

西北印度洋中脊玄武岩源区地幔特征

淳明浩^{1,2}, 于增慧^{1,2}, 李怀明³, 翟世奎^{1,2}

(1. 中国海洋大学 海洋地球科学学院, 山东 青岛 266100; 2. 海底科学与探测技术教育部重点实验室, 山东青岛 266100; 3. 国家海洋局第二海洋研究所, 浙江 杭州 310012)

摘要: 利用全球岩石地球化学数据库(PetDB)中有关卡尔斯伯格洋脊(CR)、北中印度洋脊(NCIR)及南中印度洋脊(SCIR)玄武岩的微量元素及同位素组成数据, 分析了玄武岩的元素地球化学特征及其沿脊轴的变化, 旨在探讨玄武岩源区地幔的(不)均一性及岩浆作用过程的差异。初步研究结果表明: CR、NCIR及 SCIR 玄武岩组成相近, 仅在个别脊段表现有微量稀土元素和同位素组成上的差异, 玄武岩整体与 N-MORB 组成特征相近, 与先前通常认为的典型印度洋中脊玄武岩不同。玄武质岩浆主要源自尖晶石二辉橄榄岩地幔的熔融, 岩浆源区主要由两个地幔端元构成, 即以亏损型地幔(DMM)为主(69%), 其次为富集型地幔(EM II, 27%)。富集组分可能源自古老陆壳物质的混染。自 CR 经 NCIR 到 SCIR 整个印度洋中脊西北分支玄武岩的 Sr、Nd 及 Pb 同位素组成表现出均一性, 表明岩浆源区地幔组成相近。在 SCIR 19°S 附近脊段岩浆源区地幔存在有不均一性, 有 EM II 型地幔端元混入的迹象。在 CR 3.5°N 附近脊段, 玄武岩明显富集 K、Ba、La 及 U 等微量元素, 但由于缺少同位素数据, 源区地幔特征有待进一步研究。在上述研究成果的基础上, 提出了该区大比例尺的调查填图及密集采样和精细室内分析是 CR 深入研究的基础, 同时加强 Sr、Nd、Pb 及 Re、Os、Be 等同位素分析测试, 可提供揭示 CR 地幔不均一性的可靠依据, 而厘清印度洋型地幔对 CR 的影响程度则有助于深入认识地幔不均一性的成因及地幔动力学过程。

关键词: 西北印度洋中脊; 玄武岩; 沿脊轴变化; 地幔不均一性

中图分类号: P736.4 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2016)08-0108-11

doi: 10.11759/hyxx20150514002

洋中脊下部橄榄岩上地幔减压熔融形成的原始玄武质岩浆经结晶演化和冷凝形成的洋中脊玄武岩(Mid-Ocean Ridge Basalt, 简称 MORB)的地球化学特征既可以指示形成时的物化条件, 也可以指示岩浆源区地幔性质^[1-4]。通常认为 MORB 主量元素可以指示地幔熔融和结晶分异特征, 而不相容元素和同位素则可以反映熔融过程及源区地幔的组成特征^[5]。

地幔存在厘米尺度乃至数万千米尺度的同位素组成不均一性^[6-7]。大西洋中脊(MAR)及东太平洋海隆(EPR)的 MORB 研究表明其源区地幔的 Sr、Nd 及 Pb 同位素组成之间均具有较好的相关性, 地幔以亏损型地幔为主, 只在局部热点区受到富集型地幔混入影响^[8]。印度洋中脊(IOR)MORB 源区地幔相比 MAR 和 EPR MORB 源区地幔具有更大不均一性, 典型特征表现为对于给定的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 及 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 及更低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ^[9], 导致这一现象的原因在不同脊段可能有所不同。西南印度洋中脊(SWIR)高 ϵHf (为 Hf 同位素偏差, 高

ϵHf 指示源自一个相对亏损的源区地幔)的印度洋型地幔被归因于中生代冈瓦纳大陆裂解产生的岩石圈碎片进入了印度洋上地幔^[9]。东南印度洋中脊(SEIR)则被认为受 Kerguelen 热点的影响, 源区地幔有循环沉积物或陆壳物质等富集组分的混入^[10-12]。

卡尔斯伯格洋脊(CR)、北中印度洋脊(NCIR)和南中印度洋脊(SCIR)共同构成了“入”字型印度洋中脊系统(IORS)的北部分支。相对于 SWIR 及 SEIR 两

收稿日期: 2015-05-14; 修回日期: 2015-07-23

基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目(2013CB429702); 中国大洋矿产资源研究开发协会“十二五”重大项目(DY125-11-R-01, DY125-12-R-03)

[Foundation: National Key Basic Research and Development Program, No. 2013CB429702; The 12th Five-Year Plan major projects of China Ocean Mineral Resources Research and Development Association, No. DY125-11-R-01, No. DY125-12-R-03]

作者简介: 淳明浩(1988-), 男, 四川巴中人, 硕士研究生, 海洋地质专业, 主要从事海底矿产资源与成矿作用研究, 电话: 17612280695, E-mail: chunminghao520@163.com; 翟世奎, 通信作者, 男, 博士生导师, E-mail: zhaishk@public.qd.sd.cn.

个分支, 该部分洋中脊研究工作不多。已有的岩石学研究主要集中在罗德里格斯三联点(RTJ)附近和 SCIR 脊段, 这两个区域玄武岩源区地幔延续了 SWIR 的印度洋型地幔的特征。多数学者据此认为冈瓦纳大陆裂解产生的影响可以向北一直持续到 CR 末端。然而, 北部的 CIR 和 CR 区研究工作相对缺少, 特别是缺乏同位素证据, 对于这一中脊区域的源区地幔性质了解尚少。基于上述分析, 本文利用全球岩石地球化学数据库(PetDB: <http://www.earthchem.org/petdb>)中关于 CR、NCIR 及 SCIR 的 MORB 微量元素(共利用 108 个数据)及同位素数据(共利用 37 个数据), 分析了 3 个脊段 MORB 的微量元素及同位素地球化学特征, 探讨了玄武岩源区地幔的(不)均一性及其沿脊轴的变化。

1 区域地质背景

CR 是印度板块和索马里板块的边界^[13], 在晚古

新世(~55 Ma)塞舌尔板块从印度板块分离过程中形成^[5], 起始于 11°N 附近的 Owen 破碎带, 呈 NW-SE 向延伸, 向东南方向一直延伸到赤道附近^[14]。CR 全扩张速率约为 24~26 mm/a, 为慢速扩张洋脊^[13]。中脊轴部火山带高度及长度分别变化在 200~800 m 及 5~23 km 之间, 轴部地形与慢速扩张的 MAR 相似, 具有较多的非转换不连续带^[15]。洋底出露岩石类型以玄武岩为主, 同时出露有超基性岩、辉长岩及辉绿岩等^[16]。

NCIR 位于 CIR 1°N~11°S 脊段内, 半扩张速率约 18~21 mm/a, 为慢速扩张中脊^[17], 轴部裂谷较宽, 地形起伏及水深变化较大^[18]。SCIR 位于 CIR 11°~25°S 脊段内, 半扩张速率为 23 mm/a 左右, 为慢速扩张中脊^[17], 轴部裂谷也较宽, 相比 CR 和 NCIR 具有更大且多的转换断层^[18-19]。CR、NCIR 及 SCIR 轴部水深见图 1, 本文研究区为 CR 11°N 至 SCIR 21°S 之间的脊段。

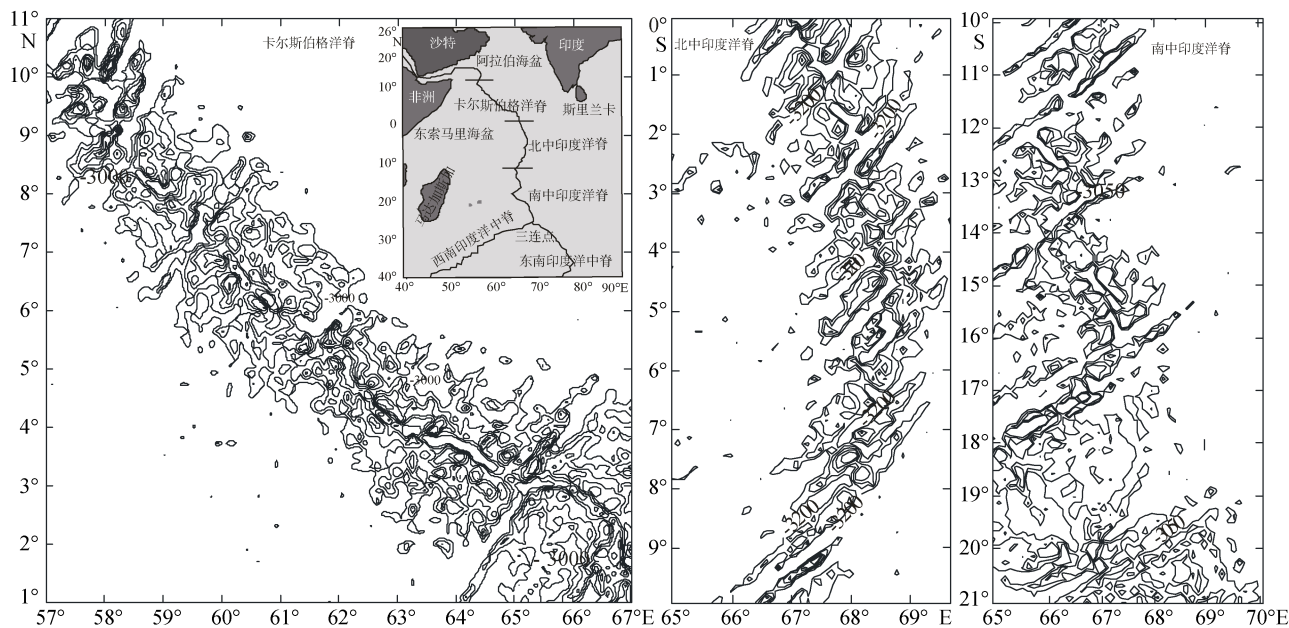


图 1 CR、NCIR 及 SCIR 轴部水深(m)图(水深数据来自 NOAA)

Fig. 1 Axial bathymetric map of CR, NCIR, and SCIR (data from NOAA database)

2 MORB 元素地球化学性质

2.1 元素组成沿脊轴变化

不相容元素比值可以很好地指示岩浆来源和岩浆作用过程^[20]。因此, 分析玄武岩的微量元素组成可以有效地研究不同中脊岩石类型及岩浆作用的演化特征。沿整个北印度洋中脊(包括 CR、NCIR 和 SCIR 脊段), 玄武岩中 $m(K)/m(Ti)$ ($m(K)$ 表示玄武岩中微量

元素 K 的含量, $m(K)/m(Ti)$ 表示微量元素 K 与微量元素 Ti 的含量比值)变化不大(图 2), 大多与 N-MORB (Normal Mid-Ocean Ridge Basalt, 为正常型洋中脊玄武岩)的参考值(~0.1)相近, 仅在 19°S 及 3.5°N 附近脊段玄武岩中 $m(K)/m(Ti)$ 变化较大, 出现明显的高值。大部分脊段玄武岩的 Mg#(岩石镁指数, $Mg\# = \text{molar } [100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})]$) 同样接近 N-MORB 参考值(~59)^[21], 且沿脊轴变化不大, 也是仅在

19°S 和 3.5°N 附近 Mg# 变化范围较大, 出现明显的低值(图 2)。上述特征表明大部分脊段的岩浆结晶演

化程度相近, 但在 19°S 及 3.5°N 附近脊段岩浆演化程度较高。

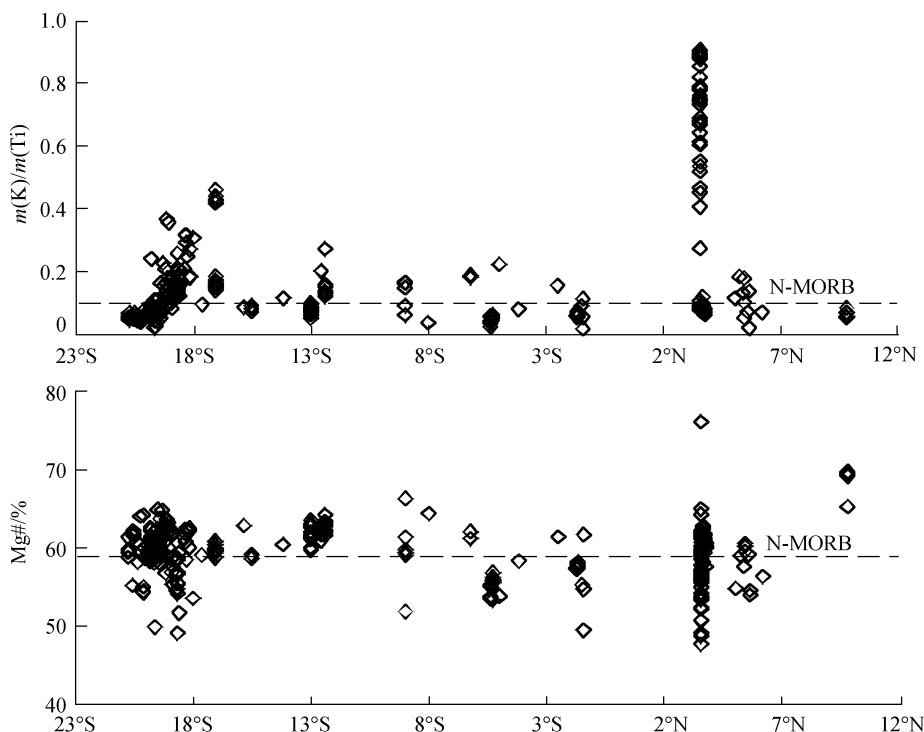


图 2 $m(K)/m(Ti)$ 及 Mg# 沿脊轴变化图

Fig. 2 Variation in $m(K)/m(Ti)$ and Mg# along ridge axis

在岩浆作用过程中, 随着岩浆源区地幔熔融程度的增大, 稀土元素 La 相对 Sm 将在熔体中更加富集, 导致 $m(La)/m(Sm)$ 随熔融程度的增大而增大^[22]。由图 3 可以看出, 大部分玄武岩的 $m(La)/m(Sm)$ 沿脊轴变化不大, 仅在 19°S 附近脊段玄武岩的 $m(La)/m(Sm)$ 变化较大, 出现明显的高值, 表明该脊段岩浆源区地幔的熔融程度较大^[23]。与此同时, 在 19°S 附近脊段部分玄武岩的 $m(La)/m(Yb)$ 和 $m(Ce)/m(Yb)$ 也变化较大并出现明显的高值, 同样表明该脊段源区地幔相对较高的熔融程度^[24]。在玄武岩的 $m(Ba)/m(La)$ 和 $m(Ba)/m(Th)$ 沿脊轴变化图中, 19°S 及 3.5°N 附近脊段玄武岩的 $m(Ba)/m(La)$ 及 $m(Ba)/m(Th)$ 同样存在较大变化并出现明显的高值, 这种特征则可能与源区富集作用有关^[23]。此外, 在玄武岩的 $m(U)/m(Th)$ 、 $m(Nb)/m(U)$ 及 $m(Ce)/m(Pb)$ 沿脊轴变化图中, 19°S 及 3.5°N 附近脊段玄武岩微量元素比值也变化较大, 且出现明显的低值。由于富集源区往往具有较高的 Pb、U 及 Th 含量, 也表明 19°S 及 3.5°N 附近脊段可能受到了富集源区组分的影响^[25-26]。

由于 $m(Ce)/m(Yb)$ 对石榴石及尖晶石橄榄岩的

熔融非常敏感, 故常用来判断岩浆源区熔融地幔的性质^[27]。从玄武岩的 $m(Ce)/m(Yb)-m(Ce)$ 图(图 4)上看, 玄武岩的数据均投在尖晶石二辉橄榄岩区, 大体沿熔融线分布, 表明玄武岩岩浆主要来源于尖晶石二辉橄榄岩地幔的熔融, 这也说明地幔熔融作用不是引起 19°S 及 3.5°N 附近脊段玄武岩 $m(La)/m(Sm)$ 和 $m(La)/m(Yb)$ 增大的原因。由于在岩浆结晶分异作用过程中 REE(Rare Earth Element, 稀土元素)整体具有不相容元素的特征, 随着岩浆结晶分异作用的进行 (MgO 减少) 会逐渐在剩余岩浆中富集, $[m(La)/m(Sm)]_N$ ^[25] 可以很好地反映 REE 的这种特征。在玄武岩的 $[m(La)/m(Sm)]_{N-w(MgO)}(w(MgO))$ 表示玄武岩中主量元素 MgO 的质量分数图中(图 4), 部分玄武岩的 $[m(La)/m(Sm)]_N$ 随 $w(MgO)$ 减小而无太大变化, 大体沿结晶分异作用趋势线分布; 少数玄武岩的 $[m(La)/m(Sm)]_N$ 随 $w(MgO)$ 减小而变化较大, 出现 $[m(La)/m(Sm)]_N > 1.0$ 的高值。由于富集型 MORB 一般具有 $[m(La)/m(Sm)]_N > 1.0$ 的特征, 并且前文已述及 19°S 附近脊段部分玄武岩具有较高的 $m(La)/m(Sm)$ 及 $m(Ba)/m(La)$, 因此 $[m(La)/m(Sm)]_N$ 值进一步证明

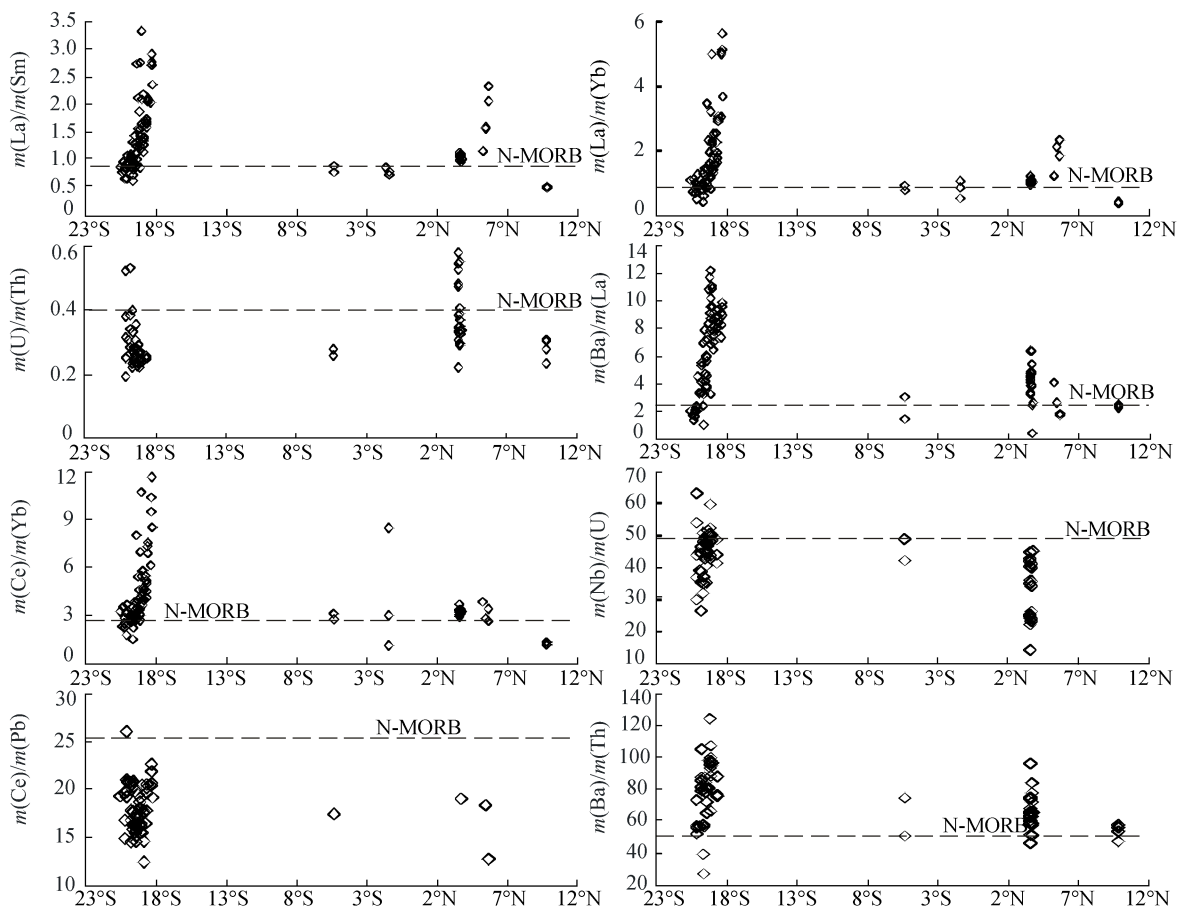


图 3 微量元素含量比值沿脊轴变化

Fig. 3 Variation in trace element ratios along ridge axis

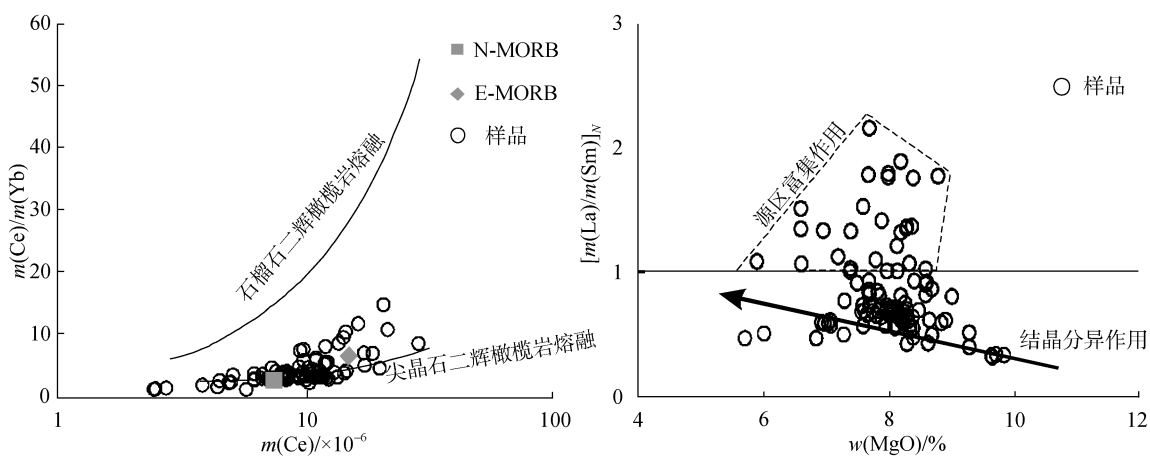


图 4 玄武岩 $m(\text{Ce})/m(\text{Yb})$ - $m(\text{Ce})$ 图及 $[m(\text{La})/m(\text{Sm})]_N$ - $w(\text{MgO})$ 图(球粒陨石标准化值引自文献 Sun&McDonough^[25])
Fig. 4 Diagram of $m(\text{Ce})/m(\text{Yb})$ - $m(\text{Ce})$ and $[m(\text{La})/m(\text{Sm})]_N$ - $w(\text{MgO})$ of basalts (chondrite data ^[25])

该脊段玄武岩可能部分源自富集型源区地幔^[28]。

2.2 微量及稀土元素特征

CR、NCIR 及 SCIR 玄武岩的 REE 含量总体较低, ΣREE 和 $\Sigma\text{LREE}/\Sigma\text{HREE}$ 等指标变化较大, 但 $[m(\text{La})/m(\text{Sm})]_N$ ^[25] 及 $[m(\text{La})/m(\text{Yb})]_N$ ^[25] 均较小且变化

不大, 分别表明轻稀土及重稀土分馏不强, 玄武岩均无明显 Eu 和 Ce 的异常。从 REE 标准化图(图 5) 中可以看出, CR、NCIR 及 SCIR 大部分玄武岩均表现出亏损 LREE(Light Rare Earth Element, 轻稀土元素)而富集 HREE(High Rare Earth Element, 重稀土元

素)的特征, 配分模式与 N-MORB 相似, 仅少数 SCIR 玄武岩具有富集 LREE 而亏损 HREE 的特征, 配分模式与 E-MORB(Enriched Mid-Ocean Ridge Basalt, 为富集型洋中脊玄武岩)相似。对 3 段中脊玄武岩的稀土配分模式进行对比可见, CR 玄武岩的 LREE 亏损程度较大而 NCIR 玄武岩的 HREE 富集程度较大, SCIR 玄武岩的 LREE 富集及 HREE 亏损程度均较大。

在微量元素原始地幔标准化图上(图 5), CR、NICR 及 SCIR 大部分玄武岩均表现出亏损 LILE (Large ion Lithophile Element, 大离子亲石元素)而富集 HFSE(High Field-Strength Element, 高场强元素)的特征, 配分模式与 N-MORB 相似。仅少数 SCIR

玄武岩具有富集 LILE 而亏损 HFSE 的特征, 配分模式与 E-MORB 相似。对 3 段中脊玄武岩的微量元素配分模式进行比较发现, CR 玄武岩的 LILE 及 HFSE 亏损程度较大, NCIR 玄武岩的 HFSE 富集程度较大, 而 SCIR 玄武岩的 LILE 富集及 HFSE 亏损程度均较大。由于 REE 整体在岩浆作用过程中表现出不相容元素的性质, 熔融作用过程会使得 LREE 与 HREE 发生分馏, 从而各自呈现出不同程度的亏损或富集。微量元素由于不相容性的差异, 在岩浆作用过程中呈现出与 REE 相似的性质。CR、NICR 及 SCIR 玄武岩的稀土及微量元素配分模式相近, 表明不同中脊熔融作用程度相近, 因此熔融作用不是玄武岩性质差异的主要控制因素。此外, 大部分玄武岩的稀土及

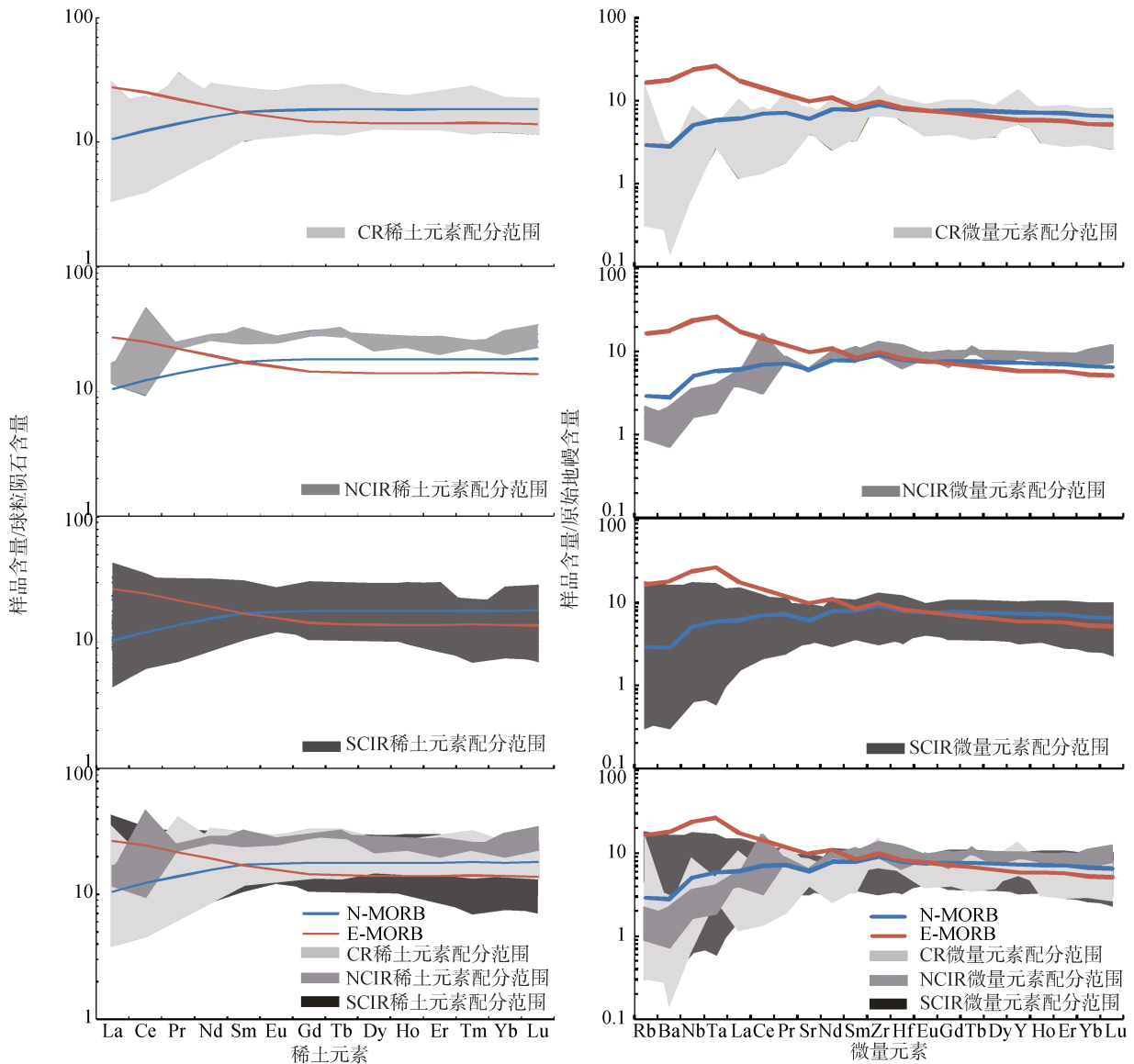


图 5 稀土元素及微量元素配分图(球粒陨石、原始地幔、N-MORB 及 E-MORB 数据引自文献[25])

Fig. 5 Distribution pattern diagrams of REE and trace elements (data of chondrites, primitive mantle, N-MORB, and E-MORB [25])

微量元素配分模式与 N-MORB 相似的特征, 表明中脊岩石类型主要为 N-MORB; 少数 NCIR 玄武岩的稀土及微量元素配分模式与 E-MORB 相似, 岩浆源区受富集型地幔组分影响。

2.3 微量元素的统计学意义

稀土及微量元素对岩浆源区性质具有很好的指示性, 为了探讨研究区 MORB 的元素组合及其控制因素, 进而分析岩浆源区地幔的性质, 对玄武岩的稀土及微量元素数据(共采用 108 个稀土及微量元素数据), 利用 SPSS 软件做 R 型因子分析, 并进行最大方差旋转。分析结果表明, 稀土及微量元素可以分为两组(图 6), 即主要有 2 个因子控制着 MORB 的微量及稀土元素组成, 它们共同解释了 96% 的信息, 其方差贡献分别为 69% 和 27%。因子 1 是方差贡献(69%)最大的因子, 表明因子 1 是 MORB 源区组成中的主要控制类型。从因子 1 的旋转成分特征值分布模式图中(图 6)可以看出, 其呈现 LREE 亏损的特征, REE 旋转成分特征值分布模式为左倾型, 微量元素相对

亏损 Ba、Rb、U、Th 及 Nb、Ta 等, 相对富集 HREE、Sr、Zr 及 Hf 等, 与典型 N-MORB 的微量元素组成模式相近。在 4 种基本地幔端元中, DMM 端元亏损 LILE 和不相容元素^[29], 其与因子 1 的微量元素组成特征相近, 因此因子 1 应该代表了 MORB 源区中的亏损型地幔端元(DMM)。因子 2 方差贡献为 27%, 呈现 LREE 富集的特征, REE 旋转成分特征值分布模式为右倾型, Rb、Ba、Th 及 Nb 等富集, Pb 及 U 等亏损, 微量元素组成模式与富集型地幔相近。由于 EM 型地幔端元具有 $m(\text{Rb})/m(\text{Sr})$ 较高、 $m(\text{Sm})/m(\text{Nd})$ 较低并且 $m(\text{Th})/m(\text{Nd})$ 和 $m(\text{Th})/m(\text{La})$ 均较高的特征^[29], 其与因子 2 的微量元素组成特征相近, 因此因子 2 反映了富集型地幔端元(EM)的特征。因子 1 和因子 2 几乎反映了 MORB 中元素组成的所有特征信息(二者之和高达 96%), 而且存在有明显的互为消长关系, 这正是两种地质作用或二端元混合体系的典型特征。因此, 研究区岩浆源区地幔主要为亏损型的 DMM 端元, 但局部有富集型(EM)地幔的混入。

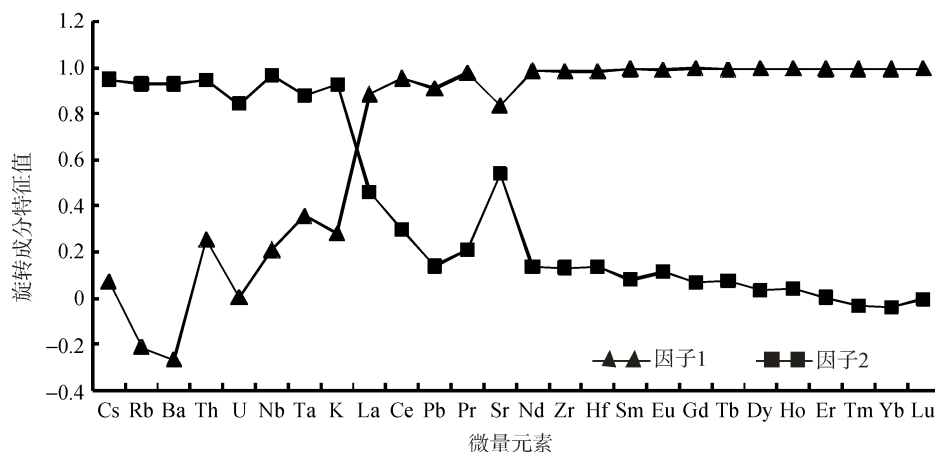


图 6 玄武岩的微量元素组成因子分析结果
Fig. 6 Trace element factor analysis of basalts

3 地幔不均一性

地幔储库中的 Sm-Nd、Rb-Sr 及 U-Th-Pb 同位素体系可以很好地限制地幔演化模型并提供其演化的潜在信息^[30]。根据不同地幔储库的同位素组成特征则可以识别出多种地幔端元(如 DMM、EM、EM、PREMA 及 HIMU 等)^[31]。一般来说, DMM 地幔端元相当于 N-MORB 的源区, 具有高 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 、低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 和低 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 同位素组成极为均一; EM 地幔端元的形成与远洋沉积物、亏损的大洋岩石圈和被交代的大陆岩石圈等的俯冲作用有关, 具

有极低的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和最低的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, 同位素组成均一性尚不明确; EM 地幔端元的形成与高 Rb/Sr、低 Sm/Nd 的上地壳陆源沉积物的俯冲作用有关, 具有极高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 及中等的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, 具有极大的同位素组成不均一性; HIMU 地幔端元则与高 U/Pb 的蚀变洋壳的俯冲作用有关, 具有极高的 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 及中等 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, 典型特征是 U、Th 相对于 Pb 特别富集, 同位素组成也较为均一^[22, 29, 32]。这 4 种地幔端元足以解释所有地幔的同位素组成, 其他地幔端元可以

由它们不同程度混合而形成^[29]。

从玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 及 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 沿脊轴变化图(图 7)中可知,

大部分脊段玄武岩的同位素组成沿脊轴均无太大的变化, 与 N-MORB 参考值相近, 仅在 19°S 附近脊段玄武岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$

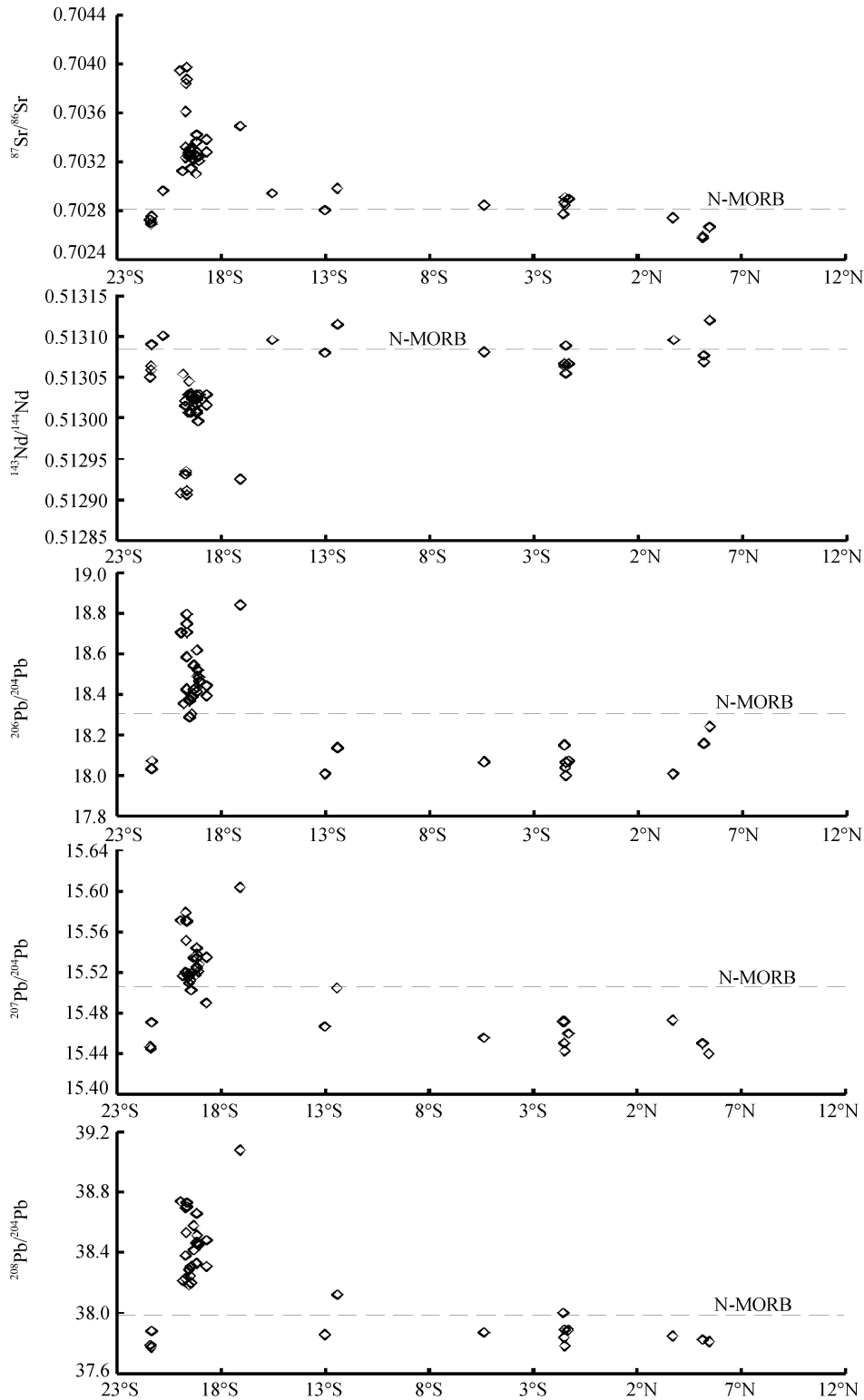


图 7 Sr、Nd 及 Pb 同位素沿脊轴特征

Fig. 7 Isotopic features of Sr, Nd, and Pb along ridge axis

和 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 变化较大, 分别出现明显高值与低值。据此可知, 玄武岩的同位素组成沿脊轴变化不大, 整体具有均一性特征, 表明 CR、NCIR 及 SCIR 玄武岩源区地幔组成较为均一, 只是在 19°S 附近脊段下伏的地幔可能存在不均一性。

从玄武岩的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 及 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 组成判别图上可以看出, 玄武岩的同位素组成相关性较好, 同位素组成整体处于 IOR MORB 范围内, 大部分 CR、NCIR 及 SCIR 玄武岩处于 DMM 地幔端元范围内, 少数 SCIR 玄武岩有靠近 EM 地幔端元的趋势(图 8)。在玄武岩的 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 及 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 组成判别图上, 同位素组成相关性也较好, 同位素组成整体处于 IOR MORB 范围内, 大部分 CR、NCIR 及 SCIR 玄武岩仍然处于 DMM 地幔端元范围内, 少数 SCIR 玄武岩具有较为明显的沿 DMM 地幔端元向 EM 地幔端元变化的趋势。以上玄武岩的 Sr、Nd 及 Pb 同位素组成特征表明, CR、NCIR 及 SCIR 玄武岩的同位素组成

具有相似的特征, 存在较大的均一性, 源区地幔组成也较为均一并以 DMM 地幔端元为主; 仅在 SCIR 19°S 附近脊段存在地幔不均一性, 源区地幔可能受到了 EM 型地幔端元组分的混染, 这一特征与微量元素因子分析结果一致。

4 个基本地幔端元研究中, 如果以“DMM-EM-HIMU”3 个地幔端元构成“底部三角形”, 则 EM 地幔端元位于“三角形”顶部, 而由 DMM 和 HIMU 混合形成的 PREMA 地幔端元则位于“三角形”的底部。在 CR、NCIR 及 SCIR 玄武岩 Sr、Nd 及 Pb 同位素组成 3D 示意图中, 不同脊段玄武岩的同位素组成较为一致, 差异不明显, 多处于 DMM 地幔端元范围内; 仅少数 SCIR 玄武岩的同位素组成从 DMM 地幔端元向 E-DMM 地幔端元变化, 有靠近 EM 地幔端元的趋势(图 9)。

上述特征进一步表明, CR、NCIR 及 SCIR 玄武岩的源区地幔组成较为均一, 以 DMM 型地幔端元为主, 仅 SCIR 19°S 附近脊段玄武岩的同位素组成不

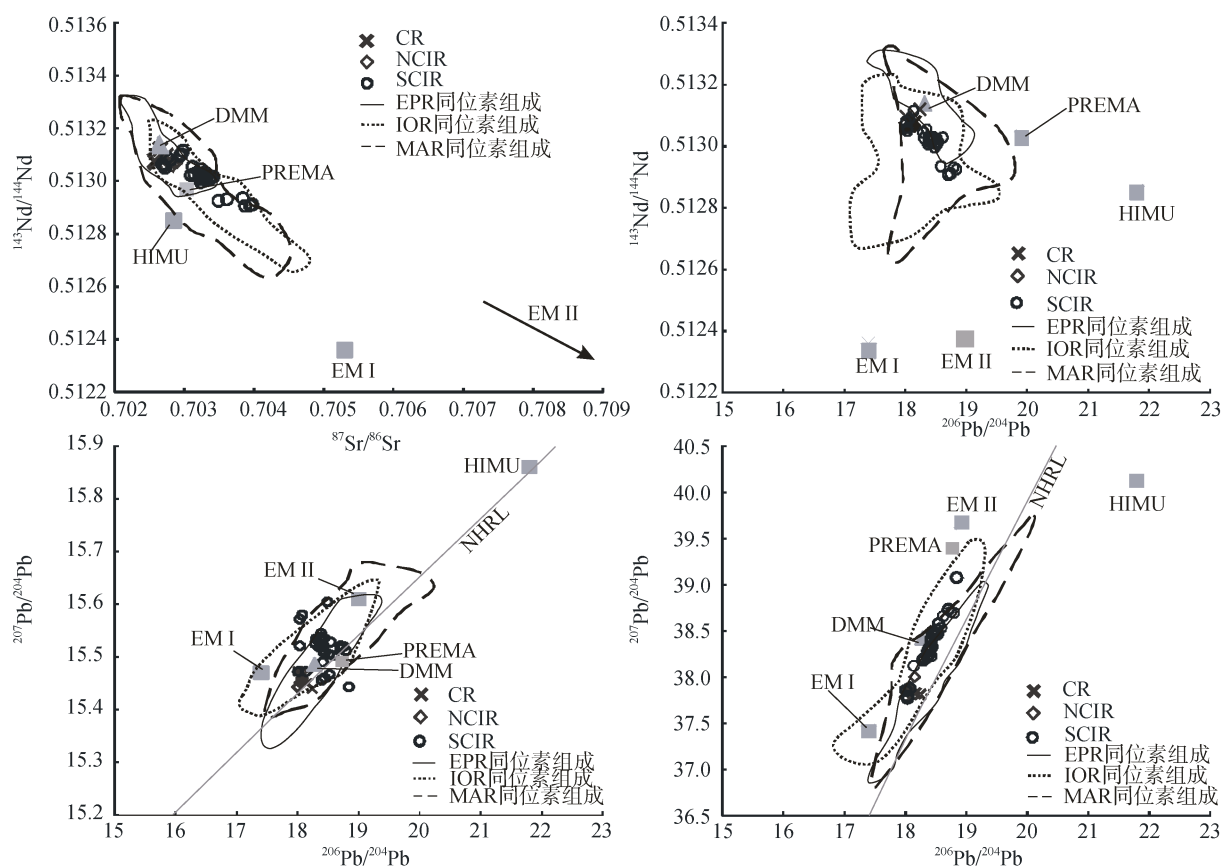


图 8 玄武岩的 Sr、Nd 及 Pb 同位素组成

Fig. 8 Isotopic composition of Sr, Nd, and Pb from basalts

MAR、EPR 及 IOR 数据引自文献[33]; DMM、EM、EM、HIMU 及 PREMA 数据引自文献[33-34]; NHRL 数据引自文献[29]
MAR, EPR, and IOR data [33], DMM, EM, EM, HIMU, and PREMA data [33-34], and NHRL data [29]

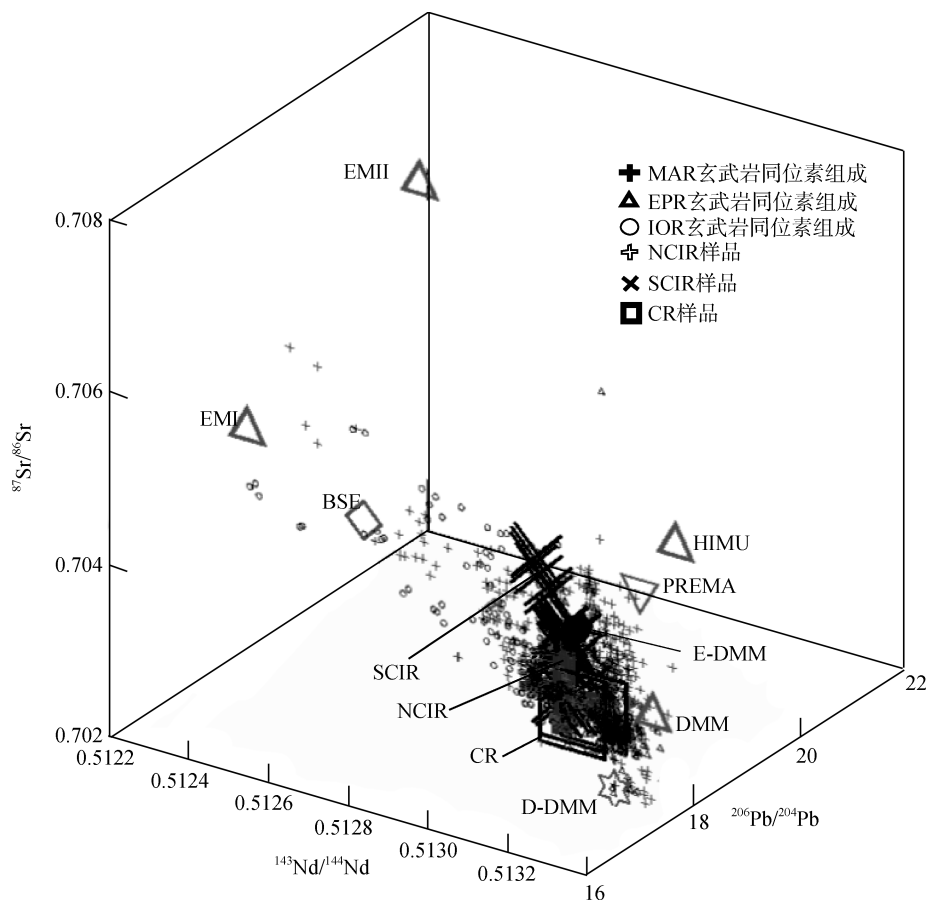


图9 玄武岩的 Sr、Nd 及 Pb 同位素组成 3D 示意图

Fig. 9 Three-dimensional diagram of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

MAR、EPR 及 IOR 数据引自文献[33]; DMM、D-DMM、E-DMM 及 BSE 数据引自文献[35]; EM、EM、HIMU 及 PREMA 数据引自文献[34]
MAR, EPR, and IOR data [33], DMM, D-DMM, E-DMM, and BSE data [35], and EM, EM, HIMU, and PREMA data [34]

均一，中脊下伏地幔存在不均一性，源区地幔有富集组分的混入。该富集组分与 EM 型地幔组分相似，可能来自古老陆壳物质的混染作用。

4 结论与展望

4.1 结论

(1) CR、NCIR 及 SCIR 玄武岩组成相近，仅在个别脊段表现有微量稀土元素和同位素组成上的差异，玄武岩整体与 N-MORB 组成特征相近，与先前通常认为的典型印度洋中脊玄武岩不同。玄武岩岩浆主要源自尖晶石二辉橄榄岩地幔的熔融，岩浆源区主要由两个地幔端元构成，即以亏损型地幔(DMM)为主(69%)，其次为富集型地幔(EM，27%)。富集组分可能源自古老陆壳物质的混染。(2)自 CR 经 NCIR 到 SCIR 整个印度洋中脊西北分支玄武岩的 Sr、Nd 及 Pb 同位素组成表现出均一性，表明岩浆源区地幔组成相近。在 SCIR 19°S 附近脊段岩浆源区地幔存

在有不均一性，有 EM 型地幔端元混入的迹象。

4.2 展望

尽管数十年以来对于 CIR 及 CR 的玄武岩已经做了大量的工作，但是对于不同脊段之下地幔的性质(物质组成及均一性)、熔融作用及岩浆的结晶演化过程等重要科学问题还缺乏足够的认识。在今后的调查研究中应注重以下几个方面：(1)大比例尺的调查填图及密集的采样和随后的室内分析研究工作是深入系统研究工作的基础。(2)加强同位素方面的分析测试工作，既包括传统的 Sr、Nd、Pb 同位素，也要包括最近几年得以应用的元素(例如 Re、Os、Be、Li 和 Fe 等)同位素的分析测试工作。越来越多的证据表明，地幔不均一性存在的空间尺度变化非常大，只有在大量分析数据的基础上，才能得到真实可靠的判断。(3)已有的研究工作表明，印度洋型地幔在冈瓦纳大陆裂解过程中受到了残余陆块混入的影响。CIR 及 CR 作为“入”字型印度洋中脊系统的最

北段, 印度洋型地幔对其的影响程度及范围至今还不清楚, 该问题的解决对于深入认识地幔不均一性的成因及地幔动力学过程具有重要的意义。

参考文献:

- [1] Klein E M, Langmuir C H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 1987, 92(B8): 8089-8115.
- [2] Niu Y, Regelous M, Wendt I J, et al. Geochemistry of near-EPR seamounts: importance of source vs. process and the origin of enriched mantle component[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 199(3-4): 327-345.
- [3] Niu Y, O'Hara M J. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth: a new perspective[J]. *Journal of Petrology*, 2007, 49(4): 633-664.
- [4] Zhang Guoliang, Zeng Zhigang, Yin Xuebo, et al. Periodical mixing of MORB magmas near East Pacific Rise 13°N: evidence from modeling and zoned plagioclase phenocrysts[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2008, 51(12): 1786-1801.
- [5] Rehkämper M, Hofmann A W. Trace element anomalies and correlation in Indian Ocean MORB[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 147: 93-106.
- [6] Hart S R. A large-scale isotope anomaly in the southern hemisphere mantle[J]. *Nature*, 1984, 309(5971): 753-757.
- [7] Allègre C J, Turcotte D L. Implications of a two-component marble-cake mantle[J]. *Nature*, 1986, 323(6084): 123-127.
- [8] Hamelin B, Allègre C J. Large-scale regional units in the depleted upper mantle revealed by an isotope study of the South-West Indian Ridge[J]. *Nature*, 1985, 315(6016): 196-199.
- [9] Janney P E. Hafnium isotope and trace element constraints on the nature of mantle heterogeneity beneath the Central Southwest Indian Ridge (13°E to 47°E)[J]. *Journal of Petrology*, 2005, 46(12): 2427-2464.
- [10] Nicolaysen K E. The cretaceous to recent history of the southeastern Indian Ocean: the role of mantle plumes examined by geochronology and Sr, Nd, Pb and He isotopic geochemistry[D]. USA: Massachusetts Institute of Technology, 2001.
- [11] Hanan B B, Blichert-Toft J, Pyle D G, et al. Contrasting origins of the upper mantle revealed by hafnium and lead isotopes from the Southeast Indian Ridge[J]. *Nature*, 2004, 432(7013): 91-94.
- [12] Zhang Shuangquan, Mahoney J J, Mo Xuanxue, et al. Evidence for a widespread Tethyan upper mantle with Indian-Ocean-type isotopic characteristics[J]. *Journal of Petrology*, 2005, 46(4): 829-858.
- [13] Drolia R K, Demets C. Deformation in the diffuse India-Capricorn-Somalia triple junction from a multi-beam and magnetic survey of the northern Central Indian ridge, 3°S-10°S[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2005, 6(9): 1525-1557.
- [14] Royer J, Gordon R G, Demets C, et al. New limits on the motion between India and Australia since chron 5 (11 Ma) and implications for lithospheric deformation in the equatorial Indian Ocean[J]. *Geophysical Journal International*, 1997, 129(1): 41-74.
- [15] Ray D, Misra S, Banerjee R. Geochemical variability of MORBs along slow to intermediate spreading Carlsberg-Central Indian Ridge, Indian Ocean[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2013, 70-71: 125-141.
- [16] Sempéré J C, Klein E M. New insights in crustal accretion expected from Indian Ocean spreading centers[J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 1995, 76(11): 113-116.
- [17] Dick H J, Lin J, Schouten H. An ultraslow-spreading class of ocean ridge[J]. *Nature*, 2003, 426(6965): 405-412.
- [18] Fournier M, Chamot-Rooke N, Petit C, et al. Arabia-Somalia plate kinematics, evolution of the Aden-Owen-Carlsberg triple junction, and opening of the Gulf of Aden[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2010, 115(B4): 1-24.
- [19] Kamesh Raju K A, Samudrala K, Drolia R K, et al. Segmentation and morphology of the Central Indian Ridge between 3°S and 11°S, Indian Ocean[J]. *Tectonophysics*, 2012, 554-557: 114-126.
- [20] Condie K C. *Plate Tectonics*[M]. Holland: Butterworth-Heinemann, 1997.
- [21] Standish J J, Dick H J B, Michael P J, et al. MORB generation beneath the ultraslow spreading Southwest Indian Ridge (9°~25°E): major element chemistry and the importance of process versus source[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2008, 9(5): 1-39.
- [22] Willbold M, Stracke A. Trace element composition of mantle end-members: implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2006, 7(4): 1-30.
- [23] Nauret F, Abouchami W, Galer S J G, et al. Correlated trace element-Pb isotope enrichments in Indian MORB along 18°~20°S, Central Indian Ridge[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 245(1-2): 137-152.
- [24] Condie K C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2003, 4(1): 1-28.
- [25] Sun S S, McDonough W F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 1989, 42(1): 313-345.
- [26] le Roux P, le Roex A, Schilling J G. Crystallization

- processes beneath the southern Mid-Atlantic Ridge (40°~55°S), evidence for high-pressure initiation of crystallization[J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 2002, 142(5): 582-602.
- [27] Niu Y, Batiza R. DENSICAL: Program for calculating densities of silicate melts and mantle minerals as a function of pressure, temperature, and composition in melting range[J]. *Computers & Geosciences*, 1991, 17(5): 679-687.
- [28] Niu Y, O'Hara M J. MORB mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: new perspectives on crustal growth, crust-mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle[J]. *Lithos*, 2009, 112(1-2): 1-17.
- [29] Hart S R. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1988, 90(3): 273-296.
- [30] Asmerom Y, Jacobsen S B. The Pb isotopic evolution of the Earth: inferences from river water suspended loads[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, 115(1): 245-256.
- [31] Zindler A, S H. Chemical Geodynamics[J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1986, 14(1): 493-571.
- [32] Hofmann A W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism[J]. *Nature*, 1997, 385(6613): 219-229.
- [33] Stracke A. Earth's heterogeneous mantle: A product of convection-driven interaction between crust and mantle[J]. *Chemical Geology*, 2012, 330-331: 274-299.
- [34] Armienti P, Daniela G. Do we really need mantle components to define mantle composition?[J]. *Journal of Petrology*, 2007, 48(4): 693-709.
- [35] Workman R K, Hart S R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM)[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 231(1-2): 53-72.

Mantle source features of basalts in the Northwest Indian Ridge

CHUN Ming-hao^{1, 2}, YU Zeng-hui^{1, 2}, LI Huai-ming³, ZHAI Shi-kui^{1, 2}

(1. College of Marine Geosciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Key Laboratory of Submarine Geosciences and Prospecting Techniques, Ministry of Education, Qingdao 266100, China; 3. Second Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Hangzhou 310012, China)

Received: May 14, 2015

Key words: the Northwest Indian Ridge; basalt; variation along ridge axis; mantle heterogeneity

Abstract: The geochemical features and variation in major elements, trace elements, and isotopic compositions of CR, NCIR, and SCIR MORBs, collected from the PetDB database, are examined to investigate mantle source heterogeneity and the variation in magmatic processes along a ridge axis. The trace element and isotopic composition of the basalts are nearly identical to that of N-MORB, except for an anomaly in some segments, and are different from typical Indian Ridge basalts. The basaltic magma is a product of spinel lherzolite mantle melting, and the mantle source comprises two mantle domain components, namely DMM and EM₁, which contribute 69% and 27%, respectively. The enrichment of the EM₁-type component may be a result of ancient crustal contamination. The isotopic composition of Sr, Nd, and Pb is heterogeneous, reflecting that the composition of mantle source is similar for the basalts from the CR, NCIR, and SCIR. The basalts show that there is heterogeneity in the mantle source near the SCIR 19°S segment. In addition, it shows that the significant feature of the EM₁-type component mixed. There is enrichment of K, Ba, La, and U in the basalts near the CR 3.5°N segment; however, the features of the mantle source need to be further studied because of the lack of isotopic composition data. Based on these research results, we define large-scale mapping, intensive survey sampling, and laboratory analysis as a basis for further research the CR. An extensive isotopic analysis of Sr, Nd, Pb and Re, Os, and Be could provide evidence on the mantle heterogeneity of the CR. Furthermore, clarification on the degree of influence of Indian Ocean Mantle on the CR could contribute to a better understanding of the causes of mantle heterogeneity and its dynamic processes.

(本文编辑: 刘珊珊)