中国科学: 地球科学 2013 年 第 43 卷 第 7 期: 1179 ~ 1194
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

再循环陆壳物质对岩石圈地幔的改造: 鲁西早白垩世高镁闪长岩中异剥橄榄岩捕虏体证据

周群君[①], 许文良[①②*], 杨德彬[①], 裴福萍[①], 王微[①], 袁洪林[③], 高山[②]

① 吉林大学地球科学学院, 长春 130061;
② 中国地质大学地质过程与矿产资源国家重点实验室, 武汉 430074;
③ 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 西安 710069
* 联系人, E-mail: xuwl@jlu.edu.cn

收稿日期: 2012-04-11; 接受日期: 2012-09-24; 网络版发表日期: 2013-06-28
国家重点基础研究发展计划(编号: 2009CB825005)、国家自然科学基金(批准号: 90814003)、中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室和西北大学大陆动力学国家重点实验室开放基金资助

摘要 本文报道了鲁西早白垩世高镁闪长岩中异剥橄榄岩捕虏体的岩相学与矿物化学资料, 以便揭示异剥橄榄岩的成因和岩石圈地幔的深部过程. 岩相学研究表明, 异剥橄榄岩捕虏体呈浑圆状产于高镁闪长质侵入体中, 大小介于 3 cm×4 cm×5 cm~3 cm×2 cm×1 cm, 并且橄榄石呈残留孤岛状存在于单斜辉石中. 矿物化学研究表明, 橄榄石的镁橄榄石分子(Fo)介于89~91, Ni=1414~3629 ppm, 类似于新生代幔源橄榄岩捕虏体中橄榄石的成分, 但略低于早白垩世方辉橄榄岩中橄榄石的成分. 橄榄石的$\delta^{18}O$ 值介于(6.03‰±0.33‰)~(6.82‰±0.35‰)(平均值为(6.5‰±0.4‰)), 高于典型幔源橄榄岩中橄榄石的$\delta^{18}O$ 组成(5.2‰±0.3‰). 与晚白垩世和新生代玄武岩中地幔橄榄岩捕虏体里的单斜辉石相比, 异剥橄榄岩捕掳体中单斜辉石的 Na_2O, TiO_2 和 Al_2O_3 含量相对偏低, 而 CaO 含量、$Mg^{\#}$值(91.2~94.1)和 Ti/Eu 比值(Ti/Eu=2082~2845)明显偏高, 但与早白垩世高镁闪长岩中方辉橄榄岩里的单斜辉石成分类似. 单斜辉石以较低的稀土元素(REE)丰度、富集轻稀土元素(LREE)的配分型式和强烈亏损高场强元素(如 Nb, Ta, Zr 和 Hf)为特点. 此外, 异剥橄榄岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 和 $^{187}Os/^{188}Os$(125 Ma)比值分别变化于 0.70596~0.70737, 0.512181~0.512416 和 0.12661~0.57650. 上述特征表明, 异剥橄榄岩为地幔橄榄岩受再循环陆壳物质熔体改造所成.

关键词
异剥橄榄岩
岩石成因
再循环陆壳
岩石圈地幔
中生代
华北克拉通

洋岛玄武岩的成分变异记录了再循环洋壳的存在以及再循环洋壳物质对大洋地区岩石圈地幔的改造[1,2], 与之相比, 对大陆内部陆-陆碰撞带再循环陆壳物质对岩石圈地幔的改造过程与性质等问题的讨论明显偏少[3~5], 尽管某些从玄武岩成分变异上得到一些间接证据[3,6], 但还缺乏能够反映改造地幔过程与改造熔体性质的岩石圈地幔样品的直接证据. 大别-苏鲁造山带是典型的大陆内部陆-陆碰撞带——即扬

中文引用格式: 周群君, 许文良, 杨德彬, 等. 再循环陆壳物质对岩石圈地幔的改造: 鲁西早白垩世高镁闪长岩中异剥橄榄岩捕虏体证据. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 1179–1194
英文引用格式: Zhou Q J, Xu W L, Yang D B, et al. Modification of the lithospheric mantle by melt derived from recycled continental crust evidenced by wehrlite xenoliths in Early Cretaceous high-Mg diorites from western Shandong. Science China: Earth Sciences, 2012, 55: 1972–1986, doi: 10.1007/s11430-012-4533-x

子与华北陆块陆-陆俯冲碰撞的结果, 这已被地质学家们所承认[7,8], 这种陆-陆俯冲与碰撞不仅造成了俯冲扬子板片的断离[9~11], 而且也造成了华北克拉通东南缘陆壳加厚过程的存在[4,11,12]. 这些断离的俯冲板片和加厚的陆壳因其重力上的不稳定, 必然造成陆壳拆沉作用的发生, 这已被现代地球物理资料所证实[13]. 鲁西位于大别-苏鲁造山带的北西侧, 该区不仅发育大量中生代的花岗岩, 而且发育有幔源成因的玄武岩和高镁闪长岩[4,12,14~17], 后者包含有大量幔源橄榄岩和辉石岩类捕虏体[18~20]. 鲁西中生代幔源火成岩和其中的不同类型岩石捕虏体为探讨陆内陆-陆碰撞带再循环陆壳物质对岩石圈地幔的改造过程以及改造熔体的性质提供了可能. 鉴于此, 本文报道了鲁西早白垩世高镁闪长岩中异剥橄榄岩捕虏体的岩相学、矿物化学及橄榄石的氧同位素组成以及全岩地球化学资料, 并探讨了陆-陆碰撞带再循环陆壳物质对岩石圈地幔的改造过程以及改造熔体的性质.

1 地质概况

华北克拉通主要由东部陆块和西部陆块两个太古代陆核以及位于二者之间的古元古代造山带—中部造山带构成[21,22](图 1(a))(引自文献[22, 23]). 在华北克拉通东部, 中、新生代火成岩广泛发育, 这不仅包括大量的中生代花岗岩[24,25], 而且发育有早白垩世高镁闪长岩[14,15]、玄武岩[3,4,16,17]和晚白垩世玄武岩[26]、玄武质基性脉岩[27]以及大量的新生代玄武岩[28]. 在早白垩世高镁闪长岩和玄武岩、晚白垩世玄武岩、玄武质基性脉岩以及中、新生代玄武岩中均含有丰富的深源包体[3,4,12,16,17,26,29,30].

鲁西位于华北克拉通东部, 郯庐断裂带以西, 东南与苏鲁超高压变质带相连. 铁铜沟高镁闪长岩岩体位于莱芜东南的颜庄-涝洼附近, 其围岩包括太古代泰山杂岩、奥陶系的灰岩以及晚古生代二叠系. 铁铜沟岩体位于鲁西莱芜盆地东南侧, 该岩体主要由辉长苏长岩和辉石闪长岩构成(图 1(b)). 锆石 U-Pb 定年和角闪石 Ar-Ar 定年结果表明, 该岩体形成于早白垩世[14,31]. 在辉长苏长岩和辉石闪长岩中含有丰富的深源橄榄岩捕虏体, 这包括方辉橄榄岩、纯橄岩和异剥橄榄岩[12].

2 异剥橄榄岩捕虏体的岩相学

异剥橄榄岩捕虏体呈浑圆状产于高镁闪长质侵入体中, 捕虏体大小介于 3 cm× 4 cm×5 cm~3 cm× 2 cm×1 cm, 其中, 橄榄石的含量为 70%~75%、单斜辉石含量为 20%~25%, 铬铁矿含量在 2%左右. 异剥橄榄岩具有粒状变晶结构(图 2(a))和包橄结构, 橄榄石呈残留孤岛状存在于单斜辉石中(图 2(b)). 橄榄石具有简单的肯克带(kink band)(图 2(c)), 铬铁矿

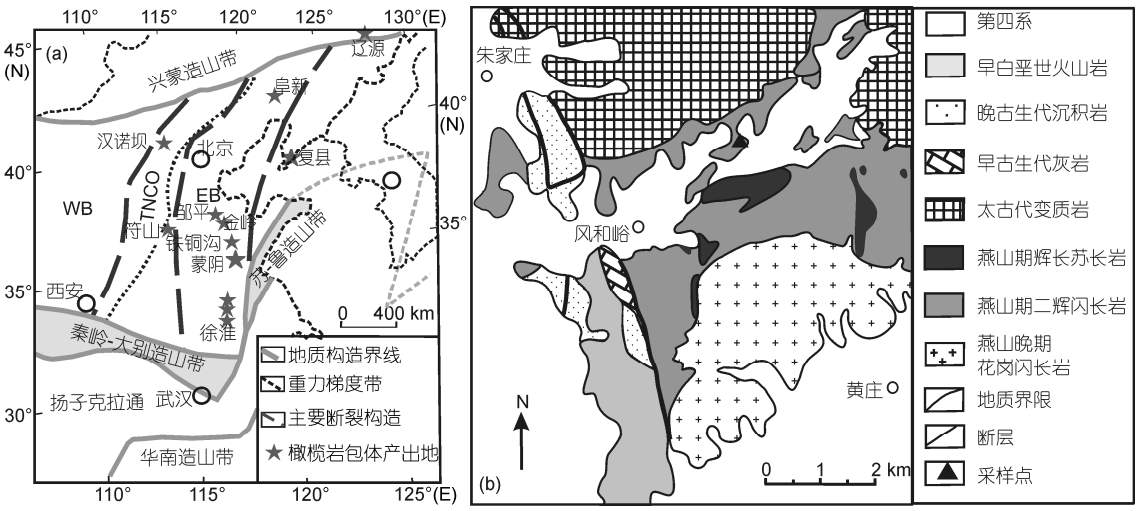

图 1 鲁西铁铜沟岩体地质图

WB, TNCO 和 EB 分别代表华北克拉通的三个基本构造单元, 即西部陆块, 中部带和东部陆块

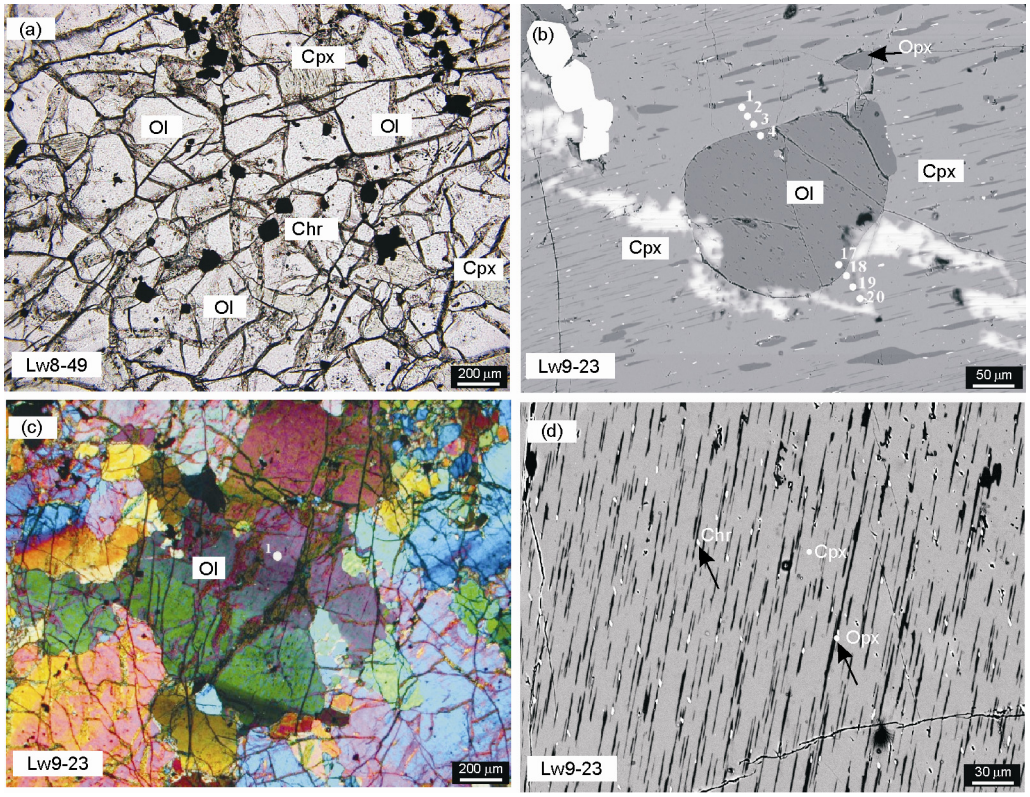

图 2　异剥橄榄岩捕虏体的岩相学特征

Chr-铬铁矿, Cpx-单斜辉石, Ol-橄榄石, Opx-斜方辉石

呈他形粒状散布在矿物颗粒间(图 2(a)), 单斜辉石中发育有斜方辉石和铬铁矿的出溶页片(图 2(d)).

3　分析方法

3.1　矿物的主量元素和痕量元素

矿物的主量元素成分分析以及矿物的背散射图像(BSE)采集均在北京大学地球和空间科学学院电子探针实验室的 JXA 8100 仪器上完成. 分析条件如下, 加速电压为 15 kV, 分析电流为 20 nA, 电子束直径为 1 μm, 分析时间为 10 s, 采用天然矿物作为标准样品, 分析精度和准确度优于±5wt%. 具体校正方法参见文献[32].

矿物的微量元素采用 LA-ICP-MS 矿物原位分析方法测定, 在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室(GPMR)完成, 实验仪器为 Agilent 7500a ICP-MS, 激光束斑的直径为 60 μm, 分析过程的外标为 GSE-1G, 无内标. 美国地质调查所的玄武岩玻璃(BCR-2G, BIR-1G 和 BHVO-2G)作为标样, 分析精度和准确度优于 7%. 数据处理采用 ICPMSDataCal 程序完成[33,34].

3.2　橄榄石的氧同位素

橄榄石微区原位氧同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所离子探针实验室的 Cameca IMS-1280 型双离子源多接收器二次离子质谱仪上进行. 详细的分析流程见文献[35]. San Carlos 橄榄石作为标样, 将样品制靶抛光, 用强度为 2 nA 一次 $^{133}Cs^+$ 离子束通过 10 kV 加速电压轰击样品表面, 采用高斯照明方式聚焦于约 10 μm 大小, 以光栅扫描方式扫描 10 μm, 样品信号采集大小约为 20 μm. 以垂直入射的电子枪均匀覆盖于 100 μm 范围来中和样品的表面荷电效应. 经过–10 kV 加速电压提取负二次离子, 经过 30 eV 能量窗过滤, 质量分辨率为 2500, 以两个法拉第杯同时接收 ^{16}O 和 ^{18}O. 采用核磁共振技术来控制磁场稳定性, 可达到<3 ppm/16 h. 在这样的情况下, 橄榄石的 ^{16}O 信号一般为 1×10^9 cps, 每个样品

点分析采集20组数据, 单组积分时间4 s, 加上2 min的样品表面剥蚀时间和峰聚中(peak centering)等仪器参数优化时间, 单点测量时间约5 min. 单组 $^{18}O/^{16}O$ 数据内精度一般优于0.2‰~0.3‰(1σ).

3.3 异剥橄榄岩全岩的主量元素和微量元素

全岩的主量元素、微量元素和Sr-Nd同位素分析测试均在西北大学大陆动力学国家重点实验室完成. 主量元素采用XRF(RIGAKU2100型)玻璃熔片法分析; 微量元素的分析则采用电感耦合等离子质谱(ICP-MS)分析方法. 对国际标样BHVO-1(玄武岩), BCR-2(玄武岩)和AGV-1(安山岩)的分析结果表明, 主要元素分析精度和准确度优于5%, 微量元素的分析精度和准确度优于10%. 详细的实验原理、分析条件、处理过程、分析精密度和准确度见文献[36].

3.4 异剥橄榄岩全岩 Sr-Nd 同位素

全岩的Rb-Sr, Sm-Nd同位素利用多接收等离子质谱法(MC-ICP-MS)分析. 分析仪器为英国Nu公司生产的Nu Plasma HR多接收等离子质谱仪. 样品的化学处理均在超净实验室内完成, 首先准确称量100~120 mg样品粉末置于聚四氟乙烯闷罐中, 加酸将样品溶解, 再在离心机上离心, 取上部澄清溶液, 并用DOWEX50型200~400目阳离子交换树脂分离Rb和Sr. NBS987, BCR-1, Caltech Sm/Nd标准和NBS981在整个测定过程中定期监测. 以上标样测量精度优于0.01%, 其中Sr同位素的相对误差范围为±2/10000, Nd同位素的相对误差范围为±1/10000. 测试过程中Sr和Nd的本底小于50 ng/g. 详细的分析方法介绍参见文献[3].

3.5 异剥橄榄岩全岩 Re-Os 同位素

异剥橄榄岩的Re, Os浓度和Os同位素成分在美国马里兰大学同位素地球化学实验室完成, 运用Carius管稀释, 结合同位素稀释热电离质谱(ID-TIMS)和多接收器电感耦合等离子体质谱技术, 详细的分析程序参见文献[37]. 用于分析的样品处理如下: 称取2 g 200目粉末样品, 将样品放入石英玻璃制成的Carius管中, 加入Re-Os混合稀释剂和9 mL浓HNO_3, 封闭Carius管, 然后在与250℃下加热过夜. 运用萃取法将样品中溶解完全的Os用CCl_4和HBr提取, 然后采用微蒸馏方法进一步进行纯化. Re用阴离子交换树脂进行分离. Re和Os的全部过程空白小于2.0 pg. 详细的分析方法介绍参见文献[38, 39].

4 结果

4.1 矿物化学

鲁西铁铜沟高镁闪长岩中异剥橄榄岩捕虏体里橄榄石(Ol)、单斜辉石(Cpx)、出溶的斜方辉石(Opx)和铬铁矿(Chr)的电子探针和LA-ICP-MS矿物原位分析结果分别见表1~4.

4.1.1 橄榄石

异剥橄榄岩捕虏体中橄榄石的Fo值介于88.9~90.8, 与晚白垩世阜新玄武岩中尖晶石二辉橄榄岩捕虏体里的橄榄石Fo值(89.2~91.2)相近[40,41], 略低于鲁西早白垩世高镁闪长岩中纯橄岩以及方辉橄榄岩捕虏体中橄榄石的Fo值[12](图3), 而远高于晚白垩世曲家屯、大西庄玄武岩中橄榄石斑晶的Fo值(Fo=70~80)[41](图3). 橄榄石中Ni含量介于2200~3285 ppm, 主体高于2000 ppm, 与晚白垩世阜新玄武岩尖晶石二辉橄榄岩捕虏体中橄榄石的Ni含量相近[41], 略低于鲁西早白垩世高镁闪长岩中纯橄岩以及方辉橄榄岩捕虏体中橄榄石的Ni含量[12]. 此外, 部分样品中(LW8-49)橄榄石的Ni含量介于1414~1637 ppm, 这低于晚白垩世阜新玄武岩尖晶石二辉橄榄岩捕虏体中橄榄石的Ni含量[41], 但异剥橄榄岩中橄榄石的Ni含量明显高于晚白垩世阜新玄武岩中橄榄石斑晶[41](图3(a)). 异剥橄榄岩中橄榄石Ca的含量介于229~800 ppm, 主体低于700 ppm(表1, 图3(b)), 这与晚白垩世阜新玄武岩尖晶石二辉橄榄岩捕虏体中橄榄石的Ca含量相近, 而明显低于阜新晚白垩世玄武岩中橄榄石斑晶Ca的丰度[41](图3(b)).

4.1.2 单斜辉石

异剥橄榄岩捕虏体中单斜辉石的$Mg^{\#}$值($Mg^{\#}$=100Mg/(Mg+$Fe_{总量}$)介于91.2~94.1, 平均值为92.9, 其端元分子组成为硅辉石分子(Wo)=39.1~47.7, 顽火辉石分子(En)=48.5~56.8, 铁辉石(Fs)=3.27~4.27, 主体为透辉石变种, 个别为普通辉石变种. 其成分与早白垩世鲁西铁铜沟高镁闪长岩中的方辉橄榄岩和纯橄岩中同类矿物成分相近[41], 其中较高的$Mg^{\#}$值不同

表 1 异剥橄榄岩捕虏体中橄榄石的主量元素(wt%)和痕量元素(ppm)含量 a)

样品编号	SiO_2	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	总量	Fo	Sc	V	Cr	Co	Ni
*LW9-23-1.1-OL-R	39.7	10.66	0.18	49.0	0.03		99.6	89.1	2.15	0.94	91	154	2623
*LW9-23-1.2-OL-C	39.8	10.58	0.18	49.0	0.04		99.6	89.2	2.21	1.2	112	154	2648
*LW9-23-2.2-OL-R	39.8	10.65	0.18	49.0	0.03		99.6	89.1	2.08	1.2	147	154	2610
*LW9-23-2.3-OL-C	39.8	10.51	0.18	49.1	0.04		99.6	89.3	2.01	0.82	59	154	2601
*LW8-49-1.1-OL-R	40.5	10.39	0.17	48.5	0.06		99.7	89.3	2.18	1.29	156	151	1637
*LW8-49-1.2-OL-C	40	10.26	0.18	49.3	0.02		99.7	89.5	2.09	0.94	133	152	1626
*LW8-49-2.1-OL-R	40	10.29	0.18	49.3	0.03		99.8	89.5	2.07	0.91	130	152	1434
*LW8-49-2.2-OL-C	39.9	10.22	0.18	49.4	0.04		99.8	89.6	2.03	1.01	173	152	1437
LW8-49-1	40.8	9.16	0.12	49.7	0.06	0.18	100.1	90.7					
LW8-49-2	40.8	10.31	0.09	49.9	0.04	0.2	101.4	89.6					
LW9-23-1	40.4	9.98	0.17	49.5	0.05	0.29	100.5	89.9					
LW9-23-2	40.8	9.68	0.2	49.3	0.03	0.31	100.3	90.1					
LW9-23-3	40.9	10.12	0.16	49.4	0.02	0.28	100.9	89.7					
LW9-23-1.04-r1	40.7	9.9	0.06	49.6	0.08	0.35	100.7	90.0					
LW9-23-1.05-m1	41.1	10.1	0.24	50.1	0.06	0.3	101.9	89.9					
LW9-23-1.06-m2	41.3	10.27	0.22	45.8	0.11	0.41	98.3	88.9					
LW9-23-1.07-m3	40.7	9.93	0.1	49.5	0.08	0.31	100.7	89.9					
LW9-23-1.08-m4	40	9.94	0.28	48.6	0.07	0.36	99.3	89.7					
LW9-23-1.09-m5	40.4	9.66	0.19	50.1	0.06	0.34	100.9	90.3					
LW9-23-1.10-m6	41.2	9.47	0.18	49.9	0.05		100.8	90.4					
LW9-23-1.11-m7	40.8	9.77	0.13	49.53	0.034	0.35	100.6	90.1					
LW9-23-1.12-m8	41	9.23	0.23	49.85	0.045	0.42	100.8	90.6					
LW9-23-1.13-m9	40.8	9.71	0.15	49.51	0.032	0.29	100.5	90.1					
LW9-23-1.14-m10	40.8	8.98	0.14	49.41	0.056	0.42	99.8	90.8					
LW9-23-1.15-m11	40.8	9.96	0.24	49.62	0.049	0.39	101.1	89.9					
LW9-23-1.16-m12	40.8	9.68	0.12	49.67	0.056	0.33	100.7	90.2					
LW9-23-1.17-r2	40.7	9.87	0.14	49.7	0.091	0.39	100.9	90					

a) *为 LA-ICP-MS 分析方法, 其他为电子探针分析方法; c-核部; m-幔部; r-边部

表 2 异剥橄榄岩捕虏体中单斜辉石的主量元素(wt%)和痕量元素(ppm)含量 a)

样品编号	LW8-49-2.3*	LW8-49-2.4*	LW9-23-1	LW9-23-2	LW9-23-3	LW9-23-4	LW9-23-5	LW9-23-6	LW9-23-7	LW9-23-8	LW9-23-9	LW9-23-10	LW9-23-11
SiO_2	52.8	52.7	55.6	54.8	54.1	54.2	54.1	54.3	54.3	53.9	53.9	54.2	54.2
TiO_2	0.07	0.07	0.08	0.05	0.12	0.12	0.06	0.06	0.07	0.08	0.06	0.04	0.04
Al_2O_3	0.96	0.94	0.77	0.77	1.08	1.19	0.7	1.24	0.87	0.84	0.94	0.93	0.83
FeO	2.59	2.55	2.41	2.37	2.31	2.5	2.6	3.09	2.4	2.32	2.66	2.52	2.54
MnO	0.1	0.1	0.11	0.14	0.06	0.11	0.05	0.02	0.1	0.05	0.09	0.02	0.19
MgO	18.4	18.2	18.6	17.5	16.8	17.8	17.9	17.9	18.1	17.9	17.8	17.6	17.8
CaO	23.8	24.2	21.9	22.3	23	23.1	23.3	23.7	23.4	23.2	23.4	23.2	23.3
Na_2O	0.37	0.4	0.41	0.37	0.41	0.39	0.38	0.26	0.39	0.34	0.33	0.35	0.37
K_2O		0.02				0.01		0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
NiO	0.02	0.02	0.04	0.06		0.05	0.07	0.09	0.1	0.01	0.02	0.02	0.09
Cr_2O_3			0.72	0.83	1.01	0.91	0.67	0.35	0.73	0.73	0.75	0.8	0.8
总量	99.17	99.19	100.62	99.21	98.94	100.32	99.87	101.01	100.37	99.48	99.95	99.72	100.18
$Mg^{\#}$	92	92	93.2	92.9	92.9	92.7	92.5	91.2	93.1	93.3	92.3	92.6	92.6
Wo	46.2	46.9	44	46	47.7	46.3	46.3	46.4	46.3	46.4	46.5	46.7	46.4
En	49.7	49.1	52.1	50	48.5	49.6	49.6	48.9	49.8	49.9	49.2	49.3	49.4
Fs	4.08	4.02	3.96	4.03	3.83	4.09	4.11	4.76	3.87	3.7	4.27	3.99	4.25
La	1.44	1.55	1.52	1.57	1.25	1.24	1.38	1.34	1.14	1.35	1.44	1.38	1.3

续表 2

样品编号	LW8-49-2.3*	LW8-49-2.4*	LW9-23-1	LW9-23-2	LW9-23-3	LW9-23-4	LW9-23-5	LW9-23-6	LW9-23-7	LW9-23-8	LW9-23-9	LW9-23-10	LW9-23-11
Ce	3.01	3.21	2.97	3.04	2.55	2.38	2.81	2.56	2.08	2.46	2.99	2.9	2.53
Pr	0.43	0.41	0.36	0.38	0.31	0.3	0.35	0.29	0.24	0.3	0.38	0.37	0.33
Nd	1.92	1.98	1.75	1.78	1.29	1.46	1.64	1.43	1.05	1.3	1.79	1.89	1.59
Sm	0.64	0.57	0.42	0.46	0.37	0.37	0.41	0.46	0.31	0.36	0.5	0.51	0.45
Eu	0.17	0.19	0.16	0.16	0.14	0.14	0.16	0.12	0.11	0.12	0.16	0.18	0.17
Gd	0.63	0.6	0.42	0.44	0.32	0.4	0.38	0.29	0.32	0.34	0.46	0.5	0.45
Tb	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.08	0.08	0.07
Dy	0.51	0.46	0.38	0.39	0.34	0.36	0.38	0.33	0.29	0.36	0.51	0.44	0.41
Ho	0.09	0.09	0.08	0.08	0.07	0.07	0.09	0.05	0.06	0.08	0.1	0.08	0.08
Er	0.33	0.27	0.21	0.18	0.19	0.15	0.2	0.16	0.15	0.15	0.24	0.23	0.21
Tm	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03
Yb	0.25	0.2	0.18	0.23	0.17	0.2	0.17	0.2	0.14	0.15	0.19	0.21	0.2
Lu	0.03	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03
∑REE	9.55	9.67	8.57	8.84	7.11	7.19	8.09	7.34	5.98	7.07	8.9	8.84	7.85
$(La/Yb)_N$	3.87	5.09	5.69	4.6	4.96	4.18	5.47	4.52	5.49	6.07	5.11	4.43	4.38
δEu	0.8	0.99	1.15	1.07	1.22	1.11	1.22	0.94	1.06	1.03	1	1.08	1.14
Rb	0	0.36	0.07	0.08	0.02		0.04	0.04	0.03	0.06			
Sr	62	83	73	69	54	57	69	54	44	53	63	58	55
Ba	0.54	15.66	1	1.33	0.51	0.1	0.42	0.22	0.25	0.56	0.23	0.08	0.21
Nb	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Ta	0.004	0.001											
Zr	3.61	4.02	2.86	2.92	1.94	1.94	2.54	2.17	1.57	2.01	3.08	3.04	2.33
Hf	0.09	0.12	0.07	0.06	0.02	0.05	0.06	0.03	0.04	0.05	0.07	0.04	0.03
Th	0.25	0.18	0.48	0.35	0.34	0.24	0.32	0.3	0.42	0.41	0.3	0.24	0.39
Y	2.23	2.24	1.9	1.98	1.79	1.73	1.87	1.8	1.52	1.64	2.19	2.13	1.98
Ti	393	397	353	353	348	343	379	323	313	341	417	418	430
Sc	45.2	48.5	26.4	26.8	25.9	25.4	27.6	25.6	23.6	23.6	31.6	30.4	29.7
V	65.3	60.5	55.9	56.6	56.9	56.4	60.8	54.6	50.9	52.1	67.4	67.1	68.5
Cr	5447	5266											
Co	22	21	27	26	28	27	28	27	28	29	27	26	28
Ni	164	154	347	348	374	369	357	353	383	366	349	349	374
U	0.07	0.08	0.08	0.07	0.06	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.06
Ti/Eu	2347	2082	2206	2206	2486	2450	2369	2692	2845	2842	2606	2322	2529

样品编号	LW9-23-12	LW8-49-1	LW8-49-2	LW8-49-3	LW8-49-4	LW8-49-5	LW8-49-6	LW8-49-7	LW8-49-8	LW8-49-9	LW8-49-10	LW8-49-11	LW8-49-12
SiO_2	54.3	54.4	54	54.1	54.7	54.6	54.7	54.6	54.9	54.6	53	54.7	55.4
TiO_2	0.1	0.07	0.05	0.04	0.11	0.06	0.04	0.05	0.04	0.04	0.06	0.06	0.1
Al_2O_3	0.75	0.96	0.94	0.96	0.96	0.9	0.89	0.94	0.88	0.86	0.95	0.86	1.03
FeO	2.28	2.22	2.01	2.38	2.23	2.34	2.57	2.24	2.36	2.42	2.45	2.32	2.28
MnO	0.01		0.07	0.15	0.07	0.09	0.09	0.08	0.09	0.14	0.14	0.03	0.16
MgO	17.6	18.1	17.9	17.7	17.6	17.6	20.7	18	17.9	18	17.5	17.8	17.3
CaO	23.4	23.2	23.2	23.1	23.2	22.9	19.7	23.1	23.2	23	22.9	23.1	23.2
Na_2O	0.4	0.35	0.35	0.38	0.36	0.39	0.33	0.34	0.26	0.32	0.27	0.36	0.36
K_2O		0.01	0.01		0.01	0.01						0.01	
NiO	0.04		0.03	0.05	0.04		0.01	0.05	0.03	0.04	0.03	0.04	0.02
Cr_2O_3	0.85	0.73	0.68	0.84	0.98	0.85	0.78	0.78	0.82	0.75	1.19	0.71	0.77
总量	99.69	99.99	99.23	99.71	100.18	99.69	99.83	100.17	100.5	100.21	98.44	100.07	100.62
$Mg^{\#}$	93.2	93.6	94.1	93	93.4	93.1	93.5	93.5	93.1	93	92.7	93.2	93.1
Wo	47.2	46.2	46.6	46.6	47	46.5	39.1	46.2	46.4	46	46.5	46.5	47.2
En	49.2	50.3	50.1	49.5	49.4	49.6	56.8	50.2	49.8	50	49.4	49.9	48.9
Fs	3.6	3.46	3.27	3.98	3.63	3.86	4.11	3.63	3.82	3.99	4.11	3.68	3.88

a) *样品为 LA-ICP-MS 分析方法分析, 其他样品的主量元素为电子探针分析方法, 微量元素为 LA-ICP-MS 分析方法. $Mg^{\#}=Mg/(Mg+Fe^{2+}_{总量})$; $(La/Yb)_N = (La/0.310)/(Yb/0.209)$; b) $\delta Eu=2\times(Eu/0.0735)/((Sm/0.195)+(Gd/0.259))$

表 3　异剥橄榄岩捕虏体中斜方辉石的电子探针分析结果(wt%)

样品编号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	总量	$Mg^{\#}$	Wo	En	Fs
LW8-49-1	55.66	0.06	0.68	0.28	5.72	0.2	34.83	0.71	0.12	98.3	91.54	1.62	88.75	9.64
LW8-49-2	57.78	0.04	0.74	0.37	6.29	0.28	33.96	0.86	0.02	100.33	90.61	1.32	90.09	8.59
LW9-23-1	56.59	0.07	0.91	0.47	6.39	0.22	33.97	1.24	0.07	99.92	90.47	2.31	88.07	9.62
LW9-23-1	56.9	0.03	0.57	0.25	6.34	0.13	35.05	0.8	0.04	100.13	90.80	1.47	89.29	9.25

表 4　异剥橄榄岩捕虏体中铬铁矿的电子探针分析结果(wt%)

样品编号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	总量	$Mg^{\#}$	$Cr^{\#}$
Lw8-49-1	2.41	0.23	10.48	41.8	32.76	0.79	10.54	0.64	0.05	99.72	36.5	72.8
Lw8-49-2	0.36	0.24	9.79	46.83	32.34	0.73	8.71	0.7	0.04	99.73	32.5	76.2
Lw8-49-3	0.48	0.34	11.39	48.3	28.98	0.67	9.35	0.84		100.34	36.6	74
Lw8-49-4	0.05	0.47	10.37	47.47	34.49	0.7	6.7	0.02	0.04	100.27	25.8	75.4
Lw8-49-5	0.06	0.51	10.36	46.65	35.11	0.72	6.67	0.18	0.09	100.27	25.3	75.1
Lw8-49-6	0.04	0.36	9.76	48.8	29.78	0.62	9.68	0.02	0.08	99.06	36.7	77
Lw9-23-1	0.43	0.56	11.46	40.72	38.94	0.75	6.22	0.05	0.18	99.31	22.2	70.5
Lw9-23-2	0.06	0.45	9.32	46.78	34.31	0.67	6.7	0.01	0.09	98.39	25.9	77.1
Lw9-23-3	0.02	0.44	9.6	45.87	35.04	0.64	7.07	0.01	0.17	98.86	26.5	76.2
Lw9-23-4	0.04	0.28	12.15	46.08	32.37	0.57	7.54		0.07	99.09	29.4	71.8
Lw9-23-5	0.3	0.53	13.8	36.39	37.89	0.68	6.26		0.12	95.97	22.8	63.9

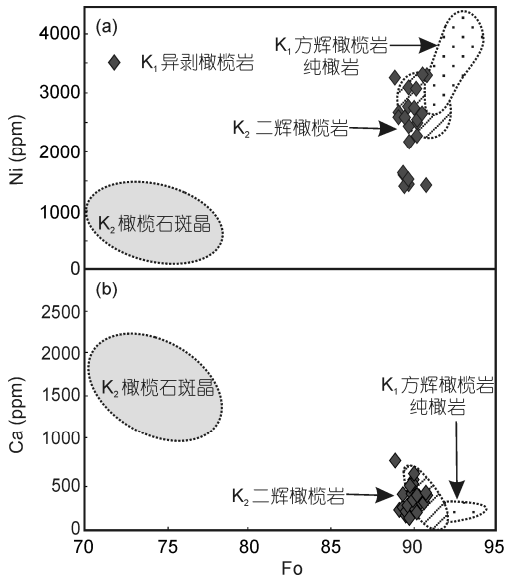

图 3　橄榄石的 Fo 值与 Ni 和 Ca 含量的变异图解

鲁西早白垩世方辉橄榄岩和纯橄岩数据引自文献[18], 阜新晚白垩世二辉橄榄岩数据引自文献[40, 41], 晚白垩世橄榄石斑晶数据引自文献[41]

于辽源玄武岩中单斜辉石斑晶成分[42]. 与华北克拉通东部晚白垩世玄武岩中单斜辉石斑晶以及二辉橄榄岩捕虏体中的单斜辉石相比, 异剥橄榄岩捕虏体中单斜辉石具有相对较低的 Al_2O_3(0.7 wt%~1.19 wt%), Cr_2O_3(0.35 wt%~1.19 wt%), TiO_2(0.04 wt%~0.12 wt%)和 Na_2O(0.26 wt%~0.41 wt%)含量, 相对较高的 CaO (19.74wt%~24.17wt%)含量, 而与早白垩世鲁西铁铜沟高镁闪长岩中的方辉橄榄岩和纯橄岩中同类矿物成分相近[18](图 4).

异剥橄榄岩中单斜辉石的稀土元素(REE)分配型式以强烈富集轻稀土元素(LREE)、亏损重稀土元素(HREE)和无 Eu 异常为特征, 其稀土元素总量介于 5.98~9.67 ppm, $(La/Yb)_N$=4.45~6.46, δEu=0.80~1.22 (图 5(a)). 在原始地幔标准化微量元素蛛网图中(图 5(b)), 单斜辉石明显亏损元素大离子亲石元素(LILEs, 如 Rb 和 Ba)和高场强元素(HFSEs, 如 Nb, Ta, Zr 和 Hf), 而 Th, U 及 Sr 显示正异常. 异剥橄榄岩中单斜辉石其 REE 以及痕量元素配分型式与符山高镁闪长岩中二辉橄榄岩捕虏体里单斜辉石的配分型式近似[43], 但REE总量明显偏低(图5(a)). 同时, 也明显低于晚白垩世辽源玄武岩中单斜辉石斑晶的 REE 总量和痕量元素含量[42].

4.1.3　斜方辉石

斜方辉石呈针状出溶在单斜辉石中, 其 En 分子介于 88.1~90.1, 属于顽火辉石变种. 与早白垩世方辉橄榄岩和纯橄岩中的斜方辉石成分[12]相比, 出溶的斜方辉石具有相对略高的 CaO(0.71 wt%~1.24 wt%), 略低的 Al_2O_3(0.57 wt%~0.91 wt%)和 Cr_2O_3(0.25 wt%~

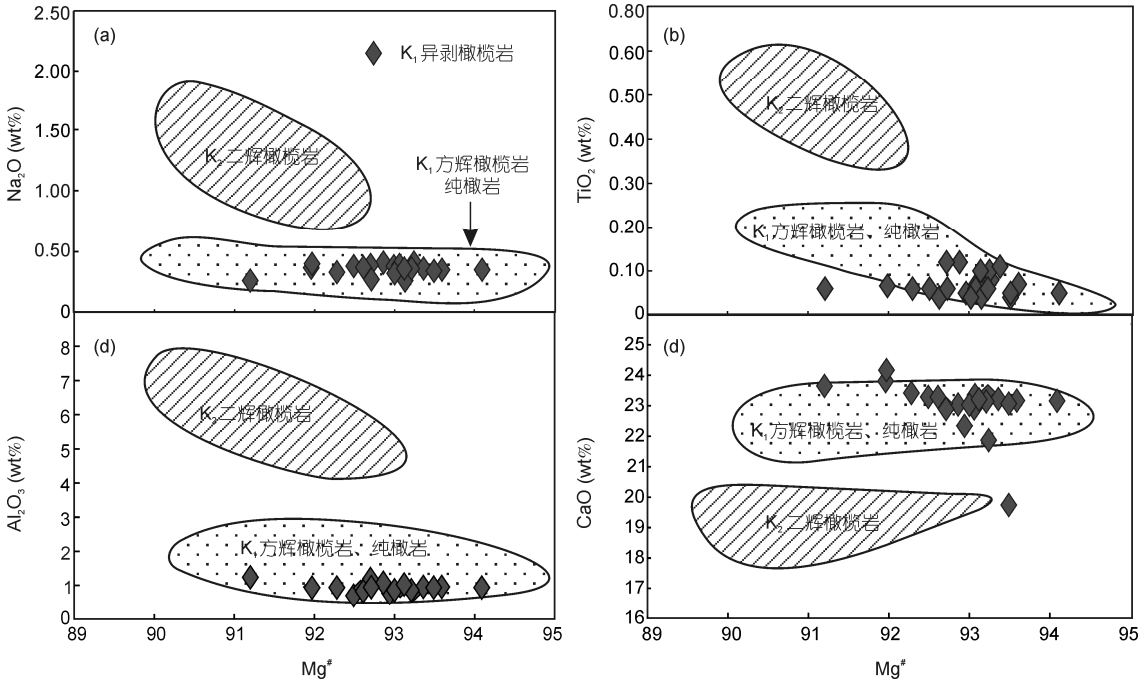

图 4　异剥橄榄岩中单斜辉石的 $Mg^{\#}$与 Na_2O(a), TiO_2(b), Al_2O_3(c)和 CaO(d)变异图解

早白垩世方辉橄榄岩和纯橄岩数据引自文献[18], 晚白垩世阜新二辉橄榄岩数据引自文献[40, 41]

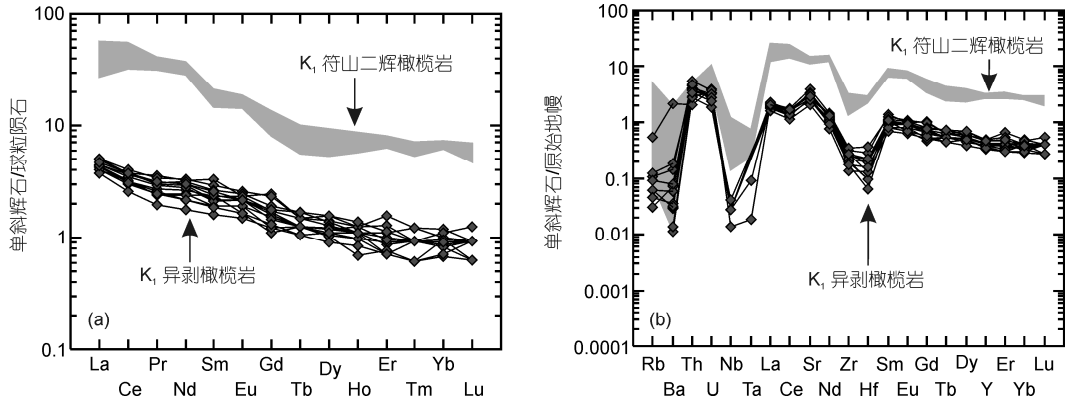

图 5　异剥橄榄岩捕虏体中单斜辉石的球粒陨石标准化稀土元素型式(a)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b)

球粒陨石标准化数据引自文献[44]; 原始地幔标准化数据引自文献[45], 符山二辉橄榄岩中单斜辉石的数据引自文献[43]

0.47 wt%)含量.

4.1.4　铬铁矿

异剥橄榄岩中铬铁矿的 Al_2O_3 和 Cr_2O_3 含量分别介于 9.6 wt%~12.15 wt%和 36.39 wt%~48.3 wt%, TiO_2 含量为 0.23 wt%~0.56 wt%, $Mg^{\#}$值为 22.2~ 36.7, $Cr^{\#}$值(=100Cr/(Cr+Al))为 70.5~77.1, 属于贫铝铬铁矿[46]. 与同一岩体中方辉橄榄岩捕虏体中的尖晶石相比[12], 异剥橄榄岩捕虏体中的铬铁矿的 $Mg^{\#}$偏低, 而 $Cr^{\#}$值和 TiO_2 含量明显偏高. 它们与纯橄岩中铬铁矿的成分类似[12].

4.2　橄榄石氧同位素组成

异剥橄榄岩捕掳体中橄榄石的原位氧同位素分析结果见表 5 和图 6. 样品 LW8-49 中橄榄石的氧同位素$\delta^{18}O$ 值介于 5.41‰~6.61‰, 其平均值为(6.03‰±

表 5　异剥橄榄岩捕虏体中橄榄石的氧同位素原位测试数据

样品编号	LW8-49-1	LW8-49-2	LW8-49-3	LW8-49-4	LW8-49-5	LW8-49-6	LW8-49-7	LW8-49-8	LW8-49-9	LW8-49-10	LW8-49-11	LW8-49-12	LW8-49-13
δ^{18}O (‰)	5.89	6.43	6.61	6.31	6.15	5.95	5.97	6.07	5.48	6.21	5.7	6.26	5.41
$\pm2\sigma$	0.39	0.21	0.37	0.39	0.32	0.23	0.28	0.31	0.38	0.43	0.45	0.22	0.28
样品编号	LW9-23-1	LW9-23-2	LW9-23-3	LW9-23-4	LW9-23-5	LW9-23-6	LW9-23-7	LW9-23-8	LW9-23-9	LW9-23-10	LW9-23-11	LW9-23-12	
δ^{18}O (‰)	7.05	6.83	6.16	6.5	6.94	6.53	7.11	6.51	7.3	6.89	7.04	6.96	
$\pm2\sigma$	0.37	0.28	0.47	0.37	0.24	0.35	0.24	0.39	0.45	0.5	0.29	0.29	

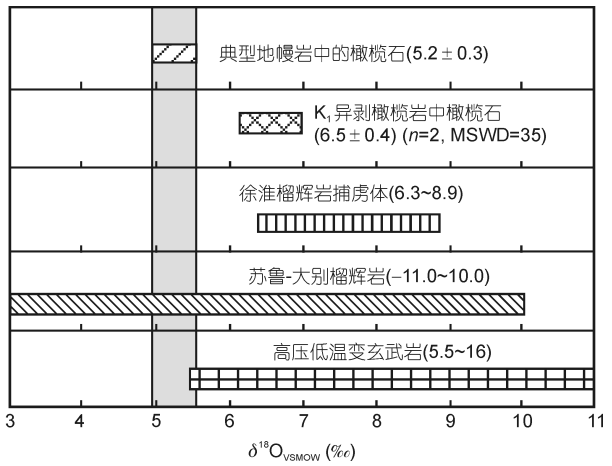

图 6　异剥橄榄岩捕虏体中橄榄石的氧同位素组成

典型幔源橄榄石的氧同位素组成引自文献[47]; 徐淮榴辉岩捕虏体中的氧同位素组成引自文献[48]; 苏鲁-大别榴辉岩氧同位素数据引自文献[8]; 高压低温变玄武岩氧同位素数据引自文献[49]

0.33‰)(n=13), 样品 LW9-23 中橄榄石的氧同位素 δ^{18}O 值介于6.16‰~7.3‰, 其平均值为(6.82‰±0.35‰) (n=12). 后者的δ^{18}O 值明显高于前者, 它们的平均值为 6.5‰±0.4‰, 该值明显高于典型幔源橄榄岩中橄榄石的氧同位素组成(5.2‰±0.3‰)[47]. 异剥橄榄岩中橄榄石的δ^{18}O 组成与徐淮地区早白垩世 adakitic 岩石中的榴辉岩类捕虏体的δ^{18}O 组成相类似[48]同时也落入苏鲁-大别地区的榴辉岩的氧同位素δ^{18}O 值组成[8]和高压低温变玄武岩的氧同位素组成范围内[49].

4.3　全岩地球化学

4.3.1　全岩主量元素和微量元素

异剥橄榄岩的全岩主量元素分析和微量元素分析结果见表 6. 异剥橄榄岩的 SiO_2 =41.65 wt%~42.01 wt%, MgO=41.07 wt%~44.05 wt%, Al_2O_3 =0.46 wt%~0.91 wt%, CaO=2.09 wt%~3.94 wt%. 其中, Al_2O_3 含量与早白垩世鲁西铁铜沟高镁闪长岩中的方辉橄榄岩 Al_2O_3 含量相近, 略高于纯橄岩的 Al_2O_3 含量[12], 而明显低于中国东部新生代玄武岩中的二辉橄榄岩中的Al_2O_3含量[50]; 而其以极高的CaO含量明显高于早白垩世鲁西铁铜沟高镁闪长岩中的方辉橄榄岩、纯橄岩以及中国东部新生代玄武岩中的橄榄岩 CaO 组成[12,50].

异剥橄榄岩的 REE 分配型式以强烈富集 LREE、亏损 HREE 为特点, 此类特点与古生代和新生代幔源橄榄岩捕虏体的分配型式相似[50], 与早白垩世鲁西铁铜沟高镁闪长岩中的方辉橄榄岩和纯橄岩明显不同[12].

4.3.2　全岩 Sr-Nd-Os 同位素

异剥橄榄岩中的 Sr-Nd-Os 同位素组成见表 7, 异剥橄榄岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值和 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值分别变化在 0.70596~0.70737 和 0.512181~0.512416, 前者略低于早白垩世鲁西铁铜沟高镁闪长岩中方辉橄榄岩和纯橄岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值(0.70866~0.71752)[12], 后者与早白垩世鲁西铁铜沟高镁闪长岩中方辉橄榄岩和纯橄岩的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值(0.51157~0.51261)[12]相近, 但与中国东部新生代玄武岩中的橄榄岩捕掳体相比[51], 异剥橄榄岩的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值明显偏高, 而 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值偏低.

异剥橄榄岩的 Re 含量介于 0.031~0.014 ppb, Os 的含量介于 0.66~0.23 ppb, 二者都低于原始上地幔值 (Re=0.34 ppb, Os=3 ppb)[52]. 异剥橄榄岩的 $^{187}Os/^{188}Os$ (125 Ma)比值变化于 0.12661~0.57650, 这明显高于鲁西和太行山南段早白垩世高镁闪长岩中方辉橄榄岩和二辉橄榄岩的 $^{187}Os/^{188}Os$(125 Ma)比值[4,53], 而与鲁西铁铜沟高镁闪长岩中纯橄岩的 $^{187}Os/^{188}Os$ (125 Ma)比值相似[4].

表 6　异剥橄榄岩全岩主量元素(wt%)和微量元素(ppm)含量

样品号	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	TFe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	LOI	总量	$Mg^{\#}$	Li	Be	Sc	V
Lw8-49	42.01	0.06	0.91	10.26	0.14	41.07	3.94		0.06	0.02	0.98	99.45	88.8	7.45	0.073	7.98	22.7
LW9-23	41.65	0.04	0.46	10.52	0.14	44.05	2.09	0.08	0.04	0.01		99.06	89.24	8.18	0.06	7.33	26.2
样品号	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd
Lw8-49	4774	122	1058	3.67	47.6	1.06	3.2	19.54	1	5.05	0.36	0.52	34.2	0.63	1.53	0.26	1.01
LW9-23	4835	156	2270	4.6	69.5	1.12	1.19	13.8	0.87	2.49	0.16	0.117	12.79	0.43	0.89	0.109	0.47
样品号	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb	Th	U		
Lw8-49	0.16	0.053	1.84	0.028	0.137	0.031	0.078	0.0109	0.074	0.019	0.146	0.17	0.85	0.39	0.109		
LW9-23	0.114	0.033	0.1	0.015	0.08	0.018	0.046	0.007	0.045	0.007	0.062	0.09	0.42	0.102	0.036		

表 7　异剥橄榄岩的 Sr-Nd-Os 同位素测试结果

样品号	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\pm2\sigma$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$\pm2\sigma$	Re(ppb)	Os(ppb)	$^{187}Re/^{188}Os$	$^{187}Os/^{188}Os$ (125 Ma)	2σ	T_{RD}(Ga)
Lw8-49	0.512416	4	0.707371	17	0.031	0.66	0.2237	0.12661	3	0.35
LW9-23	0.512181	7	0.705956	8	0.014	0.23	0.3029	0.57650	16	–

5　讨论

5.1　异剥橄榄岩中橄榄石的成因

异剥橄榄岩捕虏体中橄榄石的 Fo 值为 89~90, Ni 含量主体大于 2000 ppm(图 3), 这与晚白垩世和新生代玄武岩中地幔橄榄岩包体中的橄榄石成分相近[26,28,30], 而明显高于晚白垩世大西庄和曲家屯玄武岩中橄榄石斑晶的 Fo 值和 Ni 含量, 同时橄榄石中的 Fo 值与 Ni 含量成正相关性, 这表明异剥橄榄岩捕虏体中的橄榄石为地幔成因, 这也得到该类橄榄石中具有较低的 Ca 含量(小于 800 ppm)的支持[54]. 另外, 与早白垩世高镁闪长岩中的方辉橄榄岩和二辉橄榄岩捕虏体中的橄榄石相比[43], 异剥橄榄岩中橄榄石的不相容元素 Ca 和 Mn, 含量明显偏高, 但与晚白垩世阜新玄武岩和新生代玄武岩中地幔橄榄岩包体中的橄榄石成分相近[28,40], 而明显低于曲家屯和大西庄晚白垩世玄武岩中橄榄石斑晶的成分[41]. 前者表明了异剥橄榄岩捕虏体中橄榄石的地幔成因, 而非岩浆堆积成因; 后者表明该类岩石圈地幔遭受了后期熔体的改造, 这与该类捕虏体的岩相学特征相吻合(图 2(c)).

熔体交代作用在地幔环境下普遍存在[55], 经历不同交代作用改造的橄榄石矿物成分特征也有所不同: 经历碳酸岩熔体交代作用的橄榄石 Fo 值略有升高或与原生橄榄石的 Fo 值保持不变, Ca 含量也有所升高[56,57], 遭受富硅质熔体改造后的橄榄石其 Fo 和 Ni 含量降低, 而 Ca 和 Mn 含量均有所升高. 异剥橄榄岩中的橄榄石中的 Fo 和 Ni 含量明显较同时代同一岩体产出的纯橄岩和方辉橄榄岩捕掳体中橄榄石 Fo 和 Ni 含量偏低, 而 Ca 和 Mn 含量略高, 这与遭受富硅质熔体改造后的橄榄石成分特征相吻合[4,58,59]. 此外, 橄榄石的$\delta^{18}O$ 值明显高于典型幔源橄榄岩包体中橄榄石的$\delta^{18}O$ 值[47], 表明橄榄石遭受了具有高$\delta^{18}O$ 值熔体的改造.

综上所述, 可以得出异剥橄榄岩中的橄榄石应为古老岩石圈地幔的残留体, 但它经历了后期熔体的改造.

5.2　单斜辉石的成因

异剥橄榄岩捕虏体中单斜辉石包裹浑圆状的橄榄石颗粒, 这一包橄结构, 与其出溶的斜方辉石和铬铁矿结构一起, 暗示其岩浆成因特征. 单斜辉石以高 $Mg^{\#}$和 CaO 含量, 贫 Al_2O_3, Na_2O, Cr_2O_3和 TiO_2 等主量元素成分为特征(图 4), 这一成分特点与中生代鲁西高镁闪长岩中方辉橄榄岩和纯橄岩捕虏体中同类矿物化学成分相近[12], 而明显不同于辽源[42]和大西庄[41]晚白垩世玄武岩中单斜辉石斑晶的成分. 上述成分特点, 暗示异剥橄榄岩中的单斜辉石应是改造岩石圈地幔熔体的结晶产物, 较低的稀土元素总量和轻稀土元素富集的配分型式也证明了这一点(图 5).

岩相学观察表明, 橄榄石呈残留孤岛状存在于单斜辉石中, 表明了一种交代关系, 那么, 单斜辉石是否由熔体交代橄榄石而成? 对具有包橄结构的单

斜辉石和橄榄石进行的电子探针分析(表 1 和 2, 图 7)给出了答案: 橄榄石与单斜辉石的成分, 尤其是相接触部位的成分没有系统变化, 这表明单斜辉石并不是交代橄榄石所成, 单斜辉石中较低的 Ni 含量也证明了这一点(表 2). 那么, 形成单斜辉石的熔体是一种富硅质熔体? 还是一种碳酸盐熔体? Rudnick 等[56]和 Coltori 等[60]通过模拟地幔条件, 确定了微量元素在碳酸盐熔体和富硅熔体体系中单斜辉石-熔体的分配系数, 并指出单斜辉石的 Ti/Eu 值可以较好地区别自然界产出的岩石受碳酸盐熔体交代或富硅质熔体交代的具体交代类型. 通常单斜辉石中 Ti/Eu 值作为区别二者的标准: Ti/Eu<1500 表明岩石遭受碳酸盐熔体交代结果; 反之, 岩石为经历富硅质熔体改造结果[56,57]. 在单斜辉石的 Ti/Eu-$(La/Yb)_N$ 变异图解中(图 8), 异剥橄榄岩捕虏体中单斜辉石的 Ti/Eu 比值介于 2082~2845, $(La/Yb)_N$ 比值介于 3.87~6.07, 落在典型富硅质熔体交代区与碳酸盐熔体交代区之间, 这暗示该熔体应是一种富钙的硅酸盐熔体, 上述橄榄石的成分变异也证明了这一点. 因此, 可以判定单斜辉石应是这种熔体结晶的产物.

5.3　异剥橄榄岩的成因

近年来, 世界范围内均有发现异剥橄榄岩的报道[56,61~67], 其成因主要有两类: 玄武质岩浆高压分离结晶[61,68,69]以及橄榄岩-熔体交代作用[56,62~67]. 其中, 交代成因的异剥橄榄岩较为常见, 如: Rudnick 等[56]和 Green 和 Wallace[62]报道了方辉橄榄岩/纯橄岩受碳酸盐熔体交代形成异剥橄榄岩的现象; Xu 等[64]的研究表明吉林省伊通异剥橄榄岩是富 K 硅酸盐熔体与正常二辉橄榄岩相互反应的产物; 然而, 尚未有 H_2O-CO_2 流体交代橄榄岩形成异剥橄榄岩的实例[67].

鲁西早白垩世高镁闪长岩中产出的异剥橄榄岩捕虏体的成因是玄武质熔体高压分离结晶所成, 还是橄榄岩与熔体反应的结果? 首先, 与玄武质熔体中早期结晶的橄榄石和单斜辉石相比, 异剥橄榄岩

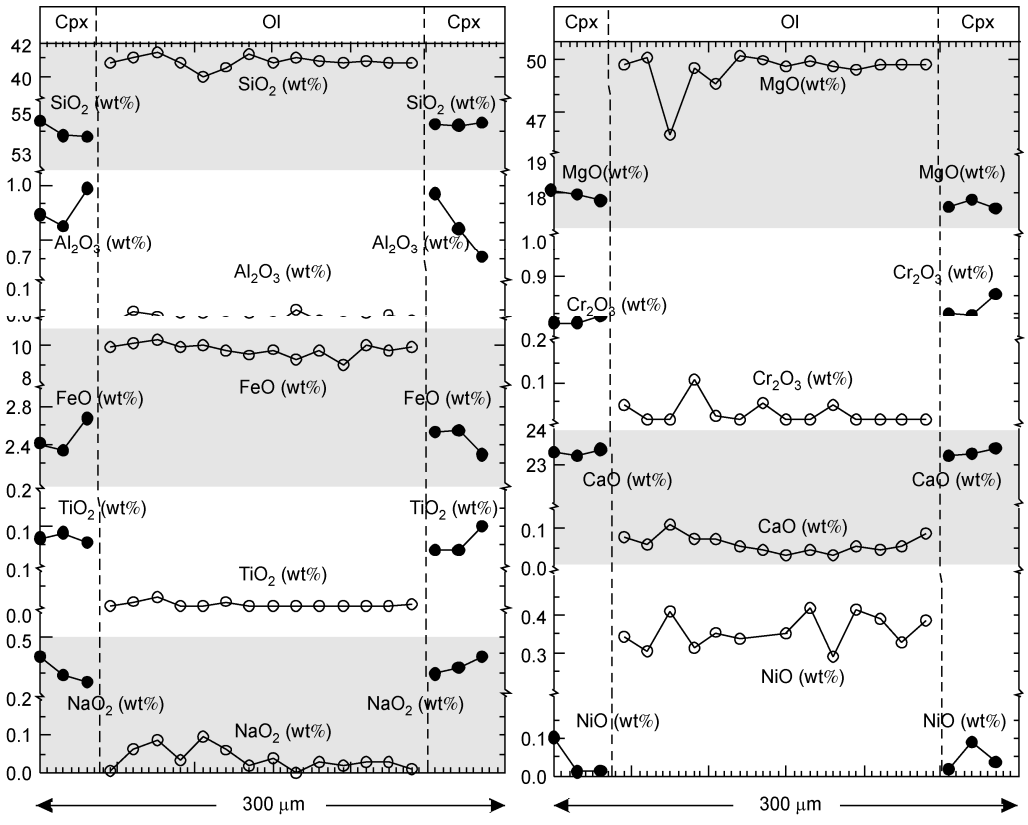

图 7　异剥橄榄岩捕虏体(Lw9-23)中具有包橄结构的橄榄石和单斜辉石电子探针成分剖面

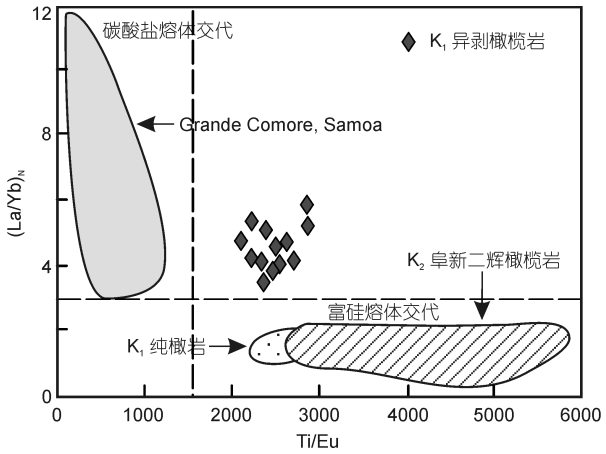

图 8　单斜辉石中 Ti/Eu 和$(La/Yb)_N$变异图

Grande Comore 地区和 Samoa 地区数据引自文献[60], 鲁西早白垩世方辉橄榄岩和纯橄岩数据引自文献[18], 阜新晚白垩世二辉橄榄岩数据引自文献[41]

捕虏体中的橄榄石和单斜辉石具有明显偏高的 $Mg^{\#}$ 值(89~91)以及橄榄石高的 Ni 含量(1414~3629 ppm; 图 3 和 4), 这可以排除它们是玄武质熔体高压分离结晶所成的可能性; 其次, 基于异剥橄榄岩的矿物组成, 判定其全岩 Sr 同位素组成(($^{87}Sr/^{86}Sr$)I=0.70737~0.70596)基本上反映了其中单斜辉石的 Sr 同位素组成, 这明显高于玄武质熔体中早期结晶单斜辉石的 Sr 同位素组成[70](如 0.70456~0.70530). 综上所述, 我们可以排除异剥橄榄岩是玄武质岩浆高压分离结晶成因的可能性.

也就是说, 异剥橄榄岩捕掳体应是橄榄岩-熔体反应的产物[64], 那么, 反应熔体的性质如何? 它是寄主岩浆? 还是来自软流圈的玄武质熔体? 或是起源于拆沉陆壳物质熔融的熔体?

首先, 我们依据异剥橄榄岩捕掳体与寄主岩的成分特征可以排除异剥橄榄岩是橄榄岩与寄主岩浆反应的产物这种可能性. 因为寄主岩浆(高镁闪长岩)是一种富硅质熔体, 而异剥橄榄岩在单斜辉石形成前应是纯橄岩, 这与其中铬铁矿的成分相吻合[12,38,71,72], 当富硅熔体与纯橄岩反应时, 橄榄石被斜方辉石所取代, 形成的是斜方辉石而不是单斜辉石, 这与在鲁西和太行山南段早白垩世高镁闪长岩与纯橄岩包体相接处的部位经常看到一圈反应的斜方辉石(该斜方辉石的 $Mg^{\#}$明显低于橄榄岩包体中斜方辉石 $Mg^{\#}$)[12,18,38,71,72]现象吻合. 相反, 本文研究的异剥橄榄岩中并不存在斜方辉石, 而是出现大量的单斜辉石, 由此可以排除寄主岩浆与橄榄岩反应形成异剥橄榄岩的这种可能性. 此外, 如果即使异剥橄榄岩包体中的单斜辉石为寄主岩浆交代所成, 那么, 这些单斜辉石应具有更高的 REE 丰度, 这与本文研究的单斜辉石的 REE 丰度不相吻合. 基于上述考虑, 可以排除寄主岩浆对异剥橄榄岩捕虏体的影响.

其次, 这种交代熔体是起源于再循环陆壳物质的部分熔融[3,73~75]? 还是来源于软流圈物质的上涌或是来源于再循环洋壳物质的部分熔融[76,77]? (1) 橄榄石具有高的$\delta^{18}O$ 值((6.03‰±0.33‰)~(6.82‰±0.35‰)), 表明改造橄榄石的熔体应是起源于陆壳物质的熔融而非软流圈玄武质熔体; (2) 与新生代玄武岩中的二辉橄榄岩相比[51], 异剥橄榄岩具有高的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 比值、低的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 比值和高的 $^{187}Os/^{188}Os$ (125 Ma) 比值(表 8), 表明改造地幔橄榄岩的物质应是起源于拆沉的陆壳物质, 而非再循环的洋壳物质和软流圈物质; (3) 异剥橄榄岩中单斜辉石的微量元素组成——富含轻稀土元素、贫重稀土元素、明显亏损高场强元素(如 Nb, Ta, Zr 和 Hf)以及较低的稀土元素总量, 暗示交代熔体应是起源于再循环陆壳物质部分熔融的产物, 而非来自软流圈的玄武质熔体, 徐淮地区榴辉岩类捕掳体中单斜辉石的稀土元素丰度与配分型式与异剥橄榄岩中单斜辉石相类似也证明了这一点[78].

综上所述, 可以认为异剥橄榄岩形成于再循环陆壳物质对古老岩石圈地幔改造的结果. 这也得到了该区区域构造演化历史的印证: (1) 发生在中生代早期的华北克拉通和扬子克拉通的俯冲碰撞不仅形成了大别-苏鲁造山带[7,8], 而且造成了华北克拉通东南缘的陆壳加厚[4,11]. 俯冲扬子板片的断离[9~11]以及加厚岩石圈的拆沉[4,11]为陆壳物质再循环提供了可能. (2) 鲁西以及辽南-吉南早白垩世幔源岩浆成分的空间变异揭示, 鲁西靠近郯庐断裂带一侧的岩石圈地幔具有扬子克拉通物质改造的属性, 而远离郯庐断裂带的济南-邹平地区主要受华北克拉通拆沉陆壳物质的改造[79,80]. (3) 异剥橄榄岩中橄榄石的$\delta^{18}O$ 值与徐淮地区早白垩世埃达克质岩石中榴辉岩捕虏体的$\delta^{18}O$ 值相近[48], 并落入苏鲁-大别榴辉岩的$\delta^{18}O$ 值范围[8], 这种特征暗示改造岩石圈地幔的熔体可能与拆沉的陆壳物质部分熔融有关. (4) 对费县玄武岩中二辉石岩捕虏体里单斜辉石的原位锶同位素分析结果($^{87}Sr/^{86}Sr$=0.70901~0.70963)表明, 改造岩石圈地幔的

物质起源于陆壳[48]. 总之, 可以得出鲁西铁铜沟早白垩世高镁闪长岩中的异剥橄榄岩捕虏体应是再循环陆壳物质对岩石圈地幔改造的结果.

6 结论

基于对高镁闪长岩中异剥橄榄岩捕虏体的岩相学、矿物化学、全岩地球化学和 Sr-Nd-Os 同位素以及橄榄石氧同位素的研究, 得出如下结论:

(1) 异剥橄榄岩捕虏体中的橄榄石是古老岩石圈地幔经熔体改造的残留体.

(2) 异剥橄榄岩捕虏体中的单斜辉石是改造岩石圈地幔熔体结晶的产物, 而该熔体起源于再循环陆壳物质的部分熔融.

(3) 异剥橄榄岩捕虏体反映了华北克拉通东部中生代再循环陆壳物质对岩石圈地幔的改造过程.

致谢 衷心感谢北京大学地球和空间科学学院电子探针实验室在样品图像采集和矿物成分分析过程中给予的帮助, 同时感谢中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室在 LA-ICP-MS 矿物原位分析、西北大学大陆动力学国家重点实验室在全岩主量元素、痕量元素和 Sr-Nd 同位素分析、中国科学院地质与地球物理研究所离子探针实验室在橄榄石微区原位氧同位素分析、美国马里兰大学 Roberta Rudnick 教授在 Re-Os 同位素分析中给予的支持与帮助, 并感谢徐义刚研究员和另一名审稿人对本文提出的建设性修改意见, 这对提高本文质量具有重要意义.

参考文献

1 牛耀龄. 板内洋岛玄武岩(OIB)成因的一些基本概念和存在的问题. 科学通报, 2010, 55: 103–114
2 Pilet S, Hernandez J, Sylvester P, et al. The metasomatic alternative for ocean island basalt chemical heterogeneity. Earth Planet Sci Lett, 2005, 236: 148–166
3 Gao S, Rudnick R L, Yuan H L, et al. Recycling lower continental crust in the North China Craton. Nature, 2004, 432: 892–897
4 Gao S, Rudnick R L, Xu W L, et al. Recycling deep cratonic lithosphere and generation of intraplate magmatism in the North China Craton. Earth Planet Sci Lett, 2008, 270: 41–53
5 Zhao G C, Cawood P, Lu L Z. Petrology and *P-T* history of the Wutai amphibolites: Implications for tectonic evolution of the Wutai complex, China. Precambrian Res, 1999, 93: 181–199
6 Liu Y S, Gao S, Kelemen P B, et al. Recycled crust controls contrasting source compositions of Mesozoic and Cenozoic basalts in the North China craton. Geochim Cosmochin Acta, 2008, 72: 2349–2376
7 从柏林, 王清晨. 大别山-苏鲁超高压变质带研究的最新进展. 科学通报, 1999, 44: 1127–1141
8 Zheng Y F, Fu B, Gong B, et al. Stable isotope geochemistry of ultrahigh pressure metamorphic rocks from the Dabie-Sulu orogen in China: Implications for geodynamics and fluid regime. Earth Sci Rev, 2003, 62: 105–161
9 王清晨, 林伟. 大别山碰撞造山带的地球动力学. 地学前缘, 2002, 9: 257–265
10 刘福田, 刘建华, 何建坤, 等. 滇西特提斯造山带下扬子地块的俯冲板片. 科学通报, 2000, 45: 79–85
11 Xu W L, Gao S, Wang Q H, et al. Mesozoic crustal thickening of the eastern North China craton: Evidence from eclogite xenoliths and petrologic implications. Geology, 2006, 34: 721–724
12 Xu W L, Hergt J M, Gao S, et al. Interaction of adakitic melt-peridotite: Implications for the high-$Mg^{\#}$ signature of Mesozoic adakitic rocks in the eastern North China Craton. Earth Planet Sci Lett, 2008, 265: 123–137
13 Xu P F, Zhao D P. Upper-mantle velocity structure beneath the North China craton: Implications for lithospheric thinning. Geophys J Int, 2009, 177: 1279–1283
14 Yang C H, Xu W L, Yang D B, et al. Petrogenesis of Mesozoic high-Mg diorites in western Shandong: Evidence from chronology and petro-geochemistry. J China Univ Geosci, 2005, 16: 297–308
15 杨承海, 许文良, 杨德彬, 等. 鲁西上峪辉长-闪长岩的成因: 年代学与岩石地球化学证据. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 44–55
16 Zhang H F, Sun M, Zhou X H, et al. Mesozoic lithosphere destruction beneath the North China craton: Evidence from major-, trace-element and Sr-Nd-Pb isotope studies of Fangcheng basalts. Contrib Mineral Petrol, 2002, 144: 241–254
17 裴福萍, 许文良, 王清海, 等. 鲁西费县中生代玄武岩及幔源捕掳晶的矿物化学——对岩石圈地幔性质的制约. 高校地质学报, 2004, 10: 88–97
18 许文良, 王冬艳, 王清海, 等. 鲁西中生代闪长岩中两类幔源捕虏体的岩石学和地球化学. 岩石学报, 2003, 19: 623–636

19 许文良, 王冬艳, 高山, 等. 鲁西中生代金岭闪长岩中纯橄岩和辉石岩包体的发现及其意义. 科学通报, 2003, 48: 863–868
20 Xu W L, Zhou Q J, Pei F P, et al. Recycling of lower continental crust in an intra-continental setting: Mineral chemistry and oxygen isotope insights from websterite xenoliths in the North China Craton. Mineral Mag, 2011, 75: 2197
21 Zhao G C, Cawood P A, Wilde S A, et al. Metamorphism of basement rocks in the central zone of the North China Craton: Implications for Paleoproterozoic tectonic evolution. Precambrian Res, 2000, 103: 55–88
22 Zhao G C, Wilde S A, Cawood P A, et al. Archean blocks and their boundaries in the North China Craton: Lithological, geochemical, structural and P-T path constraints and tectonic evolution. Precambrian Res, 2001, 107: 45–73
23 董振信. 鲁中燕山期侵入岩与成矿. 北京: 地质出版社, 1987. 26–74
24 Wu F Y, Lin J Q, Wilde S A, et al. Nature and significance of the Early Cretaceous giant igneous event in Eastern China. Earth Planet Sci Lett, 2005, 233: 103–119
25 Yang D B, Xu W L, Wang Q H, et al. Chronology and geochemistry of Mesozoic granitoids in the Bengbu area, central China: Constraints on the tectonic evolution in the eastern North China Craton. Lithos, 2010, 114: 200–216
26 许文良, 郑常青, 王冬艳, 等. 辽西阜新中生代粗面玄武岩中地幔和下地壳捕虏体的发现及其地质意义. 地质论评, 1999, 45(增刊): 444–449
27 韩宗珠, 付强. 青岛和诸城深源脉岩和包体的成因与构造背景. 海洋湖沼通报, 1993, 2: 50–59
28 鄂莫岚, 赵大升. 中国东部新生代玄武岩及深源岩石包体. 北京: 科学出版社, 1987. 1–490
29 许文良, 迟效国, 袁朝, 等. 华北地台中部中生代闪长质岩石及深源岩石包体. 北京: 地质出版社, 1993. 1–164
30 Rudnick R L, Gao S, Ling W L, et al. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China Craton. Lithos, 2004, 77: 609–637
31 许文良, 王冬艳, 王清海, 等. 华北地块中东部中生代侵入杂岩中角闪石和黑云母的 $^{40}Ar/^{39}Ar$ 定年: 对岩石圈减薄时间的制约. 地球化学, 2004, 33: 221–231
32 Pouchou J L, Pichoir F. A new model for quantitative X-ray microanalysis. Part I. Application to the analysis of homogeneous samples. Rech Aerosp, 1984, 5: 13–38
33 Liu Y S, Hu Z C, Gao S, et al. *In situ* analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. Chem Geol, 2008, 257: 34–43
34 Liu Y S, Gao S, Hu Z C, et al. Continental and oceanic crust recycling-induced melt-peridotite interactions in the Trans-North China orogen: U-Pb dating, Hf isotopes and trace elements in zircons of mantle xenoliths. J Petrol, 2010, 51: 537–571
35 李献华, 李武显, 王选策, 等. 幔源岩浆在南岭燕山早期花岗岩形成中的作用: 锆石原位 Hf-O 同位素制约. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 872–887
36 柳小明. 华北克拉通中生代壳幔交换作用的地球化学研究. 博士学位论文. 西安: 西北大学, 2004. 8–10
37 Walker R J, Prichard H M, Ishiwatari A, et al. The osmium isotopic composition of convecting upper mantle deduced from ophiolite chromites. Geochim Cosmochim Acta, 2002, 66: 329–345
38 Shirey S B, Walker R J. Carius tube digestions for low-blank rhenium-osmium analysis. Anal Chem, 1995, 67: 2136–2141
39 Cohen A S, Waters F J. Separation of osmium from geological materials by solvent extraction for analysis by thermal ionisation mass spectrometry. Analyt Chim Acta, 1996, 332: 269–275
40 王冬艳, 许文良, 冯宏, 等. 辽西中生代晚期岩石圈地幔的性质: 来自玄武岩和地幔捕虏体的证据. 吉林大学学报(地球科学版), 2002, 32: 319–324
41 王微. 华北克拉通东部中新生代岩石圈演化——来自火成岩与深源捕虏体(晶)证据. 博士学位论文. 长春: 吉林大学, 2008. 1–219
42 路思明, 裴福萍, 许文良, 等. 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——中国地质大学学报, 2012, 37, 475–488
43 许文良, 杨德彬, 裴福萍, 等. 太行山南段符山高镁闪长岩的成因——拆沉陆壳物质熔融的熔体与地幔橄榄岩反应的结果. 岩石学报, 2009, 25: 1947–1961
44 Boynton W V. Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies. In: Henderson P, eds. Rare Earth Element Geochemistry. New York: Elsevier Science Publishing Company Inc, 1984. 63–114
45 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M J, eds. Magmatism in the Ocean Basins. Geol Soc Spec Publ, 1989, 42: 313–345
46 Carswell D A. Mantle derived lherzolite nodules associated with kimberlite, carbonatite and basalt magmatism: A review. Lithos, 1980, 13: 121–138
47 Mattey D, Lowry D, Macpherson C. Oxygen isotope composition of mantle peridotite. Earth Planet Sci Lett, 1994, 128: 231–241

48 Xu W L, Zhou Q J, Pei F P, et al. Destruction of the North China craton: Delamination or thermal/chemical erosion? Mineral chemistry and oxygen isotope insights from websterite xenoliths. Gandwana Res, 2013, 23, 119–129

49 Schulze D J, Harte B, Valley J W, et al. Extreme crustal oxygen isotope signatures preserved in coesite in diamond. Nature, 2003, 423: 68–70

50 郑建平. 中国东部地幔置换作用与中新生代岩石圈减薄. 武汉: 中国地质大学出版社, 1999. 1–127

51 郑建平, 赵磊. 华北地台金伯利岩地球化学. 见: 池际尚, 路凤香, 主编. 华北地台金伯利岩际古生代岩石圈地幔特征. 北京: 科学出版社, 1996. 133–178

52 Walker R J, Carlson R W, Shirey S B, et al. Os, Sr, Nd and Pb isotope systematics of southern African peridotite xenoliths: Implications for the chemical evolution of subcontinental mantle. Gemochim Cosmochim Acta, 1989, 53: 1538–1595

53 Liu J G, Rudnick R L, Walker R J, et al. Mapping lithospheric boundaries using Os isotopes of mantle xenoliths: An example from the North China craton. Geochim Cosmochim Acta, 2011, 75, 3881–3902

54 Thompson R N, Gibson S A. Transient high temperatures in mantle plume heads inferred from magnesian olivines in Phanerozoic picrites. Nature, 2000, 407: 502–506

55 Kelemen P B, Dick J B, Quick J E. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. Nature, 1992, 358: 635–641

56 Rudnick R L, Mcdonough W F, Chappell B W. Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: Petrographic and geochemical characteristics. Earth Planet Sci Lett, 1993, 114: 463–475

57 Klemme S, van der Laan S R, Foley S F, et al. Experimentally determined trace and minor element partitioning between clinopyroxene and carbonatite melt under upper mantle conditions. Earth Planet Sci Lett, 1995, 133: 439–448

58 Neumann E R, Wulff-Pedersen E. The origin of highly silicic glass in mantle xenoliths from the Canary Islands. J Petrol, 1997, 38: 1513–1539

59 Shaw C S J. Dissolution of orthopyroxene in basaltic magma between 0.4 and 2 Gpa: Further implications for the origin of Si-rich alkaline glass inclusions in mantle xenoliths. Contrib Mineral Petrol, 1999, 135: 114–132

60 Coltorti M, Bonadiman C, Hinton R W, et al. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: Evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. J Petrol, 1999, 40: 133–165

61 Irving A J. Petrology and geochemistry of composite ultramafic xenoliths in alkalic basalts and implications for magmatic processes within the mantle. Am J Sci, 1980, 280A: 389–426

62 Green D H, Wallace M E. Mantle metasomatism by ephemeral carbonatite melts. Nature, 1988, 336: 459–462

63 Zinngrebe F, Foley S F. Metasomatism in mantle xenoliths from Gees, West Eifel, Germany: Evidence for the genesis of calc-alkaline glasses and metasomatic Ca-enrichment. Contrib Mineral Petrol, 1995, 122: 79–96

64 Xu Y G, Mercier J C, Menzies M A, et al. K-rich glass-bearing wehrlite xenoliths from Yitong, Northeastern China: Petrological and chemical evidence for mantle metasomatism. Contrib Mineral Petrol, 1996, 125: 406–420

65 Gorring M, Kay S M. Carbonatite metasomatized peridotite xenoliths from southern Patagonia: Implications for lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. Contrib Mineral Petrol, 2000, 140: 55–72

66 Beard A D, Downes H, Mason P R D, et al. Depletion and enrichment processes in the lithospheric mantle beneath the Kola Peninsula (Russia): Evidence from spinel lherzolite and wehrlite xenoliths. Lithos, 2007, 94: 1–24

67 于宋月, 徐义刚, 黄小龙, 等. 吉林双辽地区橄榄岩包体中熔体-岩石作用特征及其对地幔交代作用的启示. 岩石矿物学杂志, 2007, 23: 213–222

68 Frey F A, Prinz M. Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: Petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. Earth Planet Sci Lett. 1978, 38: 129–176

69 Roden M F, Shimizu N. Ion microprobe analyses bearing on the composition of the upper mantle beneath the Basin and Range and Colorado plateau provinces. J Geophys Res, 1993, 98: 14091–14108

70 Ramos F C, Wolff J A, Tollstrup L. Measuring $^{87}Sr/^{86}Sr$ variation in minerals and groundmass from basalts using LA-MC-ICPMS. Chem Geol. 2004, 211: 135–158

71 Xu W L, Yang D B, Gao S, et al. Geochemistry of peridotite xenoliths in Early Cretaceous high-$Mg^{\#}$ diorites from the central orogenic block of the North China craton: The nature of Mesozoic lithospheric mantle and constraints on lithospheric thinning. Chem Geol, 2010, 270: 257–273

72 Xu W L, Wang C G, Wang F, et al. Dunite xenoliths and olivine xenocrysts in gabbro from southern Taihang Mountains: Characteristics of Mesozoic lithospheric mantle in central China. J Earth Sci, 2010, 21: 692–710

73 Ringwood A E, Green D H. An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. Tectonophysics, 1966, 3: 383–427
74 Kelemen P B. Genesis of high $Mg^{\#}$ andesites and the continental crust. Contrib Mineral Petrol, 1995, 120: 1–19
75 Liu Y S, Gao S, Lee C T, et al. Melt-peridotite interactions: Links between garnet pyroxenite and high-$Mg^{\#}$ signature of continental crust. Earth Planet Sci Lett, 2005, 234: 39–57
76 Sobolev A V, Hofmann A W, Nikogosian I K. Recycled oceanic crust observed in 'ghost plagioclase' within the source of Mauna Loa Lavas. Nature, 2000, 404: 986–990
77 Prouteau G, Scaillet B, Pichavant M, et al. Evidence for mantle metasomatism by hydrous silicic melts derived from subducted oceanic crust. Nature, 2001, 410: 197–200
78 王清海, 许文良, 杨德彬, 等. 华北地块东南缘中生代侵入杂岩中所含榴辉岩类包体矿物微量元素地球化学特征及其意义. 岩石学报, 2011, 27: 1131–1150
79 Yang D B, Xu W L, Pei F P, et al. Spatial extent of the influence of the deeply subducted South China Block on the southeastern North China Block: Constraints from Sr-Nd-Pb isotopes in Mesozoic mafic igneous rocks. Lithos, 2012, 136-139: 246–260
80 Pei F P, Xu W L, Yang D B, et al. Geochronology and geochemistry of Mesozoic mafic-ultramafic complexes in the southern Liaoning and southern Jilin provinces, NE China: Constraints on the spatial extent of destruction of the North China craton. J Asian Earth Sci, 2011, 40: 636–650