内蒙古查干花钼矿区成矿花岗岩地球化学、年代学及成岩作用*

刘翼飞[1] 聂风军[1] 江思宏[1] 席忠[2] 张志刚[2] 肖伟[1] 张可[3] 刘勇[3]

LIU YiFei[1], NIE FengJun[1], JIANG SiHong[1], XI Zhong[2], ZHANG ZhiGang[2], XIAO Wei[1], ZHANG Ke[3] and LIU Yong[3]

1. 中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037
2. 内蒙古自治区第一地质矿产勘查开发院,呼和浩特 010020
3. 北京科技大学土木与环境工程学院,北京 100083

1. *Institute of Mineral Resources*, *CAGS*, *Beijing* 100037, *China*
2. *No.* 1 *Geological Party of Inner Mongolia Bureau of Geology and Mineral Resources Exploration and Development*, *Hohhot* 010020, *China*
3. *Civil and Environmental Engineering Institute*, *University of Science and Technology Beijing*, *Beijing* 100083, *China*

2011-10-23 收稿, 2012-01-09 改回.

Liu YF, Nie FJ, Jiang SH, Xi Z, Zhang ZG, Xiao W, Zhang K and Liu Y. 2012. Ore-forming granites from Chaganhua molybdenum deposit, Central Inner Mongolia, China: Geochemistry, geochronology and petrogenesis. *Acta Petrologica Sinica*, 28(2):409 – 420

Abstract Located in central-west Inner Mongolia, China, Chaganhua porphyry molybdenum is a newly discovered large scale deposit. Geochronological and elemental data are presented for the ore-forming granites. The data show that the ore-forming granite was emplaced and crystallized in the Late Permian (253 ~ 254Ma). Compared with the molybdenite Re-Os dating (243Ma) from literature, it indicate that the Chaganhua molybdenum deposit was formed about 10Ma after the ore-forming granite was emplaced, which reflects a magmatic-hydrothermal ore forming system after long lived evolution and differentiation of the ore-forming granite. The major elements data show these granites are high K calc-alkaline series, metaluminous-peraluminous and characteristic of high silicon, high alkali. Combined with the trace elements features, it indicates that the ore-forming magmas is most plausibly originated by partial melting of previous subduction modified source, and has inherited some features of subduction related magma. The ore-forming magmas has undergone plagioclase and potash feldspar dominated crystal fractionation process before transported to the ore forming structure and were contaminated by the Baoyintu gneiss. The forming of these granites and Chaganhua deposit were favored by the post-collision regime as the chemical features show.

Key words Porphyry molybdenum deposit; High K calc-alkaline; Granites; Elements geochemistry; Chaganhua; Langshan orogen

摘 要 查干花钼矿床是内蒙古中西部的一个大型斑岩钼矿床。矿床成矿期花岗岩为似斑状黑云母花岗岩。2 个花岗岩样品锆石 SHRIMP U-Pb 定年结果分别为 253.3 ±2.8Ma (MSWD = 1.17)和 253.8 ±3.7Ma (MSWD = 1.6),显示成矿期花岗岩形成于 253 ~254Ma,为晚二叠世。与前人辉钼矿 Re-Os 测年研究(~243Ma)对比显示,矿床的成岩成矿时间差约为 10Ma,这与矿床控矿构造及成矿期花岗岩的结构构造特征相符,也与国内外较多的斑岩型矿床成岩可以对比,反映出查干花钼矿床是成矿岩体经历了长时间演化以后岩浆-热液体系的产物。元素地球化学研究显示,成矿期花岗岩具有高硅、高碱、准铝质至过铝质和高钾钙碱性的特征。其源区是受到早期陆缘弧俯冲作用改造及地壳混染的岩石,再经过部分熔融作用所形成。其微量元素继承了早期陆缘弧成因岩石的一些特征。岩浆在形成以后,在深部岩浆房内经历了以斜长石和钾长石为主导的分离结晶作用,并在上侵到地壳浅部区域以后受到了远古宇宝音图群的混染。其形成的构造环境为古生代末期向中生代转换的后碰撞环境。

关键词 斑岩钼矿床; 高钾钙碱性; 花岗岩; 元素地球化学; 查干花;狼山造山带

中图法分类号 P588.121; P597.3; P618.65

---

* 本文受国家重点自然科学基金项目(41030421)、基本业务费项目(K1012)和地质大调查项目(1212010911029)联合资助.

第一作者简介: 刘翼飞,男,1981 年生,博士生,矿床学专业,E-mail: lyfsky@126.com

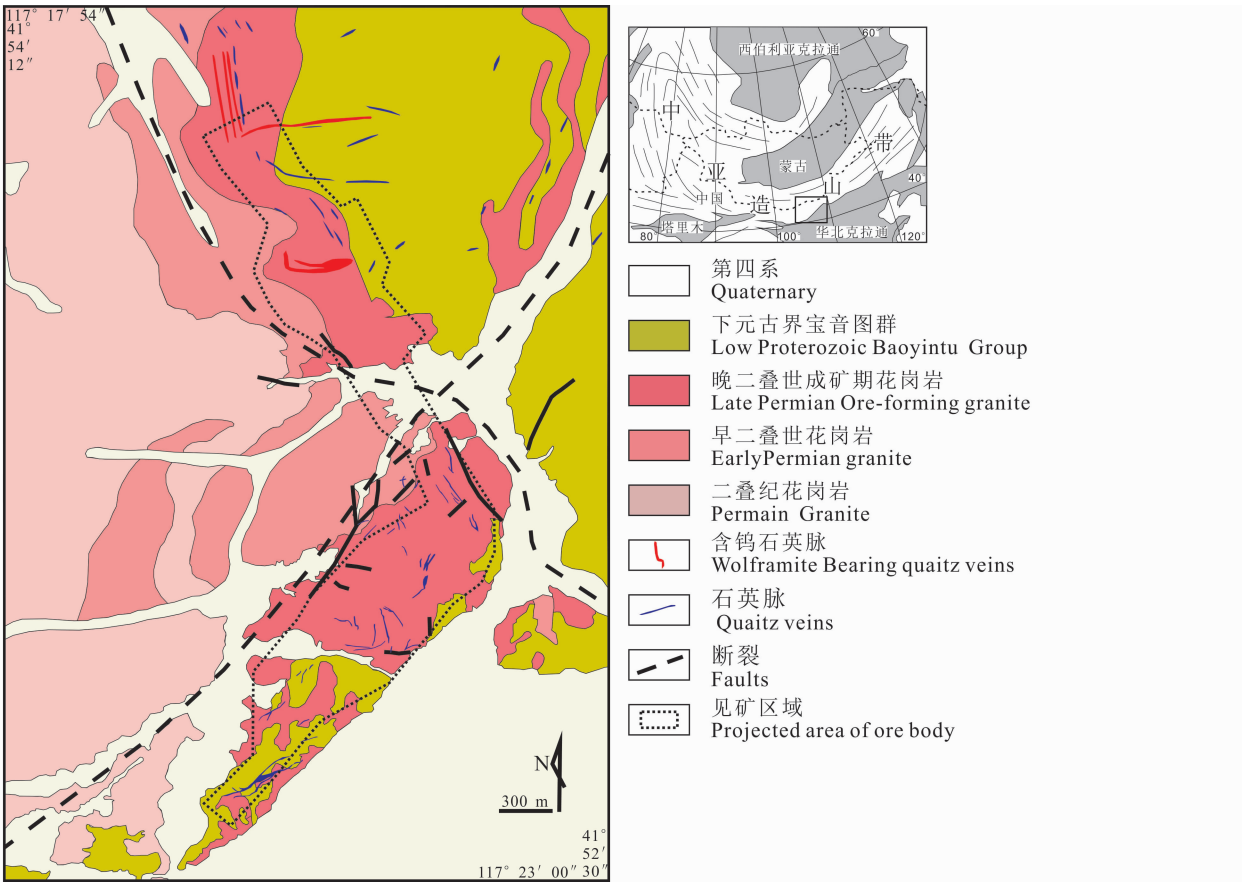


图 1 查干花钼矿区地质简图

Fig. 1 Simplified geological map of Chaganhua molybdenum deposit

查干花钼矿床位于内蒙古巴彦淖尔市乌拉特后旗,地理坐标为东经 107°20′~107°24′,北纬 41°52′~41°56′,是一处典型的斑岩钼矿床。矿区及外围系统的找矿工作始于 20 世纪 50 年代,迄今为止,区内中小比例尺地质调查和物化探工作已经完成,局部地段 1∶5 万的磁测和化探扫面工作也取得了良好的效果。2007~2010 年期间,内蒙古自治区第一地质矿产勘查开发院和第八地质矿产勘查开发院对该区物化探异常进行了查证,并对部分矿化体进行了地质勘查,部分地段达到详查程度,求得钼金属量 26 万吨(>0.06%)。

为了更好地探讨矿床的成因,部分学者已经对查干花钼矿床的形成时代(蔡明海等, 2010, 2011)和成矿流体(刘翼飞等, 2011)进行了研究。但由于查干花钼矿床发现较晚,尚未来得及对含矿花岗岩的形成时代和成岩作用进行系统研究,从而限制了对含矿花岗岩的成因及成岩成矿大地构造背景等问题的进一步探讨。查干花作为该地区具有代表性的斑岩钼矿床,通过系统的研究工作,厘定花岗岩的成因与成矿之间的关系,将有助于提升人们对该区域内钼矿床成因的认识,也有助于进一步指导该地区找矿工作。有鉴于此,我们采用锆石 SHRIMP U-Pb 定年和主量、微量元素测试的方法,结合前人的研究成果,探讨查干花矿区成矿花岗岩形成时代和成因,并对矿床形成的大地构造背景等问题进行探讨。

1 成矿地质背景

研究区构造上处于华北板块与西伯利亚板块之间的显生宙造山带的中东段,狼山构造-岩浆带的北段(彭润民等, 2007a, b),是中蒙边境巨型成矿带的组成部分(聂凤军等, 2007a)。研究区及其南侧的广大地区经历了新太古代结晶基底的形成、中元古代被动大陆边缘的裂解(翟明国和卞爱国, 2010)和新元古代晚期活动陆缘的开始以及古生代以来的俯冲、碰撞和碰撞后伸展作用(Xiao *et al.*, 2003; Meng, 2003)。

查干花矿区及邻区出露的地层主要有下元古界宝音图群、白垩系、古近系及新近系,其中前者总体呈北东向展布,局部受到构造和断裂的影响,呈近南北向。白垩系出露面积较小,主要分布于区域的西北部和南部,为陆相碎屑沉积岩和陆相湖盆沉积岩。研究区内经历了多次构造运动,褶皱及断裂发育,总体呈北东方向。其中主要褶皱有苏吉音花复式背斜,轴向 60°,出露长度 22km,两翼宽 8~10km,北西翼倾角 45°~60°,东南翼倾角 56°~76°,向南西倾伏。该背斜由

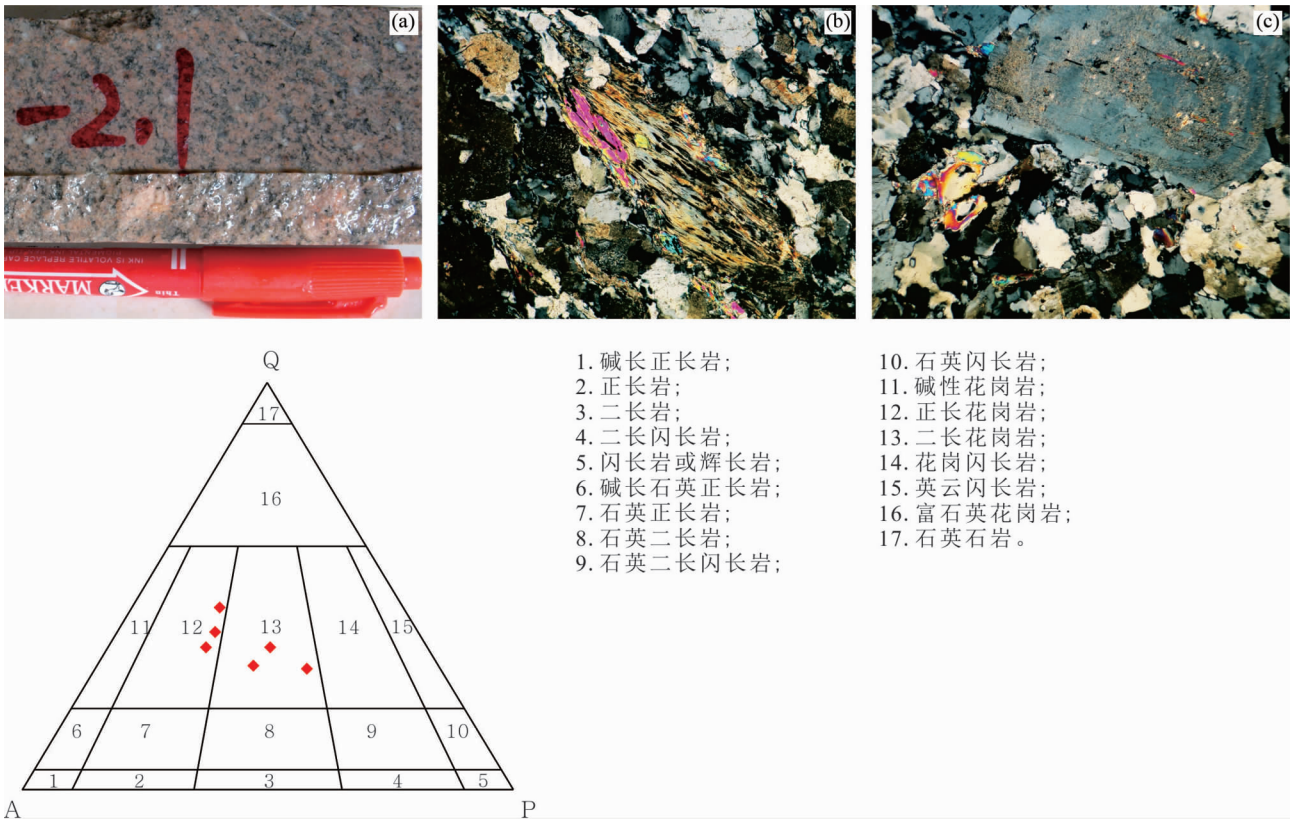


图 2　查干花钼矿区花岗岩照片及 QAP 分类图(Streckeisen and Le Maitre,1979)

Fig. 2　Hand specimen, microphotographs and QAP triangular diagram for representative ore forming granites from Chaganhua molybdenum deposit(Streckeisen and Le Maitre,1979)

下元古界宝音图群组成,南东翼多被后期花岗岩侵入。断裂构造主要呈北东向、北西向、近东西向及近南北向,这些断裂为后期成矿岩体及成矿热液的上侵提供了重要的通道和储矿空间,可能是区内钼、钨、铋矿化的重要导矿构造,查干花矿床产出于“X”型断裂的交汇部位(图 1)。研究区内侵入岩分布广泛,以花岗岩的分布面积最广,与区域内的钼、钨、铋成矿作用具有重要的联系。

2　矿区地质

查干花钼矿区赋矿岩体及矿体的形态明显受到“X”型断裂构造的控制,其中北东向断层走向 15°,长 1.7km,断层两侧岩石发生碎裂,具明显的硅化。北西向断层走向 316°,长 2.3km,断层具有宽 5 ~ 10m 的硅质断层角砾岩带,断层多被石英脉充填(图 1)。矿区内侵入岩分布广泛,主要为二叠纪花岗岩,根据岩体与矿化的关系,主要可以分为成矿期花岗岩和成矿前花岗岩。其中,成矿前二叠纪花岗岩分布面积较广,呈岩基状产出于矿区的西侧,岩性主要为黑云母二长花岗岩;早二叠世花岗岩呈岩株状产出于矿区中西部,岩性主要为黑云母二长花岗岩,被成矿期花岗岩侵入,部分地段具辉钼矿化;成矿期花岗岩为矿床的主要赋矿岩体,呈岩株状侵位于下元古界宝音图群中和成矿前花岗岩中,呈暗红色,岩性主要为似斑状黑云母二长花岗岩,局部为黑云母钾长花岗岩。显微镜下观察结果显示,岩石中斑晶主要为斜长石、钾长石和石英,基质呈花岗结构。主要矿物为斜长石(30% ~ 35%)、钾长石(35% ~ 40%)、石英(25% ~ 30%),次要矿物为黑云母(3% ~ 5%),副矿物主要为锆石和磷灰石(图 2)。

矿床热液蚀变作用明显,主要有云英岩化、硅化、白云母化、碳酸盐化、绢云母化、绿帘石化、绿泥石化及泥化。蚀变强烈的部位,花岗岩中斜长石、黑云母和钾长石等矿物常被其他矿物交代,形成白云母、碳酸盐矿物、绢云母-黏土矿物、绿帘石和绿泥石等次生矿物。钼矿体主要赋存于云英岩化、硅化成矿期花岗岩体内,并与围岩呈渐变关系。矿体及蚀变的分布范围主要受到成矿期花岗岩及“X”型断裂的控制,显示岩体与矿化具有密切的成因联系(图 1)。

3　样品采集及测试方法

用于测年研究的 2 件花岗岩样品采自于钻孔岩芯中,样品蚀变较为轻微。原岩样品经过破碎达到合适粒度后,在双目镜下挑选出完整和透明度好的锆石,将选出的锆石与标准

表 1 查干花钼矿区成矿期花岗岩代表性样品锆石 SHRIMP 铀-钍-铅同位素测年结果

Table 1 U-Th-Pb composition of zircons for representative ore-forming granites from Chaganhua molybdenum deposit measured by SHRIMP

测点号	$^{206}Pb_c$ (%)	$^{206}Pb^*$ ($\times10^{-6}$)	Th ($\times10^{-6}$)	U ($\times10^{-6}$)	Th/U	$\frac{^{207}Pb^*}{^{206}Pb^*}$	±%	$\frac{^{207}Pb^*}{^{235}U}$	±%	$\frac{^{206}Pb^*}{^{238}U}$	±%	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ 年龄(Ma)
CZK505-32												
1.1	1.08	24.0	223	698	0.32	0.0494	5.6	0.270	5.9	0.03960	1.9	250.4 ±4.7
2.1	0.94	23.5	325	695	0.47	0.0498	5.1	0.268	5.4	0.03905	1.9	246.9 ±4.7
3.1	1.29	21.1	339	632	0.54	0.0548	5.8	0.290	6.1	0.03840	2.0	242.9 ±4.7
4.1	2.16	26.0	242	712	0.34	0.0476	8.0	0.273	8.3	0.04155	2.1	262.5 ±5.5
5.1	0.19	80.7	2585	2342	1.10	0.05025	1.6	0.2775	2.5	0.04005	1.8	253.1 ±4.6
6.1	0.87	43.6	155	1233	0.13	0.0506	4.8	0.286	5.2	0.04093	1.9	258.6 ±4.9
7.1	0.13	61.3	87	1737	0.05	0.05269	1.5	0.2978	2.4	0.04100	1.9	259.0 ±4.7
~~8.1~~	~~1.56~~	~~7.24~~	~~123~~	~~205~~	~~0.60~~	~~0.0713~~	~~9.0~~	~~0.398~~	~~9.2~~	~~0.04051~~	~~2.2~~	~~256.0 ±5.5~~
9.1	1.50	17.7	292	506	0.58	0.0512	7.6	0.283	8.0	0.04005	2.5	253.2 ±6.2
10.1	1.29	16.1	231	467	0.49	0.0549	6.5	0.300	6.8	0.03968	2.0	250.9 ±5.0
11.1	0.38	24.8	510	711	0.72	0.0526	3.5	0.293	4.0	0.04039	1.9	255.2 ±4.8
12.1	0.20	107	1861	3044	0.61	0.05108	1.4	0.2869	2.3	0.04073	1.8	257.4 ±4.6
13.1	0.86	18.9	154	543	0.28	0.0537	5.7	0.297	6.0	0.04006	2.0	253.2 ±4.9
14.1	0.80	30.2	400	883	0.45	0.0502	4.4	0.274	5.4	0.0395	3.2	249.9 ±7.8
~~15.1~~	~~4.39~~	~~6.67~~	~~55~~	~~113~~	~~0.48~~	~~0.0409~~	~~8.8~~	~~0.37~~	~~9.1~~	~~0.0655~~	~~2.3~~	~~409.3 ±9.0~~
CZK505-41												
1.1	0.51	23.4	185	688	0.27	0.0534	4.9	0.290	5.6	0.0394	2.7	248.8 ±6.6
2.1	0.27	107	1067	2932	0.36	0.05101	1.8	0.2989	3.2	0.0425	2.6	268.3 ±6.9
3.1	0.19	38.2	441	1126	0.39	0.0499	2.1	0.2707	3.4	0.0394	2.6	248.9 ±6.4
4.1	0.06	135	797	3996	0.20	0.05120	0.99	0.2783	2.8	0.0394	2.6	249.3 ±6.4
5.1	0.84	20.5	259	591	0.44	0.0531	4.8	0.293	5.5	0.0401	2.7	253.4 ±6.7
6.1	0.58	35.5	288	986	0.29	0.0505	4.1	0.290	4.9	0.0416	2.7	263.0 ±6.9
7.1	0.26	60.8	840	1771	0.47	0.05016	2.0	0.2755	3.3	0.0398	2.6	251.8 ±6.5
8.1	2.49	74.7	1047	1983	0.53	0.0508	4.7	0.299	5.4	0.0428	2.6	269.9 ±7.0
9.1	0.77	27.4	177	796	0.22	0.0510	3.9	0.280	4.8	0.0397	2.7	251.1 ±6.7
10.1	0.78	27.8	447	837	0.53	0.0491	5.1	0.259	6.2	0.0383	3.5	242.2 ±8.3
11.1	0.38	68.8	70	227	0.31	0.1190	1.2	5.76	3.5	0.351	3.3	1,941 ±55
~~12.1~~	~~0.01~~	~~316~~	~~4323~~	~~8391~~	~~0.52~~	~~0.05123~~	~~0.58~~	~~0.3096~~	~~2.7~~	~~0.0438~~	~~2.6~~	~~276.6 ±7.0~~
13.1	0.06	109	2168	3139	0.69	0.05298	1.1	0.2958	2.8	0.0405	2.6	255.9 ±6.6
14.1	0.23	123	949	3535	0.27	0.05305	1.3	0.2958	2.9	0.0404	2.6	255.5 ±6.6
15.1	0.97	25.6	664	771	0.86	0.0504	5.9	0.266	6.5	0.0383	2.7	242.2 ±6.4

注：Pb_c 和 Pb^* 分别表示普通铅和放射性铅，应用实测 ^{204}Pb 校正锆石中的普通铅，误差为 1σ

样品一起置于环氧树脂中制成样品靶，并将样品靶打磨并抛光至锆石中心部位暴露出来。对样品靶上的锆石进行透射光、反射光和阴极发光照相，以便在进行 SHRIMP 测定时选取合适的分析部位及测定完成后进行合理的数据解释。锆石阴极发光和锆石微区原位 U-Th-Pb 同位素分析在北京离子探针中心进行。分析过程中，用标准锆石 TEM（$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 416.8 ± 1.3Ma，Black *et al.*，2003）的测定值来进行 $^{206}Pb/^{238}U$ 比值的校正；用 M257（$^{206}Pb/^{238}U$ 年龄为 561.3 ±0.3Ma，U 含量 840×10^{-6}，Nasdala *et al.*，2008）进行 U 含量校正。测试按照文献（Williams and Claesson，1987；宋彪等，2002）描述的流程进行。测定时，标准样品和未知样品按照 1∶3 的比例交替进行。样品测试过程中，尽量选择无包裹体及无裂纹的部位作为一次离子流斑点的目标位置。数据处理及铀-铅谐和图绘制采用 Squid 程序和 Isoplot 程序完成。年龄值采用 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄，单个点的误差为 1σ，加权平均值的误差为 95% 置信度误差。

用于主微量、稀土元素测试的 6 件花岗岩样品采自于钻孔岩芯中。取样过程中避免采取受到蚀变明显的岩石，总体较为新鲜（岩石 CIA 指数分布于 48.33 ~ 53.03，新鲜花岗岩样品 CIA 指数分布于 45 ~ 55，Nesbitt and Young，1982），花岗岩特征如前所述。本次研究的主量和微量元素分析在核工业北京地质研究院分析测试研究中心完成。主元素分析采用 X 荧光光谱仪，Ba、Sr 分析采用 ICP-AES，其它元素（包括稀土元素）分析采用 ICP-MS，分析测试工作是由核工业地质

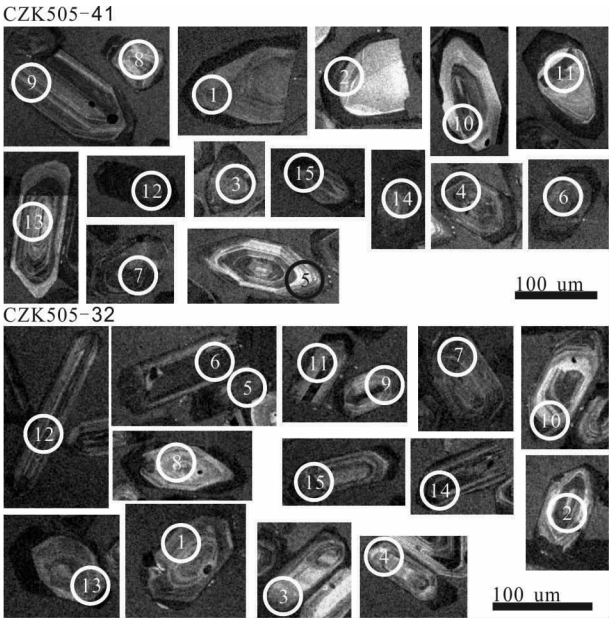


图 3 查干花矿区成矿期花岗岩代表性样品锆石阴极发光照片

Fig. 3 CL images of zircons for representative ore-forming granites from Chaganhua molybdenum deposit

分析测试研究中心完成。测试精度：Fe_2O_3 和 FeO 的 RSD < 10%，其它主元素的 RSD < 2% ~ 8%，微量和稀土元素的 RSD < 10%。

4 分析结果

4.1 锆石测年结果

锆石样品的阴极发光照片见图 3。在照片中，样品 CZK505-32 和 CZK505-41 中大部分锆石晶体形态较好，呈长柱状，长宽比约为 1.5∶1 ~ 6∶1，长约 70 ~ 200μm，表面洁净光滑，发育典型的韵律环带，显示出岩浆成因锆石的特征。部分锆石内发育有继承核以及暗色矿物包裹体。

本次研究通过锆石 SHRIMP U-铅方法对矿区内的成矿期花岗岩的年龄进行了测定，每个样品共测定 15 个数据，测点位置见图 3，分析数据见表 1。样品 CZK505-32 中锆石中 U 和 Th 含量变化范围较大，分别介于 205×10^{-6} ~ 3044×10^{-6} 之间和 87×10^{-6} ~ 2585×10^{-6} 之间，平均值为 1029×10^{-6} 和 538×10^{-6}；Th/U 比值变化较大，变化于 0.05 ~ 1.1 之间，平均为 0.48。除去一个偏离谐和线及一个含有高普通铅的样品外，所测得的 13 个年龄数据总体较为稳定，构成一个相关年龄组，在一致曲线中接近一致，且集中分布，比较谐和（图 4），显示锆石形成后 U-Th-Pb 同位素体系进入封闭状态，其后没有明显的 U、Th 和 Pb 的加入或者丢失，给出的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄加权平均为 253.3 ± 2.8Ma（MSWD = 1.17），代表锆石锆石的结晶年龄，为晚二叠世。

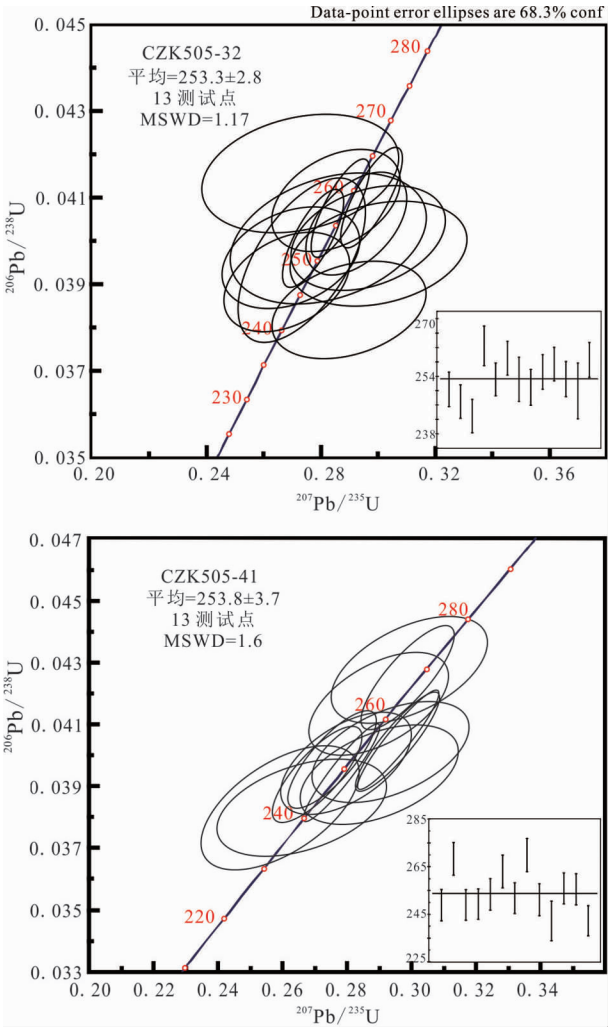


图 4 查干花钼矿区成矿期花岗岩代表性样品锆石 SHRIMP U-Pb 测年谐和图

Fig. 4 U-Pb concordia plot of the SHRIMP analyses of zircons for representative ore-forming granites from Chaganhua molybdenum deposit

样品 CZK505-41 中锆石中 U 和 Th 含量变化总体与样品 CZK505-32 相似，具有较大的范围，分别介于 227×10^{-6} ~ 3996×10^{-6} 之间和 70×10^{-6} ~ 2186×10^{-6} 之间，平均值为 1700×10^{-6} 和 671×10^{-6}；Th/U 比值变化较大，变化于 0.20 ~ 0.86 之间，平均为 0.42；测点 11.1 具有异常高的 U 和 Th 的含量，分别为 8391×10^{-6} 和 4323×10^{-6}。除去一个高 U 含量的测点，所测得的 14 个年龄数据分为两组，13 个年龄为一相关年龄组，总体较为稳定，在一致曲线中接近一致，且集中分布，比较谐和（图 4），显示锆石形成后 U-Th-Pb 同位素体系进入封闭状态，其后 U、Th 和 Pb 没有明显的加入或者丢失，给出的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄加权平均为 253.8 ± 3.7Ma（MSWD = 1.6），显示该组锆石结晶于晚二叠世，与样品 CZK505-32 的结果在误差范围内是一致的；测点 11.1 位于锆石的核部，其年龄为 1941 ± 55Ma，显示该继承核结晶于早元古代。

表 2 查干花钼矿区成矿期花岗岩代表性样品主量元素分析结果(wt%)

Table 2 Major elements data of representative ore-forming granites from Chaganhua molybdenum deposit (wt%)

样品号	CZK501-2	CZK501-3	CZK501-4	CZK505-17	CZK505-41	CZK505-46
SiO_2	76.55	74.53	72.55	76.10	69.80	74.81
Al_2O_3	11.70	13.10	13.45	12.47	13.92	12.90
Fe_2O_3	1.31	1.25	1.50	0.83	1.88	1.23
FeO	0.85	0.30	0.80	0.40	0.50	0.75
MgO	0.15	0.26	0.46	0.34	0.80	0.40
CaO	0.86	0.74	1.34	1.20	2.47	1.37
Na_2O	2.99	3.06	3.76	2.42	3.92	3.67
K_2O	5.15	5.54	4.80	4.51	3.64	4.22
MnO	0.02	0.01	0.02	0.04	0.07	0.04
TiO_2	0.16	0.18	0.25	0.13	0.29	0.18
P_2O_5	0.04	0.04	0.08	0.21	0.20	0.07
烧失量	1.01	1.23	1.62	1.66	2.64	1.02
Total	99.94	99.94	99.83	99.91	99.63	99.91
Na_2O+K_2O	8.14	8.60	8.56	6.93	7.56	7.89
K_2O/Na_2O	1.72	1.81	1.28	1.86	0.93	1.15
A/CNK	0.97	1.06	0.97	1.13	0.94	0.99
A/NK	1.12	1.19	1.18	1.41	1.34	1.22
DI	93.14	93.01	89.75	90.34	83.76	89.89
CIA	49.25	51.42	49.32	53.03	48.33	49.62

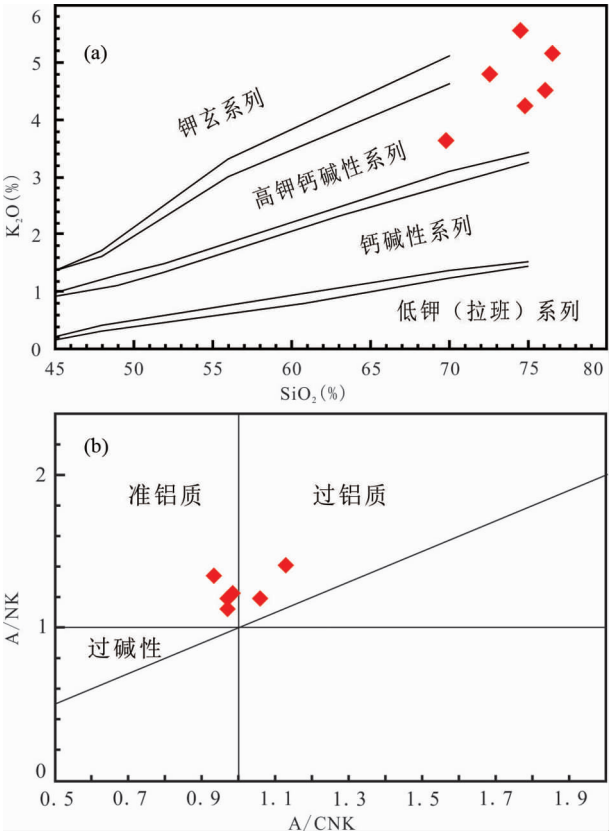


图 5 查干花钼矿区成矿期花岗岩代表性样品钾硅图解及 A/NK 对 A/CNK 图解

Fig. 5 K_2O vs. SiO_2 and A/NK vs. A/CNK diagrams for representative ore-forming granites from Chaganhua molybdenum deposit

表 3 查干花矿区成矿期花岗岩代表性样品微量元素组成($\times 10^{-6}$)

Table 3 Trace elements data of representative ore forming granites from Chaganhua molybdenum deposit ($\times 10^{-6}$)

样品号	CZK501-2	CZK501-3	CZK501-4	CZK505-17	CZK505-41	CZK505-46
La	56.8	56.4	47.6	23.0	33.0	21.8
Ce	116.0	110.0	79.8	41.1	56.2	39.6
Pr	12.30	12.90	8.30	4.52	6.00	4.32
Nd	47.2	49.2	27.9	15.8	20.8	15.8
Sm	7.44	8.54	3.93	2.98	3.45	2.76
Eu	0.291	0.330	0.903	0.427	1.050	0.530
Gd	5.81	6.60	2.71	2.40	2.51	2.11
Tb	0.888	0.862	0.349	0.394	0.352	0.361
Dy	4.21	3.65	1.58	1.96	1.73	1.76
Ho	0.77	0.568	0.242	0.359	0.272	0.298
Er	1.96	1.51	0.673	1.02	0.788	0.845
Tm	0.295	0.203	0.107	0.165	0.114	0.136
Yb	1.980	1.340	0.658	1.090	0.789	0.981
Lu	0.299	0.205	0.104	0.158	0.112	0.128
Ga	17.9	19.1	22.3	26	19.7	19.1
Rb	143	145	195	377	306	270
Sr	57.2	68.0	239	177	142	218
Y	18.80	15.00	7.38	10.90	8.67	9.23
Nb	10.4	12.4	10.9	19.3	19.8	15.3
Cs	8.50	8.67	14.40	25.90	32.40	42.20
Ba	199	250	929	607	529	862
Ta	0.671	0.695	1.150	2.260	1.690	3.180
Pb	39.7	45.9	40.4	23.7	19.4	33.8
Th	27.4	29.4	20.7	16.6	17.1	15.2
U	9.19	8.38	20.80	18.20	5.20	11.40
Zr	125	98.6	223	118	191	117
Hf	3.92	3.50	5.59	3.68	4.78	3.58
ΣREE	256.2	252.3	174.9	95.37	127.2	91.43
Eu/Eu*	0.14	0.13	0.85	0.49	1.09	0.67
La/Sm	7.63	6.60	12.11	7.72	9.57	7.90
K/Rb	299	317	204	99.3	98.8	130
Ba/Nb	1.39	1.72	4.76	1.61	1.73	3.19
Rb/Zr	1.14	1.47	0.87	3.19	1.60	2.31
Nb/Th	0.38	0.42	0.53	1.16	1.16	1.01
La/Yb	28.69	42.09	72.34	21.10	41.83	22.22
Th/Yb	13.84	21.94	31.46	15.23	21.67	15.49
Ta/Yb	0.34	0.52	1.75	2.07	2.14	3.24

4.2 元素分析结果

成矿期花岗岩样品主量元素分析结果见表 2,从表中可以看出,成矿期花岗岩主量元素具有以下特征:硅含量较高,SiO_2 含量为 69.80% ~76.55%,平均值为 74.06%;Al_2O_3 含量为 11.70% ~13.92%之间,平均值为 12.92%;碱质含量较

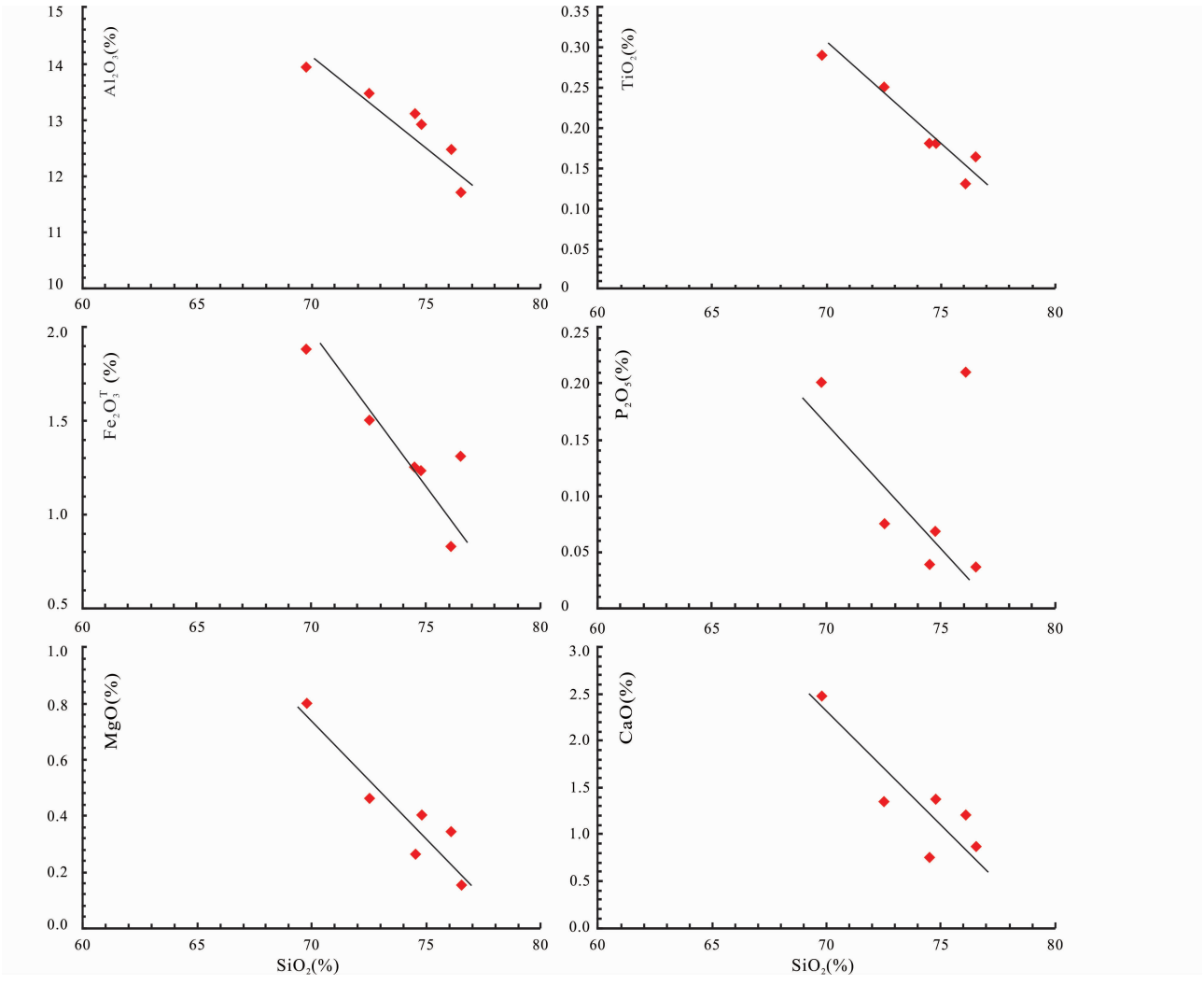


图 6　查干花矿区成矿期花岗岩代表性样品主量元素对 SiO_2 双变量协变图

Fig. 6　Harker variation diagrams for representative ore-forming granites from Chaganhua molybdenum deposit

高，$K_2O + Na_2O$ 含量为 6.93% ~ 8.56%，平均值为 7.95%，较为富钾，K_2O/Na_2O 比值为 0.93 ~ 1.86，平均值为 1.46，为高钾钙碱性系列（图 5a），岩石分异程度较高，DI 指数（标准矿物石英 + 正长石 + 钠长石，Thornton and Tuttle, 1960）变化于 83.76 ~ 93.14 之间，平均值为 90。岩石为准铝质和过铝质（图 5b），A/CNK 比值为 0.94 ~ 1.13，平均值为 1.01，A/NK 比值为 1.12 ~ 1.41，平均值为 1.24。查干花矿区成矿期花岗岩代表性样品主量元素对 SiO_2 双变量协变图表现出系统而明显的变化，而且具有相同的趋势，显示成矿期花岗岩在岩浆的演化过程中可能经历明显的结晶分异作用（图 6）。

成矿期花岗岩样品的微量元素分析结果见表 3，从表中可以看出，成矿期花岗岩的总稀土含量（∑REE）较高，变化于 91.43×10^{-6} ~ 256.2×10^{-6} 之间，平均值为 166.2×10^{-6}；La 含量相对于球粒陨石富集了 97.0 ~ 240 倍，平均为 168 倍，而 Lu 含量则相对于球粒陨石富集了 4.09 ~ 11.77 倍，平均为 6.6 倍。稀土分异明显，$(La/Yb)_N$ 比值变化于 15.14 ~ 51.89 之间，平均值为 27.29，其中轻稀土分异程度较高，$(La/Sm)_N$ 比值变化于 4.26 ~ 7.80 之间，平均值为 5.54，重稀土分异相对较低，$(Gd/Yb)_N$ 变化于 1.78 ~ 4.07 之间，平均值为 2.69；Eu/Eu^* 变化较大，位于 0.13 ~ 1.09 之间，主要表现为负的 Eu 异常（图 7），并与硅含量表现出明显的负相关性，与钙含量表现出明显的正相关性（图 8）。稀土元素配分图呈右倾形态，其中轻稀土较为倾斜，重稀土较为平缓。

从原始地幔标准化蛛网图上可以看出成矿期花岗岩样品的富集亏损状态，大部分地幔不相容微量元素的含量均高出原始地幔值几倍到上千倍之间，但 Ti 的含量与原始地幔值相当，部分样品甚至低于原始地幔值。原始地幔标准化蛛网图解整体呈现右倾形态，富集左侧大离子亲石元素，亏损高场强元素及重稀土元素。从蛛网图上也可以看出，相对两侧元素，明显亏损 Ba、Nb、Sr、P 及 Ti 元素，亏损 U 和 Pb 等元素。从微量元素的相关性上看，大离子亲石元素之间如 Rb 与 Sr，Ba 与 Sr 之间，及高场强元素之间，如 Zr 与 Hf，具有明

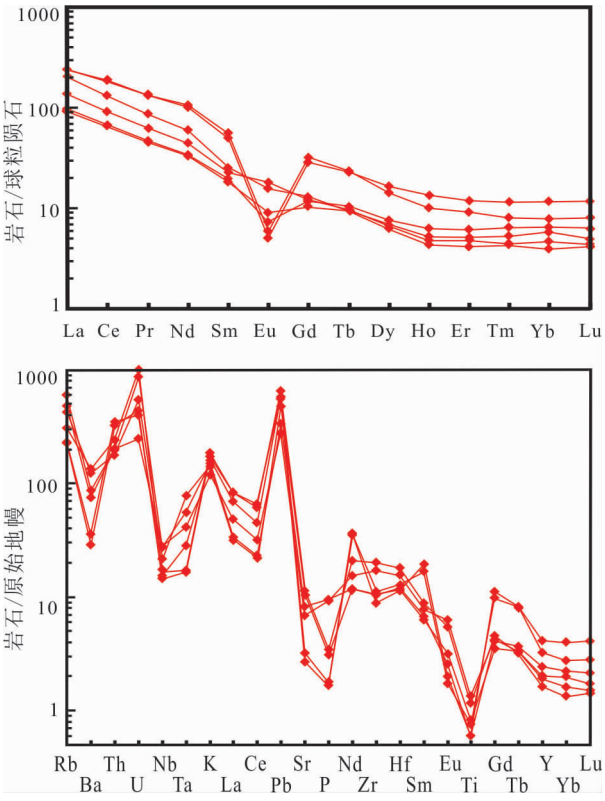


图7 查干花矿区成矿期花岗岩代表性样品稀土配分图及微量元素蛛网图(标准值据 Sun and McDonough, 1989)

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns and primitive-mantle (PM) normalized spidergrams for representative ore-forming granites from Chaganhua molybdenum deposit (the chondrite and primitive mantle values after Sun and McDonough, 1989)

显的正相关性。

5 讨论

5.1 成岩成矿时代

矿床地质特征研究表明,矿区钼矿化主要表现为细脉状和浸染状,与赋矿岩体具有密切的空间关系,矿体的产出形态与成矿期花岗岩的产出形态较为一致,同时受到矿区"X"型断裂的控制,矿区的蚀变范围也与成矿期花岗岩具有一致的分布关系。因此,矿区内蚀变、矿化和花岗岩体之间三位一体的关系显示成矿期花岗岩与钼矿化具有密切的成因联系,为矿床的成矿岩体。锆石 SHRIMP 铀-铅年代学显示,成矿期花岗岩锆石的结晶年龄在 253~254Ma 期间。从锆石的形态、其中的 Th/U 比值(大部分大于 0.2,平均值为 0.45)等参数及 Th、U 含量之间具有的良好的正相关关系(表 1)来看,锆石属于岩浆成因锆石,其年龄能代表花岗岩的形成年龄。因此样品 CZK505-32 及 CZK505-41 的锆石年龄(253~254Ma)可以反映成矿花岗岩的形成时代,为晚二叠世。

前人通过辉钼矿 Re-Os 方法对矿床的成矿年龄进行了研究,结果显示查干花南矿区辉钼矿铼-锇等时线年龄为 242.7±3.5Ma(蔡明海等, 2011),北矿区辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 243.0±2.2Ma(蔡明海等, 2010)。从矿床的地质特征来看,成矿期花岗岩为似斑状结构,结晶程度相对较好(图 2),显示该岩体在就位以后经历了较长时间的演化过程。刘翼飞等(2011)研究也显示,矿床氢同位素比大部分斑岩钼矿床的氢同位素值更低,指出该矿床成矿流体相比其他矿床经历了更长时间去气过程,从另一侧面证实了成矿期花岗岩就位后经历了较长时间的演化过程。因此,成矿期花岗岩体侵位年龄(253~254Ma)与矿床矿化年龄(~243Ma)约 10Ma 的时间差正是该矿床成岩成矿历史的反映。

从国内外其他斑岩型钼矿床的成岩成矿时代来看,部分矿床具有较长的成岩成矿时间差。如:内蒙古小东沟斑岩型钼矿床辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 135.5±1.5Ma(聂凤军等, 2007b),其成矿岩体的锆石 SHRIMP U-Pb 年龄为 142.2±2Ma(Zeng *et al.*, 2010),显示小东沟钼矿床成岩成矿时间差约为 6.7Ma;河南省汤家坪斑岩钼矿床辉钼矿 Re-Os 等时线年龄为 113.1±7.9Ma(杨泽强, 2007),而汤家坪花岗斑岩锆石 LA-ICPMS U-Pb 年龄为 121.6±4.6Ma(魏庆国等, 2010),显示矿床成岩成矿的时间差约为 8.5Ma;河南省上房沟斑岩-矽卡岩型钼矿床辉钼矿 Re-Os 模式年龄加权平均值为 144.8±2.1Ma(李永峰等, 2004),与成矿相关岩体的锆石 U-Pb 年龄为 157.6±2.7Ma(毛景文等, 2005),显示该矿床成岩成矿时间差值约为 12.8Ma;Selby and Creaser(2001)对加拿大恩达科(Endako)斑岩钼矿床研究后认为,该矿床成矿作用经历了~154Ma,~148 至 146Ma,以及~145Ma 的三个矿化阶段,并与矿区内岩浆活动的历史相吻合,显示该矿床经历了约 9Ma 的成矿周期。从以上国内外大量的研究结果可以看出,较多斑岩型钼矿床都经历了较长时间的成岩成矿演化历史,与查干花斑岩钼矿床具有可比性。

5.2 岩浆演化过程

成矿期花岗岩主量元素、微量元素对 SiO_2 协变图解上以及微量元素之间的协变关系图解上(图 6、图 8),表现出系统而明显的变化,而且具有相同的趋势,显示成矿期花岗岩在岩浆的演化过程中可能经历明显的结晶分异作用。协变图解中 P_2O_5 含量与 SiO_2 含量的变化关系可能与副矿物磷灰石分离有关;Fe_2O_3 及 MgO 含量对 SiO_2 含量的变化可能与铁镁质矿物的结晶分离有关。从微量元素及相关比值的图解上我们可以进一步确认这种部分熔融作用在岩浆演化过程中的作用,如 Eu/Eu^* 与 SiO_2 含量具有明显负的相关性,与 CaO 的含量在具有明显的正相关性,显示出 Eu 负异常随着岩浆的演化程度越强,异常越明显,而且与钙的分离有关,而从 Sr/Ba 对 Sr 的相关图解中可以看出,这种现象受到斜长石与钾长石分离结晶的控制(图 8)。由于成矿期花岗

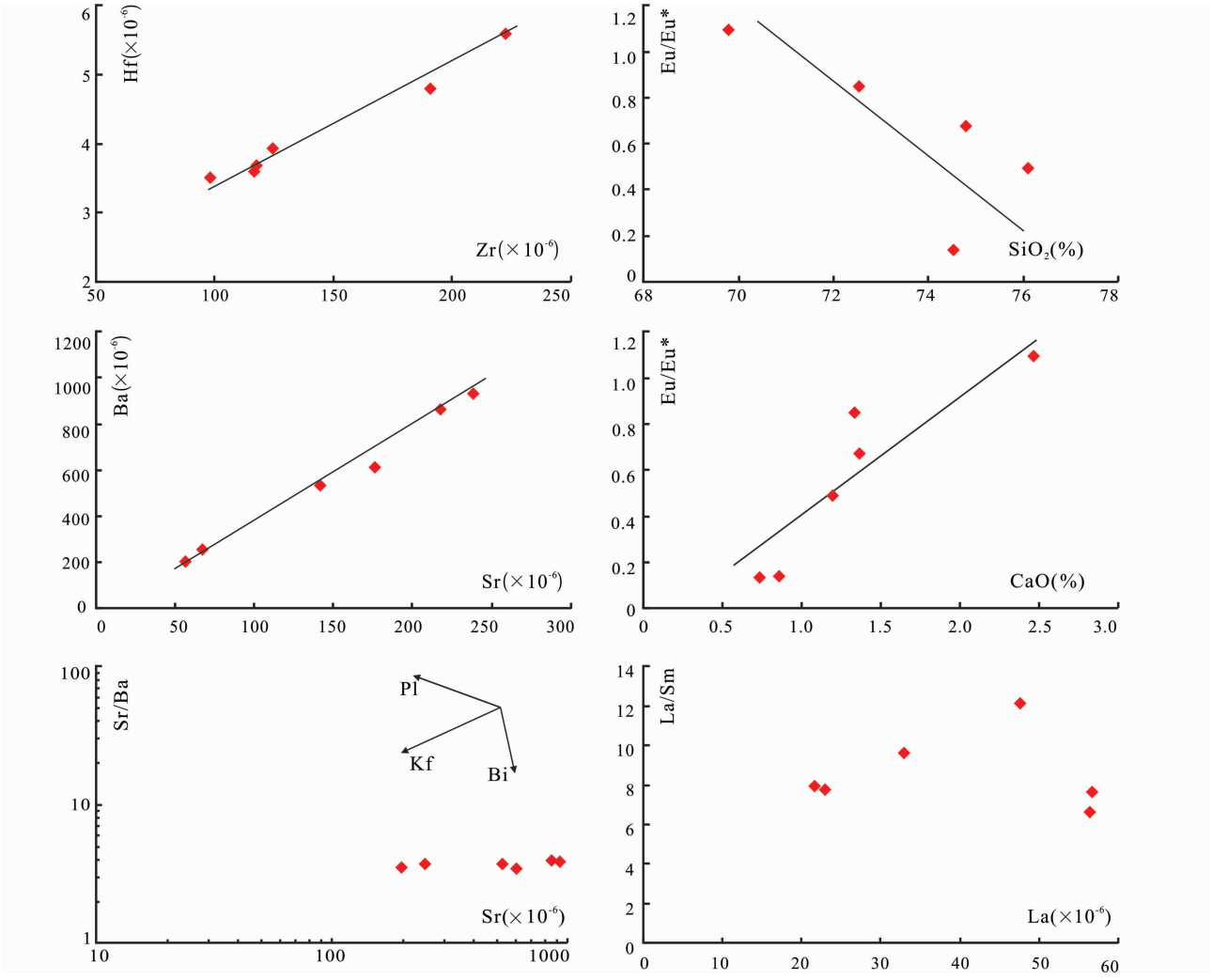


图 8　查干花矿区成矿期花岗岩代表性样品微量元素及 Eu 异常协变图解

Fig. 8　Trace elements and its ratios variation diagrams for representative ore-forming granites from Chaganhua molybdenum deposit

岩具有似斑状结构，斑晶主要为斜长石、钾长石和石英，显示岩石可能经历了两次结晶过程，斜长石、钾长石和石英斑晶为早期结晶的产物，同时，在矿区内没有与花岗岩过渡的中基性岩体的产出，都显示这种以斜长石和钾长石为主导的结晶分异作用应该是在较深部的岩浆房内发生的。也即是说，成矿斑岩在侵位之前，在深部岩浆房经历了明显的分异作用，这也是大量钼金属能够富集于斑岩体中的一个重要原因。

另一方面，在岩浆演化的过程中，受到了浅部地壳组分的混染。尽管从成矿期花岗岩的结构构造上很难看出混染的证据，如没有发现围岩包裹体，但从锆石 U-Pb 测年结果来看，样品 CZK505-41 中 11.1 测点的年龄为 1941 ± 55Ma，显示花岗岩中明显含有继承锆石，从另一侧面反映了岩浆中含有基底成分，也即是受到了浅部地壳成分的混染作用。这种混染作用也可以从花岗岩的微量元素组成上得到证实。强不相容元素与中等不相容元素之间的比值可以因为受到地壳中的混染而发生变化（De Paolo，1981），如 K/Rb、Ba/Nb 及 Rb/Zr 等比值，在成矿期花岗岩及成矿前期花岗岩中，K/Rb 比值变化于 98.75 ~ 317.16 之间，平均值为 186.61，Ba/Nb 比值变化于 19.13 ~ 85.23 之间，平均值为 50.27，Rb/Zr 比值变化于 0.87 ~ 3.19 之间，平均值为 1.63，这些比值均具有较大的变化范围，最大值是最小值的数倍。Th/Nb 对 Zr 图解（图 9）也显示矿区内花岗岩的形成经历了较为明显的混染结晶作用（AFC，De Paolo，1981）。由于元古代宝音图群广泛地分布于矿区及其外侧，结合花岗岩内继承锆石的年龄，笔者认为元古代宝音图群是矿区内高钾钙碱性花岗岩浆侵位以后重要的混染源。

5.3　岩浆源区及成岩成矿背景

成矿期花岗岩的微量元素特征（图 7）显示出较为明显的俯冲带岩浆作用的特点，如强烈富集大离子亲石元素，亏损高场强元素（如 Nb、Ta 和 Ti 等），富集 Pb，以及轻稀土富集，重稀土分异程度较轻的稀土配分模式（Wilson，1989）。

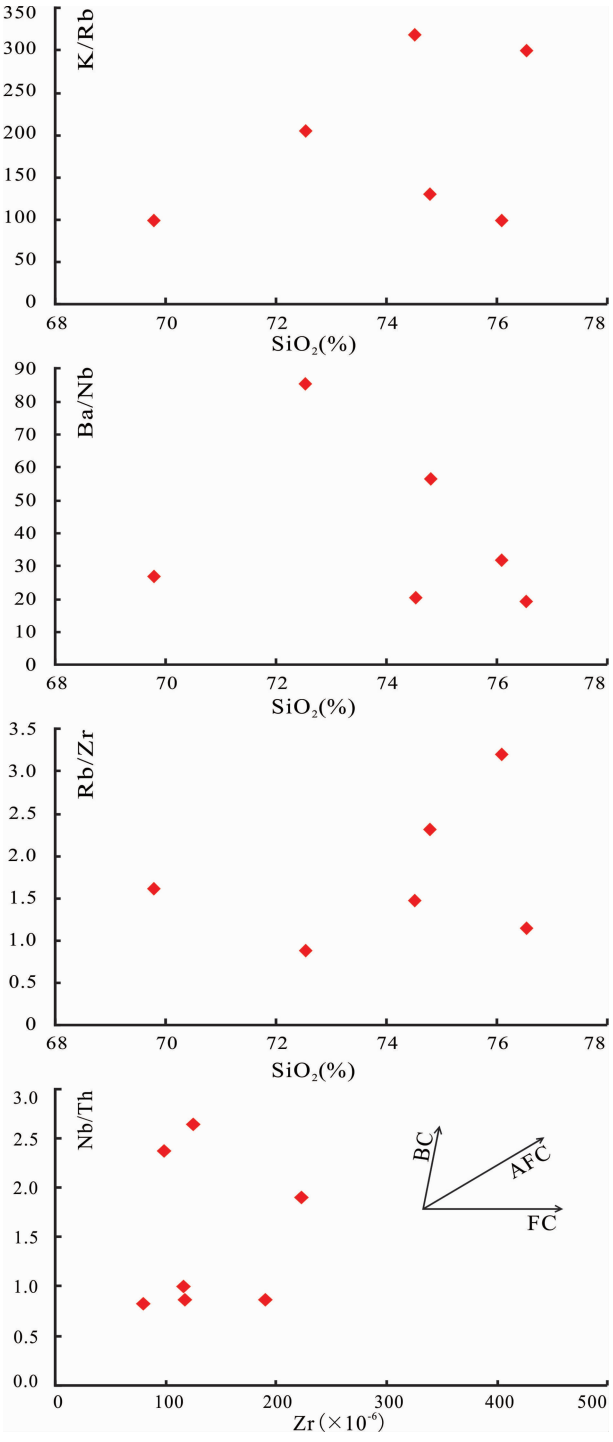


图 9 查干花矿区花岗岩微量元素比值协变图解

Fig. 9 SiO_2 vs. K/Rb, Ba/Nb and Rb/Zr diagrams showing the variation of Ba/Nb, Rb/Zr and K/Rb values with increasing SiO_2, Nb/Th vs. Zr showing crustal assimilation fractional crystallization (after Nicolae and Saccani, 2003; El-Bialy, 2010)

另外,由于板块俯冲过程中会明显富集 Th 而亏损 Ta、Yb,因此,查干花矿区高钾钙碱性成矿花岗岩具有较高的 Rb、Th 含

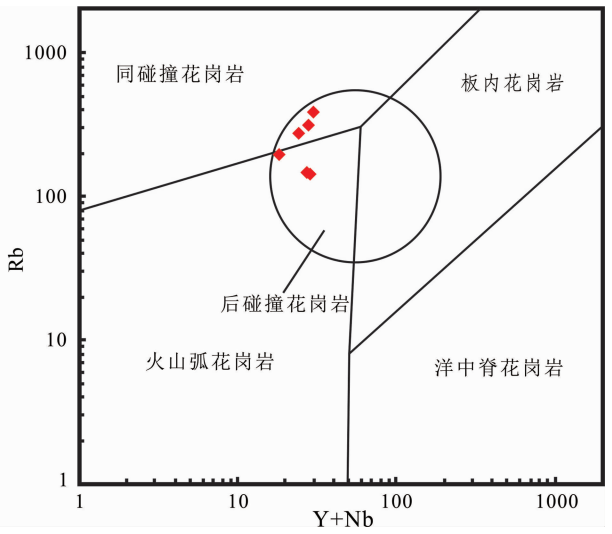


图 10 查干花矿区花岗岩大地构造判别图解(据 Pearce *et al.*, 1984; Pearce, 1996; Förster *et al.*, 1997)

Fig. 10 Discrimination diagrams showing the magmatic source and tectonic setting for granites from Chaganhua molybdenum deposit (after Pearce *et al.*, 1984; Pearce, 1996; Förster *et al.*, 1997)

量和较高的 La/Yb、Th/Yb 和 Ta/Yb 比值,显示它们的源区为受到俯冲作用改造并受到一定地壳混染作用的陆缘弧区域(Condie, 1989; Aldanmaz *et al.*, 2000; Kuscu and Geneli, 2010)。但对于这样的一些岩石学特征,也有一些其他的解释。前人研究显示,尽管高钾钙碱性岩石在一些俯冲环境下可以形成,但产出于后碰撞环境中则更为普遍(Roberts and Clemens, 1993; Liégeois *et al.*, 1998; Barbarin, 1999),而且在 Rb-(Y + Nb)等大地构造判别图解上通常投影于的火山弧花岗岩区域(Förster *et al.*, 1997)。同时,这种微量元素地球化学特征同样也可以从早期俯冲带成因岩石中继承而来(Liégeois *et al.*, 1998; Coulon *et al.*, 2002; Avanzinelli *et al.*, 2008; El-Bialy, 2010)。查干花矿区高钾钙碱性花岗岩在 Y + Nb 对 Rb 图解上(图 10),主要投影于火山弧花岗岩、同碰撞花岗岩及碰撞后花岗岩区域的重叠部分。这里我们认为,查干花成矿期花岗岩微量元素特征反映的不是其构造环境,而是反映形成查干花矿区花岗岩的岩浆源区,是早期经过俯冲作用改造和地壳混染的陆缘弧区域。从 La/Sm 比值也可以看出,其变化范围较大(6.60 ~ 12.37,平均 9.32),且与 La(图 8)具有较为明显的正相关性,指示矿区内高钾钙碱性花岗岩浆由早期形成岩石经过部分熔融作用形成(Davidson *et al.*, 1988)。因此,形成矿区花岗岩的构造环境更有可能是古生代末期向中生代构造转换的后碰撞环境。也即是说,查干花钼矿床成矿期花岗岩是早期陆缘弧环境所形成的源区在晚二叠世期间后碰撞伸展环境下由部分熔融作用形成,并在侵入到地壳浅部区域后受到了宝音图群的混染,从而也使这样一套花岗岩继承了早期陆缘弧岩浆作用的

的一些特征。

6 结论

（1）通过锆石 SHRIMP U-Pb 年代学的研究显示，查干花矿区成矿期花岗岩——似斑状黑云母花岗岩形成于约 253 ~ 254Ma，为晚二叠世。

（2）与前人研究对比显示，矿床的成岩年龄（253 ~ 254Ma）与成矿年龄（~243Ma）的时间差约为 10Ma，这与矿床控矿构造及成矿期花岗岩的结构构造特征相符，也与国内外较多的斑岩型矿床成岩可以对比，反映出查干花矿床的形成经历的较长的演化历史。

（3）元素地球化学研究显示，矿区内成矿期花岗岩具有高钾钙碱性的特征，岩浆由早期陆缘弧环境所形成源区部分熔融作用形成，在岩浆房内经历了以斜长石和钾长石为主的分离结晶作用，并在地壳浅部区域受到了宝音图群的混染。其形成的构造环境为古生代末期向中生代构造转换的后碰撞环境。

致谢 野外工作期间得到了内蒙古自治区第一地质矿产勘查开发院和内蒙古自治区第八地质矿产勘查开发院地质同行的大力协助，在此深表感谢。

References

Aldanmaz E, Pearce JA, Thirlwall MF and Mitchell JG. 2000. Petrogenetic evolution of Late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 102: 67 – 95

Avanzinelli R, Elliott T, Tommasini S and Conticelli S. 2008. Constraints on the genesis of potassium-rich Italianvolcanic rocks from U/Th disequilibrium. Journal of Petrology, 49(2): 195 – 223

Barbarin B. 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and geodynamic environments. Lithos, 46: 605 – 626

Black LP, Kamo SL, Allen CM, Aleinikoff JN, Davis DW, Korsch RJ and Foudoulis C. 2003. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. Chemical Geology, 200: 155 – 170

Cai MH, Zhang ZG, Qu WJ, He ZY, Feng G, Zhang SQ, Xu M and Chen Y. 2010. Geological characteristics and Re-Os dating of the Chagandeersi molybdenum deposit, western Inner Mongolia. Acta Geoscientica Sinica, 32(1): 64 – 68 (in Chinese with English abstract)

Cai MH, Zhang ZG, Qu WJ, Peng ZN, Zhang SQ, Xu M, Chen Y and Wang XB. 2011. Geological characteristics and Re-Os dating of the Chaganhua molybdenum deposit in Urad Rear Banner, western Inner Mongolia. Mineral deposits, 30(3): 377 – 384 (in Chinese with English abstract)

Condie KC. 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. Lithos, 23: 1 – 18

Coulon C, Megartsi M, Fourcade S, Maury RC, Bellon H, Louni-Hacini A, Cotton J, Coutelle A and Hermitte D. 2002. Post-collisional transition from calc-alkaline to alkaline volcanism during the Neogene in Oranie (Algeria): Magmatic expression of a slab breakoff. Lithos, 62: 87 – 110

Davidson JP, Dungan MA, Ferguson KM and Colucci MT. 1988. Crust-magma interactions and the evolution of arc magmas: The San Pedro-Pellado Volcanic complex, southern Chilean Andes. Geology, 15: 443 – 446

DePaolo DJ. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. Earth and Planetary Science Letters, 53: 189 – 202

El-Bialy MZ. 2010. On the Pan-African transition of the Arabian-Nubian Shield from compression to extension: The post-collision Dokhan volcanic suite of Kid-Malhak region, Sinai, Egypt. Gondwana Research, 17: 26 – 43

Förster HJ, Tischendorf G and Trumbull RB. 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. Lithos, 40: 261 – 293

Kuscu GG and Geneli F. 2010. Review of post-collisional volcanism in the Central Anatolian Volcanic Province (Turkey), with special reference to the Tepekoy Volcanic Complex. Int. J. Earth Sci., 99: 593 – 621

Li YF, Wang CQ, Bai FJ and Song YL. 2004. Re-Os isotopic ages of Mo deposits in East Qinling and their geodynamic settings. Mineral Resources and Geology, 18(6): 571 – 578 (in Chinese with English abstract)

Liégeois JP, Navez J, Hertogen J and Black R. 1998. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids: The use of sliding normalization. Lithos, 45: 1 – 28

Liu YF, Nie FJ, Jiang SH, Xi Z, Zhang ZG, Xiao W, Zhang K and Liu Y. 2011. Ore-forming fluid characteristics and genesis of Chaganhua porphyry molybdenum deposit in Central Inner Mongolia, China. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 41(6): 1794 – 1805

Mao JW, Xie GQ, Li XF, Zhang ZH, Wang YT, Wang ZL, Zhao CS, Yang FQ and Li HM. 2005. Geodynamic process and metallogeny: History and present research trend, with a special discussion on continental accretion and related metallogeny throughout geological history in South China. Mineral Deposits, 24(3): 193 – 205 (in Chinese with English abstract)

Meng QR. 2003. What drove late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract? Tectonophysics, 369: 155 – 174

Nasdala L, Hofmeister WG, Norberg N, Mattinson JM, Corfu F, Dorr W, Kamo SL, Kennedy AK, Kronz A and Reiners PW. 2008. Zircon M257: A homogeneous natural reference material for the ion microprobe U-Pb analysis of zircon. Geoanalytical Reserch, 32: 247 – 265

Nesbitt HW and Young GM. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299(21): 715 – 717

Nicolae I and Saccani E. 2003. Petrology and geochemistry of the Late Jurassic calcalkaline series associated to Middle Jurassic ophiolites in the South Apuseni Mountains (Romania). Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 83: 81 – 96

Nie FJ, Jiang SH, Zhang Yi, Bai DM, Hu P, Zhao YY, Zhang WY and Liu Y. 2007a. Metallogenic Studies and Prospecting Orientation in Central and Eastern Segments along China-Mongolia Border. Beijing: Geological Publishing House (in Chinese)

Nie FJ, Zhang WY, Du AD, Jiang SH and Liu Y. 2007b. Re-Os isotopic dating on molybdenite separates from the Xiaodonggou porphyry Mo deposit, Hexigten Qi, Inner Mongolia. Acta Geologica Sinica, 81(7): 898 – 905 (in Chinese with English abstract)

Pearce JA, Harris NB and Tindle AG. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25(4): 956 – 983

Pearce JA. 1996. Sources and settings of granitic rock. Episodes, 19(4): 120 – 125

Peng RM, Zhai YS, Han XF, Wang JP, Wang ZG and Qin JW. 2007a. Magmatic hydrothermal overprinting in the Mesoproterozoic Dongshengmiao deposit, Inner Mongolia: Geological and fluid inclusion evidences. Acta Petrologica Sinica, 23(1): 145 – 52(in Chinese with English abstract)

Peng RM, Zhai YS, Han XF, Wang ZG, Wang JP and Liu JJ. 2007b. Sinsedimentry volcanic activities in the cracking prooss of the Mesoproterozoic aulacogen of passive continental margin in Langshan-Zhaertai area, Inner Mongolia, and its indicating significance. Acta Petrologica Sinica, 23(5): 1007 – 1017(in Chinese with English abstract)

Roberts MP and Clemens JD. 1993. Origin of high-potassium, talc-alkaline, I-type granitoids. Geology 21(9): 825 – 828

Selby D and Creaser RA. 2001. Re-Os geochronology and systematics in molybdenite from the Endako porphyry molybdenum deposit, British Columbia, Canada. Economic Geology, 96: 197 – 204

Song B, Zhang YH, Wang YS and Jian P. 2002. Mount making and procedure of the SHRIMP dating. Geological Review, 48 (Suppl.): 26 – 30(in Chinese with English abstract)

Streckeisen AL and Le Maitre RW. 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. Neues Jahrbuch fur Mineralogie, Abhandlungen, 136: 169 – 206

Sun SS and McDonough WF. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders AD and Norry MJ (eds.). Magmatism in Oceanic Basins. Geological Society Special Publication, 42: 313 – 345

Thornton C and Tuttle O. 1960. Chemistry of igneous rocks, part 1: Differentiation index. American Journal of Science, 280: 664 – 684

Wei QG, Gao XY, Zhao TP, Chen W and Yang YS. 2010. Petrogenesis of Tangjiaping granite porphyry in northern Dabie: Evidence from zircon LA-ICPMS U-Pb dating and geochemical characteristics. Acta Petrologica Sinica, 26(5): 1550 – 1562(in Chinese with English abstract)

Williams IS and Claesson S. 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides: Ⅱ. Ion microprobe zircon U-Th-Pb. Contributions to Mineralogy and Petrology, 97: 205 – 217

Wilson M. 1989. Igneous Petrogenesis. Dordrecht: Kluwer, 1 – 450

Xiao WJ, Windley BF, Hao J and Zhai MG. 2003. Accretion leading to collision and the Permian Solonker suture, Inner Mongolia, China: Termination of the central Asian orogenic belt. Tectonic, 22: 1484 – 1505

Yang ZQ. 2007. Re-Os isotopic ages of Tangjiaping molybdenum deposit in Shangcheng County, Henan and their geological significance. Mineral Deposits, 26(3): 289 – 295 (in Chinese with English abstract)

Zeng QD, Liu JM, Qin F and Zhang ZL. 2010. Geochronology of the Xiaodonggou porphyry Mo deposit in northern margin of North China Craton. Resource Geology, 60: 192 – 201

Zhai MG and Bian AG. 2000. The amalgamation of the supercontinent of North China Craton at the end of Neo-Archean and its breakup during Late Palaeoproterozoic and Meso-Proterozoic. Science in China, 30 (Suppl.): 129 – 137(in Chinese)

附中文参考文献

蔡明海, 张志刚, 屈文俊, 贺钟银, 冯罡, 张诗启, 徐明, 陈艳. 2010. 内蒙古乌拉特后旗查干花钼矿床地质特征及 Re-Os 测年. 地球学报, 32(1): 64 – 68

蔡明海, 张志刚, 屈文俊, 彭振安, 张诗启, 徐明, 陈艳, 王显彬. 2011. 内蒙古乌拉特后旗查干花钼矿床地质特征及 Re-Os 测年. 矿床地质, 30(3): 377 – 384

李永峰, 王春秋, 白凤军, 宋艳玲. 2004. 东秦岭钼矿 Re-Os 同位素年龄及其成矿动力学背景. 矿产与地质, 18(6): 571 – 578

刘翼飞, 聂凤军, 江思宏, 席忠, 张志刚, 肖伟, 张可, 刘勇. 2011. 内蒙古查干花钼矿床矿流体特征及矿床成因. 吉林大学学报(地球科学版), 41(6): 1794 – 1805

毛景文, 谢桂青, 李晓峰, 张作衡, 王义天, 王志良, 赵财胜, 杨富全, 李厚民. 2005. 大陆动力学演化与成矿研究: 历史与现状——兼论华南地区在地质历史演化期间大陆增生与成矿作用. 矿床地质, 24(3): 193 – 205

聂凤军, 江思宏, 张义, 白大明, 胡朋, 赵元艺, 张万益, 刘妍. 2007a. 中蒙边境中东段金属矿床成矿规律和找矿方向. 北京: 地质出版社

聂凤军, 张万益, 杜安道, 江思宏, 刘妍. 2007b. 内蒙古小东沟斑岩型钼矿床辉钼矿铼-锇同位素年龄及地质意义. 地质学报, 81(7): 898 – 905

彭润民, 翟裕生, 韩雪峰, 王志刚, 王建平, 沈存利, 陈喜峰. 2007a. 内蒙古狼山造山带构造演化与成矿响应. 岩石学报, 23(3): 679 – 688

彭润民, 翟裕生, 韩雪峰, 王志刚, 王建平, 刘家军. 2007b. 内蒙古狼山-渣尔泰山中元古代被动陆缘裂陷槽裂解过程中的火山活动及其示踪意义. 岩石学报, 23(5): 1007 – 1017

宋彪, 张玉海, 万渝生, 简平. 2002. 锆石 SHRIMP 样品靶制作、年龄测定及有关现象讨论. 地质论评, 48(增刊): 26 – 30

魏庆国, 高昕宇, 赵太平, 陈伟, 杨岳衡. 2010. 大别北麓汤家坪花岗斑岩锆石 LA-ICPMS U-Pb 定年和岩石地球化学特征及其对岩石成因的制约. 岩石学报, 26(5): 1550 – 1562

杨泽强. 2007. 河南商城县汤家坪钼矿辉钼矿铼-锇同位素年龄及地质意义. 矿床地质, 26(3): 289 – 295

翟明国, 卞爱国. 2000. 华北克拉通新太古代末超大陆拼合及古元古代末-中元古代裂解. 中国科学(D 辑), 30(增刊): 129 – 137