

doi: 10.12029/gc20200113003

周佐民, 刘晓阳, 龚鹏辉, 任军平, 谢瑜, 孙凯, 吴兴源, 贺福清, 何胜飞, 左立波, 张航. 2023. 铬铁矿成矿作用与研究进展[J]. 中国地质, 50(2):.
Zhou Zuomin, Liu Xiaoyang, Gong Penghui, Ren Junping, Xie Yu, Sun Kai, Wu Xingyuan, He Fuqing, He Shengfei, Zuo Libo, Zhang Hang. 2023.
Metallogeny and advances of chromite deposits[J]. Geology in China, 50(2): (in Chinese with English abstract).

铬铁矿成矿作用与研究进展

周佐民, 刘晓阳, 龚鹏辉, 任军平, 谢瑜, 孙凯, 吴兴源,
贺福清, 何胜飞, 左立波, 张航

(中国地质调查局天津地质调查中心, 天津, 300170)

提要:【研究目的】铬铁矿的形成与基性—超基性岩有关, 对于铬铁矿的成因机制存在诸多争议, 深化铬铁矿的成因研究对于实现铬铁矿找矿突破具有重要意义。【研究方法】通过对前人研究成果的梳理, 总结了铬铁矿的成矿类型、成矿时代、矿体特征和成因研究进展。【研究结果】铬铁矿资源和产量高度集中, 南非、哈萨克斯坦、芬兰和印度 4 国的铬铁矿储量占全球的 95% 以上, 南非、哈萨克斯坦和土耳其等国主宰了世界铬铁矿的供应市场。铬铁矿类型主要有原生铬铁矿和次生铬铁矿两大类, 原生铬铁矿主要是层状和豆荚状 2 种类型, 次生铬铁矿主要是铬铁矿海滨(或海成)砂矿。层状铬铁矿通常形成于稳定克拉通内部的基性—超基性侵入体内, 通常规模巨大。豆荚状铬铁矿与蛇绿岩密切共生, 分布最为广泛, 但矿床规模普遍较小, 其产状、结构构造和共生矿物组合等存在较大差异。豆荚状铬铁矿主要形成于显生宙, 少量形成于中—新元古代, 层状铬铁矿主要形成于元古代, 集中于古元古代。【结论】对于层状铬铁矿成因模式争议较小, 主要有同化混染硅铝质围岩和岩浆混合两种模式; 而豆荚状铬铁矿的成因模式较多, 尚未达成共识, 未来应重点聚焦铬的富集机制研究。

关键词: 铬铁矿; 成因类型; 成矿时代; 成因模式; 研究进展; 地质调查工程

创 新 点: 全面系统地梳理了豆荚状铬铁矿和层状铬铁矿的成矿类型、成矿时代、矿体特征和成因研究进展; 关于豆荚状铬铁矿中铬的富集机制有待更深入的研究。

中图分类号: P618.33 文献标志码: A 文章编号: 1000-3657(2023)02-

Metallogeny and advances of chromite deposits

ZHOU Zuomin, LIU Xiaoyang, GONG Penghui, REN Junping, XIE Yu, SUN Kai, WU Xingyuan,
HE Fuqing, HE Shengfei, ZUO Libo, ZHANG Hang

(Tianjin Center, China Geological Survey, Tianjin 300170, China)

Abstract: This paper is the result of geological survey engineering.

收稿日期: 2020-11-06; 改回日期: 2022-05-11

基金项目: 援卢旺达地质矿产调查项目(WKZB1811BJB301389)、非洲中东部大型铜—钴资源基地评价项目(DD20190439)和非洲中南部重要矿床地质背景、成矿作用和找矿潜力研究(1212011220910)联合资助。

作者简介: 周佐民, 男, 1986 年生, 高级工程师, 主要从事岩石学、地球化学和地热研究; E-mail: zzm04013114@163.com。

通讯作者: 刘晓阳, 男, 1977 年生, 正高级工程师, 长期从事矿产地质勘查工作; E-mail: lxylyw200@163.com。

[Objective] The formation of chromite is generally related to basic-ultrabasic rocks. However, the genetic mechanism of chromite deposit remains controversial. Deciphering the genesis of chromite deposit is of great significance for ore exploration. **[Methods]** This review work summarizes the ore types, metallogenic age, ore body characteristics and genetic mechanisms of chromite based on previous research results. New perspectives are also provided. **[Results]** The chromite resources and production are highly concentrated at South Africa, Kazakhstan, Finland and India, accounting for more than 95% of the global chromite reserves. The global chromite supply market is dominated by South Africa, Kazakhstan and Turkey. There are two major chromite types, namely primary and secondary chromite. Primary chromite is mainly stratiform and podiform, while secondary chromite is mainly seashore placer chromite (or marine placer chromite). The stratiform chromite deposit is commonly huge in scale and formed associated with the basic-ultrabasic intrusions within stable cratons. The podiform chromite deposit is widely distributed and closely symbiotic with ophiolite, but the scale of this deposit is generally small. There are obvious differences in the occurrence, fabric, structure and paragenetic association of the two different chromite types. The podiform chromite is mainly formed in the Phanerozoic, with a small amount formed in the Meso-Neoproterozoic. The stratiform chromite is mainly formed in the Proterozoic and concentrated in the Paleoproterozoic. **[Conclusions]** The genetic model of the stratiform chromite deposit is less controversial, mainly focusing on the contamination mechanism of salic roof rocks and the magma mixture. In contrast, little consensus has been reached on the genetic models of podiform chromite. The enrichment mechanism of chromium is a key issue for more scientific constraints in the future.

Key words: chromite; genetic type; metallogenic age; genetic model; research progress; geological survey engineering

Highlight: This paper reviews the research progress of metallogenic types, metallogenic ages, ore body characteristics and genesis of podded chromite and stratified chromite comprehensively. The enrichment mechanism of chromium in podded chromite remains to be further studied.

About the first author: ZHOU Zuomin, male, born in 1986, senior engineer, engaged in the research of petrology, geochemistry and geotherm; E-mail: zzm04013114@163.com.

About the corresponding author: LIU Xiaoyang, male, born in 1977, professor of engineer, engaged in the geological survey and research; E-mail: lxlyw200@163.com.

Fund support: Supported by China-aided Geological Survey and Mineral Resources Assessment for Rwanda (No. WKZB1811BJB301389), Assessment of Mineral Resources and Mining Development Environment in the Central African Copper-Cobalt metallogenic belt (No. DD20190439) and Research on Geological Setting, Mineralization and Prospecting Potential of Important Deposits in Central and Southern Africa (No. 1212011220910).

1 引 言

近年来,铬铁矿矿床的研究得到了空前的重视 (Schulz et al., 2017; 郭佳等, 2018)。原生铬铁矿矿床主要分为层状铬铁矿和豆荚状铬铁矿 (Thayer, 1960; Paktunc, 1990)。层状铬铁矿形成于稳定克拉通内的前寒武纪基性—超基性岩中,由岩浆结晶分异而成,基性—超基性岩石和铬铁矿都呈层状,构造上处于莫霍面之上,该类型矿床储量大,常发育大型—超大型铬铁矿矿床。豆荚状铬铁矿发育于蛇绿岩套中的地幔橄榄岩内,又称蛇绿岩型铬铁矿,构造上位于莫霍面之下,受构造作用改造明显,分布广泛但单个矿床储量往往不大。次生铬铁矿主要是铬铁矿海滨(或海成)砂矿 (Gujar et al., 2010a, b)。

原生铬铁矿的成因研究迄今已有近百年的历史,取得了一系列成果,同时也存在诸多争议。对于层状铬铁矿的成因争议相对较小,主要存在两类观点:同化混染硅铝质围岩模式 (Irvine, 1975; Spandler et al., 2005) 和岩浆混合模式 (Irvine, 1977; Naldrett et al., 2012),其中岩浆混合模式可总结为原位模式 (Irvine, 1977) 和异位模式 (Eales, 2000; Mondal and Mathez, 2007; Naldrett et al., 2012) 两种不同的解释。而铬铁矿的成因模式较多,分别有:分离结晶与热液作用 (Fisher, 1929)、熔融残余(辉石不一致熔融) (Lago et al., 1982; 王希斌和鲍佩声, 1987; 郝梓国, 1989)、熔体—残余地幔橄榄岩反应 (Zhou et al., 1994; Zhou and Robinson, 1997; Uysal et al., 2015; 刘婷等, 2021)、地幔柱 (Yamamoto et al.,

2009; Yang et al., 2015; Xiong et al., 2015; Howell et al., 2015; 王焰等, 2020; Yang et al., 2021)、板片回撤 (McGowan et al., 2015; Griffin et al., 2016)、板片断裂 (Zhou et al., 2014; 陈艳虹和杨经绥, 2018)、流体不混溶 (Matveev and Ballhaus, 2002; Su et al., 2020; 苏本勋等, 2021)。鉴于目前对铬铁矿的形成富集机制争议较大,有必要对铬铁矿的研究脉络和成果认识进行系统而全面的梳理,由此本文总结了:(1)世界铬铁矿的分布、资源禀赋与产量;(2)铬铁矿的成因类型与特点;(3)铬铁矿的形成时代;(4)铬铁矿的成因模式及研究进展;(5)铬铁矿的找矿方向。

2 世界铬铁矿的分布、资源禀赋与产量

2.1 世界铬铁矿的分布与资源禀赋

铬铁矿的分布极为集中,全球铬铁矿主要集中于南非、哈萨克斯坦、土耳其、芬兰、印度、津巴布韦等国家(图1)。从全球铬铁矿资源总量来看,根据2015年国际铬发展协会(International Chromium Development Association)的数据显示,全

球铬铁矿的资源量超过1200000万t(航运级, shipping grade),铬铁矿资源丰富。储量上,根据美国地质调查局2020年世界矿产品概要,全球铬铁矿的总储量约57000万t,以哈萨克斯坦、南非、印度为之最,其储量分别为23000万t、20000万t和10000万t,全球占比分别为40.38%、35.11%、17.56%,三国的铬资源储量约占全球的93%。标普全球财智的最新数据(表1)显示,全球铬铁矿的总储量约57700万t,南非和哈萨克斯坦的铬铁矿储量占绝对优势,分别是26000万t和22700万t,全球占比分别为45.09%和39.33%,世界排名前二,两国铬铁矿储量的全球占比近85%,其次是芬兰和印度,储量分别为4800万t和2500万t,全球占比分别为8.32%和4.40%。虽然两者数据稍有不同,但铬铁矿高度集中于南非、哈萨克斯坦、芬兰和印度是共识,4国的铬铁矿储量占全球的95%以上。

2.2 世界铬铁矿产量

从铬铁矿开发利用现状看(表2,图2),南非、哈萨克斯坦和土耳其三国的产量占绝对优势,英国地

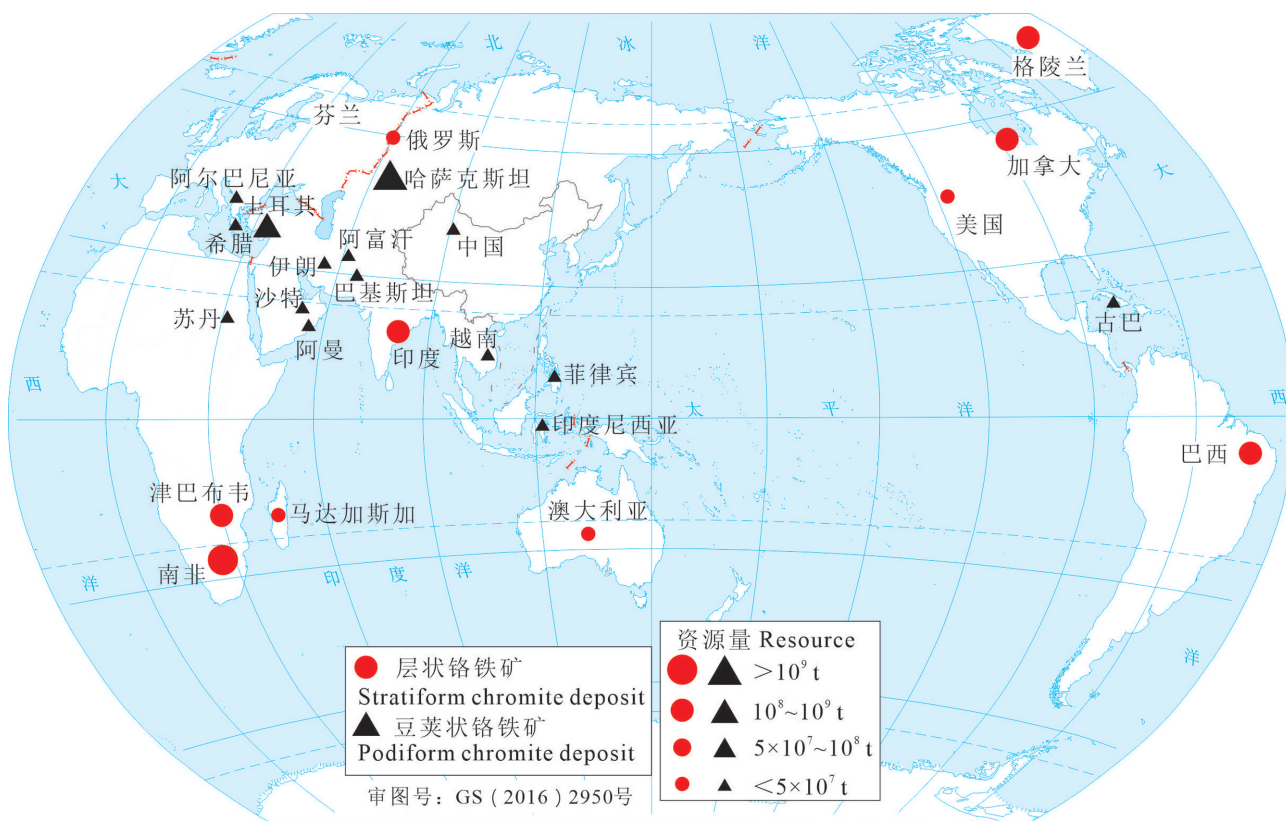


图1 全球铬铁矿资源分布与矿床类型(据 Koleli and Demir, 2016 修改)

Fig.1 Distribution and types of global chromite resources (modified from Koleli and Demir, 2016)

表 1 世界铬铁矿主要资源国铬铁矿储量

Table 1 Chromite reserves in major chromite resource countries in the world

排名	国家	储量/万 t ^a	占比/% ^a	储量/万 t ^b	占比/% ^b
1	南非	26023.9	45.09	20000	35.11
2	哈萨克斯坦	22700	39.33	23000	40.38
3	芬兰	4800	8.32	1300	2.28
4	印度	2537.1	4.40	10000	17.56
5	美国	864.4	1.50	62000	0.11
6	土耳其	662.4	1.15	2600	4.56
7	菲律宾	130.3	0.23	—	—
8	合计	57718.1	100	56962	100

注:a表示数据来源于标普全球财智最新数据;b表示数据来源于美国地质调查局2020年世界矿产品概要,其中未统计其他国家的储量数据。

地质调查局2018年的数据(表2)显示,其产量分别为1782.90万t、688.88万t和660.00万t,全球占比分别为43.71%、16.89%和16.18%,三国的铬铁矿产量占全球的76.78%,而南非一直以来都是全球最大的铬铁矿生产国。继南非、哈萨克斯坦和土耳其之后,依次为印度、阿尔巴尼亚和芬兰,产量分别为378.00万t、114.27万t和109.94万t,全球占比分别为9.27%、2.8%和2.7%。以上六国的铬铁矿产量占全球产量的91.55%,主宰了世界铬铁矿的供应市场,生产高度集中。中国铬铁矿的产量非常低,2018年的年产量仅为3万t,占全球铬铁矿产量的0.07%。

3 铬铁矿主要类型与特点

全球典型的铬铁矿矿床均赋存于基性—超基性岩中。层状铬铁矿矿体通常发育典型的岩浆堆晶层理构造。铬尖晶石往往与辉石、橄榄石等平行共生,由于延伸稳定且规模通常较大,该类型铬铁矿的储量占比甚至超过70%。豆荚状铬铁矿又称为阿尔卑斯型铬铁矿,主要分布于显生宙造山带蛇绿岩中,与橄榄岩密切伴生,矿床形态上,矿层的横向水平宽度不大,而延展轴与纯橄岩/方辉橄榄岩围岩近平行,呈豆荚状或透镜状断续、零散出露(龚雪婧等, 2013; 杨毅恒等, 2018),图3展示了理想蛇绿岩套剖面中层状铬铁矿和豆荚状铬铁矿的产出部位。次生铬铁矿主要是沉积型砂矿床,该类型规模相对较小。

3.1 层状铬铁矿(超基性侵入岩体)

层状铬铁矿床多赋存于大型层状基性—超基

表 2 世界铬铁矿主要资源国铬铁矿产量统计(万 t)

Table 2 Chromite production in main chromite resource countries in the world (Ten thousand tons)

1	国家	2018年	占比/%
2	南非	1782.90	43.71
3	哈萨克斯坦	688.88	16.89
4	土耳其	660.00	16.18
5	印度	378.00	9.27
6	阿尔巴尼亚	114.27	2.80
7	芬兰	109.94	2.70
8	津巴布韦	89.47	2.19
9	阿曼	68.77	1.69
10	俄罗斯	50.70	1.24
11	巴西	50.00	1.23
12	巴基斯坦	32.47	0.80
13	伊朗	30.00	0.74
14	巴布亚新几内亚	9.21	0.23
15	菲律宾	4.50	0.11
16	马达加斯加	3.54	0.09
17	中国	3.00	0.07
18	苏丹	2.70	0.07
19	阿富汗	0.64	0.02
20	科索沃	—	—
21	哥伦比亚	—	—
22	其他国家	—	—
23	全球总和	4079.00	100

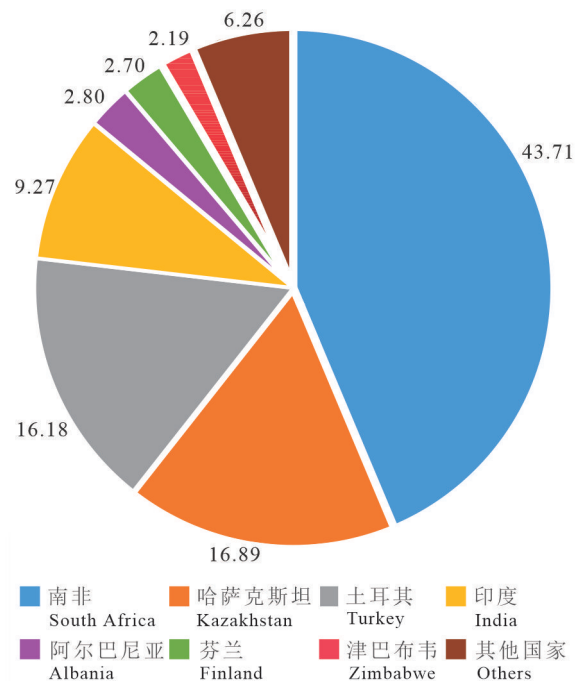


图2 世界主要铬铁矿资源国铬矿产量占比图
Fig.2 Proportions of chromite productions in major chromite resource countries

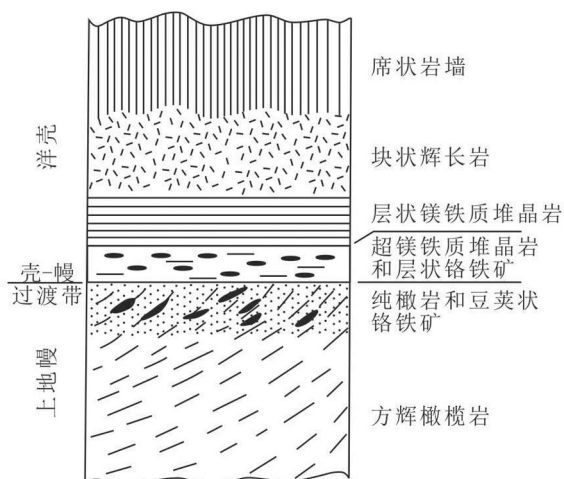


图3 理想蛇绿岩套剖面中铬铁矿的产出部位(据 Paktunc, 1990 修改)

Fig.3 The setting of chromite of an idealized ophiolite section (modified from Paktunc, 1990)

性岩体底部,且大型层状铬铁矿床与其围岩往往都是同源岩浆。大多数大型层状基性—超基性岩体又都形成于稳定的、大陆中央非造山带的内部或其边缘附近,例如南非林波波省(Limpopo Province)的布什维尔德(Bushveld)杂岩体侵入卡普瓦克拉通(Kaapvaal Craton)内,津巴布韦大岩墙(Great Dyke)则是沿太古界—元古界的边缘侵入到津巴布韦克拉通内。

层状铬铁矿往往可以作为蛇绿岩层序底部的一个层状单元,形态与层状岩体一致。含层状铬铁矿的基性—超基性岩体大多呈圆形或漏斗形,具有岩床或岩墙的几何形状。一般地,超基性序列由下部的纯橄岩或方辉橄榄岩和上部的辉石岩组成的韵律层。因此,超基性序列又可以分为纯橄岩系列和辉石岩系列。在纯橄岩系列中,岩浆韵律的底部为铬铁矿层,上部为纯橄岩,两者通常为突变接触,渐变的浸染状接触则很少见。辉石岩序列中,岩浆韵律单元底部为纯橄岩层,上部为方辉橄榄岩和橄榄古铜辉石岩,顶部为较厚的古铜辉石岩层。多数情况下,该序列中发育的铬铁矿层厚度不如纯橄岩层。排除风化剥蚀因素,含层状铬铁矿的基性—超基性岩体厚度一般至少2 km,但层状铬铁矿的层厚占比却并不大,比如布什维尔德杂岩体总层厚达5 km,而其中的层状铬铁矿的平均层厚约为1.5~1.7 km。津巴布韦大岩墙也是如此,厚度达3 km以上,而其中位

于上部辉石岩序列中的铬铁矿层厚度约1.8 m,下部超基性岩序列中的铬铁矿仅为0.1~0.2 m。从资源量角度看,一般大型层状岩体中的铬铁矿规模巨大,比如仅南非的布什维尔德、津巴布韦的大岩墙和美国的斯蒂尔沃特(Stillwater)3个岩体的矿床就占据了全球近70%的铬铁矿资源量(王焰等, 2020)。

3.2 豆荚状铬铁矿(蛇绿岩型)

豆荚状铬铁矿是工业上冶金级铬的主要来源,通常赋存于蛇绿岩套底部的壳幔边界(莫霍面)地幔橄榄岩或地壳超镁铁质堆晶岩中。全球范围内,含铬铁矿地幔橄榄岩表现出明显的垂向分层现象,按照部分熔融程度的不同,从顶至底依次为纯橄岩、方辉橄榄岩和二辉橄榄岩。方辉橄榄岩和纯橄岩一般位于莫霍面以下1~1.5 km,铬铁矿产于这两类岩石中。相比于层状铬铁矿,豆荚状铬铁矿分布广泛,且品位高,Cr₂O₃含量达30%以上,但矿床规模普遍较小(一般小于1000万t,仅哈萨克斯坦的Kempirsai矿床和俄罗斯的Ray-Iz矿床达亿吨级),另外在产状、结构构造、共生矿物组合等方面也都有着较大差异(王焰等, 2020),矿体产状多呈透镜状、狭窄的扁豆状或不规则状,厚度通常<5 m,长度通常<数十米,矿体数量较多,可达数十至上百个。铬铁矿在构造上主要呈豆状、豆荚状、浸染状、反豆状、条带状和致密块状。通常情况下,大型豆荚状铬铁矿矿体都赋存于(俯冲带蛇绿岩套中)难熔的方辉橄榄岩内(例如哈萨克斯坦Donskoy Voskhod矿床和菲律宾Masinloc铬铁矿床),几乎所有的豆荚状铬铁矿床都与该地幔难熔残余成因橄榄岩存在成因联系(王希斌和鲍佩声, 1987),而二辉橄榄岩(如残余洋脊、岛弧根部)中很少发育或发育小规模

的铬铁矿矿体。中国铬铁矿矿床成因类型较为单一,以蛇绿岩豆荚状铬铁矿类型为主,主要发育于造山带中,典型的矿床有中亚造山带新疆萨尔托海、班公湖—怒江缝合带的西藏东巧蛇绿岩、雅鲁藏布江缝合带中的西藏罗布莎和祁连—秦岭造山带中的甘肃大道尔吉蛇绿岩型铬铁矿床等。铬铁矿分布少、规模小、品位低、开采成本高,目前尚未发现与层状侵入岩相关的大型层状铬铁矿床(王焰等, 2020)。从岩浆演化的角度来看,中国铬铁矿主要形成于岩浆作用晚期的纯橄岩和方辉橄榄岩的组合中,以方辉

橄榄岩为主体,矿体也主要以“集群成带”的形式赋存于方辉橄榄岩中。

3.3 砂矿(海岸带)

铬铁矿物物理化学性质比较稳定且比重较大,可形成次生沉积型砂矿床,其中,铬铁矿海滨(或海成)砂矿为主要的工业开采类型。海滨砂矿是海洋(浅海)矿产资源中价值仅次于石油、天然气的重要矿产类型。铬铁矿海滨(海成)砂矿相对较少,但与金、金刚石、钛铁矿、钽铁矿、锆石、独居石、锡石和磷钇矿等砂矿类似,具有极高的经济价值。海滨砂矿通常赋存于砂堤、沙滩及海湾的松散沉积物中,通常为表层沉积。陆源碎屑在海滨一带由于波浪、潮汐、河流、海流等作用,促使重矿物碎屑堆积、富集成矿和后生变化5个阶段。铬铁矿基本都来源于上游的富铬铁矿的超基性岩(Gujar et al., 2010a)。依据成矿时代可分为现代海滨砂矿和古海滨砂矿(古海滨在地质时期已形成,其后由于地质作用海岸带下降或海面上升而被上覆地层覆盖)。铬铁矿海滨砂矿以复合型砂矿为主,常与锆石、独居石、钛铁矿和金红石等重矿物共生,主要分布于美国西海岸和印度西海岸(Gujar et al., 2010b),美国西海岸海滨砂矿以钛铁矿、铬铁矿和锆石为主。印度西海岸南部的特拉凡科(Travancore)海滨砂矿,从科钦到科摩林角绵延长达约250 km,是全球最大的黑砂矿床之一,铬铁矿和独居石是主要产出矿种。非洲西南海滨带也发现有铬铁矿,但主要是以伴生矿产出,主体是金刚石砂矿。中国也发现有铬铁矿海滨砂矿,但局限于露天开采,机械化程度和利用率很低,开采规模小。

4 铬铁矿的成矿时代

原生铬铁矿与蛇绿岩有着紧密的联系。国内外学者对显生宙蛇绿岩及铬铁矿的研究更为详尽,以下主要对古元古代、中一新元古代、显生宙时期的铬铁矿进行论述。

4.1 显生宙铬铁矿

显生宙铬铁矿主要是豆荚状铬铁矿(图4),矿体赋存于(蛇纹石化)纯橄岩中。豆荚状铬铁矿床主要位于板块结合地带,从空间展布来看,主要在欧亚分界乌拉尔造山带、特提斯—喜马拉雅和环太

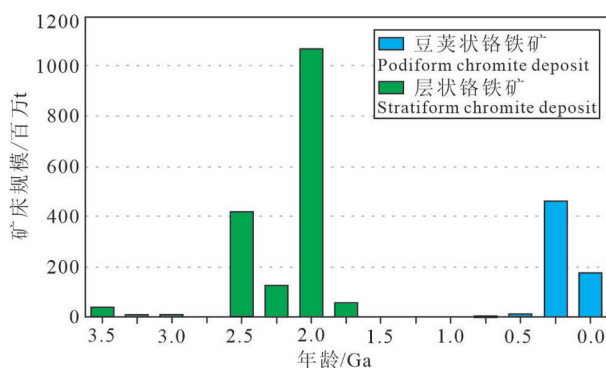


图4 蛇绿岩豆荚状、层状铬铁矿时代分布(Stowe, 1994)

Fig.4 Time distribution of ophiolitic podiform and stratiform chromite ore deposit (Stowe, 1994)

平洋,且集中分布于近N-S向造山带内,铬矿储量的世界占比超过90%,发育于日本、芬兰、阿尔巴尼亚、菲律宾、印度、哈萨克斯坦、巴布亚新几内亚、澳大利亚、阿曼和中国的西藏、新疆等地的蛇绿岩套中(鲍佩声和王希斌, 1999)。因此,最主要的构造环境有以下两种:其一、俯冲带上部的岛弧或蛇绿岩,如菲律宾的Zambales蛇绿岩、日本西太平洋岛弧;其二、造山带蛇绿岩,如沿阿尔卑斯—喜马拉雅造山带分布的阿曼蛇绿岩、西藏罗布莎蛇绿岩。

中国铬铁矿的形成时代以中生代为主,大型矿床基本发育在该时期。但华北地区的蛇绿岩型铬铁矿几乎均为古生代,其中,北祁连造山带铬铁矿床形成于早古生代,早古生代铬铁矿数量虽多,但一般规模都较小,而兴蒙造山带铬铁矿床形成于晚古生代。

4.2 古元古代铬铁矿

古元古代的铬铁矿既有高Al质的,也有高Cr质的,形成于俯冲带构造体系,主要赋存于蛇绿岩套的纯橄岩或蛇纹岩中,直接受控于熔融程度和含水流体。该时期的蛇绿岩和铬铁矿形成于大陆裂谷与大洋形成阶段,铬铁矿TiO₂含量较低,而Zn、MnO含量高(鲍佩声, 2019)。

除了全球著名的南非布什维尔德铬铁矿(全岩Re-Os年龄为(2043±11) Ma, Schoenberg et al., 1999)和津巴布韦层状铬铁矿(2.46 Ga, Mukasa et al., 1998),另外还有欧洲规模最大的芬兰科密(Kemi)层状铬铁矿(2.44 Ga, Patchett et al., 1981; 张伟波等, 2020)、芬兰Outokumpu-Jormua蛇绿岩与铬铁矿(1.97~1.96 Ga, Kontinen, 1987; Vuollo et al.,

1995)、加拿大 Purtuniq 蛇绿岩与铬铁矿 (~2.0 Ga, Parrish et al., 1989), 这些都是古元古代铬铁矿的典型矿床。其中, Outokumpu 铬铁矿可分为两类:一类是岩浆结晶分异成因的层状铬铁矿, 高Al型, 以堆晶形式存在, 赋存于堆晶辉长岩底部, 缺乏含水包裹体; 另一类与层状铬铁矿不同, 为豆荚状铬铁矿, 高Cr型, 可见含水包裹体, 赋存于地幔岩(发育纯橄岩)中, 类似于近代俯冲带内发育的方辉橄榄岩中的高Cr型铬铁矿, 指示高度部分熔融。芬兰 Outokumpu-Jormua 蛇绿岩除了在蚀变作用与中生代蛇绿岩有所不同外, 其余特征基本类似(鲍佩声, 2019)。

4.3 中一新元古代铬铁矿

该时期蛇绿岩形成于弧前盆地或俯冲带环境, 以阿拉伯—努比亚地盾(ANS)蛇绿岩和铬铁矿为代表, 其形成与阿拉伯—努比亚地盾的演化一脉相承, 形成时间约为 890~690 Ma (Stern et al., 2004; Johnson et al., 2011)。阿拉伯—努比亚地盾上沿缝合带及其附近发育大量蛇绿岩套, 其中, 埃及东部沙漠的蛇绿岩类似于显生宙蛇绿岩, 形成于岛弧构造背景 (MacLeod et al., 2013)。阿拉伯—努比亚地盾蛇绿岩及铬铁矿形成于俯冲过程的不同阶段, 不同阶段形成的铬铁矿特征也不尽相同, 在俯冲初始阶段因板片脱水作用较弱, 而形成高Al型($Cr^{\#}<0.6$)铬铁矿, 常见有堆晶结构, 缺乏含水包体, 而在后期成熟弧演化时期, 二次熔融作用形成岛弧岩浆和高Cr型($Cr^{\#}>0.6$)铬铁矿, 也因此伴生纯橄岩和高度亏损的方辉橄榄岩(鲍佩声等, 1990; Whattam and Stern, 2011; 鲍佩声, 2019)。埃及东部沙漠以及北非东部蛇绿岩中的高Cr型铬铁矿中可见含水包裹体, 说明挥发分水参与了高Cr型铬铁矿的成矿过程。高Cr铬铁矿与纯橄岩(和/或玻安岩)都是亏损地幔橄榄岩二次(高度)熔融的产物, 玻安岩是俯冲弧构造背景的特征产物(周二斌, 2011)。

典型高Al型铬铁矿可见于努比亚地盾的 Onib 蛇绿岩中。而高Cr型铬铁矿以 Sol Hamed 蛇绿岩为代表, 蛇纹石化纯橄岩是赋存高Cr型铬铁矿的层位(Hamdy and Lebda, 2011)。

5 成矿理论研究进展

5.1 豆荚状铬铁矿

豆荚状铬铁矿的成因模式仍然存在较大争议,

至今尚未达成共识, 主要的观点有:

(1) 早期分离结晶+晚期热液作用

铬铁矿形成分为三个阶段: 早期岩浆作用铬铁矿、晚期岩浆作用铬铁矿和最晚期热液作用铬铁矿。岩浆作用铬铁矿通过分离结晶作用形成, 早期铬铁矿早于基质硅酸盐矿物(如橄榄石)形成, 而晚期岩浆铬铁矿晚于基质矿物, 常围绕、切割基质矿物, 岩浆晚期形成的铬铁矿比早期的铬铁矿重要得多。热液期铬铁矿明显晚于岩浆作用铬铁矿。铬铁矿的圆形轮廓是热液溶蚀作用的体现。热液作用携带岩浆铬铁矿运移、溶解后再次堆积成矿, 同时形成蛇纹石化, 铬铁矿与蚀变矿物共同沉淀 (Fisher, 1929), 正是由于豆荚状铬铁矿矿石普遍具有蛇纹石化, 且比纯橄岩和方辉橄榄岩等围岩的蛇纹石化更强, 蛇纹石化作用越强烈, 铬铁矿品位越高 (Fisher, 1929; 苏本勋等, 2021), 因此豆荚状铬铁矿的蛇纹石化作用成为热液成因的依据。然而, 当时并不清楚热液流体的来源以及导致蛇纹石化的热液作用具体如何影响铬铁矿的成矿。另外, Fisher (1929) 提出, 铬铁矿的组成与产状、铬铁岩的蚀变程度和基质矿物无关。这些成果为之后的板片俯冲、流体不混溶等模型解释奠定了一定基础。

(2) 熔融残余

在扩张洋中脊构造环境下, 单斜辉石(含铬透辉石)和斜方辉石(含铬顽火辉石)的不一致(高度)熔融, 形成成矿物质铬尖晶石和橄榄石, 伴随铬尖晶石改造形成铬铁矿 (Lago et al., 1982; 王希斌和鲍佩声, 1987; 郝梓国, 1989)。豆荚状铬铁矿赋存于壳幔边界, 堆晶岩之下、地幔橄榄岩之上的纯橄岩和方辉橄榄岩中。含豆荚状铬铁矿岩石形成于洋脊之下或者边缘盆地的扩张脊构造环境 (图 5a,b; Lago et al., 1982), 由于地幔对流作用, 矿体主要富集于高温的洋脊下地幔底辟体上升柱附近(垂直构造线), 这也与铬铁矿 1200~1300 °C 的形成温度一致, 扩张时间持续越长, 铬铁矿越富集 (郝梓国, 1989)。豆荚状铬铁矿与纯橄岩密切共生, 纯橄岩越富集, 铬铁矿也越富集, 反之亦然, 且产状也基本一致, 纯橄岩通常“包裹”铬铁矿而成为铬铁矿的外壳, 因此, 纯橄岩是铬铁矿最为重要的赋矿岩石。在方辉橄榄岩转化成纯橄岩过程中, 辉石中的铁和铬被原始地幔岩中低铬的尖晶石吸纳形成富铬的

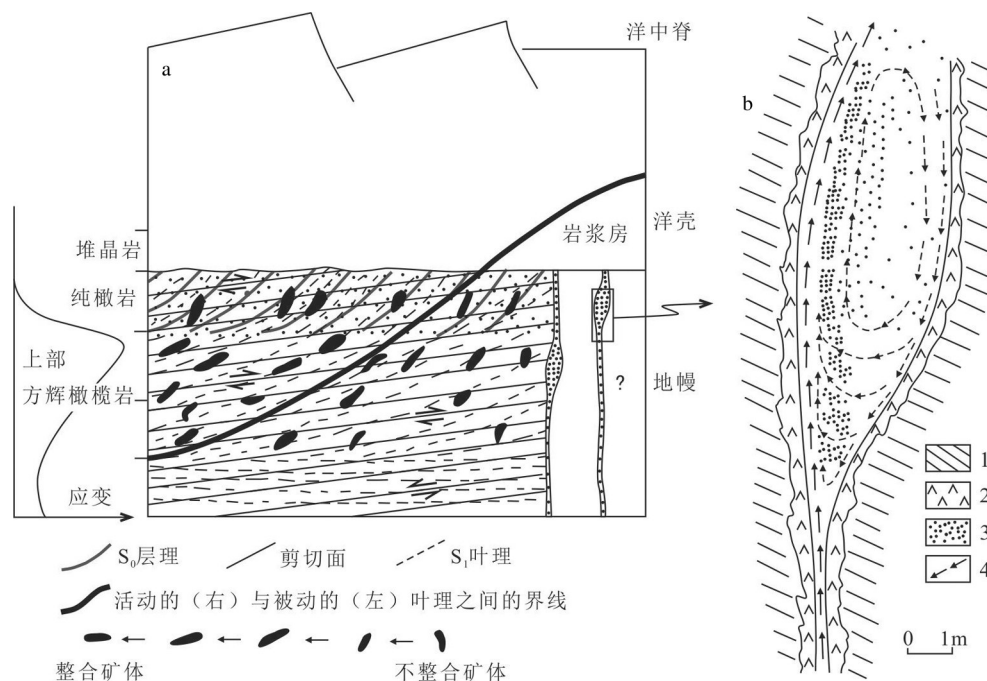


图5 在活动扩张脊下部的洋壳地幔最上部地幔中豆荚状铬铁矿的成因与演化(a);方辉橄榄岩中发育玄武质似墙状的岩浆通道,豆荚状铬铁矿在通道的“洞穴”内形成(b)(据Lago et al., 1982修改)

1—方辉橄榄岩;2—纯橄岩外壳;3—铬铁矿颗粒;4—岩浆流动方向

Fig.5 Genesis of the podiform chromite in uppermost oceanic mantle beneath an active spreading ridge (a); Podiform chromite formed inside a cavity along magma channel in the harzburgite (b) (modified from Lago et al., 1982)

1—Harzburgite; 2—Dunite envelope; 3—Chromite grains; 4—Magma convection direction

铬尖晶石,随熔融程度升高,铬尖晶石消失,继而在持续形成纯橄岩的同时,铬以滴状体形式仍留在纯橄岩中,因此,纯橄岩外壳和豆荚状铬铁矿是地幔橄榄岩高度熔融(精炼提取)后的最终残余(王希斌和鲍佩声, 1987)。

(3)熔-岩反应(即熔体-残留地幔橄榄岩相互反应)

该模式是自20世纪90年代以来的主流成因解释。方辉橄榄岩、纯橄岩和铬铁矿紧密共生的解释以及铬铁矿类型的差异主要在于熔体性质的不同。随着地幔橄榄岩的部分熔融,铬铁矿的不相容性致使铬元素不断在熔体中富集,而熔体上涌过程中与橄榄岩围岩发生熔-岩反应,亏损的二辉橄榄岩中的单斜辉石和斜方辉石全部溶解后形成纯橄岩外壳,而在外层,仅单斜辉石熔融,形成方辉橄榄岩带,赋存于二辉橄榄岩中,熔体在循环过程中也发生结晶分异作用而形成豆荚状铬铁矿,铬铁矿与方辉橄榄岩(95%)和纯橄岩往往共生产出,铬铁矿主要与纯橄岩有关(Arai and Yurimoto, 1994; Zhou

et al., 1994; Zhou and Robinson, 1997)。蛇绿岩的形成构造背景代表了豆荚状铬铁矿矿床的形成环境,虽然有争议,但多数学者认为,最有利于铬铁矿形成的构造环境是俯冲带上部(supra-subduction zone, SSZ, 如岛弧、弧后盆地)(刘婷等, 2021)。根据铬铁矿中铝和铬含量的不同,将其分为高Cr型和高Al型,分别来源于上地幔高、低部分熔融形成的熔体。边缘弧环境下经过玻安质岩浆熔-岩反应形成高Cr型,而弧后环境下经过玄武质岩浆的熔-岩反应形成高Al型(Zhou and Robinson, 1994)。在成熟扩张脊位置,由于没有老岩石圈地幔,上升的熔体与其通过的围岩(亏损的橄榄岩)处于平衡状态,因此不形成铬铁矿。而在岛弧之下,老岩石圈地幔厚度大,能发生熔-岩反应和形成铬铁矿。如果老岩石圈随扩张而减薄和漂移,上升的熔体依然可以与上升的软流圈物质反应,因为它们普遍比围岩更难熔,这些高度难熔熔体因挥发分的增加导致了高度部分熔融,进而结晶出高Cr的铬铁岩。在初期的扩张中心,比如弧后盆地,老岩石圈地幔随扩张而减

薄和漂移,上升熔体相较于在岛弧之下环境的熔体,其难熔性更弱些,在扩张早期的熔-岩反应是最明显的,弱难熔的(拉斑玄武质)熔体结晶出高Al铬铁矿(图6~7;Zhou and Robinson, 1997)。不管是高Cr亦或是高Al铬铁矿,都存在于高度亏损地幔岩中(Zhou et al., 1994)。近年来的实验学数据也证实,不仅高Cr铬铁矿,在低Cr高Al铬铁矿的形成过程中,挥发分水也发挥了重要作用(Zhao et al., 2020)。在岛弧环境下,向上运移的软流圈岩浆/熔体与上地幔橄榄岩反应使得铬和高场强元素活化,在后期熔体的混合作用下重新富集而成(Uysal et al., 2015; 刘婷等, 2021)。

(4)地幔柱

最近发现的超高压金刚石与柯石英,暗示其可能形成于大于150 km的地幔深部(Yamamoto et al., 2009; Yang et al., 2015; Xiong et al., 2015)。在蛇绿岩套内的橄榄岩和铬铁矿中,发现一系列外来的超高压、强还原的矿物组合,如碳硅石、金刚石、柯石英、Ca-Si钙钛矿、青松矿以及代表地壳成分的锆石包裹体的发现,表明全球范围内的俯冲洋壳深循环,俯冲深度可以达地幔过渡带甚至核幔边界(Howell et al., 2015; Yang et al., 2015, 2021; Das et al., 2017)。铬铁矿的形成可以总结为3个主要阶

段:①古俯冲将再循环岩石圈物质带入深部地幔;②金刚石形成于约~150 km下地幔(660 km以上)的含碳流体,其中,蛇绿岩中的金刚石形成于俯冲流体中的有机碳,随后在深部被铬铁矿包裹;③含金刚石的铬铁矿随上升地幔流带至洋中脊浅部或俯冲带上盘环境,少量被地幔柱带至大陆(图8; Yang et al., 2021)。穆斯堡尔光谱分析也发现,块状铬铁矿的 $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ 比值较高(0.42,明显高于球状和浸染状铬铁矿的值0.22),而在各价态的铁离子中, Fe^{3+} 更能稳定存在于高压铬铁矿中,形成于高度还原的深地幔,块状铬铁矿通过地幔深循环对流传输至扩张洋中脊下方(浅部),在含水熔体存在的条件下与其宿主橄榄岩发生反应,生成球状和浸染状铬铁矿(Ruskov et al., 2010)。Satsukawa et al. (2015)首次在铬铁矿中发现地幔过渡带(MTZ, 410~660 km)位错蠕变引起的晶体塑性变形,同时铬铁矿和橄榄石包裹体都具有单一且明显的晶体学择优取向。所有这些证据都表明了铬铁矿深部地幔的印记。

(5)俯冲板片回撤

对于超高压铬铁矿的成因,也有学者提出不同的认识:超高压铬铁矿是低压铬铁矿通过地幔对流传过程(俯冲)进行深循环产生的(Arai, 2013; McGowan et al., 2015; Griffin et al., 2016),然后通过

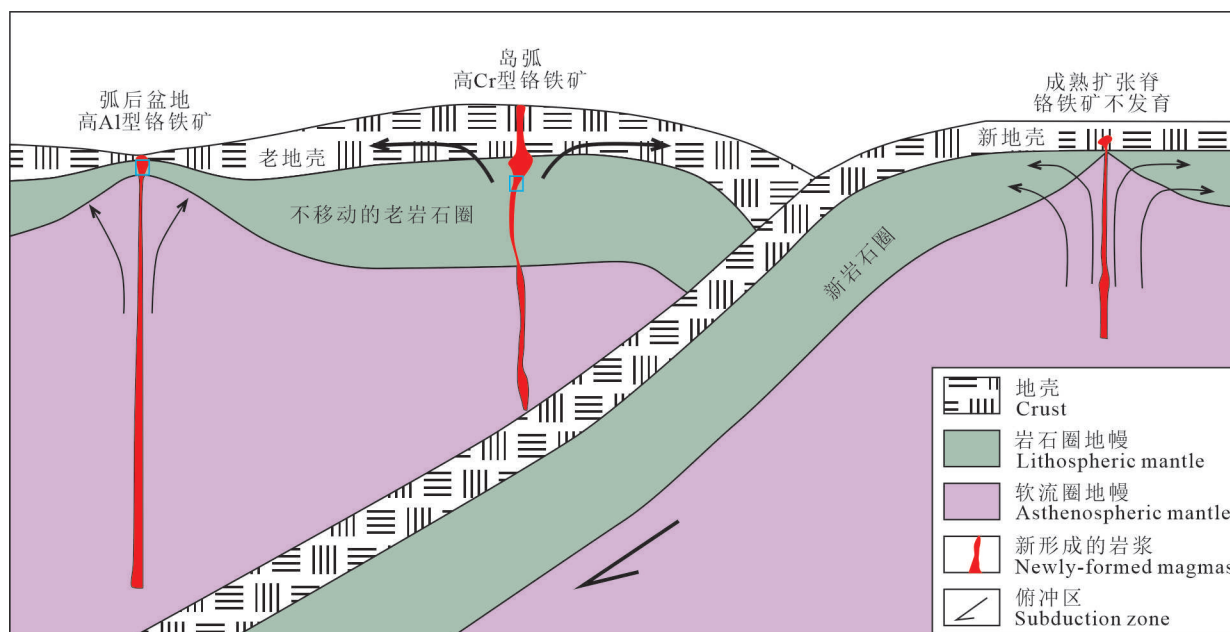


图6 铬铁矿的熔-岩反应形成与构造背景关系简图(据 Zhou and Robinson, 1997 修改)

Fig.6 Relationship between the formation of podiform chromitites and tectonic setting (modified from Zhou and Robinson, 1997)

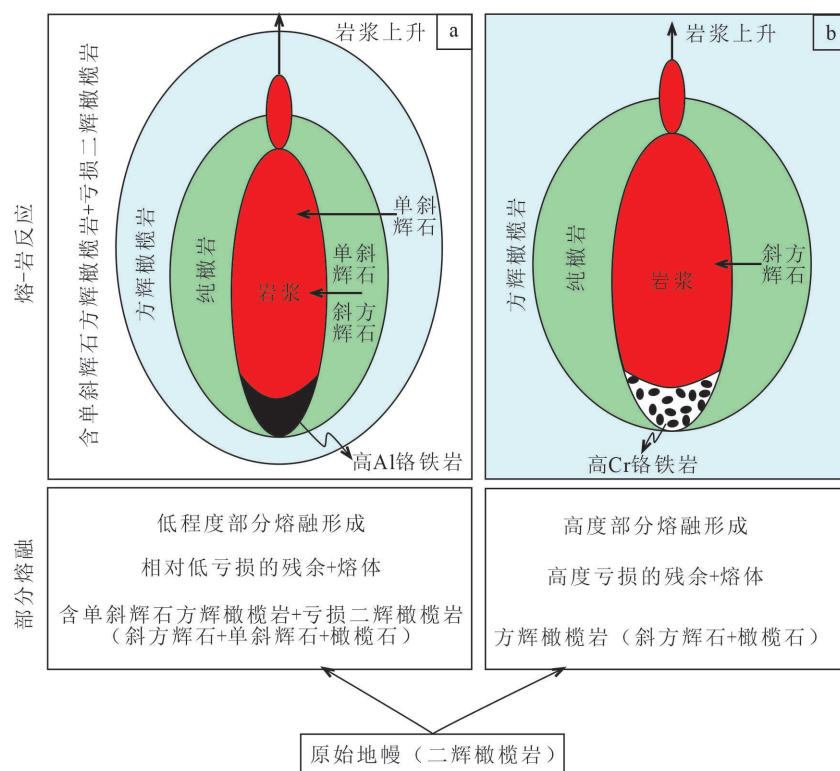


图7 高Cr和高Al铬铁岩的熔-岩反应模式(据 Zhou et al., 1994 修改)

Fig.7 A melt-rock interaction model for the formation of both high-Cr and high-Al chromitites (modified from Zhou et al., 1994)

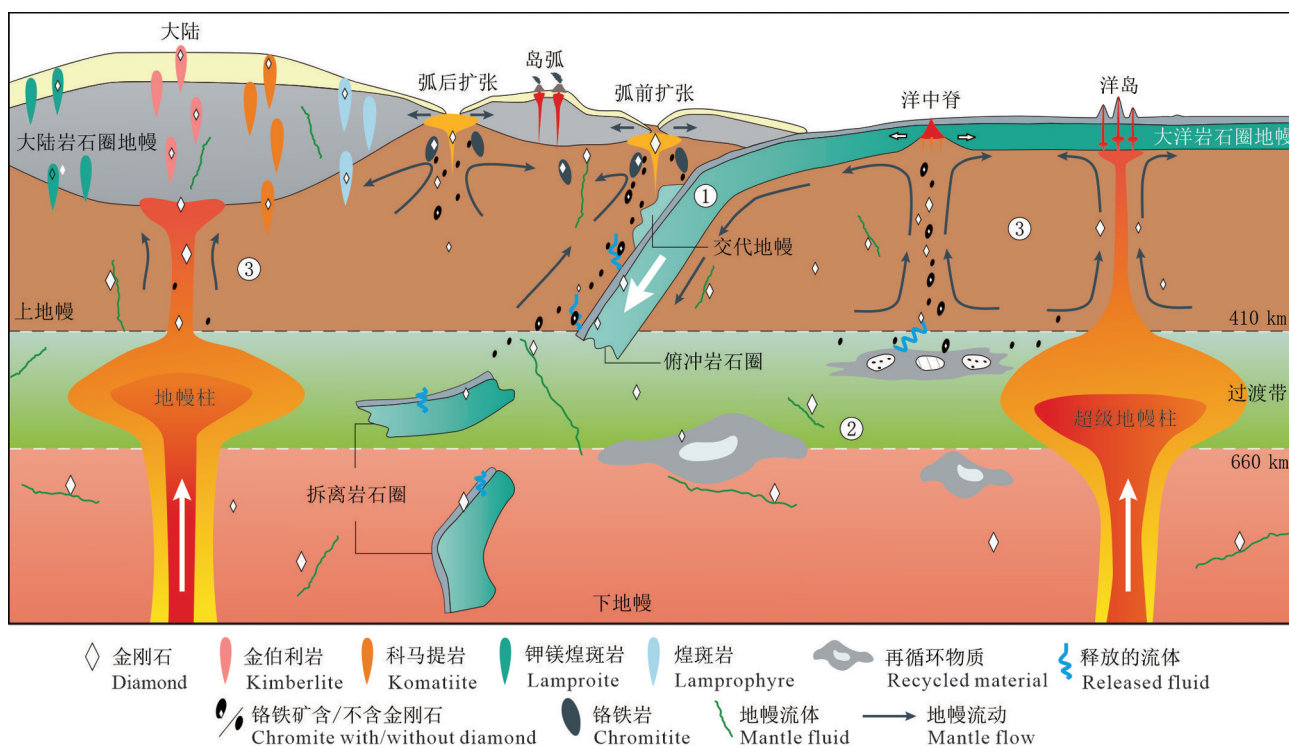


图8 豆荚状铬铁矿形成的地幔柱模式(据 Yang et al., 2021 修改)

Fig.8 Mantle plume model for the formation of podiform chromitites (modified from Yang et al., 2021)

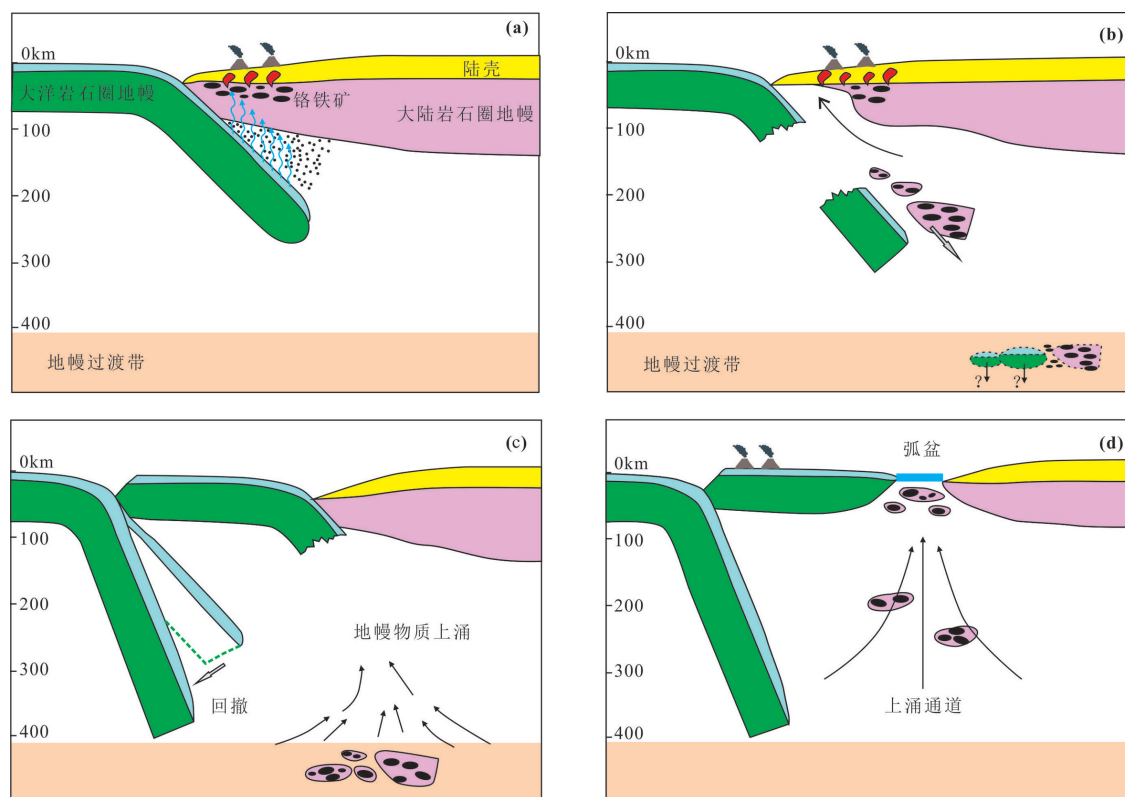


图9 豆荚状铬铁矿形成的板片回撤模式图(据Griffin et al., 2016修改)

Fig.9 Slab rollback model for the formation of podiform chromitites (modified from Griffin et al., 2016)

上涌地幔流(Arai, 2013)或通过俯冲板片回撤机制促使岩浆高速上涌折返(McGowan et al., 2015; Griffin et al., 2016)(图9)将超高压铬铁矿富集于弧后盆地或洋中脊构造位置,最终与上地幔顶部橄榄岩-熔体相互作用形成的低压铬铁矿共存。

(6)俯冲板片断离

富铬软流圈地幔岩浆多次注入和混合俯冲板片物质。以往的多数模式都无法回答铬的富集机制:虽然岛弧玄武岩岩浆富铬,但远远达不到成矿要求,而该岩浆结晶出富铬尖晶石及其后的演化过程依然无法形成矿床(胡振兴等, 2014)。通过单独的地幔岩石的部分熔融作用,或者分离结晶,或者熔-岩反应等机制都无法达到成矿的要求(陈艳虹和杨经绥, 2018)。富Cr软流圈地幔岩浆的参与似乎能较为合理地解释豆荚状铬铁矿矿床形成的原因,即该岩浆反复涌入和挥发分水促使铬铁矿运移,且俯冲板片物质成分能明显促进铬铁矿达到饱和(图10; Zhou et al., 2014),该模式未来还有待进一步论证。

(7)流体不混溶

在橄榄石和铬铁矿饱和的不混溶玄武岩-水体系中,橄榄石和铬铁矿由于物理性质的差异会产生强烈分馏,橄榄石(及其他硅酸盐矿物)富集于熔体而铬铁矿富集于流体中,进而促使铬铁矿富集成矿的同时,矿石中橄榄石含量低,该物理过程类似于“浮选”工艺流程(Matveev and Ballhaus, 2002)。流体不混溶模型很好地解释了铬铁岩中有限分布的蛇纹石化及铬铁矿中包裹角闪石和金云母等现象(图11; Su et al., 2020; 苏本勋等, 2021)。铬铁矿中包裹体矿物种类和显微结构信息极为丰富,豆荚状铬铁矿形成于多成因、多起源环境,可能是多期次、多阶段演化的结果(黄阳和邓浩, 2020)。

4.2 层状铬铁矿

层状铬铁矿床是典型的岩浆矿床,相对于豆荚状铬铁矿,前人的研究争论较小,焦点在于致密块状铬铁矿层的形成过程。可以将各类成因模式归纳为两类:同化混染硅铝质围岩(Irvine, 1975; Spandler et al., 2005)和岩浆混合(Irvine, 1977)。由于同化混染模式无法解释:①Bushveld杂岩规模体

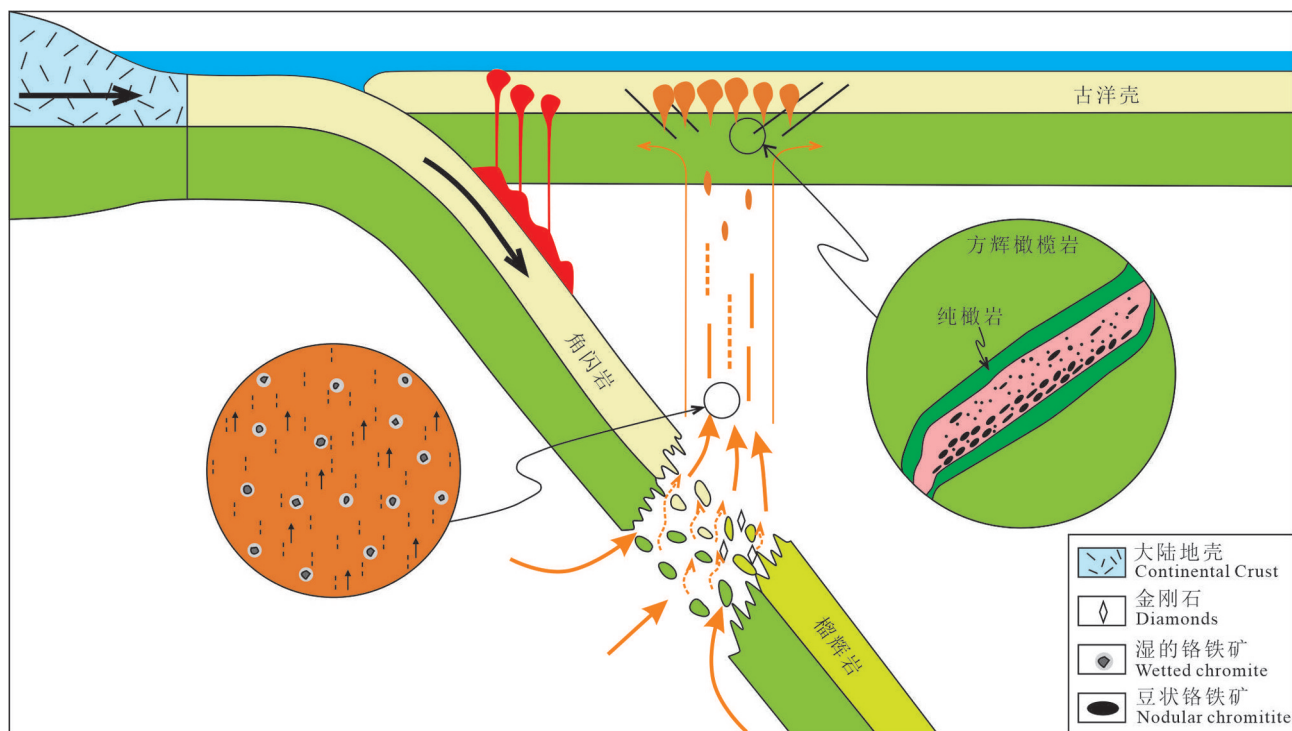


图 10 豆荚状铬铁矿形成的板片断离模式图(据 Zhou et al., 2014 修改)

Fig.10 Slab breakoff model for the formation of podiform chromitites (modified from Zhou et al., 2014)

量巨大,就要求需要混染巨量的地壳物质才能改变岩浆,而这是不现实的;②Bushveld 杂岩是向富铁演化的,而这样的岩浆只能是拉板玄武质岩浆,贫碱金属,不会是钙碱性岩浆,因此也就不存在同化混染作用(Irvine, 1977)。岩浆混合模式可以总结为原位和异位两种模式(图 12; Naldrett et al., 2012)。原位模式强调的是原位结晶,铬铁矿是唯一液相线矿物,新注入的原始岩浆与分异后的残余岩浆混合后,铬铁矿在橄榄石结晶前处于液相线上。比如铬尖晶石就是在高温富 Mg 的原始岩浆混合(演化后的)富 Al 富 Si 的低温熔体后,持续结晶/堆晶形成(Irvine, 1977; 胡振兴等, 2014)。但有学者提出,仅 Bushveld 岩体的规模远不能形成其铬铁矿含量,由此提出异位模式(Eales, 2000; Mondal and Mathez, 2007),即外来的含悬浮铬铁矿的晶粥迁移定位后,铬铁矿与斜方辉石共结分离并堆晶沉淀(Naldrett et al., 2012; 王焰等, 2020)。

5 找矿方向讨论

铬铁矿的矿体发育和分布在实际找矿工作上规律性并不突出,铬铁矿矿体与围岩的物性差异较

小,给隐伏铬铁矿的探测带来巨大挑战,成为全球性地球物理勘探的难点。近年来,国内外铬铁矿找矿尚未取得显著的重大突破,值得一提的是,在中国西藏罗布莎地区,经过钻探验证,发现了中国品位最好、规模最大的矿体,是近 30 年来铬铁矿勘探的最大突破。对于铬铁矿找矿方向,有以下两点可能需要重点关注:

(1)区域上,对于层状铬铁矿,应注重古老地台区或裂谷区一带的基性—超基性侵入体,比如华北地台边缘发育的裂谷超基性侵入岩。而对于豆荚状铬铁矿,应加强在大型—超大型造山带巨型缝合带附近和俯冲带(俯冲弧和弧后盆地)构造环境下发育的基性—超基性蛇绿岩套的厘定,空间分布上注意缝合带或俯冲带的成带性、连贯性,垂向剖面方向重点关注纯橄岩和方辉橄岩层及其以下 1~1.5 km 区域。未来可以重点关注特提斯铬铁矿带,即阿尔卑斯—喜马拉雅蛇绿岩带,该带发育一系列铬铁矿,包括中国境内的班公湖—怒江缝合带(丁青、东巧、东风、江措和依拉山等)和雅鲁藏布江缝合带(该带出露矿点最多,储量和产量也最大,其中东段和中段是以往研究的焦点,而西段的研究明显薄弱,未来

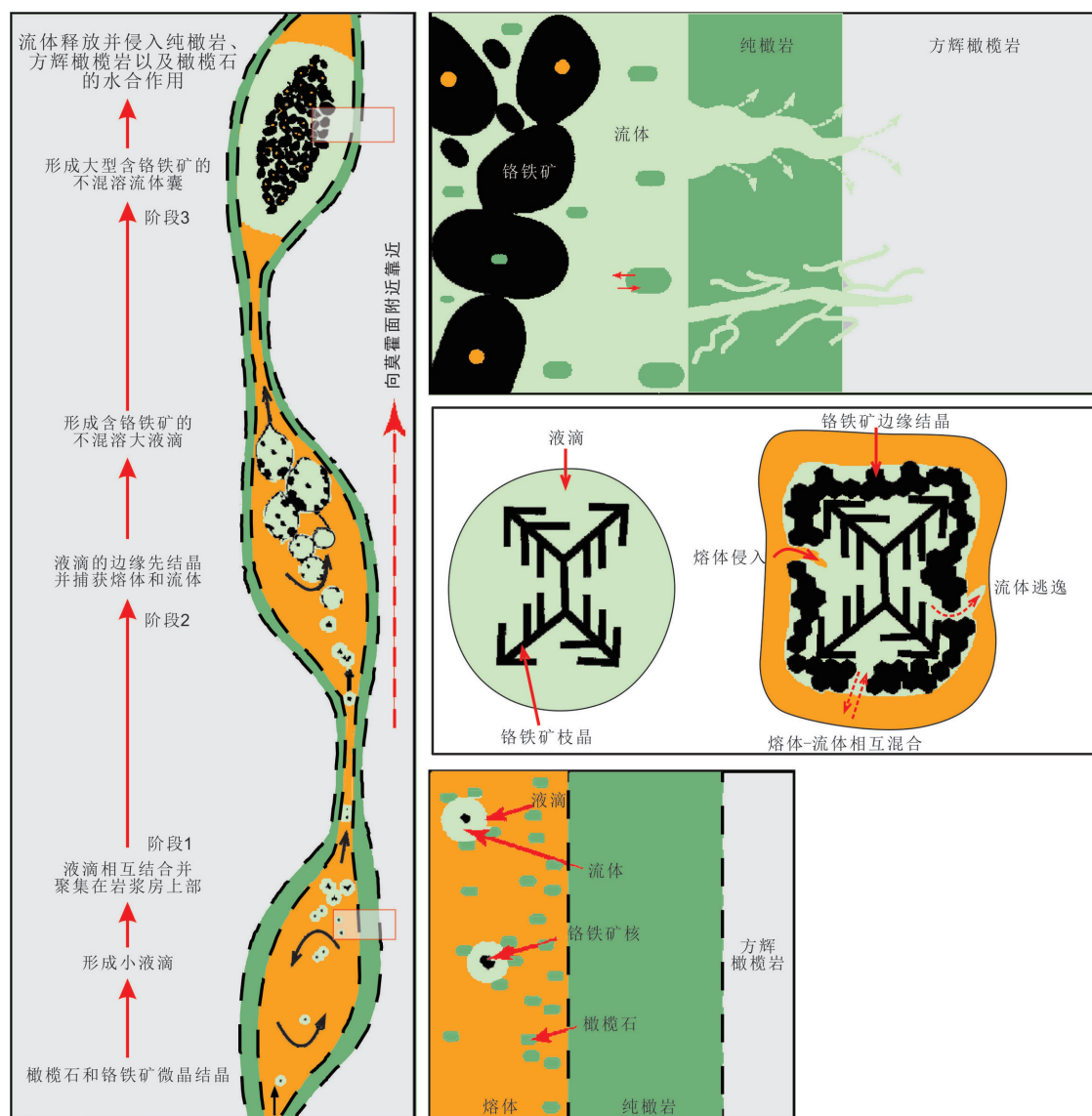


图 11 豆荚状铬铁矿形成的流体不混溶模式图(据苏本勋等,2021修改)

Fig.11 Fluid immiscibility model for the formation of podiform chromitites (modified from Su Benxun et al., 2021)

值得重视)。从全球视野来看,无论是造山带规模抑或是蛇绿岩带规模,班公湖—怒江缝合带和雅鲁藏布江缝合带都具有优势。国外铬铁矿的成矿有利区可以重点关注地中海北部/东北部地区。

(2)深地找矿。中国正推进建立新矿产勘查技术体系,未来在深部探测深度和信息综合集成等方面将会得到充分的重视和应用。深部探测离不开地球物理方法和技术。豆荚状铬铁矿通常产于重力低、磁场高和电场高的异常区域(郝梓国, 1989)。因此,可以利用强抗干扰能力的地球物理勘测技术(张宝松等, 2021; 滕菲等, 2021),如可控源大地电磁

测深等技术来探测发现深部铬铁矿。未来可以在班公湖—怒江缝合带和雅鲁藏布江缝合带,以已有的典型矿床和新发现矿床为重点研究对象,通过实践与应用,完善相关地球物理探测技术方法。

通过对缝合带和俯冲带蛇绿岩的厘定以及铬铁矿含矿构造岩相带和/或矿体时空分布规律的分析,结合重力、磁场、电场等地球物理方法,探测和定位深部隐伏矿体。

6 结 论

(1)原生铬铁矿主要有层状铬铁矿和豆荚状铬

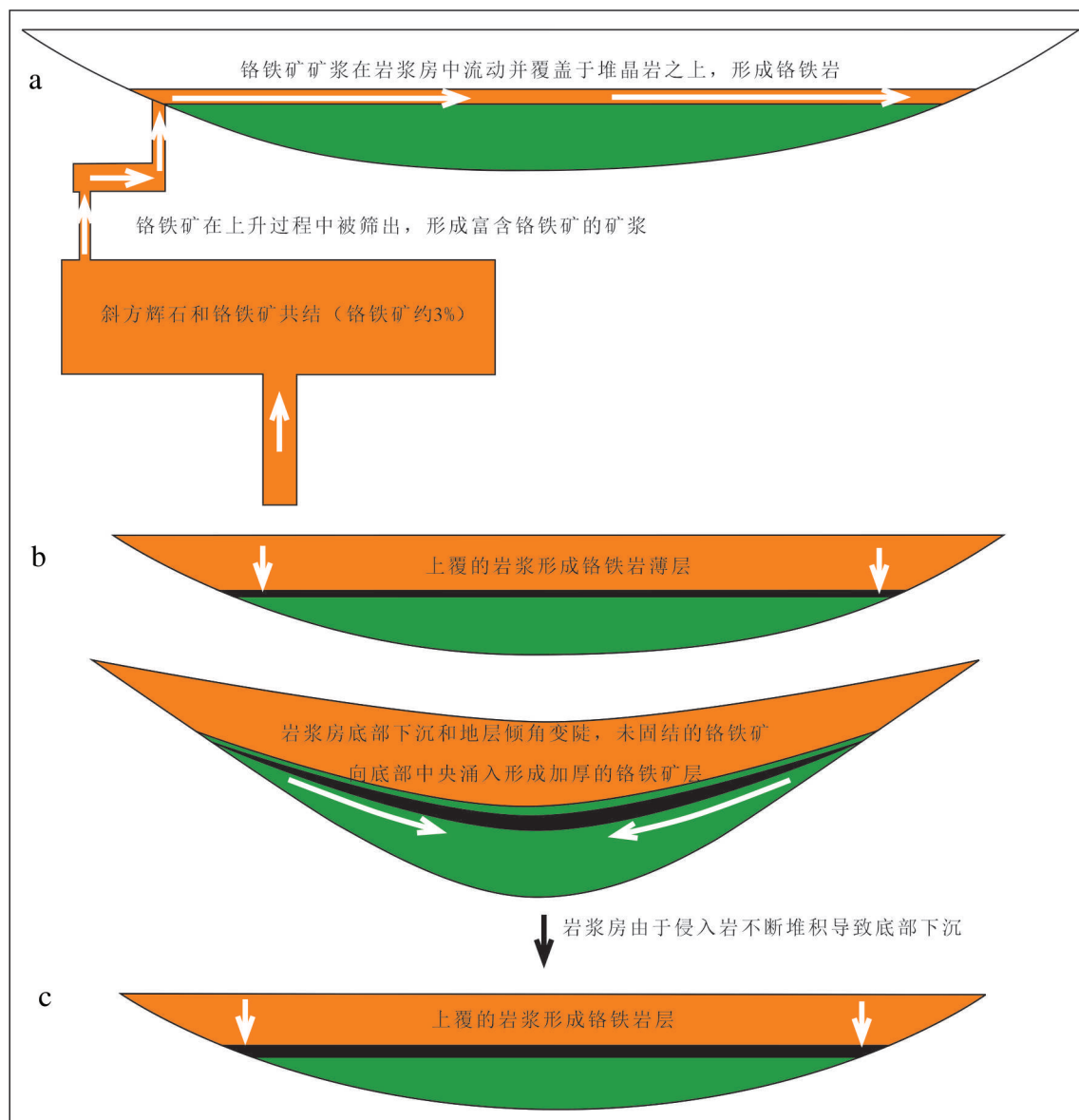


图 12 层状铬铁矿形成模式图(据 Naldrett et al., 2012 修改)

a, b—异位模式; c—原位模式

Fig.12 Formation of stratiform chromitites (modified from Naldrett et al., 2012)

a, b—Offstage models; c—Onstage models

铁矿两种类型,次生铬铁矿主要是铬铁矿海滨(或海成)砂矿。层状铬铁矿通常形成于稳定克拉通内部的基性—超基性侵入体内。豆荚状铬铁矿与蛇绿岩密切共生,其产状、结构构造和共生矿物组合等存在较大差异。

(2)原生铬铁矿在古元古代、中—新元古代和显生宙等均有分布,层状铬铁矿主要发育于前寒武纪,尤其是古元古代,而豆荚状铬铁矿主要发育于

显生宙时期。

(3)铬铁矿的成因解释模型较多,对于铬铁矿的富集机制还是缺乏一个全面而有效的理论模型,未来在热力学模拟计算、深部地幔强还原性矿物组合关系以及流体包裹体的微观研究等方面值得重点关注。

致谢:审稿专家和责任编辑提出了宝贵和建设性的修改意见,在此谨致谢忱。

References

- Arai S. 2013. Conversion of low-pressure chromitites to ultrahigh-pressure chromitites by deep recycling: A good inference[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 379: 81–87.
- Arai S, Yurimoto H. 1994. Podiform chromitites of the Tari–Misaka ultramafic complex, southwestern Japan, as mantle–melt interaction products[J]. *Economic Geology*, 89(6): 1279–1288.
- Bao Peisheng. 2019. Proterozoic phiolite and chromite[J]. *Acta Petrologica Sinica*, 35(10): 2971–2988 (in Chinese with English abstract).
- Bao Peisheng, Wang Xibin. 1999. *Chinese Chromite*[M]. Beijing: Sinence Press (in Chinese).
- Bao Peisheng, Wang Xibin, Hao Zhiguo, Peng Genyong, Zhang Rangmin, Chen Qingzhi, Yang Tinghui. 1990. A new idea about the genesis of the aluminum-rich podiform chromite deposit—with the Sartuohai chromite deposit of Xinjiang as an example[J]. *Mineral Deposits*, 9(2): 97–111 (in Chinese with English abstract).
- Chen Yanhong, Yang Jingsui. 2017. Formation of podiform chromite deposits: Review and prospects[J]. *Earth Science*, 43(4): 991–1010 (in Chinese with English abstract).
- Das S, Basu A R, Mukherjee B K. 2017. In situ peridotitic diamond in Indus ophiolite sourced from hydrocarbon fluids in the mantle transition zone[J]. *Geology*, 45: 755–758.
- Eales H V. 2000. Implications of the chromium budget of the Western Limb of the Bushveld Complex[J]. *South African Journal of Geology*, 103(2): 141–150.
- Fisher. 1929. Origin of chromite deposits[J]. *Economic Geology*, 24: 691–721.
- Gong Xuejing, Zhang Tengjiao, Xiao Rongge. 2013. Research status and progress on the genesis of podiform chromite deposits in China[J]. *Geological Journal of China Universities*, 19(S): 275–276 (in Chinese with English abstract).
- Griffin W L, Afonso J C, Belousova E A, Gain S E, Gong X H, González–Jiménez J M, Howell D, Huang J X, McGowan N, Pearson N J, Satsukawa T, Shi R, Williams P, Xiong Q, Yang J S, Zhang M, O'Reilly S Y. 2016. Mantle recycling: Transition zone metamorphism of Tibetan ophiolitic peridotites and its tectonic implications[J]. *Journal of Petrology*, 57(4): 655–684.
- Gujar A R, Ambre N V, Iyer S D, Mislankar P G, Loveson V J. 2010a. Placer chromite along south Maharashtra, central west coast of India[J]. *Current Science (Bangalore)*, 99(4): 492–499.
- Gujar A R, Ambre N V, Mislankar P G, Iyer S D. 2010b. Ilmenite, magnetite and chromite beach placers from South Maharashtra, central west coast of India[J]. *Resource Geology*, 60(1): 71–86.
- Guo Jia, Yi Jining, Wang Hui. 2018. Comparative study on evaluation factors of global major strategic mineral lists[J]. *Modern Mining*, 596(12): 1–5 (in Chinese).
- Hamdy M M, Lebda E M. 2011. Al–compositional variation in ophiolitic chromitites from the south Eastern Desert of Egypt: Petrogenetic implications[J]. *Journal of Geology and Mining Research*, 3(9): 232–250.
- Hao Zhiguo. 1989. Review of the podiform chromite deposits[J]. *Geology and Geochemistry*, (3): 15–20 (in Chinese).
- Howell D, Griffin W L, Yang J, Gain S, Stern R A, Huang J X, Jacob D E, Xu X, Stokes A J, O'Reilly S Y, Pearson N J. 2015. Diamonds in ophiolites: Contamination or a new diamond growth environment?[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 430: 284–295.
- Hu Zhenxing, Niu Yaoling, Liu Yi, Zhang Guorui, Sun Wenli, Ma Yuxin. Petrogenesis of ophiolite-type chromite deposits in China and some new perspectives[J]. *Geological Journal of China Universities*, 20(1): 9–27 (in Chinese with English abstract).
- Huang Yang, Deng Hao. 2020. FIB–TEM study of mineral inclusions in chromite[J]. *Earth Science*, 45(12): 4604–4616 (in Chinese with English abstract).
- Irvine T N. 1975. Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions–II. Origin of chromite layers and similar deposits of other magmatic ores[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39: 991–1020.
- Irvine T N. 1977. Origin of chromite layers in the Muskox intrusion and other stratiform intrusions: A new interpretation[J]. *Geology*, 5: 273–277.
- Johnson P R, Andresen A, Collins A S, Fowler A R, Fritz H, Ghebreab W, Kusky T, Stern R J. 2011. Late Cryogenian–Ediacaran history of the Arabian–Nubian Shield: A review of depositional, plutonic, structural, and tectonic events in the closing stages of the northern East African Orogen[J]. *Journal of African Earth Sciences*, 61(3): 167–232.
- Koleli N, Demir A. 2016. Chromite (Chapter 11) [M]. *Resource Recovery and Pollution Prevention*: 245–263.
- Kontinen A. 1987. An early Proterozoic ophiolite: The Jormua mafic–ultramafic complex, Northeastern Finland[J]. *Precambrian Research*, 35: 313–341.
- Lago B L, Michel R, Adolphe N. 1982. Podiform chromite ore bodies: A genetic model[J]. *Journal of Petrology*, 23: 103–125.
- Liu Ting, Zheng Youye, Wu Jun. 2021. Genesis of Fuchuan chromitites at South Anhui, implications from the parental melts[J]. *Earth Science*, 46(5): 1613–1629 (in Chinese with English abstract).
- MacLeod C J, Lissenberg C J, Bibby L E. 2013. "Moist MORB" axial magmatism in the Oman ophiolite: The evidence against a mid-ocean ridge origin[J]. *Geology*, 41(4): 459–462.
- Matveev S, Ballhaus C. 2002. Role of water in the origin of podiform chromite deposits[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1): 235–243.
- McGowan N M, Griffin W L, González–Jiménez J M, Belousova E, Afonso J C, Shi R D, McCammon C A, Pearson N J, O'Reilly S Y. 2015. Tibetan chromitites: Excavating the slab graveyard [J].

- Geology, 43(2): 179–182.
- Mondal S K, Mathez E A. 2007. Origin of the UG2 chromitite layer, Bushveld Complex[J]. *Journal of Petrology*, 48(3): 495–510.
- Mukasa S B, Wilson A H, Carlson R W. 1998. A multielement geochronologic study of the Great Dyke, Zimbabwe: Significance of the robust and reset ages[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 164(1/2): 353–369.
- Naldrett A J, Wilson A, Kinnaird J, Yudovskaya M, Chunnett G. 2012. The origin of chromitites and related PGE mineralization in the Bushveld Complex: New mineralogical and petrological constraints[J]. *Mineralium Deposita*, 47(3): 209–232.
- Paktunc A D. 1990. Origin of podiform chromite deposits by multistage melting, melt segregation and magma mixing in the upper mantle[J]. *Ore Geology Reviews*, 5: 211–222.
- Parrish R R. 1989. U–Pb geochronology of the Cape Smith Belt and Sugluk block, northern Quebec[J]. *Geoscience Canada*, 16(3): 126–130.
- Patchett J P, Kouvo O, Hedge C E, Tatsumoto M. 1981. Evolution of continental crust and mantle heterogeneity: Evidence from Hf isotopes[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 78: 279–297.
- Ruskov T, Spirov I, Georgieva M, Yamamoto S, Green H W, McCammon C A, Dobrzynetska L F. 2010. Mössbauer 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*, 28(5): 551–560.
- Satsukawa T, Griffin W L, Piazzolo S, O'Reilly S Y. 2015. Messengers from the deep: Fossil wadsleyite–chromite microstructures from the mantle transition zone[J]. *Scientific Reports*, 5(1): 16484.
- Schoenberg R, Kruger F J, Nägler T F, Meisel T, Kramers J D. 1999. PGE enrichment in chromitite layers and the Merensky Reef of the western Bushveld Complex: A Re–Os and Rb–Sr isotope study[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 172(1): 49–64.
- Schulz K J, Deyoung J H, Seal R R, Bradley D C. 2017. Critical mineral resources of the United States: Economic and environmental geology and prospects for future supply[J]. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1802: 1–797.
- Spandler C, Mavrogenes J, Arculus R. 2005. Origin of chromitites in layered intrusions: Evidence from chromite–hosted melt inclusions from the Stillwater Complex[J]. *Geology*, 33(11): 893–896.
- Stern R J, Johnson P R, Kröner A, Yibas B. 2004. Neoproterozoic ophiolites of the Arabian–Nubian Shield[J]. *Developments in Precambrian Geology*, 13: 95–128.
- Stowe C W. 1994. Compositions and tectonic settings of chromite deposits through time[J]. *Economic Geology*, 89: 528–546.
- Su B X, Robinson P T, Chen C, Xiao Y, Melcher F, Bai Y, Gu X Y, Uysal I, Lenaz D. 2020. The occurrence, origin, and fate of water in chromitites in ophiolites[J]. *American Mineralogist*, 105(6): 894–903.
- Su B, Liu X, Chen C, Robinson P T, Xiao Y, Zhou M, Bai Y, Uysal I, Zhang P. 2021. A new model for chromitite formation in ophiolites: Fluid immiscibility[J]. *Science China (Earth Sciences)*, 64(2): 220–230.
- Teng Fei, Meng Qinglong, Xing Yi. 2021. Study on the distribution laws of the iron deposits and the features of gravity–magnetic field in the southern margin of the North China Craton[J]. *Geological Survey and Research*, 44(3): 71–76 (in Chinese with English abstract).
- Thayer T P. 1960. Some critical differences between alpine–type and stratiform peridotite–gabbro complexes[J]. 21st International geological Congress Copenhagen, 13: 247–259.
- Uysal I, Akmaz R M, Kapsiotis A, Demir Y, Saka S, Avcı E, Müller D. 2015. Genesis and geodynamic significance of chromitites from the Orhanlı and Harmancık ophiolites (Bursa, NW Turkey) as evidenced by mineralogical and compositional data[J]. *Ore Geology Reviews*, 65: 26–41.
- Vuollo J, Liipo J, Nykanen V, Piirainen T, Pekkarinen L, Tuokko I, Ekdahl E. 1995. An early Proterozoic podiform chromitite in the Outokumpu ophiolite complex, Finland[J]. *Economic Geology*, 90(2): 445–452.
- Wang Christina Yan, Zhong Hong, Cao Yonghua, Wei Bo, Chen Chen. 2020. Genetic classification, distribution and ore genesis of major PGE, Co and Cr deposits in China: A critical review[J]. *Chinese Science Bulletin*, 65: 3825–3838 (in Chinese with English abstract).
- Wang Xibin, Bao Peisheng. 1987. The genesis of podiform chromite deposits: A case study of the Luobusa chromite deposit, Tibet[J]. *Acta Geologica Sinica*, (2): 166–181 (in Chinese with English abstract).
- Whattam S A, Stern R J. 2011. The 'subduction initiation rule': A key for linking ophiolites, intra–oceanic forearcs, and subduction initiation[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(5): 1031–1045.
- Xiong F H, Yang J S, Robinson P T, Xu X Z, Liu Z, Li Y, Li J Y, Chen S Y. 2015. Origin of podiform chromitite: A new model based on the Luobusa ophiolite, Tibet[J]. *Gondwana Research*, 27(2): 525–542.
- Yamamoto S, Komiya T, Hirose K, Maruyama S. 2009. Coesite and clinopyroxene exsolution lamellae in chromites: In–situ ultrahigh–pressure evidence from podiform chromitites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet[J]. *Lithos*, 109(3/4): 314–322.
- Yang J S, Meng F C, Xu X Z, Robinson P T, Dilek Y, Makeyev A B, Wirth R, Wiedenbeck M, Cliff J. 2015. Diamonds, native elements and metal alloys from chromitites of the Ray–Iz ophiolite of the Polar Urals[J]. *Gondwana Research*, 27(2): 459–485.
- Yang J S, Wu W W, Lian D Y, Rui H C. 2021. Peridotites, chromitites and diamonds in ophiolites[J]. *Nature Reviews Earth and Environment*, 2(3): 198–212.

- Yang Yiheng, Zeng Le, Deng Fan, Hu Jianzhong. 2018. Geological Characteristics and mineralization potential of chromite resources in China[J]. *Earth Science Frontiers*, 138–147 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Baosong, Di Bingye, Huang Ning, Zhu Hongbing, Chen Jiwei, Zhang Jun. 2021. Characteristics of geophysical field and delineation of volcanic structures in Lishui volcanic basin area[J]. *Geological Survey and Research*, 44(1): 39–44 (in Chinese with English abstract).
- Zhang Weibo, Liu Yifei, Wang Fengxiang, Chen Xiufa, He Xuezhou, Yu Rui. 2020. New progress of the research on the Kemi chromitite deposit in Finland[J]. *Geological Bulletin of China*, 39(5): 746–754 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Yage, Zhang Yanfei, Wang Chao, Jin Zhenmin, Xu Qijin. 2020. Experimental constraints on formation of low- $\text{Cr}^\#$ chromitite: effect of variable H_2O and Cr_2O_3 on boninitic–magma and harzburgite reactions[J]. *Journal of Earth Science*, 31: 709–722.
- Zhou Erbin. 2011. Present situation and advances in the study of podiform chromite deposits[J]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 30(3): 530–542 (in Chinese with English abstract).
- Zhou M F, Robinson P T. 1994. High- Cr and high- Al podiform chromitites, western China: Relationship to partial melting and melt/rock reaction in the upper mantle[J]. *International Geology Review*, 36(7): 678–686.
- Zhou M F, Robinson P T. 1997. Origin and tectonic environment of podiform chromite deposits[J]. *Economic Geology*, 92: 259–262.
- Zhou M F, Robinson P T, Bail W J. 1994. Formation of podiform chromitites by melt/rock interaction[J]. *Mineral Deposita*, 29: 98–101.
- Zhou M F, Robinson P T, Su B X, Gao J F, Li J W, Yang J S, Malpas J. 2014. Compositions of chromite, associated minerals, and parental magmas of podiform chromite deposits: The role of slab contamination of asthenospheric melts in suprasubduction zone environments[J]. *Gondwana Research*, 26(1): 262–283.
- 2988.
- 鲍佩声, 王希斌. 1999. 中国铬铁矿[M]. 北京: 科技出版社.
- 鲍佩声, 王希斌, 郝梓国, 彭根永, 张让民, 陈清植, 杨廷辉. 1990. 对富铝型豆荚状铬铁矿床成因的新认识——以新疆萨尔托海铬铁矿床为例[J]. *矿床地质*, 9(2): 97–111.
- 陈艳虹, 杨经绥. 2018. 豆荚状铬铁矿床研究回顾与展望[J]. *地球科学*, 43(4): 991–1010.
- 龚雪婧, 张腾蛟, 肖荣阁. 2013. 中国豆荚状铬铁矿床成因的研究现状及进展[J]. *高校地质学报*, 19(S): 275–276.
- 郭佳, 易继宁, 王慧. 2018. 全球主要战略性矿产名录评价因素对比研究[J]. *现代矿业*, 34(12): 1–5.
- 郝梓国. 1989. 豆荚型铬铁矿床的研究现状[J]. *地质地球化学*, (3): 15–20.
- 胡振兴, 牛耀龄, 刘益, 张国瑞, 孙文礼, 马玉鑫. 2014. 中国蛇绿岩型铬铁矿的研究进展及思考[J]. *高校地质学报*, 20(1): 9–27.
- 黄阳, 邓浩. 2020. 铬铁矿矿物包裹体的聚焦离子束-透射电镜研究[J]. *地球科学*, 45(12): 4604–4616.
- 刘婷, 郑有业, 武珺. 2021. 皖南蛇绿岩伏川铬铁矿床成因: 铬铁矿母岩浆证据[J]. *地球科学*, 46(5): 1613–1629.
- 苏本勋, 刘霞, 陈晨, Robinson P T, 肖燕, 周美夫, 白洋, Uysal I, 张鹏飞. 2021. 蛇绿岩铬铁矿成矿新模型流体不混溶作用[J]. *中国科学: 地球科学*, 51(2): 250–260.
- 滕菲, 孟庆龙, 邢怡. 2021. 从重磁场特征分析华北陆块南缘铁矿分布规律[J]. *华北地质*, 44(3): 70–76.
- 王希斌, 鲍佩声. 1987. 豆荚状铬铁矿床的成因——以西藏自治区罗布莎铬铁矿床为例[J]. *地质学报*, (2): 166–181.
- 王焰, 钟宏, 曹勇华, 魏博, 陈晨. 2020. 我国铂族元素、钴和铬主要矿床类型的分布特征及成矿机制[J]. *科学通报*, 65(33): 3825–3838.
- 杨毅恒, 曾乐, 邓凡, 胡建中. 2018. 中国铬铁矿资源潜力分析及找矿方向[J]. *地学前缘*, 25(3): 138–147.
- 张宝松, 邸兵叶, 黄宁, 朱红兵, 陈基炜, 张俊. 2021. 溧水火山岩盆地地球物理场特征及火山机构圈定[J]. *华北地质*, 44(1): 39–44.
- 张伟波, 刘翼飞, 王丰翔, 陈秀法, 何学洲, 于瑞. 2020. 芬兰科密铬铁矿床研究新进展[J]. *地质通报*, 39(5): 746–754.
- 周二斌. 2011. 豆荚状铬铁矿床的研究现状及进展[J]. *岩石矿物学杂志*, 30(3): 530–542.

附中文参考文献

鲍佩声. 2019. 元古代蛇绿岩及铬铁矿[J]. *岩石学报*, 35(10): 2971–