

西藏雅鲁藏布江蛇绿岩带 罗布莎地幔橄榄岩的成因

白文吉 方青松 张仲明 颜秉刚 周美付
(中国地质科学院地质研究所, 北京 100037) (香港大学地球科学系)

关键词 地幔橄榄岩 蛇绿岩 西藏

摘要 广泛分布在雅鲁藏布江蛇绿岩带的地幔橄榄岩是没有蛇纹石化的新鲜岩石, 因而通过显微镜下观察和全岩化学分析探索其成因和地幔活动, 是十分有利和简便的。最近几年来, 利用岩石化学资料揭示远洋橄榄岩, 认为它不是原始地幔岩(Pyrolite) 经过分批或分离熔化作用萃取出玄武岩熔体后的直接残余物。罗布莎蛇绿岩橄榄岩的镜下观察和岩石化学资料也证明, 它不是原始地幔岩经局部熔化后的残余物, 而是来自更深层的地幔过渡带的硅酸盐超高压矿物(八面体硅酸盐-尖晶石) 底辟上升经熔化萃取出玄武质熔体后, 再次局部熔化后的残余物。局部熔化作用与地幔柱底辟上升有关。

1 引言

过去曾将远洋橄榄岩的成因直接和与其伴生的远洋脊玄武岩(MORB) 联系起来, 认为远洋脊玄武岩是地幔岩经局部熔化后的液相, 而橄榄岩为残余物^[1-4]。但是近年研究证明, 远洋橄榄岩的全岩化学成分的变异趋势与地幔岩分批和分离熔化作用产生的残余物不相一致。因而远洋橄榄岩不是地幔岩经局部熔化和萃取 MORB(洋脊玄武岩) 后的残余物^[5], MORB 熔体也不是地幔岩的直接衍生物, 而是被复杂岩浆房过程改造过的产物^[6]。Niu 等人的研究表明, 远洋橄榄岩不是简单熔化的残余物而是饱和橄榄石的残余物^[7], 因而橄榄岩对于研究远洋岩石成因也十分重要。远洋橄榄岩全岩化学成分有序的演化趋势, 证明存在一个火成橄榄岩套, Niu 等人展示了远洋橄榄岩全岩化学成分变化趋势, 这种趋势与局部熔化趋势是不相一致的, 但是与残余物加过量橄榄石的岩石化学趋势相吻合^[6-8]。

西藏罗布莎蛇绿岩代表古大洋壳和古大洋上地幔碎块^[9-11], 古大洋地幔橄榄岩与远洋橄榄岩在成因上是否有相似之处? 古大洋的橄榄岩套与远洋橄榄岩套在岩石化学的演化趋势上是否可对比? 这是本文研究的主要目的之一。

罗布莎橄榄岩岩石化学趋势表明, 它不是原始地幔岩局部熔化萃取 MORB 后的直接残余物。与直接残余物对比, 它具有富含橄榄石以及富集斜方辉石的趋势。由全岩化学成分变异趋势推断的原始地幔岩成分比原始地幔岩更富含 SiO₂, 而贫 CaO 等。罗布莎橄榄岩的熔融代替结构(Melt-replaced texture) 发育, 清晰反映出存在局部熔化和大量超镁铁熔体的

第一作者简介 白文吉, 1935 年生, 研究员, 中国地质科学院地质研究所, 长期从事镁铁-超镁铁岩及有关矿物的研究。

收稿日期 99-04, 改回日期 99-06-22

回归与充填, 因此罗布莎橄榄岩不是原始地幔岩被萃取 MORB 后的直接残余物, 而至少是局部熔化后熔体和残余物混合的物质。罗布莎上地幔橄榄岩一部分物质来自过渡带尖晶石的相变产物, 因而成因更为复杂。

2 西藏雅鲁藏布江蛇绿岩概况

沿雅鲁藏布江- 印度河沿岸广泛分布蛇绿岩块, 其中代表性的并含工业豆荚状铬铁矿床的罗布莎岩块为本文研究的对象。罗布莎岩块位于雅鲁藏布江蛇绿岩带的东段, 拉萨市以东约 200km 的罗布莎村一带。罗布莎蛇绿岩块北侧分布冈底斯岩基 (Gangdese Batholith), 二者之间为断层接触, 一部分被第三纪罗布莎群 (The Luobusa Formation) 复盖。岩块南侧为三叠纪复理石, 二者之间仍为断层接触关系。

罗布莎岩块主要由地幔橄榄岩、过渡带纯橄岩和蛇纹混杂岩 (Serpentinic melange) 组成 (图 1), 东西向延伸 42km, 南北宽不超过 4km。在橄榄岩相中含有少量纯橄岩透镜体、豆荚状铬铁矿体以及辉长岩- 辉石岩脉。

罗布莎蛇绿岩形成时代, 根据日喀则一带与蛇绿岩共生的硅质岩中的放射虫时代定为 110~ 100Ma^[12], 蛇绿岩岩石的²³⁸U/²⁰⁶Pb 年龄为 120 ± 10Ma^[13], Nd/Sm 年龄为 109 ± 21Ma^[14], 而印度板块与欧亚板块碰撞年代大约开始于 50Ma^[15]。

3 罗布莎地幔橄榄岩岩石学

据近 100 个岩石薄片的矿物含量统计结果, 罗布莎地幔橄榄岩的橄榄石 (Ol) 含量变化于 86% ~ 62%, 斜方辉石 (Opx) 30% ~ 11%, 单斜辉石 (Cpx) 5% ~ 1%, 铬尖晶石 (Sp) 0.2% ~ 1.1%。岩石薄片统计矿物含量投影 Ol-Opx-Cpx 图 (图 2) 中, 反映出罗布莎橄榄岩矿物含量变化较大^[18]。

薄片矿物含量统计表明, 罗布莎地幔橄榄岩主要为斜辉辉橄岩以及含单斜辉石的斜辉辉橄岩 (图 2)。

在镜下观察, 罗布莎斜辉辉橄岩全部为新鲜的没有蛇纹石化的岩石, 但是几乎都遭受不同程度的变形和韧性剪切作用。普遍发育变斑晶结构 (Porphyroclastic texture), 变斑晶为 Ol、Opx 和 Cpx, 变斑晶粒径可达 0.5~ 1.5cm。许多岩石薄片可见重结晶和糜棱结构。无论橄榄石和辉石都普遍发育肯克带 (Kink-banding)。一部分薄片显示出岩石没有遭到剪切破坏, 尚保存原生的融熔代替结构 (照片 A、B)。融熔代替结构的特点是较粗粒的 (粒径 0.5~ 1.0cm) 的第一世代的 Ol、Opx 被部分熔融, 所熔化的空间被第二世代矿物 (熔体) 聚合体充填, 形成假斑状构造和熔融代替结构 (照片 A、B)。罗布莎的斜辉辉橄岩的大部分 Opx 边缘呈复杂的港湾状或蚕食状外形, 港湾状部分为细粒的 Ol、Opx、Cpx 和 Sp 的聚合体代替或充填。有时甚至见到第一世代 Opx 以及 Ol 被第二世代矿物细脉状聚合体分割成若干部分。有时见有第二世代橄榄石沿第一世代 Opx 解理代替和呈楔形贯入的现象。熔融代替构造显示出假斑状构造外貌, 但在矿物之间的结构上与动力变形作用的假斑状结构根本不同。

罗布莎地幔岩的熔融代替结构表明, 被局部熔化的熔体, 一部分没有被萃取移走, 相反

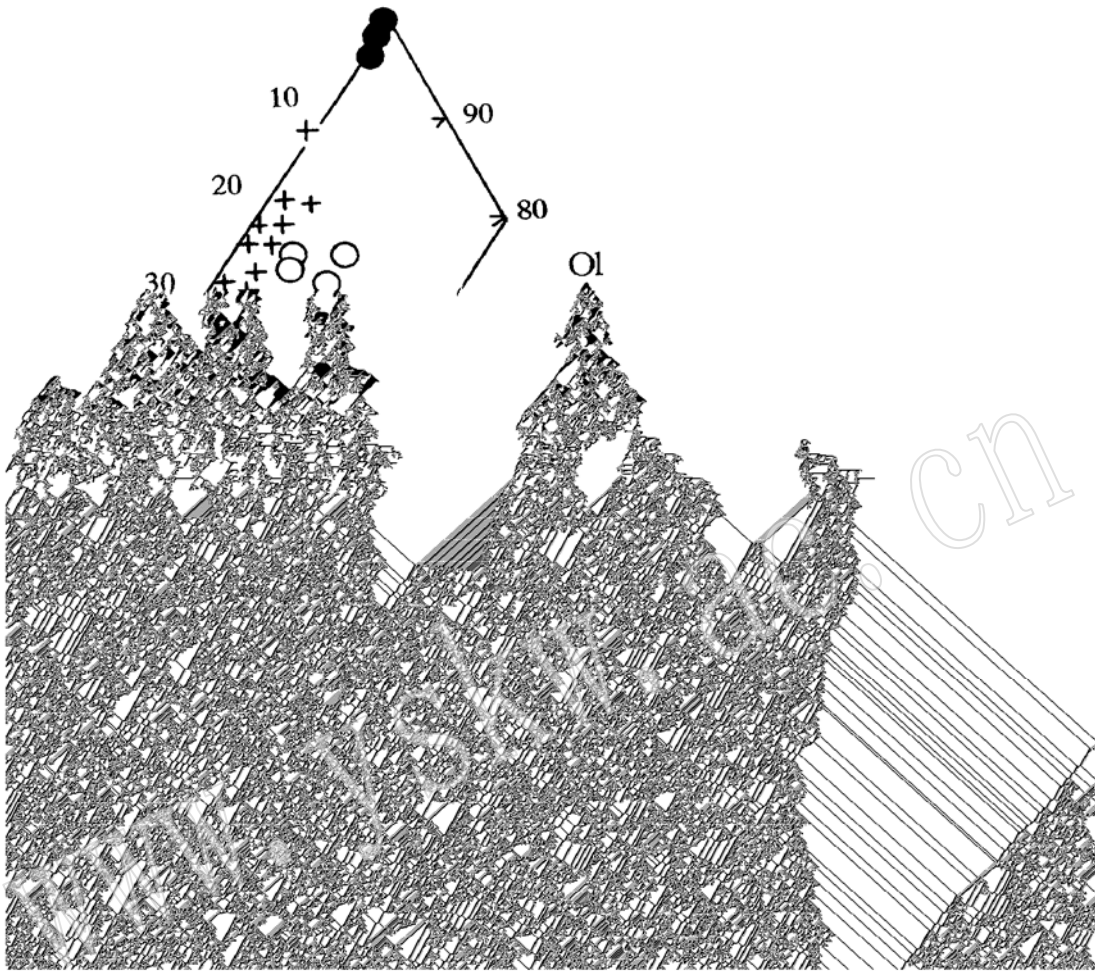


图2 罗布莎橄榄岩的类型(据[18])

Fig. 2 Types of Luobusa peridotites

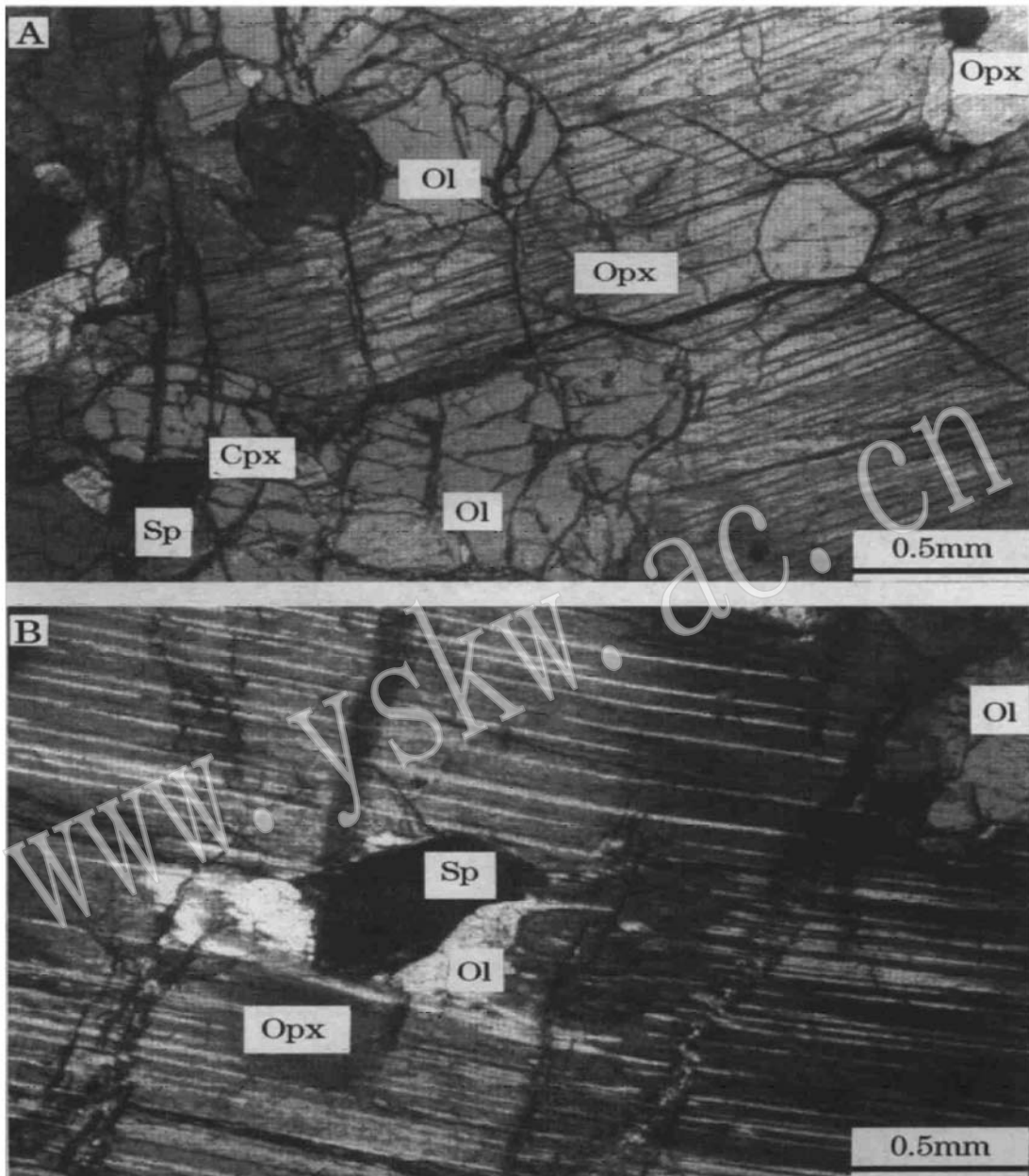
●—纯橄岩; +—斜辉辉橄岩; ○—单斜辉石-斜辉辉橄岩;

1—纯橄岩; 2—斜方辉石岩; 3—单斜辉石岩

被封闭于残余地幔内。被封闭于地幔内的熔体缺少 Al_2O_3 、 CaO 、 Na_2O 和 K_2O 等不相容元素。 Al_2O_3 、 CaO 、 Na_2O 和 K_2O 等组分,在局部熔化的早期阶段已经被萃取殆尽。熔融代替结构只代表更晚期更高温的局部熔化作用,可能是萃取 MORB 后再次局部熔化的产物。由于局部熔化作用的多期性或不均匀性,从而产生矿物含量变化广泛的橄榄岩套。罗布莎蛇绿岩的橄榄岩套与远洋橄榄岩套的各种矿物含量变化情况大体是一致(图 3, 4)。

Niu (1996) 利用远洋橄榄岩的全岩化学成分重建了远洋橄榄岩的 Ol 、 Opx 和 Cpx 的含量,反映出矿物含量的广泛变化(图 3)。同时在 $Ol-Opx-Cpx$ 图上标出由实验得出的 $10 \times 10^8 Pa$ 和 $20 \times 10^8 Pa$ 的等压熔融反应线,显示出远洋橄榄岩的趋势不同于实验得出的等压残余物趋势,与等压熔融趋势比较,远洋橄榄岩富集 Ol 。

将罗布莎 181 个全岩化学成分计算成 Ol 、 Opx 、 Cpx ,则在 $Ol-Opx-Cpx$ 图解上反映出



罗布莎斜辉辉橄岩显微照片

A——一颗粗大辉石被橄榄石、斜方辉石集合体清楚地熔融代替,斜方辉石呈港湾状被橄榄石包围;

B——一个颗粒巨大的斜方辉石被橄榄石和尖晶石集合体从中心部位熔融代替

它的趋势完全不同于实验的趋势,并且斜方辉石比远洋橄榄岩还富集。说明罗布莎橄榄岩基本上与远洋橄榄岩相似,但具更广阔的矿物含量(Ol/Opx 比值)范围。罗布莎橄榄岩的Opx含量从20%到50%(图4)。

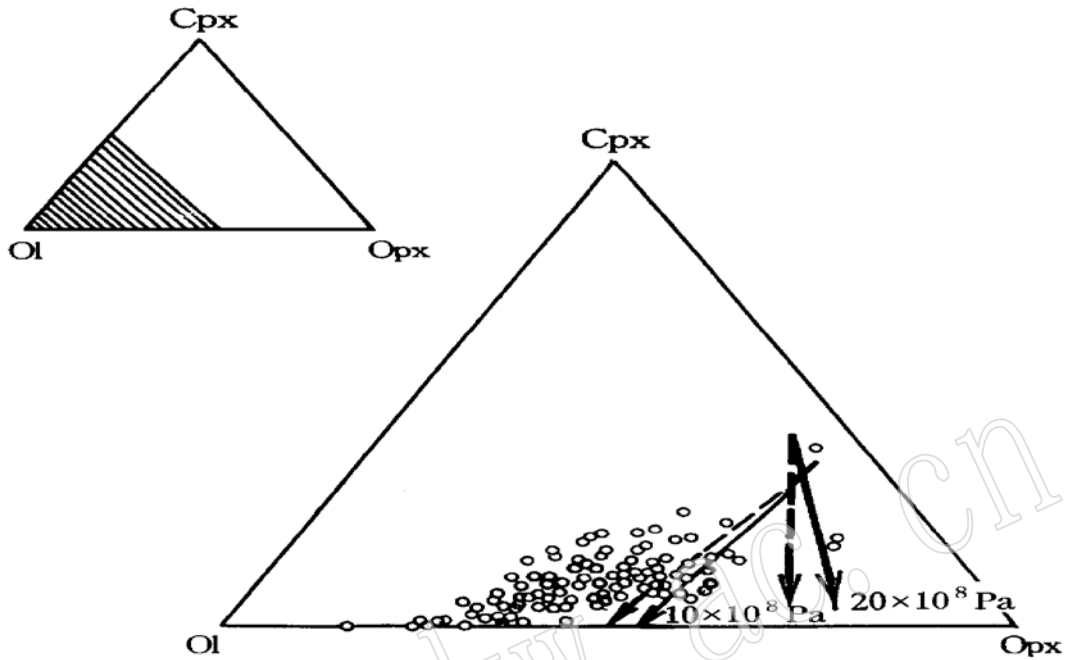


图 3 远洋橄榄岩主要矿物含量模式, 由全岩化学成分重建的, 给出 $10 \times 10^8 \text{ Pa}$ 和 $20 \times 10^8 \text{ Pa}$ 等压熔化残余物趋势(据 Niu, 1996)

Fig. 3 Content pattern of main minerals in ocean basalt, reconstructed by whole rock chemical composition with $10 \times 10^8 \text{ Pa}$ and $20 \times 10^8 \text{ Pa}$ isobaric melting residue trend

粗实线据 Kinzler, 1996; 粗虚线据 Walter, Sisson and Presnall, 1996; 细实线据 Kinzler and Grove, 1992; 细虚线据 Baker and Stolper, 1994

4 罗布莎地幔橄榄岩主要造岩矿物化学成分

罗布莎橄榄岩主要造岩矿物为橄榄石、斜方辉石和单斜辉石。

4.1 橄榄石

83 件橄榄石的电子探针分析结果揭示, 罗布莎橄榄岩橄榄石的 Fo 含量非常稳定, 变化于 90.07~ 93.07 之间, 平均值为 91.32。对第一世代和第二世代橄榄石分别进行统计, 结果证明二者的 Fo 值没显示规律性差异。

4.2 斜方辉石

68 件斜方辉石电子探针分析表明, 斜方辉石的 En 值也比较稳定, 平均为 90.50。而 Fs 值为 8.64, Wo 为 0.86。但是罗布莎斜方辉石尚含有较高 Al_2O_3 (0.68% ~ 4.12%)。罗布莎地幔橄榄岩的斜方辉石 Si 和 Al 离子数目呈相反的相关关系, 表明 Al 离子代替 Si 占据四面体位置。第一世代粗粒斜方辉石的核部, MgO 含量较边缘部位低, 而 Al_2O_3 含量反比较高。斜方辉石核部结晶早于边缘抑或在较深部位结晶, Al 进入斜方辉石四面体位置反映压力较高。

4.3 单斜辉石

罗布莎地幔橄榄岩的单斜辉石为透辉石, 其组分变化范围较小: Wo 为 46.16~ 50.22,

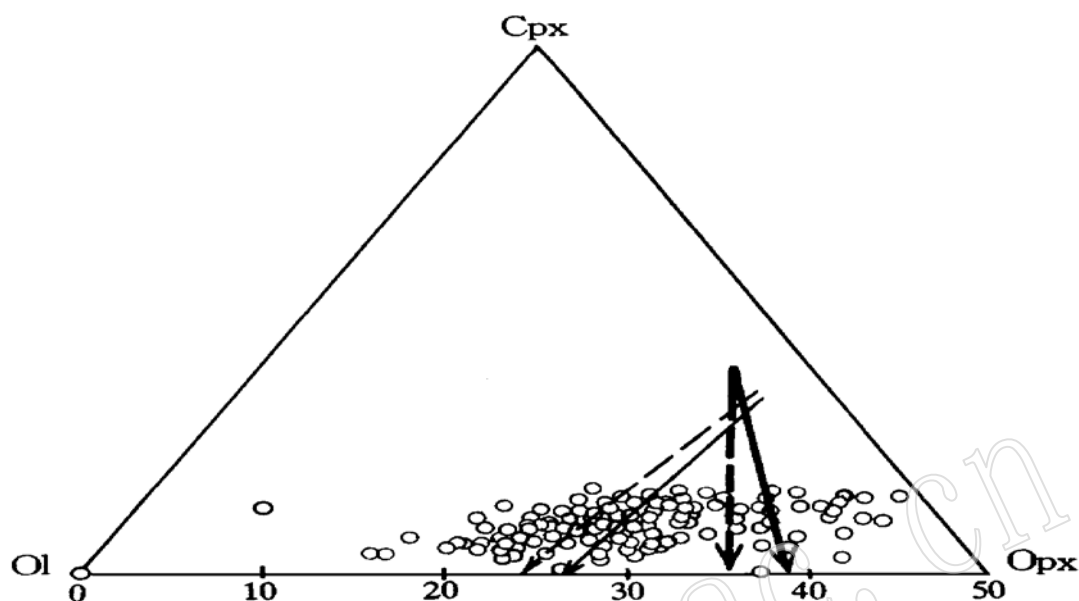


图4 罗布莎橄榄岩全岩化学分析建立的橄榄石、斜方辉石和单斜辉石含量(%)图解

Fig. 4 Diagram of olivine, enstatite and clinopyroxene content of Loubusa peridotites, constructed on the basis of whole rock chemical analysis

(图例及说明同图3)

D_i 为 46.56~50.06, H_d 为 2.79~3.76, 化学成分相当稳定。

5 罗布莎地幔橄榄岩的岩石化学

5.1 罗布莎橄榄岩化学成分的因子分析

选择罗布莎橄榄岩的全岩化学分析 181 个, 氧化物总量误差为 0.5%。罗布莎地幔橄榄岩极度亏损 Na_2O 和 K_2O (含量 0.00%~0.1%), 考虑到湿法化学分析的误差以及 Na_2O 和 K_2O 含量过低, K_2O 和 Na_2O 不予应用。岩石化学全岩分析大部分是由中国地质科学院岩矿测试技术研究所用湿法分析的, 少部分为西藏地质局化验室分析的。用于因子分析的项目有: SiO_2 、 Al_2O_3 、 MgO 、 FeO 、 CaO 、 Fe_2O_3 、 Cr_2O_3 和 H_2O^+ 。上述八种氧化物为因子分析的变量。列出了方差极大旋转因子解, 其中五个因子的方差贡献累计百分比达 97%^①。

五个有用的因子如下:

因子 1, 主要由 Fe_2O_3 (-0.92)、 H_2O^+ (-0.89)、 FeO (0.93) 组成, 表明 Fe_2O_3 和 FeO 含量与 H_2O^+ 含量相关, 是样品遭受蛇纹石化程度的标志。

因子 2, 主要为 Al_2O_3 (0.91)、 CaO (0.44) 和 MgO (-0.31), Al_2O_3 和 CaO 主要反映样品 Cpx 的标志。

因子 3, 单一的 Cr_2O_3 高荷载为特征 (0.998), 它是反映岩石中 Cr_2O_3 含量的。

① 铬矿综合研究队, 内部报告(1976)。

因子4, 是 SiO_2 (0.85) 和 H_2O^+ (-0.37) 组合, 反映样品 SiO_2 含量与 H_2O^+ 的反相关关系。

因子5, 主要是 CaO (-0.87) 和 Al_2O_3 (-0.37) 组合, 反映单斜辉石的。

综合因子分析结果, 地幔橄榄岩的因子2和因子5有实际意义, 它反映了单斜辉石含量。根据因子2得分, 判断含铬铁矿岩相带, 单斜辉石含量低。

曾穿过 III 矿群取罗布莎地幔橄榄岩样, 取样间距为 10~20m 不等, 取样剖面长 750m, 样品件数为 45 件。化学分析的变量为: SiO_2 、 CaO 、 Al_2O_3 、 MgO 、 Cr_2O_3 , 以此做了逐步判别分析, 只有 CaO 一个变量将样品分成 A、B 和 C 三组, 表明 CaO 含量高的地带正是不含铬铁矿床的地带。2 种分析方法得出相同的结果。 CaO 可用于岩石和岩相分类标志。

5.2 罗布莎地幔橄榄岩的岩石化学变异趋势

罗布莎地幔橄榄岩的全岩化学分析, 一部分是按剖面在地表采集的样品, 一部分是按占孔在岩芯中采集的岩石样品。同样, 由于罗布莎橄榄岩中 Na_2O 和 K_2O 极度亏损, 因而不予利用。在 SiO_2 - MgO 、 Al_2O_3 - MgO 以及 CaO - MgO 变异图上, 罗布莎橄榄岩投点都显示出一定的变异趋势(图5)。

罗布莎地幔橄榄岩的岩石化学变异趋势不同于模拟的残余物曲线趋势, 也不同于远洋橄榄岩投点的分布趋势(图6)。罗布莎橄榄岩的 SiO_2 - MgO 趋势与模拟残余物的趋势斜交并位于残余物曲线上方, 而 Al_2O_3 - MgO 和 CaO - MgO 趋势则分布于模拟残余物下方。总之, 罗布莎橄榄岩岩石化学趋势与模拟的分批熔化、分离熔化残余物曲线都不吻合。表明罗布莎地幔橄榄岩不是理想地幔岩经局部熔化后的直接残余物, 正如远洋橄榄岩的岩石化学变异指出的一样^[6~8]。

罗布莎橄榄岩模式矿物的 Ol - Opx - Cpx 图解同样反映出其矿物含量变异模式不符合模拟地幔残余物的趋势(图5), 与远洋橄榄岩相比, 罗布莎地幔岩含斜方辉石较高, 因而与远洋橄榄岩的略有不同。罗布莎橄榄岩与模拟曲线相比, 一部分增加了橄榄石, 另一部分增加了斜方辉石(图4), 因而比远洋橄榄岩的演化更加复杂。

从罗布莎橄榄岩的 SiO_2 - MgO 、 CaO - MgO 和 Al_2O_3 - MgO 变异图追索其原始地幔源(Mantle source)的主要化学成分, 表明它富含 SiO_2 , 含量大约为 47%, $\text{MgO} + \text{FeO}$ 为 48%, 而 CaO 和 Al_2O_3 大约分别为 2.5%。罗布莎蛇纹岩套的地幔橄榄岩与不同作者提出的理想地幔岩对比, 略高 SiO_2 贫 Na_2O 、 K_2O 、 Al_2O_3 和 CaO 。

现在已经发现罗布莎橄榄岩的铬铁矿中含有大量细粒硅酸盐八面体晶体。在罗布莎橄榄岩相产出的金刚石中也发现含 SiO_2 和 MgO 都高的硅酸盐矿物。八面体硅酸盐矿物多被蛇纹石化, 少数颗粒显示出尖晶石结晶(照片)。但由于没有查明其中微量组分, 暂未定名。八面体硅酸盐(尖晶石)的化学成分见本文 7~4 部分。

6 罗布莎地幔橄榄岩的模式矿物含量与氧化物的关系

罗布莎地幔橄榄岩的模式矿物含量与氧化物含量的关系表明, SiO_2 - Ol 、 SiO_2 - Opx 之间呈良好的线性关系, SiO_2 - Ol 之间呈反消长关系, SiO_2 - Opx 之间呈正消长关系, 而 SiO_2 - Cpx 之间不具消长关系(图6)。此外, MgO - Ol 、 MgO - Opx 之间亦呈良好的线性关系, 前者为正消长关系, 后者为负相关关系。然而 FeO 与 Ol 、 Opx 和 Cpx 都不呈消长关系,

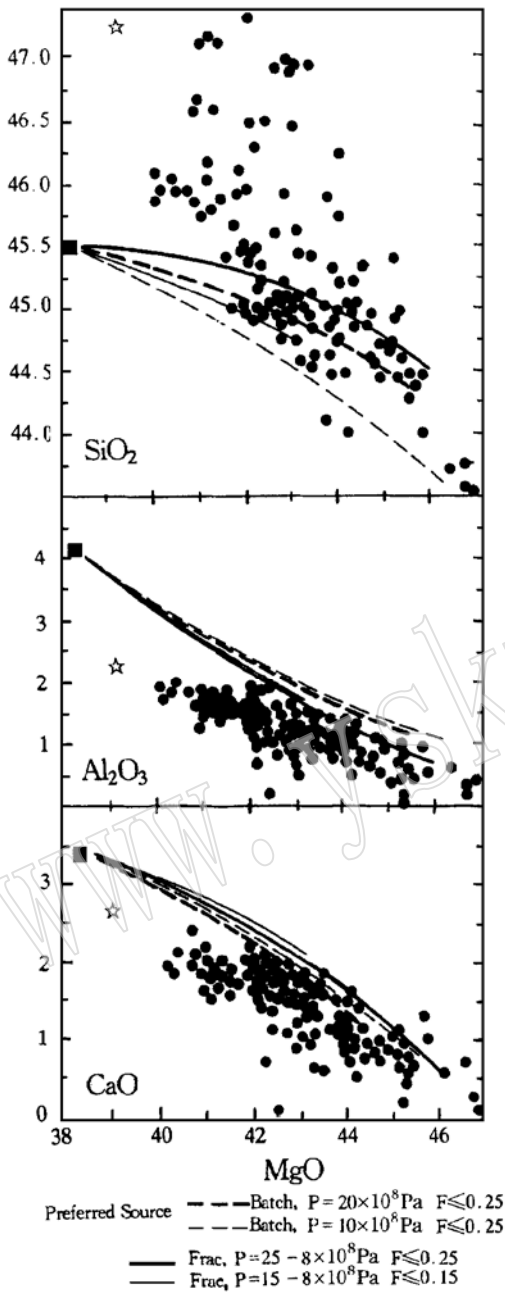


图 5 罗布莎橄榄岩 181 个全岩化学分析的岩石化学变异图(曲线为多压分批或分离熔化残余物趋势, 仿 Niu, 1996)

Fig. 5 Petrochemical variogram of whole rock chemical analyses of 181 samples from Loubusa peridotites

投点集中在一起。很明显, SiO_2 和 MgO 含量制约了橄榄石和斜方辉石的含量, 而橄榄石、斜方辉石和单斜辉石的含量变化与 FeO 的含量无关。 FeO 在各种矿物中含量较固定, 不与 MgO 呈广泛代替关系。在这一点上, 罗布莎橄榄岩与远洋橄榄岩不同, 远洋橄榄岩随 O1 增加, FeO 也增加, 二者呈正消长关系。罗布莎橄榄岩 FeO 的投点集中, 表明 FeO 不随 SiO_2 、 MgO 等含量而变化, 其原因不明, 推断可能与地幔岩形成于比较高的压力有关。

7 罗布莎地幔橄榄岩的成因

在具备了橄榄岩结构、造岩矿物主要种类和化学成分以及岩石化学成分的资料后, 有条件讨论罗布莎橄榄岩的成因。

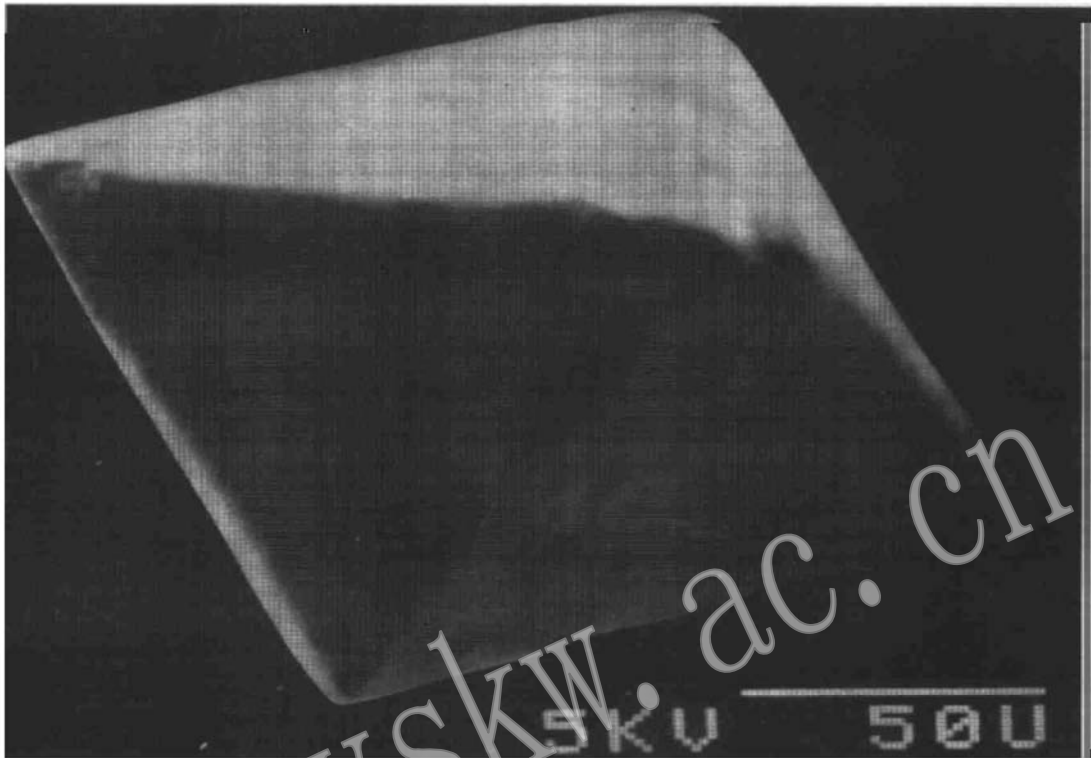
7.1 岩石结构与成因关系

新鲜的未蛇纹石化的罗布莎橄榄岩具备完好的岩石结构, 在显微镜下清晰可见。当剔除剪切带的薄片后, 在薄片中原始熔融代替结构(照片 A、B)非常明显。表明地幔橄榄岩被局部熔化, 一部分超镁铁质熔体没有被萃取而充填在局部熔化的空间, 而后结晶。罗布莎橄榄岩为上地幔橄榄岩局部熔化后又被熔体结晶物回归叠加充填在地幔岩之内。因而罗布莎地幔残余物成因是复杂的。显然地幔橄榄岩也不是局部熔化后的简单残余物。

7.2 岩石化学变异趋势对比

罗布莎橄榄岩的岩石化学变异趋势, 不同于由质量平衡法则计算出来的残余物曲线的趋势, 而相似于远洋橄榄岩的变异趋势。因而罗布莎橄榄岩与远洋橄榄岩一样不是原始地幔源经局部熔化后所产生的简单残余物。

远洋橄榄岩被解释成: 远洋橄榄岩 = 简单残余物 + 过量的橄榄石^[5-8]。然而, 罗布莎地幔橄榄岩不单富集橄榄石, 而且也富集斜方辉石。在 O1-Opx-Cpx 图解上可以清楚反映出这一特点(图 4)。因而, 罗布莎蛇绿岩的橄榄岩可表示为: 橄榄岩 = 简单残余物 + 过量橄榄



硅酸盐八面体—尖晶石显微照片

石+过量斜方辉石。显然罗布莎蛇绿岩的橄榄岩成因比远洋橄榄岩更复杂。罗布莎橄榄岩套内接纳了从熔体来的过量橄榄石和同样来源的过量斜方辉石。罗布莎橄榄岩的岩石化学趋势和结构都反映出这一特点。由于熔体中晶出的橄榄石和斜方辉石的回归和加入,使罗布莎残余橄榄岩主要化学组分如 $MgO-SiO_2$ 变化趋势更加广宽。

7.3 罗布莎橄榄岩局部熔化的熔体制约因素

长期以来就认为,由橄榄岩局部熔化试验得出的部分熔体的成分取决于压力和温度^[9-11]。实验表明,由地幔岩熔化的矿物百分比随压力和温度不同而变化。O'Hara 较早注意到压力变化对镁铁熔浆形成的影响^[12]。当熔体在压力降低/地幔柱上升时,橄榄石固相区扩大^[12-14],从熔体中结晶的橄榄石增加,向残余物中堆晶橄榄石的机会增加,大量橄榄石回归到残余物中,引起残余物中橄榄石的富集。相反,熔体在下降和增压的情况下,斜方辉石的固相区扩大,更多地向残余物中回归斜方辉石,因而引起斜方辉石的富集。与熔体对应的残余物则相反,残余物中的 Ol/Opx 比值取决于当时的温-压变化。

7.4 罗布莎原始地幔成分

关于原始地幔的化学成分,目前完全是推断出的理想成分,曾有多种模式成分发表;如 Green and Ringwood (1963), Green (1964), Green (1964), Green and Ringwood (1967), Kennedy (1968), Harris (1967), Benson et al. (1970) ……。

本文根据罗布莎蛇绿岩的橄榄岩套的岩石化学变异的端点,推断罗布莎蛇绿岩所反映的古大洋原始地幔岩化学成分主要由 $MgO-FeO$ 和 SiO_2 组成,并含少量的 $CaO-Al_2O_3$ (微量

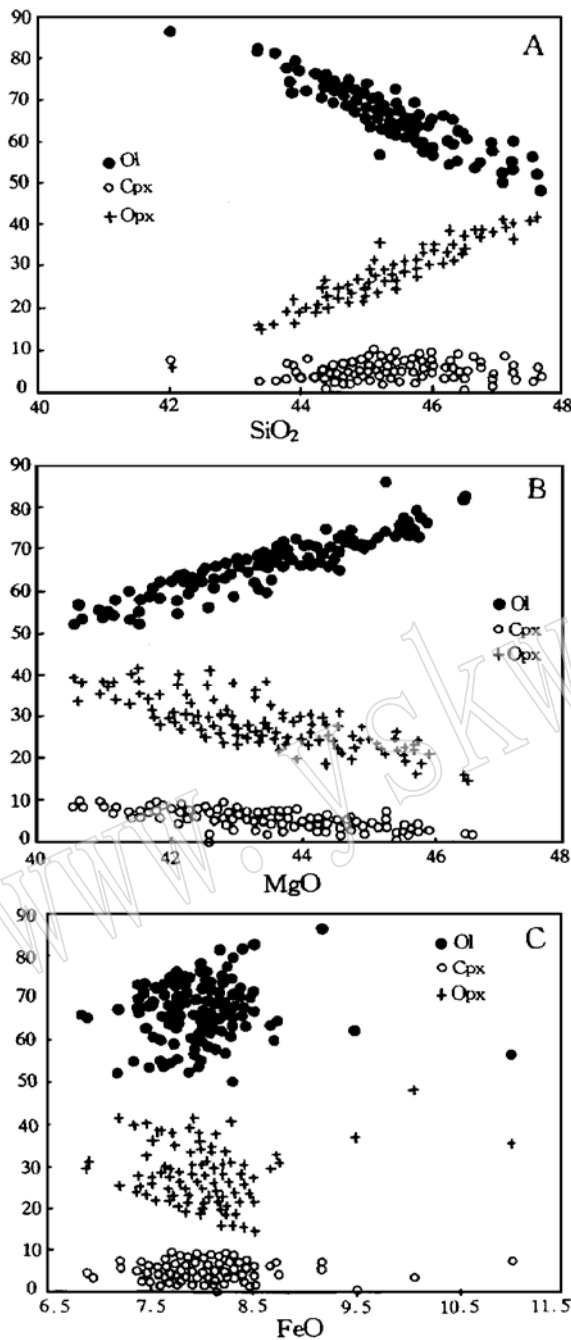


图 6 罗布莎橄榄岩的 Ol, Opx 和 Cpx 与 SiO₂, MgO 和 FeO 含量之间关系图

Fig. 6 Relation diagram between Ol, Opx, Cpx and SiO₂, MgO, FeO for peridotites of the Luobusa, Tibet

组分省略)。推断 SiO₂ 含量为 47%, CaO 和 Al₂O₃ 分别为 2.5%, 其余为 MgO 和 FeO。

罗布莎橄榄岩套所确定的原始地幔岩主要化学成分更近似于辉石成分而与橄榄石成分相差甚远。

怎样可以获得真实的地幔原始化学成分? 回答似乎是不可能的。现在获得的蛇绿岩的橄榄岩以及玄武岩、金伯利岩中的橄榄岩包裹体等, 都是来自上地幔的岩石, 而不是原始地幔岩。上地幔 (< 400km 深度) 由橄榄石和辉石等矿物组成。但是下地幔 (> 670km 深度), 则是由铁-方镁石和钙钛矿 (Perovskite) 结构硅酸盐 (相当于斜方辉石成分) 组成的 (图 7)^[15]。在 400~ 670km 的过渡带, 主要赋存尖晶石 (硅酸盐成分)。可喜的是, 在罗布莎橄榄岩的铬铁矿内发现八面体硅酸盐矿物晶体, 类似的八面体蛇纹石曾在西藏东巧发现过^[16]。

罗布莎八面体硅酸盐晶体经 15 个颗粒的电子探针分析 (测定单位: 中国地质科学院矿床地质研究所电子探针室; 测定人: 周剑雄), 主要化学成分变化范围为 SiO₂: 49.18~ 56.13; MgO: 36.49~ 45.43; FeO: 1.49~ 4.63; CaO: 0.12~ 1.76; Na₂O: 0.00~ 0.55; Al₂O₃: 0.22~ 1.20; Cr₂O₃: 0.34~ 2.67(%)。罗布莎八面体硅酸盐矿物化学成分平均值: SiO₂ 51.63, MgO 42.70, FeO 2.48, CaO 0.93, Al₂O₃ 0.66, Na₂O 0.10, K₂O 0.13, Cr₂O₃ 1.30 (%)。八面体主要组分的离子比值 Mg+ Fe+ Ca/Si 平均为 1.31。按该比值确定八面体硅酸盐的化学成分相当于含 70% 斜方辉石和 30% 橄榄石的橄榄岩化学成分。该矿物化学成分既不是辉石也不是橄榄石。良好的八面体晶体表明原始结构为等轴晶系。由于该

矿物遭到蛇纹石化, 含有一定 H_2O^+ , 因而破坏了原始结构。推断该矿物原为尖晶石(硅酸盐), 应来自地幔过渡带。地幔过渡带的主要成分相似于八面体硅酸盐成分, 因而它可能代表原始地幔岩成分。过渡带(可能还包括下地幔)硅酸盐成分具低 FeO 而高 Cr_2O_3 的特点, 相对 CaO 、 Al_2O_3 、 Na_2O 和 K_2O 都很低, 不超过 1.0%。总之, 过渡带硅酸盐富含 SiO_2 、 MgO 、 FeO 和 Cr_2O_3 , 其中 FeO 含量低于上地幔硅酸盐, 而 Cr_2O_3 含量高于上地幔硅酸盐矿物, 如橄榄石和斜方辉石。在过渡带高压(400~670km 深度)环境下不存在橄榄石和斜方辉石。如果原始地幔为橄榄岩成分, 超高压下只能形成如此成分的尖晶石。按人工实验, 硅酸盐尖晶石为过渡带主要硅酸盐矿物, 此外, 还有极少量富 Al_2O_3 和富 CaO 相及金属矿物存在。

7.5 罗布莎上地幔橄榄岩成因

从罗布莎硅酸盐八面体可知, 过渡带存在超高压硅酸盐矿物是无疑的, 而且与人工实验相吻合, 出现了尖晶石类矿物。罗布莎尖晶石矿物成分与人工合成的尖晶石成分不同, 人工合成尖晶石化学成分相当于橄榄石, 即 $(Mg+Fe)/Si$ 值为 2; 而罗布莎天然尖晶石为 1.3, 斜方辉石该比值为 1。因而可知, 该矿物在化学成分上与人工合成的有区别, 表明它不是由橄榄石加高压后形成的, 如果是由橄榄石加高压变成的, 那么它必然具有橄榄石的化学成分。可能在地球演化早期, 硅酸盐熔体在过渡带直接形成尖晶石带。那时地球过渡带的原始地幔化学成分为介于辉石和橄榄石之间的硅酸盐八面体成分。

罗布莎古大洋地幔过渡带的尖晶石, 是由于过渡带的岩石层发生底辟上升, 在地幔柱减压和增温的过程中, 尖晶石矿物发生解离, 在上地幔压力下($< 400km$ 深度)结晶出橄榄石和辉石。尖晶石岩在较低压力下被破坏演化为上地幔橄榄岩。上地幔橄榄岩被地幔柱带动上升, 在减压/增温条件下又发生局部熔化, 形成镁铁质熔体侵入或喷出, 遂形成堆积岩和熔岩。在降压熔化过程中, 橄榄石、辉石在上地幔中从熔体晶出后, 叠加第一代矿物上, 产生熔融代替结构。最后形成的超镁铁质熔体被封闭在上地幔残余橄榄岩中。

总之, 罗布莎地幔橄榄岩形成过程是复杂的, 由于来自过渡带或下地幔的地幔柱的底辟, 使大量硅酸盐尖晶石由于降压/增温而在上地幔部位分解, 形成镁铁质熔体、橄榄石和辉石, 橄榄石和辉石呈残余物, 而镁铁质熔体上升形成熔岩。在上地幔内由于地幔柱进一步上升, 橄榄石和辉石发生局部熔化, 形成超镁铁质熔体, 并充填于被熔化的橄榄石和辉石中, 一

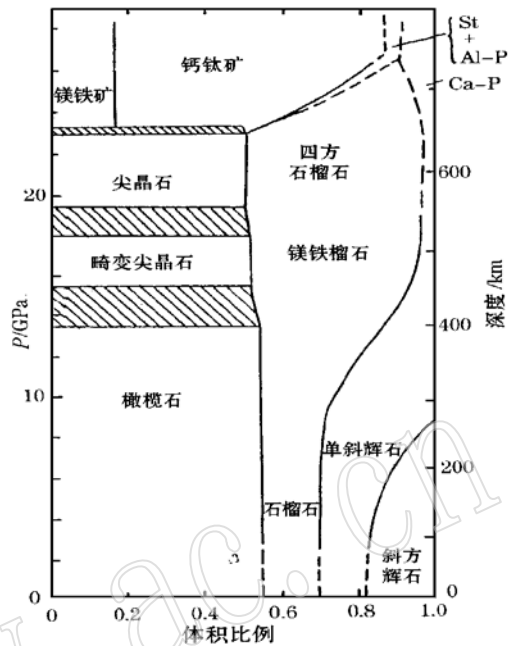


图 7 从上地幔到下地幔矿物组成比值图
(据 Ito and Takahashi, 1987)

Fig. 7 Mineral composition ratio diagram from the upper mantle to the lower mantle

St—斯石英; Ca-P—富 CaO 相; Al-P—富 Al_2O_3 相

图 7 从上地幔到下地幔矿物组成比值图
(据 Ito and Takahashi, 1987)

Fig. 7 Mineral composition ratio diagram from the upper mantle to the lower mantle

St—斯石英; Ca-P—富 CaO 相; Al-P—富 Al_2O_3 相

部分被萃取于岩浆房中, 形成堆积岩。总之, 罗布莎上地幔橄榄岩由于过渡带和下地幔的地幔柱的底辟上升, 大量过渡带矿物在低压下发生相变, 形成橄榄石和辉石, 使原始上地幔岩受到混杂和改造, 所以它的岩石化学演化趋势不同于简单残余成因模式。

8 结论

1) 罗布莎橄榄岩具有熔融代替结构, 此种结构是由橄榄石和辉石被局部熔化的熔体回填而形成的。

2) 罗布莎橄榄岩套与远洋橄榄岩套相比, 罗布莎橄榄岩套矿物含量变化范围更广。

3) 岩石化学变异趋势表明, 罗布莎橄榄岩与远洋橄榄岩相似, 都不是局部熔化的简单残余物, 而是叠加了橄榄石。罗布莎橄榄岩还在残余中增加了斜方辉石。因而罗布莎地幔橄榄岩还不同于远洋橄榄岩。

4) 用岩石化学变异趋势的端点粗略地估计罗布莎橄榄岩的原始地幔岩成分, 可知它略富含 SiO_2 和 MgO , 其 SiO_2 含量大约为 47%, 而 $\text{MgO} + \text{FeO}$ 为 48%, 其余为 CaO 、 Al_2O_3 、 Na_2O 、 K_2O 和 Cr_2O_3 等。

5) 在罗布莎地幔橄榄岩的铬铁矿中发现许多硅酸盐八面体晶体包裹体, 经 X- 光分析证实, 少数未蛇纹石化八面体颗粒具尖晶石结构。其化学成分相当于含 30% 的橄榄石和 70% 的斜方辉石的橄榄岩成分。该八面体在化学成分上既不是辉石也不是橄榄石。可能代表原始地幔主要化学成分。八面体硅酸盐矿物结构和外形相同于人工合成尖晶石, 因而认为它们来自过渡带(400~ 670km 深部)(对该矿物将来另文讨论)。

6) 由于来自过渡带和下地幔的地幔柱上升, 过渡带尖晶石或下地幔矿物分解为橄榄石、辉石和熔体, 熔体形成熔岩或堆晶岩, 橄榄石和辉石与原上地幔岩矿物相混杂。地幔柱再上升, 降压/ 增温作用使部分橄榄石和斜方辉石局部熔化, 熔体一部分被萃取形成堆积岩相, 少部分被滞留于残余物中, 因而形成熔融代替结构。由于熔体中的矿物晶出受压力/ 温度制约, 因而在不同上升速度中, 析出的橄榄石和斜方辉石数量不同。罗布莎橄榄岩套岩石化学变化趋势阔广, 说明了这一点。罗布莎橄榄岩是受变压熔化和过渡带化学成分的混染所影响的。因而罗布莎橄榄岩不同于局部熔化的简单残余物。它是包含来自下地幔和过渡带的物质的混染、熔体结晶矿物的回归和没有被萃取殆尽的熔体结晶的混合物。罗布莎橄榄岩及铬铁矿是研究蛇绿岩(古大洋)过渡带和下地幔超高压矿物的良好标本。

参 考 文 献

- 1 Dick H J B and Fisher R L. Mineralogic studies of the residues of mantle melting: Abyssal and alpine- type peridotites, In: Kompost J (ed) The mantle and crustal- mantle relationships- Mineralogical, petrological, and geodynamic processes of the third international Kimberlite conference. New York, 1984, II: 295~ 308.
- 2 Dick H J B, Fisher R L and Bryan W B. Mineralogical variability of the uppermost mantle along mid- ocean ridge. Earth and Planetary Science Letters, 1984, 69: 88~ 106.
- 3 Nicholas A. Structures of ophiolite and dynamics of oceanic lithosphere. Dordrecht: Kluwer Academic, 1989, 368.
- 4 Hamlyn P R and Bnatli E. Petrology of mantle derived ultramafics from the Owen Fracture zone, Northwest Indian Ocean: Implications for the nature of the oceanic upper mantle. Earth and Planetary Science Letters, 1980, 48: 65~ 79.
- 5 Elthon D. Chemical trends in abyssal peridotite; Refertilization of depleted oceanic mantle. J. Geophys. Res., 1992, 97:

- 9015~ 9025.
- 6 Niu Y and Batiza R. Chemical variation trends at fast and slow spreading ridges. *J. Geophys. Res.*, 1993, 98: 7887~7902.
 - 7 Niu Y and Batiza R. An empirical method for calculating melt compositions produced beneath mid-ocean ridges: application for axis and off-axis (seamounts) melting. *J. Geophys. Res.*, 1991, 96: 21753~ 21777.
 - 8 Niu Y and Batiza R. In-situ densities of silicate melts and minerals as a function of temperature, pressure, and composition. *J. Geol.*, 1991, 99: 767~ 775.
 - 9 Green D H and Ringwood A E. The genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1967, 15: 103~ 190.
 - 10 Jaques A L and Green D H. Anhydrous melting of peridotite at 0~ 15Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980, 73: 287~ 310.
 - 11 Stolper E. A phase diagram for midocean ridge basalts: Preliminary results and implications for petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1980, 74: 13~ 27.
 - 12 O' Hara M J. The bearing of phase equilibria studies in synthetic and nature system on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. *Earth Sci. Rev.*, 1968, 4: 69~ 133.
 - 13 Presnall D C, Dixon T H, O' Connell T H and Dixon S A. Generation of midocean ridge tholeiites. *Journal of Petrology*, 1979, 20: 3~ 35.
 - 14 Stolper E. A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: Preliminary results and implications for petrogenesis. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 1980, 74: 13~ 27.
 - 15 Eiji Ito and Eiichi Takahashi. Ultrahigh-pressure phase transformations and the constitution of the deep mantle. in "High - Pressure Research in Mineral Physics", by M. H. Manghoni and Y. Svono. 1987. 221~ 229.
 - 16 杨凤英, 康志勤, 刘淑春. 蛇纹石新八面体假象及其成因讨论. *矿物学报*, 1981, 1: 52~ 56.
 - 17 Zhou MeiFu. Petrogenesis of the podiform chromitites in the Luobusa ophiolite, Southern Tibet (Ph. D. Thesis). Dohousie University, 1995.

The Genesis of Luobusa Mantle Peridotites in the Yarlung Zangbo River Ophiolite Zone, Tibet

Bai Wenji, Fang Qingsong, Zhang Zhongming, Yan Binggang
(Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037)

Zhou Meifu

(Department of Earth Sciences, Hongkong University, Hongkong)

Key words: mantle peridotite; ophiolite; Tibet

Abstract

The mantle peridotites widely distributed along the Yarlung Zangbo River ophiolite zone are fresh rocks not subjected to serpentinization. Therefore, the observation under microscope and the whole rock chemical analysis are simple and convenient means for investigating their genesis and the mantle activity. Recent studies of abyssal peridotites show that they are not melt residues of batching or fractional melting of pyrolite directly after melt extraction of

(下转第 216 页) (to be continued on p. 216)

(上接第 206 页) (Continued from p. 206)

MORB. Petrological studies of peridotites from Luobusa ophiolite massif also indicate that the mantle peridotites are not simple residues of primary pyrolite either. Nevertheless, residue peridotites in Luobusa ophiolite were formed by two times of partial melting, i. e., the ultrahigh pressure silicates (octahedral spinel) from the transitional zone experienced melting and extracted MORB melt, and then the low pressure peridotites in the upper mantle were partially melted again, thus forming residue peridotites.