

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

蒋英^{1,2}, 梁细荣^{1*}, 梁新权¹, 付建刚^{1,2},
王策^{1,2}, 周云³, 温淑女³

(1.中国科学院 广州地球化学研究所, 同位素地球化学国家重点实验室, 广东 广州 510640; 2.中国科学院 大学, 北京 100049; 3.桂林理工大学 地球科学学院, 广西 桂林 541000)

摘要: 海南岛陆缘扩张带蓬莱地区新生代玄武岩中捕获大量尖晶石二辉橄榄岩和方辉橄榄岩幔源包体。激光剥蚀等离子体质谱(LA-ICP-MS)分析结果表明, 蓬莱地幔橄榄岩含有三种不同地球化学特征的单斜辉石(Cpx): (1) a类单斜辉石 $Mg^{\#}=92.3\sim 93.4$, 来自富集Cpx的二辉橄榄岩, 具有极低的LREE和不相容元素含量, HREE平坦, Th、U、La、Sr正异常, 经历了7%~10%的尖晶石相部分熔融, 仅受到极低程度强不相容元素(Th、U、La、Sr)初期富集交代作用; (2) b类单斜辉石 $Mg^{\#}=89.9\sim 90.3$, 来自较富集Cpx的二辉橄榄岩, 具有中等的LREE和LILE含量, HREE平坦, 微量元素蛛网图上显示Th、U正异常, Rb、Ba、Nb、Ta、Sr、Ti负异常, 经历4%~5%的尖晶石相部分熔融, 可能受到了含LREE和Th、U等不相容元素的硅酸盐熔体交代; (3) c类单斜辉石 $Mg^{\#}=91.4\sim 92.8$, 来自贫Cpx的二辉橄榄岩和方辉橄榄岩, 具有富集的LREE和LILE含量, HREE弱分异, 微量元素蛛网图上显示Th、U正异常及强烈的Nb、Ta、Ti负异常, 经历了8%~20%的尖晶石相部分熔融, 其交代熔体可能是来自源区有石榴子石残留的碳酸盐熔体。全岩主、微量元素及模拟计算结果表明, 这些幔源包体的主量元素主要受部分熔融程度影响, 并且方辉橄榄岩经历的部分熔融程度大于二辉橄榄岩。地幔橄榄岩的Sr-Nd同位素组成表明该区具有MORB-OIB型亏损地幔特征。此外, 蓬莱部分地幔橄榄岩包体显示正斜率的HREE分异特征($(Gd/Yb)_N=0.4\sim 0.7$), 暗示该区地幔经历了源自石榴子石稳定区的变压熔融, 总体熔融程度为18%以上, 指示了较高的地幔潜能温度。综合前人对海南岛新生代玄武岩最新研究成果, 我们认为海南地幔柱可能为该区软流圈地幔置换古老岩石圈地幔提供了热源, 导致了区域岩石圈地幔的破坏, 从而引起包括地幔柱本身、软流圈和富集岩石圈的熔融。岩石圈地幔性质的改变和不均一性可能是海南岛陆缘扩张带新生代岩石圈减薄的主要动力学机制。

关键词: 幔源包体; 单斜辉石; 微量元素; 部分熔融; 地幔交代; 海南蓬莱

中图分类号: P595 文献标志码: A 文章编号: 1001-1552(2017)01-0157-026

0 引言

东亚陆缘扩张带是一条介于亚洲东部大陆区与太平洋之间的沟弧盆带, 其形成的原因和过程众说

纷纭(陈国达, 1997; 张健和石耀霖, 2003; 周新华, 2006; 万天丰和卢海峰, 2014; 林舸和范蔚茗, 2015)。随着地球物理(如三维地震层析)、地球化学理论和测试技术、高温高压实验以及计算机模拟迅

收稿日期: 2015-09-06; 改回日期: 2016-04-11

项目资助: 国家科技重大专项(2011ZX5023-004-011)、国家自然科学基金项目(40872080, 41072081)和国土资源部公益科研专项(201211024-03)联合资助。

第一作者简介: 蒋英(1987-), 女, 博士研究生, 从事岩石地球化学研究工作。Email: jennyjiang1987@foxmail.com

通信作者: 梁细荣(1964-), 男, 博士, 研究员, 从事地球化学研究。Email: xrliang@gig.ac.cn

猛发展并取得丰硕的成果,人们逐步将研究目光移向大陆地区,特别是地球深部(郑建平, 2009)。一般来说,地球深部地幔的组成及其性质很难直接得知。地幔包体作为岩石圈地幔最直接的天然样品,记录了深部作用过程的重要信息,对于研究岩石圈地幔的性质和理解岩石圈地幔的组分、演化和岩石圈减薄以及岩石圈活化过程有着非常重要的意义。前人对大陆地区地幔包体的研究结果表明,大陆岩石圈地幔经历过复杂的部分熔融与地幔交代作用(Downes and Dupuy, 1987; Downes et al., 1992; O'Reilly et al., 1996; Carignan et al., 1996; Xu X S et al., 2000)。近期的研究也表明,次大陆岩石圈地幔已经由太古宙岩石圈地幔组分向显生宙岩石圈地幔组分发生转变(Griffin et al., 1998a, 1998b; Xu X S et al., 1998, 2000; Xu Y G et al., 2002)。

中国东部地区出露有大量新生代玄武岩。前人研究表明这些新生代玄武岩的活动时间大约从晚白垩世一直持续到第四纪,从成分上可分为碱性和拉斑系列玄武岩(朱炳泉和王慧芬, 1989; Fan and Hopper, 1991; Tu et al., 1991, 1992; Flower et al., 1992; 刘丛强等, 1995a, 1995b; Ho et al., 2000; Xu X S et al., 2000; Xu Y G et al., 2002, 2003; 樊祺诚等, 2004; 鄢全树等, 2008; 韩江伟等, 2009; Zou and Fan, 2010; Wang et al., 2012, 2013; 刘建强和任钟元, 2013; Liu et al., 2015)。其中碱性系列玄武岩中含有丰富的地幔橄榄岩包体,这些地幔包体主要分布于大连池、牡丹江、汪清、双辽、宽甸、栖霞、昌乐、女山、明溪、麒麟和海南岛等地,并且开展了大量研究工作(Qi et al., 1995; Xu X S et al., 1996, 1998, 2000, 2003; Xu Y G et al., 1998, 1999, 2002, 2003; Fan et al., 2000; 徐义刚等, 2001, 2002; Yu et al., 2003, 2006)。总体上,中国东部地区出露的大部分幔源包体均为饱满型地幔橄榄岩,具有较高的 Al_2O_3 和 CaO 含量,代表了总体部分熔融程度低于 5% 的熔融残余(Qi et al., 1995; Xu X S et al., 2000)。福建明溪和广东麒麟地区的尖晶石地幔橄榄岩地球化学特征则指示其经历了位于尖晶石稳定区的高程度部分熔融(高达 25%)(Xu X S et al., 2000; 徐义刚等, 2001, 2002)。前人研究认为新生代以来随着区域地幔上涌,中国东部岩石圈具有较高的地温梯度(Xu X S et al., 1996; Xu Y G et al., 1999; Yu et al., 2003),存在于该区深部的太古宙-元古宙岩石圈地幔可能已经被新生的、热的富集岩石圈地幔所替换(Xu X S et al., 2000; Xu Y G et al., 2002)。

对于海南岛蓬莱地区幔源包体,目前仅有 Xu Y

G et al. (2002) 对其开展了一定的地球化学研究。他们利用传统的湿化学方法对海南岛及麒麟地区的单斜辉石矿物进行了微量元素分析,其结果显示海南岛地幔橄榄岩包体经历了 1%~13% 的尖晶石稳定区部分熔融作用与地幔交代作用。但由于地幔普遍具有不均一性,地幔橄榄岩在不同位置受到地幔流(熔)体交代的类型和作用程度往往不同,因此很有必要对海南岛蓬莱地区的幔源包体展开详细的地球化学研究工作。并且,通过传统湿化学法测定分选出来的单斜辉石矿物微量元素无法准确识别矿物微区的地幔交代作用。

为了准确地反演海南岛深部地幔所经历的地质演化过程,补充完善该区深部岩石圈地幔资料,并进一步探讨海南岛深部岩石圈地幔性质、岩石圈减薄与陆缘扩张机制等问题,本文将对海南岛蓬莱新生代碱性玄武岩携带的幔源包体作为研究对象,运用激光剥蚀等离子体质谱仪(LA-ICP-MS)对单斜辉石矿物进行微量元素微区原位分析。同时,对其开展详细的岩相学、全岩主量、微量元素、Sr-Nd 同位素和单矿物电子探针等综合分析研究。结合本区已有的研究资料,从幔源包体的地球化学特征、平衡温度、岩石成因等方面对该区地幔的组成与演化特征进行约束,为海南岛陆缘扩张带岩石圈地幔性质、演化及岩石圈减薄等机制提供依据。

1 地质背景及样品描述

海南岛位于东亚陆缘扩张带南缘、南海盆地的北缘,处于印支板块、欧亚板块、太平洋(菲律宾)板块三联点的前缘,地理位置极为特殊(Tu et al., 1991; 陈国达, 1998)。海南岛北部广泛发育从上新世-更新世的玄武岩,是中国南方新生代火山岩出露面积最大的区域,大约占 4159.79 km^2 (朱炳泉和王慧芬, 1989; 韩江伟等, 2009)。其中新近纪玄武岩以裂隙式喷发为主(Ho et al., 2000),分布于蓬莱地区,主要为碱性玄武岩,其中含有大量幔源包体及单斜辉石等高压巨晶(范蔚茗和 Menzies, 1992)。幔源包体的主要类型为尖晶石二辉橄榄岩,其次为方辉橄榄岩和辉石岩。第四纪玄武岩以中心式喷发为主(Ho et al., 2000),主要为拉斑玄武岩,基本不含地幔包体和高压巨晶(范蔚茗和 Menzies, 1992)。

本次研究采集的 11 个幔源包体样品产于海南岛北部蓬莱镇地区晚上新世石门沟村组碱性玄武岩中(图 1)。包体为椭圆球状,呈深绿色,大小一般为

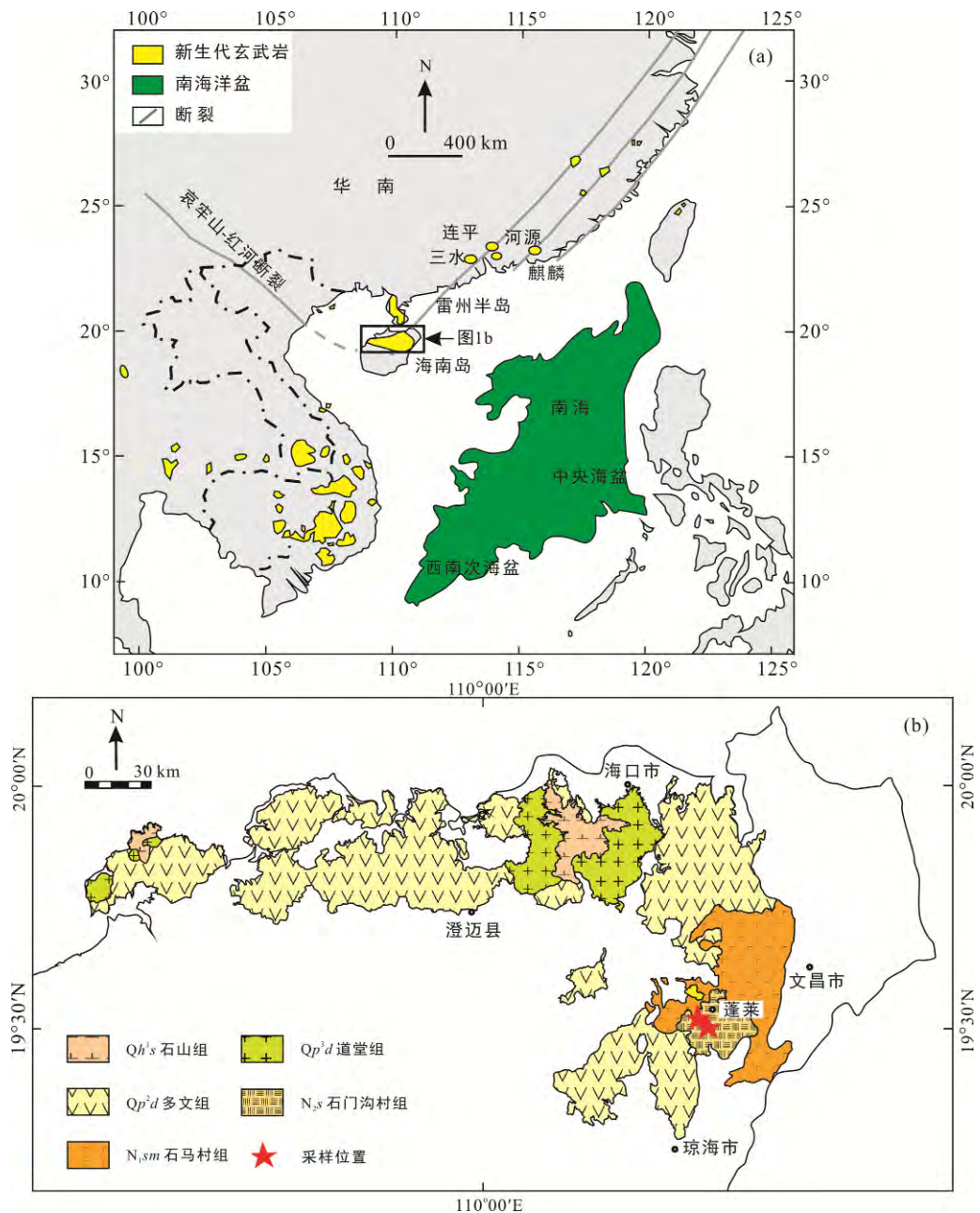


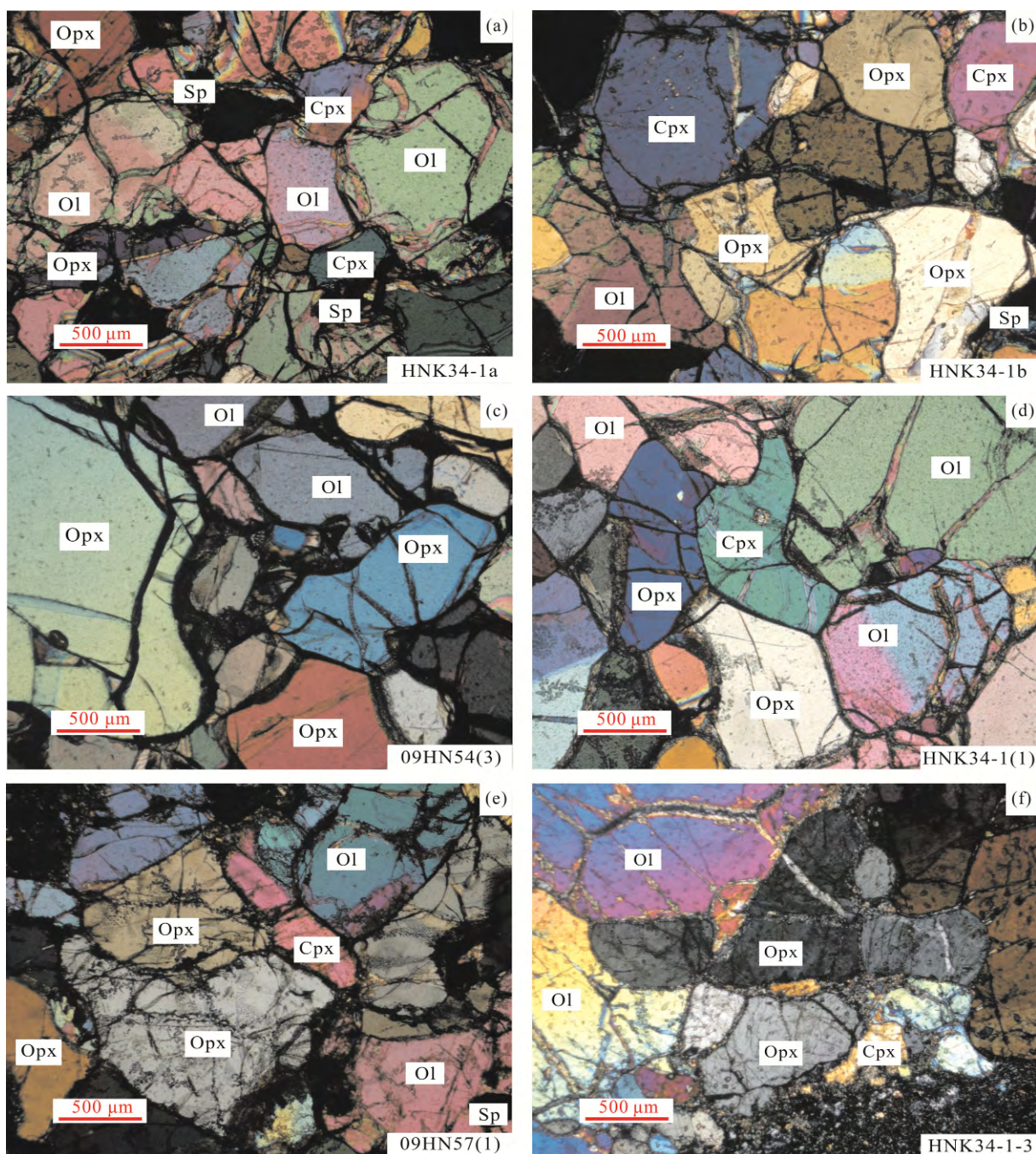
图 1 中国东南及邻区晚新生代玄武岩分布图(a, 据徐义刚等, 2012 修改)及海南岛蓬莱地幔包体采样位置图(b, 据 Wang et al., 2012 修改)

Fig.1 Distribution of the Late Cenozoic basalts in Southeast China and adjacent region (a), and sampling locations of the mantle xenoliths from Penglai, Hainan Island (b)

5~20 cm, 个别可达 40 cm。镜下具它形粒状变晶结构(图 2a, b, c)和碎裂结构(图 2d, e, f), 块状构造。根据单斜辉石矿物含量, 可主要分为两类: 尖晶石二辉橄榄岩(单斜辉石>5%)和方辉橄榄岩(单斜辉石<5%), 采集的样品以尖晶石二辉橄榄岩为主。

尖晶石二辉橄榄岩样品主要由橄榄石(60%~70%)、斜方辉石(20%~25%)、单斜辉石(5%~10%)和尖晶石(1%~4%)组成(图 2a, b, c)。橄榄石具它形粒状结构, 粒度较大(可达 1~2 mm), 常见裂隙和肯克带,

沿着裂隙发育蛇纹石化、滑石化、次闪石化、金云母化和碳酸盐交代网状细脉。斜方辉石沿着橄榄石矿物边缘生长, 呈它形粒状, 可见熔离页片结构和析出的磁铁矿。单斜辉石呈它形粒状细小颗粒或薄膜充填于橄榄石和斜方辉石晶粒间, 无解理或有一组解理, 可见熔离页片和出溶的磁铁矿条纹。尖晶石主要呈它形不规则状分布于橄榄石和辉石矿物粒间。少数与玄武岩围岩接触的幔源包体局部有熔蚀反应边和金云母细脉交代现象。



(a)、(b)、(c)富含单斜辉石的尖晶石二辉橄榄岩,具有它形粒状结构;(d)、(e)、(f)贫单斜辉石的二辉橄榄岩和方辉橄榄岩,具有粗粒碎裂结构。矿物名称缩写:Ol. 橄榄石;Opx. 斜方辉石;Cpx. 单斜辉石;Sp. 尖晶石。

图 2 蓬莱地幔橄榄岩包体显微照片

Fig.2 Photomicrographs of the Penglai mantle peridotites

方辉橄榄岩样品主要由橄榄石(60%~75%)和斜方辉石(20%~35%)组成,含极少量单斜辉石和尖晶石(图 2d, e, f),具有碎裂结构。橄榄石呈它形粒状,粒度较大,为 1~4 mm。裂理发育,沿着裂隙发育金云母脉。斜方辉石主要沿着橄榄石边缘分布,呈它形粒状,粒度为 1~4 mm。偶尔可见斜方辉石包含橄榄石形成包橄结构。

2 分析方法

样品全岩主量、微量元素和 Sr-Nd 同位素分析及单矿物主量、微量元素分析均在中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室完成。挑选较新鲜且具代表性的地幔包体破碎到 5 mm

大小的碎块, 用 2 mol/L 的 HCl 溶液浸泡 2~3 h, 然后用去离子水在超声波中洗净, 放入烘箱待完全干燥后, 用玛瑙乳钵研磨至 200 目以下。全岩主量和微量元素分别采用 X 射线荧光光谱仪 Rigaku ZSX100e 和 Perkin-Elmer Sciex ELAN 6000 ICP-MS 测定。主量元素分析误差为 1%~5%, 微量元素测定仪器的分析精度一般优于 5%, 详细的分析流程见刘颖等(1996)、李献华等(2001)。全岩 Sr-Nd 同位素比值测定是在 MicroMass ISOPROBE 型多接收电感耦合等离子体质谱(MC-ICP-MS)上完成。Sr 同位素以国际标准 NBS987 和本实验室标准 Sr-GIG 进行监控, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 测量值用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 进行仪器质量歧视效应校正, 详细分析方法见韦刚健和梁细荣(2002)。Nd 同位素以国际标准 JNdi-1 和实验室标准 Nd-GIG 进行监控, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 测量值用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ 进行仪器质量歧视效应校正, 详细分析方法见梁细荣等(2002)。Sr、Nd 同位素分析精度优于 0.001%。单矿物主量元素分析在 JEOL JXA-8100 型电子探针上完成。具体测试条件为: 加速电压 15 kV, 测试束斑直径 1~2 μm , 测试矿物时电流为 20 nA。除 Na, K 分析时间为 10 s 外, 其他每个元素均为 20 s。原

始数据用 ZAF 法进行校正。单矿物微量元素分析采用 LA-ICP-MS 完成。分析仪器由 Resonetic 193 nm ArF 激光器与 Agilent 7500a 型四级杆等离子体质谱联用。测试时采用 Ar 和 He 气作为剥蚀物质的载气, 激光束斑直径采用 31 μm , 剥蚀频率为 8 Hz, 能量 80 mJ。测试中用 KL2 和 GOR128 作为外标, 详细分析方法见涂湘林等(2011)。单斜辉石用电子探针测试所得的 Ca 作为内标元素来校正微量元素数据。数据校正方法参见 Liu et al. (2008, 2010)。微量元素测定仪器的分析误差 < 10%。

3 分析结果

3.1 全岩主、微量元素结果

11 件地幔包体的全岩主量和微量元素分析结果见表 1。本次研究的大多数样品具有低的烧失量 (LOI < 0.5%), 表明该区地幔橄榄岩较为新鲜, 几乎未受后期蚀变作用的影响。海南蓬莱地幔橄榄岩包体 MgO 值与 Al_2O_3 、CaO、 TiO_2 、Yb 含量呈负相关关系(图 3)。尖晶石二辉橄榄岩的 MgO 含量为 39.90%~43.35%, $\text{Mg}^\#$ 介于 88.2~91.3 之间, 而方辉橄

表 1 海南岛蓬莱地幔橄榄岩包体的矿物含量(%), 全岩主量元素(%), 微量元素($\mu\text{g/g}$), Sr-Nd 同位素分析结果
Table 1 Mineral modes (%), whole rock major (%), trace element ($\mu\text{g/g}$), Sr-Nd isotope compositions of the Penglai mantle peridotites in Hainan Island

样品号	09HN54-2	HNK34-1-2	HNK34-1-3	2012GT-1	2012GT-2	2012GT-5	2011GT-5	2012GT-3	2012GT-4	2012GTX-1	2012GTX-2
岩石类型	二辉橄榄岩						方辉橄榄岩				
喷发时代	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}
OI(%)*	63	65	64	67	60	62	65	62	70	75	73
Opx(%)	24	26	26	26	29	29	33	35	27	23	26
Cpx(%)	9	8	8	6	10	8	2	3	3	2	1
Sp(%)	4	1	2	1	1	1					
SiO ₂	44.34	45.74	43.56	43.57	42.12	43.12	42.94	44.32	43.76	43.21	43.33
TiO ₂	0.06	0.04	0.02	0.02	0.03	0.01	0.04	0.01	0	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	2.97	1.86	2.07	1.08	1.25	1.58	0.97	0.86	0.86	0.84	0.82
Fe ₂ O ₃ ^T	10.02	8.81	8.83	9.05	9.71	11.82	8.87	8.88	8.92	9.46	9.46
MnO	0.15	0.11	0.11	0.13	0.14	0.16	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
MgO	39.9	41.29	42.24	43.35	42.29	40.25	45.18	43.9	44.64	44.99	44.9
CaO	2.4	2.03	2.16	1.55	3	2.21	0.77	0.98	0.95	0.7	0.7
Na ₂ O	0.16	0.11	0.22	0.34	0.22	0.14	0.16	0.15	0.11	0.07	0.05
K ₂ O			0.02	0.03	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01
P ₂ O ₅						0.01		0.01			
Cr ₂ O ₃			0.47	0.56	0.87	0.37	0.57	0.42	0.29	0.26	0.27
NiO			0.3	0.31	0.33	0.3	0.34	0.32	0.32	0.31	0.31
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
LOI	0.27	0.46	0.51	0.35	1.33	1.52	0.07	0.21	-0.15	-0.1	-0.15
Mg [#]	89.8	91.2	91.3	91.3	90.6	88.2	91.8	91.6	91.7	91.3	91.3
Sc	11.91	10.53	12.12	9.29	11.25	10.06	8.2	7.74	7.45	6.99	

续表 1:

样品号	09HN54-2	HNK34-1-2	HNK34-1-3	2012GT-1	2012GT-2	2012GT-5	2011GT-5	2012GT-3	2012GT-4	2012GTX-1	2012GTX-2
岩石类型	二辉橄榄岩						方辉橄榄岩				
喷发时代	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}	N _{2s}
Ti	347.6	198.6	182.2	137.1	166.4	75.9	274.2	54.8	51.9	63.5	
V	71	55.5	54.7	38.3	39.4	43.1	39.5	33.8	30.3	31.8	44.8
Cr	5174	2175	3063	3661	5529	2343	3695	2752	1907	1798	1837
Mn	1279	944	937	980	1062	1214	928	892	868	925	
Co	150	133	107	107	114	100	119	106	106	118	124
Ni	2209	2187	2237	2329	2419	2233	2500	2410	2409	2397	2409
Cu	15.5	13.93	42.91	4.44	7.04	10.72	5.46	10.79	4.08	3.2	
Zn	55.6	41.5	45.6	43.5	46.7	39	48.9	44.7	38.5	48	48.4
Ga	2.63	1.54	1.54	0.99	1.15	1.09	2.6	0.75	0.6	0.81	
Ge	0.93	0.97	0.94	1.03	1.02	0.91	0.91	0.91	0.91	1.01	
Rb	0.33	0.56	0.48	0.63	0.91	0.59	0.29	0.42	0.16	0.62	
Sr	15.16	2.62	2.97	33.68	75.81	4.8	21.51	12.88	11.61	1.92	
Y	1.68	0.95	0.95	0.47	0.77	0.7	0.41	0.34	0.14	0.55	
Zr	2.38	2.09	2.29	3.8	5.29	1.91	15.6	2.56	0.83	0.4	
Nb	0.29	0.34	0.44	0.58	0.86	0.62	1.56	0.28	0.27	0.11	
Cs	0.02	0.02	0.01	0.07	0.1	0.12	0.01	0.06	0.03	0.13	
Ba	9.29	1.48	1.68	3.57	4.09	2.79	11.21	0.54	0.41	0.38	
La	0.21	0.2	0.2	0.56	0.62	0.23	0.52	0.83	0.08	0.05	
Ce	0.55	0.44	0.4	1.21	1.31	0.17	1.08	1.82	0.17	0.12	
Pr	0.09	0.06	0.05	0.14	0.16	0.01	0.13	0.21	0.02	0.02	
Nd	0.42	0.25	0.2	0.5	0.6	0.06	0.53	0.79	0.09	0.07	
Sm	0.14	0.07	0.06	0.11	0.14	0.01	0.11	0.16	0.02	0.02	
Eu	0.06	0.03	0.03	0.04	0.05	0.01	0.03	0.04	0.01	0.01	
Gd	0.2	0.09	0.1	0.1	0.16	0.05	0.11	0.09	0.02	0.03	
Tb	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0	0.01	
Dy	0.24	0.14	0.16	0.09	0.15	0.09	0.09	0.08	0.02	0.04	
Ho	0.06	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	
Er	0.19	0.11	0.12	0.06	0.09	0.09	0.05	0.04	0.02	0.03	
Tm	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0	0.01	
Yb	0.18	0.13	0.14	0.06	0.09	0.12	0.06	0.05	0.03	0.04	
Lu	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	
Hf	0.07	0.05	0.05	0.09	0.1	0.02	0.27	0.06	0.02	0.01	
Ta	0.02	0.02	0.12	0.08	0.11	0.03	0.13	0.05	0.04	0.01	
Pb	0.08	0.87	0.12	0.21	0.14	0.21	0.1	0.28	0.18	0.13	
Th	0.02	0.05	0.04	0.1	0.1	0.03	0.09	0.13	0.02	0.02	
U	0.01	0.01	0.02	0.03	0.06	0.08	0.07	0.04	0.01	0.01	
(La/Yb) _N	0.8	1.1	1	7	4.7	1.4	6	13.3	1.9	1	
(Gd/Yb) _N	0.9	0.6	0.6	1.4	1.4	0.4	1.4	1.7	0.6	0.7	
ΣREE	2.4	1.6	1.5	2.9	3.5	0.9	2.8	4.1	0.5	0.5	
ΣLREE	1.5	1	0.9	2.6	2.9	0.5	2.4	3.8	0.4	0.3	
ΣHREE	1	0.6	0.6	0.4	0.6	0.4	0.4	0.3	0.1	0.2	
LREE/HREE	1.5	1.8	1.5	7.2	4.9	1.1	6.6	13	3.6	1.8	
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703799	0.703129		0.703947	0.703926		0.703711	0.70378			
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.513141	0.513195		0.512893	0.512875		0.512972	0.51285			
ε _{Nd} (0)	9.8	10.9		5	4.6		6.5	4.1			

注: 表中主量元素含量为扣除烧失量计算到 100%后的相对含量。* 矿物比例由质量平衡估算。

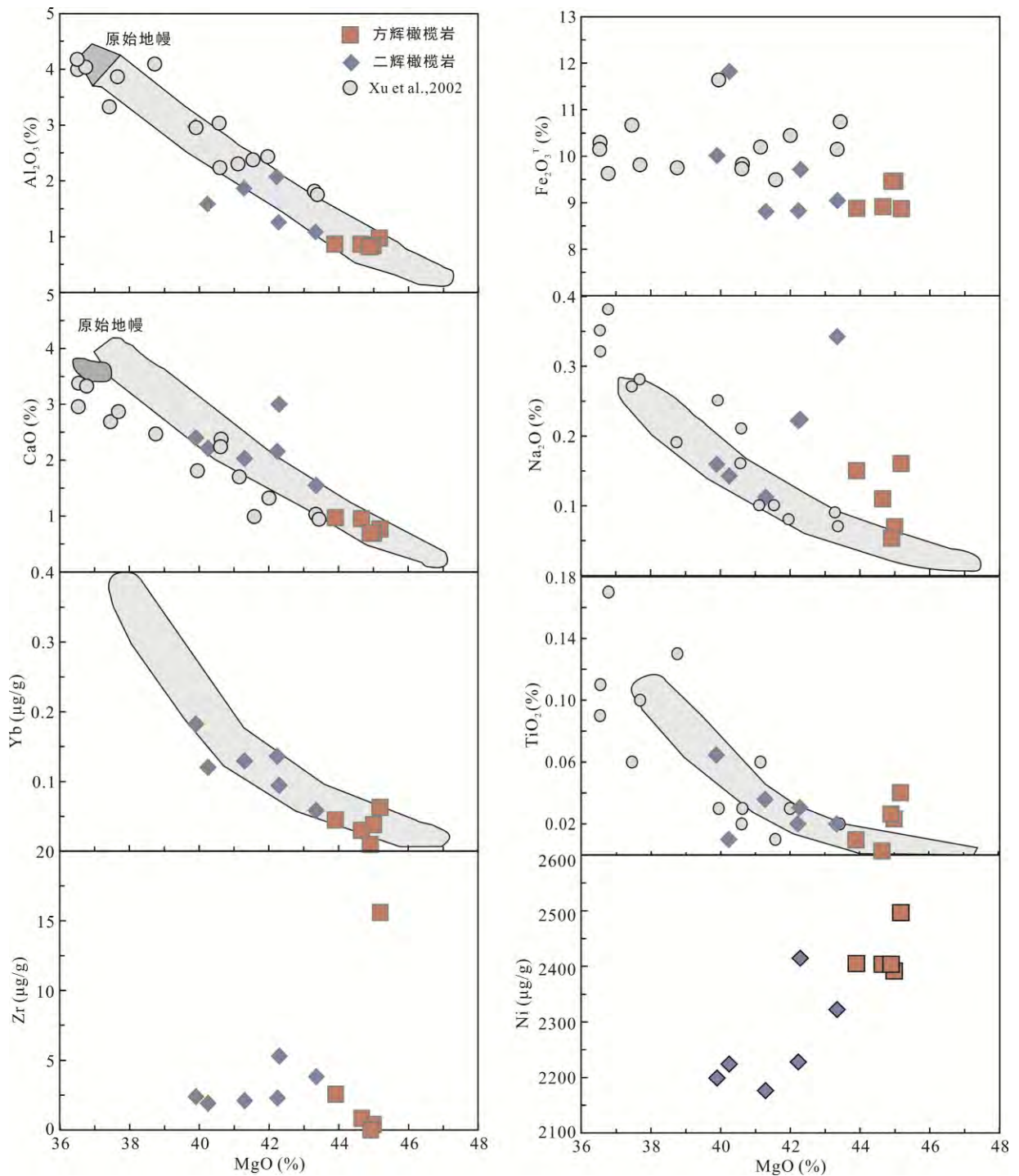


图 3 蓬莱地幔橄榄岩包体的主、微量元素-MgO 散点图(浅灰色阴影部分引自 Takazawa et al., 2000 和 Xu Y G et al., 2003; 原始地幔引自 Hart and Zindler, 1986; 灰色圆点为海南岛幔源包体数据引自 Xu X S et al., 2002)

Fig.3 Whole-rock major and trace elements vs. MgO diagrams of the Penglai mantle peridotites

榄岩具有较高的 MgO 含量, 为 43.90%~45.18%, $Mg^{\#}$ 介于 91.3~91.8, 但后者的 Al_2O_3 、CaO、 TiO_2 等含量较低, 表明方辉橄榄岩的部分熔融程度较大。

蓬莱幔源包体球粒陨石标准化稀土元素配分型式大致可分为三组(图 4): 第一组幔源包体为 REE

平坦型, $(La/Yb)_N=0.8$, $(Gd/Yb)_N=0.9$ (图 4a), 其原始地幔标准化微量元素蛛网图上显示 Sr、Ba、Nb、Ta 正异常, Th、U、Zr、Ti 负异常(图 4b); 第二组样品为 LREE 富集、HREE 平坦的右倾型, $(La/Yb)_N=4.7\sim 13.2$, $(Gd/Yb)_N=1.4\sim 1.7$ (图 4c)。二辉橄榄岩样品

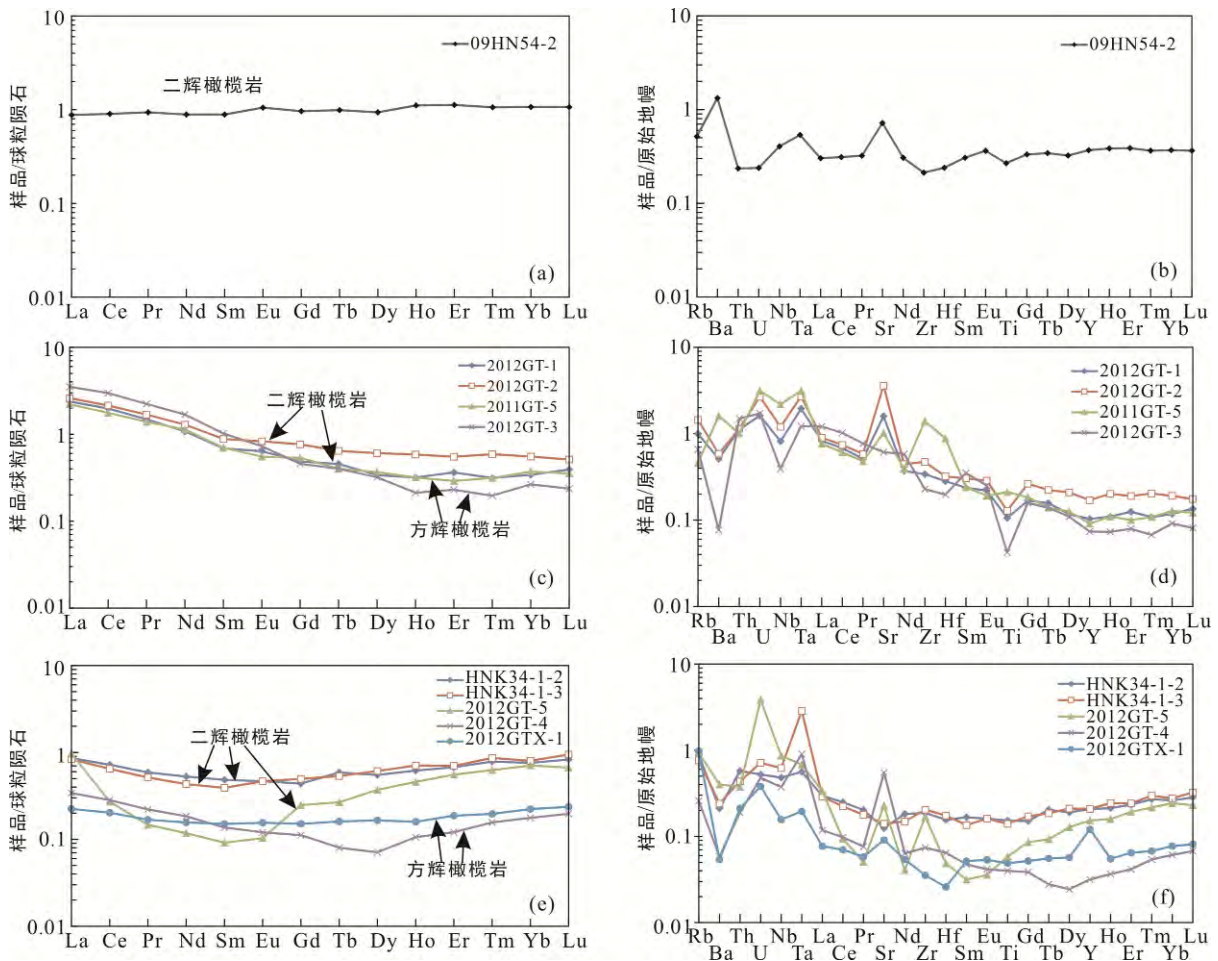


图 4 蓬莱地幔橄榄岩包体全岩球粒陨石标准化稀土元素配分模式(a, c, e)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b, d, f) (球粒陨石和原始地幔标准化值引自 Sun and McDonough, 1989)

Fig.4 Chondrite-normalized REE patterns (a, c, e) and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams (b, d, f) of the Penglai mantle peridotites

2012GT-1 和 2012GT-2 微量元素蛛网图显示 Sr 强正异常及 U、Zr 弱正异常, Ba、Nb、Ti 强负异常。方辉橄榄岩样品 2011GT-5 显示 U、Ba、Sr、Zr、Hf、Ti 正异常, Nb、Y 负异常。而方辉橄榄岩样品 2012GT-3 样品显示强烈 Ba、Nb、Zr、Hf、Ti 负异常(图 4d); 第三组样品的稀土元素配分型式具有 U 型分布特征, $(La/Yb)_N=1\sim 1.9$, HREE 强烈分异(正斜率分布), $(Gd/Yb)_N=0.4\sim 0.7$ (图 4e)。根据其微量元素蛛网图可将其分为两小类: 第一类样品 HNK34-1-2 和 HNK34-1-3 显示 Ta、Zr 正异常, Ba、Sr 负异常, 第二类样品 U、Ta、Sr、Zr 正异常及 Ba 的负异常(图 4f)。

3.2 全岩 Sr-Nd 同位素特征

海南岛蓬莱地区 6 件幔源包体全岩同位素分析结果见表 1。样品 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 介于 0.703129~0.703947 之间, $^{143}Nd/^{144}Nd$ 介于 0.512850~0.513195 之间($\epsilon_{Nd}=+4.1\sim +10.9$), 显示和寄主玄武岩相似的 MORB-OIB

型亏损地幔(DM)同位素特征, 并且二辉橄榄岩的同位素变化范围比方辉橄榄岩更大(图 5)。二辉橄榄岩样品 HNK34-1-2 具有最高的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值(0.513195)和最低的 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 值(0.703129), 显示最为亏损的同位素特征。

3.3 单矿物主微量元素与平衡温度计算

3.3.1 单矿物主微量元素特征

海南蓬莱地区地幔橄榄岩包体的单矿物主元素分析结果(电子探针分析)及单斜辉石微量元素分析结果(LA-ICP-MS 分析)分别见表 2 和表 3。二辉橄榄岩中橄榄石 Fo 值介于 89.4~91.9 之间, 斜方辉石 $Mg^{\#}$ 值介于 89.8~92 之间; 方辉橄榄岩中橄榄石 Fo 值介于 87.2~91.7 之间, 斜方辉石 $Mg^{\#}$ 值介于 87.7~91.8 之间, 两者之间没有明显差别。尖晶石矿物 Cr[#] 值介于 0.12~0.5 之间, 单斜辉石的 $Mg^{\#}$ 介于 90~93.4 之间。

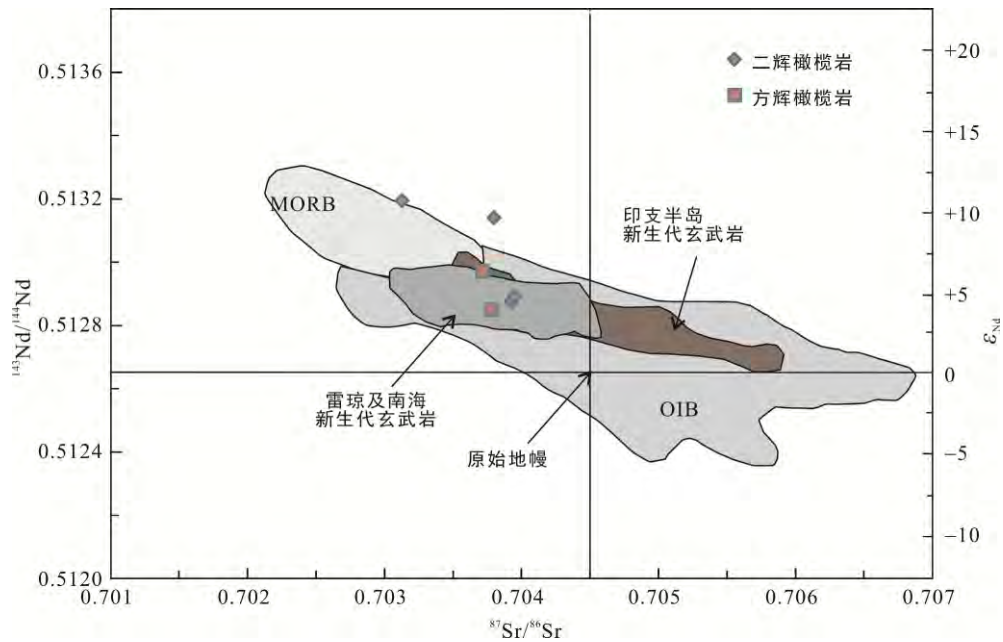


图 5 蓬莱地幔橄榄岩包体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 图(MORB 和 OIB 数据引自 Zindler and Hart, 1986; 印支半岛玄武岩、雷琼及南海新生代玄武岩数据引自 Tu et al., 1991, 1992; Flower et al., 1992; Hoang et al., 1996; Zhou and Mukasa, 1997; Yan et al., 2008; 韩江伟等, 2009; Zou and Fan, 2010)

Fig.5 Whole-rock $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of the Penglai mantle peridotite

表 2 海南岛蓬莱地幔橄榄岩矿物电子探针分析平均结果(%)

Table 2 Average electron probe analytical results of minerals from the Penglai mantle peridotites in Hainan Island (%)

样品	岩石类型	矿物	点位	数量(个)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Cr ₂ O ₃	Total	Mg [#]
09HN57(1)	尖晶石二辉 橄榄岩	Ol		6	40.81	0.02	0.01	9.6	0.11	47.82	0.03	0.02	0.01	0.44	0.01	98.89	89.9
		Opx		6	56.01	0.08	2.98	6	0.12	32.85	0.53	0.04	0.01	0.11	0.46	99.19	90.7
		Cpx		1	52.63	0.18	3.44	2.24	0.09	15.84	23.76	0.85	0	0.08	0.84	99.94	92.7
		Sp		2	0.06	0.17	44.83	13.08	0.11	18.3	0.01	0.02	0	0.3	22.31	99.18	
09HN54(2)	尖晶石二辉 橄榄岩	Ol		9	41.2	0.01	0.01	8.76	0.12	48.74	0.04	0.03	0.01	0.41	0.01	99.34	90.8
		Opx		4	56.86	0.02	2.02	5.67	0.12	33.67	0.61	0.09	0.02	0.09	0.53	99.7	91.4
		Cpx		1	53.48	0.07	3.1	2.35	0.06	15.72	22.37	1.38	0	0.06	1.4	99.99	92.3
		Sp		1	0.08	0.11	27.21	16.44	0.17	14.76	0	0.05	0	0.17	40.97	99.97	
09HN54(3)	尖晶石二辉 橄榄岩	Ol		8	41.08	0.01	0.03	9.77	0.13	48.05	0.08	0.04	0.01	0.43	0.02	99.65	89.8
		Opx		14	55.05	0.06	4.46	6.28	0.13	32.02	0.77	0.13	0.01	0.12	0.37	99.4	90.1
		Cpx		4	51.83	0.22	5.84	2.91	0.09	14.97	21.27	1.55	0.02	0.04	0.79	99.52	90.2
		Sp		3	0.18	0.07	54.6	11.77	0.1	19.69	0	0.07	0.02	0.42	11.32	98.24	
09HN54(4)	尖晶石二辉 橄榄岩	Ol		10	41.37	0	0.01	8.84	0.11	48.95	0.05	0.03	0.01	0.42	0.02	99.81	90.8
		Opx		9	56.59	0.03	2.49	5.47	0.12	33.3	0.76	0.08	0.01	0.09	0.55	99.48	91.6
		Cpx		1	53.4	0.09	2.64	2.33	0.09	16.88	23.24	0.63	0.01	0.08	0.89	100.27	92.8
		Sp		2	0.04	0.1	33.56	13.46	0.19	16.52	0	0.1	0.01	0.21	35.92	100.1	
HNK34-1(1)	二辉橄榄岩	Ol		8	41.26	0.01	0.03	8.3	0.11	49.14	0.07	0.12	0.03	0.44	0.02	99.51	91.3
		Opx		12	56.53	0.03	2.75	5.34	0.12	33.24	0.77	0.11	0.01	0.11	0.6	99.62	91.7
		Opx	核部	1	56.16	0.05	2.75	5.41	0.12	33.51	0.77	0.1	0.01	0.11	0.56	99.54	91.7
		Opx	边部	1	56.49	0.01	2.68	5.44	0.11	33.28	0.77	0.11	-	0.13	0.65	99.66	91.6
		Cpx		8	53.13	0.1	3.94	2.38	0.06	16	21.44	1.41	0.01	0.05	1.43	99.97	92.3
HNK34-1(2)	尖晶石二 辉橄榄岩	Ol		2	41.33	0	0.01	9.42	0.12	48.53	0.03	0.01	0.01	0.51	0	99.96	90.2
		Opx		5	55.73	0.05	3.6	6.02	0.14	32.48	0.65	0.08	0.02	0.09	0.44	99.29	90.6

续表 2:

样品	岩石类型	矿物	点位	数量(个)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	NiO	Cr ₂ O ₃	Total	Mg [#]
HNK34-1a	尖晶石二辉橄榄岩	Cpx		2	52.06	0.18	5.19	1.96	0.06	14.91	22.76	1.52	0.02	0.05	1.11	99.81	93.1
		Sp		3	0.04	0.01	51.81	11.32	0.12	18.99	0	0.04	0.01	0.27	17.06	99.68	
		Ol		9	40.99	0.01	0.01	9.15	0.13	48.21	0.02	0.02	0.01	0.44	0.01	99.01	90.4
		Opx		13	55.97	0.03	3.54	6.05	0.13	32.67	0.52	0.05	0.01	0.1	0.42	99.47	90.6
		Cpx		4	52.87	0.16	4.92	2.02	0.06	14.94	22.87	1.44	0	0.01	0.99	100.29	92.9
HNK34-1b	尖晶石二辉橄榄岩	Sp		3	0.03	0.03	53.17	11.06	0.1	19.17	0	0.01	0.01	0.37	15.65	99.61	
		Ol		4	41.16	0	0.02	9.24	0.12	48.56	0.03	0.05	0.03	0.43	0.02	99.65	90.4
		Opx		8	56.21	0.04	3.46	6.08	0.13	32.74	0.54	0.06	0	0.08	0.41	99.73	90.6
		Cpx		6	51.96	0.12	5.3	2.13	0.08	15.07	22.14	1.52	0.01	0.06	1.11	99.51	92.6
HNK34-1-3	方辉橄榄岩	Sp		2	0.03	0.03	52.35	11.35	0.11	19.25	0	0.02	0.01	0.34	16.69	100.19	
		Ol		7	41.25	0.01	0.02	8.92	0.13	48.79	0.07	0.07	0.01	0.43	0.03	99.73	90.7
HNK35(1)	方辉橄榄岩	Opx		7	56.42	0.07	2.79	5.7	0.13	32.94	0.82	0.09	0.01	0.12	0.61	99.69	91.1
		Ol		6	40.92	0	0.02	9.14	0.12	49.16	0.07	0.03	0.01	0.41	0.03	99.91	90.5
		Opx		6	56.52	0.09	2.64	5.81	0.12	32.8	1.04	0.14	0.02	0.09	0.73	99.99	91
		Opx	核部	1	56.6	0.03	2.86	5.4	0.13	32.83	0.91	0.12	-	0.08	0.71	99.66	91.6
		Opx	边部	1	56.45	0.22	1.51	7.83	0.15	31.38	1.76	0.07	-	0.06	0.65	100.07	87.7

单斜辉石的 MgO 与 Al₂O₃、Na₂O、TiO₂ 呈负相关关系(图 6)。其中, Al₂O₃、Na₂O 的分布范围不同于未受交代作用影响的地幔橄榄岩范围, 表明样品可能受到了地幔交代作用影响。CaO 的分布较 Al₂O₃、Na₂O、TiO₂ 分散, 指示 CaO 含量可能受地幔交代作用的影响较大。根据单斜辉石球粒陨石标准化稀土元素配分型式特征, 可将其大致分为 a、b、c 三类(图 7)。

a 类单斜辉石主要来自富集单斜辉石的尖晶石二辉橄榄岩, 具有显示 LREE 亏损、HREE 平坦的左倾型特征(图 7a)。在三类单斜辉石中 LREE 含量最低, 部分单斜辉石具有高的 La 和 Ce 含量, HREE 含量中等。(La/Yb)_N=0.04~2.78, (Gd/Yb)_N=0.46~0.70, (Ho/Yb)_N=0.69~1.09, Mg[#]_{Cpx}=92.3~93.4, Al₂O₃=4.29%~5.77%, TiO₂=0.11%~0.19%, Ti=303~1277 μg/g; 橄榄石和斜方辉石的 Mg[#]值分别为 Mg[#]_{Ol}=90.1~90.7, Mg[#]_{Opx}=90.3~90.8, 尖晶石的 Cr[#]_{Sp} 值为 0.14~0.19。不相容元素含量非常低, 其原始地幔标准化微量元素蛛网图上显示 Th、U、Ta、Sr 正异常及极低含量的 Ba、Zr、Hf、Ti 负异常(图 7b)。

b 类单斜辉石来自较为富集单斜辉石的二辉橄榄岩, 具有 HREE 平坦的 U 型分布特征(图 7c), HREE 含量最高。(La/Yb)_N=1.79~7.41, (Gd/Yb)_N=0.72~2.28, (Ho/Yb)_N=0.84~1.13, Mg[#]_{Cpx}=89.9~90.3, Al₂O₃=5.80%~5.87%, TiO₂=0.18%~0.27%, Ti=1378~1598 μg/g; 橄榄石和斜方辉石的 Mg[#]值分别为 Mg[#]_{Ol}=89.4~90.1, Mg[#]_{Opx}=89.8~90.4, 尖晶石的 Cr[#]_{Sp} 值为 0.12~0.13。

其不相容元素含量比 a 类样品高, 原始地幔标准化微量元素蛛网图上显示 Rb、Ba、Nb、Sr、Ti 负异常, Ta、Zr、Hf 既有正异常也有负异常特征(图 7d)。

c 类单斜辉石分别来自贫单斜辉石的二辉橄榄岩和方辉橄榄岩样品, 并具有粗粒碎斑结构, 具有 LREE 富集、HREE 弱亏损的右倾型特征(图 7e), LREE 含量最高、HREE 含量最低。(La/Yb)_N=2.39~26.0, (Gd/Yb)_N=0.94~6.14, (Ho/Yb)_N=0.84~1.95, Mg[#]_{Cpx}=91.4~92.8, Al₂O₃=2.64%~4.17%, TiO₂=0.06%~0.18%, Ti=675~919 μg/g; 橄榄石和斜方辉石的 Mg[#]值分别为 Mg[#]_{Ol}=90.1~91.9, Mg[#]_{Opx}=90.4~92, 尖晶石的 Cr[#]_{Sp} 值为 0.24~0.42。样品强烈富集不相容元素, 大部分单斜辉石微量元素蛛网图显示明显的 Ba 及 HFSE 元素 Nb、Ta、Zr、Hf、Ti 负异常, 少数样品显示 Zr、Hf 正异常(图 7f)。

3.3.2 平衡温度计算

根据 Brey and Kolher (1990) 的 Ca-in-Opx 温度计(误差为±60)估计 a、b、c 三类单斜辉石样品的平衡温度分别为 818~1015 、960~977 及 864~988 (表 4), 二辉橄榄岩的平衡温度平均为 932 , 低于方辉橄榄岩的平均平衡温度 1000 。根据 Putirka (2008) 的二辉石温度计(误差为±56)获得 a、b、c 三类单斜辉石样品的平衡温度分别为 780~911 , 948~953 及 956~984 (表 4)。这一计算结果与 Xu Y G et al. (2002) 计算的该区地幔橄榄岩的平衡温度结果一致。

表 3 海南岛蓬莱地幔橄辉岩中单斜辉石 LA-ICP-MS 微量元素分析结果($\mu\text{g/g}$)
 Table 3 Trace element ($\mu\text{g/g}$) compositions of clinopyroxene analyzed by LA-ICP-MS from the Penglai mantle peridotites in Hainan Island

样品 点位	HNK 34-06	HNK 34-1b-07	HNK 34-1b-08	HNK 34-1b-10	HNK 34-1b-14	HNK 34-1b-15	HNK 34-1b-21	HNK 34-1b-24	HNK 34-1a-11	HNK 34-1a-13	HNK 34-1a-21	HNK 34-1a-22	HNK 34-1a-24	HNK 34-1a-27	HNK 34-1a-28
Sc	75	60	68	59	61	63	70	73	67	74	91	60	60	56	69
Ti	840	729	772	730	767	775	837	791	820	827	919	798	700	697	829
V	248	234	257	238	250	249	253	258	249	258	276	246	222	218	224
Cr	6053	7845	7483	8336	8921	8009	7604	7402	7826	7184	6106	8773	6882	7477	6424
Co	15.7	17	20.5	19.5	20.1	18.9	18	18.6	18.4	17.8	17.6	18	16.4	16.5	15
Ni	273	274	306	308	316	287	295	298	285	293	299	295	267	265	251
Zn	5.76	6.45	8.17	7.61	9.86	6.84	5.89	7.09	6.34	6.44	6.08	7.28	5.78	5.63	5.83
Ge	0.59	1.38	1.68	1.03	1.14	1.49	0.66	0.97	1.19	0.89	1.15	0.51	0.98	0.78	1.02
Rb	0.01	0	0	0	0	0	0	0.08	0	0	0	0.01	0	0	0
Sr	8.01	8.52	9.17	8.79	9.31	8.85	8.93	9.38	8.84	8.66	8.77	8.86	7.95	7.74	7.25
Y	8.91	9.2	9.37	9.19	9.51	9.63	10.03	9.71	9.5	9.48	9.52	10	8.65	8.95	8.9
Zr	3.01	2.83	2.78	3.44	2.76	3.38	3.14	3.08	3.31	3.31	3.8	3.35	2.77	2.86	2.56
Nb	0.03	0.04	0.07	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.06	0.02	0.05	0.06	0.02	0.03
Ba	0.01	0.02	0.04	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04	0.01	0.04	0	0.01	0.03	0.03	0
La	0.12	0.09	0.09	0.1	0.07	0.09	0.1	0.06	0.08	0.08	0.17	0.09	0.07	0.06	0.14
Ce	0.22	0.26	0.3	0.32	0.33	0.27	0.3	0.3	0.28	0.29	0.27	0.29	0.25	0.23	0.24
Pr	0.04	0.07	0.07	0.06	0.09	0.05	0.08	0.06	0.06	0.05	0.04	0.08	0.04	0.05	0.04
Nd	0.45	0.63	0.47	0.54	0.63	0.64	0.46	0.57	0.48	0.49	0.48	0.54	0.49	0.41	0.34
Sm	0.28	0.31	0.39	0.36	0.28	0.36	0.25	0.32	0.41	0.29	0.4	0.2	0.28	0.22	0.3
Eu	0.15	0.19	0.17	0.24	0.18	0.1	0.2	0.19	0.17	0.17	0.14	0.22	0.16	0.14	0.16
Gd	0.71	0.67	0.68	0.85	0.75	0.74	0.76	0.93	1.02	0.75	0.73	0.83	0.59	0.61	0.69
Tb	0.13	0.21	0.19	0.2	0.21	0.18	0.19	0.15	0.18	0.19	0.19	0.18	0.15	0.15	0.13
Dy	1.41	1.52	1.4	1.44	1.47	1.51	1.44	1.48	1.49	1.43	1.48	1.75	1.22	1.4	1.45
Ho	0.35	0.34	0.36	0.33	0.35	0.35	0.35	0.33	0.31	0.39	0.33	0.36	0.35	0.35	0.34
Er	1.13	1.02	0.97	1.1	1.18	1.18	1.19	1.37	1.09	1.09	1.23	1.24	0.94	1.05	1.1
Tm	0.14	0.16	0.13	0.15	0.15	0.18	0.19	0.17	0.14	0.16	0.19	0.16	0.15	0.15	0.15
Yb	1.13	1.12	1.08	1	1.28	1.15	0.99	1.19	1.35	1.2	1.3	1.18	0.97	0.97	1.05
Lu	0.18	0.17	0.15	0.16	0.21	0.18	0.19	0.14	0.19	0.19	0.16	0.2	0.19	0.16	0.17
Hf	0.14	0.12	0.14	0.17	0.12	0.17	0.14	0.09	0.12	0.15	0.24	0.15	0.07	0.13	0.15
Ta	0	0.02	0	0	0	0.02	0	0	0.01	0.01	0	0	0.02	0.01	0
Pb	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.02	0.25	0.04	0.06	0.02	0.03	0.04	0	0.04	0.07
Th	0	0	0.01	0	0.01	0.01	0	0.03	0	0	0	0	0	0.02	0
U	0.04	0	0	0.01	0.01	0	0.03	0	0.07	0	0.05	0	0	0.01	0.03

续表 3:

样品	HN54				09HN				2011GT-				HNK34-												
	(3)-22	(3)-24	57(1)-01	57(1)-05	57(1)-08	54(4)-10	5-1-01	核	5-1-02	核	5-1-07	边	5-1-08	边	5-1-09	5-1-10	核	1(1)-01	核	1(1)-02	幔	1(1)-03	幔		
Sc	62	63	74	73	79	65	63	核	62	核	68	边	70	边	67	65	核	72	核	75	核	72	幔	72	幔
Ti	1598	1454	1264	1277	1186	342	312	303	359	342	307	311	342	307	311	986	986	986	986	626	626	605	605	605	605
V	251	256	254	258	256	196	204	205	217	219	212	211	219	212	211	228	228	228	228	233	233	227	227	227	227
Cr	5454	5327	5851	6170	6051	6411	6974	6988	7311	7453	7176	7103	7453	7176	7103	9919	9919	9919	9919	10421	10421	10190	10190	10190	10190
Co	24.9	21.9	19.0	21.1	18.8	23.0	22.7	22.3	23.1	22.9	23.1	22.2	22.9	23.1	22.2	21.1	21.1	21.1	21.1	21.1	21.1	20.7	20.7	20.7	20.7
Ni	526	397	316	333	325	389	373	375	412	399	390	389	399	390	389	335	335	335	335	363	363	354	354	354	354
Zn	12.07	10.72	8.26	9.80	8.09	10.27	10.50	9.69	10.85	10.94	9.58	9.18	10.94	9.58	9.18	12.53	12.53	12.53	12.53	10.08	10.08	9.90	9.90	9.90	9.90
Ge	1.61	1.50	1.48	2.29	1.40	1.70	0.95	1.16	1.14	1.15	1.00	0.80	1.15	1.00	0.80	1.37	1.37	1.37	1.37	1.54	1.54	1.62	1.62	1.62	1.62
Rb	0.34	0.09	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.04	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	3.99	3.99	3.99	3.99	0.00	0.00	0.10	0.10	0.10	0.10
Sr	71.96	54.70	53.48	53.18	148.72	65.05	90.53	107.55	225.86	236.43	146.94	111.27	236.43	146.94	111.27	140.65	140.65	140.65	140.65	121.82	121.82	152.98	152.98	152.98	152.98
Y	14.33	13.30	6.09	6.41	5.96	3.06	2.97	3.01	4.78	4.51	3.17	2.84	4.51	3.17	2.84	8.49	8.49	8.49	8.49	8.12	8.12	8.10	8.10	8.10	8.10
Zr	58.85	20.38	15.61	15.00	14.66	26.23	21.81	23.09	46.95	51.42	22.79	19.20	51.42	22.79	19.20	91.85	91.85	91.85	91.85	87.13	87.13	87.61	87.61	87.61	87.61
Nb	2.42	2.17	0.05	0.07	0.03	0.95	0.62	0.75	0.99	1.09	0.93	0.83	1.09	0.93	0.83	2.21	2.21	2.21	2.21	0.58	0.58	0.81	0.81	0.81	0.81
Ba	5.03	0.17	0.08	0.59	0.18	0.16	0.11	0.18	0.87	0.40	0.17	0.19	0.40	0.17	0.19	4.36	4.36	4.36	4.36	0.07	0.07	0.35	0.35	0.35	0.35
La	4.22	4.13	2.87	2.51	8.07	3.92	4.87	6.13	9.74	9.83	7.33	5.50	9.83	7.33	5.50	8.01	8.01	8.01	8.01	5.56	5.56	7.22	7.22	7.22	7.22
Ce	10.52	9.63	5.09	5.36	11.61	10.41	11.54	13.64	26.22	27.30	17.67	13.05	27.30	17.67	13.05	19.08	19.08	19.08	19.08	13.87	13.87	17.03	17.03	17.03	17.03
Pr	1.46	1.17	0.71	0.78	1.12	1.22	1.40	1.70	3.57	3.71	2.18	1.55	3.71	2.18	1.55	2.60	2.60	2.60	2.60	1.96	1.96	2.32	2.32	2.32	2.32
Nd	5.90	3.99	3.58	4.09	3.95	4.83	5.15	5.96	13.96	14.24	8.46	6.22	14.24	8.46	6.22	11.05	11.05	11.05	11.05	8.77	8.77	9.96	9.96	9.96	9.96
Sm	1.28	0.97	1.02	1.08	1.01	0.98	0.83	0.84	2.77	3.02	1.35	0.90	3.02	1.35	0.90	2.45	2.45	2.45	2.45	2.06	2.06	2.30	2.30	2.30	2.30
Eu	0.48	0.41	0.33	0.39	0.32	0.23	0.30	0.24	0.89	0.83	0.42	0.34	0.83	0.42	0.34	0.86	0.86	0.86	0.86	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63	0.63
Gd	1.80	1.50	1.24	1.17	0.89	0.93	0.71	0.86	2.20	1.80	1.07	0.71	1.80	1.07	0.71	2.23	2.23	2.23	2.23	1.85	1.85	1.93	1.93	1.93	1.93
Tb	0.39	0.26	0.17	0.19	0.16	0.12	0.09	0.09	0.26	0.22	0.12	0.11	0.22	0.12	0.11	0.27	0.27	0.27	0.27	0.30	0.30	0.28	0.28	0.28	0.28
Dy	2.58	2.34	1.10	1.15	1.07	0.54	0.60	0.65	1.20	0.94	0.77	0.55	0.94	0.77	0.55	1.66	1.66	1.66	1.66	1.57	1.57	1.54	1.54	1.54	1.54
Ho	0.52	0.48	0.25	0.24	0.22	0.10	0.12	0.12	0.17	0.19	0.10	0.10	0.19	0.10	0.10	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.32	0.33	0.33	0.33	0.33
Er	1.64	1.48	0.75	0.84	0.69	0.36	0.36	0.35	0.39	0.39	0.35	0.28	0.39	0.35	0.28	0.89	0.89	0.89	0.89	0.76	0.76	0.83	0.83	0.83	0.83
Tm	0.25	0.19	0.12	0.13	0.08	0.05	0.03	0.05	0.06	0.07	0.05	0.03	0.07	0.05	0.03	0.12	0.12	0.12	0.12	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10
Yb	1.38	1.59	0.83	0.75	0.78	0.25	0.31	0.36	0.30	0.36	0.20	0.27	0.36	0.20	0.27	0.69	0.69	0.69	0.69	0.73	0.73	0.61	0.61	0.61	0.61
Lu	0.27	0.23	0.12	0.09	0.13	0.03	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09
Hf	1.60	0.36	0.52	0.48	0.56	0.46	0.34	0.33	0.85	0.96	0.41	0.45	0.96	0.41	0.45	1.92	1.92	1.92	1.92	1.71	1.71	1.70	1.70	1.70	1.70
Ta	0.32	0.14	0.02	0.01	0.01	0.07	0.04	0.06	0.12	0.11	0.09	0.08	0.11	0.09	0.08	0.19	0.19	0.19	0.19	0.05	0.05	0.10	0.10	0.10	0.10
Pb	0.47	0.30	0.47	0.40	1.51	0.09	0.26	0.28	0.35	0.40	0.33	0.26	0.40	0.33	0.26	0.60	0.60	0.60	0.60	0.43	0.43	0.55	0.55	0.55	0.55
Thh	0.45	0.48	1.03	0.80	1.52	0.39	0.39	0.34	0.33	0.34	0.34	0.37	0.34	0.34	0.37	0.84	0.84	0.84	0.84	0.63	0.63	0.74	0.74	0.74	0.74
U	0.10	0.09	0.37	0.25	0.46	0.13	0.07	0.09	0.06	0.10	0.06	0.07	0.10	0.06	0.07	0.19	0.19	0.19	0.19	0.11	0.11	0.16	0.16	0.16	0.16

续表 3:

样品	HNK 34-1(1)-04	HNK 34-1(1)-05	HNK 34-1(1)-08	HNK 34-1(1)-09	HNK 34-1(1)-10	HNK 34-1(1)-11	HNK 34-1(1)-12	HNK 34-1(1)-15	HNK 34-1(1)-18	HNK 34-1(1)-19	HNK 34-1(1)-22	HNK 34-1-3-03	HNK 34-1-3-04	HNK 34-1-3-05
Sc	70	74	75	74	75	72	75	75	75	75	77	71	72	72
Ti	655	609	629	612	625	611	713	605	602	613	685	1094	1204	1266
V	225	237	231	233	232	227	233	234	234	231	234	237	241	236
Cr	9939	10406	10629	10386	10546	10668	10616	10627	10920	10612	10473	9140	9537	8928
Co	20.5	21.0	20.9	21.0	21.6	20.6	21.5	21.9	21.6	21.7	22.4	22.3	24.0	23.1
Ni	335	358	355	366	365	358	378	368	368	366	377	371	420	385
Zn	12.12	11.11	10.63	10.13	10.13	10.64	10.82	10.32	10.48	10.26	10.86	11.74	13.54	13.86
Ge	1.82	1.15	1.73	1.75	1.31	1.10	0.59	1.02	0.79	0.99	1.06	1.40	1.21	0.78
Rb	0.28	0.14	0.00	0.00	0.27	0.00	0.24	0.00	0.00	0.00	0.68	0.08	0.28	1.26
Sr	136.44	106.28	109.52	150.87	146.51	126.83	116.73	106.82	109.05	124.60	143.18	310.67	317.86	305.84
Y	8.52	8.16	8.05	7.87	7.76	7.77	8.08	7.95	8.33	8.00	8.54	9.48	9.80	9.87
Zr	102.27	84.00	85.00	82.38	83.15	82.66	86.49	82.63	81.21	80.05	84.56	98.51	105.54	99.75
Nb	1.67	0.47	0.36	0.51	0.69	0.52	0.75	0.39	0.45	0.47	0.94	3.02	3.13	4.13
Ba	0.27	0.12	0.09	0.11	0.32	0.10	1.26	0.07	0.09	0.10	1.68	0.45	3.08	0.98
La	7.35	3.90	3.89	7.12	7.31	6.01	4.85	3.79	3.73	5.75	7.35	15.14	15.81	15.47
Ce	17.81	11.37	11.12	17.09	16.48	13.79	12.35	11.01	11.17	14.12	17.29	33.20	34.58	33.89
Pr	2.34	1.72	1.68	2.31	2.20	1.89	1.84	1.64	1.76	1.95	2.41	4.00	4.08	4.12
Nd	10.14	7.74	7.69	9.27	9.73	7.72	7.97	7.53	7.31	8.61	10.48	15.26	16.19	15.67
Sm	2.52	2.17	1.93	2.20	1.84	1.76	2.20	1.78	2.11	2.01	2.08	3.13	3.45	3.21
Eu	0.79	0.57	0.61	0.58	0.57	0.61	0.62	0.53	0.58	0.58	0.74	0.89	1.04	1.01
Gd	2.19	1.76	1.76	1.95	2.01	1.62	1.74	1.80	1.62	1.76	1.78	3.00	3.24	3.19
Tb	0.28	0.26	0.28	0.27	0.26	0.26	0.25	0.28	0.25	0.25	0.29	0.38	0.41	0.38
Dy	1.90	1.62	1.40	1.49	1.59	1.53	1.71	1.66	1.61	1.73	1.54	2.38	2.37	2.19
Ho	0.34	0.31	0.30	0.31	0.25	0.29	0.30	0.27	0.30	0.33	0.32	0.35	0.39	0.37
Er	0.88	0.81	0.83	0.85	0.84	0.73	0.76	0.94	0.84	0.85	0.80	0.90	1.12	1.07
Tm	0.10	0.11	0.09	0.09	0.07	0.13	0.12	0.13	0.08	0.08	0.12	0.10	0.14	0.12
Yb	0.78	0.64	0.77	0.51	0.63	0.57	0.64	0.66	0.60	0.61	0.68	0.62	0.59	0.67
Lu	0.08	0.10	0.08	0.09	0.10	0.10	0.08	0.09	0.11	0.10	0.10	0.08	0.10	0.08
Hf	2.18	1.71	1.53	1.76	1.72	1.55	1.76	1.73	1.49	1.73	1.72	3.67	4.09	3.83
Ta	0.17	0.03	0.04	0.05	0.05	0.05	0.06	0.04	0.04	0.04	0.10	0.47	0.50	0.50
Pb	0.49	0.21	0.18	0.59	0.70	0.54	0.35	0.10	0.17	0.39	0.54	1.09	1.36	1.83
Th	0.81	0.47	0.45	0.73	0.73	0.71	0.66	0.40	0.37	0.59	0.76	1.63	1.70	1.73
U	0.17	0.12	0.09	0.17	0.15	0.13	0.13	0.10	0.08	0.16	0.15	0.37	0.37	0.38

单位

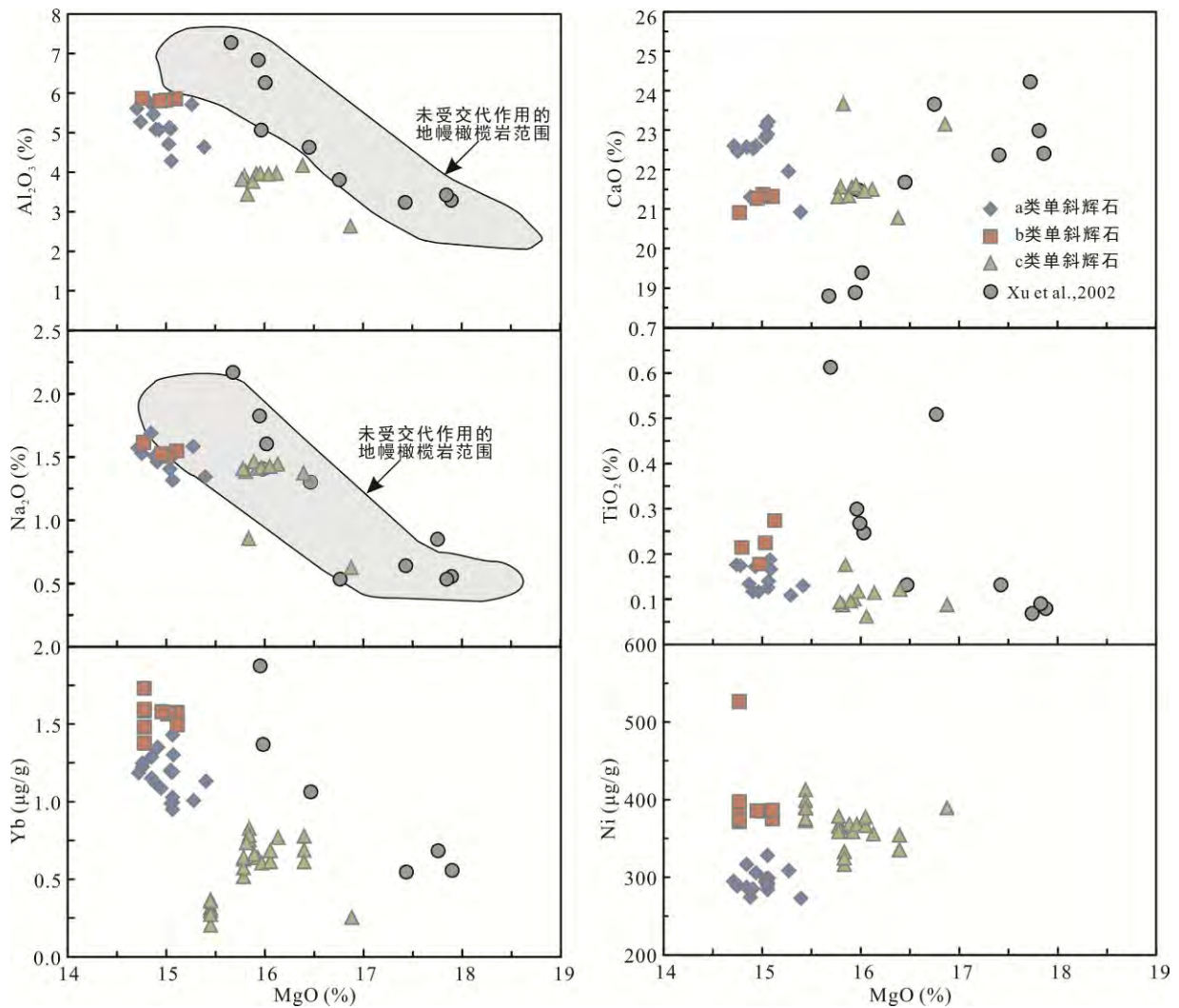


图 6 蓬莱地幔橄榄岩单斜辉石的主量、微量元素-MgO 散点图(灰色阴影部分引自 Yaxley et al., 1998; Xu Y G et al., 2002; 灰色圆点单斜辉石数据引自 Xu Y G et al., 2002)

Fig.6 Major and trace elements vs. MgO diagrams of clinopyroxene from the Penglai mantle peridotites

4 讨论

4.1 部分熔融过程

海南岛蓬莱地区地幔橄榄岩包体岩石类型主要为二辉橄榄岩和方辉橄榄岩, 并以二辉橄榄岩为主, 表明该区岩石圈地幔组成主要为富集和中等亏损型地幔。橄榄岩包体全岩及单斜辉石的 MgO 含量与 CaO、Al₂O₃、Na₂O、TiO₂、Yb 含量呈负相关关系, 而与 Ni 含量呈正相关关系(图 3、6), 这些地球化学特征与世界范围内地幔橄榄岩的化学成分变化一致, 表明其主量元素变化主要受部分熔融过程控制(Frey et al., 1985; McDonough and Frey, 1989; Xu X S et al., 2000; Takazawa et al., 2000)。强不相容元素(如 Ba、Nb)的亏损程度大于中等不相容元素(如 HREE), 同样反映出部分熔融过程对微量元素含量的控制作

用。相比二辉橄榄岩, 方辉橄榄岩具有较高 MgO 含量, 且 Al₂O₃、CaO、TiO₂ 等玄武质组分含量较低, 表明方辉橄榄岩所经历的部分熔融程度较二辉橄榄岩大。

为进一步限定海南岛蓬莱地幔橄榄岩的部分熔融程度, 本文分别利用矿物主量和微量元素两种方法进行了模拟。利用 Hellebrand et al. (2001) 建立的通过尖晶石 Cr[#]值计算地幔部分熔融程度的公式得出蓬莱地幔橄榄岩包体的部分熔融程度为 2.7%~10.4%, 其中 a、b、c 类单斜辉石样品的熔融程度分别为 4.6%~7.2%, 2.7%~2.8%, 9.9%~10.4%。b 类单斜辉石的样品部分熔融程度最低, 这与其来自较为富集的二辉橄榄岩样品、具有最低的 Mg[#]_{Cpx}、Mg[#]_{opx}、Mg[#]_{oi}、Cr[#]_{sp} 值及最高的单斜辉石 HREE 含量等地球化学特征相符; c 类单斜辉石的样品具有相

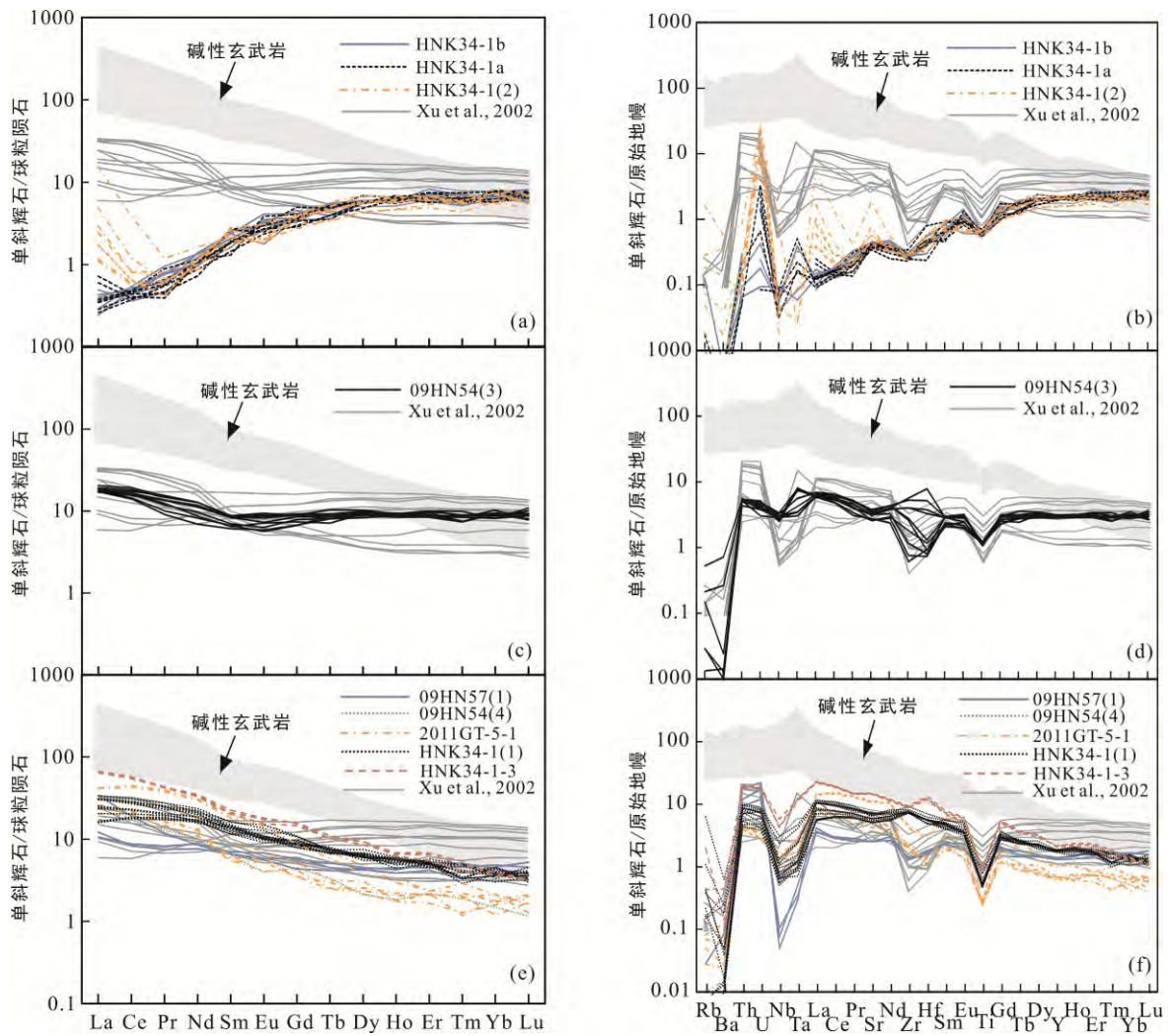


图 7 蓬莱地幔橄辉岩单斜辉石球粒陨石标准化稀土元素配分模式(a, c, e)和原始地幔标准化微量元素蛛网图(b, d, f) (球粒陨石和原始地幔标准化值引自 Sun and McDonough, 1989; 灰色线条单斜辉石数据引自 Xu Y G et al., 2002)
 Fig.7 Chondrite-normalized REE patterns (a, c, e) and primitive mantle-normalized trace element spider diagrams (b, d, f) of clinopyroxene from the Penglai mantle peridotites

表 4 海南岛蓬莱地幔橄辉岩包体的温度()和压力($\times 10^2$ MPa)估算结果

Table 4 Temperature () and pressure ($\times 10^2$ MPa) estimates of the Penglai mantle xenoliths in Hainan Island

样品	(Brey and Kohler, 1990)					(Putirka, 2008)								
	$T()$					$T()$					$P(\times 10^2 \text{ MPa})$			
	<i>n</i>	max	min	average	std.	<i>n</i>	max	min	average	std.	max	min	average	std.
HNK34-1a	13	1015	818	880	47	3	822	779	795	20	9.2	6.0	7.8	1.3
HNK34-1(2)	5	991	866	926	45	3	818	798	806	9	7.0	6.6	6.8	0.2
HNK34-1b	8	1013	830	884	53	3	911	828	858	38	9.7	7.0	8.6	1.2
09HN54(3)	14	977	960	968	5	4	952	948	950	2	9.8	9.3	9.6	0.2
09HN54(4)	9	975	949	961	7									
09HN57(1)	6	915	864	886	18									
HNK34-1(1)	12	975	955	966	6	9	984	956	973	9	9.3	8.0	8.7	0.3
HNK34-1-3	7	988	968	979	8									
HNK35(1)	5	1010	976	1000	12									
09HN54(2)	4	935	895	913	15									

注: *n*. 平衡温度估算的数量; max. 最大值; min. 最小值; average. 平均值; std. 标准方差。

反特征,即来自贫单斜辉石的二辉橄榄岩和方辉橄榄岩样品、含有最高的 $Mg^{\#}_{Opx}$ 、 $Mg^{\#}_{Ol}$ 、 $Cr^{\#}_{Sp}$ 值、较高的 $Mg^{\#}_{Cpx}$ 值及最低的单斜辉石 HREE 含量, 对应最高的部分熔融程度。

第二种方法是利用单斜辉石微量元素之间的协变关系来计算地幔橄榄岩的部分熔融程度。图 8 是原始地幔在尖晶石稳定区分别采用批式熔融和分异熔融模型模拟计算得到的部分熔融趋势图。初始物质原始地幔的 Y 和 Yb 含量为 3 倍 CI 球粒陨石对应元素含量, 分别是 $4.68 \mu\text{g/g}$ 和 $0.4875 \mu\text{g/g}$, $D_Y^{Cpx/melt} = 0.42$, $D_{Yb}^{Cpx/melt} = 0.40$ (Anders and Grevesse, 1989; Johnson et al., 1990; Norman, 1998)。从图 8a 可以看出, 如果蓬莱地幔橄榄岩包体按批式熔融模型发生部分熔融, 部分单斜辉石需要大于 50% 的部分熔融程度才能满足其微量元素丰度条件。但是当地幔发生 40% 的部分熔融时, 将形成科马提岩 (Zimbelman and Gregg, 2000), 这与实际情况不符。因此, 本文采用分异熔融模型来计算该区地幔橄榄岩的部分熔融程度。图 8b 的分异熔融模型显示大部分样品均落于部分熔融趋势线上, 表明蓬莱地幔橄榄岩样品主要是源自尖晶石稳定区的部分熔融产物, 并且其部分熔融程度介于 4%~20% 之间。其中 a、b、c 三类单斜辉石的部分熔融程度分别为 7%~10%、4%~5%、9%~20%, 与利用尖晶石 $Cr^{\#}$ 值计算得到的地幔部分熔融程度基本一致。c 类单斜辉石分布较为分散, 部分样品位于熔融趋势线之下, 这些样品具有较强的 HREE 分异 ($(Gd/Yb)_N = 3.95 \sim 6.14$), 可能与地幔交代作用有关 (徐义刚等, 2001)。

值得注意的是, 海南岛蓬莱地幔橄榄岩中第三组 (图 4e) 全岩样品显示出正斜率分异的 HREE 特征 ($(Gd/Yb)_N = 0.4 \sim 0.7$), 地幔交代作用显然难以解释这一现象。由于石榴子石和单斜辉石具有不同的微量元素特征 (Johnson, 1998), 石榴子石具有富集 HREE, Sr、Ti、Y 负异常, Zr 正异常特征; 而单斜辉石 (Cpx) 因 HREE 分配系数相似无分异, Zr、Ti 呈负异常。因此 Zr 正异常, Sr、Y 负异常及 HREE 分异可作为判断石榴子石参与地幔熔融的地球化学指标 (徐义刚等, 2001)。Hauri and Hart (1994) 根据萨摩尔 Cpx 中 HREE 分异和 Zr 正异常得出该区经历了先于石榴子石稳定区, 后于尖晶石稳定区的变压熔融模型。Xu Y G et al. (2002) 通过研究麒麟地幔包体中具有 HREE 分异特征的单斜辉石, 认为该区尖晶石二辉橄榄岩包体是石榴子石二辉橄榄岩经历变压熔融后的残余。虽然海南岛蓬莱地幔橄榄岩中的单斜辉石并未观察到左倾分异的 HREE 特征, 但是第三组全岩样品却具有左倾分异的 HREE 特征 ($(Gd/Yb)_N = 0.4 \sim 0.7$), 并具有 Zr 正异常, Sr、Y、Ti 负异常, 除去可能受地幔交代作用影响明显的 Sr、Zr 等不相容元素, 表明石榴子石很有可能也参与过该区地幔的部分熔融 (徐义刚等, 2001)。利用与 Xu Y G et al. (2002) 相似的方法, 我们对蓬莱地幔橄榄岩第三组全岩样品进行了模拟计算, 结果显示蓬莱地幔橄榄岩第三组全岩样品经历了总体 18% 以上的变压熔融: 首先需要在石榴子石稳定区发生约 5% 的部分熔融, 然后在尖晶石稳定区发生约 13% 的部分熔融。在地幔流上升过程

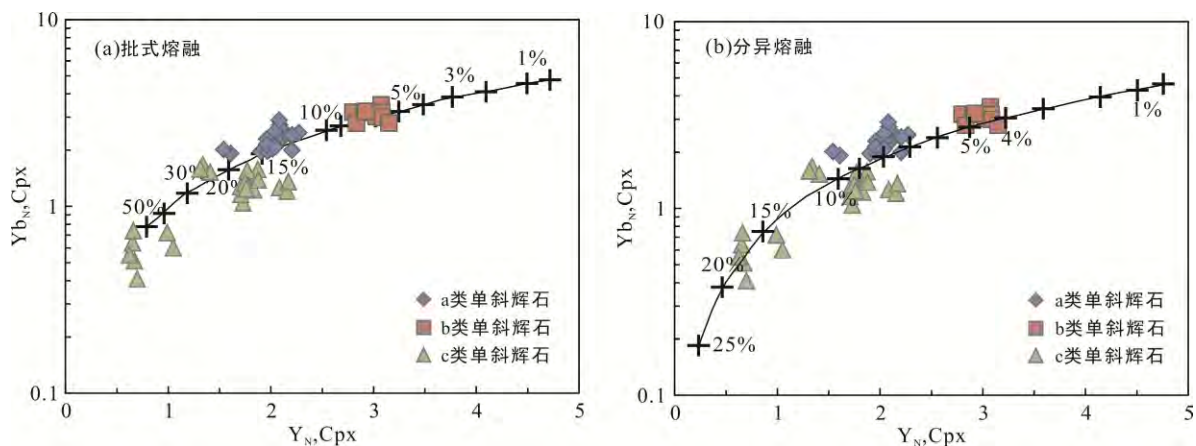


图 8 尖晶石相地幔批式熔融模型及分异熔融模型与蓬莱地幔橄榄岩单斜辉石的原始地幔标准化 Yb 和 Y 含量对比图 (批式熔融模型、分异熔融模型及 REE 分配系数数据引自 Johnson et al., 1990; Norman, 1998; 初始物质为原始地幔, 其 Y 和 Yb 标准化值取 3 倍 CI 球粒陨石对应的元素含量, 据 Anders and Grevesse, 1989; Norman, 1998)

Fig.8 A comparison of batch and fractional melting models with the primitive mantle-normalized Yb and Y contents of clinopyroxene from the Penglai mantle peridotites, assuming a primitive mantle source

中,随着压力的降低,石榴子石将分解成单斜辉石、斜方辉石和尖晶石,最终平衡于尖晶石稳定区。这些分解形成的单斜辉石呈细小的颗粒或薄膜充填于矿物粒间,解释了海南岛蓬莱第三组地幔橄榄岩包体全岩样品具有 HREE 左倾分异的特征。

4.2 地幔交代作用

蓬莱地幔橄榄岩全岩和单斜辉石几乎均显示 LILE 正异常、HFSE 负异常(图 4、7),由于该区样品的 Sr-Nd 同位素与雷琼和南海地区的新生代玄武岩 MORB-OIB 亏损地幔范围一致,甚至更亏损(图 5),显然不能用地壳混染作用解释其微量元素地球化学特征。即使是 LREE 亏损的样品,其 La、Ce、Rb、Th、U 等强不相容元素也有不同程度的富集(图 4、7)。因此,我们认为蓬莱地幔橄榄岩包体都经历了地幔交代作用。并且,该区地幔橄榄岩样品显著的微量元素组成差异暗示可能有多种性质的地幔交代物质。a 类单斜辉石由于具有极低的 LILE 和 LREE 含量(图 7),因此其受地幔交代作用程度非常低,可能只经历过强不相容元素(Th、U、Sr、La)的初期富集交代作用。b 类单斜辉石样品显示中等富集的 LREE 和 LILE, Th、U 正异常及 Rb、Ba、Nb、Ta、Sr、Ti 负异常(图 7),表明其交代介质应含较高含量的 LREE 和 Th、U 等不相容元素。而 c 类单斜辉石样品具有最富集的 LREE 和 LILE, HREE 弱分异,微量元素蛛网图上显示 Th、U 正异常及强烈的 Nb、Ta、Ti 负异常(图 7),暗示其交代介质可能富含 LREE 和 Th、U 等不相容元素。

图 9 为蓬莱地幔橄榄岩包体中单斜辉石的微量元素与 La 和 Y 的相关关系图。所有单斜辉石的 La 与 Sr 含量之间均展示出很好的相关性(图 9a), c 类单斜辉石的 La 与 Nb、Zr 也显示出一定的相关性(图 9e, g), 表明 c 类单斜辉石样品的 Sr、Nb、Zr 富集与 LREE 富集交代作用相伴生。a 类单斜辉石具有极低的 Sr、Nb、La、Zr 含量,暗示极低程度的地幔交代作用。所有样品的 Ti 与 LREE 元素 La 均不具有相关关系,表明 Ti 含量并未被地幔交代作用显著改变。此外,几乎所有单斜辉石的 Y 与 Lu、Ti 之间均展示出较好的正相关关系(图 9b, d), 而与不相容性较大的 Nb、Zr 之间则形成了不规则的分布特征(图 9f, h), 暗示地幔交代作用对 Nb、Zr 等不相容性较大的微量元素有很大影响,而对 Ti 及 HREE 则影响不大。b、c 两类单斜辉石均含有相对较高的 Sr、Nb、Zr、La 含量,表明二者曾经历过强烈的地幔交代作用,并且其交代介质应该是地幔熔体而非地幔流

体。因为 Nb、Zr 在含水流体中溶解度很低,而碳酸盐熔体和硅酸盐熔体因具有较大的湿润二面角而能溶解大量的微量元素(Keppler, 1996)。由于海南岛新生代玄武岩微量元素显示 Nb、Ta 正异常特征,而该区所有幔源包体的单斜辉石均具有 Nb、Ta 负异常,因此可以确定,蓬莱地幔橄榄岩包体的交代介质并非是其寄主玄武岩,而可能是来自深部的其他地幔熔体。

Coltorti et al. (1999)通过模拟地幔条件,确定了微量元素在单斜辉石与硅酸盐熔体和碳酸盐熔体中的不同的分配系数,建立了单斜辉石(La/Yb)_N-Ti/Eu 交代介质判别图。蓬莱地幔橄榄岩中单斜辉石的微量元素结果显示其具有较大的变化范围(图 10),其中 a 类和 b 类单斜辉石样品均分布在硅酸盐交代介质范围, c 类单斜样品除少数分布于硅酸盐交代范围外,其余主要分布在碳酸盐交代介质范围。

实验岩石学研究表明, HREE 在单斜辉石和硅酸盐熔体之间的分配系数非常相似(Johnson, 1998)。因此,在尖晶石相稳定域发生的部分熔融,其单斜辉石应该具有平坦的 HREE 分配型式。即使发生较大程度的部分熔融, HREE 也不会发生显著分异。蓬莱地幔橄榄岩大部分单斜辉石样品的 HREE 呈平坦型,且不随 LREE 的变化而变化(图 4),这是色层柱(chromatographic column)地幔交代作用的典型特征(Navon and Stolper, 1987; Bodinier et al., 1990),说明 HREE 受交代作用的影响不大,其含量变化仅反映部分熔融程度的大小。b 类单斜辉石的 HREE 含量最高,表明 b 类单斜辉石部分熔融程度最低;而 c 类单斜辉石具有最低的 HREE 含量,表明 c 类单斜辉石部分熔融程度最高,与分异熔融模拟结果一致(图 8)。但是,部分 c 类单斜辉石具有一定 HREE 分异特征((Gd/Yb)_N=3.95~6.14),显然难以用色层柱地幔交代作用来解释。由于 HREE 在石榴子石中具有较高分配系数,源区存在石榴子石残留的熔体往往具有较低的 HREE 含量。因此,推测 c 类单斜辉石可能受到过来自石榴子石稳定区部分熔融的地幔熔体的交代作用,通过与蓬莱尖晶石地幔橄榄岩的熔-岩渗滤或交代反应,造成这些单斜辉石具有现有的 HREE 分异特征(Frey and Green, 1974)。

由于 Ti 含量不受地幔交代作用影响,因此 Ti 含量只反映上地幔部分熔融程度的大小。在 Ti-ε_{Nd}(0)相关图上,除样品 HNK34-1-2 外,其余样品的 Ti 含量与 ε_{Nd}(0)存在较好的正相关关系(图 11),说明地幔交代作用发生在很早期。因为随着上地幔部分熔融

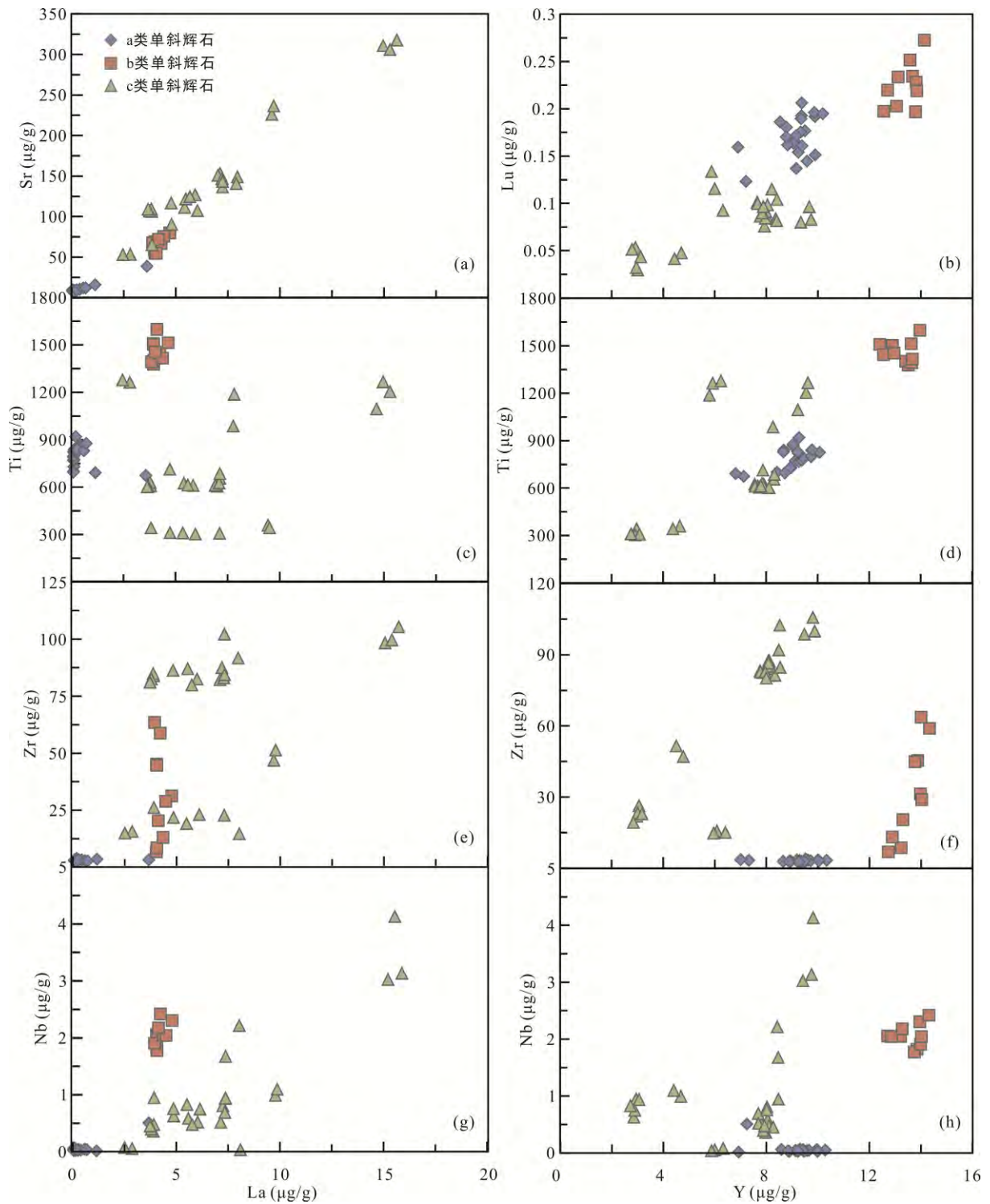


图 9 蓬莱地幔橄榄岩单斜辉石微量元素对 La 和 Y 的相关图

Fig.9 Plots of selected trace element compositions against La and Y in clinopyroxene from the Penglai peridotites

程度增加, Ti 含量降低, 玄武质熔体不断地提取形成了越来越难熔的地幔橄榄岩残余。由于该区地幔样品普遍发生过地幔交代作用亏损不相容元素, 且越难熔的样品显示越强烈的地幔交代作用, 即来自最难熔的贫单斜辉石的二辉橄榄岩和方辉橄榄岩样

品的 c 类单斜辉石地幔交代程度最强烈, 与 Frey and Green (1974) 的结果一致。因此, 随着时间推移和同位素衰变效应, 部分熔融程度越大、地幔交代程度越强烈的样品(低 Ti 含量)其 Sm/Nd 和 $\epsilon_{Nd}(0)$ 越低, 从而形成图 10 所示的正相关关系。与此同时, 图 10 所示

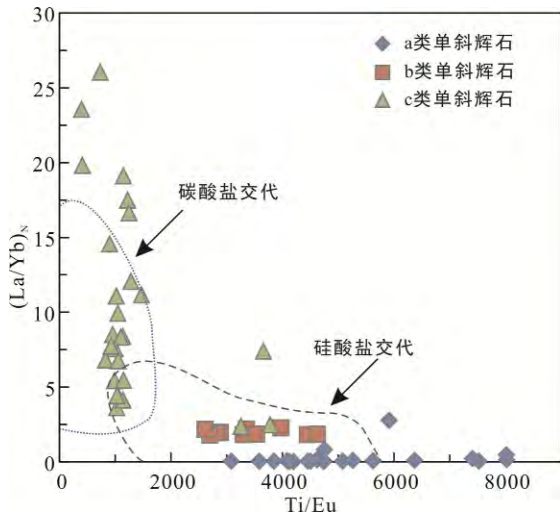


图 10 蓬莱地幔橄榄岩单斜辉石 $(La/Yb)_N$ -Ti/Eu 图(据 Coltorti et al., 1999; 原始地幔标准化值引自 Sun and McDonough, 1989)
 Fig.10 $(La/Yb)_N$ vs. Ti/Eu diagram of clinopyroxene from the Penglai mantle peridotites

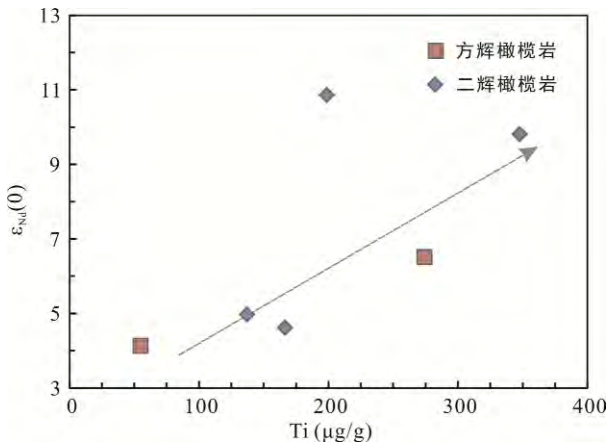


图 11 蓬莱地幔橄榄岩包体的 Ti- $\epsilon_{Nd}(0)$ 相关图
 Fig.11 Plot of Ti vs. $\epsilon_{Nd}(0)$ for the Penglai mantle peridotites

正相关关系也排除了本身含较低 $^{143}Nd/^{144}Nd$ 值的交代物质发生近期交代-混合的可能性。

4.3 海南岛岩石圈地幔特征

蓬莱地幔橄榄岩样品的 Sr-Nd 同位素结果显示海南岛深部为亏损地幔 (图 5)。相对其寄主玄武岩 (Tu et al., 1991, 1992; Flower et al., 1992; Zou et al., 2000; 韩江伟等, 2009; Zou and Fan, 2010; Wang et al., 2013), 部分二辉橄榄岩样品 (HNK34-1-2 和 09HN54-2) 显示更加亏损的 Sr-Nd 同位素特征, 暗示这些幔源包体与寄主玄武岩来自不同的地幔源区, 指示了该区深部地幔同位素的不均一性。蓬莱地幔橄榄岩样品的主、微量元素地球化学特征差异指示该区样品经历了不同程度的熔体提取且具有多种地幔交代物质, 反映了该区岩石圈地幔地球化学组成

的不均一性。

由幔源包体的辉石矿物温度计计算出海南岛上地幔的平衡温度总体上均低于 1000 °C, 低于其寄主玄武岩的喷发温度 (1100~1350 °C, Wang et al., 2012), 表明寄主玄武岩熔体与幔源包体可能起源于地幔不同的位置和深度。结合两者具有不同的 Sr-Nd 同位素组成特征, 说明海南岛蓬莱幔源包体是玄武岩熔体在向上运移喷发至地表的过程中捕获的地幔橄榄岩碎块, 二者可能并无成因联系。

与 Hauri and Hart (1994) 对萨摩尔地幔橄榄岩研究结果类似, 蓬莱地幔橄榄岩的三类单斜辉石微量元素与其平衡温度之间显示出系统变化趋势: 亏损 LREE 的 a 类单斜辉石, 样品具有最低的平衡温度 (780~911 °C); 具有 U 型 REE 分布特征的 b 类单斜辉石样品具有中等平衡温度 (948~953 °C); LREE 最富集的 c 类单斜辉石样品具有最高的平衡温度 (956~984 °C)。由于平衡温度代表橄榄岩包体在被玄武岩捕获之前的原位温度, 假设所研究的样品平衡于相同的地温梯度, 则平衡温度的高低与平衡压力呈正比, 温度的变化反映了包体起源深度的变化 (O'Reilly and Griffin, 1996)。因此, c 类单斜辉石样品的起源深度可能最大 而 a 类单斜辉石样品对应的起源深度最小。并且, 二辉橄榄岩的平均平衡温度为 932 °C, 低于方辉橄榄岩的平均平衡温度 1000 °C。因此, 海南岛区域的深部地幔具有成分不均一性, 在不同的深度显示出一定的成分分层特征。

海南岛蓬莱幔源包体中虽然大部分样品显示尖晶石稳定区的地幔部分熔融特征, 但部分地幔包体全岩的微量元素地球化学特征却显示该区地幔可能经历了始于石榴子石稳定区, 随后进入尖晶石稳定区的变压熔融过程。前人研究认为, 地幔变压熔融往往与高的地幔潜能温度有关。例如, 萨摩尔地幔包体经历高达 42% 的变压熔融与该区具有地幔热柱从而具有高的地幔潜能温度有关 (Hauri and Hart, 1994); 德国 Rhon 地幔包体发生变压熔融也与该区存在地幔柱有关 (Witt-Eickchen and Kramm, 1997); 中国东部麒麟地幔包体的变压熔融过程要求 12% 的部分熔融发生在石榴子石稳定区, 也与该区岩石圈地幔具有的高热流值有关 (徐义刚等, 2001)。因此, 推测海南岛深部地幔应该具有较高的地幔潜能温度。

4.4 海南岛陆缘扩张带成因机制

东亚陆缘扩张的可能原因目前有多种解释, 包括陆缘壳体演化运动进程变化、岩石圈下地幔蠕动

以及印度板块碰撞等(陈国达, 1997, 1998; 万天丰, 2013; 林舸和范蔚茗, 2015)。目前的岩石学和地球化学研究显示, 中国东部岩石圈下部的地幔于中生代-新生代只发生轻微的扰动(路凤香等, 2005, 2006; 路凤香, 2010; 周新华, 2006), 表明中国东部陆壳之下的大洋地幔型岩石圈可能不是大洋地壳俯冲到中国东部陆壳之下的结果(万天丰和卢海峰, 2014)。对于海南岛地区陆缘扩张带形成机制, 结合此次幔源包体的研究成果和现有研究资料, 我们认为地幔柱作用引起了海南岛岩石圈地幔的破坏, 从而引起地幔柱物质、软流圈以及富集岩石圈地幔的熔融, 导致新生的岩石圈地幔置换了古老岩石圈地幔, 进而形成了海南岛陆缘扩张带。

这一推论得到了海南岛新生代玄武岩研究的支持。海南岛北部新生代玄武岩的最新研究成果表明, 玄武岩源区物质含有古老再循环的俯冲洋壳。加上其含有高 Fo 值的橄榄石斑晶及高的地幔潜能温度, 因此推测海南岛深部可能存在地幔柱(Yan et al., 2008; Lei et al., 2009; Zou and Fan, 2010; Wang et al., 2012; Liu et al., 2015)。近年来的地球物理研究也表明海南岛深部可能存在海南地幔柱(Lebedev and Nolet, 2003; Montelli et al., 2004, 2006; Zhao, 2004, 2007; Huang and Zhao, 2006; Lei et al., 2009)。高精度的地震层析图像清晰地显示该区上地幔具有一个深约 250 km、直径约 80 km 的南东向柱状地震波低速带(Lei et al., 2009)。在全球尺度上, 海南地幔柱甚至可延伸至 1900 km (Ritsema et al., 1999; Montelli et al., 2006)或者下地幔最深处(Zhao, 2004, 2007; Lei and Zhao, 2006)。

南海北缘早新生代玄武岩浆具有富集岩石圈的同位素特征, 而中新世以后的玄武岩浆主要以亏损的软流圈地幔组分为主(邹和平等, 1995; Chung et al., 1997; 徐义刚等, 2001, 2002), 这一源区物质随时间的演化规律指示原本存在于该区的岩石圈地幔在后期地质过程中减薄了(Xu X S et al., 2000; 徐义刚等, 2001, 2002; Xu Y G et al., 2002)。蓬莱地幔橄榄岩包体具有亏损的 MORB-OIB 型同位素特征, 同样指示了该区软流圈地幔置换古老岩石圈地幔及岩石圈地幔的减薄作用。

因此, 地幔柱可能是该区岩石圈地幔减薄的主要原因。海南岛深部岩石圈地幔因地幔柱的底部加热和抬升作用而发生破裂, 从而引起地幔柱物质、软流圈以及富集岩石圈的熔融。高的地幔潜能温度为软流圈地幔置换古老岩石圈地幔提供了热源, 导

致该区古老岩石圈地幔的减薄。随后经过软流圈地幔的热扩散和冷却作用, 形成了新生的岩石圈地幔(徐义刚等, 2002)。同时, 地幔柱的高温导致了该区岩石圈地幔中易熔组分发生部分熔融, 形成富含 H_2O 和 CO_2 的富集熔体交代上覆岩石圈地幔中的地幔橄榄岩, 使亏损的古老岩石圈地幔发生富集作用, 最后被没有固定岩浆上升通道的碱性玄武岩浆带出地表。

5 结 论

(1) 海南岛蓬莱地幔橄榄岩包体岩石类型为尖晶石二辉橄榄岩和方辉橄榄岩, 以尖晶石二辉橄榄岩为主。同位素结果显示该区地幔橄榄岩具有 MORB-OIB 型亏损地幔源区特征。包体全岩主、微量元素地球化学特征显示, 其主量元素含量主要受部分熔融程度控制。方辉橄榄岩经历的部分熔融程度大于二辉橄榄岩。

(2) 蓬莱地幔橄榄岩全岩中部分样品显示正斜率的 HREE 分异特征($(Gd/Yb)_N=0.4\sim 0.7$), 表明该区地幔可能经历过源自石榴子石稳定区的变压熔融。模拟计算显示总体熔融程度为 18% 以上。石榴子石分解形成的单斜辉石呈细小的颗粒或薄膜充填于矿物粒间, 形成了地幔橄榄岩包体全岩样品的左倾分异 HREE 特征。

(3) 蓬莱地幔橄榄岩中的单斜辉石具有三种不同的微量元素地球化学配分型式。具有 LREE 亏损特征的 a 类单斜辉石来自富集 Cpx 的二辉橄榄岩, 经历了 7%~10% 的尖晶石相部分熔融, 且受到了极低程度的含强不相容元素(Th、U、La、Sr)的初期富集交代作用; 具有 U 型稀土元素分布特征的 b 类单斜辉石来自较富集 Cpx 的二辉橄榄岩, 经历 4%~5% 的尖晶石相部分熔融后, 受到富含 LREE 和 Th、U 等不相容元素的硅酸盐熔体交代; 具有强烈 LREE 富集、微弱 HREE 分异($(Gd/Yb)_N=3.95\sim 6.14$)的 c 类单斜辉石来自贫 Cpx 的二辉橄榄岩和方辉橄榄岩, 经历了 8%~20% 的尖晶石相部分熔融, 可能受到来自源区有石榴子石残留的碳酸盐熔体交代作用。地幔交代富集作用均发生在较早的地质历史时期。

(4) 海南岛岩石圈地幔性质具有不均一性, 蓬莱地幔橄榄岩地球化学特征指示该区地幔经历了变压熔融, 具有高的地幔潜能温度。海南地幔柱可能为该区软流圈地幔置换古老岩石圈地幔提供了热源, 并导致了海南岛岩石圈地幔破坏, 从而引起地幔柱

物质、软流圈以及富集岩石圈的熔融,新生的地幔置换了古老岩石圈地幔。岩石圈地幔性质的改变以及由此所导致的新生代岩石圈地幔减薄可能是海南岛陆缘扩张带形成的主要动力学机制。

致谢:感谢两位匿名审稿专家对本文提出的宝贵意见和建议。本研究得到了海南省地质调查院林义华、李孙雄和官军高级工程师等在野外工作中的帮助和支持,我们在此表示衷心的感谢。此外,中国科学院广州地球化学研究所同位素地球化学国家重点实验室的曾文、刘颖、胡光黔、涂湘林、陈林丽及马金龙老师在实验和分析过程中给予了很大帮助,在此一并表示衷心的感谢。

参考文献(References):

- 陈国达. 1997. 东亚陆缘扩张带——一条离散式大陆边缘的成因探讨. 大地构造与成矿学, 21(4): 255–294.
- 陈国达. 1998. 亚洲陆海壳体大地构造. 长沙: 湖南教育出版社: 322.
- 樊祺诚, 孙谦, 李霓, 隋建立. 2004. 琼北火山活动分期与全新世岩浆演化. 岩石学报, 20(3): 533–544.
- 范蔚茗, Menzies M A. 1992. 张裂环境火山作用的岩石圈地幔环境: 雷琼地区新生代玄武质火山岩的地球化学证据. 北京: 地震出版社: 320–329.
- 韩江伟, 熊小林, 朱照宇. 2009. 雷琼地区晚新生代玄武岩地球化学: EM2成分来源及大陆岩石圈地幔的贡献. 岩石学报, 25(12): 3208–3220.
- 李献华, 周汉文, 刘颖, 李寄岬, 陈正宏, 于津生, 桂训唐. 2001. 粤西阳春中生代钾玄质侵入岩及其构造意义: II. 微量元素和Sr-Nd同位素地球化学. 地球化学, 30(1): 57–65.
- 梁细荣, 韦刚健, 李献华, 刘颖. 2002. 利用MC-ICPMS快速精确测定 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 同位素比值. 岩矿测试, 21(4): 247–251.
- 林舸, 范蔚茗. 2015. 活化构造与克拉通破坏的动力学机制研究. 大地构造与成矿学, 39(3): 391–401.
- 刘丛强, 解广轰, 增田彰正. 1995a. 中国东部新生代玄武岩的地球化学(I)——主元素和微量元素组成: 岩石成因及源区特征. 地球化学, 24(1): 1–19.
- 刘丛强, 解广轰, 增田彰正. 1995b. 中国东部新生代玄武岩的地球化学(II)——Sr, Nd, Ce同位素组成. 地球化学, 24(3): 203–214.
- 刘建强, 任钟元. 2013. 玄武岩源区母岩的多样性和识别特征: 以海南岛玄武岩为例. 大地构造与成矿学, 37(3): 471–488.
- 刘颖, 刘海臣, 李献华. 1996. 用ICP-MS准确测定岩石样品中的40余种微量元素. 地球化学, 25(6): 552–558.
- 路凤香. 2010. 华北克拉通古老岩石圈地幔的多次地质事件: 来自金伯利岩中橄榄岩捕虏体的启示. 岩石学报, 26(11): 3177–3188.
- 路凤香, 吴其反, 李伍平. 2005. 中国东部典型地区下部岩石圈组成、结构和层圈相互作用. 武汉: 中国地质大学出版社: 195.
- 路凤香, 郑建平, 邵济安, 张瑞生, 陈美华, 余淳梅. 2006. 华北东部中生代晚期-新生代软流圈上涌与岩石圈减薄. 地学前缘, 13(2): 86–92.
- 涂湘林, 张红, 邓文峰, 凌明星, 梁华英, 刘颖, 孙卫东. 2011. RESOLUTION激光剥蚀系统在微量元素原位微区分析中的应用. 地球化学, (1): 83–98.
- 万天丰. 2013. 新编亚洲大地构造区划图. 中国地质, 40(5): 1351–1365.
- 万天丰, 卢海峰. 2014. 中国东部陆壳洋幔型岩石圈及其形成机制. 大地构造与成矿学, 38(3): 495–511.
- 韦刚健, 梁细荣. 2002. MC-ICPMS方法精确测定液体和固体样品的Sr同位素组成. 地球化学, 31(3): 295–299.
- 徐义刚, 黄小龙, 颜文, 刘颖, 陈小明. 2002. 南海北缘新生代构造演化的深部制约(I): 幔源包体. 地球化学, 31(3): 230–242.
- 徐义刚, 魏静娴, 邱华宁, 张辉煌, 黄小龙. 2012. 用火山岩制约南海的形成演化: 初步认识与研究设想. 科学通报, 57(20): 1863–1878.
- 徐义刚, 颜文, 孙敏, 刘颖, 何在成, 史兰斌. 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.
- 鄢全树, 石学法, 王昆山, 卜文瑞, 肖龙. 2008. 南海新生代碱性玄武岩主量、微量元素及Sr-Nd-Pb同位素研究. 中国科学(D辑), 38(1): 56–71.
- 张健, 石耀霖. 2003. 东亚陆缘带构造扩张的深部热力学机制. 大地构造与成矿学, 27(3): 222–227.
- 郑建平. 2009. 不同时空背景幔源物质对比与华北深部岩石圈破坏和增生置换过程. 科学通报, 54(14): 1990–2007.
- 周新华. 2006. 中国东部中、新生代岩石圈转型与减薄研究若干问题. 地学前缘, 21(3): 53–64.
- 朱炳泉, 王慧芬. 1989. 雷琼地区MORB-OIB过渡型地幔源火山作用的Nd-Sr-Pb同位素证据. 地球化学, 19(3): 193–201.
- 邹和平, 李平鲁, 饶春涛. 1995. 珠江口盆地新生代火山岩地球化学特征与其动力学意义. 地球化学, 24(增刊): 33–45.
- Anders E and Grevesse N. 1989. Abundances of the elements:

- Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53(1): 197–214.
- Bodinier J L, Vasseur G, Vernieres J, Dupuy C and Fabries J. 1990. Mechanisms of mantle metasomatism: Geochemical evidence from the Lherz orogenic peridotite. *Journal of Petrology*, 31(3): 597–628.
- Brey G P and Kohler T. 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31(6): 1353–1378.
- Carignan J, Ludden J and Francis D. 1996. On the recent enrichment of subcontinental lithosphere: A detailed U-Pb study of spinel lherzolite xenoliths, Yukon, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(21): 4241–4252.
- Chung S L, Cheng H, Jahn B M, O'Reilly S Y and Zhu B. 1997. Major and trace element, Sr-Nd isotope constraints on the origin of Paleogene volcanism in South China prior to the South China Sea opening. *Lithos*, 40(2): 203–220.
- Coltorti M, Bonadiman C, Hinton R W, Siena F and Upton B G J. 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.
- Downes H and Dupuy C. 1987. Textural, isotopic and REE variations in spinel peridotite xenoliths, Massif Central, France. *Earth and Planetary Science Letters*, 82(1): 121–135.
- Downes H, Embey-Isztin A and Thirlwall M F. 1992. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): Evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 109(3): 340–354.
- Fan Q C and Hopper P R. 1991. The Cenozoic basaltic rocks of eastern China: Petrology and chemical composition. *Journal of Petrology*, 32(4): 765–810.
- Fan W M, Zhang H F, Baker J, Jarvis K E, Mason P R D and Menzies M A. 2000. On and off the North China Craton: Where is the Archaean keel? *Journal of Petrology*, 41(7): 933–950.
- Flower M F J, Zhang M, Chen C Y, Tu K and Xie G H. 1992. Magmatism in the South China Basin: 2. Post-spreading Quaternary basalts from Hainan Island, south China. *Chemical Geology*, 97(1): 65–87.
- Frey F A and Green D H. 1974. The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(7): 1023–1059.
- Frey F A, Suen C J and Stockman H W. 1985. The Ronda high temperature peridotite: Geochemistry and petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49(11): 2469–2491.
- Griffin W L, O'Reilly S Y, Ryan C G, Gaul O and Ionov D. 1998b. Secular variation in the composition of subcontinental lithospheric mantle // Braun J. Structure and Evolution of the Australian Continent. *American Geophysical Union, Geodynamics Series*, 26: 1–25.
- Griffin W L, Zhang A, O'Reilly S Y and Ryan C G. 1998a. Phanerozoic evolution of the lithosphere beneath the Sino-Korean craton // Flower M F J, Chung S L, Lo C H and Lee T Y. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. *American Geophysical Union, Geodynamics Series*, 27: 107–126.
- Hart S R and Zindler A. 1986. In search of a bulk-Earth composition. *Chemical Geology*, 57(3): 247–267.
- Hauri E H and Hart S R. 1994. Constraints on melt migration from mantle plumes: A trace element study of peridotite xenoliths from Savaii, Western Samoa. *Journal of Geophysical Research*, 99(B12): 24301–24321.
- Hellebrand E, Snow J E, Dick H J B and Hofmann A W. 2001. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites. *Nature*, 410(6829): 677–681.
- Hoang N, Flower M F J and Carlson R W. 1996. Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: Interaction of hydrous EM1-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60(22): 4329–4351.
- Ho K S, Chen J C and Juang W S. 2000. Geochronology and geochemistry of late Cenozoic basalts from the Leiqiong area, southern China. *Journal of Asian Earth Science*, 18(3): 307–324.
- Huang J and Zhao D. 2006. High-resolution mantle tomography of China and surrounding regions. *Journal of Geophysical Research*, 111(B9): B09305.
- Johnson K T M. 1998. Experimental determination of partition coefficients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet and basaltic melt at high pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133(1–2): 60–68.
- Johnson K T M, Dick H J B and Shimizu N. 1990. Melting

- in the oceanic upper mantle: An ion microprobe study of diopside in abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, 95(B3): 2661–2678.
- Keppler H. 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature*, 380: 237–239.
- Lebedev S and Nolet G. 2003. Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography. *Journal of Geophysical Research*, 108(B1): 2048.
- Lei J S and Zhao D P. 2006. Global P-wave tomography: On the effect of various mantle and core phases. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 154(1): 44–69.
- Lei J S, Zhao D P, Steinberger B, Wu B, Shen F and Li Z. 2009. New seismic constraints on the upper mantle structure of the Hainan plume. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 173(1): 33–50.
- Liu J Q, Ren Z Y, Alexander R L N, Song M S, Qian S P, Zhang Y H and Zhao P P. 2015. Petrogenesis of late Cenozoic basalts from north Hainan Island: Constraints from melt inclusions and their host olivines. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 152: 89–121.
- Liu Y S, Hu Z C, Gao S, Günther D, Xu J, Gao C G and Chen H H. 2008. In situ analysis of major and trace elements of anhydrous minerals by LA-ICP-MS without applying an internal standard. *Chemical Geology*, 257: 34–43.
- Liu Y S, Hu Z C, Zong K Q, Gao C G, Gao S, Xu J and Chen H H. 2010. Reappraisal and refinement of zircon U-Pb isotope and trace element analyses by LA-ICP-MS. *Chinese Science Bulletin*, 55(15): 1535–1546.
- McDonough W F and Frey F A. 1989. Rare earth elements in upper mantle rocks. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 21(1): 100–145.
- Montelli R, Nolet G, Dahlen F A and Masters G. 2006. A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 7(11): Q11007.
- Montelli R, Nolet G, Dahlen F A, Masters G, Engdahl E R and Hung S H. 2004. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science*, 303(5656): 338–343.
- Navon O and Stolper E. 1987. Geochemical consequences of melt percolation: The upper mantle as a chromatographic column. *Journal of Geology*, 95(3): 285–307.
- 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.
- O'Reilly S Y and Griffin W L. 1996. 4-D lithosphere mapping: Methodology and examples. *Tectonophysics*, 262(1): 3–18.
- Putirka K D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 69(1): 61–120.
- Qi Q, Taylor L A and Zhou X. 1995. Petrology and geochemistry of mantle peridotite xenoliths from SE China. *Journal of Petrology*, 36(1): 55–79.
- Ritsema J, Heijst H J V and Woodhouse J H. 1999. Complex shear wave velocity structure imaged beneath Africa and Iceland. *Science*, 286(5446): 1925–1928.
- Sun S S and McDonough W F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Saunders A D and Norry M J. Magmatism in the Ocean Basins. *Geological Society, London, Special Publication*, 42(1): 313–345.
- Takazawa E, Frey F A, Shimizu N and Obata M. 2000. Whole rock compositional variation in an upper mantle peridotite (Horoman, Hokkaido, Japan): Are they consistent with a partial melting process? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(4): 695–716.
- Tu K, Flower M F J, Carlson R W, Xie G H, Chen C Y and Zhang M. 1992. Magmatism in the South China Basin 1. Isotopic and trace-element evidence for an endogenous Dupal mantle component. *Chemical Geology*, 97(1): 47–63.
- Tu K, Flower M F J, Carlson R W, Zhang M and Xie G H. 1991. Sr, Nd, and Pb isotopic compositions of Hainan basalts (south China): Implications for a subcontinental lithosphere Dupal source. *Geology*, 19(6): 567–569.
- Wang X C, Li Z X, Li X H, Li J, Liu Y, Long W G, Zhou J B and Wang F. 2012. Temperature, pressure, and composition of the mantle source region of Late Cenozoic basalts in Hainan Island, SE Asia: A consequence of a young thermal mantle plume close to subduction zones? *Journal of Petrology*, 53(1): 177–233.
- Wang X C, Li Z X, Li X H, Li J, Xu Y G and Li X H. 2013. Identification of an ancient mantle reservoir and young recycled materials in the source region of a young mantle plume: Implications for potential linkages between plume and plate tectonics. *Geochimica et*

- Cosmochimica Acta*, 377–378: 248–259.
- Witt-Eickchen G E and Kramm U. 1997. Mantle upwelling and metasomatism beneath Central Europe: Geochemical and isotopic constraints from Mantle xenoliths from the Rhon (Germany). *Journal of Petrology*, 38(4): 479–493.
- Xu X S, O'Reilly S Y, Griffin W L and Zhou X M. 2000. Genesis of young lithospheric mantle in southeastern China: An LAM-ICPMS trace element study. *Journal of Petrology*, 41(1): 111–148.
- Xu X S, O'Reilly S Y, Griffin W L and Zhou X M. 2003. Enrichment of upper mantle peridotite: Petrological, trace element and isotopic evidence in xenoliths from SE China. *Chemical Geology*, 198(3): 163–188.
- Xu X S, O'Reilly S Y, Griffin W L, Zhou X M and Huang X L. 1998. The nature of the Cenozoic lithosphere beneath Nushan, East Central China // Flower M F J, Chung S L, Lo C H and Lee T Y. Mantle Dynamics and Plate Interactions in East Asia. *American Geophysical Union, Geodynamics Series*, 27: 167–196.
- Xu X S, O'Reilly S Y, Zhou X H and Griffin W L. 1996. A xenolith-derived geotherm and the crust-mantle boundary at Qilin, southeastern China. *Lithos*, 38(1-2): 41–62.
- Xu Y G, Lin C Y and Shi L B. 1999. The geotherm of the lithosphere beneath Qilin, SE China: A reappraisal and implications for *P-T* estimation of Fe-rich pyroxenites. *Lithos*, 47(3): 181–193.
- Xu Y G, Menzies M A, Thirlwall M F, Huang X L, Liu Y and Chen X M. 2003. "Reactive" harzburgites from Huinan, NE China: Products of the lithosphere-asthenosphere interaction during lithospheric thinning? *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67(3): 487–505.
- Xu Y G, Menzies M A, Vroon P, Mercier J C and Lin C Y. 1998. Texture-temperature-geochemistry relationships in the upper mantle as revealed from spinel peridotite xenoliths from Wangqing, NE China. *Journal of Petrology*, 39(3): 469–493.
- Xu Y G, Sun M, Yan W, Liu Y, Huang X L and Chen X M. 2002. Xenolith evidence for polybaric melting and stratification of the upper mantle beneath South China. *Journal of Asian Earth Science*, 20(8): 937–954.
- Yan Q S, Shi X F, Wang K S, Bu W R and Xiao L. 2008. Major element, trace element, and Sr, Nd and Pb isotope studies of Cenozoic basalts from the South China Sea. *Science in China (Series D)*, 51(4): 550–566.
- Yaxley G M, Green D H and Kamenetsky V. 1998. Carbonatite metasomatism in the southeastern Australian lithosphere. *Journal of Petrology*, 39(11–12): 1917–1930.
- Yu J H, O'Reilly S Y, Griffin W L, Xu X S, Zhang M and Zhou X M. 2003. The thermal state and composition of lithospheric mantle beneath Leizhou Peninsula, South China. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122(3): 165–189.
- Yu J H, O'Reilly S Y, Zhang M, Griffin W L and Xu X S. 2006. Roles of melting and metasomatism in the formation of the lithospheric mantle beneath the Leizhou Peninsula, South China. *Journal of Petrology*, 47(2): 355–383.
- Zhao D P. 2004. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: Insight into deep Earth dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 146(1–2): 3–34.
- Zhao D P. 2007. Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes. *Gondwana Research*, 12(4): 335–355.
- Zhou P and Mukasa S B. 1997. Nd-Sr-Pb isotopic, and major- and trace-element geochemistry of Cenozoic lavas from the Khorat Plateau, Thailand: Sources and petrogenesis. *Chemical Geology*, 137(3): 175–193.
- Zimbelman J R and Gregg T K P. 2000. Environmental effects on volcanic eruptions: From deep oceans to deep space. Kluwer Academic /Plenum Publishers: 112–116.
- Zindler A and Hart S. 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 493–571.
- Zou H B, Alan Z, Xu X S and Qu Qi. 2000. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: Mantle sources, regional variations, and tectonic significance. *Chemical Geology*, 171(1): 33–47.
- Zou H B and Fan Q C. 2010. U-Th isotopes in Hainan basalts: Implications for sub-asthenospheric origin of EM2 mantle endmember and the dynamics of melting beneath Hainan Island. *Lithos*, 116(1): 145–152.

Formation Mechanism of East Asia Continental Margin Extensional Belt: Evidence from Geochemistry Study of Hainan Mantle Xenoliths

JIANG Ying^{1,2}, LIANG Xirong^{1*}, LIANG Xinquan¹, FU Jiangang^{1,2},
WANG Ce^{1,2}, ZHOU Yun³ and WEN Shunv³

(1. State Key Laboratory of Isotope Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. College of Earth Sciences, University of Technology of Guilin, Guilin 541000, Guangxi, China)

Abstract: The mantle xenoliths (spinel lherzolites and harzburgites) that were brought to the surface by the Penglai Cenozoic alkali basalts in the Leiqiong active area of East Asia continental margin extensional belt have been studied to constrain the nature of the upper mantle and the mantle processes. Analytical results obtained by Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) and other techniques suggest that the variation of the major elements of mantle xenoliths is primarily controlled by the partial melting degrees, and the harzburgites experienced higher degrees of partial melting than lherzolites. The whole-rock Sr-Nd isotopes indicate a MORB-OIB type depleted mantle beneath Hainan Island. Three types of clinopyroxene with distinctive geochemistry characteristics are recognized among these xenoliths. (1) The type-A clinopyroxenes from the Cpx-rich lherzolites, with $Mg^{\#}=92.3-93.4$, have experienced 7%–10% partial melting. The contents of their LREE and incompatible elements are extremely low, with flat heavy REE (HREE) patterns and positive spikes of Th, U, La and Sr, indicating incipient enrichment of highly incompatible elements. (2) The type-B clinopyroxenes from the lherzolites containing relatively more Cpx, with $Mg^{\#}=89.9-90.3$, experienced only 4%–5% partial melting. Their LREE and incompatible elements concentrations are comparatively high, with flat HREE patterns, positive anomalies of Th and U, and negative anomalies of Rb, Ba, Nb, Ta, Sr and Ti, suggesting silicate melts percolation with enriched LREE and LILE contents. (3) The type-C clinopyroxenes from the Cpx-poor lherzolites and harzburgites, with $Mg^{\#}=91.4-92.8$, experienced 8%–20% partial melting. Their LREE and incompatible elements contents show a steep enrichment, coupled with fractionated HREE patterns, Th and U enrichment, whereas Nb, Ta and Ti are strongly depleted. Their characteristics indicate that the percolating melts could be the carbonate melts from deeper mantle with garnet residues. Besides, parts of the Penglai mantle peridotites show fractionated HREE characteristics ($(Gd/Yb)_N=0.4-0.7$), suggesting that the mantle beneath the Hainan Island may have experienced polybaric melting initially from garnet stability field with high potential mantle temperature. The modelling suggests these peridotites experienced about 18% polybaric melting with 5% in the garnet stability field and the other 13% in the spinel stability field. Integrated with the previous studies of the Cenozoic basalts in the Leiqiong active region, we conclude that the Hainan mantle plume could be the origin of high potential mantle temperature and it may provide the heat source of partial replacement of Archean-Proterozoic lithosphere by asthenosphere, which rose adiabatically subsequent to lithospheric thinning during the Cenozoic Era. The modification and heterogeneity of the lithosphere caused by the mantle plume and the subsequently melting of the mantle plume, asthenosphere and enriched lithosphere are probably the main dynamic mechanism triggering the lithospheric thinning of the Leiqiong active area in East Asia continental margin extension belt.

Keywords: mantle xenoliths; clinopyroxene; trace element; partial melting; metasomatism; Penglai in Hainan province