

# 西藏班公湖存在 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩

——来自两种不同地幔橄榄岩的证据

史仁灯<sup>1,2</sup>, 杨经绥<sup>1</sup>, 许志琴<sup>1</sup>, 戚学祥<sup>1</sup>

(1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037; 2. 南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 江苏南京 210093)

**摘要:** 在班公湖-怒江蛇绿岩带的西端日土出露两种不同的地幔橄榄岩: ①角砾状方辉橄榄岩, 由 80% 橄榄石( $Fo = 90.76 \sim 91.84$ , 平均 91.09)、15% 斜方辉石( $Mg^{\#} = 90.97 \sim 91.41$ , 平均 91.16)、2% 单斜辉石( $Mg^{\#} = 93.24 \sim 94.60$ , 平均 93.96)、3% 棕色尖晶石( $Cr^{\#} = 0.20 \sim 0.25$ , 平均  $0.23 < 0.60$ ) 和磁铁矿组成, 以低 MgO(41.41% ~ 42.02%)、高  $Al_2O_3$ (1.63% ~ 1.94%)、CaO(1.34% ~ 1.60%) 和 Ti(133.04 ~ 134.52  $\mu g/g$ ) 为特征, 亏损 REE,  $\Sigma REE$  为球粒陨石的 17% ~ 22%, 估算其为原始地幔岩经过 10% ~ 15% 部分熔融的残留物; ②块状方辉橄榄岩, 由 85% 橄榄石、13% 斜方辉石、2% 红褐色尖晶石( $Cr^{\#} = 0.69 \sim 0.74$ , 平均  $0.71 > 0.60$ ) 和磁铁矿组成, 不含单斜辉石, 相对于角砾状方辉橄榄岩, 高 MgO(42.96% ~ 44.69%)、低  $Al_2O_3$ (0.23% ~ 0.61%)、CaO(0.08% ~ 0.11%) 和 Ti(68.55 ~ 68.82  $\mu g/g$ ), 强烈亏损 REE,  $\Sigma REE$  仅为球粒陨石的 3% ~ 5%, 估算其为原始地幔橄榄岩经过 30% ~ 40% 部分熔融的残留物。初步研究认为角砾状方辉橄榄岩是古大洋岩石圈在板块汇聚过程中构造侵入于缝合带中的残留物, 是 MOR 型蛇绿岩的地幔橄榄岩; 块状方辉橄榄岩是古大洋岩石圈在俯冲消减过程中再度发生熔融的残留物, 是 SSZ 型蛇绿岩的地幔橄榄岩, 这与本区发育 MOR 型蛇绿岩熔岩-洋中脊拉斑玄武岩(P-MORB) 和 SSZ 型蛇绿岩熔岩-玻安岩(Boninite)是一致的。

**关键词:** 方辉橄榄岩; MOR 型蛇绿岩; SSZ 型蛇绿岩; 班公湖; 西藏

中图分类号: P588.12<sup>+</sup>5

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2005)05-0397-12

## Recognition of MOR\_ and SSZ\_type ophiolites in the Bangong Lake ophiolite mélange, western Tibet: evidence from two kinds of mantle peridotites

SHI Ren\_deng<sup>1,2</sup>, YANG Jing\_sui<sup>1</sup>, XU Zhi\_qin<sup>1</sup> and QI Xue\_xiang<sup>1</sup>

(1. Institute of Geology, CAGS, Beijing 100037, China; 2. State Key Laboratory of Mineral Deposit Research, Nanjing University, Nanjing 210093, China)

**Abstract:** Two kinds of mantle peridotites are recognized in Rutog at the westernmost part of the Bangong Lake - Nujiang ophiolite mélange in Tibet. One is a brecciform harzburgite, composed of about 80% olivine with  $Fo 90.76 \sim 91.84$ , 91.09 on average, 15% orthopyroxene with  $Mg^{\#} 90.97 \sim 91.41$ , 91.16 on average, 2% clinopyroxene with  $Mg^{\#} 93.24 \sim 94.60$ , 93.96 on average, and 3% magnetite and light brown chromium spinel with  $Cr^{\#} 0.20 \sim 0.25$ , 0.23 on average (lower than 0.60), and characterized by low MgO (41.41% ~ 42.02%), high  $Al_2O_3$  (1.63% ~ 1.94%), CaO (1.34% ~ 1.60%) and Ti (133.04 ~ 134.52  $\mu g/g$ ), and depletion of REE with  $\Sigma REE$  being 0.17 ~ 0.22 times that of chondrite. Major and trace element characteristics indicate that the brecciform harzburgite is restite resulting from 10% ~ 15% partial melting of primitive mantle. The other type is massive harzburgite without clinopyroxene, composed of about 85% olivine, 13% orthopyroxene, and 2% magnetite and red\_brown chromium spinel with  $Cr^{\#} 0.69 \sim 0.74$ , 0.71 on average (higher than 0.60). In contrast to the brecciform harzburgite, the massive harzburgite is characterized by high MgO (42.96% ~ 44.69%), low  $Al_2O_3$  (0.23% ~ 0.61%), CaO (0.08% ~ 0.11%) and Ti (68.55 ~ 68.82

收稿日期: 2004-12-10; 修订日期: 2005-06-23

基金项目: 国家自然科学基金重大国际合作项目(49732070); 国土资源部国际合作与科技司十五重点项目(20010101)

作者简介: 史仁灯(1969-), 男, 博士, 副研究员, 从事岩石地球化学研究, E-mail: Shirendeng@sohu.com。

Hg/g), and considerable depletion of REE, with  $\Sigma\text{REE}$  being 0.03~0.05 times that of chondrite. Major and trace element characteristics suggest that the massive harzburgite is restite formed by 30%~40% partial melting of the primitive mantle. It is preliminarily held that the brecciform harzburgite is restite of ancient oceanic lithosphere emplacement in the orogeny zone, and that the massive harzburgite is restite formed by another partial melting of residual peridotites during the subduction of ancient oceanic lithosphere. They are typical mantle peridotites of MOR\_ and SSZ\_type ophiolite, respectively, and consistent with the two types of lavas in Bangong Lake ophiolite mélangé, i. e., P\_MORB and Boninite.

**Key words:** harzburgite; MOR\_type ophiolite; SSZ\_type ophiolite; Bangong Lake; Tibet

蛇绿岩是一种可以与现代大洋岩石圈对比的镁铁-超镁铁质岩石组合,是古大洋岩石圈在造山带中的残留,并被广泛应用于全球板块构造系统的研究(Gass, 1968; Dewey and Bird, 1971; Coleman and Keith, 1971; Moores and Vine, 1971; Moores and Jackson, 1974; Kidd, 1977)。随着蛇绿岩研究程度的不断深入及其与深海钻探计划(DSDP)和大洋钻探计划(ODP)研究成果的对比,有观点认为只有少数蛇绿岩是大洋扩张脊(MOR)的产物,而多数蛇绿岩代表板块俯冲消减带上(SSZ)的岛弧和弧后盆地、大陆边缘盆地等小洋盆,于是Pearce等(1984)将蛇绿岩分为MOR型和SSZ型。其中,地幔橄榄岩是一个重要的判别标志,MOR型蛇绿岩的地幔橄榄岩一般为含单斜辉石的方辉橄榄岩,副矿物尖晶石的 $\text{Cr}^\#$ 低于0.60, LREE为亏损型;而SSZ型蛇绿岩的地幔橄榄岩主要为方辉橄榄岩,副矿物尖晶石的 $\text{Cr}^\#$ 高于0.60(Dick and Bullen, 1984), LREE富集(Ehlon *et al.*, 1982, 1992; 鲍佩声等, 1992; 王希斌等, 1995, 1996)。

但是,在造山带中出露的蛇绿岩并不是如上述的MOR型和SSZ型那么简单,往往很复杂,并非具单一的某种形式,往往一个超镁铁岩体中同时出现高 $\text{Cr}^\#$ 和低 $\text{Cr}^\#$ 尖晶石相橄榄岩以及高 $\text{Mg}^\#$ 和低 $\text{Mg}^\#$ 指数的橄榄石、斜方辉石和单斜辉石等,有时出现高Fo的方辉橄榄岩和低Fo的纯橄岩以及具不同REE(LREE亏损、富集等)配分模式的橄榄岩同时出露在一个岩体中,这可能是多阶段部分熔融的产物(Dick and Bullen, 1984; 王希斌等, 1995, 1996)。另外,有研究认为这种现象是地幔交代作用的产物(Navon and Stolper, 1987),但是这种所谓的地幔交代作用是含糊不清的,至少缺乏可信的证据(Melcher *et al.*, 2002)。也就是说,这种广泛分布于造山带中的代表不同熔融程度的高 $\text{Cr}^\#$ 和低 $\text{Cr}^\#$ 尖晶石相橄榄岩同时出露在一个蛇绿岩带中的现象还有待进一步研究。

目前,有关班公湖蛇绿岩类型和形成构造环境的认识还存在较大分歧,Yang等(1991)根据班公湖蛇绿岩上部熔岩具P\_MORB特点,推测该蛇绿岩形成于类似大西洋中脊的环境;王希斌等(1987)认为该蛇绿岩是发育在弧后盆地环境,而张旗等(1985)根据该蛇绿岩带东段丁青出露有玻安岩认为蛇绿岩形成于洋内岛弧;史仁灯等(2004)最近在该蛇绿混杂岩中发现玻安岩,进而推测该蛇绿岩在构造侵位过程中曾经发生过洋内俯冲作用,暗示蛇绿岩可能形成于类似西太平洋IBM带(Izu-Bonin-Mariana)弧前环境。因此,研究出露在班公湖蛇绿岩带中的两种不同地幔橄榄岩,对识别班公湖蛇绿岩

类型,研究成因构造背景,探讨古大洋岩石圈产生、发展和俯冲消减过程均具有重要意义。

## 1 地幔橄榄岩产出的地质背景

班公湖-怒江蛇绿岩带向西延伸到克什米尔,向东南沿怒江河谷延伸出西藏,在我国境内长达2000多公里,是青藏高原多条缝合带中的一条,是新特提斯蛇绿岩的东延部分(Garreau *et al.*, 1984; Zhang *et al.*, 2003)。班公湖蛇绿岩位于该带西端,分布于班公湖以南、日土县城北约10 km(图1),出露较为完整,主要由地幔橄榄岩、堆晶辉长岩、辉长岩、辉绿岩墙、枕状熔岩和块状熔岩组成。其中熔岩有两套:一是具P\_MORB特点的角砾状和块状熔岩,上覆硅质岩中放射虫的时代为中-晚侏罗世(Yang *et al.*, 1991);另一是玻安质的玄武安山岩-安山岩(史仁灯等, 2004),二者呈断层接触。蛇绿岩构造侵位在侏罗纪砂岩、页岩地层中,侏罗纪地层与夹杂在其中的外来的二叠纪灰岩岩块构成滑混层(olistostrome)(Yang *et al.*, 1991),蛇绿岩与该滑混层及其他岩石一起构成班公湖蛇绿混杂岩。蛇绿岩中的地幔橄榄岩主要是方辉橄榄岩,含少量的纯橄岩。方辉橄榄岩有两种:一是角砾状方辉橄榄岩,呈构造角砾岩的形式产出,出露宽度约100 m,构造角砾大小不等,大者直径达到5 m以上,小者则几厘米,胶结物为钙质;另一种是块状方辉橄榄岩,出露在角砾状橄榄岩的西南边,与角砾状橄榄岩呈断层接触,出露宽度约150 m(图2)。地幔橄榄岩均未发生强烈的变形,未发现代表大洋慢速扩张形成的橄榄岩糜棱岩(peridotite mylonites)(Jaraslow *et al.*, 1996)。

## 2 岩石学和矿物学特征

### 2.1 岩石学特征

(1) 角砾状方辉橄榄岩 已中等程度蛇纹石化,有新鲜橄榄石、斜方辉石和单斜辉石残留,据残留晶体推测橄榄石和斜方辉石的含量分别为80%和15%。由于蛇纹石化影响,新鲜橄榄石颗粒呈孤岛状残留,最大粒径约0.5 mm;斜方辉石绢石化较弱,颗粒直径介于1~5 mm,大部分为港湾状,具典型的部分熔融残余结构(图3a);单斜辉石含量2%左右,半自形粒状。副矿物主要是尖晶石和磁铁矿,尖晶石呈半自形-



图 1 西藏班公湖蛇绿混杂岩大地构造位置 (a) 和蛇绿岩块分布地质简图 (b)

Fig. 1 Schematic map of the Bangong Lake–Nujiang River suture zone (a) and the distribution of the Bangong Lake ophiolite (b) in the northern Tibet, China

他形粒状和浸染状(图 3b), 棕色, 含量 3%, 最大粒径可达 5 mm, 边缘磁铁矿化; 磁铁矿主要沿橄榄石的蛇纹石化边缘分布, 是橄榄石蛇纹石化的产物。

(2) 块状方辉橄榄岩 已强烈蛇纹石化, 无新鲜橄榄石和斜方辉石残留, 根据斜方辉石的残留晶形推测其含量在 13% 左右, 具部分熔融残留的港湾状结构(图 3c)。橄榄石全部网格状蛇纹石化, 推测橄榄石含量 85% 左右。副矿物有尖晶石和磁铁矿, 尖晶石呈半自形-他形粒状, 含量 1%, 红褐色(图 3d), 不同于角砾状方辉橄榄岩中的尖晶石; 磁铁矿(1%) 与角砾状方辉橄榄岩中的一样, 均属蛇纹石化的产物。块状方辉橄榄岩不含单斜辉石, 指示其熔融程度高于含单斜辉石的角砾状方辉橄榄岩(Jaques *et al.*, 1980; Dick *et al.*, 1984; Baker and Stolper, 1994; Gaetani and Grove, 1998)。

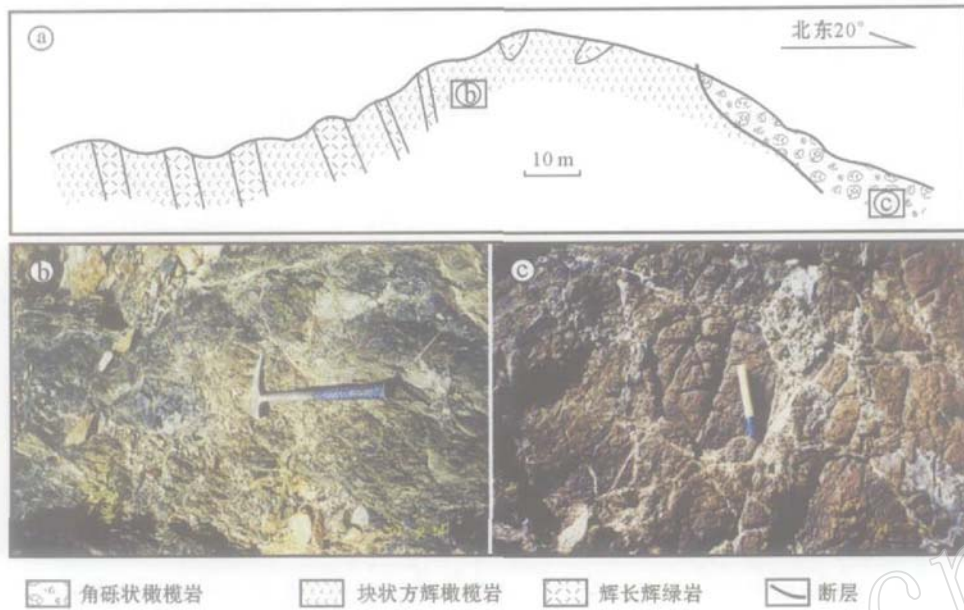
## 2.2 矿物学特征

矿物化学成分分别在国土资源部矿产资源研究所和南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室的电子探针室完成, 所用仪器均为日本电子公司 JXA-8800M 型电子探针, 工作电流为 10 nA, 加速电压为 15 kV, 分析结果见表 1.2 和 3。

角砾状方辉橄榄岩中的橄榄石 Fo 值为 90.76~91.84, 平均 91.09, 为镁橄榄石。斜方辉石的 Mg<sup>#</sup> 值为 90.97~91.41, 平均 91.16, 为顽火辉石。它们均具极窄的变化范围,

并且橄榄石的 Fo 值与斜方辉石的 Mg<sup>#</sup> 值非常接近, 不同于具有较宽成分变化范围的堆晶橄榄岩中的橄榄石和斜方辉石, 这是熔融残留地幔橄榄岩中矿物的典型特征(Dick, 1977; Komor *et al.*, 1990)。尖晶石的 Mg<sup>#</sup> 值为 68.65~76.33, Cr<sup>#</sup> 值为 0.20~0.25, 表现为高 Mg<sup>#</sup> 低 Cr<sup>#</sup> 的特点, 这是熔融程度较低的地幔橄榄岩中尖晶石的特征(Dick and Bullen, 1984; Komor *et al.*, 1990)。在橄榄石 Fo-尖晶石 Cr<sup>#</sup> 图解(Olivine-Spinel Mantle Array)(图 4a)中, 角砾状方辉橄榄岩位于部分熔融程度较低的下方, 为原始地幔橄榄岩经过较低部分熔融程度的残留物(Arai, 1994)。在尖晶石的 Cr<sup>#</sup>-Mg<sup>#</sup> 图解上(图 4b), 角砾状方辉橄榄岩中的尖晶石也集中投在代表熔融程度较低的左下角, 与大西洋中脊 670A 孔中的深海橄榄石中尖晶石的成分较为一致(Komor *et al.*, 1990)。角砾状方辉橄榄岩中的橄榄石和尖晶石成分均显示了 MOR 型蛇绿岩地幔橄榄岩的特点, 即本区蛇绿岩中的角砾状方辉橄榄岩为 MOR 型蛇绿岩的地幔橄榄岩。另外, 角砾状方辉橄榄岩中单斜辉石(透辉石)的 Mg<sup>#</sup> 值明显高于橄榄石和斜方辉石, 这一点不同于深海橄榄岩中的单斜辉石(Komor *et al.*, 1990), 其可能受到俯冲过程中产生的高 Mg 岩浆影响, 这需要进一步的工作。

块状方辉橄榄岩中尖晶石的 Mg<sup>#</sup> 值为 50.63~58.38, Cr<sup>#</sup> 值为 0.69~0.74, 显示出熔融程度较高的高 Cr<sup>#</sup> 低 Mg<sup>#</sup>



角砾状橄榄岩 块状方辉橄榄岩 辉长辉绿岩 断层

图2 西藏班公湖蛇绿岩中地幔橄榄岩信手剖面 (a) 和野外产出特征 (b 和 c)

Fig.2 The sketch cross section (a) and photos (b and c) of the breccia and massive peridotites of the Bangong Lake ophiolite

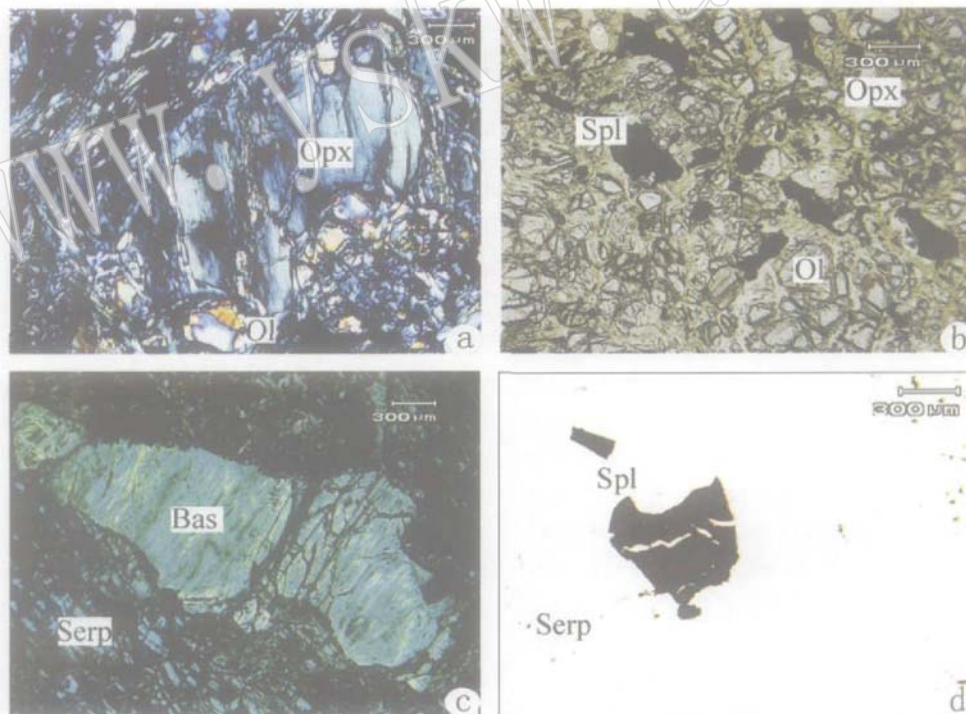


图3 西藏班公湖蛇绿岩中地幔橄榄岩的显微镜下结构和矿物特征

Fig. 3 Microphoto of the harzburgites in the Bangong Lake ophiolite

a—角砾状方辉橄榄岩中斜方辉石的熔融残留结构; b—角砾状方辉橄榄岩中半自形-他形粒状和浸染状棕色尖晶石; c—块状方辉橄榄岩中保留斜方辉石熔融残留结构的绢石; d—块状方辉橄榄岩中半自形-他形粒状红褐色尖晶石; Ol—橄榄石; Opx—斜方辉石; Spl—尖晶石; Bas—绢石; Serp—蛇纹石

a—Porphyroclastic textures with subhedral crystals of orthopyroxene in a matrix of smaller, anhedral olivine grains or serpentine in the breccia harzburgite; b—Disseminated spinel with anhedral-subhedral crystals in the breccia harzburgite; c—Orthopyroxene with "embayment texture" replaced by bastite in the massive harzburgite; d—The red brown disseminated spinel rimmed with magnetite in the massive harzburgite; Ol—Olivine; Opx—Orthopyroxene; Spl—Spinel; Bas—Bastite; Serp—Serpentine

表 1 西藏班公湖蛇绿岩地幔橄榄岩中橄榄石电子探针成分

w<sub>B</sub>/%

Table 1 Chemical composition of the olivine in the peridotite of the Bangong Lake ophiolite in the northern Tibet

编号 序号	01Y_134								01Y_135				01Y_136	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	40.38	40.33	40.88	41.37	40.92	41.44	40.38	40.62	41.43	40.83	40.76	40.62	40.44	40.50
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.01	0.05	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03
FeO	7.93	8.61	8.64	8.73	8.97	8.54	8.37	8.91	9.02	8.97	8.95	8.79	8.83	8.86
MnO	0.11	0.12	0.12	0.11	0.12	0.13	0.10	0.12	0.09	0.14	0.12	0.20	0.11	0.15
MgO	50.01	50.07	50.18	50.29	50.42	50.13	50.17	50.26	50.62	49.42	50.07	49.60	49.27	49.60
CaO	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01
NiO	0.35	0.37	0.32	0.35	0.33	0.35	0.32	0.32	0.31	0.19	0.19	0.16	0.12	0.31
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
总和	98.81	99.52	100.22	100.87	100.77	100.62	99.38	100.30	101.54	99.61	100.10	99.36	98.85	99.50
Fo	91.84	91.20	91.19	91.13	90.92	91.28	91.44	90.96	90.92	90.76	90.89	90.96	90.86	90.90

Fo = 100 × Mg / (Mg + Fe); 其中 10~13 号样品在南京大学成矿机制研究国家重点实验室探针室分析。

表 2 西藏班公湖蛇绿岩地幔橄榄岩中斜方辉石和单斜辉石电子探针成分

w<sub>B</sub>/%

Table 2 Chemical composition of the Opx and Cpx in the peridotite of the Bangong Lake ophiolite in the northern Tibet

矿物 编号 序号	斜方辉石							单斜辉石				
	01Y_134				01Y_135			01Y_134			01Y_135	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	54.57	55.68	55.36	56.02	56.02	54.88	55.09	52.00	52.11	52.65	52.09	52.47
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.04	0.03	0.03	0.01	0.08	0.03	0.14	0.12	0.11	0.08	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.73	3.23	3.83	3.24	3.37	3.76	3.86	4.79	4.04	4.08	4.43	4.33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.82	0.47	0.67	0.49	0.47	0.00	0.52	1.21	0.95	0.98	0.65	0.66
FeO	5.55	5.79	5.79	6.04	5.80	5.70	5.76	1.73	2.00	1.77	1.75	1.51
MnO	0.15	0.13	0.13	0.13	0.15	0.16	0.17	0.07	0.07	0.06	0.10	0.12
MgO	33.09	33.62	33.64	34.27	33.73	32.89	32.57	16.51	16.93	17.41	17.05	16.75
CaO	1.30	0.94	1.25	0.87	0.88	1.15	1.53	22.66	22.49	21.91	22.67	22.82
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.04	0.01	0.24	0.22	0.25	0.39	0.52
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
总和	99.36	99.95	100.77	101.16	100.51	98.66	99.57	99.39	99.01	99.27	99.30	99.29
Mg <sup>#</sup>	91.41	91.19	91.20	91.01	91.20	91.14	90.97	94.45	93.78	94.60	93.72	93.24
Wo	2.51	1.80	2.37	1.63	1.68	2.23	2.97	48.17	47.19	46.07	46.63	47.47
En	90.95	90.45	91.04	91.81	89.47	88.88	88.03	48.84	49.42	50.93	49.79	49.28
Fs	6.54	7.75	6.59	6.56	8.86	8.89	9.00	2.99	3.39	3.00	3.58	3.25

Mg<sup>#</sup> = 100 × Mg / (Mg + Fe), 端员组分 Wo、En、Fs 为 Mincpet 2.02 计算结果, 其中 6~7 和 11~12 号样品在南京大学成矿机制研究国家重点实验室探针室分析。

的特点(Dick and Bullen, 1984; Komor *et al.*, 1990)。由于块状方辉橄榄岩强烈蛇纹石化, 所以没有橄榄石的电子探针成分, 但是根据岩相观察和全岩化学成分 Mg<sup>#</sup> 值高于角砾状方辉橄榄岩, 估测橄榄石的 Fo 值比角砾状方辉橄榄岩中橄榄石高 1% 左右, 因此图 4a 中块状方辉橄榄岩的 Fo 值为估测值, 虽然不准确, 但是尖晶石的 Cr<sup>#</sup> 值准确, 所以不影响讨论地幔橄榄岩的熔融程度。在图 4b 上, 块状方辉橄榄岩中尖晶石投在 SSZ 蛇绿岩和玻安岩以及原始弧(primitive arc) 熔岩中尖晶石成分区(Bridges *et al.*, 1995), 代表的是熔融程度较

高的地幔橄榄岩, 这与图 4a 的结果一致, 并且与东地中海土耳其 PK 蛇绿岩地幔橄榄岩中尖晶石成分(Parlak *et al.*, 2002) 较为接近, 说明块状方辉橄榄岩为 SSZ 型蛇绿岩的地幔橄榄岩。

### 3 地球化学特征

样品的化学成分测试在国土资源部国家地质测试中心完成, 主量成分 SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、TFe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>O、MgO、

表 3 西藏班公湖蛇纹岩地幔橄辉岩中尖晶石电子探针成分

Table 3 Chemical composition of the spinel in the peridotite of the Bangong Lake ophiolite in the northern Tibet

岩石 编号	角砾状辉橄辉岩(MOR型)													块状方辉橄辉岩(SSZ型)							$\alpha_B/\%$	
	01Y-134				01Y-135				01Y-136					01Y-145				01Y-152				
序号	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.01	0.17	0.03	0.02	0.02	0.01	0.04	0.00	0.02	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.03	0.03	0.11	0.02	0.02
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.04	0.02	0.04	0.04	0.03	0.05	0.02	0.00	0.02	0.04	0.02	0.03	0.06	0.07	0.05	0.06	0.08	0.07	0.07	0.04	0.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	46.75	45.28	45.48	46.30	47.65	48.09	47.66	49.15	47.50	46.89	45.65	48.13	46.37	13.41	13.99	13.39	15.92	15.42	15.63	15.41	14.97	15.55
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.66	21.94	20.84	19.98	20.15	20.53	21.43	19.40	21.17	21.25	20.57	18.43	19.82	54.71	56.01	56.50	53.93	54.53	53.38	53.68	53.86	53.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.50	3.31	3.40	3.86	1.35	0.88	0.72	1.26	1.01	2.98	2.92	3.20	3.19	1.47	1.87	2.09	1.94	1.35	1.57	1.92	2.30	2.49
FeO	10.99	10.25	10.85	10.58	13.02	13.16	13.23	13.48	13.74	11.11	11.13	10.56	10.83	17.65	17.58	17.78	17.26	16.64	15.86	15.38	16.40	16.84
MnO	0.13	0.11	0.13	0.18	0.15	0.11	0.09	0.14	0.14	0.12	0.15	0.13	0.11	0.26	0.26	0.31	0.25	0.30	0.29	0.24	0.27	0.25
MgO	18.23	18.60	18.11	18.50	17.10	17.22	17.20	17.24	16.85	18.50	17.82	18.60	18.14	10.14	10.87	10.66	11.29	11.43	11.71	12.09	11.45	11.32
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.20	0.23	0.16	0.19	0.13	0.096	0.11	0.08	0.06	0.21	0.17	0.22	0.19	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.07	0.04	0.04
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.04	0.00	0.03	0.03	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.05	0.00	0.04	0.02
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
总和	99.49	99.75	98.98	99.81	99.51	100.06	100.44	100.69	100.42	101.10	98.49	99.33	98.72	97.74	100.70	100.81	100.73	99.84	98.63	98.96	99.40	99.82
Mg <sup>#</sup>	74.70	76.33	74.81	75.68	70.11	70.03	69.89	69.55	68.65	74.76	74.02	75.80	74.88	50.63	52.48	51.69	53.87	55.07	56.85	58.38	55.47	54.53
Cr <sup>#</sup>	0.23	0.25	0.24	0.22	0.22	0.22	0.23	0.21	0.23	0.23	0.23	0.20	0.22	0.73	0.73	0.74	0.69	0.70	0.70	0.70	0.71	0.70

注: Mg<sup>#</sup> = 100 × Mg / (Mg + Fe<sup>2+</sup>), Cr<sup>#</sup> = Cr / (Cr + Al); Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 基于首先满足 + 2 价离子计算结果; 其中 5-9 号样品在南京大学成矿机制研究国家重点实验室探针室分析。

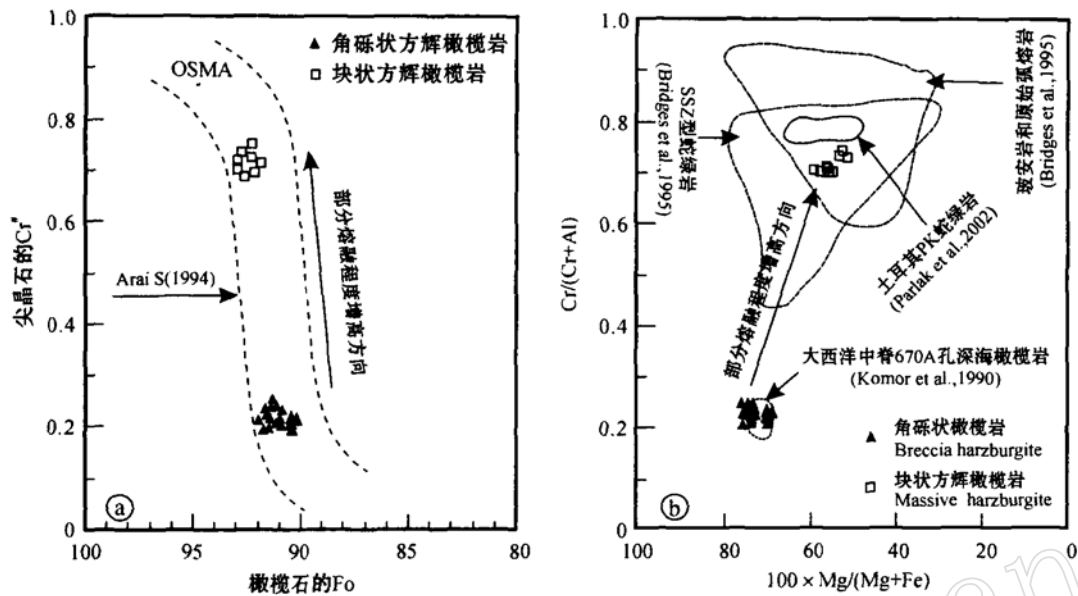


图 4 西藏班公湖蛇绿岩中地幔橄榄岩中尖晶石的  $Cr^{\#}$ -橄榄石的 Fo 判别图解(a)和尖晶石的  $Cr^{\#}$ -  $Mg^{\#}$  判别图解(b)  
 Fig. 4 Discrimination diagram for  $Cr^{\#}$  of Spinel- Fo of Olivine (a) and  $Cr^{\#}$ -  $Mg^{\#}$  in spinel (b) of the breccia and massive harzburgites in the Bangong Lake ophiolite

$TiO_2$ 、 $MnO$ 、 $P_2O_5$  用 X 射线荧光光谱法 (XRF) 测定, 并用等离子光谱和化学法进行检验,  $FeO$ 、 $H_2O$ 、 $CO_2$  用化学法测定。微量元素中的 V、Cr、Co、Ni、Sr、Zr、Nb、Ta、Hf、Ba、Th、U 等元素用 XRF 和酸溶等离子质谱法 (ICP-MS) 测定, 稀土元素用 ICP-MS 法测定。其中 Nb、Ta、Zr、Hf 用碱溶法、沉淀酸提取, 用等离子质谱法测定, 测试结果见表 4。

### 3.1 主量成分和微量元素

扣除烧失量重新归一后, 方辉橄榄岩的化学成分变化范围较窄, 在  $MgO$  相对主要元素  $SiO_2$ 、 $Al_2O_3$ 、 $CaO$  和微量元素 Ni、Cr、Co、Sc、V 变异图解 (图 5) 上表现为具有有限的成分区间。与 McDonough 和 Sun (1995) 给出的原始地幔岩相比, 本区方辉橄榄岩以富集  $MgO$ 、 $SiO_2$ 、Ni、Cr、Co 等相容元素为特征, 其中  $SiO_2$  在高压熔融条件下表现为相容元素地球化学行为, 而在低压熔融条件下为不相容元素 (路凤香, 1989), 强烈亏损  $Al_2O_3$ 、 $CaO$ 、Sc、V 等不相容元素。岩石的  $100 \times MgO / (MgO + TFeO)$  比值变化范围为 84.00~85.58, 平均 84.64, 与 Coleman (1977) 统计的其他地区蛇绿岩地幔橄榄岩的平均值 85 较为一致。推测本区方辉橄榄岩为原始地幔岩的部分熔融残留物, 这与岩石的显微镜下结构特征是一致的。虽然本区方辉橄榄岩的化学成分变化范围较窄, 但是在主要氧化物以及微量元素变异图解 (图 5) 上, 角砾状方辉橄榄岩和块状方辉橄榄岩清楚地分布在两个连续的区间: 角砾状方辉橄榄岩表现为相对低  $MgO$  (41.41%~42.02%)、 $SiO_2$  (45.66%~45.84%), 高  $Al_2O_3$  (1.63%~1.94%)、 $CaO$  (1.34%~1.60%) 和  $TiO_2$  (0.02%); 相对于角砾状方辉橄榄岩, 块状方辉橄榄岩高  $MgO$  (42.96%~44.69%)、 $SiO_2$  (45.75%~

46.66%), 低  $Al_2O_3$  (0.23%~0.61%)、 $CaO$  (0.08%~0.11%) 和  $TiO_2$  (<0.01%)。岩石的  $MgO$  与 Ni、Cr、Co 等相容元素及  $SiO_2$  显示较好的正相关关系, 而与 Sc、V 等不相容元素及  $Al_2O_3$ 、 $CaO$  为负相关关系。由于相容元素 Ni、Cr、Co, 弱-中不相容元素 Sc、V、Ca、Al 和不相容元素 Y、Ti、HREE 在俯冲过程中不受影响, Pearce 和 Parkinson (1993) 称这些元素为 subduction conservation elements, 所以这些元素能较为客观地反映地幔橄榄岩的熔融程度。图 5 显示角砾状方辉橄榄岩较块状方辉橄榄岩距离 PM (primitive mantle) 近, 说明前者的熔融程度低于后者, 这与微量元素 Ti 的含量是一致的。一般认为 Ti 含量越低, 熔融残留物的熔融程度越高 (Parkinson and Pearce, 1998)。角砾状方辉橄榄岩的 Ti 含量为 133.04~134.5  $\mu g/g$ , 块状方辉橄榄岩的 Ti 含量为 68.5~68.8  $\mu g/g$ , 显示块状方辉橄榄岩的熔融程度高于角砾状方辉橄榄岩。

### 3.2 稀土元素

地幔橄榄岩的球粒陨石标准化稀土元素配分模式见图 6。图 6 清楚显示角砾状方辉橄榄岩和块状方辉橄榄岩的 REE 总量均远低于球粒陨石。角砾状方辉橄榄岩稀土元素总量是球粒陨石的 17%~22%, 其中重稀土元素 (HREE) 是球粒陨石的 60%~80%, 轻稀土元素 (LREE) 是球粒陨石的 10%,  $(La/Sm)_N$  为 1.51~1.68,  $(La/Yb)_N$  为 0.13~0.16 (<1),  $(Gd/Yb)_N$  为 0.24~0.27 (<1), 属王希斌等 (1995) 总结的烟斗型和 Melcher 等 (2002) 总结的 2.3a 型 REE 配分模式; 块状方辉橄榄岩稀土元素总量是球粒陨石的 3%~5%, 其中 HREE 是球粒陨石的 8%~20%, LREE 是球粒陨石的 8%~9%,  $(La/Sm)_N$  为 5.04~6.03,  $(La/Yb)_N$  为 1.20~

表4 西藏班公湖蛇绿岩中地幔橄榄岩的主量元素  
( $w_B/\%$ )和微量元素( $w_B/10^{-6}$ )分析结果

Table 4 Chemical composition ( $w_B/\%$ ) and trace element  
abundance ( $w_B/10^{-6}$ ) of the harzburgite  
in the Bangong Lake ophiolite

岩石 编号	角砾状方辉橄榄岩			块状方辉橄榄岩		
	O1Y_134	O1Y_135	O1Y_136	O1Y_145	O1Y_152	O1Y_154
SiO <sub>2</sub>	45.66	45.76	45.84	46.64	45.75	45.99
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.94	1.63	1.83	0.23	0.44	0.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.43	5.31	5.54	6.27	7.09	7.19
FeO	3.01	3.03	2.91	2.20	1.16	1.24
MnO	0.12	0.12	0.11	0.09	0.13	0.14
MgO	41.49	42.02	41.41	43.61	44.69	43.96
CaO	1.60	1.34	1.60	0.11	0.08	0.09
Na <sub>2</sub> O	< 0.05	< 0.05	< 0.05	0.06	< 0.05	< 0.05
K <sub>2</sub> O	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.42	0.42	0.43	0.41	0.43	0.43
NiO	0.30	0.31	0.29	0.36	0.34	0.34
总和	100.29	100.00	99.78	99.74	99.91	99.99
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	10.08	10.38	10.48	12.56	12.56	12.52
CO <sub>2</sub>	0.09	0.09	0.17	0.05	0.03	0.01
LOI	10.02	10.27	10.35	12.49	12.46	12.16
La	0.024	0.024	0.024	0.019	0.016	0.020
Ce	0.047	0.044	0.041	0.023	0.028	0.025
Pr	0.007	0.007	0.006	0.003	0.004	0.004
Nd	0.020	0.020	0.020	0.006	0.006	0.005
Sm	0.010	0.009	0.020	0.001	0.002	0.002
Eu	0.007	0.006	0.006	0.001	0.001	0.001
Tb	0.010	0.007	0.010	0.005	0.001	0.001
Dy	0.100	0.080	0.120	0.004	0.004	0.009
Ho	0.030	0.020	0.030	0.001	0.001	0.002
Er	0.090	0.070	0.090	0.003	0.004	0.010
Tm	0.020	0.010	0.020	0.005	0.001	0.002
Yb	0.120	0.100	0.120	0.007	0.009	0.010
Lu	0.020	0.020	0.020	0.002	0.003	0.005
Y	0.73	0.58	0.76	0.039	0.059	0.10
Sc	9.53	9.35	7.95	2.96	5.06	8.30
V	112	114	108	13.3	20.2	98.1
Co	123	126	120	134	129	142
Rb	0.80	0.97	1.00	0.24	0.20	0.22
Sr	2.68	3.13	7.67	4.97	2.47	6.68
Zr	0.29	0.21	0.26	0.16	0.23	0.22
Ti	133.04	133.92	134.52	68.82	68.73	68.55
Nb	0.12	0.10	0.09	0.07	0.07	0.06
Ba	3.47	2.81	1.87	3.47	4.02	5.49
Hf	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05	< 0.05
Ta	0.15	0.15	0.12	0.10	< 0.05	0.09
Mg <sup>#</sup>	84.09	84.34	84.00	84.76	85.58	85.09
ΣREE/球粒陨石	0.21	0.17	0.22	0.03	0.03	0.05
(La/Yb) <sub>N</sub>	0.13	0.16	0.13	1.83	1.20	1.35
(Gd/Yb) <sub>N</sub>	0.27	0.24	0.27	0.69	0.45	0.72
(La/Sm) <sub>N</sub>	1.51	1.68	1.51	5.20	5.04	6.30

注:  $Mg^{\#} = 100 \times MgO / (MgO + TFeO)$ 。

1.83 (> 1), ( $Gd/Yb$ )<sub>N</sub> 为 0.45~0.72 (< 1), 属王希斌等 (1995) 的 V 型和 Melcher 等 (2002) 总结的 3.3a 型 REE 配分模式。它们均是蛇绿岩地幔橄榄岩常见的 REE 配分模式。由于 HREE 在俯冲过程中不受影响, 所以可以较好地反映地幔橄榄岩的部分熔融程度 (Pearce and Parkinson, 1993; Ozawa and Shimizu, 1995; Melcher *et al.*, 2002)。从图 6 中可知块状方辉橄榄岩 HREE 含量低于角砾状方辉橄榄岩, 即块状方辉橄榄岩的熔融程度较高。根据 Melcher 等 (2002) 的原始地幔岩的分离熔融模式估算, 角砾状方辉橄榄岩的熔融程度为 10%~15%, 块状方辉橄榄岩为 30%~40%。依据稀土元素得出的结论与岩相学观察结果、副矿物尖晶石成分判断结果以及全岩主量成分和微量元素分析结果均一致。

#### 4 讨论和新认识

继 Coleman 在 Pengrose 会议将蛇绿岩定义为一种可以与现代大洋岩石圈对比的镁铁-超镁铁质岩石组合 (地幔橄榄岩 + 堆晶岩 + 岩墙群 + 熔岩以及深海沉积硅质岩等) 以来, 全球蛇绿岩的研究对板块构造学说的发展起到了积极的推动作用。随着深海钻探计划 (DSDP) 和大洋钻探计划 (ODP) 研究成果以及造山带中蛇绿岩的研究不断深入, 发现蛇绿岩, 特别是东地中海塞浦路斯 (Cyprus) 的特罗斯多斯 (Troodos) 蛇绿岩, 与现代大洋岩石圈在矿物、岩石地球化学方面存在较大差异。20 世纪 70~80 年代之间的多次蛇绿岩与大洋岩石圈的国际研讨会认为多数蛇绿岩并不能直接代表大洋岩石圈, 而代表板块消减带 (SSZ) 上的岛弧和弧后盆地、大陆边缘盆地等小洋盆的物质。进而 Pearce 等 (1984) 在前人研究基础上, 依据形成的构造环境将蛇绿岩分为形成于洋中脊的 MOR (Mid-Ocean Ridge) 型蛇绿岩和形成于俯冲带上的 SSZ (Supra-Subduction Zone) 型蛇绿岩。Robertson (2002) 沿此思路系统地研究了东地中海蛇绿岩, 并在 20 世纪 80 年代研究的基础上深入研究 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩的形成过程, 并分析了二者在岩石学、矿物学和地球化学方面的区别标志以及对应的构造环境, 进一步认为:

形成于洋中脊的 MOR 型蛇绿岩的上部火山岩一般为大洋拉斑玄武岩 (MORB) (Pearce *et al.*, 1984)。堆晶岩的组成为纯橄岩、橄长岩和橄辉长岩 (Elthon *et al.*, 1982, 1992), 即岩浆结晶顺序为橄榄石 (Ol)-斜长石 (Pl)-单斜辉石 (Cpx) (Pearce *et al.*, 1984), 并且橄榄石的  $Mg^{\#}$  值高于斜方辉石 (斜方辉石的  $Mg^{\#}$  值甚至低于 74) 和单斜辉石 (甚至低于 82)。地幔橄榄岩一般为二辉橄橄榄岩, 含有少量的纯橄岩和方辉橄橄榄岩, 一般不发育大型的铬铁矿床 (Pearce *et al.*, 1984), 并且 LREE 亏损, 副矿物尖晶石的  $Cr^{\#}$  值低于 0.60 (Dick and Bullen, 1984)。

形成于俯冲带上的 SSZ 型蛇绿岩的上部火山岩为岛弧拉斑玄武岩 (IAT) 和玻安岩 (Boninite) 系火山岩 (Pearce *et al.*, 1984)。堆晶岩组成为纯橄岩、异剥橄橄榄岩、单斜辉石岩、二辉石岩和辉长岩 (Elthon *et al.*, 1982; 1992), 即岩浆结



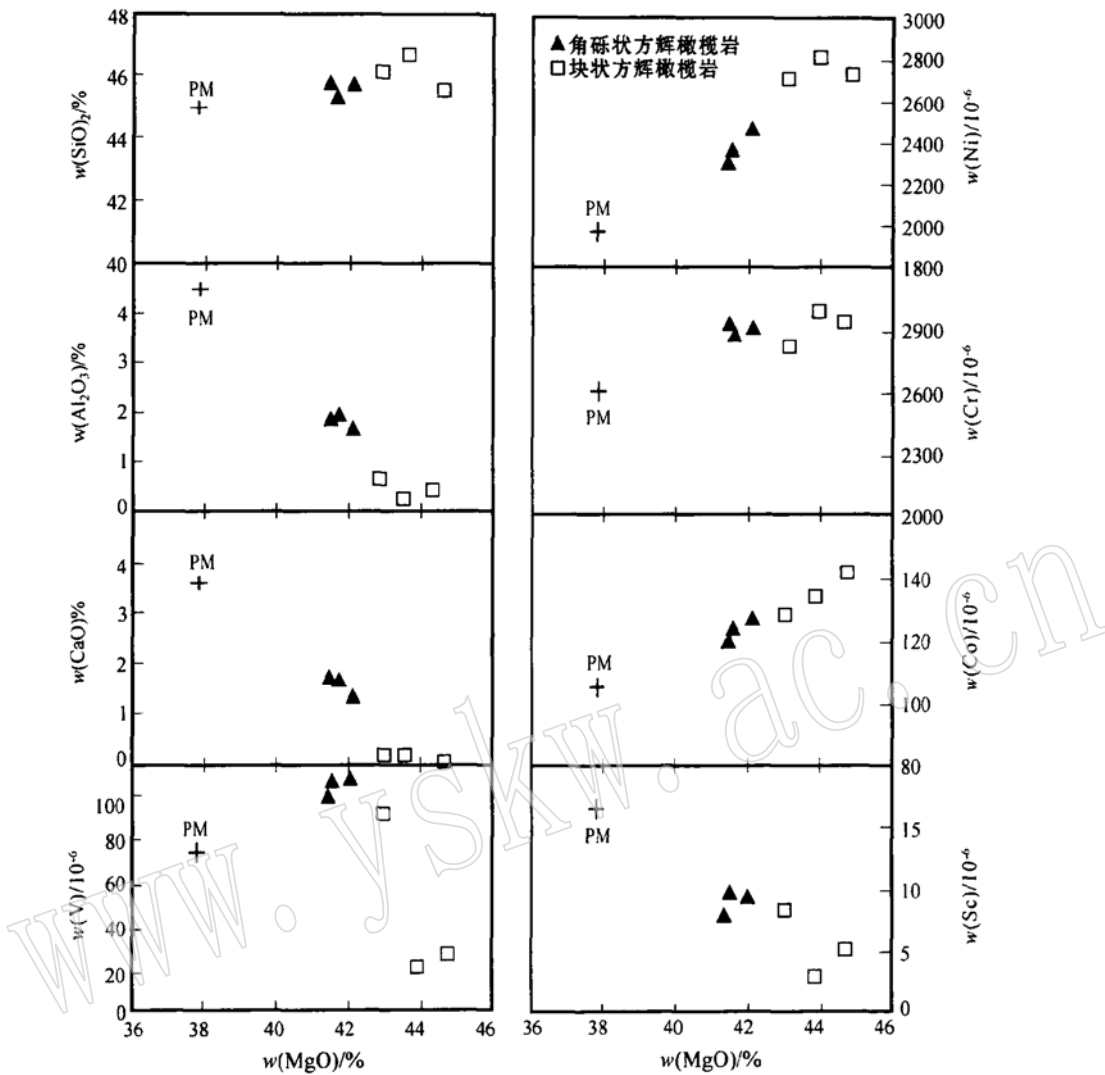


图 5 西藏班公湖蛇绿岩中地幔橄榄岩的主要元素、微量元素与 MgO 的变异图解

Fig. 5 Chemical composition variation of the breccia and massive harzburgites in the Bangong Lake ophiolite

晶顺序为橄榄石(Ol)-单斜辉石(Cpx)-斜方辉石(Opx)-斜长石(Pl) (Pearce *et al.*, 1984), 并且斜方辉石、单斜辉石和橄榄石的  $Mg^{\#}$  值较为接近。地幔橄榄岩类型主要为方辉橄榄岩, 并且具 LREE 富集的 V 型稀土配分模式, 世界上大型的铬铁矿床均产在该类型的蛇绿岩中 (Pearce *et al.*, 1984), 地幔橄榄岩中副矿物尖晶石的  $Cr^{\#}$  值高于 0.60 (Dick and Bullen, 1984)。

总之, 不论在地幔橄榄岩、堆晶岩、辉绿岩墙群以及上部熔岩, 还是在矿物成分、全岩地球化学等方面, MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩均存在明显区别, 其中地幔橄榄岩和熔岩是判断 SSZ 型蛇绿岩不可或缺的部分。由于 SSZ 型蛇绿岩代表的是俯冲带 (Supra-Subduction Zone) 上的弧前或是弧后盆地, 而现代弧前环境 (如 IBM 弧前) 和弧后盆地 (Lau Basin) 的钻探资料表明堆晶岩和辉绿岩墙群并不如洋中脊发育 (Saunders and Tarney, 1984), 所以 SSZ 型蛇绿岩可以不发育堆晶岩和辉绿

岩墙群。

班公湖蛇绿混杂岩中存在一套 MOR 型蛇绿岩的堆晶岩、辉绿岩墙和熔岩 (Yang *et al.*, 1991)。本区角砾状方辉橄榄岩中副矿物尖晶石的  $Cr^{\#}$  值为 0.20~0.25 (平均 0.23, < 0.60) 和 HREE 的配分模式与深海橄榄岩较为一致, 指示角砾状方辉橄榄岩形成于洋中脊环境。唯一不同的是, 角砾状方辉橄榄岩的 LREE 是富集的, 而深海橄榄岩是亏损的, 可能这是大洋岩石圈在俯冲过程中再熔融形成的熔浆与之再反应的结果 (Parkinson *et al.*, 1992; Pearce *et al.*, 1992)。有研究表明这种亏损的地幔橄榄岩只需要约 1% 的富集 LREE 等不相容元素的熔体加入即可改变 REE 配分模式 (Parkinson and Pearce, 1998), 而 HREE 是受部分熔融程度控制的 (Melcher *et al.*, 2002; Pearce and Parkinson, 1993; Ozawa and Shimizu, 1995), 所以本区角砾状方辉橄榄岩是 MOR 型蛇绿岩的地幔橄榄岩。一般认为 MOR 型蛇绿岩的 P\_MORB 熔岩

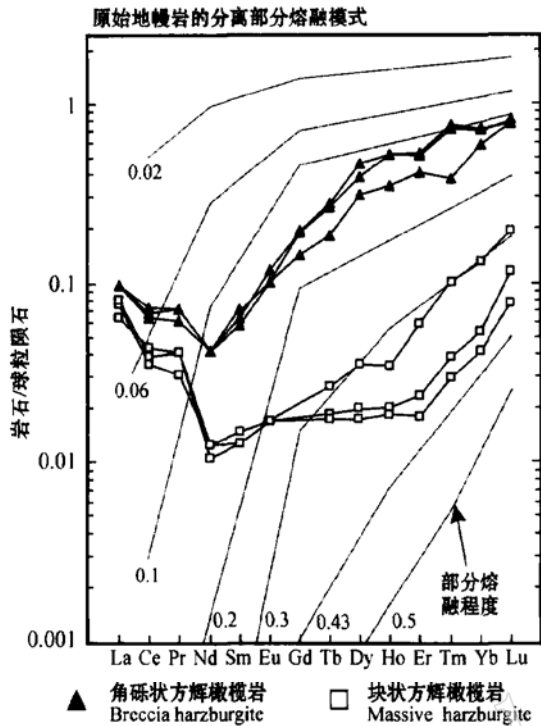


图 6 西藏班公湖蛇绿岩中地幔橄榄岩的稀土元素配分模式  
Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of the breccia and massive harzburgites in the Bangong Lake ophiolite

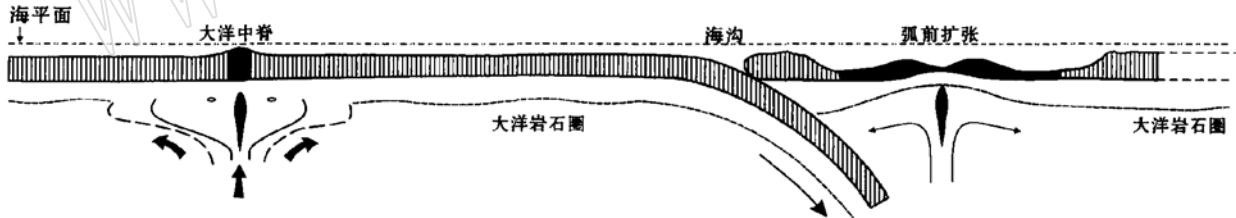


图 7 西藏班公湖 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩的形成构造背景示意图  
Fig. 7 Diagrammatic map showing the forming environment of the Bangong Lake MOR\_ and SSZ\_ type ophiolites in northern Tibet

在大洋中脊处形成 MOR 型蛇绿岩, 在洋内俯冲带上的弧前扩张处形成 SSZ 型蛇绿岩  
MOR\_type ophiolite formed in the mid\_ocean ridge, SSZ\_type ophiolite produced by the intra\_ocean subduction

的实例与菲律宾(Yumul *et al.*, 1998) 以及东地中海蛇绿岩带的塞浦路斯 Troodos (Portnagin *et al.*, 1997; Robertson, 2002)、希腊 Pindos (Robertson, 2002; Saccani and Photiades, 2002)、南阿尔巴尼亚 Voskopaja 蛇绿岩 (Robertson, 2002; Hoeck *et al.*, 2002) 均较为相似。

致谢 部分矿物成分测试得到南京大学地球科学系王汝成教授的大力支持和帮助, 在此表示感谢。

一般形成于慢速扩张的类似大西洋洋中脊的构造环境 (Parkinson and Pearce, 1998), 而在慢速扩张脊 (例如大西洋和印度洋扩张脊) 处形成的橄榄岩主体是橄榄岩糜棱岩 (Jaraslow *et al.*, 1996), 而本区未发现橄榄岩糜棱岩, 这可能是在俯冲过程中被改造的结果, 与角砾状方辉橄榄岩的地球化学特点是一致的。

另外, 在班公湖蛇绿混杂岩中还存在熔融程度更高的块状方辉橄榄岩, 其 REE 比角砾状方辉橄榄岩更亏损, 副矿物尖晶石的  $Cr^{\#}$  值介于 0.69~0.74 (> 0.60), 指示其形成于俯冲带上。与角砾状方辉橄榄岩一样, 其 LREE 是富集的, 可能是由于在俯冲过程中受到熔体的交代作用, 这与本区的玻安岩富集 LREE 一致 (史仁灯等, 2004)。也就是说, 抽取 P-MORB 的地幔橄榄岩在俯冲过程中再度发生部分熔融形成块状方辉橄榄岩, 其熔浆可能就是玻安岩的原始岩浆。

班公湖蛇绿混杂岩中的这种高度亏损具有烟斗型和 V 型 REE 配分模式以及  $Cr^{\#}$  变化范围较大的地幔橄榄岩与 IBM (Izu - Bonin - Mariana) 弧前地幔橄榄岩极为相似 (Parkinson and Pearce, 1998), 而且同样都有玻安岩系火山岩的出露 (Crawford *et al.*, 1989; Pearce *et al.*, 1992; van der Laan *et al.*, 1992)。推测班公湖一带的古大洋扩张脊与大西洋和印度洋相似, 扩张速率较慢, 而在板块汇聚边缘发生了类似西太平洋的 Izu - Bonin - Mariana 的洋内俯冲作用, 古大洋完全消失后形成的缝合带上保存了 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩 (图 7)。这种在缝合带中同时保存 MOR 型和 SSZ 型蛇绿岩

Reference

Arai S. 1994. Compositional variation of olivine- chromian spinel in Mg-rich magmas as a guide to their residual spinel peridotite [J]. Journal of Volcanological Thermal Research, 59: 279~ 293.  
Baker M B and Stolper E M. 1994. Determining the composition of high-pressure mantle melts using diamond aggregates [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 58: 2 811~ 2 827.

- Bao Peisheng, Wang Xibin, Peng Genyong, *et al.* 1992. Study on mineralization constraints and assessment of ore potential of main chrome-bearing rock bodies in western Junggar [J]. *Bulletin of the Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences*, 24: 1~ 177(in Chinese).
- Bridges J C, Prichard H M and Meireles C A. 1995. Podiform chromite-bearing ultrabasic rocks from the Braganca massif, northern Portugal: fragments of island arc mantle [J]? *Geology Magazine*, 132: 39~ 49.
- Coleman R G. 1977. *Ophiolites—Ancient Oceanic Lithosphere* [M]? Springer Verlag Berlin Heidelberg New York, 31~ 34.
- Coleman R G and Keith T E. 1971. A chemical study of serpentinization—Burro Mountain, California [J]. *Journal of Petrology*, 12: 311~ 328.
- Crawford A J, Falloon T J and Green D H. 1989. Classification, progress and tectonic setting of Boninites [A]. *Crawford A J. Boninites and Related Rocks* [C]. London: Unwyn Hyman, 1~ 49.
- Dewey J F and Bird J. 1971. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland [J]. *Journal of Geophysical Research*, 76: 3 179~ 3 206.
- Dick H J B. 1977. Partial melting in the Josephine peridotite: the effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry [J]. *American Journal of Science*, 277: 801~ 832.
- Dick H J B and Bullen T. 1984. Chromium 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, Fisher R L and Bryan W B. 1984. Mineralogical variability of the uppermost mantle along mid-ocean ridges [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 69: 88~ 106.
- Elthon D, Casey J F and Komor S. 1982. Mineral chemistry of ultramafic cumulates from the North Arm Mountain massif of the Bay of Islands Ophiolite; evidence for high-pressure crystal fractionation of oceanic basalts [J]. *J. Geophys. Res.*, B 87(10): 8 717~ 8 734.
- Elthon D, Stewart M and Ross D K. 1992. Composition trends of minerals in oceanic cumulates [J]. *J. Geophys. Res.*, 97: 15 189~ 15 199.
- Gaetani G A and Grove T L. 1998. The influence of water on melting of mantle peridotite [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 131: 323~ 346.
- Gass I G. 1968. Is the Troodos Massif of Cyprus a fragment of Mesozoic oceanic floor [J]? *Nature*, 220: 39~ 42.
- Girardeau J, Marcoux J, Allegre C J, *et al.* 1984. Tectonic environment and geodynamic significance of the Neo-Cimmerian Dongqiao ophiolite, Bangong-Nujiang suture zone, Tibet [J]. *Nature*, 307: 27~ 31.
- Hoek V, Koller F, Meisel T, *et al.* 2002. The Jurassic south Albania ophiolite: MOR vs. SSZ type ophiolites [J]. *Lithos*, 73: 143~ 164.
- Jaques A J 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.
- Jaraslaw G E, Hirth G and Dick H J B. 1996. Abyssal peridotite mylonites: implications for grain\_size sensitive flow and strain localization in the oceanic lithosphere [J]. *Tectonophysics*, 256: 17~ 37.
- Kidd R G W. 1977. A model for the process of formation of the upper oceanic crust [J]. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 50: 149~ 183.
- Komor S C, Grove T L and Hebert R. 1990. Abyssal peridotites from ODP Hole 670A (21°10' N, 45°02' W): Residues of mantle melting exposed by non-constructive axial divergence [A]. *Detrick R, Honnorez J, Bryan W B, et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results* [C]. 106/109: 85~ 101.
- Lu Fengxiang. 1989. *Mantle Petrology* [M]. Beijing: Geological Publishing House, 114~ 115(in Chinese).
- McDonough W F and Sun S S. 1995. The composition of the Earth [J]. *Chemical Geology*, 120: 223~ 253.
- Melcher F, Meisel T, Puhl J, *et al.* 2002. Petrogenesis and geotectonic setting of ultramafic rocks in the Eastern Alps: constraints from geochemistry [J]. *Lithos*, 65: 69~ 112.
- Moore E M and Jackson. 1974. Ophiolites and oceanic crust [J]. *Nature*, 250: 136~ 139.
- Moore E M and Vine F J. 1971. The Troodos massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluations and implications [J]. *Philos. Trans. R. Soc.*, A268: 433~ 466.
- Navon O and Stolper E. 1987. Geochemical consequences of melt percolation; the upper mantle as a chromatographic column [J]. *J. Geol.*, 95(3): 285~ 307.
- Ozawa K and Shimizu N. 1995. Open system melting in the upper mantle: constraints from the Hayachine–Miyamori ophiolite, northeastern Japan [J]. *Journal of Geophysical Research*, 100: 22 315~ 22 335.
- Parkinson I J and Pearce A J. 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(9): 1 577~ 1 618.
- Parkinson I J, Pearce J A, Thirlwall M F, *et al.* 1992. Trace element geochemistry from the Izu–Bonin–Mariana forearc, Leg 125 [A]. *Fryer P, Pearce J A, Stokking L B, et al. Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results* [C]. 125, College Station, TX: Ocean Drilling Program, 487~ 506.
- Parlak O, Hock V and Delaloye M. 2002. The supra-subduction zone Pozanti–Karsanti ophiolite, southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of ultramafic cumulates [J]. *Lithos*, 65: 205~ 224.
- Pearce J A and Parkinson I J. 1993. Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis [A]. *Magmatic Process and Plate Tectonics* [C]. Geological Society London, Special Publication, 76: 373~ 403.
- Pearce J A, Lippard S J and Roberts S. 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites [A]. *Kokelaar B P and Howells M F. Marginal basin geology* [C]. Geological Society of London Special Publication 16: London, Blackwell Scientific Pub-

- lications, 77~ 94.
- Pearce J A, van der Laan S R, Arculus R J, *et al.* 1992. Boninite and harzburgite from Leg 125 Bonin– Mariana forearc: a case study of magma genesis during the initial stages of subduction[A]. Fryer P, Pearce J A, Stokking L B, *et al.* Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results[C]. 125, College Station, TX: Ocean Drilling Program, 623~ 674.
- 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.
- Saccani E and Photiades A. 2002. Mid\_ocean ridge and supra\_subduction affinities in the Pindos ophiolites (Greece): Implications for magma genesis in a forearc setting [J]. *Lithos*, 73: 229~ 253.
- Saunders A D and Tarney J. 1984. Geochemical characteristics of basaltic volcanism within back arc basins[A]. Kokelaar B P and Howells M F. *Marginal Basin Geology*[C]. 59~ 76.
- Shi Rendeng, Yang Jingsui, Xu Zhiqin, *et al.* 2004. Discovery of the boninite series volcanic rocks in the Bangong Lake ophiolite mélangé, western Tibet, and its tectonic implications[J]. *Chinese Science Bulletin*, 49(12): 1272~ 1278.
- van der Laan S R, Arculus J A and Murton B J. 1992. Petrography, mineral chemistry, and phase relations of the basement Boninite series of site 786, Izu – Bonin forearc[A]. Fryer P, Pearce J A, Stokking L B, *et al.* Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results[C]. 125, College Station, TX: Ocean Drilling Program, 171~ 201.
- Wang Xinbin and Bao Peisheng. 1996. Genetic types of Chinese ophiolite and their metallogenetic specialization[A]. Zhang Qi. *Study on Ophiolites and Geodynamics* [C]. Beijing: Geological Publishing House, 69~ 74(in Chinese).
- Wang Xibin, Bao Peisheng, Deng Wanming, *et al.* 1987. Tectonic evolution of Himalayan lithosphere—Tibet ophiolite (3), *Geochemistry of petrology and mineralogy*[M]. 6: 138~ 214.
- Wang Xibin, Bao Peisheng and Rong He. 1995. Rare earth element geochemistry of the mantle peridotites in the ophiolite suites of China [J]. *Acta Petrologica Sinica*, 11(Sup), 24~ 41(in Chinese).
- Yang J S, Chai Y C and Feng B G. 1991. Plume\_type mid\_ocean ridge basalt in the Bangong Lake ophiolite: geochemistry evidence[A]. Li G C, Zhou W Q and Nicolas A. *Geology of the Himalayas*[C]. Beijing: Geological Publishing House, 447~ 491.
- 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 Q, Wang Y, Zhou G Q, *et al.* 2003. Ophiolites in China: their distribution, ages and tectonic settings[A]. Dilek Y & Robinson P T. *Ophiolites in Earth History*[C]. Geological Society, London, Special Publications, 218: 541~ 566.
- Zhang Qi and Yang Ruiying. 1985. Boninitic rocks in the Dingqing ophiolite, Xizang and their geological significance [J]. *Chinese Sci. Bull.*, 30(16): 1243~ 1245(in Chinese).

#### 附中文参考文献

- 鲍佩声, 王希斌, 彭根永, 等. 1992. 新疆西准葛尔重点含铬岩体成矿条件及找矿方向的研究[J]. *中国地质科学院地质研究所刊*, 24: 1~ 177.
- 路凤香. 1989. *地幔岩石学* [M]. 北京: 地质出版社, 114~ 115.
- 史仁灯, 杨经绥, 许志琴, 等. 2004. 西藏班公湖蛇绿混杂岩中玻安岩系火山岩的发现及构造意义[J]. *科学通报*, 49(12): 1179~ 1184.
- 王希斌, 鲍佩声. 1996. 试论中国蛇绿岩成因及其成矿专属性[A]. 张旗. *蛇绿岩及地球动力学研究*[C]. 北京: 地质出版社, 69~ 74.
- 王希斌, 鲍佩声, 邓万明, 等. 1987. 喜马拉雅岩石圈构造演化——西藏蛇绿岩(3)–岩石矿物地球化学[M]. 6: 138~ 214.
- 王希斌, 鲍佩声, 戎合. 1995. 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.
- 张旗, 杨瑞英. 1985. 西藏丁青蛇绿岩中玻镁安山岩类的深成岩及其地质意义[J]. *科学通报*, 16: 1243~ 1245.