地球化学

青海省都兰县果洛龙洼金矿床地质地球化学特征

胡荣国[1,2]， 赖健清[1,2]， 张绍宁[3]， 窦洪伟[3]， 施根红[3]， 杨宝荣[3]

(1. 中南大学 地学与环境工程学院,长沙 410083;2. "有色金属成矿预测"教育部重点实验室,长沙 410083;
3. 青海省有色地质勘查局地质八队,西宁 810012)

[摘 要]青海省都兰县果洛龙洼金矿床位于东昆仑造山带东段,昆中断裂南侧。矿床赋矿围岩是一套奥陶-志留系纳赤台群的浅变质火山沉积岩系。矿床受多级构造系统控制,东西向断裂是矿区的主用控矿断裂。矿化体类型主要是黄铁矿为主的硫化物石英脉,其次为硫化物蚀变岩型矿体。硫同位素测试数据显示,黄铁矿 $\delta^{34}S$ 为 0.2‰~3.88‰,方铅矿 $\delta^{34}S$ 为-2.03‰~-5.95‰。含金石英脉中黄铁矿的 $^{206}Pb/^{204}Pb$、$^{207}Pb/^{204}Pb$、$^{208}Pb/^{204}Pb$ 变化范围分别为 18.057~18.135、15.524~15.585、37.962~38.110;方铅矿中变化范围为 18.093~18.106、15.542~15.563、37.901~37.919。含矿石英脉成矿流体分析显示其液相成分相对富含 K^+、Na^+、Ca^{2+}、SO_4^{2-}、NO_3^{2-} 离子,阳离子中一般 $Na^+ > K^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+}$;阴离子中 $SO_4^{2-} > Cl^- > F^- > NO_3^{2-}$;气相成分中除 H_2O 为主要成分外,CO_2 含量也较高。围岩和石英脉矿体中黄铁矿稀土分析显示其 $\sum LREE/\sum HREE$ 在 3.49~28.17 之间,$(La/Sm)_N = 2.23 \sim 29.49$,轻重稀土发生了强烈的分馏,具有轻稀土富集的特征;δEu 变化在 0.36~1.44 之间,δCe 在 0.71~1.08 之间,两者皆以弱负异常为主。黄铁矿微量元素分析显示大多数 Co/Ni 比值在 0.63-3.8 之间;Hf/Sm、Nd/La 和 Th/La 值小于 1。硫、铅同位素研究显示矿床的成矿流体来源于深部岩浆;成矿流体、稀土和微量元素研究表明矿床成矿温度为中高温-中低温,成矿流体是富 Cl^- 和 SO_4^{2-} 的深部岩浆热液,金以该类络合物形式运移。

[关键词]果洛龙洼 造山带 硫、铅同位素 成矿流体 微量元素
[中图分类号]P618.51+P595 [文献标识码]A [文章编号]0495-5331(2010)05-0931-11

Hu Rong-guo, Lai Jian-qing, Zhang Shao-ning, Dou Hong-wei, Shi Gen-hong, Yang Bao-rong. Geological and geochemical characteristics of the Guoluolongwa gold deposit, Dulan county, Qinghai Province[J]. Geology and Exploration, 2010, 46(5): 0931-0941.

果洛龙洼金矿是青海省有色地勘局八队近年来在东昆仑多金属成矿带新发现的一个具有大型远景的金矿床。前人对于该矿床的找矿方向(陈树民等,2002),矿床地质特征、控矿因素和成矿物质来源(文雪峰等,2006;杨宝荣等,2007)及金的赋存状态(杨小斌等,2006)做了较为详细的探讨和研究。本文在此基础上,通过对果洛龙洼金矿床的赋矿围岩和矿石中金的主要载体黄铁矿的硫、铅同位素,稀土和微量元素的地球化学研究以及含金石英脉的流体包裹体特征研究,着重探讨该金矿床的成矿物质来源及其元素地球化学特征。

1 区域地质及矿区地质概况

果洛龙洼金矿床位于青海省都兰县沟里地区。大地构造位置上处于东昆仑造山带东段,昆中断裂的南侧(图1)。区域上出露地层主体为下元古界金水口群的变质基性火山岩;奥陶-志留系纳赤台群的绿泥石石英千枚岩、灰黑色角闪石片岩及硅化板岩;下石炭统哈拉郭勒组的板岩、绢云母千枚岩和绿泥石千枚岩;早二叠系的长石石英砂岩;早侏罗系的砂岩、页岩和灰岩及第四系残坡积。

[收稿日期]2010-05-19;[修订日期]2010-08-16;[责任编辑]郑 杰。
[基金项目]国家十一五科技支撑计划重大项目:柴达木南北缘铜铅锌矿成矿规律及大型资源基地评价技术示范研究课题(编号:2006BAA01B06),青海省地方地质勘查基金项目:"青海省都兰县果洛龙洼地区金矿成矿规律研究及找矿预测"资助。
[第一作者简介]胡荣国(1982年-),男,2008年毕业于中南大学,获硕士学位,在读博士,Email:Rongguo.Hu@gmail.com。
[通讯作者]赖健清(1964年-),男,教授,现从事成矿预测研究,Email:ljq@mail.csu.edu.cn。

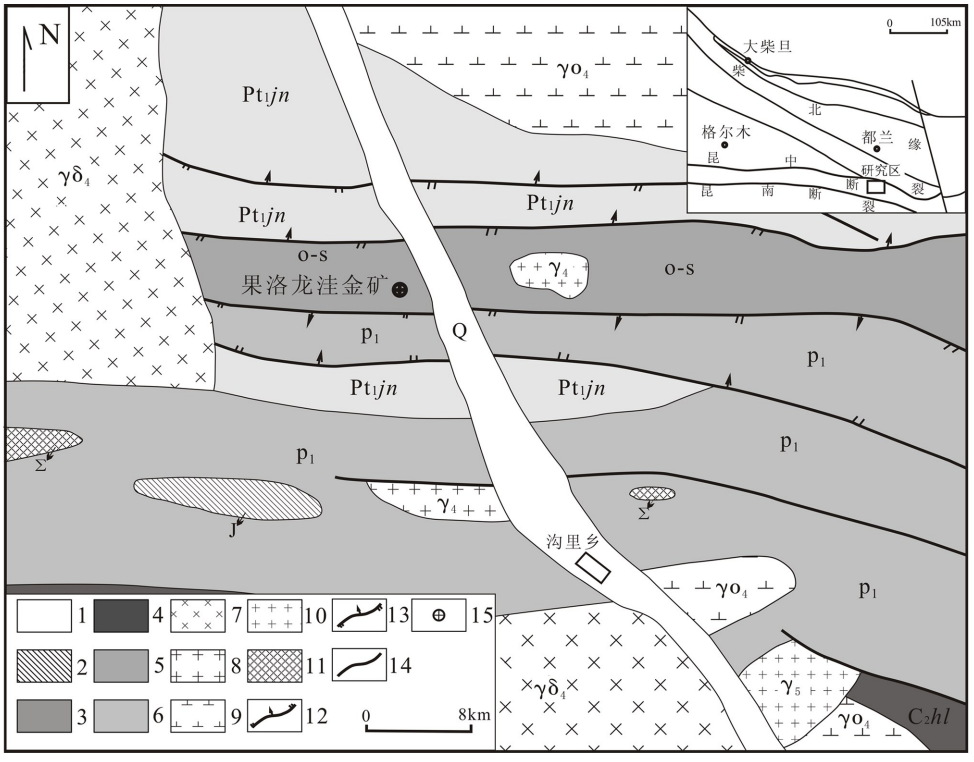

图 1 果洛龙洼金矿床区域地质略图(据杨小斌等,2006)

Fig. 1 Simplified geological map of the Guoluolongwa gold ore deposit (after Yang *et al.*, 2006)

1-第四系;2-早侏罗系;3-早二叠系;4-下石炭统哈拉郭勒组;5-奥陶-志留系;6-下元古界金水口群;7-华力西期花岗闪长岩;8-华力西期花岗岩;9-华力西期斜长花岗岩;10-印支期花岗岩;11-斜辉橄榄岩;12-正断层;13-逆断层;14-性质不明断层;15-金矿床

1-Quaternary; 2-Early Jurassic; 3-Early Permian; 4-Halaguole Group, Lower Carboniferous; 5-Ordovician-Silurian; 6-Jinshuikou Group, Lower Proterozoic; 7-granodiorite of Variscan; 8-granite of Variscan; 9-Plagioclase granite of Variscan; 10-granite of Indosinian; 11-Plagioclase pyroxene peridotie; 12-normal fault; 13-reversed fault; 14-undeterminate fault; 15-gold ore deposit

对于果洛龙洼金矿赋矿围岩的时代一直存在争议,前人多认为是下石炭统(杨小斌等,2005、2006;文雪峰等,2006;肖静,2007;杨宝荣等,2007)。但通过实测剖面发现该套地层的变质程度要比石炭统地层深,但比邻区的万保沟群浅。从岩性上看,与万保沟群的典型剖面有所不同,主要差异是层序相反,且底部发现一套灰绿色含凝灰质砂砾岩。对照本地层与纳赤台群的岩性和变质程度,二者较为接近。在潘桂棠、丁俊主编的青藏高原及邻区 1:150 万地质图中,该套地层时代定为 O-S;在青海省地质矿产图(1:200 万)上定为寒武纪。实测剖面测量中发现,上部大理岩层中有单晶滚圆形方解石,疑似海百合茎化石,其时代应晚于早奥陶系;从岩性看来,这是一套原岩以中基性-中酸性火山岩、砂泥质沉积岩、碳酸盐岩为主的岩石经区域变质形成的浅变质岩,其形成环境与早古生代弧后盆地的构造环境比较吻合。由此看来,该地层的时代定位 O-S 是比较合理的,有可能就是纳赤台群的一部分。

矿床区域内断裂构造十分发育,矿区位于近东西向的断裂构造带内,该断裂构造与金矿关系最为密切,为控矿构造(图 2)。断裂带多沿走向宽窄不一,带内见有断层角砾岩、断层泥,发育硅化、黄铁矿化,沿断裂带有岩浆岩体侵入。矿区内围岩蚀变主要有硅化、绢云母化、黄铁矿化、绿泥石化、黄铁绢英岩化、碳酸盐化、黄铜矿化、褐铁矿化、孔雀石化、方铅矿化、纤闪石化、高岭土化等,其中与矿体关系密切的是黄铁绢云岩化。矿区有 5 条主要的含金矿体,一般长 80~1100m,宽 0.5~4m,最宽可达 10.20m。金的品位一般为 2.03×10^{-6}~18.75×10^{-6},单样最高 75.2×10^{-6},矿床平均品位为 9.35×10^{-6}。矿体走向近东西,倾向南,倾角 65°~85°,多呈脉状、透镜状、豆荚状、不规则状产出,沿走向和倾斜方向均具有 膨胀收缩,尖灭再现、分枝复合现象。矿石金属矿物镜下观察主要有银金矿、自然金、黄铜矿、黄铁矿、磁铁矿、赤铁矿、方铅

矿、闪锌矿、孔雀石、褐铁矿等;脉石矿物主要为石英,少量白云母及方解石。黄铁矿是该矿床最主要的金属硫化物。依据黄铁矿在矿石中的产出特点及相互关系,可将其划分为早、中、晚 3 期,早期和晚期黄铁矿在矿石中含量较少,以自形、半自形晶粒为主,晶形完好,可见立方体和五角十二面体,其含金性较差或基本不含金;中期黄铁矿多为他形或半自形晶体,颗粒细小,粒径为 0.01 ~0.3mm,该期黄铁矿与金矿物的关系最为密切,是矿石中金的主要载体矿物。矿床最主要的脉石矿物石英,多呈黄褐色、灰白或乳白色、烟灰色,油脂光泽,可分为早、中、晚 3 期。载金石英为中期形成,粒度细小,以隐晶质、显微隐晶质或晶簇、晶芽状分布于矿石中。其中前者粒径约 0.01 ~ 0.3mm;后者粒径一般在 0.05 ~0. 5 之间。早期石英颗粒粗大,呈他形晶粒状或晶芽状,最大粒径可达 10mm,因含有较多包裹体而颜色浑浊;晚期石英颜色纯净,呈半自形-他形晶粒状分布,粒径 0.03 ~ 0.3mm,多形成细脉交代穿切早、中期石英。早、晚期石英含金性较差(杨小斌等,2006)。区内岩浆活动十分频繁,岩性从基性-超基性到中性及酸性,均有出露。已查明的侵入体主要为华力西期花岗岩、花岗闪长岩和斜长花岗岩;印支期花岗岩(薛培林等,2006)。

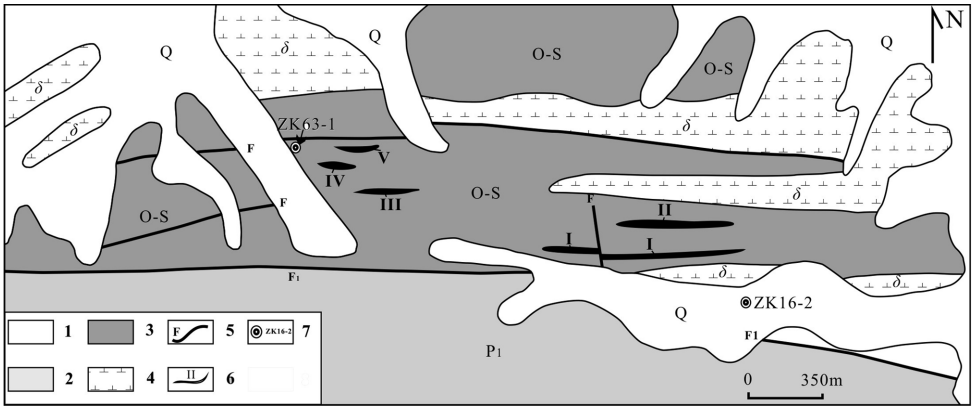

图 2　果洛龙洼金矿床矿区地质略图(据杨宝荣等,2007)

Fig. 2　Schematic geological map of the Guoluolongwa Au deposit (after Yang *et al.*, 2007)

1-第四系;2-早二叠系;3-奥陶-志留系;4-闪长岩;5-断裂;6-金矿体及编号;7-钻孔及编号

1-Quaternary;2-Early Permian;3-Ordovician-Silurian;4-diorite;5-fault;6-gold orebody and number;7-drilling and number

2　硫、铅同位素地球化学特征

2.1　硫同位素组成特点

确定成矿流体中硫同位素组成及硫的来源,对于探讨矿床成因,建立成矿模式具有重要意义。大本模式认为(Ohmoto,1986),热液矿物的硫同位素组成不仅取决于其源区物质的总硫同位素组成($\delta^{34}S$)值,而且更取决于含硫物质在热液中迁移和沉淀时的物理化学条件。而在矿物组合简单的情况下,硫化物中的平均值可以大致代表热液的总硫同位素组成(郑永飞等,2000)。不同含硫的物种之间 $\delta^{34}S$ 分馏并不简单的受温度控制,而是流体总硫同位素组成($\delta^{34}S\sum S$)、fO_2、pH、离子强度和温度的函数。对于中低温热液体系,可以根据矿物沉淀时的化学环境来估计热液的硫同位素组成。

根据地质体系中共存物相之间的同位素分馏大小,采用 Ohmoto 和 Lasaga(1982)应用已有的实验数据,根据热液体系中硫同位素交换反应的动力学所计算出溶解硫酸盐与硫化物之间的硫同位素分馏系数,应用已知的同位素分馏系数方程 $10^3\ln\alpha_{黄铁矿-方铅矿} = A_{黄铁矿-方铅矿}\times10^6/T^2$,取 $A_{黄铁矿-方矿铅}$ 为 1.03,(郑永飞等,2000),$10^3\ln\alpha_{黄铁矿-方矿铅} \approx \delta_{黄铁矿}-\delta_{方铅矿}$,可以计算出果洛龙洼金矿床黄铁矿-方铅矿两物相的同位素平衡温度。样品 G30 平衡温度为 289°C,样品 G31 平衡温度为 230°C。在果洛龙洼金矿的采矿坑道和探矿钻孔中都未见到硫酸盐;硅化、绿泥石化、黄铁绢云岩化是该矿床的最主要的蚀变类型,硫化物是主要的含硫矿物,因此推断该金矿在成矿期间为应该为低 fO_2 环境,流体中主要以 H_2S、SO_4^{2-} 形式存在。

果洛龙洼金矿中的金属硫化物主要为黄铁矿,矿化后期出现少量的方铅矿。本次工作采集的样品 7 件来自 3780 中段的黄铁方铅矿化含金石英脉,另外还有 2 件来分别来自钻孔中的矿化石英千枚岩和矿化硅质岩。样品中金属硫化物进行硫同位素测定如

表 1。从分析结果可以看出,坑道中 5 件矿化石英脉的黄铁矿 $\delta^{34}S_{CDT}$为 0.2 ~ 3.51‰,平均 1.874‰,以较小正值为特征;2 件方铅矿 $\delta^{34}S_{CDT}$ 为 -2.03 ~ -2.41‰,平均-2.22‰,以较小负值为特征。而钻孔中矿化千枚岩和矿化硅质岩的黄铁矿和方铅矿值分别为 3.88‰和-5.95‰,明显都要高于坑道中的矿化含金石英脉。黄铁矿和方铅矿的 $\delta^{34}S_{CDT}$值变化都不大,这表明石英硫化物阶段物理化学条件比较稳定,且黄铁矿 $\delta^{34}S_{CDT}$ > 方铅矿 $\delta^{34}S_{CDT}$,表明硫同位素在成矿溶液中达到了较好的平衡分馏。研究认为,气相与固相之间在高温条件下的硫同位素分馏和熔体中硫化物与硫酸盐组分的共存是引起地幔物质硫同位素组成发生变化的根本原因,SO_2 或者是 H_2S 的去气能够引起熔体中 $\delta^{34}S$ 的值发生较大的变化(郑永飞等,2000)。大多数的脉金矿床的 $\delta^{34}S$ 主要范围在 0 ~ 9‰,该范围内的硫可以是直接来源于岩浆(McCuaig *et al.*, 1998);而地幔来源的硫具有陨硫铁的硫同位素组成特征,变化于 0 附近,$\delta^{34}S$ 值的较大变化范围与地壳再循环组分有关,变化于-6‰ ~ +6‰ 之间 (Deines *et al.*, 1995)。果洛龙洼金矿含金矿化石英脉的 $\delta^{34}S$ 平均值为 2‰,正向偏离与陨石硫,具有壳源岩浆硫的特点。而矿化围岩无论是黄铁矿还是方铅矿都要更偏离于陨石硫,显示出岩浆热液在侵入到赋矿围岩的过程中有变质岩硫的加入。矿化石英脉具有深源硫的特征,其来源应为深部岩浆,而非围岩。

表 1 果洛龙洼金矿硫化物硫同位素测试结果

Table 1 Sulfur isotopic compositions of sulfides from the Guoluolongwa gold deposit

样号	产出岩性	测试对 象	$\delta^{34}S_{CDT}$(‰)	样号	产出岩性	测试对象	$\delta^{34}S_{CDT}$(‰)
ZK63-1-22	矿化石英千枚岩	黄铁矿	3.88	G31-py-2	黄铁铅锌石英脉	黄铁矿	1.66
GB3	矿化石英脉	黄铁矿	0.2	ZK63-1-25	黄铁矿化硅化岩	方铅矿	-5.95
GB11	含金矿石	黄铁矿	3.51	G30-Ga	黄铁铅锌矿石英脉	方铅矿	-2.03
G30-py	黄铁铅锌矿石英脉	黄铁矿	1.23	G31-Ga	黄铁铅锌矿石英脉	方铅矿	-2.41
G31-py-1	黄铁铅锌矿石英脉	黄铁矿	2.77				

测试单位:国土资源部中南矿产资源监督检测中心,测试时间:2008 年。

2.2 铅同位素组成特点

本次工作测试样品 9 件采于果洛龙洼金矿坑道内的矿化石英脉,一件来至钻孔中的矿化千枚岩。分别选取其中与金矿化关系密切的黄铁矿、方铅矿进行测试,其结果见表 2。测试数据显示,果洛龙洼金矿床铅同位素组成较为均一,含金石英脉矿石中选出的黄铁矿 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 比值介于 18.057 ~ 18.135,$^{207}Pb/^{204}Pb$比值介于 15.524 ~ 15.585,$^{208}Pb/^{204}Pb$比值介于 37.962 ~ 38.110;方铅矿总变化范围为 $^{206}Pb/^{204}Pb$比值介于 18.093 ~ 18.106,$^{207}Pb/^{204}Pb$比值介于15.542 ~ 15.563,$^{208}Pb/^{204}Pb$比值介于 37.901 ~ 37.919,变化范围较小。矿石铅 μ 和 Th/U 分别在在 9.35 ~ 9.47 和 3.68 ~ 3.74 之间,比值值变化范围相对较小,指示理想的铅源是经历了造山作用改造过的幔源岩浆组合,且成矿过程中曾有含放射性成因铅的物质或流体加入,具有多来源的特点:来源于地幔及下地壳或者是两者的混合源区。

把果洛龙洼的铅同位素投影到 Zartman *et al.*, (1981) 铅同位素$^{207}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$和$^{208}Pb/^{204}Pb$-$^{206}Pb/^{204}Pb$(图 3)构造环境判别图解上,矿床中的石英脉矿石和蚀变岩矿石样品均分布在地幔演化线和造山带演化线之间且集中于造山带演化线两一侧,分布较为集中。所测含金石英脉矿石和含金蚀变岩矿石中的黄铁矿都具有相同的 Pb 同位素组成十分接近,暗示具有相同的铅源,都来源于深部岩浆。由于黄铁矿在矿床中与金是密切共生的,因此进而说明矿床中的金同样也是来自于深部岩浆。这与区域内其他的金矿床有一定的区别(钱壮志等,2000;袁万明等,2003;丰成友等,2003、2004)。

3 岩(矿)稀土元素特征

稀土元素属于不活泼元素,在热液体系中,其地球化学可以十分有效地示踪成矿流体来源(毕献武等,2004)。本次工作在果洛龙洼矿区采集钻孔、坑道中矿石及围岩样品各 10 件。对岩石和矿石中的黄铁矿进行单矿物的稀土元素和微量元素分析,分

表 2　果洛龙洼金矿床铅同位素测试结果

Table 2　Lead isotopic compositions of the Guoluolongwa gold deposit

样 号	岩性	测试对象	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{204}Pb$	$^{208}Pb/^{204}Pb$	模式年龄(Ma)	μ 值	Th/U
ZK63-1-22	矿化千枚岩	黄铁矿	18.124	15.546	37.986	309	9.39	3.68
GB3	矿化石英脉	黄铁矿	18.102	15.524	37.979	298	9.35	3.69
GB11	含金矿石	黄铁矿	18.118	15.545	38.002	312	9.39	3.69
GB30-py	含黄铁铅锌矿石英脉	黄铁矿	18.094	15.544	37.962	328	9.39	3.69
GB31-py-1	含黄铁铅锌矿石英脉	黄铁矿	18.135	15.585	38.110	348	9.47	3.74
GB31-py-2	含黄铁铅锌矿石英脉	黄铁矿	18.057	15.527	37.965	334	9.36	3.7
ZK63-1-25	黄铁矿化硅化岩	方铅矿	18.093	15.542	37.905	326	9.38	3.66
GB30-Ga	含黄铁铅锌矿石英脉	方铅矿	18.106	15.563	37.919	342	9.42	3.66
GB31-Ga	含黄铁铅锌矿石英脉	方铅矿	18.099	15.559	37.901	343	9.42	3.66

测试单位:国土资源部中南矿产资源监督检测中心;测试时间:2008 年。

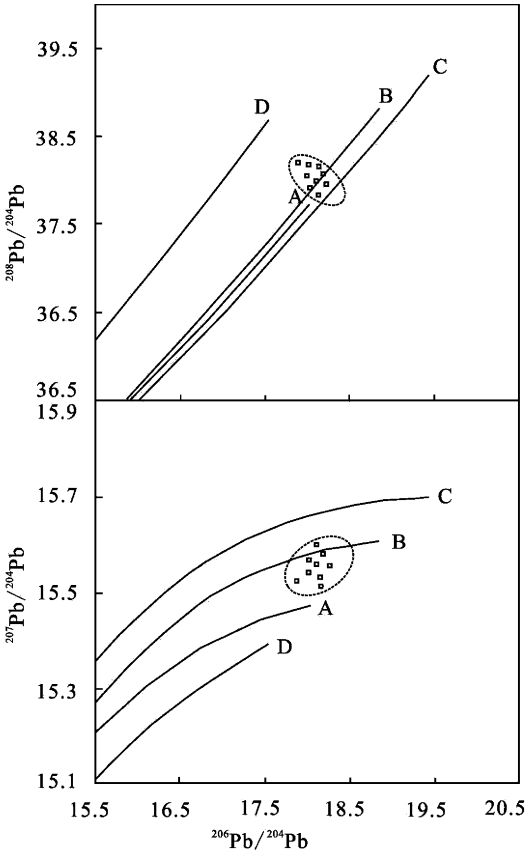

图 3　果洛龙洼金矿床 $^{207}Pb/^{204}Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$ 和 $^{208}Pb/^{204}Pb-^{206}Pb/^{204}Pb$ 图解(据 Zartman *et al.*, 1981)

Fig. 3　Diagram of lead isotopic compositions of the Guoluolongwa gold deposit (from Zartman *et al.*, 1981)

A-地幔;B-造山带;C-上部地壳;D-下部地壳

A-mantle;B-orogene;C-Upper lithosphere;D-Lower lithosphere

析工作在中南大学地学与环境工程学院地质研究所用等离子质谱法(ICP-MS)完成。坑道及钻孔内矿化石英脉和围岩中黄铁矿稀土含量及特征值列于表 3。根据这些数据绘制的球粒陨石(赫尔曼,1971)标准化曲线如图 4 所示。

由表 3 及图 4 可见,果洛龙洼金矿床矿化围岩和矿石中的黄铁矿球粒陨石标准化稀土元素配分曲线具有很好的一致性,均显示出右倾的曲线。其中围岩中黄铁矿具有较高的 REE 含量(9.5×10^{-6} ~ 58.79×10^{-6})、轻重稀土发生了强烈的分馏,强烈富集轻稀土 [$(La/Sm)_N = 10.29 \sim 29.49$],弱的负铕异常($\delta Eu = 0.37 \sim 0.69$),Ce 异常值在 0.71 ~ 1.08 之间。与矿化围岩相比,含金矿石中黄铁矿稀土元素的 REE 含量在 0.77×10^{-6} ~ 50.9×10^{-6} 之间,变化较大,同样富集轻稀土[$(La/Sm)_N = 2.23 \sim 27.69$],弱的负铕异常($\delta Eu = 0.36 \sim 1.44$),Ce 异常值在0.8 ~ 1.08 之间,以负异常为主,矿床可能形成于低氧逸度环境,与该区其他热液金矿床成矿特征相似(袁万明等,2002)。

4　岩(矿)成矿流体及微量元素特征

一般来说,成矿流体的差别可作为流体来源的一个标志(卢焕章等,1990)。果洛龙洼矿石中石英流体包裹体液相成分(表 4)中相对富含 K^+、Na^+、Ca^{2+}、SO_4^{2-}、NO_3^{2-} 离子。阳离子中一般 $Na^+ > K^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+}$;阴离子中 $SO_4^{2-} > Cl^- > F^- > NO_3^{2-}$。$Na^+/K^+$ 比值都大于 1,平均 3.183,这与整个东昆仑成矿带中岩体的 Na_2O 高于 K_2O 的现象一致,也可能是由于矿体周围围岩多发生蚀变,消耗了较多的 K^+ 的缘故;F^-/Cl^- 比值远小于 1,平均 0.136。SO_4^{2-}/Cl^- 在

表 3 果洛龙洼金矿床岩石、矿石稀土元素丰度及其特征值($\times10^{-6}$)

Table 3 REE abundance and characteristic values of rocks and minerals from the Guoluolongwa Au deposit($\times10^{-6}$)

	样号	岩性	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
围岩	ZK63-1-1	黄铁矿化千枚岩	2.11	4.30	0.42	1.61	0.30	0.05	0.19	0.03	0.17	0.04	0.12	0.02	0.12	0.02
	ZK63-1-7	闪长岩	5.68	12.84	1.21	4.39	0.75	0.10	0.44	0.05	0.27	0.06	0.21	0.03	0.17	0.03
	ZK63-1-10	千枚岩	8.18	11.46	1.07	3.80	0.74	0.10	0.48	0.06	0.33	0.06	0.19	0.03	0.23	0.03
	ZK63-1-17	硅化板岩	12.17	30.25	2.60	9.86	1.71	0.18	0.92	0.09	0.39	0.07	0.23	0.03	0.25	0.04
	ZK63-1-22	矿化硅化千枚岩	10.47	21.67	2.23	8.11	1.39	0.14	0.74	0.08	0.37	0.07	0.22	0.03	0.23	0.04
	ZK63-1-24	黄铁矿硅化板岩	6.09	12.84	1.37	5.11	0.93	0.11	0.60	0.09	0.52	0.11	0.34	0.05	0.34	0.05
	ZK16-2-1	黄铁矿化千枚岩	8.73	17.03	1.72	6.32	1.15	0.17	0.68	0.08	0.47	0.09	0.28	0.04	0.28	0.04
	ZK16-2-2	黄铁矿化千枚岩	5.12	11.24	1.09	3.98	0.68	0.07	0.37	0.04	0.19	0.03	0.10	0.02	0.11	0.01
	G30	蚀变闪长岩	2.77	5.26	0.59	2.23	0.42	0.06	0.26	0.04	0.21	0.04	0.13	0.02	0.12	0.02
	GB10	千枚岩	11.59	24.57	2.62	9.88	1.72	0.16	0.90	0.11	0.50	0.10	0.29	0.05	0.31	0.05
矿石	ZK63-1-2	黄铁矿化石英脉	4.97	9.55	0.90	3.31	0.53	0.06	0.32	0.04	0.21	0.04	0.14	0.02	0.15	0.02
	ZK63-1-9	石英脉	4.10	8.12	0.86	3.16	0.57	0.05	0.31	0.03	0.14	0.03	0.08	0.01	0.10	0.02
	ZK63-1-11	黄铁矿化硅化岩	3.92	8.67	0.74	2.75	0.47	0.07	0.29	0.04	0.15	0.04	0.16	0.01	0.08	0.01
	ZK63-1-23	矿化石英脉	0.18	0.36	0.03	0.10	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
	G3	矿化石英脉	8.51	17.24	1.97	7.50	1.37	0.18	0.76	0.09	0.46	0.09	0.27	0.05	0.28	0.04
	G12	弱石英脉	4.39	9.76	0.95	3.56	0.64	0.08	0.38	0.04	0.22	0.04	0.13	0.02	0.15	0.02
	G31-1	含矿石英脉	0.20	0.47	0.03	0.12	0.02	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.001	0.01	0.01
	G31-2	含矿石英脉	1.23	2.41	0.25	0.94	0.18	0.03	0.11	0.01	0.07	0.01	0.04	0.01	0.04	0.01
	G31-3	含矿石英脉	9.75	19.17	2.48	10.65	2.20	0.49	1.49	0.23	1.50	0.34	1.09	0.18	1.16	0.16
	GB11	含金石英脉	0.89	1.89	0.19	0.74	0.21	0.04	0.21	0.04	0.29	0.07	0.22	0.04	0.24	0.03

	样号	∑REE	∑LREE	∑HREE	L/H	$(La/Yb)_N$	La/Sm	$(Gd/Yb)_N$	Ce/Yb	Sm/Nd	δEu	δCe
围岩	ZK63-1-1	9.5	8.79	0.71	12.35	10.29	4.48	0.97	7.13	0.55	0.69	0.91
	ZK63-1-7	26.21	24.97	1.24	20.1	20.21	4.75	1.61	15.54	0.51	0.52	0.98
	ZK63-1-10	26.75	25.35	1.4	18.08	21.58	6.91	1.3	10.3	0.58	0.53	0.71
	ZK63-1-17	58.79	56.77	2.01	28.17	29.49	4.45	2.3	24.96	0.52	0.43	1.08
	ZK63-1-22	45.8	44	1.8	24.46	26.68	4.72	1.96	18.8	0.51	0.42	0.9
	ZK63-1-24	28.55	26.46	2.1	12.63	10.58	4.09	1.07	7.59	0.55	0.45	0.9
	ZK16-2-1	37.09	35.12	1.97	17.84	18.57	4.73	1.5	12.34	0.55	0.6	0.87
	ZK16-2-2	23.06	22.19	0.87	25.53	27.41	4.7	2.02	20.47	0.51	0.41	0.95
	G30	12.17	11.33	0.84	13.42	13.25	4.1	1.3	8.58	0.57	0.53	0.83
	GB10	52.82	50.53	2.29	22.05	22.13	4.21	1.77	15.97	0.52	0.37	0.9
矿石	ZK63-1-2	20.26	19.31	0.95	20.33	19.67	5.87	1.32	12.86	0.48	0.43	0.88
	ZK63-1-9	17.57	16.86	0.71	23.64	24.31	4.47	1.88	16.42	0.54	0.36	0.95
	ZK63-1-11	17.62	16.61	1.02	16.33	27.69	5.27	2.08	20.86	0.51	0.57	1
	ZK63-1-23	0.77	0.71	0.07	10.22	11.68	2.84	0.95	8.02	1.16	0.57	0.99
	G3	38.79	36.76	2.03	18.08	17.85	3.89	1.64	12.31	0.55	0.53	0.85
	G12	20.39	19.37	1.02	19.07	17.14	4.32	1.53	12.98	0.53	0.48	0.96
	G31-1	0.92	0.86	0.06	14.1	12.11	5.31	0.98	9.42	0.59	1.44	1.08
	G31-2	5.34	5.03	0.31	16.29	16.6	4.34	1.56	11.07	0.56	0.62	0.87
	G31-3	50.89	44.75	6.14	7.28	4.98	2.77	0.79	3.33	0.62	0.85	0.8
	GB11	5.09	3.95	1.13	3.49	2.23	2.64	0.54	1.62	0.86	0.62	0.91

测试单位:中南大学地质研究所;测试方法:ICP-MS;测试时间:2008 年。

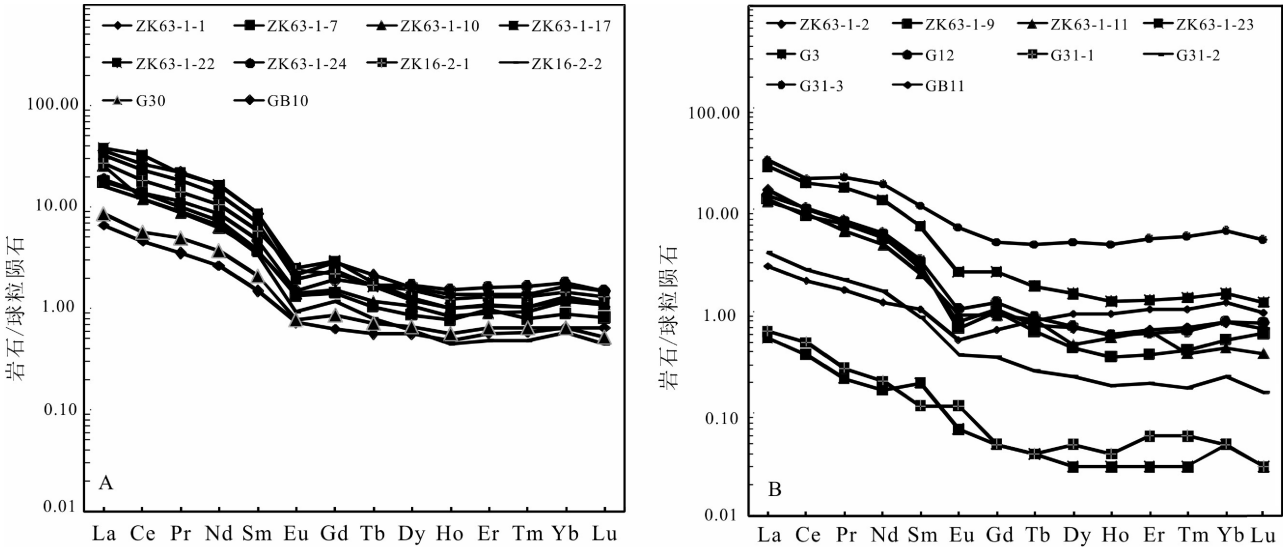

图 4　果洛龙洼矿床中黄铁矿稀土元素球粒陨石标准化模式图

Fig. 4　Chondrite-nomalized REE patterns of pyrite in the Guoluolongwa gold deposit

A-围岩样品;B-含金矿石样品

A-Wall rock samples; B-Ore rock samples

1.6 ~3.9 之间。因为 SO_4^{2-} 的含量能够反映介质中与金迁移有密切联系的 HS^- 的数量,因此可以推断本矿床中金的运移是以金硫络合物的形式迁移为主。气相成分中除 H_2O 为主要成分外,CO_2 含量也较高,此外还含有少量的 H_2 和 CH_4。CO_2/H_2O 比值显示含金石英脉要高于黄铁方铅矿化含金石英脉,显示 CO_2 的存在对于金的沉淀有比较明显的影响。

果洛龙洼金矿床黄铁矿的微量元素组成见表 5,相应的上地壳微量元素标准化蛛网图见图 5。表中数据表明,相对于上地幔元素丰度或中国陆壳元素丰度,果洛龙洼金矿床成黄铁矿中微量元素明显的富集或富集或者贫化。富集系数(黄铁矿含量/上地壳元素丰度)>5 的元素有 Co、Ni、Cu、Zn、Pb、Bi、In、Cd,均为强富集元素;其余均<1,为贫化元素。

黄铁矿中的 Co/Ni 比值对成矿条件具有一定得指示意义。一般来说,Co/Ni 比值越大,矿物的形成温度越高(盛继福等,1999)。果洛龙洼金矿床中的 20 个黄铁矿样品 Co 的含量为 1.365×10^{-6} ~ 1016×10^{-6},平均 418.3×10^{-6};Ni 含量介于 6.326×10^{-6} ~ 515.5×10^{-6},平均 201.2×10^{-6}。作为围岩的千枚岩和板岩的 Co/Ni 在 0.48 ~3.13 之间;闪长岩在 0.93 ~5 之间;各期含金矿化石英脉在 0.96 ~7.9 之间。这表明果洛龙洼金矿整体成矿温度不是很高,同时表明矿床从中高温到中低温的成矿多阶段性。

表 4　果洛龙洼矿区矿物流体包裹体成分测定结果(μg/g)

Table 4　Fluid inclusion compositions of the Guoluolongwa gold deposit(μg/g)

样号	采样位置及岩性	液相成分(ug/g)									成分比值		
		K^+	Na^+	Ca^{2+}	F^-	Cl^-	SO_4^{2-}	NO_3^{2-}	Li^+	Mg^{2+}	Na^+/K^+	F^-/Cl^-	SO_4^{2-}/Cl^-
G1	黄铁方铅石英脉	12.254	23.52	5.95	2.062	10.79	17.735	0.153	痕	无	1.920	0.191	1.643
G2	黄铁方铅石英脉	14.599	34.37	6.36	1.54	8.395	32.447	0.119	痕	无	2.354	0.183	3.865
GB11	含金石英脉	12.336	65.06	9.42	1.421	41.83	74.054	痕	痕	无	5.274	0.034	1.771
样号	采样位置及岩性	气相成分(10^{-6}mol/g)									成分比值		
		H_2	O_2	N_2	CH_4	CO	CO_2	C_2H_2	C_2H_6	H_2O	CO_2/H_2O		
G1	黄铁方铅石英脉	4,618	无	痕	6,932	无	342.508	无	无	3157	0.108		
G2	黄铁方铅石英脉	20,953	无	痕	10,801	无	541.339	7,235	痕	3272	0.165		
GB11	含金石英脉	12,394	无	痕	8,685	无	621.287	无	无	3214	0.193		

测试单位:中南大学地质研究所;由美国 DX-120Ion Chromatograph 仪器分析,2008 年。

表 5 果洛龙洼矿区岩、矿黄铁矿微量元素含量($\times10^{-6}$)及特征值

Table 5 Trace element abundance and characteristic values of rocks and minerals from the Guoluolongwa Au deposit ($\times10^{-6}$)

样号	岩性	Sc	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Nb	Cd	In	Sn	Cs
ZK63-1-1	黄铁矿化千枚岩	1.369	7.899	45.56	95.18	587.3	201.6	1.324	0.303	2.558	2.03	0.24	3.806	0.027
ZK63-1-2	黄铁矿化石英脉	1.203	3.585	359.4	45.48	39.06	283.2	0.795	0.137	1.913	1.691	0.24	4.245	0.02
ZK63-1-7	闪长岩	7.514	27.39	1016	203.6	158.6	580.3	2.3	1.791	6.85	0.981	0.69	20.23	0.149
ZK63-1-9	石英脉	1.927	6.846	566.7	149	165.1	261.5	1.819	0.818	1.304	1.415	0.21	4.121	0.059
ZK63-1-10	千枚岩	2.328	6.658	821.8	515.5	182.5	194.7	2.128	1.327	1.402	0.37	0.16	4.111	0.113
ZK63-1-11	黄铁矿化硅化岩	1.711	6.449	340.2	129.4	224.4	358.1	1.327	1.15	1.686	1.958	0.18	4.11	0.06
ZK63-1-17	硅化板岩	2.129	12.53	687.8	219.7	358.3	188.9	3.06	1.526	1.511	0.341	0.17	4.173	0.092
ZK63-1-22	矿化硅化千枚岩	1.599	6.817	288.8	301.3	525.8	270.6	1.803	1.238	1.238	1.191	0.2	4.01	0.063
ZK63-1-23	矿化石英脉	0.819	3.046	1.365	6.326	407.5	80.42	0.169	0.092	0.482	73.12	0.17	2.049	0.01
ZK63-1-24	黄铁矿硅化板岩	1.297	5.314	447	352.3	648.1	398.7	1.124	0.692	1.363	3.643	0.18	4.137	0.044
ZK16-2-1	黄铁矿化千枚岩	2.142	6.874	177.6	157.7	511.8	338	1.873	1.479	1.995	3.016	0.39	4.148	0.078
ZK16-2-2	黄铁矿化千枚岩	1.233	5.662	266.9	239	1804	1041	1.23	0.612	1.397	25.85	0.23	4.102	0.042
G3	矿化石英脉	2.229	10.09	314.2	494.3	299.3	278.9	2.235	1.89	1.75	0.984	0.16	4.069	0.073
G12	弱石英脉	1.822	13.59	509.4	246.2	192.3	780.5	2.237	1.368	1.851	8.235	0.19	4.184	0.099
G30	蚀变闪长岩	1.339	10.38	301	324.1	138.7	771.2	0.744	0.344	1.664	15.33	0.42	4.317	0.029
G31(粗粒)	含矿石英脉	1.422	10.26	60.94	40.06	25.4	191.2	0.386	0.134	1.951	1.712	0.16	4.425	0.019
G31(细粒)	含矿石英脉	1.434	11.14	452.7	260.3	38.61	508	0.477	0.167	1.165	5.469	0.19	4.339	0.017
G31(围岩)	含矿石英脉	24.5	48.17	51.18	43.46	55.92	474.3	14.56	12.1	2.101	1.233	1.34	3.711	0.293
GB10	千枚岩	1.822	7.398	376.8	369.9	84.41	347	1.773	1.437	1.886	2.404	0.17	3.941	0.073
GB11	含金石英脉	1.288	3.668	66.31	84.26	2365	543.6	0.925	0.313	1.07	9.131	0.18	4.26	0.024

样号	岩性	Ba	Hf	Ta	Pb	Tl	Bi	Th	U	Co/Ni	Nb/Ta	Hf/Sm	Nb/La	Th/La
ZK63-1-1	黄铁矿化千枚岩	9.46	0.166	0.18	301	0.033	10.21	0.496	0.158	0.479	0.18	0.11	0.39	0.08
ZK63-1-2	黄铁矿化石英脉	8.98	0.113	0.242	208.4	0.035	43.31	0.296	0.269	7.902	0.24	0.04	0.12	0.02
ZK63-1-7	闪长岩	41.92	0.452	0.695	559.8	0.095	17.96	2.61	2.216	4.99	0.70	0.12	0.39	0.15
ZK63-1-9	石英脉	15.15	0.202	0.135	2171	0.063	50.12	2.248	0.821	3.803	0.14	0.07	0.10	0.18
ZK63-1-10	千枚岩	28.49	0.315	0.14	205.5	0.075	3.814	3.335	0.283	1.594	0.14	0.09	0.05	0.13
ZK63-1-11	黄铁矿化硅化岩	20.2	0.377	0.166	699.5	0.078	3.86	1.322	0.534	2.629	0.17	0.16	0.14	0.11
ZK63-1-17	硅化板岩	24.92	0.457	0.148	121.3	0.09	6.343	4.662	1.43	3.131	0.15	0.05	0.04	0.12
ZK63-1-22	矿化硅化千枚岩	19.75	0.381	0.117	81.74	0.062	5.531	4.209	0.738	0.959	0.12	0.05	0.04	0.13
ZK63-1-23	矿化石英脉	3.901	0.048	0.074	/	1.157	8.258	0.044	0.022	0.216	0.07	0.24	0.88	0.08
ZK63-1-24	黄铁矿硅化板岩	12.63	0.318	0.154	102.1	0.047	6.529	2.87	1.116	1.269	0.15	0.07	0.07	0.15
ZK16-2-1	黄铁矿化千枚岩	26.12	0.249	0.245	349.4	0.086	25.99	1.696	0.473	1.126	0.25	0.04	0.07	0.06
ZK16-2-2	黄铁矿化千枚岩	12.33	0.313	0.154	2185	0.044	2.435	4.636	3.498	1.117	0.15	0.09	0.09	0.29
G3	矿化石英脉	31.84	0.481	0.153	118.4	0.078	2.334	4.089	0.989	0.636	0.15	0.07	0.07	0.15
G12	弱石英脉	19.82	0.326	0.144	983.8	0.192	7.409	2.596	1.451	2.069	0.14	0.10	0.14	0.19
G30	蚀变闪长岩	8.95	0.127	0.198	3479	0.057	41.03	0.872	0.887	0.929	0.20	0.06	0.19	0.10
G31(粗粒)	含矿石英脉	6.439	0.153	0.191	66.37	0.015	2.628	0.156	0.079	1.521	0.19	1.28	3.05	0.24
G31(细粒)	含矿石英脉	8.032	0.15	0.162	251.2	0.022	7.084	0.452	0.313	1.739	0.16	0.17	0.30	0.12
G31(围岩)	含矿石英脉	215.6	0.784	0.116	81.68	0.428	1.351	0.675	0.2	1.178	0.12	0.07	0.07	0.02
GB10	千枚岩	21.85	0.422	0.159	230.3	0.062	4.752	6.092	1.639	1.019	0.16	0.05	0.05	0.17
GB11	含金石英脉	8.951	0.15	0.132	1243	0.035	0.416	0.709	0.297	0.787	0.13	0.14	0.38	0.26

测试单位:中南大学地质研究所;分析方法:ICP-MS,2008 年。

研究显示(Oreskes *et al.*, 1990;毕献武等, 2004)富 Cl 的热液富集 LREE, Hf/Sm、Nd/La 和 Th/La 值一般小于 1,而富 F 的热液则刚好相反。从表 4 中我们可以看出,果洛龙洼金矿床的液相包裹

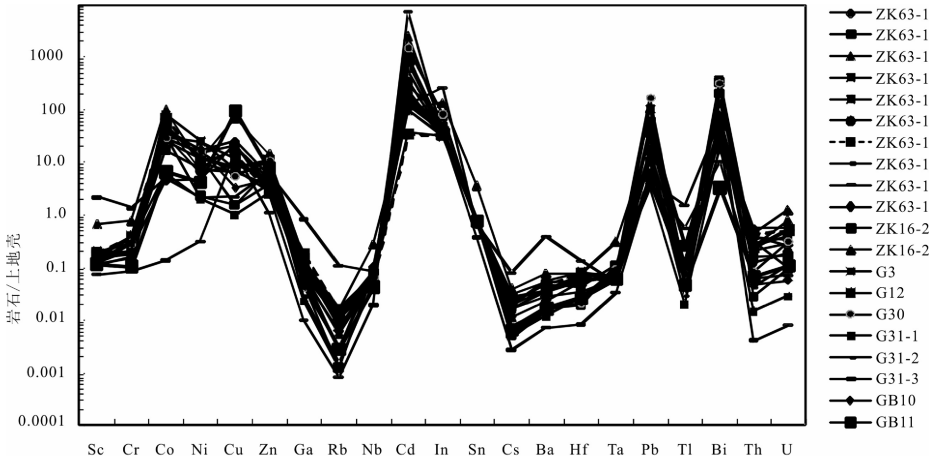

图 5　果洛龙洼矿床岩、矿微量元素比值蛛网图

Fig. 5　Spider diagram of trace elements of rocks and minerals in the Guoluolongwa gold deposit

体成分比值和微量元素比值对应值是相符合的。果洛龙洼金矿床成矿溶液中 Cl 和 SO_4^{2-} 多于 F^-,金以 Cl^-和 SO_4^{2-} 络合物形式运移。

5　讨论和结论

青海东昆仑造山带具有复杂演化历史和多旋回复合造山带的特征(殷鸿福等,1997),带内早古生代和晚古生代-早中生带构造旋回与区内金等多金属矿床形成具有最密切关系。已发现的多个造山型金矿床主要有两组成矿年龄:一是晚加里东期;二是晚华力西-印之期(张德全等 2001,2005)。对于果洛龙洼的成矿时代,目前仍无测试数据,因此仍待进一步研究。

对于果洛龙洼金矿成矿物质来源及矿床成因,文雪峰等(2006)认为该矿床是由早期形成的热水沉积建造提供主要成矿物质来源,在后期动力挤压、变形、变质作用下、成矿物质富集,形成含金石英脉型、构造蚀变岩型的韧性剪切带型金矿床。杨宝荣等(2007)认为早石炭统陆缘海相火山喷发使深部 Au、Ag 等元素被携带上来,分散于不同岩石中,在火山喷发,区域变质过程中,富含炭质的岩石可以吸附金,使金富集从而形成初始矿源层,后期的基性、酸性侵入岩在侵入过程中对金元素的活化、迁移、富集提供了热源。

本文对果洛龙洼金矿床中与金成矿关系密切的黄铁矿硫、铅同位素研究表明:金矿化石英脉的 $\delta^{34}S$ 平均值为 2‰,正向偏离陨石硫;而矿化围岩无论是黄铁矿还是方铅矿都要更偏离于陨石硫,显示出岩浆热液在侵入到赋矿围岩的过程中有变质岩硫的加入。矿化石英脉具有深源硫的特征,其来源应是深部岩浆,而非围岩。含金石英脉矿石中黄铁矿 $^{206}Pb/^{204}Pb$比值介于18.057 ~ 18.135,$^{207}Pb/^{204}Pb$比值介于 15.524 ~ 15.585,$^{208}Pb/^{204}Pb$ 比值介于 37.962 ~ 38.110;方铅矿总变化范围为$^{206}Pb/^{204}Pb$比值介于 18.093 ~ 18.106,$^{207}Pb/^{204}Pb$ 比值介于 15.542 ~ 15.563,$^{208}Pb/^{204}Pb$ 比值介于 37.901 ~ 37.919。矿石铅 μ 和 Th/U 分别在在 9.35 ~ 9.47 和 3.68 ~ 3.74 之间,指示理想的铅源是经历了造山作用改造过的幔源岩浆组合,且成矿过程中曾有含放射性成因铅的物质或流体加入,具有多来源的特点:来源于地幔及下地壳或者是两者的混合源区。该金矿床成矿物质具有深源特征,矿床中的金并非来源于围岩,而是来源于深部岩浆热液。

矿床坑道及钻孔内矿石和矿化围岩中黄铁矿的稀土元素特征显示其轻重稀土发生了强烈的分馏,总体上表现出轻稀土富集型;δEu、δCe 都显示出微弱的负异常。含金黄铁矿微量元素及其上地幔比值蛛网图显示其 Co、Ni、Cu、Zn、Pb、Bi、In、Cd 元素富集系数较高。Co/Ni 比值表明果洛龙洼金矿床整体成矿温度不高,且矿床经历了从中高温到中低温的成矿多阶段性。

矿床坑道内含石英脉包裹体测试显示液相成分 $Na^+ > K^+$,这与整个东昆仑成矿带中岩体的 Na_2O 高于 K_2O 的现象一致。气相成分除 H_2O 为主要成分外,CO_2 含量也较高,且后者对金沉淀具有较大的影响。F^-/Cl^-、SO_4^{2-}/Cl^-、Hf/Sm、Nd/La 和 Th/La 显示果洛龙洼金矿黄铁矿特征表明成矿溶液应该是 Cl 和 SO_4^{2-} 多于 F。来源于深部岩浆的成矿物质,通过

位于大陆边部剪切带和大陆内部深大断裂(昆中断裂)旁边的剪切带,以 Cl^-和 SO_4^{2-} 络合物形移进行长距离的迁移、活动。而后,受构造性质转换,物理化学条件的改变,含金流体沉淀,形成金矿体。

致谢 野外工作中得到了有色地质矿产勘查局八队领导及技术人员的大力支持;稳定同位素测试由国土资源部中南矿产资源监督检测中心承担;硫化物单矿物的分选得到了黄敏、欧阳华平、汪雯、羊建波等同学的鼎力帮助。在此谨致谢忱。

[References]

Bi Xian-wu, Hu Rui-zhong, Peng Jian-tang, Wu Kai-xin. 2004. REE and HFSE geochemical characteristics of pyrites in Yao'an gold deposit: tracing ore forming fluid signatures[J]. Bulletin of Mineralogy Petrology and Geochemistry, 23(1): 1-4 (in Chinese with English abstract)

Campbell McCuaig, Robert Kerrich. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics[J]. Ore Geology Reviews, 12(6): 381-453

Cheng Shu-min. 2002. Mineralization features and prospecting guide of gold deposits in Guoluolongwa district, Qinghai Province[J]. Geology and Resources, 11(2): 83-87 (in Chinese with English abstract)

Deines Peter, Harris J. W. 1995. Sulfide inclusion chemistry and carbon isotopes of African diamonds[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59(15): 3173-3188

Doe B R, Zartman R E. 1981. Plumbotectonics-the model[J]. Tectonophysics, 75(1-2): 135-162

Feng Cheng-you, Zhang De-quan. 2004. Geochemical characteristics of ore-forming fluids from the orogenic Au (and Sb) deposits in the Eastern Kunlun area, Qinghai Province[J]. Acta Petrologica Sinica, 20(4): 949-960 (in Chinese with English abstract)

Feng Cheng-you, Zhang De-quan, Li Da-xin. 2003. Sulfur and lead isotope geochemistry of the orogenic gold deposits in East Kunlun area, Qinghai Province[J]. Acta Geoscentica Sinica, 24(6): 593-598 (in Chinese with English abstract)

Liu Xiao-zhong, Liu Ji-shun, Pan Tong. 2006. Discovery of Guoluolongwa gold deposit in Dulan county, Qinghai Province-a case history of geochemical exploration[J]. Mineral Resouces and Geology, 20(4-5): 484-488 (in Chinese with English abstract)

Lu Huan-zhang, Li Bing-lun. 1990. Inclusions Geochemistry[M]. Beijing: Geological Publishing House: 153-154 (in Chinese)

Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfide and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits[J]. Economic Geology, 67: 551-578

Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits[J]. Mineralogical Society of America, 16: 491-560

Ohmoto H, Lasaga A. C. 1982. Kinetics of reactions between aqueous sulfates and sulfides in hydrothermal systems[J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 46: 1727-1745

Oreskes N, Einaudi M T. 1990. Origin of rare earth element enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia[J]. Economic Geology, 85: 1-28

Qian Zhuang-zhi, Hu Zheng-guo, Li Hou-min, Liu Ji-qing. 2000. Ore forming characteristics and metallogenic mode of gold deposits in the central belt of East Kunlun Moutains[J]. Mineral Deposits, 19(4): 315-321 (in Chinese with English abstract)

Sheng Ji-fu, Li Yan, Fan Shu-yi. 1999. A study of minor elements in minerals from polymetallic deposits in the central part of the Da Hinggan Moutains[J]. Mineral Deposits, 18(2): 153-160 (in Chinese with English abstract)

Taylor S R, Mclennan S M. 1985. The continetal crust: its composition and evolution[M]. London: Black well: 57-72

Wen Xue-feng, Wang Huai-cha. 2006. Geological characters and genesis of Guoluolongwa gold position Dulan country, Qinghai Province[J]. Gold Science and Technology, 14(5): 27-29 (in Chinese with English abstract)

Xiao Jing. 2007. Guoluolongwa gold deposit ductile shear zone microstructure study in the East Kunlun area[J]. West-China Exploration Engineering, 9: 146-149 (in Chinese with English abstract)

Xue Pei-lin, Xiao Jing, Xue Fu-lin, Dong Lin. 2006. Outlook on copper deposit exploration in Qimantage-Dulan ore belt[J]. Mineral Resources and Geology, 20(3): 247-250 (in Chinese with English abstract)

Yang Bao-rong, Yang Xiao-bin. 2007. Geological characteristics and ore-controlling factors of the Guoluolongwa gold deposit, Dulan county, Qinghai Province[J]. Gold Science and Technology, 15(1): 26-30 (in Chinese with English abstract)

Yang Xiao-bin, Yang Bao-rong, Wang Xiao-yun. 2006. Gold occourrence in Guoluolongwa gold deposit of Qinghai Province[J]. Geology and Prospecting, 42(5): 57-59 (in Chinese with English abstract)

Yin Hong-fu, Zhang Ke-xin. 1997. Characteristics of the Eastern Kunlun orogenic belt[J]. Earth Science-Journal of China University of Geosciences, 22(4): 338-342 (in Chinese with English abstract)

Yuan Wan-ming, Mo Xuan-xue, Wang Shi-cheng, Zhang Xue-ting. 2003. The relationship between gold mineralization and regional tectonic evolution in the Eastern Kunlun Mountains[J]. Geology and Prospecting, 39(3): 5-9 (in Chinese with English abstract)

Yuan Wan-ming, Mo Xuan-xue, Yu Xue-hui, Luo Zhao-hua, Wang Shi-cheng. 2002. Indication of quartz REE geochemistry on gold mineralization in Wuluogou gold-ore area, Eastern Kunlun Mountains, Qinghai Province[J]. Geology and Prospecting, 38: 15-17 (in Chinese with English abstract)

Zartman R E, Doe B R. 1981. Plumbotectonics-the model[J]. Tectonophysics, 75(1-2): 135-162.

Zhang De-quan, Dang Xing-yan, She Hong-quan, Li Da-xing, Feng Cheng-you, Li Jin-wen. 2005. Ar-Ar dating of orogenic gold deposits in northern margin of Qaidam and East Kunlun Mountains and its geological significance[J]. Mineral Deposits, 24(2): 87-98 (in Chinese with English abstract)

Zhang De-quan, Feng Cheng-you, Li Da-xing, Xu Wen-yi, Yan Sheng-hao, She Hong-quan, Dong Ying-jun, Cui Yan-he. 2001. Orogenic gold deposits in the north Qaidam and East Kunlun orogen, west China[J]. Mineral Deposits, 20(2): 137-146 (in Chinese with English abstract)

Zheng Yong-fei, Chen Jiang-feng. 2000. Stable Isotope Geochemistry [M]. Beijing: Science Press: 218-235 (in Chinese)

[附中文参考文献]

毕献武,胡瑞忠,彭建堂,吴开兴. 2004. 黄铁矿微量元素地球化学特征及其对成矿流体性质的指示[J]. 矿物岩石地球化学通报,23(1):1-4

陈树民. 2002. 青海省果洛龙洼金异常区成矿特征及找矿方向[J]. 地质与资源,11(2):83-87

丰成友,薛春纪,姬金生,张连昌,李华芹. 2000. 东天山西滩浅成低温热液金矿床地球化学[J]. 矿床地质,19(4):322-329

丰成友,张德全,李大新,佘宏全. 2003. 青海东昆仑造山型金矿硫、铅同位素地球化学[J]. 地球学报,24(6):593-598

丰成友,张德全,王富春,李大新,佘宏全. 2004. 青海东昆仑造山型金(锑)矿床成矿流体地球化学研究[J]. 岩石学报,20(4):949-959

刘孝忠,刘继顺,潘　彤. 2006. 青海省都兰县果洛龙洼金矿的发现-化探找矿实例[J]. 矿产与地质,20(4-5):484-485

卢焕章,李秉伦. 1990. 包裹体地球化学[M]. 北京:地质出版社:153-154

文雪峰,王怀超. 2006. 青海省都兰县果洛龙洼金矿床地质特征及成因探讨[J]. 黄金科学技术,14(5):27-29

钱壮志,胡正国,李厚民. 2000. 东昆仑中带金矿成矿特征及成矿模式[J]. 矿床地质,19(4):315-321

盛继福,李　岩,范书义. 1999. 大兴安岭中段铜多金属矿床矿物微量元素研究[J]. 矿床地质,18(2):153-160

肖　静. 2007. 东昆仑东段果洛龙洼金矿韧性剪切带显微构造研究[J]. 西部探矿工程,9:146-149

薛培林,肖　静,薛福林. 2006. 青海祁漫塔格-都兰成矿带铜矿找矿前景初探[J]. 矿产与地质,20(3):247-250

杨宝荣,杨小斌. 2007. 青海都兰果洛龙洼金矿床地质特征及控矿因素浅析[J]. 黄金科学技术,15(1):26-30

杨小斌,杨宝荣,王晓云. 2006. 青海果洛龙洼金矿床金的赋存状态研究[J]. 地质与勘探,42(5):57-59

殷鸿福,张克信. 1997. 东昆仑造山带的一些特点[J]. 地球科学-中国地质大学学报,22(4):339-342

袁万明,莫宣学,喻学惠,罗照华,王世成. 2002. 青海省五龙沟矿区金矿化的石英稀土元素地球化学指示[J]. 地质与勘探,38(1):15-17

袁万明,莫宣学,王世成,张雪亭. 2003. 东昆仑金成矿作用与区域构造演化带关系[J]. 地质与勘探,39(3):5-8

张德全,丰成友,李大新,徐文艺,阎升好,佘宏全,董英君,崔艳合. 2001. 柴北缘-东昆仑地区的造山型金矿床[J]. 矿床地质,20(2): 138-146

张德全,党兴彦,佘宏全,李大新,丰成友,李进文. 2005. 柴北缘-东昆仑地区造山型金矿床的 Ar-Ar 测年及其地质意义[J]. 矿床地质,24(2): 87-98

郑永飞,陈江峰. 2000. 稳定同位素地球化学[M]. 北京:科学出版社:218-235

Geological and Geochemical Characteristics of the Guoluolongwa Gold Deposit, Dulan County, Qinghai Province

HU Rong-guo[1,2], LAI Jian-qing[1,2], ZHANG Shao-ning[3], DOU Hong-wei[3], SHI Gen-hong[3], YANG Bao-rong[3]

(1. *School of Geosciences and Environmental Engineering, Central South University, Changsha* 410083;
2. "*Non-ferrous metals Metallogenic Prognosis*" *Key Laboratory of the Ministry of Education, Changsha* 410083;
3. *No.* 8 *Geological Team, Qinghai Bureau of Nonferrous Metals Geological Exploration, Xi'ning* 810012)

Abstract: The Guoluolongwa gold deposit is located in the eastern section of the East Kunlun orogenic belt, south of the Middle of Eastern Kunlun fault zone. It is controlled by multi-level structural systems, and main ore-controlling faults are of east-west trend. The Ordovician- Silurian Nachitai Group metamorphosed volcanic sedimentary rocks are the direct country rocks. The main type of mineralization is pyrite-dominated sulphide quartz vein and the subordinate one is sulphide altered rock type. The $\delta^{34}S$ values of 6 pyrites separated of auriferous quartz veins show variations from 0.2‰ to 3.88‰, while galenas show variations from -2.03‰ to -5.95‰. The lead isotope compositions of sulfides from the gold ore are characterized by low radiogenic values and narrow ranges of ratios: 18.057 to 18.135 for $^{206}Pb/^{204}Pb$, 15.524 to 15.585 for $^{207}Pb/^{204}Pb$, and 37.901 to 37.919 for $^{208}Pb/^{204}Pb$, respectively. Quartz ore-forming fluid analysis shows its liquid compositions are relatively rich in K^+, Na^+, Ca^{2+}, SO_4^{2-}, and NO_3^{2-} ions, and usually $Na^+ > K^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+}$ in positive ions, $SO_4^{2-} > Cl^- > F^- > NO_3^{2-}$ in negative ions; gaseous compositions are mainly H_2O and CO_2-rich. Pyrites rare earth elements (REE) and trace element analysis shows that the range of $\sum LREE/\sum HREE$ is 3.49 ~ 28.17, $(La/Sm)_N = 2.23 \sim 29.49$, indicating both light REE(LREE) and heavy REE(HREE) underwent intensely fractionation and characterized by LREE enrichment-type REE patterns. The variations of δEu and δCe are mainly 0.36 ~ 1.44, 0.71 ~ 1.08, respectively, both of them exhibit weak negative anomalies. Most of samples' Co/Ni ratios are between 0.63 and 3.8, and ratios Hf/Sm, Nd/La and Th/La are less than 1. Studies on the sulfur and the lead isotopes show that the ore-forming materials are mainly derived from the deep magma. Research on ore-forming fluids, REE and trace elements reveals that the ore-forming temperature is medium-high and medium-low temperature. Ore-forming hydrothermal is rich in Cl^- and SO_4^{2-} ions, and the Au migrated in this type of complex.

Key words: Guoluolongwa, orogenic belt, sulfur and lead isotopes, ore-forming fluid, trace elements