

金川铜镍矿床隐伏富铜矿体成因研究及其深部找矿意义*

高亚林^{1,2} 汤中立^{1**} 宋谢炎³ 田毓龙² 孟远志²

GAO YaLin^{1,2}, TANG ZhongLi^{1**}, SONG XieYan³, TIAN YuLong² and MENG YuanZhi²

1. 兰州大学土木工程与力学学院,兰州 730000

2. 金川集团公司,金昌 737102

3. 中国科学院地球化学研究所矿床地球化学重点实验室,贵阳 550002

1. College of Civil Engineering and Mechanics Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

2. Jinchuan Nickel Mining Corporation, Jinchang 737102, China

3. State Key Laboratory of Ore Deposit Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

2008-12-21 收稿, 2009-05-17 改回.

Gao YL, Tang ZL, Song XY, Tian YL and Meng YZ. 2009. Study on genesis of the concealed Cu-rich ore body in the Jinchuan Cu-Ni deposit and its prospecting in depth. *Acta Petrologica Sinica*, 25(12):3379-3395

Abstract The Jinchuan deposit is hosted by the olivine-rich ultramafic rock-body, which is the third-largest being exploited magmatic sulfide Ni-Cu deposit in the world. After it has been exploited for about fifty years, the problem that seeking new relating resources in its deep and border becomes more and more important. The characteristics of ore body, ore and geochemistry of concealed Cu-rich ore body are researched. Through spatially analyzing and comparing with neighboring III main ore body, the mineralization-rule of concealed Cu-rich ore body is summed up. Meanwhile, it is implied that there may exist a Cu-rich magma between Ni-rich magma and ore-pulp during liquation-differentiation in deep stage-chambers, which derives from deep mantle high-MgO basalts magma. It is concluded that the ore body has the feature of both magmatic liquation and late reconstruction action; it has experienced three stages: first, deep-liquation and pulsatory-injection of the Cu- and PGE-rich magma; second, concentration of tectonic activation; third, the later magma hydrothermal alteration. In addition, the data of Pb isotope shows the forming age of I6 Concealed Cu-rich ore body is about 800Ma, which is earlier than that of massive Ni-rich ore bodies; the Pb and S isotope indicate the magma of I6 Concealed Cu-rich ore body originates predominantly from mantle, however it is interfused by minute crust material. Finally, it is inferred that the genesis of Cu-Ni sulfide deposit is complex, and the prospect of seeking new deep ore bodies in deep and border of Jinchuan Deposit is promising, especially seeking Cu-rich ore bodies; the F6 fault may be the emplacing conduit of I6 Concealed magma, and one of the emplacing conduits of III magma.

Key words Jinchuan; Cu-Ni sulfide deposit; Cu-rich magma; Cu-rich ore body; Conduit of magma; Prospecting

摘要 金川矿床赋存于富橄榄石超镁铁质岩中,是目前世界第三大在采铜镍硫化物矿床。经过多年开采,如何在深、边部找到新的替代资源问题显得越来越重要。通过对金川矿床富铜隐伏矿体的矿体特征、矿石特征和矿石特殊地球化学特性等方面进行分析研究,特别是从空间立体对其矿化规律进行总结,并与其附近 III#主矿体进行对比,指出该类型矿体既有岩浆熔离作用的特点,又有后期改造作用的特征,其形成经历了三个阶段:富含 Cu、PGE 岩浆深部熔离-脉动贯入、构造活化富集和后期热液叠加。同时探讨了来源于地幔深部的高镁玄武质岩浆,在深部岩浆房和阶段岩浆房熔离分异过程中,富镍岩浆和矿浆之间存在富铜岩浆。此外,Pb 同位素表明,该隐伏富铜矿体形成时间为 8 亿年左右,早于块状特富矿;Pb、S 同位素表明,该矿体主要来源于地幔,但曾被少量地壳物质混入。最后指出铜镍硫化物矿床的成因是复杂多样的,在金川矿床深边部寻找新型

* 本文受国家自然科学基金项目(40534020 和 40873005)、国家科技支撑项目(2006BAB01B08)和兰州大学基金项目(041232 和 041216)联合资助。

第一作者简介:高亚林,男,1978 年生,博士生,矿床学专业,E-mail: david_gyl@126.com

** 通讯作者:汤中立,E-mail: zhl_tang@yahoo.cn

矿体,尤其是富铜矿体的前景很大,而F₆断层可能是富铜隐伏矿体岩浆通道和III#主矿体岩浆的深部侵位通道之一。

关键词 金川;硫化铜镍矿床;富铜岩浆;富铜矿体;岩浆通道;找矿

中图法分类号 P595;P597;P611;P612;P618

1 引言

金川矿床位于中国西北甘肃省金昌市,是目前全球第三大在采铜镍硫化物矿床,除富含镍、铜外,还伴生钴、金、银、铂族(PGE)等17种金属元素,累计探明矿石储量和铜镍金属储量分别为:矿石5.5亿吨、镍558万吨、铜354万吨。正在开采的II矿区II1#主矿体是金川矿床最大的富矿体,其矿石储量和镍金属储量分别约占整个金川矿床的48.4%和

56.8%。自发现至今,已经过四十多年的勘探和开发,金川铜镍矿床部分富矿体已接近被开采殆尽,资源危机开始显露端倪,寻找隐伏矿体的研究工作成为当务之急。近年来,在矿山探矿、开采过程中,先后在几个主矿体的深部发现过一定规模的隐伏矿体,如I矿区6行富铜隐伏矿体(以下简称I6隐伏矿体)和II行隐伏矿体、III矿区的58#矿体和II矿区1#富镍特富矿体(地质六队,1984)等。其中I6隐伏矿体是在采矿生产中发现的新型富铜矿体,该矿体沿断层分布,以高的Cu/Ni比和高的金、银、铂和钯含量为主要特征。本文拟通过对I6隐伏矿体地质和地球化学特征的研究,试图

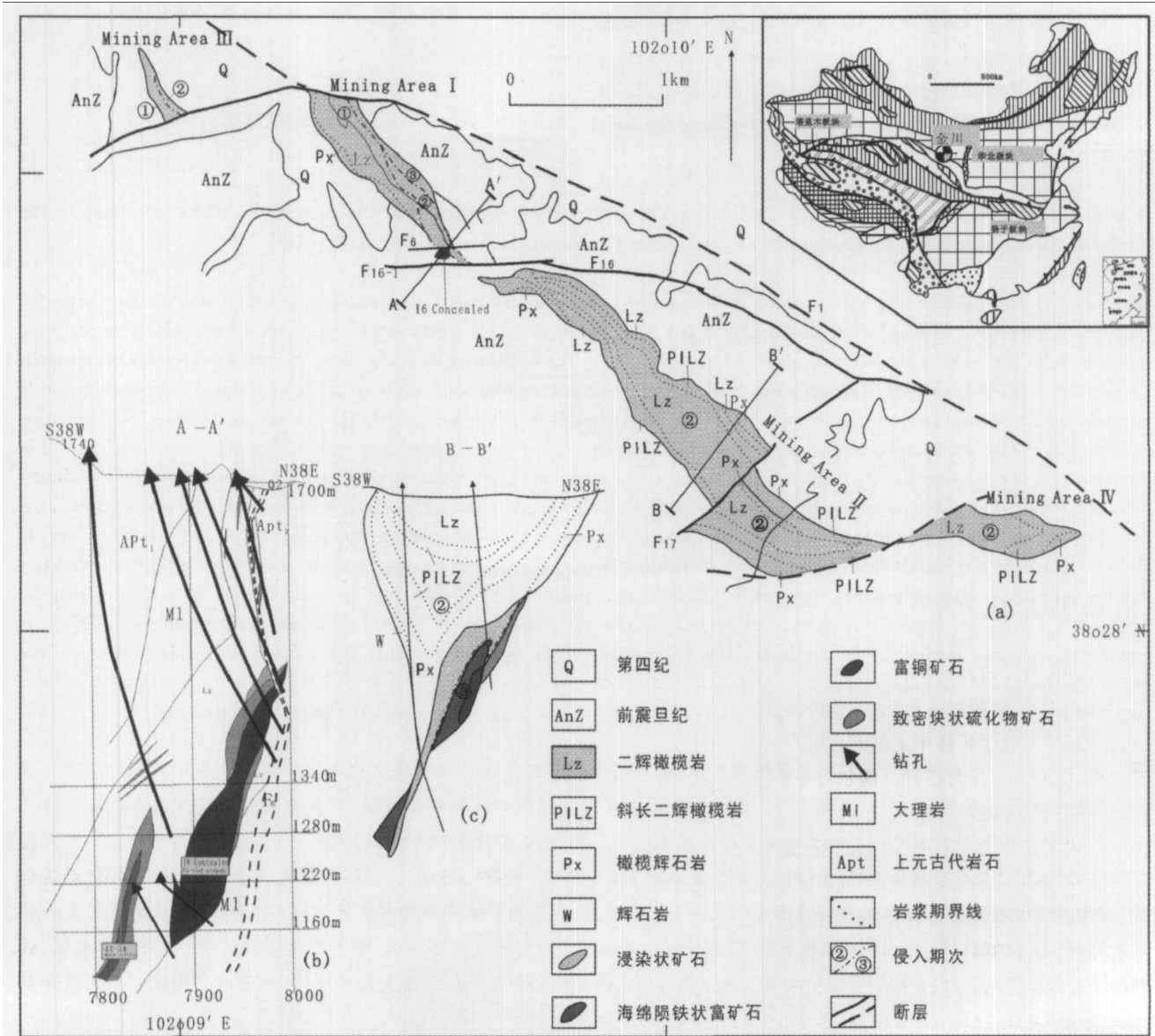


图1 金川矿床地质平面图及典型剖面(b图为I6隐伏矿体所在剖面;据汤中立,2002)

Fig. 1 Geological sketchy plane (a) and sections (b and c) of the Jinchuan deposit (adapted after Tang, 2002. b is the section of I6 Concealed)

了解和掌握该类隐伏矿体的形态、空间分布规律及其成因,以期对金川矿床的成矿演化研究、深部找矿及寻找含矿岩浆通道等方面提供一些理论依据。

2 金川矿床地质概况

金川铜镍硫化物矿床位于阿拉善地块西南边缘龙首山隆起带,隆起带北以龙首山北缘断裂与潮水凹陷(巴丹吉林沙漠)相邻,南以南缘断裂与祁连褶皱带相隔。含矿超基性岩体在中元古代侵入于中太古代白家咀子组古老变质岩系中(地质六队,1984)。

现存超基性岩体长约6500m,宽20余米至527m,控制延深数百米至1000余米,最大推测延深超过1100余米。岩体走向北西 50° ,倾向南西,倾角 $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ 。岩体东、西两端被第四系覆盖,中部裸露地表,上部已遭剥蚀,揭去盖层,岩体基岩面积约 1.34km^2 。矿区内断层和节理发育,岩、矿体破碎,主要断层有 F_1 、 F_8 、 F_{17} 、 F_{23} 、 F_{16} 、 F_{16-1} 和 F_6 等。岩体被北东东向压扭性断层错断,由西向东分为4段,依次编号为Ⅲ、Ⅰ、Ⅱ、Ⅳ矿区(图1)。

3 I6行隐伏矿体的矿体特征

I6行隐伏矿体分布于I5行到I7行之间(I为矿区编号,5、7为勘探行线编号),垂向上分布在1400~1070m(I7行剖面上),产于 F_6 断层的下盘。倾向南西,倾角 70° ,最大厚度达40m。矿体呈透镜状、囊状产出,在1220m水平以上,呈一独立的矿体,赋存于Ⅱ1#主矿体的下盘;在1220m水平以下,逐渐与主矿体相连。这反映出I6行富铜隐伏矿体的岩浆从西向东、自下而上的运移趋势。其中在1340m水平表现为透镜状,在1280m水平为马蹄形,在1220m水平为似层状(图2)。表明矿体分枝复合及膨缩变化现象十分显著。

矿体局部与片麻岩、斜长角闪岩、大理岩、花岗岩、细晶岩等直接接触,接触界线明显。矿体中的夹石及脉岩有花岗岩、煌斑岩,位于矿体中上部。由于受到后期构造作用影响,这些围岩体均比较破碎。偶尔可见黄铜矿、黄铁矿组成的细脉穿插于煌斑岩角砾中。

F_6 断层走向北东东向,倾向北西,倾角 70° 左右,宽1~2m。断裂带中现有断层泥质带、糜棱岩带、片理化含透镜体带,其中透镜体多为矿石角砾;在断层泥质带镜面发育,其上多有擦痕,擦痕的侧伏角 $10^{\circ}\sim 60^{\circ}$ 。根据透镜体长轴方向与断面夹角的方向以及擦痕侧伏角可以推断,该断层属压扭性逆平移断层(图3a)。断裂带内主要矿物成分为蛇纹石、绿泥石等,碳酸盐脉、金属硫化物细脉比较发育(Lehmann et al., 2007)。说明矿体形成以后,曾经历过构造活动的改造及热液活动成矿作用的叠加(Ripley et al., 2005)。

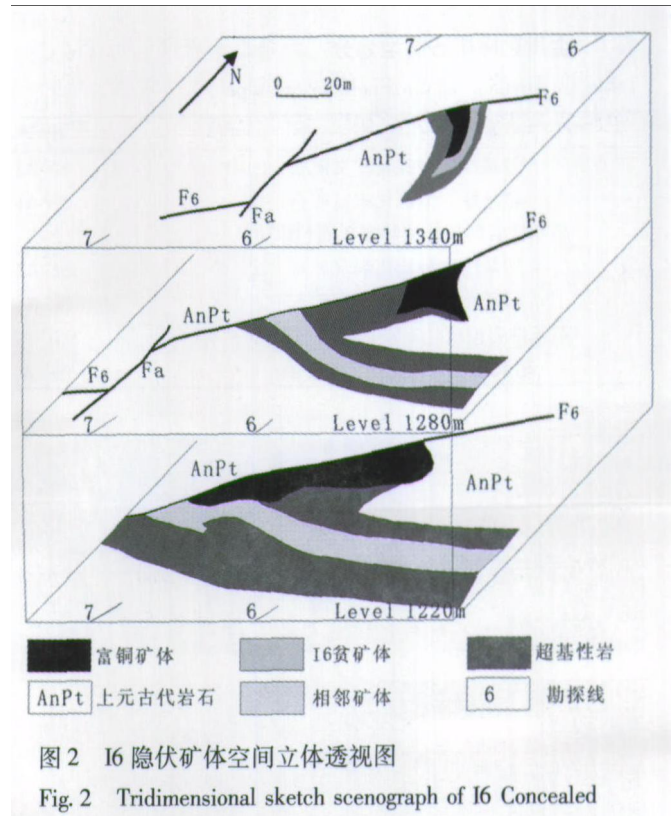


图2 I6 隐伏矿体空间立体透视图

Fig. 2 Tridimensional sketch scenograph of I6 Concealed

4 I6行隐伏矿体的矿石特征

4.1 含矿岩石及蚀变

I6行隐伏富铜矿体的含矿岩石为含辉橄榄岩和滑石菱镁岩。由于受到后期热液作用和变形改造,蚀变强烈,大部分矿石已看不到原生结构和构造,造岩矿物和金属硫化物出现定向排列(图3b; de Waal et al., 2004; Lehmann et al., 2007),片理发育。橄榄石和辉石全部蚀变成蛇纹石、绿泥石、透闪石、绿水金云母、伊丁石等,以蛇纹石、绿泥石、透闪石为常见蚀变矿物(Ripley et al., 2005)。根据橄榄石和辉石遭受蚀变后仍在一定程度上保留着原晶体形态这一特点,可恢复原岩并计算出蚀变前隐伏富铜矿体的赋矿岩石成分,平均含橄榄石94.5%,辉石5.5%(除去硫化物以后)。这个资料不同于Chai and Naldrett (1992a)和Li et al. (2004),这反映了岩浆深部熔离过程的复杂性和多样性。

4.2 矿石类型

按金川矿床矿石类型划分方案(表1),I6行隐伏矿体的矿石类型包括浸染状贫矿石、海绵陨铁状富矿石和致密块状特富矿石。其富矿石(SNC-A1)通常分布于矿体的中上部和底部,贫矿石(SC-A2)分布在矿体上部的南端和中部,从1400m至1310m水平,贫矿逐渐消失,在1310m水平以下,全部为富矿石(图2),且部分为铜特富矿石(SC-A)。

4.3 矿石结构构造

I6行隐伏矿体矿石结构以自形-他形粒状结构(中粗粒

表1 金川矿床矿石类型划分

Table 1 Division of the Jinchuan ore-type

矿石类型	代号	镍含量(wt%)	铜含量(wt%)
超基性岩型硫化镍贫矿石	SN-A2	0.3~1.0	不限
超基性岩型硫化镍富矿石	SN-A1	1.0~3.0	不限
超基性岩型硫化镍特富矿石(图3d)	S-A	≥3.0	不限
超基性岩型硫化铜贫矿石	SC-A2	<0.30	0.3~1.0
超基性岩型硫化铜富矿石	SC-A1	<1.0	>1.0
超基性岩型硫化铜镍富矿石(图3c)	SNC-A1	>1.0	>1.0
超基性岩型硫化铜特富矿石	SC-A	<3.0	≥3.0

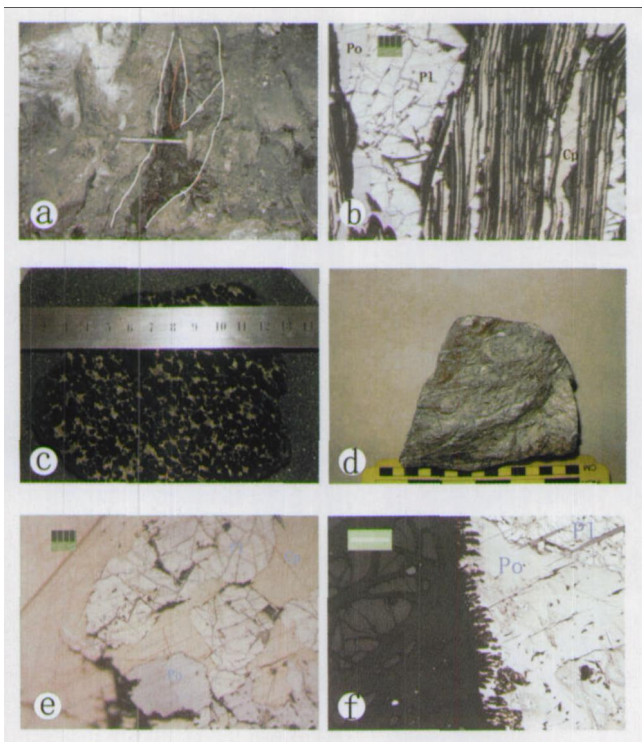


图3 矿石标本及金属矿物照片

a-应力作用致使矿体透镜体化; b-应力致使硫化物定向排列; c-海绵陨铁状富铜矿石; d-致密块状富镍矿石; e-同期金属硫化物共生; f-在后期热液蚀变下,磁黄铁矿(Po)局部蚀变。矿物缩写: Po-磁黄铁矿, Pl-镍黄铁矿, Cp-黄铜矿

Fig. 3 The photos of ore samples and metallic minerals

a-The ore-bearing lens resulted by stress-action; b-Directional arrangement of metal sulfides; c-Matrix structure Cu-rich ore; d-Massive structure Ni-rich ore; e-Paragenetic metal sulfides of the same period; f-Parrhotite is melted and altered by late hydrothermal. Minerals abbreviation: Po-Pyrrhotite, Pl-Pentlandite, Cp-chalcopyrite

结构和不等粒结构)、网状结构(固溶体出溶作用形成的)为主;其矿石构造主要为海绵陨铁状(图3c)、变海绵陨铁状,局部为斑杂状(属岩浆深熔-晚期贯入的)。

4.4 主要金属矿物及赋存形态

I6行隐伏矿体的主要金属矿物为磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿。同II1#主矿体一样,镍黄铁矿局部发生蚀变形

成紫硫镍矿和马基诺矿,磁黄铁矿局部发生蚀变形形成黄铁矿,矿石中硫化物多呈他形晶结构(杨合群等,1997)。另在I6行隐伏矿体中还产出大量的方黄铜矿、墨铜矿和碲银矿、碲铂矿、银金矿、等轴碲矿等贵金属矿物,但黄铜矿仍为主要的硫化铜矿物。矿石中的三种主要金属硫化物比值,磁黄铁矿(Po):镍黄铁矿(Pn):黄铜矿(Cp)为0.50:0.36:1(表2),而II1#主矿体的Po:Pn:Cp为3.5:2:1(深部熔离-贯入型)或0.55:0.4:1(深部熔离晚期贯入型),块状镍特富矿体的Po:Pn:Cp为10:3:1(晚期贯入型)(金川集团公司^①,1997)。可以看出I6矿石中的Po:Pn:Cp数值与II1#主矿体的深部熔离-贯入型矿石相近,表明这两种矿体岩浆来源相同。

经100%硫化物处理(把金属矿物在矿石中的含量换算为在金属硫化物中的含量)后,I6隐伏矿体的大部分样品位于Fe-S(磁黄铁矿、黄铁矿)、Ni-Fe-S(镍黄铁矿、紫硫镍铁矿)、Cu-Fe-S(黄铜矿、方黄铜矿)相图中深部熔离贯入型范围内,表明I6隐伏矿体属于岩浆期矿体,并位于较后期次(图4a)。此外,尚有一个样品位于后期热液叠加型范围内。I6隐伏矿体的磁黄铁矿分析亦暗示该矿体先后经历岩浆熔离作用和后期热液改造作用(图3f),明显不同于单纯的热液改造型矿体(图4b),表现为更富Cu而贫Co。

5 I6行隐伏富铜矿体的矿化特征

5.1 I6行隐伏富铜矿体的主成矿元素

I6行隐伏矿体的最主要特征是铜的品位高,平均Ni:Cu=1:2.2,最高达1:3,而金川矿床的平均Ni:Cu比为2:1,故称其为富铜隐伏矿体。

就I矿区东部矿体(II1#主矿体的西延)来说,超基性岩型硫化镍富矿平均含Ni 2.24%、Cu 1.03%,硫化镍贫矿平均含Ni 0.66%、Cu 0.58%;I6行隐伏矿体平均含Ni 1.76%、Cu 3.85%,I6行隐伏矿体附近的超基性岩型硫化镍富矿石平均含Ni 2.54%、Cu 1.09%,硫化镍贫矿石平均含Ni 0.62%、Cu 0.65%。由图5和表3可知,无论是从平面上或

^① 金川集团公司.1997.金川一矿区富铜隐伏矿体的地质特征及成矿规律研究

表2 I6行隐伏富铜矿体矿石样品中矿物含量(wt%)

Table 2 Mineral abundances in samples from the I6 Concealed ore body(wt%)

样品号	磁黄铁矿	镍黄铁矿(紫硫镍铁矿)	黄铜矿(方黄铜矿)	墨铜矿	磁铁矿+铬铁矿	脉石	合计
6B-14	3.88	2.93	11.06	0.44	7.82	73.87	100
6B-15	5.89	3.48	11.13	1.49	6.54	71.47	100
6B-19	2.95	4.11	13.49	0.41	3.52	75.52	100
6B-16	4.61	3.27	14.71	0.79	10.93	65.69	100
6B-5	13.46	8.46	11.30	0.30	10.42	58.06	100
average	6.16	4.45	12.34	0.69	7.85	68.92	100

测试单位:金川集团公司技术中心,测试采用电子探针分析(JXA8800R),其测试精度为 $\geq 10 \times 10^{-6}$

表3 I6行隐伏矿体不同水平铜镍品位空间立体分布

Table 3 Grade distribution of Cu and Ni of I6 Concealed ore body on different levels

采样点	隐伏富铜矿体 (wt%)						围岩(矿)(wt%)					备注
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
1280水平 Cu			5.03	2.02	3.00	4.10	0.46	0.15	0.10	0.10		与超基性岩体接触
6 ²⁵ 行 Ni			1.89	1.16	1.65	3.02	0.30	0.17	0.10	0.10		
1220水平 Cu	4.32	3.75	4.49	4.80	3.77	2.94	1.40	0.90	1.02	1.05	0.67	与正常富矿体接触
平6行 Ni	2.04	2.38	2.45	2.24	2.43	2.91	3.61	4.28	4.65	1.98	2.33	
1160水平 Cu	3.01	3.15	3.43	4.09	3.86	3.52	1.73	1.07	0.99	0.95	0.86	与正常贫矿体接触
平7行 Ni	3.01	2.22	1.90	1.78	1.27	2.64	0.86	0.64	0.74	0.50	0.66	

测试单位:金川集团公司技术中心,采用等离子光谱(IRIS Advantage ER/S),其测试精度为(相对标准偏差)RSD < 5%,检测限为(detection and quantification limits) $\times 10^{-9}$ 级

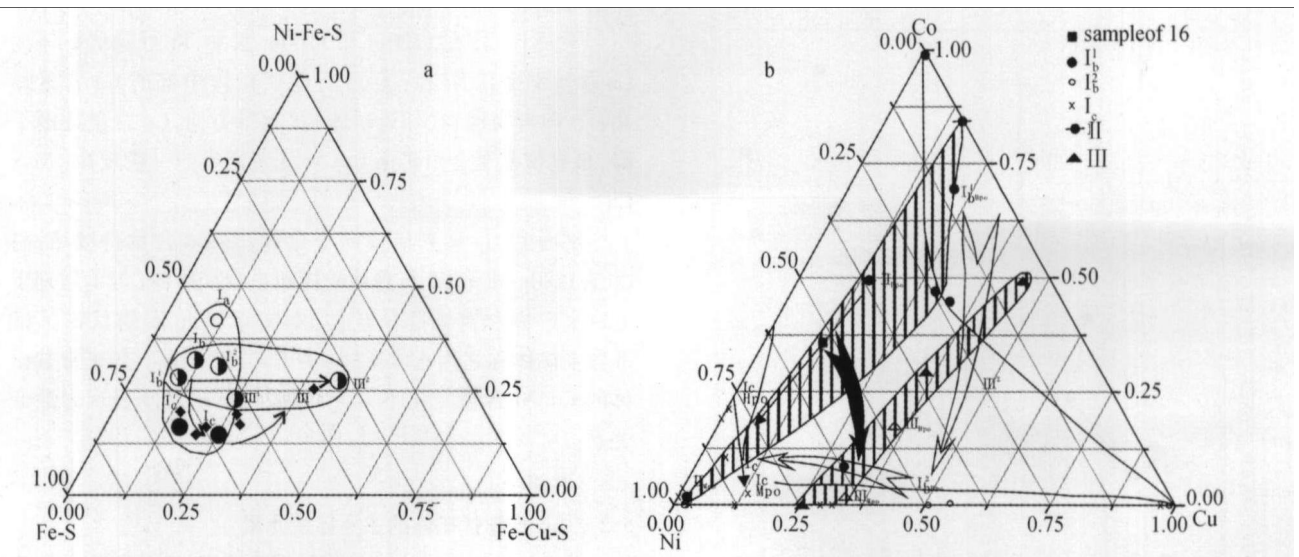


图4 金川矿床各类型矿石中 Fe-S、Ni-Fe-S、Cu-Fe-S 相矿物含量变化图(a)和不同类型矿石中磁黄铁矿 Co、Ni、Cu 含量变化图(b) (据汤中立和李文渊,1995)

空心箭头岩浆期演化方向,实心箭头为后期叠加演化方向,Ib¹-深熔-贯入型局部海绵陨铁状矿石,Ib²-深熔-贯入型海绵陨铁状矿石,Ic-晚期贯入型块状矿石,II-接触交代型浸染状矿石,III-热液叠加型变海绵陨铁状矿石;Mpo-单斜磁黄铁矿, Hpo-六方磁黄铁矿,◆■为I6行隐伏富铜矿体样品

Fig. 4 Evolution diagram of metallic minerals of Fe-S, Ni-Fe-S and Cu-Fe-S phases (a) and diagram of the evolution of the Co, Ni and Cu Content in pyrrhotite (b) from various types of Jinchuan's ores (adapted after Tang and Li, 1995)

表4 I6行隐伏矿体与邻近矿体的 Au、Ag 及 PGE 含量

Table 4 Contents of Au, Ag and PGE of I6 Concealed ore body and neighboring ore body

样品号	样品描述	样品说明	含量($\times 10^{-6}$)						
			Au	Ag	Pt	Pd	Os	Ir	Ru
6B-G1	1220mI6 行隐伏矿体 SNC-A1	组合样	1.88	23.60	2.10	0.97	0.001	0.0012	0.001
6B-G2	1220mI6 行隐伏矿体 SNC-A1	组合样	1.38	24.40	1.90	0.34	0.002	0.0015	0.001
6B-G3	1200mI6 行隐伏矿体 SNC-A1	组合样	2.00	21.90	2.69	0.45	0.001	0.0011	0.001
6B-G4	1185mI6 行隐伏矿体 SNC-A1	组合样	1.63	28.00	0.46	0.30	0.001	0.0012	0.001
6B-G5	1180mI6 行隐伏矿体 SNC-A1	组合样	2.55	14.80	1.24	0.28	0.018	0.026	0.008
7B-G1	1190mI7 行隐伏矿体 SNC-A1	组合样	1.61	18.50	0.18	0.20	0.02	0.028	0.016
7B-G2	1170mI7 行隐伏矿体 SNC-A1	组合样	1.30	19.30	0.58	0.36	0.007	0.011	0.002
7B-G3	1220mI7 行隐伏矿体 SNC-A1	单样	0.34		1.46	0.32	0.002	0.001	0.001
6H-G11	1280mI6 行正常矿体 SN-A1	单样	1.45	3.50	0.30	0.32		0.04	
7H-G22	1235mI7 行正常矿体 SN-A1	组合样	0.17	1.50	0.10	4.00	0.027		0.017
2H-G23	1180mI2 行正常矿体 SN-A1	组合样	0.16	2.50	0.28	0.59	0.018	<0.01	0.016
7H-G11	1270mI7 行正常矿体 SN-A2	单样	0.83	0.75	0.25	0.11		0.01	
	II 1#主矿体 1200 中段 8-10	average	0.18	5.05	1.23	0.35	0.021		0.042
	III#富矿	平均	0.3	6.1	0.53	0.24	0.025	0.022	0.20
	Massive 特富矿	平均	0.11	2.66	0.059	0.07	0.031	0.020	0.027
	Noril'sk-1		3.65	0.119	25.103	63.624	0.003	0.008	0.017
	Noril'sk-2		5.37	0.046	105.96	305.84		0.006	0.015
	CI 球粒陨石		0.140	0.199	0.990	0.560	0.486	0.481	0.712

测试单位:桂林矿产研究院测定,S分析采用高温燃烧碘量法,其测试精度 $\geq 0.01\text{wt}\%$;PGE分析采用等离子质谱 ICP/MS (PQ Excell),其测试精度 RSD < 5%,检测限为 $\times 10^{-12}$ 级别 inductively coupled plasma-mass spectrometry; Au、Ag 分析采用原子吸收光谱法(AA-100),其精度 $\leq 0.3\%$,其检测限为 $\times 10^{-9}$ 级。6B、7B 为 I6 行隐伏富矿体样品,H 为其相邻矿体样品,III#为 III#主矿体富矿石, massive 为金川富镍特富矿, Noril'sk-1,2 为两类 Noril'sk 富铜型矿石

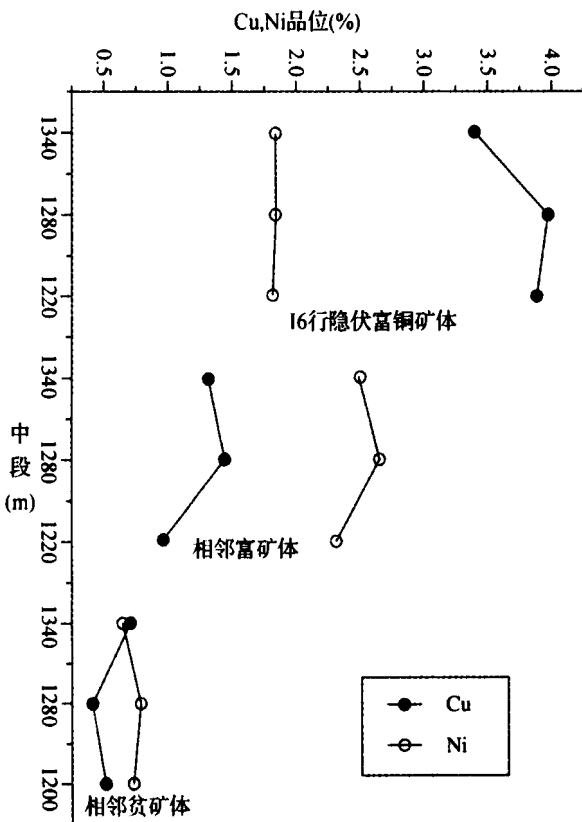


图5 I6行隐伏矿体与周边正常矿体铜镍品位空间分布
Fig.5 Spatial distribution of Cu and Ni in I6 Concealed and neighboring ore body

剖面上,I6行隐伏矿体的 Cu 含量均比其邻近矿体高,而其 Ni 含量变化较为平稳。

平面上:① 在 1220m 和 1160m 水平,I6 行隐伏矿体的 Cu 含量要比其 Ni 高;② I6 行隐伏矿体中部的 Cu 含量最高;③ 向着与围岩(邻近矿体)接触带方向,Cu 含量逐渐下降,最终恢复至金川矿床 Cu、Ni 元素富集的一般规律(Ni > Cu)。

剖面上:① 随着矿体向下延深,其 Cu 含量持续增高;② 在 1280m 水平,I6 行隐伏矿体和正常富矿体(为了区别于 II 1#主矿体和富铜隐伏矿体,本文将邻近 I6 行隐伏矿体的 II 1#主矿体称之为正常矿体)的 Cu 含量最高;③ 正常贫矿体的 Cu、Ni 含量变化不大,但富矿与贫矿之间表现为渐变关系。

5.2 I6行隐伏矿体的主要伴生元素

与 II 1#主矿体相似,I6 行隐伏矿体的主要伴生组份为 PGE、Au、Ag、Co 等。但 I6 行隐伏矿体的 Pt、Pd、Au、Ag、Se、Te 等元素含量异常富集,明显高于金川矿床其他矿体(包括 II 1#矿体),其稀有贵金属元素是金川矿床其他矿体的数倍(表 4)。

根据 Barnes and Lightfoot (2005) 的公式,把此次研究样品的金属元素转换为在 100% 硫化物中的含量,其中 S = 8.65%, Cu = 3.85% 和 Ni = 1.76% ;

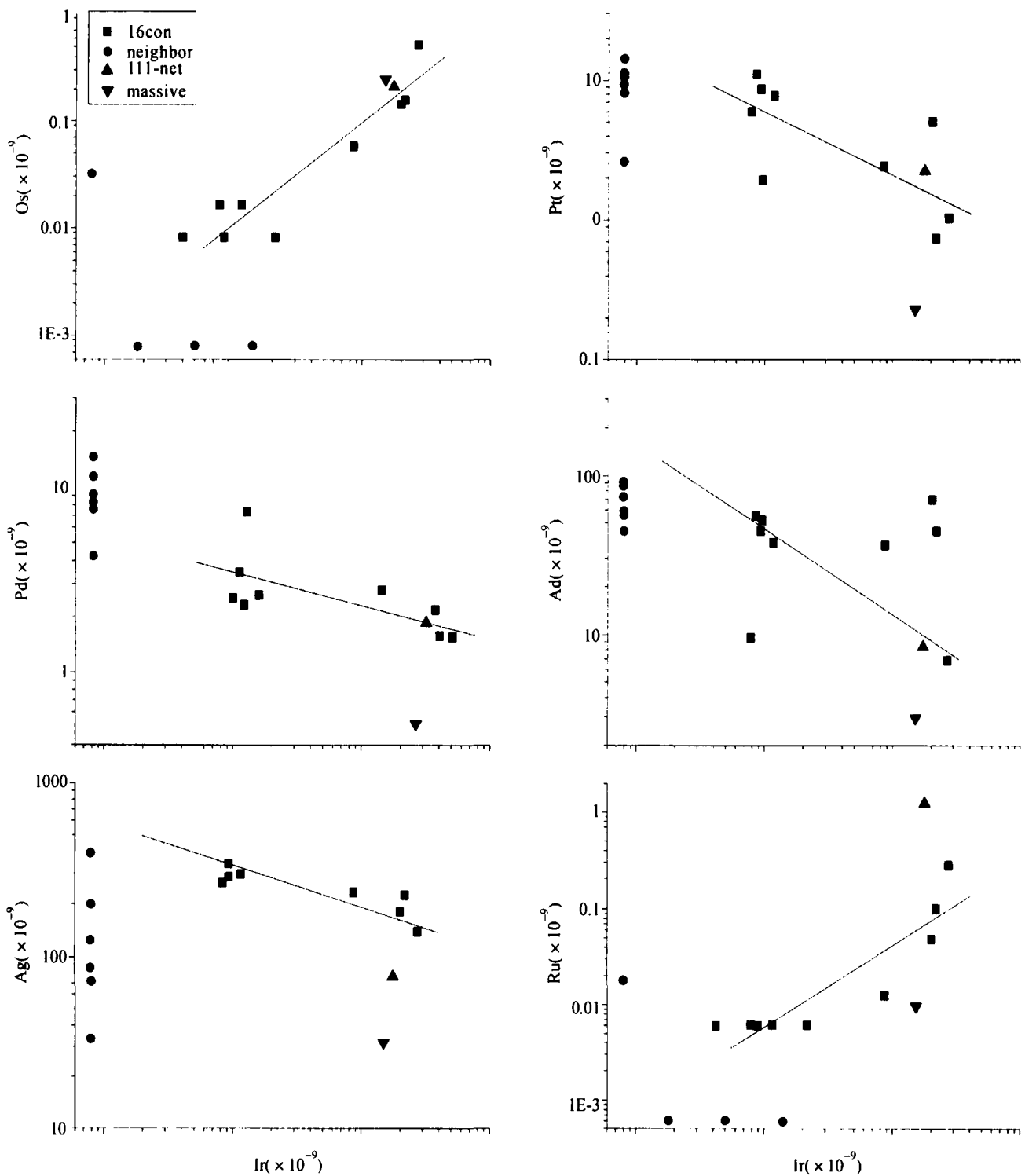


图6 16 隐伏矿体与金川其它矿体的 PGE-Au-Ag/Ir 相关图

16 con 为 16 隐伏矿体;neighbor 为其相邻矿石;III-net 为 III#主矿体富矿石;massive 为富镍特富矿石

Fig.6 Relative diagram of PGE-Au-Ag against Ir of I6 Concealed and else ore bodies of Jinchuan Deposit

$C_{(100\% \text{ sul})} = C_{\text{wr}} * 100 / (2.527 * S + 0.3408\text{Cu} + 0.4715 * \text{Ni})$
 式中: $C_{(100\% \text{ sul})}$ 为金属元素在 100% 硫化物中的含量, C_{wr} 为元素在全岩中的含量,S、Cu 和 Ni 为这些元素在全岩中的含量(%)。

16 隐伏矿体中的 Ir 与 Os、Ru 正相关,与 Pt、Pd、Au、Ag

负相关(图6)。其 IPGE(铱类铂族元素,为 Os、Ir、Rh 和 Ru)相近或稍低于 III#富矿石,高于块状特富矿石,远远高于与相邻的热液叠加型矿石;其 PPGE(铂类铂族元素,为 Pt 和 Pd)、Au、Ag 与 III#富矿石相近,接近或稍低于相邻热液叠加型矿石,高于块状特富矿石。其 Pt 与 Pd、Au、Ag 正相关关系

明显。另外,通过对该隐伏矿体中 Au、Ag、Pt、Co 等元素与 Cu、Ni 元素的相关性分析,Cu 与 Au、Ag、PGE 相关性较高($1 > r > 0.90$, r 为相关性系数),而 Ni 与 Co 相关较高($r = 0.882$)(王静纯和施晶,1999)。

IPGE 资料表明 I6 隐伏矿体岩浆分异时间要晚于 III#主矿体岩浆,但要稍早于后期贯入型块状特富矿体岩浆;PPGE 资料表明,I6 隐伏矿体经历过较强的后期热液作用,PPGE 和 Au、Ag 更加富集。Yang *et al.* (2006)认为:金川矿床中 PGE 有三种类型(形成于岩浆期的 PGE、出现于热液蚀变带的 PGE 和出现在纯橄岩、二辉橄橄岩的剪切变形带的 PGE)。在 I6 隐伏矿体中,可分别找到这三种 PGE 特征矿石,这也从侧面反映出,其先后经历了岩浆熔离分异、热液叠加和韧性构造改造等作用。

I6 行隐伏矿体的平均 Au、Ag 和 PGE 含量为 Au 1.9×10^{-6} 、Ag 19.2×10^{-6} 、Pt 1.7×10^{-6} 、Pd 0.9×10^{-6} 、Os 0.005×10^{-6} 、Ir 0.01×10^{-6} 、Ru 0.004×10^{-6} 。与相邻热液型富矿石、III#主矿体的富矿石、金川富镍特富矿石、诺利尔斯克的富铜矿石(Barnes and Maier,1999)对比发现,I6 隐伏矿体矿石的 PGE、Au、Ag 含量介于 III#主矿体富矿石和相邻热液型富矿石之间,这也反映了 I6 隐伏矿体是岩浆期较后阶段形成的。另 I6 隐伏矿体矿石的 IPGE 值高于诺利尔斯克的富铜矿石 2 个数量级,其 PPGE 值低于诺利尔斯克的富铜矿石 2 个数量级(图 7)。至于在岩浆期最后阶段诺利尔斯克形成的是富铜特富矿而金川形成的是富镍块状特富矿的原因,可能是母岩浆和后期熔离分异条件不同导致的,基性岩

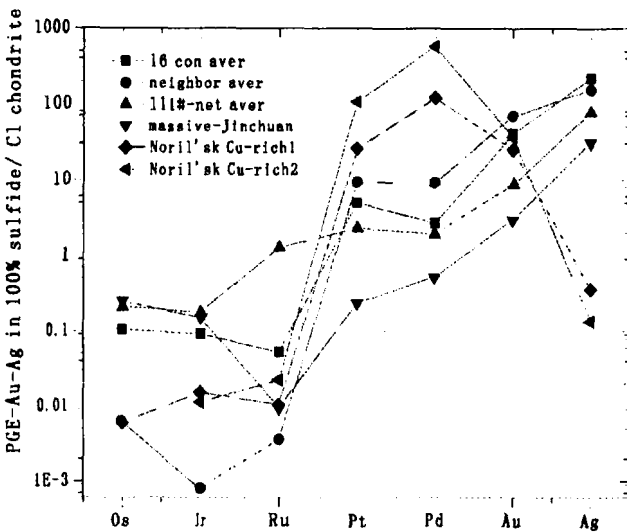


图 7 I6 隐伏矿体与其它矿体的 PGE-Au-Ag 球粒陨石标准化分布模式

I6 con aver 为 I6 隐伏矿体 PGE 平均值;neighbor aver 为其相邻矿体 PGE 平均值;III-net aver 为 III#主矿体富矿石 PGE 平均值;massive-Jinchuan 为金川富镍特富矿石 PGE 平均值;Noril'sk Cu-rich 1,2 分别为两种 Noril'sk 的富铜体 PGE 值

Fig. 7 CI chondrite normalized PGE-Au-Ag patterns of I6 Concealed and else ore bodies

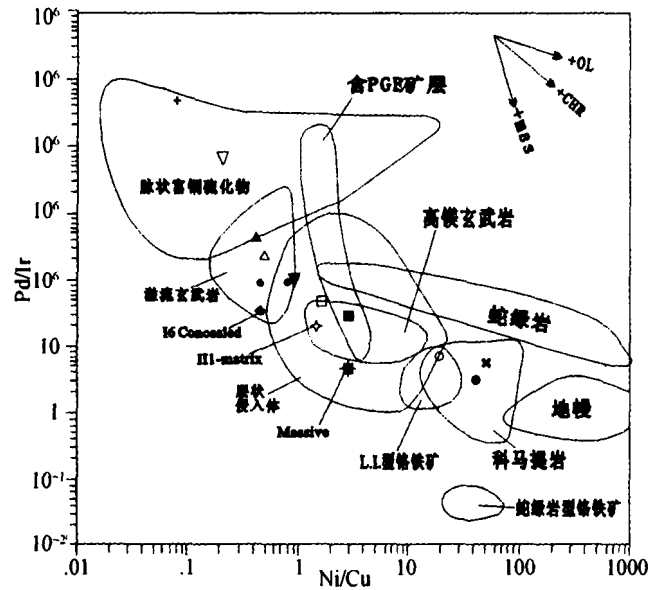


图 8 Ni/Cu 与 Pd/Ir 相关图 (据 Barnes and Lightfoot, 2005)

I6 concealed 为 I6 隐伏矿体; III#-net 为 III#主矿体富矿石; massive 为富镍特富矿石

Fig. 8 Ratio plots of Ni/Cu vs. Pd/Ir (modified after Barnes and Lightfoot, 2005)

浆越容易富铜,而超基性岩浆越容易富镍? 这问题留待以后探讨。

一般与玄武岩有关的铜镍硫化物矿床中矿石的 $(Pt + Pd)/(Os + Ir + Ru)$ 比值是 5.7 ~ 55.6, $Pt/(Pt + Pd)$ 比值约为 0.2 (Chai and Naldrett, 1992b), 而 I6 隐伏矿体的 $(Pt + Pd)/(Os + Ir + Ru)$ 比值为 47.8, $Pt/(Pt + Pd)$ 比值为 0.76, 显然非常接近于上述值的范围。另通过 Ni/Cu 与 Pd/Ir 相关图(图 8),发现只有 III#主矿体的富矿石位于高镍玄武岩岩浆区,而与之同源的 I6 隐伏矿体和块状特富矿体都不在该区域。究其原因,可能是因为矿石经历了较强烈的后期热液蚀变作用,因此根据铂族元素的分布不能准确反映 I6 隐伏矿体的母岩浆特征。这与 Su *et al.* (2008)对金川矿床其他矿体研究后得出的结论是一致的,表明热液改造对铂族元素的地球化学行为有重要影响。

根据 Fleet *et al.* (1993,1999)的研究成果,铂族元素相对 Ni、Cu 更易从液态硅酸盐中进入液态硫化物中,其中 Pt、Pd 相对于 Os、Ir、Ru 在液态硫化物中的富集能力更强(分配系数排序: $Pd > Rh > Pt > Ru > Os > Ir$);在硫饱和条件下,Os、Ir、Ru、Rh 优先进入单硫化物固溶体,而 Pt、Pd 优先保留于残留硫化物熔体中(Barnes and Maier, 1999)。由于 PGE 各元素化学特性和分配系数不同,在 I6 隐伏矿体形成时期的特殊化条件下(岩浆期较后阶段),导致其岩浆富集 Pt、Pd 和特富矿浆亏损 PGE;再加上后期热液作用,导致其进一步富集 PPGE、Au 和 Ag,部分元素含量接近后期热液叠加型矿体(Song *et al.*, 2006)。

表5 I6行隐伏矿体矿石矿物包裹体测温

Table 5 Crystallization temperature of ore mineral inclusions in the I6 Concealed

样品号	矿石名称及采样地点	测定矿物	爆裂温度(°C)
7B-1	1220 水平 7 行隐伏 SNC-A1	黄铜矿	375 ~ 325
7B-2	1220 水平 7 行隐伏 SNC-A1	黄铜矿	345 ~ 515
6B-1	1220 水平 6 行隐伏 SNC-A1	黄铜矿	340 ~ 520
6B-2	1220 水平 6 行隐伏 SNC-A1	磁黄铁矿	350
6B-3	1220 水平 6 行隐伏 SNC-A1	黄铜矿	350

测试单位:桂林矿产研究院测定,金属矿物包裹体测温采用爆裂法(TJ270-30 红外分光光度计),其波数精度为 $\leq \pm 2\text{cm}^{-1}$ (2000~400 cm^{-1}),透过率精度 $\pm 0.2\%$

6 I6行隐伏矿体的地球化学特性研究

6.1 包裹体研究

由于I6行隐伏矿体脉石矿物蚀变强烈,所以采取矿石中磁黄铁矿与其邻近正常矿体(为了区别于II1#主矿体和富铜隐伏矿体,本文将邻近I6隐伏矿体的II1#主矿体称之为正常矿体)进行包裹体气液相成分测试。可以看出,隐伏矿体与正常矿体中,气相成分主要均为 CO_2 ,但隐伏矿体中 N_2 较高;液相包裹体成分主要为 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} 和 H_2O ,在1432m水平I6 25 行富矿体的磁黄铁矿中 K^+ 、 Na^+ 很高,这可能由于成矿流体分异所致(杨合群等,1997)。

采用爆裂法测定I6行隐伏矿体矿石的黄铜矿、镍黄铁矿和磁黄铁矿包裹体温度(表5),表明其硫化物主要在340~400°C温度范围内结晶成矿,但黄铜矿从525°C就开始结晶,且有两个主要结晶温度,分别是515~525°C和340~375°C。而I6行隐伏矿体造岩矿物包裹体均一温度为1120~1150°C,其邻近伟晶花岗岩的矿物包裹体均一温度较低,为850~865°C。

这些研究结果表明,I6行隐伏矿体仍是典型的岩浆熔离作用形成的,但成矿期次比邻近正常矿体晚,其成岩温度为1120~1150°C,金属硫化物结晶成矿温度主要在340~375°C,黄铜矿从525°C就开始结晶。

6.2 Pb同位素研究

为了判断矿质来源,同时兼顾测年,研究过程中采用多阶段普通Pb-Pb同位素方法(此种方法定出的年龄不确定度较大,需要结合具体的地质事实来解释各测年结果)。在样品制备过程中,先后用2mol的HCl,6mol的HCl,2mol的 HNO_3 的来淋洗及制样,再结合ELEMENT2高分辨电感耦合等离子体质谱技术(HR-ICP-MS),测定精密度为0.05%~0.19%RSD,检出限为 $\times 10^{-9}$ ~ $\times 10^{-12}$ 级。普通铅校正采用Anderson(2002)的方法,年龄计算使用Isoplot(ver2.49)完成(95%置信水平)。该分析方法的年龄测定结果的不确定度

为1%~5%。不确定度包括样品和稀释剂的称量误差、稀释剂的标定误差、质谱测量的分馏校正误差、待分析样品同位素比值测量误差(置信水平95%)。

Doe and Stacey(1974)认为:一般高 μ 值Pb来自下地壳或上地幔,原始地幔的 μ 值在7~7.8;壳源的 μ 值 >9 ,介于其间者多为混合源(Russell and Farquhar,1960;Albarede and Juteau,1984)。陈岳龙等(2005)认为下地壳麻粒岩相 $\mu=4\sim 5$,Th/U比值 >4.5 ;上地壳花岗岩的 $\mu\approx 15$,Th/U比值 ≈ 3.8 。通过对I6隐伏矿体的Pb同位素测定(表6),发现隐伏矿体的 μ 值集中于8.63~8.77,Th/U比值介于3.89~4.04之间,充分显示Pb来源是以地幔为主的壳幔混合源,且主要来自深源上地幔,仅有微小部分受到地壳混染。由图9(a,b,c)可知,I6隐伏矿体样品Pb值分布于岛弧Pb和地幔Pb演化曲线之间,且更接近地幔Pb演化曲线。另外,I6隐伏矿体要比块状特富矿(图9a)和后期热液改造型贫矿、富矿、浸染状矿(图9b)形成时间要早;由于最后期次热液叠加作用,其邻近正常矿体样品和花岗岩样品则投于块状特富矿体(图9a)、后期热液改造型矿体(I组,图9b,c)范围内,这也表明其邻近矿体是在I6隐伏矿体上侵就位后,才出现热液富集的。本次I6隐伏矿体样品的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 相关性较好(图9d),与III#主矿体样品相关性相仿。

表面年龄分析数据显示(表6),I6隐伏矿体样品的年龄主要分布在6.75~8.81亿年,平均为 7.92 ± 0.27 亿年(权重均差MSWD为21.2)。早于邻近I6隐伏矿体的花岗岩(4.52亿年)和矿体(4.52~4.91亿年)。尽管其Th/U比值非常集中,但其MSWD稍微偏大。这表明该矿体在形成时系统未完全封闭,有少量放射性Pb混染,因此该年龄需要修正。同时判断,I6隐伏矿体和其邻近矿体形成后曾遭受晋宁运动和加里东运动的影响。

还可通过Holmes-Houtermans公式或Pb-Pb Isochrone公式(赵伦山和张本仁,1987)得出:I6隐伏矿体主要形成于8亿年左右(与U-Th-Pb法比较,Pb-Pb测年结果在0.5~1Ga范围内,误差为-250Ma,Doe and Stacey,1974)。该测年数据也与以往金川测年数据接近(表7)。

6.3 S同位素研究

S是岩浆矿床形成必不可少的矿化剂。Ohmoto(1972)根据热力学和同位素分馏资料研究指出,矿物的S同位素组成是 t 、 pH 、 f_{O_2} 、 I (溶液中碱金属离子强度)和 $\delta^{34}\text{S}_{\text{S}_2}$ (溶液中全S平均同位素组成)的函数:

$$\delta^{34}\text{S}_i = f(\delta^{34}\text{S}_{\text{S}_2}, t, f_{\text{O}_2}, \text{pH}, I)$$

随着温度降低,氧化形式的S逐渐增多,而低价态的S逐步减少, $\delta^{34}\text{S}\%$ 值增高(Coleman,1977;Smith,2000)。

由于本次研究S数据过少(表8),系统收集前人(地质六队,1984;杨合群等,1997;梁有彬等,1997)对金川矿床III#主矿体和块状特富矿中硫同位素的测试结果(表9),并将所有 $\delta^{34}\text{S}\%$ 结果进行汇总,编制S同位素分布堆积直方图

表6 I6 隐伏矿体与其附近矿体 Pb 同位素分析

Table 6 Pb Isotope analyses from the I6 Concealed and the neighboring ore body

样品号	采样地点	样品种类	同位素比值			表面年龄 (Ma)	Φ 值	μ 值	Th/U
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$				
6B-5	1220 水平 6 行隐伏矿体	全岩	16.852 ± 0.011	15.360 ± 0.012	37.071 ± 0.038	812	0.671	8.66	3.99
6B-5		磁黄铁矿	16.924 ± 0.021	15.385 ± 0.029	37.175 ± 0.087	786	0.688	8.70	4.00
6B-11		全岩	17.050 ± 0.002	15.372 ± 0.001	37.116 ± 0.002	675	0.656	8.65	3.89
6B-11		磁黄铁矿	17.031 ± 0.014	15.401 ± 0.013	37.168 ± 0.035	723	0.661	8.71	3.93
6B-13	1280 水平 6 行隐伏矿体	全岩	16.852 ± 0.030	15.414 ± 0.036	37.143 ± 0.100	872	0.679	8.77	4.04
6B-14		全岩	16.747 ± 0.089	15.350 ± 0.009	36.790 ± 0.021	881	0.680	8.66	4.00
6B-16		全岩	16.813 ± 0.016	15.358 ± 0.016	37.076 ± 0.052	841	0.675	8.67	4.02
6B-22		全岩	16.919 ± 0.002	15.349 ± 0.002	37.032 ± 0.005	749	0.664	8.63	3.92
6B-18	1280 水平 6 行花岗岩	全岩	17.420 ± 0.004	15.423 ± 0.003	38.074 ± 0.008	452	0.632	8.70	4.14
7H-20	1270 水平 7 行 正常贫矿石	全岩	17.476 ± 0.012	15.482 ± 0.014	37.673 ± 0.045	480	0.635	8.80	3.92
7H-20		磁黄铁矿	17.509 ± 0.039	15.512 ± 0.038	37.705 ± 0.104	491	0.636	8.86	3.92
7H-20		黄铁矿薄膜	17.349 ± 0.032	15.378 ± 0.031	37.343 ± 0.067	452	0.632	8.62	3.82

测试单位:北京测试分析中心

表7 金川超基性岩(矿)体同位素测年统计

Table 7 Statistical result of isotope dating of Jinchuan ultrabasic rock (or ore)

序号	样品	分析方法	分析仪器	检测精度	结果 (Ma)	不确定性	备注
1	全岩 + 单矿物	Sm-Nd	VG ₃₅₄ ICP-MS	$\times 10^{-9} \sim$ $\times 10^{-12}$	1508 ± 31 (2 σ)	相关系数 = 0.999	汤中立和李文渊, 1995
2	纯橄榄岩硫化物矿石	Re-Os	PQ ExCell ICP-MS	$\times 10^{-9} \sim$ $\times 10^{-12}$	¹ 1043 ± 28 (2 σ)	权重均差 MSWD = 1.3	
3	辉石岩、二辉橄榄岩、 含硫化物纯橄榄岩	Sm-Nd	MA T-261 ICP-MS	$\times 10^{-6} \sim$ $\times 10^{-9}$	970 ± 31 (2 σ)	MSWD = 34	张宗清等, 2004
4	辉石岩、二辉橄榄岩、 含硫化物纯橄榄岩	Rb-Sr	MA T-261 ICP-MS	$\times 10^{-6} \sim$ $\times 10^{-9}$	² 819	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr ± 2 σ = 01712872 ± 11	
5	二辉橄榄岩	zircon U-Pb	Shrimp II Ion probe	$\times 10^{-6}$	827 ± 8 (2 σ)	MSWD = 4.3	李献华等, 2004
6	二辉橄榄岩	zircon U-Pb	LA-ICP-MS	$\times 10^{-9} \sim$ $\times 10^{-12}$	807 ± 37 (2 σ)	MSWD = 0.63	田毓龙等, 2007
7	二辉橄榄岩	zircon U-Pb	Shrimp II Ion probe	$\times 10^{-6}$	837		
8	全岩 + 金属硫化物	Re-Os	PQ ExCell ICP-MS	$\times 10^{-9} \sim$ $\times 10^{-12}$	999 ± 140 (2 σ)	MSWD = 33	阎海卿等, 2005
9	海绵状富矿石	Re-Os	ICP-MS, N-TIMS	$\times 10^{-9} \sim$ $\times 10^{-12}$	¹ 1408 ± 140 (2 σ)	MSWD = 6.4	Keays <i>et al.</i> , 2004
10				$\times 10^{-9} \sim$ $\times 10^{-12}$	³ 897 ± 66 (2 σ)	MSWD = 1.3	
11	致密块状矿石	Re-Os	ICP-MS	$\times 10^{-9} \sim$ $\times 10^{-12}$	852 ± 25 (2 σ)	MSWD = 1.7	Yang <i>et al.</i> , 2005
12	海绵状富矿石	Pt-Os	ICP-MS, N-TIMS	$\times 10^{-9} \sim$ $\times 10^{-12}$	870 ± 38 (2 σ)	MSWD = 1.4	
13	浸染状矿石	Re-Os	MA T-262 ICP-MS,	$\times 10^{-9} \sim$ $\times 10^{-12}$	1126 ± 96 (2 σ)	MSWD = 2.2	杨胜洪等, 2007
14	致密块状矿石	Re-Os	N-TIMS,	$\times 10^{-9} \sim$ $\times 10^{-12}$	840 ± 79 (2 σ)	MSWD = 0.66	

¹成矿年龄; ²变质年龄; ³改造年龄

表8 I6行隐伏矿体和III#主矿体硫化物S同位素分析

Table 8 Sulfur isotope analyses of sulfides from the I6 Concealed and the III#

序号	样品号	矿物	δS^{34} (‰)	采样位置	样品描述
1	I-T00402	Cp	3.6	1301m 水平 I6 行矿体 9#进路口	粗粒海绵晶铁构造富矿
2		Po	-0.8		
3	I-T00423	Cp	-1.1	1301m 水平 I6 行矿体 6#进路口	富矿
4		Po	-4.0		
5*	II-T00436	Po	-0.9	II 1#, 1118m 水平二盘 2#穿脉	中细粒海绵晶铁构造富矿
6*	II-0-1	Po	-3.0	II 1#, 1118m 水平 38# 进路	中粒纯橄榄岩富矿
7*	II-0-7	Po	-3.2	II 1#, 1118m 水平 22#进路	富矿, 中间有黄铜矿条带

测试单位:中国地质科学院矿产资源研究所, S 同位素分析采用 CDT 国际标准, 气体稳定同位素比值质谱仪 (MAT 251EM), 分析精度: $\pm 0.2\%$ 。* 为 II 1# 主矿体样品, 其余为 I6 隐伏矿体样品

表9 金川铜镍硫化物矿床不同类型矿石矿物硫同位素组成

Table 9 S isotope composition of different ore-types from the Jinchuan Cu-Ni sulfide Deposit

序号	样品号	采集位置	矿石类型	矿物	$\delta^{34}S$ (‰)
1	CBZHS-7	II -50 线 ZK71	局部海绵状	Po	+2.16
2	CBZHS-4	II -12 线 ZK22	海绵状	Pn	+2.08
3	CBZHS-5-1	II -12 线 ZK22	海绵状	Pn	-0.32
4	CBZHS-5-2	II -12 线 ZK22	海绵状	Py	+2.53
5	CBZHS-6	II -12 线 ZK22	海绵状	Pn	+2.44
6	CNZHS-8	II -50 线 ZK71	海绵状	Py	+1.04
7	CBZHS-10-1	II -8 线 ZK36	变海绵状矿石	Pn	+2.53
8	CBZHS-10-2	II -8 线 ZK36	变海绵状矿石	Cp	+2.44
9	CBZHS-11-1	II -14 线 ZH51	变海绵状矿石	Cp	+2.71
10	CBZHS-11-2	II -14 线 ZH51	变海绵状矿石	Po	+3.07
11	CBZHS-14	II -36 线竖井	块状	Pn	+1.67
12	CBZHS-15	II -46 线 ZH98	块状	Po	+1.85
13	CBZHS-16		块状	Po	+2.3
14	N063-Po	II -37 线 1250 水平	局部海绵状	Po	+0.05
15	N169-Po	II -38 线 1250 水平	海绵状	Po	+0.33
16	N060-Po	II -35 线 1250 水平	块状	Po	+0.19
18	N060-Pn	II -43 线 1250 水平	块状	Pn	-1.06
19			致密块状特富矿石*	Cp	+0.21
20			致密块状特富矿石*	Po	-0.3
21			致密块状特富矿石*	Po	-0.75
22			致密块状特富矿石*	Po	+0.68
23			致密块状特富矿石*	Cp	+0.29
24			致密块状特富矿石*	Cp	-0.73
25			纯橄榄岩富矿石*	Cp	+1.53
26			纯橄榄岩富矿石*	Po	-0.06
27			含辉橄榄岩富矿石*	Po	+0.48
28			含辉橄榄岩富矿石*	Po	+0.39
29			含辉橄榄岩富矿石*	Po	+0.2
30			铂矿体变晶富矿石*	Po	-0.21
31			铂矿体变晶富矿石*	Pn	-0.36
32			铂矿体变晶富矿石*	Pn	+0.45

注: CBZHS 样品据地质六队(1984), N 样品据杨合群等(1997), 带 * 的样品据梁有彬等(1997)

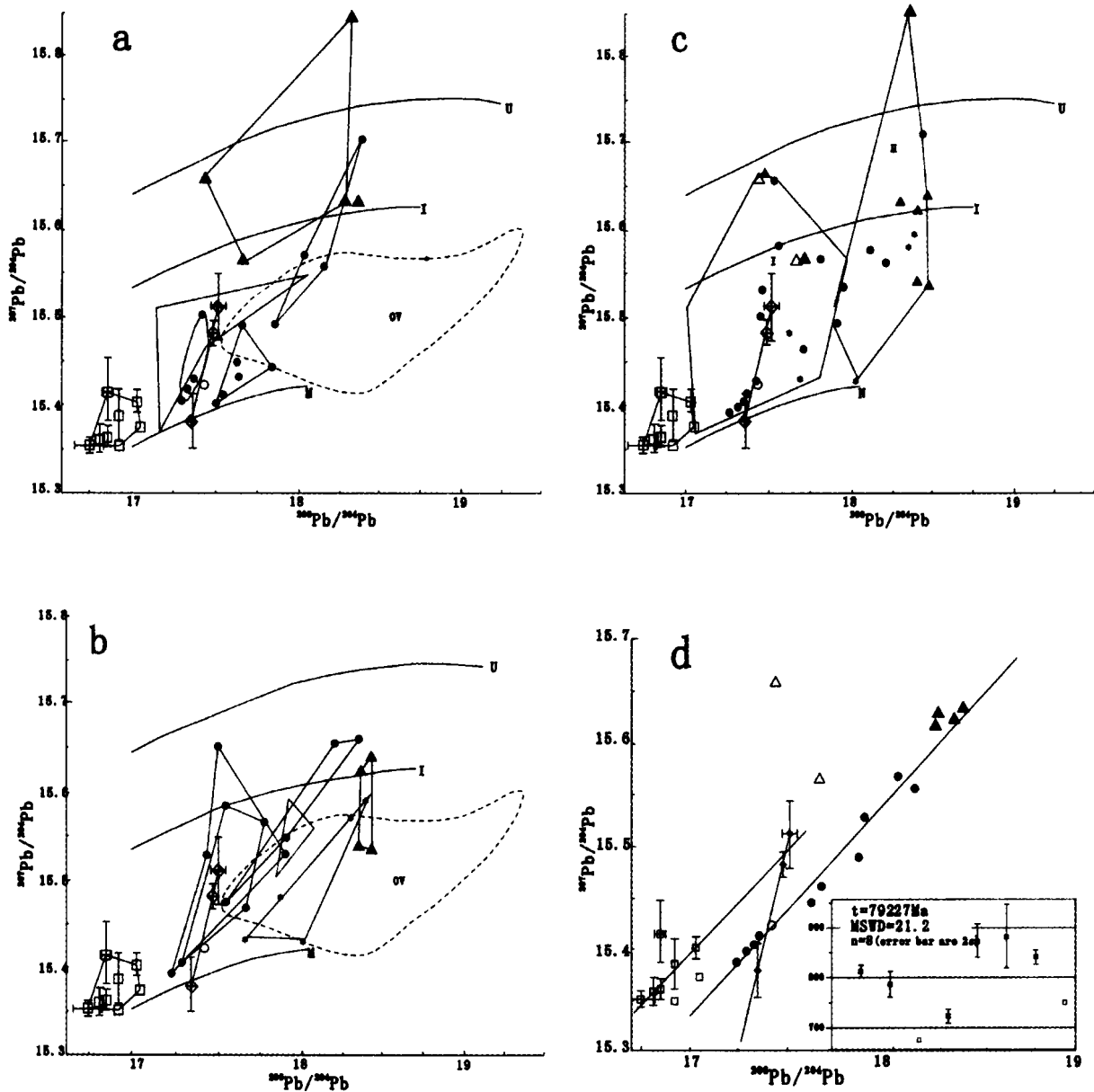


图9 I6行隐伏矿体与块状特富矿²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb坐标图(a)、I6行隐伏矿体与热液改造型贫矿、富矿、浸染状矿²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb坐标图(b)、矿石²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb年龄分组图(c)和矿石²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb相关图(d)
 图中:U-上地壳Pb演化曲线;I-岛弧Pb演化曲线;M-地幔Pb演化曲线;OV-大洋火山岩Pb演化曲线;□-I6隐伏矿体样品;◇-I6隐伏矿体附近正常矿体样品;○-花岗岩样品;其余符号及数字代表其他各类型矿体样品及编号
 Fig. 9 ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb coordinate diagram of I6 Concealed ore body and ultrahigh grade massive ore body (a), ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb coordinate diagram of I6 Concealed ore body and rich-ore, poor-ore and disseminated structures ore of hydrothermal reconstruction ore body (b), grouping diagram of ore ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb age (c) and correlation diagram of ore ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (d)

(图10)。金川矿体硫化物中的 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 值总体分布在 -4.0‰ ~ $+4.0\text{‰}$ 之间,其中在 -1.0‰ ~ $+1.0\text{‰}$ (接近地幔 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 值)和 $+2.0\text{‰}$ ~ $+3.0\text{‰}$ 出现两个峰值,分布较集中(Ripley *et al.*, 2005)。统计结果表明金川矿床的原生硫化物主要为磁黄铁矿(Po)、镍黄铁矿(Pn)和黄铜矿(Cp),它们是在较高温度下形成的,S同位素分馏效应小,其中原生磁黄铁矿晶出温度最高,达 1190°C (汤中立和李文渊,1995);由于后期

热液改造和温度降低造成高价态S逐步增加, $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 值变大,出现第二个峰值。结果也表明金川矿床中金属硫化物主要来自于地幔(原生硫),但在热液期可能有外来硫(壳源硫)加入。

I6行隐伏矿体的 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 值分布较广,其中有两个样品的 $\delta^{34}\text{S}\text{‰}$ 值分别为 -4.0‰ (Po)和 $+3.6\text{‰}$ (Cp),这可反映出I6隐伏矿体岩浆为岩浆晚期熔离分异的,其中的挥发性组分和

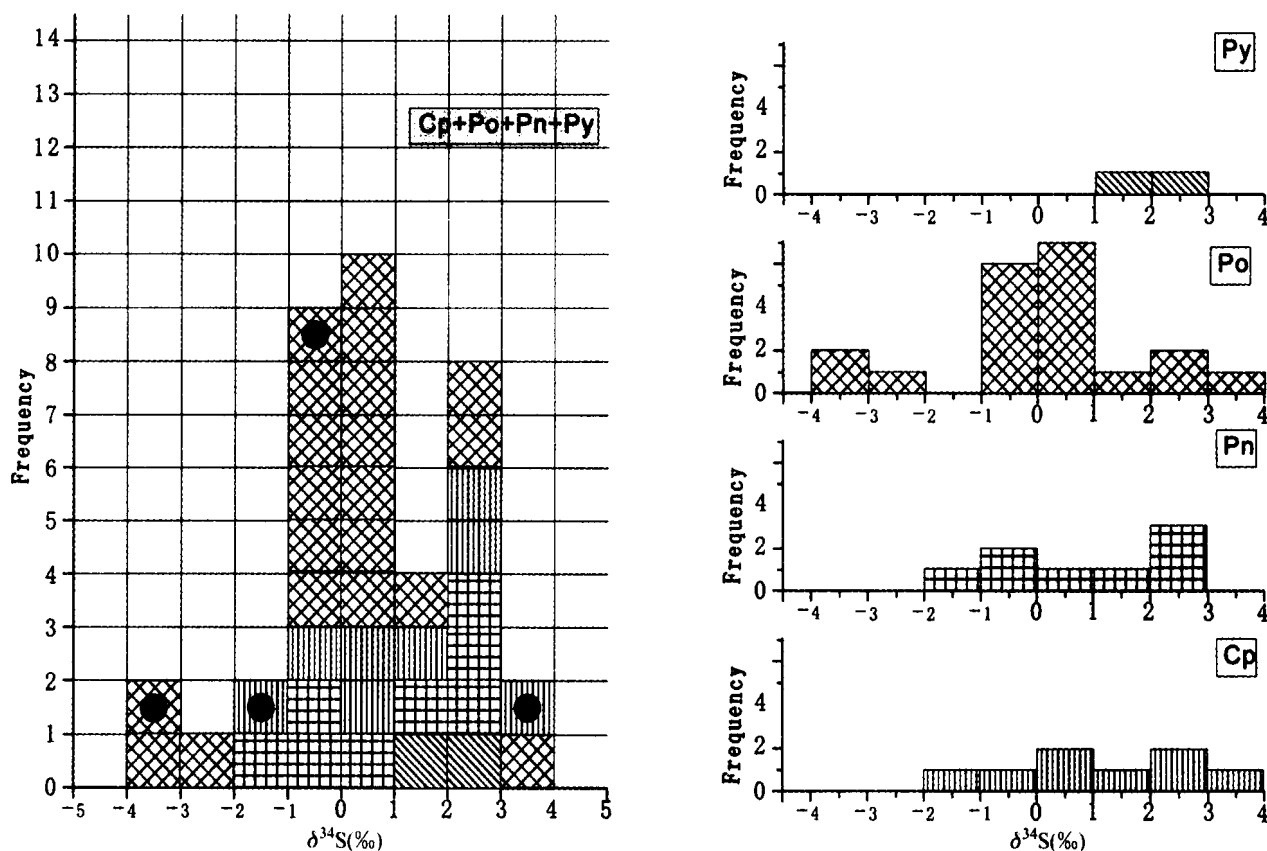


图 10 金川矿床各类型矿石矿物的 $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ 值堆积直方图
 左图为黄铜矿(Cp) + 磁黄铁矿(Po) + 镍黄铁矿(Pn) + 黄铁矿(Py)混合,右图为各单矿物;黑色实心圆为 I6 隐伏矿体样品
 Fig. 10 Stacked histogram of $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ values from the various Jinchuan's minerals

低价态硫(H_2S)较高,在较高温度下,磁黄铁矿中部分 S 会受到混染, $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ 值降低;在后期相对低温下,较强烈的热液叠加作用,黄铜矿中部分 $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ 值将升高。I6 隐伏矿体中其余样品的 $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ 值与金川矿床的平均 $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ 值相一致。因此 I6 隐伏矿体中硫主要是来源于地幔原生硫,但也可能有微量壳源硫加入。这一结论也与和稀土元素研究资料相吻合(杨轩柱等,1991)。

7 I6 行隐伏矿体的成因浅析

有关金川硫化铜镍矿床成矿模式及成矿规律研究很多,观点多样(Naldrett, 1997, 1999; Zhou *et al.*, 2002; Li *et al.*, 2004; de Waal *et al.*, 2004; 李献华等, 2004; Yang *et al.*, 2006; Song *et al.*, 2006; Lehmann *et al.*, 2007),但目前较为学者们接受的是汤中立的成矿模式(汤中立和李文渊, 1995; 汤中立和白云来, 1999; Tang *et al.*, 2002): 导源于地幔深部的富硫高镁玄武质岩浆,沿深断裂上侵到达地壳深部岩浆房,形成自上而下的岩浆、含矿岩浆、富矿岩浆和矿浆的分层格局,在脉动式构造应力作用驱动下,它们先后上侵入成岩成矿。

但是岩浆深部熔离-上侵分异是一个连续过程,随着临

界物化条件变化和 S 溶解度从不饱和→饱和→过饱和,在阶段岩浆房中会产生各种岩浆组合(Barnes and Maier, 1999; Barnes and Tang, 1999)。如通过 Ni-Fe-S 和 Cu-Fe-S 体系实验(Kullerud *et al.*, 1969; 赵伦山和张本仁, 1987),在 600℃ 以上,单硫化物固溶体可以容纳矿石中全部 Ni 和 2% 的 Cu; 当温度下降到 600℃ 以下,固溶体会分解产生黄铜矿和(或)黄铁矿,或者黄铜矿和(或)镍黄铁矿组合。这说明含矿溶液成分会随着温度降低,呈现出一个由富镍转为富铜的过程,也是一个低价硫化物向高价硫化物的转化过程(主要金属硫化物出顺序:单硫化物→镍黄铁矿→黄铜矿)。另根据 I6 隐伏富铜矿体和其它在矿区深部发现的新矿体,我们可以推断,在富镍岩浆和矿浆中间还有一种富铜岩浆,其侵位期次也位于这两种岩浆之间。

通过包裹体和同位素研究,我们可以得出:I6 行隐伏矿体属深部熔离-晚期贯入矿体,该期富铜岩浆是在前期富镍岩浆尚未完全固结的情况下贯入的,同时它的上侵时间应稍早于晚期特富矿矿浆(图 11a),此时期的物理化学条件十分有利于阶段岩浆房中 Cu、稀贵金属和 Te 等元素向上部的富铜岩浆聚集,贯入后形成了富铜(PGE)矿体,也使得晚期贯入形成的特富矿体贵金属含量低,Cu 的相对含量也降低。同时由于该型岩浆的残余溶液富含硫和其它挥发分,在上侵

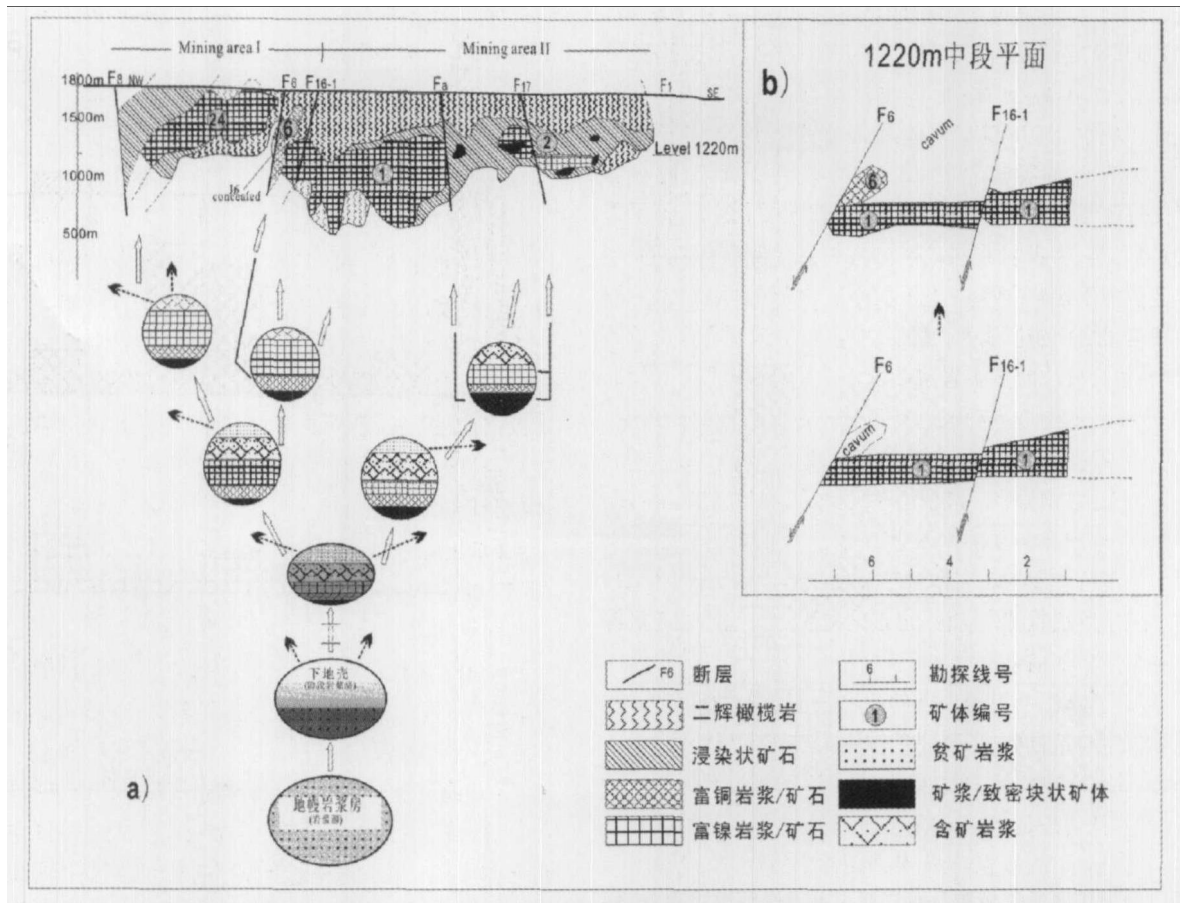


图 11 金川矿床岩浆演化及侵位模式(a, 据汤中立, 2006)和 I6 隐伏矿体侵位演化(1220m 平面图)(b)

Fig. 11 The mode of magma evolution and emplacement of Jinchuan Deposit (a, Modified after Tang *et al.*, 2006) and the emplacement evolution of I6 Concealed (b)

过程中, PGE 从亲铁性转为强亲 S 性 (Os 钌 → Ru 钌 → Rh 铑 → Ir 铱 → Pt 铂 → Pd 钯, 化学活性依次增强), 从而导致 PGE 富集。其中 Os, Ir, Ru, Rh 较早析出, 与磁黄铁矿、镍黄铁矿共生; 而 Pt, Pd (伴生 Au, Ag) 则随黄铜矿在晚期阶段析出, 其硫化物与黄铜矿、镍黄铁矿、黄铁矿、方黄铜矿共生 (图 3e)。

由于金川矿区所处华北古陆西南缘, 先后经历多期构造活动 (汤中立和白云来, 1999; 涂光炽, 2000; 翟裕生, 2003), 压-张应力相互频繁交替。成矿溶液在脉动型构造压力梯度影响下, 从高压压缩带转移到低压扩容区。在剪压体制下, 物质活化, 在转换为剪张体制后, 应力松弛, 则岩浆热液析出成矿 (翟裕生和吕古贤, 2002; 吕古贤等, 2003)。每次脉动式上侵都是沿早先形成的岩体下侧或断裂带进行的, 究其原因该位置为一软弱带, 利于岩浆上侵。

构造控矿也是 I6 行隐伏富铜矿体的显著特征之一。其容矿场所均为张性应力或以张性应力为主的破碎地带 (图 11b), 可以看出其受北东东走向和北北东走向的两组张性断裂控制。尤其是北东东向 F₆ 断裂还能为含矿岩浆自深部底辟贯入当前矿体所在位置的通道。在先期形成矿体未完全固结时, 沿着断裂带, 富铜 (PGE) 岩浆最终贯入到现场所, 叠加在已形成的正常类型矿床上, 形成隐伏富铜矿体。

在矿体贯入后, 由于 F₆ 断层继续活动, 断层下盘向东且向上移动, 导致断裂下盘厚大的原生铜镍硫化物矿体由此发生顺时针旋转, 形成一向西侧伏的柱状矿体。在旋转的过程中原生矿体产生搓碾、挤压破碎, 部分化学性质较活泼的成矿元素在挤压应力驱动下活化 (吕古贤等, 2003), 向挤压破碎地段迁移, 如富铜矿体中间会出现 2~3m 厚的特高品位矿脉, 其中的 Cu (含量超过 3%)、Au、Ag 的硫化物和 PGE 矿物都非常高。

另外, 在 I6 行隐伏矿体中, 部分矿石交代、蚀变异常强烈, 导致矿物组合及结构全部发生较大变化, 脉石矿物主要蚀变为蛇纹石、绿泥石、透闪石, 在靠近大理岩处形成了滑石碳酸盐型矿石, 黄铜矿、方黄铜矿矿物大量出现。这些现象表明, 原生铜镍硫化物矿体经构造变动形成柱状矿体以后, 还经历过热液改造富集, 导致了 Cu、Pt、Pd、Au、Ag、Te 等元素进一步富集, 同时对其邻近先期形成的正常矿石 (解释同正常矿体) 产生了热液叠加作用 (涂光炽, 1975; 地质六队, 1984; Rowell *et al.*, 1986; Ripley *et al.*, 2005)。

8 金川矿床时空演化模式及岩浆通道探讨

以往资料常常认为 F₁₆₋₁ 断层是 III# 主矿体西端的控制

构造,但本文作者根据金川矿床最新资料(金川集团公司,1997)和本研究结果(图2)认为: F_{16-1} 断层仅仅在矿体侵位后,错断破坏II1#主矿体;而 F_6 断层才是真正控制II1#矿体西端的主断层,且I6隐伏矿体沿 F_6 断层下盘,向深处侧伏(SW),表明 F_6 断层也可能为II1#主矿体贯入的通道之一。

通过图11a,可以设想,在深部岩浆房中,岩浆、含矿岩浆、富镍岩浆、富铜岩浆和矿浆的容积从上到下依次减小。最早侵位的不含矿(或弱矿化)岩浆,或由于其不同期次和不同阶段岩浆房而侵位他处,或侵位于金川矿床更高层位早已被剥蚀;稍后侵位的贫矿岩浆和富镍矿岩浆,其侵位于稍低位置,由于后期构造运动被上推至金川矿床目前出露层位,其大部分现正在被开采。由于富铜岩浆的分异期次和元素特性,大部分富铜岩浆一般侵位在更深层位(即隐伏矿体)还未被发现;而现在各主矿体深部发现的富铜矿体,仅为少部分上升侵位较高的。同样对于目前出现I24#、II1#和II2#主矿体之中的块状特富矿体,也是同样原因。因而在矿区深部找到新矿体的前景很大。

最初侵位时,金川岩矿体的产状较缓(倾角 30° 左右),但由于后期构造推覆,导致现矿体倾角变陡(目前几个主矿体倾角为 $60^\circ \sim 80^\circ$)。通过金川矿区各矿体剖面图研究发现,随着矿体向深延伸,其倾角逐渐变缓,这与 F_1 断层(区域大断裂)产状一致,表现为 F_1 是金川矿床的控矿构造。

一般对于同一岩浆房而言,前一期次岩浆的侵位通道,常常也是后一期次的侵位通道。根据矿区地质资料、物化探资料和目前国内外学者的研究成果判断,金川矿床的岩浆通道至少有3个,I24#主矿体岩浆和II1#主矿体岩浆可能来自同一深部地壳岩浆房,只是在浅部地壳才分开;而II2#主矿体岩浆另一个岩浆房。

我们也可以作这样的假设:II2#主矿体岩浆最早侵位(其主要为贫矿体;与I24#、II1#主矿体相比,其PGE相差一个数量级),在其中出现的特富矿体是后期沿同一通道(可能为 F_{17} 断层)贯入的,它与I24#、II1#主矿体岩浆侵位期次间隔较长;I24#主矿体岩浆第二个侵位, F_6 断层可能是其和II1#部分矿体侵位通道;II1#主矿体岩浆第三个侵位,其侵位通道可能是 F_6 、 F_{16-1} 和 F_{18-16} 断层,I24#主矿体岩浆与II1#主矿体岩浆侵位间隔较短;再之后,隐伏富铜矿体岩浆、块状特富矿体岩浆依次侵位。

有关金川矿床的测年数据很多,各不相同,范围是3.08~15.08亿年,其中主要集中于8~10亿年和14~15亿年。作者认为这些不同结果也属正常,一方面,不同样品、不同测年方法和不同测试条件都是其影响因素;另一方面,矿床形成时是一个动态演化过程,不同的测年数据可能代表金川矿床各矿体形成的时间。因此应该用发展的、联系的态度来审视这些数据。根据作者和前人的测年结果,还可以做这样的假设:金川主矿体的形成时间为8~10亿年(II2#形成于10亿年前后,而I24#、II1#形成于8~10亿年);I6等隐伏矿体岩浆一般侵位于8亿年左右;富镍特富矿体岩浆侵位时间为8

亿年前;由于后期构造和热液蚀变作用,部分围岩(如花岗岩)和热液叠加型矿体形成更晚。

以上种种假设,都有待于后人去研究修正。

9 结论及建议

由于过去偏重于矿石中Ni品位的分布,对于Cu的含量没有足够重视,倘若将主金属Cu、Ni按同品位标准划分,I6行富铜隐伏矿体可以称为富铜特富矿体,而将惯称的特富矿体改称为富镍特富矿体,这两种特富矿体是较晚两期贯入形成的,其出现进一步反映了金川硫化铜镍矿床形成过程中熔离分异作用的多样性和复杂性,也进一步佐证了汤中立提出的硫化铜镍(含铂)矿床模式总体框架的合理性。

(1)研究结果显示,源于地幔深部高镁玄武质岩浆,在深部岩浆房和阶段岩浆房熔离分异时,富镍岩浆和矿浆之间存在富铜岩浆,其上侵时间也介于二者之间。

(2)Pb同位素资料表明,I6行隐伏矿体形成于8亿年左右,早于富镍特富矿;S同位素资料表明,I6隐伏矿体主要来源于地幔,但在侵位过程中有极少量地壳物质混入。

(3)通过分析研究I6行富铜隐伏矿体的矿体特征、矿石特征、矿石特殊地球化学特性和矿化的空间分布规律,指出:I6行隐伏矿体既有岩浆熔离作用的特点,又有后期改造作用的特征,其形成经历了三个阶段:富含Cu、PGE岩浆深部熔离-脉动贯入、构造活化富集和后期热液叠加。

(4)多期次构造运动,对整个矿体改造、破坏作用强烈的同时,也同样使得矿床形成多样化和复杂化,因此在矿区深部寻找新型矿体,尤其是富铜矿体前景巨大。 F_6 断层可能为含I6隐伏矿体岩浆的侵位通道,还可能是含II1#主矿体岩浆的侵位通道之一。

致谢 本文在撰写过程中,得到房国顺高工、翟录新博士和苏尚国教授的悉心指导,金川集团公司张信之高工、陈兴义高工和肖立忠高工也曾对论文撰写提出宝贵意见,还有张作衡研究员等审稿人对论文做了细心修改,在此一并表示衷心感谢。

References

- Albarede F and Juteau M. 1984. Unscrambling the lead model ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48:207-212
- Andersen T. 2002. Correction of common Pb in U-Pb analyses that do not report 204Pb. *Chemical Geology*, 192: 59-79
- Barnes SJ and Maier WD. 1999. The fraction of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids. In: par Keays, Leshner RR, Lightfoot CM and et Farrow PC (eds.). *Dynamic Processes in Magmatic Ore Deposits and Their Application in Mineral Exploration*, CEG. Geological Association of Canada, Short Course, 13:69-106
- Barnes SJ and Tang ZL. 1999. Chrome spinel from the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, Gansu Province, Peoples Republic of China.

- Economic Geology, 96: 343 - 356
- Barnes SJ and Lightfoot PC. 2005. Formation of magmatic nickel sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum-group element contents. In: Hedenquist JW, Thompson JFH, Goldfarb RJ and Richards JP (eds.). Economic Geology, 100th anniversary volume: 179 - 213
- Chai G and Naldrett AJ. 1992a. The Jinchuan ultramafic intrusion: Cumulate of a high-Mg basaltic magma. *Journal of Petrology*, 33 (2): 277 - 303
- Chai G and Naldrett AJ. 1992b. Characteristics of Ni-Cu-PGE mineralization and genesis of the Jinchuan Deposit, Northwest China. *Economic Geology*, 87(6): 1475 - 1495
- Chen YL, Yang ZF and Zhao DZ. 2005. Isotopic Geochronology and Geochemistry. Beijing: Geological Publishing House, 351 (in Chinese with English abstract)
- Coleman ML. 1977. Sulphur isotopes in petrology. *Journal of the Geological Society*, 133: 593 - 608
- De Waal SA, Xu ZH, Li C and Hassina M. 2004. Emplacement of viscous mushes in the Jinchuan ultramafic intrusion, western China. *Canadian Mineralogist*, 42: 371 - 392
- Doe BR and Stacey JS. 1974. The application of lead isotopes to the problems of ore genesis and ore prospect evaluation, a review. *Economic Geology*, 69: 757 - 776
- Fleet ME, Chryssoulis SL, Stone WE and Weisener CG. 1993. Partitioning of platinum-group elements and Au in the Fe-Ni-Cu-S system; Experiments on the fractional crystallization of sulphide melt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115: 36 - 44
- Fleet ME, Crockett JH, Liu M and Stone WE. 1999. Laboratory partitioning of platinum-group elements (PGE) and gold with application to magmatic sulfide-PGE deposits. *Lithos*, 47: 127 - 142
- Keays RR, Ihlenfeld C, McInnes BIA and Zhou MF. 2004. Re-Os isotope dating of the Jinchuan Ni-Cu-PGE sulfide deposit, China. In: Recent Advances in Magmatic Ore Systems of Mafic-Ultramafic Rocks, Proceedings of the ICGP, 479: 41 - 42
- Kullerud G, Yund RA and Moh GH. 1969. Phase relations in the Cu-Fe-S, Cu-Ni-S, and Fe-Ni-S systems. *Economic Geology, Monograph*, 4: 323 - 343
- Lehmann J, Arndt N, Brian W, Zhou MF, Wang Y and Chris H. 2007. Field relationships and geochemical constraints on the emplacement of the Jinchuan intrusion and its Ni-Cu-PGE sulfide deposit, Gansu, China. *Economic Geology*, 102: 75 - 94
- Li C, Xu ZH, de Waal SA, Ripley EM and Maier WD. 2004. Compositional variations of olivine from the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, western China; Implications for ore genesis. *Mineralium Deposita*, 39: 159 - 172
- Li XH, Su L, Song B and Liu DY. 2004. The SHRIMP zircon U-Pb ages for Jinchuan ultramafic rocks and its geological significance. *Chinese Science Bulletin*, 49(4): 401 - 402 (in Chinese)
- Liang YB, Zhu WF, Song GR and Song SX. 1997. Geology and geochemical characteristics of Jinchuan Cu-Ni-PGE Deposit. *Mining and Geology*, 11(1): 1 - 13 (in Chinese with English abstract)
- Lü GX, Deng J, Ni SJ and Li XB. 2003. Research on metallogenetic theory of tectonio-physicochemistry. *Geotectonia et Metallogenia*, 27(3): 250 - 263 (in Chinese with English abstract)
- Naldrett AJ. 1997. Key factors in the genesis of Noril'sk, Sudbury, Jinchuan, Voisey's Bay and other world-class Cu-Ni-PGE deposits: Implication for exploration. *Australian J. Earth Sci.*, 44: 281 - 315
- Naldrett AJ. 1999. World-class Ni-Cu-PGE deposits: Key factors in the genesis. *Mineralium Deposita*, 34: 227 - 240
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, 67: 551 - 579
- Ripley EM, Arindam S and Li C. 2005. Mineralogic and stable isotope studies and hydrothermal alteration at the Jinchuan Ni-Cu deposit, China. *Economic Geology*, 100: 1349 - 1361
- Rowell WF and Edgar AD. 1986. Platinum-group element mineralization in a hydrothermal Cu-Ni sulfide occurrence, Rathbun Lake, northeastern Ontario. *Economic Geology*, 81: 1272 - 1277
- Russell RD and Farquhar RM. 1960. Lead Isotopes in Geology. New York: Interscience Publish, 243
- Smith JW. 2000. Isotopic fractionations accompanying sulfur hydrolysis. *Geochemical Journal*, 34: 95 - 99
- Song XY, Zhou MF, Wang C, Qi L and Zhang CJ. 2006. Role of crustal contamination in formation of the Jinchuan intrusion and its world-class Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit, NW China. *International Geology Review*, 48: 1113 - 1132
- Su SG, Li Ch, Zhou MF, Ripley EM and Qi L. 2008. Controls on variations of platinum-group element concentrations in the sulfide ores of the Jinchuan Ni-Cu deposit, western China. *Mineralium Deposita*, 43: 609 - 622
- Tang ZL and Li WY. 1995. The Metallogenetic Model and Geological Contrast of the Jinchuan Platinum-bearing Cu-Ni Sulfide Deposit. Beijing: Geological Publishing House, 205 (in Chinese with English abstract)
- Tang ZL and Bai YL. 1999. Geotectonics frame and metallogenetic systems in the Southwest margin of North China paleoplate. *Earth Science Frontiers*, 6(2): 271 - 283 (in Chinese with English abstract)
- Tang ZL, Bai YL and Li ZL. 2002. Geotectonic settings of large and superlarge mineral deposits on the southwestern margin of the North China Plate. *Acta Geologica Sinica*, 76(3): 367 - 377
- Tang ZL, Qian ZZ, Jiang CY, Li WY, Yan HQ and Su SG. 2006. Chinese Nickel-Copper (PGE) Sulfide Deposits and Metallogenetic Prognosis. Beijing: Geological Publishing House, 336 (in Chinese with English abstract)
- The Sixth Geological Team of Gansu Geological Survey China (SGT). 1984. Geology of Cu - Ni Sulfide Deposit in Baijiazui. Beijing: Geological Publishing House, 225 (in Chinese)
- Tian YL, Wu SJ, Meng R et al. 2007. LA-ICPMS zircon U-Pb age and trace elements features of Jinchuan ultramafic intrusion. *Acta Mineralogica Sinica*, 27(2): 211 - 217 (in Chinese with English abstract)
- Tu GZ. 1975. Superimposition and reformation: A neglected ore-forming process. *Information of Geoscience and Technology of Hunan Province*, 8(1): 76 - 83 (in Chinese)
- Tu GZ. 2000. Superlarge Ore Deposits of China. Beijing: Geological Publishing House, 235 (in Chinese with English abstract)
- Wang JC and Shi J. 1999. Occurrences feature of Au-Ag in the copper-ores in Jinchuan. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 18(3): 358 - 361 (in Chinese with English abstract)
- Yan HQ, Su SG, Jiao JG and Tang H. 2005. Metallogenetic epoch of Jinchuan Cu-Ni (PGE) magmatic sulfide deposit. *Earth Science Frontiers*, 12(2): 309 - 315 (in Chinese with English abstract)
- Yang G, Du AD, Lu J, Qu W and Chen JF. 2005. Re-Os (ICP-MS) dating of the massive sulfide ores from the Jinchuan Ni-Cu-PGE deposit. *Science in China (Ser. D)*, 48: 1672 - 1677
- Yang HQ, Tang ZL, Su L, Li WY, Song SG and Yang JD. 1997. Discussion on characters of minerogenic magma and source area in Jinchuan Cu-Ni sulphide deposit. *Acta Geologica Gansu*, 6(1): 44 - 52 (in Chinese with English abstract)
- Yang SH, Chen JF, Qü WJ, Yang G and Du AD. 2007. Re-Os "ages" of Jinchuan copper-nickel sulfide deposit and their significance. *Geochimica*, 36(1): 27 - 36 (in Chinese with English abstract)
- Yang XZ, An SY, Peng LG, Dong XY, Hou SJ and Gong ZC. 1991. The REE characteristics and the genesis significance of the Jinchuan ore-bearing ultrabasic intrusive Gansu Province China. *Journal of Xi'an College of Geology*, 13(1): 15 - 22 (in Chinese)
- Yang XZ, Ishihara S and Zhao DH. 2006. Genesis of the Jinchuan PGE deposit, China; Evidence from fluid inclusions, mineralogy and geochemistry of precious elements. *Mineralogy and Petrology*, 86: 109 - 128
- Zhai YS and Lü GX. 2002. Transition of tectonic and dynamic regime and mineralization. *Acta Geoscientia Sinica*, 23(2): 97 - 102 (in Chinese with English abstract)
- Zhai YS. 2003. Regional metallogenetic features and some important ore-forming environments of China. *Geology of China*, 30(4): 337 - 342 (in Chinese with English abstract)

- Zhang ZQ, Du AD, Tang SH *et al.*. 2004. Age of the Jinchuan copper-nickel deposit and isotopic geochemical feature of its source. *Acta Geologica Sinica*, 78 (3): 359 - 365 (in Chinese with English abstract)
- Zhao LS and Zhang BR. 1987. *Geochemistry*. Beijing: Geological Publishing House, 478 (in Chinese)
- Zhou MF, Yang Z, Song XY, Keays RR and Lesher CM. 2002. Magmatic Ni-Cu-(PGE) sulfide deposits in China. *Canadian Institute of Mining, Metallurgy and Petroleum, Special*, 54: 619 - 636
- 附中文参考文献**
- 陈岳龙, 杨忠芳, 赵志丹等. 2005. 同位素地质年代学与地球化学. 地质出版社, 3: 78 - 96
- 甘肃省地质矿产局第六地质队(简称地质六队). 1984. 白家咀子硫化铜镍矿床地质. 北京: 地质出版社
- 梁有彬, 朱文凤, 宋国仁, 宋恕夏. 1997. 金川铜镍型铂族元素矿床地质地球化学特征. *矿产与地质*, 11: 1 - 13
- 李献华, 苏犁, 宋彪, 刘敦一. 2004. 金川超镁铁侵入岩 SHRIMP 锆石 U-Pb 年龄及地质意义. *科学通报*, 49(4): 401 - 402
- 吕古贤, 邓军, 倪师军, 李晓波. 2003. 构造物理化学成矿理论问题探讨. *大地构造与成矿学*, 27(3): 250 - 263
- 汤中立, 李文渊. 1995. 金川铜镍硫化物(含铂)矿床成矿模式及地质对比. 北京: 地质出版社
- 汤中立, 白云来. 1999. 华北古大陆西南边缘构造格架与成矿系统. *地学前缘*, 6(2): 271 - 283
- 汤中立, 钱壮志, 姜常义著. 2006. 中国镍铜铂岩浆硫化物矿床与成矿预测. 北京: 地质出版社
- 田毓龙, 武栓军, 孟蓉等. 2007. 金川超镁铁质岩体 LA-ICPMS 锆石 U-Pb 年龄. *矿物学报*, 27(2): 211 - 217
- 涂光炽. 1975. 叠加与再造——被忽视了的成矿作用. *湖南地质科技情报*, 76 - 83
- 涂光炽. 2000. 中国超大型矿床. 北京: 地质出版社
- 王静纯, 施晶. 1999. 金川富铜矿体金银赋存特征. *矿物岩石地球化学通报*, 18(3): 358 - 361
- 同海卿, 苏尚国, 焦建刚, 汤华. 2005. 金川 Cu、Ni(PGE)岩浆硫化物矿床成矿时代研究. *地学前缘*, 12(2): 309 - 315
- 杨合群, 汤中立, 苏黎等. 1997. 金川硫化铜镍矿床成矿岩浆性质和源区特征讨论. *甘肃地质学报*, 6(1): 44 - 52
- 杨胜洪, 陈江峰, 屈文俊, 杨刚, 杜安道. 2007. 金川铜镍硫化物矿床的 Re-Os“年龄”及其意义. *地球化学*, 36(1): 27 - 36
- 杨轩柱, 安三元, 侯世军等. 1991. 金川岩体稀土元素特征及成因意义. *西安地质学院学报*, 13(1): 15 - 22
- 翟裕生, 吕古贤. 2002. 构造动力体制转换与成矿作用. *地球学报*, 23(2): 97 - 102
- 翟裕生. 2003. 中国区域成矿特征及若干值得重视的成矿环境. *中国地质*, 30(4): 337 - 342
- 张宗清, 杜安道, 唐索寒等. 2004. 金川铜镍矿床年龄和源区同位素地球化学特征. *地质学报*, 78(3): 359 - 365
- 赵伦山, 张本仁. 1987. *地球化学*. 北京: 地质出版社