黑龙江鹿鸣钼矿区花岗岩锆石年龄、地球化学特征及其地质意义

马顺清[1] 陈 静[2]

(1.中国地质大学(北京),北京 100083;2. 青海省地质调查院,青藏高原北部地质过程与矿产资源重点实验室,青海 西宁 810012)

提要:鹿鸣钼矿床位于伊春—延寿多金属成矿带中南段,是近年新发现的斑岩型钼矿床。矿区内成矿主岩为二长花岗岩-花岗斑岩,本文采用 LA-ICP-MS 微区原位同位素分析技术,测得锆石 U-Pb 年龄分别为(195.4±1.4)Ma 和(197.6±1.3) Ma,形成于印支晚期—燕山早期。岩石地球化学数据表明花岗岩 SiO_2 质量分数为 70.74%~75.80%、K_2O 和 Na_2O 质量分数分别为 3.85%~7.02%和 0.93%~2.95%,里特曼指数为 0.9~3.1,分析显示属于高钾钙碱性-钾玄岩系列岩体;稀土总量(ΣREE)偏低、有较强烈的轻重稀土元素分馏(La_N/Yb_N=7.76~26.47),Eu 负异常明显(Eu/Eu*=0.34~0.62);微量元素富集 Rb、Th、U、K,亏损 Nb、Ta、Ti、Y 和 Yb 等元素,这或者暗示其岩浆源区相对富水,或者反映岩浆源区可能遭受过俯冲带流体的交代作用,结合前人研究成果认为该矿床的形成与早中生代太平洋板块俯冲作用有关。

关 键 词:鹿鸣钼矿;锆石 U-Pb 年龄;岩石地球化学;太平洋板块俯冲

中图分类号:P597 **文献标志码**:A **文章编号**:1000-3657(2012)05-1162-10

小兴安岭地区位于中亚—兴蒙巨型造山带的东段,是中国北方贵金属和有色金属大规模成矿的集中区域。该地区早中生代成岩成矿作用显著,形成了兴蒙造山带东端中生代的“花岗岩海”以及霍吉河、翠宏山、鹿鸣、大小西林等重要的钼铜铁多金属矿床,成矿潜力巨大。对于小兴安岭地区早中生代爆发的大规模成岩成矿作用的构造演化背景存在较多的争议,大致有两种主流观点:强调太平洋板块俯冲作用的控制[1-4]、强调古亚洲洋闭合后造山后伸展作用控制[5-8],因此,明确该期动力学演化背景对区域找矿意义重大。

鹿鸣钼矿是近年来新发现的斑岩型钼矿床,控制程度和研究程度都较低,初步估算钼金属资源量在 50 万 t 以上。前人在矿床地质特征、矿化蚀变作用及矿床成因等方面有相关报道[9-11],本次研究在前人研究基础上,对鹿鸣矿区内与成矿有关的二长花岗岩-花岗斑岩进行年代学和地球化学研究,限定其形成时代,探讨其产出的构造环境以及与成矿作用之间的关系,对深化小兴安岭地区早中生代成岩成矿作用的构造背景具有重要意义。

1 成矿地质背景

鹿鸣钼矿床位于伊春—延寿多金属成矿带中南段,矿区位于北纬 47°20′~47°23′、东经 128°32′~128°36′。区域出露的地层主要有古生界寒武系西林群($\in_{1X}$)、奥陶系小金沟组(O_2x)等陆缘浅海相碎屑岩-碳酸盐岩建造,下二叠统土门岭组(P_2t)陆源细碎屑岩-碳酸盐岩建造,中侏罗统太安屯组(J_2t)中酸性火山熔岩及其凝灰岩以及第四系。区域构造主要以 NW、SN 及 NE 向断裂为主,共同控制了区域上

收稿日期:2012-04-27;**改回日期**:2012-08-12

基金项目:国土资源大调查项目(资[2010]矿评 01-20-06)资助。

作者简介:马顺清,男,1963 年生,博士生,主要从事热液矿床成矿规律与成矿预测;E-mail:masq1800@163.com。

早中生代强烈的岩浆活动。而该期岩浆活动与斑岩型钼矿、矽卡岩型铁、铅锌矿、岩浆期后热液型铅锌矿密切相关。区域上分布面积最广的是印支晚期—燕山早期中细粒黑云母二长花岗岩(图 1~2),呈北西向不规则长条状展布,属西北河岩体,是一侵入西林群($\in_{IX}$)的复式岩基,局部有花岗斑岩、细粒花岗斑岩(脉)(图 2)。它侵位于 EW 向拜泉—小佳河断裂与 SN 向徐老九沟—二股复式背斜轴部交汇部位,岩体内部形成鹿鸣斑岩钼矿,同时于接触带部位形成了徐老九沟矽卡岩型铅锌矿。鹿鸣钼矿区内,二长花岗岩岩体分相明显,主要表现在粒度的变化上,因组成岩石的矿物粒度不同形成细粒、中粒和粗粒二长花岗岩。

矿区现已圈出的有 5 条工业钼矿体和 3 条钼矿化体。其中 2 条主矿体均产于强硅化碎裂的二长花岗岩中, Ⅰ号矿体走向 NW-SE, Ⅱ号矿体走向 NE-SW(图 2),两者总体呈近东西向展布,控制长约 1 200 m,宽约 800 m,最大厚度 262.7 m,平均厚度 90.3 m,其中, Ⅰ号矿体 1 个 350.6 m 深的钻孔,全孔见矿。全矿床平均品位为 0. 088%, 最高品位 2.48%。在 460 m 深处见钾长石-石英核,距石英核 200 m 远处 500 m 深钻孔未穿透矿体。矿石中矿物成分复杂,主要有辉钼矿、黄铁矿、磁黄铁矿、赤铁矿和黄铜矿等,偶见钼华、褐铁矿、铜蓝及斑铜矿。矿石结构为他形-半自形,构造呈细粒星散状、细脉浸染状构造。

围岩蚀变主要为硅化、钾长石化、黑云母化和绢英岩化, 蚀变强度大致可以划分出 2 个蚀变带:硅化-钾长石化带、黑云母化带。其中硅化-钾长石化组成矿化中心, 大量的辉钼矿以辉钼矿石英脉形式产出,已发现的矿体全部产在其中。在该带的南侧,岩石中还可见到较多的细粒浸染状黄铁矿及其集合体。黑云母化带环绕硅化-钾化带分布,岩石中的黑云母含量明显增多。在黑云母化带的外围偶尔出现

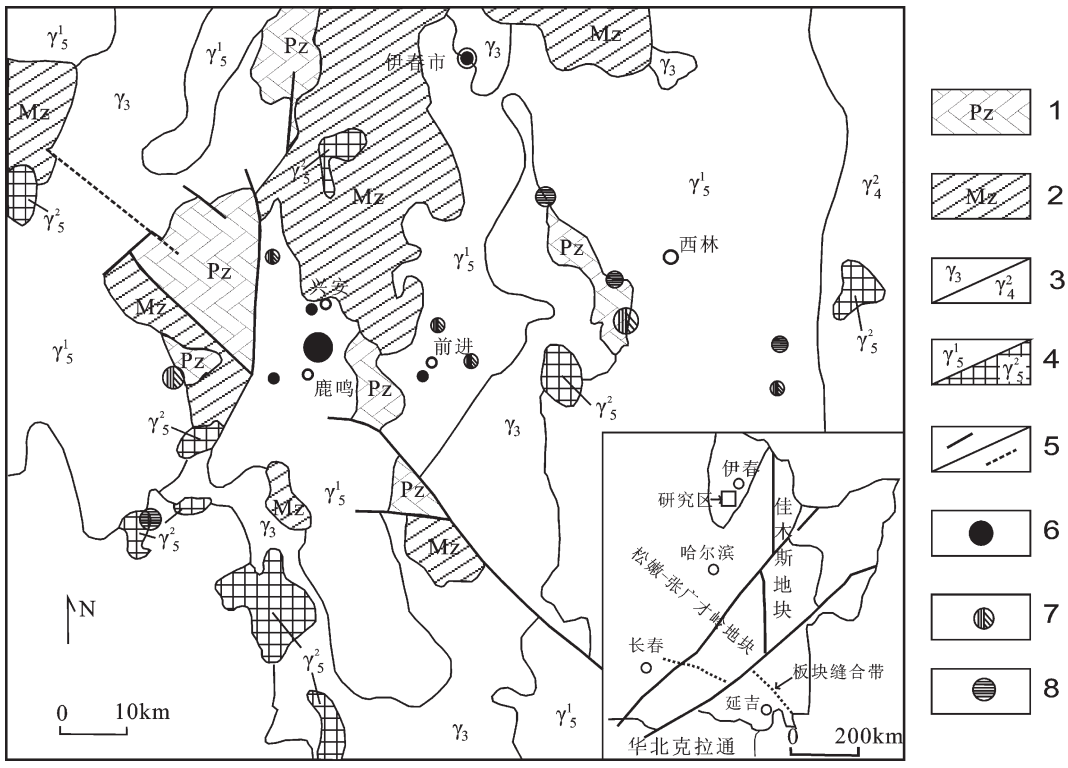


图 1 小兴安岭地区与早中生代花岗岩有关的矿产分布图(据韩振哲等,2010 修编)[12]

1—古生界地层; 2—中生代地层; 3—加里东期花岗岩/海西中期花岗岩; 4—印支期花岗岩/燕山期花岗岩; 5—未知性质及推测断层; 6—斑岩型钼矿; 7—铅锌矿; 8—铁矿

Fig.1 Distribution of mineral resources associated with early Mesozoic granites in Xiao Hinggan Mountains (after Han et al., 2010) [12]

1-Paleozoic; 2-Mesozoic; 3-Caledonian / middle Hercynian granites; 4 -Indosinian / Yanshanian granites; 5-Unknown and inferred faults; 6-Porphyry molybdenum deposit; 7 -Lead and zinc deposit; 8 - iron deposit

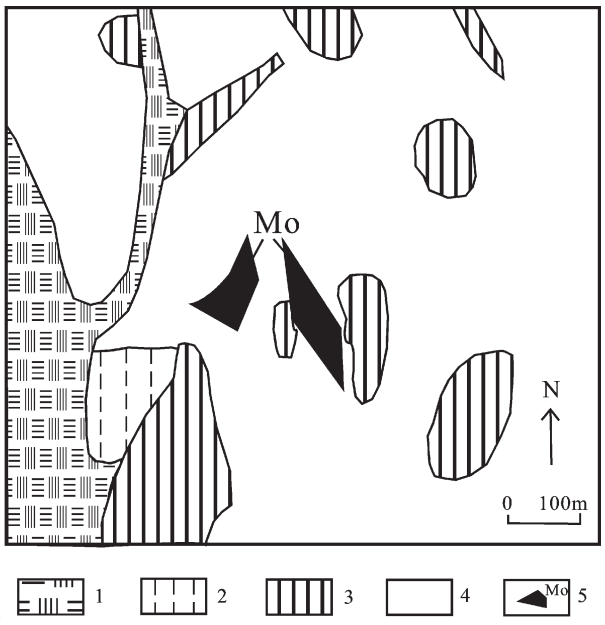


图 2 小兴安岭鹿鸣矿区地质略图(据韩振哲等,2009 修改)[13]
1—第四系; 2—晚奥陶世花岗闪长岩; 3—晚三叠世–早侏罗世花岗斑岩;4—晚三叠世–早侏罗世二长花岗岩;5—钼矿体
Fig.2 Geological sketch map of the Luming ore district in Xiao Hinggan Mountains (after Han et al., 2009)[13]
1–Quaternary; 2–Late Ordovician granodiorite; 3–Late Triassic–Early Jurassic granite 1–Quaternary; 2– Late Ordovician granodiorite; 3– Late Triassic–Early Jurassic granite–porphyry; 4–Late Triassic–Early Jurassic adamellite; 5– Molybdenum ore body

青磐岩化,蚀变作用较弱,主要蚀变矿物为绢云母、绿帘石、绿泥石和碳酸盐矿物。

2 LA–ICP–MS U–Th–Pb 同位素测定

2.1 实验样品及测试方法

锆石 U–Pb 测年样品采自鹿鸣矿区内, 岩性为黑云母二长花岗岩(LM–11–B29)和花岗斑岩(LM–11–B3)。其中,二长花岗岩呈灰白色,花岗结构,块状构造。主要矿物有斜长石 (更–中长石)(30%~40%)、钾长石(20%~30%)、石英(20%~30%),三者自形程度依次降低,石英为他形晶,含少量黑云母(5%~10%)。

花岗斑岩岩石呈灰色,块状构造,斑状结构,基质隐晶质结构。斑晶为碱性长石(正长石)、斜长石、石英和少量的暗色矿物黑云母等。碱性长石呈自形–半自形板状,粒度 0.2~3 mm,含量约 20%;斜长石呈自形–半自形板状, 粒度 0.2~3 mm, 含量约 10%;石英呈他形粒状,粒度 0.2~3 mm,含量约 5%;黑云母,呈半自形片状,多次生变化为绿泥石,粒度 0.5~2 mm,含量约 3%。基质为长英质,含量约 62%。副矿物为锆石–磷灰石型。

样品挑选工作由河北省区域地质调查大队地质实验室完成。在双目显微镜下挑选具有代表性的锆石颗粒粘贴在双面胶表面, 制靶后进行反射光照相和阴极发光扫描电镜显微照相 (CL)。采用 LA–ICP–MS 技术进行的锆石 U–Th–Pb 同位素分析在西北大学 “教育部大陆动力学重点开放实验室”完成, 采用 ComPex102ArF 准分子激光器 (波长 193 nm) 和带有动态反应池的四级杆 Elan6100DRC 型 ICP–MS 进行锆石 U 和 Pb 的测定。试验中采用 He 作为剥蚀物质载气, 用美国国家标准技术研究院研制的人工合成硅酸盐玻璃标准参考物质 NISTSRM610 进行仪器最佳化,采样方式为单点剥蚀,每 5 点的样品测定,加测标样一次。样品测定时用哈佛大学标准锆石 91500 作为外部校正。本次实验所采用的激光束斑直径为 30 μm,能量为 80 mJ。同位素测定时,普通铅计算按 Andersen[14]的 3D 坐标法进行校正, 样品的同位素比值和元素含量计算采用 GLITTER 软件处理、锆石的谐和曲线和加权平均年龄的计算采用 Isoplot3.2 等程序完成。

2.2 阴极发光图形及分析结果

这些样品的阴极发光图像均显示锆石形态以长柱状和短柱状为主,颜色明亮,晶体内部可见自形生长环带,多数锆石具有清晰的岩浆型振荡环带,晶面发育,两侧棱锥发育完好,为典型的岩浆锆石。阴极发光图像见图 3,锆石分析结果见表 1。

黑云母二长花岗岩(LM–11–B29)的 U 和 Th 含量分别为 249×10^{-6}~647×10^{-6} 和 140×10^{-6}~396×10^{-6},Th/U 比值为 0.51~0.80; 花岗斑岩 (LM–11–B3) 的 U 和 Th 含量分别为 380×10^{-6}~2154×10^{-6} 和 206×10^{-6}~853×10^{-6},Th/U 比值为 0.39~0.79,两个样品 Th/U 比值均大于 0.1,而且各锆石的 Th 和 U 之间具有正相关关系,具典型的岩浆锆石特征。

黑云母二长花岗岩(LM–11–B29)样品中 13 个数据点在一致曲线图上分布集中,$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄的加权平均值为 (195.4±1.4)Ma (图 4); 花岗斑岩(LM–11–B3)样品中 12 个数据的 $^{206}Pb/^{238}U$ 加权平均值为(197.6±1.3) Ma(图 4),两者年龄近乎一致,

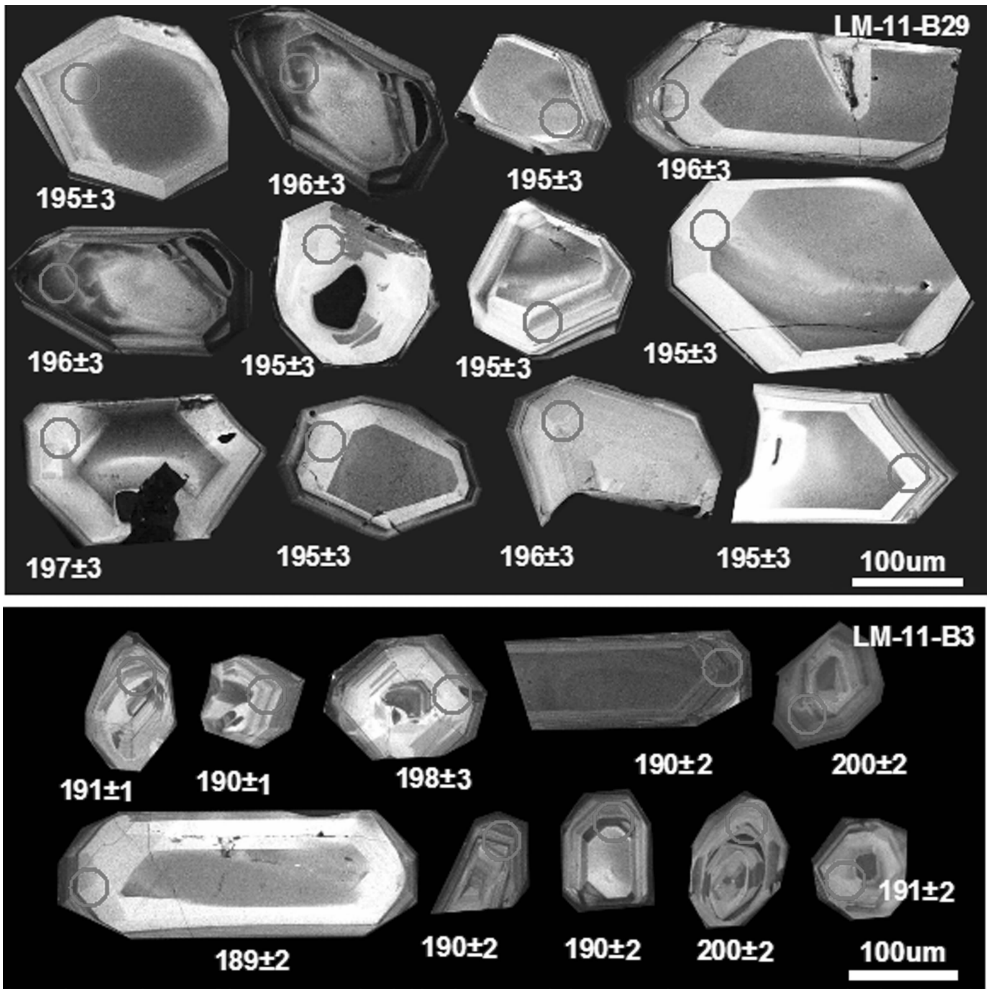


图 3　二长花岗岩(LM−11−B29)和花岗斑岩(LM−11−B3)阴极发光图像

Fig.3　CL images of zircon grains for adamellite (LM−11−B29) and granite porphyry (LM−11−B3) from the Luming Mo ore district

为同期岩浆活动的产物。

3　岩石化学特征

3.1　主微量元素特征

岩石地球化学样品采自矿区内新鲜的黑云母二长花岗岩和花岗斑岩,主、微量元素地球化学测试工作均在吉林大学测试科学实验中心完成。主量元素使用 X 射线荧光光谱仪(XRF−1500)测试完成,分析误差优于 5%。微量元素及稀土元素利用酸溶法制备样品,使用 ICP−MS (Element)测试完成,分析精度为:当元素质量分数大于 10×10^{-6} 时,精度优于 5%;当质量分数小于 10×10^{-6} 时,精度优于 10%。

元素地球化学测试数据结果列于表 2−3。鹿鸣钼矿细粒二长花岗(斑)岩地球化学总体显示出高硅、富钾、富碱特征。SiO_2 质量分数为 70.74%~75.80%;K_2O 和 Na_2O 质量分数分别为 3.85%~7.02%和 0.93%~2.95%,全碱(K_2O+Na_2O)质量分数为 5.40%~9.46%;TiO_2 质量分数为 0.32%~0.64%;$A1_2O_3$ 质量分数为 11.09%~12.88%,铝指数 ACNK=Al_2O_3/($Na_2O+CaO+K_2O$)摩尔比为 0.876~1.528,在判别岩石含铝性的 A/CNK−A/NK 图(图 5)中,岩石落入过铝质−偏铝质岩石区。二长花岗岩和花岗斑岩里特曼指数介于 0.9~3.1,指示其属钙碱性岩石系列。在 K_2O-SiO_2 图解中,花岗岩样品从高钾钙碱性系列到钾玄岩系列过渡,大部分属于钾玄岩系列。

3.2　微量元素特征

与成矿有关的花岗岩样品稀土总量(ΣREE)偏低,为 81×10^{-6}~234×10^{-6},轻稀土元素(LREE)富集、

表 1 鹿鸣矿区二长花岗岩与花岗斑岩锆石 LA-ICP-MS U-Th-Pb 同位素测试数据

Table 1 LA-ICP-MS zircon U-Th-Pb analyses of adamellite and granite porphyry from the Lumin Mo ore district

二长花岗	wB/10^{-6}			Th/U	同位素比值及误差						年龄及误差/Ma	
岩测点	^{238}U	^{232}Th	^{total}Pb		^{207}Pb/^{206}Pb	1 σ	^{207}Pb/^{235}U	1 σ	^{206}Pb/^{238}U	1 σ	^{206}Pb/^{238}U	1 σ
1	251	141	9	0.56	0.051	0.003	0.216	0.012	0.031	0.0005	195	3
2	249	162	9	0.65	0.051	0.003	0.214	0.012	0.031	0.0005	196	3
3	346	203	13	0.59	0.052	0.003	0.214	0.009	0.031	0.0004	195	3
4	381	287	15	0.76	0.052	0.003	0.218	0.012	0.031	0.0004	196	3
5	288	179	11	0.62	0.053	0.003	0.22	0.012	0.031	0.0004	196	3
6	366	186	13	0.51	0.05	0.002	0.212	0.009	0.031	0.0004	195	2
7	647	353	23	0.55	0.05	0.002	0.213	0.008	0.031	0.0004	195	2
8	558	340	20	0.61	0.05	0.002	0.212	0.01	0.031	0.0004	195	2
9	295	174	11	0.59	0.05	0.002	0.215	0.01	0.031	0.0004	197	3
10	396	207	14	0.52	0.05	0.004	0.213	0.015	0.031	0.0005	195	3
11	340	174	13	0.51	0.051	0.003	0.214	0.012	0.031	0.0005	196	3
12	495	396	19	0.8	0.05	0.002	0.212	0.01	0.031	0.0003	195	2
13	377	280	14	0.74	0.05	0.002	0.214	0.01	0.031	0.0004	196	3
花岗斑	wB/10^{-6}			Th/U	同位素比值及误差						年龄及误差/Ma	
岩测点	^{238}U	^{232}Th	^{total}Pb		^{207}Pb/^{206}Pb	1 σ	^{207}Pb/^{235}U	1 σ	^{206}Pb/^{238}U	1 σ	^{206}Pb/^{238}U	1 σ
1	740	372	26	0.5	0.052	0.002	0.221	0.01	0.031	0.0004	198	3
2	795	561	29	0.71	0.052	0.002	0.223	0.01	0.031	0.0004	198	2
3	754	492	27	0.65	0.051	0.002	0.216	0.009	0.031	0.0004	198	3
4	2,154	853	72	0.4	0.051	0.002	0.218	0.011	0.031	0.0004	199	3
5	1,302	631	46	0.48	0.053	0.003	0.223	0.012	0.031	0.0004	196	3
6	275	159	10	0.58	0.05	0.002	0.215	0.008	0.031	0.0003	196	2
7	362	198	13	0.55	0.049	0.002	0.216	0.01	0.031	0.0004	198	2
8	1,009	545	41	0.54	0.05	0.002	0.217	0.01	0.031	0.0004	198	2
9	648	513	24	0.79	0.05	0.002	0.218	0.007	0.031	0.0003	198	2
10	1,980	960	78	0.49	0.05	0.003	0.214	0.011	0.031	0.0004	196	3
11	512	358	21	0.7	0.051	0.004	0.218	0.018	0.031	0.0005	197	3
12	446	234	16	0.52	0.05	0.003	0.217	0.012	0.031	0.0004	198	2

注:普通 Pb 用测量的 ^{204}Pb 校正。

重稀土元素(HREE)亏损,有较强烈的轻重稀土元素分馏 (La_N/Yb_N=7.76~26.47)。Eu 负异常较明显(Eu/Eu*=0.34~0.62),可能是由于岩石形成过程中,源岩部分熔融的残留固相组合中有少量长石矿物存在,或熔体从源区分离到大规模结晶以前发生了部分长石矿物的分离结晶。

微量元素蛛网图中显示花岗质岩体富集 Rb、Th、U、K 和 Pb 等大离子亲石元素 (LILE),亏损 Nb、Ta、Ti 等高场强元素(HFSE),这或者暗示其岩浆源区相对富水,或者反映岩浆源区可能遭受过俯冲带流体的交代作用[15]。同时,相近的分布曲线及几乎一致的形成年龄反映二长花岗岩和花岗斑岩属同源岩浆演化产物。

4 讨论与结论

通过对含矿花岗闪长岩地球化学特征研究发现,该岩体属于高钾钙碱性-钾玄岩系列花岗岩,具有轻重稀土元素分馏较强烈、Eu 负异常明显、富集

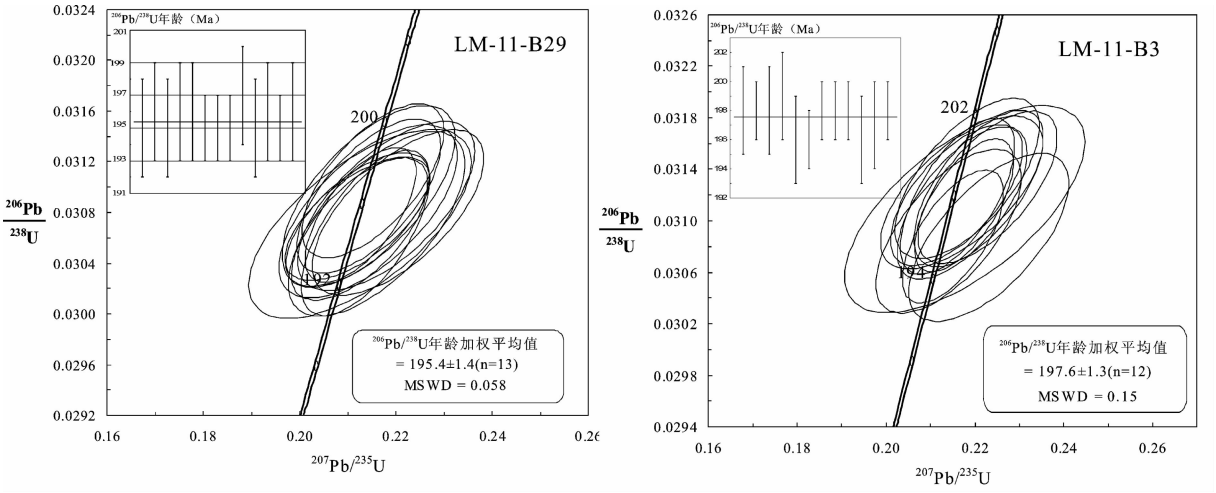


图 4　二长花岗岩(LM−11−B29)和花岗斑岩(LM−11−B3)锆石的 U−Pb 谐和图

Fig.4　U−Pb concordia diagram of zircon samples of adamellite (LM−11−B29) and granite porphyry (LM−11−B3) in the Lumin Mo ore district

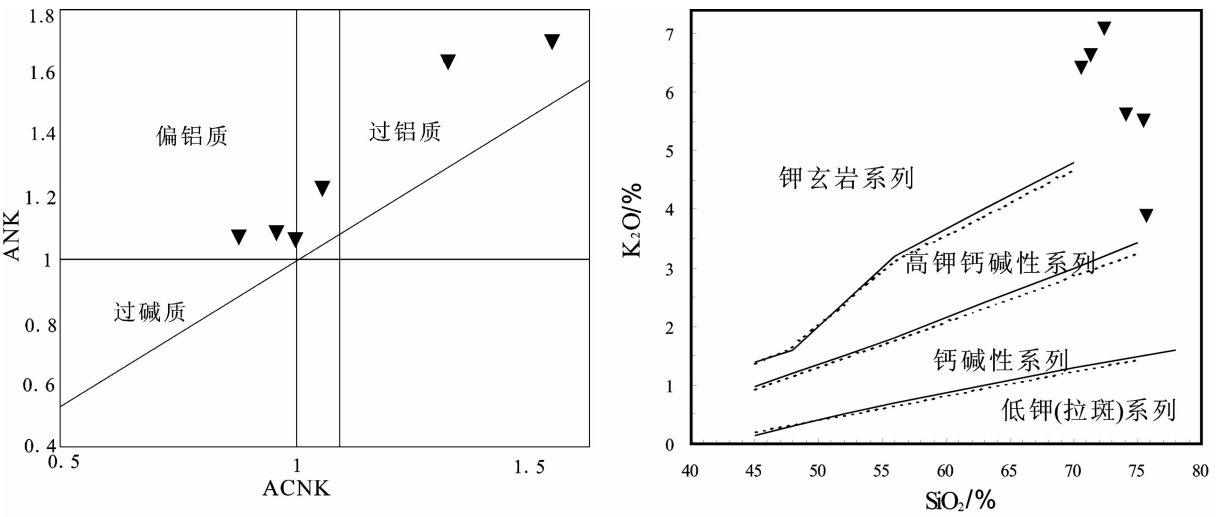


图 5　鹿鸣矿区花岗岩类 ACNK−ANK 图解和 SiO_2−K_2O 图解

Fig.5　ACNK−ANK and SiO_2 versus K_2O of granitoids from the Lumin Mo ore district

表 2　小兴安岭地区鹿鸣钼矿区花岗质岩体主量元素(%)含量

Table 2　Composition of major elements (%) of granitoids from the Lumin Mo ore district

样号号	岩性	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	MnO	P_2O_5	TiO_2	ToTal
LM-11-B29	二长花岗岩	74.22	12.88	1.92	0.21	2.32	0.48	0.93	5.57	0.01	0.04	0.64	100.60
LM-11-B3	花岗斑岩	75.80	11.09	1.12	0.28	0.21	0.96	1.55	3.85	0.02	0.01	0.33	99.68
LM01-B7	二长花岗岩	71.44	12.62	1.82	0.53	1.18	0.89	2.75	6.56	0.06	0.11	0.49	100.11
LMTC4-N1	二长花岗岩	70.74	12.71	1.19	0.49	2.02	1.51	2.95	6.38	0.17	0.16	0.64	100.04
LM01-B2	二长花岗岩	72.56	12.34	1.48	0.40	0.75	0.46	2.44	7.02	0.13	0.06	0.48	99.99
LM01-N1	二长花岗岩	75.64	11.49	1.12	0.26	0.77	0.89	2.08	5.46	0.13	0.10	0.32	99.38

注:测试工作在吉林大学测试科学实验中心完成。

表 3 小兴安岭地区鹿鸣钼矿区花岗质岩体微量元素含量

Table 3 Composition of trace elements ($\times10^{-6}$) of granitoids from the Lumin Mo ore district

样品号	样品名	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Y
LM-11-B29	二长花岗岩	29.56	52.09	5.84	18.88	3.10	0.55	2.73	0.42	2.76	0.53	1.73	0.29	2.15	14.45
LM-11-B3	花岗斑岩	41.07	74.17	7.73	25.14	3.76	0.38	2.90	0.39	2.46	0.44	1.42	0.24	1.77	13.67
LM01-B7	二长花岗岩	58.72	107.20	11.39	38.38	5.85	0.63	4.21	0.54	2.80	0.52	1.57	0.23	1.59	14.77
LMTC4-N1	二长花岗岩	14.80	33.32	4.23	16.72	3.14	0.60	2.64	0.38	2.03	0.36	1.09	0.16	1.08	10.16
LM01-B2	二长花岗岩	23.74	45.26	4.77	16.84	2.81	0.41	2.33	0.39	2.36	0.48	1.67	0.30	2.20	13.93
LM01-N1	二长花岗岩	37.10	67.50	7.35	25.17	3.91	0.46	3.49	0.53	3.03	0.61	1.87	0.29	2.03	18.76
样品号	样品名	Rb	Ba	Th	U	Ta	Nb	Pb	Pr	Sr	Nd	Zr	Hf	Sm	Lu
LM-11-B29	二长花岗岩	173.30	497.00	40.05	12.71	1.59	13.18	20.69	5.84	164.20	18.88	143.40	5.77	3.10	0.34
LM-11-B3	花岗斑岩	183.70	321.30	50.96	10.60	2.12	12.95	13.71	7.73	130.60	25.14	142.90	6.72	3.76	0.31
LM01-B7	二长花岗岩	145.80	458.20	25.34	8.55	0.42	8.89	12.89	11.39	173.90	38.38	58.82	3.22	5.85	0.25
LMTC4-N1	二长花岗岩	185.70	483.20	16.27	7.46	0.55	7.59	12.61	4.23	229.30	16.72	50.02	2.67	3.14	0.16
LM01-B2	二长花岗岩	167.80	442.60	28.26	5.17	1.06	14.60	24.20	4.77	171.10	16.84	192.00	9.11	2.81	0.33
LM01-N1	二长花岗岩	138.50	436.20	26.44	6.27	0.89	11.41	24.01	7.35	149.40	25.17	116.50	5.47	3.91	0.32

注：测试工作在吉林大学测试科学实验中心完成。

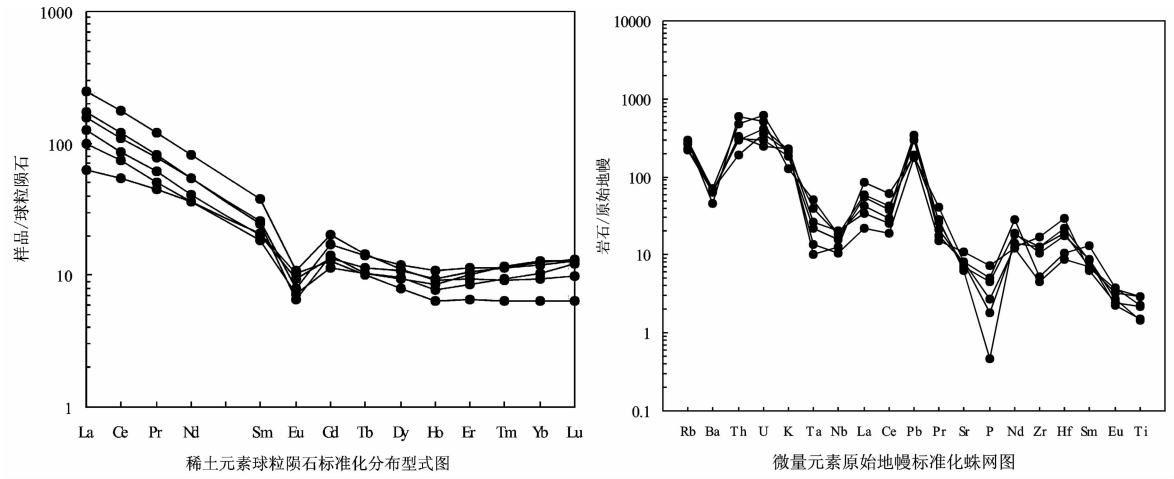


图 6　鹿鸣矿区花岗岩类 REE 配分曲线和微量元素蛛网图

Fig.6　Chondrite-normalized REE patterns and primitive mantle normalized trace element spider diagram of granitoids from the Lumin Mo ore district

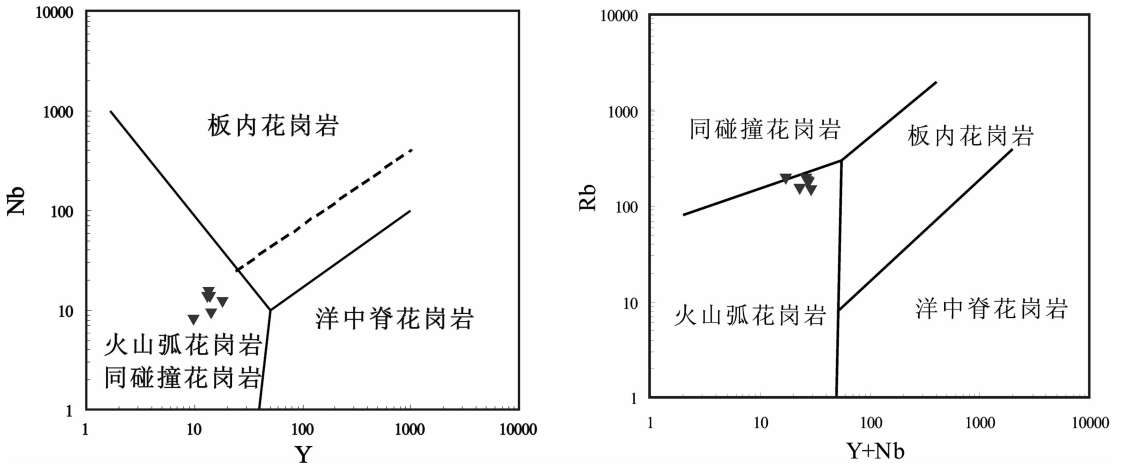


图 7　Y-Nb、Y+Nb-Rb 图解(底图据 Pearce.et al., 1984b)[18]

Fig.7　Y versus Nb and Y+Nb versus Rb diagrams (after Pearce et al., 1984b) [18]

大离子亲石元素(LILE)、亏损高场强元素(HFSE)等特征,与典型的岛弧环境岩浆作用地球化学性质[16-17]相似。在 Pearce 等[18]的 Nb-Y 和 Rb-(Y+Nb)图解(图 7)中,花岗岩样品大部分落入火山弧花岗岩区域,从当时的构造环境看很可能是太平洋板块俯冲的结果。

根据陈静[19]对小兴安岭—张广才岭地区花岗岩类地质特征及地球化学特征分析表明,这些花岗岩类具有与大兴安岭东北部、延边地区相同的岩石组合,岩性以花岗闪长岩、二长花岗岩和花岗斑岩为主,与张广才岭地区、延边地区的岩石组合完全可以对比,岩石地球化学性质显示活动大陆边缘花岗质岩的特征。因此,上述侏罗纪花岗岩的岩石组合特征暗示其可能形成于活动大陆边缘构造背景,与板块的俯冲作用有关。

鉴于小兴安岭—张广才岭花岗岩带的展布方向(近 SN 向分布)与太平洋板块俯冲形成构造带方向近乎一致,结合日本和东北地区东部大量中生代增生杂岩的存在[4]认为太平洋俯冲无疑对本区乃至邻区早中生代成岩成矿活动产生了重要影响。

参考文献(References):

[1] 葛文春, 吴福元, 周长勇, 等. 兴蒙造山带东段斑岩型 Cu,Mo 矿床成矿时代及其地球动力学意义 [J]. 科学通报, 2007, 52(2): 2407-2417.
Ge Wenchun, Wu Fuyuan, Zhou Changyong, et al. Mineralization ages and geodynamic implications of porphyry Cu-Mo deposits in the east of Xingmeng orogenic belt [J]. Science Bulletion, 2007, 52 (20):2407-2417(in Chinese with English abstract).

[2] 吴福元, 孙德有, 林强. 东北地区显生宙花岗岩的成因与地壳增生[J].岩石学报, 1999, 15(2):181-189.
Wu Fuyuan, Sun Deyou, Lin Qing. Northeast Phanerozoic granites and crustal growth [J]. Acta Petrologica Sinica, 1999, 15(2):181-189 (in Chinese with English Abstract).

[3] Wu F Y, Yang J H, Wilde S A, et al. Geochronology, petrogenesis and tectonic implications of the Jurassic granites in the Liaodong Peninsula, NE China[J]. Chem. Geol., 2005, 221:127-156.

[4] Wu F Y, Yang. J H, Lo C H. The Jiamusi Massif:A Jurassic accretionary terrane along the western Pacific margin of NE China [J]. Island Arc, 2007b, 16:156-172.

[5] 代军治, 毛景文, 杨富全, 等. 华北地台北缘燕辽钼(铜)成矿带矿床地质特征及动力学背景[J]. 矿床地质, 2006, 025(5):598-315.
Dai Junzhi, Mao Jingwen, Yang Fuquan, et al. Geological characteristics and geodynamic background of molybdenum (copper) deposits along Yanshan-Liaoning metallogenic belt on northern margin of North China block [J]. Mineral Deposits, 2006, 025 (5): 598-315 (in Chinese with English Abstract).

[6] 毛景文, 张作衡, 余金杰, 等. 华北及邻区中生代大规模成矿的地球动力学背景: 从金属矿床年龄精测得到启示 [J]. 中国科学(D辑), 2003, 33(4):289-299.
Mao Jingwen, Zhang Zuoheng, She Jinjie, et al. Mesozoic large scale mineralization and geodynamic settings in North China and adjacent areas: inspiration from the precise and accurate ages of metal deposits [J]. Science in China (Series D), 2003, 33 (4):289-299 (in Chinese with English Abstract).

[7] 毛景文, 谢桂青, 张作衡, 等. 中国北方中生代大规模成矿作用的期次及其地球动力学背景研究[J]. 岩石学报, 2005, 21(1):169-188.
Mao Jingwen, Xie Guiqing, Zhang Zuoheng, et al. Mesozoic large-scale metallogenic pulses in North China and corresponding geodynamic settings [J]. Acta Petrologica Sinica, 2005, 21(1):169-188 (in Chinese with English Abstract).

[8] 祁进平, 陈衍景. 东北地区浅成低温热液矿床的地质特征和构造背景[J].矿物岩石, 2005, 25 (2):47-59.
Qi Jinping, Chen Yanjing. geological features and tectonic setting of the epithermal deposits in Northeast China [J]. Mineralogy and Petrology, 2005, 25 (2):47-59(in Chinese with English Abstract).

[9] 韩振新, 徐衍强, 郑庆道, 等. 黑龙江省重要金属和非金属矿产的矿床成矿系列及其演化[M]. 哈尔滨:黑龙江人民出版社, 2004: 96-132.
Han Zhenxin, Xu Yanqiang, Zheng Qingdao, et al. The Important Metals and Nonferrous Metals Deposit Minerogenetic Series and Their Evolution [M]. Harbin: Heilongjiang People's Publishing House, 2004:96-132(in Chinese with English abstract).

[10] 谭成印, 杜杨松, 赵寒冬, 等. 小兴安岭有色、贵金属成矿带确立的证据及其地质意义[J].地质与资源, 2010, 19(增刊 1):46-55.
Tan Chengyin, Du Yangsong, Zhao Handong, et al. Evidence and geologic implication of the Xiao - xinganling nonferrous and precious metals metallogenic belt [J]. Geology and Resources, 2010, 19(S1):46-55(in Chinese with English abstract).

[11] 张苏江. 黑龙江省铁力地区钼(铜)矿产成矿地质条件及找矿潜力分析[D]. 吉林大学硕士学位论文, 2009:1-78.
Zhang Sujiang. Mo (Cu) mineral Metallogenic Conditions and Ore potential of Tieli area, Heilongjiang Province [D]. Changchun: Jilin University, 2009:1-78(in Chinese with English abstract).

[12] 韩振哲, 金哲岩, 吕军, 等. 小兴安岭东南鹿鸣-兴安-前进地区早中生代含矿花岗岩成岩成矿特征 [J]. 地质与勘探, 2010, 46 (5): 852-862.
Han Zhenzhe, Jin Zheyan, Lv Jun, et al. Characteristics of diagenesis and mineralization of the ore-bearing granite and its tectonic setting in the Early Mesozoic Era in the Luming-Xing'an-Qianjin area, Southeast of the Lesser Hinggan Mountains [J]. Geology and Prospecting, 2010, 46 (5):852-862 (in Chinese with English abstract).

[13] 韩振哲, 赵海玲, 李娟娟, 等. 黑龙江铁力兴安一带斑岩型钼矿资源潜力预测[J].地质与勘探, 2009a. 45(3):253-259.
Han Zhenzhe, Zhao Hailing, Li Juanjuan, et al. Metallogenic prognosis of porphyry style molybdenum mineralization potential Xingan area, Tieli City, Heilongjiang Province [J]. Geology and Prospecting, 2009, 45 (3):253-259 (in Chinese with English abstract).

[14] Anderson T. Correction of common lead in U-Pb analyses that do not report ^{204}Pb [J]. Chem. Geochemistry, 2002, 192:59-79.

[15] 侯增谦. 大陆碰撞成矿论[J]. 地质学报, 2010, 84(1):30-58.
Hou Zengqian. Metallogensis of continental collision [J]. Acta Geologica Sinica, 2010, 84(1):30-58.

[16] Tatsumi Y, Hamilton D L and Nesbitt R W. Chemicalcharacteristics of fluid phase released from a subducted lithosphereand origin of arc magmas:Evidence from high-pressure experimentsand natural rocks [J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1986, 29(1-4):293-309.

[17] Wilson M. Igneous Petrogenesis. London:Unwin Hyman, 1989.

[18] Pearce J A, Haltis H B W, Tindele A G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks[J]. Journal of Petrology, 1984b. 25:956-981.

[19] 陈静. 黑龙江小兴安岭区域成矿背景与有色、贵金属矿床成矿作用[D]. 长春:吉林大学, 2011:30-57.
Chen Jing. Metallogenic Setting and Metallogenesis of Nonferrous-Precious Metals in Lesser Hinggan Mountain, Heilongjiang Province [D]. Changchun:Jilin University, 2011:30-57(in Chinese with English abstract).

Geochronology and geochemistry of granite of the Luming molybdenum deposit in Heilongjiang and their geological significance

MA Shun-qing[1], CHEN Jing[2]

(1. *China University of Geosciences, Beijing* 100083, *China;*
2. *Northern Tibetan Plateau Geological Processes and Mineral Resources Laboratory, Qinghai Geological Survey Institute, Xining* 810012, *Qinghai, China*)

Abstract: The recently-discovered Lumin molybdenum deposit is located in the southern section of the Yichun-Yanshou polymetallic ore-forming belt. The ore-forming rocks mainly include adamellite -granite porphyry, and the LA -ICP - MS micro- situ isotopic analysis shows that their ages are195.4±1.4 Ma and 197.6±1.3 Ma, suggesting products of the late Indosinian - Early Yanshanian period. Geochemical studies indicate that SiO_2 (wt%) values vary in the range of 3.36%~5.78%, whereas K_2O and Na_2O vary in the range of 3.36%~5.78% and 2.60%~3.78% respectively. Rittmann indexes vary between 0.9 and 3.1. Analysis shows that the intrusions belong to high-K calc-alkaline-shoshonitic series. The ΣREE values are low with a strong fractionation between light and heavy rare earth elements (La_N/Yb_N=7.76~26.47) and obvious Eu negative anomaly (Eu/Eu^*=0.34~0.62). Trace elements display enrichment of Rb, Th , U , K and depletion of Nb , Ta, Ti, Y, Yb , suggesting that the source might have been a relatively water-rich magma, or the magma might have suffered from metasomatism by subduction zone fluid. Combined with results of previous studies, it is concluded that the formation of the deposit was probably controlled by the subduction of Pacific plate in early Mesozoic.

Key words: Luming molybdenum deposit; zircon U-Pb age; geochemistry; subduction of Pacific plate

---

About the first author: MA Shun-qing, male, born in 1963, doctor candidate, engages mainly in the study of metallogenic regularity of hydrothermal deposits and ore prognosis; E-mail: masq1800@163.com.