

西藏罗布莎不同类型铬铁矿的特征及成因模式讨论^{*}

熊发挥¹ 杨经绥^{1**} 巴登珠¹ 刘钊² 徐向珍¹ 冯光英¹ 牛晓露¹ 许继峰³

XIONG FaHui¹, YANG JingSui^{1**}, BA DengZhu¹, LIU Zhao², XU XiangZhen¹, FENG GuangYing¹, NIU XiaoLu¹ and XU JiFeng³

1. 大陆构造与动力学国家重点实验室地幔研究中心, 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037

2. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083

3. 中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室, 广州 510640

1. CARMA, State Key Laboratory for Continental Tectonics and Dynamics, Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China

2. School of Earth Science and Mineral Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

3. State Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China

2014-02-01 收稿, 2014-05-11 改回.

Xiong FH, Yang JS, Ba DZ, Liu Z, Xu XZ, Feng GY, Niu XL and Xu JF. 2014. Different type of chromitite and genetic model from Luobusa ophiolite, Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 30(8): 2137–2163

Abstract Podiform chromitite are the main source of chromium. Chromitite pods formed in the shallow mantle environment of the mid-ocean ridge or subduction zone setting. However, because of the founded diamond even more and more the deep mineral, people have begun to question the model of shallow podiform chromitite. In this paper, we identified two types of chromitite from Luobusa ophiolite, eastern of the Yarlung Zangbo suture zone, which one is massive chromitite as harzburgite envelope and another is disseminated chromitite as envelope of dunite shell. There is a big difference between the spinel chemical composition, PGE and Re-Os isotopic characteristics of the two types chromitite, which indicate the different evolutionary process. Geochemistry feature of mantle peridotite show the low Cr number of peridotite enrichment of LREE process to high Cr number of peridotite enrichment of LREE. A multi-stage model for explain the formation of the podiform chromitite. Firstly, earlier slab dive to the mantle transition zone (410~660km) of continental crust and oceanic crust is dehydrated and dismembered, thermal and fluid transition produced and contributed to the molten mantle Cr release and aggregation. Then, plume/mantle convection driven transport chromite magma to move top of the condensation transition consolidation and add a strong reduction of fluid with carrying high-pressure minerals such as diamond and stishovite, and into the plasticity-semi-plastic mantle peridotite. As the material moves up the depth decreases, the early phase ultrahigh pressure (UHP) mineral phase transition into a predicament coesite, the high-pressure phase of chromite exsolution into coesite and clinopyroxene. Finally, in suprasubduction zones emplacement processes and environments, hydrous melt peridotite reacts with harzburgite formed a relatively small without UHP minerals disseminated chromite and dunite shell.

Key words Different type of chromitite; PGE; Re-Os isotope; Mode; Luobusa ophiolite

摘 要 蛇绿岩地幔橄榄岩中产出的豆荚状铬铁矿是铬的主要来源。已有的研究表明,豆荚状铬铁矿形成于洋中脊或俯冲带的浅部地幔环境。但随着近些年在豆荚状铬铁矿及围岩地幔橄榄岩中不断发现金刚石等深部矿物,人们也开始质疑豆荚状铬铁矿的浅部成因理论。本文系统研究了西藏雅鲁藏布江蛇绿岩带东段的罗布莎豆荚状铬铁矿床,识别出两类铬铁矿,一类以方辉橄榄岩为围岩的致密块状铬铁矿($\text{Cr}1^\#$),另一类是以纯橄岩壳为围岩的浸染状铬铁矿($\text{Cr}2^\#$)。两类铬铁矿在铬尖晶石的矿物化学成分、PGE 和 Re-Os 同位素特征上存在较大差别,属不同演化过程的结果。地幔橄榄岩的地球化学特征指示罗布莎橄榄岩中存在由低铬且轻稀土亏损和高铬且轻稀土富集的两类方辉橄榄岩。在此基础上,提出豆荚状铬铁矿为多阶段形成的新认识,经历了早期俯冲至地幔过渡带(410~660km)的陆壳和洋壳物质被脱水 and 肢解,过渡带产生的热和流体

^{*} 本文受国家行业专项(SinoProbe-05-02)、国家自然科学基金重点项目(40930313)、国家自然科学基金创新群体项目(41221061)、国家自然科学基金项目(41202036、40921001) 和中国地质调查局工作项目(1212011121263、12120114061801) 联合资助。

第一作者简介: 熊发挥,男,1985年生,博士,助理研究员,主要从事蛇绿岩及铬铁矿研究, E-mail: xiongfahui@126.com

^{**} 通讯作者: 杨经绥,男,1950年生,研究员,主要从事青藏高原和造山带的岩石大地构造研究, E-mail: yangjsui@cags.ac.cn

促成了地幔的熔融和 Cr 的释放和汇聚; 铬铁矿浆在地幔柱/地幔对流驱动下, 运移至过渡带顶部冷凝固结, 并有强还原性的流体进入, 后者携带了深部形成的金刚石、斯石英等高压矿物, 并进入“塑性-半塑性地幔橄榄岩”中; 随着物质向上移动, 深度降低, 早期超高压相矿物发生相变, 如斯石英转变成柯石英, 高压相的铬铁矿中出溶成柯石英和单斜辉石; 在侵位过程和俯冲带环境, 含水熔体与方辉橄榄岩反应形成了不含超高压矿物的规模相对较小的浸染状铬铁矿(Cr_2S)及纯橄岩壳。

关键词 不同类型铬铁矿; 铂族元素; 铼钨同位素; 罗布莎蛇绿岩

中图法分类号 P575.1; P578.46

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, 但未有统一的认识。20 世纪 70 年代末期, 熔融残余成因论点(Neary and Brown, 1979)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 $\text{Cr}^\#$ 值($= 100 \times \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al})$)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, Cassard *et al.* (1981) 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(MOR)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结构(nodular 和 occluded), 而整合矿体已经受强烈变形, 块状矿石发育很好的 pull-apart 结构代替了原生结构。对铬铁矿的成因相继有了不同的认识, 这包括 Cassard *et al.* (1981) 和 Lago *et al.* (1982) 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中, 它是一种加宽的岩浆通道, 并存在强烈的对流; Duke (1982) 提出的豆荚状铬铁矿代表耐火残余, 铬铁矿的 $\text{Cr}^\#$ 值随地幔岩熔融程度的增高而增高; Nicolas and Prinzhofer (1983) 认为: 由纯橄岩和方辉橄榄岩组成的过渡带代表残余上地幔, 其中的纯橄岩和切穿方辉橄榄岩线理、矿物层的纯橄岩脉体是方辉橄榄岩中 Opx 熔出(melting out)后产生的残余; Jaques and Green (1980) 估算纯橄岩可由原始地幔物质经 35%~45% 的局部熔融形成; 王希斌等(1987)基于对地幔橄榄岩的矿物学研究提出了不同见解: 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。Leblanc and Nicolas (1992) 认为铬铁矿是在“开放体系岩墙状构造”中沉淀的, 具有复杂的岩浆动力学特征, 并在赤道东太平洋洋中脊上开展的深海钻探中首次获得豆荚状铬铁矿样品, 直接证明了豆荚状铬铁矿可以形成于 MOR 环境(Arai and Matsukage, 1998); 现阶段更多研究者认为蛇绿岩可以形成于小洋盆, 进而认为大洋环境的俯冲带上(SSZ)(弧后盆地、岛弧及弧前环境)也是豆荚状铬铁矿形成的有利环境(Pearce *et al.*, 1984; Zhou *et al.*, 1996; Proenza *et al.*, 1999)。这是由于在俯冲带背景下(SSZ)呈地幔楔状的方辉橄榄岩与 H_2O 饱和的玻安岩熔体在地幔浅部发生岩石/熔体反应而形成, 并形成了富 Os-Ir 铂族元素合金的豆荚状铬铁矿(Roberts, 1988; Zhou *et al.*, 1996, 2005; Melcher *et al.*, 1997; Rollinson, 2005; Tamura and Arai, 2005; Uysal *et al.*, 2007)。

20 世纪 80 年代在西藏罗布莎蛇绿岩铬铁矿中初次发现

金刚石(中国地质科学院地质研究所金刚石组, 1981)。近几年, 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(Yang *et al.*, 2007), 和铬铁矿中出溶柯石英(Yamamoto *et al.*, 2009), 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(杨经绥等, 2008; Yang *et al.*, 2014), 进而提出了豆荚状铬铁矿可能形成于深部的观点($> 300\text{km}$)。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($30 \sim 40\text{km}$)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($> 300\text{km}$)。有些观点则认为含超高压矿物的铬铁矿来源于上地幔, 并沉降于地幔更深部, 再经历地幔对流带至浅部的过程(Arai *et al.*, 2011; Arai, 2013)。Shi *et al.* (2007, 2012) 获得罗布莎铬铁矿中 Ru-Os-Ir 矿物 Re-Os 同位素模式年龄为 $234 \pm 3\text{Ma}$, 提出早期大陆岩石圈地幔对铬铁矿形成的贡献。上升的岩浆带入了含超高压矿物的熔体, 并在俯冲环境下被保存并形成铬铁矿(Zhou *et al.*, 2014)。基于精细的矿物学研究, 提出了罗布莎铬铁矿存在两种不同的类型, 一种为深部成因的致密块状铬铁矿($\text{Cr}_1^\#$), 另外一类为浅成岩石-熔体反应形成的浸染状铬铁矿($\text{Cr}_2^\#$), 并提出了多阶段的铬铁矿形成模式(熊发挥等, 2013; Xiong *et al.*, 2014)。然而依然存在有待解决的科学问题, 这包括两类铬铁矿的形成过程中地球化学和同位素差异? 两类铬铁矿的形成时间是否有制约? 地幔橄榄岩的地球化学变化过程等? 本文将通过西藏罗布莎铬铁矿的详细野外观察, 特别是钻孔岩心的编录采样, 以及 PGE 和 Re-Os 同位素等分析, 探讨多阶段演化过程中地幔橄榄岩的地球化学特征和铬铁矿等差异性。

1 地质背景

西藏罗布莎蛇绿岩体位于拉萨市东南约 200km 的雅鲁藏布江缝合带东段。雅鲁藏布江蛇绿岩带是喜马拉雅特提斯洋壳和地幔的残余, 呈近东西向, 断续延伸约 2000km。罗布莎岩体沿雅鲁藏布江谷地展布, 东西延伸约 42km, 最宽处约 3.7km, 面积达 70km^2 , 平面略呈一平置的反“S”形(图 1)。该岩体的南侧为上三叠统复理石沉积, 与岩体呈断层接触关系, 北侧被罗布莎群不整合覆盖。罗布莎蛇绿岩岩块主要由地幔橄榄岩和堆晶岩组成, 以及少量被肢解的火山岩和硅质岩构成的混杂岩出露在堆晶岩的北侧(图 2)(杨经绥等,

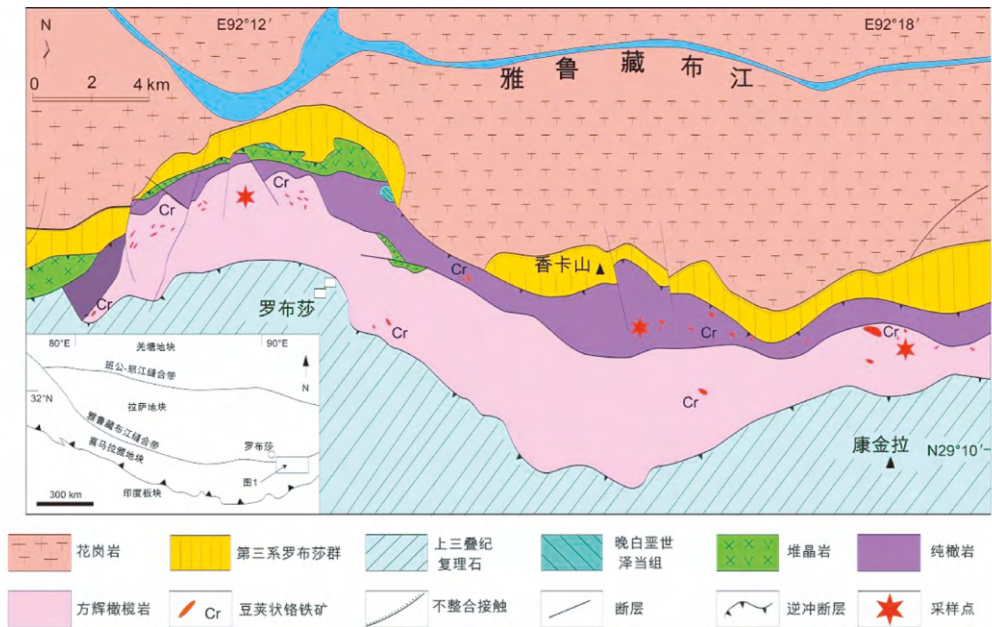


图1 西藏罗布莎岩体及铬铁矿地质简图(据野外工作和白文吉等 2001)

Fig.1 Geological map of the Luobusa ophiolite ,Tibet (based on map of Bai *et al.* ,2001 and our field – work)

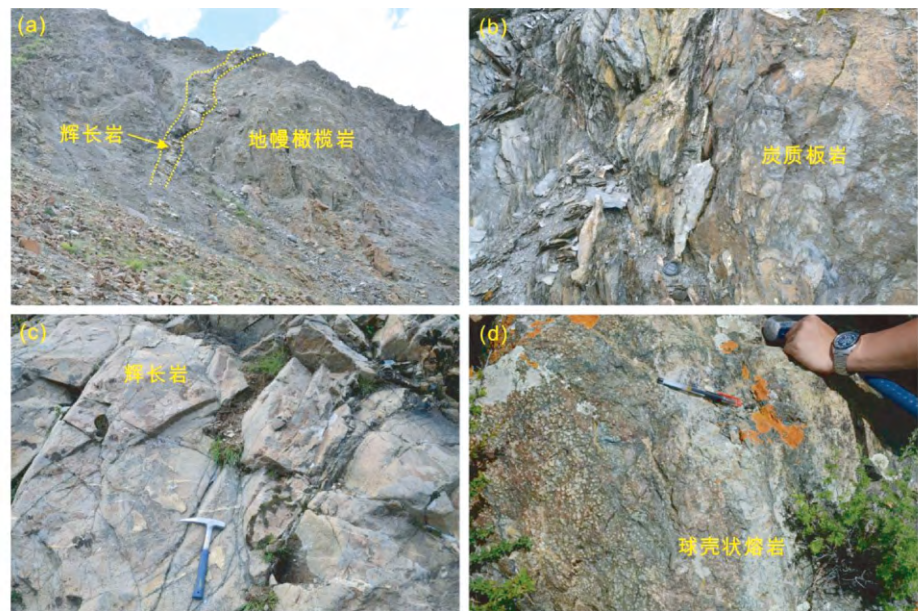


图2 罗布莎蛇绿岩的野外照片

Fig.2 Field occurrence of the Luobusa ophiolite

2004) ,并见有少量的球壳状玄武岩。地幔橄榄岩主要为方辉橄榄岩和纯橄岩 ,堆晶岩主要由异剥橄榄岩、辉石岩、纯橄岩和辉长岩组成(王希斌等 ,1987) 。罗布莎铬铁矿床分布于纯橄岩 – 方辉橄榄岩内 ,为典型的阿尔卑斯型铬铁矿 ,即豆荚状铬铁矿床(王希斌等 ,1987) 。矿体边缘一般具有一层薄的纯橄岩外壳 ,矿体和纯橄岩之间不属断层接触 ,但岩性界线清楚(Zhou *et al.* ,1996) 。铬铁矿矿体多呈似板状、透镜状以及其它不规则形态 ,并具成群分布 ,成带集中 ,侧向延伸

有限的特征。根据铬铁矿的开采和地形等因素 ,罗布莎铬铁矿床自西向东分为罗布莎、香卡山、康金拉 3 个矿区。目前为止 ,罗布莎铬铁矿矿床共编排 15 个矿群 ,除香卡山矿区 XI 矿群产于堆晶结构纯橄岩相带中外 ,主要工业矿体多集中产于蛇绿岩壳 – 幔边界以下(即岩石莫霍面) 方辉橄榄岩相与堆晶状纯橄岩相接触界面之下的方辉橄榄岩相带一侧。前人基于蛇绿岩岩体中不同岩石类型的地球化学 ,年代学 ,矿物学等特征 ,初步表明了罗布莎蛇绿岩形成过程至少

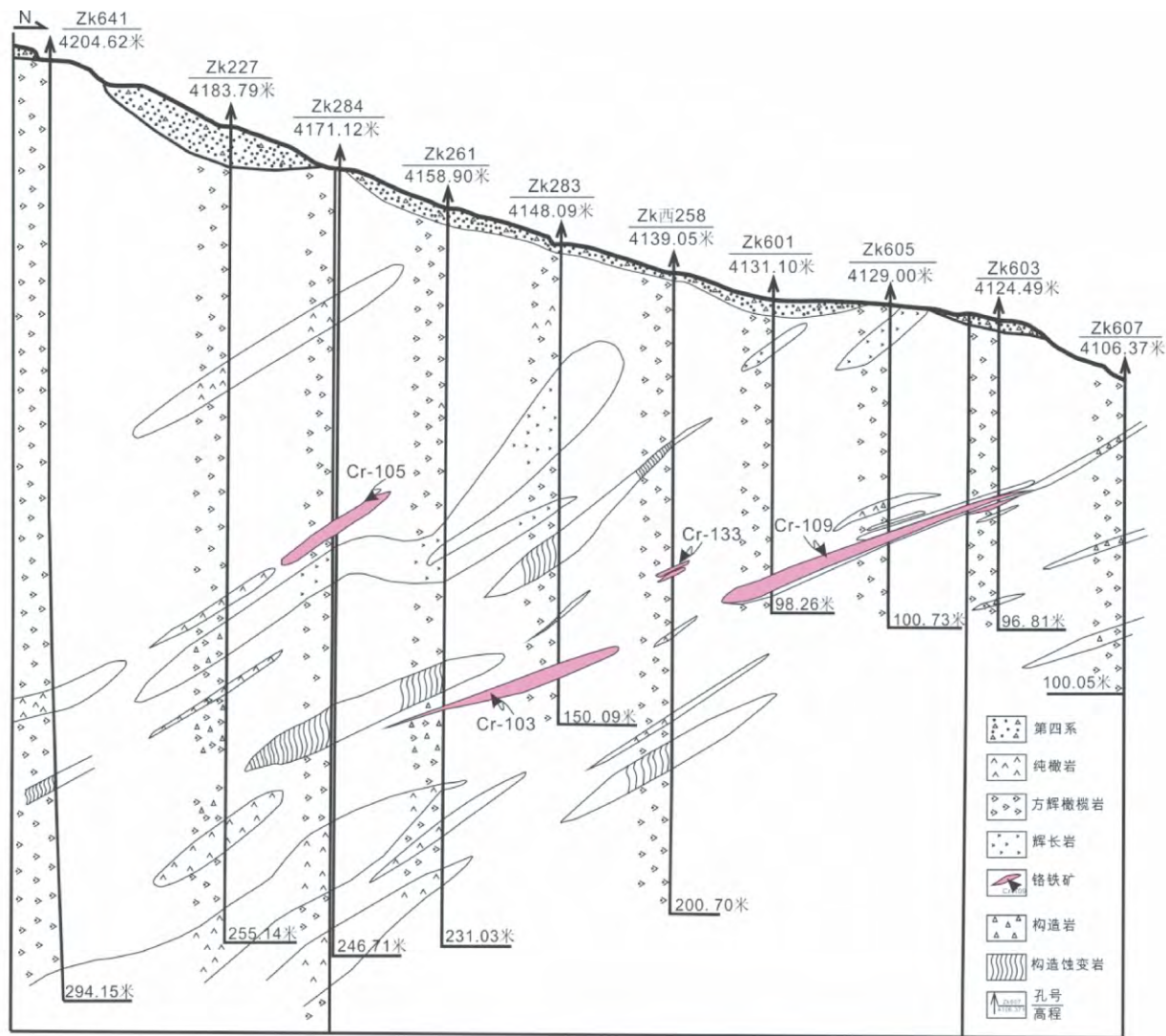


图3 罗布莎铬铁矿区 I 矿群西 32 排勘探线剖面图

Fig. 3 I group of 32 rows of prospecting line profile map for Luobusa chromitite

存在两个阶段。包括第一个阶段的 MORB 型地幔和辉长岩墙 Sm - Nd 等时线年龄为 $177 \pm 33\text{Ma}$ (Zhou *et al.*, 2002), 第二阶段具俯冲带 (SSZ) 性质蛇绿岩的铬石 SHRIMP 年龄为 $126 \pm 2\text{Ma}$ (Malpas *et al.*, 2003)。罗布莎地幔橄辉岩的矿物学、岩石地球化学性质指示, 岩体开始形成于 MOR 阶段, 后受不同程度的 SSZ 环境改造 (Xu *et al.*, 2011; 李金阳等, 2012)。在该岩体的地幔橄辉岩和铬铁矿中发现的地幔超高压矿物, 表明可能还有更早一期阶段来源于地幔深部过程, 深度可能达到 $>400\text{km}$ (Yang *et al.*, 2007, 2014; 杨经绥等, 2008; 徐向珍, 2009; Xiong *et al.*, 2014)。

2 矿床特征

2.1 围岩岩石学特征

为了探寻罗布莎铬铁矿床深部矿产资源以及对罗布莎

铬铁矿矿床的研究, 西藏矿业公司设计并完成累计达 12000km 的钻探工程。选择其中岩心出露完整、接触关系明显的钻孔岩心进行系统的矿物学、岩石学对比研究。从区域地质简图 1 可知, 罗布莎地幔橄辉岩中铬铁矿呈透镜状, 主要分布在岩体南部大面积的方辉橄辉岩中。罗布莎钻孔的岩心柱状图显示地幔橄辉岩同样以方辉橄辉岩为主, 岩心较完整, 最上层为第四系, 其下为较破碎的构造角砾岩层, 角砾成分多为方辉橄辉岩 (图 3)。岩石经历了一定程度的蛇纹石化及变形, 在岩心中见角砾状破碎的地幔橄辉岩。

透镜状纯橄岩 罗布莎岩体中透镜状纯橄岩新鲜, 为褐黑色或者土黄色。呈透镜状产出, 宽 3~8m, 少数 10m 以上。纯橄岩透镜体的走向与岩体的展布相同, 为近东西向。透镜状纯橄岩蛇纹石化较弱, 偶见星点状的锐尖晶石, 岩石粒状结构、块状构造, 镜下常见橄榄石的原生粒状结构、交代结构、重结晶

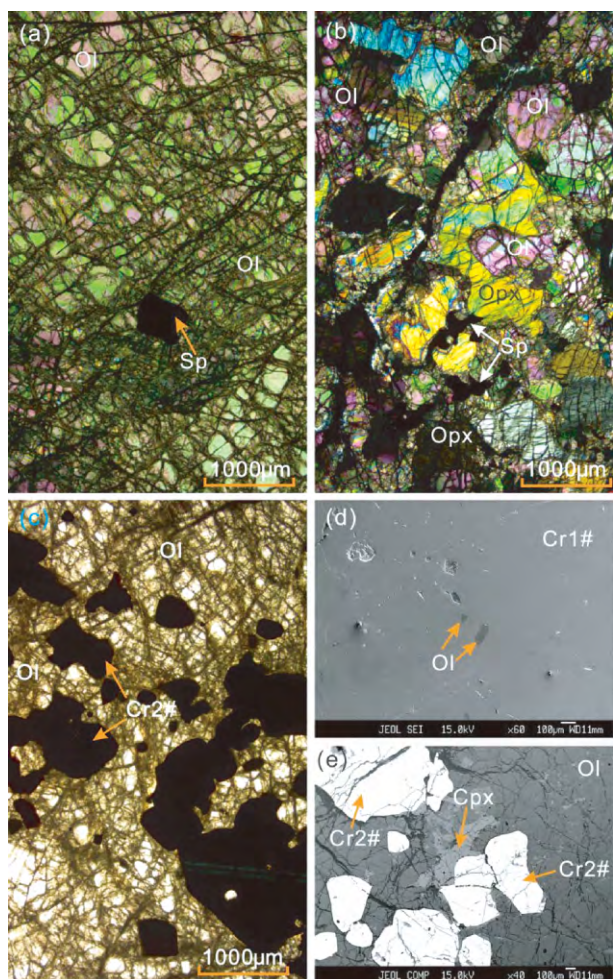


图4 罗布莎地幔橄辉岩镜下特征

(a) - 透镜状纯橄岩; (b) - 方辉橄辉岩; (c、e) - 纯橄岩壳和浸染状铬铁矿 ($Cr_2^{\#}$); (d) - 致密块状铬铁矿 ($Cr_1^{\#}$)。Sp - 铬尖晶石; Ol - 橄榄石; Cpx - 单斜辉石; Opx - 斜方辉石; $Cr_1^{\#}$ - 致密块状铬铁矿 ($Cr_1^{\#}$); $Cr_2^{\#}$ - 浸染状铬铁矿

Fig. 4 Photomicrographs of the Luobusha ophiolite

的粗粒粒状结构、偶见细粒粒状结构等(图4a)。岩石中橄榄石占>95% 粒度为0.5~3mm,呈镶嵌状分布,波状消光明显,部分可见塑性变形的变形带和扭折带,裂纹发育,多有绿泥石、蛇纹石等蚀变矿物沿裂纹分布。透镜状纯橄岩中的橄榄石在镜下可见两种产出,一类为自形粒状橄榄石,矿物边界较规则,裂纹发育;另一类呈熔融浑圆状或自形细粒状包裹于单斜辉石或尖晶石中;单斜辉石含量为($\leq 2\%$),并多呈半自形粒状,粒径变化较大,多在0.5~3mm之间,见解理纹和熔蚀边等,常含有早世代尖晶石、橄榄石等矿物包裹体,其中橄榄石包裹体多为他形。另可见他形粒状充填于橄榄石中;副矿物尖晶石呈深棕褐色,粒径为0.1~1mm之间,自形粒状结构。斜方辉石含量极少,粒径小于0.1mm,偶见呈他形、半自形分布于橄榄石粒间空隙内,或呈半自形包裹在单斜辉石中。

方辉橄辉岩 方辉橄辉岩约占罗布莎岩体的50%~70%,在与矿空间接触关系的特征可知,致密块状铬铁矿($Cr_1^{\#}$)的围岩多为方辉橄辉岩,另有块状巨厚的方辉橄辉岩,但两类方辉橄辉岩并无较大差别。钻孔中方辉橄辉岩石较新鲜呈绿色、暗绿色,在破碎强烈的部位,呈蛇纹岩,或呈构造角砾岩。方辉橄辉岩具粒状结构,熔融残余结构,块状构造,主要由橄榄石、斜方辉石及少量的单斜辉石组成,副矿物为铬尖晶石和磁铁矿(图4b)。其中橄榄石含量为70%~85%,多呈半自形-自形粒状,并常见塑性流变结构,如变形纹、扭折带、波状消光等,大小一般2~6mm,杂乱分布,无方向性。另有少量的橄榄石以浑圆状被包含在铬尖晶石和斜方辉石内,以及呈细小的他形粒状与铬尖晶石和辉石联生,大小约20 μ m,岩石中斜方辉石含量为15%~30%;斜方辉石具晶体的挠曲、波状消光和滑动双晶等塑性流变结构。并多呈他形粒状至半自形,粒度差别较大,可以分为两种产出。一是细粒他形呈包裹体状或者与铬尖晶石联生,大小为0.5~2mm,暂定为早世代形成。第二种为粗粒状较自形的斜方辉石,粒度可达5~7mm,充填状分布于橄榄石之间,为晚世代形成。在部分斜方辉石可见出溶的单斜辉石呈定向排列,亦可见包含有他形粒状的橄榄石;单斜辉石较少,常小于3%,主要呈他形粒状,粒度为0.1~1mm,同样有两种不同的产出,一为呈自形-半自形粗粒状产出,另一种为细粒他形状,呈出溶晶或与铬尖晶石联生产出;方辉橄辉岩中的铬尖晶石除与辉石联生外,还可见呈包裹体状在辉石中产出,多呈半自形至他形粒状,粒度变化较大在0.05~1mm之间。

薄壳状纯橄岩($Cr_2^{\#}$ 围岩) 薄壳状纯橄岩在浸染状铬铁矿($Cr_2^{\#}$)外围以薄层不等的“外壳”形式产出,与铬铁矿体以及外围的方辉橄辉岩有截然的接触界线。薄壳状纯橄岩石新鲜,呈辉绿色,块状构造,并常见细脉浸染状铬铁矿。岩石主要由98%镁橄榄石和2%的铬尖晶石组成,未见单斜辉石和斜方辉石矿物及包裹体。薄壳状纯橄岩与铬铁矿之间的呈明显截然的接触关系,橄榄石多呈半自形-自形粒状,少见变形纹、扭折带、波状消光等变形现象,大小一般为2~6mm,少量>10mm,杂乱分布,方向不明显。另有少量的橄榄石以浑圆状被包含在铬尖晶石和斜方辉石内,以及呈细小的他形粒状与铬尖晶石和辉石联生,约30 μ m。铬尖晶石呈半自形至自形粒状,粒度差别较大,变化在0.1~5mm之间,并呈不规则的定向性,不同于透镜状纯橄岩中铬尖晶石的形态。

2.2 矿石类型

罗布莎铬铁矿的矿石类型丰富,包括稀疏浸染状铬铁矿、条带浸染状铬铁矿、豆状、反豆状,以及中等稠密浸染状和致密块状铬铁矿($Cr_1^{\#}$)等。不同的矿石类型,其脉石矿物含量不同,其中浸染状铬铁矿($Cr_2^{\#}$)(包括稀疏浸染状、豆状、反豆状等)中橄榄石含量30%~70%,致密块状铬铁矿($Cr_1^{\#}$)中脉石矿物橄榄石为5%~15%。并且在浸染状铬铁

表1 罗布莎不同类型铬铁矿的特征简表

Table 1 Feature of different types chromitite from Luobusa ophiolite

矿体类型	矿体围岩	矿体宽度	矿体长度	矿体中铬尖晶石的 Cr [#]	矿体中铬尖晶石的 Mg [#]
致密块状铬铁矿(Cr1 [#])	方辉橄榄岩为主	0.4 ~ 7m	1 ~ 15m	77.6 ~ 83.1	71.1 ~ 81.9
浸染状铬铁矿(Cr2 [#])	纯橄岩为主	1cm ~ 1m	10cm ~ 2m	76.5 ~ 77.9	57.8 ~ 61.4

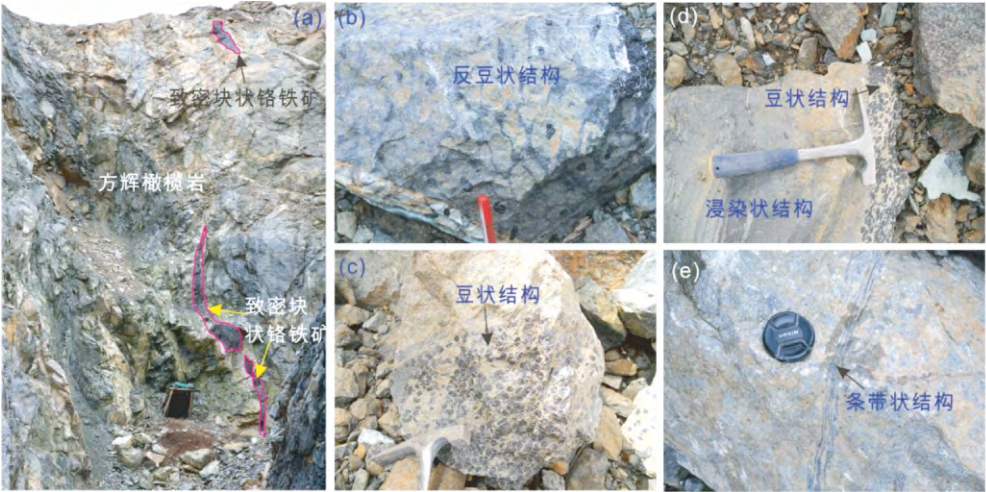


图5 罗布莎地幔橄辉岩中不同类型的矿石结构
Fig. 5 Different texture of the chromitite in Luobusa mantle peridotite

矿(Cr2[#]) 中未见单斜辉石和斜方辉石,然而在致密块状铬铁矿(Cr1[#]) 内,发现有粒度在 20 ~ 200 μ m 呈包裹体状产出的单斜辉石和斜方辉石。因此,基于它们之间的差别,将罗布莎铬铁矿分为两大类(表1): 致密块状铬铁矿(Cr1[#]) 和浸染状铬铁矿(Cr2[#]) 。

罗布莎铬铁矿矿石的主要金属矿物是铬尖晶石。在致密块状铬铁矿(Cr1[#]) 石中,铬尖晶石多呈他形晶,晶粒以中粗粒为主,少数呈伟晶,铬尖晶石含量在 90% 以上;在浸染状铬铁矿(Cr2[#]) 石中,铬尖晶石的自形晶程度较高,粒度自极细粒至中粒,铬尖晶石含量 10% ~ 80%;脉石矿物主要为绿泥石、蛇纹石、钙铬榴石和铬绿泥石等,绿泥石是块状铬铁矿的主要脉石矿物,由橄榄石蚀变而成;蛇纹石常见于浸染状矿石中,呈灰色,亦由橄榄石蚀变而成。橄榄石有两种,一为呈机械双晶出现,具波状消光;另一是呈微粒包裹于铬尖晶石中。钙铬榴石呈翠绿色、透明;铬绿泥石呈淡紫色,鳞片状。此外,还有少量透辉石、绢石、滑石和水镁石。

矿石的结构主要有四种,即他形晶中粗粒结构、自形-半自形晶细粒结构、碎裂结构和包橄结构。他形晶中粗粒结构: 多为致密块状、浸染状结构,粒径 1 ~ 5mm,个别达 10mm 以上,以粗粒为主,呈他形晶紧密镶嵌成块体。在中粗粒铬尖晶石颗粒间,还有微粒自形铬尖晶石被橄榄石所包裹;自形-半自形精细微粒结构: 多为中等至稀疏浸染状铬铁矿的结构形式。以自形晶为主,粒径 0.1 ~ 1mm,铬尖晶石的外表常有 0.01 ~ 0.05mm 厚的绿泥石蚀边。

矿石主要构造是致密块状构造,其次为浸染状、角砾状

构造,局部见豆状、条带状构造(图5)。致密块状构造: 是矿区最主要的矿石类型。主要组成冶金级铬铁矿石。铬尖晶石常具他形-变晶结构,有微粒-细晶分布在粗粒级铬尖晶石晶粒之间,粗粒铬尖晶石常呈弯曲、不规则状,粒间充填脉石矿物,可见块状矿石与浸染状矿石逐渐过渡及块状矿石与围岩橄辉岩之间的截然接触关系;浸染状构造: 主要是铬尖晶石不同大小的集合体与脉石构成浸染状构造。根据铬尖晶石的含量不同,又分为稠密、中等和稀疏浸染状构造。其一般常与纯橄岩壳伴生,厚度变化较大;角砾状构造: 是铬铁矿石受外力破碎为角砾,后经胶结而成,胶结物主要为蛇纹石等组成;豆状构造: 铬尖晶石呈集合体如豆粒,粒径 2 ~ 10cm,主要见于康金拉矿区,围绕豆状铬铁矿周围是橄榄石含量极高的纯橄岩壳;条带状构造: 为不同结构构造类型的矿石组成相间条带而构成。属于高温固态流动的产物,由于固态流动作用于铬铁矿上的应力大小和性质的差异,条带状构造表现形式多种多样,厚度等规模变化较大。此外,具有豆状、反豆状或条带状结构的浸染状铬铁矿等(宽 1cm ~ 1m) 多分布于薄壳状纯橄岩内(宽 10cm ~ 1m),并呈渐变过渡关系。

2.3 矿体类型

罗布莎铬铁矿体的分布十分广泛,截止目前共发现 600 个大小不等、形态各异的铬铁矿矿体,各岩相带中均有铬铁矿体产出,但分布特征不同。第一类是分布于矿区北部纯橄岩岩相带中。除东西向的矿体外,还有北东、北西向分布的

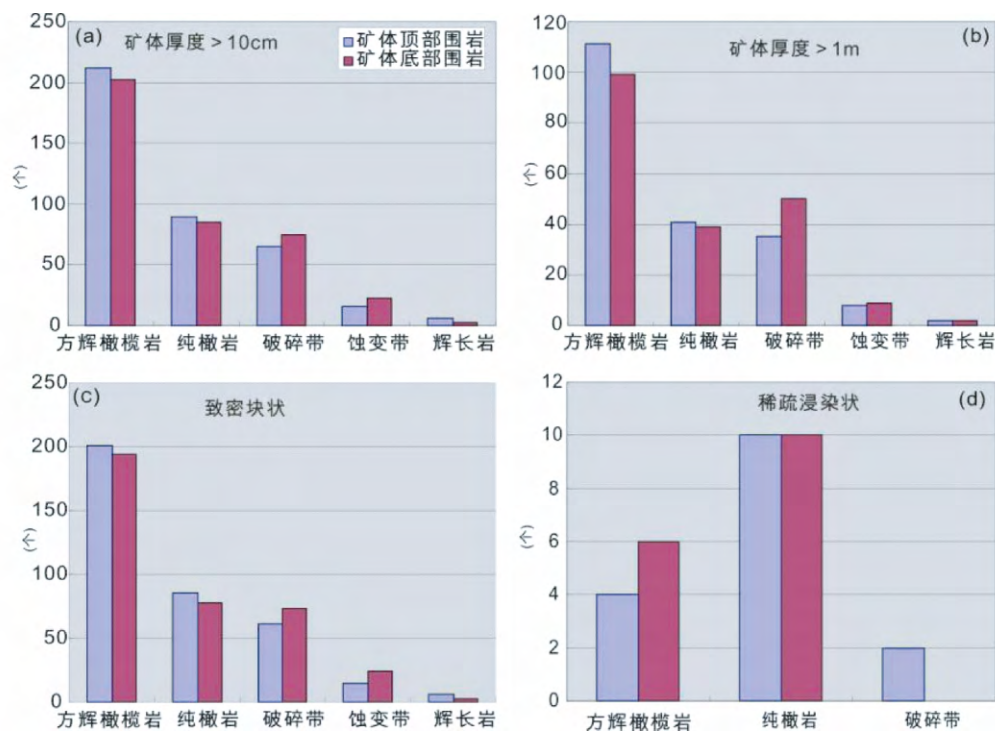


图6 罗布莎铬铁矿钻孔及围岩特征图解

Fig. 6 The lithologic column and envelope rock of the Luobusa chromitite

矿体以各种浸染状矿石为主,局部有致密块状矿石。除个别矿体规模较大,大多为条带状或不规则透镜状的小矿体,且由于品位较低,分布不集中,一般不具有工业价值。第二类是分布于中部和南部方辉橄榄岩夹纯橄岩岩相带中的矿体,矿体主要以岩体走向相似的东西向、近东西向为主。另有少量的为北东向,矿体总体向南倾,与蛇绿岩构造岩片的倾向一致,沿倾向方向有较大的延伸,多个矿体以雁行式(迭瓦式)排列为特征。并以致密块状矿石为主,这类矿体也是罗布莎铬铁矿主要采集的工业矿体。第三类,分布于基性-超基性杂岩岩相带中的矿体。矿体产于岩体底部与上白垩统炭质板岩接触带附近的片状蛇纹岩内,具岩体边界仅0.3~0.5m,有8~10个矿体,均呈不规则团块状,长轴平行岩体边界,单个矿体规模不大,一般长1~6m,宽0.4~1.4m,矿体最长的可达15m,宽5~7m。这类矿体数量很少,在矿区内不占主要地位。此外,在统计了罗布莎近436个钻孔的岩心资料后,可知,铬铁矿矿体的围岩大多数为方辉橄榄岩,其次为纯橄岩壳和破碎带等,偶见铬铁矿的围岩为辉长岩、辉石岩(图6)。矿体厚度大于1m或者10cm的围岩都明显为方辉橄榄岩,矿石类型为致密块状的矿体围岩多是方辉橄榄岩,与其对应的矿石类型,浸染状矿体的围岩多为纯橄岩壳(图6)。这与前人关于豆荚状铬铁矿周围多有纯橄岩壳的观点并不相同,致密块状铬铁矿($\text{Cr1}^\#$)与围岩方辉橄榄岩多为截然接触关系,而豆状铬铁矿和浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)与纯橄岩壳是一个渐变过渡关系。

3 测试方法

对岩体内不同岩相采集的岩石磨制电子探针片1200个,在显微镜下进行详细的岩相学研究,精选其中部分进行电子探针分析,于中国地质科学院地质研究所大陆构造及动力学国家重点实验室和东华理工大学核资源与环境教育部重点实验室完成,电子探针数据共完成300个数据。所用仪器型号为JXA-8100的电子探针。分析过程按照国家电子探针定量分析标准(GB/T 15617—2002)进行。仪器工作条件:加速电压15kV,探针束流20nA,束斑直径 $5\mu\text{m}$,峰值计数时间设定为20s,背景计数时间设定为10s。

岩石地球化学分析共完成26件数据,由河南省岩石矿物测试中心(国土资源部郑州矿产资源监督检测中心)和国家测试中心共同完成。主量元素用X荧光光谱方法分析,误差小于0.5%;微量元素、稀土元素和铂族元素用ICP-MS(TJA-ExCell)分析,当元素含量大于 1×10^{-6} 时,分析误差为1%~5%,当元素含量小于 1×10^{-6} 时,分析误差为5%~10%。

PGE共分析85件,由河南省岩石矿物测试中心(国土资源部郑州矿产资源监督检测中心)和国家测试中心利用火试金法完成。具体方法是将样品与 $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$ 、 NaCO_3 、 SiO_2 、羟基镍粉和硫按不同比例混合于粘土坩锅中,放入马弗炉加热至1000~1200℃。冷却后,由于硫化物相的不相容性,PGE

和 Ni_3S_2 沉降于坩埚底部形成镍扣,将镍扣粉碎后用 HCl 溶解,Te-共沉淀分离即可达到分离目的,最后以 ICP-MS 方法测试。

Re-Os 同位素分析共完成 7 件,于中国科学院同位素年代学与地球化学重点实验室完成。首先,准确称量约 2g 的岩石或单矿物粉末加入到 Carius 管中,再加入适量 ^{185}Re 、 ^{190}Os 稀释剂和 3mL 浓 HCl ,然后将 Carius 管放入盛有液氮的保温杯中,缓慢加入 9mL 浓 HNO_3 ,待管内溶液完全被冷冻后,用煤气-氧气火焰将 Carius 管密封,最后将其装进不锈钢管中,放入鼓风烘箱,在 230°C 加热 48h。分解结束后,用液氮将 Carius 管内的溶液完全冷冻,小心地打开 Carius 管。用 4mL 冰冷的 CCl_4 萃取 3 遍, OsO_4 被萃取进 CCl_4 ,Re 保留在原来的逆王水中。在 CCl_4 中加入 4mL HBr ,此时 OsO_4 与 HBr 完全反应,使 OsO_4 被还原成 OsBr_6^{2-} ,反萃取至 HBr 相,分离出该相,在 130°C 加热蒸干。将上步分离后的 Os 用 HBr 溶解,并转移至 5mL Teflon PFA (SavilleX) 锥底管型瓶的盖子上,蒸干。在锥底管型瓶底的尖端加 0.01mL 的浓 HBr ,在蒸干的样品上加 0.02mL 浓 $\text{CrO}_3 + \text{H}_2\text{SO}_4$ 溶液。迅速盖紧盖子,用铝箔把锥底管型瓶包好,然后将其倒置,在电热板上加热,温度控制在 80°C 左右。在加热过程中, OsBr_6^{2-} 被 CrO_3 氧化成 OsO_4 而蒸发,遇到锥底管型的 HBr 液滴,即被还原成 OsBr_6^{2-} 而吸收,3h 后,其中 70%~90% 的 Os 被吸收。最后用 10% 的 HCl 稀释至 0.8mL,用 N-TIMS 测定。N-TIMS 是目前 Re-Os 同位素测定最常用和最成功的方法。将纯化后的 Os 样品和助发剂 $\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$ 点在高纯 Pt 带上,为了降低金属 Pt 灯丝上 Os 空白,先将 Pt 灯丝在空气中烧至亮红约 3min。另外为了防止样品和助发剂在 Pt 灯丝带表面扩散,可以用塑料毛细管在 Pt 灯丝中心区域轻轻划两道,将待测样品涂在该划定的涂样区中。Os 同位素比值如 $^{190}\text{Os}/^{192}\text{Os}$ 和 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 是以 $^{190}\text{Os}^{16}\text{O}_3^- / ^{192}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-$ 和 $^{187}\text{Os}^{16}\text{O}_3^- / ^{188}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-$ 负离子形态被测定,为了提高 OsO_3^- 负离子的产率,可以通过微量气体控制阀输入高纯氧气到离子源内。对于 $^{192}\text{Os}^{16}\text{O}_3$ 信号大于 100mV 以上的样品,可以采用法拉第杯接收器测定,检测器的定位分布为: $\text{L3} = ^{184}\text{Os}^{16}\text{O}_3$, $\text{L2} = ^{185}\text{Re}^{16}\text{O}_3$, $\text{L1} = ^{186}\text{Os}^{16}\text{O}_3$, $\text{Ax} = ^{187}\text{Os}^{16}\text{O}_3$, $\text{H1} = ^{188}\text{Os}^{16}\text{O}_3$, $\text{H2} = ^{189}\text{Os}^{16}\text{O}_3$, $\text{H3} = ^{190}\text{Os}^{16}\text{O}_3$, $\text{H4} = ^{192}\text{Os}^{16}\text{O}_3$ 。其中 L2 接收 $^{185}\text{Re}^{16}\text{O}_3$ 的信号,用于监测并校正 $^{187}\text{Re}^{16}\text{O}_3$ 对 $^{187}\text{Os}^{16}\text{O}_3$ 的同质异位素干扰。对于 Os 含量低的样品(pg 级),可以采用离子计数器测定,一种是采用 SEM 动态跳峰方式测定,另一种是利用 4 个离子计数器(IC)半动态方式测定,离子计数器的增益校正是利用 Os 的标准样品获得稳定的 $^{192}\text{Os}^{16}\text{O}_3$ 信号,将每个离子计数器获得 $^{192}\text{Os}^{16}\text{O}_3$ 信号与以 SEM 的信号为基准进行归一化。10pg Os 溶液标样在 SEM 上获得的 $^{192}\text{Os}^{16}\text{O}_3^-$ 的大致离子流强度在 40000~200000 计数之间。本研究采用同位素稀释法,一次性获得 Os 同位素比值和含量,分析结果脱机处理。首先采用逐级剥氧法以等概率模型进行氧校正,然后通过计算扣除稀释剂对样品 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 同位素

比值的贡献(李杰等 2007, 2011)。

将 CCl_4 萃取后的含 Re 溶液在 145°C 蒸干,用 2mL 6mol/L 的 HCl 和 1mL 无水乙醇溶解残渣,于 100°C 蒸干,再用 10mL 1mol/L 的 HCl 溶解残渣,离心分离,取出清液上阴离子交换柱,用 20mL 1mol/L 的 HCl 淋洗杂质,最后用 5mL 6mol/L 的 HNO_3 洗脱 Re,将溶液蒸干,然后用 0.5mL Milli-Q 水溶解,加入适量的 Ir 标准溶液,用 MC-ICPMS 测定(李杰等 2007)。

4 分析结果

4.1 铬尖晶石的矿物化学特征

在地幔橄榄岩中,铬尖晶石都是以副矿物的形式存在,含量很低,一般都小于 5%。蛇绿岩中地幔橄榄岩(或阿尔卑斯型橄榄岩)的铬尖晶石成分存在着 Cr 和 Al 的广泛互相替换(Irvine, 1967),而形成富铬型尖晶石和富铝型尖晶石。铬尖晶石的 $\text{Cr}^\# [= 100 \times \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})]$ 随着地幔岩部分熔融程度的增高而增大,且不同亏损程度的地幔橄榄岩中铬尖晶石的 $\text{Cr}^\#$ 大小作为推测地幔岩熔融程度、源区亏损程度和结晶压力的灵敏指示标志(Dick and Bullen, 1984),铬铁矿的 $\text{Mg}^\# [= 100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})]$ 大小是岩石部分熔融程度的指示标志。

罗布莎地幔橄榄岩中铬尖晶石多为黑褐色,不均匀零星分布。本研究表明铬尖晶石的晶形和产出在不同的岩相中具有明显不同的特征,其中方辉橄榄岩与薄壳状纯橄岩中铬尖晶石的形态从半自形至自形,粒径从细粒至粗粒均可见,而透镜状纯橄岩中铬尖晶石多为细粒自形的结构,偶见橄榄岩中出溶细粒的铬尖晶石。不同产出的铬尖晶石探针数据见表 2,罗布莎地幔橄榄岩的 100 个铬尖晶石数据,显示不同类型铬尖晶石其主元素含量之间有一定的差别。包括 Cr_2O_3 含量为 16.92%~61.75%,平均值为 50.30%, Al_2O_3 含量为 8.04%~50.98%,平均值为 17.89%,铬尖晶石的 $\text{Cr}^\#$ 在 20.2~84.3 之间。验证了随着部分熔融程度的增加,铬尖晶石的 Cr_2O_3 与 Al_2O_3 呈负相关关系(Irvine, 1967)。不同岩相中铬尖晶石的差别较大,概述如下。

方辉橄榄岩 包括致密块状铬铁矿($\text{Cr}^\#$)的围岩方辉橄榄岩和块状非近矿围岩。铬尖晶石在两类方辉橄榄岩中差别不明显,并呈现连续变化的特征,其中(远矿)方辉橄榄岩中铬尖晶石的 $\text{Cr}^\#$ 变化在 18.2~41.8,平均值为 31.7,为富铝型尖晶石。近矿围岩方辉橄榄岩中铬尖晶石 $\text{Cr}^\#$ 为 23.4~65.7,同时具有富铝型和富铬型尖晶石的特征。铬尖晶石的二价铁原子数 $[= 100 \times \text{Fe}^{2+} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})]$ 和三价铁原子数 $[= 100 \times \text{Fe}^{3+} / (\text{Cr} + \text{Mg} + \text{Fe}^{3+})]$ 在两种不同的方辉橄榄岩中呈普遍叠加的范围。所以两种方辉橄榄岩之间并无多大差别,不再细分。

透镜状纯橄岩 铬尖晶石 $\text{Cr}^\#$ 变化在 56.5~83.9,平均值为 66.9,为富铬型尖晶石,属于 Dick 分类图解中的 III 类

表2 罗布莎地幔橄榄岩和铬铁矿中铬尖晶石的电子探针分析结果 (wt%)

Table 2 Representative microprobe analyses of spinel from the Luobusa mantle peridotite and chromitites (wt%)		岩性	测点号	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	NiO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Mg [#]	Cr [#]	Fe ²⁺ [#]	Fe ³⁺ [#]
方辉橄榄岩			977.12	0.01	0.07	46.10	21.81	13.91	0.15	0.13	17.51	0.00	0.05	0.00	99.72	69.6	24.1	28.4	1.8
			977.17	0.00	0.04	40.53	28.70	13.36	0.18	0.14	17.51	0.00	0.03	0.00	100.50	70.2	32.2	27.3	2.0
			977.19	0.00	0.08	38.77	28.48	13.98	0.16	0.20	17.48	0.00	0.00	0.01	99.17	69.2	33.0	26.2	3.5
			977.2	0.02	0.03	46.59	22.33	12.73	0.14	0.20	18.44	0.00	0.01	0.00	100.49	72.2	24.3	25.3	1.8
			977.23	0.00	0.08	40.70	28.06	13.47	0.23	0.13	17.58	0.00	0.01	0.00	100.26	70.3	31.6	26.9	2.3
透镜状纯橄岩			913.137	0.02	0.07	22.23	44.21	19.51	0.35	0.11	12.94	0.00	0.01	0.03	99.48	54.5	57.2	40.2	5.3
			913.139	0.05	0.09	22.67	45.63	18.12	0.27	0.12	13.26	0.00	0.03	0.00	100.23	56.9	57.5	39.4	3.6
			913.141	0.00	0.14	21.23	48.45	16.89	0.29	0.02	13.45	0.00	0.01	0.00	100.48	59.2	60.5	38.5	2.4
			913.145	0.02	0.09	22.33	44.55	18.61	0.24	0.05	13.40	0.00	0.00	0.01	99.30	56.3	57.2	38.5	4.8
			913.146	0.02	0.07	22.52	44.53	18.87	0.28	0.10	13.05	0.00	0.03	0.00	99.47	55.5	57.0	39.9	4.5
致密块状铬铁矿 (Cr1 [#])			1046.12	0.03	0.21	11.36	58.64	11.62	0.20	0.11	14.58	0.00	0.00	0.00	96.75	71.1	77.6	28.9	1.5
			1046.13	0.03	0.22	11.36	58.71	11.53	0.16	0.14	15.49	0.02	0.02	0.00	97.67	74.4	77.6	25.6	2.8
			1046.4	0.03	0.16	11.20	59.10	11.53	0.21	0.20	16.74	0.00	0.01	0.01	99.18	78.9	78.0	21.2	4.8
			1046.15	1.18	0.18	10.75	57.21	11.44	0.22	0.21	17.17	0.01	0.01	0.00	98.37	81.9	78.1	18.1	6.4
			1065.12	0.03	0.14	11.28	58.71	13.28	0.23	0.14	16.29	0.02	0.02	0.01	100.13	76.2	77.7	23.8	5.6
浸染状铬铁矿 (Cr2 [#])			916a.27	0.02	0.12	10.90	57.19	17.49	0.30	0.06	13.37	0.00	0.05	0.01	99.50	58.2	77.9	35.8	5.8
			916a.28	0.05	0.20	11.64	57.41	16.28	0.33	0.06	13.69	0.00	0.08	0.03	99.78	60.7	76.8	34.7	4.6
			916a.29	0.07	0.19	11.81	57.25	16.29	0.27	0.03	14.06	0.00	0.05	0.01	100.02	61.4	76.5	33.5	5.0
			916a.30	0.00	0.15	11.04	57.47	17.26	0.25	0.03	12.90	0.00	0.00	0.01	99.11	57.8	77.7	37.8	4.6
			916a.35	0.03	0.20	11.29	56.93	17.11	0.32	0.05	13.17	0.00	0.04	0.00	99.13	58.2	77.2	36.6	4.9
致密块状铬铁矿 (Cr1 [#]) 的围岩方辉橄榄岩			912.3	1.79	0.07	38.87	21.87	19.13	0.28	0.13	16.12	0.23	0.02	0.00	98.51	66.1	27.4	30.4	8.2
			912.32	0.00	0.00	47.47	20.96	13.84	0.17	0.17	17.44	0.09	0.00	0.01	100.13	85.6	22.9	28.9	1.4
			918.22	0.03	0.00	47.24	20.70	13.33	0.18	0.17	16.90	0.15	0.01	0.01	98.72	69.4	22.7	30.0	0.49
			918.31	0.02	0.10	33.04	33.35	17.75	0.23	0.09	15.60	0.00	0.03	0.00	100.20	61.3	40.4	32.7	5.2
			918.34	0.01	0.03	32.49	33.88	17.20	0.24	0.10	15.37	0.00	0.01	0.00	99.32	61.6	41.2	32.9	4.7
浸染状铬铁矿 (Cr2 [#]) 的围岩纯橄岩			911.202	0.04	0.23	11.72	54.27	19.78	0.33	0.05	12.23	0.00	0.01	0.00	98.65	53.0	75.7	40.8	6.7
			911.203	0.03	0.25	12.05	54.72	19.41	0.35	0.05	12.23	0.00	0.01	0.00	99.09	53.4	75.3	41.0	5.9
			911.204	0.03	0.24	11.60	54.25	20.25	0.31	0.11	12.54	0.00	0.00	0.02	99.34	53.0	75.8	39.8	7.6
			911.205	0.00	0.25	11.94	54.39	19.17	0.36	0.03	12.51	0.00	0.00	0.01	98.65	54.1	75.4	39.6	6.4
			911.206	0.02	0.18	11.22	55.47	18.51	0.31	0.00	12.74	0.00	0.00	0.01	98.46	55.5	76.8	38.3	6.2

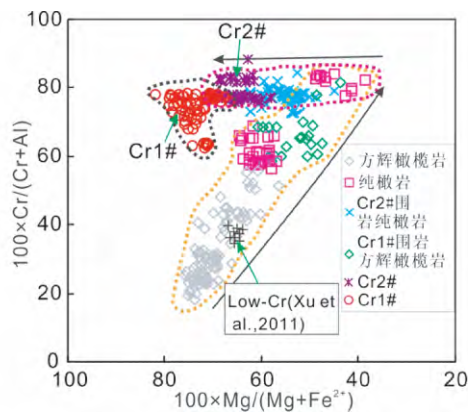


图7 罗布莎不同岩相间铬尖晶石的 Mg[#] vs. Cr[#]矿物化学组分图解

Fig.7 Spinel compositional Mg[#] vs. Cr[#] diagrams in the different lithologies of the Luobusa district

(Dick and Bullen ,1984) 。铬尖晶石的二价铁原子数 [= 100 × Fe²⁺ / (Mg + Fe²⁺)]和三价铁原子数 [= 100 × Fe³⁺ / (Cr +

Mg + Fe³⁺)]分别为 36.4 ~ 61.4 和 0.93 ~ 5.26 ,高于(远矿) 方辉橄榄岩的值 ,多与近矿围岩方辉橄榄岩中铬尖晶石的值重叠。透镜状纯橄岩的 Mg[#]为 38.61 ~ 63.28 ,但仍然位于地幔橄榄岩的演化趋势线上。

薄壳状纯橄岩(Cr2[#]围岩) 铬尖晶石的 Cr[#]最高 ,变化于 75.3 ~ 84.3 ,平均值为 77.5 ;铬尖晶石的二价铁原子数 [= 100 × Fe²⁺ / (Mg + Fe²⁺)]和三价铁原子数 [= 100 × Fe³⁺ / (Cr + Mg + Fe³⁺)]为 2.60 ~ 12.54、25.4 ~ 56.5 ,Mg[#]具一个较宽的变化范围为 72.4 ~ 81.7 ,并且在 Cr[#] - Mg[#]图中呈横向变化的特征(图 7) 。

从图 7 表明方辉橄榄岩→透镜状纯橄岩(包括铬铁矿的围岩) ,Mg[#]呈递减的趋势。在铬尖晶石中 Cr 与 Al 之间可以发生类质同像替代 ,方辉橄榄岩中铬尖晶石具相对较高的 Al₂O₃ ,透镜状纯橄岩中 Al₂O₃ 最低。铬尖晶石的化学组成可以作为其寄主岩石 - 地幔橄榄岩的成因指示标志 ,这是因为尖晶石的形成受地幔橄榄岩熔融程度、形成压力的控制 (Dick and Bullen ,1984) 。因此 ,利用尖晶石的 Cr[#]和橄榄石的 Mg[#]的关系可以推测其寄主岩石的部分熔融程度、形成压

力及构造环境 (Pearce *et al.*, 2000)。从化学成分和 $\text{Cr}^\# - \text{Mg}^\#$ 图 7 中可见, $\text{Cr}^\#$ 与 $\text{Mg}^\#$ 呈负相关关系, 具有与世界上大多数阿尔卑斯型超镁铁岩共有的特征, 即 $\text{Cr}^\#$ 值随着 $\text{Mg}^\#$ 值的升高而降低 (Leblanc, 1980), 进一步表明罗布莎透镜状纯橄岩与薄壳状纯橄岩 ($\text{Cr}2^\#$) 具不同的特征, 这与李金阳等 (2012) 研究认为透镜状纯橄岩与方辉橄岩存在成因联系, 可能是地幔橄岩高度部分熔融的产物, 或熔体和方辉橄岩在原位发生反应的产物, 而薄壳状纯橄岩成因与厚层状纯橄岩相同。

铬铁矿 罗布莎铬铁矿因其产出类型的不同分为致密块状铬铁矿 ($\text{Cr}1^\#$) 和浸染状铬铁矿 ($\text{Cr}2^\#$), 两者之间在铬尖晶石的矿物组分上也有较大差别 (图 7)。浸染状铬铁矿 ($\text{Cr}2^\#$) 中铬尖晶石 Cr_2O_3 含量在 53.66% ~ 61.75% 之间, 平均值为 58.55%, Al_2O_3 含量为 5.74% ~ 12.06%, 平均值为 10.61%。 MgO 含量为 11.99% ~ 14.94%, 平均值为 13.50%。 $\text{Cr}^\#$ 为 76.2 ~ 83.3, 平均值为 78.74。 $\text{Mg}^\#$ 为 49.4 ~ 70.8, 平均值为 62.4; 而近 40 个致密块状铬铁矿 ($\text{Cr}1^\#$) 的铬尖晶石 Cr_2O_3 含量在 54.99% ~ 59.36% 之间, 平均值为 57.71%。 Al_2O_3 含量为 9.96% ~ 14.75%, 平均值为 12.03%。 MgO 含量为 10.75% ~ 16.31%, 平均值为 14.41%, 明显低于浸染状铬铁矿 ($\text{Cr}2^\#$)。

浸染状铬铁矿和致密块状铬铁矿 ($\text{Cr}1^\#$) 的铬尖晶石的呈现出 $\text{Cr}^\#$ 、 $\text{Mg}^\#$ 都增加的过程, 然而这与浸染状铬铁矿 ($\text{Cr}2^\#$) 及纯橄岩壳中铬尖晶石的 $\text{Cr}^\#$ 基本不变, $\text{Mg}^\#$ 增加的过程不同。Yamamoto *et al.* (2009) 报道的有柯石英和单斜辉石出溶致密块状铬铁矿 ($\text{Cr}1^\#$) 的铬尖晶石, 和 Arai and Matsukage (1998) 在太平洋中脊采集到的豆荚铬铁矿矿体中的铬尖晶石在致密块状铬铁矿 ($\text{Cr}1^\#$) 的区域内 (图 7)。在罗布莎铬铁矿的钻孔岩心中挑选出纯橄岩壳和浸染状铬铁矿 ($\text{Cr}2^\#$) 之间接触关系明显的分析结果表明橄岩的 F_o 值和铬尖晶石的铬值为连续变化的过程 (Xiong *et al.*, 2014), 这与 Zhou *et al.* (1996) 在对 14cm 宽的浸染状铬铁矿 ($\text{Cr}2^\#$) → 纯橄岩 → 含单斜辉石的方辉橄岩中橄岩的 F_o 值逐渐减少的结果相一致。另外, 从纯橄岩壳 → 浸染状铬铁矿 ($\text{Cr}2^\#$) → 致密块状铬铁矿 ($\text{Cr}1^\#$) 之间铬尖晶石的 $\text{Cr}^\#$ 和 $\text{Mg}^\#$ 呈现一个向 $\text{Mg}^\#$ 增加而 $\text{Cr}^\#$ 基本不变的特征 (图 7)。因此, 从铬尖晶石的矿物化学成分可知, 两类铬铁矿之间明显不同, 可能形成于不同的阶段, 而纯橄岩壳与透镜状纯橄岩也属不同成因的结果。

4.2 地球化学特征

4.2.1 主量元素

在镜下观察的基础上, 选择蚀变相对较弱的地幔橄岩进行地球化学分析。共分析 32 件样品的全岩分析, 其中 $\text{Cr}1^\#$ 围岩方辉橄岩 26 件, $\text{Cr}2^\#$ 围岩纯橄岩 6 件, 数据见表 3。另有 22 件数据来源于徐向珍 (2009) 的数据, 方辉橄岩 17 件, 纯橄岩 5 件。由于部分样品遭受了不同程度蛇纹石

化, 烧失量最高达 13%。所以, 为了消除蚀变对原有成分的影响, 便于对比, 在讨论主元素含量时均为扣除挥发组分后的标准化值。其中引用部分的数据没有列出, 但在样品的讨论过程进行了对比。

$\text{Cr}1^\#$ 围岩方辉橄岩 26 个样品的烧失量 (LOI) 变化较大, 在 1.85% ~ 13.0% 之间, 表明岩石蚀变较强。除一个样品 SiO_2 含量达到 47.0% 外, 其余样品相对稳定, SiO_2 含量为 38.8% ~ 43.6%, MgO 含量在 38.8% ~ 43.5% 之间, 属高镁型地幔橄岩。 Al_2O_3 在 1.77% ~ 4.50% 之间, CaO 为 0.21% ~ 2.04%, 表明含有少量单斜辉石等其他矿物。 Cr_2O_3 含量为 0.36% ~ 1.23%, 高于电子探针橄岩成分中的 Cr_2O_3 含量 (均 < 0.1), 说明铬尖晶石的存在, 这与显微镜下观察一致。纯橄岩中的全铁 (Fe_2O_3^T) 含量 5.3% ~ 8.3%, 并有较低含量的 MnO (约 0.10%); TiO_2 为 ≤ 0.08%。

$\text{Cr}2^\#$ 围岩纯橄岩 6 个样品的 LOI 为 4.15% ~ 12.32%, 同属于蚀变程度较强的岩石。 SiO_2 含量为 38.08% ~ 42.34%, MgO 含量为 39.0% ~ 47.1%, 类似于方辉橄岩, 亏损程度要明显增强。 Al_2O_3 主体含量为 1.53% ~ 4.5%, CaO 含量 0.1% ~ 1.55%, Cr_2O_3 在 0.35% ~ 0.82% 之间, 反映有少量的斜方辉石和 (或) 单斜辉石。纯橄岩中的全铁 (Fe_2O_3^T) 含量 (6.65% ~ 8.11%) 略高于方辉橄岩, MnO 的含量基本相同, 为 0.09% ~ 0.12%。 TiO_2 为 0.03% ~ 0.07%。

反映地幔橄岩成分变化最方便的表达方式是将各个元素分别对 MgO 进行投影, 此外 MgO 被作为“亏损指标” (Frey *et al.*, 1985), 其值随岩石中橄岩含量的增加而增加, 因而岩石变得更为亏损。将罗布莎地幔橄岩中各岩相的主量元素含量对 MgO 含量进行投影, 并与原始地幔值 (McDonough and Sun, 1995) 进行比较。结果表明罗布莎地幔橄岩 (包括两类铬铁矿的围岩) MgO 含量明显要高于原始地幔值 (图 8), CaO 、 Al_2O_3 的含量要低于原始地幔的值, 与岩石中 MgO 含量之间呈现较好的负相关性。罗布莎地幔橄岩中部分方辉橄岩与深海地幔橄岩类似, 亏损的方辉橄岩和纯橄岩可对比于俯冲型地幔橄岩 (徐向珍, 2009)。各岩相中 FeO^T 含量要低于原始地幔值, 与 MgO 含量呈现正相关性, 显示出方辉橄岩和纯橄岩相近的特征 (图 8)。另有罗布莎地幔橄岩含较低含量的 TiO_2 (均 < 0.1%) (见表 3), 与阿尔卑斯地区的蛇绿岩典型特征类似 (Lugovic *et al.*, 1991; Parlak and Delaloye, 1999; Melcher *et al.*, 2002)。地幔橄岩中 MgO 含量的高低是地幔亏损程度或部分熔融程度的标志, MgO 含量越高, CaO 、 Al_2O_3 、 SiO_2 等易熔组分越容易进入熔体, 而致使地幔残余中含量越低, 说明其局部熔融程度越高 (Coleman, 1977; Nicolas and Prinzhofer, 1983; Hartmann and Wedepohl, 1993)。从罗布莎岩体的各地幔橄岩岩相的地球化学特征看, 虽然各岩相的熔融程度略有差别, 但都高于原始地幔, 说明罗布莎岩体经历了较高的部分熔融过程, 这和班公湖、狮泉河以及雅鲁藏

表3 罗布莎地幔橄榄岩中不同岩相的全岩地球化学分析数据(主量元素: wt%; 稀土元素和微量元素: $\times 10^{-6}$)

Table 3 Representative chemical composition of the mantle peridotite from the Luobusa ophiolite (major element: wt%; trace element: $\times 10^{-6}$)

岩性	方辉橄榄岩				致密块状铬铁矿(Cr1 [#]) 的 围岩方辉橄榄岩				浸染状铬铁矿(Cr2 [#]) 的 围岩纯橄岩			透镜状纯橄岩		
样品号	904	925	927	932	934	952	968	970	900	950	976	982	971	973
SiO ₂	38.84	42.98	40.54	40.94	39.64	41.04	41.36	41.66	40.94	38.48	38.08	42.34	41.14	40.80
TiO ₂	0.05	0.07	0.06	0.05	0.05	0.04	0.07	0.04	0.06	0.07	0.04	0.04	0.03	0.04
Al ₂ O ₃	4.50	2.28	2.42	2.43	2.56	3.02	4.10	3.34	1.90	2.09	2.05	4.51	2.83	1.92
Fe ₂ O ₃ ^T	7.83	7.92	7.79	7.77	7.60	7.88	7.30	7.32	7.82	7.36	8.11	7.54	7.76	8.11
Cr ₂ O ₃	0.52	0.56	0.56	0.58	0.67	0.61	0.55	0.45	0.82	0.55	0.61	0.42	0.45	0.49
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Na ₂ O	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.04	0.03	0.02
CaO	0.38	0.85	0.33	1.26	1.05	0.90	1.36	1.11	1.55	0.10	0.27	0.24	0.99	1.24
MgO	38.80	43.50	43.10	40.80	39.60	41.50	39.76	40.90	40.91	46.20	47.06	40.20	42.20	43.28
MnO	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.12	0.11	0.13	0.13	0.10	0.12	0.11	0.12	0.17
NiO	0.26	2.70	0.31	0.25	0.26	0.27	0.26	0.26	0.25	0.32	0.31	0.30	0.26	0.26
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI	9.40	1.85	4.99	5.81	8.60	4.94	5.85	5.23	6.15	4.98	4.15	4.75	4.53	3.77
FeO	3.54	5.85	3.99	4.37	3.60	4.50	4.12	4.89	4.50	4.37	4.82	3.92	5.15	5.40
H ₂ O ⁺	9.13	2.19	4.82	5.66	8.38	4.58	5.88	5.24	6.11	4.99	4.38	5.13	4.55	3.74
CO ₂	0.66	0.22	0.29	0.77	0.58	0.54	0.58	0.49	0.54	0.46	0.45	0.33	0.26	0.61
Total	100.70	102.87	100.23	100.02	100.17	100.34	100.75	100.47	100.56	100.27	100.81	100.51	100.35	100.10
La	1.21	0.14	0.14	0.21	2.24	0.32	0.40	0.82	0.72	0.30	2.70	1.31	1.87	3.53
Ce	2.18	0.38	0.35	0.50	4.59	0.80	0.81	1.72	1.55	0.76	5.92	2.85	4.14	6.57
Pr	0.21	0.02	0.03	0.04	0.45	0.06	0.06	0.14	0.13	0.06	0.52	0.24	0.34	0.66
Nd	0.75	0.08	0.12	0.14	1.70	0.23	0.23	0.49	0.48	0.23	1.99	0.91	1.21	2.41
Sm	0.13	0.02	0.03	0.03	0.32	0.05	0.05	0.10	0.08	0.04	0.40	0.18	0.22	0.44
Eu	0.03	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.06	0.04	0.05	0.08
Gd	0.13	0.02	0.02	0.03	0.30	0.05	0.06	0.11	0.09	0.04	0.38	0.18	0.21	0.41
Tb	0.02	0.00	0.00	0.01	0.05	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.06	0.03	0.03	0.06
Dy	0.13	0.03	0.03	0.05	0.30	0.08	0.11	0.16	0.13	0.04	0.36	0.19	0.20	0.37
Ho	0.03	0.01	0.01	0.01	0.06	0.02	0.03	0.04	0.03	0.01	0.07	0.04	0.05	0.07
Er	0.09	0.03	0.03	0.05	0.20	0.07	0.09	0.12	0.11	0.03	0.19	0.13	0.15	0.22
Tm	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.02	0.03
Yb	0.10	0.04	0.04	0.07	0.22	0.09	0.11	0.15	0.14	0.03	0.16	0.14	0.16	0.22
Sc	5.4	9.1	5.8	7.9	9.8	8.4	10.0	9.3	13.4	3.6	4.9	4.4	9.5	8.9
Co	98.5	105.6	103.9	91.2	96.0	100.4	95.9	99.5	108.2	103.8	112.0	107.3	98.3	96.9
Ni	1724	1857	2031	1582	1733	1893	1833	1844	2021	2090	2277	2113	1839	1714
Nb	6.54	8.31	20.22	1.48	5.87	14.28	2.06	6.79	6.56	11.12	5.10	5.06	6.62	0.93
Y	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0
Lu	0.02	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.04
Ta	0.16	0.24	0.78	0.10	0.19	0.68	0.16	0.41	0.12	0.42	0.33	0.35	0.46	0.07
Th	0.74	0.39	0.45	0.16	2.11	0.47	0.27	0.59	1.33	0.70	1.18	0.92	0.74	1.13
U	0.15	0.09	0.09	0.10	0.17	0.12	0.08	0.12	0.08	0.12	0.19	0.18	0.14	0.17
Rb	3	3	2	3	3	4	4	3	3	3	2	3	3	3
Ba	1	1	1	8	1	1	1	4	1	1	1	1	2	6
V	12	20	14	23	25	23	27	22	33	11	11	13	22	23
Hf	0.23	0.23	0.27	0.09	0.42	0.18	0.10	0.13	1.11	0.19	0.17	0.15	0.15	0.14
Cu	13.20	7.9	7.7	12.2	16.0	8.0	19.2	10.4	21.7	7.2	9.6	10.0	10.5	9.7
Zn	36	45	39	38	35	42	43	44	52	39	44	37	39	77
Sr	9	8	6	10	8	8	8	9	8	7	7	9	9	14

布江缝合带西段蛇绿岩的特征一致(邱瑞照等 2005) 。罗布莎铬铁矿中 Cr1[#]围岩方辉橄榄岩与非近矿围岩之间 MgO 含量 ,CaO ,SiO₂ ,FeO^T 含量上差别不大 ,但近矿围岩的 Al₂O₃ 含量要高于非近矿围岩方辉橄榄岩 ,类似的情况也出现在 Cr2[#]围岩纯橄岩与非近矿围岩纯橄岩内。

4.2.2 稀土元素

罗布莎地幔橄榄岩的稀土总量变化在 $0.79 \times 10^{-6} \sim 15.11 \times 10^{-6}$ 之间 ,除个别样品含较高的 LREE/HREE 比值外 ,

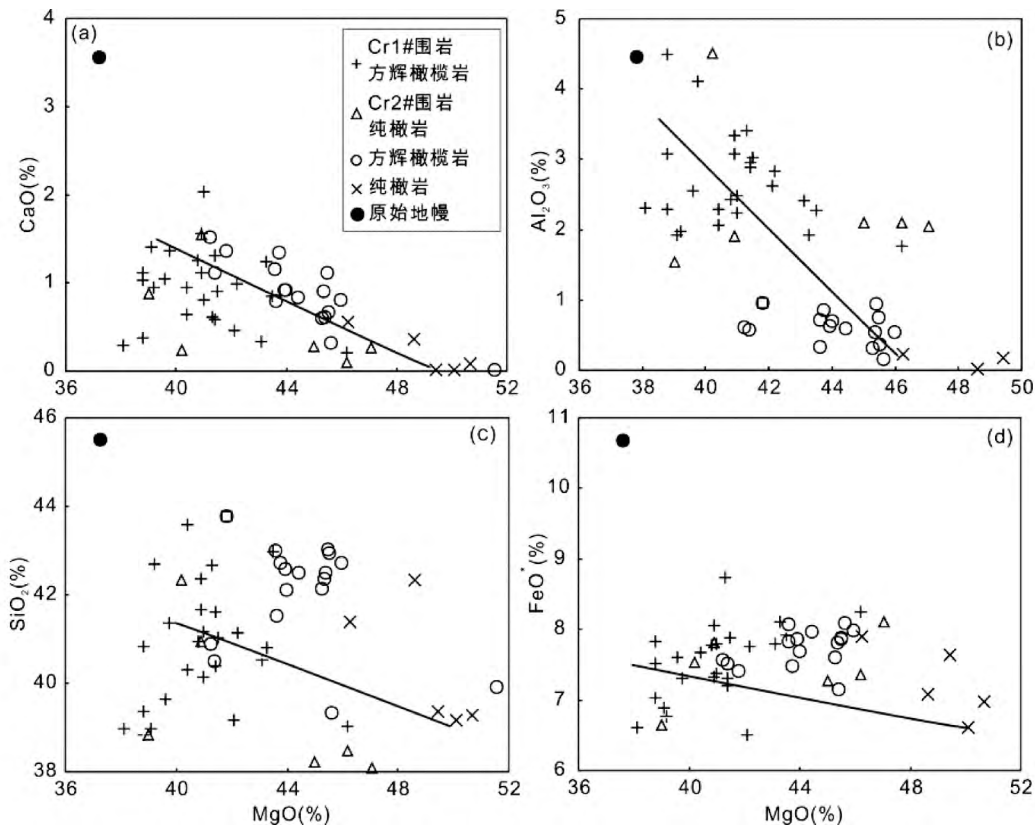


图8 罗布沙地幔橄榄岩主量元素特征

Fig.8 The diagram shows the main oxides of the peridotite in the Luobusa peridotite

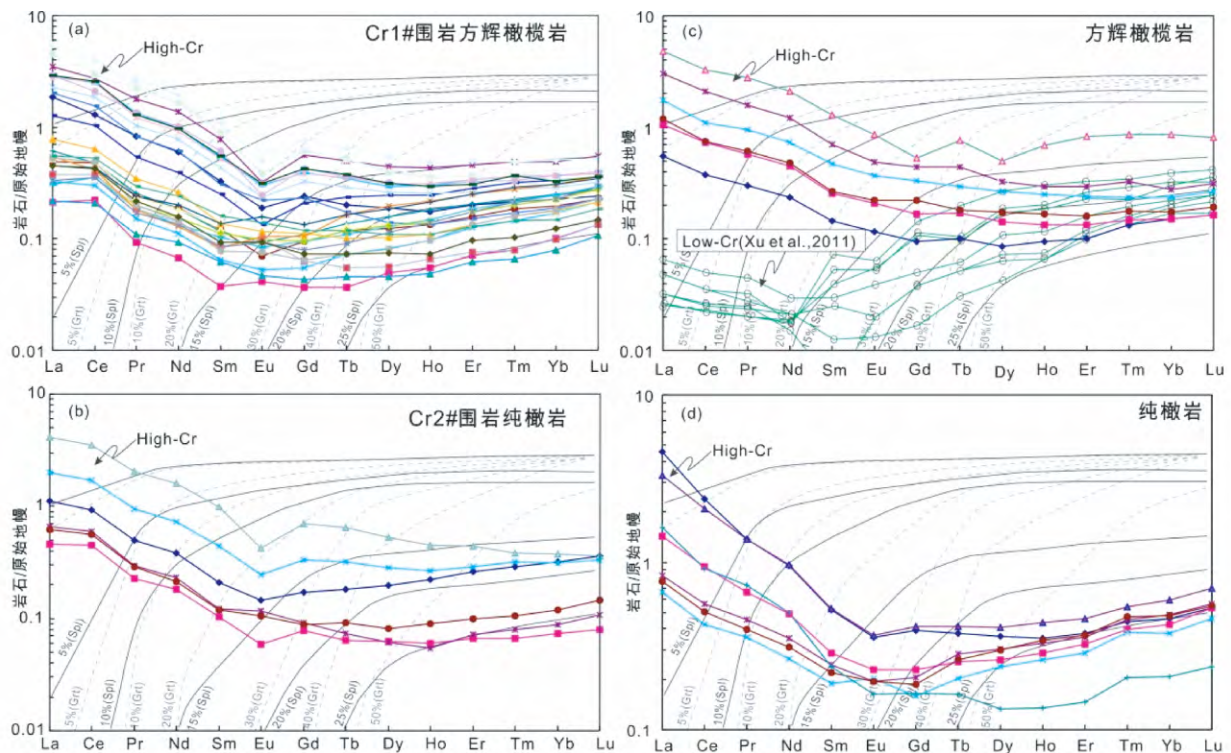


图9 罗布沙地幔橄榄岩各岩相的稀土元素特征(标准化值据 McDonough and Sun, 1995)

Fig.9 Primitive mantle - normalized REE pattern diagram of the Luobusa mantle peridotite (normalization values after McDonough and Sun, 1995)

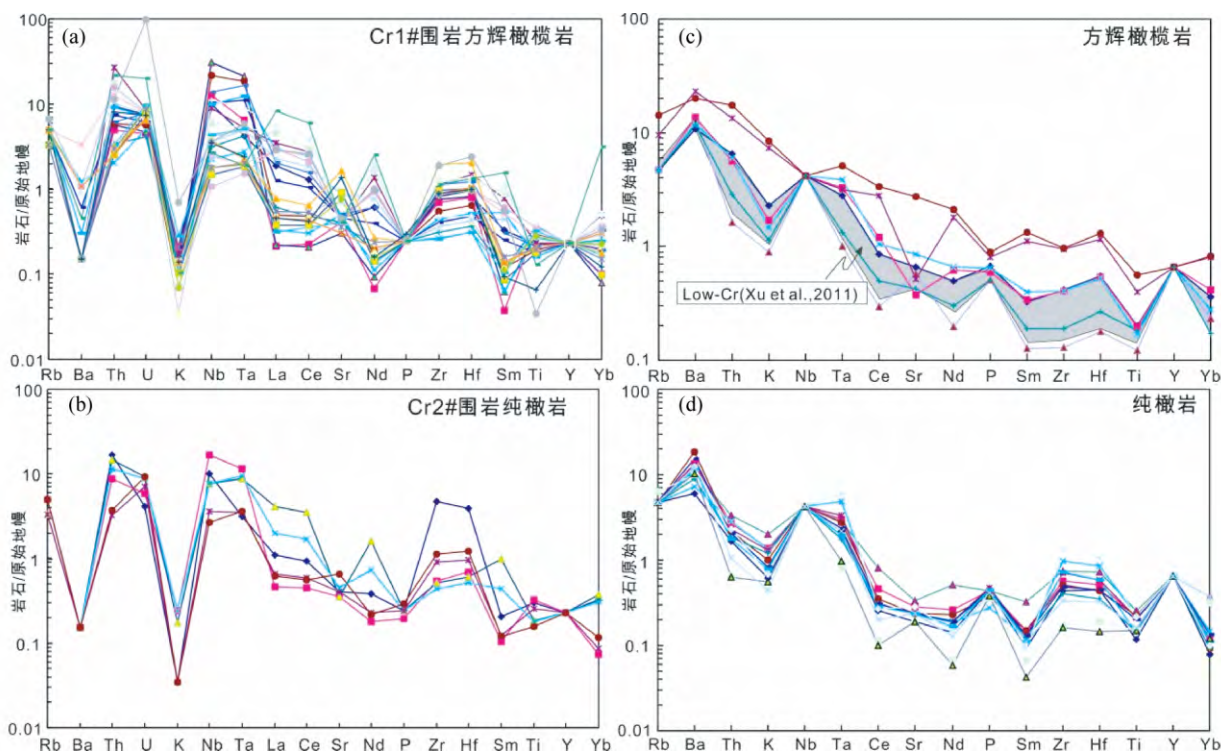


图 10 罗布莎地幔橄榄岩各岩相的微量元素特征(标准化值据 McDonough and Sun, 1995)

Fig. 10 Primitive mantle – normalized trace elements spider diagram of the Luobusa mantle peridotite (normalization values after McDonough and Sun, 1995)

其余样品的 LREE/HREE 为 $2.46 \sim 6.2$, $(La/Yb)_N = 1.44 \sim 11.13$, $(La/Sm)_N = 3.0 \sim 6.8$ 。虽然 REE 含量有一定的变化,但用原始地幔 (McDonough and Sun, 1995) 标准化的稀土元素配分型式显示极为一致的“V”或“U”型(图 9),LREE 均为富集型,富集程度稍有差异, $\delta Eu = 0.48 \sim 1.34$,表明可能存在微量的长石,这与罗布莎岩体中康金拉矿区选出大量的斜长石的特征相符(徐向珍, 2009)。

在与矿亲缘性特征上,罗布莎铬铁矿中 Cr1#的围岩方辉橄榄岩、Cr2#的围岩纯橄岩与非矿围岩的方辉橄榄岩、纯橄岩具相似的稀土微量元素特征,都属右倾型。不同岩相之间更多的只是丰度差异,对如此变化范围较大的 REE 丰度,可能是由于橄榄岩的熔融程度和亏损程度的差异所致(王希斌等, 1995)。辉长岩的轻稀土相对亏损类似于 N-MORB 的特征,表明辉长岩的形成与洋中脊环境有关。与阿尔卑斯橄榄岩的轻稀土亏损型模式明显不同(Dymek *et al.*, 1988),罗布莎地幔橄榄岩可能不只是早期的地幔交代作用所致,反映了岩石可能还经历了俯冲洋壳流体的改造。

4.2.3 微量元素

罗布莎地幔橄榄岩的 Nb、Ta、Th 等含量都要远高于原始地幔值, Ti、Y、Yb 要低于原始地幔值(图 10),在部分熔融过程中不相容元素(Nb、Ta、Th 等)进入熔体被带走而亏损,相容元素(Sc、Ni、Cr、Co 等)进入矿物晶格而富集。从图 10 可知,罗布莎地幔橄榄岩富集不相容元素(Nb、Ta、Th 等),表明

有可能不只存在部分熔融作用,还有后期熔体的富集改造过程,与主量元素特征相同的是罗布莎地幔橄榄岩对比于深海型地幔橄榄岩(或者 MOR 型地幔橄榄岩)和俯冲型地幔橄榄岩(或者 SSZ 型地幔橄榄岩)特征并存。此外,低含量的大离子亲石元素 Ba ($8.46 \times 10^{-6} \sim 20.04 \times 10^{-6}$) 和 Rb ($< 3.4 \times 10^{-6}$) 也反映了地幔残留岩石的特征,可以与世界典型蛇绿岩地幔橄榄岩对比(张旗和张国庆, 2001)。在地幔橄榄岩微量元素原始地幔标准化图中(图 10),总体显示一个左高右低的斜坡特征。其中大离子亲石元素(LILE)富集,也指示了俯冲带壳源的流体作用。此外,对比方辉橄榄岩、纯橄岩岩相以及铬铁矿的亲缘性看,各岩相之间特征类似,表明可能都经历了相似的构造背景演化过程。

4.2.4 PGE 特征

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(Borisov *et al.*, 1994)。两组不同特征的 PGE 元素 IPGE(包括 Os、Ir、Ru)和 PPGE(包括 Rh、Pt、Pd)在不同岩相中可能特征不同。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。对罗布莎地幔橄榄岩与铬铁矿的 85 件铂族元素地球化学特征分析表明(表 4),其中 Cr1#围岩方辉橄榄岩的 PGE 总量为 $19.2 \times 10^{-9} \sim 75.1 \times 10^{-9}$, Cr2#围岩纯橄岩的总

表4 罗布莎地幔橄榄岩和铬铁矿的 PGE 化学分析数据($\times 10^{-6}$)Table 4 PGE chemical composition of the mantle peridotite and chromitite from the Luobusa ophiolite($\times 10^{-6}$)

岩性	样品号	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	总量	Pt/Pd	Pd/Ir
辉长岩	11Y-1063-1	0.47	0.42	0.74	0.30	9.66	2.04	13.63	4.74	4.86
	11Y-1063-2	0.63	0.45	0.67	0.32	1.21	1.25	4.53	0.97	2.78
	11Y-1063-3	0.56	0.78	0.71	0.69	6.27	11.09	20.10	0.57	14.22
	11Y-1068-1	0.34	0.26	0.49	0.28	1.17	0.67	3.21	1.75	2.58
	11Y-1068-2	4.22	2.99	3.02	0.60	3.67	3.25	17.75	1.13	1.09
透镜状纯橄岩	B88R53P5	4.97	3.33	9.07	1.17	5.91	5.92	30.37	1.00	1.78
	B89R54P4a	4.75	3.04	8.37	1.03	5.03	5.06	27.27	0.99	1.66
	B91R57P6	3.65	2.97	6.86	1.06	1.66	2.42	18.63	0.69	0.81
	B134R140P1	5.80	3.90	10.17	1.32	8.17	7.51	36.87	1.09	1.93
	B137R144P1	5.15	3.89	9.86	1.37	7.04	6.18	33.49	1.14	1.59
	B139R148P5	4.96	3.80	9.14	1.32	6.23	5.37	30.82	1.16	1.41
	B141R151P5	4.89	3.20	9.40	1.05	5.90	5.21	29.65	1.13	1.63
	B143R153P7	6.22	2.51	11.14	1.09	5.22	4.29	30.47	1.22	1.71
方辉橄榄岩	B33R50P3c	7.37	3.37	12.57	1.29	7.47	7.80	39.87	0.96	2.31
	B35R53P2	4.84	3.46	8.28	1.10	5.23	1.85	24.77	2.83	0.53
	B36R54P4a	4.37	3.77	8.35	1.36	4.48	2.64	24.97	1.70	0.70
	B42R64P5b	1.03	1.10	3.94	0.29	1.94	1.96	10.25	0.99	1.78
	B44R69P3	4.25	2.79	7.96	0.98	4.67	3.87	24.52	1.21	1.39
	B52R82P10	5.60	2.86	10.57	0.93	3.46	5.34	28.76	0.65	1.87
致密块状铬铁矿(CrI [#])	C11Y-1030	40.05	25.84	30.46	2.42	3.79	1.65	104.2	2.30	0.06
	11Y-409	132.0	135.7	96.00	9.17	3.03	2.11	378.0	1.44	0.02
	11Y-453	47.00	55.00	40.00	5.20	5.05	3.72	156.0	1.36	0.07
	11Y-485	70.00	68.00	85.00	9.71	1.50	1.53	235.7	0.98	0.02
	C11Y-901	113.0	85.00	92.00	8.39	2.92	1.03	302.3	2.83	0.01
	C11Y-902	143.7	98.20	107.0	7.62	10.0	6.72	373.3	1.49	0.07
	C11Y-903	163.0	95.00	89.00	8.75	2.93	1.33	360.0	2.20	0.01
	C11Y-926	110.0	86.51	86.00	7.57	5.01	1.71	296.8	2.93	0.02
	C11Y-933	135.0	112.8	100.1	5.98	4.01	2.24	360.1	1.79	0.02
	C11Y-969	76.42	51.22	52.68	3.68	5.63	3.64	193.3	1.55	0.07
	C11Y-972	146.0	82.50	75.00	5.80	3.37	2.31	315.0	1.46	0.03
	C11Y-983	116.0	73.00	92.00	7.07	5.46	2.07	295.6	2.64	0.03
	C11Y-1012	150.0	92.00	96.00	8.15	9.98	6.86	363.0	1.45	0.07
	C11Y-1021	120.0	70.00	119.0	8.70	4.75	2.33	324.8	2.04	0.03
	C11Y-1039	200.0	95.30	124.0	7.81	2.30	3.39	432.8	0.68	0.04
	C11Y-1046	80.00	70.00	50.00	5.30	3.19	1.70	210.2	1.88	0.02
	C11Y-1065	87.73	60.11	65.84	5.55	3.83	0.94	224.0	4.07	0.02
	C11Y-1077	114.1	86.32	85.97	8.87	27.02	3.48	325.7	7.76	0.04
	C11Y-1080	146.7	110.1	99.03	7.54	3.60	0.87	367.8	4.14	0.01
	C11Y-1094	120.3	90.56	90.96	6.02	6.44	7.55	321.8	0.85	0.08
浸染铬铁矿(Cr2 [#])	11Y-416	28.00	26.50	50.00	6.05	4.62	5.00	120.2	0.92	0.19
	C11Y-951	26.00	15.90	20.00	1.88	1.19	1.68	66.65	0.71	0.11
	C11Y-975	17.00	12.41	25.46	1.74	2.95	2.62	62.18	1.13	0.21
	11Y-487	6.98	7.29	9.02	1.35	6.83	5.18	36.64	1.32	0.71
	11Y-470	15.70	17.00	21.00	2.70	8.50	6.85	71.75	1.24	0.40
	11Y-419	11.00	8.06	26.00	1.60	5.27	5.00	56.92	1.05	0.62
	11Y-420	9.00	8.25	17.00	0.99	4.16	3.00	42.41	1.39	0.36
	11Y-469	2.65	3.58	4.62	1.01	6.06	5.00	22.92	1.21	1.40
致密块状铬铁矿(CrI [#]) 围岩 方辉橄榄岩	11Y-408	8.97	10.35	19.32	1.83	4.27	3.34	48.08	1.28	0.32
	11Y-410	9.50	8.36	11.00	1.67	6.80	4.91	42.24	1.38	0.59
	11Y-415	4.40	5.19	9.60	1.51	7.07	6.70	34.48	1.06	1.29
	11Y-417	3.80	3.71	6.14	1.21	6.03	3.72	24.61	1.62	1.00
	11Y-452	3.80	5.07	9.00	1.56	8.51	5.23	33.18	1.63	1.03

续表 4
Continued Table 4

岩性	样品号	Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	总量	Pt/Pd	Pd/Ir
致密块状铬铁矿 (CrI [#]) 围岩 方辉橄榄岩	11Y-454	4.62	4.81	9.22	1.68	8.81	7.61	36.75	1.16	1.58
	11Y-468	7.41	8.56	9.64	1.24	5.71	4.72	37.28	1.21	0.55
	11Y-484	3.31	4.20	6.80	1.69	11.71	7.18	34.89	1.63	1.71
	11Y-486	3.11	3.83	6.55	1.34	5.54	3.45	23.83	1.61	0.90
	11Y-488	6.50	3.69	7.75	1.42	10.00	7.00	36.36	1.43	1.90
	C11Y-904	6.69	4.00	7.31	0.96	5.46	4.66	29.08	1.17	1.17
	C11Y-925	8.00	4.49	9.93	1.28	13.25	9.14	46.09	1.45	2.04
	C11Y-927	8.37	5.02	7.60	1.38	14.44	19.47	56.28	0.74	3.88
	C11Y-932	5.86	3.25	7.96	1.01	7.42	5.32	30.82	1.39	1.64
	C11Y-934	4.34	1.65	3.35	0.66	27.14	10.13	47.27	2.68	6.14
	C11Y-952	6.42	3.10	7.32	0.98	6.47	4.43	28.72	1.46	1.43
	C11Y-968	3.61	1.80	4.61	0.85	4.97	5.19	21.03	0.96	2.88
	C11Y-970	4.60	2.30	6.49	0.87	4.87	3.59	22.72	1.36	1.56
	C11Y-971	5.86	2.91	7.80	0.96	5.53	4.49	27.55	1.23	1.54
	C11Y-973	8.68	3.01	7.99	1.24	28.35	14.11	63.38	2.01	4.69
	C11Y-974	5.96	3.15	8.25	0.81	1.92	1.88	21.97	1.02	0.60
	C11Y-984	3.75	2.18	6.11	0.83	3.46	3.04	19.37	1.14	1.39
	C11Y-1011	5.72	3.03	8.07	0.93	5.30	4.58	27.63	1.16	1.51
	C11Y-1013	8.32	3.99	8.96	1.22	6.89	6.90	36.28	1.00	1.73
	C11Y-1020	5.00	1.98	5.27	0.59	3.26	3.11	19.21	1.05	1.57
	C11Y-1022	11.43	5.87	10.38	1.00	7.67	4.27	40.62	1.80	0.73
	C11Y-1031	17.86	9.62	16.70	1.21	4.46	3.94	53.79	1.13	0.41
	C11Y-1038	4.94	4.11	7.36	1.42	8.97	11.00	37.80	0.82	2.68
	C11Y-1040	2.91	2.64	2.83	1.24	13.09	20.14	42.85	0.65	7.63
	C11Y-1045	4.71	2.96	5.62	0.57	2.96	2.36	19.18	1.25	0.80
	C11Y-1064	9.03	3.15	6.58	0.83	4.71	3.49	27.79	1.35	1.11
	C11Y-1076	4.50	4.06	4.12	0.98	6.20	4.42	24.28	1.40	1.09
	C11Y-1078	7.15	4.29	7.20	2.59	39.78	14.04	75.05	2.83	3.27
	C11Y-1079	4.11	3.02	6.37	1.07	9.03	5.57	29.17	1.62	1.84
	C11Y-1081	3.76	3.11	6.13	0.97	6.54	5.32	25.83	1.23	1.71
	C11Y-1090	4.80	3.18	7.62	1.00	5.77	3.01	25.38	1.92	0.95
	C11Y-1092	5.51	3.62	10.76	1.08	5.33	5.73	32.03	0.93	1.58
	C11Y-1093	4.64	2.94	6.91	0.98	5.87	7.76	29.10	0.76	2.64
	C11Y-1095	4.39	3.10	5.57	0.98	4.95	3.99	22.98	1.24	1.29
浸染状铬铁矿 (Cr2 [#]) 围岩纯橄岩	C11Y-900	6.27	3.85	7.57	1.27	7.13	7.80	33.89	0.91	2.03
	C11Y-950	2.44	1.96	2.88	0.53	1.21	1.32	10.34	0.92	0.67
	C11Y-976	8.88	5.65	9.30	1.68	4.40	3.44	33.35	1.28	0.61
	C11Y-982	8.45	3.86	9.66	0.94	3.62	3.93	30.46	0.92	1.02
	C11Y-1029	22.26	14.11	17.03	1.44	2.83	1.97	59.64	1.44	0.14
	C11Y-1047	3.42	2.81	4.36	0.67	12.44	4.87	28.57	2.55	1.73

量为 $10.3 \times 10^{-9} \sim 59.6 \times 10^{-9}$,辉长岩的 PGE 含量较低为 $3.2 \times 10^{-9} \sim 20.1 \times 10^{-9}$,透镜状纯橄岩为 $18.6 \times 10^{-9} \sim 36.9 \times 10^{-9}$,非矿围岩方辉橄榄岩为 $10.3 \times 10^{-9} \sim 39.9 \times 10^{-9}$,铬铁矿的 PGE 含量最高为 $36.6 \times 10^{-9} \sim 378 \times 10^{-9}$ 。

从图 11 结果表明罗布莎岩体中两类铬铁矿均比地幔橄榄岩具更高的 Ir 值 ,位于球粒陨石的右侧 ,而橄榄岩接近于原始地幔值 ,辉长岩 Ir 的含量最低位于趋势线的左侧。方辉橄榄岩 (含铬铁矿的围岩) 中 Pd/Ir = 0.32 ~ 4.69 ,纯橄岩 (含铬铁矿的围岩) 为 0.14 ~ 2.03 ,两类铬铁矿的 Pd/Ir = 0.02 ~ 1.40 ,其中 CrI[#] 明显低于 Cr2[#] 的值 ,辉长岩的 Pd/Ir 偏高为

1.08 ~ 14.2。罗布莎岩体中方辉橄榄岩 Pt/Pd 为 0.65 ~ 2.83 ,纯橄岩 Pt/Pd = 0.91 ~ 2.55 ,两类铬铁矿变化范围类似为 0.67 ~ 7.76。在图 11c Pd/Ir 与 Pt/Pd 的关系明显可以分为两组。这可能是由于地幔橄榄岩及铬铁矿中 Ir、Pd 分配系数要高于 Pt 的原因 (Borisov *et al.* ,1994) 。对罗布莎地幔橄榄岩及铬铁矿的原始地幔标准化显示 (Barnes *et al.* ,1988) ,与图 11 结果一样 ,罗布莎地幔橄榄岩中方辉橄榄岩和纯橄岩的铂族元素特征基本上类似于原始地幔 (图 12) 。纯橄岩的 IPGE 与原始地幔相同 ,但 PPGE 要稍低于原始地幔 ,呈现不明显的右倾特征。辉长岩显示相反的特征 ,其富集 PPGE ,而

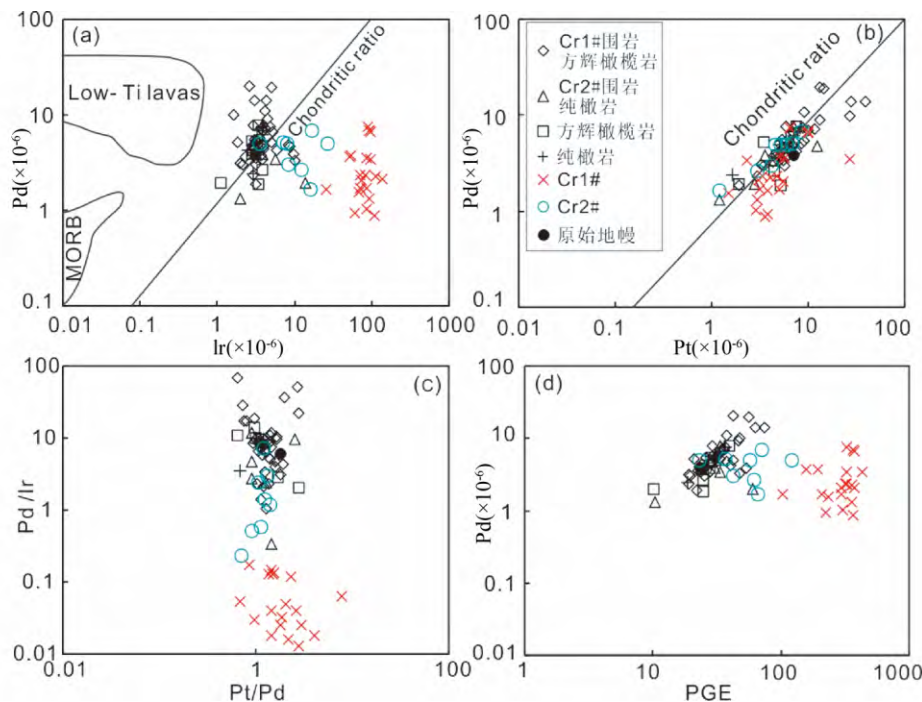


图 11 罗布莎地幔橄榄岩和铬铁矿的铂族元素图

早期铬铁矿数据来源于周美夫和白文吉 (1994)。MORB – 洋中脊玄武岩; Low – Ti lavas – 低钛玄武岩; 球粒陨石和地幔值引自 Chou *et al.* (1983)。MORB 和 Low – Ti lavas 引自 Hamlyn *et al.* (1985)

Fig. 11 PGE diagram of the Luobusa ophiolite and chromitite

相对亏损 IPGE, 呈现左倾的配分模型。与其对应的是铬铁矿富集 IPGE, 而亏损 PPGE 特征, 表明部分熔融过程中 IPGE 被残留, PPGE 随着熔体带入辉长岩。铬铁矿的 PGE 要比其围岩高出数十倍, 甚至百倍。因此, 用熔体 – 岩石反应的观点并不能很好的解释此特征, 这可能与含 PGE 元素的矿物趋向富集于铬铁矿有关, 经历了不同性质的含 PGE 岩浆过程。

4.3 Re – Os 同位素特征

大多数 PGE 合金在地幔橄榄岩及铬铁矿中呈原生包裹体存在 (Stockman and Hlava, 1984; Augé, 1988; Melcher *et al.*, 1997) 或者与硅酸盐/PGE – BM 硫化物伴生组成一个颗粒 (Augé, 1988; Harris and Cabri, 1991; Melcher *et al.*, 1997) 并认为这种原生包裹体形成早于铬铁矿 (Stockman and Hlava, 1984; Garuti and Zaccarini, 1997; Melcher *et al.*, 1997)。此外, 部分 PGE 合金多与 BM 合金出现在铬铁矿的蛇纹石和绿泥石脉中, 通常为硫化物、砷化物伴生 (Stockman and Hlava, 1984; Melcher *et al.*, 1997)。常被解释为晚期硅酸盐熔体相对低温的蚀变作用形成 (Stockman and Hlava, 1984; Prichard and Tarkian, 1988; McElduff and Stumpfl, 1991)。

与其他产地铬铁矿床一样, 罗布莎铬铁矿矿石中 Os – Ir 和 Os – Ir – Ru 合金是最丰富的合金矿物。多为等轴状颗

粒, 粒径 5 ~ 10 μm 在铬铁矿中呈包裹体出现或呈单晶出现于铬铁矿颗粒之间。有些晶粒与镁铬铁矿呈连晶, 有些颗粒含有 Fe – Ni 合金和硅酸盐与 SiO_2 。有时见到 Fe – Ir 和 Pt – Fe 合金片晶出溶于其中 (白文吉等, 2004)。罗布莎铬铁矿中 PGE 合金研究后认为其 Os – Ir 和 Os – Ir – Ru 合金具有广阔的成分范围 (白文吉等, 2004) (图 13)。根据 IMA – 规定命名 (Harris and Cabri, 1991), 可以划分成自然钨、自然铱和自然钌。新发现的罗布莎 Cr1# 铬铁矿中原位的 PGE 合金 (表 5), 主要为 Os – Ru – Ir 组成的合金 (图 13a)。另有在 Os – Ir 合金中发现原位的金刚石 (Yang *et al.*, 2007) 以及实验岩石学表明 Os – Ir 的合金熔化温度为 2443 ~ 3050 $^{\circ}\text{C}$ (Bird and Bassett, 1980), 其温度远高于硅酸盐熔体及玻安岩熔体的温度。表明此类 PGE 合金应该可能早于铬铁矿的形成, 并且温度压力较高。铂族元素按其相容性的差异, 可分为强不相容元素 IPGE (包括 Os, Ir, Ru) 和强相容元素 PPGE (包括 Rh, Pt, Pd)。在罗布莎铬铁矿中, 已经报道发现有含 Pt 而非 IPGE 的合金呈单晶粒 (0.1 ~ 0.4 mm) 或呈交生体或固溶体出溶晶片分布在 Os – Ir – Ru 合金中, 少量的含 Pt 合金呈圆状或板状分布于 Os – Ir – Ru 合金的颗粒边缘和裂隙内, 矿物组分见图 13。相似报道见于新喀里多尼亚超镁铁杂岩内 (Augé *et al.*, 2002) 和菲律宾的 Samar 铬铁矿 (Nakagawa and Franco, 1997), 可能与亚固相反应或出溶 (或二者) 改造的结果 (Bowles, 1990)。希腊的 Veria 蛇绿岩及铬铁矿中结果也说明早期形成的富 Os – Ir 的 PGM 要早于铬铁矿形成, 后期的 PGM 常与含钙硅酸盐或

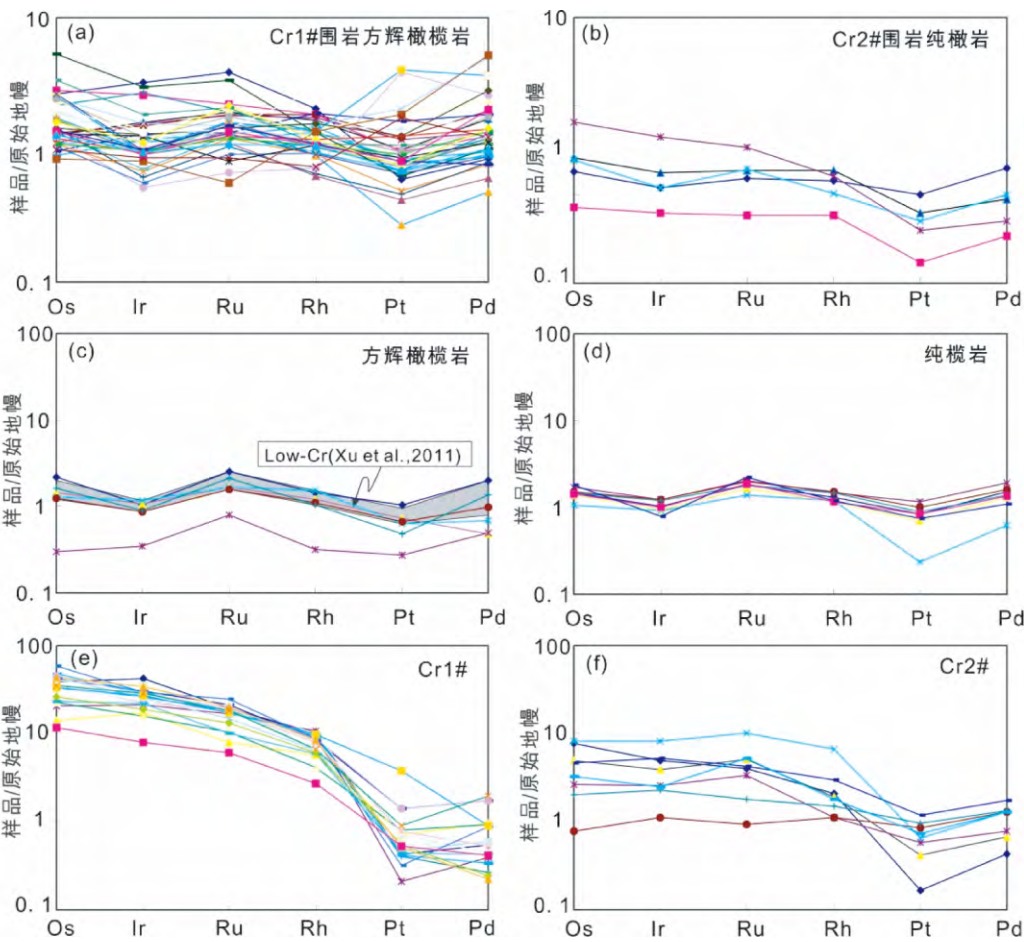


图 12 原始地幔标准化罗布莎地幔橄榄岩和铬铁矿的铂族元素图(标准化值据 Barnes *et al.* ,1988)
Fig. 12 Primitive mantle – normalized PGE patterns of the Luobusa peridotite and chromitites (normalization values after Barnes *et al.* , 1988)

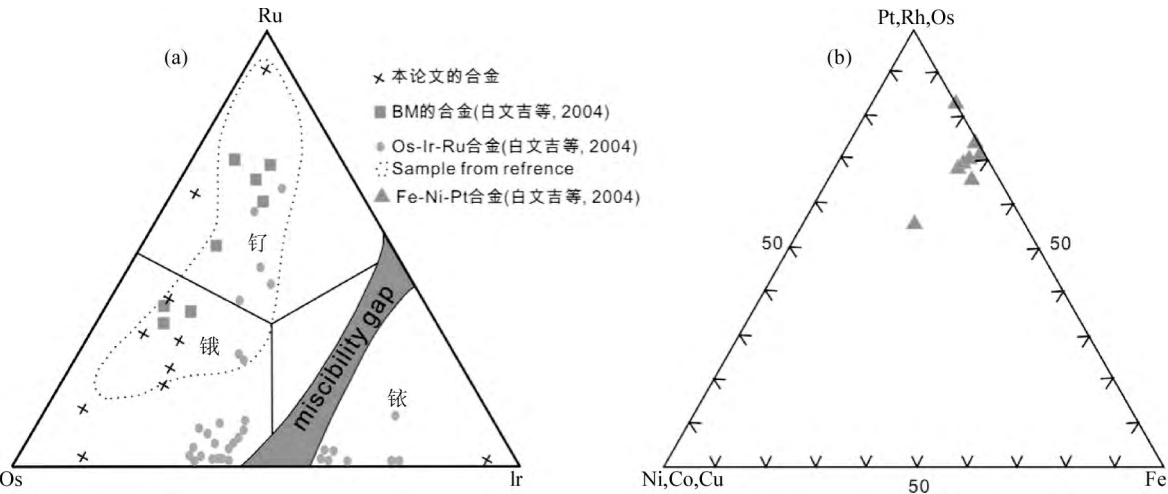


图 13 罗布莎铬铁矿中 PGM 成分特征
Os – Ir – Ru 合金以及 Fe – Ni – Pt 合金来自白文吉等(2004)
Fig. 13 The PGM composition of the Luobusa chromitite

表5 罗布莎致密块状铬铁矿(Cr1[#]) 中含 PGE 元素矿物化学成分(wt%)

Table 5 Microprobe analyses of haved PGE minerals in Luobusa massive chromitite (wt%)

样品号	As	Ir	Pt	Os	Ru	Cu	S	Ni	Co	Pd	Fe	Rh	Total
2YX-7-8.1	0.24	5.12	0.00	55.85	9.24	0.02	25.34	0.00	0.10	0.00	1.59	0.49	97.99
12YX-7-8.2	0.45	14.53	0.00	43.01	13.11	0.07	0.13	8.14	0.16	0.04	6.23	0.65	86.52
12YX-4-1.1	0.94	4.42	0.00	13.51	25.57	0.26	2.90	36.22	1.16	0.00	13.26	0.91	99.14
12YX-4-1.2	0.75	3.10	0.00	11.44	24.64	0.28	5.38	34.91	3.14	0.00	12.15	0.88	96.66
12YX-4-1.3	0.48	7.00	0.00	38.67	19.77	0.10	4.49	14.20	1.14	0.13	10.88	0.73	97.59
12YX-4-1.4	0.03	1.05	0.40	0.00	0.09	0.48	0.07	72.29	1.15	0.00	22.83	0.17	98.57
11Y-901-4.1	0.31	12.96	0.00	38.15	14.83	0.22	31.51	0.77	0.03	0.19	0.94	0.51	100.40
11Y-901-4.2	0.02	44.55	0.00	2.70	0.63	5.97	25.84	15.70	0.02	0.22	5.89	0.17	101.71
11Y-901-4.3	4.42	0.98	0.00	0.00	53.86	0.36	0.01	36.56	0.20	0.00	15.28	1.94	113.59
K6-a.1	2.61	3.58	0.00	25.26	48.03	0.01	2.77	4.45	0.88	0.00	10.90	1.42	99.90
08y-147.1	0.14	9.55	0.00	63.49	1.56	0.19	24.52	0.00	0.00	0.09	0.71	0.20	100.43
08y-147.2	0.43	12.77	0.00	36.51	19.88	0.10	30.90	0.03	0.04	0.00	0.48	0.83	101.97
08y-147.3	0.47	7.62	0.00	33.13	25.20	0.09	31.76	0.00	0.00	0.12	0.48	1.17	100.05

表6 罗布莎铬铁矿的 Re-Os 同位素分析结果

Table 6 Re-Os data of Luobusa chromitite

岩性	样品号	Re ($\times 10^{-9}$)	2SE	Os ($\times 10^{-9}$)	2SE	$\frac{^{187}\text{Os}}{^{188}\text{Os}}$	2SE	$\frac{^{187}\text{Re}}{^{188}\text{Os}}$	2SE	t_{MA} (Ma)	t_{RD} (Ma)	Re/Os	Cr [#]
致密块状 铬铁矿 (Cr1 [#])	12YX-5-4	0.287	0.023	208.813	2.617	0.12698	0.00001	0.007	0.001	367	362	0.001372	77.5
	12YX-7-8	0.263	0.013	139.383	1.021	0.12673	0.00002	0.009	0.000	404	396	0.001887	77.3
	12YX-5-3	0.218	0.018	142.800	1.575	0.12720	0.00004	0.007	0.001	337	331	0.001528	77.6
浸染状 铬铁矿 (Cr2 [#])	12YK1-39-2	0.265	0.013	22.293	0.802	0.12716	0.00102	0.057	0.003	388	337	0.011866	79.2
	12YK1-41	0.191	0.008	50.004	0.214	0.12610	0.00003	0.018	0.001	503	482	0.003819	78.5
	12YK1-52	0.298	0.020	31.469	0.150	0.12725	0.00012	0.046	0.003	363	325	0.009465	80.0
纯橄岩壳	12YK2-39-1	0.008	0.003	8.308	0.517	0.12540	0.00029	0.005	0.002	585	578	0.001007	79.2

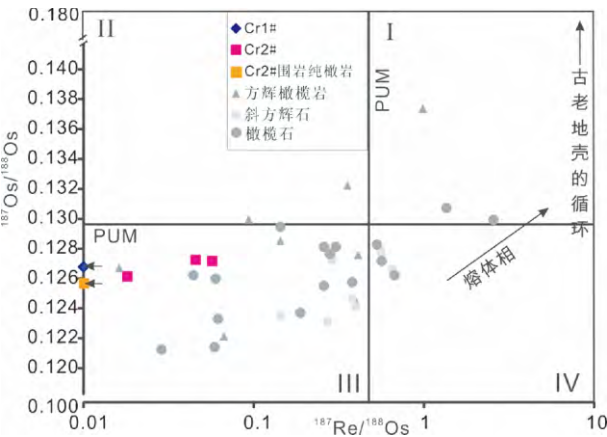


图14 罗布莎地幔橄榄及铬铁矿的¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os vs. ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 图解

其中橄榄岩 斜方辉石 橄辉石的 Re-Os 数据来自李金阳(2012)

Fig. 14 The diagram ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os vs. ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os of the Luobusa peridotite and chromitite

脱硫作用有关(Tsoupas and Economou - Eliopoulos , 2008) 。因此 , 铬铁矿中 PGM 呈现不同的类型表明经历了多期的岩浆过程 , 其中在铬铁矿中富 Os - Ir 的形成可能要早于铬铁矿 , 而富 Pt - Pd 合金可能属于后期岩浆的作用结果。

从表 6 可知岩石及铬铁矿中 Os 的含量 , 绝大部分大于原始地幔值(PUM) 3.1×10^{-9} , Re/Os 比值小于 0.1 , ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os 和 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 比值分别低于 PUM 的 0.4346 和 0.1296。史仁灯等(2006) 通过总结不同时代的蛇绿岩 Re-Os 同位素特征得出地幔橄榄岩主要为残余相 , 其位置在图 14 第三象限 , 而辉长岩及玄武岩等为熔体相具有相对较高的 ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os 和 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 比值 , 为熔体相抽出富集的结果。这类类似于地幔橄榄岩与铬铁矿的 PGE 地球化学反应的机制(Zhou *et al.* , 2005) 。从图 14 可知罗布莎地幔橄榄岩和浸染状铬铁矿(Cr2[#]) 主要位于第三象限 , 也即是残留相的位置 , 且致密块状铬铁矿(Cr1[#]) 的 ¹⁸⁷Re/¹⁸⁸Os 比值较低接近于 0.0001 (表 5) , 表明罗布莎蛇绿岩中致密块状铬铁矿(Cr1[#]) 与浸染状铬铁矿(Cr2[#]) 形成可能为不同成因。大多数罗布莎地幔橄榄岩 ¹⁸⁷Os/¹⁸⁸Os 高于 AP 值 0.1246(估算的 DMM 源区值 , Snow and Dick , 1995) , 这可能是源区地幔不均一的结果(Roy - Barman and Allègre , 1995; Schiano *et al.* , 1997) 。橄榄石的 Re-Os 同位素比值变化位于第三四象限 , 表明与岩浆的多期作用有关 , 这与 Xu *et al.* (2011) 和李金阳(2012) 年在岩相学(方辉橄榄岩) 中分析的矿物多期性一致。此外 , 图 15 表明罗布莎地幔橄榄岩与铬铁矿的 Re , Os 含量呈正相关性 , 比玄武岩的含更低 Re , 其中致密块状铬铁矿(Cr1[#]) 的 Os 含量最高大于 100×10^{-9} , 浸染状铬铁矿(Cr2[#]) 处于 $10 \times$

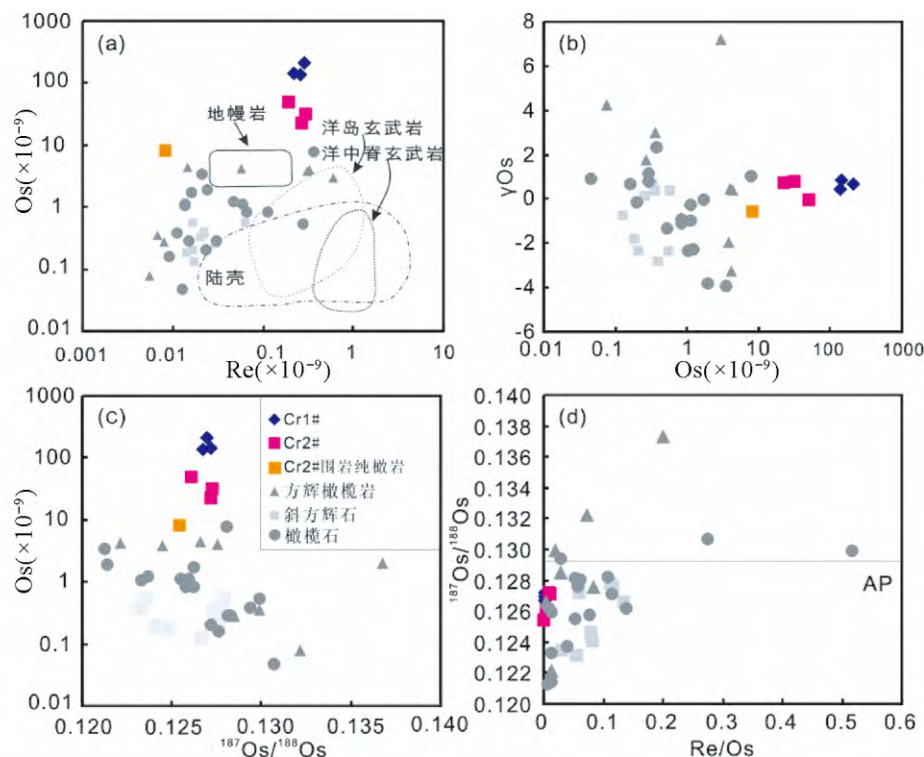


图 15 罗布莎地幔橄榄及铬铁矿的 Re - Os 同位素特征图解

AP - Abyssal peridotite (深海地幔橄榄岩), 其中橄榄岩、斜方辉石、橄榄石的 Re - Os 数据来自李金阳 (2012)

Fig. 15 The diagram Re - Os isotopic characteristic of the Luobusa peridotite and chromitite

$10^{-9} \sim 100 \times 10^{-9}$ 之间。但都高于地幔橄榄岩及橄榄石与斜方辉石中的丰度值, 而 Re 的含量在致密块状铬铁矿 (Cr1[#]) 和浸染状铬铁矿 (Cr2[#]) 中相近。 γ_{Os} 能反映源区的特定时间的 $^{187}Os/^{188}Os$ 比值, 从图 15b 显示罗布莎地幔橄榄岩的 γ_{Os} 具较大的变化范围为 $-3.92 \sim 2.95$, 有亏损地幔源区特征 ($-3.1 \sim -0.8$) 又具原始地幔源区特征 ($+1.6$) 或者富集地幔柱特征 ($+2.4 \sim +6.3$), 表明罗布莎地幔橄榄岩源区具多样性特点。致密块状铬铁矿 (Cr1[#]) 与浸染状铬铁矿 (Cr2[#]) 的 γ_{Os} 为 $-0.59 \sim 0.83$ 接近于球粒陨石的 0 值, 壳源物质的混染不明显。罗布莎橄榄岩中 $^{187}Os/^{188}Os$ 与 Os, Re/Os 呈负相关性, 但铬铁矿无此特征。罗布莎两类铬铁矿的模式年龄为 $325 \sim 578 Ma$ 明显要早于 Shi *et al.* (2007) 所获得的 Os - Ir 矿的模式年龄 $223 Ma$, 李金阳 (2012) 所获得的地幔橄榄岩和橄榄石/斜方辉石的模式年龄为一个较分散的值在 $187 \sim 1144 Ma$ 之间。结合上述分析, 罗布莎岩体中目前所有已获得的 Re - Os 同位素的模式年龄变化范围较大, 但都要早于岩体的年龄。所以在 SSZ 环境 (年龄为 $126 \pm 2 Ma$) 下并不能合理解释形成规模较大的致密块状铬铁矿 (Cr1[#])。

5 讨论

5.1 罗布莎铬铁矿的类型划分

豆荚状铬铁矿因其矿石与围岩之间构造接触关系的不同, 分为不整合、次整合、整合的三种主要的类型 (Cassard *et al.*, 1981)。

Cassard *et al.* (1981) 认为不整合的铬铁矿形成于洋中脊扩张下的岩浆演化阶段, 并且在后来的洋中脊挤压变形过程转变成了整合的铬铁矿。豆荚状铬铁矿具有特殊的岩浆结构, 如圆形、豆状和反豆状的结构, 这些结构保留在不整合的铬铁矿中, 而在整合的铬铁矿中被完全改造未保留的过程 (Nicolas, 1989), 其中整合矿体与本研究中的致密块状铬铁矿 (Cr1[#]) 矿体相对应, 而不整合矿体对应于浸染状矿体。Ahmed *et al.* (2001) 在研究了阿曼蛇绿岩北部的 Wadi Hilt 铬铁矿后提出两种不同类型的铬铁矿是由于两种不同的岩浆作用的结果, MORB 岩浆是形成于早期的整合型铬铁矿, 而玻安质岩浆形成于后期不整合的铬铁矿。至于上述的讨论并未有充分的证据来区分, 而更多公认的是豆荚状铬铁矿可以分为三种矿体类型, 致密块状、豆状和浸染状。因此, 罗布莎铬铁矿床是否也存在不同的类型, 各类型铬铁矿的特征有何差异?

致密块状铬铁矿 (Cr1[#]) 中可见粒度在 $20 \sim 200 \mu m$ 的呈他形 - 半自形粒状的高镁橄榄石、斜方辉石和单斜辉石包裹体 (图 4d), 而在浸染状和豆状铬铁矿中只见低 $Mg^{\#}$ 和 NiO 含量较低的橄榄石包裹体, 并未见斜方辉石和单斜辉石包裹体的存在 (Xiong *et al.*, 2014)。白文吉等 (2001) 在对致密块状中这些镁值高达 $97 \sim 98$ 的橄榄石包裹体单晶晶胞参数分析后指出: 它们的键长小于地幔包裹体和一般地幔岩中橄榄

石的对应值,而与人工合成的镁橄榄石一致(Smyth and Hazen, 1973),属已知橄榄石族中最小的晶胞参数,这表明接近端元 Mg_2SiO_4 罗布莎致密块状铬铁矿($\text{CrI}^\#$)中的镁橄榄石在 1600℃ 高温下可以耐高压达到 14GPa(白文吉等, 2001),表明罗布莎铬铁矿中这些橄榄石属超高压的条件形成。Xiong *et al.* (2014) 在致密块状铬铁矿($\text{CrI}^\#$)中发现半自形粒状单斜辉石包裹体与 Yamamoto *et al.* (2009) 报道的呈针状和球状的单斜辉石具有类似的矿物化学组分,并且与柯石英同属高压相出溶的结果,这与地幔橄榄岩中单斜辉石形成过程有很大的差别,可能形成于不同阶段,同类型的单斜辉石在阿曼地幔蛇绿岩的致密块状铬铁矿($\text{CrI}^\#$)中也有发现(Miura *et al.*, 2012)。铬尖晶石在致密块状铬铁矿($\text{CrI}^\#$)和浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)中也呈现出显著不同的特征,浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)中 $\text{Mg}^\#$ 变化范围在 49.4 ~ 70.8, $\text{Cr}^\#$ 在 76.6 ~ 83.5 之间,而致密块状铬铁矿($\text{CrI}^\#$)中铬尖晶石的 $\text{Mg}^\#$, $\text{Cr}^\#$ 变化范围较大(图 7)。Rusakov *et al.* (2010) 在对罗布莎致密块状铬铁矿($\text{CrI}^\#$)和浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)的莫尔斯波普的特征分析后指出,致密块状铬铁矿($\text{CrI}^\#$)形成于氧逸度极低的超高压条件,而浸染状($\text{Cr2}^\#$)形成于氧逸度相对较高的环境,这表明两类铬铁矿形成于深部不同的环境。在致密块状铬铁矿中发现的 TiO_2 和氮化物包裹体也指示致密块状铬铁矿($\text{CrI}^\#$)形成于超高压和低氧逸度的条件(Dobrzhinetskaya *et al.*, 2009)。此外,在致密块状铬铁矿($\text{CrI}^\#$)中分选出来大量的超压矿物,这包括自上世纪 80 年代在西藏罗布莎蛇绿岩铬铁矿中初次发现金刚石(中国地质科学院地质研究所金刚石组, 1981)。在罗布莎蛇绿岩铬铁矿中发现典型的超高压矿物柯石英和蓝晶石(Yang *et al.*, 2007)。在位于俄罗斯境内的早古生代乌拉尔造山带的 Ray-Iz 超镁岩体 1.5 吨致密块状铬铁矿($\text{CrI}^\#$)样品中,也发现了一个异常矿物群(杨经绥等, 2007),表明不同时代的致密块状铬铁矿($\text{CrI}^\#$)间可能有相似的超高压的阶段。

然而,与上述不同的是,在浸染状和豆状铬铁矿中并未发现超高压矿物的存在,也未发现高镁的单斜辉石和斜方辉石的包裹体(Xiong *et al.*, 2014)。在对西藏罗布莎铬铁矿床的 356 个钻孔岩心的资料统计后可知,致密块状铬铁矿($\text{CrI}^\#$)的围岩并不一定存在“纯橄岩壳”,而浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)几乎全部存在一层“纯橄岩壳”。普遍流行的观点认为富铬铁矿形成在俯冲带上的构造背景(SSZ),是由于 H_2O 饱和的玻安岩熔体与呈地幔楔产出的方辉橄榄岩在地幔浅部发生反应而形成(Roberts, 1988; Zhou *et al.*, 1996, 2005; Rollinson, 2005; Tamura and Arai, 2005; Uysal *et al.*, 2007),但分析的样品多基于浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)的特征,并不能代表所有铬铁矿的特征。在罗布莎蛇绿岩中不同产状的纯橄岩其特征有所不同,其中呈透镜状产状的纯橄岩是由地幔橄榄岩高度部分熔融的结果,岩体北部出露的厚层状纯橄岩是在莫霍面以下拉斑质玄武岩熔体与地幔橄榄岩的反应而成(李金阳等, 2012),而铬铁矿外层的纯橄岩壳则是由

含辉石的方辉橄榄岩和由已熔化的辉石构成的玻安质熔体发生岩石/熔体反应的结果(Zhou *et al.*, 2005),近期报道的特尔多斯蛇绿岩也具类似特征(Merlini *et al.*, 2011)。铬尖晶石的形态由纯橄岩壳的自形到半自形再到浸染状矿体内部的他形,铬尖晶石的镁值和橄榄石的镁值呈现从浸染状矿体内向两侧纯橄岩壳之间逐渐递减的变化过程(Xiong *et al.*, 2014),这与 Zhou *et al.* (1996) 在对 14cm 宽的浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)→纯橄岩→含单斜辉石的方辉橄榄岩中橄榄石的镁值逐渐减少的结果相一致。在进一步的分析这个变化区间内的矿物地球化学特征和岩石地球化学特征后, Zhou *et al.* (2005) 认为罗布莎地幔橄榄岩具有 MORB 地幔橄榄岩的特征,后来在俯冲带上地幔橄榄岩和玻安质熔体的反应形成了现在的铬铁矿,以及在过渡带位置的纯橄岩壳。另外,从纯橄岩壳→浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)→致密块状铬铁矿($\text{CrI}^\#$)之间铬尖晶石的 $\text{Cr}^\#$ 和 $\text{Mg}^\#$ 在图 7 呈现一个向 $\text{Mg}^\#$ 增加而 $\text{Cr}^\#$ 基本不变的特征。地幔橄榄岩中铬尖晶石的 $\text{Cr}^\#$ 随着部分熔融程度的增加其值增大,所以从方辉橄榄岩→透镜状纯橄岩中铬尖晶石的 $\text{Cr}^\#$ 呈增加, $\text{Mg}^\#$ 减少的过程(图 7),反映了部分熔融过程中 Mg 和 Fe 之间分配系数的变化特征(Dick and Bullen, 1984)。从上述特征可以看出,部分熔融过程和岩石/熔体反应可能同时交织在罗布莎地幔橄榄岩内,且致密块状铬铁矿($\text{CrI}^\#$)和浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)、豆状铬铁矿形成于不同的演化阶段。致密块状铬铁矿($\text{CrI}^\#$)形成于低氧逸度的超高压环境,并包裹了超高压矿物,而浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)形成于浅成的高氧逸度环境,并不含超高压矿物。

5.2 豆荚状铬铁矿形成过程

在总结罗布莎铬铁矿和地幔橄榄岩的特征,及对比其他地幔橄榄岩和铬铁矿的基础上,初步认为豆荚状铬铁矿与地幔橄榄岩的形成过程是经历了不同期次的结果,提出多阶段的成因模式(图 16),可能不再是单一的浅成或者深成模式?

早期俯冲的陆壳和洋壳物质到达地幔过渡带后成分被分解(decomposed),岩石脱水,产生大量流体,地壳中放射性物质生热,导致地幔熔融, Cr 等成矿元素从矿物中释放并聚集(图 16a)。地球物理资料显示在上下地幔之间有一个地震不连续层(410 ~ 660km)(Shearer, 2000; Lawrence and Shearer, 2006),依据地震资料的观测 Maruyama *et al.* (2007) 认为此不连续层是一个比 MORB 型地幔温度要低 60K 但更富含水的过渡层。断层图像清晰地反映了俯冲的历史可以追溯到 180Ma,特别是在 410 ~ 660km 的过渡地带和中下地幔,地震断层剖面的大部分信号反映明显(Fukao *et al.*, 1994; Zhao, 2004)。俯冲板片能够俯冲至地幔深处,有可能达到 1000km,甚至更深,地球物理资料显示东亚下的地幔中存在的板片深度正是 410 ~ 660km 的位置(Zhao, 2004; Maruyama *et al.*, 2007)。在 Juina 金伯利岩的金刚石中含有针状的尖晶石、橄榄石、斜方辉石等超基性质包裹体,以及从

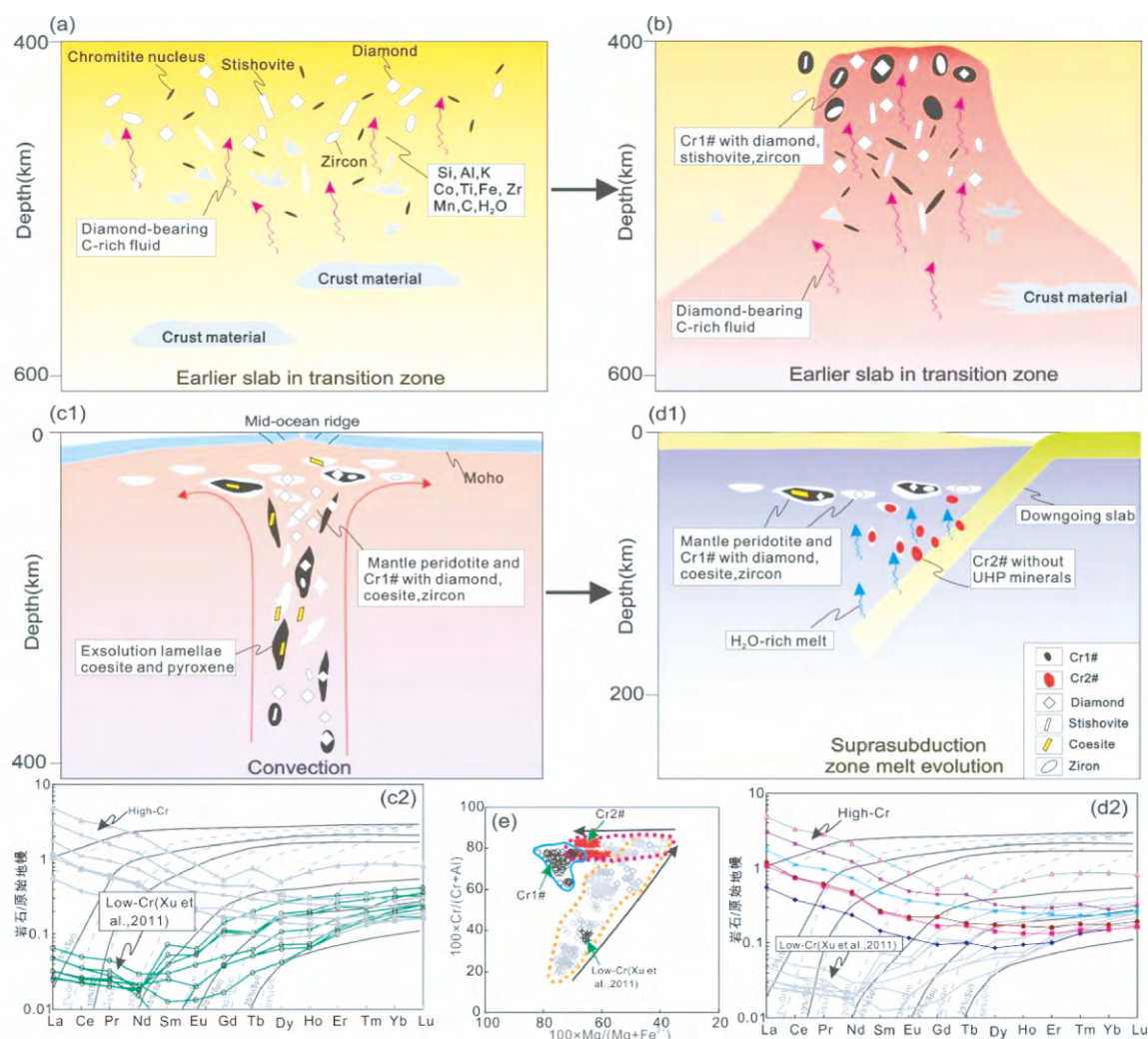


图 16 罗布莎豆荚状铬铁矿的形成模式

Chromitite nucleus – 铬铁矿液滴; Stishovite – 斯石英; diamond – 金刚石; Coesite – 柯石英; Zircon – 锆石; Mantle peridotite – 地幔橄榄岩; Massive chromitite(Cr1#) – 致密块状铬铁矿(Cr1#); disseminated chromitite(Cr2#) – 浸染状铬铁矿(Cr2#); crust material – 壳源物质; Diamond – bearing C – rich fluid – 含金刚石富集碳的流体; Plume upwelling – 上升地幔柱; H₂O – rich melt – 富水熔体; Downgoing slab – 俯冲板片; Convection – 地幔对流; Suprasubduction zone melt evolution – 俯冲带熔体演化; Exsolution lamellae coesite and pyroxene – 出溶的柯石英和单斜辉石

Fig. 16 The new model illustrating the formation of the Luobusha podiform chromitite

未报道过的新的铝硅酸盐相(NAL) 和铁酸钙(CF) 包裹体, 这种矿物相只在实验室下模拟为超高的压力和温度条件下形成, 认为证明了超基性质的包裹体可以俯冲在 660km 之下(Walter *et al.*, 2011), 尖晶石的形成深度可以在 700 ~ 1400km 的位置。近年来, 蛇绿岩和铬铁矿中矿物学的研究更直接证明了这一层物质诸多特征。Yang *et al.* (2007) 在罗布莎蛇绿岩铬铁矿中发现典型的超高压矿物柯石英和蓝晶石, 二者呈针柱状集合体交生在一起, 产在一个钛铁合金颗粒的边部, 其形成于 $T = 1000^{\circ}\text{C}$, $P > 9\text{GPa}$ (即 $> 300\text{km}$ 深度), 并有原位的金晶石包裹体存在, 其温度大于 2000°C , 以及铬铁矿中微细粒的 TiN, BN 矿物包裹体(Dobrzhinetskaya *et al.*, 2009)。在俄罗斯境内的乌拉尔造山带的 Ray – Iz 超镁铁岩体的铬铁矿中, 也同样发现了一个异常矿物群, 包括: 金

刚石, Cr, W, Co, Si, Al, Ta 等自然元素, SiC, WC 等碳化物; Cr – Fe, Si – Al – Fe, Ni – Cu, Ag – Au, Ag – Sn, Fe – Si, Fe – P, Ag – Zn – Sn 等合金矿物, 假象八面体蛇纹石, 自然铁, 方铁矿等 40 余种矿物(杨经绥等, 2007; Yang *et al.*, 2007)。前人曾在柯利亚克的橄榄岩中及金伯利岩金刚石包裹体中见到自然铁和方铁矿的组合, 并认为是来自地幔深部或下地幔的矿物(Rudashevsky *et al.*, 1987; Stachel *et al.*, 1998)。罗布莎和乌拉尔中金晶石 C 同位素均显示 $\delta^{13}\text{C}$ 变化于 $-28\text{‰} \sim -18\text{‰}$ 之间(Yang and Paul, 2011), 不同于金伯利岩中的金刚石($\delta^{13}\text{C}$ 变化于 $-8\text{‰} \sim -4\text{‰}$ 之间) 和俯冲带变质榴辉岩中金晶石的特征($\delta^{13}\text{C}$ 变化于 $-18\text{‰} \sim -5\text{‰}$ 之间) (Deines, 2002) 表明可能是一种新的金刚石的类型(Yang and Paul, 2011), 碳硅石的 C 同位素有类似的特征(Trumbull

et al., 2009)。

此外,在罗布莎铬铁矿还选出了超过一百粒的锆石,年龄范围 450 ~ 910Ma (Yang *et al.*, 2001),另有 Yamamoto *et al.* (2003) 报道的两组罗布莎铬铁矿中选出的锆石年龄分别为 107 ~ 534Ma 和 1462 ~ 1822Ma, Robinson *et al.* (2012) 报道的罗布莎蛇绿岩中锆石 $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{U}$ SIMS 年龄为 549 ~ 1657Ma, 以及东巧蛇绿岩的锆石年龄为 484 ~ 2515Ma, 都明显老于蛇绿岩的年龄, 并且这些锆石中的矿物包裹体都为壳源物质的石英、长石、云母等。大西洋中脊 MORB 中同样也有此类老锆石发现 (330 ~ 1600Ma) (Pilot *et al.*, 1998), 被认为是老的陆壳物质被 MORB 型岩浆在上升过程中岩浆同化的结果。致密块状铬铁矿 ($\text{CrI}^\#$) 中高 $\text{Fo} = 97 \sim 98$ 的橄榄石极小的晶胞参数表明, 其结晶可能在深度大于 400km 的条件下 (白文吉等 2001), 以及高镁的斜方辉石包裹体。同样在这一位置的铬尖晶石呈薄片状由早期超高压相 CF (铁酸钙; CaFe_2O_4) (铬尖晶石) 分解而成, 其压力应该是大于 12.5GPa ($> 380\text{km}$) (Yamamoto *et al.*, 2009), 并且形成了 $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ 值较高, 氧逸度相对较低的致密块状铬铁矿 ($\text{CrI}^\#$) 液滴 (Ruskov *et al.*, 2010)。

因此, 早期俯冲的陆壳和洋壳物质在地幔过渡带被分解 (decomposed), 发生脱水而产生大量流体。形成了由壳源物质组成的初始物质层, 并在较长时间的演变过程中, 形成了超高压矿物包括金刚石、碳硅石、斯石英、合金、锆石、橄榄石等。地壳中放射性物质生热, 导致地幔熔融, Cr 等成矿元素从矿物中释放并聚集。

在地幔柱作用下熔融物质上涌, 在过渡带顶部, 熔体开始结晶, 铬铁矿聚集成矿, 独立的携带微粒金刚石等超高压矿物的强还原性流体进入开始固化的铬铁矿和围岩, 呈半固化的铬铁矿和熔融体继续向上运移 (图 16b)。当前国际上对地幔柱的研究与日俱增, 其中一个重要的原因, 不仅仅是人们在地球上发现越来越多的地幔柱存在的证据, 例如, 在夏威夷玄武岩包裹体中发现金刚石等深部地幔矿物证据 (Wirth and Rocholl, 2003), 以及在岩石学和地震层析学的基础上找到了白垩纪时 Brazil 之下为地幔柱的证据 (Gibson *et al.*, 1995; VanDecar *et al.*, 1995)。地震波研究表明存在具此类条件的热边界层: 一个是 670km 处的上-下地幔之间的不连续面 (ULMB), 上、下地幔是分层对流的, 上-下地幔之间的不连续面为一个化学界面, 而不是相界面 (Hofmann, 1982)。另外一个多数学者认为的地幔柱是来自核-幔边界附近的 D 层 (Davies and Richards, 1992; Richard *et al.*, 1991; Loper and Stacey, 1983)。对于其动力学来源, 在 20 世纪 90 年代初, Griffiths and Campbell (1990) 成功地解决了热驱动和大粘滞度的基本问题, 建立了动态热柱结构模型。理论和实验研究也进一步证明了地幔柱的形成特征, 第一是要存在一个高温低粘度的热边界层, 其温度要高出周围地幔物质的温度 300 ~ 400°C, 粘度要低于周围地幔几个数量级 (Loper, 1991; Davies and Richards, 1992)。并具有极不稳定

的物理性质, 一旦受到热扰动, 就会在浮力作用下呈柱状上升, 形成一个巨大的球状顶冠的头部和细窄尾柱的柱状构造-地幔柱构造。地幔深部的熔融对俯冲下去的岩石圈物质通过地幔对流到地幔柱上升起到了关键作用, 早期俯冲的板片也会造成地幔的不均一, 并在 410 ~ 660km 形成强还原性的塑性流体 (Maruyama *et al.*, 2007), 超高压矿物便在塑性流体的作用下运移聚集, 有些被流体带入开始固化的铬铁矿并被包裹于其中, 少量的含硅物质溶解在原始铬铁矿岩浆中。另一些未进入原始铬铁矿岩浆中的物质随着流体进入外围的超高压相的“塑性-半塑性地幔橄榄岩”并向上运移。

在向上运移至洋中脊的过程中, 压力不断降低, 超高压相矿物转变成低压相矿物, 溶解在铬铁矿岩浆中物质出溶成柯石英和单斜辉石等, 铬铁矿岩浆进一步聚集形成致密块状铬铁矿 ($\text{CrI}^\#$)。地幔柱/地幔对流及洋中脊的部分熔融 (图 16c1), 致使原始的铬铁矿聚集形成规模较大的致密块状铬铁矿 ($\text{CrI}^\#$) 矿体并向浅部运移, 同时包裹体在铬铁矿中的斯石英转变成柯石英 (Yang *et al.*, 2007), 这是由于对柯石英组构的研究表明, 柱状柯石英是由不同排列方向的多晶柯石英组成, 表明柯石英的柱状外形仅仅是个假象。高压实验表明柯石英的高压相变矿物是斯石英, 其特点是具有柱状外形, 形成罗布莎柯石英的这种不寻常产出特征, 说明其是在减压过程中形成, 不同于造山带中常见的由板块俯冲增压过程中形成的柯石英 (Liou *et al.*, 1998)。超高压相的含硅铬铁矿也由于上升过程中深度的较小, 转变成较低压相的铬铁矿并有针状的柯石英和单斜辉石出溶 (Yamamoto *et al.*, 2009)。地幔柱/地幔对流会影响熔融体的粘度和物理化学性质, 并提供上升的热源和流体, 运移过程中由于物质属性的差异 (包括粘度和侧向挤压力的存在), 致密块状铬铁矿 ($\text{CrI}^\#$) 进一步的在运移过程中聚集。

在上升过程中, 部分超高压矿物如金刚石、碳硅石等也随流体由深部被带至浅部因原始地幔部分熔融而形成的亏损地幔橄榄岩中, 因此在地幔橄榄岩内部也能发现大量的超高压矿物等。近期的研究成果是最好的证明, 不只是罗布莎和极地乌拉尔铬铁矿中发现超高压矿物 (Robinson *et al.*, 2004; Yang *et al.*, 2007; Yamamoto *et al.*, 2009; Trumbull *et al.*, 2009), 在其它地幔橄榄岩内部也同样有金刚石等超高压矿物的组合 (Yang and Paul, 2011)。在 1500km 长的雅鲁藏布江缝合带, 已分别在罗布莎、泽当、日喀则、当穷、普兰和东波等 6 个地幔橄榄岩体中发现大量金刚石、碳化硅等深部矿物。因此, 超高压矿物与地幔橄榄岩可能并不属同一环境形成, 亏损的地幔橄榄岩中橄榄石、斜方辉石和单斜辉石的矿物化学特征与致密块状铬铁矿 ($\text{CrI}^\#$) 中呈包裹体状的这些矿物有很大的差异性 (Xiong *et al.*, 2014), 铬尖晶石的 $\text{Cr}^\#$, $\text{Mg}^\#$ 也具不同的含量变化趋势 (图 7、图 16e)。此外, 致密块状铬铁矿 ($\text{CrI}^\#$) 的氧逸度及形成温度也要高于其它岩相的值, 其 Re-Os 同位素的特征显示比地幔橄榄岩更亏损的特征, 也与浸染状铬铁矿 ($\text{Cr2}^\#$) 存在较大差别。并在此环

境下形成了铬尖晶石 $\text{Cr}^\#$ 较低的初期部分熔融地幔橄榄岩, 而显示亲稀土相对亏损的特征(图 9、图 16c2), 类似于阿尔卑斯型地幔橄榄岩的特点。

在俯冲环境下, 含水熔体与方辉橄榄岩的反应, 并改造了地幔橄榄岩的地球化学特征, 形成不含超高压矿物、规模相对较小的浸染状和豆状铬铁矿及纯橄岩壳(图 16d1)。含超高压矿物的致密块状铬铁矿($\text{Cr1}^\#$)和地幔橄榄岩保存在洋中脊的位置, 之后随着板块运动, 在俯冲带上发生 H_2O 饱和的玻安岩熔融体与呈地幔楔产出的方辉橄榄岩的反应(Zhou *et al.*, 1996, 2005)。从而局部形成了这种高氧逸度下 $\text{Fe}^{3+}/\Sigma\text{Fe}$ 值偏低(Ruskov *et al.*, 2010), 不含超高压矿物的铬铁矿, 以及反应形成的纯橄岩壳。在部分浸染块状铬铁矿的边界部位, 特别是所示的纯橄岩壳和铬铁矿之间的橄榄石、铬尖晶石的 Fo 值和 $\text{Mg}^\#$ 变化过程具有典型的岩石熔体反应的特征(图 7、图 16e)。Zhou *et al.* (1996, 2005) 在岩石的地球化学研究的基础上指出富含轻稀土元素的流体参与岩石/熔体的反应过程中, 康金拉的地幔橄榄岩也具相似的结果(Xu *et al.*, 2011), 以及本文分析的大量 $\text{Cr1}^\#$ 的围岩方辉橄榄岩和纯橄岩都具此特征(图 9、图 16d2), 同样见于普兰和东波岩体的方辉橄榄岩和纯橄岩中(熊发挥等, 2013)。在东波和普兰铬铁矿的 $\text{Re}-\text{Os}$ 同位素特征显示其壳源物质混染的结果, 特别是东波高铝型浸染状铬铁矿其 $\gamma_{\text{Os}} = 24.40$ 。在罗布莎、普兰和东波铬铁矿中发现的两类铂族矿物也进一步的表明铬铁矿的形成过程中经历了多次的岩浆过程, 其中在 $\text{Os}-\text{Ir}$ 合金中发现金刚石包裹体(Yang *et al.*, 2007), 而富集 $\text{Pt}-\text{Pd}$ 的铂族矿物可能是另一种岩浆作用, 表明早期的致密块状铬铁矿($\text{Cr1}^\#$)可能经历了后期改造叠加。

此外, 豆荚状铬铁矿的时代可能与围岩的时代并不一致。Shi *et al.* (2007) 获得罗布莎铬铁矿中 $\text{Ru}-\text{Os}-\text{Ir}$ 矿物 $\text{Re}-\text{Os}$ 同位素模式年龄为 $234 \pm 3\text{Ma}$, 并且认为 Os 同位素的组成并未受到后期的改变, 本文获得的罗布莎铬铁矿的模式年龄为 $325 \sim 578\text{Ma}$, 李金阳(2012) 获得地幔橄榄岩的模式年龄为 $187 \sim 1144\text{Ma}$ 。而 Zhou *et al.* (2002) 获得雅鲁藏布江缝合带东段罗布莎蛇绿岩中辉长岩的全岩和矿物 $\text{Sm}-\text{Nd}$ 等时线年龄为 $177 \pm 31\text{Ma}$, 并根据辉长岩的 Nd 和 Pb 同位素特征认为其形成于洋脊的构造环境。钟立峰等(2006) 报道了东段罗布莎蛇绿岩中辉绿岩锆石的 $\text{SHRIMP U}-\text{Pb}$ 年龄为 $162.9 \pm 2.8\text{Ma}$; Liu *et al.* (2011) 对雅鲁藏布江缝合带西段普兰岩体中低 $\text{Cr}^\#$ 、高 $\text{Cr}^\#$ 方辉橄榄岩以及斜长石-橄榄岩的 $\text{Re}-\text{Os}$ 同位素的研究表明, Os 同位素的组成并未受到 SSZ 的改变, 而且 $\text{Re}-\text{Os}$ 同位素模式年龄最老可以达到 1.0Ga , 本文获得普兰铬铁矿的模式年龄在 $350 \sim 752\text{Ma}$ 。而 Miller *et al.* (2003) 获得普兰蛇绿岩体(Yungbwa 蛇绿岩)中拉斑玄武岩 $\text{Sm}-\text{Nd}$ 等时线年龄和 $\text{Ar}-\text{Ar}$ 年龄分别为 $147 \pm 25\text{Ma}$ 和 $152 \pm 33\text{Ma}$, 认为普兰蛇绿岩体的地幔橄榄岩形成于 MOR 环境。刘钊等(2011) 获得普兰蛇绿岩体中 MOR

型辉长岩中锆石的 $\text{U}-\text{Pb}$ 年龄为 $130 \pm 3\text{Ma}$; 东波地幔橄榄岩和铬铁矿的模式年龄为 $153 \sim 1318\text{Ma}$ (熊发挥, 2013) 明显要早于辉长岩和辉石岩的年龄 $120 \sim 130\text{Ma}$ (熊发挥等, 2011)。因此, 若按照俯冲带上的岩石/熔体反应观点, 铬铁矿的形成应晚于蛇绿岩。然而无论是罗布莎蛇绿岩形成的年龄($160 \sim 170\text{Ma}$), 还是 SSZ 环境改造的年龄(约 120Ma), 都要晚于罗布莎豆荚状铬铁矿中铂族矿物的 $\text{Re}-\text{Os}$ 同位素模式年龄。普兰和东波蛇绿岩体中方辉橄榄岩 $\text{Re}-\text{Os}$ 同位素模式年龄也同样早于蛇绿岩及俯冲年龄(熊发挥, 2013), 这表明地幔橄榄岩和铬铁矿都经历复杂的地幔物质循环过程, 地幔橄榄岩和铬铁矿形成时代可能早于蛇绿岩的年龄。

6 结论

(1) 岩相学和矿物化学、岩石地球化学的特征表明罗布莎地幔橄榄岩经历了低铬的洋中脊(MOR)→高铬的俯冲环境(SSZ)橄榄岩的演变过程。在野外产出, 矿物化学组分和矿物包裹体等特征基础上, 识别出罗布莎铬铁矿存在两种类型不同的铬铁矿, 分别是以方辉橄榄岩为围岩的致密块状铬铁矿($\text{Cr1}^\#$)和以纯橄岩壳为围岩的浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)。致密块状铬铁矿($\text{Cr1}^\#$)的莫尔斯拉普显示其形成于低氧逸度的高压环境, 而浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)形成于高氧逸度的浅成环境; 致密块状中存在超高压的橄榄石、出溶的单斜辉石、高镁的斜方辉石等包裹体, 而浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)并不存在这样特征的包裹体; 致密块状铬铁矿($\text{Cr1}^\#$)中发现柯石英、斯石英等超高压相矿物, 而浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)中并未发现, 并且致密块状的铬铁矿铬尖晶石的 $\text{Cr}^\#$ 、 $\text{Mg}^\#$ 不同于浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)的变化趋势。通过微细的矿物化学特征研究指示出浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)与纯橄岩壳之间的橄榄石、铬尖晶石化学组分呈连续的变化特征, 并且岩石地球化学特征显示了轻稀土元素的富集特征, 表明浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)的形成是后期浅成 SSZ 反应形成。此外, 铬铁矿的 $\text{Re}-\text{Os}$ 同位素表明铬铁矿矿体的形成年龄可能要早于蛇绿岩的年龄。

(2) 提出了豆荚状铬铁矿的经历了多阶段的形成模式, 包括早期俯冲板片在过渡带位置的保存, 地幔柱/地幔对流, 洋中脊的部分熔融, 以及在俯冲带上发生岩石/熔体反应和再次的高度部分熔融作用。罗布莎致密块状铬铁矿($\text{Cr1}^\#$)和浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)的 $\text{Re}-\text{Os}$ 同位素特征显示具有相似的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 的比值, 但致密块状铬铁矿($\text{Cr1}^\#$)的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 值却远小于地幔橄榄岩和浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)的 $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ 值, 而 Os 的含量要高于浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)和橄榄岩的值。虽然地幔橄榄岩和铬铁矿的 Re 模式年龄较一致的表明罗布莎地幔橄榄岩和铬铁矿要早于蛇绿岩年龄 $177 \pm 33\text{Ma}$ (Zhou *et al.*, 2002), 但无论是早期报道的铂族矿物 $\text{Os}-\text{Ir}$ 矿(PGM)的模式年龄(Shi *et al.*, 2007), 还是本文获得的岩石及铬铁矿粉末的模式年龄, 都是一个较大的变化范围, 并不能给予铬铁矿一个时间上的限定, 这与地幔橄榄岩

和铬铁矿中多期、多产状的 PGM 矿物有很大的关系。因此, 从上述特征可以看出, 部分熔融过程和岩石/熔体反应可能同时交织在罗布莎地幔橄榄岩内, 并且致密块状铬铁矿($\text{Cr1}^\#$)和浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)形成于不同的演化阶段, 致密块状铬铁矿($\text{Cr1}^\#$)可能来源于深部, 而浸染状铬铁矿($\text{Cr2}^\#$)来源于浅成的环境。

致谢 野外工作中得到中国地质科学院地质研究所副研究员梁凤华和陈松永、博士后李源和刘飞、硕士研究生陈艳虹、博士研究生郭国林和田亚洲、中国地质大学硕士研究生(北京)张岚、来盛民、黄竺、王云鹏和赵一珏、中国地质大学硕士研究生(武汉)周文达、连东洋, 以及西藏矿业勘探分公司索朗平措副总经理等的大力帮助; 电子探针测试在大陆构造与动力学国家重点实验室戎合研究员辅助完成; 论文撰写过程中与迈阿密大学的 Yildirim Dilek 教授和加拿大达霍西大学 Paul Robinson 教授进行了有益讨论; 审稿人孟繁聪研究员和吴才来研究员对本文提出很好的修改意见; 在此, 一并致以诚挚的谢意!

References

- Ahmed AH, Arai S and Attia AK. 2001. Petrological characteristics of podiform chromitites and associated peridotites of the Pan African Proterozoic ophiolite complexes of Egypt. *Mineralium Deposita*, 36(1): 72–84
- Arai S and Matsukage K. 1998. Petrology of a chromitite micropod from Hess Deep, equatorial Pacific: A comparison between abyssal and alpine-type podiform chromitites. *Lithos*, 43(1): 1–14
- Arai S, Okamura H, Kadoshima K, Tanaka C, Suzuki K and Ishimaru S. 2011. Chemical characteristics of chromian spinel in plutonic rocks: Implications for deep magma processes and discrimination of tectonic setting. *Island Arc*, 20(1): 125–137
- Arai S. 2013. Conversion of low-pressure chromitites to ultrahigh-pressure chromitites by deep recycling: A good inference. *Earth and Planetary Science Letters*, 379: 81–87
- Augé T. 1988. Platinum-group minerals in the Tiébaghi and Vourinos ophiolitic complexes: Genetic implications. *Canadian Mineralogist*, 26(1): 177–192
- Augé T, Salpeteur I, Bailly L *et al.* 2002. Magmatic and hydrothermal platinum-group minerals and base-metal sulfides in the Baula complex, India. *Canadian Mineralogist*, 40(2): 277–309
- Bai WJ, Yang JS, Shi NC, Fang QS, Dai MQ, Xiong M and Yan BG. 2004. A discovery of ultrahigh pressure minerals: wustite and native iron from the mantle ophiolite, at Luobusa, Xizang. *Geological Review*, 50(2): 184–188 (in Chinese with English abstract)
- Bai WJ, Yang S, Fang QS, Yan BG and Zhang ZM. 2001. Study on a storehouse of ultra-pressure mantle minerals: Podiform chromite deposits. *Earth Science Frontiers*, 8(3): 111–121 (in Chinese with English abstract)
- Barnes SJ, Boyd R, Korneliussen A, Nilsson LP, Often M, Pedersen RB and Robins B. 1988. The use of mantle normalization and metal ratios in discriminating between the effects of partial melting, crystal fractionation and sulphide segregation on platinum-group elements, gold, nickel and copper: Examples from Norway. In: Prichard HM, Potts PJ, Bowles JFW and Cribb SJ (eds.). *Geo-Platinum 87*. Netherlands: Springer, 113–143
- Bird JM and Bassett WA. 1980. Evidence of a deep mantle history in terrestrial osmium-iridium-ruthenium alloys. *Journal of Geophysical Research*, 85(B10): 5461–5470
- Borisov A, Palme H and Spettel B. 1994. Solubility of palladium in silicate melts: Implications for core formation in the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(2): 705–716
- Bowles JFW. 1990. Platinum-iron alloys, their structural and magnetic characteristics in relation to hydrothermal and low temperature genesis. *Mineralogy and Petrology*, 43(1): 37–47
- Cassard D, Nicolas A, Rabinovitch M, Moutte J, Leblanc M and Prinzhofer A. 1981. Structural classification of chromite pods in southern New Caledonia. *Economic Geology*, 76(4): 805–831
- Chou CL, Shaw DM and Crocket JH. 1983. Siderophile trace elements in the Earth's oceanic crust and upper mantle. *Journal of Geophysical Research*, 88(S02): A507–A518
- Coleman RG. 1977. Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere? New York: Springer-Verlag, 1–229
- Davies GF and Richards MA. 1992. Mantle convection. *The Journal of Geology*, 100(2): 151–206
- Deines P. 2002. The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths. *Earth Science Reviews*, 58(3–4): 247–278
- Dick HJB and Bullen T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86(1): 54–76
- Dobrzynetskaia LF, Wirth R, Yang JS, Ian D, Hutcheon PK and Green HW. 2009. High-pressure highly reduced nitrides and oxides from chromitite of a Tibetan ophiolite. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 106(46): 19233–19238
- Duke JM. 1982. Ore deposit model 7: Magma segregation deposits of chromite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39: 1061–1074
- Dymek RF, Brothers SC and Schiffries CM. 1988. Petrogenesis of ultramafic metamorphic rocks from the 3800Ma Isua Supracrustal Belt, west Greenland. *Journal of Petrology*, 29(6): 1353–1397
- Frey FA, Suen CJ and Stockman HW. 1985. The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(11): 2469–2491
- Fukao Y, Maruyama S, Obayashi M and Inoue H. 1994. Geologic implication of the whole mantle P-wave tomography. *The Journal of the Geological Society of Japan*, 100: 4–23
- Garuti G and Zaccarini F. 1997. In situ alteration of platinum-group minerals at low temperature: Evidence from serpentinized and weathered chromitite of the Vourinos complex, Greece. *The Canadian Mineralogist*, 35: 611–626
- Gibson SA, Thompson RN, Leonardos OH, Dickin AP and Mitchell JG. 1995. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: Evidence from large-volume, mafic, potassic magmatism in SE Brazil. *Journal of Petrology*, 36(1): 189–229
- Griffiths RW and Campbell IH. 1990. Stirring and structure in mantle starting plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 99(1–2): 66–78
- Hamlyn PR, Keays PR, Cameron WE, Crawford AJ and Waldron HM. 1985. Precious metals in magnesian low-Ti lavas: Implications for metallogenesis and sulfur saturation in primary magmas. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(8): 1797–1811
- Harris DC and Cabri LJ. 1991. Nomenclature of platinum-group element alloys: Review and revision. *Canadian Mineralogist*, 29: 231–237
- Hartmann G and Wedepohl KH. 1993. The composition of peridotite tectonites from the Ivrea complex, northern Italy: Residues from melt extraction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(8): 1761–1782
- Hofmann AW and White WM. 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 57(2): 421–436
- Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences. 1981. The discovery of Alpine-type diamond bearing ultrabasic intrusions in Xizang (Tibet). *Geological Review*, 27(5): 445–447 (in Chinese with English abstract)
- Irvine TN. 1967. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part 2. Petrologic applications. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 4(1): 71–103

- Jaques AL and Green DH. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0 ~ 15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73(3): 287–310
- Lago BL, Rabinowicz M and Nicolas A. 1982. Podiform chromite ore bodies: A genetic model. *Journal of Petrology*, 23: 103–125
- Lawrence JF and Shearer PM. 2006. Constraining seismic velocity and density for the mantle transition zone with reflected and transmitted waveforms. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(10)
- Leblanc M and Nicolas A. 1992. Ophiolitic chromitites. *International Geology Review*, 34(7): 653–686
- Leblanc M. 1980. Chromite growth, dissolution and deformation from a morphological view point: SEM investigations. *Mineralium Deposita*, 15: 201–210
- Li J, Liang XR, Dong YH, Tu XL and Xu JF. 2007. Measurements of Re – Os isotopic composition in mafic – ultramafic rocks by multi – collector inductively coupled plasma mass spectrometer (MC – ICPMS). *Geochimica*, 36(2): 153–160 (in Chinese with English abstract)
- Li J, Zhong LF, Tu XL, Hu GQ, Sun YM, Liang XR and Xu JF. 2011. Platinum group elements and Re – Os isotope analyses for geological samples using a single digestion procedure. *Geochimica*, 40(4): 372–380 (in Chinese with English abstract)
- Li JY. 2012. Genesis of mantle peridotite in the Luobusha, Tibet: The study of scientific drilling core (LSD – 1). Ph. D. Dissertation. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 1–170 (in Chinese with English summary)
- Li JY, Yang JS, Ba DZ, Xu XZ, Meng FC and Li TF. 2012. Origin of different dunites in the Luobusha ophiolite, Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 28(6): 1829–1845 (in Chinese with English abstract)
- Liou JG, Zhang RY and Ernst WG. 1998. High – pressure minerals from deeply subducted metamorphic rocks. *Reviews in Mineralogy*, 37: 33–96
- Liu CZ, Wu FY, Chu ZY, Ji WQ, Yu LJ and Li JL. 2011. Preservation of ancient Os isotope signatures in the Yungbwa ophiolite (southwestern Tibet) after subduction modification. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53: 38–50
- Liu Z, Li Y, Xiong FH, Wu D and Liu F. 2011. Petrology and geochronology of MOR gabbro in the Purang ophiolite of western Tibet, China. *Acta Petrologica Sinica*, 27(11): 3269–3279 (in Chinese with English abstract)
- Loper DE and Stacey FD. 1983. The dynamical and thermal structure of deep mantle plumes. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 33(4): 304–317
- Loper DE. 1991. Mantle plumes. *Tectonophysics*, 187(4): 373–384
- Lugovic B, Altherr R, Raczek I, Hofmann AW and Majer V. 1991. Geochemistry of peridotites and mafic igneous rocks from the Central Dinaric Ophiolite Belt, Yugoslavia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106(2): 201–216
- Malpas JG, Zhou MF, Robinson PT and Reynolds P. 2003. Geochemical and geochronological constraints on the origin and emplacement of the Yarlung – Zangbo ophiolites, Southern Tibet. In: Dilek Y and Robinson PT (eds.). *Ophiolites through Earth History*. Geological Society, London, Special Publications, 218: 191–206
- Maruyama S, Santosh M and Zhao D. 2007. Superplume, and post – perovskite: Mantle dynamics and anti – plate tectonics on the core – mantle boundary. *Gondwana Research*, 11(1–2): 7–37
- McDonough WF and Sun SS. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253
- McElduff B and Stumpff EF. 1991. The chromite deposits of the Troodos Complex, Cyprus: Evidence for the role of a fluid phase accompanying chromite formation. *Mineralium Deposita*, 26(4): 307–318
- Melcher F, Grum W, Simon G, Thalhammer TV and Stumpff EF. 1997. Petrogenesis of the ophiolitic giant chromite deposits of Kempirsai, Kazakhstan: A study of solid and fluid inclusions in chromite. *Journal of Petrology*, 38(10): 1419–1458
- Melcher F, Meisel T, Puhl J and Koller F. 2002. Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: Constraints from geochemistry. *Lithos*, 65(1–2): 69–112
- Merlini A, Grieco G, Ottolini L and Diella V. 2011. Probe and SIMS investigation of clinopyroxene inclusions in chromites from the Troodos chromitites (Cyprus): Implications for dunite – chromite genesis. *Ore Geology Reviews*, 41(1): 22–34
- Miller C, Thöni M, Frank W, Schuster R, Melcher F, Meisel T and Zanetti A. 2003. Geochemistry and tectonomagmatic affinity of the Yungbwa ophiolite, SW Tibet. *Lithos*, 66(3–4): 155–172
- Miura M, Arai S, Ahmed AH, Mizukami T, Okuno M and Yamamoto S. 2012. Podiform chromitite classification revisited: A comparison of discordant and concordant chromitite pods from Wadi Hilti, northern Oman ophiolite. *Journal of Asian Earth Sciences*, 59: 52–61
- Nakagawa M and Franco HEA. 1997. Placer Os – Ir – Ru alloys and sulfides: Indicators of sulfur fugacity in an ophiolite? *The Canadian Mineralogist*, 35: 1441–1452
- Neary CR and Brown MA. 1979. Chromites from Al' Ays complex, Int. Saudi Arabia and the Semail complex, Oman. *Institute of Applied Geology, Kingdom of Saudi Arabia*, 3: 193–205
- Nicolas A and Prinzhofer A. 1983. Cumulative or residual origin for the transition zone in ophiolites: Structural evidence. *Journal of Petrology*, 24(2): 188–206
- Nicolas A. 1989. Structures of Ophiolite and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 223–252
- Parlak O and Delaloye M. 1999. Precise $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages from the metamorphic sole of the Mersin ophiolite (southern Turkey). *Tectonophysics*, 301(1): 145–158
- Pearce JA, Barker PF, Edwards SJ, Parkinson IJ and Leat PT. 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc – basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(1): 36–53
- Pearce JA, Lippard SJ and Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra – subduction zone ophiolites. In: Kokelaar BP and Howells MF (eds.). *Marginal Basin Geology*. Geological Society of London Special Publication. London, Blackwell Scientific Publications, 16(1): 77–94
- Pilot J, Werner CD, Haubrich F and Baumann N. 1998. Palaeozoic and Proterozoic zircons from the Mid – Atlantic ridge. *Nature*, 393(6686): 676–679
- Prichard HM and Tarkian M. 1988. Platinum and palladium minerals from two PGE rich localities in the Shetland ophiolite complexes. *The Canadian Mineralogist*, 26: 979–990
- Proenza JAF, Gervilla JC and Melgarejo JLB. 1999. 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. *Economic Geology*, 94(4): 547–566
- Qiu RZ, Deng JF, Zhou S, Li TD, Xiao QH, Guo TY, Cai ZY, Li GL, Huang GC and Men XJ. 2005. Ophiolite types in western Qinghai – Tibetan Plateau: Evidences from petrology and geochemistry. *Earth Science Frontiers*, 12(2): 277–291 (in Chinese with English abstract)
- Richard MA, Jones DL, Duncan RA and Depaolo DJ. 1991. A mantle plume initiation model for the Wrangellia flood basalt and other oceanic plateaus. *Science*, 254(5029): 263–267
- Roberts SR. 1988. Ophiolitic chromitite formation: A marginal basin phenomenon? *Economic Geology*, 83(5): 1034–1036
- Robinson PT, Bai WJ, Malpas J *et al.* 2004. Ultra – high pressure minerals in the Luobusha ophiolite, Tibet, and their tectonic implications. Aspects of the Tectonic Evolution of China. Geological Society, London, Special Publications, 226(1): 247–271
- Robinson PT, Trumbull R, Schmitt A, Yang JS, Li JW and Ma CQ. 2012. Crustal contamination of the upper mantle: Evidence from ophiolites. In: GSA Fall Meeting Abstracts
- Rollinson H. 2005. Chromite in the mantle section of the Oman ophiolite: A New genetic model. *Island Arc*, 14(4): 542–550
- Roy – Barman M and Allègre CJ. 1995. $^{187}\text{Os}/^{186}\text{Os}$ in oceanic island basalts: Tracing oceanic crust recycling in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 129(1–4): 145–161

- Rudashevsky NS, Dmiirenko GG and Mochalov AG. 1987. Native metals and carbides in alpine type ultramafics of Koryak Highland. *Mineral Zh.*, 9(4): 71–82
- Ruskov T, Spirov I, Georgieva M, Yamamoto S, Green HW, Mccammon CA and Dobrzhinskaya LF. 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. *Journal of Metamorphic Geology*, 28(5): 551–560
- Schiano P, Clocchiatti R, Lorand JP *et al.* 1997. Primitive basaltic melts included in podiform chromites from the Oman ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, 146(3–4): 489–497
- Shearer PM. 2000. Upper mantle discontinuities. In: Karato S, Forte AM, Liebermann RC, Masters G and Stixrude L (eds.). *Earth's Deep Interior: Mineral Physics and Tomography from the Atomic to the Global Scale*, Geophysical Monograph Series, Vol. 117. Washington DC: AGU, 115–131
- Shi RD, Zhi XC, Chen L and Ding BH. 2006. Comments on the progress on the applications of Re–Os isotopic study on the ophiolites. *Acta Petrologica Sinica*, 22(6): 1685–1695 (in Chinese with English abstract)
- Shi RD, Alard O, Zhi XC, O'Reilly SY, Pearson NJ, Griffin WL, Zhang M and Chen XM. 2007. Multiple events in the Neo–Tethyan oceanic upper mantle: Evidence from Ru–Os–Ir alloys in the Luobusa and Dongqiao ophiolitic podiform chromitites, Tibet. *Earth and Planetary Science Letters*, 261(1–2): 33–48
- Shi RD, Griffin WL, O'Reilly SY, Huang QS, Zhang XR, Liu DL, Zhi XC, Xia QX and Ding L. 2012. Melt/mantle mixing produces podiform chromite deposits in ophiolites: Implications of Re–Os systematics in the Dongqiao Neo–Tethyan ophiolite, northern Tibet. *Gondwana Research*, 21(1): 194–206
- Smyth JR and Hazen RM. 1973. The crystal structures of forsterite and hortonolite at several temperatures up to 900°C. *American Mineralogist*, 58: 588–593
- Snow JE and Dick HJB. 1995. Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(20): 4219–4235
- Stachel T, Harris JW and Brey GP. 1998. Rare and unusual mineral inclusions in diamonds from Mwadui, Tanzania. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(1): 34–47
- Stockman HW and Hlava PF. 1984. Platinum–group minerals in Alpine chromitites from southwestern Oregon. *Economic Geology*, 79(3): 491–508
- Tamura A and Arai S. 2005. Unmixed spinel in chromite from the Iwanai–dake peridotite complex, Hokkaido, Japan: A reaction between peridotite and highly oxidized magma in the mantle wedge. *American Mineralogist*, 90(2–3): 473–480
- Trumbull RB, Yang JS, Robinson PT, Pierro SD, Vennemann T and Wiedenbeck M. 2009. The carbon isotope composition of natural SiC (moissanite) from the Earth's mantle: New discoveries from ophiolites. *Lithos*, 113(3–4): 612–620
- Tsoupas G and Economou–Eliopoulos M. 2008. High PGE contents and extremely abundant PGE–minerals hosted in chromitites from the Veria ophiolite complex, northern Greece. *Ore Geology Reviews*, 33(1): 3–19
- Uysal I, Tarkian M, Sadiklar MB *et al.* 2007. Platinum–group–element geochemistry and mineralogy of ophiolitic chromitites from the Kop Mountains, Northeastern Turkey. *The Canadian Mineralogist*, 45(2): 355–377
- VanDecar JC, James DE and Assumpção M. 1995. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for plate driving forces. *Nature*, 378(6552): 25–31
- Walter MJ, Kohn SC, Araujo D, Bulanova GP, Smith CB, Gaillou E, Wang J, Steele A and Shirey SB. 2011. Deep mantle cycling of oceanic crust: Evidence from diamonds and their mineral inclusions. *Science*, 334(6052): 54–57
- Wang XB, Bao PS, Deng WM and Wang FG. 1987. Tibet Ophiolite. Beijing: Geological Publishing House, 1–336 (in Chinese)
- Wang XB, Bao PS and Rong H. 1995. Rare earth elements geochemistry of the mantle peridotite in the ophiolite suites of China. *Acta Petrologica Sinica*, 11(Suppl.): 24–41 (in Chinese with English abstract)
- Wirth R and Rocholl A. 2003. Nanocrystalline diamond from the Earth's mantle underneath Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters*, 211(3–4): 357–369
- Xiong FH, Yang JS, Liang FH, Ba DZ, Zhang J, Xu XZ, Li Y and Liu Z. 2011. Zircon U–Pb ages of the Dongbo ophiolite in the western Yarlung Zangbo suture zone and their geological significance. *Acta Petrologica Sinica*, 27(11): 3223–3238 (in Chinese with English abstract)
- Xiong FH. 2013. Formation process of the podiform chromitites. Ph. D. Dissertation. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 1–221 (in Chinese with English summary)
- Xiong FH, Yang JS and Liu Z. 2013. Multi–stage formation of the podiform chromitite. *Geology in China*, 40(3): 820–839 (in Chinese with English abstract)
- Xiong FH, Yang JS, Robinson PT, Xu XZ, Liu Z, Li Y, Li JY and Chen SY. 2014. Origin of podiform chromitite: A new model based on the Luobusa ophiolite, Tibet. *Gondwana Research*, doi: 10.1016/j.gr.2014.04.008
- Xu XZ. 2009. Origin of the Kangjila podiform chromite deposit and mantle peridotite, South Tibet. Ph. D. Dissertation. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences, 1–165 (in Chinese with English summary)
- Xu XZ, Yang JS, Ba DZ, Guo GL, Robinson PT and Li JY. 2011. Petrogenesis of the Kangjila peridotite in the Luobusa ophiolite, Southern Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42(4): 553–568
- Yamamoto S, Komiya T, Hirose K and Maruyama S. 2003. Interesting inclusions from podiform chromitites in Luobusa Ophiolite, Tibet. In: AGU Fall Meeting Abstracts
- Yamamoto S, Komiya T, Hirose K and Maruyama S. 2009. Coesite and clinopyroxene exsolution lamellae in chromites: In–situ ultrahigh–pressure evidence from podiform chromitites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet. *Lithos*, 109(3–4): 314–322
- Yang JS, Bai WJ, Wu CL, Hirata T, Maruyama S, Hirose K and Liou JG. 2001. SHRIMP U–Pb and Re–Os dating of mantle UHP minerals from the Luobusha chromitite, South Tibet. *Eleventh Annual V. M. Goldschmidt Conference*, 3087
- Yang JS, Bai WJ, Fang QS, Yan BG, Rong H and Chen SY. 2004. Coesite Discovered from the podiform chromitite in the Luobusha ophiolite, Tibet. *Earth Science*, 29(6): 651–660 (in Chinese with English abstract)
- Yang JS, Dobrzhinskaya L, Bai WJ, Fang QS, Robinson PT, Zhang JF and Green II HW. 2007. Diamond– and coesite–bearing chromitites from the Luobusa ophiolite, Tibet. *Geology*, 35(10): 875–878
- Yang JS, Bai WJ, Fang QS, Meng FC, Chen SY, Zhang ZM and Rong H. 2007. Discovery of diamond and an unusual mineral group from the podiform chromite, Polar Ural. *Geology in China*, 34(5): 950–952 (in Chinese with English abstract)
- Yang JS, Bai WJ, Fang QS and Rong H. 2008. Ultrahigh–pressure minerals and new minerals from the Luobusa ophiolitic chromitites in Tibet: A Review. *Acta Geoscientia Sinica*, 29(3): 263–274 (in Chinese with English abstract)
- Yang JS and Paul TR. 2011. In–situ diamonds and moissanite in podiform chromitites of the Luobusa and Ray–Iz ophiolites, Tibet and Russia. *Goldschmidt Conference Abstracts*, 2209
- Yang JS, Robinson PT and Dilek Y. 2014. Diamonds in ophiolites: A little–known diamond occurrence. *Elements*, 10: 123–126
- Zhang Q and Zhou GQ. 2001. Ophiolites of China. Beijing: Science Press, 85–89 (in Chinese with English abstract)
- Zhao DP. 2004. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: Insight into deep earth dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146(1–2): 3–34
- Zhong LF, Xia B, Zhou GQ, Zhang YQ, Wang R, Wei DL and Yang ZQ. 2006. SHRIMP age determination of the diabase in Luobusa ophiolite, Southern Xizang (Tibet). *Geological Review*, 52(2): 224–229 (in Chinese with English abstract)

- Zhou MF and Bai WJ. 1994. The origin of the podiform chromite deposits. Mineral deposits, 13 (3): 242 – 249 (in Chinese with English abstract)
- Zhou MF, Robinson PT, Malpas J and Li ZJ. 1996. Podiform chromitites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet): Implications for melt – rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. Journal of Petrology, 37(1): 3 – 21
- Zhou MF, Robinson PT, Malpas J, Edwards SJ and Qi L. 2005. REE and PGE geochemical constraints on the formation of dunites in the Luobusa ophiolite, southern Tibet. Journal of Petrology, 46(3): 615 – 639
- Zhou MF, Robinson PT, Su BX, Gao JF, Li JW, Yang JS and 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. Gondwana Research, 26(1): 262 – 283
- Zhou S, Mo XX, Mahoney JJ *et al.* 2002. Geochronology and Nd and Pb isotope characteristics of gabbro dikes in the Luobusha ophiolite, Tibet. Chinese Science Bulletin, 47(2): 143 – 146
- ### 附中文参考文献
- 白文吉, 杨经绥, 方青松, 颜秉刚, 张仲明. 2001. 寻找超高压地幔矿物的储存库——豆荚状铬铁矿. 地学前缘, 8(3): 111 – 121
- 白文吉, 杨经绥, 施倪承, 方青松, 代明泉, 熊明, 颜秉刚. 2004. 西藏罗布莎蛇绿岩地幔岩中首次发现超高压矿物方铁矿和自然铁. 地质论评, 50(2): 184 – 188
- 李杰, 梁细荣, 董彦辉, 涂湘林, 许继峰. 2007. 利用多接收器电感耦合等离子体质谱仪(MC – ICPMS)测定镁铁 – 超镁铁质岩石中的铼 – 钨同位素组成. 地球化学, 36(2): 153 – 160
- 李杰, 钟立峰, 涂湘林, 胡光黔, 孙彦敏, 梁细荣, 许继峰. 2011. 利用同一化学流程分析地质样品中的铂族元素含量和铼 – 钨同位素组成. 地球化学, 40(4): 372 – 380
- 李金阳. 2012. 西藏罗布莎地幔橄榄岩的成因——科钻 LSD – 1 岩心的研究. 博士学位论文, 北京: 中国地质科学院, 1 – 170
- 李金阳, 杨经绥, 巴登珠, 徐向珍, 孟繁聪, 李天福. 2012. 西藏罗布莎蛇绿岩中不同产出的纯橄岩及成因探讨. 岩石学报, 28(6): 1829 – 1845
- 刘钊, 李源, 熊发挥, 吴迪, 刘飞. 2011. 西藏西部普兰蛇绿岩中的 MOR 型辉长岩: 岩石学和年代学. 岩石学报, 27(11): 3269 – 3279
- 邱瑞照, 邓晋福, 周肃, 李廷栋, 肖庆辉, 郭铁鹰, 蔡志勇, 李国良, 黄圭成, 孟祥金. 2005. 青藏高原西部蛇绿岩类型: 岩石学与地球化学证据. 地学前缘, 12(2): 277 – 291
- 史仁灯, 支霞臣, 陈雷, 丁炳华. 2006. Re – Os 同位素体系在蛇绿岩应用研究中的进展. 岩石学报, 22(6): 1685 – 1695
- 王希斌, 鲍佩声, 邓万明, 王方国. 1987. 西藏蛇绿岩. 北京: 地质出版社, 1 – 336
- 王希斌, 鲍佩声, 戎合. 1995. 中国蛇绿岩中变质橄榄岩的稀土元素地球化学. 岩石学报, 11(Z1): 24 – 41
- 熊发挥, 杨经绥, 梁凤华, 巴登珠, 张健, 徐向珍, 李源, 刘钊. 2011. 西藏雅鲁藏布江缝合带西段东波蛇绿岩中锆石 U – Pb 定年及地质意义. 岩石学报, 27(11): 3223 – 3238
- 熊发挥. 2013. 豆荚状铬铁矿的形成过程. 博士学位论文, 北京: 中国地质科学院, 1 – 221
- 熊发挥, 杨经绥, 刘钊. 2013. 豆荚状铬铁矿多阶段形成过程的讨论. 中国地质, 40(3): 820 – 839
- 徐向珍. 2009. 藏南康金拉豆荚状铬铁矿和地幔橄榄岩成因研究. 博士学位论文, 北京: 中国地质科学院, 1 – 165
- 杨经绥, 白文吉, 方青松, 颜秉刚, 戎合, 陈松永. 2004. 西藏罗布莎豆荚状铬铁矿中发现超高压矿物柯石英. 地球科学, 29(6): 651 – 660
- 杨经绥, 白文吉, 方青松, 孟繁聪, 陈松永, 张仲明, 戎合. 2007. 极地乌拉尔豆荚状铬铁矿中发现金刚石和一个异常矿物群. 中国地质, 34(5): 950 – 952
- 杨经绥, 白文吉, 方青松, 戎合. 2008. 西藏罗布莎蛇绿岩铬铁矿中的超高压矿物和新矿物(综述). 地球学报, 29(3): 263 – 274
- 张旗, 周国庆. 2001. 中国蛇绿岩. 北京: 科学出版社, 85 – 89
- 中国地质科学院地质研究所金刚石组. 1981. 西藏首次发现含金刚石的阿尔卑斯型岩体. 地质论评, 22(5): 455 – 457
- 钟立峰, 夏斌, 周国庆, 张玉泉, 王冉, 韦栋梁, 杨之青. 2006. 藏南罗布莎蛇绿岩辉绿岩中锆石 SHRIMP 测年. 地质论评, 52(2): 224 – 229
- 周美夫, 白文吉. 1994. 对豆荚状铬铁矿床成因的认识. 矿床地质, 13(3): 242 – 249