西藏罗布莎蛇绿岩中不同产出的纯橄岩及成因探讨*

李金阳[1] 杨经绥[1] 巴登珠[2] 徐向珍[1] 孟繁聪[1] 李天福[1]

LI JinYang[1], YANG JingSui[1], BA DengZhu[2], XU XiangZhen[1], MENG FanCong[1] and LI TianFu[1]

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

2. 西藏矿业发展股份有限公司, 拉萨 850000

1. *State Key Laboratory for Continental Tectonics and Dynamics*, *Institute of Geology*, *Chinese Academy of Geological Sciences*, *Beijing* 100037, *China*

2. *Tibet Mineral Development Co.*, *LTD*, *Lhasa* 850000, *China*

2012-02-05 收稿, 2012-05-01 改回.

Li JY, Yang JS, Ba DZ, Xu XZ, Meng FC and Li TF. 2012. Origin of different dunites in the Luobusa ophiolite, Tibet. *Acta Petrologica Sinica*, 28(6):1829 – 1845

Abstract Three types of dunite occur in the Luobusa ophiolite, a thick layer of transition zone dunite, thin envelopes of dunite around podiform chromitites and small bands and lenses of dunite in the harzburgites, respectively. The transition zone dunite is about 700 ~ 1000m thick, and consists chiefly of high magnesium olivine (Fo_{93-95}), low alumina and high magnesia clinopyroxene (Al_2O_3 = 0.47% ~ 0.85%; $Mg^{\#}$ = 95 ~ 97), and high chrome and low magnesia Cr-spinel ($Cr^{\#}$ = ~77; $Mg^{\#}$ = ~51). Cr spinels in layers of disseminated chromite hosted in these dunites are similar in composition to those of the host rock but are slightly more magnesian ($Mg^{\#}$ = ~59) The dunite envelopes around the podiform chromitites are similar in composition to the transition zone dunite (olivine Fo_{92-94}; Al_2O_3 in clinopyroxene <1% and $Mg^{\#}$ = 95 ~ 97; $Cr^{\#}$ in Cr-spinel = 71 and $Mg^{\#}$ = 52). The massive chromitites associated with the dunite envelopes have $Cr^{\#}$s averaging 79 and $Mg^{\#}$s averaging 68. The dunite lenses in harzburgite have olivine with somewhat lower Fo (91 ~ 92) and Cr-spinel with lower $Cr^{\#}$s (about 60), but clinopyroxene with higher Al_2O_3 (1.41% ~ 1.71%). The mineral compositions in these lenses overlap those in the host harzburgite, with a gradual transition between them. The transition zone dunite in the Luobusa ophiolite is distinctly different from classic ultramafic cumulates, and most likely formed by reaction between tholeiitic basalt melt and mantle peridotite. Dunite lenses in the harzburgite may reflect either inhomogeneous partial melting of the host peridotites or in-situ melt-rock reaction. The dunite envelopes around the podiform chromitites are thought to have formed in the same way as the transition zone dunite, but the origin of the massive chromitites is not clear.

Key words Ophiolite; Dunite; Peridotite; Chromite; Luobusha; Tibet

摘 要 罗布莎蛇绿岩中的纯橄岩有三种产出情况,除了与豆荚状铬铁矿伴生的薄壳状纯橄岩外,还有产在方辉橄榄岩底部被认为是堆晶岩的厚层状纯橄岩和方辉橄榄岩中的透镜状纯橄岩。厚层状纯橄岩约 700 ~ 1000m 厚,以橄榄石富镁(Fo 93 ~ 95),单斜辉石低铝富镁(Al_2O_3 0.47% ~ 0.85%,$Mg^{\#}$ 95 ~ 97),铬尖晶石高铬低镁($Cr^{\#}$值平均 77, $Mg^{\#}$平均 51)为特征。该纯橄岩中的浸染状铬铁矿也是高铬低镁型,但 $Mg^{\#}$值(平均 59)高于厚层状纯橄岩的副矿物铬尖晶石。薄壳状纯橄岩与厚层状纯橄岩成分相近,其橄榄石 Fo 92 ~ 94,单斜辉石 Al_2O_3 <1% 和 $Mg^{\#}$ 95 ~ 97;铬尖晶石的 $Cr^{\#}$值平均 71, $Mg^{\#}$值平均 52。与薄壳状纯橄岩伴生的块状铬铁矿为高镁高铬型,但 $Mg^{\#}$值(平均 68)相对更高些,$Cr^{\#}$值平均 79。透镜状纯橄岩的特征是橄榄石 Fo(91 ~ 92)和铬尖晶石 $Cr^{\#}$(60 左右)均低于前两类纯橄岩,但单斜辉石的 Al_2O_3(1.41% ~ 1.71%)则高于前两者。透镜状纯橄岩的矿物成分与方辉橄榄岩重叠,两者为渐变过渡关系。研究对比表明,罗布莎厚层状纯橄岩不同于经典的蛇绿岩的超镁铁质堆晶岩,认为将其成因解释为拉斑玄武质熔体与地幔橄榄岩的反应较为合理。透镜状纯橄岩与方辉橄榄岩存在成生联系,可能是地幔橄榄岩高度部分熔融的产物,或熔体和方辉橄榄岩在原位发生反应的产物;薄壳状纯橄岩成因与厚层状纯橄

* 本文受中国地质调查局地质大调查项目(1212010918013)、深部探测专项(SinoProbe)、国家自然科学基金重点项目(40930313)和中国地质调查局课题(200911043-07)联合资助.

第一作者简介: 李金阳,男,1982 年生,博士生,矿物学、岩石学、矿床学专业,E-mail: ljy2815@126.com

岩相同,但与其相伴的块状铬铁矿是否由拉斑玄武质熔体与方辉橄榄岩反应形成,值得商榷。

关键词 蛇绿岩;纯橄岩;地幔橄榄岩;铬铁矿;罗布莎;西藏
中图法分类号 P588.125

1 引言

雅鲁藏布江蛇绿岩带位于青藏高原的南部,呈近东西向延展,西起西藏阿里狮泉河地区,东至喜马拉雅东构造结后转向南,延出国境,在我国境内约2000km,是我国规模最大的蛇绿岩带之一,代表新特提斯洋的最后闭合带(肖序常,1984;王希斌等,1987)。关于雅鲁藏布江蛇绿岩带的构造背景,Nicolas *et al.*(1981)和Girardeau *et al.*(1985a,b)认为是洋脊型(MOR);Pearce *et al.*(1984)和Wang and Liu(2000)认为是SSZ的构造环境;或者是形成于岛弧或大陆边缘海盆的洋壳(小洋盆、弧前或弧后盆地等)(王希斌等,1987;潘桂棠等,1997)。

罗布莎蛇绿岩位于雅鲁藏布江缝合带东段,北邻冈底斯-念青唐古拉构造带,南接喜马拉雅构造带,因产有国内规模最大的铬铁矿床而得到了长期持续的研究(王恒升等,1983;张浩勇等,1996;Zhou *et al.*,1996;白文吉等,2000,2005;周肃等,2001;杨经绥等,2004,2008,2010;叶培盛等,2006;钟立峰等,2006a,b;Yang *et al.*,2007;Yamamoto *et al.*,2009;程学展等,2011)。自1966年以来,西藏地矿局第二地质大队对该矿床就开展普查和勘探工作,并总结出版了《西藏自治区曲松县罗布莎铬铁矿床研究》(张浩勇等,1996)一书,提出地幔橄榄岩多期演化、不一致熔融的多期成岩成矿模式。

对罗布莎蛇绿岩和铬铁矿成因,研究者有着不同的看法:叶培盛等(2006)通过对泽当和罗布莎蛇绿岩的变质橄榄岩、辉长辉绿岩和玄武岩的地球化学研究认为,泽当-罗布莎蛇绿岩属边缘海盆地的慢速扩张环境;钟立峰等(2006a,b)根据对罗布莎蛇绿岩熔岩的研究,认为罗布莎蛇绿岩的构造环境是俯冲带之上的岛弧环境;王国庆和夏斌(1987)通过对罗布莎蛇绿岩套的组合及其地质产出特征的研究,以及周肃等(2001)根据对罗布莎蛇绿岩中辉长辉绿岩的Pb和Nd同位素特征的研究,认为罗布莎蛇绿岩的构造环境为MORB型。Zhou *et al.*(1996)提出了岩石(方辉橄榄岩)-熔体(母岩浆)反应的模式来解释罗布莎蛇绿岩铬铁矿成因。

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);近几年在罗布莎矿区铬铁矿中又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),表明它们可能来自>10GPa的深度。新的研究在铬铁矿围岩方辉橄榄岩中也发现金刚石等超高压矿物,说明地幔橄榄岩也可能为深部成因(杨经绥等,2008;徐向珍,2009)。以上研究表明,对罗布莎蛇绿岩和铬铁矿的形成背景的认识存在很大分歧。

近期我们在罗布莎地幔橄榄岩体实施孔深为2000m的科学钻探,为探讨超镁铁岩深部岩性变化及含矿性,开展罗布莎地幔橄榄岩和铬铁矿地表地质调查以及成因探讨提供了良好的条件(杨经绥等,2010)。研究表明,罗布莎超镁铁岩中的纯橄岩比较发育(纯橄岩定义为橄榄石含量>95%的岩石),有3种产出类型,分别将其称为厚层状纯橄岩(前人认为的堆晶岩中的纯橄岩)、透镜状纯橄岩(地幔橄榄岩中的纯橄岩)和薄壳状纯橄岩(地幔橄榄岩中铬铁矿石的纯橄岩外壳)。

前人很早就注意到豆荚状铬铁矿体周围存在纯橄岩外壳(Thayer,1964),发现这种纯橄岩在铬铁矿体外围以厚薄不等的"外壳"形式产出,与铬铁矿以及更外围的方辉橄榄岩多为截然的接触关系。前人在研究罗布莎地幔橄榄岩体和铬铁矿时,也注意到方辉橄榄岩中的纯橄岩与铬铁矿的关系(王希斌等,1987;白文吉等,2000)。但已发表的文章对这些纯橄岩的矿物和岩石成因的探讨较少(王希斌等,1987;Zhou *et al.*,1996)。此外,罗布莎还有呈透镜体状产在方辉橄榄岩中的纯橄岩和前人认为是堆晶成因的厚层状纯橄岩,尤其对后者缺乏研究。

本文将通过对罗布莎超镁铁岩体中3种产出的纯橄岩,即厚层状纯橄岩、透镜状纯橄岩和薄壳状纯橄岩,及其伴生的岩石和铬铁矿的研究,对比它们的矿物学、岩石学和地球化学的特征,试探讨它们的成因。

2 纯橄岩产出的区域地质背景

罗布莎蛇绿岩呈近东西方向延伸,长约37km,宽2~3.7km,面积约70km^2,变形强烈,褶皱发育,总体向北凸出呈弧形展布(王希斌等,1987)。蛇绿岩北界为第三系罗布莎群砾岩和砂岩,南界为上三叠纪复理石沉积,均为断层接触(图1、图2)。罗布莎超镁铁岩体倾向南,被认为是堆晶岩的辉长岩和厚层纯橄岩层位位于地幔橄榄岩下方(图2),因此认为罗布莎蛇绿岩是一向北倒转南倾的推覆体(王希斌等,1987;白文吉等,2000;梁凤华等,2011)。因此,将层序恢复过来后,"堆晶岩"则产在地幔橄榄岩的上部,属于地幔过渡带(Mantle Transition Zone)。

罗布莎蛇绿岩由地幔橄榄岩、堆晶岩和基性火山岩组成(张浩勇等,1996)。地幔橄榄岩以方辉橄榄岩和纯橄岩为主,含有少量的二辉橄榄岩,三者占了岩体出露面积的93%;堆晶岩的组成单元有异剥橄榄岩、二辉橄榄岩、异剥辉石岩和辉长岩等,约占岩体出露面积的7%(张浩勇等,1996),玄武岩很少。根据空间展布,自西向东将罗布莎蛇绿岩分为罗

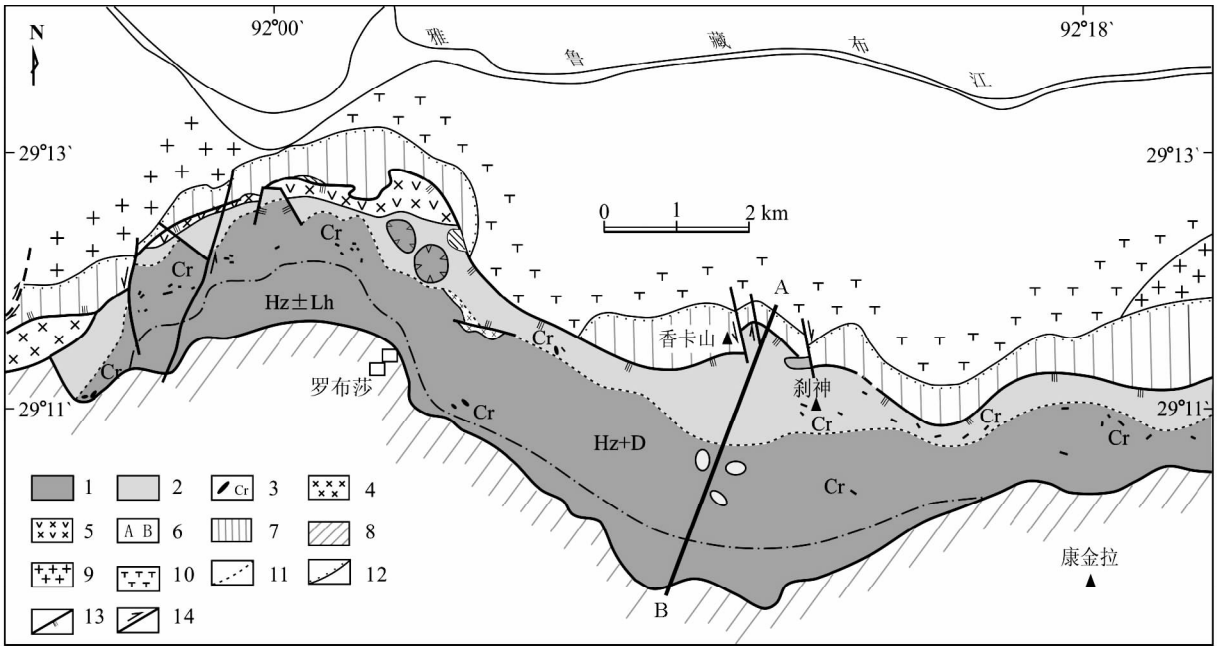

图 1 罗布莎蛇绿岩地质简图(据鲍佩声等,1999 修改)

1-方辉橄榄岩(含纯橄岩和二辉橄榄岩);2-纯橄岩;3-铬铁矿体;4-辉长岩为主的堆晶岩;5-辉长岩、异剥橄榄岩和辉石岩组成的堆晶岩;6-采样剖面;7-第三系罗布莎群;8-上三叠统诺利克阶;9-石英闪长岩,石英二长岩;10-黑云母花岗岩;11-岩相界限;12-不整合接触界限;13-逆断层;14-(走滑)断层

Fig. 1 Geological sketch map of the Luobusa ophiolite (after Bao *et al.*, 1999)

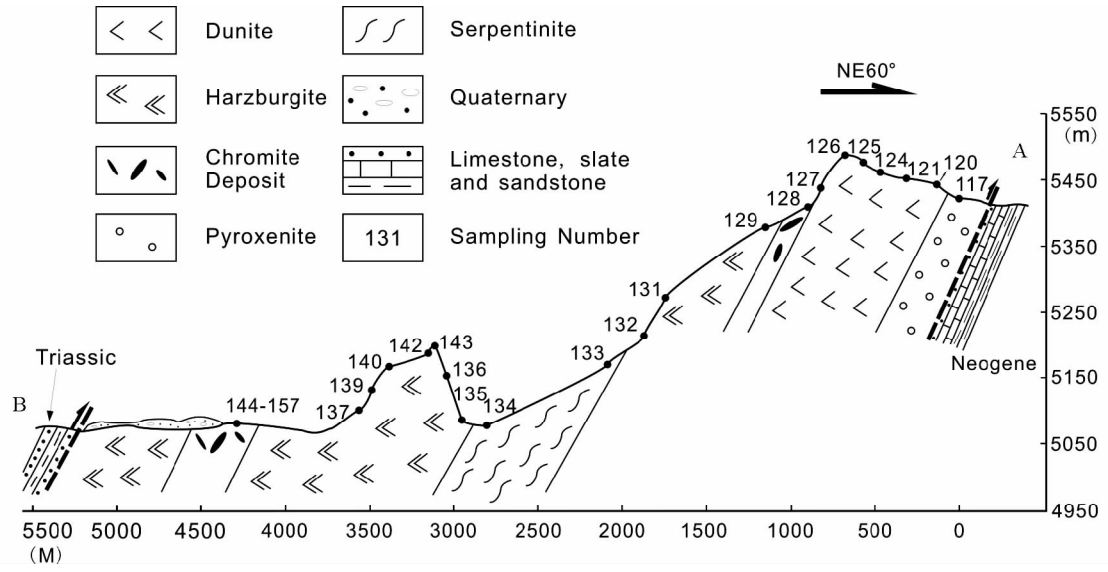

图 2 罗布莎蛇绿岩香卡山矿区野外观测、采样剖面图(A-B)

Fig. 2 Section (A-B) of the Xiangkashan orefield of Luobusha ophiolite

布莎、香卡山和康金拉三个矿区。

作者在香卡山矿区完成了一条由北向南穿过超镁铁岩体的野外观测剖面(图 2),剖面位置见图 1。超镁铁岩体的北界为早第三纪的罗布莎群,岩性为灰岩、板岩和砂岩。罗布莎群与超镁铁岩块之间为一向北推覆的挤压逆冲断层,断层面倾向南,倾角较陡。超镁铁岩块的南界为三叠纪的板岩和千枚岩等,两者之间为向南陡倾斜的逆冲断层。香卡山剖面和有关岩性单元分述如下。

辉石岩 辉石岩产在超镁铁岩块的下部,层厚约 300m(图 3a)。与早第三纪的罗布莎群为断层接触。断层带宽数十米,为一挤压破碎带。靠近断层的辉石岩边部岩石强烈破碎,片理化发育。地表的辉石岩为灰绿色,其中夹杂浅色斑

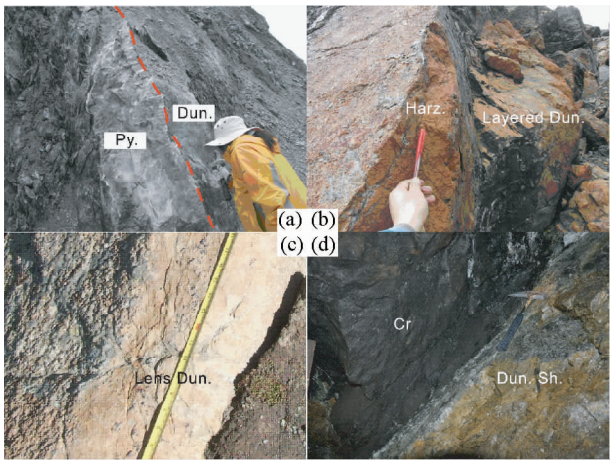

图 3 罗布莎蛇绿岩几类岩石的产出特点

(a)-剖面底部的辉石岩与厚层纯橄岩为岩相突变关系;(b)-产在方辉橄榄岩底部的厚层状纯橄岩;(c)-方辉橄榄岩中的透镜状纯橄岩;(d)-产在铬铁矿周围的薄壳纯橄岩. Py. -辉石岩; Dun. -纯橄岩; Harz. -方辉橄榄岩; Layered Dun. -厚层状纯橄岩; Lens Dun. -透镜状纯橄岩; Dun. Sh. -薄壳状纯橄岩; Cr-铬铁矿

Fig. 3 The occurrences of several types of rocks of Luobusha ophiolite

点,与后期的热液蚀变有关,岩体内部明显减弱。钻孔中见到的辉石岩十分新鲜,岩心表面为浅灰色。岩石为粗粒等粒镶嵌结构,主要组成矿物为单斜辉石。靠近底部边界的辉石岩变形强烈,辉石被拉长,并可见到晶面弯曲,辉石被搓碎,具定向排列,有轻微糜棱岩化,破碎的岩石受到后期的热液蚀变,蚀变矿物主要为闪石类和蛇纹石。

厚层纯橄岩 辉石岩之上为厚层纯橄岩,出露宽度为 700 ~ 1000m(图 3a, b),前人将两者均归为堆晶岩层(王希斌等,1987;张浩勇等,1993①;鲍佩声等,1999;白文吉等,2000)。野外观察到辉石岩和纯橄岩之间为截然的岩相分界。纯橄岩呈长条带状分布,形态不规则,厚层变化大,带内岩性单一,缺乏明显的堆晶层状构造。纯橄岩中普遍含铬尖晶石和少量单斜辉石,并产出浸染状铬铁矿矿体。矿体或矿化呈带状分布,矿体厚度达数米,与岩石之间为渐变过渡关系,与岩相界线平行。纯橄岩为黄绿色,一般较新鲜,局部蛇纹石化,但铬铁矿体附近的纯橄岩已经完全蛇纹石化。

方辉橄榄岩 纯橄岩之上为地幔橄榄岩层,主体为方辉橄榄岩,有少量透镜状纯橄岩。方辉橄榄岩的岩性较单一,岩石普遍较新鲜,蛇纹石化弱,显微镜下为粗粒相嵌结构,块状构造(图 3b)。方辉橄榄岩中产有块状铬铁矿矿体,目前有一些正在开采。靠近南部的方辉橄榄岩中出现一些单斜辉石,但含量低,达不到二辉橄榄岩(单斜辉石含量 >5%)的标准。超镁铁岩块的南界为三叠纪的板岩和千枚岩等,两者之间为向南陡倾斜的逆冲断层。

透镜状纯橄岩 透镜状纯橄岩(图 3c)产在方辉橄榄岩中,主要以透镜体的形式夹杂在南北宽度达 3000m 的方辉橄榄岩中,规模不大,一般在数米至数十米。纯橄岩透镜体的走向与区域构造线方向和岩体的展布方向一致。纯橄岩为粗粒相嵌结构,块状构造,岩石新鲜,少量蛇纹石化,总体蚀变程度不高。纯橄岩中有少量(<3%)的斜方辉石和单斜辉石,和少量的铬尖晶石。总体上,纯橄岩透镜体在罗布莎矿区分布相对较多,香卡山矿区次之,康金拉矿区相对较少,后者的方辉橄榄岩中单斜辉石含量略高。

薄壳状纯橄岩 薄壳状纯橄岩在铬铁矿体外围以厚薄不等的"外壳"形式产出(图 3d),与铬铁矿体以及更外围的方辉橄榄岩有截然的接触界线。纯橄岩岩石新鲜,呈灰绿色,块状构造,以镁橄榄石为主,含少量的单斜辉石、铬尖晶石等副矿物。但许多铬铁矿与纯橄岩外壳之间为断层接触,岩石构造破碎强烈,蛇纹石化程度高,由后期的构造作用所致。

3 岩相学特征

3.1 厚层状纯橄岩

厚层状纯橄岩为粗粒状,块状构造,显微镜下有两类颗粒明显不同的橄榄石。粗粒的橄榄石是主体,呈自形-半自形嵌晶结构,粒度至少 5mm,大者大于 10mm(图 4a,b);另一类橄榄石颗粒细小,通常在 5mm 以下,为发育完整的自形晶,边界平直,显示典型的岩浆或重结晶之三联点结构。镜下可见少量单斜辉石,多为细小颗粒,个别为粗粒,自形晶,节理发育(图 4c)。厚层状纯橄岩中产有稠密浸染状矿石,它们与围岩纯橄岩呈渐变过渡的关系。矿体中铬尖晶石多为细粒自形-半自形晶。

新鲜纯橄岩主体显示中粗粒嵌晶等粒结构(图 4a),一些细粒橄榄石的重结晶结构(图 4b),与浸染状铬铁矿组成的嵌晶等粒结构(图 4d),以及纯橄岩中出现粗粒单斜辉石(图 4c)。厚层纯橄岩由橄榄石(95% ~ 99%)、铬尖晶石(1% ~ 2%)和少量单斜辉石(<1%)组成。橄榄石为高镁型(Fo 约 94),铬铁矿为高铬型($Cr^{\#}$ >60)。铬铁矿矿体和纯橄岩为渐变过渡关系。香卡山堆晶岩南缘与地幔橄榄岩接触,界限清楚。

3.2 透镜状纯橄岩

透镜状纯橄岩岩石新鲜,深褐色,风化面土黄色,块状构造。其中橄榄石为他形变晶结构,边缘不规则,塑性变形和拉长,发育扭折带和波状消光(图 5a, b)。这类纯橄岩组成矿物以镁橄榄石为主,占 97% ~ 98%,副矿物单斜辉石和铬尖晶石含量不高,均略大于 1%。在透镜状纯橄岩中,没有发现斜方辉石。

在罗布莎地幔橄榄岩岩体实施的 2000m 科学钻岩芯中,

① 张浩勇, 阮桂甫, 向德宗, 王志宜. 1993. 西藏超基性岩及铬铁矿资料汇编(内部资料)

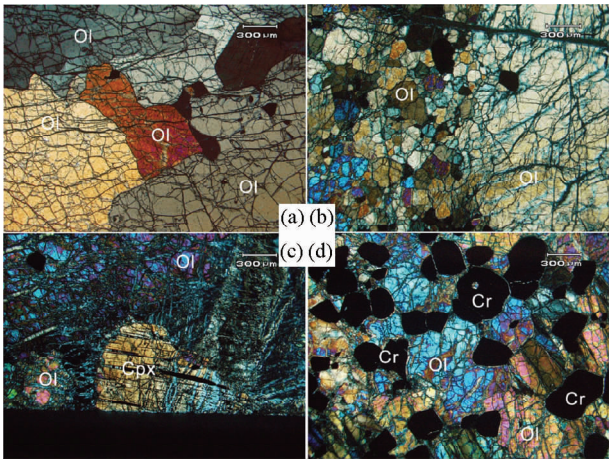

图 4 罗布莎蛇绿岩厚层状纯橄岩显微照片

(a)-香卡山厚层状纯橄岩中的橄榄石;(b)-纯橄岩中细粒与粗粒橄榄石边界;(c)-纯橄岩中的单斜辉石;(d)-纯橄岩中呈浸染状的铬尖晶石,多为自形-半自形,其余为完全新鲜的橄榄石

Fig. 4 Photomicrographs of layered dunite of Luobusha ophiolite

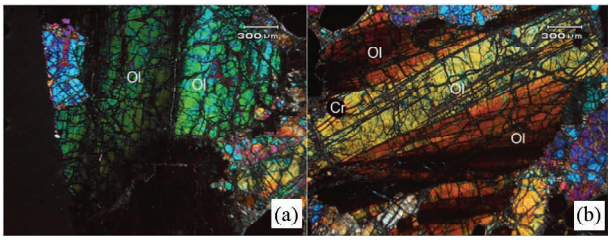

图 5 罗布莎蛇绿岩透镜状纯橄岩显微照片

(a)-纯橄岩动态重结晶橄榄石的纹理状构造;(b)-纯橄岩动态重结晶橄榄石的纹理状构造

Fig. 5 Photomicrographs of lens dunite of Luobusha ophiolite

也发现了透镜状纯橄岩。岩芯中的透镜状纯橄岩新鲜,颜色灰绿色,暗绿色,块状构造。岩芯中透镜状纯橄岩上下与方辉橄榄岩是一种截然变化的接触方式。其组成矿物以橄榄

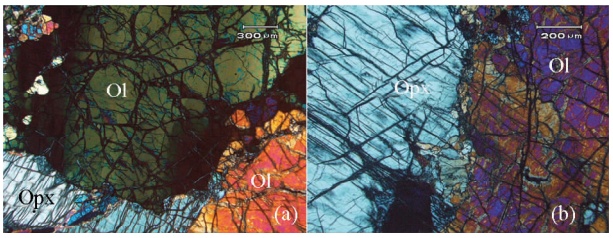

图 6 罗布莎蛇绿岩薄壳状纯橄岩显微照片

Fig. 6 Photomicrographs of dunite shell of Luobusha ophiolite

石为主(>97%),副矿物有铬尖晶石和单斜辉石,未见斜方辉石。橄榄石常见扭折带或波状消光,部分具定向拉长现象,说明其经历了塑性变形过程。

3.3 薄壳状纯橄岩

在罗布莎地幔橄榄岩铬铁矿体周围以厚薄不等的外壳形式产出的纯橄岩,与被其包裹的铬铁矿体和外部的方辉橄榄岩都呈截然清晰的接触关系(图 3d)。大部分的薄壳状纯橄岩都很新鲜,一般为暗绿或灰黄色,块状构造。矿物以橄榄石为主(>95%),含少量的辉石和铬尖晶石等。

在镜下可以观察到薄壳状纯橄岩中的橄榄石一般都颗粒较大(>5mm)(图 6a),个别甚至可以达到 10mm 以上。橄榄石的边缘不规则,发育扭折带和波状消光。在橄榄石和斜方辉石之间有颗粒细小的橄榄石(图 6b),粒度小于 0.1mm。

4 矿物成分特征

电子探针数据是在东华理工大学核资源与环境教育部重点实验室完成,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/T15617-2002)进行。仪器工作条件:加速电压 15kV,探针束流 20nA,束斑直径 1μm,峰值计数时间设定为 20s,背景计数时间设定为 10s。

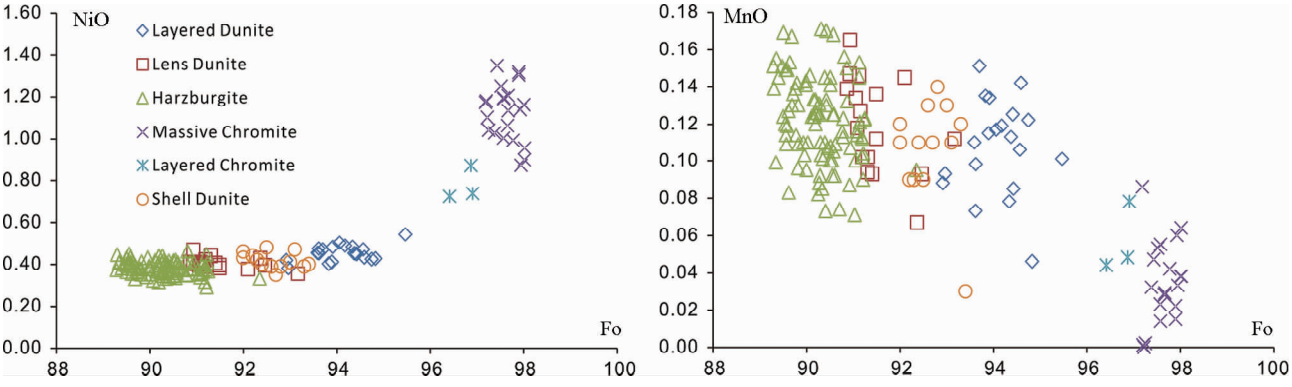

图 7 罗布莎蛇绿岩橄榄石成分图解

薄壳状纯橄岩数据引自徐向珍,2009

Fig. 7 Diagrams of olivine of Luobusha ophiolite

表 1 罗布莎蛇绿岩厚层状纯橄岩、透镜状纯橄岩、薄壳状纯橄岩、方辉橄榄岩和铬铁矿中代表性橄榄石化学成分电子探针分析结果(wt%)

Table 1 Electron microprobe analyses of parts of olivines from the layered dunite, lens dunite, dunite shell, harzburgite and chromite of Luobusha ophiolite(wt%)

样品号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	NiO	Total	Fo
厚层状纯橄岩													
08Y-121.5	41.45	0.00	0.00	0.02	6.65	0.13	50.66	0.02	0.01	0.01	0.52	99.48	93.14
08Y-125.2	41.52	0.03	0.00	0.02	6.92	0.09	50.39	0.08	0.00	0.00	0.43	99.48	92.85
08Y-127.4	41.47	0.02	0.00	0.00	6.25	0.10	51.17	0.02	0.02	0.00	0.45	99.49	93.59
08Y-129.2	42.96	0.04	0.00	0.02	5.25	0.06	51.45	0.05	0.00	0.00	0.43	100.27	94.59
36 个数据的平均值	41.71	0.01	0.00	0.03	6.19	0.10	50.90	0.04	0.01	0.01	0.45	99.44	93.61
透镜状纯橄岩													
08Y-133.4	41.11	0.02	0.00	0.03	8.22	0.11	49.59	0.09	0.00	0.00	0.38	99.56	91.49
08Y-133.5	40.79	0.02	0.00	0.49	7.27	0.09	50.07	0.17	0.03	0.00	0.40	99.32	92.47
08Y-136.2	41.98	0.01	0.00	0.00	8.64	0.12	49.51	0.01	0.01	0.01	0.41	100.70	91.09
08Y-136.3	41.08	0.00	0.00	0.00	8.70	0.15	48.89	0.03	0.00	0.00	0.40	99.25	90.92
13 个数据的平均值	41.28	0.01	0.00	0.07	8.21	0.12	49.56	0.07	0.01	0.00	0.41	99.74	91.50
薄壳状纯橄岩(数据来自徐向珍,2009)													
07Y-240-2	40.87	0.00	0.03	0.02	7.56	0.09	51.79	0.00	0.04	0.00	0.48	100.88	92.5
07Y-240-5	40.64	0.01	0.00	0.02	7.77	0.09	51.36	0.00	0.01	0.01	0.44	100.37	92.2
07Y-240-8	40.66	0.00	0.03	0.01	6.83	0.13	51.46	0.02	0.03	0.00	0.41	99.58	93.0
07Y-243-1	40.80	0.02	0.01	0.03	6.72	0.12	52.35	0.04	0.00	0.01	0.39	100.49	93.3
13 个数据的平均值	40.85	0.01	0.01	0.01	7.32	0.11	51.59	0.02	0.02	0.01	0.42	100.37	92.6
方辉橄榄岩													
08Y-128.8	40.83	0.04	0.00	0.00	10.06	0.11	48.40	0.00	0.00	0.00	0.45	99.89	89.56
08Y-130.7	41.52	0.01	0.00	0.00	9.07	0.11	49.13	0.01	0.02	0.01	0.38	100.26	90.62
08Y-132.6	41.59	0.00	0.04	0.03	9.06	0.13	48.90	0.02	0.01	0.00	0.38	100.15	90.59
08Y-135.1	41.70	0.03	0.00	0.01	9.93	0.13	48.45	0.01	0.01	0.00	0.39	100.66	89.69
94 个数据的平均值	41.29	0.01	0.01	0.02	9.35	0.12	48.88	0.01	0.01	0.01	0.38	100.07	90.31
厚层状纯橄岩铬铁矿石中的橄榄石													
08Y-120.1	41.96	0.03	0.02	0.00	3.01	0.05	52.35	0.01	0.00	0.00	0.87	98.30	96.87
08Y-120.2	42.05	0.00	0.00	0.36	2.95	0.08	51.85	0.01	0.01	0.00	0.74	98.05	96.91
08Y-120.3	41.59	0.00	0.00	0.40	3.45	0.04	52.04	0.02	0.02	0.01	0.72	98.30	96.41
3 个数据的平均值	41.87	0.01	0.01	0.25	3.14	0.06	52.08	0.01	0.01	0.00	0.78	98.21	96.73
薄壳状纯橄岩铬铁矿石中的橄榄石													
08Y-147.1	42.90	0.00	0.00	0.20	2.36	0.02	53.10	0.01	0.01	0.00	1.00	99.60	97.57
08Y-148.2	42.68	0.02	0.00	0.14	2.00	0.03	53.34	0.04	0.00	0.00	0.87	99.12	97.94
08Y-150.1	43.01	0.00	0.00	0.53	2.03	0.06	53.73	0.02	0.00	0.00	1.14	100.53	97.92
08Y-154.4	42.12	0.00	0.00	0.27	2.66	0.00	52.78	0.01	0.01	0.00	1.04	98.90	97.25
21 个数据的平均值	42.55	0.01	0.00	0.33	2.30	0.03	53.24	0.01	0.01	0.00	1.12	99.60	97.64

4.1 橄榄石

分析了厚层状纯橄岩中 17 个粗粒的橄榄石和 19 个细粒的橄榄石。两者的成分相似,Fo 平均值分别为 93.5 和 93.6(表 1)。橄榄石的 SiO_2 40.76% ~ 42.96%, MgO 50.09% ~ 52.61%, NiO(0.38% ~ 0.52%), MnO 0.03% ~ 0.15%, CaO < 0.12%,橄榄石 Fo 93 ~ 95,平均 94(图 7)。

透镜状纯橄岩中,分析了 13 个橄榄石(表 1)。橄榄石的 SiO_2 40.93% ~ 41.98%, MgO 48.51% ~ 50.04%, NiO 0.38% ~ 0.47%, MnO 0.09% ~ 0.17%, CaO < 0.13%,橄榄石 Fo 91 ~ 92,平均值 91.2(图 7)。

对薄壳状纯橄岩也分析了 13 个橄榄石(表 1,引用自徐

向珍(2009))。橄榄石的 SiO_2 40.53% ~ 41.10%，MgO 51.06% ~ 52.35%，NiO 0.35% ~ 0.48%，MnO 0.03% ~ 0.14%，CaO < 0.07%，橄榄石 Fo 92 ~ 93，平均值 92.6(图 7)。

方辉橄榄岩中分析了 94 个橄榄石(表 1)。橄榄石的 SiO_2 39.79% ~ 42.18%，MgO 47.63% ~ 51.06%，NiO 0.29% ~ 0.46%，MnO 0.07% ~ 0.17%，CaO < 0.04%，橄榄石 Fo 89 ~ 92，平均值 90.3(图 7)。

厚层状纯橄岩的铬铁矿石中分析了 3 个橄榄石(表 1)。橄榄石的 SiO_2 41.59% ~ 42.05%，MgO 51.85% ~ 52.35%，NiO 0.72% ~ 0.87%，MnO 0.04% ~ 0.08%，CaO < 0.02%，橄榄石 Fo 96 ~ 97，平均值 96.7(图 7)。

薄壳状纯橄岩的块状铬铁矿石中分析了 21 个橄榄石(表 1)。橄榄石的 SiO_2 41.85% ~ 43.03%，MgO 52.60% ~ 54.16%，NiO 0.87% ~ 1.35%，MnO 0.00% ~ 0.09%，CaO < 0.04%，橄榄石 Fo 97 ~ 98，平均值 97.6(图 7)。

对比三类产出的纯橄岩中橄榄石，具有以下特点：

厚层状纯橄岩、薄壳状纯橄岩和透镜状纯橄岩中的橄榄石成分具有明显的差别，Fo 平均值依次为 93.6，92.6 和 91.5；三类纯橄岩中橄榄石的 NiO 含量十分接近，均在 0.4 ~ 0.5 之间，与 Fo 值显示一个斜率较低的正相关(图 7)；MnO 的含量也有相同的变化区间，在 0.07% 和 0.16% 之间，MnO 的含量与 Fo 有一个负相关趋势(图 7)。

浸染状铬铁矿石中的橄榄石 Fo 值(96 ~ 97)比容矿的厚层状纯橄岩中的橄榄石的高(Fo 值 93 ~ 95)，但两者成分相近；块状铬铁矿中的橄榄石 Fo 值 (97 ~ 98)高于薄壳状纯橄岩中的橄榄石 Fo 值(92 ~ 93)，两者成分相差很大，虽然空间产出上它们相连，但成分的差别表明它们的物质来源或成因上存在不同。

方辉橄榄岩中橄榄石与透镜状纯橄岩中橄榄石的 Fo 值重叠，但低于其他的两类纯橄岩的橄榄石 Fo 值，可以认为方辉橄榄岩与其中产出的透镜状纯橄岩在成分上相关。

地幔橄榄岩中透镜状纯橄岩的 Fo 值在 91 左右，与 Coleman(1977)指出的 MOR 型蛇绿岩的地幔橄榄岩中 Fo 值(89 ~ 91)相符；而厚层状纯橄岩中橄榄石的 Fo 值集中在 94 左右，不同与蛇绿岩堆晶岩中橄榄石 Fo 值(一般小于 90)(Coleman，1977)。

4.2 单斜辉石

作者分别分析了厚层状纯橄岩中 3 个单斜辉石，透镜状纯橄岩中 15 个单斜辉石，薄壳纯橄岩伴生的铬铁矿石中 10 个单斜辉石和方辉橄榄岩中 59 个单斜辉石化学成分；并引用了徐向珍(2009)的薄壳状纯橄岩中 7 个单斜辉石数据，代表性的数据列入表 2。

结果表明，厚层状纯橄岩中单斜辉石的 Al_2O_3 0.47% ~ 0.85%，平均 0.64%；Cr_2O_3 0.19% ~ 0.38%，平均 0.27%；Na_2O 0.06% ~ 0.09%，平均值 0.08%；TiO_2 0.09% ~ 0.10%，平均值 0.09%；$Mg^{\#}$ 值 95 ~ 97，平均 96(图 8)。端元组分计算表明为透辉石，Wo = 51 ~ 52，En = 47，Fs = 2(图 9)。

透镜状纯橄岩中单斜辉石的 Al_2O_3 1.31% ~ 2.10%，平均 1.62%；Cr_2O_3 0.42% ~ 0.95%，平均 0.61%；Na_2O 0.04% ~ 0.15%，平均值 0.10%；TiO_2 0.00% ~ 0.10%，平均值 0.06%；$Mg^{\#}$ 值 94 ~ 96，平均 95(图 8)，属透辉石，Wo = 49 ~ 52，En = 46 ~ 49，Fs = 2 ~ 3(图 9)。

薄壳状纯橄岩的 Al_2O_3 0.20% ~ 1.12%，平均 0.75%，与厚层状纯橄岩的单斜辉石较为接近，但比透镜状纯橄岩的单斜辉石低；Cr_2O_3 0.05% ~ 0.73%，平均 0.44%；Na_2O 0.10% ~ 0.23%，平均值 0.19%；TiO_2 0.00% ~ 0.06%，平均值 0.03%；$Mg^{\#}$ 值 95 ~ 97，平均 96(图 8)。矿物计算表明为透辉石，Wo = 47 ~ 51，En = 48 ~ 50，Fs = 2(图 9)。

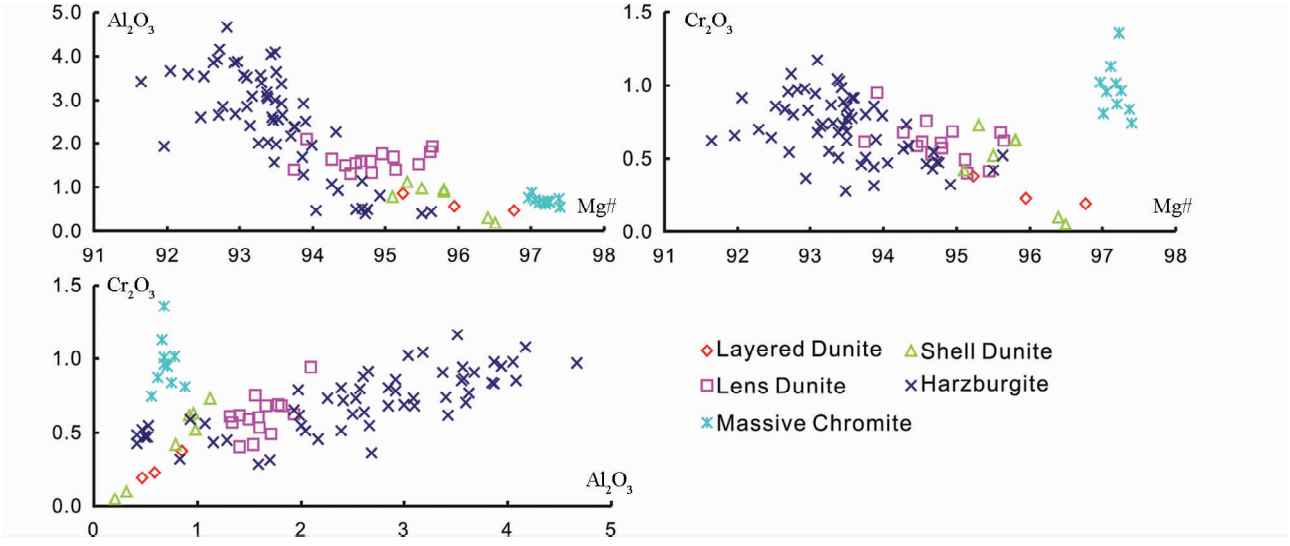

图 8 罗布莎蛇绿岩单斜辉石成分图解

Fig. 8 Diagrams of clinopyxenes of Luobusha ophiolite

表 2 罗布莎蛇绿岩厚层状纯橄岩、透镜状纯橄岩、薄壳状纯橄岩、方辉橄榄岩和铬铁矿中代表性单斜辉石电子探针数据(wt%)

Table 2 Electron microprobe analyses of parts of clinopyroxenes from the layered dunite, lens dunite, dunite shell, harzburgite and chromite of Luobusha Ophiolite(wt%)

样品号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Total	$Mg^{\#}$
厚层状纯橄岩												
08Y-121.1	53.75	0.10	0.47	0.19	1.01	0.01	16.89	25.98	0.06	0.00	98.51	96.8
08Y-121.2	54.13	0.10	0.85	0.38	1.50	0.01	16.82	25.46	0.09	0.00	99.38	95.2
08Y-121.3	54.46	0.09	0.58	0.23	1.27	0.00	16.81	25.80	0.09	0.00	99.41	95.9
3 个数据的平均值	54.11	0.09	0.64	0.27	1.26	0.01	16.84	25.74	0.08	0.00	99.10	96.0
透镜状纯橄岩												
08Y-133.3	53.36	0.10	1.59	0.61	1.63	0.04	16.67	25.38	0.15	0.01	99.58	94.8
08Y-133.4	53.47	0.07	1.54	0.42	1.39	0.02	16.39	25.59	0.13	0.00	99.04	95.5
08Y-136.3	53.76	0.02	1.50	0.59	1.77	0.05	16.93	23.81	0.06	0.00	98.53	94.5
08Y-136.4	53.50	0.00	1.41	0.62	2.06	0.08	17.32	24.25	0.07	0.00	99.35	93.7
15 个数据的平均值	53.76	0.06	1.62	0.61	1.65	0.04	16.76	25.10	0.10	0.01	99.78	94.8
薄壳状纯橄岩(数据来自徐向珍,2009)												
07y-240-1-8	53.82	0.04	0.79	0.42	1.68	0.07	18.15	23.48	0.21	0.05	98.79	95.1
07y-243.3	54.14	0.03	0.31	0.10	1.20	0.03	17.60	25.92	0.17	0.00	99.60	96.4
07y-240-4.3	53.97	0.00	0.98	0.52	1.51	0.11	18.04	24.37	0.23	0.03	99.80	95.5
07y-240-5.1	53.35	0.06	0.96	0.63	1.40	0.03	17.82	24.95	0.21	0.08	99.55	95.8
7 个数据的平均值	53.78	0.03	0.75	0.44	1.42	0.05	17.96	24.70	0.19	0.03	99.41	95.8
方辉橄榄岩												
08Y-131.2	53.39	0.10	1.93	0.66	2.54	0.08	16.30	24.47	0.03	0.02	99.56	92.0
08Y-135.5	52.35	0.17	3.67	0.91	2.45	0.10	15.93	23.81	0.14	0.00	99.59	92.1
08Y-137.7	52.39	0.14	3.10	0.68	2.03	0.10	16.01	24.51	0.07	0.02	99.13	93.4
08Y-139.5	52.91	0.09	2.84	0.80	2.36	0.08	16.93	23.46	0.17	0.00	99.74	92.8
59 个数据的平均值	53.14	0.11	2.52	0.7	2.06	0.07	16.61	24.23	0.11	0.01	99.63	93.5
薄壳状纯橄岩铬铁矿石中的单斜辉石												
08Y-145.2	55.25	0.06	0.68	1.01	0.91	0.03	17.48	24.26	0.21	0.00	99.99	97.2
08Y-145.4	55.26	0.08	0.71	0.96	0.94	0.04	17.39	24.17	0.18	0.00	99.84	97.1
08Y-145.6	55.40	0.05	0.62	0.87	0.90	0.04	17.43	24.32	0.22	0.00	99.95	97.2
08Y-145.8	55.14	0.05	0.88	0.81	0.96	0.00	17.41	24.35	0.18	0.00	99.89	97.0
10 个数据的平均值	55.51	0.06	0.70	0.97	0.91	0.03	17.53	24.29	0.20	0.00	100.30	97.2

方辉橄榄岩中单斜辉石的 Al_2O_3 0.42% ~4.67%,平均 2.52%,为所有单斜辉石中最高,并且成分区间变化大;Cr_2O_3含量也有很大变化区间,为 0.28% ~1.17%,平均 0.70%;Na_2O 0.01% ~0.24%,平均值 0.11%;TiO_2 0.00% ~0.27%,平均值 0.11%;$Mg^{\#}$值 92~96,平均 94(图 8)。矿物为透辉石和普通辉石,Wo=46~51,En=46~50,Fs=2~5(图 9)。

块状铬铁矿矿石中单斜辉石的成分变化最小,Al_2O_3 0.55% ~0.88%,平均 0.70%;Cr_2O_3 含量最高,变化期间为 0.75% ~1.36%,平均 0.97%;Na_2O 0.17% ~0.23%,平均值 0.20%;TiO_2 0.01% ~0.08%,平均值 0.06%;$Mg^{\#}$值区间 97~97.4,为所有单斜辉石中最高(图 8)。矿物为透辉石,Wo=49~50,En=49~50,Fs=1~2(图 9)。

根据单斜辉石的 $Mg^{\#}$值,与 Cr_2O_3 和 Al_2O_3 含量所作的变异图解(图 8),罗布莎不同岩石中的单斜辉石具有如下特征。

厚层状纯橄岩与薄壳状纯橄岩的单斜辉石成分较为接近,$Mg^{\#}$值均很高(95~97,平均 96),并且均有低含量的 Al_2O_3(<1%)和 Cr_2O_3(<0.7%)。两者有一个线性的变化趋势,即随 $Mg^{\#}$值的增高,Al_2O_3 和 Cr_2O_3 的含量降低。

透镜状纯橄岩中的单斜辉石 $Mg^{\#}$值较前两者略低(平均 95),但有略高含量的 Al_2O_3(1.31% ~2.10%)和 Cr_2O_3(0.42% ~0.95%)。

块状铬铁矿中单斜辉石的特征与其他产出的单斜辉石不同,首先是它的 $Mg^{\#}$值最高,均>97。其它的单斜辉石高 $Mg^{\#}$值时,Cr_2O_3 含量低,但铬铁矿中的单斜辉石 $Mg^{\#}$值和 Cr_2O_3 含量均很高,与它们的变化趋势明显不同。说明其变化自成体系,可能反映成因环境的不同。

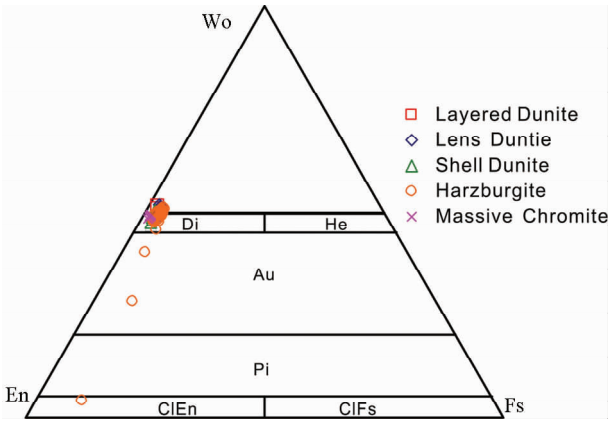

图 9 罗布莎蛇绿岩单斜辉石成分

Layered Dunite-厚层状纯橄岩; Lens Duntie-透镜状纯橄岩; Harzburgite-方辉橄榄岩; Massive Chromite-块状铬铁矿; Shell Dunite-薄壳状纯橄岩. Di-透辉石; He-钙铁辉石; Au-普通辉石; Pi-易变辉石; ClEn-斜顽辉石; ClFs-斜铁辉石（据 Morimoto *et al.*, 1988）

Fig. 9 Diagrams of clinopyxenes of Luobusha ophiolite

图中方辉橄榄岩中的单斜辉石有一个很大的成分区间，涵盖了透镜状纯橄岩的单斜辉石，两者存在线性的变化趋势，但与厚层状和薄壳状的线性的斜率有区别。方辉橄榄岩中单斜辉石的成分端元和不同的斜率说明有自己的变化规律。Coleman(1977)较早注意到 Cr_2O_3 含量在透镜状纯橄岩和方辉橄榄岩中实际上是铬尖晶石的一个函数，即 Cr_2O_3 和 Al_2O_3 的含量呈一个正相关关系，即随着 Al 含量的增大，Cr 含量也随之变大。研究表明，罗布莎的方辉橄榄岩成分也记录了早期的 MOR 构造背景的部分熔融和 SSZ 构造背景的叠加改造(徐向珍，2009)。

由上可见，三类纯橄岩中厚层状纯橄岩和薄壳状纯橄岩的单斜辉石成分十分接近，说明两者可能存在成因方面的联系。但透镜状纯橄岩的单斜辉石成分与前两者不同，而是落入方辉橄榄岩中的单斜辉石成分区间之内，也表明两者可能有着相同的成因。而薄壳状纯橄岩中的单斜辉石成分与其他岩石中的均不相同，暗示其成因上的差异。

4.3 铬尖晶石

通常认为，铬尖晶石作为副矿物，其化学成分变化可以用来判断其母岩成因，不同亏损程度的地幔橄榄岩中铬尖晶石的 $Cr^{\#}$值(=100xCr/(Cr + Al))可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，$Cr^{\#}$值随着地幔岩部分熔融程度的增高而增大(Dick and Bullen，1984)。

作者分别分析了厚层状纯橄岩、透镜状纯橄岩、方辉橄榄岩和厚层状纯橄岩中伴生的铬铁矿石以及薄壳纯橄岩伴生的铬铁矿石中的铬尖晶石 71 个、12 个、65 个、14 个和 71 个，并引用了徐向珍(2009)薄壳状纯橄岩的 11 个铬尖晶石数据，其中代表性的数据列入表 3。

分析表明，厚层状纯橄岩中的铬尖晶石的成分特征为低铝高铬，Al_2O_3 10.12% ~ 16.06%，平均 11.25%；Cr_2O_3 50.81% ~58.58%，平均56.32%；FeO 16.86% ~25.26%，平均20.55%；MgO 9.11% ~13.44%，平均 11.97%；$Mg^{\#}$ 39 ~58，平均51；$Cr^{\#}$ 68 ~79，平均77。

薄壳状纯橄岩中铬尖晶石的成分也为低铝高铬，Al_2O_3 10.32% ~17.10%，平均 14.22%；Cr_2O_3 50.00% ~58.07%，平均 52.51%；FeO 18.72% ~29.01%，平均 21.16%；MgO 7.89% ~11.94%，平均 10.70%；$Mg^{\#}$ 39 ~57，平均52；$Cr^{\#}$ 66 ~77，平均71。

与前两类纯橄岩相比，透镜状纯橄岩中铬尖晶石相对高铝低铬，Al_2O_3 21.59% ~ 23.98%，平均 23.00%；Cr_2O_3 42.74% ~45.06%，平均44.07%；FeO 17.92% ~20.65%，平均19.31%；MgO 12.02% ~13.72%，平均12.85%；$Mg^{\#}$ 52 ~58，平均54；$Cr^{\#}$ 55 ~58，平均56。

方辉橄榄岩中铬尖晶石有一个很大的铝和铬的成分变化区间，Al_2O_3 9.13% ~ 44.33%，平均 27.11%；Cr_2O_3 22.89% ~58.46%，平均40.04%；FeO 14.70% ~25.22%，平均19.93%；MgO 7.48% ~17.09%，平均12.37%；$Mg^{\#}$ 35 ~67，平均52.0；$Cr^{\#}$ 26 ~81，平均51.2。

厚层状纯橄岩中铬铁矿石为低铝高铬，Al_2O_3 9.75% ~10.18%，平均 9.98%；Cr_2O_3 58.24% ~ 60.44%，平均59.47%；FeO 16.51% ~17.37%，平均16.90%；MgO13.49% ~14.08%，平均13.69%；$Mg^{\#}$ 58 ~60，平均59；$Cr^{\#}$平均80(79.6 ~80.5)。

薄壳状纯橄岩中的块状铬铁矿石也为低铝高铬，Al_2O_3 10.12% ~12.11%，平均10.73%；Cr_2O_3 58.79% ~62.16%，平均60.67%；FeO 12.18% ~14.56%，平均12.88%；MgO 13.68% ~16.45%，平均15.27%；$Mg^{\#}$ 63 ~70，平均68；$Cr^{\#}$ 77 ~80，平均79。与前者成分相近。

上述铬尖晶石的成分可以概述为以下几个特征：

厚层状纯橄岩中的铬尖晶石均为高铬型铬尖晶石($Cr^{\#}$ 68 ~79)，镁值有一个较大的变化区间($Mg^{\#}$ 39 ~58)；其中产出的浸染状铬铁矿的成分变化小，$Cr^{\#}$ 79.6 ~80.5，$Mg^{\#}$ 58 ~60；表明两者不仅在空间紧密相邻，而且它们的物质来源和成因也有一定的相关性。

薄壳状纯橄岩中的铬尖晶石的成分也属于高铬型，$Cr^{\#}$ 66 ~77，和较大变化的 $Mg^{\#}$值 39 ~57，成分区间与厚层状纯橄岩的铬尖晶石几乎一致，结合两者的橄榄石和单斜辉石成分的相似性，认为两者可能有成因上的联系。

与之不同的是，薄壳状纯橄岩和薄壳状纯橄岩中的块状铬铁矿石在空间上是伴生关系，但它们的铬尖晶石成分区间差别显著。前者 $Mg^{\#}$ 39 ~57，平均 51.8，$Cr^{\#}$ 66 ~77，平均71.3；后者 $Mg^{\#}$ 63 ~70，平均67.9，$Cr^{\#}$ 77 ~80，平均79.1。尤其两者的 $Mg^{\#}$值不相连，类似的差别在前述的橄榄石和单斜辉石中也存在。

透镜状纯橄岩中的铬尖晶石成分特征为高铝低铬，与上

表 3 罗布莎蛇绿岩厚层状纯橄岩、透镜状纯橄岩、薄壳状纯橄岩、方辉橄榄岩和铬铁矿中代表性铬尖晶石电子探针数据(wt%)

Table 3 Electron microprobe analyses of parts of Cr-spinels from the layered dunite, lens dunite, dunite shell, harzburgite and chromite of Luobusha ophiolite(wt%)

样品号	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	Total	$Mg^{\#}$	$Cr^{\#}$
厚层状纯橄岩									
08Y-121.4	0.18	14.87	52.13	20.45	0.32	12.09	100.20	51.3	70.2
08Y-121.7	0.22	13.24	53.92	21.10	0.41	11.79	100.75	49.9	73.2
08Y-123.2	0.25	10.39	57.11	19.29	0.32	12.03	99.51	52.7	78.7
08Y-124.1	0.23	11.16	57.33	18.31	0.30	13.27	100.74	56.4	77.5
71 个数据的平均值	0.24	11.25	56.32	20.55	0.36	11.97	100.82	51.0	77.1
透镜状纯橄岩									
08Y-133.2	0.09	22.67	43.67	19.94	0.26	13.59	100.38	54.9	56.4
08Y-133.4	0.11	23.03	44.13	17.92	0.28	13.72	99.32	57.7	56.2
08Y-136.1	0.10	22.90	44.50	18.46	0.31	12.44	98.85	54.6	56.6
08Y-136.4	0.11	23.48	44.36	18.67	0.29	12.36	99.36	54.1	55.9
12 个数据的平均值	0.12	23.00	44.07	19.31	0.29	12.85	99.76	54.2	56.2
薄壳状纯橄岩(数据来自徐向珍,2009)									
07Y-247.7	0.14	10.32	51.25	29.01	0.44	7.89	98.95	39.4	76.9
07Y-406.8	0.08	13.00	51.60	23.83	0.40	9.80	98.60	48.2	72.7
07Y-243.6	0.23	12.27	58.07	18.85	0.34	11.25	100.83	53.9	76.0
07Y-240-1-2	0.11	16.96	50.06	19.06	0.31	11.51	97.79	55.4	66.4
11 个数据的平均值	0.13	14.22	52.51	21.16	0.36	10.70	98.93	51.8	71.3
方辉橄榄岩									
08Y-130.5	0.09	36.88	31.42	17.08	0.19	15.24	101.02	61.4	36.4
08Y-135.7	0.12	43.04	23.66	15.92	0.21	16.20	99.45	64.5	26.9
08Y-140.4	0.08	9.73	57.45	24.69	0.43	7.65	100.14	35.6	79.8
08Y-141.2	0.12	9.79	56.08	24.62	0.38	7.77	98.94	36.0	79.4
65 个数据的平均值	0.08	27.11	40.04	19.93	0.30	12.37	99.99	52.0	51.2
厚层状纯橄岩铬铁矿石中的铬尖晶石									
08Y-120.2	0.22	9.84	60.44	16.77	0.29	13.50	101.24	58.9	80.5
08Y-120.4	0.25	9.94	59.85	16.99	0.25	13.52	100.87	58.7	80.2
08Y-120.7	0.13	10.06	59.77	17.24	0.28	13.61	101.19	58.5	79.9
08Y-120.11	0.16	9.90	59.39	17.03	0.29	13.58	100.56	58.7	80.1
14 个数据的平均值	0.20	9.98	59.47	16.90	0.28	13.69	100.66	59.1	80.0
薄壳状纯橄岩铬铁矿石中的铬尖晶石									
08Y-145.4	0.20	10.49	61.83	12.48	0.28	15.61	101.13	69.0	79.8
08Y-145.12	0.18	10.23	61.24	12.38	0.27	15.93	100.42	69.6	80.1
08Y-146.6	0.26	10.88	61.95	12.25	0.24	15.51	101.36	69.3	79.2
08Y-148.4	0.27	10.34	61.80	12.68	0.26	15.58	101.04	68.7	80.0
71 个数据的平均值	0.22	10.73	60.67	12.88	0.25	15.27	100.21	67.9	79.1

述的厚层状、薄壳状纯橄岩中的铬尖晶石成分区间区别很大。但与方辉橄榄岩中的铬尖晶石的成分重叠,不同的是后者有一个宽泛的变化区间(图 10)。铬尖晶石的特征与前述的橄榄石和单斜辉石的特征十分相似,说明两者成因上的联系。方辉橄榄岩的铬尖晶石 $Cr^{\#}$值连续变化于 26 ~ 81 之间,说明地幔橄榄岩中铬尖晶石的部分熔融程度存在着不一致的现象。

Leblanc *et al.* (1980)认为世界上大多数阿尔卑斯型超镁铁岩的副矿物铬尖晶石具有 $Cr^{\#}$值随 $Mg^{\#}$值升高而降低的特点。图 10 也证实了这个观点,说明铬尖晶石的 $Mg^{\#}$范围有限,铬尖晶石的成分主要受到 Cr/Al 比值的控制(Coleman, 1977)。Dick and Bullen(1984)曾经将阿尔卑斯型橄榄岩的副矿物铬尖晶石的 $Cr^{\#}$值分为三类:第一类 $Cr^{\#}<60$,第三类 $Cr^{\#}>60$,第二类属过渡类型,$Cr^{\#}$变化大,包含第一类和第三类的整个区间。第一类相当于深海橄榄岩,部分熔融程度低;第三类相当于岛弧环境,部分熔融程度高;第二类属于复合的来源环境。他们的分类虽然过于简单,可能会抹杀了一些细节变化,尤其,铬铁矿的成分变化和成因探讨,但至少表明类似的成因探讨是存在的,并且被一些人认可。

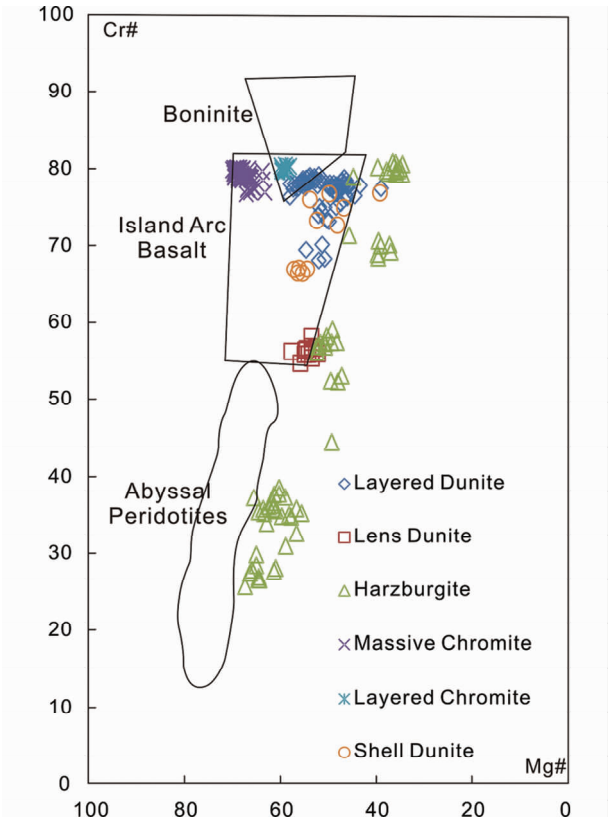

图 10 罗布莎蛇绿岩铬尖晶石 $Mg^{\#}$-$Cr^{\#}$ 图解(据 Dick and Bullen, 1984)

[$Mg^{\#} = 100 \times MgO/(MgO + FeO)$; $Cr^{\#} = 100 \times Cr_2O_3/(Cr_2O_3 + Al_2O_3)$]

Fig. 10 $Mg^{\#}$-$Cr^{\#}$ diagrams of chrome spinel of Luobusha ophiolite (after Dick and Bullen, 1984)

5 岩石地球化学特征

作者完成了 12 件岩石样品的主量元素、稀土元素和微量元素的全分析,其中厚层状纯橄岩 3 件,透镜状纯橄岩 2 件,方辉橄榄岩 7 件;另有 4 件薄壳状纯橄岩的分析数据引自徐向珍(2009)。分析由国土资源部国家地质测试中心完成。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%。岩石样品化学成分、微量元素和稀土元素的分析结果(原始数据)列于表 4 中。

由于经受蛇纹石化的程度不同,香卡山厚层状纯橄岩的烧失量变化于 3.51% ~10.76% 之间,透镜状纯橄岩的烧失量为 3.49% ~17.59%,薄壳状纯橄岩的烧失量为 1.78% ~5.52%。经去挥发分标准化后,厚层状纯橄岩,SiO_2 的含量为 40.26% ~41.03%,MgO 含量 48.68% ~50.95%,Cr_2O_3 的含量 0.45% ~1.74%,NiO 的含量 0.37% ~0.42%;透镜状纯橄岩,SiO_2 的含量为 37.90% ~44.22%,MgO 含量变化于 43.33% ~46.78%,Cr_2O_3 的含量 0.49% ~5.79%,NiO 的含量 0.29% ~0.38%;薄壳状纯橄岩,SiO_2 的含量为 40.71% ~42.75%,MgO 含量 47.74% ~52.54%,NiO 的含量 0.25% ~0.41%。岩石化学成分反映厚层状纯橄岩和薄壳状纯橄岩的成分类似,较透镜状纯橄岩相对更加富镁。

考虑到有部分的岩石遭受了严重的蚀变,Rb、Sr、Ba 和 U 等元素通常会受蛇纹石化作用的影响;另一方面,Nb、Ta、Th 和 Hf 的低含量会影响到分析的精度,所以选择相对含量较高的微量元素 Zr、Y、Yb、Cr、Ni 和 V 等元素用于讨论。

在 MgO 和微量元素的丰度投影图上,Ni 和 MgO 呈正相关,而 V 和 MgO 为负相关,说明它们的变化和岩石中尖晶石和橄榄石的含量有关(Dick and Bullen, 1984)。透镜状纯橄岩的 Zr、Y 和 Yb 的含量很低且变化区间小,说明经部分熔融后参与地幔岩岩石的不相容元素变化程度小,岩石的亏损程度高(图 11)。此外,厚层状纯橄岩和薄壳状纯橄岩的成分在图中变化一致。

厚层状纯橄岩和透镜状纯橄岩的原始地幔标准化稀土蛛网图见图 12。罗布莎三类纯橄岩的 REE 分布模式和 Jaques *et al.* (1983)的蛇绿岩中超镁铁质堆晶岩的明显不同。厚层状纯橄岩为轻稀土弱富集型(平均 $(Ce/Yb)_N = 1.35$),这种情况一般出现在地幔岩包体中,在蛇绿岩型的岩体中很少见(Frey, 1978, 1984)。薄壳状纯橄岩微量元素原始地幔标准化蛛网图与厚层状纯橄岩的较为一致,与透镜状纯橄岩有较大差别,结合两者的矿物成分的连续性特征,认为罗布莎厚层状纯橄岩和薄壳状纯橄岩的成因关系有某种程度的类似。

方辉橄榄岩中透镜状纯橄岩的稀土分配形式也属轻稀土弱富集型(平均 $(Ce/Yb)_N = 1.38$),与方辉橄榄岩的轻稀土弱富集型可以进行对比,后者被认为是 SSZ 构造背景改造后的产物(张旗和周国庆, 2001)。前人曾根据方辉橄榄岩中出现稀土弱亏损型和轻稀土弱富集型两种类型,结合岩石中副矿物铬尖晶石分别出现低 $Cr^{\#}$ 值和高 $Cr^{\#}$ 值,认为罗布莎方辉橄榄岩记录了 MOR 和 SSZ 两种背景的构造作用(徐向珍, 2009)。除此以外,本文方辉橄榄岩的 REE 分配形式(图 12)表明,罗布莎蛇绿岩方辉橄榄岩主要是 LREE 亏损的分配形式($(La/Yb)_N = 0.12 \sim 0.79$)。

Frey(1984)指出,在地幔岩中,REE 总量低且 LREE 亏损的分配形式,是世界上典型蛇绿岩中的二辉橄榄岩和现代大洋洋底橄榄岩的分配形式。而本文透镜状纯橄岩是 LREE 弱富集型,但是这个结果却是和透镜状纯橄岩中所含的铬尖晶石的 $Cr^{\#}$ 值所暗示的 SSZ 构造环境吻合。香卡山透镜状纯橄岩的 REE 丰度为 $0.189 \times 10^{-6} \sim 0.302 \times 10^{-6}$,远远低于原始地幔值的 ∑REE 丰度,表明香卡山的地幔橄榄岩经历了一次或多次的部分熔融,导致了不相容元素的强烈亏损。

6 讨论

以上给出了罗布莎蛇绿岩中 3 个产出类型的纯橄岩,即

表 4　罗布莎蛇绿岩中厚层状纯橄岩、透镜状纯橄岩、薄壳状纯橄岩和方辉橄榄岩的岩石化学成分(主量元素:wt%;微量和稀土元素:$\times 10^{-6}$)

Table 4　Chemical composition of the layered dunite, lens dunite, shall dunite and harzburgite of Luobusha ophiolite (major elements: wt%; trace elements: $\times 10^{-6}$)

样品号	08Y-121	08Y-125	08Y-126	B478	B508	B516	07Y-247	07Y-406	08Y-133	08Y-136	B287	B293	B295	B327	07Y-429	06Y-7	08Y-130	08Y-135	08Y-137	08Y-138	08Y-139	08Y-140	08Y-141
	厚层状纯橄岩						薄壳状纯橄岩		透镜状纯橄岩						薄壳状纯橄岩		方辉橄榄岩						
SiO_2	36.55	38.54	40.00	36.24	36.58	38.72	39.35	39.17	42.68	33.13	42.80	40.60	41.78	33.20	39.93	40.39	42.19	43.33	39.95	39.67	39.32	40.94	40.96
TiO_2	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.05	0.05	0.03	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Al_2O_3	0.73	0.51	0.66	0.26	0.33	0.37	0.18	0.23	1.65	1.43	2.42	0.60	1.17	0.44	0.28	1.21	1.26	0.78	1.90	1.70	1.29	0.58	0.64
FeO^T	5.75	5.94	7.98	4.72	8.74	9.60	7.63	6.61	8.07	6.12	7.13	6.21	7.67	7.35	5.43	6.53	7.77	7.96	7.28	7.53	8.29	7.80	7.81
MgO	45.40	47.92	47.46	47.25	47.65	44.71	49.43	50.09	41.82	40.89	41.10	41.90	41.20	42.05	50.57	45.10	42.23	42.95	36.44	37.04	39.84	45.62	45.45
CaO	0.16	0.17	0.32	1.26	0.89	1.19	0.01	0.01	1.26	0.21	1.63	0.12	0.82	0.66	0.01	1.20	1.25	0.60	1.96	1.42	0.68	0.28	0.28
Na_2O	0.12	0.05	0.11	0.08	0.04	0.05	–	–	0.10	0.08	0.07	0.02	0.03	0.03	–	–	0.16	0.03	0.10	0.09	0.54	0.01	0.25
K_2O	0.02	0.01	0.01	0.08	0.03	0.12	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.06	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.08	0.02	0.05
La	0.05	0.05	0.05	0.19	0.18	0.25	0.16	0.03	0.05	0.03	0.13	0.34	0.22	0.32	0.06	0.02	0.05	0.12	0.04	0.03	0.05	0.12	0.05
Ce	0.12	0.10	0.11	0.52	0.48	0.67	0.26	0.03	0.10	0.06	0.21	0.55	0.34	0.93	0.12	0.04	0.11	0.21	0.07	0.05	0.11	0.23	0.10
Pr	0.01	0.01	0.01	0.05	0.04	0.06	0.03	0.06	0.01	0.01	0.02	0.06	0.04	0.05	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02
Nd	0.06	0.05	0.07	0.17	0.15	0.22	0.11	0.01	0.04	0.04	0.09	0.24	0.13	0.17	0.06	0.03	0.05	0.08	0.06	0.04	0.06	0.09	0.05
Sm	0.01	0.01	0.01	0.04	0.03	0.05	0.04	0.03	0.00	0.00	0.03	0.05	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01
Eu	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
Gd	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.05	0.04	0.01	0.01	0.01	0.04	0.06	0.03	0.04	0.02	0.08	0.02	0.06	0.08	0.05	0.03	0.03	0.02
Tb	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00
Dy	0.02	0.02	0.02	0.05	0.03	0.06	0.04	0.01	0.02	0.01	0.09	0.06	0.04	0.04	0.02	0.18	0.06	0.09	0.15	0.13	0.05	0.01	0.03
Ho	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.05	0.01	0.03	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01
Er	0.02	0.01	0.02	0.04	0.03	0.04	0.03	0.01	0.02	0.01	0.09	0.04	0.04	0.04	0.02	0.15	0.05	0.08	0.12	0.10	0.04	0.02	0.02
Tm	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00
Yb	0.02	0.02	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.17	0.08	0.11	0.13	0.16	0.06	0.01	0.02
Lu	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00
Rb	0.30	0.17	0.11	0.62	0.44	0.62	1.06	0.38	0.22	0.20	4.00	3.00	3.00	1.17	0.10	0.23	0.43	0.54	0.30	0.32	0.21	0.17	0.18
Ba	3.91	3.84	4.34	13.5	17.9	17.0	0.71	0.54	3.58	4.13	61.0	94.0	92.0	11.1	1.06	0.48	3.24	4.35	3.61	3.65	4.19	3.86	3.88
Th	0.02	0.02	0.02	0.11	0.06	0.09	0.19	0.02	0.04	0.02	0.08	0.28	0.08	0.03	0.02	0.00	0.04	0.05	0.01	0.01	0.02	0.05	0.02
U	0.03	0.01	0.01	0.09	0.08	0.12	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.05	0.01	0.07	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
K	166	83.0	83.0	–	–	–	249	83.0	166	166	–	–	–	–	83.0	166	249	166	249	166	664	166	415
Nb	0.07	0.05	0.05	0.96	0.48	0.75	–	–	0.05	0.05	3.00	3.00	3.00	0.30	–	–	0.06	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05
Ta	0.05	0.05	0.05	0.15	0.12	0.17	0.12	0.10	0.04	0.04	0.06	0.14	0.06	0.16	0.08	0.05	0.05	0.05	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04
Sr	32.61	9.54	9.07	3.00	3.00	4.00	0.50	0.66	8.14	8.99	5.00	5.00	4.00	2.00	0.68	0.65	7.56	9.13	9.97	8.76	10.54	12.29	8.99
Zr	0.38	0.31	0.31	0.32	0.34	0.37	0.27	0.23	0.37	0.21	0.41	0.36	0.38	0.37	0.36	0.15	0.35	0.72	0.28	0.19	0.40	0.24	0.35
Hf	0.01	0.01	0.01	3.20	2.30	1.60	0.01	0.01	0.01	0.01	0.10	0.18	0.09	4.20	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Ti	59.95	59.95	59.95	–	–	–	120	120	179.9	179.9	–	–	–	–	120.0	180.0	59.95	59.95	119.9	59.95	119.9	59.95	59.95
Y	0.13	0.09	0.12	0.14	0.17	0.16	0.60	0.11	0.14	0.07	0.03	0.04	0.04	0.03	0.14	1.22	0.36	0.62	0.84	0.77	0.32	0.12	0.14
Cr	10800	2893	3134	3853	4548	4856	2545	2781	3222	34600	3026	3293	2042	3396	2895	2835	2659	2367	2636	2469	2264	3105	3786
Ni	3010	3002	2803	2793	1496	1316	2500	2814	2162	2595	2033	2697	2616	2790	3026	2849	2044	1949	1915	1917	1977	2323	2416
V	22.43	7.73	24.06	8.00	14.00	18.00	10.90	8.37	37.55	55.19	21.00	38.00	22.00	53.00	2.30	59.70	49.70	51.21	58.80	50.53	37.77	16.16	19.53
Pb	0.35	0.71	0.33	2.30	1.40	2.30	0.04	0.02	0.34	0.61	5.00	6.50	3.20	2.70	0.20	0.21	0.30	0.54	0.25	0.30	0.43	0.41	0.37

注:薄壳状纯橄岩的数据来自徐向珍,2009

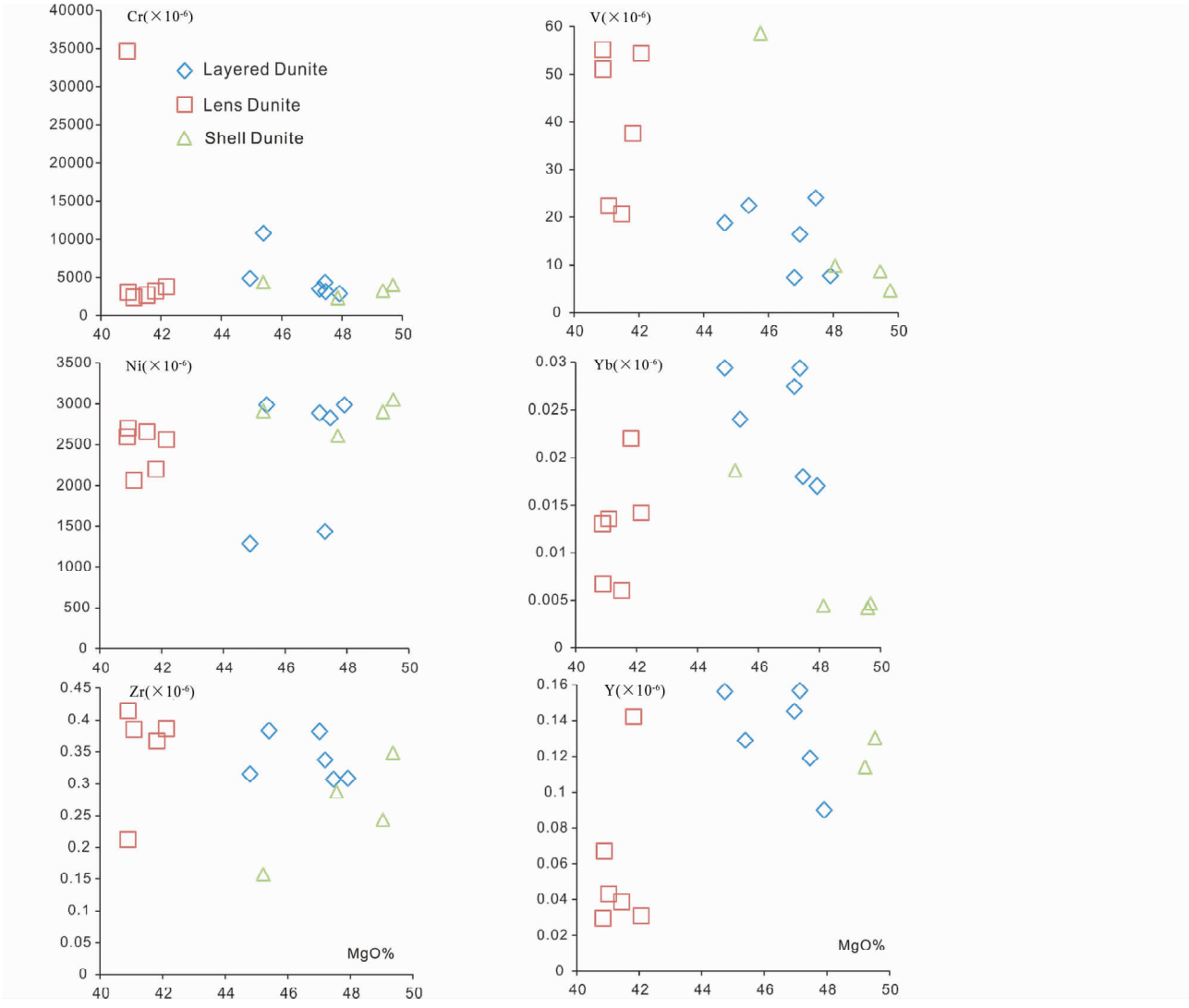

图 11 罗布莎蛇绿岩中厚层状纯橄岩、透镜状纯橄岩和薄壳状纯橄岩的成份特征

Fig. 11 MgO versus V, Ni, Cr, Zr, Y and Yb diagrams of the layered dunites, lens dunite and dunite shell of Luobusha ophiolite

厚层状纯橄岩、透镜状纯橄岩和薄壳状纯橄岩，以及与它们伴生的铬铁矿和方辉橄榄岩的矿物学和岩石地球化学特征。以下试讨论不同产出特征的纯橄岩成因，以及它们之间的成因关系。

6.1 世界上主要的蛇绿岩型堆晶纯橄岩

蛇绿岩堆晶岩通常指具有板状外形，上部一般为辉绿岩（席状岩墙），下部一般为以不整合的形式位于地幔橄榄岩之上，由一个能产生超镁铁到浅色岩层序的镁铁质岩浆，通过分离结晶作用形成的一套岩石（Coleman，1977）。但全球蛇绿岩中发育和保留纯橄岩堆晶岩的实例并不多，主要有以下几例。

土耳其的 Mersin Ophiolite 在土耳其南部的 Mersin Ophiolite 中，超基性和基性堆晶岩保存良好，岩石新鲜，大致呈南北向分布，厚度超过 3000m，堆晶岩底部是厚约 800m 的超基性堆晶岩，之上是辉长岩（厚约 2500m）。超基性堆晶岩中主要是具有补堆积（adcumulate）结构的纯橄岩和豆荚状铬铁矿，其中纯橄岩与单斜辉石橄榄岩、单斜辉石岩互层。纯橄岩的 Fo 为 88.8～89.1，平均值 88.9（Parlak *et al.*，1996）。

加拿大的 Bay of Island Ophiolite 是世界上为数不多的具有完整蛇绿岩剖面的蛇绿岩之一（Moores，1982）。Bay of Island Ophiolite 的超基性堆晶岩是由层状的纯橄岩、单斜辉石橄榄岩、二辉橄榄岩、辉石岩（websterite）和少量的铬铁矿组成，厚度约 1000m。其中纯橄岩的 Fo 为 88.4～89.9，平均值 89.3（Komor *et al.*，1985）。

巴布亚新几内亚的 Marum Ophiolite 堆晶岩的超镁铁和镁铁质序列厚 3～4km，由层状的纯橄岩、二辉橄榄岩、斜长二辉橄榄岩、辉石岩、橄榄石苏长辉长岩和苏长辉长岩等岩石组成。具有火成岩的层状结构和堆晶结构。纯橄岩的 Fo 为 78～93，平均值 88（England and Davies，1973；Jaques，

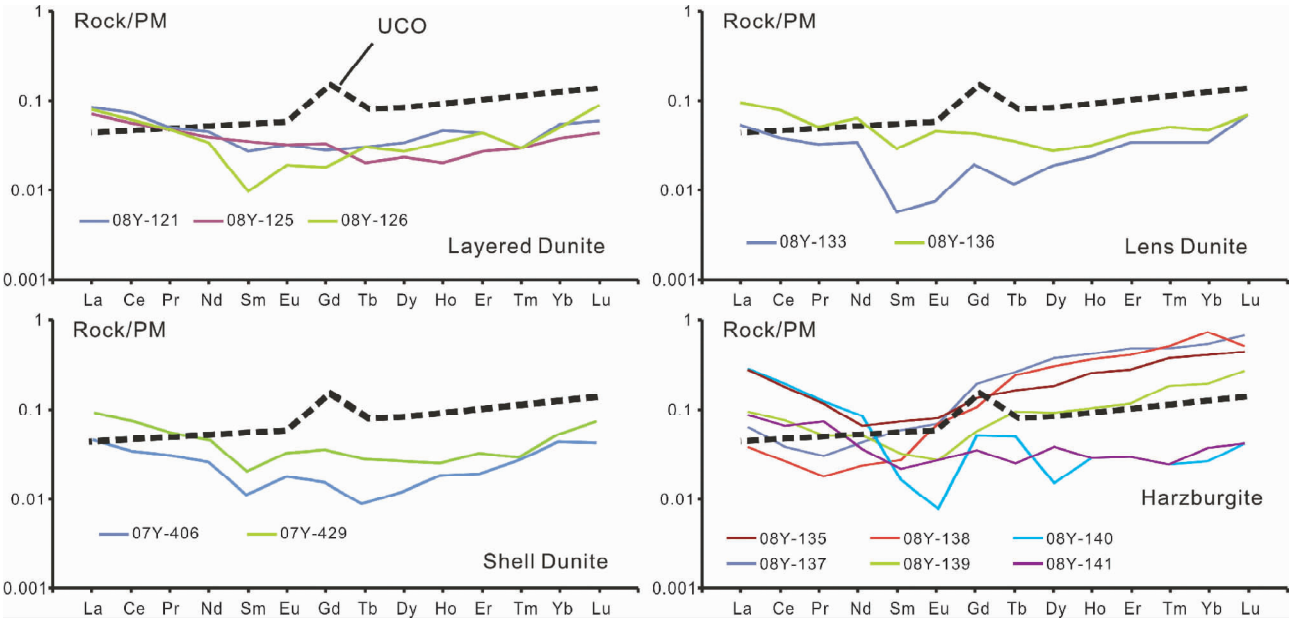

图 12 罗布莎蛇绿岩的三种纯橄岩和方辉橄榄岩的原始地幔标准化 REE 分布图

UCO-ultramafic cumulate of ophiolite(数据自 Jaques *et al.*, 1983)

Fig. 12 Primitive mantle-normalized REE patterns of three types of dunites and harzburgite of Luobusha ophiolite

1981)。

中国西准葛尔的洪古勒楞蛇绿岩 堆积杂岩相从底部含斜长石纯橄岩向上出现两层由薄层状方辉橄榄岩过渡为暗色橄长岩-浅色橄长岩的互层,再向上过渡到橄榄辉长岩层,最上部为均质块状辉长岩层,总厚度约 1600m(王恒升等,1983;白文吉等,1987)。其中暗色橄长岩和浅色橄长岩构成堆晶岩的主体,其次为含斜长石纯橄榄岩和辉长岩,其中含长纯橄岩的 Fo 为 88.02 ~ 90.91,平均 89.5(白文吉和周美付,1991)。

塞浦路斯的 Troodos Ophiolite 是世界上为数不多的有着完整层序的蛇绿岩之一。它的堆晶岩是由纯橄岩、单斜辉石橄榄岩、辉石岩、辉长岩和少量的铬铁矿组成,最底部有穿透性的变形(penetratively deformed),具有典型的堆晶结构(Richard and George,1978)。

日本的 Miyamori Ophiolite 其堆晶岩是由纯橄岩、单斜辉石橄榄岩和辉石岩等组成,具有堆晶结构。其中,纯橄岩的 Fo 为 82 ~ 89,平均 85(Kazuhito,1983)。

与上述的世界上典型蛇绿岩堆晶纯橄岩相比,罗布莎厚层状纯橄岩有明显的不同:即橄榄石的镁更高,Fo 值 93 ~ 95(平均 94),岩石中不发育堆晶杂岩和岩浆堆晶结构。

6.2 世界上不同类型的纯橄岩

罗布莎厚层状纯橄岩不同于典型的蛇绿岩型堆晶纯橄岩,但是否与其他产出的纯橄岩可以对比?为此,我们收集了世界上一些典型地区产出的不同类型纯橄岩,作为对比和讨论。

层状侵入体中的纯橄岩 层状侵入体一般产在较稳定的构造环境中,多呈岩盆、岩床状,规模由数平方千米至数万平方千米不等。岩体成层明显,具有清晰的垂直分带。上层为浅色辉长岩、斜长岩、闪长岩及花岗岩等、中层为辉长岩(苏长岩、辉长岩)、一般底层为超镁铁质岩(橄榄岩、纯橄榄岩、辉石岩等)。纯橄岩位于岩体底部,Fo 值一般在 82 ~ 94 之间(平均值 90 ~ 91)(Ringwood,1975;Challis and Lauder,1965)。

阿拉斯加型岩体的纯橄岩 阿拉斯加型岩体产于造山带,沿构造方向成群分布;岩体呈近似圆柱形,各种岩类围绕中心呈环带状分布,中心为纯橄岩或单斜辉石橄榄岩,外围为辉长岩类;纯橄岩橄榄石的 Fo 值在 84 ~ 94 之间(平均值小于 90)(Challis and Lauder,1965),但 Fo 值大于 93 的橄榄石仅在尖晶石包体中发现(Himmelberg and Loney, 1995)。

金伯利岩中的纯橄岩包体 在南非和西伯利亚均有典型的超基性岩包体,包体以二辉橄榄岩为主,纯橄岩很少,Fo 值一般在 80 左右,且此类样品的来源和成分都相对比较随机,且为不大的块状岩石(Ringwood,1975),几乎不能形成类似罗布莎蛇绿岩厚 700 ~ 1000m 的"堆晶岩体"。

喷出科马提岩 在澳大利亚西部的 Kambalda 火山岩中,有一层是由橄榄石(含铬尖晶石)所形成的堆晶状纯橄岩(MgO 含量高达 50%, Fo 值 90 ~ 94, 平均值小于 92(Donaldson *et al.*, 1986)。Lesher(1989)通过对堆晶岩的矿物学和地球化学的研究,认为堆晶状纯橄岩是由在火山喷发中所结晶的橄榄石,在科马提质岩浆的搬运下堆积而成。

以上层状岩体和阿拉斯加型岩体中的纯橄岩均为岩浆堆积成因,它们的产出特征和纯橄岩特征与罗布莎的厚层状纯橄岩显然是不同的。金伯利岩中的纯橄岩包体,不仅仅其

表 5 罗布莎蛇绿岩中厚层状纯橄岩、透镜状纯橄岩、薄壳状纯橄岩的岩石化学成分和矿物成分(wt%)

Table 5 Chemical composition and mineral composition of the layered dunite, lens dunite, shall dunite of Luobusha ophiolite(wt %)

全岩	厚层状纯橄岩			薄壳状纯橄岩			透镜状纯橄岩			块状铬铁矿			厚层状铬铁矿	
SiO_2(ave.)	36.24 ~40.00(37.77)			39.17 ~40.39(39.71)			33.20 ~42.80(39.03)			–			–	
Al_2O_3(ave.)	0.26 ~0.73(0.48)			0.18 ~1.21(0.48)			0.44 ~2.42(1.29)			–			–	
MgO(ave.)	44.71 ~47.92(46.73)			45.10 ~50.57(48.80)			40.89 ~42.05(41.43)			–			–	
FeO(ave.)	4.72 ~9.60(7.12)			5.43 ~7.63(6.55)			6.12 ~8.07(7.09)			–			–	
CaO(ave.)	0.16 ~1.26(0.67)			0.01 ~1.20(0.31)			0.12 ~1.63(0.78)			–			–	
Na_2O(ave.)	0.04 ~0.12(0.08)			–			0.02 ~0.10(0.06)			–			–	
矿物	橄榄石	单斜辉石	铬尖晶石	橄榄石	单斜辉石	铬尖晶石	橄榄石	单斜辉石	铬尖晶石	橄榄石	单斜辉石	铬尖晶石	橄榄石	铬尖晶石
SiO_2	40.76 ~42.96	–	–	40.53 ~41.10	–	–	40.93 ~41.98	–	–	41.85 ~43.03	–	–	41.59 ~42.05	–
Al_2O_3	–	0.47 ~0.85	10.12 ~16.06	–	0.20 ~1.12	10.32 ~17.10	–	1.31 ~2.10	21.59 ~23.98	–	0.55 ~0.88	10.12 ~12.11	–	9.75 ~10.18
NiO	0.38 ~0.52	–	–	0.35 ~0.48	–	–	0.38 ~0.47	–	–	0.87 ~1.35	–	–	0.72 ~0.87	–
Cr_2O_3	–	0.19 ~0.38	50.81 ~58.58	–	0.05 ~0.73	50.00 ~58.07	–	0.42 ~0.95	42.74 ~45.06	–	0.75 ~1.36	58.79 ~62.16	–	58.24 ~60.44
Fo(ave.)	93 ~95(93.6)	–	–	92 ~93(92.6)	–	–	91 ~92(91.2)	–	–	97 ~98(97.6)	–	–	96 ~97(96.7)	–
$Mg^{\#}$(ave.)	–	95 ~97(96)	39 ~58(51)	–	95 ~97(96)	39 ~57(52)	–	94 ~96(95)	52 ~58(54)	–	97 ~97.4	63 ~70(68)	–	58 ~60(59)
$Cr^{\#}$(ave.)	–	–	68 ~79(77)	–	–	66 ~77(71)	–	–	55 ~58(56)	–	–	77 ~80(79)	–	80 ~81

注:薄壳状纯橄岩的全岩数据来自徐向珍,2009

产出特征不同,成分特征也与罗布莎的厚层纯橄岩不同。科马提岩中的纯橄岩是由岩浆中的橄榄石堆晶成因,显然与罗布莎不可对比。

7 结论

以上研究表明,厚层状纯橄岩和薄壳状纯橄岩的矿物和岩石成分特征较为一致,较透镜状纯橄岩相对富镁;透镜状纯橄岩与方辉橄榄岩的成分比较接近,野外可观察到两者渐变的产出关系;厚层状纯橄岩与其中的浸染状铬铁矿成分区间相连;但薄壳状纯橄岩与其相伴的块状铬铁矿成分差别很大(表 5)。

Zhou *et al.* (2005)认为罗布莎地幔橄榄岩中纯橄岩透镜体(或脉状体)和铬铁矿的纯橄岩薄壳为俯冲流体与含单斜辉石方辉橄榄岩反应成因,并推测该厚层状的纯橄岩为相同成因。Kelemen *et al.* (1990)完成了橄榄石拉斑玄武岩和方辉橄榄岩在 5kb 和 1050 ~ 1150℃ 条件下的反应实验。所产生的固相成分随着方辉橄榄岩的消耗而 Mg/(Mg + Fe)值逐渐增大,直至最终消耗完所有的方辉橄榄岩。在这个反应中,由于方辉橄榄岩的不断消耗,导致最后所残留下来的单斜辉石成分会在很大的范围内波动(Kelemen *et al.* , 1990),这点与罗布莎蛇绿岩的单斜辉石成分吻合(图 8)。Sakae and Jun-Ichi(2007)指出,通过这个反应,可以在过渡带产出大量的纯橄岩。

综上所述,罗布莎厚层状纯橄岩不同于经典的蛇绿岩型超镁铁质堆晶岩(Coleman,1977),也不同于世界上岩浆成因的纯橄岩,但与拉斑玄武岩和方辉橄榄岩的实验岩石学结果相匹配(Kelemen *et al.* , 1990)。我们认为,目前将其成因解释为拉斑玄武岩熔体与地幔橄榄岩的反应是比较合理的(Zhou *et al.* ,2005)。

透镜状纯橄岩与方辉橄榄岩成分相连,包括橄榄石、单斜辉石和铬尖晶石的单矿物成分以及全岩地球化学成分,野外也观测到两者呈渐变的接触关系,认为两者存在成生联系。即该纯橄岩可能形成于地幔橄榄岩较高的部分熔融后的残余,或熔体和方辉橄榄岩产生原位反应的结果。

罗布莎薄壳状纯橄岩比透镜状纯橄岩更富镁,其成分与方辉橄榄岩之间不直接相连(图 7)。铬铁矿外围薄壳状纯橄岩的特征与厚层状纯橄岩十分一致,无论是橄榄石、单斜辉石和铬尖晶石的成分区间,还是全岩化学成分,两者均重叠。因此,我们认为将两者归为相同成因是合理的。但我们的资料同时显示,薄壳状纯橄岩的矿物成分和与其相伴的块状铬铁矿的有关矿物成分差别很大,包括橄榄石、单斜辉石和铬尖晶石(表 5),两者不存在前人认为的熔体与地幔橄榄岩反应的证据(Zhou *et al.* , 2005)。因此,块状产出的高铬的铬铁矿是否由拉斑玄武岩熔体与方辉橄榄岩反应形成,值得商榷。尤其,该类型的块状铬铁矿中已经发现了金刚石等高压矿物(白文吉等,2000;杨经绥等,2004;徐向珍等,2008),

对铬铁矿浅部成因(Zhou *et al.*, 1996)的观点提出了质疑。

致谢 东华理工大学核资源与环境教育部重点实验室的刘成东教授和郭国林老师协助完成电子探针分析;吴才来研究员等两位审稿人对本文提出了很好的修改意见;对他们的热心帮助和辛勤付出表示感谢。

References

Bai WJ, Ren YX, Wang SR, Le Bel L, Ohenenstetter D and Ohenenstetter M. 1987. Petrology, mineralogy and chromite deposits of the ophiolites in the Hongguleleng area, Xinjiang, China. Bulletin of the Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, 14: 1 – 60(in Chinese)

Bai WJ and Zhou MF. 1991. Geohemical character and origin of cumulates of the Hongguleleng ophiolite, Xinjiang, China. Bulletin of the Chinese Academy of Geological Sciences, 24: 63 – 78(in Chinese)

Bai WJ, Zhou MF, Robinson PT, Fang QS, Zhang ZM, Yan BG, Hu XF and Yang JS. 2000. Origin of Podiform Chromitites, Diamonds and Associated Mineral Assemblage in the Luobusa Ophiolite, Tibet. Beijing: Earthquake Publishing House, 1 – 98 (in Chinese with English abstract)

Bai WJ, Yang JS, Fang QS, Ren YF, Yan BG and Rong H. 2005. A study on Os-Ir-Ru alloy and boninitic inclusion in the Luobusha ophiolite, Tibet. Acta Geologica Sinica, 79(6): 814 – 823 (in Chinese with English abstract)

Bao PS, Wang XB, Peng GY and Cheng FY. 1999. Chromite Deposit in China. Beijing: Science Press, 143 – 161(in Chinese)

Challis GA and Lauder WR. 1965. The genetic position of "Alpine" type ultramafic rocks. IAV International Symposium on Volcanology, Scientific Session

Cheng XZ, Xia B, Li JF, Yu M, Zhong LF, Huang QT and Shi QH. 2011. Sr-Nd-Pb isotopic characteristics and origin of the mantle peridotites from the Luobusha ophiolite. Geotectonica et Metallogenia, 35(1): 85 – 94(in Chinese)

Coleman RG. 1977. Ophiolites, Ancient Oceanic Lithosphere? New York: Spinger- Verlag

Dick HJB and Bullen T. 1984. Chromium spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associates lavas. Contrib. Miner. Petrol., 86(1): 54 – 76

Donaldson MJ, Lesher CM, Groves DI and Gresham JJ. 1986. Comparison of Archean dunites and komatiites associated with nickel mineralization in Western Australia: Implications for dunite genesis. Mineralium Deposita, 21: 296 – 305

England RN and Davies HL. 1973. Mineralogy of ultramafic cumulates and tectonites from eastern Papua. Earth and Planetary Science Letters, 17(2): 416 – 425

Frey FA. 1978. Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: Petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. Earth and Planetary Science Letters, 38(1): 129 – 176

Frey FA. 1984. Rare earth elements abundances in upper mantle rocks. In: Henderson P (ed.). Rare Earth Elements Geochemistry: Developments in Geochemistry 2. Amsterdam: Elsevier, 153 – 203

Girardeau J, Mercier JCC and Wang X. 1985a. Petrology of the mafic rocks of the Xigaze ophiolites, Tibet: Implications for the genesis of the oceanic lithosphere. Contributions to Mineralogy and Petrology, 90: 309 – 321

Girardeau J, Mercier JCC and Zao Y. 1985b. Structure of the Xigaze ophiolite, Yarlung Zangbo Suture Zone, southern Tibet, China: Genetic implications. Tectonics, 4: 267 – 288

Himmelberg GR and Loney RA. 1995. Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, southeastern Alaska. United States Government Printing Office, Washington, 1 – 47

Jaques AL. 1981. Petrology and petrogenesis of cumulate peridotites and gabbros from the Marum ophiolite complex, northern Papua New Guinea. J. Petrology, 22(1): 1 – 40

Jaques AL, Chappell BW and Taylor SR. 1983. Geochemistry of cumulus peridotites and gabbros from the Marum ophiolite complex, northern Papua New Guinea. Contrib. Mineral. Petrol., 82: 154 – 164

Kazuhito O. 1983. Relationships between tectonite and cumulate in ophiolites: The Miyamori ultramafic complex, Kitakami Mountains, northeast Japan. Lithos, 16(1): 1 – 16

Kelemen PB, Joyce DB, Webster JD and Holloway JR. 1990. Reaction between ultramafic rock and fractionating basaltic magma II. Experimental investigation of reaction between olivine tholeiite and harzburgite at 1150 ~ 1050℃ and 5kb. J. Petrology, 31(1): 99 – 134

Komor SC, Elthon D and Casey F. 1985. Mineralogic variation in a layered ultramafic cumulate sequence at the North Arm Mountain Massif, Bay of Island ophiolites, Newfoundland. Journal of Geophysical Research, 90: 7705 – 7736

Leblanc M, Dupuy C, Cassard D, Moutte J, Nicolas A, Prinzhoffer A, Rabinovitch M and Routhier P. 1980. Essai sur la genese des corps podiformes de chromitite dans les peridotites ophiolitiques: Etude des chromites Nouvelle-Caledonie et comparaism avec celles de Mediterranee orientale. In: Panayiotou A (ed.). Ophiolites, Proceedings International Ophiolite Symposium, Cyprus, The Geological Survey of Cyprus, Nicosia, 691 – 701

Lesher CM. 1989. Komatiite-associated nickel-sulfide deposits. In: Whitney JA and Naldrett AJ (eds.). Ore Deposition Associated with Magmas. Rev. Econ. Geol., 4. Economic Geology Publishing Company, El Paso, 45 – 101

Liang FH, Xu ZQ, Ba DZ, Xu XZ, Liu F, Xiong FH and Jia Y. 2011. Tectonic occurrence and emplacement mechanism of ophiolites from Luobusha-Zedang, Tibet. Acta Petrologica Sinica, 27(11): 3255 – 3268(in Chinese with English abstract)

Moores EM. 1982. Origin and emplacement of ophiolites. Reviews of Geophysics, 20(4): 735 – 760

Morimoto N. 1988. Nomenclature of Pyroxenes. Mineralogy and Petrology, 39(1): 55 – 76

Nicolas A, Girardeau J, Marcoux J, Duprè B, Wang XB, Cao YG, Zeng HX and Xiao XC. 1981. The Xigaze ophiolite (Tibet): A peculiar oceanic lithosphere. Nature, 294: 414 – 417

Pan GT, Chen ZL and Li XZ. 1997. Geological Tectonic Evolution in the Eastern Tethys. Beijing: Geological Publishing House, 1 – 100(in Chinese)

Parlak O, Delaloye M and Bíngöl E. 1996. Mineral chemistry of ultramafic and mafic cumulates as an indicator of the arc-related origin of the Mersin ophiolites (Southern Turkey). Geol. Rundsch, 85: 647 – 661

Pearce JA, Lippard SJ and Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolite. In: Kokelaar BP and Howells MF (eds.). Marginal Basin Geology. Geological Society of London Special Publication. London: Blackwell Scientific Publications, 16: 77 – 94

Richard P and George JR. 1978. Structural petrology of the Olympus ultramafic complex in the Troodos ophiolite, Cyprus. GSA Bulletin, 89(6): 845 – 865

Ringwood AE. 1975. Composition and Petrology of Earth's Mantle. McGraw-Hill Inc., US

Sakae S and Jun-Ichi K. 2007. Clinopyroxene REE geochemistry of the Red Hills peridotite, New Zealand: Interpretation of magmatic processes in the upper mantle and in the Moho transition zone. Journal of Petrology, 48(1): 119 – 139

Thayer TP. 1964. Principal features and origin of podiform chromite deposites, and some observations on the Guleman-Soridag district, Turkey. Econ. Geol., 59: 1497 – 1524

The Group of Diamond, Institute of Geology Chinese Academy of Geological Sciences. 1981. The discovery of diamonds in the Alpine-type ultramafic rocks, Tibet. Geological Review, 22: 455 – 457(in Chinese with English abstract)

Wang C and Liu Z. 2000. The Yarlung-Zangbo paleo-ophiolite, southern Tibet: Implications for the dynamic evolution of the Yarlung-Zangbo Suture Zone. Journal of Asian Earth Sciences, 18: 651 – 661

Wang GQ and Xia B. 1987. The Loubusa ophiolite of Xizang (Tibet) and its tectonic significance. Geotectonica et Metallogenia, 11(4):

349－362(in Chinese with English abstract)
Wang HS, Bai WJ, Wang BX and Chai YC. 1983. Chromite Deposits in China and Their origin. Beijing: Science Press, 1 － 227 (in Chinese)
Wang XB, Bao PS, Deng WM and Wang FC. 1987. Tibet Ophiolite. Beijing: Geological Publishing House, 1－291(in Chinese)
Xiao XC. 1984. The Ophiolite in Xigaze and Its Related Tectonic Problems of the Southen Xizang (Tibet), China. Beijing: Geological Publishing House, 143－163(in Chinese)
Xu XZ, Yang JS, Ba DZ, Chen SY, Fang QS and Bai WJ. 2008. Diamond discovered from the Kangjinla chromitite in the Yarlung Zangbo ophiolite belt, Tibet. Acta Petrologica Sinica, 24(7): 1453 －1462(in Chinese with English abstract)
Xu XZ. 2009. Origin of the Kangjinla podiform chromite deposit and mantle peridotite, South Tibet. Ph. D. Dissertation. Beijing: Chinese Academy of Geological Sciences (in Chinese with English summary)
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, Fang QS *et al*. 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, Larissa D, Bai WJ *et al*. 2007. Diamond- and coesite-bearing chromitites from the Luobusa ophiolite, Tibet. Geology, 35(10): 875－878
Yang JS, Zhang ZM, Li TF, Li ZL, Ren YF, Xu XZ, Ba DZ, Bai WJ, Fang QS, Chen SY and Rong H. 2008. Unusual minerals from harzburgite, the host rock of the Luobusha chromite deposit, Tibet. Acta Petrologica Sinica, 24(7): 1445 － 1452 (in Chinese with English abstract)
Yang JS, Ba DZ, Xu XZ and Li ZL. 2010. A restudy of podiform chromite deposits and their ore-prospecting vista in China. Geology in China, 37(4): 1141－1150(in Chinese with English abstract)
Ye PS, Jiang W, Wu ZH, Hu DG and Liu QS. 2006. Geochemical characteristics of ophiolites in Zedang-Luobusha, Tibet and their tectonic significance. Geoscience, 20(3): 370 － 377 (in Chinese with English abstract)
Zhang HY, Ba DZ, Cuo TY *et al*. 1996. Study of Luobusa Typical Chromite Ore Deposit Qusong County, Tibet (Xizang). Lhasa: Xizang People Press, 1－181(in Chinese)
Zhang Q and Zhou GQ. 2001. Ophiolite of China. Beijing: Science Press, 1－182(in Chinese with English abstract)
Zhong LF, Xia B, Cui XJ *et al*. 2006a. Geochemical characteristics and origin of the Luobusa ophiolite crust lavas in Xizang, China. Geotectonica Et Metallogenia, 30(2): 231 － 240 (in Chinese with English abstract)
Zhong LF, Xia B, Zhou GQ *et al*. 2006b. 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, Robinson PT, Malpas J and Li Z. 1996. Podiform chromitites in the Luobusha ophiolite (southern Tibet): Implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle. Journal of Petrology, 37: 3－21
Zhou MF, Robinson PT, Malpas J, Edwards SJ and Liang Q. 2005. REE and PGE geochemical constraints on the formation of dunites in the Luobusa ophiolite, Southern Tibet. J. Petrology, 46(3): 615－639
Zhou S, Mo XX, Mahoney *et al*. 2001. Geochronology and Nd and Pb isotope characteristics of gabbro dikes in the Luobusha ophiolite, Tibet. Chinese Science Bulletin, 46 (16): 1387 － 1390 (in Chinese)

附中文参考文献

白文吉，任有祥，王书容，Le Bel L，Ohenenstetter D，Ohenenstetter M. 1987. 新疆洪古勒楞蛇绿岩岩石学、矿物学和铬铁矿成因研究. 中国地质科学院地质研究所所刊，14：1－60
白文吉，周美付. 1991. 新疆洪古勒楞蛇绿岩套中堆积杂岩的地球化学特征及成因. 中国地质科学院院报，24：63－78
白文吉，周美付，Robinson PT，方青松，张仲明，颜秉刚，胡旭峰，杨经绥. 2000. 西藏罗布莎豆荚状铬铁矿、金刚石及伴生矿物成因. 北京：地震出版社，1－98
白文吉，杨经绥，方青松，任玉峰，颜秉刚，戎合. 2005. 西藏罗布莎蛇绿岩的 Os-Ir-Ru 合金及其中玻安岩质包体的研究. 地质学报，79(6)：814－823
鲍佩声，王希斌，彭根永，陈方远. 1999. 中国铬铁矿床. 北京：科学出版社，143－161
程学展，夏斌，李建峰，于漫，钟立峰，黄强太，施秋华. 2011. 罗布莎蛇绿岩地幔橄榄岩同位素特征及其成因. 大地构造与成矿学，35(1)：85－94
梁凤华，许志琴，巴登珠，徐向珍，刘飞，熊发挥，贾毅. 2011. 西藏罗布莎-泽当蛇绿岩体的构造产出与侵位机制探讨. 岩石学报，27(11)：3255－3268
潘桂棠，陈智梁，李兴振. 1997. 东特提斯地质构造形成演化. 北京：地质出版社，1－100
王国庆，夏斌. 1987. 西藏罗布莎蛇绿岩及其构造意义. 大地构造与成矿学，11(4)：349－362
王恒升，白文吉，王炳熙，柴耀楚. 1983. 中国铬铁矿床及成因. 北京：科学出版社，1－227
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. 1－291
肖序常. 1984. 藏南日喀则蛇绿岩以及有关的大地构造问题. 北京：地质出版社，143－163
徐向珍，杨经绥，巴登珠，陈松永，方青松，白文吉. 2008. 雅鲁藏布江蛇绿岩带的康金拉铬铁矿中发现金刚石. 岩石学报，24(7)：1453－1462
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
杨经绥，白文吉，方青松等. 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，张仲明，李天福，李兆丽，任玉峰，徐向珍，巴登珠，白文吉，方青松，陈松永，戎合. 2008. 西藏罗布莎铬铁矿体围岩方辉橄榄岩中的异常矿物. 岩石学报，24(7)：1445－1452
杨经绥，巴登珠，徐向珍，李兆丽. 2010. 中国铬铁矿床的再研究及找矿前景. 中国地质，37(4)：1141－1150
叶培盛，江万，吴珍汉，胡道功，刘琦胜. 2006. 西藏泽当-罗布莎蛇绿岩的地球化学特征及其构造意义. 现代地质，20(3)：370－377
张浩勇，巴登珠，郭铁鹰等. 1996. 西藏自治区曲松县罗布莎铬铁矿床研究. 拉萨：西藏人民出版社，1－181
张旗，周国庆. 2001. 中国蛇绿岩. 北京：科学出版社，1－182
中国地质科学院地质研究所金刚石组. 1981. 西藏阿尔卑斯型超基性岩中发现金刚石. 地质论评，22：455－457
钟立峰，夏斌，崔学军等. 2006a. 藏南罗布莎蛇绿岩壳层熔岩地球化学特征及成因. 大地构造与成矿学，30(2)：231－240
钟立峰，夏斌，周国等. 2006b. 藏南罗布莎蛇绿辉绿岩中锆石 SHRIMP 测年. 地质论评. 52(2)：224－229
周肃，莫宣学，Mahoney JJ 等. 2001. 西藏罗布莎蛇绿岩中辉长辉绿岩 Sm-Nd 定年及 Pb，Nd 同位素特征. 科学通报，46(16)：1387－1390