

亏损上地幔中的富钾熔体和碳酸盐交代作用： 来自CCSD预先导孔橄榄岩的地球化学证据

李天福¹, 杨经绥¹, 张儒媛²

1. 国土资源部大陆动力学重点实验室, 北京 100037

2. 美国斯坦福大学地质与环境科学系, 加利福尼亚州 94305

摘要:中国大陆科学钻探工程预先导孔(CCSD PP1)打在苏鲁超高压变质带芝麻坊超镁铁岩体上, 钻孔穿透超镁铁岩体115 m。超镁铁岩体由二辉橄榄岩、方辉橄榄岩和少量单辉橄榄岩和纯橄岩组成, 与上下围岩接触的橄榄岩被强烈蛇纹石化。多数橄榄岩含有石榴石或其假象, 普遍含有金云母和菱镁矿, 少量样品中有钛斜硅镁石。在化学成分上, 橄榄岩的Mg[#]指数变化于90.3~92.6之间, MgO含量(36.61%~49.15%, 平均45.17%)与Na₂O(0.01%~0.25%), Al₂O₃(0.07%~3.71%, 多数<2.0%, 平均1.46%)和CaO(0.12%~2.53%, 一个高达3.30%, 平均1.00%)呈负相关关系。与主量易熔元素相对亏损的特点相反, 橄榄岩中显示了稀土元素富集、分馏和配分曲线显示近于平行和相似的特点, (La/Lu)_N比值为3.18~33.05; 此外, 多数样品具有高Ba(最高比原始地幔高100多倍)含量, 在蛛网图上显示Rb、Nb、Ta、Zr、Hf和Sr的负异常, Ti/Eu比值均低于1300。岩相学特征和难熔主量元素与不相容元素之间的无相关性表明橄榄岩至少受到了形成金云母和菱镁矿的2次交代作用。富含金云母的橄榄岩(例如C25 143 61, C32 149 71)具有富钾趋势, 并且显示K₂O与Rb、Ba和Th等大离子亲石元素的正相关关系, 未见K₂O和稀土元素、Sr和Ca之间的相关关系。这些特征表明橄榄岩被含水、硅铝质碱性熔体交代, 之后又被高Ba低Rb和高场强元素的镁质(菱镁矿)碳酸盐熔体交代, 并且强烈地改变了Ba的丰度和显示了特定地幔碳酸盐的稀土元素配分型式。全岩具有不均一的高放射性Sr(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr=0.7084~0.7201)和低放射性Nd($\epsilon_{Nd}(t)$ =-1.14~-8.55)组成, 结合已有的氧同位素研究资料, 表明预先导孔PP1中的橄榄岩所代表的地幔可能在早期就遭受了来自深部的介质的交代作用。

关键词: 石榴石橄榄岩; 微量元素; 地幔亏损; 交代作用; 中国大陆科学钻探工程。

中图分类号: P588.12

文章编号: 1000-2383(2006)04-0457-18

收稿日期: 2006-06-02

K Rich and Carbonatic Melt Metasomatism in Depleted Upper Mantle: Geochemical Evidences from Peridotites in Pre Pilot Hole of Chinese Continental Scientific Drilling Project

LI Tian fu¹, YANG Jing sui¹, ZHANG Ru yuan²

1. Key Laboratory for Continental Dynamics of the Ministry of Land and Resources of China, Beijing 100037, China

2. Department of Geological and Environmental Sciences, Stanford University, Stanford, California 94305, USA

Abstract The Chinese pre pilot hole (PP1) is located at Zhimafang Village, Donghai County in the Sulu UHP terrane, east China. Ultrahigh pressure peridotites of 115 m thick within gneiss recovered from the PP1 are composed of abundant lherzolite, harzburgite, and minor wehrelite and dunite. Peridotite near to the contacts with gneiss is strongly serpentinized. More than 90 vol% peridotites contain garnet and phlogopite; some contain magnesite and Ti clinohumite. All peridotites contain lower “fertile elements” compared with primitive mantle, their Mg[#] numbers range from 90.3 to 92.6, and MgO content (36.61%~49.15%, averagely 45.17%) has negative correlation with Na₂O(0.01%~0.25%), Al₂O₃(0.07%~3.71%, most<2.0%, averagely 1.46%) and CaO(0.12%~2.53%, one up to 3.30%, averagely 1.00%) contents. In contrast to

基金项目: 国家重点基础研究“973”专项项目(No. 2003CB7106500); 国家自然科学基金重大项目(No. 40399140)。

作者简介: 李天福(1962-), 男, 研究员, 主要从事岩石学和地球化学研究。E-mail: litianfu@ sina.com

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

major element depletion feature, the PP1 peridotites show light rare earth element enriched and slight to moderately fractionated REE pattern of nearly parallel curves and roughly identical pattern with $(\text{La/Lu})_{\text{N}}$ ratios of 3.18–33.05. Most of the peridotites contain high Ba (higher than 92 times of primitive mantle) and LREE and low HFSE and are characterized by negative Rb, Nb, Ta, Zr, Hf and Sr anomalies (e.g., C39 157 81) in spidergrams. Ti/Eu ratios are lower than ca. 1.300. The lack of correlation between refractory degree and enrichment of incompatible elements documents effect by metasomatism after mantle melting. Petrographic characteristics show multiple metasomatism of phlogopite and magnesite. Phl rich peridotites (such as samples C25 143 61, C32 149 71) have the K_2O enrichment trend and good correlations between K_2O and some LILE such as Rb, Ba and Th. No positive correlations between K_2O and REE and between Sr and Ca are seen. These signatures show that peridotites were metasomatised by hydrous, silicic, aluminous and alkaline melts containing some LILE, and then severely overprinted by metasomatism of magnesite melt containing high Ba and low Rb and HFSE which modified Ba content drastically and endued REE patterns of mantle carbonatite melt. Whole rock has heterogeneously high radiogenic Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7084 - 0.7201$) and low radiogenic Nd ($\epsilon_{\text{Nd}}(t) = -1.14 \text{ to } -8.55$), which indicates the peridotites from PP1 hole was probably derived from long term enriched mantle by agents from depth, especially combined with oxygen isotope compositions of anhydrous and hydrous minerals reported by previous studies.

Key words: garnet peridotite; trace element; mantle depletion; metasomatism; Chinese Continental Scientific Drilling Project.

0 引言

陆下地幔的物质成分资料的获取对于建立大范围地幔地球化学和构造演化模式是必要的(Griffin *et al.*, 1999). 对于地幔物质成分的了解曾经主要来自于金伯利岩中的包体、捕虏晶和幔源火山岩. 形成于不同时代的数 m 至数千 m 大小的阿尔卑斯型橄榄岩为认识上地幔提供了进一步的证据. 与地幔包体相比, 造山带橄榄岩因其规模大、成因、构造和演化历史的复杂性而更加能够提供有关地幔地球化学和动力学的信息.

阿尔卑斯型橄榄岩杂岩以成分上的成层性为特征, 组成岩石类型有二辉橄榄岩、方辉橄榄岩、单辉橄榄岩和纯橄榄岩. 有的橄榄岩体内还产出有辉石岩和榴辉岩(Menzies and Dupuy, 1991). 阿尔卑斯型橄榄岩的成层构造的原因认为是原本均一的地幔源区经历了不同程度的部分熔融作用提取熔体之后的残留体(Frey *et al.*, 1985; McDonough and Sun, 1995). 但是, 轻稀土元素与 CaO 、 Al_2O_3 和 MgO 之间无相关关系、不同范围内(厘米到千米)变化很大的 Sr 、 Nd 、 Pb 同位素组成却不能简单地用单一的熔体提取来得到解释, 它还需要轻稀土富集的介质对原本轻稀土亏损的地幔岩体的叠加作用(Jahn *et al.*, 2003). 在地幔包体中, 已经观察到了引入注目的隐交代或显交代作用(Menzies and Hawkesworth, 1987; Ionov *et al.*, 1993; Yaxley *et al.*, 1998; Kogarko *et al.*, 2001), 并且橄榄岩中的含水矿物相通常都归因于交代作用(Peacock, 1990;

Zanetti *et al.*, 1999); 然而, 相对来说, 在造山带橄榄岩块体中, 这种交代作用还不是很普遍(Bodinier *et al.*, 1988; Zanetti *et al.*, 1996). 据报道, 虽然后来的岩脉交代富集作用产生了角闪石和金云母并且对 Lherz 橄榄岩块体物质成分有影响, 但是这仅仅局限于紧靠脉体的局部位置(Bodinier *et al.*, 1988).

中国大陆科学钻探工程所在的东海地区出露有许多石榴石橄榄岩体. 其中一些岩体, 如许沟和芝麻坊已经进行过许多研究(Yang *et al.*, 1993; Zhang *et al.*, 1994, 2000; Yang and Jahn, 2000; Yang, 2003; Zhang *et al.*, 2003). 过去的研究主要集中在变质作用和某些特殊矿物相(如 Cr dissaki site)方面, 并且由于露头不佳, 所能获得的样品有限, 地球化学的研究也比较有限(Yang and Jahn, 2000; Zhang *et al.*, 2000, 2003). 岩石化学研究已经表明, 许沟和芝麻坊橄榄岩均直接来源于地幔, 并且卷入到了与超高压变质作用有关的俯冲过程.

中国大陆科学钻探工程的预先导孔 PP1 在芝麻坊橄榄岩体获得了大约 115 m 的新鲜岩心样品. 这些样品含有丰富的含水矿物相和碳酸盐矿物相. 这对于橄榄岩体中透入性交代作用的认识是一个有利和重要的研究对象. 根据从钻孔获得的大量全岩主量元素、稀土元素和微量元素以及一些同位素(Nd 和 Sr)资料, 主要探究:(1) 造成芝麻坊橄榄岩全岩成分变化的地幔过程;(2) 芝麻坊橄榄岩体可能的地质背景.

1 地质概况

苏鲁地体是中朝和扬子克拉通之间秦岭–大别碰撞带的东延部分, 被左行的郯庐断裂将其与后者之间错断并向北北东位移约 530 km。该地体的西北部以烟台–青岛–五莲断裂为界, 南部以嘉山–响水断裂为界。内部可划分为断裂围限的超高压和高压两大变质带, 两带均具有相似的上地壳原岩, 并且被造山后中生代花岗岩侵入。超高压带的岩石组成角闪岩相长英质片麻岩、角闪岩、蓝晶石石英岩和大理岩。石榴石橄榄岩则呈米到千米级大小的透镜体和块体产出在角闪岩相长英质片麻岩中, 也见于东海地区勘探浅井和中国大陆科学钻探工程的先导孔和主孔中。苏鲁地区大多数石榴石橄榄岩都经历过俯冲带所谓“禁区”条件下($< 5^{\circ}\text{C}/\text{km}$)的超高压变质作用(Yang *et al.*, 1993; Zhang *et al.*, 1994, 2000, 2003; Zhang and Liou, 1998; Liou *et al.*, 2000; Yang and Jahn, 2000)。含柯石英(或柯石英假象)的榴辉岩则呈透镜体或层状体产出在片麻岩、石榴石橄榄岩和大理岩中。 $p\ T$ 估算和各种片麻岩中锆石柯石英包裹体的普遍存在证明了这些岩石经历了三叠纪的原位超高压变质作用(Zhang *et al.*, 1995; Ye *et al.*, 2000; Liu *et al.*, 2002), 并且在随后的折返过程中叠加了麻粒岩–角闪岩相退变质作用。

2 PP1 超镁铁岩岩相学简述

芝麻坊超镁铁岩体属苏鲁超高压带南部, 位于东海县城以南 9 km(图 1)。该岩体的围岩为长英质片麻岩, 呈北北东向走向, 岩体长 970 m, 宽度为 70~170 m。岩体的边部发生了强烈的蛇纹石化。预先导孔 PP1 的钻进深度为 432 m, 岩心样品有各种片麻岩和橄榄岩, 其中橄榄岩的厚度为 115 m(深度为 138.5~256.4 m)。橄榄岩的岩石类型有二辉橄榄岩、方辉橄榄岩、单辉橄榄岩和少量的纯橄榄岩, 其中在 238.5~242.3 m 深处夹有一层绿帘黑云斜长片麻岩, 而且在 163.5 m 和 251 m 深处的局部被石榴金云角闪岩脉穿切。橄榄岩体与围岩片麻岩之间的接触界线为突变接触关系。在上下接触界限附近的橄榄岩被强烈蛇纹石化。某些蛇纹岩中所含的残余橄榄石不足 3%~5%, 一般蛇纹石化的橄榄岩所

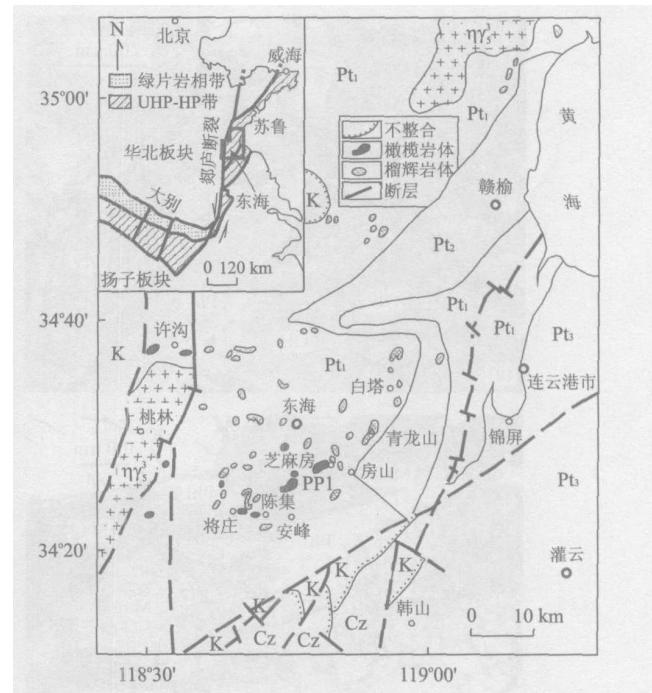


图 1 PP1 钻孔周围地质略图

Fig. 1 Schematic geological map around PP1 drill site
 $\eta\gamma_3$. 花岗岩; Cz. 新生界; K. 白垩系; Pt₃. 上元古界; Pt₂. 中元古界;
Pt₁. 下元古界

含的残留矿物含量变化于 10%~70% 之间, 残留矿物有橄榄石、石榴石、斜方辉石、单斜辉石和金云母。根据矿物含量和蛇纹化的程度, PP1 橄榄岩段以方辉橄榄岩和二辉橄榄岩为主, 石榴石和不含石榴石橄榄岩交互产出。几乎所有的 PP1 橄榄岩都含有金云母(含量从微量到 15% 以上), 并且有些层位含有金云母、碳酸盐矿物(图 2a–2c)和钛斜硅镁石。

石榴石二辉橄榄岩通常具有变斑状结构, 部分发生面理化。2~10 mm 大小的浑圆状粗粒石榴石产于由细粒($< 2 \text{ mm}$)橄榄石、斜方辉石、透辉石和石榴石构成的基质中。较新鲜橄榄岩中的粗粒和细粒石榴石边部均被含金云母或不含金云母的角闪石+铬铁矿组构所环绕。但是有的石榴石完全被绿泥石+细小方解石或自形绿泥石叶片、金云母和不透明沉淀状铬铁矿替代。退变质岩石中的透辉石被透闪石和铬铁矿集合体所替代。顽辉石或者新鲜, 或者部分被滑石替代。非常少量的钛斜硅镁石呈细小的包裹体(0.1~0.2 mm)产出于橄榄石或辉石中。少量菱镁矿产出于基质中。细粒铬铁矿呈包裹体产于石榴石或基质中。方辉橄榄岩、单辉橄榄岩和纯橄榄岩在结构上与石榴石二辉橄榄岩相似, 只是在矿物

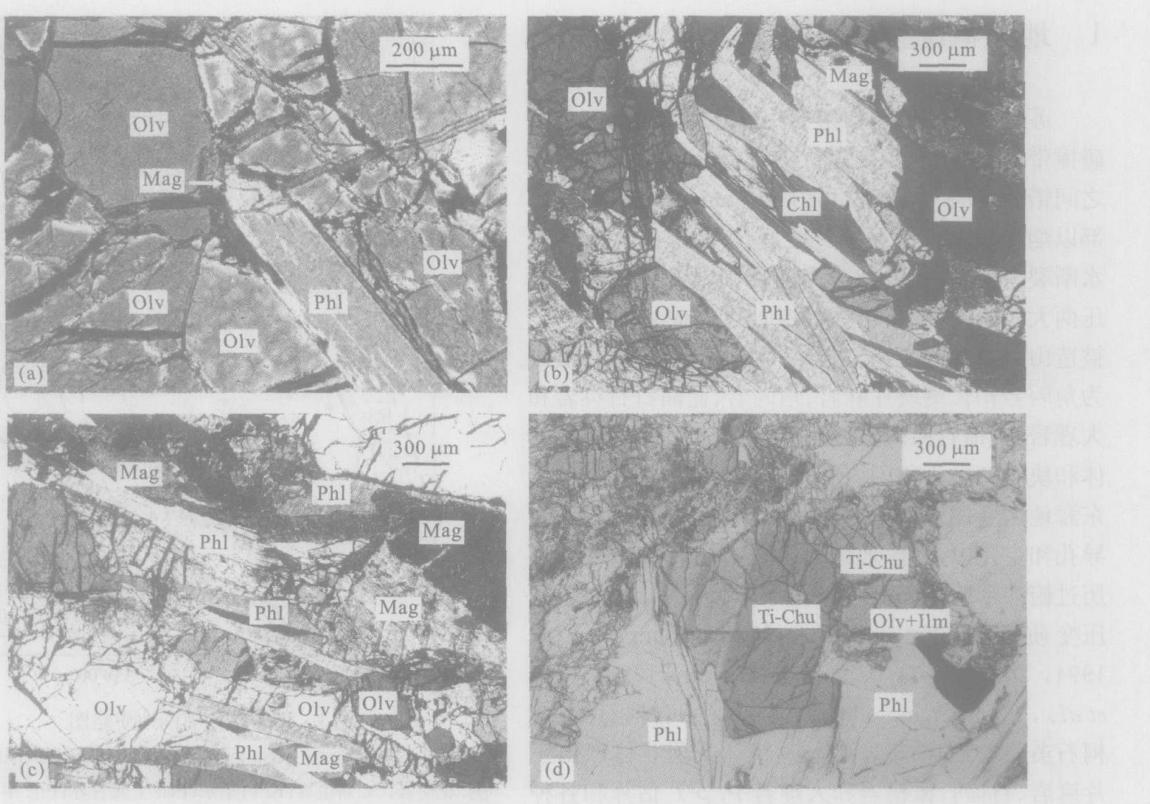


图 2 PP1 钻孔中含金云母和菱镁矿橄榄岩的显微照片

Fig. 2 Photomicrographs of phlogopite and magnesite bearing peridotite from PP1 borehole

a. 含菱镁矿金云母二辉橄榄岩。菱镁矿产出于橄榄石(Olv)、金云母(Phl)粒间的菱镁矿(Mag)，还见金云母被菱镁矿消蚀；b. 含菱镁矿金云母单辉橄榄岩，显示了绿泥石化(Chl)和定向的富金云母集合体及其附近的菱镁矿；c. 含菱镁矿金云母单辉橄榄岩，金云母定向分布，菱镁矿消蚀了金云母。照片 a—c 为正交偏光照相；d. 边部具有含水相钛斜硅镁石(Ti Chu)和金云母的细脉，其中部为细粒滑石、绿泥石、钛斜硅镁石和角闪石(照片左上角)。钛斜硅镁石部分分解橄榄石+钛铁矿(Olv+Ilm)(单偏光)

组成上不同。方辉橄榄岩和单辉橄榄岩分别只含少量($<5\%$)的单斜辉石和顽辉石。纯橄岩主要由橄榄石($>90\%$)组成。大多数不含石榴石橄榄岩为纯橄岩和少量的二辉橄榄岩，但有含量不等的细粒铬铁矿(大小为 $0.2 \sim 0.3$ mm)。这些岩石中的金云母在不同样品间含量不同($3\% \sim 10\%$)，个别样品中可达 30% (图 2b)。某些样品中金云母的定向分布(图 2c)表明其形成早于折返期间的变形作用。菱镁矿主要产出在单辉橄榄岩和方辉橄榄岩中，要么呈 $3 \sim 15$ mm 大小的粗粒拉长晶体，要么呈相对细粒(<1 mm)的晶体产出。从许多薄片的观察似乎表明菱镁矿形成于金云母之后(图 2a, 2c)。含钛斜硅镁石的单辉橄榄岩很少(如样品 C25 143 65 和 C49 166 92)。钛斜硅镁石或者呈粗粒晶体(约 4 mm)产于基质中，或者呈脉状与碳酸盐或金云母产出(图 2d)。

上述岩相学描述综合表明，PP1 橄榄岩大概可以识别出 3 个变质演化阶段：I. 峰期变质作用阶

段，粗大的顽辉石+透辉石+橄榄石+铬铁矿+金云母±石榴子石±钛斜硅镁石±菱镁矿；II. 退变质阶段 1，透辉石被透闪石+铬铁矿后成合晶替代，顽辉石被滑石替代，钛斜硅镁石被橄榄石+钛铁矿后成合晶替代，石榴子石周围的角闪石次变边，可能还包括金云母；III. 退变质(蚀变)阶段 2，近于岩石圈浅部，温压下降，流体通量更加增多，橄榄石发生蛇纹石化、石榴子石的绿泥石化，出现了强烈的蚀变带，带内还有次生的金云母、钛斜硅镁石、扇状集合体状角闪石、替代橄榄石的滑石和碳酸岩等。

3 地球化学

3.1 分析方法

化学分析样品是平均每隔 2 m 系统采集的，以控制不同岩石的成分变化。主量元素是用 X 荧光分析进行的，二价、三价铁和挥发分为湿化学方法的分

析结果。微量元素是通过 ICP MS 方法进行。全岩 Sr 和 Nd 同位素组成是将样品用色层柱分离后用 MAT252 质谱仪测量。以上所有测试工作均由地质科学院测试研究所完成。

3.2 主量元素

如前所述, 某些橄榄岩被强烈蛇纹石化, 所以其烧失量相当高。本文仅采用烧失量低于 5% 的样品成分(表 1)进行讨论。

不同橄榄岩的成分变化范围见表 2、3。从石榴石二辉橄榄岩到纯橄岩, 除了个别例外, 随着 MgO 含量的增高, SiO₂ 含量稍有降低, 并且在不同岩石之间, 成分变化范围有所重叠。与原始地幔(McDonough *et al.*, 1995)相比, 橄榄岩总的来说易熔元素含量相对较低(除 K₂O 外), 难熔元素如 MgO 等含量较高。高 MgO 含量的纯橄岩中易熔元素最亏损。其中 TiO₂ 含量通常低于 0.07%, 但是有些含钛斜硅镁石的橄榄岩所含的 TiO₂ 可达 0.30%, 而高于大多数岩石。虽然橄榄岩相当亏损易熔元素, 但是某些样品的 Al₂O₃ 含量还是比较高(可达 3.73%), 例如金云石榴二辉橄榄岩样品 C25 141-60, 而且一般从石榴二辉橄榄岩(平均 1.87%)到纯橄岩(0.18%)逐渐降低, 这与其中含 Al₂O₃ 矿物相石榴石、金云母的含量变化有关; 但是一个例外是不含石榴石二辉橄榄岩样品的 Al₂O₃ 含量(3.47%)也很高。一般二辉橄榄岩具有较高的 CaO, 而方辉橄榄岩和纯橄岩的 CaO 含量较低。某些不含石榴石二辉橄榄岩中 CaO 含量偏高的原因可能是单斜辉石或次生碳酸盐矿物造成的。大多数橄榄岩的 K₂O 含量都比原始地幔的值高, 并且与岩石中金云母的含量有正相关关系。大约 67% 的橄榄岩样品的 K₂O 含量低于 0.20%, 但是富金云母橄榄岩的 K₂O 含量可达 3.24%。

图 3 显示了 MgO 对主量元素和一些含量相对较低的元素如 NiO 和 Cr₂O₃ 之间的投点图。总的来说, 除了个别例外, 石榴石橄榄岩的易熔元素含量高于不含石榴石橄榄岩。纯橄岩是最亏损的, 其 MgO 和 Mg[#](92.45)最高。如果与原始地幔相比, 大多数橄榄岩都亏损 TiO₂、Al₂O₃、CaO 和 Na₂O, 并且 Al₂O₃、CaO 和 Na₂O 与 MgO 呈良好的负相关关系。这种规律性的变化主要是由不同程度的部分熔融和熔体的提取造成的, 而且与岩石是地幔残留体的亏损特点相一致(Frey *et al.*, 1985)。大多数样品中难熔元素 NiO 的含量较高, 并且与 MgO 含量呈正相关关系。在 MgO-Cr₂O₃ 投点图上(图 3)围绕原

始地幔值分布离散, 未显示相关关系。从图 3 可见, 石榴石和不含石榴石橄榄岩全岩成分由于具有重叠而不能很好地在图中区分开来, 但是 Al₂O₃-Cr/(Cr+Al) 投点图中(图 4), 石榴石和不含石榴石橄榄岩清晰地划分为 2 组。但我们注意到样品 C25 143 61 虽然为不含石榴石金云二辉橄榄岩, 但具有高的 Al₂O₃(3.47%), CaO(3.30%) 和 K₂O(3.24%) 含量和最低的 MgO(36.38%) 含量。一个可能的原因是, 由于岩石中矿物分布的不均一性, 会出现薄片观察到的矿物组合与岩石化学分析不吻合。根据电子探针分析结果, 金云母的 K₂O 和 Al₂O₃ 含量分别约为 9% 和 12%, 石榴石的 Al₂O₃ 含量约为 22%, 而单斜辉石的 CaO 含量约为 22%。所以全岩化学成分与薄片观察方面的不太一致可能反映了岩石矿物成分金云母、石榴石和单斜辉石在局部的变化。

3.3 稀土元素和微量元素

PP1 橄榄岩的稀土元素和微量元素见表 1。微量元素与岩石化学烧失量之间没有相关关系, 因此后期蛇纹石化对微量元素的丰度没有明显的影响。PP1 橄榄岩的 REE 总含量较低, 变化范围为 $3.24 \times 10^{-6} \sim 50.06 \times 10^{-6}$, 并且不同岩性的稀土总量没有明显的不同(表 4)。但一个含钛斜硅镁石的二辉橄榄岩例外, 其稀土元素总量最高, 达到了 152.30×10^{-6} 。经过原始地幔(McDonough *et al.*, 1995) 标准化的稀土元素配分型式(图 5)表明, 所有橄榄岩均显示轻稀土富集特点而中稀土和重稀土相对低, (La/Lu)_N 比值变化范围为 3.20 ~ 33.29。同时, HREE 呈水平线或从 Er 到 Lu 略有升高。更详细地说, 石榴石二辉橄榄岩的 (La/Lu)_N 值为 3.20 ~ 13.56, 石榴石方辉橄榄岩的 (La/Lu)_N 值为 5.04 ~ 18.65, 而不含石榴石橄榄岩的 (La/Lu)_N 值则为 5.24 ~ 33.29。在 MgO 含量与 La_N 或 Lu_N 值之间没有相关关系。

大离子亲石元素的丰度在总体上高于岩石地幔的丰度, 大致显示与 MgO 含量的负相关关系。图 6 显示了原始地幔标准化的蛛网图。所有岩石的不相容元素, 大离子亲石元素如 Rb、Ba 和 Th 等多数高于原始地幔的丰度, 多数橄榄岩的 K、Sr、Hf 和 Ti 等元素均显示负异常低谷, Ba 显示正异常尖峰, 最高比原始地幔高 100 多倍。与其他岩石相比, 方辉橄榄岩(如 C36 153 77)和纯橄岩(C45 163 86)具有强烈的 Rb、Ta、Sr、Zr、Hf、Ti(HFSE) 和 Y 负异常, 相

表1 PP1 钻孔橄榄岩的全岩主量元素(%)和微量元素(10^{-6})数据Table 1 Whole rock major (%) and trace (10^{-6}) elements of PP1 peridotites

标号	C25 141 60	C25 143 61	C26 143 62	C27 144 63	C27 144 64	C30 146 66	C30 146 67	C31 147 68	C31 148 69	C31 149 70	C32 149 71
岩石	Phl Grt Lherz	Phl Ti Chu Lherz	Harz	Grt Lherz	Grt Lherz	Grt Harz	Grt Lherz	Phl Grt Harz	Grt Harz	Phl Grt Lherz	Phl Lherz
<i>h</i> (m)	155.16	155.16	156.68	159.00	161.65	164.00	166.65	168.00	169.00	170.05	172.37
SiO ₂	41.93	42.08	41.32	42.71	42.21	41.49	41.00	41.87	42.71	42.17	41.93
TiO ₂	0.03	0.30	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	3.55	3.31	0.30	1.91	1.31	1.04	0.85	0.42	0.98	1.93	2.64
Cr ₂ O ₃	0.42	0.39	0.51	0.40	0.47	0.26	0.26	0.23	0.46	0.31	0.43
T Fe ₂ O ₃	8.12	7.40	8.10	7.44	8.14	7.82	8.09	7.65	7.57	7.74	7.13
FeO	6.11	5.37	6.27	6.32	7.26	6.16	6.43	6.40	6.43	6.05	5.61
MnO	0.12	0.10	0.12	0.11	0.12	0.11	0.11	0.10	0.11	0.10	0.11
NiO	0.20	0.19	0.28	0.28	0.24	0.25	0.30	0.28	0.25	0.24	0.20
MgO	38.17	34.91	47.02	43.92	45.00	43.25	45.74	47.08	44.23	40.47	39.69
CaO	2.41	3.15	0.11	1.02	0.73	0.90	0.62	0.23	0.67	1.66	1.84
Na ₂ O	0.24	0.20	0.02	0.06	0.11	0.07	0.05	0.02	0.05	0.10	0.11
K ₂ O	0.46	3.09	0.18	0.23	0.06	0.01	0.03	0.22	0.10	1.10	1.30
P ₂ O ₅	<0.10	0.83	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
LOI	4.58	3.98	2.74	2.70	1.90	4.33	2.94	1.51	3.00	3.96	4.74
Total	100.23	100.05	100.70	100.78	100.30	99.54	100.00	99.61	100.13	99.79	100.15
Mg #	90.30	90.33	91.99	92.12	91.63	91.63	91.80	92.41	92.04	91.19	91.68
La	2.96	34.90	7.01	1.61	10.60	1.68	8.51	0.50	2.88	5.58	3.33
Ce	7.20	67.60	12.80	3.01	17.40	4.43	15.70	1.19	6.27	10.60	7.70
Pr	0.59	7.20	1.62	0.32	2.08	0.34	2.05	0.13	0.55	1.24	0.80
Nd	2.23	27.80	6.21	1.11	7.53	1.20	7.51	0.54	2.03	4.69	3.13
Sm	0.51	5.13	1.16	0.20	1.52	0.25	1.43	0.15	0.46	0.88	0.62
Eu	0.18	1.37	0.34	0.08	0.37	0.11	0.36	0.07	0.14	0.49	0.19
Gd	0.61	3.89	1.13	0.21	0.74	0.31	1.42	0.20	0.51	0.83	0.55
Tb	0.13	0.46	0.22	0.03	0.24	0.06	0.25	0.06	0.08	0.15	0.08
Dy	0.86	1.91	1.04	0.18	1.22	0.33	1.19	0.16	0.42	0.62	0.44
Ho	0.24	0.41	0.24	0.05	0.29	0.08	0.31	0.04	0.10	0.13	0.11
Er	0.46	0.73	0.43	0.09	0.53	0.16	0.54	0.06	0.16	0.24	0.22
Tm	0.09	0.11	0.08	0.02	0.09	0.03	0.09	0.01	0.03	0.05	0.04
Yb	0.60	0.68	0.52	0.12	0.60	0.21	0.71	0.12	0.19	0.34	0.26
Lu	0.10	0.11	0.07	0.02	0.09	0.04	0.11	0.01	0.03	0.05	0.04
Rb	18.30	79.30	5.34	5.76	2.08	0.90	0.83	5.72	1.84	27.80	23.20
Ba	337.00		130.00	289.00	109.00	109.00	78.00	85.90	94.10	473.00	611.00
Th	10.60	10.30	0.64	1.02	0.58	0.16	0.09	0.20	1.24	4.79	5.13
U	0.71	1.96	0.19	0.16	0.06	0.03	0.05	0.09	0.12	0.61	0.48
Nb	0.41	6.86	0.30	0.18	0.37	0.33	0.09	0.40	0.80	0.73	2.49
Ta	0.21	0.57	0.00	0.01	0.14	0.16	0.00	0.00	0.16	0.03	0.33
Sr	62.20	441.00	18.20	51.10	25.30	116.00	19.00	15.70	24.70	77.50	63.40
Zr	3.01	49.60	9.20	7.00	0.86	0.64	4.80	20.10	1.25	16.40	41.50
Hf	0.20	3.65	0.02	0.00	0.04	0.03	0.01	0.00	0.08	0.05	1.17
Y	4.71	9.40	4.78	1.02	6.70	1.66	6.30	0.83	2.24	2.89	2.66
Sc	19.70	19.10	4.00	6.70	11.10	8.30	5.30	8.50	10.10	14.70	17.90
V	30.90	60.00	21.30	28.70	27.10	15.20	23.20	17.10	20.00	39.40	29.20
Cr	2 873.61	2 668.36	3 489.39	2 702.57	3 215.71	1 778.90	1 778.90	1 573.65	3 147.29	2 121.00	2 942.03
Co	88.10	87.80	57.50	54.30	110.00	97.60	59.30	62.00	94.40	53.10	83.10
Ni	1 571.56	1 492.98	2 200.19	2 200.19	1 885.87	1 964.45	2 357.34	2 200.19	1 964.45	1 846.59	1 571.56

续表1

标号	C33 150 72	C34 150 73	C34 151 74	C35 152 75	C35 153 76	C36 153 77	C38 156 79	C38 157 80	C39 157 81	C40 158 82
岩石	Phl Grt Harz	Phl Grt Lherz	Phl Grt Lherz	Grt Lherz	Grt Harz	Phl Grt Harz	Phl Lherz	Phl Grt Lherz	Phl Grt Lherz	Phl Grt Lherz
<i>h(m)</i>	174.30	178.00	182.27	183.00	185.30	187.30	199.00	199.60	200.60	203.60
SiO ₂	41.83	43.09	42.03	41.31	41.48	41.05	42.39	42.44	41.98	42.04
TiO ₂	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01
Al ₂ O ₃	0.55	1.12	1.41	1.80	0.72	0.17	0.84	1.32	1.36	1.40
Cr ₂ O ₃	0.29	0.40	0.40	0.38	0.41	0.46	0.36	0.53	0.38	0.36
T Fe ₂ O ₃	8.21	7.67	8.37	7.99	8.21	8.29	8.18	7.32	8.48	7.83
FeO	6.68	6.64	6.59	6.11	6.74	6.79	6.48	5.80	6.77	6.33
MnO	0.10	0.11	0.11	0.12	0.12	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11
NiO	0.27	0.26	0.25	0.25	0.27	0.29	0.26	0.24	0.24	0.25
MgO	46.06	44.42	44.28	42.25	45.63	47.44	43.65	43.92	43.44	43.64
CaO	0.37	0.56	1.10	1.57	0.41	0.12	1.01	0.89	0.61	0.61
Na ₂ O	0.03	0.07	0.07	0.09	0.03	0.02	0.07	0.07	0.06	0.08
K ₂ O	0.03	0.05	0.02	0.17	0.02	0.04	0.50	0.14	0.76	0.84
P ₂ O ₅	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10	< 0.10
LOI	2.20	1.98	1.96	4.70	2.67	2.60	3.12	3.20	2.95	3.10
Total	99.94	99.73	100.02	100.64	99.98	100.60	100.52	100.18	100.39	100.26
Mg [#]	91.74	91.98	91.28	91.28	91.67	91.89	91.35	92.23	91.02	91.69
La	6.13	2.11	2.20	3.83	3.01	2.19	7.43	3.80	12.00	1.76
Ce	11.30	4.91	5.03	8.60	6.27	5.10	13.90	10.80	22.00	3.81
Pr	1.44	0.57	0.58	1.32	0.57	0.49	1.77	0.86	3.10	0.48
Nd	5.31	2.17	2.32	3.06	2.02	1.96	5.46	3.42	8.48	1.94
Sm	1.09	0.43	0.49	0.54	0.37	0.42	1.01	0.72	1.84	0.43
Eu	0.31	0.17	0.16	0.19	0.13	0.17	0.28	0.23	0.48	0.30
Gd	1.13	0.35	0.43	0.54	0.38	0.35	0.68	0.59	1.97	0.41
Tb	0.21	0.09	0.11	0.09	0.06	0.05	0.11	0.09	0.31	0.09
Dy	1.01	0.24	0.40	0.51	0.32	0.25	0.45	0.42	1.64	0.28
Ho	0.23	0.06	0.09	0.13	0.08	0.06	0.10	0.10	0.39	0.07
Er	0.40	0.11	0.18	0.27	0.14	0.11	0.18	0.19	0.69	0.11
Tm	0.07	0.02	0.03	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.12	0.02
Yb	0.50	0.15	0.24	0.33	0.18	0.13	0.19	0.23	0.74	0.17
Lu	0.08	0.02	0.04	0.06	0.03	0.02	0.03	0.04	0.12	0.03
Rb	0.63	1.18	0.60	4.71	1.50	1.26	13.20	4.06	19.80	20.60
Ba	69.80	105.00	99.20	152.00	53.10	58.10	608.00	166.00	219.00	398.00
Th	0.05	0.08	0.04	0.84	0.42	0.84	3.26	1.82	0.82	1.91
U	0.03	0.04	0.05	0.13	0.16	0.14	0.45	0.15	0.34	0.32
Nb	0.56	0.78	1.44	1.46	1.66	4.00	1.62	1.06	1.26	0.95
Ta	0.02	0.04	0.09	0.30	0.28	0.26	0.14	0.16	0.18	0.06
Sr	24.90	35.00	69.10	52.50	16.70	5.30	184.00	54.90	32.70	91.10
Zr	11.60	18.40	9.30	1.16	1.03	0.58	11.70	0.95	1.62	10.10
Hf	0.00	0.01	0.01	0.08	0.05	0.03	0.05	0.09	0.04	0.05
Y	4.59	1.14	1.77	3.18	1.74	1.33	2.21	2.19	8.90	1.41
Sc	5.00	12.80	11.90	15.60	10.30	10.80	12.90	16.80	10.60	10.30
V	23.70	29.30	37.30	32.10	16.40	9.10	21.90	23.20	17.80	25.40
Cr	1 984.16	2 736.78	2 736.78	2 599.94	2 805.20	3 147.29	2 463.10	3 626.23	2 599.94	2 428.89
Co	56.20	53.50	55.10	107.00	103.00	103.00	91.30	95.10	98.40	57.40
Ni	2 121.61	2 011.60	1 964.45	1 964.45	2 121.61	2 278.77	2 043.03	1 885.87	1 885.87	1 964.45

续表1

标号	C41 159 83	C42 159 84	C43 160 85	C45 163 86	C46 164 89	C47 165 90	C48 166 91	C49 166 92	C51 167 94
岩石	Phl Grt Lherz	Grt Lherz	Grt Lherz	dunite	Grt Lherz	Phl Grt Harz	Phl Grt Harz	Ti Chu Grt Harz	Harz
<i>h</i> (m)	205.00	207.75	209.35	215.64	216.94	224.86	226.27	226.77	233.40
SiO ₂	42.16	42.41	43.45	40.92	43.77	41.64	42.78	41.47	41.58
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.00	0.07	0.01	0.01	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	2.18	1.82	2.00	0.17	3.00	0.62	1.53	1.12	0.07
Cr ₂ O ₃	0.39	0.36	0.30	0.41	0.46	0.37	0.44	0.38	0.31
T Fe ₂ O ₃	7.34	7.84	7.42	7.69	7.27	8.09	7.59	8.35	7.41
FeO	5.89	6.64	5.98	6.02	6.32	6.43	6.54	6.75	6.05
MnO	0.11	0.12	0.10	0.10	0.09	0.11	0.11	0.12	0.10
NiO	0.22	0.23	0.24	0.30	0.38	0.23	0.26	0.25	0.31
MgO	39.55	42.51	41.32	47.59	40.84	45.34	44.13	44.13	47.18
CaO	2.32	1.35	1.65	0.12	1.35	0.31	0.67	0.18	0.18
Na ₂ O	0.09	0.09	0.13	0.01	0.11	0.01	0.06	0.07	0.16
K ₂ O	0.37	0.12	0.13	0.09	0.12	0.10	0.18	0.15	0.02
P ₂ O ₅	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
LOI	5.72	3.72	3.78	2.50	2.88	3.62	2.72	3.16	2.96
Total	100.46	100.58	100.52	99.90	100.34	100.43	100.48	99.39	100.33
Mg [#]	91.43	91.48	91.68	92.45	91.75	91.73	92.00	91.27	92.65
La	5.30	3.87	1.28	8.54	3.77	2.72	12.80	2.66	1.89
Ce	12.50	9.80	3.19	14.00	7.47	5.52	27.90	5.80	5.20
Pr	1.10	0.82	0.36	1.83	0.66	0.68	2.24	0.67	0.40
Nd	3.99	3.00	1.13	6.43	2.40	2.29	7.78	2.69	1.53
Sm	0.78	0.58	0.19	1.24	0.46	0.47	1.51	0.55	0.33
Eu	0.25	0.18	0.11	0.36	0.15	0.18	0.47	0.16	0.16
Gd	0.70	0.49	0.25	1.19	0.42	0.48	0.85	0.49	0.33
Tb	0.10	0.07	0.07	0.17	0.07	0.12	0.21	0.07	0.06
Dy	0.49	0.36	0.21	0.80	0.36	0.35	1.04	0.32	0.26
Ho	0.12	0.09	0.06	0.18	0.10	0.09	0.24	0.07	0.06
Er	0.22	0.18	0.13	0.33	0.21	0.17	0.42	0.13	0.11
Tm	0.04	0.03	0.03	0.06	0.04	0.03	0.07	0.02	0.02
Yb	0.25	0.22	0.18	0.36	0.29	0.22	0.46	0.14	0.14
Lu	0.04	0.04	0.03	0.06	0.05	0.04	0.07	0.02	0.03
Rb	7.23	3.80	3.51	2.23	3.36	3.06	5.77	5.71	3.64
Ba	229.00	171.00	141.00	64.30	168.00	131.00	267.00	104.00	119.00
Th	2.71	1.00	0.21	0.73	0.90	0.35	2.52	1.30	0.19
U	0.20	0.06	0.17	0.15	0.11	0.12	0.23	0.14	0.04
Nb	1.86	1.39	0.76	0.85	3.76	0.82	1.18	0.77	0.76
Ta	0.33	1.04	0.04	0.08	0.55	0.05	0.41	0.16	0.07
Sr	35.10	41.20	43.80	19.30	40.70	35.90	58.40	25.90	33.50
Zr	2.16	1.83	7.60	6.90	2.81	6.50	3.38	0.69	3.73
Hf	0.15	0.09	0.01	0.01	0.13	0.02	0.12	0.03	0.02
Y	2.48	2.17	1.20	0.40	2.31	1.73	5.30	1.61	1.37
Sc	13.40	16.90	6.20	4.40	18.50	4.70	9.13	8.80	6.70
V	28.00	26.50	32.20	16.50	96.80	28.80	19.20	13.90	20.50
Cr	2 668.36	2 463.10	2 032.06	2 818.88	3 147.29	2 531.52	3 010.45	2 599.94	2 121.00
Co	85.60	94.30	53.10	64.30	119.00	63.50	91.00	96.70	171.00
Ni	1 728.72	1 807.30	1 846.59	2 357.34	2 985.97	1 775.87	2 043.03	1 964.45	2 435.92

Phl. 金云母; Grt. 石榴石; Ti Chu. 钛斜硅镁石; Lherz. 二辉橄榄岩; Harz. 方辉橄榄岩; dunite. 纯橄榄岩.

表2 PP1 钻孔橄榄岩不同岩石的主量元素变化范围、平均值和标准差(%)

Table 2 Major element variation ranges and averages standard deviation (%) of different rocks from PP1

岩石	石榴石二辉橄榄岩	石榴石方辉橄榄岩	无石榴石二辉橄榄岩	无石榴石方辉橄榄岩	纯橄岩
SiO ₂	42.51~45.18	42.16~44.25	43.80~44.19	42.44~42.98	42.26
	43.92±0.77	43.37±0.68	44.04±0.21	42.79±0.30	
TiO ₂	0~0.08	0.01~0.01	0.02~0.31	0.00~0.01	0.00
	0.02±0.02	0.01±0	0.12±0.17	0.01±0.00	
Al ₂ O ₃	0.88~3.73	0.17~1.58	0.87~3.47	0.07~0.43	0.18
	1.87±0.75	0.87±0.43	2.37±1.35	0.27±0.18	
Cr ₂ O ₃	0.27~0.55	0.27~0.48	0.37~0.45	0.24~0.52	0.43
	0.40±0.07	0.40±0.08	0.41±0.04	0.36±0.15	
FeO [*]	6.76~7.89	7.04~7.87	6.77~7.61	6.90~7.49	7.15
	7.30±0.36	7.49±0.30	7.12±0.44	7.15±0.31	
MnO	0.09~0.13	0.10~0.13	0.10~0.12	0.10~0.12	0.10
	0.11±0.01	0.12±0.01	0.11±0.01	0.11±0.01	
NiO	0.21~0.39	0.23~0.30	0.20~0.27	0.29~0.32	0.31
	0.26±0.04	0.27±0.02	0.23±0.04	0.30±0.02	
MgO	40.15~47.42	45.43~48.73	36.38~45.10	48.29~48.77	49.15
	44.24±1.92	46.70±1.12	41.18±4.28	48.45±0.28	
CaO	0.58~2.53	0.12~0.95	1.04~3.30	0.11~0.24	0.12
	1.28±0.64	0.47±0.28	2.10±1.14	0.18±0.06	
Na ₂ O	0.05~0.25	0.01~0.08	0.08~0.21	0.02~0.17	0.01
	0.10±0.05	0.04±0.28	0.13±0.07	0.07±0.06	
K ₂ O	0.02~1.16	0.01~0.19	0.52~3.24	0.02~0.23	0.09
	0.32±0.35	0.04±0.03	1.71±1.39	0.07±0.09	
Mg [#]	90.3~92.2	91.3~92.0	90.3~91.7	92.0~92.6	92.5
	91.52±0.48	91.75±0.24	91.12±0.71	92.35±0.33	
样品数	15	8	3	3	1

表3 PP1 钻孔橄榄岩石榴石和无石榴石橄榄岩的主量元素变化范围、平均值和标准差(%)

Table 3 Major element variation ranges and averages standard deviation (%) of Grt and Grt free rocks from PP1

岩石	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO [*]	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Mg [#]
石榴石二辉橄榄岩 N=23	42.16~45.18	0~0.08	0.17~3.73	0.27~0.55	6.76~7.89	0.09~0.13	40.15~48.73	0.12~2.53	0.01~0.25	0.01~1.16	0.21~0.39	90.3~92.2
	43.73±0.77	0.01±0.01	1.52±0.81	0.40±0.07	7.36±0.34	0.12±0.01	45.09±2.05	1.00±0.67	0.08±0.05	0.24±0.31	0.26±0.04	91.6±0.42
	42.26~44.19	0~0.31	0.07~3.47	0.24~0.52	6.77~7.61	0.10~0.12	36.61~49.15	0.11~3.30	0.01~0.21	0.02~3.24	0.20~0.32	90.3~92.6
	43.25±0.79	0.06±0.11	1.16±1.38	0.39±0.09	7.14±0.31	0.11±0.01	45.43±4.69	0.99±1.22	0.09±0.08	0.81±1.17	0.27±0.05	91.8±0.81

样品 C25 143 61 具有最高的 K、P 和 Zr 丰度。

反, 含钛斜硅镁石富金云母单辉橄榄岩(C25 143 61)具有最高的不相容元素丰度, 并且显示 K、Nb、Zr 和 Ti 负异常和 Ta 正异常, 表明岩石被某种介质强烈交代过(见讨论部分)。

比较来看, 在稀土元素配分型式图上, 配分曲线大致上呈平行分布, 而不相容元素蛛网图上则显得较为杂乱。另外一个特点是, 大多数样品具有 Sr 的负异常。PP1 橄榄岩未显示 CaO 与 Sr 的正相关关系, 这可能意味着橄榄岩中的碳酸盐矿物主要为菱镁矿。

对于相容元素, PP1 橄榄岩的 Ni 含量高于原始地幔, 而 Co 和 Cr 与原始地幔相比, 则有高有低。Ni 的丰度与 MgO 含量呈正相关关系, 而 Co 和 Cr 则与 MgO 不呈现相关关系。

所有这些特点与主量元素的特点相结合, 是难以用单一的部分熔融过程得以解释的, 另外需要有一个交代作用过程(见讨论)。

3.4 Sr 和 Nd 同位素

挑选了6个含水矿物(如金云母)最少的样品以

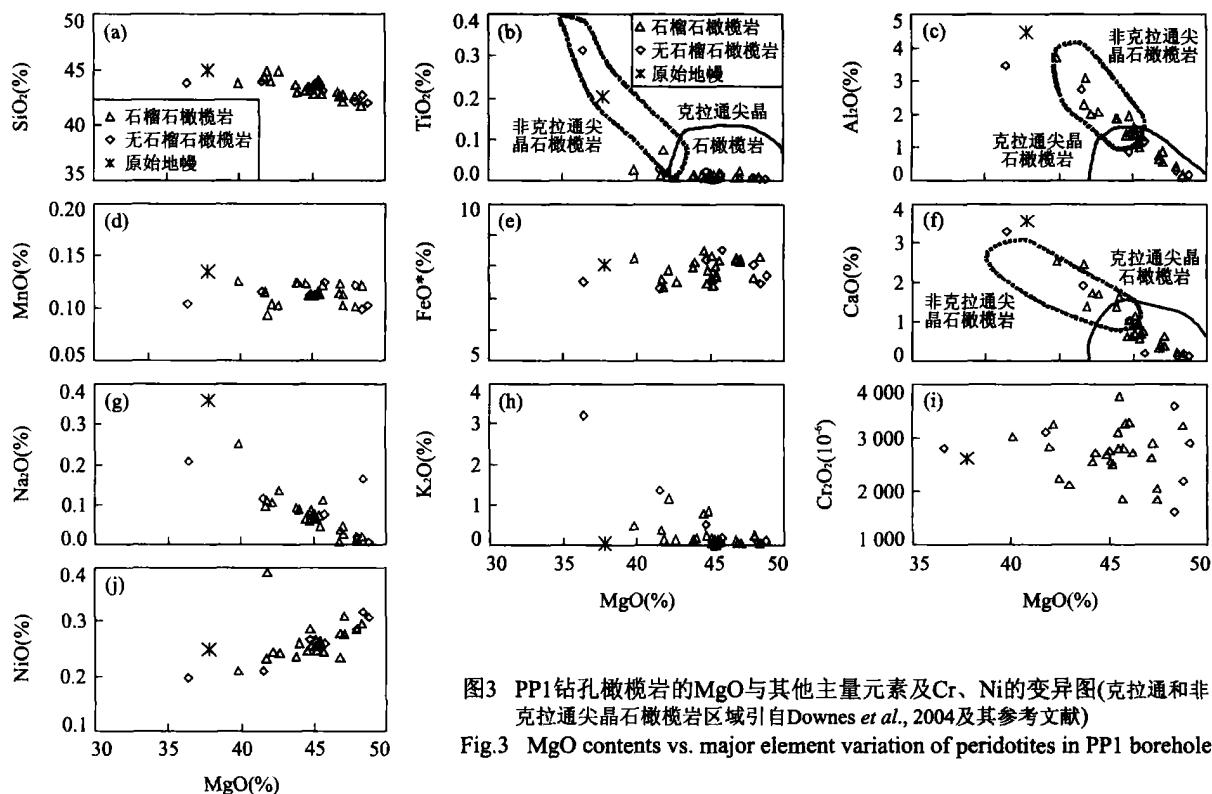


图3 PP1 钻孔橄榄岩的MgO与其他主量元素及Cr、Ni的变异图(克拉通和非克拉通尖晶石橄榄岩区域引自Downes *et al.*, 2004及其参考文献)

Fig.3 MgO contents vs. major element variation of peridotites in PP1 borehole

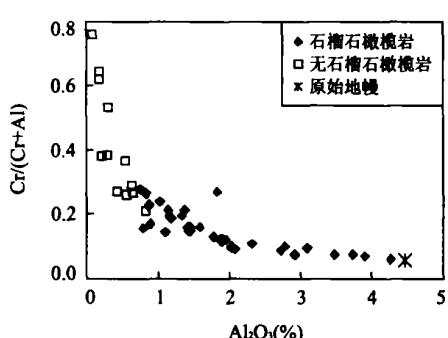


图4 PP1 钻孔橄榄岩的 $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ 投点图, 显示了从石榴石橄榄岩到无石榴石橄榄岩远离原始地幔的难熔趋势

Fig.4 Pbt of Al_2O_3 vs. $\text{Cr}/(\text{Cr}+\text{Al})$ of peridotites in PP1 borehole showing the evident refractory trend away from primitive mantle via garnet peridotite to garnet free peridotite

做全岩的 Sr、Nd 同位素的分析(表 5)。Sr 和 Nd 同位素的分析结果见表 5。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素比值变化于 0.710 4~0.722 7 之间。其中, 比值最高的为方辉橄榄岩。如果扣除了普遍接受的苏鲁超高压峰期变质年龄 220 Ma 以来的放射性同位素累计效应, 那么 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变为 0.708 4~0.720 1, 这个变化范围相当大(Zhang *et al.*, 2000)。Nd 同位素的测试数据 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值变化范围为 0.511 466~

表 4 PP1 钻孔橄榄岩不同岩石的 $\sum \text{REE}$ 变化范围、平均值和标准差 (10^{-6}) 以及 $(\text{La/Lu})_N$ 比值

Table 4 $\sum \text{REE}$ ranges and averages standard deviation (10^{-6}) and $(\text{La/Lu})_N$ of different rocks from PP1

	石榴石二辉橄榄岩	石榴石方辉橄榄岩	无石榴石橄榄岩
$\sum \text{REE}$	7.04~53.88	9.23~56.06	3.24~152.30
$(\text{La/Lu})_N$	22.06 ± 13.88	20.05 ± 15.76	40.51 ± 50.79

C25 143 61 为含钛斜硅镁石二辉橄榄岩, 具有最高的 TiO_2 、 $\sum \text{REE}$ 、 $(\text{La/Lu})_N$ 和 P_2O_5 含量, 其原因是该样品含有钛斜硅镁石和磷灰石构成的细脉。

0.511 883; 同样, 扣除同位素累计效应之后, 变化范围为 0.511 920~0.512 300, 相应的 $\epsilon_{\text{Nd}} = -1.14 \sim -8.55$ 。这种高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和低 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值意味着地幔深处有一个早期的交代富集事件。

4 讨论

4.1 橄榄岩的亏损特征

如前所述, PP1 的石榴石橄榄岩和不含石榴石橄榄岩呈交互产出。总的来说, 全岩 MgO 含量的增高与 CaO 、 Al_2O_3 和 TiO_2 含量的降低相对应。根据这些相关关系, 橄榄岩的成分分层被解释为代表了

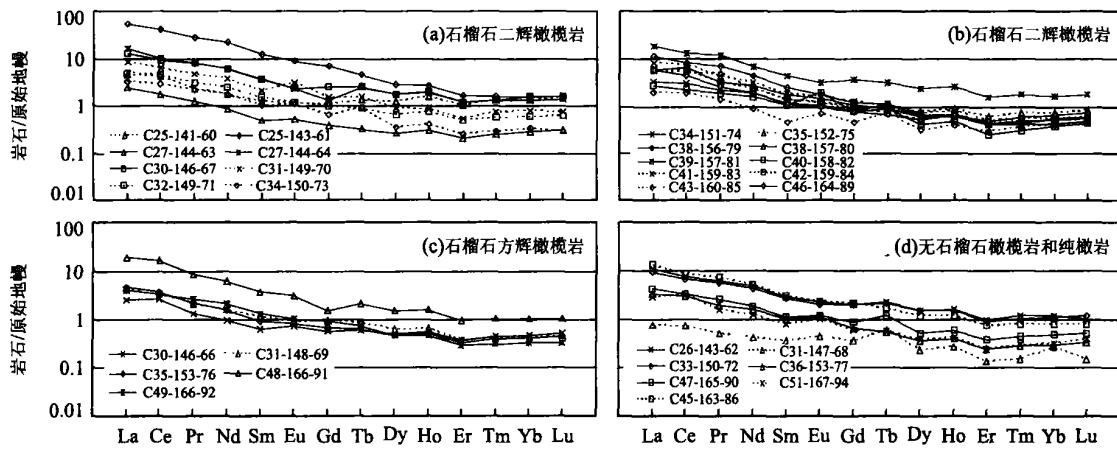


图 5 PP1 钻孔橄榄岩的原始地幔标准化的 REE 配分型式

Fig. 5 Primitive mantle normalized REE partition patterns of peridotites in PP1 borehole

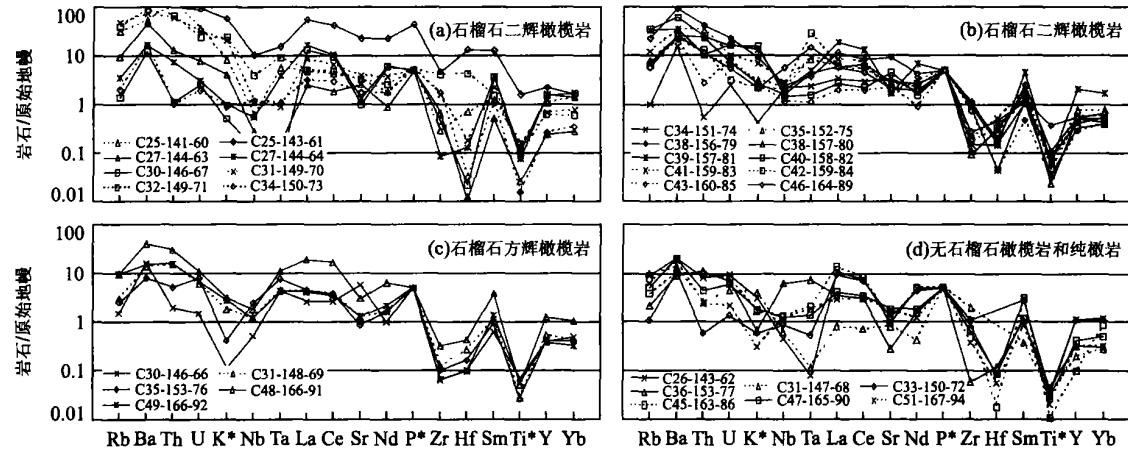


图 6 PP1 钻孔橄榄岩的原始地幔标准化的微量元素分布型式

Fig. 6 Primitive mantle normalized trace element patterns of peridotites in PP1 borehole

表 5 PP1 钻孔橄榄岩的 Sr、Nd 同位素组成

Table 5 Sr and Nd isotope analyses of peridotites from PP1

样品标号	岩石类型	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\epsilon_{\text{Nd}}(220 \text{ Ma})$	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$
C26 143 62	方辉橄榄岩	0.113 0	0.512 418	16	-1.97	0.850	0.722 726	5
C27 144 63	石榴石二辉橄榄岩	0.109 0	0.512 089	27	-8.28	0.327	0.710 399	16
C31 147 68	含金云母石榴石二辉橄榄岩	0.168 0	0.512 539	27	-1.14	1.055	0.711 613	13
C31 148 69	石榴石方辉橄榄岩	0.137 1	0.512 115	8	-8.55	0.216	0.712 710	29
C33 150 72	含金云母石榴石二辉橄榄岩	0.124 2	0.512 169	13	-7.14	0.073	0.710 328	14
C34 151 74	含金云母石榴石二辉橄榄岩	0.127 7	0.512 374	12	-3.24	0.025	0.711 023	16

均匀地幔源区不同程度部分熔融、熔体分离后的残留体 (Frey *et al.*, 1985; McDonough and Sun, 1995). 石榴石的稳定性强烈地依赖于全岩的 Al 含量和 Cr/(Cr+Al) 比值 (O'Nell, 1981; Nickel, 1986; Webb and Wood, 1986; Robinson and Wood, 1998; Klemme and O'Neill, 2000). 深度大

于 60~75 km (1.8~2.3 GPa) 的地幔岩在 Al 较高和 Cr/(Cr+Al) 比值较低的化学组成基础上, 石榴石就会稳定产出, 而较为亏损的岩石中则不会出现石榴石。因此, 较高压力就可以造成在矿物成分上不均一的饱满石榴石橄榄岩与较不饱满的石榴石-尖晶石和尖晶石橄榄岩的共生 (Ionov *et al.*, 2005).

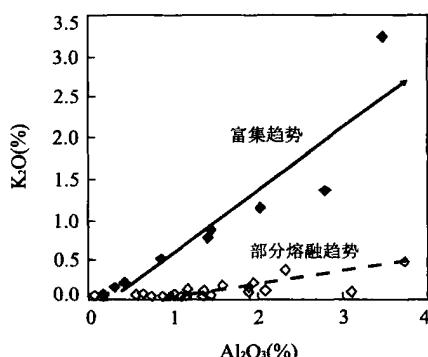


图 7 PP1 钻孔橄榄岩的 Al_2O_3 - K_2O 相关变异图. 显示了难熔和富集趋势

Fig. 7 Al_2O_3 - K_2O co variation plot showing refractory and enrichment trends of peridotites in PP1 borehole

这种特点在岩体中的出现的确说明了不同程度部分熔融造成的不均一残留体的存在. PP1 橄榄岩的大多数样品的全岩的 Al_2O_3 含量低(但是有的样品由于交代作用高于 3%), 所以部分熔融而亏损的特点是明显的. 这些橄榄岩与世界克拉通地幔尖晶石橄榄岩的成分可以类比(Downes *et al.*, 2004).

从 Al_2O_3 - K_2O 图上(图 7)可以看到有 2 个成分趋势, 即低 K_2O 和高 K_2O 趋势. 低 K_2O 趋势可能与造成 Al_2O_3 和 K_2O 降低的部分熔融有关, 因此该图表现了全岩成分所保持的主要元素亏损的特点和交代作用富集的特点(至少在 K_2O 的成分方面).

4.2 交代作用的地球化学证据

根据矿物组合和地球化学特征, 认为有交代形成的金云母和碳酸盐矿物的橄榄岩至少记录了 2 次交代事件的证据. 第一次交代事件形成了金云母, 第二次事件为碳酸岩熔体的渗透产生了菱镁矿. 虽然在某些薄片中未能看到金云母和碳酸盐矿物, 但是在地球化学上仍然显示富稀土元素和 K_2O , 这是由于岩石中矿物相(如金云母和菱镁矿等)分布的不均匀性造成的, 这说明了交代作用是很不均匀的. 2 种实际产出的交代矿物金云母和菱镁矿可能意味着起码 2 种不同成分的介质两阶段的交代作用或者 2 种成分的同一介质单阶段的交代作用. 但是后一种推测似乎不太可能, 因为 PP1 橄榄岩的碳酸盐矿物相为菱镁矿(其平均成分为 $\text{MgO}:43.85\% \sim 43.95\%$ 、 $\text{FeO}:3.85\% \sim 5.48\%$ 、 $\text{CO}_2:50.2\% \sim 52.1\%$), 不同于已经报道的世界上其他地方的碳酸盐交代作用的产物(Hauri *et al.*, 1993; Ionov *et al.*, 1993; Rudnick *et al.*, 1993; Zanetti *et al.*, 1999; Gorring and Kay, 2000; Hoernle *et al.*, 2002).

从上可知, PP1 橄榄岩的主要元素成分是难熔的, Al_2O_3 含量比原始地幔在总体上偏低. 但是还有些样品的 Al_2O_3 和 K_2O 含量高于金伯利岩中包体所代表的亏损的克拉通橄榄岩(Ionov *et al.*, 2002). 这些样品显然是受到了同时富 K_2O 和 Al_2O_3 的介质的交代作用的影响, 从而造成了金云母的产生. 与典型的二辉橄榄岩变化范围 1.0 ~ 1.2 (Ionov *et al.*, 2002) 相比, 几乎所有的样品显示了较低的 Ca/Al 物质的量比值(<1.0), 这可能表明了交代介质的低 Ca 特点. Draper and Green(1997) 的实验表明, 含硅、铝和碱质的熔体相对于方辉橄榄岩是饱和的, 并且会结晶产生金云母. 前述的 Al_2O_3 - K_2O 投点已经显示了全岩中 K_2O 的富集趋势. 当考察富钾趋势中 11 个样品的薄片时, 9 个样品是含有原生金云母的. 根据矿物组合和其化学分析数据, K_2O 主要赋存于金云母中, Al_2O_3 主要赋存于石榴石和金云母中, 因此, 高 K_2O 趋势是由含水、硅、铝和碱质的熔体交代造成的.

虽然橄榄岩的全岩仍然保持了主要元素强烈亏损的特点, 但是其大离子亲石元素如 Ba、La、Ce、Th 和 K 等主要显示富集特点, 而 Rb 相对于 Ba 呈负异常特点, Sr 相对于相邻的元素在大多数样品中呈负异常特点. 大多数样品的 Nb、Zr、Hf 和 Ti 呈现低谷, 但是 Ta 显示低谷和尖峰的变化不定特点(特别是在不含石榴石橄榄岩中, 图 6), 并且相对于 Nb 富集($\text{Nb}/\text{Ta}=1 \sim 107$, 多数低于 19). Zr/Hf 比值的变化范围为 11 ~ 2 333. 许多研究者(Hauri *et al.*, 1993; Ionov *et al.*, 1993; Zanetti *et al.*, 1999; Gorring and Kay, 2000; Hoernle *et al.*, 2002)运用了不同的元素数量和排列顺序, 类似于蛛网图的配分型式图来探究碳酸盐的交代作用. 使用 PP1 橄榄岩的数据用这些方法做图时, 元素所表现出的相对关系均表现出与常用的微量元素蛛网图一致的特点. 相对于 REE 所表现出的强烈的 Zr、Hf 和 Ti 负异常和 Nb 富集以及高 Zr/Hf 比值是许多喷出碳酸岩的特征. 实验研究表明, 原始碳酸岩浆的 Ti 相对于中稀土来说是亏损的(即负异常). 因此, 橄榄岩中这些高场强元素的分馏型式可能反映了碳酸岩熔体的交代特点(Rudnick *et al.*, 1993). 稀土元素的配分型式图显示了 LREE 的富集特点($(\text{La}/\text{Lu})_{\text{N}}=3.18 \sim 33.05$), 而且不同样品之间稀土元素配分曲线之间呈平行的关系意味着在不相容元素的富集期

间, 并不仅仅是发生了轻稀土元素的富集, 而且其他不相容元素也同步发生了富集。稀土元素富集而无相应的高场强元素(Ti、Zr、Hf、Nb 和 Ta)的富集特点一般被认为是反映了地幔橄榄岩与碳酸盐熔体发生化学反应的结果(Hauri *et al.*, 1993); “碳酸盐交代”的特征是亏损高场强元素、富大离子亲石元素和轻稀土元素(Zanetti *et al.*, 1999)。当与洋岛的硅酸盐岩石相比较, 钙质碳酸盐则亏损 Rb、K、Zr、Hf 和 Ti, 而 Ba、Th、LREE、MREE 和 Sr 总体上富集(Hoernle *et al.*, 2002)。前面已经提到, PP1 橄榄岩具有 Sr 的负异常特点, 其原因或者是原生的碳酸盐可能以菱镁矿为主而不同于其他橄榄岩中的碳酸盐交代(Hauri *et al.*, 1993; Ionov *et al.*, 1993; Rudnick *et al.*, 1993; Zanetti *et al.*, 1999; Gorring and Kay, 2000), 或者是由于橄榄岩是地幔岩与碳酸盐熔体反应后的产物(Coltori *et al.*, 1999)。因此, 虽然橄榄岩不总是具有 Sr 的正异常, 但是这些橄榄岩的数据仍然表明受到了碳酸盐的交代作用。已有的研究证明, 熔融的碳酸盐具有很强的活动性, 因而是有效的交代介质(Ionov *et al.*, 1993), 这种介质可以轻易渗透富橄榄石的岩石。大别—苏鲁超高压变质带中橄榄岩中的碳酸盐矿物相被认为是原生菱镁矿(Yang *et al.*, 1993; Zhang *et al.*, 1995), 不同于所报道的次生碳酸盐相(Ionov *et al.*, 1996; Hoernle *et al.*, 2002), 所以交代介质为 Sr 含量是相对低的, 因为 Sr 赋存于 Ca 的位置(Hoernle *et al.*, 2002)。Sr 和 Ca 之间不存在相关关系说明可能没有明显的富钙交代作用。PP1 某些样品的 Sr 正异常可能反映了折返后岩石在浅部的钙质碳酸盐蚀变作用。

如前所述, 橄榄岩中主要有 2 种交代作用形成的实际矿物相, 所以交代作用是一个复杂过程。当进行尝试性的相关性的投图观察后可知有如下一些相关关系: K_2O -Rb 和 Al_2O_3 -Rb(所有样品均显示良好的相关关系)、 K_2O -Ba 和 Al_2O_3 -Ba(仅富 K_2O 趋势线上的样品有较好的相关关系)以及 K_2O -Th 和 Al_2O_3 -Th(富 K_2O 趋势线上的样品有较好的相关关系), 但是 K_2O -La 和 Al_2O_3 -La 元素对之间无相关关系。这可能意味着导致金云母形成的富 K 的介质也是富 Rb、Th 和 Ba 的。PP1 橄榄岩的 K_2O -La 和 Al_2O_3 -La 元素对没有相关关系, 稀土元素配分曲线具有类似 Kola 镁质碳酸岩近乎平行和相似的特点(Verhulst *et al.*, 2000), 这提示了 PP1 橄榄岩的

稀土元素富集是由镁质碳酸岩的交代作用造成的。而且, PP1 橄榄岩中 Rb 的相对亏损或负异常与碳酸岩的元素特征相一致, 而橄榄岩中的金云母则与 K、Ba 和 Rb 的含量高有关(Gorring and Kay, 2000)。PP1 橄榄岩在蛛网图上 Rb 相对于 Ba 较低可归咎于另外一种物质的参与, 即镁质碳酸岩熔体。菱镁矿产出的部位是高 Mg 碳酸岩熔体导致的。因此可以推测, PP1 橄榄岩在富 K 介质交代之后又叠加了镁质碳酸岩熔体的交代, 这使得交代作用过程变得复杂化了。

如果不考虑大地构造背景, 认为与碳酸盐熔体反应过的地幔橄榄岩比碱性硅酸盐熔体交代过的橄榄岩显示较高的 LREE 丰度和相对强烈的 Ti 和 Zr(较弱的 Sr)负异常。因而, Ti/Eu 和 $(La/Yb)_N$ 一同可以用来作为表示碳酸盐交代的判别参数(Rudnick *et al.*, 1993; Coltori *et al.*, 1999)。对于碳酸盐交代来说, Ti/Eu 一般 < 1500 , 而 $(La/Yb)_N$ 通常 $> 3 \sim 4$ 。

PP1 橄榄岩的 Eu 丰度高于 0.15×10^{-6} (有 1 个高达 1.37×10^{-6})。Ti 丰度为 $12 \times 10^{-6} \sim 183 \times 10^{-6}$ (1 个高达 1.884×10^{-6}), 还由于 Yb 的丰度很高, 因此, $Ti/Eu < 1.375$, $La/Yb < 35$ 。PP1 橄榄岩的全岩组成在这 2 个参数所做的图上全部落于表示碳酸盐交代的区域内(图 8), 这表明曾经受过富钾介质交代的橄榄岩被强烈的碳酸盐交代和叠加, 以至于掩盖了前一次交代的踪迹。但是坦桑尼亚地幔的 Eu 丰度 $< 0.06 \times 10^{-6}$ (其中 1 个仅为 0.35×10^{-6})。Ti 的丰度为 $70 \times 10^{-6} \sim 350 \times 10^{-6}$, 因此

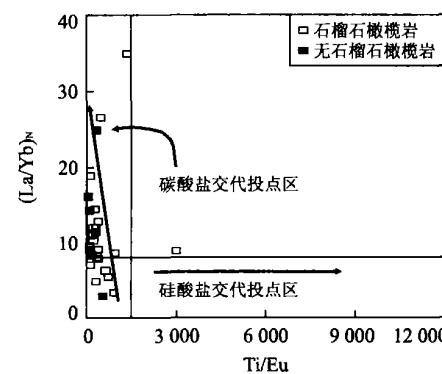


图 8 PP1 钻孔橄榄岩的 Ti/Eu 比值对地幔标准化的 $(La/Yb)_N$ 比值投点图, 还标出了碳酸盐和硅酸盐交代趋势(Rudnick *et al.*, 1993; Coltori *et al.*, 1999 修改)

Fig. 8 Ti/Eu versus normalized $(La/Yb)_N$ ratio for peridotites in PP1 borehole. Also shown are the carbonatic and silicate metasomatic trends

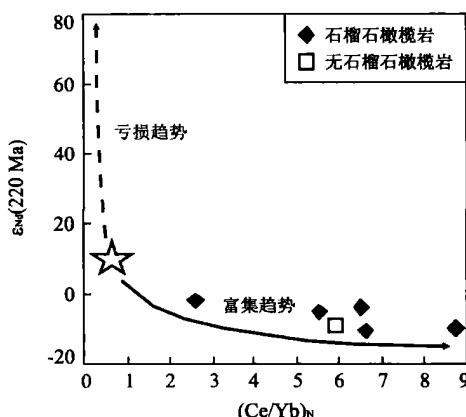


图 9 PP1 钻孔橄榄岩全岩的 ϵ_{Nd} 对 $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ 投点图, 还标出了富集趋势. 五角星代表了现代 MORB 源区的地幔成分 (Yoshikawa and Nakamura, 2000)

Fig. 9 ϵ_{Nd} versus $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ for whole rocks from PP1 bore hole, showing consistency of enrichment trend. Star represents present day MORB source mantle

Ti/Eu 比值为 1 000~15 217, 而 $(\text{La}/\text{Yb})_N$ 因低 Yb 可达 100 (Rudnick *et al.*, 1993). 根据 Ti/Eu ($\text{La}/\text{Yb})_N$ 图解 (图 8), 相比之下, PP1 橄榄岩所遭受的碳酸盐交代作用比坦桑尼亚地幔包体要强烈.

在理论上, 较难熔的橄榄岩应该具有相对亏损的 Sr、Nd 同位素组成, 因为在残留橄榄岩中具有较高的 Sm/Nd 和较低的 Rb/Sr 比值. 但是芝麻坊橄榄岩所具有的地球化学特征与理论推测不一致, 岩石中表示难熔程度的 MgO 含量与不相容元素丰度和 Sr、Nd 同位素之间的不耦合关系, 钻孔的橄榄岩具有高放射性 Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7084 \sim 0.7201$) 和低放射性 Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511920 \sim 0.512300$, 对应的 ϵ_{Nd} 为 $-1.14 \sim -8.55$). 此外, 钻孔样品的 Sr、Nd 同位素组成变化较大, 显然岩体内不是仅仅由部分熔融作用造成的均一同位素组成 (Yoshikawa and Nakamura, 2000). Nd 同位素组成和 $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ 比值之间的变化关系见图 9, 全岩 $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ 和 ϵ_{Nd} 之间的负相关关系表明了富集趋势. 同位素组成的离散性显示了交代作用发生于部分熔融作用之后, 而且也表明同位素和不相容元素的富集作用是一致的.

4.3 交代介质的来源

用橄榄岩单矿物的氧同位素数据可以对交代介质的来源进行限定. 对橄榄岩中名义上无水的矿物进行单矿物氧同位素分析所得的数据表明, 该岩体具有特征的地幔氧同位素组成 (平均 $\delta^8\text{O} = +5.75\%$, Zhang *et al.*, 2005), 这一特征说明地幔橄榄岩是被地幔内部本身产生的介质所交代的, 而不是浅部流体的介入. 氧同位素的组成特征也摒除了交代介质来源于交代板片脱水这一推测. 另外, 其他研究者所作的芝麻坊岩体单矿物氧同位素测试数据得出了同样的认识, 特别是把 4 个金云母单矿物样品的氧同位素组成平均为 $\delta^8\text{O} = +5.40\%$ (Zheng *et al.*, 2003) 考虑在内时. 交代介质来源不是俯冲板片脱水来源还可以由下面的地球化学特征得到支持, 因为虽然板片脱水形成的流体是富 LREE 和相对贫 HFSE 的, 但是不会相对低 Rb (Gorring and Kay, 2000). 虽然对碳酸盐岩浆的形成深度还有不同的认识, 但是还是可以根据一些实验研究对其交代作用的深度做大概的估计. 实验研究表明, 在较低压力下, 与地幔二辉橄榄岩平衡的碳酸盐熔体是富钙的 (Dalton *et al.*, 1993a). 已经知道, PP1 橄榄岩中的碳酸盐矿物相是富 Mg 贫 Ca 的菱镁矿, 这意味着导致产生菱镁矿的碳酸盐交代作用所发生的深度至少在 800 °C 时大于 2.0 GPa, 否则平衡矿物相就会是白云石 (Dalton *et al.*, 1993b). 菱镁矿稳定的这个压力下限则大大低于苏鲁超高压变质地体的峰期压力 (Zhang *et al.*, 2000), 所以超高压变质期间菱镁矿是稳定的.

4.4 岩体的构造背景

长期以来, 对世界上造山带的石榴石橄榄岩的成因和变质演化已经经过了很多讨论 (Carswell *et al.*, 1983; Medaris and Carswell, 1990; Zhang *et al.*, 1994, 1995, 1998, 2000, 2003; Brueckner, 1998; Medaris, 1999; Brueckner and Medaris, 2000; Van Roermund *et al.*, 2001; Jahn *et al.*, 2003; Brueckner *et al.*, 2004). 根据 Western Gneiss Region 石榴石橄榄岩全岩和矿物化学成分, Carswell *et al.* (1983) 将这些岩石划分为 Mg Cr 型和 Fe Ti 型. Mg Cr 型石榴石橄榄岩与石榴石辉石岩共生, 是直接来自地幔的阿尔卑斯型橄榄岩体; 而 Fe Ti 型石榴石橄榄岩 (+ 石榴石辉石岩 + 榴辉岩) 则来源于层状侵入杂岩. 近来 HP/UHP 橄榄岩的研究将其划分为 3 类: (1) 与大陆俯冲相关的橄榄岩; (2) 衍生自古老亏损地幔的高 P/T 残留橄榄岩; (3) 可能与上涌软流圈地幔相关的低 P/T 橄榄岩 (Medaris, 1999). 此外, 如 Ronda 橄榄岩这种源自地幔的橄榄岩的折返认为是由与拆离有关的地幔底辟引起的 (Tubia *et al.*, 2004). 认为大别 – 苏鲁超

高压地体石榴石橄榄岩与大陆俯冲和碰撞有关, 地壳岩石为围岩的镁铁–超镁铁质杂岩和源自地幔的地幔碎块(Zhang *et al.*, 1994, 2000). 已有的研究表明, HP/UHP 橄榄岩的初始构造背景、演化历史和侵位机制各不相同, 这种不同不仅在不同的造山带有所表现, 而且在同一个地体内也有所表现(Brueckner, 1998; Medaris, 1999; Brueckner and Medaris, 2000; Zhang *et al.*, 2000; Brueckner *et al.*, 2004).

迄今为止, 对芝麻坊橄榄岩的成因提出了2种认识:(1)根据石榴石中低压矿物包裹体的出现, 认为橄榄岩是从上地幔侵位到地壳某个部位, 然后在三叠纪中朝和扬子克拉通碰撞期间被俯冲板片带到深部(Yang and Jahn, 2000; Yang, 2003);(2)裹挟到俯冲板片的地幔橄榄岩在三叠纪与俯冲板片一起遭受了UHP变质作用(Zhang *et al.*, 2000, 2003). 如上所述, 长英质片麻岩中PP1石榴石橄榄岩主要由二辉橄榄岩和方辉橄榄岩组成, 而没有辉石岩和榴辉岩的透镜体. 钻孔内的橄榄岩显示高MgO、低易熔元素(除了个别样品中交代造成的高K₂O和Al₂O₃外), 随着MgO的增高, Al₂O₃、CaO、TiO₂和Na₂O呈降低趋势. 这些特征证明了橄榄岩形成于亏损地幔源区, 并经历了不同程度的部分熔融. 没有证据表明该地幔橄榄岩体在扬子克拉通俯冲之前有过地壳深度的经历, 大量的岩心薄片的石榴石中未见低压含水矿物相包裹体.

4.5 交代作用引起的橄榄岩成分变化

钻孔中几乎所有的橄榄岩都含有一定量的原生金云母, 有的含有菱镁矿, 个别含有钛斜硅镁石, 后者是上地幔中一种重要的含挥发分(特别是H₂O)矿物相(Aoki *et al.*, 1976), 含水相的出现通常都归因于交代作用(Peacock 1990; Zanetti *et al.*, 1999). 原则上, 亏损地幔岩应当具有LREE亏损的配分型式, 而所有的PP1橄榄岩均显示了富LREE的配分型式. 此外, MgO含量(该指标衡量橄榄岩的难熔程度)与包括LREE的不相容元素和Sr、Nd同位素之间没有相关关系和不耦合. 这些特点难以仅仅用部分熔融或交代作用来解释, 而需要复杂的过过程来解释这些地球化学特征. 根据蛛网图上所显示的微量元素特征, 可能将含钛斜硅镁石富金云母的单辉橄榄岩(C25 143 61)的形成归因于含水流体的交代作用. 而与碳酸盐有关的交代作用造成了独特的地球化学特征, 即全岩具有高ΣLREE、La、Ce和

低Hf、Zr和Ti丰度(Laurora *et al.*, 2001). PP1含碳酸盐的橄榄岩具有高Th、U、Ba和ΣLREE丰度以及Ti和Hf负异常则完全与碳酸盐有关的交代作用相吻合, 大多数岩石具有前述2种交代作用的某些特点, 是活动性很高的硅质和/或碳酸盐流体叠加交代作用造成的(Kogarko *et al.*, 2001).

总之, 芝麻坊橄榄岩在其最初的地幔楔里经历了部分熔融和熔体分离, 这导致了其主量元素亏损的特征, 然后遭受了交代作用. 岩石中的碳酸盐相是菱镁矿, 交代作用没有改变橄榄岩矿物相的地幔特征的氧同位素组成, 而且交代介质可能主要是地幔来源的. 但是, 交代介质的来源——地幔还是俯冲板片脱水, 仍然是值得进一步探讨的, 因为从含水相矿物和菱镁矿所取得的同位素数据比较少.

5 结语

芝麻坊橄榄岩体内在垂向上显示了成层性特点, 但是没有显示韵律性变化. 橄榄岩在主量元素方面显示了比原始地幔难熔的特点, REE和不相容微量元素均表现出比原始地幔富集的特点, 而且与岩石主量元素的难熔程度无相关关系, 这些意味着主量元素和微量元素地球化学特征不仅仅是某个单一的地质事件所造成的, 而是橄榄岩在裹挟到俯冲过程中之前, 地幔部分熔融和熔体分离以及后来叠加的含水、硅质、铝质和碱质熔体和Ba含量高、Rb、Sr和HFSE含量相对低的菱镁矿成分的熔体的交代所造成的. 碳酸岩熔体显著地改变了Ba的丰度, 并使得橄榄岩具有了地幔镁质碳酸岩熔体的REE配分型式.

全岩的Sr和Nd同位素组成表现了富集特征和不均一性. 因此, 结合单矿物氧同位素组成, 富不相容微量元素的地幔交代介质在橄榄岩裹挟到俯冲板片很久之前就对之进行了渗滤.

致谢: 本项研究结果得到了国家自然科学基金重大项目(No. 40399140)和“973”专项项目(No. 2003CB7106500)的联合资助.

References

- Aoki, K., Fujino, K., Akaiki, M., 1976. Titanochondrodite and titanoclinohumite derived from the upper mantle in the Buell Park kimberlite, Arizona, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 56: 243–253.
 ©1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

- Bodinier, J. L., Dupuy, C., Dostal, J., 1988. Geochemistry and petrogenesis of eastern Pyrenean peridotites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 2893–2907.
- Brueckner, H. K., 1998. Sinking intrusion model for the emplacement of garnet bearing peridotites into continental collision orogens. *Geology*, 26, 631–634.
- Brueckner, H. K., Medaris, L. G., 2000. A general model for the intrusion and evolution of “mantle” garnet peridotites in high pressure and ultra high pressure metamorphic terranes. *Journal of Metamorphic Geology*, 18, 123–133.
- Brueckner, H. K., Van Roermund, H. L. M., Pearson, N. J., 2004. An Archean to Paleozoic evolution for a garnet peridotite lens with sub baltic shield affinity within the Seve Nappe complex of Jam Island, Sweden, Central Scandinavian Caledonides. *Journal of Petrology*, 45, 415–437.
- Carswell, D. A., Harvey, M. A., Al Samman, A., 1983. The petrogenesis of contrasting Fe Ti and Mg Cr garnet peridotite types in the high grade gneiss complex of Western Norway. *Bulletin of Mineralogy*, 106, 727–750.
- Colton, M., Bonadiman, C., Hinton, R. W., et al., 1999. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: Evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. *Journal of Petrology*, 40, 133–165.
- Dalton, J. A., Wood, B. J., 1993a. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wall rock reaction in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 119, 511–525.
- Dalton, J. A., Wood, B. J., 1993b. The partitioning of Fe and Mg between olivine and carbonate and the stability of carbonate under mantle conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 114, 501–509.
- Dowdes, H., Macdonald, R., Upton, B. J., et al., 2004. Ultramafic xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana, USA: Evidence for multiple metasomatic events in the lithospheric mantle beneath the Wyoming craton. *Journal of Petrology*, 45, 1631–1662.
- Draper, D. S., Green, T. H., 1997. Pt phase relations of silicic, alkaline, aluminous mantle xenolith glasses under anhydrous and CO₂ fluid saturated conditions. *Journal of Petrology*, 38, 1187–1224.
- Frey, F. A., Suen, C. J., Stockman, H. W., 1985. The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2469–2491.
- Gorring, M. L., Kay, S. M., 2000. Carbonatite metasomatized peridotite xenoliths from southern Patagonia: Implications for lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 55–72.
- Griffin, W. L., Fisher, N. I., Friedman, J., et al., 1999. Cr pyrope garnets in lithospheric mantle: I. Compositional systematics and relations to tectonic setting. *Journal of Petrology*, 40, 679–705.
- Hauri, E. H., Shimizu, N., Dieu, J. J., et al., 1993. Evidence for hotspot related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature*, 365, 221–227.
- Hoernle, K., Tilton, G., Le Bas, M. J., et al., 2002. Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: Mantle recycling of oceanic crustal carbonate. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142, 520–542.
- Ionov, D. A., Ashchepkov, I., Jagoutz, E., 2005. The provenance of fertile off craton lithospheric mantle: Sr Nd isotope and chemical composition of garnet and spinel peridotite xenoliths from Vitim, Siberia. *Chemical Geology*, 217, 41–75.
- Ionov, D. A., Bodinier, J. L., Mukasa, S. B., et al., 2002. Mechanisms and sources of mantle metasomatism: Major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Spitsbergen in the context of numerical modeling. *Journal of Petrology*, 43, 2219–2259.
- Ionov, D. A., Dupuy, C., O'Reilly, S. Y., et al., 1993. Carbonated peridotite xenoliths from Spitsbergen: Implications for trace element signature of mantle carbonate metasomatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 119, 283–297.
- Ionov, D. A., O'Reilly, S. Y., Genshaft, Y. S., et al., 1996. Carbonate bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen: Phase relationships, mineral compositions and trace element residence. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 125, 375–392.
- Jahn, B. M., Fan, Q. C., Yang, J. J., et al., 2003. Petrogenesis of the Maowu pyroxenite eclogite body from the UHP metamorphic terrane of Dabieshan: Chemical and isotopic constraints. *Lithos*, 70, 243–267.
- Klemme, S., O'Neill, H. S. C., 2000. The near solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 138, 237–248.
- Kogarko, L. N., Kurat, G., Ntaflos, T., 2001. Carbonate metasomatism of the oceanic mantle beneath Fernando

- de Noronha island, Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140: 577–587.
- Laurora, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., et al., 2001. Metasomatism and melting in carbonated peridotite xenoliths from the mantle wedge: The Gobernador Gregores case (southern Patagonia). *Journal of Petrology*, 42: 69–87.
- Liou, J. G., Hacker, B. R., Zhang, R. Y., 2000. Into the forbidden zone. *Science*, 287: 1215–1216.
- Liu, F. L., Xu, Z. Q., Liou, J. G., et al., 2002. Ultrahigh P mineral inclusions in zircons from gneissic core samples of the Chinese Continental Scientific Drilling Site in eastern China. *European Journal of Mineralogy*, 14: 499–512.
- McDonough, W. F., Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223–254.
- Medaris, L. G. Jr., 1999. Garnet peridotites in European high pressure and ultrahigh pressure terranes: A diversity of origins and thermal histories. *International Geology Review*, 41: 799–815.
- Medaris, L. G. Jr., Carswell, D. A., 1990. The petrogenesis of Mg-Cr garnet peridotites in European metamorphic belts. In: Carswell, D. A., ed., *Eclogite facies rocks*. Glasgow, Blacie, 260–290.
- Menzies, M. A., Dupuy, C., 1991. Orogenic massif: Protolith, process and provenance. *Journal of Petrology*, Special Lherzolites Issue: 1–16.
- Menzies, M. A., Hawkesworth, C. J., 1987. Upper mantle processes and composition. In: Nixon, P. H., ed., *Mantle xenoliths*. John Wiley, Chichester, 725–738.
- Nickel, K. G., 1986. Phase equilibria in the system SiO_2 MgO Al_2O_3 CaO Cr_2O_3 (SMACCR) and their bearing on spinel/garnet lherzolite relationships. *Neues Jahrb. Mineralogical Abh.*, 155: 259–287.
- O'Neill, H. S. C., 1981. The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77: 185–194.
- Peacock, S. M., 1990. Fluid processes in subduction zones. *Science*, 248: 329–337.
- Robinson, J. A. C., Wood, B. J., 1998. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus. *Earth and Planetary Science Letters*, 164: 277–284.
- Rudnick, R. L., McDonough, W. F., Chappell, B. W., 1993. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: Petrographic and geochemical characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 114: 463–475.
- Tubia, J. M., Cuevas, J., Esteban, J. J., 2004. Tectonic evidence in the Ronda peridotites Spain, for mantle diapeirism related to delamination. *Geology*, 32: 941–944.
- Van Roermund, H. L. M., Drury, M. R., Barnhoorn, A., et al., 2001. Relict majoritic garnet microstructures from ultra deep orogenic peridotites in western Norway. *Journal of Metamorphic Geology*, 22: 117–130.
- Verhulst, A., Balaganskaya, E., Kirnarsky, Y., et al., 2000. Petrological and geochemical (trace elements and Sr-Nd isotopes) characteristics of the Paleozoic ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia). *Lithos*, 51: 1–25.
- Webb, S. A. C., Wood, B. J., 1986. Spinel pyroxene garnet relationships and their dependence on Cr/Al ratio. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92: 471–480.
- Yang, J. J., 2003. Titanian clinohumite garnet pyroxene rock from the Su Lu UHP metamorphic terrane, China: Chemical evolution and tectonic implications. *Lithos*, 70: 359–379.
- Yang, J. J., Godard, G., Kienast, J. R., et al., 1993. Ultra high pressure (60 kbar) magnesite bearing garnet peridotites from northeastern Jiangsu, China. *Journal of Geology*, 101: 541–554.
- Yang, J. J., Jahn, B. M., 2000. Deep subduction of mantle derived garnet peridotites from the Su Lu UHP metamorphic terrane in China. *Journal of Metamorphic Geology*, 18: 167–180.
- Yaxley, G. M., Green, D. H., Kamenetsky, V., 1998. Carbonate metasomatism in the southeastern Australian lithosphere. *Journal of Petrology*, 39: 1917–1931.
- Ye, K., Cong, B., Ye, D., 2000. The possible subduction of continental material to depths greater than 200 km. *Nature*, 407: 734–736.
- Yoshikawa, M., Nakamura, E., 2000. Geochemical evolution of the Horoman peridotite complex: Implications for melt extraction, metasomatism and compositional layering in the mantle. *Journal of Geophysical Research*, 105: 2879–2901.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., et al., 1999. The Finero phlogopite peridotite massif: An example of subduction related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134: 107–122.
- Zanetti, A., Vannucci, R., Bottazzi, P., et al., 1996. Infiltration metasomatism at Lherz as monitored by systematic ion microprobe investigations close to a hornblendite vein. *Chemical Geology*, 134: 113–133.
- Zhang, R. Y., Hirajima, T., Banno, S., et al., 1995. Petrology Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

- gy of ultrahigh pressure rocks from the southern Sulu region, eastern China. *Journal of Metamorphic Geology*, 13; 659 – 675.
- Zhang, R. Y., Liou, J. G., 1998. Ultrahigh pressure metamorphism of the Sulu terrane, eastern China: A prospective view. *Continental Dynamics*, 3; 32 – 53.
- Zhang, R. Y., Liou, J. G., Cong, B. L., 1994. Petrogenesis of garnet bearing ultramafic rocks and associated eclogites in the Sulu ultrahigh P metamorphic terrane, eastern China. *Journal of Metamorphic Geology*, 12; 169 – 186.
- Zhang, R. Y., Liou, J. G., Cong, B. L., 1995. Talc magnesite and Ticlinohumite bearing ultrahigh pressure meta mafic and ultramafic complex in the Dabie Mountains, China. *Journal of Petrology*, 36; 1011 – 1037.
- Zhang, R. Y., Liou, J. G., Yang, J. S., et al., 2000. Petrochemical constraints for dual origin of garnet peridotites from the Dabie Sulu UHP terrane, eastern central China. *Journal of Metamorphic Geology*, 18; 149 – 166.
- Zhang, R. Y., Liou, J. G., Yang, J. S., et al., 2003. Ultrahigh pressure metamorphism in the forbidden zone: The Xugou garnet peridotite, Sulu terrane, eastern China. *Journal of Metamorphic Geology*, 21; 1 – 12.
- Zhang, Z. M., Rumble, D., Liou, J. G., et al., 2005. Oxygen isotope geochemistry of rocks from the pre pilot hole of the Chinese Continental Scientific Drilling project (CCSD PPH 1). *American Mineralogist*, 90; 857 – 863.
- Zheng, Y. F., Yang, J. J., Gong, B., et al., 2003. Partial equilibrium of radiogenic and stable isotope systems in garnet peridotite during ultrahigh pressure metamorphism. *American Mineralogist*, 88; 1633 – 1643.

* * * * *

《地球科学——中国地质大学学报》 2006 年 第 31 卷 第 5 期 要目预告

- | | | |
|--------------------------------|-------|------|
| 基于 GIS 的市政管理信息集成方案及关键技术 | | 曾文等 |
| 面向实体的空间数据模型 | | 叶亚琴等 |
| 三维城市地球物理数据管理与服务系统框架 | | 郑坤等 |
| 分布式异构多级空间数据中心的研究与设计 | | 徐世武等 |
| 基于 GML 的地质图空间数据库交换体系 | | 吴亮等 |
| 基于 DBMS 的 MAPGIS7.0 版本管理的设计与实现 | | 万波等 |
| 基于 MAPGIS 的中国电信网络资源管理系统地址库建设 | | 罗津等 |
| MAPSUV 数字测图成果三维模拟系统的设计与实现 | | 樊文有等 |
| 基于 GIS 的城市规划空间辅助决策平台 | | 扈震等 |
| 空间位置服务平台的构架设计与服务接口实现 | | 刘丹等 |