

吉林省岩浆铜镍硫化物矿床地质特征及成矿模式

陈子诚

(中国有色金属工业总公司吉林地质勘查局·长春市)

吉林省是我国岩浆铜镍硫化物矿床的矿化集中区之一。本文总结了该省基性、超基性岩体及铜镍矿床赋存的大地构造环境,阐明了深断裂对岩体和矿床的控制作用,岩体及矿床地质特征,以及矿床成因、成矿作用和成矿模式。

关键词: 吉林省; 岩浆铜镍矿床; 地质特征; 成矿模式



地质·矿床

矿床概况

吉林省是我国岩浆铜镍硫化物矿床的矿化集中区之一,其探明储量居我国前列。省内有基性、超基性岩群 47 处,约 1081 个岩体。截至 1989 年底,已发现铜镍矿体的仅 24 个岩体,占岩体总数的 2% (表 1)。

矿床基本特征

吉林省岩浆铜镍硫化物矿床位于不同的构造位置,彼此相距甚远,每个矿床都有各自的地质特点,亦有许多共同地质特征。

1. 岩体赋存的大地构造环境

大致以辉南—桦甸—和龙一线为界,吉林省南部属中朝准地台,北部属天山—兴安地槽褶皱区。

铜镍矿床主要分布在地槽区、两个大地构造单元衔接部位的槽区边缘。此带已探明矿床 18 处,约占全省探明镍储量的 77%。这些矿床为规模巨大、长期活动的辉发河—古洞河深断裂及其次级断裂所控制,自西而东目前已有茶尖岭、红旗岭、漂河川及长仁等

矿田。山门镍矿受舒兰—伊通深断裂控制。赤柏松矿床则分布在地台区,受本溪—浑江深断裂及其次级断裂控制。深断裂的切割深度可达上地幔,为基性、超基性岩浆的上升提供了通道,在其次级断裂中形成了一系列矿田 (图 1)。

2. 岩体特征

已知的含镍基性、超基性岩体规模较小,其地表出露面积均小于 1 km^2 。它们与围岩均呈侵入接触,其接触处常见宽数十 cm 至数 m 的混染破碎带。岩体内见有围岩的捕虏体。平面上岩体多为长条状,少数呈纺锤状和椭圆形,呈岩墙、岩盆 (杯) 及岩床产出。含矿岩体常成带、成群分布。

主要镍矿区的含矿岩体均为多期侵入的复式岩体,后期岩体含矿性较好。

根据赋存小型规模以上矿体的岩相组合及其基性程度,可划分为基性、基性—超基性、超基性 3 大类 11 型。

(1) 超基性岩类

①斜方辉岩 (或二辉岩) 型: 以红旗岭矿区 7、32 号岩体为代表 (图 2)。岩体呈岩墙状产出,岩相主要为斜方辉岩,次为苏长岩等。

吉林省岩浆硫化物

矿床名称	大地构造位置	控岩构造	围岩	岩体规模 (km ²)	岩体 产状	岩体类型
红旗岭7号岩体	天山—兴安地槽褶皱区吉林褶皱带南缘	北西向断裂	下古生界呼兰群片麻岩	0.0078	岩墙	斜方辉岩型
赤柏松1号岩体	中朝准地台辽东台隆东北缘	近南北向断裂	太古界鞍山群片麻岩	0.4	岩墙	辉绿辉长岩—橄辉 苏长辉长岩—含长 二辉橄辉岩—辉长 玢岩
红旗岭1号岩体	天山—兴安地槽褶皱区吉林褶皱带南缘	北西向断裂	下古生界呼兰群片麻岩	0.2	岩盆	辉长岩—辉岩—橄 榄岩（橄辉岩）
长仁11号岩体	同上	北北东向断裂	下古生界青龙村群片麻岩、大理岩	0.33	岩墙	辉岩—辉石橄辉岩
漂河川4号岩体	同上	北西向断裂	下古生界板岩、片岩	0.07	岩盆	角闪辉长岩—斜长 角闪橄辉岩
长仁13号岩体	同上	北北东向断裂	下古生界青龙村群片麻岩、大理岩	盲矿体	岩墙	斜长辉岩—辉石橄 榄岩
长仁4号岩体	同上	北北西向断裂	下古生界青龙村群黑云斜长片麻岩	0.15	岩墙	辉岩—辉石橄辉岩
弹项6号岩体	同上	北西向断层	下古生界青龙村群片麻岩、片岩	0.22	岩盆	含长二辉橄辉岩— 橄辉辉石岩
山门8号岩体	同上	近东西向褶皱	下古生界西保安组片麻岩	0.1	岩床	苏长辉长岩—角闪 岩—辉石岩—辉石 橄辉岩
茶尖岭新6号岩体	同上	北西向断裂	下二叠统板岩、片岩	0.0004	岩墙	角闪石岩—角闪辉 石岩
赤柏松新安岩体	中朝准地台辽东台隆东北缘	北北东向断裂	太古界鞍山群黑云斜长片麻岩、角闪斜长片麻岩	0.1	岩墙	辉绿辉长岩—含长 二辉橄辉岩—二辉 橄辉岩
漂河川5号岩体	天山—兴安地槽褶皱区吉林褶皱带南缘	北西向断裂	下古生界片岩	0.03	岩墙	角闪辉长岩—斜长 角闪辉石岩
三道岗1号岩体	天山—兴安地槽褶皱区吉林褶皱带南缘	北北西向断裂	下二叠统板岩、大理岩及花岗岩	长470m 宽1~8m	岩墙	辉长岩—含长角闪 辉石岩
茶尖岭6号岩体	天山—兴安地槽褶皱区吉林褶皱带南缘	北西向断裂	下二叠统板岩、砂岩及花岗岩	0.1	单斜	辉石角闪岩、角闪 辉石岩

铜镍矿床一览表

表 1

含矿岩相	岩石化学特征		矿体形态产状	主要金属矿物	矿床规模	K-Ar 年 龄	成矿时代	矿床成因
	M/F	a/c						
斜方辉岩	3.7~ 4.6	0.8~ 1.3	矿体形态产状与岩体基本吻合	磁黄铁矿、黄铜矿、镍黄铁矿	大型		海西早期	岩浆深部熔离贯入
含长二辉橄 榄岩、辉长 玢岩	1.0~ 3.6	0.8~ 1.3	似层状、透镜状， 位于岩体底部及边 部	磁黄铁矿、黄铜矿、镍黄铁矿、黄铁矿	中型	19.6~ 22.4亿年	元古代吕梁期	深部熔离贯入为主，晚期岩浆熔离次之
橄榄辉岩	2.7~ 4.9	0.6~ 1.3	似层状、透镜状， 位于岩体底边部	磁黄铁矿、黄铜矿、镍黄铁矿	中型	3.31~ 3.50亿年	海西早期	深部熔离、贯入为主，晚期岩浆熔离次之
辉石橄榄岩	4.2~ 4.8	0.7~ 0.8	似层状，位于岩体底部	磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿	中型	3.61亿年	海西早期	晚期岩浆熔离为主，晚期岩浆熔离贯入次之
斜长角闪橄 辉岩	1.7~ 2.7	1.9~ 2.8	扁豆状，位于岩体底部	磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿	小型		海西早期	深部岩浆熔离贯入为主，晚期岩浆熔离次之
辉石橄榄岩	3.6~ 5.4	0.6~ 0.9	透镜状、似透镜状	磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿	小型		海西早期	晚期岩浆熔离为主，晚期岩浆熔离贯入次之
辉 岩	1.7~ 5.3	0.3~ 1.6	透镜状，位于岩体底边部	磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿、黄铁矿	小型		海西早期	晚期岩浆熔离贯入
次闪石岩、 混染岩	4.6~ 5.8	0.3~ 3.8	似层状、透镜状， 位于岩体底部或边 部	磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿	小型		海西早期	晚期岩浆熔离
辉石橄榄岩			似层状，位于岩体中下部	磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿	小型		海西早期	晚期岩浆熔离，残浆热液
角闪石岩、 角闪辉石岩	3.5~ 4.7		脉状，位于岩上下盘	磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿	小型		海西晚期	晚期岩浆熔离
含长二辉橄 榄岩、二辉 橄榄岩	2.1~ 3.4	0.9~ 1.6	透镜状，位于含矿岩相底侧或岩体的尖灭端	磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿、紫硫镍铁矿	小型	17.78亿年	元古代吕梁期	晚期岩浆熔离
斜长角闪辉 石岩	2.2~ 2.7	1.1~ 1.3	似板状，位于岩体底部	磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿	小型		海西早期	晚期岩浆熔离
含长角闪辉 石岩	1.8~ 2.5		似脉状，位于岩体与围岩接触带	磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿	小型		海西晚期	晚期岩浆熔离贯入，残浆热液
辉石角闪岩 角闪辉石岩	4.4~ 4.9	0.6~ 0.7	透镜状，主要位于岩体上盘及中上部	磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿	小型		海西晚期	晚期岩浆熔离

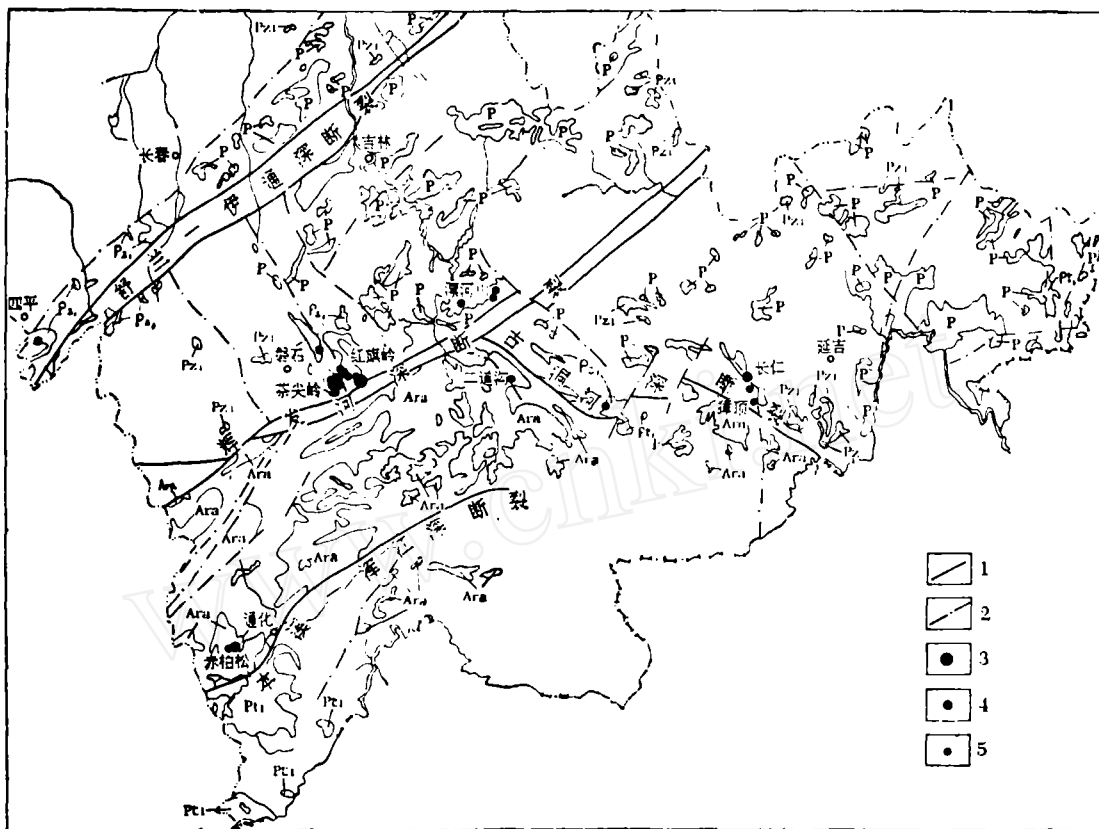


图 1 吉林省基性—超基性岩体及铜镍矿床分布略图

1—深断裂, 2—大断裂, 3—大型铜镍矿床, 4—中型铜镍矿床, 5—小型铜镍矿床, P—二叠系,
Pz₁—下古生界, Pt₁—元古界, Ara—太古界鞍山群

②橄榄岩—辉岩（或角闪岩）型：以红旗岭矿区1号下盘岩体为代表。主体相为橄榄岩，边缘有含矿的蚀变辉岩，有的岩体含矿岩相为角闪岩。

③角闪辉岩—角闪岩型：以茶尖岭矿区新6号、6号岩体为代表。含矿岩相为角闪岩及角闪辉岩。

(2) 基性—超基性岩类

①辉绿辉长岩—橄榄苏长辉长岩—含长二辉橄榄岩—（辉长玢岩）型：以赤柏松矿区1号岩体为代表（图3）。含矿岩相为含长二辉橄榄岩和辉长玢岩。

②辉长岩—辉岩—橄榄岩—（橄榄辉

岩）型：以红旗岭矿区1、2号岩体为代表（图4）。含矿岩相为橄榄辉岩。

③角闪辉长岩—斜长角闪橄辉岩型：以漂河川矿区4号岩体为代表，后者为含矿岩相。

④苏长辉长岩—角闪岩—辉石岩—辉石橄榄岩型：以山门矿区8号岩体为代表。含矿岩相为辉石橄榄岩。

⑤辉长岩—角闪斜方辉岩型：以红旗岭3号岩体为代表。

⑥辉绿辉长岩—含长二辉橄榄岩—二辉橄榄岩型：以赤柏松矿区新安岩体为代表。含矿岩相为含长二辉橄榄岩和二辉橄榄岩。

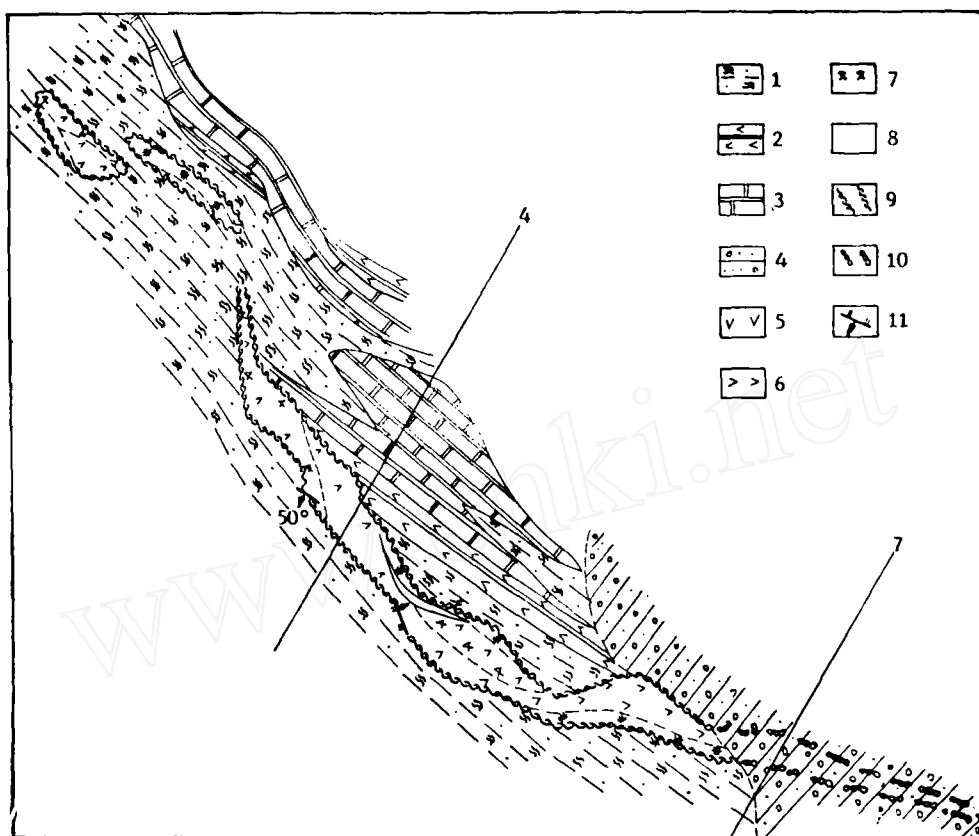


图 2 红旗岭矿区7号岩体地质图

1—黑云母片麻岩；2—角闪片岩；3—大理岩；4—砂砾岩；5—橄辉岩；6—顽火灰岩；7—蚀变辉石岩；8—苏长岩；9—边缘破碎带；10—岩体投影界线；11—断层及产状

⑦辉长岩—辉岩（橄辉岩）—角闪岩型：以茶尖岭1号岩体为代表。含矿岩相为角闪岩和辉岩。

(3) 基性岩类

苏长岩型：以夹皮沟金矿区二道沟坑岩体为代表。含矿岩相为苏长岩。

上述岩体中，以斜方辉岩型、辉长岩—辉石岩—橄辉岩—（橄辉岩）型、橄辉岩型、角闪斜长岩—角闪橄辉岩型、辉绿辉长岩—橄辉苏长岩—含长二辉橄辉岩型及辉岩—辉石橄辉岩型含矿较好。常见的含矿岩相主要有斜方辉岩、橄辉岩、辉石橄辉岩、含长二辉橄辉岩和辉长玢岩等。

不同矿区含镍岩体的橄辉岩有许多共同特点，即黑色、具典型的包橄结构。这种结构在含铬岩体的橄辉岩中不发育，其中所见橄辉石多为贵橄辉石，在蛇纹石化过程中常析出大量粉尘状磁铁矿。辉石和斜长石的种类因而异。在岩浆基性程度较高的岩体（如红旗岭1、7号岩体）中，斜方辉石（顽火辉石 En_{91} 、古铜辉石 $En_{85\sim 88}$ ）较常见，其中斜长石多为拉长石（ $An_{52\sim 64}$ ）。

3. 矿床特征

(1) 矿体赋存特征 矿体常赋存在基性—超基性岩的特定岩相中，并以岩体中下部或底轴部较集中，多数矿体的形态常受岩

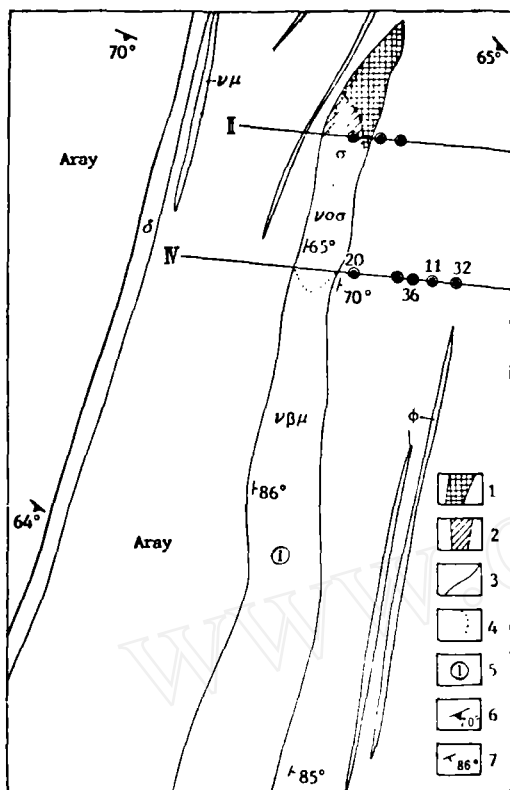


图3 赤柏松1号岩体地质图

1—表内矿体；2—表外矿体；3—地质界线；4—岩相界线；5—岩体编号；6—片麻理产状；7—岩体及岩脉产状；Array—鞍山群混合质斜长片麻岩；σ—含长二辉橄榄岩；νσσ—橄榄苏长辉长岩；νβμ—辉绿辉长岩；νμ—辉长玢岩；δ—闪长岩；φ—钠长斑岩

体或含矿岩相形态控制，呈似层状或透镜状，部分矿体受裂隙控制，呈脉状，常产于岩体边部。

(2) 矿石构造 主要有浸染状、斑点状、海绵陨铁状和致密块状等。浸染状矿石常分布在浅部分异形成的上悬矿体中或在海绵陨铁状矿石的边部。岩体底轴部则常形成海绵陨铁状矿石。

(3) 致密块状矿体常见 在不同的矿床中，常见数量不等、规模不一，常成群出现的纯硫化物致密块状脉脉。一般与海绵陨铁状矿石密切共生，二者为突变接触。

(4) 矿石矿物、脉石矿物 基本上是硫化矿石。主要金属矿物为磁黄铁矿(43~

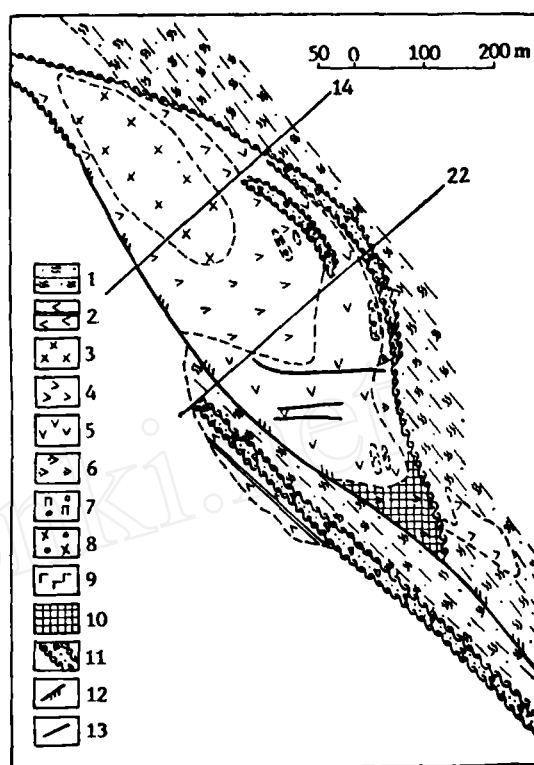


图4 红旗岭矿区1号岩体地质图

1—黑云母片麻岩；2—角闪片岩；3—辉长岩；4—古铜辉岩；5—橄榄岩；6—橄辉岩；7—石英霏细斑岩；8—辉长伟晶岩；9—斜长岩；10—工业矿体；11—破碎带；12—逆斜断层；13—性质不明断层

76%)、镍黄铁矿(20~39%)和黄铜矿(4~23%)。含镍矿物主要是镍黄铁矿，另有少量紫硫镍铁矿、针镍矿和红砷镍矿等。脉石矿物常为辉石、橄榄石及其蚀变矿物。

金属硫化物的含量不甚一致，即使在同一岩体不同岩相中的矿石，其金属矿物之间的相对含量亦各不相同。但矿石中镍黄铁矿的相对含量，多数随岩体或岩相的基性程度增高而增多，而黄铜矿和磁黄铁矿则相反。

(5) 有用元素 矿石中镍含量与母岩中镁的含量呈正消长关系，Ni/Cu值随岩石基性程度的增加而升高(除主元素Ni、Cu外，尚有伴生元素Co、S、Se、Te、Au、Ag等可以综合回收)，Ni/Cu值1.5~5.2，

Ni/Co值22~39。在同一矿床、同一类型矿石中,该比值比较稳定。Cu、Co的含量常与Ni呈正消长关系。

(6) 蚀变作用 变质作用引起的各种蚀变较为普遍,但蚀变程度不一。在脉岩两侧、构造破碎带附近及岩体边缘,由于脉岩贯入,动力变质叠加及与围岩的同化混染作用而引起比较强烈的蚀变。通常以前者为主。常见的蚀变有次闪石化、滑石化、绿泥石化、皂石化、棕色角闪石化、金云母(包括黑云母)化、绢云母化、蛇纹石化及磷酸盐化。其中以前四者为主。

(7) 控矿构造 矿体常富集于盆状岩体的底轴部或岩体的中下部。容矿构造空间开阔部位矿体厚度大,矿化强;岩体产状转折狭缩地段矿体变薄,矿化变弱。矿石品位与其厚度没有正消长关系。由于构造继承性活动,后期脉状矿体明显受原生节理控制。

(8) 铂、钯 铂、钯含量多数较低,是贫铂、钯的铜镍矿床。

(9) 硫同位素组成 国内外铜镍硫化物矿床,按其硫同位素组成特征可分为两种类型,即具有陨石硫同位素组成特征的矿床;与陨石硫有显著差别的矿床。吉林省主要铜镍硫化物矿床属于前者。其特点是:

①硫同位素组成的相对变化范围(表2)

吉林省若干铜镍硫化物矿床
硫同位素组成 表 2

矿 区	岩体号	$\delta^{34}\text{S}$ 变化范围 (%)	离 差	备 注
红旗岭	1号	-1.0~+0.6	1.6	混染岩一个样6.9
红旗岭	7号	-0.3~-1.9	1.6	
漂河川	4号	0~+0.2	0.2	
长 仁	11号	-2.9~+0.1	3.0	
长 仁	13号	-0.2~-1.1	0.9	
赤柏松	1号	-1.3~+0.9	2.2	

很窄,接近陨石硫的同位素组成。

②岩体虽形成时间不一,地质产状各

异,但硫同位素的相似性说明它们具有同质的单一硫源。在漫长的成矿过程中,硫同位素组成的变化如此微弱,证明整个成矿作用都是在高温条件下进行。

③围岩与岩体在硫同位素组成上的差异极为明显。

上述特征表明,这些矿床中的硫可能来源于上地幔。

矿床成因、成矿作用及 成矿模式

世界上大多数铜镍硫化物矿床均与基性—超基性侵入体有关(基本赋存在由橄辉拉斑玄武岩浆衍生的铁质超基性岩中),是典型的岩浆矿床。国外有人提出至少有一部分铜镍硫化物矿床不是岩浆型矿床,而是典型的火山成因或次火山成因矿床,即与超基性火山喷发岩有关或与供给这些熔岩流的火山通道有关,如澳大利亚卡姆巴尔达镍矿。西澳与科马提岩有关的铜镍硫化物矿床,品位高($\text{Ni} > 1\%$),硫化镍矿石储量超过西方世界同类型矿石储量的8%(1982)。尽管对矿床成因尚有争论,但Reid R. Keays等根据对矿石中贵金属的研究,认为该区硫化镍应属原始岩浆成因。与矿化有关的科马提岩在岩石化学上以镁、镍含量高, TiO_2 含量低为特征,与我国阿尔卑斯型超基性岩相似。尽管科马提岩与阿尔卑斯型超基性岩的成因不同(后者常含铬矿,其镍含量虽高,但不形成硫化镍矿床),但是这一事实表明,富镍的超基性岩浆同分异的拉斑玄武岩浆一样,能够生成岩浆铜镍硫化物矿床。有人认为,科马提岩之所以富含硫化物,是由于这种熔融体是地幔深处富含硫化物部分熔融所致。E.M.Cameron (1971)曾指出,只有当熔体中硫离子和金属离子浓度的乘积大于硫化物的浓度积时,才有可能形成不混溶的硫化物液体或硫化物晶体,并从熔体内分离出

来。金属硫化物的熔离点取决于进入硫化物相的金属相对含量,硅酸盐熔体内其他组份的含量及温度、压力,但起支配作用的却是岩浆中硫的含量。科马提岩之所以富含高品位的硫化镍矿石,很可能与其中高含量的硫有关。

上述特征说明,吉林省已知的铜镍硫化物矿床属岩浆融离成因。根据熔离作用发生的场所不同,又可分为岩浆侵入现存空间之前经深部熔离作用产生的含矿岩浆再侵入形成的矿体(矿床)和岩浆侵入现存空间后,经熔离作用形成的矿体(矿床)。前者简称为深部熔离—贯入矿床,后者简称为就地熔离(晚期岩浆熔离)矿床(见表1)。

现对各种成矿作用——就地熔离作用、深部熔离作用及动力分异等分别讨论如下:

1. 熔离作用

与基性—超基性岩有关的硫化铜镍矿床的熔离作用已被公认,尤其是岩浆侵位后的就地熔离作用更为人们所熟知。原始岩浆由于温度、压力条件的变化或第三种成分的加入,使熔浆分为互不混溶或混溶程度有限的两种液体——硅酸盐溶液与硫化物溶液。岩浆结晶过程中,随着Mg、Fe组份先结晶, Al_2O_3 、CaO、 SiO_2 组份增加,特别是FeO的减少,降低了硫化物的溶解度。残余溶液挥发组份 H_2O 与S的增加,促进了硫化物的熔离作用。熔离作用形成的矿体常受重力作用影响,集中于岩体分异较完善、基性程度较高的岩相中,并多形成于岩体底部。也有悬浮于岩体中上部和各岩相的小矿体或矿化体,这种矿体形态简单,规模小,品位较贫,且不稳定,如红旗岭1号岩体中的上悬矿体及橄榄岩相中的矿体。

2. 动力分异作用

主要表现为流动构造。红旗岭1号岩体橄榄岩中的橄榄石普遍呈定向排列,斜方辉石异离体边部的斜方辉石也呈定向排列。在橄榄岩似层状矿体中常见到硫化物和橄榄石

的拉长现象和定向排列,矿物的倾伏方向与岩体底部产状一致。7号岩体辉石橄榄岩中的橄榄石、金属硫化物,斜方辉岩和蚀变辉岩中的斜方辉石、透闪石;硫化物脉中的斑点状镍黄铁矿,均可见到定向排列的流动构造。动力分异作用的另一表现为流层,如在红旗岭1号岩体橄榄岩相中,呈现出含长橄榄岩、辉岩橄榄岩、角闪橄榄岩的韵律分布。在底部含矿橄榄辉岩相中则出现分层现象:一般上部为辉岩,下部为橄榄辉岩和橄榄岩。硫化物在整个岩相中也呈不均匀的细层状集中。橄榄岩相中的上悬矿体也略呈似层状。上述事实说明了岩体和矿体形成时熔浆的流动情况。

3. 深部岩浆分异作用

我国及吉林省已知主要岩浆铜镍硫化物矿床的主要特征之一是小岩体中有大矿,例如红旗岭7号岩体,几乎整个岩体都是矿体。1号岩体含主矿体(底部边部矿体)的橄榄辉岩相基性程度却低于其上部的橄榄岩相。赤柏松1号岩体主矿体赋存在基性—超基性岩体中基性程度较低的辉长玢岩相中,而此岩相处于岩体下盘,即超基性的含长二辉橄榄岩相的下部;漂河川4号岩体矿体的赋存部位多在两种岩石的混染带,主要矿体往往和破碎蚀变带密切相关,且最好的矿体不受基性程度较高的岩相控制。在11线剖面中,矿体穿越岩体底部,进入围岩(片岩)达50多m。上述地质现象是岩浆浅部熔离作用所无法解释的。红旗岭、赤柏松、漂河川、白家咀子及力马河等铜镍硫化物矿床的研究资料表明:基性—超基性岩浆侵入前,在深部岩浆渊曾进行过分异作用。就红旗岭矿区来说,深部岩浆高温阶段($1100\sim 1500^{\circ}C$)镍离子优先呈类质同象置换镁而分散在橄榄石、辉石晶格中,由于岩浆重力分异分化为深部富镁、铁、镍及铜的橄榄辉岩熔浆及部部富钙、铝、硅的贫矿橄榄岩熔浆。当岩浆沿深断裂带上升时,贫含矿的橄榄岩熔浆先

上升,在没有完全固结前,富含矿的橄榄辉岩熔浆沿着同一通道上升至目前1号岩体所处部位。由于含矿熔浆中含有大量挥发份,蒸气压力较大,同时承受着上部橄榄岩熔浆的巨大压力,富含矿的橄榄辉岩熔浆即沿着橄榄岩熔浆与围岩的接触部向上移动,形成上盘岩体中的凹面式似层状矿体及下盘岩体中的边部矿体。橄榄辉岩、蚀变辉岩与橄榄岩之间的界线多数较明显,局部呈渐变关系,说明两者在结晶时间上相近。

岩浆侵入后逐渐处于稳定状态,贫矿的橄榄岩熔浆因温度、压力的下降,特别是大量橄榄石的结晶,使 MgO 、 FeO 减少, SiO_2 、 Al_2O_3 、 CaO 相对增加,导致硫化物溶解度降低而发生浅部熔离作用,部分金属硫化物晶出并集中形成上悬矿体,其中部分金属硫化物因重力作用而下沉到橄榄岩相底部,形成橄榄岩的底部矿体。

辉岩熔浆在处于稳定状态后,同样发生过分异作用,表现为硫化物大部分聚集在底部,上部以辉岩为主,下部则多为橄榄辉岩的岩相变化。

深部熔离作用往往不只一次,这样便形成了7号岩体主矿体及纯硫化物脉状矿体。这种纯硫化物熔离作用也是一种重要的成矿过程。

赤柏松1号岩体、白家咀子及力马河等铜镍矿床的大量资料都提供了深部熔离成矿作用的证据。赤柏松1号岩体的含矿岩相细粒苏长辉长岩、含矿辉长玢岩和纯硫化物脉状矿体均认为是深部熔离的产物。

近年来有人提出岩浆铜镍矿床“矿浆成矿”理论,其实绝大部分矿床的矿体均赋存在基性、超基性岩中,并受特定岩相控制,也就是说铜镍矿体离不开岩体及其特定的岩相。以纯硫化物脉而论,它可以说是一种矿浆,但从许多矿床实例来看,其规模比主矿体小,更重要的是它总是分布在岩体和主矿体之中或其边部,它只是许多矿床整个成矿

过程的一个有机部分而已。

总之,岩浆铜镍硫化物矿床的形成受多种因素控制。构造条件只是外因,而起决定作用的则是其内因——岩浆深部熔离作用和就地熔离作用,而深部熔离作用更是形成富矿体所必需的。

在岩浆铜镍硫化物形成过程中,岩浆硫化物的高度富集必须:(1)母岩浆饱和硫,据汤中立等人的资料,我国含镍岩体非矿岩石的含硫量为:橄榄岩(56个样)0.259%;辉石岩(27个样)0.2%;辉长岩(9个样)0.054%。岩体中贫矿石含硫2.20~3.34%;富矿石含硫9.49~10.17%;块状矿石含硫33.04%。这些数值与超基性—基性岩浆岩中硫的平均含量相比,后者超基性岩含硫0.01%,基性岩含硫0.03%(维诺格拉多夫,1961),说明含镍超基性岩浆中的硫是大大富集了,即使是非矿岩石部分的含硫量也超过同类岩石平均含硫量甚多;(2)硫化物小液珠的相当大的部分能够迅速沉降形成矿体。缓慢沉降会形成浸染状矿石。大量不混溶硫化物的形成可以由于岩浆从围岩同化了大量的硫,如煎茶岭和苏联的诺里尔斯克岩体;也可以由于岩浆含有过量的来自地幔的硫化物,如某些科马提岩。

岩浆的物理和化学性质对矿床的形成有重大影响。由于基性、超基性岩浆的粘度小,分散在岩浆中的有用元素或矿物易于集中;中酸性岩浆由于粘度大,故不利于矿物质的集中。岩浆中的挥发组份和碱质能使矿物质的熔点和岩浆的粘度降低,有利于岩浆分异作用的进行,并能促使成矿物质富集于残余岩浆中形成矿床。岩浆的含矿性并不是完全相同的,其本身成矿物质的含量越高,越有利于矿床的形成。

一个基性、超基性岩体往往不是一次岩浆侵入分异形成的。岩浆侵入和喷发的脉动性常与构造的脉动性有关。

成矿模式

根据吉林省岩浆铜镍矿床地质特征及分布规律, 其成矿模式可表述如下 (图5):

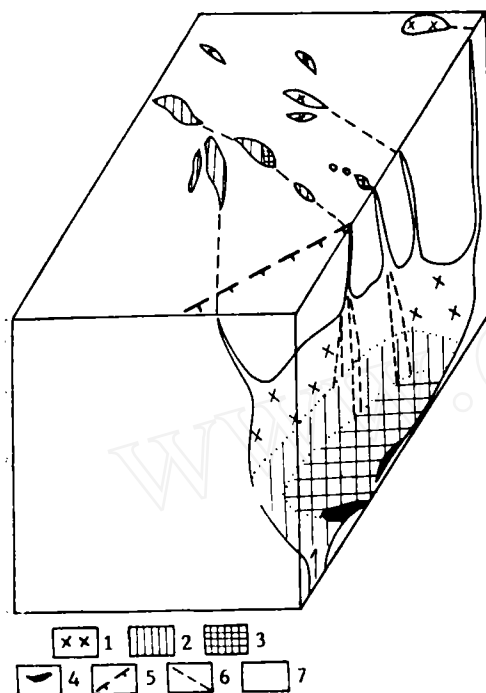


图5 吉林省岩浆铜镍硫化物矿床

成矿模式略图

1—不含矿溶液; 2—贫含矿溶液; 3—富含矿溶液; 4—硫化物矿浆; 5—深断裂; 6—次级断裂; 7—熔离界面

成分与拉斑玄武岩相当的原始熔浆, 在岩浆渊经过深部分异, 形成不含矿(铜镍硫化物)熔浆、贫含矿(铜镍硫化物)熔浆和富含矿(铜镍硫化物)熔浆。随着深大断裂的活动, 上述岩浆沿着构造系统上升到地壳, 侵位于与深大断裂斜交或平行的次一级断裂中, 形成各种类型的基性、超基性岩体。其中贫含矿熔浆与富含矿熔浆先后侵位, 经过就地熔离、结晶重力及结晶动力分异作用, 分别形成各种类型的矿床。由于深断裂活动的长期性和脉动性, 形成了多期次的岩浆侵入, 如先后侵入的岩体定位于同一空间, 则形成复式岩体。因深部分异后岩浆成分的差异, 以及侵入后就地分异程度的不同, 因而形成了不同类型的岩体和含矿岩相。其中岩浆成分、深部分异作用、深断裂的活动, 岩浆上升侵位后的结晶重力分异及结晶动力分异作用, 对铜镍矿床的形成是互有关联的几个条件。而深部分异作用是富(主)矿体形成最主要的条件。

参考文献

- [1] Anthony M. Evans (冯冲燕译), 《金属矿床学导论》, 北京大学出版社, 1985年。
- [2] 余传菁, 地质与勘探, 1985, 第1期。
- [3] 陈子诚, 地质与勘探, 1989, 第4期。

Geological Characteristics and Mineralogenetic Pattern of Magmatic Cu-Ni Sulphide Deposits in Jilin

Chen Zicheng

Jilin is one of the provinces crowded with magmatic Cu-Ni sulphide deposits (mineralizations) in our country. This paper sums up the tectonic setting for the occurrence of basic-ultrabasic rocks and Cu-Ni deposits, and expounds the author's views on following questions, including: the control of deep fractures on mineral deposits, geological characteristics, genesis, metallogenesis and mineralogenetic pattern.