文章编号:0258-7106(2012)06-1135-14

金川铜镍硫化物矿床的岩浆质量平衡与成矿过程。

焦建 $M^{1,2}$ 汤中立¹ 闫海卿¹ 刘民武² 孙 涛¹ 徐 M^{1} 段 俊¹

(1长安大学地球科学与资源学院,陕西西安 710054;

2 西部矿产资源与地质工程教育部重点实验室,陕西西安 710054)

摘 要 金川铜镍硫化物矿床及其与附近的镁铁-超镁铁质岩体的成因关系对成岩成矿理论研究及找矿具有重 要意义。通过对镁铁-超镁铁质岩体的岩石学、年代学、岩石地球化学、同位素地球化学研究 获得金川附近的茅草泉 镁铁-超镁铁质岩体中单颗粒锆石 U-Pb 年龄为(832.5±1.5) Ma,与金川超镁铁质岩体中锆石 U-Pb 年龄(831.8± 0.6) Ma 在误差范围内一致。岩石地球化学数据显示,金川岩体与茅草泉岩体都属于亚碱性拉斑玄武岩系列,微量 及稀土元素配分曲线平行,变化趋势相似,属于右倾型,具有 Nb, Ta 负异常 Cu/Zr 比值显示过渡变化特征 Cu/Ni 比 值都小于 1 原始地幔标准化的铂族元素配分曲线平行过渡。同位素地球化学数据显示,样品具有高正 ϵ_{SA} (*t*)值,低 的 ϵ_{NA} (*t*)值,较低的²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 值,指示岩浆源区为 EM I 型富集岩石圈地幔。多种方法证明了金川、茅草泉岩体具 有同期同源岩浆演化特征,茅草泉小岩体群可能是金川母岩浆先期侵入岩相,为金川矿床的形成贡献了亲铁元素与 橄榄石成分。

关键词 地球化学, 結石 U-Pb 年龄, 岩浆质量平衡, 镁铁-超镁铁质岩体, 茅草泉, 金川 中图分类号: P618.41; P618.63 文献标志码; A

Magmatic mass balance and metallogenic process of Jinchuan Cu-Ni sulfide deposit

JIAO JianGang^{1,2}, TANG ZhongLi¹, YAN HaiQing¹, LIU MinWu², SUN Tao¹, XU Gang¹ and DUAN Jun¹

(1 School of Earth Science and Resources, Chang'an University, Xi'an 710054, Shaanxi, China; 2 Key Laboratory of Western China's Mineral Resources and Geological Engineering, Ministry of Education, Xi'an 710054, Shaanxi, China)

Abstract

The genetic relationship between the Jinchuan Cu-Ni sulfide deposit and the near-by mafic-ultramafic intrusions is important for further exploration. The zircon U-Pb age (832.5±1.5) Ma of the Maocaoqun mafic intrusion is consistent with the zircon U-Pb age (831.8±0.6) Ma of the Jinchuan ultramafic intrusion. Petrogeochemical compositions indicate that both intrusions belong to sub-alkaline tholeiitic basalts, and chondrite-normalized REE and primitive-mantle normalized micro-elements diagrams show parallel patterns, displaying LREE enrichment and Nb, Ta negative anomalies. Primitive-mantle normalized PGE patterns show parallel distribution between Maocaoqun and Jinchuan ultramafic intrusions. Isotopic geochemical data display high $\varepsilon_{Sr}(t)$, low $\varepsilon_{Nd}(t)$ and fairly low ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb values for both intrusions, which implies that the magma forming the intrusions came from the enrichment mantle source like EM I-type mantle. The above features suggest that the

收稿日期 2012-04-11; 改回日期 2012-05-11。张绮玲编辑。

本文得到国家自然科学基金项目"甘肃龙首山地区与铜镍成矿有关的幔源岩浆事件重建 (编号:41072058)公益性行业科研专项(编号 200911007 201011058)与长安大学科技创新研究项目(编号 CHD2010ZD005 CHD2011TD007)的联合资助 第一作者简介 焦建刚,男,1976年生,副教授,主要从事矿床学研究。Email:jiangang@chd.edu.cn

Jinchuan and Maocaoquan intrusions were derived from the same magma source with the same age. Maocaoquan mafic-ultramafic intrusions were possibly formed by earlier stage magma from the Jinchuan magma chamber, which contributed siderophile elements and olivine for later stage magma, thus forming the Jinchuan Cu-Ni sulfide deposit.

Key words: geochemistry, zircon U-Pb dating, mass balance of magma, mafic-ultramafic intrusions, Maocaoquan, Jinchuan

岩浆铜镍硫化物矿床的成矿过程是 :由地幔发 生部分熔融产生的岩浆,上升到地壳中受到温度降 低、压力减小、氧逸度增加、地壳混染或者硫的加入 等因素影响 ,硫化物达到饱和而熔离 ,由于流动分异 和重力分异过程,岩浆中的硫化物在局部聚集形成 矿床(Naldrett, 2010)。目前,对于这种成矿过程主 要建立了2种成矿模式:一种是小岩体成矿模式;另 一种是通道成矿模式。小岩体成矿模式,即地幔岩 浆在上升过程中存在中间岩浆房,在中间岩浆房中 由于岩浆温度降低发生硫化物饱和熔离 ,岩浆房上 部大量贫硫化物的岩浆先期侵入形成岩体 ,下部富 含硫化物的岩浆晚期侵入形成工业矿床(汤中立, 2002 ;汤中立等 ,2006)。这一模式解释了矿床的矿 化率高、岩体小的特征,也解释了岩体内夹心式富矿 《 体和地层中块状矿体的现象。通道成矿模式,即岩 浆在持续上升过程中吸收了地壳中的硫 ,促使硫化○ 物达到饱和并发生就地熔离 ,在富硫地层附近聚集 成矿(Naldrett, 2004)。这一模式解释了地幔岩浆上 升过程中硫化物从不饱和到饱和的过程。无论哪种 成矿模式都承认形成大矿的地幔岩浆是大量的,铜 镍等金属物质来自岩浆。由于成矿的岩体往往很 小 如金川、红旗岭、Voisey's Bay 等铜镍硫化物矿 床 大量的岩浆到哪去了呢?通道成矿模式的认识 是 岩浆侵入到近地表 部分被剥蚀掉了。如果说部 分被剥蚀了还可以理解,但是95%~99%以上的岩 浆被剥蚀了 而且是普遍现象 我们就不得不考虑这 种成矿机制是否与自然现象相符合。本文测试了金 川超镁铁质岩体及其邻近的茅草泉镁铁-超镁铁质 岩体群的成岩时代,并对金川铜镍硫化物矿床及其 外围镁铁-超镁铁质岩体开展了岩石学、岩石地球化 学、同位素地球化学等研究 提出了金川小岩体成大 矿的岩浆质量平衡与成矿过程模式。

1 区域地质背景

金川超大型铜镍硫化物矿床所在的龙首山隆起

区位于阿拉善地块西南缘,大地构造位置属于华北 板块西南边缘。北以龙首山北缘断裂与潮水中新生 代断陷相邻,南以南缘断裂与走廊过渡带和北祁连 缝合带分开。龙首山南部的北祁连分布有绿片岩与 蛇绿岩带,被认为是扬子陆块与华北陆块的俯冲缝 合带。因此,其北部的龙首山隆起区属于板内裂谷 环境(Zhang et al., 1984;汤中立等, 1995)。

龙首山隆起区,地层以前寒武系的古老深变质 岩系为主,主要有古元古代的龙首山岩群,其下部为 白家嘴子组灰白色大理岩夹透镜状二云石英片岩、 深红色混合岩、灰绿色黑云片麻岩夹混合岩 ;上部为 塔马子沟组黑云石英片麻岩、黑云石英片岩夹石墨 大理岩、二云石英片岩等。区内岩浆活动频繁 从酸 性岩到超基性岩均有分布 ,尤其以镁铁-超镁铁质岩 体的广泛分布为特征。在东-西长约 200 km 范围 内,镁铁-超镁铁质岩体分布20余处,呈北西向的带 状展布,明显受三级构造单元(龙首山隆起)控制(图 1) 汤中立等,1995)。值得关注的是,龙首山中段 产出了世界级的金川铜镍硫化物矿床 ,镍资源储量 规模达到世界第三,单矿体镍资源储量世界第一(Li et al., 2003)。在龙首山隆起区,金川外围经过多年 的勘探研究,至今没有发现有工业意义的铜镍矿体, 仅仅在部分超镁铁质岩体下盘发现一些贫铜镍硫化 物矿化。然而,金川外围围绕铜镍硫化物矿床的勘 查与研究工作一直没有间断。

2 岩体地质

金川超镁铁质岩体产状约 220°∠60°,呈岩墙状 产出(图2),长 6500 m,宽 20~527 m,大致以 10°交 角不整合侵位于龙首山岩群白家嘴子组中,围岩为 古元古代混合花岗岩、片麻岩、大理岩、斜长角闪岩、 变粒岩等。岩体以二辉橄榄岩为主要组成岩相,其 次是含二辉橄榄岩、斜长二辉橄榄岩、橄榄二辉岩及 橄榄辉石岩分布在岩体局部地方,各岩相之间没有 明显的侵入界线。金川岩体整体以橄榄石堆晶为特



图 1 龙首山镁铁-超镁铁质岩体分布简图(据汤中立等,1995修改) 1—新生代沉积物;2—中生代陆相碎屑岩;3—晚古生代陆相碎屑岩;4—早古生代复理石建造;5—中-新元古代碳酸盐岩和碎屑岩; 6—古元古代变质岩系;7—片麻状混合岩;8—花岗岩类;9—镁铁-超镁铁质岩;10—隐伏镁铁-超镁铁质岩体;11—断层 Fig. 1 Distribution of mafic-ultramafic intrusions in Longshoushan upwelling area(modified after Tang et al.,1995) 1—Cenozoic sediments;2—Mesozoic continental fragmental rocks;3—Late Paleozoic continental fragmental rocks;4—Early Paleozoic flysch; 5—Middle-Late Proterozoic carbonate and fragmental rocks;6—Paleoproterozoic metamorphic rocks;7—Gneissic migmatite;8—Granitoid rocks; 9—Mafic-ultramafic intrusions;10—Concealed mafic-ultramafic intrusions;11—Fault

征,堆晶中橄榄石最高含量达到80%左右。岩体蚀 变以蛇纹石化最为普遍,其次是透闪石化、阳起石 化、绿泥石化、滑石-碳酸盐化等(图3a、b)。

茅草泉镁铁-超镁铁质岩体位于金川超镁铁质 岩体西南方向约 3 km 处。岩体产状约 220°之50°, 呈瘤状产出,由 50 多个小岩体组成,受控于龙首山 陆缘带北缘断裂(图 2)。侵位于龙首山岩群塔马子 沟组含石墨大理岩及云母片岩中。岩体岩性组合为 橄榄辉石岩、辉石岩、暗色角闪辉长岩等,岩相之间 为过渡接触。其中暗色角闪辉长岩,经镜下鉴定含 普通角闪石约 75%,偶见透辉石残核;基性斜长石多 钠黝帘石化,占 15%;绿泥石化黑云母占 8%(图 3c),白钛矿占 2%,含少量的磷灰石。岩石多发生自 变质,没有经历区域变质或动力变质。

塔马子沟岩体位于金川超镁铁质岩体 285°方向 约4km处,岩体产状约300°之65°,呈瘤状产出,由 60多个小岩体组成,侵位于龙首山群塔马子沟组云 母石英片岩夹不纯石墨大理岩内,受龙首山北缘断 裂控制(图2)。岩相分带明显,透闪石化辉石岩(占 50%)与透闪石化橄榄岩仅分布于个别岩体中部,透 闪石化与滑石化辉石岩主要分布于岩体边缘(图 3d)。

3 单颗粒锆石 U-Pb 测年

锆石年龄样品采自茅草泉岩体地表(经度 102° 06′15″,纬度 38°28′45″),岩性为暗色角闪辉长岩,质 量约 20 kg,在陕西省地质调查院实验室进行无污染 碎样到 60~80 目大小,然后在长安大学矿产资源与 地质工程教育部重点实验室进行重选、磁选,最后进 行双目镜下单颗粒锆石挑选,为确保无污染,锆石挑 选流程由作者亲自完成,共挑出锆石 40 多粒。制靶 和阴极发光照相过程在西北大学大陆动力学国家重 点实验室完成,经过反射光和透射光照相,检查锆石 的内部结构,结合阴极发光照片圈定环带清晰、自 形、晶体完好的锆石准备年龄测定(图 4)。本次样品 锆石的阴极发光图像显示一些锆石颗粒发育典型的 韵律环带结构,反映了岩浆成因锆石的结构特点。 一些短柱状的锆石虽然晶形较好,但阴极发光照片 具有白色的图像或白色的亮边,可能为变质重结晶



图 2 金川、茅草泉与塔马子沟岩体镁铁-超镁铁质岩体群分布略图 Fig. 2 Distribution of Jinchuan, Maocaoquan and Tamazigou malic-ultramafic intrusions



图 3 金川、茅草泉与塔马子沟岩体主要岩石结构与蚀变特征 a. 金川岩体中橄榄石蛇纹石化; b. 金川岩体中辉石绿泥石化; c. 塔马子沟岩体中透闪石化辉石岩; d. 茅草泉岩体中暗色角闪辉长岩 Fig. 3 Texture and alteration features of Jinchuan, Maocaoquan and Tamazigou mafic-ultramafic intrusions a. Serpentinization of olivine in Jinchuan intrusion; b. Chloritization of pyroxene in Jinchuan intrusion; c. Tremolitization of pyroxene in Tamazigou intrusion; d. Dark bojite in Maocaoquan intrusion 的结果(点 M09-18、M09-20),部分锆石颗粒中见有 不规则的内核,表明为继承锆石(点 M09-1、M09-2、 M09-6、M09-8)。

锆石的原位 U-Pb 年龄测定在西北大学大陆动 力学国家重点实验室的激光剥蚀电感耦合等离子体 质谱(LA-ICP-MS) 仪上完成。其激光剥蚀系统为德 国 MicroLas 公司生产的 GeoLas200M。测试时激光 束斑直径为 30 μm 剥蚀深度 20~40 μm ,激光脉冲 10 Hz,能量 34~40 mJ;电感耦合等离子体质谱 (ICP-MS)系统为 Agilent7500a。 锆石的同位素组成 以锆石 91500 为外标进行校正,每分析 5 个样品点, 分析 2次 91500,对于与分析时间有关的 U-Th-Pb 同位素比值漂移,利用 91500 的变化采用线性内插 的方式进行了校正。微量元素组成以玻璃标样 GSE-1G 做外标 "SiO2 含量为内标进行校正(Gao et al., 2002; Yuan et al., 2004)。对分析数据的离线 处理采用软件 ICPMSDataCal(Liu et al., 2008; 2010) 完成 . 結石样品的 U-Pb 年龄谐和图绘制和年 龄权重平均计算均采用 Isoplot/Ex-ver3 (Ludwig, 2003)完成。

从样品测试结果(表1)看,点 M09-7、M09-11

锆石颗粒较小,测试结果可能代表核与结晶边的混 合年龄,茅草泉岩体样品中锆石 12 个分析点的 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄范围在(826 ± 6) Ma~(851 ± 6) Ma 之间,Th/U 值集中于 0.51~0.94。在一致曲线图 中 数据点成群分布(图 5),其 $^{206}Pb/^{238}U$ 年龄的加 权平均值为(832.5 ± 1.5) Ma,代表了茅草泉岩体的 结晶年龄,反映了茅草泉岩体成岩时代为新元古代, 与金川的成岩年龄(Li et al., 2005; Zhang et al., 2010) 一致,可能与 Rodinia 大陆裂解事件有关。

锆石中有 19 亿年与 24 亿年的核年龄,代表了 继承锆石(本区龙首山岩群)的年龄;4~5 亿年的锆 石多在谐和线下方,锆石阴极发光照片显示亮白环 带,具有明显的铅丢失,反映了古生代变质事件发生 的时间。

4 岩石地球化学特征

4.1 常量元素

茅草泉与塔马子沟岩体样品相对金川岩体而 言,具有较高的 Al₂O₃ 与 CaO 含量(表 2),这主要与 岩石中斜长石含量的高低有关,与茅草泉和塔马子

	re	(B)⁄ 10	- 6		n,	比值				年龄/Ma						
测点	$^{206}\mathrm{Pb}_{\mathrm{c}}$	²³² Th	²³⁸ U	Th/U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	± %	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	± %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	± %	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb	$\pm \sigma$	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	$\pm \sigma$	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±σ
M09-1	49.83	131.1	114.6	1.14	0.118	0.11	5.739	6.97	0.35	0.27	1931	17	1937	10	1939	13
M09-6	109	143.6	309.9	0.46	0.121	0.33	5.589	15.2	0.334	0.37	1968	49	1914	23	1858	18
M09-8	192.6	304.4	473.7	0.64	0.12	0.57	6.276	27.7	0.379	0.41	1967	85	2015	39	2071	19
M09-2	111.3	243.7	181	1.35	0.161	0.09	10.88	6.2	0.489	0.21	2478	9	2513	5	2565	9
M09-7	67.71	326.7	420.5	0.78	0.071	0.27	1.441	5.03	0.148	0.15	950	82	906	21	887	8
M09-3	97.22	602	637.1	0.94	0.073	0.12	1.363	2.11	0.138	0.28	1011	33	873	9	834	16
M09-4	77.02	449	486.4	0.92	0.07	0.09	1.331	1.71	0.139	0.13	920	26	860	7	837	7
M09-5	95.63	342.2	675.5	0.51	0.072	0.07	1.369	1.85	0.137	0.1	998	20	876	8	826	6
M09-9	79.65	401.8	554.9	0.72	0.068	0.11	1.28	2.04	0.138	0.1	854	34	837	9	831	5
M09-10	88.75	362.7	644.8	0.56	0.07	0.05	1.315	1.04	0.137	0.14	931	15	852	5	830	8
M09-11	54.18	130.4	383.7	0.34	0.07	0.18	1.39	3.33	0.143	0.11	943	47	885	14	862	6
M09-12	86.39	282.9	594.6	0.48	0.079	0.11	1.503	2.13	0.138	0.2	1183	28	932	9	831	11
M09-13	30.91	124.7	210.9	0.59	0.067	0.09	1.263	1.77	0.138	0.13	826	28	829	8	831	7
M09-14	50.63	233	323.7	0.72	0.07	0.07	1.361	1.33	0.141	0.11	926	20	872	6	851	6
M09-15	18.98	112.4	122.1	0.92	0.069	0.18	1.294	3.05	0.138	0.16	900	54	843	13	834	9
M09-16	12.35	58.36	82.75	0.71	0.068	0.08	1.288	1.87	0.138	0.12	854	26	840	8	833	7
M09-17	13.25	66.55	89	0.75	0.067	0.07	1.268	1.42	0.138	0.1	833		831	6	834	5
M09-19	56.81	297.9	388.9	0.77	0.07	0.07	1.337	1.65	0.138	0.17	946	20	862	7	832	9
M09-18	15.28	247.8	161.7	1.53	0.063	0.09	0.633	0.99	0.073	0.06	702		498	6	455	3
M09-20	49.82	348.5	565.1	0.62	0.062	0.21	0.72	2.23	0.084	0.08	687	75	551	13	518	4

表 1 茅草泉岩体中锆石的 U-Pb 定年结果 Table 1 U-Pb isotopic dating results of the single-grain zircon from Maocaoquan mafic-ultramafic intrusion

注:Pbc表示普通铅含量;Pb*表示放射性成因铅。



图 4 茅草泉岩体中锆石阴极发光照片及分析点位置









沟岩体基性程度较金川岩体低一致。除金川的矿石 样品外,三个岩体样品的镁铁比值(*m/f*)介于2.07 ~5.33,Mg[#]=0.68~0.84 〔其中 Mg[#]=Mg/(Mg +Fe)〕,属铁质超基性岩(吴利仁,1963)。在 Ol'-Ne'-Q'图中,样品点都落入亚碱性岩区,AFM 图显 示样品属于拉斑玄武岩系列(图6)。

金川岩体表现为大量橄榄石堆晶,作为一个完整的岩浆演化系统,矿床中缺乏基性岩部分,利用主量元素的组成可以大致估算控制岩石成分的主要矿

物相,在(Mg + Fe)/Ti-Si/Ti 摩尔比值图解上(图7),3个岩体的样品点大致沿着斜方辉石与橄榄石控制线分布,说明橄榄石与斜方辉石是岩体群的主要组成矿物,岩浆演化过程为金川主要受橄榄石结晶控制,茅草泉主要受斜方辉石结晶控制,与金川岩体中大量的橄榄石堆晶,主体为二辉橄榄岩,而茅草泉主体为辉石与角闪石组成特征吻合,也与岩石薄片的观察结果一致。

4.2 微量、稀土元素

金川、茅草泉、塔马子沟超镁铁质岩体样品的稀 土元素经球粒陨石标准化后,配分曲线属于右倾型, (La/Sm)_N=1.31~2.65 (Gd/Yb)_N=1.33~1.57, 轻稀土元素与重稀土元素的配分曲线斜率基本一致 (图 8),具有板内玄武岩的特征,因为板块会聚边缘 玄武岩一般表现为轻稀土元素配分曲线向右陡倾, 而重稀土元素配分曲线相对平坦(Gill,1981)。3个 岩体样品的微量及稀土元素配分曲线,普遍具有 δEu 负异常与Nb、Ta 负异常, $\Sigma REE = 16 \times 10^{-6} ~$ 44×10⁻⁶,曲线平行一致变化,指示了形成岩体的岩 浆具有相似的演化过程。

稀土元素球粒陨石标准化配分曲线图具有负 AEu 异常的一般与基性斜长石的分离有关,这与 3 个岩体的样品点大致沿着斜方辉石与橄榄石控制线 分布的特征一致。微量元素原始地幔标准化配分曲 线图普遍具有 Nb、Ta 负异常,由于地幔各单元(如 MORB、OIB、EM等)岩石样品在没有经历地壳混染 前通过原始地幔标准化是不会表现为 Nb、Ta 负异 常,如果存在异常,一般认为是地壳混染或者是地 幔俯冲交代作用的结果。由于金川矿床产出在板内 裂谷环境,不具备俯冲带的地质背景,因此,金川、 茅草泉等岩体微量元素图中的 Nb、Ta 负异常应该 指示存在地壳混染。

4.3 铂族元素

选择金川矿床 IV 矿区中不含矿样品与茅草泉岩 体进行铂族元素分析对比(图9,表3),结果显示茅 草泉岩体样品的铂族元素总量较 IV 矿区贫,但2个 岩体的铂族元素标准化曲线平行分布,而且金川岩 体部分样品与茅草泉岩体样品的 PGE 原始地幔标 准化配分曲线近于重叠, 暗示金川、茅草泉岩体的母 岩浆具有相似的性质。

整体而言,岩石铂族元素显示 IPGE 亏损,PPGE 富集的正斜率分布,这种特征与金川矿床的矿石铂族 元素分布图比较相似(Song et al., 2006; 2009),可能

表 2 金川、茅草泉及塔马子沟岩体主量与微量元素成分表

Table 2 Whole-rock major and trace elements abundances of Jinchuan , Maocaoquan and Tamazigou intrusions

		茅草身	見岩体		塔马子沟岩体		金川	岩体	
组分	碳酸岩化 角闪岩	橄榄角闪岩	角闪橄榄辉 石岩	蛇纹石透 闪石蚀变岩	橄榄辉石岩	辉橄岩	二辉相	散榄岩	局部海绵陨 铁状矿石
	mcq-15	mcq-1	mcq-2	mcq-4	tmg-13	JC-11	JC-1	JC-4	JC-6
SiO ₂	43.48	43.26	47.42	42.45	38.77	34.81	38.10	37.14	24.98
TiO ₂	0.57	0.31	0.37	0.30	0.43	0.60	0.54	0.40	0.19
Al ₂ O ₃	6.09	5.82	7.63	5.68	6.09	0.79	4.14	2.89	0.99
Fe ₂ O ₃	4.70	2.80	2.28	4.92	4.80	5.44	14.10	12.68	19.51
FeO	6.05	7.82	8.52	5.82	6.06	6.09	9.39	5.84	8.00
MnO	0.13	0.15	0.16	0.14	0.05	0.03	0.16	0.16	0.11
MgO	24.81	28.46	24.20	28.02	30.12	32.90	25.85	30.00	22.28
CaO	5.56	4.58	5.88	4.18	3.56	2.36	3.72	2.65	1.34
Na ₂ O	0.21	0.43	0.58	0.28	0.06	0.05	0.58	0.34	0.10
K_2O	0.01	0.22	0.17	0.16	2.23	0.10	0.14	0.17	0.06
P_2O_5	0.27	0.03	0.04	0.30	0.24	0.28	0.07	0.05	0.05
LOI	7.50	5.98	1.37	7.33	7.25	16.00	3.19	6.95	9.91
总和	99.38	99.86	98.62	99.58	99.66	99.45	99.98	99.27	87.52
$\mathrm{Mg}^{\#}$	0.81	0.83	0.8	0.83	0.84	0.84	0.68	0.76	0.61
m/f	4.25	4.83	4.02	4.81	5.15	5.33	2.07	3.07	1.55
La	4.55	2.83	5.31	3.07	2.85	2.87	6.27	2.62	2.19
Ce	9.85	6.64	11.54	6.87	5.91	6.31	14.04	6.46	4.6
Pr	1.28	0.83	1.4	0.85	0.76	0.8	2.04	1.02	0.63
Nd	5.01	3.85	6.14	3.9	3.16	3.24	9.63	4.91	3.1
Sm	1.26	1.02	1.55	1.00	0.82	0.68	2.34	1.26	0.75
Eu	0.16	0.27	0.49	0.26	0.1	0.2	0.64	0.35	0.15
Gd	1.49	1.26	1.86	1.26	0.95	0.68	2.42	1.33	0.88
Tb	0.25	0.23	0.33	0.23	0.16	0.1	0.41	0.23	0.15
Dy	1.59	1.41	2.01	1.41	0.97	0.61	2.49	1.39	0.9
Ho	0.33	0.3	0.42	0.29	0.2	0.12	0.52	0.29	0.19
Er	0.97	0.78	1.1	0.12	0.58	0.34	1.34	0.72	0.48
1 m Vh	0.14	0.12	1.08	0.12	0.08	0.03	0.22	0.12	0.08
ID Lu	0.91	0.79	1.08	0.17	0.32	0.35	1.3	0.73	0.31
$\sum BEE$	27 92	20.45	33 57	20.92	17 14	16 4	13.86	21 54	14 69
Li	1.86	4 12	3.4	1 13	1,02	5 27	8 25	6 57	3.02
Be	0.71	0.446	0 439	0.35	0.56	0.578	0.35	0.27	0.09
Sc	17.1	15.51	17.99	14.45	14.08	7.98	23.36	14.57	8.6
V	139.8	122	125	104	105.3	71.57	161.6	91.12	67.77
Cr	4501	4659	2565	4446	4169	5419	4326	4148	2825
Со	94	88	92	85	100.7	123.1	250.1	131.3	544.4
Ni	1525	1320	1539	1356	1689	1218	5267	775.4	15832
Cu	38.1	17.96	75.34	4.15	8.4	57.96	3574	65.6	14879
Zn	85.04	75.69	46.93	70.1	106.8	97.74	116	125.7	176.7
Ga	8.93	7.06	8.672	6.373	6.3	3.97	8.12	4.9	2.94
Rb	1.7	7.87	2.04	6.173	1.6	3.34	5.37	8.41	3.64
Sr	46.6	23.8	17.51	15.21	9.51	17.1	147.5	57.99	28.58
Y	8.94	7.82	10.85	7.5	5.5	3.17	13.55	7.91	5.36
Zr	24.3	28.46	39.42	26.7	18.12	10.19	69.07	40.31	28.33
Nb	2.04	1.2	1.7	1.11	1.3	1.05	3.27	1.99	1.52
Cs	0.16	1.64	0.81	0.76	0.22	0.53	0.66	0.94	0.61
Ba	15.21	25.09	9.36	48.81	23.48	17.54	143.4	130.3	24.76
Hf	0.85	0.88	1.23	0.86	0.57	0.3	3.06	1.61	0.94
Ta	0.32	0.11	0.17	0.11	0.72	0.16	0.29	0.17	0.14
Pb	2.99	4.05	3.3	2.12	3.56	5.17	17.45	25.53	6.44
Th	1.32	1.03	1.63	0.94	0.76	0.36	0.91	0.6	0.34
U	1.02	0.58	0.55	0.83	0.33	1.00	0.19	0.12	0.08

注:常量元素由中国科学院广州地球化学研究所 X 射线荧光光谱分析 微量、稀土元素由中国科学院地质与地球物理研究所等离子体质谱 (义) ICP-MS)测定;常量元素单位为% 微量、稀土元素单位为 10⁻⁶,比值单位为 1。





Fig. 6 Diagrams of Ol'-Ne'-Q' and AFM for Jinchuan Maocaoquan and Tamazigou intrusions base map after Irvine , 1986)





Maocaoquan and Tamazigou intrusions (base map after Naldrett 2004)

与原始岩浆在地幔中部分熔融程度较低有关。因为 铂族元素在地幔中分配系数顺序为Os~Ir>Ru> Rh>Pt>Pd(Naldrett,2004),较低的地幔部分熔融 导致岩浆中 PPGE>IPGE,原始地幔标准化的 PGE 配分曲线左倾。世界上大量岩浆铜镍硫化物矿床的 研究显示,原岩为辉长-苏长岩类的岩体一般显示 IPGE 贫于 PPGE 标准化配分曲线具有左陡倾斜的 特征,而苦橄岩与科马提岩岩体中 PGE 配分曲线为 平坦型(Barnes et al., 2005),这种现象主要受地幔 部分熔融程度的控制。

4.4 Sr、Nd、Pb 同位素

茅草泉岩体样品的 Sr、Nd 同位素测试在西北大 学大陆动力学国家重点实验室完成(表4)。 对于 Nd 同位素,选择(143 Nd/ 144 Nd)_{CHUR} = 0.512 638, ($^{147}\rm{Nd}/^{144}\rm{Nd}$)_CHUR = 0.1967 , 衰变常数 λ = $6.54\,\times$ 10⁻¹²;对于 Sr 同位素,选择(⁸⁷ Rb/⁸⁶ Sr)_{HUR} = 0.0816 (⁸⁷ Sr/⁸⁶ Sr)_{HHR} = 0.7045 , 衰变常数 λ = 1.42×10⁻¹¹。按照成岩年龄 832 Ma(锆石 U-Pb 年 龄)计算 end(t)值介于-5.88~-9.50 esd(t)值介 于 70~157 之间 在 ε_{Sr}-ε_{Nd}图上(图 10) 样品数据点 均位于第四象限。这组数据特征与前人测定的金川 矿床 18 行地表样品数据(张宗清等 2004)相似。金 川与茅草泉岩体样品具有高正 $\epsilon_{S}(t)$ 值 低的 $\epsilon_{N}(t)$ 负值,证明其母岩浆来自于富集型岩石圈地幔。Pb 同位素数据(表5)显示,金川岩体:²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb= $16.6 \sim 17.6 \, t^{207} \, \text{Pb}/^{204} \, \text{Pb} = 15.3 \sim 15.5 \, t^{208} \, \text{Pb}/^{204} \, \text{Pb}$ =36.9~37.9;茅草泉岩体:²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb=17.1~ $17.7 t^{207} \text{Pb}/^{204} \text{Pb} = 15.4 \sim 15.6 t^{208} \text{Pb}/^{204} \text{Pb} = 37.5$ ~37.8。一般超镁铁质岩体的全岩 Pb 同位素比值 需要利用年龄和 U、Th、Pb 含量进行普通铅校正(沈 渭洲,1997)。按照成岩年龄832 Ma计算,得到普通 铅的同位素值(表 5)。而硫化物的 Pb 同位素比值-般能反映初始值的特征 ,不需要校正。从校正的数 据看 ,两个岩体的Pb同位素比值数据非常相似 ,而



图 8 金川、茅草泉、塔马子沟岩体岩石稀土及微量元素标准化图(汤中立等,2007)

Fig. 8 Chondrite-normalized REE patterns and primitive-mantle normalized micro-elements diagrams of Jinchuan , Maocaoquan

and Tamazigou intrusions (after Tang et al., 2007)

(Chondrite and primitive mantle values after Taylor et al., 1985; Sun et al., 1989)

表 3 金川及茅草泉岩体铂族元素成分表

Table 3 PGE composition of Jinchuan and Maocaoquan intru	isions
--	--------

HY D 모	亚长位黑	当社	τα(B)/10 ⁻⁹								
件吅写	木件位旦	石注	Ni*	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Cu*	- Cu/Pa
M09-13		角闪辉长岩	94.43	0.023	0.014	0.025	0.009	0.122	0.08	49.17	614625
M09-3	茅草泉	角闪辉长岩	112.2	0.021	0.01	0.019	0.008	0.121	0.078	32.89	421667
M09-4		角闪辉长岩	109.5	0.015	0.008	0.017	0.014	0.132	0.078	64.33	824744
ZK16-2-07		斜长二辉橄榄岩	1128	0.018	0.006	0.022	0.007	0.131	0.104	20	192308
ZK16-2-11		斜长二辉橄榄岩	1238	0.02	0.007	0.016	0.007	0.206	0.116	37.7	325000
ZK16-2-15		斜长二辉橄榄岩	1096	0.064	0.036	0.088	0.028	1.605	0.957	82.8	86520
ZK16-2-23		斜长二辉橄榄岩	1448	0.458	0.16	0.218	0.081	3.363	3.356	135	40226
ZK16-2-35		斜长二辉橄榄岩	1542	0.047	0.025	0.039	0.017	0.373	0.358	122	340782
ZK16-2-45	金川Ⅳ矿区	斜长二辉橄榄岩	1386	0.016	0.006	0.033	0.007	0.149	0.122	31.5	258197
ZK16-2-57		斜长二辉橄榄岩	2590	0.241	0.135	0.193	0.102	2.042	1.440	1161	806250
ZK16-2-38		斜长二辉橄榄岩	4921	0.556	0.264	0.376	0.18	4.224	3.00	1477	492333
ZK16-2-60		斜长二辉橄榄岩	2060	0.284	0.064	0.1	0.044	0.796	0.604	736	1218543
ZK16-2-64	10	斜长二辉橄榄岩	5609	0.641	0.136	0.196	0.096	0.932	1.056	1066	1009470
ZK16-2-72		斜长二辉橄榄岩	3951	0.428	0.26	0.308	0.192	2.52	3.264	2102	643995

测试单位 铂族元素测试由中国科学院广州地球化学研究所同位素年代学和地球化学重点实验室完成。* 单位为 10-6。

且样品点落入 EM I 型富集地幔范围(图 11),暗示 金川及茅草泉岩体可能来自 EM I 型地幔源区,在 $\varepsilon_{Sr}-\varepsilon_{Nd}$ 图中,样品具有较高的 ε_{Sr} 值可能与地壳混染有 关,一般地壳混染会导致地幔岩浆 ε_{Sr} 值增加,而 ε_{Nd} 值降低。

5 讨 论

5.1 地壳混染

大量的研究显示金川铜镍硫化物矿床经历了地 壳混染作用:主要表现为Nb、Ta负异常;轻稀土元 素富集(Song et al., 2006;2009);具有高的¹⁸⁸ Os/ ¹⁸⁷Os同位素初始值(Yang et al., 2005); ϵ_{Nd} -La/Sm 的负相关性(Li et al., 2005)。镁铁质岩浆上升过程 中地壳混染主要为富硅地层的部分熔融混合,岩浆 演化过程中还存在壳源流体的加入(罗照华等, 2008)。特别是富硫的壳源流体加入,可能使岩浆中 硫的溶解度降低,促进地幔岩浆达到硫化物饱和,对 成矿具有重要作用。本次研究发现金川矿床和茅草 泉岩体一样 具有低 $\epsilon_{N}(t)$ 值,高 $\epsilon_{S}(t)$ 值,在 ϵ_{Sr} - ϵ_{Nd} 图 中(图 10)样品点均位于第四象限,具有富集岩石圈 地幔遭受上地壳物质混染的特征。在²⁰⁶ Pb/²⁰⁴ Pb-



图 9 金川及茅草泉岩体铂族元素原始地幔标准化曲线 (原始地幔值据 McDonough et al., 1995)







 ϵ_{Nd} 图中(图 11)样品点均位于 EM I 范围 指示金川 及茅草泉岩体的母岩浆来自 EM I 型富集岩石圈地 幔。对于地幔岩浆经历的地壳混染程度,应用 ϵ_{Nd} (t)(87 Sr/ 86 Sr)关系图,根据同位素质量平衡模型 (Faure et al., 2005)进行模拟,选择富集地幔单元 E-MORB 成分(Sun et al., 1989),与中上部地壳单 元(UC-MC)成分(Rudnick et al., 2003);富集地幔 (EM I)同位素平均成分: 87 Sr/ 86 Sr = 0.705, 143 Nd/ 144 Nd = 0.512(Zindler et al., 1986);中、上地壳同位 素成分平均为: 87 Sr/ 86 Sr = 0.72~0.74, 143 Nd/ 144 Nd = 0.512~0.514(Davies et al., 1985;Zindler et al., 1986)。经过年龄(832 Ma)校正 根据两单元储库变





²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-€_{Nd}图解(Zindler et al.,1986) BSE—全硅酸盐地球;EMI→T型富集地幔;EMI—II型富集 地幔;HIMU—高U/Pb比值地幔;PREMA—最常见地幔端员; DM—亏损地幔;MORB—洋中脊玄武岩

Fig. 11 ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-e_{Nd} diagram of Jinchuan and Maocaoquan intrusions (after Zindler et al. , 1986)

BSE—Bulk Silicate Earth ; EMI and EMII—Enriched mantle end members ; HIMU—High ²³⁸U/²⁰⁴Pb mantle ; PREMA— Prevalent Mantle ; DM—Depleted mantle ; MORB—Mid-Ocean Ridge Basalts

化范围模拟,显示金川矿床的地壳混染或壳源流体 加入程度约占10%~40%(图12)。

5.2 硫化物饱和熔离过程

地幔岩浆上升到地壳过程中,一般以近于绝热 快速上升为特征 因此 压力是影响硫化物饱和的主 要因素。由于岩浆中硫的溶解度与压力呈负相关关 系 岩浆从地幔上升到地壳过程中 ,如果没有外来因 素的干扰 如外来硫的加入或者岩浆混染等)岩浆 中硫化物无法达到饱和形成大型铜镍硫化物矿床 (Mavrogenes et al., 1999)。大量实例研究表明,在 岩浆温度降低、橄榄石结晶前 地壳硫的加入和地壳 混染作用可能对岩浆中硫化物达到饱和发挥了重要 作用(李华芹等,2009;贾志永等,2009;胡沛青等, 2010 ;吕林素等, 2011)。金川铜镍硫化物矿床中具 有大量橄榄石堆晶,硫化物与辉石、斜长石为充填 相 块状矿很少。一般的认识是橄榄石先结晶 因为 橄榄石的结晶温度高,为堆晶相。但是橄榄石大量 的结晶必然导致岩浆中镍的大量消耗,这也是很多 超基性岩体不成矿的主要原因,而金川具有世界最 大的镍矿体 理论上讲 金川的橄榄石在硫化物达到 饱和前不可能大量结晶。Chai 等(1992)发现金川矿

表 4 茅草泉与金川镁铁质岩体中 Sr-Nd 同位素数据表(数据经过年龄 832 Ma 校正)

Table 4 Table of Sr-Nd isotopic data from Maocaoquan and Jinchuan mafic-ultramafic intrusions

采样位置及	بىر ب	u (B)	Y 10 ⁻⁶	87 51 /860	870 1860	(870, 1860.)	(\cdot)	u (B)	V 10 ⁻⁶	¹⁴⁷ Sm/	¹⁴³ Nd/	(¹⁴³ Nd/	(\cdot)
样品号	石注	Rb	Sr	87 Rb7 88 Sr	⁸⁷ Sr ⁷⁸⁰ Sr	(**Sr/**Sr)	$\epsilon_{Sl}(t)$	Sm	Nd	¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁴ Nd	¹⁴⁴ Nd)	$\epsilon_{Nd} t$)
茅草泉													
M09-12	角闪辉长岩	24.55	438.4	0.2939	0.711945	0.708452	69.96	5.56	26.38	0.1275	0.511848	0.511152	-8.06
M09-3	角闪辉长岩	45.19	444.9	0.0139	0.713515	0.713350	139.58	6.51	31	0.1269	0.511851	0.511159	-7.94
M09-3-1	角闪辉长岩	45.19	444.9	0.2941	0.714151	0.710656	101.28	6.505	31	0.1277	0.511832	0.511135	-8.40
mcq-14	角闪辉长岩	20.28	386.42	0.152	0.714971	0.713165	136.94	6.41	29.21	0.1366	0.511824	0.511079	-9.50
mcq-15	角闪岩	1.702	46.597	0.1058	0.715807	0.714555	156.63	1.26	5.01	0.1531	0.512086	0.511251	-6.14
金川													
J01	辉石岩	2.585	30.75	0.2434	0.714281	0.711388	111.70	0.527	1.991	0.1602	0.511968	0.511094	-9.20
J02	辉石岩	0.1641	79.65	0.5967	0.716622	0.709531	85.29	1.509	6.319	0.1444	0.511927	0.511139	-8.32
J03	二辉橄榄岩	0.3446	5.22	0.191	0.715177	0.712907	133.28	0.354	1.18	0.1816	0.512255	0.511264	-5.88
J04	二辉橄榄岩	1.295	21.12	0.1775	0.714621	0.712512	127.66	0.499	2.365	0.1277	0.511879	0.511182	-7.48
J05	二辉橄榄岩	0.7175	13.01	0.1598	0.714021	0.712122	122.12	0.493	2.044	0.146	0.511958	0.511161	-7.89

测试单位:西北大学大陆动力学国家重点实验室,2010 ,其中 101~105 为金川 18 行地表样品 数据引自张宗清等,2004 ,其余样品为本次测试的茅草泉岩体。

Table 5 Pb isotopic compositions of whole rocks and sulfides from Jinchuan and Maocaoquan intrusions

样品是	亚样位罟	测定矿物	u(B)∕10 ⁻⁶			206 ph/204 ph	207 ph/204 ph	208 ph /204 ph	(²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb)	(²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb)	(208ph/204ph)
		7XJ AL W 1VJ	U Th Pb		10/ 10	10/ 10			<u>Λ</u> ΙΟΥ ΙΟΥ ΙΟΥ ΙΟΥ		
M09-3	茅草泉	全岩	0.80	2.79	14.55	18.2804	15.5911	37.9936	17.7433	15.5819	37.7977
M09-12	茅草泉	全岩	0.71	2.19	12.01	17.6811	15.4823	37.7304	17.1036	15.4724	37.5441
L22b-2	金川	全岩				17.6517	15.4806	37.9159			
R35-1	金川	硫化物				16.6214	15.3264	36.8852			
ZK57-2	金川	硫化物				16.7780	15.3523	37.0512			
ZK80-3	金川	硫化物				16.9725	15.3711	36.9612			

测试单位:中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化国家重点实验室。

床的橄榄石中有少量的硫化物包体 ,证明了橄榄石 结晶前已经发生了硫化物饱和。

铂族元素比值可以判断岩浆的性质,一般部分 熔融程度高的岩浆具有较高的 Ni/Cu 值和较低的 Pd/Ir 值(Barnes, 1990)。在 Pd/Ir-Ni/Cu 图中(图 13) 金川与茅草泉岩体的大部分样品落在高镁玄武 岩范围,Pd/Ir 值比较稳定,有3件金川岩体样品Ni/ Cu 比值较大,这可能与岩石中没有硫化物而存在大 量橄榄石堆晶,镍主要以硅酸镍的形式存在有关。 总之,金川及茅草泉岩体的原始岩浆性质显示高镁 玄武岩浆性质。Cu/Pd 值可以指示岩浆的 R 因子 (硅酸盐/硫化物),一般 R>1000,硫化物中 Cu/Pd 值会小于原始地幔的值(约7000~10000) Barnes et al. ,2005)。计算金川与茅草泉岩体中样品的Cu/ Pd 值普遍大于地幔值(表3)属于 PGE 亏损的铜镍 硫化物矿床,也暗示岩浆的 R 因子小于 1000,即形 成金川矿床的母岩浆不是像大火成岩省那样存在巨 量的玄武质岩浆。

Cu为亲铁元素,而Zr为亲石元素,在硫化物不

饱和的镁铁质岩浆早期分离结晶过程中,这2个元素均表现为高度不相容。一般情况下,不亏损亲铁元素的典型玄武岩 Cu/Zr 值接近1,而由于硫化物熔离亏损亲铁元素的玄武岩,Cu/Zr 值往往小于1 (Lightfoot et al.,2005)。金川、茅草泉、塔马子沟岩体样品的 Cu/Zr 值具有过渡变化特征(图14),其中金川岩体的 Cu/Zr 住具有过渡变化特征(图14),其中金川岩体的 Cu/Zr 住加于1或在1附近,暗示茅草泉、塔马子沟岩体乙u/Zr 值小于1或在1附近,暗示茅草泉、塔马子沟岩体发生了硫化物熔离,金川岩体中存在硫化物聚集,三个岩体可能具有演化关系,即茅草泉、塔马子沟岩体为金川岩体贡献了亲铁元素。

基于上述研究,笔者提出了金川矿床的成岩成 矿过程 源自 EM I 型富集大陆岩石圈地幔的高镁玄 武质岩浆,以新元古代华北陆块裂解事件为动力,上 升到中上部地壳,经历了岩浆温度降低与地壳混染 后发生硫化物饱和熔离,在上升过程中形成岩浆与 矿浆的分层或者过渡:上部为硅酸盐岩浆;向下依次 为含硫化物岩浆、富硫化物岩浆和矿浆。在构造动 力驱动下,大量不含硫化物的岩浆先期侵入到已知

表 5 金川与茅草泉岩体中全岩与硫化物 Pb 同位素组成(数据经过年龄 832 Ma 校正)



图 12 地壳混染程度模拟图(金川的数据来自汤中立等, 1995 张宗清等,2004)

图中富集地幔值 EM I : ϵ_{Nk} (832 Ma)= -10.25 (87 Sr/ 86 Sr)= 0.7039 ;中地壳值 MC ϵ_{Nk} (832 Ma)= -0.43 (87 Sr/ 86 Sr)= 0.7221 ;上地壳 UC : ϵ_{Nk} (832 Ma)= -5 (87 Sr/ 86 Sr)= 0.7289 Fig. 12 Contamination degrees modeling between the crust and the mantle (data of Jinchuan after Tang et al. , 1995 ; Zhang et al. , 2004)

In the diagram , Enriched Mantle : EM I : ε_{NG} (832 Ma)= -10.25; (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)=0.7039; Middle crust : ε_{NG} (832 Ma)= -0.43; (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)=0.7221; Upper crust : ε_{NG} (832 Ma)= -5; (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)=0.7289







矿床上部、附近或隐伏于地壳中,形成金川矿床附 近的茅草泉等不含矿或含贫矿的岩体群。含硫化物 岩浆、富硫化物岩浆和矿浆多期(次)脉冲式贯入到 金川矿床现存空间成岩成矿。



图 14 金川、茅草泉、塔马子沟岩体样品 Cu/Zr-Cu/Ni 图 Fig. 14 Cu/Zr-Cu/Ni diagram of Jinchuan, Maocaoquan and Tamazigou intrusions

5.3 金川矿床的岩浆质量平衡计算

前人针对铜镍硫化物矿床提出了小岩体成矿的 理论(汤中立,2002),这种成矿过程是:镁铁质岩浆 在中间岩浆房中发生了硫化物熔离作用,大量的岩 浆提供了成矿物质,岩浆和矿浆通过脉动式贯入的 形式侵入到近地表,不含矿岩浆是大量的,含矿岩浆 与矿浆的体积是相对小的,从而表现小岩体成大矿。 这种成矿理论的关键是岩浆如何发生熔离?大量不 含矿岩浆在哪里(即岩浆的质量平衡)?大火成岩省 中的小岩体成矿可以解释这种岩浆质量平衡,然而, 造山带与裂谷背景下的小岩体成矿如何解释岩浆质 量平衡呢?

根据岩浆质量平衡计算:前人估算得金川铜镍 硫化物矿床的 R 因子为 575(汤中立等,2007),即岩 浆房中岩浆与硫化物的质量比为 575。目前,金川矿 床的硫化物平均含量约为 5%,由此推算得到现有 岩体的 R 因子约为 20,即有近 30 倍于金川现有矿 床体积的岩浆不知去向。而且金川矿床中缺乏镁铁 质岩浆单元。通道成矿模式提出:岩浆侵入到近地 表,上部不含矿的岩体被剥蚀掉了。如果说部分被 剥蚀了还可以理解,但是大于 97%的岩体被剥蚀了, 矿床周边又没有相应的沉积物异常显示。这种成岩 成矿机制是否成立值得思考。

岩体地质与年代学研究显示:金川矿床西南方 向3km范围内,茅草泉镁铁-超镁铁质岩体由50多 个小岩体组成。金川与茅草泉镁铁-超镁铁质岩体 群,主要为二辉橄榄岩、橄榄辉石岩、辉石岩、含长角 闪岩、角闪辉长岩等组成 具有完整岩浆演化系列特 征。空间上,金川与附近岩体平面距离小于 3 km, 而金川岩体自身长 6.5 km ,具有空间上的相关性。 茅草泉岩体的单颗粒锆石 U-Pb 年龄为(832.5 ± 1.5) Ma,金川岩体的锆石 U-Pb 年龄为(831.8 ± 0.6) Ma(Zhang et al. 2010) 在误差范围内一致 具 有时间上的耦合性。岩石地球化学研究显示:金川 与茅草泉岩体具有高 $\epsilon_{s}(t)$ 正值,低的 $\epsilon_{N}(t)$ 负值, 较低的²⁰⁶ Pb/²⁰⁴ Pb 值, 而且数值相似, 两岩体都属 于 EM T 型富集岩石圈地幔源区,具有同源岩浆特 征。金川、茅草泉岩体群样品都属于亚碱性拉斑岩 系列 微量、稀土元素配分曲线图平行且变化趋势一 致 都显示轻稀土元素富集 弱的负 Eu 异常。Cu/Zr 值具有过渡变化特征,Cu/Ni值都小于1,铂族元素 配分曲线具有平行一致的变化趋势。这些都指示了 金川超镁铁质岩体与茅草泉镁铁-超镁铁质小岩体 群具有明显的同期同源岩浆演化特征 ,茅草泉小岩 体群在一定程度上弥补了金川小岩体成大矿的岩相 缺失、岩浆量缺失的问题。

5.3 找矿意义

金川岩体中有大量的橄榄石堆晶,平均质量约 为 50%~70% 岩石的 u(MgO)平均为 30%。一般 高镁玄武岩浆不可能结晶出这样的岩石,因为地幔 高度部分熔融的科马提岩原生岩浆的 u(MeO)一般 也只有 18%~24% (Lesher et al., 1996)。因此,金 川超镁铁质岩体大量堆晶的特征只能解释为大量的 玄武质岩浆为现存的金川岩体贡献了高镁矿物橄榄 石。那么失去橄榄石的玄武质岩浆将形成基性程度 较低的岩体,可能是辉石岩相甚至辉长岩相。金川 铜镍硫化物矿床附近存在一些瘤状镁铁-超镁铁质 岩体 主要包括茅草泉、塔马子沟等小岩体群。如果 这些镁铁-超镁铁质岩体是金川矿床母岩浆的组成 部分,将在一定程度上弥补了小岩体成大矿的岩浆 质量平衡(岩相平衡、岩浆质量平衡)的缺口。上面 已经证明了茅草泉小岩体群属于金川铜镍硫化物矿 床母岩浆的组成部分 那么 茅草泉小岩体群是否具 有成矿潜力呢?

由于岩体群分布于塔马子沟组中,处于金川岩 体围岩白家嘴子组的上部;按小岩体成矿理论,形成 茅草泉岩体群的岩浆为金川矿床贡献了橄榄石和亲 铁元素,为不含矿岩浆形成;茅草泉小岩体群之所以 呈岩瘤状,比较分散,是因为早期岩浆上升过程中为 了打开通道而形成;在岩浆通道打开后,大量含硫化 物的岩浆就位在金川矿床的主通道中;根据茅草泉 岩体群分布于金川矿床的西南部,可以判断形成金 川矿床的阶段岩浆房可能存在于其西南方向。但 是,不排除在金川矿床的南部还存在隐伏的含矿超 镁铁质岩体,建议投入一定的物探和钻探工作。

6 结 论

(1)茅草泉镁铁-超镁铁质岩体中单颗粒锆石 U-Pb年龄为(832.5±1.5)Ma,与金川超镁铁质岩 体中锆石 U-Pb年龄(831.8±0.6)Ma在误差范围 内一致,成岩背景可能与华北陆块边缘裂解事件有 关。

(2)金川与茅草泉镁铁-超镁铁质岩体群的岩石 学、年代学、岩石地球化学、铂族元素地球化学、同位 素地球化学数据证明了它们具有同期同源岩浆演化 特征,茅草泉小岩体群是金川母岩浆先期侵入岩相, 为金川矿床的形成贡献了亲铁元素与橄榄石成分。

(3)金川、茅草泉镁铁-超镁铁质岩体的岩浆源 区为 EM I 型富集岩石圈地幔 岩浆性质为高镁玄武 质岩浆,在上升过程中经历了 10%~40%的中上地 壳物质混染。

志 谢 特别感谢评审专家提出的宝贵建议, 使作者受益匪浅。

参考文献/References

- 胡沛青 任立业 ,傅飘儿 张铭杰 ,李晓亚 ,秦宏毅. 2010. 新疆哈密黄山 东铜镍硫化物矿床成岩成矿作用[J].矿床地质 ,29(1):158-168.
- 贾志永 涨铭杰 汤中立 李文渊 任立业 胡沛青. 2009. 新疆喀拉通 克铜镍硫化物矿床成矿岩浆作用过程[_]. 矿床地质, 28(5): 673-686.
- 李华芹 梅玉萍 屈文俊 蔡 红 杜国民. 2009. 新疆坡北基性-超基 性岩带 10 号岩体 SHRIMP U-Pb 和矿石 Re-Os 同位素定年及其 意义[J]. 矿床地质, 28(5) 633-642.
- 罗照华,卢欣祥,郭少丰,孙 静,陈必河,黄 凡,杨宗锋. 2008. 透 岩浆流体成矿体系[J]. 岩石学报 24(12) 2669-2678.
- 吕林素, 汪云峰, 李宏博, 周振华, 张作衡, 谢桂青. 2011. 南非布什维 尔德岩浆型 Cu-Ni-PGE 硫化物矿床成因探讨[J]. 矿床地质, 30 (6):1129-1148.
- 汤中立,李文渊. 1995. 金川铜镍硫化物(含铂)矿床成床模式及地质 对比[M]. 北京:地质出版社.
- 汤中立. 2002. 中国的小岩体岩浆矿床[J] 中国工程科学 4(6) 9-12.
- 汤中立 闫海卿 焦建刚 李小虎. 2006. 中国岩浆硫化物矿床新分类

与小岩体成矿作用[J]. 矿床地质, 25(1):1-9.

- 汤中立,闫海卿,焦建刚,潘振兴. 2007. 中国小岩体镍铜铂族矿床的 区域成矿规律[J]. 地学前缘,14(5):92-103.
- 吴利仁. 1963. 论中国基性-超基性岩的成矿专属性平[J]. 地质科 学,1 29-41.
- 沈渭洲. 1997. 同位素地质学教程 M]. 北京 原子能出版社. 45-46.
- 张宗清 杜安道 唐索寒 卢纪仁 王进辉 杨 刚. 2004. 金川铜镍矿床 年龄和源区同位素地球化学特征 J]. 地质学报 ,78(3) 359-365.
- Barnes S J. 1990. The use of metal ratios in prospecting for platinum group element deposits in mafic and ultramafic intrusions J. J. Journal of Geochemical Exploration, 37(1):91-99.
- Barnes S J and Lightfoot P C. 2005. Formation of magmatic nickel sulfide ore deposits and processes affecting their copper and platinum group element content J J. In : Hedenquist J W , Thompson J F H , Goldfarb R J , Richards J P , ed. Economic Geology 100th Anniversary Volume , 179-213.
- Chai G and Naldrett A J. 1992. The Jinchuan ultramafic intrusion : Cumulate of a high-Mg basaltic magma J. J. Petrol. , 33 : 277-303.
- Davies G R , Gledhill A and Hakesworth C. 1985. Upper crustal recycling in southern Britain : Evidence from Nd and Sr isotopes [J]. Earth and Planetary Science Letters , 75 :1-12.
- Faure G and Mensing T M. 2005. Isotopes : Principles and applications [M]. third edition. John Wiley & Sons, Hoboken, New Jersey.
- Gao S , Liu X M and Yuan H L. 2002. Analysis of forty-two major and trace elements of USGS and NIST SRM glasses by LA-ICPMS J]. Geostands Newsletter , 26 (2):181-195.
- Gill G B. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics [J]. Berlin Hei-O delberg : Springer-Verlag. 128-132.
- Irvine T N. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram [J]. Journal of Petrology , 3 :745-750.
- Lesher C M and Stone W E. 1996. Exploration geochemistry of komatiites A J. In : Wyman D A , ed. Trace element geochemistry of volcanic rocks : Applications for massive sulfide exploration C J. Geological Association of Canada short Course Notes , 12 :153-204.
- Li C S Xu Z H ,De Waal S A Ripley E M and Maier W D. 2003. Compositional variations of olivine from the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, western China: Implications for ore genesis J J. Minralium Deposita, 39:159-172.
- Li X H, Su L, Chung S L, Li Z X, Liu Y, Song B and Liu D Y. 2005. Formation of the Jinchuan ultramafic intrusion and the world's third largest Ni-Cu sulfide deposit: Associated with the 825 Ma South China mantle plume J]? Geochem. Geophys. Geosyst., 6(11): 1029-1044.
- Liu Y S , Hu Z C , Gao S , Günther D , Xu J , Gao C G and Chen H H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard [J]. Chemical Geology , 257 : 34-43.
- Liu Y S , Gao S , Hu Z , Gao C , Zong K and Wang D. 2010. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China Orogen : U-Pb dating , Hf isotopes and trace ele-

ments in zircons of mantle xenoliths [J]. Journal of Petrology, 51: 537-571.

- Ludwig K R. 2003. ISOPLOT 3.00 : A geochronological toolkit for Microsoft Excel [J]. Berkeley : Berkeley Geochronology Center , California.
- Lightfoot P C and Keays R R. 2005. Siderophile and chalcophile metal variations in flood basalts from the Siberian Trap, Noril 'sk Region : Implications for the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide ores[J] Econ. Geol., 100:439-462.
- Mavrogenes J A and O 'Neill H S C. 1999. The relative effects of pressure , temperature and oxygen fugacity on the solubility of sulfide in mafic magmas [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta , 63 : 1173-1180.
- McDonough W W and Sun S S. 1995. The composition of the Earth [J]. Chemical Geology , 120 223-253.
- Naldrett A J. 2004. Magmatic sulfide deposits : Geology, geochemistry and exploratior [M]. Springer, Berlin, Heidelberg, New York.
- Naldrett A J. 2010. Secular variation of magmatic sulfide deposits and their source magmat J.]. Econ. Geol. , 105:669-688.
- Rudnick R L and Gao S. 2003. Composition of the continental crust [A]. In : Rudnick R L ,ed. Treatise on geochemistry , the crust [C]. Amsterdam : Elsevier. 3 :1-64.
- Song X Y, Zhou M F, Wang C Y and Qi L. 2006. Role of crustal contamination in formation of the Jinchuan intrusion and its world-class Ni-Cu(PGE) sulfide deposit, NW China [J]. Int. Geol. Rev., 48 :1113-1132.
- Song X Y, Keays R R, Zhou M F, Qi L, Ihlenfeld C and Xiao J F. 2009. Siderophile and chalcophile elemental constraints on the origin of the Jinchuan Ni-Cu-(PGE) sulfide deposit, NW China[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 73:404-424.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts ;Implications for mantle composition and processes [J]. Geological Society London : Special Publication. 42 313-345.
- Taylor S R and Mclennan S M. 1985. The continental crust :Its composition and evolutior[M]. Oxford :Blackwell.
- Yang G , Du A D , Lu J R , Qu W J and Chen J F. 2005. Re-Os dating of the massive sulfide ores from the Jinchuan Ni-Cu-PGE deposit by ICP-MS[J]. Science in China (Series D), 48(10):1672-1677.
- Yuan H L , Gao S , Liu X M , Gther D and Wu F Y. 2004. Accurate U-Pb age and trace element determinations of zircon by laser ablationinductively coupled plasma mass spectrometry [J]. Geoanalytical and Geostandard Newsletters , 28(3):353-370.
- Zhang M J , Kamo S L and Li C. 2010. Precise U-Pb zircon-baddeleyite age of the Jinchuan sulfide ore-bearing ultramafic intrusion , western China J J. Mineralium Deposita , 45:3-9.
- Zhang Z M , Liou J G and Coleman R G. 1984. An outline of the plate tectonics of China[J]. Geological Society of America Bulletin , 95 (3):295-312.
- Zindler A and Hart S. 1986. Chemical geodynamics [J]. Ann. Rev. Earth Planet Sci. , 13:493-571.