地 球 化 学

河北丰宁撒岱沟门钼矿区成矿岩体地球化学特征及其对矿床成因的约束

骆文娟, 张德会, 孙 剑
(中国地质大学(北京)地球科学与资源学院,北京 100083)

[摘 要]本文通过对撒岱沟门钼矿床的赋矿岩石(二长花岗岩)的主量元素地球化学的研究,揭示了该区花岗岩为准铝质高钾钙碱性 I 型花岗岩。该区赋矿岩石(二长花岗岩)的稀土元素地球化学特征为轻稀土富集,重稀土亏损,轻重稀土分馏明显,Eu 负异常较弱(δEu =0.78)。La/Sm-La 图解表明二长花岗岩由岩浆分离结晶作用形成;微量元素 Nb、Ta、P、Zr、Ti 具有明显的负异常,富集大离子亲石元素 Rb、Th、K、Ba,黑云母全铝压力计所计算的岩体结晶压力平均为 1.83kbar,平均侵位深度为 6.78km,综合地球化学各方面的特征,探讨了该区斑岩型 Mo 矿床形成的制约因素,以及为什么该区形成斑岩型钼矿床而非斑岩型铜矿床的原因,最后认为该矿床为深源中成斑岩型钼矿床。

[关键词]撒岱沟门 地球化学 侵位深度 矿床成因 斑岩型矿床
[中图分类号]P611.1+P595 [文献标识码]A [文章编号]0495-5331(2010)03-0491-15

Luo Wen-juan, Zhang De-hui, Sun Jian. Geochemical characters of mineralization rock of the Sadaigoumen molybdenum deposit and their constraints on the deposit genesis in Fengning, Hebei Province[J]. Geology and Exploration, 2010, 46(3):0491-0505.

0 引言

斑岩型矿床作为一种主要的经济型矿床,一直是矿床学家重点研究的对象,并取得了大量重要的成果。目前,依据赋矿侵入体的组成及区域构造环境,国际上将斑岩型钼矿床分为两个主要类型:一是与岛弧和分异较小的钙碱性岩浆有关的,以低氟、低钼为特点的石英二长岩型;另一个是与裂谷、高演化的流纹质碱性岩浆有关的,并具有高氟和高钼的特征的 Climax 型矿床(Kula,2000)。如果按蚀变分带特征分,斑岩型钼矿床以 Lowell 和 Guibert 的"二长岩"型和 Hollister 的"闪长岩"型最具有代表性(Hollister,1978;Lowell *et al.*,1970)。对于斑岩型铜、钼矿床的成因模式,目前主要有四种模式(高合明,1995;陈文明,2002):岩浆热液说,板块构造成矿说,活动转移说以及变质岩浆成矿说。钼通常与各种金属共生(比如:Mo-Cu, Mo-W, Mo-Sn-W, Mo-Bi),并且通常与花岗岩体有关。可采钼矿的两个最重要来源:一是辉钼矿为矿石的斑岩型钼矿(Mo:Cu>1),即单钼矿床;二是斑岩型铜钼矿床(Mo:Cu<0.1),这种矿床中很多包含足够多的钼以至于可以作为伴生产品或者副产品来开采。纵观中国华北地台南北缘,可以发现北缘以小寺沟斑岩铜钼矿、大湾斑岩铜钼矿、大庄科斑岩钼矿、寿王坟斑岩铜钼矿和肖家营子斑岩钼矿等为代表;南缘以金堆城斑岩钼矿、东沟斑岩钼矿床、南泥湖斑岩钼(钨)矿、上房沟斑岩型钼(铁)、雷门沟斑岩钼矿、秋树湾斑岩铜钼矿等为代表。是什么因素造成了斑岩型单钼矿和铜钼矿的差异?与钼矿化密切相关的又是什么因素?

本文将以河北丰宁撒岱沟门斑岩型钼矿为例,主要从岩石地球化学的角度,并结合野外地质特征,探讨矿床成因,为今后的地质工作提供基础资料。该矿床于 1980 年由原华北冶金地质勘探公司 514 队、519 队联合对此地进行物化探异常检查时发现,尽管发现早,但研究程度较低,但最近却引起了一些学者的关注(代军治等,2007),其对该矿床进行

[收稿日期]2010-03-07;[修订日期] 2010-04-08;[责任编辑]郑 杰。
[基金项目]国家自然科学基金(No:40573033)资助。
[第一作者简介]骆文娟(1986 年—),女,2009 年毕业于中国地质大学(北京),获学士学位,在读硕士生,主要从事岩石地球化学研究工作,E-mail: luowenjuan05@126.com。

了流体包裹体的研究,发现该矿床的形成与成矿流体的液态不混溶有关,但从矿区成矿母岩的岩石地球化学角度来研究该矿床的成矿机制及制约因素,尚未进行过研究工作。作为一个大型斑岩型钼矿床,系统地研究其成矿地质特征、蚀变矿化特征、地球化学特征等,探讨矿床成因无论在理论上还是指导找矿均具有重要的意义。

1 地质背景

河北丰宁撒岱沟门矿区位于燕辽铜钼成矿带内,即华北克拉通的北缘(图 1)。撒岱沟门钼矿床位于河北丰宁县境内,地理坐标为东经116°35′30″,北纬 41°15′37″。矿区构造单元为内蒙地轴上黄旗构造岩浆岩带中段丰宁背斜的北翼,出露地层主要有太古界变质岩、侏罗系火山岩、火山碎屑和陆相沉积岩及沿沟谷、河床低洼处分布有第四系风积、冲积和洪积层。区内岩浆活动极为强烈,主要有三期:一为吕梁-五台期的中酸性岩体,分布于近外围的潮河东部和撒二营南部,主要有黑云闪长岩、斜长花岗岩、花岗闪长岩组成;二为印支期二长花岗岩,分布于土城子、撒二营及撒岱沟门一带,侵入于红旗营子群,并被上侏罗统火山岩覆盖,是主要含矿岩体;三为燕山期中酸性小侵入体,分布于四道营子、五道营子一带,有二长花岗岩、石英正长斑岩等,均呈岩株状、岩墙状产出。岩浆岩岩体与早元古界红旗营子群(Pt_1h)混合岩化片麻岩为侵入接触,

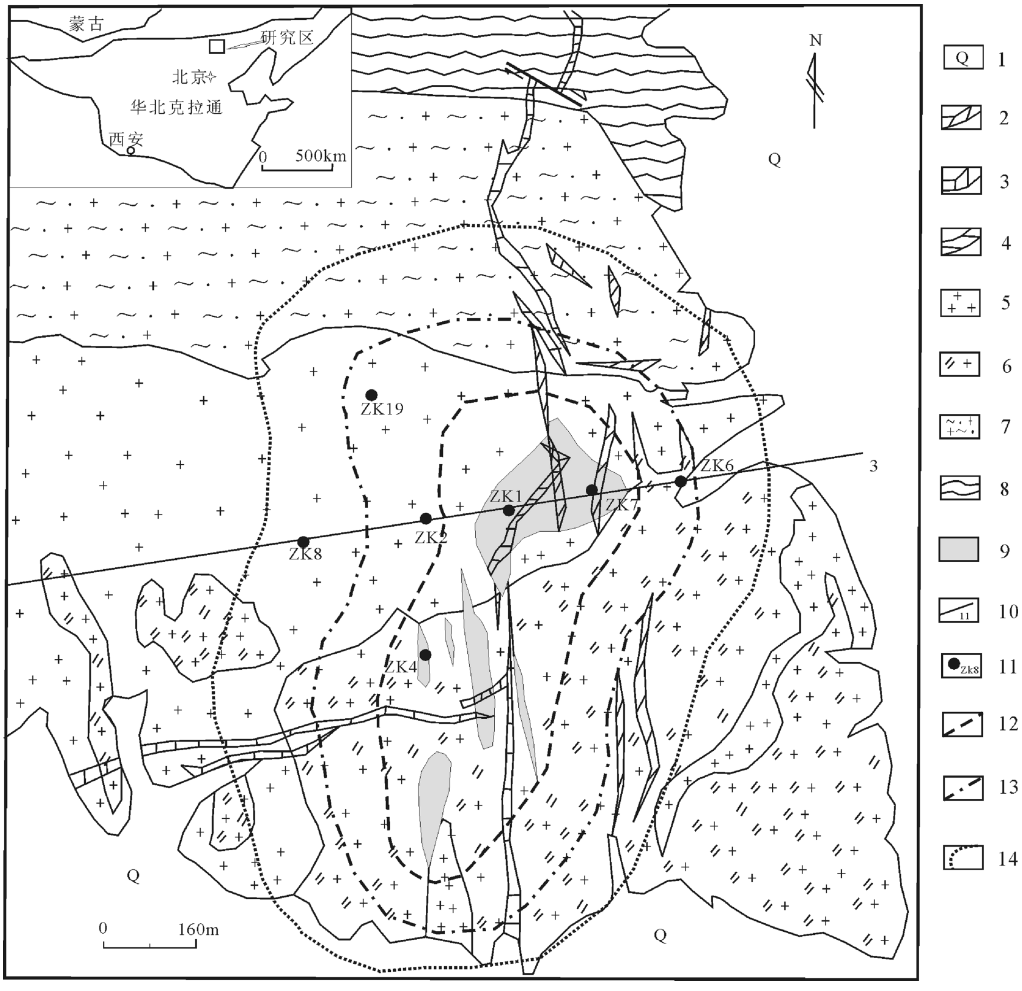


图 1 撒岱沟门钼矿床矿区地质图(据代军治等修改,2007)

Fig. 1 Geological map of the Sadaigoumen molybdenum deposit (after Dai *et al.*, 2007)

1-第四系;2-闪长玢岩;3-花岗斑岩脉;4-石英正长斑岩脉;5-印支期红色二长花岗岩;6-印支期白色二长花岗岩;7-太古界混合花岗岩;8-太古界混合岩化片麻岩;9-矿体;10-勘探线;11-地质点;12-钾化带推测边界线;13-黄铁绢英岩化带推测边界线;14-青磐岩化带推测边界线

1-quaternary; 2-dioritic porphyrite; 3-granite porphyry vein; 4-quartz syenite porphyry vein; 5-Indosinian red monzonitic granite; 6-Indosinian white monzonitic granite; 7-Archean migmatitic granite; 8-Archean migmatitic gneiss; 9-orebody; 10-prospecting line; 11-geological point; 12-speculative boundary line of potassic zone; 13-speculative boundary line of pyrite phyllic zone; 14-speculative boundary line of propylitic zone

控岩、控矿构造是近东西向及近南北向两组非同期生成却交织成棋盘格子状的断裂裂隙系统,以上黄旗-棋盘山 NE 向断裂和丰宁 SN 向大断裂为主,撒岱沟门二长花岗岩体即沿两大断裂交汇的锐角部位侵入,其次为 SN 向、近 EW 向、NE 向和 NW 向的次级断裂,他们主要控制了脉岩的产出和展布,对矿体影响不大(代军治等,2007)。

2　矿床地质

2.1　地质特征

矿区地层主要分布在矿区的北部,为早元古界红旗营子群(Pt_1h)混合岩化片麻岩,与该矿区主要岩石类型二长花岗岩体侵入接触。二长花岗岩呈岩株状侵入于混合花岗岩中,面积 15km^2,分肉红色与白色两类,两者呈相变过渡关系,矿体主要产于肉红色二长花岗岩中(图 1),平面上呈南北向分布,在外接触带混合花岗岩内也有规模小、品位低的矿体。石英斑岩、石英正长斑岩、闪长玢岩等以岩脉的形式侵入在二长花岗岩体内,与其组成一个复式岩体。

矿床埋藏浅,赋矿标高 260 ~ 840m,矿体规模大、品位均匀连续,2004 年全区详查探获钼矿石量 49245.47wt,钼平均品位 0.059%,总金属量 290381.13t[①](天津华北地质勘查总院,2004)。以 Mo≥0.03% 为边界,地表圈定 6 个矿体,呈 SN 向展布的不规则透镜状(图 1)。以三号勘探线剖面为例(图 2),矿体形态大致是以 ZK1 为中心呈不规则透镜状,由此向外,厚度渐小、品位渐低、连续性渐差,中心部位矿体垂厚 540m,东西宽 960m,矿体局部分枝明显。

主要赋矿岩石二长花岗岩为中粗粒似斑状结构,块状构造,主要矿物有微斜长石(35%)、斜长石(25%)、石英(20%)、黑云母 10%),副矿物有榍石、磁铁矿、锆石、磷灰石、绿帘石等。二长花岗岩中微斜长石和斜长石大部分已经发生绢云母化和高岭土化,呈二长结构、似斑状结构,斑晶主要为长石和石英,基质为显晶质石英、长石。

矿石呈灰白—肉红色,具花岗结构、不等粒结构、溶蚀结构、交代结构及半自形晶粒结构,细脉状构造、星散状浸染构造、平行脉状、交错脉状及网脉状构造。金属矿物有辉钼矿(0.16%),黄铁矿(2.5%),磁铁矿(0.3%),赤铁矿(0.4%),褐铁矿(0.08%),黄铜矿(0.05%),有微量闪锌矿、钛铁矿及斑铜矿等。脉石矿物占矿物总量的 96.51%,主要有石英、钾长石、斜长石、云母、萤石及碳酸岩矿物。

矿区围岩的蚀变分带性,由于多期多阶段热液蚀变的叠加,而变得复杂。为了在平面上大致控制

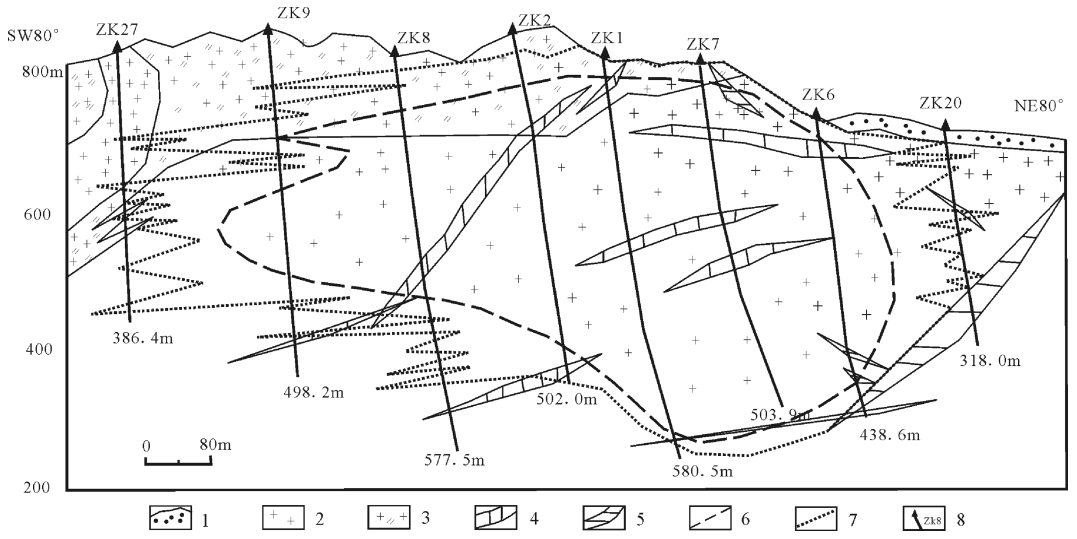


图 2　撒岱沟门钼矿床 3 号勘探线剖面图(据代军治等,2007)

Fig. 2　Cross section along prospecting line No. 3 in the Sadaigoumen molybdenum deposit (after Dai *et al.*, 2007)

1-第四系;2-红色二长花岗岩;3 白色二长花岗岩;4-花岗斑岩;5-闪长玢岩;6-矿体(Mo≥0.06%);7-矿体(0.03% ≤Mo<0.06%);8-钻孔

1-quaternary;2-red monzonitic granite;3-white monzonitic granite;4-granite porphyry;5- dioritic porphyrite;6-orebody(Mo≥0.06%);7- orebody(0.03% ≤Mo<0.06%);8-Drilling hole

矿区的蚀变分带,本次研究选择了 7 个地质点(图 1)进行野外的观察,并根据每个地质点的蚀变特征,结合室内 31 片薄片的镜下观察,得出时间上由早到晚,空间上由里向外,蚀变带大体可分为:钾化带(石英、微斜长石)—黄铁绢英岩化带(黄铁矿、石英、白云母、微斜长石、绢云母)—青磐岩化带(绿泥石、绿帘石、方解石)三个带(图 1),各个带中蚀变矿物特征(图 3)。

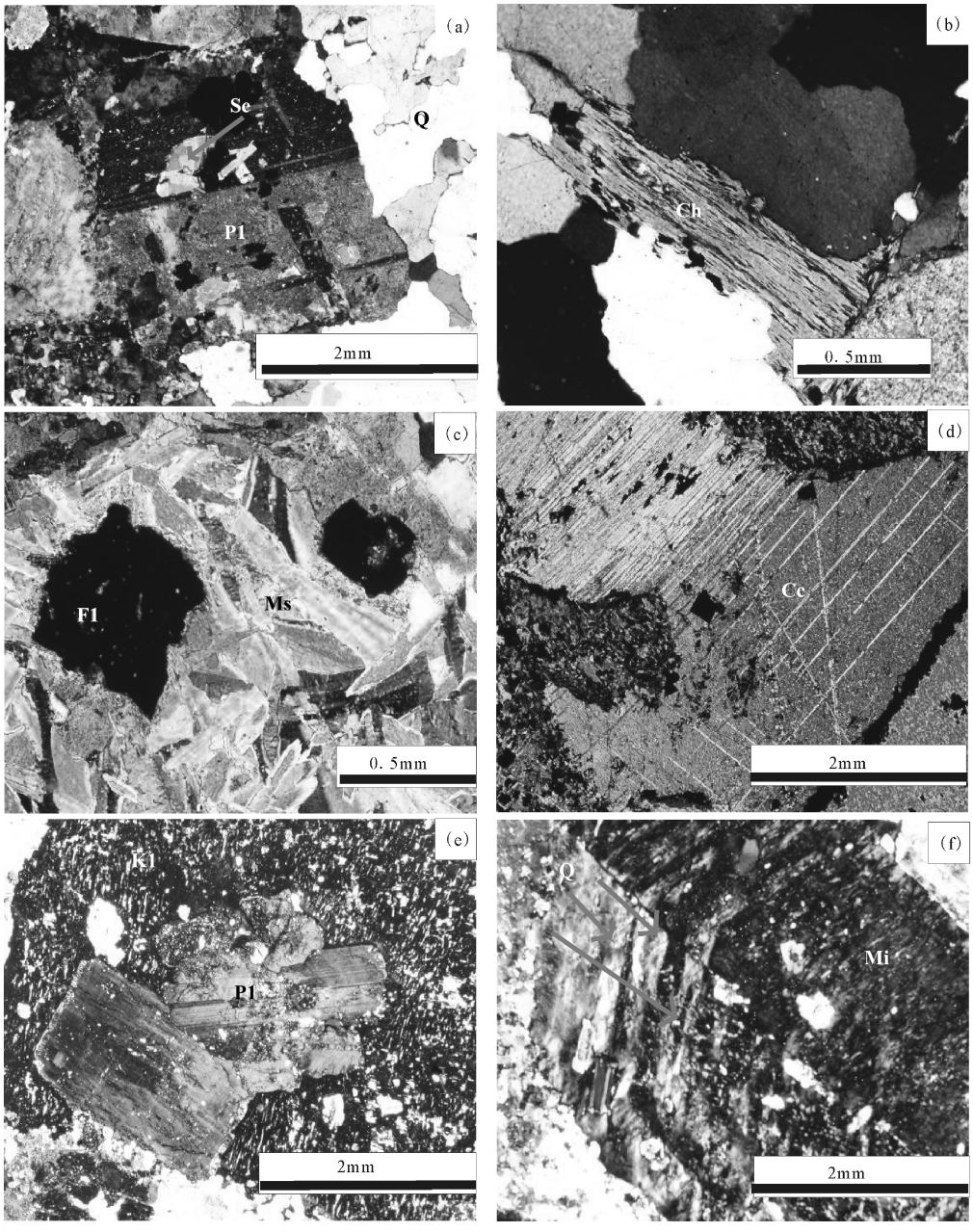


图 3 撒岱沟门钼矿床矿物蚀变镜下特征

Fig. 3 Characteristics of mineral alteration of the Sadaigoumen molybdenum deposit observed by microscope

(a)-斜长石(Pl)的聚片双晶及表面的粘土化和绢云母(Se)化(取自 ZK6 点,属于黄铁绢英岩化带);(b)-黑云母蚀变成绿泥石(Ch),但仍然保留着黑云母的晶形,解理(取自 ZK6 点的东侧约 100 m 处,属于青磐岩化带);(c)-白云母(Ms)+萤石(Fl)(取自 ZK19 点附近,属于黄铁绢英岩化带);(d)-方解石(Cc)的聚片双晶(取自 ZK8 点附近,属于青磐岩化带);(e)-早期生长的斜长石被晚期的钾长石(Kf)包裹(取自 ZK7 点附近,属于钾化带);(f)-微斜长石(Mi)的卡斯巴双晶,石英(Q)的交代形成的环带结构假象(取自 ZK7 点附近,属于钾化带)

(a)-multiple twin of plagioclase(Pl), in the surface of which is clayization and sericitization(Se),(point ZK6 is the sample site,which is in the pyrite phyllic zone);(b)- biotite has altered into chlorite(Ch),but still retains the crystal shape and cleavage of biotite,(the sample site is located in about 100 m away from the east of point ZK6,which is in the propylitic zone);(c)-muscovite(Ms) and fluorite(Fl),(the sample comes from point ZK19,which is in the pyrite phyllic zone);(d)-Multiple twin of calcite(Cc),(the sample comes from the vicinity of point ZK8,which is in the propylitic zone);(e)-the early plagioclase has been wrapped by the Late K-feldspar(Kf),(the vicinity of point ZK7 is the sample site,which is in the potassic zone);(f)-carlsbad twin of Microcline feldspar(Mi),the pseudomorph of ring structure accounts for metasomasis of quartz(Q)(the vicinity of point ZK7 is the sample site,which is in the potassic zone)

2.2　矿化阶段

对于代军治等(2007)厘定的该矿床的矿化阶段,其认为该矿床可以划分为三个成矿期:成矿前,成矿期和成矿期后。成矿前包括一个阶段,即早期无矿石英脉阶段;成矿期包含三个阶段,即① 石英-磁铁矿-黄铁矿-辉钼矿脉阶段,② 石英-辉钼矿阶段,③ 石英-白云母-黄铁矿-闪锌矿阶段;成矿期后包括两个阶段,即① 纯辉钼矿阶段,② 晚期无矿热液阶段。笔者经过野外观察和镜下特征,觉得有所异议,这里重新厘定。

据矿物组合间的差异以及各矿物、脉体之间的穿插关系,可将本矿床成矿作用大体划分 3 期 6 个矿化蚀变阶段,分别为成矿前、成矿期和成矿期后。

成矿前,即早期无矿石英脉阶段,石英脉较宽,乳白色,沿二长花岗岩裂隙分布,使二长花岗岩发生微斜长石化,常被后期石英-辉钼矿脉所穿切,基本无金属矿物产出(图 4A)。

成矿期,该期可分为 4 个成矿阶段:1) 磁铁矿-黄铁矿-辉钼矿-石英脉阶段,硫化物多呈浸染状或网脉状分布,单颗粒细小,呈自形、半自形粒状(图 4B,4C);2) 石英-辉钼矿阶段,主要形成辉钼矿,其它硫化物少,辉钼矿常呈浸染状、细脉状分布于石英脉两侧伴随大量硅化及绢云岩化(图 4D);3) 纯辉钼矿阶段,伴随着绢云母化,辉钼矿呈薄膜层状穿切早期矿脉或沿着二长花岗岩节理及裂隙分布(图 4E);4) 石英-白云母-黄铁矿-闪锌矿阶段,形成少量的辉钼矿、黄铁矿、闪锌矿、黄铜矿(图 4F,4G),伴随强烈的白云母化和微弱萤石矿化,萤石呈浸染状分布。

成矿期后,包括 1 个阶段:晚期无矿热液阶段,发育低温硅化、萤石化(图 4H)、碳酸岩化及高岭土化,萤石多呈脉状分布。

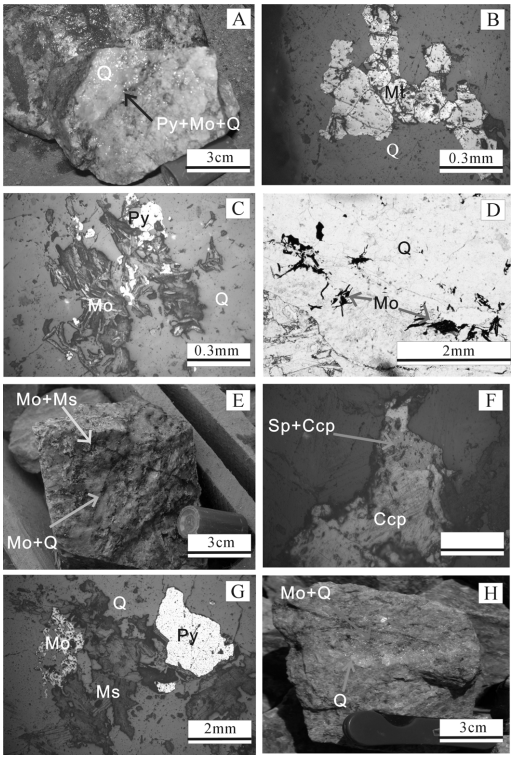


图 4　撒岱沟门矿区各矿化阶段特征图

Fig. 4　Diagrams showing characteristics of different mineralization phases of the Sadaigoumen molybdenum deposit

A-红色二长花岗岩中无矿石英脉被黄铁矿辉钼矿石英脉穿插;B-石英(Q)中磁铁矿(Mt)C-石英中纤维状辉钼矿(Mo)和黄铁矿(Py);D-石英脉中浸染状辉钼矿;E-辉钼矿呈薄膜层状,穿切早期矿脉及沿着二长花岗岩节理、裂隙分布;F-黄铜矿(Ccp)与闪锌矿(Sp)共生,且闪锌矿中有乳滴状黄铜矿;G-黄铁矿、白云母、石英、辉钼矿共生;H-无矿石英脉穿插早期矿脉

A-in the red monzonitic granite, barren quartz veins are cut by pyrite-molybdenite-quartz veins; B-magnetite in quartz; C-molybdenite (Mo) likes fibre and pyrite (Py) in quartz; D-disseminated molybdenite in quartz vein; E- molybdenite in the form of thin film layer, cuts early molybdenite veins and distributes along joints, fissures in monzonitic granite; F-chalcopyrite (Ccp) coexists with sphalerite (Sp), and shows emulsion texture in sphalerite; G-pyrite coexists with muscovite, quartz and molybdenite; H-barren quartz vein cuts the early molybdenite veins

3　样品采集和测试

撒岱沟门赋矿岩体(二长花岗岩)样品采集分为两个方面,一是地表平面采样(图 1 中 7 个地质点),二是钻孔垂向采样(图 2 中 zk8 钻孔),分别控制了平面和垂向的元素变化。地表样取了 28 件,钻孔样取了 42 件。经过系统筛选后,取了地表样 3 件,其中 S-10′是从 S-10 二长花岗岩上切下来的含辉钼矿的石英脉,钻孔样 8 件,作为测试分析样品。样品在经过清洗、编录和拍照后。在河北省区域地质矿产调查研究所实验室加工细碎,缩分后再经过棒式研磨至 200 目,样重 150 g。取了 4 件地表二长花岗岩样,在中国地质大学(北京)磨片室磨了 4 件探针片,用于黑云母探针分析。

样品主量、微量元素分析由核工业北京地质研究院完成。主量元素用 GB/T14506.28-93 硅酸盐岩石化学分析方法和 X 射线荧光光谱法测定,分析仪器为飞利浦 PW2404X 射线荧光光谱仪。微量元素用德国 Finnigan- MAT 公司生产的 ELEMENT I 型等离子质谱仪(ICP-MS)测定。仪器工作温度

20℃，工作相对湿度 30%。所有研究元素的含量均高于检出下限，分析相对误差小于 5%，分析结果见表 1、表 2、表 3。黑云母(二长花岗岩中)探针测试在中国地质大学(北京)地学实验中心完成，分析相对误差在 4% ~6% 之间，分析结果见表 4。

4 岩石地球化学特征

4.1 主量元素

撒岱沟门钼矿区的成矿母岩二长花岗岩的岩石化学特征(表 1)如下：1)富硅，SiO_2 含量变化于 72.54 ~78.78%，平均为 75.42%，且数据变化范围小，花岗岩的分异指数 DI 平均为 92.70，反映岩体经历了高程度的分异演化作用；二长花岗岩的固结指数 SI 在 0.79 ~4.3 之间，平均为 2.69，表明固结深度为中深成。2)铝、钙、镁含量低，Al_2O_3 含量在 10.34 ~13.14% 之间，平均为 11.85%，CaO 含量在 0.27 ~1.36% 之间，平均为 0.77%，MgO 含量在 0.076 ~0.47% 之间，平均为 0.28%。3)富碱高钾，ALK 为 7.38 ~10.45%，平均为 8.48%，K_2O(平均为 5.98%)大于 Na_2O(平均 2.40%)，K_2O/Na_2O 比值为 1.26 ~5.54，平均为 2.50。里特曼指数 δ 从 1.53 到 3.54，为碱性、钙碱性岩石。4)富铁，二长花岗岩氧化指数 0.11 ~0.57，平均为 0.31。

表 1 撒岱沟门二长花岗岩主量元素测试数据(%)及特征参数

Table 1 Major element content (%) and related geochemical parameters of monzonitic granite in Sadaigoumen

样品号	S-03	S-10	S-8-19	S-8-32	S-8-37	S-8-41	S-17	S-8-3	S-8-10	S-8-12	S-8-16
SiO_2	72.54	77.25	74.86	73.26	78.78	78.7	74.13	77.25	75.05	73.94	73.91
TiO_2	0.14	0.17	0.19	0.24	0.13	0.11	0.22	0.18	0.20	0.24	0.23
Al_2O_3	12.77	11.49	11.96	12.73	10.42	10.49	13.14	10.34	11.44	12.54	13.07
Fe_2O_3	0.545	0.261	0.803	0.956	0.720	0.936	0.375	0.506	0.637	0.210	0.176
FeO	1.50	0.90	1.70	1.40	0.55	0.95	1.05	1.40	1.30	1.55	1.40
MnO	0.027	0.016	0.021	0.027	0.013	0.023	0.033	0.024	0.036	0.032	0.023
MgO	0.11	0.078	0.37	0.41	0.076	0.19	0.37	0.32	0.30	0.43	0.47
CaO	0.27	0.40	0.51	0.81	0.29	0.60	1.08	0.84	1.36	1.26	1.08
Na_2O	1.57	2.20	1.91	2.73	1.92	2.34	3.95	1.87	1.68	3.03	3.16
K_2O	8.69	5.77	6.12	6.05	6.30	5.47	4.96	5.38	5.91	5.46	5.72
P_2O_5	0.065	0.082	0.085	0.10	0.084	0.056	0.083	0.078	0.12	0.099	0.10
烧失量	1.62	1.29	1.28	1.11	0.65	0.03	0.48	1.64	1.80	1.01	0.49
总量	99.85	99.91	99.81	99.82	99.93	99.89	99.87	99.83	99.83	99.8	99.83
SI	0.89	0.85	3.39	3.55	0.79	1.92	3.46	3.38	3.05	4.03	4.30
δ	3.54	1.85	2.01	2.53	1.89	1.71	2.54	1.53	1.79	2.32	2.54
τ	80.00	54.65	52.89	41.67	65.38	74.09	41.77	47.06	48.80	39.63	43.09
A/CNK	1.02	1.09	1.12	1.02	0.99	0.97	0.95	0.99	0.98	0.95	0.98
ALK	10.45	8.08	8.15	8.89	8.28	7.82	8.96	7.38	7.74	8.59	8.94
logδ	0.55	0.27	0.30	0.40	0.28	0.23	0.41	0.18	0.25	0.37	0.41
logτ	1.90	1.74	1.72	1.62	1.82	1.87	1.62	1.67	1.69	1.60	1.63
T(FeO)	2.03	1.15	2.46	2.29	1.21	1.79	1.40	1.89	1.91	1.76	1.57
$Fe_2O_3/(Fe_2O_3+FeO)$	0.26	0.22	0.32	0.41	0.57	0.50	0.26	0.27	0.33	0.12	0.11
A/NK	1.07	1.17	1.22	1.15	1.04	1.07	1.11	1.16	1.25	1.15	1.15
AR	8.38	5.07	4.62	2.35	7.60	2.46	3.50	4.69	3.91	2.57	2.61
DI	93.84	95.04	91.61	91.54	97.07	94.76	92.39	91.96	89.82	90.53	91.13

注：$SI=100*MgO/(CaO+Fe_2O_3+FeO+K_2O+Na_2O)$；测试单位：核工业北京地质研究院，相对误差均小于 5%，2009.3。

表 2　撒岱沟门钼矿床稀土元素测试数据及特征参数(10^{-6})

Table 2　REE content (10^{-6}) and related geochemical parameters of molybdenum deposit in Sadaigoumen

样品号	S-03	S-10	S-8-19	S-8-32	S-8-37	S-8-41	S-8-3	S-8-10	S-8-12	S-8-16	S-17	S-10′
岩性	二长花岗岩											石英脉
La	44.0	32.5	55.6	73.4	34.4	24.4	44.6	48.7	70.3	69.5	45.6	11.1
Ce	75.4	55.4	92.8	113.0	61.8	40.5	74.2	80.0	111.0	109.0	79.4	18.7
Pr	8.54	6.21	10.10	13.8	7.30	4.32	7.94	8.64	12.70	12.50	8.90	2.14
Nd	29.4	21.6	35.5	46.9	26.0	14.4	27.4	30.1	43.1	43.2	30.9	7.55
Sm	4.53	3.48	4.92	6.60	4.11	2.04	3.79	4.08	5.72	5.90	4.94	1.33
Eu	0.977	0.776	1.13	1.32	0.829	0.762	0.831	0.948	1.19	1.28	1.08	0.332
Gd	3.24	2.60	3.61	4.43	3.19	1.60	2.70	3.02	4.12	4.32	3.95	0.857
Tb	0.380	0.306	0.385	0.510	0.402	0.199	0.291	0.360	0.446	0.459	0.487	0.110
Dy	1.77	1.36	1.70	2.12	1.88	0.85	1.28	1.65	1.84	1.98	2.23	0.484
Ho	0.295	0.240	0.300	0.349	0.328	0.149	0.208	0.280	0.305	0.314	0.376	0.081
Er	0.784	0.671	0.832	0.929	0.822	0.385	0.536	0.779	0.812	0.809	0.965	0.238
Tm	0.094	0.08	0.099	0.113	0.097	0.047	0.070	0.098	0.098	0.093	0.122	0.029
Yb	0.604	0.509	0.591	0.654	0.581	0.308	0.413	0.643	0.594	0.570	0.766	0.197
Lu	0.082	0.072	0.079	0.085	0.076	0.045	0.058	0.077	0.083	0.074	0.101	0.025
Y	7.91	7.12	8.37	10.1	9.48	4.23	6.33	8.63	9.04	9.25	11.60	2.64
∑REE	178.0	132.9	216.0	274.3	151.3	94.24	170.7	188.0	261.4	259.3	191.4	45.81
LREE	162.9	120.0	200.1	255.0	134.4	86.42	158.8	172.5	244.0	241.4	170.8	41.15
HREE	15.20	12.96	16.00	19.30	16.90	7.81	11.89	15.54	17.34	17.87	20.60	4.66
LREE/HREE	10.70	9.26	12.50	13.2	7.98	11.06	13.36	11.10	14.07	13.51	8.29	8.83
δEu	0.74	0.76	0.78	0.70	0.67	1.24	0.76	0.79	0.71	0.74	0.72	0.89
δCe	0.89	0.89	0.89	0.81	0.91	0.89	0.89	0.88	0.84	0.84	0.91	0.88
$(La/Yb)_N$	52.25	45.8	67.48	80.5	42.47	56.83	77.46	54.33	84.89	87.46	42.70	40.42
$(La/Sm)_N$	6.27	6.03	7.30	7.18	5.40	7.72	7.60	7.71	7.93	7.60	5.96	5.39
$(Gd/Yb)_N$	4.44	4.23	5.05	5.60	4.54	4.30	5.41	3.89	5.74	6.27	4.27	3.60

注:S-10′为从 S-10 二长花岗岩上切下来的含辉钼矿的石英脉,测试单位:核工业北京地质研究院,相对误差均小于 5%,2009.3。

在花岗岩 K_2O-SiO_2 图解(图 5)中,该矿区所有二长花岗岩样品点落入了高钾钙碱性区,在 A/CNK 图解(图 6)中,撒岱沟门钼矿区的样品全落在了准铝质和过铝质区,只有少量的过碱质区。花岗岩的 A/CNK 在 0.95 ~ 1.12 之间,A/NK 在 1.04 ~ 1.25 之间,表明该区的花岗岩主要为准铝质岩石,具有 I 型花岗岩的特征。

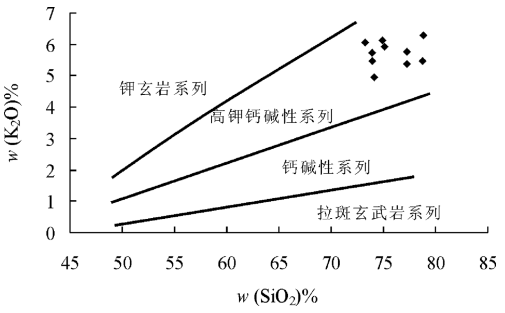


图 5　二长花岗岩 K_2O-SiO_2 图解

(Peccerillo and Taylor,1971)

Fig. 5　K_2O-SiO_2 diagram of monzonitic granite

(from Peccerillo R,Taylor S R,1976)

4.2　稀土元素

采用 Sun and McDonough(1989)的球粒陨石数据来标准化稀土元素,将本研究区二长花岗岩稀土元素数据进行标准化,作成配分模式图(图 7),其特征如下:

总体上看(表 2) 本区二长花岗岩具有轻稀土元素富集特点, ∑REE 在 94.24×10^{-6} ~ 274.3×10^{-6},LREE

表 3 撒岱沟门钼矿床微量元素测试数据(10^{-6})

Table 3 Trace element content (10^{-6}) of molybdenum deposit in Sadaigoumen

样品号	S-03	S-10	S-8-19	S-8-32	S-8-37	S-8-41	S-17	S-8-3	S-8-10	S-8-12	S-8-16	S-10′
岩性	二长花岗岩											石英脉
Ba	719	564	1090	1260	577	624	758	717	743	974	1148	300
Rb	323	249	249	229	242	182	195	240	272	241	220	190
Th	18.3	8.85	16.5	18.3	12.6	6.59	17.5	15.2	15.0	21.4	17.5	3.4
K	72127	47891	50796	50215	52290	45401	41168	44654	49053	45318	47476	32619
Nb	27.3	16.9	21.3	16.8	13.4	7.74	16.1	18.4	17.7	20.7	17.1	6.46
Ta	1.31	1.03	1.32	1.19	0.977	0.44	1.06	1.06	1.03	1.38	1.29	0.362
Sr	252	224	265	402	227	238	361	238	235	362	549	97
P	283.66	357.85	370.94	436.4	366.58	244.38	362.21	340.39	523.68	432.04	436.4	192.02
Zr	70.1	69.5	65.7	74.3	47	41.1	72.3	67.9	57.7	89.8	56.4	15.6
Hf	2.60	2.57	2.37	2.46	2.72	1.80	2.54	2.40	2.10	3.42	2.06	0.62
Ti	838.7	1018.3	1138.1	1437.6	778.7	658.9	1317.8	1078.2	1198	1437.6	1377.7	347.4
Mn	208.98	123.84	162.54	208.98	100.62	178.02	255.42	185.76	278.64	247.68	178.02	123.84
Li	16.8	14.9	55.3	53.7	15.7	25	32.8	39.2	80.3	55.3	40.7	28.4
Be	3.21	2.63	2.47	2.86	2.58	2.53	3.43	3.16	3.75	3.91	3.41	1.1
Sc	1.04	0.865	1.46	1.76	0.806	0.367	2.25	1.61	1.87	2.20	1.95	0.534
V	16.5	12.2	18.1	23.8	14.4	17.9	16.2	15.3	20.6	19.7	18.2	11.9
Cr	1.54	1.69	3.66	3.17	1.27	1.48	2.73	2.97	3.37	3.75	3.21	1.45
Co	5.80	2.19	8.06	6.33	1.07	1.90	1.99	5.59	4.48	4.00	3.29	0.668
Ni	1.76	1.08	1.39	0.808	0	0	0.536	1.14	1.03	0.875	0.542	0.862
U	4.37	3.03	2.11	1.76	2.30	1.00	1.88	2.63	2.22	6.20	3.90	1.29
Cu	77.2	26.6	135.0	53.3	6.57	8.02	23.5	184	73.1	66.6	52.0	7.14
Zn	41.3	28.3	37.2	44.7	25.5	35.9	41.7	37.7	43.4	38.9	33.2	20.3
Mo	1454	1335	2572	660	61.2	69.7	2.59	877	478	184	112	1532
Sn	2.76	1.82	1.91	2.09	1.88	1.36	4.40	5.37	5.35	2.10	2.77	1.64
W	1.24	1.13	0.548	0.824	0.905	0.117	0.374	1.68	0.907	0.384	1.05	0.731
Pb	38.6	28.4	35.6	34.8	33.2	31.4	34.2	30.3	28.0	35.8	34.2	15.0
Bi	0.055	0.081	0.074	0.062	0.023	0.011	0.045	0.158	0.110	0.037	0.014	0.076

注:测试单位,核工业北京地质研究院,相对误差均小于 5%,2009.3。

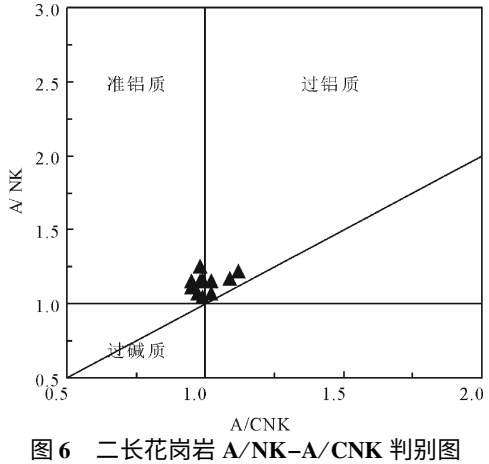


图 6 二长花岗岩 A/NK-A/CNK 判别图

Fig. 6 A/NK-A/CNK discriminate diagram of monzonitic granite

在 8.64×10^{-5} ~ 2.55×10^{-4},HREE 在 7.81×10^{-6} ~ 2.06×10^{-5};轻和重稀土元素之间分异明显,LREE/HREE 值在 7.98 ~ 14.07,$(La/Yb)_N$ 值在 42.47 ~ 87.46;轻稀土分馏度 $(La/Sm)_N$ 介于 5.40 ~ 7.93,轻稀土分馏程度好,轻稀土富集;重稀土分馏度 $(Gd/Yb)_N$ 介于 3.89 ~ 6.27,重稀土亏损;二长花岗岩除了 S-8-41 的 δEu = 1.24,表现为 Eu 的正异常外,其余样品皆具有弱的 Eu 负异常,且 δEu 在 0.67 -0.79 之间,总体平均 δEu = 0.78。

二长花岗岩(图 7)的配分模式图呈从左到右,曲线近似光滑下降,没有特别明显的正或负异常,且重稀土部分较亏损。

表 4　二长花岗岩中黑云母探针测试数据(%)

Table 4　Electron microprobe analyses of biotite of monzonitic granite (%)

样号	s-2-1	s-2-2	s-7-1	s-7-2	s-7-3	s-17-1	s-17-2	s-17-3	s-20-1	s-20-2
SiO_2	37.88	38.22	38.08	37.38	38.87	37.68	37.84	37.95	37.97	37.97
TiO_2	2.86	2.66	2.67	2.35	2.64	2.32	2.91	1.96	2.66	2.54
Al_2O_3	15.71	15.94	15.15	15.23	14.73	15.38	15.98	15.6	15.31	15.22
FeO	18.49	18.74	17.13	19.08	18.58	20.00	18.39	19.61	18.06	16.91
MnO	0.70	0.82	0.65	0.60	0.44	0.38	0.74	0.73	0.31	0.45
MgO	9.96	10.13	11.15	9.97	10.45	9.09	9.24	8.85	11.34	12.47
CaO			0.11	0.02					0.01	0.16
Na_2O		0.22	0.25	0.1	0.04	0.35	0.32	0.37	0.07	0.19
K_2O	9.88	10.4	10.03	10.12	9.8	9.86	9.62	9.99	10.24	10.29
Total	95.48	97.13	95.22	94.85	95.55	95.06	95.05	95.06	95.97	96.2
Si	2.8728	2.8612	2.8845	2.8729	2.938	2.893	2.8798	2.9117	2.8629	2.8471
$Al^{Ⅳ}$	1.1272	1.1388	1.1155	1.1271	1.062	1.107	1.1202	1.0883	1.1371	1.1529
$Al^{Ⅵ}$	0.277	0.2676	0.237	0.2525	0.2501	0.2848	0.3132	0.3223	0.2234	0.1921
Ti	0.1632	0.1498	0.1522	0.1359	0.1501	0.134	0.1666	0.1131	0.1509	0.1433
Fe^{3+}	0.2601	0.2016	0.2099	0.195	0.2688	0.214	0.2725	0.2137	0.1964	0.1569
Fe^{2+}	0.9126	0.9716	0.8752	1.0314	0.9057	1.0703	0.8980	1.0446	0.9424	0.9035
Mn	0.045	0.052	0.0417	0.0391	0.0282	0.0247	0.0477	0.0474	0.0198	0.0286
Mg	1.1261	1.1305	1.2591	1.1423	1.1775	1.0404	1.0483	1.0122	1.2746	1.3939
Ca	0	0	0.0089	0.0016	0	0	0	0	0.0008	0.0129
Na	0	0.0319	0.0367	0.0149	0.0059	0.0521	0.0472	0.055	0.0102	0.0276
K	0.9559	0.9932	0.9692	0.9923	0.945	0.9658	0.9340	0.9778	0.985	0.9843
Total	7.7399	7.7984	7.7901	7.805	7.7312	7.786	7.7275	7.7863	7.8036	7.8431
MF	0.48	0.48	0.53	0.47	0.49	0.44	0.46	0.44	0.52	0.56
稳定度	51.02	50.93	46.29	51.77	49.94	55.24	52.75	55.42	47.19	43.21
镁质率	0.54	0.52	0.58	0.52	0.56	0.49	0.53	0.48	0.57	0.60
TAl	2.808	2.813	2.705	2.759	2.624	2.783	2.867	2.821	2.720	2.690
P(kbar)	1.989	1.993	1.666	1.830	1.422	1.904	2.156	2.018	1.714	1.621
H(km)	7.33	7.38	6.17	6.78	5.27	7.05	7.98	7.48	6.35	6.00
Ti^*	0.326	0.299	0.304	0.272	0.300	0.268	0.333	0.226	0.302	0.286
X_{Mg}	0.490	0.491	0.537	0.482	0.501	0.448	0.473	0.446	0.528	0.568

注:稳定度=Fe/(Fe+Mg)*100;MF=Mg/(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn);镁质率=Mg/(Mg+Fe^{2+}+Mn);TAl 为黑云母以 22 个氧为基的全铝含量;X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe) 22 个氧原子为基计算的比值;Ti^* 为 22 个氧原子为基计算的黑云母全 Ti 含量。测试单位:中国地质大学(北京)地学实验中心,相对误差在 4%-6% 之间,2009.3。

4.3　微量元素

采用 Sun and McDonough(1989)的原始地幔数据来标准化微量元素,撒岱沟门钼矿的成矿母岩(二长花岗岩)微量元素原始地幔标准化蛛网图表现为整体向右倾斜的阶梯式下降型式(图 8),具有高场强元素 Nb、Ta、P、Ti 明显的负异常,富集大离子亲石元素 Rb、Th、K、Ba,Zr、Hf 负异常不明显的特点。Rb 含量较高,在 1.82×10^{-4} ~ 3.23×10^{-4},平均 2.4×10^{-4}。Mo 主要富集于二长花岗岩中,且以钾化的红色二长花岗岩尤为显著(Mo 在样品 s-03、s-10、s-8-3、s-8-19 中含量较高,均高于该矿床的最低工业品位 0.06%),由此可见 Mo 主要来源于二长花岗岩岩浆。二长花岗岩中 Co/Ni 比值 2.03 ~ 7.83,平均为 4.56,多数大于 4,Co 含量偏

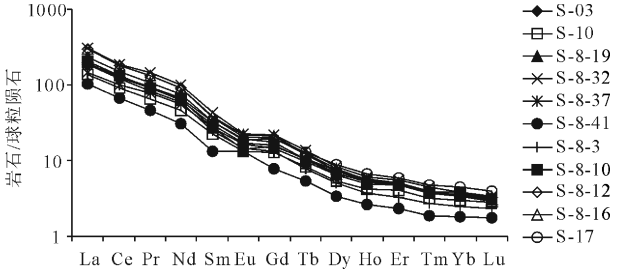


图 7 撒岱沟门钼矿区二长花岗岩稀土元素球粒陨石标准化配分模式图

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns of monzonitic granitefrom Sadaigoumen molybdenum deposit

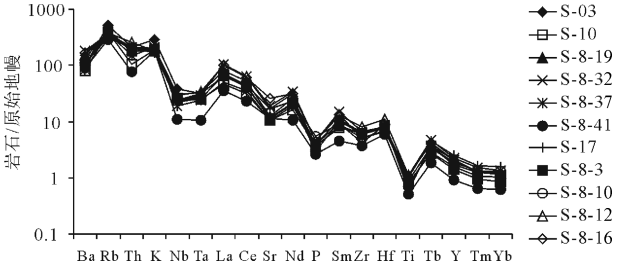


图 8 撒岱沟门钼矿区二长花岗岩微量元素原始地幔标准化蛛网图

Fig. 8 Primitive mantle-normalized trace element spider diagram of monzonitic granites from Sadaigoumen molybdenum deposit

高，显示岩浆热液成矿特点（马国玺,1997）。较低的高场强元素（二长花岗岩平均为 $Zr=6.47\times10^{-5}$、$Hf=2.46\times10^{-6}$，华北地台二长花岗岩（迟清华等,2007）为 $Zr=1.6\times10^{-4}$，$Hf=4.5\times10^{-6}$），由于高场强元素为不相容元素，通常在地壳中较为富集，如此低含量的高场强元素表明来源较深。

5 讨论

5.1 岩石成因

由于其他岩石类型的数据不是很多，代表性不强，且这里与矿床密切相关的是二长花岗岩，所以这里只讨论成矿母岩（二长花岗岩）的岩石成因问题。

由主量元素特征表明该区二长花岗岩具有 I 型花岗岩的特征，二长花岗岩的稀土元素总量偏低，$\sum REE=9.42\times10^{-5}\sim2.74\times10^{-4}$，平均为 1.93×10^{-4}，轻重稀土分馏明显，Ce/Y 平均为 9.78，δEu 比较大（平均 0.78），配分曲线为左高右低型，Eu 基本无亏损的平滑曲线，显示壳源花岗岩的特征（肖庆辉,2002）。图 8 可见具有明显的 Nb 负异常，为典型 I 型花岗岩特征（Christiansen *et al.*,1996）。二长花岗岩弱的负 Eu 异常，可能说明岩浆形成演化过程中结晶分异作用不占主导地位（马鸿文,1990）或源区缺少富含 Eu 的矿物，如斜长石等，但是由图 9 可见，二长花岗岩主要是由分离结晶作用形成的，前后矛盾，所以认为该二长花岗岩的源区是缺少富含 Eu 的矿物的源区，且二长花岗岩具有分离结晶作用成因。并且，该矿床为斑岩型钼矿床，而不是斑岩型铜矿床，钼是不相容元素，而铜是相容元素，如果该二长花岗岩为部分熔融成因，则形成的应该是斑岩型铜矿床，而不是斑岩型钼矿床，所以二长花岗岩为分离结晶成因。

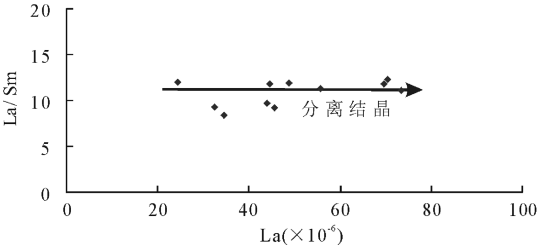


图 9 二长花岗岩 La-La/Sm 图解

Fig. 9 La-La/Sm diagram of monzonitic granite

实验岩石学研究表明，源岩的 K 含量明显影响派生熔体的 K 含量，低钾拉斑玄武岩的部分熔融一般不可能产生高钾钙碱性岩浆，除非这种熔融发生在较深的深度或其熔融程度极低（Defant *et al.*,1990；Peacock *et al.*,1994）。K_2O 含量主要与熔融源岩的 K_2O 含量和熔融程度和深度有关（肖庆辉等,2002）。在原岩部分熔融程度较低时，只有富含 Na、K、Si、Al 的矿物被熔融，岩浆中这些元素的含量较高；随着原岩的部分熔融程度增高，富含 Na、K、Si、Al 的矿物被熔融耗尽，富含 Fe、Ca、Mg 的矿物开始被熔融，岩浆中 Fe、Ca、Mg 的含量逐渐增高，熔融的碱度和 SiO_2 含量降低、基性程度增高（韩吟文等,2003），即部分熔融程度越高岩石越基性。如果该区二长花岗岩为部分熔融形成，则应该为低度的部分熔融，这样才能产生高酸高钾的二长花岗岩，而根据主量元素岩石学已知该岩石演化程度较高，不可能为低度的部分熔融形成的，所以由前面的微量元素得出的结论相一致，该二长花岗岩为分离结晶成因。

黑云母的含铁镁特性是区分其寄主岩石成因类型的标志之一，结合黑云母的电子探针分析结果并以氧为 11 计算阳离子数（表 4），在黑云母分类图解（Foster,1960）（图 11）中，撒岱沟门钼矿区二长花

岗岩中大部分黑云母属镁质黑云母,少量为铁质黑云母,典型 I 型花岗岩中黑云母为镁质黑云母(Fattah *et al.*,1994),表明该区花岗岩具有 I 型花岗岩的特征。据丁孝石(1998)的研究,典型幔源黑云母中 MgO > 15%,壳源黑云母中 MgO < 6%,本区所测样品中 MgO 的含量变化在 8.85% ~12.47 %,平均 10.27% ,具壳幔过渡性质。此外,FeO 含量为 16.91–20%,平均为 18.50%,稳定度平均为 50.38,所以二长花岗岩中黑云母为铁镁质黑云母,在黑云母成因图解(周作侠, 1986)(图 10)中, 大部分落入壳慢混合型花岗岩区,少量落入壳源区。壳型花岗岩中黑云母的 MF 值一般小于 0.5,而钙碱性斑岩中黑云母的 MF 为 1.27 ~1.36 ,平均值为1.32 (谢应雯等,1995),本区二长花岗岩的 MF 值为 0.44 ~ 0.56。综上所述,表明该花岗岩为壳源花岗岩,并有地幔物质的混入。

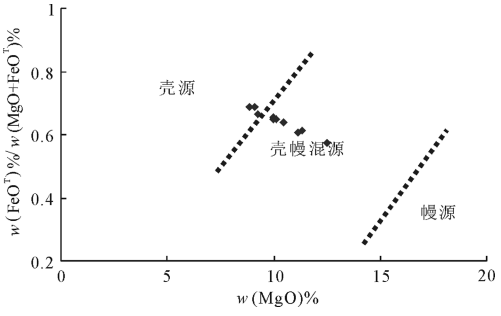


图 10　黑云母 $FeO^T/(MgO+FeO^T)$–MgO 图(底图据周作侠,1986)

Fig. 10　$FeO^T/(MgO+FeO^T)$–MgO diagram of biotites(after Zhou,1986)

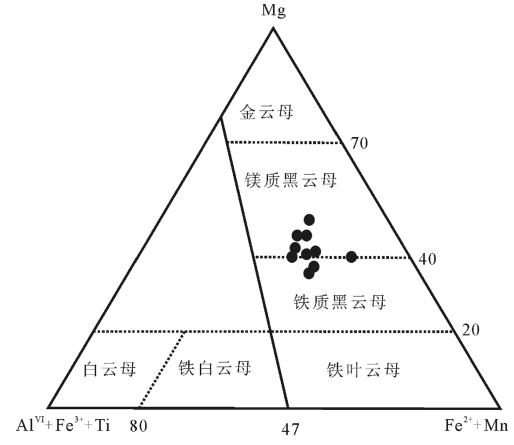


图 11　黑云母成分分类图(底图据 Foster,1960)

Fig. 11　Classification diagram of biotite (after Foster, 1960)

黑云母的电子探针结果分析,所测样品的 Al^{VI} 含量(0.1921 ~ 0.3223,除了样品 s–17–3 为 0.3223,其余 9 件样品平均值为 0.2374),低于 S 型花岗岩(0.353 ~0.561),接近 I 型花岗岩(0.144 ~ 0.224)(Whalen *et al.*,1988)。$Fe^{2+}+Fe^{3+}$ 在 1.09 ~ 1.28 之间,全部小于 1.3,Mg 在 1.01 ~1.39 之间,全部大于 1.0,同样显示具有 I 型花岗岩特征(王洁民等,1988)。徐克勤(1984)等曾提出用黑云母的 MF [MF =Mg/ (Mg +Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)]来区分 I 型和 S 型花岗岩,MF<0.38 为 S 型花岗岩,反之为 I 型花岗岩。本区所测样品 MF 值为 0.44 ~0.56,表明撒岱沟门钼矿区岩体属 I 型花岗岩类。

吕志成等(2003) 研究认为, 岩石中黑云母的镁质率 M = Mg / (Mg + Fe^{2+}+ Mn) 是区分深源系列和浅源系列岩浆岩的一个判别标志(吕志成等,2003),南岭浅源系列黑云母 M < 0.45 , 长江深源系列黑云母 M> 0.45(杨文金等,1986)。该区二长花岗岩中黑云母的镁质率为 0.46 ~0.60,平均为 0.53,应为深源型花岗岩。

所以综合黑云母的各种特征,可以认为该区的二长花岗岩为 I 型花岗岩。Uchida 等(2007)的研究表明黑云母全铝含量与花岗质岩石固结压力之间具有良好的正相关性,黑云母的全铝含量可以用来估计花岗质岩石的固结压力,其经验方程:

P (kbar) = 3.03 ×TAl – 6.53 (±0.33)(Uchida *et al.*,2007)

式中 TAl 代表黑云母以 22 个氧为基的全铝含量。根据以上原理,对该区二长花岗岩中的黑云母的做探针分析,得黑云母探针数据(表 4),按照上述模式计算出该地区岩浆岩的侵位压力从而计算出侵位的深度。把计算结果投在图上,如图 12 所示。

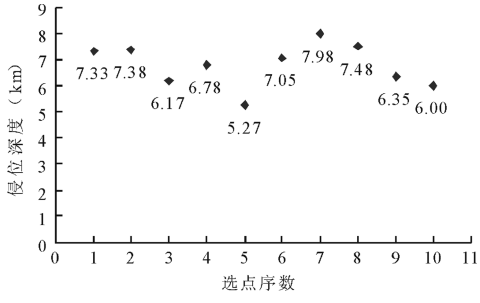


图 12　撒岱沟门矿区二长花岗岩侵位深度计算结果投点图

Fig. 12　Emplacement depth scatters of monzonitic granite from Sadaigoumen

由黑云母全铝压力计计算的静岩压力为 1.42 ~2.15kbar,平均压力 1.83kbar,所以撒岱沟门矿区的岩浆岩侵位深度落在 5.27 ~7.98km 之间(图 12),平均深度为 6.78km,投点相对集中,此外,镜下观察所选的这些黑云母均属于未蚀变黑云母,所以可信度较高。表明该区二长花岗岩为中成 I 型花岗岩。

5.2 矿床成因讨论

Kula C M(2000)认为斑岩钼矿床和斑岩铜矿床一样,是形成于斑岩岩浆结晶的某个阶段所释放出来的富含金属的热液流体。该区含矿石英脉与围岩的稀土元素分配形式和特征有相似性和继承性(图 13),符合花岗岩浆中稀土元素分异演化的规律,表明石英脉与红色二长花岗岩具有同源性,成矿热液可能来自岩浆热液,与代军治(2007)研究结果相吻合,与 Kula C M(2000)的观点相一致。且石英脉中含有 Mo 含量较高,从另一个方面来说,该岩浆具有较高的 Mo 含量,为成矿提供了矿源。

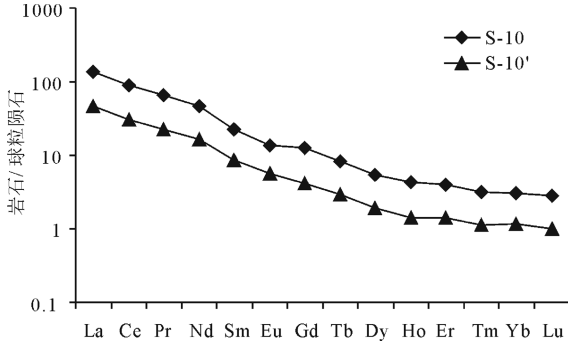


图 13 撒岱沟门钼矿区二长花岗岩及其共生石英脉稀土元素配分模式图

Fig. 13 REE patterns of monzonitic granite and its symbiotic quartiz vein from Sadaigoumen molybdenum deposit

由主量元素可知二长花岗岩 $w(SiO_2)$ 平均为 75.42%,属强酸性花岗岩,明显高于世界和国内一般花岗岩类(71.30%),撒岱沟门钼矿的平均 $w(K_2O)=5.98\%$,而世界一般花岗岩类平均 $w(K_2O)$ 仅为 4.07%,表明成钼岩体具有强酸高钾的特点。前人的元素地球化学实验结果表明,在水蒸汽相对饱和的钾硅酸盐($K_2Si_2O_3$)熔体中,MoS_2的溶解度可高达 12.5%(聂凤军等,2007),表明了强酸高钾的岩浆有利与钼的矿化。另外,部分研究者认为钼的流体/熔体分配系数为 11.5(Isuk *et al.*,1981;Ryabchikov *et al.*,1981),表明 Mo 倾向于进入流体,意味着 Mo 更容易富集到最后。

本区成矿母岩(二长花岗岩)的岩石类型对于该矿床的形成具有一定的制约,该二长花岗岩为中成 I 型花岗岩,侵位深度为 6.78km,要比通常的斑岩型 Cu(Mo)矿床(0.5 ~2km)要深(郑有业等,2006),与斑岩型 Mo、Cu 矿化较为密切相关的通常为 I 型花岗岩(Robb L,2005)。对于该矿床的形成,I 型花岗岩决定了其为斑岩型矿床,其较深的侵位深度决定了其为 Mo 矿床而非 Cu 矿床,岩浆的演化程度较高也决定了其为 Mo 矿而非 Cu 矿。

为什么高度演化且侵位较深的 I 型花岗岩岩浆倾向于形成斑岩钼矿床,而非斑岩铜(钼)矿床呢?可能的答案是:这两种元素在岩浆演化过程中显著不同的性质和斑岩体不同的侵位深度所致。

高度演化的岩浆,其发生了较多的结晶作用,Cu 为相容元素(相对于 Mo),则在演化过程中被结晶进入矿物相中,使 Cu 均匀地遍布岩石,从而使流体中的 Cu 相对被贫化。对于 Mo 来说,其为不相容元素(相对于 Cu),在结晶作用中不倾向于进入矿物相,则在流体中大大富集,在合适的物理化学条件下可以沉淀成矿。所以,钼矿化往往与演化程度较高的岩浆有关。

低度演化的岩浆,意味着结晶作用发生程度较低,岩浆中以熔体成分为主,其流动性较好,较易上升运移,所以低度演化的岩浆其侵位深度也会相对较浅,反之,演化程度较高的岩浆,其侵位相对较深,这可能是斑岩型钼矿的成矿岩体要比斑岩型铜矿的成矿岩体侵位较深的原因之一。

目前,有研究者注意到岩浆侵位深度对斑岩铜、钼矿床中铜、钼相对含量的影响,即侵位较深(>5km)的岩体形成富 Mo 矿床,侵位较浅(<5km)的岩体形成富 Cu 的矿床(Robb,2005;Candela *et al.*,1986;Candela,1997)。Robb (2005)认为,岩浆侵位深度通过控制岩浆结晶过程来影响斑岩铜、钼矿床中的铜、钼相对含量。岩浆侵位较深时,由于压力较大,挥发分的溶解度也大,在侵位之初不会发生沸腾作用,无独立的流体相形成。由于岩浆降温缓慢,挥发分含量高,岩浆结晶缓慢,矿物与岩浆之间的分离会造成岩浆高度演化。Cu 是相容元素,较高的岩浆结晶程度导致 Cu 被贫化(Candela *et al.*,1986);Mo 是不相容元素,岩浆演化导致 Mo 在岩浆结晶晚期富集(Candela *et al.*,1986)。因而,侵位较深的岩体形成富 Mo 而贫 Cu 的矿床。岩浆在地壳浅部侵位,由于水和其他挥发分在岩浆中的溶解度降低,岩

浆会发生沸腾,独立的流体相随之形成。由于独立的流体相形成时 ,Cu 会大量进入流体(Dfluid/melt =9.1)(Robb,2005),而 Mo 由于相对较小的分配系数(Dfluid/melt=2.5)(Robb,2005)不能大量进入流体相;另外由于岩浆侵位较浅,岩浆冷却较快,导致岩浆侵位后快速结晶,其结果是岩浆演化程度低,Mo 不能有效富集。因而,侵位较浅的岩体形成贫 Mo 而富 Cu 的矿床。

由图 14 可以看出,该区二长花岗岩主要落在了 S 型和 I 型花岗岩的分界线上,从构造环境上来说是落在同碰撞花岗岩和火山弧花岗岩的分界线上。该二长花岗岩所在的区域为 Mo 和 W 的矿化区,撒岱沟门主要是钼矿,还没有发现有大面积的钨矿,可以考虑在该钼矿周边勘探是否有钨矿化出现。由图 14 可以看到如果要形成斑岩型铜矿,则 Rb 的含量要再低一些才行。从另一个方面讲,Rb 是不相容元素,表明该二长花岗岩为分离结晶成因的,分离结晶过程使得 Rb 可以在残留熔体中富集,最终该残留熔体上侵形成斑岩钼矿的赋矿岩体。或者可以理解为部分熔融和分离结晶是导致成斑岩钼矿还是斑岩铜钼矿床的决定因素之一。

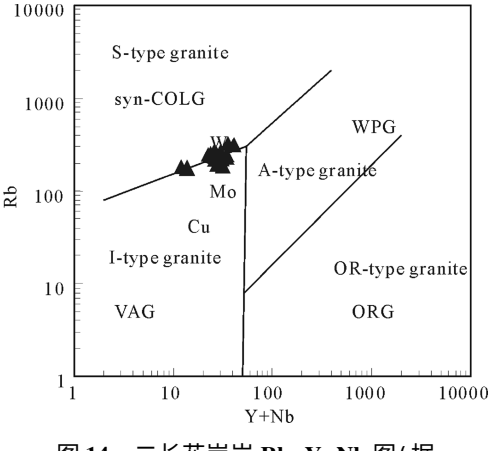


图 **14**　二长花岗岩 **Rb–Y+Nb** 图(据 **Christiansen *et al.*,1996**)

Fig. 14　Rb–Y+Nb diagram of monzonitic granite (after Christiansen *et al.*,1996)

撒岱沟门钼矿区的蚀变分带从二长花岗岩岩体中心到周边,为高温蚀变到低温蚀变,并且钾含量也从中心向四周降低,所以认为该区蚀变分带主要与二长花岗岩侵位时的温度场和岩浆热液有关(图 15),温度从侵入岩体中心向四周降低,岩浆热能促使岩浆热液从中心向四周扩散沉淀,从而形成矿区该种蚀变分带。矿化主要集中于钾化带(高温蚀变带),表明二长花岗岩岩体高钾有利于钼矿化,并且为钼矿床的形成提供促使成矿流体循环的热能。在与岩浆热液流体循环相关的斑岩型矿化作用的侵入体内和周围,Mo 的矿化富集要强于 Cu,从而产生 Mo(Cu)斑岩型矿床(Robb,2005)。

综上所述,撒岱沟门钼矿床是与印支期二长花岗岩侵入体(段焕春等,2007)有关的中高温热液矿床,可划属为斑岩型钼矿床。

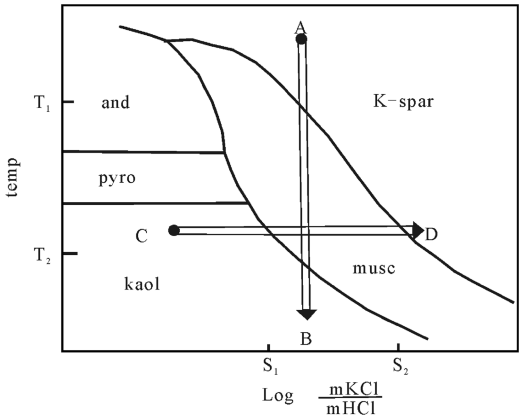


图 **15**　$K_2O–Al_2O_3–SiO_2–H_2O$ 体系在不同温度组分下的矿物共生组合关系以及斑岩铜(钼)矿床蚀变分带过程示意图(据 **Montoya** 和 **Hemley,1975**)

Fig. 15　Mineral assemblages in $K_2O–Al_2O_3–SiO_2–H_2O$ system under different temperatures and components, alteration processdiagram of porphyry copper (molybdenum) deposit (after Montoya and Hemley,1975)

K–spar–钾长石;and–红柱石;musc–白云母;
pyro–叶蜡石;kaol–高岭石
K–spar–K–feldspar; and–andalusite; musc–muscovite;
pyro–pyrophylite; kaol–kaolinite

6　结论

1、撒岱沟门赋矿岩体(二长花岗岩)以强酸高钾,低 Ti 、亏损 Nb、Ta 和强烈富集轻稀土元素和大离子亲石元素为特征,属于准铝质高钾钙碱性 I 型花岗岩。岩体压力范围为 1.42 ~2.15kbar,岩体侵位深度为 5.27 ~7.98km,且形成于岩浆的分离结晶作用。

2、成矿岩浆本身的强酸高钾性有利于钼的矿化,赋矿岩体(二长花岗岩)的侵位深度平均为 6.78km,达中深成,比通常的斑岩型铜矿床要深,其侵位深度和 Mo、Cu 的相容性差异决定了该矿床为斑岩型钼矿床而非斑岩型铜矿床。微量元素(比如 Rb)的含量高低可以反映 Mo、Cu 的富集程度,为该

矿床之所以为斑岩型钼矿床而非斑岩型铜矿床提供了佐证。

3、黑云母、主量元素、微量元素特征表明该矿床为深源中成斑岩型钼矿床。

[注释]

① 天津华北地质勘查总院. 2004. 河北省丰宁满族自治县撒岱沟门钼矿地质评价说明书,1-27

[References]

Candela P A, Holland H D. 1986. A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems: The origin of porphyry-type ore deposits[J]. Econ. Geol. ,81 (1):1-19

Candela P A. 1997. A review of shallow, ore-related granites: Textures, volatiles, and ore metals[J]. Journal of Petrology, 38 (12):1619-1633

Chen Wen-ming. 2002. The origins of porphyry copper deposits [J]. Geoscience, 16(1):228

Chi Qing-hua, Yan Ming-cai. 2007. Element Abundance Handbook of Applied Geochemistry[M]. Beijing: Geological Publishing House: 8:108

Dai Jun-zhi, Xie Gui-qing, Duan Huan-chun, Yang Fu-quan, Zhao Cai-sheng. 2007. Characteristics and evolution of ore-forming fluids from the Sadaigoumen porphyry molybdenum deposit, Hebei [J]. Acta Petrologica Sinica, 23(10):2519-2529

Defant M J and Drummond M S. 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducting lithosphere [J]. Nature, 347:662-665

Ding Xiao-shi. 1998. The typomorphic characteristics of biotitie of granites in southern Tibet and its geological implication[J]. Acta CAJ, (1):33-50

Duan Huan-chun, Qin Zheng-yong, Lin Xiao-hui, Zhang Bao-hua, Liu Xue-wu, Zhang Xiao, Guo Peng-zhi, Han Fang, Qin Lei, Dai Jun-ye. 2007. Zircon U-Pb ages of intrusive bodies in Da cao ping molybdenum ore district, Fengning County, Hebei Province [J]. Mineral Deposits, 26(6):634-642

Eric H. Christiansen, Jeffrey D. Keith. 1996. Trace element systematics in silicic magmas: A Metallogenic Perspective[A]. D. A. Wyman. Trace element geochemistry of volcanic rock: Applications for massive sulphide exploration [M]. Geological Association of Canada. Short Course Notes: 115-151

Fattah A, Rahman A. 1994. Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas[J]. Jour. Petr, 35(2):525-532

Foster M D. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas [J]. Geol. Surv. Prof. Paper, 354-B: 11-49

Gao He-ming. 1995. A s ummary of researches on porphyry copper deposits[J]. Advance in Earth Sciences, 10(1):40-46

Han Yin-wen, Ma Zhen-dong. 2003. Geochemistry[M]. Beijing: Geological Publishing House: 276

Hollister V F. 1978. Geology of the porphyry copper deposits of the Western Hemisphere[M]. New York: Soc Ming Engineers AIME: 219

Isuk E E and Carman J H. 1981. The system $Na_2Si_2O_5$-$K_2Si_2O_5$-MoS_2-H_2O with implication for molybdenum transport in silicate melts [J]. Econ. Geol, 76 (8):2222-2235

Kula C M. 2000. Understanding mineral deposits[M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers: 397-413

Lowell J D, Guilbert J M. 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits[J]. Econ Geol, 65:373-408

Lv Zhi-cheng, Duan Guo-zheng, Dong Guang-hua. 2003. Mineral chemistry of biotite fromg granites associated with different mineralization in there stages of Yanshanina period in the southern-middle parts of the Da Hinggan Ling Mountains and its petrogenetic and metallogenic significance[J]. Acta Mineralogica Sinica, 23(20): 177-184

Ma Guo-xi. 1997. Geological Characteristics and Metallogenic Model of Copper Deposit at Muji Village of Laiyuan County, Hebei province [J]. Jour Geol and Min Res North China, 12(1):34-48

Ma Hong-wen. 1990. Granite type and ore deposits of porphyry copper deposits in Yulong, Tibet[M]. Wuhan: China University of Geosciences Press: 98, 134

Montoya J W and Hemley J J. 1975. Activity relations and stabilities in alkali feldspar and mica alteration reactions[J]. Economic Geology, 70(3):577-583

Nie Feng-jun, Zhang Wan-yi, Jiang Si-hong, Liu Yan. 2007. Geological characteristics and origins of porphyry molybdenum deposit in Xiao Dong-gou, Inner Mongolia[J]. Ore Geology, 26(6):609-620

Peacock S M, Rushmer T, Thompson A B. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust[J]. Earth and Planetary Science Lett, 122: 227-244

Robb L. 2005. Introduction to ore-forming processes[M]. Oxford: Blackwell: 1-166

Ryabchikov I D, Rekharskiy V I, Kudrin A V. 1981. Mobilization of molybdenum by fluids during the crystallization of granite melts [J]. Geochem Int, 18(4):183-186

Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D and Norry M J (ed). Magmatism in the Ocean Basins. [J]. Geological Society Special Publications, 42:313-345

Uchida E, Endo S, Makino M. 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits [J]. Japan Resource Geology: 47-56

Wang Hao-ming, Liu Zhen-sheng. 1988. Characteristics of biotite of granite in Tibet[J]. Minerology and Petrology, 8:66-71

Whalen J B and Chappell BW. 1988. Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I-and S-type granites of Lachlan fold belt, southeast Australia[J]. American Mineralogist, 73 (3-4):281-296

Xiao Qing-hui, Deng Jin-fu, Ma Da-quan. 2002. The Introduction and Methods to Granite[M]. Beijing: Geological Publishing House: 24, 177, 186, 194, 195, 199

Xie Ying-wen, Zhang Yu-quan. 1995. Compositional characteristics and petrological significance of Mg-Fe micas in alkalic rocks of the Ailaoshan-Jinshajiang rift system[J]. Acta Mineralogica Sinica, 15 (1):82-87

Xu Ke-qing, Sun Nai, Wang De-zi, Hu Shou-xi, Liu Ying-jun, Ji Shou-yuan. 1984. Granites in southern China and ore formation[A]. Xu Ke-qing, Tu Guang-chi. Granite geology and relationship to ore for-

mation(International Academic Conference Collection)[C]. Nanjing: Jiangsu Science Technology Publishing House:1-20

Yang Wen-jin, Wang Lian-kui, Zhang Shao-li, Xu Wen-xin. 1986. The typomorphic characteristics of biotitie of two different series of genetic granites in southern China[J]. Acta Mineralogica Sinica, (4): 298-397

Zheng You-ye, Gao Shun-bao, Zhang Da-quan. 2006. Ore-Forming Fluid Controlling Mineralization in Qulong Super-Large Porphyry Copper Deposit, Tibet [J]. Earth Science(Journal of China University of Geosciences), 31(3):349-354

Zhou Zuo-xia. 1986. Discussion of Fengshan Hole rock in Hubei [J]. Acta Petrologica Sinica, 2(1):59-70

[附中文参考文献]

陈文明. 2002. 论斑岩铜矿的成因[J]. 现代地质,16 (1):228

迟清华,鄢明才. 2007. 应用地球化学元素丰度数据手册[M]. 北京:地质出版社:8,108

代军治,谢桂青,段焕春,杨富全,赵财胜. 2007. 河北撒岱沟门斑岩型钼矿床成矿流体特征及其演化[J]. 岩石学报, 23(10):2519-2529

丁孝石. 1988. 西藏中南部各类花岗岩中黑云母标型特征及其地质意义[J]. 中国地质科学院矿床地质研究所所刊,(1):33-50

段焕春,秦正永,林晓辉,张宝华,刘学武,张　晓,郭鹏志,韩　芳,秦　磊,代军治. 2007. 河北丰宁县大草坪钼矿区岩体锆石 U-Pb 年龄研究[J]. 矿床地质,26(6):634-642

高合明. 1995. 斑岩铜矿床研究综述[J]. 地球科学进展,10(1):40-46

韩吟文,马振东. 2003. 地球化学[M]. 北京:地质出版社:276

吕志成,段国正,董广华. 2003. 大兴安岭中南段燕山期三类不同成矿花岗岩中黑云母的化学成分特征及其成岩成矿意义[J]. 矿物学报,23(20):177-184

马国玺. 1997. 河北省涞源县木吉村铜矿地质特征及成矿模式[J]. 华北地质矿产杂志,12(1):34-48

马鸿文. 1990. 西藏玉龙斑岩铜矿带花岗岩类与成矿[M]. 武汉:中国地质大学出版社:98,134

聂凤军,张万益,江思宏,刘　妍. 2007. 内蒙古小东沟斑岩钼矿床地质特征及成因探讨[J]. 矿床地质,26(6):609-620

王洁民,刘振声. 1988. 西藏花岗岩类中黑云母的特征[J]. 矿物岩石,8: 66-71

肖庆辉,邓晋福,马大铨. 2002. 花岗岩研究思维与方法[M]. 北京:地质出版社:24, 177, 186, 194, 195,199

谢应雯,张玉泉. 1995. 哀牢山-金沙江裂谷系岩石中镁铁云母成分特征及其岩石学意义[J]. 矿物学报,15(1): 82-87

徐克勤,孙　鼐,王德滋,胡受奚,刘英俊,季寿元. 1984. 华南花岗岩与成矿[A]. 徐克勤,涂光炽. 花岗岩地质和成矿关系(国际学术会议论文集)[C]. 南京:江苏科学技术出版社:1-20

杨文金,王联魁,张绍立,徐文新. 1986. 华南两个不同成因系列花岗岩的云母标型特征[J]. 矿物学报,(4):298-397

郑有业,高顺宝,张大权,张刚阳,马国桃,程顺波. 2006. 西藏驱龙超大型斑岩铜矿床成矿流体对成矿的控制[J]. 地球科学-中国地质大学学报,31(3):349-354

周作侠. 1986. 湖北丰山洞岩体成因探讨[J]. 岩石学报,2(1):59-70

Geochemical Characters of Mineralization rock of the Sadaigoumen Molybdenum Deposit and their Constraints on the Deposit Genesis in Fengning, Hebei Province

LUO Wen-juan, ZHANG De-hui, SUN Jian

(*School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences (Beijing), Beijing* 100083)

Abstract: The geochemical studies on the main elements of monzogranite, the host rock of molybdenum deposit in Sadaigoumen, reveal that the granite is metaluminous high-K calc-alkaline I-type. The host-rock, monzogranite, has a significant fractionation between LREE and HREE and has LREE enriched patterns with relatively weak Eu negative anomalies (δEu=0.78). La/Sm-La diagram shows that monzogranite is related to fractional crystallization. Trace elements such as Nb, Ta, P, Zr, and Ti are clearly depleted while large ion lithophile elements such as Rb, Th, K, and Ba are enriched. Measured with Biotite aluminum manometer, the average crystallization pressure is 1.83kbar, namely the emplacement depth is 6.78km on average. The constraints on the formation of porphyry-type Mo deposits, and the reason why porphyry-type molybdenum was generated, rather than porphyry copper deposit, are discussed. It is finally concluded that this deposit is of the deep source and medium generation porphyry-type molybdenum deposit.

Key words: Sadaigoumen, geochemistry, depth of emplacement, genesis of deposits, porphyry-type deposit