, 34(9): 2671-2686(in Chinese with English abstract).
- Zhou Z H, Mao J W and Lyckberg P. 2012. Geochronology and isotopic geochemistry of the A-type granites from the Huanggang Sn-Fe deposit, southern Great Hinggan Range, NE China: Implication for their origin and tectonic setting[J]. Journal of Asian Earth Science, 49: 272-286.
- 层序地层[J]. 地质通报, 25(5): 572-579.
- 陈骏, 陆建军, 陈卫锋, 王汝成, 马东升, 朱金初, 张文兰, 季峻峰. 2008. 南岭地区钨锡铌钽花岗岩及其成矿作用[J]. 高校地质学报, 14(4): 15.
- 顾玉超, 陈仁义, 贾斌, 宋万兵, 余昌涛, 鞠楠. 2017. 内蒙古边家大院铅锌银矿床深部正长花岗岩年代学与形成环境研究[J]. 中国地质, 44(1): 101-117.
- 侯可军, 李延河, 田有荣. 2009. LA-MC-ICP-MS 锆石微区原位 U-Pb 定年技术[J]. 矿床地质, 28(4): 481-492.
- 黄本宏. 1993. 大兴安岭地区石炭、二叠系植物群[M]. 北京: 地质出版社. 1-273.
- 蒋昊原. 2019. 内蒙古边家大院锡多金属矿床成矿作用研究(硕士论文)[D]. 导师: 赵志丹, 祝新友. 北京: 中国地质大学(北京). 57 页.
- 李欢, 吴经华, 孙文博, 刘飏. 2023. 铜锡复合成矿研究进展与展望[J]. 地质学报, 97(1): 262-279.
- 李文国, 李庆姜, 姜万德. 1993. 内蒙古自治区岩石地层[M]. 武汉: 中国地质大学出版社. 1-559.
- 刘瑞麟, 武广, 李铁刚, 陈公正, 武利文, 章培春, 张彤, 江彪, 刘文元. 2018. 大兴安岭南段维拉斯托锡多金属矿床 LA-ICP-MS 锡石和锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 地学前缘, 25(5): 183-201.
- 毛景文, 宋世伟, 刘鹏, 刘敏, 赵盼捞, 袁顺达. 2023. 锡矿床研究现状及发展趋势[J]. 岩石学报, 39(5): 1233-1240.
- 邵济安, 张履桥, 牟保奎. 2007. 大兴安岭的隆起与地球动力学背景[M]. 北京: 地质出版社. 1-311.
- 王汝成, 谢磊, 陆建军, 朱金初, 陈骏. 2017. 南岭及邻区中生代含锡花岗岩的多样性: 显著的矿物特征差异[J]. 中国科学: 地球科学, 47(11): 1257-1268.
- 王喜龙, 刘家军, 翟德高, 杨永强, 王建平, 张琪彬, 张安立. 2014. 内蒙古边家大院矿区石英斑岩 U-Pb 年代学、岩石地球化学特征及其地质意义[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2(5): 654-665.
- 王喜龙. 2014. 内蒙古边家大院铅锌银矿床成矿特征与矿床成因(硕士论文)[D]. 导师: 刘家军. 北京: 中国地质大学(北京). 25 页.
- 吴福元, 李献华, 杨进辉, 郑永飞. 2007. 花岗岩成因研究的若干问题[J]. 岩石学报, 23(6): 1217-1238.
- 吴福元, 刘小驰, 纪伟强, 王佳敏, 杨雷. 2017. 高分异花岗岩的识别与研究[J]. 中国科学: 地球科学, 47(7): 745-765.
- 解世雄. 2021. 云南个旧矿田岩浆作用特征与锡铜超大规模富集分析(博士论文)[D]. 导师: 梁华英. 广州: 中国科学院大学(中国科学院广州地球化学研究所). 34 页.
- 姚磊, 吕志成, 叶天竺, 庞振山, 贾宏翔, 张志辉, 吴云峰, 李睿华. 2017. 大兴安岭南段内蒙古白音查干 Sn 多金属矿床石英斑岩的锆石 U-Pb 年龄、地球化学和 Nd-Hf 同位素特征及地质意义[J]. 岩石学报, 33(10): 3183-3199.
- 袁顺达, 赵盼捞, 刘敏. 2020. 与花岗岩有关锡矿成岩成矿作用研究若干问题讨论[J]. 矿床地质, 39(4): 607-618.
- 曾庆栋, 刘建明, 李泊洋, 郭灵俊. 2015. 大兴安岭中南段锡多金属矿化类型、特征及找矿潜力[J]. 矿物学报, 35(S1): 96-97.
- 郑伟, 毛景文, 欧阳志侠, 赵财胜, 于晓飞, 赵海杰, 吴晓东. 2018. 阳春盆地坡头面铜多金属矿床成岩成矿年代学、锆石微量元素及地质意义[J]. 岩石学报, 34(9): 2671-2686.

附中文参考文献

鲍庆中, 张长捷, 吴之理, 王宏, 李伟, 苏养正, 桑家和, 刘永生. 2006. 内蒙古东南部西乌珠穆沁旗地区石炭纪—二叠纪岩石地层和