

论断陷槽中的铜镍硫化物矿床

郝梓国 王希斌 鲍佩声 毛景文

(中国地质科学院, 北京)

乔德武

(中国非金属矿工业公司)

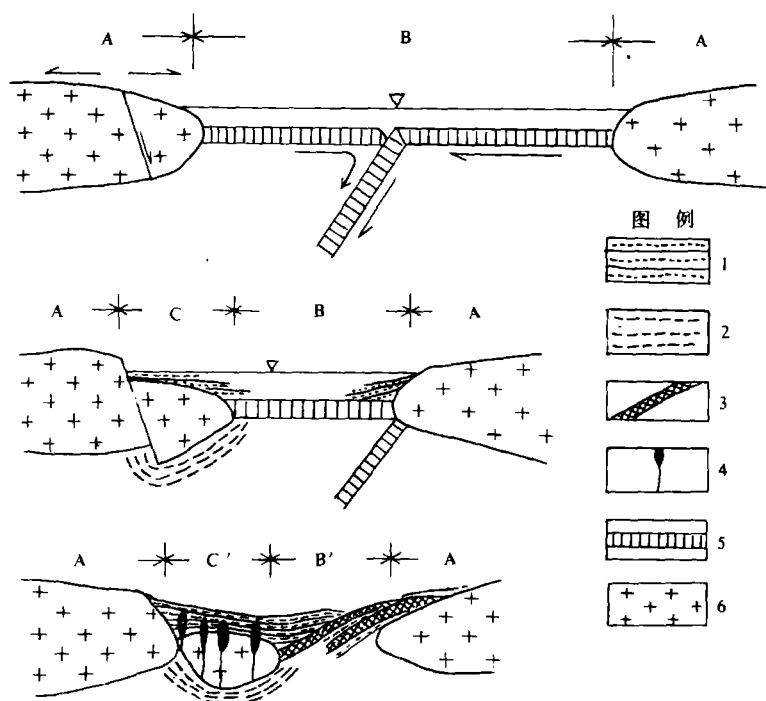
提 要 位于被动大陆边缘断陷槽中铜镍硫化物矿床是我国很有特色的镍矿类型, 目前在我国造山带中可划分出 4 条断陷槽成矿带。在成矿带中, 依其含矿岩体类型的不同可分出 4 种矿床类型, 每类矿床有其独特的矿物成分、岩石组合、岩石化学等方面的特征。据此特征, 指出了该类矿床的成因机制和成矿规律, 并对成矿预测提出了相应的地质标志。

关键词 铜镍硫化物矿床 断陷槽 中国

断陷槽环境中的铜镍硫化物矿床是我们提出的新概念, 其目的在于给过去所称的“地槽区镍矿床^[12]”以合适的构造位置和新的成因概念。这是因为“地槽区”不但发育含铜镍的镁铁—超镁铁质杂岩, 而且亦发育含铬铁矿的镁铁—超镁铁质杂岩(即蛇绿岩), 两者产出的构造位置、岩石组合、岩石化学、发育的矿床是完全不同的。令人遗憾的是近年来有些地质工作者往往不加区分地统统定为蛇绿岩带, (至少在三江地区的绿春—金平岩带和甘孜—木里岩带以及新疆北山地区便是如此^[3])。这种做法对于认识该区的构造背景和演化历史、特别是对寻找不同类型的矿床(铬铁矿床、镍矿床)是不利的。因此本文所提出的有关镍矿床的一些新看法, 是有其现实意义和理论意义的。

1 镍矿床的构造类型与构造位置

纵观世界范围内与镁铁—超镁铁质岩石有关的铜镍硫化物矿床, 主要产于以下 4 种构造环境中: (1) 产于稳定大陆区的大型层状侵入体中, 如加拿大 Sudbury 矿床(时代 1849Ma), 美国蒙大那州的 Stillwater 矿床(1600~1800Ma), 明尼苏达州北部的 Duluth 矿床(元古代)^[4], 以及中国的金川矿床(1719Ma)^[5]; (2) 产于大陆区太古宙、元古宙绿岩带建造中的科马提岩型矿床, 如西澳大利亚 Yilgarn 地块中的 Scotia 等矿床(2600~3000Ma), 芬兰的 Kotalahti 镍矿带(1860~1900Ma), 加拿大的 Abitibi 绿岩带中的镍矿床(早前寒武纪)^[4], 以及中国桂北宝坛地



图例说明:A. 大陆板块 B. 大洋环境 C. 断陷槽位置 B'. 大洋造山带(发育镁质超镁铁岩(蛇绿岩)和铬铁矿) C'. 断陷槽造山带(发育铁质超镁铁岩及铜镍矿) 1. 海相沉积 2. 富硫带 3. 蛇绿岩 4. 含铜镍的岩体 5. 洋壳 6. 陆壳

图1 断陷槽构造位置示意图

Fig. 1 Sketch map showing the tectonic location of the deep-faulting geosyncline

为陆壳,盖层为大陆边缘的海相碎屑岩及复理石建造,并夹有多层钙碱性及基性熔岩,有的具枕状构造(见于黄山地区),镁铁—超镁铁质杂岩体侵位于该海相地层中。在空间上,它与典型的洋壳岩石——蛇绿岩带并列分布,延展数百公里,构成一条含镍岩带与一条(或数条)含铬岩带(蛇绿岩带)的平行展布(图1,2)

2 我国断陷槽成矿带的分布特点

目前,在我国造山带中可以划分出4条断陷槽铜镍成矿带。

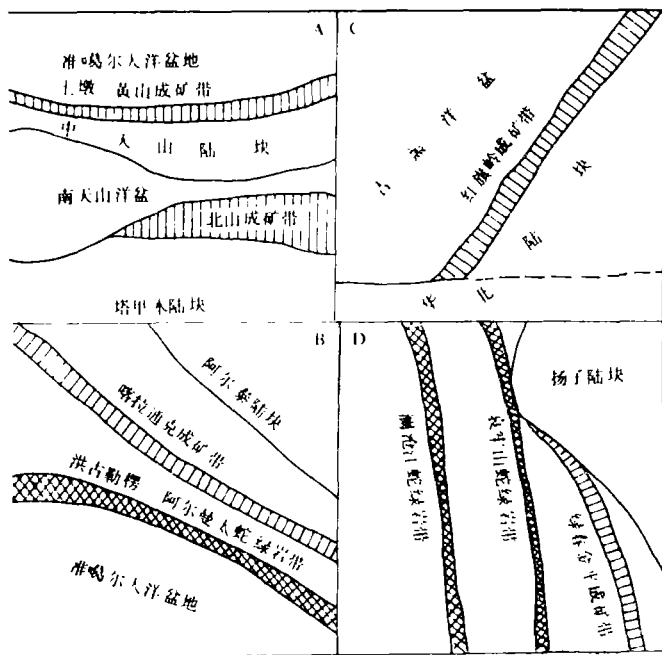
2.1 土墩—黄山成矿带

该带位于新疆与甘肃交界处,东西长约800km,宽10~20km左右,其大地构造位置位于中天山陆块与准噶尔洋盆板块的交界处(图2-A),目前该带实际工作控制的长度在300km

区科马提岩中镍矿床(2412Ma)^[6]; (3)产于显生宙以来大陆裂谷带暗色岩建造中的镍矿床,如苏联西伯利亚地台的Norilsk矿床(三叠纪)^[4],中国攀西裂谷中的力马河矿床(322~353Ma)^[5]; (4)产于被动大陆边缘断陷槽中的镁铁—超镁铁质杂岩体中,如中国的喀拉通克矿床(285Ma)^[7],黄山—土墩地区的镍矿床(263~393Ma)^[8],红旗岭1、7号岩体中的矿床(329~355Ma)^[2],白马寨镍矿床(华力西期)^[5]。以上4类镍矿床中前3类构造环境明确,属于稳定大陆板块内部的矿床,只有第4类的镍矿床形成于大洋与大陆交界处的断陷槽环境中。

断陷槽的构造位置,位于大陆与大洋板块交界的大洋一侧,是被动大陆边缘断陷进入大洋的一部分,基底

左右。该区地层主要为中下石炭统梧桐窝子、干洞组海相碎屑岩及火山岩建造,并有枕状熔岩产出。该带已发现镁铁—超镁铁质岩体数十处,它们侵入于上述地层中。岩体的岩石类型主要为橄榄岩型和橄榄岩+辉石岩+辉长岩型,以及辉长岩+闪长岩型,其岩石的 K—Ar 年龄为 262.99~393Ma 之间,平均 336Ma(9 个),基本属同造山期的产物^[8]。目前在该带内已发现黄山东、黄山西、黄山北、土墩等数个铜镍硫化物矿床。



说明: A. 土墩—黄山成矿带 B. 喀拉通克成矿带

C. 红旗岭成矿带 D. 绿春—金平成矿带

图 2 各成矿带的大地构造位置示意图

Fig. 2 Sketch tectonic map of the metallogenic belts

2.2 喀拉通克成矿带

该带位于新疆北部富蕴—青河一带,长约 200km,宽 20km 左右。其北部是阿尔泰陆块,南部为准噶尔洋盆板块,并与南部的乌伦古河—扎河坝—阿尔曼太洋壳俯冲带平行展布,在该俯冲带上发育扎河坝、阿尔曼太、洪古勒楞等蛇绿岩块及豆荚状铬铁矿床(或矿化)(图 2—B)。喀拉通克成矿带已发现数十个镁铁质、超镁铁质岩体。其围岩地层为中石炭统南明水组,为凝灰质砂岩、碎屑岩建造,并有基性熔岩夹层。岩体类型主要为苏长岩型,其次为辉石岩型,其 K—Ar 年龄为 285Ma^[7],基本上属同造山期的产物。该带内已发现喀拉通克 1 号岩体等矿床。

2.3 红旗岭成矿带

位于吉林省磐石—桦甸一带,走向北东,长约 100km,宽数公里,构造上隶

属于中朝陆块与吉黑造山带接壤区,红旗岭矿带位于槽区一侧(图 2—C)。该带内发育的地层:下部为下志留—泥盆系呼兰群斜长角闪片岩、黑云母片麻岩夹大理岩透镜体构成的结晶基底;上部为石炭—二叠系砂页岩、燧石条带灰岩等海相地层,并夹有中、基性火山熔岩。本带共发现 31 个中小型镁铁、超镁铁质岩体,岩体出露面积均小于 0.3km²,岩体类型主要为橄榄岩、辉石岩、橄榄岩+辉长岩型,其 K—Ar 年龄为 331~350Ma,属海西早期的产物,是在基底破碎后形成的。该带内发现的矿床为红旗岭 1 号和 7 号岩体矿床,以及数个矿点^[2]。

2.4 绿春—金平(—甘孜—木里)成矿带

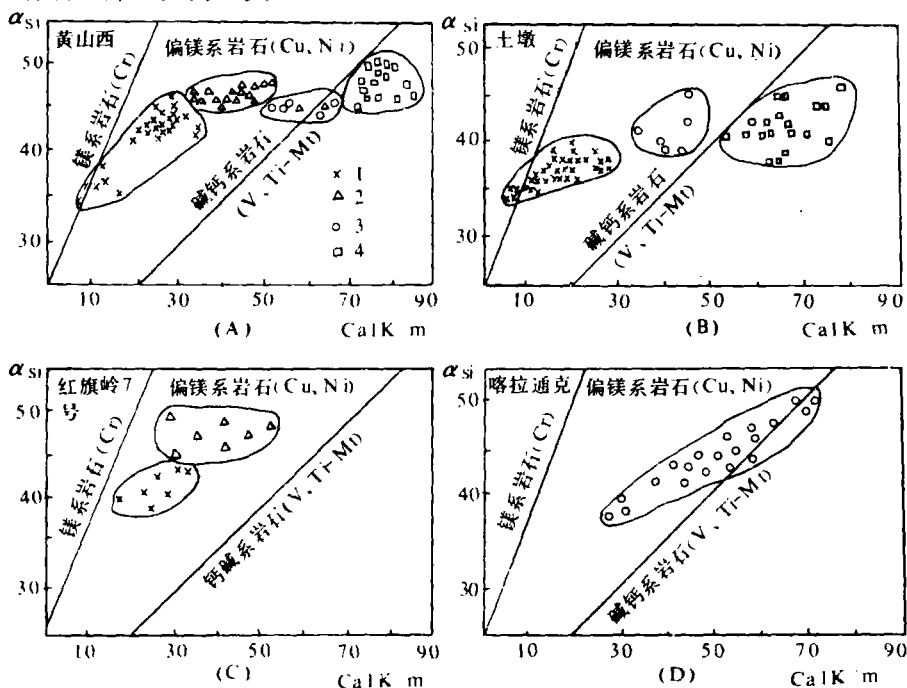
该带可分为两段:南段为绿春—金平段,北部为甘孜—木里段,其中以南段发育最典型,故本文只讨论绿春—金平岩带。

该带呈近南北延伸,长数百 Km,宽 50~2000m。构造上属于三江褶皱系的一部分。其东部为扬子板块,西部为澜沧江、哀牢山造山带;与之接壤的是哀牢山蛇绿岩带的阿墨江—李仙江亚带,主要为蛇绿混杂岩带,并含有铬铁矿化^[3](图 2—D)。该带内发育的地层为下中奥陶统,

具海相复理石建造特征,其上为中泥盆统至三叠系海相砂页岩沉积,并在藤条河一带有玄武岩出露。该带内共有三个岩体,它们是白马寨—营盘岩群,牛栏冲—蒋家坪岩群和桃子坪—崇岗岭岩群。共有 200 余个镁铁、超镁铁质岩体,总面积约 $8\sim 10\text{Km}^2$ 。岩体类型为橄榄岩—辉石岩—辉长岩型,辉长岩型,橄榄岩+辉石岩型。岩性比较复杂。已发现白马寨镍矿和一批矿化点^[1]。

3 断陷槽中铜镍矿床的类型

铜镍硫化物矿床类型的划分多种多样^[9],我们主要根据岩体的岩石组合特征将断陷槽中的铜镍硫化物矿床划分为 4 类:



图例说明: A. 橄榄岩—辉石岩—辉长岩型岩体(据王润民等,1987) B. 橄榄岩型(据王润民等,1987)

C. 古铜辉石岩型(据骆华宝,1985) D. 苏长岩型 1. 橄榄岩类 2. 辉石岩类 3. 苏长岩类 4. 闪长岩类

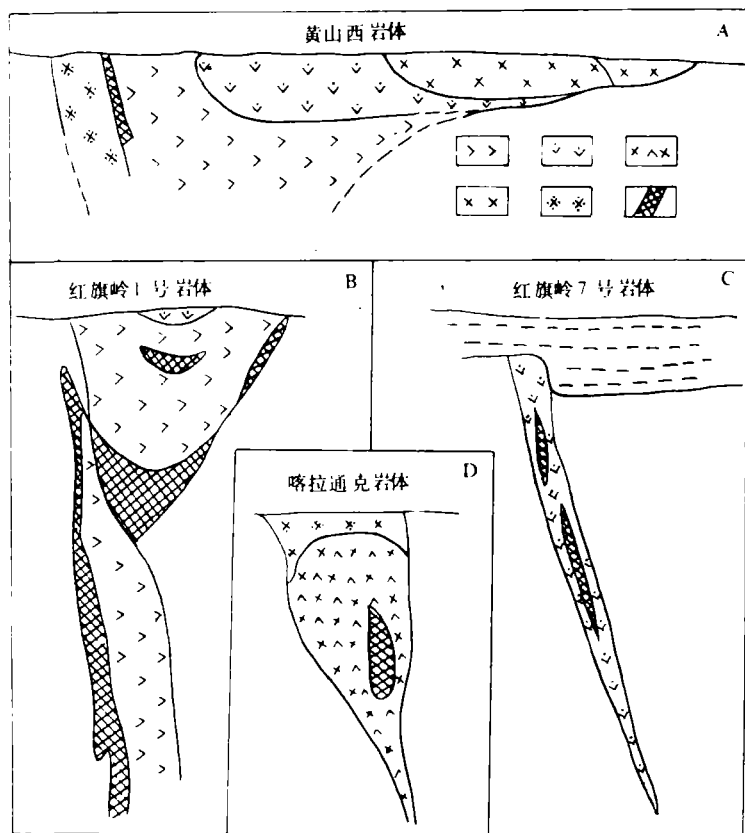
图 3 判断岩石系列及含矿性的 α_{Si} —Ca/K/m 图解(据梅厚钧,1973)

Fig. 3 α_{Si} —Ca/K/m diagram determining the rock systems and different ore deposits

3.1 橄榄岩+辉石岩+辉长岩型

这是断陷槽区最主要的含矿类型,在各个断陷槽中广为分布。岩体常成群出现,矿床多与最后一次侵入的、基性程度最高的岩体有关。岩体本身分异明显,其中橄榄岩占 $50\sim 80\%$,辉石岩和辉长岩各占 $10\sim 20\%$ 。岩石化学分析表明:其橄榄岩、辉石岩的 $\text{MgO}/(\text{FeO})=2\sim 3$,辉长岩的 $\text{MgO}/(\text{FeO})=1\sim 2$,属于铁质超基性岩—基性岩系列,(表 1)^[10];在梅厚钧(1973)的 α_{Si} -

Calk/m 图解中属于偏镁系岩石,即对镍矿成矿有利的岩石(图 3-A)^[10],与含铬铁矿的镁系超镁铁岩(蛇绿岩)明显不同。该类岩石的特征性矿物为古铜辉石和紫苏辉石,En=80~86,橄榄石的 Fo=78~81,为贵橄榄石。与蛇绿岩的地幔橄榄岩的顽火辉石、镁橄榄石有显著区别。橄榄岩的 REE 丰度高于大洋蛇绿岩中的地幔橄榄岩,而低于大陆裂谷环境中镍矿床的橄榄岩,充分反映了断陷槽的过渡环境。



图例说明:1. 橄榄岩类 2. 辉石岩 3. 苏长岩 4. 辉长岩 5. 闪长岩 6. 矿体。

A. B. C. D. 的资料来源分别见参考文献[8, 2, 2, 7]

图 4 各类矿床中代表性岩体的岩相与矿体形态示意图

Fig. 4 Sketch map showing rock facies of the rock bodies and morphologies of ore body

矿带的白马寨矿床。

这类岩体往往分异较好,矿床主要赋存于岩体中下部的橄榄岩相中,矿体形态多与岩体一致,为囊状、似板状、上悬矿体和纯硫化物脉体(图 4-A);矿石类型以浸染状、斑杂状为主,少量致密块状矿石,这是因为橄榄石的结晶温度与硫化物和硅酸盐熔离的温度(约 1000℃)近于一致,比重近似,故其两者容易一起沉淀至岩体下部结晶成岩成矿。该类矿床的矿石矿物成分主要是磁黄铁矿、镍黄铁矿和黄铜矿组成,三者之比为 85:9:6,镍黄铁矿>黄铜矿。其次为紫硫镍矿、针镍矿、方黄铜矿以及一些铂族元素矿物。矿石主要成分是 Ni、Co、Cu、S、Se 等, Ni>Cu, Ni/Cu=1.5~3。铂族元素局部可达工业品位。

代表性的矿床有:黄山—土墩成矿带的黄山东、黄山西、黄山南矿床以及绿春—金平成

3.2 橄榄岩型

是裂陷槽中常见的类型。该类岩体主要以单辉橄榄岩、橄榄岩、二辉橄榄岩为主,含少量的古铜辉石岩、辉长岩,橄榄岩类与后两类岩石的比例是 89:10:1(见红旗岭 1 号、土墩等矿床)。岩石化学分析表明,橄榄岩的 MgO/(FeO)多在 2.49~2.86(平均值,表 1)之间,辉长岩—辉石岩的 MgO/(FeO)在 0.92~2.52 之间,属于铁质基性—超基性岩系列^[10],在 α_{Si} —Calk/m 图解上属于偏镁系岩石,属于对形成铜镍矿有利的岩石(图 3-B)。其造岩矿物橄榄石的 Fo=78~

84,属贵橄榄石,辉石为古铜辉石,En=80~88之间,其含MgO量高于第一类型镍矿床的造岩矿物含量。岩石的REE分配型式与丰度与第一类型镍矿床中橄栏岩类似,反映弱富集型特征。

表1 我国断陷槽中8个镍矿床的特征参数

Table 1 Feature parameters of 8 copper—nickel deposits in the deep—faulting geosyncline

矿床类型	岩体名称	岩石名称	样品个数	MgO/(FeO)	Ni	Co	Cu	S
橄 榄 岩 — 辉 石 岩 — 辉 长 岩 型	黄山东 ^[8]	橄榄岩	9	2.60	0.14	0.005	0.005	0.038
		苏长岩	23	2.37	0.04	0.012	0.02	0.15
		辉长岩	11	1.39	0.01	0.007	0.001	0.02
		闪长岩	7	0.79	0.01	0.007	0.001	0.04
	黄山西 ^[8]	橄榄岩	26	2.65	0.057	0.013	0.039	0.28
		辉石岩	18	2.44	0.024	0.009	0.012	0.21
		苏长岩	9	1.81	0.027	0.007	0.007	0.168
		辉长岩	4	1.01	0.010	0.005	0.00	0.05
	黄山南 ^[8]	闪长岩	11	0.97	0.016	0.006	0.017	0.076
		橄榄岩		2.84	0.013	0.013	0.017	0.01
		辉石岩		2.73				
		苏长岩		1.23				
		辉长岩		1.45	0.005	0.007	0.007	0.01
	白马寨 ^[1]	橄 榄 岩	11	1.69				
		辉 石 岩	2	1.44				
		辉 长 岩	5	0.88				
橄 榄 岩 型	红旗岭1号 ^[2]	橄 榄 岩	9	2.86	0.025	0.003	0.006	0.44
		古 铜 辉 岩	7	2.21	0.023	0.013	0.001	0.92
		辉 长 岩	3	1.55	0.039	0.019	0.002	0.10
	土墩 ^[8]	橄 榄 岩	61	2.49	0.08	0.25	0.02	0.49
		苏 长 岩	3	2.52				
		辉 长 岩	30	0.92	0.03	0.005	0.01	0.21
辉 石 岩 型	红旗岭7号 ^[2]	橄 榄 岩	1	2.72	0.034	0.035	0.02	2.38
		辉 石 岩	4	2.62	0.03	0.02	0.017	1.20
		苏 长 岩	2	2.26	0.005	0.005	0.012	0.19
苏 长 岩 型	喀拉通克 ^[7]	苏 长 岩	14	1.08				
		古 铜 闪 长 岩	22	1.05				

资料来源:黄山东、黄山西、黄山南、土墩见参考文献[8];白马寨见参考文献[1],红旗岭1,7号据骆华宝硕士论文(1985)和参考文献[2]

这类矿床的矿体形态与岩体近于一致,主要为囊状,其次为似板状、板状及上悬矿体和极少量的硫化物脉体组成(图4—B)。矿石结构以浸染状、斑杂状为主,致密块状矿石少见;常见的矿石矿物为磁黄铁矿、镍黄铁矿和黄铜矿,三者之比为60:36:4(红旗岭1号),镍黄铁矿>>黄铜矿,其次为红砷镍矿,马基诺矿、辉砷钴矿、墨铜矿、黄铁矿、白铁矿等,矿石化学分析表明Ni、Cu、Co、S、Se、Te为其主要元素,Ni>Cu,一般Ni/Cu=2~4,高于第一类型Ni含量。同时该类矿床铂族元素含量高,可达工业品位。

代表性的矿床有红旗岭 1 号矿床和土墩矿床。

3.3 辉石岩型

这类岩体在各断陷槽中均有发育,但构成矿床者不多见,目前只有红旗岭 7 号矿床属于此类。该类岩体的古铜辉石岩占 96%,只有少量苏长岩位于岩体边部。岩石化学分析其 $\text{MgO}/(\text{FeO})=2.26\sim 2.72$ (表 1),属于铁质超镁铁岩系列,在 $\alpha_{\text{Si}}-\text{Calk}/\text{m}$ 图解上属于偏镁系岩石,属于有利于成矿的种属(图 3-C)。其造岩矿物橄榄石为贵橄榄石, $\text{Fo}=87\sim 80$;斜方辉石为古铜辉石, $\text{En}=84\sim 88$,牌号稍高。其岩石 REE 的丰度与第 I 类矿床相似,反映了过渡型的地壳环境。

7 号岩体金属硫化物分布广泛,绝大多数构成工业矿体,因此,矿体的形态与岩体近于一致,为似板状(图 4-C),矿石类型多为浸染状、斑杂状,局部团块状构造。矿石中主要金属硫化物为磁黄铁矿、镍黄铁矿、黄铜矿,三者之比为 56:36:5,其次有马基诺矿、紫硫镍矿、黄铁矿、白铁矿、斑铜矿、闪锌矿、磁铁矿等。矿石化学分析表明: $\text{Ni}>\text{Cu}$, $\text{Ni}/\text{Cu}=3.3\sim 5.2$ 。

3.4 苏长岩型

这是槽区比较常见的岩石类型,但构成岩体者不多,目前仅见于喀拉通克矿区。该矿区是由 7 个岩体构成的,其中 1 号岩体赋存大型矿床,其它岩体有的不含矿,有的含中、小型矿床(如 2、3 号岩体)。1 号岩体的岩石类型主要由苏长岩($>83\%$)、次为古铜闪长岩相(占 17%)组成,岩石化学分析表明:其 $\text{MgO}/(\text{FeO})$ 在 1.06~1.20 之间(表 1),属于铁质基性岩系列;在 $\alpha_{\text{Si}}-\text{Calk}/\text{m}$ 图解中位于偏镁系岩石的基性端元一侧(图 3-D),属于形成镍矿床最酸性的岩石种属。其造岩矿物成分橄榄石为贵橄榄石, $\text{Fo}=76\sim 81$,斜方辉石为古铜辉石 $\text{En}=76\sim 78$,斜长石 $\text{An}=31\sim 66$,属中一拉长石。其 REE 组成类似于以上三种岩石,反映了过渡型的地壳环境。

该矿床赋存在岩体中下部的橄榄苏长岩相中,呈典型的囊状矿体(图 4-D),矿石主要为致密块状、次为浸染状。其所以成致密块状矿石,是由于硫化物—硅酸盐熔离的温度高(约 1000℃),而造岩矿物结晶的温度低(600~850℃),岩浆定位后有充足的时间使硫化物沉入岩体底部所致。金属硫化物的组成亦较复杂,主要是磁黄铁矿。镍黄铁矿、黄铜矿、三者之比为 55:22:23,镍黄铁矿含量<黄铜矿,这是与前三类矿床不同的;其次还含有针镍矿、紫硫镍矿、黄铁矿、斑铜矿、闪锌矿、磁铁矿等,且磁铁矿的含量局部高达 10%以上,这在其它类型的镍矿床也是不多见的。矿石化学分析表明: $\text{Cu}>\text{Ni}$, $\text{Cu}/\text{Ni}=1.26\sim 2.45$ (平均 1.44),铂族元素含量低于其它类型的矿石含量。因此本类矿床与前三类矿床有明显的不同。

4 断陷槽中铜镍矿床的成因讨论

根据断陷槽形成和演化的特点,笔者认为它们的形成经历了以下三个阶段:

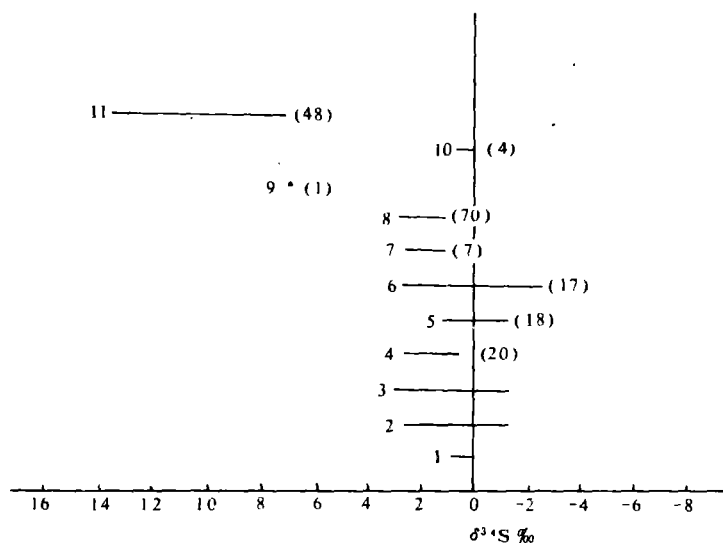
4.1 富 S 岩浆的来源

正如前述,铜镍硫化物矿床的形成有两大成矿期,一是中元古以前(10 亿年前)形成于大陆区的层状侵入体和科马提岩中的矿床,另一个是显生宙以来造山带断陷槽和大陆裂谷内的

矿床。这些矿床的资料表明,在中元古以前,壳幔的分化不彻底,厚度亦小,地热梯度较大,一般性的断裂就足以引起地幔的重熔并成矿。但进入显生宙后,壳幔分化彻底,陆壳厚度加大,过渡金属元素(Cr、Ni、Co、Fe等)向地幔、地核集中,而硫等元素向地壳集中,因此,一般性的断裂构造并不能引起含镍岩浆的形成,只有那些“触及”到上地幔的构造带(裂谷或造山带)才有可能

使含矿岩浆形成。因此在造山带内寻找铜镍矿床是可行的。

当然,在显生宙造山带中,不是处处都有铜镍矿床的存在,它只分布于被动大陆边缘断陷槽中,这表明陆壳与镍矿的形成紧密相关(图1)。这是因为由于陆壳断陷进入地幔中,一方面造成了许多贯穿壳幔的断裂出现,另一方面地壳的进入,使部分硫盐参加了地幔循环,造成了断陷槽中镍矿床的 $\delta^{34}\text{S}(\text{‰})$ 为正值,而典型的大陆成因的镍矿床为正、负值(图5)。以前,许多人把这种情况归因为岩浆上侵过程中地壳物质的混染,但是笔者认为对于温度很高的岩浆流,挥发份(H_2O 、S、等)属于单向扩散,除落入岩浆房中围岩块体发生硫的交换外,在运移时,难以与



说明:1. 铁陨石 2. 奥古尔陨石 3. 奥古尔陨石 4. 肖德贝里 5. 赤柏松 6. 金川 7. 红旗岭 7 号 8. 红旗岭 1 号 9. 白马寨 10. 喀拉通克 11. 诺里尔斯克

图5 镍矿床及陨石中硫同位素的组成(1-9,11 据中国矿床)

Fig. 5 Compositions of sulfur isotopes in copper-nickel sulphide deposits and meteorites

围岩发生交换,因此,这种“混染作用”应在地幔中发生可能更合理。另外,土墩—黄山一带各含矿岩体的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.69956\sim0.70585$ (8个平均为0.70364),介于大洋拉斑玄武岩之间。表明母源物质来自地幔,未受到大陆壳Sr同位素的混染,证实了上述推测的合理性。

部分地壳硫的加入,造成了上地幔中局部硫浓度的升高,以红旗岭矿区为例(表2),与世界基性、超基性岩相比,基性岩的硫升高了3~6倍,超基性岩升高了1~2倍。理论与实践已证明:在镍矿形成时,硫与镍相比,硫对成矿的贡献远远大于镍,因为岩浆中只要有硫存在就形成硫化物,而镍却具多重性,当硫浓度低时,它就进入到橄榄石、辉石晶格中,形成氧化镍,而不利成矿。因此,富硫岩浆的存在是成矿的首要条件。

4.2 岩浆的多次侵位及矿浆富集

富硫岩浆形成后,它们将沿裂隙上升,由于裂隙的堵塞和不畅,导致岩浆发生分异作用,基性程度较高的将沉到岩流的下部,同时发生硫化物液滴的沉淀,两者紧密伴生,使岩浆中硫化物的含量发生了变化。当受到构造挤压时,它们就会上升侵位,形成无矿的,含矿的、富矿的岩

体群,这在喀拉通克矿区表现的尤为明显。该区共有 7 个岩体,基中 1 号基性程度最高含大型矿床,2、3 号基性程度次之,发育中小型矿床,其它岩体酸性程度高,基本不含矿。因此,硫化物岩浆的深部分异作用是成矿的重要一环。

4.3 矿体形成阶段

岩浆上升定位之后,温度下降,硫化物—硅酸盐发生熔离作用,硫化物在重力作用下沉到岩体底部,若是橄榄岩、辉石岩型岩浆它将形成浸染状矿石,若是苏长岩浆多构成块状矿石,主要取决于造岩矿物结晶温度的高低。一般情况下,岩浆下沉到岩体底部后,因为硫化物的结晶温度低,不会很快结晶,岩浆本身发生分异作用,形成富黄铜矿和富磁黄铁矿的两种岩浆,然后各自结晶形成矿体,这种情况多见于致密块状矿石中。同时,未结晶的岩浆还将沿着岩体固结后的收缩裂隙而贯入,形成脉状矿体。

总之,关于断陷槽中镍矿床的成因研究仅仅是开始,有待于今后更深入的研究。在此仅提出以上设想供大家讨论。

表 2 红旗岭矿区基性、超基性岩与世界同类岩石中元素比较(ppm)

Table 2 Elements Comparison of basic and ultrabasic rocks in the Hongqiling ore field with similar rocks in the world(ppm)

元素	世界平均值		红旗岭矿区平均值				
	基性岩	超基性岩	基性岩		超基性岩		
			1	2	3	4	5
Ni	160	2000	2730	499	2730	2135	3416
Cu	100	20	167	123	167	215	196
Co	45	200	215	54	215	247	252
S	350	2850	2503	1910	2503	3410	4237

引自骆华宝(1985)硕士论文,1. 辉长岩 2. 苏长岩 3. 古铜辉石岩 4. 橄辉岩 5. 橄榄岩

5 断陷槽中镍矿床的成矿规律与成矿预测

a. 充分认识断陷槽特定的构造位置。区域上位于大陆—大洋交界的大洋一侧,与蛇绿岩带有平行展布之趋势。除本文论述的 4 条外,其它可能还有甘孜—木里岩带,新疆北山岩带,陕西与四川交界处的摩天岭岩带及陕南的北大巴山岩带。

b. 充分认识岩石系列、岩石类型、矿物成分的特点。它们均属于 Fe 质基性超基性岩系列。岩石组合有,橄榄岩、古铜辉石岩、苏长岩三类,但是只有它们相互组合或单独以岩体出现时,才容易成矿。该类矿床中特征性的矿物是古铜辉石,而在铬铁矿床多为顽火辉石,两者是不同的。

c. 充分认识岩体群和小岩体成大矿的特征。在断陷槽中基性、超基性岩体往往成群出现,在很小的范围内(数平方公里内)有几个含矿的、无矿的、富矿的岩体出现。含矿岩体面积往往很小,据已知的资料,除黄山地区有的岩体超过 1km^2 外,其它均 $<1\text{km}^2$,小岩体成大矿的现象

非常明显。

d. 岩体含矿与否的标志不是 Cu、Co、Ni, 而是 S 的丰度。对黄山—上墩地区的分析表明: 橄辉岩+辉石岩+辉长岩杂岩体的 S 矿化界线是 322ppm, 含矿界线是 1428ppm, 超基性岩中含矿界线 $>1751\text{ppm}$, 基性岩中 $>1104\text{ppm}$, 有矿岩体是无矿岩体的 3~25 倍。而 Ni 在超基性岩中, 矿化界线 $>700\text{ppm}$, 成矿界线 $>921\text{ppm}$, 基性岩中这两个值分别为 $>50\text{ppm}$, 和 290ppm , 因此, 有矿岩体是无矿岩体的 1~5 倍, 远低于 S 的倍数, 表明 S 的影响远高于 Ni, 因此, 对这类矿床开展化探普查时, 不仅应注意 Cu、Co、Ni 的异常, 还应注意 S 的丰度。

参考文献

- 1 云南省地质局第 15 地质队, 白马寨硫化铜镍矿床地质特征, 铬镍钴钨地质矿产专辑(第一集), 地质出版社, 1973; 134~147
- 2 吉林省冶金地质勘探公司 607 队等, 吉林 101 矿区硫化铜镍矿床基本特征研究, 铬镍钴钨地质矿产专辑(第二集), 地质出版社, 1974; 1~50
- 3 陈炳蔚, 王德元, 刘力喜等, 怒江—澜沧江—金沙江地区大地构造, 中华人民共和国地质矿产部专报(5), 构造地质(第 2 号), 地质出版社, 1987; 116~137
- 4 Naldrett A J, Hewins R H, Burkhardo Dressler et al. The Subdury sublayer, Can Miner. 1979, (17); 257~274
- 5 中国矿床编委会, 《中国矿床(上册)》, 地质出版社, 1989; 261
- 6 毛景文, 周科宇, 广西宝坛地区火山岩型铜、铜镍矿床—我国一个新铜镍矿类型, 矿床地质, 1988, 7(2)
- 7 郝梓国, 新疆某含镍岩体的岩石学研究, 岩石矿物学杂志, 1986, 5(2); 97~107
- 8 王润民, 刘德权, 殷定泰, 新疆哈密—上墩一带铜镍硫化物矿床成矿控制条件及找矿方向的研究, 岩石矿物, 1987, 7(1); 1~152
- 9 汤中立, 中国主要镍矿类型及其与古板块的构造关系, 矿床地质, 1982, (2); 29~38
- 10 武汉地质学院岩石教研室编, 岩浆岩岩石学(下册), 地质出版社, 1980; 192~195

ON DISCUSSION OF THE COPPER-NICKEL SULPHIDE DEPOSITS IN THE DEEP-FAULTING GEOSYNCLINE

Hao Ziguo, Wang Xibin, Bao Peisheng, Mao Jingwin

*(Institute of Geology, Chinese Academy of Geological
Science, Beijing, 100037)*

Qiao Dewu

(China National Non-metallic Minerals Industry Corporation)

Abstract

Copper—nickel sulphide deposits in the deep—faulting geosyncline locating along passive continental margin are peculiar nickel deposit type in China. Now, 4 deep—faulting geosyncline and their metallogenic belts have been divided in the orogenic zone of China. On the basis of types of ore—bearing rock bodies, 4 ore deposit types are differentiated in the metallogenic belts. There are unique rock associations, rock chemistries, rock—forming minerals and component in different kind of nickel deposit. According to their characteristics genetic mechanism and minerogenetic pattern are put forward with relevant geological signs of minerogenetic prediction.