

# 中国与基性—超基性岩有关的 Cu-Ni(Pt)矿床成矿系列类型

汤中立 李文渊

(甘肃省地质矿产局 兰州 730000)

**摘 要** 中国与基性—超基性岩有关的Cu-Ni(Pt)矿床,主要形成于以前寒武系为基底的大陆裂谷,部分形成于增生褶皱带中显生宙地层为基底的裂陷槽环境。根据形成时代、当时所在的构造环境单元及成矿岩浆系列,划分为9个矿床成矿系列和8个矿床成矿亚系列。

成矿时代以元古代、晚古生代为主。现今,矿床主要分布于地台边缘、造山带中也有产出,但不代表其当时形成的地质背景。成矿物质来源为上地幔,原始岩浆以上地幔部分熔融的高 $MgO$ 拉斑玄武岩(拉斑橄榄玄武岩)岩浆系列为特征,也有钙碱性岩浆(喀拉通克)和科马提岩岩浆系列(桂北)。地壳物质混染比较普遍。矿床成因类型主要为岩浆熔离型,且以硅酸盐岩浆上侵前的深部熔离作用为主。还有热液成因类型(煎茶岭)。矿床成矿系列的时空分布与中国大陆的构造演化密切相关。

**关键词** Cu-Ni(Pt)矿床 矿床成矿系列 时空分布 区域成矿模式

## 1 概念与划分原则

### 1.1 概念

所谓矿床成矿系列类型,是指形成于不同地质时代、不同地质构造单元内,具相似地质环境、相似成矿特征、类似矿床组合的一类矿床(陈毓川, 1994)<sup>[1]</sup>。通过对与基性—超基性岩有关的Cu-Ni(Pt)矿床成矿系列的研究,来探讨其成矿规律。

单就矿床成矿系列概念,主要强调了在一定的地质发展阶段,在一定的地质单元内形成的一系列有成生联系的矿床组合(程裕淇、陈毓川等, 1979, 1982)<sup>[2][3]</sup>。与基性—超基性岩有关的Cu-Ni(Pt)矿床,岩浆熔离是其主要成矿作用,尽管也存在热液成因类型,但不具主要意义,而且一般认为不存在过渡类型(斯米尔诺夫, 1976)<sup>[4]</sup>。因此与基性—超基性岩有关的Cu-Ni(Pt)矿床成矿系列学术概念的应用,存在特殊性。矿床形成时的构造地质环境及成矿岩浆类型是其研究基础,成矿时代是联系点。

### 1.2 划分原则

由于中国大陆构造的沧桑剧变,在中生代以前与基性—超基性岩有关的Cu-Ni(Pt)矿床形成的地质背景,均被后期构造改造、叠加,因此,研究矿床所在区域的地质建造,追溯其形成时的构造地质环境,是建立矿床成矿系列的首要任务。矿床现在所在的构造单元位置,并不代表矿床形成时所处的构造时空位置,但现今矿床之间的相对大地构造位置仍是矿床成矿系列划分的基础。成矿时代是确定矿床之间相互关系的一个前提。

中国与基性—超基性岩有关的Cu-Ni(Pt)矿床主要分布于中—朝地台及扬子地台边缘(以金川矿床为代表),部分分布于增生褶皱带中(主要为新疆北部的喀拉通克、黄山矿带和东北的红旗岭矿带)。已知矿床(田)百余处,但金属储量主要集中于金川超大型矿床。因此,解剖金川矿床,并与其他矿床进行比较是研究的主要途径。

同一矿床成矿系列中,由于成矿作用的重复活动和构造位移,并发生岩浆类型上的变化,可形成几个有联系,但又有明显差别的矿床成矿亚系列。

根据上述原则,划分中国与基性—超基性岩有关的Cu-Ni(Pt)矿床成矿系列、亚系列(图1)如下:

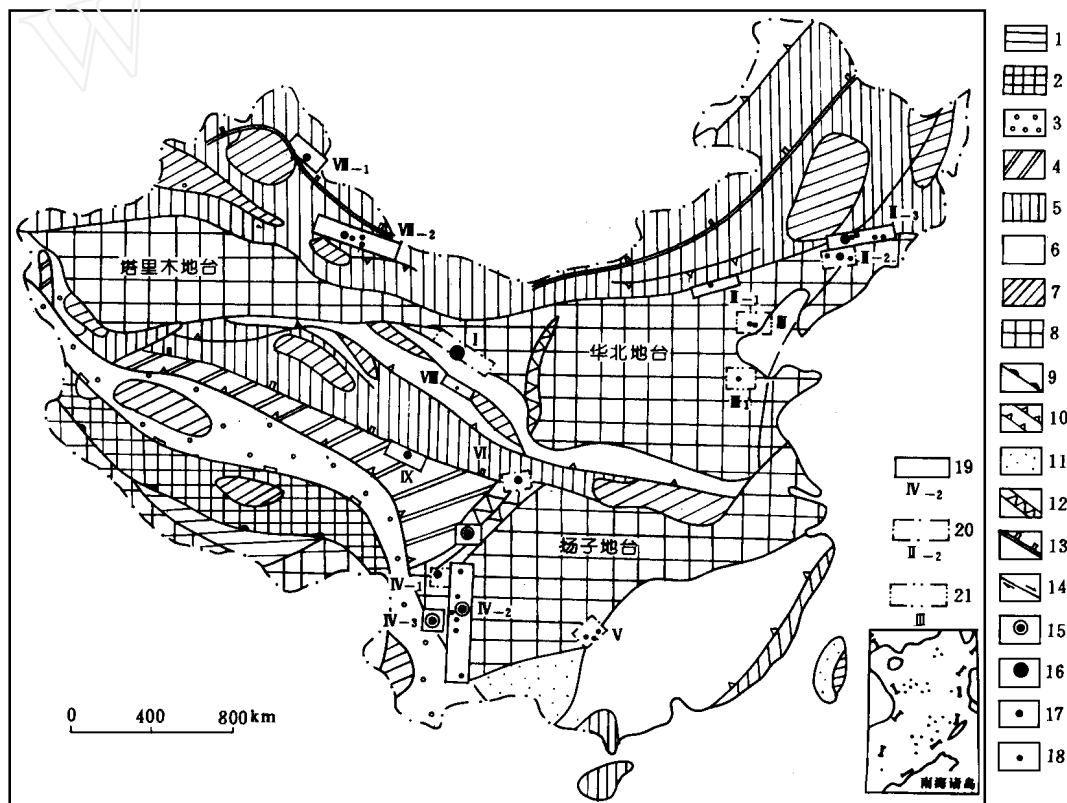


图1 中国与基性—超基性岩有关的Cu-Ni(Pt)矿床成矿系列(亚系列)图

(大地构造单元划分据 Zhang 等, 1984)

1~ 8- 增生褶皱带: 1- 新生代(喜马拉雅); 2- 白垩纪(晚燕山); 3- 侏罗纪(早燕山); 4- 三叠纪(印支); 5- 晚古生代(华力西); 6- 早古生代(加里东); 7- 微古陆块; 8- 前寒武纪地台; 9- 欧亚板块与其它板块缝合线; 10- 消减带; 11- 叠置在古老褶皱带上的弧后和陆内盆地; 12- 叠瓦式山脉; 13- 郯庐横推断层; 14- 准噶尔- 贺根山缝合线; 15- 铜镍硫化物小型铂矿床; 16- 超大型铜硫化物镍矿床; 17- 大型铜硫化物镍矿床; 18- 中、小型铜硫化物镍矿床; 19- 晚古生代成矿系列(亚系列)及编号; 20- 元古代成矿系列(亚系列)及编号; 21- 太古代成矿系列及编号(具体名称见正文)

考虑到有些含矿岩体存在中性岩成分,故文中有基性—超基性岩和镁铁—超镁铁岩术语混用;由于中国地质构造的复杂性,用一种构造观点难以反映各矿床成矿地质构造背景,文中混用了不同学术观点的大地构造术语。

### 1.2.1 华北地台边缘成矿区

I 龙首山地区与中元古代早期基性侵入体有关的含PGE硫化Cu-Ni矿床成矿系列(简称龙首山成矿系列);

II 中一朝古板块北缘与早元古代、晚古生代镁铁-超镁铁岩侵入体有关的硫化Cu-Ni(PGE)矿床成矿系列(简称中-朝古板块北缘成矿系列),包括3个亚系列:

II-<sub>1</sub> 白云鄂博晚古生代早-中期与镁铁质岩有关的硫化Cu-Ni矿床成矿亚系列(简称白云鄂博成矿亚系列);

II-<sub>2</sub> 辽东地区早元古代与镁铁-超镁铁岩侵入体有关的硫化Cu-Ni(PGE)矿床成矿亚系列(简称辽东成矿亚系列);

II-<sub>3</sub> 呼兰-磐石地区与晚古生代裂陷槽型镁铁-超镁铁岩侵入体有关的硫化Cu-Ni矿床成矿亚系列(简称呼兰-磐石成矿亚系列);

III 燕鲁地区与太古代同火山熔岩镁铁质侵入体有关的硫化Cu-Ni矿床成矿系列(简称燕鲁成矿系列)。

### 1.2.2 扬子地台边缘成矿区

IV 康滇地轴与晚元古代-晚古生代镁铁-超镁铁质侵入体有关的硫化Cu-Ni(PGE)矿床成矿系列(简称康滇地轴成矿系列),包括3个亚系列:

IV-<sub>1</sub> 盐边地区与晋宁期镁铁-超镁铁质侵入体有关的硫化Cu-Ni矿床成矿亚系列(简称盐边成矿亚系列);

IV-<sub>2</sub> 西昌-滇中地区与加里东晚期-华力西早期镁铁-超镁铁质侵入体有关的硫化Cu-Ni矿床成矿亚系列(简称西昌-滇中成矿亚系列);

IV-<sub>3</sub> 与华力西晚期同溢流玄武岩镁铁-超镁铁质侵入体有关的硫化Cu-Ni型PGE矿床成矿亚系列(简称康滇地轴华力西晚期成矿亚系列);

V 桂北地区早元古代科马提岩型硫化Cu-Ni矿床成矿系列(简称桂北成矿系列);

VI 勉略地块北东缘与镁质超基性岩有关的硫化Ni矿床成矿系列(简称勉略地块北东缘成矿系列)。

### 1.2.3 新疆北部成矿区

VII 北疆与华力西期裂陷槽型镁铁-超镁铁质侵入体有关的硫化Cu-Ni矿床成矿系列(简称北疆成矿系列),包括两个亚系列:

VII-<sub>1</sub> 喀拉通克与华力西期裂陷槽型镁铁质侵入体有关的硫化Cu-Ni矿床成矿亚系列(简称喀拉通克成矿亚系列);

VII-<sub>2</sub> 黄山与华力西期裂陷槽型镁铁-超镁铁质侵入体有关的硫化Cu-Ni矿床成矿亚系列(简称黄山成矿亚系列)。

### 1.2.4 祁昆成矿区

VIII 中祁连南缘与超镁铁质侵入体有关的硫化Ni矿床成矿系列(简称中祁连南缘成矿系列);

IX 阿尼玛卿与裂陷槽型超镁铁岩有关的硫化Cu-Co-Zn矿床成矿系列(简称阿尼玛卿成矿系列)。

应指出,矿床成矿系列的划分,反映了对矿床成矿规律的认识,及成矿构造背景和岩浆系列的研究。故,划分本身是项探索性的工作。愈来愈多的证据表明,与基性—超基性岩有关的

Cu-Ni(Pt)矿床形成于大陆拉张环境,主要是大陆裂谷(Mitchell等,1981)<sup>[5]</sup>;分布于新生陆壳增生褶皱带中的矿床,是显生宙地层为基底的裂陷槽的产物(肖序常、汤耀庆等,1992)<sup>[6]</sup>。本类矿床成矿系列(亚系列)的划分贯穿了这一认识。

## 2 矿床成矿系列(亚系列)简述

### 2.1 龙首山成矿系列

位于华北地台阿拉善地块南缘的龙首山隆起,目前仅由金川矿床组成。

区域基底为太古代—早元古代龙首山群,上为塔马子沟组,下为白家嘴子组。塔马子沟组为二云石英片岩、黑云片麻岩、绿泥绢云片岩互层夹含石墨大理岩;白家嘴子组为金川岩体的直接围岩,由均质混合岩、条带状混合岩、二云片麻岩及大理岩、斜长角闪岩组成。龙首山群之上的盖层沉积,依次为长城系、蓟县纪墩子沟群和震旦纪烧火筒群,古生代及中—新生代沉积零星分布。其中长城纪石井口组绿泥绿帘透闪片岩等,为碱性火山岩,代表了大陆裂谷初期火山作用的产物。金川岩体形成于长城纪早期(Sm-Nd等时线,  $1508 \pm 3$  Ma, 汤中立等,1992)<sup>[7]</sup>,形成环境为大陆裂谷,即祁连构造单元从华北地台裂解初期的穹状隆起。

金川含矿岩体为二辉橄榄岩的超镁铁质深成侵入体,岩体长6500m,宽20~527m,西段呈楔形板状,延深可达1100m以上;东段为漏斗状、透镜状,延深较浅,总体倾向南西。岩石类型主要为纯橄岩、二辉橄榄岩、斜长二辉橄榄岩和橄榄二辉岩,偏基性的岩相位于岩体中、下部。纯橄岩全岩矿化,二辉橄榄岩局部矿化。岩相之间总体呈渐变过渡,但有类似于花岗岩的脉动、涌动痕迹,而且有不同粒度相存在。主要Cu-Ni硫化物(Pt)矿体均赋存于岩体内,以西段的24号、 号和东段的 号矿体为主,金属储量占矿床金属总储量的90%以上,此外为一些二辉橄榄岩相中的上悬透镜状矿体及岩体下盘边界的气液交代矿体。其中24、 和 号主矿体,按矿石类型可分为星点状—海绵陨铁状矿体和块状矿体。块状矿体由角砾状、半块状和块状矿石组成,穿插于 号矿体中, 号矿体中近来也有发现。块状矿体中有星点状—海绵陨铁状矿石及围岩和辉绿岩捕虏体。金属矿物主要为磁黄铁矿、镍黄铁矿和黄铜矿等,在 、24号矿体中发现了Pt、Pd富集体。

矿床成为深部熔离—贯入成矿作用(汤中立,1990)<sup>[8]</sup>,成矿岩浆是原始岩浆在深部岩浆房发生熔离作用,硫化物液相熔离并富集的部分,其内有矿浆存在,后依次上侵、贯入形成小岩体超大型矿床。但国外有人认为是高MgO拉斑玄武岩浆上侵,橄榄石堆积,硫化物不混熔并富集成矿的成因(Chai G和Naldrett,1992)<sup>[9]</sup>,不含矿、基性程度较低的岩相已遭受剥蚀。

### 2.2 中—朝古板块北缘成矿系列

现分布于华北地台北缘东段的一系列Cu-Ni(Pt)矿床组合,根据其发育的地质时代及地质构造环境,可划分为早元古代陆核裂解环境形成的辽东成矿亚系列,晚古生代大陆边缘白云鄂博裂谷再生活动而成的白云鄂博成矿亚系列和形成于晚古生代增生褶皱带局部裂陷槽环境的呼兰—磐石成矿亚系列。3个矿床成矿亚系列的发育与中—朝古板块北缘的形成、演化密切相关。由于相似构造环境的重复出现和迁移,反映在成矿亚系列上表现为辽东成矿亚系列与呼兰—磐石成矿亚系列的叠加,而白云鄂博成矿亚系列则为向西迁移(图1)。

#### 2.2.1 辽东成矿亚系列

由赤柏松、新安等一系列早元古代形成的Cu-Ni(Pt)矿床组成。成矿岩体的直接围岩是太古代鞍山群下部的石榴子组,主要为斜长角闪岩、辉石角闪岩、黑云斜长角闪片麻岩和浅粒岩。

鞍山群之上为早元古代的辽河群, 同位素年龄为 1 800Ma 左右, 为一套片岩、千枚岩及镁质大理岩和变粒岩等, 原岩系陆源沉积建造和钠质火山岩建造。代表性含矿岩体赤柏松岩体经研究, 形成时代为 2 240~ 2 500Ma (全岩 K-Ar 法), 为拉张穹状隆起上缓慢源岩浆的产物。赤柏松 I 号矿床, 含矿岩体由主侵入体(斜长二辉橄榄岩、橄榄苏长辉长岩和辉绿辉长岩)和附加侵入体(细粒苏长辉长岩体、含矿辉长玢岩岩体)组成。主侵入体岩相与附加侵入体岩相岩石化学成分变化在岩石化学图解上成两条曲线, 为非同源岩浆的产物。附加侵入体穿插于主侵入体底部的斜长二辉橄榄岩中, 全岩矿化, 矿石品位富, 为浸染状、细脉浸染状矿石; 斜长二辉橄榄岩中存在规模较小的似层状贫矿体。此外, 尚有晚期贯入的块状硫化物脉状矿体。矿床成因为深部熔离的矿浆作用(傅德彬, 1986)<sup>[10]</sup>, 附加侵入体是深部熔离富硫化物的偏基性分异层, 后贯入成矿。但岩石化学特征显示, 附加侵入体与主侵入体表现为非同源特点。

### 2.2.2 白云鄂博成矿亚系列

区域岩层基底为晚太古代东五分子群, 系绿岩—花岗岩地体, 其上为代表中元古代白云鄂博裂谷带活动的白云鄂博群, 色尔腾山运动(1 600Ma)后, 白云鄂博裂谷结束而褶皱隆起(王楫、李双庆等, 1992)<sup>[11]</sup>。中晚石炭世裂谷系复活, 穹窿裂解, 形成小南山等与基性—超基性侵入体有关的 Cu-Ni(Pt) 矿床。小南山矿床, 由 5 个不规则脉状岩体组成(全岩 K-Ar, 36Ma), 仅 II、III 号岩体含矿较好。岩石强烈蚀变, 主要为蚀变的辉长岩。矿体产于岩体底盘及外接触带围岩(白云鄂博群哈拉霍格特组泥灰岩)中, 矿石矿物有黄铁矿、黄铜矿、磁黄铁矿、紫硫镍铁矿等。属岩浆熔离—热液复合成因矿床。

### 2.2.3 呼兰—磐石成矿亚系列

位于吉(林)黑(龙江)褶皱系与华北地台衔接部位的槽区边缘。含矿基性—超基性岩体的围岩为下古生界变质岩系, 含矿岩体形成于华力西早期(全岩 K-Ar 法同位素年龄为 331~ 361Ma), 是中朝板块与西伯利亚板块碰撞后裂陷槽成矿成岩环境的产物。矿床成群集中分布, 以红旗岭矿田研究较详, 其中红旗一、红旗七矿床矿化较好。红旗七矿床, 主要由斜方辉石岩构成, 全岩矿化, 为海绵陨铁状、稠密浸染状矿石; 红旗一矿床, 由上而下为辉长岩、辉石岩、辉石橄榄岩及橄榄辉石岩岩相, 仅后两者含矿, 分别为透镜状上悬矿体和似层状矿体, 主要为海绵陨铁状及浸染状矿石。矿床成因同于金川矿床的深部熔离—贯入类型。

### 2.3 燕鲁成矿系列

分布于燕山台褶带南缘和鲁西台背斜北部。目前, 据地质建造资料, 认为是同太古代科马提岩的辉长岩体矿化类型(张秋生等, 1984)<sup>[12]</sup>, 属陆核早期裂解的产物。含矿辉长岩多已蚀变, 面貌全非; 迁西群、泰山群为其围岩; 矿体赋存于岩体中或伸入围岩, 矿石构造为致密块状或浸染状、海绵陨铁状。有后期热液改造的特征, 但仍属岩浆熔离成因。

### 2.4 康滇地轴成矿系列

位于扬子地台西南部边缘。其中, 力马河矿床是中国最早发现的岩浆 Cu-Ni 硫化物矿床(现已采完)。攀西裂谷的区域地质背景研究程度较高, 太古代—早元古代康定杂岩为结晶基底, 中元古代盐边群、会理群海底火山—沉积建造为褶皱基底, 两者共同构成地轴的基底。盖层由震旦纪及古、中生代地层组成。后造山大陆裂谷发育于早震旦世, 澄江运动后演变为被动大陆边缘, 早古生代末—晚古生代地幔物质上涌形成“内侵上隆”的裂前穹状隆起, 晚二叠世攀西

裂谷开始形成(张云湘等, 1988)<sup>[13]</sup>。三叠纪末, 地块拼贴, 再次进入挤压环境。

与Cu-Ni(Pt)矿化有关的基性—超基性岩体, 据同位素年龄测定发育于3个时期: 晋宁期的后造山裂谷阶段、加里东晚期—华力西早期的穹状隆起阶段和华力西晚期大陆裂谷阶段。相应地, 所形成的Cu-Ni(Pt)矿床分属盐边、西昌—滇中和康滇地轴华力西晚期3个矿床成矿亚系列, 反映了矿床成矿系列的继承、叠加关系。

#### 2.4.1 盐边成矿亚系列

以冷水箐小型含Cu-Ni超基性岩体为特征, 超基性岩体单独产出或与花岗质岩体一起产出。含矿岩相主要为角闪二辉橄榄岩; 矿体受岩相控制呈似层状、透镜状等; 矿石为浸染状和块状。含矿岩体围岩为盐边群中段的炭质绢云板岩、变质砂岩等, 同位素年龄为1 217~1 253 Ma(袁海华, 1985)<sup>[14]</sup>。

#### 2.4.2 西昌—滇中成矿亚系列

位于康滇地轴的中南部, 为康滇地轴成矿系列的主体。以力马河、朱布、核桃树等Cu-Ni硫化物矿床或Cu-Ni硫化物型Pt、Pd矿床为代表, 含矿岩体主要有两种类型: 力马河等岩体为上部中—基性岩侵入体, 下部超基性岩含矿侵入体; 核桃树等则为“内酸中基”同心环特点的侵入体。Cu-Ni硫化物型Pt、Pd矿体主要分布于岩体边部。岩体K-Ar同位素年龄为315~413 Ma(袁海华, 1985)<sup>[14]</sup>, 围岩主要为中元古代变质岩系。力马河矿床矿体主要产于下部的橄榄岩脉中, 呈似层状、透镜状产出, 先期侵入的闪长—辉长岩无矿化显示。主要为浸染状—海绵陨铁状矿石, 破裂带有致密块状矿体分布。核桃树矿床Cu-Ni硫化物型Pt、Pd矿体产于西岩株边缘相角闪单辉辉石岩及其接触带中; 岩体内部单辉橄榄岩中, 仅局部形成透镜状的“上悬”贫Cu-Ni硫化物矿体。矿床成因: 力马河为深熔—贯入而成, 核桃树等则为地壳物质同化—混染所致(方华、姚家栋, 1985; 姚家栋, 1988)<sup>[15][16]</sup>。

#### 2.4.3 康滇地轴华力西晚期成矿亚系列

是与峨眉玄武岩同期形成的Cu-Ni硫化物型Pt、Pd矿床组合, 以金山、杨柳坪为代表, 成岩成矿年龄较晚。围岩为古生界, 岩体为顺层侵入的岩床或似层状侵入体, 由上而下依次为辉长辉绿岩、辉石岩、橄榄岩和单辉(或二辉)橄榄岩, 多已强烈蚀变, 浸染状矿体产于岩体底部, 铂族矿物在硫化物中富集构成矿石, 是岩浆熔离所致, 热液作用及围岩物质带入明显。

#### 2.5 桂北成矿系列

分布于扬子地块南缘, 是中国目前唯一确认的早元古代与科马提岩有关的Cu-Ni硫化物矿床成矿系列。区内最古老岩系为早元古代四堡群, 自上而下为九小组、文通组和鱼西组。科马提岩即产于文通组和鱼西组中, 其顶、底板为板岩、千枚岩等。科马提岩成岩年龄为2 219 ± 11 Ma(Sm-Nd等时线法。毛景文等, 1990)<sup>[17]</sup>。成岩环境为大陆裂谷分支。科马提岩主要分布于宝坛地区和元宝山地区。宝坛地区科马提岩上部为玄武质科马提岩, 下部为辉石质科马提岩; 元宝山地区属橄榄岩质科马提岩, 层位相对较高, 属鱼西组。仅宝坛地区科马提岩发现Cu-Ni硫化物矿床。已知的大坡岭、陶家等矿床, 矿体呈似层状、透镜状, 产于辉石质科马提岩流底部的细粒辉石岩层中; 主要为浸染状矿石, 少量块状矿石; 金属矿物以磁黄铁矿、黄铁矿、白铁矿、镍黄铁矿为主; 与西澳Kambald矿床类似, 为岩流熔离而成。事实上, 不同矿床, 均为同一科马提岩流底部不同程度的硫化物集聚而成。

#### 2.6 勉略地块北东缘成矿系列

该系列位于勉—略—宁三角地带的北东边缘, 大地构造位置特殊, 近年来研究, 将其划归

扬子地台(张国伟等, 1987; 陶洪祥、王全庆等, 1993)<sup>[18][19]</sup>。区内出露的鱼洞子群古老火山岩系, 为太古代岩层, 认为可与华北地台的秦岭群、登封群对比(陶洪祥、王全庆等, 1993)<sup>[19]</sup>。目前已知矿床仅煎茶岭一处, 成岩年龄  $927.4 \pm 49 \text{ Ma}$  (Sm-Nd 等时线。庞春勇、陈民扬, 1993)<sup>[20]</sup>, 侵入鱼洞子群变质火山岩中。成岩成矿特殊, 煎茶岭岩体已强烈蚀变, 原岩为辉橄岩类, MgO 含量高达 31.48% ~ 39.95%, 有别于其他成矿系列中含 Cu-Ni 硫化物岩体,  $\text{TiO}_2$  含量低, 仅 0.01% ~ 0.20%, 又与科马提岩不同, 系镁质超基性岩, 与大多数含 Cu-Ni 铁质基性—超基性岩有别。硫化物矿体产于岩体内, Cu 含量极低, 平均 0.047%, Ni 平均含量 0.8% 左右。矿床成因争议较大, 庞春勇、陈民扬(1993)<sup>[20]</sup>认为是加里东期花岗岩浆作用而成, 为热液成因。成矿金属可能主要来源于超基性岩, 花岗岩热液活化成矿。属中国 Cu-Ni 硫化物矿床中一独特类型。

## 2.7 北疆成矿系列

近年来, 新疆北部喀拉通克、黄山基性—超基性岩带已发现 Cu-Ni(Pt) 矿床组合, 可构成一个矿床成矿系列。该成矿系列是西伯利亚、哈萨克斯坦、塔里木 3 个古板块于晚古生代中期发生陆—陆碰撞, 形成显生宙褶皱基底, 诱发裂陷槽而导致上侵基性—超基性岩侵入体成矿而成。其中喀拉通克岩带位于西伯利亚古板块的准噶尔晚古生代早期活动大陆边缘的晚古生代中期喀拉通克裂陷槽(肖序常、汤耀庆等, 1992)<sup>[6]</sup>中, 形成于晚石炭世(285 Ma。李先梓、李行等, 1991)<sup>[21]</sup>, 黄山岩带则产于哈萨克斯坦古板块北天山古生代活动大陆边缘的晚古生代中期黄山裂陷槽(肖序常、汤耀庆等, 1992)<sup>[6]</sup>中, 其形成延至早二叠世(葫芦岩体, 204 Ma。李先梓、李行等, 1991)<sup>[21]</sup>。根据所属不同的成矿构造单元, 而划分为喀拉通克成矿亚系列和黄山成矿亚系列。

### 2.7.1 喀拉通克成矿亚系列

以喀拉通克 I、II 号 Cu-Ni 硫化物(Pt) 矿床为代表, 围岩为下石炭统南明水组炭质沉凝灰岩、玻屑晶屑沉凝灰岩等。喀拉通克 I 号岩体为陡倾斜的楔形体, 由中—基性岩构成, 上部为闪长岩相、黑云角闪苏长岩相; 下部为黑云角闪橄榄苏长岩相和边缘辉长辉绿岩相。主要工业矿体均产于黑云角闪橄榄苏长岩相中, 矿、岩间呈过渡关系。几乎全岩矿化, 矿石呈稀疏、稠密浸染状, 有致密块状矿石产出。与喀拉通克 I、II 号矿床相邻的北带岩体则矿化较差。

### 2.7.2 黄山成矿亚系列

已知矿床主要有黄山东、黄山、葫芦等。含矿岩体为基性—超基性岩。围岩为下石炭统千墩组粉砂岩、含炭铁质板岩及生物碎屑灰岩等。其中黄山东矿床, 成矿岩体主要由辉长岩相、辉长苏长岩相和角闪二辉橄榄岩相构成, 边缘有闪长岩相断续分布。矿体呈似层状、条带状、薄透镜状, 产于辉长苏长岩和角闪二辉橄榄岩相中。矿石以浸染状为主, 块状次之。

对喀拉通克、黄山东矿床成因的认识与金川矿床一致, 由深熔—贯入而成, 并认为均有热液叠加的成矿作用。喀拉通克矿床较富, 且有 Pt、Pd 金属伴生; 黄山东矿床矿石金属含量贫, 无 Pt、Pd 富集。

## 2.8 中祁连南缘成矿系列

分布于日月山—化隆成矿亚带中, 以产出全岩几乎均为块状矿体的拉水峡、裕龙沟等 Cu-Ni(Pt) 矿床为特点。拉水峡矿床, 可能形成于前寒武纪, 含矿岩体为富硅、铝、铁、碱、贫镁的角闪石岩, 围岩为下元古界化隆官沟段片麻岩、石英岩及石英角闪片岩。矿体占据角闪石岩体大部, 主要为块状、角砾状矿石, 原生矿石金属矿物为紫硫镍矿、磁黄铁矿、黄铁矿、白铁矿及黄铜

矿,矿石组分也以Ni为主,Ni的平均含量为42.0%,Cu仅为0.57%。矿床成因有热液和深部熔离两种认识,可能属后者成因。

## 2.9 阿尼玛卿成矿系列

以产出德尔尼Cu-Co-Zn矿床为特点,该类矿床目前在中国境内仅发现德尔尼一例。成矿背景为可可西里—巴颜喀拉微板块可可西里—雅鲁藏布江晚印支(?)板片(刘增乾、徐宪等,1990)<sup>[22]</sup>的阿尼玛卿裂陷槽。二叠纪可能已开始拉张,德尔尼含矿岩相产于这一时期。区内出露地层以二叠系为主,有石炭系、三叠系、侏罗系等分布;德尔尼斜辉辉橄岩之围岩为上石炭统结晶灰岩、大理岩及角闪片岩和下二叠统板岩、变砂岩夹火山岩等。岩体蛇纹石化、碳酸盐化、滑石化,MgO含量较高,平均达36.7%,也系镁质超基性岩。矿体产于超基性岩体内,主要在砂板岩捕虏体处或高碳酸盐化、蛇纹石化部位。矿石呈块状、条带状、脉状等。矿石矿物主要为黄铁矿、磁黄铁矿、黄铜矿等。矿床成因有火山沉积—岩浆热液改造型、与花岗岩热液有关的类型及深部熔离—热液型3种认识。章午生(1988)<sup>[23]</sup>认为是黄铁矿型铜矿和岩浆铜镍硫化物矿床的过渡类型。

## 3 区域成矿模式

### 3.1 成矿物质来源

中国与基性—超基性岩有关的Cu-Ni(Pt)矿床成矿系列,据硫、铅同位素研究,成矿物质主要来源于上地幔, $\delta^{34}\text{S}$  ( $\times 10^{-3}$ )普遍趋近于零,仅康滇地轴西昌—滇中成矿亚系列(IV<sub>2</sub>)力马河矿床( $\delta^{34}\text{S} = +7.1 \times 10^{-3} \sim +15.3 \times 10^{-3}$ )、桂北成矿系列(V)宝坛矿田( $\delta^{34}\text{S} = +4.0 \times 10^{-3} \sim +21.2 \times 10^{-3}$ )和勉略地块北东缘成矿系列(VI)煎茶岭矿床( $\delta^{34}\text{S} = +5 \times 10^{-3} \sim +13.2 \times 10^{-3}$ )表现有壳源硫加入。在不同源区地幔铅同位素组成图解(图2)中,宝坛样点主要落入大陆下岩石圈地幔区或附近,北疆成矿系列的喀拉通克矿床也趋向于大陆下岩石圈地幔区,表明

克拉通边缘及增生褶皱带中的成矿系列均属陆壳环境和地幔物质来源。但煎茶岭铅同位素,在陆壳下地幔、软流圈地幔+消减组分区均有样点落入,而且 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 构造模式

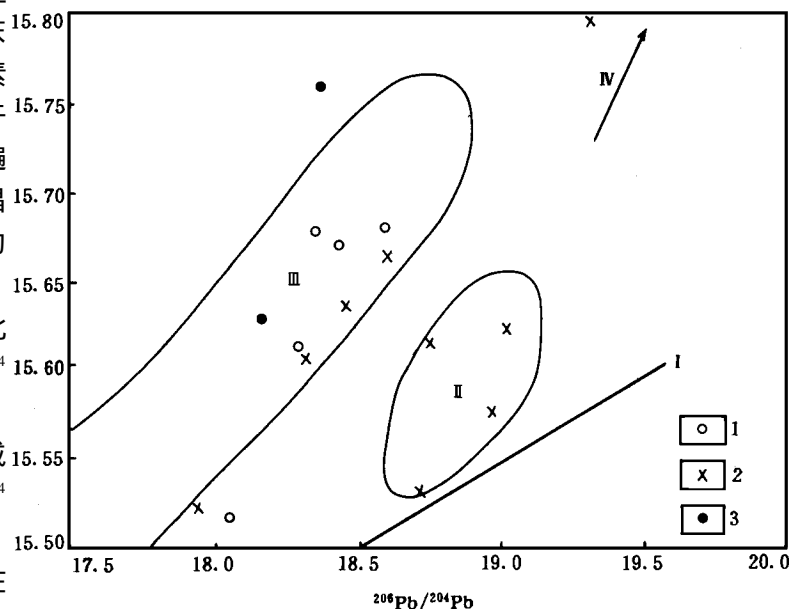


图2 不同源区地幔铅同位素组成模式图

(据Naman等,1989)

- 北半球大洋玄武岩铅同位素组成回归线; II- 软流圈地幔+消减组分; III- 大陆下岩石圈地幔; IV- 富集U、Th地壳铅同位素组成趋势; 1- 宝坛; 2- 煎茶岭; 3- 喀拉通克



(Zartmas, 1981)<sup>25</sup>位于造山带模式线上,表明除了地幔物质来源,尚有地壳消减组分,反映其成矿物质来源特殊,不同于一般Cu-Ni(Pt)矿床。

各矿床成矿系列(亚系列)赋矿基性—超基性岩的稀土元素(REE)地球化学特征,均表现为不同程度的轻稀土(LREE)富集,且相差较大(表1),表明岩浆为上地幔部分熔融来源,但熔融程度相别。据微量元素分配系数理论,应用Shaw(1970)<sup>[26]</sup>提出的成批熔融定量模型:

$$\frac{C_L^i}{C_{O,S}^i} = \frac{1}{D_o^i + F(1 - D_o^i)}$$

式中:  $C_L^i$ ——部分熔融形成熔体中微量元素*i*的浓度;  $C_{O,S}^i$ ——部分熔融源区岩石中的*i*浓度;  $D_o^i$ ——源区岩石与熔出熔体间元素*i*的总分配系数;  $F$ ——部分熔融程度。

求得金川岩体为  $F = 18.3 \times 10^{-2} \sim 38.4 \times 10^{-2}$  (汤中立, 李文渊, 1995)<sup>[27]</sup>, 黄山、黄山东为  $32 \times 10^{-2}$ 。桂北成矿系列的含矿科马提岩, 应用收集熔融定量模型(转引自李昌年, 1992)<sup>[28]</sup>:

$$\frac{C_L^i}{C_{O,S}^i} = \frac{1}{F} \cdot [1 - (1 - F) D_o^i]^{\frac{1}{F}}$$

算得宝坛科马提岩  $F = 53 \times 10^{-2} \sim 87 \times 10^{-2}$ 。尽管这些计算,有许多假设理想条件,但其结果对比,仍可反映不同矿床成矿系列所属矿床成矿原始岩浆组成上的差异。

REE分配模型还表明各矿床成矿系列成矿岩浆有不同程度地壳物质污染的特点。 $\epsilon_{Nd}$ 、 $\delta^{18}O$ 、 $\delta D$ 同位素地球化学成分亦已证实。金川岩体  $\epsilon_{Nd} = -2.9 \sim -4.0$ ,  $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0 = 0.702564 \sim 0.71176$ , 反映其岩浆作用过程肯定有壳源物质混染。

研究成矿基性—超基性岩岩石化学成分特点,各矿床成矿系列所属含矿岩体主要落入拉斑玄武岩系列(图3),但趋向M端元,系高MgO拉斑玄武岩系列,  $CaO-MgO-Al_2O_3$ 图解(图4)具科马提岩成分特点,为MgO含量高所致,与国外同类含矿岩体相似,但喀拉通克成矿亚系列中—基性岩体则表现为钙碱性岩浆系列,偏碱性特点,岩石条件特殊。

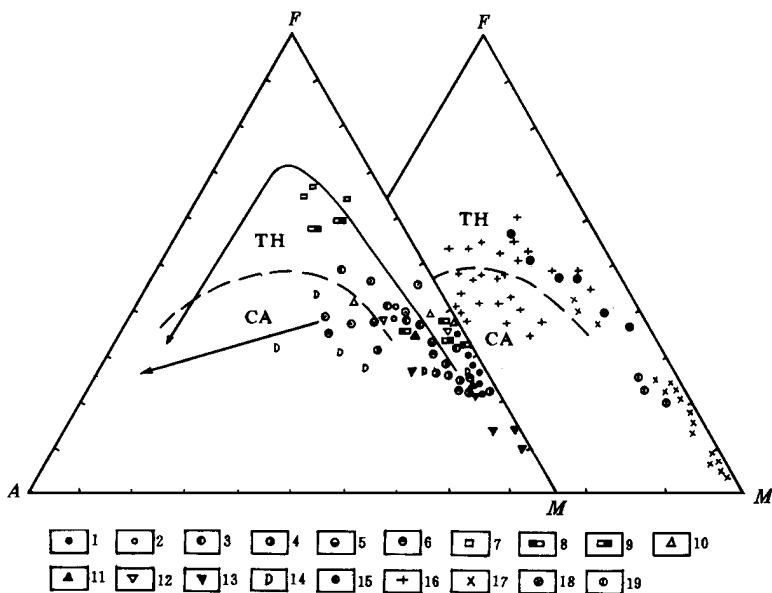


图3 A FM 图解

(系列界线据 Irvine 等, 1971)

CA - 钙碱性系列; TH - 拉斑玄武岩系列; 1- 金川; 2- 小南山; 3- 赤柏松; 4- 红旗一、七; 5- 漂河川; 6- 獐项; 7- 铜洞子; 8- 冷水箐; 9- 力马河; 10- 白马寨; 11- 杨柳坪; 12- 大坡岭; 13- 煎茶岭; 14- 黄山; 15- 喀拉通克; 16- Sudbury; 17- Kambald; 18- Noril sk; 19- Stillwater

总体来说,各矿床成矿系列(亚系列)的代表性含矿岩体岩石化学成分,  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  含量相对较低(图5), 主要属弱碱质区(III)、碱质区(II);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量不高(图6), 属低铝质区(III)和铝质区(II); 镁铁比值以铁镁质区(IV)、镁铁质区(III)为主(图7)。吴利仁(1963)<sup>[29]</sup>对我国基性、超基性岩体研究后认为, 镁铁比值  $m/f = 2 \sim 6.5$ , 即铁质超基性岩对硫化  $\text{Cu-Ni(Pt)}$  成矿有利。本次研究, 喀拉通克中—基性岩体  $m/f < 2$ , 苏长岩亦有  $\text{Cu-Ni(Pt)}$  矿体赋存, 而煎茶岭、德尔尼含矿岩体  $m/f > 7$ , 为镁质超基性岩, 前者仅产出镍矿体, 后者为  $\text{Cu-Co-Zn}$  矿床, 成矿独特。故  $\text{Cu-Ni(Pt)}$  成矿基性—超基性岩主要为铁质岩体组合。成矿母岩以高  $\text{Mg}$  拉斑玄武岩或拉斑橄榄玄武岩浆系列为特征。

矿床矿石地球化学研究,  $\text{Cu}/(\text{Cu} + \text{Ni}) - \text{Pt}/(\text{Pt} + \text{Pd})$  投影图(Naldrett, 1989)<sup>[30]</sup>也和国外与玄武岩质有关的  $\text{Cu-Ni(Pt)}$  矿床比较接近(图8)。

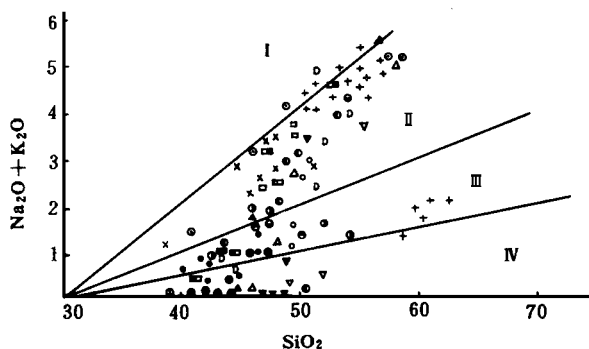


图5  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$  变异图

I- 强碱质区; II- 碱质区; III- 弱碱质区;  
IV- 贫碱质区(样点同图3)

与基性—超基性岩有关的  $\text{Cu-Ni(Pt)}$  矿床主要形成于大陆环境(Hutchison, 1985; Mitchell等, 1981)<sup>[31][32]</sup>, 洋壳无此类型矿床形成(Cann, 1981)<sup>[32]</sup>。中国该类矿床的生成构造环境(表2), 表明了同样的特点。矿床成矿系列现在所处位置, 分布于大陆构造边缘或中间, 或造山带中, 这一构造背景, 显然不能反映矿床成矿系列形成时的构造环境。中国与基性—超基性岩有关的  $\text{Cu-Ni}$  矿床, 自中生代中期以来再无形成, 而中生代以来由于遭受印度板块、西伯

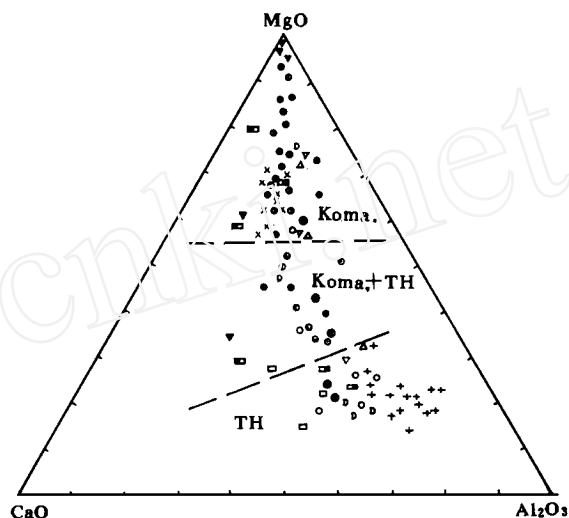


图4  $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3$  图解

(界线据 Jensen, 1976)

Koma - 橄榄岩质科马提岩; Koma + TH - 玄武岩质科马提岩;  
TH - 拉斑玄武岩(样点同图3)

### 3.2 矿床成矿系列时空分布

同位素年龄研究表明, 中国与基性—超基性岩有关的  $\text{Cu-Ni(Pt)}$  矿床成矿系列主要形成于元古代和晚古生代(表2)。个别形成于太古代(燕鲁成矿系列), 或延至中生代早期(康滇地轴成矿系列同峨眉玄武岩杨柳坪、金宝山等矿床)。与国外同类矿床相比, 一些大型、超大型矿床主要形成于太古代和早元古代(Naldrett, 1989)<sup>[30]</sup>, 但三叠纪也有生成(Noril'sk), 表明太古代、元古代是地球重要的壳幔演化时期, 而晚古生代是大陆板块机制重要的拉张阶段, 中国大陆尤其如此。

利亚板块的不断碰撞,形成中国大陆板块,伴随统一大陆的产生而发生的地壳缩减、推覆、剪切构造机制,掩盖了矿床形成时的构造环境。近年来中国大陆构造的解析成果,为Cu-Ni(Pt)矿床成矿系列的成矿构造背景研究提供了前提。经分析其主要形成于两种构造环境:一是大陆裂谷环境,其中多数矿床成矿系列形成于大陆裂谷拉张初期的穹状隆起阶段(图9),如龙首山成矿系列、康滇地轴的盐边成矿亚系列和西昌—滇中成矿亚系列等;大陆裂谷成熟期,伴随玄武岩喷发形成的与基性—超基性岩有关的Cu-Ni(Pt)矿床成矿系列,以康滇地轴的华力西晚期成矿亚系列为代表,但以Pt、Pd矿床为主,以似层状岩体为特点。另一是以增生褶皱

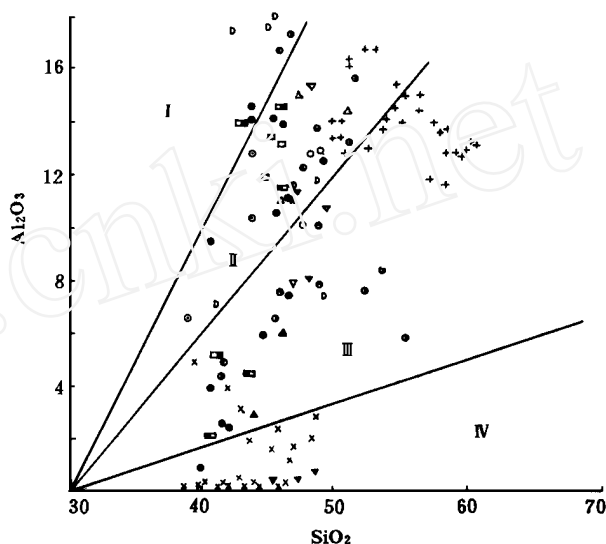


图6  $Al_2O_3$ - $SiO_2$  变异图

I - 高铝质区; II - 铝质区; III - 低铝质区;

IV - 贫铝质区(样点同图3)

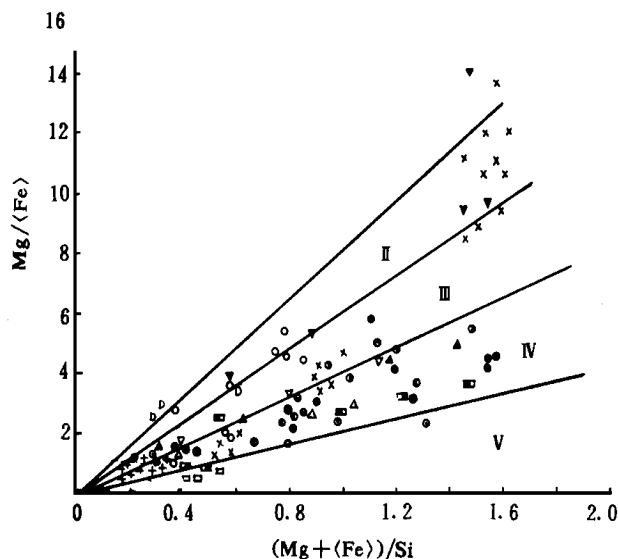


图7  $Mg/Fe$  -  $(Mg+Fe)/Si$  变异图

I - 超镁质区; II - 镁质区; III - 镁铁质区;

IV - 铁镁质区; V - 铁质区(样点同图3)

带为基底的裂陷槽环境(肖序常、汤耀庆等, 1992)<sup>[6]</sup>, 主要为晚古生代的产物, 如北疆成矿系列(喀拉通克、黄山)、东北的呼兰—磐石成矿亚系列(红旗岭等)。大陆裂谷为地幔柱, 热点成岩机制, 而裂陷槽是冷地壳热地幔部分熔融成岩机制(Wyllie, 1981)<sup>[33]</sup>。阿尼玛卿的德尔尼矿床, 可能是裂陷槽进一步拉张形成的与洋中脊塞浦路斯型块状硫化物型矿床的过渡类型。

### 3.3 矿床成因类型

与基性—超基性岩有关的Cu-Ni(Pt)矿床成因, 自Vogt(1894)正式提出硫化物熔体与硅酸盐熔浆的不混熔机制以来, 人们已普遍接受了位于基性—超基性岩底部的Cu-Ni硫化物矿石是硅酸盐熔体侵入前、侵入期间或侵入后熔离硫化物液相结晶结果的认识

(Craig, 1979)<sup>[34]</sup>。中国Cu-Ni硫化物矿床普遍强调硅酸盐熔体侵入前硫化物熔离成矿的作用, 并提出深部熔离—贯入(汤中立, 1990)<sup>[8]</sup>和深渊分异(方华、姚家栋等, 1985)<sup>[15]</sup>等学术概念, 对小岩体成大矿或高含矿率成矿特点进行了解释。矿床伴生铂族元素(PGE)的富集。由

于其在硫化物液相(S)中高的分配系数  $D_{PGE}^{S/L} = 10^5$  (Campbell 和 Barne, 1984)<sup>[35]</sup>, 故伴随硫化物的熔离而富集成矿, 其中地壳物质的同化—混染可促使 PGE 的富集成矿 (如康滇地轴的核桃树等矿床), 并使硫化物熔离 (Naldrett, 1989)<sup>[30]</sup>。关于不同矿床成矿系列不同矿床之间硫化物矿体的产出部位不同, 用深部熔离—贯入观点解释, 只反映了成矿方式上的不同, 成因应是一致的。热液作用对与基性—超基性岩有关的 Cu-Ni(Pt) 矿床具重要意义, 它可能使 PGE 在局部热液蚀变带产生经济富集 (如金川、喀拉通克等), 但热液本身对 PGE 的迁移距离不会太远 (Campbell 和 Barne, 1984)<sup>[35]</sup>。热液作用也可以造就硫化镍矿床的存在, 如煎茶岭矿床等, 但其成矿过程可能比人们设想的要复杂得多。

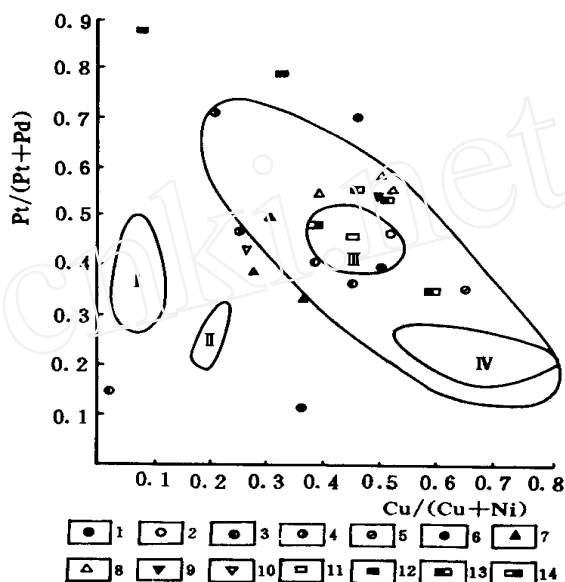


图8 Pt/(Pt+Pd)-Cu/(Cu+Ni) 关系图解

(国外资料据 Naldrett, 1989)

- I- 太古代科马提岩; II- 元古代科马提岩; III- 萨德贝里;  
IV- 诺里尔斯克; V- 其他辉长岩型; 1- 金川; 2- 小南山;  
3- 赤柏松; 4- 红旗岭; 5- 桃科; 6- 冷水箐; 7- 力马河;  
8- 核桃树; 9- 朱布; 10- 杨柳坪; 11- 金宝山; 12- 大坡岭;  
13- 喀拉通克; 14- 黄山东

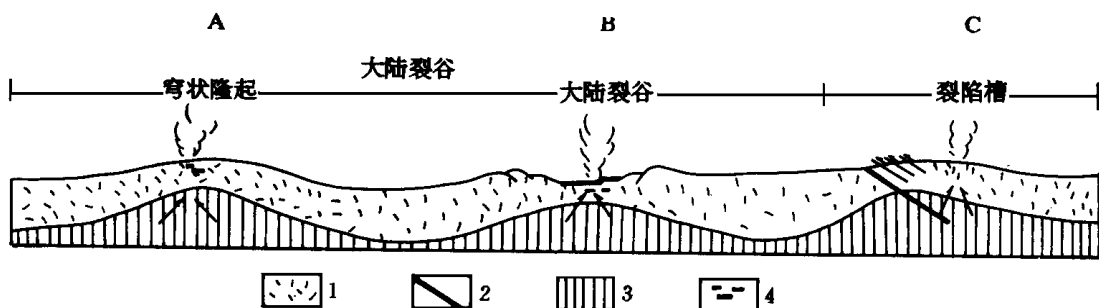


图9 中国与基性—超基性岩有关的 Cu-Ni(Pt) 矿床成矿系列成矿大地构造背景模式示意图

- A- 龙首山成矿系列 (金川); B- 康滇地轴华力西晚期成矿亚系列 (杨柳坪等); C- 北疆成矿系列 (喀拉通克、黄山东);  
1- 陆壳; 2- 洋壳; 3- 上地幔; 4- 含 Cu-Ni(Pt) 基性—超基性岩体

## 4 结论

运用成矿系列的学术概念研究中国与基性—超基性岩有关的 Cu-Ni(Pt) 矿床, 目的在于通过对其形成构造地质背景的研究, 结合含矿岩石条件及矿床本身的对比讨论, 探讨区域成矿规律。

中国与基性—超基性岩有关的Cu-Ni矿床成矿系列主要分布在华北地台的西南缘、北缘东段,扬子地台的西南缘、南缘和北缘,褶皱系中也有发现,主要在新疆北部等晚古生代板块陆—陆碰撞新生陆壳中。成矿时代以元古代和晚古生代为主。矿床成矿系列形成时的构造环境为大陆裂谷或裂陷槽。因此,与上述相似的构造部位是找矿有利的构造部位,如新疆的伊宁地块边缘已有菁布拉克矿床发现,塔里木地台北缘库鲁克塔格基性—超基性岩带有兴地Ⅱ号岩体具Cu-Ni(Pt)矿化,扬子地台北缘汉南层状杂岩有PGE矿化显示,为进一步找矿的远景区。

成矿基性—超基性岩以侵入体为主,也有喷出岩流(如桂北科马提岩)产出。岩石类型主要为铁质基性—超基性岩,岩浆系列以高Mg拉斑玄武岩或拉斑橄榄玄武岩为特点,但也有镁质超基性岩硫化镍矿床发现(如煎茶岭矿床),个别岩浆系列为钙碱系列(如喀拉通克),成矿类型特殊。反映在矿床成因上,以熔离矿床为主,个别为热液成因特点。值得指出的是大多数含矿基性—超基性岩体周围都有花岗岩类相伴产出,国外矿床亦如此,其对矿床形成的意义有待于研究。

## 参 考 文 献

- 1 陈毓川. 矿床的成矿系列. 地学前缘, 1994, 1(3): 90~94
- 2 程裕淇, 陈毓川等. 初论矿床的成矿系列问题. 中国地质科学院院报, 1979(1)
- 3 程裕淇, 陈毓川等. 再论矿床的成矿系列问题. 中国地质科学院院报, 1982(6)
- 4 斯米尔诺夫B H. 1976, 矿床地质学. 北京: 地质出版社, 1981
- 5 Mitchell A H G and Garson M S M. Mineral deposits and global tectonic setting. Academic Press Inc., London, 1981, 26~86
- 6 肖序常, 汤耀庆等. 新疆北部及其邻边区大地构造. 北京: 地质出版社, 1992
- 7 汤中立, 杨杰东等. 金川含矿超镁铁岩的Sm-Nd法定年. 科学通报, 1992(10): 918~920
- 8 汤中立. 金川硫化铜镍矿床成矿模式. 现代地质, 1990(4): 55~64
- 9 Chai G and Naldrett A J. Petrology and geochemistry of the Jinchuan ultramafic intrusion: Cumulate of a high-Mg basalt. J. Petrology, 1992(33): 6~27
- 10 傅德彬. 基性—超基性岩硫化铜镍矿床深成岩浆贯入成因论. 地质与勘探, 1986(4)
- 11 王楫, 李双庆等. 狼山—白云鄂博裂谷系. 北京: 北京大学出版社, 1992
- 12 张秋生等. 中国早寒武纪地质及成矿作用. 长春: 吉林人民出版社, 1984
- 13 张云湘等. 攀西裂谷. 北京: 地质出版社, 1988
- 14 袁海华. 攀枝花—西昌地区部分基性—超基性岩K-Ar法年龄的初步研究. 成都地质学院学报, 1985(2)
- 15 方华, 姚家栋等. 论岩浆深源分异在硫化铜镍矿床成岩作用中的意义——以四川力马河硫化铜镍矿床为例. 地质学报, 1985, 59(2): 141~154
- 16 姚家栋. 西昌地区硫化铜镍(铂)矿床成因. 重庆: 重庆出版社, 1988
- 17 毛景文等. 江南古陆缘四堡群Sm-Nd同位素年龄研究. 地质论评, 1990, 3(36)
- 18 张国伟等. 秦岭造山带的形成与演化. 西安: 西北大学出版社, 1987
- 19 陶洪祥, 王全庆, 裴先治. 扬子板块北缘构造演化史. 西安: 西北大学出版社, 1993
- 20 庞春勇, 陈民扬. 煎茶岭地区同位素年龄数据及其地质意义. 矿产与地质, 1993, 7(5): 354~360
- 21 李先梓, 李行等. 新疆铂族元素成矿地质条件及找矿方向研究. 中国地质科学院西安地质矿产研究所所刊, 1991
- 22 刘增乾, 徐宪等. 青藏高原大地构造与形成演化. 北京: 地质出版社, 1990
- 23 章午生. 德尔尼铜矿地质. 北京: 地质出版社, 1988
- 24 Naman M D and Leeman W P. Geochemical evolution of Cenozoic Cretaceous magmatism and its relation to tectonic setting, southwestern Idaho, U. S. A., Earth Planet Sci Lett, 1989(94): 78~96

- 25 Zartman R E and Doe B R. Plumbotectonics- the model Tectonophysics, 1981(75): 135~ 162
- 26 Shaw D M. Trace elements fradination during anatexis Geochim. Cosmichim. Acta, 1970(34): 239~ 243
- 27 汤中立, 李文渊. 金川硫化铜镍(含铂)矿床成矿模式及地质对比. 北京: 地质出版社, 1995
- 28 李昌年. 火成岩微量元素岩石学. 武汉: 中国地质大学出版社, 1992
- 29 吴利仁. 论中国基性岩、超基性岩的成矿专属性. 中国地质学报, 1963(4)
- 30 Naldrett A J. Magmatic sulfide deposit. Oxford University Press, Oxford, 1989
- 31 Hutchison C S. Economic deposits and their tectonic setting. John Wiley & Sons, Inc., New York, 1985: 102~ 129
- 32 Cann J R. Ore deposits of ocean crust. Edited by Tarling D H. Economic geology and geotectonics, Halsted Press, U. S. A., 1981: 119~ 134
- 33 Wyllie P J etc.. Experimental petrology of basalts and their sources rocks in basaltic volcanism on the terrestrial plants. Pergamon Press, 1981
- 34 Craig J R. Geochemical aspects of the origins of ore deposits, Review of research on modern problems in geochemistry. Earth Sciences, 1979(16): 225~ 272
- 35 Campbell I H and Barne S J. A model for the geochemistry of the platinum-group elements in magmatic sulfide deposits. Can. Min., 1984(22): 151~ 160

(上接第 49 页)

## 参 考 文 献

- 1 Tang Zhongli, Ren Duanjin. Types and metallogenic models of nickel sulfide deposits of China. Acta Geol. Sinica, 1988, 1(2)
- 2 Tang Zhongli et al.. Nickel deposits of China. Mineral Deposits of China, Geological Publishing House, 1992, 2
- 3 Peredery W V. Geology and ore deposits of the Subdury structure Ontario, 8th IAGOD SYMPOSIUM [Field Trip 7], 1990
- 4 戈尔德施密特 V M. 地球化学. 北京: 科学出版社, 1959
- 5 戈德列夫斯基 M H. 含矿超基性岩浆的形成条件及演化. 方古译, 地质科技情报, 1981: 62~ 67
- 6 毛景文等. 桂北地区火成岩系列和锡多金属矿床成矿系列. 北京: 北京科学技术出版社, 1988