

山东蒙阴科马提岩地球化学特征及其意义

程素华, 李江海, 陈征, 牛向龙

(北京大学造山带与地壳演化教育部重点实验室, 北京 100871)

摘要: 山东蒙阴科马提岩具有典型的鬣刺结构, 高镁低钛, 铝不亏损, 具有正的 Rb、Ba、Sr、U 异常, 轻稀土元素亏损, 重稀土元素平坦, 稀土元素总量很低, 高场强元素与稀土元素发生分异, $Nb/Nb^* > 1$, 与加拿大蒙罗镇科马提岩地球化学特征和同位素特征相似。研究表明, 蒙阴科马提岩可能起源于长期亏损的地幔源区, 岩浆不可能来源于以橄榄石、辉石和石榴石(或者 majorite)为主要矿物相的地幔源区。最新 Sm-Nd 同位素研究显示, 蒙阴科马提岩样品的 ϵNd 值为 $-0.4 \sim +3.6$, 新鲜样品一般为 $+3.3$, 也证实了科马提岩来自长期亏损的地幔源区, 并且地幔柱在上升过程中受到地壳混染程度很小, 推测研究区科马提岩的喷出可能是新太古代大陆增生事件的重要组成部分。

关键词: 科马提岩, 高场强元素, 地幔柱, 地球化学, 蒙阴, 山东

中图分类号: P588.14⁺6

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2006)02-0119-08

Geochemical characteristics of the komatiites in Mengyin, Shandong Province, and their implications

CHENG Su-hua, LI Jiang-hai, CHEN Zheng and NIU Xiang-long

(The Laboratory of Orogenic Belts and Crustal Evolution, Ministry of Education, Peking University, Beijing 100871, China)

Abstract: Mengyin komatiites are characterized by typical spinifex texture, high MgO, low TiO₂, and undepleted Al. They show positive Rb, Ba, Sr and U anomalies, depleted LREE, flat HREE and low total REE content. There occurs fractionation of HFSE from REE, and Nb/Nb* is positive. These data indicate that the source of komatiites is depleted in LREE and enriched in HFSE. Fractionation of HFSE from REE also shows that the plume could not have come from the mantle source area where olivine, pyroxene and garnet or majorite were dominant. The latest Sm-Nd isotopic data of Mengyin komatiites not only prove that komatiites were derived from a prolonged depleted mantle but also indicate that the plume only underwent very insignificant assimilation of old continental crust. It is inferred that such a magmatic event might have constituted a component part of the continental growth in late Archean.

Key words: komatiites; HFSE; mantle plume; geochemistry; Mengyin; Shandong

科马提岩是一种无水、MgO 含量大于 18%、具有鬣刺结构的一种超镁铁质火山岩(Kerr and Arden, 2001), 大多出现在太古宙绿岩带中, 是太古宙绿岩带的重要标志。科马提岩的成分特征(可以用来示踪太古宙地幔熔融的深度和温度并反演其形成过程(Harzburg, 1992; Grove, 2004)), 因此对科马提岩的

研究对于了解太古宙地幔和绿岩带地层及构造背景具有重要的动力学意义(Sproule *et al.*, 2002)。

程裕淇等(1982)最早提出鲁西绿岩带雁翎关组中存在科马提岩, 但是由于缺乏宏观的鬣刺结构地表露头, 仍存在争议。张荣隋等(1998)在鲁西蒙阴发现具有宏观鬣刺结构的科马提岩, 并对岩石的结

构、成分和矿物组成及稀土元素地球化学等进行了阐述,为鲁西太古宙绿岩带的存在提供了证据(张荣隋等,1998,2001;杨全喜,2000),但是尚未对岩石成因进行深入细致的研究,本文首次从高场强元素与稀土元素的分异角度探讨蒙阴科马提岩成因,并为研究华北早期地壳演化提供地球化学约束。

1 区域地质背景

鲁西花岗-绿岩带,泛指郯庐断裂带以西的泰山岩群,主要由酸性的泥砂岩、变质砾岩以及流纹岩、

基性的枕状熔岩、斜长角闪岩、角闪岩和科马提岩组成(图1)。其中酸性岩主要出露在山草峪和柳杭,而基性岩在雁翎关很发育,这些岩石组合与典型绿岩带的岩石组合极为相似,普遍经历了角闪岩-绿片岩相变质作用。

鲁西绿岩带的特征是超基性熔岩、科马提岩分布不稳定,横向变化大,钙碱性火山岩系如安山岩、英安岩不发育,基性火山岩中酸性火山岩极少,拉斑玄武岩系列大量存在,残存的厚度比国外绿岩带小,总厚度不超过4350m(曹国权,1996)。

山东蒙阴科马提岩就位于雁翎关组的底部,长

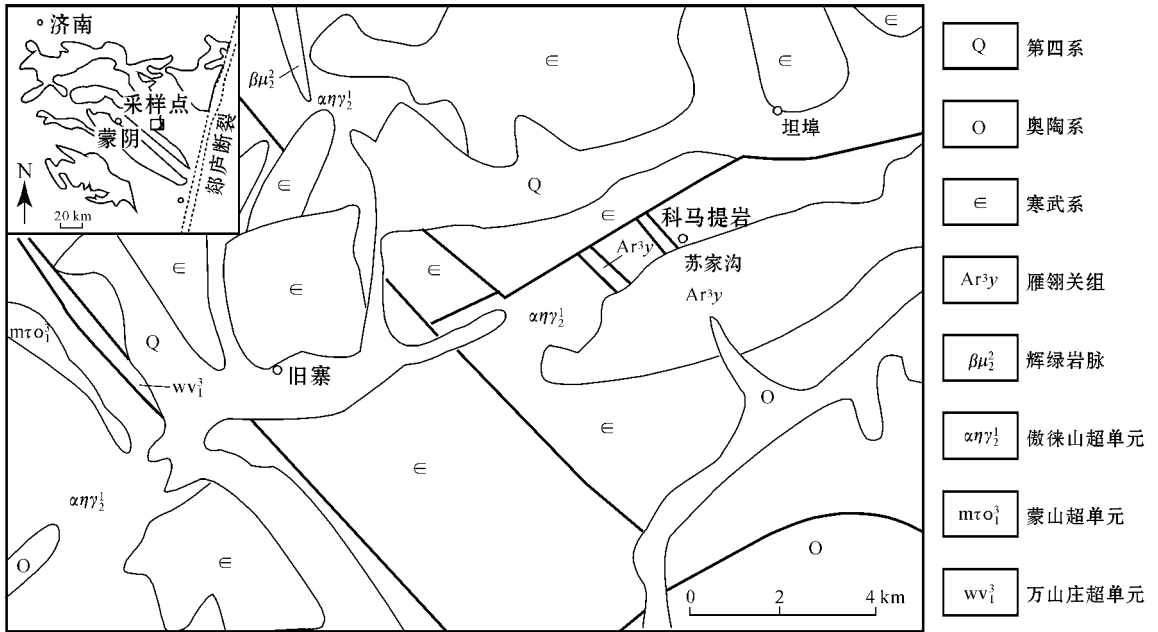


图 1 山东蒙阴科马提岩区域地质图

Fig. 1 Geological sketch map of Mengyin komatiites in Shandong

450 m,宽118 m,走向NW,倾向SW,倾角60°~70°,其产状与围岩片麻理一致(张荣隋等,2001),与基性的斜长角闪岩(角闪岩)相伴生,呈透镜状分布在古元古代片麻状花岗岩中(图2)。根据区域地质资料(Jahn et al.,1988;程裕淇等,1991),推测研究区科马提岩的喷出时代为新太古代。

2 岩相学特征

采样位置如图1、2所示。野外露头上科马提岩强烈蚀变,风化面呈黄褐色,新鲜面灰色,但是依然保留典型的鬃刺结构(图3a、3b)。

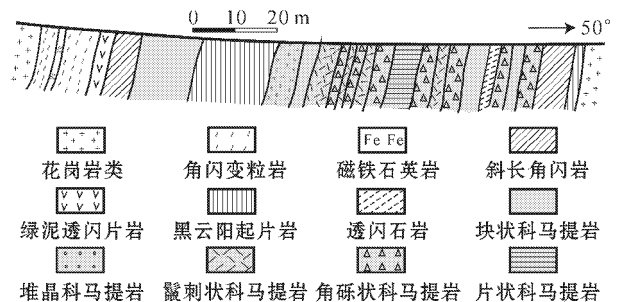


图 2 山东蒙阴科马提岩实测剖面图

[据张荣隋等(2001)修改]

Fig. 2 Measured geological section of the komatiites in Mengyin, Shandong (modified from Zhang Rongsui et al., 2001)

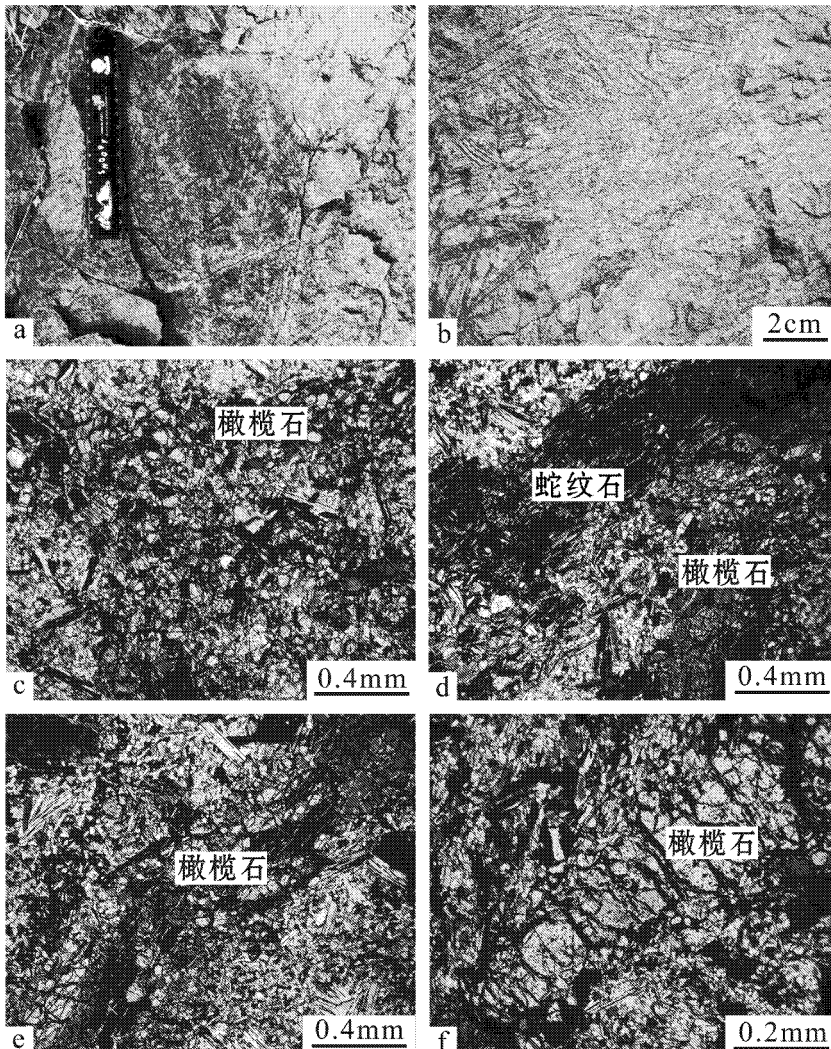


图 3 山东蒙阴科马提岩的鬣刺结构

Fig. 3 Spineliferous of komatiite in Mengyin, Shandong Province

大多数岩石已经蚀变为绿泥透闪蛇纹岩,呈鳞片变晶结构,蛇纹石等叶片状矿物定向性清楚,与区域面理一致,斑晶主要为蛇纹石、橄榄石、镁绿泥石、透闪石、阳起石和滑石,基质主要为透闪石和绿泥石,散乱分布,绿泥石附近有暗色矿物磁铁矿。只有少数样品具有新鲜橄榄石($Fo=0.81\sim 0.93$),有的含量达 30%,且保留了原生火成鬣刺结构(图 3c~f)。显微鬣刺结构有的呈树枝状(图 3c);有的为叉状结构(图 3d),其中的一枝由新鲜的橄榄石集合体组成,另一枝由蛇纹石组成,但是网状的蛇纹石中斑晶中还有残留的橄榄石,推断其原生矿物也为橄榄石;多数为长板状,图 3e 为新鲜长板状橄榄石长达 4~5 cm,由橄榄石的集合体组成,图 3f 中的长板状橄榄石分布在由透闪石和绿泥石组成的基质中。纯橄

岩和橄榄岩中的橄榄石往往为粒状或者浑圆状,而这种长板状的橄榄石与侵入岩中的差异很大,推测其为火成的淬火结构,为残留的鬣刺结构,而基质中的透闪石等矿物为科马提岩形成时的火山玻璃转变而成。

3 地球化学特征

本文的主量元素和微量元素分析在中国科学院地质与地球物理研究所完成,其中主量元素采用 XRF 方法测定,已换算成无水含量,结果与前人相似,微量和稀土元素采用 ICP-MS,精度大大提高,所得稀土元素分布模式与世界典型地区相似,而与前人的结果有差异(张荣隋等 2001)。分析结果见表 1。

山东蒙阴科马提岩具有异常高的 MgO 含量

表 1 科马提岩全岩分析结果表
Table 1 Bulk compositions of the komatiites in Mengyin Shandong

成分	K-15	K-20	K-21	K-24	K-26	K-28	K-31	K-35	K-18	K-25
$w_B/\%$										
SiO ₂	46.72	46.46	47.09	47.37	47.10	47.40	46.45	46.18	47.22	46.31
TiO ₂	0.17	0.17	0.15	0.17	0.19	0.18	0.18	0.17	0.19	0.16
Al ₂ O ₃	5.07	5.37	4.72	4.92	4.78	4.74	5.57	5.02	5.17	4.16
Fe ₂ O ₃	10.5	9.99	10.66	10.33	10.39	10.31	10.24	10.49	10.05	11.63
MnO	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.14	0.15	0.15
MgO	31.02	31.73	30.66	30.63	30.52	30.23	32.22	32.27	30.56	32.07
CaO	5.43	5.26	5.70	5.58	6.00	6.11	5.33	4.95	5.72	4.65
Na ₂ O	0.45	0.37	0.44	0.39	0.42	0.42	0.39	0.32	0.47	0.40
K ₂ O	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cr	0.27	0.27	0.23	0.26	0.25	0.25	0.28	0.26	0.26	0.23
Ni	0.16	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.15	0.18
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
$w_B/10^{-6}$										
Ni	1 472	1 481	1 428	1 441	1 447	1 432	1 458	1 554	1 422	1 632
V	103	104	95	101	103	104	103	98	106	94
Cr	14.39	10.90	11.01	12.23	10.16	10.91	9.82	11.15	12.29	9.53
Rb	2.74	5.42	7.54	1.99	1.31	1.83	1.34	1.07	1.92	1.70
Sr	28.71	27.31	36.74	35.31	28.65	31.52	21.55	30.65	27.36	23.79
Zr	8.09	6.34	7.92	7.57	7.66	7.65	5.84	6.55	7.49	6.27
Nb	1.05	0.95	1.05	1.05	0.94	0.96	0.75	0.94	1.12	0.86
Cs	0.86	1.37	0.72	0.89	0.37	0.43	0.42	0.71	0.76	0.60
Ba	22.73	17.40	15.52	37.51	18.60	19.20	12.27	45.47	18.77	24.05
Hf	0.17	0.14	0.16	0.15	0.14	0.15	0.12	0.15	0.15	0.12
Ta	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.07	0.06	0.04
Th	0.08	0.06	0.13	0.08	0.07	0.08	0.05	0.08	0.08	0.06
U	0.07	0.06	0.13	0.10	0.06	0.11	0.07	0.11	0.08	0.07
La	0.34	0.30	0.51	0.30	0.41	0.38	0.29	0.27	0.39	0.32
Ce	0.82	0.75	1.14	0.75	0.95	0.94	0.71	0.70	0.87	0.75
Pr	0.15	0.15	0.21	0.14	0.19	0.19	0.14	0.14	0.17	0.15
Nd	0.74	0.73	0.94	0.67	0.89	0.90	0.66	0.65	0.85	0.73
Sm	0.28	0.29	0.32	0.23	0.33	0.32	0.26	0.25	0.31	0.25
Eu	0.12	0.11	0.14	0.10	0.14	0.15	0.10	0.11	0.13	0.11
Gd	0.39	0.39	0.44	0.32	0.45	0.45	0.35	0.37	0.45	0.36
Tb	0.08	0.08	0.09	0.07	0.09	0.09	0.07	0.07	0.09	0.07
Dy	0.57	0.59	0.61	0.46	0.64	0.63	0.49	0.56	0.64	0.49
Ho	0.13	0.14	0.14	0.10	0.14	0.14	0.12	0.12	0.14	0.11
Er	0.37	0.39	0.37	0.29	0.39	0.40	0.32	0.36	0.42	0.31
Tm	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06
Yb	0.38	0.38	0.39	0.31	0.41	0.40	0.34	0.36	0.42	0.32
Lu	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05	0.06	0.06	0.05

(30.23% ~ 32.27%) λ Ni($1\ 422 \times 10^{-6} \sim 1\ 633 \times 10^{-6}$) 和 Cr($2\ 300 \times 10^{-6} \sim 2\ 700 \times 10^{-6}$) ,而 TiO₂ 很低(0.15% ~ 0.19%) ,SiO₂ = 42.42% ~ 44.04% , Na₂O + K₂O = 0.34% ~ 0.50% (< 1%) ,烧失量为 6.42% ~ 8.24% ,大部分在 7.5% ,Al₂O₃/TiO₂ = 25.50 ~ 30.00 (> 20) ,符合 Le Bas(2000)所界定的科马提岩的成分范围,在 Jensen(1976)的(Fe + Ti) - Al - Mg 图和 MgO - CaO - Al₂O₃ 均落在富 Mg 超基性的科马提岩区内,成分与南非巴伯顿、加拿大阿比提比、西澳亚卡宾迪的橄榄质科马提岩存在重叠

区域,所以该区的科马提岩应属于低钛的橄榄质科马提岩,为铝不亏损型或者 Munro 型科马提岩,而按照 Rollinson(1999)的分类应属于低钛的科马提岩。

大离子亲石元素极度亏损, Na₂O + K₂O = 0.34% ~ 0.50% (< 1%) ,Rb = $0.25 \times 10^{-6} \sim 0.93 \times 10^{-6}$,Sr = $14 \times 10^{-6} \sim 25 \times 10^{-6}$,Na₂O = 0.25% ~ 0.50% ,K₂O = 0.02% ~ 0.03% ,且 Na₂O、K₂O 和 Al₂O₃ 等在与 MgO 的协变图上呈无规律的分散排列(图 4)表明这些元素受到后期绿片岩相变质作用的影响,是活动性的。

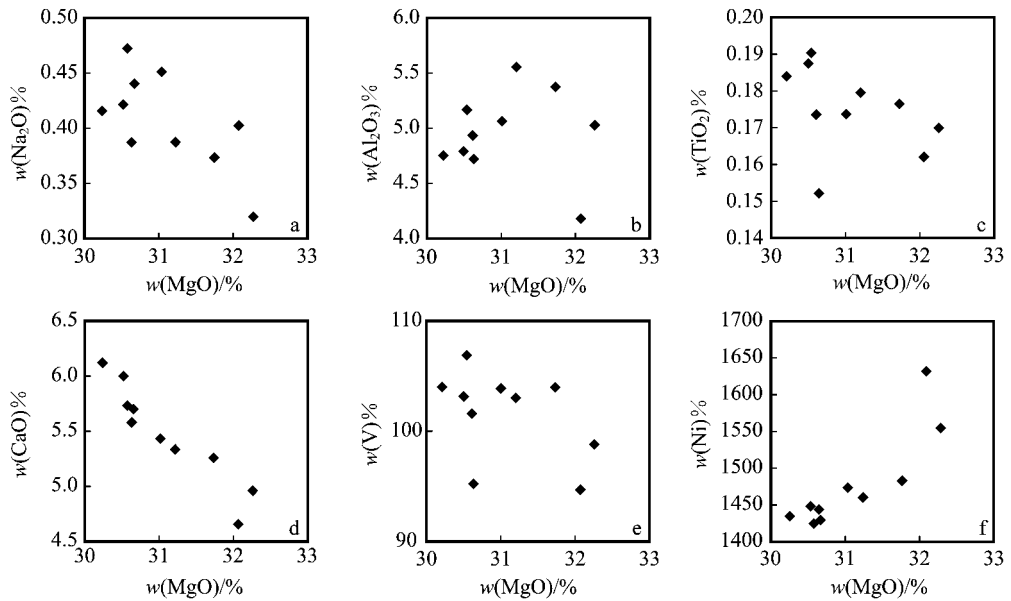


图 4 山东蒙阴科马提岩协变图解

Fig. 4 Covariant diagram of the komatiites in Mengyin Shandong

在原始地幔标准化图解上,不相容元素 Rb、Ba、Sr、U 出现明显正异常,没有 Nb、Ta 亏损和 Zr、Hf 异常,其他元素与原始地幔的成分接近或略低,高场强元素与稀土元素没有明显的分异(图 5)。原始地幔标准化值采用 McDonough *et al.*, 1992。球粒陨石标准化稀土元素分布呈现两个特点:①总体上呈现轻稀土元素略微亏损型,而中稀土元素和重稀土元素含量呈水平趋势,轻重稀土元素分异不明显,说明源区不存在石榴石残留相,与加拿大(蒙罗镇)相似,但是不同于较新的戈尔戈纳岛(Kerr *et al.*, 1996),也不同于较老的巴伯顿(Parman, 1997);②稀土总量很低,仅为 $3.84 \times 10^{-6} \sim 5.42 \times 10^{-6}$,明显低于同时代的蒙罗镇(Hollings, 1999)、西澳(Lesher and

Arndt, 1995)科马提岩,而与球粒陨石接近(图 5)。 $(La/Yb)_N = 0.51 \sim 0.88$ [$(La/Sm)_N = 0.65 \sim 0.82$]; $(Gd/Yb)_N = 0.83 \sim 0.91$, $Eu/Eu^* = 1.00 \sim 1.14$; 高场强元素的比值 $Zr/Y = 1.82 \sim 2.68$, $Nb/Y = 0.26 \sim 0.37$, $Nb/Th = 8.28 \sim 16.60$, $Zr/Nb = 6.68 \sim 8.13$, $Nb/Nb^* = 1.72 \sim 3.37$, $Zr/Zr^* \approx 1$, $Hf/Hf^* = 0.65 \sim 0.91$ 。

科马提岩的 Sm-Nd 同位素数据在加拿大渥太华 Carleton 大学测定,得到初始 ϵ_{Nd} 值(-0.4 ~ +3.6)变化较大,但新鲜样品一般为 +3.3(Polat, 未刊)。

4 讨论

由于山东蒙阴的科马提岩普遍经历了后期蚀变及变质作用,如上所述大离子亲石元素受到强烈扰动,所以不活动的稀土元素和高场强元素等不相容元素成为探讨岩石成因的重要信息来源。

4.1 蚀变作用

样品的主要组成矿物为蛇纹石,但是有些网格状的蛇纹石中保存有新鲜的橄榄石,说明其原生矿物为橄榄石,可能受到强烈的后期热液蚀变作用,大部分原生矿物(橄榄石、辉石等)被含水的变质矿物蛇纹石、透闪石、绿泥石及滑石所取代。镁绿泥石和滑石等矿物的粒度在岩石裂缝附近明显加大,反映

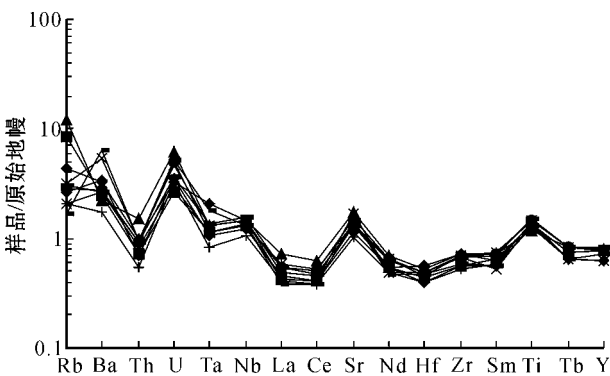


图 5 山东蒙阴科马提岩的蛛网图

Fig. 5 Spider diagram of the komatiites in Mengyin Shandong

了这些蚀变矿物的生长与岩石中循环流体的通量及生长空间密切相关。在流体大量渗透的地方最容易出现这样的矿物。蛇纹石有的呈褐色条带状集合体出现,与透闪石相间,在空间上或平行排列,或杂乱状排列。另外,较高的烧失量也说明岩石明显受到后期蚀变作用。理论上讲,高镁火山岩中的不相容元素 Rb、Sr、Ba 不会出现如此高的异常(图 5),由于这些元素是活动性很强的元素,受后期蚀变明显,因此这种高异常极可能反映了后期蚀变作用。

4.2 分离结晶作用

由于橄榄石和铬铁矿是科马提岩岩浆的液相线矿物,正常的未经蚀变的科马提岩的氧化物-MgO 协变图中的变化趋势是沿着橄榄石分离结晶的趋势发生有规律的变化。但岩石中的活动性元素在后期的蚀变和变质作用过程中如果发生较大规模的迁移将导致上述协变图的岩石成分点呈无规律的分散状分布(Rollinson, 1999)。

在与 MgO 的协变图上,Na₂O、Al₂O₃ 和 TiO₂ 等呈分散的无规律排列(图 4)表明这些元素受到后期角闪岩相变质作用的影响,是活动性的。TiO₂ 的含量几乎不随 MgO 的改变而改变,可能主要与研究区 Ti 含量较低有关。在 CaO-MgO 图上,Ca 与 Mg 呈负相关,说明 Ca 在后期变质作用中为不活动元素(图 4)。V 在协变图解上的投点极为分散,说明它不是岩浆作用决定的,可能与钒钛矿或钒钛磁铁矿的存在有关,这一点与岩相学成分相符。Ni 与 MgO 成正相关,说明元素 Ni 明显受到科马提岩液相线矿物橄榄石结晶作用的控制,这是因为 Ni 不仅是一个稳定性很高的元素,而且它与 Mg 或 Fe 在橄榄石晶格中以完全类质同像的方式赋存,所以随着岩浆作用的进行,Ni 必将随 MgO 的改变而发生有规律的变化(图 4)。

4.3 高场强元素与稀土元素的分异作用

高场强元素(Nb、Zr、Hf)和稀土元素(REE)在橄榄石、尖晶石、单斜辉石和斜方辉石等地幔矿物相中都为不相容元素,但在石榴石中(镁铝榴石或者 majorite)只有重稀土元素(Yb)为相容元素,而高场强元素与重稀土元素的不相容性相似。在 Mg-perovskite 中,高场强元素和重稀土元素都为相容元素,而中稀土元素和轻稀土元素为不相容元素。总之,在低压条件下,高场强元素与稀土元素不会发生分异,而在高压条件下由于高场强元素优先进入石榴石(majorite)和钙钛矿矿物相中,会使高场强元素和稀土元素会发生分异(Ohtani *et al.*, 1989)。随着压力增大,高场强元素与稀土元素的分异程度增加。因此,结合常量元素和微量元素分析,高场强元素和稀土元素的特征能够提供科马提岩源区熔融深度或者早期熔融事件的深度(Xie *et al.*, 1993, 1995; Fan *et al.*, 1997; Condie, 2001)。

高场强元素(Nb、Zr、Hf)与稀土元素(REE)的分异程度(HFSE/HFSE*)用高场强元素与其相邻轻稀土元素表示,公式根据 McCuaig 等(1994)进行简化,定义如下: $Nb/Nb^* = Nb \times Ce / (La \times La)$, $Zr/Zr^* = Zr / \sqrt{Sm \times Nd}$, $Hf/Hf^* = Hf / \sqrt{Sm \times Nd}$ 。公式中元素值都经过原始地幔标准化,本文采用 Sun and McDonough(1989)的数值。尽管分异的精确值很难把握,但上述计算结果可以反映分异的趋势。

计算结果表明,山东蒙阴科马提岩的 $Nb/Nb^* = 1.72 \sim 3.37$, $Zr/Zr^* = 0.98 \sim 1.34$ 约为 1,而 $Hf/Hf^* = 0.65 \sim 0.91$, 所以高场强元素 Nb 相对于稀土元素富集(图 6,其他数据来自 Xie 等,1993; Fan 等,1997)。该结果与蒙罗镇铝不亏损型科马提岩的特征一致,表明其不可能形成于橄榄石、辉石为主要地幔矿物相组成的低压条件下(Arndt and Nisbett,

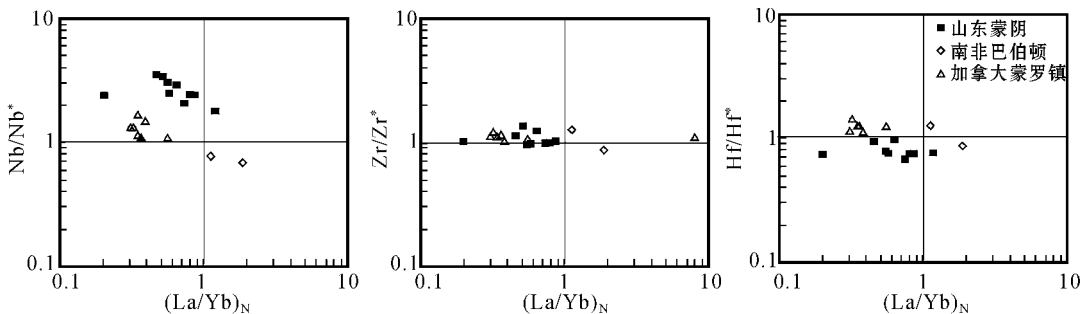


图 6 山东蒙阴科马提岩高场强元素与稀土元素分异图解

Fig. 6 Chondrite-normalized REE patterns of the komatiites in Mengyin, Shandong

1982)。由于在稀土元素配分图解上,没有出现重稀土元素分异,所以岩浆也不可能来自有石榴石残余的地幔相,岩浆来源的具体深度有待进一步模拟。稀土元素模式和高场强元素含量说明科马提岩起源于轻稀土元素亏损而高场强元素相对富集的源区(Xie *et al.*, 1993)。另外最新 Sm-Nd 同位素数据显示,蒙阴科马提岩的 ϵ_{Nd} 值在 $-0.4 \sim +3.6$,新鲜样品一般为 $+3.3$,也指示了源区曾经历了长期的亏损事件。

4.4 形成的构造环境

尽管科马提岩形成的构造环境还存在争议,而大多数研究者认为科马提岩形成于异常热的地幔柱环境(Campbell, 1989; Xie and Kerrich, 1994; Herzburg, 1995)。世界典型地区科马提岩形成的构造环境主要有 3 种:大洋高原、岛弧和裂谷(Kusky and Polat, 1999)。原有的研究认为山东蒙阴科马提岩形成于岛弧或者大陆边缘环境(徐惠芬等, 1992),但是高精度的不相容元素原始地幔标准化值并没有出现特征的 Nb 和 Ta 或者 Zr-Hf 亏损的岛弧环境典型特征(图 7)(球粒陨石标准化值采用 Boynton, 1984),高场强元素与稀土元素的分异作用也没有呈现强烈的地壳混染趋势,Nd 同位素数据表明仅有 $1\% \sim 2\%$ 的陆壳混染(Polat, 未刊),由此推测,山东蒙阴科马提岩的形成可能与地幔柱作用有关,这一结论也与最近根据质量平衡恢复的科马提岩岩浆喷出温度(1 atm)的 460°C 吻合(该成果将另文发表)。

U-Pb 锆石年龄和 Nd 同位素年龄显示, 2.7 Ga 是陆壳生长的峰期,也是科马提岩形成的峰期

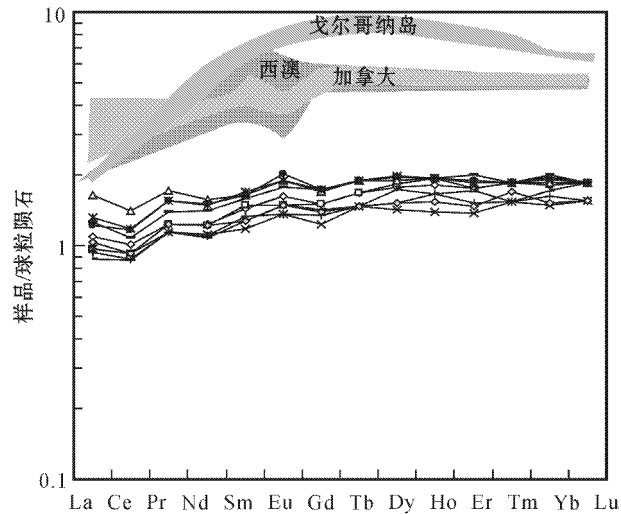


图 7 山东蒙阴科马提岩稀土元素配分图

Fig. 7 REE distribution of the komatiites in Mengyin

(Condie, 1998),所以山东蒙阴科马提岩可能是 2.7 Ga 全球早期大陆增生事件的一个组成部分。

5 认识和结论

山东蒙阴科马提岩典型的宏观鬣刺结构、高镁特征,以及轻稀土元素亏损特征与世界典型地区的加拿大蒙罗镇的相似性,进一步证实了鲁西绿岩带的存在。微量元素、稀土元素和高场强元素与稀土元素的分异表明,科马提岩起源于高场强元素相对富集而轻稀土元素亏损的地幔源区,最新同位素资料显示,蒙阴科马提岩新鲜样品的 ϵ_{Nd} 值一般为 $+3.3$,变化范围在 $-0.4 \sim +3.6$,也指示了源区曾经历了长期的亏损事件。高场强元素的富集说明蒙阴岩浆不可能来源于以橄榄石、辉石和石榴石(或者 majorite)为主要矿物相的地幔源区,推测鲁西蒙阴科马提岩可能是晚太古代大陆增生事件的重要组成部分。

致谢 感谢中国地质大学[赖兴运]、莫宣学以及北大韩宝福、刘树文等教授提出的宝贵建议。

References

- Arndt N T and Nesbit E G. 1982. Geochemistry of Munro township basalts [A]. Arndt N T and Nisbet E G. Komatiites [C]. 309 ~ 329.
- Boynton W V. 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies [A]. Hengderson P. Rare Earth Element Geochemistry [C]. Elsevier, 63 ~ 114.
- Campbell I H, Griffith E W and Hill R I. 1989. Melting in an Archean mantle plume: Heads it's basalts, tails it's komatiites [J]. Nature, 339: 697 ~ 669.
- Cao Guoquan. 1996. Early Precambrian Geology in West Shandong Provic [M]. Beijing: Geological Press, 112 ~ 117 (in Chinese).
- Cheng Yuqi, Shen Qihan and Wang Zejiu. 1982. Shandong Archean Yanlinguan Metavolcanic-Sedimentary Rocks [M]. Beijing: Geological Press, 70 ~ 74 (in Chinese).
- Cheng Yuqi and Xu Hui fen. 1991. Some new ideas on the komatiite in Archean Yanlinguan group in Xintai, Shandong [J]. Regional Geology of China, 135: 31 ~ 32 (in Chinese with English abstract).
- Condie K C. 1998. Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? [J]. Earth and Planetary Science Letters, 193: 97 ~ 108.
- Condie K C. 2001. Mantle Plumes and Their Record in Earth History [M]. Cambridge, New York: Cambridge University.
- Fan J and Kerrich R. 1997. Geochemical characteristics of aluminium depleted and undepleted komatiites and HREE-enriched low-Ti tholeiites, weatern Abitibi greenstone belt [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 61: 4 723 ~ 4 744.

- Grove T L and Parman S W. 2004. Thermal evolution of the earth as recorded by komatiites[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 219 : 173~187.
- Herzberg C. 1992. Depth and degree of melting of komatiites[J]. *J. geophys. Res.*, 97 : 4 521~4 540.
- Herzberg C. 1995. Generation of plume magmas through time : An experimental approach[J]. *Chem. Geol.*, 126 : 1~16.
- Hollings P, Wyman D and Kerrich R. 1999. Komatiite-basalt-rhyolite volcanic associations in Northern superior province greenstone belts : significance of plume-arc interaction in the greenstone in the generation of the proto continental superior province[J]. *Lithos*, 46 : 137~161.
- Jahn B, Auvray B, Shen Q H, *et al.* 1988. Archean crustal evolution in China : The Taishan Complex, and evidence for juvenile crustal addition from long-term depleted mantle[J]. *Precambrian Research*, 38 : 381~403.
- Jensen L S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rock[Z]. *Ontario. Div. Mines Misc.*, 66.
- Kato T, Ringwood A E and Irifune T. 1988. Constraints on element partition coefficients between MgSiO₃ Pervoskite and liquid determined by direct measurements[J]. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 90 : 65~88.
- Kerr A C, Marriner G F, Arndt N T, *et al.* 1996. The petrogenesis of komatiites, picrites and basalts from the Lsle of Gorgona, Colombia ; new field, petrographic and geochemical constraints[J]. *Lithos*, 37 : 245~260.
- Kerr A and Arndt N T. 2001. A note on the IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks[J]. *J. Petro.*, 42 : 2 169~2 171.
- Kusky T M and Polat A. 1999. Growth of granite-greenstone terranes at convergent margins, and stabilization of Archean craton [J]. *Tectonophysics*, 305 : 45~73.
- Le Bas M J. 2000. IUGS Reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rock[J]. *Journal of petrology*, 41 : 1 467~1 470.
- Leshner C M and Arndt N T. 1995. REE and Nd isotope geochemistry, petrogenesis and volcanic evolution of contaminated komatiites at Kambalda, Western Australia[J]. *Lithos* 34 : 127~157.
- McCuaig T C, Kerrich R, Xie Q. 1994. Phosphorus and high field strength element anomalies in Archean high-magnesian magmas as possible indicators of source mineralogy and depth[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 124 : 221~239.
- Ohtani E, Kawabe I, Moriyama J, *et al.* 1989. Partitioning of elements between majorite garnet and melt and implications for petrogenesis of komatiite[J]. *Contribution to Mineral. Petrology*, 103 : 263~269.
- Parman S W, Dann J C, Grove T L, *et al.* 1997. Emplacement conditions of komatiite magmas from the 3.49 Ga Komati Formation, Barberton Greenstone Belt, South Africa[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 150 : 303~323.
- Rollinson H. 1999. Petrology and geochemistry of metamorphosed komatiites and basalts from the Sula Mountains greenstone belt, Sierra Leon[J]. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134 : 86~101.
- Sproule R A, Leshner Ayer C M, Thurston J A, *et al.* 2002. Spatial and temporal variations in the geochemistry of komatiites and komatiitic basalts in the Abitibi greenstone[J]. *Precambrian Research*, 115 : 153~186.
- Sun S and McDonough W. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts : implications for mantle composition and process[A]. Saunders A D and Norry M J. *Magmatism in the Ocean Basins*[C]. London : Geol. Soc. London, 313~345.
- Wang Shijin. 1990. The stratigraphic division of the Taishan group in western Shandong and the characteristics of its protoliths[J]. *Regional Geology of China*, (2) : 140~146(in Chinese with English abstract).
- Xie Q and Kerrich R. 1994. Silicate-perovskite and majorite signature komatiites from the Archean Abitibi greenstone belt : Implications for early mantle differentiation and stratification[J]. *J. Geophys. Res.*, 99 : 799~812.
- Xie Q, Kerrich R and Fan J. 1993. HFSE/REE fractionations recorded in three komatiite-basalt sequence, Archean Abitibi greenstone belt : Implications for multiple plume sources and depths[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 4 111~4 118.
- Xie Q, McCuaig T C and Kerrich R. 1995. Secular trends in the melting depths of mantle plumes : evidence from HFSE/REE systematics of Archean high Mg lavas and modern oceanic basalts. In *Mafic Magmatism through time*[J]. *Chemical Geology*, 126 : 29~42.
- Xu Huifen and Dong Yijie. 1992. Granite-Greenstone belt in West Shandong[M]. Beijing : Geological Publishing House(in Chinese).
- Yang Quanxi. 2000. The petrological characteristics of Sujiagou komatiite in Mengyin Shandong[J]. *Rock and Mineral Analysis*, 19 : 58~62(in Chinese with English abstract).
- Zhang Rongsui, Si Rongjun, Song Bingzhong, *et al.* 1998. Komatiite in sujiagou village of mengyin county[J]. *Shandong Geology*, 14 : 26~33(in Chinese with English abstract).
- Zhang Rongsui, Tang Haosheng, Kong Lingguang, *et al.* 2001. Characteristics and significance of the sujiagou komatiite at Mengyin[J]. *Shandong Regional Geology of China*, 20 : 236~24(in Chinese with English abstract).

附中文参考文献

- 曹国权. 1996. 鲁西早前寒武纪地质[M]. 北京 : 地质出版社, 112~117.
- 程裕淇, 沈其韩, 王泽九. 1982. 山东太古代雁翎关变质火山-沉积岩[M]. 北京 : 地质出版社, 70~74.
- 程裕淇, 徐惠芬. 1991. 对山东新泰晚太古代雁翎关组中科马提岩类的一些新认识[J]. *中国地质*, 135 : 31~32.
- 徐惠芬, 董一杰, 1992. 鲁西花岗岩-绿岩带[M]. 北京 : 地质出版社.
- 杨全喜. 2000. 山东蒙阴苏家沟科马提岩岩石学特征[J]. *岩矿测试*, 19 : 58~62.
- 张荣隋, 司荣军, 宋炳忠, 等. 1998. 蒙阴县苏家沟科马提岩[J]. *山东地质*, 14 : 26~33.
- 张荣隋, 唐好生, 孔令广, 等. 2001. 山东蒙阴蒙阴县苏家沟科马提岩的特征及其意义[J]. *中国区域地质*, 20 : 236~243.