

doi:10.3799/dqkx.2011.048

关于南海中央次海盆海山火山岩形成背景与构造约束的再认识

杨蜀颖¹, 方念乔¹, 杨胜雄², 姚伯初², 梁德华²

1. 中国地质大学海洋学院, 北京 100083

2. 广州海洋地质调查局, 广东广州 510075

摘要: 文章拟通过分析南海中央次海盆海山火山岩样品的岩石学及地球化学资料来审视研究区的岩浆过程及其构造背景。综合位于南海中央次海盆的中南、珍贝—黄岩、涨中、宪北、玳瑁、尖峰这6条海山链的火山岩资料及最新分析结果, 将来自各条海山链的洋岛型碱性玄武岩、具有过渡性质的拉斑玄武岩, 以及粗面岩、粗面安山岩、流纹英安岩等纳入统一的岩浆分异体系进行地球化学特征检验。相关参数表明, 中央次海盆海山火山岩岩浆具有连续的演化关系但源区性质并不均一, 属于EM I和DMM双端员混合。根据分析样品的 $Mg^\#$ 值、分异指数DI以及主、微量元素的分布特征, 初步判定原始岩浆在上地幔经历了橄榄石、辉石分离结晶作用后继续演化, 产生包括拉斑玄武岩、碱性玄武岩、粗面岩等在内的岩石组合。其中, 富集型OIB的多项地化参数特征表明, 岩浆在演化过程中似有陆壳成分的加入, 这可能是被动大陆边缘破裂留给南海海盆的最重要的遗产之一。

关键词: 中央次海盆海山; 火山岩; 岩浆源区; 陆壳混染; 陆缘破裂。

中图分类号: P588.14

文章编号: 1000-2383(2011)03-0455-16

收稿日期: 2010-12-10

A Further Discussion on Formation Background and Tectonic Constraints of Igneous Rocks in Central Sub-Basin of the South China Sea

YANG Shu-ying¹, FANG Nian-qiao¹, YANG Sheng-xiong², YAO Bo-chu², LIANG De-hua²

1. School of Ocean Sciences, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. Guangzhou Marine Geological Survey, Guangzhou 510075, China

Abstract: Based on analysis of petrological and geochemical information of igneous rocks sampled from central sub-basin of the South China Sea, this article attempts to address the magmatic processes and tectonic background of the research area. By rene- wing the available datas and combining them with latest test results of igneous rock samples collected from 6 seamount chains in the central sub-basin of South China Sea (SCS), we analyze the alkali basalt, transitional tholeiite, trachyte, trachyandesite and rhyodacite under a unified magmatic differentiation system in this paper. The geochemical indices show that the evolution- ary relationship of these igneous rocks was relatively consistent and the regional mantle source was heterogeneous, consisting of two end-members: EM I and DMM. According to the $Mg^\#$, differentiation index (DI), attributes of major and minor ele- ments, we conclude that subsequent to the fractional crystallization of olivine and pyroxene in upper mantle, the primitive mag- ma continues its evolution to bring about this rock association. Furthermore, geological datas also indicate that during the process of magma evolving, different degrees of contamination occurred in different stages of sea-floor expansion, which may be one of the most important heritage left by the rupture of passive continental margin.

Key words: central sub-basin of South China Sea; igneous rocks; mantle source; crustal contamination; rupture of continental margin.

基金项目: 国家重点基础研究发展计划“973”项目(No. 2007CB411703); 国家自然科学基金项目(No. 41030853)。

作者简介: 杨蜀颖(1984—), 女, 博士研究生, 主要从事大洋岩石圈地球化学研究工作。E-mail: yecha429@163.com

南海中央次海盆在南海海域构造体系中占有突出地位,一般被视为新生代南海扩张的主体.该海盆形貌特征繁杂多样,海山星罗棋布且成因机制不一(杨金玉等,2001).南海作为未充分发育的大西洋型小洋盆(Taylor and Hayes, 1982;姚伯初等,1994; Hayes *et al.*, 1995),盆地基底应与大洋岩石圈的物质组成与结构存在相通之处,然而由于调查研究程度尚欠深入且基底样品获取困难,迄今对于南海海山所反映的岩浆活动特征及其与板间、板内构造的关系所知仍很有限.Wang *et al.* (1985)在早期的研究中指出,南海玄武岩兼有洋岛型碱性玄武岩和过渡型拉斑玄武岩两大类型.周蒂等(2005)强调南海海盆及南沙群岛中的海山组成以碱性、强碱性玄武岩为主.从我们总结的资料来看,具有碱性特征的OIB(洋岛玄武岩)确系海山火山岩系中最为常见的组分,至于过渡型拉斑玄武岩的出现,从海山与海底扩张中心相互作用的角度推论,亦属正常,但在现时似乎还缺乏能够说明问题的直接证据.火山岩能够提供岩浆起源、壳幔相互作用与能量传递、地壳增生以及洋陆转换等地球内部动力学过程的重要信息(Langmuir *et al.*, 1977),特别是可以充任透视地幔活动的窗口,探查区域构造演化的深部约束条件.李兆麟等(1991)应用中南及宪北海山玄武岩中的包体组分特征,指出其岩浆起源于上地幔软流圈;Tu *et al.* (1992)依据南海海盆及周边地区新生代火山岩Sr-Nd-Pb同位素资料,指出研究区的岩浆地幔源存在DMM与EM II两个端员,南海地区可能存在“局部性”和“浅源性”的Dupal地幔组分;邹和平(1993)通过比较南海海盆海山玄武岩及邻区大陆玄武岩,得到两者非常接近的结论;鄢全树等(2008)同样认为南海海盆的岩浆源区包含DMM和EM II两个端员,EM II源于产自核幔边界处的海南地幔柱;王叶剑等(2009)认为黄岩海山粗面岩与珍贝海山的玄武岩具有相同的岩浆源区,来自于具有OIB性质相对富集的地幔源区.

截至目前,关于南海海盆火山岩源区的富集端员为EM I型(刘从强等,1995;邢光福,1997)还是EM II型(Tu *et al.*, 1992;鄢全树等,2008)、富集源区来自于岩石圈下地幔(Tu *et al.*, 1992)还是核幔边界(鄢全树等,2008)、岩浆在演化过程中是否受到陆壳混染等问题仍在争论之中.本文在进一步对涨中海山、玳瑁海山玄武岩样品进行岩石微相与ICP-MS地化分析的基础上,较系统地收集和整理了中央次海盆海山火山岩的岩石学及地球化学资料,在

时、空两个方面对来自各个海山链的数据进行串联、归类,审视研究区的岩浆过程及其构造意义.

1 基础资料

1.1 地质背景

南海海盆呈菱形,北东向长1 600 km,东西向宽700 km,水深3 000~4 400 m.根据水深及海底地形地貌特征,可以将南海海盆划分为3个次海盆:西北次海盆、中央次海盆以及西南次海盆.本文重点讨论的中央次海盆位于南海中部,大体呈长方形,南北长900 km,东西宽450 km.中央次海盆底部平坦的深海平原上分布着一系列呈东西向分布的海山,其中,位于15°N的珍贝—黄岩海山链规模最大,东西长240 km,南北宽40~60 km,山体相对海底高达4 000 m,此海山被认为是南海的残留扩张中心(Taylor and Hayers, 1982).在海盆西南边界处,有一南北向长100 km、宽40 km、高出海底约4 km的中南海山链,该海山链在构造上将中央次海盆与西南次海盆分开(姚伯初,1996).

南海海盆扩张的起始时间与扩张过程一直存在较大争议(Taylor and Hayers, 1982; Briais *et al.*, 1993; Lee and Lawver, 1994; 姚伯初,1996;周蒂等,2005),迄今尚未形成统一认识.依据多数人的意见,该海盆在大西洋式被动大陆边缘破裂的基础上

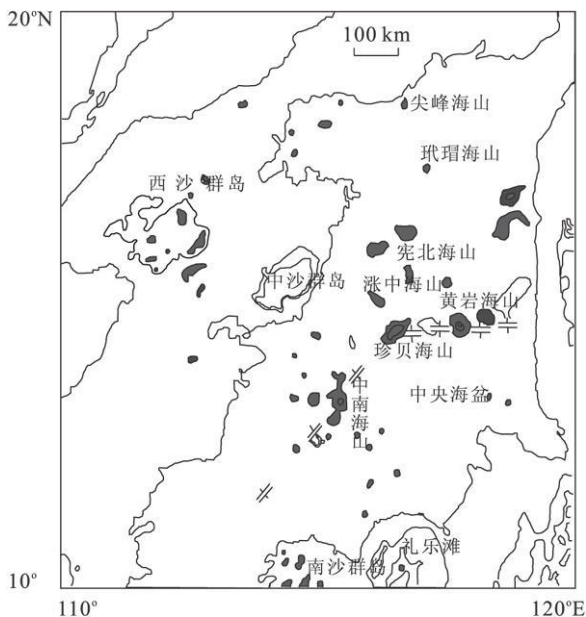


图1 南海区域地质简图及取样海山空间分布

Fig. 1 Diagrammatic map of the South China Sea and spatial distribution of seamounts

扩张,大陆破裂的起始时间为晚白垩世,但海盆的扩张时间则迟至古近纪中晚期.关于中央次海盆的扩张,通常认为发生于早渐新世—中中新世(32~17 Ma).但同为南海海盆中的较大单元,西南次海盆的扩张时期颇受争议.部分学者认为它的扩张期晚于中央次海盆(Taylor and Hayers, 1982; Briais *et al.*, 1993),而姚伯初(1996)根据区域张性构造线的方向重新厘定海底磁条带的序号,指出其扩张期应早于中央次海盆,为中始新世—早渐新世(42~35 Ma).由于这一议题与本文主题关系不大,在此不予赘评.

1.2 样品资料及其岩石学特征

本文所涉及的南海中央次海盆 6 条海山链(王贤觉等, 1984;李兆麟等, 1991;Tu *et al.*, 1992;鄢全树等, 2008;王叶剑等, 2009)分别是:中央次海盆内部的 4 条东西向海山链,由南至北为黄岩—珍贝、涨中、宪北及玳瑁海山链;中央次海盆和西南次海盆分界线上的南北向中南海山链;靠近北部陆坡的尖峰海山链(图 1).样品概况和测年结果见表 1.综合来看,海山年龄没有相对残留扩张轴(黄岩—珍贝海山链)对称分布并且普遍低于其附近的磁条带年龄(姚伯初等, 1994),因此,火山岩与南海扩张不存在确切的对应关系.火山岩样品年龄跨度(38~3.4 Ma)很大:尖峰海山中酸性火山岩形成于海盆扩张期间(18.61±4.88 Ma);而大多数火山岩形成于中央次海盆停止扩张后(晚于 15.5 Ma);仅有宪北海山拉斑玄武岩样品(38 Ma)形成于中央次海盆扩张之前.

火山岩样品的基本岩石学及岩相学特征如下:

中南海山:玄武岩,深灰色,无冷却边,表面沉积铁锰结壳,多气孔构造.玻基斑状结构,斑晶为单斜

辉石、橄榄石、少许斜长石;基质为玄武玻璃;副矿物为钛磁铁矿(王贤觉等, 1984).

珍贝海山:玄武岩,深灰色,表面铁锰结壳,块状构造,含少量形态不规则大气孔.斑状结构,斑晶为橄榄石、单斜辉石和斜长石;基质为放射状细长条状斜长石和辉石晶体(王贤觉等, 1984).

黄岩海山:粗面岩,浅绿色,少斑、聚斑结构,基质为交织结构.斑晶主要由透长石组成,偶见透辉石和黑云母;基质由斜长石微晶和玻璃质组成,未见蚀变现象(王叶剑等, 2009).

涨中海山:玄武岩,斑状结构,气孔构造.斑晶为橄榄石、辉石、斜长石;基质为斜长石、辉石、橄榄石和大量火山玻璃.

宪北海山:玄武岩,褐黑色,玻基斑状结构和间隐结构,气孔及杏仁构造.斑晶为橄榄石、辉石;岩石中可见地幔橄榄岩包体(李兆麟等, 1991).

玳瑁海山:玄武岩,深灰绿色—深灰色,枕状构造.显微斑状结构,斑晶为橄榄石、单斜辉石、斜长石;基质以间隐结构和间粒结构为特征.

尖峰海山:流纹英安岩,表面黑褐色,内部浅绿色,斑晶为石英及斜长石;基质为细长条状斜长石微晶、粒状磁铁矿及绿泥石.粗面安山岩为灰白—浅褐色,浮岩,斑晶矿物以斜长石为主,辉石次之(李兆麟等, 1991).

1.3 样品地球化学特征

此次测试的火山岩样品采自涨中海山(SO4-12DG)和玳瑁海山(V36-D8-1, 3).涨中海山玄武岩被认为是南海新生代碱性玄武岩的代表,而玳瑁海山玄武岩则是南海海盆过渡型拉斑玄武岩的代表.显然,这两类样品在南海火山岩研究中具有突出的科学意义.

表 1 南海中央次海盆海山火山岩样品基本信息统计

Table 1 The statistics of basic features of igneous rocks sampled from seamounts in central sub-basin of the SCS

海山名称	采样位置		水深(m)	样品编号	岩性	全岩年龄(Ma)	附近磁条带	
	N	E					编号	年龄(Ma)
中南	14°00′	115°35′	2 881~3 213	10-1, 2; D10	碱性玄武岩	3.49±0.9	6A	21
珍贝	14°48′	116°30′	2 735~3 488	9-1, 2, 3; D9; D9-1, 2, 3	碱性/拉斑玄武岩	9.1±0.2~10.0±2	5d	17
黄岩	15°14′	117°5′	3 348	9DG, 9DG2	粗面岩	7.77±0.49	5d	17
涨中	15°35′	116°09′	1 290	SO4-12-8, 10, 11, 12, 18, 20, 21, 22; SO4-12DG	碱性玄武岩	4.76~5.78	6A	21
宪北	16°37′	116°41′	——	CB-2, 5; CB-7-1, 2, 3	碱性/拉斑玄武岩	碱性 15-23; 拉斑 38	6B	23
玳瑁	17°37′	116°59′	2 981~3 877.5	8-1, 2, 3, 4, 5G, 6, 7, 7G; D8-1, 2, 3, 4; V36-D8-1, 3	拉斑玄武岩	14.1±1.14	8	26
尖峰	19°20′	116°10′	1 500~2 000	ZF-1, ZFF-2	英安岩、安山岩	18.61±4.88	10	30

注:各海山样品数据来源:中南、珍贝、玳瑁海山数据引自 Tu *et al.*, 1992;黄岩海山引自王叶剑等(2009);涨中海山引自鄢全树等(2008);宪北、尖峰海山引自李兆麟等(1991);本文测试样品编号为 SO4-12DG 和 V36-D8-1, 3, 下同.

样品中元素含量的分析测试由中国科学院青藏高原环境变化与地表过程实验室采用容量法及电感耦合等离子体质谱法(ICP-MS)测定,所用仪器为美国 Thermo Elemental 公司生产的 X-7 系列等离子质谱仪,分析误差小于 5%±。样品处理按以下步骤进行:用玛瑙研钵将样品磨碎至 200 目左右,置于 55℃烘箱中恒温烘干 12 h,称取样品 20~30 mg 于 Teflon 容器中,加少量超纯水湿润样品;缓慢加入高纯硝酸和氢氟酸 1 mL,摇匀,超声波助溶处理 20 min,放在 150℃加热板上蒸至近干;再加高纯硝酸和氢氟酸各 1 mL 到 Teflon 容器中,超声波助溶 20 min,将样品放入高压不锈钢溶样罐中,拧紧后置于 190℃烘箱中酸溶 24 h 以上;然后将样品取出冷却,加 1 mL 高纯硝酸,在 150℃加热板上蒸至近干,重复两次;最后加入 2 mL 硝酸和 3 mL 纯水,重新放入高压不锈钢中,拧紧后在 150℃烘箱中提取盐类 24 h 以上,取出冷却,将样品全部溶解并稀释为 1:2 000 溶液,将上述溶液密闭保存待测。

此外,本文还系统地整理了南海海盆火山岩的地球化学数据,最终选择了其中可靠的且各类数据相对完整的资料进行整体再分析。数据分别来自王贤觉等(1984)、李兆麟等(1991)、Tu *et al.* (1992)、鄢全树等(2008)和王叶剑等(2009)(表 2)。本文测得的数据在一定程度上弥补了先前研究中样品数量较少的缺陷,增强了数据统计分析结果的普适性。

1.3.1 主量元素 从南海中央次海盆火山岩样品的全碱-硅图(图 2)中可见:样品兼有碱性及亚碱性系列,前者数量占优;根据亚碱性系列样品在 AFM 图中的分布趋势可进一步将其判定为拉斑系列(图 3)。其中,玳瑁海山只有拉斑玄武岩样品;宪北、珍贝海山兼有碱性及拉斑系列样品;中南、涨中海山样品则全部落入碱性系列,以上均为基性的火山岩样品。而中酸性的火山岩样品则包括黄岩海山的中性粗面岩以及尖峰海山的中性安山岩和中酸性的流纹英安岩。

拉斑玄武岩 SiO₂ 含量较高(46.4%~49.5%),平均 48.7%,K₂O 含量则相应较低(0.6%~1.2%),但仍然高于一般大洋拉斑玄武岩(K₂O=0.21%)(Hyndman, 1972)也高于过渡型的夏威夷拉斑玄武岩(K₂O=0.38%),却和大陆拉斑玄武岩类似(K₂O=1%)(Hughes, 1982)。碱性玄武岩 SiO₂ 含量变化范围较大(41.51%~50.03%),平均为 46.5%,K₂O 含量则相应较高(0.77%~2.83%),远高于典型洋岛碱性玄武岩(K₂O=0.26%),也高

于大陆拉斑玄武岩(K₂O=1%)(Hughes, 1982)。碱性玄武岩中既有 SiO₂ 含量和 K₂O 含量均较高的样品,如珍贝、涨中海山的部分样品;亦有 SiO₂ 含量较低而 K₂O 含量仍然很高的样品,如中南海山的部分样品。黄岩海山中性粗面岩样品的 SiO₂ 含量(60.33%和 63.59%),K₂O 含量(6.01%和 5.13%)及 Na₂O 含量(5.52%和 5.8%)相应增加,而 MgO 含量(0.38%和 0.51%)则相应减少。尖峰海山样品的主量元素特征与其他海山明显不同,属于中-中酸性的岩浆岩。

1.3.2 稀土元素 南海中央次海盆海山火山岩球粒陨石标准化稀土模式见图 4。

海山拉斑玄武岩 ΣREE (114.47~132.17)远高于 N-MORB 平均值(39.11)(Sun and Nesbitt, 1977),和夏威夷拉斑玄武岩(Frey *et al.*, 1968)类似,处于洋中脊拉斑玄武岩和碱性玄武岩之间(图 4a)。其中,宪北海山拉斑玄武岩的 $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ (0.89)和(La/Yb)_N(1.4)值低,表明轻重稀土的分异度很低;Eu 的弱负异常指示岩浆在演化过程中经历了斜长石的分离结晶。玳瑁、珍贝海山拉斑玄武岩的 $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ (2.42 和 1.88)和(La/Yb)_N(5.58 和 5.93)基本一致,指示一定程度的轻重稀土分异;玳瑁海山部分样品存在 Ce 异常,暗示样品可能受到低温蚀变的影响。

海山碱性玄武岩的 ΣREE 较高(246.14~352.95),平均 285.72,高于 OIB 平均值(198.96)(Sun *et al.*, 1977)。其中, $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ (2.6~5.64,平均为 4.34)和(La/Yb)_N(6.79~26.06,平均 15.35)指示轻重稀土较高的分异度;无明显 Eu 异;少量样品呈现微弱 Ce 负异。黄岩海山粗面岩 ΣREE 较高(368.75 和 389.87); $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ (7.76 和 5.6)和(La/Yb)_N(27.26 和 17.32)高值则表明轻重稀土存在很高的分异度。

尖峰海山英安岩(ZF-1)的 ΣREE 很低(183.57),这可能和岩石经过明显蚀变有关, $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 及(La/Yb)_N 分别为 3.62 和 2.73;而粗面安山岩(ZFF-2) ΣREE 很高(466.29), $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 及(La/Yb)_N 分别为 9.27 和 17.18。以上数值表明粗面安山岩轻重稀土分异度远高于英安岩,从这两类火山岩稀土元素配分曲线(图 4c)中可见:尖峰海山安山岩的稀土元素配分曲线和大陆边缘安山岩更加接近,这和尖峰海山位于洋盆至大陆坡过渡部位的情况相符。

1.3.3 微量元素 Y/Nb 值可以用来辨别玄武岩

表 2 南海中央次海盆海山火山岩地球化学数据

Table 2 Geological data of igneous rocks sampled from seamounts in central sub-basin of the SCS

原编号	10-2	D10	9-3	D9-1	D9-2	9DG-2	9DG	SO4-12-8	SO4-12-10	SO4-12-11	SO4-12-12	SO4-12-18	SO4-12-20	SO4-12-21	SO4-12-22
主量元素															
SiO ₂	41.45	46.31	47.39	49.13	48.91	63.59	60.33	48.75	48.28	47.57	45.43	50.03	46.97	48.48	42.35
TiO ₂	3.22	3.36	3.46	2.19	3.67	0.31	0.48	2.33	2.36	2.07	2.59	2.04	2.20	2.18	2.54
Al ₂ O ₃	14.65	16.53	15.58	16.08	15.77	17.55	17.56	19.14	19.04	17.12	18.12	19.15	16.95	17.5	17.41
Fe ₂ O ₃	9.59	2.38	7.51	2.51	2.58	—	—	3.21	3.34	4.42	8.72	4.33	5.33	2.61	13.00
FeO	3.33	8.57	4.27	9.05	9.3	3.97	4.84	4.28	4.48	5.2	2.73	2.7	4.85	6.84	1.47
MnO	0.88	0.20	0.11	0.14	0.14	0.22	0.55	0.14	0.15	0.23	0.23	0.11	0.33	0.2	0.44
MgO	5.40	6.32	2.69	5.50	3.38	0.38	0.51	2.42	2.60	5.74	3.81	2.13	5.91	5.61	3.80
CaO	6.58	9.37	7.91	11.00	8.99	1.16	1.73	8.52	8.83	8.1	9.87	8.45	7.96	8.11	8.19
Na ₂ O	3.02	3.42	3.46	3.02	3.51	5.52	5.8	5.13	5.13	4.58	3.21	5.10	4.05	4.89	2.87
K ₂ O	2.62	2.67	2.41	0.77	2.42	6.01	5.13	2.78	2.74	2.32	1.28	2.83	2.04	2.61	1.01
P ₂ O ₅	0.65	0.89	1.30	0.61	1.33	0.07	0.15	0.77	0.83	0.85	0.95	0.94	0.70	0.68	1.17
LOI	8.44	—	2.79	—	—	0.66	1.70	2.33	1.96	1.98	3.02	2.15	2.83	0.67	4.26
总量	99.30	100.02	98.61	100.00	100.00	99.44	98.78	99.80	99.70	100.2	100.00	100.00	100.10	100.40	98.50
σ	—	11.20	7.85	—	5.95	6.46	6.89	10.88	11.73	10.42	8.30	8.95	9.34	10.26	—
Mg [#]	44.83	51.50	30.51	46.68	34.36	14.70	15.94	37.80	38.47	52.96	39.33	36.76	52.44	52.36	34.18
稀土元素															
La	42.8	51.29	33.10	16.20	51.21	83.47	82.25	66.90	64.60	49.10	48.80	70.20	60.20	57.00	65.80
Ce	187.20	109.01	87.18	33.23	106.44	162.30	154.84	108.00	158.00	86.90	87.40	111.00	96.60	97.10	111.00
Pr	11.16	—	10.32	—	—	16.19	18.11	12.40	12.00	9.26	9.64	12.30	10.50	10.60	13.00
Nd	34.04	57.74	36.43	23.42	54.89	54.82	61.19	46.60	45.80	34.50	39.40	46.00	40.10	40.30	52.10
Sm	7.75	11.56	9.56	4.80	11.24	8.76	11.39	8.78	8.58	6.61	7.66	8.49	7.74	7.64	10.29
Eu	2.82	3.81	3.31	1.74	3.76	1.14	3.02	2.82	2.81	2.19	2.52	2.70	2.52	2.45	3.18
Gd	5.33	—	8.64	—	—	6.34	9.06	7.48	7.58	5.68	6.69	7.49	6.71	6.67	9.49
Tb	1.19	1.86	1.36	0.88	1.74	1.01	1.32	1.16	1.16	0.86	0.99	1.12	1.03	0.95	1.37
Dy	6.38	—	7.48	—	—	5.21	7.25	6.32	6.37	4.85	5.59	6.54	5.9	5.32	7.79
Ho	1.86	1.7	2.66	—	—	0.96	1.43	1.18	1.24	0.92	1.05	1.21	1.11	1.02	1.46
Er	2.67	—	3.27	—	—	2.51	3.76	3.37	3.48	2.85	3.01	3.54	3.15	2.85	4.16
Tm	0.31	—	0.36	—	—	0.39	0.54	0.45	0.48	0.36	0.39	0.47	0.45	0.38	0.53
Yb	3.02	2.46	3.51	1.96	2.64	2.20	3.41	2.88	2.95	2.24	2.43	3.05	2.65	2.39	3.20
Lu	0.31	0.43	0.44	0.36	0.43	0.35	0.53	0.44	0.46	0.35	0.37	0.48	0.41	0.36	0.48
Y	29.56	43.10	41.24	39.00	45.00	23.11	31.78	34.00	35.10	24.20	30.20	37.10	31.00	26.50	45.60
ΣREE	336.40	282.96	248.86	121.59	277.35	368.75	389.87	302.78	350.61	230.87	246.14	311.60	270.07	261.53	329.36
LREE	285.77	233.41	179.9	79.39	227.54	326.68	330.80	245.50	291.79	188.56	195.42	250.60	217.66	215.09	255.28
HREE	50.63	49.55	68.96	42.20	49.81	42.07	59.07	57.28	58.82	42.31.0	50.72	61.00	52.41	46.44	74.08
LREE/HREE	5.64	4.71	2.60	1.88	4.56	7.76	5.60	4.28	4.96	4.45	3.85	4.10	4.15	4.63	3.44
(La/Yb) _N	10.17	14.96	6.76	5.93	13.91	27.26	17.32	16.66	15.71	15.72	14.41	16.51	16.29	17.11	14.75

续表 2

原编号	10-2	D10	9-3	D9-1	D9-2	9DG-2	9DG	SO4-12-8	SO4-12-10	SO4-12-11	SO4-12-12	SO4-12-18	SO4-12-20	SO4-12-21	SO4-12-22
微量元素															
Li	17.00	—	—	—	—	12.64	15.40	8.34	8.69	11.60	16.90	9.88	14.40	8.36	19.40
Sc	23.00	23.20	—	42.00	24.00	4.28	4.63	18.70	20.30	18.00	23.70	18.50	18.70	18.80	23.70
V	—	249.20	—	298.00	308.00	29.15	17.34	150.00	163.00	148.00	219.00	141.00	146.00	152.00	201.00
Cr	—	146.40	—	200.00	15.00	3.45	2.01	111.00	124.00	149.00	195.00	155.00	140.00	121.00	161.00
Co	79.00	58.30	79.00	50.00	54.00	5.67	24.80	30.10	32.40	46.40	44.10	28.30	57.20	44.10	76.60
Ni	237.00	76.50	60.00	43.00	15.00	26.70	84.25	13.60	16.60	100.00	67.60	22.40	112.00	77.20	171.00
Cu	160.00	47.90	24.00	87.00	27.00	25.30	59.13	42.40	41.80	39.80	42.70	43.40	43.30	42.00	38.50
Zn	—	118.30	—	152.00	161.00	94.88	62.35	96.00	101.00	102.00	129.00	84.20	107.00	91.30	141.00
Rb	54.00	60.70	68.00	34.00	54.00	36.38	87.09	83.20	82.90	66.80	16.90	85.50	54.40	78.80	16.40
Sr	349.00	819.20	400.00	301.00	749.00	31.62	235.48	721.00	737.00	652.00	597.00	685.00	631.00	661.00	1 929.00
Zr	330.00	348.50	274.00	156.00	344.00	419.00	646.50	316.00	203.00	250.00	232.00	336.00	275.00	279.00	211.00
Nb	84.00	83.50	60.00	22.00	53.00	—	99.74	82.80	81.50	69.30	58.80	87.70	71.60	74.50	56.10
Cs	28.00	—	31.00	—	—	—	0.58	1.25	1.14	0.92	0.34	1.26	0.77	1.07	0.53
Ba	810.00	853.60	423.00	—	411.00	108.30	1633.01	625.00	650.00	538.00	485.00	603.00	492.00	592.00	348.00
Hf	—	8.10	—	—	—	—	16.72	6.14	6.17	5.28	5.17	6.42	5.92	5.61	5.16
Ta	2.50	4.00	1.60	—	—	—	7.00	5.03	4.89	4.49	3.57	5.15	4.63	4.33	3.66
Pb	—	—	—	—	—	19.26	37.66	7.44	7.42	6.82	7.90	7.16	9.75	7.26	36.50
Bi	—	—	—	—	—	—	0.50	0.10	0.12	0.13	0.14	0.13	0.15	0.14	0.49
Th	13.60	5.40	9.50	—	—	—	14.85	9.85	9.78	8.92	6.66	10.8	8.59	9.07	8.19
U	24.80	—	5.30	—	—	—	1.37	2.24	2.27	1.98	1.27	2.65	1.69	2.02	1.68
Mo	9.40	—	—	—	—	—	—	5.12	5.38	4.51	2.84	5.46	4.21	5.28	5.60
同位素															
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	—	0.704 007	—	—	0.703 976	0.704 433	0.704 183	0.703 963	—	—	0.704 038	0.703 961	0.704 137	—	—
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	—	0.512 805	—	—	0.512 813	0.512 922	0.512 827	0.512 901	—	—	0.512 863	0.512 894	0.512 855	—	—
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	—	18.875	—	—	18.954	18.667	18.687	18.409	—	—	18.622	18.372	18.501	—	—
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	—	15.593	—	—	15.588	15.535	15.680	15.558	—	—	15.596	15.534	15.596	—	—
²⁰³ Pb/ ²⁰⁴ Pb	—	38.931	—	—	38.991	38.677	39.002	38.523	—	—	38.767	38.443	38.665	—	—
资料来源	①	②	①	②	②	③	③	④	④	④	④	④	④	④	④

续表 2

原编号	SO4-12-DG	CB-2	CB-5	CB-7-1	CB-7-2	CB-7-3	8-5	8-6	8-7	D8-2	D8-4	V36-D8-1	V36-D8-3	ZF-1	ZFF-2
主量元素															
SiO ₂	—	48.80	42.39	42.34	44.09	43.70	46.38	47.39	48.54	49.20	49.73	—	—	67.21	58.06
TiO ₂	—	1.76	2.55	2.77	2.74	2.38	1.93	2.09	2.04	2.14	2.09	—	—	0.23	0.82
Al ₂ O ₃	—	13.66	12.46	13.13	12.40	13.18	14.13	14.96	13.67	15.82	15.97	—	—	13.22	15.67
Fe ₂ O ₃	—	6.75	5.81	5.83	4.82	4.73	4.86	8.54	6.59	2.52	2.42	—	—	2.55	4.23
FeO	—	6.02	5.55	5.88	6.23	5.97	7.87	3.52	5.71	9.07	8.71	—	—	2.43	3.33
MnO	—	0.68	0.56	0.89	0.25	0.18	0.21	0.28	0.50	0.19	0.13	—	—	0.22	0.65
MgO	—	6.67	12.29	10.54	12.79	11.96	7.85	6.53	5.00	5.65	6.10	—	—	0.59	1.70
CaO	—	10.02	10.00	10.33	9.53	9.66	9.96	10.11	6.85	11.03	10.77	—	—	2.07	2.85
Na ₂ O	—	2.40	2.70	3.03	3.02	3.03	2.56	3.00	3.00	3.09	3.15	—	—	4.41	5.46
K ₂ O	—	1.19	1.73	2.03	1.85	1.96	0.6	0.64	1.28	0.74	0.59	—	—	1.92	3.70
P ₂ O ₅	—	0.10	0.65	0.76	0.60	0.96	0.25	0.48	0.34	0.54	0.34	—	—	0.00	0.40
LOI	—	1.28	2.61	1.79	1.28	2.01	—	—	7.40	—	—	—	—	—	—
总量	—	99.33	99.30	99.32	99.33	99.45	99.77	100.65	98.92	99.99	100.00	—	—	99.64	99.31
σ	—	2.22	—	—	21.76	35.57	2.95	3.02	3.30	2.37	2.08	—	—	1.66	5.57
Mg#	—	50.00	57.77	63.03	68.54	58.39	53.58	51.19	48.36	47.28	50.21	—	—	18.35	30.01
稀土元素															
La	66.86	9.00	60.42	70.08	49.36	58.26	9.30	13.92	11.83	17.47	17.53	19.32	20.90	20.99	122.86
Ce	106.70	24.37	121.20	137.40	90.07	101.60	46.25	52.70	51.89	34.10	40.54	34.17	38.24	47.10	116.86
Pr	14.12	4.12	13.66	15.60	11.64	12.79	3.20	4.05	3.79	—	—	5.11	5.31	6.36	24.88
Nd	56.36	18.00	50.50	56.44	39.00	47.02	11.22	14.21	13.87	15.56	20.06	22.46	23.13	25.19	84.82
Sm	11.47	5.25	10.03	11.02	8.37	9.06	3.32	3.82	4.33	5.12	5.12	5.50	5.59	6.51	15.98
Eu	3.77	1.54	2.93	3.12	2.37	2.79	1.27	1.29	1.44	1.61	1.78	1.83	1.89	1.99	3.23
Gd	12.60	7.68	9.26	10.08	7.59	8.36	3.17	3.42	5.39	—	—	6.06	6.28	7.50	13.49
Tb	1.80	1.41	1.37	1.53	1.18	1.23	0.64	0.67	1.04	0.81	0.75	0.94	0.97	1.40	1.80
Dy	10.68	8.69	6.57	8.05	6.44	5.83	3.53	3.35	5.48	—	—	5.58	5.79	6.12	9.95
Ho	2.19	1.80	1.22	1.44	1.29	1.08	1.01	0.99	1.68	0.80	0.60	1.13	1.18	1.77	2.08
Er	6.00	4.85	3.01	3.49	2.94	2.85	1.65	1.41	2.71	—	—	3.10	3.22	5.96	5.74
Tm	0.80	0.71	0.47	0.49	0.39	0.39	0.27	0.19	0.28	—	—	0.43	0.45	0.81	0.84
Yb	4.70	4.60	2.61	1.89	2.30	2.36	1.82	1.49	3.25	2.33	1.91	2.64	2.70	5.51	5.13
Lu	0.72	0.66	0.36	0.4	0.31	0.33	0.22	0.16	0.31	0.38	0.37	0.38	0.41	0.81	0.73
Y	54.32	39.49	31.31	31.92	23.21	27.31	18.82	20.59	28.99	33.60	29.50	19.27	21.18	45.55	57.90
ΣREE	298.77	132.17	352.95	246.46	281.26	314.92	105.69	122.26	111.78	118.16	136.28	108.64	116.05	183.57	466.29
LREE	259.28	62.28	293.66	200.81	231.52	258.74	74.56	89.99	73.86	85.03	87.15	88.39	95.06	108.14	368.63
HREE	39.50	69.89	59.29	45.65	49.74	56.18	31.13	32.27	37.92	33.13	49.13	20.26	20.99	75.43	97.66
LREE/HREE	6.56	0.89	4.95	4.39	4.65	4.6	2.39	2.78	1.94	2.56	1.77	4.36	4.53	1.43	3.77
(La/Yb) _N	14.21	1.40	26.60	15.39	17.71	16.61	3.67	6.70	5.38	6.58	2.61	7.33	7.73	2.73	17.18

续表 2

原编号	SO4-12-DG	CB-2	CB-5	CB-7-1	CB-7-2	CB-7-3	8-5	8-6	8-7	D8-2	D8-4	V36-D8-1	V36-D8-3	ZF-1	ZFF-2
微量元素															
Li	—	17.10	—	10.70	9.60	—	14.00	56.00	13.00	—	—	—	—	22.90	32.00
Sc	—	44.60	—	27.40	25.40	—	31.00	27.00	25.00	38.40	34.50	—	—	17.20	11.90
V	—	—	—	—	—	—	—	—	—	288.10	288.50	—	—	—	—
Cr	—	204.00	—	298.00	545.00	—	—	—	—	32.30	174.90	—	—	18.30	14.10
Co	—	72.90	—	73.90	52.50	—	79.00	39.60	55.00	54.00	59.60	—	—	10.00	22.60
Ni	—	166.00	—	242.00	315.00	—	158.00	95.00	158.00	37.90	47.70	—	—	33.90	82.90
Cu	—	178.00	—	72.10	66.20	—	64.00	80.00	80.00	93.80	84.80	—	—	78.70	82.60
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	166.60	128.90	—	—	—	—
Rb	13.17	—	—	—	—	—	34.00	38.00	30.00	19.30	12.50	7.28	22.44	—	—
Sr	941.20	94.50	—	653.00	569.00	—	162.00	170.00	145.00	320.60	313.90	360.80	353.60	107.00	386.00
Zr	283.40	138.00	—	270.00	244.00	—	120.00	135.00	153.00	157.30	149.80	132.80	146.50	336.00	260.00
Nb	54.32	6.90	—	63.80	52.40	—	21.00	24.50	25.00	23.40	20.60	19.27	21.18	10.30	8.70
Cs	—	—	—	—	—	—	25.00	26.00	21.00	—	—	—	—	—	—
Ba	603.20	39.90	—	632.00	544.00	—	99.00	—	—	32.00	15.10	120.50	113.40	407.00	1 200.00
Hf	6.03	4.40	—	6.20	5.40	—	—	—	—	3.20	3.70	3.10	3.39	8.00	5.50
Ta	3.88	1.40	—	4.00	4.00	—	—	0.80	—	1.40	1.20	1.24	1.36	2.40	2.60
Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Bi	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Th	7.31	8.50	—	16.60	15.00	—	4.00	6.00	5.00	1.60	2.20	2.51	2.51	5.50	12.40
U	—	349.00	—	228.00	220.00	—	5.30	5.30	5.30	—	—	—	—	24.10	149.00
Mo	—	—	—	—	—	—	1.30	0.30	5.60	—	—	—	—	—	—
同位素															
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.703 594	0.703 561	—	—	—	—
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.512 929	0.512 916	—	—	—	—
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18.704	18.600	—	—	—	—
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	15.609	15.632	—	—	—	—
²⁰³ Pb/ ²⁰⁴ Pb	—	—	—	—	—	—	—	—	—	38.325	38.848	—	—	—	—
资源来源	本次测	⑤	⑤	⑤	⑤	⑤	①	①	①	②	②	本次测	本次测	⑤	⑤

注:表中主量元素单位为%,微量元素及稀土元素单位为 μg/g;①梁德华和李扬,1991;②Tu et al., 1992;③王叶剑等,2009;④鄢全树等,2008;⑤李兆麟等,1991.

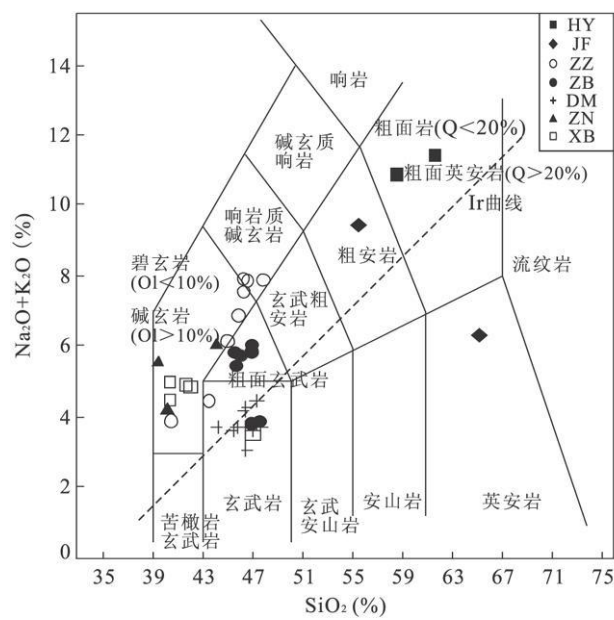


图 2 南海中央次海盆海山火山岩 TAS 定名

Fig.2 TAS diagram of igneous rocks sampled from seamounts in central sub-basin of the SCS

HY·黄岩海山样品;JF·尖峰海山样品;ZZ·涨中海山样品;ZB·珍贝海山样品;DM·玳瑁海山样品;ZN·中南海山样品;XB·宪北海山样品,下同;底图引自 Irvine *et al.*, 1971;划分岩性系列曲线 Ir 据 Maire *et al.*, 1989

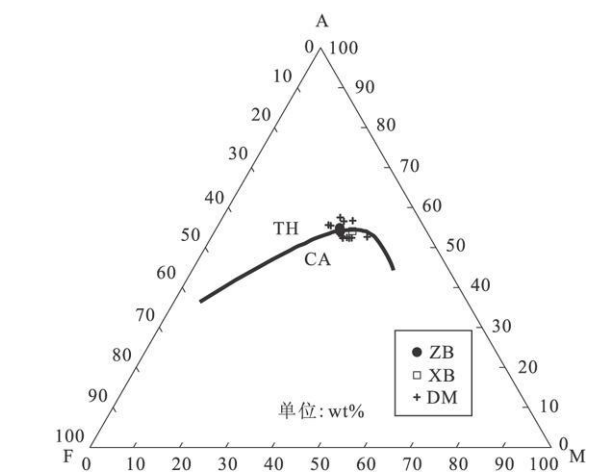


图 3 南海中央次海盆海山亚碱性火山岩 AFM 判别(底图引自 Irvine *et al.*, 1971)

Fig.3 AFM diagram of sub-alkali basalts sampled from seamounts in central sub-basin of the SCS

系列:大于 1 为拉斑玄武岩,而小于 1 为碱性玄武岩.计算表明(表 2),中南、涨中海山的全部样品及珍贝、宪北海山多数样品的 $Y/Nb < 1$;而玳瑁海山的全部样品,宪北、珍贝海山部分样品(CB-2、D9-1) $Y/Nb > 1$,这与 TAS 定名的结果完全符合.

火山岩微量元素配分曲线见图 5.

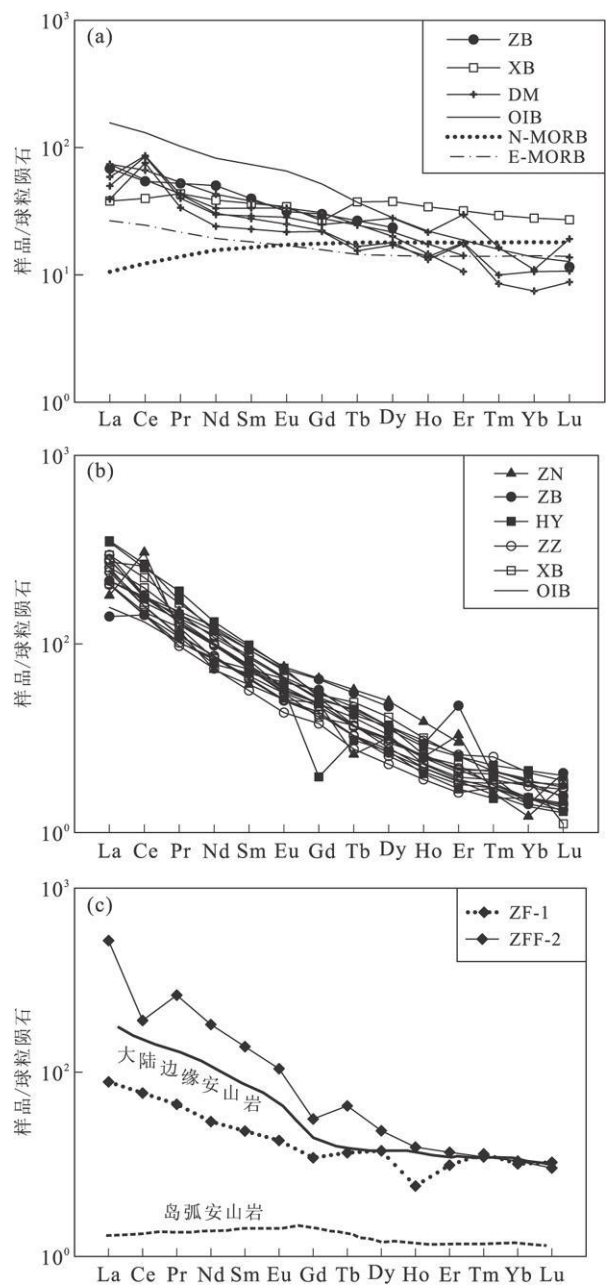


图 4 南海中央次海盆海山火山岩稀土元素配分曲线

Fig.4 Chondrite-normalized REE patterns of igneous rocks sampled from seamounts in central sub-basin of the SCS

a. 海山拉斑玄武岩稀土元素球粒陨石标准化模式;b. 海山碱性玄武岩稀土元素球粒陨石标准化模式;c. 尖峰海山安山岩、英安岩稀土元素球粒陨石标准化模式;球粒陨石数据采用 Sun and McDonough, 1989;OIB、N-MORB、E-MORB 数据来自 Sun and Nesbitt, 1977;大陆边缘及岛弧安山岩数据来自 Culler and Medaris, 1977

除了宪北海山样品 U 异常高外,海山拉斑玄武岩样品呈现较一致的配分形式,作为大离子亲石元素(LILE)之一的 Ba 异常亏损,可能与后期风化作用有关(Tu *et al.*, 1992);其他 LILE(如 K、Th、

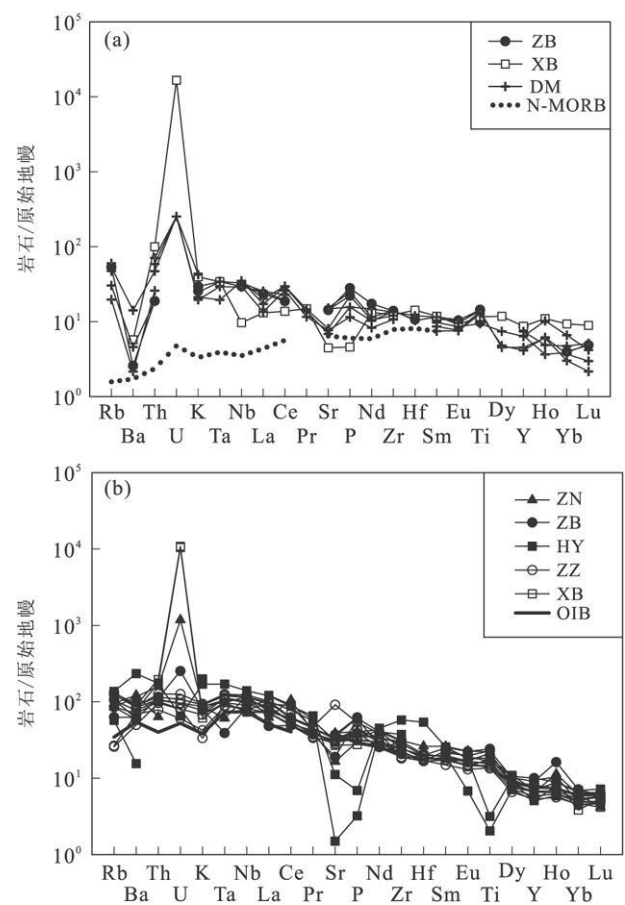


图 5 南海中央次海盆海山火山岩微量元素原始地幔标准化蛛网图

Fig. 5 PM-Normalized trace elements pattern of igneous rocks sampled from seamounts in central sub-basin of the SCS

a. 海山拉斑玄武岩微量元素原始地幔标准化模式; b. 海山碱性玄武岩微量元素原始地幔标准化蛛网; PM 数据引自 Sun and McDonough, 1989; OIB、N-MORB 数据引自 Sun and Nesbitt, 1977

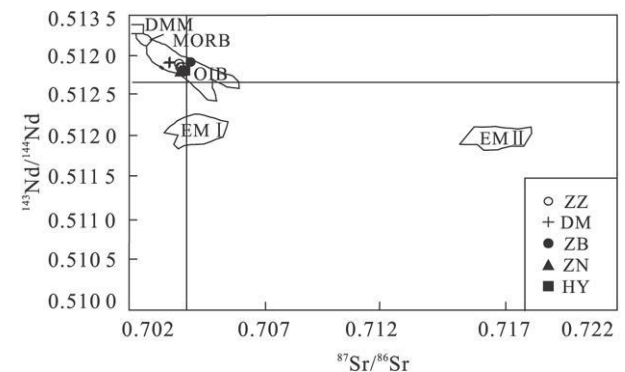


图 6 南海中央次海盆海山火山岩 Sr-Nd 同位素关系(底图据 Zindler and Hart, 1986)

Fig. 6 Sr-Nd diagram of igneous rocks sampled from seamounts in central sub-basin of the SCS

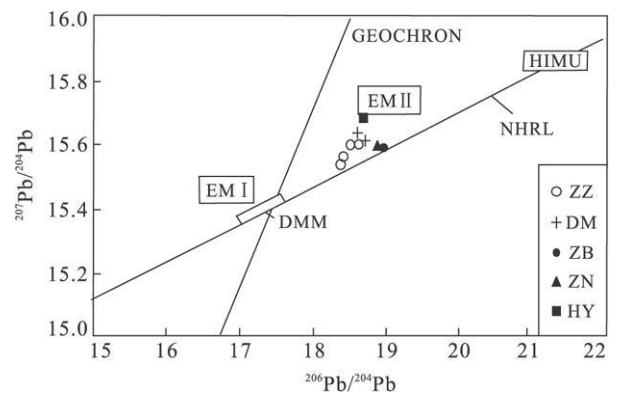


图 7 南海中央次海盆海山火山岩铅同位素演化图解(地幔端员数据据 Zindler and Hart, 1986; 半球参考线 NHRL 据 Hart, 1984)

Fig. 7 Pb isotopes diagram of igneous rocks sampled from seamounts in central sub-basin of the SCS

Rb) 和高场强元素 HFSE (如 Nb、Ta、Ti) 较 N-MORB 富集. 海山碱性玄武岩微量元素也表现较为一致的配分形式; 除具有不同 U 异常之外, 微量元素分配规律和典型 OIB 相似; LILE 和 HFSE 等元素均富集且富集程度较 OIB 略高. 黄岩海山粗面岩微量元素分配模式亦和碱性玄武岩类似, 只是 Sr、P、Ti 等元素由于进入后期结晶分异的矿物(如磷灰石、钛磁铁矿等)而在熔体中亏损.

1.3.4 Sr-Nd-Pb 同位素 海山火山岩同位素测试数据资料见表 2(Tu *et al.*, 1992; 鄢全树等, 2008; 王叶剑等, 2009). 火山岩¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 变化范围为 0.512 805~0.512 929, 平均 0.512 873; ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 变化范围为 0.703 561~0.704 433, 平均 0.702 958, 小于上地幔玄武岩平均值(0.704 7); ϵ_{Nd} 为 3.25~5.67(>0), 其中, 拉斑玄武岩 ϵ_{Nd} (3.41~5.67) 和碱性玄武岩 ϵ_{Nd} (3.25~5.13) 的差别不大, 且都小于 MORB 平均 ϵ_{Nd} (10) 也小于 OIB 平均 ϵ_{Nd} (6)(Saunders *et al.*, 1988). 火山岩的²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 变化范围是 18.409~18.954, 平均 18.639; ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb 变化范围是 15.534~15.680, 平均 15.592; ²⁰³Pb/²⁰⁴Pb 的变化范围是 38.325~39.002, 平均值为 38.717.

从⁸⁷Sr/⁸⁶Sr-¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 关系图(图 6)中可见, 南海海盆火山有着非常相近的组成特征, 均显示低⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 高¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd 的特征, 落在 DMM 和 EM I 端员之间的 OIB 区域, 远离 EM II 型富集地幔端员. 但是在铅同位素演化图解中(图 7), 南海火山岩趋向于 EM II 端员, 并且均位于零等时线右侧、北半球参考线(NHRL)上方的区域.

2 讨论

2.1 中央次海盆海山岩浆的演化

南海中央次海盆海山火山岩部分主量元素及微量元素与 MgO 含量的协变图解(图略)反映出它们较为一致的演化规律:随着 MgO 含量的减少,即随着分离结晶程度的增强, SiO_2 呈现先平缓减少后急剧增加趋势的而 CaO 和 FeO_T 则呈现先平缓增加后急剧减少的趋势,表明岩浆演化过程中存在橄榄石、辉石等矿物的分离结晶作用; Al_2O_3 、 Na_2O 和 K_2O 呈现略微增加的趋势; Ni 、 Cr 等相容元素的含量逐渐下降,同样体现了橄榄石和辉石的分离结晶作用;部分不相容元素(如 Zr 、 Y 等)含量呈现增加的趋势;强不相容元素 Ba 的含量变化较为分散,可能是由于后期风化作用的影响(Tu *et al.*, 1992)或是因为 Ba 占据早期结晶矿物中 K 的位置因而在不再在熔体中富集(鄢全树等, 2008)。

在部分熔融过程中,熔浆中相容元素($D>1$)的含量有所增加,但是变化幅度较小;同时,熔浆中不相容元素($D<1$)的含量逐渐降低,且变化幅度随着元素不相容性的增强而加大,因此,随着岩石部分熔融程度的增大,强不相容元素与弱不相容元素的比值会呈现规律性增长的趋势。然而,在岩浆结晶的过程中,无论何时结晶相中总是相对富集相容元素,残余熔浆中总是相对富集不相容元素。随着结晶程度的增高,熔浆中相容元素的含量呈急剧降低的趋势;同时,熔浆中不相容元素的含量会逐渐增高,但元素含量的变化幅度与元素的不相容性强弱关系不大,因此,随着岩浆结晶程度的增大,强不相容元素与弱不相容元素之间的比值变化不明显。位于南海中央次海盆海山链上的火山岩样品的相容元素 Ni 、 Co 、 Cr 等变化很大,而不相容元素比值(Sr/Ba 、 La/Sm)的变化则很小,例如:涨中海山 Ni (13.6~171)、 Co (28.3~76.6)、 Cr (111~195)、 Sr/Ba (1.11~1.28)、 La/Sm (6.37~8.35),反映出岩浆为结晶分异形成。

Treuil and Joron (1975) 曾根据元素在岩浆中的行为将元素分成亲岩浆元素(M)和亲湿岩浆元素(H),并根据部分熔融和分离结晶的定量模拟方程推导出当用亲湿岩浆元素(H)与亲岩浆元素(M)浓度比值对亲湿岩浆元素浓度(即 α^H/α^M 对 α^H)作图时,平衡部分熔融的轨迹是一条斜线而分离结晶作用的轨迹则为一水平线。本文选用 Treuil and Joron (1975) 提出的 La/Sm 对 La 作图(图 8),海山岩浆

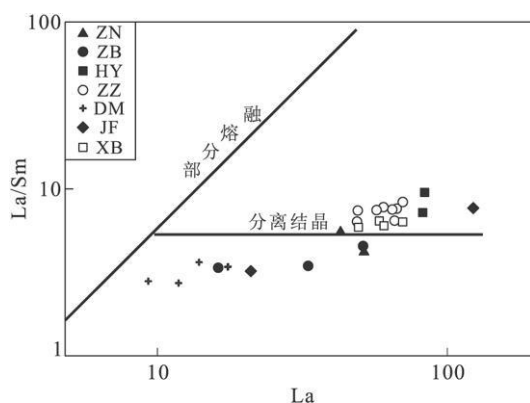


图 8 南海中央次海盆海山火山岩 La/Sm - La 图解

Fig. 8 La/Sm - La diagram of igneous rocks sampled from seamounts in central sub-basin of the SCS

岩样品均落在水平线区域,同样表明岩浆的形成机制为分离结晶。

岩浆的结晶分异程度可以用 $\text{Mg}^\#$ 和分异指数(DI)来指示,南海中央次海盆海山火山岩的 $\text{Mg}^\#$ 范围是 25.7~59.2, DI 范围是 21.7~55.0;其中碱性玄武岩 DI (26.8~55.0) 高于拉斑玄武岩 DI (21.7~39.6),表明研究区火山岩岩浆经历过一定程度的结晶分异。而黄岩海山粗面岩(DI 范围 81.8~85.6),尖峰海山安山岩($DI=74.4$)及英安岩($DI=80.5$)极高的分异指数暗示其可能是铁镁岩浆演化晚期分异结晶作用的最终产物。

PELE 软件是以吉布斯自由能最小化为基本计算原则的硅酸盐熔体-晶体-流体模拟计算软件。它是 MELTS 软件(Ghiorso and Sack, 1995)基于 Microsoft Windows 的一种简化改进版本,可以根据硅酸盐熔体中主量元素含量对其结晶过程进行简单有效的计算模拟。在模拟过程中,本文选取 $\text{Mg}^\#$ 最高的宪北海山玄武岩样品的平均成分代表研究区火山岩的原始岩浆成分。根据岩浆成分,选择 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}=0.2$ (质量分数)进行调整(Rollinson, 1993)。同时,假设 H_2O 的含量等于烧失量与 0.11 倍 FeO 含量的总和,即所有挥发份均为 H_2O (徐钊等, 2008)。计算模拟选取等压降温条件下的平衡结晶过程,并根据已知岩石薄片镜下观察结果选择合适的矿物组合($\text{Ol}+\text{Pl}+\text{Cpx}+\text{Mt}+\text{Apt}+\text{Ilm}$)近似地模拟了岩浆结晶过程(图 9);随着分离结晶过程的进行该原始岩浆不断演化,通过斜长石、橄榄石、单斜辉石、磷灰石和钛磁铁矿的结晶分异,可以在演化晚期形成类似黄岩海山粗面岩的岩浆。

南海中央次海盆海山火山岩的 Ni 含量(13.6×

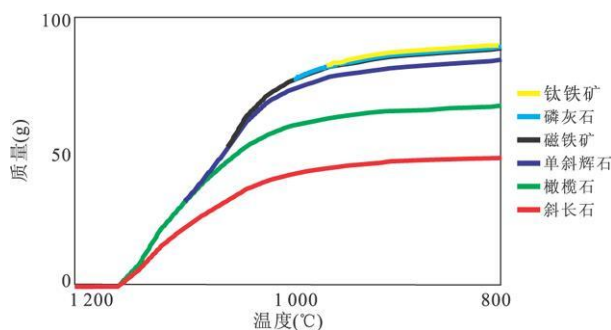


图 9 南海中央次海盆海山火山岩浆分异结晶过程 PELE 软件模拟

Fig. 9 The PELE simulation of magma fractional crystallization of igneous rocks sampled from seamounts in central sub-basin of the SCS

$10^{-6} \sim 315 \times 10^{-6}$) 变化范围很大, 但是明显低于原生地幔岩浆 Ni 含量 (400×10^{-6}) (Green, 1976), 结合上述微量及稀土元素的性质可以判断: 南海中央次海盆海山火山岩不是原始岩浆直接喷发的产物, 而与岩浆在深层 (地幔) 条件下和浅层 (洋壳) 条件下橄榄石和辉石等矿物的结晶分异有关。

2.2 海山岩浆源区的基本特征

南海中央次海盆海山火山岩中各种能够反映岩浆源区成分特点的不相容元素比值, 如 La/Ce、La/Nb、Ba/Nb 等, 和 3 类地幔储库端员 (N-MORB、EM I OIB、EM II OIB) 的同类比值都具有一定差异; 大多数比值显示出了亏损 (DMM) 和富集 (EM) 端员相混合的特点。但是, 由于两类富集端员 (EM I OIB、EM II OIB) 的微量元素组成变化并无本质上的差异 (Woodhead, 1989), 因此, 通过不相容元素比值有效辨别出富集端员类型存在着一定困难。而在同位素方面, 南海海山火山岩 Sr-Nd-Pb 同位素的相关关系与具 EM II 特征的大洋岛屿玄武岩 (如 Samoa、Society 群岛) 明显不同, 使得 EM II 端员的识别存在着很大的不确定性 (刘从强等, 1995)。

Jackson and Dasgupta (2008) 通过分析全球范围内洋岛火山岩的同位素及主量元素的组成特点而证实: 依据同位素特征划分出的 4 个地幔端员 (EM I、EM II、HIMU、DMM) 确实都具有各自独特的主量元素构成, 例如: EM I 和 EM II 的 K_2O 及 K_2O/TiO_2 的值要高于 HIMU; 而 EM I 以具有最低的 CaO/Al_2O_3 值的特点。因此, 如果有能够直接反映地幔源区的样品, 如地幔岩包体; 那么, 通过主量元素的分析就能够在一定程度解决端员划分的问题; K_2O/TiO_2 可以代替 $^{87}Sr/^{86}Sr$ 而 CaO/Al_2O_3

可以代替 $^{206}Pb/^{204}Pb$ 。梁德华和李扬 (1991) 对宪北海山玄武岩中的尖晶石-二辉橄榄岩包体的研究表明这些包体是经过原始上地幔部分熔融 (9%~14%) 后的残余物质, 并根据 Kushiro and Kuno (1963) 提出的扣除法估算出了研究区地幔岩成分。

本文将估算后的研究区地幔成分的 K_2O/TiO_2 、 CaO/Al_2O_3 和 EM I、EM II、DMM 地幔端员的同类比值进行比较 (表 3) 后, 发现研究区原始的地幔物质的 K_2O/TiO_2 (0.83~0.97, 平均 0.91) 明显高于两类 EM 地幔, 高钾是南海海山火山岩的普遍特点, 可能和研究区处于大陆向大洋过渡的边缘海环境有关; 而更具有指示意义的 CaO/Al_2O_3 (0.46~0.78, 平均 0.63) 明显低于 EM II、DMM 同类比值, 显示出 EM I 地幔端员的特点。用地幔岩包体判断出的地幔端员无疑较全岩同位素的判断更加准确, 因此, 南海中央次海盆的地幔不均一性是由于亏损的 N-MORB 型地幔同富集的 EM I 型地幔不同程度混合的结果。

对于具典型 EM I 特征的玄武岩成因, 多数学者认为 (Hart, 1984; Weaver *et al.*, 1986; Chauvel *et al.*, 1992) 其和俯冲的深海沉积物有关。中国东部至少自侏罗纪开始就一直受到太平洋板块俯冲的影响 (孙卫东等, 2008), 俯冲板块的脱水作用降低了地幔岩的液相线温度从而使之发生部分熔融, 交代了俯冲板块流体的熔融上地幔物质, 上涌并与岩石圈下地幔发生相互作用, 从而形成了研究区及其临近区域的具 EM I 和 DMM 双端员组分的岩浆 (Chen *et al.*, 1990; Tatsumoto and Nakamura, 1991; 刘从强等, 1995; 邢光福, 1997)。简而言之, 南海中央次海盆火山岩源区可能记录了古老板块的俯冲交代作用。

2.3 关于陆壳物质混染的证据

U 主要存在于陆壳中, 低的 Nb/U 比值则说明岩浆形成或演化过程中陆壳物质的涉入。南海海盆火山岩的 Nb/U 平均值 (中南 3.38、珍宝 11.39、涨中 37.5、宪北 0.17、玳瑁 4.43、尖峰 0.24) 都远小于全球 MORB 和 OIB 的相对均一值 (47), 有的甚至还低于平均地壳的相应值 (9~12) (Hofmann, 1986)。根据 Nb/U 值相对于岩石样品年代变化趋势可见: 晚始新世形成的宪北海山拉斑玄武岩呈现出极低的 Nb/U 值 (0.01), 可能表明在玄武岩浆喷发时研究区仍未脱离陆壳物质的严重干扰; 中新世火山岩的 Nb/U 值逐渐升高, 然而依旧远小于全球洋壳平均值, 靠近北部陆坡的尖峰海山更是由于大

表 3 由宪北海山地幔岩包体估算的研究区原始地幔主量元素比值及两类富集地幔端员同类比值

Table 3 Average magma compositions of study area estimated by mantle xenoliths from Xianbei seamount and those of enriched mantle end members

	CBB1	CBB2	CBB3	EM I	EM II	DMM
K ₂ O/TiO ₂	0.97	0.93	0.83	0.32~0.44	0.42~0.68	0.078
CaO/Al ₂ O ₃	0.64	0.78	0.46	0.53~0.61	0.79~0.94	0.750

注:CBB-1, 2, 3 数据引自梁德华和李扬, 1991; EM I、EM II 和 DMM 数据引自 Jackson and Dasgupta, 2008.

陆物质的影响而以中酸性火山岩为主(梁德华和李扬, 1991);晚中新世—上新世火山岩的 Nb/U 值上升到最高, 逐渐接近洋壳平均值, 但是中南海山玄武岩的 Nb/U 比值仍然很低, 这可能和其所处特殊位置有关. 物探资料表明(杨金玉等, 2001), 划分中央和西南 2 个次海盆的中南海山是包含大陆玄武岩及大洋玄武岩两类不同成分的“双性”海山, 说明南海海盆在扩张过程中还极有可能保留着陆壳残余.

相容元素的 Sr 与 MgO 呈现出的一定反消长或水平直线相关关系而非正相关关系, 也同样表明火山岩在岩浆演化过程中存在一定的高 Sr 陆壳物质的加入;同时, 南海中央次海盆海山火山岩异常高 K 的特征以及 K₂O 与 MgO 呈反消长关系, 也可能与岩浆在演化过程中接受陆壳物质的加入有关.

此外, 南海海山火山岩同位素地球化学性质所呈现出的不和谐性, 即 Sr、Nd 同位素组成接近 EM I 富集(图 6)地幔而 Pb 同位素显示 EM II 富集地幔特征(图 7), 也可以由少量陆壳物质的混入进行解释. 陆壳中 Pb 的丰度比亏损地幔高数十至上百倍, 很少量的陆壳物质混入就可以显著改变幔源岩浆的 Pb 同位素组成(陈江峰和江博明, 1999). 通过简单的混合计算得知(Tu *et al.*, 1992), 0.5%~2% 的陆壳物质混入亏损的 N-MORB 地幔就可以形成南海海盆玄武岩的 Pb 同位素组成.

2.4 海山序列基本演化趋势与南海拉张

虽然海山火山岩的喷发与海底扩张并不同步, 但海底板块运动所形成的构造线制约着海底火山喷发(鲍才旺和薛万俊, 1993);以珍贝—黄岩海山链为中心, 南北两侧发育着与扩张轴平行的东西向排列的海山;南北向中南海山分布在中央及西南次海盆相接地带, 恰好位于南北向转换断层附近. 因此, 海山序列的基本演化趋势对于南海拉张依然有着指示意义. 对应南海扩张的阶段, 可以将所有火山岩样品分为以下 4 个时期:

第一期 of 晚始新世的宪北海山拉斑玄武岩(38 Ma), 对应南海扩张起始期之前, 为过渡型的大洋拉斑玄武岩, 经历过明显的陆壳混染作用.

第二期 of 早中新世的玳瑁海山拉斑玄武岩、宪北海山碱性玄武岩和尖峰海山中酸性火山岩(20~13 Ma), 对应南海扩张末期, 为过渡型的大洋拉斑玄武岩、洋岛碱性玄武岩以及靠近北部陆坡的中酸性火山岩, 陆壳混染程度较第一期减少但仍较明显, 甚至成为中酸性火山岩的诱因.

第三期为晚中新世黄岩—珍贝海山火山岩(11~7 Ma), 略晚于南海扩张停止期, 为典型大洋拉斑玄武岩、洋岛碱性玄武岩及中性的粗面岩, 其中, 中性粗面岩是铁镁岩浆演化晚期分异结晶作用的最终产物, 样品受陆壳物质的影响程度进一步降低.

第四期为晚中新世—上新世的涨中、中南海山碱性玄武岩(5.7~3.5 Ma), 对应南海扩张结束后较长的一个时期, 为洋岛型碱性玄武岩, 位于中央次海盆内部的样品几乎不受陆壳的混染;而位于西南及中央次海盆分界线上的中南海山则显示出洋、陆“双性”的特点, 暗示海盆中还存在着残余陆壳.

综上所述, 南海中央次海盆火山岩岩性上具有从过渡型大洋拉斑玄武岩到过渡型大洋拉斑玄武岩及碱性玄武岩混合再到碱性玄武岩的演化趋势, 暗示源区深度不断增加. 同时, 岩浆受地壳混染程度由显著向微弱转化. 在南海扩张最初阶段(Taylor and Hayes, 1982; Ru and Piggott, 1986; Tapponnier *et al.*, 1986; Briaies *et al.*, 1993), 岩石圈扩张速率较快(Zhao *et al.*, 2002), 海山物质以浅层条件下形成的拉斑玄武岩浆为主, 喷发时研究区还存在着众多的陆壳物质;南海扩张在中央次海盆形成时期达到高潮(Tu *et al.*, 1992), 幔源物质在不同深度通过部分熔融作用形成碱性及拉斑两类玄武岩浆, 海盆扩张亦导致大量微型陆块的分离和移动(Tu *et al.*, 1992);随着南海扩张接近尾声, 岩石圈也逐渐停止扩张(Zhao *et al.*, 2002), 深层条件下形成的碱性玄武岩浆逐渐占据主导地位, 但海盆中仍有陆壳残余的存在.

3 结论

南海海盆的形成是一个囊括大陆裂谷、陆间裂谷、大西洋式海底扩张及终止扩张的连续过程. 通过探讨南海中央次海盆海山火山岩岩浆的源区性质及演化规律, 得出以下结论:

(1)各海山火山岩样品类型虽然多样,但显示出较为一致的演化规律: $Mg^\#$ 最高的甯北海山玄武岩可以代表研究区火山岩的原始岩浆组分,在分离结晶的最后阶段形成了类似黄岩海山粗面岩的岩浆。

(2)火山岩样品的源区性质不均一,火山岩中地幔岩包体的元素组成更加趋向于EM I 富集端员,岩浆起源于交代了俯冲板块流体的软流圈物质与岩石圈地幔发生相互作用所形成的EM I 和DMM 双端员混合源区。

(3)对应着南海海盆扩张的开端—高潮—停止,火山岩样品呈现出不同的岩石学及地球化学特征,反映岩浆源区深度不断增加而受陆壳混染的程度则不断减弱。南海海盆限于自身规模及扩张时间,陆壳物质始终在一定程度上对海底岩浆活动保持影响,这可能是大陆破裂留给南海海盆最重要的遗产之一。

References

- Bao, C. W., Xue, W. J., 1993. Distribution patterns and forming environment of seamounts and sea knolls in abyssal plain of the South China Sea. *Acta Oceanol. Sinica*, 15(6): 83—90 (in Chinese with English abstract).
- Briais, A., Patriat, P., Tapponnier, P., 1993. Updated interpretation of magnetic anomalies and seafloor spreading stages in the South China Sea: implications for the tertiary tectonics of Southeast Asia. *J. Geophys. Res.*, 98(B4): 6299—6328. doi: 10.1029/92JB02280
- Chauvel, C., Hofmann, A. W., Vsdal, P., 1992. HIMU-EM: the French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci.*, 110(1—4): 99—119. doi: 10.1016/0012—821X(92)90042—T
- Chen, C. H., Shieh, Y. N., Lee, T., et al., 1990. Nd-Sr-O isotope evidence for source contamination and an unusual mantle component under Luzon Arc. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54(9): 2473—2483. doi: 10.1016/0016—7037(90)90234—C
- Chen, J. F., Jiang, B. M., 1999. Nd-Sr-Pb isotopic tracing and crustal evolution of the Southeast China. In: Zheng, Y. F., ed., *Chemical geodynamics*. Science Press, Beijing, 262—287 (in Chinese).
- Culler, R. L., Medaris, G., 1977. Rare earth elements in carbonatite and cogenetic alkaline rocks: examples from Seabrook Lake and Callander bay, Ontario. *Mineral. Petrol.*, 65(2): 143—153. doi: 10.1007/BF00371054
- Frey, F. A., Haskin, M. A., Poetz, J. A., et al., 1968. Rare earth abundances in some basic rocks. *J. Geophys. Res.*, 73(18): 6085—6098. doi: 10.1029/JB073i018p06085
- Ghiorso, M. S., Sack, R. O., 1995. Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 199(2—3): 199—212. doi: 10.1007/BF00307281
- Green, D. H., 1976. Experimental testing of 'equilibrium' partial melting of peridotite under water-saturated, high-pressure conditions. *Can. Mineral.*, 14: 255—268.
- Hart, S. R., 1984. A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. *Nature*, 309(5971): 753—757. doi: 10.1038/309753a0
- Hayes, D. E., Nissen, S. S., Buhl, P., et al., 1995. Through-going crustal faults along the northern margin of the South China Sea and their role in crustal extension. *J. Geophys. Res.*, 100(B11): 22,435—22,466. doi: 10.1029/95JB01867
- Hofmann, A. W., 1986. Nb in Hawaiian magmas: constraints on source composition and evolution. *Chem. Geol.*, 57(1—2): 17—30. doi: 10.1016/0009—2541(86)90091—4
- Hughes, C. J., 1982. *Igneous petrology*. Elsevier Scientific Publishing, Oxford, New York.
- Hyndman, D. W., 1972. *Petrology of igneous and metamorphic rocks*. McGraw-Hill BOOK, New York.
- Irvine, T. N., Baragar, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8(5): 523—548.
- Jackson, M. G., Dasgupta, R., 2008. Compositions of HIMU, EM I and EM II from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalt. *Earth Planet. Sci.*, 276(1—2): 175—186. doi: 10.1016/j.TIFL.2008.09.023
- Kushiro, I., Kuno, H., 1963. Origin of primary basalt magmas and classification of basaltic rock. *J. Petrol.*, 4(1): 75—87. doi: 10.1093/petrology/4.1.75
- Langmuir, C. H., Bender, J. F., Bence, A. E., et al., 1977. Petrogenesis of basalt from the FAMOUS area: mid-Atlantic ridge. *Earth Planet. Sci.*, 36(1): 133—156. doi: 10.1016/0012—821X(77)90194—7
- Lee, T. Y., Lawver, L. A., 1994. Cenozoic plate reconstruction of the South China Sea region. *Tectonophysics*, 235(1—2): 149—180. doi: 10.1016/0040—1951(94)90022—1
- Li, Z. L., Qiu, Z. L., Qin, S. C., et al., 1991. A study on the forming conditions of basalts in seamounts of the South

- China Sea. *Acta Mineral. Sinica*, 11(4): 326—333 (in Chinese with English abstract).
- Liang, D. H., Li, Y., 1991. Ultramafic xenoliths in seamounts basalts, the South China Sea. *South China Sea Geol.*, 00, 122—133 (in Chinese with English abstract).
- Liu, C. Q., Xie, G. H., Akimasa, M., 1995. Geochemistry of Cenozoic basalts from eastern China: (II) Sr, Nd, and Ce isotopic compositions. *Geochem.*, 24(3): 203—214 (in Chinese with English abstract).
- Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., et al., 1989. A classification of igneous rocks of glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Rollinson, H. R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Ltd., London, 48—66.
- Ru, K., Pigott, J. D., 1986. Episodic rifting and subsidence of the South China Sea. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 70: 1136—1155. doi: 10.1306/94886A8D—1704—11D7—8645000102C1865D
- Saunders, A. D., Norry, M. J., Tarney, J., 1988. Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraints. *J. Petrol.*, 29: 415—445.
- Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D., Norry, M., eds., *Magmatism in the Ocean basins. Geol. Soc. Spec. Publ.*, 42: 313—345. doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19
- Sun, S. S., Nesbitt, R. W., 1977. Chemical heterogeneity of the Archaean mantle, composition of the earth and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 35: 429—448. doi: 10.1016/0012—821X(77)90076—0
- Sun, W. D., Ling, M. X., Wang, F. Y., et al., 2008. Pacific plate subduction and Mesozoic geological event in eastern China. *Bullet. Mineral. Petrol. Geochem.*, 27(3): 218—225 (in Chinese with English abstract).
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Armijo, R., 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: Coward, M. P., Ries, A. C., eds., *Collision tectonics. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 19: 115—157. doi: 10.1144/GSL.SP.1986.019.01.07
- Tatsumoto, M., Nakamura, Y., 1991. DUPAL anomaly in the sea of Japan; Pb, Nd and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55(12): 3697—3708. doi: 10.1016/0016—7037(91)90068—G
- Taylor, B., Hayes, D. E., 1982. Origin and history of the South China Sea basin. In: Hayes, D. E., ed., *The tectonic and geologic evolution of Southeast Asian seas and islands. Am. Geophys. Union, Geophys. Monogr. Ser.*, 27: 25—56.
- Treuil, M., Joron, J. M., 1975. Vilisation des elements hydromagmatophiles pour la simplification de la modelisation qualitative des processus magmatiques. Exemples d'elafar et de la dorsade medioatlantique. *J. Soc. It Mineral. Petrol.*, 31: 125.
- Tu, K., Flower, M. F. J., Carlson, R. W., et al., 1992. Magmatism in the South China basin I: isotopic and trace-element evidence for an endogenous dupal mantle component. *Chem. Geol.*, 97(1—2): 47—63. doi: 10.1016/0009—2541(92)90135—R
- Wang, X. J., Wu, M. Q., Liang, D. H., et al., 1984. Some geochemical features of the South China Sea basalts. *Geochem.*, 4: 332—340 (in Chinese with English abstract).
- Wang, X. J., Wu, M. Q., Lang, D. H., et al., 1984. Some geochemical characteristics of basalts in the South China Sea. *Geochem.*, 4(4): 380—389. doi: 10.1007/BF02843275
- Wang, Y. J., Han, X. Q., Luo, Z. H., et al., 2009. Late Miocene magmatism and evolution of Zhenbei-Huangyan seamount in the South China Sea: evidence from petrochemistry and chronology. *Acta Oceanol. Sinica*, 31(4): 93—102 (in Chinese with English abstract).
- Weaver, B. L., Wood, D. A., Tarney, J., et al., 1986. Role of subducted sediment in the genesis of ocean-island basalt: geochemical evidence from South Atlantic Ocean islands. *Geol.*, 14: 275—278. doi: 10.1130/0091—7613(1986)14<275:ROSSIT>2.0.CO;2
- Woodhead, J. D., 1989. Geochemistry of the Mariana arc (western Pacific): source of composition and processes. *Chem. Geol.*, 76(1—2): 1—25. doi: 10.1016/0009—2541(89)90124—1
- Xing, G. F., 1997. The DUPAL isotope anomaly: its concept, character, genesis and geological significance. *Volcanol. Miner. Res.*, 18(4): 281—291 (in Chinese with English abstract).
- Xu, Z., Han, B. F., Zhang, L., et al., 2008. General characteristics and crystallization process of Early Tertiary Yinmawanshan gabbro in Liaodong Peninsula. *Acta Petrol. Mineral.*, 27(5): 390—397 (in Chinese with English abstract).
- Yan, Q. S., Shi, X. F., Wang, K. S., et al., 2008. Studies on major elements, trace elements and Sr-Nd-Pd isotopes of the Cenozoic alkali basalts, the South China Sea. *Science in China (Ser. D)*, 38(1): 56—71 (in Chinese).
- Yang, J. Y., Zhang, X. H., Wang, X. T., 2001. Some discus-

- sion about the character of the seamounts in South China Sea. *Mar. Sci.*, 25(7): 31—34 (in Chinese with English abstract).
- Yao, B. C., 1996. Tectonic evolution of the South China Sea in Cenozoic. *Mar. Geol. Quatern. Geol.*, 16(2): 2—13 (in Chinese with English abstract).
- Yao, B. C., Zeng, W. J., Hayes, D. E., et al., 1994. Special publication of Sino-US collaboration investigation on the South China Sea geology. China University of Geosciences Press, Wuhan (in Chinese).
- Zhao, H. L., Deng, J. F., Li, K. M., et al., 2002. Cenozoic volcanism in South China Sea and its vicinity and South China Sea spreading. *J. China Uni. Geosci.*, 13(3): 217—224.
- Zhou, D., Liu, H. L., Chen, H. Z., 2005. Mesozoic-Cenozoic magmatism in southern South China Sea and its surrounding areas and its implication to tectonics. *Geotect. Metal.*, 29(3): 354—363 (in Chinese with English abstract).
- Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 14: 493—571. doi: 10.1146/annurev. ea.14.050186.002425
- Zou, H. P., 1993. On the problem about the crust's attribution of South China Sea basin—discussion from comparative study on basalts of seamounts in South China Sea basin and the neighboring areas. *Geotec. Metal.*, 17(4): 293—303 (in Chinese with English abstract).
- 研究. 矿物学报, 11(4): 326—333.
- 梁德华, 李扬, 1991. 南海宪北海山玄武岩中超铁镁岩包体. 南海地质研究, 00: 122—133.
- 刘丛强, 解广轰, 增田彰正, 1995. 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.
- 孙卫东, 凌明星, 汪方跃, 等, 2008. 太平洋板块俯冲与中国东部中生代地质事件. 矿物岩石地球化学通报, 27(3): 218—225.
- 王贤觉, 吴明清, 梁德华, 等, 1984. 南海玄武岩的某些地球化学特征. 地球化学, 4: 332—340.
- 王叶剑, 韩喜球, 罗照华, 等, 2009. 晚中新世南海珍贝—黄岩海山岩浆活动及其演化: 岩石地球化学和年代学证据. 海洋学报, 31(4): 93—102.
- 徐钊, 韩宝福, 张磊, 等, 2008. 辽东半岛早第三纪饮马湾山辉长岩体的基本特征及岩浆结晶过程. 岩石矿物学杂志, 27(5): 390—397.
- 邢光福, 1997. Dupal 同位素异常的概念、成因及其地质意义. 火山地质与矿产, 18(4): 281—291.
- 姚伯初, 1996. 南海海盆新生代的构造演化史. 海洋地质与第四纪地质, 16(2): 2—13.
- 姚伯初, 曾维军, Hayes, D. E., 等, 1994. 中美合作调研南海地质专报. 武汉: 中国地质大学出版社.
- 杨金玉, 张训华, 王修田, 2001. 南海中部海山性质研究. 海洋科学, 25(7): 31—34.
- 鄢全树, 石学法, 王昆山, 等, 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.
- 周蒂, 刘海龄, 陈汉宗, 2005. 南沙海区及其周缘中—新生代岩浆活动及构造意义. 大地构造与成矿学, 29(3): 354—363.
- 邹和平, 1993. 试谈南海海盆地壳属性问题——由南海海盆极其邻区玄武岩的比较研究进行讨论. 大地构造与成矿学, 17(4): 293—303.

附中文参考文献

- 鲍才旺, 薛万俊, 1993. 南海深海平原海山、海丘分布规律及形成环境. 海洋学报, 15(6): 83—90.
- 陈江峰, 江博明, 1999. 铍、锶、铅同位素示踪和中国东南大陆地壳演化. 见: 郑永飞编, 化学地球动力学. 北京: 科学出版社, 262—287.
- 李兆麟, 丘志力, 秦社彩, 等, 1991. 南海海山玄武岩形成条件