

夕卡岩型矿床的成矿作用和地球化学研究综述

程家龙^{1,2}, 赵永鑫¹, 柳丰华¹

(1. 中国地质大学(武汉) 资源学院, 武汉 430074;

2. 云南省地质矿产勘查院 大理地质所, 云南 大理 671000)

摘 要: 近年来的研究发现, 夕卡岩型矿床不仅仅发生在中酸性岩体与碳酸盐岩类的接触带上, 在基性岩体的接触带上或者远离接触带的地层中也可以形成夕卡岩, 成矿围岩也突破了碳酸盐岩类岩石的限制, 在火山沉积凝灰岩等较活泼的火山沉积岩中也可以形成夕卡岩和夕卡岩型矿床; 这类型的矿床大多数与陆壳俯冲带中的岩浆弧有关, 其成矿温度以中低温为主, 成矿深度从浅表成到中深成的环境为主, 深成环境不利于夕卡岩的形成; 夕卡岩型矿床的成矿物质以深源为主, 部分可能有地壳物质的混入; 而成矿流体的不同演化阶段表现出一定的差异, 早期以岩浆水占优势为特征, 并向天水方向演化, 晚期主要以天水占优势为特征。

关键词: 夕卡岩型矿床; 成矿作用; 稳定同位素; 稀土元素

中图分类号: P611 **文献标识码:** A **文章编号:** 1001-1412(2009)04-0329-06

0 引言

夕卡岩型矿床产出矿种繁多, 主要经济型矿种有钨、铁、锡、铜、金、铅、锌、钼等, 此外, 还有钴、银、汞、铋、铀、钛以及稀有非金属矿床等潜在的经济型矿种^[1-3]。近些年来, 国内外许多研究者对夕卡岩矿床成矿地质环境、岩石地球化学、同位素地球化学、成矿流体来源、年代学等进行了大量研究, 并取得了丰富的成果。本文旨在从夕卡岩型矿床形成的成矿作用、成矿条件以及地球化学行为做一个简要的综述。

1 夕卡岩型矿床产出的大地构造环境

夕卡岩型矿床产出的大地构造环境较为复杂。就世界范围内来看, 在大洋-岛弧带、大陆边缘以及造山带中都有夕卡岩型矿床产出, 并且大多数的夕卡岩型矿床是与陆壳俯冲带中的岩浆弧有关^[1-6]。例如, 加拿大西部的钙铁夕卡岩型矿床都赋存于海

洋-岛弧环境中; 阿根廷所有的夕卡岩铁矿床都赋存于大陆岩浆弧环境中, 并且南部的夕卡岩型铁矿床是与 Nazca 板块向东俯冲到南美板块之下的岩浆活动有关^[5]。沙特阿拉伯的 Al Madhiq 夕卡岩型矿床形成于大陆边缘和弧前环境的碳酸盐沉积岩和火山岩建造中^[3]。我国绝大多数的夕卡岩型矿床也分布在主要陆块的边缘或者造山带中, 例如新疆蒙库铁矿床位于西伯利亚板块南缘的阿尔泰造山带中^[6,7]。

2 夕卡岩形成的物理化学条件

由于流体包裹体和实验地球化学的进步和发展, 目前, 对于夕卡岩矿床形成的物理化学条件已经从过去的定性解释到现在的定量化, 以及解释的多元化等。

夕卡岩型矿床的流体包裹体的测温资料很多, 不同的学者对夕卡岩型矿床形成的具体温度条件认识不很统一。南京大学地质系(1979)将夕卡岩形成的温度大致划定在 700~300℃; 赵斌等(1987)通过对 17 个夕卡岩矿床均一温度和爆裂温度的整理和

收稿日期: 2008-10-20

作者简介: 程家龙(1983), 男, 湖北襄樊人, 硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。通信地址: 云南省大理市下关镇兴盛 16 号云南省地质矿产勘查院大理地质矿产所; 邮政编码: 67100; E-mail: chjl1984@163.com

分析, 得出各矿物的均一温度分别为: 铝透辉石 905 ~ 1 005 °C, 镁橄榄石 651 ~ 702 °C, 硅灰石 530 ~ 730 °C, 方柱石 580 ~ 650 °C, (单斜) 辉石 400 ~ 650 °C (集中在 500 ~ 600 °C), 石榴石 300 ~ 642 °C (集中在 450 ~ 600 °C), 符山石 260 ~ 460 °C, 蔷薇辉石 280 ~ 400 °C, 闪石 200 ~ 520 °C (集中在 200 ~ 360 °C), 萤石 120 ~ 440 °C (集中在 180 ~ 360 °C), 锡石为 260 ~ 540 °C (集中在 320 ~ 440 °C), 白钨矿 180 ~ 320 °C, 闪锌矿 240 ~ 400 °C。某些不透明矿物的爆裂温度(起爆温度) 分别为: 磁铁矿 300 ~ 540 °C (集中在 380 ~ 480 °C), 磁黄铁矿 300 ~ 410 °C, 毒砂 310 ~ 405 °C, 黄铜矿 250 ~ 400 °C, 黄铁矿 160 ~ 400 °C (有 180 ~ 260 °C 和 260 ~ 380 °C 两个峰值区间)、闪锌矿 180 ~ 360 °C (集中在 240 ~ 340 °C), 方铅矿 150 ~ 320 °C^[8]。从中可以看出夕卡岩矿床是一个高、中温的热液矿床, 最高温度可达 1 000 °C 以上, 最低可达到 120 °C 左右。姚凤良等(2005) 在矿床学教程中认为: 夕卡岩型矿床矿物组合的形成温度在 900 ~ 200 °C^[9]。

夕卡岩形成的压力条件与成矿深度有关。南京大学地质系(1979) 认为: 夕卡岩形成的深度从数百米到 2 ~ 3 km 不等, 估计压力应在 7.60×10^7 Pa, 因为在深成压力条件下, 不利于 CaCO_3 的分解和 CO_2 的逸散等^[10]。Einaudi 等(1984) 对 130 个研究较好的夕卡岩型矿床的统计, 其形成压力为 $3 \times 10^7 \sim 3 \times 10^8$ Pa, 其形成深度从浅表成到中深成的环境^[9]。札里柯夫指出镁夕卡岩可以形成于岩浆阶段的所有深度, 而钙夕卡岩则形成于较浅和较低温的环境, 深成相还不了解^[1]。

3 夕卡岩矿床的成矿作用

前人夕卡岩型矿床的成矿作用进行了系统的总结^[9-11]。夕卡岩型矿床主要是由热液交代作用形成的, 其成矿作用可以分为两种类型: 渗透交代作用和扩散交代作用。

3.1 扩散交代作用

扩散交代作用又叫双交代作用。溶液和岩石间组分的交换, 是以停滞的岩石粒间溶液为介质, 通过组成的浓度差所引起的扩散作用实现的^[9]。在封闭系统中, 上升溶液缓慢地沿着两种岩石的接触带移动时, 这种上升溶液得到了围岩中孔隙流体的缓冲作用, 以上升溶液为媒介向硅铝质岩石方向扩散; 相反, 硅铝质岩石中的 Al_2O_3 和 SiO_2 等成分以同样方式向钙质岩石方向扩散, 其结果是与接触带两侧的

岩石发生成分的置换而形成夕卡岩。Meinert Gaspar 等(2005) 指出这些流体的 pH 值近中性(6 ~ 7), 其主要的配位形式是氢氧化物和碳酸盐^[12]。扩散交代作用一般发生在裂隙不发育的地段, 形成的夕卡岩带有某些对称性^[10]。同时, 姚凤良等(2005) 指出, 扩散交代作用中反应会随着反应带的增加和交代过程的停止而减小, 因而扩散交代作用不可能形成厚大的交代带。

3.2 渗透交代作用

部分学者也把渗透交代作用称为平流交代作用^[12]。热液和岩石的组分交换是通过流经岩石裂隙的流动热液实现的^[9]。当上升热液在温度梯度或者压力梯度的作用下, 沿着交切接触带方向的裂隙系统渗透, 热液和围岩发生反应, 溶解和吸取围岩中的组分, 并将其带至有利部位发生交代作用, 形成夕卡岩。cf. Cartwright(1998) 对花岗岩与大理岩接触带的渗透性进行了研究(图 1)^[13], 他指出流体在流动过程中, 当大理岩中存在孔隙流体时, 流体的渗透能力是最大的(图 1a), 当大理岩的孔隙是由交代作用中的脱挥发性作用形成时, 渗透能力大大下降(图 1b), 而当大理岩为纯净的方解石大理岩时, 则渗透性最弱(图 1c), 同时从图中, 我们还可以看出在渗透交代作用中, 不同的元素的迁移距离之间也是存在差异的, 从而形成地球化学上的元素晕。Meinert Gaspar 等(2005) 指出, 渗透交代作用中流

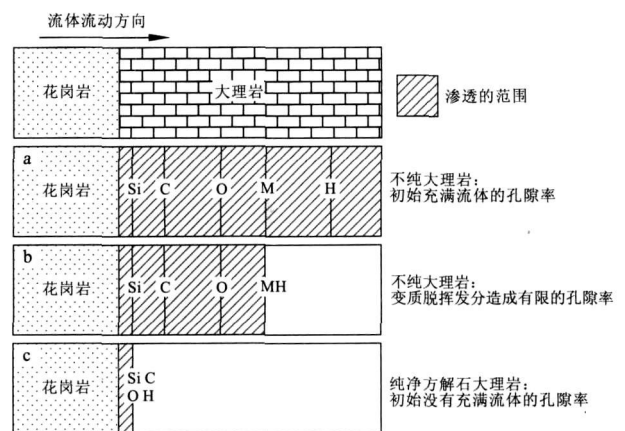


图 1 花岗岩与大理岩接触带内的流体的相对位移^[13]

Fig. 1 The relatively displacement of fronts of the isotopes, devolatilization and Si metasomatism
图示, O, H, C 的同位素前锋, 矿物学脱挥发分反应(M) 和硅质交代作用(Si) 等温流体按照充满流体的孔隙度的初始分布从花岗岩向大理岩流动的相对位移

体的水/岩比值得到了增加,产生的流体和矿物共生组合得到了还原的、稍酸性的、外来源流体的缓冲作用,并且Cl的络合物是REE运移的主要载体^[12]。渗透交代作用中,一般不出现双交代作用中的对称性分带,并且在渗透交代作用中,上升热液在裂隙系统中做强烈的、长距离的运移,因此可能形成厚大的夕卡岩矿化作用^[9,10]。

然而,需要指出的是这两种交代作用往往并不是孤立存在的。於崇文(1988)指出夕卡岩是扩散作用、渗滤作用和化学反应的耦合结果^[1,4]。Meinert Gaspar等(2005)也指出许多夕卡岩矿床有一个特征的演化趋势,从扩散(反应夕卡岩)交代作用占优势向平流(渗透)交代作用占优势的方向演化,通常在时空方面有一个明显的富Fe矿物成分的增加^[12]。同时,同一矿床内不同期次的同一簇的矿物也可能是由不同的交代成矿作用形成的。例如:Miguel Gaspar等(2008)在研究Crown Jewel金矿床石榴石的REE地球化学行为的时候指出:Crown Jewel金矿床钙铁石榴石是通过平流交代作用形成的;而富集HREE的富Al的石榴石则是通过与围岩发生扩散交代作用形成的^[12]。

4 夕卡岩型矿床的地球化学研究

夕卡岩型矿床的地球化学行为研究内容较多,主要包括稳定同位素和微量元素的研究。地球化学的研究可以为矿床提供许多重要的成因信息,因此地球化学研究已经成为一种重要的手段应用于矿床学的成矿物质来源和成因研究中。

4.1 稳定同位素地球化学

夕卡岩矿床稳定同位素研究涉及的内容包括碳、氢、氧和硫等同位素组成及演化等,可以为成岩成矿提供成因信息和水岩反应等信息。

4.1.1 硫同位素地球化学

夕卡岩矿床中硫同位素的研究资料较多,但是对于硫同位素资料的解释却不令人满意^[1]。沈渭洲(1987)对大多数夕卡岩型铜矿的硫同位素资料进行统计发现: $\delta(^{34}\text{S})$ 值比铜镍硫化物矿床和斑岩型矿床的 $\delta(^{34}\text{S})$ 值的变化范围大,但是大多数的 $\delta(^{34}\text{S})$ 值位于 $-10 \times 10^{-3} \sim -1 \times 10^{-3}$ 之间,仅有少量的 $\delta(^{34}\text{S})$ 值 >0 或者 $<-10 \times 10^{-3}$,不同矿床之间的 $\delta(^{34}\text{S})$ 值的差异,表明在这些矿床的形成过程中有地壳硫的加入^[14]。赵一鸣等(1990)对我国的夕卡岩

型矿床的硫同位素组成进行研究发现:大多数矿床的 $\delta(^{34}\text{S})$ 值比较均一,变化范围较小,表明矿床的硫源是单一的深部岩浆源,局部的高值说明有地壳硫源的混入^[15]。从以上分析可以知道,夕卡岩型矿床硫同位素的变化范围较大,不同成因、不同地区的硫同位素组成存在较大的差异,因此在对矿床的硫同位素特征进行解释时,不应该单从 $\delta(^{34}\text{S})$ 值的分布范围来讨论矿床的硫源,而应该结合矿床的基本地质情况和其他的同位素的资料进行系统的研究和总结,这样才可以得出比较可信的成因信息。

4.1.2 氢、氧同位素地球化学

夕卡岩型矿床的氢、氧同位素的研究可以为矿床提供成矿流体来源的信息。目前,对世界上大量的不同类型夕卡岩型矿床的氢、氧同位素研究表明,岩浆流体和天水在夕卡岩型矿床形成中起到了重要的作用^[5,10-14]。

赵一鸣等(1990)年对湖南新田岭夕卡岩型矿床的氢氧同位素的研究发现,矿床成矿溶液的 $\delta(\text{D})$ 和 $\delta(^{18}\text{O}_{\text{水}})$ 值分别为 $-32.09 \times 10^{-3} \sim -72.9 \times 10^{-3}$, $4.73 \times 10^{-3} \sim 7.42 \times 10^{-3}$ 之间,表明夕卡岩型矿床的成矿流体主要来自于正常岩浆水或者是后期有大气降水混入的混合岩浆水范围内(图1)^[15]。另据作者对蒙库夕卡岩型铁矿床内矿石中石英的氢、氧同位素的资料的收集与整理发现,蒙库铁矿床的氢、氧同位素投点位于大气降水线与岩浆水之间,更接近大气降水线,说明蒙库铁矿床在演化后期有大量大气降水的混入(图1)。Yiming Zhao等(2003)在研究辽宁八家子铅锌夕卡岩型矿床的过程中,氢氧同位素组成显示出早期的岩浆水占主导地位,晚期有天水的加入作用^[21]。S. G. Choia等(2003)在研究朝鲜Ulsan夕卡岩型Fe-W矿床时,通过氢、氧同位素的研究发现早期的Fe-W矿化主要是岩浆水,而岩浆水和天水的混合水则对后来的Pb-Zn矿化起到了主要作用(图1)^[16]。这与赵一鸣(1990)提出的夕卡岩矿床成矿溶液的来源一部分是正常岩浆水来源为主,部分矿床成矿期或者成矿晚期有大气降水混入^[15]的观点是一致的。然而,沈渭洲(1987)指出,混入大气降水并不是在成矿过程的某个阶段突然增多的,很可能在高温岩浆溶液形成的初期就已开始有大气降水的混入,只是在那种高温的情况下,因温度高,混入的大气降水数量少,因而对成矿溶液同位素组成的影响不明显而已^[14]。依据此理论,我们可以认为大气降水的混入作用可能伴随在热液成矿作用的整个过程,只是大多数情况下,我们测定的是热

液后期或晚期的石英矿物的同位素组成,对热液早期的成矿热液的氢、氧同位素研究程度有限,对热液成矿作用的整个过程的了解还不够深入,从而决定了认识的局限性。沈渭洲(1987)认为大气降水的混入作用可以通过两种方式进行,一种是岩浆源冷却、结晶并出现在断裂过程中,高温岩浆溶液随着其向上运移而和不断下渗的大气降水相混合;另一种是当岩浆侵入于富水沉积岩中时,沉积岩中所含的同生水受热后便离开沉积岩而和岩浆溶液相混合^[14]。

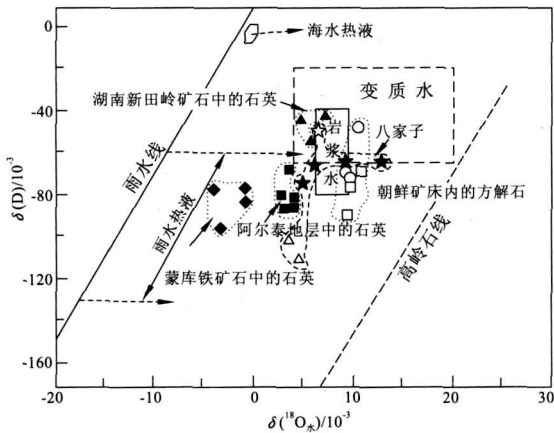


图2 夕卡岩矿床的H、O同位素组成
(底图据 S. M. F. Sheppard, 1977)

Fig. 2 H, O isotopic composition of skarn ore deposit
数据据文献[15, 16, 20, 21]

关于夕卡岩型矿床的晚期流体来源问题,国际上还是存在较大争议的。部分学者通过研究夕卡岩型矿床各种类型的流体包裹体成分,认为夕卡岩型矿床在演化末期依然是岩浆流体占统治地位^[22, 23]。但是这种观点目前还处在实验推测阶段,需要更多的证据来证明。

4.2 稀土元素地球化学

稀土元素地球化学在矿床学中的应用研究起步则较晚^[24],关于夕卡岩型矿床稀土元素的研究也不多见^[12],部分学者对夕卡岩型矿床中石榴石的稀土元素进行了系统的研究(如肖成东等, 2002^[25]; 赵斌等, 1999^[26]; Miguel Gaspar, 2008; Jamtveit 和 Hervig, 1994; Nicolescu 等, 1998; Whitney 和 Olmsted, 1998; Smith 等, 2004^[12]),部分学者对夕卡岩内的全岩稀土元素进行了研究(如邱瑞龙, 1994^[27]; 赵斌等, 1999^[26]; 袁峰等, 2002^[28]; 王莉娟等, 2002^[29]; 张科, 2006^[30]; Xu Xiaochun 等, 2006^[31]; 赵劲松等, 2007^[32]),此外,也有研究者对夕卡岩中辉石的稀土元素进行了研究(如殷纯嘏等,

1993^[33]; 赵斌等, 1999^[26]; 王莉娟等, 2002^[29]; 贾润幸, 2005^[34])。然而, Bau (1991) 指出: 全岩的 REE 模式在热液或者变质蚀变过程中不应该得到关注, 这是因为流体的 REE 丰度是非常低的。仅仅在流体作长时间的停留或者高水岩比值条件下(例如流体统治的系统中($W/R > 102$)), 才可能使岩石的 REE 丰度发生值得关注的改变^[12]。因此, 在这里我们不讨论全岩的稀土元素行为, 仅仅讨论单矿物的稀土元素特征。

4.2.1 石榴石稀土元素特征

夕卡岩型矿床中不同期次形成的石榴石稀土元素的变化差异比较大, 例如, 肖成东等(2002)对东蒙地区夕卡岩石榴石稀土元素进行研究, 同一矿床内不同世代的石榴石稀土总量可以相差两个数量级^[25]; 同时, 石榴石的稀土元素特征在时间上也表现出一定的规律, 例如肖成东等(2002)对东蒙地区夕卡岩石榴石稀土元素进行研究指出, 东蒙地区夕卡岩矿床内的早期石榴石稀土元素明显高于晚期石榴石, 具有继承成矿岩体稀土元素特征, 同时反映成岩环境中氧逸度的 Ce 和 Eu 异常呈现规律性的变化, 即早期石榴石普遍具有 Eu 正异常, 而 Ce 负异常则不明显。晚期石榴石稀土元素中 Eu 和 Ce 都有所减少, 表现为微弱的 Eu 正/负异常, 而 Ce 则为明显的负异常。这些演化特征说明了夕卡岩成岩早期的相对氧化环境向晚期的相对还原环境的转化^[25]。

不同的学者研究还发现富铁的石榴石和富铝的石榴石的稀土元素特征差异也存在较大差异, 例如, Miguel Gaspar 等(2008)在研究 Crown Jewel 夕卡岩型金矿床中指出, 一般情况下富 Al 石榴石通常是富集重稀土(HREE)和亏损轻稀土(LREE), 然而富 Fe 石榴石($Al_{dr} > 90$)有更低的稀土元素总量(ΣREE), 并且显示富集轻稀土(LREE), 亏损重稀土(HREE)的特征, $La_N/Yb_N - Fe^{3+}/(Fe^{3+} + Al)$ 图解显示 LREE/HREE 的分馏是伴随着 Fe 丰度的增加而增加的, 同时作者还发现钙铁石榴石的稀土模式显示了强烈的正 Eu 异常, 而钙铝铁石榴石则显示了略微正的或者是少量的负 Eu 异常^[12]。

4.2.2 夕卡岩稀土元素行为

热液系统中, 铈异常和铕异常的出现和变化反映了成矿流体物理化学条件的特征, 是指示成矿环境氧化还原条件的重要指标。一般情况下, 在夕卡岩型矿床中, 氧化环境下 Ce^{3+} 变成 Ce^{4+} 与其他 3 价稀土元素发生分离, 而 Eu^{3+} 在还原环境下变为

Eu^{2+} 与其他稀土元素发生分离, 分别形成铈异常和铕异常^[25]。正如 Sverjensky (1984) 和 Bau (1991) 记录的那样, 热液中的 $\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ 之间的氧化还原化学势主要取决于温度和矿物种, 次要取决于 pH 或者压力^[12]。出现负 Eu 异常的另一种解释是, Eu^{2+} 离子与配位体(例如 Cl^-) 形成络合物被携带走了^[12]。Michard (1989) 指出 pH 值与流体中的稀土元素的总量是没有关系的, Bau (1991) 证明了 pH 值是 REE 分馏的主要因素。在近中性的条件下, 流体的 REE 模式是富集 HREE 和亏损 LREE 的, 并伴随着负 Eu 异常或者是没有 Eu 异常 (Bau, 1991)^[12]。Miguel Gaspar 等 (2008) 从石榴石与热液流体之间分配系数的角度, 认为压力在石榴石 REE 的分馏作用中起到的作用是次要的, 然而温度不仅作用于 REE 的分馏, 也对石榴石 REE 的成分产生影响^[12]。

5 讨论

夕卡岩型矿床的研究历史悠久, 是世界上的最重要的富矿床类型之一。然而, 对于夕卡岩型矿床的界定意见不够统一; 对于夕卡岩型矿床的成因认识却仍然存在很大的争议; 特别是关于夕卡岩型矿床成矿流体来源的认识分歧较大。但是, 随着近年来科学技术的飞速发展, 研究手段不断改进, 特别是地球化学在矿床学中的应用, 大大推动了矿床学的进步和发展, 取得了一系列的成果。

典型的夕卡岩型矿床被认为是发育在中酸性岩体与碳酸盐岩有关的接触带上^[35], 近年来发现中基性岩浆岩与碳酸盐岩接触带照样可以形成夕卡岩型矿床, 例如我国新疆磁海铁矿与辉绿岩体接触带有关, 伊朗北部发现了与辉长岩有关的夕卡岩型矿床^[36], 在土耳其中部发现了与中基性岩体有关的钛铁矿型夕卡岩矿床, 这大大丰富了夕卡岩型矿床的成矿作用方式^[37]。除了在岩体与钙质岩石的接触带内可以形成夕卡岩型矿床外, 在远离接触带的地方照样也可以形成夕卡岩型矿床, 例如: 埃及中东沙漠 Um Nar 地区的夕卡岩与成矿有关的花岗岩的距离大于 500 m^[38]。同时, 人们还发现, 夕卡岩型矿床不仅仅在碳酸盐岩的接触带上, 在火山岩围岩中也可以形成夕卡岩型矿床。事实上, 早在 1981 年, Einaudi 等就提出以火山岩为围岩的夕卡岩属交代夕卡岩, 是大范围的岩浆热液流体渗透与火山岩反

应的结果, 并受热液流体性质控制^[39]。赵一鸣等 (1990) 将这类矿床称为与火山气液作用有关的夕卡岩矿床, 是在含矿火山气液的作用下主要以接触反应交代方式形成^[15]。

部分学者则认为这样的矿床应该属于热液矿床, 而不应该划为夕卡岩型矿床之列^[9]。然而, 作者认为夕卡岩型矿床本就是从热液的交代作用形成的, 同时, 前文在分析夕卡岩型矿床的成矿作用的时候, 指出渗透作用可以沿着裂隙运移到有利成矿部位而成矿, 那么像远离接触带、却与夕卡岩有密切关系的矿床就应该被划为夕卡岩型矿床之列。近两年来, 在对新疆蒙库铁矿床进行考察研究时发现, 蒙库铁矿床附近的花岗岩等侵入岩与矿床形成没有直接的联系, 但是通过对岩石、蚀变矿物及地球化学的特征研究发现, 蒙库铁矿床的成矿作用与典型的夕卡岩型矿床是类似的。也就是说, 蒙库铁矿床应该是一个夕卡岩型矿床, 而不应该是所谓的火山沉积变质型矿床, 其形成与热液作用密切相关。

通过对夕卡岩型矿床的成矿物质成矿流体的来源的研究, 目前较统一的认识是夕卡岩型矿床的成矿物质主要是来自于与成矿有关的岩浆分泌的热液, 热液在演化过程中有逐渐增加的大气水或地下水的混入, 演化末期则以大气水为主。

近年来, 对夕卡岩型矿床的实验研究也取得了较大的进展, 特别是在模拟成矿作用的物理化学条件方面取得了很大的成绩^[1, 40], 对于夕卡岩型矿床的成因认识起到了一定的指导意义。然而, 夕卡岩型矿床成因的研究是一个复杂的过程, 需要综合考虑各方面因素的影响。特别是对地球化学数据进行解释的时候, 除了要结合基本地质情况之外, 还应该与其他的测试数据进行对比研究, 力求数据解释的合理性和完整性。

参考文献:

- [1] 黄华盛. 夕卡岩矿床的研究现状[J]. 地学前缘, 1994, 1(3-4): 105-111.
- [2] Kusec I, Gencalioglu Kusec G, Sarac C, *et al.* An approach to geochemical characterization of productive versus barren granitoids in terms of iron in Central Turkey[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2004, 24: 311-325.
- [3] Zulfiqar Ahmed, Mustafa M Hariri. Formation and mineral chemistry of a calcic skarn from Al-Madhiq, SW Saudi Arabia [J]. Chemie der Erde, 2006, 66: 187-201.

- [4] 田建涛, 喻享祥, 李军, 等. 夕卡岩成因及成矿作用研究进展综述[J]. 工程论坛, 2005, 23: 107.
- [5] Lanfranchini M E, de Barrio R E, Etcheverry R O. Geology and Chemistry of the El Abuelo Calcic Felskarn and Related Cu(Ag)-Bearing Hydrothermal Veins, Chubut Province, Southern Argentina[J]. Exploration and Mining Geology, 2007, 16(3-4): 145-158.
- [6] 徐林刚. 新疆富蕴县蒙库铁矿地质地球化学特征及成因探讨(硕士论文)[D]. 北京: 中国地质大学(北京), 2007.
- [7] 徐林刚, 毛景文, 杨富全, 等. 新疆蒙库铁矿床夕卡岩矿物学特征及其意义[J]. 矿床地质, 2007, 26(4): 455-463.
- [8] 赵斌. 中国主要夕卡岩及夕卡岩型矿床[M]. 北京: 科学出版社, 1989.
- [9] 姚凤良, 孙丰月. 矿床学教程[M]. 北京: 地质出版社, 2006: 78.
- [10] 南京大学地质学系. 地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1979: 309-315.
- [11] Yesim Yucel Ozturk, Cahit Helvacı, Muharrem Satir. The influence of meteoric water on skarn formation and late stage hydrothermal alteration at the Evciler skarn occurrences, Karadağ, NW Turkey[J]. Ore Geology Reviews, 2008, 34(3): 1-14.
- [12] Miguel Gaspar, Charles Knaack, Lawrence D Meinert, et al. REE in skarn systems: A LA-ICP-MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2008, 72: 185-205.
- [13] Buicka I S, Cartwright I. Stable isotope constraints on the mechanism of fluid flow during contact metamorphism around the Marulan Batholith, NSW, Australia[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2000, 69-70: 291-295.
- [14] 沈渭洲. 稳定同位素地质[M]. 北京: 原子能出版社, 1987.
- [15] 赵一鸣, 沈文彬. 中国夕卡岩型矿床[M]. 北京: 地质出版社, 1990.
- [16] Choia S G, Kimb S T, Leea J G. Stable isotope systematics of Ulsan Fe-W skarn deposit, Korea[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2003, 78-79: 601-606.
- [17] Bowman J R, O'Neil J R, Essene E J. Contact skarn formation at Elkhorn Montana[J]. American Journal of Science, 1985, 283: 621-660.
- [18] Brown, E E, Bowman J R, Kelley W C. Petrology and stable isotope constraints on the source and evolution of skarn-forming fluids at Pine Creek, California[J]. Economic Geology, 1985, 80: 72-95.
- [19] Levresse G, Gonzalez-Partida E. Highly oxidised gold skarn fluids evolution in the Mezcala deposit, Guerrero, Mexico[J]. Journal of Geochemical Exploration, 2003, 78-79: 649-652.
- [20] 王书来. 新疆麦兹火山-沉积盆地 Fe, Pb, Zn 成矿与定位预测研究(博士论文)[D]. 长沙: 中南大学, 2005.
- [21] Yiming Zhao, Yongguan Dong, Daxin Li. Geology, mineralogy, geochemistry, and zonation of the Bajiazai dolostone hosted Zn-Pb-Ag skarn deposit, Liaoning Province, China[J]. Ore Geology Reviews, 2003, 23: 153-182.
- [22] Timothy Baker, Esme Van Achterberg, Chris G Ryan, et al. Composition and evolution of ore fluids in a magmatic-hydrothermal skarn deposit[J]. Geological Society of America, 2004, 32(2): 117-120.
- [23] Meinert L D, Hedenquist J W, Satoh H, et al. Formation of anhydrous versus hydrous skarn in Cu-Au ore deposits by magmatic fluids[J]. Economic Geology, 2003, 98: 147-156.
- [24] 李闰华, 鄢云飞, 谭俊, 等. 稀土元素在矿床学研究中的应用[J]. 地质找矿论丛, 2007, 22(4): 294-298.
- [25] 肖成东, 刘学武. 东蒙地区夕卡岩石榴石稀土元素地球化学及其成因[J]. 中国地质, 2002, 29(3): 311-316.
- [26] 赵斌, 赵劲松, 刘海臣. 长江中下游地区若干 Cu(Au), Cu-Fe(Au) 和 Fe 矿床中钙质夕卡岩的稀土元素地球化学[J]. 地球化学, 1999, 28(2): 113-125.
- [27] 邱瑞龙, 杨义忠. 铜官山地区夕卡岩型铜金矿床稀土元素特征及其成因意义[J]. 地球化学, 1994, 23(4): 357-365.
- [28] 袁峰, 周涛发, 刘晓东, 等. 安徽安庆铜矿床稀土元素地球化学研究[J]. 中国稀土学报, 2002, 20(3): 199-202.
- [29] 王莉娟, 王京彬, 王玉往, 等. 内蒙黄岗梁夕卡岩型铁锡矿床稀土元素地球化学[J]. 岩石学报, 2002, 18(4): 575-584.
- [30] 张科. 西藏勒布拉铅锌矿床稀土元素地球化学特征[J]. 地质与勘探, 2006, 42(6): 26-31.
- [31] Xu Xiaochun, Lu Sanming, Xie Qiaolin et al. Rare Earth Element Geochemistry on Magmatic Rocks and Gold Deposits in Shizishan Ore Field of Tongling, China[J]. Journal of Rare Earths, 2006, 24: 617-625.
- [32] 赵劲松, 邱学林, 赵斌, 等. 大冶-武山矿化夕卡岩的稀土元素地球化学研究[J]. 地球化学, 2007, 36(4): 400-412.
- [33] 殷纯赓, 艾永富, 邵宏翔. 内蒙辉石夕卡岩中稀土元素的“四分组效应”及其地球化学意义[J]. 北京大学学报(自然科学版), 1993, 29(6): 754-757.
- [34] 贾润幸, 方维萱, 赫英, 等. 个旧超大型锡多金属矿床稀土元素地球化学特征[J]. 中国稀土学报, 2005, 23(2): 228-234.
- [35] 涂光炽. 矿床地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 1997: 112.
- [36] Karimzadeh Somarin A, Moayyed M. Granite and gabbro-diorite associated skarn deposits of NW Iran[J]. Ore Geology Reviews, 2002, 20: 127-138.
- [37] Mehmet Altunbey, Ahmet Sagiroglu. Skarn-type ilmenite mineralization of the Tuzbas, İTunceli region, eastern Turkey[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2003, 21: 481-488.
- [38] Galal H. El Habaak. Pann African skarn deposits related to banded iron formation, Um Nar area, central Eastern Desert, Egypt[J]. Journal of African Earth Sciences, 2004, 38: 199-221.
- [39] Einaudi M T, Meinert L D, Newberry R J. Skarn deposits[J]. Econ. Geol., 75th Anniv. 1981, 1: 317-391.
- [40] 梁祥济. 中国夕卡岩和夕卡岩型矿床形成的机制的实验研究[M]. 北京: 学苑出版社, 2000.

Zn, Pb 元素不仅具有高的背景值、浓集系数、而且变异系数也较高,表明 Zn 在局部地段具有高异常特征,成为锌矿找矿的重要线索。W, Au, Co, Mo, Sn, Cr, As, Ni, Cu, Bi, Pb, Zn, Ag 等元素有不同程度的富集。其中,具极强分异能力的是 Bi, Au, 强分异能力的是 Sb, Ag, Cr, Pb。地层中的成矿有用组分在后期热液作用下, Au, Pb, Ag 等元素在接触带及其附近发生局部富集。因此,本区具有夕卡岩型铅锌矿和热液型金矿的找矿远景。

参考文献:

- [1] 折书群,白聚波,张海秋. 蒙古国苏赫巴托洼地地下水系统分析[J]. 河南理工大学学报, 2005, 24(6): 434-438.
- [2] 付艳丽,刘新山. 蒙古国图木尔铁矿地质特征[J]. 中国科技论坛, 2005, (10): 119.
- [3] 王中明,赵纯禄,尚衍波. 蒙古国图木尔廷一敖包锌矿选矿试验研究[J]. 国外金属矿选矿, 2005, (10): 29-39.

METAL ELEMENT ENRICHMENT AND DIFFERENTIATION PATTERN IN CHAOGETU DISTRICT, SUHBAATAR PROVINCE, MONGOLIA

LI Yan¹, ZHANG Dao zhong², CHENG Hua sheng³, HUANG Hong xing³, CHEN Wei dong³, WEI Ping³

(1. Civil Aviation University of China, Tianjin 300300, China;

2. Tianjin North China Geological Exploration General Institute, Tianjin 300181, China;

3. He Bei Jiuhua Geological Exploration and Survey Limited Corporation, Baoding 071051, Hebei, China)

Abstract: The paper introduces the regional geology of Chaogetu region, Suhbaatar province, Mongolia. The typical soil and rocks in this region have been geochemically surveyed and distribution, enrichment and differentiation coefficients of W, Au, Co, Mo, Sn, Cr, As, Ni, Sb, Cu, Bi, Pb, Zn, Ag, Hg in the soil, sedimentary and magmatic rocks will be the useful reference to further ore exploration in the region.

Key Words: soil and rock geochemistry; elementary enrichment; elementary differentiation; elementary abundance; Mongolia

(上接第 334 页)

A SUMMARY OF METALLOGENIC, GEOCHEMICAL STUDY ON THE SKARN DEPOSITS

CHENG Jia long, ZHAO Yong xin, LIU Feng hua

(China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430074, China)

Abstract: Recent study shows that the skarn deposit not only occurs in the contact between the intermediate-acidic intrusion and carbonate rocks but also in the contact of the basic intrusion or in the distal strata; not only hosted by the carbonate rocks but also by the active volcanic sedimentary rocks, such as the volcanic sedimentary tuff. The vast majority of skarn deposits are related to magmatic arcs in the subduction zone beneath the continental crust with the mesothermal to epithermal ore-forming temperature and the shallow to medium ore-forming depth. The abyssal environment is not favorable for the formation of skarn. Ore materials of the skarn deposit mainly come from deep source with partial crust materials involved. The ore fluid shows certain difference for different evolution stages. The early stage is with magma water preference and the later stage with meteoric water preference.

Key Words: skarn deposit; metallogeny; stable isotope; rare earth elements