

文章编号:0258-7106(2001)03-0234-09

内蒙古朱拉扎嘎金矿矿床地质特征*

江思宏 杨岳清 聂凤军 张建华 刘妍

(中国地质科学院矿产资源研究所,北京 100037)

李福喜 贾林柱

(内蒙古自治区国土资源勘查开发院,呼和浩特 010020)

提 要 朱拉扎嘎金矿是华北地台北缘中新元古界地层中首次找到的大型金矿床,其独特的产出地质背景和矿床规模引起了国内外地质学界的关注。文章对该金矿床形成的地质背景进行了综述,对矿床的地质地球化学特征进行了较为系统的研究与总结,对矿床的形成过程及其成因进行了较为深入的探讨,并与国内外典型浅变质碎屑岩型金矿进行了对比。研究表明,尽管朱拉扎嘎金矿的容矿围岩为中元古界朱拉扎嘎毛道组浅变质碎屑岩,但是矿区内外大量产出的海西期侵入岩和金矿的主成矿年龄[(275±6)Ma]等证据表明,朱拉扎嘎金矿的形成与海西晚期的构造-岩浆活动有着密切的联系。金矿的形成可能经历了两个阶段,即早期金在中元古代海盆地中预富集,之后,晚期地层中的金在岩浆热液作用下再次富集成矿。因此,朱拉扎嘎金矿床属于沉积-改造型中温热液金矿床。

关键词 金矿 矿源层 岩浆活动 矿床成因 朱拉扎嘎 内蒙古

中图分类号: P618.51

文献标识码: A

朱拉扎嘎金矿是在华北地台北缘中新元古界中首次找到的大型金矿,它位于内蒙古西部阿拉善左旗,距巴彦浩特镇西北约 220 km 处。矿体产于中元古界浅变质碎屑岩中,初步的山地工程揭露表明,矿床的金储量约为 33 t^①,远景储量大于 50 t。

朱拉扎嘎金矿的发现是我国华北地台北缘中新元古界找金工作的重大突破。众所周知,我国的中元古代浅变质碎屑岩分布广泛,主要出露于内蒙古—东北地区、华北—塔里木地区、秦巴—大别地区以及华南地区(马启波等,1994),与其有关的金矿床主要分布在河南的桐柏—大别、江南古陆、粤西的云开隆起等成矿带内(罗镇宽,1995),典型矿床有银洞坡(罗镇宽等,1993;陈殿凯等,1984),沃溪、漠滨、黄金洞(中国人民武装警察部队黄金指挥部,1996)、金山(朱恺军等,1991;季峻峰等,1994),河台(陆建军,1993;王鹤年等,1989)、清远新洲(涂绍雄等,1990)等大型、超大型金(银)矿床,而华北地台北缘在朱拉扎嘎大型金矿发现以前,其中新元古界金

矿还是一片空白。

国外这种类型的金矿床也分布广泛,并且具有重要的经济价值。如澳大利亚的泰尔弗(Telfer)金矿床(110 t,超大型),俄罗斯的宗毫巴金矿床(600 t,超大型)、干谷金矿床(约 1300 t)、苏维埃(Soviet-skoe)和奥林匹亚德金矿床(均大于 100 t)^②等。

就中新元古代浅变质碎屑岩型金矿来看,其重要性虽然不如太古宙绿岩型金矿重要,但由于其矿床规模较大,易采易选,因此亦受到了国内外的矿床地质学家们的高度重视。国外学者对拉契兰(Lachland)和麦格玛(Meguma)褶皱带上的浅变质碎屑岩型金矿进行了大量卓有成效的研究工作,取得了一批高质量的研究成果(Kontak et al, 1997;Cox et al, 1991;Ramsay et al, 1998;Foster et al, 1998)。国内学者对我国南方的中新元古代浅变质碎屑岩型金矿的矿床地质特征、成矿地质背景、成矿机理及其成矿模式等进行了非常系统、深入的研究,获得了一大批具有国际水平的研究成果(陈殿凯等,1984;中国人

* 本文得到国土资源部定向基金科研项目“内蒙古朱拉扎嘎金矿床地质特征和找矿勘查标志研究”的资助

第一作者简介 江思宏,男,1968年生,在职博士研究生,助研,主要从事贵金属矿床地质学、同位素地质学研究。

收稿日期 2000-03-29;改回日期 2001-03-21。李岩编辑。

① 内蒙古自治区国土资源勘查开发院,1999. 内蒙古自治区阿拉善左旗朱拉扎嘎矿区地质普查报告。

② 涂光炽等,1990. 中国科学院赴前苏联黄金地质考察团报告。

民武装警察部队黄金指挥部,1996;朱恺军等,1991;季峻峰等,1994;陆建军,1993;王鹤年等,1989;涂绍雄等,1990;刘英俊等,1989,1991,1993;马东升,1991;胡受奚等,1998;牛贺才等,1992;罗献林,1990;郑明华,1989;王秀璋等,1995;刘友梅等,1996)。相比之下,在我国北方,中新元古代浅变质碎屑岩型金矿找矿工作才刚刚取得突破,其研究工作近乎空白。朱拉扎嘎金矿的发现,为研究我国北方中新元古代浅变质碎屑岩型金矿的成矿地质背景、形成机理及其成矿模式提供了一个典型实例。华北地台北缘中新元古代浅变质碎屑岩分布广泛,东西绵延长达2000多公里,找金潜力巨大(涂光炽,1990;陆松年,1997)。因此对朱拉扎嘎金矿开展基础性地质研究,对丰富我国金矿成矿理论,提高我国中新元古代浅变质碎屑岩型金矿的研究水平,加大对华北地台北缘中新元古代金矿的勘查、开发,指导新一轮国土资源大调查工作的部署均具有十分重要的意义。本文就是基于上述目的,对朱拉扎嘎金矿的地质地球化学特征进行系统的研究总结,并对其成因作较为深入的探讨。

1 区域地质背景

朱拉扎嘎金矿位于华北地台北缘西段阿拉善台隆的雅布赖山—巴音诺尔公断隆的东侧[●],其北部为天山—兴蒙褶皱系的内蒙褶皱带,因此,朱拉扎嘎金矿实际上处于两大构造单元——华北地台与天山—兴蒙褶皱系的交界部位附近。

区内主要构造格架呈EW向和NE向,金矿区受其北侧可可陶勒海—陶来—阿拉乌苏断裂,南侧巴音诺尔公—克布尔海北断裂(均为EW向)及其西侧的两棵树—巴音希别北麓(航磁推测断裂)NE向断裂所控制[●]。

区域内出露的地层主要有中元古界浅变质碎屑岩、古生界二叠系酸性火山岩和中生界侏罗系与白垩系陆相碎屑岩,其中,中元古界浅变质碎屑岩是本区最重要的含矿层位,其内不仅产有朱拉扎嘎大型金矿,而且在距朱拉扎嘎金矿东约200 km处,还产有东升庙、霍各乞、炭窑口和甲生盘等多个大型铜-铅-锌多金属矿床(芮宗瑶等,1994)。

区域内岩浆活动强烈,延续时间长,从元古代的吕梁期一直到中生代燕山晚期,其中以海西晚期岩浆活动最为强烈,且岩浆岩分布广泛。岩浆岩岩性从超基性岩到酸性岩均有,以酸性岩为主。岩浆活动方式多样,但以侵入为主。伴随着强烈的岩浆活动,区域上还分布有大量不同时代的脉岩。

2 矿区地质

2.1 地层

矿区范围内出露的地层由北向南,由老到新分别是海生哈拉组和朱拉扎嘎毛道组(图1)。内蒙古地矿局在地层清理时将朱拉扎嘎毛道组和海生哈拉组划归中元古界蓟县系阿古鲁沟组(邵和明,1999),因此上述地层时代均属中元古代。矿区范围内地层总体倾向南东,倾向一般 $120^{\circ}\sim 170^{\circ}$,倾角 $30^{\circ}\sim 50^{\circ}$ 。

海生哈拉组:位于矿区北部。其下部岩性为砂质板岩、千枚岩夹结晶灰岩透镜体,厚约130 m;上部岩性为厚层状结晶灰岩,夹少量板岩、千枚岩,厚约30~50 m。其中下部岩石中的砂质板岩变形强烈,小褶曲非常发育。本组与下伏巴彦西别组和上覆朱拉扎嘎毛道组均呈断层接触关系。

朱拉扎嘎毛道组:位于矿区中南部,为朱拉扎嘎金矿的赋矿层位。本组可分为8个岩性段,图1中只见到第1、2岩性段,其他各岩性段依次整合出露在矿区的南侧。金矿体主要赋存在第1岩性段中。矿区范围内第1岩性段为浅变质砂岩、粉砂岩、岩屑石英砂岩、长石石英砂岩、杂砂岩、粉砂泥质岩夹薄层浅变质钙质粉砂岩,局部见透镜状结晶灰岩,厚约330 m。矿区东部相变为浅变质钙质粉砂岩夹薄层砂质灰质大理岩。岩石中阳起石化最为普遍,其次是透闪石化、碳酸盐化和绿泥石化。该岩性段为矿区主含矿层位。根据薄片鉴定结果,矿区内本段岩性局部有变沉凝灰岩和酸性火山岩。另外,本段地层中还见有原生沉积黄铁矿,主要呈立方体状,粒度为0.5~5 mm。矿区内第2岩性段为条带状浅变质石英砂岩、砂质粉砂岩夹薄层结晶灰岩与浅变质泥质岩、粉砂泥质岩、泥质粉砂岩,厚约180 m。矿区东部相变为浅变质泥质岩与结晶灰岩(部分含生物碎屑)互层。岩石中阳起石化最为常见,其次是透闪石

● 宁夏回族自治区地质局,1980.阿拉坦敖包幅(1/20万)地质报告.

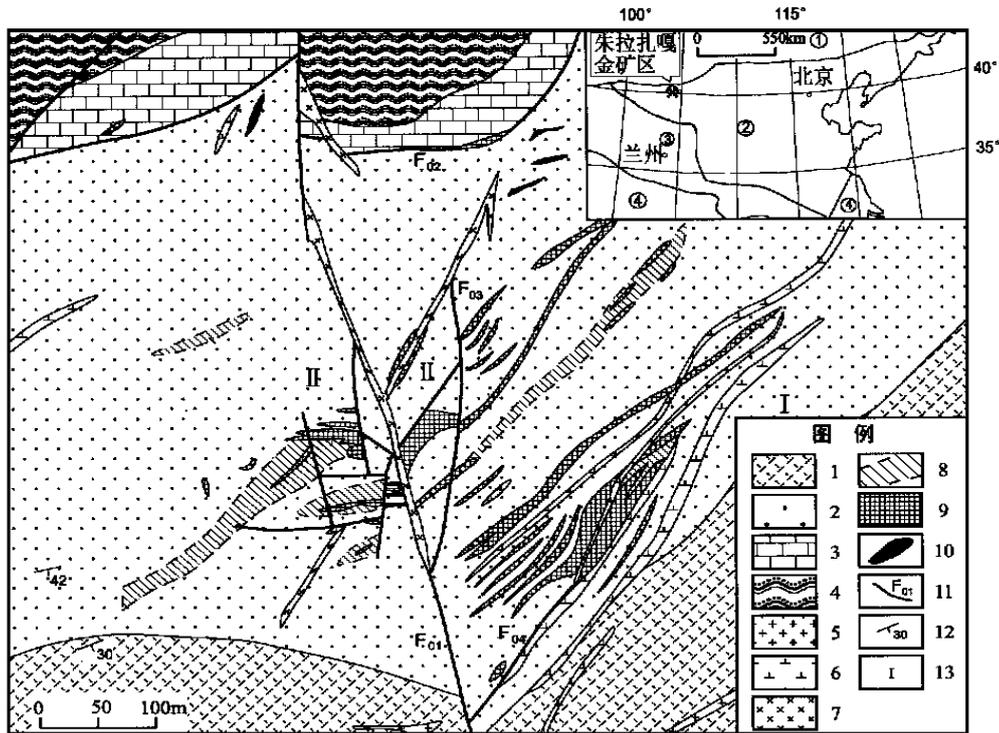


图1 朱拉扎嘎金矿床地质简图(据内蒙古自治区国土资源勘查开发院,1998资料修编)

Fig. 1 Simplified geological map of the Zhulazhaga gold deposit

- 1—中元古界朱拉扎嘎毛道组第二岩性段; 2—朱拉扎嘎毛道组第一岩性段; 3—中元古界海生哈拉组上部岩段; 4—海生哈拉组下部岩段; 5—花岗细晶岩脉; 6—闪长玢岩脉; 7—斜闪煌斑岩脉; 8—金矿化蚀变带; 9—蚀变岩型金矿体; 10—石英脉型金矿体; 11—断层及编号; 12—地层产状; 13—矿带编号; ①天山—兴蒙褶皱带; ②华北地台; ③秦祁褶皱带; ④扬子地台
- 1—Second lithologic unit of Middle Proterozoic Zhulazhaga maodao Formation (MPZF); 2—First lithologic unit of MPZF; 3—Upper lithologic unit of Middle Proterozoic Haishenghala Formation (MPHF); 4—Lower lithologic unit of MPHF; 5—Granitic-aplite vein; 6—Diorite porphyrite vein; 7—Plagioclase-amphibole lamprophyre dyke; 8—Auriferous alteration zone; 9—Altered rock type gold orebody; 10—Quartz-vein type gold orebody; 11—Fault and serial number; 12—Attitude strata; 13—Serial number of ore belt; ① Tianshan-Henggan fold belt; ② North China platform; ③ Qinling-Qilian fold belt; ④ Yangtz platform

化透辉石化、碳酸盐化和绿泥石化。朱拉扎嘎毛道组的岩性在走向上变化较大,越向东,地层中的灰岩越多,尤其是朱拉扎嘎毛道组的第1、2岩性段,这种变化最为明显。本组岩石沉积环境基本上属滨浅海,并在成岩后受到了区域变质作用,但原岩的层理及其基本结构保存完好。

对矿区内施工钻孔里的无矿段岩石含金量统计结果表明,其含金量最高达 300×10^{-9} ,为地壳克拉克值(3.5×10^{-9})的80多倍。这说明原始地层含金非常高,已构成金矿的矿源层。

2.2 构造

矿区内总体构造线方向呈 NE—NNE 向,与地层走向一致。矿区内断裂构造极为发育,根据其产出特征及相互切割关系,断裂活动可大致分为3期:

第1期:区域近 EW 向的逆冲断裂活动(如 F_{02})

基本沿地层走向发育,局部斜切地层,使部分地区地层沿走向不连续。受这种逆冲断层活动影响,可能在朱拉扎嘎毛道组第1岩性段内产生了大量的层间破碎带,为后期金矿的形成提供了赋矿空间。

第2期:形成纵贯矿区的 NNW 向右旋压扭性断层(F_{01}),它是最重要的控矿构造,金矿体分布在其东西两侧。断层面产状为 $245^\circ \angle 60^\circ$,水平错距在 50 m 以上,断层破碎带宽度变化大,一般小于 10 m。它切穿了第1期的近 EW 向构造,并在其两侧形成了许多派生的次级 NE—NNE 向及近 SN 向的断裂构造。沿这些主、次级断裂构造,贯入了后期侵入的斜闪煌斑岩脉、闪长玢岩脉和花岗细晶岩脉。

第3期: F_{01} 及其两侧的派生断裂构造再次活化,使侵入其中的脉岩破碎,形成角砾,并又派生了一系列的 NNE—NE 向次级构造。

上述第1期和第2期主要断裂破碎带均发生了金矿化,破碎带中侵入的脉岩也局部伴有矿化,但均未形成金矿体,不具有工业意义。 F_{01} 可能是朱拉扎嘎金矿的主要导矿构造,而其次级构造对金矿体的形成也具有一定的控制作用。例如1号矿体在 F_{04} 北侧较厚,而在其南侧却突然变薄。第3期断裂构造中未见任何金矿化,而且对矿体具有一定的破坏作用,属成矿期后构造。

2.3 侵入岩

在矿区范围内未见大的侵入岩体,矿区内所见均为脉岩,有闪长玢岩脉、花岗细晶岩脉、斜闪煌斑岩脉、辉绿玢岩脉等。辉绿玢岩脉一般呈细小脉状穿插于闪长玢岩脉中,野外一般难于区分。在距矿区南东约2 km处有一花岗斑岩体和辉长岩体群,根据花岗斑岩碱度率大小及其变化范围,推测其形成的构造环境为强烈褶皱带,花岗斑岩为酸性岩系变质基底上层深熔产物(邱家骧,1991)。这种推断与本区所处大地构造位置相符。花岗斑岩里的黑云母K-Ar法测年结果为 (291 ± 4) Ma(中国地质科学院地质研究所测试),说明花岗斑岩为海西晚期侵入产物,这进一步证实了上述推断。

由朱拉扎嘎金矿附近岩体与脉岩的稀土元素配分模式(图2)可见,除极少数脉岩具有Eu的正异常(Eu略富集)外,大多数岩体及脉岩的Eu均具有不同程度的亏损,其中以花岗斑岩最为明显。尽管各类岩石的稀土元素总量差别较大,但都具有轻稀土元素总量明显大于重稀土元素总量的特点,表现在配分模式图上皆呈明显的右倾,而且配分曲线非常相似,暗示了这些岩石可能是同源岩浆演化产物。

矿区中所见的斜闪煌斑岩、辉绿玢岩、闪长玢岩等脉岩,大多已破碎,并有一定的矿化,因此,这些脉岩基本上属成矿前产物,只有花岗细晶岩脉属成矿后脉岩,它不但切穿了早期侵入的闪长玢岩脉,而且也切穿了矿体。

3 矿床地质特征

3.1 矿体特征

目前所圈定的金矿体全部产于朱拉扎嘎毛道组下部第一岩性段内,这些金矿体构成了2条较大的金矿带(见图1中的I、II),地表共圈出56处金矿体。其中I号矿带分布于矿区东南部,总体走向 35° 左右,与地层走向基本一致;整个矿带长约400 m,南

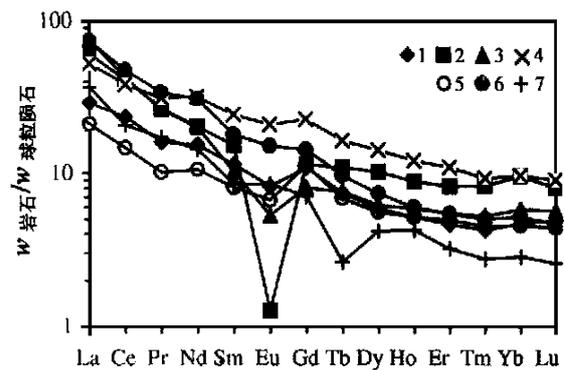


图2 朱拉扎嘎金矿区附近岩体及脉岩稀土元素配分模式图

(样品测试由国家地质实验测试中心完成)

1—斜闪煌斑岩; 2,3—花岗斑岩; 4—辉长岩; 5—辉绿玢岩; 6,7—闪长玢岩

Fig. 2 Chondrite-normalized REE patterns of intrusive bodies and dikes near the Zhulazhaga gold deposit

1—Plagioclase-amphibole lamprophyre; 2,3—Granite porphyry; 4—Gabbro; 5—Diabase porphyrite; 6,7—Diorite porphyrite

西宽,向东北逐渐尖灭,矿带最宽处达80 m,地表共由13个矿体组成。II号矿带分布于矿区西北部,由于受矿区内 F_{01} 断裂的影响,靠近断裂带处金矿带呈近东西向产出,总体走向为北东 40° ;矿带总长约570 m,北东宽,向南西逐渐尖灭,北东最宽处约180 m,地表共由43个矿体组成。II号矿带最大的特点是,矿体沿走向上被 F_{01} 断裂错开,把矿带分成北东和南西两个部分。

金矿体基本顺层产出,受层间破碎带控制,矿体产状与地层产状基本一致(图3),局部可见矿体穿层。矿体规模大小不一,长10~300 m,宽几十厘米~几十米,延深数十至170 m。最大的矿体位于II号金矿带,其长约300 m,矿体厚4.5 m,延深126 m。矿体沿走向有分枝复合、膨大收缩、尖灭再现、尖灭侧现等现象。深部钻探表明,矿体在深部有变厚和隐伏矿体出现的现象。

3.2 矿石类型

朱拉扎嘎金矿原生矿石有2种类型:①蚀变岩型金矿(主要矿石类型),由硅化、阳起石化、绿泥石化及硫化物对原岩改造而成。矿体顺层产出,规模较大,品位较低,一般含Au 2~3 g/t;②褐铁矿化含金石英脉型矿石,沿张性断裂产出,常切穿地层,一般规模较小,但品位较高,一般3~10 g/t,多产于蚀变岩型矿体的上部。靠近地表,还发育有氧化矿

石,主要由出露于地表的蚀变岩型矿体经风化淋滤形成,金品位较高,一般大于 4 g/t。氧化矿体深度一般不超过 20 m。

3.3 矿物成分

金属矿物以黄铁矿、磁黄铁矿、毒砂为主,少量黄铜矿、方铅矿、闪锌矿及地表氧化带常见的褐铁矿、铜蓝、黄钾铁矾等。金属矿物在矿石中主要呈浸染状,部分呈脉状,平均含量小于 5%。脉石矿物主要是石英、长石、绿泥石、绿帘石、透闪石、阳起石、方解石,少量白云母、黑云母、白云石、锆石、电气石等。

矿体中硫化物的电子探针分析结果(表 1)表明,同一种矿物,产状不同(呈浸染状或脉状),其主元素与微量元素的含量具有明显的差别,显示其为不同阶段的产物。现将不同硫化物的成分标型特征表述如下:①黄铁矿:样品 K2-32 的硫含量为 53.98%~54.13%,明显大于标准矿物的硫含量,显示富硫,表明黄铁矿属沉积成因。而 K181-18 和 TC22-6-3 的硫含量为 52.19%~52.85%,属亏硫,表明黄铁矿属热液成因。另外, K2-32 的 Co/Ni 比值为 0 和 0.4,小于 1,同样显示黄铁矿属沉积成因。而 K181-18 和 TC22-6-3 中黄铁矿的 Co/Ni 比值既有大于 1 者,也有小于 1 者,显示黄铁矿既有热液成因,也有沉积成因,即属于叠加改造成因。②磁黄铁矿:浸染

状磁黄铁矿比细脉状硫化物中的磁黄铁矿含有较高的 S。表 2 中磁黄铁矿的 Se/Te 值为 2.68 和 6.00,与热液石英脉金矿床中磁黄铁矿的 Se/Te 近于 1:5 (徐国风等,1981)不同,说明朱拉扎嘎金矿的磁黄铁矿不是热液石英脉型金矿床的产物。③毒砂:不论是浸染状还是脉状毒砂,其硫含量均大于理论值,显示其富 S 贫 As 的特点。相比较而言,呈浸染状产出的毒砂较脉状产出的毒砂,较富 S 和 As。浸染状毒砂还含有少量 Co, Ni, 而脉状毒砂则含有少量 Co, Bi, Sb, Cu 等,显示晚期毒砂中,微量元素含量较为丰富。由表 2 可知,毒砂中的金含量较高,具有热液型金矿床中毒砂的标型特征(徐国风等,1981)。④黄铜矿:早期浸染状黄铜矿较富 S,硫含量为 35.04%~35.61%,均大于理论值,其中还含少量的 Co, Ni, Ag, Sb, Zn 等;而晚期细脉状硫化物中的黄铜矿贫 S,硫含量小于理论值,含少量的 Co, Ni, Sb, As。⑤方铅矿:标准方铅矿含 S 13.4%, Pb 86.6%。由表 1 可见,与标准方铅矿相比, K181-5-1 样品方铅矿略亏硫,但含有较多的 Fe, Co, Ni, Sb, Cu 等。由表 2 可知,样品含 Ag 较高,具有热液方铅矿的标型特征。

由表 1 分析可知,早期呈浸染状产出的硫化物硫含量较标准矿物的硫值高,晚期呈脉状产出的硫化物则较标准矿物的硫值低,这可能与原始地层中

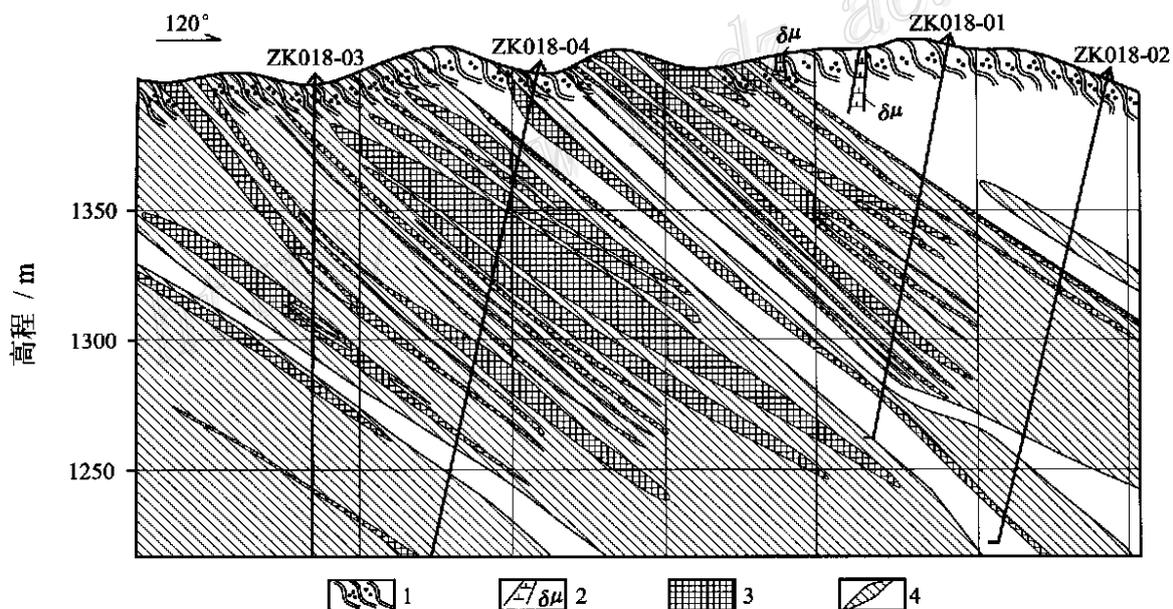


图 3 朱拉扎嘎金矿区 P018 勘探线地质剖面图(据内蒙古自治区国土资源勘查开发院,1998 资料)

1—变质砂岩、粉砂岩; 2—闪长玢岩脉; 3—金矿体; 4—蚀变带

Fig. 3 Geological section along the No. P018 exploration line from the Zhulazhaga gold deposit

1—Meta-sandstone and siltstone; 2—Diorite porphyrite vein; 3—Gold orebody; 4—Alteration zone

表 1 朱拉扎嘎金矿硫化物电子探针分析结果

Table 1 Electron microprobe analyses of sulfides from the Zhulazhaga gold deposit

矿物及样号	产状	$w_B/\%$												Co/ Ni	
		S	Fe	Co	Ni	Ag	Au	Bi	Sb	Cu	Pb	Zn	As		合计
黄铜矿															
I-A-10	浸染状	35.09	29.97	0.08	0.03	—	—	—	—	35.24	—	—	—	100.41	2.7
		35.04	29.18	0.09	—	—	—	—	0.01	35.29	—	0.11	—	99.72	~
K2-32	浸染状	35.31	29.80	0.01	0.01	0.01	—	—	—	34.00	—	0.25	—	99.39	1.0
		35.61	29.61	—	—	—	—	—	—	34.21	—	0.01	—	99.44	~
K181-18	细脉状硫化物中	34.28	29.16	0.01	0.02	—	—	—	—	35.61	—	—	—	99.08	0.5
		34.57	30.09	0.01	—	—	—	—	0.08	35.26	—	—	0.09	100.10	~
黄铁矿															
K2-32	浸染状	54.13	45.42	—	0.12	—	—	—	—	—	—	—	0.61	100.28	0.0
		53.98	45.68	0.07	0.19	—	—	—	—	—	—	0.01	0.18	100.11	0.4
K181-18	细脉状硫化物中	52.85	46.19	0.01	0.02	—	—	—	0.01	0.03	—	—	0.09	99.20	0.5
		52.19	46.37	0.02	0.01	—	—	—	0.02	0.08	—	—	0.08	98.77	2.0
TC22-6-3	浸染状	52.68	46.25	0.03	0.01	—	—	—	0.01	0.02	—	—	0.03	99.03	3.0
		52.19	46.71	0.01	0.02	—	—	—	—	0.05	—	—	0.06	99.04	0.5
磁黄铁矿															
K2-32	浸染状	39.95	58.83	—	—	—	—	—	0.01	—	—	0.33	0.31	99.43	~
		40.08	59.03	0.12	0.18	—	—	—	0.09	0.05	—	0.02	—	99.57	0.7
K181-18	细脉状硫化物中	38.21	61.08	0.01	—	—	—	—	—	0.01	—	—	0.02	99.33	~
		38.53	60.82	—	0.01	—	—	—	—	0.03	—	—	0.01	99.40	0.0
ZK10-4	浸染状	38.28	60.80	0.06	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	99.15	6.0
		39.06	60.27	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99.36	~
毒砂															
K181-18	细脉状硫化物中	20.62	37.31	0.01	—	—	—	—	—	0.02	—	—	42.25	100.21	~
		20.33	36.18	0.02	—	—	—	—	—	0.03	—	—	42.61	99.17	~
K181-5-1	脉状	20.51	35.13	—	—	—	—	—	0.01	—	—	—	43.51	99.16	~
		20.33	35.28	—	—	—	—	—	0.01	0.01	—	—	43.62	99.25	~
ZK10-4	浸染状	20.59	34.96	0.03	0.01	—	—	—	—	—	—	—	44.13	99.72	3.0
		20.81	34.88	0.01	—	—	—	—	—	—	—	—	43.55	99.25	~
K26-14	脉状	20.61	35.28	—	—	—	—	—	0.01	0.02	—	—	43.22	99.14	~
		20.39	35.16	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	43.69	99.25	~
方铅矿															
K181-5-1	脉状	13.05	0.11	0.01	0.02	—	—	—	0.01	—	86.14	—	—	99.34	0.5
		13.18	0.01	—	0.01	—	—	—	—	0.01	86.08	—	—	99.29	0.0

注: — 低于检出限; ~ 由于 Co 或 Ni 含量低于检出限, 比值无法计算。测试单位: 中国地质科学院矿产资源研究所电子探针室, 测试仪器型号: JXA-8800 电子探针仪。

硫含量较高有关。

金主要赋存在石英、毒砂等矿物中。由表 2 可见, 在金属矿物中, 毒砂含金量最高, 而方铅矿中银的含量最高。

含金矿物主要为自然金和银金矿。4 个自然金的电子探针分析结果表明, 金成色最高 922, 最低 900, 平均 911, 显示朱拉扎嘎金矿自然金成色较高。

3.4 矿石结构、构造

矿石结构有变余砂状结构、自形粒状结构、他形粒状结构和交代残余结构等。矿石构造有浸染状构

造、团块状构造、脉状构造、条带状构造等。

3.5 围岩蚀变

与金矿形成有关的热液蚀变范围较宽, 蚀变作用强烈。通常情况下, 蚀变越强, 矿化越好。除了常见与成矿直接相关的磁黄铁矿化、黄铁矿化和毒砂化外, 还广泛分布透辉石化、阳起石化、透闪石化、绿帘石化、绿泥石化、碳酸盐化、硅化, 局部见有云英岩化和冰长石化。上述围岩蚀变没有明显的分带, 蚀变矿物的分布主要受矿体所在原岩岩性的控制。

在表生作用中还有玉髓化、孔雀石化、黄钾铁矾

表2 朱拉扎嘎金矿金属矿物微量元素分析结果

Table 2 Trace elements analyses of individual metallic minerals from the Zhulazhaga gold deposit

样号	样品名称	产状	$w_B/(\mu\text{g}\cdot\text{g}^{-1})$							$w_{\text{Au}}/w_{\text{Ag}}$	$w_{\text{Co}}/w_{\text{Ni}}$	$w_{\text{Se}}/w_{\text{Te}}$
			Au	Ag	Co	Ni	As	Se	Te			
Pb-1	方铅矿	脉状	1	271	1	<4	3400.0	8.10	1.00	0.004	~	8.10
Pb-2	方铅矿	脉状	<1	253	1	8	3.8	3.90	0.32	~	0.13	12.19
K181-22	毒砂	脉状	38	11	340	63	37000.0	0.38	0.56	3.455	5.40	0.68
K181-16-6	毒砂	脉状	21	5	251	51	32400.0	0.34	0.70	4.200	4.92	0.49
K181-19	毒砂	脉状	74	60	237	50	35700.0	0.63	0.68	1.233	4.74	0.93
18-4-1	磁黄铁矿	脉状与浸染状	1	<2	102	41	37.0	4.40	1.64	~	2.49	2.68
K181-14	磁黄铁矿	脉状	<1	<2	107	111	79.0	4.20	0.70	~	0.96	6.00
K18-3-6	黄铁矿	脉状	5	<2	94	67	121.0	3.30	1.22	~	1.40	2.71

注: ~ 由于部分 Au、Ag 和 Ni 的含量低于检出限,无法计算其相应比值。测试单位:国家地质实验测试中心。

Au, Ag: 原子吸收法,仪器型号: PE3030; Co, Ni: 等离子光谱法,仪器型号: JAI160; As, Se, Fe: 原子荧光法,仪器型号: AFS230。

化、褐铁矿化等蚀变。

3.6 成矿阶段

根据朱拉扎嘎金矿形成的地质背景、矿体特征、产出位置以及矿物微量元素判别,朱拉扎嘎金矿的形成可能经历了两个成矿期,即早期金在地层中的预富集,形成矿源层;晚期金在热液作用下再次富集成矿。金在热液期成矿可划分为如下5个蚀变/矿化阶段:①硅化阶段:热液蚀变的早期阶段,硅化强烈,部分地段可能还出现有云英岩化。局部形成粗大的乳白色石英脉,不含金。②阳起石化阶段:以阳起石化蚀变为主,还有少量的透闪石化和透辉石化,该阶段热液蚀变温度较高,基本上没有硫化物出现。③早期硫化物阶段:随着热液温度的降低,大量硫化物开始沉淀,沉淀的硫化物以磁黄铁矿为主,其次为毒砂、黄铁矿及少量黄铜矿。早期硫化物主要呈浸染状和条带状产出,一般自形程度较差。④晚期硫化物阶段:硫化物一般呈脉状产出。主要矿物为毒砂、黄铁矿,少量黄铜矿、闪锌矿、银金矿、自然金等。本阶段为成矿主要阶段。⑤晚期碳酸盐化阶段:本期出现大量的碳酸盐交代早期形成的阳起石等矿物。见有少量的细粒黄铁矿,其中不含金。还有少量自然金形成,一般分布于矿物裂隙中。局部地段出现冰长石化。在金矿体形成之后,部分出露地表的矿体发生了表生氧化次生富集,使得金在近地表氧化带中进一步富集。

4 成因讨论

前人研究(刘英俊等,1993;马东升,1991;胡受奚等,1998;郑明华,1989;应汉龙等,1997;王秀璋

等,1995;马振东等,1999;刘友梅等,1996)表明,浅变质碎屑岩型金矿一般具有如下特征:①矿床具有明显的层控性,在数千米甚至近万米厚的含金建造中,矿体仅产在数百米甚至只有数十米厚的一定岩性段内。②金矿区一般受区域性断裂和背斜轴部控制,区域构造和次级构造的交汇部位控制金矿床的分布,各种形态和性质的断层以及褶皱转折端控制金矿体的分布。③矿床围岩蚀变以中低温为主,主要有:硅化、云母化、绿泥石化、碳酸盐化、长石化、泥化、黄铁矿化、毒砂化和电气石化等。金矿区的蚀变和成矿作用具有多期次、持续时间长等特点。④矿床的矿物成分简单,金矿物主要为自然金,有时有银金矿,金属矿物以黄铁矿为主,其次为毒砂和磁黄铁矿,脉石矿物以石英为主。由此可知,朱拉扎嘎金矿在矿体产出特征、控矿构造、围岩蚀变和矿物组合等方面与浅变质碎屑岩型金矿极其相似,因此可以将朱拉扎嘎金矿归为浅变质碎屑岩型金矿。

国内外矿床地质学家通过对浅变质碎屑岩型金矿的矿床地质、同位素地球化学、流体包裹体成分、矿床形成温压及同位素地质年代学等的研究(罗镇宽等,1993;马东升,1991;胡受奚等,1998;郑明华,1989;应汉龙等,1997;王秀璋等,1995),总结出浅变质碎屑岩型金矿的成因主要有两类:①成岩改造-变质热液成因,矿区及外围没有或很少岩浆活动,矿体呈顺层脉或顺层浸染体产出,两侧围岩蚀变不发育,矿物成分简单,成矿物质来自容矿的浅变质碎屑岩地层,成矿作用与成岩或变质作用同期,成矿流体来自地层水、变质或成岩作用脱(压)出的水或大气水。②与岩浆热液有关的矿床,金矿区或外围有比较强烈的岩浆活动,矿体顺层或穿层产出,围岩蚀变

发育,矿石矿物成分相对复杂,出现较多的多金属硫化物,成矿作用是通过岩浆作用实现的。由上述可知,朱拉扎嘎金矿地处华北地台与天山—兴蒙褶皱系的交界部位附近,北距天山—兴蒙褶皱系仅40 km。区域上本区受海西期西伯利亚板块向华北板块俯冲的影响,有大量的海西期侵入岩浆活动(主要为花岗岩类)。矿石 Rb-Sr 等时线法测量结果表明,主成矿年龄为(275±6) Ma(中国地质科学院地质研究所同位素室测定),稍晚于矿区外围的花岗斑岩的形成年龄[(291±1) Ma],表明成矿事件与区域上的海西晚期构造-岩浆事件时间是一致的,暗示朱拉扎嘎金矿的形成与海西晚期的构造-岩浆活动具密切的联系。综合前述含矿地层与矿石中硫化物的成分标型特征分析结果,推测金矿体有可能是在岩浆期后热液对原始含矿地层进行强烈改造时形成的。这说明了成矿作用主要与岩浆活动有关,与上述浅变质碎屑岩型金矿中的第二种成因类型“与岩浆热液活动有关的金矿床”类似。因此,朱拉扎嘎金矿成因类型属于沉积-改造型中温热液金矿床。

区域上,东升庙、霍各乞等矿区都有伴生金,平均品位0.2 g/t左右(邵和明,1999),由于这些多金属矿床属海底喷气沉积成因(芮宗瑶等,1994;丁梯平等,1992),说明原始地层中金的含量本来就很高。朱拉扎嘎金矿与上述这些多金属矿床的赋矿层位相同。这种金背景值较高的地层,在后期的构造-岩浆热液活动与改造下,其中的金很容易活化并在有利的赋矿部位成矿。一方面,金矿的形成明显受地层层位控制,另一方面,海西期岩浆活动又对它进行了强烈的改造。华北地台北缘中新元古代浅变质碎屑岩分布广泛,东西绵延长达2000多公里,这些地区在海西期都普遍遭受到强烈的构造-岩浆活动影响,因此找金潜力巨大。然而,海西期岩浆活动对含金地层到底是如何改造的?含金流体在浅变质碎屑岩里是如何形成、演化和运移的?这还有待于进一步的研究与探讨。这些问题的解决将有助于确定华北地台北缘中新元古界中金矿的形成机制,建立金矿的成矿模式及找矿模型,为在华北地台北缘寻找与朱拉扎嘎金矿类似的与中新元古界浅变质碎屑岩有关的金矿提供理论依据。

致谢 野外工作得到了内蒙古自治区地勘局及内蒙古自治区国土资源勘查开发院、朱拉扎嘎金矿矿山领导与技术人员的协助与指导,特此致谢。

参考文献

- 陈殿凯,周旦生.1984.围山城层控金银矿特征和成矿作用[J].矿床地质,3(1):37~46.
- 丁梯平,蒋少涌,万德芳,等.1992.华北元古宙铅锌成矿带稳定同位素研究[M].北京:北京科学技术出版社,9~35.
- 胡受奚,王鹤年,王德滋,等.1998.中国东部金矿地质学及地球化学[M].北京:科学出版社,115~185.
- 季峻峰,刘英俊,刘承轅,等.1994.江西金山剪切带型金矿床两类矿石的地球化学特征——兼论两阶段成矿机制[J].地球化学,(3):226~233.
- 刘英俊,季峻峰,崔卫东,等.1989.湘东北中元古界冷水溪群中金等微量元素的分布特征[J].南京大学学报(地球科学),(4):1~9.
- 刘英俊,马东升,季峻峰.1991.论江南型金矿床的成矿作用地球化学[J].桂林冶金地质学院学报,(2):130~138.
- 刘英俊,孙承轅,马东升,等.1993.江南金矿及其成矿地球化学背景[M].南京:南京大学出版社.
- 刘友梅,杨蔚华.1996.变质碎屑岩型金矿床的成矿模式及找矿方向[J].地质地球化学,(1):25~30.
- 陆建军.1993.河台韧性剪切带型金矿床成矿作用地球化学研究[J].南京大学学报(自然科学),(2):293~302.
- 陆松年.1997.在华北地台中-新元古界中寻找金、银矿床的思路与前景[J].前寒武纪研究进展,20(1):12~16.
- 罗献林.1990.论湖南前寒武系金矿床的成矿物质来源[J].桂林冶金地质学院学报,(1):13~25.
- 罗镇宽,关康,王曼祉,等.1993.中国金矿床概论[M].天津:天津科学技术出版社,81~85.
- 罗镇宽.1995.中国大规模岩金矿床类型及找矿远景分析[J].黄金地质,1(1):20~26.
- 马东升.1991.江南元古宇层控金矿床的地球化学和矿床成因[J].南京大学学报(自然科学),(4):753~764.
- 马启波,杨芳林,李才春,等.1994.中国热液金矿床含金建造及成矿作用与找矿方向[M].北京:地质出版社,29~34.
- 马振东,李艳霞,单光祥.1999.沉积叠加改造型矿床的物源及富集机制的地球化学研究[J].矿床地质,18(2):110~120.
- 牛贺才,马东升.1992.湘西层控金矿床成因机制研究[J].矿床地质,11(1):65~74.
- 邱家骥主编.1991.应用岩浆岩岩石学[M].武汉:中国地质大学出版社,161.
- 芮宗瑶,施林道,方如恒.1994.华北陆块北缘及邻区有色金属矿床地质[M].北京:地质出版社,110~139.
- 邵和明.1999.内蒙古中、上元古界地层的找金远景[J].内蒙古地质,(1):1~5.
- 涂光炽.1990.我国原生金矿类型的划分和不同类型金矿的远景剖析——在广西矿物岩石地球化学学会成立大会上的报告[J].矿产与地质,4(15):1~10.
- 涂绍雄,高艳君.1990.广东新洲金矿床流体包裹体和稳定同位素研究[J].地质论评,(3):200~209.
- 王鹤年,张景荣,戴爱华,等.1989.广东河台糜棱岩带蚀变岩型金矿床的地球化学研究[J].矿床地质,8(2):61~70.

- 王秀璋, 程景平, 梁华英, 等. 1995. 变质碎屑岩型金矿床的三阶段成矿模式[J]. 矿床地质, 14(4): 322~328.
- 徐国风, 邵洁涟. 1981. 金及相关金属矿物的成因标型特征[J]. 地球科学, (2): 155~165.
- 应汉龙, 陆德复. 1997. 国外超大型浅变质细碎屑岩型金矿床的地质特征[J]. 贵金属地质, 6(4): 296~304.
- 郑明华. 1989. 层控金矿床概论[M]. 成都: 成都科技大学出版社.
- 中国人民武装警察部队黄金指挥部. 1996. 湖南省沃溪式层控金矿地质[M]. 北京: 地震出版社. 1~292.
- 朱恺军, 范宏瑞. 1991. 金山金矿的地质和形成条件[J]. 南京大学学报(地球科学), 3(2): 177~185.
- Cox S F, Wall V J, Etheridge M E, et al. 1991. Deformational and metamorphic processes in the formation of mesothermal vein-type gold deposits-examples from the Lachland fold belt in Central Victoria, Australia[J]. Ore Geol. Rev., 6: 391~423.
- Foster D A, Gray D R, Kwak T A P, et al. 1998. Chronology and tectonic framework of turbidite-hosted gold deposits in the Western Lachlan Fold Belt, Victoria: 40Ar-39Ar results[J]. Ore Geol. Rev., 13: 229~250.
- Kontak D J, Kerrich R. 1997. An isotopic (C, O, Sr) study of vein gold deposits in the Meguma Terrane, Nova Scotia: implication for source reservoirs[J]. Econ. Geol., 92: 161~180.
- Ramsay W R H, Bierlein F P, Arne D C, et al. 1998. Turbidite-hosted gold deposits of Central Victoria, Australia: their regional setting, mineralising styles, and some genetic constraints[J]. Ore Geol. Rev., 13: 131~151.

Geological Characteristics of the Zhulazhaga Gold Deposit in Inner Mongolia, China

Jiang Sihong, Yang Yueqing, Nie Fengjun, Zhang Jianhua, Liu Yan
(Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

Li Fuxi, Jia Linzhu

(Institute of National Land and Resources Exploration and Development of Inner Mongolia, Hohhot 010020)

Key words: gold deposit, source of ore, magmatic activity, ore genesis, Zhulazhaga, Inner Mongolia

Abstract

The orebodies in Zhulazhaga occur in the first lithologic unit of Middle Proterozoic Zhulazhaga maodao Formation (MPZF), which is mainly composed of a series of epimetamorphic sandstone and siltstone. With high concentration of gold, the first lithologic unit of MPZF became the ore source for the late ore-forming process. Controlled by the interstratified fracture zone, the orebodies mostly appear along the bedding, with the attitude similar to that of the strata. The primary ores are predominantly of altered rock type, and subordinately of quartz vein type. There are also some oxidized ores near the surface. The metallic minerals are mainly composed of pyrite, pyrrhotite and arsenopyrite. Most gold minerals appear as native gold and electrum. The fineness of the native gold changes from 900 to 922, averagely 911. The hydrothermal alterations associated with the ore-forming process are actinolitization, silicatization and carbonation. The ore-forming process might have experienced two metallogenetic epochs. In the early epoch, gold was initially concentrated in the strata, forming ore sources. During the late epoch, the ores were formed after the reconcentration of gold under the condition of hydrothermal activity. There are five metallogenetic periods in the late epoch, viz., ① silicification period, ② actinolitization period, ③ early period of sulfide formation, ④ late period of sulfide formation, and ⑤ carbonation period. Gold ores were mainly formed during the fourth period. Rb-Sr isochron dating reveals that the main ore-forming age is (275 ± 6) Ma. This age is identical with the time of late Hercynian tectonic-magmatic activities (LHTMC), which indicates that the ore-forming process was closely related to the LHTMC. The orebodies were mainly formed during the late hydrothermal transformation. A comparison with the typical gold deposits related to the epimetamorphic clastic rocks shows that the Zhulazhaga deposit is similar to the main orebody occurrence, ore-controlling structure, wall-rock alterations and mineral assemblages. Therefore, the Zhulazhaga gold deposit should be of the epimetamorphic clastic rock type.