

喀拉通克与金川铜镍硫化物矿床地质地球化学特征对比及其意义

代俊峰, 宫磊, 樊立飞, 王勇, 赵斌斌

(兰州大学地质科学与矿产资源学院, 兰州 730000)

[摘要] 对喀拉通克和金川铜镍硫化物矿床的主、微量元素的含量及其地球化学特征进行分析对比, 结合构造环境和岩石系列对岩浆作用和成矿作用进行了研究。喀拉通克岩体的主量元素特征属于拉斑玄武岩系列; 富集大离子亲石元素, 亏损高场强元素, 显示出大陆地壳的特征; 稀土元素表现为轻稀土富集, Sr、Nd 同位素值指示岩浆源区为亏损的软流圈地幔。金川岩体的主量元素特征属于拉斑玄武岩和大洋中脊玄武岩(MORB)的岩石系列; 富集大离子亲石元素, 亏损高场强元素, 显示地壳物质混染或者源区洋壳俯冲物质的残留; 稀土元素表现为轻稀土富集; Sr、Nd 同位素值指示岩浆源于富集地幔。运用三维地质建模的手段, 对矿床的岩浆通道和深部边部成矿潜力进行了预测, 以期对后期的找矿有所帮助。

[关键词] 岩浆铜镍硫化物矿床; 岩浆源区; 地壳混染; 微量元素; 岩石系列; 三维地质建模; 喀拉通克; 金川

[中图分类号] P611.11 **[文献标识码]** A **[文章编号]** 1009-1742(2015)02-0085-12

1 前言

新疆喀拉通克和金川镁铁质岩体因含有重要的铜镍硫化物矿床而备受瞩目, 作为我国主要的两个岩浆型铜镍(含铂族元素(PGE))硫化物矿床, 两者都具有成矿岩体小、矿床规模大和矿化率高的特点, 是典型的小岩体矿床^[1-4]。通过多年的研究, 已有多位学者阐述了两处岩体产出的构造背景、成岩成矿时代、岩体和矿体的形态、岩石组合、岩石地球化学特征、矿石类型和矿床成因等^[5-22], 这些研究取得了很多成果的同时, 也存在着一些分歧。比如喀拉通克岩体, 韩春明等认为岩体形成于岛弧环境^[5], 张招崇等认为岩体形成于后碰撞的伸展环境^[6]; 喀拉通克岩体的岩石系列和岩浆演化过程也存在很多的争议。多年来对金川岩体进行的研究, 也存在着很多争议, 比如金川岩体成矿母岩浆、成矿时代、

成矿的动力学机制以及矿床中S饱和的机制等。文章在参阅前人的研究资料的基础上, 总结了喀拉通克和金川两者的微量元素地球化学特征、分布规律, 并根据微量元素数据对岩体的岩石系列、成矿母岩浆、岩浆源区特征以及地壳混染作用等问题进行了分析讨论, 最后通过三维地质建模的手段, 对两矿床的岩浆通道以及深部边部找矿潜力进行了预测, 以期对该类赋存在小岩体内的岩浆铜镍硫化物矿床的研究以及后期找矿有所帮助。

2 矿床地质特征

2.1 新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床的地质特征

喀拉通克铜镍硫化物矿床大地构造上隶属于中亚造山带之阿尔泰造山带, 矿床位于准噶尔板块北缘卡依尔特-二台大断裂和玛因鄂博-额尔齐斯断裂交汇点南西侧, 即阿尔泰地区准噶尔褶皱带的

[收稿日期] 2014-12-10

[基金项目] 中国工程院咨询项目(2013-04-XY-001)

[作者简介] 代俊峰, 1990年出生, 男, 甘肃西和县人, 硕士研究生, 主要从事区域构造与成矿研究; E-mail: daijf12@lzu.cn

北缘,北距额尔齐斯断裂带约15 km,南距乌伦古断裂带约50 km^[7]。矿床受萨尔布拉克-喀拉通克复向斜的次级背斜构造和北西向断裂构造控制,含矿岩体在早二叠世侵入于下石炭统姜巴斯套组的火山碎屑沉积岩地层中^[8]。如图1所示,按岩体产状与构造的特征,区内已发现的11个岩体可分为走向310°的南、北两个岩带。南岩带长4 km,宽0.1~

0.3 km,由Y₁、Y₂和Y₃三个岩体组成;北岩带长2.2 km,宽0.05~0.25 km,由Y₄~Y₆六个岩体组成;Y₁₀和Y₁₁两个岩体位于南岩带南侧。矿区东南还有两个基性程度较低的隐伏岩体,编号为G21和G22,研究较少^[9]。岩体的直接围岩为下石炭统姜巴斯套组中、上段地层,岩性以含炭质细-粗屑沉凝灰岩为主,夹炭质板岩、含砾沉凝灰岩^[10]。

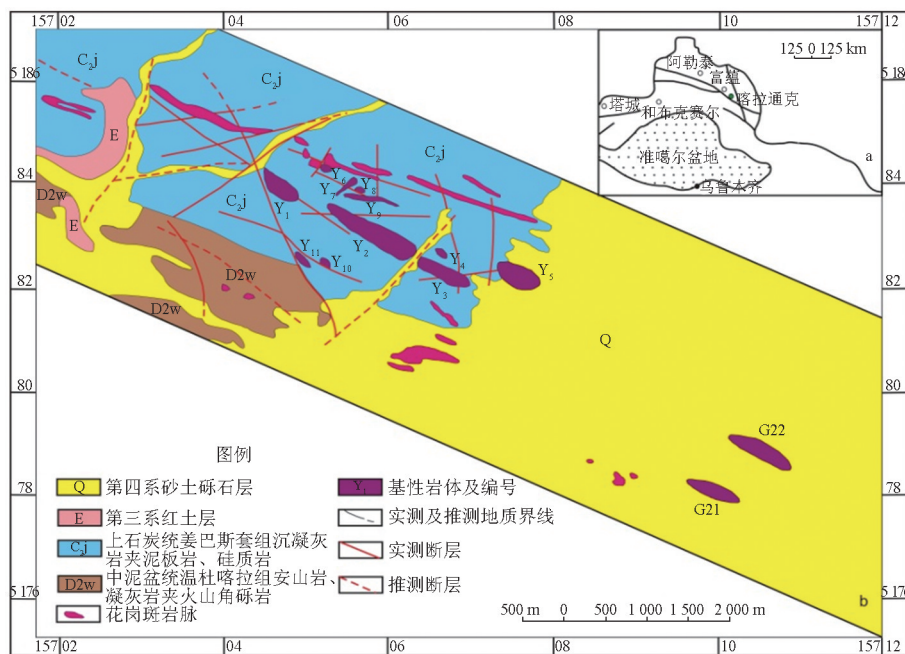


图1 新疆喀拉通克铜镍矿床位置(a)和矿区地质图(b)^[9]

Fig. 1 Maps of the location (a) and geological plane (b) of Kalatongke sulfide ore deposit^[9]

注:157-02和51-86等数值分别为公里网坐标中的X值和Y值

喀拉通克岩体的主要岩石类型有含长方辉橄榄岩、橄榄苏长岩、黑云角闪苏长岩、辉长苏长岩、辉长岩、淡色辉长岩、辉长闪长岩、闪长岩和石英闪长岩,其中淡色闪长岩即为前人所命名的闪长岩。区内13个岩体的基性程度不同,其中Y₁、Y₂、Y₃基性程度最高,分异良好,相带清晰,自下而上暗色矿物含量递减,矿化发育好,是区内主要的含矿岩体,Y₁为区内出露面积最大的岩体,Y₂是区内最大的隐伏岩体;Y₄、Y₅基性程度次之,分异较差,面积较小,矿化较弱;Y₆~Y₁₁的基性程度又次之,分异差,面积小,矿化差;G21和G22基性程度最低,且只有这两个岩体含有闪长岩和石英闪长岩^[10]。岩体中含矿最富的Y₁岩体面积仅0.075 km²,而矿化率却达到60%,Ni和Cu的品位为0.9%和1.5%,储量分别为0.25 Mt和0.42 Mt,几乎全岩矿化,是典型的小岩体成大矿类型。按汤中立对岩浆铜镍硫化物矿床的

划分方案,喀拉通克铜镍硫化物矿床属于造山带内的小侵入体矿床^[11,12]。

喀拉通克矿床的成岩成矿时代为晚古生代,李华芹等测得岩体的Sm-Nd年龄为(280~298) Ma^[13];韩宝福等运用单颗粒锆石离子探针质谱法(SHARMP)测得Y₁岩体的锆石U-Pb年龄为(287±5) Ma^[14];张作衡等测得Y₁岩体的Re-Os年龄为(282.5±4.8) Ma,Y₂岩体的Re-Os年龄为(290.2±6.9) Ma^[15];这与另一个新疆北部的造山带内的小侵入体矿床——黄山东矿床可以对比,其Re-Os年龄为(282±20) Ma^[16],两者都形成于造山后的拉张伸展环境。

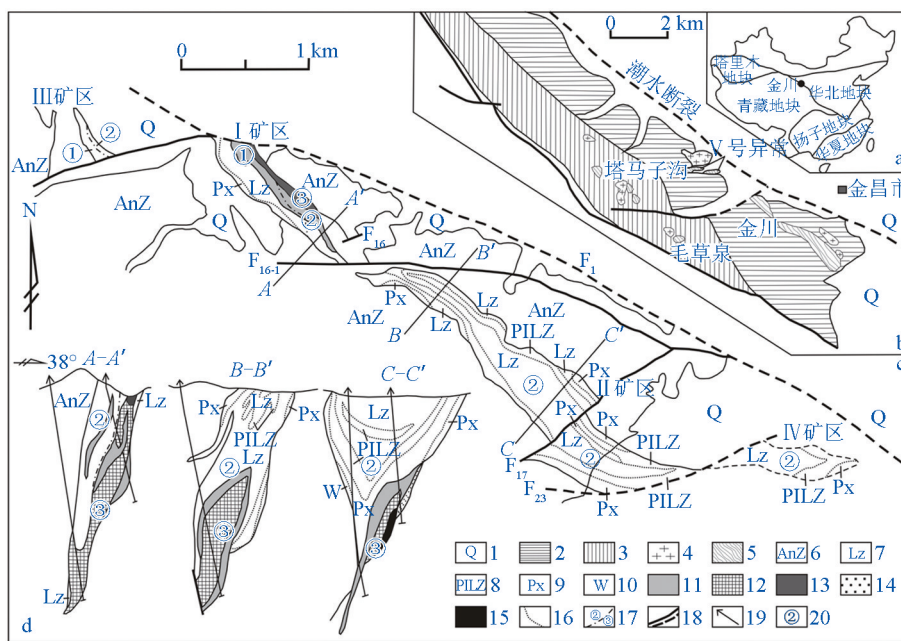
喀拉通克含矿岩体的岩相分带明显,下部主要发育苏长岩相,向上依次为辉长岩、淡色辉长岩和辉长闪长岩。岩石结构一般为块状结构、辉长结构、包橄结构、正堆晶结构,并可见含长结构,这表

明岩浆结晶过程中的暗色矿物与斜长石的共结关系和以暗色矿物为主的分离结晶作用并存;部分有围岩包体的地方矿物分布不均匀,显示被围岩混染的特点^[9]。从岩相和矿化的关系来看,岩体下部基性程度高的岩相矿化好,上部分异演化晚期基性程度低的岩相矿化差。矿体主要分布在岩体的中、下部膨大部位的橄榄苏长岩和苏长辉长岩中,矿石有稀疏浸染状矿石、稠密浸染状矿石和块状矿石3种类型。其中,块状矿石主要分布在Y₁岩体和Y₂岩体的西段下部以及两岩体之间;稠密浸染状矿石主要分布在Y₁、Y₂、Y₃三个岩体中;稀疏浸染状矿石在几个岩体中均有分布。各类矿石的接触关系复杂,主要表现为块状矿石贯入浸染状矿石中,各类浸染状矿石之间则过度接触。矿石中主要的金属硫化物为磁黄铁矿、镍黄铁矿和黄铜矿;次为黄铁矿、紫硫镍矿及少量铂族矿物^[10]。

2.2 金川铜镍硫化物矿床的地质特征

金川铜镍硫化物矿床位于华北板块西南边缘之阿拉善地块的龙首山隆起带内,龙首山隆起带北邻新生代的潮水凹陷(巴丹吉林沙漠),南与中央

造山带之早古生代祁连造山带相邻,南、北分别以两条区域性逆冲断层F₂和F₁为界(见图2)。龙首山山体由古元古代白家咀子组变质单元和新元古代塔马子沟组变质单元组成,金川岩体的直接围岩为白家咀子组变质岩系,岩性为混合岩、片麻岩、大理岩和斜长角闪岩^[17]。基性岩体大约在中元古代呈岩墙状不整合侵入到古元古代白家咀子组变质岩系中^[18]。现存基性岩体长约6.5 km,宽0.02~527 m,岩体出露面积1.34 km²,走向总体NW50°,倾向南西,倾角50°~80°,最大延深1.1 km。矿区内断层和节理发育,岩体空间形态受NW、NNE向张扭性和NEE向压扭性断裂控制,被一系列NEE向压扭性断层错段,自西向东依次被F₈、F₁₆和F₂₃三个断层分为Ⅲ、Ⅰ、Ⅱ、Ⅳ四个小岩体,总体为NW-SE向走滑延伸的橄榄岩-辉石岩岩体。金川岩体中最大的1号矿体和第二大的2号矿体分别赋存于Ⅱ号岩体西段中间部位和岩体东段中下部,Ⅰ号岩体中下部赋存的24号矿体为金川第三大矿体。这三矿体中Ni-Cu-PGE含量占整个矿床储量的90%以上,其余矿体的储量不足10%^[19]。



1—第四系;2—龙首山群白家咀子组;3—龙首山群塔马子沟组;4—混合花岗岩;5—镁铁-超镁铁质岩体;6—前寒武系;7—二辉橄榄岩;8—含斜长二辉橄榄岩;9—橄榄二辉岩;10—二辉岩;11—浸染状矿石;12—海绵陨铁状矿石;13—氧化矿;14—接触交代型矿石;15—块状矿石;16—岩相界线;17—不同阶段岩相界线;18—实测/推测断层;19—钻孔;20—侵入期次

图2 金川铜镍硫化物矿床位置(a,b)、矿区地质图(c)、勘探线剖面图(d)^[12]

Fig. 2 Maps of the location (a, b), geological plane (c), sections (d) of Jinchuan sulfide ore deposit^[12]

金川岩体的主要的岩石类型为二辉橄榄岩,其次有含二辉橄榄岩、斜长二辉橄榄岩和橄榄辉石岩等岩相,各相之间侵入界线不明显。岩体以橄榄石堆晶为特征,堆晶中的橄榄石含量最高可达80%,岩石蚀变主要为蛇纹石化及少量的透闪石化、阳起石化、绿泥石化和滑石-碳酸盐化。岩体的基岩面积仅1.34 km²,矿化率达47%,Ni品位1.2%,Cu品位0.6%,整个岩体至少含500 Mt矿石,是典型的小岩体成大矿^[19]。龙首山隆起带南部紧邻的北祁连造山带分布有绿片岩相和蛇绿岩带,据此认为北祁连造山带是扬子板块与华北板块的俯冲缝合带,龙首山隆起带则属于华北板块内部的裂谷环境;按汤中立对岩浆铜镍硫化物矿床的划分方案,金川铜镍硫化物矿床属于古大陆内的小侵入体矿床^[11]。

金川岩体的形成时代长期以来备受争议,汤中立等测得金川岩体的Sm-Nd等时线年龄为(1 508±31) Ma,即中元古代^[20];杨刚等获得的块状矿石Re-Os年龄为(833±35) Ma,即新元古代^[21];闫海卿等测得金川岩体中二辉橄榄岩SHRIMP锆石U-Pb年龄为837 Ma,而海绵陨铁状矿石的Re-Os等时线年龄为1 404~1 508 Ma,并解释前者为Rodinia超大陆裂解造成的构造变质叠加事件年龄,后者为成岩、成矿年龄,且成岩在前,成矿在后^[22];Li测得金川岩体SHRIMP锆石和斜锆石U-Pb年龄约为825 Ma,并认为金川岩体的形成与华南825 Ma时期的地幔柱作用有关^[23];田毓龙等测得金川岩体斜长二辉橄榄岩的SHRIMP锆石U-Pb年龄为870 Ma,即新元古代^[24];Zhang测得二辉橄榄岩的SHRIMP斜锆石U-Pb年龄为(831.8±0.6) Ma,并认为金川岩体的形成和该时期Rodinia超大陆的裂解活动有关^[25]。

根据金川含矿岩体的空间分布、岩相分带及各个小岩体之间的接触关系,汤中立等^[17-19]认为金川岩体由四期先后侵入形成的复式岩体组成,并产生了相应的矿石类型;矿床中主要的矿石按结构分为四种,稀疏浸染状矿石即星点状矿石、稠密浸染状矿石、海绵陨铁结构矿石和块状矿石;矿床自上而下分布:第一期含二辉橄榄岩和橄榄二辉岩,占整个岩体体积的25.3%,含就地熔离形成的稀疏浸染状矿石,矿石分布少,主要分布在各个小岩体的最上部;第二期中粗粒含二辉橄榄岩和橄榄二辉岩,占整个岩体体积的67.6%,含稠密浸染状矿石,占整个岩体体积的11%~12%,主要分布在I矿区西段和III、IV矿区;第三期中粒含硫化物纯橄榄岩相,

占整个岩体体积的5.6%,含有海绵陨铁状矿石,即金川矿床主要的矿石类型,占矿体体积的85%~86%,主要分布在I、II矿区下部,自西向东依次形成24号、1号和2号三个主要的矿体;第四期为晚期硫化物矿浆贯入后,沿构造裂隙穿插到第二、第三期侵入体和围岩地层中形成体积很小的块状特富矿;矿床中还分布有少量的接触交代型矿石及热液叠加形成的铂钯富集体等矿石类型^[26](见图2)。矿石中的主要金属硫化物为磁黄铁矿、镍黄铁矿和黄铜矿;次为黄铁矿、紫硫镍矿及少量铂族元素的合金矿物^[19]。

3 矿床的主量元素地球化学特征

3.1 喀拉通克岩体主量元素地球化学特征

喀拉通克岩体的主要造岩矿物有贵橄榄石、单斜辉石、斜方辉石、拉长石、中长石等,这些矿物均遭受了不同程度的蚀变。岩体的化学成分以富镁铁、碱和铝质为特点,随岩石基性程度的降低,SiO₂、Al₂O₃、Na₂O+K₂O、CaO含量逐渐增加,MgO、FeO、Fe₂O₃含量逐渐降低^[8]。橄榄石的Fo值介于70.93~80.39,为贵橄榄石类型;这比地幔橄榄岩中的橄榄石Fo(约为90.8)^[27]低,也低于金川岩体的Fo值(78.5~86.19),说明成矿主要是深部岩浆房中分离结晶作用形成的演化岩浆的产物,不是就地分异作用形成的^[19]。岩石镁/铁比值为0.5~2,属于铁质超基性岩;岩石的主量元素在全碱-铁氧化物-氧化镁图解(AFM图解)上属于拉斑玄武岩系列(见图3),Mg[#]较低,表现出演化岩浆的特点^[12]。

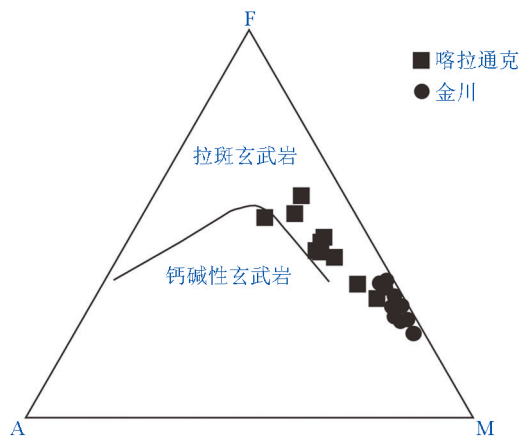


图3 喀拉通克和金川岩体的AFM图解^[6,11,28]
Fig. 3 AFM diagram of Kalatongke and Jinchuan intrusions^[6,11,28]

喀拉通克矿床的硫同位素分析测试显示 $\delta(^{34}\text{S})$ 值为 $-1\times 10^{-3}\sim 1.9\times 10^{-3}$,接近于陨石硫,即没有较多的地壳硫加入,说明成矿物质为幔源岩浆^[7]。成矿岩浆中硫饱和及硫化物熔离的主要因素,可能是岩浆演化过程中发生的分离结晶作用,以及地壳混染过程中围岩中的硅质组分加入^[29]。

3.2 金川岩体主量元素地球化学特征

金川岩体的主要造岩矿物有贵橄榄石、古铜辉石、顽火辉石、透辉石和拉长石。随岩石的基性程度的降低, SiO_2 、 TiO_2 、 CaO 、 Al_2O_3 含量增加, NiO 、 Cr_2O_3 、 MgO 、 FeO 、 Fe_2O_3 含量减少^[30];岩体的化学特征表现为高Mg,低Ca和Al,橄榄石的Fo值介于78.5~86.19^[19]。岩体的镁/铁比值介于3.02~5.22,属铁质超基性岩^[19];岩体的主量元素在AFM图解上属于拉斑玄武岩系列,与喀拉通克相比,金川矿床的Mg含量更高,而Fe和Na、K含量较低(见图3)。

金川矿床的硫同位素测试结果显示 $\delta(^{34}\text{S})$ 介于 $-4.0\times 10^{-3}\sim +3.6\times 10^{-3}$,接近于陨石硫,说明成矿岩浆为幔源的岩浆^[24];与喀拉通克矿床一样,导致成矿岩浆中硫饱和以及硫化物熔离的主要因素是岩浆的结晶分离作用和富硅地壳物质的混染作用。

4 矿床微量元素地球化学特征

4.1 不相容微量元素地球化学特征

4.1.1 喀拉通克岩体不相容微量元素地球化学特征

喀拉通克岩体的不相容微量元素原始地幔标准化配分图如图4所示,不相容微量元素的地球化学特征表现为富集大离子亲石元素(LILE)Ru、Ba等,亏损高场强元素(HFSE)Nb、Ta、Th、U等,尤其是Nb、Ta强烈亏损^[12]。原始地幔标准化不相容微量元素配分图上Th、U明显的负异常是大陆地壳的特征,说明岩浆作用过程中有地壳物质的参与;Nb、Ta、Ti的亏损也暗示着地壳物质的混染作用,或者源区存在俯冲的洋壳物质,显示出岛弧玄武岩的特点^[31];Ti的负异常,可能与源区有金红石的残留有关;Sr的异常不明显,说明斜长石的分离结晶作用较弱^[32]。

4.1.2 金川岩体不相容微量元素地球化学特征

金川岩体的不相容微量元素原始地幔标准化配分图如图5所示,不相容微量元素的总含量明显低于喀拉通克岩体,地球化学特征表现为富集大离子亲石元素(LILE),亏损高场强元素(HFSE)。在

原始地幔标准化不相容微量元素配分图上,有明显的Nb、Ta负异常,轻微的Th负异常,说明金川矿床的成矿过程中遭受了地壳物质的混染,或者源区有洋壳俯冲的物质;Sr也有轻微的负异常,说明岩浆作用过程中有斜长石的堆晶作用。

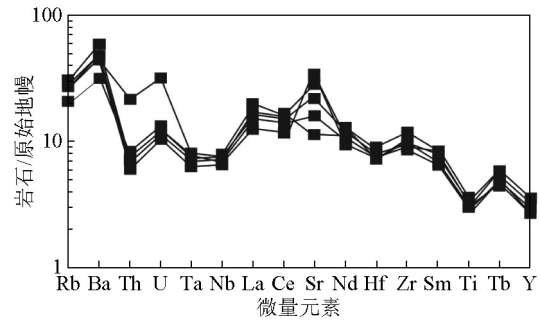


图4 喀拉通克不相容微量元素原始地幔标准化配分图^[33,34]

Fig. 4 Primitive mantle-normalized incompatible trace elements patterns of the Kalatongke intrusions^[33,34]

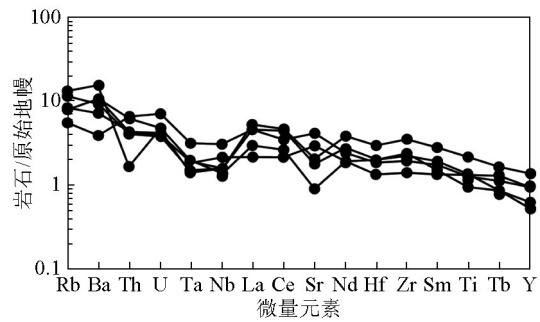


图5 金川岩体不相容微量元素原始地幔标准化配分图^[28,34]

Fig. 5 Primitive mantle-normalized incompatible trace elements patterns of the Jinchuan intrusions^[28,34]

4.2 稀土元素地球化学特征

4.2.1 喀拉通克岩体稀土元素地球化学特征

喀拉通克岩体球粒陨石标准化稀土元素(REE)配分图如图6所示,岩石的轻稀土元素(LREE)相对富集,总体表现为微弱的右倾型趋势。岩石的稀土元素丰度随基性程度的增高而降低^[33]。岩体的稀土元素总量变化较大, $\Sigma\text{REE}=20.53\sim 206.73$,平均为99.48;轻、重稀土分异不明显, $N(\text{La})/N(\text{Yb})$ 值为4.5~12.7; δEu 值为0.84~1.27, Eu异常不明显,表明没有明显的斜长石分离结晶作用。高的Eu异常与斜长石在源区的残留或者发生强烈地分离结晶作用后的堆积有关,而低的Eu异常则说明斜长石没有残留或者强烈地分离结晶作用。岩体的 $\varepsilon_{(\text{Sr})}(t)=+0.704$, $\varepsilon_{(\text{Nd})}(t)=+7.1$ 。

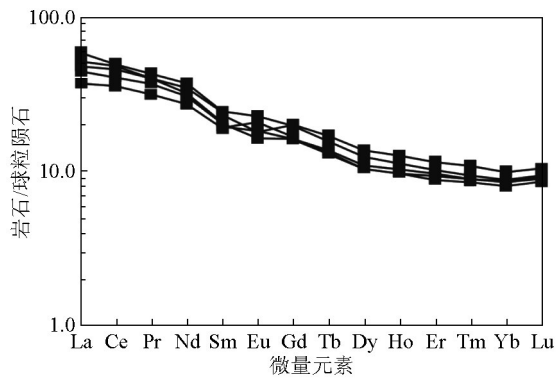


图6 喀拉通克球粒陨石标准化稀土元素配分图^[33,34]

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of Kalatongke intrusions^[33,34]

4.2.2 金川岩体稀土元素地球化学特征

金川岩体的球粒陨石标准化REE配分图如图7所示,稀土元素含量明显低于喀拉通克岩体,岩石富集LREE,总体表现为轻微的右倾型。岩石总的稀土元素丰度随基性程度的增高而降低^[8]。稀土总量变化不大, ΣREE 为42.43~63.9,轻、重稀土分异较明显, $N(\text{La})/N(\text{Yb})$ 值为3.9~6.2, $N(\text{La})/N(\text{Sm})$ 值为1.6~2.8, $N(\text{Gd})/N(\text{Yb})$ 值为1.4~1.7。一般板块汇聚边缘玄武岩的轻、重稀土配分曲线表现为轻稀土元素向右陡倾,而重稀土元素相对平坦的趋势^[35];金川岩体的轻、重稀土配分曲线斜率与此基本一致,具有板内玄武岩的特征。 δEu 为0.75~1.03, Eu异常不明显,表明斜长石堆晶作用程度较小。岩体的 $\epsilon_{(\text{Nd})}(t)$

为-3.78~-2.60, $\epsilon_{(\text{Sr})}(t)$ 为+17.0~+128.8。

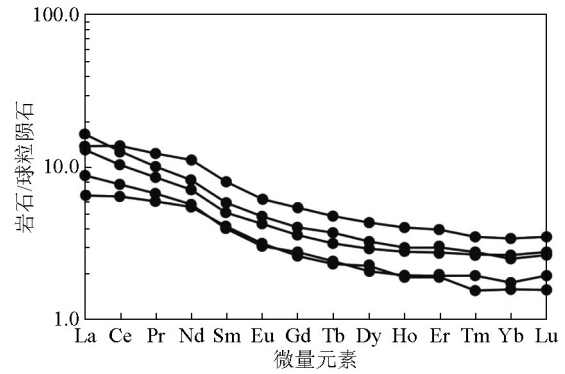


图7 金川岩体球粒陨石标准化稀土元素配分图^[28,34]

Fig. 7 Chondrite-normalized REE patterns of Jinchuan intrusions^[28,34]

5 岩体三维地质建模

根据三维建模的要求,对喀拉通克矿区和金川矿区的矿石品位数据、钻孔数据及编录资料、地质地形图、勘探线剖面图及中段平面图综合处理,利用SURPAC软件分别建立了喀拉通克岩体(见图8a,主要是 Y_1 、 Y_2 和 Y_3 岩体)和金川岩体(见图8b)的三维地质模型。通过岩体三维地质建模,可以为矿区成矿潜力评价、深部边部探索隐伏矿体、总结成矿规律等提供相关的资料和指导方向。

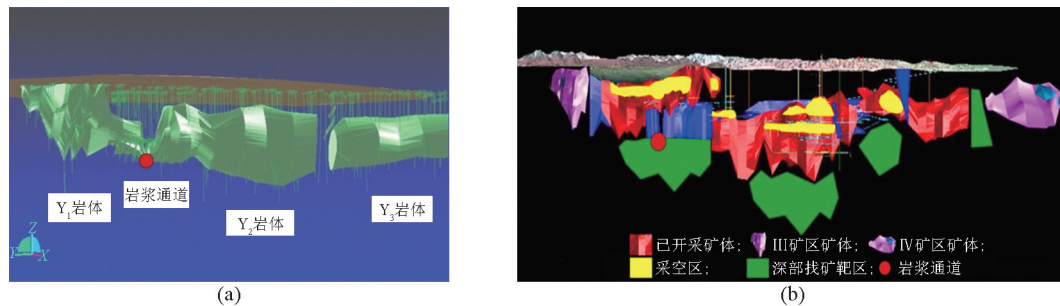


图8 喀拉通克岩体(a)和金川岩体(b)的三维地质模型

Fig. 8 3D geological modeling of Kalatongke(a) and Jinchuan(b) intrusions

图8a显示 Y_1 、 Y_2 和 Y_3 三个岩体是连续分布的,具有水平管道的空间形态。钻孔资料显示出的Ni和Cu品位分布趋势表明,富矿体主要分布在 Y_1 岩体及岩体外的北东方向和 Y_2 岩体的西部,并向岩体外下部延伸;岩相学资料显示 Y_1 岩体和 Y_2 岩体中赋存的矿体呈环带状分布,表现出岩浆流动分异的

特征;岩体的岩石地球化学特征表明,在南北两个岩带中 Y_1 、 Y_2 为低演化程度岩浆形成的岩体, Y_3 、 Y_5 为适度演化岩浆形成的岩体, Y_7 、 Y_8 、 Y_9 、 G_{21} 为演化岩浆形成的岩体;同时根据随着硫化物矿浆在岩浆通道中的运移、演化,矿浆中的 $\text{Cu}/(\text{Cu}+\text{Ni})$ 值、 Pd/Ir 值及 $(\text{Pd} + \text{Pt})/(\text{Os} + \text{Ir} + \text{Ru} + \text{Rh})$ 值越来越大的规

律;可以推断喀拉通克岩体的岩浆通道位于 Y_1 和 Y_2 岩体之间,如图8a所示红点位置。

图8b显示金川岩体具有和喀拉通克岩体相似的水平管道的空间形态。根据现有的研究资料^[30],Ⅱ矿区1号矿体具有富矿体向中心聚集的环带状分布形式,表现为岩浆流动分异的特征;2号矿体具有重力分异的特征,是偏离岩浆通道的岩相分布特点;Ⅰ矿区24号矿体也具有这种特征,但变化复杂;钻孔勘探发现1号矿体向下延伸最深,是岩浆通道的一个标志;金川矿床中PGE分布特征显示2号矿体PGE最贫,24号矿体单个样品具有最大值,1号矿体PGE总量最多,其变化与Cu、Ni具有一致性,具有岩浆通道成矿元素分布的特征;结合金川岩体三维地质模型,推断金川矿床的岩浆通道位于1号矿体底部,如图8b所示红点位置。但这一结论还有待于用钻孔数据的Cu/Ni比值、PGE富集特征等进一步证明。

喀拉通克岩体的三维地质建模、地球物理资料、地球化学资料以及前人的研究成果显示,喀拉通克 Y_1 和 Y_2 致密块状矿体之间存在岩浆通道,并且在这里有找到新的致密块状矿体的潜力;根据南、北两岩带的演化程度及相应的地球物理、地球化学资料,预测在 Y_2 岩体西部与 $Y_7\sim Y_9$ 岩体之间的深部存在着隐伏岩(矿)体或者二者叠加构成的复合矿体。金川岩体三维地质建模、地球物理资料、地球化学资料等显示,在金川矿床深部边部具有很大的找矿前景,如图8a中绿色区域所示的为据资料预测的可能赋存的隐伏矿体。此外,根据航空磁测等资料显示,在喀拉通克和金川矿床外围也具有很大的成矿潜力。

6 讨论

6.1 岩石系列

喀拉通克和金川两处岩体的镁/铁比值都属于铁质超基性岩的岩石系列,岩体的AFM图解(见图3)显示两者主量元素都属于拉斑玄武岩岩石系列;喀拉通克岩体的 $Mg^{\#}$ 较低,约为0.62,表现为演化岩浆的特点^[6,7];金川岩体的Mg含量高于喀拉通克岩体,Na、K含量则较低PGE的地球化学特征显示,喀拉通克矿石的PGE质量分数比值($Pt+Pd$)/($Os+Ir+Ru$)=14.65, $Pt/(Pt+Pd)$ =2.31,表明喀拉通克矿床接近与玄武岩有关的岩浆铜镍硫化物矿床^[10,19];金川矿石的铂族元素质量分数比值($Pt+$

Pd)/($Os+Ir+Ru$)=5.72, $Pt/(Pt+Pd)$ =0.43,表明金川矿床接近与玄武岩有关的岩浆铜镍硫化物矿床^[8-10,19]。岩体的Ti-Zr-Sr图解显示(见图9),喀拉通克岩体属于拉斑玄武岩系列,而金川岩体属于拉斑玄武岩系列和大洋中脊玄武岩(MORB)两个系列。

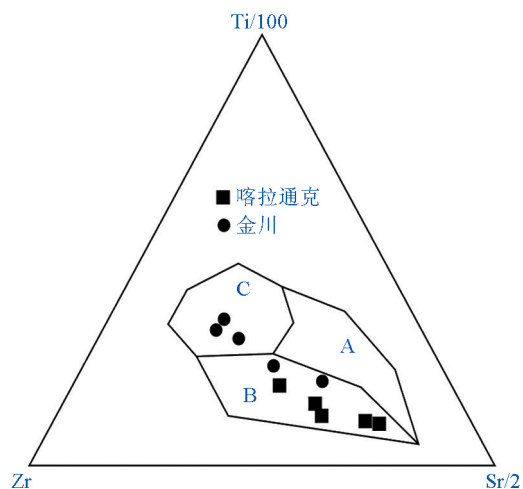


图9 喀拉通克和金川岩体的Ti-Zr-Sr判别图解^[28,33]

Fig. 9 Ti-Zr-Sr diagram of Kalatongke and Jinchuan intrusions^[28,33]

注:A为岛弧玄武岩,B为钙碱性玄武岩,C为MORB

6.2 成矿母岩浆

喀拉通克岩体具有明显的层状分带的特点,层状岩体一般是深部岩浆房中分离结晶作用的产物。张招崇等利用橄榄石-熔体平衡原理,估算了喀拉通克岩体岩浆作用过程中进入终端岩浆房的母岩浆的MgO含量,结果显示MgO的含量为9.8%,认为该值代表了进入岩浆房中的母岩浆的平均成分;同时根据喀拉通克岩体 $Mg^{\#}$ (约0.62)较低的特点^[7],认为进入岩浆房中的母岩浆为地幔部分熔融形成的原始岩浆结晶分异的产物^[6]。姜常义等计算出喀拉通克岩体的MgO的平均含量为11.6%($Mg^{\#}$ 平均值为0.68),即为原生岩浆的MgO含量;以原生镁铁质幔源岩浆的 $Mg^{\#}$ 为0.66~0.71作为标准,提出原生岩浆为高镁的玄武质岩浆;根据岩体中含有大量的角闪石和黑云母等含水矿物,认为岩浆富水^[9]。钱壮志等根据岩体的PGE地球化学性质以及岩浆中的MgO含量,认为喀拉通克母岩浆为PGE不亏损的高Mg玄武质岩浆^[10]。

金川岩体的母岩浆,目前有两种最有争议的观点:Chai认为母岩浆为高镁拉斑玄武岩浆^[37];汤中立

等认为母岩浆可能为一种苦橄质拉斑玄武岩浆,源于富集的岩石圈地幔^[19];Li的文章支持了文献[37]的观点,认为母岩浆为玄武质岩浆,且来源于长期富集的下部大陆岩石圈地幔^[23]。陈列锰等运用MEITS程序软件,按照文献[37]给出的金川岩体母岩浆的成分进行模拟计算,结果表明计算出的橄榄石、斜方辉石和单斜辉石等主要造岩矿物的结晶顺序和实际观察到的岩相学特征一致,这指示金川岩体的母岩浆正如文献[37]所得到的结果一致,为含MgO量11.5%的拉斑玄武岩浆,且岩浆从深部岩浆房上升到浅部岩浆房的过程中,遭受了钙质围岩(如橄榄石大理岩)的混染作用^[38,39]。

6.3 地壳混染作用

喀拉通克岩体原始地幔标准化不相容微量元素配分图中显示Nb、Ta、Ti的亏损,岩体的球粒陨石标准化稀土元素配分图上有明显的轻稀土富集,具有高的La/Sm值(大于4.5),指示存在地壳物质的混染作用^[40]。张招崇等经过地球化学模拟计算,认为

喀拉通克岩体不可能由亏损的软流圈地幔直接熔融形成^[6]。喀拉通克岩体的原始岩浆是由亏损的软流圈地幔部分熔融形成以后,遭受了富集LILE的岩石圈地幔或者地壳物质的混染^[12]。岩石圈地幔与亏损的软流圈地幔的氧同位素值 $\delta(^{18}\text{O})(10^{-3}) < 6$,地壳的 $\delta(^{18}\text{O})(10^{-3}) > 6$ ^[41];张招崇等根据喀拉通克岩体的氧同位素值 $\delta(^{18}\text{O})(10^{-3})$ 多大于6(平均值为6.2),认为岩浆遭受了地壳物质的混染^[42]。姜常义等以高场强元素和大离子亲石元素在热液蚀变过程中是不活泼的为前提,根据总分配系数相同或相近、同化混染作用敏感的元素比值(如Ce/Pb、Th/Yb、Nb/Ta、Ti/Yb、Zr/Nb)之间的协变关系,认为喀拉通克岩体群在岩浆演化的过程中仅有微弱的同化混染作用;而对同化混染作用很敏感的Pb同位素数据,则显示岩体没有遭受地壳混染作用的迹象^[9]。运用喀拉通克岩体的Sr-Nd同位素数据作图,如图10a所示,岩体的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)-N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 图表明喀拉通克岩体遭受了上地壳物质5%~10%的混染作用。

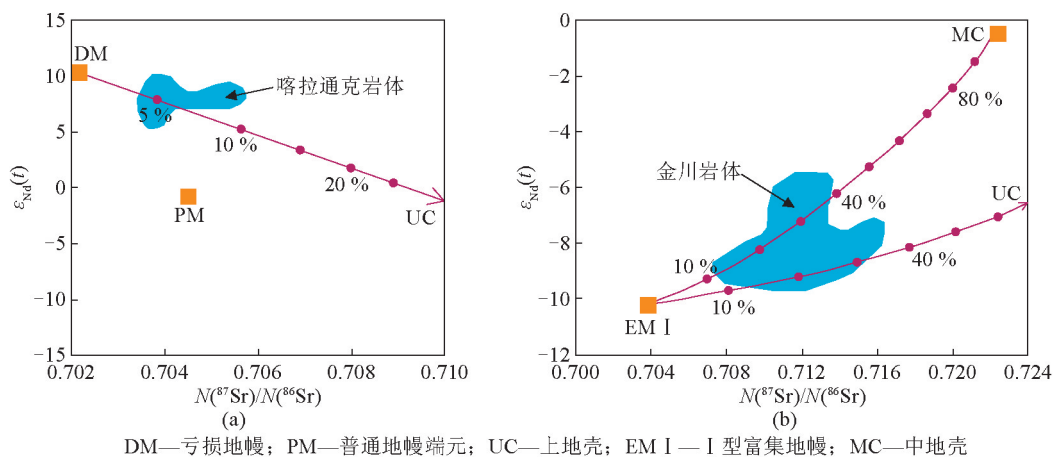


图10 喀拉通克岩体(a)和金川岩体(b)的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)-N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 图解^[43-45]

Fig. 10 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)-N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ diagrams of Kalatongke and Jinchuan intrusions^[43-45]

金川岩体的原始地幔标准化不相容微量元素有明显的Nb、Ta负异常, Th轻微的负异常,球粒陨石标准化稀土元素配分图上轻稀土明显富集; $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为-7.15~-4.37, $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 为17.0~128.8,这些都指示了地壳物质的混染作用。金川岩体的硫同位素 $\delta^{34}\text{S}$ 值显示出幔源硫的特征,指示岩浆演化的过程中地壳硫很少加入。汤中立等根据金川岩体稀土元素配分图上Gd和Tb的异常,认为岩浆遭受了地壳的混染作用^[19]。Song对金川岩体的各岩相和矿体的微量元素进行了系统的研究,认为岩体Nb的负异常、高

的Th/Ta比值和Th/Nb比值指示了岩浆发生过地壳的混染^[28]。陈列锰等把金川岩体与布什维尔德等世界其他几个主要的基性岩体中的单斜辉石进行En-Fs-Di-Hd分类图解,结果显示金川岩体具有向透辉石(Di)端元演化的趋势,这是由于富钙质的岩石对岩浆的同化混染作用的结果;结合在基性岩体边缘发现的橄榄石大理岩围岩,认为岩浆和围岩发生了不同程度的同化混染作用^[38]。运用金川岩体的Sr-Nd同位素数据作图,如图10b所示,岩体的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)-N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 图表明金川岩体遭受了上地壳和中地

壳物质 10%~40% 的混染作用。

6.4 岩浆源区及岩浆演化

喀拉通克岩体的不相容微量元素原始地幔标准化图解上有明显的 Nb、Ta、Ti 亏损, 岩体中 TiO_2 的含量总体小于 1%, 显示出岛弧玄武岩浆的特点; 而低 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 值和高 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值与洋中脊玄武岩相似, 属于 N-MORB 的范围, 指示其源区为亏损的软流圈地幔 (见图 11)。喀拉通克岩体属于拉斑玄武岩浆系列产物, 一般拉斑玄武岩系列的镁铁质岩浆有两种成因, 一种为被削减板片交代的地幔楔或者是源区中含有这种地幔楔组分; 另一种为碱性或者拉斑玄武岩系列的镁铁质岩浆被陆壳物质混染后的产物^[46, 47]。前已述及, 喀拉通克岩体形成过程中很少或者没有遭受地壳物质的混染, 说明其原始岩浆的地幔源区中含有一定数量的由削减板片脱水或者部分熔融交代而来的地幔楔物质^[9]。另一方面, 区域地质研究表明, 额尔齐斯洋盆在早石炭纪时已闭合, 进入板块内部演化阶段^[48], 推测喀拉通克岩体形成时为碰撞后的拉张环境, 岩体具有的岛弧岩浆的特征应是保留下来的早期俯冲洋壳组分的结果。所以, 喀拉通克岩体的岩浆源区由削减板片交代过的地幔楔物质和亏损的软流圈地幔物质组成^[6]。Li 提出了喀拉通克俯冲板片破裂形成的板片窗岩浆作用模型^[49]: 从泥盆纪到石炭纪末期, 喀拉通克地区为一个活动的岛弧环境, 以喷发钙碱性熔岩为主, 熔岩的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 为 3.2~7.8, 中等富集大离子亲石元素以及 Nb 的负异常, 这和地幔楔拐角流引起部分熔融产生的熔体成分一致; 至早二叠纪, 板片俯冲结束, 进入弧-弧碰撞或弧-陆碰撞阶段, 脆性的洋壳物质在一定深度的俯冲位置发生板片破裂产生板片窗, 沿板片窗上升的上地幔软流圈物质发生减压部分熔融, 形成原始的富 Nd 的玄武质岩浆; 这些原始的玄武质岩浆由于具高温而对其上部的地壳物质进行底侵作用, 地壳物质发生部分熔融作用产生花岗质熔体, 具有较低的 $N(\text{La})/N(\text{Nb})$ 值和正 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值; 在上述底侵作用的同时, 原始的玄武质岩浆还经历着橄榄石的分离结晶作用和上地壳物质 10% 的混染作用, 而且还和上述 6%~18% 的花岗质熔体发生混合作用, 最终形成喀拉通克侵入体的母岩浆^[49]。

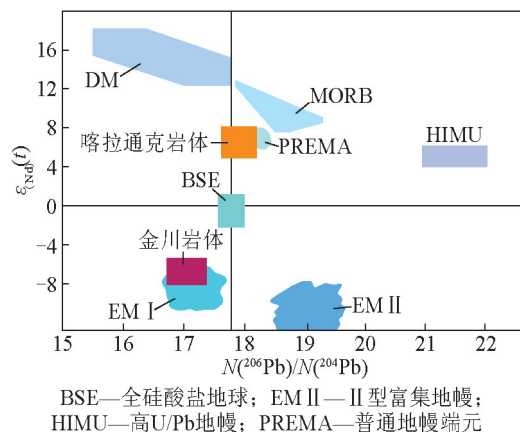


图 11 喀拉通克岩体和金川岩体的 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - N(^{206}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ 图解^[43-45, 49, 50]

Fig. 11 $\epsilon_{\text{Nd}}(t) - N(^{206}\text{Pb})/N(^{204}\text{Pb})$ diagrams of Kalatongke and Jinchuan intrusions^[43-45, 49, 50]

金川岩体地球化学数据显示具有高 $\epsilon_{\text{Sr}}(t)$ 值, 低 $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ 值, 较低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 值, 指示岩浆源区为 EM I 型富集岩石圈地幔 (见图 11)。岩体的 $N(\text{La})/N(\text{Nb})$ 值为 0.22~1.42; $N(\text{Zr})/N(\text{Nb})$ 值为 2.43~10.98, 两个比值均落在 EM I 型富集地幔的范围内^[51, 52]。Song 综合考虑前人提出的“深部熔离-多次贯入成矿”^[2, 3]理论和“岩浆通道流动分异-就地结晶成矿”理论^[37, 53], 认为金川岩体和矿体是由阶段性岩浆房中形成的贫硫化物熔体相和富硫化物晶粥连续贯入形成的^[28], 岩浆房深度为 4~9 km^[54]或 12.5~15 km^[30]; 表现为: 上部岩石圈地幔部分熔融形成的高镁拉斑玄武岩浆经高程度的同化作用和分离结晶作用(AFC), 镁铁质矿物如橄榄石的分离结晶及同化长英质地壳围岩, 使岩浆中的 SiO_2 含量增加而 FeO 和 MgO 含量减小, 促使岩浆中硫饱和; 硫饱和的岩浆进入到阶段性岩浆房中, 结晶出来的橄榄石晶体和熔离出来的硫化物液滴萃取硅酸盐岩浆中的亲铜元素和铂族元素, 受重力作用向岩浆房底部沉聚; 于是在岩浆房中自上而下形成 3 个带, 即贫硫化物不含结晶相带、贫硫化物晶粥相带和富硫化物晶粥相带, 这 3 个相带先后上升侵入或喷出分别形成龙首山地体不含矿镁铁质-超镁铁质侵入体或火山岩 (如茅草泉岩体)、金川岩体贫硫化物二辉橄榄岩和金川矿体。焦建刚等对金川岩体和茅草泉岩体的研究指出, 茅草泉岩体由于硫化物的熔离而

缺失亲铁元素,金川岩体由于硫化物的聚集而富集亲铁元素,且两处岩体具有同期同源演化的特征,前者在一定程度上为后者提供了成矿所需的亲铁元素^[50]。

6.5 矿床成因

岩浆硫化物矿床是在岩浆通道或者深部岩浆房中由于温度、压力和氧逸度等物理化学条件的改变,使岩浆中富硫化物的液相和硅酸盐岩浆失去平衡,发生不混溶作用,形成不混溶硫化物固溶体,在重力的作用下沉降到岩浆房底部聚集成矿^[55]。岩浆发生不混溶作用的重要前提是硫要达到饱和或过饱和状态,岩浆中硫要达到饱和有四种途径^[20]:a.岩浆演化早期熔点高的不含S的矿物相发生结晶分离作用,如橄榄石、辉石等矿物的结晶分离作用;由于橄榄石、辉石中Cu、Ni的分配系数很高,所以这种结晶分离作用会导致岩浆中Cu、Ni等成矿物质的大量丢失,很难形成有经济价值的矿床。b.幔源岩浆在上升至地壳浅部岩浆房的过程中,岩浆的物理化学条件变化可以改变S在岩浆中的溶解度,使S达到饱和或过饱和状态。c.岩浆进入地壳遭受地壳物质的混染作用,地壳中的S加入到岩浆,达到岩浆中的S饱和。d.岩浆遭受地壳物质的混染作用,富Si的地壳物质加入到岩浆中,导致岩浆中S的溶解度降低,达到S过饱和状态。Li Chusi给出了富Si地壳物质的加入导致岩浆中S溶解度降低的计算公式: $\ln X_S = 1.299 - 0.74(10^4/T) - 0.021(P) - 0.311 \ln X_{FeO} - 6.166 X_{SiO_2} - 9.153 X_{Na_2O} + X_{K_2O} - 1.914 X_{MgO} + 6.594 X_{FeO}$,其中X为摩尔分数,P为压力,单位为 10^5 kPa,T为绝对温度,单位为K^[56]。

喀拉通克岩体岩浆作用的早期阶段发生了以橄榄石为主^[6]或以辉石为主^[9]的结晶分离作用,随后经历了地壳物质的同化混染作用,富Si地壳物质的加入,使岩浆中S达到饱和;硫饱和的岩浆上升侵位,进入到岩浆通道,由于岩浆的流动分异和重力沉聚以及侵入体中各处不同的向下渗透作用,发生硫化物液滴的聚沉形成硫化物矿体。金川矿床的成矿机制类似于喀拉通克,侵入体的岩浆作用早期阶段进行了以橄榄石为主的结晶分离作用^[23,57],岩浆演化的后期发生的同化混染作用,富Si地壳物质的加入,使金川岩体成矿岩浆达到S饱和;随后硫饱和的岩浆进入到位于侵入体西部的岩浆通道,发生流动分异作用和重力沉聚作用,形成金川矿体和岩体^[53]。

7 结语

1)金川矿床产于古老大陆的裂谷边缘,成矿时代为新元古代;喀拉通克矿床产于年轻的造山带内,成矿时代为晚古生代;但两矿床的S饱和机制和成矿动力学机制都很相似。

2)喀拉通克和金川岩体的镁/铁比值显示两处岩体均为铁质超基性岩;主量元素表明喀拉通克岩体属于拉斑玄武岩系列,金川岩体则具有拉斑玄武岩系列和MORB系列岩石的两种特征。

3)喀拉通克岩体的母岩浆为高镁的玄武质岩浆,源于亏损的软流圈地幔;金川岩体的母岩浆为高镁的拉斑玄武质岩浆,源于富集的EM I型地幔。

4)喀拉通克岩体和金川岩体在成矿岩浆侵位的过程中发生了明显的结晶分异作用和地壳混染作用,这是促进岩浆S饱和的主要机制;两矿床中的富硫化物矿体都是不混溶硫化物固溶体受到流动分异和重力沉聚作用的产物。

5)结合矿床三维地质建模以及岩体的岩石地球化学数据、地球物理资料,预测喀拉通克和金川矿床在深部边部以及矿床外围,都具有很大的找矿前景,说明这类小岩体矿床具有很大的研究前景。

参考文献

- [1] 汤中立,任端进.中国硫化镍矿床类型及成矿模式[J].地质学报,1987,4:350-361.
- [2] 汤中立,李文渊.中国硫化镍矿床成矿规律的研究与展望[J].矿床地质,1991,10(3):193-204.
- [3] 汤中立.中国岩浆硫化物矿床的主要成矿机制[J].地质学报,1996a,70(3):237-244.
- [4] 汤中立.中国岩浆硫化物矿床的主要类型[J].甘肃地质学报,1996b,5(1):45-51.
- [5] 韩春明,肖文交,赵国春,等.新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床Re-Os同位素研究及其地质意义[J].岩石学报,2006,22(1):163-170.
- [6] 张招崇,闫升好,陈柏林,等.新疆喀拉通克基性杂岩体的地球化学特征及其对矿床成因的约束[J].岩石矿物学杂志,2003,22(3):217-224.
- [7] 王润民,赵昌龙.新疆喀拉通克一号铜镍硫化物矿床[M].北京:地质出版社,1991.
- [8] 刘民武.中国几个镍矿床的地球化学比较研究[D].西安:西北大学,2003.
- [9] 姜常义,夏明哲,钱壮志,等.新疆喀拉通克镁铁质岩体群的岩石成因研究[J].岩石学报,2009(4):749-764.
- [10] 钱壮志,王建中,姜常义,等.喀拉通克铜镍矿床铂族元素地球化学特征及其成矿作用意义[J].岩石学报,2009,25(4):832-844.
- [11] 汤中立,焦建刚,闫海卿,等.中国岩浆硫化物矿床新分类与小岩体成矿作用[J].矿床地质,2006,25(1):1-9.
- [12] 汤中立,闫海卿,焦建刚,等.中国小岩体镍铜(铂族)矿床的区

- 域成矿规律[J]. 地学前缘, 2007, 14(5): 92-103.
- [13] 李华芹, 谢才富, 常海亮, 等. 新疆北部有色贵金属矿床成矿作用年代学[M]. 北京: 地质出版社, 1998.
- [14] 韩宝福, 季建清, 宋 彪, 等. 新疆喀拉通克和黄山东含铜镍矿镁铁-超镁铁杂岩体的 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及其地质意义[J]. 科学通报, 2004, 49(22): 2324-2328.
- [15] 张作衡, 柴凤梅, 杜安道, 等. 新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测年及成矿物质来源示踪[J]. 岩石矿物学杂志, 2005, 24(4): 285-293.
- [16] 毛景文, 杨建民, 屈文俊, 等. 新疆黄山东铜镍硫化物矿床 Re-Os 同位素测定及其地球动力学意义[J]. 矿床地质, 2002, 21: 323-330.
- [17] 汤中立. 金川铜镍硫化物矿床成矿模式[J]. 现代地质, 1990, 4(4): 55-64.
- [18] Tang Zhongli, Bai Yunlai, Li Zhilin. Geotectonic settings of large and superlarge mineral deposits on the Southwest Margin of the North China Plate[J]. Acta Geological Sinica, 2002, 76(3): 367-377.
- [19] 汤中立, 李文渊. 金川铜镍硫化物(含铂)矿床成矿模式及地质对比[M]. 北京: 地质出版社, 1995, 1-209.
- [20] 汤中立, 杨杰东, 徐士进, 等. 金川含矿超镁铁岩的 Sm-Nd 定年[J]. 科学通报, 1992, 37(10): 918-920.
- [21] 杨 刚, 杜安道, 卢记仁, 等. 金川镍-铜-铂矿床块状硫化物矿石的 Re-Os (ICP-MS) 定年[J]. 中国科学 D, 2005, 35(3): 241-245.
- [22] 闫海卿, 苏尚国, 焦建刚, 等. 金川 Cu、Ni(PGE) 岩浆硫化物矿床成矿时代研究[J]. 地学前缘, 2005, 12(2): 309-315.
- [23] Li Xianhua, Su Li, Chung S L, et al. Formation of the Jinchuan ultramafic intrusion and the world's third largest Ni-Cu sulfide deposit: Associated with the ~825 Ma South China mantle plume?[J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2005, 6(11): 1-16.
- [24] 田毓龙, 武栓军, 孟 蓉, 等. 金川超镁铁质岩体 LA-ICP-MS 锆石 U-Pb 年龄[J]. 矿物学报, 2007, 27(2): 211-217.
- [25] Zhang Mingjie, Kamo S L, Chusi Li, et al. Precise U-Pb zircon-baddeleyite age of the Jinchuan sulfide ore-bearing ultramafic intrusion, Western China[J]. Miner Deposita, 2009, doi 10.1007/s00126-009-0259-x.
- [26] 苏尚国, 汤中立, 周 岱. 金川含矿超镁铁岩侵入体侵位序列[J]. 地学前缘, 2010, 17(2): 118-126.
- [27] Henry J B, Dick, Thomas Bullen. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas[J]. Mineralogy and Petrology, 1981, 86: 54-76.
- [28] Song Xieyan, Zhou M F, Cristina Yan Wang, et al. Role of crustal contamination information of the Jinchuan Intrusion and its world-class Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit, Northwest China [J]. International Geology Review, 2006, 48: 1113-1132.
- [29] 贾志永, 张铭杰, 汤中立, 等. 新疆喀拉通克铜镍硫化物矿床成矿岩浆作用过程[J]. 矿床地质, 2009, 28(5): 673-686.
- [30] 杨合群, 汤中立, 苏 犁, 等. 金川铜镍矿床成矿岩浆性质和源区特征讨论[J]. 甘肃地质学报, 1997, 6(1): 44-52.
- [31] 潘振兴. 喀拉通克与白马寨矿床成矿作用对比研究[D]. 西安: 长安大学, 2007.
- [32] 余 旭. 新疆喀拉通克基性岩体的地球化学特征与岩石成因[D]. 西安: 长安大学, 2008.
- [33] 傅飘儿. 新疆北部晚古生代岩浆铜镍硫化物矿床成因: 岩石及流体地球化学制约[D]. 兰州: 兰州大学, 2012.
- [34] Sun, Mconough W F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes [C] // Magmatism in the Ocean Basins. Geological Society. London: Special Publication, 1989, 42: 313-345.
- [35] Gill J B. Orogenic Andesites and Plate Tectonics[M]. New York: Springer-Verlag, 1981.
- [36] 焦建刚. 甘肃龙首山地区小岩体成大矿深部过程[D]. 西安: 长安大学, 2007.
- [37] Chai, Naldrett. The Jinchuan Ultramafic Intrusion: cumulate of a high-Mg basaltic magma[J]. Journal of Petrology, 1992a, 33: 277-303.
- [38] 陈列猛, 宋谢炎, 聂晓勇, 等. 甘肃金川 II 号岩体辉石地球化学特征及其地质意义[J]. 矿物岩石, 2008, 28(1): 88-96.
- [39] 陈列猛, 宋谢炎, Danyushevskiy V, 等. 金川岩体母岩浆成分及其分离结晶过程的熔浆动力学模拟[J]. 地质学报, 2009, 83(9): 1302-1315.
- [40] Lassiter J C, Depaolo D J. Plume/iithosphere interaction in the generation of continental oceanic flood basalts: Chemical and isotope constraints[C] // Large Igneous Province: Continental, Oceanic and Planetary Flood Volcanism. US: Geophysical Monograph 100, American Geophysical Union, 1997, 335-355.
- [41] Kyser T K, Carmeron W E, Nisbet E G. Boninite petrogenesis and alteration history: Constraints from stable isotope compositions of boninite from caoe vogel, new caledonia and cyprus[J]. Contri Mineral Petrol, 1986, 93: 222-226.
- [42] 张招崇, 闫升好, 陈柏林, 等. 阿尔泰山带南缘镁铁质-超镁铁质杂岩体的 Sr, Nd, O 同位素地球化学及其源区特征探讨[J]. 地质论评, 2006, 52(1): 38-42.
- [43] 张宗清, 杜安道, 唐索寒, 等. 金川铜镍矿床年龄和源区同位素地球化学特征[J]. 地质学报, 2004, 78(3): 359-365.
- [44] Zindler A, Hart S. Chemical geodynamics[J]. Ann Rev Earth Planet Sci, 1984, 14: 493-571.
- [45] Yang Shenghong, Qu Wenjun, Tian Yulong, et al. Origin of the inconsistent apparent Re-Os ages of the Jinchuan Ni-Cu sulfide ore deposit, China: Post-segregation diffusion of Os[J]. Chemical Geology, 2008, 247: 401-418.
- [46] Hunter A G. Intracrustal controls on the coexistence of tholeiitic and calc-alkaline magma series at Aso volcano, S W Japan[J]. Journal of Petrology, 1998, 39(7): 1255-1284.
- [47] Fujinawa A. Tholeiitic and calc-alkaline magma series at adataro volcano, northwest Japan: Geochemical constraints on their origin[J]. Lithos, 1988, 22: 132-158.
- [48] 高 辉, 王安建, 曹殿华, 等. 布什维尔德杂岩体 Platreef 矿床与金川铜镍硫化物矿床微量元素地球化学特征对比及其意义[J]. 中国地质, 2009, 36(2): 268-290.
- [49] Li Chusi, Zhang Mingjie, Fu Piao-er, et al. The Kalatongke magmatic Ni-Cu deposits in the cebtural Asian orogenic belt, NW China: Product of slab window magmatism?[J]. Minera Deopsita, 2012, 47: 51-67.
- [50] 焦建刚, 汤中立, 闫海卿, 等. 金川铜镍硫化物矿床的岩浆质量平衡与成矿过程[J]. 矿床地质, 2012, 31(6): 1135-1148.
- [51] 王瑞廷. 煎茶岭与金川镍矿床成矿作用比较研究[D]. 西安: 西北大学, 2002.
- [52] Hugh R, Rollison. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation[M]. UK: Longman Scientific & Technical limited, 1993.
- [53] Chai, Naldrett. Characteristics of Ni-Cu-PGE mineralization and genesis of the Jinchuan Deposit, Northwest China[J]. Economic Geology, 1992b, 87: 1475-1495.
- [54] Ddeaal S A, Xu Z H, Li C S, et al. Emplacement of viscous mushes in the Jinchuan Ultramafic Intrusion, Western China[J]. Can Mineral, 2004, 42: 371-392.
- [55] Li Chusi, Edward M, Ripley. New Developments in Magmatic

- Ni-Cu and PGE Deposits[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2009.
- [56] Li Chusi, Ripley E M. Empirical equations to predict the sulfur content of mafic magmas at sulfide saturation and applications to magmatic sulfide deposits[J]. *Mineralium Deposita*, 2005, 40: 218-230.
- [57] 李士彬, 宋谢炎, 胡瑞忠, 等. 甘肃金川Ⅱ号岩浆硫化物含矿岩体岩浆演化过程探讨[J]. *现代地质*, 2011, 25(4): 704-711.

A comparison of geology geochemical characteristics between the Kalatongke and the Jinchuan Cu-Ni sulfide deposit and its significance

Dai Junfeng, Gong Lei, Fan Lifei, Wang Yong, Zhao Binbin

(School of Earth Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

[Abstract] According to the analysis and comparison with the content and geochemical characteristics of major and trace element from Cu-Ni sulfide deposits between Kalatongke and Jinchuan, meanwhile, combing different tectonic setting and rock series of these two types of deposits, we study their magmatic and mineralization processes. The results show that major element of Kalatongke belongs to the tholeiitic basalt system; incompatible trace element presents as enrichment of large ion lithophile element (LILE) and depletion of high field strength element (HFSE), suggesting that they are derived from the continental crust; the rare earth element (REE) presenting rich in light rare earth element (LREE), and there is no obvious Eu anomalies, Sr and Nd isotopes indicates that the magma source is depleted asthenosphere mantle. Major element of Jinchuan deposit belongs to the tholeiitic basalts and mid ocean ridge basalt (MORB) system; incompatible trace element presents as enrichment of LILE, depletion of HFSE, showing the magma suffers from contamination of crust materials or there are materials of subducted oceanic crust in the source; the ratio of $N(\text{La})/N(\text{Nb})$ and $N(\text{Zr})/N(\text{Nb})$ indicating its source is derived from EMI mantle; the REE presenting enriched in LREE, the ratio of $N(\text{La})/N(\text{Yb})$, $N(\text{La})/N(\text{Sm})$ and $N(\text{Gd})/N(\text{Yb})$ presenting enriched in LREE; and there is no obvious Eu anomalies, Sr and Nd isotopes declaring magma derived from enriched mantle. And we also predicted the magma conduit and mineralization potential of these two ore deposits by 3D geological modeling, hoped it will useful for later period exploration.

[Key words] magmatic Cu-Ni sulfide deposit; magma source; crustal contamination; trace element; rock series; 3D geological modeling; Kalatongke; Jinchuan