

https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.360



山东昌乐新生代碱性玄武岩与地幔捕虏体中 各类单斜辉石的地球化学特征及其意义

刘晓寒,孔凡梅*,李旭平,魏贵东,刘浩,王笑,贺振鹏

山东科技大学地球科学与工程学院,山东青岛 266590

摘要:山东昌乐位于华北克拉通东部,郯庐断裂带中段,广泛出露挟裹幔源捕虏体的新生代碱性玄武岩.为深入了解华北克拉通演化,依据岩相学特征、矿物化学成分特征,把昌乐碱性玄武岩中单斜辉石主要分为三大类:第1类为幔源捕虏体中原生单斜辉石,其主、微量元素含量呈现趋势不一致的解耦现象,且LREE、HREE各异特征表明其经历了多期、不同程度的地幔富集交代和部分熔融作用(低于10%的尖晶石相部分熔融),交代熔体包括地幔富碱(K)富Al硅酸盐熔/流体,可能有碳酸盐熔体的贡献;第2类为幔源捕虏体中筛状单斜辉石,是部分熔融和熔体交代作用的共同产物,从无筛孔部位到筛孔周围远离筛孔部位和紧挨着筛孔部位,呈现出受熔体作用逐渐加强趋势,离筛孔较远部位记录了玄武质熔浆作用之前的一次富碱(K)富Al熔体交代的特征,而紧挨着筛孔的部位受晚期玄武质熔浆作用的影响最强;第3类为幔源捕虏体中反应边单斜辉石及玄武岩中斑晶单斜辉石,两者的化学成分及形成条件相似,显示HFSE正异常,LILE负异常,受OIB特征寄主玄武岩浆强烈的影响.昌乐新生代碱性玄武岩地幔捕虏体中单斜辉石显示经历多期“熔体作用”和不同程度的部分熔融特征,是研究区岩石圈地幔不均一性的体现.

关键词:新生代碱性玄武岩;单斜辉石;幔源捕虏体;地球化学.

中图分类号: P57

文章编号: 1000-2383(2019)04-1169-17

收稿日期: 2018-09-17

Geochemical Characteristics of Clinopyroxenes from Cenozoic Alkalic Basalts and Mantle Xenoliths in Changle, Shandong Province and Its Significance

Liu Xiaohan, Kong Fanmei*, Li Xuping, Wei Guidong, Liu Hao, Wang Xiao, He Zhenpeng

School of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao 266590, China

Abstract: Changle is located both in the eastern section of the North China craton (NCC) and the middle part of Tancheng-Lujiang (Tan-Lu) fault zone that is characterized with widespread Cenozoic alkaline basalts wrapping a number of mantle xenoliths inside. For the better understanding of the evolution mechanism of the North China craton, three major types of clinopyroxenes are recognized on the basis of the petrography, mineralogy and mineral geochemical characteristics in this study. The first type is the protosomatic clinopyroxene occurred in mantle-derived xenoliths. The content of major and trace elements in this kind of clinopyroxenes show decoupling phenomenon with inconsistent tendencies. Moreover, the LREE and HREE characteristics of the protosomatic clinopyroxenes show that they had experienced multi-stage mantle metasomatism and different degrees of partial melting (no more than 10% partial melting in the spinel phase) and the metasomatic melts include mantle-derived alkali (K) and Al-enriched silicate melts/fluids, possibly contain the carbonate melts. The second kind is cribriform cli-

基金项目:山东省自然科学基金项目(No.ZR2016DM04);山东昌乐蓝宝石形成演化及其与寄主玄武岩成因关系的研究;山东科技大学科研启动基金(No.2014RCJJ009).

作者简介:刘晓寒(1991-),男,硕士研究生,岩石学、矿物学专业. ORCID:0000-0002-6351-6608. E-mail:799301129@qq.com

* **通讯作者:**孔凡梅, E-mail:kongfanmei56@sdust.edu.cn

引用格式:刘晓寒,孔凡梅,李旭平,等,2019.山东昌乐新生代碱性玄武岩与地幔捕虏体中各类单斜辉石的地球化学特征及其意义.地球科学,44(4):1169-1185.

nopyroxene in mantle-derived xenoliths known as the co-product of partial melting and melt metasomatism. The effect of partial melting exhibits a gradually strengthening from the non-meshing part to the areas far away from sieve mesh, then the areas around the sieve mesh. The areas far away from the sieve mesh record characteristics of a prior metasomatism of alkali (K) and Al-enriched melt before the basaltic magmatism while the areas around the sieve mesh show the strongest effect of late stage basaltic melts. The third type is the the clinopyroxenes in the corona of the protosomatic clinopyroxene or sieve-textured clinopyroxene in mantle-derived xenoliths and the clinopyroxene phenocrysts in alkaline basalts that share the similar geochemical compositions and *P-T* conditions that reveal a HFSE positive anomaly and a LILE negative anomaly that are strongly influenced by the OIB characteristic host basalt. The characteristics of multiple-stage “melt-effect” and different degrees of partial melting of the clinopyroxenes in the Changle Cenozoic alkaline basalt are the performance of the embodiment of lithospheric mantle heterogeneity in the study area.

Key words: Cenozoic alkaline basalts; clinopyroxene; mantle xenolith; geochemistry.

0 前言

华北东部克拉通自中、新生代以来发生强烈活化,软流圈来源的碱性玄武岩浆挟裹的大量幔源捕虏体普遍存在于“熔体—橄榄岩”反应中,前人研究认为“熔体—橄榄岩”反应是华北克拉通岩石圈地幔减薄、破坏和地幔置换作用的重要机制之一(Griffin *et al.*, 1992; Menzies *et al.*, 1993; Su *et al.*, 2014)。位于华北克拉通东部的昌乐方山地区,广泛分布的新生代碱性玄武岩挟裹了大量的地幔捕虏体,主要为尖晶石二辉橄榄岩,少见方辉橄榄岩(Su *et al.*, 2014),昌乐—临朐地区低 $Mg^{\#}$ (88-91)的幔源橄榄岩捕虏体是新生岩石圈地幔的典型代表(Xiao *et al.*, 2010; Zhang *et al.*, 2011)。昌乐方山样品中,幔源捕虏体中单斜辉石普遍具有因“熔体—橄榄岩”反应产生的反应边结构,反应边单斜辉石具有与寄主玄武岩中结晶的斑晶单斜辉石相似的成分,揭示了“熔体—橄榄岩”反应导致的幔源原生矿物成分变化(Wang *et al.*, 2013)。无水尖晶石相橄榄岩中单斜辉石是稀土元素和大多数不相容元素的主要载体(Rivalenti *et al.*, 1996),其中 90%以上的 REE 赋存于单斜辉石中(Norman, 1998),所以单斜辉石的微量元素特征可较好地反映全岩的微量元素特征。前人对昌乐玄武岩及其幔源捕虏体进行了大量的研究,主要集中在岩相学、地球化学、岩石圈地幔演化的深部动力学等方面(张宏福, 2006; Xu *et al.*, 2012; Su *et al.*, 2014; 赵令权等, 2015),但还未对玄武岩中斑晶单斜辉石、幔源捕虏体中各类单斜辉石进行系统的分析和研究。本文对昌乐方山新生代玄武岩及地幔捕虏体中各类单斜辉石及其相关反应边单斜辉石、斑晶单斜辉石分别进行了研究,分析各类单斜辉石的主量元素和不相容元素赋存特征及玄武岩浆源区特征,探究其主量元素和不相容元素的地

化行为,对深入了解研究区深部岩石圈演化与玄武岩的来源、演化历程具有重要的启示意义。

1 地质背景

山东昌乐位于华北克拉通东部的郯庐断裂带中段,区内出露面积 400 km² 的中新世玄武岩,各类型的火山约 44 座(山东省地质矿产局, 1982)。火山活动主要在牛山期、山旺期(17~18 Ma)和尧山期(17.3±1.5 Ma),最新年代学显示牛山期⁴⁰Ar/³⁹Ar 年龄为 21.0±2.5 Ma(He *et al.*, 2011)。玄武岩主要为碱性玄武岩、橄榄玄武岩和碧玄武岩,关于昌乐碱性玄武岩的成因,前人通过研究该区玄武岩的 Hf 同位素,得出玄武岩浆来源于亏损软流圈的结论(杨岳衡等, 2006),而陈小明等(2009)则认为还包括岩石圈地幔二辉橄榄岩部分熔融产生的熔体。研究区位于郯庐断裂带附近,地壳厚度为 25~31 km,岩石圈厚度约为 65~70 km,相比于华北克拉通中—西部 90~100 km 的地壳具有减薄的特点(王方正等, 1987; 朱日祥等, 2011)。

方山位于山东省昌乐县城东南方 8 km 的五图镇(图 1),其地层单元分为上下不整合接触的上部尧山组碧玄武岩、碱性橄榄玄武岩和下部牛山组橄榄玄武岩(董泽龙等, 2007)。该区新生代碱性玄武岩作为中国东部新生代玄武岩的组成部分,属于大陆裂谷型碱性玄武岩(Xu *et al.*, 2012)。山顶第四系风化层下出现气孔状玄武岩和致密玄武岩互层,玄武岩柱状节理发育且不规则,以六方柱状节理为主。方山玄武岩中蕴含丰富的幔源捕虏体、巨晶矿物,捕虏体多为尖晶石二辉橄榄岩和辉石岩,巨晶主要有辉石、歪长石、尖晶石、刚玉等(王方正等, 1987)。此外,方山及其附近含地幔捕虏体的新生代碱性玄武岩层中常蕴含储量丰富的刚玉/蓝宝石(孔凡梅等, 2017)。

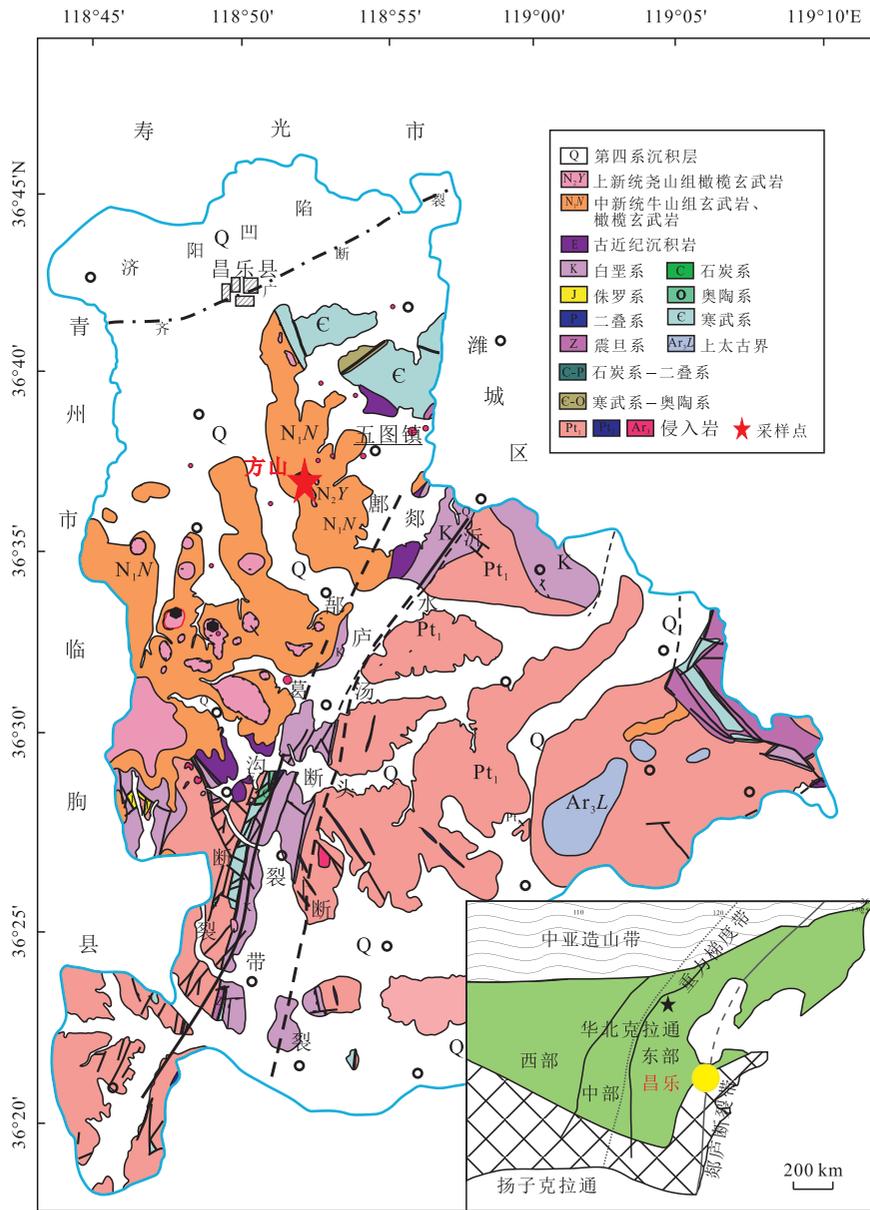


图 1 山东昌乐方山地质简图及取样点

Fig.1 Simplified geological map and sampling locality in the Fangshan, Changle, Shandong

2 分析方法

电子探针和微区元素含量分析测试都是在北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室完成.电子探针分析仪器是 JXa8100.分析条件为:加速电压 15 kV;束流 10 nA;束斑 1 μm;美国 SPI 公司的天然矿物为标准样品,以 Mn 元素为内标,用 ZAF 程序校正数据.微区元素含量分析利用 LA-ICP-MS 完成,德国相干公司准分子激光器 COMPexPro102, ICP-MS 为 Agilent7500ce.激光波长 193 nm,激光能量密度为 6 J/cm²,激光频率为 5 Hz,He 载气流速为 0.651 min⁻¹;激光束斑为 32~60 μm,依据所

测矿物大小选用合适束斑;以 USGS 参考玻璃为校正标准,依据 EMP 和 SEM 测试数据对元素含量进行定量计算.元素分析的相对标准偏差和分析值与参考值之间的相对标准偏差 RSD≤10%,低含量元素 RSD≤25%,数据处理采用澳大利亚 Glitter 软件.电子探针分析数据作为外标对测试元素含量数据进行校正,测试数据见附表 1、附表 2.

3 岩相学特征

本文研究的单斜辉石主要来源于幔源捕虏体和寄主碱性玄武岩,幔源捕虏体包括单辉橄榄岩

(14FS14)、二辉橄榄岩(14FS24)和二辉辉石岩(14FS02、14FS06),各类捕虏体主要组成矿物为橄榄石、单斜辉石、斜方辉石,副矿物为尖晶石、碱性长石等,捕虏体中常见细—中粒结构、碎斑结构、镶嵌粒状结构,部分橄榄石发育具幔源特征的肯克带(图 2a),一些橄榄石斑晶、微晶已伊丁石化(图 2b, 2c),单辉橄榄岩(14FS14)内含 2~3 cm 黄绿色捕虏体,与玄武岩接触处可见粉红色反应边,约含 60%的橄榄石,35%的单斜辉石,<2%的斜方辉石,<4%的尖晶石;二辉橄榄岩(14FS24)中捕虏体为淡黄绿色,直径大小为 2~3 mm,其中含约 45%的橄榄石,25%的单斜辉石,25%的斜方辉石,属于顽火辉石,<3%的具港湾状结构的不规则粒状尖晶石;二辉辉石岩(14FS02、14FS06),手标本为浑圆状深绿色捕虏体,直径在 1.0~3.5 cm 之间,辉石裂理发育,样品 14FS02 中捕虏体内部十分新鲜,镜下观察无交代作用现象,橄榄石含量约占 6%,约 70%的单斜辉石,15%~20%的斜方辉石,<5%的尖晶石;样品 14FS06 捕虏体中橄榄石多已伊丁石化,单斜辉石的含量为 65%~90%,斜方辉石约占 8%~30%,多色性为褐红色—弱绿色,辉石颗粒间常见伊丁石化橄

榄石、单斜辉石微晶,具有熔体侵入颗粒间与之发生交代作用的特征(赵令权等,2015)。

幔源捕虏体中发育颗粒比较大且边缘线清晰的单斜辉石(图 2a, 2b),这类单斜辉石可代表地幔岩中最初的单斜辉石特征,所以把此类单斜辉石界定为原生单斜辉石,仅个别单斜辉石边缘处出现较小的熔体结晶矿物,这种结晶矿物颗粒较小,沿单斜辉石边缘分布,幔源捕虏体内发育具有麻点状熔蚀结构或筛状结构(图 2c)的单斜辉石,这类半自形单斜辉石因交代作用或部分熔融而形成特有的疏松结构(Coltorti *et al.*, 1999; Xiao *et al.*, 2010; Su *et al.*, 2011),孔隙中析出细粒钛铁矿(图 2c, 2d),称其为筛状单斜辉石,另外,筛状单斜辉石核部无筛状网孔的区域为残余的原生单斜辉石(图 2c),类似于 Guzmics *et al.* (2008)定义的“‘intact’ Cpx”,本文也定义为原生单斜辉石(14FS14),文中分析的筛状单斜辉石是指筛孔发育的单斜辉石,筛状单斜辉石的粉红色反应边也在分析中单独指出,与昌乐北岩异剥橄榄岩中的单斜辉石筛状边相比(Xiao *et al.*, 2010; Su *et al.*, 2011),昌乐方山的筛状单斜辉石发育更加彻底,常见完整的筛状单斜辉石颗粒,另外,

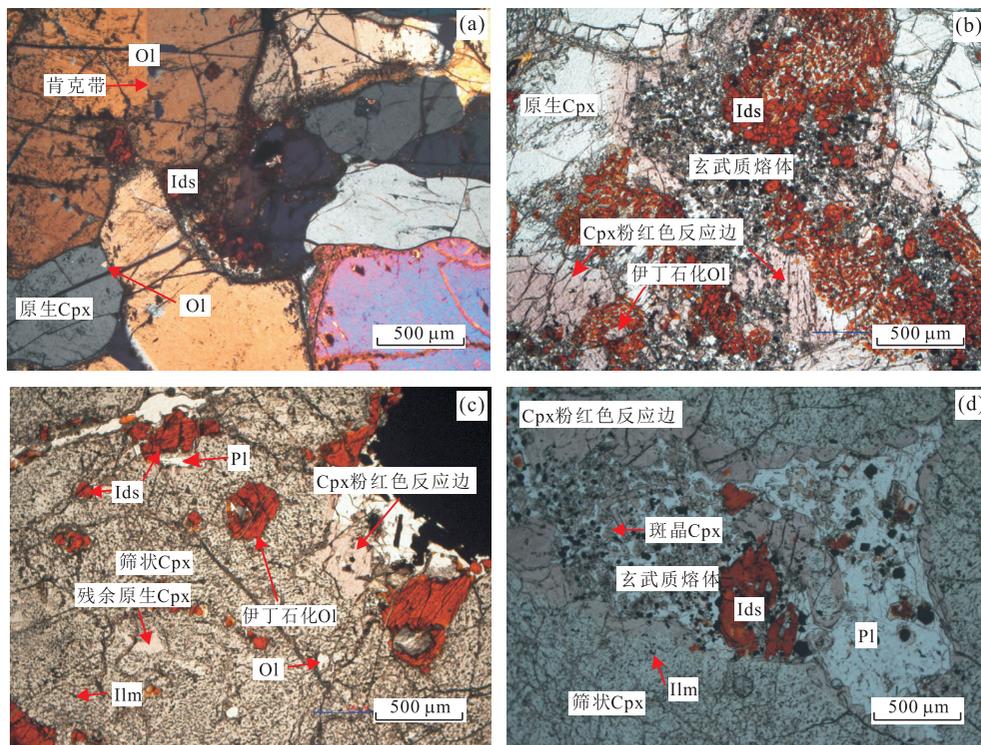


图 2 山东昌乐方山幔源捕虏体岩相学特征

Fig.2 Photomicrographs of mantle xenoliths in the Fangshan alkali basalt, Changle, Shandong

a.二辉橄榄岩中矿物间呈三联点重结晶现象(正交偏光);b.二辉辉石岩中单斜辉石边缘的粉红色反应边(单偏光);c,d.单辉橄榄岩中筛状单斜辉石边缘的粉红色反应边(单偏光);Cpx.单斜辉石;Ids.伊丁石;Ol.橄榄石;Spl.尖晶石;Ilm.钛铁矿;Pl.碱性长石

幔源捕虏体内的原生、筛状单斜辉石边缘被寄主玄武岩浆捕获后,边缘处因交代作用形成粉红色的反应边(图 2b,2d),本文称之为反应边单斜辉石.碱性玄武岩中结晶的小颗粒单斜辉石称为斑晶单斜辉石,颗粒较小(图 2d),自形度较高,无裂纹.

4 单斜辉石主量、微量元素特征

4.1 主量元素

昌乐方山各类单斜辉石主量元素数据如附表 1 所示.原生单斜辉石主要为透辉石,含少量次透辉石,常见于二辉橄榄岩和二辉辉石岩中,Al₂O₃ 含量为 5.88%~7.72%,TiO₂ 含量为 0.37%~0.80%,Na₂O 含量为 1.28%~1.95%,CaO 为 20.01%~21.51%,Mg[#] = 77.3~92.7.样品 14FS24 中原生单斜辉石落入世界未交代橄榄岩的范围内(图 3b),分析点位于完好晶型单斜辉石内部,远离颗粒边缘,故不受交代作用影响.单辉橄榄岩中的筛状单斜辉石也为透辉石,Al₂O₃ 为 6.19%~7.71%,TiO₂ 为 0.73%~1.60%,Na₂O 为 0.36%~1.33%,CaO 为

17.64%~22.93%,Mg[#] = 83.4~85.6.反应边单斜辉石(大颗粒原生单斜辉石和筛状单斜辉石的反应边)和斑晶单斜辉石为次透辉石,反应边单斜辉石出现于单辉橄榄岩、二辉橄榄岩和二辉辉石岩中,Al₂O₃ 为 6.98%~10.86%,TiO₂ 为 3.23%~4.88%,Na₂O 为 0.43%~0.63%,CaO 为 21.66%~23.36%,Mg[#] = 69.9~79.8.反应边单斜辉石和斑晶单斜辉石中 Al₂O₃ 及 Na₂O 含量与 MgO 有良好的相关性(图 3a,3b).

整体上,可能由于与熔体作用的加强,从原生单斜辉石(捕虏体中晶型完整、裂纹略少、颗粒较大的单斜辉石)到筛状单斜辉石和反应边单斜辉石、单斜辉石斑晶,SiO₂、MgO、Na₂O 含量逐渐降低,而 Al₂O₃、TiO₂、CaO、MnO、FeO 含量逐渐升高.单斜辉石 Al^{IV}-Al^{VI} 比值可以区分其结晶压力(Aoki and Kushiro,1968),昌乐碱性玄武岩捕虏体中原生、筛状单斜辉石及反应边单斜辉石、斑晶单斜辉石显示了不同的形成压力(图 3c).原生单斜辉石都投影于高压“麻粒岩和玄武岩中包体”分区(图 3c),赵令权等(2015)通过二辉石压力计计算所得其形成压力范

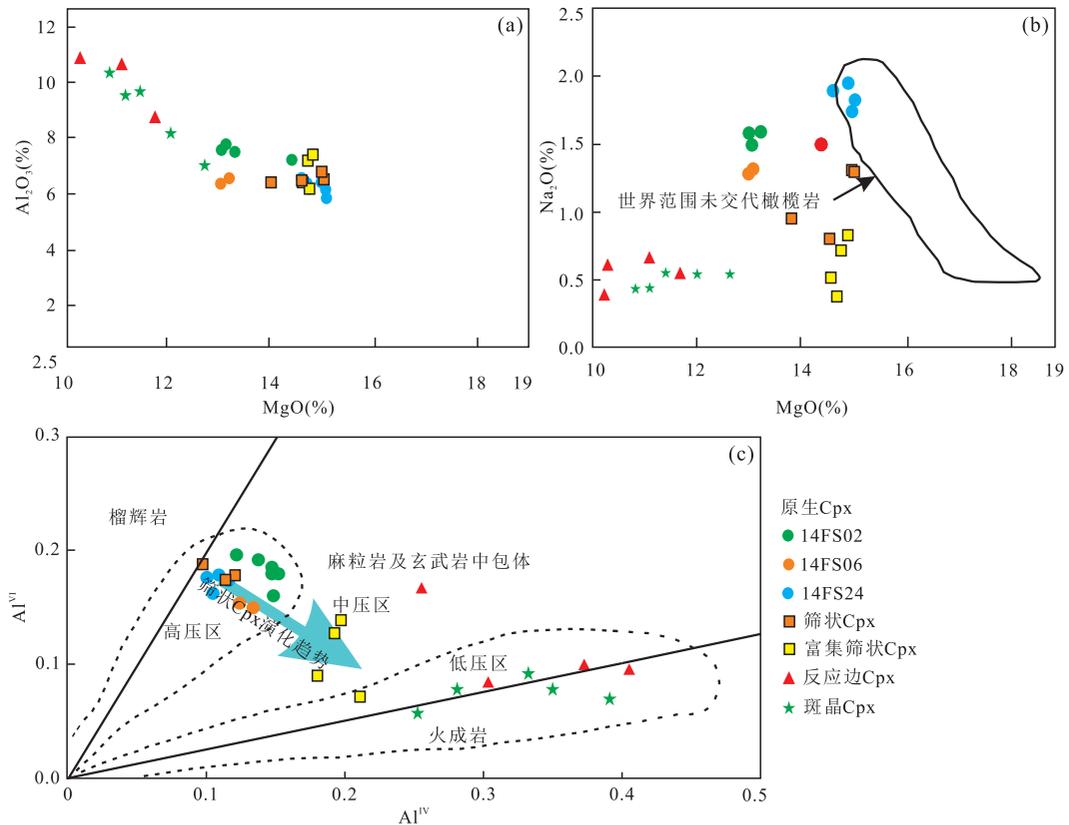


图 3 方山单斜辉石中 Al₂O₃-MgO(a),Na₂O-MgO(b),Al^{IV}-Al^{VI} (c)图解

Fig.3 Al₂O₃-MgO (a),Na₂O-MgO (b),Al^{IV}-Al^{VI} (c) for the clinopyroxenes in the Fangshan alkali basalts

世界范围未交代橄榄岩引自 Yaxley *et al.*(1998)

围是 1.12~2.00 GPa,由二辉石温度计计算所得温度范围是 735.2~1 115.3 °C,相当于尖晶石相地幔橄榄岩的温压稳定区.筛状单斜辉石可能因熔融 (Guzmics *et al.*, 2008)或地幔交代 (Ionov *et al.*, 2005)作用形成.

单斜辉石的 Al^{IV} 和 Al^VI 含量可解析其演化经历.在熔融过程中,单斜辉石中会有更多的 Al^{IV} 替代 Si 原子,所以 Al^{IV} 含量增加, Al^{IV}/Al^{VI} 比值减小 (Aoki and Kushiro, 1968).研究发现筛状单斜辉石相比于原生单斜辉石 (包含筛状单斜辉石核部筛孔不发育部位),4 组测点 Al^{IV} 含量均明显增加,2 组测点 Al^{VI} 变化不大,2 组测点 Al^{IV} 降低,最靠近筛孔的测点 Al^{IV} 最低,可能结构疏松的筛孔部位减压熔融更容易、更强烈,或是受高温熔体的交代影响比核部“intact”更容易、更强烈,这些特征暗示所研究筛状单斜辉石既经历了地幔交代作用又经历了强烈的减压熔融作用.筛状单斜辉石投影于中压“麻粒岩和玄武岩中包体”分区,有一个点投于火成岩区,也表明其形成与熔体作用有关;反应边单斜辉石与斑晶单斜辉石则都投于低压“火成岩”区,斑晶单斜辉石结晶于寄主玄武岩浆,而二者的形成具有相似的物理化学条件,可见反应边单斜辉石的形成受到玄武岩浆强烈的影响.

昌乐地区古老亏损岩石圈地幔受地幔交代作用转变为富集的新生岩石圈地幔 (Yu *et al.*, 2006),似乎经历了熔体抽取和交代富集的共同作用.该地区经历了不同程度、不同性质地幔熔/流体的多期次交代作用 (Xiao *et al.*, 2010; Su *et al.*, 2014; Deng *et al.*, 2017)和熔体抽取,不能简单地用交代或熔融解释其地球化学成分的变化.

4.2 微量元素

原生单斜辉石的 $\Sigma REE = 13.81 \times 10^{-6} \sim 75.92 \times 10^{-6}$,平均值为 46.13×10^{-6} , $La = 0.07 \times 10^{-6} \sim 6.67 \times 10^{-6}$,平均值为 3.55×10^{-6} , $(La/Yb)_N = 0.03 \sim 7.42$,平均值为 3.12, $LREE/HREE = 0.45 \sim 9.29$,平均值为 4.15, $(Gd/Yb)_N = 0.99 \sim 5.28$,平均值为 2.77 (附表 2); 远离筛孔区的筛状单斜辉石的 $\Sigma REE = 28.47 \times 10^{-6} \sim 62.26 \times 10^{-6}$,平均值为 43.68×10^{-6} , $La = 2.88 \times 10^{-6} \sim 9.57 \times 10^{-6}$,平均值为 5.30×10^{-6} ,筛状单斜辉石的稀土元素含量,尤其是 La 等轻稀土元素含量,明显比原生单斜辉石高. $(La/Yb)_N = 2.59 \sim 6.57$,平均值为 3.86, $LREE/HREE = 3.09 \sim 4.81$,平均值为 3.74, $(Gd/Yb)_N = 2.70 \sim 3.70$,平均值为 3.04; 反应边及斑晶单斜辉石的稀土元素含量远远高于原生、筛状

单斜辉石 (图 4, 附表 2). 反应边单斜辉石 $\Sigma REE = 99.7 \times 10^{-6} \sim 164.35 \times 10^{-6}$,平均值为 129.49×10^{-6} , $LREE/HREE = 4.55 \sim 5.55$,平均值为 4.99, $(La/Yb)_N = 4.84 \sim 7.80$,平均值为 6.22, $(Gd/Yb)_N = 4.73 \sim 7.21$,平均值为 5.63. 斑晶单斜辉石 $\Sigma REE = 108.42 \times 10^{-6} \sim 176.91 \times 10^{-6}$,平均值为 137×10^{-6} , $LREE/HREE = 4.67 \sim 6.00$,平均值为 5.28, $(La/Yb)_N = 4.74 \sim 8.26$,平均值为 6.68, $(Gd/Yb)_N = 4.04 \sim 5.69$,平均值为 5.13.

可能因经历了不同程度的、复杂的深部地质作用,3 类单斜辉石的稀土元素球粒陨石标准化配分模式较为复杂 (图 4a, 4c, 4e). 尤其原生单斜辉石的稀土元素配分模式变化最大,进一步分为以下几种类型: (1) LREE 富集型: (a) LREE 略富集型—右倾型 (14FS14, 筛状单斜辉石核部筛状结构不发育处为残余原生单斜辉石), 轻重稀土较弱分馏 (图 4a), 轻稀土相对略微富集; (b) LREE 强富集型—上拱型 (14FS06), 与原始单斜辉石相比强烈富集 LREE, 轻重稀土分馏明显, 重稀土明显亏损, La 到 Nd 呈正斜率上升, 最高点在 Nd 处, Nd 到 Lu 则呈负斜率下降趋势 (图 4a); (2) REE 平坦型 (14FS02), 轻重稀土分馏不明显 (图 4a), 该类单斜辉石与原始单斜辉石稀土配分曲线相似, 且较之更为富集 (图 4a); (3) LREE 亏损型—左倾型 (14FS24), 轻重稀土分馏明显 (图 4a), 轻稀土相对中稀土、重稀土明显亏损, HREE 平坦. 筛状单斜辉石 (14FS14, 筛状结构发育区, 筛孔周围) 具有 LREE 上凸型的稀土元素配分模式 (图 4c), 但是稀土元素含量相对较低 (图 4c, 4d); 反应边单斜辉石和斑晶单斜辉石的稀土配分模式相近, 具有上拱状富集 LREE 型稀土标准配分模式.

总体看来,原生单斜辉石的微量元素原始地幔标准化蛛网图总体上具有较为统一的趋势 (图 4), 显示 Ba、K、Sr、Pb、Nb、Zr、Hf、Ti 负异常, Th、U 正异常 (图 4). $Nb/Ta = 3.07 \sim 14.49$, 均值为 6.72, $Zr/Hf = 19.26 \sim 38.21$, 均值为 31.67, 都小于原始地幔的相应值 (17.5 和 36) (Sun and McDonough, 1989). 筛状单斜辉石 (14FS14) 的微量元素原始地幔标准化蛛网图显示 Ba、Sr、Pb、Nb、Zr、Hf、Ti 负异常 (图 4d). 因筛状单斜辉石 K 元素含量贫富不一致可分为两组, 一组与原生单斜辉石相似, 亏损 K 元素, 另一组富集 K 元素; 反应边单斜辉石和斑晶单斜辉石的微量元素原始地幔标准化蛛网图显示 Ba、K、Sr、Pb 负异常, HSE 正异常, 呈现 OIB 特征.

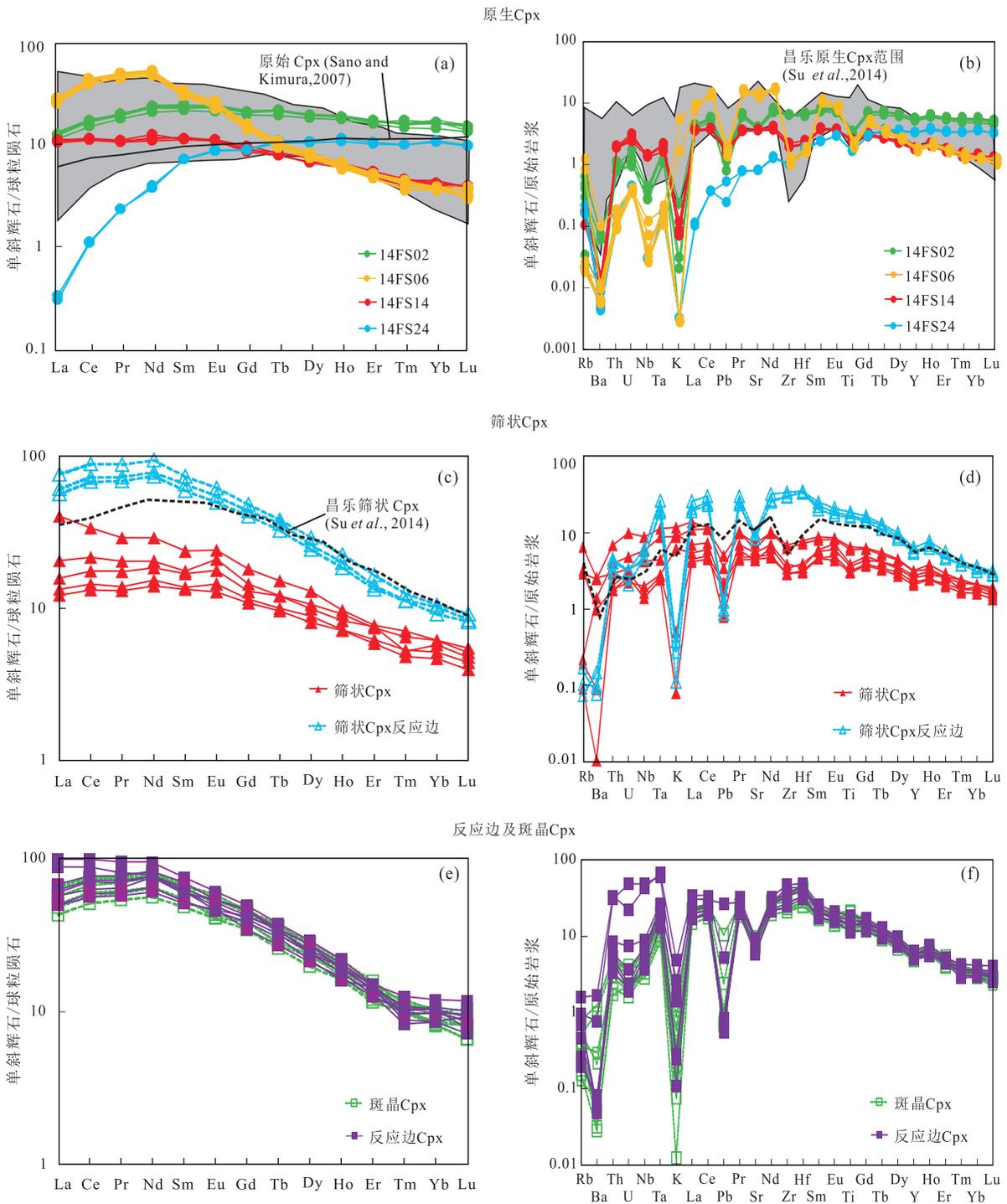


图 4 昌乐方山碱性玄武岩与幔源捕虏体中单斜辉石的球粒陨石标准化稀土元素配分模式和原始地幔标准化蛛网图
 Fig.4 REE patterns normalized to CI chondrite and multi-trace element patterns normalized to primitive mantle for the clinopyroxenes in the Fangshan alkali basalt and mantle xenoliths, Changle
 球粒陨石数据和原始地幔数据来自于 Sun and McDonough (1989); 阴影部分为昌乐幔源捕虏体中原生单斜辉石微量元素含量范围、虚线为筛状单斜辉石微量元素配分曲线, 数据均取自 Su et al. (2014). 黑线表示原始 Cpx, 数据取自 Sano and Kimura (2007)

5 讨论

5.1 昌乐单斜辉石地球化学特征及其地质意义

5.1.1 主量元素特征 实际观察发现, 随交代作用

现象强化, 所研究单斜辉石的 MgO、SiO₂ 和 Cr₂O₃ 含量降低, FeO、TiO₂、MnO、CaO 的含量明显逐渐升高, 尤其是熔体作用明显加强的原生单斜辉石和筛状单斜辉石反应边处, 这些成分变化非常明显. 值

得注意的是,随交代现象增强, Al_2O_3 含量也明显变高,似乎熔体交代过程中 Al^{VI} 更易替代 Si 进入单斜辉石晶格中.通常随部分熔融程度增加,大陆地幔橄榄岩单斜辉石的 Al_2O_3 、 Na_2O 和 TiO_2 应逐渐降低,而 MgO 、 Cr_2O_3 含量则逐渐升高 (Seyler and Bonatti, 1994; 李建平, 1996).

据岩相学特征界定为原生单斜辉石的样品,除筛状单斜辉石核部筛孔不发育区域的残余原生单斜辉石,分析的 3 组样品中,最贫 Na 的样品最贫 Si、Ti、Mg、Cr,最富 Fe,中等含量的 Al 和 Mn;最富 Na 的样品最贫 Al、Fe、Mn,最富 Mg、Cr、Ca 和 Si,中等含量的 Ti.这些样品,如果仅经历部分熔融作用,未有地幔交代作用,是不应该出现这种主量元素趋势特征的.在地幔部分熔融过程中,最贫 Na 的单斜辉石样品可代表最高的部分熔融程度,应该同样贫 Al、Si、Ti,且最富 Mg、Cr 等元素;反之最富 Na 的样品应最富 Al、Ti,最贫 Mg、Cr 等元素 (Seyler and Bonatti, 1994; Ionov *et al.*, 2005).显然,这 3 组测试样品的主量元素特征明显不会与只经历部分熔融作用的主量元素趋势特征一致,更不会简单地与前述观察到的随熔体交代作用加强(原生单斜辉石反应边处记录的主量元素特征)而表现出的 Al、Fe、Mn 等主量元素变化趋势相对应,它们的主量元素呈现出复杂多变的并不一致的趋势.单斜辉石主量元素这种奇怪的不一致的趋势,或者说解耦现象,表明其可能既经历了熔体的交代作用,又经历不同程度的部分熔融作用.靠近筛孔的筛状单斜辉石位于颗粒边部位置,与 3 组原生单斜辉石相比较,贫 Si 和 Na,富 Ti、Ca 和 Mn,中等含量的 Mg、Cr、Fe 和 Al 等元素.而远离筛孔的筛状单斜辉石贫 Ca,富 Cr、Fe、K 等元素含量均属于原生单斜辉石向富集筛状单斜辉石过渡的状态.

大陆地幔橄榄岩的相对熔融程度可以用单斜辉石的最高 Na 含量来估计 (Seyler and Bonatti, 1994),似乎靠近筛孔的筛状单斜辉石具有最高的部分熔融程度,与筛状单斜辉石边部经历部分熔融程度高于核部的规律相符 (胡森林等, 2017).前述的筛状单斜辉石 $\text{Al}^{\text{VI}}-\text{Al}^{\text{IV}}$ 图解和 Al^{VI} 含量分析中也发现筛状单斜辉石筛孔发育区保留更强部分熔融的记录 (Aoki and Kushiro, 1968; Su *et al.*, 2011),但富 Ti、Ca 和 Mn 则显示出叠加的交代作用信息.研究样品所有单斜辉石 Ca/Al 比值均小于 5 (附表 1),显示出经历部分熔融和硅酸盐熔体交代的特点 (宗克清和刘勇胜, 2018).因研究单斜辉石样品 $\text{Mg}^{\#}$ 太低,仅

14FS24 样品落入部分熔融/硅酸盐熔体交代成分区,其余研究样品皆不能落入典型的部分熔融/硅酸盐熔体交代成分区或碳酸盐熔体交代成分区 (宗克清和刘勇胜, 2018).并且,除靠近筛孔的筛状单斜辉石区域,其他原生及正常筛状单斜辉石的 $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ 均大于 1,而其余反应边及斑晶单斜辉石的 $\text{Al}^{\text{VI}}/\text{Al}^{\text{IV}}$ 则全小于 1 (附表 1),显然,即使因熔体作用造成单斜辉石中 Al 总量增加,只相对增加了 Al^{VI} ,而对 Al^{VI} 含量却影响不大.可见,筛状单斜辉石的形成是部分熔融与交代作用共同作用的结果.

5.1.2 不相容元素特征 (1) 原生单斜辉石特征: 几种类型稀土元素配分模式特征表明原生单斜辉石各自经历了不同的形成演化过程.为了进行比较,原生单斜辉石稀土配分图中引入原始单斜辉石配分曲线,该单斜辉石是 Sano and Kimura (2007) 由原始亏损地幔地球化学成分 (Salters and Stracke, 2004) 计算推导得出的 MORB 源区原始单斜辉石,成分上属于未经部分熔融和交代作用的原始单斜辉石.

首先, I 类 LREE 略富集型—右倾型原生单斜辉石 (14FS14 筛状单斜辉石不发育筛孔区域) (图 4a) 的稀土元素配分特征,可能是此类单斜辉石经历较高温度而受到相对较大程度的部分熔融作用,因温度升高而造成单斜辉石和熔体之间 Lu 等重稀土元素的分配系数减小 (Rollinson, 1993),导致其 HREE 含量明显下降而低于原始单斜辉石.整体上 LREE-MREE-HREE 趋于负斜率分布,暗示其是部分熔融作用之后受到交代作用,抑或是后期渗透熔体的交代作用致使 LREE 略微富集 (Xiao *et al.*, 2010). I 类 LREE 富集型—上拱型原生单斜辉石 (14FS06),高度亏损 HREE 的特征表明该样品中单斜辉石经历了最高程度的部分熔融作用,与 I 类 LREE 略富集型的 HREE 含量相当,两者经历类似程度的部分熔融,但该类样品随后受到更强烈的交代作用导致 LREE 的高度富集.其中 LREE 略富集原生单斜辉石来自单辉橄榄岩, LREE 富集型原生单斜辉石来自二辉石岩.两者的微量元素特征可能记录了单辉橄榄岩与富 Si 质熔体交代产生辉石岩的过程.

II 类平坦型原生单斜辉石 (14FS02),整体呈 MREE 较 LREE、HREE 微富集的特征,该类单斜辉石稀土配分曲线与原始单斜辉石相似,且比原始单斜辉石富集 (图 4a).与原始单斜辉石整体 HREE 略高于 LREE 不同,该类单斜辉石呈 MREE 相对略富集、而 LREE 略高于 HREE 的现象,可能与来源

于堆晶成因的二辉石岩有关,也可能是其经历地幔交代作用导致。

Ⅲ类 LREE 亏损型—左倾型单斜辉石(14FS24),熔融程度从高(10%)到极低(0.1%),熔体中稀土浓度(从 Er 到 Lu)变化不大,但轻稀土浓度(从 La 到 Sm)却呈现数量级的递进式升高(Rollinson, 1993)。因此部分熔融程度越低,熔体中轻稀土元素相对于重稀土元素越富集,作为残留相的单斜辉石中的稀土元素浓度呈正好相反的特征。显然,样品 14FS24 中单斜辉石因经历了比样品 14FS14 和 14FS06 更低程度的部分熔融作用,故具有 LREE 亏损、HREE 平坦的特征。原生单斜辉石稀土元素特征显示其经历的部分熔融程度不同,大小依次为 14FS02 < 14FS24 < 14FS14 ≤ 14FS06。

(2)筛状单斜辉石、反应边及斑晶单斜辉石:筛状单斜辉石(14FS14)具有 LREE 上凸型的稀土元素配分曲线(图 4c),多数测点与同一样品中 LREE 略富集型—右倾型原生单斜辉石配分曲线相似。且与昌乐北岩地区的异剥橄榄岩中单斜辉石的稀土元素特征也相似(Su *et al.*, 2014),但是稀土元素含量相对较低(图 4c, 4d),这类单斜辉石经历了熔体提取后又受到熔体交代作用影响(Xiao *et al.*, 2010)。筛状单斜辉石结构较为松散,少量寄主玄武岩浆沿裂/孔隙进入与其发生渗透交代作用,因此,筛状单斜辉石筛孔周围或接近筛状单斜辉石反应边处的微量元素含量比不发育筛孔处微量元素含量略高,呈现出其配分曲线具有向反应边单斜辉石或斑晶单斜辉石接近或过渡的特征(图 4c, 4d);反应边单斜辉石(大颗粒完好单斜辉石和筛状单斜辉石的反应边)和斑晶单斜辉石的稀土配分模式相近,具有上拱状富集 LREE 型稀土标配分模式,与其主量元素表现的与玄武质熔体作用极强的特征一致。

原生、远离筛孔的筛状单斜辉石亏损绝大多数 LILE 和 HSFE,与部分熔融过程中熔体提取有关(Kogiso *et al.*, 1997)。原生单斜辉石亏损 Rb、Ba 元素表明其幔源成因(Beard *et al.*, 2007);富集 K 的几组数据位于筛状单斜辉石筛孔发育部位,而筛状单斜辉石反应边亏损 K,表明在筛状单斜辉石反应边形成之前,筛状单斜辉石可能经历一次富碱性熔体的交代作用。筛状单斜辉石反应边 K 亏损特征及微量元素特征显示晚期玄武质熔浆强烈的渗透交代作用。反应边及斑晶单斜辉石的形成与玄武岩浆密切相关,其微量元素特征表明玄武岩浆富集 LREE 和 HSFE,可能与西向俯冲的古太平洋洋壳循环物

质的加入有关(Xu *et al.*, 2012; Zheng *et al.*, 2017)。Rb、Ba、K、Pb 等流体活动性元素的亏损与俯冲洋壳浅部脱水有关(Kogiso *et al.*, 1997),俯冲洋壳在昌乐地区地幔深处发生部分熔融时,金红石分解致使熔体中 HFSE 富集(Xu *et al.*, 2012; Zheng *et al.*, 2017)。斑晶单斜辉石中 Nb/Ta 与 Zr/Hf 值的变化较大, Nb/Ta = 4.78 ~ 14.16, Zr/Hf = 27.46 ~ 34.59, 均值分别为 7.39 和 31.09,符合单斜辉石在玄武岩的分配系数,是单斜辉石结晶分异的表现(刘艳荣等, 2012)。

辉石的晶体化学性质影响稀土元素的分布,反应边单斜辉石和斑晶单斜辉石的稀土总量与配分模式一致,表明稀土元素在此两种辉石中的赋存规律相似(闫纪元等, 2014)。斑晶单斜辉石与反应边单斜辉石具有上拱状富集 LREE 型稀土标准化配分曲线,表明反应边单斜辉石与周围富集 LREE 的玄武岩浆相互作用明显或二者趋于平衡(Navon and Stolper, 1987)。

5.2 部分熔融与交代作用

深源地幔橄榄岩捕虏体是早期部分熔融的残余地幔岩或岩石圈地幔被熔/流体交代的产物(Rudnick *et al.*, 2004),不相容性越高的元素对部分熔融程度越敏感,强不相容元素(如 Ba、Nb 等)比中等不相容元素(如 HREE 等)更亏损的现象(图 4b)说明部分熔融作用影响微量元素含量。如果方山地幔岩捕虏体按照批式熔融条件计算,依据其微量元素丰度条件(Norman, 1998),则部分单斜辉石需要高达 23% 的部分熔融程度才能满足研究区单斜辉石中微量元素的丰度条件,部分熔融程度 > 20% 时将有大量单斜辉石会被消耗(徐义刚等, 2001),与镜下观察发现捕虏体中较为富集单斜辉石的现实情况不符。因此,按照分离部分熔融模式计算所得结果更符合现实情况,分析得出原生单斜辉石经历的部分熔融程度约 ≤ 8% (图 5),样品 14FS02、14FS14、14FS24 中原生单斜辉石经历的部分熔融程度为 14FS02 < 14FS24 < 14FS14,与图 4a 结果一致。样品 14FS14 中原生单斜辉石偏离部分熔融曲线投点于其右侧(图 5),暗示受交代作用影响且增加了各不相容元素(Y、Gd、Zr、Sr)的含量(徐义刚等, 2001; Zheng *et al.*, 2001),样品 14FS24 中原生单斜辉石投点于部分熔融曲线左侧,可能与经历部分熔融作用后无交代作用影响有关,与图 4a 结果一致。

前人研究认为,昌乐筛状单斜辉石是软流圈来源的贫硅熔体在通过幔源不均一交代二辉橄榄岩而成,此过程中二辉橄榄岩中的尖晶石、单斜辉石、低

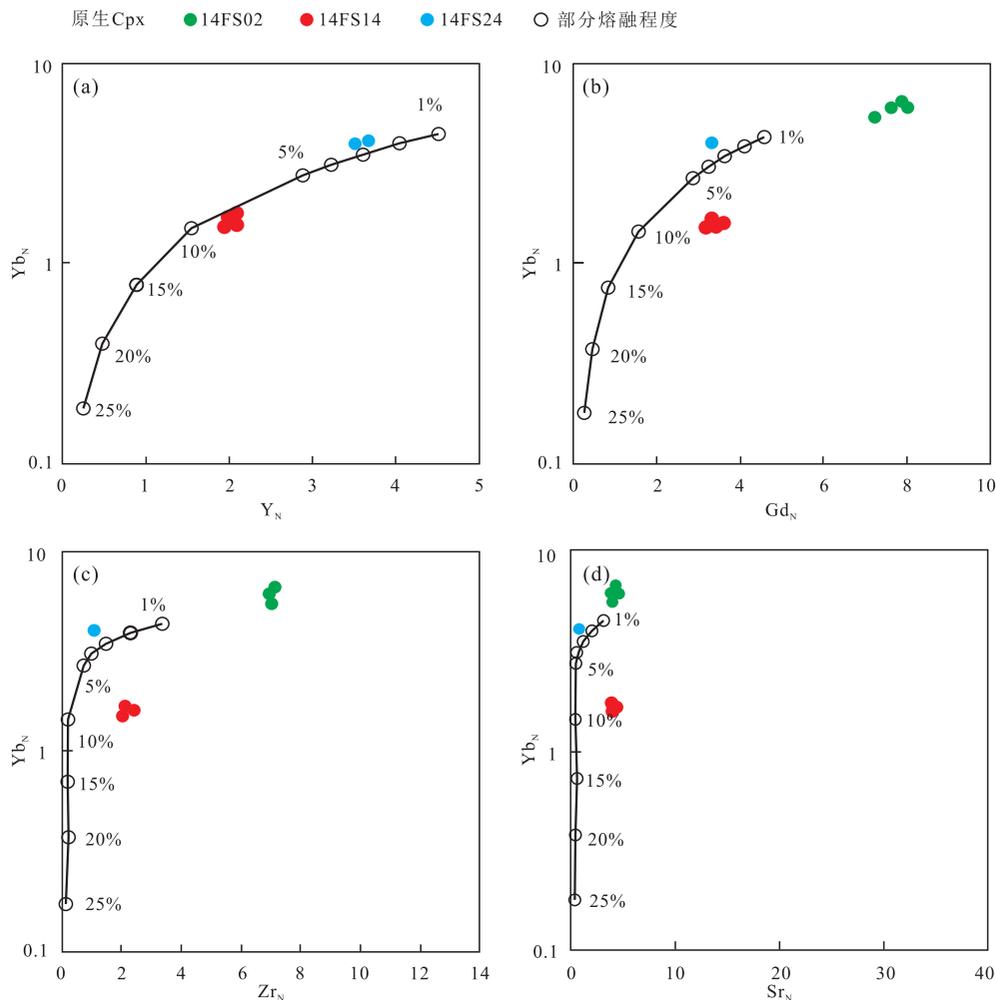


图 5 方山地幔岩中单斜辉石部分熔融模拟

Fig.5 Results of modelling of partial melting fractions using clinopyroxene compositions for Fangshan mantle xenoliths
原始地幔数据引自 McDonough and Sun(1995),图参考 Zheng *et al.*(2001),计算据 Norman(1998)

Ca 斜方辉石依次被交代,形成单辉橄榄岩(矿物组合为橄榄石、尖晶石、受交代作用而发育筛状结构的单斜辉石)(Zhang *et al.*, 2007; Xiao *et al.*, 2010; Su *et al.*, 2014).反应边单斜辉石富 Ti、Al、Fe, 贫 Si、Mg(赵令权等, 2015),其成分特征与寄主玄武岩基质中的斑晶单斜辉石相似(见附表 1, 附表 2, 图 4),上拱状的 LREE 富集型稀土配分模式图(图 4e),表明反应边单斜辉石与交代熔体基本达到了化学平衡(Greig *et al.*, 1993).

单斜辉石的微量元素与 La 的相关关系图(图 6)显示:原生单斜辉石系列中,绝大多数单斜辉石的 Ta、Zr、Ti、Sr 与 La 具有良好的相关性,且绝大多数成分含量高于原始地幔值,暗示这些元素在地幔交代过程中具有相似的地球化学行为,且这种相关性受地幔交代作用影响.但这些不相容元素含量较低,说明原生单斜辉石仅受到低程度富集交代作用,且在交代作

用过程中这些不相容元素的活跃性远不如 La(蒋英等, 2017).反应边单斜辉石中不相容元素增量较大(图 6),说明二次交代作用较为强烈,且交代介质富集 LREE、HFSE 等不相容元素.

原生单斜辉石蛛网图(图 4)显示 Nb、Zr、Hf、Ti 这些 HFSE 元素负异常,而斑晶单斜辉石显示富集 Nb、Zr、Hf、Ti,表明原生单斜辉石地幔交代的介质与晚期玄武岩质熔体/浆明显不同.与地幔交代作用相关介质主要有 3 种:富含挥发分的硅酸盐熔体(Zan-gana *et al.*, 1999),碳酸岩熔体以及俯冲作用产生的 H₂O-CO₂ 流体(Stalder *et al.*, 1998).原生及筛状单斜辉石富集 LREE 的样品亏损 LILE(Rb、Ba、K、Pb)、富集 Zr,而富 CO₂ 流体与碳酸岩熔体具有较高 LILE 含量(Meen, 1987),碳酸盐熔体交代橄榄岩会产生磷灰石(Ackerman *et al.*, 2013),但镜下观察并没发现磷灰石,所以碳酸岩熔体不是研究样品的主要交代介

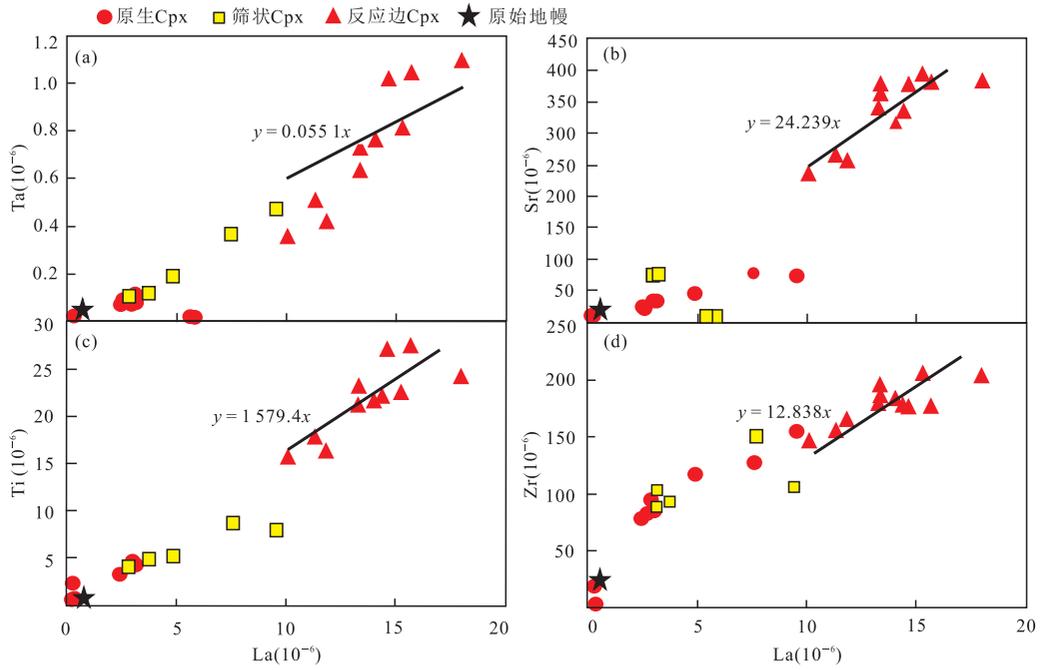


图 6 昌乐方山地幔捕虏体中单斜辉石微量元素与 La 的相关图

Fig.6 Plots of selected trace element compositions against La in clinopyroxene from the Fangshan mantle xenoliths,Changle

质.样品 14FS06 中原生单斜辉石较为特殊,具有相对高的 LREE、Sr 含量(附表 2、图 4)、(La/Yb)_N 比值,较低的 Ti/Eu 比值,虽然投图于硅酸盐交代熔体交代范围,但位于靠近碳酸盐熔体交代区域,沿碳酸盐熔体交代趋势线分布(图 7b),可能经历过富含碳酸盐的熔体改造(Scott *et al.*, 2014a, 2014b),且碳酸盐熔体交代痕迹因熔体抽取减弱或被之后的硅酸盐交代熔体叠加,使碳酸盐熔体交代信息弱化.镜下观察发现橄榄石裂理或矿物颗粒之间存在脉状金云母,方山尖晶石巨晶周围发育金云母(孔凡梅等, 2017),附近的二姑山和北岩地幔捕虏体中也发现了金云母(赵令权等, 2015).通常单斜辉石中不含大离子亲石元素 K (韩磊和张立飞, 2015),且几组筛状单斜辉石(筛孔发育部位)数据显示富 K 特征(图 4d),富 K 熔/流体比温压条件更能影响单斜辉石的 K 含量(Safonov *et al.*, 2011),故富 K 筛状单斜辉石可能受富 K 熔/流体的交代作用,这些现象均表明昌乐新生代地幔岩石圈普遍经历了一次含水碱性(富 K)熔/流体交代.Col-torti *et al.*(1999)通过模拟地幔条件,确定了微量元素在碳酸盐和硅酸盐体系与单斜辉石中不同的分配系数,并以此为基础建立了区分碳酸盐质熔体和硅酸盐质熔体交代介质的单斜辉石相关判别图.(La/Yb)_N - Ti/Eu 关系图解中,原生单斜辉石(除 14FS06)、筛状单斜辉石、反应边单斜辉石分布于硅酸盐交代介质范围,沿着硅酸盐交代的演化趋势线分布(图 7).样品

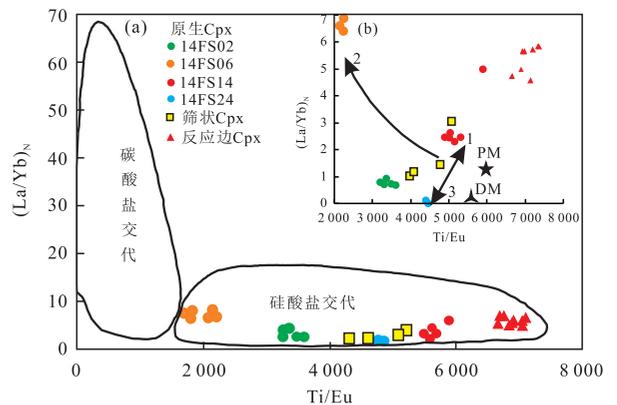


图 7 昌乐方山地幔捕虏体中单斜辉石 (La/Yb)_N - Ti/Eu 图解

Fig.7 (La/Yb)_N - Ti/Eu diagram for clinopyroxenes from the Fangshan mantle xenoliths,Changle

DM 和 PM 分别代表亏损地幔和普通地幔的单斜辉石;1.硅酸盐交代趋势,2.碳酸盐交代趋势,3.部分熔融的趋势,图据 Coltorti *et al.* (1999);原始地幔标准化值引自 Sun and McDonough(1989)

14FS24 中原生单斜辉石沿着部分熔融演化趋势线分布,主要受部分熔融作用控制,交代作用影响较小,与图 3b、图 4 分析一致;反应边单斜辉石的镜下观察及富集的某些 HFSE 元素特征显示受寄主玄武岩浆(硅酸盐熔体)影响较强.上述现象表明昌乐方山地区地幔岩捕虏体的交代介质主要是硅酸盐熔体,而硅酸盐熔体交代之前有富碳酸盐熔体的影响(Su *et al.*, 2014; Li *et al.*, 2017),且含水碱性(富 K)熔/流体也

参与了交代作用。

5.3 单斜辉石特征及其地质意义

5.3.1 原生单斜辉石 总体分析所定义的 4 组原生单斜辉石的原岩, 14FS14 为单辉橄榄岩, 14FS24 为二辉橄榄岩, 14FS02 和 14FS06 为二辉辉石岩。I 类 LREE 略富集型—右倾型单斜辉石(14FS14), 定义的此类原生单斜辉石来源于单辉橄榄岩, 发育于筛状单斜辉石中无筛状网孔的区域, 类似于 Guzmics *et al.* (2008) 定义的“‘intact’ Cpx”, 具有交代作用造成亏损的单斜辉石再度富集的特征(孙晶等, 2012), 也与稀土配分曲线 LREE 相对 HREE 富集现象一致, 是叠加的交代作用致使强烈亏损的单斜辉石出现 LREE 比原始单斜辉石富集的现象。因这类单斜辉石周围是筛孔发育的筛状单斜辉石, 其最富集测点的稀土配分曲线特征具有向筛状单斜辉石过渡的趋势(附表 2, 图 4a, 4c); I 类 LREE 富集型—上拱型单斜辉石(14FS06) 来源于二辉辉石岩, 镜下观察大颗粒单斜辉石内部发育不规则裂纹, 有交代熔体贯入的现象。这类单斜辉石在 3 组原生单斜辉石中具有最低的 Na、Ca、Ti 含量, 与稀土配分图显示亏损 HREE 的现象一致, 指示其经历了高程度的部分熔融。同时, 最高的 Fe 含量和富集 LREE 特征可能与后期富 Fe、LREE 玄武岩浆的强烈交代作用有关; II 类平坦型原生单斜辉石(14FS02), MREE 相对略富集, 可能与来源于堆晶成因的二辉石岩有关, 而 LREE 略高于 HREE 的现象, 可能是其经历地幔交代作用导致; III 类 LREE 亏损型—左倾型原生单斜辉石(14FS24) 来源于二辉橄榄岩, 样品岩相学显示矿物颗粒边界清晰、规则, 斜方辉石周围存在细小颗粒的橄榄石和单斜辉石, 稀土配分曲线特征指示该类单斜辉石经历了地幔部分熔融, 且最富 Mg、Cr 的特征也指示其经历了明显的部分熔融, 无交代作用情况下, Na 的含量要降低(Seyler and Bonatti, 1994), 且因熔体的析出, Al、Si 的含量也要降低, 此类辉石虽然 Al(均值 6.22% 的 Al_2O_3) 含量最低, 但相比于其他大陆超镁铁质岩 Al_2O_3 平均含量(6%~7%)(Seyler and Bonatti, 1994) 也不低, 且其 Na、Ca 和 Si 含量最高, 其最贫 Fe、Mn 的特征表明这类样品受晚期富 Fe、Mn 的玄武质熔浆交代作用的影响最小, 可能最能代表研究区地幔的特征。如该样品未经历交代作用, 应不具有这种化学组分特征, 这种多类主、微量元素趋势不一致的现象, 或许是有此类单斜辉石经历复杂地幔作用造成的。极有可能, 在部分熔融作用之前经历了一次富碱富

Al 含 Ca 的硅酸盐熔体的地幔交代作用, 这种硅酸盐熔体与晚期裹挟地幔岩捕虏体的玄武质熔浆完全不同。可能之后的部分熔融作用掩盖了之前的交代印记, 故图 3b 显示其未受交代作用影响。

5.3.2 筛状单斜辉石、单斜辉石反应边及斑晶单斜辉石 筛状单斜辉石核部(无筛孔部位)具有交代和熔融叠加的特征, 晚期叠加的交代作用导致亏损的单斜辉石 LREE 富集的现象。正常筛状单斜辉石测点(附表 1), 与原生单斜辉石(包括筛状单斜辉石无筛孔部位处残余原生单斜辉石)相比, 筛孔周围略远区 Na 含量变化不大, 与稀土配分曲线表明其经历部分熔融程度较强特征相一致(图 4), 表明筛状单斜辉石经历了较大程度的部分熔融, 但 K 元素含量高这一特征可能记录了一次富 K 熔体作用。紧邻筛孔部位(筛孔周围)比远离筛孔区含有较高 Ti、Mn、Ca 的含量及富 LREE 特点, 表明其受富 Ti、Mn、LREE 的玄武质熔浆交代作用的影响较大, 而正常筛状单斜辉石的地化元素特征具有由原生单斜辉石向紧邻筛孔部位的筛状单斜辉石化学成分过渡的特征。

单斜辉石中 Al^{VI} 和 Al^{IV} 含量增加分别与温度和压力的升高有关(Aoki and Kushiro, 1968), Al^{IV} 升高与 Al^{VI} 降低的现象(图 3c) 指示富集筛状单斜辉石经历了一次减压增温的部分熔融作用, 筛状单斜辉石筛孔周围紧邻筛孔部位 Al^{IV} 升高, 而 Al^{VI} 降低最明显, 推测其形成于被高温寄主玄武岩浆捕获上升的减压过程中。

反应边单斜辉石和斑晶单斜辉石虽然镜下特征不同, 但具有相似的化学成分及形成条件(附表 1, 图 3c), 其形成与寄主玄武岩浆密切相关。与原生、筛状单斜辉石相比, 富 Ti、Al、Fe、Ca, 贫 Si、Mg、Na, 中等 Cr、Mn 含量。特别值得注意的是, 虽然反应边单斜辉石(包括筛状单斜辉石反应边)的稀土配分曲线和不相容元素蛛网图与斑晶单斜辉石高度相似, 但主量元素具有最明显的一个特征——所有测试点中最富 Al_2O_3 , 且比结晶于寄主玄武岩浆斑晶单斜辉石富 Na_2O , 显示其可能保留所经历的地幔富碱富 Al 熔体交代的信息。

综上所述, 昌乐地幔岩捕虏体中的原生单斜辉石、筛状单斜辉石和两者的反应边岩相学特征和主微量元素特征, 表明其既经历了不同程度的部分熔融, 又经历了不同性质的熔体、不同程度的交代作用。

原生单斜辉石复杂的地球化学信息表明其同样经历了强烈部分熔融的单斜辉石, 因原岩不同、交代作用强度不一, 造成不同的稀土配分曲线(14FS14

和 14FS06).单辉橄榄岩中原生单斜辉石(筛状单斜辉石无筛孔部位)(14FS14)叠加的晚期硅酸盐熔体交代作用致使强烈亏损的单斜辉石出现 LREE 富集现象,而二辉辉石石岩(14FS06)中原生单斜辉石在硅酸盐熔体交代之前可能受少量碳酸盐熔体的影响(Su *et al.*, 2014; Li *et al.*, 2017),而后期又经历强烈的玄武质岩浆交代作用.二辉橄榄岩(14FS24)中原生单斜辉石在部分熔融作用之前经历了一次富碱富 Al 含 Ca 的硅酸盐熔体的地幔交代作用.二辉石岩(14FS02)中原生单斜辉石可能与堆晶成因的二辉辉石石岩有关,且经历地幔交代作用.

昌乐方山筛状单斜辉石(14FS14)从无筛孔部位到筛孔周围远离筛孔部位和紧挨着筛孔部位,呈现出受熔体作用逐渐加强趋势,筛孔周围远离筛孔部位记录了一次富碱(K)富 Al 熔体交代的特征,且筛孔周围紧挨着筛孔部位明显叠加的晚期玄武质熔浆的作用,表明地幔深处富碱(K)富 Al 熔体作用发生在玄武质浆作用之前,且作用程度不是太强.显然,方山筛状单斜辉石是部分熔融和熔体交代作用的共同产物.单斜辉石反应边(包含筛状单斜辉石)保留原生被地幔富碱富 Al 熔体交代的信息.

总之,地幔不同程度的部分熔融作用叠加不同程度、不同性质熔体的交代印记,造成昌乐地幔岩捕虏体中单斜辉石复杂岩相学特征和主、微量元素含量趋势解耦的现象.

5.4 方山岩石圈特征

昌乐方山地幔岩是先被地幔硅酸盐熔体交代、后又经低程度熔融抽取的新生岩石圈地幔,部分地幔岩可能又发生了 2 期交代作用,与辽源地区晚白垩世岩石圈地幔的物质组成相似(路思明等, 2012).方山捕虏体兼具饱满新生地幔与过渡型地幔的特征(所有橄榄石 $Mg^{\#} < 92$),暗示其下古老岩石圈地幔经历了克拉通的减薄与破坏作用或软流圈熔体的不均一交代作用(赵令权等, 2015).“熔体—橄榄岩”反应改变了方山难熔古老岩石圈地幔的特征,软流圈来源的硅酸盐熔体交代方辉橄榄岩形成富集的二辉橄榄岩(Saal *et al.*, 2001),后期二辉橄榄岩又与玄武质熔体反应生成更加富集的单辉橄榄岩(Zhang *et al.*, 2007; Xiao *et al.*, 2010).所研究二辉橄榄岩中原生单斜辉石(14FS24)和二辉石岩中的原生单斜辉石(14FS06)记录了部分熔融前的硅酸盐熔体交代;单辉橄榄岩中(14FS14)中不同类型单斜辉石的岩相学特征和主微量元素特征呈明显的“熔体—橄榄岩”交代富集作用.

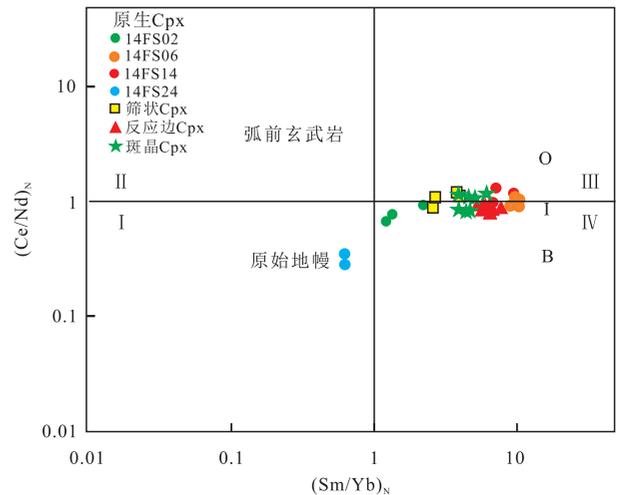


图 8 昌乐方山新碱性玄武岩与地幔岩单斜辉石 $(Sm/Yb)_N - (Ce/Nd)_N$ 图解

Fig. 8 $(Sm/Yb)_N - (Ce/Nd)_N$ diagram for clinopyroxenes from the Fangshan alkali basalt and mantle xenoliths, Changle

据 Rivalenti *et al.* (1996), 原始地幔数据引自 Hofmann (1998)

西向俯冲的太平洋蚀变洋壳深部部分熔融产生的熔体交代上覆地幔形成辉石岩(Xu *et al.*, 2012).结构松散的筛状单斜辉石中,熔体可以沿筛孔渗透而加大与岩石矿物交代反应的面积,进而加快古老岩石圈地幔化学性质的转变,与华北克拉通最东部岩石圈地幔强度弱化的结论相符(夏群科等, 2017).微量元素地化特征(图 4, 图 5)表明,原生、筛状单斜辉石经历的部分熔融及交代作用程度不同,样品 14FS24 中原生单斜辉石具有类似原始地幔的特征,其他所有样品都具有 OIB 特征(图 8).尤其是成因与寄主岩浆密切相关的反应边及斑晶单斜辉石的轻重稀土分馏明显、富集 HSE,具有显著 OIB 特征,暗示昌乐方山新生代玄武岩的形成与西向俯冲的古太平洋板块有关,可能与中国东部、汉诺坝、集宁地区岩石圈地幔被俯冲洋壳循环物质改造而再富集的模式相同(Xu *et al.*, 2012; Su *et al.*, 2014; 王瑞雪等, 2017; Zheng *et al.*, 2017).原生、筛状单斜辉石部分熔融后 HREE 的变化,亏损 Nb、Zr、Hf、Ti、Ba、K、Pb、Sr 的现象与受硅酸盐熔体交代后富集 LREE 的特点,实际是新生地幔对古老地幔的置换作用及岩石圈地幔性质转变被矿物特征记录的体现.

6 结论

(1) 通过二辉橄榄岩(14FS24)及二辉岩

(14FS06) 中原生单斜辉石及反应边单斜辉石的研究, 表明二辉橄榄岩经历了 $\leq 8\%$ 的部分熔融作用, 在部分熔融作用之前经历了一次富碱富 Al 含 Ca 的硅酸盐熔体的地幔交代作用。二辉岩中在部分熔融和硅酸盐熔体交代之前可能受到过富含少量碳酸盐熔体的影响, 在部分熔融后受到后期强烈玄武质岩浆交代作用。

(2) 单辉橄榄岩(14FS14) 中筛状单斜辉石的研究显示, 从定义的无筛孔部位的原生单斜辉石到筛孔周围远离筛孔部位和紧挨着筛孔部位, 呈受熔体作用逐渐加强趋势。筛孔周围远离筛孔部位记录了玄武质浆作用之前的一次富碱(K) 富 Al 熔体交代的特征, 而紧挨筛孔处明显叠加晚期玄武质熔浆的熔体作用, 所以方山筛状单斜辉石是部分熔融和熔体交代的共同产物。

很明显, 地幔不同程度的部分熔融作用叠加不同程度、不同性质熔体的交代印记, 造成昌乐地幔捕虏体中单斜辉石复杂岩相学特征和主、微量元素含量趋势解耦的现象。

致谢: 感谢两位匿名审稿专家提出的有建设性的审稿意见!

附表 1~2 见本刊官网 (<http://www.earth-science.net>)。

References

- Ackerman, L., Špaček, P., Magna, T., et al., 2013. Alkaline and Carbonate-Rich Melt Metasomatism and Melting of Subcontinental Lithospheric Mantle: Evidence from Mantle Xenoliths, NE Bavaria, Bohemian Massif. *Journal of Petrology*, 54 (12): 2597 – 2633. <https://doi.org/10.1093/петроlogy/egt059>
- Aoki, K. I., Kushiro, I., 1968. Some Clinopyroxenes from Ultramafic Inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18 (4): 326 – 337. <https://doi.org/10.1007/bf00399694>
- Beard, A. D., Downes, H., Mason, P. R. D., et al., 2007. Depletion and Enrichment Processes in the Lithospheric Mantle beneath the Kola Peninsula (Russia): Evidence from Spinel Lherzolite and Wehrlite Xenoliths. *Lithos*, 94 (1–4): 1 – 24. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2006.02.002>
- Chen, X. M., Chen, L. H., Xu, X. S., 2009. Study on the Genesis of Clinopyroxene Megacrysts in the Cenozoic Alkali Basalt at Changle, Shandong Province. *Acta Petrologica Sinica*, 25 (5): 1105 – 1116 (in Chinese with English abstract).
- Coltorti, 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 (1): 133 – 165. <https://doi.org/10.1093/петроlogy/40.1.133>
- Deng, L. X., Liu, Y. S., Zong, K. Q., et al., 2017. Trace Element and Sr Isotope Records of Multi-Episode Carbonatite Metasomatism on the Eastern Margin of the North China Craton. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18 (1): 220 – 237. <https://doi.org/10.1002/2016gc006618>
- Dong, Z. L., Chen, X. M., Hu, W. X., et al., 2007. Coronas of Corundum Megacrysts in the Neogene Changle Basalt and Its Forming Model. *Acta Petrologica Sinica*, 23 (4): 805 – 816 (in Chinese with English abstract).
- Greig, A., Sie, S. H., Nicholls, I. A., 1993. Trace Element Zoning in Clinopyroxenes from Spinel Peridotite Xenoliths. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 75 (1–4): 411 – 414. [https://doi.org/10.1016/0168-583x\(93\)95686-y](https://doi.org/10.1016/0168-583x(93)95686-y)
- Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., Ryan, C. G., 1992. Composition and Thermal Structure of the Lithosphere beneath South Africa, Siberia and China: Proton Microprobe Studies. *Proceeding of International Symposium on Cenozoic Volcanic Rocks and Deep-Seated Xenoliths of China and Its Environs*. Science Press, Beijing.
- Guzmics, T., Kodolányi, J., Kovács, I., et al., 2008. Primary Carbonatite Melt Inclusions in Apatite and in K-Feldspar of Clinopyroxene-Rich Mantle Xenoliths Hosted in Lamprophyre Dikes (Hungary). *Mineralogy and Petrology*, 94 (3–4): 225 – 242. <https://doi.org/10.1007/s00710-008-0014-5>
- Han, L., Zhang, L. F., 2015. The Behavior of K and Na in Deep Subducted Slab. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 34 (5): 755 – 766 (in Chinese with English abstract).
- He, H. Y., Deng, C. L., Pan, Y. X., et al., 2011. New $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating Results from the Shanwang Basin, Eastern China: Constraints on the Age of the Shanwang Formation and Associated Biota. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 187 (1–2): 66 – 75. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2011.05.002>
- Hofmann, A. W., 1988. Chemical Differentiation of the Earth: The Relationship between Mantle, Continental Crust, and Oceanic Crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 90 (3): 297 – 314. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(88\)90132-x](https://doi.org/10.1016/0012-821x(88)90132-x)
- Hu, S. L., Luo, D., Chen, L. H., 2017. Genesis of Sieve-Textured Rim of Spinel in Mantle Xenoliths. *Acta Petrologica Sinica*, 33 (1): 69 – 80 (in Chinese with English abstract).

- Ionov, D. A., Prikhodko, V. S., Bodinier, J. L., et al., 2005. Lithospheric Mantle beneath the South-Eastern Siberian Craton; Petrology of Peridotite Xenoliths in Basalts from the Tokinsky Stanovik. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 149(6): 647–665. <https://doi.org/10.1007/s00410-005-0672-9>
- Jiang, Y., Liang, X. R., Liang, X. Q., et al., 2017. Formation Mechanism of East Asia Continental Margin Extensional Belt: Evidence from Geochemistry Study of Hainan Mantle Xenoliths. *Geotectonica et Metallogenia*, 41(1): 157–182 (in Chinese with English abstract).
- Kogiso, T., Tatsumi, Y., Nakano, S., 1997. Trace Element Transport during Crust: 1. Experiments and Implications Dehydration Processes in the Subducted Oceanic for the Origin of Ocean Island Basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 148: 193–205.
- Kong, F. M., Li, X. P., Zhao, L. Q., et al., 2017. Petrography and Mineral Chemistry of Corundum and Spinel Menocryst in the Cenozoic Basalt at Changle, Shandong Province. *Geological Review*, 63(2): 441–457 (in Chinese with English abstract).
- Li, J. P., Kornprobst, J., Vielzeuf, D., 1996. Chemical Behaviour of Solid Phase during Partial Melting and Facies Transition (Spinel→Plagioclase) of Mantle Peridotite—I. Experimental Study. *Geochimica*, 25(1): 39–52 (in Chinese with English abstract).
- Li, S. G., Yang, W., Ke, S., et al., 2017. Deep Carbon Cycles Constrained by a Large-Scale Mantle Mg Isotope Anomaly in Eastern China. *National Science Review*, 4(1): 111–120. <https://doi.org/10.1093/nsr/nww070>
- Liu, Y. R., Lü, X. B., Mei, W., et al., 2012. Mineralogy of Clinopyroxene from Pobei Mafic-Ultramafic Complex in Beishan Area, Xinjiang, and Its Geological Significance. *Acta Petrologica et Mineralogica*, 31(2): 212–224 (in Chinese with English abstract).
- Lu, S. M., Pei, F. P., Zhou, Q. J., et al., 2012. Origin of Late Mesozoic Alkaline Basalts and Nature of Lithospheric Mantle in Liaoyuan Area, Jilin Province. *Earth Science*, 37(3): 475–488 (in Chinese with English abstract).
- McDonough, W. F., Sun, S. S., 1995. The Composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4)
- Meen, J. K., 1987. Mantle Metasomatism and Carbonatites: An Experimental Study of a Complex Relationship. In: Meen, J. K., ed., Geological Society of America Special Papers. *Geological Society of America*, 215: 91–100.
- Menzies, M. A., Fan, W. M., Zhang, M., 1993. Palaeozoic and Cenozoic Lithoprobes and the Loss of >120 km of Archaean Lithosphere, Sino-Korean Craton, China. *Geological Society, London, Special Publications*, 76(1): 71–81. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1993.076.01.04>
- Navon, O., Stolper, E., 1987. Geochemical Consequences of Melt Percolation: The Upper Mantle as a Chromatographic Column. *The Journal of Geology*, 95(3): 285–307. <https://doi.org/10.1086/629131>
- Norman, M. D., 1998. Melting and Metasomatism in the Continental Lithosphere: Laser Ablation ICPMS Analysis of Minerals in Spinel Lherzolites from Eastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130(3–4): 240–255. <https://doi.org/10.1007/s004100050363>
- Rivalenti, G., Vannucci, R., Rampone, E., et al., 1996. Peridotite Clinopyroxene Chemistry Reflects Mantle Processes rather than Continental versus Oceanic Settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 139(3–4): 423–437. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(96\)00019-2](https://doi.org/10.1016/0012-821x(96)00019-2)
- Rollinson, H. R., 1993. Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Routledge, New York, 104–119.
- Rudnick, R. L., Gao, S., Ling, W. L., et al., 2004. Petrology and Geochemistry of Spinel Peridotite Xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China Craton. *Lithos*, 77(1–4): 609–637. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2004.03.033>
- Saal, A. E., Takazawa, E., Frey, F. A., et al., 2001. Re-Os Isotopes in the Horoman Peridotite: Evidence for Refertilization? *Journal of Petrology*, 42(1): 25–37. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.1.25>
- Safonov, O. G., Bindi, L., Vinograd, V. L., 2011. Potassium-Bearing Clinopyroxene: A Review of Experimental, Crystal Chemical and Thermodynamic Data with Petrological Applications. *Mineralogical Magazine*, 75(4): 2467–2484.
- Salters, V. J. M., Stracke, A., 2004. Composition of the Depleted Mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(5): Q05004. <https://doi.org/10.1029/2003gc000597>
- Sano, S., Kimura, J. I., 2007. Clinopyroxene REE Geochemistry of the Red Hills Peridotite, New Zealand: Interpretation of Magmatic Processes in the Upper Mantle and in the Moho Transition Zone. *Journal of Petrology*, 48(1): 113–139.
- Scott, J. M., Hodgkinson, A., Palin, J. M., et al., 2014a. Ancient Melt Depletion Overprinted by Young Carbonatic Metasomatism in the New Zealand Lithospheric Mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 167: 963. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-0963-0>
- Scott, J. M., Waight, T. E., van der Meer, Q. H. A., et al., 2014b. Metasomatized Ancient Lithospheric Mantle be-

- neath the Young Zealandia Microcontinent and Its Role in HIMU-Like Intraplate Magmatism. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15 (9): 3477–3501. <https://doi.org/10.1002/2014gc005300>
- Seyler, M., Bonatti, E., 1994. Na, Al^{IV} and Al^{VI} in Clinopyroxenes of Subcontinental and Suboceanic Ridge Peridotites: A Clue to Different Melting Processes in the Mantle? *Earth and Planetary Science Letters*, 122(3–4): 281–289. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(94\)90002-7](https://doi.org/10.1016/0012-821x(94)90002-7)
- Shandong Provincial Bureau of Geology and Mineral Resources, 1982. Regional Geology of Shandong Province. Geological Publishing House, Beijing, 373–391 (in Chinese).
- Stalder, R., Foley, S. F., Brey, G. P., et al., 1998. Mineral-Aqueous Fluid Partitioning of Trace Elements at 900–1 200 °C and 3.0–5.7 GPa: New Experimental Data for Garnet, Clinopyroxene, and Rutile, and Implications for Mantle Metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (10): 1781–1801. [https://doi.org/10.1016/s0016-7037\(98\)00101-x](https://doi.org/10.1016/s0016-7037(98)00101-x)
- Su, B. X., Zhang, H. F., Sakyi, P. A., et al., 2011. The Origin of Spongy Texture in Minerals of Mantle Xenoliths from the Western Qinling, Central China. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 161(3): 465–482. <https://doi.org/10.1007/s00410-010-0543-x>
- Su, F., Xiao, Y., He, H. Y., et al., 2014. He and Ar Isotope Geochemistry of Pyroxene Megacrysts and Mantle Xenoliths in Cenozoic Basalt from the Changle-Linqu Area in Western Shandong. *Chinese Science Bulletin*, 59(4): 396–411. <https://doi.org/10.1007/s11434-013-0027-2>
- Sun, J., Liu, C. Z., Wu, F. Y., 2012. Effects of Melt Refertilization on the Subcontinental Lithospheric Mantle. *Geological Journal of China Universities*, 18(1): 52–61 (in Chinese with English abstract).
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42 (1): 313–345. <https://doi.org/10.1144/gsl.sp.1989.042.01.19>
- Wang, C. G., Liang, Y., Xu, W. L., et al., 2013. Effect of Melt Composition on Basalt and Peridotite Interaction: Laboratory Dissolution Experiments with Applications to Mineral Compositional Variations in Mantle Xenoliths from the North China Craton. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 166 (5): 1469–1488. <https://doi.org/10.1007/s00410-013-0938-6>
- Wang, F. Z., Jin, L. Y., Xu, Y. R., 1987. The Study of Ultramafic Inclusions in Cenozoic Basalt in Shanwang, Linqu of Shandong. *Earth Science*, 12 (3): 249–256 (in Chinese with English abstract).
- Wang, R. X., Liu, Y. S., Zong, K. Q., et al., 2017. In-Situ Trace Elements and Sr Isotopes in Peridotite Xenoliths from Jining: Implications for Lithospheric Mantle Evolution. *Earth Science*, 42(4): 511–526 (in Chinese with English abstract).
- Xia, Q. K., Cheng, H., Liu, J., 2017. The Distribution of the Early Cretaceous Hydrous Lithospheric Mantle in the North China Craton: Constraints from Water Content in Peridotites of Tietonggou. *Earth Science*, 42(6): 853–861 (in Chinese with English abstract).
- Xiao, Y., Zhang, H. F., Fan, W. M., et al., 2010. Evolution of Lithospheric Mantle beneath the Tan-Lu Fault Zone, Eastern North China Craton: Evidence from Petrology and Geochemistry of Peridotite Xenoliths. *Lithos*, 117(1–4): 229–246. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.02.017>
- Xu, Y. G., Yan, W., Sun, M., et al., 2001. Polybaric Melting of Melt Metasomatized Continental Mantle: Evidence from Mantle-Derived Xenoliths in Qilin, Guangdong Province. *Chinese Science Bulletin*, 46 (11): 943–947 (in Chinese with English abstract).
- Xu, Z., Zhao, Z. F., Zheng, Y. F., 2012. Slab-Mantle Interaction for Thinning of Cratonic Lithospheric Mantle in North China: Geochemical Evidence from Cenozoic Continental Basalts in Central Shandong. *Lithos*, 146/147: 202–217. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.05.019>
- Yan, J. Y., Li, X. P., Yan, Q. S., 2014. Geochemical Characteristics and Geological Implications of Clinopyroxenes in Cenozoic Basalts from the South China Sea. *Geological Review*, 60 (4): 824–838 (in Chinese with English abstract).
- Yang, Y. H., Zhang, H. F., Xie, L. W., et al., 2006. Petrogenesis of Typical Mesozoic and Cenozoic Volcanic Rocks from the North China Craton: New Evidence from Hf Isotopic Studies. *Acta Petrologica Sinica*, 22 (6): 1665–1671 (in Chinese with English abstract).
- Yaxley, G. M., Green, D. H., Kamenetsky, V., 1998. Carbonatite Metasomatism in the Southeastern Australian Lithosphere. *Journal of Petrology*, 39(11–12): 1917–1930. <https://doi.org/10.1093/ptroj/39.11-12.1917>
- Yu, C. M., Zheng, J. P., Griffin, W., 2006. Petrography and Geochemistry of Peridotite Xenoliths from Hannuoba and Significance for Lithospheric Mantle Evolution. *Journal of China University of Geosciences*, 17 (1): 25–33. [https://doi.org/10.1016/S1002-0705\(06\)60003-4](https://doi.org/10.1016/S1002-0705(06)60003-4)
- Zangana, N. A., Downes, H., Thirlwall, M. F., et al., 1999. Geochemical Variation in Peridotite Xenoliths and Their Constituent Clinopyroxenes from Ray Pic (French Massif Central): Implications for the Composition of the Shallow Lithospheric Mantle. *Chemical Geology*, 153(1–4): 11–

35. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00150-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00150-8)
- Zhang, H. F., 2006. Peridotite-Melt Interaction: An Important Mechanism for the Compositional Transformation of Lithospheric Mantle. *Earth Science Frontiers*, 13(2): 65—75 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, H. F., Nakamura, E., Sun, M., et al., 2007. Transformation of Subcontinental Lithospheric Mantle through Peridotite-Melt Reaction; Evidence from a Highly Fertile Mantle Xenolith from the North China Craton. *International Geology Review*, 49(7): 658—679. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.49.7.658>
- Zhang, J., Zhang, H. F., Kita, N., et al., 2011. Secular Evolution of the Lithospheric Mantle beneath the Eastern North China Craton; Evidence from Peridotitic Xenoliths from Late Cretaceous Mafic Rocks in the Jiaodong Region, East-Central China. *International Geology Review*, 53(2): 182—211. <https://doi.org/10.1080/00206810903025090>
- Zhao, L. Q., Li, X. P., Kong, F. M., et al., 2015. Reaction of Deep-Seated Xenolith and Melt in the Cenozoic Basalt at Changle, Shandong Province. *Geological Review*, 61(5): 1147—1167 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, J. P., O'Reilly, S. Y., Griffin, W. L., et al., 2001. Relict Refractory Mantle beneath the Eastern North China Block; Significance for Lithosphere Evolution. *Lithos*, 57(1): 43—66. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(00\)00073-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(00)00073-6)
- Zheng, Y. F., Zhao, Z. F., 2017. Introduction to the Structures and Processes of Subduction Zones. *Journal of Asian Earth Sciences*, 145: 1—15. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.06.034>
- Zhu, R. X., Chen, L., Wu, F. Y., et al., 2011. Timing, Scale and Mechanism of the Destruction of the North China Craton. *Science China Earth Science*, 41(5): 583—592 (in Chinese).
- Zong, K. Q., Liu, Y. S., 2018. Carbonate Metasomatism in the Lithospheric Mantle: Implications for Cratonic Destruction in North China. *Science China Earth Sciences*, 48(6): 732—752 (in Chinese).
- 附中文参考文献
- 陈小明, 陈立辉, 徐夕生, 2009. 山东昌乐新生代碱性玄武岩中的巨晶单斜辉石成因研究. *岩石学报*, 25(5): 1105—1116.
- 董泽龙, 陈小明, 胡文瑄, 等, 2007. 山东昌乐新近纪玄武岩中刚玉巨晶反应边的成因. *岩石学报*, 23(4): 805—816.
- 韩磊, 张立飞, 2015. K 和 Na 在深俯冲板块中的元素化学行为. *岩石矿物学杂志*, 34(5): 755—766.
- 胡森林, 罗丹, 陈立辉, 2017. 地幔橄榄岩捕虏体中尖晶石筛状边的成因. *岩石学报*, 33(1): 69—80.
- 蒋英, 梁细荣, 梁新权, 等, 2017. 海南岛陆缘扩张带形成及新生代岩石圈动力学机制: 来自幔源包体的地球化学证据. *大地构造与成矿学*, 41(1): 157—182.
- 孔凡梅, 李旭平, 赵令权, 等, 2017. 昌乐地区新生代碱性玄武岩中刚玉、尖晶石巨晶岩目学、矿物化学特征. *地质论评*, 63(2): 441—457.
- 李建平, Kornprobst, J., Vielzeuf, D., 1996. 地幔橄榄岩部分熔融及相转变(尖晶石相→斜长石相)过程中的固相化学成分演化——I. 实验研究. *地球化学*, 25(1): 39—52.
- 刘艳荣, 吕新彪, 梅微, 等, 2012. 新疆北山地区坡北镁铁—超镁铁岩体单斜辉石的矿物学特征及其地质意义. *岩石矿物学杂志*, 31(2): 212—224.
- 路思明, 裴福萍, 周群君, 等, 2012. 吉林省辽源晚中生代碱性玄武岩成因及岩石圈地幔性质. *地球科学*, 37(3): 475—488.
- 山东省地质矿产局, 1982. 山东省区域地质志. 北京: 地质出版社, 373—391.
- 孙晶, 刘传周, 吴福元, 2012. 熔体再富集作用对大陆岩石圈地幔的影响. *高校地质学报*, 18(1): 52—61.
- 王方正, 金隆裕, 徐耀荣, 1987. 山东临朐山旺新生代玄武岩中超镁铁岩包体的研究. *地球科学*, 12(3): 249—256.
- 王瑞雪, 刘勇胜, 宗克清, 等, 2017. 内蒙古集宁橄榄岩包体微区微量元素与 Sr 同位素特征及其岩石圈地幔演化的指示意义. *地球科学*, 42(4): 511—526.
- 夏群科, 程徽, 刘佳, 等, 2017. 山东铁铜沟橄辉岩的水含量: 华北克拉通早白垩世富水岩石圈的分布. *地球科学*, 42(6): 853—861.
- 徐义刚, 颜文, 孙敏, 等, 2001. 大陆地幔变压熔融机制: 广东麒麟幔源包体提供的证据. *科学通报*, 46(11): 943—947.
- 闫纪元, 李旭平, 鄢全树, 2014. 南海新生代玄武岩中单斜辉石地球化学特征及其地质意义. *地质论评*, 60(4): 824—838.
- 杨岳衡, 张宏福, 谢烈文, 等, 2006. 华北克拉通中、新生代典型火山岩的岩石成因: Hf 同位素新证据. *岩石学报*, 22(6): 1665—1671.
- 张宏福, 2006. 橄榄岩—熔体的相互作用: 岩石圈地幔组成转变的重要方式. *地学前缘*, 13(2): 65—75.
- 赵令权, 李旭平, 孔凡梅, 等, 2015. 昌乐方山新生代玄武岩中深源捕虏岩与熔体的相互作用. *地质论评*, 61(5): 1147—1167.
- 朱日祥, 陈凌, 吴福元, 等, 2011. 华北克拉通破坏的时间、范围与机制. *国科学: 地球科学*, 41(5): 583—592.
- 宗克清, 刘勇胜, 2018. 华北克拉通东部岩石圈地幔碳酸盐熔体交代作用与克拉通破坏. *中国科学: 地球科学*, 48(6): 732—752.

附表 1 山东昌乐方山碱性玄武岩及地幔捕虏体中的单斜辉石电子探针分析结果 (%)

Appendix table 1 Electron probe analyses (%) of the clinopyroxenes from mantle xenoliths and Fangshan alkali basalt,

Changle, Shandong

类型 岩石 类型	原生 Cpx			筛状 Cpx	筛状 Cpx*	反应边 Cpx			斑晶 Cpx		
	二辉岩	二辉岩	二辉 橄榄岩	单斜橄榄岩		二辉岩	单斜 橄榄岩	二辉岩	二辉岩	二辉岩	二辉 橄榄岩
样品号	14FS02	14FS06	14FS24	14FS14	14FS14	14FS06	14FS14	14FS24	14FS02	14FS06	14FS24
点数	6	2	4	4	4	1	2	1	2	2	1
SiO ₂	50.73	50.59	52.68	51.85	48.97	42.74	44.34	46.58	43.97	46.25	43.02
TiO ₂	0.75	0.39	0.45	0.81	1.19	4.88	4.05	3.71	3.85	3.44	4.63
Al ₂ O ₃	7.56	6.43	6.22	6.63	6.96	10.86	9.68	9.60	9.59	7.58	9.58
Cr ₂ O ₃	0.29	0.24	0.71	0.74	0.52	0.04	0.24	0.02	0.18	0.04	0.09
FeO	4.78	6.85	2.33	4.96	4.72	7.50	6.42	7.33	7.30	7.09	8.41
MnO	0.12	0.10	0.09	0.12	0.14	0.13	0.10	0.11	0.12	0.11	0.12
MgO	13.32	13.08	14.91	14.61	14.76	10.24	11.37	10.28	11.27	12.34	10.83
CaO	20.89	20.80	21.10	18.95	21.94	22.98	23.20	21.66	23.06	22.56	22.62
Na ₂ O	1.55	1.31	1.86	1.10	0.61	0.51	0.59	0.60	0.50	0.54	0.43
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.13	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.04
Total	99.98	99.78	100.34	99.90	99.79	99.89	99.97	99.89	99.84	99.93	99.77
Si	1.85	1.87	1.90	1.89	1.80	1.61	1.66	1.74	1.66	1.73	1.63
Al ^{IV}	0.15	0.13	0.10	0.11	0.20	0.39	0.34	0.26	0.34	0.27	0.37
Al ^{VI}	0.18	0.15	0.16	0.17	0.11	0.10	0.09	0.16	0.08	0.07	0.06
Ti	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.14	0.11	0.10	0.11	0.10	0.13
Cr	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.04	0.07	0.04	0.00	0.08	0.07	0.08	0.00	0.10	0.07	0.10
Fe ²⁺	0.10	0.15	0.03	0.15	0.07	0.17	0.12	0.23	0.12	0.15	0.16
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.73	0.72	0.80	0.79	0.81	0.58	0.64	0.57	0.63	0.69	0.61
Ca	0.82	0.82	0.81	0.74	0.87	0.93	0.93	0.86	0.93	0.91	0.92
Na	0.11	0.09	0.13	0.08	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca/Al	2.51	2.94	3.09	2.60	2.87	1.92	2.18	2.05	2.19	2.71	2.15
Al ^{VI} /Al ^{IV}	1.24	1.16	1.59	1.48	0.55	0.25	0.27	0.59	0.25	0.25	0.17
Cr [#]	2.5	2.4	7.1	7.5	4.8	0.2	1.2	0.1	1.2	0.4	0.5
Mg [#]	83.4	77.5	92.0	84.2	84.9	77.7	74.4	71.6	73.5	75.8	79.3

注：采用 Geokit 软件计算，以 6 个氧原子和 4 个阳离子为基准；筛状 Cpx* 为靠近筛孔的富集筛状单斜辉石测点，筛状 Cpx 为离筛孔较远的正常筛状单斜辉石测点。

附表 2 山东昌乐方山碱性玄武岩及地幔捕虏体中单斜辉石的微量元素离子探针分析结果(10^{-6})Appendix table 2 The LA-ICP-MS analyses of the clinopyroxenes from mantle xenoliths and Fangshan alkali basalts, Changle, Shandong (10^{-6})

种类	原生 Cpx				筛状 Cpx	反应边 Cpx				斑晶 Cpx		
岩石类型	二辉岩	二辉岩	单斜 橄辉岩	二辉橄 榄岩	单斜 橄辉岩	二辉岩	二辉岩	单斜 橄辉岩	二辉橄 榄岩	二辉岩	单斜 橄辉岩	二辉橄 榄岩
样品号	14FS02	14FS06	14FS14	14FS24	14FS14	14FS02	14FS06	14FS14	14FS24	14FS02	14FS14	14FS24
点数	6	6	4	2	6	3	2	3	1	2	3	2
La	2.97	6.32	2.56	0.07	5.30	11.11	15.21	15.26	14.10	11.72	18.04	17.17
Ce	10.24	25.67	6.89	0.67	13.57	34.12	45.27	46.70	43.04	34.92	50.37	45.94
Pr	1.84	4.53	1.02	0.22	1.95	5.49	7.06	7.27	6.53	5.54	7.71	6.85
Nd	10.79	23.41	5.42	1.80	9.90	28.74	37.58	38.28	35.86	29.30	39.32	35.84
Sm	3.55	4.84	1.74	1.10	2.83	7.94	10.13	10.11	9.88	7.87	10.50	9.15
Eu	1.34	1.46	0.64	0.51	1.11	2.40	3.35	3.21	3.01	2.66	3.16	2.91
Gd	4.25	3.08	1.84	1.82	2.94	7.61	9.36	9.06	8.64	7.48	9.28	8.97
Tb	0.79	0.39	0.30	0.40	0.47	1.02	1.38	1.33	1.29	1.08	1.30	1.26
Dy	4.89	1.97	1.79	2.69	2.68	5.57	6.96	6.72	6.98	5.45	6.82	6.24
Ho	1.05	0.35	0.36	0.63	0.49	0.97	1.19	1.15	1.17	0.92	1.10	1.12
Er	2.78	0.83	0.84	1.70	1.20	2.03	2.54	2.42	2.42	2.23	2.33	2.36
Tm	0.41	0.11	0.11	0.25	0.15	0.28	0.29	0.30	0.25	0.24	0.27	0.25
Yb	2.74	0.63	0.71	1.82	0.96	1.58	1.76	1.69	1.67	1.62	1.74	1.73
Lu	0.37	0.09	0.10	0.25	0.12	0.22	0.23	0.22	0.24	0.22	0.24	0.24
ΣREE	48.00	73.66	24.31	13.93	43.68	109.08	142.27	143.71	135.08	111.22	152.17	140.02
LREE/HREE	1.78	8.91	3.02	0.46	3.74	4.66	5.00	5.27	4.96	4.78	5.58	5.32
La _N /Yb _N	0.78	7.16	2.60	0.03	3.86	5.04	6.21	6.46	6.04	5.25	7.38	7.06
Nd _N /Yb _N	1.44	13.47	2.79	0.36	3.70	6.61	7.79	8.23	7.80	6.68	8.28	7.54
Ce _N /Yb _N	1.04	11.27	2.70	0.10	3.85	5.99	7.16	7.66	7.14	6.07	8.05	7.33
La _N /Sm _N	0.54	0.84	0.95	0.04	1.15	0.90	0.97	0.97	0.92	0.96	1.10	1.21
Gd _N /Yb _N	1.55	4.86	2.60	1.00	3.04	4.81	5.33	5.36	5.16	4.69	5.37	5.20
Sc	70.33	64.45	36.63	64.06	46.75	46.81	84.90	47.22	37.74	94.75	75.33	78.84
V	318.67	233.53	247.68	256.47	321.88	449.04	597.38	609.51	480.80	523.57	494.03	433.68
Co	24.55	43.29	31.22	16.98	30.80	35.18	36.06	35.70	34.78	32.48	34.15	34.94
Ni	257.69	230.99	244.19	258.57	233.64	99.84	77.87	226.29	79.67	79.64	73.78	92.36
Zn	7.46	28.39	25.07	7.32	28.75	37.32	37.07	34.02	38.11	35.82	51.43	55.96
Cu	16.90	3.07	11.26	2.31	27.23	1.47	1.64	2.92	3.57	2.00	22.15	43.08
Rb	0.20	0.23	0.08	0.12	1.41	0.19	0.42	0.07	0.35	0.21	0.66	0.39
Ba	0.21	0.17	0.07	0.03	8.81	0.83	7.78	0.75	1.48	0.51	4.15	2.88
Th	0.08	0.01	0.17	0.01	0.28	0.19	0.42	0.34	0.36	0.39	1.33	1.51
U	0.03	0.01	0.06	0.01	0.09	0.04	0.07	0.06	0.05	0.06	0.22	0.53
Nb	0.26	0.04	1.02	0.02	2.87	2.29	4.80	3.73	3.62	3.82	13.69	19.36
Ta	0.06	0.01	0.08	0.01	0.22	0.43	1.03	0.89	0.76	0.72	1.57	1.60
K	18.46	301.96	22.72	0.83	1560.7	56.05	153.03	63.90	77.92	44.11	736.38	290.55
Pb	0.22	0.31	0.32	0.07	0.47	0.13	0.28	0.19	0.13	0.12	0.42	2.52
Sr	85.33	293.46	79.72	17.61	114.74	155.52	175.64	186.98	183.60	122.83	195.82	170.88

Zr	73.86	12.58	23.26	11.64	49.70	252.18	379.74	353.04	315.88	287.13	441.06	437.43
Hf	2.04	0.54	0.72	0.59	1.50	7.90	12.83	10.64	9.98	9.96	13.69	13.81
Ti	4458	2747	3272	2233	5711	16580	27314	22450	21654	17525	21005	18252
Y	25.86	8.24	8.39	15.54	12.17	23.17	28.25	26.74	26.06	22.49	26.18	26.39
Nb/Ta	4.07	6.29	12.30	6.72	12.41	5.42	4.66	4.19	4.76	5.19	7.31	7.14
Zr/Hf	36.21	23.15	32.37	29.39	33.85	31.92	29.61	33.16	31.65	28.83	32.11	30.96