



金川铜镍硫化物矿床两个主要矿体的母岩浆在岩浆演化过程中的关系

曾认宇^{1,2}, 赖健清^{1,2}, 毛先成^{1,2}, 艾启兴³, 岳斌³

- (1. 中南大学 有色金属成矿预测教育部重点实验室, 长沙 410083;
2. 中南大学 地球科学与信息物理学院, 长沙 410083;
3. 金川集团股份有限公司 镍钴研究设计院, 金昌 737104)

摘要: 已发现的金川铜镍硫化物矿床产于两条基性-超基性岩墙中, 而金川最大的 -1、-2 两个矿体均位于南东侧的岩墙内。通过分析 -1、-2 两个矿体矿石的主量元素、稀土元素以及微量元素的特征, 探讨二者的母岩浆在岩浆演化过程中的联系与独立性。-1、-2 号矿体矿石均属于具有富 MgO($w(MgO)$ 为 10.4%~34.5%)、贫 Al_2O_3 ($w(Al_2O_3)$ 为 0.67%~15.35%) 及 K_2O ($w(K_2O)$ 为 0.01%~1.42%) 特征的铁质($m/f = (Mg^{2+} + Ni^{2+}) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn^{2+})$, 为 1.30~5.16) 超基性岩; 稀土元素及微量元素配分曲线极为相似, 轻重稀土分异明显($\Sigma(LREE) / \Sigma(HREE)$ 为 3.27~9.63), 且大离子亲石元素相对富集, 显示 -1、-2 两个矿体的母岩浆具有强烈的亲源关系。通过一系列反映岩浆演化特征的比值及其相互间的关系, 如 $w(Sm) - w(Sm) / w(Yb)$ 、 $w(La) - w(Sm) / w(Yb)$ 、 $w(Th)_N - w(Nb)_N$ 、 $w(Th) - w(Yb) - w(Nb) / w(Th)$ 、 $w(MgO + FeO_T) - w(Al_2O_3) - w(SiO_2) / w(Al_2O_3)$ (FeO_T 为全铁含量) 等, 得出 -1、-2 两个矿体的母岩浆均为石榴子石二辉橄榄岩经过 30%~40% 的分离熔融形成, 上升过程中混染了 5%~20% 的地壳物质。同时, 岩浆的结晶分异作用由橄榄石控制, 均显示了二者的母岩浆在演化过程中密切的联系; 但是 -2 号矿体矿石的各主量元素的质量分数与 $w(MgO)$ 的线性关系较复杂, 这与呈明显单一线性关系的 -1 号矿体不同, 暗示二者在岩浆冷凝过程中演化的独立性。因此, -1、-2 号矿体的母岩浆本是在同一岩浆通道中演化, 受到地壳混染后, 在冷凝过程中发生了分离, 而后在横向并列的两个岩浆通道中分别演化并成矿。

关键词: 金川; 铜镍(铂族)硫化物矿床; 岩浆作用; 源区演化; 地壳混染; 地球化学

中图分类号: P581; P611.11

文献标志码: A

Relationship between two kinds of parental magma of main orebodies during magma evolution in Jinchuan Cu-Ni(PGE) sulfide deposit, China

ZENG Ren-yu^{1,2}, LAI Jian-qing^{1,2}, MAO Xian-cheng^{1,2}, AI Qi-xing³, YUE Bin³

(1. Key Laboratory of Metallogenetic Prediction of Nonferrous Metals, Ministry of Education,
Central South University, Changsha 410083, China;

2. School of Geosciences and Info-Physics, Central South University, Changsha 410083, China;

3. Nickel Cobalt Research and Design Institute, Jinchuan Group Co., Ltd., Jinchang 737104, China)

Abstract: The discovered Jinchuan Cu-Ni(PGE) sulfide deposit occurs in two ultrabasic dykes, and the two main orebodies in Jinchuan, -1 orebody and -2 orebody were outputted in one ultrabasic dyke in Southeastern side. In order to prove the particularity and connection of parental magma of -1 and -2 orebodies during magma evolution, the contents of major elements, REE and trace elements in the two orebodies were measured and compared with each other. The two orebodies belong to iron-ultrabasic rocks ($m/f = (Mg^{2+} + Ni^{2+}) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn^{2+})$, 1.30~5.16), and have the following features: rich in MgO ($w(MgO)$, 10.4%~33.5%), poor in Al_2O_3 ($w(Al_2O_3)$, 0.67%~15.35%) and K_2O ($w(K_2O)$, 0.01%~1.42%). The two orebodies have similar REE distribution and trace elements distribution and strongly fractionated

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(41172297)

收稿日期: 2014-02-28; 修订日期: 2015-01-17

通信作者: 赖健清, 教授, 博士; 电话: 13875983805; E-mail: ljq@csu.edu.cn

REE pattern ($\Sigma(\text{LREE})/\Sigma(\text{HREE})$, 3.27–9.63), and enriches LILE relative to HFSE, reflecting that the parental magma of -1 and -2 orebodies have a strongly close relationship. Some trace element ratios and relationship characterizing the magma evolution, such as $w(\text{Sm})-w(\text{Sm})/w(\text{Yb})$, $w(\text{La})/w(\text{Sm})-w(\text{Sm})/w(\text{Yb})$, $w(\text{Th})_N/w(\text{Nb})_N$, $w(\text{Th})/w(\text{Yb})-w(\text{Nb})/w(\text{Th})$ and $w(\text{MgO}+\text{FeO}_T)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)-w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ (FeO_T is total iron content), are suggested that the parental magma of -1 and -2 orebodies are generated by 30%–40% fractional melting of the garnet lherzolite, contaminated by 5%–20% crustal materials during digenetic evolution process and experienced olivine crystallization. This indicates that the parental two kinds of magma of -1 and -2 orebodies have close relation during magma evolution. However, there exists an obvious difference that the MgO value of -2 orebody shows a more complicated linear relation with other major elements than that of -1 orebody. It suggests that the two kinds of parental magma have experienced independent evolution in their cooling stage. The two kinds of parental magma of -1 and -2 orebodies are original in the same magma conduit, along with the crustal contamination. The two kinds of parent magma of the orebodies have separated into two coordinate magma conduit systems during the magma crystallizing process, as a consequence, the evolution and metallogenic process of magma of each magma conduit are independent.

Key words: Jinchuan; Cu-Ni(PGE) sulfide deposit; magmatic process; magma sources evolution; crustal contamination; Geochemistry

金川矿床发现于1958年,是世界在采的第三大铜镍硫化物矿床。矿产赋存在基性-超基性岩体中,该岩体出露面积仅为 1.34 km^2 ,却拥有高达47.8%的矿化率^[1-2]。

最初学者认为金川矿床产出一条岩墙中,而在后期研究中发现,位于、矿区的西岩体和位于、矿区的东岩体分属于不同的两条岩墙,是后期的构造运动使其连为一体^[3-4]。就现有的勘探程度来说,作为金川最大的两个矿体,-1号矿体和-2号矿体均产出于东岩墙中,这两个矿体有极为相似的岩相类型、矿石种类,前人常把二者作为一个整体进行研究。但是近些年,越来越多的研究者发现这两个矿体在形态、铂族元素等方面具有明显的区别^[1, 5-6],暗示两者母岩浆的演化过程中具有密切联系的同时,可能又存在独立性,但是这部分内容还缺乏深入研究。本文作者由岩浆演化过程中岩浆的地壳混染、源区演化、岩浆冷凝固结这三个方面入手,通过对比研究-1号矿体与-2号矿体的主量元素、稀土及微量元素等特征,具体探讨形成这两个矿体的母岩浆在岩浆演化过程中的关系。

1 地质背景

金川铜镍硫化物矿床位于华北板块西南缘的龙首山隆起带内,含矿岩体呈岩墙状侵入于前长城系白家嘴子组中。白家嘴子组主要由混合岩、片麻岩和大理岩组成,为一套深变质岩,其中大理岩和混合岩为含矿岩体的主要围岩^[1](见图1(a))。含矿岩体长约6500 m,宽20~500 m,整体上呈北西西走向,倾向南西。

NEE向扭性断层 F_8 、 F_{16-1} 、 F_{23} 把矿床自西向东分为、
、
、
4个相对独立的矿区。

矿区位于 F_{16-1} 与 F_{23} 之间,该矿区西起-4行,东至-56行,处于矿区中部,全长3 000余米。该矿区的成矿岩体仅东南部有约300 m隐伏于第四系之下,其余均出露于地表,其产出连续,除两端受断层影响外,岩体整体走向为北偏西50°,倾向南西,倾角介于50°~80°间。成矿岩体由含辉橄榄岩、二辉橄榄岩、橄榄二辉岩、辉石岩、蛇纹石透闪石绿泥石片岩(边缘相)等组成;在矿区西北侧,部分含辉橄榄岩和二辉橄榄岩中含有一定量的斜长石,故又划分出斜长含辉橄榄岩和斜长二辉橄榄岩这两个亚相。

矿区在地勘时期发现大小矿体300余个,其中-1号矿体和其南东侧的-2号矿体为最大的两个,占矿区总储量的99%以上,由两个矿体特征的对比(表1)可知二者具有明显区别。

2 岩石地球化学特征

2.1 采集位置及样品特征

样品采集于-1号矿体和-2号矿体的较为新鲜的基性-超基性岩中(图见2(a))。根据含矿性的不同,测试了7种不同类型的矿石样品,分别为特富矿石(见图2(b))、富铜矿石、海绵陨铁状矿石(见图2(c))、局部海绵陨铁状矿石、含细脉状矿石(见图2(d))、星点状矿石及无矿超基性岩,基本涵盖了金川矿床主要的矿石类型。样品中,脉石矿物主要为橄榄石、辉石,部分可见少量的角闪石、斜长石以及尖晶石等矿物;橄榄石 $\text{Fo}(\text{Fo}=\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{2+}))$ 介于78.50%~86.19%

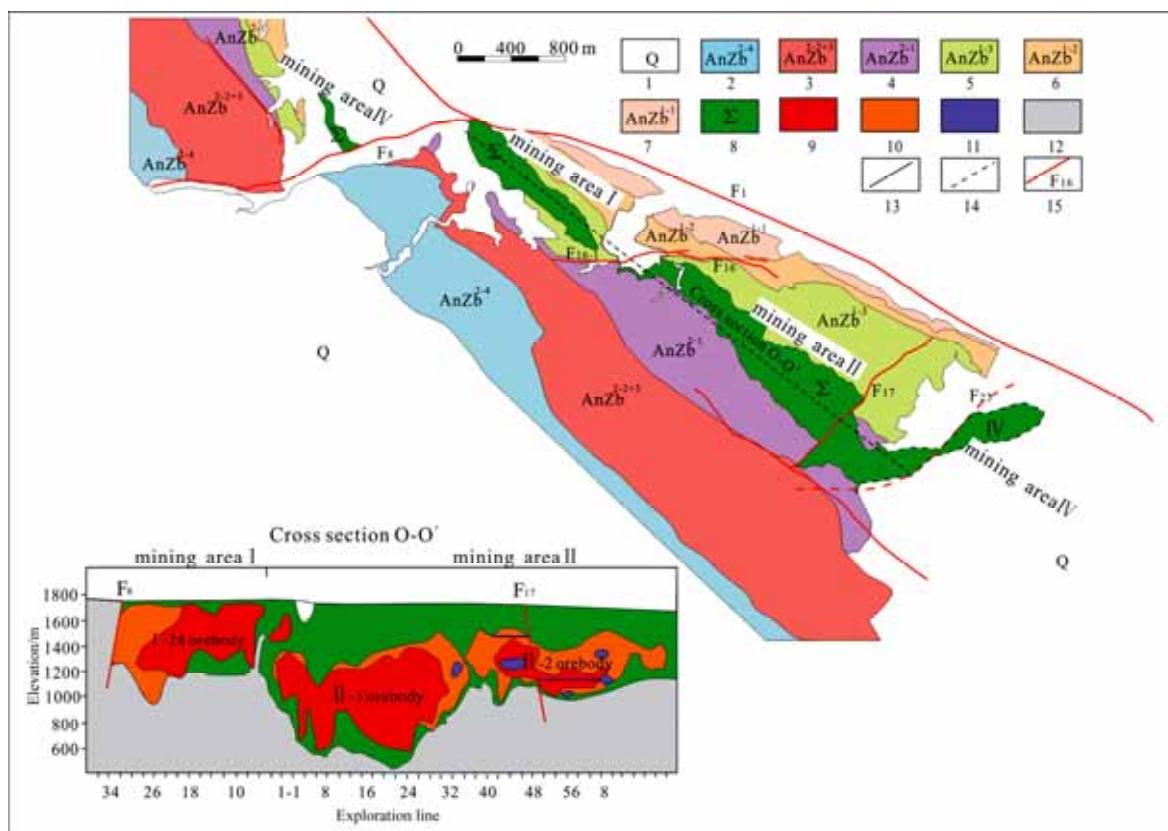


图1 金川矿床地质构造简图、主矿体纵断面图^[1]:1—第四系;2—蛇纹石大理岩中部分叉夹条痕状混合岩;3—绿泥石英片岩+含榴云片麻岩;4—条带—均质混合岩;5—蛇纹大理岩;6—黑云斜长片麻岩;7—角砾状混合岩—均质混合岩;8—超基性岩;9—富矿体;10—贫矿体;11—特富矿;12—围岩;13—地质界线;14—推测地质界线;15—断层及隐伏断层

Fig. 1 Geological sketch map and main cross sections of Jinchuan ore-bearing ultramafic intrusions^[1]. 1—Quaternary; 2—Serpentinized marble interlated with streaky migmatite; 3—Chlorite schist and Garnet bearing bi—mica gneisses; 4—Banded migmatites-homogenicmigmatite; 5—Serpentinized marble; 6—Plagioclase biotite gneiss; 7—Agmatite-homogenicmigmatite; 8—granodiorite porphyry; 9—Ultrabasic rock; 10—Ore shoot; 11—Lean ore; 12—Extra high grade ore; 13—Surrounding rock; 14—Measured geological boundary; 15—Inferred geological boundary

表1 -1与-2号主要矿体特征的对比

Table 1 Comparison of features of -1 and -2 orebodies

矿体	-1号矿体	-2号矿体
位置	-4行~ -29行	-30行~ -6行
长度	1844 m	1700 m
平均厚度	72.23 m	91 m
平均品位	w(Ni)=1.43% w(Cu)=1.01%	w(Ni)=0.87% w(Cu)=0.48%
倾角	25°~75°, 东缓西陡	25°~65°, 东缓西陡
形态特点	形态比较规则, 与岩体下部产状基本一致	沿走向、倾向多分枝及尖灭, 膨缩变化很大
矿体赋存特征	富矿为主, 位于超基性岩体中下部, 贫矿分布于富矿周围	贫矿为主, 富矿主要产于贫矿体的中下部, 呈扁豆状
围岩特征	主要为二辉橄榄岩, 次为大理岩、橄榄辉石岩及斜长角闪岩等	主要为二辉橄榄岩, 次为斜长二辉橄榄岩、大理岩、混合岩等

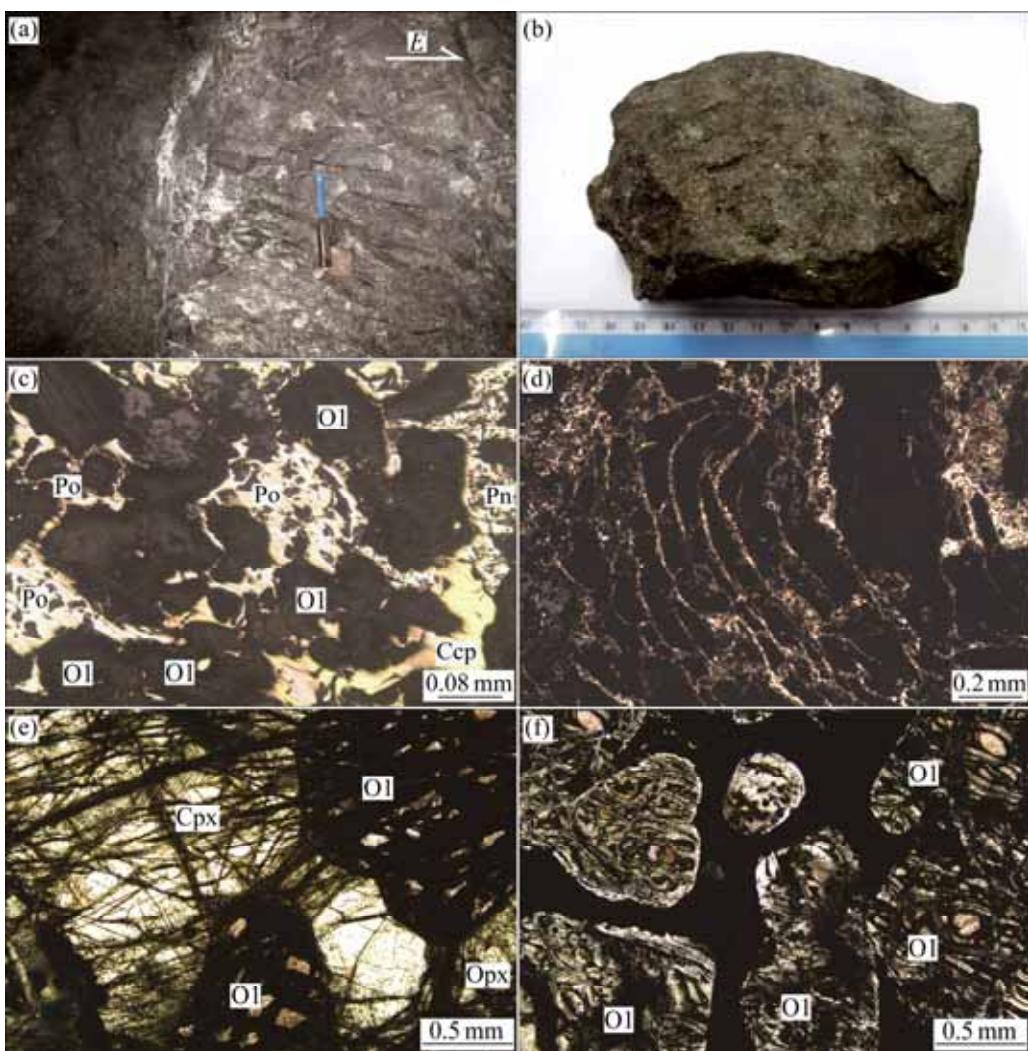


图2 金川矿床矿石结构构造特征: (a) -1号矿体982中段超基性岩体;(b) 块状特富矿矿石;(c) 海绵陨铁状矿石:磁黄铁矿、镍黄铁矿和黄铜矿为主的金属硫化物均匀充填于以橄榄石为主的脉石矿物间(-);(d) 后期形成的磁黄铁矿为主的矿物呈细脉状穿插早期形成的矿石(-);(e) 浑圆状的橄榄石间充填于单斜辉石中,构成包橄结构(-);(f) 橄榄石的堆晶结构,金属矿物充填橄榄石间隙(-)(矿物缩写: Po—磁黄铁矿; Pn—镍黄铁矿; Ccp—黄铜矿; Ol—橄榄石; Cpx—单斜辉石; Opx—斜方辉石)

Fig. 2 Texture and structure characteristics of ores in Jinchuan Ni-Cu-(PGE) deposit: (a) Ultrabasic rock in 982 level of orebody -1; (b) Massive extra high grade ore; (c) Sideronitic ore: Metal sulfides composed mainly of pyrrhotite, pentlandite and chalcopyrite are filled into crack of olivine-based gangue mineral (-);(d) Late vein of metal sulfides, composed mainly of pyrrhotite; (e) Rounded olivine filled in clinopyroxene to form poikilitic texture; (f) Cumulitic texture of olivine, metal sulfides filled into crack of olivine(-) (Abbreviations for mineral: Po—Pyrrhotite; Pn—Pentlandite; Ccp—Chalcopyrite; Ol—Olivine; Cpx—Clinopyroxene; Opx—Orthopyroxene)

间^[1],为贵橄榄石,常呈浑圆粒状(见图2(e)和(f)),其一般有较强的蚀变,蛇纹石化常沿着橄榄石裂隙和边缘呈网状交代,有时可见橄榄石外围有两层反应边,分别是靠内的蛇纹石化辉石和靠外的纤维状角闪石;辉石由单斜辉石和斜方辉石组成,其中单斜辉石主要为顽透辉石和普通辉石,斜方辉石主要为顽火辉石^[7],

辉石一般呈它形-半自形粒状出现在橄榄石间隙中,而在其内部常可见小的橄榄石,构成包橄结构(见图2(e))。金属矿物主要为磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿、黄铁矿及磁铁矿,其中磁铁矿一般为后期产物;金属矿物常充填于橄榄石间隙及其解理中,部分含矿性较高的矿石具有橄榄石堆晶的特征(见图2(f))。

2.2 常量元素

本次研究中, 样品的常量元素采用硼酸锂溶解、X 荧光光谱分析的方法, 在澳实矿物实验室进行测试, 分析结果见表 2。

-1号矿体样品的 $w(\text{SiO}_2)$ 为 37.5%~46.8%, 平均 40.1%; $w(\text{MgO})$ 为 10.4%~34.5%, 平均 25.35%; $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 为 1.92%~15.35%, 平均 7.01%; $w(\text{K}_2\text{O})$ 为 0.03%~1.42%, 平均 0.61%。-2号矿体样品的 $w(\text{SiO}_2)$ 为 21.8%~38.1%, 平均 31.7%; $w(\text{MgO})$ 含量为 22.4%~33.7%, 平均 27.4%; $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 含量为 0.67%~7.02%, 平均 2.56%; $w(\text{K}_2\text{O})$ 含量为 0.01%~0.34%, 平均 0.11%。从岩石化学特征可以看出, 组成 -1 和 -2 号矿体的岩体均属于超基性岩范畴, 并具有 MgO 富集, 贫 Al_2O_3 和 K_2O 的特征。-1、-2号矿体样品的镁铁比值($m/f=(\text{Mg}^{2+}+\text{Ni}^{2+})/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+}+\text{Mn}^{2+})$)分别介于 2.60~5.16 和 1.30~4.70 间, 平均值分别为 3.89 和 2.77, 可见二者的镁铁相对含量相似, 均属于铁质超基性岩的范畴^[8~9]。

2.3 微量元素

本次研究中, 样品的微量元素采用硼酸锂熔融、等离子质谱定量的方法, 在澳实矿物实验室进行测试, 其结果见表 3。

-1号矿体样品的稀土总量(ΣREE)介于 17.77×10^{-6} ~ 71.53×10^{-6} 间(不含 Y, 下同), 轻稀土总量(ΣLREE)介于 15.17×10^{-6} ~ 54.77×10^{-6} 间, 重稀土总量(ΣHREE)介于 2.60×10^{-6} ~ 16.76×10^{-6} 间, 轻重稀土比值($\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$)介于 3.27~6.31 间, $w(\text{La})_N/w(\text{Yb})_N$ 介于 4.19~10.01 间; -2号矿体样品的稀土总量(ΣREE)介于 6.76×10^{-6} ~ 113.25×10^{-6} 间, 轻稀土总量(ΣLREE)介于 5.28×10^{-6} ~ 99.89×10^{-6} 间, 重稀土总量(ΣHREE)介于 1.48×10^{-6} ~ 13.36×10^{-6} 间, 轻重稀土比值($\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$)介于 3.57~9.63 间, $w(\text{La})_N/w(\text{Yb})_N$ 介于 4.12~18.85 间。图 3 所示为矿石微量元素蜘蛛网图。可见, -1号矿体和 -2号矿体样品的稀土元素含量及特征均极为相似, 具有轻重稀土强烈分馏而轻稀土元素富集的特征, 重稀土配分曲线较平坦, 轻微

表 2 金川矿床不同类型矿石主量元素的分析结果

Table 2 Major element data of different types of ores from Jinchuan deposit (mass fraction, %)

Major element	-1 orebody				-2 orebody							
	4 JJK-01	6 JJK-04	4 JC-14	6 JC-16	7 J2-5	4 J2-8	6 J2-9	4 J2-18	4 J2-20	4 J2-24	4 J2-25	
SiO ₂	37.80	46.80	36.50	43.00	38.10	34.00	35.00	23.40	21.80	41.90	27.90	
TiO ₂	0.32	0.59	0.24	0.36	0.24	0.26	0.21	0.13	0.12	0.47	0.10	
Al ₂ O ₃	4.05	15.35	1.92	6.73	2.94	1.81	3.12	0.75	0.67	7.02	1.58	
Fe ₂ O ₃	16.62	7.89	13.21	12.52	14.16	19.88	16.45	33.32	36.89	15.59	27.10	
MnO	0.21	0.13	0.22	0.22	0.18	0.15	0.17	0.17	0.14	0.17	0.17	
MgO	29.30	10.40	34.50	27.20	33.7	30.0	30.0	24.4	22.4	24.0	27.4	
CaO	2.35	11.30	0.74	4.53	1.84	1.88	1.86	0.10	0.17	4.79	0.36	
K ₂ O	0.22	1.42	0.03	0.77	0.13	0.10	0.16	0.05	0.01	0.34	0.03	
P ₂ O ₅	0.04	0.06	0.05	0.04	0.02	0.05	0.02	0.05	0.05	0.07	0.02	
SO ₃	4.68	0.35	0.23	0.18	0.65	9.14	5.34	23.70	29.96	4.24	20.50	
NiO	0.52	0.01	0.16	0.14	0.19	1.08	0.46	2.94	3.29	0.63	2.00	
CuO	0.30	0.04	0.01	< 0.01	0.05	0.69	1.19	1.07	0.49	0.47	0.74	
CoO	0.02	0.01	0.02	0.01	0.03	0.04	0.03	0.09	0.10	0.03	0.08	
Cr ₂ O ₃	0.54	0.01	0.67	0.38	0.61	0.44	0.54	0.45	0.69	0.41	0.34	
BaO	0.01	0.21	< 0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	< 0.01	< 0.01	0.02	< 0.01	
LOI	6.19	2.92	10.95	2.94	7.49	9.71	9.78	12.80	12.93	2.58	11.95	

Notes: Test unit is ALS Chemex (Guangzhou) Co Ltd (Fe_2O_3 is amount of total iron in this thesis). Ore type: 1—Rich copper ore; 2—Extra high grade ore; 3—Ore with late vein of metal sulfides; 4—Disseminated ore; 5—Partial disseminated ore; 6—Star-like lean ore; 7—Ultrabasic rock (similarly hereinafter)

表3 金川矿床不同类型矿石微量元素的分析结果

Table 3 Trace element data of different types of ores from Jinchuan deposit ($w_B \cdot 10^{-6}$)

Trace element	-1 orebody							-2 orebody									
	4	5	6	4	4	6	7	2	7	6	1	7	7	3	4	5	5
	JJK-01	JJK-02	JJK-04	JJK-05	JC-14	JC-16	JC-18	J2-3	J2-5	J2-6	J2-11	J2-12	J2-13	J2-17	J2-21	J2-30	J2-32
V	60	7	145	29	50	38	318	136	9	6	133	73	56	14	13	19	5
Cr	3730	4300	110	4550	4510	2630	110	1270	4440	4050	880	3530	4210	1680	2070	4850	4500
Ga	6.1	4.8	16.3	5.1	3.8	8.9	16.8	6.4	4.9	4.8	8.4	9.2	6.6	2.2	2.3	5.5	4.6
Rb	8.9	3.1	41.2	5.8	1.3	24.5	39.8	2.9	4.5	6.9	1.4	16.0	10.8	0.6	2.7	10.2	4.9
Sr	47.4	65.4	348.0	71.4	24.9	113	248.0	28.8	66.5	65.3	99.8	130	56.3	46.4	40.2	41.9	70.6
Y	6.1	4.5	13.8	4.1	4.4	7.2	26.9	9.2	4.1	5.5	19.7	10.5	8.9	2.2	2.6	7.2	4.2
Zr	30	29	60	28	29	35	65	62	25	44	126	61	62	10	16	51	24
Nb	1.6	0.8	2.9	1.3	1.3	1.9	3.6	2.3	1.2	1.6	4.6	2.8	2.7	0.3	0.9	2.1	1.3
Sn	1	1	1	2	<1	1	1	5	1	1	4	1	1	2	3	2	1
Cs	2.73	0.45	7.75	0.77	0.14	3.06	0.10	0.07	0.15	0.58	0.07	0.44	0.80	0.20	0.16	0.73	0.24
Ba	56.3	39.3	1825.0	66.2	30.4	282.0	4170.0	72.2	53.8	106.0	22.0	151.0	156.0	23.6	38.1	67.0	103.0
Hf	0.8	0.6	1.7	0.6	0.7	0.9	1.7	1.3	0.5	0.9	2.8	1.3	1.4	0.2	0.4	1.1	0.6
Ta	0.2	0.1	0.2	0.1	0.2	0.2	0.3	0.2	0.1	0.2	0.4	0.2	0.2	0.1	<0.1	0.1	0.1
W	1	2	1	3	1	1	1	5	<1	<1	1	2	<1	5	1	1	<1
Tl	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Th	0.48	0.37	1.03	0.43	0.35	0.46	0.94	1.43	0.37	0.43	3.38	0.78	0.82	0.13	0.21	0.63	0.28
U	0.18	<0.05	0.43	0.05	0.21	0.15	0.40	0.54	0.07	0.07	1.71	0.11	0.14	<0.05	<0.05	0.10	0.05
La	4.0	3.5	8.5	3.4	3.4	5.2	10.8	7.6	3.4	4.9	21.2	7.9	6.6	0.7	4.2	4.4	3.4
Ce	10.1	7.1	19.3	7.1	7.2	14.1	24.8	19.4	7.1	10.5	46.3	17.5	13.1	2.0	10.2	9.5	7.3
Pr	1.24	0.97	2.31	0.89	0.72	1.72	3.00	2.45	0.88	1.27	5.38	2.13	1.55	0.33	1.16	1.19	0.91
Nd	4.9	4.4	8.7	3.8	2.9	6.2	11.7	10.3	3.5	5.0	22.1	8.6	6.7	1.7	4.5	5.3	3.8
Sm	1.02	1.14	2.24	0.87	0.72	1.37	3.53	2.40	0.90	1.13	4.10	2.00	1.72	0.47	0.98	1.42	0.80
Eu	0.41	0.22	0.66	0.23	0.23	0.57	0.94	0.58	0.28	0.34	0.81	0.58	0.37	0.08	0.25	0.25	0.25
Gd	1.20	0.84	2.66	0.84	0.78	1.49	4.24	2.22	0.85	1.20	3.94	2.07	1.61	0.45	0.78	1.35	0.95
Tb	0.18	0.16	0.39	0.13	0.09	0.18	0.69	0.35	0.18	0.20	0.62	0.30	0.28	0.07	0.11	0.21	0.13
Dy	1.10	1.01	2.40	0.79	0.68	1.24	4.75	1.90	0.87	1.07	3.55	1.97	1.68	0.38	0.65	1.29	0.85
Ho	0.20	0.20	0.46	0.17	0.11	0.21	0.99	0.42	0.21	0.23	0.72	0.42	0.35	0.09	0.10	0.27	0.17
Er	0.60	0.49	1.4	0.42	0.43	0.69	2.89	1.00	0.49	0.67	2.09	1.13	0.94	0.26	0.31	0.79	0.53
Tm	0.12	0.11	0.18	0.06	0.06	0.11	0.42	0.15	0.12	0.11	0.29	0.14	0.12	0.03	0.02	0.09	0.13
Yb	0.63	0.43	1.12	0.32	0.41	0.62	2.43	0.94	0.51	0.59	1.83	0.95	0.78	0.16	0.21	0.68	0.42
Lu	0.09	0.07	0.16	0.06	0.04	0.08	0.35	0.15	0.13	0.13	0.32	0.16	0.12	0.04	0.03	0.09	0.07
Σ REE	25.79	20.64	50.48	19.08	17.77	33.78	71.53	49.86	19.42	27.34	113.25	45.85	35.92	6.76	23.50	26.83	19.71
Σ LREE	21.67	17.33	41.71	16.29	15.17	29.16	54.77	42.73	16.06	23.14	99.89	38.71	30.04	5.28	21.29	22.06	16.46
Σ HREE	4.12	3.31	8.77	2.79	2.60	4.62	16.76	7.13	3.36	4.20	13.36	7.14	5.88	1.48	2.21	4.77	3.25
Σ LREE/ Σ HREE	5.26	5.24	4.76	5.84	5.83	6.31	3.27	5.99	4.78	5.51	7.48	5.42	5.11	3.57	9.63	4.62	5.06
$w(\text{La})_N/w(\text{Yb})_N$	5.98	7.67	7.15	10.01	7.81	7.90	4.19	7.62	6.28	7.83	10.92	7.84	7.97	4.12	18.85	6.10	7.63
δEu	1.22	0.74	0.89	0.89	1.01	1.32	0.80	0.83	1.06	0.96	0.66	0.94	0.73	0.57	0.94	0.60	0.95

Note: Test unit is ALS Chemex (Guangzhou) Co. Ltd.

向右倾斜(见图3(a)和(b))。 δEu 和 δCe 可反映稀土分馏的过程^[10-11]; -1号矿体与 -2号矿体样品的 δCe 分别为 0.73~0.89 和 0.77~0.86 间, 均具有一定的 Ce 负异常, 反映这两个矿体均受到了一定的后期蚀变; -1号矿体与 -2号矿体样品的 δEu 分别为 0.74~1.32 和 0.57~1.06 间, 平均值分别为 0.98 和 0.81, 可见前者的负 Eu 异常极为微弱, 明显低于后者, 这和 -1号矿体部分矿石中斜长石含量较高有关。由图3(c)和(d)可知, -1、 -2号矿体的样品均相对富集强不相容元素, $w(\text{Rb})_{\text{N}}/w(\text{Yb})_{\text{N}}$ 均大于 1, 大离子亲石元素相对富集, 而相对亏损高场强元素; 二者的 Sr 和 Yb 均明显亏损, 其中 Sr 的负异常同样与超基性岩容易受后期的蚀变影响有关。由于微量、稀土元素在硫化物中为不相容元素, 所以硫化物会稀释这些元素的含量。因此, 除特富矿和富铜矿等岩浆房演化到后期所形成的特殊矿石外, -1、 -2号矿体中无矿超基性岩、星点状矿石、局部海绵陨铁状矿石和海绵陨铁状矿石

的配分曲线从趋势上来说极为相似, 而含量随着硫化物的升高而降低。

3 讨论

由以上可知, -1号矿体与 -2号矿体样品的主要元素特征基本相同, 稀土及微量元素同样具有极为相似的配分曲线, 证明二者具有强烈的亲缘关系。以下通过地壳混染、岩浆源区演化和岩浆冷凝固结这 3个方面, 对 -1、 -2号矿体母岩浆的演化关系进行具体讨论。

3.1 地壳混染

大陆玄武岩在通过岩石圈到达最终成岩空间的上升途中, 常会受到岩石圈的混染, 而对原始岩浆的成分产生影响。在图3(c)和(d)中, CFB-1 和 CFB-2 分别

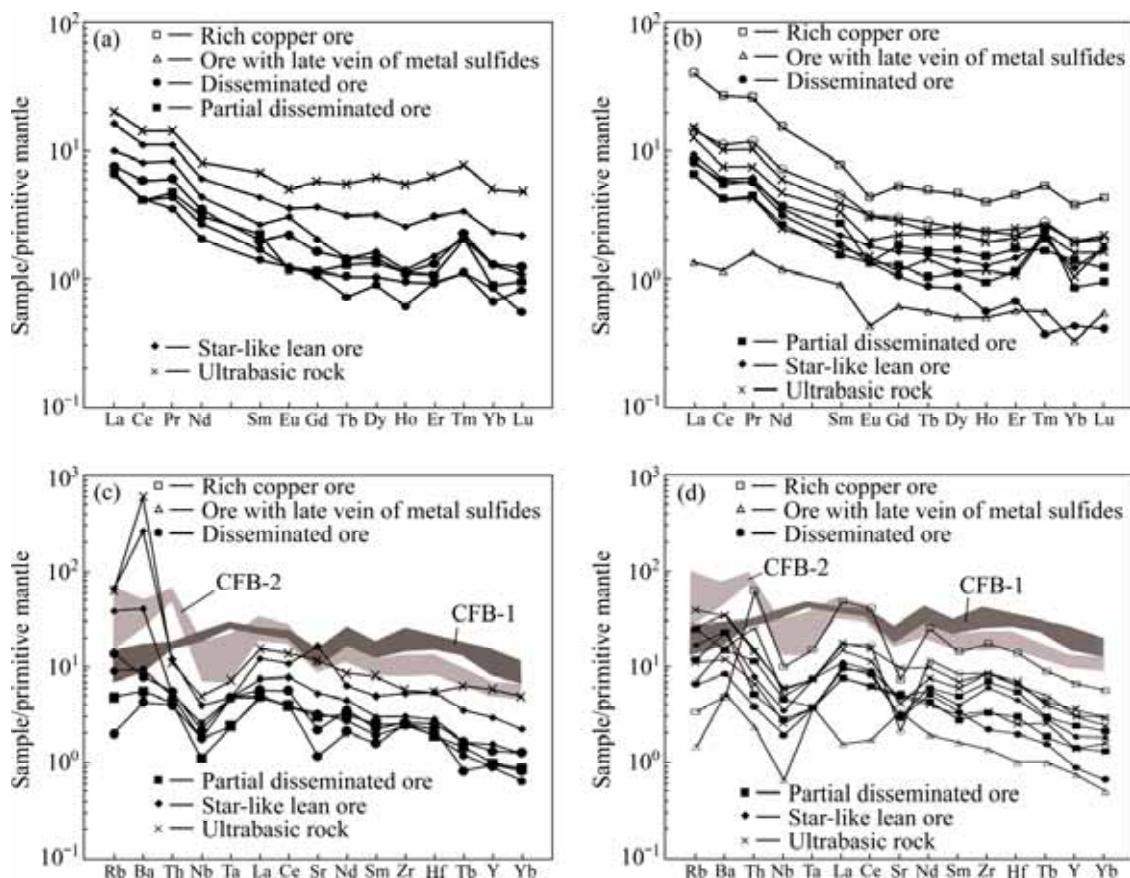


图3 矿石微量元素蜘蛛网图:(a) -1号矿体稀土元素配分曲线图;(b) -2号矿体稀土元素配分曲线图;(c) -1号矿体蜘蛛网图;(d) -2号矿体蜘蛛网图;CFB-1—未遭受岩石圈混染的大陆溢流玄武岩平均值^[12]; CFB-2—遭受强烈地壳混染的地幔柱源大陆溢流玄武岩平均值^[13]

Fig. 3 Primitive mantle-normalized trace elements diagrams of ore: (a) REE plots for -1 orebody; (b) REE plots for -2 orebody; (c) Multi-element diagrams for -1 orebody; (d) Multi-element diagrams for -2 orebody; CFB-1—Average value of crustally uncontaminated continental flood basalts^[12]; CFB-2—Average of strongly contaminated continental flood basalts^[13]

代表未遭受地壳混染和遭受强烈地壳混染玄武岩的平均值曲线。虽然因样品中含硫化物较高而造成 -1、

-2号矿体样品的微量元素含量偏低，但是配分曲线的变化趋势与CFB-2极为相似，显示这两个矿体的岩石均具有地壳混染的特征。

研究表明没有受过地壳混染的大陆玄武岩以 $w(\text{Th})_{\text{N}}/w(\text{Nb})_{\text{N}} < 1$ ^[12]、 $w(\text{La})/w(\text{Nb}) > 1$ 为特征^[14]，而岩石圈及其部分熔融形成的岩体通常具有较低的Ti、Nb和Ta含量。因此，受大陆地壳混染的大陆裂谷玄武岩会产生上述元素的负异常^[15-16]，而造成 $w(\text{Th})_{\text{N}}/w(\text{Nb})_{\text{N}} > 1$ 和 $w(\text{La})/w(\text{Nb}) > 1$ ^[17-18]。-1、-2号矿体样品的 $w(\text{La})/w(\text{Nb})$ 值分别为2.08~4.76和2.5~4.35，

均大于1(见图4(a))， $w(\text{Th})_{\text{N}}/w(\text{Nb})_{\text{N}}$ 值分别为1.39~4.75和1.56~2.99，同样大于1(见图4(b))，具有地壳混染的特征^[17]。另一方面，由于上地壳和下地壳的 $w(\text{Nb})/w(\text{U})$ 比值分别为9和21，小于被认为未受地壳混染的洋中脊玄武岩(MORB)和大洋岛弧玄武岩(OIB)的 47 ± 10 ^[19]，故遭受地壳混染的玄武岩的 $w(\text{Nb})/w(\text{U})$ 值应介于9~40间^[20-21]，而-1、-2号矿体样品的 $w(\text{Nb})/w(\text{U})$ 分别介于6.2~26.0和2.7~26.0间，平均值分别为13.1和16.3，均介于9~40间。当大陆玄武岩受到了岩石圈的混染，其微量元素特征将出现一些消减带的特征，从而导致人们将大陆玄武岩误认成岛弧玄武岩^[22-23]。如图5(a)所示，-1、-2号矿体样品

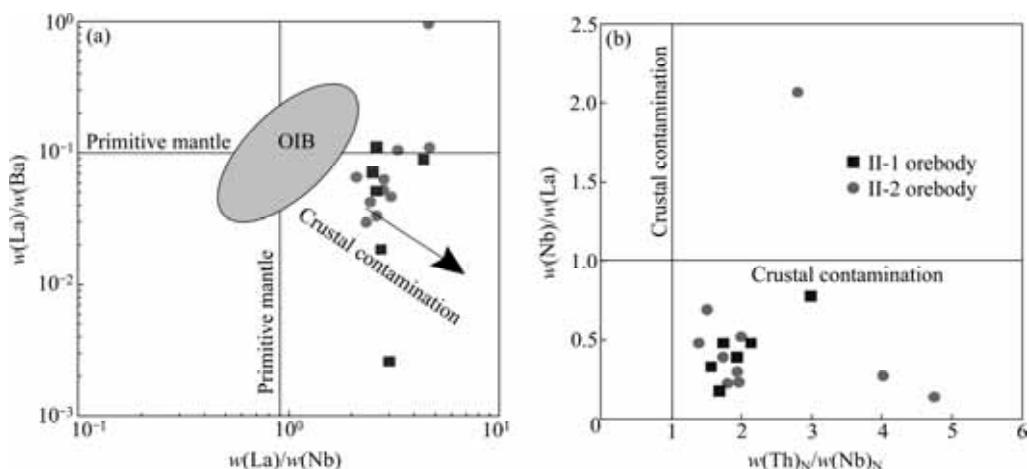


图4 金川 -1 和 -2 矿体的 $w(\text{La})/w(\text{Nb})$ — $w(\text{La})/w(\text{Ba})$ 图解(a)和 $w(\text{Th})_{\text{N}}/w(\text{Nb})_{\text{N}}$ — $w(\text{Nb})/w(\text{La})$ 图解(b)^[17] (OIB—洋岛玄武岩)

Fig. 4 $w(\text{La})/w(\text{Nb})$ — $w(\text{La})/w(\text{Ba})$ (a) and $w(\text{Th})_{\text{N}}/w(\text{Nb})_{\text{N}}$ — $w(\text{Nb})/w(\text{La})$ (b) diagrams^[17] of Jichuan -1 and -2 orebodies (OIB—Oceanic island basalt)

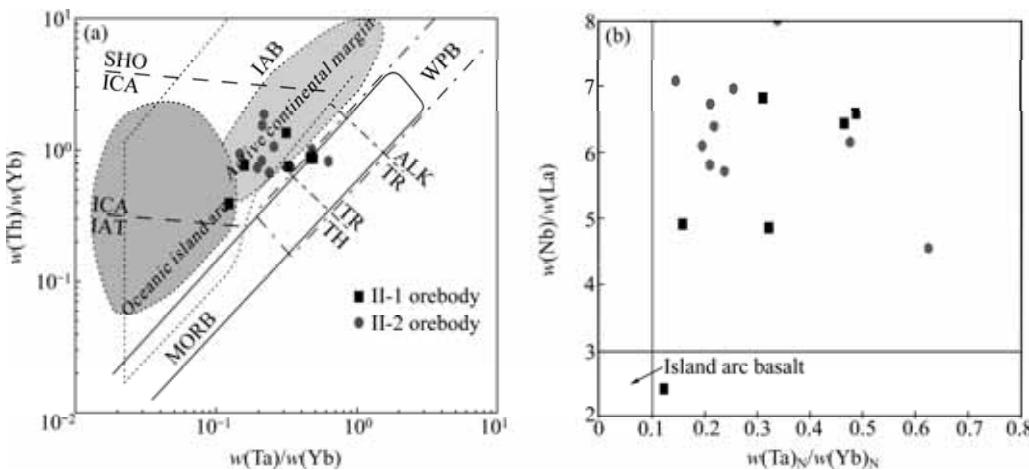


图5 构造环境判别 $w(\text{Th})/w(\text{Yb})$ — $w(\text{Ta})/w(\text{Yb})$ 图解(a)和 $w(\text{Zr})/w(\text{Y})$ — $w(\text{Ta})/w(\text{Yb})$ 图解(b)^[24]: IAT—岛弧拉班玄武岩；ICA—岛弧钙碱性系列；SHO—岛弧橄榄粗玄岩系列；TH—拉班玄武岩；TR—过渡性玄武岩；ALK—碱性玄武岩；WPB—板内玄武岩；MORB—洋中脊玄武岩；IAB—岛弧玄武岩

Fig. 5 $w(\text{Th})/w(\text{Yb})$ — $w(\text{Ta})/w(\text{Yb})$ (a) and $w(\text{Zr})/w(\text{Y})$ — $w(\text{Ta})/w(\text{Yb})$ (b) diagrams for Jinchuan -1 and -2 orebodies^[24]: IAT—Island arc tholeiite; ICA—Island arc calc-alkaline series; SHO—Island arc shoshonite series; TH—Tholeiite; TR—Transitional basalt; ALK—Alkali basalt; WPB—Within-plate basalt; MORB—Mid-ocean ridge basalt; IAB—Island arc basalt

的投点均处于岛弧玄武岩的范围内, 但是典型的岛弧玄武岩具有 $w(\text{Zr})/w(\text{Y}) < 3$ 、 $w(\text{Ta})/w(\text{Yb}) < 0.1$ 、 $w(\text{Zr})/w(\text{Nb}) > 70$ 的特点^[24], 而这两个矿体样品的 $w(\text{Zr})/w(\text{Y})$ 分别为 2.4~6.9 和 4.5~8.0、 $w(\text{Ta})/w(\text{Yb})$ 分别为 0.12~0.49 和 0.15~0.48、 $w(\text{Zr})/w(\text{Nb})$ 分别介于 18.8~22.3 和介于 17.8~33.3(仅有 3 个数据大于 25)间, 与岛弧玄武岩有明显区别(见图 5(b))。因此, 样品所具有的消减带特征是由于地壳物质的加入造成的。综上所述, -1、-2 号矿体的母岩浆均经历了明显的地壳混染。

同位素的含量不受结晶分异或者部分熔融的影响, 因此也能较好地反映地壳混染作用。软流圈 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 较低(< 0.705), εNd 值较高(> 2)^[12], 上、下地壳的 εNd 值区别不大(< 2), 但上地壳的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 却明显高于下地壳。因此, 当受到地壳混染时, εNd 将显著降低, 而 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 值将会根据所混染地壳的不同而有不同程度升高^[17]。据汤中立等^[1]的数据可知, 金川岩体 εNd 值除一个样品大于 0 外, 其余均为负数, 平均值为 -2.53 , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 介于 $0.703\sim 0.712$ 间, 平均值为 0.706 。由图 6 可以推测, 上下地壳均对金川岩体产生了影响^[25]。

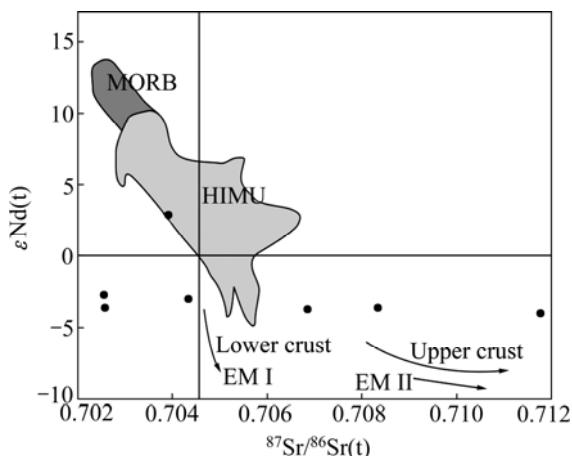


图 6 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ 图解^[25](MORB—洋中脊玄武岩; HIMU—高 U/Pd 的地幔; EM —型富集地幔; EM —型富集地幔)

Fig. 6 $\varepsilon\text{Nd}(t)$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}(t)$ diagram^[25] (MORB—Mid-ocean ridge basalt; HIMU—Mantle with high ratio of U/Pb; EM — enrichment mantle; EM — enrichment mantle)

遭受地壳混染的程度可以定量地由 $w(\text{Th})_N/w(\text{Yb})_N-w(\text{Nb})_N/w(\text{Th})_N$ 来模拟计算^[26]。金川岩体是由原始岩浆受到地壳混染而形成的, 要定量研究其混染程度, 需要确定原始岩浆端元和地壳端元。由于在金川岩体附近未找到地壳混染程度较低的基性-超基性

岩体, 故以未遭受岩石圈混染的板内玄武岩的平均值作为原始岩浆端元^[12]。而地壳端元选取金川含矿岩体的围岩, 龙首山岩群黑云斜长角闪岩中 $w(\text{Th})_N/w(\text{Yb})_N$ 最大的点^[27]。由图 7 可以看到, -1、-2 号矿体的样品和龙首山岩群黑云斜长角闪岩处于原始岩浆端元和地壳端元间的拟合线上及其附近, 证明选取这两个端元的正确性; 且除两个经过特殊演化的块状矿石样品外, 其余的样品均显示 -1、-2 号矿体受到了 10%~25% 的地壳混染。由于黑云斜长角闪岩只能近似代表金川含矿岩体混染的地壳物质, 实际的 $w(\text{Th})_N/w(\text{Yb})_N$ 可能更大, 因此, 混染程度应该在 5%~20% 这个范围。

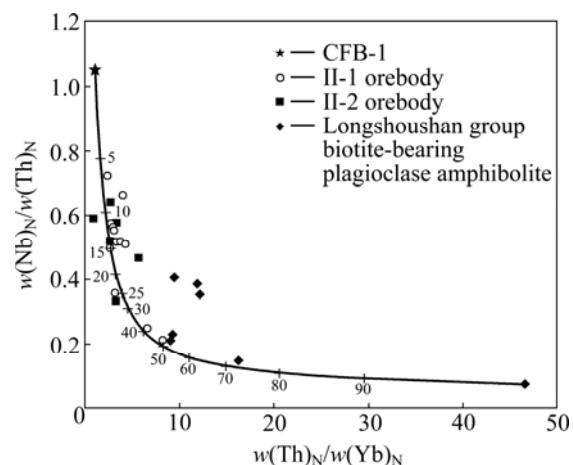


图 7 $w(\text{Th})_N/w(\text{Yb})_N-w(\text{Nb})_N/w(\text{Th})_N$ 图解(CFB-1—未遭受岩石圈混染的大陆溢流玄武岩平均值^[12]; 龙首山岩群黑云斜长角闪岩^[27])

Fig. 7 $w(\text{Th})_N/w(\text{Yb})_N-w(\text{Nb})_N/w(\text{Th})_N$ diagram (CFB-1—Average value of crustally uncontaminated continental flood basalts^[12]; Longshoushan group biotite-bearing plagioclase amphibolite^[27])

3.2 岩浆源区演化

地幔源区的熔融过程很复杂, 但是可以简化为批式熔融和分离熔融两种, 其中批式熔融(又称平衡熔融)为熔体与残余相处于平衡状态, 直到熔体达到一定数量, 一次性与残余相分离; 而分离熔融为无穷少量的熔体一经形成便与源岩分离出来^[28]。如果在一定程度范围内熔融出的熔体聚集在一起, 同时与残余相分离, 从而形成多期次侵入的小型侵入体, 也可以近似看成分离熔融^[28]。

当熔体为分离融离时, 根据文献[29], 对于 A、B 两元素有

$$c_{1A} = c_{0A} (1-F)^{(1/D_A-1)} / D_A \quad (1)$$

$$c_{1B} = c_{0B} (1-F)^{(1/D_B-1)} / D_B \quad (2)$$

式中： c_{0A} 和 c_{0B} 分别表示 A、B 元素在源岩中的含量； c_{1A} 和 c_{1B} 分别表示 A、B 元素在形成的熔体及熔体结晶所形成的岩石中的含量； F 表示源岩的熔融程度； D_A 和 D_B 分别表示 A、B 元素在源岩与熔体间的总分配系数。两式取自然对数，并且合并消去 F ，整理得

$$\ln c_{1A} = k \ln c_{1B} + b \quad (3)$$

其中

$$k = [D_B(1-D_A)]/[D_A(1-D_B)] \quad (4)$$

$$b = \ln(c_{0A}/D_A) - k \ln(c_{0A}/D_B) \quad (5)$$

因此，在分离熔融的情况下，两元素成对数线性相关。

而在批式熔融过程中，根据文献[30]，对于 A、B 元素有

$$c_{1A} = c_{0A}/[D_A + F(1-D_A)] \quad (6)$$

$$c_{1B} = c_{0B}/[D_B + F(1-D_B)] \quad (7)$$

由式(6)和(7)可以消去 F ，整理得

$$1/c_{1A} = k/c_{1B} + b \quad (8)$$

也可以写为

$$bc_{1A} = 1 - kc_{1A}/c_{1B} \quad (9)$$

因此，在批式熔融过程中，两元素成倒数线性关系。

本文作者采用性质较为稳定的稀土元素进行判断。由于当两元素的分配系数相似时，对数与倒数均呈线性关系，而稀土元素的地球化学行为较为一致，故选择性质稳定的高场强元素 Th 与稀土元素进行相应的对数和倒数研究。

分别作 Th 与稀土元素对数及倒数的线性相关图（部分见图 8），可见，-1、-2 号矿体样品的稀土元素与 Th 元素的对数拟合度较好，优度介于 0.59~0.84 间，平均值为 0.72；倒数的拟合优度介于 0.19~0.71 间，平均值为 0.54。其对数的线性相关性波动范围小且相关性高，且 Th 同每种矿物的对数拟合度均比相应的倒数拟合度高，故对数的相关性明显优于倒数。由图 8 可知，-1 和 -2 号矿体矿石的投影范围和变化情况一致，因此，可以判断 -1 和 -2 号矿体的母岩浆为同一地幔分离熔融过程形成的。

岩石圈地幔主要分为石榴子石二辉橄榄岩和尖晶

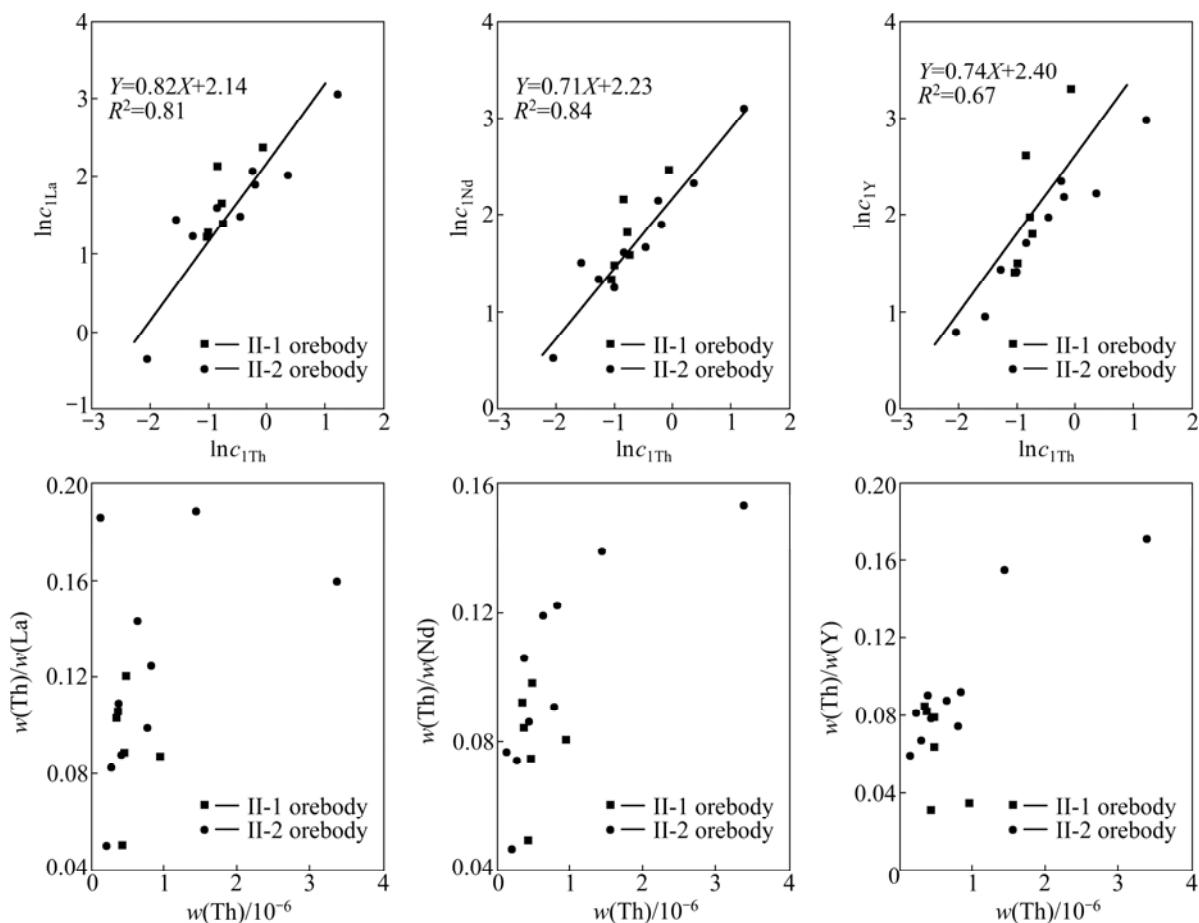


图 8 $\ln c_{1\text{Th}}-\ln c_{1\text{REE}}$ 图解和 $w(\text{Th})/w(\text{REE})-w(\text{Th})$ 变异图解

Fig. 8 $\ln c_{1\text{Th}}-\ln c_{1\text{REE}}$ and $w(\text{Th})/w(\text{REE})-w(\text{Th})$ diagrams

石二辉橄榄岩, 根据微量元素特征可以对二者进行区分。-1、-2号矿体样品的轻重稀土分馏明显, 重稀土总量(HREE)低于OIB和MORB, 强烈亏损, 而且Yb也有明显的负异常(见图3)。前人研究认为低配位数的矿物如石榴子石和锆石英相对富集重稀土^[31-32], 且石榴子石相对于其他稀土元素为含Yb矿物相, 而在超基性岩体中未见有结晶分异出的石榴子石。因此, 推测矿体稀土元素特点是由于含石榴子石的地幔发生部分熔融形成岩浆时, 石榴子石残留于源区; 由石榴子石的稳定范围, 推测岩浆源区深度应该大于75 km^[33]。

$w(\text{La})/w(\text{Sm})-w(\text{Sm})/w(\text{Yb})$ 的变化主要受源区矿物组成和熔融程度的控制, 受分离结晶作用影响较小^[34]。图9(a)显示, 由于受到了较为强烈的地壳混染,

-1、-2号矿体的样品投影应该向下适当平移, 位于熔融程度较高的石榴子石二辉橄榄岩区域。 $w(\text{Sm})-w(\text{Sm})/w(\text{Yb})$ 图解(见图9(b))可以用来定量反映非批式部分熔融源区的矿物特征和部分熔融程度^[35-36], 同样, 由于受到了地壳混染故投影点应向左上方适当平移, 样品点将均落入石榴石二辉橄榄岩的拟合线20%~50%部分熔融的区域, 由于后期复杂的岩浆演化使投影区域较为分散。因此, 实际上-1、-2号矿体的母岩浆形成于深度大于75 km地幔的30%~40%的部分熔融, 略高于前人研究的30%^[1]。

3.3 岩浆冷凝固结

橄榄石族矿物为二价金属的正硅酸盐, 一般式为

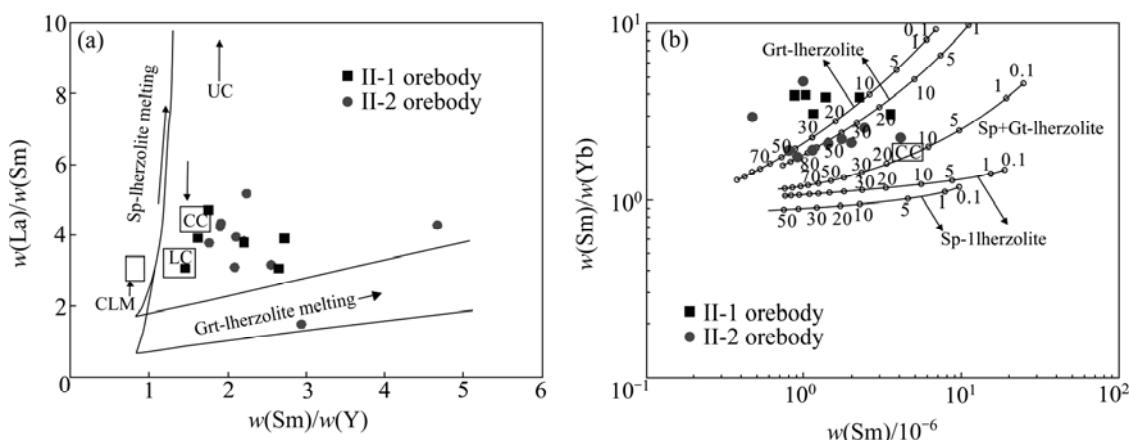


图9 $w(\text{La})/w(\text{Sm})-w(\text{Sm})/w(\text{Yb})$ ^[34] 和 $w(\text{Sm})-w(\text{Sm})/w(\text{Yb})$ ^[35-36] 图解(图中曲线代表非批式部分熔融曲线, 数字代表部分熔融程度(%), (b) 中尖晶石二辉橄榄岩曲线(Ol53+Opx27+Cpx17+Sp11)和石榴石二辉橄榄岩曲线(Ol60+Opx20+Cpx10+Gt10); CLM—大陆岩石圈地幔; LC—下地壳; CC—整个地壳; UC—上地壳; Sp—尖晶石; Grt—石榴子石)

Fig. 9 $w(\text{La})/w(\text{Sm})-w(\text{Sm})/w(\text{Yb})$ ^[34] (a) and $w(\text{Sm})-w(\text{Sm})/w(\text{Yb})$ ^[35-36] (b) diagrams (Numbers on curves represent degree of partial melting(%)). b-Melting curves for sp-lherzolite(Ol53+Opx27+Cpx17+Sp11) and grt-lherzolite(Ol60+Opx20+Cpx10+Gt10); CLM—Continental lithospheric; LC—Lower crust; CC—Bulk crust; UC—Upper crust; Sp—Spinel; Grt—Garnet)

$\text{R}_2[\text{SiO}_4]$, 为硅酸盐不饱和的矿物, 而辉石或者其他硅酸盐矿物R与Si的比值均比橄榄石的小, 已知金川橄榄石为贵橄榄石^[37], R主要为Mg和Fe, 故 $w(\text{MgO}+\text{FeO}_T)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)-w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 与 $w(\text{MgO}+\text{FeO}_T)/w(\text{TiO}_2)-w(\text{SiO}_2)/w(\text{TiO}_2)$ (FeO_T 为全铁含量)相关图解可以判断分离结晶出的矿物相。在图10中,

-1、-2号矿体样品在 $w(\text{MgO}+\text{FeO}_T)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)-w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 与 $w(\text{MgO}+\text{FeO}_T)/w(\text{TiO}_2)-w(\text{SiO}_2)/w(\text{TiO}_2)$ 相关图解中拟合程度很好, 且比值均接近于2, 说明这两个矿体的母岩分离结晶作用主要由橄榄石控制, 而辉石、斜长石分离结晶作用并不明显, 这与在纯橄榄岩中普遍出现的橄榄石堆晶现象(见图2(f))相一致。对于橄榄石来说, 稀土元素为高度不相容元素, 其结晶分异不会造成稀土元素的相对分馏, 因此, 如图3所示, 各样品的配分模式均一致, 这也说明了结晶分异的矿物主要为橄榄石。

在 $w(\text{MgO})$ 同其它主量元素相关性图中(见图11),

-1、-2号矿体样品的投影点具有明显不同的变化趋势。-1号矿体样品的 $w(\text{MgO})$ 与 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{CaO})$ 、 $w(\text{SiO}_2)$ 和 $w(\text{TiO}_2)$ 具有良好的负相关性, 与 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 具有弱的正相关性, 暗示了以贵橄榄石为主及少量镁橄榄石和斜长石的分离结晶作用; 而主量元素与 $w(\text{MgO})$ 之间的良好线性关系暗示形成-1号矿体的母岩浆冷凝时成分变化稳定。相反, -2号矿体样品的 $w(\text{MgO})$ 与主量元素的变化趋势不是简单的线性关系, 似乎存在两种演化趋势, 一种与-1号矿体相似, 除 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 外, 其余元素均呈负相关性; 而另一种则

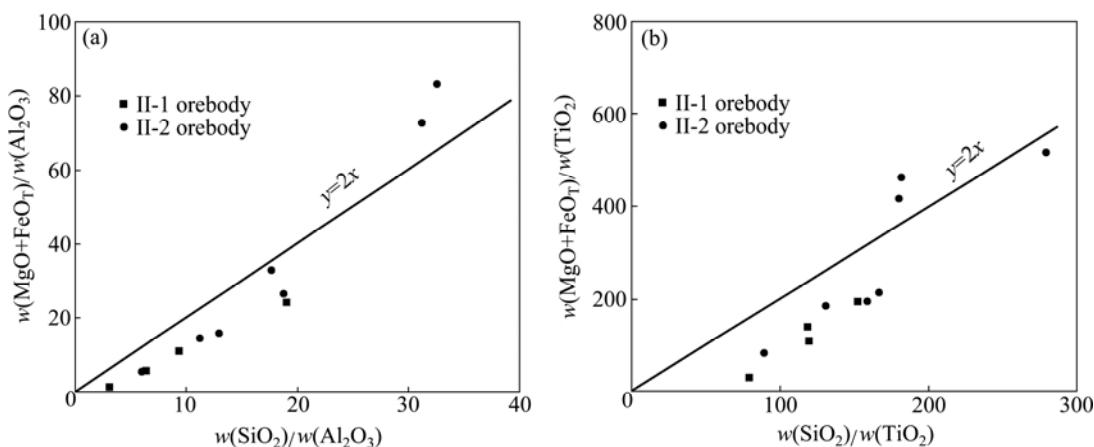


图 10 $w(\text{MgO}+\text{FeO}_T)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ — $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 相关图(a)和 $w(\text{MgO}+\text{FeO}_T)/w(\text{TiO}_2)$ — $w(\text{SiO}_2)/w(\text{TiO}_2)$ 相关图(b)

Fig. 10 $w(\text{MgO}+\text{FeO}_T)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ — $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ (a) and $w(\text{MgO}+\text{FeO}_T)/w(\text{TiO}_2)$ — $w(\text{SiO}_2)/w(\text{TiO}_2)$ (b) diagrams

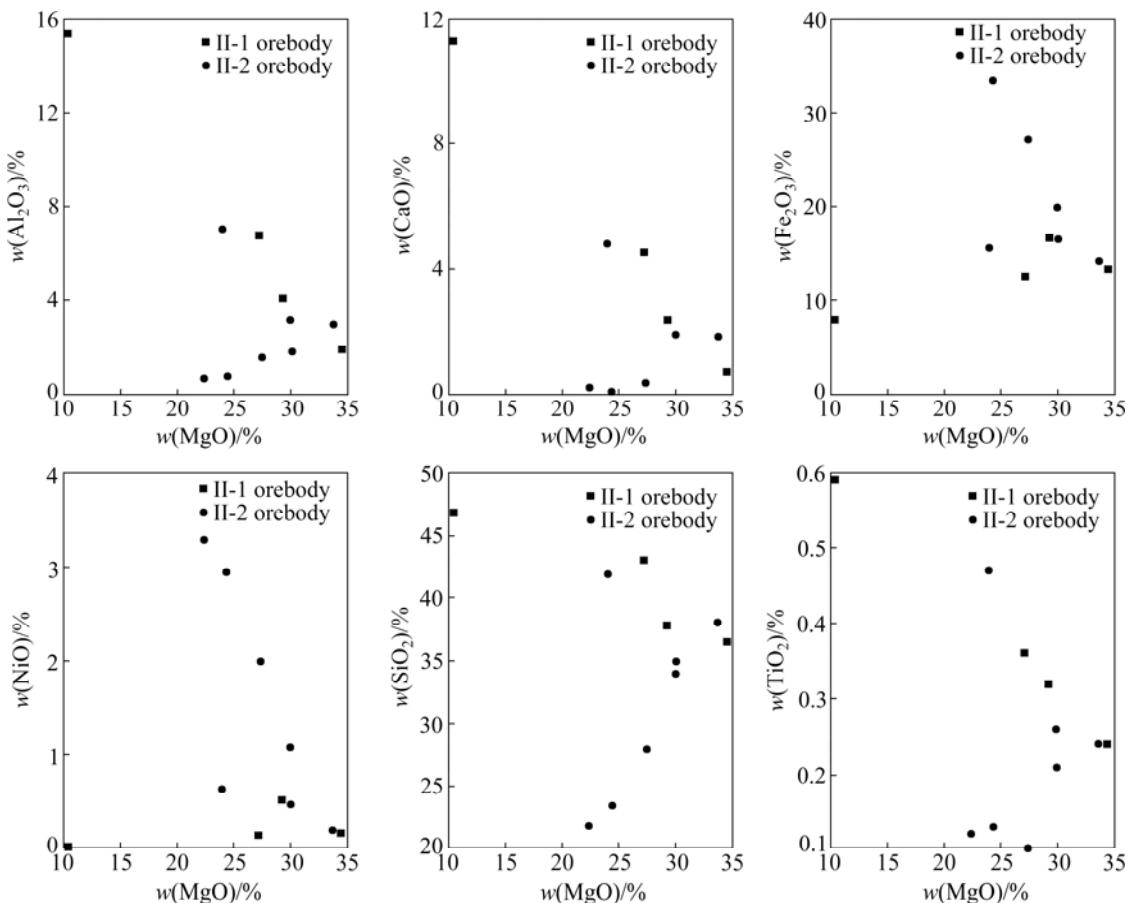


图 11 金川矿区 -1、-2 号矿体主量元素氧化物与 $w(\text{MgO})$ 的相关性图

Fig. 11 Diagrams of oxides versus $w(\text{MgO})$ of Jinchuan -1 and -2 orebodies

相反，呈正相关性。这可能是由于 -2 号矿的母岩浆在冷凝过程中还不断有新的岩浆加入。

3.4 -1、-2 号矿体母岩浆的演化关系

从母岩浆演化过程中可以看出，在岩浆演化的前

两个阶段，-1、-2 号矿体的母岩浆没有任何区别，均是由地幔的石榴子石二辉橄榄岩经分离熔融形成，并在上升过程中经历了一定的地壳混染。所以，在这两个阶段，-1 与 -2 矿体的母岩浆就是同一矿浆，在同一岩浆通道系统中演化。

在岩浆冷凝的这个阶段, -1、-2号矿体的母岩浆演化特征具有了显著区别。在图11中, -1号矿体样品的 $w(\text{MgO})$ 与各主量元素间均存在单一且良好的线性关系, 而-2号矿体样品的 $w(\text{MgO})$ 与主量元素的关系较为复杂, 似乎存在两条演化趋势。同时, 结合本文作者后续工作有关-1、-2号矿体样品的PGE元素表现出的 ΣPGE (特别是 ΣPPGE)的巨大差异以及二者海绵陨铁状矿石在单硫化物固溶体-液态硫化物体系中演化过程的明显区别, 可以认为-1、-2号矿体的母岩浆本来是处于同一岩浆通道中, 当演化到一定程度后在横向分离出形成-2号矿体的、与原岩浆通道并列的次一级岩浆通道, 使-1、-2号矿体的母岩浆开始各自独立演化; 而当次级岩浆通道中硅酸盐矿物开始结晶时, 还有新岩浆不断从主岩浆通道流入, 因而造成-2号矿体的母岩浆主量元素之间不是简单的线性关系。

橄榄石是最先结晶的硅酸盐矿物, 而-1、-2号矿体母岩浆在橄榄石结晶过程中, 元素之间关系稳定(见图9), -1号矿体样品的 $w(\text{MgO})$ 和其他主量元素也成极为良好的线性关系, 暗示在橄榄石结晶过程中, 并没有大规模外来物质的混入。宋谢炎等^[38]认为地壳混染时, 硅铝质物质的加入可以促使原始岩浆硫达到饱和, 而发生硫化物熔离; 混染后温度的降低也会促使橄榄石开始结晶, 故地壳混染应该发生在硫化物熔离和硅酸盐结晶之前。由于-2号矿体的PGE元素明显低于-1号矿体^[6], 可知-2号矿体母岩浆的分离发生在硫化物进行初步熔离后。

4 结论

1) -1、-2号矿体的矿石均属于超基性岩中的铁质超基性岩范围, 具有富集 $w(\text{MgO})$ 、贫 $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 和 $w(\text{K}_2\text{O})$ 的特征。同时, 二者的稀土、微量元素配分曲线极为相似, 轻稀土元素和大离子亲石元素富集, 而重稀土元素和高场强元素相对亏损, 显示二者具有强烈的亲缘关系。

2) -1、-2号矿体母岩浆均是由地幔源区的石榴子石二辉橄榄岩经30%~40%分离熔融作用形成的; 而后其母岩浆均遭受了5%~20%的地壳混染, 使得二者的微量元素出现了一些消减带的特征; 在岩浆冷凝结晶的这个阶段, 虽然二者的分离结晶作用均主要是由橄榄石控制, 但是-1、-2号矿体的母岩浆发生了分离, 并在并列的岩浆通道中各自独立演化。

3) 通过以上研究, 可以初步拟出一个-1、-2

号矿体母岩浆演化的事件时间轴: 地幔源区部分熔融产生岩浆, 岩浆在经过地壳时受到了地壳物质的混染; 由于地壳混染作用, 开始出现硫化物的熔离和橄榄石的结晶, 在此过程中-2号矿体的母岩浆分离, 并进入了与主岩浆通道在横向并列的次一级的岩浆通道; 分离后, 还不断有岩浆从主岩浆通道中进入该次级岩浆通道。

致谢:

野外工作期间得到金川集团股份有限公司王玉山、李德贤、陈兴义等同志的大力支持, 测试工作在广州澳实矿物实验室进行, 赵莹、陶斤金、刘羽、朱佳玮、鞠培娇等同学参加了部分工作, 在此谨向上述单位及个人表示诚挚的谢意!

REFERENCES

- [1] 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: 1~205.
TANG Zhong-li, LI Wen-yuan. Mineralization model and geology of the Jinchuan PGE-bearing deposit[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1995: 1~205.
- [2] 汤中立, 钱壮志, 姜常义, 曾章仁, 闫海卿, 等. 中国镍铜铂岩浆硫化物矿床与成矿预测[M]. 北京: 地质出版社, 2006.
TANG Zhong-li, QIAN Zhuang-zhi, JIANG Chang yi, ZENG Zhang-ren, YAN Hai-qin, et al. Chinese nickel-copper(PGE) sulfide deposits mineral geology and mineral prediction[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2006.
- [3] 高强祖, 王玉山, 黄满湘. 金川铜镍硫化物矿床、矿区矿体地质对比研究[J]. 矿产与地质, 2009, 23(6): 514~518.
GAO Qiang-zu, WANG Yu-shan, HUANG Man-xiang. Geological comparison study of orebody in mining area , of Jinchuan copper-nickel-sulfide deposit[J]. Mineral Resources and Geology, 2009, 23(6): 514~518.
- [4] 曾认宇, 赖健清, 毛先成, 陶斤金. 金川铜镍矿床中断裂系统的形成演化及对矿体的控制[J]. 中国有色金属学报, 2013, 23(9): 2574~2583.
ZENG Ren-yu, LAI Jian-qing, MAO Xian-cheng, TAO Jin-jin. Evolution of fault system and its controlling on Jinchuan Cu-Ni(PGE) sulfide deposit[J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 2013, 23(9): 2574~2583.
- [5] 甘肃省地质矿产局第六地质队. 白家咀子硫化铜镍矿床地质[M]. 北京: 地质出版社, 1984: 1~225.
Sixth Geological Team of Geology and Mineral Resources Bureau in Gansu Provincial. Geological characteristics of Baijiazuizi groups[M]. Beijing: Geological Publishing House, 1984: 1~225.
- [6] 曾认宇, 赖健清, 毛先成. 金川铜镍硫化物矿床岩浆通道系

- 统的成矿模式[J]. 矿产与地质, 2013, 27(4): 276–282.
- ZENG Ren-yu, LAI Jian-qing, MAO Xian-cheng. Metallogenic model of magma conduit system of Jinchuan Cu-Ni sulfide deposit[J]. Mineral Resources and Geology, 2013, 27(4): 276–282.
- [7] 陈列锰, 宋谢炎, 聂晓勇, 周国富, 刘世荣, 郑文勤, 李士彬. 甘肃金川号岩体辉石化学特征及其地质意义[J]. 矿物岩石, 2008(1): 88–96.
- CHEN Lie-meng, SONG Xie-yan, NIE Xiao-yong, ZHOU Guo-fu, LIU Shi-rong, ZHENG Wen-qin, LI Shi-bin. Mineral chemistry and geological significance of pyroxene from segment of the Jinchuan intrusion, Gansu Province[J]. Mineral Petrol, 2008(1): 88–96.
- [8] 吴利仁. 论中国基性岩、超基性岩的成矿专属性[J]. 地质科学, 1963(1): 29–41.
- WU Li-ren. The metallogenic specialization of mafic-ultramafic rocks[J]. Geoscience, 1963(1): 29–41.
- [9] FREY F A, GREEN D H, ROY R D. Integrated models of basalt petrogenesis: A study of quartz tholeites to olivine melilites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data[J]. J Petrol, 1978, 185: 199–513.
- [10] 黄敏, 赖健清, 马秀兰, 曹德云. 青海省肯德可克多金属矿床地球化学特征与成因[J]. 中国有色金属学报, 2013, 23(9): 2659–2670.
- HUANG Min, LAI Jian-qin, MA Xiu-lan, CAO De-yun. Geochemical characteristics and genesis of Kendekeke copper (gold) deposit in Qinghai Province, China[J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 2013, 23(9): 2659–2670.
- [11] 韩世礼, 张术根, 丁俊, 徐忠发, 秦新龙. 稀土元素地球化学在成矿系统厘定及矿床成因分析中的应用—以印度尼西亚塔里亚布岛铁多金属矿田为例[J]. 中国有色金属学报, 2012, 22(3): 784–794.
- HAN Shi-li, ZHANG Shu-gen, DING Jun, XU Zhong-fa, QIN Xin-long. REE geochemistry application in discrimination of metallogenic system and ore genesis: An example from iron polymetallic orefield in Taliabu Island, Indonesia [J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 2012, 22(3): 784–794.
- [12] SAUNDERS A D, STOREY M, KENT R W, NORRY M J. Consequences of plume-lithosphere interaction[C]//STOREY B C, ALABASTER T, PANKHURST R J. Magmatism and the Causes of Continental Break-up. London: Geological Society, Special Publication, 1992: 41–60.
- [13] LIGHTFOOT P, HAWKESWORTH C. Origin of deccan trap lavas: Evidence from combined trace element and Sr-, Nd- and Pb-isotope studies[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1988, 91(1/2): 89–104.
- [14] KIEFFER B, ARNDT N, LAPIERRE H, BASTIEN F, BOSCH D, PECHER A, YIRGU G, AYALEW D, WEIS D, JERRAM D A, KELLER F, MEUGNIOT C. Flood and shield basalts from Ethiopia: Magmas from the African Superswell[J]. Journal of Petrology, 2004, 45(4): 793–834.
- [15] 袁超, 孙敏, 杨经绥, 周辉, 周美夫. 西昆仑阿卡孜达坂绿片岩受大陆地壳混染的板内玄武岩[J]. 岩石学报, 2005, 21(1): 65–76.
- YUAN Chao, SUN Min, YANG Jing-sui, ZHOU Hui, ZHOU Mei-fu. Akaz greenschist, West Kunlun: Within-plate basalt contaminated by continental crust origin of the Akaz greenschist(metabasalt), West Kunlun: Accreted seamount or continental rift basalt?[J]. Acta Petrologica Sinica, 2005, 21 (1): 65–76.
- [16] 肖凡, 王敏芳, 郭晓南, 陈继平. 东天山尾亚钒钛磁铁矿矿床岩石地球化学特征及成矿作用[J]. 中南大学学报: 自然科学版, 2013, 44(12): 4995–5005.
- XIAO Fan, WANG Min-fang, GUO Xiao-nan, CHEN Ji-ping. Rock geochemistry characteristics and metallogenesis research of Weiya V-Ti magnetite deposit in Eastern Tianshan[J]. Journal of Central South University: Science and Technology, 2013, 44(12): 4995–5005.
- [17] 夏林圻, 夏祖春, 徐学义. 利用地球化学方法判别大陆玄武岩和岛弧玄武岩[J]. 岩石矿物学杂志, 2007, 26(1): 77–89.
- XIA Lin-qi, XIA Zu-chun, XU Xue yi. The discrimination between continental basalt and island arc basalt based on geochemical method[J]. Acta Petrologica Et Mineralogica, 2007, 26(1): 77–89.
- [18] 张彩华, 刘继顺, 张洪培, 刘卫明, 吴自成. 滇西南澜沧带晚三叠世富钾火山岩地球化学特征及成因[J]. 中国有色金属学报, 2012, 22(3): 669–679.
- ZHANG Cai-hua, LIU Ji-shun, ZHANG Hong-pei, LIU Wei-ming, WU Zi-cheng. Geochemistry characteristics of late Triassic potash-rich volcanic rocks and their origins in southern Lancangjiang belt, western Yunnan Province, China[J]. The Chinese Journal of Nonferrous Metals, 2012, 22(3): 669–679.
- [19] HOFMANN A W, JOCHUM K P, SEUFERT M, WHITE W M. Nb and Pb in oceanic basalts: New constraints on mantle evolution[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1986, 79(1/2): 33–45.
- [20] 葛文春, 李献华, 李正祥, 周汉文. 桂北龙胜丹洲群火山岩的地幔源区及大地构造环境[J]. 长春科技大学学报, 2001, 31(1): 20–24.
- GE Wen-chun, LI Xian-hua, LI Zheng-Xiang, ZHOU Han-wen. Mantle source and tectonic settings for the volcanic rocks from Danzhou Group in Longsheng Area, Northern Guangxi[J]. Journal of Changchun University of Science and Technology, 2001, 31(1): 20–24.
- [21] 柴凤梅, 帕拉提·阿布都卡迪尔, 张招崇, 毛景文, 董连慧, 木合塔尔·扎日. 塔里木板块西南缘钾质煌斑岩地球化学及源区特征[J]. 地质论评, 2007, 53(1): 11–21.
- CHAI Feng-mei, PARAT Abdukadir, ZHANG Zhao-chong, MAO Jing-wen, DONG Lian-hui, MUHTAR Zhri. Geochemistry of the lamprophyre dykes in the SW margin of the

- Tarim block and their source region[J]. Geological Review, 2007, 53(1): 11–21.
- [22] FITTON J G, JAMES D, KEMPTON P D, ORMEROD D S, LEEMAN W P. The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States[J]. Journal of Petrology, 1988(1): 331–349.
- [23] HAWKESWORTH C J, MANTOVANI M S M, PEATE D. Lithosphere remobilization during Paraná CFB magmatism[J]. Journal of Petrology, 1988(1): 205–223.
- [24] PEARCE J A. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries[C]//THORPS R S. Andesites. New York: John Wiley and Sons, 1982: 525–548.
- [25] ZINDLER A, HART S R. Chemical geodynamics[J]. Annual Review of Earth and Planet Sciences, 1986, 14: 493–571.
- [26] 王焰. 云南二叠纪白马寨铜镍硫化物矿床的成因: 地壳混染与矿化的关系[J]. 矿物岩石地球化学通报, 2008, 27(4): 332–341.
WANG Yan. Origin of the permian Baimazhai magmatic Ni-Cu-(PGE) sulfide deposits, Yunnan: Implications for the relationship of crustal contamination and mineralization[J]. Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry, 2008, 27(4): 332–341.
- [27] 陈向阳, 陈博, 焦建刚. 甘肃省龙首山地区元古宙铜镍矿床成岩成矿地质背景探讨[J]. 甘肃地质, 2008, 17(4): 11–16.
CHEN Xiang-yang, CHEN Bo, JIAO Jian-gang. Discussion on geologic background of Longshoushan Area of Gansu in Proterozoic Eon[J]. Gansu Geology, 2008, 17(4): 11–16.
- [28] 赖健清, 彭省临. 一种新的稀土元素地球化学反演方法及其应用[J]. 中南工业大学学报, 1995, 26(3): 290–294.
LAI Jian-qing, PENG Sheng-lin. A new method of REE geochemical inversion and its applications[J]. Journal of Central South University of Technology, 1995, 26(3): 290–294.
- [29] SHAW D M. Trace element fractionation during anatexis[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1970, 34(2): 237.
- [30] ALLEGRE C J, MINSTER J F. Quantitative models of trace element behavior in magmatic processes[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1978, 38(1): 1–25.
- [31] EGGINIS S M, RUDNICK R L, McDONOUGH W F. The composition of peridotites and their minerals: A laser-ablation ICP-MS study[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1998, 154(1/4): 53–71.
- [32] 赵正, 漆亮, 黄智龙, 严再飞, 许成. 攀西裂谷南段鸡街碱性超基性岩微量元素和 Sr-Nd 同位素地球化学及其成因探讨[J]. 岩石学报, 2012, 28(6): 1915–1927.
- ZHAO Zheng, QI Liang, HUANG Zhi-long, YAN Zai-fei, XU Cheng. Trace elements and Sr-Nd isotopic geochemistry and genesis of Jijie alkaline-ultramafic rocks, southern part of Panxi rift[J]. Acta Petrologica Sinica, 2012, 28(6): 1915–1927.
- [33] NICKEL K G. Phase equilibria in the system $\text{SiO}_2\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-CaO-Cr}_2\text{O}_3$ (SMACCR) and their bearing on spinel/garnet lherzolite relationships[J]. Neues Jahrb Mineral, 1986, 155(3): 259–287.
- [34] 张招崇, 王福生, 郝艳丽. 峨眉山大火成岩省中苦橄岩与其共生岩石的地球化学特征及其对源区的约束[J]. 地质学报, 2004, 78(2): 171–180.
ZHANG Zhao-chong, WANG Fu-sheng, HAO Yan-li. Geochemistry of the Picrites and associated Basalts from the Emeishan large igneous Basalt Province and constraints on their source Region[J]. Acta Geologica Sinica, 2004, 78(2): 171–180.
- [35] 刘飞, 杨经绥, 陈松永, 梁凤华, 牛晓露, 李兆丽, 连东洋. 雅鲁藏布江缝合带西段东波蛇绿岩 OIB 型玄武岩的厘定及其形成环境[J]. 岩石学报, 2013, 29(6): 1909–1932.
LIU Fei, YANG Jing-sui, CHEN Song-yong, LIANG Feng-hua, NIU Xiao-lu, LI Zhao-li, LIAN Dong-yang. Ascertainment and environment of the OIB-type basalts from the Dongbo ophiolite in the western part of Yarlung Zangbo Suture Zone[J]. Acta Petrologica Sinica, 2013, 29(6): 1909–1932.
- [36] ALDANMAZ E, PEARCE J A, THIRLWALL M F, MITCHELL J G. Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey[J]. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 2000, 102(1/2): 67–95.
- [37] 陈列锰, 宋谢炎, DANYUSHEVSKY L V, 肖加飞, 李士彬, 官建祥. 金川号岩体橄榄石 Ni-MgO 相互关系及其地质意义[J]. 岩石学报, 2009, 25(12): 3369–3378.
CHEN Lie-meng, SONG Xie-yan, DANYUSHEVSKY L V, XIAO Jia-fei, LI Shi-bin, GUAN Jian-xiang. Correlation between Ni and MgO contents of olivine in Segment I of the Jinchuan intrusion, NW China, and its geological implication[J]. Acta Petrologica Sinica, 2009, 25(12): 3369–3378.
- [38] 宋谢炎, 肖家飞, 朱丹, 朱维光, 陈列锰. 岩浆通道系统与岩浆硫化物成矿研究新进展[J]. 地学前缘, 2010, 17(1): 153–163.
SONG Xie-yan, XIAO Jia-fei, ZHU Dan, ZHU Wei-guang, CHEN Lie-meng. New insights on the formation of magmatic sulfide deposits in magma conduit system[J]. Earth Science Frontiers, 2010, 17(1): 153–163.

(编辑 李艳红)