

豆荚状铬铁矿多阶段形成过程的讨论

熊发挥¹ 杨经绥¹ 刘 钊²

(1. CARMA, 大陆构造与动力学国家重点实验室, 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;
2. 中国地质大学(北京), 北京 100083)

摘要:豆荚状铬铁矿是铬的主要来源, 是中国的紧缺矿种, 因此, 寻找一批大型铬铁矿矿床已成为解决我国对铬铁矿长期依赖进口的途径。然而对于豆荚状铬铁矿的成因, 一直以来都有较大分歧。豆荚状铬铁矿及其围岩地幔橄榄岩中大量异常地幔矿物的发现, 引起了各国地质学家对豆荚状铬铁矿成因的新一轮思考。本文着重讨论近年来国内外学者对豆荚状铬铁矿研究的最新成果和进展, 包括豆荚状铬铁矿的形态特征、产出规律、矿物化学、铂族元素(PGE)的分布模式, 铬铁矿矿石中出现的超高压矿物, 以及围岩地幔橄榄岩的演化过程等等。豆荚状铬铁矿中的铬来源于两种辉石的不一致熔融与副矿物铬尖晶石, 其形成环境可能在下地幔或者是过渡带的位置。豆荚状中含铂族元素矿物呈包裹体状和裂隙状分布, 铂族元素含量与铬铁矿形成过程中的 S 饱和程度有关, 具有多期性的特征。进而初步地拟定了豆荚状铬铁矿形成过程存在四个阶段, 分别为铬的来源阶段、铬尖晶石及超高压矿物的结晶阶段、铬铁矿的成矿阶段、铬铁矿的就位阶段, 而每一阶段的特征还需进一步细化与翔实, 并且需要对不同岩体不同产出的豆荚状铬铁矿矿床进行详细的对比研究。

关键词:豆荚状铬铁矿; 蛇绿岩; 铂族元素; 多阶段

中图分类号: P618.3 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-3657(2013)03-0820-20

铬是重要的战略物资之一, 由于具有质硬、耐磨、耐高温、抗腐蚀等特性, 在冶金工业、耐火材料和化学工业中得到了广泛的应用。世界现有的铬矿储量 74 亿 t(1995 统计数据), 可保证全球百年以上的生产与需求, 并且主要分布于南部非洲和哈萨克斯坦。中国是主要的铬铁矿石消费国, 从 1990 年以来年均消费 100 多万吨铬铁矿, 而铬铁矿一直是我国的紧缺矿种, 铬铁矿储量仅占世界储量千分之一左右, 截止 2004 年底, 全国拥有铬铁矿矿区 53 个, 矿石储量 221.33 万 t, 查明资源储量 1000 万 t, 主要分布在西藏、新疆、内蒙古三省区, 其中国内最大的罗布莎铬铁矿矿床为 700 万 t, 其次为新疆萨尔托海铬铁矿矿床为 200 万 t。且中国铬铁矿存在品位低, 矿山规模小, 冶炼成本高的特点, 铬铁矿生产能力约

22 万吨/年^[1]。致使近几年铬铁矿进口量增长显著, 每年铬铁矿需求量已经高达 90%以上依赖于进口^[2], 仅 2007 年 12 月, 中国进口铬铁矿超过 600 万 t^[3]。因此, 在全国范围内寻找一批大型的铬铁矿矿床是解决中国长期以来对铬铁矿资源进口严重依赖的最有效途径。

豆荚状铬铁矿矿床的成因一直是铬铁矿成矿理论研究的焦点, 但未达成一致的共识。

(1)20 世纪初及更早, 提出与层状铬铁矿成因一样, 为岩浆的结晶分异作用形成^[4,5]。然而豆荚状铬铁矿体所具有的独特的豆荚状结构是层状铬铁矿中所缺失的, 其形成条件是上地壳中不具备的^[6]; 豆荚状铬铁矿为沿增生板块边界延伸的岩浆袋中的堆积体, 随后作为同源包体下沉到残余地幔中^[7]; 铬铁矿

收稿日期: 2013-03-20; 改回日期: 2013-04-15

基金项目: 国家行业专项 (SinoProbe-05-02)、自然科学基金重点项目 (40930313)、自然科学基金创新群体项目 (40921001) 及中国地质调查局工作项目 (1212011121263、1212011121272) 联合资助。

作者简介: 熊发挥, 男, 1985 年生, 博士生, 矿物学、岩石学、矿床学专业; E-mail: xiongfahui@126.com。

为铬尖晶石液态熔滴聚集成矿浆,矿浆与岩浆熔离并结晶成铬铁矿^[8]。

(2)20 世纪 80 年代末期,Neary 等^[9]提出了熔融残余成因观点,认为豆荚状铬铁矿的成分与寄主橄榄岩的熔融程度有关,其 Cr# 随熔融程度的增高而增高,并认为豆荚状铬铁矿及透镜状纯橄岩代表微小的岩浆房,铬铁矿在此下沉。之后,基于对新喀里多尼亚铬铁矿的研究,将产于地幔橄榄岩中的豆荚状铬铁矿划分为 3 类,即不整合矿体、次整合矿体和整合矿体,明确地反映了豆荚状矿体的形成与大洋扩张、地幔变形组构—线理之间的关系,靠近扩张脊的不整合矿体尚未明显变形,豆荚体与线理斜交,并保存了特有的原生豆荚状结构,而整合矿体已经受强烈变形,块状矿石发育很好的拉分结构代替了原生结构^[10]。也有认为豆荚状铬铁矿形成于上地幔内小而陡的槽穴状岩浆房^[10,11],另有研究者认为铬铁矿是在“开放体系岩墙状构造”中沉淀形成,并具有复杂的岩浆动力学特征^[12];以及豆荚状铬铁矿代表耐火残余,铬铁矿的 Cr# 值随地幔岩熔融程度的增高而增高^[13];王希斌等^[14]基于对地幔橄榄岩的矿物学研究首次提出了一种新见解:豆荚状铬铁矿是原始地幔岩高度熔融再造的产物,揭示了如何从原始地幔岩的部分熔融—豆荚状铬铁矿形成的演化过程。并在赤道东太平洋大洋中脊上开展的深海钻探,首次获得了现代洋中脊环境的豆荚状铬铁矿样品^[15],直接证明了豆荚状铬铁矿可以形成于洋中脊环境。

(3)现阶段更多研究者认为岩石/熔体反应的观点更适合对豆荚状铬铁矿的解释,并提出大洋环境的俯冲带上(SSZ)(弧后盆地、岛弧及弧前环境)是豆荚状铬铁矿形成的有利环境^[16-18]。这是由于在俯冲带背景下(SSZ)上呈地幔楔状的方辉橄榄岩与 H₂O 饱和的玻安岩熔体在地幔前部发生岩石/熔体反应,并形成了富 Os-Ir 铂族元素合金的豆荚状铬铁矿^[19-27]。

(4)20 世纪 80 年代中国地质科学院地质研究所金刚石组在西藏罗布莎蛇绿岩铬铁矿中初次发现金刚石^[28]。随后在罗布莎铬铁矿和世界典型铬铁矿矿床乌拉尔铬铁矿地幔橄榄岩和铬铁矿中相继发现除金刚石外的更多地幔超高压矿物,包括在罗布莎矿区发现呈斯石英假象的柯石英^[29],和铬铁矿中出溶柯石英^[30],在铬铁矿和围岩方辉橄榄岩中也发现金刚石等超高压矿物^[31,32],进而提出了豆荚状铬铁矿

可能形成于深部的观点(>300 km)^[29,31]。基于罗布莎不同类型矿石中的穆斯堡尔谱分析后,Ruskov 等^[33]认为致密块状铬铁矿经历了超高压相的过程,而 Arai 认为超高压铬铁矿的形成是深部循环的成因,低压相的铬铁矿通过对流进入地幔,并且以物质循环的模式再次出现在洋中脊^[34]。

地幔橄榄岩岩石和铬铁矿矿石的地球化学特征显示豆荚状铬铁矿可能形成于浅成(30~40 km)环境,而又在地幔橄榄岩和豆荚状铬铁矿中有地幔超高压矿物的发现(>300 km),由此我们对传统的豆荚状铬铁矿的成因提出了诸多问题:铬铁矿为什么会成为异常矿物群的载体,铬铁矿的成因是否一定是浅成?铬铁矿的成因和异常矿物群的来源及成因是什么关系?矿体是来自于与围岩的反应,还是两者间为截然的关系?高铬型和高铝型铬铁矿的成因关系?以及豆荚状铬铁矿中为什么会富集铂族元素?为了能够逐步地解答上述的疑问,重建豆荚状铬铁矿的成矿模式,细分豆荚状铬铁矿的过程。因此,有必要对国内外豆荚状铬铁矿的研究现状进行综述,从宏观对比的角度着手,对不同产出状态的铬铁矿进行研究,分析铬铁矿与围岩间的相变关系,以及铬铁矿的形成过程,着重整理了豆荚状的成因及其所含铂族元素的特征,对铬铁矿的成矿阶段进行初步的拟定。

1 铬铁矿的分布特征

世界上原生铬铁矿床主要包括两种基本类型:一是产于 MOHO 面以上堆晶岩中的层状(或似层状)铬铁矿,类似于 Hess 划分的层状火成杂岩中的铬铁矿^[35],此类铬铁矿通常位于前寒武纪稳定大陆地台的层状镁铁—超镁铁杂岩体内。层状铬铁矿床所在镁铁—超镁铁层状侵入杂岩通常下部以超基性岩为主,上部以基性岩为主,一般在岩体底部发育高温的铬铁矿,中间依次发育铜镍和铂族矿物矿床,钒钛磁铁矿一般在较上部出现^[36]。杂岩体内产出的铬铁矿也具典型岩浆堆晶层理,矿层由浸染状和块状铬尖晶石集合体与橄榄石和辉石等造岩矿物构成,常常形成彼此互相平行的稳定延伸的矿层,也与层状火成岩平行,极少遭受变形改造。铬铁矿层的厚度可自 1 cm 至 1 m 以上不等,矿层稳定,延伸较远,可达数十千米以上,这类矿床在中国至今尚未发现;另一类是产于 MOHO 面以下地幔橄榄岩中的豆荚

状铬铁矿,也称为阿尔卑斯型铬铁矿矿床^[37],与蛇绿岩地幔橄榄岩体密切伴生。主要见于显生宙以来各造山带中,少数见于前寒武纪稳定地区,是蛇绿岩的特征性矿产之一。豆荚状铬铁矿的特征与层状铬铁矿迥然不同,矿体侧向延伸有限,其形态非常不规则,可以呈透镜状、板状和宽窄不等的脉状等,但以断续出露的豆荚状为最典型特征,故以此得名。矿石具有独特的豆状和球状结构,铬铁矿变形构造明显,如拉分构造及线理等,铬铁矿常由粒度不同的他形晶粒组成,并具有位错及亚晶粒等一系列变形特征,在矿体的边部普遍有一定厚度的纯橄岩外壳^[37]。

层状铬铁矿床规模巨大,总储量占世界储量的70%以上,零星分布于稳定的克拉通区域,该类型最著名的几个矿床包括南非的布什维尔德(Bushveld)、津巴布韦的大岩墙(Great Dyke)、美国

的斯蒂尔沃特(Stillwater)、巴西巴伊亚州的坎坡莫索、印度奥里萨邦的库塔克、芬兰的凯米(Kemi)等铬铁矿床^[35,38-41](图1)。其中布什维尔德杂岩体是世界最大的层状铬铁矿矿床,同时也是世界上最大的铂族矿床;而豆荚状铬铁矿在全球呈不均一的分布,主要产在喜马拉雅—阿尔卑斯造山带、地中海周围、中东、东南亚、北美西部等地。典型的豆荚状铬铁矿产在哈萨克斯坦、俄罗斯、古巴、纽芬兰、日本、新喀里多尼亚、菲律宾、澳大利亚、印度、巴基斯坦、伊朗、土耳其、阿曼、西班牙、希腊、阿尔巴尼亚、南斯拉夫、芬兰、埃及、沙特阿拉伯、摩洛哥、埃塞俄比亚及中国西藏、新疆、内蒙古等地的蛇绿岩地幔橄榄岩内^[12,18,24,42-45]。其中最著名的为乌拉尔山最南端的肯皮尔赛铬铁矿床储量已超过3亿t^[24,46],俄罗斯极地乌拉尔的拉依兹等矿床远景储量约6亿t^[47],其他还有

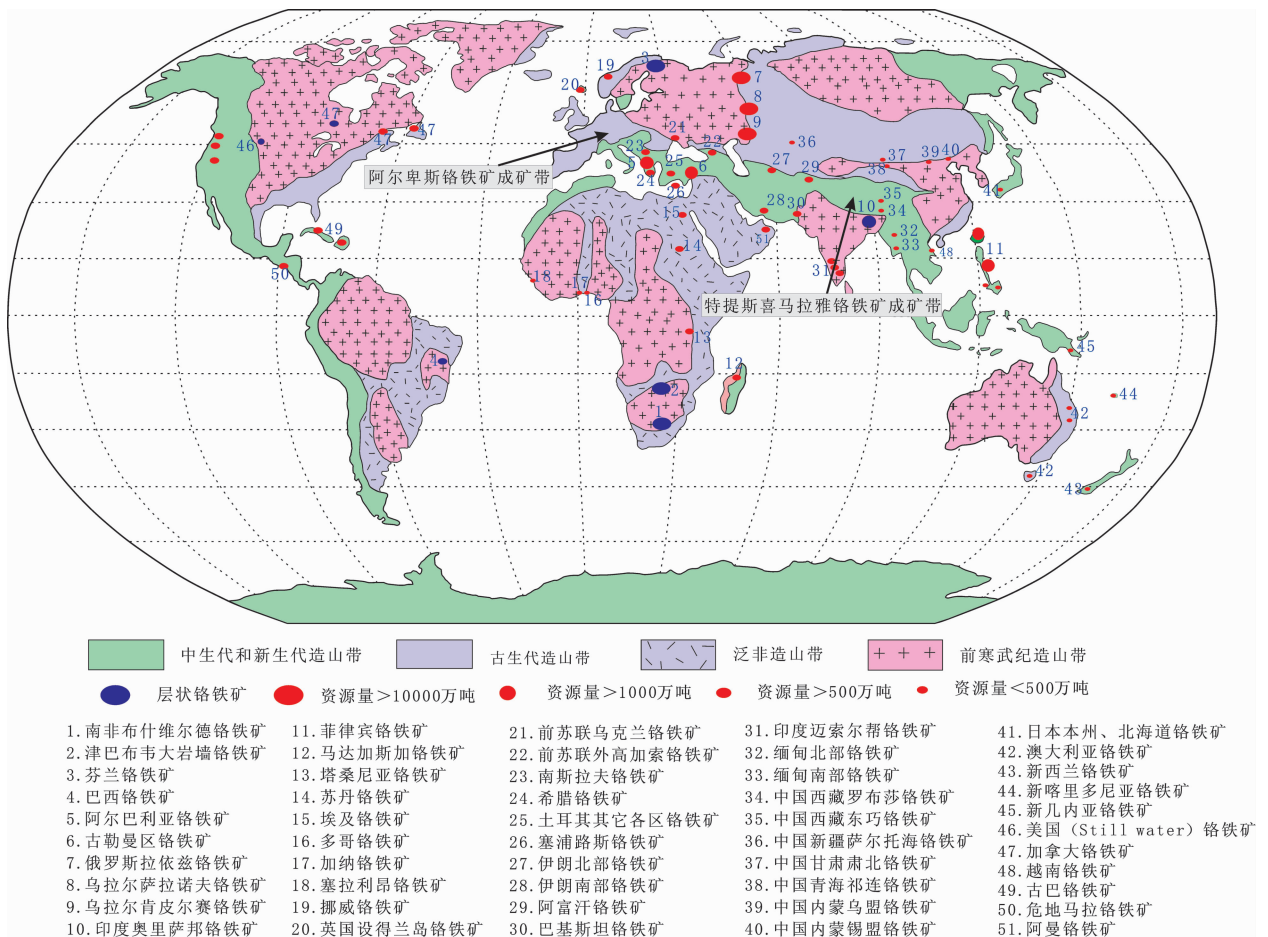


图1 世界主要铬铁矿矿床分布
Fig.1 Distribution of most important chromitite deposits in the world

一些规模较大的同类型矿床(表 1)。

2 豆荚状铬铁矿矿床特征

豆荚状铬铁矿床主要赋存于地幔橄榄岩中,而地幔橄榄岩普遍被认为是蛇绿岩套底部组成部分。因此,对豆荚状铬铁矿床形成环境的探讨必然涉及到对蛇绿岩的形成环境认识。1972 年 Penrose 会议定义了典型的蛇绿岩剖面自上而下由含放射虫的硅质岩、枕状熔岩、辉绿岩墙、均质辉长岩、堆积杂岩和变质橄榄岩组成。豆荚状铬铁矿产于蛇绿岩的地幔橄榄岩中,常保留丰富的上地幔岩浆活动痕迹及后期高温变形构造。铬铁矿赋存于蛇绿岩中的两个层位中,一是堆积杂岩底部的橄榄岩中,二是 MOHO 面以下的橄榄岩中。前者通常形成小型铬铁矿床,而后者多形成具工业价值的豆荚型铬铁矿床。

蛇绿岩是豆荚状铬铁矿的专属岩石,也是大陆造山带中残存的古代大洋岩石圈残片,记录了大洋岩石圈的岩浆演化、变质作用、构造过程,提供了古洋盆形成、发展和消亡等方面的重要信息。其形成环境主要包括两类,一为形成于大洋扩张脊(MOR 型),二为板块俯冲消减带上的岛弧及大陆边缘小洋盆等多种构造环境中(SSZ 型)^[16]。然而随着近年来对蛇绿岩的深入研究,认为蛇绿岩在形成和构造成就位的过程受到不同阶段的部分熔融作用、熔体淬取、岩石-熔体反应和地幔交代等多种作用的影响^[48-52],在地球化学性质上会造成元素富集或亏损^[52-54],以至于目前常可见不同类型的地幔橄榄岩(MOR 型地幔橄榄岩和 SSZ 型地幔橄榄岩)可以并存于一套蛇绿岩中^[55-57]。

与蛇绿岩形成环境的观点类似,豆荚状铬铁矿床形成环境目前也存在争论,但大多数学者认为俯

冲带之上是豆荚状铬铁矿形成最有利的构造环境(SSZ)^[16,22,23,58]。在日本岛弧西南部新生代 Takarashima 碱性玄武岩内发现有豆荚状铬铁矿捕虏体,并且具有典型的仅产于蛇绿岩地幔橄榄岩中的豆状结构,表明日本岛弧的上地幔中存在有豆荚状铬铁矿,直接证明了豆荚状铬铁矿可以形成于岛弧环境^[59]。另有在赤道附近东太平洋扩张脊大洋深钻中找到了原位铬铁矿,证明豆荚状铬铁矿也可以形成于现代大洋扩张中心,其铬尖晶石 $Cr\#=[100 * Cr/(Cr+Al)]$ 介于 50~60,且铬尖晶石中常见含 $TiO_2(2\%)$ 的小颗粒状含水矿物包体,如金云母和韭闪石等^[15]。铬铁矿作为深部地幔超高压异常矿物载体的发现^[31,60-63],扩大了对铬铁矿形成环境的了解,铬铁矿的形成环境可以位于过渡带(410~600 km),甚至下地幔的位置^[60-63]。综上所述,世界上可知的铬铁矿主要产于下面这三种环境中,MOR、SSZ 和地幔过渡带,然而无论形成于 MOR 还是 SSZ 环境的蛇绿岩及其地幔橄榄岩中的豆荚状铬铁矿均被认为是在上地幔浅部,局部熔融发生在大洋下 60~100 km 深度^[64],或者俯冲带上 <50 km 的深度^[23]。因此,铬铁矿的形成环境的最大差别还在于浅成和深成的环境。

对比全球蛇绿岩区的豆荚状铬铁矿的地质特征发现,它们之间有较多的共性,可以简要概括为如下几点:①豆荚状铬铁矿矿体形态独特,明显不同于层状铬铁矿稳定延伸的层状特征,而多呈狭窄的扁豆状、透镜状、岩墙状,由于压扁拉长褶皱变形,构造形态不规则而且分布无规律^[10-12,37,65],其宏观构造特征类似变质变形构造。矿体横向上延伸有限,最大长度很少大于几十米,厚度多小于 5 m。在同一蛇绿岩中零散分布的豆荚状铬铁矿体可达数十到上百个,并且具有相对一致的矿物成分与矿石结构。豆荚状

表 1 世界部分超大型蛇绿岩型铬铁矿矿床

Table 1 Some of the largest chromitite deposits in the world

矿床名称	国家	类型	岩体规模/km ²	储量/亿 t	岩体时代
卡马圭铬矿床,Camaguey	古巴	蛇绿岩型	1200	0.317	中生代
阿科杰, Acoje	菲律宾	蛇绿岩型	4500	0.25	中生代
布尔奇泽, Bulqiza	阿尔巴尼亚	蛇绿岩型	352	0.21	中生代
古里曼-索利达, Guleman-Soridag	土耳其	蛇绿岩型	200	0.61	中生代
新喀里多尼亚 New Caledonia	法国	蛇绿岩型	8000	0.25	中生代
萨拉诺夫, Saranov	俄罗斯	蛇绿岩型	1950	1.06	古生代
拉依兹, Ray-IZ	俄罗斯	蛇绿岩型	400	1.9	古生代
肯皮尔赛, Kempirsai	哈萨克斯坦	蛇绿岩型	1000	2.7	古生代

铬铁矿还普遍显示他形,以区别于自形较好的层状铬铁矿;②世界各地含铬地幔橄榄岩岩体因经历了不同程度的部分熔融作用而具有明显的垂直分带特征,即在剖面上从下到上随着部分熔融程度的不同,依次为二辉橄榄岩→方辉橄榄岩→纯橄岩,具有上部偏基性、下部偏酸性的特征,这与蛇绿岩套中莫霍面上部岩性具有下部偏基性、上部偏酸性的特征明显不同^[66];③豆荚状铬铁矿大多出现于蛇绿岩套的辉长质堆晶岩与地幔橄榄岩界面(莫霍面)以下1000~1500 m的垂直深度范围内,它们多呈不规则形态出现于方辉橄榄岩内。这一位置被认为是大洋地壳与亏损上地幔之间的过渡带^[67],常在不同介质内发生强烈的岩浆动力作用过程,涉及地幔熔体的形成、聚集、渗滤及其向上迁移,以及高温构造变形,包括纯橄岩经历的强烈剪切变形,发生强烈的熔体/地幔岩作用及高温固态变形,在地幔橄榄岩内出现与豆荚状铬铁矿形成相关的多种小型岩脉^[11,12,18,21];④豆荚状铬铁矿床的一个最明显特征是其主要赋存于以方辉橄榄岩中,或赋存于以方辉橄榄岩为主的地幔岩之上的壳-幔转换带的纯橄岩中^[65,68],矿体仅产于几乎不含单斜辉石的方辉橄榄岩中,如东阿尔卑斯带的希腊、塞浦路斯、土耳其以及伊朗等,而二辉橄榄岩中几乎不含豆荚状铬铁矿床,即便在有大量纯橄岩存在的情况下,以二辉橄榄岩占主要地位的橄榄杂岩体中也很少产出豆荚状铬铁矿床^[69]。

豆荚状铬铁矿床按矿石化学成分可分为高铝($Cr\#$ 值为20~60)和高铬($Cr\#$ 值为60~80)两类^[70]。两类铬铁矿床在构造、结构及矿物组合方面几乎没有差异,但铬尖晶石在化学组分上有很大的差别,如萨尔托海和贺根山高铝造矿铬尖晶石的 TiO_2 含量较高(0.18%~0.28%),而高铬造矿铬尖晶石的 TiO_2 含量较低(0.08%~0.24%)。因存在如此差异,周美付等解释为两种不同类型的铬铁矿来源于不同的铬铁矿岩浆^[71],但也有认为高度的耐火残余是高铬型铬铁矿形成的观点,而高铝型的铬铁矿多为铝交代的结果^[42,66]。此外,近两年来笔者对国内现有的几个铬铁矿床进行系统采样和对比研究,各矿床致密块状铬铁矿中铬尖晶石的化学组分见表2。在中国几个主要铬铁矿床中,高铬型铬铁矿有罗布莎、普兰、东波以及东巧、玉石沟等,而贺根山、萨尔托海等为高铝型铬铁矿,值得关注的是在普兰和东波岩体中既有高铬型铬铁矿又有高铝型铬铁矿的特征(图2),且高铝型的铬

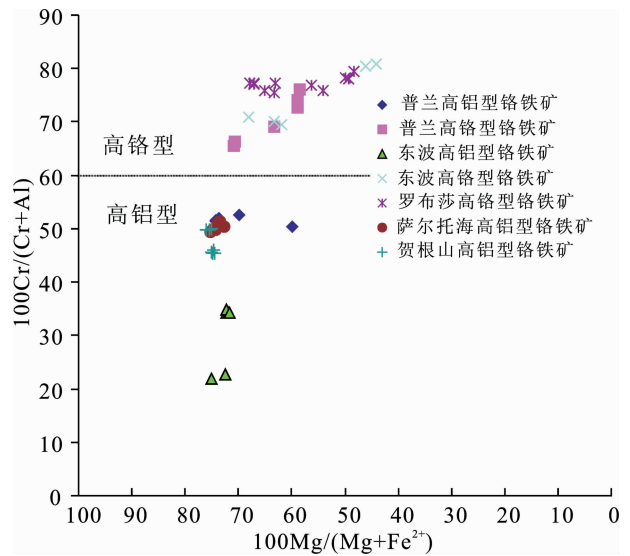


图2 中国主要不同铬铁矿矿床的铬尖晶石的 $Mg\#$ [$Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe)$]- $Cr\#$ [$Cr\# = 100 \times Cr / (Cr + Al)$]图解
Fig.2 Spinel $Mg\#$ - $Cr\#$ diagram of the main chromitite deposits in China

尖晶石中 TiO_2 含量明显低于萨尔托海及贺根山的含量,这对铬铁矿的成因研究提供较好的例子,是否表明普兰和东波岩体经历了不同期次的演化过程,以及豆荚状铬铁矿分类的重新审视。

3 豆荚状铬铁矿中铬的来源及聚集

地幔橄榄岩为豆荚状铬铁矿的专属岩石,豆荚状铬铁矿与纯橄岩-方辉辉橄岩杂岩带紧密伴生,因此形成铬铁矿所需的铬可能主要来自地幔橄榄岩本身^[72]。并且地幔及地壳中铬的丰度值表明,地幔及球粒陨石中的铬含量远远高于地壳,说明铬铁矿中的铬主要来自原始地幔。原始地幔岩中的含铬矿物主要包括:铬尖晶石、铬透辉石、顽火辉石,它们能在局部熔融时释放出铬^[13,73]。铬尖晶石的含铬量最高(Cr_2O_3 为8.22%~34.87%),其次为单斜辉石(Cr_2O_3 多在0.76%~1.44%),斜方辉石含铬最低(Cr_2O_3 为0.31%~0.94%)^[74]。以至于普遍认为形成铬铁矿所需的铬主要应来自地幔橄榄岩中的副矿物铬尖晶石和两种辉石^[12,14,73]。并且实验岩石学可知天然二辉橄榄岩在2000 MPa和3500 MPa下所做的无水实验证明(图3),随着熔融程度的增高,矿物相将遵循尖晶石(或石榴子石)→单斜辉石→斜方辉石的顺序消失,最终的残余相为橄榄石。部分熔融程度由二辉橄榄岩→方辉橄榄岩→纯橄岩依次递增^[75]。铬透辉石

表 2 中国不同铬铁矿床矿石中代表性造铬尖晶石电子探针分析结果 (%)
 Table 2 Representative electron microprobe analyses of spinel from the main chromitite deposits in China (%)

类型	测点号	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MgO	MnO	NiO	CaO	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Cr#
普兰高	10y-13A.2	43.51	26.28	0.12	14.41	15.81	0.23	0.09	0.03	0.06		0.01	100.5	69.83	52.62
	10y-13A.4	41.34	25.95	0.02	14.41	16.6	0.22	0.22		0.1		0.01	98.9	74.23	51.66
	10y-17.191	40.35	26.75	0.04	18.71	13.24	0.27	0.06		0.06			99.5	59.92	50.29
铁矿	10y-13B.57	42.39	26.98	0.08	13.92	17.01	0.21	0.09		0.1	0.02		100.8	74.16	51.3
	10y-13B.58	42.79	26.61	0.08	13.43	16.65	0.21	0.12		0.13			99.9	73.62	51.88
普兰高	L-43-1.20	52.19	17.75	0.08	14.64	15.41	0.25	0.12		0.09		0.02	100.5	70.64	66.35
	L-43-2.1	52.01	18.28	0.07	13.89	15.47	0.23	0.05		0.01	0.02		100	70.93	65.6
	L-43-3.35	53.45	16.02	0.1	16.85	13.53	0.27	0.07		0.08		0.01	100.4	63.27	69.11
铁矿	11Y-401-10.1	55.28	13.91	0.08	17.76	12.26	0.29	0.24	0.12	0.06	0.01		100.1	58.89	72.72
	11Y-401-12.3	56.72	11.95	0.13	18.18	12.03	0.35	0.2		0.01			99.6	58.4	76.09
	11Y-401-12.6	56.29	13.17	0.09	18.09	12.29	0.35	0.15		0.02	0.04		100.5	58.81	74.13
东波高	11Y-31.1	19.98	47.68	0.04	13.8	18.66	0.15	0.3	0.01	0.04	0.01		100.7	75.15	21.93
	11Y-31.2	20.51	46.82	0.05	14.18	17.73	0.14	0.29		0.02	0.03		99.8	72.49	22.71
	11Y-183.1	29.93	38.62	0.11	14.36	17.31	0.16	0.18		0.01	0.03		100.7	72.3	34.2
铁矿	11Y-183.2	30.1	38.62	0.1	14.23	17.11	0.2	0.26				0.01	100.6	71.79	34.32
	11Y-183.3	30.48	38.16	0.05	13.73	17.11	0.17	0.22	0.01	0.01			100	72.26	34.88
	11Y-183.4	30.04	38.66	0.1	13.91	17.03	0.18	0.21		0.01			100.1	71.65	34.26
东波高	11Y-35.1	56.03	16.06	0.08	14.72	13.53	0.35	0.07		0.02	0.03	0.02	100.9	63.24	70.05
	11Y-35.2	56.48	15.54	0.12	13.44	14.68	0.24	0.08		0.01	0.01		100.7	68.13	70.91
	11Y-35.3	55.09	16.2	0.12	15.36	13.2	0.31	0.06		0.01			100.4	61.92	69.52
铁矿	11Y-35.4	54.85	8.71	0.13	26.3	8.83	0.43	0.13					99.4	44.14	80.86
	11Y-35.5	55.47	9.1	0.14	24.97	9.24	0.41	0.08		0.02	0.04		99.5	46.01	80.35
	11Y-900.1	58.21	11.5	0.15	15.03	14.13	0.29	0.15		0.03			99.5	63.03	77.25
高铬型	11Y-900.2	59.17	11.8	0.16	13.53	15.27	0.21	0.11			0.02		100.3	67.12	77.09

续表 2

类型	测点号	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO	MgO	MnO	NiO	CaO	SiO ₂	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg#	Cr#
	11Y-900.3	59.36	11.77	0.16	13.07	15.15	0.26	0.06	0.02	0.02			99.9	67.81	77.18
	11Y-900.4	59.35	11.7	0.2	13.15	14.68	0.23	0.06		0.01	0.03		99.4	67.08	77.29
	11Y-900.5	57.27	9.96	0.21	20.64	10.75	0.33	0.12					99.3	48.39	79.42
罗布莎高	11Y-900.6	56.9	10.76	0.22	20	10.71	0.32	0.07		0.04			99	49.35	78.01
铬型铬铁	11Y-900.7	56.84	10.57	0.16	20.01	11.02	0.33	0.04		0.02			99	49.82	78.3
矿	11Y-900.8	56.46	12.06	0.23	18.32	11.85	0.34	0.06		0.02		0.02	99.4	54.02	75.86
	11Y-900.9	57.8	12.36	0.24	13.96	14.34	0.28	0.16					99.1	65.03	75.83
	11Y-900.10	58.32	12.66	0.21	14.43	13.7	0.28	0.1	0.01	0.01	0.01	0.01	99.7	63.33	75.56
	11Y-900.11	54.99	11.07	0.26	17.23	12.3	0.32	0.08	0.01				96.2	56.34	76.92
	910.34	41.6	26.49	0.22	14.9	16.81	0.24	0.14				0	100.4	73.54	51.29
萨尔特海	910.35	41.33	26.66	0.25	14.64	16.91	0.23	0.12		0.02			100.2	73.93	50.97
高铝型铬	910.46	40.75	26.98	0.21	14.4	16.42	0.23	0.18				0	99.2	72.72	50.32
铁矿	910.47	40.59	27.44	0.28	14.57	17.04	0.26	0.16		0.02		0.02	100.3	74.19	49.8
	910.48	40.15	27.61	0.24	14.23	17.26	0.23	0.23		0.02		0	100	75.35	49.37
	910.49	40.45	27.4	0.22	14.4	17.16	0.19	0.22		0.03	0.03	0.01	100.1	74.91	49.75
贺根山高	1022.23	37.4	30.22	0.25	14.19	17.17	0.21	0.17		0.1	0.02		99.7	74.36	45.35
	1022.24	37.25	29.97	0.18	14.09	17.13	0.22	0.22		0.05	0.02		99.1	74.78	45.46
贺根山高	1022.25	37.37	29.89	0.25	14.77	17.42	0.24	0.1	0.01	0.05	0.07		100.2	75	45.6
铝型铬铁	1022.26	37.82	29.75	0.27	14.47	17.31	0.22	0.17		0.02			100	74.74	46.01
矿	1014.27	40.71	27.27	0.24	14.21	17.21	0.22	0.18		0			100	75.08	50.03
	1014.28	40.46	27.27	0.23	14.14	17.26	0.25	0.19		0.04	0		99.8	75.5	49.88
	1014.29	39.89	27.06	0.25	14.32	17.29	0.25	0.23		0	0		99.3	75.97	49.71

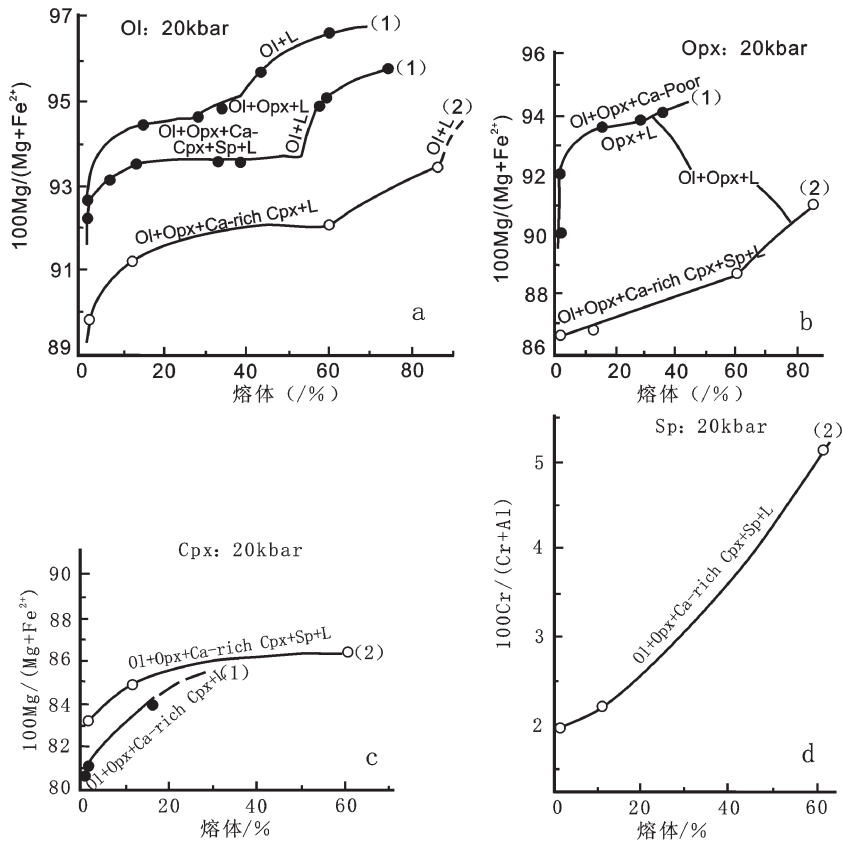


图 3 Ol、Opx、Cpx、Sp 成分随熔融程度的变化^[82]

Ol-橄榄石;Opx-斜方辉石;Cpx-单斜辉石;Sp-铬尖晶石

Fig.3 Compositional evolutionary trend of minerals (Ol, Opx, Cpx, Sp) with the intensification of melting

经不一致熔融产生铬尖晶石和熔体，从而释放出晶格中的铬，并伴有橄榄石的形成^[7,76,77]；顽火辉石的熔融实验表明，在无水条件下，低于 $3 \times 10^8 \text{Pa}$ ，或饱和水条件下由 $0 \sim 30 \times 10^8 \text{Pa}$ 均可发生不一致熔融转变成橄榄石^[78,79]，这与镜下常见的顽火辉石的熔融残余结构和铬尖晶石的出溶在斜方辉石一致^[14]。铬尖晶石和单斜辉石几乎能同时熔化，由于铬的耐火性状致使铬尖晶石熔滴基本上未进入玄武质熔体，大部分仍留在地幔残余中，与辉石中的出溶的铬尖晶石一起参与成分的再造^[80,81]。类似于随着方辉橄榄岩中辉石的逐渐熔融减小，辉石中的铬以铬尖晶石的形式释放，而呈细小的液滴状或蠕虫状与辉石伴生，且随地幔岩熔融程度的增高，逐渐聚集形成铬铁矿的过程等^[82]。在地幔橄榄岩的演化过程中随着熔融程度的增高，岩石也依次由二辉橄榄岩→方辉橄榄岩→纯橄岩变化。与此同时，各类造岩矿物和副矿物铬尖晶石都要经历调整和再造，其中包括两个演化系列：

一个是三种造岩矿物(橄榄石、斜方辉石、单斜辉石)随熔融程度的增高逐渐向富镁的方向演化，表现为 Mg\# 值的升高，另一个是副矿物铬尖晶石逐渐从原始地幔岩中低铬的尖晶石变成富铬、贫镁的造矿铬尖晶石，表现为 Cr\# 值的升高和 Mg\# 值的降低，类似于图 4 中的从 I、II 至 III 区的变化。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。因此，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，这似乎可以用来解释高铬的豆荚状矿床的来源^[14]。然而从图 4 可知，罗布莎高铬型铬铁矿床中矿石的 Mg\# 却是最高值，表现为从纯橄岩外壳中铬尖晶石成分区(IV)至造矿铬尖晶石成分区(V) Cr\# 基本不变，而 Mg\# 增加的过程。铬铁矿的围岩中副矿物铬尖晶石与铬铁矿中造矿铬尖晶石的形成过程 Mg\# 呈负相关性，所以这无法用简单的耐火残余部分熔融的观点来解释。Zhou 等^[20-22]指

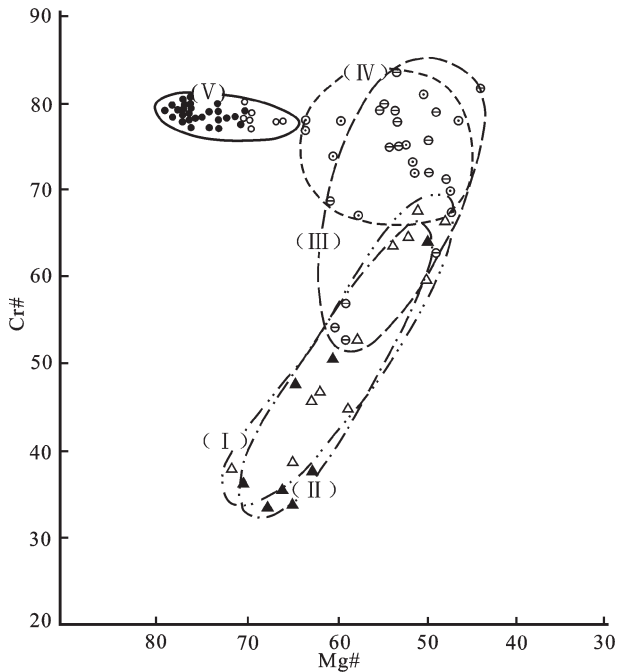


图4 罗布莎铬铁矿中副矿物铬尖晶石、造矿铬尖晶石成分演变趋势^[14,66]

I - 远矿斜辉辉橄岩中铬尖晶石成分区; II - 近矿斜辉辉橄岩中铬尖晶石成分区; III - 纯橄岩透镜体中铬尖晶石成分区; IV - 纯橄岩外壳中铬尖晶石成分区; V - 造矿铬尖晶石成分区, 空心圆为浸染状矿石, 实心圆为瘤状和块状矿石

Fig.4 Accessory spinels of all subtypes of peridotites and chromitites in the Luobusha chromitite deposit

I - Picotite in harzburgite far away from the chromitite; II - Picotite in near-ore harzburgite; III - Picotite in lenticular dunite; IV - Picotite in the outer crust of dunite; V - Picotite in chromitite, hollow circle are disseminated chromitite, solid circle are nodular and massive chromitite

出: 形成铬铁矿所需的铬同源来自于在俯冲带的环境下, 斜方辉石和单斜辉石熔融后形成的富水玻安岩熔体与方辉橄岩反应, 致使方辉橄岩的辉石中的铬出溶聚集。所以其铬的来源同样为斜方辉石、单斜辉石及铬尖晶石, 只是认为其形成的环境与机制不同; 但与上述不同的是, 白文吉等^[60]研究认为: 罗布莎铬铁矿床应形成于地幔过渡带 (410~600 km), 并且过渡带中的八面体硅酸盐则是 Cr 元素的主要载体, Cr_2O_3 含量较高与 Cr^{3+} 具有八面体优先占位特征而最易进入八面体位置相关; 当过渡带中八面体硅酸盐熔融解体时, 即释放出大量的 Cr_2O_3 和 MgO 组成高铬铬尖晶石层, 并由底辟作用运移到上地幔, 进而认为铬铁矿对于地幔橄岩而言是外来矿块, 铬铁矿中地幔超高压矿物的发现即可证明这

一点。另有在罗布莎地幔橄岩内, 粗粒橄岩中常见发育大量铬尖晶石的出溶结构, 这是否表明在较高压力条件下, 铬已经进入橄岩的晶格, 与 Moriwake 等证实那样在晶格中的空位进行了替代 $4\text{Cr}^{3+} \leftrightarrow \text{Si}^{4+} + \Delta$ (Δ : 晶格中的空位), 随后在压力降低时出溶的结果^[83]。

因此, 按地幔的平均成分为二辉橄岩以及地幔的不均一性来看, 铬铁矿中铬应来源于副矿物铬尖晶石和两种辉石, 甚至部分橄岩。只是铬的出溶机制与环境可能在不同的阶段而有所差别。当原始地幔岩高度熔融时, 在纯橄岩-方辉辉橄岩杂岩带内, 细粒而分散的副矿物铬尖晶石和从原始地幔岩的辉石中出溶的铬尖晶石经熔化得以初步富集^[12,14]。纯橄岩-方辉辉橄岩杂岩带是一个高温剪切流变带, 岩带内的橄岩显示某些剪切流变的微观证据, 如扭折带、拉开构造、变晶结构、亚晶粒及位错构造^[42,67]。当熔融程度进一步增高时, 分散在纯橄岩中的铬尖晶石逐渐熔化形成分开的熔滴。铬熔滴的聚集借助于地幔剪切流, 在剪切带塑性流起主要作用^[84]。随着熔融程度的进一步提高, 在挥发分和水的参与下, 由于剪切流的作用小的富铬熔滴可聚集成大的矿浆囊。聚集的程度取决于熔融程度和剪切变形强度。熔融程度愈高, 剪切流愈强, 则聚集程度就愈高。所以, 豆荚状铬铁矿的富集和地幔塑性变形是准同时的^[82], 豆荚状铬铁矿的最终富集过程应该是至少在上地幔区域内。然而在铬铁矿中超高压矿物的发现^[29,30-32], 使作为超高压矿物载体的铬铁矿, 其形成环境也有可能来源于下地幔或过渡带。所以富铬尖晶石有可能在下地幔或过渡带就已经形成, 并且在深部地幔就已初步富集, 而与在洋中脊或者上地幔部分熔融所形成的铬铁矿不同, 包括后来浅成俯冲带上的岩石/熔体的反应过程的铬铁矿。

4 豆荚状铬铁矿成因讨论

豆荚状铬铁矿的岩浆结晶分异成因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, 其成矿作用类于似层状镁铁-超镁铁杂岩体的铬铁矿床^[11,85-86]。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岩相内, 所以这种观点无法解释其成因。

豆荚状铬铁矿的耐火残余的观点认为豆荚状铬

铁矿石代表最高度的耐火残余,其应是最富保存在固相中的Cr、Mg等相容元素,应最亏损Al、Ti、Fe、Ca等不相容元素,但是造铬尖晶石的化学成分和矿物成分却并没有这种规律性,因此,耐火残余的观点也并不能解释这些现象。此外,虽然原始地幔岩中铬含量虽然比地壳中要高,但仍为很低的含量(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。目前已经发现在东太平洋中脊及日本碱性岩中的捕虏体豆荚状铬铁矿,其部分熔融程度为30%左右,矿石类型为细粒豆荚状^[15]。因此,如何提高岩石的部分熔融程度对铬铁矿形成起至关重要的作用。耐火残余的观点持有者认为豆荚状铬铁矿矿石中含水矿物及流体包裹体的出现表明其部分熔融程度可以达到较高的程度,包括在东太平洋洋中脊的豆荚状铬铁矿内发现富含Na-Ti的含水矿物包体^[15],以及阿曼豆荚状铬铁矿由均一的玄武岩质岩浆结晶形成^[87]。并且认为H₂O及流体参与了地幔熔融作用和铬铁矿的成矿作用,特别是H₂O的加入大大地降低了橄榄石的熔点,致使岩石的部分熔融程度显著提高。另外,水(流体)的参与不仅促进了斜方辉石相转变成更多的橄榄石,也促进了橄榄石熔化进入岩浆,这也许能较容易地解释豆荚状铬铁矿中较高的部分熔融程度问题和地球化学元素的富集。

岩石/熔体反应的观点认为豆荚状铬铁矿不在MOR环境形成,而是在俯冲带(SSZ)由富H₂O流体熔融形成的玻安岩与地幔楔中方辉橄榄岩反应形成^[19-27]。对这一观点论述,不同的学者看法有所不同。玻安岩是一套岩石中具有高MgO的安山熔岩特征^[19-27]。“玻安岩、岛弧拉斑玄武岩和钙碱性岩”称为“玻安岩系列”^[88]。玻安岩的特征是:富MgO(9%~25%),高Mg#(0.55~0.83)、Cr(200×10^{-6} ~ 1800×10^{-6})、Ni(70×10^{-6} ~ 450×10^{-6}),低TiO₂(0.1%~0.5%),中等SiO₂,富H₂O和LREE,亏损HFSE,以及具U型REE配分型式,斑晶主要为斜顽火辉石或斜方辉石,以及少量的橄榄石,基质中见角闪石和玻璃质等^[88]。这些特征表明玻安岩应来自耐火源区,属强亏损的幔源区在含H₂O条件下进一步高度熔融的产物;该源区在玻安岩形成之前已被交代,而且加入由俯冲板块带入的富LREE和LILE的流体^[88,89],为高度局部熔融的产物。鲍佩声等认为高铬型豆荚状铬铁矿为原始地幔岩高度熔融再造的产物^[60],同时赋存铬

铁矿的地幔橄榄岩也是经高度熔融亏损后形成的,并且这一亏损幔源区在俯冲板块带入H₂O和流体时,发生高度部分熔融而形成玻安岩,玻安岩的形成明显要晚于豆荚状铬铁矿,进一步的指出当地幔岩经高度熔融形成铬铁矿浆后,方可提供玻安岩形成所需的亏损源区。类似于Hickey等所指出的^[88]:“某些橄榄岩具有玻安岩所需要的橄榄岩源区的地球化学特征”。玻安岩只能对富铬矿体周围的橄榄岩或纯橄榄岩发生交代作用,引起其痕量元素发生变异(使LREE由亏损变为富集),或有少量新矿物的形成^[60]。这种交代作用普遍存在于SSZ型地幔橄榄岩中,但有这种交代作用的地幔橄榄岩并不一定存在铬铁矿。王希斌等^[90]对国内含铬地幔橄榄岩的稀土元素地球化学特征总结后认为,其REE配分型式是多样的,其中属“U”型REE配分型式者见于雅鲁藏布江、班公湖—怒江、西准噶尔、内蒙古北等蛇绿岩带中,其岩石类型包括二辉橄榄岩、方辉橄榄岩和纯橄榄岩,有的远离铬铁矿或不含铬铁矿。鉴于上述几种原因,鲍佩声等认为仅凭含矿围岩与玻安岩具有相同的“U”型REE配分型式就得出铬铁矿是由玻安岩交代近矿围岩形成的结论是缺乏说服力的^[60]。此外,玻安岩形成的温压条件与豆荚状铬铁矿形成的温压条件也存在很大的差异,具体表现在玻安岩的形成温度大于1250℃,且在低压(<500~1000 MPa)的条件下^[88]。Stern and Bloomer^[91]指出玻安岩形成于温度高达1250℃和极低的压力(3~10 km深度)条件下,玻安岩斑晶间的¹⁸O差异提示了氧同位素平衡温度为(1250±60)℃^[92],新喀里多尼亚玻安岩的形成温度为1250~1300℃,压力小于1000 MPa^[93]。以至于众多学者认为玻安岩应来自残余橄榄岩的低压熔化^[94-95],所以更无法解释在豆荚状铬铁矿中发现的超高压矿物的成因。

综上所述,对于豆荚状铬铁矿的成因,无论是耐火残余,还是岩石/熔体反应,其所表明的豆荚状铬铁矿的观点主要差异在于玻安岩和铬铁矿形成的先后,以及铬铁矿形成所需的温度与压力条件不同。然而无论是洋中脊环境还是俯冲带环境,铬铁矿的形成深度都小于50 km,这个温度压力条件却是无法提供地幔超高压矿物的形成环境(详后)^[31,60-63]。据此,笔者认为豆荚状铬铁矿的形成过程可能更趋复杂,其形成过程中可能还要涉及到过渡带甚至下地幔物质的参与。因此,十分有必要对豆荚状铬铁矿形成

过程的探讨,划分出其形成过程中物质的演变过程。

5 豆荚状铬铁矿中铂族元素特征

铂族元素由 Os、Ir、Pt、Ru、Rh、Pd 六种元素组成,以痕量或超痕量形式存在于地质体系中,是一种较特殊的化学元素,具有相似的物理、化学性质。在地质作用演化过程中,子体岩石中的铂族元素较明显地继承了母体的特征。六个铂族元素的地球化学行为在地幔部分熔融、岩浆结晶分异过程中既有共性也有差异。按其熔点降低的顺序,可分为两组,即 IPGE(包括 Os、Ir、Ru)和 PPGE(包括 Rh、Pt、Pd)。铂族元素是高度亲铁、亲硫元素,在铁金属/硅酸盐熔体之间具有很高的分配系数。在铁金属/硅酸盐熔体之间测定的 PGE 分配系数分别高达 10^7 (Pd)和 10^{12} (Pt 和 Ir)量级^[96]。地球上的 PGE 主要富集在由铁镍组成的地核,而由硅酸盐构成的地幔和地壳中丰度则很低(表 3)。在一定程度上铂族元素是镁铁-超镁铁岩浆演化的灵敏指示剂,尤其豆荚状铬铁矿只分布于超镁铁岩中。因此,豆荚状铬铁矿的铂族元素特征可以直接反映其形成过程,以及超镁铁岩的演化过程。

5.1 豆荚状铬铁矿中铂族元素的赋存状态

豆荚状铬铁矿普遍含有较高的 IPGE,尤其含较高的 Ir^[106-108],表明 Ir 在铬铁矿中为相容元素。与在地幔橄榄岩的硅酸盐和氧化物相分析后发现几乎所有的 Ir 均出现在尖晶石中所一致^[109]。豆荚状铬铁矿中 PGE 含量很低,Os、Ir、Ru 丰度是球粒陨石的 0.1~1.0 倍,Pt、Pb 是球粒陨石的 0.01 倍^[110]。高 Cr 型铬铁矿比高铝型铬铁矿有更高的 Os、Ir、Ru、Rh 含量,在球粒陨石或原始地幔标准化图上都呈“负倾斜型”配分型式^[23]。而且 Ru、Rh、Pd 在尖晶石和硅酸盐熔体间的分配系数特征不同,其中在氧化条件下 CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ 体系中 Ru 和 Rh 在尖晶石为强相容元素,而 Pd 为强不相容元素^[106]。对于 IPGE 是否以固溶体方式进入铬铁矿晶格还是以独立矿物形式保存还存在较大争议。现已发现的豆荚状铬铁矿中的铂族元素矿物(PGM)大多以包裹体的形式存在^[106,111]。一些研究者认为 IPGE 在铬铁矿中形成固溶体而从岩浆中结晶^[112],且实验结果也支持 Os、Ir、Ru 进入铬尖晶石晶格^[113]。然而,在豆荚状铬铁矿中发现了 PGE 矿物(如硫钌矿 (RuS₂)、硫钨矿 (OsS₂)、Os-Ir 合金以包裹体形式存在于铬铁矿颗粒

表 3 铂族元素在不同圈层中的丰度^[97] (ng/g)
Table 3 The abundances (ng/g) of PGE in different circles of the Earth and celestial bodies

	Ru	Rh	Pd	Os	Ir	Pt	资料来源
地球圈层	地壳	1	1	10	1	1	5 [98]
	地壳	1	1	10	1	1	50 [99]
	上地壳	1.1	0.38	2.00	0.03	0.03	[100]
	原始地幔	5.0	0.9	3.9	3.4	3.2	7.1 [101]
	地幔	5.3		4.9	2.7	2.6	8.4 [102]
	地核				1110		5140 [103]
宇宙丰度	1490	214	675	1000	821	1625 [104]	
太阳系丰度	1860	344	1390	675	661	1340 [104]	
CI 球粒陨石	690	200	545	514	540	1020 [105]	
CI 球粒陨石	710	130	550	490	455	1010 [101]	

中,表明 PGE 也可以以独立矿物形式存在^[106,111]。在西藏雅鲁藏布江缝合带东段罗布莎铬铁矿矿床中同样发现了大量的呈自形-他形 Os-Ir、Os-Ir-Ru 等合金矿物^[93],以及其西侧的泽当蛇绿岩体内致密块状铬铁矿中存在不同产状的含铂族硫化物^[114],呈裂隙状与包裹体状分布(图 5)。因此,含铂族元素的矿物在豆荚状铬铁矿中呈多期性特征。

5.2 豆荚状铬铁矿中含铂族元素矿物的成因

对于豆荚状铬铁矿中含铂族元素矿物不同的学者观点亦有所不同。当地幔高度局部熔融时,幔源区释放出 PGE,它们作为细小的金属集合体出现在寄主岩浆中,并向上迁移,直到铬铁矿结晶时而成为铬铁矿的晶核^[115]。PGE 矿物和硅酸盐岩浆的早期结晶相也可能为同时沉淀^[116-117],以及 PGE 矿物能形成岩浆早期结晶相橄榄石和铬铁矿的结晶核^[118]。铬铁矿之所以富集 Pt 和 Pd 是由于以硫钌矿和 Ir-Os 合金为核心而结晶,致使铂族元素发生分离,剩下的熔体亏损 Ir、Os 和 Ru^[119]。这也有可能是在局部熔融的早期 Pt、Pd 与硫化物一起优先从地幔中移出,而留下富集 Os、Ir 和 Ru 的残余^[107]。即便有观点认为 Os-Ir 合金是低温条件下从铬铁矿中出熔的结果^[120],但多数学者认为硫钌矿 (RuS₂)、硫钨矿 (OsS₂)、Os-Ir 合金和橄榄石、辉石一起均作为原生包裹体产于铬铁矿颗粒,并且是在岩石圈上地幔岩浆房中早期的晶出相,与铬铁矿同沉积而不是在温度降到固相线之下从铬铁矿晶格中出溶的产物^[106-121]。实验矿物学特征表明在高温条件下,不含水的富氯流体中金属硫化物可以大量运移,PGE 可能以氯化物形式在流体中迁移^[122,123],并且豆荚状铬铁矿中富 Cl、富挥发分

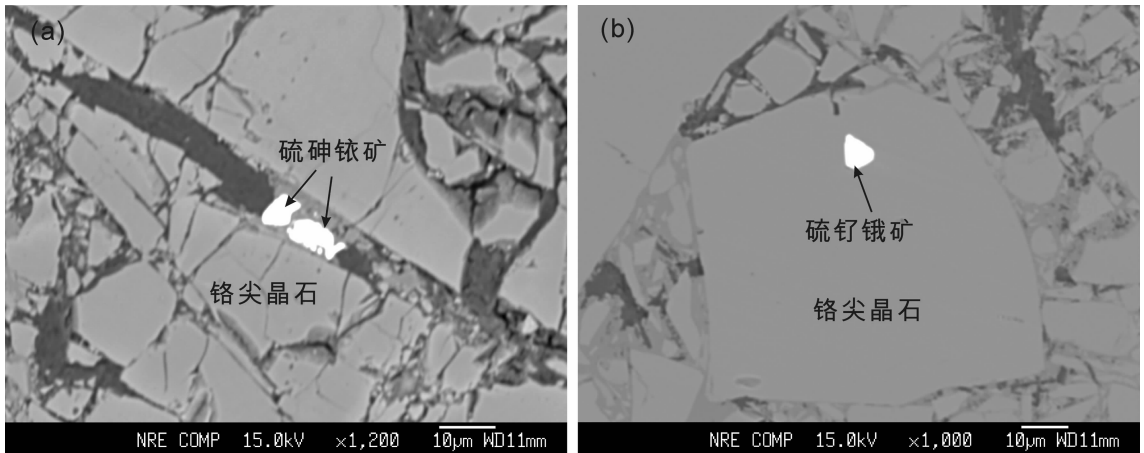


图 5 泽当蛇绿岩中致密块状铬铁矿内含铂族元素矿物^[14]

Fig.5 Backscattered images of PGM from Zedang chromitites

的流体包裹体也证实了这一点^[123]。

豆荚状铬铁矿中 PGE 含量及配分模式,主要经历岩浆结晶和交代两个过程。Economou-Eliopoulos^[124]认为高 Cr 型铬铁矿是源于幔源原始的岩浆中结晶而形成(Pd/Ir 值低, Ni/Cu 值高),而高 Al 型铬铁矿源于分异演化的岩浆(Pd/Ir 值高, Ni/Cu 值低);Zhou and Robinson^[20]认为高 Al 型和高 Cr 型铬铁矿来源于两种不同组成的岩浆,高 Cr 型铬铁矿来源于与玻安质有关的熔体,高 Al 型形成于拉斑玄武质熔体;希腊 Vourinos 铬铁矿岩却表现出不同的特征,多数矿石 PGE 含量很低,表明早期结晶过程中 S 不饱和,而少数 PGE 富集的铬铁矿表明可能存在原始岩浆和部分分异岩浆的混合,强烈亏损 PGE 的铬铁矿则可能是结晶与早期经过亏损的地幔的再次部分熔融的结果^[125];在豆荚状铬铁矿中发现了 RuS₂ 和 Os-Ir-Ru 合金包裹体,而且 PGE 含量和蛇纹石化程度没有相关性,表明母岩浆的成分是控制铬铁矿 PGE 含量和配分模式的重要因素^[108,126];至少 20% 的部分熔融可以使地幔硫化物全部进入熔体,并产生富 PGE 的岩浆^[119]。PGE 在硫化物/硅酸盐之间有很高的分配系数,约为 10⁴,而原始地幔低程度部分熔融(8%~25%)产生的熔体 S 是饱和的^[127],剩余硫化物在残余地幔橄榄岩中,以至于 PGE 保留在上地幔的残余硫化物中,原始岩浆中强烈亏损 PGE^[127]。在俯冲带的位置残余地幔橄榄岩的再熔融产生玻安质岩浆^[88],并发生岩石-熔体的反应,使岩浆中硫强烈不饱和,但相对富集 PGE,特别是 IPGE,这也许能较好地解释高 Cr 型铬铁矿形成于玻安质岩浆^[20-23];此

外,地幔在含水条件下部分熔融,分异出流体相,PGE 和 Cr 一起被流体运移,这时 PGE 仍保持球粒陨石模式,随着氧逸度和压力的改变,流体分异出富铬、贫硫的流体(富集 IPGE)和富硫的流体(富集贱金属硫化物和 PPGE)^[128]。

上述结果与 Zhou 等^[20]在研究中国造山带铬铁矿的铂族元素表明豆荚状铬铁矿富集 IPGE,亏损 PPGE 的现象是一致的。因此,结合前述的 IPGE 和 PPGE 元素地球化学特征,不难看出,PPGE 只有当岩浆作用的较晚阶段 S 达到饱和时方能被硫化物携带进入玻安质熔体中,致使岩浆房中形成的辉石岩、辉长岩高度富集 PPGE。从目前在豆荚状铬铁矿中铂族元素特征来看,铂族元素常与硫化物伴生,从图 5 可知铂族元素可能存在多期性,且硫化物的不同产状、不同期次也决定了铂族元素形成过程的多期性。在同一岩体中(如雅鲁藏布江缝合带西段普兰、东波岩体)发现高铝和高铬型铬铁矿,是否表明形成于两种不同的岩浆,进一步的研究结果表明高铝和高铬型铬铁矿中铂族元素的含量存在不同的特征(图 6),高铬铬铁矿比高铝铬铁矿更富 IPGE,这是否能解释为高铬铬铁矿来源于玻安质岩浆而高铝型来源于拉斑玄武质岩浆^[22],还值得进一步的研究。在铬铁矿结晶作用的早期岩浆中,硫化物达不到饱和,只有当上升的熔体在进入岩浆房之前方达到饱和,而不混溶的硫化物熔体可瞬间出现^[27,42,115]。况且 Pt、Pd 的熔点较低,趋向于留在更加分离的岩相中,如在岛湾 Pt、Pd 的砷化物并入辉石岩中^[42,129]。Karrei 等^[130]研究 Tonga 弧的高钙玻安岩后指出:其 PGE 和 Au 的

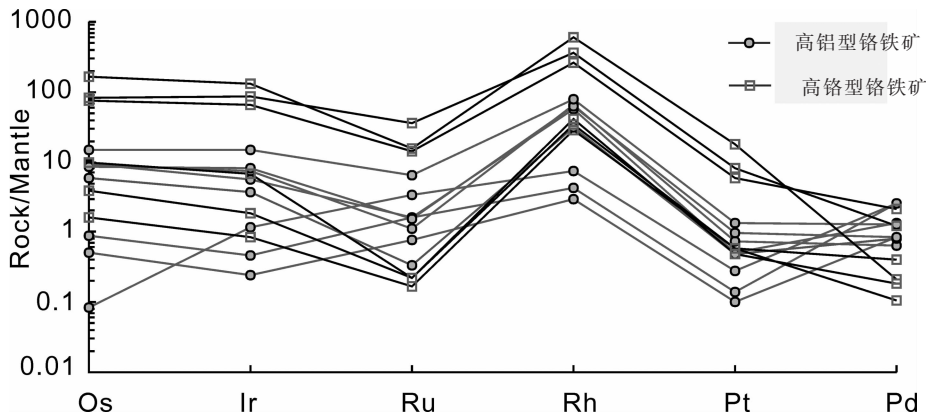


图6 普兰和东波岩体中高铬、高铝型铬铁矿的铂族元素特征^[119]

Fig.6 PGE elements characteristics of high-Cr, high-Al chromitite in Purang and Dongbo massif

浓度在原始的玻安岩和拉斑玄武岩中是最高的(Pd的浓度为 20×10^{-9}), 而亏损 Ir、Ru(分别为 0.1×10^{-9} 和 0.5×10^{-9})。基于此, 鲍佩声等^[66]提出了玻安岩不具备提供 Cr 及 IPGE 来源的潜能, 并不赞同铬铁矿中 Cr 和 PGE 来自于地幔组合和侵入它的岩浆^[22]。也即表明, 高铝和高铬铬铁矿中 PGE 的特征与熔体属性无关, 更多的可能是与矿体形成过程时候岩浆中 S 的饱和程度有关。在岩浆初期阶段硫不饱和, Pt、Pd 的硫化物尚未形成, 只有当岩浆更加分异到硫饱和时才能富集在堆晶岩或熔体中。

6 豆荚状铬铁矿成矿阶段的拟定

综上所述, 豆荚状铬铁矿形成过程涉及到深部与浅部的过程, 并很有可能经历从过渡带、洋中脊和俯冲带环境, 甚至地表后期的演化。豆荚状铬铁矿被认为经历了多阶段的部分熔融, 熔离和在上地幔 SSZ 环境下的岩浆混合作用^[11,17,68,86]。本文在此对其形成过程进行初步的拟定。

铬的来源: 地幔本身存在不均一性, 并且其平均组分为二辉橄榄岩, 白文吉等^[61]在致密块状铬铁矿中选出的橄榄石 F_o 值高达 97~98 和极小的晶饱参数, 依此推测这些橄榄石是在超高压环境下结晶形成, 以及下地幔应该为镁硅酸岩为主的组成。豆荚状铬铁矿产于地幔橄榄岩中, 其形成铬铁矿所需的铬无疑应来自于地幔橄榄岩^[72], 实验及理论研究都表明形成铬铁矿所需的铬主要应来自地幔橄榄岩中的副矿物铬尖晶石和两种辉石^[7,12,14], 至少量的橄榄石^[83]。铬铁矿中出融的透辉石和柯石英指示铬尖晶

石的形成深度“>300 km”^[30], 并伴有多种地幔流体的存在, Maruyama^[131]在 2007 就已经提出过渡带深部地幔流体的存在以及深部物质可以通过地幔柱带上浅地幔。另有地球物理资料也表明地震不连续带(过渡带)也可能是因为过渡带中有流体的存在所致^[132,133]。在辉石熔融出铬液滴的同时, 早期的俯冲板片的物质包括锆石, Si, C, Ni 等在过渡带(400~600 km)已经熔融成为流体, 并且这些流体与含铬液滴交织在一起, 部分含 Si 流体甚至进入了铬液滴中。随着铬液滴的聚集变大, 以及上升时压力的降低, 铬铁矿逐渐成为了超高压矿物的载体。

铬尖晶石的结晶: 含铬液滴随着流体的运移聚集, 为超高压矿物流体提供环境。在下地幔深部铬的价态和特征一直以来都不是很清楚^[134], 如果在下地幔对流过程中铬尖晶石-橄榄石能维持一个封闭的系统, 那么有可能转变成后期阶段由铬尖晶石和似铬尖晶石(或者林伍德石)组成的 CF/CT 型岩石^[133,134]。实验矿物的研究表明尖晶石可以在大于 16 Gpa、大于 1600 K 的条件下形成^[135], 近年来, 在铬铁矿及围岩中发现的超高压矿物, 通过计算及实验矿物学证明它们的形成温度与压力都为大于 1000°C, 深度大于 300 km。这些超高压矿物包括: 20 世纪 80 年代已经在铬铁矿中发现八面体假象蛇纹石^[136], 含 Si 金红石矿物^[137], 呈针柱状集合体交生在柯石英和蓝晶石^[29], 铬铁矿中发现出溶的柯石英, 进一步支持了铬铁矿形成于斯石英相(>300 km), 并且从深部到浅部的减压作用^[30], 以及在俄罗斯乌拉尔铬铁矿中也存在一个异常地幔矿物群, 包括: 金刚石,

Cr, W, Co, Si, Al, Ta 等自然元素;SiC、WC 等碳化物,金红石和含 Si 金红石,钛铁矿,刚玉,蓝晶石,假象八面体蛇纹石,自然铁,方铁矿等 40 余种矿物^[63]。因此,铬尖晶石作为这些大量的超高压矿物的载体,其形成条件必定也类似于超高压矿物,并形成了初始成矿的铬铁矿矿浆。

铬铁矿的成矿:豆荚状铬铁矿的富集来自于围岩的压力,物质属性和流体对铬铁矿的侧向压力不同所致,在低含量 SiO₂、高压、低粘度的情况,含矿液滴才有可能聚集成为豆荚状结构^[86];另有实验表明^[138],高压低粘度的橄榄石成分熔体以小滴形式,与高硅质、低压、粘度较大的岩浆混合时,可以形成豆荚状铬铁矿及其特征的豆状构造,低压熔体有利于铬的扩散与聚集。不同硅活度的岩浆滴由于粘度、密度及温度差异,在未完全混合时形成豆状构造,铬铁矿将成核结晶,对流作用使铬铁矿聚集于熔滴核部。残余岩浆经过渗滤、挤压而迁移,造成铬铁矿进一步聚集和富集,铬铁矿豆壳不断被凝缩而结晶沉淀。铬铁矿易形成于上地幔狭窄的岩浆通道内,岩浆持续地流动和迁出是形成豆荚状铬铁矿的重要条件。铬铁矿原始构造形成之后,在固相与半固相条件下持续变形,豆状及豆壳状构造被破坏,并形成其他特征的变形构造,如扭折带、拉长构造、变晶结构、亚晶粒及位错构造^[42,67]。近期铬铁矿的穆斯堡尔谱的分析也证明了此观点,致密块状铬铁矿中铬尖晶石 $Fe^{3+}/\sum Fe=0.42$,属超高压相的铬铁矿,并且致密块状铬铁矿在地幔对流上升过程,在相对较低的压力条件下与围岩地幔橄榄岩反应形成了后期的豆状和浸染状铬铁矿,其铬尖晶石的 $Fe^{3+}/\sum Fe=0.22$ ^[33,34]。当然致密块状铬铁矿在上升过程中是否完整地保留超高压相的特征。从致密块状至豆状和浸染状的铬铁矿以及纯橄岩壳中铬尖晶石的具相似高 Cr# 值表明,深部超高压型致密块状铬铁矿受到了后期的改造,极有可能是在低压或者岩石/熔体反应所提出的俯冲环境下被富集,并且岩浆中 S 经历不饱和到饱和使铬铁矿中铂族元素也富集的过程。

铬铁矿的就位:铬铁矿形成后,在与其相伴的围岩地幔橄榄岩中就位。铬铁矿的就位过程涉及到矿体的早期构造与晚期构造两个阶段。在地幔弱变形区由于铬铁矿具有相对稳定性质及其港式变形特点,使其保留了早期地幔岩浆作用过程的重要信息和早期的构造,包括铬铁矿的豆荚状构造、瘤状-豆

状构造、矿脉状以及铬铁矿的蛇纹石包壳构造为代表。在铬铁矿原始构造形成并基本固化后,以及高温下持续发生剪切变形,形成了大量的高温剪切变形-塑性流动构造,包括铬铁矿的条纹-条带构造、褶皱构造、拉长网孔构造等。在韧性流动变形过程中,由于铬铁矿保持刚性,橄榄石塑性变形使基质中的铬铁矿重新聚集,机械分异为条带、褶皱及拉长网孔构造等,而原始构造则被强烈改造。崔军文和乔子江研究了西藏罗布莎豆荚状铬铁矿的成矿构造条件后指出铬尖晶石原生构造方向和剪切应力轨迹网络相一致,在纤维蛇纹石脉中包裹体有铬尖晶石聚晶所组成的豆体,因而认为通过晶隙渗透而逐渐聚集起来的铬尖晶石,至岩浆结晶晚期是在挥发分的参与下沿着一定构造应力方位运移^[139]。对于罗布莎豆荚状铬铁矿早期的研究者认为矿群主要赋矿存在含矿岩相构造带的次级强烈扭动、挤压部位,矿体的展布方位和剪切应力轨迹网络一致以及矿石中普遍发育的剪切、挤压变形,充分说明在成矿作用过程中,剪切、挤压应力起着重要作用。进而崔军文和乔子江认为铬尖晶石是在剪切、挤压应力驱动下运移、富集,并充填于强烈扭动阶段所形成的次级张扭性和压扭性破裂^[139]。以及在超基性岩浆结晶晚期,铬尖晶石的运移、富集完全受构造应力场规律制约。

基于以上这些特征,豆荚状铬铁矿的形成过程中构造具多期次性,从早期地幔的原生构造,至后期地幔中高温剪切变形-塑性流动构造,以及随着岩体俯冲上陆过程的一系列断裂构造。因此,有必要对豆荚状铬铁矿形成过程中矿体和围岩所经历的构造进行细化分期,以及每期构造间的相互关系的研究,从而确定豆荚状铬铁矿形成过程和地幔的流变过程。

7 结论

(1)豆荚状铬铁矿形成过程中 Cr 的来源为地幔橄榄岩本身,主要为副矿物铬尖晶石和两种辉石,甚至部分橄榄石。无论是在大洋扩张脊(MOR 型),还是板块俯冲消减带上的岛弧及大陆边缘小洋盆等多种构造环境下,地幔橄榄岩部分熔融程度的增加都能致使两种辉石发生不一致熔融而使晶格中铬的出溶,只是不同构造背景下出溶机制可能有所不同。

(2)铂族元素的丰度在地幔橄榄岩与豆荚状铬铁矿不同,铂族元素常与硫化物伴生,并且含铂族元素矿物产出具有裂隙状和包裹体状。高铝和高铬铬

铁矿中 PGE 的特征与熔体属性无关,多取决于豆荚状矿体形成过程中岩浆的硫饱和程度。在岩浆初期阶段硫不饱和,Pt、Pd 的硫化物尚未形成,只有当岩浆更加分异到硫饱和时才能富集在堆晶岩或熔体中。因此,不同产出状态的含铂族元素矿物,表明其形成过程具有多期性的特征,这可能是地幔橄榄岩和豆荚状铬铁矿形成过程中由于硫的差异性饱和程度的结果。

(3)地幔橄榄岩与豆荚状铬铁矿中大量超高压矿物的发现,冲击了传统的耐火残余和岩石/熔体反应的观点,提出了豆荚状铬铁矿的形成深度可以达到过渡带,甚至下地幔的可能。因此,豆荚状铬铁矿形成过程涉及到深部与浅部的过程,并很有可能经历从地幔深部(过渡带)、洋中脊和俯冲带环境,甚至地表后期的演化,呈明显的多阶段过程。

致谢:论文撰写过程与中国地质科学院徐向珍、李源、李金阳等进行了有益讨论;电子探针分析是在中国地质科学院大陆构造与动力学国家重点实验室戎合的帮助下完成;匿名审稿人审阅了本文。在此,一并致以诚挚的谢意。

参考文献 (References):

- [1] 余良晖,王海军,于银杰.我国铬铁矿战略储备构思[J].国土资源,2006;24-25.
Yu Lianghui, Wang Haijun, Yu Yinjie. Strategic reserves design of the chromite in China [J]. Land & Resources, 2006;24-25 (in Chinese with English abstract).
- [2] 马建明.世界矿产资源年评[M].北京:地质出版社.2006;1-250.
Ma Jianming. Land and Natural Resources Information Centr. Annual Review of Mineral Resources in the World [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2006, 101-106 (in Chinese with English abstract).
- [3] 张友平,周渝生,李肇毅.我国不锈钢原料资源和生产进展 [J].特殊钢,2008,29(6):17-19.
Zhang Youping, Zhou Yusheng, Li Zhaoyi. Raw material resource for stainless steel and the progress[J]. Special Steel, 2008, 29(6):17-19 (in Chinese with English abstract).
- [4] Fisher L W. Origin of chromite deposits [J]. Econ. Geol., 1929, 24: 691-721.
- [5] Samposon E. Magmatic chromite deposits in Southern Africa [J]. Econ. Geol., 1932, 27:113-144.
- [6] Thayer T. Gravity differentiation and magma replacement of podiform chromite deposits [C]//Wilson HDB. Magmatic rock deposits, A symposium. 1969:132-146.
- [7] Dickey J S. A hypothesis of origin for podiform chromite deposits [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1975, 39(6):1061-1074.
- [8] 王恒升,白文吉,王炳熙,等.中国铬铁矿床及成因[M].北京:科学出版社,1983:1-227.
Wang Hengsheng, Bai Wenji, Wang Bingxi, et al. Chromite Deposits in China and their Origin [M]. Beijing:Science Press, 1983:1-227 (in Chinese with English abstract).
- [9] Neary C R, Brown M A. Chromites from Al' Ays complex, Int. Saudi Arabia and the Semail complex, Oman [M]. Institute of Applied Geology, Kingdom of Saudi Arabia, 1979, 3:193-205.
- [10] Cassard D, Nicolas A, Rabinovitch M, et al. Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia [J]. Economic Geology, 1981, 76(4):805-831.
- [11] Lago B, Rabinowicz M, Nicolas A. Podiform chromitite ore bodies: a genetic model [J]. Journal of Petrology, 1982, 23(1):103-125.
- [12] Leblanc M, Nicolas A. Ophiolitic chromitites [J]. International Geological Review, 1992, 34(7):653-686.
- [13] Duke J M. Ore deposit model 7-Magma segregation deposits of chromite [J]. Geochim. Cosmochim. Acta, 1982, 39(6/7):1061-1074.
- [14] 王希斌,鲍佩声,邓万明.西藏蛇绿岩 [M].北京:地质出版社,1987:1-336.
Wang Xibin, Bao Peisheng, Deng Wanming, et al. Tibet Ophiolite [M]. Beijing:Geological Publishing House, 1987:1-336 (in Chinese with English abstract).
- [15] Arai S, Matsukage K. Petrology of a chromitite micropod from Hess Deep, equatorial Pacific: a comparison between abyssal and alpine-type podiform chromitite [J]. Lithos, 1998, 43(1):1-14.
- [16] Pearce J A, Lippard S J, Roberts S. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites [C]//Kokelaar BP and Howells M F. Marginal Basin Geology. Geological Society of London Special Publication. London, Blackwell Scientific Publications, 1984, 16:77-94.
- [17] Zhou M F, Robinson P T, Malpas J, et al. Podiform chromitites in the Luobusa Ophiolite (southern Tibet): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle [J]. Journal of Petrology, 1996, 37 (1):3-21.
- [18] Proenza J, Gervilla F, Melgarejo J, et al. Al and Cr rich chromitites from the Mayarí - Baracoa Ophiolitic Belt, (eastern Cuba): consequence of interaction between volatile-rich melts and peridotites in suprasubduction mantle [J]. Economic Geology, 1999, 94(4):547-566.
- [19] Roberts S R. Ophiolitic chromitite formation: A marginal basin phenomenon [J]. Economic Geology, 1988, 83(5):1034-1036.
- [20] Zhou M F, Robinson P T. High-chromium and high-aluminum podiform chromitites, western China: relationship to partial melting and melt/rock interaction in the upper mantle [J]. Intl. Geol. Rev., 1994, 36:678-686.
- [21] Zhou M F, Robinson P. Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits [J]. Economic Geology, 1997, 92(2): 259-262.
- [22] Zhou M F, Sun M, Keays R R, Kerrich R. Controls on platinum

- group elemental distributions of podiform chromitites: a case study of high - Cr and high - Al chromitites from Chinese orogenic belts [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1998, 62(4): 677-688.
- [23] Zhou M F, Robinson P T, Malpas J, et al. REE and PGE geochemical constraints on the formation of dunites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet [J]. *Journal of Petrology*, 2005, 46(3): 615-639.
- [24] Melcher F, Grum W, Simon G. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: A study of solid and fluid inclusions in chromite [J]. *Journal of Petrology*, 1997, 38(10): 1419-1458.
- [25] Rollinson H. Chromite in the mantle section of the Oman ophiolite: A New genetic model [J]. *Island Arc*, 2005, 14(4): 542-550.
- [26] Tamura A, Arai S. Unmixed spinel in chromite from the Iwanadake peridotite and complex, Hokkaido, Japan—A reaction between peridotite and highly oxidized magma in the mantle wedge [J]. *Amer. Mineral.*, 2005, 90: 473-480.
- [27] Uysal I, Tarkian M, Sadiklar M B, et al. Platinum-group-element geochemistry and mineralogy of ophiolitic chromites from the Kop Mountains, NE Turkey [J]. *The Canadian Mineralogist*, 2007, 45(2): 355-377.
- [28] 中国地质科学院地质研究所金刚石组. 西藏首次发现含金刚石的阿尔卑斯型岩体[J]. *地质论评*, 1981, 22(5): 455-457
Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences. The discovery of alpine-type diamond bearing ultrabasic intrusions in Xizang (Tibet) [J]. *Geological Review*, 1981, 27(5): 445 - 447 (in Chinese with English abstract).
- [29] Yang J S, Dobrzynetskaya L, Bai W J, et al. Green II. Diamond - and coesite - bearing chromitites from the Luobusa ophiolite, Tibet [J]. *Geology*, 2007, 35(10): 875-878.
- [30] Yamamoto S, Komiya T, Hirose K, et al. Coesite and clinopyroxene exsolution lamellae in chromites: In-situ ultrahigh-pressure evidence from podiform chromitites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet [J]. *Lithos*, 2009, 109(3): 314-322.
- [31] 杨经绥, 张仲明, 李天福, 等. 西藏罗布莎铬铁矿体围岩方辉橄辉岩中的异常矿物[J]. *岩石学报*, 2008, 24(7): 1545-1552.
Yang Jingsui, Zhang Zhongming, Li Tianfu, et al. Unusual minerals from harzburgite, the host rock of the Luobusa chromite deposit, Tibet [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2008, 24(7), 1545-1552 (in Chinese with English abstract).
- [32] 徐向珍, 杨经绥, 巴登珠, 等. 雅鲁藏布江蛇绿岩带的康金拉铬铁矿中发现金刚石[J]. *岩石学报*, 2008, 24(7): 1453-1462.
Xu Xiangzhen, Yang Jingsui, Ba Dengzhu, et al. Diamond discovered from the Kangjinla chromitite in the Yarlung Zangbo ophiolite belt, Tibet [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 2008, 24(7), 1453-1462 (in Chinese with English abstract).
- [33] Ruskov T, Spirov I, Georgieva M, et al. Mossbauer spectroscopy studies of the valence state of iron in chromite from the Luobusa massif of Tibet: implications for a highly reduced deep mantle [J]. *Journal of Metamorphic Geology*, 2010, 28(5): 551-560.
- [34] Arai S. Possible recycled origin for ultrahigh-pressure chromitites in ophiolites [J]. *Journal of Mineralogical and Petrological Science*, 2010, 105(5): 280-285.
- [35] Hess H H. Complementary evidence from the Bushveld Complex, Great Dyke, and Skaergaard intrusion [C]//*Stillwater Igneous Complex, Montana—A Quantitative Mineralogical Study*, 1960, 9: 151-167. *Geol. Soc. Amer. Mem.* 80.
- [36] Wager L R, Brown G M. Layered igneous rocks [M]. Edinburgh: Oliver and Boyd, 1968: 450-588.
- [37] Thayer T P. Principal features and origin of podiform chromite deposits, and some observations on the Gulemen-Soridag district, Turkey [J]. *Economic Geology*, 1964, 59(8): 1497-1524.
- [38] Cameron E N. Structure and rock sequences of the Critical Zone of the eastern Bushveld Complex [J]. *Mineral. Soc. Amer. Spec.*, 1963, 1: 93-107.
- [39] Cameron E N. Problems of the eastern Bushveld Complex [J]. *Fortschr. Mineral*, 1971, 48(86): 108.
- [40] Jackson E D. Ultramafic cumulates in the Stillwater, Great Dyke, and Bushveld intrusions [C] // *Ultramafic and Related Rocks*, (editor P. J. Wyllie), 1967: 20-38.
- [41] Wager L R, Brown G M. The Bushveld Intrusion, South Africa [C] // *Layered Igneous Rocks*, 1967, 14: 343-407.
- [42] 鲍佩声, 王希斌, 彭根永, 等. 中国铬铁矿床 [M]. 北京: 科学出版社, 1999: 98-142.
Pao Peisheng, Wang Xibin, Peng Genyong, et al. *Chromite Deposit in China* [M]. Beijing: Science Press, 1999: 98-142 (in Chinese with English abstract).
- [43] Moreno T, Gibbons W, Prichard, H M, et al. Platiferous chromitite and the tectonics setting of ultra mafic rocks in Cabo Ortegal, NW Spain [J]. *Journal of the Geological Society London*, 2001, 158(4): 601-614.
- [44] Ahmed A H, Arai S, Attia A K. Petrological characteristics of podiform chromitites and associated peridotites of the Pan African Proterozoic ophiolite complexes of Egypt [J]. *Mineralium Deposita*, 2001, 36(1): 72-84.
- [45] Tamayo R A, Yumul G P, Maury R C, et al. Petrochemical investigation of the antique ophiolite (Philippines): implications on volcanogenic massive sulfide and podiform chromitite deposits [J]. *Resource Geology*, 2001, 51(2): 145-164.
- [46] Melcher F, Grum W, Thalhammer T V, et al. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data [J]. *Mineralium Deposita*, 1999, 34(3): 250-272.
- [47] Makeyev Alexander B. Mineralogy of the Alpine-type Ultrabasic Rocks in Polar Ura [M]. Science Press, St. Petersburg Publication Brunch. St. Petersburg. 1992: 1-195 (in Russian).
- [48] Ionov D A, Griffin L W, O'Reilly S Y. Volatile-bearing minerals and lithophile trace elements in the upper mantle [J]. *Chemical*

- Geology, 1997, 141(3):153-184.
- [49] Pearce J A, Barker P F, Edwards S J, et al. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2000, 139(1):36-53.
- [50] Seyler M, Michael J T, Lorand J P, et al. Clinopyroxene microtextures reveal incompletely extracted melts in abyssal peridotites [J]. Geology, 2001, 29(2):155-158.
- [51] Coltorti M, Beccaluva L, Bonadiman C, et al. Amphibole genesis via metasomatic reaction with clinopyroxene in mantle xenoliths from Victoria Land, Antarctica [J]. Lithos, 2004, 75(1):115-139.
- [52] Paulick H, Bach W, Godard M, et al. Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15° 20' N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments [J]. Chemical Geology, 2006, 234(3):179-210.
- [53] Niu Y, Hékinian R. Spreading rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges [J]. Nature, 1997, 385:326-329.
- [54] Niu Y. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges [J]. Journal of Petrology, 2004, 45(12):2423-2458.
- [55] Batanova V G, Sobolev A V. Compositional heterogeneity in subduction-related mantle peridotites, Troodos massif, Cyprus [J]. Geology, 2000, 28(1):55-58.
- [56] Choi S H, Shervais J W, Mukasa S B. Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite, California [J]. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2008, 156(5):551-576.
- [57] Aldanmaz E, Schmidt M W, Gourgaud A, et al. Mid-ocean ridge and supra-subduction geochemical signatures in spinel-peridotites from the Neotethyan ophiolites in SW Turkey: Implications for upper mantle melting processes [J]. Lithos, 2009, 113(3):691-708.
- [58] Yumul J R G P, Balee G R. Supra-subduction zone ophiolites as favorable hosts for chromitite, platinum and massive sulfide deposits [J]. Journal of Southeast Asian Earth Sciences, 1994, 10(1):65-79.
- [59] Arai S, Abe N. Podiform chromitite in the arc mantle: Chromitite xenoliths from the Takashima alkali basalt Southwest Japan arc [J]. Mineralium Deposita, 1994, 29(5):434-438.
- [60] 白文吉, 周美付, Robinson P T, 等. 西藏罗布莎豆荚状铬铁矿、金刚石及伴生矿物成因 [M]. 北京:地震出版社, 2000:1-98.
Bai Weiji, Zhou Meifu, Robinson P T, et al. Origin of Podiform Chromitites, Diamond and Associated Mineral Assemblage in the Luobusa Ophiolite, Tibet [M]. Beijing: Seismological Press, 2000: 1-98 (in Chinese with English abstract).
- [61] 白文吉, 杨经绥, 方青松, 等. 寻找超高压地幔矿物的储存库—豆荚状铬铁矿 [J]. 地学前缘, 2001, 8(3):111-121.
Bai Weiji, Yang Jingsui, Fang Qingsong, et al. Study on a store house of ultrahigh pressure mantle minerals—Podiform chromite deposits [J]. Earth Science Frontiers, 2001, 8 (3):111-121 (in Chinese with English abstract).
- [62] 白文吉, 施倪承, 杨经绥, 等. 西藏蛇绿岩中二种合金矿物新变种 [J]. 矿物学报, 2002, 22(3):201-206.
Bai Weiji, Shi Nicheng, Yang Jingsui, et al. Two new varieties of iron nickel from ophiolites, Tibet [J]. Acta Mineralogica Sinica, 2002, 22(3):201-206 (in Chinese with English abstract).
- [63] 杨经绥, 白文吉, 方青松, 等. 极地乌拉尔蛇绿岩铬铁矿中发现金刚石和一个异常矿物群 [J]. 中国地质, 2007, 34(5):950-952.
Yang Jingsui, Bai Wenji, Fang Qingsong, et al. Discovery of diamond and an unusual mineral group from the podiform chromite, Polar Ural [J]. Geology in China, 2007, 34(5):950-952 (in Chinese with English abstract).
- [64] Lambert L B, Wyllie P J. Low-velocity zone of the earth's mantle: Incipient melting caused by water [J]. Science, 1970, 169 (3947):764.
- [65] Arai S. Origin of podiform chromitites [J]. Journal of Asian Earth Sciences, 1997, 15(2):303-310.
- [66] 鲍佩声. 再论蛇绿岩中豆荚状铬铁矿的成因—质疑岩石/熔体反应成矿说 [J]. 地质通报, 2009, 28(12):1741-1761.
Bao Peisheng. Further discussion on the genesis of the podiform chromite deposits in the ophiolites—questioning about the rock/melt interaction metallogeny [J]. Geological Bulletin of China, 2009, 28 (12):1741-1761 (in Chinese with English abstract).
- [67] Nicolas A. Structures of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere [M]. Kluwer Academic Publishers, 1989:1-367.
- [68] Nicolas A, Prinzhofer A. Cumulative or residual origin for the transition zones in ophiolites, structural evidence [J]. Journal of Petrology, 1983, 24(2):188-206.
- [69] Leblanc M, Temagout A. Chromite pods in a lherzolite massif (Collo, Algeria): Evidence of oceanic-type mantle rocks along the west Mediterranean Alpine Belt [J]. Lithos, 1989, 23(3):153-162.
- [70] Thayer T P. Chromite segregation as petrogenetic indicators [J]. Geological Society of South Africa Special Publication, 1970, 1: 380-390.
- [71] 周美付, 白文吉. 对豆荚状铬铁矿床成因的认识 [J]. 矿床地质, 1994, 13(3):242-249.
Zhou Meifu, Bai Weiji. The origin of the podiform chromite deposits [J]. Mineral deposits, 1994, 13(3):242-249 (in Chinese with English abstract).
- [72] Thayer T P, Lipin B R. A geological analysis of world chromite production to the year 2000 A. D. [C]//A. I. M. E. Econ. Council, Ann. Mtg. Proc., 1978, 107:143-152.
- [73] Prichard H M, Eliopoulos M E. Contrasting platinum-group mineral assemblages from two different podiform chromite localities in the Pindos ophiolite complex, Greece [J]. The Canadian Mineralogist, 2008, 46(2):329-341.
- [74] 路凤香. 地幔岩石学 [M]. 武汉:中国地质大学出版社, 1989:1-160.
Lu Fengxiang. Mantle Petrology [M]. Wuhan: Chinese Geology University Press, 1989:1-160 (in Chinese with English abstract).
- [75] Jaques A L, Green D H. Anhydrous melting of peridotites at 0-15

- kbar pressure and the genesis of tholeiitic basalts [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1980, 73(3):287-310.
- [76] Malpas J, Strong D F. A comparison of chrome - spinels in ophiolites and mantle diapirs of Newfoundland [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1975, 39(6):1045-1060.
- [77] Dick H, Bullen T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine - type peridotites and spatially associated lavas [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1984, 86(1):54-76.
- [78] Boyd F R, England J L, Davis B T C. Effect of pressure on the melting and polymorphism of enstite, $MgSiO_3$ [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1964, 69(10):2101-2109.
- [79] Kushiro I. Composition of magma formed by partial melting of the earth's mantle [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1968, 73(2):619-634.
- [80] Mysen B O, Kushiro I. Composition variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle [J]. *American Mineralogist*, 1977, 62(9-10):843-865.
- [81] Scarfe C M, Mysen B O, Rai C S. Invariant melting behavior of mantle material: Partial melting of two lherzolite nodules [J]. *Carnegie Insti. Wash. Yearb.*, 1979, 78:498-501.
- [82] Leblanc M. Chromite growth, dissolution and deformation from a morphological view point; SEM investigations [J]. *Mineralium Deposita*, 1980, 15(2):201-210.
- [83] Moriwake H, Tanaka I, Oba F, et al. Formation energy of Cr/Al vacancies in spinel $MgCr_2O_4$ and $MgAl_2O_4$ by first -principles calculations[J]. *Physical Review B*, 2002, 65(15):1-4.
- [84] Mercier J C. Olivines and pyroxenes In Wenk, H.R., ed. Preferred orientation in deformed metals and rocks; An introduction to modern texture analyses [M]. New York, Academic Press, 1985: 407-430.
- [85] Auge T. Chromite deposits in the Northern Oman ophiolite: Mineralogical constraints [J]. *Mineralium Deposits*, 1987, 22(1):1-10.
- [86] Paktunc A D. Origin of Podiform chromite deposits by multiage melting, melt segregation and magma mixing in the upper mantle [J]. *Ore Geology Review*, 1990, 5(3):211-222.
- [87] Schiano. Reply to comment by S. Arai on "primitive basaltic melts included in podiform chromites from the Oman ophiolite" [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 156:121-123 .
- [88] Hickey R L, Frey F A. Geochemical characteristics of boninite series volcanics; implications for their source [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1982, 46(11):2099-2115.
- [89] Taylor R N, Nesbitt R W, Vidal P, et al. Mineralogy, chemistry and genesis of the boninite series volcanics, Chichijima, Bonin Islands, Japan[J]. *Journal of Petrology*, 1993, 35(3):577-617.
- [90] 王希斌, 鲍佩声, 戎合. 中国蛇绿岩中变质橄榄岩的稀土元素地球化学[J]. *岩石学报*, 1996, 11(Z):24-41.
Wang Xibin, Bao Peisheng, Rong He. Rare earth elements geochemistry of the mantle peridotite in the ophiolite suites of China[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 1996, 11(Z):24-41 (in Chinese with English abstract).
- [91] Stern R J, Bloomer S H. Subduction zone infancy: Examples from the Eocene Izu -Bonin Mariana and Jurassic Californian arcs [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1992, 104(12):1621-1636.
- [92] Kyger T K, Cameron W E, Nisbet E G. Boninite petrogenesis and alterations history: Constraints from stable isotope compositions of boninites. From Cape Vogel, New Caledonia and Cyprus [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1986, 93(2):222-226.
- [93] Walker D A, Cameron W E. Boninite primary magmas: Evidence from the Cape Vogel Peninsula, PNG [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1983, 83(1):150-158.
- [94] Crawford A J, Falloon T J, Green D H. Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites [C]// Crawford A J. Boninites and related rocks. London: Unwin Hyman, 1989:1-49.
- [95] Falloon T J, Danyushevsky L V. Melting of refractory mantle at 1.5, 2 and 2.5 Gpa under anhydrous and H_2O -undersaturated conditions: implications for the petrogenesis of high CaO boninites and the influence of subduction components on mantle melting [J]. *Journal of Petrology*, 2000, 41(2):257-283.
- [96] Borisov A, Palme H, Spettel B. Solubility of palladium in silicate melts: implications for core formation in the Earth [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1994, 58(2):705-716.
- [97] 倪善芹, 侯泉林, 琚宜文, 等. 铂族元素作为地球化学指示剂有关问题讨论[J]. *地质论评*, 2007, 53(5):631-641.
Ni ShanQin, Hou Quanlin, Ju Yiwen, et al. A discussion about the Platinum -group elements as the Geochemistry Indicator [J]. *Geological Review*, 53 (5):631-641 (in Chinese with English abstract).
- [98] Wedepohl K H. The composition of the continental Crust [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, 59(7):1217-1232.
- [99] 陈道公, 支霞臣, 杨海涛. 地球化学[M]. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 1994:1-230
Chen Daogong, Zhi Xiachen, Yang Haitao. *Geochemistry* [M]. Hefei: China University of Science and Technology Publishing House, 1994:1-230(in Chinese).
- [100] Schmidt G, Palme H and Kratz K L. Highly siderophile elements (Re, Os, Ir, Ru, Rh, Pd, Au) in impact melts from three European impact craters (Saaksjavi, Mien, and Dellen): Clues to nature of the impacting bodies [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61(14):2977-2987.
- [101] McDonough W F, Sun S S. The composition of the Earth [J]. *Chemical Geology*, 1995, 120(3):223-225.
- [102] Snow J E, Schmidt G. Constraints on Earth accretion deduced from noble metals in the oceanic mantle [J]. *Nature*, 1997, 391(6663):166-169.
- [103] Brandon A D, Norman M D, Walker R J, et al. ^{186}Os - ^{187}Os systematics of Hawaiian picrites [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 174:25-42.
- [104] 赵怀志, 宁远涛. 贵金属在天体物质中的分布特征 [J]. *贵金属*, 1998, 19(4):1-100.
Zhao Huaizhi, Ning Yuantao. The distribution of precious metals

- in the celestial substance[J]. *Precious Metals*, 1998, 19(4):1-100(in Chinese with English abstract).
- [105] Naldrett A J, Hoffman E L, Green A H, et al. The composition of Ni-sulfide ores, with particular reference to their content of PGE and Au [J]. *The Canadian Mineralogist*, 1979, 17(2):403-415.
- [106] Stockman H W, Hlava P F. Platinum-group minerals in Alpine chromitites from southwestern Orogen [J]. *Economic Geology*, 1984, 79(3):491-508.
- [107] Page N J, Talkington R W. Palladium, platinum, rhodium, ruthenium and iridium in peridotites and chromitites from ophiolite complexes in Newfoundland [J]. *The Canadian Mineralogist*, 1984, 22(1):137-149.
- [108] Talkington R W, Watkinson D H. Whole rock platinum-group elements trends in chromite-rich rocks in ophiolitic and stratiform igneous complexes [M]//Gallagher M J, Ixer R A, Neary C R, et al. *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. London:Institution of Mining and Metallurgy, 1986:427-440.
- [109] Mitchell R H, Keays P R. Abundance and distribution of gold, palladium and iridium in some spinel and garnet lherzolite implications for the nature and origin of precious metal-rich intergranular components in the upper mantle [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1981, 45(12):2425-2442.
- [110] Naldrett A J, Gruenewaldt G V. Association of platinum-group elements with chromite in layered intrusions and ophiolite complexes[J]. *Economic Geology*, 1989, 84(1):180-187.
- [111] Auge T. Platinum-group minerals in the Tiebaghi and Vourinos ophiolitic complexes:genetic implications[J]. *Canadian Mineralogist*, 1988, 26(1):177-192.
- [112] Bruegmann G E, Arndt N T, Hoffmann A W, et al. Noble metal abundance in komatiite suites from Alexo, Ontario and Gorgonda Island, Colombia [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1987, 51(8):2159-2169.
- [113] Richter K, Downs R T. The crystal structure of synthetic Re- and PGE-bearing magnesioferrite spinels:implications for impacts, accretion of the mantle[J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(4):619-622.
- [114] Guo G L, Yang J S, Xu X Z, et al. Composition and textural characterization of Platinum Group Mineral (PGM) in Chromites from Zedang Ophiolite in Tibet, China [J]. 2011 Lithosphere detection seminar abstract.
- [115] Tredoux M, Lindsay N M, Daives G, et al. The fractionation of platinum-group elements in magmatic system, with the suggestion of a novel Causal mechanism [J]. *South African Journal of Geology*, 1995, 98(2):157-167.
- [116] Keays R R, Davison R M. Palladium, iridium and gold in ores and host rocks of nickel sulfide deposits in Western Australia [J]. *Economic Geology*, 1976, 71(7):1214-1228.
- [117] Fryer B J, Greenough J D. Evidence for mantle heterogeneity from platinum-group element abundances in Indian basalts [J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1992, 29(11):2329-2340.
- [118] Barends S J, Makovicky E, Makovicky M, et al. Partition coefficients for Ni, Cu, Pd, Pt, Rh and Ir between monosulfide solid solution and sulfide liquid and the formation of compositionally zoned Ni-Cu sulfide bodies by fraction of crystallization of sulfide liquid [J]. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1997, 34(4):366-374.
- [119] Barends S, Naldrett A J, Corton M P. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas [J]. *Chem. Geol.*, 1985, 53:303-323.
- [120] Peach C L, Mathez E A. Constraints on the formation of platinum-group element deposits in igneous rocks [J]. *Economic Geology*, 1996, 91(2):439-450.
- [121] Malitch K N, Thalhammer O A R, Knauf V V, et al. Diversity of platinum-group mineral assemblages in banded and podiform chromite from Kraubath ultramafic massif, Austria:evidence for an ophiolitic transition zone[J]. *Mineralium Deposita*, 2003, 38(3):282-297.
- [122] Fleet M E, Wu T W. Volatile transport of platinum-group elements in sulfide-chloride assemblages at 1000°C[J]. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 1988, 57(15):3519-3531.
- [123] Schiano P, Clochiatti R, Lorand J P, et al. Primitive basaltic melts included in podiform chromites from the Oman ophiolite[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 146(3):489-497.
- [124] Economou-Eliopoulos M. Platinum-group element distribution in chromite ores from ophiolite complexes:implications for their exploration[J]. *Ore Geology Review*, 1996, 11(6):363-381.
- [125] Konstantopoulou G, Economou-Eliopoulos M. Distribution of platinum-group elements and gold within the Vourinos chromite ores Greece[J]. *Econ. Geol.*, 1991, 86:1672-1682.
- [126] Auge T. Platinum-group mineral inclusions in ophiolite chromite from the Vourinos complex, Greece [J]. *The Canadian Mineralogist*, 1985, 23(2):163-171.
- [127] Hamlyn P R, Keays P R, Cameron W E, et al. Precious metals in magnesian low-Ti lavas:implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas [J]. *Geochim Cosmochim Acta*, 1985, 49(8):1797-1811.
- [128] Johan Z. Towards a common model for PGE deposit formation in basic and ultrabasic complex [C]// 8th Int Platinum Symp, GSSA and SAIMM Symp, 1998, 18:165-167.
- [129] Edward S J. Harzburgite and refractory melts in the Lewis Hills Massif, Bay of islands ophiolite complex:The base-elements and precious-metals story[J]. *The Canadian Mineralogist*, 1990, 28(3):537-552.
- [130] Karrei L I, Mumgall J E, Jenner F, et al. Elevated Pt, Pd and Au concentration in high-Ca boninites, northern Tonga arc:evidence for residual monosulfide solid solution [J]. *Geophys. Res. Abstract* 2008, V.10, EGU 2008-A-04326, EGU. General Assembly.
- [131] Maruyama S, Santosh M, Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite:Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the Core-Mantle Boundary [J]. *Gondwana Research*, 2007, 11

- (1):7-37.
- [132] Litasov K D, E. Ohtani. Phase relations and melt compositions in CMAS-pyroxene-H₂O system up to 25 GPa [J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2002, 134(1):105-127
- [133] Litasov K D, Ohtani E, Kagi H, Jacobsen S D and Ghosh S. Temperature dependence and mechanism of hydrogen incorporation in olivine at 12.5-14.0 GPa[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(16):163-164.
- [133] Stachel T, Brey G P, Harris J W. Inclusions in sublithospheric diamonds: glimpses of deep earth [J]. *Elements*, 2005, 1(2):73-78.
- [134] Chen M, Shu J, Mao H K, et al. Natural occurrence and synthesis of two new post spinel polymorphs of chromite [J]. *Proceedings of National Academy of Science of the United States of America*, 2003, 100:14651-14654.
- [135] Karato S, Zhang S, Zimmerman M E, et al. Experimental studies of shear deformation of mantle materials: towards structural geology in the mantle [J]. *Pure and Applied Geophysics*, 1998, 151(2/4):589-603.
- [136] 杨凤英, 康志琴, 刘淑春. 蛇纹石的八面体假象及其成因的初步探讨[J]. *矿物学报*, 1981, (1):52-54.
- Yang Fengying, Kang Zhiqin, Liu Shuchun. A new octahedral pseudomorph of lizardite and its origin [J]. *Acta Mineralogica Sinica*, 1981, (1):52-54 (in Chinese with English abstract).
- [137] Yang J S, Bai W J, Fang Q S, et al. Silicon-rutile—an ultrahigh pressure (UHP) mineral from an ophiolite[J]. *Progress in Natural Science*, 2003, 13 (7):528-531.
- [138] Ballhaus C. Origin of podiform chromite deposits by magma mingling [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 156(3): 185-193.
- [139] 催军文, 乔子江. 罗布莎铬铁矿成矿构造条件的研究 [J]. *矿床地质*, 1983, 1:48-57.
- Cui Junwen, Qiao Zijiang. A study of the tectonic environment of the Luobusa chromite deposits[J]. *Mineral Deposits*, 1983, 1:48-57 (in Chinese with English abstract).

Multi-stage formation of the podiform chromite

XIONG Fa-hui¹, YANG Jing-sui¹, LIU Zhao²

(1. State Key Laboratory for Continental Tectonics and Dynamics, Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China; 2. China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: Podiform chromite serves as the main source of chromium and is also the shortage ore species in China; therefore, the discovery of large chromite deposits has become the first way to solve the long-term dependence on imports. But there is disagreement about the genesis of podiform chromite. With the discovery of many abnormal mantle minerals in podiform chromite and its host mantle peridotite, geologists have rethought the genesis of the podiform chromite. This paper focuses on the latest achievements and progress in the study of the podiform chromite both in China and abroad, which include the morphological characteristics of podiform chromite, output feature, mineral chemistry, the distribution pattern of the platinum group elements (PGE), the UHP minerals in the chromite, and the host harzburgite evolution. The chromium of podiform chromite was derived from the incongruent melting of the two types of pyroxene and associated mineral spinel, which might have been formed in an environment of the lower mantle or transition zone. Platinum group element minerals exist as inclusions and fissures in the podiform chromite, and the content of platinum group elements is related to the S saturation level formation in the process and has multi-phase characteristics. The authors hold that the process of the formation of podiform chromite consisted of four stages, which were the stage of chromium source derivation, the crystallization stage of spinel and UHP minerals, the chromite ore-forming stage, and the stage of chromite seating. It is thought that the characteristics of each stage require further refinement and investigation, and the detailed comparison between different podiform chromite deposits is necessary.

Key words: podiform chromite; ophiolite; platinum group elements; multi-stage

About the first author: XIONG Fa-hui, male, born in 1985, doctor candidate, majors in mineralogy, petrology and mineral deposits; E-mail: xiongfahui@126.com.