

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

郝全树^{①②}, 石学法^{①*}, 王昆山^①, 卜文瑞^①, 肖龙^③

① 海洋沉积与环境地质国家海洋局重点实验室, 国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061;

② 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071;

③ 中国地质大学(武汉)地球科学学院, 武汉 430074

*联系人, E-mail: xfshi@fio.org.cn

收稿日期: 2007-07-05; 接受日期: 2007-12-05

青岛市科技将才专项计划项目(批准号: 05-2-JC-79)、科技基础性工作和社会公益研究专项项目(批准号: 2003DIB3J114)资助

摘要 南海海盆玄武质岩石的全岩 K-Ar 年龄为 7.9~3.8 Ma, 为南海扩张停止(15.5 Ma)后、晚中新世以来的板内火山作用的产物, 可与其周边地区(如雷琼半岛、南海北缘及中南半岛等)同期火山作用的岩石成因和源区性质进行对比研究. 在详细的岩相学研究基础上, 从中挑选出了新鲜的玄武质岩石, 并进行了主量、微量元素及 Sr-Nd-Pb 同位素分析研究. 结果表明, 该区玄武岩属于碱性玄武岩浆系列, 具有 OIB 型的稀土及微量元素特点, 形成岩浆的部分熔融作用程度较低, 岩浆在上升期间或在高位岩浆房中经历了结晶分异作用和堆晶作用. Sr-Nd-Pb 同位素地球化学研究表明, 南海地幔存在不均一性, 岩浆源区性质为 EM2 与 DMM 的二端员混合模式, 其中 EM2 为来自地幔柱物质的富集端员, DMM 端员为大洋软流圈或岩石圈亏损地幔; Pb 同位素特征显示本区存在 Dupal 异常, 结合北冰洋 Gakkel 脊新发现的 Dupal 异常, 表明此异常并非只限于南半球. 从 Sr-Nd-Pb 同位素变异图解中可见, 南海与雷琼半岛、南海北缘以及中南半岛地区可能具有相似的地幔源区特征, 与中国华北及东北地区存在一定差异. 南海海盆晚中新世以来的玄武岩为海南地幔柱提供了地球化学制约.

关键词

新生代碱性玄武岩
Dupal 异常
海南地幔柱
南海海盆
地球化学

传统上, 通常利用原始的、源于地幔的岩石来约束其地幔源区的组分. 洋中脊玄武岩(MORB)的源区为亏损上地幔(DMM), 与之形成对照的是, 洋岛玄武岩(OIB)通常被认为源于地幔柱, 其根部可以示踪下地幔甚至核-幔边界处的 D"层^[1-7]. 因此, 对地幔熔融作用及其产生的镁铁质 OIB 岩浆的研究是理解地球的源区、演化动力学及其现在结构的前提. 同时, 此类信息是理解地球内部循环模型及评价在俯冲带处何物质且有多大量被补给进下地幔然后由通过深地

幔柱返回地表的关键^[5].

南海盆海底扩张停止(15.5 Ma^[8])后, 新近系-第四系期间的板内火山作用异常活跃, 影响着雷琼半岛、中南半岛以及南海大洋基底及南海中的裂解的微大陆片段等广大地区. 新生代玄武岩分布区域包括南海、雷琼半岛、北部湾盆地、珠江口盆地以及中南半岛等地, 其中分布有一定量的碱性玄武岩. 截止目前, 对南海及其周缘的新生代玄武岩已经作了不少研究, 如最初由王贤觉等^[9]和 Kudrass 等^[10]分别对南

海底玄武岩及礼乐滩附近所获取的玄武岩样品进行了研究并获得了一些新的认识; 20 世纪 90 年代以来, 对南海及周边地区的新生代火山岩的研究日趋活跃, 并取得了一些阶段性的重要成果, 如对南海底及雷琼半岛地区的玄武岩样品进行了研究^[11~14], 指出其源区组分可能为富集地幔与亏损地幔混合作用而成的, 并指出南海海底地幔中可能存在内生的 Dupal 型地幔组分^[11]; Hoang 等^[15]及 Zhou 等^[16]对中南半岛中的新生代玄武岩进行了研究, 指出其源区为与 Tu 等^[11]一致的两端员混合模式, Hoang 等^[17]进一步指出一些玄武质岩石具有受大陆混染的特点. 然而, 截止目前, 关于南海及其周缘出露的新生代玄武岩的地幔源区性质及其深部动力学机制等问题尚在探讨中, 还未达成一致的认识. 一些学者认为富集地幔端员(EM)来自大陆底岩石圈地幔^[11,15~17], 而另一些学者指出富集地幔端员可能与地幔柱/热点有关^[18~21].

总体上来看, 目前对南海盆底的火山活动的研究还很有限, 前人工作主要集中于对海山上的拉斑玄武岩进行一定的研究, 对碱性玄武岩的研究更是鲜见报道, 以上情况可能与沉积物覆盖厚度大而导致取样难度较大有关. 本文对南海底新生代碱性玄武岩的主量、微量元素及 Sr-Nd-Pb 同位素地球化学的进行了研究, 结合最新的地球物理学资料, 试图探讨它们的地幔源区性质、深部地幔动力学机制并建立一个南海新生代碱性玄武岩成因的初步模型, 为海南地幔柱的存在提供地球化学制约.

1 地质背景

南海是西太平洋最大的边缘海之一. 整体上, 南海可以被分成 3 个部分, 北部大陆边缘、洋盆和南部大陆边缘. 目前关于其扩张开始与结束的时间已有了较为统一的认识, 即印度-亚洲碰撞之后的晚始新世-早渐新世, 并在中中新世期间由于印度-澳大利亚板块前缘与巽他大陆碰撞而使南海扩张停止^[8,11,22,23]. 南海在地貌上有着显著的标志, 西部界线是越东断裂、南边沿着礼乐滩北缘是陡峭悬崖、东部是马尼拉海沟, 以及北缘是与陆坡平滑过渡(图 1)^[24]. 构造上, 南海北缘(华南褶皱带与洋陆过渡带之间)为一伸展区; 南海东缘和南缘主要为挤压俯冲区; 其西缘主要为走滑引张区, 主要断裂为红河断裂带以及越东断裂.

除此之外, 南海地区还分布有几个微陆块, 包括西沙-中沙地块、南沙地块及礼乐-东北巴拉望地块等陆块, 在古特提斯时期统称为“琼南地块”^[23]. 从晚白垩世开始, 区域应力场由挤压反转为拉张, 南沙、西沙-中沙、海南岛等地块开始向东南-南裂离印支-华南古大陆^[25~27]. 这一裂离过程以及南海形成演化的动力学因素尚存在争论^[8,22,28,29].

2 样品采集、岩相学特征及分析方法

我们在执行国家边缘海调查项目研究工作中, 在南海地区开展了大量的取样工作, 并在 7 个站位中获得了数量可观的玄武岩样品, 尤以 S04-12DG 站位最为丰富, 样品覆盖了从南大陆坡至北大陆坡的大片区域, 因此本次研究的样品足以代表南海新生代碱性玄武岩的特点. 在肉眼观察及岩相学鉴定工作的基础上, 我们对其中的 16 件较为新鲜的样品进行了主量、微量元素成分的分析测试工作(表 1), 并测定了其中 11 个样品的同位素组成. 岩石样品 K-Ar 法定年结果为全岩的表面年龄在 3.80~7.91 Ma 间(平均为 5.43 Ma), 同一站位中样品间的定年结果(如 S04-12DG: 4.76~5.78 Ma)差异较小, 定年结果表明成岩年龄为晚中新世-上新世的, 与南海及周边地区火山喷发事件在时间上具有一致性, 如南海盆碱性玄武岩年龄为 3.5 Ma (K-Ar/Ar-Ar 法)^[11], 礼乐滩海山橄榄玄武岩年龄为 0.5~2.7 Ma (K-Ar 法)^[10], 南海北缘中的北部湾盆地碱性玄武岩年龄为 5.9~2.4 Ma (K-Ar 法)^[19]以及涠洲岛碱性玄武岩为第四纪(C14 法)^[20], 越南碱性玄武岩年龄为 0~13 Ma (K-Ar/Ar-Ar 法)^[15], 以及泰国碱性玄武岩年龄为 0.9 Ma (K-Ar 法)^[16].

S04-11DG, S04-12DG, S04-13DG, S04-14DG 及 S05-34DG 站位的样品采自南海洋盆内海山, 这些玄武岩样品的岩相学总体特征如下: 斑状结构, 气孔构造, 斑晶为橄榄石(自形, Fo 值为 75.9~86.6, 部分颗粒呈现成分环带, 伊丁石化)和辉石(主要为含钛的单斜辉石($Wo_{31-50}En_{38-62}Fs_{5-12}$), 见熔蚀麻点结构), 斜长石(An 值为 47~54, 见熔蚀现象), 不见斜方辉石斑晶, 斑晶含量为 10%~25%; 基质为斜长石、辉石、橄榄石和大量火山玻璃; 气孔呈不规则圆形、椭圆形, 为碱性橄榄玄武岩. S04-16DG 站位玄武岩样品采自北大陆坡底, 斑状结构, 气孔构造, 斑晶为辉石(主要

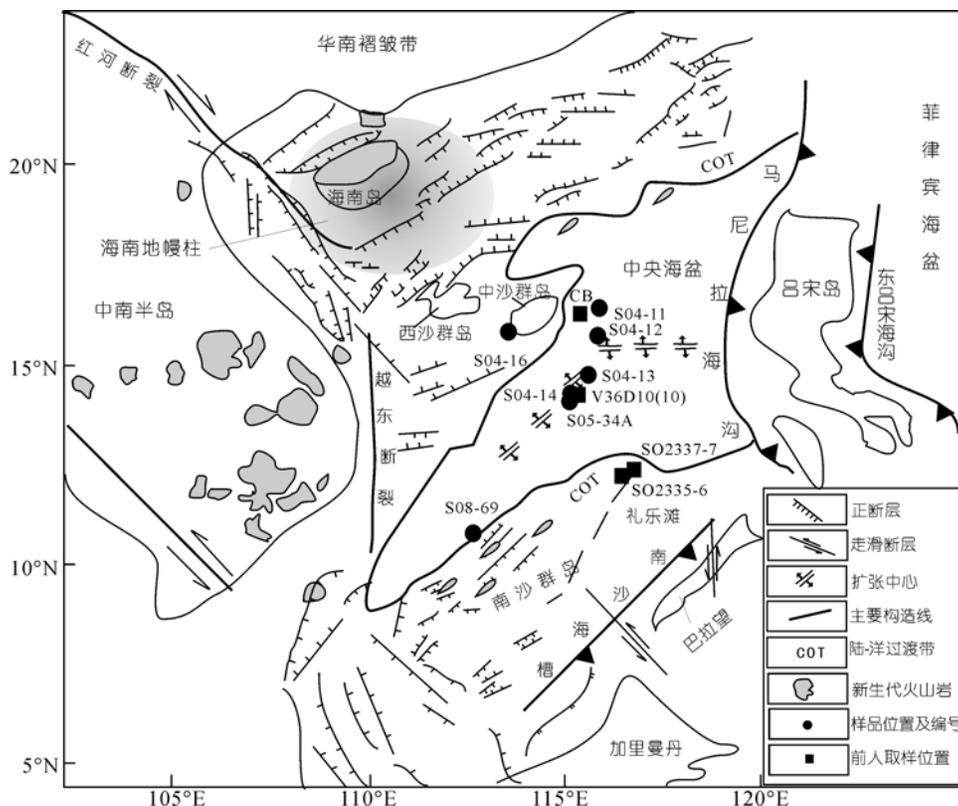


图 1 南海和邻近地区地质简图及取样位置图
海南地幔柱的大致位置据文献 [7]

表 1 南海盆新生代碱性玄武岩取样位置

站位	样号	纬度(N)	经度(E)	深度/m
S04-11DG	S04-11	16°20.6'	116°05.9'	2200
S04-12DG	S04-12-8, 10, 11, 12, 18, 20, 21, 22	15°34.3'	116°09.5'	1290
S04-13DG	S04-13-3B	15°07.9'	116°30.0'	1480
S04-14DG	S04-14-1B, 2B	14°02.3'	115°23.1'	1470
S04-16DG	S04-16	16°05.3'	113°54.1'	1500
S05-34ADG	S05-34A	13°58.0'	115°29.5'	910
S08-69DG	S08-69-1, 2	10°19.3'	112°32.1'	2280

为含钛的单斜辉石($Wo_{32-35}En_{58-61}Fs_{6-7}$), 见熔蚀麻点结构)、橄榄石(Fo 值为 80.4~82.2, 伊丁石化)和角闪石, 不见斜长石和斜方辉石斑晶, 斑晶含量 20%~25%; 基质为斜长石、橄榄石、辉石和火山玻璃, 气孔呈不规则状, 为橄榄玄武岩. S08-69DG 站位玄武岩样品采自南大陆坡底, 斑状结构, 气孔构造, 斑晶为橄榄石(Fo 值为 83.3~84.6, 伊丁石化)和辉石(为含钛的单斜辉石($Wo_{49}En_{29}Fs_{18}$), 不见斜方辉石和斜长石斑晶, 斑晶含量 25%~30%; 基质为斜长石微晶、辉石、橄榄石; 气孔呈不规则状、半圆形, 沿气孔壁有

少量蒙脱石充填, 为橄榄玄武岩.

去除风化表面, 在玛瑙研磨钵中粉碎后以备主量、微量元素测定. 主量、微量元素分析测试工作是在国家地质实验测试中心(北京)完成. 除FeO单独测定外, 所有其他主量元素及Ba, Cu, Sr, Ti, V, Zn等微量元素用ICP-AES法测定, 测试仪器为等离子体光谱仪(IRIS), 主元素的测试精度RSD<2%~8%, 微量元素的测试精度优于 10%. FeO的检测方法: 称取试样 0.1000~0.5000 g(称样量视样品的FeO含量定)于聚四氟坩埚中, 加入氢氟酸和硫酸分解样品, 重铬酸钾标

准溶液滴定氧化亚铁含量; 本方法精度: $RSD < 10\%$, Fe_2O_3 的计算公式: $WFe_2O_3 = (WTFe_2O_3 - WFeO) \times 1.11134$. 稀土元素以及除 Ba, Cu, Sr, Ti, V 和 Zn 外的其他微量元素, 用 ICP-MS 测定, 测试仪器为等离子质谱 ICP-MS (TJA Excell), 测试精度优于 10%. Sr, Nd, Pb 同位素分析测试工作是在中国科学院地质与地球物理研究所固体同位素地球化学实验室完成的, 测量仪器为德国 Finnigan 公司 MAT-262 热电离质谱计. 测试方法和流程具体参见文献 [30]. Nd 和 Sr 同位素比值分别采用 $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ 和 $^{86}Sr/^{88}Sr = 0.1194$ 校正测得的, Rb-Sr, Sm-Nd 的全流程本底分别为 100 和 50 pg 左右. Pb 同位素质量分馏校正系数为每质量单位 1‰. 同位素测量的校正系数源于对铅标准物质 NBS981 的大量测试所获得的数据. Pb 的全流程本底小于 50 pg.

3 分析结果

3.1 主量元素

南海玄武质岩石主量元素测试数据及相关参数列于表 2 中. 本次研究样品在 TAS 图解上的投点位置主要位于碱玄岩-碧玄岩区域, 由于根据主量元素计算的橄榄石标准矿物分子一般小于 10%, 因此属于碱玄岩; 其他少量投入靠近碱玄岩的粗面玄武岩及玄武岩区域(图 2). 此 TAS 图解投点定名与岩相学定名基本一致. 所有岩石投点于碱性系列区域中(图 2). 大多数岩石样品的里特曼指数(σ)值高于 9 (其范围为 8.3~65.0) (表 2, wt% 为质量分数, 下同), 也表明它们属于碱性岩浆系列. 本次研究的碱性玄武岩 SiO_2 含量范围 40.08~50.03 wt%, 平均为 45.85 wt%; MgO 含量范围较宽, 为 2.13~9.49 wt% (平均为 4.97 wt%). 主量元素接近于洋岛玄武岩(OIB), 如 Kerguelen 等地区 [33].

在玄武质岩石的 MgO 与其他主量元素之间相关图解中(图 3), 随着 MgO 含量的减少, 总体上, Al_2O_3 和 FeO 分别呈现增加和减少的趋势, 其他主量元素含量变化较为分散, 表明母质岩浆在演化过程中出现多变的分离结晶效应. 在 MgO 含量小于 4 wt% 情况下, 投影点较为分散. 总体上, 本区玄武岩中 MgO 与其他主量元素之间的相关性基本遵循橄榄石和(橄榄石+单斜辉石)分离结晶作用及堆晶作用的一般趋势.

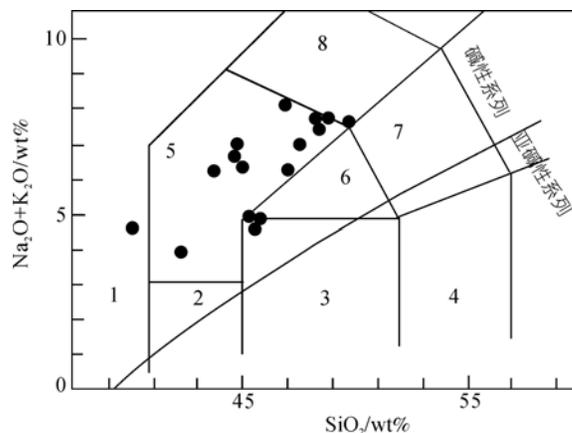


图 2 南海玄武质岩硅-全碱(TAS)图解

1, 副长石岩; 2, 苦橄质玄武岩; 3, 玄武岩; 4, 玄武安山岩; 5, 碱玄岩-碧玄岩(标准矿物 $OI < 10\%$ 为碱玄岩, $OI > 10\%$ 为碧玄岩); 6, 粗面玄武岩; 7, 玄武质粗面安山岩; 8, 响岩质碱玄岩. 该图据文献 [31], 图中划分碱性系列与亚碱性系列岩石的曲线据文献 [32]

3.2 微量元素

玄武质岩石微量元素测试数据及相关参数列于表 2 中. Ni 的丰度范围为 13.6~232 $\mu g/g$ (平均为 99.7 $\mu g/g$), Cr 的丰度范围为 5.6~248 $\mu g/g$ (平均为 125.8 $\mu g/g$), 它们的丰度随着 MgO 含量的下降也相应下降, 这主要是由于橄榄石和单斜辉石的结晶分异作用所致(图 4). 尽管 Ni, Cr 丰度的变化主要受控于橄榄石的结晶分异作用, 但是在熔岩样品 MgO 小于 4 wt% 情况下, 投影点较为分散(图 4 中 Ni, Cr 对 MgO 相关图), Ni 含量变化范围为 16.6~176 $\mu g/g$, 而 Cr 丰度范围为 5.59~194 $\mu g/g$. 由于相似的变化是由 ICP-AES 及 ICP-MS 两种方法获得的, 且元素的变化不可能与在单个岩石样品中的不同程度的橄榄石堆晶作用所导致 Ni-MgO 协同增加有关系, 因此分析数据是可信的.

绝大部分不相容元素的丰度(如 Rb, Sr, Y, Zr, Nb)随着 MgO 含量的减小而增加, 主要受控于结晶分异作用(图 4). 与 Cr, Ni 一样, 在 MgO 小于 4 wt% 情况下, 投影点较为分散, 这可能受到了早期结晶分离出来的矿物的堆晶作用的影响. 值得注意的是, 作为大离子亲石元素之一的 Ba 却表现出相反的特点: 即与 MgO 含量呈现正相关关系, 这可能是由于 Ba 占据早期晶出矿物中 K 的位置, 因而在分离结晶时, Ba 倾向于在结晶固相中富集而在残余熔体中贫化, 其在

表2 南海新生代碱性玄武岩主量、微量元素分析测试数据(主量元素单位为 wt %, 微量元素单位为 μg/g)

样品	S04-11	S04-12-8	S04-12-10	S04-12-11	S04-12-12	S04-12-18	S04-12-20	S04-12-21	S04-12-22	S04-13-3B	S04-14-1B	S04-14-2B	S04-16	S05-34A	S08-69-1	S08-69-2
TAS 定名	碱玄岩	碱玄岩	碱玄岩	碱玄岩	玄武岩	碱玄岩	碱玄岩	碱玄岩	碱玄岩	副长石岩	碱玄岩	碱玄岩	碱玄岩	碱玄岩	粗面玄武岩	粗面玄武岩
SiO ₂	44.8	48.75	48.28	47.57	45.43	50.03	46.97	48.48	42.35	40.08	43.6	44.9	44.42	46.8	45.72	45.46
TiO ₂	2.97	2.33	2.36	2.07	2.59	2.04	2.2	2.18	2.54	3.51	2.84	2.79	2.88	3.14	1.79	1.79
Al ₂ O ₃	16.23	19.14	19.04	17.12	18.12	19.15	16.95	17.5	17.41	16.06	17	17.3	15.65	17.51	15.02	15.02
Fe ₂ O ₃	3.29	3.21	3.34	4.42	8.72	4.33	5.33	2.61	13	8.7	8.03	6.31	4.37	3.85	3.6	5.41
FeO	6.48	4.28	4.48	5.2	2.73	2.7	4.85	6.84	1.47	2.79	1.95	2.87	5.68	5.17	6.31	5.83
MnO	0.19	0.14	0.15	0.23	0.23	0.11	0.33	0.2	0.44	0.22	0.56	0.12	0.53	0.28	0.16	0.2
MgO	7.79	2.42	2.6	5.74	3.81	2.13	5.91	5.61	3.8	3.58	2.7	2.9	7.89	4.17	9.49	8.93
CaO	9	8.52	8.83	8.1	9.87	8.45	7.96	8.11	8.19	12.26	10.45	10.5	9.05	7.44	9.79	9.78
Na ₂ O	4.33	5.13	5.13	4.58	3.21	5.1	4.05	4.89	2.87	3.23	3.9	3.92	4.18	4.75	2.9	2.78
K ₂ O	2.74	2.78	2.74	2.32	1.28	2.83	2.04	2.61	1.01	1.38	2.35	2.44	2.55	3.35	2.1	2.22
P ₂ O ₅	0.67	0.77	0.83	0.85	0.95	0.94	0.7	0.68	1.17	3.42	2.81	2.77	0.68	1.24	0.47	0.47
H ₂ O ⁺	2.08	2.24	1.87	1.93	2.9	2.1	2.77	0.54	4.13	2.65	1.85	2.2	1.65	1.7	1.54	1.7
CO ₂	0.09	0.09	0.09	0.05	0.13	0.05	0.05	0.13	0.13	0.5	0.5	0.36	0.13	0.05	0.09	0.05
合计	100.7	99.8	99.7	100.2	100	100	100.1	100.4	98.5	98.4	98.5	99.4	99.7	99.5	99	99.6
Mg#	59.5	37.6	38.3	52.7	39.1	36.6	52.2	52.1	34	37.6	34.4	37.7	59.4	46.3	63.9	59.8
σ	27.71	10.89	11.71	10.42	8.31	8.95	9.33	10.27	0	0	65	21.29	31.86	17.28	9.21	10.17
La	61.3	66.9	64.6	49.1	48.8	70.2	60.2	57	65.8	48.1	81.2	57	67.8	99.3	49.1	50.8
Ce	103	108	158	86.9	87.4	111	96.6	97.1	111	96.3	130	104	126	196	79.5	79.8
Pr	11.4	12.4	12	9.26	9.64	12.3	10.5	10.6	13	10.6	15.5	11.4	12.1	19	8.21	8.41
Nd	43.4	46.6	45.8	34.5	39.4	46	40.1	40.3	52.1	45.7	61.7	45.4	47.6	69.6	29.7	31.1
Sm	8.64	8.78	8.58	6.61	7.66	8.4	7.74	7.64	10.2	9.07	12.4	8.98	9.89	12.9	5.52	5.68
Eu	2.82	2.82	2.81	2.19	2.52	2.7	2.52	2.45	3.18	3.02	3.75	2.91	3.03	3.81	1.84	1.87
Gd	7.42	7.48	7.58	5.68	6.69	7.49	6.71	6.67	9.49	7.66	12	7.42	8.54	10.4	4.79	4.94
Tb	1.08	1.16	1.16	0.86	0.99	1.12	1.03	0.95	1.37	1.13	1.77	1.08	1.28	1.45	0.74	0.75
Dy	6.06	6.32	6.37	4.85	5.59	6.54	5.9	5.32	7.79	6.35	11.1	6.12	7.41	7.61	4.23	4.22
Ho	1.15	1.18	1.24	0.92	1.05	1.21	1.11	1.02	1.46	1.17	2.22	1.09	1.33	1.39	0.78	0.81
Er	3.16	3.37	3.48	2.85	3.01	3.54	3.15	2.85	4.16	3.24	6.58	3.02	3.8	3.81	2.15	2.21
Tm	0.43	0.45	0.48	0.36	0.39	0.47	0.45	0.38	0.53	0.43	0.9	0.38	0.49	0.49	0.27	0.3
Yb	2.67	2.88	2.95	2.24	2.43	3.05	2.65	2.39	3.2	2.56	5.63	2.3	3.04	2.98	1.8	1.8
Lu	0.43	0.44	0.46	0.35	0.37	0.48	0.41	0.36	0.48	0.39	0.92	0.35	0.48	0.45	0.26	0.27
δEu	1.05	1.03	1.04	1.06	1.05	1.01	1.04	1.02	0.97	1.07	0.92	1.05	0.98	0.97	1.06	1.05
δCe	0.88	0.84	1.28	0.92	0.92	0.84	0.86	0.89	0.86	0.99	0.83	0.93	0.98	1.02	0.87	0.85
(La/Yb) _N	15.6	15.8	14.9	14.9	13.6	15.6	15.4	16.2	14	12.8	9.8	16.8	15.2	22.6	18.5	19.2
ΣREE	253	268.8	314.9	206.6	215.9	274.5	239.1	235	283.8	235.7	345.7	251.5	292.8	429.2	188.9	193
LREE/HREE	10.3	10.5	12.3	10.4	9.5	10.5	10.2	10.8	9	4.7	9.3	5.8	7.4	10.6	10.1	14
Y	31.4	34	35.1	24.2	30.2	37.1	31	26.5	45.6	34.9	83.9	28.6	35.7	35.1	20.8	22.1
Zr	250	316	303	250	232	336	275	279	211	205	238	233	229	436	87.7	90.7

表 2(续)

样品	S04-11	S04-12-8	S04-12-10	S04-12-11	S04-12-12	S04-12-18	S04-12-20	S04-12-21	S04-12-22	S04-13-3B	S04-14-1B	S04-14-2B	S04-16	S05-34A	S08-69-1	S08-69-2
Hf	5.72	6.14	6.17	5.28	5.17	6.42	5.92	5.61	5.16	5.12	5.99	5.72	4.95	8.06	2.67	2.77
Nb	99.3	82.8	81.5	69.3	58.8	87.7	71.6	74.5	56.1	54	69.4	66.3	106	126	69.8	72.6
Ta	5.79	5.03	4.89	4.49	3.57	5.15	4.63	4.33	3.66	3.07	4.12	3.98	5.67	7.36	3.62	3.65
Ba	973	625	650	538	485	603	492	592	348	376	790	783	995	768	967	985
Cu	38.9	42.4	41.8	39.8	42.7	43.4	43.3	42	38.5	33.3	35.5	26.2	50	32.8	51.8	55.8
Sr	773	721	737	652	597	685	631	661	1929	748	754	738	714	801	539	551
V	231	150	163	148	219	141	146	152	201	206	191	181	224	161	201	211
Zn	98.7	96	101	102	129	84.2	107	91.3	141	117	100	103	107	93.6	98.1	107
Li	7.84	8.34	8.69	11.6	16.9	9.88	14.4	8.36	19.4	16.7	13.6	14.6	7.89	8.71	5.02	7.28
Be	2.27	3.02	3.03	2.56	1.38	3.37	2.47	2.96	1.6	1.34	1.34	1.35	2.14	2.65	1.12	1.19
Sc	23.9	18.7	20.3	18	23.7	18.5	18.7	18.8	23.7	20.8	16.4	16.1	24.5	12.8	27	28.6
Cr	110	111	124	149	195	155	140	121	161	58.1	47.5	47.4	104	5.59	248	236
Co	54.3	30.1	32.4	46.4	44.1	28.3	57.2	44.1	76.6	38.8	120	29.6	97.8	43.7	59.8	63.6
Ni	135	13.6	16.6	100	67.6	22.4	112	77.2	171	50.3	107	35.8	193	37.6	232	224
Ga	21.1	23.2	24	20.9	21.6	24.4	20.3	23	17.8	17	19.8	18.5	22.2	22.3	18.5	19.7
Rb	97	83.2	82.9	66.8	16.9	85.5	54.4	78.8	16.4	16.9	29	31	91.1	95.3	61.7	69.1
Mo	3.94	5.12	5.38	4.51	2.84	5.46	4.21	5.28	5.6	1.41	8.02	1.23	10.2	6.51	1.69	1.92
Cd	0.12	0.09	0.2	0.16	0.11	0.12	0.14	0.23	0.35	0.26	0.27	0.14	0.22	0.15	0.22	0.13
In	0.09	0.07	0.08	0.08	0.08	0.07	0.08	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.08	0.07	0.07
Cs	1.21	1.25	1.14	0.92	0.34	1.26	0.77	1.07	0.53	0.16	0.12	0.11	1.15	1.25	0.65	0.92
W	17.8	17	16.8	20.7	9.18	14.1	18.4	17.9	1.4	5.43	10.1	26.9	45.6	19.3	17.4	34.6
Tl	0.2	0.27	0.26	0.28	0.38	0.57	0.39	0.49	1.1	0.49	1.82	0.3	1.54	0.7	0.24	0.26
Pb	7.76	7.44	7.42	6.82	7.9	7.16	9.75	7.26	36.5	9.86	53.6	6.13	49	20	6.7	5.96
Bi	0.15	0.12	0.12	0.13	0.14	0.13	0.15	0.14	0.49	0.21	0.71	0.1	0.71	0.31	0.16	0.14
Th	11.1	9.85	9.78	8.92	6.66	10.8	8.59	9.07	8.19	5	9.91	7.26	13.1	12.6	9.59	9.64
U	2.06	2.24	2.27	1.98	1.27	2.65	1.69	2.02	1.68	2.33	2.36	2.04	2.24	2.65	1.52	1.38
Nb/U	48.2	36.96	35.9	35	46.3	33.09	42.37	36.88	33.39	23.18	29.41	32.5	47.32	47.55	45.92	52.61
Ce/Pb	13.27	14.52	21.23	12.74	11.06	15.5	9.91	13.37	3.04	9.77	2.43	16.97	2.57	9.8	11.87	13.39
Nb/Ta	17.15	16.46	16.68	15.43	16.47	17.03	15.46	17.21	15.33	17.59	16.84	16.66	18.69	17.12	19.28	19.89
Zr/Hf	43.65	51.42	49.06	47.29	44.82	52.29	46.4	49.68	40.83	39.98	39.68	40.68	46.2	54.06	32.85	32.74

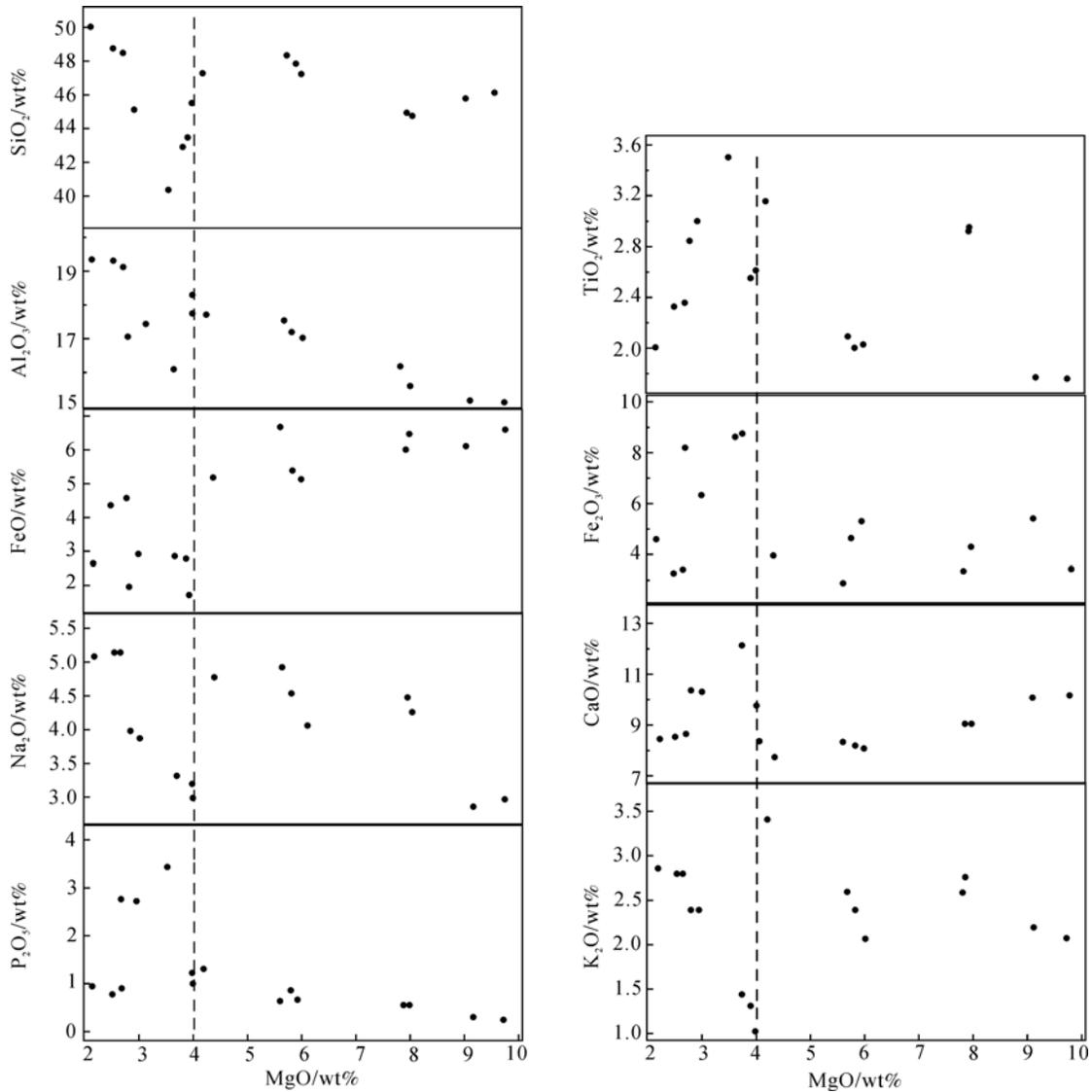


图 3 MgO 与其他主量元素相关图解

MgO 小于 4 wt%情况下, 含量相对较高也进一步反映了受到堆晶作用的影响。

在南海盆碱性玄武岩原始地幔标准化微量元素蛛网图(图 5) 中可见, 微量元素均呈相似的分布规律, 总体上, 大离子亲石元素(LILE)以及高场强元素(HFSE)特别是Nb, Ta, Ti, Y等元素均呈现富集型, Yb, Sc, Sr以及K, U, Th等生热元素相对亏损, 明显不同于洋中脊玄武岩(MORB)的分布特点, Na, Ta的富集特点也显示其与岛弧玄武岩(IAB)的差别。虽然大多数LILE及HFSE的浓度比OIB略高, 但总体上具有板内OIB微量元素的一般特点 [35~37]。南海底新

生代碱性玄武岩Nb/U=23.2~52.6 (平均为 39.16), Ce/Pb=2.4~21.2 (平均为 11.3), 这些比值靠近原始地幔值(Nb/U≈30, Ce/Pb≈9)^[38], 而明显高于上陆壳平均值(Nb/U≈9, Ce/Pb≈3)^[39]。

3.3 稀土元素

玄武质岩石稀土测试数据及相关参数列于表 2 中。ΣREE总量较高, 为 188.9~429.2, 平均为 264.3, 略高于OIB平均值(198.9)^[35]。在南海玄武质岩石稀土元素配分模式图(图 6)中可见, 总体上, 稀土分布型式为右倾轻稀土富集型, 结合LREE/HREE比值

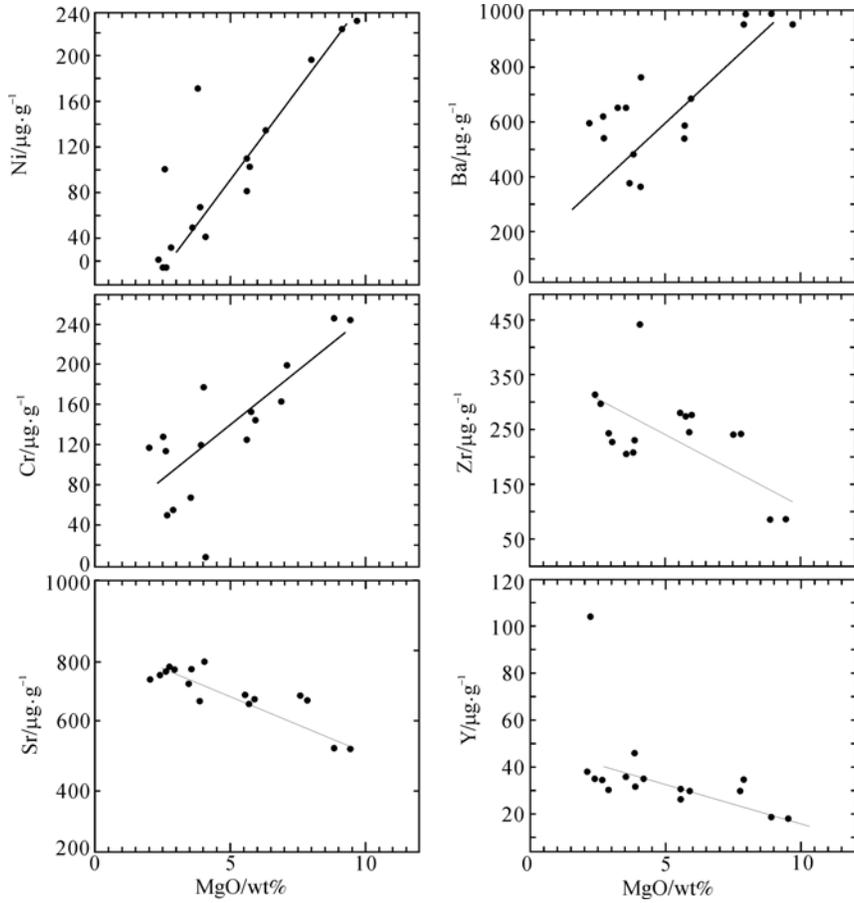


图 4 MgO 与微量元素相关图解

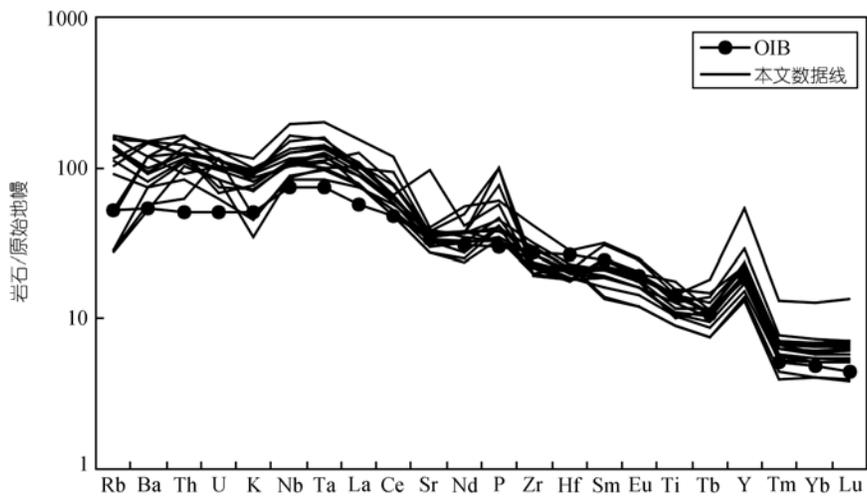


图 5 南海盆新生代碱性玄武岩原始地幔标准化蛛网图

原始地幔数据来自文献 [34], OIB 平均值数据来自文献 [35]

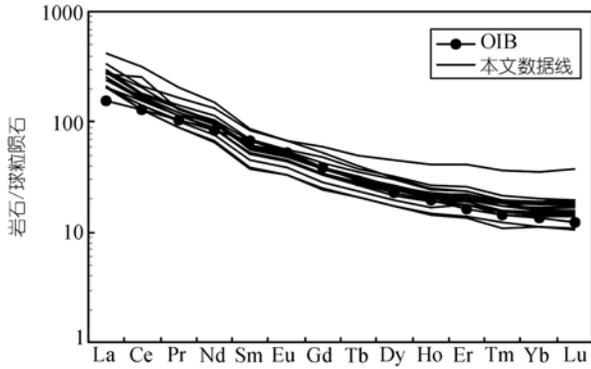


图6 南海盆新生代碱性玄武岩球粒陨石标准化蛛网图
球粒陨石数据来自文献 [34], OIB平均值数据来自文献 [35]

(4.7~14.0, 平均为 9.7) 以及 $(La/Yb)_N$ 比值 (9.8~22.6, 平均为 15.7), 表明轻重稀土存在较高分馏, 可能反映岩浆源区部分熔融程度相对较低. δEu 值范围为 0.92~1.07 (平均为 1.02), 无明显的 Eu 异常, 表明在岩浆形成和演化期间斜长石分离结晶作用是不明显的, 这与岩相学观察是一致的. δCe 值范围为 0.83~1.28 (平均值为 0.92), 表明无明显的 Ce 异常, 个别样品发生轻微的负 Ce 异常可能是岩石遭受了一定的海底风化作用或者是源区物质的固有特征的体现 (如南大西洋 Gough 岛熔岩 (其源区是地幔柱) 的 Ce 异常 [40]). 虽然总体上稀土配分模式相似, 但样品间存

在一定的差异性, 不同样品的稀土总量 (ΣREE)、重稀土含量 (HREE) 上存在差别, 这种差异可能反映了岩浆在上升途中经历结晶分异程度的差异. 总之, 南海底新生代碱性玄武岩的稀土元素配分模式明显不同于轻稀土亏损或平坦的 NMORB, 稀土重量也明显偏高, 具有板内 OIB 的微量元素的一般特点 [35~37, 41].

3.4 Sr, Nd 和 Pb 同位素

火成岩中的同位素对于探讨岩浆物质来源或判别物质源区特征方面极其有用, 是因为在岩浆体系中, 仅岩浆结晶或分离是难以实现同位素分馏的. 南海底新生代碱性玄武岩的 Sr, Nd, Pb 同位素分析数据列于表 3 中, 并作相关图解 (图 7 和 8), 端员数据及其他区域数据来自文献 [11~13, 15, 16, 18, 20, 42~50].

南海玄武质岩石的 Sr, Nd 同位素组成有一定的变化范围, $^{87}Sr/^{86}Sr=0.703418\sim0.705174$, $^{143}Nd/^{144}Nd=0.512663\sim0.512965$. 在 $^{143}Nd/^{144}Nd$ - $^{87}Sr/^{86}Sr$ 同位素比值变异图解 (图 7) 中, 显示了清晰的负相关关系. 投影点全部位于 OIB 区域内, 与来自雷琼半岛 [12, 13]、南海北缘 [18, 20]、中南半岛 [15, 16] 以及中国东南 [45~48] 的投点区域一致. 其拉长线近似平行于 DMM 与 EM2 两个区域的连线, 暗示岩石源区为二元混合作用的结果, 一个为具 DMM 或似印度洋 MORB 特征的源区, 另一

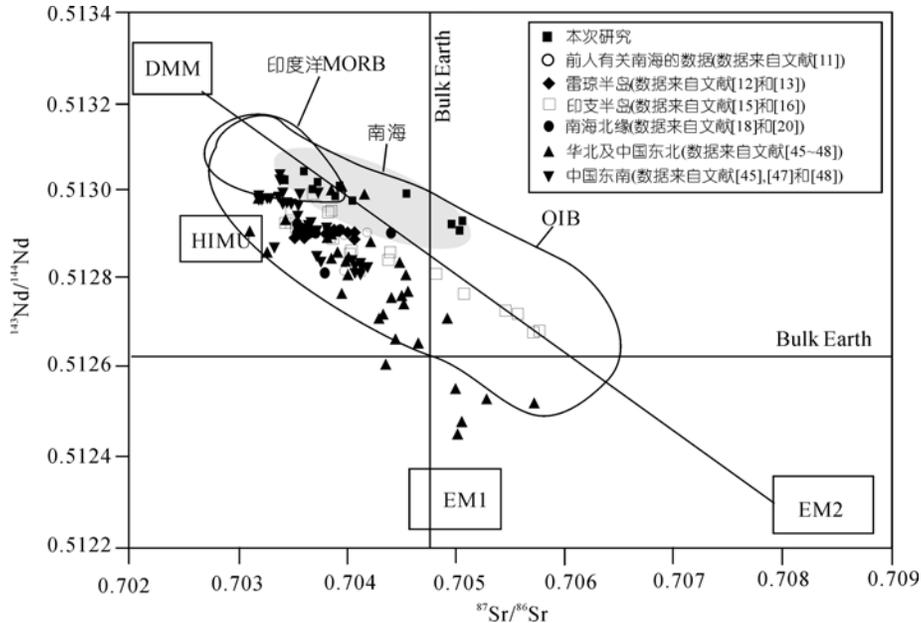


图7 研究区玄武岩的 $^{143}Nd/^{144}Nd$ - $^{87}Sr/^{86}Sr$ 相关图

DMM, HIMU, EM1 和 EM2 区域引自 Zindler 等 [42], OIB 区域引自 Staudigel 等 [43], 印度洋 MORB 区域引自 Mahoney 等 [44]

表 3 南海盆新生代玄武质岩石的 Sr-Nd-Pb 同位素测试数据

样品	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	误差(2 σ)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	误差(2 σ)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	误差(2 σ)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	误差(2 σ)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	误差(2 σ)
S04-11	0.703418	12	0.512965	10	18.692	0.009	15.599	0.009	38.831	0.009
S04-12-12	0.704038	11	0.512863	12	18.622	0.009	15.596	0.009	38.767	0.009
S04-12-18	0.703961	11	0.512894	12	18.372	0.005	15.534	0.006	38.443	0.006
S04-12-20	0.704137	12	0.512855	11	18.501	0.008	15.596	0.008	38.665	0.007
S04-12-8	0.703963	13	0.512901	11	18.409	0.01	15.558	0.01	38.523	0.011
S04-13-3B	0.70494	10	0.512847	13	18.705	0.008	15.634	0.008	38.891	0.008
S04-14-1B	0.705174	12	0.512675	11	18.648	0.012	15.718	0.013	39.057	0.015
S04-16	0.70366	11	0.512906	12	18.697	0.009	15.711	0.011	39.085	0.014
S05-34A	0.703771	11	0.51287	13	18.703	0.01	15.645	0.014	38.926	0.017
S08-69-1	0.705049	11	0.512687	10	18.783	0.007	15.674	0.007	39.211	0.008
S08-69-2	0.705041	13	0.512663	12	18.807	0.007	15.667	0.008	39.24	0.008

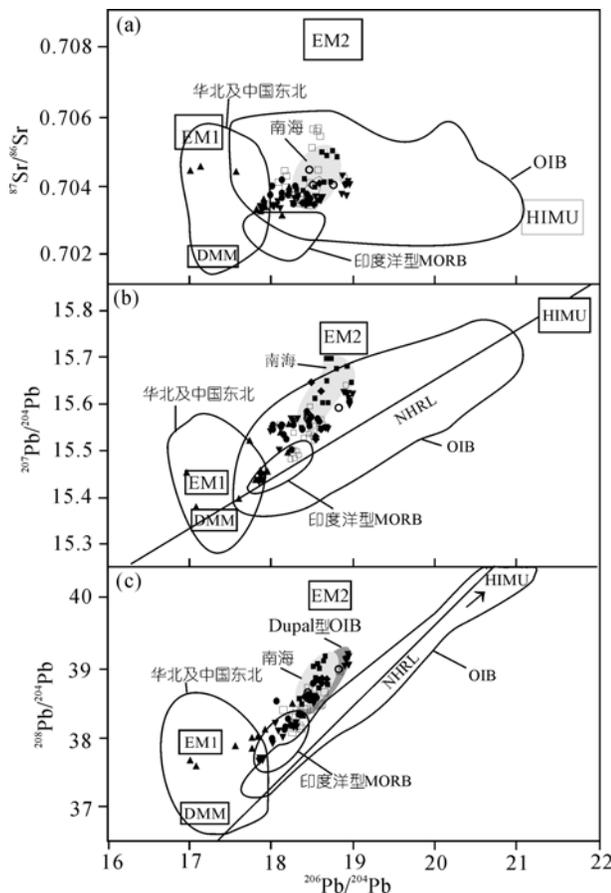


图 8 研究区玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ -和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 相关图

DMM, HIMU, EM1, EM2, OIB区域数据来源同图 7; Dupal区域来自 Hamelin 等 [49]; NHRL 为北半球参考线 [50]; ■, 本次研究; ○, 前人南海数据(数据来自文献 [11]); ◆, 雷琼半岛(数据来自文献 [12] 和 [13]); □, 印支半岛(数据来自文献 [15] 和 [16]); ●, 南海北缘(数据来自文献 [18] 和 [20]); ▲, 华北及中国东北(数据来自文献 [45],[46] 和 [48]); ▼, 中国东南(数据来自文献 [45] 和 [48])

个为 EM2, 然而, 中国华北及东北区域表现为 EM1 与 DMM 的混合趋势, 可能与华北克拉通岩石圈中新生

代期间的减薄过程有关 [51,52].

南海玄武质岩石的 Pb 同位素数据范围如下: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=18.3715\sim 18.8069$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=15.5343\sim 15.7180$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=38.4434\sim 39.2402$, 其同位素组成类似于 Kueguelen 高原 [50,53]. 在图 8 中可见南海盆碱性玄武岩的投点趋势与来自雷琼半岛、南海北缘、中南半岛以及中国东南的投点区域趋势一致, 而与中国华北及东北的投点区域截然不同, 类似于 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位素比值变异图解中的情况. 在 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(图 8(a))中, 本次研究的碱性玄武岩投影区全部位于 OIB 区域内, 其拉长线近似平行于 DMM 与 EM2 两个区域的连线. 在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解(图 8(b), (c))中, 所有的样品均位于北半球参考线(NHRL)的上方, 投影点所构成的连线的斜率高于 NHRL 线, 在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图解中可见, 南海盆玄武岩最接近于 EM2 组分区域(图 8(b)). 此外, 南海及周边地区的玄武岩样品显示了抬升的 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 对应于相应的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 此特征类似于 Hart [50] 所阐述的 DUPAL 同位素异常, 在图 8(c)中, 所有样品都位于 DUPAL 型 OIB 区域内. 然而, 中国东南的 Pb 同位素虽然混合趋势与南海及周边地区相同, 但放射性 Pb 含量相对较低, 与 Hart [50] 定义的 Dupal 异常的特征不同, 且在图 8(c)中位于 Dupal 区域之外.

总之, 以上的 Pb, Sr, Nd 同位素特征表明研究区源区存在不均一性, 岩石源区可能有两个, 一个为 DMM, 另一个为具 EM2. 且南海底新生代碱性玄武岩源区类似于印度洋 DUPAL 异常区 [50,54,55].

4 讨论

在 Ti-Zr-Y 构造环境判别图解 [56](图 9)中, 本次研究的南海新生代玄武岩的绝大多数投影点位于板内

玄武岩区; 在Th/Hf-Ta/Hf构造环境判别图解中(图10)^[57], 本次研究的南海新生代玄武岩主要位于地幔热柱玄武岩区, 以上情况表明南海新生代玄武岩形成于板内环境, 且可能与地幔柱有成因上的联系. 主要微量元素比值如Nb/Ta(15.33~19.89, 平均为17.08)、Zr/Hf(32.74~54.06, 平均为44.48)接近原始地幔值^[38](分别为 17.5 ± 0.5 和36.27), Nb/U, Ce/Pb比值(见3.2节)也类似于原始地幔值; 以上情况表明玄武岩浆在上升到地表过程中几乎未受到地壳混染, 这与本区玄武质岩石主要喷发于洋壳基底之上是一致的. 同时, 位于大陆坡底的3个样品(S04-16, S08-69-1及S08-69-2)对应的元素比值也略高于或接近原始地幔值(表2)而截然不同于地壳平均值, 也反映未受到陆壳物质的混染, 能较好反映岩浆源区的成分, 这与南海北缘^[19,20]及中国东南^[46]的研究结果是一致的.

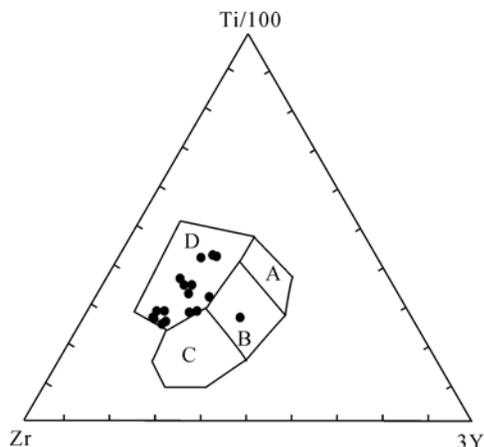


图9 南海新生代玄武岩的 Ti-Zr-Y 判别图解

A, 岛弧拉斑玄武岩; B, MORB、岛弧拉斑玄武岩和钙碱性玄武岩; C, 钙碱性玄武岩; D, 板内玄武岩. 据Pearce等^[56]

4.1 源区性质探讨

我们的数据仅仅显示了南海盆内部同位素局部变化, 为了研究南海盆与其周边地区甚至是中国东部的同位素区域上的变化, 本文收集了中南半岛、雷琼半岛、南海北缘以及中国东部的一些数据, 需要指出的是, Chung^[45]文章中的取样地点3(苏北盆地, 有着华北岩石圈地幔性质)归属于华北区域(Chung, 个人通讯). 由同位素变异图解可见(图7, 8), 华北及东北地区的玄武岩源区主要为EM1与DMM混合而成^[45~47], 可能与华北克拉通岩石圈中新生代期间的

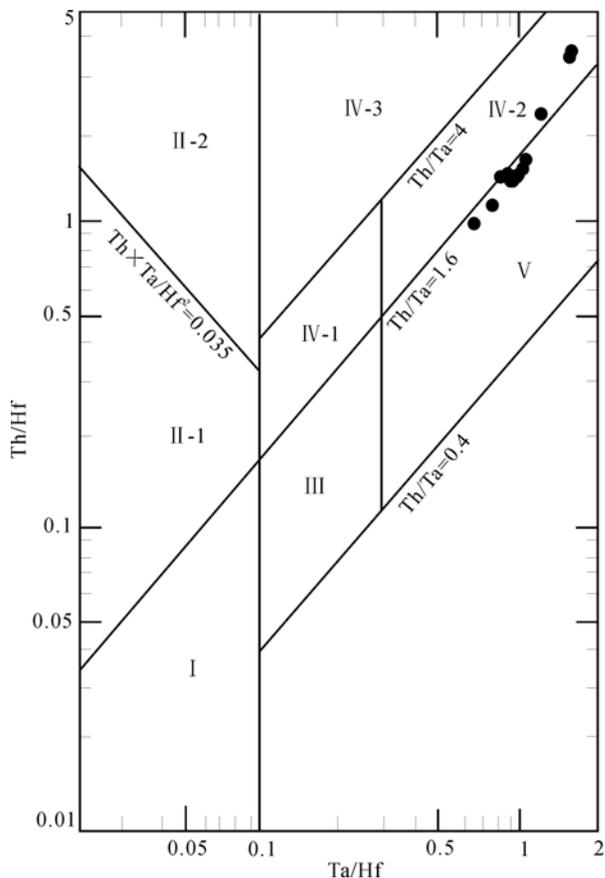


图10 南海新生代玄武岩的 Th/Hf-Ta/Hf 判别图解

I, 背离边缘的 NMORB; II, 会聚边缘: II-1, 大洋岛弧玄武岩; II-2, 大陆边缘岛弧和火山岛弧玄武岩; III, 大洋板内岛屿和海山玄武岩、TMORB 和 EMORB; IV, 大陆板内环境: IV-1, 陆内及大陆边缘裂谷中的拉斑玄武岩; IV-2, 大陆裂谷处的碱性玄武岩; IV-3, 大陆伸展或初始裂谷中的玄武岩; V, 热柱处的玄武岩. 据汪云亮等^[57]

减薄过程有关^[51], 岩石圈的热-机械侵蚀和化学侵蚀的减薄机制^[52]所诱发的壳幔作用的结果是喷出地表的玄武质岩石的源区加入了减薄掉的似EM1组分的岩石圈地幔(即壳下的岩石圈地幔^[47]). 然而, 中国东南新生代玄武岩源区则为EM2与DMM混合而成^[46], 极少混入EM1组分. 本次研究的南海地区新生代碱性玄武岩与雷琼半岛、南海北缘的同位素源区也为二端元混合模型所解释, 图7的负相关和图8的正相关关系强烈表明亏损地幔端元与EM2的混合作用: 一个DMM; 另一个为来自地幔柱的富集端元(EM2), 是中国东南地区相似的, 而与中国东北及华北存在明显不同. 此外, 中南半岛可能有EM1组分的参与

[15].

中国东北及华北与中国东南、南海及周缘地区以及中南半岛的富集端员的成生机制一直是讨论的热点. 因为缺乏地球物理资料的支撑, 大多数学者把富集端员归因于拉伸背景下壳下岩石圈地幔(SCLM)的加入, 而板块俯冲是导致SCLM产生富集的主要条件 [11,47]. 这个模式对于解释中国华北及东北地区的各类具EM1 特点的富集端员的玄武岩可能具有一定的合理性, 然而却不能很好解释中国东南、南海及其周缘以及中南半岛地区的新生代玄武岩中EM2 富集端员占绝对优势的现象. 最新的地球物理资料表明 [58,59], 长白山地区低速异常表明, 板内火山作用可能与板块俯冲过程有关, 即太平洋板块在中国东北处向亚洲板块之下俯冲, 在 670 km 不连续面处囤积, 通过板块本身脱水(即含水矿物的脱水)作用降低了此处的液相线而诱发了部分熔融作用, 加入了俯冲板块的流体的软流圈地幔在上升期间交代了岩石圈地幔, 这种地幔交代作用是整个中国华北及东北新生代玄武岩形成EM1 富集端员的可能机制 [47], 也可能是中国东北及华北岩石圈减薄的机制之一. 同时也暗示本区的板内火山作用不需要更深部过程(包括物质和热量)的参与. Montelli等 [7]在海南岛周围识别出了地幔柱, 其低速体可以延伸到 1900 km深度, 可能反映一个正在消亡的、来自下地幔底部的地幔柱, 与此同时, Zhao [60]也指出南海地区的海南岛附近存在地幔柱, 并指出海南地幔柱是全球 12 个源于核-幔边界的地幔柱之一, 这为本区玄武质岩石中的EM2 源区的物质来源提供了新的认识. Tu等 [11]在解释南海盆新生代玄武岩的富集端员时, 认为较浅的俯冲使古老的大陆底岩石圈地幔(SCLM)的富集是本区玄武质岩石中富集组分的成生机制, 虽然这模式有一定的合理性, 但作者也同时指出本区尚缺乏地幔上涌或地幔柱的地球物理学证据; 本文提供了另一种解释, 即南海盆新生代玄武岩中EM2 组分是由地球物理资料所揭示的海南地幔柱 [6,7,60]所提供的, 地幔柱的物质源区可能是大约 200 Ma之前扬子克拉通与华北克拉通碰撞后的大陆岩石圈俯冲板片 [61], 或者为陆陆碰撞前的大洋岩石圈 [37]俯冲板片, 这与大多数印度洋中的洋岛玄武岩(如Kerguelen地区 [33])的物质源区是一致的. 以上认识可能表明, 中国华北及东北与中国东南、南

海及其周边地区以及中南半岛等的新生代玄武岩的地球动力学背景有着明显差别, 前者可能与板块构造有关, 而后者(至少是在南海地区)可能主要与板内的深部过程(如地幔柱)有关 [62].

4.2 部分熔融及分离结晶作用

相对于NMORB, OIB尤其是碱性玄武岩中的大离子亲石元素相对富集, 这些元素的丰度受控于源区组分、残余矿物相、部分熔融程度以及随后的分离结晶作用的程度 [41]. 研究表明, 地幔岩低程度的部分熔融作用一般使熔体强烈富集不相容元素, 相对弱不相容元素优先进入熔体, 随着熔融程度的增加, 强不相容元素的富集现象逐渐变得不明显, 直至NMORB中出现强烈亏损现象. 强不相容微量元素及LREE元素主要富集于贫Si、富碱玄武岩(即碧玄岩及碱性玄武岩)中, 它们是在压力大于 15×10^8 Pa的位置由富集不相容地幔源区的小程度(2%~10%)部分熔融作用所产生的 [16,63,64]. 本次研究的南海新生代碱性玄武岩的微量元素类似于洋岛玄武岩(OIB)(图 5, 6), 强不相容元素的富集及轻稀土的富集表明部分熔融作用相对较低, 一般小于 10%, 样品之间富集程度的差异可能反映部分熔融程度的不同. 海南地幔柱为部分熔融作用的发生提供了热量; SiO₂ 含量与碱度及不相容元素含量的同步增加(表 2, 图略)可能反映了海南地幔柱也对熔体在物质上作出了贡献.

本区玄武质岩石 MgO 与主量、微量元素之间的变异图解中(图 3, 4)可见, 多数元素随着 MgO 含量的降低而呈现有规律的升高或降低趋势. Ni 和 Cr 的丰度的丰度随着 MgO 含量的下降也相应下降, 这主要是由于橄榄石和单斜辉石的结晶分异作用所致熔体在上升过程或者高位岩浆房中经历了一定量的矿物结晶分异作用, 这与在岩相学特征一致的, 即出现橄榄石、单斜辉石以及少量的斜长石斑晶矿物; 橄榄石斑晶的化学成分揭示了分离结晶作用是逐步进行的, 早期形成的斑晶与熔体进一步发生反应而显示环带现象, 但环带较弱却表明早期形成的斑晶与熔体的反应不甚明显, 也表明岩浆上升速度大. 无负 Eu 异常(图 6)表明熔体并未发生强烈的斜长石分离结晶作用. 分离结晶作用期间橄榄石可能是从熔体中移走的主要相矿物, 但是低 Sc 浓度(12.8~28.6 $\mu\text{g/g}$)可能

表明也发生了少数量的单斜辉石分离结晶作用。在图 3 和 4 可见本区的一些玄武质岩石的 MgO 含量较低(小于 4 wt%), 表明分离结晶作用进行得十分强烈, 然而, 这些玄武岩投影点较分散且不呈线性关系也可能反映早期结晶出来的斑晶矿物发生了堆晶作用, 且堆晶矿物残留在不同水平源区的岩浆房中, 从而使演化岩浆中的 MgO 含量强烈降低。

4.3 Dupal 异常问题的探讨

Dupal 异常是由 Hart^[50] 根据 Dupre 和 Allegre^[65] 在研究印度洋玄武岩发现的 Pb-Sr 同位素变化特点所提出的, 其主要的特征为: 与大多数 MORB 相比, 它们有着很高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 以及 $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 比值, 作者还进一步划分出了 $0^\circ\sim 60^\circ\text{S}$ 的一个 Dupal 异常带, 并指出与地形上存在一定相关性。本次研究的南海盆碱性玄武岩以及 Tu 等^[11] 的 Pb 同位素资料, 表明南海地区存在一个具 Dupal 型的 Pb 同位素异常区。这就产生了以下几个问题: (1) Dupal 异常分布是否只局限于南半球? 南海地区的 Dupal 异常是否又与南半球 Dupal 异常相连呢? (2) Dupal 异常的源区是位于深部下地幔中^[54], 还是位于浅部的地壳下岩石圈地幔中^[66]? 2006 年国际大洋中脊协会在意大利召开议题为“极脊会议”的工作组会议中, Goldstein 等^[67] 指出 Gakkel 脊玄武岩同位素地球化学资料显示了 Dupal 源区特征, 这在一定程度上表明, Dupal 不具有地区专属性, 它也可以出现在离南半球较近的南海地区以及距离较远的北冰洋地区。古生物、古地磁与古气候资料都认为中国大陆南方的大部分地区曾经可能是冈瓦纳大陆的一部分^[68~70], 这似乎可把南海盆新生代玄武岩的地幔源区与南半球 Dupal 异常区相连, 然而, 板块过程或者超大陆解体一般仅限于岩石圈的层面上, 不会导致大范围的软流圈地幔的一致移动; 同时, 在同位素变异图解中也似乎表明南海盆的新生代玄武岩的亏损地幔端员(DMM)与似印度洋 MORB 的源区联系起来(图 7, 8), 然而, 这种相连的前提需要大范围的地幔对流, 南海的东南-西南边是印澳板块向亚洲板块俯冲的俯冲碰撞带, 此俯冲带可能起着潜在地阻隔软流圈地幔流向南海地区的运移, 且似印度洋 MORB 的源区是靠近 DMM 端员的一个区域组分, 但并不成为 4 个基本地幔组分之

一^[42], 因此, 基于以上讨论, 南海地区的 Dupal 异常可能与南半球 Dupal 异常不存在联系。最新地球物理资料表明, 南海地区存在海南地幔柱^[11,60], 它可能贡献了本区新生代玄武质岩石的富集组分(EM2)(见 4.1 节)。此外, Tu 等^[11] 指出南海区域的 EM2 可能大陆底岩石圈地幔(SCLM), 然而, 根据本文样品的取样位置和定年结果, 这些玄武岩喷发于南海海底扩张期间(32~15.5 Ma)^[8] 已经发生极度减薄的岩石圈/地壳之上, 因此, 很难想象在南海地区发生板内火山作用期间(3.8 ~7.9 Ma)还保留有古老的 SCLM。因此, Dupal 异常源区可能来自核-幔边界的下地幔底部^[54] 而非 SCLM^[11,66]。综上所述, Dupal 异常并非南半球专有, 本区出现的 Dupal 异常可能与南半球 Dupal 异常没有关系, 为一内生的 Dupal 异常区^[11], 它的形成与海南地幔柱有密切联系。

4.4 岩石成因模型

南海盆新生代碱性玄武岩同位素结果表明, 源区存在两个混合端员并具 Dupal Pb 异常: 一个 DMM, 位于软流圈或岩石圈地幔中; 另一个似 EM2 源区, 可能来源于核-幔边界处的海南地幔柱。海南地幔柱在为岩石圈地幔的部分熔融作用提供所需的热量同时, 也在物质上作出了贡献。南海盆新生代碱性玄武岩由不同程度的部分熔融作用, 以及岩浆在上升期间或者在高位岩浆房中的橄榄石等矿物分离结晶作用所形成, 同时还可能发生了堆晶作用, 但是与大陆岩石圈地幔或者地壳中不相容元素富集物质的没有明显混合作用。玄武岩浆在上升到地表过程中几乎未受到地壳混染, 这与本区玄武质岩石主要喷发于洋壳基底之上是一致的。同时, 位于大陆坡底的岩石样品岩石化学特征也反映未受到陆壳物质的混染。我们的岩石成因模型意义在于, 地球物理技术所揭示的海南地幔柱的引入合理地解释了本区板内火山作用以及玄武质岩石富集端员的源区。

5 结论

(1) 本次研究的南海地区玄武岩为中新世以来的板内火山作用的产物。岩石类型主要为碱玄岩, 有少量的粗面玄武岩和玄武岩, 所有岩石属于碱性玄武岩系列, 有着富集的同位素特征和相对均一的微量元素浓度。玄武岩的主量、微量元素及同位素组分

类似于 OIB 型玄武岩。

(2) 源区存在两个混合端员并具 Dupal Pb 异常: 一个为 DMM, 位于软流圈或岩石圈地幔中; 另一个为 EM2 源区, 可能来自于核-幔边界处的海南地幔柱。海南地幔柱在为岩石圈地幔的部分熔融作用提供所需的热量的同时, 也在物质上作出了贡献, 它可

以合理解释南海及其周缘新生代碱性玄武岩中 EM2 组分的源区。本次研究的南海盆新生代玄武岩反过来为海南地幔柱提供了地球化学制约。

(3) 南半球 Dupal 异常不存在全球范围内的地区专属性, 本区存在的 Dupal 异常与南半球 Dupal 异常可能不存在联系。

致谢 感谢两位匿名评审专家对本文提出的重要修改建议。

参考文献

- Williams Q, Garnero E J. Seismic evidence for partial melt at the base of the Earth's mantle. *Science*, 1996, 273: 1528—1530 [\[DOI\]](#)
- Williams Q, Revenaugh J, Garnero E A. Correlation between ultra-low basal velocities in the mantle and hot spots. *Science*, 1998, 281: 546—549 [\[DOI\]](#)
- Revenaugh J, Meyer R. Seismic evidence of partial melt within a possibly ubiquitous low-velocity layer at the base of the mantle. *Science*, 1997, 277: 670—673 [\[DOI\]](#)
- Van der Hilst R, Widiyantoro R S, Engdahl R. Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature*, 1997, 386: 578—584 [\[DOI\]](#)
- Gurenko A A, Hoernle K A, Hauff F, et al. Major, trace element and Nd-Sr-Pb-O-He-Ar isotope signatures of shield stage lavas from the central and western Canary Islands: insights into mantle and crustal processes. *Chem Geol*, 2006, 233: 75—112 [\[DOI\]](#)
- Montelli R, Nolet G, Dahlen F A, et al. Finite-frequency tomography reveals a variety of plumes in the mantle. *Science*, 2004, 303: 338—343 [\[DOI\]](#)
- Montelli R, Nolet G, Dahlen F A, et al. A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite-frequency tomography. *Geochem Geophys Geosyst*, 2006, 7(1): 1—69 [\[DOI\]](#)
- Briaux A, Patriat P, Tapponier P. 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*, 1993, 98 (B4): 6299—6328
- 王贤觉, 吴明清, 梁德华, 等. 南海玄武岩的某些地球化学特征. *地球化学*, 1984, 4: 332—340
- Kudrass H R, Wiedicke M, Cepek P, et al. Mesozoic and Cenozoic rocks dredged from the South China Sea (Reed Bank area) and Sulu Sea and their significance for plate-tectonic reconstructions. *Mar Petrol Geol*, 1986, 3: 9—30 [\[DOI\]](#)
- Tu K, Flower F J, Carlson R W, et al. Magmatism in the South China Basin 1. Isotopic and trace-element evidence for an endogenous Dupal mantle component. *Chem Geol*, 1992, 97(1-2): 47—63 [\[DOI\]](#)
- 张明, 涂勤, 解广轰, 等. 海南岛新生代玄武岩微量元素和同位素地球化学. 见: 刘若新, 主编. 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京: 地震出版社, 1992. 246—268
- 朱炳泉, 王慧芳. 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*, 1989, 3: 193—201
- 范蔚茗, Menzies M A. 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. 见: 刘若新, 主编. 中国新生代火山岩年代学与地球化学. 北京: 地震出版社, 1992. 320—329
- Hoang N, Flower M, Carlson R W. Major, trace element, and isotopic compositions of Vietnamese basalts: interaction of hydrous EMI-rich asthenosphere with thinned Eurasian lithosphere. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, 60 (22): 4329—4351 [\[DOI\]](#)
- Zhou P B, Mukasa S B. Nb-Sr-Pb isotopic, and major- and trace-element geochemistry of Cenozoic lavas from the Khorat Plateau, Thailand: sources and petrogenesis. *Chem Geol*, 1997, 137: 175—193
- Hoang N, Flower M. Petrogenesis of Cenozoic Basalts from Vietnam: implication for Origins of a 'Diffuse Igneous Province'. *J Petrol*, 1998, 39(3): 369—395 [\[DOI\]](#)
- 邹和平, 李平鲁, 饶春涛. 珠江口盆地新生代火山岩地球化学特征及其地球动力学意义. *地球化学*, 1995, 24(增刊): 33—45
- 贾大成, 丘学林, 胡瑞忠, 等. 北部湾玄武岩地幔源区性质的地球化学示踪及其构造环境. *热带海洋学报*, 2003, 22(2): 30—39

- 20 李昌年, 王方正, 钟称生. 广西北海涠洲岛(含斜阳岛)第四纪玄武质火山岩的地球化学性质及其源区特征. *岩石矿物学杂志*, 2005, 24(1): 1—11
- 21 肖龙, 周海民, 董月霞, 等. 广东三水盆地火山岩: 地球化学特征及成因——兼论火山岩性质的时空演化和南海形成的深部过程. *大地构造与成矿学*, 2006, 30(1): 72—81
- 22 Taylor B, Hayers D E. The tectonic evolution of the South China Sea. In: Hayers D E, ed. *The Tectonic and Geologic Evolution of Southeast Asian Seas and Islands*, 1. Washington, DC: American Geophysical Union, 1983. 23—56
- 23 Tapponnier P, Peltzer G, Armijo R. On the mechanics of the collision between India and Asia. *Geol Soc Spec Pub*, 1986, 19: 115—157
- 24 Yan P, Zhou D, Liu Z S. A crustal structure profile across the northern continental margin of the South China Sea. *Tectonophysics*, 2001, 338: 1—21 [\[DOI\]](#)
- 25 姚伯初, 万玲, 吴能友. 大南海地区新生代板块构造活动. *中国地质*, 2004, 31(2): 113—122
- 26 Holloway N H. North Palawan block, Philippine-its relation to Asian mainland and role in evolution of South China Sea. *Am Assoc Petrol Geol*, 1982, 66: 1355—1383
- 27 Schluter H U, Hinz K, Block M. Tectono-stratigraphic terranes and detachment faulting of the South China Sea and Sulu Sea. *Mar Geol*, 1996, 130: 39—78 [\[DOI\]](#)
- 28 Karig D E. Origin and development of marginal basin in the western Pacific. *J Geophys Res*, 1971, 76: 2543—2561
- 29 李思田, 林畅松, 张启明, 等. 南海北部大陆边缘盆地幕式裂隙的动力过程及 10 Ma 以来的构造事件. *科学通报*, 1998, 43(8): 797—810
- 30 Chen F, Siebel W, Satir M, et al. Geochronology of the Karadere basement (NW Turkey) and implications for the geological evolution of the Istanbul zone. *Int J Earth Sci*, 2002, 91: 469—481 [\[DOI\]](#)
- 31 Le Maitre R W, Bateman P, Dudek A, et al. *A classification of igneous rocks of glossary of terms*. Oxford: Blackwell, 1989
- 32 Irvine T N, Baragar W R A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Can J Earth Sci*, 1971, 8: 523—548
- 33 Wallace P J. Volatiles in submarine basaltic glasses from the northern Kerguelen plateau (ODP site 1140): implications for source region compositions, magmatic processes, and plateau subsidence. *J Petrol*, 2002, 43: 1311—1326 [\[DOI\]](#)
- 34 McDonough W F, Sun S S. The composition of the Earth. *Chem Geol*, 1995, 120: 223—253 [\[DOI\]](#)
- 35 Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of ocean basalt: implications for mantle composition and processes. In: Saunders A D, Norry M, eds. *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geol Soc Spe Publ*, 1989, 42: 323—345
- 36 Halliday A N, Lee D C, Tommasini S, et al. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle. *Earth Planet Sci Lett*, 1995, 133: 379—395 [\[DOI\]](#)
- 37 Niu Y L, O' Hara M J. Origin of ocean island basalts: a new perspective from petrology, geochemistry, and mineral physics considerations. *J Geophys Res*, 2003, 108(B4): 5—19
- 38 Hofmann A W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet Sci Lett*, 1988, 90: 297—314 [\[DOI\]](#)
- 39 Taylor S R, McLennan S M. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Oxford: Blackwell, 1985
- 40 Class C, le Roex A P. Ce anomalies in Gough Island lavas——trace element characteristics of a recycled sediment component. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, doi: 10.1016/j.epsl.2007.10.030
- 41 Wilson M. *Igneous Petrogenesis*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1989. 245—286
- 42 Zindler A, Hart S R. Chemical geodynamics. *Annu Rev Earth Planet Sci Lett*, 1986, 14: 493—571 [\[DOI\]](#)
- 43 Staudigel P, Zindler A, Hart S R, et al. The isotope systematics of a juvenile intra-plate volcano: Pb, Nd and Sr isotope ratios of basalts from loihi Seamount, Hawaii. *Earth Planet Sci Lett*, 1984, 69: 13—29 [\[DOI\]](#)
- 44 Mahoney J J, Natland J H, White W M, et al. Isotopic and geochemical provinces of western Indian Ocean spreading centers. *J Geophys Res*, 1989, 94: 4033—4052
- 45 Chung S L. Trace element and isotope characteristics of Cenozoic basalts around the Tanlu Fault with implication for the eastern plate boundary between north and south China. *J Geol*, 1999, 107: 301—312 [\[DOI\]](#)
- 46 Zou H B, Zindler A, Xu X S, et al. Major, trace element, and Nd, Sr and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional variations, and tectonic significance. *Chem Geol*, 2000, 171: 33—47 [\[DOI\]](#)
- 47 刘从强, 解广轰, 增田彰正. 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*, 1995, 24(3): 203—214
- 48 周新华, 朱炳泉. 中国东部新生代玄武岩同位素体系和地幔化学区划. 见: 刘若新, 主编. *中国新生代火山岩年代学与地球*

- 化学. 北京: 地震出版社, 1992. 366—391
- 49 Hamelin B, Allègre C J. Large scale regional units in the depleted upper mantle revealed by an isotopic study of the south-west Indian ridge. *Nature*, 1985, 315: 196—198[DOI]
- 50 Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle. *Nature*, 1984, 309: 753—757[DOI]
- 51 翟明国, 朱日祥, 刘建明, 等. 华北东部中生代构造体制转折的关键时限. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33(10): 913—920
- 52 徐义刚. 岩石圈的热-机械侵蚀和化学侵蚀与岩石圈减薄. *矿物岩石地球化学通报*, 1999, 18 (1): 1—5
- 53 Frey F A, Coffin M F, Wallace P, et al. Origin and evolution of a submarine Large Igneous Province: the Kerguelen Plateau and Broken Ridge, Southern Indian Ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 176: 73—89[DOI]
- 54 Castillo P. The Dupal anomaly as a trace of the upwelling lower mantle. *Nature*, 1988, 336: 667—670[DOI]
- 55 Wen L X. A compositional anomaly at the Earth's core-mantle boundary as an anchor to the relatively slowly moving surface hotspots and as source to the DUPAL anomaly. *Earth Planet Sci Lett*, 2006, 246: 138—148[DOI]
- 56 Pearce J R, Cann J R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet Sci Lett*, 1973, 19: 290—300[DOI]
- 57 汪云亮, 张成江, 修淑芝. 玄武岩类形成的大地构造环境的 Th/Hf-Ta/Hf 图解判别. *岩石学报*, 2001, 17 (3): 413—421
- 58 赵大鹏, 雷建设, 唐荣余. 中国东北长白山火山的起源: 地震层析成像证据. *科学通报*, 2004, 49(14): 1439—1446
- 59 Zhao D P, Maruyama S, Omori S. Mantle dynamics of Western Pacific and East Asia: insight from seismic tomography and mineral physics. *Gond Res*, 2007, 11: 120—131[DOI]
- 60 Zhao D. Seismic images under 60 hotspots: search for mantle plumes. *Gond Res*, 2007, 12: 335—355[DOI]
- 61 Lebedev S, Nolet G. Upper mantle beneath Southeast Asia from S velocity tomography. *J Geophys Res*, 2003, 108(B1): 20—48
- 62 鄢全树, 石学法. 海南地幔柱与南海形成演化. *高校地质学报*, 2007, 13(2): 311—322
- 63 Jaques A L, Green D H. Anhydrous melting of peridotite at 0—15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contrib Mineral Petrol*, 1980, 73: 287—310[DOI]
- 64 Takahashi E, Kushiro I. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *Am Miner*, 1983, 68: 859—879
- 65 Dupre B, Allegre C J. Pb-Sr isotope variation in Indian Ocean basalts and mixing phenomena. *Nature*, 1983, 303: 142—146[DOI]
- 66 Hawkesworth C J, Mantovani P, Taylor N, et al. Evidence from the parana of south Brazil for a continental contribution to Dupal basalts. *Nature*, 1986, 322: 356—358[DOI]
- 67 Goldstein S L, Soffer G, Langmuir C H. Isotope geochemistry of gakkel ridge basalts and origin of a “Dupal” signature. *Ophioliti*, 2006, 31 (1): 59—60
- 68 Ridd M F. South-east Asia as a part of Gondwanaland. *Nature*, 1971, 234: 531—534[DOI]
- 69 Lin J, Fullel M, Zhang W. Preliminary Phanerozoic polar wander paths for the North and South China blocks. *Nature*, 1985, 313: 444—449[DOI]
- 70 Nie S Y, Rowley D B, Ziegler A M. Constraints on the locations of Asian microcontinents in palaeo-Tethys during the late Paleozoic. In: Mckerrow W S, Scotese C R, eds. *Paleozoic Paleogeography and Biogeography*. Colorado: The Geological Society of America, 1990. 397—409