

对豆荚状铬铁矿床成因的认识

周美付

(加拿大达霍希大学海洋地质中心) (中国地质科学院地质研究所, 北京)

提 要: 文章提出豆荚状铬铁矿床不是上地幔局部熔融后的残余物, 而是亏损地幔又经部分熔融形成的熔体发生液相不混溶, 导致硅酸盐岩浆和富铬矿浆的形成。当比重不同高度分馏的熔体在上升过程发生了分离, 轻熔体上升侵入于岩浆房、重熔体和铬铁矿浆, 就地堆积或贯入围岩形成豆荚状铬铁矿床。豆荚状铬铁矿的伴生围岩纯橄岩, 不是高度亏损的上地幔残余, 可能是与铬铁矿浆伴随的一种硅酸盐熔体。与大量纯橄岩脉伴随的基性岩、超基性岩脉, 也属不同程度熔融的产物。

主题词: 铬铁矿 成因 豆荚状

豆荚状铬铁矿床, 按矿石化学成分可分为高铝和高铬两类。两类铬铁矿床均发育矿石胶结纯橄岩的角砾状构造, 矿体通常为脉状、透镜状和墙状。块状矿石常含有伟晶铬尖晶石; 造矿铬尖晶石与围岩中可能为残余成因的铬尖晶石具有不同的化学演化趋势; 造矿铬尖晶石含有富挥发分的矿物(如云母、角闪石等)和熔融硅酸盐包裹体。豆荚状铬铁矿床的矿石含有单斜辉石、斜方辉石、斜长石、霞石和硬玉等矿物。高铝铬铁矿石其造矿铬尖晶石比高铬铬铁矿石更含较高 TiO_2 和具较低铬系数, 两者的围岩在地球化学上也有许多差异。在PGE模式上, 高铝铬铁矿石的PGE含量明显低于高铬型矿石。

直到现代, 对于豆荚状铬铁矿成因, 还没有得到完美的解释。豆荚状铬铁矿床曾被解释为位于壳-幔边界岩浆房内的铬尖晶石的堆积成因^[3], 由于地壳强烈褶皱使这种堆积铬铁矿进入上地幔内。由于上地幔岩被作为部分熔融的残余, 所以又认为铬铁矿属上地幔熔融残余成因^[10], 由于上地幔产生部分熔融作用, 单斜辉石首先熔化, 铬尖晶石或先或同时与单斜辉石熔化, 其熔体在上地幔剪切活动中逐渐汇集形成豆荚状矿体^[11]。近来王希斌等也提出中国豆荚状铬铁矿床为高度耐火残余的类似观点, 认为西藏罗布莎铬铁矿床经过了熔融再造作用。

铬铁矿床耐火残余成因的依据是: 上地幔部分熔融过程中, Al、Ti、Ca和碱金属富集于液相中, 而Cr、Mg为耐火组分, 富集于残余固相内。尽管堆积(晶)观点^[12~14]或矿浆观点^[1~4]广泛流传, 但必须回答在原始岩浆房中占极次要数量的铬元素如何富集成大型铬铁矿体的。同时必须解释高铝和高铬两类豆荚状铬铁矿的不同成因。本文除报导一定新资料外, 对两类不同矿床的成因进行了解释, 供讨论。

周美付, 男, 1962年生, 现在加拿大攻读博士学位, 从事铬铁矿、蛇绿岩和科马提岩的研究
1993-3-9收稿, 1993-8-13修改回

1 高铬与高铝铬尖晶石化学成分

铬尖晶石化学成分是寄主岩石和矿床的灵敏指示剂。根据铬系数 ($100 \cdot \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$)，豆荚状铬铁矿床的造矿铬尖晶石可分为两种类型：高铝和高铬类型。以中国铬铁矿床为例，高铬型有：罗布莎、东巧、玉石沟、索伦山、萨雷诺海、唐巴勒和乌珠尔等，而贺根山、洪古勒楞、萨尔托海和鲸鱼为高铝型（表1），这些矿床都产于蛇绿岩中，都是典型豆荚状铬铁矿床，造矿铬尖晶石均分布于阿尔卑斯型范围内（图1）。需要说明的是大道尔吉铬铁矿床虽属豆荚状矿床，但是产于堆积岩相内，而不是地幔橄榄岩内，因而略离开世界豆荚状铬铁矿床成分范围（图1）。

表 1 中国蛇绿岩铬铁矿床的造矿铬尖晶石的平均化学成分(%)

Table 1. Average composition of ore-forming picotites from the ophiolite-hosted deposits in China

矿床	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
样品数	30	20	40	8	17	16	24	37	36	4	38
Al ₂ O ₃	23.38	28.09	27.73	26.18	8.08	14.55	10.47	11.10	13.72	10.57	15.80
Cr ₂ O ₃	42.66	38.97	40.05	40.70	59.68	53.22	58.67	59.04	53.67	55.99	50.59
Fe ₂ O ₃	5.56	4.34	4.34	3.87	5.37	4.32	2.81	3.69	4.54	5.93	3.73
FeO	11.39	12.98	11.47	10.75	10.80	14.10	10.72	10.12	9.51	12.31	17.51
MgO	15.48	15.14	16.18	16.04	14.20	12.96	14.27	15.19	15.40	13.44	10.78
TiO ₂	0.29	0.28	0.20	0.21	0.15	0.15	0.04	0.19	0.07	0.09	0.15
MnO	0.18	0.19	0.15	0.14	0.18	0.17	0.14	0.13	0.08	0.20	0.29
NiO	0.13	0.15	0.17	0.16	0.10	0.08	0.11	0.15	0.12	0.15	0.10
总和	99.07	100.14	100.29	98.05	98.56	99.55	97.23	99.61	97.11	98.68	98.95
Mg*	70	66	71	72	69	61	69	72	73	65	51
Cr*	55	48	49	51	83	71	79	78	72	78	68

矿床：1—萨尔托海 (Sartohay)，2—洪古勒楞 (Hongguleleng)，3—贺根山 (Hegenshan)，4—鲸鱼 (Whale)，5—萨雷-唐巴勒 (Salei-Tonbale)，6—玉石沟 (Yushiguo)，7—索伦山 (Solunshan)，8—罗布莎 (Loubusa)，9—东巧 (Donqiao)，10—乌珠尔 (Wudur)，11—大道尔吉 (Dadaorji)；只有大道尔吉矿床产于堆积岩相内，其余为地幔橄榄岩相内的矿床。Mg* = $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ ，Cr* = $100 \cdot \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ 。以上为电子探针分析数据，分析人周美付，其中Fe₂O₃以电子平衡法计算得出

然而，在同一地幔岩块内，副矿物铬尖晶石化学成分可以从高铝系数变化到高铬系数。如果豆荚状铬铁矿床代表最高度的耐火残余物，则造矿铬尖晶石应该比副矿物铬尖晶石具更高的铬系数，这一点似乎可以用来解释高铬的豆荚状矿床的成因^[5]，然而无法解释高铝豆荚状铬铁矿床的存在。已有的文献曾试图以铝交代解释萨尔托海高铝铬铁矿的成因^[6]，但是造矿铬尖晶石高铝特点是与耐火残余假说相矛盾的。很明显，用交代作用来解释铬铁矿成因是缺乏证据的。交代作用是指一种矿物被另一种新生矿物替代的作用。不存在高铝铬铁矿交代高铬铬铁矿的任何室内和野外观察证据。已知亚固相元素交换，也仅发生在铬尖晶石和橄榄石之间的Mg和Fe²⁺方面。假设亚固相Al-Cr替换存在的话，那么必然存在与铬尖晶石共存的

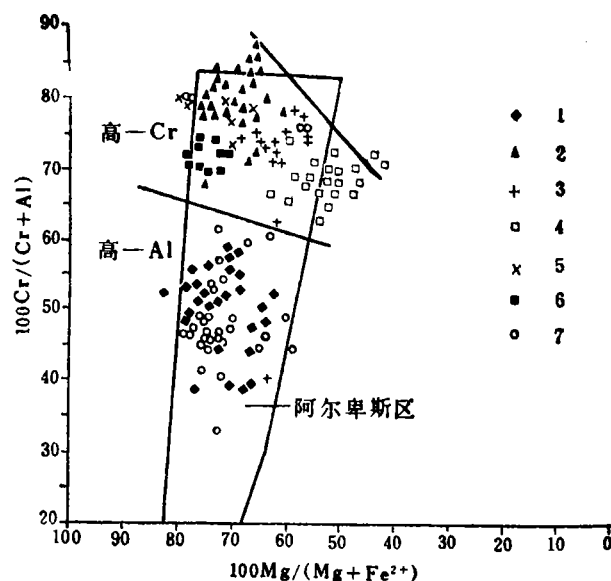


图 1 中国豆荚状铬铁矿床铬尖晶石的 $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) - 100 \cdot \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ 图解
1—萨尔托海, 2—索伦山和乌珠尔, 3—玉石沟, 4—大道理吉, 5—罗布莎, 6—东巧, 7—贺根山 (代表性投点)

Fig. 1. $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ versus $100\text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ diagram of picotites from podiform chromite deposits of China.

1—Sartohai; 2—Solunshan and Wuzuer; 3—Yusigou; 4—Dadaoerji; 5—Luobusa; 6—Dongqo; 7—Hegenshan.

变得更富铬更贫铝的矿物存在, 事实上没有这种矿物存在。Maural 等提供的公式^[6]与铝交代作用是相矛盾的。可能不存在铬尖晶石的铝交代作用。

高铝铬铁矿和高铬铬铁矿矿石在构造和结构上和矿物组合上几乎没有任何差异。在高铝铬铁矿矿石中, 少量绿泥石含有微量铬元素, 但这种绿泥石无法接纳假设的大量的由于交代作用而迁移出来的铬元素。

应该注意到, 在高铝铬铁矿存在的上地幔层序内, 常常分布大量的基性岩、超基性岩岩墙。这种岩墙被认为是上述交代作用的源泉^[6,7]。而笔者认为, 这种同豆荚状矿体伴随的岩墙, 正好表明高铝铬铁矿床是从一种富铝的岩浆中熔离出来的。高铝铬铁矿浆的共轭硅酸盐熔浆也必然富含铝。如果以基性熔体去交代高铬铬铁矿矿石的话, 则基性脉岩(辉长岩、橄长岩等)应更加贫铝而富铬, 实际并非如此。

此外, 上述两类造矿铬尖晶石在其它成分上也有明显的差异, 如高铝造矿铬尖晶石的 TiO_2 含量较高(0.20%~0.29%), 而高铬造矿铬尖晶石的 TiO_2 含量较低(0.04%~0.19%), 见表 1。

两类造矿铬尖晶石的存在, 明显反映出两类铬铁矿矿浆的存在。造矿铬尖晶石与其围岩副矿物铬尖晶石具不同的化学演化特点。高铬造矿铬尖晶石比其副矿物铬尖晶石更富镁, 如罗布莎和东巧(图 2); 高铝造矿铬尖晶石比其副矿物铬尖晶石更富铝^[4,8], 如贺根山和萨尔托海矿床。以上表明, 豆荚状铬铁矿床之矿石和其围岩具有不同的成因, 即其围岩为不同程度熔融的上地幔的残余, 而矿石则是矿浆的固结物。

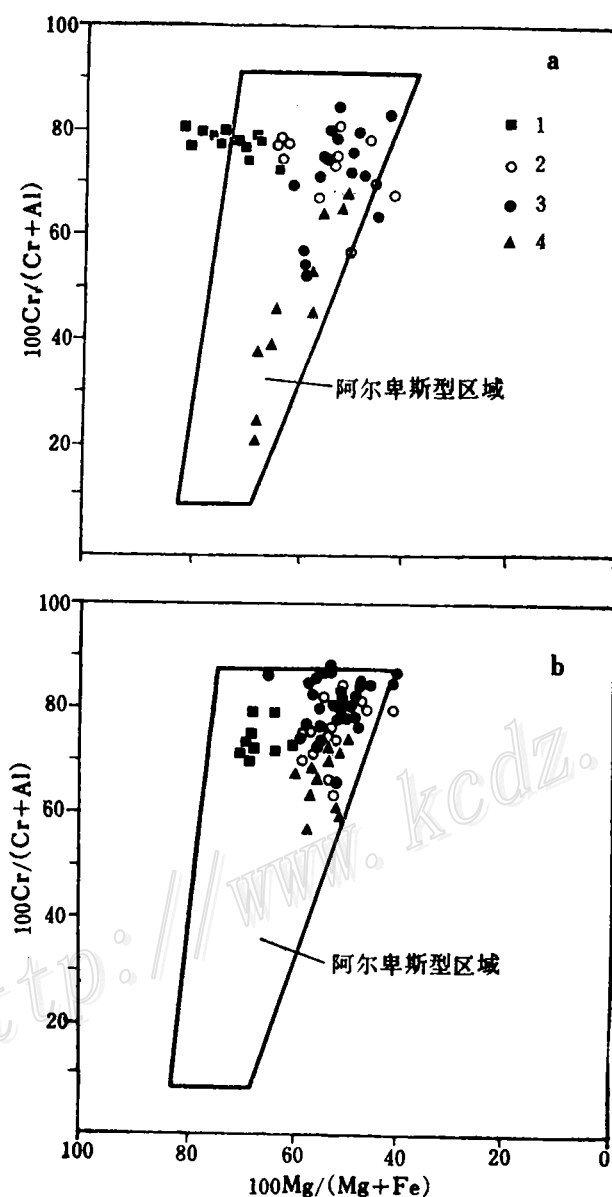


图 2 西藏罗布莎和东巧铬铁矿床造矿铬尖晶石与副矿物铬尖晶石的
 $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) - 100 \cdot \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ 图解

a—罗布莎；b—东巧；1—造矿铬尖晶石；2—纯橄岩中铬尖晶石；3—斜辉橄岩中铬尖晶石；4—二辉橄岩中铬尖晶石

Fig. 2. $100 \cdot \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ versus $100 \cdot \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$ diagram of the ore-forming picotite and the accessory picotite from the Luobushan and Dongqo chromite deposits in Tibet.

a—Luobusa; b—Dongqo; 1—Ore-forming picotite; 2—Picotite from dunite; 3—Picotite from harzburgite; 4—Picotite from lherzolite.

2 铂族元素含量及模式

铂族元素 (Pt、Pd、Rh、Ru、Os 和 Ir 或 PGE) 含量和分布模式, 在一定程度上是镁铁-超镁铁岩浆演化的灵敏指示剂。

在PGE球粒陨石标准化图解上, 豆荚状和层状铬铁矿具有不同的分布模式。中国豆荚状铬铁矿床的矿石PGE分布如图3。这些模式与世界其它典型豆荚状铬铁矿石是类似的, 即具有富集高熔点铂族 (IPGE) 而相对亏损低熔点铂族 (PPGE) 的特点。

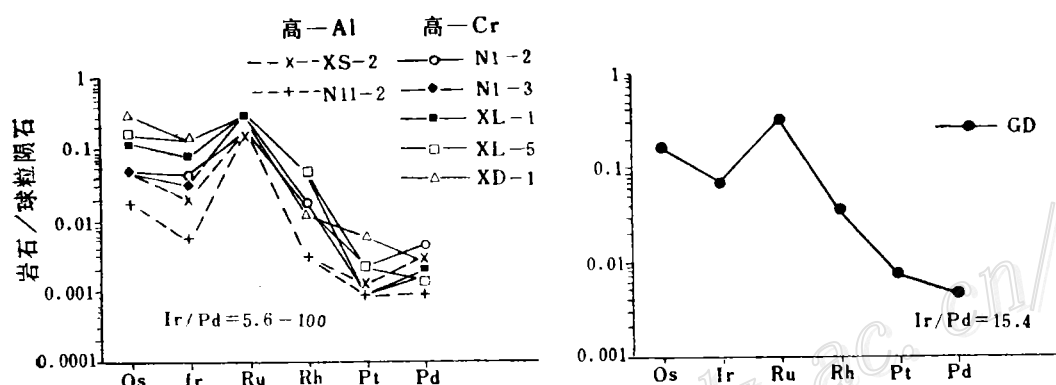


图3 中国蛇绿岩豆荚状铬铁矿的矿石PGE分布模式^①

球粒陨石标准值 (ppb): Pd 1200、Pt 1500、Rh 200、Ru 1000、Ir 500、Os 900; XS-2—萨尔托海; N11—贺根山; N1-2、3—乌珠尔; XL-1、5—罗布莎; XD-1—东巧; GD—大道尔吉

Fig. 3. Chondrite-normalized PGE diagram of ore from ophiolite podiform chromite deposits in China.

XS-2: Sartohai; N11: Hegenshan; N1-2, 3: Wuzuer; XL-1, 5: Luobusa; XD-1: Dongqo; GD: Dadaoerji.

富铬矿浆形成的矿石, 由于PGE分布相当均匀, 而使所有豆荚状铬铁矿石具有相似的分佈型式。但是在层状岩体的原始岩浆房内, 早期晶出的铬铁矿伴随高熔点PGE, 而晚期晶出的铬铁矿则伴随低熔点PGE, 因而层状铬铁矿可出现上述两种不同的分佈型式。

高铝和高铬铬铁矿石具有相似的PGE分佈模式, 但高铝铬铁矿石 (如萨尔托海和贺根山矿床) 的PGE含量明显低于高铬型矿石 (图3)。这一特点也存在于希腊和菲律宾的豆荚状铬铁矿床中^[13]。这一特点是无法用交代作用形成铝铬铁矿来解释的, 最合适的解释是: 两类不同成分的矿石分别从两种不同成分的矿浆中固化的。低部分熔融程度形成的液相比高部分熔融程度产生的液相更贫PGE而富Al。由于在上地幔部分熔融过程中, PGE的性状更趋近于耐火元素, 如Mg。必然从前者分熔出来的矿浆相对贫PGE, 而产生高铝铬铁矿石, 从后者分熔出来的矿浆则富含PGE, 并形成富铬铬铁矿石。

① 原始数据来自加拿大Saskatchewan大学地质系, 样品经镍火试金法富集, 在ICP-MS仪器上分析, 分析人周美付

3 铬铁矿浆的岩相学证据

豆荚状铬铁矿的原始构造已被广泛描述过^[1,2],最典型的构造有条带状、浸染状、块状和豆状,不同构造又可构成斑杂状构造。豆状或瘤状铬铁矿石,对于岩浆矿床而言,是铬铁矿床独有的,但是,又是蛇绿岩豆荚状铬铁矿床独有的,层状、同心状侵入体中的铬铁矿床从没有这种构造的矿石。同时,在某些豆荚状矿床内见有角砾状或球状构造的矿石,在中国和新喀里多尼亚都存在^[2,15]。铬铁矿石呈枝脉状穿插和侵入到附近围岩的现象也不鲜见^[2]。这种现象强烈反映出铬铁矿浆的存在。

豆状和瘤状铬铁矿的形成机理,历来争论很大。看来,矿瘤(最大直径可达数厘米)的边缘结晶早于中央(核)部分,矿瘤(豆)是从液相中结晶的,并非滚雪球似的形成机理,更不是任意碎块的被磨圆的机理。矿瘤(豆)形成的可能性是铬铁矿浆的球滴和不混熔的纯橄岩熔体分别结晶的^[2]。

铬铁矿体主要赋存于蛇绿岩剖面上地幔亏损橄榄岩带的一定部位,矿体常常具有一层薄的纯橄岩外壳,并且与规模不等的纯橄岩脉伴随。豆荚状铬铁矿体的形成曾被解释成基性岩浆被萃取后,铬铁矿浆沿原始岩浆通道或岩浆囊就地堆积的^[16]。

豆荚状铬铁矿体常常与纯橄岩脉伴生,这种纯橄岩的副矿物铬尖晶石与矿石的造矿铬尖晶石同属一类,或高铬或高铝。如果矿石是高铝类型铬尖晶石组成,与矿体伴随的纯橄岩壳或纯橄岩脉副矿物铬尖晶石亦为高铝型,反之亦然。表明,铬铁矿体与纯橄岩成因相关。值得指出的是,如果堆积岩为橄长岩、含长纯橄岩、橄榄辉长岩系列(晶序:Ol→Pl→Cpx→Opx),则岩体内之铬铁矿均为高铝型;如果堆积岩为单辉橄榄岩、辉石岩、辉长岩系列(晶序:Ol→Cpx→Opx→Pl或Ol→Cpx→Pl→Opx),岩体内铬铁矿石均为高铬型。所以,铬铁矿化学成分不但与纯橄岩有关,而且与堆积岩关系密切。这就是说:铬铁矿、纯橄岩和堆积岩都可被划分成两个类型,而且三者具相同成因作用的痕迹。以纯橄岩的副矿物铬尖晶石化学成分的两类型来看,与豆荚状铬铁矿伴随的纯橄岩不可能是高度熔融的残余成因,而是由熔浆结晶形成的。

豆荚状铬铁矿矿石的脉石矿物有橄榄石、单斜辉石、斜方辉石、角闪石、云母、霞石、硬玉、绿泥石、钠长石^[8]以及硅酸盐熔体包裹体^[3],有些产地的铬铁矿还含有液态包裹体^[8],这些表明铬铁矿不是高度熔融后的上地幔残余物,而是富含挥发分的贫硅铬矿浆的结晶物。铬铁矿石中的橄榄石具有高MgO特点(Fo 可达95)^[8],但橄榄石具高 Fo 并不一定表明它是高度耐火的残余^①,因为 f_{O_2} (氧逸度)控制镁铁矿物的MgO含量, Fo 相对高,反映出铬铁矿浆系统内挥发组分内 f_{O_2} 相对高^[2]。

4 豆荚状铬铁矿床成因讨论

按照部分熔融的观点,Al、Ti、Fe、Ca等元素为不相容元素,富集于液相中,而Cr、

① Kelemen 教授个人通讯, 1991

Mg 为相容元素, 富集在固相中。如果豆荚状铬铁矿石代表最高度的耐火残余, 那么只应是最富镁和最富铬而亏损Al 和 Fe 等, 然而铬铁矿石的化学成分和矿物成分并没有表现出这种规律性。

已知原始地幔岩中铬含量是很低的 (约0.3%), 要形成超过20%铬含量的矿石, 部分熔融程度应超过85%, 并且还要求铬都保留在固相中。现在还无资料表明大洋上地幔曾达到如此高的部分熔融程度。科马提岩是目前公认最富镁的原始液相, 反映的部分熔融程度大约为50%, 并以纯橄岩作为固相残余。在原始地幔岩中, 铬主要赋存于铬尖晶石和单斜辉石中。有人认为在部分熔融过程中, 铬尖晶石几乎与单斜辉石同时熔化^[6], 这一点又与其所提出的铬铁矿石是耐火残余成因的假设, 是自相矛盾。

Lago 等^[16]、Auge^[13]、Leblanc^[12]、Paktunc^[14] 等认为铬铁矿体是在岩浆管道内, 由玄武岩浆结晶分异的产物, 其成矿作用类似大陆内层状镁铁-超镁铁杂岩体的铬铁矿床。但是, 结晶分异作用只限于壳层内的层状堆积岩或蛇绿岩的堆积岩层中, 而豆荚状铬铁矿体主要赋存于高亏损橄榄岩相内, 难以用结晶分异解释其成因。

即使原始部分熔融体含铬, 但含量亦较低, 重要问题是, 熔体中低量铬是如何富集成大型铬铁矿体的?

王恒升^[2]曾以岩浆熔离说解释中国铬铁矿成因。微量铬是通过结晶分异富集于地壳和上地幔深处, 当发生熔融作用时, 熔化的岩浆和岩浆不混熔, 各自沿管道贯入形成岩脉和矿体。

如果我们考虑到堆积岩系列与铬铁矿类型的规律性的话, 我们不难提出, 与铬铁矿浆共轭的硅酸盐熔浆就是上升到地壳内形成了蛇绿岩堆积层序的熔体。这种熔体不同于玄武岩, 在化学成分上更富MgO而贫硅。由该熔体分熔出纯橄岩、橄长岩、辉长岩以及铬铁矿等成分熔体。富铬矿浆由于比重大, 多停留在岩浆通道或岩浆囊内, 原地堆积形成豆荚状铬铁矿床。由于富铬的岩浆熔体源于较高度亏损的上地幔岩, 结果豆荚状铬铁矿体主要分布于这一层序中, 但一部分堆积于堆积岩的下部层位。因而铬铁矿体不代表最高度熔融的上地幔残余物, 而是铬矿浆结晶的产物, 这种矿体与堆积岩中的相同岩石的脉岩相伴随。

本文受中国自然科学基金委员会和加拿大NSERC的联合资助, 并得到P. Robinson教授的帮助。

参 考 文 献

- 1 王恒升. 对铬铁矿床生成若干问题的探讨. 中国地质, 1962, (7)
- 2 王恒升, 白文吉, 王炳熙和柴耀楚. 中国铬铁矿及其成因. 北京: 科学出版社, 1983.
- 3 彭礼贵. 新疆西准噶尔地区阿尔卑斯型超基性岩的成因及其演化, 地质学报, 1987, (2)
- 4 白文吉, 周美付. 新疆洪古勒楞蛇绿岩中铬尖晶石的化学成分变异及其意义. 矿物学报, 1988, (4)
- 5 王希斌, 鲍佩声. 豆荚状铬铁矿床的成因, 地质学报, 1987, (2)
- 6 鲍佩声, 王希斌, 郝梓国, 彭根永. 对富铝型豆荚状铬铁矿床成因的新认识. 矿床地质, 1990, (2)
- 7 鲍佩声, 王希斌. 对大道尔吉铬铁矿床成因的新认识. 矿床地质, 1989, (1)
- 8 白文吉, 李行, Le Bel. 中国内蒙古贺根山蛇绿岩中铬铁矿床形成条件的讨论. 中国地质科学院地质研究所刊, 1985, (12)
- 9 Thayer T P. Gravity differentiation and magmatic re-emplacement of podiform chromite deposits in magmatic ore deposits. Econ. Geol., 1969, (4): 132~146
- 10 Arai S. Dunite-harzburgite-chromitite complexes as refractory residue in the Sangun-Yamaguchi zone,

- western Japan. *J. Petrol.*, 1980, 21: 141~165
- 11 Grafenauer S. Genesis of chromite in Yugoslavian peridotite, In: Klemm D D, Schneider H J. ed. *Time- and strata-bound ore deposits*, 1977, 327~351
 - 12 Leblanc M. Chromite in oceanic environment of New Caledonia. In: *Evolution of chromium ore field*. New York, 1987, 266~296
 - 13 Auge T. Chromite deposits in the Northern Oman ophiolite: Mineralogical constraints. *Mineralium Deposita*, 1987, 22: 1~10
 - 14 Paktunc A D. 1990. Origin of podiform chromite deposits by multistage melting, melt segregation and magma mixing in the upper mantle. *Ore Geol. Reiew*, 1990, 5: 211~222
 - 15 Zhou M F, Bai W J. Chromite deposits in China and their origin. *Mineral Deposita*, 1992, 27: 192~199
 - 16 Lago B L, Robinowics M, Nicolas A. Podiform chromite ore bodies: a genetic model. *J. Petrol.*, 1982, 23: 103~123

THE ORIGIN OF THE PODIFORM CHROMITE DEPOSITS

Zhou Meifu

(*Centre for Marine Geology, Dalhousie University, Halifax, Canada*)

Bai Wenji

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

Key words: chromite, origin, podiform

Abstract

The podiform chromite deposits exhibit cumulate texture and occur in the highly-depleted pyrolite of ophiolites. Nevertheless, they differ diametrically from their host rock in origin and hence are not residues after partial melting. Evidence shows that the podiform chromite deposits were formed by in-situ deposition of the upper mantle chromium-rich melt: 1) accessory picotite is obviously different from ore-forming picotite in variation trend of chemical composition; (2) there exist mineral and silicate melt inclusions in chromite deposits; 3) their PGE patterns are similar to the PGE patterns of stratiform chromite deposits formed by magmatic crystallization; 4) the mineral assemblage formed in the process of magmatic crystallization includes clinopyroxene, orthopyroxene, olivine and plagioclase. Although residual picotite might appear after partial melting, the formation of chromite deposits must have the prerequisite that the degree of partial melting should exceed 80%, but this is quite impossible in nature. There is merely a very small amount of chromium in the initial melt, and its concentration is thought to be the result of immiscibility between silicate melt and chromium-rich ore magma. Light silicate melt which might have had basaltic composition ascended to form cumulate sequences of ophiolites, whereas denser and heavier chromium-rich ore magma was either crystallized in situ or intruded into the highly depleted pyrolite and then solidified to form podiform chromite deposits.