

·专题研究·

# 西藏西南部拉昂错地幔橄榄岩的地球化学特征及其构造意义

徐德明, 黄圭成, 雷义均

(宜昌地质矿产研究所, 湖北 宜昌 443003)

**摘要:** 拉昂错蛇绿岩位于西藏西南部雅鲁藏布缝合带(YZSZ)的西段, 由地幔橄榄岩和侵入其中的基性岩墙组成。拉昂错地幔橄榄岩普遍发育碎斑结构及熔体注入和交代结构, 尖晶石的  $Cr^{\#}$  值具有较广泛的变化(0.32~0.70), 大多数样品富集 LREE 并伴随 HFSE 的明显增加, 少数亏损 LREE, 前者部分熔融程度为 15%~23%, 后者为 10% 左右, 这表明它们并不是地幔单阶段部分熔融的残余物, 而是 MORB 型亏损橄榄岩在俯冲过程中再度部分熔融后熔体与残余地幔相互作用的产物, 由于熔体不同程度的混合与交代, 形成了各种再饱满程度不同的橄榄岩。对拉昂错地幔橄榄岩岩石学和地球化学特征的研究, 为探讨 YZSZ 蛇绿岩带所代表的特提斯洋盆的形成和演化提供了新的证据。

**关键词:** 地幔橄榄岩; 地球化学; 地幔熔融; 熔体/地幔相互作用; 西藏西南部拉昂错

中图分类号: P588.12<sup>+</sup>5; P59; P541

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2008)01-0001-13

## Geochemistry and tectonic significance of mantle peridotites from the Laangcuo ophiolite massif, southwest Tibet

XU De-ming, HUANG Gui-cheng and LEI Yi-jun

(Yichang Institute of Geology and Mineral Resources, Yichang 443003, China)

**Abstract:** The Laangcuo ophiolite massif situated in southwest Tibet and the western part of the Yalung Zangbo Suture Zone (YZSZ) consists of mantle peridotites and intruded basaltic dikes. The Laangcuo peridotites exhibit a typical porphyroclastic texture as well as melt impregnation and metasomatism textures.  $Cr^{\#}$  values of spinel in peridotites vary broadly from 0.32 to 0.70. Most of samples are LREE-enriched ones associated with increasing HFSE, but a few samples are LREE-depleted. The former underwent a high degree of partial melting (15%~23%), whereas the latter experienced a slight partial melting (~10%). These features show that the Laangcuo peridotites were formed by partial re-melting of MORB-type depleted peridotites during the subduction and re-formed by interaction between the melt and the residual mantle, but they were not residues of pyrolite formed directly after the single-phase partial melting. As a result of different degrees of mixing and metasomatism between the melt and the residual mantle, peridotites of different degrees of maturity were formed. Petrographic and geochemical studies of the Laangcuo peridotites provide new evidence for the formation and evolution of the Tethys oceanic basin represented by the YZSZ ophiolite zone.

**Key words:** mantle peridotite; geochemistry; mantle melting; melt-mantle interaction; Laangcuo; southwest Tibet

收稿日期: 2007-08-08; 修订日期: 2007-11-21

基金项目: 中国地质调查局资源评价项目“西藏雅鲁藏布江西段铬铁矿资源远景调查”(1212010530108)

作者简介: 徐德明(1964-), 男, 高级工程师, 岩石、矿物学专业, 现主要从事岩石地球化学研究及资源调查评价工作, E-mail: yc502xdm@yahoo.com.cn, 电话: 13972021281。

大陆造山带中的蛇绿岩可能代表了形成于洋脊、边缘盆地或岛弧的古大洋岩石圈碎片,是探讨古大洋岩石圈形成和演化过程中构造和岩浆作用的重要工具。作为蛇绿岩套中重要组成单元的地幔橄榄岩,对其岩石和地球化学特征的研究,对于深入了解蛇绿岩形成时的构造背景具有非常重要的意义。

在青藏高原存在两条出露完好的新特提斯蛇绿岩带,即藏北班公湖-怒江蛇绿岩带和藏南雅鲁藏布江蛇绿岩带。对这些蛇绿岩地球动力学演化的正确认识,对于重建特提斯洋盆及探讨青藏高原板块碰撞造山过程具有非常重要的意义,因而长期受到中外学者的关注,并取得了大量研究成果。张旗等(2001)和刘文斌等(2002)认为班公湖-怒江蛇绿岩带东段的丁青蛇绿岩是弧前蛇绿岩的典型代表,而史仁灯等(2005)则指出其西段班公湖一带可能存在 MORB 型和 SSZ 型两类蛇绿岩。相对而言,雅鲁藏布江蛇绿岩带的研究资料更为丰富。以中法合作项目为代表的早期研究者将该蛇绿岩带解释为形成于特提斯洋中脊的洋壳残余(李光岑等,1984),Zhou 等(1996)也认为东段罗布莎地幔橄榄岩是萃取 MORB 后的残余物,而目前大多数学者(张旗等,2001;Malpas *et al.*,2003;王成善等,2005;Dubois-Côté *et al.*,2005)已趋向于认为其是 SSZ 型蛇绿岩,形成于上俯冲带构造环境,并叠合有弧前、弧后和岛弧的特点(王成善等,2005;Dubois-Côté *et al.*,

2005)这种认识与造山带中保存较多的是 SSZ 型蛇绿岩(Pearce *et al.*,1984;Robertson,2002;Pearce,2003;史仁灯,2005)的观点相吻合。但这些研究主要集中于雅鲁藏布江蛇绿岩带的中、东段,西段中的大多数蛇绿岩块尚未开展研究或研究程度非常低。其中,拉昂错蛇绿岩是西段少数几个研究中涉及到或进行过初步研究的岩块之一,Miller 等(2003)曾认为该蛇绿岩具 N-MORB 的地球化学特征,形成于慢速扩张的洋脊。本文报道了拉昂错地幔橄榄岩新的矿物学和地球化学资料,并据此认为拉昂错地幔橄榄岩不是原始地幔部分熔融萃取后的简单残余物,而可能是亏损的大洋岩石圈地幔在俯冲过程中再次局部熔融并被熔体改造过的产物,不能简单地将其视为 MORB 型地幔橄榄岩。

## 1 地质背景

雅鲁藏布江蛇绿岩带位于喜马拉雅被动陆缘(印度板块北缘)和冈底斯活动陆缘(欧亚板块南缘)之间。自萨嘎以西该蛇绿岩带分裂为两支,即达机翁-萨嘎蛇绿岩带(北亚带)和达巴-休古嘎布蛇绿岩带(南亚带),后者出露于达巴-休古嘎布中生代(三叠系-白垩系)微地块(DXG)中,与达机翁-萨嘎蛇绿岩带大致平行,其间被阿依拉-仲巴古生代(奥陶系-二叠系)微地块(AZB)所分隔(图 1)。

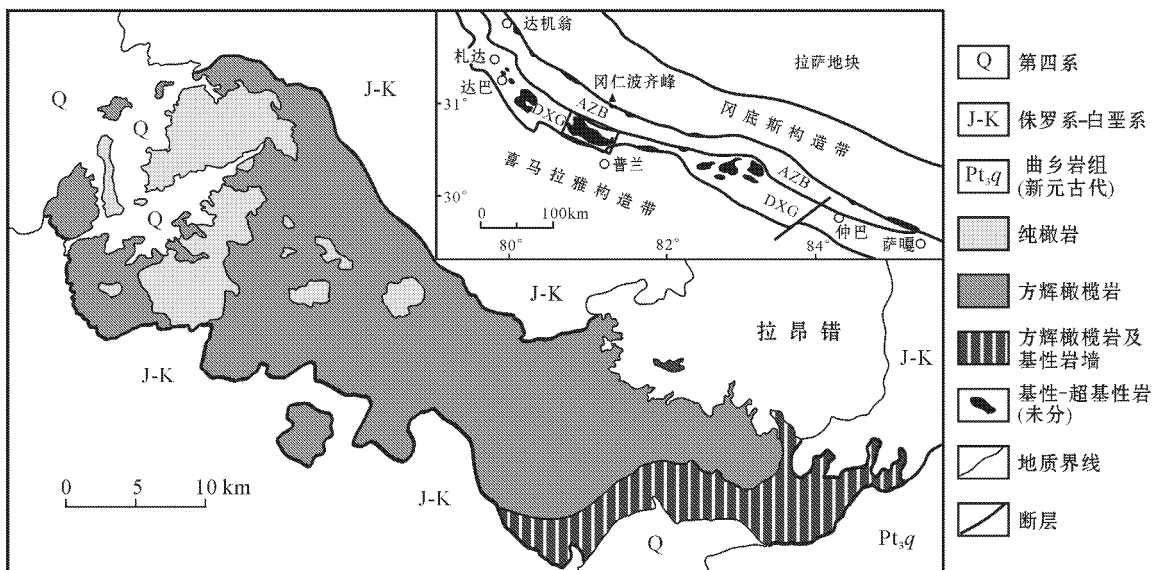


图 1 拉昂错蛇绿岩及其邻区地质简图

Fig. 1 Simplified geological map of Laangcuo ophiolite massif and its adjacent areas

拉昂错蛇绿岩位于南亚带中段,地处普兰县北、拉昂错以南,呈北西向展布,延长 70 km,宽几公里至 21 km,面积约 750 km<sup>2</sup>。其围岩为侏罗系—白垩系浅变质的碎屑岩、含放射虫硅质岩夹碳酸盐岩。除被第四系所覆盖的地段外,岩块四周与围岩均呈断层接触(图 1)。岩石组合以地幔橄橄榄岩为主,主要岩石类型为方辉橄橄榄岩和纯橄岩,二者均可分别构成独立的岩相带,东南部方辉橄橄榄岩带中见有少量二辉橄橄榄岩,西北部纯橄岩带中有透镜状、脉状铬铁矿产出。地幔橄橄榄岩被辉长岩、辉绿岩等基性岩墙切割,尤其在东南部方辉橄橄榄岩带的南缘,这类岩墙很发育(图 1)。

## 2 样品分析方法

主量元素由国土资源部中南矿产资源监督检测中心采用常规湿化学方法测定。微量元素(含稀土元素)分析由南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室采用 ICP-MS 测定,大多数元素分

析的相对偏差(RSD) < 5%,少数元素的 RSD < 10%。矿物化学成分分析由中国地质大学(北京)地质学实验中心在 EPMA-1600 电子探针仪上完成。

## 3 岩石学特征

拉昂错蛇绿岩中的地幔橄橄榄岩单元由方辉橄橄榄岩、纯橄岩和少量二辉橄橄榄岩组成。表 1 列出了其主要岩相学和矿物学特征。

方辉橄橄榄岩是岩块的主要组成部分,大多具有不同程度蛇纹石化。估计的原始矿物组成为:橄橄榄石 76%~88%,斜方辉石 9%~20%,单斜辉石 1%~4%,尖晶石 0.4%~2%。岩石具碎斑结构,碎斑由粗粒(一般 1~4 mm)橄橄榄石和斜方辉石组成,二者均可见波状消光、变形纹和扭折带等塑性变形现象,并具有特征的舌状边缘;其中斜方辉石中常见单斜辉石的出溶叶片或条纹,并常含有橄橄榄石包体。碎基由粒度较小(0.1~0.5 mm)的橄橄榄石、单斜辉石、斜方辉石及铬尖晶石新生变晶组成,呈集合体分布

表 1 拉昂错地幔橄橄榄岩的主要岩相学和矿物化学特征

Table 1 Petrographic and mineral chemical data for Laungcuo mantle peridotites

样号	岩石类型	Ol	Opx	Cpx	Sp	蛇纹石化	Cr <sup>#</sup> (Sp)	Mg <sup>#</sup> (Sp)	Fc(Ol)	岩石结构
DL58-2	Du	91	8	0	0.8	极弱	0.44	0.66	91.26	碎斑结构/粒状镶嵌结构
DL63-1	Du	91	7	1	1.0	无	0.40	0.62	90.47	碎斑结构/粒状镶嵌结构
DL83-2	Du	90	6	3	1.0	无	0.42	0.63	90.59	碎斑结构/粒状镶嵌结构
DL280-1	Du	93	6	0	0.8	极弱				碎斑结构/糜棱结构
DL418-1	Du	91	7	1	1.0	无	0.41	0.58	91.38	碎斑结构/熔体注入结构
DL549-1	Du	90	8	1	1.0	无				碎斑结构
DL601-3	Du	90	8	1	1.0	无	0.52	0.58	90.63	碎斑结构
DL609-1	Du	90	7	2	1.0	无	0.53	0.58	91.13	碎斑结构
P7-1	Du	94	5	0	0.8	无				碎斑结构/粒状镶嵌结构
P15-1	Du	94	5	0	1.0	无				碎斑结构/粒状镶嵌结构
P21-1	Du	91	8	0	1.5	无				碎斑结构
DL12-1	Hb	88	10	2	0.5	弱	0.70	0.45	90.30	碎斑结构
DL18-1	Hb	76	20	4	0.5	强	0.42	0.61	90.61	碎斑结构/后成合晶结构
DL39-1	Hb	87	10	3	0.4	中-强				碎斑结构
DL43-1	Hb	83	13	4	0.5	强				碎斑结构
DL58-1	Hb	82	15	3	0.4	中-强				碎斑结构
DL62-1	Hb	83	14	3	0.6	中等				碎斑结构/熔体注入结构
DL484-1	Hb	88	9	1	2.0	无	0.36	0.64	90.63	碎斑结构
DL602-1	Hb	87	11	1	1.0	弱				碎斑结构
P12-1	Hb	88	9	1	2.0	极弱				碎斑结构/熔体注入结构
PL0-1	Hb	81	15	4	0.5	中等				碎斑结构/熔体注入结构
PL7-1	Hb	79	15	5	0.6	弱				碎斑结构/熔体注入结构
PL9-1	Hb	84	13	2	0.8	弱				碎斑结构
PL2-2	Lz	77	16	6	0.9	中等	0.32	0.70	90.18	原生粒状结构

岩石类型:Hb—方辉橄橄榄岩,Du—纯橄岩,Lz—二辉橄橄榄岩;矿物代号:Ol—橄橄榄石,Opx—斜方辉石,Cpx—单斜辉石,Sp—尖晶石;Cr<sup>#</sup>(Sp)=Cr/(Cr+Al),Mg<sup>#</sup>(Sp)=Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>),Fc(Ol)=100×Mg/(Mg+Fe)

于碎斑边缘或其间,有的伸入到碎斑内部切断其变形带,显示熔体注入和交代结构的特点。尖晶石主要呈他形粒状零星分布于碎基中,少数呈蠕虫状与粗粒辉石组成连晶,构成后成合晶结构。这种结构是地幔橄榄岩部分熔融作用的标型结构之一。

纯橄岩一般很新鲜,但在受后期构造影响的地段蛇纹石化较强,其原始矿物组成为:橄榄石 90%~94%,斜方辉石 5%~8%,单斜辉石 0~3%,尖晶石 0.8%~1.5%。岩石具碎斑结构或粒状镶嵌结构。碎斑(1~3 mm)亦由橄榄石和斜方辉石组成,其塑性变形现象更为普遍,并常具拉长定向。碎基主要由细粒(0.1~1 mm)橄榄石和单斜辉石组成,很少或无斜方辉石,呈集体分布于碎斑之间或围绕碎斑分布,后者常具定向排列,此时碎斑矿物拉长定向亦很明显,构成糜棱结构。随着重结晶作用增强,岩石中碎斑矿物含量明显减少(<10%),岩石整体过渡为粒状镶嵌结构,颗粒间主要呈直线接触,残留的碎斑矿物形态多不规则,而且粒度明显减小。

样品 PL2-2 为二辉橄榄岩,具中等强度蛇纹石化,估计的原始矿物组成为:橄榄石 77%,斜方辉石 16%,单斜辉石 6%,尖晶石 0.9%。岩石具原生粒状结构,主要由粗粒橄榄石、斜方辉石和少量单斜辉石组成,粒度一般 2~4 mm,最大可达 6~8 mm,颗粒之间为曲线接触,具波状消光、弱变形带等塑性变形现象,局部发生重结晶,重结晶矿物主要为橄榄石和单斜辉石,有时见有斜方辉石,粒度 0.2~0.5 mm,大多具直线边缘。少数样品显示部分熔融结构,表现为粗粒斜方辉石、橄榄石呈破布状。

## 4 矿物化学特征

拉昂错地幔橄榄岩代表性样品的矿物电子探针分析结果见表 2。尖晶石的  $Mg^{\#}$  值变化于 0.45~0.70,  $Cr^{\#}$  值变化于 0.32~0.70,显示富铬富铝双成分系列的特点,与罗布莎(鲍佩声等,1999)和阿曼(Kelemen *et al.*, 1995; Le Mée *et al.*, 2004)蛇绿岩以及 Izu-Bonin-Mariana(Parkinson and Pearce, 1998)和 Sandwich(Pearce *et al.*, 2000)弧前橄榄岩相类似。橄榄石的  $F_o$  为 90.18~91.38,属镁橄榄石,  $Al_2O_3$  含量较高,变化于 0.14%~0.34%,而  $TiO_2$ 、 $CaO$  含量低于或接近检出限。斜方辉石的  $Mg^{\#}$  值变化于 0.90~0.93;  $Al_2O_3$ 、 $Cr_2O_3$  含量分别为 1.25%~3.57%和 0.44%~0.91%,类似于深海橄

榄岩(Dick and Bullen, 1984)和弧前橄榄岩(Parkinson and Pearce, 1998; Pearce *et al.*, 2000)。单斜辉石的  $Mg^{\#}$  值为 0.90~0.95;  $Al_2O_3$ 、 $Cr_2O_3$  含量分别为 0.99%~4.26%和 0.54%~1.36%,同样类似于深海橄榄岩和弧前橄榄岩。

## 5 地球化学特征

对拉昂错蛇绿岩中 60 余件地幔橄榄岩样品进行了全岩分析,表 3 列出了其中 24 个代表性样品的主量元素和微量元素成分。由于部分样品遭受了不同程度的蛇纹石化,为了便于对比,在以下讨论的各种图解中主量元素均为扣除挥发组分后的标准化值。反映地幔橄榄岩成分变化最方便的表达方法是将各个元素分别对  $MgO$  进行投影,此处  $MgO$  被作为“亏损指标”(Frey *et al.*, 1985),其值随岩石中橄榄石含量的增高而增高,因而岩石变得更为亏损。拉昂错地幔橄榄岩中的纯橄岩具有比二辉橄榄岩和方辉橄榄岩更高的  $MgO$  含量(图 2),并且大多数元素与  $MgO$  含量之间表现出较好的相关性,其中  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $CaO$  及  $Sc$ 、 $V$  等不相容元素与  $MgO$  含量之间为负相关,而  $Co$ 、 $Ni$ 、 $Cr$  等相容元素与  $MgO$  含量呈正相关,反映了岩石部分熔融程度的不同(Frey *et al.*, 1985; 路凤香, 1988; Parkinson and Pearce, 1998)。

拉昂错地幔橄榄岩的 REE 丰度都很低,其  $\Sigma REE$  为  $0.212 \times 10^{-6} \sim 0.843 \times 10^{-6}$ ,是球粒陨石(Sun and McDonough, 1989)的 8%~33%,虽含量分布范围有限,但分布模式极为复杂,包括以下 5 种类型:

(1) V 或 U 型(图 3a):具有这种 REE 分布型式的样品包括大多数纯橄岩和在岩相上与纯橄岩呈过渡关系的方辉橄榄岩,其 REE 总量为球粒陨石的 21%~31% ( $La/Yb$ )<sub>N</sub> 为 1.71~2.76 ( $La/Sm$ )<sub>N</sub> 为 3.37~4.52。此种 REE 分布型式类似于 Izu-Bonin-Mariana(Parkinson and Pearce, 1998)和 South Sandwich(Pearce *et al.*, 2000)的弧前纯橄岩。

(2) 烟斗型(图 3b):具有这种 REE 分布型式的样品包括大多数方辉橄榄岩及少量呈透镜状分布的二辉橄榄岩、纯橄岩,其 REE 总量为球粒陨石的 8%~17% ( $La/Yb$ )<sub>N</sub> 为 0.19~0.30 ( $La/Sm$ )<sub>N</sub> 为 1.59~3.15。此种 REE 分布型式类似于深海橄榄岩(Paulick *et al.*, 2006)或上俯冲带(SSZ)弧前方辉

表 2 拉昂错地幔橄辉岩矿物电子探针分析结果  
Table 2 Microprobe analyses of various minerals from Laanguo mantle peridotites

 $\omega_B/\%$ 

尖 晶 石																
样号	寄主岩石	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CoO	NiO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Cr <sup>#</sup>	Mg <sup>#</sup>
PL2-2	Lz	0.31		39.23	28.06	14.88	0.15	16.78						99.41	0.32	0.70
DL12-1	Hb	0.21	0.02	15.23	52.67	21.26	0.72	9.10						99.21	0.70	0.45
DL54-1	Du	0.36	0.04	18.25	50.53	19.32	1.02	10.70						100.22	0.65	0.51
DL58-2	Du	0.21	0.12	31.06	36.80	15.37	0.53	14.87						98.96	0.44	0.66
DL63-1	Du	0.35		32.46	36.24	15.82	0.14	14.64					0.08	99.73	0.43	0.64
DL66-1	Du	0.36		32.30	35.39	16.99	0.43	13.88	0.24			0.14		99.73	0.42	0.61
DL83-2	Du	0.41		33.16	35.58	16.81		14.86			0.08			100.90	0.42	0.63
DL418-1	Du	0.51		33.07	34.46	18.05	0.42	13.10		0.25		0.10	0.02	99.98	0.41	0.58
DL484-1	Hb	0.38		37.11	31.78	15.14		15.04	0.29	0.30	0.04		0.02	100.10	0.36	0.64
DL601-3	Du	0.27	0.05	26.40	41.85	17.77	0.72	12.71		0.19	0.06			100.02	0.52	0.58
DL609-1	Du	0.37		25.02	42.74	17.37	1.03	12.42	0.29			0.13		99.37	0.53	0.58
橄 榄 石																
样号	寄主岩石	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CoO	NiO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Fo	
PL2-2	Lz	40.65	0.03	0.18	0.01	9.56	0.10	49.21			0.05	0.00	0.04	99.81	90.18	
DL12-1	Hb	40.24		0.14	0.11	9.45	0.13	49.32						99.39	90.30	
DL54-1	Du	40.12		0.18		8.97	0.15	49.65						99.07	90.80	
DL58-2	Du	40.54		0.21		8.55	0.01	50.06			0.05		0.03	99.45	91.26	
DL63-1	Du	40.59		0.34	0.16	9.41		50.09						100.59	90.47	
DL66-1	Du	41.06		0.28		9.10	0.08	50.24						100.76	90.78	
DL83-2	Du	40.76	0.05	0.26		9.17	0.21	49.50					0.01	99.96	90.59	
DL418-1	Du	40.94	0.26			8.31		49.44		0.19				99.14	91.38	
DL484-1	Hb	40.71			0.25	9.09		49.33		0.29	0.01			99.68	90.63	
DL601-3	Du	40.57		0.17		9.07	0.05	49.18		0.20	0.19			99.43	90.63	
DL609-1	Du	40.92				8.56		49.34		0.61				99.43	91.13	
斜 方 辉 石																
样号	寄主岩石	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CoO	NiO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Mg <sup>#</sup>	
PL2-2	Lz	54.44		3.57	0.91	5.85		32.53			2.48		0.11	99.89	0.91	
DL12-1	Hb	56.87		1.45	0.72	4.38	0.11	31.11			4.77			99.41	0.93	
DL54-1	Du	56.34	0.19	1.25	0.44	5.81		34.51		0.26	0.56		0.01	99.37	0.91	
DL58-2	Du	55.89		2.95	0.53	5.65	0.17	33.65			1.37			100.21	0.91	
DL63-1	Du	55.18	0.22	2.67	0.47	5.31	0.30	30.69			5.53			100.37	0.91	
DL66-1	Du	54.94		2.61	0.59	5.99	0.21	33.95			0.57		0.04	98.90	0.91	
DL83-2	Du	55.26	0.02	2.57	0.62	5.82	0.14	33.99			0.62		0.01	99.05	0.91	
DL271-3	Du	56.87		1.50	0.52	6.57		33.41		0.26	0.87			100.00	0.90	
DL484-1	Hb	56.05		3.01	0.70	5.66		34.10			0.37			99.89	0.91	
DL601-3	Du	55.51		2.42	0.75	4.65		29.77			6.29		0.11	99.50	0.92	
DL609-1	Du	54.76		2.29	0.86	6.14	0.34	33.29		0.27	0.69	0.51		99.15	0.91	
单 斜 辉 石																
样号	寄主岩石	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO*	MnO	MgO	CoO	NiO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Total	Mg <sup>#</sup>	
PL2-2	Lz	52.16		4.26	1.12	3.85	0.05	19.65			17.77			98.86	0.90	
DL12-1	Hb	55.43		0.99	0.95	1.83	0.11	18.21			22.28			99.80	0.95	
DL54-1	Du	54.75	0.02	1.30	0.59	2.08	0.14	18.77			21.66			99.31	0.94	
DL58-2	Du	54.36		2.78	1.11	2.02	0.11	17.44			22.53			100.35	0.94	
DL63-1	Du	53.74	0.16	2.11	0.89	2.10	0.11	17.77			22.22		0.04	99.14	0.94	
DL66-1	Du	53.69	0.08	2.33	1.15	2.14	0.05	17.35			22.40			99.19	0.94	
DL83-2	Du	53.40	0.06	3.12	1.27	2.48	0.30	17.61			21.39		0.14	99.77	0.93	
DL271-3	Du	54.69	0.01	1.40	1.24	2.31		17.42			22.89	0.07		100.03	0.93	
DL484-1	Hb	53.69		2.13	0.54	2.15		18.89		0.33	21.55		0.09	99.37	0.94	
DL601-3	Du	52.32		2.62	1.36	2.10	0.27	17.07			23.29	0.14		99.17	0.94	
DL609-1	Du	53.06	0.03	2.43	1.06	2.43	0.14	17.86			22.62			99.63	0.93	

空白为未检出 FeO\* 指全铁 尖晶石的  $Mg^{\#} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$ ,  $Cr^{\#} = Cr / (Cr + Al)$  其中  $Fe^{3+}$  和  $Fe^{2+}$  按电价差法计算 橄辉石的  $Fo = 100 \times Mg / (Mg + Fe)$  辉石的  $Mg^{\#} = Mg / (Mg + Fe)$  寄主岩石 Du—纯橄岩 Hb—方辉橄岩 Lz—二辉橄岩。

表 3 拉昂错地幔橄辉岩的主量元素 ( $w_B/\%$ ) 和微量元素 ( $w_B/10^{-6}$ ) 分析结果Table 3 Analyses of major ( $w_B/\%$ ) and minor elements ( $w_B/10^{-6}$ ) for Laangcuo mantle peridotites

样号	DL12-1	DL43-1	DL58-1	DL58-2	DL62-1	DL63-1	DL83-2	PL2-2	PL7-1	PL9-1	DL18-1	DL39-1
岩石类型	Hb	Hb	Hb	Du	Hb	Du	Du	Lz	Hb	Hb	Hb	Hb
SiO <sub>2</sub>	44.86	40.42	41.19	44.08	41.98	45.22	44.38	42.06	43.42	42.58	40.14	41.34
TiO <sub>2</sub>	0.058	0.027	0.010	0.009	0.013	0.006	0.022	0.030	0.031	0.037	0.036	0.023
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.45	1.03	1.16	1.03	1.19	1.10	1.06	1.61	1.40	1.18	1.87	1.91
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.85	1.47	1.12	0.54	1.49	0.33	1.02	1.83	1.35	2.19	2.02	2.19
FeO	7.26	5.70	6.66	7.54	6.26	7.64	7.72	6.85	7.30	6.38	5.27	6.29
MnO	0.130	0.120	0.120	0.130	0.130	0.130	0.130	0.130	0.130	0.130	0.120	0.130
MgO	42.17	38.83	39.92	43.31	39.81	43.22	43.78	38.47	41.77	40.38	36.18	37.49
CaO	0.55	1.16	1.27	1.54	1.70	0.90	1.24	1.70	1.64	0.85	2.26	1.89
Na <sub>2</sub> O	0.015	0.027	0.016	0.010	0.011	0.010	0.018	0.014	0.016	0.024	0.051	0.040
K <sub>2</sub> O	0.005	0.010	0.005	0.003	0.007	0.003	0.009	0.003	0.003	0.003	0.009	0.017
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.003	0.004	0.003	0.002	0.003	0.003	0.005	0.002	0.004	0.004	0.004	0.004
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.467	0.390	0.345	0.478	0.464	0.242	0.471	0.440	0.473	0.409	0.365	0.261
NiO	0.327	0.286	0.302	0.345	0.286	0.314	0.338	0.303	0.318	0.322	0.266	0.271
CoO	0.016	0.012	0.015	0.016	0.013	0.015	0.017	0.015	0.016	0.016	0.012	0.013
灼失	1.20	9.92	7.19	0.18	6.74	-0.20	-0.19	5.32	2.26	4.08	11.13	8.28
总量	99.36	99.41	99.33	99.21	100.10	98.93	100.02	98.78	100.13	98.58	99.73	100.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /SiO <sub>2</sub>	0.010	0.025	0.028	0.023	0.028	0.024	0.024	0.038	0.032	0.028	0.047	0.046
MgO/SiO <sub>2</sub>	0.94	0.96	0.97	0.98	0.95	0.96	0.99	0.91	0.96	0.95	0.90	0.91
Rb	0.271	0.442	0.267	0.254	0.375	0.253	0.261	0.265	0.272	0.266	0.756	0.586
Sr	0.954	0.286	0.432	0.343	0.352	0.293	0.358	0.156	0.205	0.863	3.072	0.895
Ba	7.993	4.251	6.806	0.821	4.503	4.071	4.793	0.429	3.257	0.509	6.244	0.348
Ti	43.27	156.52	53.06	52.01	59.12	41.51	34.40	87.55	62.02	63.62	200.02	184.80
Th	0.015	0.006	0.013	0.015	0.010	0.010	0.008	0.018	0.011	0.017	0.008	0.011
U	0.004	0.001	0.002	0.008	0.009	0.001	0.002	0.006	0.002	0.010	0.000	0.003
Nb	0.034	0.015	0.029	0.037	0.021	0.021	0.014	0.021	0.013	0.025	0.256	0.025
Zr	0.347	0.087	0.172	0.175	0.139	0.125	0.136	0.157	0.138	0.114	0.154	0.317
Hf	0.009	0.004	0.006	0.006	0.002	0.006	0.003	0.008	0.005	0.004	0.017	0.009
Co	121.8	102.1	106.7	117.9	105.3	117.8	116.1	106.5	111.5	111.4	96.7	103.5
Ni	2.001	1.721	1.723	1.933	1.738	1.865	1.897	1.811	1.801	1.862	1.519	1.610
Cr	2.961	2.447	2.397	2.528	2.798	2.608	2.530	2.451	2.500	2.321	2.273	2.401
V	34.06	36.42	49.32	40.49	58.62	57.30	49.18	59.74	56.40	36.20	69.47	69.87
Sc	7.57	7.90	10.51	8.85	11.92	12.32	11.37	11.28	11.39	8.17	12.36	12.17
Y	0.14	0.31	0.27	0.21	0.23	0.18	0.15	0.51	0.30	0.22	1.12	0.89
Pb	1.49	1.04	0.57	4.71	1.01	0.48	0.46	0.95	1.14	0.60	1.68	0.48
La	0.031	0.017	0.025	0.026	0.026	0.023	0.015	0.031	0.023	0.026	0.015	0.018
Ce	0.083	0.049	0.067	0.062	0.074	0.050	0.045	0.058	0.050	0.068	0.041	0.058
Pr	0.011	0.005	0.005	0.008	0.007	0.005	0.004	0.005	0.005	0.007	0.007	0.008
Nd	0.053	0.018	0.023	0.028	0.021	0.021	0.015	0.018	0.021	0.025	0.041	0.045
Sm	0.013	0.007	0.007	0.007	0.006	0.005	0.006	0.011	0.006	0.010	0.030	0.025
Eu	0.005	0.004	0.004	0.003	0.002	0.002	0.003	0.005	0.003	0.003	0.014	0.010
Gd	0.018	0.019	0.014	0.008	0.017	0.005	0.010	0.032	0.013	0.010	0.089	0.063
Tb	0.003	0.004	0.003	0.002	0.004	0.002	0.002	0.007	0.004	0.003	0.019	0.012
Dy	0.022	0.040	0.038	0.033	0.031	0.028	0.015	0.068	0.044	0.034	0.153	0.129
Ho	0.006	0.013	0.012	0.010	0.009	0.008	0.007	0.021	0.014	0.008	0.042	0.035
Er	0.020	0.056	0.042	0.037	0.040	0.033	0.027	0.070	0.059	0.036	0.156	0.110
Tm	0.003	0.009	0.009	0.007	0.008	0.006	0.006	0.013	0.009	0.007	0.025	0.020
Yb	0.025	0.064	0.076	0.061	0.072	0.048	0.050	0.082	0.085	0.047	0.182	0.152
Lu	0.004	0.008	0.014	0.010	0.011	0.010	0.007	0.016	0.015	0.010	0.028	0.023
∑REE	0.297	0.311	0.339	0.300	0.327	0.244	0.212	0.435	0.352	0.294	0.843	0.707
(La/Sm) <sub>N</sub>	1.54	1.59	2.44	2.56	2.67	3.15	1.73	1.89	2.60	1.66	0.32	0.46
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	0.60	0.25	0.16	0.10	0.20	0.09	0.16	0.32	0.13	0.18	0.41	0.34
(La/Yb) <sub>N</sub>	0.88	0.19	0.24	0.30	0.26	0.34	0.22	0.27	0.20	0.40	0.06	0.08
稀土型式	⑤	②	②	②	②	②	②	②	②	②	③	③

岩石类型 D<sub>1</sub>—纯橄岩 Hb—方辉橄岩 Lz—二辉橄岩 稀土型式 ①—V 或 U 型 ②—烟斗型 ③—LREE 亏损型 ④—LREE 富集型 ⑤—平坦型。



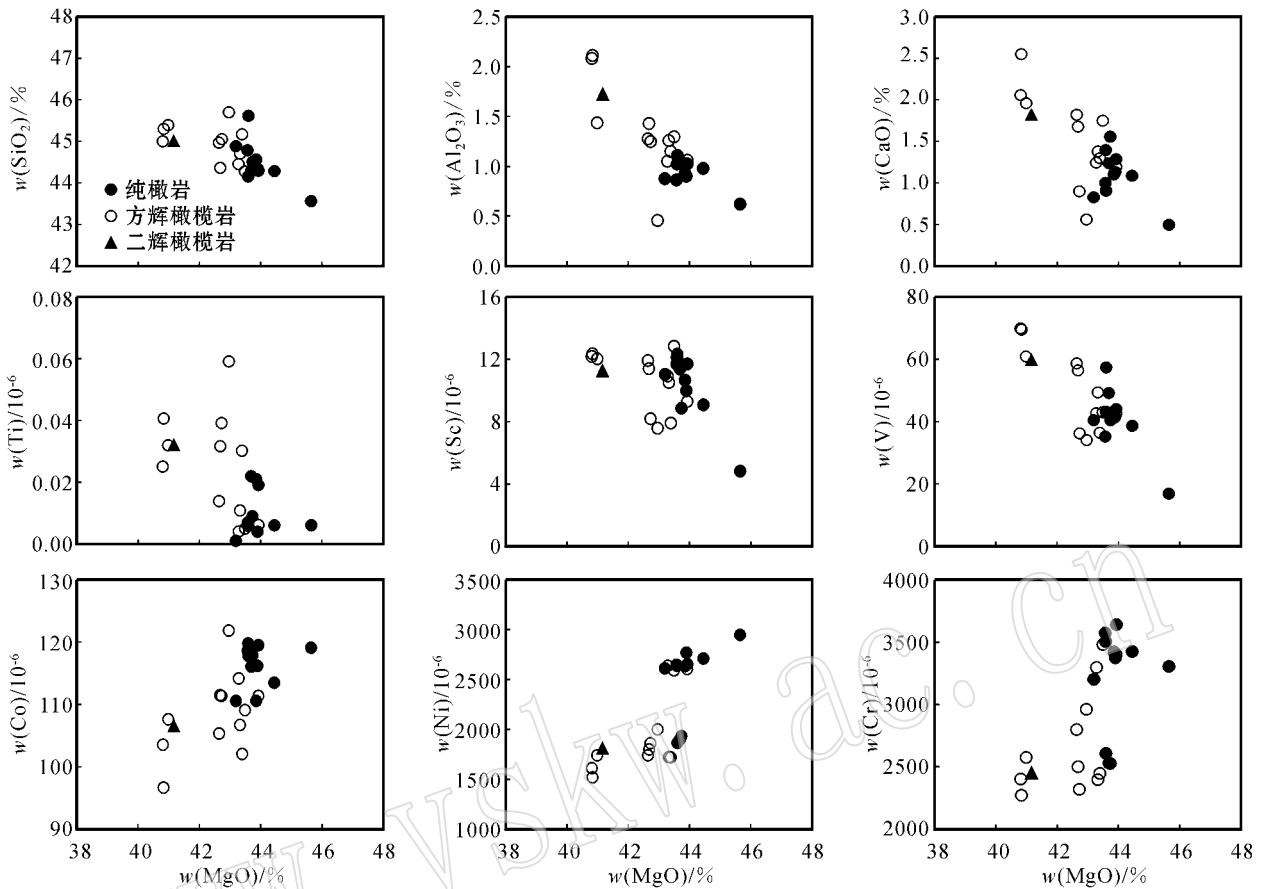


图 2 拉昂错地幔橄榄岩的主量元素和微量元素对 MgO 的变异图解

Fig. 2 Plots of various elements versus MgO for Laanguo mantle peridotites

橄榄岩 (Parkinson and Pearce, 1998; Pearce *et al.*, 2000)。

(3) LREE 亏损型 (图 3c): 少数方辉橄榄岩具有这种 REE 型式, 代表性样品如 DL18-1 和 DL39-1, 其 REE 总量为球粒陨石的 28%~33% ( $(La/Yb)_N$  和  $(La/Sm)_N$  均很低, 分别为 0.06~0.08 和 0.32~0.46。此种 REE 分布型式类似于 Izu-Bonin-Mariana 弧前方辉橄榄岩 (Parkinson and Pearce, 1998), 与大多数深海橄榄岩 (Niu, 2004; Paulick *et al.*, 2006) 或蛇绿岩块中的亏损橄榄岩 (Godard *et al.*, 2000) 也颇为相似。

(4) LREE 富集型 (图 3d): 岩体西北部的部分纯橄岩具有这种 REE 型式, 代表性样品如 P7-1。其 REE 总量为球粒陨石的 31%, ( $(La/Yb)_N$  和  $(La/Sm)_N$  均较高, 分别为 6.46 和 4.3。据王希斌等 (1996) 的总结, LREE 富集型是中国造山带蛇绿岩中地幔橄榄岩的主要稀土元素分布型式之一, 但并不是世界蛇绿岩型橄榄岩和阿尔卑斯型橄榄岩的

典型 REE 特征 (它们通常以 LREE 亏损为主要特征), 而具有大陆玄武岩中橄榄岩包体的 REE 特征, 后者可能来源于多阶段渗透交代的难熔地幔 (Ionov *et al.*, 2006)。

(5) 平坦型 (图 3d): 岩体东南部的个别方辉橄榄岩样品 (DL12-1) 具有这种 REE 型式, 其 REE 总量为球粒陨石的 12%, ( $(La/Yb)_N$  为 0.88, ( $(La/Sm)_N$  为 1.54。具有此种 REE 分布型式的橄榄岩在世界各地的蛇绿岩型和阿尔卑斯型橄榄岩中均属罕见, 代表性例子如雅鲁藏布西段加纳崩方辉橄榄岩 (夏斌等, 1998), 来自于中大西洋脊的某些蛇纹岩和滑石化方辉橄榄岩也具有平坦的 REE 分布型式 (Paulick *et al.*, 2006)。

## 6 讨论

### 6.1 岩石成因及演化

岩相学和地球化学特征表明, 拉昂错地幔橄榄



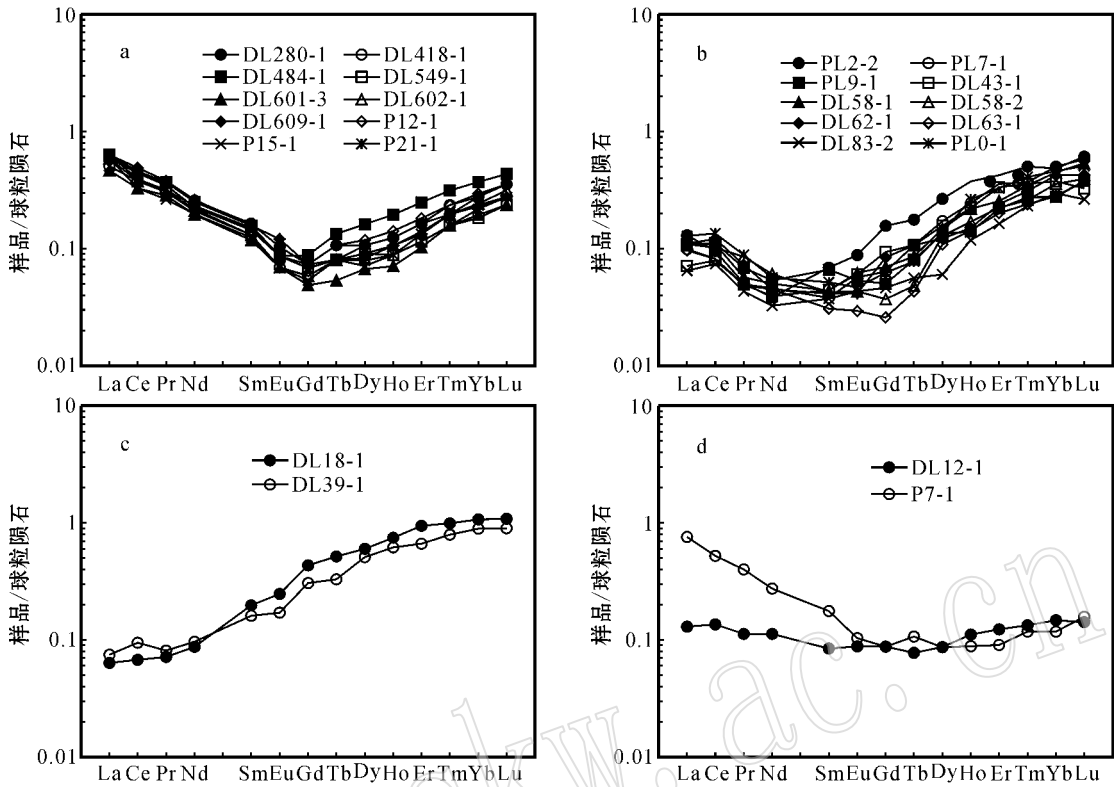


图 3 拉昂错地幔橄榄岩的球粒陨石标准化稀土元素分布模式(标准值据 Sun 和 McDonough, 1989)

Fig. 3 Chondrite-normalized REE patterns for Laanguo mantle peridotites (normalized values after Sun and McDonough, 1989)

岩具有复杂的演化历史。橄榄岩普遍发育碎斑结构和矿物塑性变形,并可见糜棱结构,其成因与形成于洋脊或其他构造活动带并经历了高温变形的残余地幔相一致,而矿物重结晶和交代现象则提供了熔体注入和熔体/地幔相互作用的证据(Pearce *et al.*, 2000)。在地球化学成分上,除 LREE 亏损型方辉橄榄岩(DL18-1 和 DL39-1)外,其他样品都明显表现出向饱满地幔岩过渡的特征,这表明拉昂错地幔橄榄岩不是原始地幔部分熔融萃取后的简单残余物,而是被熔体和(或)流体改造过的产物。

采用不同图解对拉昂错地幔橄榄岩的部分熔融和改造过程做进一步分析。在尖晶石的  $Cr^{\#}$  对橄榄石的  $Mg^{\#}$  关系图(图 4,图中包括部分表 1 未列样品)中,拉昂错地幔橄榄岩落入 Arai(1994)的橄榄石/尖晶石地幔排列(OSMA)区内或其边界附近,表明它们最初是属于残余地幔成因的。但在  $MgO/SiO_2 - Al_2O_3/SiO_2$  图解(图 5)中,拉昂错地幔橄榄岩具有与大多数深海橄榄岩(Snow and Dick, 1995; Niu, 2004)相类似的低  $MgO/SiO_2$  比值演化趋势,表明遭受熔融亏损的地幔又经历了  $MgO$  的丢失。Snow 和

Dick(1995)、Niu(2004)认为,深海橄榄岩低  $MgO/SiO_2$  比值趋势与海底风化作用有关,但本区大多数样品并未遭受风化或蚀变的影响,因此,它们更有可能是熔体(或流体)与残余地幔相互作用的结果(Parkinson and Pearce, 1998; Pearce *et al.*, 2000)。

### 6.2 地幔部分熔融特征

矿物学特征是判别地幔橄榄岩部分熔融程度的重要标志。大多数学者(如 Jaques and Green, 1980; Baker and Stolper, 1994; Pearce *et al.*, 2000)认为,尖晶石橄榄岩发生部分熔融,单斜辉石将被快速消耗。在干的熔融条件下,单斜辉石含量为 15% 的饱满橄榄岩经约 25% 的熔融,亦将完全消失(Parkinson and Pearce, 1998)。但在湿的熔融条件下,尖晶石橄榄岩中的单斜辉石可以保存到稍高的熔融程度(Gaetani and Grove, 1998)。Dick 和 Fisher(1984)认为,橄榄岩中单斜辉石的含量是亏损程度的唯一指标,而橄榄石的  $F_0$  值可以指示总的熔融程度,因为水的加入不会明显改变橄榄石/熔体之间的平衡(Gaetani and Grove, 1998)。拉昂错地幔橄榄岩中单斜辉石的含量一般都较低( $<5\%$ ),表明其亏损程度高;而橄榄

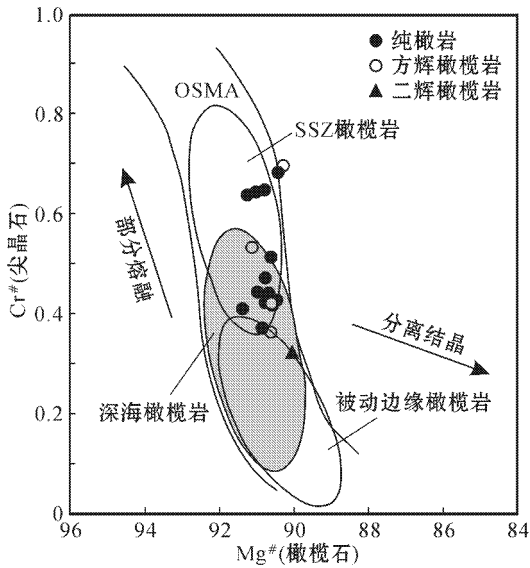


图 4 拉昂错地幔橄榄岩中尖晶石的 Cr<sup>#</sup>对橄榄石的 Mg<sup>#</sup>关系图解

Fig. 4 Plot of spinel Cr<sup>#</sup> versus olivine Mg<sup>#</sup> for Laungcuo peridotites  
 橄榄石/尖晶石地幔排列(OSMA)据 Arai(1994);深海橄榄岩域据 Dick 和 Buller(1984);SSZ 橄榄岩和被动边缘橄榄岩域据 Pearce 等(2000)  
 olivine-spinel mantle array after Arai(1994);composition fields for abyssal peridotites from Dick and Buller(1984);for SSZ and passive margin peridotites from Pearce *et al.*(2000)

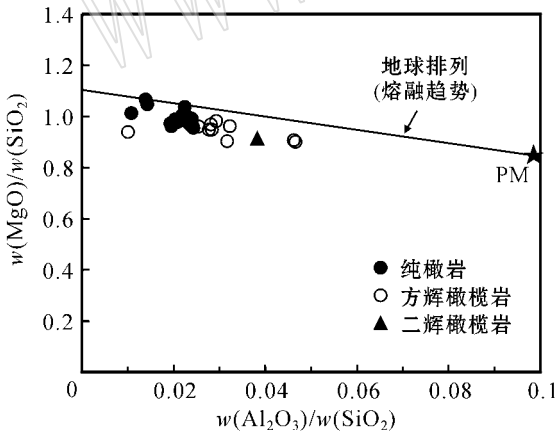


图 5 拉昂错地幔橄榄岩的 MgO/SiO<sub>2</sub> - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> 图解

Fig. 5 Plot of MgO/SiO<sub>2</sub> versus Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> for Laungcuo peridotites  
 地球排列据 Jagoutz 等(1979)及 Hart 和 Zindler(1986)原始地幔(PM)值据 McDonough 和 Sun(1995)  
 terrestrial array after Jagoutz *et al.*(1979)and Hart and Zindler(1986);values of primary mantle from McDonough and Sun(1995)

石具有较高的 Fo 值(90.18~91.38),则指示其熔融程度较高。

利用微量元素之间的协变关系可以对地幔部分熔融过程进行较为精确的模拟。Parkinson 和 Pearce (1998)指出,进行定量模拟最有效的元素是那些不受俯冲带交代作用影响的元素,它们在元素-MgO 的关系图上大多成线性关系,包括相容元素 Ni、Co,弱-中等不相容元素 Sc、V、Ga 和 Al,不相容元素 Y、Ti 和 HREE。其中 Sc、Y 和 HREE 有利于评判石榴石在熔融过程中的行为, V 可以提供氧逸度的有关信息。但强不相容元素 Zr、Hf、Nb 和 Ta 对熔体渗透及熔体/残体相互作用过于敏感,在定量模拟中是无效的。图 6 为拉昂错地幔橄榄岩的 Ti - Yb 关系图解。从该图可以看出,拉昂错地幔橄榄岩是尖晶石橄榄岩分离熔融的产物,而不具有批式熔融趋势。其中, LREE 亏损型方辉橄榄岩构成独立的区域,其熔融程度(~10%)明显低于其他样品(15%~23%),它们可能代表了早先熔融的地幔残余。而事实上大量超镁铁熔体的回归与充填,表明后期存在局部熔化,尖晶石成分的广泛变化,也表明拉昂错地幔橄榄岩可能经历了多次熔融事件(鲍佩声等, 1999)。

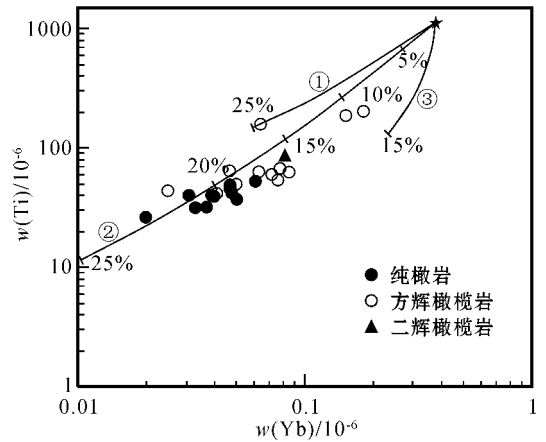


图 6 拉昂错地幔橄榄岩的 Ti - Yb 图解(底图据 Parkinson 和 Pearce, 1998)

Fig. 6 Plots of Ti versus Yb for Laungcuo peridotites (base map after Parkinson and Pearce, 1998)

- ①—尖晶石二辉橄榄岩批式熔融; ②—尖晶石橄榄岩分离熔融;
- ③—石榴橄榄岩分离熔融
- ①—batch melting of spinel lherzolite; ②—fractional melting of spinel lherzolite; ③—fractional melting of garnet lherzolite

### 6.3 熔体/地幔相互作用

近年来的研究表明,软流圈熔融和熔体/岩石相互作用(使亏损橄榄岩再饱满),是制约大洋和大陆造山带地幔橄榄岩主量元素和微量元素特征的主导

因素 (Parkinson and Pearce, 1998; Pearce *et al.*, 2000; Niu, 2004)。但 Paulick 等 (2006) 则认为“流体占主导的 (fluid-dominated) 水热蚀变 (蛇纹石化、滑石化), 也能引起亏损橄榄岩的再饱满。

拉昂错地幔橄榄岩的主量元素和微量元素特征表明, 它们中的绝大多数都经历了再饱满过程, 而且包括那些未遭受蚀变的样品 (表 3), 看来“流体占主导的”蚀变作用不是造成拉昂错地幔橄榄岩在其形成演化过程中地球化学成分变化的主要因素。同时, 熔体/岩石相互作用最显著的特点是岩石中

LREE 和 HFSE 都明显增加, 在 LREE - HFSE 关系图上二者为正相关关系 (Niu, 2004), 它与“流体占主导的”蛇纹石化作用的区别在于后者虽也有 LREE 的增加, 但 HFSE 的变化不大 (Paulick *et al.*, 2006)。这是因为在含水流体中, LREE 的溶解度比 HFSE 要高, 而在硅酸盐熔体中, LREE 和 HFSE 的溶解度几乎是一致的。从图 7 可以看出, 拉昂错地幔橄榄岩的 La 和 Nb、Ce 和 Th 呈明显的正相关关系, 表明熔体作用至少是占主导的。

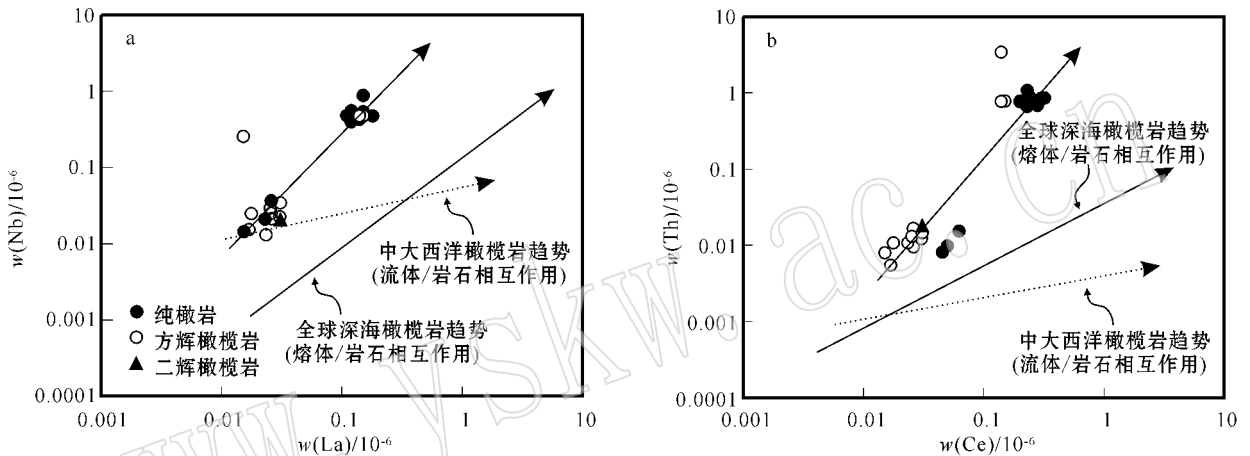


图 7 拉昂错地幔橄榄岩的 Nb - La (a) 和 Th - Ce (b) 图解

Fig. 7 Plots of Nb versus La (a) and Th versus Ce (b) for Laangcuo peridotites

全球深海橄榄岩趋势据 Niu (2004); 中大西洋橄榄岩趋势据 Paulick 等 (2006)

trend of global abyssal peridotites from Niu (2004); trend of abyssal peridotites from Mid-Atlantic Ridge after Paulick *et al.* (2006)

#### 6.4 构造意义

越来越多的证据表明, 大多数蛇绿岩并非大洋扩张脊 (MOR) 的产物, 而是形成于板块俯冲带 (SSZ) 之上的岛弧和弧前或弧后盆地、大陆边缘盆地等小洋盆环境, 因而 Pearce 等 (1984) 将蛇绿岩分为 MORB 型和 SSZ 型两类。其中, 地幔橄榄岩的岩石组合、矿物学和岩石地球化学特征是重要的判别标志。MORB 型蛇绿岩中的地幔橄榄岩主要为高辉方辉橄榄岩和二辉橄榄岩, 很少或不含纯橄岩, 副矿物尖晶石的  $Cr^{\#}$  值低于 0.6, REE 型式以 LREE 亏损型为主; 而 SSZ 型蛇绿岩中的地幔橄榄岩主要为低辉方辉橄榄岩, 并含相当数量的纯橄岩, 但二辉橄榄岩含量少, 副矿物尖晶石的  $Cr^{\#}$  值一般高于 0.6, REE 型式以富集 LREE 的型式为主, 世界上大型的铬铁矿床均产于该类型的蛇绿岩中 (Pearce *et al.*, 1984)。此外, 钻探资料表明现代弧前或弧后盆地环

境堆积岩和岩墙群不如洋中脊发育 (Saunders and Tarney, 1984)。

拉昂错蛇绿岩块的层序结构 (缺少堆积岩单元) 及地幔橄榄岩单元的岩石组合与 SSZ 型蛇绿岩相似, 但地幔橄榄岩的矿物和地球化学特征相当复杂, 具有 MORB 型和 SSZ 型的双重特征。从稀土元素特征来看, 既有 LREE 强烈富集的 V (或 U) 型及 LREE 富集型, 也有 LREE 富集不明显的烟斗型, 甚至 LREE 亏损型; 从矿物成分来看, 尖晶石的  $Cr^{\#}$  值具有较广泛的变化。这些特征表明, 拉昂错地幔橄榄岩是多期熔融事件的产物, 可能是亏损的大洋岩石圈地幔在俯冲过程中再度熔融并与熔体相互作用而形成的, 不能简单地将其视为 MORB 型地幔橄榄岩 (Miller *et al.*, 2003)。这进一步证实了笔者早先提出的有关达巴-休古嘎布蛇绿岩 (包括拉昂错岩块) 的形成过程可能经历了 MOR 和 SSZ 两种构造

环境的转变观点(徐德明等 2006)。类似由 MOR 向 SSZ 转化的例子有藏北班公湖(史仁灯等 2005) 东地中海 Troodos( Portnyagin, 1997; Robertson, 2002) 菲律宾 Zambales( Yumul *et al.*, 1998) 蛇绿岩和现代南大西洋 Sandwich 弧盆橄榄岩( Pearce *et al.*, 2000) 等。

## 7 结论

岩石学和地球化学特征表明,拉昂错地幔橄榄岩具有复杂的熔融演化历史。岩石普遍发育碎斑结构及熔体注入和交代结构;尖晶石的  $Cr^{\#}$  值具有较广泛的变化(0.32~0.70);大多数样品富集 LREE 并伴随 HFSE 的明显增加,少数亏损 LREE,前者部分熔融程度为 15%~23%,后者 10%左右。这表明它们并不是地幔单阶段部分熔融的残余物,而是 MORB 型亏损橄榄岩再度部分熔融后熔体与残余地幔相互作用的产物,不能简单地将其视为 MORB 型地幔橄榄岩。其形成过程可能经历了从 MOR 到 SSZ 两种构造环境的转变,亦即这些橄榄岩早先属于特提斯扩张脊环境下地幔部分熔融的残余,随后由于洋内俯冲作用被带入岛弧环境并再度发生了熔融。同时,由于熔体不同程度的混合与交代,形成各种再饱满程度不同的橄榄岩。

致谢 审稿人提出的宝贵意见对提高本文质量起到了重要作用。野外工作期间得到西藏地质二队巴登珠教授级高工、李国良主任及中国地质调查局拉萨工作站李全文站长的帮助和指导。余正清、李忠林和杨清富工程师参加了部分野外工作,在此一并表示感谢。

## References

Arai S. 1994. Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation [J]. *Chemical Geology*, 113: 191~204.

Baker M B and Stolper E M. 1994. Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: 2 811~2 827.

Bao Peisheng, Wang Xibin, Peng Genyong, *et al.* 1999. Chromite Deposits in China [M]. Beijing: Science Press, 54~97 (in Chinese with English abstract).

Dick H J B and Bullen T. 1984. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86: 54~76.

Dick H J B and Fisher R L. 1984. Mineralogic studies of the residues of mantle melting: Abyssal and Alpine-type peridotites [A]. Kornprobst J. *Kimberlites II: The Mantle and Crust-mantle Relationships* [C]. Amsterdam: Elsevier, 295~308.

Dubois-Côté V, Hébert R, Dupuis C, *et al.* 2005. Petrological and geochemical evidence for the origin of the Yarlung Zangbo ophiolites, southern Tibe [J]. *Chemical Geology*, 214: 265~286.

Frey F A, Suen C J and Stockman H W. 1985. The Roda high temperature peridotite: geochemistry and petrogenesis [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 49: 2 469~2 491.

Gaetani G A and Grove T L. 1998. The influence of water on melting of mantle peridotite [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 131: 323~346.

Godard M, Jousselein D and Bodinier J L. 2000. Relationships between geochemistry and structure beneath a paleo-spreading center: a study of the mantle section in the Oman Ophiolite [J]. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 180: 133~148.

Hart S R and Zindler A. 1986. In search of a bulk Earth composition [J]. *Chemical Geology*, 57: 247~267.

Ionov D A, Chazot G, Chauvel C, *et al.* 2006. Trace element distribution in peridotite xenoliths from Tok, SE Siberian craton: A record of pervasive, multi-stage metasomatism in shallow refractory mantle [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 70: 1 231~1 260.

Jagoutz E, Palme H, Baddenhausen H, *et al.* 1979. The abundance of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Proceedings of the Lunar and Planetary Scientific Conference* [J]. *Geochim. Cosmochim. Acta Supplement*, 10: 2 031~2 050.

Jaques A L and Green D H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 287~310.

Kelemen P B, Shimizu N and Salters V J M. 1995. Extraction of mid-ocean ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels [J]. *Nature*, 375: 747~753.

Le Mée L, Girardeau J and Monnier C. 2004. Mantle segmentation along the Oman ophiolite fossil mid-ocean ridge [J]. *Nature*, 432: 167~172.

Li Guangcen and Mercier J L. 1984. Sino-French Cooperative Investigation in Himalaya [M]. Beijing: Geological Publishing House, 143~168 (in Chinese with English abstract).

Liu Wenbin, Qian Qing, Yue Guoli, *et al.* 2002. The geochemical characteristics of fore-arc ophiolite from Dingqing area, Tibe [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 18(3): 392~400 (in Chinese with English abstract).

Lu Fengxiang. 1988. *Mantle Petrology* [M]. Wuhan: China University of Geoscience Press, 114~115 (in Chinese).

Malpas J, Zhou M F, Robinson P T, *et al.* 2003. Geochemical and geochronological constraints on the origin and emplacement of the Yarlung Zangbo ophiolites, Southern Tibe [A]. Dilek Y and Robinson P T. *Ophiolites in Earth History* [C]. London: Geological Society, Special Publications, 218: 191~206.

McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the Earth [J]. *Chemical Geology*, 120: 223~253.

Miller C, Thöni M, Frank W, *et al.* 2003. Geochemistry and tectono-

- magmatic affinity of the Yungbwa ophiolite, SW Tibe[ J ]. *Lithos*, 66 : 155~172.
- Niu Y. 2004. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges[ J ]. *Journal of Petrology*, 45 : 2 423~2 458.
- Parkinson I J and Pearce J A. 1998. Peridotites from the Izu Bonin Mariana forearc ( ODP Leg 125 ): evidence for mantle melting and melt mantle interaction in a supra-subduction zone setting[ J ]. *Journal of Petrology*, 39 : 1 577~1 618.
- Paulick H, Bach W, Godard M, et al. 2006. Geochemistry of abyssal peridotites ( Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N, ODP Leg 209 ): Implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments [ J ]. *Chemical Geology*, 234 : 179~210.
- Pearce J A, Barker P F, Edwards S J, et al. 2000. Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic[ J ]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139 : 36~53.
- Pearce J A, Lippard S J and Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of super-subduction zone ophiolites[ A ]. Kokelaar B P and Howells M F. *Marginal Basin Geology*[ C ]. London : Geological Society, Special Publication, 16 : 77~94.
- Pearce J A. 2003. Supra-subduction zone ophiolites: The search for modern analogues[ A ]. Dilek Y and Newcomb S. *Ophiolite Concept and the Evolution of Geological Thought*[ C ]. Colorado : Geological Society of American Special Paper, 373 : 269~293.
- Portnyagin M V, Danyushevsky L V and Kamenetsky V S. 1997. Coexistence of two distinct mantle sources during formation of ophiolites: a case study of primitive pillow-lavas from the lowest part of the volcanic section of the Troodos Ophiolite, Cyprus[ J ]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 128 : 287~301.
- Robertson A H F. 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region [ J ]. *Lithos*, 65 : 1~67.
- Saunders A D and Tarney J. 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back-arc basin[ A ]. Kokelaar B P and Howells M F. *Marginal Basin Geology*[ C ]. London : Geological Society, Special Publication, 16 : 59~76.
- Shi Rendeng. 2005. Comment on the progress in and problems on ophiolite study[ J ]. *Geological Review*, 51( 6 ): 681~693( in Chinese with English abstract ).
- Shi Rendeng, Yang Jingsui, Xu Zhiqin, et al. 2005. Recognition of MOR- and SSZ- type ophiolites in the Bangong Lake ophiolite mélange, western Tibet : evidence from two kinds of mantle peridotites[ J ]. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 24( 5 ): 397~408( in Chinese with English abstract ).
- Snow J and Dick H. 1995. Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite[ J ]. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59 : 4 219~4 235.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[ A ]. Saunders A D and Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basin*[ C ]. London : Geological Society, Special Publications, 42 : 313~345.
- Wang Chengshan, Li Yalin, Liu Zhifei, et al. 2005. Yarlung-Zangbo Ophiolites revisited: from geological survey to mineral records[ J ]. *Acta Geologica Sinica*, 79( 3 ): 323~330( in Chinese with English abstract ).
- Wang Xibin, Bao Peisheng and Rong He. 1996. Rare earth elements geochemistry of the mantle peridotite in the ophiolite suites of China [ J ]. *Acta Petrologica Sinica*, 11( Suppl. ): 24~41( in Chinese with English abstract ).
- Xia Bin, Guo Lingzhi and Shi Yangshen. 1998. The Ophiolites and Tectonostratigraphic Terranes in Southwest Xizang ( Tibet ) [ M ]. Guangzhou : Zhongshan University Press, 1~83( in Chinese ).
- Xu Deming, Huang Guicheng, Huang Lingqin, et al. 2006. The origin of mantle peridotites in the Daba-Xiugugabu ophiolite belt, SW Tibe[ J ]. *Geology and Mineral Resources of South China*, ( 3 ): 10~18( in Chinese with English abstract ).
- Yumul J G P, Dimalanta C B, Faustino D V, et al. 1998. Translation and docking of an arc terrane: geological and geochemical evidence from the southern Zambales Ophiolite Complex, Philippines[ J ]. *Tectonophysics*, 293 : 255~272.
- Zhang Qi and Zhou Quojing. 2001. *Ophiolites of China*[ M ]. Beijing : Science Press, 82~92( in Chinese with English abstract ).
- Zhou M F, Robinson P T, Malpas J, et al. 1996. Podiform chromitites in the Luobusa Ophiolite ( southern Tibet ): implications for melt-rock interaction and chromite segregation in the upper mantle[ J ]. *J. Petrol.*, 37 : 3~21.

## 附中文参考文献

- 鲍佩声, 王希斌, 彭根永, 等. 1999. 中国铬铁矿床[ M ]. 北京 : 科学出版社, 54~97.
- 李光岑, 麦尔西叶 J L. 1984. 中法喜马拉雅考察成果( 1980 ) [ M ]. 北京 : 地质出版社, 1~419.
- 刘文斌, 钱青, 岳国利, 等. 2002. 西藏丁青弧前蛇绿岩的地球化学特征[ J ]. *岩石学报*, 18( 3 ): 392~400.
- 路凤香. 1988. 地幔岩岩石学[ M ]. 武汉 : 中国地质大学出版社, 114~115.
- 史仁灯. 2005. 蛇绿岩研究进展、存在问题及思考[ J ]. *地质论评*, 51( 6 ): 681~693.
- 史仁灯, 杨经绥, 许志琴, 等. 2005. 西藏班公湖存在 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩——来自两种不同地幔橄辉岩的证据[ J ]. *岩石矿物学杂志*, 24( 5 ): 397~408.
- 王成善, 李亚林, 刘志飞, 等. 2005. 雅鲁藏布江蛇绿岩再研究: 从地质调查到矿物记录[ J ]. *地质学报*, 79( 3 ): 323~330.
- 王希斌, 鲍佩声, 戎合. 1996. 中国蛇绿岩中变质橄辉岩的稀土元素地球化学[ J ]. *岩石学报*, 11( 增刊 ): 24~41.
- 夏斌, 郭令智, 施央申. 1998. 西藏西南部蛇绿岩及其地体构造[ M ]. 广州 : 中山大学出版社, 1~83.
- 徐德明, 黄圭成, 黄陵勤, 等. 2006. 西藏西南部达巴-休古嘎布蛇绿岩带中地幔橄辉岩的成因[ J ]. *华南地质与矿产*, ( 3 ): 10~18.
- 张旗, 周国庆. 2001. 中国蛇绿岩[ M ]. 北京 : 科学出版社, 82~92.