

中国造山带蛇绿岩中铬铁矿床的成因类型及其成矿的若干特征

王希斌 郝梓国 鲍佩声 彭根永

(中国地质科学院地质研究所, 北京)

内容提要: 本文对我国造山带中铬铁矿床分为岩浆堆积成因及地幔熔融残余成因两大类型, 并将它们细分为若干亚类。两类铬铁矿分别产于蛇绿岩剖面的不同层位上, 岩浆分离结晶成因者位于剖面的上部, 地幔熔融残余成因的豆荚状铬铁矿床则位于剖面的下部。后者包括3个亚类, 富铬型、富铝型及过渡型, 它们具有不同的成因机制和成矿条件。

主题词: 中国造山带蛇绿岩 地幔熔融残余成因 岩浆堆积成因 富铬与富铝型铬铁矿

一、概 述

中国蛇绿岩及其解体的镁铁-超镁铁质岩石(或阿尔卑斯型超镁铁岩), 主要分布在显生宙各时期的巨型造山带中。横贯中国大陆的南、中、北三条巨型显生宙造山带则是构成中国蛇绿岩和超镁铁岩带分布的基本格架, 而前寒武纪古老克拉通内仅见零星的出露, 其中以皖南-赣东北晚元古代蛇绿岩为典型代表^[1]。

西藏-三江地区的蛇绿岩带或超镁铁岩带是我国中生代蛇绿岩发育的典型地区, 其中两条蛇绿岩带是中国豆荚型铬铁矿床最重要的产区, 如藏南的罗布莎、藏北的东巧、依拉山等铬铁矿床^[2,3,4]; 另外沿金沙江、怒江-澜沧江蛇绿岩带中亦有若干铬铁矿矿化点, 均产于上述两个岩带中。

秦(岭)-祁(连山)-昆(仑)山系是构成中国南北两大板块的重要分界, 这可能是一个主要为早古生代至晚元古代蛇绿岩出露的岩带, 其中又以北祁连蛇绿岩-超镁铁岩分布最为集中, 并普遍显示铬铁矿化, 以玉石沟、大道尔吉铬铁矿床为代表^[5,6], 其次还有北秦岭的松树沟铬铁矿床^[7]。

天山-内蒙-兴安褶皱造山带以发育早、中、晚古生代多期蛇绿岩为特征, 是我国仅次于西藏的第二条最为发育的蛇绿岩带, 也是西伯利亚板块与中朝塔里木板块的巨型缝合带^[8]。其中产有规模不等的铬铁矿床多处, 如新疆的萨尔托海^[9]、鲸鱼、洪古勒楞^[10], 内蒙的贺根山^[11]、索伦山^[11]、阿布格和乌珠尔^①等铬铁矿床, 以及大量的矿化点。

本文所涉及的铬铁矿床资料, 主要以我国上述12个具代表性的含铬岩体为限, 并参考了国外几个著名的同类型铬铁矿床^[2,26,27]。其主要论点是笔者近年来对我国几个重点地

① 陈正等, 1965, 内蒙锡盟、乌盟铬铁矿床及成矿作用研究报告(未刊)

区蛇绿岩及其铬铁矿床的研究成果为基础提出来的，文中的成因分类方案 仅是一个初步尝试，有关成因机制的讨论还有待于充实完善和实践的检验。

二、中国造山带蛇绿岩中含铬岩体（块）的类型及其层序剖面（只限于蛇绿岩深成岩部分）

（一）含铬岩体的构造形态 造山带蛇绿岩中的含铬镁铁-超镁铁岩体，由于构造作用，多数都已解体或半解体，而呈不同的构造形态。为了查明其原始的成矿特征，需要恢复和重建这些不同构造形态的岩体在蛇绿岩剖面中的位置及其层序。其目的不单单是为了指出它们的层序性，重要的是要查明含铬岩体内部熔融垂直分带，进而确定矿（化）带的具体部位和分布规律。

造山带中含铬岩体的形态有以下几种（图1）：①同斜背斜型，如玉石沟、依拉山岩体，贺根山岩体也大体属于这种类型；②同斜和非同斜的向斜型，如洪古勒楞、乌珠尔、阿布格、东巧、松树沟等岩体；③倒转并具褶皱构造的岩体，如罗布莎岩体；④单斜型岩体，如大道尔吉、萨尔托海即属这类岩体。因此，准确地确定已被构造肢解的岩体的形态和产状，是恢复和编制它们的层序剖面的先决条件。

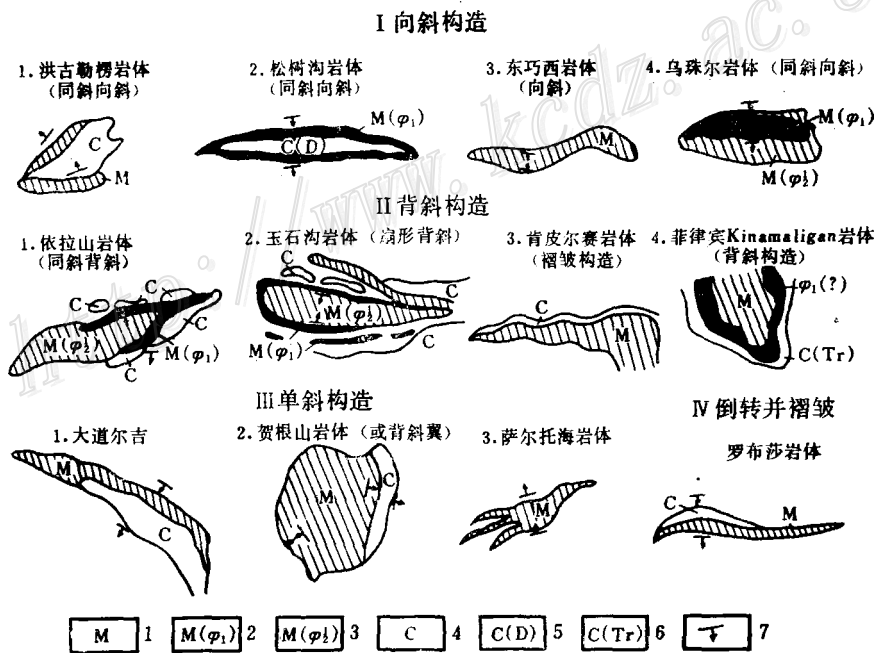


图 1 中国造山带中含铬岩体的构造形态示意图

1—地幔橄榄岩（不分）；2—地幔纯橄岩；3—地幔斜辉橄榄岩；4—堆积杂岩；5—堆积纯橄岩；6—橄长岩；7—产状

Fig. 1. Schematic diagram showing structural forms of Cr-bearing rock bodies in orogenic belts of China.

1—Mantle peridotite; 2—Mantle dunite; 3—Mantle ensthenite peridotite; 4—Cumulate complex; 5—Cumulate dunite; 6—Troctolite; 7—Attitude.

(二) 含铬镁铁-超镁铁岩的类型及层序剖面 根据 12 个代表性含铬岩体恢复的层序剖面如图 2、3 所示。它清楚地表明, 含铬超镁铁岩有两种不同的产状和层位: 一类产于岩石莫霍面以上的层状堆积杂岩中; 另一类则产于岩石莫霍面以下的具强烈变形的地幔橄辉岩中。这两类超镁铁岩各具有不同的岩石组合和成岩成矿特征。

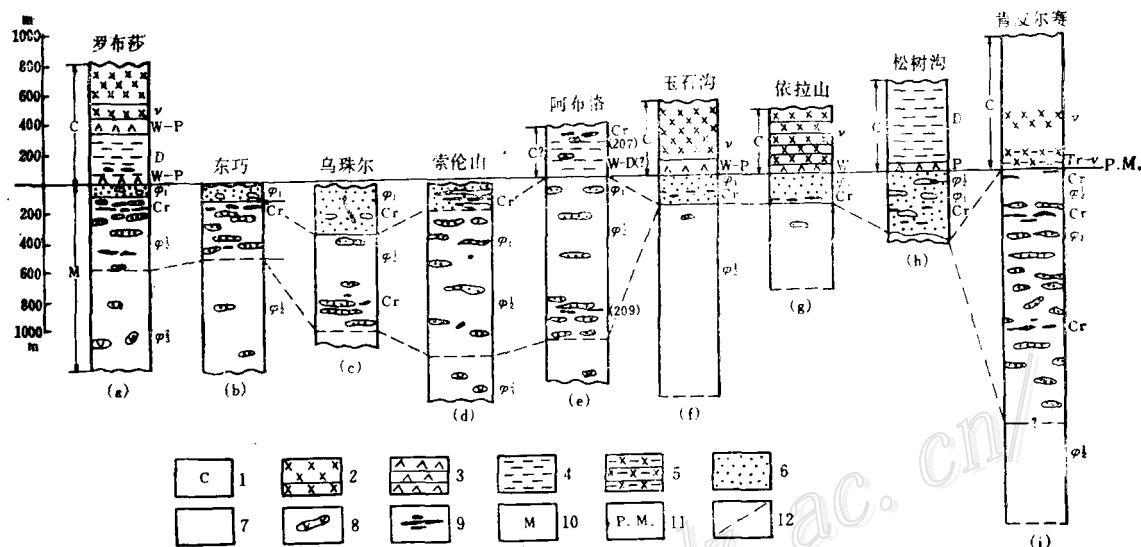


图 2 富铬型铬铁矿含铬岩体剖面类型及铬铁矿成矿层位示意图

1—堆积岩; 2—层状及均质辉长岩; 3—辉石岩及异剥橄辉岩; 4—堆积纯橄岩; 5—橄长岩-辉长岩; 6—地幔纯橄岩; 7—斜辉橄辉岩; 8—二辉橄辉岩; 9—铬铁矿; 10—上地幔; 11—岩石莫霍面; 12—熔融分带界线

Fig. 2. Correlation of geological sections showing ore-forming horizons of Cr-rich chromite deposits in ore-bearing rock bodies.

1—Cumulate; 2—Layered and isotropic gabbro; 3—Pyroxenite and wehrlite; 4—Cumulate dunite; 5—Troctolite-gabbro; 6—Mantle dunite; 7—Enstentite peridotite; 8—Lherzolite; 9—Chromite; 10—Upper mantle; 11—Moho; 12—Boundary of melt zoning.

1. 堆积岩组合类型及其层序: 根据蛇绿岩中堆积岩的组合特征, 可分出两种基本组合类型: 一种是自下而上为纯橄岩-辉石岩或(和)异剥橄辉岩-辉长岩组合, 若以矿物的晶出顺序可表示为: 橄辉石(Ol)→单斜辉石(Cpx)→斜长石(Pl)序列; 另一类自下而上为含长纯橄岩-橄长岩-橄辉辉长岩组合, 其矿物晶出顺序为Ol→Pl→Cpx序列。这两套堆积岩均显示明显的垂直分异现象, 形成相互过渡的分异相带, 有的则构成若干韵律层和旋回。

属于Ol→Cpx→Pl序列的堆积杂岩以罗布莎、玉石沟、松树沟和大道尔吉等岩体上部的堆积杂岩为代表。大道尔吉岩体是我国一个典型的具多旋回的堆积杂岩体, 自下而上有3个旋回^[6], 每个旋回由下而上均表现出纯橄岩→透辉岩+异剥橄辉岩→辉长岩的演化序列(图4), 堆积铬铁矿床即产于每个旋回底部的纯橄岩相中。有的岩体由于构造破坏, 缺失上部层序, 仅保留了一个底部岩相带, 如松树沟岩体上部堆积杂岩层。阿布格岩体中的大纯橄岩带也可能属于堆积岩底部的岩相(?)。

具有Ol-Pl-Cpx序列堆积杂岩的岩体以贺根山、洪古勒楞岩体为代表, 该类堆积杂岩组合一般不具明显的多旋回性质, 其层序由下而上由含长超镁铁岩→镁铁质岩石组成, 其底

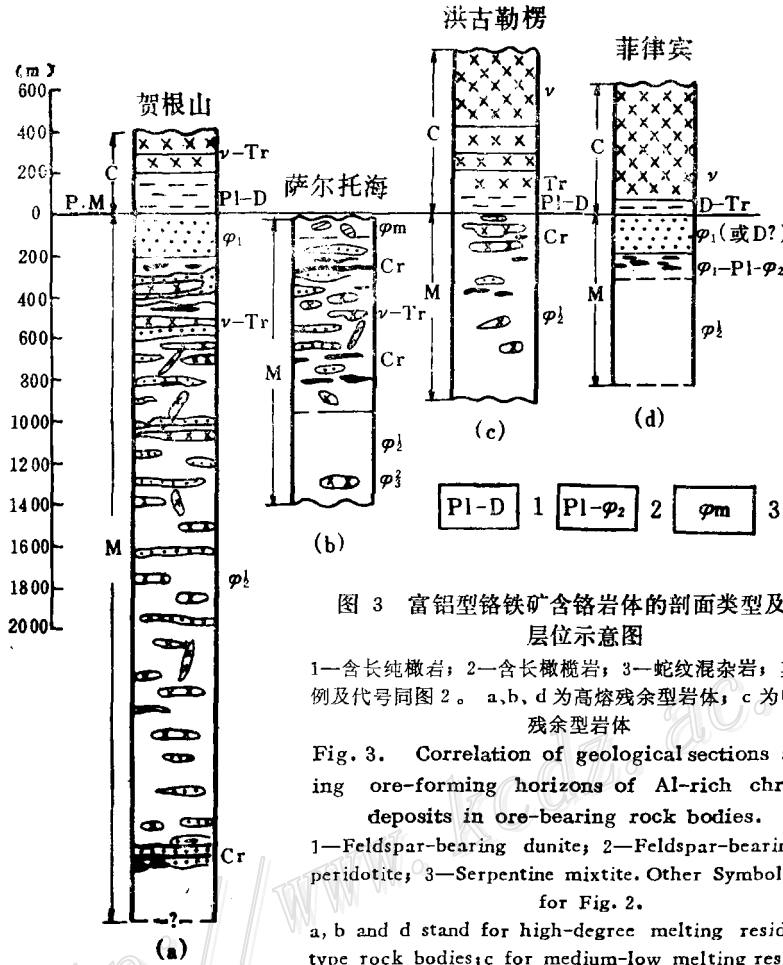


图 3 富铝型铬铁矿含铬岩体的剖面类型及成矿层位示意图

1—含长纯橄岩；2—含长橄岩；3—蛇纹混杂岩；其余图例及代号同图 2。a、b、d 为高熔残余型岩体；c 为中低熔残余型岩体

Fig. 3. Correlation of geological sections showing ore-forming horizons of Al-rich chromite deposits in ore-bearing rock bodies.

1—Feldspar-bearing dunite; 2—Feldspar-bearing peridotite; 3—Serpentine mixtite. Other Symbols as for Fig. 2.

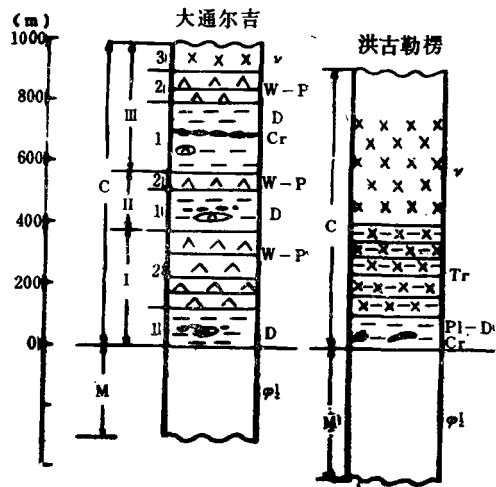
a, b and d stand for high-degree melting residual type rock bodies; c for medium-low melting residual type rock bodies.

图 4 蛇绿岩堆积杂岩分带剖面类型及成矿层位示意图

I—堆积岩第一旋回；II—第二旋回；III—第三旋回；图例同图 2、3 (图中大通尔吉应为大道尔吉)

Fig. 4. Correlation of geological sections showing ore-forming horizons in ophiolite cumulate complexes.

I—1st cycle of cumulate; II—2nd cycle; III—3rd cycle. Other symbols as for Fig. 2 and 3.



部的含长纯橄岩为堆积型铬铁矿的主要含矿岩相。

上述两套堆积岩类型与其下伏的地幔橄橄榄岩一起, 分别组成两套蛇绿岩系列: 一套为地幔橄橄榄岩 (Peridotite) + 辉石岩 (Pyroxenite) (± 异剥橄橄榄岩) + 辉长岩 (Gabbro) 组合, 简称 PPG 系列; 另一套为地幔橄橄榄岩 + 橄长岩 (Troctolite) + 橄橄辉长岩组合, 简称为 PTG 系列。看来, 这两套蛇绿岩系列不仅见于西藏^[2]和新疆西准噶尔蛇绿岩带中^[12], 而且也见于其它造山带中, 它是中国造山带蛇绿岩的两种主要组合类型。

2. 地幔橄橄榄岩的熔融分带及其层序: 含铬岩体的另一部分位于堆积杂岩之下, 这是一套与其上覆的堆积岩中的超镁铁岩完全不同的岩类。它主要由橄橄榄石、斜方辉石 (Opx) 和少量的单斜辉石 (Cpx)、铬尖晶石 (Sp) 组成, 纯橄岩、斜辉橄橄榄岩和二辉橄橄榄岩是这种超镁铁岩的主要岩石类型, 因为它们具有地幔成因的一切属性, 故称为地幔橄橄榄岩。

笔者曾对我国造山带地幔橄橄榄岩熔融残余类型提出了划分标准^[13], 就含铬的地幔橄橄榄岩而言, 其熔融类型大多属于高熔残余型, 少数属于中低熔残余型, 而且同样显示某种垂直分带现象, 但其熔融分带的剖面结构不同, 可初步划分出以下 2 种类型:

(1) 高熔残余型的熔融分带剖面及结构类型

第一类剖面: 由 2 个或 3 个相互过渡的熔融残余相带组成, 由上而下其分带层序是:

C. 单一的纯橄岩 (φ_1) 相: 以纯橄岩为主, 夹少量斜辉橄橄榄岩的相带 ($\varphi_1 \pm \varphi_2^!$);

B. 纯橄岩 + 贫辉斜辉橄橄榄岩 (Opx < 25%, 下同) 杂岩带 ($\varphi_2^! + \varphi_1$);

A. 斜辉橄橄榄岩 + 二辉橄橄榄岩相带 ($\varphi_2^! + \varphi_3^!$)。

最上部的岩相 (C 带) 直接位于岩石莫霍面之下, 厚约几十米至 200—300 m。以其含少量斜辉橄橄榄岩残余体和不含长石区别于堆积纯橄岩, 这是地幔橄橄榄岩系由斜辉橄橄榄岩经部分熔融而成的宏观证据之一^[2]。其下的 B 相带纯橄岩数量明显减少, $\varphi_1 < \varphi_2^!$, 两者常以不同比例构成带状或非带状杂岩带; 斜辉橄橄榄岩以普遍发育斜方辉石的熔融残余结构为特征, 这是斜辉橄橄榄岩向纯橄岩转变的有力的微观证据^[2]。该相带是我国造山带蛇绿岩中豆荚状铬铁矿床最重要的成矿带, 其厚度 (指恢复其柱状剖面的厚度) 由 400—1000 m 或大于 1000 m。最下部的 A 相带 φ_1 大大减少, 一般小于 5%, 并出现了少量二辉橄橄榄岩和富辉橄橄榄岩 (Opx > 25%)。属于和基本属于这一剖面类型的有罗布莎、东巧、乌珠尔、索伦山等岩体。

第二类剖面: 与第一类剖面的唯一区别在于该类剖面不发育纯橄岩-斜辉橄橄榄岩杂岩带, 而是由上部单一的纯橄岩带和下部单一的斜辉橄橄榄岩带组成 (图 2), 且两者界线平直截然, 没有相互过渡的包容现象; 上部纯橄岩带是含矿岩相。属于这一剖面类型的有玉石沟、依拉山、松树沟岩体。

第三类剖面: 其岩石组合及剖面结构类似于第一类的剖面, 只是在各相带中发育大量的深成镁铁质分凝体或脉体, 辉长橄长岩体呈各种透镜体或岩床与纯橄岩和斜辉橄橄榄岩组成杂岩^① (图 3 a、b)。除在斜辉橄橄榄岩中见到熔融残余结构外, 还见到基性熔体 (辉长岩等) 交代地幔橄橄榄岩, 形成具反应边结构的新生单斜辉石, 这一现象的出现, 对成矿物质成分的演化产生了重大影响^[9, 14]。

① 内蒙古 109 地质队, 1976, 内蒙锡盟贺根山超基性岩及铬铁矿床地质图册 (内部)

(2) 中低熔残余型的分带剖面及结构类型

该类型的岩体由于熔融程度相对较低(其主要标志之一是纯橄岩数量小于5%),故其熔融分带宏观上不明显,仅由一个相带斜辉橄橄榄岩和少量纯橄岩(一般在1—2%左右)组成(图3c)。这类岩体仍可分为两个亚类:一是近单一的斜辉橄橄榄岩带,如大道尔吉岩体,在堆积岩之下发育的地幔橄橄榄岩,实际只有斜辉橄橄榄岩一个相带,该相带几乎不含矿。另一类是由斜辉橄橄榄岩和较多的辉长岩体和岩脉组成。如洪古勒楞岩体堆积岩之下的地幔橄橄榄岩剖面即属此类,它产小型富铝铬铁矿床。

综上所述,清楚地看出蛇绿岩中地幔岩部分大多具有垂直分带现象。这种分带是原始上地幔岩融化程度的分带,代表高熔的岩类——纯橄岩位居其上,代表低熔的岩石斜辉橄橄榄岩和二辉橄橄榄岩层位居其下,从下到上显示出熔融程度递增的趋势,从而构成了地幔橄橄榄岩内部的原始熔融层序剖面。铬铁矿床在该分带剖面中产出有一定的成矿部位和岩相。而产于不同系列(PPG与PTG系列)蛇绿岩中的豆荚状铬铁矿床,相应地伴有不同的成分类型(富铬或富铝)。故蛇绿岩的两大系列(PPG和PTG系列)制约着其中豆荚状铬铁矿的成分。

三、造山带蛇绿岩中铬铁矿床的成因类型及其成矿作用的若干特征

(一) 铬铁矿床成因类型划分

根据铬铁矿床产出层位及含铬岩体的成因,笔者把蛇绿岩中铬铁矿床分为两大成因类型和若干亚类,分类如下:

(1) 地幔熔融残余成因类型,含两个亚类:①地幔高度熔融残余亚类:富铬型、富铝型、过渡型(包括富铬富铝型和富铬富铁型)。②地幔中低熔融残余亚类。

(2) 岩浆堆积成因类型,它含有富铬与富铝两个亚类。

它们各自代表性的含矿岩体如下:

地幔高度熔融残余亚类铬铁矿床依据矿石成分和造矿铬尖晶石成分可分为富铬型、富铝型与过渡型三类(表1)。高熔富铬型矿床以罗布莎、东巧、索伦山、乌珠尔、阿布格、依拉山等铬铁矿床为代表;高熔富铝型矿床以贺根山、萨尔托海、鲸鱼、洪古勒楞等铬铁矿床为代表;过渡型矿床有玉石沟和松树沟铬铁矿床(?)。

中低熔熔融残余型矿床以纯橄岩量少(<5%)、辉长岩、橄长岩脉体发育为特征,如洪古勒楞铬铁矿床。

岩浆堆积成因铬铁矿床可分为两个亚类:一类为富铬型,如大道尔吉、罗布莎堆积纯橄岩中的铬铁矿床;另一类为富铝型,以洪古勒楞、贺根山堆积岩中的铬铁矿体(化)为代表。

(二) 各类铬铁矿床成矿作用的若干特征

1. 地幔熔融残余型铬铁矿床

(1) 矿体分布与产出特征:铬铁矿体呈各种透镜状、豆荚状以及其它不规则状产出。侧向延伸有限,豆荚型铬铁矿床由此得名^[16]。矿体往往具有成群分布、分段集中、成层产出的特点,形成规模不等的大体相互平行的含矿带,矿带的数量1—3条不等,其规模可达

表 1 中国造山带蛇绿岩中不同成因类型的铬铁矿床的造矿铬尖晶石化学成分

Table 1. Chemical composition of ore-forming picotite in genetically-different chromite deposits within ophiolite of China's orogenic belts

| 矿床成因类型 | 矿床名称 | 样数 (个) | 化学成分(%) ^② | | | | | 资料来源 | | |
|---------------------------------|--------------------------------------|-----------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|--------------------|--------------------|-------------|------------|------|
| | | | Cr ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MgO | | | |
| 地 幔 熔 融 残 余 型 | 富 铬 型 (冶 金 型) | 罗布莎 | 34 | 56.06—60.80 | 9.96—13.17 | 2.49—6.58 | 6.26—11.85 | 13.63—16.40 | [2] | |
| | | 索伦山 | 21 | 56.60—60.90 | 8.18—14.61 | 2.13—15.28 | 0.9—15.19 | 12.35—15.50 | [12] | |
| | | 东巴勒 | 26 | 49.56—59.70 | 9.87—15.80 | 1.90—6.38 | 7.27—13.13 | 13.27—16.43 | [2] | |
| | | 唐巴勒 | 37 | 51.85—65.27 | 5.93—17.91 | 0.17—16.69 | 5.90—22.34 | 8.86—16.44 | ① | |
| | | 依拉山 | ? | 59.03—59.65 | 10.39—11.90 | | 16.89—20.98(<FeO>) | 8.98—12.14 | [4] | |
| | 富 铝 型 (耐 火 型) | 萨尔托海 | 52 | 37.10—54.40 | 2.17—32.04 | 3.33—18.00 | 9.13—29.45 | 4.43—20.63 | [9] | |
| | | 贺根山 | 36 | 34.16—49.37 | 20.53—33.60 | 2.44—5.19 | 8.84—16.12 | 13.45—18.14 | [11] | |
| | | 洪古勒楞 | 22 | 43.69—47.37 | 21.57—24.27 | | 12.89—15.67(<FeO>) | 13.83—16.43 | [10] | |
| | 过 渡 型 | 富铬富铝 | 玉石沟 | 33 | 15.78—60.48 (多根) | 9.00—38.89 | 1.35—5.83 | 11.36—22.33 | 9.22—17.09 | [5] |
| | | 富铬富铁 | 松树沟 | ? | 50—60 | 3.67—10.56 | 4.01—18.51 | 11.03—22.91 | 3.85—14.37 | [16] |
| 岩 浆 堆 积 型 | 大道尔吉 洪古勒楞 | 34 | 47.58—55.50 | 11.63—19.37 | 0.99—7.48 | 13.25—19.98 | 8.57—12.31 | [6] | | |
| | | 38 | 31.72—39.90 | 26.55—34.76 | | 15.14—20.50(<FeO>) | 13.32—16.27 | [16] | | |

① 鲍佩声等, 新疆西准噶尔几个重点含铬岩体的成矿条件及找矿方向研究报告(待刊)

② 为扣除杂质后标准化成分

数公里。如罗布莎矿床中的两条矿带(以I、II、III矿群代表上部矿带,以II矿群31号矿体为代表的下部矿带);萨尔托海岩体中的上、中、下(南、北、中)3条矿带以及贺根山岩体的3756矿带和基东矿带等;著名的肯皮尔赛超大型铬铁矿床也存在3个含矿层(带)^[27](图2-i)。这种成层分布的矿体群是在上地幔中沿一定塑性剪切面富集后,被压扁、扭转变形成层的,这是一种假的成层现象,它实际是上地幔中塑性形变的产物。因此,矿体往往与岩体的叶理面平行整合产出,即整合矿体^[17,18],且与岩石莫霍面平行;这是我国造山带中铬铁矿体分布的普遍特征。所以,含铬岩体中的破碎带和片理化不是控矿的因素。

(2) 成矿的空间位置:我国造山带中的铬铁矿床,多产于蛇绿岩剖面岩石莫霍面以下1 km 范围内(图2、3),只有贺根山岩体中3756矿床产于岩石莫霍面以下约3 km 的层位上。值得注意的是,著名的肯皮尔赛超大型铬铁矿床,其主要的三个含矿带也只限于岩石莫霍面以下约1.2 km 的范围内(图2)。菲律宾赞巴雷斯地区的豆荚状铬铁矿床也产于岩石莫霍面以下仅几百米处^[23,26]。由此可见,当找矿和评价岩体的含矿远景时,就其含铬岩体规模而言,并非越大越好,实际上,只要含铬岩体保存了岩石莫霍面以下1—2 km 的厚度,就可期望找到大型铬铁矿床。以往找矿之所以强调岩体的规模,其出发点主要是建立在以岩浆分异成矿的概念基础之上的,但对豆荚型铬铁矿床而言,这一概念的意义已不重要。

(3) 成矿岩相:纵观我国造山带中铬铁矿床在地幔橄榄岩中的分带剖面,有3个部位的岩相是容矿岩相,其特征如下:

第一,含矿岩相是直接位于岩石莫霍面之下的大型纯橄岩带。该带岩性单一、以纯橄岩占优势,夹有少量斜辉橄岩团块,厚100—300 m,最厚可达500余米(如松树沟岩体),

它是地幔橄榄岩剖面中最上部的含矿岩相,其铬铁矿床产于中部或中下部(如乌珠尔、松树沟岩体)和底部(依拉山岩体),多属整合、半整合矿体,乌珠尔Ⅱ矿群则属不整合矿体。该相带内铬铁矿以浸染状为主,其成矿远景有限。

第二,含矿岩相为纯橄岩-斜辉橄榄岩杂岩带,该带位于第一类含矿岩相之下(如东巧、乌珠尔、贺根山),或直接位于岩石莫霍面以下(如萨尔托海、索伦山、阿布格、罗布莎等),发育2—3个含矿层(带)。矿体多属整合、半整合矿体,该层位的上、中、下均含矿,但以中、上部含矿较多,该带是豆荚状铬铁矿床的主要成矿带。

第三,含矿岩相层位最低,位于第二岩相之下的斜辉橄榄岩(±二辉橄榄岩)带上部,以不发育纯橄岩为特点,但矿体四周往往有一层纯橄岩外壳,该含矿岩相中的典型矿床如罗布莎Ⅱ矿群31号矿体和萨尔托海26矿群。

值得注意的是,产于第二含矿岩相中的铬铁矿床往往并不完全与纯橄岩分布密集区相一致,这种现象具有相当的普遍性,也是迄今尚未解决的问题,笔者初步认为可能是矿浆聚集后,与围岩之间存在比重差,矿浆发生“下渗”的结果。

(4) 岩石学的若干特征:赋存两种不同类型(富铬型和富铝型)铬铁矿床的含矿岩体其岩石学特征既有其共性,也存在一定的差异性。后者则是造成两类铬铁矿床的主因。

两类铬铁矿床的岩石学方面的共同特征是:①由二辉橄榄岩→斜辉橄榄岩→纯橄岩代表了原始上地幔岩石熔化程度依次升高的过程,其橄榄石(Fo)由90→91→92(或93),斜方辉石(En)由90→91→92(或93),表现出由富铁向镁演化的趋势,这种演变不取决于产出的层位,而只反映岩石熔化程度的差异。②在岩石结构方面,两者均发育地幔岩所具备的一切结构形态(如三联点、肯克带、亚颗粒等),而且斜方辉石的熔融残余结构^[2]普遍发育。这一结构特征几乎见于我国所有造山带地幔橄榄岩中,它的意义在于指明原始地幔岩通过其中辉石的一致与不一致熔融,最终形成纯橄岩与铬铁矿的演化规律。

两类含铬岩体的主要区别是:富铬型岩体的内部较“干净”,很少含有其它镁铁质岩石熔出物,而在富铝型矿床中发育大量的橄长-辉长岩分凝体,并伴有地幔交代作用,在斜方辉石的周边形成新生单斜辉石反应边,这种现象说明,富铝型铬铁矿床形成时有晚期富铝熔浆的交代叠加^[9]。

(5) 铬尖晶石成分的变异规律:根据本文收集的12个矿区近400个铬尖晶石成分测试结果(表1、2)表明:地幔熔融形成的造矿与副矿物铬尖晶石的化学成分在 $Cr'-Mg'$ 图上主要有三种分布模式,其特点如下:

① 富铬型的分布模式:这是冶金级富铬型矿床造矿与副矿物铬尖晶石成分的基本分布模式。其化学成分以富铬富镁且变化较小为特点,在 $Cr'-Mg'$ 图上,造矿铬尖晶石成分变化于 $Cr'=76-88$, $Mg'=56-79$ 之间。与之形成鲜明对照的是它的围岩中副矿物铬尖晶石成分变化较大,由二辉橄榄岩→斜辉橄榄岩→纯橄岩,其副矿物铬尖晶石成分的变化是, Cr' 为28—76($\varphi_3^2 + \varphi_2^1$)→52—90(φ_1), Mg' 为43—73($\varphi_3^2 + \varphi_2^1$)→24—63(φ_1)。纯橄岩的副矿物铬尖晶石成分与造矿铬尖晶石成分范围(Cr')一致,表明矿石组分是地幔橄榄岩演化至纯橄岩阶段的产物。笔者1987年时称这种模式为“y”型^[2],其代表性的岩体有罗布莎和唐巴勒岩体。

② 富铝型的分布模式:这种类型的造矿铬尖晶石成分与前者相比相对富铝富镁(表2),

表 2 造山带中不同成因类型铬铁矿中造矿与副矿物铬尖晶石的Cr'与Mg'值范围
Table 2. Ranges of Cr' and Mg' values of ore-forming and accessory picotites from genetically-different chromite deposits in China's orogenic belts

| 成因类型 | 矿床 | 造矿铬尖晶石 | | 副矿物铬尖晶石 | | | | 备注 | |
|---------|------|--------|-------|----------------|---------------------------------|---------------------------------|-------|-------|---|
| | | Cr' | Mg' | φ ₁ | | φ ₂ -φ ₃ | | | |
| | | | | Cr' | Mg' | Cr' | Mg' | | |
| 地幔熔融残余型 | 富铬型 | 罗布莎 | 77-80 | 66-79 | 52-84 | 44-63 | 34-68 | 48-73 | $Cr' = \frac{100 Cr'}{(Cr + Al)}$ $Mg' = \frac{100Mg}{(Mg + Fe^{2+})}$ φ ₁ 为纯橄岩 φ ₂ -φ ₃ 为斜辉橄橄榄岩 一二辉橄橄榄岩 |
| | | 唐巴勒 | 76-88 | 56-76 | 57-90 | 24-50 | 28-76 | 43-67 | |
| | 富铝型 | 贺根山 | 44-58 | 64-78 | 40-55 | 56-67 | 39-64 | 48-66 | |
| | | 萨尔托海 | 47-55 | 64-77 | 47-53 (外壳) 60-75 (透镜体) | 53-66 (外壳) 32-55 (透镜体) | 37-63 | 45-68 | |
| | 过渡型 | 玉石沟 | 41-80 | 54-71 | 33-86 | 46-70 | 57-75 | 42-54 | |
| 岩浆堆积型 | 大道尔吉 | 63-73 | 43-58 | 58-68 | 39-53 | | | | |

Cr'变化于44—58，Mg'变化于64—78之间。其副矿物铬尖晶石成分不同于富铬型，纯橄岩中的副矿物铬尖晶石成分范围位于斜辉橄橄榄岩副矿物铬尖晶石成分范围的中下部，表明这时斜辉橄橄榄岩中斜方辉石已熔融殆尽，熔浆中有大量的Al³⁺未被抽出迁移，致使矿浆中Cr³⁺浓度下降，形成高铝低铬的铬尖晶石。另一方面，富Al³⁺流体的交代也可能造成这种现象^[9]。典型的实例有萨尔托海、贺根山铬铁矿床。

③ 富铝富铬双频分布模式：这种类型非常少见，它表现为造矿铬尖晶石和纯橄岩中副矿物铬尖晶石同步变化，其范围跨越了①、②模式中尖晶石成分的范围，即从富铝型一直变化到富铬型。这一分布模式暗示着造矿与副矿物铬尖晶石为多阶段熔融的产物，该类矿床以玉石沟为代表。

综上所述，不难看出，造矿与副矿物铬尖晶石成分之间的变异存在着一定的相互联系和制约关系，这对于正确认识豆荚状铬铁矿床的成因有重要的启示。

2. 岩浆堆积型铬铁矿床

蛇绿岩中岩浆堆积型铬铁矿床构成工业意义矿床者不多，唯一的实例首推大道尔吉铬铁矿床，其次还有罗布莎、洪古勒楞岩体堆积岩中的铬铁矿体（化），内蒙阿布格207矿床也可能归属这一类矿床（?）。它们具有以下特点：

铬铁矿床的成矿层位取决于堆积岩的旋回性，在单旋回（封闭系统）的堆积杂岩中，其成矿部位主要限于堆积岩底部；在多旋回（开放系统）的堆积杂岩中，其成矿部位是在每个旋回单元的下部。在Ol-Cpx-Pl序列（PPT系列）的堆积岩中，含矿岩相为纯橄岩；在Ol-Pl-Cpx序列（PTG系列）的堆积岩中，含矿岩相为含长纯橄岩。前者以大道尔吉、罗布莎矿床为代表；后者以洪古勒楞矿床为代表。

矿体呈层状、透镜状、鸡窝状以及各种不规则状，多与围岩呈渐变和迅速过渡关系，部分矿体与围岩界线截然。矿石类型以浸染状为主，间夹部分块状矿石，多具半自形—自形粒状结构。

造矿铬尖晶石成分取决于堆积岩的类型：在 Ol-Cpx-Pl 序列中，其尖晶石以富 Cr（贫 Al）富 Mg 为特征，如大道尔吉和罗布莎岩体堆积岩中的矿体即属该类。在 Ol-Pl-Cpx 序列中，其铬尖晶石以富 Al（贫 Cr）富 Mg 为特征。在 Cr'-Mg' 图解（图 6 d）中，清楚地显示出随着岩浆的结晶，尖晶石成分从富铬富镁向富铝富铁方向演化，表现出与地幔岩相反的演化规律，具有拉斑质玄武岩的分异趋势。

四、蛇绿岩中铬铁矿床的成因讨论

有关蛇绿岩中铬铁矿床的成因问题，我们已在以往的论文中分别进行过详细讨论^[3,6,12]。在此仅对以往的讨论作一综述，并补充一些新资料。

1. 地幔熔融残余成因：蛇绿岩中豆荚型铬铁矿床的成因机制与其含矿的地幔橄榄岩的形成有着不可分割的成因联系。地幔橄榄岩是地幔岩——尖晶石二辉橄榄岩或石榴石二辉橄榄岩经历不同熔融程度的地幔残余，它包括三个基本岩石亚类：二辉橄榄岩、斜辉橄榄岩和纯橄岩。其熔融演化过程可用 20×10^8 Pa 下无水的 Fo-Di-En 三元相图（作为地幔岩的类似物）的融化过程（图 5）来解释^[19,20]。

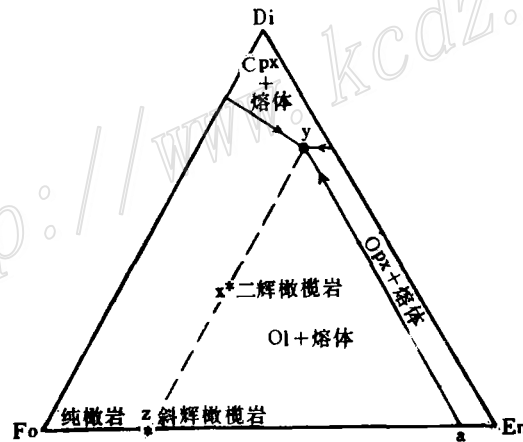


图 5 在 2×10^9 Pa 压力下，无水的 Fo-Di-En 三元相图
(据 Yoder, 1976)

Fig. 5 Schematic phase diagram of the anhydrous system forsterite-diopside-enstatite at a pressure of about 2×10^9 Pa as a potential mantle analogue.
(after Yoder 1976)

图中 x 代表二辉橄榄岩成分点，经原始熔融产生一个共结成分 y 液体，如果该液体连续从该系统中迁出，那么残余固相将沿 x-z 线移动，一旦到达 z 点，此时所有的单斜辉石（Di）消失，同时在共结点 y 点的熔融停止，剩下的未熔矿物构成斜辉橄榄岩（z）。若温度继续升高，将产生第二个熔融事件，在二元共结的 a 点形成残余的纯橄岩。该相图较好地解

释了随着熔融程度的升高,各亚类岩石的形成过程。在熔融过程中,依靠辉石的一致或不一致熔融释放出的 Cr_2O_3 ,以及副矿物铬尖晶石本身的熔融提供了铬铁矿成矿的唯一的物质来源,纯橄岩和铬铁矿是这一熔融过程中高度熔融的最终产物。在整个熔融过程中,伴随着两个平行的演化再造作用:一是造岩矿物(Ol、Opx、Cpx)随着熔融程度升高,向富镁方向演化;另一个是副矿物铬尖晶石成分随其熔融程度的递增则向富铬或富铝的方向演化。最终导致富镁岩石(纯橄岩)与富铬或富铝的铬铁矿的紧密共生。由此可见,地幔橄榄岩的熔融程度是豆荚状铬铁矿形成的先决条件。

富铬型和富铝型虽均属地幔岩高度熔融的产物,但两者的成矿机制却存在着一定差异。富铬型铬铁矿是在其原始地幔岩的熔融过程中不断移出易熔组分,使熔融残余物不断向富镁方向演化(如 $\varphi_3^2 \rightarrow \varphi_2^1 \rightarrow \varphi_1$),其岩石和矿物的 $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO})$ 依次递增^[3,9,14]。其副矿物铬尖晶石成分从 $\varphi_3^2 \rightarrow \varphi_2^1 \rightarrow \varphi_1$ 向富铬的方向演化(图6a),此时矿浆与残余纯橄岩的 Cr/Al 处于平衡,从而形成富铬型铬铁矿床。

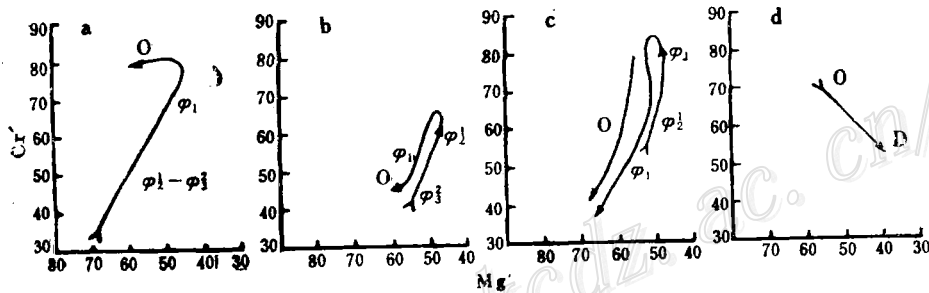


图6 中国造山带蛇绿岩中铬铁矿床造矿与副矿物铬尖晶石化学成分演化的几种模式
a—c—豆荚状铬铁矿床: a—富铬型; b—富铝型; c—过渡型; d—岩浆堆积型铬铁矿床; O—造矿铬尖晶石;
 φ_1 —纯橄岩中副矿物铬尖晶石; φ_2^1 —斜辉橄橄榄岩中的铬尖晶石; φ_3^2 —二辉橄橄榄岩中的铬尖晶石; D—堆积纯橄岩中的铬尖晶石

Fig. 6 Several models for evolution of chemical composition of ore-forming and accessory picotites in chromite deposits of ophiolites within orogenic belts of China.
a—c—Podiform chromite deposits; a—Cr-rich type; b—Al-rich type; c—Transitional type;
d—Magmatic cumulate type chromite deposit; O—Ore-forming picotite; φ_1 —Accessory picotite in dunite; φ_2^1 —Picotite in enstatite peridotite; φ_3^2 —Picotite in herzolite; D—Picotite in cumulate dunite.

富铝型铬铁矿床的形成过程基本上遵循上述富铬型铬铁矿的演化途径,只是在原始地幔岩(二辉橄橄榄岩)熔化晚期(即形成纯橄岩阶段),由于斜方辉石大规模熔化,所释放出的大量的 Al^{3+} 在低重负荷下未能被萃取上升进入岩浆房中,而滞留于已亏损的地幔橄橄榄岩上部的岩带中,并与其处于不平衡状态,从而引起对地幔橄橄榄岩的成分和结构的局部改造,形成反应边结构和新生单斜辉石。与此同时,富Al流体对纯橄岩中副矿物铬尖晶石和矿浆组分进行了改造,使 $\text{Cr}/\text{Al} < 1$,造成副矿物和造矿铬尖晶石的演化从富铬转向富铝,在 $\text{Cr}'-\text{Mg}'$ 图解(图6b)上造矿与纯橄岩中副矿物铬尖晶石成分范围位于斜辉橄橄榄岩中下部。因此,我们认为这种类型的铬铁矿是在富Al的熔体中晶出或交代而成。

至于过渡型铬铁矿床(以玉石沟铬矿床为例),可能有着更为复杂的多成因历史,其成分具有富铝、富铬双重成分的分布特点,即造矿尖晶石成分区平行于副矿物尖晶石成分的分

布区(图6c),表明它可能是多期熔融的产物。关于这种双频分布模式,虽然早在70年代初Thayer就已指出^[21],然而该成因并未给出明确的答案,对此笔者将有专文论述这一问题。

2. 岩浆堆积型铬铁矿床的成因:蛇绿岩堆积岩中的铬铁矿床,其成因半个多世纪以来已基本取得一致认识,它是典型的岩浆结晶分异的产物。

如前所述,堆积岩可分为Ol-Cpx-Pl和Ol-Pl-Cpx序列,前者以形成辉石岩为标志,伴生富铬型堆积铬铁矿床;后者以形成橄长岩为标志,相应伴生富铝型堆积铬铁矿床。其造矿和副矿物铬尖晶石成分具有直线式演化趋势(图6d)。

根据Thompson^[22]所做的橄榄拉斑玄武岩的熔化实验结果表明:在高压(大于 17.5×10^8 Pa)下,晶出榴辉岩组合;在中压(7.5×10^8 — 17.5×10^8 Pa)下,出现的是辉石岩(+辉长岩)组合;低压(0 — 7.5×10^8 Pa)下,出现橄长岩组合。由此可见,压力(即岩浆房深度)是控制堆积岩类型及其相应矿床的因素之一。即Ol-Cpx-Pl序列的堆积岩类型及伴生的富铬型铬铁矿床为相对高压条件下结晶分异的产物,如已大洋化的裂谷盆地,分裂型岛弧环境具备这种条件。而Ol-Pl-Cpx序列的堆积岩及伴生的富铝铬铁矿床是在相对低压的岩浆房中形成,如大洋中脊、弧后盆地中脊或一些地幔岩中浅成底辟体具备这种环境条件。

除压力控制两类堆积岩及铬铁矿床外,其母岩浆的成分也是控制因素之一。即Ol-Cpx-Pl序列的堆积岩,其母岩浆可能来自一个CaO/Al₂O₃值较高的高亏损的源区^[23],即Al<Ca,故结晶时先形成辉石。而在Ol-Pl-Cpx序列的堆积岩中,其母岩浆来自CaO/Al₂O₃值较低的低亏损的源区^[23],CaO/Al₂O₃低,表明母岩浆中Al>Ca,故先形成斜长石。由此不难看出,产于Ol-Cpx-Pl序列的堆积岩中的铬铁矿,由于岩浆房中Al<Ca,故形成富铬型,而产于Ol-Pl-Cpx序列堆积岩中的铬铁矿由于岩浆房中Al>Ca,则形成富铝型铬铁矿。

另外,造成两类堆积岩的因素可能还与岩浆房中氧逸度的大小有关。Roder等人^[24]所做的实验表明,对于玄武岩浆,在氧逸度 $>101325 \times 10^{-9}$ Pa的岩浆房中,出现辉石岩组合;而在氧逸度 $<101325 \times 10^{-11}$ Pa的岩浆房中,出现橄长岩与辉长岩组合,显示了岩浆房自身条件对成岩的控制作用。

本文承蒙宋叔和教授审阅,并提出许多宝贵意见,在此深表谢意!

参 考 文 献

- [1] 周新民、邹海波、杨杰东、王银喜 1989 安徽歙县伏川蛇绿岩套的Sm-Nd等时线年龄及其地质意义 科学通报 第34卷 第16期 第1243—1245页
- [2] 王希斌、鲍佩声、邓万明、王方国 1987 《西藏蛇绿岩》地质出版社
- [3] 王希斌、鲍佩声 1987 豆荚状铬铁矿床的成因 地质学报 第2期 第166—181页
- [4] 张超龙 1982 西藏E区超基性岩体及铬铁矿床地质特征 《青藏高原地质文集》6 第148页 地质出版社
- [5] 西北地质研究所 1974 青海玉石沟超基性岩及铬铁矿 《铬镍钴铂地质矿产专辑》第二集 第126页 地质出版社
- [6] 鲍佩声、王希斌 1989 对大道尔吉铬铁矿床成因的新认识 《矿床地质》第8卷 第1期 第3—18页
- [7] 陕西冶金地质勘探公司713队、陕西冶金地质勘探公司地质研究所 1974 陕西松树沟超基性岩体及铬铁矿床地质总结 《铬镍钴铂地质矿产专辑》第三集 第77页 地质出版社

- [8] 李春昱等 1982 亚洲大地构造图说明书 第16—18页 地图出版社
- [9] 鲍佩声、王希斌 1990 对富铝型豆荚状铬铁矿床成因的新认识 矿床地质 第9卷 第2期 第97—108页
- [10] 白文吉等 1986 新疆洪古勒楞蛇绿岩的岩石学矿物学和铬铁矿成因研究 中国地质科学院地质研究所所刊 第14号 第1—54页 地质出版社
- [11] 王恒升等 1983 中国铬铁矿床及成因 科学出版社
- [12] 郝粹国、王希斌、鲍佩声、彭根永、金远新 1989 新疆西准噶尔地区两类蛇绿岩及成因研究 岩石矿物学杂志 第8卷 第4期, 第299—310页
- [13] 王希斌、鲍佩声 1990 中国大陆造山带中地幔橄榄岩体的熔融残余类型及其构造形变 中国地质学院院报 第20号 第49页
- [14] 郝粹国、鲍佩声、王希斌、彭根永、金远新 1989 新疆西准噶尔地区冶金型与耐火型铬铁矿床的特征及其成因研究 地质找矿论丛 第4卷 第3期 第67—77页
- [15] 陈正 1990 矿石学 下编各论 第14—76页 北京科学出版社
- [16] Thayer, Y. P., 1964. Principal features, and Some observations on the Gulemen-Soridag district, Turkey. *Econ. Geol.*, Vol. 59, No. 2, p. 1497—1524.
- [17] Cassard, D., Moutte, J., Nicolas, A., Leblanc, M., Rabinovitch, M., Prinzhofer, A. and Routhier, P., 1981. Structural classification of chromite pods from New Caledonia. *Econ. Geol.*, Vol. 76, No. 4, p. 805—831.
- [18] Cruleneer, G. and Nicolas, A., 1985, Structures in podiform chromite from the Maqsad district (Semail Ophiolite, Oman). *Miner. Deposita*, Vol. 20, No. 3, p. 177—185.
- [19] Wilson, M., 1989, Partial melting processes in the earth's upper mantle; *Igneous petrogenesis*, London, UNWIN HYMAN. p. 37—72.
- [20] Yoder, H. S. Jr., 1976, Generation of basaltic magma. Washington DC, National Academy of Sciences.
- [21] Tayer, T. P., 1970, Chromite segregations as petrogenetic indicators. *Geol. Soc. S. Africa. Spec. Publ.* 1, p. 380—390.
- [22] Thompson, R. N., 1972, The oxygen fugacity within graphite capsules in piston-cylinder apparatus at high pressures. *Carnegie Instit. Wash. Geophys. Lab. Yearbook* 71, p. 645—616.
- [23] Lippard, S. J., Shelton, A. W. and Gass, I. G., 1986, The Semail ophiolite. *The ophiolite of Northern Oman*, p. 123.
- [24] Roder, P. L. et al., 1966, Experimental data for the system $MgO-FeO-CaAl_2Si_2O_8$ and their petrologic implications. *Am. J. Sci.*, Vol. 264, No. 6, p. 428—480.
- [25] Hock, M. and Friedrich, G., 1985, Structural features of ophiolitic chromites on the Zambales Range, Luzon, Philippines. *Miner. Deposita*. Vol. 20, No. 4, p. 290—300.
- [26] Hock, M., Friedrich, G., Pluger, W. L. and Wichowski, 1986, Refractory and metallurgical-type chromite ores, Zambales ophiolite, Luzon, Philippines. *Miner. Deposita*, Vol. 21, No. 3, p. 190—199.
- [27] Павлов Н. В., Кравченко Г. Г. и Чупрынина И. И., 1968, Хромиты Кемпирсайского Плутона. Изд. "Наука", Москва.

GENETIC TYPES AND SOME METALLOGENIC CHARACTERISTICS OF CHROMITE DEPOSITS IN OPHIOLITES WITHIN PHANEROZOIC OROGENIC BELTS OF CHINA

Wang Xibin, Hao Ziguo, Bao Peisheng and Peng Genyong

(Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing)

Abstract

In this paper, chromite deposits in ophiolites of China's Phanerozoic orogenic belts are classified into two major types consisting of several subtypes. One type refers to cumulate chromite deposits of magmatic origin, composed of two subtypes, i. e. Cr-rich subtype occurring in cumulates of Ol→Cpx→Pl sequence and Al-rich subtype existent in cumulates of Ol→Pl→Cpx sequence, which were formed respectively in high-pressure (magma chamber) and low-pressure (magma chamber) environments. The other type refers to podiform chromite deposits of mantle melting residual genesis and might be further divided into three subtypes, namely Cr-rich, Al-rich and transitional subtypes, which occur in their respective mantle residual assemblages, showing distinct melting zoning. The best ore-bearing petrofacies is dunite—Opx-poor zoned harzburgite complex in high-degree melting mantle residue.

Both Cr-rich and Al-rich podiform chromite deposits are products of high-degree mantle melting. Their melting and ore-forming process was accompanied by two parallel evolutionary and reconstructive series. One was the progressive evolution of rock-forming minerals (Ol, Opx and Cpx) towards Mg enrichment with the gradual heightening of the melting degree (from lherzolite through harzburgite to dunite); the other was the gradual evolution of accessory chrome spinel towards Cr enrichment with the progressive heightening of the melting degree. These evolutionary processes were accompanied by the corresponding change in textures and structures of minerals and rocks, leading eventually to the formation of two types of podiform chromite deposits with different components.

The genetic difference between the Cr-rich chromite deposit and the Al-rich one lies in the fact that the Al-rich chromite deposit was formed by the addition of large quantities of Al-rich melts caused by the complete melting of pyroxene at the late stage of mantle melting or at the beginning of the formation of dunite. The Al-rich melts led to the declining of Cr concentration in ore-bearing melts and eventually to the formation of the Al-rich chromite deposit.