

准苏吉花斑岩型钼铜矿床岩体特征及成矿机制研究

刘聪 郭虎 赖勇[†]

造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京大学地球与空间科学学院, 北京 100871;

[†] 通信作者, E-mail: yonglai@pku.edu.cn

摘要 通过对辉钼矿的Re-Os及锆石U-Pb同位素年代学研究, 得到辉钼矿的Re-Os等时线年龄为 297.2 ± 4.3 Ma, 赋矿花岗斑岩的锆石U-Pb年龄为 301.1 ± 4.0 Ma, 确定准苏吉花斑岩型钼铜(Mo-Cu)矿床的成岩成矿时代为晚石炭世至早二叠世。准苏吉花矿区不含矿花岗闪长岩的锆石U-Pb年龄为 301.2 ± 2.2 Ma, 与花岗斑岩成岩时代一致。发育角闪石和黑云母的矿物学特征以及高Rb, Th和Ba, 低P和Ti的岩石地球化学特征表明, 花岗斑岩和花岗闪长岩同属于I型花岗岩。较低的Re含量、Mg#值、Nb/Ta值和Zr/Hf值以及低 I_{Sr} 值和正 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值的全岩Sr-Nd同位素特征表明, 准苏吉花花岗岩的源区为新生下地壳的部分熔融, 岩浆演化过程中, 花岗斑岩和花岗闪长岩均经历较强烈的分离结晶作用, 有利于Mo进一步在残余熔体中富集。通过锆石的 Ce^{4+}/Ce^{3+} 值计算获得岩浆结晶分异时的氧逸度, 发现花岗斑岩岩浆的氧逸度相对较高(ΔFMQ 平均值为+4.8), 花岗闪长岩岩浆氧逸度相对较低(ΔFMQ 平均值为+2.2), 表明高氧逸度的岩浆更有利于Mo和Cu富集成矿。

关键词 斑岩型钼铜矿床; 锆石U-Pb年代学; 辉钼矿Re-Os定年; I型花岗岩; 氧逸度; 准苏吉花

Study on Granitoid Intrusions Characteristics and Metallogenetic Mechanism of Zhunsujihua Porphyry Mo-Cu Deposit

LIU Cong, GUO Hu, LAI Yong[†]

Key Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution (MOE), School of Earth and Space Sciences, Peking University, Beijing 100871;

[†] Corresponding author, E-mail: yonglai@pku.edu.cn

Abstract A precise Re-Os isochron age of 297.2 ± 4.3 Ma for the molybdenite and a zircon U-Pb age of 301.1 ± 4.0 Ma for the ore-bearing granite porphyry determined that the age of diagenesis and mineralization of Zhunsujihua porphyry Mo-Cu Deposit is from Late Carboniferous to Early Permian. The barren granodiorite in this mining area yielded a zircon U-Pb age of 301.2 ± 2.2 Ma, which is consistent with that of granite porphyry. Amphibole and biotite in granitic rocks and their geochemical characteristics of high Rb, Th, Ba, and low P, Ti suggest that granite porphyry and granodiorite belong to I-type granites. Relatively low Re, Mg#, Nb/Ta, Zr/Hf values, coupled with whole-rock Sr-Nd isotopes (low I_{Sr} and positive $\varepsilon_{Nd}(t)$) signify that they are mainly originated from a juvenile lower crust source derived from depleted mantle. It can be recognized from the whole-rock major and trace element data that significant fractional crystallization occurs during magmatic evolution, which is beneficial to further enrichment of Mo in the melt. Using the Ce^{4+}/Ce^{3+} ratio in zircons to calculate the oxygen fugacity of magma during fractionation, it is found that the oxygen fugacity of granite porphyry is relatively high (average ΔFMQ is +4.8), and that of the granodiorite is relatively low (average ΔFMQ is +2.2), indicating that magma with high oxygen fugacity is more conducive to mineralization.

Key words porphyry Mo-Cu deposit; zircon U-Pb dating; molybdenite Re-Os dating; I-type granite; oxygen fugacity; Zhunsujihua

准苏吉花斑岩型钼铜(Mo-Cu)矿床位于内蒙古苏尼特左旗西北部,属于中蒙边境巨型成矿带的组成部分^[1-2]。该带是我国北方重要的多金属成矿带,晚古生代受古太平洋板块俯冲影响,发育一系列斑岩型矿床,如欧玉陶勒盖 Cu-Au 矿床、查干苏布尔加 Cu-Mo 矿床以及准苏吉花 Mo-Cu 矿床等^[3-5]。中生代以来,受蒙古-鄂霍茨克洋闭合及太平洋板块向欧亚大陆俯冲的影响,岩浆活动强烈,发育大量高硅、高钾的钙碱性 I 型花岗岩,形成一系列斑岩型钼矿、铜矿、矽卡岩型铅锌矿以及热液脉型银矿等多种矿床^[6-11]。矿区在大地构造上位于兴蒙造山带乌里雅苏台活动大陆北缘,除准苏吉花钼铜矿床外,该构造区域近年来还陆续发现乌兰德勒、达莱敖包、乌花敖包和宝格达乌拉等多个燕山期钼矿床(点),有着巨大的资源前景^[3,11]。作为我国东北地区古亚洲洋成矿体系中的典型矿床,准苏吉花矿床与区域内大多数形成于环太平洋构造体系的斑岩型铜钼矿有明显的区别。对该矿床进行详细的岩石学和成矿机制研究,有助于认识中亚造山带不同构造背景下斑岩型矿床成矿机制的异同,并对探讨和解释我国东北地区多钼少铜的现象具有重要意义。

目前,准苏吉花矿床已探明的 Mo 总矿石量为 1961.17 万吨,平均品位为 0.138%; Cu 总矿石量为 67.58 万吨,平均品位为 0.793%^[4,12-13]。前人对矿区地质、年代学和同位素地球化学特征进行初步研究,获得与成矿相关岩体的形成年龄(花岗斑岩锆石 U-Pb 年龄: 298.3 ± 3.1 Ma^[2]; 花岗闪长岩锆石 U-Pb 年龄: 299.7 ± 1.9 Ma^[1], 300.0 ± 2.0 Ma^[12])和成矿年龄(辉钼矿 Re-Os 等时线年龄: 298.3 ± 3.6 Ma^[2])。但

是,有关与成矿相关花岗岩的成因以及花岗岩与钼铜矿成因联系的研究相对薄弱^[1,12-14],在一定程度上制约了对该矿床及区域成矿规律的认识。

本文在前人工作的基础上,通过对花岗斑岩和花岗闪长岩的年代学、岩石地球化学、同位素地球化学及岩浆氧逸度等特征的分析,进一步论证矿区岩体的形成时代及辉钼矿的成矿时代、花岗岩岩浆源区、岩浆演化及岩浆氧逸度对成矿的指示意义。

1 地质背景和样品测试方法

准苏吉花斑岩型 Mo-Cu 矿床位于内蒙古自治区东部苏尼特左旗境内,所处构造部位属于中亚造山带东段西伯利亚板块南缘俯冲增生带。该构造带古生代到中生代经历明显的碰撞造山、碰撞后伸展作用及构造转换过程^[4]。矿区出露的地层主要有古生界奥陶系巴彦呼舒组变质碎屑岩,石炭-二叠系宝力高庙组变质碎屑岩以及第四系沉积层。区域内海西期、印支期和燕山期均有岩浆活动,海西期主要发育花岗闪长岩、花岗斑岩和一些闪长岩脉,印支期和燕山期主要发育花岗质岩体^[2],燕山期花岗岩体侵入接触海西期花岗闪长岩。研究区内断裂构造主体呈北东向展布,控制地层及岩浆岩的分布,并发育次一级北西向断裂构造^[5](图 1)。

准苏吉花矿区出露的岩浆岩主要有花岗斑岩、花岗闪长岩及少量闪长玢岩脉(图 2(a)~(c))。花岗斑岩体呈舌状侵入石炭-二叠系宝力高庙组碎屑岩,具斑状或似斑状结构,块状构造,斑晶以石英和长石为主,含量为 10%~15%,粒径为 1~3 mm,基质主要为石英、斜长石、钾长石、角闪石和云母类矿

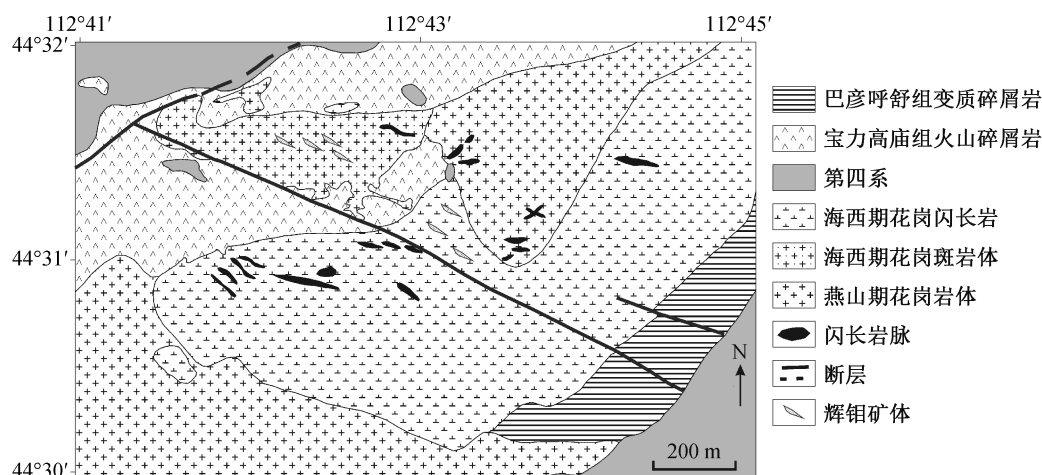
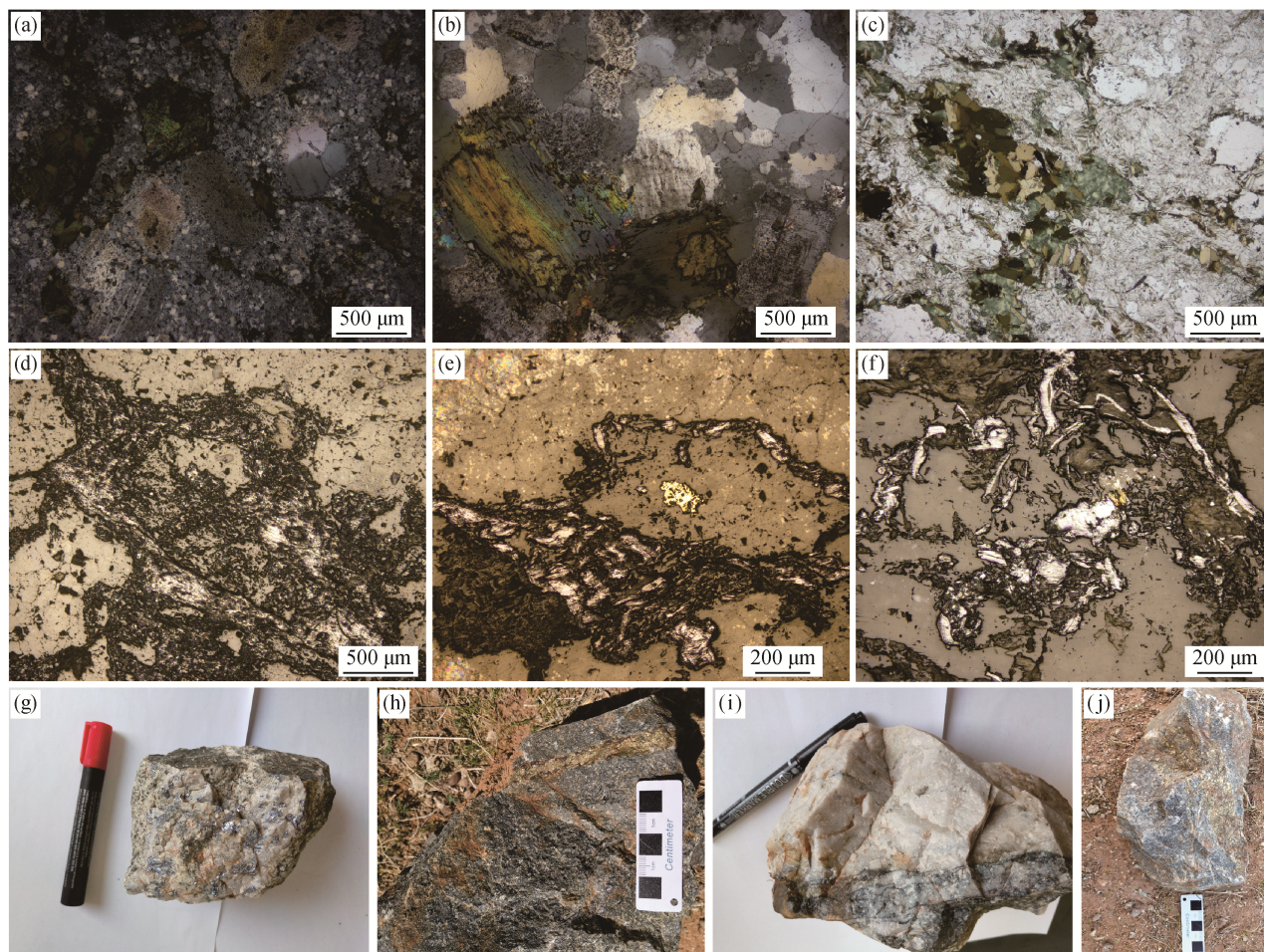


图 1 准苏吉花矿区地质简图(据文献[2]修改)

Fig. 1 Simplified geological map of Zhunaujihua Mo-Cu deposit (modified from Ref. [2])



(a) 花岗斑岩; (b) 花岗闪长岩; (c) 闪长岩脉; (d) 辉钼矿; (e) 与黄铜矿伴生的辉钼矿; (f) 与辉钼矿伴生的黄铜矿和黄铁矿;
(g) 团块状辉钼矿; (h) 硫化物脉; (i) 石英脉中辉钼矿脉; (j) 硫化物脉与辉钼矿伴生

图2 准苏吉花钼铜矿床岩石手标本、显微照片及矿化特征

Fig. 2 Hand specimens and photomicrographs of rocks from Zhunsujihua Mo-Cu deposit and mineralization features

物。花岗闪长岩具有典型的花岗结构,块状构造,主要矿物组合为石英、斜长石、角闪石、黑云母和钾长石等。矿体主要赋存在花岗斑岩或花岗斑岩与围岩的接触带(图1)。矿区东西长约2 km,南北宽约1 km,矿体呈北西向展布。共有273条矿体,其中含145条工业矿体和128条低品位矿体。

矿体呈网脉状、浸染状和团簇状等,主要矿石矿物有黄铜矿、辉钼矿、磁铁矿、斑铜矿、铜蓝和闪锌矿等,脉石矿物有石英、黄铁矿、斜长石、钾长石、黑云母、绢云母、绿帘石、绿泥石、石膏和方解石等。辉钼矿为半自形晶片状,呈不等粒状、弯曲状、树枝状、放射状或菱片状集合体(图2(d)~(j)),黄铜矿和黄铁矿以半自形-它形粒状分布在石英脉中。矿体围岩蚀变由内向外可划分为钾化带、硅化带、绢英岩化带和青磐岩化带。矿化作用可以

划分为4个阶段:1)钾化阶段,无矿化,以出现大量钾长石或黑云母为特征;2)硅化阶段,为辉钼矿沉淀的主要阶段;3)石英绢云母化阶段,主要形成黄铜矿、黄铁矿和闪锌矿等;4)碳酸盐阶段,主要形成无矿石英脉和方解石脉等。

将矿区花岗斑岩(ZK-1, ZK-2和ZK-3)和花岗闪长岩(PG-1, PG-2和PG-3)样品破碎至粒径约为100 μm ,先用重液和磁法分选,然后在双目显微镜下人工挑选锆石。锆石阴极发光图像(CL)、U-Pb同位素及微量元素分析均在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成,质谱系统为美国Agilent公司生产的7500 ce/cs型四级杆电感耦合等离子体质谱仪(ICP-MS),激光束斑直径为32 μm ,剥蚀时间控制在40秒。用Andersen^[15]的方法进行普通铅扣除,使用Isoplot/Ex 3.0版本软件计算谐和年龄并

绘制谐和图。全岩主量和微量元素分析在澳实矿物实验室(广州)完成。主量元素分析采用X荧光光谱仪(XRF)(PANalytical PW2424, 荷兰), FeO分析采用容量滴定法, 烧失量分析采用重量法, 检出精度均为0.01%。微量和稀土元素分析采用等离子质谱法(ICP-MS)(Agilent 7900, 美国), 检出精度均 $\leq 0.5 \mu\text{g/g}$ 。辉钼矿样品的Re-Os同位素分析在中国地质科学院国家地质实验测试中心铼-钨同位素年代学实验室完成, 采用美国TJA公司的TJA X-series ICP-MS测定同位素比值。对含Os的HBr溶液反复蒸馏纯化(两次常量蒸馏和一次微量蒸馏), 将蒸馏残液倒入150 mL的Teflon烧杯中, 用ICP-MS测定Os同位素比值。Re的测定采取丙酮萃取分离和阴离子交换纯化两步措施, 最后经强酸型阳离子交换树脂除掉钠盐后, 流出液用于ICP-MS测试。

2 样品分析结果

2.1 锆石 U-Pb 年龄和辉钼矿 Re-Os 等时线年龄

大部分锆石为自形晶, 具有明显的震荡环带, 具典型岩浆锆石特征^[16]。花岗斑岩中锆石获得14个测点的数据, Th/U值的变化范围在0.31~1.1之间, 平均值为0.58(表1), 14组数据的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $301.1 \pm 4.0 \text{ Ma}$ (图3)。花岗闪长岩中锆石获得18个测点的数据, Th/U值的变化范围在0.34~0.72之间, 平均值为0.47(表1), 18组数据的 $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 加权平均年龄为 $301.2 \pm 2.2 \text{ Ma}$ (图3), 成岩时代与花岗斑岩相近。

表2显示, 5件辉钼矿样品的 ^{187}Re 含量在6140~17581 ng/g之间, ^{187}Os 含量在30.95~87.66 ng/g之间, 初始Os含量接近零, 可以判定辉钼矿中的Os均为放射性成因。拟合的Re-Os同位素等时线年龄为 $297.2 \pm 4.3 \text{ Ma}$, Os模式年龄加权平均值为 $300.3 \pm 1.9 \text{ Ma}$ (图4), 两个年龄值接近, 表明准苏吉花斑岩型矿床成矿时代为晚石炭世至早二叠世。岩体的锆石U-Pb年龄与辉钼矿Re-Os年龄接近, 成岩时代与成矿时代一致。

2.2 锆石微量元素和稀土元素组成特征

花岗斑岩中锆石的 ΣREE 值为928~2067 $\mu\text{g/g}$, 平均1505 $\mu\text{g/g}$, 花岗闪长岩中锆石的 ΣREE 值为486~1499 $\mu\text{g/g}$, 平均854 $\mu\text{g/g}$, 花岗斑岩中锆石的稀土总量明显高于花岗闪长岩(表3)。稀土球粒陨石标准化曲线均呈现轻稀土亏损、重稀土富集的左

倾形态(图5)。花岗斑岩中锆石 δEu 值为0.24~0.41, 平均0.29, 花岗闪长岩中锆石的 δEu 值为0.21~0.45, 平均0.34, 二者均存在明显的Eu负异常, 花岗斑岩的Eu负异常程度比花岗闪长岩更高。

2.3 岩体主量和微量元素组成特征

从表4看出, 矿区花岗闪长岩和花岗斑岩均具有高硅(SiO_2 含量分别为69.26%~71.39%和70.27%~70.38%)、高铝(Al_2O_3 含量分别为14.36%~15.51%和15.18%~15.49%)、富碱($\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}$ 的含量分别为7.33%~7.76%和7.17%~7.40%)、贫钙(CaO 含量分别为1.74%~2.03%和2.08%~2.13%)、低镁铁(MgO 含量分别为0.72%~0.87%和0.74%~0.79%, FeO^T 含量分别为2.12%~2.52%和2.11%~2.17%)的特点。花岗闪长岩位于高钾钙碱性系列区域(图6(a)), 铝饱和指数(A/CNK)在1.09~1.19之间, 落在过铝质区域(图6(b)), 属于过铝质高钾钙碱性系列岩石; 花岗斑岩位于钙碱性系列区域(图6(a)), A/CNK在1.08~1.09之间, 也落在过铝质区域(图6(b)), 属于弱过铝质钙碱性系列岩石。

从表4看出, 花岗斑岩的全岩 ΣREE 值为97~106 $\mu\text{g/g}$, 平均102 $\mu\text{g/g}$, 轻稀土相对富集, 重稀土亏损, 稀土球粒陨石标准化曲线呈现右倾形态(图7(a)); LREE/HREE值为8.3~8.7, 平均8.5; $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值为9.53~9.69, 平均9.61; δEu 值为0.69~0.74, 平均0.72, 显示较强的Eu的负异常。花岗闪长岩的全岩 ΣREE 值为83~145 $\mu\text{g/g}$, 平均111 $\mu\text{g/g}$, 轻稀土相对富集, 重稀土亏损, 稀土球粒陨石标准化曲线呈右倾形态(图7(a)); LREE/HREE值为5.2~7.2, 平均6.0; $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 值为4.40~6.39, 平均5.31; δEu 值为0.49~0.77, 平均0.67, 显示较强的Eu的负异常。花岗闪长岩与花岗斑岩的稀土分布总体上相近, 但花岗斑岩稀土总量的平均值低, 重稀土含量偏低, 轻重稀土分馏更明显。

样品原始地幔标准化的微量元素蛛网图(图7(b))显示, 花岗闪长岩与花岗斑岩具有相似的分布形态, 二者均表现出Th, U, La, Ce, Zr, Hf和Sr等元素的正异常以及Ba, Ta, Nb, P和Ti的负异常, 差别在于花岗斑岩的Y, Yb和Lu的含量明显偏低。

3 讨论

3.1 矿区花岗岩类型

准苏吉花矿区花岗斑岩和花岗闪长岩具过铝质特征, 既有S型花岗岩的特点, 又有I型花岗岩富钠

表 1 准苏吉花矿区花岗斑岩(ZK)及花岗闪长岩(PG) U-Pb 定年分析结果
Table 1 U-Pb isotopic compositions of zircons for granite porphyry (ZK) and granodiorite (PG) from Zhunsujihua deposit

测点	Th/U	同位素比值				年龄/Ma			
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb ±1σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U ±1σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U ±1σ	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th ±1σ
ZK-1	0.47	0.05467±0.00109	0.35619±0.00667	0.04727±0.00048	0.01486±0.00039	399±24	309±5	298±3	298±8
ZK-2	0.73	0.05419±0.00104	0.36224±0.00651	0.04850±0.00049	0.01509±0.00034	379±23	314±5	305±3	303±7
ZK-3	0.50	0.05443±0.00102	0.35760±0.00627	0.04768±0.00048	0.01512±0.00037	389±22	310±5	300±3	303±7
ZK-4	0.31	0.05268±0.00090	0.34106±0.00545	0.04698±0.00046	0.01468±0.00037	315±19	298±4	296±3	295±7
ZK-5	0.48	0.05620±0.00090	0.36158±0.00539	0.04668±0.00045	0.01482±0.00031	460±17	313±4	294±3	297±6
ZK-6	1.10	0.05312±0.00127	0.35703±0.00809	0.04877±0.00053	0.01518±0.00036	334±32	310±6	307±3	305±7
ZK-7	0.51	0.05265±0.00115	0.35914±0.00743	0.04950±0.00052	0.01547±0.00043	314±28	312±6	311±3	310±9
ZK-8	0.45	0.05418±0.00094	0.34743±0.00563	0.04653±0.00045	0.01474±0.00034	379±20	303±4	293±3	296±7
ZK-9	0.63	0.05342±0.00100	0.34644±0.00609	0.04706±0.00047	0.01394±0.00032	347±22	302±5	296±3	280±6
ZK-10	0.48	0.05193±0.00220	0.34231±0.01409	0.04781±0.00049	0.01502±0.00014	282±100	299±11	301±3	301±3
ZK-11	0.64	0.05610±0.00205	0.37475±0.01323	0.04847±0.00064	0.01700±0.00064	456±55	323±10	305±4	341±13
ZK-12	0.44	0.05342±0.00180	0.35962±0.01165	0.04884±0.00061	0.01682±0.00069	347±51	312±9	307±4	337±14
ZK-13	0.83	0.05412±0.00111	0.35192±0.00679	0.04718±0.00049	0.01424±0.00033	376±25	306±5	297±3	286±7
ZK-14	0.50	0.05332±0.00103	0.36225±0.00661	0.04929±0.00050	0.01541±0.00039	342±23	314±5	310±3	309±8
PG-1	0.36	0.05252±0.00159	0.35026±0.01019	0.04838±0.00059	0.01573±0.00067	308±44	305±8	305±4	315±13
PG-2	0.48	0.05555±0.00162	0.35831±0.01005	0.04679±0.00058	0.01461±0.00058	434±40	311±8	295±4	293±12
PG-3	0.60	0.05284±0.00147	0.34699±0.00927	0.04764±0.00057	0.01481±0.00053	322±39	302±7	300±4	297±11
PG-4	0.41	0.05323±0.00122	0.34924±0.00764	0.04759±0.00053	0.01402±0.00048	339±30	304±6	300±3	281±10
PG-5	0.69	0.05443±0.00141	0.35559±0.00882	0.04739±0.00056	0.01413±0.00048	389±35	309±7	298±3	284±10
PG-6	0.43	0.05267±0.00129	0.35645±0.00836	0.04909±0.00056	0.01589±0.00056	315±33	310±6	309±3	319±11
PG-7	0.72	0.05236±0.00131	0.34205±0.00822	0.04738±0.00055	0.01427±0.00046	301±34	299±6	298±3	286±9
PG-8	0.35	0.05191±0.00167	0.33832±0.01050	0.04728±0.00060	0.01427±0.00067	281±48	296±8	298±4	286±13
PG-9	0.49	0.05141±0.00148	0.33475±0.00931	0.04723±0.00058	0.01474±0.00057	259±41	293±7	297±4	296±11
PG-10	0.37	0.05134±0.00156	0.33638±0.00984	0.04753±0.00059	0.01472±0.00065	256±44	294±7	299±4	295±13
PG-11	0.35	0.05227±0.00144	0.34403±0.00910	0.04774±0.00057	0.01579±0.00064	297±39	300±7	301±4	317±13
PG-12	0.51	0.05336±0.00137	0.36201±0.00891	0.04921±0.00058	0.01557±0.00056	344±35	314±7	310±4	312±11
PG-13	0.63	0.05355±0.00138	0.35792±0.00889	0.04848±0.00057	0.01478±0.00052	352±35	311±7	305±4	297±10
PG-14	0.37	0.04985±0.00145	0.33004±0.00930	0.04803±0.00059	0.01505±0.00063	188±43	290±7	302±4	302±13
PG-15	0.34	0.05203±0.00162	0.34874±0.01052	0.04862±0.00062	0.01481±0.00070	287±46	304±8	306±4	297±14
PG-16	0.54	0.05222±0.00132	0.34036±0.00827	0.04728±0.00056	0.01428±0.00051	295±34	297±6	298±3	287±10
PG-17	0.46	0.05088±0.00184	0.34028±0.01195	0.04851±0.00065	0.01416±0.00068	235±56	297±9	305±4	284±14
PG-18	0.41	0.05473±0.00156	0.36569±0.01008	0.04847±0.00060	0.01595±0.00066	401±40	316±7	305±4	320±13

的特征, 较低的FeO^T/MgO值(花岗斑岩为2.74~3.10, 花岗闪长岩为2.90~3.11)和FeO^T/(MgO+ FeO^T)值(花岗斑岩为0.73~0.74, 花岗闪长岩为0.74~0.76)明显不同于A型花岗岩^[20], 显示高分异花岗岩类的特征。在Whalen等^[20]的花岗岩判别图解(图8(a))中, 准苏吉花矿区花岗斑岩和花岗闪长岩均落在I+S型区域, 排除A型花岗岩的可能性。至于究竟是I型还是S型, 需根据矿物学和地球化学特征进行进一

步的分析判别。

角闪石、堇青石和碱性暗色矿物可以作为判别花岗岩类型的重要矿物学标志^[21]。准苏吉花花岗斑岩和花岗闪长岩均含角闪石和黑云母这两种I型花岗岩中常见的矿物, 但没有发现堇青石和白云母等S型花岗岩特有的富铝矿物, 在矿物学特征上, 这些岩石表现出I型花岗岩的特征。

作为一种不相容元素, 随着岩浆演化程度的增

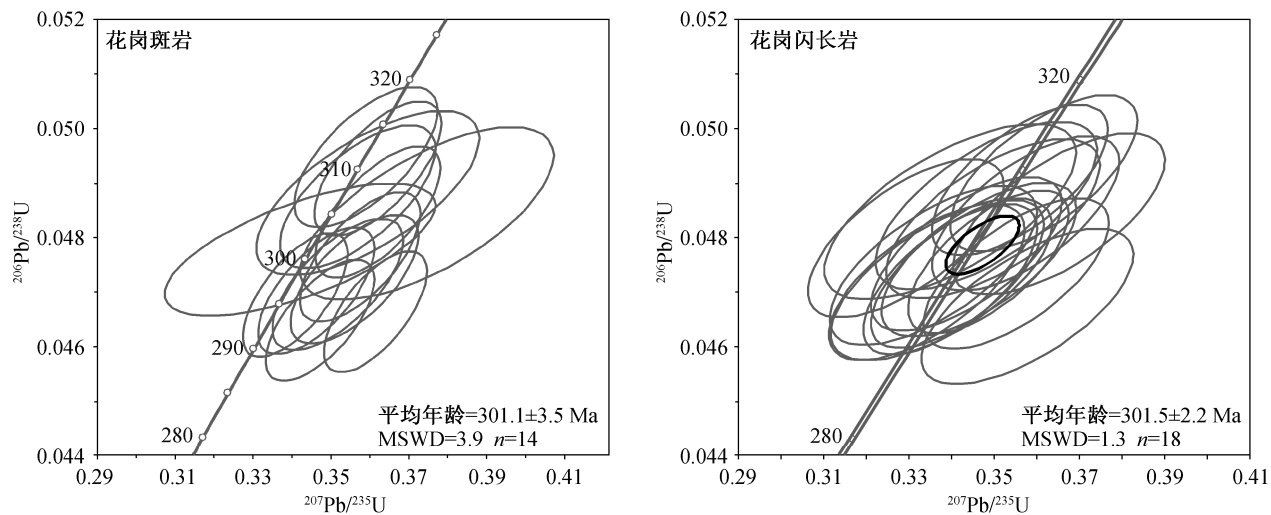


图 3 准苏吉花花岗质岩体锆石 U-Pb 年龄谐和图
 Fig. 3 Zircon U-Pb concordia diagrams of Zhunsujihua granitic intrusions

表 2 准苏吉花矿区辉钼矿 Re-Os 同位素分析结果
 Table 2 Re-Os isotopic analytical results of molybdenite from Zhunsujihua deposit

样品编号	含量/(ng·g ⁻¹)				模式年龄/Ma
	Re	普通 Os	¹⁸⁷ Re	¹⁸⁷ Os	
ZS-A	18671±135	0.0027±0.0121	11735±85	59.04±0.33	301.2±4.1
ZS-B	9712±61	0.0338±3.1823	6104±38	30.95±0.48	303.6±5.9
ZS-C	13478±92	0.0016±0.0207	8471±58	42.43±0.25	299.9±4.0
ZS-D	27971±188	0.1249±0.0212	17581±118	87.66±0.51	298.5±4.0
ZS-E	18450±139	0.0016±0.0216	11596±87	58.15±0.34	300.2±4.1

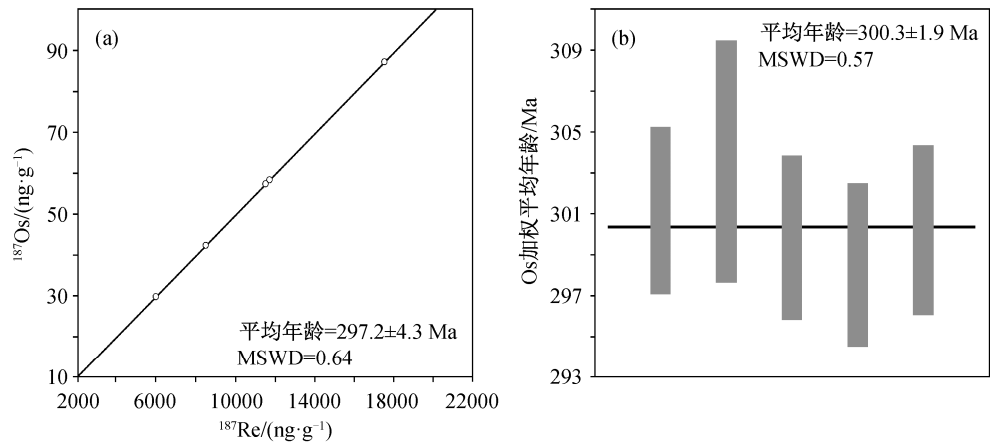


图 4 准苏吉花矿区辉钼矿 Re-Os 等时线(a)和加权平均年龄(b)
 Fig. 4 Re-Os isochron plot (a) and weighted mean age (b) for molybdenite from Zhunsujihua deposit

加, Rb在岩浆中逐渐富集。准苏吉花岗岩体的微量元素组成(表4)显示, 随着Rb含量的增加, P含量逐渐降低, Th和Ba含量则呈现上升趋势, 呈现I型花岗

岩的地球化学特征^[23], 并且, 其低Zr和Y的特征也与I型花岗岩相符。Rb/Nb值在岩浆作用过程中不受岩浆分异和部分熔融的影响, 因此用来反映源区

表 3 准苏吉花矿区花岗斑岩(ZK)和花岗闪长岩(PG)锆石微量元素分析结果($\mu\text{g/g}$)
Table 3 Trace element data of zircons from granite porphyry and granodiorite in Zhunsujihua deposit ($\mu\text{g/g}$)

测点	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy
ZK-1	0.91	70.59	1.49	9.98	8.62	1.56	35.73	13.48	162.30
ZK-2	2.33	26.68	1.05	5.84	4.24	0.72	21.22	8.35	105.20
ZK-3	0.43	32.60	0.21	2.17	4.99	1.48	36.14	13.73	170.42
ZK-4	6.58	88.75	4.14	22.50	13.28	1.99	44.02	17.49	220.37
ZK-5	5.82	45.23	2.45	13.72	6.84	0.97	28.79	11.87	153.80
ZK-6	0.04	34.78	0.10	1.20	3.32	0.83	25.26	10.18	132.90
ZK-7	0.03	21.20	0.06	1.04	3.40	0.86	22.63	8.92	112.89
ZK-8	0.44	31.24	0.46	3.23	5.01	1.16	33.56	14.94	202.59
ZK-9	0.04	30.14	0.13	2.51	8.30	2.94	57.69	21.70	251.93
ZK-10	0.47	21.85	0.28	2.30	3.49	0.99	22.02	8.88	113.31
ZK-11	0.10	26.03	0.08	1.43	4.42	0.99	35.73	15.45	204.38
ZK-12	0.16	30.52	0.16	3.22	8.96	2.61	60.63	22.62	271.29
ZK-13	0.51	32.13	0.24	2.08	3.89	0.90	25.83	10.83	139.75
ZK-14	2.21	75.21	2.09	12.37	10.03	1.93	45.12	18.30	233.45
PG-1	0.14	9.68	0.10	0.99	1.60	0.40	9.10	3.68	48.93
PG-2	0.04	10.00	0.12	0.89	1.75	0.53	9.87	4.03	52.03
PG-3	0.70	18.10	0.32	2.20	4.20	1.29	25.98	9.83	127.62
PG-4	1.95	24.79	1.01	5.54	4.22	0.90	16.90	6.98	87.39
PG-5	0.08	8.60	0.08	0.76	1.43	0.46	8.55	3.32	43.19
PG-6	0.16	38.95	0.26	4.26	8.13	2.02	38.61	14.27	174.20
PG-7	0.03	13.92	0.10	1.71	3.48	1.03	20.97	7.86	98.48
PG-8	0.05	10.37	0.06	0.80	2.53	0.66	14.53	5.83	80.27
PG-9	0.28	17.00	0.36	2.91	3.61	0.88	17.17	6.67	84.65
PG-10	0.06	16.72	0.10	1.42	3.11	0.85	16.86	6.43	79.65
PG-11	0.03	16.96	0.06	0.95	2.59	0.65	15.62	6.46	85.03
PG-12	0.04	11.28	0.03	0.77	1.94	0.48	13.33	5.87	79.65
PG-13	0.03	16.88	0.05	0.84	2.26	0.60	13.90	5.51	75.82
PG-14	0.17	13.69	0.50	3.16	3.81	0.87	14.73	5.76	71.01
PG-15	0.04	16.29	0.06	0.89	2.53	0.67	14.92	6.21	86.39
PG-16	0.03	9.45	0.07	1.44	3.17	0.50	16.30	6.27	78.01
PG-17	0.03	14.20	0.03	0.90	1.78	0.68	11.79	4.89	65.54
PG-18	0.03	15.03	0.06	0.89	2.22	0.63	14.10	5.64	74.50
ZK-	62.96	284.89	60.89	578.53	109.90	453.86	727.23	1401.83	0.27
ZK-2	41.79	192.15	41.13	400.73	76.38	223.26	471.26	927.81	0.23
ZK-3	64.96	293.60	60.94	584.11	111.34	435.67	594.33	1377.12	0.34
ZK-4	87.47	407.48	88.13	855.17	162.27	384.69	1002.11	2019.64	0.25
ZK-5	61.96	288.84	62.68	608.98	115.21	401.45	929.55	1407.16	0.21
ZK-6	51.88	237.98	50.97	490.99	93.85	343.33	688.18	1134.28	0.28
ZK-7	44.95	205.47	43.07	415.25	79.08	257.49	415.35	958.85	0.30
ZK-8	83.54	398.96	87.27	854.63	162.77	315.61	1028.81	1879.80	0.27
ZK-9	92.74	395.38	79.02	735.39	134.75	326.40	295.41	1812.65	0.41
ZK-10	46.39	221.10	48.97	489.26	98.00	220.20	434.43	1077.32	0.35
ZK-11	82.44	384.11	83.10	809.88	151.45	451.92	1006.64	1799.59	0.24

续表

测点	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Th ²³²	U ²³⁸	ΣREE	δEu
ZK-12	100.30	431.53	86.40	792.16	145.17	381.83	461.42	1955.73	0.28
ZK-13	56.42	264.25	56.90	556.78	106.55	271.34	543.07	1257.06	0.34
ZK-14	92.98	429.86	91.66	887.30	164.49	487.15	1006.08	2067.00	0.27
PG-1	20.41	102.65	24.60	270.85	57.57	86.04	238.45	550.71	0.32
PG-2	21.51	110.82	26.12	284.50	60.55	93.75	242.17	582.75	0.39
PG-3	50.45	239.64	53.70	544.55	109.72	186.40	312.79	1188.29	0.38
PG-4	35.42	178.74	42.88	457.97	94.73	240.22	425.78	959.42	0.33
PG-5	17.97	90.44	21.88	238.58	50.54	79.26	224.07	485.87	0.40
PG-6	66.94	304.43	66.29	652.41	127.88	404.01	531.62	1498.81	0.35
PG-7	40.61	192.88	45.08	472.09	97.55	146.89	299.11	995.79	0.37
PG-8	33.84	170.58	40.80	444.76	94.22	114.15	330.61	899.29	0.33
PG-9	33.23	161.86	37.82	402.32	81.95	281.62	434.97	850.71	0.34
PG-10	32.67	156.41	35.78	372.43	75.63	272.69	434.86	798.11	0.36
PG-11	35.97	183.31	44.17	471.08	96.87	212.95	509.29	959.74	0.31
PG-12	34.32	174.93	41.59	453.17	94.43	129.50	424.67	911.83	0.29
PG-13	31.34	153.5	36.19	385.35	78.30	257.44	561.63	800.57	0.33
PG-14	28.15	140.48	33.36	355.37	73.75	173.41	311.37	744.81	0.36
PG-15	36.64	188.48	45.63	487.18	102.26	173.85	460.64	988.20	0.33
PG-16	29.53	132.32	28.26	276.29	53.50	90.48	198.35	635.14	0.21
PG-17	27.28	136.36	32.12	343.62	72.59	158.84	386.24	711.81	0.45
PG-18	30.99	156.44	36.69	394.76	81.02	216.13	499.31	813.00	0.34

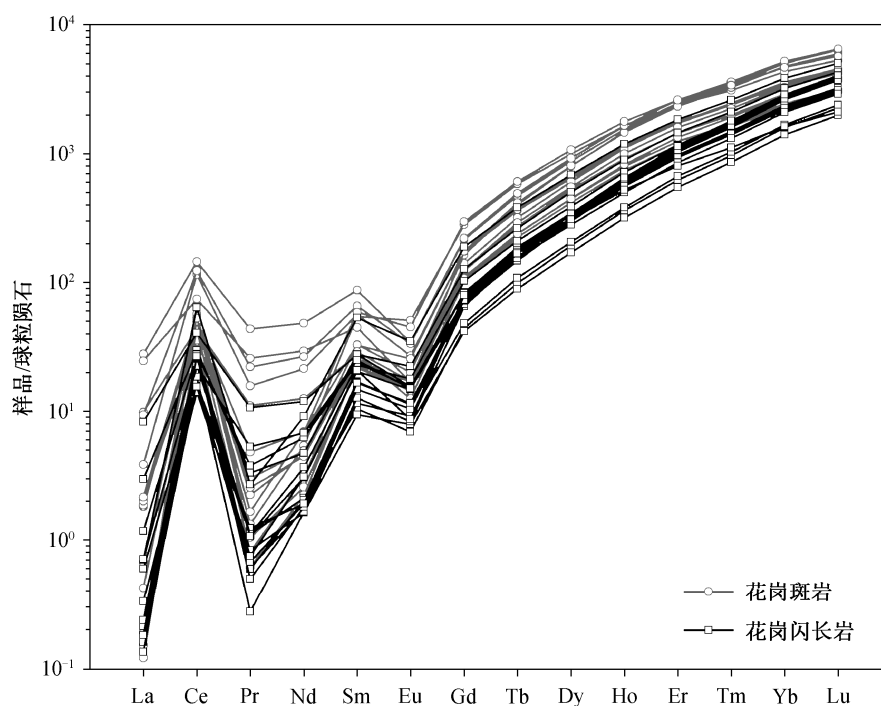


图 5 准苏吉花岩体锆石稀土配分图(球粒陨石标准化数值引自文献[17])

Fig. 5 Chondrite-normalized REE patterns of zircons from Zhunsujihua intrusions (normalized data cited from Ref. [17])

表 4 准苏吉花岗岩斑岩与花岗闪长岩主量元素(%)和微量元素含量(μg/g)
Table 4 Major (%) and trace (μg/g) elements of granodiorite and granodiorite porphyry from Zhunsujihua intrusions

分析 项目	花岗岩斑岩			花岗闪长岩			分析 项目	花岗岩斑岩			花岗闪长岩		
	ZK-1	ZK-2	ZK-3	PG-1	PG-2	PG-3		ZK-1	ZK-2	ZK-3	PG-1	PG-2	PG-3
SiO ₂	70.27	70.37	70.38	71.30	69.29	71.39	Zr	155	147	137	159	153	150
Al ₂ O ₃	15.30	15.18	15.49	14.58	15.51	14.36	Hf	4.1	3.9	3.6	4.4	4.4	4.8
FeO ^T	2.11	2.17	2.12	2.33	2.52	2.12	Sm	4.24	3.79	3.81	3.55	3.79	4.96
MgO	0.74	0.79	0.74	0.75	0.87	0.72	Ti	0.177	0.183	0.173	0.218	0.212	0.191
CaO	2.08	2.13	2.13	1.98	2.03	1.74	Y	16.7	15.8	16.3	20.7	21.8	35.2
Na ₂ O	4.37	4.33	4.45	4.07	3.81	4.06	Yb	1.51	1.41	1.49	2.28	2.13	4.23
K ₂ O	2.87	2.84	2.95	3.26	3.95	3.44	Lu	0.23	0.21	0.22	0.35	0.34	0.68
MnO	0.04	0.04	0.04	0.04	0.06	0.03	Pr	5.12	4.61	4.94	4.79	3.88	6.56
TiO ₂	0.26	0.27	0.27	0.33	0.32	0.29	Eu	0.88	0.83	0.85	0.84	0.89	0.76
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.08	Gd	3.61	3.08	3.40	3.16	3.42	4.51
LOI	0.89	1.07	0.97	0.90	1.33	1.05	Tb	0.52	0.46	0.51	0.53	0.60	0.83
总和	99.03	99.29	99.64	99.63	99.79	99.28	Dy	2.89	2.62	2.94	3.18	3.68	5.67
Rb	79.4	83.8	84.7	151.5	100.0	168.5	Ho	0.56	0.52	0.57	0.66	0.76	1.28
Ba	363	364	360	453	637	424	Er	1.52	1.46	1.62	2.13	2.18	3.87
Th	7.38	7.21	6.15	11.05	8.31	21.2	Tm	0.22	0.21	0.23	0.33	0.32	0.61
U	2.47	5.34	2.33	3.09	3.04	45.2	REE	105.60	97.00	101.88	103.30	83.29	145.36
K	23100	23100	23300	26700	32200	28900	LREE	94.54	87.03	90.90	90.68	69.86	123.68
Ta	0.48	0.48	0.56	0.95	0.79	1.69	HREE	11.06	9.97	10.98	12.62	13.43	21.68
Nb	5.4	5.3	5.7	9.2	7.7	13.2	LREE/ HREE	8.55	8.73	8.28	7.19	5.20	5.70
La	20.4	18.9	19.8	20.3	15.3	27.9	δEu	0.69	0.74	0.72	0.77	0.76	0.49
Ce	43.9	40.6	42.7	43.0	30.8	58.9	δCe	1.05	1.07	1.06	1.07	0.98	1.07
Sr	457	456	467	287	340	291	Na/K	1.52	1.52	1.51	1.25	0.96	1.18
Nd	20.0	18.3	18.8	18.2	15.2	24.6	A/CNK	1.09	1.08	1.08	1.09	1.19	1.11
P	440	470	460	380	470	370	A/NK	1.48	1.49	1.47	1.42	1.47	1.38
Ga	19.85	18.45	19.40	18.50	20.10	18.20	Mg#	0.39	0.40	0.39	0.37	0.38	0.38

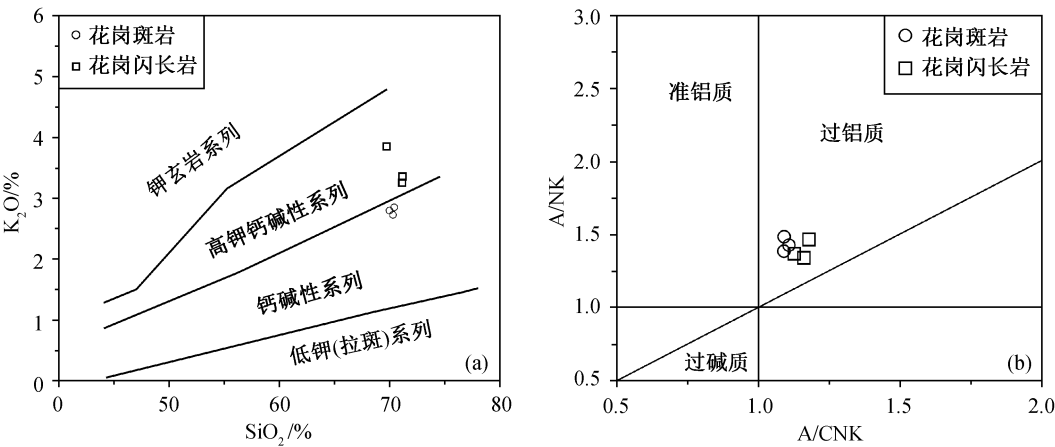


图 6 准苏吉花岗岩体 SiO₂-K₂O 图解(据文献[18]修改)(a)和 A/CNK-A/NK 图解(据文献[19]修改)(b)
Fig. 6 SiO₂ vs. K₂O diagram (modified from Ref. [18]) (a) and A/CNK vs. A/NK diagram (modified from Ref. [19]) (b) of Zhunsujihua intrusions

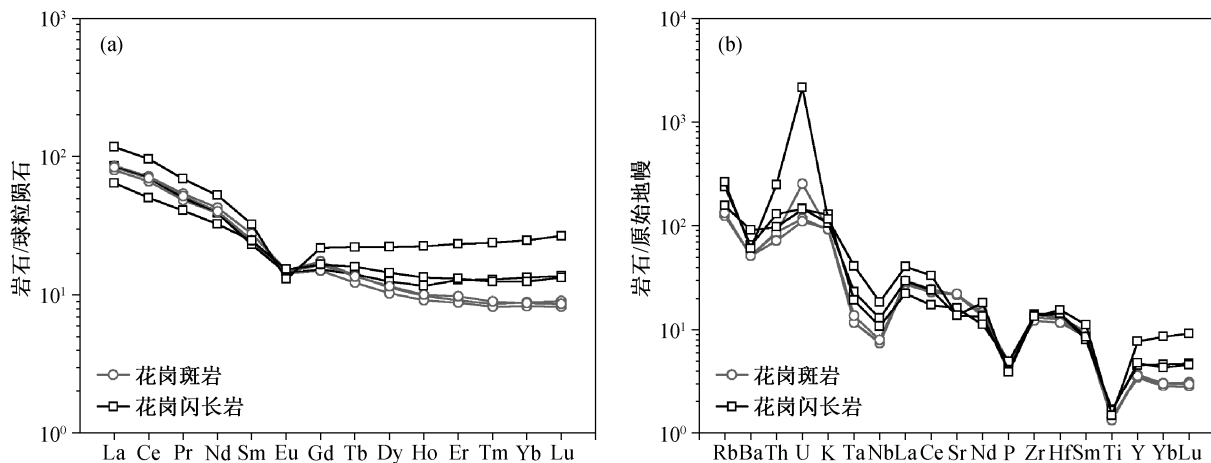


图 7 准苏吉花岩体球粒陨石标准化稀土元素配分图(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)(球粒陨石和原始地幔标准化值引自文献[17])

Fig. 7 Whole-rock chondrite-normalized REE diagram (a) and primitive mantle-normalized trace element spider diagram of Zhunsujihua intrusions (b) (normalized data cited from Ref. [17])

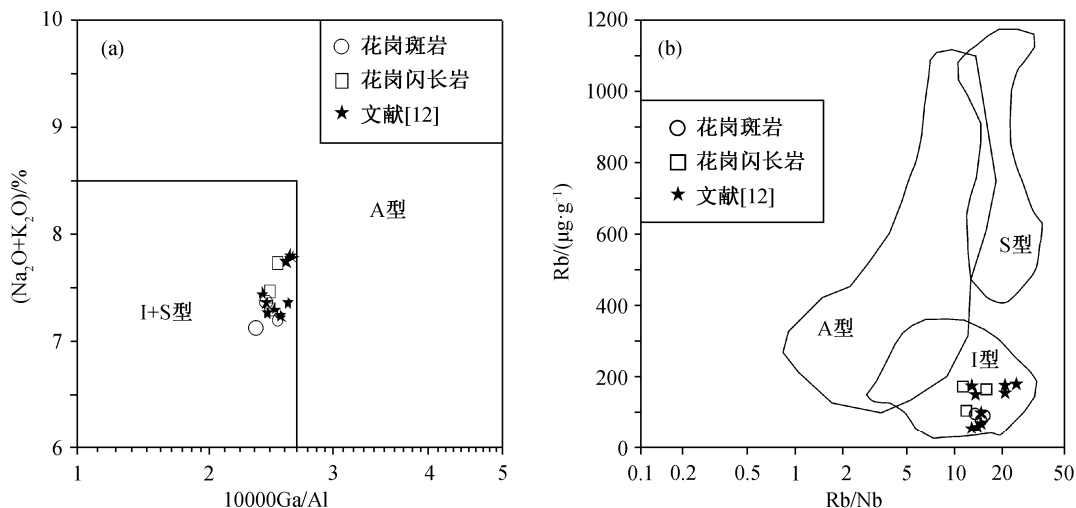


图 8 准苏吉花岩体花岗岩类型判别图解((a)引自文献[20], (b)引自文献[22])

Fig. 8 Discrimination diagrams of granite type for Zhunsujihua intrusions ((a) cited from Ref. [20], (b) cited from Ref. [22])

特征^[22]。图 8(b)中,所有数据点都落在 I 型花岗岩区域。因此,我们判定准苏吉花矿区花岗斑岩和花岗岩闪长岩均为 I 型花岗岩。

3.2 岩浆源区及岩体演化

近年来,关于 I 型花岗岩的岩浆成因有多种认识,如酸性与基性岩浆混合^[24-25]、幔源玄武质岩浆部分熔融与分离结晶^[26]以及下地壳基性岩部分熔融^[27]。Zhang 等^[13]认为花岗岩闪长岩低 I_{Sr} 值(0.70414~0.70461)和较高 $\varepsilon_{Nd}(t)$ 值(-0.9~1)的特征说明其岩浆是具有亏损地幔印记的新生玄武质成分与古老地壳物质混合而成。但是,准苏吉花矿区岩体的岩相学和地球化学特征并不支持岩浆混合成因的观点。

通常,基性岩浆与壳源酸性岩浆混合后形成的花岗岩闪长岩以发育基性包体和化学组成变化范围广为特征。准苏吉花矿区花岗岩闪长岩和花岗斑岩中均未发现基性岩包体,虽然在花岗岩闪长岩中发育同时代的偏中性闪长岩脉(SiO_2 含量为 52.17%~58.91%,年龄为 299 Ma^[13]),但在二者接触带未发现明显的岩浆混合现象,闪长岩脉与花岗岩闪长岩体之间界限清晰,表明闪长岩脉侵入已固结成岩的花岗闪长岩体中。此外,没有看到不平衡矿物组合、环斑结构和嵌晶结构等岩浆混合的矿物学特征。因此,虽然前人依据有限的同位素特征得出准苏吉花矿区花岗岩闪长岩为岩浆混合成因的结论,但岩浆混合成因模

型不能很好地解释该矿区花岗斑岩和花岗闪长岩的地质特征和岩相学特征。

准苏吉花矿区岩体的 SiO_2 含量很高, 且变化范围较小, MgO 含量低, 这些特点与幔源岩浆特征不符。花岗斑岩的 Mg\# 值在 0.39~0.40 之间, 花岗闪长岩在 0.37~0.38 之间, 均显示壳源特征 ($\text{Mg\#}<0.4$), 并且与玄武质岩石部分熔融形成的中酸性岩浆^[28] 相似。花岗斑岩的 Nb/Ta 平均值为 10.82, Zr/Hf 平均值为 37.86, 花岗闪长岩的 Nb/Ta 平均值为 9.08, Zr/Hf 平均值为 34.05, 两种岩石的 Nb/Ta 和 Zr/Hf 值接近, 都与大陆下地壳平均值 (Nb/Ta : 上地壳为 1.50, 下地壳为 9.57, 原始地幔为 18.84; Zr/Hf : 上地壳为 32.76, 下地壳为 33.33, 原始地幔为 37.50)^[29-30] 相似。此外, 准苏吉花矿区岩体的 Sr-Nd 同位素^[13] 显示低 I_{Sr} 、较高 $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值的特征, 且 Sr 和 Nd 含量变化范围较小。所有这些特征都指向其源区为新生下地壳的部分熔融。准苏吉花矿区辉钼矿的 Re 含量为 9712~27971 ng/g, 变化范围较小, 也显示出具有幔源印记的地壳 Re 元素特征^[31]。因此, 我们认为准苏吉花矿区的花岗质岩浆应该来源于保留部分幔源同位素特征的年轻玄武质地壳的部分熔融。

准苏吉花矿区岩体的主量元素特征表明, 随着 SiO_2 含量增加, TiO_2 , FeO^T , MgO 和 P_2O_5 含量减少, 说明花岗岩体经历一定程度的 Fe-Ti 氧化物、镁铁质矿物及磷灰石的分离结晶, 其较高的铝饱和指数可能与角闪石等贫铝矿物的分离有关^[32]。此外, 花岗斑岩和花岗闪长岩均表现明显的 Eu 负异常, 表明岩浆在演化过程中较多地发生斜长石的分离。

3.3 岩浆氧逸度及岩浆演化对成矿作用的制约

岩浆的氧逸度对多种金属的成矿有明显的制约作用, 尤其体现在 Cu 和 Au 等亲硫元素矿床的形成过程中^[33]。在较低氧逸度条件下, 岩浆中的硫主要以 S^{2-} 的形式存在, Cu 和 Au 等优先与 S^{2-} 结合形成硫化物, 大量硫化物的形成使其因过饱和而沉淀, 残留在岩浆房; 在较高氧逸度条件下, S^{2-} 被氧化成 SO_4^{2-} 或 SO_2 , 大量 Cu 和 Au 溶解在硅酸盐熔体中, 并随岩浆迁移, 最终进入热液而富集成矿^[34]。Mengason 等^[35] 发现, 随着氧逸度的升高, 钼在硫化物相与熔体相之间的分配系数呈下降趋势, 即在高氧逸度条件下, 钼更多地残留在熔体相, 有利于成矿元素的富集。

锆石是中酸性岩浆中常见的副矿物, 抗风化和热液蚀变能力强, 其中的变价元素 Ce 对氧化还原

环境敏感, 可用来计算岩浆的氧逸度。根据锆石的微量元素组成(表 3, 排除 La 含量大于 $0.1 \mu\text{g/g}$ 的数据), 计算准苏吉花花岗岩锆石的 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 值(相对氧逸度):

$$[\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}]_{\text{锆石}} = (\text{Ce}_{\text{熔体}} - \text{Ce}_{\text{锆石}}/D_{\text{Ce}^{3+}}^{\text{锆石/熔体}}) / (\text{Ce}_{\text{熔体}}/D_{\text{Ce}^{4+}}^{\text{锆石/熔体}} - \text{Ce}_{\text{锆石}})$$

式中, $\text{Ce}_{\text{熔体}}$ 和 $\text{Ce}_{\text{锆石}}$ 分别为 Ce 在全岩和锆石中的含量, $D_{\text{Ce}^{3+}}^{\text{锆石/熔体}}$ 和 $D_{\text{Ce}^{4+}}^{\text{锆石/熔体}}$ 分别为 Ce^{3+} 和 Ce^{4+} 在锆石和熔体中的分配系数, 可分别由三价阳离子 (REE^{3+}) 和四价阳离子 (U^{4+} , Th^{4+} , Hf^{4+}) 线性拟合计算得出, 计算方法可参阅文献^[36]。Trail 等^[37] 通过合成锆石的实验, 校正锆石的 Ce 异常值, 得出岩浆结晶温度、氧逸度和 δCe 之间的经验关系公式:

$$\ln(\delta\text{Ce})_D = (0.1156 \pm 0.0050) \times \ln(\lg f(\text{O}_2)) + (13860 \pm 708)/T - 6.125 \pm 0.484,$$

式中, $(\delta\text{Ce})_D$ 是通过分配系数计算出的锆石 Ce 异常值; T 为锆石结晶的绝对温度, 可通过锆石中的 Ti 温度计^[38] 来计算:

$$T = (5080 \pm 30) / [(6.01 \pm 0.03) - \lg(\text{Ti})].$$

这样, 就将相对氧逸度转化为绝对氧逸度 ($\lg f(\text{O}_2)$), 可以定量地研究岩体的氧逸度条件。利用上述公式, 计算出准苏吉花花岗岩斑岩和花岗闪长岩的 $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ 平均值分别为 128 和 53; $\lg f(\text{O}_2)$ 平均值分别为 -12.8 和 -13.6, 换算成 ΔFMQ 平均值分别为 +4.8 和 +2.2, 表明花岗斑岩与花岗闪长岩都具有较高的氧逸度, 但前者更高。

分离结晶作用是形成含钼花岗岩的重要机制。 Mo 在花岗质岩浆中是一种不相容元素^[39] ($D_{\text{Mo}}^{\text{锆石/熔体}} = 0.02$), 随着岩浆分离结晶程度的增加, Mo 在残余熔体中逐渐富集。当分离结晶作用达到一定程度时, 残余岩浆达到水饱和, 流体出溶, 岩浆中富集的 Mo 进一步在流体中富集 ($D_{\text{Mo}}^{\text{流体/熔体}} = 2.5$)^[39], 最终形成具有经济价值的钼矿床。因此, 高度结晶分异的 I 型花岗岩更容易形成钼矿床^[40]。 Cu 是一种相容元素 ($D_{\text{Cu}}^{\text{矿物/熔体}} = 2$, $D_{\text{Cu}}^{\text{流体/熔体}} = 9.1$)^[39], 倾向于残留在结晶相和流体相中, 因此, 高度的分离结晶不利于 Cu 的富集。准苏吉花花岗岩斑岩与花岗闪长岩具有相同的岩浆源区(新生下地壳的部分熔融), 在岩浆演过程中都经历了明显的结晶分异作用。因此, 从源区和岩浆演化的角度看, 该矿区的花岗斑岩和花

岗闪长岩均具有形成钼铜矿的潜力。然而,花岗斑岩初始岩浆具有较高的氧逸度,能够溶解较多的成矿元素(Cu和Mo),更有利于成矿元素的迁移,以致最终富集成矿。

4 结论

1) 通过对辉钼矿 Re-Os 同位素年代学的研究,确定准苏吉花斑岩型钼铜矿的成矿年龄为 297.2 ± 4.3 Ma, 赋矿花岗斑岩的锆石 U-Pb 年龄为 301.1 ± 4.0 Ma, 成岩成矿年龄在误差范围内一致,均属于晚石炭世至早二叠世。不含矿花岗闪长岩的 U-Pb 年龄为 301.2 ± 2.2 Ma, 与花岗斑岩形成时代一致。

2) 准苏吉花矿区花岗斑岩属于弱过铝质钙碱性系列,花岗闪长岩属于弱过铝质高钾钙碱性系列,二者均为 I 型花岗岩,岩浆源区均为新生下地壳的部分熔融。

3) 花岗斑岩和花岗闪长岩都经历了较强的分离结晶作用,有利于 Mo 的进一步富集。花岗斑岩初始岩浆氧逸度较高,携带金属能力强,最终富集成矿。

致谢 北京大学李秋根副教授提出宝贵的修改意见,在此表示感谢。

参考文献

- [1] 覃莹, 张晓军, 姚春亮, 等. 内蒙古准苏吉花钼矿成矿岩体年代学、地球化学特征及意义. 矿物学报, 2015, 35(增刊 1): 492
- [2] 刘翼飞, 聂凤军, 江思宏, 等. 内蒙古苏尼特左旗准苏吉花钼矿床成岩成矿年代学及其地质意义. 矿床地质, 2012, 31(1): 119–128
- [3] 陈衍景, 张成, 李诺, 等. 中国东北钼矿床地质. 吉林大学学报(地球科学版), 2012, 42(5): 1223–1268
- [4] 刘翼飞, 聂凤军, 江思宏, 等. 内蒙古苏尼特左旗准苏吉花斑岩钼(铜)矿床地质与地球化学特征. 矿床地质, 2010, 29(增刊 1): 237–238
- [5] 席明杰, 马生明, 朱立新, 等. 内蒙古准苏吉花铜钼矿床稀土元素特征及对成矿作用的约束. 中国稀土学报, 2013, 31(4): 503–512
- [6] 杜青松. 内蒙古大兴安岭地区银多金属矿床找矿模型与成矿预测[D]. 北京: 中国地质大学, 2018
- [7] 邵积东, 王守光, 赵文涛, 等. 大兴安岭地区成矿地质特征及找矿前景分析. 地质与资源, 2007(4): 252–256
- [8] 杨帆, 汪岩, 那幅超, 等. 内蒙古白音诺尔铅锌矿

床成矿时代及其地质意义——来自侵入岩地球化学及年代学的制约. 吉林大学学报(地球科学版), 2018, 48(6): 90–104

- [9] 刘新, 李学刚, 祝新友, 等. 内蒙古白音查干锡多金属矿床成矿作用研究 II: 成矿花岗斑岩年代学、地球化学特征及地质意义. 矿产勘查, 2017, 8(6): 981–996
- [10] 杨增海, 王建平, 刘家军, 等. 内蒙古乌日尼图花岗岩的年代学、地球化学及其地质意义. 现代地质, 2016, 30(3): 528–540
- [11] 王继春. 内蒙古二连—东乌旗成矿带西段区域成矿系统研究及找矿预测[D]. 北京: 中国地质大学, 2017
- [12] Lu Y J, Kerrich R, Kemp A I, et al. Intracontinental Eocene-Oligocene porphyry Cu mineral systems of Yunnan, western Yangtze Craton, China: compositional characteristics, sources, and implications for continental collision metallogeny. *Economic Geology*, 2013, 108: 1541–1576
- [13] Zhang X, Lentz D R, Yao C, et al. Geochronology, geochemistry, and Sr-Nd-Pb-Hf isotopes of Zhunsujihua granitoid intrusions associated with the molybdenum deposit, northern Inner Mongolia, China: implications for petrogenesis and tectonic setting. *International Journal of Earth Sciences*, 2018, 107(2): 687–710
- [14] 何林阳. 二连—东乌旗成矿带准苏吉花斑岩钼矿床成矿流体地球化学特征与成矿机制[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2018
- [15] Andersen T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb . *Chemical Geology*, 2002, 192: 59–79
- [16] 吴元保, 郑永飞. 锆石成因矿物学研究及其对 U-Pb 年龄解释的制约. 科学通报, 2004, 49(16): 1589–1604
- [17] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of ocean basins: implications for mantle composition and processes // Saunders A D, Norry M J. *Magmatism in ocean basins*. London: Geological Society of London and Blackwell Scientific publications, 1989: 313–345
- [18] Peccerillo A, Taylor S R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1976, 58: 63–81
- [19] Shand S J. Their genesis, composition, classification,

- and their relation to ore-deposits with a chapter on meteorite // Sons J W. Eruptive rocks. New York, 1943: 1-44
- [20] Whalen J B, Currie K L, Chappell B W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1987, 95: 407-419
- [21] 吴福元, 李献华, 杨进辉, 等. 花岗岩成因研究的若干问题. *岩石学报*, 2007, 23(6): 1217-1238
- [22] 巫建华, 郭佳磊, 祝洪涛, 等. 内蒙古东南缘芝瑞盆地流纹斑岩年代学、地球化学特征及地质意义. *高校地质学报*, 2017, 23(3): 383-396
- [23] Chappell B W, White A J R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 1992, 83(1/2): 1-26
- [24] Barbarin B. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 1999, 46(3): 605-626
- [25] Chen B, Arakawa Y. Elemental and Nd-Sr isotopic geochemistry of granitoids from the West Junggar foldbelt (NW China), with implications for Phanerozoic continental growth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005, 69(5): 1307-1320
- [26] Kemp A I S, Hawkesworth C J, Foster G L, et al. Magmatic and crustal differentiation history of granitic rocks from Hf-O isotopes in zircon. *Science*, 2007, 315: 980-983
- [27] Chappell B W, White A J R. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 2001, 48(4): 489-499
- [28] Rapp R P. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. *Chem Geol*, 1999, 160(4): 335-356
- [29] Barth M G, McDonough W F, Rudnick R L. Tracking the budget of Nb and Ta in the continental crust. *Chemical Geology*, 2000, 165(3/4): 197-213
- [30] Green T H. Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. *Chemical Geology*, 1995, 120(3/4): 347-359
- [31] Mao J W, Zhang Z C, Zhang Z H, et al. Re-Os isotopic dating of molybdenites in the Xiaoliugou W (Mo) deposit in the northern Qilian mountains and its geological significance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(11/12): 1815-1818
- [32] 吴福元, 刘小驰, 纪伟强, 等. 高分异花岗岩的识别与研究. *中国科学: 地球科学*, 2017(7): 745-765
- [33] 俞一凡, 费光春, 李佑国, 等. 云南中甸岛弧烂泥塘斑岩铜矿床岩体氧逸度特征及成矿意义. *矿物岩石*, 2016, 36(1): 30-38
- [34] Blevin P L, Chappell B W. The role of magma sources, oxidation states and fractionation in determining the granite metallogeny of eastern Australia. *Earth & Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 1992, 83(1/2): 305-316
- [35] Mengason M J, Candela P A, Piccoli P M. Molybdenum, tungsten and manganese partitioning in the system pyrrhotite-Fe-S-O melt-rhyolite melt: impact of sulfide segregation on arc magma evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2011, 75(22): 7018-7030
- [36] Ballard J R, Palin M J, Campbell I H. Relative oxidation states of magmas inferred from Ce(IV)/Ce(III) in zircon: application to porphyry copper deposits of Northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2002, 144(3): 347-364
- [37] Trail D, Watson E B, Tailby N D. Ce and Eu anomalies in zircon as proxies for the oxidation state of magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2012, 97: 70-87
- [38] Watson E B, Wark D A, Thomas J B. Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2006, 151(4): 413-433
- [39] Robb L. *Introduction to ore-forming processes*. Oxford: Blackwell Publishing, 2005
- [40] Xiao B, Li Q, He S, et al. Contrasting geochemical signatures between Upper Triassic Mo-hosting and barren granitoids in the central segment of the South Qinling orogenic belt, central China: implications for Mo exploration. *Ore Geology Reviews*, 2016, 81(2): 518-534